



Estudio sobre la interpretación de la dinámica atmosférica a partir de imágenes de WV

Autor: Juan Jesús González Alemán (juanjego@ucm.es)

Índice

a) Introducción y fundamentos.....	2
b) Identificación de la tropopausa y chorros.....	3
i. Modelo conceptual	3
ii. Ejemplo de hundimiento de la estratofera	4
c) Ejemplo de un sistema de ondas.....	5
d) Gradación de grises y subsidencia	5
e) Ciclogénesis extratropical	5
f) Zonas/bandas de deformación	6
g) Máximos de vorticidad y estructuras en coma	7
h) Patrones de bloqueo	8
i) Detección de errores en los modelos numéricos.....	9
Conclusiones	10
Referencias y bibliografía	10

Abstract

Este trabajo aborda de forma resumida la temática sobre la interpretación de imágenes de vapor de agua y su aplicación al análisis de la dinámica atmosférica, cuyo principal objetivo es evaluar las salidas de los modelos numéricos de predicción del tiempo.

a) Introducción y fundamentos

Este trabajo tiene como objetivo estudiar los fenómenos más importantes de la dinámica atmosférica sinóptica desde el punto de vista de las imágenes de WV. Hay que mencionar que en este estudio se tratan únicamente fenómenos de latitudes medias ya que son las regiones más activas en la dinámica sinóptica y por ello, son las que mejor se prestan a analizar en las imágenes de WV.

Para una correcta interpretación de las imágenes es necesario primero describir brevemente los fundamentos en los que se basa el análisis de las imágenes de WV. El canal de WV toma ventaja del pico de absorción del vapor de agua. El radiómetro SEVIRI del MSG provee datos de centrándose en los 6.2 y 7.3 μm . En el caso del satélite GOES, la banda se centra en 6,7 μm . En dicha zona, la absorción del vapor de agua es tal que hace despreciables las contribuciones desde la superficie y capas inferiores de la troposfera que son absorbidas casi completamente. Debido a que el canal 6.2 μm absorbe radiación muy fuertemente, y las capas más baja de la troposfera son más húmedas, sólo las señales procedentes de la alta atmósfera alcanzarán al satélite en esta banda. En el canal 7.3 μm la radiación es menos absorbida por lo que la procedente de niveles inferiores puede alcanzar al satélite. Lo que si comparten ambas bandas es que ningún canal puede ver la superficie. Por todo ello, de estos dos canales de WV, la radiación procedente del canal 6.2 μm tiene un mayor contenido de información. Este canal es ampliamente usado para objetivos del análisis del tiempo atmosférico y su predicción basada en la interpretación de fenómenos de escala sinóptica ([Weldom y Holmes, 1991](#); [Bader et al., 1995](#); [Santurette y Georgiev, 2005](#)).

El vapor de agua es un trazador conservativo del movimiento atmosférico a gran escala en niveles altos (el cual es, en gran parte, aproximadamente adiabático e hidrostático). Por lo tanto, las imágenes de WV proveen información general de los patrones del flujo en niveles medios y altos de la troposfera (600-300 hPa). Las bases de la aplicación de las imágenes de WV al movimiento atmosférico son debidas a que las regiones húmedas y secas así como las fronteras entre ellas se relacionan frecuentemente con características significativas del flujo de niveles altos tales como vaguadas, dorsales, zonas de deformación, corrientes en chorro, vorticidad, y regímenes de bloqueo como veremos.

En las imágenes de WV, los tonos oscuros y grises corresponden a temperaturas más cálidas, con la radiación alcanzando al satélite desde niveles más bajos. Las áreas con contenido de humedad apreciable aparecen con temperaturas radiativas más bajas y por lo tanto con tonos más brillantes.

b) Identificación de la tropopausa y chorros

i. Modelo conceptual

Para ilustrar este modelo, se muestra en la figura 1 un modelo conceptual de la circulación alrededor de un hundimiento de la tropopausa. La tropopausa que se muestra en este modelo es la tropopausa dinámica (entre 1.5 y 2 unidades de vorticidad potencial). El hundimiento de la tropopausa está provocado por la presencia de una anomalía térmica fría en la troposfera media (alrededor de 500 mb).

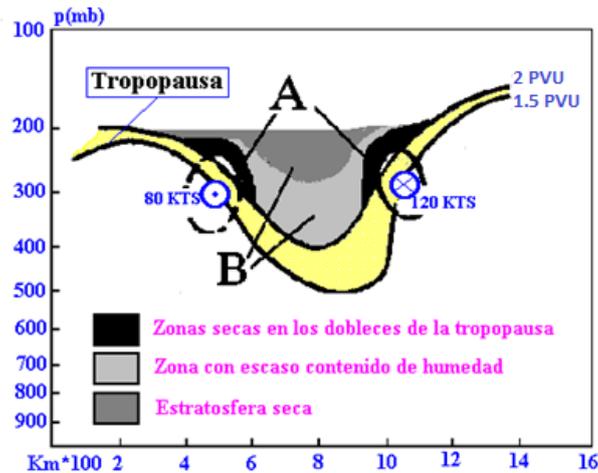


Figura 1. Esquema conceptual del hundimiento de la estratosfera asociada a la presencia de aire frío en la troposfera media. Fuente: AEMET (1999).

En la figura 1, se aprecian los máximos de viento (A) canalizados en las dobleces de la tropopausa. En los bordes de las dobleces de la tropopausa, a la izquierda de los máximos de viento (mirando corriente abajo), la imagen de WV debe mostrar una banda con tonos oscuros. Esto se debe a la pendiente de la tropopausa con presencia de anomalías cálidas que contrastan con las anomalías frías en el lado de la cizalladura anticiclónica. Cuanto más intenso sea el máximo de viento, más oscura se aprecia esta banda en WV. El nivel de 300 hPa en B se encuentra en la estratosfera y por tanto es una zona más cálida que el ambiente próximo.

Por tanto, los máximos de viento deben bordear las bandas oscuras en WV, algo a la derecha de éstas (siempre que estas bandas tengan el origen comentado) En la zona comprendida entre los máximos de vientos cabe esperar anomalías térmicas cálidas entre los 200 y 300 hPa., y anomalías térmicas frías en la troposfera media alrededor de los 500 mb. A su vez la presencia de una masa fría en la troposfera media, se refleja como inestabilidad y presencia de convección que inyecta vapor de agua desde la troposfera baja hacia niveles superiores. Por esta razón esta zona se aprecia en las imágenes de WV con tonos grises moteados de blanco.

ii. Ejemplo de hundimiento de la estratofera

En la figura 2a, se ilustra mediante una imagen WV un proceso de hundimiento de la estratosfera con sus rasgos asociados. En el ejemplo que se presenta el proceso a destacar a escala sinóptica es el desarrollo de una DANA (depresión aislada de niveles altos) que evolucionó posteriormente a baja fría.

Las bandas oscuras alargadas asociadas a máximos de viento aparecen marcadas con la letra A. El gradiente de tonos grises en estas bandas da una indicación tanto de la intensidad del chorro como de la pendiente del doblez de la tropopausa. Cuanto mayor sea el gradiente de tonos grises mayor es la pendiente del doblez de la tropopausa. De forma similar, cuanto mayor sea la pendiente del doblez de la tropopausa, mayor será la intensidad del chorro que va encauzado en este doblez. Por otra parte, estas son zonas donde tienen lugar efectos diabáticos importantes causados por transferencia turbulenta y asociados a la cizalladura vertical del viento. Estos efectos diabáticos se traducen en la generación de vorticidad potencial en el lado de la cizalladura ciclónica del chorro. En las zonas donde se acelera/desacelera el chorro las bandas oscuras muestran una apertura (C). Si este rasgo aparece muy marcado cabe esperar efectos importantes de transferencia de vorticidad por cizalladura a vorticidad por curvatura.

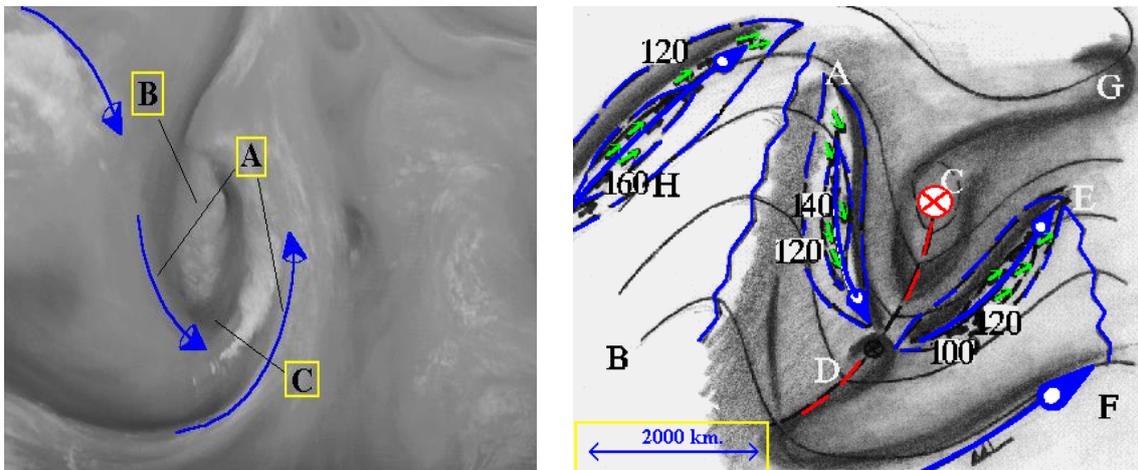


Figura 2. Izquierda (a): Hundimiento de la troposfera visto desde una imagen WV. Derecha (b): Ilustración de un sistema de ondas visto desde una imagen WV. Fuente: Aemet (1999).

En B, se aprecia una zona grisácea moteada de blanco. Este rasgo está asociado a la presencia de una masa fría en la troposfera media causante del hundimiento de la estratosfera comentado anteriormente. La circulación en altura alrededor de B es ciclónica. A la vista de esta imagen cabe esperar estabilidad alta en 300 mb y estabilidad reducida por debajo de 500 mb en B.

c) Ejemplo de un sistema de ondas

En la figura 2b, se representa una configuración dorsal-vaguada con sus máximos de viento asociados. En H, se encuentra el núcleo de un chorro con recorrido largo y escasa curvatura. Con esta situación, podemos esperar que la vorticidad esté casi completamente representada por la vorticidad por cizalladura, con máximos a la izquierda del chorro. La dorsal A-B, queda a la derecha de la región donde se desacelera el chorro. El centro principal de vorticidad por curvatura se encuentra en (C). Entre A y D, una banda oscura en la imagen de WV marca la presencia de un máximo de viento. La apertura del geopotencial en D algo al Sur de la salida del chorro, marca la presencia de un centro secundario de vorticidad que sustenta una vaguada corta al Sur de la vaguada principal.

d) Gradación de grises y subsidencia

La presencia de una dorsal con amplitud apreciable, da lugar a subsidencia generalizada corriente abajo de esta, causada principalmente por advección negativa de vorticidad. Este hecho, se manifiesta en las imágenes WV como amplias zonas con tonos gris oscuro lo que denota el escaso contenido de humedad provocado por movimientos descendentes generalizados. Por otra parte, en la zona trasera de las dorsales se aprecia en WV una zona brillante con curvatura anticiclónica. Esta zona brillante está causada por la presencia de cirros. De esta forma se aprecia un contraste notable de brillo en este canal corriente arriba y abajo de una dorsal marcada. Este contraste será tanto mayor cuanto mayor sea la amplitud de la dorsal.

e) Ciclogénesis extratropical

Con el término ciclogénesis nos referimos a los procesos que permiten la formación, intensificación, desarrollo y mantenimiento de una zona de bajas presiones y, a partir de ello, una circulación cerrada de tipo ciclónica, o ciclón. En este caso, trataremos la ciclogénesis extratropical. Normalmente se utilizan los modelos numéricos para identificar y predecir una ciclogénesis y luego se mira las variables en superficie para las indicaciones de que ha ocurrido. Sin embargo, también se pueden identificar y predecir a partir de las imágenes de satélite de WV como veremos en este apartado.

Tener una comprensión básica sobre el desarrollo de ciclones extratropicales ayuda antes de irnos a una perspectiva satelital. Los ciclones tienden a formarse a lo largo de frentes pre-existentes (zonas baroclinas), conjuntamente con la aproximación de una perturbación en la alta troposfera corriente arriba. La zona baroclina superficial se pliega, dando lugar a una circulación ciclónica y por tanto el ciclón nace. La ciclogénesis puede ocurrir de diferentes maneras en base a la relación entre la

intensidad de los precursores. Basado en una fuerza relativa entre X y F (la perturbación corriente arriba y la zona frontal, respectivamente), se puede pensar en un amplio espectro de probabilidad ciclogénica.

En un extremo, una X fuerte necesita solamente una débil o ausente F para crear un ciclón. En medio, una puede pensar sobre ello como un balance entre sus fuerzas relativas. En el otro extremo, una X débil requiere de una F fuerte para producir la ciclogénesis. A medida que las fuerzas absolutas de X y F se incrementan, la esfera de influencia de cada elemento se incrementa, la distancia entre ellos puede ser mayor y aun así pueden producir un ciclón. Para una mejor comprensión de la esfera de influencia, uno puede conceptualizar X y F como remolinos en un mismo fluido. Si la fuerza absoluta se incrementa, los objetos que van a estar condenados a ser absorbidos pueden venir desde mucho más lejos. El área afectada por el torbellino es mayor. Lo mismo sucede con X y F. En verano, debido a que el patrón e escala sinóptica es más débil, la ciclogénesis ocurrirá cuando X y F estén, de media, más cerca entre ellas que durante el invierno.

f) Zonas/bandas de deformación

Una zona de deformación es una región de la atmósfera en la cual se produce un grado considerable de estiramiento o cizalladura (cortante). Las variaciones espaciales en el campo de velocidad entre dos masas de aire convergentes provocan un cambio en la forma de ambas. Con frecuencia, esto produce patrones nubosos característicos que se pueden analizar en imágenes de WV. El análisis de éstas es importante en muchas situaciones porque la deformación es un factor principal de los procesos de frontogénesis y frontólisis aumentando o disminuyendo el gradiente térmico horizontal de temperaturas, respectivamente. Este tipo de estructuras tiene su origen en el efecto conocido como deformación en el campo de viento. Básicamente la deformación actúa contrayendo un volumen de aire a lo largo del eje de contracción y estirándolo a lo largo del eje de dilatación.

A la hora de localizar una banda de deformación en las imágenes de WV hay que tener en cuenta una serie de consideraciones: En primer lugar hay que considerar el campo de viento relativo respecto a algún sistema de referencia anclado en la estructura de interés. Esto es de hecho lo que apreciamos en un bucle de imágenes cuando fijamos la vista en algún rasgo con continuidad entre imágenes consecutivas. En segundo lugar, estas bandas se sitúan cerca de los ejes con vorticidad relativa nula o lo que es igual con vorticidad absoluta igual a la planetaria. Además, se aprecian con claridad en las imágenes WV en la parte inferior de ondas asociadas a sistemas frontales y en general conectando depresiones en altura con escalas desde la sinóptica a la mesoescala. .

Como se mencionó, la zona de deformación es una de las estructuras más útiles para identificar las áreas donde existe el potencial de frontogénesis y frontólisis. Gracias a

la naturaleza lineal y al fuerte contraste de la frontera de humedad, éstas son evidentes a simple vista, independientemente de su extensión. Dado que indican la ubicación de masas de aire y flujos diferentes, los modelos numéricos suelen pronosticarlas bastante bien.

En la figura 3, se muestra un desdoblamiento de la vaguada principal en dos ondas cortas. La apertura del geopotencial en A, indica una disminución del flujo del oeste en esta zona. Si tenemos en cuenta un desplazamiento de esta configuración hacia el Este, las componentes relativas de viento se abren hacia A y B al oeste y de modo similar al este con componentes relativas del viento de componente Eeste. La banda A-B en la imagen de WV marca la línea con vorticidad relativa nula respecto a esta configuración y por tanto la banda de deformación.

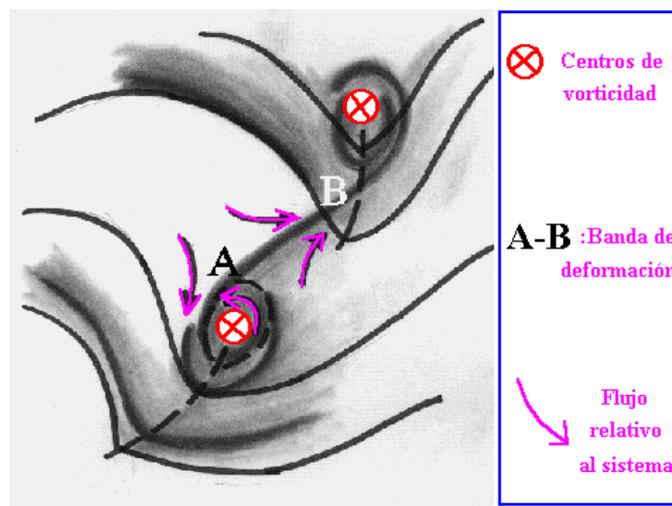


Figura 3. Ilustración de una banda de deformación vista desde una imagen WV. Fuente: AEMET (1999).

g) Máximos de vorticidad y estructuras en coma

El máximo de vorticidad presenta una estructura particular que es muy común e indica la existencia de un área de circulación y forzamiento atmosférico ascendente. Es esencial saber identificar la posición correcta de los máximos de vorticidad para establecer la posición de las estructuras dinámicas relacionadas, como el eje de vientos máximos y las zonas de deformación.

La forma de la estructura ciclónica en coma revela la ubicación del máximo de vorticidad. El máximo de vorticidad se halla en el punto de inflexión y es el centro de rotación de la nube, en el marco de referencia atmosférico. La forma de los arcos, cóncavo para flujo entrante y convexo para flujo saliente, está relacionada con la intensidad relativa del máximo de vorticidad y la cantidad de tiempo que el máximo de vorticidad actúa sobre ellos. El arco cóncavo se hunde más con el tiempo y la intensidad del máximo de vorticidad. El arco convexo se vuelve más pronunciado.



Figura 4. Imagen WV con una estructura en coma asociada a una máximo de vorticidad. Fuente: The COMET Program.

Estos son algunos aspectos importantes que conviene tener en cuenta sobre los máximos de vorticidad:

- Las circulaciones alrededor de los máximos de vorticidad suelen ser muy intensas; por tanto, los análisis numéricos de la atmósfera normalmente logran colocarlos en el lugar correcto y con el grado adecuado de intensidad relativa. No obstante, cuando el modelo numérico no analiza un máximo de vorticidad o lo coloca en la posición incorrecta, puede tener repercusiones importantes en las predicciones.
- Las circulaciones ciclónicas tienden a ser bastante húmedas.
- La identificación de los máximos de vorticidad y su posición puede mejorar el pronóstico de la convección y los patrones nubosos.
- La retroalimentación convectiva en los modelos numéricos puede generar máximos de vorticidad espurios, pero un análisis minucioso de las imágenes de vapor de agua permite determinar su naturaleza incorrecta.

h) Patrones de bloqueo

Un patrón de bloqueo es un régimen de vientos anómalo en la alta troposfera que se caracteriza por un movimiento sinóptico cuasi estacionario, estacionario o retrógrado. Se denominan tales estructuras "patrones de bloqueo" porque la existencia de una intensa zona de deformación meridional corriente arriba (al oeste) de los centros de presión obstaculiza el movimiento normal de la circulación zonal a gran escala en la troposfera superior.

Con el desarrollo de un patrón de bloqueo, las condiciones meteorológicas en la zona afectada se vuelven más predecibles y si comprendemos cuándo se disipará, podemos hacernos una idea más clara de la evolución de las condiciones atmosféricas. Con frecuencia, en los modelos numéricos los patrones de bloqueo evolucionan con demasiada lentitud y se disipan con demasiada rapidez, motivo por el cual la

verificación del modelo es un aspecto de gran importancia en estas condiciones atmosféricas.

Debido a que las imágenes WV muestran un flujo continuo, pueden revelar centros de vorticidad, zonas de deformación, la forma típica de los máximos de velocidad de las corrientes en chorro, el patrón general de la circulación sinóptica y las conexiones entre todas estas estructuras distintas en un único campo de flujo dinámico. La representación continua del flujo en este tipo de imágenes permite identificar los patrones de bloqueo más fácilmente. Además, la disponibilidad de imágenes frecuentes también permite identificar la evolución del bloqueo más temprano en comparación con la salida convencional de los modelos. Como se ha mencionado en el primer apartado, las imágenes WV muestran lo que ocurre en varios niveles de la atmósfera de la media y alta troposfera por lo que durante un análisis cuidadoso, por lo que puede permitirnos distinguir mejor ciertas variaciones verticales que quizás se nos escapan en un mapa de isobaras correspondiente a un único nivel de presión.

i) Detección de errores en los modelos numéricos

Aplicar las imágenes de WV en el canal de 6,2 μm conjuntamente con un análisis de la PV proporciona unas bases metodológicas para chequear la validez de las salidas de los modelos numéricos de predicción del tiempo, y por tanto, mejoraría las predicciones a corto plazo (Santurette y Georgiev, 2005).

Las regiones dinámicamente activas son localizables mediante las anomalías de la tropopausa dinámica (o lo que es lo mismo, anomalías de PV) y fortalecimientos del jet. Como se ha mencionado anteriormente, el jet stream corresponde al fuerte gradiente de gris que se observa en las imágenes de 6,2 μm con una zona oscura de aire seco hacia su lado polar relacionada con la anomalía de la tropopausa dinámica. En la atmósfera real mostrada por las observaciones procedentes del satélite, la región con la altura más baja de la tropopausa dinámica se localiza justamente detrás de la banda más oscura. Puede suceder por ejemplo, que el análisis del modelo tenga el mínimo de altura de la superficie de 1,5 PV algo desviada de la región seca asociada a la intrusión estratosférica relacionada con la región más oscura en la imagen de WV. Esto sería un signo evidente de una mala modelización dinámica del modelo. De hecho, se observaría claramente el error en las imágenes de WV con respecto al análisis del jet stream. En la base de la vaguada, la modelización errónea “vería” un jet cruzando a la banda oscura en la imagen de WV y luego cruzando la frontera húmeda del jet a su lado ecuatorial. Como resultado, el modelo operacional no predeciría bien el probable desarrollo de un ciclón corriente abajo del jet stream simulado erróneamente.

Conclusiones

Las imágenes del canal de absorción del vapor de agua son de una gran utilidad a la hora de comprender lo que está sucediendo en la atmósfera a través de su dinámica. Esto nos permite hacer un diagnóstico correcto de la atmósfera. Las regiones dinámicamente activas como las dobleces de la tropopausa (hundimientos de la estratosfera) y las corrientes en chorro se detectan fácilmente en estas imágenes. Además, se pueden localizar las vaguadas y dorsales que se suceden en latitudes medias producto de las ondas de Rossby, así como sus patrones de bloqueos asociados que ocurren con relativa frecuencia.

Esta herramienta nos permite pronosticar a muy corto plazo la evolución de la atmósfera sin necesidad de la utilización de modelos a través de la identificación de las ciclogénesis, máximos de vorticidad y bandas de deformación. Pero, probablemente la utilidad más importante de ésta es la validación de los modelos numéricos. Tras un diagnóstico de la atmósfera se puede comprobar fácilmente si el modelo numérico está representando adecuadamente la situación dinámica de la atmósfera.

Referencias y bibliografía

Weldon, R. B., Holmes, S. J., 1991. Water vapor imagery: interpretation and applications to weather analysis and forecasting, NOAA Technical Report. NESDIS 57, Washington D.C., 213 pp.

Bader, M. J., Forbes, G. S., Grant, J. R., Lilley, R. B. E., Waters, A. J. (Editors). 1995. Images in weather forecasting. A practical guide for interpreting satellite and radar imagery. University Press, Cambridge, 499 pp.

Conway Eric D. and The Maryland Space Grant Consortium, 1997. An introduction to satellite image interpretation. The Johns Hopkins University Press, 242 pp.

AEMET, 1999. Biblioteca de Módulos TEMPO. Técnicas de análisis y diagnosis. Diagnóstico: Guía técnica.

Santurette, P., Georgiev C. G., 2005. Weather analysis and forecasting: Applying satellite water vapor imagery and potential vorticity analysis. Academic Press, Elsevier Inc. 179 pp.

The COMET Program (UCAR). Dynamic Feature Identification: The Satellite Palette.
<http://meted.ucar.edu/>.

Eumetrain (Eumetsat). Water Vapor CAL Module. <http://www.eumetrain.org/data/3/33/intro.htm>

Eumetrain (Eumetsat). Satellite Imagen Interpretation. Lecture 4: WV Images.
http://www.eumetrain.org/courses/satellite_image_interpretation.html