



UNIVERSIDAD
DE GRANADA



Máster en Geofísica y Meteorología

Septiembre 2020

Revisión de la teoría WPL y nueva expresión del flujo neto de gases traza como el CO_2

Tesis de Máster

alumna Laura Gabrielli

tutor Andrew S. Kowalski

ABSTRACT

Los flujos turbulentos de gases traza -como el CO₂- medidos con la técnica eddy covariance necesitan la aplicación de correcciones. Tradicionalmente, en la micrometeorología, se suele hacer referencia a la teoría WPL que basa sus asunciones en la premisa de ausencia de fuentes/sumideros de aire seco y de una velocidad vertical de cero cerca de la superficie. Sin embargo, si consideramos un ecosistema verde durante el día y aplicamos la ley de conservación de la cantidad de movimiento, se puede apreciar que, sumando las cantidades de movimiento asociadas a los diferentes componentes atmosféricos, obtenemos una cantidad de movimiento total del aire que se puede aproximar, con suficiente precisión, a la tasa evaporativa. La cantidad de movimiento hacia arriba supone que haya también un transporte no difusivo de los demás componentes atmosféricos – aire seco- hacia arriba. Este hecho implica, entonces, que se revisen las bases de las correcciones tradicionales WPL. El presente trabajo se propone el objetivo de comparar la metodología tradicional WPL que considera el flujo turbulento como el flujo neto, con otra metodología, que asumiendo una velocidad vertical diferente de cero cerca de la superficie, reconoce la importancia de expresar el flujo neto como la suma de un flujo turbulento y de un flujo no difusivo. Para demostrar esta hipótesis se presentan los resultados relativos a las mediciones de los flujos de CO₂ en un ecosistema homogéneo cerca de Granada. De los resultados se desprende cómo la metodología tradicional estime correctamente el flujo neto de CO₂, aunque cometa errores en la estimación del flujo turbulento puesto que no toma en cuenta la presencia de un flujo no difusivo, que a menudo juega un papel relevante en lo que es el flujo neto.

LISTA DE ACRÓNIMOS Y SÍMBOLOS

a_i	Factor de peso
c	Razón de mezcla
E	Evaporación
EC	Eddy Covariance
f_c	Fracción másica de CO ₂
f_i	Fracción másica del componente i
F_c	Flujo neto (de CO ₂) calculado con la metodología (Kowalski et al., 2020)
F_{diff}	Flujo difusivo
F_{iM}	Densidad de flujo vertical de la especie i debido a difusión molecular
F_{nodiff}	Flujo no difusivo
F_{WPL}	Flujo neto (de CO ₂) calculado con la metodología (WPL, 1980)
F_x	Flujo del componente x
IRGA	InfraRed Gas Analyzer (Analizador de Gas a Infrarrojo)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático)
K	Difusividad
PBL	Planetary Boundary Layer (Capa Límite Planetaria)
T	Temperatura
u	Cantidad de movimiento
w	Velocidad vertical
WPL	Webb, Pearman and Leuning, 1980
\bar{x}	Promedio aritmético de la variable x
\tilde{x}	Promedio pesado de la variable x
x'	Componente perturbación (definición tradicional)
x''	Componente perturbación (nueva definición)
z	Altura
ρ	Densidad
ρ_c	Densidad del componente c (de CO ₂)
ρ_d	Densidad del aire seco (excluyendo el vapor de agua)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 El calentamiento global	5
1.2 La técnica eddy covariance	6
1.3 El estado del conocimiento	7
1.4 La novedad que se examina en este trabajo	8
1.5 Los objetivos del trabajo	9
2. METODOLOGÍA	11
2.1 Algunos presupuestos teóricos	11
2.1.1 <i>La importancia de un promedio exacto y la definición de la perturbación</i> ...	11
2.1.2 <i>Dos procesos importantes: la conservación del “momento” y la difusión</i> ...	12
2.1.2.1 flujos de calor y de vapor de agua	13
2.1.2.2 Flujos en un ecosistema verde	13
2.2 Las dos metodologías propuestas y el sitio experimental	15
2.2.1 <i>La metodología tradicional WPL</i>	15
2.2.2 <i>La nueva metodología</i>	15
2.2.3 <i>El sitio experimental</i>	17
2.3 La metodología de este trabajo	18
3. RESULTADOS	20
3.1 Análisis mensual	21
3.2 Análisis diario	23
3.3 Los momentos del año más relevantes en el ecosistema	27
4. DISCUSIÓN	30
5. CONCLUSIONES	33
6. AGRADECIMIENTOS	34
7. REFERENCIAS	35

1. INTRODUCCIÓN

1.1 El calentamiento global

El cambio climático global inducido por el hombre ha alcanzado aproximadamente $1,0 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ sobre los niveles preindustriales en 2017 incrementando a una tasa de $0,2 \pm 0,1^{\circ}\text{C}$ cada década, con un elevado nivel de confianza (IPCC, 2019). La concentración del dióxido de carbono (CO_2) está incrementando cada año debido a la quema de combustibles fósiles que determinan un reforzamiento del efecto invernadero natural y, por consecuencia, un calentamiento del planeta. Reconociendo que el cambio climático global representa una amenaza urgente y potencialmente irreversible para la humanidad y el planeta, en 2015 las Naciones Unidas organizaron una conferencia en París con el objetivo de obtener una más amplia cooperación y una respuesta internacional efectiva y apropiada para disminuir las emisiones de los gases de efecto invernadero. 195 países acordaron la importancia de limitar el incremento de la temperatura global por debajo de los 2°C con respecto a la época preindustrial, haciendo esfuerzos para limitarlo a $1,5^{\circ}\text{C}$ (Anderson et al., 2016) (Paris Agreement, 2015). Sin embargo, aunque observando estas limitaciones, las consecuencias hidrológicas, ecológicas y sociales relativas a escenarios de calentamiento de $1,5^{\circ}\text{C}$ y 2°C se están haciendo una inquietud para los científicos y la sociedad (Seneviratne et al., 2018).

Debido al papel del CO_2 en el cambio climático global y la consiguiente escasez de agua relativa a un aumento de las temperaturas, el interés en la comprensión de los ciclos del carbono e hidrológico ha aumentado en las décadas anteriores. Un particular esfuerzo se ha llevado a cabo para entender los intercambios de estos gases entre superficie y atmósfera y se han desarrollado métodos para evaluar el flujo de dióxido de carbono y el flujo de vapor de agua (evapotranspiración)¹. (D. Baldocchi et al., 2001). De estos métodos, la técnica eddy covariance resulta ser muy utilizada entre los científicos, del momento que permite una medida directa de estos flujos con un set up relativamente simple de mantener. (Van Keesteren et al., 2013).

La técnica eddy covariance ha permitido el desarrollo de redes globales para monitorizar estos flujos. Una de estas redes de medidas de flujo de carbono y agua, FLUXNET, existe desde 1996; esta red provee informaciones y medidas directas sobre cómo el metabolismo

¹ Se trata de la suma de la transpiración a través de las plantas y de la evaporación del suelo, plantas y superficies de agua y puede ser el componente más grande del ciclo hidrológico.

de un ecosistema responde a los forzamientos biológicos y ambientales y podría cambiar en un mundo más cálido con más dióxido de carbono. (D. D. Baldocchi, 2020).

Además, el desarrollo de “torres de flujos” eddy covariance, que permiten medidas continuas y no destructivas del carbono (CO₂ y CH₄) y de la evapotranspiración, resulta ser un óptimo medio a través del cual detectar ecosistemas terrestres capaces de secuestrar carbono. Un nivel excesivo de CO₂, de hecho, puede ser regulado gracias a las propiedades absorbentes del suelo y de la vegetación. Resulta, por lo tanto, de gran interés una comprensión adecuada del ciclo de carbono, fundamental para promover decisiones políticas aptas a incrementar el secuestro del carbono por parte de los ecosistemas terrestres. (Hadden & Grelle, 2016; Serrano-Ortiz et al., 2020; Zhang et al., 2014).

1.2 La técnica eddy covariance

Como ya mencionado, la técnica eddy covariance es una metodología micrometeorológica útil para observar los intercambios de gas, energía y momento entre ecosistemas y atmósfera. Swinbank (1951) ha sido el primero en publicar los principios de esta metodología; se trata de una técnica que tiene pocas asunciones teóricas y muchas aplicaciones y, por lo tanto, resulta ser ampliamente reconocida entre los micrometeorólogos que la consideran el método estándar para determinar los flujos de materia y energía (Index et al., 2012). La técnica eddy covariance deriva el flujo turbulento a través de medidas a alta frecuencia y por eso se necesitan un anemómetro sónico que mide la velocidad del viento en las tres direcciones del espacio, así como la temperatura y, además, un analizador de gas a infrarrojo (IRGA) que proporciona el contenido de gases traza (Van Kesteren et al., 2013). La teoría en la que se basa la técnica eddy covariance es que el transporte vertical instantáneo de una cierta especie x (por ejemplo, CO₂) en el aire es el producto de su concentración c (razón de mezcla) y de la velocidad vertical w . La media del producto wc en un dado intervalo de tiempo nos proporciona el flujo medio F_x y el flujo total se obtiene como en la ecuación 1 (Upstill-Goddard, 2012):

$$F_x = \overline{wc} + \overline{w'c'} \quad (1)$$

(Donde, \overline{wc} indica la parte media del flujo y $\overline{w'c'}$ la parte turbulenta). Sin embargo, se trata de una técnica que necesita correcciones.

Entre las correcciones que se aplican a la técnica Eddy covariance, las de Webb et al., conocidas como correcciones de densidad, representan un fundamento en la investigación de flujos superficiales de energía y masa en la capa límite y tienen una influencia duradera en la micrometeorología (Lee & Massman, 2011). (Webb et al., 1980) sostienen que a la hora de medir el flujo turbulento de cualquier componente atmosférico a través de la técnica eddy covariance, hay que tomar en cuenta el posible flujo simultáneo de cualquiera entidad – en particular, calor o vapor de agua- que causa la expansión del aire y afecta la densidad del constituyente atmosférico. Concretamente, si la medida consiste en evaluar las fluctuaciones de la razón de mezcla del componente atmosférico, no se requieren correcciones, mientras que, si se hace referencia a la fracción de masa del componente considerado, se necesita una corrección solamente relativa al flujo de vapor de agua y, finalmente, si se miden las fluctuaciones de densidad del componente atmosférico directamente *in situ*, se hacen necesarias tanto correcciones por flujo de vapor de agua como por flujo de calor.

1.3 El estado del conocimiento

La teoría WPL tiene una influencia enorme en la meteorología de la capa límite -como se aprecia del crecimiento exponencial del número de citas de este artículo-; sin estas correcciones, el gran desarrollo de FLUXNET, por ejemplo, no habría sido posible, así como el reconocimiento, por parte de los ecólogos, del método eddy covariance como instrumento muy potente para investigar el metabolismo de los ecosistemas. (Lee & Massman, 2011).

En la opinión de Lee y Massman (2011), la grande vitalidad que tuvo esta teoría, y sigue teniendo, se debe a la novedad fundamental de la asunción de ausencia de fuentes de aire seco en superficie. Otros importantes rasgos de la teoría, de hecho, ya se habían alcanzado en otros momentos, pero en estudios que, a menudo, resultan incompletos o incorrectos. Los mismos Webb y Pearman (1977) derivaron las correcciones a los flujos eddy covariance de vapor de agua y dióxido de carbono, pero no tomaron en cuenta el flujo de calor y las fluctuaciones en la presión y la temperatura. Mientras que Webb y Pearman descuidaron los efectos de las fluctuaciones de temperatura, Jones y Smith (1977) consideraron solo estos y no tomaron en cuenta los efectos del vapor de agua. Un ejemplo de conclusión incorrecta fue la sacada por Brook (1978) que asumió un flujo de aire húmedo nulo en superficie y concluyó, de manera incorrecta, que cambios en la densidad,

debidos a fluctuaciones en el vapor de agua, no contribuyen a ninguna significativa diferencia en el flujo turbulento. Otro ejemplo es lo de Reinking (1980) que utilizó la condición límite de un flujo de masa igual a cero y llegó a obtener el mismo flujo turbulento de calor sensible que Brook. (Fuehrer & Friehe, 2002)

Después de la publicación de las correcciones WPL, otros autores volvieron a considerar el tema: Kramm et al. (1995) empezaron el análisis revisando el trabajo de Webb et al. (1980) para llegar a la conclusión que los efectos de las fluctuaciones en la densidad del vapor de agua en la densidad de la mezcla se pueden descuidar. Liu (2005), en su paper, presentó una teoría alternativa a la indicada por Webb et al. para contabilizar los efectos de las fluctuaciones de densidad inducidos por los flujos de calor y de vapor de agua en las medidas de los flujos de constituyentes traza utilizando un analizador de gas de haz abierto. Liu afirmaba que era necesario considerar las fluctuaciones en el volumen de aire, así como las fluctuaciones en la presión y temperatura consideradas por WPL en su teoría. Liu concluía que la teoría original WPL era incompleta y presentaba una ecuación alternativa para calcular los flujos de los gases traza que incluía las consecuencias de las fluctuaciones del volumen. Kowalski y Massman afirmaron que la teoría era incorrecta. (Leuning, 2007), mismo autor del paper de 1980, volvió a considerar el tema y revisó la teoría substituyendo la idea original de una velocidad vertical del flujo de aire seco igual a cero con el requisito de ausencia de fuentes/sumideros de aire seco en las capas subyacentes la altura de medida y afirmó que las correcciones eran correctas no solo para steady state, sino también para non-steady state. (Fuehrer & Friehe, 2002; Lee & Massman, 2011; Leuning, 2007).

1.4 La novedad que se examina en este trabajo

Webb et al. basan su tesis sobre la simple premisa que no hay ninguna fuente/sumidero de aire seco en superficie. (Lee & Massman, 2011). Sin embargo, sobre un ecosistema verde, durante el día, se establece una serie de densidades de flujo (de vapor de agua hacia arriba por la evaporación de las plantas, de CO₂ hacia abajo y de O₂ hacia arriba por los procesos de fotosíntesis/respiración y otros posibles flujos como de O₃ y CH₄) cuya suma de cantidades de movimiento proporciona la cantidad de movimiento del aire. Este valor resulta ser muy parecido a la tasa evaporativa tanto que, con suficiente precisión, se puede aproximar a la evaporación y estimar también la velocidad vertical² del aire, obteniendo

² “vertical” significa en dirección perpendicular a la superficie

lo que se conoce como flujo de Stefan (A. S. Kowalski, 2017). Este hecho implica que con el flujo de vapor de agua hacia arriba haya también un transporte no difusivo de los demás componentes atmosféricos – aire seco- hacia arriba. Por lo tanto, aunque no hay una verdadera fuente/sumidero de aire seco en superficie, debido al flujo de Stefan, se establece un flujo no difusivo de aire seco que tiene que ser tomado en consideración a la hora de aplicar correcciones a las medidas.

Una cantidad de movimiento diferente de 0 justo al límite con la superficie significa que la difusión no es el único mecanismo de transporte relevante en los intercambios superficiales, como se suele suponer tradicionalmente en la micrometeorología.

Tradicionalmente, basándose en la idea una velocidad vertical de cero en superficie y de ausencia de fuentes/sumideros de aire seco, no se reconoce la existencia de este flujo no difusivo hacia arriba y se suele identificar el flujo neto de un cualquier gas atmosférico únicamente con el flujo turbulento. Estas asunciones implican también que para el cálculo de los flujos turbulentos de los gases traza, se utilice la razón de mezcla del gas considerado. Sin embargo, como veremos más adelante en el informe, este escalar no resulta sensible a procesos de difusión de vapor de agua que causan que, si hay una difusión hacia arriba de vapor de agua, hay también una difusión hacia abajo de aire seco y por lo tanto de CO₂ también. Esto implica que, en este caso, sea más conveniente utilizar otro tipo de escalar para definir el flujo turbulento, como la fracción másica de CO₂.

Rechazando la idea de un transporte no difusivo hacia arriba se cometen errores en la estimación del flujo turbulento y, además, un transporte relevante de natura no difusiva implica que se revisen las bases de la teoría flujo-gradiente; los flujos no difusivos que no dependen de un gradiente no deben ser considerados para poder caracterizar el transporte turbulento en términos de difusividad de los remolinos, un objetivo clave de la teoría de la similitud de Monin-Obukhov (Dyer, 1967).

1.5 Los objetivos del trabajo

El presente trabajo se propone el objetivo de comparar la metodología tradicional WPL que considera el flujo turbulento como el flujo neto con otra metodología, que asumiendo una velocidad vertical diferente de cero cerca de la superficie, reconoce la importancia de expresar el flujo neto como la suma de un flujo turbulento y de un flujo no difusivo. Para demostrar esta hipótesis se ha trabajado con un conjunto importante de datos (medidas

de flujos de CO₂ tomadas cada media hora durante dos años). A través del uso de tablas dinámicas ha sido posible sintetizar toda la información recibida y subrayar cómo, en particulares épocas del año o momentos del día, el flujo no difusivo, que no suele ser contabilizado, representa un porcentaje relevante del flujo neto. Como sitio de medida se ha elegido un humedal cerca de Granada conocido como El Padul que representa un lugar homogéneo y entonces muy adecuado para medidas eddy covariance.

2. METODOLOGÍA

2.1 Algunos presupuestos teóricos

En esta sección se hace hincapié en los conceptos teóricos más relevantes para facilitar la comprensión de la metodología tradicional WPL y de la nueva propuesta que se expone en este estudio. Ambas metodologías se van a presentar en los párrafos siguientes.

2.1.1 La importancia de un promedio exacto y la definición de la perturbación

La turbulencia es una característica intrínseca de la capa límite planetaria (PBL)³ que para ser estudiada tiene que ser cuantificada; la elevada variabilidad de la turbulencia hace que la descripción determinística sea bastante difícil, con lo cual somos obligados a tratarla desde un punto de vista estadístico. Este tipo de estudio solitamente implica la separación de la parte turbulenta de la parte no turbulenta del flujo, seguido por la operación de promediar para proporcionar una descripción estadística (Stull, 1988).

La perturbación solitamente se define restando la media de la observación, con lo cual, la determinación del promedio exacto resulta de fundamental importancia para no perjudicar la variable de perturbación. (A. S. Kowalski, 2012). Tradicionalmente en la micrometeorología se suele restar el simple promedio aritmético del estado básico del flujo, definido como en la ecuación 2:

$$\bar{x} \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (2)$$

Sin embargo, \bar{x} corresponde a la media verdadera solamente si cada x_i representa una muestra de la población de igual tamaño y entonces con el mismo peso, condición que no siempre se cumple en los datos atmosféricos. Resulta válida para variables como la masa y la densidad, así como cualquier otra variable que represente una cantidad extensiva por unidad de volumen, como la presión (energía por unidad de volumen), pero para otros casos, como los de la temperatura, la razón de mezcla y la cantidad de movimiento hace falta definir el promedio considerando también un apropiado factor de peso. Podemos

³ La parte de la troposfera directa o indirectamente influenciada por la presencia de la superficie y que responde a los forzamientos terrestres en una escala de una hora o menos

escribir entonces otra notación que tenga en cuenta lo expreso antes, como se nota en la ecuación 3:

$$\tilde{x} \equiv \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i x_i}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i} \quad (3)$$

Donde \tilde{x} es el verdadero promedio de las x_i observaciones y a_i es el necesario factor de peso.

Con esta definición \tilde{x} para la media de cada variable de estado y de movimiento, podemos definir la componente perturbación como en la ecuación 4:

$$x'' \equiv x - \tilde{x} \quad (4)$$

2.1.2 Dos procesos importantes: la conservación del “momento” y la difusión

Según el principio de conservación del momento, la cantidad de movimiento de un sistema de partículas se define como la suma de la cantidad de movimiento de cada componente y se trata de una cantidad que se conserva en ausencia de una fuerza neta externa. En acuerdo con esto, un sistema de N especies de gas que componen una particular masa de aire, presenta una densidad de flujo vertical de:

$$w\rho = \sum_{i=1}^N w_i \rho_i \quad (5)$$

Donde w es la velocidad vertical, ρ la densidad del aire y w_i y ρ_i las propiedades del componente i . El transporte total $w_i \rho_i$ se puede atribuir tanto a mecanismos difusivos (si $w_i \neq w$) como a no difusivos si $w \neq 0$, o, más en general, a una combinación de estos dos tipos de transporte. (A. S. Kowalski, 2017).

La difusión molecular no tiene efecto en la cantidad de movimiento neto en los fluidos, pero puede redistribuir los componentes del fluido y puede causar la migración de diferentes especies en diferentes direcciones, en acuerdo con los gradientes escalares. La forma de la ley de Fick para la difusión en la dirección vertical es la siguiente:

$$F_{iM} = -\rho K \frac{\partial f_i}{\partial z} \quad (6)$$

Donde F_{iM} es la densidad de flujo vertical de la especie i que se debe a la difusión molecular, que es proporcional al gradiente vertical en la fracción másica de aquella especie (f_i) y z es la altura. También relevante es la densidad del fluido ρ y la difusividad molecular K . (A. S. Kowalski, 2017).

2.1.2.1 flujos de calor y de vapor de agua

Es importante resaltar que en el caso de fenómenos de flujo de calor y de vapor de agua se establece un flujo neto de CO_2 en la dirección opuesta a estos dos procesos y se puede tratar tanto de un fenómeno difusivo como no difusivo. En el caso de difusión de calor de una cámara más caliente a una más fría, en la dirección opuesta (es decir, de la cámara más fría y densa a la menos densa), se establece un flujo neto de masa y parte de este flujo es también un flujo neto de CO_2 que ocurre en ausencia de un gradiente en la fracción másica de CO_2 , y que, por lo tanto, no se considera un proceso de difusión. Si consideramos, en vez, el fenómeno de difusión de vapor de agua se puede apreciar que la presencia de fuentes/sumideros de vapor de agua implica la difusión de otros gases - incluso CO_2 - en la dirección opuesta debido a gradientes en la fracción másica de los gases. En este caso tenemos una verdadera difusión de materia, incluso de CO_2 , debido a gradientes que se establecen a causa de fuentes/sumideros de vapor de agua. Se trata además de una difusión de CO_2 que no está relacionada con fuentes/sumideros de CO_2 (A. S. Kowalski & Serrano-Ortiz, 2007).

Resulta importante tener en cuenta estos procesos a la hora de elegir la manera con la que cuantificar el escalar de interés. Si consideramos un gas como el CO_2 , existen diferentes maneras: la densidad de CO_2 , ρ_c , -masa de CO_2 por unidad de volumen de aire- no se conserva en los procesos de difusión de calor y de vapor de agua. La fracción másica -razón entre el número de moléculas de CO_2 y las moléculas totales- se conserva en los procesos de expansión y compresión y, finalmente, la razón de mezcla, c , -razón entre la masa de CO_2 y la que se denomina aire seco- que se conserva durante expansión/compresión y también a través de todos los procesos hidrológicos (A. S. Kowalski & Serrano-Ortiz, 2007).

2.1.2.2 Flujos en un ecosistema verde

La Figura 1 ilustra las órdenes de magnitud de los flujos que se pueden observar comunemente sobre una superficie homogénea cubierta de vegetación durante el día. Si sumamos las cantidades de movimiento que aparecen en figura, podemos definir la

cantidad de movimiento del aire, que resulta ser igual a $35,98 \text{ mg m}^{-2}\text{s}^{-1}$, valor muy parecido a la tasa evaporativa ($36 \text{ mg m}^{-2}\text{s}^{-1}$); podemos entonces aproximar la cantidad de movimiento del aire a la evaporación y calcular la velocidad vertical del aire, obteniendo así el flujo de Stefan, (ecuación 7).

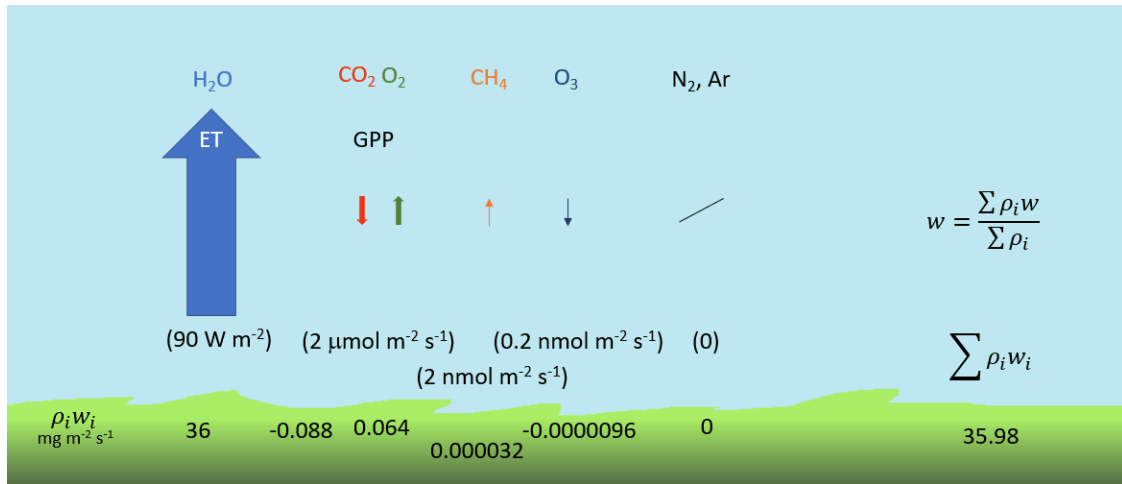


Figura 1. Flujos en un ecosistema verde.

$$w = \frac{\sum \rho_i w_i}{\sum \rho_i} \cong \frac{E}{\rho} \quad (7)$$

Donde E es la tasa evaporativa ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}) y w es la velocidad vertical. Si hay una cantidad de movimiento diferente de 0 en la baja atmósfera, justo al límite con la superficie, significa que la difusión no es el único mecanismo de transporte relevante en los intercambios superficiales, como se suele suponer tradicionalmente en la micrometeorología. Cerca de una superficie evaporativa las moléculas no experimentan un recorrido casual (típico de la difusión), sino tienden a ser transportadas hacia arriba por el flujo. El flujo hacia arriba no excluye la posibilidad de un transporte difusivo en cualquier dirección, pero sí implica un transporte no difusivo relevante para cualquier gas, con una magnitud que no está relacionada con el gradiente escalar del gas. (A. S. Kowalski, 2017).

Además, considerando por simplicidad el Argón, para tener un flujo nulo de Ar (como se muestra en la Figura 1), si hay un transporte no difusivo de Argón hacia arriba, debemos suponer un igual transporte difusivo hacia abajo. El movimiento hacia arriba de los componentes del aire seco supone movimientos difusivos hacia abajo debido a que se crean gradientes en las concentraciones de los gases. Por lo que se refiere al CO₂, existe un flujo difusivo hacia abajo debido a que las plantas están absorbiendo CO₂ para la

fotosíntesis y un flujo no difusivo hacia arriba debido a la evaporación, que, a su vez, por diluir CO₂ cerca de la superficie, determina un flujo difusivo hacia abajo. Esto hace que el flujo difusivo hacia abajo sea aún más grande (A. S. Kowalski, 2017).

2.2 Las dos metodologías propuestas y el sitio experimental

En esta sección se presenta un análisis comparativo de la metodología WPL, tradicionalmente utilizada en la micrometeorología, propuesta por Webb et al. en 1980, y otra metodología más reciente elaborada por (A. S. Kowalski, 2017) (A. Kowalski et al., 2020) así como el sitio donde se han llevado a cabo las medidas.

2.2.1 La metodología tradicional WPL

Aquí se resumen las asunciones seguidas normalmente para definir el flujo neto de un gas traza como el CO₂ con la metodología tradicional WPL.

- Se promedia de manera aritmética, siguiendo los “promedios de Reynolds”:

$$\bar{x} = \sum x/N; \quad (8)$$

- Se rota el sistema de manera que el viento promedio sea en dirección x, lo que implica un transporte vertical no turbulento igual a cero;
- Se definen las fluctuaciones en la velocidad restando la media de la observación:

$$w' = w - \bar{w}; \quad (9)$$

- Como escalar para definir la concentración de CO₂ se utiliza la razón de mezcla ($c = \rho_c/\rho_d$) y las fluctuaciones se definen restando la media de la observación:

$$c' = c - \bar{c}; \quad (10)$$

- Se define el flujo turbulento de la siguiente forma, y correspondiente al flujo neto de CO₂:

$$F_{WPL} = \rho_d \overline{w'c'} \quad (11)$$

2.2.2 La nueva metodología

En esta parte se exponen los fundamentos en los que se basa la nueva metodología y la manera de definir el flujo neto de CO₂ como suma de flujo turbulento y flujo no difusivo.

- Se definen las fluctuaciones turbulentas utilizando la fracción másica, que presenta la densidad del aire en el denominador e incluye, de esta forma, el vapor de agua:

$$f_c = \rho_c / \rho ; \quad (12)$$

- Respetando las leyes de conservación, se realizan los promedios utilizando el factor de peso apropiado (A. S. Kowalski, 2012):

$$\tilde{u} = \frac{\sum \rho_i u_i}{\sum \rho_i}, \tilde{T} = \frac{\sum \rho_i c_{p,i} T_i}{\sum \rho_i c_{p,i}}; \tilde{\rho}_c = \bar{\rho}_c; \tilde{f}_c = \frac{\sum \rho f_c}{\sum \rho} = \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}}; \quad (13)$$

- Las fluctuaciones turbulentas se definen restando estos promedios pesados de la observación:

$$x'' = x - \tilde{x}; \quad (4)$$

- Con el flujo de Stefan se estima la velocidad vertical (A. S. Kowalski, 2017):

$$\tilde{w} = \frac{E}{\rho}; \quad (7)$$

- El flujo neto de CO₂ (F_c) se presenta como la suma del flujo turbulento y del flujo no difusivo, expresados de la siguiente manera, respectivamente:

$$F_{diff} = \overline{\rho w'' f_c''} \quad (14)$$

$$F_{nodiff} = \tilde{w} \bar{\rho}_c \quad (15)$$

$$F_c = F_{diff} + F_{nodiff} \quad (16)$$

Del análisis anterior, aparece claro que, utilizando la razón de mezcla, estamos empleando un escalar que no resulta sensible a la variación del vapor de agua y estamos suponiendo, por lo tanto, que las fuentes de vapor de agua sean irrelevantes a la difusión turbulenta de cualquier componente del aire seco, incluso CO₂. Sin embargo, como hemos visto anteriormente, la evaporación causa una difusión hacia arriba del vapor de agua, y como consecuencia, si algo está difundiendo hacia arriba, habrá otro componente -el aire seco- difundiendo hacia abajo, con lo cual, la razón de mezcla no resulta el escalar adecuado para contabilizar la difusión del CO₂.

2.2.3 El sitio experimental



Figura 2. El punto rojo representa la torre de medidas; saliendo de allí en dirección radial, para cualquiera dirección del viento: la línea sólida representa la distancia desde la torre con la máxima aportación al flujo medido (negra durante el día; gris durante la noche); la línea discontinua envuelve la zona con 50% de la contribución al flujo medido (negra durante el día; gris durante la noche); la línea blanca envuelve la zona con *Phragmites australis* (Serrano-Ortiz et al., 2020).

El sitio en el que se han llevado a cabo las mediciones se encuentra al sur de Granada ($37^{\circ}0'42,26''N$, $3^{\circ}36'20,65''W$) y se conoce como El Padul. Este sitio, de $3,3 \text{ km}^2$, está ubicado en el valle de Lecrín a una elevación de 744 m. El área del humedal ha sido alterada en las décadas pasadas. Una capa freática muy variable durante el ciclo anual (de -90 a 90 cm por encima de la superficie) es el resultado de una fuerte descarga del deshielo en las montañas en primavera, la intervención humana y el clima subhúmedo que incluye un extenso periodo seco en verano. El área seleccionada para las medidas eddy covariance se compone en prevalencia de arena, grava, intercaladas con turba. El humedal está formado esencialmente por una única especie vegetal, *Phragmites australis*, comúnmente

conocida como carrizo. La caña suele ser una hierba alta, hasta 5 m. (Acosta et al., 2019; Serrano-Ortiz et al., 2020).

Se han realizado las medidas de flujo utilizando una torre EC en un parche de carrizo (*Phragmites australis*) con un área homogénea de aproximadamente 0,5 km². Se ha estimado el flujo de CO₂ utilizando instrumentos a respuesta rápida (10 Hz) instalados en el tope de la torre a 6 m de la superficie. Dos analizadores de haz abierto midiendo la densidad de CO₂ y de H₂O (LI-7500; LI-COR Inc., Lincoln, NE, USA). Estos instrumentos se han calibrado periódicamente (al menos dos veces al año, al principio y al final del periodo vegetativo) utilizando un estándar de N₂ como cero y un gas estándar variable (pero conocido) con un máximo de ~500 μmol (CO₂) mol⁻¹ y ~10 μmol (CH₄) mol⁻¹. Las componentes del viento y la temperatura sónica se han medido con un anemómetro sónico (CSAT-3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). Las condiciones de los instrumentos y el set up de la torre se han controlado a base mensual. (Serrano-Ortiz et al., 2020).

Las medias, varianzas y covarianzas registradas cada media hora por los instrumentos han sido procesadas utilizando el software *EddyPro 6.2.0* para obtener los flujos cada media hora. Los flujos han sido calculados tanto con la metodología tradicional que con la nueva propuesta.

2.3 La metodología de este trabajo

El trabajo que ha permitido la realización de estudio ha consistido en una investigación bibliográfica para la comprensión de los mecanismos de intercambio de gases traza entre superficie y atmósfera y de la técnica eddy covariance que representa el principal instrumento para la medición de estos flujos. Como ya comentado anteriormente, los datos proporcionados por los instrumentos necesitan correcciones; en este trabajo se ha enfocado la atención en la comprensión de las técnicas tradicionalmente aplicadas para corregir los datos (las de Webb et al.) y de otra propuesta alternativa que no reconoce totalmente las premisas a la base de las correcciones tradicionales. Para realizar un análisis comparativo de las dos metodologías se han utilizado datos ya registrados, procedentes del humedal al sur de Granada y relativos a dos años de medidas, el 2015 y el 2016. Se trata de datos ya “procesados” como explicado en la sección 2.2 a partir de los cuales ya se había calculado el flujo neto de CO₂ con ambas metodologías para

compararlas y luego el flujo difusivo y no difusivo de CO₂ propuesto por la otra metodología. En este trabajo, para poder examinar un conjunto importante de datos tomados cada media hora se han utilizado tablas dinámicas que permiten apreciar tendencias estacionales, mensuales y diurnas. De esta manera ha sido posible evaluar los flujos neto, difusivo y no difusivo de CO₂ a lo largo del año y en diferentes momentos del día para apreciar sus evoluciones y ver cuándo la componente no difusiva resulta ser más relevante en la determinación del flujo neto y hay, entonces, más discrepancia entre las dos metodologías. Concretamente, se han calculado los promedios mensuales de los tres flujos y el porcentaje del flujo no difusivo con respecto al flujo neto de la siguiente forma:

$$\text{fracción no difusiva (\%)} = \frac{F_{nodiff}}{|F_c|} * 100 \quad (17)$$

Además, se ha realizado un análisis horario de los tres flujos, siempre utilizando tablas dinámicas, para apreciar a lo largo del año los valores que pueden tomar en función de la hora considerada. En fin, se han analizado también los momentos más significativos para el ecosistema realizando algunas gráficas.

3. RESULTADOS

En esta sección se presentan los resultados relativos a los dos años de medidas en el área de El Padul. A partir de los valores proporcionados por los instrumentos cada media hora, se ha evaluado el flujo neto de CO₂ tanto con la metodología tradicional WPL que con la otra metodología que se propone en este estudio. Asimismo, se presentan los resultados del flujo neto de CO₂ descompuesto en su componente difusiva y no difusiva, proponiendo un estudio estacional y diario.

Primero se presenta una comparación de las dos metodologías en la estimación del flujo neto de CO₂ en el ecosistema.

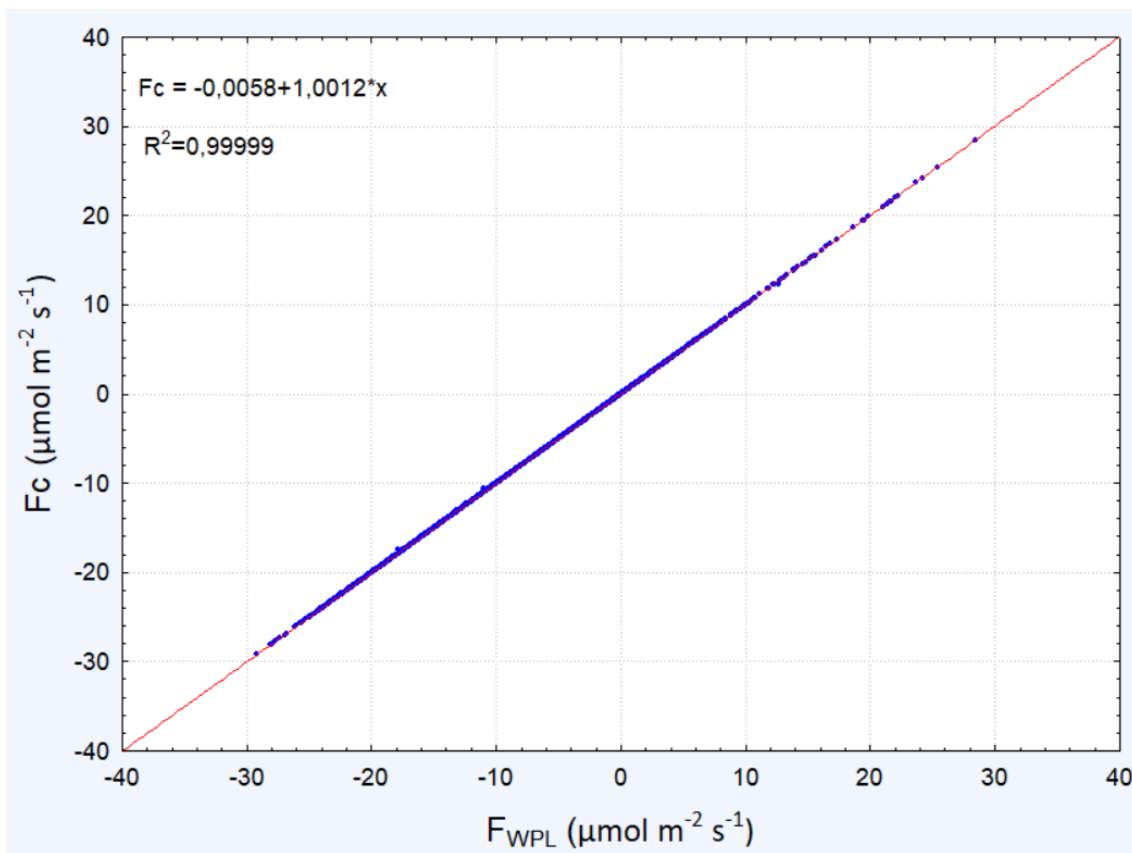


Figura 3. Correlación entre el flujo neto de CO₂ calculado con la metodología tradicional WPL y con la otra propuesta para los datos del año 2015.

La figura hace referencia a la correlación entre el flujo neto de CO₂ calculado con la metodología tradicional WPL y el flujo neto de CO₂ calculado con la otra metodología que se propone en este estudio para el año 2015. Como se puede apreciar de la gráfica, se obtiene una recta de regresión cuya pendiente es $m = 1,001247 \pm 0,000022$ y ordenada al origen $q = -0,005808 \pm 0,000165 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y un valor de R^2 prácticamente igual a 1 que indica, por lo tanto, una correlación perfecta entre las dos series de datos. La misma

correlación perfecta se obtiene también para el año 2016, aunque no se presenta en este informe, lo cual subraya que ambas metodologías estiman de manera correcta el flujo neto de CO₂ en el ecosistema. Sin embargo, si hacemos referencia a la metodología que se propone en este estudio, y descomponemos el flujo neto de CO₂ en su componente difusiva y no difusiva, notamos algo relevante.

A continuación, se presentan los resultados relativos a un análisis de los flujos de CO₂ mensual, diario y de las épocas del año más relevantes para el ecosistema.

3.1 Análisis mensual

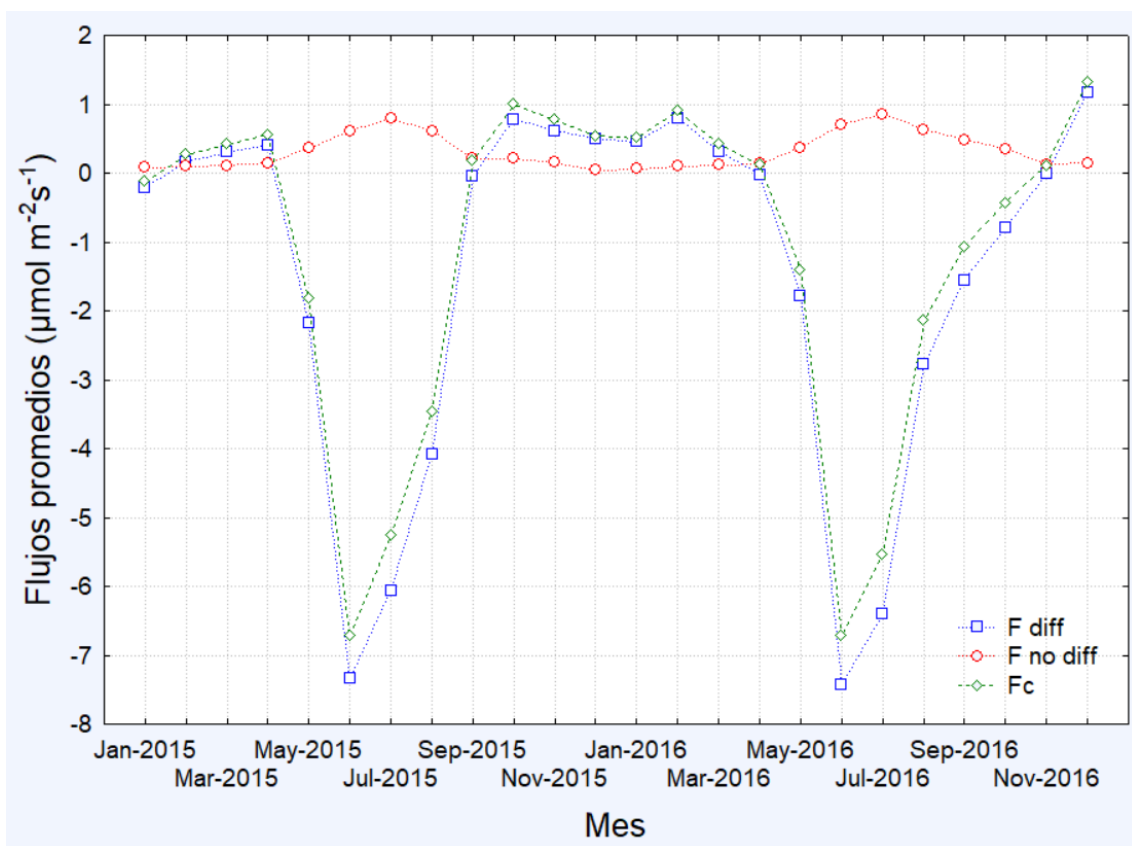


Figura 4. Promedios mensuales de los flujos de CO₂; F diff= flujo difusivo, F no diff= flujo no difusivo y Fc= flujo neto (Fc=F_{WPL}) durante los dos años de medidas.

Promediando los valores medidos por los instrumentos cada media hora para cada mes de los años 2015-2016 se obtiene el resultado mostrado en la Figura 4. Se enseña el resultado del flujo neto de CO₂ y de su componente difusiva y no difusiva; como se puede apreciar, el flujo no difusivo es dirigido hacia arriba y por eso toma valores positivos, mientras que el flujo difusivo puede tomar tanto valores positivos como negativos en función de la época del año; lo mismo se puede decir para el flujo neto que resulta de la suma de los

otros dos flujos. Los meses de primavera y verano son los que presentan magnitudes de flujos mayores, mientras que los meses de otoño e invierno se caracterizan por una menor actividad del ecosistema. En todo caso, se observa que el flujo neto de CO₂ prácticamente nunca coincide con el flujo difusivo. A continuación, para una mejor interpretación de los flujos, se presenta una tabla con los valores promedios de los flujos para cada mes del año 2015 y el porcentaje de la componente no difusiva respecto al flujo neto.

Mes	F diff ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)	F no diff ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)	F_c ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)	Fracción no difusiva (%)
enero	-0,206	0,082	-0,124	65,69
febrero	0,169	0,098	0,267	36,67
marzo	0,304	0,111	0,415	26,71
abril	0,412	0,151	0,563	26,79
mayo	-2,176	0,365	-1,811	20,17
junio	-7,342	0,619	-6,723	9,21
julio	-6,054	0,789	-5,265	14,99
agosto	-4,076	0,610	-3,465	17,62
septiembre	-0,037	0,216	0,179	120,60
octubre	0,783	0,214	0,997	21,43
noviembre	0,619	0,157	0,776	20,25
diciembre	0,498	0,043	0,541	8,02

Tabla 1. Valores promedios de los flujos difusivo, no difusivo y neto y porcentaje del flujo no difusivo con respecto al flujo neto para el año 2015.

La fracción no difusiva de la última columna representa el porcentaje del flujo no difusivo con respecto al flujo neto y ha sido calculado utilizando la ecuación 17 que se expone en la sección 2.3. De la tabla anterior se desprende que el flujo no difusivo nunca toma valores inferiores a un 10% del flujo total. Entre mayo y agosto, es cuando el flujo no difusivo tiene una magnitud más elevada, sin embargo, el flujo difusivo y el flujo neto resultante también son más significativos, lo que hace que la fracción no difusiva respecto al flujo total sea relativamente baja. Como se puede observar de la Tabla 1 el flujo difusivo toma valores negativos en verano, cuando el ecosistema es capaz de realizar la fotosíntesis, y valores positivos en la restante parte del año cuando la actividad del ecosistema se caracteriza sobre todo por la respiración, con unos periodos de transición entre abril-mayo y agosto-septiembre donde el flujo pasa por cero. Si, por ejemplo,

fijamos la atención en el mes de septiembre, cuando las hojas del cañaveral ya están en gran parte secas, el flujo difusivo tiene una magnitud muy próxima a lo cero y con ello el flujo neto resultante, lo que hace que el porcentaje resultante del cociente de la ecuación 17 tienda a infinito. Un porcentaje de un 120%, en este caso quiere subrayar un flujo difusivo muy pequeño y un flujo neto caracterizado prácticamente solo por la componente no difusiva.

3.2 Análisis diario

En esta sección se presenta un análisis diario de los flujos de CO₂; se pintan los promedios mensuales de los flujos difusivo, no difusivo y neto a diferentes horas para apreciar cómo varían a lo largo del día y del año.

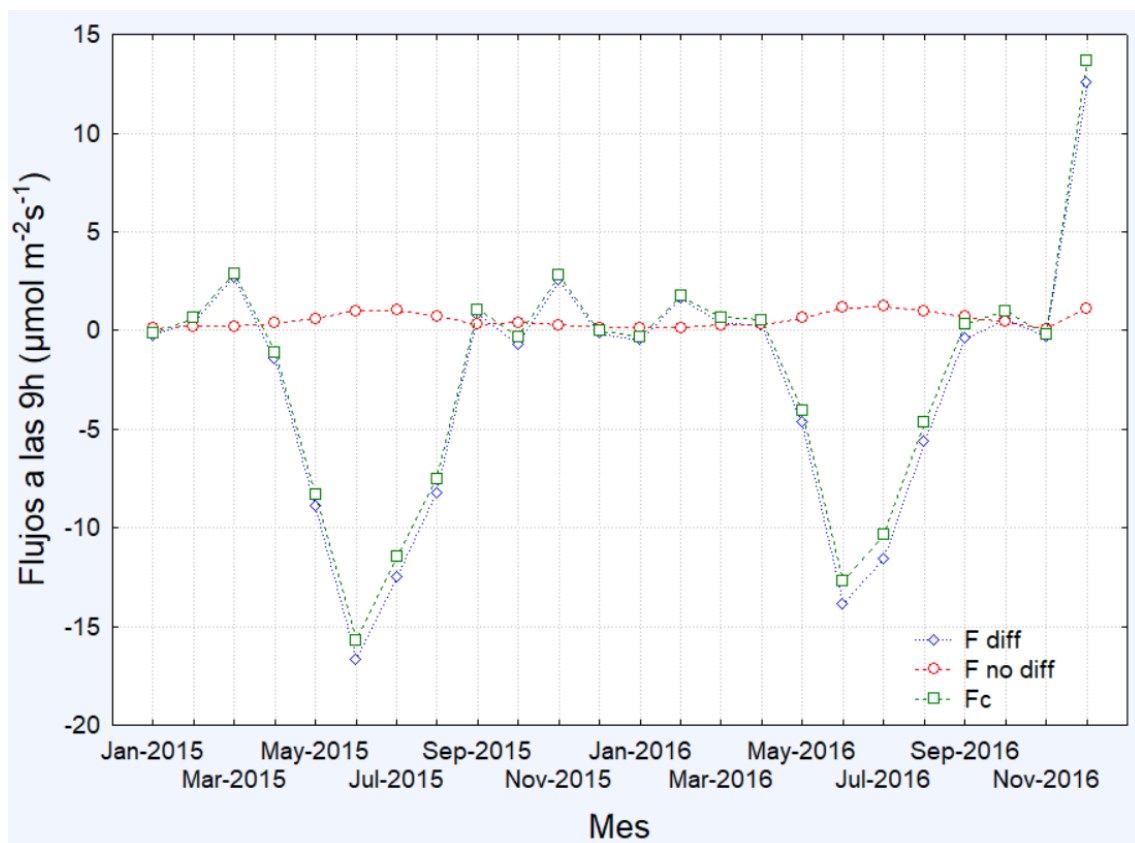


Figura 5. Promedios mensuales de los flujos de CO₂; F diff= flujo difusivo, F no diff= flujo no difusivo y Fc= flujo neto (Fc=F_{WPL}) a las 9 horas para los años 2015-2016.

En la Figura 5 se pintan los promedios de los flujos difusivo, no difusivo y neto a las 9 de la mañana durante los dos años de medidas. Se observan flujos próximos a lo cero en los meses fríos, luego tanto el flujo difusivo como el no difusivo (y el neto resultante) presentan valores absolutos mayores: el pico se alcanza en junio y luego vuelven a

decrementar. El flujo no difusivo a las 9 de la mañana en los meses de verano tiene una magnitud bastante elevada, aunque con respecto al flujo difusivo es bastante pequeña, lo que determina una diferencia pequeña entre flujo turbulento y flujo total. En otros momentos del día, como se puede observar en las siguientes gráficas, estas diferencias se hacen más evidentes.

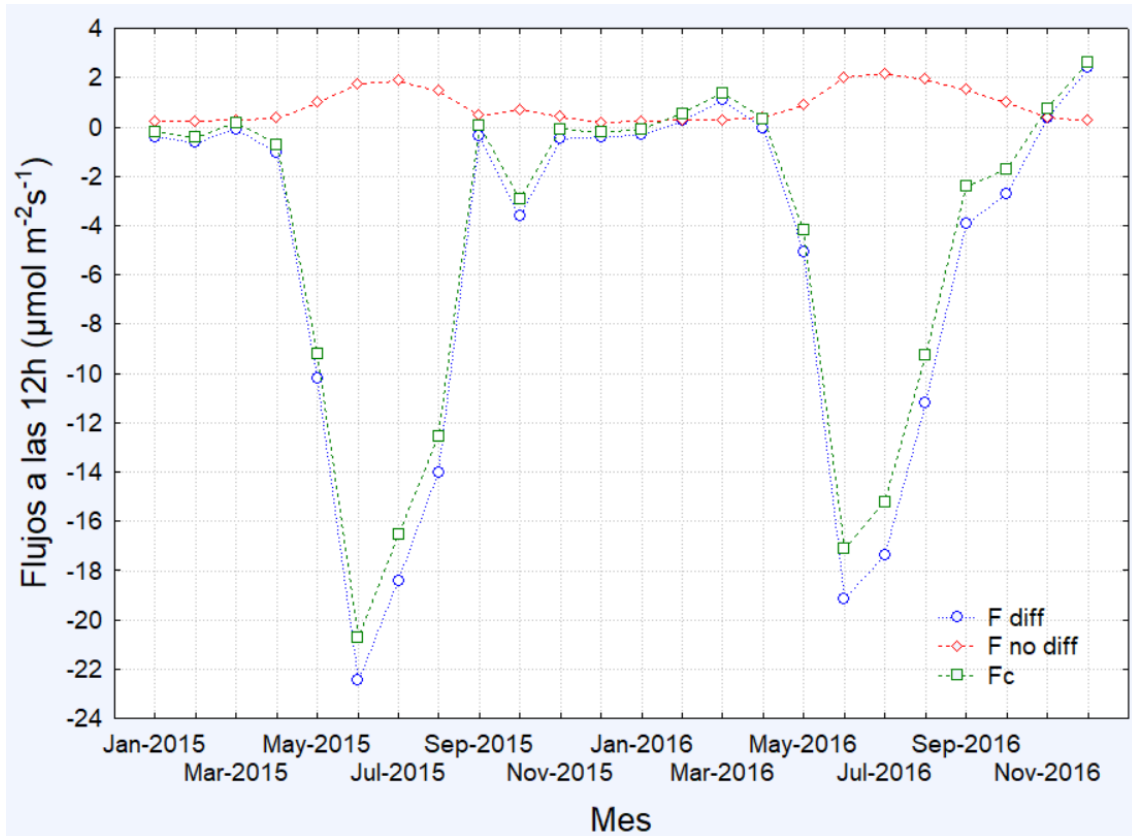


Figura 6. Promedios mensuales de los flujos de CO₂; F diff= flujo difusivo, F no diff= flujo no difusivo y Fc= flujo neto (Fc=F_{WPL}) al mediodía para los años 2015-2016.

En la Figura 6 se representan los flujos difusivo, no difusivo y neto al mediodía promediando los valores de cada mes. Podemos observar cómo hasta mayo los flujos al mediodía sean muy pequeños y próximos a cero, mientras que entre mayo y agosto tomen valores más significativos, con un pico en junio. Se observa que para el año 2015 este pico en junio para el flujo difusivo es de $-22,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, mientras que para el año siguiente es ligeramente inferior, $-19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. El flujo no difusivo al mediodía también resulta más abundante en los meses de primavera y verano y se aproxima a cero en la restante parte del año. En verano, con respecto a las primeras horas de la mañana, el flujo no difusivo y el difusivo tienen magnitudes más elevadas y se nota bastante

discrepancia entre flujo neto y flujo turbulento. En la restante parte del año la diferencia es menos acentuada.

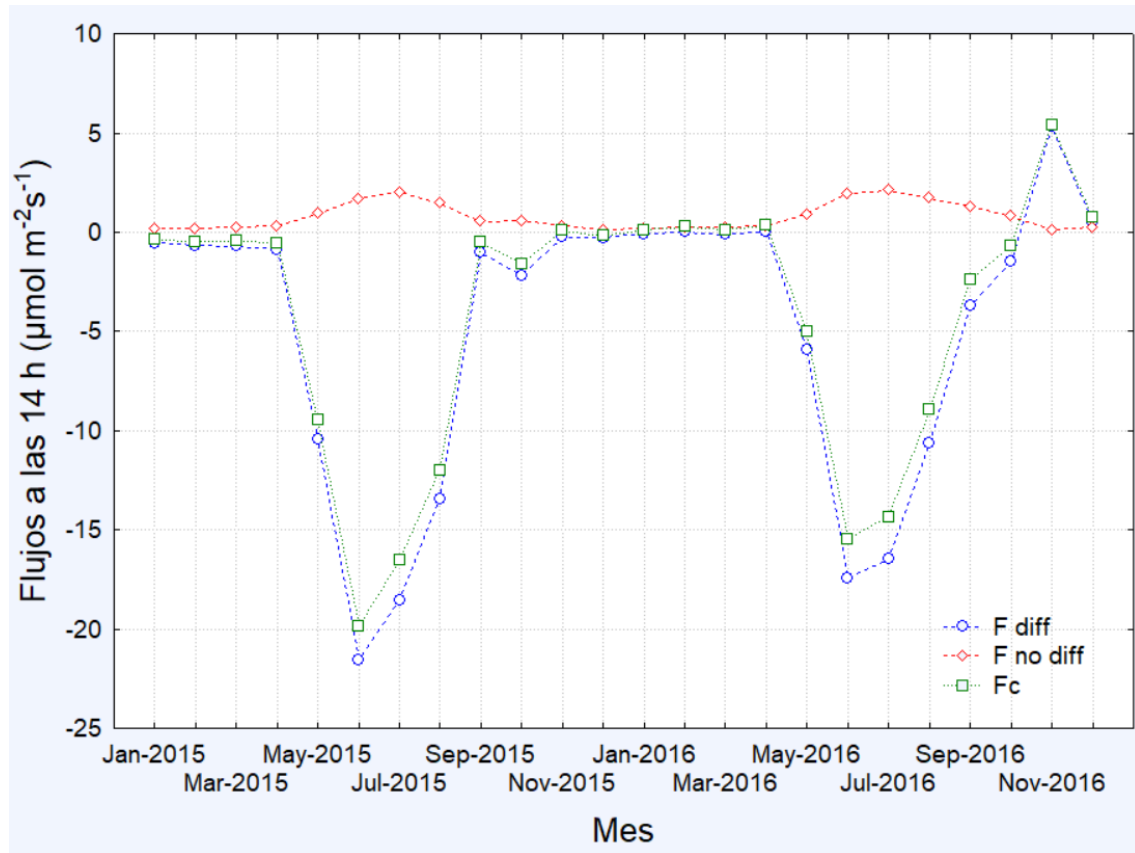


Figura 7. Promedios mensuales de los flujos de CO₂; F diff= flujo difusivo, F no diff= flujo no difusivo y Fc= flujo neto (Fc=F_{WPL}) a las 14 horas para los años 2015-2016.

Se puede apreciar que los flujos a las 2 de la tarde siguen siendo elevados. Por lo que se refiere al flujo difusivo, resulta ligeramente inferior con respecto al mediodía. Si tomamos como referencia el mes de junio 2015, el valor promedio es de $-21,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, es decir ha decrementado de una unidad. Esto se debe al hecho de que el mediodía es el momento en el que recibimos más energía del Sol y el momento en el que las plantas pueden aprovechar máximamente para los procesos de fotosíntesis; conjuntamente, a las 2 de la tarde, suele hacer más calor que a al mediodía, con lo cual el proceso de respiración que depende de la temperatura es más abundante. Sin embargo, si hacemos referencia al flujo no difusivo, dependiente de la tasa evaporativa, esto resulta ser más elevado a las dos de la tarde que al mediodía debido a que hace más calor.

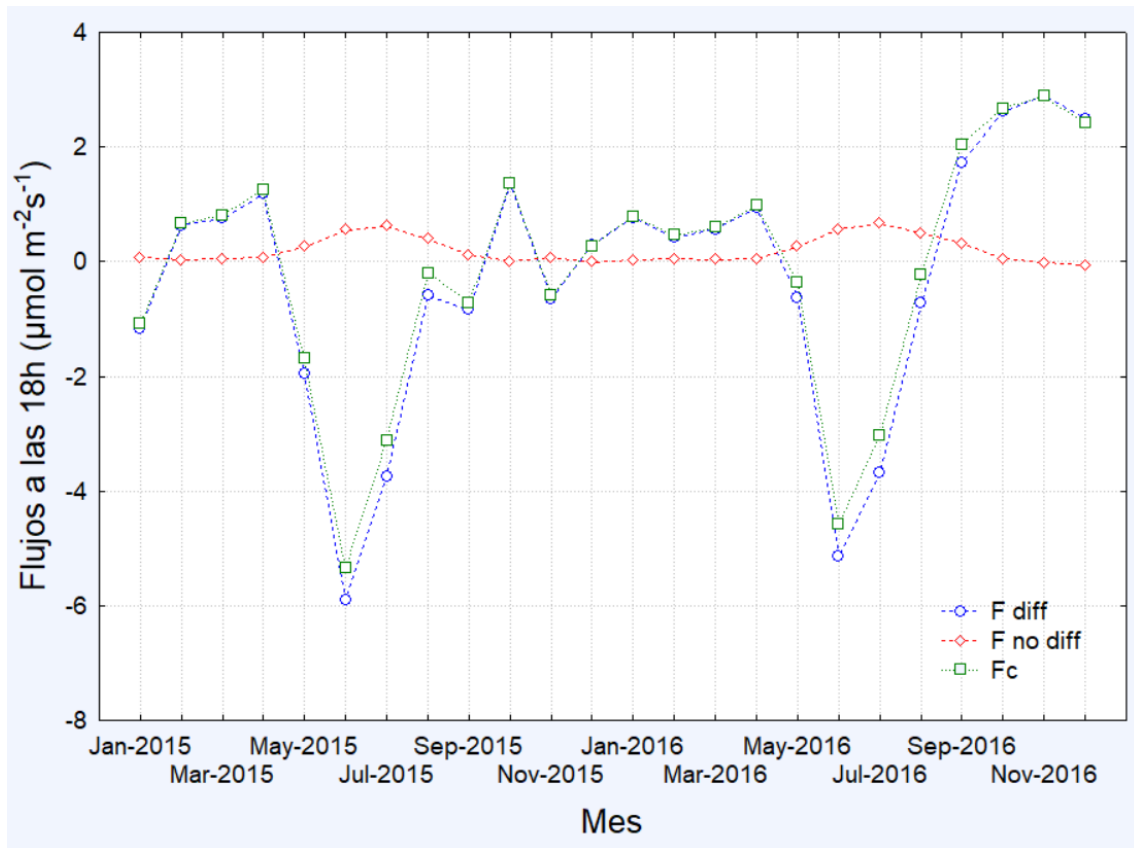


Figura 8. Promedios mensuales de los flujos de CO₂; F diff= flujo difusivo, F no diff= flujo no difusivo y Fc= flujo neto (Fc=F_{WPL}) a las 18 horas para los años 2015-2016.

En este caso se observan los flujos promedios a las 6 de la tarde. En los meses de invierno, cuando ya está atardecido, se aprecia que el flujo difusivo es positivo y hacia arriba, debido a que el proceso de respiración empieza a dominar sobre lo de fotosíntesis. En los meses de verano, el flujo difusivo es hacia abajo debido a que todavía hay luz para aprovechar, aunque tienen magnitudes mucho menores con respecto a las horas anteriores de la tarde. El flujo no difusivo también empieza a decrementar.

3.3 Los momentos del año más relevantes en el ecosistema

De los resultados anteriores se aprecia que los momentos más significativos para examinar los flujos de CO₂ en el ecosistema son el principio del verano, el final del verano y la primavera. En este apartado, por lo tanto, se han escogido tres días concretos relativos a estos periodos del año para enseñar el comportamiento de los flujos difusivo, no difusivo y neto a lo largo del día.

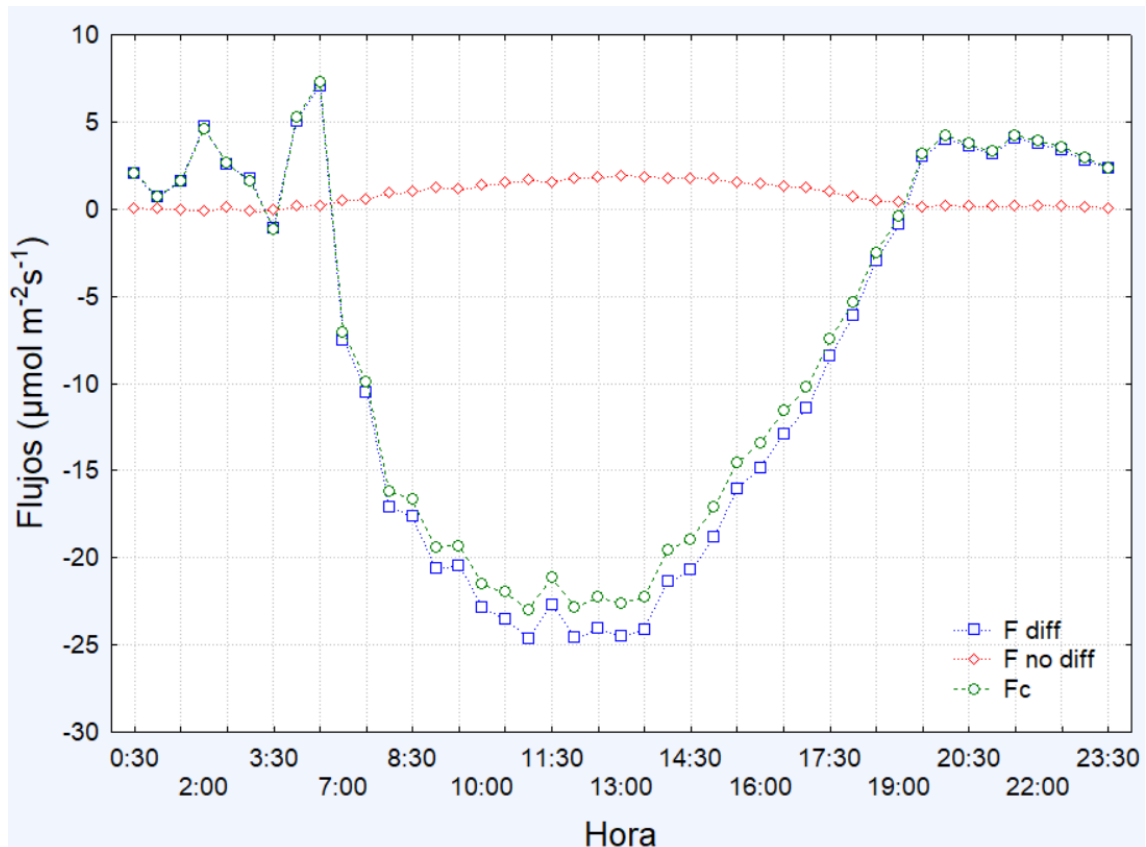


Figura 9. Flujos de CO₂; F diff= flujo difusivo, F no diff= flujo no difusivo y Fc= flujo neto (Fc=F_{WPL}) a lo largo del día a principios de verano (23 de junio 2015).

En la figura de arriba se presentan los flujos difusivo, no difusivo y neto durante un día a principios de verano, en concreto el 23 de junio. Se observa que, por la noche, cuando el flujo no difusivo debido a la evaporación es cero, el flujo neto corresponde con el flujo turbulento; a partir de las 6 horas, con el amanecer, el flujo no difusivo va cada vez creciendo, hasta alcanzar su máximo valor alrededor del mediodía. De la misma forma, el descarte entre flujo neto y flujo difusivo se empieza a apreciar a partir de las 6, para hacerse más evidente conforme vaya desarrollándose el día. Alrededor de las 19-20 horas, con el atardecer, el flujo no difusivo vuelve a cero, y con este el flujo neto y difusivo vuelven a coincidir.

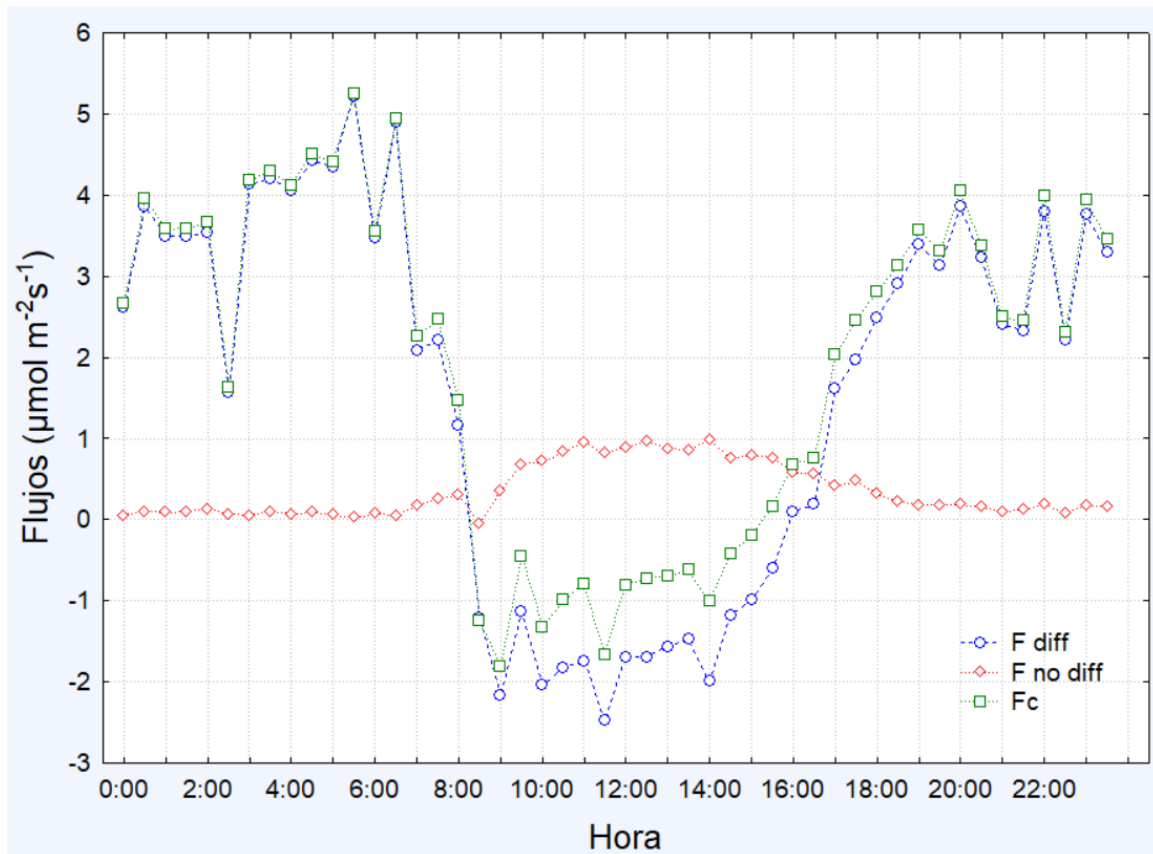


Figura 10. Flujos de CO₂; F diff= flujo difusivo, F no diff= flujo no difusivo y Fc= flujo neto (Fc=F_{WPL}) a lo largo del día a finales de verano (15 de septiembre 2016).

En este caso se presentan los flujos de CO₂ en el ecosistema a lo largo de un día a finales de verano, concretamente, el 15 de septiembre. Como para la figura anterior, durante la noche el flujo no difusivo presenta valores nulos y los flujos neto y difusivo coinciden; a lo largo del día y, en particular, en las horas centrales, observamos que el flujo no difusivo toma valores alrededor de 1 μmol m⁻²s⁻², parecidos a la situación a principios de verano; sin embargo, si nos fijamos en el flujo difusivo, éste presenta una magnitud de -2 μmol m⁻²s⁻² al mediodía; se trata de un valor muy parecido al flujo no difusivo y mucho menor con respecto a principios de verano. Esto hace que, al mediodía, flujo neto y difusivo sean muy diferentes: el flujo neto es prácticamente la mitad del flujo difusivo.

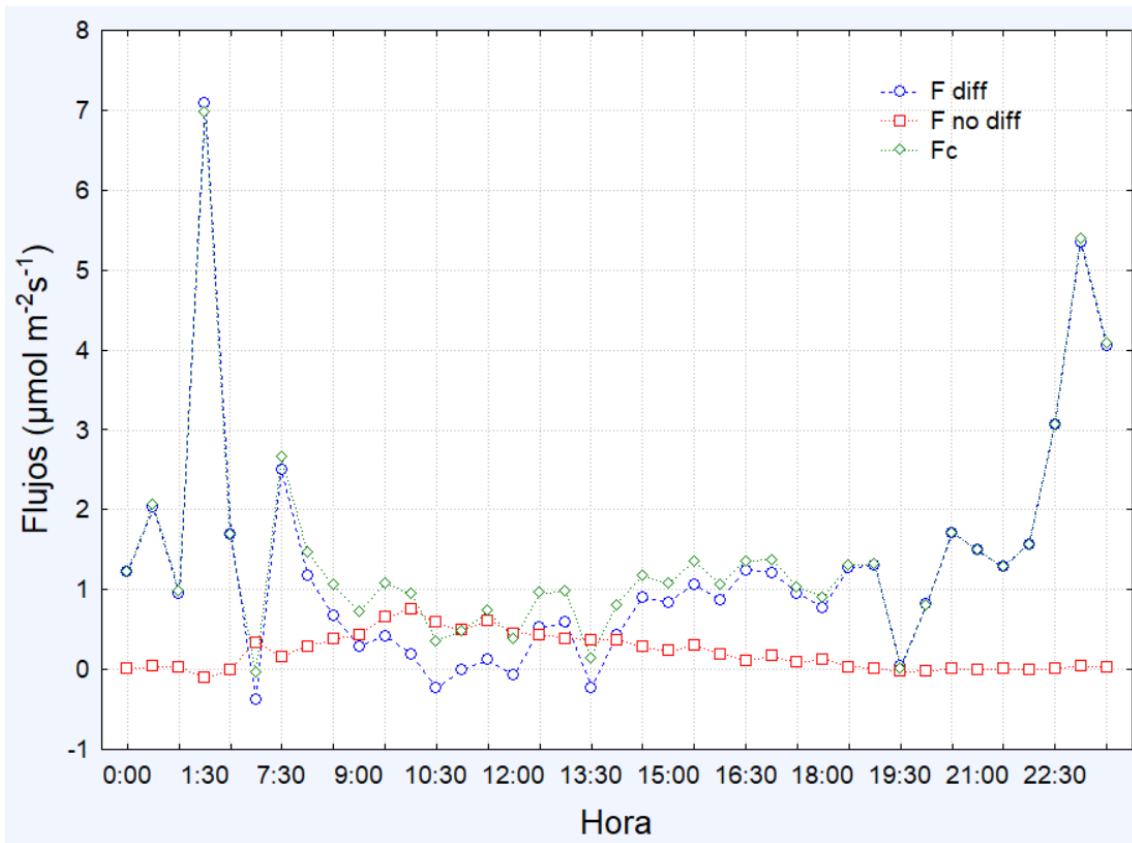


Figura 11. Flujos de CO₂; F diff= flujo difusivo, F no diff= flujo no difusivo y Fc= flujo neto (Fc=F_{WPL}) a lo largo del día a mitad de primavera (22 de abril 2016).

En la Figura 11 se pinta la situación a lo largo de un día de mitad de primavera, el 22 de abril. Como en los casos anteriores, el flujo no difusivo empieza a tener valores no nulos a partir del amanecer hasta el atardecer. En este caso, el flujo difusivo al mediodía se encuentra alrededor de cero, lo que hace que el flujo neto coincida con el flujo no difusivo.

4. DISCUSIÓN

Cómo se desprende de los resultados presentados anteriormente, ambas metodologías coinciden en la estimación del flujo neto de CO₂ y proporcionan un valor correcto del mismo. La discordancia entre las dos metodologías reside en que Webb et al. reconocen, como único mecanismo de transporte, la difusión (molecular o turbulenta en función de la distancia de la superficie) y hacen, por lo tanto, coincidir el flujo neto de CO₂ con el flujo difusivo. Sin embargo, la existencia del flujo de Stefan debido a la evaporación y de una consiguiente velocidad vertical diversa de cero cerca de la superficie subraya que la difusión no puede ser el único mecanismo de transporte existente y que hace falta reconsiderar la definición del flujo neto como suma de una componente difusiva y de una no difusiva.

Estas dos componentes del flujo neto resultan variables a lo largo del tiempo: la componente difusiva, de hecho, depende de los procesos de fotosíntesis/respiración de las plantas y se ve, entonces, influenciada por varios aspectos conectados con la energía que se recibe del Sol y con la disponibilidad de agua; la componente no difusiva depende de la evaporación y ésta también varía en función de las condiciones externas como la disponibilidad de agua, la temperatura, la ventilación etc. Resulta entonces que, en función del periodo del año o del momento del día, la estimación del flujo neto puede acercarse más o menos al flujo difusivo y consiguientemente la discrepancia entre las dos metodologías puede ser mayor o menor.

Si consideramos los promedios mensuales del flujo difusivo nos damos cuenta de que éste suele tomar valores negativos en los meses de verano (junio, julio, agosto y septiembre), y valores positivos en la restante parte del año indicando, de tal forma, una absorción de CO₂ por parte del ecosistema en los meses más cálidos y una emisión de O₂ en los meses más fríos del año. Además, los valores más elevados del flujo difusivo se dan en junio, julio y agosto, para decrementar luego en septiembre. Por lo que se refiere al flujo no difusivo, positivo, ya que dirigido hacia arriba por la evaporación, las magnitudes más abundantes también se dan en junio julio y agosto y en menor medida septiembre que es cuando se recibe más energía del Sol. Sin embargo, se trata de porcentajes pequeños con respecto al flujo difusivo lo que hace que entre junio y agosto la diferencia entre flujo neto y difusivo y entre las dos metodologías no sea tan grande. Si fijamos la atención en el mes de septiembre, cuando el flujo difusivo es muy pequeño y

el no difusivo sigue siendo bastante elevado, es cuando la metodología tradicional más se aleja de la verdadera estimación del flujo turbulento.

Si analizamos el flujo difusivo a las diferentes horas del día a lo largo del año, notamos que la evolución es muy parecida a una parábola: crece durante las primeras horas de la mañana, para alcanzar el valor máximo al mediodía y luego decrecer por la tarde. Lo mismo ocurre a lo largo del año: el flujo difusivo es muy cercano a cero en los meses de invierno, empieza a crecer en mayo para alcanzar su valor máximo en junio y luego decrecer en otoño. Lo mismo se puede decir para el flujo no difusivo: a lo largo del día el valor más elevado se alcanza en junio, aunque a las dos de la tarde, que es cuando hace más calor y la tasa evaporativa es más abundante, para luego empezar a decrecer. Como el flujo difusivo, a nivel anual, el flujo no difusivo presenta valores próximos a lo cero hasta mayo, para luego crecer y decrecer en otoño cuando ya las condiciones externas para la evaporación son menos adecuadas. Resulta difícil hacer un análisis de los flujos durante la noche porque la técnica eddy covariance funciona bien si hay turbulencia para medir. Por la noche muchas veces se alternan momentos de calma y ráfagas de viento, lo que hace que sea difícil obtener una buena estimación del flujo turbulento por la noche. Se ha intentado aplicar filtros para mejorar los datos nocturnos, pero no son capaces de rechazar todos los datos de calidad dudosa. La técnica eddy covariance de hecho funciona muy bien durante el día, mientras que por la noche todavía no somos capaces de rastrear adecuadamente los flujos.

Finalmente, para una comprensión visiva también, se presentan tres imágenes que reflejan los momentos más significativos para el ecosistema: principios de verano, finales de verano y mitad de primavera.



Figura 12: ecosistema a principios de verano

Como se puede observar en la Figura 12, el ecosistema a principios de verano se presenta verde. Se trata de un momento óptimo para las plantas para el proceso de fotosíntesis: es cuando se recibe más insolación y la disponibilidad de agua sigue siendo bastante elevada. De hecho, es cuando tanto el flujo difusivo que el no difusivo toman valores más elevados. Sin embargo, siendo tan elevado el flujo difusivo con respecto al no difusivo, resulta que el flujo neto no se aleja mucho del flujo difusivo.



Figura 13: ecosistema a finales de verano

En la situación de la Figura 13, típica de finales de verano, el ecosistema ya no es verde como antes, debido al calor recibido, y se está poco a poco secando. En este momento del año, por lo tanto, el proceso de fotosíntesis resulta mucho más atenuado con respecto a principios de verano, y con ello el flujo difusivo también.



Figura 14: ecosistema a mitad de primavera

En este caso se presenta una imagen del ecosistema a mitad de primavera, cuando la vegetación se encuentra seca y apenas unas hojas verdes están naciendo y pueden hacer fotosíntesis. En este periodo del año el flujo difusivo resulta entonces muy bajo y es cuando el flujo neto, al mediodía, coincide con el flujo no difusivo. En esta época del año y, concretamente, en las horas centrales del día, es cuando las dos metodologías presentadas están más en desacuerdo.

5. CONCLUSIONES

Como se desprende de los resultados anteriormente presentados, la metodología WPL estima correctamente el flujo neto de un gas traza como el CO₂, sin embargo, no considerando el flujo no difusivo, en determinados momentos del día y del año, subestima el flujo turbulento.

El flujo no difusivo, de hecho, representa un porcentaje considerable del flujo total: analizando los valores promedios mensuales de los flujos de CO₂, se observa que el flujo no difusivo nunca toma valores inferiores a un 10% del flujo neto. En particulares épocas del año, como septiembre o abril, el peso del flujo no difusivo en el flujo neto se hace más relevante, llegando a representar respectivamente la mitad o la casi totalidad del flujo total al mediodía. Estos son los momentos en los que la metodología WPL más se aleja de la correcta estimación del flujo turbulento.

A lo largo del día las mayores discrepancias entre las dos metodologías se dan en las horas centrales.

Podría ser de interés, para investigaciones futuras, estudiar también cuánto la metodología tradicional WPL se aleja de la correcta estimación de otros gases traza como el metano, el ozono.

6. AGRADECIMIENTOS

El agradecimiento mayor lo debo a mi tutor, Andy. Trabajar con él ha sido una experiencia muy formativa gracias a su apoyo, paciencia, dedicación y amabilidad en la explicación de los conceptos claves y en la resolución de las dudas que mano a mano se iban presentando en la realización del trabajo. Quiero subrayar también su grande disponibilidad y rapidez con la que me ha seguido durante todo el trabajo a distancia. Pero, quizás, el agradecimiento mayor se lo debo por aconsejarme este máster, hace ya tres años, cuando cursé la asignatura de Meteorología y Climatología durante mi Erasmus en la Universidad de Granada. Gracias a esta sugerencia he tenido la oportunidad de emprender una carrera profesional mucho más en acuerdo con mis objetivos y gustos y me considero muy afortunada por lo que he podido aprender y el crecimiento que esta experiencia ha supuesto.

Agradezco también mi familia que ha hecho posible esta experiencia de estudio al extranjero y el soporte que, como siempre, me ha dado.

7. REFERENCIAS

- Acosta, M., Dušek, J., Chamizo, S., Serrano-Ortiz, P., & Pavelka, M. (2019). Autumnal fluxes of CH₄ and CO₂ from Mediterranean reed wetland based on eddy covariance and chamber methods. *Catena*, 183(August).
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104191>
- Anderson, T. R., Hawkins, E., & Jones, P. D. (2016). CO₂, the greenhouse effect and global warming: from the pioneering work of Arrhenius and Callendar to today's Earth System Models. *Endeavour*, 40(3), 178–187.
<https://doi.org/10.1016/j.endeavour.2016.07.002>
- Baldocchi, D. D. (2020). How eddy covariance flux measurements have contributed to our understanding of Global Change Biology. *Global Change Biology*, 26(1), 242–260. <https://doi.org/10.1111/gcb.14807>
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, W., Oechel, W., ... Wofsy, S. (2001). FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11), 2415–2434.
[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2)
- Brook, R.R. (1978). The Influence of Water Vapour Fluctuations on Turbulent Fluxes, *Boundary-Layer Meteorol* 15, 481–487.
- Dyer, A. J. (1967). The turbulent transport of heat and water vapour in an unstable atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 93(398), 501–508. <https://doi.org/10.1002/qj.49709339809>
- Fuehrer, P. L., & Friehe, C. A. (2002). Flux corrections revisited. *Boundary-Layer Meteorology*, 102(3), 415–458. <https://doi.org/10.1023/A:1013826900579>
- Hadden, D., & Grelle, A. (2016). Changing temperature response of respiration turns boreal forest from carbon sink into carbon source. *Agricultural and Forest Meteorology*, 223, 30–38. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.03.020>
- Index, V., Models, G. V., & Distribution, S. (2012). Vegetation Production in Terrestrial Ecosystems. In *Advanced Remote Sensing*.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385954-9.00016-2>
- IPCC (2018). Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)].

- Jone, E. P. and Smith, S. D. (1977). A First Measurement of Sea-Air CO₂ Flux by Eddy Correlation. *J. Geophys. Res.* 82, 5990–5992.
- Kowalski, A., Fratini, G., Miranda, G., & Serrano-ortiz, P. (2020). *Disentangling turbulent and non-diffusive fluxes in the boundary layer.*
- Kowalski, A. S. (2012). Exact averaging of atmospheric state and flow variables. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(5), 1750–1757. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0299.1>
- Kowalski, A. S. (2017). The boundary condition for vertical velocity and its interdependence with surface gas exchange. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(13), 8177–8187. <https://doi.org/10.5194/acp-17-8177-2017>
- Kowalski, A. S., & Serrano-Ortiz, P. (2007). On the relationship between the eddy covariance, the turbulent flux, and surface exchange for a trace gas such as CO₂. *Boundary-Layer Meteorology*, 124(2), 129–141. <https://doi.org/10.1007/s10546-007-9171-z>
- Kramm, G., Dlugi, R. and Lenschow, D. H. (1995). A Re-Evaluation of the Webb Correction Using Density-Weighted Averages, *J. Hydrol.* 166, 283–292.
- Lee, X., & Massman, W. J. (2011). A Perspective on Thirty Years of the Webb, Pearman and Leuning Density Corrections. *Boundary-Layer Meteorology*, 139(1), 37–59. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9575-z>
- Leuning, R. (2007). The correct form of the Webb, Pearman and Leuning equation for eddy fluxes of trace gases in steady and non-steady state, horizontally homogeneous flows. *Boundary-Layer Meteorology*, 123(2), 263–267. <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9138-5>
- Liu, H. (2005). An alternative approach for CO₂ flux correction caused by heat and water vapour transfer, *Boundary-Layer Meteorol* 115:151–168
- Reinking, R.F. (1980). The Respective Effects of Water Vapour and Temperature on the Turbulent Fluxes of Sensible and Latent Heat, *Boundary-Layer Meteorol.* 19, 373–385.
- Seneviratne, S. I., Rogelj, J., Séférian, R., Wartenburger, R., Allen, M. R., Cain, M., Millar, R. J., Ebi, K. L., Ellis, N., Hoegh-Guldberg, O., Payne, A. J., Schleussner, C. F., Tschakert, P., & Warren, R. F. (2018). The many possible climates from the Paris Agreement’s aim of 1.5 °C warming. *Nature*, 558(7708), 41–49. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0181-4>
- Serrano-Ortiz, P., Aranda-Barranco, S., López-Ballesteros, A., Lopez-Canfin, C., Sánchez-Cañete, E. P., Meijide, A., & Kowalski, A. S. (2020). Transition Period Between Vegetation Growth and Senescence Controlling Interannual Variability of C Fluxes in a Mediterranean Reed Wetland. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 125(1), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2019JG005169>
- Stull, R. B. (1988). An introduction to boundary layer meteorology. In *An introduction to boundary layer meteorology*. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8>

- United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). *Adoption of the Paris Agreement FCCC/CP/2015/L.9/Rev.1* <http://unfccc.int/resource/docs/2015/cop21/eng/109r01.pdf> (UNFCCC, 2015).
- Upstill-Goddard, R. C. (2012). The Production of Trace Gases in the Estuarine and Coastal Environment. In *Treatise on Estuarine and Coastal Science* (Vol. 4). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00412-5>
- Van Kesteren, B., Hartogensis, O. K., van Dinther, D., Moene, A. F., & De Bruin, H. A. R. (2013). Measuring H₂O and CO₂ fluxes at field scales with scintillometry: Part I - Introduction and validation of four methods. *Agricultural and Forest Meteorology*, 178–179, 75–87. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.09.013>
- Webb, E. K. and Pearman, G. I. (1977). Correction of CO₂ Transfer for the Effect of Water Vapour Transfer, in R. W. Bilger (ed.), *Second Australasian Conference on Heat and Mass Transfer*. University of Sydney, pp. 469–476.
- Webb, E. K., Pearman, G. I., & Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85–100. <https://doi.org/10.1002/qj.49710644707>
- Zhang, W., Huang, B., & Luo, D. (2014). Effects of land use and transportation on carbon sources and carbon sinks: A case study in Shenzhen, China. *Landscape and Urban Planning*, 122, 175–185. <https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2013.09.014>