

Sobre el uso de las diferencias de temperatura de brillo para el diagnóstico de nubosidad convectiva profunda

Nota Técnica SMN 2025-202

Luciano Vidal y María Paula Hobouchian

Dirección de Productos de Modelación Ambiental y de Sensores Remotos, Dirección Nacional de Ciencia e Innovación en Productos y Servicios

Septiembre 2025



**Ministerio
de Defensa**
República Argentina

Información sobre Copyright

Este reporte ha sido producido por empleados del Servicio Meteorológico Nacional con el fin de documentar sus actividades de investigación y desarrollo. El presente trabajo ha tenido cierto nivel de revisión por otros miembros de la institución, pero ninguno de los resultados o juicios expresados aquí presuponen un aval implícito o explícito del Servicio Meteorológico Nacional.

La información aquí presentada puede ser reproducida a condición que la fuente sea adecuadamente citada.

Resumen

La predicción de la convección húmeda profunda (DMC) y sus fenómenos asociados, como lluvias intensas, granizo y tornados, constituye un desafío central en la meteorología operativa. Tradicionalmente, la detección y el seguimiento de estos sistemas se basan en el análisis de imágenes satelitales del canal infrarrojo de 11.2 μm , que se correlaciona con la temperatura del tope nuboso. Sin embargo, esta aproximación presenta limitaciones, ya que las nubes con temperaturas similares pueden tener características microfísicas muy diferentes y, por ende, distintos potenciales de severidad. Esta Nota Técnica explora el uso de las diferencias de temperatura de brillo (BTD) a partir del sensor ABI del satélite GOES-16, una técnica que explota las propiedades radiativas únicas de las nubes en múltiples longitudes de onda del infrarrojo. Al restar la temperatura de brillo de un canal de la de otro, se pueden resaltar rasgos específicos de la microfísica y la estructura de las nubes que no son evidentes en una sola imagen. Se demuestra la utilidad de varias BTDs clave, incluyendo las que incorporan canales de vapor de agua para estimar la altura de las nubes, las que utilizan los canales "split-window" para diferenciar la fase de las partículas (agua vs. hielo), y la BTD que emplea el canal de ozono para identificar los topos penetrantes (overshooting tops), un indicador crucial de tormentas severas. La aplicación de estas técnicas en ejemplos locales del centro y norte de Argentina ilustra cómo la combinación de BTDs ofrece una comprensión más completa y robusta de los sistemas convectivos, fortaleciendo así la capacidad de la meteorología operativa para emitir alertas oportunas y precisas.

Abstract

The prediction of deep moist convection (DMC) and its associated phenomena, such as heavy rain, hail, and tornadoes, represents a central challenge in operational meteorology. Traditionally, the detection and tracking of these systems have been based on the analysis of satellite imagery from the 11.2 μm infrared channel, which correlates with the cloud-top temperature. However, this approach has limitations, as clouds with similar temperatures may possess very different microphysical characteristics and, consequently, varying potential for severe weather. This Technical Note explores the use of Brightness Temperature Differences (BTD) from the GOES-16 ABI sensor, a technique that leverages the unique radiative properties of clouds across multiple infrared wavelengths. By subtracting the brightness temperature of one channel from another, specific features of cloud microphysics and structure can be highlighted, which are not apparent in a single image. It demonstrates the utility of several key BTDs, including those that incorporate water vapor channels to estimate cloud height, those that use "split-window" channels to differentiate between particle phases (water vs. ice), and the BTD that employs the ozone channel to identify overshooting tops, a crucial indicator of severe storms. The application of these techniques to local examples from central and northern Argentina illustrates how the combination of BTDs provides a more complete and robust understanding of convective systems, thus strengthening the capacity of operational meteorology to issue timely and accurate warnings.

Palabras clave: satellite, temperatura de brillo, diferencias, nubes convectivas

Citar como:

Vidal, L. y M. P. Hobouchian, 2025: Sobre el uso de las diferencias de temperatura de brillo satelitales para el diagnóstico de nubosidad convectiva profunda. Nota Técnica SMN 2025-202.

1. INTRODUCCIÓN

El monitoreo de fenómenos de rápida evolución como la convección profunda requiere una alta cadencia de observación, lo que convierte a los satélites geoestacionarios en una herramienta indispensable para el pronóstico del tiempo. Estos satélites, como la serie GOES de NOAA, Himawari de la JMA y Meteosat de EUMETSAT, orbitan la Tierra a una altitud de aproximadamente 36,000 km sobre el ecuador, moviéndose a la misma velocidad que la rotación del planeta. Esta posición fija les permite proporcionar una vista casi continua de un hemisferio. Las nuevas generaciones de estos satélites, como el GOES-R (que incluye GOES-16 y GOES-19), el Himawari-8/9 y los nuevos satélites MTG (Meteosat Third Generation), representan un salto tecnológico con un mayor número de canales espectrales, mayor resolución espacial y una cadencia temporal más rápida. Por ejemplo, el Advanced Baseline Imager (ABI) de GOES-R tiene 16 canales en comparación con los 5 de la generación anterior, lo que proporciona tres veces más información espectral, cuatro veces mayor resolución espacial y una cobertura temporal más de cinco veces más rápida. La capacidad del ABI para escanear áreas de interés cada 30-60 segundos es particularmente crucial para capturar los detalles de los fenómenos convectivos de corta duración.

La observación y clasificación de nubes a partir de datos de satélite ha sido una herramienta clave desde hace décadas para comprender mejor los procesos de formación y desarrollo de las nubes y sus fenómenos asociados. Dentro de los diferentes tipos de nubes, las nubes convectivas (en especial las asociadas a convección profunda) son de las más estudiadas debido a los fenómenos meteorológicos de alto impacto social y económico asociados, como precipitaciones intensas, granizo, vientos fuertes y actividad eléctrica, entre otros. La temperatura de brillo (BT, por sus siglas en inglés) es la medida fundamental de la radianza ascendente que un radiómetro pasivo a bordo de un satélite recibe de la atmósfera en una longitud de onda específica. Esta medida se expresa en unidades de la temperatura de un cuerpo negro hipotético que emitiría la misma cantidad de radiación. En los canales de ventana infrarroja (IRW), que son relativamente transparentes a la atmósfera, la BT medida es muy cercana a la temperatura física del tope de la nube o de la superficie terrestre.

Numerosos métodos se han desarrollado para clasificar los tipos de nubes y la fase de los topos nubosos mediante observaciones con radiómetros en el rango del infrarrojo. Por ejemplo, Ackerman et al. (1990), Strabala et al. (1994) y Thies et al. (2008) mostraron que la diferencia de temperatura de brillo (BTD, por sus siglas en inglés) entre 8,7 y 10,8 μm [BTD(8,7-10,8 μm)] resultaba útil para identificar la fase nubosa como hielo o agua. Por su parte, la BTD (6,2-10,8 μm) también se ha examinado como un discriminador eficaz para las nubes de nivel alto y medio (Lutz et al., 2003).

Una metodología por excelencia utilizada para estudiar este tipo de nubes a partir de información satelital ha sido la denominada *Split-Window Difference* (SWD) o de diferencias de temperaturas de brillo (BTD, por sus siglas en inglés) entre dos bandas espectrales. Uno de los primeros trabajos enfocados en la clasificación de nubes utilizando esta técnica fue el de Inoue (1987) donde analiza histogramas en dos dimensiones entre las temperaturas de topos nubosos del canal infrarrojo de 11 μm y la BTD 11-12 μm utilizando los datos del radiómetro AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo del satélite de órbita polar NOAA-7. A partir de los histogramas, el autor identifica diferentes umbrales para una clasificación en 4 tipos de nubes (cirrus, cirrus densos, cumulonimbos y cúmulos) sobre el océano tropical, observándose que valores altos de BTD en comparación a las áreas libres de nubes, estaban relacionados con cirrus, mientras que valores de BTD bajos estaban relacionados con la presencia de nubes de tipo cumulonimbus y cúmulos. Hamada et al. (2004) intentaron realizar una clasificación de nubes modificando el enfoque de Inoue y utilizando el sensor VISSR a bordo del satélite GMS-5. Los autores logran identificar tipos de nubes

mediante observación terrestre usando los valores umbral de 1.8 y 250K para la BTD 11-12 y BT11, respectivamente. Inoue continuó su investigación en la clasificación de nubes usando SWD sobre el Pacífico subtropical oriental (Inoue and Ackerman 2002). Como resultado, en general se clasificaron tres tipos de nubes a saber, Cb, Cu y Ci, se clasificaron utilizando umbrales BT y BTD.

Con el avance de la tecnología, los sensores a bordo de los satélites meteorológicos fueron adquiriendo mayor resolución espectral (más canales de observación), lo que permitió refinar estas técnicas de clasificación de nubes. Mecikalski y Bedka (2006) utilizaron diferentes BTD para identificar cúmulos en una etapa previa a la iniciación de la convección. La BTD entre 6.5 μm y 10.7 μm con valores moderadamente negativos (entre -10K y -35K) resultó ser un buen indicador de la presencia de topes nubosos en niveles medios-bajos. La BTD entre 13.3 μm y 10.7 μm mostró resultados similares a los de la BTD mencionada anteriormente en el caso de los cúmulos maduros, pero resultó ser más precisa a la hora de identificar cúmulos inmaduros debido a que el canal de 13.3 μm es más sensitivo a la radiación en niveles medios y bajos de la atmósfera. Adicionalmente, la BTD entre 12.0 μm y 10.7 μm con valores entre -3K y 0K también fue utilizada como un campo de interés para la identificación de cúmulos prematuros.

Por su parte, Purbartono et al. (2018) replicaron la metodología propuesta por Inoue (1987) pero utilizando datos del sensor AHI (Advanced Himawari Imager) a bordo del satélite de órbita geoestacionaria japonés Himawari-8, que cuenta con 16 bandas. Los autores aplicaron el algoritmo SWD utilizando la diferencia de temperaturas entre los canales de 10 y 12 μm y entre 12 y 13 μm . Esta selección de bandas les permitió detectar 9 tipos de nubes, siendo el par 10-12 μm el que más tipos de nubes logró clasificar. No obstante, el par de bandas 12-13 μm resultó útil para detectar nubes cumulonimbus debajo de cirrus densos. Un enfoque similar aplicaron So and Shin (2018), utilizando también datos del sensor AHI para explorar distintas BTD y clasificar nubes en 5 grupos diferentes para luego estudiar sus implicancias en la estimación cuantitativa de precipitación con satélite. En primer lugar, usaron la BTD 6.2-11.2 μm para separar nubosidad asociada a convección chata de convección profunda. Luego, con la inclusión de otras BTD, lograron clasificar a la convección profunda en 4 tipos distintos, según su extensión vertical y temperatura.

Pero no sólo estas técnicas han sido utilizadas para la clasificación de nubes sino también para diagnosticar regiones con presencia de convección húmeda profunda. Liu et al. (2015) propusieron el índice NDCI (Normalized Difference Convection Index), que combina datos de un canal infrarrojo y un canal de vapor de agua, con el fin de detectar zonas de convección profunda en los tifones del océano Pacífico. Los resultados mostraron que en zonas de poca nubosidad, en la parte externa o en el ojo del tifón, los valores de NDCI fueron mayores a cero, mientras que en zonas con nubes opacas y convección profunda, el índice tomó valores negativos. Por su parte, Wu et al. (2016) mediante el análisis de correlaciones espaciales y temporales entre la temperatura de topes en 10.8 μm y las BTDs 12.0-10.8 μm y 6.7-10.8 μm , les permitió generar un modelo conceptual del ciclo de vida de la convección, como base de un índice de nubes convectivas.

A nivel regional, pocos son los trabajos realizados y entre ellos encontramos el de Da Silva Neto et al. (2016) que desarrollaron una herramienta para el diagnóstico por satélite de zonas con convección húmeda profunda en el sur de Sudamérica. El algoritmo propuesto empleaba datos del sensor SEVIRI a bordo del satélite geoestacionario europeo MSG-10, en particular, de los canales de 6.2 y 10.8 μm . A partir de esta información definieron un índice relacionado con la organización e intensidad de la convección. Luego, el objetivo de la presente Nota Técnica es hacer un resumen de las principales BTDs utilizadas alrededor del mundo mediante ejemplos locales desarrollados con el sensor ABI (Advanced Baseline Imager; Schmit et al. 2017) a bordo del satélite geoestacionario GOES-16 y ensayar algunas de las clasificaciones de nubes propuestas adaptadas al sensor en cuestión.

2. DATOS

Para la realización de esta Nota Técnica vamos a utilizar los datos provistos por el sensor ABI (Advanced Baseline Imager) a bordo del satélite geoestacionario GOES-16. El sensor ABI es un radiómetro de 16 bandas de última generación, con bandas espectrales que cubren las porciones visible, infrarroja cercana e infrarroja del espectro electromagnético (Tabla 1). La resolución espacial de los canales del ABI en el nadir del satélite es de 0,5 km (banda 2), 1 km (bandas 1, 3 y 5) y de 2 km (el resto de bandas, incluidas todas las bandas infrarrojas). En particular, para todo el análisis a presentar estaremos utilizando el producto de Nivel 2 MCMIPF (Multiband Cloud and Moisture Imagery Full Disk). Este producto en formato NetCDF contiene las 16 bandas del sensor ABI con una resolución de 2 km. Las bandas 1-6 son reflectantes. La cantidad adimensional «factor de reflectancia» está normalizada por el ángulo cenital solar. Estas bandas permiten caracterizar las nubes, la vegetación, la nieve/hielo y los aerosoles. Las bandas 7-16 son emisivas. La temperatura de brillo en la parte superior de la atmósfera (TOA) se mide en grados Kelvin. Estas bandas permiten caracterizar la superficie, las nubes, el vapor de agua, el ozono, las cenizas volcánicas y el polvo en función de sus propiedades emisivas. Es importante aclarar que se adaptarán las BTD encontradas en la bibliografía a las longitudes de onda más cercanas disponibles en el sensor ABI por lo cual podrían encontrarse algunas diferencias en el resultado final.

Los datos NOAA Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES) 16 fueron obtenidos en <https://registry.opendata.aws/noaa-goes>.

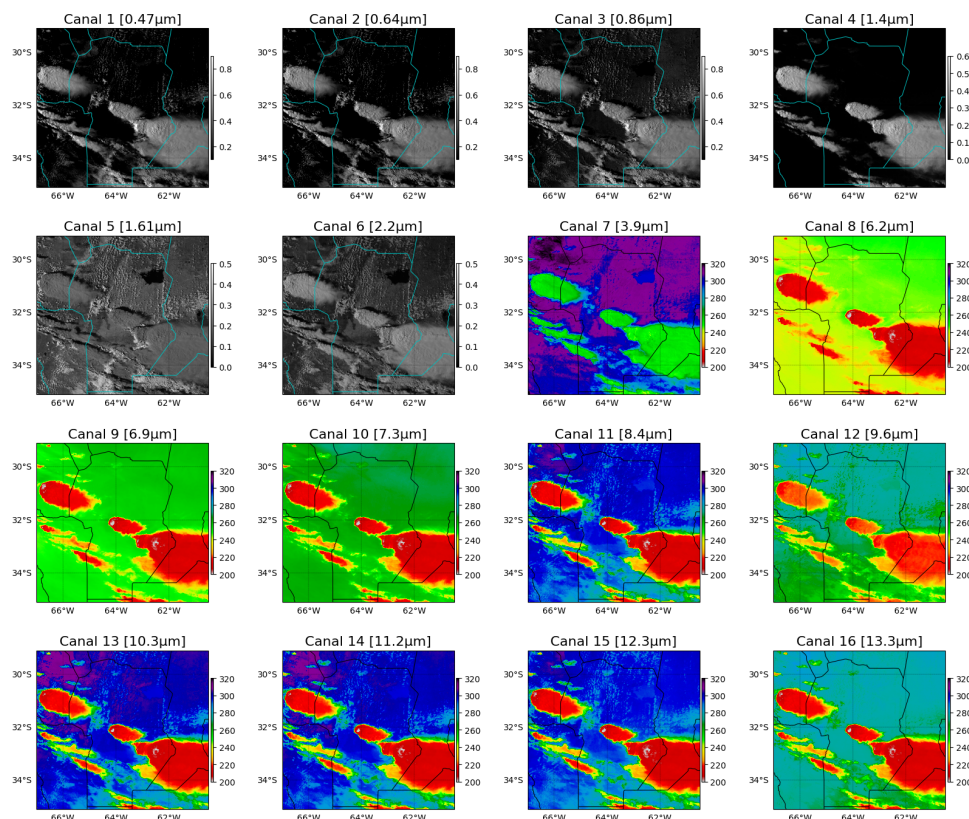


Fig. 1 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región central de Argentina el día 18 de noviembre de 2018 a las 20:00 UTC (17:00 HOA) vista por los 16 canales del sensor ABI.

Tabla 1: Descripción de los canales que conforman el radiómetro ABI [Fuente: Schmit y otros, 2017]

Canal	Longitud de onda central [μm]	Resolución espacial en el nadir [km]	Nombre descriptivo
1	0.47	1.0	Azul
2	0.64	0.5	Rojo
3	0.864	1.0	Vegetación
4	1.373	2.0	Cirrus
5	1.61	1.0	Nieve/hielo
6	2.24	2.0	Tamaño de partícula de nube
7	3.90	2.0	Ventana de onda corta
8	6.19	2.0	Vapor de agua de niveles altos
9	6.93	2.0	Vapor de agua de niveles medios
10	7.34	2.0	Vapor de agua de niveles bajos
11	8.44	2.0	Fase del tope nuboso
12	9.61	2.0	Ozono
13	10.33	2.0	Ventana limpia de onda larga
14	11.21	2.0	Ventana de onda larga
15	12.29	2.0	Ventana sucia de onda larga
16	13.28	2.0	CO ₂

3. RESULTADOS

3.1 Resumen de las principales BTDs

Las BTD explotan las diferencias físicas en la forma en que las nubes y el vapor de agua interactúan con la radiación en diferentes longitudes de onda infrarrojas. Al restar la temperatura de brillo de un canal de la de otro, los meteorólogos pueden resaltar ciertas características que no son evidentes en una sola imagen. Las combinaciones de canales más útiles para el análisis de la convección profunda y la microfísica de las nubes se resumen a continuación. En la siguiente tabla se resumen los aspectos más relevantes de las principales BTDs utilizadas tanto para investigación de aspectos microfísicos de las nubes como para el

desarrollo de productos operativos para clasificación de nubes, estimación cuantitativa de precipitación o monitoreo de aerosoles como polvo o ceniza, entre otras.

#	BTD [μm]	Aspectos relevantes
1	6.7 - 10.8	- El canal de vapor de agua (WV) a 6.2 μm es sensible a la humedad en la atmósfera media y superior (aproximadamente 200-500 hPa). El canal de ventana infrarroja (IRW) a 10.8 μm es más transparente y mide la temperatura del tope de la nube. Esta diferencia se utiliza para la detección de topes de nube penetrantes (OT). - Ha sido empleada para identificar nubes asociadas a convección profunda porque toma valores negativos grandes para nubes bajas y su magnitud (valor absoluto) a menudo disminuye con el aumento de la altura del tope de la nube, tendiendo a cero cerca de la tropopausa (Donovan et al. 2008). - Utilizando observaciones satelitales y modelos de transferencia radiativa, numerosos estudios han mostrado que esta BTD puede ser positiva cuando nubes convectivas penetran la tropopausa (Fritz and Laszlo 1993; Ackerman 1996; Levizzani and Setvák 1996). La explicación física puede involucrar dos aspectos: 1) vapor de agua cálido en la baja estratosfera (Schmetz et al. 1997; Tjemkes et al. 1997; Setvák et al. 2008), y 2) "plumas" por sobre los topes nubosos de tormentas severas (Wang 2003, 2007; Setvák et al. 2007). - Mecikalski and Bedka (2006) proponen umbral $>-10^{\circ}\text{C}$ para identificación de probables cúmulos maduros.
2	12.0 - 10.8	- Esta BTD, conocida como "split window" ha sido empleada para identificar la presencia de cirrus, ceniza volcánica y nubosidad convectiva profunda. - Esta BTD en nubes convectivas suele ser negativa antes de que las mismas se vuelvan opacas y se acerque a 0°C a medida que se vuelven más gruesas. - En cúmulos maduros ($\text{BT}_{10.8} < -20^{\circ}\text{C}$), también se encontró que puede ser mayor que 0 (Mecikalski and Bedka 2006). Wu (2016) describió que este efecto se debe a que las fuertes corrientes ascendentes de los cúmulos congestus transportan vapor de agua relativamente caliente desde niveles bajos de la troposfera hacia niveles medios. Al ser ese vapor de agua inestable, no se mezcla con el entorno y eso hace que el canal de 12 μm (más sensible a la humedad en niveles medios que el canal de 10.8 μm) tenga valores mayores al de 10.8 μm resultando en un BTD con valores positivos. - Las regiones con presencia de cirrus delgados en niveles altos se relacionan con valores negativos de esta BTD ($<-5\text{K}$; Strabala et al. 1994). - Las nubes cumuliformes maduras con topes alcanzando la alta troposfera muestran valores de diferencia ligeramente positivos, similares a los de la BTD descrita anteriormente.

		Grandes valores negativos están asociados a la presencia de cirrus delgados o <i>anvil-clouds</i> a causa de que la absorción de las partículas de hielo es mayor en el canal de 12.0 μm que en el de 10.8 μm.
3	13.3 - 10.8	- Utilizada por Mecikalski y Bedka (2006) para analizar cambios en la altura del tope nuboso. - Similar a la BTM de 12.0-10.8. - La resta del canal de 10.8 μm del de 13.3 μm produce resultados similares a los de la BTM de 6.5-10.7 μm para cúmulos maduros, pero es muy diferente para cúmulos inmaduros. - Permite detectar el crecimiento de cúmulos. - Permite estimar la altura del tope nuboso. - Valores muy negativos están asociados a nubes de niveles bajos ya que la presencia de CO_2 por encima de estas reduce la temperatura del canal de 13.3 μm. - Valores levemente negativos están asociados a nubes cúmulo en desarrollo ya que el tope de la nube está por encima de la capa de CO_2 y la absorción de cristales de hielo es similar para ambas longitudes de onda.
4	11.0 - 12.0	- Usada por Inoue (1987) para hacer una clasificación de tipos de nube - Zonas con cirrus muestran valores de BTM mayores que 2.5K en comparación con zonas despejadas. - Cúmulos y cumulonimbus muestran valores muy pequeños - BTM cercana a cero en nubes de niveles bajos (Cumulos, Stratocumulos)
5	10.4 - 12.4	- Usada por Purbantoro et al. (2018) para clasificación de tipos de nube. - Efectiva para detectar cirrus densos, stratocumulus, stratus y cúmulos. - Detecta más tipos de nubes que la BTM de 12.4-13.3 μm. - Valores por debajo de 0.9 están asociados a cúmulos y cumulonimbus. - Valores entre 0.9 y 4.5 están asociados a cirrus densos y stratocumulos - Valores mayores a 4.5 están asociados a cirrus gruesos y delgados.
6	12.4 - 13.3	Usada por Purbantoro (2018) para clasificación de tipo de nube.

		• No es efectiva para detectar cúmulos • Útil para detectar cirrus delgados • Realiza una mejor discriminación entre cirrus densos y cumulonimbus que la BTM de 10.4-12.4 μm. • Valores por debajo de 0.8 están asociados a cúmulos y cumulonimbus. • Valores entre 0.8 y 14 están asociados a cirrus densos y stratocumulos • Valores mayores a 14 están asociados a cirrus gruesos y delgados.
7	6.2 - 11.2	• Utilizada por So (2018) para distinguir nubes poco profundas de las nubes profundas. • Identifica el frío relativo en el tope de la nube basado en el grado de vapor de agua presente sobre el tope de la misma. • Valores menores a -39.8K indican presencia de nubes poco profundas • Se estudió que los valores de esta BTM arrojan resultados diferentes dependiendo del espesor de la capa de vapor de agua por encima del tope de la nube. En nubes profundas que alcanzan niveles medios de la troposfera la capa de vapor por encima es mayor, mientras que las nubes con mayor altura presentan una capa de vapor de agua más delgada por encima de su tope. Esto llevó a una clasificación adicional para distinguir non-shallow-cold/colder clouds. • Cuanto mayor es el grosor de la capa de vapor de agua por encima del tope de nube menor es la temperatura de brillo del canal de 6.2 μm y por ende la BTM arroja valores más negativos que en el caso de una capa de vapor de agua delgada por encima. • Valores entre -20K y -39.8K están asociados con nubes profundas donde su desarrollo vertical se extiende hasta niveles medios de la troposfera. • Valores mayores a -5K están asociados a nubes profundas donde su desarrollo vertical se extiende hasta un nivel cercano a la tropopausa. • Cuando el tope de la nube alcanza la tropopausa (y la atraviesa) esta BTM puede arrojar valores positivos ya que en la estratósfera la temperatura aumenta con la altura, lo que hace que el canal de vapor de agua detecte temperaturas de brillo más cálidas que la ventana infrarroja.
8	8.6 - 11.2	• Utilizada por So et al. (2018) para distinguir nubes poco profundas de las nubes profundas, aunque no resulta tan efectiva como la BTM de 6.2-11.2 μm. • Valores menores a 4.9K indican la presencia de nubes poco profundas.

9	10.3 - 12.3	• Lindsay et al. (2014) determinó que esta es la <i>split-window difference</i> correspondiente al sensor ABI a bordo del satélite GOES-R. • Esta BTM resalta las absorciones de vapor de agua diferenciales y es útil para detectar prematuramente zonas con posible iniciación de convección. • Valores positivos en zonas libres de nubes pueden indicar la presencia de una capa de vapor de agua densa en niveles bajos.
10	10.8 - 12.0	• Es positiva para nubes de bajo espesor óptico • Efectiva para diferenciar cirrus de superficies con nieve o hielo • Efectiva para discriminar cúmulos con alto espesor ópticos de cirrus densos. • Los cumulos muestran valores de BTM pequeños debido a sus propiedades de cuerpo negro • Los cirrus densos muestran valores grandes de BTM en comparación a los cúmulos debida a la absorción diferencial de las partículas de hielo en ambos canales.
11	8.7 - 10.8	• Permite detectar cirrus delgados debido a que los valores de esta BTM en áreas con cirrus son relativamente mayores a los de la superficie. • Permite inferir la fase de la nube en base a que la diferencia de absorción de partículas de agua es mínima en ambas longitudes de onda pero muy diferente para partículas de hielo. • Para nubes de hielo presenta valores positivos, mientras que para nubes de agua de niveles bajos muestra valores levemente negativos.
12	8.7 - 12.0	• Muestra información sobre el espesor óptico de las nubes • Los valores positivos de esta BTM están asociados al espesor óptico de nubes altas debido al proceso de scattering -y la dependencia con tamaño de las partículas- que es más fuerte en el canal de 8.7 μm que en el de 12.0 μm. • Valores negativos corresponden al espesor óptico de nubes bajas debido a que la absorción en el canal de 8.7 μm es mayor que en el de 12.0 μm.
13	9.7 - 13.4	• Da información sobre la altura del tope de nube • Para nubes de niveles bajos la BTM produce valores negativos debido a que las temperaturas del canal de 9.7 μm son menores que las temperaturas de 13.4 μm debido al O_3 por encima de estas nubes

		• Para nubes con altura mayor a 12 km está BTM muestra valores positivos debido al calentamiento del ozono estratosférico.
14	6.2 - 7.3	• Da información sobre la altura de las nubes e inicio de la convección. • Valores negativos grandes corresponden con nubes bajas. • Las nubes altas o con gran desarrollo vertical que pueden alcanzar la estratosfera tienden a presentar valores positivos.

3.2 Ejemplos locales de BTMs

En esta sección se muestran ejemplos de las BTMs más relevantes en situaciones selectas de convección húmeda profunda observada por el satélite GOES-16 en la región centro y norte de Argentina. El objetivo es resaltar los rasgos más sobresalientes en relación con la respuesta de cada diferencia de bandas y su uso para remarcar las zonas con presencia de nubosidad convectiva de gran desarrollo vertical.

3.2.1 Diferencias que incluyen canales de vapor de agua

Esta sección presenta ejemplos del uso de las BTMs que incorporan canales de vapor de agua para el análisis de la convección (Fig. 2 a 4). El sensor ABI del GOES-16 incluye tres bandas en la región del vapor de agua del espectro electromagnético (6.2, 6.9 y 7.3 μm). La diferencia de temperatura de brillo entre una de estas bandas y un canal de ventana atmosférica (como el 11.2 μm) es extremadamente útil para el diagnóstico de la convección, ya que permite distinguir la altura de las nubes y las características de las celdas convectivas.

- **BTM [8-14] (9.6-11.2 μm):** Esta BTM es particularmente efectiva para diferenciar el vapor de agua en la atmósfera, permitiendo un análisis de la altura y la profundidad de la humedad. La banda de 6.2 μm es sensible al vapor de agua en la **alta troposfera**, mientras que la banda de 7.3 μm detecta el vapor de agua en la **media troposfera**. Al comparar estos canales con el de 11.2 μm , que es transparente a la atmósfera pero opaco a las nubes, se puede inferir la altura del tope nuboso. Un valor de BTM cercano a cero indica que la nube es un emisor de cuerpo negro en ambas longitudes de onda, lo que sugiere un tope de nube muy alto y frío, probablemente en la alta troposfera. Por otro lado, un valor de BTM significativamente negativo indica una nube baja o un área libre de nubes, ya que la temperatura del canal de vapor de agua sería mayor debido a la emisión del vapor de agua atmosférico en niveles más cálidos y bajos.
- **BTM [10-14] (7.3-11.2 μm):** Esta BTM es sensible al vapor de agua en la **media troposfera** y es útil para identificar la altura relativa del tope de la nube. Un valor de BTM cercano a cero sugiere una nube alta con un tope cercano a la troposfera media, mientras que valores negativos indican una nube más baja. Esta BTM también es útil para identificar áreas de subsidencia, que aparecen como zonas cálidas y secas en la banda de 7.3 μm , lo que resulta en valores BTM positivos.

El uso de estas BTDS para la detección de convección se basa en el comportamiento de la diferencia de temperaturas de brillo. Para la **BTD 6.2-11.2 μm** , las nubes convectivas profundas y frías suelen mostrar valores cercanos a **0°C**, ya que la nube actúa como un emisor de cuerpo negro en ambas longitudes de onda. En cambio, valores **más negativos** (por ejemplo, por debajo de -5°C) pueden indicar la presencia de nubes de menor altura o zonas sin nubes.

Para la **BTD 7.3-11.2 μm** , valores de **BTD positivos** sugieren la presencia de una capa de humedad en la troposfera media, mientras que valores **negativos** indican una nube con su tope por debajo del nivel de detección del canal de 7.3 μm .

De acuerdo a la bibliografía consultada, existen algunos umbrales recomendados para distinguir nubes opacas con gran desarrollo vertical (Cumulonimbus y/o cirrus espesos) para su uso a partir de la experiencia en otras partes del mundo. Son el caso de -10°C para la BTD [6.9-11.2], -20°C para la BTD [6.2-11.2] y -5°C para la BTD [6.2-7.3].

En las tres figuras, estos umbrales se marcan con una línea sólida negra. Luego también se graficó el umbral de 0° para identificar aquellas regiones con BTDS positivas, que en particular en el caso de la BTD [6.2-7.3] pareciera mostrar un mejor correlato con las zonas de temperaturas más frías. En particular, en la Figura 2 (d) se ve una muy buena correspondencia con la posición de los topes emergentes ("overshooting tops") observados en las dos celdas individuales presentes una en el centro de la provincia de Córdoba y la otra hacia el noroeste de la misma.

3.2.2 Diferencias que incluyen canales del IR limpio, sucio y CO₂

Esta sección presenta ejemplos del uso de las BTDS que incorporan los canales de infrarrojo de ventana, conocidos como "limpio" (10.3 μm) y "sucio" (12.3 μm), así como el canal de dióxido de carbono (CO₂) (13.3 μm) para el diagnóstico de nubosidad convectiva profunda (Fig. 5 a 7). Estos canales son sensibles a la absorción diferencial de la radiación por vapor de agua y CO₂, lo que permite diferenciar tipos de nubes y estimar la altura de los topes nubosos.

- **BTD [13-15] (10.3-12.3 μm):** Esta BTD se ha determinado como la **split-window** correspondiente al sensor ABI del GOES-R. Es particularmente útil para la detección temprana de zonas con posible iniciación de convección, ya que resalta las absorciones diferenciales de vapor de agua. Por ejemplo, valores positivos en zonas libres de nubes pueden indicar la presencia de una densa capa de vapor de agua en niveles bajos. Para nubes de hielo (cirros), esta BTD suele presentar valores **ligeramente negativos** o cercanos a cero, mientras que para nubes de agua líquida o mezcladas, los valores son generalmente **positivos**.
- **BTD [15-14] (12.3-11.2 μm):** Similar a la BTD 12.0-10.8 μm , esta diferencia es efectiva para distinguir cirros de superficies con nieve o hielo y para discriminar cúmulos con alto espesor óptico de cirros densos. Los cúmulos presentan valores de BTD pequeños debido a sus propiedades de cuerpo negro, mientras que los cirros densos muestran valores grandes debido a la absorción diferencial de las partículas de hielo en ambos canales. En cúmulos maduros, esta BTD puede tomar valores positivos.
- **BTD [16-14] (13.3-11.2 μm):** Esta BTD es muy eficaz para analizar cambios en la altura del tope nuboso y detectar el crecimiento de cúmulos. Los valores muy negativos están asociados con nubes

de niveles bajos, ya que la presencia de CO₂ por encima de estas reduce la temperatura del canal de 13.3 μm . En cambio, los valores levemente negativos están asociados a cúmulos en desarrollo, cuyo tope se encuentra por encima de la capa de CO₂. Para una nube de convección profunda, esta BTD se acerca a **0°C** o incluso toma valores **ligeramente positivos** a medida que el tope de la nube se eleva por encima del nivel de absorción principal del CO₂.

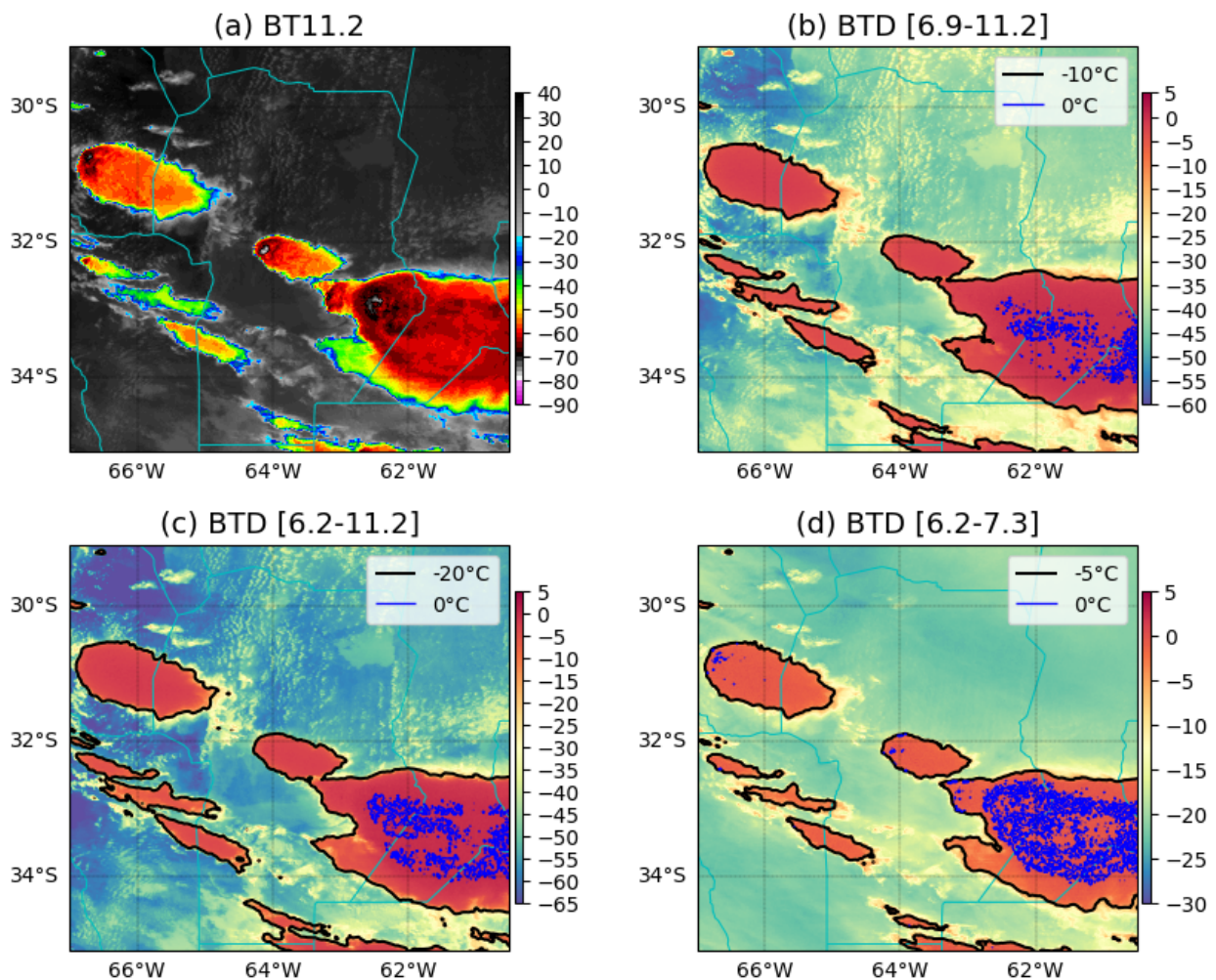


Fig. 2 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región central de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 18/11/2018 a las 20:00 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2 μm ; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 9 (6.9 μm) y 14 (11.2 μm). En línea continua se muestra la isoterma de -10°C. (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 8 (6.2 μm) y 14 (11.2 μm). En línea continua se muestra la isoterma de -20°C. (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 8 (6.2 μm) y 10 (7.3 μm). En línea continua se muestra la isoterma de -5°C. En todos los casos, la isoterma de 0°C se muestra con línea continua azul.

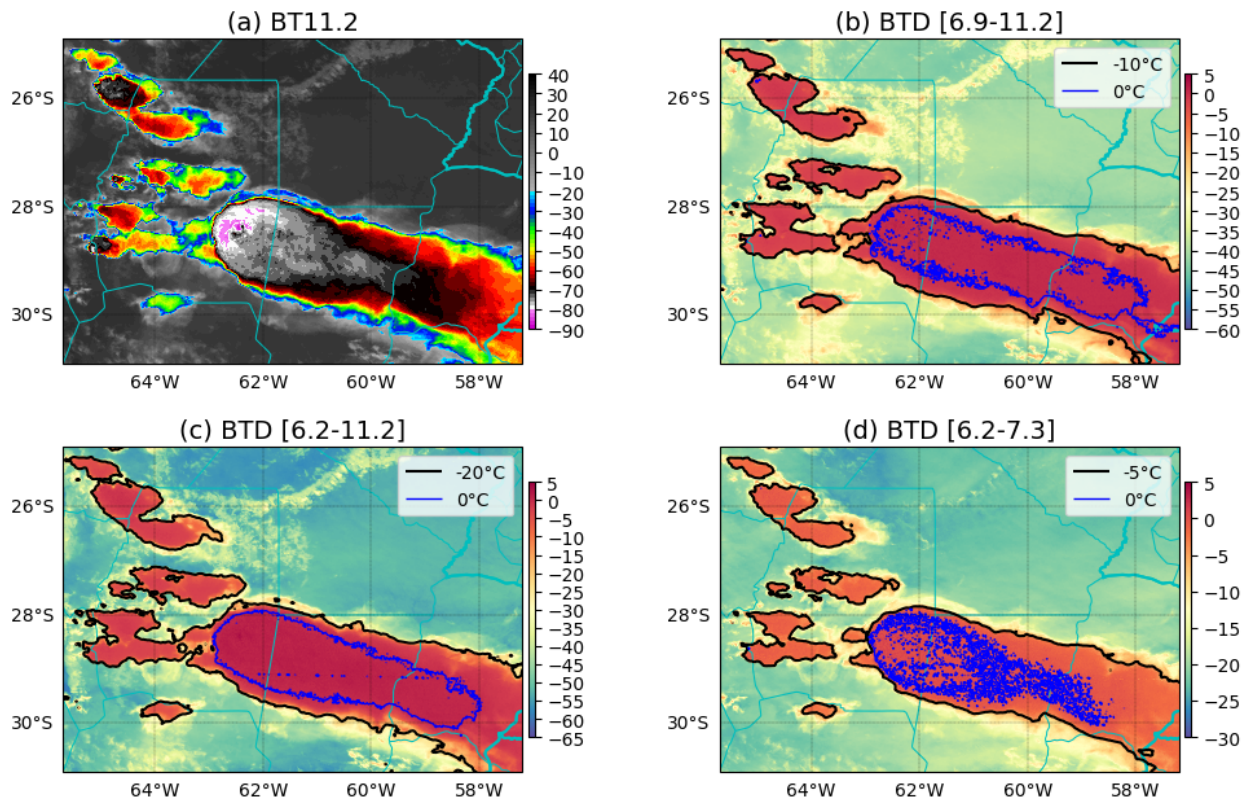


Fig. 3 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región centro-norte de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 9/3/2024 a las 23:00 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2μm; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 9 (6.9μm) y 14 (11.2μm). En línea continua se muestra la isoterma de -10°C. (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 8 (6.2μm) y 14 (11.2μm). En línea continua se muestra la isoterma de -20°C. (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 8 (6.2μm) y 10 (7.3μm). En línea continua se muestra la isoterma de -5°C. En todos los casos, la isoterma de 0°C se muestra con línea continua azul.

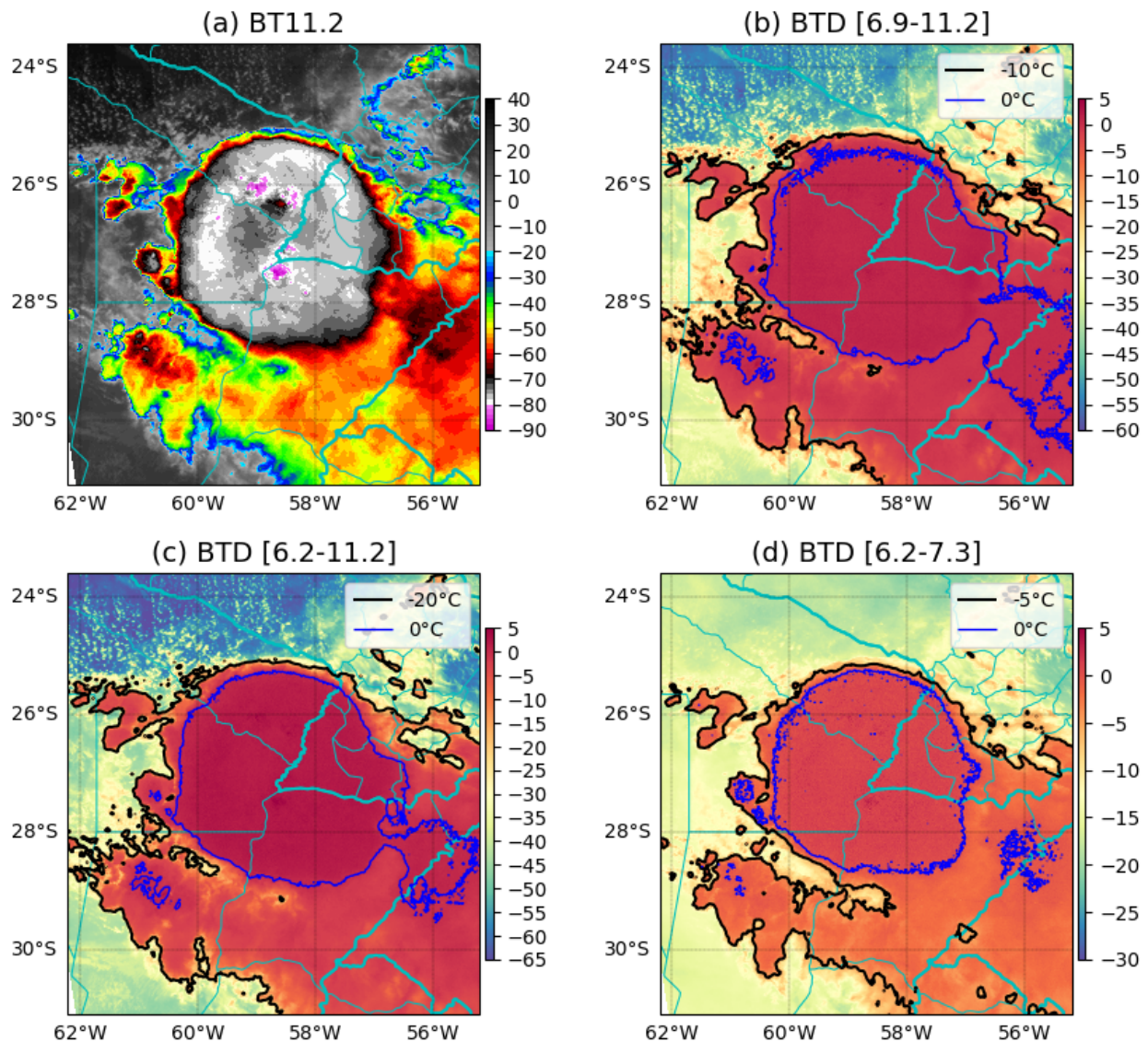


Fig. 4 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región noreste de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 10/1/2024 a las 20:20 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2 μ m; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 9 (6.9 μ m) y 14 (11.2 μ m). En línea continua se muestra la isoterma de -10°C. (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 8 (6.2 μ m) y 14 (11.2 μ m). En línea continua se muestra la isoterma de -20°C. (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 8 (6.2 μ m) y 10 (7.3 μ m). En línea continua negra se muestra la isoterma de -5°C. En todos los casos, la isoterma de 0°C se muestra con línea continua azul.

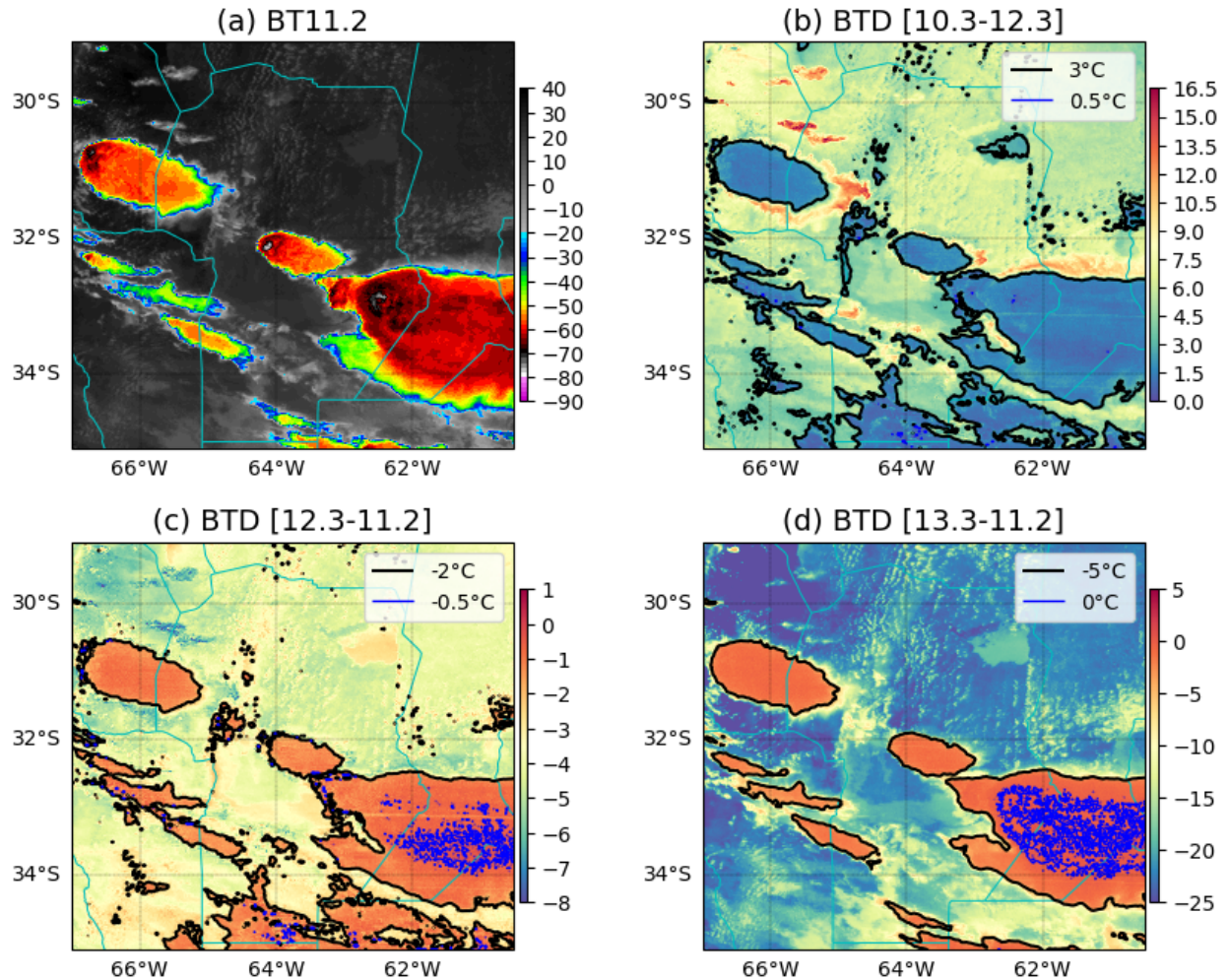


Fig. 5 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región central de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 18/11/2018 a las 20:00 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2μm; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 13 (10.3μm) y 15 (12.3μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 3°C (0.5°C). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 15 (12.3μm) y 14 (11.2μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de -2°C (-0.5°C). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 16 (13.3μm) y 14 (11.2μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de -5°C (0°C).

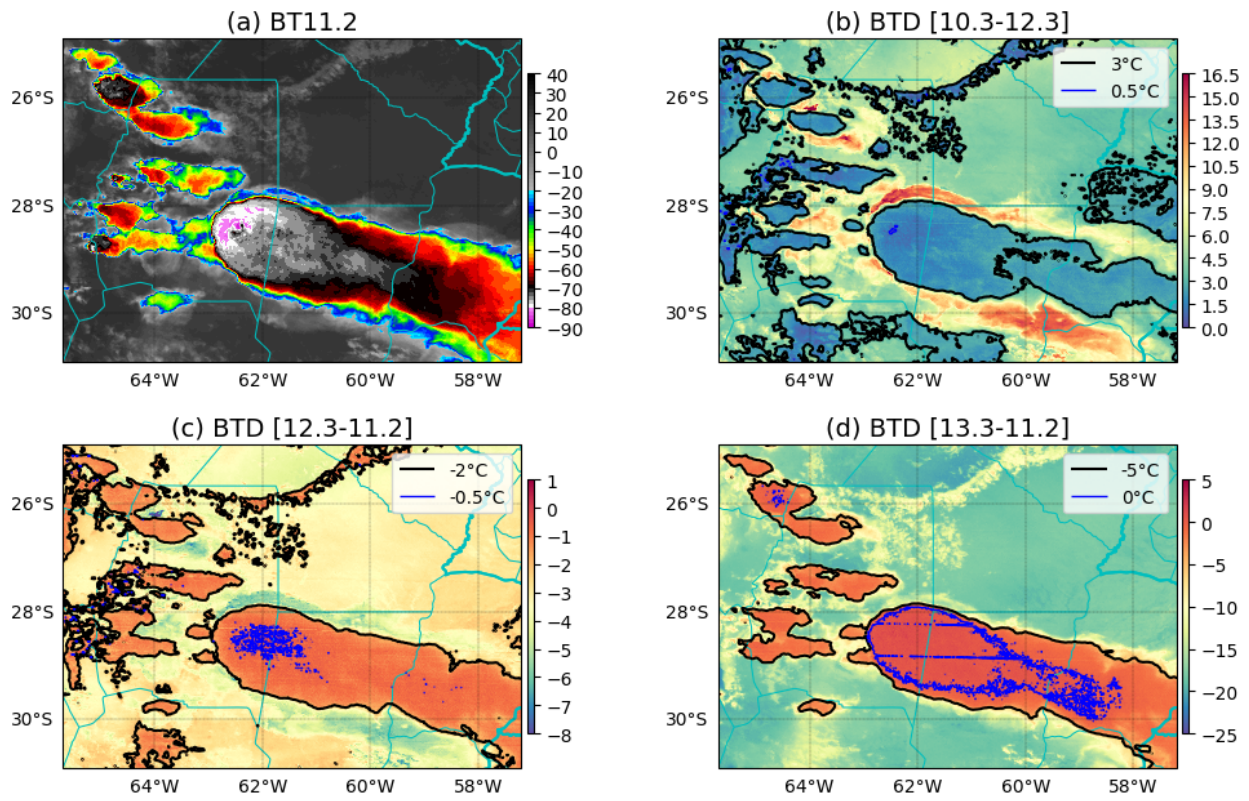


Fig. 6 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región centro-norte de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 9/3/2024 a las 23:00 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2μm; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 13 (10.3μm) y 15 (12.3μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 3°C (0.5°C). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 15 (12.3μm) y 14 (11.2μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de -2°C (-0.5°C). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 16 (13.3μm) y 14 (11.2μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de -5°C (0°C).

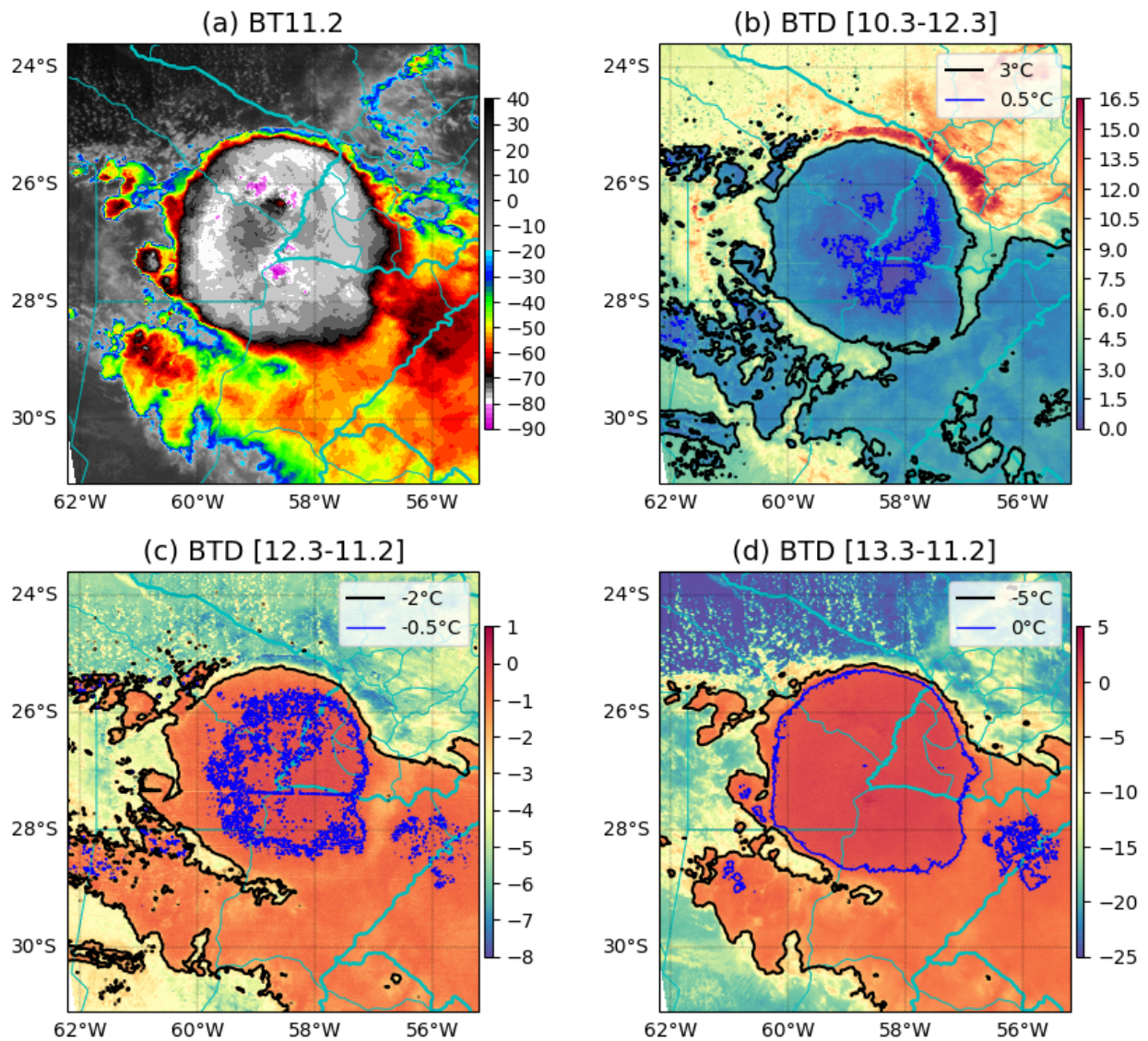


Fig. 7 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región noreste de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 10/1/2024 a las 20:20 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2μm; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 13 (10.3μm) y 15 (12.3μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 3°C (0.5°C). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 15 (12.3μm) y 14 (11.2μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de -2°C (-0.5°C). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 16 (13.3μm) y 14 (11.2μm). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de -5°C (0°C).

3.2.3 Diferencias que incluyen el canal de fase de tope nuboso

Esta sección describe el uso de las diferencias de temperatura de brillo que incluyen la banda de **8.5 μm** (Banda 11), un canal de ventana atmosférica conocido por su utilidad en la determinación de la fase del tope nuboso (Fig. 8 a 10). Este canal es sensible a la radiación térmica y, cuando se combina con la banda de 11.2 μm , permite diferenciar entre nubes compuestas por agua líquida y aquellas formadas por cristales de hielo, ya que estas tienen propiedades de emisividad diferentes en las dos longitudes de onda.

- **BTD [11-13] (8.5-10.3 μm):** Esta BTD se puede usar en combinación con el canal de 11.2 μm para la corrección de humedad y la estimación de propiedades superficiales, ya que el canal de 8.5 μm es más sensible a la absorción de vapor de agua que el "canal limpio" de 10.3 μm . Aunque no es una BTD estándar para la clasificación de nubes, puede ofrecer información complementaria, ya que las diferencias en la emisividad de las partículas de hielo y agua en estas longitudes de onda pueden usarse para estimar el tipo de nube y el tamaño de las partículas.
- **BTD [11-14] (8.5-11.2 μm):** Esta BTD es altamente efectiva para la detección de la fase de las nubes, una herramienta crucial en el análisis de las celdas convectivas. Las simulaciones de transferencia radiativa muestran que esta diferencia de temperatura de brillo tiende a ser **positiva** para las nubes de hielo con un espesor óptico significativo, mientras que para las nubes de agua líquida con un espesor óptico alto, los valores de BTD son **altamente negativos**, típicamente por debajo de **-2°C**.
- **BTD [11-15] (8.5-12.3 μm):** Esta diferencia es útil para el análisis de las propiedades microfísicas de las nubes. Se utiliza a menudo en un diagrama de dispersión con otras BTDs, como la BTD 14-15 (11.2-12.3 μm), para separar nubes de hielo y agua, así como para detectar la presencia de polvo y ceniza volcánica. Los valores de esta BTD son sensibles a la absorción diferencial entre el vapor de agua y el tamaño de las partículas de hielo en la nube.

A medida que una nube convectiva se desarrolla y su tope se eleva por encima del nivel de congelamiento, las partículas de agua líquida se transforman en cristales de hielo (proceso de glaciación). Este cambio de fase se refleja claramente en las BTDs que incluyen el canal de 8.5 μm . El yunque helado de una tormenta severa, compuesto por pequeños cristales de hielo, producirá valores de BTD positivos o cercanos a cero en estas diferencias, mientras que un cúmulo de desarrollo incipiente con un tope de agua líquida mostrará valores negativos. Esta característica permite a los meteorólogos monitorear la madurez de una tormenta y su potencial de severidad.

Los valores de BTD para cielos despejados suelen ser negativos, especialmente sobre superficies no vegetadas, debido a las diferencias en la emisividad de la superficie en ambas longitudes de onda. Es importante considerar este factor al interpretar las imágenes. Estos canales también son utilizados para la detección de ceniza volcánica y dióxido de azufre, que pueden causar anomalías en la temperatura de brillo.

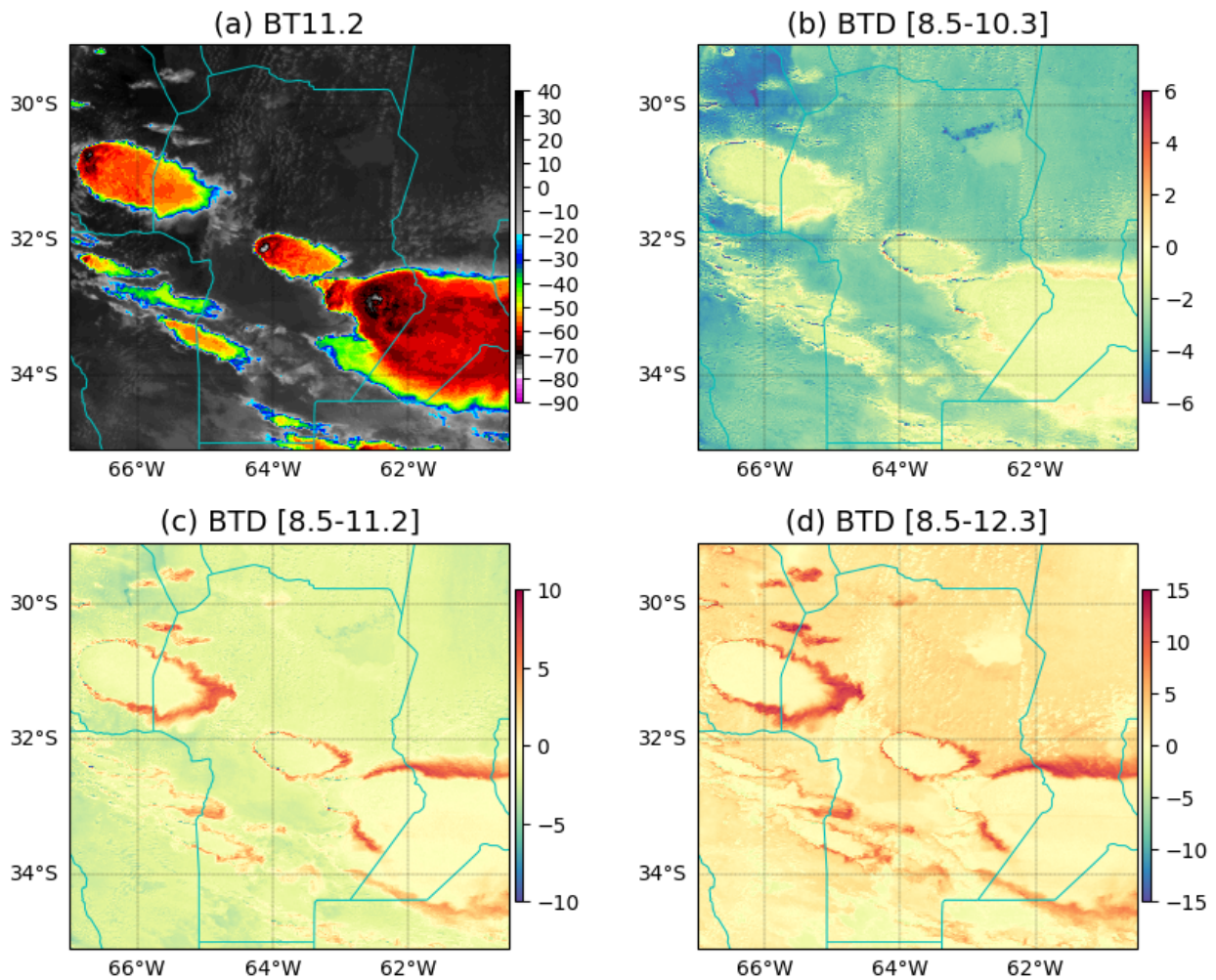


Fig. 8 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región central de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 18/11/2018 a las 20:00 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 ($11.2\mu\text{m}$; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 ($8.5\mu\text{m}$) y 13 ($10.3\mu\text{m}$). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 ($8.5\mu\text{m}$) y 14 ($11.2\mu\text{m}$). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 ($8.5\mu\text{m}$) y 15 ($12.3\mu\text{m}$).

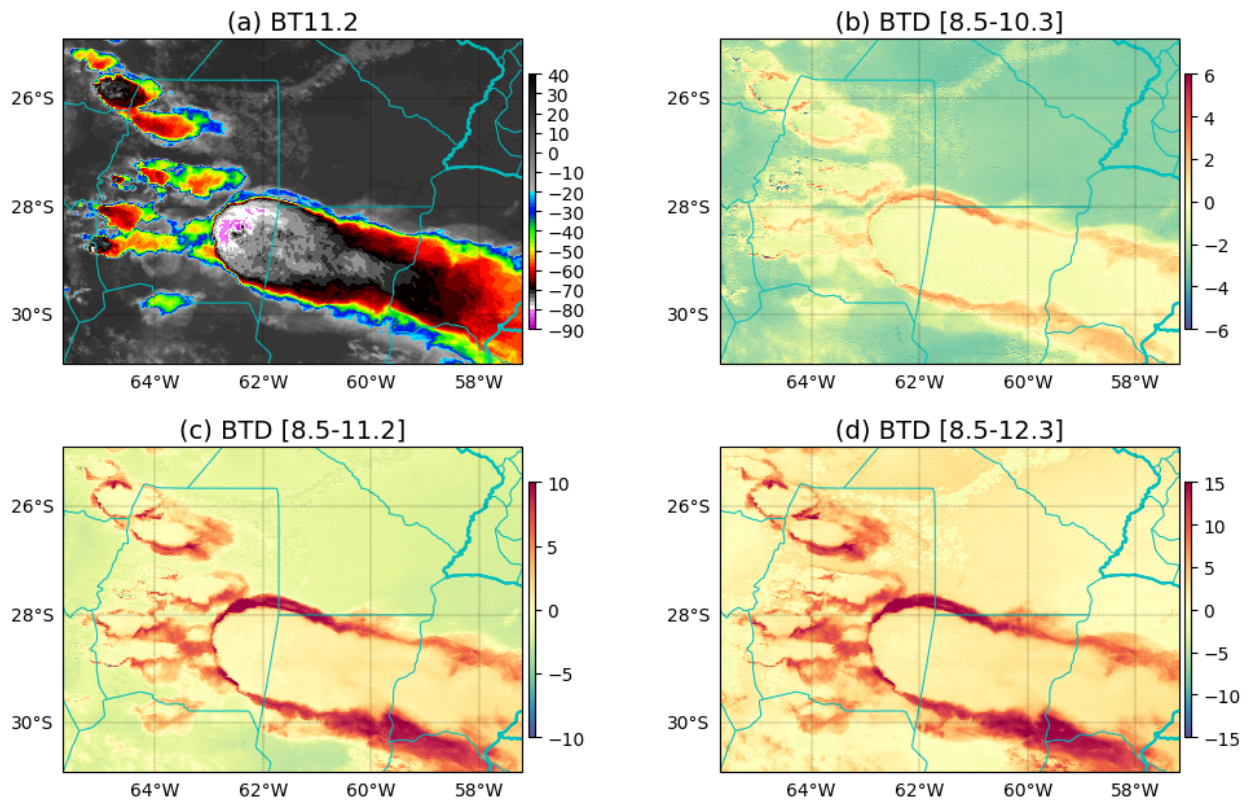


Fig. 9 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región centro-norte de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 9/3/2024 a las 23:00 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2μm; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 (8.5μm) y 13 (10.3μm). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 (8.5μm) y 14 (11.2μm). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 (8.5μm) y 15 (12.3μm).

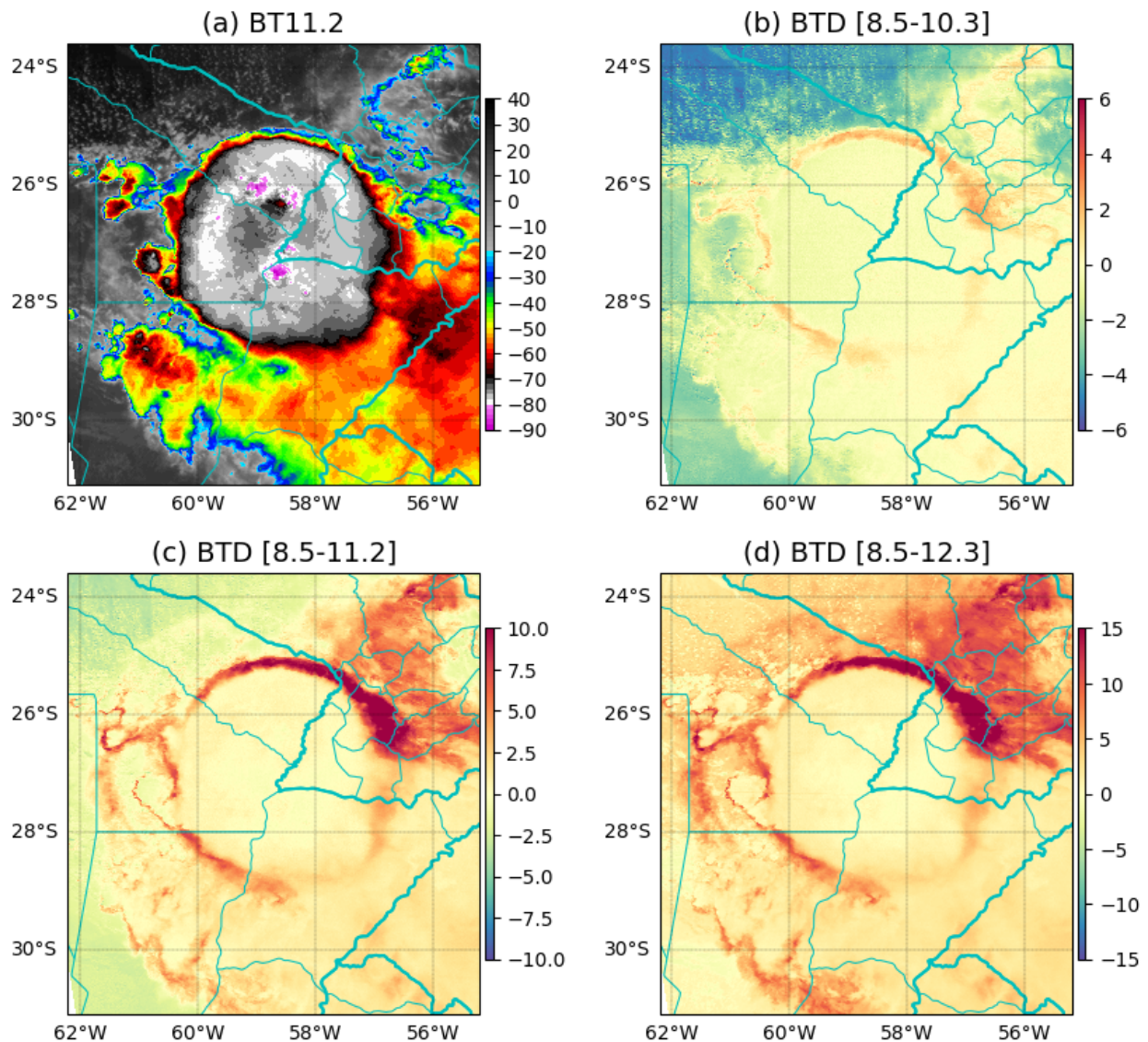


Fig. 10 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región noreste de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 10/1/2024 a las 20:20 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 ($11.2\mu\text{m}$; $^{\circ}\text{C}$). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 ($8.5\mu\text{m}$) y 13 ($10.3\mu\text{m}$). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 ($8.5\mu\text{m}$) y 14 ($11.2\mu\text{m}$). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 11 ($8.5\mu\text{m}$) y 15 ($12.3\mu\text{m}$).

3.2.4 Diferencias que incluyen el canal de ozono

Esta sección se centra en la aplicación de las BTDs que incorporan el canal de ozono (banda 8, $9.6\mu\text{m}$) del sensor ABI de GOES-19 (antes GOES-16) (Fig. 11 a 13). Este canal es especialmente valioso para el análisis de los **topes penetrantes (overshooting tops, OT)**, un indicador clave de convección profunda y severa. La banda de $9.6\mu\text{m}$ se encuentra en una región de absorción de ozono, un gas que se concentra en la estratósfera, por encima de la tropopausa.

Esta diferencia de temperatura de brillo es la BTD de ozono más común y efectiva para el diagnóstico de overshooting tops. En condiciones normales, las nubes profundas y frías (que son un cuerpo negro en ambos canales) tienen un valor de BTD cercano a cero. Sin embargo, cuando una poderosa corriente ascendente atraviesa la tropopausa, empuja las nubes y el aire circundante, que contiene ozono estratosférico, a una mayor altitud. Esto provoca una anomalía en la temperatura de brillo del canal de 9.6 μm , que es mucho más sensible a la radiación emitida por las partículas de ozono y su temperatura, que la de 11.2 μm . El resultado es un **valor negativo pronunciado** en la BTD, que resalta las zonas de penetración del tope de la nube.

La detección de un **overshooting top (OT)** se asocia con un valor de **BTD [9.6-11.2 μm] que sea significativamente negativo**, típicamente entre **-5 °C y -10 °C o incluso más frío**. Un umbral común para una primera alerta es un valor **menor que -5 °C**. Cuanto más negativa es la diferencia, más fuerte es la penetración de la nube en la estratósfera y mayor es el potencial de severidad de la tormenta.

La detección de OTs mediante esta BTD es fundamental en meteorología operativa, ya que están fuertemente correlacionados con el desarrollo de **fenómenos meteorológicos severos**, como granizo grande, vientos destructivos y tornados. Esta técnica permite a los pronosticadores identificar rápidamente las celdas de tormenta más intensas y con mayor potencial de producir eventos peligrosos, incluso cuando las temperaturas de los topos nubosos son similares en el canal del infrarrojo de 11.2 μm .

4. DESAFÍOS, LIMITACIONES Y AMBIGÜIDADES

Uno de los principales desafíos del análisis con BTDs, especialmente en algoritmos más antiguos, es la falta de umbrales universalmente aplicables para la detección de nubes. Los umbrales óptimos para diferenciar una nube convectiva profunda (DCC, por sus siglas en inglés) del entorno varían según el sensor utilizado y, de manera crucial, según la región geográfica y el tipo de fenómeno. Esta alta sensibilidad a la selección de umbrales es una limitación significativa. Un estudio demostró que un cambio de solo 1K en un umbral puede causar una variación de hasta el 40% en la frecuencia de detección de DCC. Esto contribuye a que la precisión de los métodos de detección basados en umbrales de BTD sea moderada, a menudo por debajo del 75%. Esta ambigüedad ha sido un "problema perenne" de la teledetección, que los algoritmos modernos, basados en aprendizaje automático, buscan superar.

Una limitación inherente de las técnicas basadas en BTDs es la dificultad para distinguir de forma inequívoca entre los topos de nubes convectivas y los cirros no convectivos. Ambos tipos de nubes altas pueden tener temperaturas de brillo muy bajas en los canales de ventana infrarroja, lo que genera ambigüedad. Los yunques, a menudo asociados con DCC, pueden ser mal clasificados como nubes convectivas profundas, lo que aumenta la tasa de falsas alarmas. Este problema podría resolverse al incluir información provista por el sensor GLM ya que se utilizará la presencia de actividad eléctrica para diferenciar ambos tipos de nubes.

Los enfoques BTD tradicionales han mostrado una precisión baja (aproximadamente 50%) en la clasificación de nubes de múltiples capas. Los cirros ópticamente delgados, en particular, son difíciles de detectar con el BTD 11.2-8.4, ya que el BTD sobre la tierra puede verse afectado por la emisividad de la superficie, la temperatura y la humedad. Esto implica que, incluso con los avances en el número de canales, la interpretación de las BTD sigue requiriendo una cuidadosa contextualización y la incorporación de información adicional para evitar errores de clasificación.

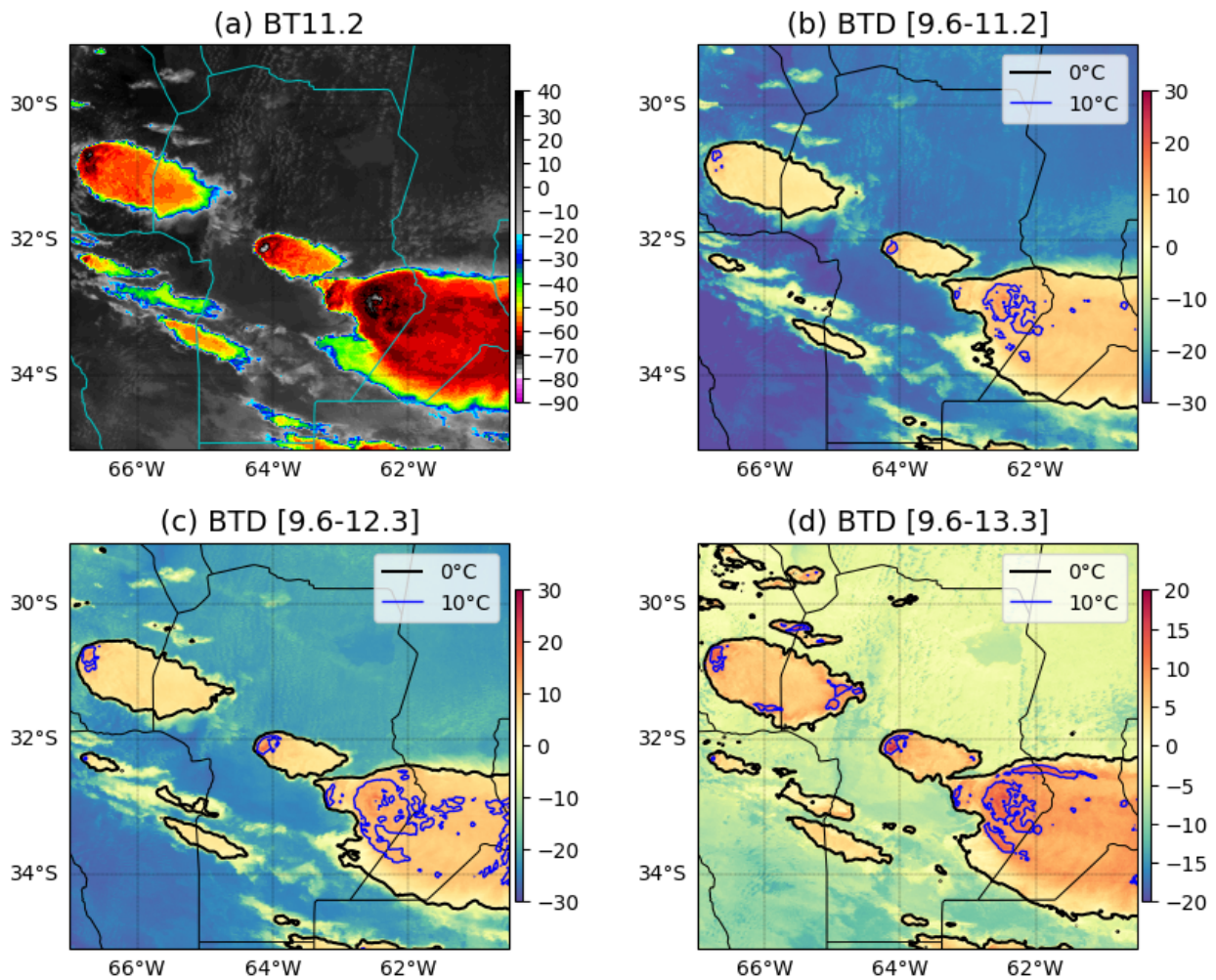


Fig. 11 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región central de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 18/11/2018 a las 20:00 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2μm; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6μm) y 14 (11.2μm). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6μm) y 15 (12.3μm). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6μm) y 16 (13.3μm). En todos los casos, en línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 0°C (10°C).

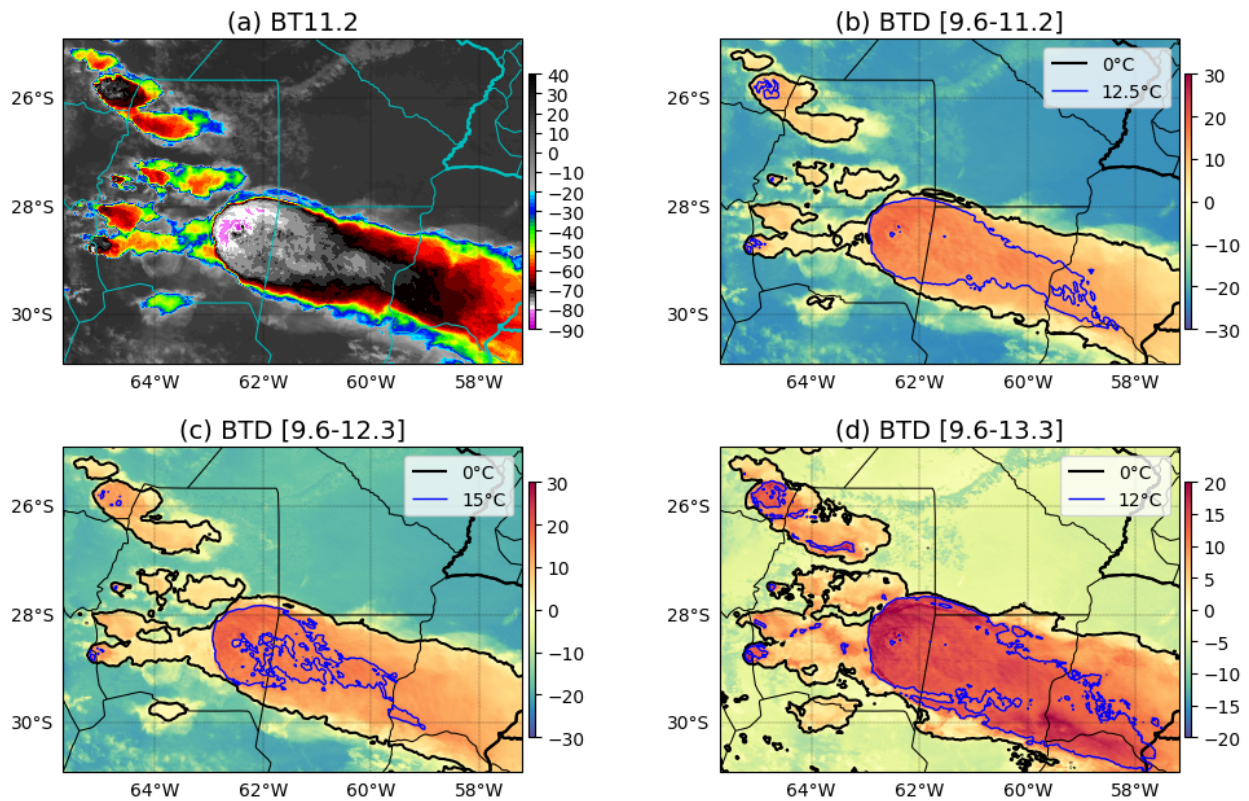


Fig. 12 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región centro-norte de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 9/3/2024 a las 23:00 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2 μ m; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6 μ m) y 14 (11.2 μ m). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 0°C (12.5°C). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6 μ m) y 15 (12.3 μ m). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 0°C (15°C). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6 μ m) y 16 (13.3 μ m). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 0°C (12°C).

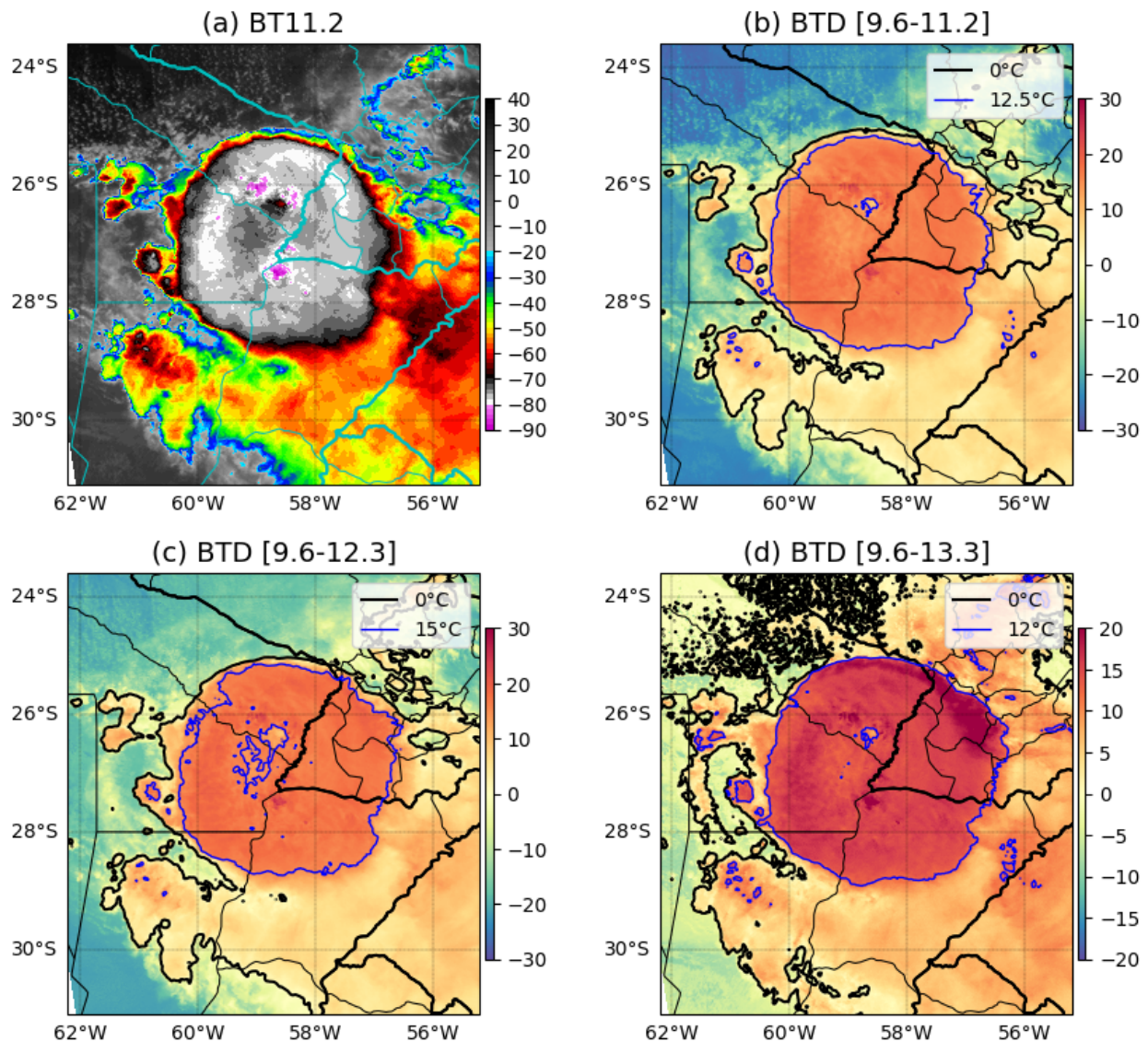


Fig. 13 Ejemplo de nubosidad convectiva profunda en la región noreste de Argentina vista por el sensor ABI a bordo del satélite GOES-16/Este el día 10/1/2024 a las 20:20 UTC. (a) Temperatura de brillo del canal 14 (11.2 μ m; °C). (b) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6 μ m) y 14 (11.2 μ m). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 0°C (12.5°C). (c) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6 μ m) y 15 (12.3 μ m). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 0°C (15°C). (d) Diferencia de temperatura de brillo entre los canales 12 (9.6 μ m) y 16 (13.3 μ m). En línea continua negra (azul) se muestra la isoterma de 0°C (12°C).

5. LA SINERGIA DE DATOS: INTEGRACIÓN DE LTD CON OTRAS OBSERVACIONES

Si bien los satélites geoestacionarios proporcionan una vista sin precedentes de la iniciación de la convección y la evolución de sus firmas en el tope de la nube, no ofrecen información sobre la estructura interna de la tormenta. Es aquí donde los radares meteorológicos en superficie se vuelven indispensables. Los radares proporcionan detalles precisos sobre la ubicación de la precipitación, la clasificación de hidrometeoros, la intensidad del viento y la dinámica de las corrientes de aire, información que es invisible para los sensores satelitales.

La combinación de datos satelitales (LTD) y de radar, junto con la detección de actividad eléctrica, es la clave para una visión completa y proactiva de una tormenta severa. Los sistemas modernos, como el Geostationary Lightning Mapper (GLM) de GOES-R, miden el relámpago total (dentro y fuera de la nube), un indicador clave de la severidad de una tormenta. El fenómeno del "*lightning jump*", un aumento rápido en la tasa de rayos, puede preceder a la ocurrencia de un tornado por varios minutos, proporcionando una alerta temprana que los datos de radar por sí solos podrían pasar por alto. La correlación entre la intensidad de las ascendentes, las firmas LTD y la tasa de rayos totales es un área de investigación activa y promete mejorar significativamente la capacidad del *nowcasting*. En la siguiente tabla se resumen las principales características de cada sistema de observación.

Sistema de observación	Información única proporcionada	Fortalezas y limitaciones
LTD satelital	Microfísica de las nubes (fase, tamaño de partículas), detección de <i>updrafts</i> intensos (OT), inicio de la convección (CTC), y seguimiento de la evolución de las firmas en la cima de la nube.	Fortalezas: Cobertura hemisférica, alta frecuencia temporal, capacidad de detección proactiva de CI con un tiempo de anticipación de 30-45 minutos.
		Limitaciones: Visión limitada de la estructura interna de la tormenta, ambigüedad entre nubes convectivas y cirros, sensibilidad a los umbrales regionales.
Radar meteorológico	Estructura interna de la tormenta (reflectividad), clasificación de hidrometeoros (granizo, lluvia, nieve), velocidad del viento y rotación (mesociclones, ecos en arco), y cuantificación de la precipitación.	Fortalezas: Información detallada de la precipitación y la dinámica interna de la tormenta, ideal para alertas de muy corto plazo.
		Limitaciones: Cobertura limitada (alcance del haz), incapacidad para detectar las primeras etapas de la CI antes de la formación de un eco detectable.

Sistema de observación	Información única proporcionada	Fortalezas y limitaciones
Detección de actividad eléctrica	Tasa de rayos totales (dentro y fuera de la nube), indicando la intensidad de la electrificación de la tormenta.	Fortalezas: Proporciona una señal de la severidad de la tormenta que puede preceder a otras firmas, funciona de día y de noche.
		Limitaciones: Solo se activa en tormentas eléctricas, no proporciona información sobre la estructura de la precipitación o los vientos.

6. CONCLUSIONES

El uso de las diferencias de temperatura de brillo (BTD) ha demostrado ser una herramienta fundamental y versátil para el diagnóstico y monitoreo de la nubosidad convectiva profunda a partir de datos de satélites geoestacionarios como el GOES-19 (antes GOES-16). La capacidad del sensor ABI para proporcionar una alta cadencia de observación con 16 canales espectrales permite a los meteorólogos explotar las diferencias físicas en la interacción de las nubes con la radiación.

La presente Nota Técnica ha demostrado la utilidad de múltiples BTDs, cada una sensible a diferentes propiedades de las nubes. Por ejemplo, las BTDs que involucran canales de vapor de agua (como la BTD 6.2-11.2 μm) son efectivas para diferenciar nubes poco profundas de las profundas y para identificar la altura relativa del tope de la nube. Por su parte, las BTDs que utilizan los canales de ventana del infrarrojo (por ejemplo, BTD 10.3-12.3 μm y BTD 12.3-11.2 μm) son cruciales para la clasificación de nubes, diferenciando entre cúmulos, cirros y cumulonimbos basándose en las propiedades microfísicas de las partículas de agua y hielo. En cambio la BTD que incluye el canal de CO_2 (BTD 13.3-11.2 μm) es particularmente valiosa para estimar la altura del tope nuboso y detectar el crecimiento de cúmulos, proporcionando una perspectiva vertical clave. Por último, las BTDs que incluyen el canal de ozono (BTD 9.6-11.2 μm) son esenciales para identificar los **topes penetrantes (overshooting tops)**, que son un indicador de gran potencial de severidad en las tormentas.

En general, el análisis de varias BTDs en conjunto (tal como se demuestra en los ejemplos locales con datos de GOES-16) permite obtener una comprensión más completa de la estructura y el ciclo de vida de los sistemas convectivos. La combinación de estas técnicas, junto con la alta resolución espacial y temporal de los sensores de nueva generación, fortalece la capacidad de la meteorología operativa para detectar y seguir fenómenos de alto impacto social y económico como tormentas severas, granizo y precipitaciones intensas.

REFERENCIAS

Chung-Chih Liu, Tian-Yow Shyu, Tang-Huang Lin, Chian-Yi Liu, "Satellite-derived normalized difference convection index for typhoon observations," *J. Appl. Rem. Sens.* 9(1) 096074 (10 March 2015) <https://doi.org/10.1117/1.JRS.9.096074>

Hamada, A., N. Nishi, H. Kida, M. Shiotani, S. Iwasaki, A. Kamei, Y. Ohno, H. Kuroiwa, H. Kumagai, and H. Okamoto, 2004: Cloud Type Classification by GMS-5 Infrared Split-Window Measurements with Millimeter-Wave Radar and TRMM Observations in the Tropics. 2nd TRMM International Science Conference, 6-10 September, Nara, Japan.

Inoue, T., 1987: A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements, *J. Geophys. Res.*, 92(D4), 3991–4000, doi: <https://doi.org/10.1029/JD092iD04p03991>.

Inoue, T. and S. A. Ackerman, 2002: Radiative Effects of Various Cloud Types as Classified by the Split Window Technique over the Eastern Sub-Tropical Pacific Derived from Collocated ERBE and AVHRR Data. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 1383-1394. <https://doi.org/10.2151/jmsj.80.1383>

Mecikalski, J. R., and K. M. Bedka, 2006: Forecasting Convective Initiation by Monitoring the Evolution of Moving Cumulus in Daytime GOES Imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 49–78, <https://doi.org/10.1175/MWR3062.1>.

Lindsey, D. T., L. Grasso, J. F. Dostalek, and J. Kerkmann, 2014: Use of the GOES-R Split-Window Difference to Diagnose Deepening Low-Level Water Vapor. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 2005–2016, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0010.1>.

Pinto Da Silva Neto, C., H. A. Barbosa, and C. A. Assis Beneti, 2016: A method for convective storm detection using satellite data. *Atmósfera*, 29(4), 343-358. Recuperado en 04 de septiembre de 2024, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0187-62362016000400343&lng=es&tlng=en.

Purbantoro, B. , Aminuddin, J. , Manago, N. , Toyoshima, K. , Lagrosas, N. , Sumantyo, J. and Kuze, H. (2018) Comparison of Cloud Type Classification with Split Window Algorithm Based on Different Infrared Band Combinations of Himawari-8 Satellite. *Advances in Remote Sensing*, 7, 218-234. doi: <https://doi.org/10.4236/ars.2018.73015>.

So D, Shin D-B. Classification of precipitating clouds using satellite infrared observations and its implications for rainfall estimation. *Q J R Meteorol Soc* 2018; 144 (Suppl. 1): 133–144. <https://doi.org/10.1002/qj.3288>

Schmit, T. J., P. Griffith, M. M. Gunshor, J. M. Daniels, S. J. Goodman, and W. J. Lebar, 2017: A Closer Look at the ABI on the GOES-R Series. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 98, 681–698, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00230.1>.

Wu, Q., H. Wang, Y. Zhuang, Y. Lin, Y. Zhang, and S. Ding, 2016: Correlations of Multispectral Infrared Indicators and Applications in the Analysis of Developing Convective Clouds. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 55, 945–960, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0081.1>.

Instrucciones para publicar Notas Técnicas

En el SMN existieron y existen una importante cantidad de publicaciones periódicas dedicadas a informar a usuarios distintos aspectos de las actividades del servicio, en general asociados con observaciones o pronósticos meteorológicos.

Existe no obstante abundante material escrito de carácter técnico que no tiene un vehículo de comunicación adecuado ya que no se acomoda a las publicaciones arriba mencionadas ni es apropiado para revistas científicas. Este material, sin embargo, es fundamental para plasmar las actividades y desarrollos de la institución y que esta dé cuenta de su producción técnica. Es importante que las actividades de la institución puedan ser comprendidas con solo acercarse a sus diferentes publicaciones y la longitud de los documentos no debe ser un limitante.

Los interesados en transformar sus trabajos en Notas Técnicas pueden comunicarse con Ramón de Elía (rdelia@smn.gov.ar), Luciano Vidal (lvidal@smn.gov.ar) o Martin Rugna (mrugna@smn.gov.ar) de la Dirección Nacional de Ciencia e Innovación en Productos y Servicios, para obtener la plantilla WORD que sirve de modelo para la escritura de la Nota Técnica. Una vez armado el documento deben enviarlo en formato PDF a los correos antes mencionados. Antes del envío final los autores deben informarse del número de serie que le corresponde a su trabajo e incluirlo en la portada.

La versión digital de la Nota Técnica quedará publicada en el Repositorio Digital del Servicio Meteorológico Nacional. Cualquier consulta o duda al respecto, comunicarse con Melisa Acevedo (macevedo@smn.gov.ar).