

Práctica 2:
Alturas geopotenciales, temperatura de un estrato, viento geostrófico y viento térmico



UNIVERSIDAD
COMPLUTENSE
MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

DINÁMICA ATMOSFÉRICA

Alumno: Victor Galván Fraile

Profesora: Teresa Losada Doval

Índice

1	Introducción y objetivos	1
2	Metodología	3
3	Resultados	3
3.1	Ejercicio 1	3
3.2	Ejercicio 2	3
3.3	Ejercicio 3	7
3.4	Ejercicio 4	7
3.5	Ejercicio 5	12
3.6	Ejercicio 6	13
3.7	Ejercicio 7	13
4	Conclusiones	18

Índice de figuras

1	Mapa de presión en superficie.	4
4	Comparación de los mapas de presión en superficie y altura geopotencial en 1000 hPa.	4
2	Mapa de presión en superficie con centros de presión.	5
3	Mapa de geopotencial en 1000 hPa.	6
5	Mapa de geopotencial en 500 hPa.	7
6	Mapa de geopotencial en 500 hPa con zonas de convergencia/divergencia.	8
7	Mapa de geopotencial en 500 hPa y presión en superficie con zonas de convergencia/divergencia.	9
8	Mapa de geopotencial en 500 hPa con viento geostrófico.	10
9	Mapa de geopotencial en 500 hPa con viento real.	11
10	Mapa de geopotencial en 500 hPa con viento ageostrófico.	12
11	Mapa reducido de geopotencial en 500 hPa con viento ageostrófico.	13
12	Mapa del espesor del estrato 500-850 hPa y el viento térmico en el mismo.	14
13	Mapa reducido del espesor del estrato 500-850 hPa y el viento térmico en el mismo.	14
14	Temperatura media del estrato 500-850 hPa.	15
15	Mapa de trayectorias de huracanes de 2019.	16
16	Temperatura media del estrato 500-850 hPa y altura geopotencial en 500 hPa.	17

1. Introducción y objetivos

En esta práctica vamos a representar alturas geopotenciales, espesores y vientos geostróficos y térmicos, con el objetivo de analizar la estabilidad/inestabilidad de las distintas zonas, identificando de esta forma zonas de ascensos/descensos de aire. La importancia de localizar estas regiones es que son las responsables de la mayor parte de las precipitaciones. Para llevar a cabo esta tarea, en primer lugar, vamos a definir las variables meteorológicas así como el significado físico de las mismas.

El **geopotencial** (Φ) se define como el trabajo requerido para elevar una unidad de masa de aire una distancia z por encima del nivel del mar, y viene dado por:

$$d\Phi = g \cdot dz \quad (1.1)$$

donde g es la aceleración de la gravedad. En la práctica, los valores de Z (altura geopotencial [mgp]) y los de z (altura geométrica [m]) se diferencian muy poco, especialmente en la troposfera. Recordemos que el motivo de introducir esta variable es que el campo gravitatorio terrestre no es constante en toda la superficie del planeta, ya que depende de la altura y la latitud, entre otros factores.

Un gas se considera como **gas ideal** si todas las colisiones que ocurren en su seno entre átomos o moléculas son perfectamente elásticas, y no hay fuerzas atractivas intermoleculares. Se puede visualizar como una colección de esferas perfectamente rígidas que chocan unas con otras pero sin interacción entre ellas. En tales gases toda la energía interna está en forma de energía cinética y cualquier cambio en la energía interna va acompañada de un cambio en la temperatura. La ecuación de estado de un gas ideal clásico, denominada **ley de los gases ideales** viene dada por:

$$P \cdot V = n \cdot R \cdot T \quad (1.2)$$

donde P es la presión, V el volumen, n el número de moles, R es la constante de los gases y T la temperatura [3].

Considerando que la atmósfera se encuentra en **equilibrio hidrostático**, es decir, en aquella situación en la que las fuerzas del gradiente vertical de presión y la gravedad está en equilibrio, se obtiene la relación:

$$\partial P = -g \cdot \rho \cdot \partial z \quad (1.3)$$

siendo ρ la densidad del aire.

Partiendo de la ecuación de los gases ideales 1.2 y suponiendo un equilibrio hidrostático en la atmósfera, en el que las variaciones de presión con la altura vienen dadas por 1.3, llegamos a que:

$$\Delta z = z_2 - z_1 = \frac{R_d \cdot \bar{T}_v}{g} \ln(P_1/P_2) \quad (1.4)$$

donde \bar{T}_v representa la temperatura virtual media de la capa. Esta ecuación es conocida como la **ecuación hipsométrica**. Finalmente, teniendo en cuenta la definición de geopotencial 1.1, llegamos a que:

$$\Delta\Phi = \Phi_2 - \Phi_1 = R_d \cdot \bar{T}_v \ln(P_1/P_2) \quad (1.5)$$

A partir de la segunda ley de Newton, se obtiene la **ecuación del momento** para una parcela de aire en la atmósfera, que separándola en cada una de sus componentes resulta en:

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + F_x + 2\Omega \sin(\phi)v - 2\Omega \cos(\phi)w + \frac{uvtg(\phi)}{a} - \frac{uw}{a}. \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + F_y - 2\Omega \sin(\phi)u - \frac{u^2 \operatorname{tg}(\phi)}{a} - \frac{vw}{a}. \\ \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + F_z - g + 2\Omega \cos(\phi)u + \frac{u^2 + v^2}{a}. \end{cases} \quad (1.6)$$

A partir de la ecuación del momento 1.6, en la aproximación geostrófica, tomamos como términos dominantes el de Coriolis y el del gradiente de presión, igualándolos obtenemos la expresión del viento geostrófico mostrada en 1.7.

$$\vec{V}_g = -\frac{1}{\rho f} \cdot \frac{\partial P}{\partial y} \cdot \hat{i} + \frac{1}{\rho f} \cdot \frac{\partial P}{\partial x} \cdot \hat{j} = \frac{1}{\rho f} \cdot (\hat{k} \times \nabla_z P) \quad (1.7)$$

A la hora de analizar la estabilidad/inestabilidad de la atmósfera, es decir, analizar las regiones con ascensos/descensos de aire (movimiento vertical), existen fundamentalmente dos métodos:

- **Método Adiabático:** Se basa en el primer principio de la Termodinámica, obteniendo tras un desarrollo que:

$$w = -\frac{\omega}{\rho g} = \frac{-\vec{V} \cdot \nabla_P T}{S_p \rho g} \quad (1.8)$$

donde w es la velocidad vertical del viento, ω representa la variación de presión en el tiempo, S_p es un parámetro de estabilidad térmica (teniendo una atmósfera estable cuando $S_p > 0$). El parámetro $-\vec{V} \cdot \nabla_P T$ se conoce como **advección de temperatura**. Esta advección de la temperatura, en capas más externas que la PBL (*Planetary Boundary Layer*) se puede calcular bajo la hipótesis de viento geostrófico, ya que para las mismas la componente ageostrófica es pequeña. Sin embargo, en situaciones no estacionarias, es necesario conocer el perfil de temperatura ($\frac{\partial T}{\partial t}$). Además, este método es válido en aquellos procesos adiabáticos, con lo cual, no es aplicable en aquellas regiones en donde existen calentamientos diabáticos, como ocurre en las zonas de fuerte condensación, precipitación o evaporación. Luego, es en aquellas regiones de interés, donde el método adiabático no es útil.

- **Método Cinemático:** Se basa en la ecuación de continuidad (conservación de la masa) y permite localizar regiones de ascensos/descensos a partir del estudio de la divergencia/convergencia en superficie y altura, es decir, analizando la divergencia del viento ageostrófico, ya que:

$$\nabla_P \vec{V}_{ag} = -\frac{\partial \omega}{\partial P} \quad (1.9)$$

A la hora de analizar posibles regiones de ascensos o descensos, es útil analizar el **viento térmico**, que no es más que la cizalladura vertical del viento geostrófico, y que viene dada por:

$$\vec{V}_T = \frac{R}{f} \hat{k} \times \nabla \langle T \rangle \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right) \quad (1.10)$$

2. Metodología

Para lograr los objetivos descritos en la sección 1 se han usado datos para el día 20 de septiembre de 2019 a las 12:00 UTC, en la región comprendida entre $120^{\circ}W$ y $0^{\circ}E$, y entre $10^{\circ}S$ y $70^{\circ}N$. Concretamente, se han utilizado la siguientes variables meteorológicas:

- Geopotencial en tres niveles de presión: 1000, 850 y 500 [hPa].
- Componente zonal del viento (u) para el nivel de presión de 500 [hPa].
- Componente meridional del viento (v) para el nivel de presión de 500 [hPa].

Todas estas variables se han obtenido de la base de datos del programa Copernicus del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), concretamente, del reanálisis ERA5 [1].

La descarga y tratamiento de estos datos será llevada a cabo en el lenguaje de programación *Python*, concretamente, en un *Jupyter Notebook*, que se comparte a esta informe a través del siguiente enlace: [Github Notebook repository](#).

3. Resultados

3.1. Ejercicio 1

En primer lugar, hemos tomado los datos de altura geopotencial para un nivel de presión de 1000 [hPa]. Tomando que la densidad del aire es constante y tiene un valor $\rho = 1.225 \text{ [kg/m}^3]$ y para la aceleración de la gravedad un valor de $g_0 = 9.80665 \text{ [m/s}^2]$. Como tenemos datos de geopotencial [m^2/s^2], los pasamos a altura geopotencial [mpg] dividiendo por la gravedad. Una vez hecho esto, aplicamos la ecuación del equilibrio hidrostático 1.3 para obtener la presión en superficie de la siguiente forma:

$$\int_{P_o}^{P_{sup}} dP = - \int_z^0 g \cdot \rho dz \Rightarrow P_{sup} = (1000 \cdot 10^2 + g \cdot \rho \cdot z) / 10^2 \quad (3.1)$$

Aplicando la ecuación 3.1 al campo de geopotencial 1000 [hPa] obtenemos la Figura 1. A partir de esta representación de la presión en superficie, hemos localizado los principales centro de presión, mostrados con círculos en la Figura 2. En ella podemos identificar 4 centros de bajas presiones y 3 de altas presiones. Además, es posible notar un pequeño centro de bajas presiones en la costa oeste de México, sin embargo, no es excesivamente significativo.

3.2. Ejercicio 2

En este segundo apartado, se ha representado el campo de altura geopotencial de 1000 [hPa], teniendo en cuenta para ello la expresión 1.1, obteniendo la Figura 3.

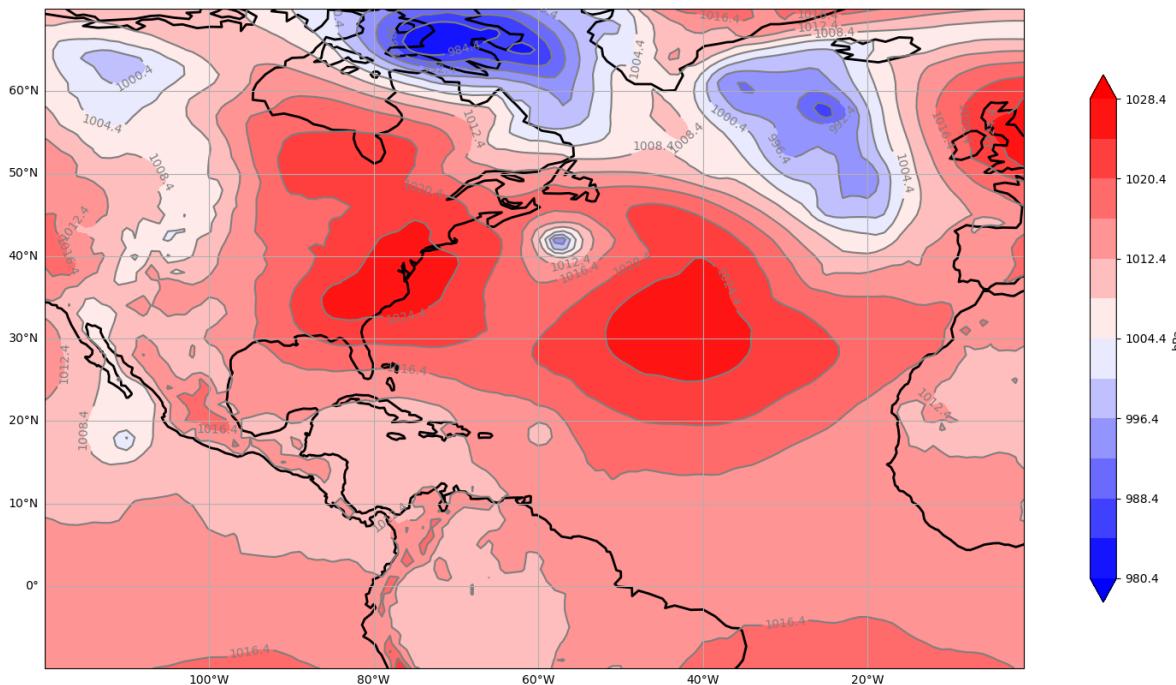
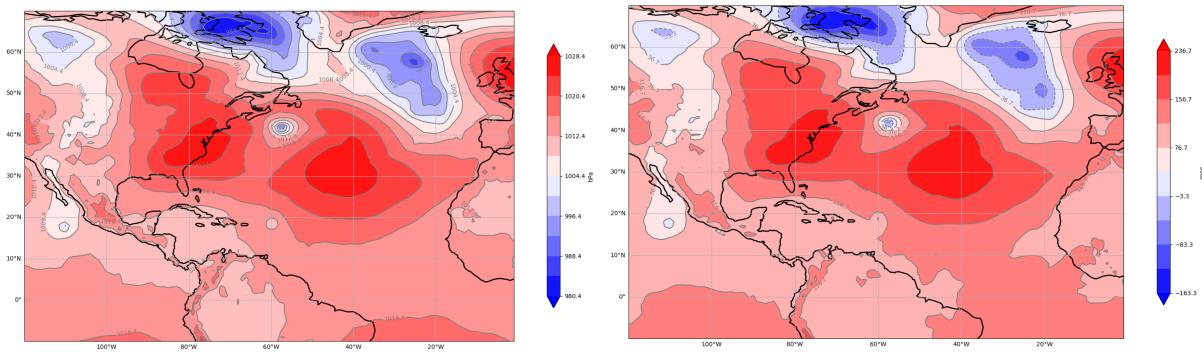


Figura 1: Mapa de presión en superficie en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 4 [hPa].

A continuación, vamos a realizar una comparación de los resultados obtenidos en los apartados 3.1 y 3.2, para facilitar dicho cometido se ha creado la Figura 4, en la que se han representado los mapas de presión en superficie (ver Figura 4a) y de altura geopotencial en 1000 [hPa] (ver Figura 4b). En ambos observamos los mismos centros de presión, que son los que se indicaron en la Figura 2. Podemos decir entonces que la información mostrada por ambos es equivalente y, por tanto, podemos usar uno u otro indistintamente para localizar los principales centros de presión.



(a) Mapa de presión en superficie.

(b) Mapa de altura geopotencial en 1000 [hPa].

Figura 4: Comparación de los mapas de presión en superficie y altura geopotencial en 1000 [hPa].

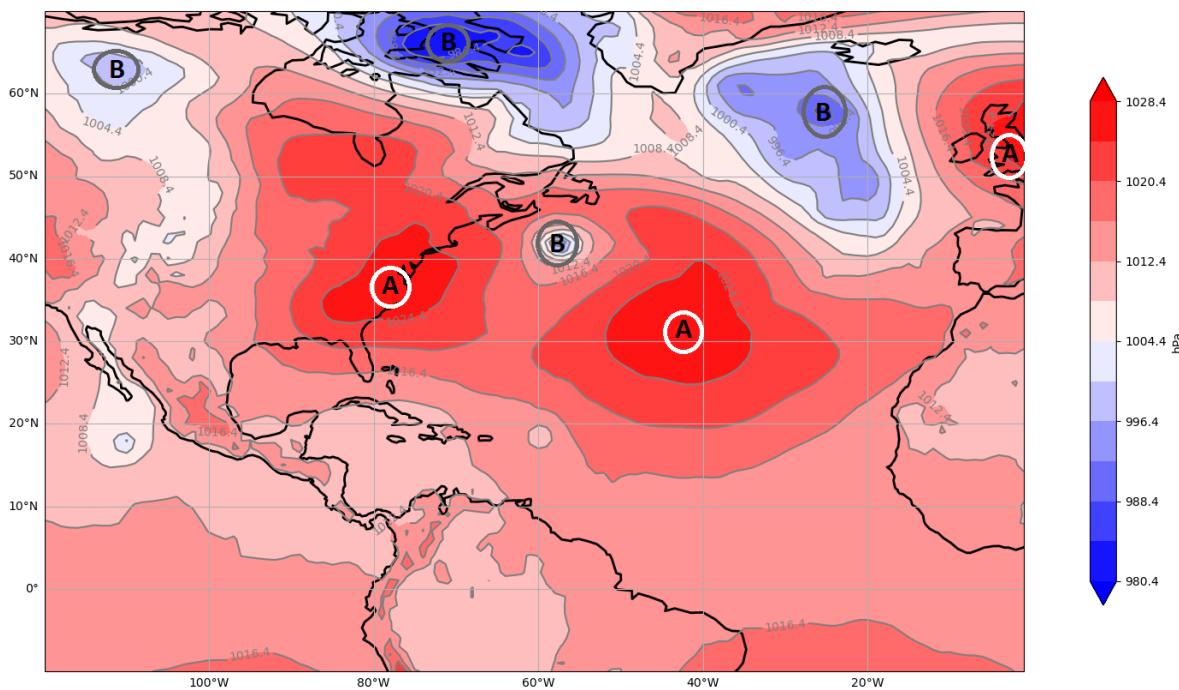


Figura 2: Mapa de presión en superficie en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 4 [hPa]. Además, se indican con círculos los principales centros de presión (**A**=altas presiones, **B**=bajas presiones).

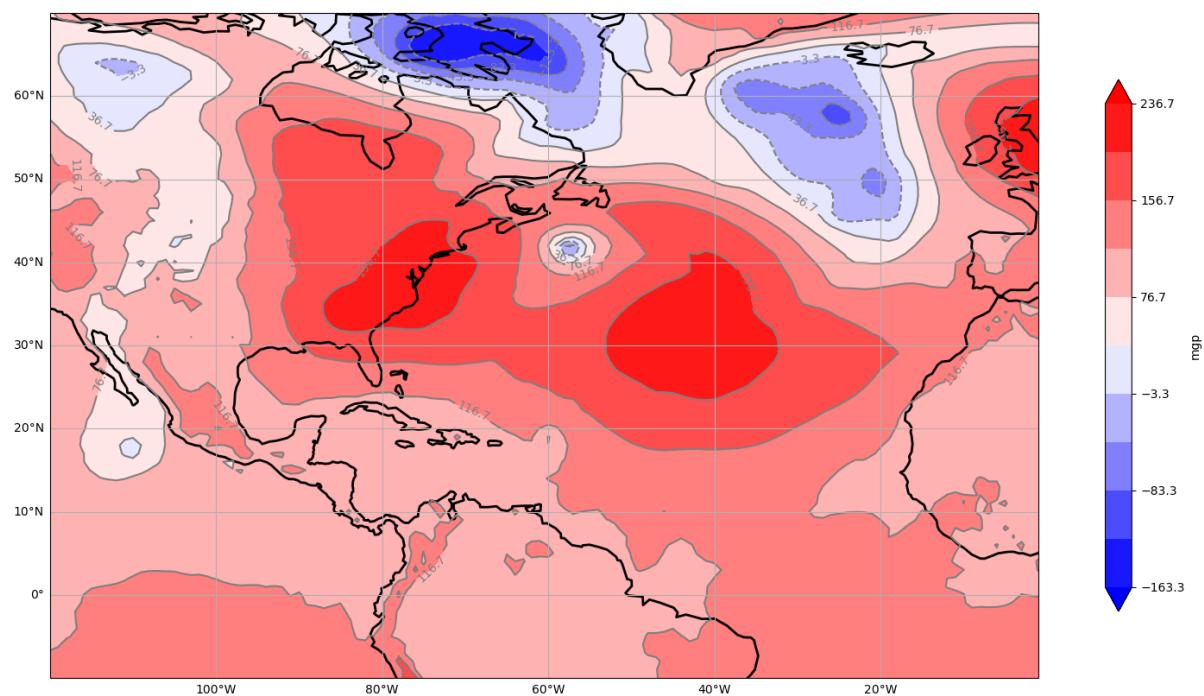


Figura 3: Mapa de altura geopotencial en 1000 [hpa] en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 40 [mpg].

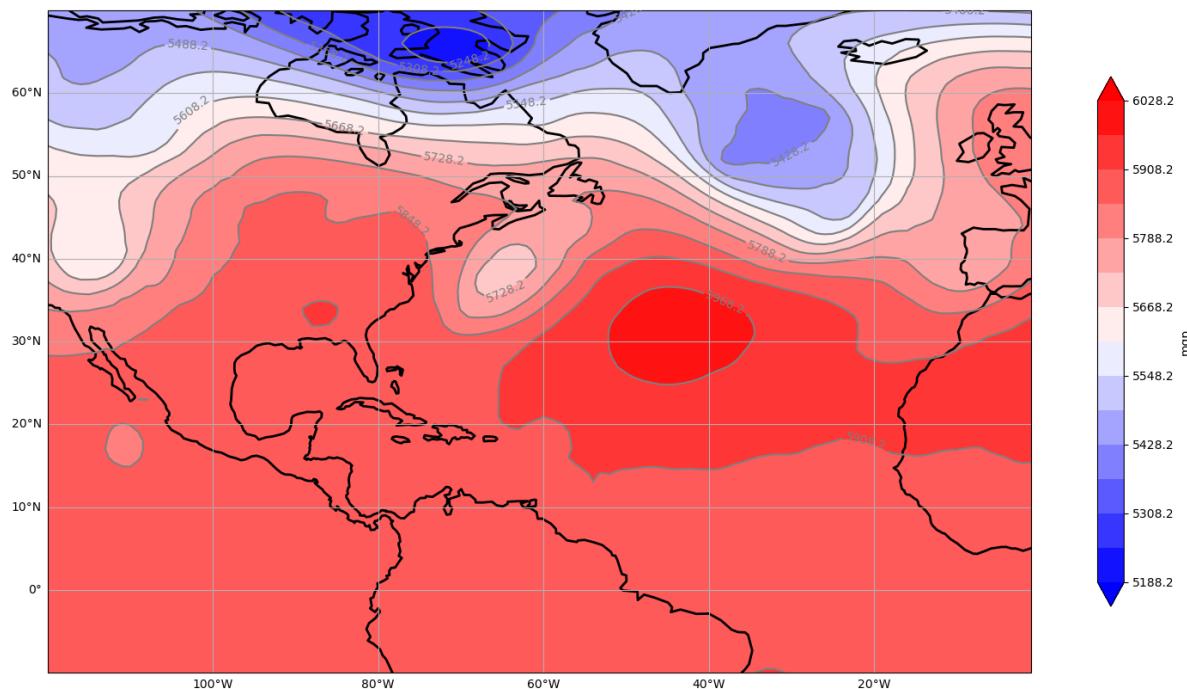


Figura 5: Mapa de altura geopotencial en 500 [hPa] en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 60 [mgp].

3.3. Ejercicio 3

En este tercer apartado, vamos a representar el campo de altura geopotencial de 500 [hPa], teniendo de nuevo en cuenta la expresión 1.1 para su cálculo. De esta forma, hemos obtenido la Figura 5. A continuación, vamos a aplicar el método cinemático descrito en la Sección 1, para de esta manera, identificar las regiones de posibles ascensos y descensos de aire. De esta manera, obtenemos en el nivel de presión de 500 [hPa], esencialmente, tres zonas de convergencia y cuatro de divergencia en este nivel de presión (ver Figura 6). Esto implica, que tendremos ascensos de aire en las regiones en la que existe divergencia en altura. Es aquí, por tanto, donde esperamos tener la mayor parte de las precipitaciones. Para acabar este análisis, hemos creado un mapa adicional (ver Figura 7), en el que se representa tanto la altura geopotencial en 500 [hPa] como la presión en superficie. Además, se identifican los principales centros de presión así como las zonas de convergencia y divergencia en altura. Esto nos permite identificar que la zona de ascensos de aire (divergencia en altura) coincide con una baja en superficie deslocalizada, así como la región de descensos de aire más occidental (convergencia en altura) coincide perfectamente con una alta en superficie.

3.4. Ejercicio 4

En este apartado, vamos a analizar la relación entre la dirección del viento y las isohipsas (líneas de igual altura geopotencial). En primer lugar, hemos tomado los datos de altura geopotencial en 500

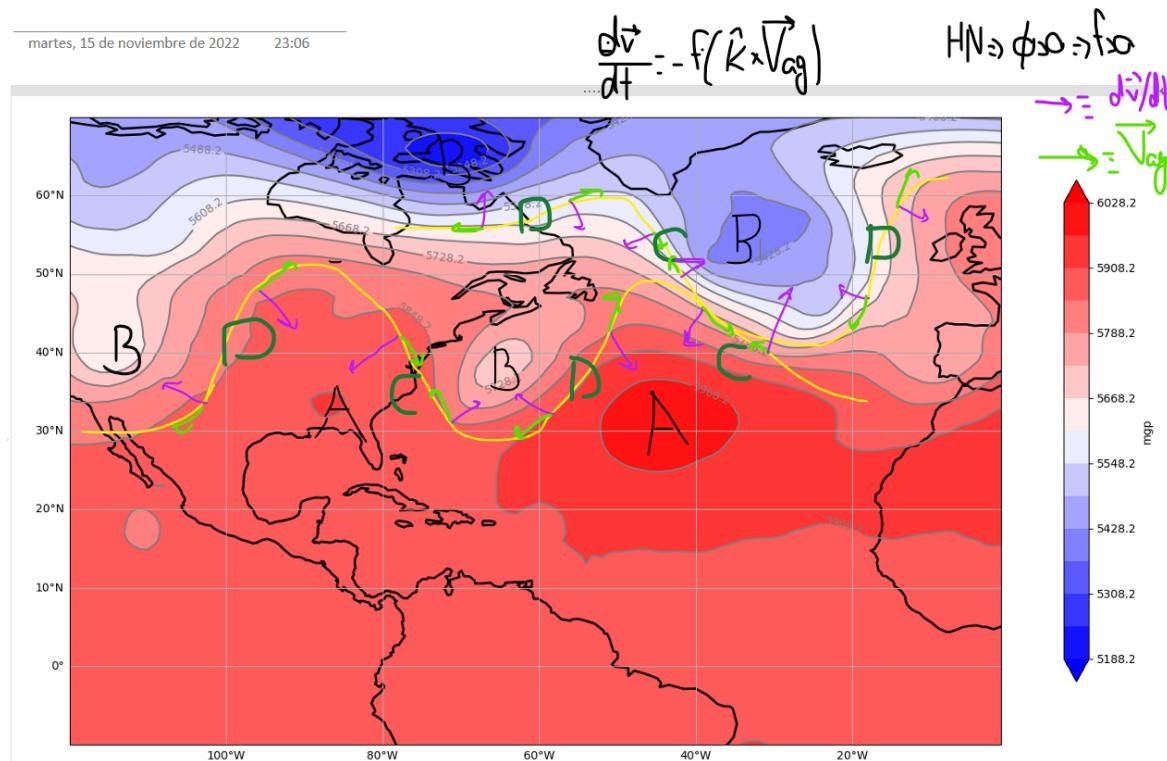


Figura 6: Mapa de altura geopotencial en 500 [hpa] con zonas de convergencia/divergencia en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 60 [mgp].

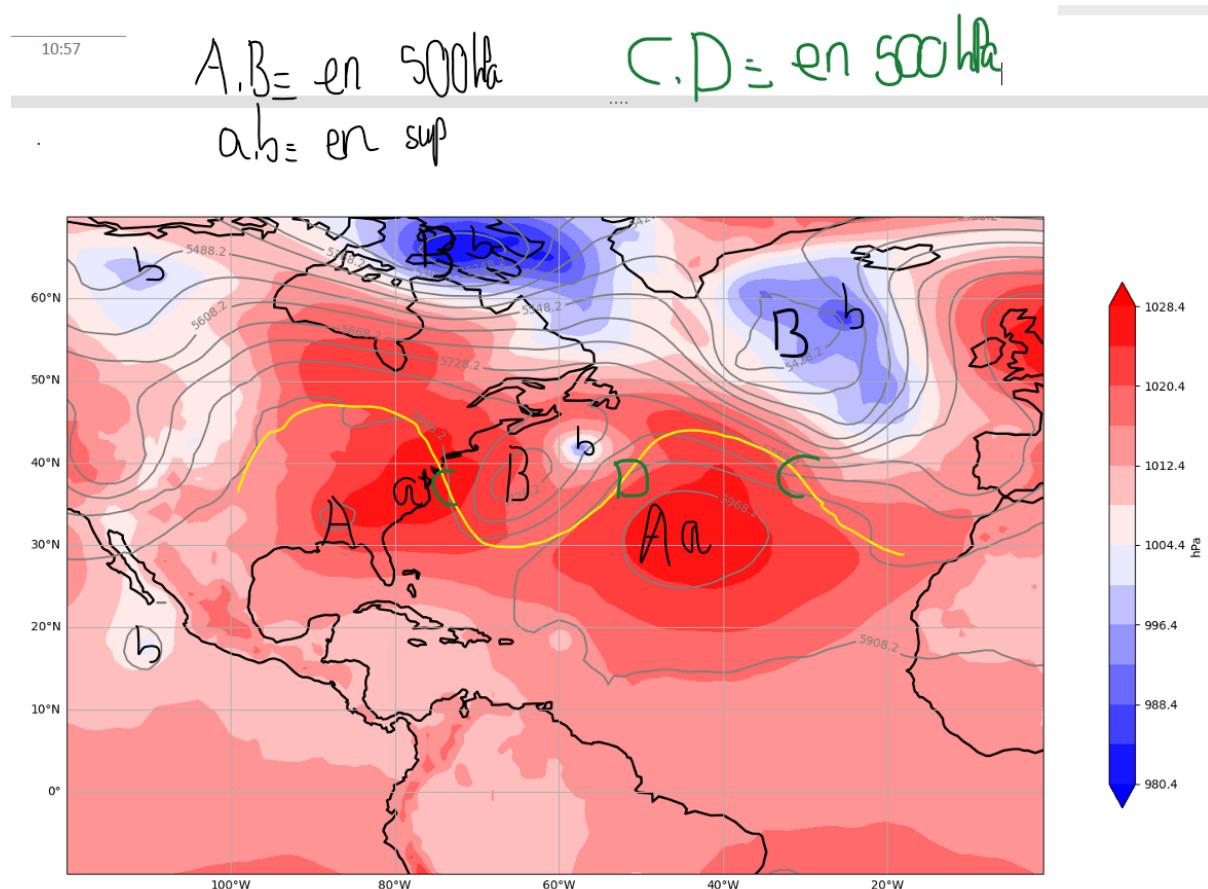


Figura 7: Mapa de altura geopotencial en 500 [hpa] y presión en superficie con zonas de convergencia/divergencia en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura representan el geopotencial en 500 [hpa], están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 60 [mgp], y las regiones sombreadas representan la presión en superficie.

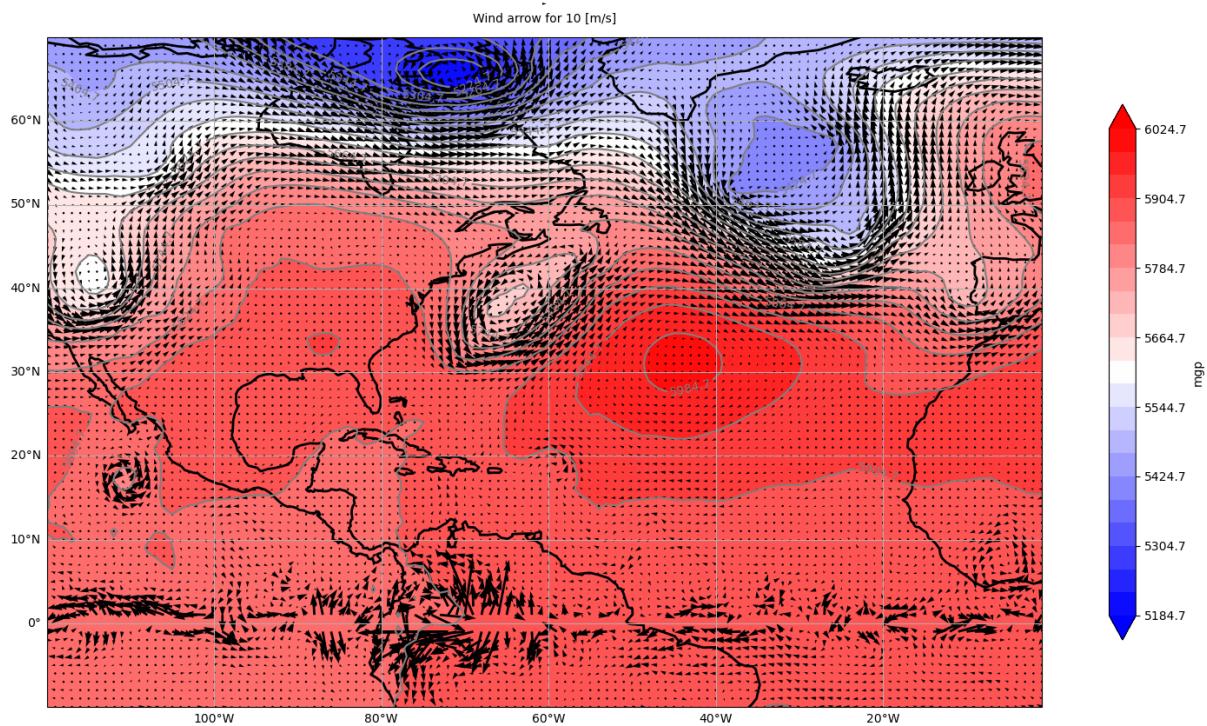


Figura 8: Mapa de altura geopotencial en 500 [hPa] con el viento geostrófico en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 60 [mbar].

[hPa] y hemos calculado las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento geostrófico aplicando la expresión 1.7. Una vez hecho esto, las hemos representado junto a la altura geopotencial en 500 [hPa] en la Figura 8. En ella podemos observar como, tal y como era de esperar, el viento geostrófico es paralelo a las isohipsas. Sin embargo, si nos fijamos en las regiones ecuatoriales, vemos que el viento geostrófico no es paralelo a las isohipsas, de hecho, obtenemos valores muy grandes de vientos, fenómeno que no se observa en la realidad. Esto se debe a que la aproximación geostrófica no es válida en regiones ecuatoriales, ya que en ellas la latitud (ϕ) es pequeña, con lo cual el parámetro de Coriolis también lo es, resultando en vientos anómalamente altos, ya que como vimos en la expresión teórica 1.7, el viento geostrófico es inversamente proporcional al mencionado parámetro de Coriolis. Cuando nos encontramos en el ecuador, es decir, latitud $\phi = 0^\circ$, obtenemos que el parámetro de coriolis también es 0, con lo cual obtenemos un viento geostrófico infinito, lo cual evidentemente no es real, y nos evidencia que esta aproximación del viento no es válida en estas latitudes.

Para comprobar el análisis realizado anteriormente, esencialmente, que la aproximación geostrófica no es válida en regiones ecuatoriales, hemos dibujado el mapa del viento real en 500 [hPa], que se representa en la Figura 9. En ella podemos observar como la aproximación geostrófica es relativamente buena en latitudes medias y altas (el viento en ambas tiene la misma dirección), mientras que en las regiones ecuatoriales no se observan los valores anómalos que veímos en la Figura 8.

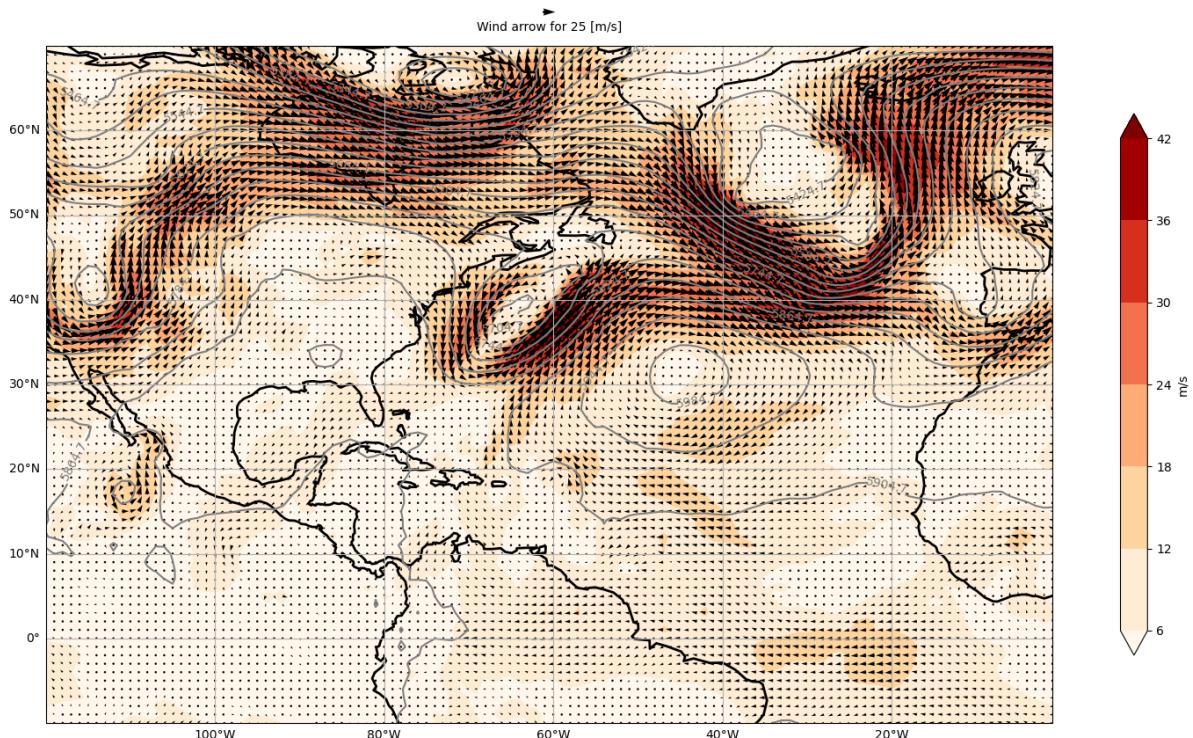


Figura 9: Mapa de altura geopotencial en 500 [hpa] con el viento real en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 60 [mgp]. Además se representa en sombreado el módulo del viento real.

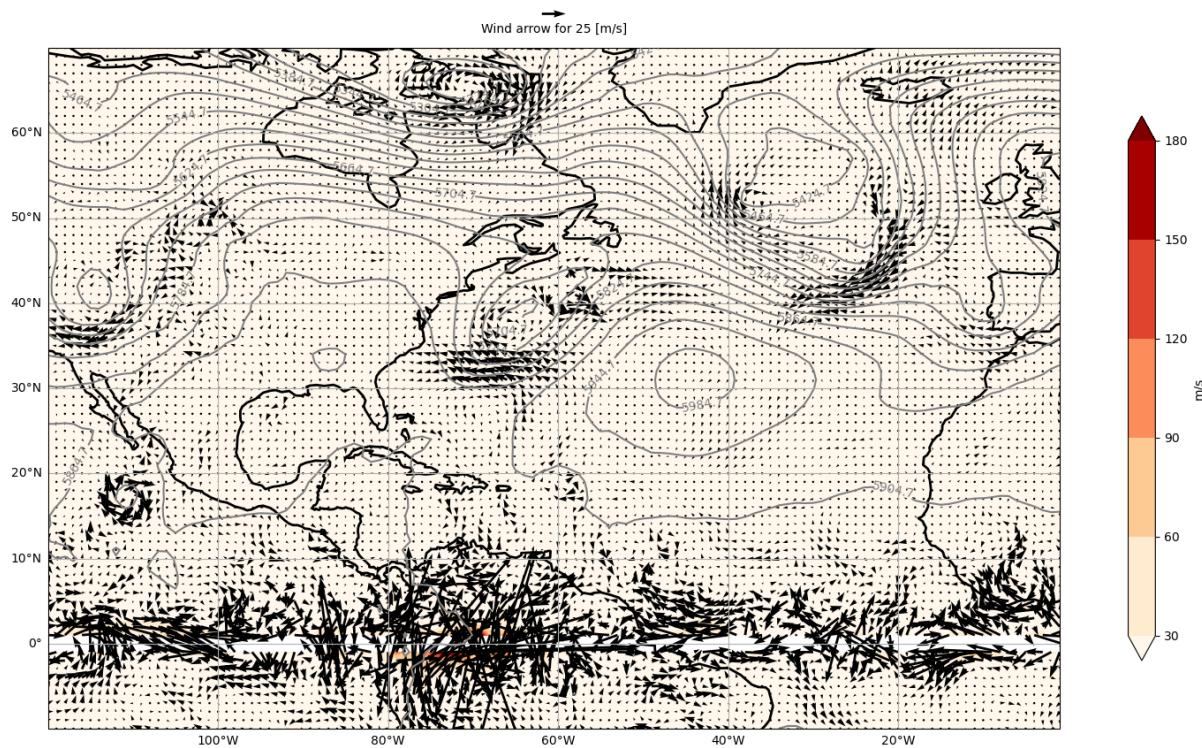


Figura 10: Mapa de altura geopotencial en 500 [hPa] con el viento ageostrófico en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 60 [mgp]. Además se representa en sombreado el módulo del viento ageostrófico.

3.5. Ejercicio 5

En este apartado, vamos a proseguir con el análisis del viento en el nivel de presión de 500 [hPa]. Concretamente, vamos a representar el viento ageostrófico, que viene dado por: $\vec{V}_{ag} = \vec{V}_{real} - \vec{V}_g$. Teniendo esto en cuenta, lo hemos representado, obteniendo la Figura 10. Esta figura nos permite analizar aquellas regiones donde la aproximación entre el viento geostrófico y el viento real es mejor, y que corresponderá con aquellas regiones donde el viento ageostrófico sea menor. Como vemos, en latitudes medias, la aproximación es relativamente buena, exceptuando en aquellas zonas en las que existe una aceleración importante del viento, tanto en módulo como en dirección. Además, también pone de manifiesto de nuevo que la aproximación de viento geostrófico en regiones ecuatoriales no es válida. Para poder analizar de una manera más visual este viento ageostrófico, hemos procedido a crear un nuevo mapa (ver Figura 11), pero en el que solo incluimos aquellas latitudes mayores que 20° , de esta forma, eliminamos todo el ruido que nos introducen las zonas próximas al ecuador. Si comparamos ahora las Figuras 11 y 8, podemos corroborar la hipótesis formulada anteriormente, donde decíamos que la aproximación geostrófica es estrictamente válida cuando no existe aceleración, es decir, cuando el módulo y dirección del viento no varían.

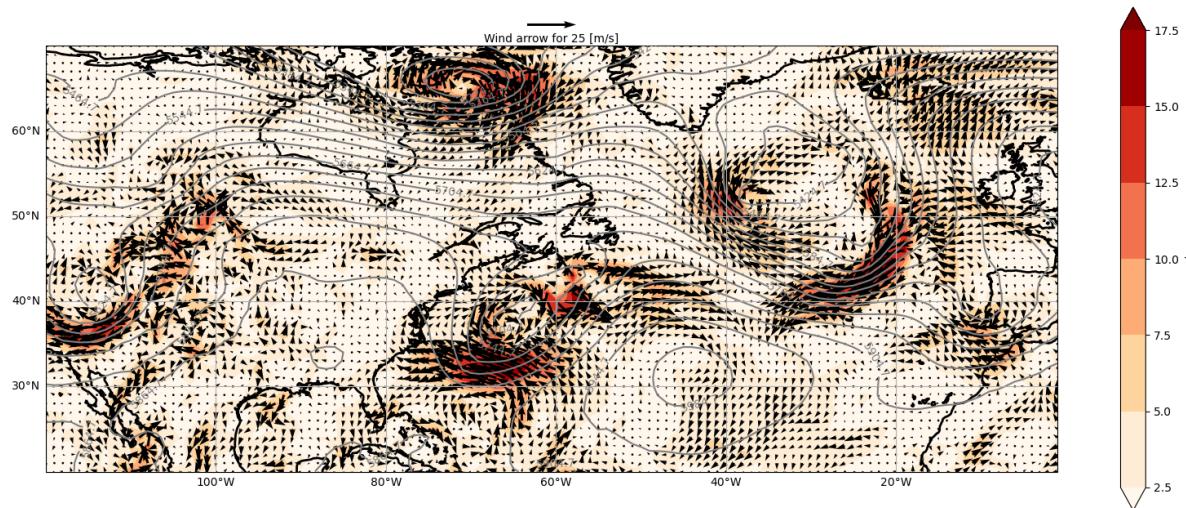


Figura 11: Mapa reducido de altura geopotencial en 500 [hPa] con el viento ageostrófico en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 60 [mfp]. Además se representa en sombreado el módulo del viento ageostrófico.

3.6. Ejercicio 6

Seguidamente, vamos a calcular el espesor entre los niveles de presión de 500 y 850 [hPa]. Además, teniendo en cuenta la definición de viento térmico 1.10, vamos a representarlo en este estrato, tal que éste vendrá dado por: $\vec{v}_T = \vec{v}_{g,500\text{hPa}} - \vec{v}_{g,850\text{hPa}}$. Teniendo esto en cuenta, obtenemos el mapa representado en la Figura 12. De nuevo, como ya analizamos, obtenemos valores anómalamente elevados en la región ecatorial ya que la aproximación geostrófica no es válida en dicha región. Por ello, con el objetivo de mejorar el análisis y claridad, se ha procedido a crear el mismo mapa pero eliminando esta región problemática, obteniendo la Figura 13. En ella podemos ver claramente como el viento térmico es paralelo a las líneas de espesor, que equivalen a las isotermas (lo veremos en el siguiente ejercicio)

3.7. Ejercicio 7

En este último apartado, vamos a aplicar la ecuación hipsométrica 1.4 para calcular la temperatura media del estrato 500-850 [hPa]. Estrictamente hablando, obtendremos la temperatura virtual media del estrato, sin embargo, realizaremos la aproximación de que son similares. Con lo cual, obtenemos el mapa de la Figura 14. En él observamos la tendencia esperada, de que la temperatura del estrato disminuya a medida que aumenta la latitud. Además, se observa claramente el centro frío de la baja presión situada al oeste del continente europeo. Un hecho destacable es el centro de bajas presiones localizado en la costa este de EEUU, ya que tiene un núcleo relativamente cálido. Esto sugiere que el origen de este centro de bajas presiones es de un ciclón. Concretamente, y teniendo en cuenta el parte de huracanes para esta época realizado por centro estadounidense de huracanes [2], confirmamos la teoría, concretamente se trataba de una depresión tropical, proveniente del norte de Cuba, como se puede observar en la Figura 15.

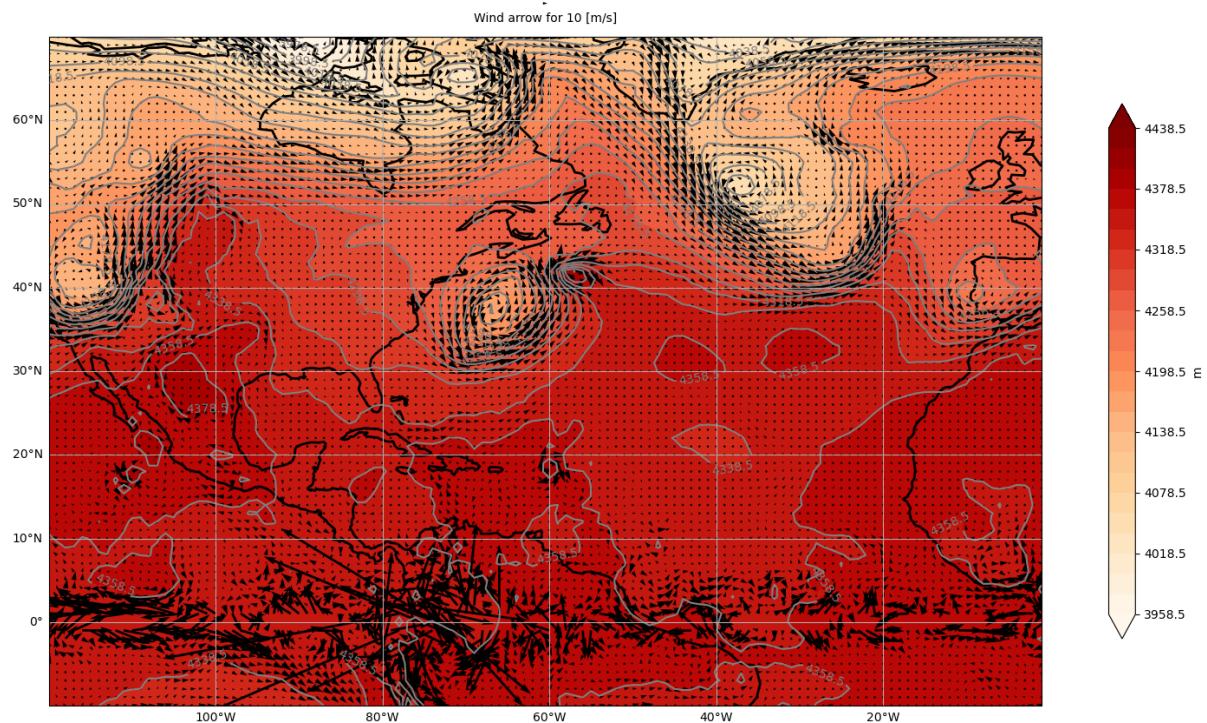


Figura 12: Mapa del espesor del estrato 500-850 [hPa] y del viento térmico en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 20 [mgp].

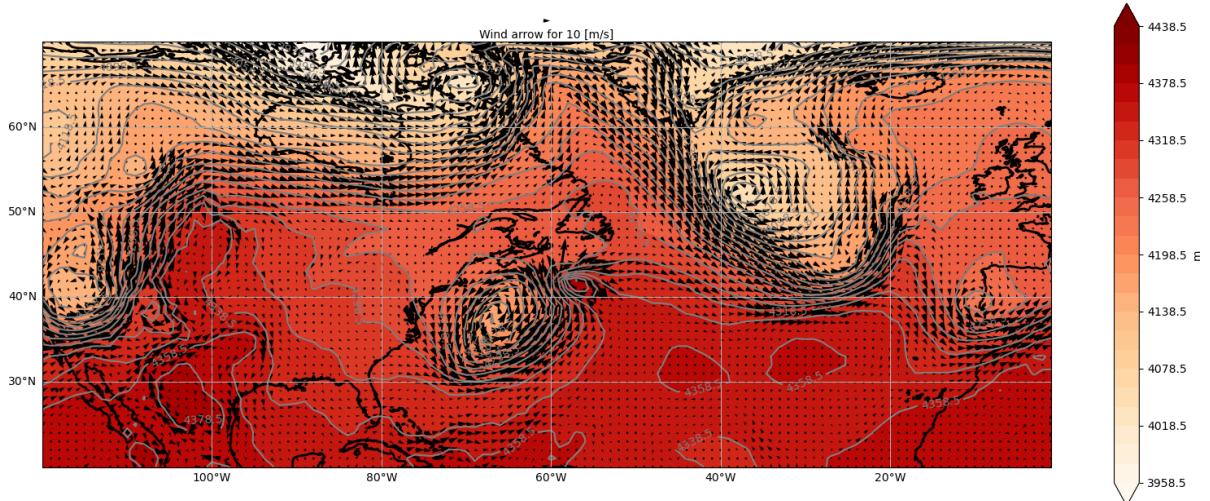


Figura 13: Mapa reducido del espesor del estrato 500-850 [hPa] y del viento térmico en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 20 [mgp].

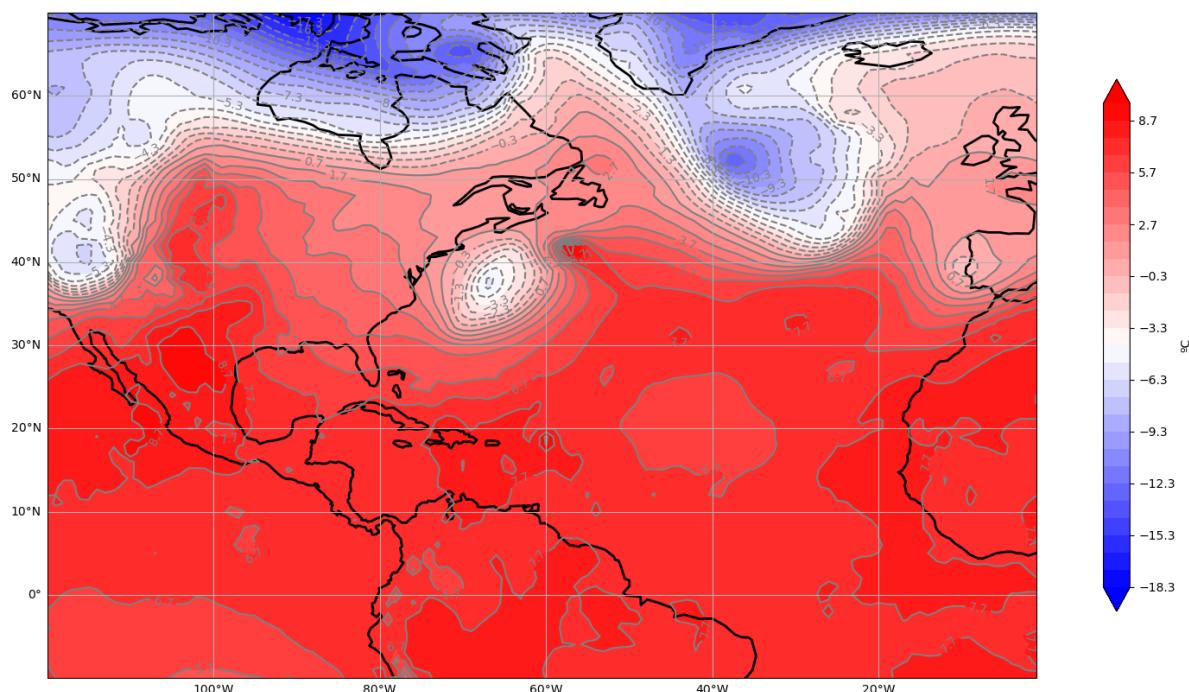


Figura 14: Temperatura media del estrato 500-850 [hPa] en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 1 [$^{\circ}\text{C}$].

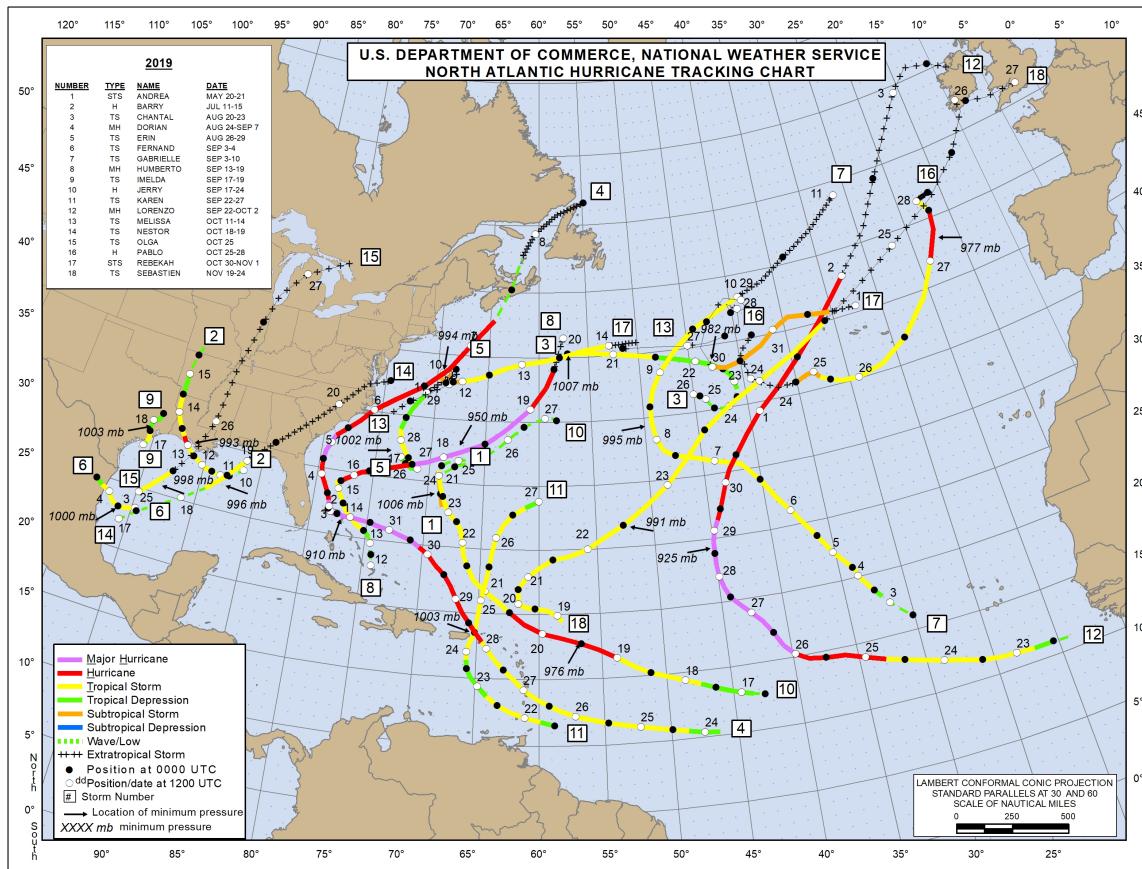


Figura 15: Mapa de trayectorias de huracanes de 2019 [2].

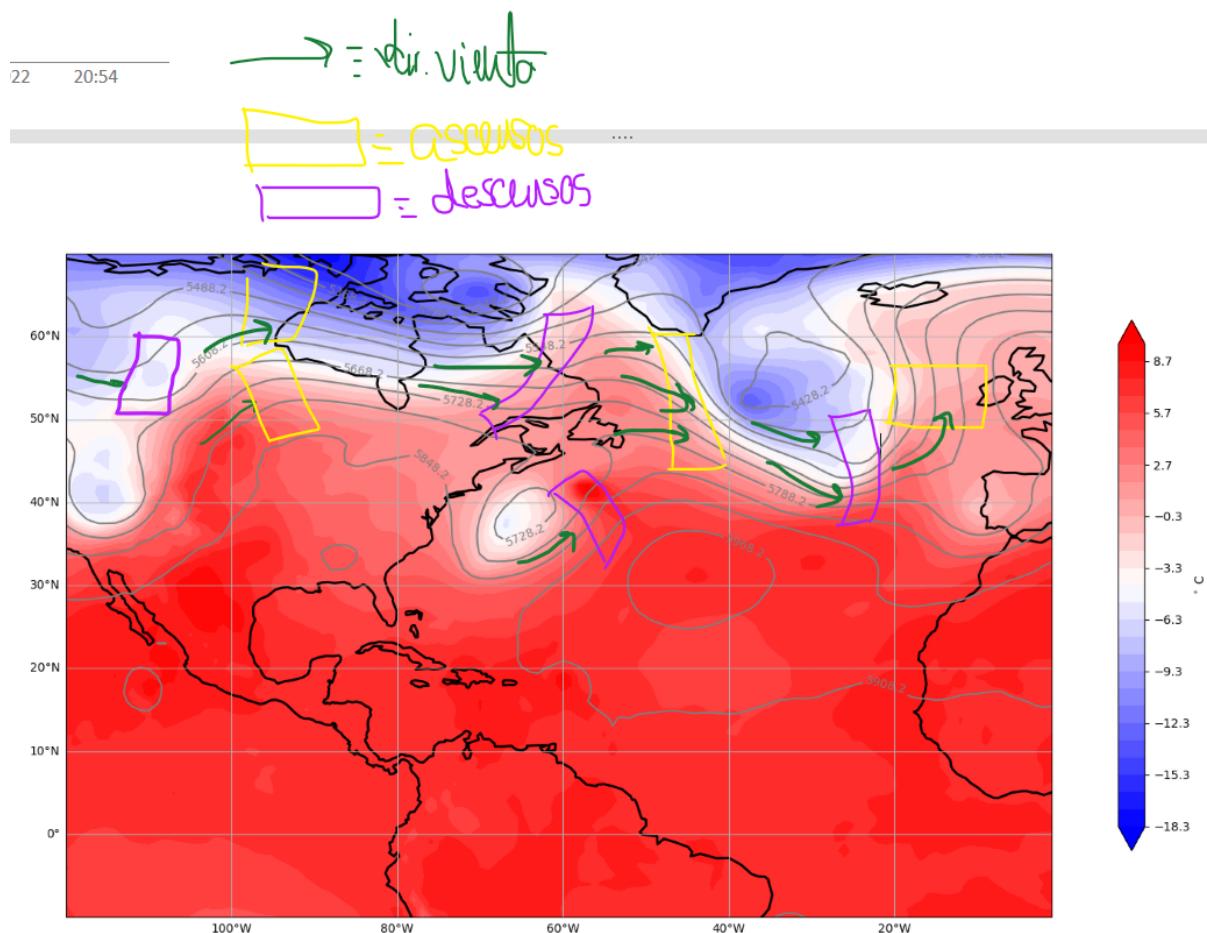


Figura 16: Temperatura media del estrato 500-850 [hPa] y altura geopotencial en 500 [hPa] en la región de estudio para el día 20 de septiembre de 2019, los contornos de la figura están distribuidos tal que la diferencia entre dos consecutivos sea de 1 °C]. Además, se representan las regiones con ascensos y descensos de aire.

Por último, a partir de la temperatura media del estrato, estamos interesados en localizar las regiones de ascensos y descensos de aire. En este caso, aplicaremos para ello el método adiabático, descrito en la Sección 1. Para ello, necesitamos además de la temperatura, saber cómo va el viento. Este lo podemos obtener de diversos métodos, sin embargo, el más visual en mi opinión es representar o el propio viento en dicho nivel o el geopotencial en ese nivel de presión, que es lo que haremos para identificar estas zonas de inestabilidad. En las regiones en las que tengamos advección cálida, tendremos ascensos de aire, mientras en las que la advección sea fría, tendremos descensos de aire. En la Figura 16 podemos observar las principales zonas de ascensos y descensos de aire. Haciendo una breve inspección de las zonas de ascensos/descensos obtenidas con los dos métodos (Figuras 6 y 16), vemos como los resultados obtenidos con ambas metodologías son muy similares.

Nota: En la práctica, para analizar zonas de ascensos/descensos de aire, utilizaremos generalmente el método adiabático en capas bajas de la atmósfera, mientras que para niveles de presión menores (es decir, mayor altura), utilizaremos el método cinematográfico.

4. Conclusiones

A lo largo de esta práctica hemos podido analizar una situación meteorológica real, creando numerosos mapas en los que se representan diferentes variables que nos permiten analizar la situación sinóptica, detectando zonas de inestabilidad y de ascensos y descensos de aire, aplicando los dos métodos que hemos visto en la teoría, y que se explican brevemente en la Sección 1. Además, hemos aprendido cuáles son las variables más adecuadas para analizar cada una de las situaciones. A su vez, hemos aplicado diferentes aproximaciones, como la del viento geostrófico 1.7, analizando su fiabilidad en distintas latitudes y en diferentes situaciones (altas presiones, bajas presiones...). Todo ello nos ha permitido afianzar los conocimientos aprendidos, y ha servido como un primer paso a la predicción meteorológica, a la cual iremos sumando otros conceptos que iremos viendo a lo largo de la asignatura (y del resto del máster).

Referencias

- [1] Hans Hersbach, Bill Bell, Paul Berrisford, Shoji Hirahara, András Horányi, Joaquín Muñoz-Sabater, Julien Nicolas, Carole Peubey, Raluca Radu, Dinand Schepers, et al. The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730):1999–2049, 2020.
- [2] NOAA. North atlantic hurricane chart, 2019. [Web; accedido el 17-11-2022].
- [3] Wikipedia. Gas ideal, 2022. [Web; accedido el 14-11-2022].