



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

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**Climatología de eventos convectivos del  
Noroeste de México**

Tesis que presenta  
**Ana Karen Ramírez López**

Para obtener el grado de  
**Doctora en Geociencias Aplicadas**

**Directores de la Tesis:**  
**Dr. José Noel Carbajal Pérez**  
**Dr. José Tuxpan Vargas**

San Luis Potosí, S.L.P., junio de 2025.



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Climatología de eventos convectivos del Noroeste de México**” presentada para obtener el Grado de Doctora en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Ana Karen Ramírez López** y aprobada el **06 de junio del 2025** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

---

**Dr. José Noel Carbajal Pérez**  
Codirector de la tesis

---

**Dr. José Tuxpan Vargas**  
Codirector de la tesis

---

**Dr. Luis Felipe Pineda Martínez**  
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geomática y Modelación Numérica de la División Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la codirección de los doctores José Noel Carbajal Pérez y José Tuxpan Vargas.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (785956) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



## Agradecimientos

A la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI) anteriormente conocida como CONACYT por el apoyo a lo largo de cuatro años para formarme como doctora en ciencias.

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), por el soporte brindado durante mi estancia doctoral y por la oportunidad que se me brindó de formar parte del alumnado de esta respetable institución, especialmente a la División de Geociencias Aplicadas.

A mis asesores doctorales, Dr. José Noel Carbajal Pérez y Dr. José Tuxpan Vargas, por guiarme sabiamente durante la elaboración de este trabajo, por todo el conocimiento y experiencia compartida, por las charlas y consejos a lo largo de los años. Gracias por empujarme hasta el final del camino. Asimismo, extendiendo el agradecimiento al Dr. Luis Felipe Pineda Martínez por sus colaboraciones, aportaciones y comentarios siempre acertados. Gracias a los tres por su tiempo.

Gracias a mis amigos y familiares que con cariño me acompañan en el camino.

Gracias por siempre, por tanto y por todo a mi familia, esta etapa es dedicada a ustedes: *Abed, Víctor, Marylu y Giovanna*. Los amo mucho.

# Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	vii
Lista de tablas	x
Resumen	xi
Abstract	xii
<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo 1. Marco teórico</b>	<b>5</b>
1.1 Antecedentes	5
1.2 Justificación	12
1.3 Hipótesis	13
1.4 Objetivos de la investigación	14
<b>Capítulo 2. Zona de estudio</b>	<b>15</b>
2.1 Relieve y geomorfología regional	15
2.2 Climatología de la zona de estudio	17
2.3 Recursos hídricos y uso de suelo	19
2.4 Patrones de nubosidad	22
<b>Capítulo 3. Física de nubes</b>	<b>25</b>
3.1 Mecanismo para la formación de nubes	25
3.2 Aspectos teóricos de la convección atmosférica	28
3.3 Ecuaciones para la formación de nubes	34
3.4 Clasificación de nubes	37
<b>Capítulo 4. Datos y metodología</b>	<b>41</b>
4.1 Datos satelitales MODIS	42
4.1.1 MODIS Terra	42
4.1.2 MODIS Aqua	43
4.2 Propiedades físicas y ópticas de las nubes medidas con MODIS	45
4.3 Clasificación de nubes de acuerdo con el ISCCP	47
4.4 Cuantificación de nubes mediante datos MODIS	50
4.5 Datos de reanálisis CHIRPS	54
4.6 Datos de reanálisis ERA5	56
<b>Capítulo 5. Resultados</b>	<b>60</b>
<b>Capítulo 6. Discusión</b>	<b>87</b>
<b>Capítulo 7. Conclusiones</b>	<b>100</b>
<b>Referencias bibliográficas</b>	<b>104</b>

## Lista de figuras

Figura 2.1. Relieve del NOMEX mediante datos del modelo digital de elevación de INEGI	15
Figura 2.2. Vegetación predominante sobre la región del NOMEX basado en datos del INEGI	22
Figura 3.1. Formación de nubes mediante el mecanismo de convección	26
Figura 3.2. Formación de nubes mediante el choque de masas de diferentes condiciones, mejor conocidos como frentes fríos o cálidos	27
Figura 3.3. Clasificación de nubes de acuerdo con la WMO	37
Figura 4.1. Órbita y cobertura espacial y temporal del sensor MODIS a bordo de Terra (a) y Aqua (b) alrededor del continente americano en horario UTC (Space Science and Engineering Center (SSEC) <sup>1</sup> , 2024)	45
Figura 4.2. Clasificación de nubes utilizando propiedades físicas (presión al tope de la nube en milibares) (CTP) y ópticas (espesor óptico de las nubes) (COT) de acuerdo con el ISCCP	50
Figura 4.3. Librerías h5py y netCDF4 utilizadas para el procesamiento de datos MODIS mediante Python	51
Figura 4.4. Uso de herramientas numpy y pandas para análisis de series de datos MODIS	51
Figura 4.5. Código en Python para la clasificación de nubes basado en el COP y COT	52
Figura 4.6. Utilización de librería para la cuantificación de los diferentes tipos de nubes	53
Figura 4.7. Librerías requeridas para la visualización de los datos obtenidos mediante Python	53
Figura 4.8. Propuesta de clasificación de nubes para el NOMEX durante el periodo 2001-2020 utilizando datos MODIS y basado en la clasificación de nubes del ISCCP	54

---

<sup>1</sup> Space Science and Engineering Center (SSEC) (Consultado en junio 2024). <https://www.ssec.wisc.edu/datacenter/aqua/> y <https://www.ssec.wisc.edu/datacenter/terra/>.

Figura 5.1. Parámetros físicos y ópticos de las nubes calculados a partir de datos MODIS para el periodo 2001-2020 en la región del noroeste de México. Promedio del espesor óptico de las nubes (a), promedio de la presión al tope de la nube en hPa (b), promedio del camino óptico de la nube en $g/m^2$ (c) y número total de casos convectivos (d)	61
Figura 5.2. Distribución mensual promedio de la altura de la base de las nubes (en metros) en el Noroeste de México, obtenida a partir de datos satelitales MODIS para el periodo 2010-2020. Desde enero (a) a diciembre (l)	63
Figura 5.3. Distribución promedio mensual del contenido total de agua líquida en las nubes ( $kg/m^2$ ) en el NOMEX para el periodo 2001-2020, de enero (a) a diciembre (l), utilizando datos MODIS	64
Figura 5.4. Distribución de la divergencia y convergencia de humedad integrada verticalmente en el noroeste de México. Los paneles a) y c) muestran el comportamiento promedio de los 20 años para julio y agosto respectivamente (escala superior). Los paneles b) y d) corresponden a julio y agosto del 2010 (escala inferior)	66
Figura 5.5. Promedio anual (2001-2020) de cobertura de los diferentes tipos de nubes (convección profunda-DCC, cúmulos-Cu, estratocúmulos-Sc, nimbostratos-Ns y altoestratos-As)	68
Figura 5.6. Distribución anual (2001-2020) de cobertura de los diferentes tipos de nubes (a) y líneas de tendencia (b)	69
Figura 5.7. Variación diurna promedio de las nubes cumulus (línea roja) y las cumulonimbus (línea azul) durante el invierno (a), primavera (b), verano (c) y otoño (d)	71
Figura 5.8. Nubes detectadas mediante datos MODIS de acuerdo con la clasificación del ISCCP para años identificados como extremos. Menor nubosidad: 2002 (a), 2003 (b) y 2009 (c) y mayor nubosidad: 2014 (d), 2015 (e) y 2018 (f)	73
Figura 5.9. Media mensual de la fracción de nubosidad durante 20 años (2001-2020), incluyendo cinco tipos de nubes (DCC, Cu, Ns, As y Sc) detectadas en MODIS	76
Figura 5.10. Distribución media mensual de las nubes convectivas profundas (DCC) de 20 años (2001-2020) donde 1 indica cobertura completa	79
Figura 5.11. Distribución media mensual de los cúmulos (Cu) de 20 años (2001-2020), donde 1 indica cobertura completa.	80

Figura 5.12. Distribución media mensual de las Nimbostratos (Ns) de 20 años (2001-2020), donde 1 indica cobertura completa.	81
Figura 5.13. Distribución media mensual de las Estratocúmulos (St) de 20 años (2001-2020), donde 1 indica cobertura completa.	85
Figura 5.14. Distribución media mensual de las Altoestratos (As) de 20 años (2001-2020), donde 1 indica cobertura completa	86
Figura 6.1. Distribución media mensual de la radiación de onda corta ( $w/m^2$ ) de 20 años (2001-2020) a partir de datos del ERA5	89
Figura 6.2. Distribución media mensual de las anomalías de la temperatura de la superficie terrestre ( $^{\circ}C$ ) y de la temperatura de la superficie del mar ( $^{\circ}C$ ) a partir de los datos del ERA5 (2001-2020). La escala de la izquierda se refiere a la temperatura de la superficie del mar, y la de la derecha a la de la tierra	90
Figura 6.3. Distribución espacial de la precipitación total (a-c), la precipitación de convección profunda (d-f) y la fracción de cobertura de nubes convectivas profundas (g-i) durante los meses de julio, agosto y septiembre en el NOMEX	92
Figura 6.4. Distribución espacial de la cobertura nubosa de tipo Ns y su relación con la precipitación no convectiva profunda en la región noroeste de México. Los paneles (a) y (b) muestran la cobertura promedio de nubes nimbostratus en enero y septiembre, respectivamente. Los paneles (c) y (d) representan la precipitación total excluyendo la contribución de la lluvia convectiva profunda para los mismos meses. Los valores están expresados en fracción de cobertura (paneles a y b) y en mm (paneles c y d)	94
Figura 6.5. Relación entre las anomalías de cobertura nubosa convectiva profunda (DCC Anom) y la Oscilación de El Niño – Oscilación del Sur (ENOS) durante el periodo 2001-2020, cada punto representa un año de estudio. Se destacan las fases de La Niña (valores negativos del índice ENOS en azul), la fase neutra (valores cercanos a cero) y El Niño (valores positivos en rojo)	96
Figura 6.6. Serie temporal de la radiación de onda corta (línea punteada) y la cobertura nubosa total (línea continua) en la región de estudio durante el periodo 2001-2020. Se incluyen tendencias lineales para ambas variables (líneas rojas). La escala de la izquierda representa la radiación en $W/m^2$ , mientras que la escala de la derecha indica la fracción de cobertura nubosa total.	97

Figura 6.7. Casos extremos (2015 húmedo y 2002 sequía) en la 99 distribución del índice de sequía PSDI en el noroeste de México.

## **Lista de tablas**

Tabla 4.1. Características principales de las 36 bandas que incluye el 44 satélite MODIS.

# Resumen

Climatología de eventos convectivos del Noroeste de México.

Este trabajo de tesis doctoral tuvo como objetivo principal analizar la variabilidad espacio-temporal de las propiedades físicas y ópticas de las nubes en el noroeste de México (NOMEX) durante el periodo 2001-2020, y su relación con variables meteorológicas clave como la radiación de onda corta, la temperatura superficial, la precipitación, la humedad y la influencia de la Oscilación de El Niño (ENSO). Para ello, se utilizaron datos satelitales MODIS y productos de reanálisis ERA5, lo que permitió una caracterización detallada de los distintos tipos de nubes y sus interacciones con el sistema climático regional.

Los resultados mostraron que las nubes de desarrollo convectivo profundo (DCC) dominan el régimen nuboso regional, especialmente durante el verano, en asociación con el Monzón de América del Norte. Se identificó una correlación negativa entre la cobertura nubosa y la radiación solar de onda corta, con implicaciones directas sobre el balance energético y la temperatura superficial. Asimismo, se observó una tendencia al aumento en la cobertura de nubes convectivas y una disminución en los tipos de nubes más bajas, lo que sugiere una transición hacia un ambiente atmosférico más inestable.

El estudio también examinó la influencia de ENSO sobre la nubosidad convectiva, encontrando que los años de El Niño se asocian con mayor cobertura nubosa y eventos de precipitación más intensos. Finalmente, se evaluaron las condiciones de sequía mediante el índice PDSI, destacando los impactos ambientales y sociales asociados a la escasez de lluvia, como la pérdida de cobertura vegetal y la presión sobre los recursos hídricos.

Este trabajo proporciona una base científica sólida para comprender la dinámica nubosa y su papel en la variabilidad climática regional, con importantes implicaciones para la gestión ambiental, la agricultura y la planificación de recursos hídricos.

**PALABRAS CLAVE:** cobertura nubosa, nubes profundas, MODIS, monzón de Norteamérica, variabilidad climática.

# Abstract

## Climatology of convective events in Northwest Mexico

This doctoral thesis aimed to analyze the spatial and temporal variability of physical and optical cloud properties over northwestern Mexico (NOMEX) during the period 2001–2020, and their relationship with key meteorological variables such as shortwave radiation, surface temperature, precipitation, humidity, and the influence of the El Niño–Southern Oscillation (ENSO). MODIS satellite data and ERA5 reanalysis products were used, enabling a detailed characterization of different cloud types and their interactions with the regional climate system.

The results showed that deep convective clouds (DCC) dominate the regional cloud regime, particularly during the summer months, in association with the North American Monsoon. A negative correlation was identified between cloud cover and shortwave solar radiation, with direct implications for the surface energy balance and temperature. A trend toward increasing convective cloud cover and decreasing low-level cloud types was also observed, suggesting a transition toward a more unstable atmospheric environment.

The study also examined the influence of ENSO on convective cloudiness, finding that El Niño years are associated with greater cloud coverage and more intense precipitation events. Drought conditions were evaluated using the Palmer Drought Severity Index (PDSI), highlighting environmental and social impacts associated with reduced rainfall, such as vegetation loss and increased pressure on water resources.

This research provides a solid scientific basis for understanding cloud dynamics and their role in regional climate variability, with important implications for environmental management, agriculture, and water resource planning.

**KEY WORDS:** Cloud cover, deep clouds, MODIS, North American Monsoon, climate variability.

## Introducción

Las nubes desempeñan un papel crucial en el sistema climático de la Tierra, al influir significativamente en diversos procesos atmosféricos. Su capacidad para regular la radiación solar y su participación en el equilibrio de energía de la Tierra las convierten en elementos fundamentales para comprender el comportamiento climático global. Además, las nubes son protagonistas en la formación de tormentas y otros fenómenos meteorológicos, lo que subraya su importancia en los estudios de climatología y predicción del tiempo.

Las nubes actúan como mediadoras en el intercambio de energía entre la Tierra y el espacio exterior, al reflejar parte de la radiación solar entrante. Este fenómeno, conocido como albedo, describe la capacidad de las nubes para reflejar la luz solar de vuelta al espacio, lo que reduce la cantidad de energía que alcanza la superficie terrestre. Dependiendo del tipo, grosor y altura de las nubes, su efecto sobre la radiación solar puede variar considerablemente. Las nubes bajas y densas, como los estratos, tienen un albedo alto, reflejando gran parte de la radiación solar, lo que genera un efecto de enfriamiento en la superficie terrestre. En contraste, las nubes altas y delgadas, como los cirros, permiten que una mayor cantidad de radiación solar pase a través de ellas, lo que contribuye al calentamiento superficial, ya que atrapan también parte de la radiación infrarroja que la Tierra emite al espacio. Este equilibrio entre reflexión y absorción de radiación es uno de los factores más importantes en los modelos climáticos, ya que cualquier cambio en la cobertura, tipo o distribución de las nubes puede tener implicaciones directas en el clima global (Stephens & Webster, 1981).

El balance energético del planeta se refiere al equilibrio entre la energía solar entrante y la energía saliente emitida por la Tierra en forma de radiación infrarroja. Las nubes no solo afectan la radiación solar entrante, sino que también juegan un papel esencial en la retención de calor. Al actuar como una barrera para la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre, las nubes atrapan parte del calor en la

atmósfera, creando lo que se conoce como efecto invernadero natural. Este proceso de absorción y reemisión de radiación infrarroja por parte de las nubes contribuye al calentamiento atmosférico. En este sentido, la cantidad de radiación que las nubes retienen depende en gran medida de su composición y altura. Las nubes bajas y gruesas tienden a retener menos calor, mientras que las nubes altas y delgadas son más eficaces en la retención de radiación infrarroja. Este fenómeno afecta tanto el clima regional como el clima global, y cualquier cambio en las características de las nubes, ya sea por variabilidad natural o influencias antropogénicas, puede alterar el equilibrio energético global (Hartmann & Doelling, 1991).

Las nubes también juegan un papel central en la formación de tormentas y otros eventos meteorológicos extremos. En regiones donde se produce la convección, el calentamiento del aire en la superficie provoca que el aire húmedo ascienda, enfriándose al ganar altitud. Este enfriamiento conduce a la condensación del vapor de agua, lo que da lugar a la formación de nubes cumulonimbos, que son las responsables de generar tormentas eléctricas y precipitaciones intensas (León Cruz et al., 2021). El ciclo de condensación y liberación de calor asociado a las nubes convectivas contribuye a la creación de sistemas meteorológicos de gran escala, como ciclones tropicales y frentes de tormenta. Estos eventos no solo son importantes a nivel meteorológico, sino que también tienen un impacto significativo en la climatología regional, particularmente en regiones vulnerables a fenómenos extremos. Además, la capacidad de las nubes para generar precipitación es crucial en los ciclos hidrológicos. Las nubes actúan como transportadoras de agua, movilizándolo la humedad atmosférica desde los océanos hacia las regiones continentales, donde la recepción es esencial para la distribución de agua dulce (Houze, 1993).

El Noroeste de México (NOMEX) tiene características climáticas y geográficas que lo hacen único para el estudio de la nubosidad. Muestra un patrón topográfico de agua-tierra-agua-tierra. Esta región incluye áreas costeras del océano Pacífico y el

Golfo de California, así como el extenso y árido desierto de Sonora y la península de Baja California. Estas condiciones crean una interacción compleja entre los factores atmosféricos locales y globales, lo que afecta directamente la formación y distribución de nubes. Comprender estos patrones es esencial para mejorar el conocimiento sobre el clima regional y sus cambios. El océano Pacífico es una pieza clave en el clima del Noroeste de México. La Corriente de California, una corriente oceánica fría, favorece la formación de nubes bajas en las costas, particularmente nubes de tipo estratocúmulos. Estas nubes juegan un papel importante al reflejar parte de la radiación solar, ayudando a regular las temperaturas de las zonas costeras.

Los fenómenos climáticos globales como El Niño y La Niña tienen efectos directos sobre la nubosidad en la región. En los años de El Niño, el calentamiento del Pacífico provoca un aumento de la evaporación, lo que lleva a una mayor formación de nubes y lluvias. En cambio, durante La Niña, la disminución de la temperatura del océano reduce la humedad y la nubosidad, provocando condiciones más secas (Cavazos & Hastenrath, 1990). El Golfo de California, un cuerpo de agua más cálido también influye en el clima al generar humedad que se desplaza hacia el interior de la región. Esta humedad es clave para favorecer la formación de nubes y la precipitación en áreas cercanas al desierto de Sonora, una de las regiones más áridas de México, con altas temperaturas y poca precipitación durante gran parte del año. Sin embargo, durante el verano, ocurre un fenómeno conocido como el monzón de América del Norte (NAM por sus siglas en inglés), que trae humedad desde el Golfo de California (GC) y el Pacífico. Esta humedad se combina con el calor intenso del desierto, lo que provoca la formación de nubes convectivas que pueden generar tormentas eléctricas y lluvias fuertes (Douglas et al., 1993). Este tipo de nubes son vitales para el ecosistema y la agricultura de la región, ya que las lluvias monzónicas son muy significativas en el aporte hídrico anual. El estudio de estas nubes es crucial para entender cómo el clima está cambiando, especialmente en áreas tan sensibles a las variaciones en la precipitación. Además de los efectos del océano y el desierto, la región también experimenta fenómenos atmosféricos

locales, como la llegada de frentes fríos durante el invierno. Estos frentes interactúan con la humedad del océano y el golfo, provocando ocasionalmente lluvias y cambios en la cobertura de nubes en una época normalmente seca. Este tipo de eventos climáticos resalta la importancia de estudiar las nubes en el Noroeste de México.

La combinación de factores locales y globales genera una climatología compleja que afecta tanto a la distribución de lluvias como a las temperaturas. El análisis de la nubosidad es esencial para mejorar las predicciones meteorológicas y los modelos climáticos, especialmente en una región con tantas variaciones. Entender la formación y los patrones de nubosidad en el NOMEX es fundamental para prever mejor los recursos hídricos y planificar en sectores como la agricultura. Además, las nubes juegan un papel clave en el equilibrio energético de la región, lo que impacta tanto al clima local como a las proyecciones climáticas futuras. El uso de datos satelitales, como los que ofrece el sensor MODIS, permite observar la evolución de la nubosidad con gran detalle, lo cual es valioso para comprender las variaciones estacionales y las respuestas de las nubes a fenómenos como El Niño o el monzón. Esto contribuye a mejorar la capacidad para predecir y adaptarse a fenómenos extremos, como las sequías o las tormentas intensas.

# Capítulo 1. Marco teórico

## 1.1 Antecedentes

El Noroeste de México (NOMEX) es una región que ha sido objeto de numerosos estudios climáticos debido a sus condiciones geográficas y atmosféricas particulares (Valdés-Pineda et al., 2014; Seager & Vecchi, 2010; Douglas et al., 1993; Álvarez et al., 2012; Cavazos & Hastenrath, 1990; Cavazos et al., 2020; Haro & López-Hernández, 2015). Su diversidad climática, que abarca desde zonas costeras húmedas hasta extensas áreas desérticas, ha atraído la atención de los climatólogos interesados en los patrones de precipitación, temperatura y nubosidad, así como en la influencia de fenómenos globales y regionales como el monzón de América del Norte (NAM por sus siglas en inglés), El Niño-Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés) y las variaciones estacionales. Uno de los fenómenos meteorológicos más estudiados en el Noroeste de México es el monzón de América del Norte, que ocurre principalmente durante los meses de verano, de julio a septiembre. Este monzón se caracteriza por un cambio estacional en la dirección del viento, que trae aire húmedo desde el Pacífico y el Golfo de California (GC) hacia el interior del continente, provocando lluvias intensas en áreas que generalmente son muy secas.

Douglas et al. (1993) han destacado la importancia del monzón en el clima de la región. Este fenómeno es responsable de una parte significativa de las precipitaciones anuales, especialmente en estados como Sonora, Sinaloa, y partes de Baja California y Chihuahua. Las lluvias monzónicas no solo son vitales para la recarga de acuíferos y el apoyo a la agricultura, sino que también influyen en la formación de tormentas convectivas y en la variabilidad de la nubosidad en esta área. Otros trabajos, como el de Adams y Comrie (1997), han analizado la variabilidad interanual del monzón y cómo este se ve afectado por fenómenos a gran escala como el ENSO. Se ha observado que, durante los años de El Niño, la actividad monzónica puede ser más fuerte, mientras que durante La Niña se debilita,

lo que provoca menos lluvias en la región (Adams & Comrie, 1997). Esta relación entre el monzón y las teles conexiones globales sigue siendo un área activa de investigación debido a su importancia para la agricultura y la gestión de recursos hídricos.

Los fenómenos de El Niño y La Niña son patrones de variabilidad climática global que influyen significativamente en los patrones meteorológicos del NOMEX. El Niño, caracterizado por un calentamiento anómalo de las aguas del océano Pacífico ecuatorial, tiende a generar un incremento en las precipitaciones durante el invierno en esta región. En contraste, La Niña provoca un enfriamiento de estas aguas, lo que generalmente lleva a condiciones más secas. El trabajo de Cavazos et al. (2020) es un referente en el estudio de cómo ENSO modula la precipitación y los sistemas convectivos en México. Ellos encontraron que los años Niño traen consigo mayor nubosidad y precipitaciones, principalmente en las zonas costeras del Pacífico, mientras que La Niña se asocia con una disminución en las lluvias y condiciones más secas en el norte de México. Esta dinámica de variabilidad climática es crucial para entender los ciclos de sequía e inundación en el NOMEX, lo que tiene importantes implicaciones para la gestión de recursos y la planificación ante desastres naturales.

El desierto de Sonora es otra área clave dentro del Noroeste de México, caracterizada por condiciones de extrema aridez y temperaturas elevadas. El desierto tiene un clima semiárido en las zonas costeras y extremadamente árido en el interior, lo que lo convierte en un punto focal para estudios de extremos climáticos. Durante gran parte del año, los cielos permanecen despejados, lo que contribuye a la alta radiación solar que recibe esta región. Sin embargo, durante la temporada monzónica, el desierto de Sonora experimenta un aumento significativo en la cobertura nubosa y en las precipitaciones. Según estudios de Mitchell et al. (2002), las lluvias monzónicas en el desierto son impulsadas por la convección generada por la combinación del intenso calor de la superficie y la humedad transportada desde el GC. Estas lluvias monzónicas, aunque breves e intensas, son

fundamentales para los ecosistemas locales y para la recarga de recursos hídricos subterráneos. Los estudios también han mostrado que la cobertura de nubes y las temperaturas del desierto de Sonora son altamente sensibles a los cambios en las condiciones del océano Pacífico (OP) y los patrones atmosféricos de gran escala, lo que subraya la importancia de integrar estudios climáticos locales con fenómenos globales. La variabilidad climática estacional y anual en el NOMEX ha sido ampliamente documentada con estudios que muestran cómo las estaciones secas y húmedas afectan los patrones de nubosidad y precipitación. En términos generales, la región tiene una marcada estacionalidad, con inviernos secos y veranos húmedos, influenciados por el monzón de verano.

Investigaciones de García y Cavazos (1999) han analizado la estacionalidad de las precipitaciones en el Noroeste de México, destacando que más del 60% de las lluvias anuales ocurren durante los meses de verano. Sus estudios mostraron cómo la topografía local, especialmente la cercanía a la costa o las elevaciones de la Sierra Madre Occidental (SMOcc) modulan la distribución espacial de las lluvias y las nubes.

El estudio de las nubes en regiones áridas y semiáridas ha ganado relevancia en la última década debido a la creciente preocupación por el cambio climático y sus efectos sobre la disponibilidad de agua en estas áreas. Las nubes, al ser un elemento crítico en el balance energético de la Tierra y en el ciclo hidrológico, desempeñan un papel crucial en la regulación de las temperaturas y la distribución de la precipitación, especialmente en climas extremos como los de los desiertos y regiones semiáridas. Estos estudios son particularmente relevantes para entender el comportamiento climático del NOMEX, que comparte muchas de las características de otras zonas áridas en el mundo. En zonas áridas, donde la precipitación es limitada y las temperaturas suelen ser extremadamente altas, la presencia de nubes juega un papel significativo en la moderación de las condiciones climáticas. Seneviratne et al. (2010) sugieren que, en regiones áridas, las nubes bajas, especialmente los estratocúmulos, actúan como un mecanismo de

enfriamiento al reflejar la radiación solar durante el día. Esto es de especial interés para áreas costeras desérticas, como la costa del NOMEX, donde la interacción entre las corrientes oceánicas frías y el aire cálido del desierto puede influir en la formación de este tipo de nubes. El estudio de Wang et al. (2015) sobre los desiertos del suroeste de Estados Unidos y el norte de México destaca cómo la presencia de nubes puede variar considerablemente en función de la topografía y la proximidad a fuentes de humedad, como el océano o grandes cuerpos de agua. En estos estudios, se subraya la importancia de los procesos de advección y el transporte de humedad desde fuentes distantes (como el Golfo de California) en la formación de nubes durante los meses de verano, lo que es directamente relevante para entender el comportamiento de las nubes en el desierto de Sonora. En las zonas áridas y semiáridas, la nubosidad no solo afecta las temperaturas diurnas, sino que también tiene un impacto significativo en las temperaturas nocturnas. Vargas-Zeppetello et al. (2019) señalan que, en estas regiones, las nubes nocturnas tienden a tener un efecto de atrapamiento de calor, lo que mitiga las grandes diferencias de temperatura entre el día y la noche. En el desierto de Sonora, donde las temperaturas pueden variar drásticamente, este tipo de nubes ayuda a mantener temperaturas más moderadas durante la noche.

Estudios indican que las nubes convectivas, que suelen formarse durante los eventos de monzón, tienen un impacto crucial en el balance hídrico de estas regiones. Rasmussen et al. (2014) estudiaron la distribución de las precipitaciones monzónicas en el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México, concluyendo que la presencia de nubes convectivas durante el monzón es responsable de la mayor parte de la precipitación anual en estas áreas. Estas lluvias no solo aportan humedad, sino que también influyen en la dinámica de la vegetación y la recarga de acuíferos, procesos vitales para las zonas áridas.

El cambio climático está afectando la dinámica de la nubosidad en las regiones áridas y semiáridas. Estudios recientes, como el de Seager y Vecchi (2010), sugieren que, en muchas zonas áridas, incluido el suroeste de los Estados Unidos y el norte de México, se espera una reducción en la cobertura nubosa debido al

aumento de las temperaturas globales y la disminución de la humedad disponible en la atmósfera. Esta tendencia puede llevar a un aumento de las temperaturas extremas y a una mayor aridez, lo que afectaría la formación de nubes y, por ende, las lluvias monzónicas en regiones como el desierto de Sonora.

Asimismo, Feng et al. (2019) señalaron que el aumento de la temperatura global y las modificaciones en los patrones de circulación atmosférica pueden alterar la dinámica de la convección en las zonas áridas. Esto podría significar cambios en la estacionalidad de las lluvias, así como en la intensidad y frecuencia de las tormentas asociadas con el monzón. Estos cambios impactarían directamente en la formación de nubes y el régimen de lluvias en el Noroeste de México, afectando tanto la disponibilidad de agua como los ecosistemas locales.

Las zonas áridas y semiáridas del Noroeste de México comparten muchas características con otras regiones desérticas estudiadas, como el suroeste de los Estados Unidos, el norte de África y el Medio Oriente. Los patrones de nubosidad en estas regiones se ven influenciados por factores como la topografía, la proximidad a fuentes de humedad, y los fenómenos atmosféricos globales como El Niño y el monzón de América del Norte. El estudio de las nubes en zonas áridas es particularmente relevante para el NOMEX debido a su dependencia de las lluvias monzónicas y los procesos convectivos para la mayor parte de su precipitación anual. La variabilidad en la formación de nubes durante estos eventos ya sea por el transporte de humedad o por los efectos de la radiación solar, tiene implicaciones directas para la agricultura, los recursos hídricos y la gestión del clima en la región. Además, la interacción entre el océano y el desierto, como se ha observado en otras zonas áridas costeras, sugiere que los estudios sobre la nubosidad en regiones con características similares, como el norte de África, pueden ofrecer información valiosa para comprender mejor los patrones de nubosidad en el Noroeste de México.

El uso de satélites ha revolucionado la observación atmosférica, proporcionando datos invaluable para el estudio de las nubes y su papel en el clima. En este contexto, el instrumento MODIS, a bordo de los satélites Terra y Aqua de la NASA, ha sido una de las herramientas más potentes para monitorear la dinámica de las nubes a nivel global y regional. MODIS ofrece una cobertura casi diaria del planeta, capturando imágenes en múltiples longitudes de onda y permitiendo la observación de parámetros clave como la cobertura de nubes, su altura, la temperatura del tope de las nubes, y sus propiedades ópticas. MODIS se ha convertido en una herramienta estándar para el estudio de las nubes a nivel global desde su lanzamiento a principios de la década del 2000. Su capacidad para detectar detalles finos de la cobertura nubosa ha permitido a los climatólogos estudiar patrones de nubosidad en relación con fenómenos climáticos como el ENSO y el Cambio Climático. Según Platnick et al. (2017), los datos MODIS son esenciales para el seguimiento de las nubes de tipo cirro y estratocúmulos, que juegan un papel crucial en la regulación de la radiación solar y en el efecto invernadero de la atmósfera.

A nivel global, MODIS ha permitido observar cómo las nubes afectan los balances de radiación en diferentes regiones del planeta. Por ejemplo, los estudios de Boucher et al. (2013) utilizan los datos de MODIS para investigar el papel de las nubes en el balance de energía de la Tierra, concluyendo que las variaciones en la cobertura nubosa pueden amplificar o atenuar el calentamiento global dependiendo de la altitud y el tipo de nubes presentes. En el contexto de zonas áridas y semiáridas, como el NOMEX, MODIS ha sido una herramienta clave para estudiar la formación de nubes en áreas con condiciones climáticas extremas. Los datos de alta resolución espacial y temporal proporcionados por MODIS permiten a los investigadores monitorear el comportamiento de las nubes en tiempo casi real, capturando tanto la variabilidad diaria como los cambios estacionales.

El desierto de Sonora y otras regiones áridas presentan desafíos particulares en cuanto a la observación de nubes, ya que la humedad disponible es limitada y las nubes tienden a formarse bajo condiciones específicas de convección y transporte

de humedad. En este sentido, estudios como el de Wang et al. (2013) han utilizado datos MODIS para analizar cómo el NAM influye en la nubosidad y la precipitación convectiva en el suroeste de los Estados Unidos y el norte de México. Este estudio encontró que la capacidad de MODIS para detectar cambios en la temperatura del tope de las nubes fue clave para entender la evolución de las tormentas convectivas en esta región. Un estudio destacado de King et al. (2013) resalta cómo el análisis de la altitud de las nubes y las propiedades ópticas observadas por MODIS ha sido crucial para mejorar los modelos climáticos, especialmente en áreas donde las observaciones tradicionales son limitadas, como los desiertos y las zonas semiáridas. El uso de MODIS ha demostrado ser altamente efectivo en estudios regionales debido a su alta frecuencia de muestreo y en su capacidad para cubrir grandes áreas con una resolución espacial moderada. En el NOMEX, donde la topografía varía desde zonas costeras hasta desiertos, la cobertura regular proporcionada por MODIS es esencial para estudiar la evolución de la nubosidad y sus impactos en el clima.

Sin embargo, existen algunas limitaciones inherentes al uso de MODIS. Debido a su resolución moderada, no siempre puede captar detalles a pequeña escala, como la evolución rápida de tormentas locales en áreas con compleja topografía. Además, la detección de nubes delgadas, como los cirros en altitudes elevadas, puede presentar desafíos, especialmente en zonas áridas donde las condiciones atmosféricas suelen ser secas. A pesar de estas limitaciones, MODIS sigue siendo una de las herramientas más valiosas para la observación atmosférica.

En el contexto del Noroeste de México, el uso de MODIS proporciona datos clave para la observación de la nubosidad en relación con eventos climáticos locales y regionales. La capacidad de MODIS para monitorear el desarrollo de nubes convectivas durante el NAM ha sido particularmente útil para los climatólogos que buscan entender cómo la interacción entre el desierto y el océano afecta la formación de nubes y las precipitaciones. Esto es especialmente relevante para mejorar los pronósticos meteorológicos en la región y para la gestión de los recursos

hídricos, ya que las nubes convectivas son responsables de una parte significativa de las precipitaciones anuales en el Noroeste de México.

## **1.2 Justificación**

Estudios previos, como los de Boucher et al. (2013) y Wang et al. (2013), han demostrado que las nubes influyen en fenómenos globales como el calentamiento y el balance energético, pero han dejado claros vacíos en el conocimiento sobre cómo estos procesos ocurren en regiones áridas y semiáridas. El NOMEX, una región caracterizada por contrastes climáticos entre zonas áridas y costeras es particularmente vulnerable a los cambios en la nubosidad. Sin embargo, los estudios detallados sobre cómo los cambios en la cobertura de nubes afectan la radiación solar, las tormentas convectivas y la precipitación han sido limitados.

Es crucial realizar un análisis exhaustivo utilizando datos satelitales de alta resolución como los proporcionados por el sensor MODIS para llenar estas lagunas. Este estudio permitirá no solo monitorear la distribución y composición de las nubes en el NOMEX, sino también analizar cómo las nubes responden a los procesos atmosféricos locales en diferentes escalas temporales y espaciales, lo que no ha sido ampliamente abordado en estudios anteriores.

El análisis de los datos de MODIS podrá proporcionar una visión detallada de los cambios en las características de las nubes, como su altura, espesor y propiedades ópticas, que son fundamentales para determinar su efecto neto en el enfriamiento o calentamiento de la superficie terrestre. Estudios previos, como el de Platnick et al. (2017), han subrayado la importancia de estos parámetros en el balance energético global, pero su aplicación al NOMEX aún es limitada. Esta investigación contribuirá a llenar este vacío, mejorando la comprensión de cómo las variaciones en la nubosidad en esta región están directamente relacionadas con fenómenos climáticos como el NAM y a su vez con la formación de tormentas convectivas. Al cuantificar estos cambios y sus impactos, este estudio permitirá ajustar los modelos climáticos regionales y globales para obtener predicciones más precisas.

La información generada por este estudio no solo contribuirá a mejorar la representación de las nubes en los modelos climáticos, sino que también permitirá hacer predicciones más precisas sobre eventos climáticos extremos y cambios en los patrones meteorológicos, lo que es fundamental en un contexto de cambio climático. Además, una mejor modelización de las nubes en esta región permitirá optimizar la gestión de recursos hídricos y mejorar la planificación agrícola y urbana, factores críticos para la sostenibilidad de la región.

Esta investigación se convierte en un punto de partida para futuras investigaciones centradas en la interacción entre la nubosidad y los cambios climáticos en el NOMEX. Al proporcionar un análisis detallado sobre la variabilidad de las nubes en esta región, se sentarán las bases para estudios que analicen cómo estos patrones podrían cambiar bajo diferentes escenarios de calentamiento global. A largo plazo, el conocimiento generado permitirá a los investigadores y a los encargados de la formulación de políticas anticipar y mitigar los impactos del cambio climático en el NOMEX y otras regiones con características climáticas similares.

### **1.3 Hipótesis**

La variabilidad espaciotemporal de la cobertura y características de las nubes en el Noroeste de México, observada a través de datos satelitales MODIS, está significativamente influenciada por la interacción entre los patrones atmosféricos a diferentes escalas, orografía y zonas alternadas agua-tierra-agua-tierra afectando el balance energético regional y los patrones de precipitación. Este estudio permitirá mejorar el entendimiento de aspectos climáticos en zonas áridas y semiáridas, explicando de forma más precisas la distribución de variables atmosféricas como la temperatura superficial y la precipitación.

## **1.4 Objetivos de la investigación**

### Objetivo general

Proponer una climatología de nubes para el Noroeste de México, mediante la evaluación de la variabilidad espaciotemporal de la cobertura y características de diversos tipos de nubes en el Noroeste de México (NOMEX) mediante el uso de datos satelitales MODIS.

### Objetivos específicos:

- 1) Analizar las propiedades ópticas y físicas de las nubes, así como su distribución sobre el NOMEX utilizando datos del sensor MODIS, para identificar patrones espaciales y temporales que caractericen su variabilidad.
- 2) Basado en las propiedades ópticas de las nubes, identificar y clasificar los diferentes tipos de nubes presentes en la zona de estudio.
- 3) Investigar la relación entre los patrones atmosféricos a diversas escalas y la formación de nubes en el NOMEX, evaluando cómo estas interacciones afectan la nubosidad en la región.
- 4) Identificar la relación entre los distintos tipos de nubes y la cantidad de lluvia registrada mediante datos CHIRPS, para determinar su impacto en los patrones de precipitación.
- 5) Examinar cómo la variabilidad en la cobertura nubosa influye en el balance energético regional, la radiación solar recibida y otros parámetros meteorológicos sobre el NOMEX mediante datos de reanálisis ERA5.

## Capítulo 2. Zona de estudio

### 2.1 Relieve y geomorfología regional

El Noroeste de México (NOMEX) es una región caracterizada por su compleja diversidad geográfica, lo que le otorga una importancia crucial tanto climáticamente como geomorfológicamente. Esta zona de México abarca los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora, Sinaloa y parte de Chihuahua y Durango, comprendiendo diversas unidades geomorfológicas que influyen directamente en los patrones meteorológicos y climáticos (Conde et al. 2011) (Figura 2.1). El relieve del NOMEX está dominado por una serie de sistemas montañosos, valles y planicies costeras, que varían significativamente en términos de altitud, inclinación y formación geológica (Cueto et al. 2013).

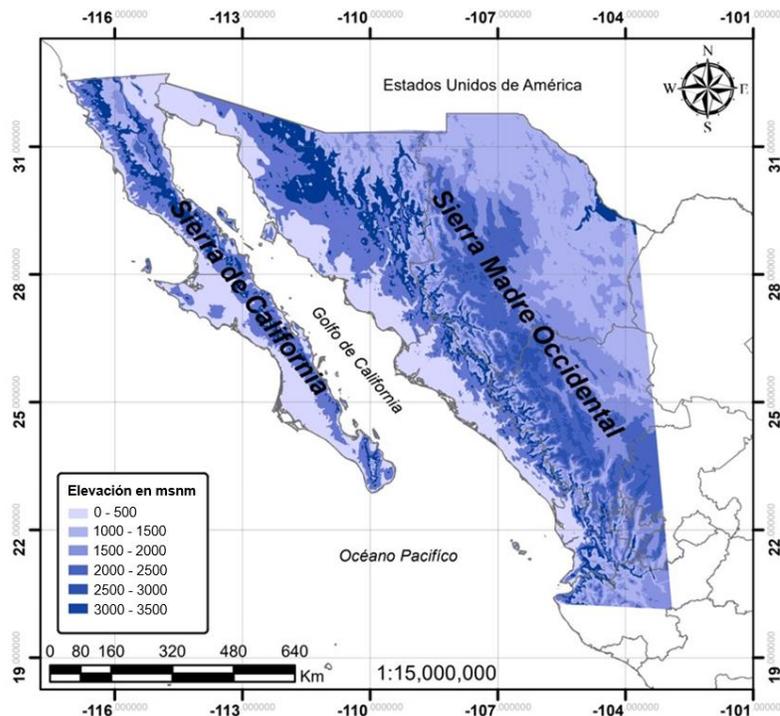


Figura 2.1. Relieve del NOMEX mediante datos del modelo digital de elevación de INEGI.<sup>2</sup>

<sup>2</sup> Modelo digital de elevación tipo superficie con 5 m de resolución derivado de datos remotos satelitales y aereotransportados. F12B14f1. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=794551100479>. 2020.

El sistema montañoso más relevante dentro de la zona de estudio es la Sierra Madre Occidental (SMOcc), este se extiende desde el sureste de Estados Unidos hasta la parte occidental de México, cubriendo una vasta área de Sonora, Chihuahua y Durango. La SMOcc alcanza elevaciones superiores a los 3,000 metros sobre el nivel del mar (msnm), con profundas barrancas y cañones. Esta cordillera actúa como una barrera orográfica, influyendo en la formación de nubes y en la distribución de la precipitación, especialmente durante el NAM (Méndez-Barroso et al., 2014).

En contraste, el desierto de Sonora es una vasta planicie árida, que se extiende por gran parte de Sonora y parte de Baja California, se caracteriza por su baja altitud (alrededor de 400-500 msnm) y sus formaciones de terreno plano y llanuras aluviales. Es una de las regiones más secas de México, con mínimas precipitaciones anuales, lo que la convierte en un escenario interesante para estudiar la interacción de las nubes con el terreno árido y semiárido (Whitney et al., 2016). La planicie Costera del Golfo de California se ubica paralela al GC y se extiende desde el sur de Sonora hasta la península de Baja California, y es una región baja, con altitudes que raramente superan los 100 msnm. Debido a su proximidad al océano Pacífico, esta área está influenciada por las brisas marinas y la humedad transportada desde el GC, factores que afectan la formación y evolución de las nubes (Castro et al., 2007).

La Península de Baja California, que incluye los estados de Baja California y Baja California Sur, presenta un relieve montañoso con la presencia de la Sierra de San Pedro Mártir y la Sierra de la Giganta, que alcanzan altitudes de hasta 3,000 msnm. En la parte occidental de la península, las sierras caen abruptamente hacia el Océano Pacífico (OP), mientras que hacia el este descienden gradualmente hacia el Golfo de California (GC), lo que genera una variedad de microclimas (Álvarez et al., 2012).

En contraste, el NOMEX incluye también el Altiplano Mexicano, localizada en la porción este de la región, hacia el estado de Chihuahua, la topografía se eleva nuevamente en el Altiplano Mexicano, una meseta árida con altitudes entre los 1,500 y 2,000 msnm. Este altiplano tiene una geomorfología que incluye depresiones, cuencas cerradas y llanuras de origen volcánico, que influye en la circulación atmosférica y los patrones de nubosidad en la región (Reyes-Coca et al., 2014).

El relieve del NOMEX, con su combinación de montañas, desiertos y planicies costeras, juega un papel crucial en la distribución de la nubosidad y la precipitación. Las montañas como la SMOcc y las sierras de Baja California promueven la convección orográfica, forzando el ascenso del aire húmedo, lo que favorece la formación de nubes y lluvias en las zonas elevadas y a sotavento. Por otro lado, las áreas desérticas como el Desierto de Sonora experimentan una baja nubosidad debido a la falta de humedad disponible y las altas temperaturas, lo que contribuye a la formación de nubosidad limitada y tormentas convectivas esporádicas (Mitchell et al., 2002). Este relieve diverso también modula la influencia de los sistemas atmosféricos como el NAM, que impacta principalmente durante el verano. Las barreras orográficas ayudan a canalizar y concentrar la humedad del monzón en determinadas áreas, mientras que las planicies costeras y desérticas experimentan variaciones significativas en la formación de nubes (Adams & Comrie, 1997).

## **2.2 Climatología de la zona de estudio**

El NOMEX experimenta una gama de climas que van desde los más áridos, típicos de los desiertos, hasta climas más templados en zonas montañosas, e incluso microclimas costeros influenciados por el océano. Esta diversidad climática juega un papel crucial en la dinámica atmosférica de la región, incluyendo la formación y variabilidad de las nubes. En gran parte de la región, predominan los climas áridos y semiáridos, siendo el Desierto de Sonora uno de los entornos más representativos. Esta vasta zona desértica se extiende por el estado de Sonora y partes de Baja California, caracterizándose por altas temperaturas durante el

verano, que frecuentemente superan los 40°C, y precipitaciones escasas. La lluvia, cuando ocurre, está generalmente asociada al influjo de humedad del NAM, un sistema estacional que trae precipitaciones durante los meses de verano, pero la cantidad anual de precipitación en muchas áreas de este desierto es inferior a 250 mm (Cueto et al., 2013). Estos climas áridos son clave en la formación de nubes convectivas, que tienden a ser localizadas y de corta duración.

Al este de la región, en la Sierra Madre Occidental, los climas cambian drásticamente debido a la altitud. Esta cadena montañosa presenta un clima templado subhúmedo, con temperaturas más moderadas y un régimen de lluvias más marcado, especialmente en los meses de verano, cuando la humedad del monzón es levantada por la topografía, generando lluvias orográficas. Las precipitaciones en las zonas altas de la sierra pueden superar los 1,000 mm anuales (Magaña et al., 2003), lo que contrasta fuertemente con los desiertos circundantes. Esta diferencia climática entre el desierto y las montañas resalta el rol del relieve en la distribución de la nubosidad y las lluvias, donde las nubes se forman principalmente en las elevaciones altas.

Por otro lado, las costas del NOMEX, tanto en el Golfo de California como en el Pacífico, experimentan climas más moderados debido a la influencia marítima. Las planicies costeras y las regiones adyacentes presentan un clima seco cálido, con inviernos suaves y veranos calurosos, aunque las temperaturas no alcanzan los extremos del interior desértico. La humedad proveniente del GC y del océano Pacífico contribuye a la formación de nubosidad en estas áreas, especialmente durante el verano, cuando las brisas marinas transportan vapor de agua hacia el interior, favoreciendo la generación de nubes bajas (Mitchell et al., 2002). Esta influencia marina, aunque tenue, es suficiente para suavizar las temperaturas y proporcionar una ligera cantidad de humedad a la región costera. Además, en las partes más al sur del NOMEX, como en el estado de Sinaloa, se observa una transición hacia climas tropicales secos, donde las temperaturas son elevadas durante todo el año, pero la temporada de lluvias está más definida, con una mayor concentración de precipitaciones en verano (Magaña et al., 1999). Las lluvias en

estas áreas están directamente vinculadas al monzón y, ocasionalmente, a la influencia de ciclones tropicales provenientes del Pacífico oriental, que pueden generar eventos de precipitación intensa y afectar la dinámica de nubosidad de la región.

La diversidad climática del noroeste mexicano es un reflejo de su compleja topografía y de las interacciones entre factores geográficos y atmosféricos. Los climas áridos del desierto de Sonora contrastan con los climas más húmedos de las zonas montañosas, mientras que las áreas costeras reciben la influencia moderadora de los cuerpos de agua circundantes. Esta variedad de climas resulta en patrones de nubosidad igualmente diversos, lo que convierte a la región en un laboratorio natural para el estudio de la dinámica atmosférica y la formación de nubes.

### **2.3 Recursos hídricos y uso de suelo**

El NOMEX es una región compleja no solo en términos geomorfológicos y climáticos, sino también en cuanto a sus recursos hídricos y el uso del suelo. Estos elementos son cruciales para comprender la dinámica ambiental de la zona, particularmente en relación con la interacción entre los cuerpos de agua, la distribución del agua disponible y la cobertura terrestre, que influyen en los patrones de nubosidad y en el ciclo hidrológico.

Los recursos hídricos en el Noroeste de México son relativamente limitados debido a la predominancia de climas áridos y semiáridos. La disponibilidad de agua en esta región está profundamente marcada por la estacionalidad y la influencia del monzón norteamericano, lo que ocasiona que gran parte de la precipitación anual se concentre en los meses de verano. Los ríos principales de la región, como el río Colorado, el río Yaqui y el río Fuerte, representan los mayores sistemas fluviales que abastecen de agua a los estados de Baja California, Sonora y Sinaloa. Sin embargo, muchos de estos cuerpos de agua dependen de aportes externos, como

es el caso del río Colorado, que abastece tanto a México como a los Estados Unidos (Hinojosa-Huerta et al., 2013).

Las principales cuencas hidrológicas del Noroeste incluyen la cuenca del río Colorado, que atraviesa Baja California y Sonora, la cuenca del río Yaqui, en Sonora, y la del río Fuerte en Sinaloa. Estas cuencas están controladas en gran medida por represas y sistemas de irrigación que distribuyen el agua para el uso agrícola, un factor clave en la gestión del agua en la región. No obstante, la sobreexplotación de estos cuerpos de agua, junto con la reducción del caudal de los ríos debido a sequías recurrentes y el uso intensivo de los acuíferos, ha generado tensiones sobre los recursos hídricos disponibles (Conagua, 2018).

Además de los ríos, el NOMEX también cuenta con importantes cuerpos de agua subterráneos. Los acuíferos de la región, particularmente en el Desierto de Sonora y las áreas costeras de Sinaloa y Baja California, han sido explotados para la agricultura y el abastecimiento urbano. En muchas zonas, el nivel freático ha disminuido considerablemente debido a la extracción intensiva, lo que ha generado problemas de sobreexplotación y la entrada de agua salina en algunos acuíferos costeros (Valdés-Pineda et al., 2014). Esto resalta la vulnerabilidad de la región en términos de la disponibilidad de agua para los diferentes usos, lo que puede influir en la vegetación y la formación de nubes en áreas con mayor o menor humedad disponible.

El uso de suelo en el NOMEX es igualmente diverso y está estrechamente ligado a la topografía y los recursos hídricos de la región. En las zonas áridas y semiáridas, como el Desierto de Sonora, predomina un uso del suelo de tipo natural, con vastas extensiones de vegetación xerófila y áreas desérticas sin mayor intervención humana. En estas áreas, la agricultura es limitada debido a la escasez de agua, aunque se han desarrollado sistemas de riego intensivo en algunas partes, particularmente en los valles irrigados por los ríos Yaqui y Fuerte (Haro-Monteagudo et al., 2015).

En contraste, en las zonas costeras y los valles fluviales, el uso de suelo está dominado por la agricultura, especialmente en los estados de Sonora y Sinaloa, donde el riego ha permitido el desarrollo de una de las regiones agrícolas más productivas del país. Estos valles son conocidos por la producción de granos, frutales y hortalizas, utilizando grandes cantidades de agua para sostener cultivos durante todo el año. El uso intensivo del suelo para la agricultura ha transformado significativamente el paisaje, reduciendo la cobertura vegetal natural y alterando los ciclos hidrológicos locales (Cuevas-González et al., 2011).

En las zonas montañosas, como la SMOcc, el uso del suelo es principalmente forestal, con extensas áreas de bosques de coníferas y vegetación de montaña. Estas áreas boscosas desempeñan un papel crucial en la captación de agua y la regulación del clima local, además de influir en los patrones de nubosidad debido a la convección orográfica que se genera en estas elevaciones. Sin embargo, la deforestación y el cambio de uso del suelo para la ganadería o la agricultura han sido problemas significativos en ciertas áreas, afectando la capacidad de retención de agua y contribuyendo a la erosión del suelo (Rojas-García et al., 2012) (Figura 2.2).

En términos generales, la región ha experimentado una creciente urbanización, particularmente en ciudades como Hermosillo, Culiacán y Mexicali, lo que ha llevado a una expansión de las áreas urbanas y a una mayor demanda de recursos hídricos. El crecimiento urbano ha intensificado la presión sobre los acuíferos y los sistemas de abastecimiento de agua, mientras que la impermeabilización del suelo en estas áreas urbanizadas ha alterado los patrones de infiltración y escorrentía (Medina et al., 2010).

La interacción entre los recursos hídricos y el uso del suelo en el NOMEX es un factor determinante en la dinámica atmosférica de la región, afectando tanto los patrones de nubosidad como la disponibilidad de agua en una región vulnerable a

la variabilidad climática. Estos factores son esenciales para comprender cómo se desarrollan los fenómenos climáticos en la región y cómo estos interactúan con los recursos naturales disponibles.

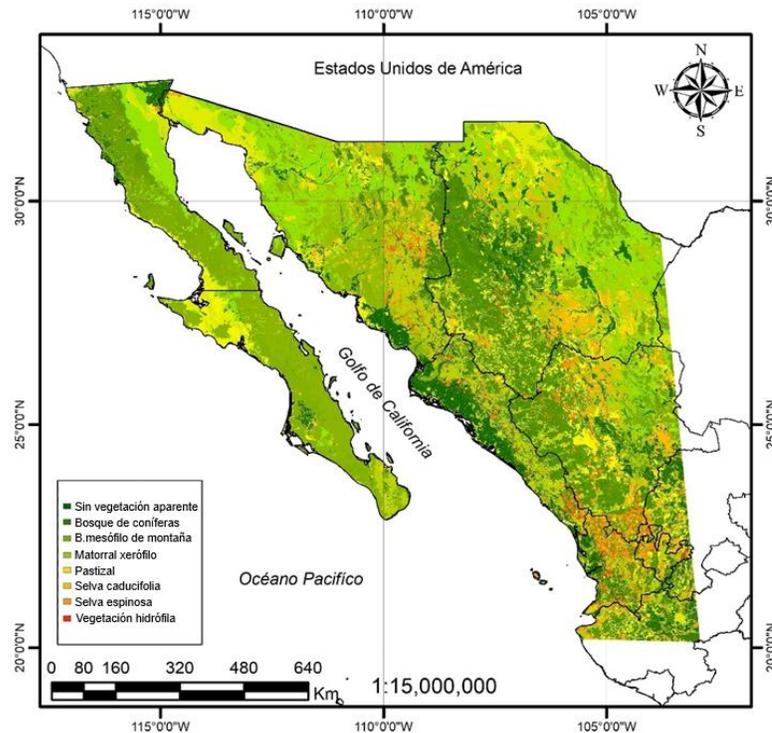


Figura 2.2. Vegetación predominante sobre la región del NOMEX basado en datos del INEGI.<sup>3</sup>

## 2.4 Patrones de nubosidad

La nubosidad en el NOMEX es una manifestación clave de la interacción entre los factores climáticos, geográficos e hidrológicos que caracterizan a esta región. Debido a su ubicación geográfica y diversidad topográfica, los patrones de nubosidad varían considerablemente en función de la temporada, la influencia de sistemas atmosféricos globales y locales, y las características del paisaje, como las montañas, las planicies costeras y los desiertos. Durante los meses de verano, la

<sup>3</sup> Carta de uso de suelo y vegetación escala 1:250 000 serie VI Mexicali I11-12. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463864400>. 2020.

nubosidad en el NOMEX está estrechamente relacionada con el monzón, el cual provoca un aumento significativo en la formación de nubes convectivas sobre la región, especialmente en las zonas más altas de la Sierra Madre Occidental y en las áreas cercanas a la costa del Golfo de California. Las nubes convectivas asociadas al monzón suelen ser densas y verticalmente desarrolladas, resultando en tormentas eléctricas que aportan la mayor parte de la precipitación anual en áreas como Sonora y Sinaloa (Adams y Comrie, 1997). En estas áreas, la cobertura nubosa puede alcanzar su punto máximo en julio y agosto, cuando la actividad del monzón es más intensa.

En las zonas costeras del NOMEX, particularmente a lo largo del GC y el océano Pacífico, la influencia marítima genera condiciones más moderadas. La humedad que proviene de estos cuerpos de agua facilita la formación de nubes estratocúmulos y nubes bajas a lo largo del litoral, especialmente durante la mañana y tarde. Estas nubes tienden a disiparse en gran medida hacia el mediodía, cuando las temperaturas aumentan, pero su presencia es fundamental para regular las temperaturas diurnas en las áreas costeras (Mitchell et al., 2002). En contraste, en las zonas del interior, como el Desierto de Sonora, la nubosidad es mucho menos frecuente fuera de la temporada de monzón, y el cielo despejado prevalece durante gran parte del año. En las regiones montañosas, como la SMOcc, la orografía juega un papel clave en la formación de nubes. La convección orográfica es un proceso importante que ocurre cuando el aire húmedo es forzado a ascender por las montañas, enfriándose y condensándose para formar nubes, lo que genera precipitaciones frecuentes en las áreas de mayor elevación durante la temporada de lluvias. Las nubes en esta región suelen ser cumulonimbos, que producen lluvias intensas y tormentas eléctricas, con una variación significativa entre las laderas de barlovento, que reciben mayor humedad, y las de sotavento, donde la nubosidad es mucho menor debido a la sombra orográfica (Douglas et al., 1993).

Durante los meses de invierno, los patrones de nubosidad en el NOMEX están controlados principalmente por el flujo de vientos del oeste que traen consigo masas de aire más frías y secas desde el Pacífico. En esta temporada, la nubosidad es

menos frecuente y generalmente limitada a eventos asociados con frentes fríos o perturbaciones de origen invernal, que ocasionalmente pueden generar lluvias ligeras o nieblas en las zonas costeras y montañosas. Las zonas desérticas del interior, como el Desierto de Sonora y las planicies de Baja California, experimentan cielos despejados la mayor parte del invierno, con mínimas formaciones nubosas (Zhu y Liang, 2005).

La interacción entre los factores topográficos y climáticos también genera microclimas locales con patrones específicos de nubosidad. Por ejemplo, en los valles agrícolas del NOMEX, la irrigación intensiva y la presencia de vegetación pueden alterar los patrones locales de humedad y contribuir a la formación de nubes locales en áreas donde de otro modo la nubosidad sería escasa. Este efecto puede ser particularmente evidente durante los periodos de mayor actividad agrícola en los valles de Sinaloa y Sonora, donde la transpiración de los cultivos contribuye al aumento de la humedad atmosférica local (Magaña et al., 1999).

En resumen, los patrones de nubosidad en el NOMEX son diversos y varían significativamente en función de la temporada, el relieve y la cercanía a fuentes de humedad como el GC y el Océano Pacífico. Durante el verano, el monzón es el principal modulador de la nubosidad, especialmente en las áreas montañosas y costeras, mientras que en invierno la nubosidad es menor y está asociada con frentes fríos. Estos patrones tienen implicaciones directas en la disponibilidad de agua, el clima local y los fenómenos meteorológicos extremos en la región. Estas cualidades de la nubosidad en el NOMEX sugieren el estudio cuantitativo de la cobertura de los diferentes tipos de nubes. Efectuar esta cuantificación es el principal objetivo de este trabajo de tesis.

## Capítulo 3. Física de nubes

### 3.1 Mecanismos para la formación de nubes

La formación de nubes es un proceso complejo que involucra una serie de mecanismos atmosféricos interrelacionados, donde las condiciones de temperatura, humedad, presión y movimientos verticales en la atmósfera juegan un papel crucial. La capacidad de entender estos mecanismos es fundamental para la predicción meteorológica y la modelización climática, dado que las nubes influyen en el balance de radiación y los ciclos hidrológicos globales.

El proceso de formación de nubes comienza cuando el aire húmedo asciende en la atmósfera y se enfría adiabáticamente, es decir, sin intercambio de calor con el entorno. A medida que el aire asciende, su presión disminuye y, en consecuencia, también su temperatura. Este enfriamiento provoca que el aire alcance el nivel de condensación, donde el vapor de agua comienza a condensarse en diminutas gotas de agua o cristales de hielo si la temperatura es lo suficientemente baja (Pruppacher et al., 2010).

La ecuación de Clausius-Clapeyron es clave en este proceso, ya que describe la relación entre la temperatura y la presión de vapor de saturación, lo que permite determinar el punto exacto en el que se forma la nube (Emanuel, 1994). Cuando el aire alcanza la saturación, es decir, cuando la presión de vapor iguala a la presión de vapor de saturación, el exceso de vapor se condensa en torno a los núcleos de condensación.

El ascenso de aire húmedo a la atmósfera ocurre típicamente debido a varios mecanismos, como la convección, la convergencia de masas de aire, el ascenso orográfico o la interacción de frentes fríos y cálidos (Wallace & Hobbs, 2006).

El proceso de convección ocurre cuando el calentamiento desigual de la superficie terrestre, principalmente por la radiación solar, genera zonas de aire más cálido y menos denso que asciende debido a la flotabilidad (Figura 3.1). Este tipo de ascenso es característico de la formación de nubes cúmulos (Cu) y cumulonimbos (Cb), asociadas a condiciones de inestabilidad atmosférica (Wallace & Hobbs, 2006). La convección puede modelarse mediante las ecuaciones de Navier-Stokes, que describen el movimiento de los fluidos y cómo las masas de aire se desplazan verticalmente (Rogers & Yau, 1989).

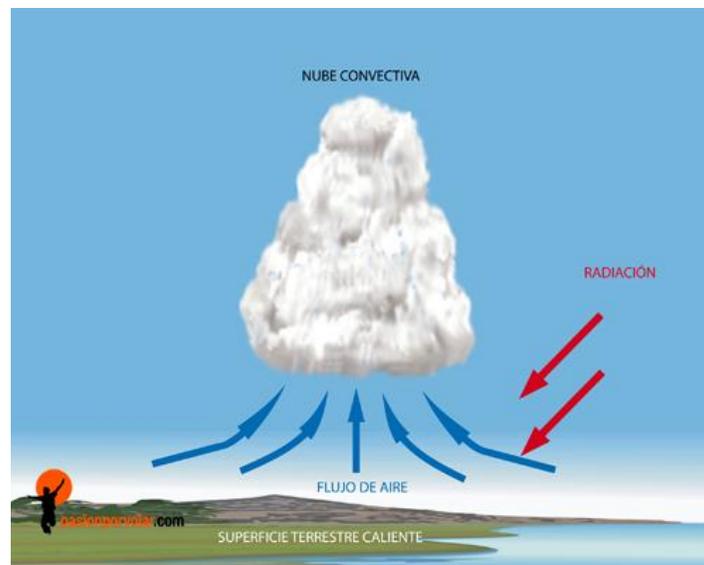


Figura 3.1. Formación de nubes mediante el mecanismo de convección. (Tomada de: Asoc. Pasión por volar, 2024).

Por otro lado, la convergencia de masas de aire se presenta en las zonas de baja presión, el aire es forzado a ascender debido al encuentro o choque de diferentes masas de aire en la superficie terrestre. Este mecanismo es responsable de la formación de grandes sistemas nubosos asociados a ciclones, frentes y tormentas (Salby, 2012). La ecuación de continuidad asegura la conservación de la masa de aire en estas situaciones, modelando cómo el flujo de aire convergente impulsa el movimiento ascendente.

El ascenso orográfico es otro mecanismo generador de nubes en donde el aire es forzado a ascender cuando se encuentra con una barrera topográfica, como una cadena montañosa. A medida que el aire asciende por la ladera de una montaña, se enfría y alcanza su punto de condensación, formando nubes en las zonas de barlovento. Este fenómeno es común en regiones con grandes sistemas montañosos, como el NOMEX, donde la Sierra Madre Occidental y las montañas costeras del Pacífico favorecen este tipo de formación nubosa (Pruppacher & Klett, 2010).

Los frentes, que son las zonas de interacción entre masas de aire con diferentes propiedades (temperatura y humedad), también juegan un papel importante en la formación de nubes (Figura 3.2). Los frentes fríos generan nubes cuando el aire frío empuja al aire cálido hacia arriba, provocando el rápido enfriamiento del aire cálido y la formación de nubes Cb, que pueden desencadenar tormentas severas. Por otro lado, los frentes cálidos suelen generar nubes estratificadas como altostratos (As) y nimbostratos (Ns) a medida que el aire cálido se desliza sobre una masa de aire más frío (Emanuel, 1994).

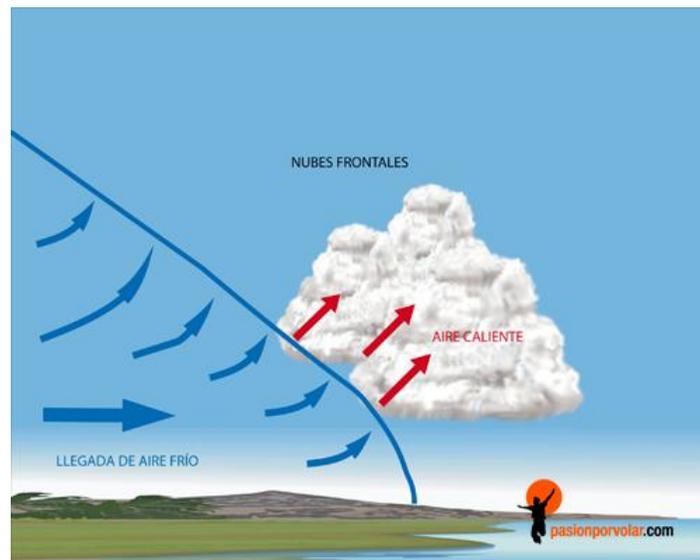


Figura 3.2. Formación de nubes mediante el choque de masas de diferentes condiciones, mejor conocidos como frentes fríos o cálidos (Tomada de: Asoc. Pasión por volar, 2024).

En el núcleo de la formación de nubes está la microfísica, que se refiere a los procesos a pequeña escala que gobiernan la condensación del vapor de agua en gotas de nube y cristales de hielo. Los núcleos de condensación, partículas microscópicas de aerosol, son esenciales para que la condensación ocurra, ya que el vapor de agua se adhiere a estas partículas, formando gotas (Pruppacher et al., 2010). Sin núcleos de condensación, el vapor de agua necesitaría condiciones extremadamente frías para condensarse directamente.

A medida que las gotas de nube crecen por condensación y colisión-coalescencia, se desarrollan los procesos que pueden llevar a la precipitación. En nubes cálidas, la coalescencia de gotas pequeñas forma gotas más grandes, que eventualmente caen como lluvia. En nubes frías, los cristales de hielo pueden crecer por deposición directa de vapor, y al caer, atrapan gotas de agua en el proceso llamado “captura por arrastre”, formando nieve o aguanieve (Wallace & Hobbs, 2006).

### **3.2 Aspectos teóricos de la convección atmosférica**

La convección atmosférica es de fundamental importancia en la formación de nubes. Los movimientos verticales que caracterizan a la convección atmosférica resultan de varios procesos de los movimientos de masas atmosféricas. En primer lugar, un proceso convectivo puede surgir por convergencia de masas que causan el ascenso del aire, otro proceso es que por turbulencia el aire puede tener un ascenso neto. Probablemente, el proceso que más causa el ascenso de aire es la llamada convección forzada, es decir, cuando una masa de aire fluye contra una montaña o cadena montañosa obligando el ascenso de la masa de aire. En todos estos casos, si el aire que asciende contiene cantidades importantes de humedad o vapor de agua, el ascenso causa una disminución de la temperatura acercándose al punto de saturación de vapor de agua o punto de condensación. En el proceso de condensación existe una gran cantidad de liberación de energía en forma de calor. Esta liberación masiva calienta el ambiente con temperaturas mayores a los alrededores iniciando un proceso de inestabilidad atmosférica que puede

intensificarse de tal modo que puede iniciarse una tormenta severa. A continuación, se describen algunos aspectos de la teoría relacionada a procesos convectivos.

La dinámica convectiva se rige por la segunda ley de Newton (García, 2018)

$$\mathbf{F} = m \frac{d\mathbf{v}}{dt} \quad (1)$$

Donde  $\mathbf{F}$  es el vector fuerza,  $\mathbf{v}(u, v, w)$  es el vector velocidad,  $(u, v, w)$  son las componentes de la velocidad en las direcciones  $(x, y, z)$  y  $m$  es la masa.

En dinámica atmosférica es usual usar el concepto de fuerza por unidad de masa ( $m = 1$ ), esta ecuación puede ser escrita de la siguiente manera

$$d\mathbf{v}/dt = \mathbf{F}$$

La fuerza que causa el cambio de movimiento,  $\mathbf{F}$ , es una fuerza resultante, por tanto, se puede escribir

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = \mathbf{F}_1 + \mathbf{F}_2 + \dots + \mathbf{F}_n \quad (2)$$

Las fuerzas presentes en la atmósfera

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} = -1/\rho \nabla p - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} + \mathbf{g} + \nabla \cdot A \nabla \mathbf{v} \quad (3)$$

El primer término del lado izquierdo representa el cambio local de la velocidad y el segundo es el término de advección. Del lado derecho de la expresión, el primer término es el gradiente de presión, el segundo es la fuerza de Coriolis, el tercero es la aceleración gravitacional y el cuarto es el término de viscosidad.

$\mathbf{v}(u, v, w)$  es el vector velocidad,  $p$  es la presión atmosférica,  $\boldsymbol{\Omega}$  es la velocidad angular de la tierra,  $\mathbf{g}(0, 0, -g)$  es la aceleración gravitacional y  $A$  es un coeficiente de difusión turbulenta de momento lineal.

Además, se hizo uso de la igualdad

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v}$$

Pero en la convección las fuerzas relevantes ocurren en la vertical y son el gradiente de presión y la aceleración gravitacional, la ecuación anterior (3) se reduce entonces a:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (4)$$

Donde las fuerzas presentes son el gradiente vertical de presión  $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$  y la aceleración debido a la gravedad ( $-g$ ).

Definiendo una condición de equilibrio tal que

$$0 = \frac{\partial p_0}{\partial z} + \rho_0 g \quad (5)$$

Esta es la ecuación de equilibrio hidrostático. Ahora, suponiendo que  $p = p_0 + p'$  y  $\rho = \rho_0 + \rho'$ , sustituyendo en la ecuación (4) y haciendo uso de (5) se llega a

$$\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial z} - \rho' g$$

O bien

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho} g \quad (6)$$

Con la aproximación  $\rho \approx \rho_0$ , (6) cambia a

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_0} g \quad (7)$$

Haciendo uso de la aproximación  $\frac{\rho'}{\rho_0} \approx -\frac{T'_v}{T_{v0}}$  donde  $T_v = T(1 + 0.60q_v)$  es la

temperatura virtual y  $q_v$  es la humedad específica, la ecuación (7) puede ser escrita en la forma

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{T'_v}{T_{v0}} g \quad (8)$$

El término  $B = \frac{T'_v}{T_{v0}} g$  representa la fuerza de flotabilidad o fuerza boyante que causa

la inestabilidad. La ecuación (8) se transforma en

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + B \quad (9)$$

En el término  $B = \frac{T'_v}{T_{v0}} g$ , la temperatura virtual perturbada  $T'_v$ , se puede interpretar

como la diferencia entre la temperatura del aire dentro de un proceso convectivo,  $T_{v,con}$ , menos la temperatura del medio ambiente,  $T_{v,med}$ , es decir

$$B = \frac{T_{v,con} - T_{v,med}}{T_{v,med}} g \quad (10)$$

La ecuación (9) cambia a la forma

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{T_{v,con} - T_{v,med}}{T_{v,med}} g \quad (11)$$

Si se analiza únicamente el proceso de inestabilidad, implica eliminar el gradiente de presión y analizar el efecto de la fuerza de flotabilidad o boyante. Con esto la ecuación (11) se reduce a

$$\frac{dw}{dt} = \frac{T_{v,con} - T_{v,med}}{T_{v,med}} g \quad (12)$$

Ahora, usando la ecuación (10) se tiene

$$\frac{dw}{dt} = B$$

El siguiente paso es multiplicar ambos lados de la ecuación por la velocidad vertical  $w$ , obteniendo

$$w \frac{dw}{dt} = Bw$$

Pero se puede usar el hecho de que  $w = \frac{dz}{dt}$ , se puede escribir como

$$\frac{1}{2} \frac{dw^2}{dt} = B \frac{dz}{dt} \quad \text{o bien} \quad \frac{dw^2}{dt} = 2B \frac{dz}{dt}$$

Ahora multiplicando por  $dt$

$$\frac{dw^2}{dt} dt = 2B \frac{dz}{dt} dt$$

Se llega a  $dw^2 = 2Bdz$ , integrando desde un nivel  $z_0$  donde la velocidad convectiva de una parcela de aire inicia en 0 hasta un nivel  $z$  donde la velocidad  $w$  es máxima, se tiene

$$\int_0^w dw^2 = \int_{z_0}^z 2Bdz$$

$$w_{max}^2 = 2 \int_z^{z_0} Bdz$$

Definiendo

$$CAPE = \int_z^{z_0} Bdz \quad (13)$$

donde CAPE es la energía potencial convectiva disponible.

$w_{max} = \sqrt{2CAPE}$ , se interpreta como la velocidad máxima asociada al proceso convectivo.

Si en la ecuación (11) se considera que al inicio en la posición  $z = z_0$ ,

$T_{v,con} = T = T_0$ , entonces en la altura  $z = z_0 + \Delta z$ , se tiene

$$T(z + \Delta z) = T_0 + \frac{\partial T}{\partial z} \Delta z + \dots$$

O bien

$$T(z + \Delta z) \approx T_0 + \Gamma \Delta z \quad (14)$$

Con  $\Gamma = \frac{\partial T}{\partial z} < 0$  ocurriendo normalmente en la atmósfera. Por otro lado, la temperatura del medio ambiente en donde inició la convección es

( $T_{v,med} = \bar{T} = T_0$ ), entonces en la altura a la que se movió la parcela de aire en convección es

$$\bar{T}(z + \Delta z) = T_0 + \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \Delta z + \dots$$

o bien

$$\bar{T}(z + \Delta z) \approx T_0 + \gamma \Delta z \quad (15)$$

Donde  $\gamma = \frac{\partial T}{\partial z} < 0$  es válido normalmente en la atmósfera. Sustituyendo las ecuaciones (14) y (15) en la ecuación (12)

$$\frac{dw}{dt} = \frac{T_0 + \Gamma \Delta z - T_0 - \gamma \Delta z}{T_0 + \gamma \Delta z} g = \frac{(\Gamma - \gamma)}{T_0 + \gamma \Delta z} g \Delta z$$

Teniendo en cuenta el hecho de que  $\gamma < 0$  y  $\Gamma < 0$  y además que  $T_0 \gg \gamma \Delta z$ , se llega a

$$\frac{dw}{dt} + \frac{(\Gamma - \gamma)}{T_0} g \Delta z = 0$$

Ahora puesto que  $w = \frac{dz}{dt}$  y  $z = z_0 + \Delta z$ , entonces  $w = \frac{d(z_0 + \Delta z)}{dt} = \frac{d\Delta z}{dt}$  y se obtiene

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} + \frac{(\Gamma - \gamma)}{T_0} g \Delta z = 0 \quad (16)$$

Definiendo  $\omega = \frac{(\Gamma - \gamma)}{T_0} g$

Se tiene finalmente

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} + \omega \Delta z = 0 \quad (17)$$

Si  $\gamma > \Gamma$ , entonces se puede escribir  $\omega = -\frac{(\gamma - \Gamma)}{T_0} g$

$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} - \omega \Delta z = 0$ , y la solución es

$$m^2 - \omega = 0$$

$$m = \pm \sqrt{\omega}$$

La solución de la ecuación es entonces

$$\Delta z = D e^{\sqrt{\omega}t} + F e^{-\sqrt{\omega}t}$$

En una inestabilidad, matemáticamente se puede hacer la interpretación  $\Delta z \rightarrow \infty$ , el término  $F e^{-\sqrt{\omega}t}$  no contribuye y, por tanto, se puede suponer que  $F=0$ .

$$\Delta z = D e^{\sqrt{\frac{(\gamma-\Gamma)g}{T_0}}t} \quad (17)$$

El hecho de que  $\gamma > \Gamma$  implica que en el medio ambiente decae más rápidamente la temperatura y es más frío que en la zona convectiva donde decae menos la temperatura y al ser más caliente que en el medio ambiente es inestable y crece con el tiempo.

Si  $\Gamma > \gamma$ ,  $\omega = \frac{(\Gamma-\gamma)}{T_0}g > 0$  la ecuación (16) se aplica con

$m = \pm i\sqrt{\omega}$  y la solución es

$$\Delta z = D e^{i\sqrt{\omega}t} + F e^{-i\sqrt{\omega}t} \quad (18)$$

Esta solución es oscilatoria pues usando la ecuación de Euler  $e^{ix} = \cos x + i \sin x$  los términos en la ecuación (18) son oscilatorios, se puede escoger el primer término como solución, se tiene entonces

$$\Delta z = D e^{i\sqrt{\frac{(\Gamma-\gamma)g}{T_0}}t}$$

Esto describe una atmósfera estable pues un desplazamiento del nivel de equilibrio de una parcela de aire comienza a oscilar alrededor del nivel o altura de equilibrio.

### 3.3 Ecuaciones para la formación de nubes

El proceso de formación de nubes está descrito por una serie de ecuaciones físicas que representan el comportamiento del vapor de agua en la atmósfera y su interacción con las condiciones termodinámicas (Pruppacher et al., 2010). La

humedad relativa y la temperatura son factores clave que determinan cuándo y dónde se forman las nubes. La ecuación de Clausius-Clapeyron muestra cómo la capacidad del aire para retener vapor de agua depende de la temperatura; cuanto más cálido es el aire, más vapor de agua puede contener sin condensar. Esto explica por qué las nubes se forman con mayor facilidad en aire frío o cuando el aire cálido y húmedo asciende y se enfría (Salby, 2012). Además, los modelos atmosféricos que incorporan estos principios son esenciales para predecir la formación de nubes y sus características.

En meteorología el aire se trata como si fuera una mezcla de dos gases ideales, el aire seco y el vapor del agua, esta mezcla se le conoce como aire húmedo. Las propiedades termodinámicas del aire húmedo se determinan combinando los comportamientos por separado del aire seco y del vapor.

Contrariamente a lo que sucede con otros componentes de la atmósfera, el agua está presente en las tres fases, sólida, líquida y gaseosa. Para el cambio de fase se requiere calor (hervir el agua y convertirla en vapor) o bien liberar calor (condensarse y liberar calor, como en la formación de nubes). En su fase de vapor, el agua en la atmósfera se comporta con buena aproximación como un gas ideal. Su ecuación de estado es:

$$e = \rho_v R_v T_s \quad (19)$$

Donde  $e$  es la presión de vapor,  $\rho_v$  es la densidad del vapor y  $R_v$  es la constante individual de los gases para el vapor de agua que tiene un valor de  $0.461 \text{ J/g} \cdot \text{°K}$ .

La ecuación de Clausius-Clapeyron describe la relación entre la temperatura y la presión de vapor de saturación del agua. Es fundamental para entender cómo el vapor de agua se convierte en líquido o hielo a diferentes temperaturas y presiones (Emanuel, 1994).

$$\frac{dp}{dT} = \frac{L}{T(V_v - V_l)} \quad (20)$$

Donde  $p$  es la presión de vapor,  $T$  es la temperatura,  $L$  es el calor latente de vaporización,  $V_v$  y  $V_l$  son los volúmenes específicos del vapor y el líquido, respectivamente.

Las ecuaciones de movimiento atmosférico (Ecuaciones de Navier-Stokes) describen el movimiento de los fluidos, incluyendo el aire en la atmósfera. En el contexto de las nubes, estas ecuaciones ayudan a modelar cómo las masas de aire ascienden y se enfrían para producir la condensación (Rogers & Yau, 1989).

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \nabla \cdot A \nabla \mathbf{v} + \mathbf{g} \quad (21)$$

Donde  $\mathbf{v}$  es el vector velocidad,  $\rho$  es la densidad del aire,  $p$  es la presión,  $\nu$  es la viscosidad dinámica,  $\mathbf{g}$  es la aceleración debida a la gravedad.

La ecuación de conservación de masa (Continuidad) asegura que la masa del aire y el vapor de agua se conserva durante el proceso de formación de nubes (Salby, 2012).

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (22)$$

La ecuación del balance de energía describe cómo se transfiere energía en la atmósfera, crucial para comprender los procesos de enfriamiento y condensación en la formación de nubes (Wallace & Hobbs, 2006).

$$\frac{dQ}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} + L \frac{dm}{dt} \quad (23)$$

Donde  $dQ$  es la cantidad de calor,  $C_p$  es el calor específico del aire a presión constante,  $L$  es el calor latente,  $dm$  es la masa de vapor que se condensa.

### 3.4 Clasificación de nubes

La clasificación de las nubes se basa en su altitud, estructura y los procesos atmosféricos que influyen en su formación. Las nubes desempeñan un papel crucial en los sistemas climáticos y meteorológicos, afectando procesos como la radiación, la convección y las precipitaciones. Comprender los distintos tipos de nubes es esencial para identificar sus efectos en el clima y su influencia en el balance de energía de la Tierra.

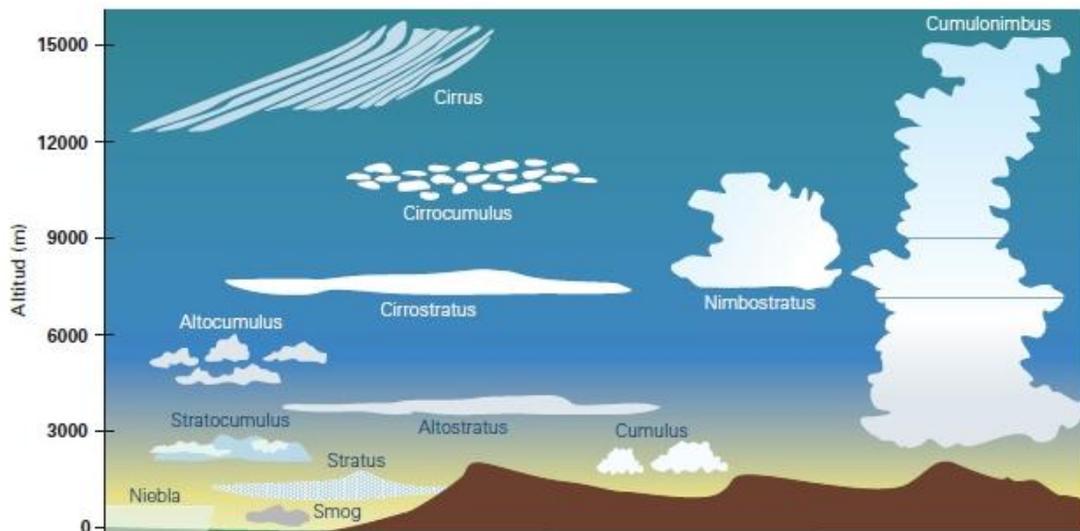


Figura 3.3. Clasificación de nubes de acuerdo con la WMO

La clasificación internacional de nubes, establecida por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), se organiza en función de la altitud de las nubes en tres categorías principales: nubes bajas, nubes medias y nubes altas. Además, se identifican nubes de desarrollo vertical que abarcan grandes diferencias en altitud (WMO, 2017). A continuación, se presenta una descripción detallada de cada categoría y sus tipos de nubes más representativos:

a) Nubes bajas (0-2 km sobre el nivel del suelo)

Las nubes de baja altitud se encuentran cerca de la superficie terrestre y suelen tener un alto contenido de agua líquida. Los tipos de nubes que pertenecen a esta categoría incluyen:

- Estratos (St): Se presentan en capas horizontales uniformes y son responsables de cielos nublados continuos. No suelen producir precipitaciones significativas, aunque pueden ocasionar lloviznas. Estas nubes juegan un papel en la modulación del balance de radiación, reflejando la radiación solar entrante (Wallace & Hobbs, 2006).
- Estratocúmulos (Sc): Se caracterizan por masas de nubes bajas con una estructura ligeramente más definida que los estratos, aunque aún en capas. A menudo están asociados con climas estables y pueden ser precursoras de condiciones climáticas más inestables (Rogers & Yau, 1989).

b) Nubes medias (2-6 km de altitud)

Las nubes medias contienen tanto agua líquida como cristales de hielo, y su presencia está vinculada con la dinámica de inestabilidad atmosférica, aunque suelen estar asociadas a climas más moderados que las nubes de desarrollo vertical:

- Altocúmulos (Ac): Son capas de nubes blancas o grises, a menudo organizadas en grupos o bandas. Los altocúmulos están relacionados con condiciones atmosféricas intermedias y son indicadores de posibles cambios meteorológicos, como el acercamiento de frentes cálidos (Pruppacher et al., 2010).
- Altostratos (As): Forman una capa uniforme de nubes grises que cubren grandes extensiones del cielo. Los altostratos no suelen producir precipitaciones intensas, pero pueden generar lluvias ligeras o nevadas (Wallace & Hobbs, 2006). Este tipo de nubes es esencial en la moderación del balance de energía, ya que reflejan y absorben parte de la radiación solar, disminuyendo la cantidad que llega a la superficie terrestre.

c) Nubes altas (más de 6 km de altitud)

Las nubes altas se componen principalmente de cristales de hielo debido a las bajas temperaturas en esas altitudes. Estas nubes están asociadas a la parte superior de sistemas meteorológicos y tienen un impacto notable en el balance radiativo de la atmósfera:

- Cirros (Ci): Son nubes delgadas y blancas que se forman en los niveles más altos de la atmósfera. Debido a su estructura tenue, permiten el paso de la radiación solar, pero también reflejan la radiación infrarroja que emite la Tierra, contribuyendo al efecto invernadero natural (Salby, 2012).
- Cirrostratos (Cs): Estas nubes cubren grandes áreas del cielo y pueden generar un halo alrededor del sol o la luna. Los cirrostratos suelen ser indicadores de la aproximación de un frente cálido y tienen un impacto moderado en la regulación de la temperatura de la atmósfera (Houze, 2014).

d) Nubes de desarrollo vertical

Las nubes de desarrollo vertical se extienden a través de varias altitudes y son responsables de fenómenos meteorológicos intensos. Estas nubes juegan un papel crucial en la dinámica atmosférica debido a sus profundos efectos sobre la convección, la precipitación y la liberación de energía latente.

- Cúmulos (Cu): Son nubes individuales con una base plana y un desarrollo vertical que varía según las condiciones de estabilidad atmosférica. Los cúmulos se forman en condiciones de inestabilidad térmica, cuando el aire cálido asciende y se enfría rápidamente, generando nubes densas con áreas bien definidas (Emanuel, 1994).
- Cumulonimbos (Cb): Son nubes de gran desarrollo vertical que pueden alcanzar altitudes de hasta 15 km. Los cumulonimbos son responsables de tormentas eléctricas severas, chubascos intensos y, en ocasiones, tornados. La estructura interna de estas nubes incluye corrientes ascendentes y descendentes de gran intensidad, lo que favorece la formación de

precipitaciones intensas, relámpagos y granizo (Houze, 2014). La formación de cumulonimbos está estrechamente relacionada con procesos convectivos de gran magnitud y liberación de energía latente, lo que los convierte en uno de los tipos de nubes más importantes en la dinámica del clima global.

Los diferentes tipos de nubes juegan un papel fundamental en el balance de radiación de la Tierra. Mientras que las nubes bajas como los estratos y estratocúmulos tienden a reflejar más radiación solar, contribuyendo a un enfriamiento de la superficie terrestre, las nubes altas como los cirros y cirrostratos permiten la entrada de radiación solar y, al mismo tiempo, atrapan la radiación infrarroja emitida por la Tierra, contribuyendo al efecto invernadero (Wallace & Hobbs, 2006). Este comportamiento hace que las nubes sean uno de los elementos más importantes y complejos de los sistemas climáticos y meteorológicos.

## Capítulo 4. Datos y metodología

Para lograr una caracterización precisa de la nubosidad y explorar su relación con la precipitación y otras variables meteorológicas en el Noroeste de México (NOMEX), esta investigación emplea datos satelitales de MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), datos pluviométricos de CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station) y datos de reanálisis ECMWF v5 ERA5 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Los datos MODIS ofrecen información detallada sobre la cobertura y tipos de nubes con una resolución espacial y temporal que permite un análisis adecuado en esta región con clima variable. Por su parte, los datos de CHIRPS proporcionan estimaciones de precipitación que, al ser integradas con los datos de MODIS, permiten un análisis exhaustivo de la relación nubosidad-precipitación. Los datos de reanálisis ERA5 proporcionan información de calidad sobre la composición atmosféricas y las variables climatológicas en superficie y a diferentes niveles de altura.

Esta combinación es crucial para entender los patrones meteorológicos y elaborar una climatología de nubes específica de la región. En cuanto a la metodología, el análisis de datos abarca desde el preprocesamiento de la información satelital para asegurar su precisión, hasta la aplicación de técnicas estadísticas y de integración espacial para evaluar patrones de variabilidad y estacionalidad en la cobertura nubosa. Además, se propone la construcción de una climatología de nubes que identifique los tipos de nubosidad prevalentes y sus cambios en el tiempo. Finalmente, el estudio de la relación entre la nubosidad, la precipitación, la radiación solar y la temperatura en NOMEX busca establecer vínculos claros que contribuyan a una mejor comprensión de la dinámica atmosférica en la región, aspecto fundamental para futuras investigaciones y aplicaciones en modelización climática.

## 4.1 Datos satelitales MODIS

Los datos satelitales del espectroradiómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS, por sus siglas en inglés) proporcionan observaciones fundamentales para el estudio de la nubosidad en el NOMEX. Este sistema, operado por la NASA (National Aeronautics and Space Administration), permite un monitoreo detallado de la cobertura y características de las nubes en múltiples momentos del día mediante dos satélites en órbitas diferentes: Terra y Aqua. Estos satélites han demostrado ser herramientas valiosas en la climatología de nubes, ya que su instrumentación y bandas espectrales permiten observar los cambios y patrones de nubosidad con gran precisión (King et al., 2003; Platnick et al., 2017).

### 4.1.1 MODIS Terra

El satélite Terra, lanzado en diciembre de 1999, opera en una órbita heliosincrónica que cruza la región de estudio entre las 8:30 am y la 1:30 pm, hora local, capturando información clave sobre la nubosidad en las horas de la mañana (Figura 4.1a). Estas observaciones son esenciales para evaluar la evolución temprana de las nubes en respuesta al calentamiento diurno y al aumento de la temperatura superficial, especialmente en las zonas áridas y semiáridas de NOMEX. El espectroradiómetro MODIS a bordo de Terra incluye 36 bandas espectrales que abarcan desde la visible hasta el infrarrojo térmico, con resoluciones que van de 250 m a 1 km, lo que permite caracterizar diversos aspectos de las nubes, como su densidad y extensión (Justice et al., 2002; King et al., 2003) (Tabla 4.1). Además, MODIS Terra permite estimar parámetros físicos de las nubes. Entre estos parámetros se incluyen el albedo de las nubes (una medida de la reflectividad), el espesor óptico y el tamaño efectivo de las partículas de nube. Estos datos son fundamentales para evaluar el impacto de la nubosidad en el equilibrio de radiación, pues el albedo y el espesor óptico influyen directamente en la cantidad de radiación solar reflejada y absorbida en la atmósfera (Platnick et al., 2017; King et al., 2003).

#### 4.1.2 MODIS Aqua

Aqua, lanzado en mayo de 2002, también ópera en órbita heliosincrónica, pero observa la región en la tarde, entre la 3:30 y 8:30 pm, hora local, lo que complementa las observaciones de Terra (Figura 4.1b). Esta diferencia horaria es clave para capturar las condiciones de nubosidad en las horas de máxima radiación solar y cuando las nubes convectivas suelen estar más desarrolladas. El instrumento MODIS en Aqua cuenta con las mismas 36 bandas espectrales y rangos de resolución (Tabla 4.1), lo que permite observar los cambios diurnos en las propiedades de las nubes en el NOMEX, desde la formación de nubes bajas hasta el desarrollo de cúmulos convectivos que pueden llevar a eventos de precipitación (Justice et al., 2002; Platnick et al., 2017). Entre los parámetros de las nubes que MODIS Aqua permite medir, destacan el contenido de agua líquida y la altura de las nubes, lo que facilita el análisis de nubes de tormenta y la estimación de su desarrollo vertical. Esto resulta especialmente útil en el análisis de eventos monzónicos o precipitaciones intensas, características de la temporada de verano en NOMEX. La capacidad de Aqua para observar en horarios de mayor actividad convectiva hace de sus datos una herramienta eficaz para el análisis de la variabilidad diurna de la nubosidad (King et al., 2003; Platnick et al., 2017).

El uso combinado de Terra y Aqua brinda una cobertura casi continua de las condiciones de nubosidad en NOMEX a lo largo del día, capturando la dinámica diurna de la formación y disipación de nubes. La disponibilidad de datos en horarios complementarios permite realizar un análisis detallado de los cambios en la nubosidad bajo diferentes condiciones de radiación y temperatura atmosférica. Esta información es esencial para construir una climatología de nubes que caracterice los tipos, frecuencias y patrones de nubosidad en la región, y para estudiar su relación con otros fenómenos climáticos locales, como la presión, contribuyendo así a una mejor comprensión del clima en esta zona. (Platnick et al., 2017; King et al., 2003).

Tabla 4.1. Características principales de las 36 bandas que incluye el satélite MODIS.

Uso principal	Banda	Ancho de banda (µm)	Radiancia espectral
Fronteras Tierra/Nubes/Aerosoles	1	620 – 670	21.8
	2	841 – 876	24.7
Propiedades Tierra/Nubes/Aerosoles	3	459 – 479	35.3
	4	545 – 565	29.0
	5	1230 – 1250	5.4
	6	1628 – 1652	7.3
	7	2105 – 2155	1.0
Biogeoquímica del océano	8	405 – 420	44.9
	9	438 – 448	41.9
	10	438 – 493	32.1
	11	526 – 536	27.9
	12	546 – 556	21.0
	13	662 – 672	9.5
	14	673 – 683	8.7
	15	743 – 753	10.2
Vapor de agua atmosférico	16	862 – 877	6.2
	17	890 – 920	10.0
	18	931 – 941	3.6
Temperatura Superficie/Nubes	19	915 – 965	15.0
	20	3.660 – 3.840	0.45
	21	3.929 – 3.989	2.38
	22	3.929 – 3.989	0.67
Temperatura atmosférica	23	4.020 – 4.080	0.79
	24	4.433 – 4.498	0.17
Vapor de agua de nubes Cirrus	25	4.482 – 4.549	0.59
	26	1.360 – 1.390	6.00
	27	6.535 – 6.895	1.16
Propiedades de las nubes	28	7.175 – 7.475	2.18
	29	8.400 – 8.700	9.58
Ozono	30	9.580 – 9.880	3.69
Temperatura Superficie/Nubes	31	10.780 – 11.280	9.55
	32	11.770 – 12.270	8.94
Altura al tope de la nube	33	13.185 – 13.485	4.52
	34	13.485 – 13.785	3.76
	35	13.785 – 14.085	3.11
	36	14.085 – 14.385	2.08

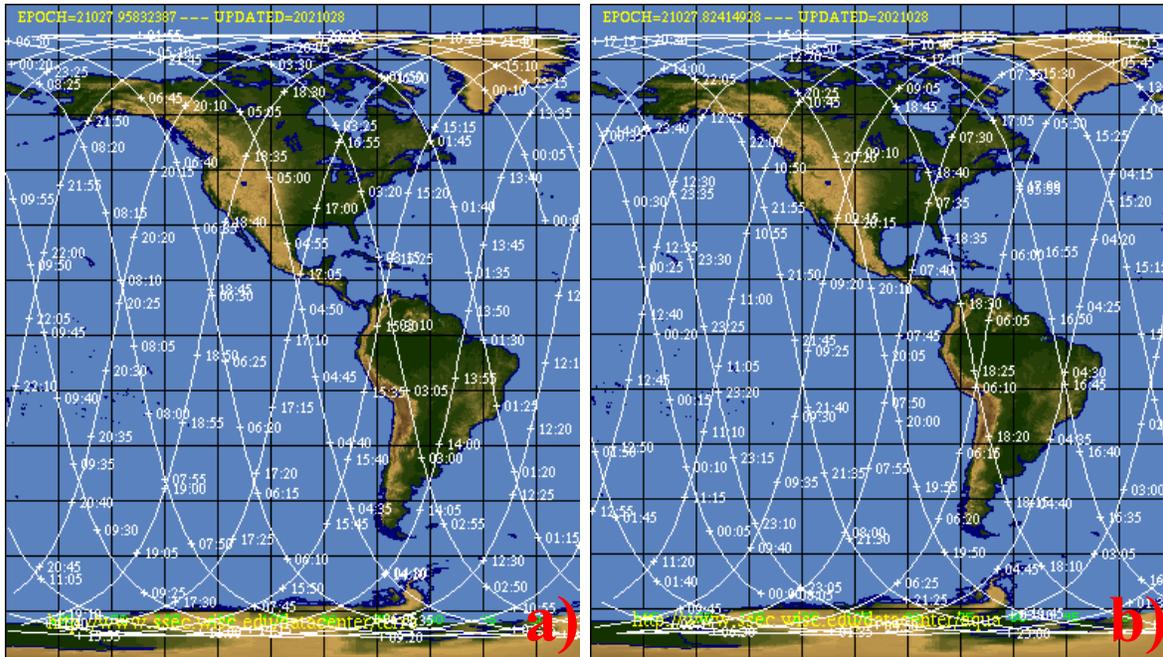


Figura 4.1. Órbita y cobertura espacial y temporal del sensor MODIS a bordo de Terra (a) y Aqua (b) alrededor del continente americano en horario UTC (Space Science and Engineering Center (SSEC)<sup>4</sup>, 2024)

## 4.2 Propiedades físicas y ópticas de las nubes medidas con MODIS

El espectrorradiómetro MODIS, a bordo de los satélites Terra y Aqua, proporciona una amplia gama de parámetros físicos de las nubes. Esta instrumentación avanzada permite obtener datos sobre diversas propiedades ópticas, microfísicas y geométricas de las nubes, lo cual es fundamental para entender su papel en el sistema climático y en la modulación de la radiación solar y térmica que alcanza la superficie terrestre. A continuación, se describen las propiedades principales que MODIS permite observar.

**Albedo de Nubes:** Es una medida de su capacidad para reflejar la radiación solar incidente. MODIS permite observar este parámetro calculando la fracción de radiación reflejada en las bandas visibles, lo cual es esencial para evaluar el

<sup>4</sup> Space Science and Engineering Center (SSEC) (Consultado en junio 2024). <https://www.ssec.wisc.edu/datacenter/aqua/> y <https://www.ssec.wisc.edu/datacenter/terra/>.

impacto de las nubes en el balance radiativo de la Tierra (King et al., 2003). El albedo depende de la estructura y densidad de la nube, así como de su contenido de agua y hielo, siendo mayor en nubes con alta densidad de gotas o cristales de hielo (Platnick et al., 2017). Este parámetro es particularmente relevante en estudios de cambio climático, ya que permite evaluar cómo variaciones en la cobertura nubosa pueden modificar la cantidad de energía solar que alcanza la superficie terrestre.

**Espesor Óptico:** Es otra propiedad clave observada mediante MODIS y mide la opacidad de la nube o su capacidad para bloquear la luz. Este parámetro se deriva de la atenuación de la radiación al pasar a través de la nube, y varía en función del tamaño de las partículas y de la densidad del agua o hielo presentes en la nube (Nakajima & King, 1990). El espesor óptico es esencial para entender la contribución de las nubes al efecto invernadero, ya que las nubes con mayor espesor óptico reflejan más radiación solar y absorben mayor radiación infrarroja, modulando así la energía que se retiene en la atmósfera (Platnick et al., 2017).

**Tamaño Efectivo de las Partículas:** El tamaño efectivo de las partículas de las nubes es otro parámetro crítico que MODIS puede medir, tanto en gotas de agua líquida como en cristales de hielo. Este parámetro se define como el promedio ponderado por área de las partículas y se relaciona directamente con el tipo de nube, la fase de sus partículas y sus propiedades ópticas (King et al., 2003). Las observaciones de MODIS en las bandas de infrarrojo cercano permiten estimar el tamaño de las partículas, que influye en la reflectividad de la nube y en su capacidad de generar precipitación, al indicar si las gotas están en condiciones de fusionarse para producir lluvia (Nakajima & King, 1990).

**Altura del tope de las Nubes:** Se refiere a la altitud máxima a la que se encuentra el tope de la nube, lo cual MODIS estima a través de la temperatura de brillo en las bandas del infrarrojo térmico (Platnick et al., 2017). Este parámetro es esencial para la caracterización de nubes de desarrollo vertical como los cumulonimbos (Cb), que

tienen mayor probabilidad de producir tormentas y precipitación intensa. Además, la altura de la cima de las nubes tiene implicaciones en la absorción y emisión de radiación infrarroja, impactando en el balance energético regional (Baum et al., 2012).

Fase de la Nube (Líquida o Hielo): MODIS permite determinar la fase de la nube, es decir, si sus partículas están en estado líquido o sólido (hielo), mediante observaciones en el espectro infrarrojo. Este aspecto es relevante, ya que la fase afecta las propiedades ópticas de la nube y su capacidad para reflejar y absorber radiación. Las nubes de hielo tienden a formarse en altitudes mayores y tienen un impacto diferente en la radiación que las nubes de agua líquida, especialmente en términos de dispersión de la luz (Platnick et al., 2017). La fase de las partículas también influye en la posibilidad de precipitación, siendo las nubes de agua más propensas a producir lluvia en comparación con las de hielo (Baum et al., 2012).

Contenido de Agua Líquida y Hielo: MODIS permite estimar el contenido de agua líquida y hielo en las nubes, un parámetro clave para entender el proceso de precipitación y la contribución de las nubes al ciclo hidrológico (King et al., 2003). El contenido de agua o hielo se calcula en función del espesor óptico y del tamaño de las partículas, y es fundamental para evaluar el potencial de las nubes para generar precipitaciones y su papel en el ciclo del agua en la región de estudio.

### **4.3 Clasificación de nubes de acuerdo con el ISCCP**

El International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), establecido por la Organización Meteorológica Mundial en 1983, ha jugado un papel crucial en el análisis global de nubes mediante observaciones satelitales. Este proyecto clasifica las nubes en función de sus propiedades ópticas y su altura en la atmósfera, empleando una estructura que distingue entre nubes de tipo bajo, medio y alto (Figura 4.2). La clasificación de nubes de ISCCP permite un estudio detallado de la climatología de nubes y su impacto en el sistema climático, ofreciendo una

estructura que se adapta bien a los datos derivados de sensores como el Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) (Rossow y Schiffer, 1999).

**Nubes Altas:** Las nubes altas en la clasificación del ISCCP incluyen cirros (Ci), cirroestratos (Cs) y cirrocúmulos (Cc). Estas nubes se forman a altitudes superiores a los 6,000 metros, en regiones de baja presión y temperatura, y están compuestas mayormente por cristales de hielo. Son importantes en el balance de energía de la Tierra, ya que afectan la radiación infrarroja debido a su estructura ópticamente delgada. Los datos MODIS proporcionan mediciones precisas de la altura y el espesor óptico de estas nubes mediante los canales de infrarrojo cercano y de onda corta, permitiendo identificar su efecto en la reflectividad y absorción de radiación solar (King et al., 2003). La precisión de MODIS en la detección de nubes altas es útil para monitorear cambios en patrones de nubosidad alta a escala regional y global.

**Nubes Medias:** En el ISCCP, las nubes medias abarcan a los altostratos (As) y altocúmulos (Ac), que se encuentran en una altitud media de entre 2,000 y 6,000 metros. Estas nubes tienen características intermedias de albedo y transmitancia, influyendo en el clima mediante la modulación de la radiación solar y el calor terrestre. A diferencia de las nubes bajas, las nubes medias tienen una capacidad moderada de retención de calor y reflexión de radiación solar. MODIS es capaz de detectar nubes medias con precisión gracias a su resolución y a los canales de espectro visible e infrarrojo, que permiten determinar su estructura y variabilidad (Platnick et al., 2017). Este tipo de información es fundamental para estudios de interacción nube-radiación en zonas con alta variabilidad climática, como el Noroeste de México (NOMEX).

**Nubes Bajas:** Las nubes bajas incluyen estratos (St), estratocúmulos (Sc) y cúmulos (Cu), formadas a altitudes inferiores a los 2,000 metros y caracterizadas por su alta densidad y espesor óptico, lo que les otorga una alta capacidad reflectante. Estas nubes contribuyen al enfriamiento de la superficie terrestre al

reflejar gran parte de la radiación solar entrante. Los datos de MODIS permiten un análisis detallado de su influencia en la reflectancia y en el balance de radiación a nivel local y global (Mace et al., 2006).

La clasificación de nubes del ISCCP y los datos MODIS son altamente complementarios, ya que mientras el ISCCP proporciona una clasificación global estandarizada para el estudio de nubes, MODIS permite caracterizar estas nubes con mayor precisión espacial y temporal. El uso conjunto de ambos recursos posibilita un análisis completo, donde ISCCP define los tipos de nubes y MODIS ofrece datos sobre las propiedades específicas de estas, como presión al tope de la nube y el espesor óptico (Figura 4.2). Esto facilita la comprensión de la interacción nube-clima en regiones como el NOMEX, donde las condiciones geográficas y climáticas afectan los patrones de nubosidad y precipitación (Rossow y Schiffer, 1999; King et al., 2003).

La aplicación de la clasificación del ISCCP junto con los datos de MODIS permite identificar patrones de nubosidad específicos en el NOMEX, relacionados con fenómenos climáticos regionales, como el monzón de American del Norte (NAM) y la influencia del Pacífico. Este enfoque conjunto aporta a la construcción de una climatología de nubes, fundamental para mejorar la modelización de sistemas atmosféricos en esta zona. Los datos combinados ayudan a entender cómo los diferentes tipos de nubes influyen en la variabilidad climática y la disponibilidad de agua en esta región, proporcionando información esencial para estudios sobre el cambio climático (Platnick et al., 2017).

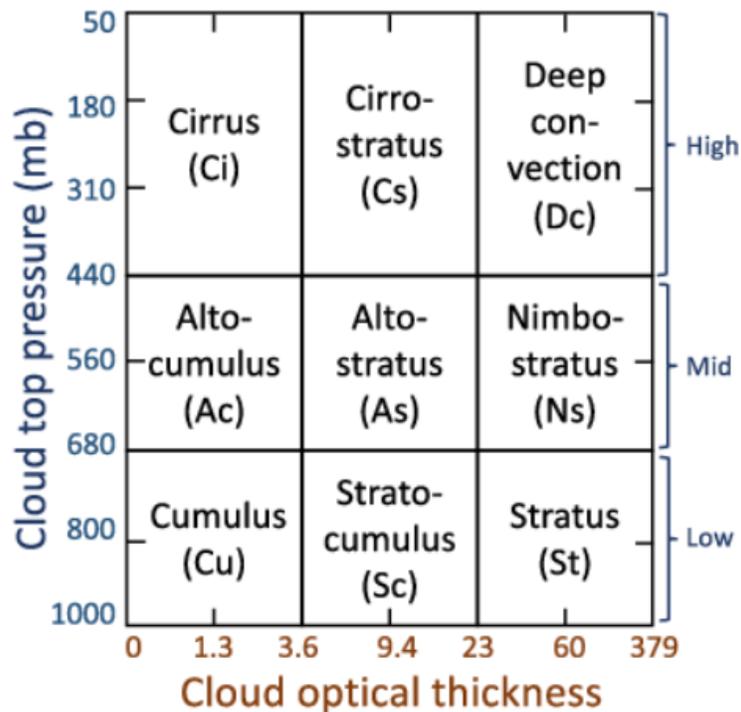


Figura 4.2. Clasificación de nubes utilizando propiedades físicas (presión al tope de la nube en milibares) (CTP) y ópticas (espesor óptico de las nubes) (COT) de acuerdo con el ISCCP.

#### 4.4 Cuantificación de nubes mediante datos MODIS

Para el presente estudio se extrajeron series de datos de 20 años (2001-2020) de datos MODIS (Terra y Aqua) de la página oficial de la NASA LAADS DAAC (<https://earthdata.nasa.gov/>) en formato HDF (Hierarchical Data Format) y NetCDF, ya que ambos son eficientes para almacenar grandes volúmenes de datos. Posteriormente fueron procesados en Python, empleando bibliotecas como h5py y netCDF4 para leer estos formatos (Figura 4.3). Luego, se extrajeron las variables más relevantes: altura de la nube, presión al tope de la nube, espesor óptico, temperatura en la cima, fase (hielo o agua), y el tipo de nube.

```
python Copiar código  
  
import h5py  
import netCDF4 as nc
```

Figura 4.3. Librerías h5py y netCDF4 utilizadas para el procesamiento de datos MODIS mediante Python.

MODIS proporciona una variedad de productos específicos para el estudio de nubes, como el Cloud Optical and Microphysical Properties (MOD06\_L2) y el Cloud Top Properties (MOD03). Las variables extraídas incluyeron archivos como: Cloud\_Top\_Height (CTH), Cloud\_Top\_Pressure (CTP), Cloud\_Optical\_Thickness (COT), Cloud\_Top\_Temperature (CTT). Una vez extraídas las variables, se manipularon estos datos mediante bibliotecas de análisis como numpy y pandas para organizar y transformar las variables en un formato más accesible para su análisis (Figura 4.4).

```
python Copiar código  
  
import numpy as np  
import pandas as pd  
  
# Ejemplo de lectura de un archivo MODIS HDF para extraer una variable  
with h5py.File('archivo_MODIS.hdf', 'r') as archivo:  
    altura_nube = archivo['Cloud_Top_Height'][:]  
    espesor_optico = archivo['Cloud_Optical_Thickness'][:]
```

Figura 4.4. Uso de herramientas numpy y pandas para análisis de series de datos MODIS.

Se clasificaron las nubes en altas, medias y bajas de acuerdo con el ISCCP (Figura 4.2), definiendo rangos de presión al tope y espesor óptico (Figura 4.5):

- Nubes altas: presión <440 mb, espesor óptico bajo.
- Nubes medias: presión entre 680 mb y 440 mb, espesor intermedio.

- Nubes bajas: presión > 680 mb, espesor óptico alto.

Con estas clasificaciones, se pudieron etiquetar y clasificar los datos en categorías de nubes usando funciones en Python.

```
python Copiar código  
  
import pandas as pd  
  
# Ejemplo de un conjunto de datos con presión en la cima de la nube y espesor óptico  
# Asegúrate de que tu conjunto de datos tenga las columnas correctas: 'Cloud_Top_Pressure'  
df = pd.DataFrame({  
    'Cloud_Top_Pressure': [900, 500, 200, 850, 450], # valores en hPa  
    'Cloud_Optical_Thickness': [5, 15, 8, 12, 3]  
})  
  
# Función para clasificar el tipo de nube según la presión en la cima de la nube  
def clasificar_nube(presion, espesor_optico):  
    if presion < 440 and espesor_optico < 10:  
        return 'Alta'  
    elif 440 <= presion <= 680:  
        return 'Media'  
    else:  
        return 'Baja'  
  
# Clasificar cada observación en el DataFrame  
df['Tipo_Nube'] = df.apply(lambda x: clasificar_nube(x['Cloud_Top_Pressure'], x['Cloud_Optical_Thickness']), axis=1)  
  
# Mostrar resultados  
print(f"Clasificación de nubes realizada por [Tu Nombre]:\n", df)
```

Figura 4.5. Código en Python para la clasificación de nubes basado en el COP y COT.

Para cuantificar los diferentes tipos de nubes en toda la serie temporal, se utilizaron funciones pandas para calcular la frecuencia de cada tipo de nube por año con el fin de elegir los tipos de nubes más comunes y por lo tanto con mayor influencia sobre la región de estudio y discriminar a las nubes con menor presencia. Esto implicó hacer groupby sobre el marco de datos resultante (Figura 4.6). Con este

conteo se generaron estadísticas descriptivas para observar las variaciones de frecuencia en cada tipo de nube, útiles en la elección de las nubes a estudiar.

```
python Copiar código  
  
conteo_tipos_nubes = df.groupby(['año', 'Tipo_Nube']).size().unstack(fill_value=0)
```

Figura 4.6. Utilización de librería para la cuantificación de los diferentes tipos de nubes

Para la visualización de los resultados se utilizaron funciones como matplotlib y seaborn, ideales para gráficos de series temporales, histogramas, y otros gráficos que muestren la distribución de los tipos de nubes en el tiempo (Figura 4.7). Finalmente, el almacenamiento de los resultados del procesamiento se hizo mediante archivos CSV, lo que permitió su posterior análisis y replicabilidad del estudio.

```
python Copiar código  
  
import matplotlib.pyplot as plt  
import seaborn as sns  
  
# Ejemplo: gráfico de frecuencia anual de cada tipo de nube  
conteo_tipos_nubes.plot(kind='bar', stacked=True)  
plt.title('Frecuencia anual de tipos de nubes según clasificación ISCCP')  
plt.xlabel('Año')  
plt.ylabel('Frecuencia')  
plt.show()
```

Figura 4.7. Librerías requeridas para la visualización de los datos obtenidos mediante Python

De esta manera, se fijó que todos los tipos de nubes que se presentaran con una cobertura del 10% o más con respecto al total de cobertura nubosa en periodos anuales, se tomarían en cuenta y el resto se eliminó. Así las nubes a analizar fueron: Cúmulos (Cu), Estratocúmulos (Sc), Altoestratos (As), Nimbostratos (Ns) y las Cumulonimbos o también etiquetadas como nubes de convección profunda (DCC por sus siglas en inglés) (Figura 4.8).

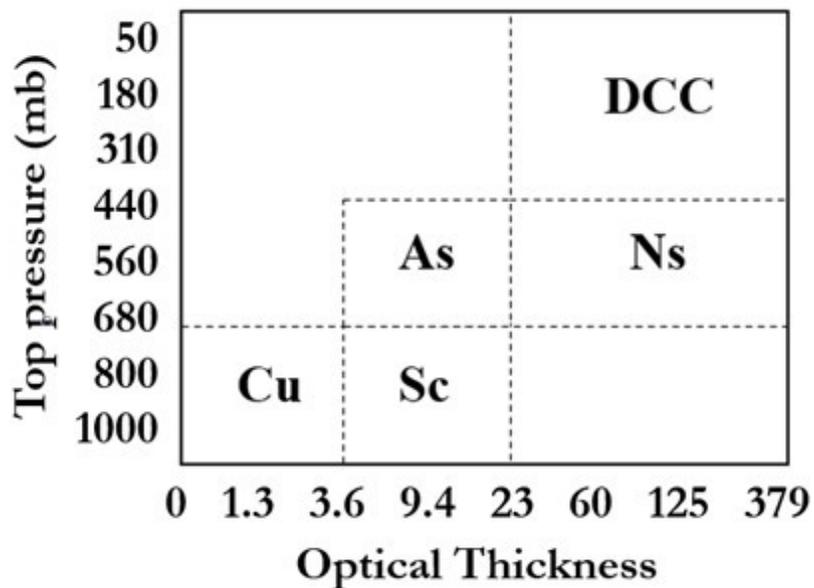


Figura 4.8. Propuesta de clasificación de nubes para el NOMEX durante el periodo 2001-2020 utilizando datos MODIS y basado en la clasificación de nubes del ISCCP

#### 4.5 Datos de reanálisis CHIRPS

El Conjunto de Datos de Precipitación con Estaciones y Satélites en Climas Poco Húmedos (CHIRPS, por sus siglas en inglés), desarrollado por el Climate Hazards Group en la Universidad de California, Santa Bárbara, es una herramienta esencial en el análisis de precipitaciones en zonas áridas y semiáridas. Desde su creación en 2014, CHIRPS ha proporcionado registros de precipitaciones de alta resolución espacial y temporal, basados en la combinación de datos de estaciones meteorológicas, imágenes satelitales y algoritmos de interpolación. Este conjunto de datos cubre regiones a nivel global desde 1981 hasta la fecha, lo que lo convierte en una referencia fundamental para estudios climáticos, modelización hidrológica y monitoreo de sequías (Funk et al., 2015).

CHIRPS cuenta con una resolución espacial de 0.05 grados (aproximadamente 5 km), lo cual permite una alta precisión en la estimación de las precipitaciones, incluso en zonas de difícil acceso. Su resolución temporal es de alta frecuencia, ya que proporciona datos diarios, decádicos (10 días) y mensuales, adaptándose así a distintos enfoques de análisis climático y a las necesidades de estudios específicos sobre patrones de precipitación (Funk et al., 2014). Esta flexibilidad facilita su uso en una amplia gama de investigaciones, desde la observación de eventos extremos hasta el análisis de tendencias de largo plazo.

Los datos de CHIRPS son el resultado de una combinación avanzada de observaciones satelitales y datos in situ de estaciones meteorológicas. En primer lugar, CHIRPS utiliza las observaciones de radiación infrarroja desde el satélite geoestacionario, las cuales se correlacionan con la ocurrencia de precipitación en zonas tropicales y semiáridas (Funk et al., 2015). Esta información se complementa con datos de estaciones terrestres, especialmente en regiones donde están disponibles las mediciones de precipitación confiables. Para aumentar la precisión, los datos satelitales e in situ se integran mediante algoritmos de interpolación y modelación climática, que minimizan las discrepancias y aseguran una cobertura más completa y precisa de la precipitación a nivel global.

La validación de los datos CHIRPS se ha realizado exhaustivamente comparándolos con otros productos de precipitación y con observaciones directas, mostrando una alta correlación y exactitud en la estimación de la precipitación, incluso en zonas con limitada infraestructura de monitoreo (Funk et al., 2014).

Los datos de CHIRPS son ampliamente utilizados en el monitoreo de sequías, estudios de cambio climático y en la planificación de recursos hídricos, especialmente en zonas vulnerables a las variaciones en los patrones de precipitación. Su precisión en la captura de datos en áreas semiáridas y áridas permite comprender mejor la relación entre la precipitación y la dinámica climática en estas regiones (Paredes-Trejo et al., 2016). En el contexto del NOMEX, los datos

CHIRPS son cruciales para identificar patrones de precipitación vinculados con la formación y características de las nubes, permitiendo a su vez evaluar el impacto de las nubes en el ciclo hidrológico regional y en la disponibilidad de recursos hídricos.

Para el procesamiento de las series de datos, los CHIRPS fueron descargados a través del portal de la Universidad de California, Santa Barbara (<https://data.chc.ucsb.edu/products/CHIRPS-2.0/>) en formato NetCDF, que es compatible con Python a través de bibliotecas como xarray, estos datos fueron recortados para el periodo del 2001 al 2020, para el Noroeste de México (NOMEX), seleccionando los límites geográficos deseados ( $lat\_min, lat\_max = 19, 32$ ) ( $lon\_min, lon\_max = -117, -105$ ). Se obtuvieron promedios de precipitación, a nivel mensual, estacional, anual y decadal mediante herramientas como `resample`, `filtered` y `mean`. Para realizar las gráficas de los datos y poder visualizar los promedios anteriormente calculados se usó la librería `matplotlib`.

#### **4.6 Datos de reanálisis ERA5**

El reanálisis ERA5, desarrollado por el Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos de Mediano Alcance (ECMWF, por sus siglas en inglés), proporciona uno de los conjuntos de datos más detallados y confiables para el estudio climático y meteorológico. Su lanzamiento en 2019 representó un avance significativo en la precisión y resolución de datos climáticos a escala global, con una cobertura temporal desde 1950 hasta el presente y con actualizaciones en tiempo casi real, lo que hace que ERA5 sea ideal para estudios de largo plazo y análisis de eventos extremos (Hersbach et al., 2020).

ERA5 tiene una alta resolución espacial de aproximadamente 31 km, y sus datos se ofrecen con una resolución temporal de 1 hora, lo que permite un análisis detallado de variaciones y tendencias climáticas a distintas escalas. Esta resolución posibilita la observación precisa de condiciones atmosféricas y procesos en regiones específicas, siendo ideal para estudios de climatología en zonas

complejas como el NOMEX, donde interactúan distintos sistemas climáticos (Hersbach et al., 2020). Esta característica también permite estudiar fenómenos con alta variabilidad temporal, como tormentas y otros eventos de corta duración.

El conjunto de datos ERA5 ofrece una amplia gama de variables atmosféricas y de superficie, que incluyen temperatura, presión, vientos, humedad, radiación, precipitaciones, entre otros, en distintos niveles de la atmósfera. Esto proporciona una base detallada para el análisis de procesos atmosféricos y permite estudiar la interacción entre factores como la temperatura y la humedad en la formación de nubes y otros fenómenos atmosféricos en la región de estudio (Bell et al., 2021). Los datos de ERA5 también permiten la observación de variables relacionadas con el balance energético y la humedad en la superficie terrestre, lo cual es fundamental para comprender los procesos climáticos locales.

ERA5 se basa en un modelo numérico de predicción del tiempo, combinado con observaciones de satélites, estaciones terrestres y datos de radiosondeo, integrando una asimilación avanzada de datos. Este proceso genera una representación climática coherente, en la que se minimizan las inconsistencias y errores en las observaciones originales, proporcionando un conjunto de datos con alta precisión y consistencia temporal y espacial (Hersbach et al., 2020). Este modelo de asimilación de datos combina observaciones pasadas y simulaciones mediante ecuaciones de dinámica atmosférica y termodinámica, permitiendo reconstruir condiciones atmosféricas pasadas con alto nivel de detalle, lo cual es fundamental para el análisis retrospectivo y la identificación de tendencias a largo plazo (Beck et al., 2019).

Los datos de ERA5 han sido utilizados en numerosos estudios de climatología y meteorología, proporcionando información esencial para la modelización climática y el monitoreo de eventos extremos. En regiones como el NOMEX, donde los patrones de precipitación y nubosidad presentan alta variabilidad, ERA5 es una herramienta esencial para entender la relación entre la cobertura de nubes y los

patrones de precipitación y temperatura, contribuyendo así a una mejor modelización y predicción climática (Bell et al., 2021). Además, al ofrecer una cobertura histórica y actual, ERA5 permite realizar estudios comparativos y evaluar los cambios en variables atmosféricas claves en respuesta al cambio climático.

Para la carga y exploración inicial de los datos ERA5 se descargaron del portal de datos de reanálisis de ECMWF, Copernicus Climate Data Store (<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets>) en formato NetCDF, accesible mediante Python, usando la biblioteca xarray. Este paso permitió verificar las dimensiones, unidades y coordenadas del archivo, facilitando una comprensión de las variables y su rango de cobertura.

Las variables seleccionadas en ERA5 que son relevantes para la climatología de nubes en el NOMEX incluyen:

- Temperatura superficial a 2 metros (t2m): Representa la temperatura cerca de la superficie, influyendo en la evaporación y el ciclo del agua, lo cual es clave para la formación de nubes.
- Humedad específica y humedad relativa (q) (r): Ambas proporcionan información sobre el contenido de vapor de agua en la atmósfera, un factor crítico en la formación de nubes.
- Viento en niveles de 10 metros (u10) (v10): Influye en el movimiento y desarrollo de las nubes, ya que determina el transporte de masas de aire húmedo.
- Radiación solar y radiación de onda larga (ssr) (str): La radiación en la superficie y en la parte superior de la atmósfera es esencial para entender el balance de energía y cómo las nubes reflejan y absorben radiación solar y térmica.
- Presión atmosférica al nivel de superficie y al tope de la nube (sp) (tcp): La presión influye en la estabilidad atmosférica, clave para entender las diferentes capas y tipos de nubes.

Para centrar el análisis en el NOMEX, se filtran los datos por las coordenadas geográficas de la región, entre 24° y 32°N de latitud y 117° y 105°W de longitud. Se calcularon promedios espaciales sobre toda la región y también promedios a diferentes escalas temporales. Finalmente, se procesaron y visualizaron estos datos para analizar la relación de cada variable con la formación y características de las nubes.

## Capítulo 5. Resultados

A partir de la obtención de los parámetros físicos y ópticos de las nubes tomados de los datos procesados de MODIS para el periodo del 2001 al 2020 en la región del NOMEX, se calcularon los promedios totales y también el número total de casos de eventos convectivos que en promedio resultaron de 1.6 casos por día. Los parámetros más importantes fueron el espesor óptico de las nubes (COT, por sus siglas en inglés) que representa la opacidad de las nubes, asociada a la capacidad de estas para reflejar la radiación solar (Figura 5.1a) y presión al tope de la nube (CTP por sus siglas en inglés) que indica la altitud de las nubes, en donde los valores más bajos de presión representan nubes más altas asociadas generalmente a convección intensa. (Figura 5.1b). En cuanto al COT promedio total se observan los valores más altos en la parte continental cercana a las sierras, lo que indica nubes de mayor espesor, por lo tanto, mayor albedo y esto resulta en una reducción en gran medida del calentamiento superficial. Por el contrario, los valores más bajo de COT se ubican sobre el Océano Pacífico (OP) y el Golfo de California (GC), lo que sugiere nubes más delgadas en áreas marítimas e indican una menor capacidad de bloqueo de radiación.

El comportamiento promedio del CTP coincide notoriamente con las regiones de contraste que se presentan en el análisis del COT siendo además inversamente proporcionales. El CTP en las regiones continentales, sobre todo en la Sierra Madre Occidental (SMOcc) y la Sierra de Baja California (SBC) presenta valores bajos, lo que indica presencia de nubes altas asociadas a un importante desarrollo vertical, predominantemente debido a la convección forzada, mientras que en el interior del Océano Pacífico destacan las presiones más altas, asociadas a condiciones atmosféricas estables y por lo tanto baja probabilidad de formación de nubes.

En la figura 5.1c se muestra el promedio total del potencial de agua contenida en la nube (CWP por sus siglas en inglés), es decir la cantidad de agua (líquida o sólida) que contienen las nubes. Los valores más altos se distribuyen sobre las regiones al

este y en las zonas montañosas lo que implica una relación de estas zonas con los ascensos de humedad debido a la orografía pronunciada. Los valores más bajos de CWP predominan sobre las zonas marítimas, lo que se traduce en condiciones más secas o nubes delgadas y coincide con el análisis de los parámetros anteriores.

La frecuencia de eventos convectivos detectados en el transcurso de 20 años muestra una alta densidad de casos dentro del continente, enfatizando en las zonas costeras y montañosas, ligado a la interacción tierra-mar y favorecido además por las cadenas montañosas y las condiciones termodinámicas locales. Mientras que la menor densidad de estos eventos domina sobre el océano abierto (Figura 5.1d).

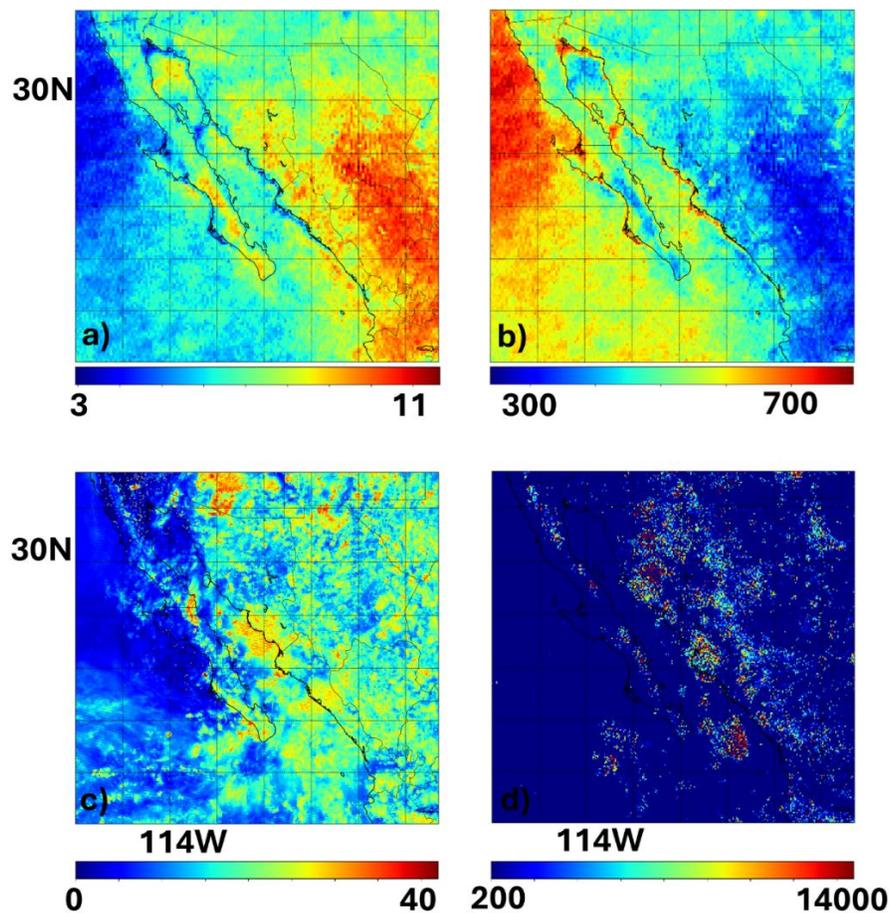
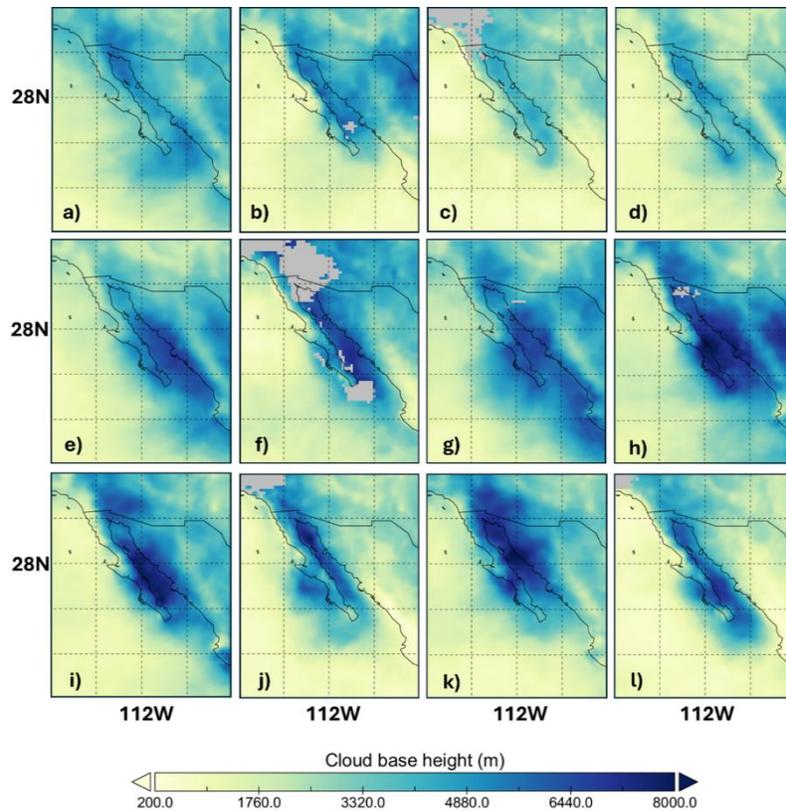


Figura 5.1. Parámetros físicos y ópticos de las nubes calculados a partir de datos MODIS para el periodo 2001-2020 en la región del noroeste de México. Promedio del espesor óptico de las nubes (a), promedio de la presión al tope de la nube en hPa (b), promedio del camino óptico de la nube en  $g/m^2$  (c) y número total de casos convectivos (d)

La imagen 5.2 representa la altura de la base de las nubes en la región del NOMEX, distribuida en promedios mensuales desde enero (5.2a) a diciembre (5.2l), la escala indica que las nubes más bajas (200 metros) se encuentran en tonalidad amarillas y las nubes más altas (de aproximadamente 8000 m) en colores azules oscuros. Se observan patrones estacionales, en los meses de invierno predominan las nubes de entre 2000 y 4000 metros sobre el OP y zonas costeras. En el interior de la península de Baja California y del golfo, la altura de la base es mayor alcanzado hasta 6000 m en los meses de verano-otoño y se pueden observar también algunas áreas con datos faltantes (color gris) debido a algunas limitaciones al momento de obtener los datos satelitales. Durante junio se observa un incremento en la altura de la base de las nubes, especialmente en el interior de la Península y que se mantiene hasta septiembre, esto asociado a los aumentos de humedad y temperatura. Para los últimos meses del año la tendencia de la altura de la base es negativa. Son muy claras las diferencias regionales entre la parte oceánica y las zonas costeras y tierra adentro, lo que coincide con lo observado con otros parámetros nubosos, así como con la cantidad de nubes de gran desarrollo vertical (DCC).

La figura 5.3 representa la cantidad total de agua líquida contenida en las nubes, expresada en  $\text{kg/m}^2$ , en el noroeste de México. Los datos corresponden a promedios mensuales desde enero (a) hasta diciembre (l). La escala de colores utilizada indica la concentración de agua en las nubes, donde los tonos blancos representan valores de ( $\sim 0.0 \text{ kg/m}^2$ ), mientras que los tonos azul oscuro indican valores más altos ( $\sim 0.3 \text{ kg/m}^2$ ). Durante la temporada invernal (enero a marzo), se observa un contenido reducido de agua en las nubes, con valores variando entre  $0.0\text{-}0.1 \text{ kg/m}^2$  en la mayor parte de la región. Las mayores concentraciones se encuentran sobre el océano Pacífico, al oeste de la península de Baja California, lo que sugiere que la mayor disponibilidad de humedad en estos meses se limita a las regiones oceánicas. En la primavera (abril a junio), la cantidad de agua en las nubes se mantiene baja, con una ligera disminución en zonas oceánicas.



5.2. Distribución mensual promedio de la altura de la base de las nubes (en metros) en el Noroeste de México, obtenida a partir de datos satelitales MODIS para el periodo 2010-2020. Desde enero (a) a diciembre (l)

En el interior de la península de Baja California los valores son mínimos, lo que sugiere condiciones más secas y una reducción en la formación de nubes con alto contenido de agua líquida. Durante la temporada de verano (julio a septiembre), se registra un aumento significativo en la cantidad de agua líquida en las nubes, especialmente sobre el OP y la costa occidental de Baja California. En los meses de agosto y septiembre, los valores más altos ( $\sim 0.3 \text{ kg/m}^2$ ) se encuentran en el suroeste de la región, lo que indica un incremento en la humedad atmosférica asociado con el NAM. Este fenómeno transporta aire cálido y húmedo desde el océano, favoreciendo la formación de nubes con mayor contenido de agua en esta región. En la temporada otoñal (octubre a diciembre), se observa una disminución progresiva del contenido de agua en las nubes. En diciembre, los valores son similares a los registrados en enero, lo que sugiere un retorno a condiciones más secas típicas del invierno

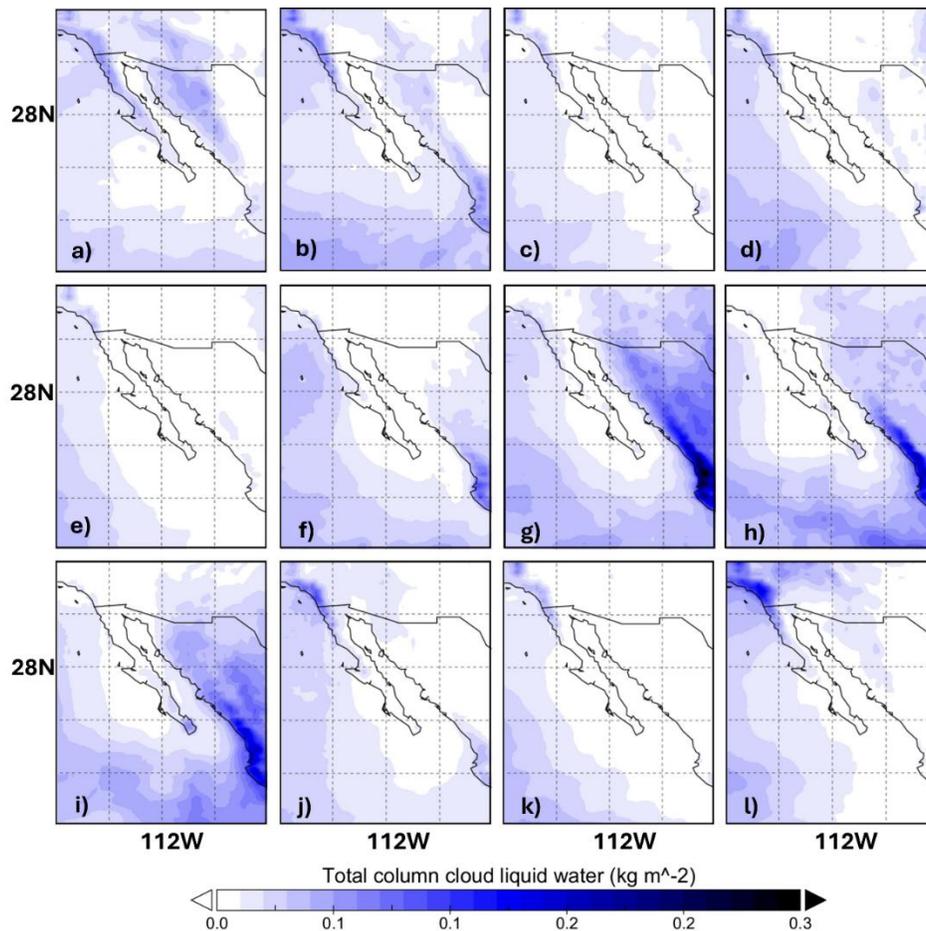


Figura 5.3. Distribución promedio mensual del contenido total de agua líquida en las nubes ( $\text{kg}/\text{m}^2$ ) en el NOMEX para el periodo 2001-2020, de enero (a) a diciembre (l), utilizando datos MODIS

La figura 5.4 presenta la divergencia (o convergencia) de humedad integrada verticalmente en el noroeste de México, comparando valores promedio de 20 años para julio (a) y agosto (c) con los mismos meses del año 2010 (b y d, respectivamente). En la escala mostrada, los valores negativos representan convergencia de humedad, lo que favorece la formación de nubes y potenciales eventos de precipitación más intensos. Por el contrario, los valores positivos indican divergencia de humedad, asociada a condiciones más secas.

En los mapas de julio y agosto promediados a 20 años (a y c), se aprecia que las zonas costeras del Pacífico y en el interior del GC los valores indican una leve divergencia. Sobre la Península de Baja California y sobre la parte continental se observan valores negativos indicando zonas de convergencia intensas, sobre todo en la parte de la Sierra Madre Occidental y en la parte sur de la zona de estudio. Esta convergencia de humedad está estrechamente vinculada al monzón de Norteamérica, que introduce aire cálido y húmedo desde el suroeste, generando un aporte significativo de humedad durante los meses de verano.

En los paneles correspondientes a julio y agosto de 2010 (b y d), se observan diferencias en la intensidad y distribución de las zonas de divergencia en el Océano Pacífico y Golfo de California. En algunas áreas costeras, la divergencia de humedad puede ser más acentuada o desplazarse ligeramente, lo que indica un posible aumento o reconfiguración de las condiciones atmosféricas. También se identifican regiones de divergencia, señalando sectores donde la humedad se dispersa y las lluvias podrían ser menos intensas o frecuentes. Estas variaciones respecto al promedio multianual pueden asociarse a fenómenos oceánicos-atmosféricos específicos de 2010, como El Niño/La Niña, y a la variabilidad estacional propia de la región. Las zonas de convergencia se encuentran a lo largo de la SMOcc y en la parte sur del dominio, con semejanza con los promedios de veinte años.

En conjunto, la comparación entre los promedios de 20 años y el año 2010 pone de manifiesto la influencia del NAM y de los patrones climáticos de gran escala sobre la distribución de humedad y la ocurrencia de precipitación en el NOMEX. La presencia de valores negativos persistentes en la franja costera del Pacífico durante julio y agosto sugiere la relevancia de los flujos de humedad provenientes del suroeste, mientras que las variaciones espaciales y temporales dentro de la península de Baja California evidencian la complejidad de los procesos atmosféricos que determinan la intensidad y localización de las lluvias de verano.

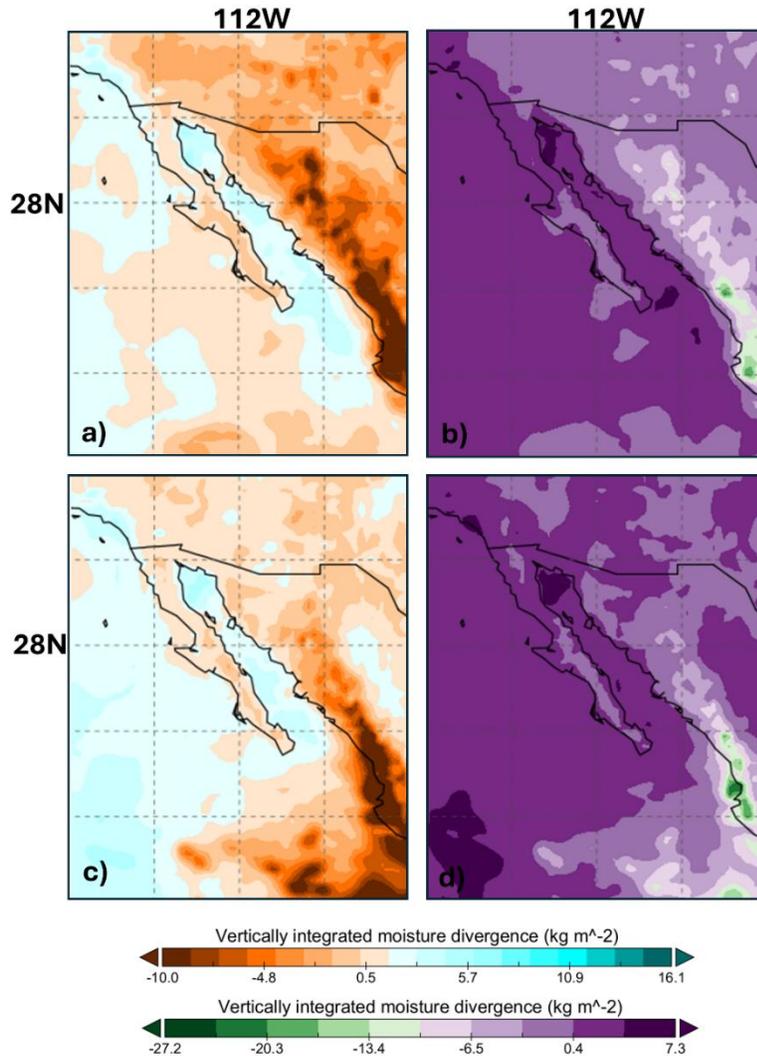


Figura 5.4. Distribución de la divergencia y convergencia de humedad integrada verticalmente en el noroeste de México. Los paneles a) y c) muestran el comportamiento promedio de los 20 años para julio y agosto respectivamente (escala superior). Los paneles b) y d) corresponden a julio y agosto del 2010 (escala inferior)

Con los parámetros físicos de espesor óptico de la nube y presión al tope de la nube, se realizó la categorización de todos los datos MODIS con el objetivo de clasificar las nubes de acuerdo con lo establecido por el ISCCP (Figura 4.8). Se encontró que durante el periodo de estudio (2001-2020) las nubes que se detectaron en los 20 años de análisis sin excepción fueron las nubes convectivas profundas

(DCC), las de tipo altostratos (St), los nimbostratos (Ns), los cúmulos (Cu) y los estratocúmulos (Sc) (Figura 5.5). El resto de las nubes fueron discriminadas debido a su inconsistente y mínima presencia para el NOMEX durante el periodo de estudio.

En la figura 5.5 se observa que las DCC son las nubes más dominantes en el periodo analizado, representando una cobertura significativa en todos los años y manteniéndose estable, aunque con un ligero aumento en los años recientes, posiblemente vinculado a un incremento en la intensidad de eventos convectivos, como los asociados al NAM. Las nubes cúmulos muestran una presencia considerable, con una contribución menor que las DCC, pero relativamente constantes a lo largo del tiempo. La estabilidad de su cobertura refleja condiciones típicas de convección local y radiación solar. Las Ns, As y Sc tienen una contribución mucho menor. Los nimbostratos muestran pequeñas fluctuaciones, posiblemente relacionadas con eventos de lluvias moderadas. Los As y Sc son menos frecuentes en comparación con las DCC y Cu, lo que puede deberse a las características climáticas de la región.

La distribución mensual promedio de las DCC muestra un alcance máximo de cobertura entre junio y agosto, coincidiendo con la temporada de verano y la influencia del NAM. La fuerte actividad convectiva en esta época explica el incremento de las DCC, ya que son comunes durante tormentas intensas. Las Cu tienen una presencia más uniforme a lo largo del año, aunque destacan en los meses de primavera y verano (mayo a octubre), cuando la radiación solar favorece el desarrollo de nubes convectivas locales. Los Ns tienen un pico menor durante la temporada de invierno y primavera (diciembre a marzo), posiblemente asociado a frentes fríos y lluvias ligeras que inhiben el desarrollo de este tipo de nubes. Los As presentan valores más bajos y no muestran un patrón estacional claro, lo que refleja su mínimo impacto en la región. Las Sc tienen un ligero aumento en los meses de verano (julio-agosto), probablemente relacionado con condiciones de baja altitud.

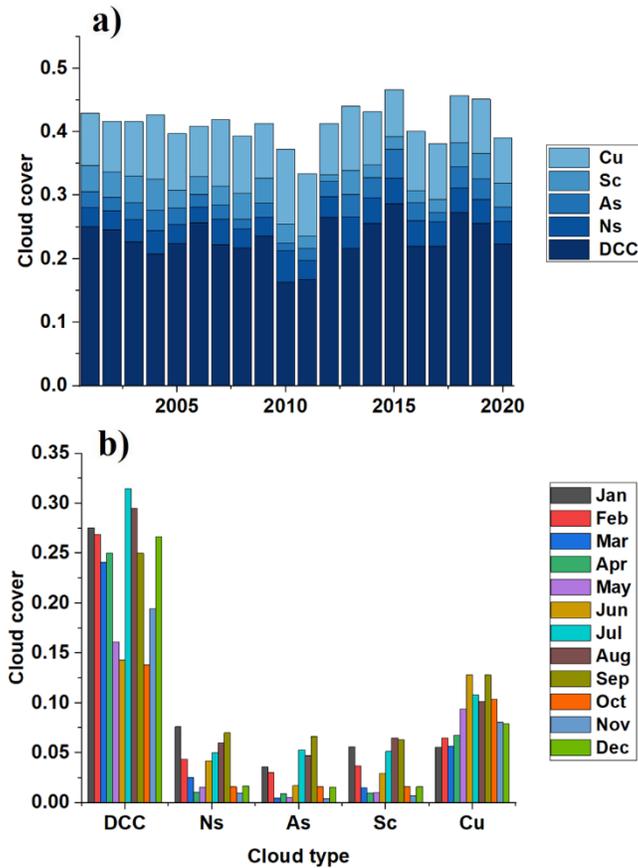


Figura 5.5. Promedio anual (2001-2020) de cobertura de los diferentes tipos de nubes (convección profunda-DCC, cúmulos-Cu, estratocúmulos-Sc, nimbostratos-Ns y altoestratos-As)

Todas las categorías de nubes (DCC, Ns, As, Sc, Cu) muestran variaciones significativas a lo largo del tiempo, lo que sugiere una dinámica atmosférica marcada. Algunas categorías como DCC tienen oscilaciones más amplias en comparación con otras (como Cu), lo que indica cambios más abruptos en su frecuencia o propiedades (Figura 5.6a). Los ciclos de variabilidad tienen periodicidades diferentes entre los tipos de nubes. Esto podría estar relacionado con variaciones estacionales, interanuales o eventos climáticos (como El Niño y La Niña).

Las líneas de tendencia indican cómo ha cambiado la ocurrencia de cada tipo de nube, a lo largo de las dos décadas las nubes convectivas profundas muestran una

ligera tendencia positiva, resultado de un aumento en la dinámica de formación de nubes asociados a mayores temperaturas en superficie (tierra y océano). Los nimbostratos (Ns) y los altoestratos (As) también muestran una tendencia positiva. Los cumulus (Cu) y los estratocúmulos (Sc) exhiben una tendencia negativa, aunque más sutil que las DCC (Figura 5.6b).

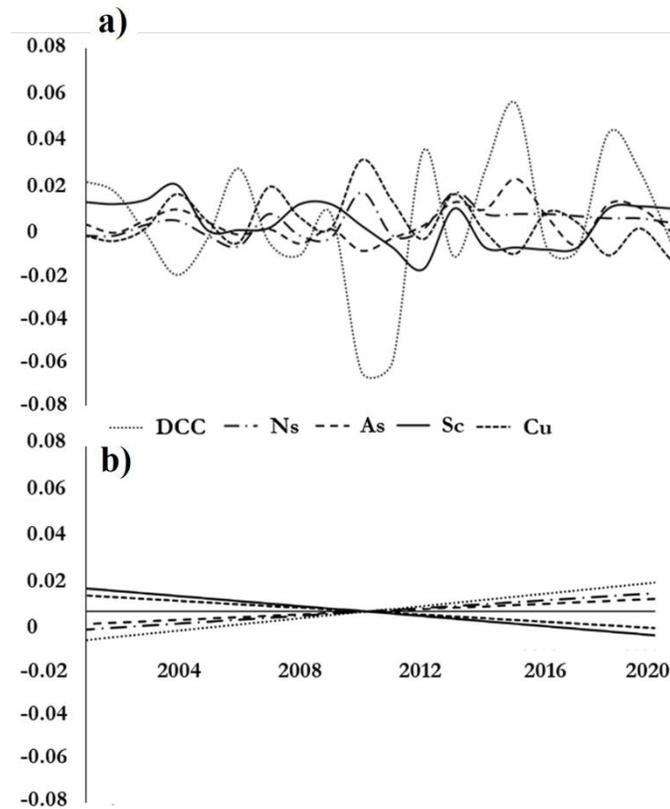


Figura 5.6. Distribución anual (2001-2020) de cobertura de los diferentes tipos de nubes (a) y líneas de tendencia (b)

El comportamiento diario de las nubes con mayor presencia (DCC y Cu) mostró patrones destacados a lo largo de las diferentes estaciones del año (Figura 5.7). En la temporada invernal los cumulus tienen un comportamiento muy marcado en las primeras horas del día, con un pico alrededor del mediodía (12:00 h). Las DCC, en cambio, aumentan significativamente durante la tarde y alcanzan su máximo al anochecer (18:00 - 20:00 h) (Figura 5.7a). Este patrón podría reflejar procesos de calentamiento diurno más débiles en invierno y, por lo tanto, la actividad de las

cumulus y cumulonimbus es más breve, concentrándose en intervalos horarios específicos.

Para la primavera las Cu muestran un aumento más temprano, alcanzando su máximo alrededor del mediodía y luego disminuyendo hacia la tarde. Las DCC tienen un comportamiento más homogéneo, pero con un pico más acentuado entre las 16:00 y 20:00 h. Este comportamiento podría relacionarse con una transición hacia condiciones térmicas más marcadas (Figura 5.7b).

Durante el verano ambas nubes presentan picos más pronunciados comparados con otras estaciones, lo que refleja un mayor desarrollo de convección debido a las altas temperaturas superficiales (Figura 5.7c). Las Cu alcanzan su máximo al mediodía, mientras que las DCC tienen su punto más alto entre las 16:00 y 20:00 h, indicando una evolución desde nubes poco profundas hacia tormentas maduras por la tarde. Las cumulonimbus tienen una duración más prolongada en comparación con invierno y otoño, extendiéndose desde las 14:00 hasta las 22:00 h aproximadamente.

En el otoño el comportamiento de las nubes cumulus es similar al del invierno, aunque su intensidad es algo mayor. Las DCC mantienen un pico durante la tarde, pero con menor intensidad comparado con primavera y verano (Figura 5.7d).

Lo anterior indica que, en verano y primavera, las Cu tienen un comportamiento más temprano y concentrado en las primeras horas del día con un máximo a las 12:00 horas mientras que las DCC dominan en la tarde con un máximo a las 18:00 horas, mostrando un desarrollo tardío, pero más intenso. En invierno y otoño, las cumulus presentan un pico menos pronunciado, y las cumulonimbus también muestran una menor actividad relativa. Las diferencias estacionales reflejan variaciones en la energía disponible en la atmósfera, controlada por la radiación solar y los patrones de humedad. En verano, la mayor radiación y el contenido de humedad favorecen el desarrollo de cumulonimbus intensas, mientras que en invierno una menor

disponibilidad de energía reduce su formación. Así mismo la prolongada duración diurna de las DCC en verano puede deberse a un suministro constante de humedad y calor durante la tarde y primeras horas de la noche. Las tendencias temporales muestran que en ambas nubes el rango de variación diaria (diferencia entre el máximo y el mínimo) es mayor en verano. Esto sugiere que las condiciones térmicas y de humedad durante esta estación son más favorables para el desarrollo de convección. Mientras que, en el invierno, la amplitud es menor, lo que indica una menor intensidad de los procesos convectivos.

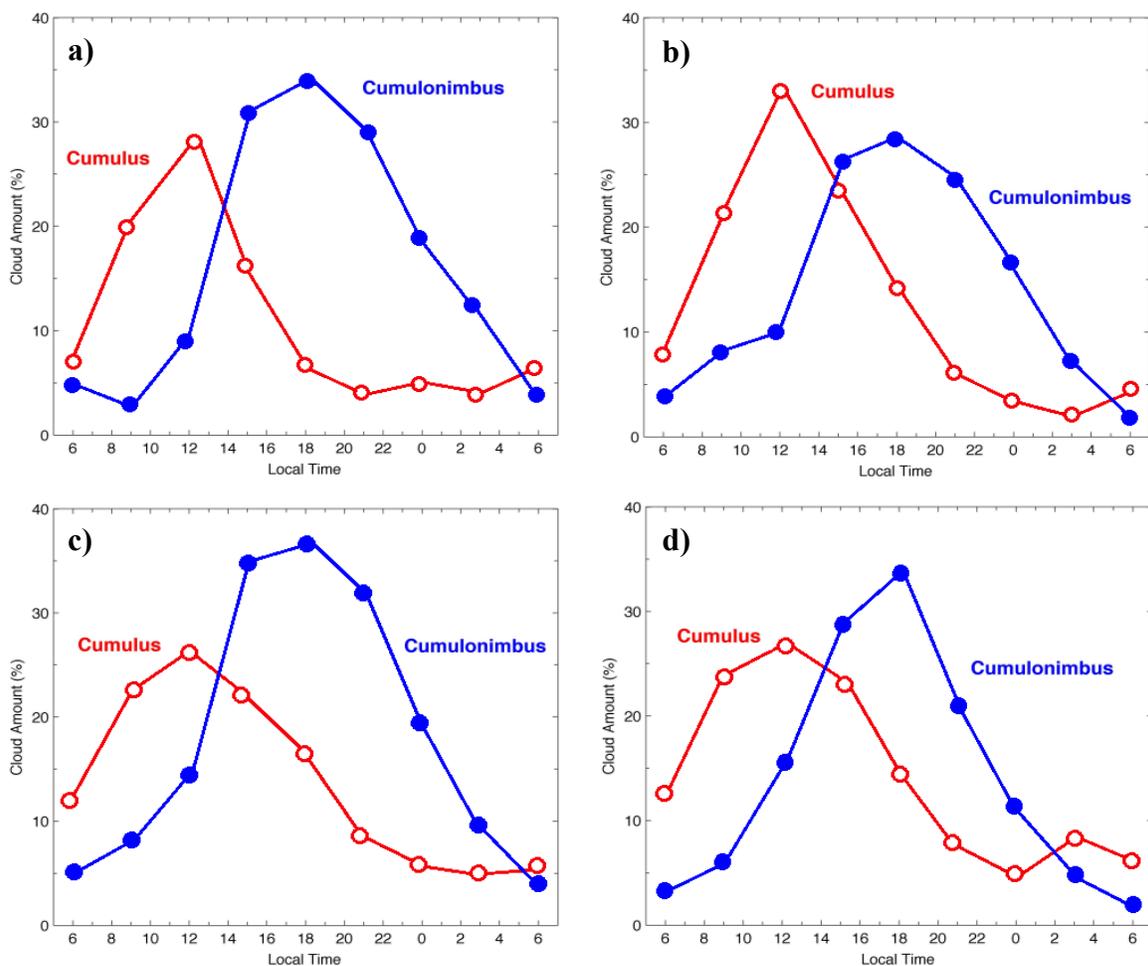


Figura 5.7. Variación diurna promedio de las nubes cumulus (línea roja) y las cumulonimbus (línea azul) durante el invierno (a), primavera (b), verano (c) y otoño (d)

A partir de la serie de 20 años de análisis, se tomaron años extremos de cobertura de nubosidad. Los años con menor presencia nubosa fueron el 2002, 2003 y 2009 (Figura 5.8 a,b,c) y los años con mayor cobertura fueron el 2014, 2015 y 2018 (Figura 5.8 d,e,f). Se observa que las DCC predominan en estos años extremos, con un máximo en 2018 (61.9%) y un mínimo en 2003 (41.5%). Esto resalta su importancia en la climatología del NOMEX, asociada con eventos de convección y lluvias intensas. Las Cu se muestran altamente variables, con un máximo en 2003 (48.7%) y un mínimo en 2018 (28.3%). Su comportamiento refleja la estabilidad atmosférica típica de la región. En contraste, se observan las nubes con menor presencia, los altoestratos (As) y nimbostratos (Ns) representan una fracción menor del total, pero su comportamiento es relevante para identificar periodos de lluvias persistentes o eventos frontales. Por último, las nubes de tipo stratus (St) son consistentemente bajas en todos los años, sugiriendo cielos mayormente despejados y poca estratificación asociados a las estaciones de primavera y otoño como se analiza en la figura 5.5.

Al considerar el periodo completo (2001-2020) y evaluar años extremos, se observan tendencias representativas de los tipos de nubes en la región. Los resultados sugieren que la mayor presencia de nubes DCC (convectivas profunda) y Cu (cúmulos) podría estar asociada con patrones climatológicos dominantes y a la variabilidad interanual que caracteriza al Noroeste de México (NOMEX). La formación de nubes densas de desarrollo vertical es común en épocas de convección intensa, como en el verano, debido al Monzón de Norteamérica, que genera gran inestabilidad atmosférica y altas tasas de ascenso de aire húmedo. Este fenómeno es característico del verano y aporta humedad tropical al NOMEX, promoviendo la formación de tormentas convectivas y nubes DCC. Además, su influencia puede extenderse a lo largo del periodo analizado, generando alta variabilidad interanual en las características de las nubes. Mientras que los cúmulos suelen desarrollarse bajo condiciones de alta radiación solar y humedad moderada, características típicas de la primavera y el inicio del verano.

Otros factores que impactan directamente en las distribuciones nubosas son el calentamiento global y el cambio climático que podrían estar intensificando la convección en el NOMEX, aumentando la frecuencia y cobertura de nubes DCC en años más recientes del periodo estudiado (2010-2020). Los eventos de El Niño y La Niña que afectan la disponibilidad de humedad y los patrones de precipitación en la región, modulando la formación de nubes convectivas y estratiformes. Así como la compleja orografía del NOMEX, con la Sierra Madre Occidental, favorece el levantamiento orográfico y la formación de nubes de convección forzada (Cu y DCC) en áreas específicas.

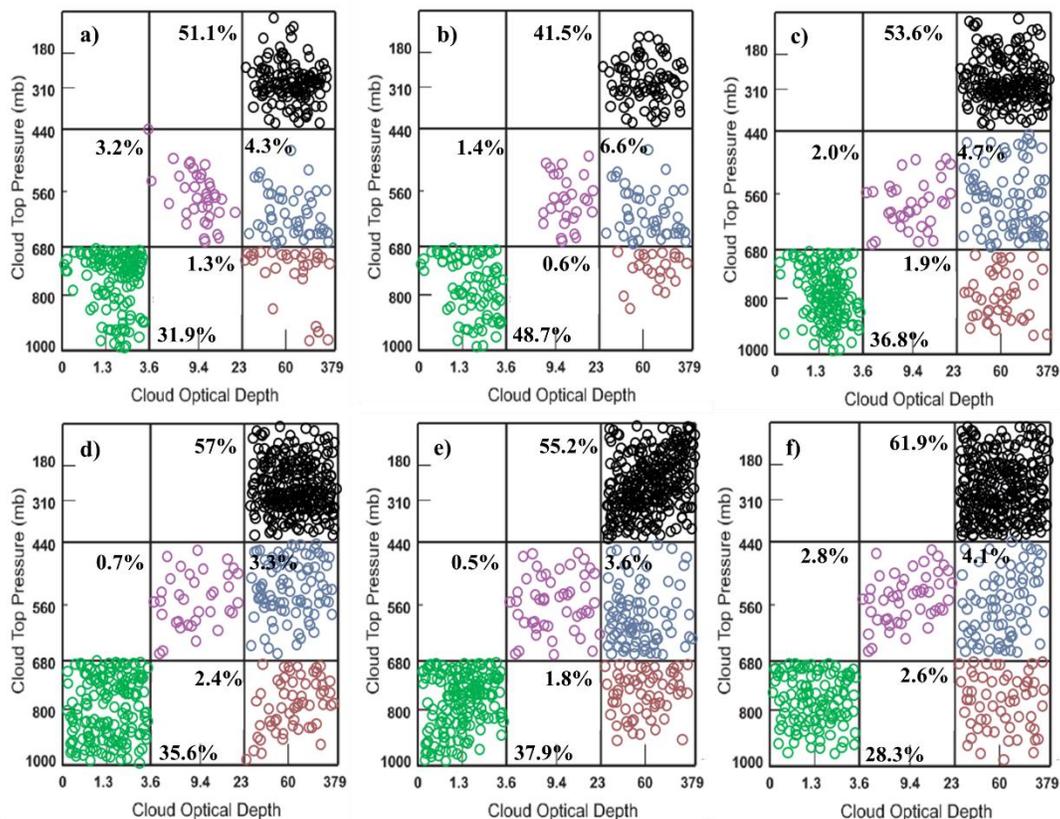


Figura 5.8. Nubes detectadas mediante datos MODIS de acuerdo con la clasificación del ISCCP para años identificados como extremos. Menor nubosidad: 2002 (a), 2003 (b) y 2009 (c) y mayor nubosidad: 2014 (d), 2015 (e) y 2018 (f)

La figura 5.9 muestra la fracción de la cobertura nubosa total de los datos MODIS a una resolución horizontal de  $0.1^\circ$  (aproximadamente 12 km). Cada gráfica representa la cobertura promedio mensual, incluyendo los cinco tipos de nubes (DCC, Cu, Ns, As y Sc). La cobertura nubosa en la región noroeste de México muestra un comportamiento estacional influenciado por la actividad monzónica de verano, principalmente de junio a septiembre. En esa época del año, la nubosidad se localiza principalmente en el sur del Golfo de California, Sonora y Sinaloa en la costa oeste de México. Al inicio del verano, en junio, se presenta un incremento de la nubosidad sobre la ubicación geográfica de la Sierra Madre Occidental (SMOcc) asociado al flujo de humedad proveniente del Océano Pacífico Oriental (Domínguez y Kumar, 2005). El flujo de humedad hacia el interior aumenta los ascensos forzados de vapor de agua y la actividad convectiva en la región montañosa del noroeste de México (Farfán et al., 2021). En julio, la nubosidad cubre amplias zonas del territorio costero continental, el sur del GC y la Península de Baja California (PBC); los valores máximos de cobertura se presentan en las costas de Jalisco (Jal), Nayarit (Nay) y Sinaloa (Sin). La nubosidad mantiene valores elevados sobre la SMOcc y la costa en agosto y septiembre. Al final del monzón, la nubosidad disminuye en las costas del Pacífico oriental y a lo largo de la parte norte de la sierra madre, caracterizando el fin de la temporada de lluvias y ciclones tropicales en las cuencas del Pacífico occidental (Farfán et al., 2021).

De noviembre a marzo, la nubosidad se observa en la región del Pacífico nororiental, cuando las nubes asociadas con el Altiplano del Pacífico Norte impulsan las masas de aire frío y húmedo desde el norte y el Pacífico central (Douglas et al., 1982). Esta dinámica en invierno se asocia con la intensificación de la Corriente en Chorro, el transporte de humedad hacia el Pacífico nororiental, que genera alta nubosidad y lluvias en el sur de California y la PBC. Es interesante observar que, en los meses de transición, abril y mayo, se presenta un debilitamiento de los jets y su desplazamiento hacia altas latitudes, mostrando un movimiento de las nubes sobre todas las costas orientales del Pacífico. Este periodo también coincide con la intensificación de la zona de convergencia intertropical (ZCI) hacia el norte,

denotando el inicio de la temporada de huracanes (Cavazos et al., 2020; Gutzler, 2004). Asimismo, existe una nubosidad relevante en la región NOMEX. Las fracciones de nubes que se desplazan estacionalmente durante el monzón también desarrollan una cobertura más significativa en el centro y noreste de México. La cantidad de nubes se refiere a la fracción del cielo cubierta por nubes de un tipo o combinación particular.

Las DCC son el tipo de nube más predominante, con una frecuencia media de 0,23, seguidas de los cúmulos (0,08). La presencia de los otros tres tipos de nubes (Ns, As y Sc) es menor, con valores medios de cobertura de sólo 0,03 para las nubes Ns y Sc y de 0,02 para las As. Cada género de nubes está asociado a una dinámica diferente y se distribuye verticalmente de forma distinta en la atmósfera. La región del GC presenta un alto porcentaje de nubes profundas, principalmente en verano, debido a una mayor actividad convectiva por el calentamiento de la superficie del mar, región con una circulación de tipo monzónico. Teniendo en cuenta este hecho, se esperan principalmente nubes dominantes de gran desarrollo vertical (Comrie & Glenn, 1998). La formación de este tipo de nubes responde a la dinámica diurna, siendo más significativa la actividad tormentosa asociada a cúmulos y cumulonimbos que se forman por la tarde, alrededor de las 16 a 17 horas.

El tipo de nubes DCC prevalece en todos los años del periodo de estudio, con una cobertura media de 0,23, que representa el 76% de la fracción nubosa total. En este sentido, la distribución espacial de DCC domina la cobertura nubosa en toda la región del NOMEX.

La Figura 5.10 muestra la distribución media mensual de las nubes convectivas profundas promediadas de 2001 a 2020. Al observar la cobertura nubosa total, se puede notar que la variación en el proceso de formación de nubes con desarrollo profundo ocurre principalmente en los meses de verano (JJAS), con una distribución

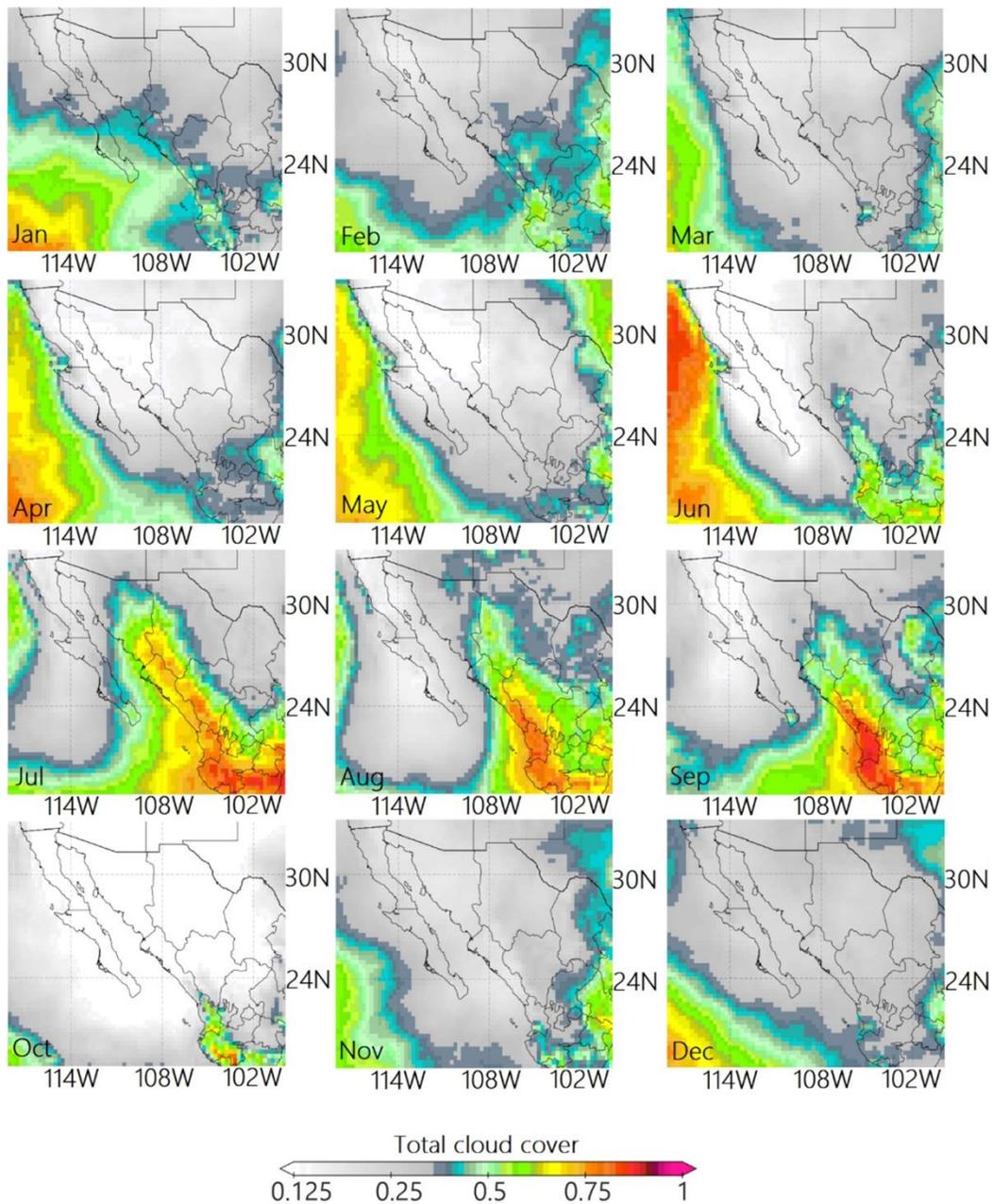


Figura 5.9. Media mensual de la fracción de nubosidad durante 20 años (2001-2020), incluyendo cinco tipos de nubes (DCC, Cu, Ns, As y Sc) detectadas en MODIS

desde el sur del Golfo de California hacia el continente a lo largo de la SMOcc. Esta formación de nubes está asociada a un aumento de los procesos de transporte de humedad durante el NAM (Comrie & Glenn, 1998; Higgins et al., 1997). Un extraordinario flujo de humedad contribuye principalmente a la actividad convectiva

durante el establecimiento del NAM. Este desarrollo convectivo profundo sobre el noroeste de México se propaga rápidamente a lo largo de la vertiente occidental del NAM a principios de julio (Gebremichael et al., 2007). El transporte vertical de humedad por convección forzada aumenta sobre la región noroeste de México y en la región canalizada del GC. Además, el importante flujo de humedad sobre la Sierra Madre Occidental y el Pacífico oriental representa una fuente de humedad durante el monzón.

Durante octubre y noviembre (meses de transición), disminuye el intercambio de flujos de humedad entre el océano y la atmósfera, lo que inhibe la convección profunda y reduce la fracción de DCC (menos del 49% de la nubosidad total). La reducción de la DCC ocurre en casi todo el NOMEX, excepto en las costas de Jalisco y Nayarit.

La Figura 5.11 muestra la media mensual de la distribución espacial de Cúmulos (Cu) para el periodo 2001- 2020. Las nubes Cu cubren la zona costera adyacente del Pacífico oriental. La cobertura de la fracción de Cúmulos aumenta gradualmente sobre el Océano Pacífico y se extiende de sur a norte paralelamente a la península de Baja California. El valor máximo de la fracción de nubes Cu ocurrió durante junio, con un valor promedio de 0.41. Al considerar la cobertura de nubes Cu y DCC, la nubosidad durante los meses de verano (JJAS) es resultado principalmente de las nubes con mayor desarrollo vertical, 96% de la nubosidad total, mientras que las nubes bajas (As, Ns, Sc) tuvieron una contribución menor al 5%.

La Figura 5.12 presenta la distribución mensual de la cobertura nubosa tipo nimbostratus (Ns) en el noroeste de México durante el periodo 2001–2020. Este tipo de nubes se caracteriza por su espesor vertical moderado, su desarrollo horizontal extenso y su frecuente asociación con eventos de precipitación continua, aunque de intensidad generalmente baja a moderada (Houze, 2014).

A diferencia de las nubes convectivas profundas (DCC), las Ns se forman en condiciones atmosféricas más estables, típicamente durante la influencia de sistemas frontales o perturbaciones sin convección intensa. Estas nubes son de base baja y gran cobertura, y tienen una capacidad significativa de atenuar la radiación solar incidente (Stephens et al., 1991).

El análisis mensual muestra que los meses invernales (enero a marzo y diciembre) concentran los valores más elevados de cobertura nubosa Ns, en particular sobre la región centro-sur del dominio de estudio. Enero destaca como el mes con mayor presencia, con coberturas locales superiores a 8%, especialmente sobre el centro de Durango, Zacatecas y partes de Jalisco. Esta distribución concuerda con la incidencia de sistemas frontales y canales de baja presión durante el invierno, los cuales inducen nubosidad estratiforme extensa sin requerir convección intensa.

En verano, la cobertura de Ns disminuye notablemente, dada la dominancia de nubes convectivas. No obstante, en septiembre se observa una reactivación de esta nubosidad, coincidiendo con la fase de transición del monzón hacia el otoño, cuando comienzan a intervenir nuevamente procesos de precipitación estratiforme, como los originados por ondas tropicales degradadas o ciclones tropicales en disipación. Cabe destacar que durante los meses de junio a agosto, la cobertura de Ns no es completamente nula, sino que aparece en zonas aisladas del sur de Sinaloa y Nayarit, donde su formación puede estar vinculada a la evolución de sistemas convectivos de mesoescala (SCM) que generan precipitación organizada con características estratiformes en su etapa final (Fritsch & Forbes, 2001).

La presencia de Ns representa un mecanismo eficiente de enfriamiento en superficie por su alta capacidad de bloquear la radiación de onda corta, aunque también puede contribuir al efecto invernadero mediante la reemisión de radiación de onda larga. Este doble papel ha sido documentado en climas subtropicales húmedos y es relevante para el análisis energético regional (Bodas-Salcedo et al., 2012). La distribución observada en la cobertura Ns coincide con los patrones de precipitación

no convectiva profunda analizados en el capítulo siguiente, reforzando el vínculo entre este tipo de nubosidad y la lluvia de tipo estratiforme en invierno y otoño.

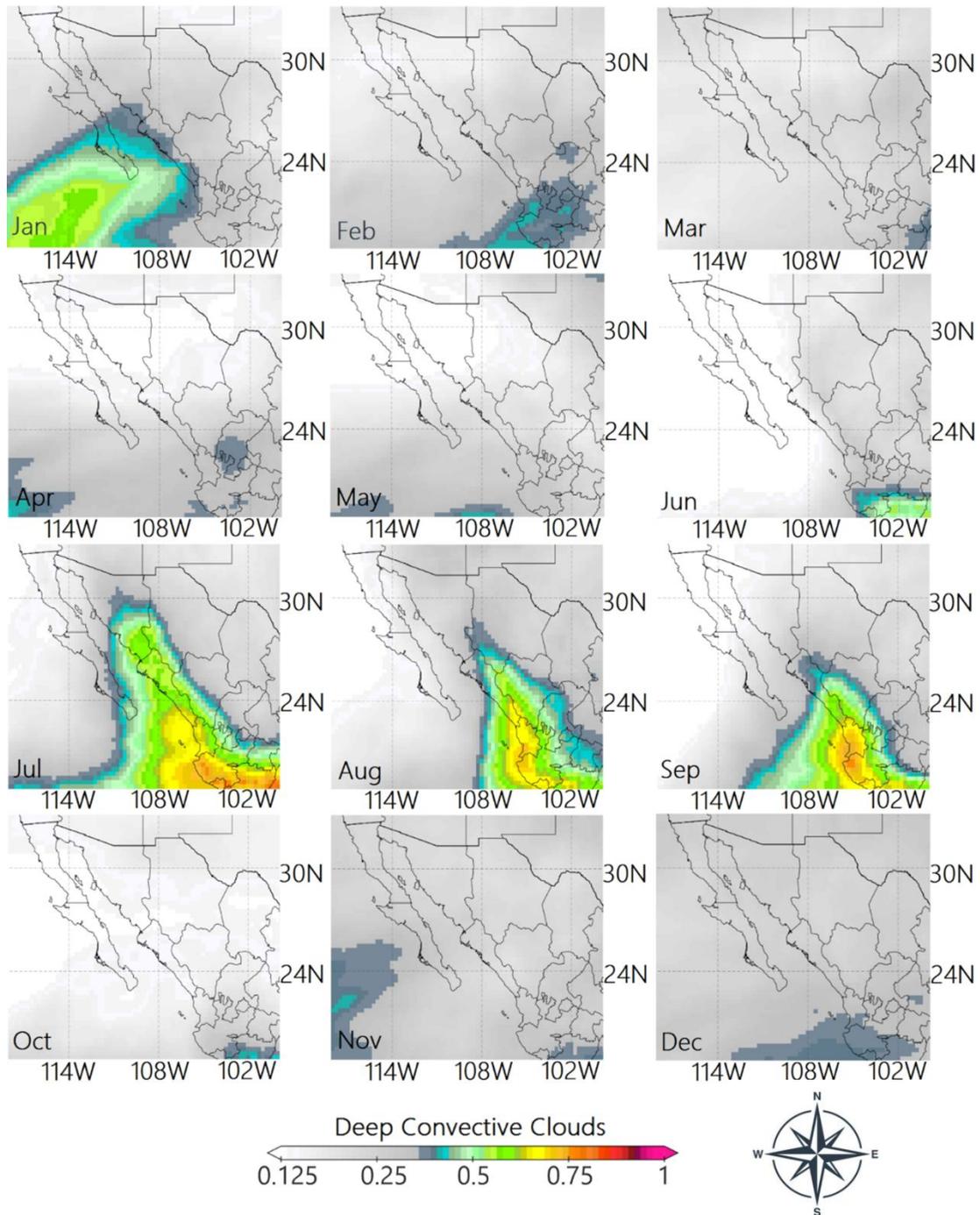


Figura 5.10. Distribución media mensual de las nubes convectivas profundas (DCC) de 20 años (2001-2020) donde 1 indica cobertura completa

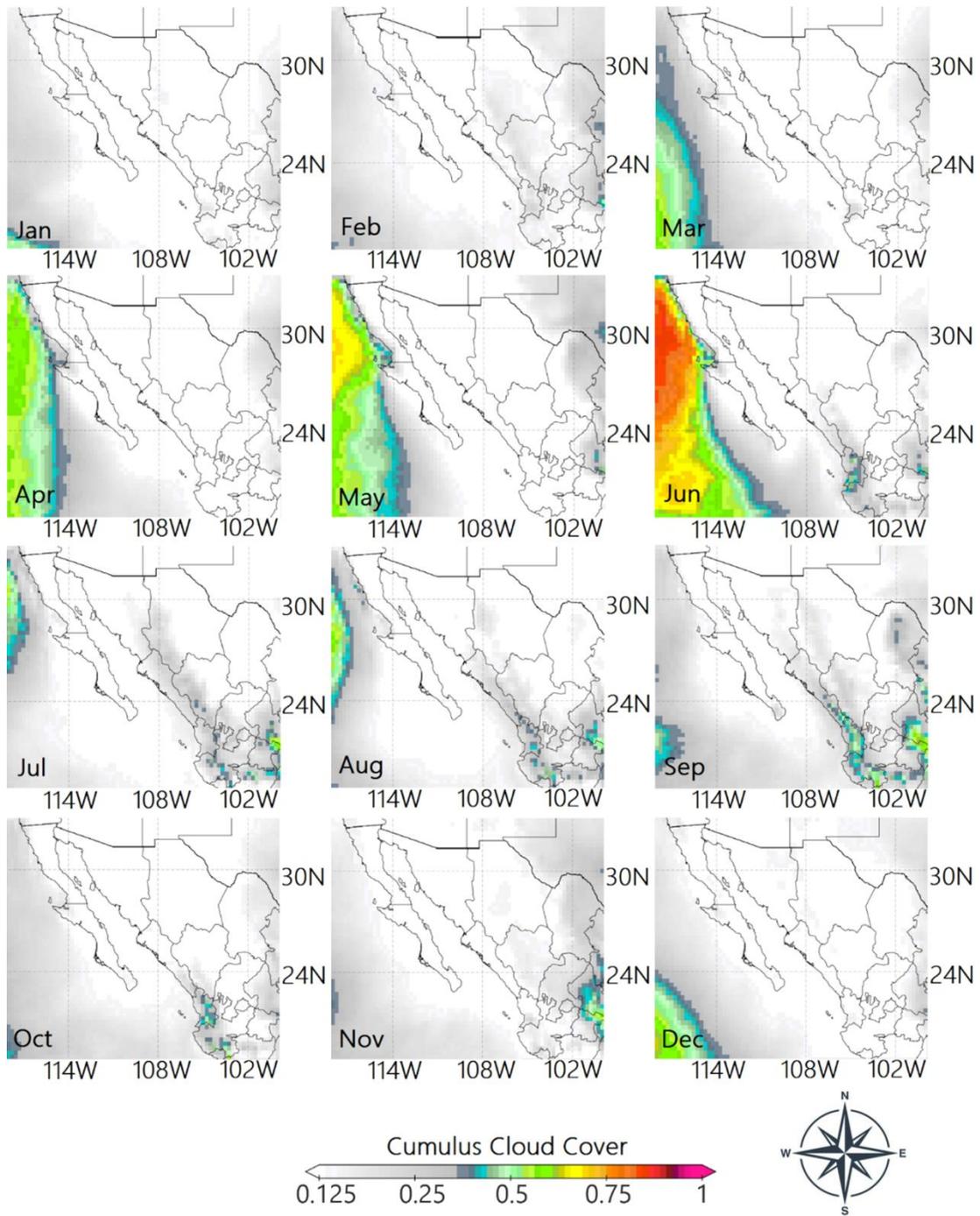


Figura 5.11. Distribución media mensual de los cúmulos (Cu) de 20 años (2001-2020), donde 1 indica cobertura completa

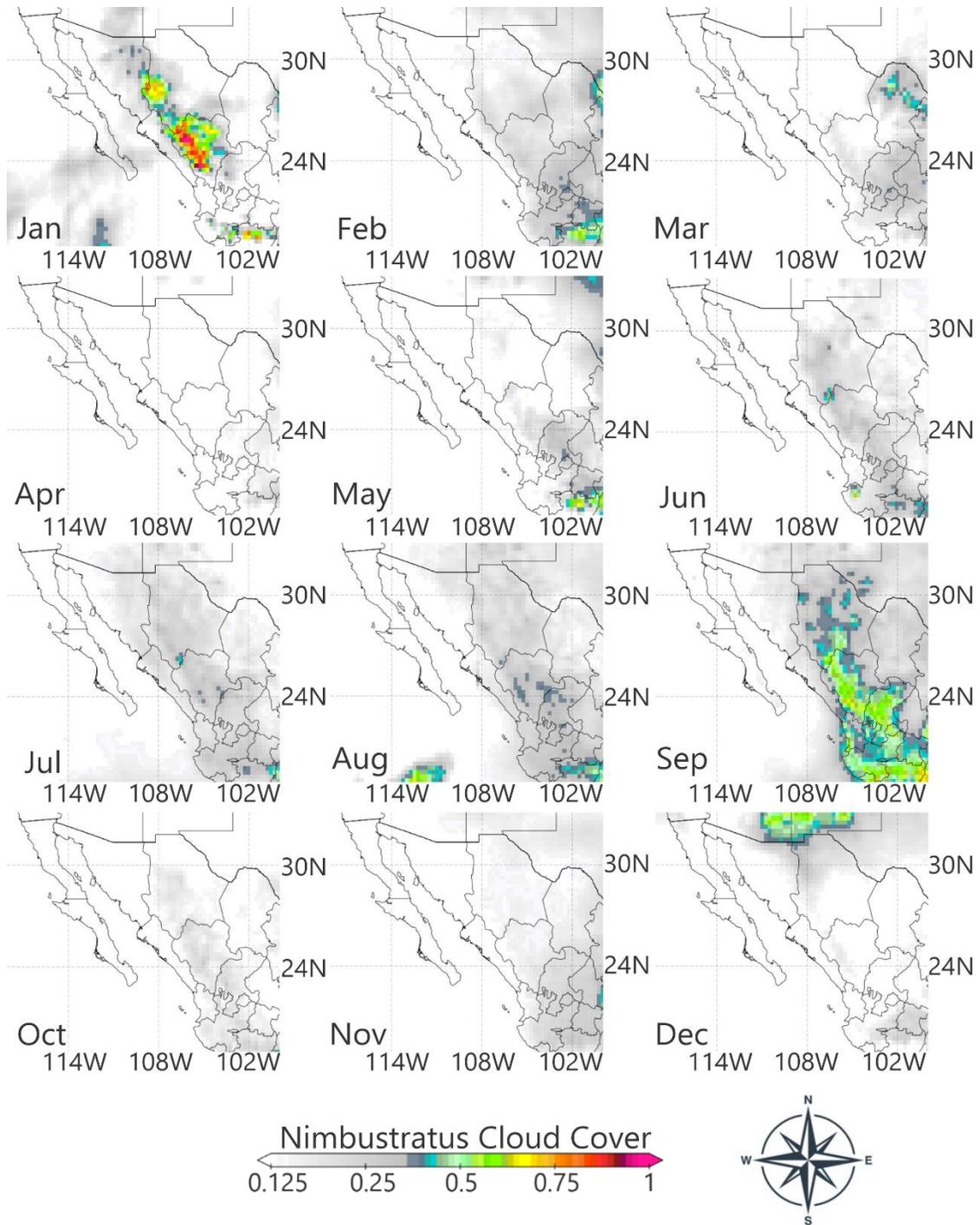


Figura 5.12. Distribución media mensual de las Nimbostratos (Ns) de 20 años (2001-2020), donde 1 indica cobertura completa.

La Figura 5.13 muestra la distribución mensual de la cobertura nubosa de tipo estratocúmulo (Sc) en el noroeste de México para el periodo 2001–2020. Este tipo de nubosidad se caracteriza por su desarrollo horizontal extenso y su localización en niveles bajos de la atmósfera. Generalmente, los estratocúmulos están compuestos por gotas de agua líquida y se desarrollan en ambientes estables, asociados a subsidencia en la capa límite y condiciones de inversión térmica (Wood, 2012).

En términos generales, la cobertura nubosa de estratocúmulos fue baja durante todo el año, con valores máximos localizados de hasta 0.4 en algunas regiones costeras y montañosas, y una presencia notablemente fragmentada y esporádica. Los meses con mayor presencia relativa de este tipo de nubosidad fueron enero, febrero, marzo y noviembre, especialmente en zonas aisladas de la Sierra Madre Occidental y el litoral del Pacífico central. Esta distribución es coherente con estudios previos que indican que los Sc son más frecuentes en condiciones posfrontales y en situaciones de estabilidad atmosférica, características de la temporada invernal (Klein & Hartmann, 1993).

Durante los meses cálidos y húmedos, entre mayo y septiembre, la cobertura de estratocúmulos disminuyó drásticamente, lo que se explica por el dominio de nubes convectivas profundas en esta época del año, asociadas al Monzón de América del Norte. En contraste con los cúmulos y las DCC, los Sc no se desarrollan eficientemente bajo condiciones de fuerte convección y elevada humedad en altura.

Otro rasgo destacable es la mayor frecuencia de Sc en zonas costeras del sur de Sinaloa y Nayarit, especialmente hacia el final del otoño e inicios del invierno. Esta presencia podría estar asociada a la interacción entre la brisa marina, la subsidencia de sistemas anticiclónicos y el enfriamiento nocturno de la superficie terrestre, condiciones propicias para la formación de estratocúmulos bajos (Zuidema et al., 2009).

La baja contribución anual de los Sc a la cobertura nubosa total en el noroeste de México coincide con las condiciones predominantemente secas y con fuerte influencia del océano, lo que favorece la presencia de otros tipos de nubes más dinámicas. Sin embargo, su papel no debe subestimarse, ya que los Sc son eficientes reflectores de la radiación solar (con albedos altos) y pueden tener una influencia significativa en el balance energético local, especialmente en zonas costeras (Bony & Dufresne, 2005).

La Figura 5.14 muestra la distribución mensual de la cobertura nubosa de tipo altoestratos (As) en el noroeste de México durante el periodo 2001–2020. Los altoestratos son nubes de tipo medio a alto que se presentan como capas grises o azuladas, generalmente uniformes, que cubren parcial o totalmente el cielo. Aunque raramente producen precipitación intensa en superficie, están asociadas a sistemas de escala sinóptica como frentes cálidos, vaguadas y regiones de ascenso amplio en la atmósfera media (Houze, 2014).

Durante el periodo analizado, la cobertura nubosa de As fue generalmente baja, con valores que rara vez superaron 0.4. Su distribución fue fragmentada y esporádica a lo largo del año, sin una estacionalidad tan marcada como en el caso de otras clases nubosas como los nimbostratos o las nubes convectivas profundas. No obstante, se puede observar una ligera mayor frecuencia durante los meses de invierno y primavera (enero a marzo y abril), especialmente en la porción norte del dominio de estudio (Sonora, Chihuahua y norte de Sinaloa).

Esta distribución coincide con la temporada de mayor influencia de sistemas frontales y circulación zonal media, los cuales generan condiciones de ascenso amplio y humedad en niveles medios de la atmósfera, propicias para la formación de altoestratos. Estudios previos han señalado que estos sistemas son responsables de extensas coberturas nubosas tipo As en regiones subtropicales, donde su presencia modula la transmisión de radiación solar hacia la superficie y afecta el balance energético regional (Liou, 2002; Wylie & Menzel, 1999).

Durante el verano (junio a septiembre), la cobertura de altoestratos se reduce considerablemente, en parte por el dominio de la convección profunda en niveles bajos y altos. No obstante, en algunos sectores del sur de la región, su presencia aislada podría estar asociada a la evolución de sistemas convectivos maduros que generan estructuras de yunque o capas de nubes elevadas que se clasifican como altoestratos debido a su carácter laminar y extendido (Fritsch & Forbes, 2001).

Pese a su escasa contribución al total de nubosidad, los altoestratos desempeñan un papel relevante en el balance radiativo atmosférico. Su composición de cristales de hielo y su ubicación en niveles medios les permite absorber radiación de onda larga terrestre y reflejar parcialmente la radiación solar entrante. Este efecto combinado tiene implicaciones sobre la temperatura del aire en niveles intermedios y la estabilidad atmosférica (Stephens et al., 1990).

Aunque la cobertura de altoestratos es modesta en el noroeste de México, su aparición estacional y su rol radiativo justifican su monitoreo en estudios climáticos y de modelación atmosférica.

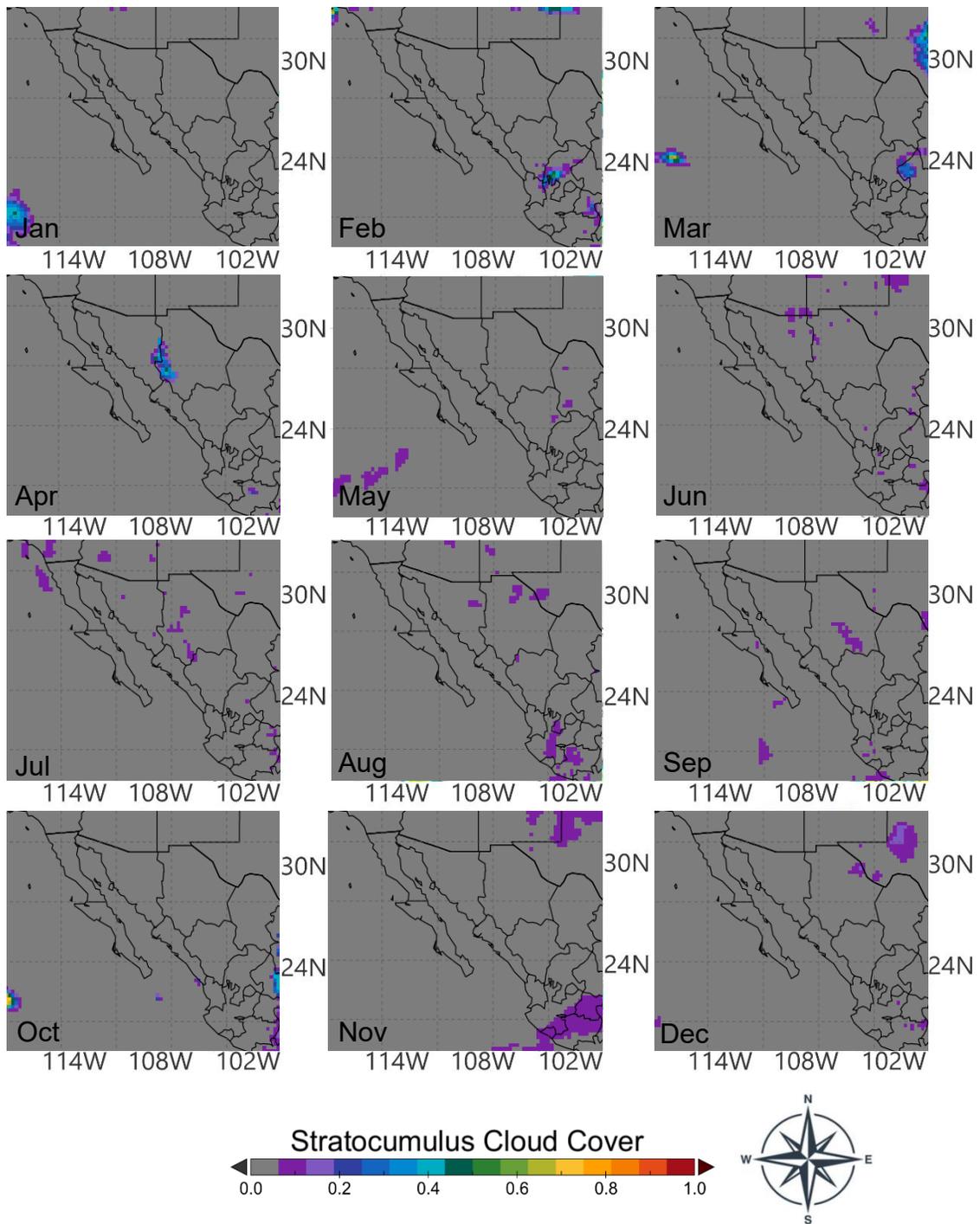


Figura 5.13. Distribución media mensual de las Estratocúmulos (St) de 20 años (2001-2020), donde 1 indica cobertura completa.

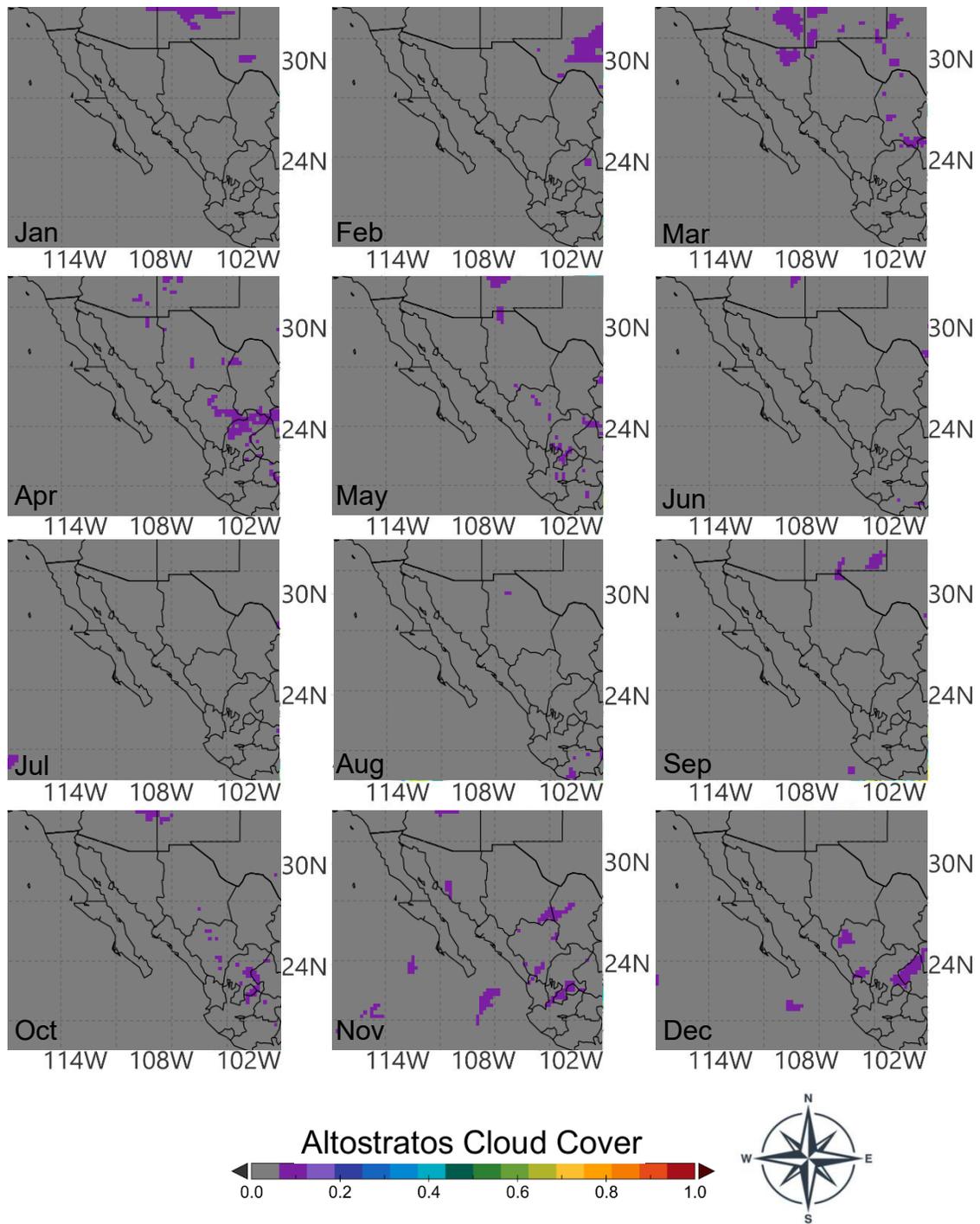


Figura 5.14. Distribuciones medias mensuales de las Altoestratos (As) de 20 años (2001-2020), donde 1 indica cobertura completa.

## Capítulo 6. Discusión

La interacción entre la radiación de onda corta (SWR), la nubosidad y la temperatura es un proceso clave en la regulación del sistema climático, ya que influye en el balance energético y en la dinámica atmosférica de una región determinada. La Figura 6.1, que muestra la distribución mensual de la radiación de onda corta a partir de los datos de reanálisis ERA5, permite identificar patrones estacionales que están fuertemente ligados a la cobertura y tipo de nubes presentes en el NOMEX. Al integrar estos resultados con las anomalías de temperatura en superficie, representadas en la Figura 6.2, se observa cómo la disponibilidad de radiación solar modula la temperatura tanto en tierra como en el océano, lo que a su vez impacta la circulación atmosférica y la formación de nubes.

La Figura 6.1 revela que la radiación solar presenta valores máximos entre abril y agosto, con picos que superan los  $270 \text{ W/m}^2$  en mayo, cuando la nubosidad es mínima. En contraste, durante el invierno (diciembre-febrero), la radiación disminuye significativamente, alcanzando valores mínimos de aproximadamente  $120 \text{ W/m}^2$  en el Pacífico oriental debido a una mayor cobertura nubosa. Este comportamiento estacional es coherente con estudios previos que han documentado la fuerte relación entre la cobertura nubosa y la atenuación de la radiación solar incidente en superficie (Cess et al., 1993; Letu et al., 2020). El impacto de la variación de la radiación sobre la temperatura se evidencia en la Figura 6.2, donde las anomalías de temperatura en tierra y en el océano muestran una relación inversa con la nubosidad. Durante el invierno, las temperaturas en la superficie terrestre presentan anomalías negativas (colores azules y verdes), especialmente en la SMOcc y la PBC, donde las temperaturas más frías coinciden con la baja incidencia de radiación de onda corta. En cambio, en los meses de primavera y verano (abril-septiembre), las anomalías térmicas son positivas (colores rojos y naranjas), indicando un mayor calentamiento superficial debido a la alta radiación y a la reducción de la cobertura nubosa.

En el océano, la temperatura superficial (SST) también exhibe un patrón estacional asociado a la radiación solar y la nubosidad. Las aguas más cálidas aparecen en el GC y el Pacífico oriental durante el verano, lo que sugiere que el océano absorbe y almacena calor en respuesta al aumento de la radiación incidente. Soto-Mardones et al. (1999) y Bedacht et al. (2007) destacan que estos cambios térmicos en el océano pueden influir en la convección atmosférica y en la formación de sistemas nubosos profundos, los cuales son fundamentales en la dinámica del monzón de Norteamérica.

El impacto de la nubosidad en la radiación solar es evidente en los meses de verano, cuando la presencia de nubes de desarrollo vertical (DCC y Cu) sobre la Sierra Madre Occidental genera una reducción significativa en la radiación de onda corta. En julio y agosto, los valores mínimos de radiación ( $\sim 100 \text{ W/m}^2$ ) coinciden con las máximas precipitaciones y con la intensificación del NAM (Comrie & Glenn, 1998). Esta relación confirma que la nubosidad, además de modular la radiación entrante, también regula la temperatura en superficie al reducir el calentamiento diurno y contribuir a la estabilidad térmica en la región. Un aspecto relevante es la diferencia en la respuesta térmica entre la tierra y el océano. Mientras que la temperatura superficial terrestre alcanza anomalías positivas extremas en primavera (abril-mayo), en el océano este calentamiento es más gradual y persiste hasta finales del verano. Este desfase térmico es clave en la dinámica atmosférica, ya que genera contrastes térmicos que favorecen la circulación monzónica. La Figura 6.2 muestra que las anomalías térmicas negativas sobre el océano en invierno coinciden con el fortalecimiento de la subsidencia, lo que limita la formación de nubes y permite una mayor incidencia de radiación en la superficie terrestre (Martínez-Díaz-de-León et al., 2006).

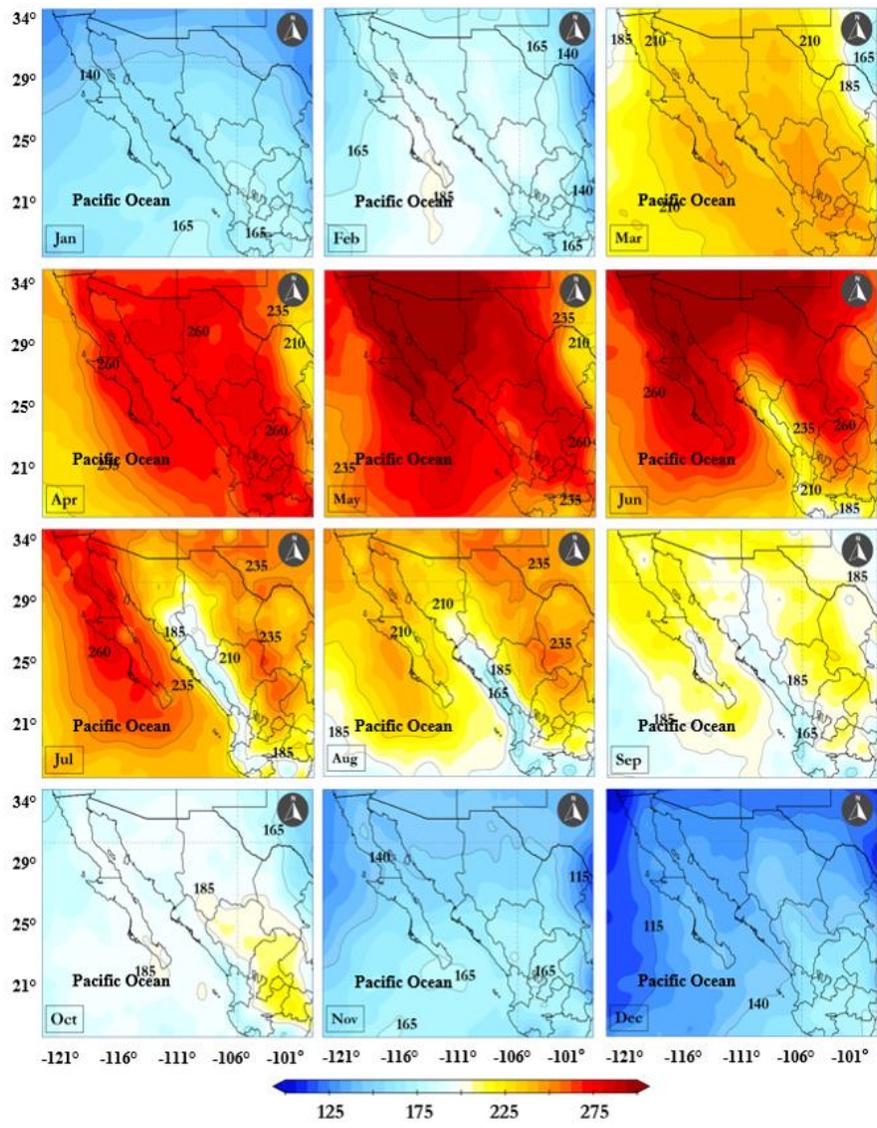


Figura 6.1. Distribución media mensual de la radiación de onda corta ( $w/m^2$ ) de 20 años (2001-2020) a partir de datos del ERA5

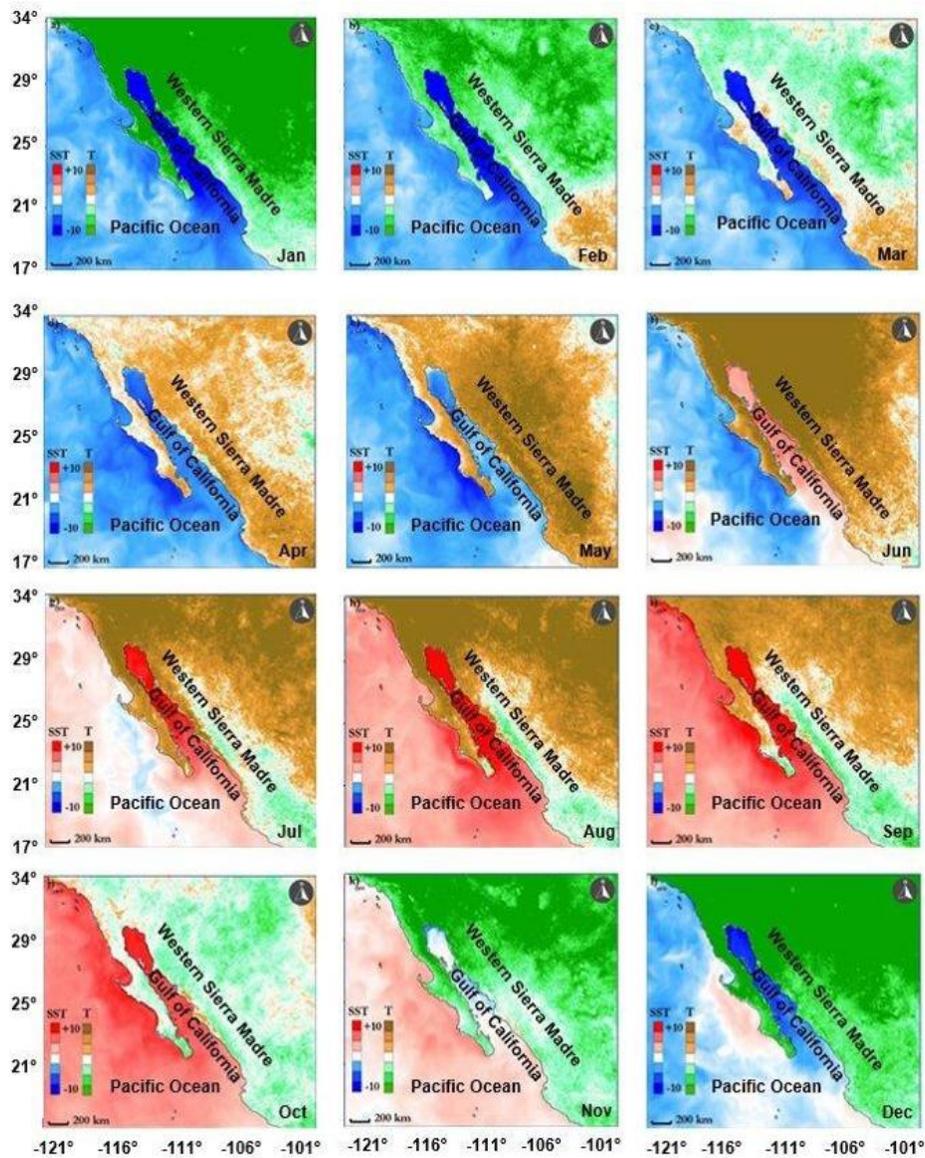


Figura 6.2. Distribución media mensual de las anomalías de la temperatura de la superficie terrestre (°C) y de la temperatura de la superficie del mar (°C) a partir de los datos del ERA5 (2001-2020). La escala de la izquierda se refiere a la temperatura de la superficie del mar, y la de la derecha a la de la tierra

La precipitación en el NOMEX está dominada por procesos convectivos durante el verano, asociados con el NAM. La Figura 6.3 ilustra la distribución espacial de la precipitación total, la precipitación de convección profunda y la cobertura de nubes convectivas profundas (DCC) para los meses de julio, agosto y septiembre (promedio de 20 de años). El análisis revela una fuerte correspondencia entre la presencia de nubes convectivas profundas y los máximos de precipitación,

evidenciando el papel crucial de la convección en el balance hídrico regional (Adams & Comrie, 1997). Durante julio y agosto, los valores más altos de precipitación total y convectiva se localizan sobre la Sierra Madre Occidental (SMOcc), extendiéndose desde el suroeste de los EE. UU. hasta el centro-oeste de México. Esta distribución coincide con el máximo desarrollo de nubes convectivas profundas, que alcanzan sus valores más altos en julio y agosto, con una ligera disminución en septiembre. Este comportamiento es consistente con estudios previos que señalan que la precipitación del NAM es producto de la interacción entre el transporte de humedad desde el GC y el forzamiento orográfico sobre la SMOcc, lo que intensifica los procesos convectivos (Higgins et al., 2003; Cavazos et al., 2008).

En términos espaciales, la precipitación convectiva se encuentra fuertemente confinada a la región montañosa de la SMOcc, donde la elevación y la disponibilidad de humedad favorecen la convección profunda. En contraste, la precipitación total presenta una distribución más dispersa, reflejando la contribución de otros mecanismos de precipitación menos intensos, como la lluvia estratiforme asociada a la humedad residual de sistemas tropicales (Douglas et al., 1993). El patrón observado en la Figura 6.3 confirma la estrecha relación entre la nubosidad de convección profunda y la precipitación del NAM. La cobertura máxima de DCC en julio y agosto coincide con los mayores acumulados de precipitación, reforzando la idea de que la dinámica del monzón está fuertemente modulada por el desarrollo de nubes profundas, las cuales actúan como el principal mecanismo de liberación de calor latente en la atmósfera (Geil et al., 2013). Cabe destacar que la disminución de la nubosidad convectiva en septiembre se acompaña de una reducción en la precipitación, indicando el debilitamiento progresivo del NAM. Este declive se debe a la reducción del gradiente térmico entre el océano y el continente, así como a la disminución en la advección de humedad desde el Pacífico y el Golfo de California (Mo et al., 2005).

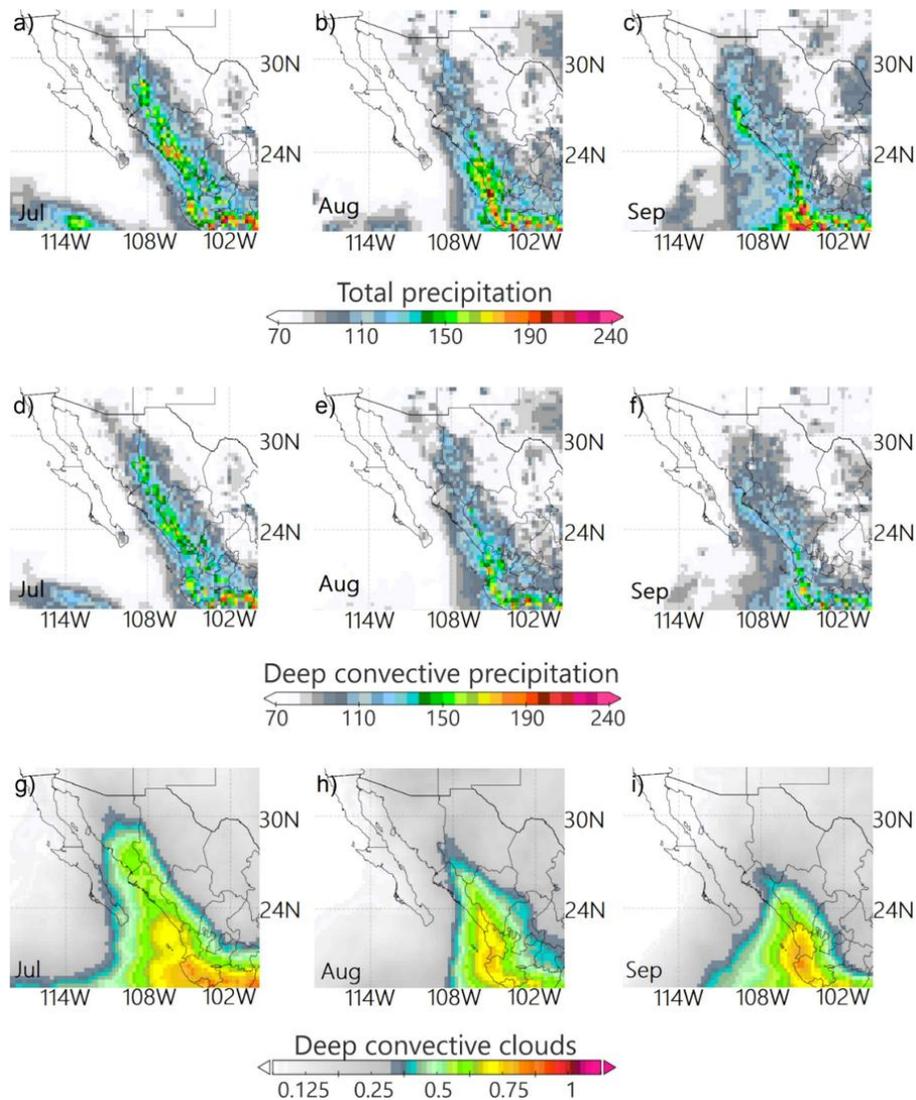


Figura 6.3. Distribución espacial de la precipitación total (a-c), la precipitación de convección profunda (d-f) y la fracción de cobertura de nubes convectivas profundas (g-i) durante los meses de julio, agosto y septiembre en el NOMEX

Los nimbostratus son nubes de gran extensión horizontal y de espesor moderado a grueso, caracterizadas por su asociación con lluvias continuas de intensidad leve a moderada (Houze, 1993). En contraste con las nubes convectivas profundas (DCC), que generan precipitaciones intensas en eventos de corta duración, los Ns están vinculados a sistemas de lluvia estratiforme que pueden persistir durante varias horas o incluso días (Schumacher & Houze, 2003). La Figura 6.4 muestra la distribución espacial de la cobertura nubosa de tipo nimbostratus (a y b) y la precipitación total sin la contribución de la lluvia convectiva profunda (c y d) durante

los meses de enero y septiembre. Se observa que, en enero, los Ns presentan una mayor cobertura en la parte central del noroeste de México, en concordancia con la temporada invernal, donde los sistemas frontales y ciclones de latitudes medias favorecen la formación de estas nubes (Romero-Centeno et al., 2007). En esta misma región, la precipitación no convectiva presenta valores significativos, lo que sugiere que estos sistemas nubosos son los principales contribuyentes a la lluvia durante el invierno. En septiembre, los Ns muestran una distribución distinta, concentrándose en la parte sur y este del dominio de estudio, lo que puede estar relacionado con la interacción entre la circulación monzónica y el transporte de humedad desde el Golfo de México y el Pacífico tropical (Adams & Comrie, 1997). La precipitación no convectiva en este mes presenta un patrón espacial similar, indicando que estos sistemas nubosos siguen desempeñando un papel en la generación de lluvia, aunque con menor intensidad que en invierno. En términos de balance radiativo, los nimbostratus afectan la radiación de onda corta de manera diferente a las DCC. Su mayor opacidad reduce la cantidad de radiación solar incidente en la superficie, lo que contribuye a un enfriamiento localizado, particularmente en invierno, cuando su cobertura es más extensa (Hartmann et al., 1992). Esta reducción en la radiación incidente puede modular la temperatura superficial y afectar los patrones de circulación atmosférica regionales. Los resultados obtenidos concuerdan con estudios previos que han documentado la importancia de los nimbostratus en la precipitación estratiforme en zonas de latitudes medias y subtropicales (Schumacher & Houze, 2006; Nesbitt et al., 2006). Sin embargo, se observa una variabilidad espacial y estacional que sugiere que la dinámica de estos sistemas nubosos en la región noroeste de México está influenciada por factores locales como la topografía y la disponibilidad de humedad.

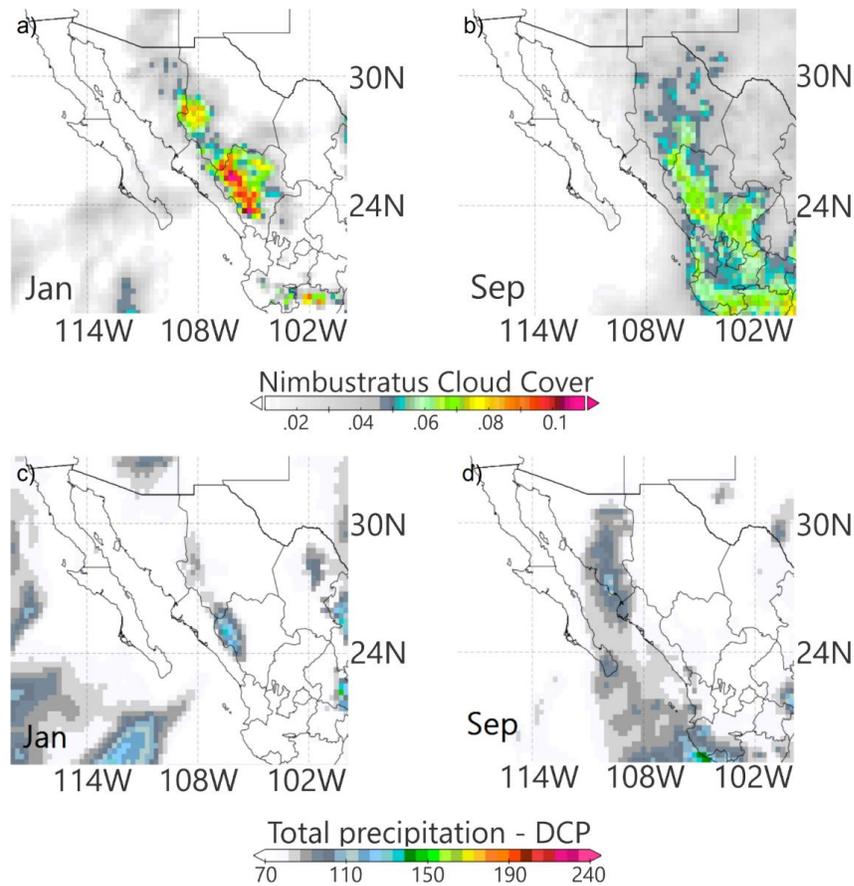


Figura 6.4. Distribución espacial de la cobertura nubosa de tipo Ns y su relación con la precipitación no convectiva profunda en la región noroeste de México. Los paneles (a) y (b) muestran la cobertura promedio de nubes nimbostratus en enero y septiembre, respectivamente. Los paneles (c) y (d) representan la precipitación total excluyendo la contribución de la lluvia convectiva profunda para los mismos meses. Los valores están expresados en fracción de cobertura (paneles a y b) y en mm (paneles c y d)

El análisis de la relación entre la Oscilación de El Niño (ENSO) y la cobertura nubosa convectiva profunda (DCC) en el noroeste de México revela una variabilidad significativa a lo largo del periodo de estudio (2001-2020). La Figura 6.5 muestra la anomalía de la cobertura nubosa convectiva para cada año en función del índice ENSO, donde cada punto representa un año dentro del periodo de análisis. Se observa una clara tendencia en la cual los años asociados a eventos de El Niño (valores positivos del índice ENSO) presentan anomalías positivas de cobertura nubosa convectiva, mientras que los años de La Niña (valores negativos del índice

ENSO) muestran anomalías predominantemente negativas. Este comportamiento sugiere que, en años de El Niño, el aumento en la temperatura superficial del mar (SST) en el Pacífico tropical contribuye a una mayor actividad convectiva, favoreciendo el desarrollo de nubes profundas sobre el NOMEX. En contraste, durante los años de La Niña, la reducción de la SST en la región ecuatorial limita la convección, resultando en una menor cobertura de nubes convectivas. Sin embargo, no todos los años siguen esta relación de manera estricta, lo que indica la posible influencia de otros factores moduladores, como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) o la variabilidad en la disponibilidad de humedad en la región.

Un análisis más detallado sugiere que la magnitud de las anomalías de cobertura nubosa convectiva no es uniforme en todos los eventos de El Niño y La Niña. Por ejemplo, los eventos de El Niño más intensos (como los ocurridos en 2009-2010 y 2015-2016) presentan las anomalías positivas más pronunciadas en la cobertura nubosa convectiva. En contraste, en años con eventos de El Niño de menor intensidad (por ejemplo, 2002-2003), la respuesta de la nubosidad convectiva es menos marcada. Esto es consistente con estudios previos que han encontrado que la intensidad del calentamiento oceánico en el Pacífico ecuatorial modula el transporte de humedad y la actividad convectiva en latitudes subtropicales (Trenberth & Stepaniak, 2001; Zhang et al., 2019). Por otro lado, durante los años de La Niña, la respuesta de la nubosidad convectiva profunda muestra una mayor dispersión en los datos. En algunos casos, como en 2010-2011 y 2017-2018, las anomalías negativas son más pronunciadas, mientras que, en otros años, como 2007-2008, la reducción en la cobertura nubosa es menos significativa. Esto puede deberse a la interacción con otros patrones de circulación atmosférica que influyen en la distribución de humedad y la estabilidad atmosférica en la región (Hu & Fedorov, 2019).

Desde una perspectiva climática, la relación entre la cobertura nubosa convectiva y el ENSO es clave para comprender la variabilidad de la precipitación en el noroeste de México. Como se mostró en la discusión previa, la precipitación convectiva profunda está estrechamente vinculada a la cobertura nubosa convectiva, por lo que

los años con mayor actividad convectiva (asociados a El Niño) tienden a presentar un aumento en la precipitación, mientras que los años de La Niña suelen caracterizarse por una reducción en la precipitación profunda. Esta relación es particularmente relevante para la gestión de recursos hídricos y la predicción de eventos hidrometeorológicos extremos en la región.

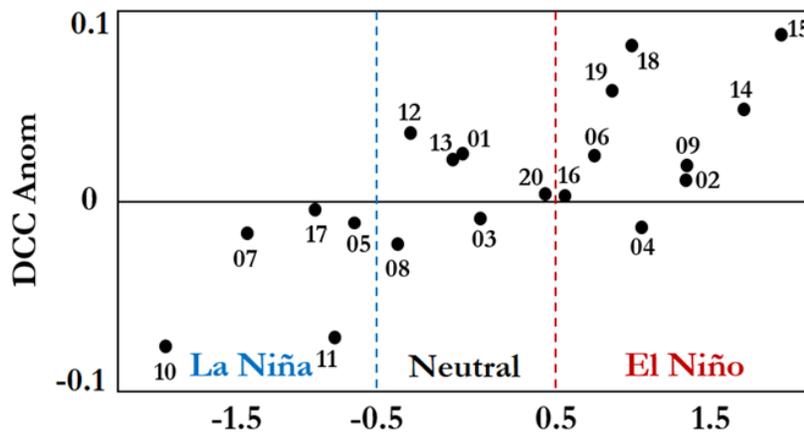


Figura 6.5. Relación entre las anomalías de cobertura nubosa convectiva profunda (DCC Anom) y la Oscilación de El Niño – Oscilación del Sur (ENOS) durante el periodo 2001-2020, cada punto representa un año de estudio. Se destacan las fases de La Niña (valores negativos del índice ENOS en azul), la fase neutra (valores cercanos a cero) y El Niño (valores positivos en rojo)

El análisis de la variabilidad temporal de la cobertura nubosa total y la radiación de onda corta a lo largo del período 2001-2020 revelan una relación compleja entre ambos parámetros, influenciada por la variabilidad climática interanual y las fases de ENSO. En la figura 6.6 se observa que la cobertura nubosa total presenta fluctuaciones a lo largo del tiempo, con un ligero incremento en su tendencia general. Paralelamente, la radiación de onda corta muestra variaciones cíclicas, con una ligera tendencia decreciente a lo largo del período de estudio. Esta relación sugiere que, en años con mayor cobertura nubosa total, la radiación de onda corta incidente en la superficie tiende a disminuir, lo que es consistente con la modulación del albedo por la nubosidad. Sin embargo, las fluctuaciones observadas en ambas variables indican que no se trata de una relación lineal simple, sino que está

modulada por otros factores atmosféricos. Al comparar con la influencia de ENSO, se pueden identificar posibles patrones asociados con las fases de El Niño y La Niña. Durante los años de El Niño, en los cuales la nubosidad convectiva mostró anomalías positivas, es probable que la cobertura nubosa total también haya aumentado, lo que habría reducido la radiación de onda corta incidente. En contraste, los años de La Niña, que se caracterizaron por anomalías negativas en nubosidad convectiva, podrían estar asociados con una mayor radiación de onda corta en la superficie debido a la reducción de la cobertura nubosa total. Este comportamiento resalta la importancia de considerar la interacción entre la variabilidad climática de gran escala y los procesos locales de formación de nubes en la región de estudio. Además, refuerza la necesidad de analizar no solo la cobertura nubosa total, sino también su composición en términos de tipos de nubes y sus propiedades ópticas, para comprender mejor su impacto en el balance de radiación de la región.

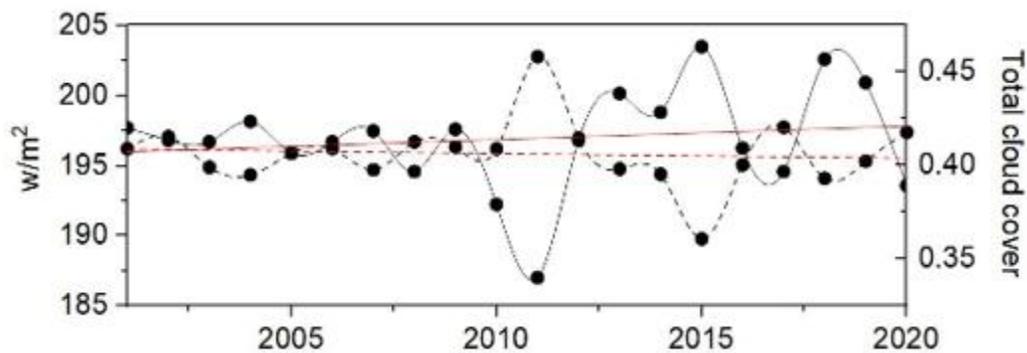


Figura 6.6. Serie temporal de la radiación de onda corta (línea punteada) y la cobertura nubosa total (línea continua) en la región de estudio durante el periodo 2001-2020. Se incluyen tendencias lineales para ambas variables (líneas rojas). La escala de la izquierda representa la radiación en  $W/m^2$ , mientras que la escala de la derecha indica la fracción de cobertura nubosa total

La variabilidad climática observada en la región noroeste de México entre 2001 y 2020 genera efectos significativos sobre la disponibilidad de agua, la vegetación y,

en última instancia, sobre la población. El índice PSDI (Palmer Standardized Drought Index) proporciona una visión clara de los periodos de sequía y humedad extrema en la región, permitiendo identificar patrones asociados a eventos climáticos de gran escala, como El Niño y La Niña, y su relación con la cobertura nubosa y la radiación de onda corta previamente analizada. A lo largo del periodo de estudio, se observan fluctuaciones importantes en el índice PSDI, con años particularmente secos, como 2002, 2003, 2006, 2011, 2012, 2013 y 2018, en los cuales gran parte de la región presentó valores negativos del índice, indicando condiciones de sequía extrema. Estos periodos coinciden con eventos de El Niño, La Niña y con periodos de transición indicando la gran variabilidad en los efectos de esta oscilación y posiblemente el efecto de otras oscilaciones. En contraste, los años 2005, 2013, 2014, 2015, 2019 y 2020 mostraron condiciones más húmedas, lo que sugiere una mayor disponibilidad de agua en la región, posiblemente influenciadas predominantemente por eventos de transición y El Niño y por anomalías positivas en la cobertura nubosa convectiva.

En la figura 6.7 se muestran los casos más extremos en la distribución del PSDI en el NOMEX. El impacto de estas variaciones climáticas sobre la población es directo, ya que la disponibilidad de agua en la región depende en gran medida de la precipitación y de los reservorios naturales que se alimentan de las lluvias. Durante los años de sequía extrema, la reducción en la precipitación afecta el almacenamiento de agua en presas y acuíferos, generando problemas para el abastecimiento en zonas urbanas y rurales, así como para las actividades agrícolas y ganaderas, que representan una parte fundamental de la economía local. Además, la vegetación experimenta alteraciones significativas en respuesta a la disponibilidad de agua. En años secos, la reducción de la humedad del suelo y el estrés hídrico provocan pérdida de cobertura vegetal y degradación de ecosistemas, especialmente en áreas áridas y semiáridas. Esto, a su vez, tiene implicaciones en la erosión del suelo, la reducción de la biodiversidad y el aumento en la vulnerabilidad de las comunidades que dependen de los recursos naturales para su subsistencia. La combinación de los resultados de PSDI con las tendencias en la cobertura nubosa y la radiación de onda corta sugiere una relación entre la

variabilidad de los patrones nubosos y la disponibilidad de agua en la región. En particular, el aumento en la cobertura nubosa observado en la tendencia general podría estar influyendo en la regulación de la temperatura superficial y en la atenuación de la radiación solar incidente, lo que a largo plazo puede tener efectos sobre la evapotranspiración y la conservación del agua en el suelo. Sin embargo, la presencia de eventos extremos, como sequías intensas o precipitaciones torrenciales asociadas a ciclones tropicales, sigue representando un reto en la gestión de los recursos hídricos y en la adaptación de las comunidades a un clima cambiante.

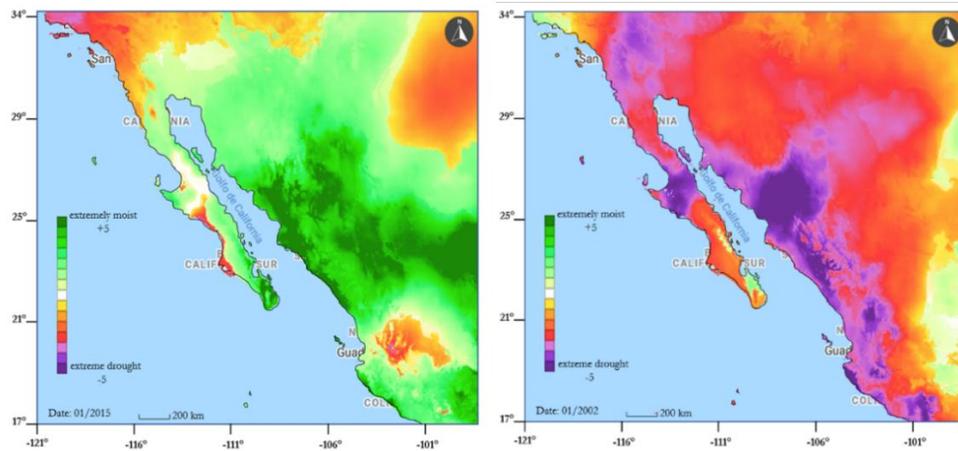


Figura 6.7. Casos extremos (2015 húmedo y 2002 sequía) en la distribución del índice de sequía PSDI en el noroeste de México

El análisis del índice PSDI, en conjunto con las variaciones en la cobertura nubosa y la radiación de onda corta, resalta la importancia de comprender los efectos de la variabilidad climática sobre los sistemas naturales y humanos. Los resultados muestran que, aunque claramente el fenómeno del Niño-Niña afecta la climatología del NOMEX, es necesario poner en contexto otras oscilaciones para explicar las coberturas de nubes y por ende de humedad en la región. Estos resultados subrayan la necesidad de implementar estrategias de gestión del agua más eficientes y resilientes, así como políticas de adaptación al cambio climático que mitiguen los impactos negativos sobre la población y los ecosistemas en la región noroeste de México.

## Capítulo 7. Conclusiones

El uso de datos satelitales MODIS y de reanálisis ERA5, permitieron caracterizar de manera integral la evolución de las propiedades nubosas y su relación con procesos de convección, precipitación, radiación y contenido de humedad.

El análisis espacial y temporal de los parámetros físicos y ópticos de las nubes en el noroeste de México (NOMEX) a lo largo de dos décadas evidenció patrones climáticos consistentes con la dinámica atmosférica regional e interacciones oceánicas-continentales.

Se identificó que las nubes convectivas profundas (DCC) son el tipo de nubosidad más dominante, tanto en frecuencia como en extensión espacial, con una cobertura promedio de 0.23, lo que representa el 76% de la nubosidad total en la región. Estas nubes presentan una marcada estacionalidad, intensificándose durante el verano, principalmente entre junio y agosto, en coincidencia con el desarrollo del Monzón de América del Norte (NAM). La actividad convectiva durante este periodo está estrechamente relacionada con el transporte de humedad desde el Pacífico oriental y el Golfo de California, lo cual propicia un incremento en la formación de nubes de gran desarrollo vertical.

La caracterización del espesor óptico (COT) y de la presión al tope de la nube (CTP) permitió establecer que las zonas montañosas, como la Sierra Madre Occidental, concentran nubes con mayor espesor y altitud, reflejo de la convección forzada e intensa. Estos parámetros indican que las regiones continentales experimentan condiciones más inestables que favorecen el desarrollo vertical nuboso. Las zonas marítimas del Océano Pacífico oriental presentan nubes más delgadas y bajas.

El contenido total de agua líquida en las nubes (CWP) alcanza sus máximos durante la temporada del monzón con valores cercanos a 0.3 kg/m<sup>2</sup>.

El análisis diurno y estacional de los principales tipos de nubes reveló diferencias claras en su comportamiento. Las nubes Cu alcanzan su máxima frecuencia hacia el mediodía, reflejando su desarrollo temprano durante el calentamiento superficial. Las DCC presentan un desarrollo tardío, con máximos entre las 16:00 y 20:00 h, siendo especialmente prominentes en verano.

Se observó también una tendencia positiva en la cobertura de nubes DCC y nimbostratos (Ns). Esta tendencia podría representar una señal del impacto del cambio climático sobre los procesos convectivos en la región. Las nubes de tipo cúmulo (Cu) y estratocúmulo (Sc) mostraron una tendencia negativa, lo cual sugiere una posible transición hacia un régimen atmosférico más inestable y convectivo. Los años extremos, tanto de alta como de baja nubosidad, estuvieron claramente dominados por la presencia de DCC, con coberturas que oscilaron entre el 41.5% (2003) y el 61.9% (2018).

La convergencia de humedad integrada verticalmente mostró una clara conexión con la presencia de nubosidad convectiva profunda y la precipitación intensa en verano. Las zonas de convergencia se localizaron mayoritariamente en la SMOcc. El predominio creciente de nubes convectivas profundas, su asociación con condiciones térmicas más intensas y su impacto en la distribución de la radiación solar sugieren cambios importantes en el régimen climático regional.

La cobertura nubosa actúa como modulador del balance energético en la superficie terrestre, afectando procesos climáticos clave como la temperatura, la evapotranspiración y la disponibilidad de humedad en el suelo. El incremento observado en la cobertura de nubes DCC durante las últimas décadas puede estar vinculado con el calentamiento global, al intensificar los procesos de convección y modificar los patrones de precipitación en el noroeste de México. Este fenómeno adquiere relevancia en un contexto de cambio climático, donde las condiciones de humedad y energía disponibles se ven alteradas.

La interacción entre la nubosidad y la radiación de onda corta mostró una correlación inversa: los máximos de radiación se presentaron en primavera, cuando la nubosidad es mínima, mientras que los valores mínimos coincidieron con los picos de cobertura DCC en verano. Esta modulación del albedo tiene implicaciones directas en el balance energético superficial y en la distribución estacional de la temperatura.

El análisis combinado con las anomalías de temperatura evidenció una respuesta térmica diferencial entre la tierra y el océano. El continente respondió más rápidamente a los cambios en la radiación, mientras que el océano presentó una inercia térmica mayor, lo que favoreció la formación de gradientes térmicos que impulsan la circulación monzónica.

A su vez, se observó que los Ns, predominantes en invierno, están vinculadas con la precipitación no convectiva profunda, especialmente bajo la influencia de sistemas frontales. Este tipo de nubosidad, aunque menos intensa que la convectiva, juega un rol fundamental en el aporte hídrico durante la estación fría.

La relación entre la cobertura nubosa convectiva y el índice ENSO fue clara. Los eventos de El Niño se asociaron con anomalías positivas en la nubosidad DCC, mayor convección y, en muchos casos, mayor precipitación. En cambio, los años de La Niña tendieron a mostrar una reducción en la cobertura nubosa profunda, aunque con variabilidad interanual significativa. Esta relación pone de manifiesto la sensibilidad de la región ante forzamientos climáticos de gran escala, y la necesidad de considerarlos para el monitoreo y predicción de fenómenos meteorológicos extremos.

Uno de los hallazgos más relevantes fue la asociación entre la cobertura nubosa, la radiación solar y la intensidad de las sequías, expresadas mediante el índice PSDI. Años con cobertura nubosa reducida y mayor radiación solar, como 2002 y 2012, correspondieron con eventos severos de sequía. Por el contrario, los años con alta

nubosidad convectiva y condiciones húmedas, como 2015 y 2019, mostraron mayor disponibilidad de agua.

Los resultados obtenidos ofrecen una base sólida para la comprensión de la dinámica nubosa en una región vulnerable a extremos climáticos. La caracterización detallada de los tipos de nubes, su evolución temporal y su relación con procesos atmosféricos de gran escala permite establecer escenarios de riesgo y variabilidad climática con implicaciones directas para la gestión del agua, la planificación agrícola y la adaptación socioambiental. Esta tesis proporciona una base científica sólida sobre la dinámica nubosa regional y sus interacciones con variables atmosféricas clave. Se ofrece un marco de referencia útil para la formulación de políticas de gestión climática, especialmente en lo que respecta a la planificación hídrica, la agricultura sustentable y la protección de ecosistemas.

## Referencias bibliográficas

Adams, D. K., & Comrie, A. C. (1997). The North American monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(10), 2197-2213. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2197>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2197>2.0.CO;2).

Álvarez, G., Brito-Castillo, L., & Díaz-Castro, S. (2012). Precipitation in northwestern Mexico: Scale interactions, precipitation clusters and precipitation regionalization. *Atmósfera*, 25(3), 225-245.

Baum, B. A., Menzel, W. P., Frey, R. A., Tobin, D. C., Holz, R. E., Ackerman, S. A., ... & Yang, P. (2012). MODIS cloud-top property refinements for collection 6. *Journal of applied meteorology and climatology*, 51(6), 1145-1163.

Bony, S., & Dufresne, J. L. (2005). Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophysical Research Letters*, 32(20).

Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., ... & Zhang, X. Y. (2013). Clouds and aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press*, 571-657. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.016>

Castro, C. L., McKee, T. B., & Pielke, R. A. (2007). The relationship of the North American monsoon to tropical and North Pacific Sea surface temperatures as revealed by observational analyses. *Journal of Climate*, 14(24), 4449-4473.

Cavazos, T., & Hastenrath, S. (1990). Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 10(4), 377-386. <https://doi.org/10.1002/joc.3370100405>.

Cavazos, T., Luna-Niño, R., Cerezo-Mota, R., Fuentes-Franco, R., Méndez, M., Pineda Martínez, L. F., & Valenzuela, E. (2020). Climatic trends and regional climate models intercomparison over the CORDEX-CAM (Central America, Caribbean, and Mexico) domain. *International Journal of Climatology*, 40(3), 1396-1420.

Conde, C., Estrada, F., & Martínez-Arroyo, A. (2011). Regional climate change scenarios for Mexico: A tool for vulnerability and adaptation assessments. *Atmósfera*, 24(1), 125-140.

Cotton, W. R., & Pielke, R. A. (2007). *Human Impacts on Weather and Climate*. Cambridge University Press.

Cueto, O. G., Soto, N. S., Núñez, M. Q., Benítez, S. O., & Limón, N. V. (2013). Extreme temperature scenarios in Mexicali, Mexico under climate change conditions. *Atmósfera*, 26(4), 509-520.

Cuevas-González, M., Peña-Salas, E., & Orozco-Ramírez, Q. (2011). Evaluación del impacto del uso de suelo en los acuíferos del noroeste de México. *Journal of Hydrology*, 5(2), 45-58.

Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6(8), 1665-1677. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1665>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1665>2.0.CO;2).

Emanuel, K. A. (1994). *Atmospheric Convection*. Oxford University Press.

Feng, S., Zhang, Y., & Huang, J. (2019). Aridity changes in Northern Hemisphere deserts from the Last Glacial Maximum to the end of the 21st century. *Quaternary Science Reviews*, 207, 17-27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.02.013>.

Fritsch, J. M., & Forbes, G. S. (2001). Mesoscale convective systems. *Meteorological Monographs*, 28, 323–357.

García, E., & Cavazos, T. (1999). Analysis of the monsoon in northwestern Mexico using climate indices. *Atmosfera*, 12(2), 101-119.

García-Cueto, O. R., Santillán-Soto, N., & Heredia-Meléndez, D. (2013). El clima y la geomorfología en la sierra madre occidental, Noroeste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(1), 50-68.

Haro-Monteagudo, D., & López-Hernández, E. (2015). Agricultura y recursos hídricos en el Noroeste de México: Retos y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 7(4), 89-105.

Hartmann, D. L., & Doelling, D. (1991). On the net radiative effectiveness of clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D1), 869-891.

Hinojosa-Huerta, O., et al. (2013). Hydrological changes in the Colorado River Delta and their effects on waterbirds. *Conservation Biology*, 25(2), 360-369.

Houze, R. A. (2014). *Cloud Dynamics*. Academic Press.

Jin, Y., Randerson, J. T., & Goulden, M. L. (2013). Post-fire changes in land surface albedo and energy balance in the southwestern US and Mexico. *Remote Sensing of Environment*, 136, 468-482. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.05.013>

Jin, Y., Randerson, J. T., & Goulden, M. L. (2015). Changes in land surface temperature and energy balance in the Southwestern United States from 1981 to 2012: Remote sensing perspectives on vegetation and climate dynamics. *Remote Sensing of Environment*, 167, 97-109. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.03.027>.

King, M. D., Platnick, S., Hubanks, P. A., Arnold, G. T., Moody, E. G., & Wind, G. (2013). Collection 6 MODIS cloud optical properties and cloud fraction. *NASA MODIS Level 2 Data User's Guide*, 8, 41-56. [https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD06\\_L2.061](https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD06_L2.061).

Klein, S. A., & Hartmann, D. L. (1993). The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, 6(8), 1587–1606.

León-Cruz, J. F., Carbajal Henken, C., Carbajal, N., & Fischer, J. (2021). Spatio-temporal distribution of deep convection observed along the trans-mexican volcanic belt. *Remote Sensing*, 13(6), 1215.

Liou, K. N. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation* (2nd ed.). Academic Press.

Mace, G. G., Benson, S., Sonntag, K. L., Kato, S., Min, Q., Minnis, P., ... & Doelling, D. R. (2006). Cloud radiative forcing at the Atmospheric Radiation Measurement Program Climate Research Facility: 1. Technique, validation, and comparison to satellite-derived diagnostic quantities. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D11).

Magaña, V., Amador, J. A., & Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577-1588.

Medina, M., Ortiz-Monasterio, R., & Velasco, E. (2010). Urbanization and hydrological sustainability in Mexico's arid regions. *Water Resources Management*, 12(3), 215-230.

Méndez-Barroso, L. A., Vivoni, E. R., Watts, C. J., & Rodríguez, J. C. (2014). Seasonal and interannual relations between precipitation, surface soil moisture, and

vegetation dynamics in the North American monsoon region. *Journal of Hydrology*, 400(1-2), 29-40.

Mitchell, D. L., Ivanova, D., Rabin, R., Brown, T. J., & Redmond, K. T. (2002). Gulf of California sea surface temperatures and the North American Monsoon: Mechanistic implications from observations. *Journal of Climate*, 15(17), 2261-2281. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2261>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2261>2.0.CO;2)

Nakajima, T., & King, M. D. (1990). Cloud optical parameters as derived from the multispectral cloud radiometer. *NASA, Langley Research Center, FIRE Science Results 1989*.

Platnick, S., Hubanks, P. A., Meyer, K. G., & King, M. D. (2017). MODIS atmosphere L3 monthly product. *NASA MODIS Level 3 Data User's Guide*, 2, 45-51.

Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (2010). *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Springer.

Pruppacher, H. R., Klett, J. D., Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (2010). Microstructure of atmospheric clouds and precipitation. *Microphysics of clouds and precipitation*, 10-73.

Rasmussen, K. L., Schumacher, C., & Funk, A. R. (2014). The role of extreme convection in monsoonal rainfall over northern Mexico and the southwestern United States. *Journal of Climate*, 27(13), 4701-4721. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00636.1>.

Reyes-Coca, S., & Galindo-Estrada, I. (2014). Variabilidad climática en la región Noroeste de México. *Atmósfera*, 27(4), 419-432.

Rogers, R. R., & Yau, M. K. (1989). *A Short Course in Cloud Physics*. Pergamon Press.

Rojas-García, F., Muñoz-Hernández, G., & Pérez-Suárez, M. (2012). Impactos de la deforestación en la Sierra Madre Occidental y su relación con los ciclos hidrológicos. *Atmósfera*, 26(2), 167-184.

Salby, M. L. (2012). *Physics of the Atmosphere and Climate*. Cambridge University Press.

Seager, R., & Vecchi, G. A. (2010). Greenhouse warming and the 21st-century hydroclimate of southwestern North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(50), 21277-21282. <https://doi.org/10.1073/pnas.0910856107>.

Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., ... & Teuling, A. J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3-4), 125-161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02>.

Stephens, G. L., & Webster, P. J. (1981). Clouds and climate: Sensitivity of simple systems. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38(2), 235-247.

Stephens, G. L., et al. (1990). The role of cloud microphysics in climate models. *Journal of Geophysical Research*, 95(D10), 16385–16410.

Valdés-Pineda, R., & Rivera-Cruz, M. (2014). Overexploitation of aquifers in Northwestern Mexico: A study of water resources management. *Water*, 6(1), 190-202.

Vargas Zeppetello, L. R., Donohoe, A., & Battisti, D. S. (2019). Does surface temperature respond to or determine downwelling longwave radiation? *Geophysical Research Letters*, 46(5), 2781-2789.

Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Elsevier.

Wang, W., Sheng, L., Jin, H., & Han, Y. (2015). Dust aerosol effects on cirrus and altocumulus clouds in Northwest China. *Journal of Meteorological Research*, 29(5), 793-805.

Whitney, J. W., Haynes, C. V., & Brown, W. A. (2016). The Sonoran Desert: An overview. *In Geology of North America* (Vol. K-3, pp. 403-430).

Wood, R. (2012). Stratocumulus Clouds. *Monthly Weather Review*, 140(8), 2373–2423.

Wylie, D. P., & Menzel, W. P. (1999). Eight years of high cloud statistics using HIRS. *Journal of Climate*, 12(1), 170–184.

Zhu, C., & Liang, X. (2005). Regional climate model simulations of US precipitation and surface air temperature during 1982–2002: Interannual variation. *Journal of Climate*, 18(14), 2272-2287.

Zuidema, P., et al. (2009). Stratocumulus cloud-top height estimates and their climate implications. *Journal of Climate*, 22(18), 4856–4874.