

APLICACIÓN DE LA TEORÍA DE CORRIENTES DE GRAVEDAD A UN FLUJO FRÍO GENERADO EN UNA TORMENTA SEVERA

B. M. Marino¹, L. P. Thomas¹, A. Basualdo², M. Gil³

¹ Instituto de Física Arroyo Seco, Facultad de Ciencias Exactas, Universidad Nacional del Centro de la Pcia. de Buenos Aires, Pinto 399, 7000 Tandil, Argentina. Investigadores del CONICET.

² Miembro de Consultora de Climatología Aplicada.

³ Alumno Lic. Tecnología Ambiental, Facultad de Ciencias Exactas, Universidad Nacional del Centro de la Pcia. de Buenos Aires bmarino@exa.unicen.edu.ar

Observaciones específicas han indicado que los flujos de aire frío al nivel de superficie generados en tormentas severas son corrientes de gravedad atmosféricas, y por tanto la teoría de las corrientes de gravedad puede aplicarse para describir sus principales características. De especial interés por su eventual impacto ambiental, resulta el seguimiento del borde delantero de la corriente descendente, conocido como *frente de ráfagas*, asociado a la tormenta. Presentamos aquí observaciones que permiten identificar el pasaje de uno de tales frentes en las cercanías del Río de la Plata originado en una tormenta desarrollada sobre la provincia de Buenos Aires el 27 de febrero de 2003. Los cambios bruscos experimentados por los parámetros físicos que caracterizan al flujo frío en superficie, reportados por el Servicio Meteorológico Nacional, permiten corroborar que el modelo conceptual de una corriente de gravedad bi-dimensional es el que mejor representa a los flujos fríos originados en tormentas severas de llanura del tipo multicelular, e inferir algunas de sus propiedades.

Many observations have indicated that severe thunderstorms cold outflows are atmospheric gravity currents and then the gravity current theory can apply successfully to describe the main features of its dynamics. Because of the eventual environmental impact, the evolution of the leading edge of the descendent current, called *gust front*, which is associated with the thunderstorm, is particularly relevant. Here we present observations to identify the passage of one of those fronts in the neighbourhood of the Río de la Plata, which was generated from a severe thunderstorm over Buenos Aires State on 27 February 2003. The sudden and steep changes of the physical parameters related to the cold outflow on surface, which are reported by Servicio Meteorológico Nacional Stations, confirm that the conceptual model of two-dimensional gravity currents is the best to represent the great plains single and multiple cell severe storms cold outflows, and infer some of their properties.

1. INTRODUCCIÓN

Los frentes y los *bores* internos asociados con corrientes de gravedad tienen múltiples manifestaciones en la atmósfera, algunas a escala muy grande. Los experimentos de laboratorio que emplean flujos salinos en tanques llenos de agua han servido para dilucidar las características de tales flujos atmosféricos, puesto que los efectos locales de la fuerza de flotación en una atmósfera compresible pueden estudiarse empleando un fluido incompresible usando la densidad en lugar de la temperatura potencial como magnitud característica. Así, una zona de temperatura potencial constante en la atmósfera compresible puede ser modelada en el laboratorio por una solución salina de densidad constante, y una solución salina cuyas concentración y densidad decrecen equivale a una zona atmosférica estable con temperatura potencial creciente con la altura.

Los requerimientos para la similaridad dinámica entre las corrientes de gravedad observadas en el laboratorio y aquellas en los flujos de tormenta son ^(1,2):

(a) la similaridad geométrica entre el modelo y el flujo a gran escala, y

(b) la igualdad entre los números adimensionales correspondientes, es decir, el número de Reynolds, $Re = Uh/\nu$, y el número de Froude, $Fr = U/(g'h)^{1/2}$, donde U y

h son la velocidad y la profundidad del flujo, ν es el coeficiente de viscosidad y g' es la gravedad reducida.

En la mayoría de los flujos de tormenta se tiene $Re > 10^8$, y $Fr \approx 1$ cuando se ha sido medido, en concordancia con los resultados de laboratorio de pequeña escala

Si bien la visualización del frente de un flujo atmosférico usando equipamiento tecnológico estándar (radar Doppler e imágenes satelitales) está ampliamente difundida, sigue latente el interés por profundizar la comprensión física de su dinámica que conduzca a su detección precoz.

En particular, nuestro país cuenta con un único radar meteorológico de hasta 480 km de alcance operando en la zona más densamente poblada y con mayor tráfico aéreo (está ubicado en las inmediaciones del Aeropuerto Internacional de Ezeiza y es operado por la Fuerza Aérea Argentina) pero carece de una red observacional de superficie adecuada para estudiar los frentes de ráfagas desde el punto de vista físico. Además, estas estaciones meteorológicas se encuentran muy distanciadas entre sí y la frecuencia temporal con que se toman los datos es menor que la deseable impidiendo realizar una investigación exhaustiva de los flujos atmosféricos a partir de la información que brindan.

Nuestra intención es aplicar la teoría de las corrientes de gravedad para caracterizar los flujos fríos desde tormentas severas y eventualmente pronosticar su evolución. Este trabajo constituye, por tanto, un primer intento de abordar este tema en la Argentina según esta concepción. Para ello seleccionamos una tormenta de gran magnitud e intensidad desarrollada sobre la provincia de Buenos Aires y usamos los datos de superficie registrados por las estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) en Aeroparque y Ezeiza, separadas unos 30 km, para detectar el pasaje del frente de ráfagas asociado y convalidar el modelo de corrientes de gravedad. Este provee una ecuación para determinar la velocidad del frente del flujo frío basada en el aumento de la presión superficial producida por el avance del frente y permite inferir otras características del flujo como por ejemplo la escala vertical del mismo.

A continuación resumimos las principales características de las corrientes de gravedad atmosféricas generadas en tormentas severas y de las corrientes de gravedad de laboratorio asociadas. Luego aplicamos el modelo de corriente de gravedad a un flujo frío particular y sus resultados son comparados con los datos de superficie disponibles. Finalmente analizamos las observaciones y presentamos las conclusiones.

2. TORMENTAS SEVERAS Y CORRIENTES DE GRAVEDAD

2.1 Tormentas severas

El sol, al calentar la superficie de la tierra, lo hace en forma diferencial, dependiendo del tipo de suelo (agua, tierra) o de su uso (si están los campos arados o a punto de cosecharse) y por lo tanto en el aire en contacto se generan celdas o burbujas más frías o más calientes. Aquellas más calientes que el entorno tienden a elevarse formando corrientes ascendentes cuya velocidad vertical es directamente proporcional a la diferencia de temperatura. Estas corrientes se enfrían gradualmente (del orden de 1°C cada 100 m) y, si las condiciones del ambiente lo permiten, se saturan dando comienzo a la formación de una nube, que por tener esta génesis, se denomina convectiva. De acuerdo al desarrollo vertical que pueda alcanzar se clasifican en cúmulus humilis, cúmulus congestus o cumulonimbus. En estos dos últimos tipos es posible reconocer un ciclo de vida que se puede dividir en tres etapas.⁽³⁾

Inicialmente, el aire de la nube está más caliente que el aire del entorno, y por lo tanto se acelera hacia arriba. La corriente ascendente aumenta su velocidad con la altitud y la nube alcanza enseguida alturas donde la temperatura es inferior a la de congelación del agua. Mientras tanto se acumulan en la nube grandes cantidades de gotas de agua y copos de nieve. La cantidad de agua llega finalmente a ser tan grande que los elementos más pesados ya no pueden ser soportados por las corrientes ascendentes, y entonces comienzan a caer dentro de la nube. El rozamiento con el aire de las gotas que caen convierte la corriente ascendente en descendente, y se establece un fuerte movimiento hacia abajo que marca el comienzo de la siguiente etapa.

En la etapa de *madurez* de la nube, la nieve y la lluvia que caen desde los niveles superiores de aire más frío enfrían la corriente descendente. Cuando la base de la nube es alta, la lluvia cae una apreciable distancia a través de esta zona no-saturada y el enfriamiento debido a la evaporación puede ser muy grande. La columna de aire frío, más densa que el aire circundante, alcanza el suelo y se esparce horizontalmente formando una corriente de gravedad de aire húmedo y frío que avanza en la dirección de desplazamiento de la tormenta, cuyo frente, denominado *frente de ráfagas* (que puede coincidir o no con el inicio de la precipitación), se distingue por un cambio brusco de la intensidad del viento y a veces también de su dirección. Esta corriente descendente se aleja de la tormenta disminuyendo gradualmente su profundidad.

Un diagrama esquemático de una celda de tormenta madura es mostrado en la Figura 1. La corriente descendente de una tormenta es importante en la determinación de la estructura y regeneración de tormentas severas, ya que el aire frío denso empuja al aire más cálido y liviano que encuentra en su camino. Así, refuerza la corriente de aire ascendente que crea nubes de lluvia en un sistema de celdas de tormenta.

Finalmente, las corrientes ascendentes se debilitan y solamente quedan las corrientes descendentes, que van disminuyendo en intensidad mientras la precipitación desaparece paulatinamente.

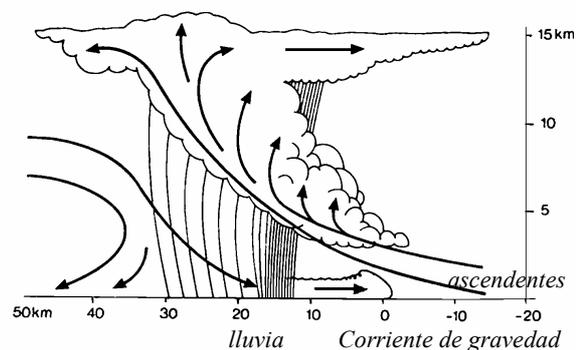


Figura 1: Diagrama esquemático de una celda de tormenta severa en la etapa de madurez. Los flujos mostrados son relativos a la tormenta que está viajando hacia la derecha.

2.2 Flujo de aire frío generado en una tormenta severa

El frente de ráfagas originado en una tormenta madura es un fenómeno común. Las nubes convectivas pueden impulsar un flujo de aire frío a lo largo de muchos kilómetros desde su base, los que típicamente adquieren una altura de 1-2 km y cuya estructura sobre el suelo depende de la cantidad de aire descendente y su *momentum*¹, de la proximidad de las celdas vecinas, de los efectos del terreno, del arrastre superficial, de la estabilidad atmosférica de bajo nivel y de la dirección del viento predominante.

¹ Nos referimos con este término a lo que algunos autores prefieren llamar *cantidad de movimiento*.

La Figura 2 representa un flujo frío originado en una tormenta severa deducido de mediciones de campo ^(4,5). Cualitativamente se observan una región frontal, o "cabeza", que es más alta que el flujo que le sigue y los flujos internos que compensan la pérdida de aire frío por mezclado en la interfaz superior de la corriente. El punto más avanzado de la corriente, o "nariz", suele estar levantado respecto del piso unos 100 m. Es frecuente la presencia de una nube con forma de arco producida por la condensación del aire de los niveles bajos que es levantado por sobre la cabeza durante el paso de la corriente.

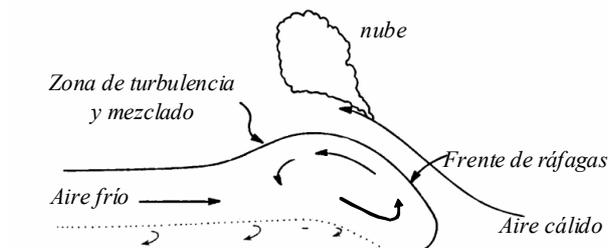


Figura 2: Esquema de un flujo de aire frío desde una tormenta severa ^(4,5).

Existe evidencia de inestabilidad y estructura de entrantes y salientes en tales flujos atmosféricos, y se sabe que se mueven con velocidades de entre 10-20 m/s por distancias del orden de algunas decenas de kilómetros, persistiendo por más de una hora luego de su desarrollo. La profundidad total decrece a medida que la evaporación de la precipitación y el mezclado con el aire del entorno debilitan su estructura.

El cambio repentino de la velocidad del aire que acontece en el frente de ráfagas, conocido como *cortante* o *cizalladura*, y la turbulencia asociados a las tormentas severas constituyen actualmente los principales riesgos meteorológicos para la aviación. Aunque habitualmente una tormenta convectiva bien desarrollada es identificable y puede ser evitada planificando adecuadamente el curso de los vuelos, serios problemas están asociados con los flujos de aire más frío que el circundante generados por ellas. Una corriente de gravedad como ésta presenta un contorno bien definido, de modo que un cambio sustancial de la magnitud y dirección del viento puede ocurrir en unas pocas decenas de metros y no ser detectado a simple vista a menos que se levante polvo desde el suelo. A medida que seguimos esta abrupta interfaz hasta una altura de unos pocos cientos de metros, comienza a enrollarse formando los característicos vórtices propios de la presencia de la inestabilidad de Kelvin-Helmholtz. Éstos crecen hasta hacerse inestables y entonces decaen, conformando una capa con fuerte turbulencia y algunos cientos de metros de espesor. Una aeronave puede experimentar fallas estructurales cuando vuela a través de la zona de vórtices (o de turbulencia y mezclado en la Fig. 2), pero el riesgo más grande de volar a través de un frente de ráfagas es el cambio casi instantáneo de la velocidad del aire, que puede ser de 30 m/s en unos pocos segundos.

La primera investigación minuciosa de una tormenta fue realizada por Byers & Braham ⁽⁶⁾. Ellos llamaron *first*

gust al flujo desde la tormenta y notaron que éste afectaba un área mucho más grande que la tormenta misma. Posteriormente T. Fujita ⁽⁷⁾ introdujo el término *mesohigh* para describir el aumento de presión asociado con el enfriamiento convectivo detrás del frente de ráfagas.

Con el advenimiento de las torres instrumentadas fueron emprendidos análisis detallados de la estructura de los niveles bajos de los flujos fríos generados en tormentas maduras. Charba ⁽⁴⁾ fue el primero en presentar un estudio amplio de la estructura vertical de los primeros 500 m desde el suelo. Poco después Goff ⁽⁵⁾ distinguió las etapas del ciclo evolutivo de un frente de ráfagas a partir de la observación de veinte casos registrados por una torre instrumentada de 461 m localizada en el centro de Oklahoma, EE.UU.

Aunque los análisis basados en los datos obtenidos desde estas torres aportaron una enorme cantidad de información sobre el ciclo de vida y la estructura del flujo frío y del frente de ráfagas, el empleo de las mismas es limitado. Los datos corresponden a una localización específica y en los 500 m inferiores del flujo, que como sabemos se extiende típicamente hasta 2 km sobre el suelo.

Extendiendo estos estudios, R.M. Wakimoto ⁽⁸⁾ presenta un modelo conceptual para describir la evolución temporal de la estructura vertical del frente de ráfagas profundizando la descripción de las diferentes etapas de su ciclo. Para ello usó la información aportada por los tres radares del Proyecto NIMROD (*Northern Illinois Meteorological Research On Downburst*) que operó durante la primavera de 1978, dispuesto para estudiar el fenómeno de las micro-descendentes ⁽⁹⁾.

2.3 Corrientes de gravedad en el laboratorio

La carencia de observaciones meteorológicas detalladas condujo inicialmente al modelado en laboratorio para deducir la estructura de los flujos atmosféricos ⁽¹⁰⁾. Algunos investigadores reconocieron que el flujo frío desde una tormenta es una corriente de gravedad ^(5,10-11) y por lo tanto la velocidad de propagación del frente de ráfagas y otras características globales del flujo pueden ser inferidas.

Estos trabajos permitieron obtener información verosímil de los procesos físicos involucrados en las corrientes atmosféricas y su importancia relativa. Los resultados experimentales muestran a las corrientes de gravedad con una interfaz bastante bien definida, confirmando que un cambio sustancial del viento puede ocurrir en unas pocas decenas de metros. Detrás de la cabeza y a una altura de algunos cientos de metros se encuentran los típicos remolinos (*billows*) debidos a las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz desarrolladas en la interfaz entre el fluido denso y el ambiente, cuya intensidad decrece a medida que se alejan del frente.

Más recientemente, y favorecidos por el avance en el procesamiento digital de las imágenes registradas durante los experimentos de laboratorio, se encontraron nuevas e interesantes características (como las relaciones entre números de Froude medidos en el frente y detrás de la cabeza de la corriente ⁽¹²⁾, la turbulencia ⁽¹³⁾, los procesos de mezclado ⁽¹⁴⁾, etc.) que

contribuyeron a mejorar la comprensión de los flujos atmosféricos.

Las Figuras 3, 4 y 5 muestran imágenes de las distribuciones de densidad, campos de velocidad y líneas de corrientes medidos en el laboratorio, respectivamente ⁽¹⁵⁾. La analogía cualitativa entre el esquema del flujo de aire frío de la Fig. 2 y la información obtenida en el laboratorio es por demás elocuente. Observar, por ejemplo, la correspondencia en las Figuras 2 y 5 de las zonas turbulentas y la capa inferior constituida del fluido denso influenciado por el rozamiento con el piso

Los detalles de una comparación cuantitativa se dan a en las secciones siguientes.

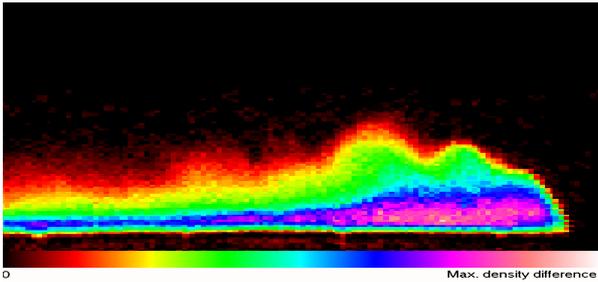


Figura 3: Corriente de gravedad de laboratorio. Los diferentes tonos de grises están relacionados con la densidad del fluido según la escala mostrada en la parte inferior de la imagen.

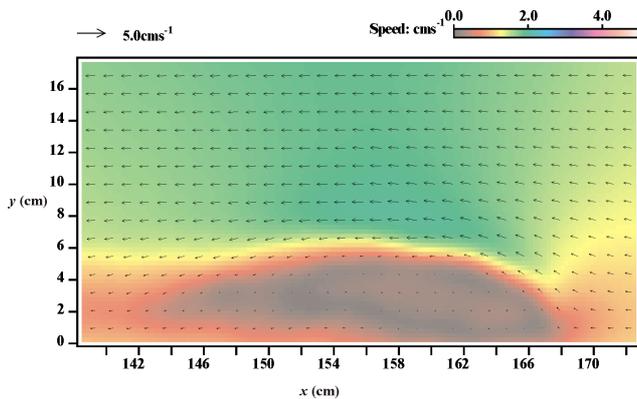


Figura 4: Campo de velocidad promedio en la parte delantera de una corriente de gravedad de laboratorio en el marco de referencia que se mueve con el frente.

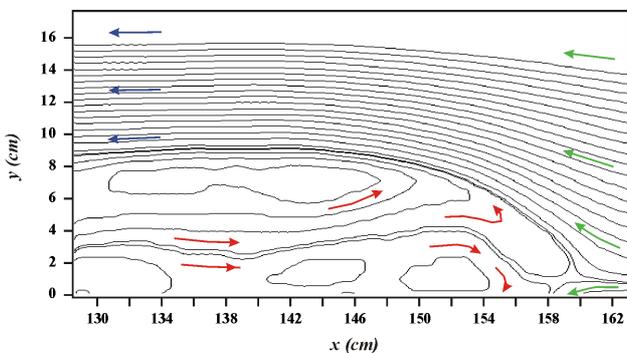


Figura 5: Líneas de corriente promedio en la parte delantera de una corriente de gravedad de laboratorio. Las flechas representan las direcciones de los flujos internos.

3 APLICACIÓN DEL MODELO DE CORRIENTE DE GRAVEDAD A UN FLUJO ATMOSFÉRICO DE AIRE FRÍO

Como se aprecia en las Figuras 2 a 5, una corriente de gravedad (cualquiera sea su origen) se distingue por tener una región frontal, o cabeza, mas profunda que el flujo que le sigue. La velocidad del frente de la corriente, V_f , es determinada por un balance entre las fuerzas de gravedad y de inercia. Benjamin ⁽¹⁶⁾ mostró teóricamente que, en el caso de fluidos inmiscibles e invíscidos, para un flujo bidimensional se tiene:

$$V_f = k^* \left[gh \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \right]^{1/2} \quad (1)$$

donde g es la aceleración de la gravedad, h es el espesor del flujo frío, ρ_1 , ρ_2 son las densidades del aire cálido y frío, respectivamente, y $k^* = \sqrt{2}$ es el número de Froude interno.

Carbone ⁽¹⁷⁾ y Hobbs & Persson ⁽¹⁸⁾ usaron una ecuación de la forma

$$V_f = k^* \left[gh \frac{T_1 - T_2}{T_2} \right]^{1/2} \quad (2)$$

donde T_1 y T_2 son las temperaturas virtuales del aire cálido y frío respectivamente, y las otras cantidades son las mismas que en (1). Para fluidos inmiscibles y de densidad constante, para los que vale (1), el término entre corchetes se puede escribir en función de la diferencia de presión hidrostática superficial entre el aire cálido y el flujo detrás del borde delantero para obtener ⁽¹⁹⁾:

$$V_f = k \left[\frac{\Delta P}{\rho_1} \right]^{1/2} \quad (3)$$

donde $k \approx 1$ es ahora el número de Froude interno.

Aplicando (2) y (3) a un flujo atmosférico observado y a una corriente de gravedad simulada numéricamente, Seitter ⁽¹⁹⁾ mostró que la expresión (3) es más apropiada para incluir los efectos integrados del levantamiento y posterior condensación del aire que la corriente encuentra y que afecta a la velocidad de desplazamiento del frente, mientras que (2) refleja sólo la diferencia de densidad promedio sobre la profundidad del flujo de tormenta. Carbone ⁽¹⁷⁾ incluyó correctamente el efecto del agua líquida en su aplicación de (2), pero solamente sobre la profundidad el flujo. Seitter ⁽¹⁹⁾ encontró que (2) es inadecuada, especialmente cuando la condensación ocurre sobre la cabeza de la corriente de gravedad.

Otra dificultad con (2) es que para aplicarla es preciso conocer los perfiles de temperatura y humedad tanto en el aire cálido como en el frío. Por otro lado, Wakimoto ⁽⁸⁾ mostró que para los flujos generados en tormentas severas el aumento máximo de la presión asociado con el paso de la cabeza es primariamente hidrostático, por lo que si aceptamos el pequeño error cometido por usar el valor superficial de la densidad del aire cálido, (3) se puede aplicar usando los valores registrados al nivel del suelo. Seitter ⁽¹⁹⁾ aplicó (3) a una veintena de frente de ráfagas y obtuvo un valor del número de Froude interno de $k=0.79$.

La analogía de las dependencias de (1) y (3) es directa, ya que para un flujo aproximadamente hidrostático, la presión p sobre la base de la corriente es $p=\rho gh$, de modo que la diferencia de densidad a ambos lados del frente genera una diferencia de presión $\Delta p=(\rho_2-\rho_1)gh$, la cual determina el movimiento horizontal del frente. Por lo tanto, los flujos atmosféricos son corrientes de gravedad dominadas esencialmente por las fuerzas de gravedad y de inercia.

Queda por explicar, sin embargo, la diferencia entre los valores de los coeficientes que aparecen en (1) y (3). Diferentes estudios ⁽¹⁰⁾ mostraron que una condición de contorno inferior de no deslizamiento, y la diferencia de velocidad en la interfaz que separa al fluido denso del ambiente en la parte superior de la corriente, reducen la velocidad del frente debido a que los flujos reales no son inviscidos y por tanto hay disipación de energía por turbulencia. Para esta situación se encontró $k\approx 1.2$ siempre que la capa del fluido ambiente sea muy profunda ⁽²⁰⁾.

Otro factor a considerar es el mezclado entre el fluido denso (aire frío) y el ambiente (aire cálido). En este caso la presión hidrostática sobre el contorno inferior se establece integrando en la dirección vertical z ; es decir,

$$p = g\langle \rho \cdot h \rangle = g \int_0^H \rho \cdot dz \quad (4)$$

donde el símbolo $\langle \rangle$ indica un valor medio. El mezclado reduce la densidad del aire frío pero aumenta el volumen (es decir la altura h del flujo) en la misma proporción. De modo que el valor medio de la presión hidrostática en la base de la corriente se mantiene aproximadamente constante. Por esta razón la velocidad de avance del frente no es sensible al mezclado entre la corriente y el fluido ambiente, siempre y cuando se tenga en claro qué densidad ρ_2 y qué altura h hay que considerar en (1).

Un problema adicional que surge cuando se trabaja con los flujos naturales es la elección de la altura h entre la de la cabeza y la del flujo que la sigue. Desde el trabajo pionero de Benjamín ⁽¹⁶⁾ y hasta hace poco se consideraba que los balances de *momentum* y masa se debían establecer lejos de la región frontal. Como consecuencia la altura h a utilizar en (3) queda establecida como aquella de la corriente medida detrás de la cabeza. Recientemente, Marino *et al.* ⁽¹²⁾ realizaron una serie de experimentos de laboratorio y midieron las distribuciones de densidad como las mostradas en la Fig. 3 para corrientes que han avanzado horizontalmente lo suficiente para que sus propiedades no dependan de las condiciones iniciales. Integraron (4) y determinaron la “altura equivalente” para calcular la gravedad reducida promedio en el entorno del frente. La altura equivalente resulta de comprimir el fluido en sentido vertical hasta que su densidad iguala su valor inicial ρ_2 sin dilución, igualando las presiones hidrostáticas sobre el fondo del tanque. Esta metodología lleva a resultados consistentes y criterios prácticos para la comparación de los resultados experimentales y las observaciones con las predicciones teóricas y numéricas en las cuales se desprecia el mezclado como se hizo para obtener (1).

Por otra parte, los resultados de Marino *et al.* ⁽¹²⁾ muestran que los balances de masa y *momentum* se deben realizar en la cabeza de la corriente, y por lo tanto la

altura h a considerar en (1) debe ser medida en esa zona. Los valores obtenidos para el número de Froude son 0.86 ± 0.01 para un fluido ambiente muy profundo, y 0.81 ± 0.01 cuando la profundidad del fluido ambiente es algunas veces la altura de la cabeza del fluido denso, los cuales son cercanos al 0.79 obtenido por Seitter ⁽¹⁹⁾ para flujos atmosféricos.

La velocidad de desplazamiento de los frentes atmosféricos se puede medir con un radar meteorológico o deducir de fotos satelitales si el frente viene acompañado de la característica nube con forma de arco (Fig. 2), o de los registros de varias estaciones meteorológicas próximas localizadas en la dirección de avance del frente. En este último caso se deben conocer las distancias entre ellas y contar con mediciones continuas o muy cercanas en el tiempo para disminuir el error.

Debido a que no contamos con esta información, empleamos el conocimiento de las propiedades de las corrientes de gravedad obtenido en las experiencias de laboratorio para proponer un método alternativo, basado en la velocidad del aire frío. En efecto, la magnitud de la velocidad V_s del viento al nivel de superficie (esto es a 10 m desde el suelo), cuyo valor se mide usualmente en las estaciones meteorológicas, está relacionada con la velocidad V_f del frente. No obstante se deben tener en cuenta al menos dos efectos que modifican la relación $V_f = V_f(V_s)$, a saber:

(a) El trabajo pionero de Britter & Simpson ⁽¹⁾ señala que la velocidad V_ϕ del fluido denso detrás de la cabeza es aproximadamente un 20% superior a la velocidad del frente. Estudios posteriores ^(13,15) indican que tal diferencia de velocidad depende de Re , aunque los resultados parecen mostrar una saturación de hasta un 40% para $Re > 10^3$ (es decir, $V_\phi \sim 1.4V_f$), al menos dentro del rango de las experiencias de laboratorio. La mayor velocidad del fluido se debe al flujo neto de fluido denso hacia el frente, que es parcialmente arrastrado hacia atrás para luego disiparse en la estela que se forma detrás de la cabeza. La Fig. 6 ilustra las regiones de la corriente de gravedad donde deben esperarse las velocidades V_s , V_ϕ y V_f .

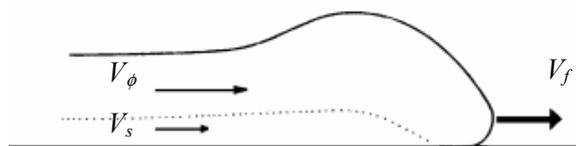


Figura 6: Diferentes velocidades en el interior de una corriente de gravedad atmosférica.

(b) Por otra parte, la velocidad del aire frío medida al nivel de superficie es inferior a la velocidad media del fluido de la corriente. En efecto, la cercanía del suelo impone una condición de contorno que lleva al desarrollo del perfil vertical de velocidad. La información recogida en las torres instrumentadas durante el pasaje de frentes fríos ^(4,8,21) pone de manifiesto que los valores de la velocidad del viento medidos en las estaciones meteorológicas son bastante

menores que los del flujo a mas de 50 m. De hecho, la velocidad del frente puede aumentar hasta un 50% entre la superficie y los 500 m, ocurriendo la mayor parte de este cambio en los primeros 50 m (es decir, $V_\phi \sim 1.5V_s$). Las Fig. 4 y 5 muestran evidencias del flujo hacia el frente y de la circulación contraria próxima al fondo debidas a este efecto.

Si $V_\phi \sim 1.4V_f$ y $V_\phi \sim 1.5V_s$, los efectos (a) y (b) tienden a compensarse parcialmente. Por esto, y en ausencia de otras mediciones, en lo que sigue consideraremos que la velocidad del viento registrada en la estación meteorológica, V_s , se puede aproximar a la velocidad del frente de ráfagas, V_f . La dependencia entre ambas, que naturalmente deberá tener en cuenta la altura y velocidad de la corriente de gravedad atmosférica, será estudiada en un trabajo próximo.

4 ANÁLISIS DE LAS OBSERVACIONES DE SUPERFICIE DE UNA TORMENTA TÍPICA

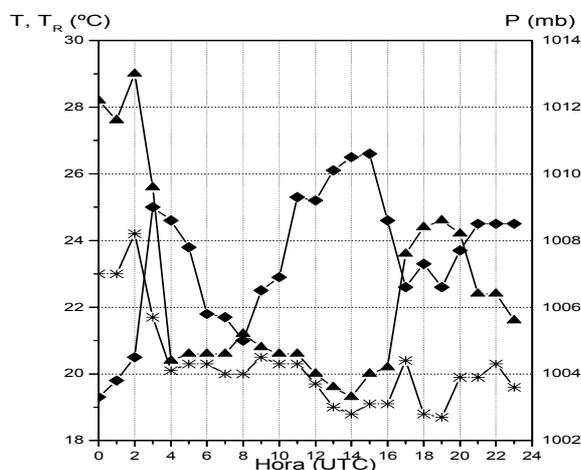


Figura 7: Evolución de la presión (rombos), temperatura del aire (triángulos) y del rocío (asteriscos) registrada en la Estación Ezeiza del SMN el 27/2/03.

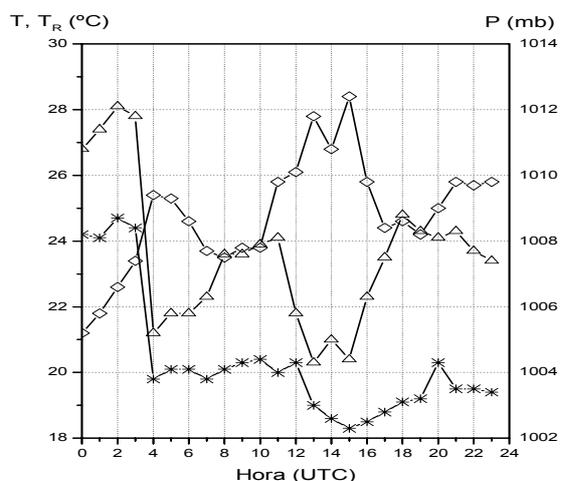


Figura 8: Evolución de la presión (rombos), temperatura del aire (triángulos) y del rocío (asteriscos) en la Estación Aeroparque del SMN el 27/2/03.

La Figura 7 muestra la evolución del valor de la presión atmosférica al nivel de superficie y de las temperaturas del aire y del rocío (asociada con la humedad relativa) registradas durante el paso por la estación meteorológica Ezeiza (SMN) de un frente de aire frío generado por la tormenta madura y multicelular ocurrida en la madrugada del 27 de Febrero de 2003. El aumento brusco de la presión acompañado por un descenso también brusco de las temperaturas ambiente y del rocío entre las horas 2 y 4 UTC (Tiempo Universal Coordinado) son indiscutibles manifestaciones del paso del frente de ráfagas por el lugar. Una secuencia similar de eventos se observa con los datos recogidos en la estación meteorológica Aeroparque (SMN) durante el paso frontal alrededor de 1 hora después (Figura 8). Puesto que las magnitudes de interés se registran cada hora, el momento preciso del arribo del frente no se puede identificar con mayor precisión.

La Figura 9 ilustra la evolución horaria de la dirección y la magnitud de la velocidad del viento. Notar aquí el cambio abrupto de los valores de estos parámetros entre las 2.00 y 3.00 horas.

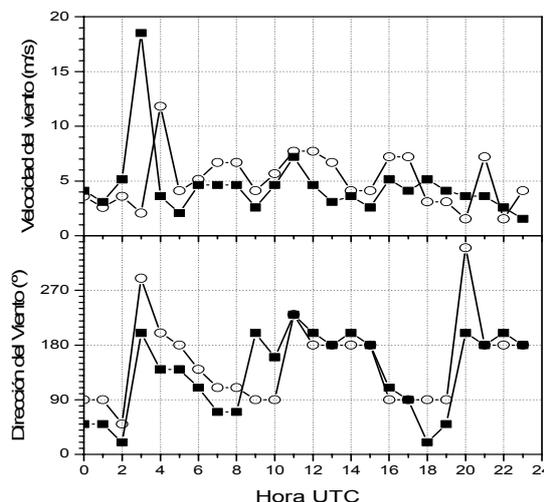


Figura 9: Dirección y magnitud de la velocidad del viento registradas en Ezeiza (cuadrados) y Aeroparque (círculos) el 27/2/03.

En resumidas cuentas, la información cuantitativa de los eventos meteorológicos que acompañaron al frente de ráfagas cuando pasaba por las estaciones de registro en superficie es la siguiente:

- 1) un aumento de la presión (de 4.5 mb en Ezeiza y 2 mb en Aeroparque),
- 2) un cambio brusco en la dirección del viento (del sector NE al SO),
- 3) un aumento significativo de la magnitud de la velocidad del viento,
- 4) una fuerte caída de la temperatura (de 8.6°C en Ezeiza y 6.6°C en Aeroparque),
- 5) el cambio de una situación con "relámpagos a la vista sin truenos" antes del paso del frente a "lluvia débil o moderada" luego. Poco después, en ambas estaciones se registraron tormentas de distinta intensidad.

Si aplicamos (3) con $k=0.79$ al paso frontal descrito aquí, usando el aumento de presión medido en las figuras 7 y 8, obtenemos que los frentes se desplazan con velocidades de 15.7 y 10.5 m/s cuando pasan por Ezeiza y Aeroparque, respectivamente. Estos valores son ligeramente inferiores a los de la velocidad del viento medidos en las correspondientes estaciones meteorológicas reportadas en la Tabla 1, lo cual estaría indicando que el flujo neto de aire frío hacia el frente [efecto (a)] compensa la reducción de velocidad debida a la cercanía de la superficie [efecto (b)], como se adelantara en la Sección 3.

Por otro lado, podemos estimar la altura h de la zona frontal del flujo de aire frío usando la expresión (1) con el correspondiente k^* para un flujo atmosférico, o directamente por medio de (4). Los resultados de esta última opción se muestran en la Tabla 1, y se hallan en el rango del *plafond* o altura mínima de la base de nubes suministrada por la estación meteorológica.

Cabe señalar que con las estimaciones de la velocidad del frente y de la altura puede hallarse el valor de Re de la corriente de gravedad atmosférica, e inferir otras propiedades (turbulencia, mezclado, etc.) que se pueden cotejar con la información obtenida en los experimentos⁽¹³⁾.

	ΔP (Pa)	V_S (m/s)	V_f (m/s)	<i>Plafond</i> (m)	h (m)
Estación Ezeiza	450	18.5	15.7	1000-1500	1190
Est. Aeroparque	200	11.8	10.5	600-1000	730

Tabla 1: Comparación entre los datos arrojados por el modelo de corriente de gravedad y los informados por el SMN.

5 RESUMEN Y CONCLUSIONES

Presentamos una metodología basada en la aplicación de los resultados obtenidos en estudios analíticos y de laboratorio de las corrientes de gravedad para inferir algunas características de los flujos fríos desarrollados a partir de tormentas severas. Ésta consiste en emplear el cambio de la presión atmosférica y de la velocidad del viento registrados en dos estaciones meteorológicas de superficie cercanas durante el pasaje de uno de tales frentes.

La idea de tratar a los flujos atmosféricos como corrientes de gravedad, y como tales evaluar su evolución y eventuales riesgos, no ha sido utilizada hasta ahora en nuestro país, por lo que este trabajo es un primer intento de aplicar dicha metodología. El trabajo adquiere especial relevancia en vista de las limitaciones de equipamiento y de la continuidad de las mediciones que se realizan en la Argentina.

El acuerdo alcanzado entre la velocidad observada y la predicha por la teoría indica que la zona frontal del flujo de aire frío se propaga como una corriente de gravedad y por lo tanto todo lo que conocemos de ellas (para $Re \geq 10^3$) se puede aplicar a los flujos atmosféricos ($Re \geq 10^8$). La comparación se puede usar para predecir la ubicación de las zonas de turbulencia fuerte y de recirculación interna, etc., que conllevan riesgos para la aeronavegación.

Sin embargo, antes de profundizar en las analogías dadas por la similaridad dinámica de los flujos, se deben estudiar con mayor detalle los perfiles verticales de velocidad, y las relaciones entre éstos y la velocidad de propagación de los frentes en los flujos atmosféricos. Esto permitiría una aplicación mas precisa de los resultados de laboratorio obtenidos en condiciones idealizadas a las corrientes de aire frío provenientes de tormentas severas, ya que en este caso el perfil vertical de velocidad del aire cálido, la presencia de edificios y árboles en las inmediaciones de las estaciones, el nivel de condensación, etc., podrían afectar la comparación de los resultados. Estos estudios serán realizados en trabajos posteriores.

REFERENCIAS

- 1- Simpson, J.E. & Britter, R.E. Q.J.R. Meteorol. Soc. 106, 485-500 (1980).
- 2- Idso, S.B. Bull. Am. Met. Soc. 53, 930-935 (1982).
- 3- Servicio Meteorológico Nacional, www.meteofa.mil.ar/
- 4- Charba, J. Mon. Wea. Rev. 102, 140-156 (1974).
- 5- Goff, R.C. Mon. Wea. Rev. 104, 1429-1440 (1976).
- 6- Byers, H.R. & Braham, R.R. *The thunderstorm*. U.S. Govt. Print. Off., 287 pp. (1949).
- 7- Fujita, T. Meteor. Monogr. 27, 77-125 (1963).
- 8- Wakimoto, R.M. Mon. Wea. Rev. 110, 1060-82 (1982).
- 9- Fujita, T.T. *Manual of downburst identification for Project NIMROD. Satellite and Mesometeorology Research Paper N° 156*, Dept. Geophysical Sciences, Univ. Chicago, 104 pp (1978).
- 10- Simpson, J. E. *Gravity Currents in the Environment and the Laboratory*, Cambridge University Press (1997).
- 11- Simpson, J.E., Mansfield, D.S. & Milford, J.R., Q.J.R. Meteorol. Soc. 103, 47-76 (1977).
- 12- Marino, B.M., Thomas, L.P. & Linden, P.F. *The front condition for gravity currents*. Enviado a J. Fluid Mech. (2004).
- 13- Thomas, L.P., Dalziel, S.B. & Marino, B.M. Exp. Fluids 34, 708-716 (2003).
- 14- Hacker, J., Linden, P. F. & Dalziel, S. B. Dyn. Atmos. Oceans 24, 183-195 (1996).
- 15- Marino, B.M., Thomas, L.P. & Gratton, R. Anales AFA 11, 75-79 (1999).
- 16- Benjamin, T.B., J. Fluid Mech. 31, 209-43 (1968).
- 17- Carbone, R.E. J. Atmos. Sci 39, 258-79 (1982).
- 18- Hobbs, P.V. & Persson, P.O.G. J. Atmos. Sci. 39, 280-295 (1982).
- 19- Seitter, K.L. Preprints 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa. Amer. Meteor. Soc., 249-252 (1983).
- 20- Huppert, H.E. & Simpson, J.E. J. Fluid Mech. 99, 785-99, (1980).
- 21- Seitter, K.L. & Muench, H.S. Mon. Wea. Rev. 113, 840-848 (1985).