

TESIS DOCTORAL

**INTERCAMBIOS DE CO₂ ENTRE
ATMÓSFERA Y ECOSISTEMAS
KÁRSTICOS: APLICABILIDAD DE
LAS TÉCNICAS COMÚNMENTE
EMPLEADAS**

PENÉLOPE SERRANO ORTIZ



Grupo Física de la
Atmósfera



Universidad
de
Granada



Centro Andaluz
de
Medio Ambiente

Editor: Editorial de la Universidad
Autor: Penélope Serrano Ortiz
D. L.: GR 90-2008
ISBN: 978-84-338-4739-3

UNIVERSIDAD DE GRANADA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA
GRUPO DE FÍSICA DE LA ATMÓSFERA

TESIS DOCTORAL

**INTERCAMBIOS DE CO₂ ENTRE ATMÓSFERA Y
ECOSISTEMAS KÁRSTICOS: APLICABILIDAD DE LAS
TÉCNICAS COMÚNMENTE EMPLEADAS.**

Tesis presentada por Penélope Serrano Ortiz para optar al grado de Doctor.

Directores de Tesis:

Dr. Andrew S. Kowalski

Contratado Doctor

Departamento de Física Aplicada

Universidad de Granada

Dr. Lucas Alados Arboledas

Catedrático de la Universidad de Granada

Departamento de Física Aplicada

Universidad de Granada

Granada, Enero de 2008

El trabajo de investigación que se expone en la presente memoria, titulada: INTERCAMBIOS DE CO₂ ENTRE ATMÓSFERA Y ECOSISTEMAS KÁRSTICOS: APLICABILIDAD DE LAS TÉCNICAS COMÚNMENTE EMPLEADAS, que para aspirar al grado de Doctor en Ciencias y Tecnología del Medio Ambiente presenta Penélope Serrano Ortiz, ha sido realizado en la Universidad de Granada gracias a la beca concedida por la Junta de Andalucía “Ayudas para la formación de doctores en centros de investigación y Universidades andaluzas (convocatoria 2003)”, bajo la dirección de:

VºBº

Los Directores:

Dr. ANDREW S. KOWALSKI

Dr. LUCAS ALADOS ARBOLEDAS

Aspirante a grado de Doctor

Lda. PENÉLOPE SERRANO ORTIZ

AGRADECIMIENTOS

Son tantas las personas a las que debo agradecer este trabajo que no sé por dónde empezar. Primero me gustaría resaltar que esta tesis es fruto de una estrecha colaboración entre el grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de Granada (al que pertenezco), el grupo de Paco Domingo de la Estación Experimental de Zonas Áridas y el grupo de Sergio y Sole del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Estas colaboraciones han desembocado en una gran amistad, que me ha dado fuerza para afrontar cada nuevo día de trabajo con gran entusiasmo y positivismo. GRACIAS por vuestra amistad.

Me gustaría dar las gracias a Ivan, Reinhart, Sara y el resto de su grupo de investigación por haberme tratado tan bien durante mi estancia en Amberes. Igualmente quiero agradecer a Clemente, Meggie, Jose Manuel y el personal del laboratorio de isótopos estables de Salamanca por haberme hecho sentir una más del grupo durante el tiempo que pasé allí. Gracias también a Antonio, Dan y Ninna por ofrecerse a analizar isotópicamente las muestras de aire y plantas de Gádor, y gracias especialmente a Kadmiel por su ayuda en la difícil interpretación de los resultados de estos análisis.

Qué hubiera sido de esta tesis y de mí misma sin vuestra ayuda y compañía en esos duros días de trabajo en el campo. Gracias a Alfredo por hacer que el trabajo en el campo y los numerosos problemas que surgen parezcan meros pasatiempos, gracias a tu optimismo y tu habilidad con las herramientas. Gracias a Ana por estar siempre dispuesta a acompañarme y por esas risas que hacen tan amenos los días de trabajo en la Sierra. A Paco y Luis por su ayuda, confianza, compañía y amistad, gracias.

Cómo olvidarme de esas interminables campañas isotópicas de veinticuatro horas en Gádor, cómo olvidarme de vuestra compañía: a Jose por ser el primer “conejiillo de indias” en esta apuesta y por ese frío que

pasaste esa noche de noviembre de 2004, en la Sierra, con ese saco de dormir de verano; a Carmen y Manu, ¿cómo es posible que en pleno invierno, aislados en la Sierra, nevando, de noche, con frío y tras romper mi portátil de sólo dos meses, podamos habernos reído tanto y pasarlo tan bien?; a Jaime y Alberto por esa campaña de isótopos tan divertida en primavera, gracias Alberto por aguantar estoicamente unas siete u ocho partidas interminables de ajedrez entre Jaime y yo, gracias Jaime por dejarte ganar; a mis padres, ¡ay que ver cómo son los padres!, soportan un calor insostenible, picaduras de avispas, instalaciones de collares en un suelo seco impenetrable, veinticuatro horas sin dormir, etc. y todo para que su niña se haga doctora; a Carolina, Laura y Luismi por esa compañía en esas interminables veinticuatro horas de campaña, gracias por hacer de esos días unas mini vacaciones. Gracias también a Juanlu, Dani Argüeso, Dani Pérez y Borja, por aguantar estoicamente los duros días de campo con frío, tormenta y nieve. Gracias Miriam por ese programita que me hiciste y que me ahorró horas de despacho, transformándose en horas de cafetería contigo. Gracias Marian por escucharme y darme ánimos cuando veías que los agobios y el estrés me superaban. Gracias a mi hermana, Susana, por su apoyo y sus consejos en diseño y estilismo.

Por último quiero agradecer a mis directores de tesis todo su apoyo y confianza. Gracias Lucas por tus consejos y atención, gracias Andy por estar siempre ahí. Igualmente me gustaría agradecer a toda mi familia, mis amigos y mi grupo de investigación por soportarme y apoyarme estos años de trabajo y esfuerzo. GRACIAS a todos.

ÍNDICE

Resumen (Abstract)	1
1. Introducción y antecedentes	9
2. La técnica <i>eddy covariance</i>	19
2.1 <i>Fundamentos teóricos</i>	21
2.1.1. El transporte turbulento	21
2.1.2 Cuantificación del transporte turbulento.....	22
2.1.3 Definición de flujo turbulento de CO ₂	24
2.1.4 Estabilidad atmosférica.....	27
2.1.4.1 Teoría de semejanza	28
2.1.4.2 Transferencia molecular y turbulenta	31
2.1.5 Ecuación de conservación aplicada al flujo de CO ₂	32
2.1.6 Consideraciones para la aplicación de la técnica <i>eddy covariance</i>	34
2.1.7 Área de influencia (<i>footprint</i>).....	37
2.2 <i>Utilidad</i>	40
2.2.1 Ventajas de la técnica <i>eddy covariance</i>	41
2.2.2 Inconvenientes de la técnica <i>eddy covariance</i>	41
2.3 <i>Instrumentación empleada</i>	44
2.3.1 Instrumentación para la aplicación de la técnica <i>eddy covariance</i>	44
2.3.2 Instrumentación complementaria	50
2.3.3 Correcciones de las medidas directas obtenidas..	55

3. Otras técnicas experimentales empleadas	59
3.1 <i>Técnicas isotópicas</i>	61
3.1.1 Fundamentos teóricos	61
3.1.2 Utilidad	63
3.1.3 Instrumentación empleada y procedimiento	65
3.1.3.1 Determinación del valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la roca madre	65
3.1.3.1 Determinación del valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la vegetación permanente.....	69
3.1.3.1 Determinación del valor de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2	70
3.2 <i>Sistema de cámaras de flujo de CO_2 al suelo</i>	71
3.2.1 Fundamentos teóricos y utilidad.....	71
3.2.2 Instrumentación empleada y funcionamiento	73
3.2.3 Corrección de los flujos de CO_2 al suelo por el volumen del collar.....	77
4. Metodología empleada	79
4.1 <i>Caracterización de los ecosistemas de estudio</i>	81
4.1.2 Llano de los Juanes (Sierra de Gádor , Almería)	81
4.1.3 Cueva de Altamira (Santillana del mar, Cantabria)	86
4.2 <i>Descripción del montaje experimental y campañas de medida</i>	87
4.2.1 Montaje para la aplicación de la técnica <i>eddy covariance</i>	87
4.2.1.1 Llano de los Juanes	87
4.2.1.2 Cueva de Altamira.....	95

4.2.2 Campañas de medida para estudios isotópicos	98
4.2.3 Campañas de medida para estudios de flujos de CO ₂ al suelo	103
4.3 <i>Corrección de los flujos cinéticos</i>	105
4.3.1 El término de Webb, Pearman y Leuning	105
4.3.2 Rotación de coordenadas.....	118
4.4 <i>Obtención de promedios de flujos cinéticos</i>	123
4.4.1 Obtención de promedios de flujos de media hora a partir de promedios de 15 minutos ..	123
4.4.2 Flujo de CO ₂	125
4.4.3 Flujo de vapor de agua	125
4.4.4 Flujo de calor sensible	126
4.4.5 Flujo de momento	127
4.5 Obtención de otros parámetros	128
4.5.1 Flujo de calor al suelo.....	128
4.5.2 Velocidad y dirección de viento	128
4.5.3 Velocidad de fricción.....	131
4.5.4 Parámetros necesarios para la aplicación del modelo <i>footprint</i>	132
4.6 Creación de una base de datos	135
4.7 Técnicas empleadas para el relleno de huecos de la variable F _c	145
4.7.1 Modelos de regresión no lineal, modelos ecofisiológicos	147
4.7.2 Distribución Marginal.....	149

5. Resultados y discusión	151
5.1 Estudio de la idoneidad de la ubicación del sistema y la fiabilidad de las medidas	153
5.2 Errores en el balance de carbono estimado por la técnica EC debidos a problemas en la cuantificación de la densidad de CO ₂	161
5.3 Variabilidad estacional e interanual de los flujos de CO ₂ medidos con la técnica EC.....	169
5.4 Aplicación de modelos no lineales ecofisiológicos para el relleno de huecos en el flujo de CO ₂	179
5.5 Evidencias de un posible origen biogeoquímico del flujo de CO ₂ medido con la técnica EC	189
5.6 Aplicación de la técnica de isótopos estables para detectar la procedencia del flujo de CO ₂ medidos con la técnica EC.....	205
5.7 Cuantificación del balance anual de carbono en un ecosistema sobre suelo carbonatado ubicado en la Sierra de Gádor (Almería)	217
6. Conclusiones (Conclusion)	227
7. Resultados publicados	239
8. Bibliografía	245
9. Anexos	265
Anexo I: Obtención de las variables de la base de datos.....	267

RESUMEN

La cuantificación del balance anual de carbono en los distintos ecosistemas terrestres así como la identificación de los distintos procesos que intervienen, adquiere mayor importancia con la entrada en vigor en febrero de 2005 del Protocolo de Kyoto, acordado en 1997. En este estudio se pretende abordar dicha temática, cuantificando e identificando los procesos que intervienen en el balance anual de carbono en un ecosistema semiárido de sustrato carbonatado ubicado en la Sierra de Gádor (Almería) en el paraje conocido como “El Llano de los Juanes”. Con tal fin se realizó un seguimiento del comportamiento de este ecosistema durante aproximadamente tres años (mayo de 2004 hasta septiembre de 2006). Las herramientas empleadas han sido: la técnica *eddy covariance*, que estima el balance anual de carbono y vapor de agua mediante la cuantificación de flujos turbulentos; las cámaras de flujo de CO₂ del suelo, que nos proporcionará información puntual sobre las emisiones de CO₂ del suelo, y la técnica de isótopos estables que se emplea para la identificación de los procesos que intervienen en el balance de carbono.

La técnica *eddy covariance* es una de las herramientas más usadas para la cuantificación del balance anual de carbono de un ecosistema (Baldocchi et al., 2001). La aplicación de esta poderosa herramienta requiere unos conocimientos micrometeorológicos previos y una continua búsqueda de nuevos avances en metodologías que resulten efectivas y aplicables (Aubinet et al., 2000). Como paso previo a cualquier interpretación de los resultados de flujos de CO₂ obtenidos con esta técnica, es necesario estudiar la idoneidad de la ubicación de la torre de medida dentro del ecosistema. Con ese objetivo se estudia si los flujos de CO₂ medidos con esta técnica proceden de un área representativa del ecosistema y si sus dimensiones no superan la extensión de superficie homogénea que rodea a nuestra torre (*fetch*). Entre todos los modelos disponibles en la bibliografía para análisis del área de medida (*footprint*) del sistema *eddy covariance* (EC) se ha seleccionado el modelo FSAM (*Flux-Source Area model*) (Schmid 1994) por su simplicidad y fácil aplicación. Además de este análisis se han realizado otros estudios para determinar la fiabilidad de los datos obtenido con el sistema EC. Así se ha realizado el análisis del cierre del balance de energía obtenido en nuestro ecosistema, con

el fin de estudiar la fiabilidad de las medidas de los flujos turbulentos de calor sensible (H) y latente (LE) realizadas con nuestro sistema EC. Por otro lado se comparó el flujo de CO_2 obtenido con el sistema EC con los valores de flujo de CO_2 del suelo medidos con el sistema de cámaras LI-8100. Con todos estos análisis hemos verificado la idoneidad del lugar seleccionado para la instalación del sistema y la fiabilidad de los flujos turbulentos medidos en “El Llano de los Juanes”.

Dada la complejidad de técnica EC, es importante tener en cuenta que aún en la actualidad existen numerosas incertidumbres relativas al cálculo del balance anual de carbono y a la aplicación de esta técnica (Dragoni et al., 2007). Por esta razón, cada vez son más numerosos los artículos enfocados a la detección de problemas relacionados con esta técnica y sus posibles soluciones (Baldocchi et al., 2000; Feigenwinter et al., 2004; Burba et al., 2006; Liu et al., 2006a). En este trabajo destacamos la detección de un nuevo problema asociado con una fuente de sobrestimación de la asimilación de carbono por parte del ecosistema. El origen del problema está en los problemas de mantenimiento del analizador de gases en el infrarrojo de trayectoria abierta, que se emplea para medir la densidad promedio de CO_2 así como sus fluctuaciones, que son necesarias para el cálculo del flujo de CO_2 . La exposición de este problema, así como su solución ya ha sido publicada y se recoge en este trabajo (Serrano-Ortiz et al., 2008). Una vez estudiada la fiabilidad de los flujos turbulentos medidos con la técnica EC y resueltos los problemas detectados, estamos en condiciones de analizar los resultados obtenidos.

En este trabajo estudiamos la variación estacional e interanual del flujo diario de CO_2 (F_c) y la evapotranspiración (ET) en “El Llano de los Juanes”. Esta variabilidad, es consecuencia de una adaptación a las condiciones ambientales extremas a las que se ve sometido el ecosistema. Analizando la influencia de algunas de las variables medioambientales sobre los intercambios de carbono diarios, observamos la importancia de la distribución de las lluvias a lo largo del año en la determinación del ciclo fenológico de las plantas y la productividad del ecosistema (Serrano-Ortiz et al., 2007). Además, las campañas de medida mensuales del flujo de CO_2 en el suelo, realizadas con el sistema de cámaras LI-8100 nos han permitido

estudiar las variables de las que depende la variabilidad estacional de las emisiones de CO₂ del suelo. Llegando a la conclusión de que el factor que condiciona la respiración del suelo en nuestro ecosistema semiárido, durante la época de crecimiento biológico, es el contenido de agua en el suelo.

Además, para estudiar más a fondo el comportamiento del flujo de CO₂ en nuestro ecosistema, hemos recurrido a modelos no lineales ecofisiológicos que relacionan estos intercambios de CO₂ con variables medioambientales (Falge et al., 2001b). Estos modelos suponen que el flujo de CO₂ medido procede única y exclusivamente de procesos biológicos (fotosíntesis y respiración durante el día y respiración durante la noche). La aplicación de estos modelos a nuestro ecosistema nos confirma que durante la época de crecimiento, sin carencia de agua en el suelo, los modelos ecofisiológicos pueden usarse para describir el comportamiento del flujo de CO₂. Sin embargo, estos modelos no son extrapolables a otras épocas del año (Serrano-Ortiz et al., 2007). En épocas de senescencia se detectan emisiones de CO₂ a la atmósfera, que no dependen de variables ambientales que condicionan la respiración (temperatura) y por tanto no pueden modelizarse atendiendo a modelos ecofisiológicos. La hipótesis que formulamos en este trabajo es que estas emisiones son consecuencia de fenómenos de ventilación de los macroporos del sistema carbonatado, que parecen estar correlacionadas con la velocidad del viento. La dependencia de estas emisiones con el viento ha sido verificada con el sistema de cámaras LI-8100. En esta línea, estudios de fenómenos de desgasificación de cuevas e intercambios turbulentos de CO₂ con la atmósfera, llevados a cabo en la "Cueva de Altamira" (Cuezva 2008), avalan la teoría de existencia de flujos de CO₂ de procedencia geoquímica en ecosistemas localizados sobre sustrato karstico.

Para estudiar la procedencia de los flujos de CO₂ medidos con nuestro sistema EC en "El Llano de los Juanes", hemos usado la técnica de isótopos estables. El análisis de la huella isotópica nos permite discriminar los procesos que intervienen en el intercambio de CO₂ entre la atmósfera y nuestro ecosistema, dado que el CO₂ de procedencia geoquímica tendrá una huella isotópica distinta al CO₂ al procedente de la respiración. Tras analizar isotópicamente el CO₂ medido durante épocas de crecimiento biológico y épocas de senescencia observamos que existen diferencias entre la huella

isotópica del carbono en ambas estaciones. No obstante, parece oportuno seguir profundizando en la investigación con el fin de confirmar de modo concluyente la contribución de flujos abióticos de CO₂ en el ecosistema de estudio.

Finalmente, tras casi tres años de medidas, estamos en condiciones de estimar el balance anual de carbono en “El Llano de los Juanes” (Sierra de Gádor). Nuestro ecosistema actúa como sumidero de carbono asimilando aproximadamente 25 g C m⁻² por año. Además vemos cómo la distribución de las lluvias condiciona la funcionalidad de nuestro ecosistema y cómo la duración del periodo de sequía determina la duración de las emisiones de CO₂ de procedencia geoquímica, por ventilación del suelo.

ABSTRACT

Net Ecosystem Exchange (NEE) of CO₂ in different terrestrial ecosystems and its determinant processes are becoming more important due to the Kyoto Protocol. In this study we quantify and identify the Net Ecosystem processes in a semi-arid shrubland ecosystem over a carbonaceous substrate located in the Southeast of Spain (Sierra de Gádor, province of Almería) called "El Llano de los Juanes". In this context different techniques have been applied: carbon and water fluxes were measured continuously over almost three years (from May 2004 to September 2006) using the eddy covariance technique; soil CO₂ chambers were used to measure soil CO₂ emissions, and the stable isotopes technique was used to identify different ecosystem exchange processes.

The eddy covariance technique is one of the most important methods used all over the world and has the potential to quantify how whole ecosystems respond to a spectrum of climate regimes (Baldochi et al., 2001). The use of this powerful tool requires micrometeorological expertise and technological advances (Aubinet et al., 2000). Prior to interpreting CO₂ fluxes measured with this technique, it is necessary to study the suitability of the eddy tower location. In this context we have examined the footprint source area to assure that our eddy flux measurements represent CO₂ exchange with the ecosystem under consideration (adequate fetch). The FSAM (Flux-Source Area model) (Schmid 1994) footprint model selected for this study because of its simplicity and easy application. In addition, other analyses have been done in order to characterize the quality of the eddy flux measurements. Eddy covariance measurements (sensible (H) and latent (LE) heat fluxes) were corroborated via surface energy budget closure. Also, eddy flux measurements have been compared with soil CO₂ fluxes measured with the LI-8100 chamber system. All of these analyses were used to corroborate the suitability of the eddy tower location selected and the reliability of the eddy covariance turbulent fluxes measured in "El Llano de los Juanes".

Given the complexity of the eddy covariance methodology, currently there are many uncertainties related to the annual carbon balance computation and technique applicability which must be taken into account (Dragoni et al., 2007). Numerous recent articles identify problems with this technique and their feasible solutions (Baldocchi et al., 2000; Feigenwinter et al., 2004; Burba et al., 2006; Liu et al., 2006a). Here we present a new problem related to overestimation of ecosystem carbon uptake. Contamination of the optical windows of open-path IRGAs causes errors in absolute measurements of CO₂ density, and such errors induce uncertainties in CO₂ fluxes and lead to sizeable underestimation in the form of a selectively systematic error that can seriously bias long-term NEE estimates towards uptake. This problem and its solution have been published (Serrano-Ortiz et al., 2008). Having assured the reliability of the turbulent fluxes measured with the eddy covariance technique, we are prepared to examine and interpret the results.

Here we examine seasonal and interannual variations in daytime CO₂ (F_c) and water vapour (E) exchange in “*El Llano de los Juanes*”. This variability is in part a consequence of adaptation by the ecosystem to the particular environmental conditions to which it is subject. We examine the influence of environmental variables on daytime ecosystem gas exchange and observe mounting evidence that the seasonal timing of precipitation can fundamentally affect ecosystem function. Not only the amount of precipitation, but also the timing (with respect to the growing season) can be crucial (Serrano-Ortiz et al., 2007). In addition, monthly soil CO₂ efflux campaigns using the LI-8100 chamber system were used to study soil CO₂ fluxes, its seasonal variations, and environmental determinants. We conclude that soil water content, is one of the main factors that control soil respiration during the growing season.

We also tested the ability of empirical eco-physiological models to describe CO₂ processes in terms of light-dependent photosynthesis and temperature-dependent respiration, based on absorbed photon flux density and soil temperature to estimate carbon fluxes over the whole year (Falge et al., 2001b). These models assume that the measured CO₂ flux is due exclusively to biological processes (photosynthesis during daytime, and

respiration at night). The empirical, ecophysiological models describe the eddy covariance data well during the growing period, while soil water is abundant. However, during other periods, carbon exchange is not readily explained by ecophysiological models (Serrano-Ortiz et al., 2007). In the drought season we note daytime carbon release (not uptake), and the exponential respiration model is not useful to explain the fluxes or their variability. Currently, we posit that these emissions are due to ventilation phenomena acting on macropores in the carbonaceous lithosphere, consistent with the observed windspeed dependence of the emissions. Our hypothesis is that the observed CO₂ emissions - during extended soil drying and plant senescence over a carbonate substrate, and with dramatic windspeed dependence - is the consequence of an underground and abiotic CO₂ source. The dependence of these emissions on windspeed has been corroborated with independent chamber measurements of soil CO₂ effluxes with the LI-8100. What is more, degasification studies in the "Altamira cave" (Cuezva 2008) are consistent with our hypothesis of the importance of geochemical processes of carbonate rock dissolution, responsible certainly for the formation of such cavities and hypothetically for these abiotic CO₂ emissions.

The stable isotope technique has been use over our ecosystem to discern among different processes involved in the Net Ecosystem Exchange. This technique allows us to discriminate different processes related with CO₂ exchange between patches of landscape and the atmosphere, analysing carbon isotopic composition. Thus CO₂ with geochemical origins should have a different isotopic fractionation signature than that coming from a biological source (respiration). Preliminary analyses of the isotopic composition of CO₂ measured during growing and drought seasons suggest that the carbon isotopic composition is different in both seasons. However, it is not yet conclusive whether these differences support our hypothesis of a geochemical CO₂ source to explain observed emissions during the period of biological senescence.

Finally, after almost three years of eddy covariance measurements, it is possible to quantify the Net Ecosystem Exchange of “El Llano de los Juanes” (Sierra de Gádor): the ecosystem is a modest sink, with annual carbon uptake of 25 g C m^{-2} . Interannual variability, and its relationship with environmental variables, shows that the seasonal timing of precipitation can fundamentally affect the function of such a semi-arid ecosystem. On the other hand, the duration of the dry season determines the existence and importance of geochemical CO_2 fluxes due to soil ventilation.

1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Los estudios que caracterizan los flujos de masa y energía son esenciales para comprender procesos que van desde el comportamiento de las plantas hasta el desarrollo de modelos orientados a predecir el tiempo y los cambios climáticos (Granier et al., 2000). Dentro de los flujos de masa podemos destacar el flujo de vapor de agua (H_2O) y el de dióxido de carbono (CO_2) por ser los principales gases causantes del efecto invernadero.

En los últimos 25 años, gran número de científicos se han dedicado a la caracterización del ciclo global del carbono. Este interés surge como consecuencia del descubrimiento de un aumento en la concentración del CO_2 atmosférico (Keeling, 1960). Este aumento conlleva un calentamiento global terrestre asociado al consiguiente aumento del efecto invernadero. Ante esta problemática, surge el protocolo de Kyoto como herramienta para favorecer la reducción de las emisiones de CO_2 a la atmósfera. En él se plantea la necesidad de cuantificar las posibles fuentes y sumideros de dicho gas para gestionar las emisiones y promover la conservación de los principales sumideros de CO_2 .

Estudios recientes (Tans et al., 1990) han mostrado que menos de la mitad de la cantidad de CO_2 que se emite como resultado de la quema de combustibles fósiles se acumula en la atmósfera. El resto debe acumularse en los océanos y los ecosistemas terrestres. En este sentido, los estudios isotópicos sugieren que los océanos no son responsables de toda esta asimilación, por lo que debe existir un sumidero desconocido de CO_2 en el ecosistema terrestre responsable de que la tasa de incremento de CO_2 en la atmósfera no sea tan elevada como era de esperar dado el reciente incremento de la actividad industrial y los cambios de uso de suelo (Houghton 2002). El conocimiento del mecanismo responsable de tal absorción es fundamental para procurar su continuidad, así como para tenerlo en cuenta a la hora de establecer soluciones al incremento del CO_2 .

Las herramientas empleadas tradicionalmente para las medidas de asimilación de CO_2 por parte de los ecosistemas son los sistemas de cubetas y cámaras. Estas técnicas se remontan a la década de los 60 y aún en la

actualidad se emplean para la medida de las variaciones diurnas de CO₂ en hojas, ramas e incluso árboles individuales o suelo. El carácter manual de estas técnicas tradicionales y la necesaria modificación del entorno para la realización de las medidas limitan la fiabilidad de los resultados obtenidos. Que además se obtienen de modo puntual y deben ser extrapolados al conjunto del ecosistema. En la actualidad, estos sistemas manuales, como es el caso de las cámaras de flujo de CO₂ al suelo, suelen emplearse en experimentación (Liu et al., 2006b; Vicca et al., 2007), modelización de la respiración del suelo (Reichstein et al., 2003) y en validación y complementación de otras técnicas destinadas a cuantificar estos intercambios a nivel de ecosistema (Janssens et al., 2001).

Las limitaciones de estas técnicas tradicionales a la hora de extrapolar los datos al conjunto del ecosistema, los continuos avances en el campo de la dinámica de fluidos y de la micrometeorología y el progreso tecnológico, han favorecido, en los últimos años, el impulso de nuevas técnicas. Este es el caso de los métodos micrometeorológicos (Dabberdt et al., 1993; Baldocchi 2003), cuya importancia radica en la toma de medidas desde el aire no generando una perturbación en el ecosistema. Entre los métodos micrometeorológicos destacamos la técnica *eddy covariance* (EC) como la única capaz de medir directamente los flujos de CO₂ y vapor de agua entre un ecosistema y la atmósfera. Esta técnica se basa en la toma de medidas directas de flujo turbulento próximo a la superficie. Para ello requiere instrumentación capaz de trabajar con una respuesta rápida y una alta frecuencia de muestreo (i.e. 10 Hz) y de proporcionar información acerca de los flujos en escalas de una hora o incluso menos. A pesar de las dificultades a la hora de la toma y almacenamiento de medidas en continuo, se ha demostrado que la integración a escala anual del intercambio de CO₂ a nivel de ecosistema es posible (Wofsy et al., 1993).

La técnica micrometeorológica *eddy covariance* (EC) es la empleada por la red internacional FLUXNET. A esta red están adheridos numerosos investigadores de todo el mundo que trabajan en el análisis de los flujos de CO₂ (Baldocchi et al., 2001), vapor de agua y calor sensible en distintos ecosistemas. También se llevan a cabo otros estudios colaterales como por ejemplo medidas del intercambio de gases a nivel de la hoja de la planta,

caracterizaciones de suelos, variaciones anuales en el índice de área foliar, etc., que complementan y ayudan a entender el funcionamiento de los ecosistemas. En definitiva, lo que pretende esta red internacional es conocer un poco más a fondo los distintos ecosistemas de todo el mundo en lo que se refiere a los intercambios de gases con la atmósfera y su papel en el ciclo global del carbono. Esta red internacional está compuesta a su vez de distintas redes a nivel continental como es el caso de Asiaflux, Ameriflux o Carboeurope.

Durante décadas, la literatura ha abordado con cierta ambigüedad, controversia e incluso contradicción la relación existente entre la técnica EC y los intercambios entre atmósfera y superficie. Entre los mayores asuntos no resueltos, referentes a intercambios de CO₂, destacaremos dos: las denominadas “correcciones por densidad” y la importancia de la existencia de una velocidad vertical promedio no igual a cero. Numerosos artículos publicados en la década de los 80 han pretendido dar respuesta a estas incógnitas (Fuehrer y Friehe 2002). El problema pareció solucionarse con la publicación de Webb et al. (1980) (WPL). No obstante, actualmente la eficacia de la solución propuesta por Webb et al. (1980) se ha cuestionado al haberse puesto en duda algunas de sus hipótesis de partida, en particular la hipótesis de no existencia de flujo de aire seco en superficie para estimar el valor de la velocidad vertical (Liu 2005; Massman y Touvinen 2006). De igual modo, la proliferación de las torres EC y su aplicación ha motivado el resurgimiento del interés por las ecuaciones de conservación de masa (entre ellas CO₂) en la capa límite planetaria (Finnigan et al., 2003) incluyendo el papel de la velocidad vertical promedio en el transporte a mesoescala o la advección. Por todo ello, se hace imprescindible aclarar todos estos conceptos y unificar procedimientos.

Cada vez se hace más frecuente el uso de los analizadores de gases en el infrarrojo (IRGAs) de trayectoria abierta en la técnica EC. Estos analizadores se caracterizan fundamentalmente por cuantificar la densidad de CO₂ y vapor de agua en el propio medio de estudio, sin necesidad de modificarlo ni canalizar el aire muestreado hasta el analizador. No obstante, este modo de operar exige que se apliquen unas correcciones debidas a variaciones en la densidad de aire que puede modificar la densidad de CO₂

sin necesidad de que exista una fuente o sumidero de dicho gas. Esta corrección es la llamada “correcciones por densidad” (Webb et al., 1980) (término WPL). Debido a que el término WPL representa, en numerosas ocasiones, una parte muy importante del valor del flujo de CO₂ (F_c), la imprecisión a la hora de su cálculo puede introducir errores en la obtención final de F_c . La importancia de este término ha motivado la publicación de artículos destinados a cuantificar y dar a conocer errores en el cálculo de F_c como consecuencia de los errores asociados a la medida de las variables empleadas para el cálculo del término WPL (Liu et al., 2006a; Serrano-Ortiz et al., 2008).

En las última décadas las torres de medida con la técnica EC han proliferado por todo el continente (Aubinet et al., 2000) centrándose fundamentalmente en los bosques templados europeos (Granier et al., 2000; Carrara et al., 2004; Kowalski et al., 2004; Leuning et al., 2005). De igual modo, esta técnica se ha establecido a escala global (Baldocchi et al., 2001) mediante la instalación cientos de torres en todo el mundo destinadas a la cuantificación del balance anual de carbono y agua.

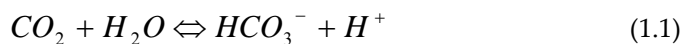
Los ecosistemas áridos y semiáridos se extiende por todos los continentes y comprenden aproximadamente la tercera parte de la superficie terrestre continental (Schlesinger et al., 1990; Okin 2001). La tierras semiáridas son los ecosistemas predominantes en los climas Mediterráneos y se caracterizan por estar compuestas de parches de vegetación y suelo desnudo (Domingo et al., 1999). Estos ecosistemas son muy sensibles a todo tipo de perturbaciones como incendios, sequías o cambios de uso de suelo (Smith et al., 2000; Asner et al., 2003). A pesar de su vulnerabilidad, se ha prestado poca atención al estudio de su comportamiento, incluyendo el relativo a los procesos de intercambio de CO₂ y vapor de agua con la atmósfera.

La proliferación de torres EC en bosques y su ausencia en matorral semiárido han venido motivadas fundamentalmente por la búsqueda de potentes sumideros de carbono. No obstante, en la actualidad, se está prestando más atención a los terrenos semiáridos, con el fin último de dar respuesta a las incertidumbres que estos ecosistemas introducen en el balance global de carbono (Janssens et al., 2003; Jasoni et al., 2005; Luo et al., 2007).

Esta nueva inquietud ha motivado un nuevo interés por conocer el funcionamiento de los ecosistemas semiáridos mediterráneos y sus respuestas frente a perturbaciones tanto naturales como antropogénicas. Un mayor conocimiento de los intercambios de carbono en matorrales semiáridos y su relación con otras variables medioambientales serán esenciales para conseguir una estimación regional del ciclo del carbono que permitirá, en última instancia, a una estimación a escala global.

En este tipo de investigaciones, el flujo terrestre de CO₂ es interpretado y modelizado desde un punto de vista biológico (Houghton 2002; Baldocchi 2003) salvo algunas excepciones (Emmerich 2003; Mielnick et al., 2005). El intercambio neto de CO₂ entre el ecosistema y la atmósfera (net ecosystem exchange, NEE) depende de la actividad fotosintética que fija el CO₂ atmosférico y de la respiración que libera CO₂ a la atmósfera. La respiración total del ecosistema se compone de la respiración de la cobertura foliar, del tejido leñoso y de las raíces de los árboles (respiración autotrófica del suelo) así como de la respiración de los microorganismos del suelo (respiración heterotrófica del suelo) (Janssens et al., 2001).

Además de los procesos biológicos, los procesos geoquímicos, asociados a ecosistemas de origen carbonatado, contribuyen a los intercambios de carbono con la atmósfera. Estos sistemas kársticos se extienden por todo el mundo y pueden desempeñar un importante papel en el ciclo global del carbono. Las rocas carbonatadas representan el mayor reservorio mundial de carbono de todo el mundo (Liu y Zhao 2000) y comprenden aproximadamente un 12% del total de la superficie terrestre libre de agua (Ford y Williams 1989), ocupando 22 millones de km². La disolución de las rocas carbonatadas, como la caliza o la dolomía, junto con el CO₂ procedente de la respiración biológica participan en reacciones químicas que tienen lugar en la fase acuosa del suelo (Emmerich 2003). Estas reacciones químicas se escriben normalmente suponiendo que los carbonatos son caliza pura (Kaufmann y Dreybrodt 2007):



La disolución de este tipo de roca ($CaCO_3$), consume CO_2 para producir bicarbonatos (HCO_3^-) y otros iones, desplazando las ecuaciones 1.1 y 1.2 hacia la derecha, actuando como sumidero de este gas. Además, este tipo de erosión de las rocas carbonatadas produce fisuras y cavidades subterráneas capaces de almacenar grandes cantidades de carbono tanto en estado gaseoso como en estado líquido. Por el contrario, la precipitación de carbonatos, desplaza las ecuaciones 1.1 y 1.2 hacia la izquierda dando lugar a una fuente local de CO_2 y una deposición de carbonatos formando tobas y espeleotemas. Estos procesos geoquímicos tienen una alta dependencia con la acidez del agua subterránea (Cardell-Fernández et al., 2002) jugando un importante papel en el ciclo mundial del carbono, (Cheng et al., 2005) con magnitudes nada despreciables dentro de la búsqueda de “sumidero desconocido” de CO_2 atmosférico (Liu y Zhao 2000; Gombert 2002).

A escala global, los estudios destinados a integrar y monitorizar la contribución neta de diferentes regiones al balance de carbono, interpretan los resultados de F_c como una consecuencia directa de la biología, sin tener en cuenta su componente geoquímica (Falge et al., 2002a; Falge et al., 2002b). Este es el caso del proyecto europeo Aerocarab que, dentro del marco de la red europea Carboeurope, tiene como objetivo demostrar la posibilidad de la creación de un método de integración para el monitoreo y la estimación del papel de Europa en el balance neto de carbono. Mediante vuelos bisemanales se recoge información sobre el perfil vertical de CO_2 en la atmósfera y se usan distintos procedimientos para separar la contribución de los océanos y la quema de combustibles fósiles sobre el balance de carbono. La contribución a escala continental de los intercambios de carbono entre la atmósfera y los ecosistemas terrestres se atribuye únicamente a procesos biológicos de respiración y fotosíntesis. Los procesos geoquímicos de liberación y captación de CO_2 que tienen lugar en los ecosistemas kársticos, no se tienen en cuenta a la hora de modelizar estos intercambios y por tanto se ignora un componente en el balance anual de carbono que puede llegar a ser importante.

Empleando la técnica EC para la determinación del NEE (Baldocchi et al., 2000; Baldocchi 2003) somos incapaces de discriminar entre los procesos que asimilan o emiten CO₂. Por ello, se suele recurrir a modelos empíricos no lineales que estiman la cantidad del CO₂ procedente de la respiración (emisión) y la cantidad de CO₂ empleada por la vegetación en los procesos fotosintéticos (asimilación) dependiendo de la temperatura del suelo y la luz respectivamente (Lloyd y Taylor 1994; Kowalski et al., 2003). En el caso de ecosistemas semiáridos, estos procesos ecofisiológicos también dependen de su contenido en agua (Reichstein et al., 2003). Es importante tener en cuenta que estos modelos no son aplicables a ecosistemas de suelos carbonatados ya que el CO₂ del suelo puede proceder tanto de la respiración como de procesos geoquímicos que no se tienen en cuenta en estos modelos puramente ecofisiológicos. Bajo estas circunstancias la temperatura, la luz y el contenido de agua en el suelo no son las únicas variables a tener en cuenta. Estos modelos ecofisiológicos, además de emplearse en la discriminación de procesos también se emplean para conocer el F_c a partir de variables como la temperatura y luz, cuando no disponemos de medidas de este flujo. En este caso, los modelos ecofisiológicos se usan para el relleno de huecos de esta variable con el fin último de obtener el NEE.

Además de los modelos ecofisiológicos, los estudios sobre la composición isotópica del CO₂ se están convirtiendo en una poderosa herramienta para discriminar la procedencia del F_c medido (Yakir y Sternberg 2000). La combinación de la técnica de isótopos estables, junto con medidas de concentración de CO₂, se emplean en elaboración del diagrama de "Keeling" (Hemming et al., 2005). Esta representación da una aproximación de la composición isotópica del F_c medido y nos permite conocer la aportación de cada componente del ecosistema al intercambio de CO₂ con la atmósfera. La discriminación isotópica que se produce en la fotosíntesis, implica que la materia orgánica terrestre presente un contenido en ¹³C inferior al presente en el CO₂ atmosférico, del mismo modo, los carbonatos inorgánicos sedimentados poseen un contenido en ¹³C muy reducido. El conocimiento de la discriminación isotópica de estos procesos junto con estudios sobre el contenido en ¹³C del CO₂ medido con el sistema EC nos permitirá conocer el papel de la fotosíntesis y la respiración sobre el F_c medido así como la contribución de los procesos geoquímicos en el

intercambio de CO₂ con la atmósfera, en el caso de ecosistemas de suelo carbonatado.

El objetivo de esta tesis es caracterizar los intercambios de CO₂ en un ecosistema semiárido de origen carbonatado ubicado en el sur de la Península Ibérica (Sierra de Gádor (Almería)). La técnica empleada para ello ha sido la técnica EC combinada con sistemas de cámaras para cuantificar los intercambios de CO₂ del suelo con la atmósfera y los modelos ecofisiológicos y la técnica de isótopos estables, para conocer la procedencia de los flujos medidos con las torres EC y las cámaras.

2. LA TÉCNICA *EDDY COVARIANCE*

2.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1.1. EL TRANSPORTE TURBULENTO

Los procesos de transporte de momento, masa o energía que se producen en la superficie pueden modificar las características de la atmósfera hasta una altura que va desde los 100 a los 3000 metros dando lugar a la *capa límite planetaria*. Más rigurosamente podemos definir la *capa límite planetaria* como la parte de la troposfera que directamente se ve influenciada por la presencia de la superficie terrestre y responde a estímulos provenientes de la superficie en escalas horarias y menores (Stull 1988). Dentro de estos estímulos destacaremos los fenómenos de fricción, transporte de calor, evapotranspiración, y fotosíntesis y respiración que dan lugar a modificaciones en el flujo de momento, calor, vapor de agua y CO₂, respectivamente.

Dentro de la *capa límite planetaria* la turbulencia es el mecanismo responsable del transporte de materia, calor o momento lineal. La turbulencia se manifiesta de forma irregular en forma de fluctuaciones *quasi* aleatorias en la velocidad, la temperatura o la concentración de un escalar en el seno de un medio fluido, el aire. De este modo, la turbulencia se relaciona con cambios en las magnitudes de estas variables con el tiempo en un punto dado y de un punto a otro en el seno del fluido. La turbulencia de cualquiera de las variables comentadas se caracteriza por el valor promedio de la variable y su correspondiente fluctuación. En la práctica, es frecuente hablar en términos de remolino (*eddy*) cuando queremos describir la turbulencia cualitativamente. Se entiende por remolino una estructura claramente definida que puede aislarse y cuyo comportamiento puede ser estudiado mediante el seguimiento de su recorrido (Arya 1988). En el estudio de visualización de flujos, análisis estadístico de datos de turbulencia y otros estudios teóricos, el flujo turbulento se interpreta como un conjunto organizado de remolinos de distintos tamaños. En la capa límite planetaria, el tamaño de los remolinos

oscila desde los 10^{-3} hasta los 10^3 metros. La frecuencia de los remolinos, asociada a su tamaño, será proporcional a la energía de los mismos.

Entre los mecanismos generadores de la turbulencia cabe destacar la radiación, la cizalla y la flotabilidad, siendo la viscosidad el principal mecanismo de disipación. Las ondas electromagnéticas recibidas o emitidas por la superficie generan gradientes de temperatura en la atmósfera próxima a la superficie, esto provoca un movimiento turbulento de las masas de aire dependiendo de su densidad. La rugosidad de la superficie terrestre ejerce resistencia a la dirección de viento predominante (cizalla), esto provoca una diferencia de gradientes de velocidad de viento con la altura dando lugar a la formación de turbulencia y flujo de momento hacia la superficie. Por último, la combinación del empuje aerodinámico aplicado a una burbuja de aire junto con el peso de la misma, actuarán generando un ascenso o descenso de la burbuja en función de su densidad (flotabilidad). Durante el día, la radiación, la cizalla y la flotabilidad actuarán en conjunto para generar la turbulencia. Durante la noche el único mecanismo capaz de generar turbulencia será la cizalla, ya que no existe aporte de radiación por parte del sol y la flotabilidad actúa haciendo descender la burbuja como consecuencia de un aumento en su densidad (Arya 1988).

2.1.2. CUANTIFICACIÓN DEL TRANSPORTE TURBULENTO

Para la cuantificación del transporte turbulento se toman medidas simultáneas de la cantidad de la magnitud escalar que deseamos medir y la velocidad del fluido que lo transporta, obteniendo así el flujo del escalar estudiado. La elección de la variable escalar dependerá de los procesos físicos que se deseen caracterizar. En el caso del flujo turbulento de CO_2 nos interesa determinar, a nivel de ecosistema, la cantidad de dicho gas que es liberado a la atmósfera por respiración y otros procesos (ecosistema fuente) o asimilado en forma de carbono orgánico mediante la fotosíntesis (ecosistema sumidero). Debemos por tanto, elegir un escalar cuya magnitud únicamente varíe atendiendo a estos procesos.

Para expresar la cantidad de un componente traza presente en un fluido podemos usar una serie de variables escalares. En la Tabla 2.1 se resumen las definiciones de las variables usadas para expresar la cantidad de CO₂ presente así como las condiciones o procesos bajo las que resultan conservativas.

Variable	Densidad de CO ₂ (ρ_c)	Fracción molar	Razón de mezcla (c)
Definición	Masa de CO ₂ por unidad de volumen de aire	Razón molar: moles de CO ₂ por moles de aire total	Razón de masa: masa de CO ₂ por masa de aire seco
Unidades (SI)	kg m ⁻³	mol mol ⁻¹	kg kg ⁻¹
<i>Procesos atmosféricos</i>		<i>Propiedades conservativas de las variables</i>	
Flujo de calor (expansión-compresión)	No conservativo	Conservativo	Conservativo
Evapotranspiración (difusión de vapor de agua)	No conservativo	No conservativo	Conservativo

Tabla 2.1

A. S. Kowalski y P. Serrano-Ortiz (2007)

Para definir el flujo turbulento debemos elegir una variable escalar apropiada para el CO₂ que varíe únicamente como resultado de la existencia de una fuente o sumidero de dicho gas en superficie. En la Tabla 2.1 observamos que tan sólo la razón de mezcla es una variable apropiada para evaluar los flujos de CO₂, ya que el resto de variables incluidas en la Tabla 2.1 experimentan cambios como consecuencia de intercambios de calor o vapor de agua, que nada tiene que ver con la existencia de fuentes o sumideros en superficie.

En el caso de procesos de transferencia de calor sólo dos de las variables definidas anteriormente, se conservan: la fracción molar y la razón de mezcla (c). Ambas variables se conservarán frente a los fenómenos de expansión y compresión asociados a la transferencia de calor en un fluido. La densidad de CO₂ (ρ_c), al definir la cantidad de CO₂ en relación al volumen de

aire seco, no se conserva durante este proceso y por tanto, no es apropiado definir el flujo turbulento en términos de variaciones de ρ_c .

La difusión de vapor de agua es otro proceso atmosférico muy común en el que dos de las variables no se conservan. Las moléculas de vapor de agua generadas durante la evaporación desplazarán las moléculas de CO_2 para un volumen dado, disminuyendo así la cantidad de CO_2 en relación a dicho volumen. De este modo, si seleccionamos la variable ρ_c , la evaporación en superficie simula un sumidero ficticio en superficie de CO_2 . La fracción molar de CO_2 es una variable escalar que, de igual modo, se ve afectada por procesos de difusión de vapor de agua ya que define la cantidad de CO_2 en relación al aire total incluyendo el vapor de agua. La evaporación genera gradientes en la fracción molar de CO_2 ocasionando una difusión de dicho gas que nada tiene que ver con intercambios de CO_2 en superficie.

En conclusión, elegimos la razón de mezcla como variable escalar para definir el flujo turbulento de CO_2 y caracterizar los intercambios de este gas en superficie, ya que es la única variable que se conserva durante los procesos de expansión y compresión y difusión de vapor de agua por evaporación (Kowalski y Serrano-Ortiz 2007).

2.1.3. DEFINICIÓN DE FLUJO TURBULENTO DE CO_2

Los intercambios de momento, calor, y materia entre la atmósfera y la superficie deben atravesar una capa turbulenta de la atmósfera. Como ya hemos comentado anteriormente, dentro de esta capa, los intercambios se producen a través de flujos turbulentos. Matemáticamente, estos intercambios turbulentos se definen por las covarianzas de las magnitudes apropiadas (momento lineal, calor, y razón de mezcla) con el viento.

Para comprender esto, consideremos el flujo vertical de una magnitud escalar C con una razón de mezcla c . Así si el flujo de una magnitud escalar en una dirección dada esta definido como la cantidad de ese escalar que atraviesa por unidad de tiempo y la unidad de área normal a la dirección, es obvio que la componente de la velocidad en la dirección del movimiento es la

responsable del transporte y por lo tanto del flujo. De este modo, el flujo en la dirección vertical en un instante dado se define como:

$$F_C = \rho_a c w \text{ (kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}\text{)} \quad (2.1)$$

Donde ρ_a es la densidad del aire (kg m^{-3}), c es la razón de mezcla (kg kg^{-1}) y w es la velocidad vertical del viento (m s^{-1}). Para el análisis del flujo turbulento es común considerar las variables que intervienen en este flujo (velocidad y razón de mezcla) como suma de su valor medio más un término de medida de su fluctuación (descomposición de Reynolds).

$$x = \bar{x} + x' \quad (2.2)$$

Si aplicamos la descomposición de Reynolds a la ecuación (2.1) obtenemos:

$$c = \bar{c} + c'$$

$$w = \bar{w} + w'$$

$$\text{Así, } cw = (\bar{c} + c')(\bar{w} + w') = \bar{c}\bar{w} + c'\bar{w} + \bar{c}w' + c'w' \quad (2.3)$$

Si queremos usar esta definición de flujo para el estudio del funcionamiento de un ecosistema en lo referente a los intercambios de CO_2 entre superficie y la atmósfera, no nos interesan valores puntuales de flujo sino un valor promedio, ya que un valor puntual de este flujo presentará una variabilidad enorme, dada la naturaleza caótica de la turbulencia. Aplicando promedios a la ecuación (2.3) obtenemos:

$$\overline{cw} = \overline{c\bar{w}} + \overline{c'w'} + \overline{\bar{c}w'} + \overline{c'\bar{w}} \quad (2.4)$$

La fluctuación (w' , c') es la desviación del valor instantáneo respecto de la media (\bar{w} , \bar{c}). Las fluctuaciones negativas se compensan con las positivas haciendo que la media de las fluctuaciones de una variable sea cero.

Esto da lugar a que el segundo y tercer sumando de la ecuación (2.4) sean iguales a cero. De este modo:

$$\overline{cw} = \overline{c\bar{w}} + \overline{c'w'} \quad (2.5)$$

De acuerdo a la ecuación (2.5), el flujo promedio de un escalar se puede desglosar en la suma de un transporte medio ($\overline{c\bar{w}}$) y otro turbulento ($\overline{c'w'}$). Este último es matemáticamente idéntico a una covarianza y se considera el transporte dominante (apartado 2.1.1).

Centrándonos en el intercambio de CO₂ entre superficie y atmósfera, definimos el flujo turbulento vertical de CO₂ como la covarianza de la velocidad vertical de viento y la razón de mezcla multiplicada por ρ_a para obtener unas unidades más comunes de flujo por unidad de área.

$$F_C = \overline{\rho_a c'w'} \quad (\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}) \quad (2.6)$$

Con la técnica *eddy covariance* mediremos la velocidad del viento y la razón de mezcla del escalar a una frecuencia lo suficientemente alta como para detectar los remolinos responsables del transporte turbulento. Posteriormente, se aplicará un promediado para cerrar el intervalo de rangos de tamaño de los remolinos de carácter turbulento.

2.1.4. ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

El transporte turbulento predomina en condiciones de ausencia de estabilidad atmosférica. La inestabilidad o estabilidad atmosférica determinará el predominio de flujo de carácter turbulento o laminar. Un flujo laminar está caracterizado por ser un movimiento ordenado en el que la mezcla entre capas adyacentes es pequeña, únicamente en escala molecular. El origen de la turbulencia no es fácil identificar. Un flujo que inicialmente no era turbulento puede pasar a serlo por la acción de algún mecanismo de inestabilidad. Dado que la turbulencia implica disipación de energía, es necesario que los mecanismos que producen la turbulencia actúen de manera continua para mantenerla.

Distinguimos entre dos tipos de estabilidad:

- *Estabilidad estática*. Es una medida de la capacidad para producir convección natural, es decir sin que se trate de un mecanismo forzado por la acción del viento. Variaciones de la temperatura y la humedad con la altura da lugar a una estratificación de la capa límite planetaria por densidad (Arya 1988). Así tendremos que el aire es estáticamente inestable cuando el aire menos denso está por debajo del más denso. Para contrarrestar esta inestabilidad se producirá en el fluido una circulación convectiva estabilizándolo. Para conocer si un estrato atmosférico es estable o no, se acude al concepto de gradiente de temperatura, entendido como la variación de la temperatura con la altura. De este modo, si el aire ascendente se enfría más rápidamente que el ambiente, una vez que la fuerza de ascenso haya desaparecido la burbuja descenderá a un nivel de equilibrio más estable por ser más densa que su entorno. Si por el contrario, la burbuja de aire que se eleva llega a estar más caliente que su entorno, ésta tiende a seguir subiendo una vez dado el impulso inicial.

- *Estabilidad dinámica*. En este caso consideramos la acción del viento. Así, si el aire es estable, el viento puede generar turbulencia dinámicamente y con ello inestabilidad. El fluido reacciona de tal manera que tiende a anular la

causa de la inestabilidad a través de la turbulencia. En el caso de la inestabilidad mecánica, la turbulencia tiende a reducir la cizalla del viento, es decir, el gradiente vertical de velocidades. De este modo, una vez que la turbulencia haya actuado para estabilizar el sistema, esta cizalla desaparecerá (Stull 1988).

2.1.4.1. TEORÍA DE LA SEMEJANZA

Fue propuesta por primera vez por Monin-Obukhov en 1954. Según esta teoría el flujo medio y turbulento, en una superficie horizontal y homogénea, depende únicamente de cuatro variables independientes:

- altura sobre la superficie (z)
- velocidad de fricción (U^*), que se define como la raíz cuadrada del flujo vertical de momento.
- flujo cinemático superficial de calor ($\overline{w'T'}$)
- variable ascensional ($\overline{g/T}$), definida como la razón entre la aceleración de la gravedad y el valor promedio de la temperatura. Esta variable es una medida del ascenso o descenso de una burbuja por flotabilidad.

Esta teoría de semejanza parte de una serie de hipótesis:

- el flujo horizontal es homogéneo y cuasiestacionario
- los flujos turbulentos de momento y calor son constantes (independientes de la altura)
- los intercambios moleculares son insignificantes en comparación con los intercambios turbulentos
- los efectos rotacionales pueden ser ignorados en la capa superficial (el flujo promedio no rota)
- la influencia de la rugosidad superficial, la altura de la capa límite y vientos geostroficados están contabilizados a través de U^* .

Las variables independientes en la teoría de semejanza de Monin-Obukhov involucran tres dimensiones fundamentales (longitud, tiempo y temperatura). De acuerdo con el teorema de Buckingham, a partir de estas variables, sólo se puede formular una variable adimensional. Esta variable expresada en términos de la longitud de Monin-Obukhov se expresa como:

$$\zeta = \frac{z}{L}$$

donde:

$$L = -\frac{U_*^3 \rho c_p T_r}{kgH} \quad (2.7)$$

El parámetro L se denomina “longitud de Monin-Obukhov” y representa la altura, sobre la superficie, en la que los fenómenos de flotabilidad comienzan a dominar sobre los procesos de cizalla. Siendo U_* (m s^{-1}) la velocidad de fricción, T_r (K) es la temperatura del aire a la altura de referencia, C_p ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) es el calor específico del aire, ρ (kg m^{-3}) es la densidad del aire, k es la constante de von Karman (0.41), g es la aceleración de la gravedad (9.8 m s^{-2}) y H (W m^{-2}) es el flujo de calor sensible que se calcula mediante el producto del flujo cinemático superficial de calor ($\overline{w'T'}$), ρ y C_p . Este último flujo es resultado de la diferencia de temperatura entre la superficie y el aire y se da por mecanismos no radiativos.

Las predicciones simplificadoras que se siguen de la hipótesis de Monin-Obukhov son que el flujo medio o la magnitud turbulenta media en la capa superficial tienen que ser únicamente función de z/L . Esta razón es un importante parámetro que cuantifica la importancia relativa de la flotabilidad sobre la cizalla en los procesos de estratificación atmosférica. En capas próximas a la superficie la cizalla es un fenómeno predominante mientras que la flotabilidad es prácticamente despreciable ($z \ll |L|$). Por el contrario, a medida que nos alejamos de la superficie los procesos de flotabilidad dominan sobre la cizalla ($z \gg |L|$). Bajo estas premisas, esta variable puede emplearse para determinar las condiciones de estabilidad atmosféricas:

Condiciones atmosféricas estables: $z/L > 0.01$

Condiciones atmosféricas neutras: $0.01 > z/L > -0.01$

Condiciones atmosféricas inestables: $-0.01 > z/L > -0.1$

Condiciones atmosféricas muy inestables: $-0.1 > z/L$

2.1.4.2. TRANSFERENCIA MOLECULAR Y TURBULENTO. TEORÍA DEL TRANSPORTE POR GRADIENTE

Para facilitar la comprensión y el comportamiento del flujo turbulento se hace uso de la hipotética analogía entre la transferencia molecular y la turbulenta. Se trata de una aproximación al transporte por gradientes, debido a que el transporte turbulento o flujo se relacionan con los gradientes apropiados de variables medias.

De acuerdo con la ley de Fick, la difusión molecular en la dirección del flujo, puede definirse como el producto del un coeficiente de viscosidad (K_m) y el gradiente de la velocidad horizontal con la altura.

Si aplicamos la teoría de la semejanza al transporte turbulento de momento podemos escribir:

$$\begin{aligned}\overline{u'w'} &= -K_t \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \\ \overline{v'w'} &= -K_t \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)\end{aligned}\tag{2.8}$$

Donde K_t es el intercambio turbulento de momento o viscosidad turbulenta y es análogo a la viscosidad molecular (K_m). Se pueden proponer relaciones similares para los flujos turbulentos de calor, vapor de agua o CO_2 . En el caso del flujo turbulento de CO_2 .

$$\overline{w'c'} = -K_c \left(\frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right)\tag{2.9}$$

Donde K_c es el coeficiente de intercambio o difusividad turbulenta de CO_2 ; \bar{c} y c' denotan la media y la fluctuación de la razón de mezcla de CO_2 .

Estas relaciones de transporte de gradiente no son expresiones de leyes físicas como lo son sus homologas del transporte molecular, ya que no están basadas en una teoría rigurosa.

2.1.5. ECUACIÓN DE CONSERVACIÓN APLICADA AL FLUJO DE CO₂

Para establecer una relación entre el flujo turbulento de CO₂ medido con la técnica *eddy covariance* y los intercambios de CO₂ entre superficie y atmósfera debidos a la existencia de una fuente o sumidero de dicho gas en superficie, se hace necesaria la formulación de una ecuación de conservación de dicho gas. Las perturbaciones pueden acumularse localmente (almacenamiento) y/o ser transportadas a otros lugares mediante movimientos turbulentos (ejm. F_c) o no turbulentos. En nuestro caso, la difusión molecular es un mecanismo de transporte bastante ineficaz (salvo en el entorno próximo a la superficie) y por ello se excluye de la definición de transporte. Antes de formular la ecuación de conservación, veremos las ventajas que supone expresar dicha ecuación en términos de razón de mezcla frente a las desventajas de su formulación atendiendo a la conservación de la masa por unidad de volumen (ecuación de conservación en términos de densidad de CO₂ (ρ_c)).

En este contexto, que engloba la técnica *eddy covariance* y los intercambios en superficie, no es recomendable (pero no por ello incorrecto) expresar la ecuación de conservación en términos de densidad de CO₂ referida a un volumen de control. Una de las principales razones es el hecho de que intercambios de vapor de agua y de calor modifican también la densidad de CO₂ en nuestro volumen de control (apartado 2.1.2) haciendo que la ecuación de conservación de CO₂ se complique tal y como se recoge en la bibliografía (Leuning 2004; Leuning 2007). De este modo, cuando hablamos de intercambios de CO₂ entre superficie y atmósfera (proceso independiente a los fenómenos de expansión o compresión o intercambios de vapor de agua), la razón de mezcla es la variable más apropiada para expresar la ecuación de conservación del CO₂.

Las fluctuaciones en la razón de mezcla, debidas únicamente a la existencia de una fuente o sumidero de dicho gas en superficie pueden acumularse localmente o ser desplazadas. Si suponemos que nuestra superficie es plana y presenta homogeneidad horizontal podemos escribir la

ecuación de conservación, referida a un volumen de control, de la siguiente forma (Baldocchi et al., 1988)

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \overline{w \frac{\partial c}{\partial z}} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{w' c'} = S_c \quad (2.10)$$

(I) (II) (III)

En la ecuación (2.10), la suma de los cambios en el almacenamiento (I), los fenómenos de advección vertical (II) y el flujo vertical turbulento divergente (III) se igualan al término de fuente o sumidero (S_c). Los fenómenos de advección se producen como consecuencia de la existencia de una velocidad vertical combinada con un gradiente de razón de mezcla de CO_2 , originado por procesos ajenos a la existencia de una fuente o sumidero de CO_2 en superficie (vegetación no homogénea, ondulaciones de terreno,...) Dado que este gradiente raramente excede los 10^{-6} m^{-1} ($\approx 0.7 \text{ ppm m}^{-1}$) en condiciones de turbulencia e incluso en zonas próximas a superficies con vegetación (Xu et al., 1999; Rannik et al., 2004), el efecto de estas velocidades sobre la ecuación de conservación (2.10) puede despreciarse. Sólo en casos en los que exista estabilidad atmosférica, superficies no homogéneas o terrenos complejos deberíamos plantearnos la posibilidad de que los flujos verticales turbulentos no sean debidos únicamente a la existencia de una fuente o sumidero de CO_2 en superficie, una vez corregidos por el término de almacenamiento, si este se produce.

2.1.6. CONSIDERACIONES PARA LA APLICACIÓN DE LA TÉCNICA *EDDY COVARIANCE*

Frecuencia de medida. La energía de los remolinos responsables del transporte turbulento está asociada a la frecuencia. La frecuencia de medida debe ser aquella que incluya los remolinos responsables del transporte turbulento entre el ecosistema y la atmósfera. Esta frecuencia dependerá de la velocidad media horizontal y el tamaño del remolino responsable del transporte:

$$n = \frac{\bar{u}}{l} \quad (2.11)$$

donde n es la frecuencia (Hz), \bar{u} es la velocidad media horizontal y l es el tamaño del remolino. A medida que ascendemos en altura, el tamaño del remolino responsable del transporte es mayor. Se asume que el tamaño del remolino puede estimarse a través de la siguiente ecuación (Stull 1988):

$$l^2 = k^2 z_s^2 \quad (2.12)$$

donde k es la constante de von Karman (0.4) y z_s es la altura de los sensores. De este modo, para valores típicos de velocidad horizontal promedio de viento (3-10 m s⁻¹) y altura de los sensores comprendida entre un metro y diez metros, la frecuencia a la que deben medir nuestros sensores debe estar comprendida entre los 10-20 Hz aproximadamente.

Elección del valor promedio de flujo. Como ya se ha comentado anteriormente, debido a la naturaleza caótica de la turbulencia, nos interesará el valor promedio de la covarianza de la velocidad de viento y la razón de mezcla. Dado que la energía de los remolinos estará asociada a la frecuencia, debemos elegir un promedio que recoja toda la energía correspondiente al transporte turbulento pero que no sea tan grande como para recoger también energía de tipo sinóptico responsable de las variaciones en el tiempo (anticiclones y borrascas). De este modo, para la elección del promedio, se tiene en cuenta la ausencia de remolinos a una frecuencia intermedia entre la escala sinóptica (variaciones diurnas y estacionales) y turbulenta (variaciones

a nivel de ecosistema). El rango de esta frecuencia intermedia (mesoescala) va aproximadamente desde las 5 horas a los 10 minutos, pudiendo así tomar desde el promedio de 5 horas hasta el de 10 minutos. No obstante, para mantener las condiciones estacionarias en la atmósfera, no interesa calcular el promedio de varias horas ya que podría perderse la estacionariedad (cambio en la dirección del viento, estabilidad,...). La red internacional FLUXNET dedicada a la aplicación de la técnica *eddy covariance* para el estudio de intercambios entre atmósfera y ecosistema, ha elegido el promedio de 30 minutos para cuantificar estos intercambios.

Altura de los sensores de medida. Una variación abrupta de las propiedades de la superficie, tales como la rugosidad o la temperatura superficial, pueden afectar al aire que circula sobre ella. Solo la parte más inferior de la capa límite esta en equilibrio con la superficie que la modifica y por lo tanto, los flujos se pueden considerar independientes de z hasta una cierta altura. Esta altura determina una altura máxima (Z_{\max}) por debajo de la cual se debe situar el sensor. La altura máxima se puede calcular a partir de la razón "altura del sensor"/"fetch". Una buena norma es considerar esta razón como 1:100 (Verma 1990), en este caso, la superficie homogénea que rodea a la torre de medida ("fetch") debe ser 100 veces superior a la altura de los sensores. En la práctica esta razón se considera algo excesiva y suele ser suficiente con una razón 1:20 (Heilman et al., 1989).

La altura mínima (Z_{\min}) a la que se pueden colocar los sensores viene establecida para una frecuencia de muestreo y un régimen de vientos dado.

$$z_{\min} = \frac{2\bar{u}}{n} \quad (2.13)$$

Altura de la vegetación. Si la superficie tiene vegetación, deberíamos incluir el llamado desplazamiento del plano cero (d) en la estimación de la altura de los sensores. Este término nos indica la altura a la cual la velocidad del viento es nula por la acción de las plantas. De este modo, la altura efectiva de los sensores (z_s) viene definida por la altura real de los mismos menos el desplazamiento del plano 0, es decir ($z-d$). Otro parámetro de altura relacionado con la vegetación es la altura de rugosidad (z_0), que se define

como la altura efectiva de las irregularidades que forman los elementos de la rugosidad.

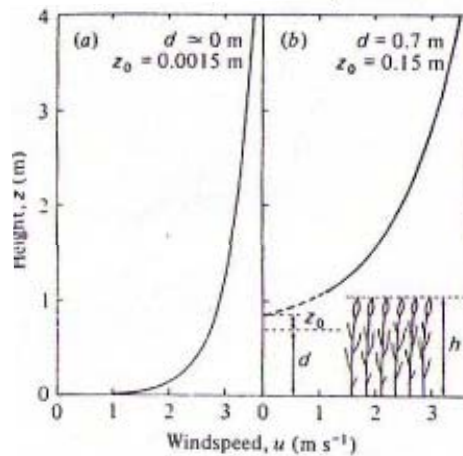


Figura 2.1. Perfil vertical de la velocidad media horizontal con la altura para un suelo desnudo (a) y un suelo con cereales (b), suponiendo una velocidad de viento promedio de 3.5 m s⁻¹ a una altura de 4m (Jones 2000).

Signo de los flujos. Por convenio se ha establecido que los flujos no radiativos, como es el caso del flujo de CO₂, tienen signo positivo cuando van desde la superficie a la atmósfera, actuando el ecosistema como fuente de CO₂, y signo negativo cuando van en sentido opuesto, desde la atmósfera hacia la superficie, actuando el ecosistema como sumidero de CO₂.

2.1.7. ÁREA DE INFLUENCIA (*FOOTPRINT*)

Los modelos de *footprint* se aplican junto con las medidas de *eddy covariance* para determinar el área de influencia (área fuente) de los flujos estimados con esta técnica. Gracias a estos modelos podremos estimar de dónde proceden los flujos de CO₂ o vapor de agua medidos por nuestro sistema. La importancia de estos análisis de *footprint* radica fundamentalmente en:

1. Poder relacionar las medidas realizadas con la técnica *eddy covariance* con otros tipos de medidas (cámaras de flujos de CO₂ al suelo, estudios de índice de área foliar (LAI), biodiversidad,...)

2. En determinados estudios, el área fuente obtenida puede ser superior o no corresponderse en su totalidad con el área del ecosistema que queremos estudiar. En estos casos, usaremos los análisis de *footprint* para rechazar aquellos datos medidos por la técnica *eddy covariance* procedentes de la superficie del área fuente localizada fuera de nuestro área de estudio.

Los primeros estudios de *footprint* surgen como consecuencia de la consideración del carácter finito de la extensión de superficie homogénea que rodea la instrumentación de medida ("fetch"). Esta condición de superficie homogénea es imprescindible para evitar la existencia de gradientes horizontales de razón de mezcla de CO₂ que da lugar a los fenómenos de advección horizontal. Este carácter finito del "fetch" presupone un determinado error de muestreo en las medidas micrometeorológicas que motivó en la década de los 80 un estudio más profundo de la procedencia de las medidas tomadas. Así, en 1986 se publica uno de los primeros modelos de *footprint* basados en la altura de las medidas y parámetros de rugosidad (bajo condiciones de estabilidad neutra) que, unidas a análisis de cambios en la tasa de evaporación en los bordes del área de estudio, servirán para la determinación del error de muestreo (Gash 1986).

El concepto de *footprint* y su aplicación en la técnica *eddy covariance* para la cuantificación de los intercambios de CO₂ entre atmósfera y superficie,

alcanzan una gran relevancia e interés dentro de la comunidad científica en la década de los 90. Entre esta proliferación de modelos de footprint cabe destacar los siguientes: el modelo basado en la difusión turbulenta vertical de Lagrange y la advección (Leclerc y Thurtell 1990); el modelo de footprint aplicable a flujos escalares pasivos de Schmid (Schmid 1994) por su fácil aplicación y su carácter analítico; el modelo publicado por Baldocchi (Baldocchi 1997) que incluye el concepto de difusión longitudinal del viento y cobertura vegetal; y el modelo de Kjun (Kljun et al., 2004) por su reciente publicación y fácil aplicación.

A pesar de la utilidad de dichos análisis, es importante destacar que estos modelos son aplicables únicamente a superficies planas y horizontalmente homogéneas; requisitos que raramente poseen los ecosistemas naturales. Este problema intenta solventarse mejorando los modelos con métodos de agregación basados en la estimación de la rugosidad y altura efectiva, realizando estudios comparativos (Kljun et al., 2003; Rannik et al., 2003), realizando validaciones independientes de los modelos (Foken y Leclerc 2004) o incluso comparando los modelos de footprint obtenidos, con medidas de gases traza artificiales (SF₆) (Leclerc et al., 2003).

Dada la gran variedad de modelos de footprint publicados y resumidos en Schmid (Schmid 2002) y la difícil aplicación de estos modelos sobre los ecosistemas naturales, la elección de un modelo efectivo para cada ecosistema se hace complicado. Ante esta dificultad se sugieren las siguientes recomendaciones (Markkanen, T. (*comunicación personal*)):

1. Recapacitar acerca de los beneficios de conocer el área fuente en el ecosistema de estudio
2. Plantearse qué es lo que se espera del modelo
3. Probar el modelo seleccionado acorde con la filosofía tomada
4. No abandonar la discusión (escepticismo ante los resultados obtenidos)

Siguiendo estas recomendaciones hemos seleccionado el modelo FSAM (*Flux-Source Area model*) publicado por Schmid en 1994 por su simplicidad y fácil aplicación. Los resultados obtenidos por este modelo serán

más que suficientes para el uso que se le pretende dar a los mismos. Este modelo de footprint se aplicará con la intención estudiar si los flujos de CO₂ medidos con esta técnica proceden de un área representativa del ecosistema y sus dimensiones están dentro del “fetch” de nuestro sistema de medida. Los parámetros de entrada del modelo son: z_s/z_o (altura de medida respecto a la longitud de rugosidad), z_s/L (altura de medida frente a la longitud de Obhukov) y $\sigma v/U^*$ (desviación estándar de las fluctuaciones de la velocidad longitudinal de viento frente a la velocidad de fricción). Los parámetros de salida del modelo FSAM que determinan las dimensiones del área fuente, se resumen en la figura 2.2:

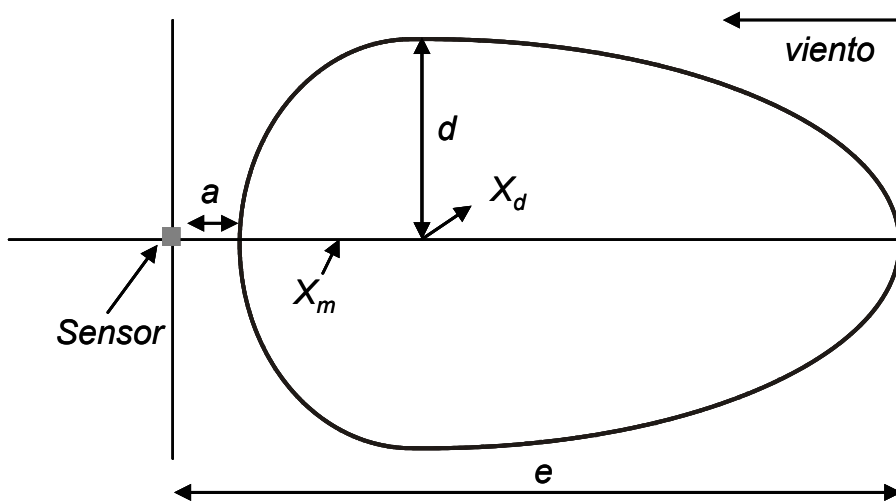


Figura 2.2. Dimensiones características del área fuente. Donde X_m es la distancia de la fuente máxima (distancia a barlovento tomando como inicio el sensor); la distancia a , localiza el extremo del área fuente más cercano al sensor; la distancia e , localiza el extremo del área fuente más lejano al sensor; la distancia d , representa el radio máximo del área fuente y X_d , es la distancia al sensor del radio máximo del área fuente. (Schmid, 1994). Los parámetros a , e , d y X_d se pueden calcular para dar explicación al 10%. 20%.....90% del total del fluido medido.

2.2. UTILIDAD

La técnica *eddy covariance* se emplea para determinar el flujo de momento lineal, materia (vapor de agua, CO₂, etc.) o energía transferido entre la atmósfera y una superficie terrestre (Moncrieff et al., 1997). La caracterización de estos flujos se hace imprescindible en las siguientes investigaciones:

1. *Balance de energía de un ecosistema* (Wever et al., 2002; Wilson et al., 2002). El sistema *eddy covariance* también se usa para el cálculo del flujo de calor sensible y de calor latente, componentes esenciales del balance de energía. En una superficie ideal podemos escribir (Arya 1988):

$$R_n - G = H + LE \quad (2.14)$$

Donde R_n es la irradiancia neta, G es el flujo de calor al suelo, H es el flujo de calor sensible y LE es el flujo de calor latente. Por convenio, los flujos radiativos (R_n) son positivos cuando van dirigidos hacia la superficie terrestre y los flujos no radiativos (G , LE , H) son positivos cuando salen de la superficie.

2. *La evapotranspiración en el ciclo hidrológico* (Cook et al., 1998)

3. *Deposición seca de aerosoles o de gases como el amoníaco*

4. *Estimación del intercambio neto anual (NEE) de un ecosistema para caracterizarlo como fuente o sumidero de CO₂ y en qué cuantía* (Granier et al., 2000; Hunt et al., 2002; Carrara et al., 2004; Hasting et al., 2005).

Esta última aplicación de la técnica *eddy covariance* es la que hemos empleado en el desarrollo de la tesis. El cálculo del balance de energía y la evapotranspiración se han considerado herramientas secundarias en la consecución de nuestros objetivos.

2.2.1. VENTAJAS DE LA TÉCNICA *EDDY COVARIANCE*

El interés de la técnica *eddy covariance* radica fundamentalmente, en que las medidas para el cálculo de los flujos se realizan desde el aire de modo que no se genera perturbación en el ecosistema. Otras ventajas de la aplicación de esta técnica en la estimación del intercambio neto anual de CO₂ un ecosistema son:

1. Capacidad para la caracterización de los intercambio de CO₂ en el conjunto del ecosistema.
2. Obtención de medidas directas del intercambio de CO₂ entre la atmósfera y la superficie.
3. Los valores de flujo generados por el área de influencia (footprint) son medidos directamente en la torre como consecuencia del desplazamiento turbulento.
4. Es capaz de medir automáticamente los intercambios de CO₂ de un ecosistema empleando un rango de tiempo de medida que va desde la hora hasta el año. (Baldocchi 2003).

2.2.2. INCONVENIENTES DE LA TÉCNICA *EDDY COVARIANCE*

A pesar de las importantes ventajas de esta técnica aún existen numerosas deficiencias y errores de medida que son necesarios corregir.

Advección. Los problemas de advección surgen cuando la técnica *eddy covariance* se aplica sobre terrenos con distribución de vegetación no homogénea, terrenos ondulados o terrenos con variedad de usos de suelo próximos al sistema de medida. En terrenos con estas características la ecuación conservación (ecuación 2.10) no se simplifica, y debemos incluir el término de advección en la ecuación (Heinesch et al., 2007).

Dificultades en la medida de los intercambios de CO₂ durante la noche. Los períodos nocturnos suelen coincidir con episodios de fuerte estabilidad atmosférica, generados por la formación de capas de inversión térmica. Dado que el transporte turbulento predomina en condiciones de inestabilidad atmosférica (apartado 2.1.4), esta capa de inversión impide los intercambios turbulentos entre superficie y atmósfera, que son los que medimos con el sistema *eddy covariance*. Esto hace que los valores de flujo nocturnos sean imprecisos y puedan no corresponder con intercambios en superficie.

Ubicación de la torre. Cuando esta técnica se aplica sobre terrenos no homogéneos y durante condiciones atmosféricas desfavorables la cuantificación de los intercambios de CO₂ entre el ecosistema y la atmósfera debe incluir medidas de almacenamiento, flujos divergentes y advección (apartado 2.1.5).

Tiempo de respuesta. Podemos definir el tiempo de respuesta como el tiempo que tarda nuestro instrumento de medida en “olvidar” la última medida realizada. Para la aplicación de la técnica *eddy covariance* este tiempo de respuesta debe ser muy pequeño, ya que necesitamos obtener los datos a alta frecuencia muy alta (10-20Hz, apartado 2.1.6), este requisito implica la utilización de instrumentación de respuesta rápida, con el coste económico que ello supone. El valor de la fluctuación medida podría corresponderse con el valor real aplicando el siguiente modelo:

$$Y_i = \alpha X_i + (1 - \alpha)Y_{i-1} \quad \alpha = e^{-t/\tau} \quad (2.15)$$

Donde Y_i es la fluctuación medida, X_i es la fluctuación real, t es el tiempo que ha pasado desde la última medida y τ es el tiempo característico. En determinadas situaciones (dependiendo de la altura de la torre y de la velocidad del viento) en las que los flujos son consecuencia del desplazamiento turbulentos en los que predominan remolinos de elevada frecuencia es importante un valor pequeño de τ (en torno a 0,005 s aproximadamente) para que las fluctuaciones medidas sean lo más parecidas posibles a las fluctuaciones reales.

Deficiencias en el cierre del balance de energía. La cuantificación del cierre del balance de energía es una herramienta que se usa tradicionalmente como test para establecer la calidad de los datos obtenidos con la técnica *eddy covariance* (Verma et al., 1986). Como se ha comentado anteriormente, la técnica *eddy covariance* también se usa para el cálculo de dos de los componentes esenciales del balance de energía (ecuación 2.14): el flujo de calor sensible (H) y de calor latente (LE). Los otros dos componentes, irradiancia neta (R_n) y el flujo de calor al suelo (G), se miden de forma independiente, sin aplicar la técnica *eddy covariance*. Teóricamente, si representamos la energía disponible para el ecosistema ($R_n - G$) en función del flujo de calor sensible más el flujo de calor latente deberíamos obtener una recta con pendiente la unidad. En realidad lo que se obtiene es una dispersión de puntos en torno a una recta con pendiente inferior a la unidad, siendo los valores más frecuentes los comprendidos en el rango de 0.7 y 0.9 (Wilson et al., 2002). Este resultado suele atribuirse a una subestimación de los flujos medidos con la técnica *eddy covariance* (Twine et al., 2000; Foken et al., 2006; Liu et al., 2006a). Sin embargo, tampoco podemos descartar la posible existencia de otros componentes del balance de energía aún por descubrir.

2.3. INSTRUMENTACIÓN EMPLEADA

2.3.1. INSTRUMENTACIÓN PARA LA APLICACIÓN DE LA TÉCNICA *EDDY COVARIANCE*

Anemómetro sónico (CSAT-3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). Mide las fluctuaciones turbulentas de las tres componentes del viento y de la velocidad del sonido a partir de la cual se obtiene el valor aproximado de la temperatura virtual del aire. El rango de medida del instrumento para las componentes del viento es de -65.5 m s^{-1} hasta 65.5 m s^{-1} con una sensibilidad $\pm 0.002 \text{ m s}^{-1}$; en el caso de la temperatura del aire el rango es de -50°C a $+60^\circ\text{C}$ con una sensibilidad de $\pm 0.002^\circ\text{C}$

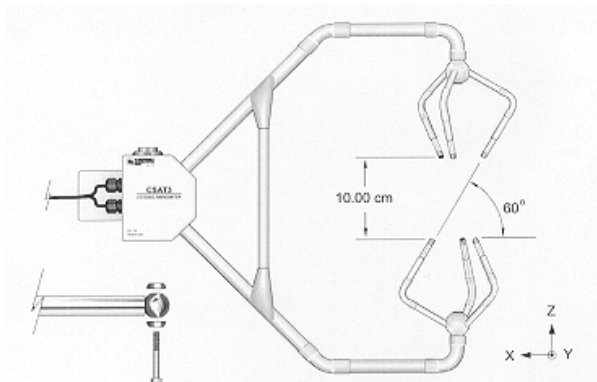


Figura 2.3. Anemómetro sónico CSAT-3

Cada eje del anemómetro envía dos señales ultrasónicas en direcciones opuestas. El tiempo que tarda la primera señal en llegar al mismo eje del brazo del anemómetro viene dado por:

$$t_0 = \frac{d}{c + u_a} \quad (2.16)$$

Donde d es la distancia que separa los transductores del mismo eje, c es la velocidad del sonido y u_a es la velocidad del viento en esa dirección.

El tiempo que tardará la segunda señal será:

$$t_b = \frac{d}{c - u_a} \quad (2.17)$$

La velocidad del viento en ese eje, u_a , se obtiene despejando c de una de las ecuaciones y sustituyendo en la otra. Obtenemos:

$$u_a = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_0} - \frac{1}{t_b} \right] \quad (2.18)$$

Esta velocidad de viento está referida al sistema de coordenadas no-ortogonal del anemómetro, y hace referencia a uno de los ejes del sistema. Las velocidades de los demás ejes u_b y u_c , vendrían dadas por expresiones análogas.

Las componentes no-ortogonales de la velocidad son transformadas en componentes de velocidad de viento ortogonales, u_x , u_y y u_z , mediante la siguiente expresión:

$$\begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} u_a \\ u_b \\ u_c \end{bmatrix}$$

Donde A es una matriz 3×3 de transformación de coordenadas que es única para cada anemómetro, y que se encuentra almacenada en la memoria ROM del sensor.

Como se ha comentado anteriormente, el anemómetro sónico permite realizar una medida de la temperatura virtual (Kaimal y Gaynor 1990), mediante variaciones medidas en la velocidad del sonido.

$$c^2 = \frac{\gamma \cdot P}{\rho} = \gamma \cdot R_d T_v = \gamma \cdot R_d T (1 + 0.61r) \quad (2.19)$$

Donde γ es el cociente del calor específico del aire húmedo a presión constante y el calor específico a volumen constante, P es la presión, ρ es la densidad del aire, R_d es la constante de los gases para el aire seco, T_v es la temperatura virtual (cuyo valor es determinado aproximadamente mediante el anemómetro sónico), T es la temperatura del aire y r es la razón de mezcla (cociente de masa de vapor y masa de aire seco).

Anemómetro sónico (modelo 81000, R. M. Young company, Michigan, USA). Mide las fluctuaciones turbulentas de las tres componentes del viento y de la velocidad del sonido a partir de la cual se obtiene el valor aproximado de la temperatura virtual del aire. El rango de medida del instrumento para las componentes del viento es de -40 m s^{-1} hasta 40 m s^{-1} con una sensibilidad de $\pm 0.05 \text{ m s}^{-1}$; en el caso de la temperatura del aire el rango es de -50°C a $+60^\circ\text{C}$ con una sensibilidad de $\pm 2^\circ\text{C}$. La filosofía de funcionamiento es similar al anemómetro sónico CSAT-3.



Figura 2.4. Anemómetro sónico R. M. Young

Analizador de gases $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ en el infrarrojo (Li-Cor 7500, Lincoln, NE, USA). Este instrumento realiza medidas simultáneas de CO_2 y vapor de agua a 150 Hz , posteriormente estas medidas son filtradas y promediadas saliendo

del instrumento a 5, 10 o 20 Hz. El instrumento está diseñado para medir fluctuaciones de CO₂ y vapor de agua y valores absolutos de densidad de vapor de agua y CO₂ con una sensibilidad de $\pm 0.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ en el caso del CO₂ y $\pm 0.5 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ en el caso del vapor de agua. También realiza medidas de la presión y temperatura del aire con una sensibilidad de $\pm 0.2^\circ \text{C}$ y $\pm 1.7 \text{ hPa}$ respectivamente.

Este analizador de gases en el infrarrojo incluye un programa que nos permite comunicarnos con el instrumento y modificar parámetros internos, calibrar el aparato y analizar su funcionamiento.

El LI-7500 es un sensor formado por un emisor de radiación infrarroja que emite a $4.25 \mu\text{m}$ (longitud de onda absorbida por el CO₂), $2.59 \mu\text{m}$ (longitud de onda absorbida por el vapor de agua) y $3.95 \mu\text{m}$ (longitud de onda de referencia, no absorbida por ningún componente del aire). La razón entre la cantidad de radiación a una longitud de onda determinada ($4.25 \mu\text{m}$ o $2.59 \mu\text{m}$) que deja pasar el aire atmosférico y la cantidad de radiación que deja pasar a la longitud de onda de referencia ($3.95 \mu\text{m}$), será proporcional a la cantidad de CO₂ o de vapor de agua por unidad de volumen del haz infrarrojo. De forma más concreta, el coeficiente de absorción de CO₂ (queda definido en función de la siguiente ecuación:

$$\alpha_c = \left(1 - \left[\frac{A_c}{A_{co}} + X_{wc} \left[1 - \frac{A_w}{A_{wo}} \right] \right] \right) (Z_{co} + Z_c V_d) \quad (2.20)$$

Donde A_c es el voltaje medido por el instrumento al incidir la radiación infrarroja con una longitud de onda susceptible de ser absorbida por el CO₂; A_{co} es el voltaje medido por el instrumento al incidir la radiación infrarroja de longitud de onda de referencia; el vapor de agua también absorbe una pequeña proporción de radiación a la longitud de onda susceptible de ser absorbida por el CO₂, de este modo X_{wc} es un factor que determina la proporción esa radiación absorbida por el CO₂ frente a la absorbida por el vapor de agua a esa misma longitud de onda y se determina durante la calibración; A_w es el voltaje medido por el instrumento al incidir la radiación infrarroja con una longitud de onda susceptible de ser absorbida por el vapor de agua; A_{wo} es el voltaje medido por el instrumento al incidir la

radiación infrarroja de longitud de onda de referencia y $(Z_{co} + Z_c V_d)$ es la recta que transforma el voltaje en valores de absorción, siendo Z_c la pendiente de la recta y Z_{co} el cero, estos parámetros se calculan durante la calibración. En el caso del vapor de agua la ecuación es análoga.

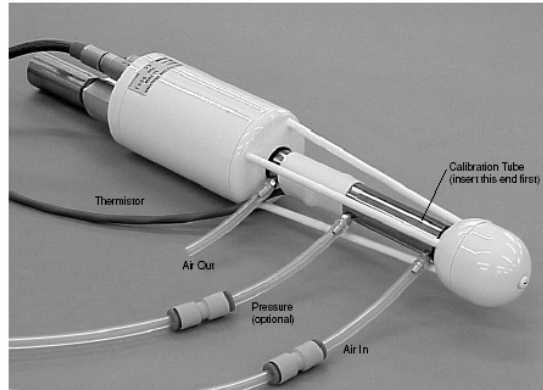


Figura 2.5. Analizador de gases en el infrarrojo LI-7500 y tubo de calibración

La densidad de CO_2 (mg m^{-3}) vendrá dada por la siguiente ecuación:

$$\rho_c = \frac{44}{1000} P_{ec} f_c \left(\frac{\alpha_c Z_c}{P_{ec}} \right) \quad (2.21)$$

donde P_{ec} es la presión equivalente de CO_2 que dependerá de los otros gases que también absorban radiación de la misma longitud de onda que la absorbida por el CO_2 (este es el caso del vapor de agua y el O_2); f_c es un polinomio de quinto orden específico y calculado para cada instrumento; α_c es el coeficiente de absorción del CO_2 . La ecuación de la densidad de vapor de agua (g m^{-3}) vendrá dada por una ecuación análoga.

La calibración de este instrumento se realiza introduciendo en el tubo de calibración (Figura 3) un flujo débil de aire que no contenga CO_2 , obteniendo así el valor del cero de la recta de calibración (Z_{co}). Posteriormente,

se introducirá otro flujo de aire con una cantidad de CO₂ conocida, y próxima a la atmosférica, para calibrar la pendiente (Z_c).

Higrómetro de krypton (KH-20, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). Está diseñado para medir fluctuaciones de vapor de agua en torno a un valor medio. Este instrumento no se puede emplear para medir la presión de vapor absoluta. El KH20 consta de un emisor de radiación ultravioleta que se compone de un tubo de Krypton a baja presión, y en un detector de radiación. La emisión del tubo de Krypton se produce fundamentalmente en la banda de 123.58 nm, pero también en menor medida en otra de 116.49 nm, esta radiación es atenuada por el vapor de agua y las moléculas de oxígeno. Sin embargo la emisión en esta última banda espectral se reduce considerablemente mediante el empleo de una capa de fluoruro de magnesio que se coloca en la fuente y en el detector, con lo que se minimiza la influencia de esta longitud de onda no deseada. Este instrumento requiere de calibraciones periódicas realizadas en laboratorios especializados.

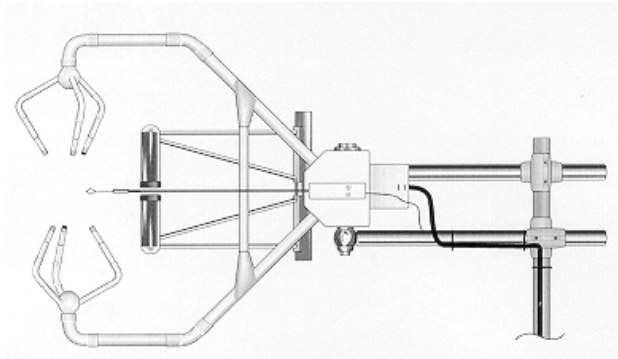


Figura 2.6. Anemómetro sónico CSAT-3 e Higrómetro de Kriptón KH20

2.3.2. INSTRUMENTACIÓN COMPLEMENTARIA

Junto con la instrumentación para la aplicación de la técnica *eddy covariance* es conveniente instalar instrumentación complementaria para la caracterización del estado de la atmósfera, el suelo y la radiación.

Radiómetro de radiación neta (NR Lite, Kipp and Zonen, Delft, Holanda). Este instrumento nos da directamente los valores de irradiancia neta en un rango espectral de 0.2 a 100 μ m, restando a la irradiancia incidente la irradiancia reflejada y la emitida por la superficie. El error experimental es un $\pm 5\%$ de la lectura. El radiómetro de irradiancia neta está protegido por una cubierta de teflón que lo hace más resistente y facilita su limpieza. Esta configuración del sensor hace que la medida se vea afectada por el viento, que produce una subestimación en la irradiancia medida que es necesario corregir.

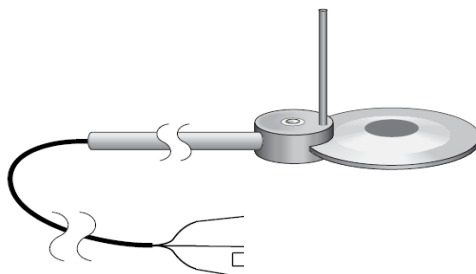


Figura 2.7. Radiómetro de irradiancia neta *Kipp and Zonen*

Placas de flujo de calor (HFT3, Hukseflux, Delft, Holanda) y termopares TVCAV (Campbell Scientific, Logan, UT, USA). El flujo de calor al suelo es medido mediante una placa HFT3 y cuatro termopares paralelos TCAV, necesarios para evaluar el término del almacenamiento de calor en la capa de suelo seleccionada

- Placa HFT3: Se entierra en el suelo a una profundidad determinada y nos proporciona una medida del flujo de calor de la capa de suelo adyacente. El error experimental es un $\pm 5\%$ de la lectura.

- Termopares TCAV: se entierran a una profundidad definida, de tal manera que la temperatura media de la capa considerada será la media de la temperatura detectada por los termopares.



Figura 2.8. Placa de flujo de calor al suelo (HFT3) y termopares (TCAV)

Sensores de PAR (Li-190, Li-Cor, Lincoln, NE, USA). Miden la cantidad de radiación fotosintéticamente activa (400-700 nm) en unidades de $\mu\text{moles de fotones m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. El error experimental de este instrumento es un $\pm 5\%$ de la lectura realizada. Este sensor se compone fundamentalmente de un fotodiodo de silicio sensible a las longitudes de onda del visible. El radiómetro incorpora un filtro apropiado que selecciona la región visible del espectro y aplica un peso variable con la longitud de onda que permite interpretar la medida en términos del número de fotones capaces de producir fotosíntesis, recibidos por unidad de tiempo y unidad de área.



Figura 2.9. Sensor de radiación fotosintéticamente activa (Li-190)

Termohigrometro (HMP 45 C, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). Es un instrumento que consta de dos sensores: una resistencia de platino para la medición de la temperatura del aire con un error experimental de $\pm 0.1\%$ y un sensor Vaisala HUMICAP 180 para la medida de la humedad relativa con un error experimental de $\pm 2\%$. Cuando este instrumento se instala, es importante protegerlo de la radiación solar, para ello se cubre con una carcasa que permite la circulación del aire pero evita la incidencia directa del sol.

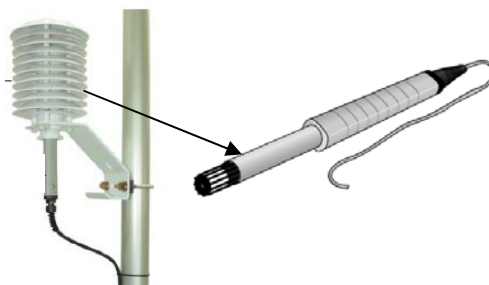


Figura 2.10. Termohigrómetro (HMP 45 C)

Sensor de temperatura (modelo S-TMB-M0XX 12-bit Smart Sensor, Onset). Este sensor está diseñado para ser instalado en estaciones meteorológicas controladas por un sistema de adquisición de datos de la marca HOBO. Este pequeño sensor dispone de un sencillo conector que facilita su conexión al sistema. Es capaz de medir en un rango de temperatura comprendido entre los -40°C y los 75°C . La sensibilidad de este instrumento es de $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ en un rango de temperatura de 0 a 50°C .



Figura 2.11. Sensor de temperatura modelo S-TMB-M0XX 12-bit

Reflectómetro (CS615, CSI, USA). Este instrumento consta de dos barras de acero inoxidable conectadas a un circuito. Las componentes electrónicas de alta velocidad del circuito actúan como un multivibrador generando una onda electromagnética que se transmite entre las barras. Conociendo la longitud de las barras y midiendo el tiempo de propagación de la onda, se determina la velocidad de propagación que es proporcional a la constante dieléctrica del medio en el que se instalen. La constante dieléctrica depende fundamentalmente del contenido en agua del suelo. El error experimental es $\pm 2\%$ el valor de la lectura.

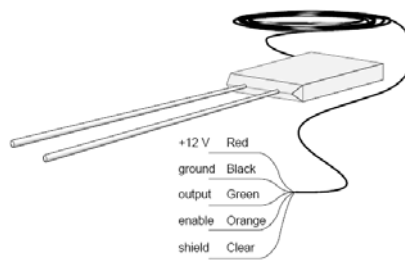


Figura 2.12. Reflectómetro CS615

Placas de rocío: Estos sensores se componen de un circuito eléctrico no cerrado, de tal manera que cuando una gota de agua cae sobre la placa, el circuito se cierra y se detecta un paso de corriente. Estas placas están confeccionadas para detectar la presencia de rocío o lluvia pero no cuantifican dichos fenómenos.



Figura 2.13. Placa de rocío

Pluviómetro (modelo 7852 M, Davis Instruments Corp., Hayward, CA, USA). Es un sistema de balancín que detecta pulsos de 0.2 mm. La lluvia entra por el cono del conector y atraviesa un filtro hasta llegar a una de las cámaras del balancín, cuando se ha recolectado una cantidad correspondiente a un pulso (0.2 mm) la cámara se desplaza posicionando la siguiente cámara para la recogida de un nuevo volumen de 0.2mm.



Figura 2.14. Pluviómetro (modelo 7852 M)

Sensor de CO₂ (modelo Ventostat 8002, Telaire, Goleta, USA). Es un sensor que se usa para la medida en continuo de la concentración de CO₂ en espacios cerrados. Está formado por un emisor de radiación infrarroja. El aire atraviesa la membrana de teflón del instrumento impidiendo el paso de las partículas y el vapor de agua a la cámara de medida. A un lado de esta cámara hay instalado una fuente generadora de radiación infrarroja a una longitud de onda capaz de ser absorbida por el CO₂, en el otro extremo de la cámara hay instalado un sensor que cuantifica la variación en la intensidad de esta radiación que será proporcional a la cantidad de CO₂. La sensibilidad de este instrumento es de ± 75 ppm.



Figura 2.15. Sensor para la medida de concentración de CO₂ (modelo Ventostat 8002)

Sensor de Radón (^{222}Rn), (modelo AB-5, Pylon, Ottawa, Canadá). Este sensor cuantifica las partículas alpha liberadas por el ^{222}Rn y las convierte en pulsos de luz.



Figura 2.12. Sensor para la medida de concentración de Radón (modelo Pylon AB-5)

2.3.3. CORRECCIÓN DE LAS MEDIDAS DIRECTAS OBTENIDAS

Corrección aplicada a la radiación neta medida por el Radiómetro *Kipp and Zonen* para corregir los efectos del viento. De acuerdo a lo indicado por el fabricante, los valores de radiación neta obtenidos con el radiómetro *Kipp and Zonen* requieren una corrección por los efectos del viento:

Si los valores de radiación son inferiores a 0 (valores nocturnos) se realiza la siguiente corrección en función del promedio de la componente x de la velocidad del viento.

$$R_n = R_{n(m)} \left(\frac{Ux_{-a} \times 0.2 \times 0.066}{Ux_{-a} \times 0.2 + 1.066} \right) \quad (2.22)$$

Donde R_n es la radiación neta ya corregida, $R_{n(m)}$ es la radiación neta medida por el instrumento y Ux_a es el promedio de la componente x de la velocidad del viento.

Si los valores de radiación son superiores a 0 (valores diurnos) se realiza la siguiente corrección en función del promedio de la componente x de la velocidad del viento (Ux_a).

$$R_n = R_{n(m)} (Ux_a \times 0.000174 + 0.9975) \quad (2.23)$$

Corrección aplicada al contenido de humedad del suelo medido con el reflectómetro (CS615, CSI) debido a la temperatura. Tal y como se indica en el manual (Campbell 1995-1996), este instrumento es sensible a la temperatura del suelo. El instrumento presenta una dependencia térmica que es necesario corregir.

$$SWC = SWC_m - (T_s - 20) \times Coef_T \quad (2.24)$$

Donde SWC es el contenido en agua del suelo en $m^3 m^{-3}$, SWC_m es el contenido de agua del suelo medido por el instrumento en $m^3 m^{-3}$, T_s es la temperatura del suelo en $^{\circ}C$ y $Coef_T$ es el coeficiente de temperatura que se calcula como se indica a continuación:

$$Coef_T = -3.46 \times 10^{-4} + 0.019 \times SWC_m - 0.045 \times SWC_m^2 \quad (2.25)$$

Una vez aplicada esta corrección la diferencia entre el SWC medido y el SWC corregido es como máximo de un 1.6%, de ahí que en numerosos casos no sea necesario realizar dicha corrección. No obstante, debido a la escasa cantidad de contenido en agua de nuestro suelo y a las elevadas temperaturas creemos conveniente realizarla.

Problemas del LI-7500 con la radiación directa. El espectro solar también emite radiación en las mismas longitudes de onda que el haz emitido por nuestro instrumento. De tal manera, que si la radiación solar incide directamente sobre el sensor, éste puede detectar una cantidad de radiación

correspondiente a la suma de ambas fuentes, el sol y el instrumento. Cuando esto suceda se producirá una subestimación del contenido de moléculas de CO₂ vapor de agua presentes en el medio.

Este efecto de la radiación solar directa no se aprecia para ángulos θ superiores a 90°, siendo θ el ángulo comprendido entre la dirección de los rayos solares y el eje de la cabeza del instrumento.

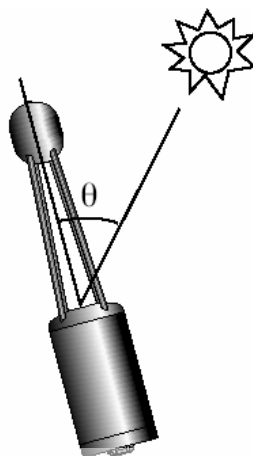


Figura 2.13. Problemas del LI-7500 con la radiación directa

El efecto de la radiación directa se reduce girando la cabeza del sensor un ángulo determinado con respecto a la vertical dentro del plano meridiano local y en dirección norte, para que θ nunca sea inferior a 45° (θ_{\min}). El ángulo θ se define como:

$$\theta = \Phi + L - \delta \quad (2.26)$$

donde Φ es el ángulo comprendido entre el eje de la cabeza del sensor y la dirección vertical local, L es la latitud y δ es la declinación solar. En el hemisferio norte la situación más extrema la tendríamos durante el solsticio de verano ($\delta=23.5^\circ$), cuando el sol alcanza a mediodía la máxima elevación para las latitudes norte. De este modo, conociendo la latitud a la que estamos midiendo e imponiendo la condición θ_{\min} igual a 45°, el valor apropiado de Φ será:

$$\Phi = \theta_{\min} + 23,5 - L \quad (2.27)$$

Orientando nuestro instrumento con una inclinación Φ con respecto a la vertical local dentro del plano meridiano local y con orientación norte evitamos que la radiación directa del sol incida sobre nuestro sensor.

3. OTRAS TÉCNICAS EXPERIMENTALES EMPLEADAS

3.1. TÉCNICAS ISOTÓPICAS

3.1.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Se denominan isótopos a los átomos de un mismo elemento que presentan diferente peso atómico (igual número de protones y electrones pero diferente número de neutrones).

En el caso particular de los átomos de carbono distinguimos tres tipos de isótopos:

Isótopo estable y ligero (^{12}C)

Isótopo estable y pesado (^{13}C)

Isótopo inestable o radiactivo (^{14}C)

Para el CO_2 atmosférico casi el 98.9 % de las moléculas contienen el carbono ligero ^{12}C ; el 1,1 % del CO_2 , contiene ^{13}C , y el resto (una muy pequeña proporción) corresponde a ^{14}C .

La huella isotópica del carbono ($\delta^{13}\text{C}$), es la proporción de carbono pesado en relación al carbono ligero presente en una muestra y se expresa normalizada por una proporción estándar. Por convenio el valor numérico de esta variable se expresa en tanto por mil (‰).

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{estándar}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{estándar}}} \times 1000 \quad (3.1)$$

La proporción estándar, definida en la ecuación como " $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{estándar}}$ ", tiene un valor de 0.00112372 y es la razón isotópica de PDB ("PeeDee Belemnite"), un fósil marino del Cretácico (*Belemnitella americana*) localizado en Carolina del Sur, EE. UU. Los materiales con $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) >$

0.00112372 tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos, y aquellos con $(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}) < 0.00112372$ tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos.

La huella isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de los diferentes compuestos del ciclo global del carbono se puede usar para discriminar los diferentes procesos que intervienen. Cada componente del ciclo del carbono tendrá un valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ y cada flujo de salida o entrada de los distintos componentes del ciclo tendrá un fraccionamiento isotópico (ϵ). Así por ejemplo, el valor aproximado de $\delta^{13}\text{C}$ para el CO_2 atmosférico es de -8‰ , para el carbono contenido en las plantas de tipo C3 es aproximadamente -25‰ y para el carbono contenido en rocas carbonatadas es de 1‰ . Entre los distintos procesos o flujos que intervienen en el ciclo global del carbono destacaremos la fotosíntesis que presenta un fraccionamiento de -17‰ ; la respiración, que no supone fraccionamiento, la captación del CO_2 atmosférico por el agua ($\epsilon = -1\text{‰}$) y la transformación del CO_2 acuoso en ión bicarbonato ($\epsilon = +9\text{‰}$).

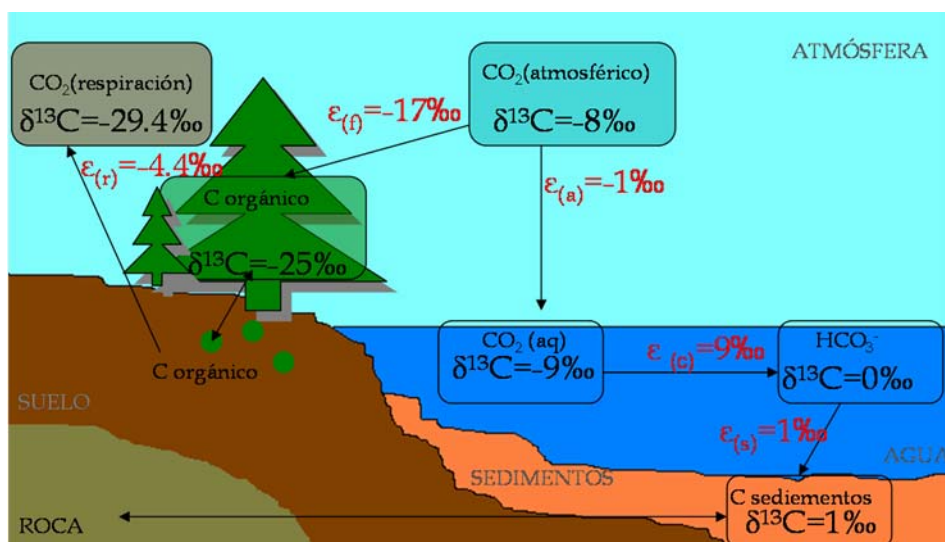


Figura 3.1. Huella isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de los distintos compuestos del ciclo del carbono y fraccionamiento isotópico (ϵ) de los procesos que intervienen. Siendo (f) el proceso de fotosíntesis, (r) la respiración, (a) la disolución en agua, (c) la transformación en bicarbonato y (s) la sedimentación.

Centrándonos en los procesos biológicos de discriminación isotópica (fotosíntesis y respiración), el fraccionamiento como consecuencia de la fotosíntesis es debido a la captación y difusión intracelular del CO₂ y a la enzima que interviene en el proceso. Existirá por tanto, diferente discriminación fotosintética en ecosistemas con predominio de plantas C₃, C₄ o CAM (Ehleringer y Cerling 2002). La fotosíntesis manifiesta una predilección por el isótopo ¹²C, enriqueciendo la atmósfera en ¹³C. La respiración, por el contrario, no es un proceso que implique discriminación; el CO₂ procedente de la respiración de las plantas (hojas, raíces y tallo) tendrá una huella muy parecida a la de la biomasa de las plantas, salvo por el fraccionamiento isotópico de la difusión ($\epsilon = +4.4\text{‰}$). En el caso de la huella isotópica del CO₂ de la respiración de los microorganismos, su valor será el valor promedio de $\delta^{13}\text{C}$ de la biomasa vegetal y del carbono contenido en el suelo, teniendo en cuenta de nuevo la difusión (Hungate et al., 1997).

3.1.2. UTILIDAD

La técnica de isótopos estables se emplea para establecer la procedencia de un elemento en cuestión. En el caso particular de la molécula de CO₂ podremos establecer su procedencia analizando la huella isotópica de su carbono. Conociendo el fraccionamiento isotópico de los distintos procesos biológicos (respiración y fotosíntesis) y de las reacciones que tienen lugar en medio acuoso, podremos analizar los procesos predominantes en la formación de CO₂ a lo largo del año. Para ello es interesante conocer previamente la huella isotópica del carbono orgánico y del carbono contenido en la roca, ya que, a pesar de estar recogidas en la bibliografía (Ehleringer et al., 2002), pueden variar algo su valor, en función del ecosistema de estudio.

Otra utilidad de la técnica de isótopos estables es la determinación de $\delta^{13}\text{C}$ de la fuente generadora de CO₂ en el ecosistema. Para ello se acude al diagrama de Keeling que nos proporciona un método experimental para determinar el valor promedio de la huella isotópica del conjunto de fuentes de CO₂ del ecosistema. Este método asume que la única fuente existente es la respiración y que la transferencia isotópica entre la respiración y la atmósfera

presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre la huella isotópica atmosférica y la respiración del ecosistema. De este modo, el punto de intersección de la regresión lineal entre la variable independiente ($1/\text{CO}_2$) y la variable dependiente ($\delta^{13}\text{C}$) nos dará la huella isotópica de la respiración que será característica de cada ecosistema (Yakir y Sternberg 2000; Hemming et al., 2005).

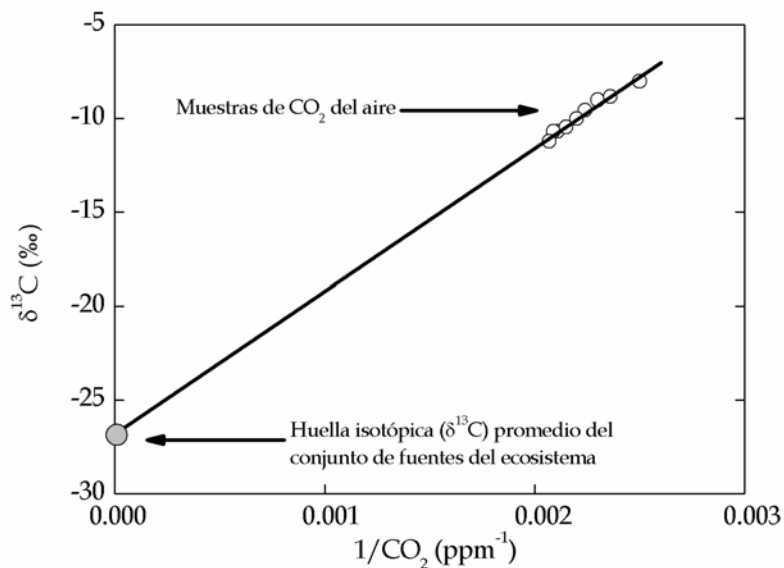


Figura 3.2. Ejemplo de diagrama de Keeling. Los círculos blancos corresponden a los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) y $1/\text{CO}_2$ (ppm^{-1}) de cada una de las muestras de CO_2 del aire, el círculo gris representa la huella isotópica promedio del conjunto de fuentes del ecosistema y se ha calculado a partir de la intersección con el eje Y de esta regresión lineal.

3.1.3. INSTRUMENTACIÓN Y PROCEDIMIENTO EMPLEADOS

El procedimiento y la instrumentación empleada en la determinación de la huella isotópica de un elemento, varía en función de la naturaleza de éste. El análisis del contenido en ^{13}C de una roca, un compuesto orgánico o CO_2 gaseoso se realiza de forma distinta.

3.1.3.1. DETERMINACIÓN DEL VALOR DE $\delta^{13}\text{C}$ DE LA ROCA MADRE.

La determinación de la relación isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en carbonatos se realiza por métodos espectrométricos sobre el CO_2 . En nuestro caso se empleó un espectrómetro de doble entrada (tipo SIRA®). En este espectrómetro se debe introducir la muestra en estado gaseoso, por lo que es preciso hacer reaccionar el carbonato y recoger el CO_2 producido de forma estequiométrica y sin contaminación por CO_2 atmosférico. En el análisis se distinguen las siguientes etapas:

1. *Pesado de la muestra de roca una vez triturada*: La cantidad ideal de muestra para el análisis es aquella que es capaz de producir alrededor de 100 μmoles de CO_2 durante su reacción con el ácido. Dependiendo del mineral que contenga el carbonato se necesitará una determinada cantidad de muestra. En nuestro caso el mineral que contiene el carbono es la calcita y la cantidad necesaria es de 10 mg.

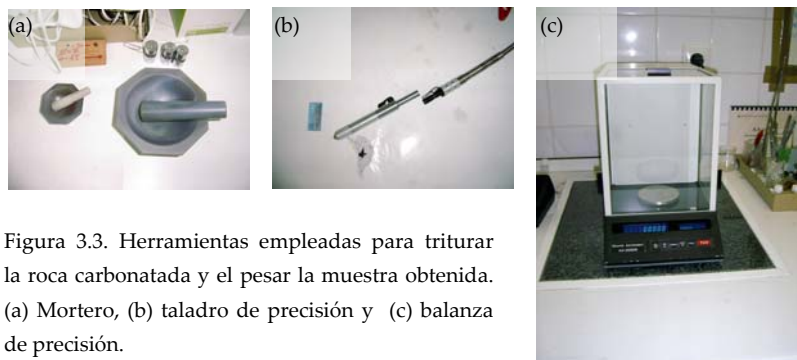


Figura 3.3. Herramientas empleadas para triturar la roca carbonatada y el pesar la muestra obtenida. (a) Mortero, (b) taladro de precisión y (c) balanza de precisión.

2. *Eliminación de la materia orgánica y los sulfuros*: Las muestras se vierten en pequeños contenedores de vidrio que se colocan en una rejilla y se introducen en un horno de *plasma Asher*. Este horno está diseñado para la combustión, a baja temperatura, en presencia de un plasma de oxígeno, de los posibles contaminantes orgánicos presentes en las muestras a analizar.



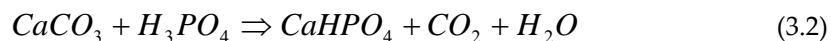
Figura 3.4. Plasma Asher modelo K1050X (Hemitech, Kent UK)

3. *Preparación para la reacción de los carbonatos con el ácido*: Las muestras se introducen en tubos de reacción y se cargan con 1ml de ácido ortofosfórico (H_3PO_4) al 103% (este porcentaje de pureza se consigue añadiendo al H_3PO_4 hidratado, pentaóxido de difósforo (P_2O_5), este compuesto reacciona con las moléculas de agua y forma más H_3PO_4). Posteriormente, se conectan los tubos de reacción a la línea de carbonatos y se hace vacío. Tras esto, se desgasifica el agua contenida en el ácido usando una pistola de aire caliente.



Figura 3.5. Tubos de reacción conectados a la línea de carbonatos y pistola de aire caliente

4. *Reacción de la muestra con el ácido*: Los tubos de reacción se retiran de la línea de carbonatos y se introducen en un bloque termostatzado a 25°C, dejando que el ácido reaccione con la muestra. Dependiendo del mineral que contenga la muestra se dejará reaccionar un tiempo u otro. En nuestro caso (calcita) se dejará actuar unas 3 horas (Al-Aasm et al., 1990). La reacción que tiene lugar es la siguiente.



5. *Operaciones de ensayo. Línea de carbonatos*: Una vez producida la reacción hay que extraer y purificar el CO₂ producido. Para ello se introducen las muestras en la línea de carbonatos y se hace una serie de pasos para eliminar los sulfatos (si existe en la muestra) y el H₂O producido en la reacción y capturar el CO₂.



Figura 3.6. Dibujo esquemático de la línea de carbonatos

6. *Espectrómetro de de doble entrada*: una vez purificado y capturado el CO_2 en las botellas portamuestras se introducen en el espectrómetro. El espectrómetro de masas determina el contenido isotópico de un compuesto separando los núcleos atómicos en función de su relación masa-carga (m/z).

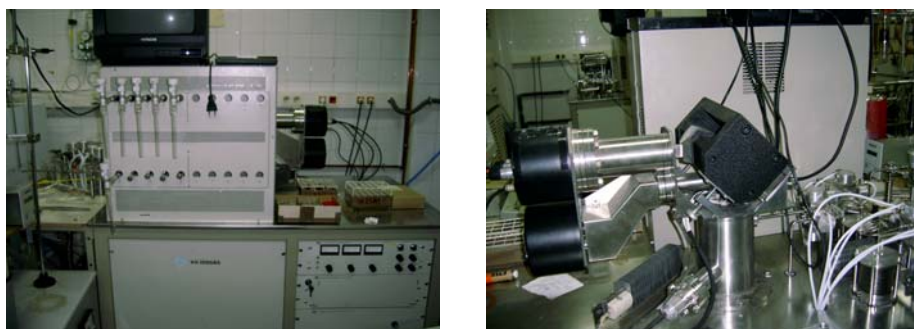


Figura 3.7. Espectrómetro de masas de doble entrada (tipo SIRA®). La imagen izquierda muestra la parte delantera del espectrómetro donde se introducen las botellas portamuestras, la imagen derecha muestra la parte trasera donde se ioniza la muestra y se aplica el campo magnético separando los iones en función de su peso y carga.

3.1.3.2. DETERMINACIÓN DEL VALOR DE $\delta^{13}\text{C}$ DE LA VEGETACIÓN PREDOMINANTE.

La determinación de la relación isotópica $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ en compuestos orgánicos se realiza por métodos espectrométricos sobre el CO_2 generado tras la combustión de estos compuestos. En nuestro caso se empleó un espectrómetro de doble entrada (tipo SIRA®) En este análisis se distinguen dos etapas.

Triturado y pesado de las muestras en la balanza de precisión: La cantidad de muestra a pesar dependerá de la cantidad de carbono existente en la misma y el tipo de instrumentación a usar. Si el compuesto orgánico presenta alto contenido en carbono, la cantidad de muestra necesaria puede llegar a ser incluso inferior a 1mg siendo necesaria una balanza de alta precisión.



Figura 3.8. Ejemplo de balanza de alta precisión

Analizador elemental: Una vez pesada la cantidad de muestra necesaria, se introduce en un analizador elemental. Este instrumento contiene un sistema de pirolisis a alta temperatura donde se procede a la combustión de la materia orgánica. Durante esta combustión se libera el carbono contenido en la muestra en forma de CO_2 . Este compuesto gaseoso será el que se analice isotópicamente mediante espectrometría.



Figura 3.9. Ejemplo de un analizador elemental modelo HCNOS EURO EA 3000.

3.1.3.3. DETERMINACIÓN DEL VALOR DE $\delta^{13}\text{C}$ DEL CO_2 ATMOSFÉRICO.

La determinación de la relación isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del CO_2 contenido en el aire atmosférico, se realiza por métodos espectrométricos. Las muestras de aire atmosférico se purifican, aislando el CO_2 que será el que se analice en un espectrómetro de masas. Ver apartado 3.1.3.1 etapa 6.

3.2. SISTEMA DE CÁMARAS DE FLUJO DE CO₂ AL SUELO

3.2.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y UTILIDAD

El suelo constituye el principal reservorio de Carbono presente en los ecosistemas terrestres (Mielnick y Dugas 2000; Davidson y Janssens 2006). Contiene aproximadamente 1500 Pg de C y representa dos veces más carbono que el existente en la atmósfera (750 Pg) y tres veces más que el almacenado en las plantas (Schlesinger 1990) De este modo, el suelo puede definirse como uno de los principales componentes del balance de carbono (Schimel 1995), provocando que cualquier modificación en su contenido en carbono pueda modificar la cantidad de CO₂ presente en la atmósfera y alterar el balance global del carbono.

La importancia del suelo como reservorio de carbono hace que la cuantificación del flujo de CO₂ procedente del suelo sea imprescindible para conocer en mayor profundidad el ciclo global del Carbono. El principal componente de este flujo es la respiración del suelo. Esta respiración del suelo es el resultado de la respiración autotrófica llevada a cabo por las raíces y las micorrizas asociadas y la respiración heterotrófica de los microorganismos y la fauna del suelo que descomponen la materia orgánica muerta presente en la superficie y en el interior del suelo (Rey et al., 2002).

En los ecosistemas con suelos carbonatados, la respiración del suelo puede no ser el único mecanismo que libera CO₂ a la atmósfera (Emmerich 2003). Parte del CO₂ almacenado en los macroporos y grietas del suelo se genera como consecuencia de reacciones químicas que tienen lugar en el agua subterránea. Es posible que este CO₂ almacenado se libere a la atmósfera por procesos de ventilación dando lugar a un flujo de CO₂ de procedencia geoquímica.

Las herramientas empleadas tradicionalmente para la cuantificación del intercambio de carbono entre superficie y atmósfera son *los sistemas de*

cámaras. Estas técnicas se remontan a la década de los 60 y nos permiten medir el flujo de CO₂ procedente del suelo, de forma directa (Davidson et al., 2002). Además, su flexibilidad a la hora de seleccionar una localización determinada, permite su utilización en espacios de reducido tamaño (Butnor et al., 2005). No obstante, el carácter manual de estas técnicas tradicionales y la necesaria modificación del entorno para la realización de las medidas, limitan mucho su uso y la fiabilidad de los resultados obtenidos, que al ser medidas puntuales, deben ser extrapoladas al conjunto del ecosistema.

En micrometeorología, los sistemas de cámaras se usan fundamentalmente, para verificar que el flujo de CO₂ medido a escala de ecosistema, con la técnica *eddy covariance*, tiene igual orden de magnitud que el flujo de CO₂ del suelo medido con estos sistemas (Kowalski et al., 2003). Durante la noche, el flujo de CO₂ del ecosistema procede, en gran medida, del suelo y deben obtenerse valores de flujo de CO₂ muy parecidos con la técnica *eddy covariance* y los sistemas de cámaras de suelo, una vez rechazados aquellos datos obtenidos con la técnica *eddy covariance* en ausencia de turbulencia (apartado 2.2.2).

3.2.2. INSTRUMENTACIÓN EMPLEADA Y FUNCIONAMIENTO

El sistema de cámaras empleado para el estudio del flujo de CO₂ del suelo es el LI-8100 (Li-Cor Lincoln, NE). Este instrumento consta de los siguientes componentes principales:

1. *Unidad de control y análisis:* donde se encuentra el analizador de gas en el infrarrojo (IRGA).
2. *Dispositivo para la inclusión de sensores adicionales:* muy útil para incluir sensores de humedad, temperatura de suelo, presión, etc....
3. *Cámara de 10 cm:* unidad encargada de captar y transportar el aire hasta el IRGA.



Figura 3.10. LI-8100 (Li-Cor Lincoln, NE)

Una de las grandes ventajas de este instrumento es su automatización. Con el programa que incluye y un ordenador, se puede programar el número, la duración y el tiempo de las medidas. Para medir en distintos puntos prefijados, se instalan, de forma aleatoria, collares de PVC en

el suelo, sobre los que se colocará la cámara del instrumento cuando se desee medir. De igual modo, este instrumento puede instalarse en un único collar para realizar medidas en un único punto en continuo.

Funcionamiento. Un sistema de vacío e inyección de aire acciona el fuelle para levantar y bajar la cámara una vez posicionada en el collar de PVC. Esta cámara está diseñada para minimizar las perturbaciones del microclima que pudiera formarse dentro de ella y obtener así una mayor precisión en las medidas. Un sistema doble de juntas, instalado dentro y fuera de la base de la cámara, donde descansaría el collar durante la medida, sirve para minimizar los efectos del viento y posibles escapes y entradas de CO₂. Un respiradero en la parte de arriba de la cámara previene de posibles picos de presión cuando la cámara se cierra.

Una vez que la cámara comienza a cerrarse, una corriente de aire procedente de una bomba giratoria dentro de la unidad de control proporciona a la cámara una corriente estable de aire, favoreciendo la mezcla en toda la cámara. Al no usarse ventilador no se producen gradientes de presión y las medidas no se ven alteradas. El aire de la cámara pasa a la unidad de control donde se hace pasar por un haz infrarrojo de longitud de onda capaz de ser absorbida por el CO₂. La cantidad de radiación infrarroja que deja pasar el aire, será inversamente proporcional a la cantidad de CO₂ presente por unidad de volumen (densidad de CO₂). Existe otro haz infrarrojo de longitud de onda capaz de ser absorbida por el vapor de agua que, de forma análoga, nos permite estimar el contenido de vapor de agua en la cámara. La unidad de control realiza una medida cada segundo durante el tiempo programado (debe estar comprendido entre el minuto y medio y los tres minutos) obteniendo valores de densidad de CO₂ que se usarán para el cálculo del flujo. Cada 10 s se realizará una estimación del flujo de CO₂ medido. Una vez transcurrido el tiempo de medida, el sistema de vacío levanta la cámara.

Teoría de la medida. La unidad de control determina la masa de CO₂ por unidad de volumen presente en la cámara (densidad de CO₂). Como ya se explicó en el apartado 2.1.2, el escalar apropiado para el cálculo del flujo de CO₂ es la razón de mezcla (densidad de CO₂ en relación a la densidad de aire

seco). Este instrumento calcula el flujo de CO₂ transformando la densidad de CO₂ obtenida en fracción molar en relación al aire seco. Esta variable es proporcional a la razón de mezcla e igualmente aplicable para el cálculo del flujo. Para llegar a este escalón, se calcula primero la fracción molar de CO₂ en relación al aire húmedo, dividiendo la densidad de CO₂ entre la densidad de aire total que se calcula usando la ecuación de los gases ideales. La unidad de control dispone de sensores de presión y temperatura que nos permiten realizar este cálculo. Tras esto, se aplica una corrección a esta fracción molar, debida al contenido de vapor de agua presente en la cámara. Esta corrección transforma el contenido de CO₂ expresado en fracción molar en valores de fracción molar en relación al aire seco (ppm).

$$C_c' = C_c (1 - W_c)^{-1} \quad (3.3)$$

Donde C_c' es la fracción de CO₂ corregida por vapor de agua en términos de razón de mezcla (moles de CO₂ por moles de aire seco) y W_c es la fracción molar de vapor de agua del aire dentro de la cámara (moles de H₂O por moles de aire total).

Teniendo esto en cuenta, el flujo de CO₂ estimado por el instrumento, se obtiene aplicando la siguiente ecuación:

$$F_c = \frac{10VP_0 \left(1 - \frac{W_0}{1000}\right)}{RS(T_0 + 273.15)} \frac{\partial C'}{\partial t} \quad (3.4)$$

Donde V es el volumen de la cámara (cm³), P_0 es la presión inicial (kPa), W_0 es el valor inicial de la fracción molar de vapor de agua (mmol mol⁻¹), R es la constante de los gases ideales (8.314 Pa m³ K⁻¹ mol⁻¹), S es el área de la superficie del suelo (cm²), T_0 es la temperatura inicial (°C) y $\partial C'/\partial t$ se define como la variación del contenido de CO₂ en el tiempo.

Tras el cierre de la cámara se realizan 10 medidas consecutivas de P , T y W . Representando estas medidas en función del tiempo y calculando el punto de corte con el eje de las ordenadas podremos estimar los valores iniciales de estos parámetros ($t=0$). Los valores de V y S dependerán del tipo

de cámara, en nuestro caso, usamos una cámara de 10 cm y los valores son de 1105.3 cm^3 y 83.7 cm^2 respectivamente.

Para el cálculo de $\partial C'/\partial t$ se realiza una aproximación exponencial (en su defecto aproximación lineal) del conjunto de medidas de la cantidad de CO_2 (obtenida cada 10s) presente en la cámara durante el tiempo de medida,

$$\frac{dC'}{dt} = a(C_x' - C_0')e^{-a(t-t_0)} \quad (3.5)$$

Donde C_0' es la razón de mezcla existente en la cámara en el momento de cerrarse, C_x' es un parámetro que define la asíntota de la curva, y a es un parámetro de la curvatura del ajuste (s^{-1}).

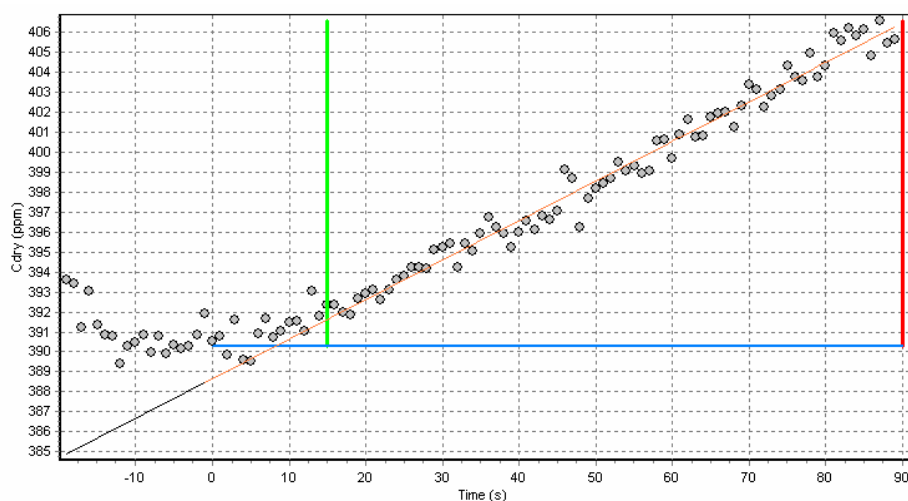


Figura 3.11 Regresión exponencial realizada para una medida sobre un collar de PVC extraída del programa del LI-8100. Cada uno de los círculos representa un valor de la razón de mezcla medido en el interior de la cámara. En este caso particular el instrumento se programó para medir un mismo collar durante 90 s (línea roja) y para tomar como valores de inicio para la correlación los obtenidos 15 s después del cierre de la cámara ("dead band"=15s, línea verde). La línea azul representa el valor de la razón de mezcla en el momento de cerrarse la cámara ($C_0'=390.3 \text{ ppm}$). La asíntota de la curva (C_x') toma un valor de 1000000 ppm y el parámetro de curvatura del ajuste (a) es igual a $2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

3.2.3. CORRECCIÓN DE LOS FLUJOS DE CO₂ AL SUELO POR EL VOLUMEN DEL COLLAR

Para el cálculo del flujo de CO₂ al suelo (ecuación 3.4) debemos conocer el volumen total, que se define como el volumen de la cámara más el volumen del collar:

$$V_{\text{total}} = V_{\text{cámara}} + V_{\text{collar}} \quad (3.6)$$

El volumen del collar se calcula multiplicando la superficie del collar (s) por la altura de la parte del collar que no queda insertado en el suelo (h). El parámetro s se considera constante y en nuestro caso toma valor de 95.227 cm². El parámetro h varía de collar a collar dependiendo de la instalación. De igual modo, este parámetro h puede variar en un mismo collar en función del tiempo, debido fundamentalmente a compresión o dilatación del suelo generada por lluvias.

4. METODOLOGÍA EMPLEADA

4.1. CARACTERIZACIÓN DEL ECOSISTEMA DE ESTUDIO

El ecosistema de estudio, sobre el que se fundamenta esta tesis doctoral, es un matorral semiárido de suelo carbonatado, ubicado en la Sierra de Gádor, en la provincia de Almería (El llano de los Juanes). Las características detalladas de este ecosistema se describen a continuación. No obstante, una parte de los resultados contenidos en esta tesis, se apoyan en mediciones realizadas por nuestros colaboradores del Museo de Ciencias Naturales (MNCN-CSIC) en otro ecosistema de sustrato carbonatado, localizado en Santillana del Mar, Cantabria (Cueva de Altamira) (Cuezva 2008). Este es el motivo por el que se incluye también, una breve descripción de este ecosistema.

4.1.1. LLANO DE LOS JUANES (SIERRA DE GÁDOR, ALMERÍA)

Ubicación del ecosistema de estudio. El área de estudio, Llano de los Juanes, es una meseta cubierta de matorral de alta montaña localizada a 1600 metros de altitud sobre el nivel del mar. El ecosistema bajo estudio se enmarca en la Sierra de Gádor (36°55'41.7''N; 2°45'1.7''W) un macizo montañoso de naturaleza predominantemente carbonatada y localizado en el extremo sur oriental de la península ibérica en la provincia de Almería. Climatológicamente el área presenta valores medios de precipitación y temperatura anual media de 475 mm y 12°C, respectivamente. La precipitación tiene lugar fundamentalmente durante las estaciones de otoño e invierno, siendo el verano extremadamente seco.



Figura 4.1. Localización del área experimental del Llano de los Juanes.

Morfología y características edáficas. Morfológicamente, se trata de una penillanura culminal extensa correspondiente a un dominio morfoestructural bien diferenciado y caracterizado por una superficie de arrasamiento kárstico, fragmentada y ligeramente basculada hacia el este. En superficie pueden observarse algunas formas exokársticas como rizaduras de disolución, escalones, canales y pequeñas dolinas y microvalles rellenos de materiales generados por la disolución del sustrato rocoso.



Figura 4.2. Escalones en el afloramiento dolomítico (izquierda) y lapiaz de canales(derecha) en el Llano de los Juanes.

La presencia del contacto lítico próximo a la superficie va a condicionar las diferentes tipologías de suelo. En general todos los suelos presentan elevados contenidos de materia orgánica (valor medio de 7%) en el horizonte superficial, si bien la caracterización como horizonte móllico dependerá de la posición erosiva del perfil. El horizonte superficial "A" presenta una textura limo arcillosa mientras que el horizonte "B" presenta una textura arcillosa. En posiciones poco erosivas y cuando el horizonte superficial esta en contacto directo y a menos de 20 cm. con la roca no alterada, el perfil se caracteriza por la existencia de un epipedón móllico A_h (*Lithic Haploxeroll*). En las grietas puede aparecer un horizonte argílico (de iluviación de arcillas de descalcificación) dando lugar a un *Lithic-ruptic Argixeroll* con una secuencia típica $A_h/B_t/R$ (Oyonarte 1992). En estos casos el horizonte B_t puede alcanzar espesores muy variables (hasta 80-100 cm). En las dolinas y microvalles, donde existe una acumulación de materiales finos procedente de áreas circundantes, aparecen suelos clasificados como *Calcic-pachic Argixeroll* y que se caracterizan por la presencia de un epipedón móllico de más de 50 cm. de espesor y un horizonte cálcico en la base del perfil. De forma general La densidad aparente de los suelos es muy baja, siendo el valor medio para toda la ladera de 1.11 g cm^{-3} . Es importante resaltar la importancia de la fracción gruesa en estos suelos que puede representar más del 30 ó 40% del volumen total de suelo y por lo tanto tener una influencia decisiva en la dinámica del agua (Oyonarte et al., 1998).



Figura 4.3. Dolina (izquierda) y rizaduras de disolución (derecha) sobre el estero dolomítico del Llano de los Juanes

Características de la roca madre. El material original que posibilita la formación del exokarst y sobre el que se han desarrollado los suelos del área de estudio es una caliza dolomítica de color oscuro en láminas delgadas o capas masivas y de edad Ladiniense (Triásico medio). La formación litológica está a veces mineralizada principalmente en galena y fluorita. La pedregosidad es elevada y es frecuente la formación de pavimentos en superficie.



Figura 4.4. Perfiles verticales del sustrato de origen dolomítico del Llano de los Juanes



Figura 4.5. Cavity subterránea de disolución (izquierda) y espeleotemas (derecha) localizados en la pared de esta cavity ubicada en el Llano de los Juanes.

La comunidad vegetal. El tapiz vegetal esta constituido por una comunidad de degradación de porte medio y cobertura media-alta. La comunidad mejor representada es un lastonar donde predominan las especies *Festuca scariosa* (Lag.) Hackel (19%) y *Genista pumila* (Vierh) ssp. *pumila* (11.5 %). Acompañan *Hormatophylla spinosa* (L.) P. K pfer, (6.30 %), *Thymus serpylloides* Bory (5%), *Phlomis lychnitis* L. (3.3%) y otras como Lav ndula *Lavandula lanata* Boiss, *Salvia lavandulifolia* Vahl., y *Eryngium campestre* L. Esporádicamente y localizados en posiciones muy particulares (fondos de dolinas o microvalles) aparecen elementos propios de la comunidad serial como *Quercus rotundifolia*, *Crataegus monogyna*, *Juniperus oxycedrus* y *Asparagus acutifolius*. La altura media de la vegetación predominante es de 0.5 m llegando a alcanzar 1.5 m la especie *Festuca scariosa* durante la época de floración.



Figura 4.6. Especies predominantes en el Llano de los Juanes (a) y apariencia de la vegetación del ecosistema en disitintas estaciones del año: primavera (b), invierno (c) y otoño (d).

4.1.2. CUEVA DE ALTAMIRA (SANTILLANA DEL MAR, CANTABRIA)

El área de estudio, Cueva de Altamira, es una de las numerosas cavidades generadas como consecuencia de los procesos de disolución que tienen lugar en este sistema kárstico. La cueva está ubicada en el norte de España en la provincia de Cantabria ($43^{\circ} 22' 40''$; $N 4^{\circ} 7' 6'' W$) y constituye uno de las cuevas más famosas de Europa como consecuencia de la presencia en su interior de pinturas de la era del Paleolítico. Climatológicamente el área presenta valores medios de precipitación y temperatura anual de 1352 mm y $14^{\circ}C$, respectivamente.

La profundidad de esta cueva varía entre los 3 y 22 m siendo su profundidad media 8 m. La roca es carbonatada de la era del Cenomaniense (etapa de la última época del Cretácico), predominando la caliza de baja porosidad (<5%). Sobre la roca descansa un suelo artificial muy poroso (25 - 40%), de escasa profundidad (3 - 60 cm) y recubierto de especies forrajeras de altura comprendida entre los 4 y 15 cm.



Figura 4.7. Fotografía cedida por el grupo del MNCN (CSIC, Madrid) en la que se aprecia el suelo artificial poroso cubierto de especies forrajeras localizado sobre la Cueva de Altamira.

4.2. DESCRIPCIÓN DEL MONTAJE EXPERIMENTAL Y CAMPAÑAS DE MEDIDA

A continuación se explica con detalle el montaje experimental instalado para la aplicación de la técnica eddy covariance en El Llano de los Juanes (Almería) y en la cueva de Altamira (Cantabria), así como la instrumentación complementaria instalada para la caracterización del estado de la atmósfera, el suelo y la radiación. De igual modo se describen las campañas de medida diseñadas para la aplicación de la técnica isotópica y el estudio con sistema de cámaras del flujo de CO₂ al suelo, desarrolladas únicamente en nuestro ecosistema principal de estudio, el Llano de los Juanes.

4.2.1. MONTAJE PARA LA APLICACIÓN DE LA TÉCNICA *EDDY COVARIANCE*

4.2.1.1. LLANO DE LOS JUANES

La torre con los instrumentos para aplicar la técnica eddy covariance, así como la torre con instrumentación complementaria, se instaló en mayo de 2004. La torre de *eddy covariance* tiene 2.5 metros de altura (apartado 2.1.3). En su parte alta se colocó un Anemómetro sónico (CSAT-3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) con una orientación previa de 95° (referidos al norte), un analizador de gases por infrarrojo (LI-7500, Li-Cor, Lincoln, NE, USA) y un higrómetro Krypton (KH20, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) (apartado 2.3.1), tal y como se observa en la foto.

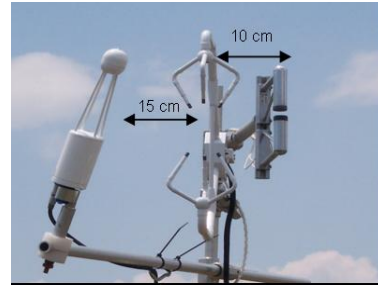


Figura 4.8. Torre de *eddy covariance* instalada en el Llano de los Juanes. El instrumento localizado a la izquierda de la foto en el analizador de gases por infrarrojo, el instrumento del centro es el anemómetro sónico y el de la derecha es el higrómetro Krypton.

Próxima a esta torre, a una distancia apropiada para no interferir en las mediciones turbulentas, se instaló una torre con instrumentación complementaria que incluía un radiómetro de radiación neta (NR Lite, Kipp and Zonen, Delft, Holanda), dos sensores de PAR (incidente y reflejada) (Li-190, Li-Cor, Lincoln, NE, USA), y un termohigrometro (HMP 45 C, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) (apartado 2.3.2).

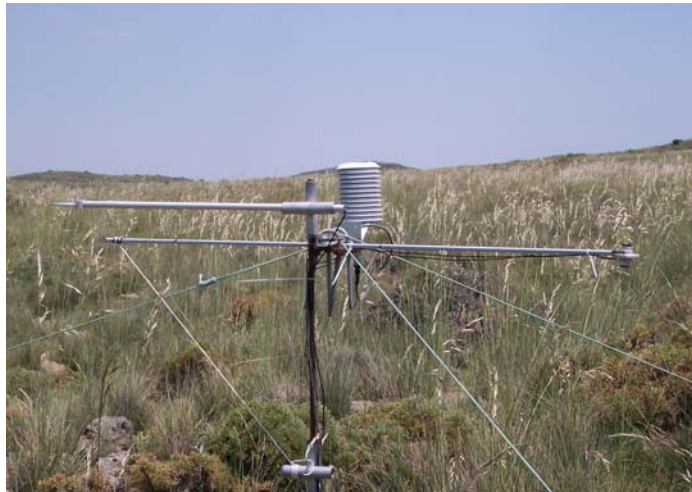


Figura 4.9. Torre con instrumentación complementaria

Bajo suelo desnudo, debajo de la torre *eddy covariance*, se instaló una placa de flujo de calor al suelo (HFP01, Hukseflux, Delft, Holanda) a 8 cm de profundidad, 4 termopares TVCAV a 1,3, 5 y 7 cm respectivamente y un reflectómetro (CS615, CSI, USA) a 15 cm de profundidad.

Parte de esta instrumentación se encuentra instalada por duplicado gracias a la estrecha colaboración del grupo de Física de la Atmósfera con la Estación Experimental de Zonas Áridas (EEZA, Almería), propietarios de parte de los instrumentos usados. Esta situación ha facilitado enormemente el análisis de los datos y la medida en continuo de algunas variables que así lo requieren.



Figura 4.10. Vista general de las torres de instrumentación instaladas en el Llano de los Juanes instrumentación complementaria

Todos estos instrumentos, salvo los que son propiedad de la Estación Experimental de Zonas Áridas, están conectados a un sistema de adquisición de datos (CR23X) que se encarga de almacenar y/o calcular las variables. Los promedios, varianzas y covarianzas, necesarios para la aplicación de la técnica *eddy covariance*, se obtienen con una frecuencia de 10 Hz y se almacenan y calculan por el sistema de adquisición de datos cada 15 minutos. Las variables para la caracterización del estado de la atmósfera, el suelo y la radiación (variables complementarias) se calculan cada 10s y sus promedios se almacenan cada 15 minutos.

Las variables almacenadas se especifican en las siguientes tablas:

Símbolo	Descripción	Unidad
Uz_a	Promedio de la componente z de la velocidad del viento	m s ⁻¹
Ux_a	Promedio de la componente x de la velocidad del viento	m s ⁻¹
Uy_a	Promedio de la componente y de la velocidad del viento	m s ⁻¹
lnVh_a	Promedio del logaritmo del voltaje (mV) proporcionado por el higrómetro de krypton	Adimensional
Ts_a	Promedio de la temperatura virtual	°C
co2_a	Promedio de la densidad de dióxido de carbono del LI-7500	mg m ⁻³
h2o_a	Promedio de la densidad de vapor de agua del LI-7500	g m ⁻³
Uz_v	Varianza de la componente z de la velocidad del viento	m ² s ⁻²
Ux_v	Varianza de la componente x de la velocidad del viento	m ² s ⁻²
Uy_v	Varianza de la componente y de la velocidad del viento	m ² s ⁻²
lnVh_v	Varianza del logaritmo del voltaje (mV) proporcionado por el higrómetro de krypton	Adimensional
Ts_v	Varianza de la temperatura del anemómetro sónico	K ²

co2_v	Varianza de la densidad de dióxido de carbono del LI-7500	$\text{mg}^2 \text{m}^{-6}$
h2o_v	Varianza de la densidad de vapor de agua del LI-7500	$\text{g}^2 \text{m}^{-6}$
Uz_Ux	Covarianza entre la componente z y x de la velocidad del viento	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
Uz_Uy	Covarianza entre la componente z e y de la velocidad del viento	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
Uz_InVh	Covarianza entre el logaritmo del voltaje (mV) proporcionado por el higrómetro de kriptón y la componente z de la velocidad del viento	m s^{-1}
Uz_Ts	Covarianza entre la componente z de la velocidad del viento y la temperatura virtual	K m s^{-1}
Uz_co2	Covarianza entre la componente z de la velocidad del viento y la densidad de dióxido de carbono medida con el LI-7500	$\text{mg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
Uz_h2o	Covarianza entre la componente z de la velocidad del viento y la densidad de vapor de agua medida con el LI-7500	$\text{g m}^{-2}\text{s}^{-1}$
Press_a	Promedio de la presión	kPa
HMP_Tmp_a	Promedio de la temperatura del aire	°C
HMP_e_a	Promedio de la humedad del aire	m^3m^{-3}
Ux_Uy	Covarianza entre la componente x e y de la velocidad del viento	m^2s^{-2}
Ux_InVh	Covarianza entre el logaritmo del voltaje (mV) proporcionado por el higrómetro de kriptón y la componente x de la velocidad del viento	m s^{-1}

Ux_Ts	Covarianza entre la componente x de la velocidad del viento y la temperatura virtual	$K m s^{-1}$
Ux_co2	Covarianza entre la componente x de la velocidad del viento y la densidad de dióxido de carbono medida con el LI-7500	$mg m^{-2}s^{-1}$
Ux_h2o	Covarianza entre la componente x de la velocidad del viento y la densidad de vapor de agua medida con el LI-7500	$g m^{-2}s^{-1}$
Uy_lnVh	Covarianza entre el logaritmo del voltaje (mV) proporcionado por el higrómetro de kriptón y la componente y de la velocidad del viento	$m s^{-1}$
Uy_Ts	Covarianza entre la componente y de la velocidad del viento y la temperatura virtual	$K m s^{-1}$
Uy_co2	Covarianza entre la componente y de la velocidad del viento y la densidad de dióxido de carbono medida con el LI-7500	$mg m^{-2}s^{-1}$
Uy_h2o	Covarianza entre la componente y de la velocidad del viento y la densidad de vapor de agua medida con el LI-7500	$g m^{-2}s^{-1}$

Tabla 4.1. Variables para la aplicación de la técnica *eddy covariance*

Símbolo	Descripción	Unidad
Rn	Irradiancia neta	W m ⁻²
SHF1	Flujo de calor al suelo (placa)	W m ⁻²
T soil	Temperatura del suelo	°C
Del_Tsoil	Cambio de temperatura del suelo (en 30 minutos)	°C
S_wtr	Contenido volumétrico de agua en el suelo	m ³ m ⁻³
PAR_i	Radiación fotosintética incidente	μmol m ⁻² s ⁻¹
PAR_r	Radiación fotosintética reflejada	μmol m ⁻² s ⁻¹

Tabla 4.2. Variables complementarias

Además de estas variables, el sistema de adquisición de datos almacena una serie de parámetros que usaremos para determinar la calidad de los datos obtenidos a partir de las mediciones realizadas con el anemómetro CSAT-3 y el analizador de gases en el infrarrojo LI-7500. Entre estos parámetros destacamos:

-“NaN_csat” y “NaN_7500”: nos indica el número de datos de la muestra que no se han podido medir con el CSAT-3 y el LI-7500 respectivamente. El número de datos indicados por este parámetro no se habrán empleado en el cálculo del promedio de 15 minutos de cada una de las variables obtenidas a partir de este instrumento. Dado que ambos instrumentos miden a una frecuencia de 10Hz, el número de datos de la muestra que se usan para el cálculo del promedio de 15 minutos de cada variable, debe ser 9000.

- “LnVolt”: nos indica el voltaje que llega al analizador de gases en el infrarrojo (LI-7500).

- “AGC”: es un valor en porcentaje que nos indica el estado de suciedad de las lentes del analizador de gases en el infrarrojo (LI-7500).

El resto de variables complementarias que no aparecen en las tablas 4.1 y 4.2, como son la precipitación y presencia de rocío, son almacenadas cada 30 minutos por un sistema de adquisición de datos distinto pero con idéntica filosofía de funcionamiento. La recogida de datos se ha realizado de dos formas:

- Descarga de datos *in situ* a través de un ordenador con un programa instalado capaz de comunicarse con el sistema de adquisición de datos (mensual).

- Transferencia de datos desde el campo hasta el lugar de trabajo vía *on line*. Para ello se instaló, en un servidor ubicado en el despacho de la Facultad de Ciencias, un sistema GSM (sistema de transferencia a distancia) y se programó para que diariamente realizase una llamada al sistema GSM instalado en el sistema de adquisición de datos del campo, para realizar la descarga de datos. El funcionamiento del sistema no ha sido todo lo continuo que hubiera sido deseable debido a problemas de cobertura en la Sierra de Gádor.

Toda esta instrumentación se alimenta mediante baterías de 12 V, que se recargan mediante paneles solares. A lo largo de la campaña de medida (más de tres años) ha habido problemas de alimentación (baterías descargadas, insuficiencia de paneles, robo de baterías,...) que han ocasionado discontinuidades en la serie de medidas.

4.2.1.2. CUEVA DE ALTAMIRA

En abril de 2004, el equipo del MNCN (Museo Nacional de Ciencias Naturales) (CSIC) instaló, en el suelo ubicado por encima de la Cueva de Altamira, una torre de *eddy covariance* de 1.5 m de altura (apartado 2.1.3). Esta torre se compone de un anemómetro sónico (81000, R. M. Young company, Michigan, USA) y un analizador de gases por infrarrojo (LI-7500, Li-Cor, Lincoln, NE, USA) (apartado 2.3.1), que envía los datos de voltaje muestreados a 20Hz a un conversor analógico-digital localizado en el anemómetro. Un microprocesador recibe estos datos que son almacenados en un disco externo. Los cálculos para la obtención de los valores de flujo se

realizan usando un programa diseñado por la Universidad de Edimburgo, (Paquete EdiRe).



Figura 4.11. Torre de *eddy covariance* instalada sobre la Cueva de Altamira. El instrumento localizado a la izquierda de la foto es el anemómetro sónico y el de la derecha es el analizador de gases por radiación infrarroja

En primavera de 2004, se instaló un sistema de seguimiento de las condiciones ambientales en el interior de la Cueva donde se localizan las pinturas del Paleolítico (Sala Policromos). Las medidas se realizan cada 10s y se almacena en un sistema de adquisición de datos (dataTaker DT50, Grant, Instruments Ltd., Cambridge, UK), que calcula los promedios de las variables medidas cada 15 minutos. Entre la instrumentación instalada en esta sala, destacamos los instrumentos para la medida de la concentración de CO_2 (Ventostat 8002, Telaire, Goleta, CA, USA) y ^{222}Rn (AB5 Continuous Passive Radon Detector, Pylon, Ottawa, Canadá) en el aire. Fuera de la cueva, se instaló una estación meteorológica conectada a un sistema de adquisición de datos (HOBO, Onset, Bourne, MA, USA) que almacena el promedio de las variables medidas cada 15 minutos. Entre los instrumentos que forman parte

de la estación meteorológica destacamos el sensor de temperatura del aire (S-TMB-M0XX 12-bit Smart Sensor, Onset) (apartado 2.3.2).^{*1}



Figura 4.12. Fotografía cedida por el grupo del MNCN (CSIC, Madrid) que incluye la instrumentación instalada en la “Sala Policromos” de la Cueva de Altamira (Cantabria).

^{*1}El sistema de *eddy covariance*, así como los sensores de seguimiento instalados dentro y fuera de la Cueva de Altamira, son propiedad del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (CSIC) y se montaron en el marco del proyecto BTE2002-04492-C02-02: “Dinámica geoquímica y microclimática de un sistema kárstico somero (Cueva de Altamira, Cantabria): Aplicación al estudio de los ciclos de intercambio de CO₂ atmosférico”.

4.2.2. CAMPAÑAS DE MEDIDA PARA ESTUDIOS ISOTÓPICOS

Para el análisis isotópico del carbono contenido en la roca del Llano de los Juanes, se tomaron tres muestras de roca madre y dos muestras de espeleotemas del interior de la cavidad subterránea (Figura 4.13). Las tres muestras de roca madre se enviaron al Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (CSIC) donde se analizó su composición mineralógica, por microscopía y difracción de rayos X así como su composición química, por espectrometría de fluorescencia de rayos X. Posteriormente, durante una estancia en el Laboratorio de Isótopos Estables de Salamanca, en Julio de 2007, bajo la tutela del doctorando José Manuel Rodríguez y la supervisión del Dr. Clemente Recio, analicé isotópicamente las tres muestras de roca madre y las dos muestras de estalactitas, siguiendo el procedimiento descrito en el apartado 3.1.3.1.

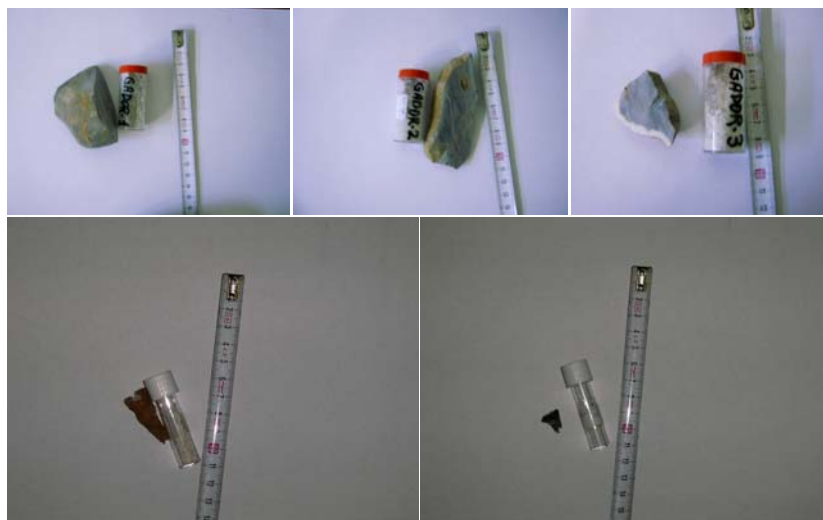


Figura 4.13. Muestras de rocas (G-1, G-2 y G-3) y espeleotemas analizadas isotópicamente: la estalactita de la fotografía inferior izquierda (G-EST (O)) fue tomada de una colada estalagmítica parietal (tipo órgano); la estalactita de la fotografía inferior derecha (G-EST (T)) se muestreó directamente del techo.

Para el análisis isotópico del carbono contenido en la vegetación del Llano de los Juanes, se tomaron, en marzo de 2007, tres muestras de las

siguientes especies: *Festuca scariosa*, *Genista cinerea*, *Genista pumila*, *Hormatophilla*, *Thymus serpylloides*, *Lavandula lanata*, y tres muestras de una especie suculenta sin identificar. Una vez tomadas las muestras, se enviaron al Laboratorio de Isótopos estables de Zürich (Suiza) donde la Dra. Ninna Buchmann se encargó de su análisis, siguiendo el procedimiento descrito en el apartado 3.1.3.2.

Para el análisis isotópico del carbono contenido en el CO₂ del aire del Llano de los Juanes se fijaron unos puntos para la toma de muestras y se diseñaron dos tipos de campañas de medida. Se establecieron un total de siete puntos de muestreo, uno para la toma de aire atmosférico próximo a la torre de *eddy covariance*, tres para la toma de aire del suelo a distintas profundidades y tres para la toma de aire de la cavidad subterránea (Tabla 4.3). Los dos tipos de campañas de medida son:

Campañas espaciales: Se iniciaron en abril de 2007 y consiste en la toma de muestras de aire mensual de todos los puntos de medida.

Campañas temporales: Se inició en noviembre de 2004 y finalizó en agosto de 2006. Se tomaron muestras de aire atmosférico (punto A₁) cada 30 minutos durante 24 horas seleccionando un día de cada estación del año.

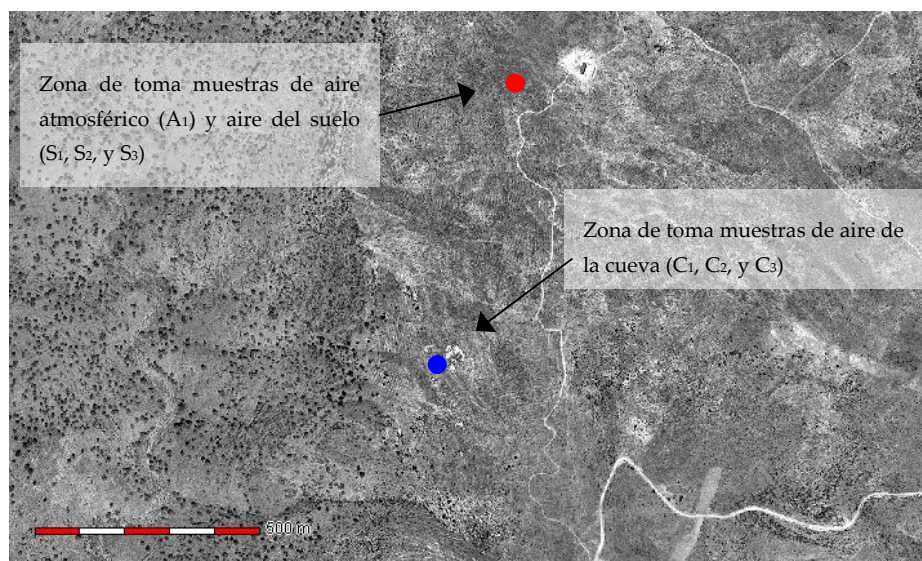


Figura 4.14. Ubicación de los puntos de muestreo de las campañas espaciales. Próximos a la torre *eddy covariance* se encuentran los puntos de muestreo de aire de la atmósfera (A₁) y los puntos de muestreo de aire de suelo (S₁, S₂, S₃). Los puntos de muestreo de aire de la cueva se ubican en una cueva situada a unos 600 m al sur de nuestra torre (S₁, S₂, S₃).








<i>Procedencia</i>	<i>Punto</i>		
Aire de atmósfera	A1: próximo a la torre		
			
Aire de cavidad subterránea	C1: a 5 m en vertical de la entrada	C2: a 4 m en horizontal de C ₁	C3: a 8 m en horizontal de C ₁
			
Aire de suelo	S1: 31.5 cm de profundidad	S2: a 19.5 cm de profundidad	S3: a 14 cm de profundidad
			

Tabla 4.3. Descripción de los puntos seleccionados para la toma de aire en el Llano de los Juanes

En las campañas temporales, las muestras de aire se tomaron con una jeringa de 50 ml, se almacenaron en recipientes de cristal cerrados herméticamente y se enviaron al Laboratorio de Isótopos Estables del Centro Experimental del Zaidín (CSIC, Granada) para ser analizadas por el Dr. Antonio Delgado. En las campañas espaciales, las muestras se tomaron con una bomba con un caudal a presión atmosférica de 3.1 l m^{-1} , el aire se hacía pasar por un desecante, se almacenaba en botellas de vidrio de 0.2 l y se enviaban al Instituto de Ciencias Weizmann de Rehoboth (Israel) para ser analizadas por el Dr. Dan Yakir. El análisis de las muestras de aire se realizó, siguiendo el procedimiento descrito en el apartado 3.1.3.3 y forman parte del proyecto EXPLORA CGL2006-26147-E/CLI del Ministerio de Educación y Ciencia liderado por el Dr. Sergio Sánchez-Moral (MNCN-CSIC).



Figura 4.15. Toma de muestra de aire del suelo en las campañas espaciales.



Figura 4.16. Toma de muestra de aire del suelo en las campañas temporales.

4.2.3. CAMPAÑAS DE MEDIDA PARA ESTUDIO DE FLUJOS DE CO₂ DEL SUELO CON CÁMARAS.

El sistema de cámaras empleado en el Llano de los Juanes para la cuantificación del flujo de CO₂ del suelo es el LI-8100 (Li-Cor Lincoln, NE). Dentro de las campañas de medidas podemos destacar dos tipos:

Campañas espaciales: Destinadas a estimar el flujo de CO₂ del suelo existente en el Llano de los Juanes.

Campañas temporales: Destinadas a estimar las variaciones temporales de flujo de CO₂ del suelo en un punto.

Para las campañas espaciales se identificaron los distintos tipos de suelo existentes en el llano a los que podría atribuirse la existencia de variaciones espaciales en el flujo. Distinguimos cinco tipos:

- Suelo desnudo con presencia de piedras en superficie.
- Suelo desnudo no recubierto por piedras.
- Suelo con predominio de raíces de la especie *Festuca scariosa*.
- Suelo con predominio de raíces de la especie *Hormatophilla spinosa*.
- Suelo con predominio de raíces de la especie *Genista pumila*.

En cada uno de estos cinco tipos de suelo se instalaron de forma aleatoria cuatro collares. Además de estos tipos de suelo en la zona de estudio se encuentra gran número de dolinas. Dado el carácter geológico de dichas formaciones, típicas de suelos carbonatados, se estimó que era oportuno la cuantificación del flujo de CO₂ en este tipo de formaciones. Para ello se seleccionaron al azar dos dolinas y se instalaron tres collares en cada una de ellas, un collar en la parte baja otro en la parte media y otro en la parte alta de las mismas. De este modo, con un total de veintiséis collares instalados se intentó abarcar la variabilidad espacial presente en el Llano de los Juanes. Las campañas espaciales se iniciaron en septiembre de 2006 y finalizaron en septiembre de 2007 y consistieron en la medida con frecuencia mensual (salvo meses de invierno) del flujo de CO₂ del suelo y la temperatura del suelo de cada uno de los collares instalados.

Para la realización de las campañas temporales se instaló al azar un único collar dentro de la zona vallada donde se ubicaban las torres de instrumentación propiedad de la Estación Experimental de Zonas Áridas, para evitar el posible robo del instrumento. Se realizaron un total de tres campañas temporales en agosto, septiembre y octubre de 2006, de uno, tres y siete días de duración respectivamente, tomando medidas de flujo cada media hora.



Figura 4.17. Ejemplos de collares. (a) Collar instalado en suelo con piedras, (b) collar instalado en suelo con predominio de raíces de la especie *Festuca scariosa*, (c) collar instalado en suelo con predominio de raíces de la especie *Hormatophila spinosa* y (d) ejemplo de collar antes de ser instalado sobre suelo no recubierto de piedras

4.3. CORRECCIÓN DE LOS FLUJOS CINÉTICOS

Los flujos cinéticos de CO₂, vapor de agua, calor sensible y flujo de momento lineal, obtenidos mediante la técnica *eddy covariance*, necesitan una serie de correcciones para garantizar que los valores obtenidos correspondan exclusivamente a los intercambios verticales de estas variables entre la superficie y la atmósfera. A continuación se describen las correcciones realizadas a estos flujos medidos en el Llano de los Juanes y la Cueva de Altamira.

4.3.1. EL TÉRMINO DE WEBB, PEARMAN Y LEUNING (TÉRMINO WPL): CORRECCIÓN DE LOS FLUJOS DE CO₂ Y VAPOR DE AGUA POR CAMBIOS EN LA DENSIDAD DE AIRE.

El analizador de gases en el infrarrojo (Li-Cor 7500, Lincoln, NE, USA) empleado en este estudio, está diseñado para medir fluctuaciones de la densidad de CO₂ y vapor de agua (apartado 2.3.1). Como ya hemos comentado en el apartado 2.1.2, la variable escalar que debe usarse para el cálculo del flujo turbulento de CO₂ o vapor de agua es la razón de mezcla. Esta magnitud es la única que se conserva frente a cambios en la densidad de aire (debidos a transferencia de calor y difusión de vapor de agua), y se ve únicamente modificada por la existencia de una fuente o sumidero del gas bajo estudio en superficie. Si usamos un instrumento que mide fluctuaciones en la densidad para calcular el flujo turbulento, necesitamos descontar las variaciones en la densidad de CO₂ o vapor de agua que son consecuencia de variaciones en la densidad de aire (término de WPL, Webb et al., 1980). Este término, relacionado con variaciones en la densidad de aire, que se descuenta del flujo total medido por nuestro sistema *eddy covariance*, recibe el nombre de término de Webb, Pearman y Leuning. A continuación exponemos la deducción matemática para la obtención de este término.

Deducción del término de Webb, Pearman y Leuning (Término WPL). Para conocer el valor de este término matemático, partimos de la ley de las presiones parciales de Dalton. Según esta ley se define la presión total del

aire como suma de las presiones parciales de dos gases ideales: aire seco (todos los gases excepto el vapor de agua) y vapor de agua.

$$P = p_a + p_v \quad (4.1)$$

Aplicando la ley de los gases ideales:

$$P = \frac{R}{m} \rho T \quad (4.2a)$$

$$p_a = \frac{R}{m_a} \rho_a T \quad (4.2b)$$

$$p_v = \frac{R}{m_v} \rho_v T \quad (4.2c)$$

donde R es la constante universal de los gases ideales, T es la temperatura, ρ es la densidad del gas y m representa la masa molecular efectiva, los subíndices a y v denotan en cada caso aire seco y vapor de agua. Expresando la presión en términos de la ley de los gases ideales y dividiendo los términos entre RT obtenemos:

$$\frac{P}{RT} = \frac{\rho_a}{m_a} + \frac{\rho_v}{m_v} \quad (4.3)$$

Para el análisis de la turbulencia es común considerar las variables que aparecen en la ecuación (4.3) como suma de su valor medio más un término fluctuante (apartado 2.1.3). Suponiendo que el valor de la constante universal y la masa molecular no fluctúan con la turbulencia (salvo pequeñas fluctuaciones de m_a asociadas a cambios de masa de los gases traza que la constituyen (como por ejemplo el CO_2)), y despreciando las fluctuaciones de la presión, aplicamos a la ecuación (4.3) la descomposición de Reynolds:

$$\rho_a = \overline{\rho_a} + \rho_a' \quad (4.4a)$$

$$\rho_v = \overline{\rho_v} + \rho_v' \quad (4.4b)$$

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{\overline{T} + T'} \left(\frac{\overline{T} - T'}{\overline{T} - T'} \right) = \frac{\overline{T} - T'}{\overline{T}^2 - T'^2} \approx \frac{\overline{T} - T'}{\overline{T}^2} = \frac{1}{\overline{T}} - \frac{T'}{\overline{T}^2} \quad (4.4c)$$

En el caso de la temperatura, tenemos que $\overline{T} \gg T'$ por lo que despreciamos el término T'^2 en favor de \overline{T}^2 en la ecuación (4.4c). La descomposición de Reynolds representada en la ecuación (4.4) facilita la descomposición de la ecuación (4.3) en dos ecuaciones de estado, una correspondiente al valor medio de los términos (4.5), y otra correspondiente a las perturbaciones turbulentas, (4.6).

$$\frac{P}{RT} = \frac{\overline{\rho_a}}{m_a} + \frac{\overline{\rho_v}}{m_v} \quad (4.5)$$

$$-\frac{\overline{pT'}}{R\overline{T}^2} = \frac{\rho_a'}{m_a} + \frac{\rho_v'}{m_v} \quad (4.6)$$

Si definimos la densidad molar para cualquier gas como $n = \frac{\rho}{m}$, vemos en general cómo la ecuación (4.6) relaciona los cambios en la densidad molar de un gas ideal con la dilatación o contracción provocada por fluctuaciones en la temperatura (Liu 2005; Massman y Touvinen 2006), pero en el caso de los flujos que nos interesan (CO_2 y vapor de agua) no debemos olvidar que también se verán afectadas las variaciones en la densidad molar de vapor de agua (Kowalski 2006a; Kowalski 2006b).

Reordenando la ecuación (4.6) obtenemos la siguiente ecuación:

$$\rho_a' = - \left(\frac{m_a \bar{P}}{RT^2} \right) T' - \left(\frac{m_a}{m_v} \right) \rho_v' \quad (4.7)$$

En dicha ecuación se puede ver más claramente cómo las fluctuaciones en la temperatura (T') y en la densidad de vapor de agua (ρ_v') pueden generar cambios en la densidad de aire seco (ρ_a'). Las fluctuaciones de temperatura generan dilatación o contracción y afecta a la densidad molar de todos los gases. Las fluctuaciones de vapor de agua también generarán cambios en el hacinamiento de las moléculas de aire seco (competencia por el espacio).

El siguiente paso es reconocer que el CO_2 forma parte de ese aire seco y por tanto, variaciones en la densidad de aire seco implicarán variaciones en la densidad de CO_2 (ρ_c'). Tal y como Massman y Touvinen apuntan en su artículo (Massman y Touvinen 2006), las fluctuaciones en la densidad de CO_2 pueden deberse tanto a la existencia de una fuente o sumidero de dicho gas en superficie ($\rho'_{c,S}$) como a variaciones relacionadas con fluctuaciones de la densidad de aire seco (por motivos explicados anteriormente) ($\rho'_{c,D}$)

$$\rho_c' = \rho'_{c,S} + \rho'_{c,D} \quad (4.8)$$

De este modo, cuando midamos con nuestro IRGA de trayectoria abierta fluctuaciones en la densidad de CO_2 (ρ_c'), debemos tener muy presente que estas fluctuaciones pueden deberse no sólo a la existencia de una fuente o sumidero de CO_2 en superficie sino también a fluctuaciones en la densidad de aire seco.

Cuando hablamos de aire seco es importante recordar que nos referimos a todos los componentes gaseosos del aire salvo al vapor de agua. Esto nos permite considerar la ausencia de fuente o sumidero de aire seco en

superficie (despreciando la existencia de fuentes o sumideros de gases traza como el CO₂). De este modo si consideramos $\rho'_{a,S} = 0$ podemos escribir:

$$\rho'_a = \rho'_{a,D} \quad (4.9)$$

Volviendo al caso particular del CO₂, la última consideración para finalizar el análisis es tener en cuenta que la razón de mezcla no se ve afectada por estas variaciones en la densidad, ya que esta variable se conserva frente a cambios en la temperatura y el vapor de agua. Esta conservación hace que los efectos en la densidad de aire seco afecten por igual a sus constituyentes, como es el caso del CO₂. Así, con estas premisas podemos escribir:

$$\frac{\rho'_{c,D}}{\rho'_{a,D}} = \frac{\overline{\rho_c}}{\overline{\rho_a}} \quad (4.10)$$

De la combinación de las ecuaciones (4.8), (4.9) y (4.7) obtenemos:

$$\rho'_{c,D} = -\frac{\overline{\rho_c}}{\overline{\rho_a}} \left(\frac{m_a P}{R \overline{T}^2} \right) T' - \frac{\overline{\rho_c}}{\overline{\rho_a}} \left(\frac{m_a}{m_v} \right) \rho'_v \quad (4.11)$$

Si además multiplicamos la ecuación (4.11) por las fluctuaciones de la velocidad vertical (w') y tomamos promedios para determinar valores de flujo, obtenemos:

$$\overline{w' \rho'_{c,D}} = -\overline{\rho_c} \frac{1}{\overline{\rho_a}} \left(\frac{m_a \overline{P}}{R \overline{T}} \right) \frac{\overline{w' T'}}{\overline{T}} - \overline{\rho_c} \frac{1}{\overline{\rho_a}} \left(\frac{m_a}{m_v} \right) \overline{w' \rho'_v} \quad (4.12)$$

Si realizamos unas operaciones semejantes en la ecuación (4.8), obtenemos la ecuación del flujo de CO₂ medido con un analizador de gases en el infrarrojo LI-7500, debido únicamente a la existencia de fuente o sumidero en superficie:

$$\overline{w' \rho'_{c,S}} = \overline{w' \rho'_c} - \overline{w' \rho'_{c,D}} \quad (4.13)$$

Donde $\overline{w'\rho'_c}$ será el promedio de la covarianza entre las fluctuaciones de la velocidad vertical de viento medidas con un anemómetro y las fluctuaciones de la densidad de CO₂ medida con el analizador de gases en el infrarrojo LI-7500. De este modo, podremos estimar el flujo final de CO₂ partiendo de las medidas obtenidas a partir del LI-7500 (primer término de la ecuación 4.14) y contabilizando posteriormente los términos de los que se compone la corrección realizada por efecto de las variaciones en la densidad de aire (término WPL, $\overline{w'\rho'_{c,D}}$) que se incluyen en el segundo y tercer término de la ecuación 4.14).

$$F_c = \overline{w'\rho'_c} + \overline{\rho_c} \frac{1}{\rho_a} \left(\frac{m_a \overline{P}}{RT} \right) \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} + \overline{\rho_c} \frac{1}{\rho_a} \left(\frac{m_a}{m_v} \right) \overline{w'\rho'_v} \quad (4.14)$$

Simplificando la ecuación (4.14) agrupando variables obtenemos:

$$F_c = \overline{w'\rho'_c} + \overline{\rho_c} (\overline{W}_v + \overline{W}_T) \quad (4.15)$$

con

$$\overline{W}_v = \mu \frac{\overline{w'\rho'_v}}{\rho_a} \quad (4.15a)$$

y

$$\overline{W}_T = (1 + \sigma\mu) \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} \quad (4.15b)$$

Donde, la ecuación (4.15a) representa la corrección aplicada como consecuencia de la existencia de fluctuaciones en la densidad de aire generadas por la presencia del flujo de vapor de agua (*LE*), y la ecuación (4.15b) representa la corrección como consecuencia de la existencia de fluctuaciones en la densidad de aire generadas por la presencia del flujo de calor sensible (*H*). Siendo:

$$\sigma = \frac{\overline{\rho_v}}{\rho_a} \quad \text{y} \quad \mu = \frac{m_a}{m_v}.$$

Siguiendo las mismas premisas se puede llegar a la definición del flujo de vapor de agua medido con un sistema *eddy covariance* con analizador de gases en el infrarrojo LI-7500:

$$E = \overline{w' \rho_v'} + \overline{\rho_v} (\overline{W_v} + \overline{W_T}) \quad (4.16)$$

Estos analizadores de gases que miden fluctuaciones en la densidad se les denominan analizadores de trayectoria abierta. Además de éstos, existen otros analizadores que se denominan de trayectoria cerrada. En este último caso se trata de un sistema cerrado con una tubería a través de la cual pasa el aire del que queremos conocer la razón de mezcla y las fluctuaciones de CO₂ o de vapor de agua (Leuning y Judd 1996). Estas fluctuaciones en la razón de mezcla de CO₂ o de vapor de agua son únicamente debidas a la existencia de una fuente o sumidero de estos gases en superficie y no es necesario aplicar esta corrección.

Aplicando la ecuación (4.15) para el cálculo del flujo de CO₂ medido con analizadores de trayectoria abierta, debemos tener en cuenta que errores cometidos en la estimación de las variables que intervienen en el cálculo del término WPL pueden dar lugar a errores en la cuantificación del flujo de CO₂. Diferenciando la ecuación (4.14) respecto a las covarianzas (Liu et al., 2006a) y los escalares (ρ_a , ρ_v , T y p) y expresando los resultados en términos de ρ_a en lugar de p , R_a y T obtenemos:

$$\begin{aligned}
\frac{\delta F_C}{F_C} = & \underbrace{\left[\frac{\overline{w' \rho'_c}}{F_C} \right]}_{C_1} \frac{\overline{\delta w' \rho'_c}}{\overline{w' \rho'_c}} + \underbrace{\left[\frac{\overline{\mu w' \rho'_v \rho'_c}}{F_C \rho_a} \right]}_{C_2} \frac{\overline{\delta w' \rho'_v}}{\overline{w' \rho'_v}} + \underbrace{\left[\frac{\overline{\rho_c w' T'}}{\overline{T F_C}} \left(1 + \mu \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{\rho_a}} \right) \right]}_{C_3} \frac{\overline{\delta w' T'}}{\overline{w' T'}} + \\
& \underbrace{\left[\frac{\overline{\mu w' \rho'_v \rho'_c}}{F_C \rho_a} + \left[\frac{\overline{\rho_c w' T'}}{\overline{T F_C}} \left(1 + \mu \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{\rho_a}} \right) \right] \right]}_{C_4} \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\overline{\rho_c}} + \\
& \underbrace{\left[\frac{\overline{\rho_c w' T'}}{\overline{T F_C}} \left(\mu \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{\rho_a}} \right) \right]}_{C_5} \frac{\overline{\delta \rho_v}}{\overline{\rho_v}} + \underbrace{\left[\frac{\overline{\mu w' \rho'_v \rho'_c}}{\overline{\rho_a F_C}} - \frac{\overline{w' T' \rho'_c}}{\overline{T F_C}} \right]}_{C_6} \frac{\overline{\delta T}}{\overline{T}} + \\
& \underbrace{\left[-\frac{\overline{\mu w' \rho'_v \rho'_c}}{\overline{\rho_a F_C}} - \left[\frac{\overline{\rho_c w' T'}}{\overline{T F_C}} \left(\mu \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{\rho_a}} \right) \right] \right]}_{C_7} \frac{\overline{\delta p}}{\overline{p}}
\end{aligned} \tag{4.17}$$

Siguiendo la notación de Liu et al. (2006) vemos cómo las perturbaciones en el cálculo del flujo de CO₂ ($\delta F_C/F_C$) están relacionadas no sólo con cambios en las covarianzas entre ρ_c y w ($\overline{\varpi}_c = \overline{\delta w' \rho'_c} / \overline{w' \rho'_c}$) y errores en el calor sensible o la covarianza entre ρ_v y w ($\overline{\varpi}_T = \overline{\delta w' T'} / \overline{w' T'}$, $\overline{\varpi}_v = \overline{\delta w' \rho'_v} / \overline{w' \rho'_v}$) sino también con cambios en la densidad de CO₂ ($\overline{\varpi}_{\rho_c} = \overline{\delta \rho_c} / \overline{\rho_c}$) y vapor de agua ($\overline{\varpi}_{\rho_v} = \overline{\delta \rho_v} / \overline{\rho_v}$), cambios en la temperatura del aire ($\overline{\varpi}_{T_a} = \overline{\delta T_a} / \overline{T_a}$) y la presión atmosférica ($\overline{\varpi}_p = \overline{\delta p} / \overline{p}$). Las magnitudes de estos errores dependerán de sus correspondientes coeficientes [C₁, C₂, C₃, C₄, C₅, C₆ y C₇ respectivamente; Eq. 4.17] que varían con el tiempo y las condiciones atmosféricas (Liu et al. 2006).

Errores en F_c como consecuencia de errores en las medidas de las variables que intervienen en el cálculo del término WPL. Dividiremos esta sección en dos apartados. Primero, presentamos los errores relativos en F_c debido a errores en la medida de los escalares ρ_v , T y p y demostraremos que pueden despreciarse. Posteriormente, completaremos el análisis de Liu et al., (2006) analizando en qué forma los errores sistemáticos en las medidas de calor sensible y las covarianzas del vapor de agua y CO_2 , junto con la subestimación en ρ por la suciedad de lentes, afectan a la estimación de F_c .

Errores en F_c como consecuencia de errores en las medidas de los escalares.

En esta sección estimaremos los errores en las medidas de los escalares ρ_v , T y p y demostraremos cómo la magnitud de estos errores, que depende de sus correspondientes coeficientes C_5 , C_6 y C_7 (ecuación 4.17) pueden despreciarse. En este análisis asumimos que los errores asociados a ρ_v , T y p dependen de la sensibilidad del instrumento que se emplee para medir estos escalares. El termohigrómetro mide la humedad relativa (U) y la temperatura (T_a) del aire con un error relativo de $\omega_U = \pm 2\%$ y $\omega_{T_a} = \pm 0.1\%$. Mientras que el analizador de gases de trayectoria abierta mide p con una precisión de $\omega_p = 1.5\%$. A partir de las medidas del termohigrómetro estimamos ρ_v usando la ecuación de estado para el vapor de agua ($\rho_v = e/R_v T$, donde e es la presión de vapor de agua y R_v es la constante de los gases para el vapor de agua) y la definición de U ($e = e_s U$, donde e_s es la presión saturante de vapor de agua). De este modo obtenemos:

$$\varpi_{\rho_v} = \frac{\delta \overline{\rho_v}}{\overline{\rho_v}} = \frac{de}{e} + \frac{dT}{T} = \frac{dU}{U} + \frac{de_s}{e_s} + \frac{dT}{T} \quad (4.18)$$

Usando la ecuación de Clausius-Clapeyron (despreciando la ligera dependencia de la temperatura con el calor latente) para describir la dependencia de e_s con T , obtenemos:

$$\varpi_{\rho_v} = \frac{dU}{U} + \frac{L_v dT}{R_v T^2} + \frac{dT}{T} = \varpi_U + \left(\frac{L_v}{R_v T} + 1 \right) \varpi_{T_a} \quad (4.19)$$

Donde L_v es el calor latente de vaporización. El valor de la operación contenida en los paréntesis es del orden de 20, por lo que el error de ρ_v no supera $\pm 5\%$, no obstante es importante resaltar que si en vez de usar el termohigrómetro para la estimación de ρ_v usamos el valor de ρ_v medido con el analizador de gases de trayectoria abierta LI-7500 (no recomendado), la suciedad de las lentes provoca una sobrestimación en ρ_v que puede llegar a superar el 50%.

En cualquier caso, la contribución de los errores ($\omega_{\rho_v} = \pm 2\%$, $\omega_{T_a} = \pm 0.1\%$ y $\omega_p = \pm 1.5\%$) sobre los errores relativos en F_c puede despreciarse comparando éstos con los errores obtenidos en el análisis de Liu et al. (2006) presentados a continuación (Tabla 4.4). Incluso en aquellos casos en los que los errores relativos de ρ_v y p superan el 1%, la insignificante magnitud de sus respectivos coeficientes hace que su contribución sobre los errores relativos en F_c sea despreciable. Así por ejemplo, el coeficiente de ρ_v (C_5) es dos órdenes de magnitud más pequeño que el coeficiente del flujo de calor sensible, (C_3), restándole importancia al $\pm 5\%$ de error relativo en ρ_v . De igual modo el valor de $\pm 1.5\%$ de ω_p (la décima parte de ω_T) es multiplicado por el coeficiente C_7 que se define cómo la suma (con signo contrario) de C_3 (pequeño) y C_2 , que es considerablemente más pequeño que C_3 . En resumen, la contribución de los errores de estos escalares sobre el error relativo en F_c puede despreciarse.

Contribución de la subestimación en ρ_v en los errores relativos de F_c . Para evaluar los efectos de la propagación de los errores en ρ_v , seguiremos el análisis contenido en la sección 4.2.1 del artículo de Liu et al., (2006), en el que se considera que los flujos de calor sensible y vapor de agua son subestimados en un 15% durante el día y en un 30% durante la noche, de igual modo asume un 15% de subestimación en la covarianza entre ρ_v y la velocidad vertical. Para completar el análisis de Liu et al., (2006) usaremos esta misma suposición y además consideraremos 5 casos: ausencia de error en ρ_v debido a la suciedad de las lentes (Caso Ia) y errores relativos en ρ_v de -2%, -5%, -10% y -25% debido a la presencia de contaminantes en las lentes del instrumento (casos Ib, Ic, Id y Ie, respectivamente). En la tabla 4 observamos que los errores como consecuencia de las deficiencias en el cierre del balance de energía (Caso Ia) dan lugar a errores relativos en F_c que van desde el 13% hasta el 27% dependiendo de la magnitud de H , mientras que la

subestimación de un 5% en ρ (caso Ic) puede aumentar los errores relativos de F_c hasta un máximo de 65%.

Según los análisis de Liu et al., (2006), los efectos de la propagación de los errores en F_c como consecuencia de la aplicación de las correcciones WPL tienen una fuerte dependencia con H . Además, es importante resaltar que la dependencia de H sobre el coeficiente de ρ (C_4), que determina la magnitud del error de F_c en función de ρ , es aún mayor, ya que C_4 se define como la suma de los coeficientes C_2 y C_3 . Debido a esta dependencia con H , el término WPL toma valores mayores durante el día que durante la noche (Paw U et al., 2000; Miller et al., 2004). Esta situación provoca errores sistemáticos en el cálculo del término WPL, dando lugar a errores sistemáticos y selectivos en F_c (Moncrieff et al., 1997), y con ello en el cálculo del balance anual de carbono.

Tabla 4.4. Errores en la estimación del flujo diurno de CO₂ (Serrano-Ortiz et al., 2008).

<i>H</i> (W m ²)	Coeficientes de la ecuación (4.17)				δF _c / F _c en la ecuación (4.17) (%)				
	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	(Casos)				
					Ia*	Ib*	Ic*	Id*	Ie*
50	1.76	-0.15	-0.77	-0.93	-12.8	-10.7	-8.0	-3.3	+10.7
100	2.15	-0.19	-1.20	-1.39	-11.5	-8.6	-4.5	+2.5	+23.4
150	2.64	-0.23	-1.88	-2.03	-8.0	-3.9	+2.2	+12.4	+42.8
200	3.23	-0.27	-2.80	-3.07	-2.3	+3.7	+13.0	+28.3	+74.4
250	3.91	-0.30	-3.99	-4.29	+5.5	+14.3	+27.2	+48.6	+113.0
300	4.71	-0.33	-5.42	-5.75	+15.6	+27.1	+44.4	+73.1	+159.4
350	5.60	-0.35	-7.10	-7.45	+27.7	+42.7	+65.0	+102.3	+214.0

$$* \frac{\overline{\delta w' \rho'_c}}{w' \rho'_c} = -15\% \quad \frac{\overline{\delta w' \rho'_v}}{w' \rho'_v} = -15\% \quad \frac{\overline{\delta w' T'}}{w' T'} = -15\%$$

$$Ia) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = 0\% \quad Ib) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = -2\% \quad Ic) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = -5\% \quad Id) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = -10\% \quad Ie) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = -25\%$$

Tabla 4.5. Errores en la estimación del flujo nocturno de CO₂ (Serrano-Ortiz et al., 2008).

<i>H</i> (W m ²)	Coeficientes de la ecuación (4.17)				δF _c / F _c en la ecuación (4.17) (%)				
	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	(Casos)				
					Ia*	Ib*	Ic*	Id*	Ie*
-25	1.45	0.04	-0.97	-0.95	-15.9	-13.7	-10.9	-6.1	8.2
-50	1.75	0.06	-1.17	-1.11	-19.0	-17.0	-13.7	-8.1	8.6
-75	2.12	0.08	-1.46	-1.38	-22.2	-19.4	-15.3	-8.4	12.3
-100	2.59	0.09	-1.83	-1.74	-25.5	-22.0	-16.8	-8.1	18.0

$$* \frac{\overline{\delta w' \rho'_c}}{w' \rho'_c} = -30\% \quad \frac{\overline{\delta w' \rho'_v}}{w' \rho'_v} = -30\% \quad \frac{\overline{\delta w' T'}}{w' T'} = -30\%$$

$$Ia) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = 0\% \quad Ib) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = -2\% \quad Ic) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = -5\% \quad Id) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = -10\% \quad Ie) \quad \frac{\overline{\delta \rho_c}}{\rho_c} = -25\%$$

Resaltamos por último, que el no aplicar las correcciones de WPL en el cálculo de F_c obtenido con un IRGA de trayectoria abierta no resuelve el problema. Algunos investigadores, para evitar la aplicación de estas correcciones convierten la densidad de CO_2 medida por el instrumento a alta frecuencia (ρ_c') en razón de mezcla en relación al aire seco (s'), evitando así la aplicación de las correcciones WPL, esta práctica no resuelve el problema ya que según la ecuación 17 del artículo original de WPL (Webb et al., 1980) usada para esta conversión, también se hace necesaria la utilización del promedio de ρ_c (en combinación con las fluctuaciones en la densidad de aire seco (ρ_a') y su promedio ($\overline{\rho_a}$)).

$$s' = \left(\frac{1}{\rho_a} \right) \rho_c' - \left(\frac{\overline{\rho_c}}{\rho_a} \right) \rho_a' \quad (4.20)$$

Por otro lado, los IRGA de trayectoria cerrada evitan estas fluctuaciones en ρ_a mediante dos procedimientos: las fluctuaciones en ρ_a asociadas con variaciones en la temperatura se evitan durante el proceso de toma de muestras, mientras que las variaciones en ρ_a asociadas a fluctuaciones en la cantidad de vapor de agua se miden y quedan excluidas atendiendo a la definición de razón de mezcla (variable empleada por los IRGA de trayectoria cerrada para el cálculo de F_c). De este modo, este tipo de instrumentación no se ve afectada por errores en la medida del promedio de ρ_c .

4.3.2. ROTACIÓN DE COORDENADAS

Para poder cuantificar el flujo de una magnitud escalar, en un ecosistema, necesitamos conocer las fluctuaciones de la componente de viento normal a la superficie. Si dicha superficie se encuentra levemente inclinada, la componente w' , medida por el anemómetro sónico, no es exactamente una componente normal a la superficie y necesitamos realizar una rotación de coordenadas. Esta rotación también se usa para corregir inclinaciones del anemómetro sobre terrenos llanos debido a deficiencias en la colocación vertical del mismo (Finnigan 2004).

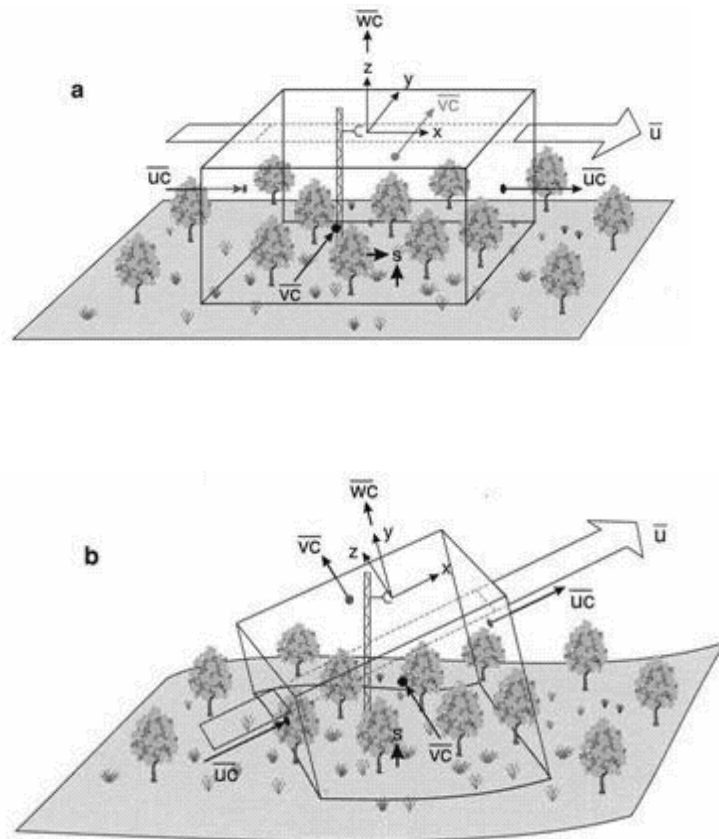


Figura 4.18. Rotación del eje de coordenadas. a) coordenadas no rotadas. b) coordenadas rotadas(Finnigan et al., 2003).

Para solventar este problema se han propuesto distintas metodologías. Entre ellas podemos destacar la rotación bidimensional (2D (3D)) (McMillen 1988); la búsqueda del plano “ideal” (Planar fit); la rotación basada en la regresión lineal sobre “i” sectores en el ángulo azimutal (Lee 1998); el método del ángulo inclinado (tilt angle method), en el que podemos destacar a modo de ejemplo el de (Paw U et al., 2000); o el método sinusoidal ideal (Feigenwinter et al., 2004). Destacaremos que la rotación bidimensional y el “planar fit” son las técnicas más empleadas por la red internacional FLUXNET.

Para nuestro estudio hemos seguido la metodología de rotación bidimensional, llevando a cabo una rotación del sistema de coordenadas de la velocidad del viento como sugiere (McMillen 1988) utilizando las ecuaciones propuestas por Kowalski et al (1997).

El sistema original de coordenadas queda establecido por la posición del anemómetro sónico. Las coordenadas resultantes de la rotación se definen suponiendo que el viento promedio proviene únicamente de la dirección “u” (de este modo $\bar{v} = \bar{w} = 0$). Con la modificación del sistema de coordenadas los flujos, las varianzas y el viento promedio se deben rotar atendiendo a dos ángulos definidos a través de las componentes del viento promedio.

El primer paso es definir una rotación sobre el eje vertical hasta maximizar \bar{u} . Esta rotación es esencial para hacer que $\bar{v} = 0$, para ello se determina el ángulo entre la dirección del viento y la orientación del anemómetro sónico [$\eta = \tan^{-1}(\bar{v}/\bar{u})$]. Una segunda rotación se define sobre el resultado de la dirección “v” mediante el ángulo cenital [$\theta = \tan^{-1}\left(\bar{w}/(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}\right)$] entre la orientación vertical del anemómetro y el viento. El seno y coseno de estos dos ángulos son esenciales a la hora de escribir las ecuaciones de rotación:

$$C_{\eta} = \frac{\bar{u}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}}; \quad S_{\eta} = \frac{\bar{v}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}} \quad (4.21)$$

$$C_{\theta} = \frac{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2)^{1/2}}; \quad S_{\theta} = \frac{\bar{w}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2)^{1/2}} \quad (4.22)$$

Las siguientes formulas llevan a cabo la rotación para las componentes individuales del viento, donde el subíndice (u) denota las componentes no rotadas. El nuevo sistema de coordenadas vendría dado por:

$$u = u_u C_{\theta} C_{\eta} + v_u C_{\theta} S_{\eta} + w_u S_{\theta} \quad (4.23)$$

$$v = v_u C_{\eta} - u_u S_{\eta} \quad (4.24)$$

$$w = w_u C_{\theta} - u_u S_{\theta} C_{\eta} - v_u S_{\theta} S_{\eta} \quad (4.25)$$

Estas ecuaciones necesariamente cumplen que $\bar{v} = \bar{w} = 0$, es importante retener estas ecuaciones para calcular flujos y varianzas. En cada caso, la nueva componente se define como una combinación lineal de las antiguas. En cuanto al promedio de Reynolds, las funciones trigonométricas se definen a partir de las medias verdaderas y por lo tanto permanecen constantes en los procesos de promediado (Kowalski et al., 1997).

Esta simplificación nos permitirá realizar la rotación de las varianzas así como de los flujos que nos interesan en nuestro estudio (Flujos de momento, CO₂, vapor de agua y calor sensible).

Las ecuaciones necesarias para realizar estas rotaciones se presentarán a continuación. Estas ecuaciones fueron publicadas previamente por McMillen (1986) pero errores tipográficos en su desarrollo motivaron de nuevo su desarrollo y posterior publicación (Kowalski et al., 1997).

Las ecuaciones para la rotación de las varianzas, preservando su energía cinética son:

$$\begin{aligned} \overline{u'^2} = & \overline{u'^2} \Big|_u C_t^2 C_e^2 + \overline{v'^2} \Big|_u C_t^2 S_e^2 + \overline{w'^2} \Big|_u S_t^2 + \\ & 2\overline{u'v'} \Big|_u C_t^2 C_e S_e + 2\overline{u'w'} \Big|_u C_t S_t C_e + 2\overline{v'w'} \Big|_u C_t S_t S_e \end{aligned} \quad (4.26)$$

$$\overline{v'^2} = \overline{u'^2} \Big|_u S_e^2 + \overline{v'^2} \Big|_u C_e^2 - 2\overline{u'v'} \Big|_u C_e S_e \quad (4.27)$$

$$\begin{aligned} \overline{w'^2} = & \overline{u'^2} \Big|_u S_t^2 C_e^2 + \overline{v'^2} \Big|_u S_t^2 S_e^2 + \overline{w'^2} \Big|_u C_t^2 + \\ & 2\overline{u'v'} \Big|_u S_t^2 C_e S_e - 2\overline{u'w'} \Big|_u C_t S_t C_e - 2\overline{v'w'} \Big|_u C_t S_t S_e \end{aligned} \quad (4.28)$$

Las ecuaciones para la rotación de las covarianzas entre las distintas direcciones de viento, de las que destacamos la covarianza entre las fluctuaciones de la velocidad vertical y horizontal (flujo de momento lineal):

$$\begin{aligned} \overline{u'v'} = & -\overline{u'^2} \Big|_u C_t C_e S_e + \overline{v'^2} \Big|_u C_t C_e S_e + \\ & \overline{u'v'} \Big|_u C_t (C_e^2 - S_e^2) - \overline{u'w'} \Big|_u S_t S_e + \overline{v'w'} \Big|_u S_t C_e \end{aligned} \quad (4.29)$$

$$\begin{aligned} \overline{u'w'} = & -\overline{u'^2} \Big|_u C_t S_t C_e^2 - \overline{v'^2} \Big|_u C_t S_t S_e^2 + \overline{w'^2} \Big|_u C_t S_t - \\ & 2\overline{u'v'} \Big|_u C_t S_t C_e S_e + \overline{u'w'} \Big|_u C_e (C_t^2 - S_t^2) + \overline{v'w'} \Big|_u S_e (C_t^2 - S_t^2) \end{aligned} \quad (4.30)$$

$$\begin{aligned} \overline{v'w'} = & \overline{u'^2} \Big|_u S_t C_e S_e - \overline{v'^2} \Big|_u S_t C_e S_e - \\ & \overline{u'v'} \Big|_u S_t (C_e^2 - S_e^2) - \overline{u'w'} \Big|_u C_t S_e + \overline{v'w'} \Big|_u C_t C_e \end{aligned} \quad (4.31)$$

Por último, la rotación de flujos escalares (denotado como c) se definen como:

$$\overline{u'c'} = \overline{u'c'} \Big|_u C_\theta C_\eta + \overline{v'c'} \Big|_u C_\theta S_\eta + \overline{w'c'} \Big|_u S_\theta \quad (4.32)$$

$$\overline{v'c'} = \overline{v'c'} \Big|_u C_\eta - \overline{u'c'} \Big|_u S_\eta \quad (4.33)$$

$$\overline{w'c'} = \overline{w'c'} \Big|_u C_\theta - \overline{u'c'} \Big|_u S_\theta C_\eta - \overline{v'c'} \Big|_u S_\theta S_\eta \quad (4.34)$$

En el caso que nos ocupa (flujo vertical de CO_2 , vapor de agua y calor sensible) usaremos la ecuación 4.34, siendo c' las fluctuaciones densidad de vapor de agua, CO_2 o temperatura según el flujo considerado.

4.4. OBTENCIÓN DE PROMEDIOS DE FLUJOS CINÉTICOS

4.4.1. OBTENCIÓN DE PROMEDIOS DE FLUJOS DE MEDIA HORA A PARTIR DE PROMEDIOS DE QUINCE MINUTOS

El programa que se instaló en el Llano de los Juanes en marzo de 2004, y sus posteriores mejoras almacenan valores promedio de quince minutos de las distintas varianzas y covarianzas entre la velocidad de viento y otras variables como la temperatura y la densidad de vapor de agua o CO₂.

La red internacional FLUXNET, que investiga en distintos ecosistemas los intercambios de procesos con la atmósfera y su papel en el ciclo global del carbono, así como los artículos hasta ahora publicados sobre la técnica *eddy covariance*, usan valores de flujo promediados cada media hora (apartado 3.1.1). Por ello, se obtienen los promedios de media hora a partir de los promedios de quince minutos medidos con nuestro sistema. Para hacer esto, debemos tener en cuenta que considerando la descomposición de Reynold (apartado 3.1.1) el promedio de un flujo se define como suma de un transporte medio y otro turbulento.

$$\overline{xc} = \overline{xc} + \overline{x'c'} \quad (4.35)$$

Siendo x la velocidad de viento en cualquier dirección y c la concentración de una magnitud escalar. El sistema de adquisición de datos instalado en “El Llano de los Juanes” almacena valores promedio, varianzas y covarianzas de las distintas magnitudes cada quince minutos. En el caso de los valores promedio y las varianzas podemos definir los valores promedio y las varianzas cada media hora como el promedio de esa variable de dos valores consecutivos de quince minutos.

$$X_{30} = \frac{X_{15} + X_{215}}{2} \quad (4.36)$$

Siendo X el valor (promedio) de cualquier magnitud. Si hablamos de covarianzas o varianzas debemos tener en cuenta la definición de la ecuación (4.35). Los pasos a seguir son los siguientes:

1. Conociendo $\overline{c_{15}}$, $\overline{x_{15}}$ y $\overline{x'c'_{15}}$ (almacenados por nuestro sistema de adquisición de datos), despejar en la ecuación (4.35) el valor de $\overline{xc_{15}}$
2. Una vez obtenido el valor de $\overline{xc_{15}}$, calcular $\overline{xc_{30}}$ aplicando la ecuación (4.36)
3. Conociendo $\overline{c_{15}}$ y $\overline{x_{15}}$, calcular $\overline{c_{30}}$ y $\overline{x_{30}}$ aplicando la ecuación (4.36)
4. Una vez calculados $\overline{x_{30}}$, $\overline{c_{30}}$ y $\overline{xc_{30}}$ usar la ecuación (4.35) de nuevo para calcular $\overline{x'c'_{30}}$

Las covarianzas de treinta minutos útiles para el cálculo de los flujos que nos interesan son:

1. Covarianza de la velocidad vertical, horizontal o longitudinal de viento y la densidad de CO₂ ($\overline{w'\rho'_c}$, $\overline{v'\rho'_c}$, $\overline{u'\rho'_c}$)
2. Covarianza de la velocidad vertical, horizontal o longitudinal de viento y la densidad de vapor de agua ($\overline{w'\rho'_v}$, $\overline{v'\rho'_v}$, $\overline{u'\rho'_v}$)
3. Covarianza de la velocidad vertical, horizontal o longitudinal de viento y la temperatura virtual ($\overline{w'T'_v}$, $\overline{v'T'_v}$, $\overline{u'T'_v}$)
4. Los componentes de cizalla de Reynolds (Stull 1988), que son la covarianza de la velocidad vertical, horizontal o longitudinal de viento y la velocidad vertical, horizontal o longitudinal de viento ($\overline{u'u'}$, $\overline{v'v'}$, $\overline{w'w'}$, $\overline{u'v'}$, $\overline{u'w'}$, $\overline{w'v'}$)

Una vez obtenidas estas covarianzas correspondientes a periodos de treinta minutos, podremos determinar los valores promedio de treinta minutos de los flujos que nos interesen. Los flujos que estimaremos serán aquellos relacionados con los intercambios de materia y energía entre la superficie y la atmósfera.

4.4.2. FLUJO DE CO₂ (*F_c*)

El flujo de CO₂ se define como la cantidad de CO₂ por unidad de tiempo y área que se fija en el ecosistema o se libera a la atmósfera debido a procesos biogeoquímicos. En micrometeorología, en el caso del uso de un analizador de gases en el infrarrojo de trayectoria abierta lo definiremos como la covarianza entre la velocidad vertical de viento y la densidad de vapor de agua ($\overline{w'\rho_c'}$) menos el término WPL (apartado 4.3.1) una vez aplicada a dicha covarianza la rotación de coordenadas (apartado 4.3.2 para más información).

Este flujo tiene signo positivo cuando va desde la superficie a la atmósfera, actuando el ecosistema como fuente de CO₂, y signo negativo cuando va desde la atmósfera hacia la superficie, actuando el ecosistema como sumidero de CO₂.

4.4.3. FLUJO DE VAPOR DE AGUA

El flujo de vapor de agua (*ET*) es la cantidad de agua que se retira del ecosistema a través de la transpiración por las plantas y de la evaporación directa como resultado del aporte neto de energía al mismo. En micrometeorología, en el caso de un sistema con un analizador de gases en el infrarrojo de trayectoria abierta, definiremos como la covarianza entre la velocidad vertical de viento y la densidad de vapor de agua ($\overline{w'\rho_v'}$) menos el término WPL (apartado 4.3.1) una vez aplicada a dicha covarianza la rotación de coordenadas (apartado 4.3.2)

El flujo de calor latente o evapotranspiración (*LE*), es la cantidad de energía por unidad de tiempo y área que el agua retira o absorbe del medio al pasar de un estado a otro. A la cantidad de energía que el agua cede o absorbe por unidad de masa durante el proceso de cambio de fase se le da el nombre de calor latente de vaporización (*L_v*). Los calores latentes varían en función de la temperatura.

$$L_v = 2501.2 - 2.4346T \quad (4.37)$$

Donde L_v se expresa en unidades de kJ kg^{-1} y T en $^{\circ}\text{C}$. Esta dependencia lineal se ajusta bastante bien a los valores de L_v contenidos en la bibliografía en un rango de temperatura de -10°C a 35°C (Rogers y Yau 1989). Cuando el vapor de agua se condense cederá calor al medio. Cuando el agua líquida se evapore absorberá calor del medio. El flujo de calor latente se calculará atendiendo a la siguiente ecuación:

$$LE = ET * L_v \quad (4.38)$$

Donde LE se expresa en unidades de W m^{-2} , ET en $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ y L_v unidades de kJ kg^{-1} . Ambos flujos (ET y LE) tienen signo positivo cuando van desde la superficie a la atmósfera, y signo negativo cuando van desde la atmósfera hacia la superficie.

4.4.4. FLUJO DE CALOR SENSIBLE (H)

Es una transferencia de calor como resultado de la diferencia de temperatura entre la superficie y el aire. Este transporte de calor se produce mediante mecanismos no radiativos. En la primera zona de la interfase se debe por conducción y a los pocos milímetros de la interfase se debe a la convección.

Atendiendo a la técnica *eddy covariance* el flujo de calor sensible se estimará según la expresión:

$$H = \rho_a C_{pd} \overline{w'T'_{(rot)}} \quad (4.39)$$

La variable C_{pd} es el calor específico del aire seco a presión constante expresado en $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ y ρ_a es la densidad del aire seco en kg m^{-3} y se calculará mediante la ecuación de estado de un gas perfecto:

$$\rho_a = \frac{P}{R_a T} \quad (4.40)$$

Siendo p la presión en Pa, T la temperatura en K y R_a la constante específica del aire seco ($287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)

La covarianza definida como $\overline{w'T'_{(rot)}}$ es la covarianza entre la velocidad vertical de viento y la temperatura virtual (en nuestro caso se empleará la temperatura sónica (Kaimal y Gaynor 1990)) una vez aplicada a dicha covarianza la rotación de coordenadas (subíndice (rot)) (apartado 4.3.2). El flujo de calor sensible obtenido, tiene signo positivo cuando va desde la superficie a la atmósfera, y signo negativo cuando va desde la atmósfera hacia la superficie.

4.4.5. FLUJO DE MOMENTO (τ)

Podemos definir el flujo de momento como la cantidad de momento lineal que por unidad de tiempo y área es intercambiada entre el viento y la superficie (2.1.1). Aplicando la técnica *eddy covariance* el flujo de momento se define como la covarianza entre la velocidad vertical de viento y la velocidad horizontal una vez aplicada a dicha covarianza la rotación de coordenadas (subíndice (rot)) (apartado 4.3.2), multiplicado por la densidad de aire, expresados los resultados en $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$

$$\tau = \rho \overline{w'u'_{(rot)}} \quad (4.41)$$

El flujo de momento suele tener signo negativo, el viento cede momento a la superficie debido a la acción de la rugosidad del terreno que actúa frenando al viento que circula sobre la superficie.

4.5. OBTENCIÓN DE OTROS PARÁMETROS

4.5.1. FLUJO DE CALOR AL SUELO (G)

El flujo de calor al suelo (G) es uno de los componentes del balance de energía que, junto con la radiación neta, representa la energía disponible por el ecosistema (apartado 2.2). El cálculo de G vendrá dado por la suma del flujo de calor al suelo a una profundidad fija de 8 cm ($G_{8\text{cm}}$) y el término de almacenamiento (Q) (Massman 1992).

$$G \text{ (W m}^{-2}\text{)} = G_{8\text{cm}} + Q \quad (4.42)$$

$$Q = \rho(C_s + C_w\theta) \frac{\Delta T}{\Delta t} \Delta z \quad (4.43)$$

Donde ρ es la densidad aparente del suelo (1555 kg m^{-3}), C_s es calor específico del suelo seco ($837 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) (Domingo et al., 2000), C_w es el calor específico del agua ($4182 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), θ es la humedad gravimétrica del suelo en kg kg^{-1} , $\frac{\Delta T}{\Delta t}$ es la variación de la temperatura media del suelo con el tiempo (expresado en segundos) y Δz es el grosor de la capa de suelo tomada en cuenta (8 cm).

4.5.2. VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DE VIENTO

La velocidad y dirección de viento promedio se obtienen a partir de las medidas de velocidad de viento promedio horizontal (U_x) y longitudinal (U_y) medidas con el anemómetro CSAT-3 (apartado 2.3.1).

Cálculo de la velocidad de viento (WS). A partir de las componentes ortogonales U_x y U_y , la velocidad horizontal se define como el módulo de la velocidad horizontal, que por definición es:

$$WS = \sqrt{U_x^2 + U_y^2} \quad (4.44)$$

Cálculo de la dirección de viento. Atendiendo al manual, el CSAT-3 usa un sistema ortogonal de coordenadas en sentido de las agujas de reloj, con la cabeza del sensor apuntando a la parte negativa del eje x. Los vectores de dirección de viento (U_x y U_y) nos indicarán hacia dónde va el viento y no la procedencia. Así, por ejemplo, si el viento viene de la parte delantera del sensor el vector U_x tendrá signo positivo, si el viento viene de la parte izquierda del sensor el vector U_y tendrá signo negativo.

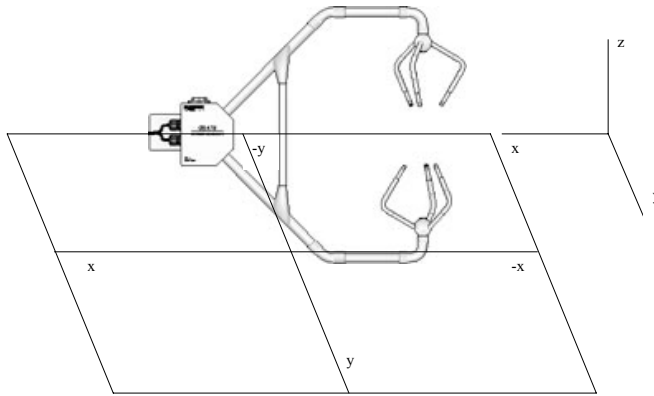


Figura 4.19. Posición de nuestro anemómetro sobre el eje de coordenadas

Las cuatro direcciones de viento más relevantes, referenciadas con respecto al anemómetro, vendrían dadas por los siguientes valores de los vectores U_x y U_y :

DIRECCIÓN	U_x	U_y
0	1	0
90	0	-1
180	-1	0
270	0	1

Tabla 4.6. Valores de los vectores U_x y U_y medidos por el anemómetro sónico para las direcciones de viento de del Norte (0), Este (90), Sur (180) y Oeste (270)

El cálculo de la dirección de viento se realizará calculando el arcotangente que forman los vectores de viento U_y y U_x . Los signos de ambos vectores nos indicarán hacia dónde va el viento, la dirección de viento que buscamos será, por tanto, la opuesta.

A continuación se presentan las ecuaciones para el cálculo de la dirección de viento (WD) en función de los signos de los vectores U_x y U_y .

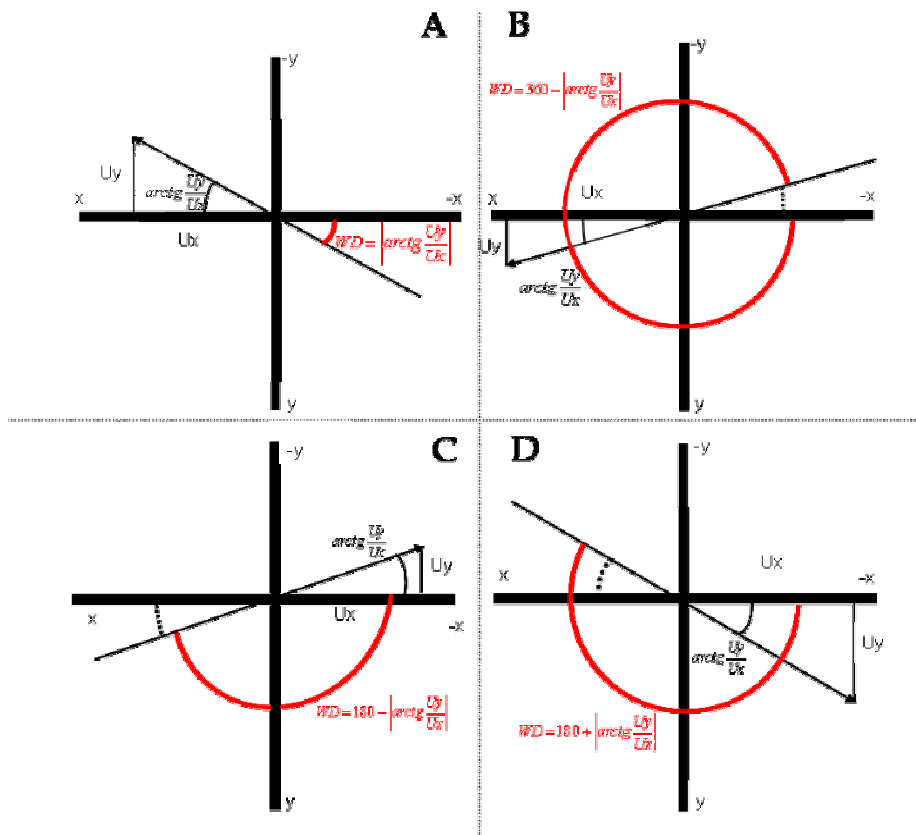


Figura 4.20. Cálculo de la dirección de viento (WD) en función de los signos de los vectores U_x y U_y . (A) Dirección de viento dada por $(U_x, -U_y)$; (B) dirección de viento dada por (U_x, U_y) ; (C) dirección de viento dada por $(-U_x, -U_y)$; (D) dirección de viento dada por $(-U_x, U_y)$

Para el cálculo de la velocidad de viento final debemos conocer la dirección del anemómetro CSAT-3 con respecto al norte. En nuestro caso tenemos dos anemómetros CSAT-3, uno ubicado a 0° Norte y otro ubicado a

90° Este. En el caso del primer anemómetro, propiedad de la Estación Experimental de Zonas Áridas, la dirección de viento vendrá dada directamente por el resultado de las ecuaciones mostradas arriba; en el segundo caso, anemómetro propiedad de la Universidad de Granada, al estar orientado hacia el Este tendremos que sumar 90° a la dirección de viento calculada. Si el ángulo inicial es superior a 270° la suma será superior a 360°, en estos casos resolveremos el problema restando a la dirección obtenida 360°.

4.5.3. VELOCIDAD DE FRICCIÓN

La velocidad de fricción (U^*) (ms^{-1}) es un parámetro íntimamente ligado al flujo de momento (τ) (apartado 2.1.4). Es un parámetro usado para la cuantificación de la turbulencia. Valores elevados de la velocidad de fricción implican una mayor turbulencia y por tanto una mejor mezcla.

La velocidad de fricción se define matemáticamente como:

$$U_* = \left[\overline{u'w'_s}^2 + \overline{v'w'_s}^2 \right]^{1/4} \quad (4.45)$$

Dependiendo de las características del ecosistema de estudio (heterogeneidad de la superficie) y de la altura de la torre, podemos definir una velocidad de fricción límite (U^* threshold). Durante la noche, en condiciones de estabilidad atmosférica, cuando tengamos valores de U^* por debajo del límite establecido, la escasa turbulencia existente no será capaz de mezclar el aire de las capas adyacentes. Los intercambios de CO_2 que se producen entre la superficie y la atmósfera inmediata no alcanzarán la altura de los instrumentos de medida. Este fenómeno hace que los valores de covarianzas obtenidos por nuestro sistema *eddy covariance* no correspondan, una vez realizadas las correcciones pertinentes (apartado 4.3), con valores del flujo que deseamos determinar.

4.5.4. PARÁMETROS NECESARIOS PARA LA CREACIÓN DEL MODELO FOOTPRINT

Como ya se ha explicado en el apartado 2.1.11, el modelo de *footprint* que se va a usar para la estimación de la procedencia del flujo de CO₂ y vapor de agua medido por la torre será el modelo FSAM (Schmid 1994).

A continuación estimaremos cada uno de los parámetros de entrada del modelo (apartado 2.1.7):

Altura de la medida (z_s). Esta altura ha variado ligeramente a lo largo del periodo de medida debido a problemas de “crecimiento” de la torre hidráulica por entrada de agua de lluvia y posterior congelación. Una vez nos dimos cuenta de este fenómeno (08 de Abril de 2006), bajamos la torre y pusimos remedio al problema.

Los valores de z_s en cada momento de medida se recogen en la siguiente tabla:

Periodo	Altura de la medida (z_s) (m)
01 Mayo de 2004 – 01 Febrero de 2005	2.50 - d
02 Febrero de 2005 – 01 Febrero de 2006	2.70 - d
02 Febrero de 2005 – 07 Abril de 2006	2.90 - d
08 Abril de 2006 – 10 Octubre de 2006	2.75 - d

Tabla 4.7. Altura de la medida para cada periodo

Para la aplicación del modelo de footprint FSAM consideramos que la altura de medida permanece constante a lo largo de todo el periodo de medida. El valor de dicho parámetro será la altura media ponderada por el tiempo de permanencia de la misma (**2.70 - d**)

Longitud de rugosidad (z_o) y desplazamiento del plano 0 (d) del área. Para la determinación de estos parámetros se han usado las siguientes relaciones:

$$z_o = 0.13h$$

$$d = 0.63h$$

siendo h la altura promedio de la vegetación (0.5 m). Estas relaciones han sido previamente publicadas por Monteith (1973) y han sido seleccionadas para este trabajo por su sencillez y efectividad al aplicarse en ecosistemas similares (Domingo et al., 1999).

Una vez aplicadas estas relaciones los valores obtenidos de z_o y d son 0.065 m y 0.315 m respectivamente. Estos valores se considerarán constantes a lo largo del estudio.

Longitud de Monin-Obukhov (L). Se ha calculado aplicando la ecuación (2.7)

Desviación estándar de las fluctuaciones de la velocidad longitudinal del viento (σ_v). Es un parámetro medido por nuestro anemómetro sónico y almacenado por el sistema de adquisición de datos cada 15 minutos. A partir de estos valores almacenados se calculará el promedio cada 30 minutos.

Los parámetros de entrada del modelo de *footprint* se obtienen cada 30 minutos. Si aplicamos el modelo FSAM con esta frecuencia, conoceremos el área de procedencia del flujo de CO₂ medido cada media hora. En nuestro estudio, el uso de este modelo, tiene como objetivo determinar si el flujo medido procede realmente del ecosistema que estamos estudiando y sus dimensiones están dentro del "fetch" (apartado 2.1.7). En este contexto, la estimación del área fuente cada 30 minutos contiene más información de la necesaria. Por ello, dividiremos las variables no constantes de las que depende el modelo (U^* y H), en distintas clases y aplicaremos este modelo a cada una de las combinaciones. Una vez estudiada la variabilidad de estos parámetros en nuestro ecosistema de estudio, obtenemos las siguientes clases:

H (W m^{-2})	U^* (m s^{-1})
$H \leq 0$	$U^* \leq 0.2$
$0 < H \leq 100$	$0.2 < U^* \leq 0.4$
$100 < H \leq 200$	$0.4 < U^* \leq 0.6$
$200 < H \leq 300$	$0.6 < U^*$
$300 < H$	

Tabla 4.8. División en clases de la velocidad de fricción (U^*) y el flujo de calor sensible (H) para la aplicación del modelo de *footprint* FSAM

En nuestro caso, este modelo no es sensible a variaciones en las fluctuaciones de la velocidad longitudinal (σv), por lo que consideraremos un valor constante de 0.5. El resto de las variables que intervienen, se consideran constantes y toman los siguientes valores: $z_s=2.67$ m; $\rho=1.03$ kg m⁻³; $z_o=0.065$ m; $C_p=1010$ J kg⁻¹ K⁻¹; $T_i=284.25$ K.

Para nuestro análisis hemos seleccionados los parámetros de salida del modelo correspondientes al punto de fuente máxima (X_m) y el extremo del área más alejado del sensor que explica el 90% del flujo total medido (e (90%)) (apartado 2.1.7), por ser los más representativos a la hora de determinar si el flujo de CO₂ medido está dentro del *fetch* y corresponde al ecosistema que queremos estudiar.

4.6. CREACIÓN DE UNA BASE DE DATOS

Dado el gran número de datos e información suministrada por la instrumentación meteorológica y la técnica *eddy covariance* se hace necesaria la creación de una base de datos y el establecimiento de una serie de criterios para la determinación de la calidad de las medidas tomadas y el relleno de huecos. En el ANEXO I se explica, variable por variable, los criterios para el rechazo de datos y el relleno de huecos.

Esta base de datos contiene los valores de las variables seleccionadas cada media hora. Dicha base contiene información desde el 1 de mayo de 2004 hasta el 10 de octubre de 2006. Las variables que forman parte de esta base de datos son:

- Temperatura del aire (T_a) expresada en °C
- Temperatura del suelo (T_s) expresada en °C
- Presión atmosférica (P_a) en kiloPascales (kPa)
- Densidad de vapor de agua en el aire (ρ_v) en kg m^{-3}
- Presión de vapor de agua (e) en Pascales (Pa)
- Humedad relativa del aire (HR) en % (presión de vapor de agua en relación a la presión saturante)
- Razón de mezcla de vapor de agua ($\text{H}_2\text{O}_{\text{ppt}}$) en ppt (mmol de agua por mol de aire seco)
- Déficit de presión de vapor de agua (VPD) en hectoPascales (hPa). Es la diferencia entre la presión saturante de vapor de agua y la existente realmente
- Densidad de CO_2 en aire (ρ_c) en mg m^{-3}
- Razón de mezcla de CO_2 en ppm (μmol de CO_2 por mol de aire seco)
- Densidad de aire (ρ_a) en kg m^{-3}

- Radiación neta (R_n) en $W m^{-2}$
- Flujo de radiación incidente fotosintéticamente activa, expresadas en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos ($PPFD$) en $\mu mol m^{-2} s^{-1}$
- Flujo de radiación reflejada fotosintéticamente activa, expresadas en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos ($PPFD_r$) en $\mu mol m^{-2} s^{-1}$
- Flujo de radiación absorbida fotosintéticamente activa, expresadas en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos (F_p) en $mmol m^{-2} s^{-1}$.
- Presencia o no de rocío en las tres placas de rocío instaladas (Dev), toma valores distintos a -9999 en presencia de rocío.
- Contenido de agua en el suelo (SWC) en % volumétrico (m^3 de agua contenida en un m^3 de suelo)
- Velocidad de viento (WS) en $m s^{-1}$
- Dirección de viento (WD) en grados respecto al Norte, en sentido de las agujas del reloj
- Velocidad de fricción (U^*) en $m s^{-1}$
- Flujo de momento (τ) en $kg m^{-2} s^{-1}$
- Precipitación (P) en mm
- Flujo de calor al suelo promedio (G) en $W m^{-2}$
- Flujo de calor sensible (H) en $W m^{-2}$
- Flujo de vapor de agua o evapotranspiración (ET) en $g m^{-2} s^{-1}$
- Flujo de calor latente (LE) en $W m^{-2}$
- Flujo de CO_2 (F_c) en $\mu mol m^{-2} s^{-1}$

A continuación se muestran unas tablas resumen en las que se recoge, para cada uno de los parámetros que contiene la base, si se trata de un parámetro calculado o medido, los criterios para el rechazo de datos, la metodología empleada para el relleno de los huecos (ausencia de datos) así como el porcentaje de los mismos.

PARÁMETRO	(C) CALCULADO (M) MEDIDO	RECHAZO DE DATOS	RELLENO DE HUECOS			% HUECOS
			(1) INSTRUMENTACIÓN ADICIONAL	(2) HUECOS < 2 HORAS	(3) HUECOS >2 HORAS	
Temperatura del aire (T_a)	(M) Termohigrómetro HMP-3 (UGR)	(-40) °C > T_a > 50°C. T_a (HMP 35-C, UGR) y T_a (CSAT-3,UGR) difieran en más de 4°C	$T_a = 1.00 \times T_{a(CSAT-3,UGR)} - 0.47$ $R^2 = 0.95$ $T_a = 1.00 \times T_{a(HMP-3,EEZA)} - 0.68$ $R^2 = 0.95$ $T_a = 1.00 \times T_{a(CSAT-3,EEZA)} - 0.85$ $R^2 = 0.95$	Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana 7 días)	5%
Temperatura de suelo (T_s)	(C) Promedio de los 8 sensores TCAV instalados a (1, 2(x2), 3, 5, 6(x2), 7cm) de profundidad	(-30) °C > T_s > 50°C.		Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana 7 días)	3%
Presión Atmosférica (P_a)	(M) Analizador de gases de trayectoria abierta LI-7500	80 kPa > P_a > 86 kPa		Valor promedio de los tres años de medida		14%
Cantidad de vapor de agua en aire (HR, ρ_v , e , $H_2O_{(ppt)}$)	(M) Termohigrómetro HMP 35-C (UGR)	10% > HR > 100%	HR = 1.01xHR _(EEZA) +3.09 $R^2 = 0.96$ HR = 1.01xHR _(UGR,LI-7500) + 4.01 $R^2 = 0.98$	Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana 7 días)	15%
Déficit de presión de vapor de agua (VPD)	(C) $VPD = e_s - e$ $e_s = f(T_a)$, $e = f(HR)$		Las variables de las que depende ya se han rellenado			15%

PARÁMETRO	(C) CALCULADO (M) MEDIDO	RECHAZO DE DATOS	RELLENO DE HUECOS			% HUECOS
			(1) INSTRUMENTACIÓN ADICIONAL	(2) HUECOS < 2 HORAS	(3) HUECOS >2 HORAS	
Cantidad de CO ₂ en el aire (ρ_v , CO _{2(ppm)})	(M) Analizador de gases de trayectoria abierta LI-7500. Corrección por suciedad de lentes y calibración	300 ppm > CO ₂ > 700 ppm Columnas diagnóstico: "NaN_7500" > 5000 10 V > "LnVolt" > 14		Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana 7 días)	44%
Densidad de aire (ρ_a)	(C) $\rho_a (kg\ m^{-3}) = \frac{P_a}{R_a T_a}$		Las variables de las que depende ya se han rellenado			14%
Radiación neta (R_n)	(M) Radiómetro <i>Kipp and Zonnen</i> (UGR) Corrección por viento	(-200) Wm ⁻² > R_n > 1000 Wm ⁻² R_n (Radiómetro UGR) y R_n (Radiómetro EEZA) difieren en más de 60 Wm ⁻² Si R_n no está en $\pm 2\sigma$ de la recta $PPFD = 2.84 \times R_n + 269.79$ $R^2 = 0.89$	$R_n = 1.01 \times R_n (sc) - 4.5079$ $R^2 = 0.98$ $R_n = 0,88 \times R_n (EEZA) - 8.96$ $R^2 = 0.87$	Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana 7 días)	4%
Flujo de radiación incidente fotosintéticamente activa, expresada en término de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos ($PPFD$)	(M) Sensor de PAR	(-50) $\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1}$ > $PPFD_d$ > 2300 $\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1}$ Problemas de sombra Si $PPFD$ no está en $\pm 2\sigma$ de la recta $PPFD = 2.84 \times R_n + 269.79$ $R^2 = 0.89$	$PPFD = 2.84 \times R_n + 269.79$ $R^2 = 0.89$	Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana 7 días)	13%

PARÁMETRO	(C) CALCULADO (M) MEDIDO	RECHAZO DE DATOS	RELLENO DE HUECOS			% HUECOS
			(1) INSTRUMENTACIÓN ADICIONAL	(2) HUECOS < 2 HORAS	(3) HUECOS >2 HORAS	
Flujo de radiación reflejada fotosintéticamente activa, expresada en término de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos reflejada ($PPFD_r$)	(M) Sensor de PAR	$(-50)\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} >PPFD_r > 2300 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	$PPFD \times \text{Albedo diario}$			7%
Flujo de radiación absorbida fotosintéticamente activa, expresada en término de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos (F_p)	(C) $PPFD-PPFD_r$		Las variables de las que depende ya se han rellenado			13%
Rocío (Dew)	(M) Placas de rocío Presencia de rocío si como mínimo se detecta rocío en 2 de las 3 placas instaladas					12%

PARÁMETRO	(C) CALCULADO (M) MEDIDO	RECHAZO DE DATOS	RELLENO DE HUECOS			% HUECOS
			(1) INSTRUMENTACIÓN ADICIONAL	(2) HUECOS < 2 HORAS	(3) HUECOS >2 HORAS	
Precipitación (<i>P</i>)	(M) Pluviómetro		Estación pluviométrica "Dolina Ovejas"			2%
Contenido de agua en el suelo (<i>SWC</i>)	(M) Reflectómetro CS615 (15 cm de profundidad) Corrección por T_a	0% vol. > <i>SWC</i> > 70% vol.		Promedio de los valores del entorno	Ausencia lluvia: promedio del día anterior y posterior. Presencia lluvia: simulación de un evento similar	7%
Velocidad de viento (<i>WS</i>)	(C) A partir de variables medidas con CSAT-3 (UGR)	0 m s ⁻¹ > <i>WS</i> > 20 m s ⁻¹	$WS = 1.04 \times WS_{(EEZA)} + 0.05$ $R^2=0.87$	Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana 7 días)	
Dirección de viento (<i>WD</i>)	(C) A partir de variables medidas con CSAT-3 (UGR)	0° > <i>WD</i> > 360°	$WD = 1.00 \times WD_{(EEZA)} + 6.89$ $R^2 = 0.96$	Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana 7 días)	8%
Velocidad de fricción (<i>U*</i>)	(C) A partir de variables medidas con CSAT-3 (UGR)	0 m s ⁻¹ > <i>U*</i> > 3.5 m s ⁻¹	$U^* = 0.84 \times U^*_{(EEZA)} + 0.04$ $R^2=0.75$	Promedio de los valores del entorno	$U^* = 0.79 \times WS + 0.06$ $R^2=0.76$	14%

PARÁMETRO	(C) CALCULADO (M) MEDIDO	RECHAZO DE DATOS	RELLENO DE HUECOS			% HUECOS
			(1) INSTRUMENTACIÓN ADICIONAL	(2) HUECOS < 2 HORAS	(3) HUECOS >2 HORAS	
Flujo de momento (τ)	(C) covarianza entre la velocidad vertical y horizontal rotada ($w'u'_{rot}$) medidas con CSAT-3 (UGR)	$0 \text{ m s}^{-1} > \tau > 5 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$w'u'_{rot} = -0.89 \times w'u'_{EEZA} - 0.05$ $R^2=0.50$	Promedio de los valores del entorno	$\tau = 1.04 \times U^{2.17}$ $R^2 = 0.91$	22%
Flujo de calor al suelo (G)	(C) el calculado con el promedio del valor de la placa instalada bajo vegetación y las instaladas en suelo desnudo.	$(-300) \text{ Wm}^{-2} > G > 300 \text{ Wm}^{-2}$ G incoherentes con su entorno		Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana de 7 días)	16%
Flujo de calor sensible (H)	(C) a partir de la covarianza entre la velocidad vertical y T rotada ($w'T'_{rot}$) medidas con CSAT-3 (UGR)	$(-250) \text{ Wm}^{-2} > H > 800 \text{ Wm}^{-2}$	$w'T'_{rot} = 0.93 \times w'T'_{EEZA} - 0.002$ $R^2=0.94$	Promedio de los valores del entorno	Falge et al., (2001b) (ventana de 7 días)	15%
Evapotranspiración (ET) y flujo de calor latente (LE)	(C) a partir de la covarianza entre la velocidad vertical y densidad de H ₂ O rotada y corregida por el término WPL ($w'v'_{rot,WPL}$)	$(-250) \text{ Wm}^{-2} > LE > 800 \text{ Wm}^{-2}$ Datos de noche $U_r < 0.2 \text{ m s}^{-1}$ Columnas diagnóstico: "NaN_7500">5000 "NaN_csar"<5000 $10 \text{ V} > \text{"LnVolt"} > 14$ "AGC" >60		Día ($R_n > 10 \text{ W m}^{-2}$): balance de energía $R_n - G = 0.72 \times (H - LE)$ $R^2 = 0.89$ Noche ($R_n < 10 \text{ W m}^{-2}$): 0	30% ó 56% (criterio U _r)	

PARÁMETRO	(C) CALCULADO (M) MEDIDO	RECHAZO DE DATOS	RELLENO DE HUECOS			% HUECOS
			(1) INSTRUMENTACIÓN ADICIONAL	(2) HUECOS < 2 HORAS	(3) HUECOS >2 HORAS	
Flujo de CO ₂ (F_c)	(C) a partir de la covarianza entre la velocidad vertical y densidad de CO ₂ rotada y corregida por el término WPL ($\overline{w'c'_{rot,WPL}}$)	(-50) $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} > F_c > 50 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Datos de noche $U < 0.2 \text{ m s}^{-1}$ Columnas diagnóstico: "NaN_7500" > 5000 "NaN_csar" < 5000 10 V > "LnVolt" > 14 "AGC" > 60			Técnica de Distribución Marginal (Reichstein <i>et al.</i> , 2005)	32% ó 59% (criterio U)

4.7. TÉCNICAS EMPLEADAS PARA EL RELLENO DE HUECOS DE LA VARIABLE F_c (FLUJO DE CO₂)

La cuantificación de balance anual de carbono en un ecosistema (NEE) mediante la aplicación de la técnica *eddy covariance* necesita medidas continuadas del flujo de CO₂. Esta condición no se cumple a la hora de aplicar la técnica sobre un ecosistema real ya que surgen problemas de alimentación, rotura de instrumentos, calidad del dato o condiciones meteorológicas adversas, que impiden tener valores de F_c cada media hora durante todo un año sin que se interrumpan las medidas. Como norma general, el promedio de las medidas en continuo de flujo de CO₂ no superan el 65% durante un año (Falge et al., 2001b). Esta realidad, hace necesario el uso de metodología eficaz y robusta para el relleno de esos momentos de ausencia de flujo de CO₂ (Falge et al., 2001a)

Existen numerosos procedimientos para el relleno de huecos en el flujo de CO₂. Estos procedimientos se resumen en la tabla 4.9.

TÉCNICAS PARA EL RELLENO DE HUECOS DE	AUTOR
Regresiones no lineales	
Regresión no lineal (modelo AQRta)	A. Noormets (Noormets et al., 2007)
Regresión no lineal (Eyring, Michaelis-Menten)	Ankur Desai (Desai et al., 2005)
Regresión no lineal (Fourier, 2º orden, Michaelis-Menten)	Andrew Richardson (Richardson et al., 2006)
Regresión no lineal (Lloyd y Taylor, Michaelis-Menten)	Eva Falge (Falge et al., 2001a)
Regresión no lineal (otros modelos empíricos) FCRN - Fluxnet Canada Research Network	Alan Barr (Barr et al., 2004)
Redes neuronales	
Redes neuronales	Dario Papale (Papale y Valentini 2003)
Redes neuronales con filtrado de series temporales	Rob Braswell (Braswell et al., 2005)
Otros	
Método de imputación múltiple	Dafeng Hui (Hui et al., 2004)
Promedio de la variación diaria	Eva Falge (Falge et al., 2001b)
Consulta en tablas	Eva Falge (Falge et al., 2001b)
Distribución marginal	Markus Reichstein (Reichstein et al., 2005)
Modelos semiparamétricos de eficiencia de la luz	Vanessa Stauch (Stauch y Jarvis 2006)
Filtro de Kalman (Lloyd+Taylor, Michaelis-Menten)	Dave Hollinger, Jeff Gove (Hollinger et al., 2004)
Modelo BETHY	Jens Kattge (Knorr y Kattge 2005)

Tabla 4.9. Resumen de las distintas técnicas usadas para el relleno de huecos de F_c elaborado por Antje Moffat (Gap Filling Comparison Workshop (18-20 Septiembre, 2006) (Moffat et al., In press)

Entre todas ellas destacamos las técnicas basadas en regresión no lineal que se basan en el comportamiento ecofisiológico del sistema por ser las más usadas, y la técnica para el relleno de huecos publicada por (Reichstein et al., 2005) por su fácil aplicación. Dado que el relleno de huecos constituye el principal mecanismo causante de errores en el balance anual de carbono (Dragoni et al., 2007), para la estimación de NEE en el Llano de lo Juanes (Sierra de Gádor, Almería) se ha intentado usar dos técnicas: la publicada por Reichstein et al. (2005) y las técnicas de regresión no lineal (modelos ecofisiológicos).

4.7.1. MODELOS DE REGRESIÓN NO LINEAL, MODELOS ECOFISIOLÓGICOS.

Esta técnica se basa en la descripción del flujo de CO₂ mediante el uso de modelos no lineales basados en el comportamiento ecofisiológico (fotosíntesis y respiración). De acuerdo con esta técnica, para rellenar huecos durante el día, lo que se hace es suponer que predomina el proceso de asimilación de CO₂ por parte de la vegetación, este proceso está controlado fundamentalmente por la luz. Por ello lo que se hace es medir el flujo de radiación absorbida fotosintéticamente activa, en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos (F_p) y establecer una relación no lineal entre el flujo de CO₂ durante el día (F_c) y F_p aplicando un modelo empírico (Suyker y Verma 2001; Kowalski et al., 2004):

$$F_c = \frac{a_1 F_p}{a_2 + F_p} + R_D \quad (4.46)$$

Se trata de un modelo hiperbólico con parámetros que se pueden interpretar ecofisiológicamente: a_1 se define como la capacidad máxima fotosintética del ecosistema para el periodo establecido, a_1/a_2 es la pendiente de la curva en condiciones de poca luz (eficacia del uso de la luz) y R_D la respiración del ecosistema durante el día.

Las constantes de este modelo (ecuación 4.46) son características de cada ecosistema y varían en función del tiempo y la fenología de las plantas.

De este modo, el modelo se aplicará a un intervalo temporal de valores de F_c . Este intervalo puede ser de días, semanas o meses y queda al criterio del científico. Cuando tengamos ausencia de valores de flujo, aplicaremos el modelo usando el valor de las constantes (a_1 , a_2 , R_D) del intervalo anterior a la ausencia.

Durante la noche no hay asimilación de CO_2 por las plantas y se supone que el flujo de CO_2 se debe a la respiración de los microorganismos y las plantas (emisión de CO_2). La respiración es un proceso enzimático que está controlado fundamentalmente por la temperatura del suelo. De este modo, para rellenar huecos durante la noche se suele aplicar el siguiente modelo empírico (Lloyd y Taylor 1994; Reichstein et al., 2002a):

$$R = R_{T_{ref}} Q_{10}^{\left(\frac{T_s - T_{ref}}{10}\right)} \quad (4.47)$$

Donde $R_{T_{ref}}$ se define como la respiración a una temperatura de referencia (T_{ref}) y Q_{10} es un parámetro que se emplea para describir, en este caso, la dependencia de la respiración con la temperatura del suelo (T_s). Para nuestros análisis usaremos una T_{ref} de 25 °C.

Estos modelos se aplican en ecosistemas en los que el agua no actúa como factor limitante. En caso contrario habrá que tener en cuenta otros factores como la humedad o el déficit de presión de vapor de agua en el caso de la fotosíntesis (Hunt et al., 2002) o la humedad del suelo en el caso de la respiración (Reichstein et al., 2002b; Rey et al., 2002; Hunt et al., 2004). Estos modelos únicamente consideran la respiración y la fotosíntesis como procesos generadores del flujo de CO_2 .

4.7.2. DISTRIBUCIÓN MARGINAL (Reichstein et al., 2005)

Este proceso para el relleno de los valores de F_c se basa en la metodología publicada por (Falge et al., 2001b), distinguiremos tres grandes grupos de datos:

1. Hay huecos en los valores de F_c pero no en las variables meteorológicas
2. Además de huecos en los valores de F_c tampoco hay información sobre la temperatura de aire (T_a) o el déficit de presión de vapor de agua (VPD) pero sí hay valores de radiación global (R_g).
3. Hay huecos en F_c y en las variables meteorológicas mencionadas anteriormente.

Para las situaciones incluidas en el grupo (1) el hueco de F_c se rellena con el valor promedio de F_c de los ± 7 días consecutivos al hueco, correspondientes a la misma hora, siempre y cuando se presenten condiciones meteorológicas similares. Diremos que habrá condiciones meteorológicas similares cuando los valores de T_a , VPD y R_g , para esa hora de ausencia de datos, no se desvíen durante estos ± 7 días, en más de 50 W m^{-2} , $2.5 \text{ }^\circ\text{C}$ y 5.0 hPa respectivamente. Si no existen condiciones meteorológicas similares usaremos el valor promedio de F_c de ± 14 días consecutivos al hueco. Para el grupo (2) se usará también esta metodología pero considerando que existen condiciones meteorológicas similares cuando el valor de R_g no se desvíe en más de 50 W m^{-2} . Los huecos comprendidos en el grupo (3) se rellenarán con el promedio de F_c en el mismo momento del día (± 1 hora), iniciaremos este proceso usando los valores de F_c de ± 0.5 días consecutivos y ampliaremos el valor de esta ventana hasta que podamos rellenar el hueco.

Esta herramienta de relleno es accesible a través de Internet totalmente gratis en la siguiente dirección:

<http://gaia.agraria.unitus.it/database/eddyproc/index.html>.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. ESTUDIO DE LA IDONEIDAD DE LA UBICACIÓN DEL SISTEMA Y LA FIABILIDAD DE LAS MEDIDAS

En este apartado realizaremos un análisis del área de medida (*footprint*) del sistema *eddy covariance* (EC) instalado en la “El Llano de los Juanes” (Sierra de Gádor) para estudiar si los flujos de CO₂ medidos con esta técnica proceden de un área representativa del ecosistema y sus dimensiones no superan la extensión de superficie homogénea que rodea a nuestra torre (*fetch*). El modelo empleado es el FSAM (*Flux-Source Area model*) (Schmid 1994) por su simplicidad y fácil aplicación (apartado 2.1.7). La metodología empleada y el cálculo de las variables de entrada para el análisis del *footprint* están descrita en los apartados 2.1.7 y 4.5.4 respectivamente. De igual modo, analizaremos el cierre del balance de energía obtenido en nuestro ecosistema con el fin de estudiar la fiabilidad de las medidas de los flujos turbulentos de calor sensible (*H*) y latente (*LE*) realizadas con nuestro sistema EC (apartado 2.2.2). Una alta fiabilidad en las medidas de *H* y *LE* se traducirá en medidas fiables de *F_c*. Finalmente, analizaremos la fiabilidad de los valores de *F_c* obtenidos con nuestro sistema EC, comparando estos resultados con los valores de *F_c* del suelo medidos con el sistema de cámaras LI-8100 (apartado 3.2).

Análisis del área de influencia. La tabla 5.1 y 5.2 muestran el valor del punto de fuente máxima (X_m) y el extremo del área de influencia más lejano al sensor (e) respectivamente para cada una de las combinación de categorías de H y U^* .

H (Wm^{-2}) \ U^* (ms^{-1})	U^* (ms^{-1})			
	< 0.2	0.2 - 0.4	0.4 - 0.6	> 0.6
< 0	38.48	27.49	27.36	27.30
0 - 100	18.72	27.10	27.23	27.30
100 - 200	10.66	26.00	27.17	27.23
200 - 300	6.82	25.22	27.04	27.23
> 300	5.72	24.44	26.65	27.17

Tabla 5.1. Valores de la distancia de fuente máxima (X_m) en metros, obtenidos con el modelo de *footprint* FSAM publicado por Schmid en 1994 para cada uno de los casos de calor sensible (H) y velocidad de fricción (U^*) expuestos en la tabla.

H (Wm^{-2}) \ U^* (ms^{-1})	U^* (ms^{-1})			
	< 0.2	0.2 - 0.4	0.4 - 0.6	> 0.6
< 0	179.40	113.75	113.10	112.45
0 - 100	72.15	111.15	112.45	112.45
100 - 200	43.42	106.60	111.80	112.45
200 - 300	32.04	103.35	111.15	111.80
> 300	25.80	100.10	109.85	111.80

Tabla 5.2. Valores del extremo de área fuente más lejano al sensor (e) en metros, obtenidos con el modelo de *footprint* FSAM publicado por Schmid en 1994 para cada uno de los casos de calor sensible (H) y velocidad de fricción (U^*) expuestos en la tabla.

De acuerdo a los resultados incluidos en las tablas observamos cómo X_m y e disminuyen a medida que aumenta H , siendo dicha reducción menos efectiva cuanto mayor es el valor de U^* . El *footprint* de mayor área se produce durante la noche ($H < 0$) con una velocidad de fricción (U^*) inferior a los 0.2 m s^{-1} , cuando se obtienen valores de X_m y de e de 38.5 m y 179.4 m respectivamente. No obstante, es importante destacar que todos aquellos valores de F_c medidos bajo estas condiciones ($H < 0 \text{ W m}^{-2}$, $U^* < 0.2 \text{ m s}^{-1}$) se han rechazado previamente por tratarse de situaciones en las que no habría turbulencia (apartado 4.5.3). Bajo esta premisa, podemos considerar que el *footprint* de mayor área que consideramos en nuestras medidas, es el que se produce también durante la noche pero con una U^* comprendida entre los 0.2 y 0.4 m s^{-1} ($X_m = 27.49 \text{ m}$; $e = 113.75 \text{ m}$). Durante el día, el mayor área de influencia se presenta cuando U^* es superior a 0.6 m s^{-1} , en este caso los resultados incluidos en las tablas anteriores sugieren que el valor de H apenas influye en el tamaño del footprint.

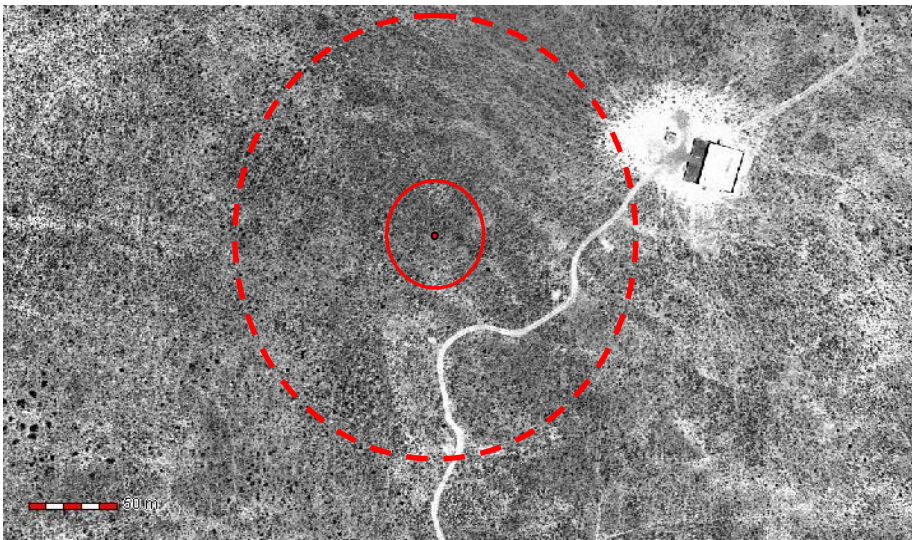


Figura 5.1. Representación visual del valor máximo de X_m (27.49 m) (línea continua) y de e (113.75 m) (línea discontinua) obtenidos para nuestra torre de *eddy covariance* (punto rojo) para todas las direcciones de viento.

En la figura 5.1 se representan los valores máximos de X_m , y de e sobre nuestro ecosistema de estudio. En esta imagen de satélite se aprecia la homogeneidad del “Llano de los Juanes”, se trata de una meseta llana sin desnivel donde las distintas especies se distribuyen homogéneamente en el entorno. No obstante, destacamos dos grandes elementos de heterogeneidad: un redil de cabras ubicado en el extremo superior derecho de la imagen y un camino. Con respecto al redil, éste se ubica fuera del área de influencia, debido a que el extremo del área fuente más lejano al sensor (e), que influye sobre las mediciones obtenidas, no alcanza el redil sea cual sea la dirección de viento. El punto de fuente máxima (X_m) tampoco alcanza el camino, mientras que parte del área de influencia que explica el 90% ($e_{90\%}$) de los flujos medidos sí podría contener el camino si la dirección de viento predominante se encuentra entre los 90° y los 180° . Realizando un estudio de la dirección de viento predominante (tabla 5.3) observamos cómo en un 42% de los casos, el F_c nocturno medido en la torre procede de la dirección de viento comprendida entre los 90° y los 180° ; en el caso del F_c diurno este porcentaje se reduce a un 24%.

	NNE (0° - 45°)	NE (45° - 90°)	SE (90° - 135°)	SSE (135° - 180°)	SSO (180° - 225°)	SO (225° - 270°)	NO (270° - 315°)	NNO (315° - 360°)
2004	28.91	13.74	2.84	20.85	3.32	12.32	4.74	13.27
	2.65	8.41	6.64	36.28	19.47	15.49	6.19	4.87
2005	32.17	10.83	1.91	14.97	7.32	12.42	5.73	14.65
	4.10	10.26	6.84	41.03	11.62	14.70	9.91	4.44
2006	28.35	19.69	2.76	21.26	1.18	7.48	11.81	7.48
	4.37	6.11	7.42					

Cierre del balance de energía. En la figura 5.2 se representa el cierre del balance de energía para todo el periodo de medidas (casi 3 años), sin distinguir entre datos diurnos o nocturnos. Esta gráfica se ha elaborado usando los promedios de media hora de las variables apropiadas (se han excluido aquellos datos en los que había ausencia de alguna de las variables que intervienen en el balance). La pendiente de la recta es de 0.720 ± 0.001 y el punto de corte con el eje de la X es de $31.4 \pm 0.2 \text{ W m}^{-2}$, R^2 es igual a 0.89 y n es igual a 31211. De este resultado deducimos que, de la cantidad total de energía disponible por el ecosistema (radiación neta (R_n) menos flujo de energía al suelo (G)), los flujos turbulentos de calor sensible (H) y latente (LE), medidos con nuestro sistema EC, únicamente explican el 72% del uso de esta energía disponible por parte del ecosistema.

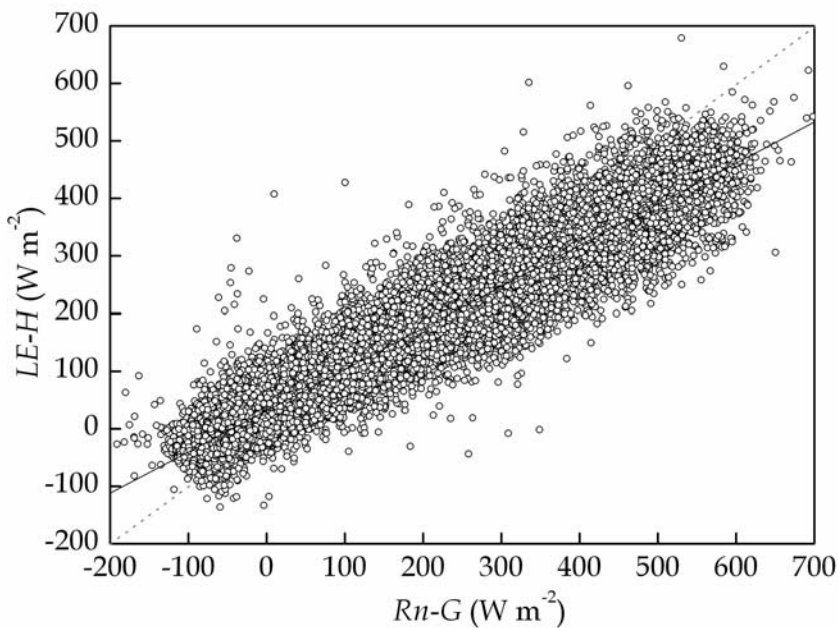


Figura 5.2. Cierre del balance de energía para todo el periodo de medidas (desde el 1 de mayo de 2004 hasta el 10 de octubre de 2006). La línea continua es la recta de regresión obtenida y la línea discontinua representa una recta con pendiente la unidad.

Comparación de las medidas de F_C obtenidas con la técnica *eddy covariance* y con un sistema de cámaras de suelo. La figura 5.3 compara el flujo de CO_2 a escala de ecosistema, medido con la técnica EC, con el flujo de CO_2 del suelo, medido con un sistema de cámaras instalado en un único collar durante 24 horas (campana temporal, apartado 4.2.3). Los días seleccionados para esta comparación fueron el 28 y 29 de agosto de 2006, durante esta época las plantas estaban en senescencia, y se partía de la hipótesis de que el F_C medido por nuestro ecosistema procedía casi exclusivamente del suelo, facilitando la comparación entre ambos instrumentos. Los valores de F_C medidos con ambos instrumentos son de la misma magnitud, no obstante podemos ver cómo el flujo de suelo es ligeramente superior al flujo medido por la técnica EC. Esto puede deberse a que la técnica EC mide el flujo de CO_2 del ecosistema, incluyendo la asimilación de CO_2 por parte de la vegetación (signo negativo). A pesar de tratarse de una época de senescencia es posible que parte de la vegetación aún esté activa y sea capaz de realizar la fotosíntesis.

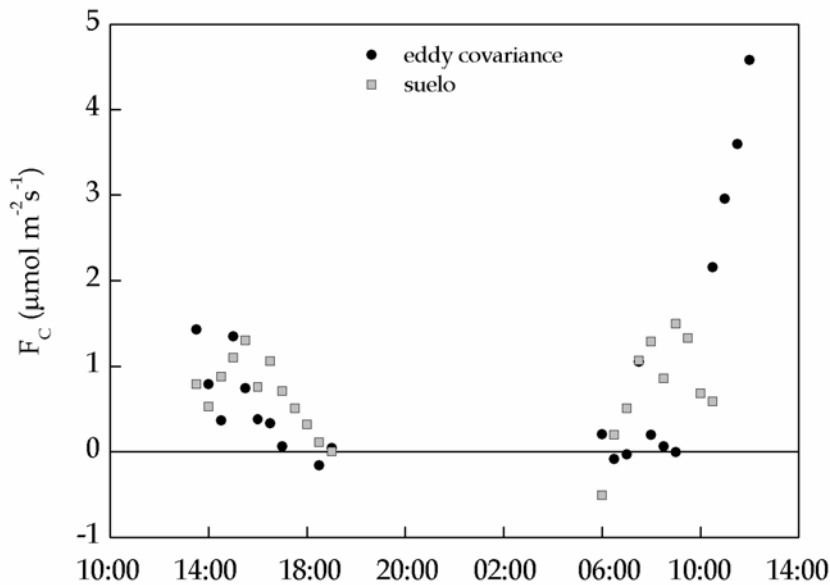


Figura 5.3. Flujo de CO_2 del suelo (cuadrados grises) y flujo de CO_2 del ecosistema (círculos negros) medidos con un sistema de cámaras y la técnica *eddy covariance* respectivamente. Las medidas se realizaron cada media hora desde las 14:00 del día 28 de agosto hasta las 14:00 del día 29 de agosto de 2006 (salvo medidas durante la noche).

Discusión. Los estudios del área de influencia (*footprint*) con el modelo FSAM realizados en nuestro ecosistema evidencian que en ningún caso el punto de fuente máxima (X_m) se encuentra fuera del *fetch* (200 m aprox.), sea cual sea la dirección de viento. Sin embargo, si tenemos en cuenta el total del área fuente que explica el 90% del F_c medido por la torre, parte de este flujo puede proceder de un camino de unos 2.5 m de anchura con ausencia de vegetación. Este camino está localizado al sur-sureste de la torre de medida que es una de las direcciones de viento predominante (durante la noche). Para nuestro estudio de *footprint* nos hemos colocado siempre en la peor situación (e máxima en el 90%), ya que es más frecuente tener únicamente en cuenta la ubicación de X_m (Kowalski et al., 2003) y el valor de e en el 50% (Scott et al., 2003; Were 2005). El valor de este extremo del área más lejano al sensor, que explica el 50% de los flujos medidos en torre, suele ser aproximadamente la mitad de valor de e en el 90%, quedando el camino fuera del área de influencia. Por estas razones no se estima oportuno rechazar aquellos datos de F_c procedentes de la dirección de viento de 90° a 180°.

La determinación del grado del cierre de energía es una herramienta comúnmente empleada para evaluar la fiabilidad de las medidas empleando la técnica EC. Los flujos turbulentos de calor sensible (H) y latente (LE) medidos con la técnica EC explican un 72% de la fracción de energía disponible por el ecosistema. En nuestro caso, el cierre obtenido es similar al obtenido en otras torres que forman parte de la red internacional Carboeurope (Wilson et al., 2002). Igualmente, la fiabilidad de los datos obtenidos con nuestro sistema EC queda demostrada comparando el F_c del ecosistema medido por el sistema EC con el F_c del suelo medido con un sistema de cámaras. Durante épocas de senescencia, ambas técnicas obtienen resultados similares, pudiendo afirmar que el F_c del ecosistema medido por nuestro sistema EC procede casi exclusivamente del suelo.

5.2. ERRORES EN EL BALANCE DE CARBONO ESTIMADO POR LA TÉCNICA EC DEBIDOS A PROBLEMAS EN LA CUANTIFICACIÓN DE LA DENSIDAD DE CO₂

La posible subestimación de los flujos medidos con la técnica EC, manifestada por las deficiencias en el cierre del balance de energía expuesto en la sección precedente, da lugar a posibles errores en la evaluación del F_c cuando usamos un analizador de gases en el infrarrojo (IRGA) de trayectoria abierta. Esto se debe a que el término WPL (Webb et al., 1980) se calcula a partir de flujos de calor sensible (H) y calor latente (LE) (apartado 4.3.1), presumiblemente subestimados. Además de estas deficiencias en el cierre, errores en la estimación de otras variables que componen el término WPL pueden inducir también errores en F_c (apartado 4.3.1). Entre estas variables destacamos las medidas de densidad de CO₂ (ρ_c). En este apartado demostraremos la existencia de errores en la medida de ρ_c . Para ello, presentaremos medidas continuas de esta variable, realizadas con un analizador de gases de trayectoria abierta en “El Llano de los Juanes” y analizaremos cómo la deposición de suciedad en las lentes de este instrumento se traduce en una subestimación sistemática de esta variable. Así mismo, demostraremos la posibilidad de solucionar este problema realizando medidas adicionales de densidad de vapor de agua (ρ_v). Finalmente, examinaremos las repercusiones de esta subestimación en las medidas de ρ_c sobre el balance mensual de carbono obtenido en la Sierra de Gádor. Veremos también, cómo esta subestimación en ρ_c se traduce en errores sistemáticos (diurnos) en F_c obteniendo valores de asimilación de carbono superiores a los reales.

Errores en la medida de F_c con un analizador de gases de trayectoria abierta debido a suciedad en sus lentes. En la figura 5.4 presentamos $[\text{CO}_2]$ en función del tiempo en unidades de ppm; en términos de los errores relativos observados, $[\text{CO}_2]$ y ρ_c son equivalentes. En esta gráfica se muestra 10 semanas del promedio de esta variable medido en la Sierra de Gádor a finales del verano de 2005. Los círculos de la gráfica muestran los días en los que las lentes del instrumento fueron limpiadas realizándose posteriormente una comprobación del estado de calibración del instrumento.

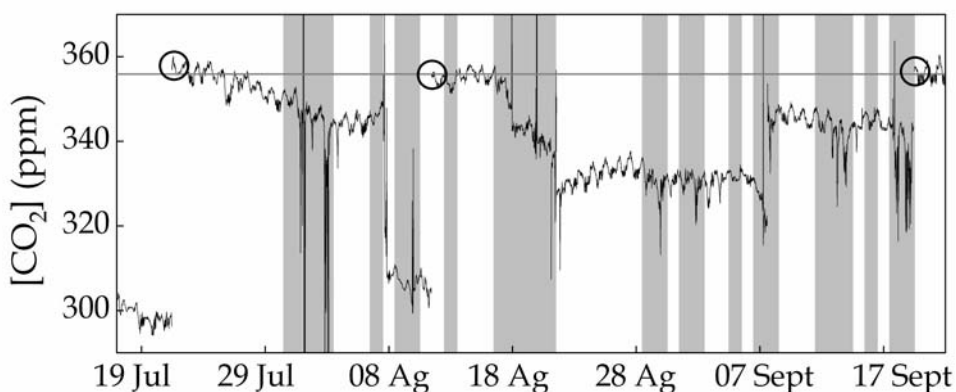


Figura 5.4. Fracción molar de dióxido de carbono $[\text{CO}_2]$ determinada durante parte del verano de 2005 en la Sierra de Gádor. Los periodos sombreados corresponden a días con lluvia. Los círculos indican el momento en el que las lentes del analizador de gases se limpiaron y se comprobó su calibración con botellas de concentración de CO_2 conocidas.

Durante los episodios de lluvia, algunas gotas de agua se depositan en las lentes del instrumento provocando una mayor extinción del haz infrarrojo y dando lugar a medidas temporales incoherentes de ρ_c . Además, como consecuencia de algunos de estos episodios de lluvia, se produce la deposición de suciedad en las lentes dando lugar a errores en la cuantificación de $[\text{CO}_2]$ que muy a menudo excede el 5% de subestimación. El peor caso se produce el 21 de julio cuando, tras una limpieza de lentes, se observa cómo los valores de $[\text{CO}_2]$ pasan de unos 300 ppm a unos 355 ppm aproximadamente; lo que implica la existencia de un 15% de subestimación en $[\text{CO}_2]$.

La lluvia modifica considerablemente el estado de limpieza de las lentes de este instrumento ubicado en la Sierra de Gádor dando lugar a importantes subestimaciones en la variable ρ . No obstante, resaltamos el episodio de lluvia acaecido el 7 de septiembre que limpió ligeramente las lentes dando lugar a un incremento en ρ . Esta región ubicada en el sureste de la península Ibérica está especialmente expuesta a los fenómenos de “lluvia de barro” (Queralt- Mitjans et al., 1993). Este tipo de precipitaciones hace que la contaminación de lentes se convierta en un evento extremo. A pesar de ello, no debemos olvidar que este tipo de precipitaciones son también bastante frecuentes en otras zonas del mediterráneo (Penzar y Poje 1999-2000) y lugares más alejados de la península, (Editors 1897) haciendo que este fenómeno de suciedad de lentes no sea un fenómeno puramente local.

La corrección de esta subestimación en ρ tras las lluvias no es posible realizando un calibrado posterior. El tubo de calibración proporcionado por el fabricante (Li-Cor 2002) no puede insertarse físicamente en el instrumento sin tocar las lentes, y con ello alterar la cubierta de suciedad depositada en las mismas. Por estos motivos, es necesario obtener información independiente de las variables ρ o ρ_v para corregir los errores en las densidades medidas con este instrumento. En la figura 5.5 se presentan los errores absolutos en ρ corregido con los valores de ρ inmediatamente después de realizar la limpieza (cinco casos de limpieza) frente a los errores absolutos en ρ_v usando los valores de ρ_v medidos con un termohigrómetro HMP35C (apartado 2.3.2). La fuerte relación existente entre los errores en ρ y ρ_v nos sugiere una forma de corregir este fenómeno usando un instrumento independiente como es el termohigrómetro HMP 35C para estimar la densidad de vapor de agua. Consideramos que este tipo de correcciones, así como las características de los contaminantes, son específicas de cada ecosistema.

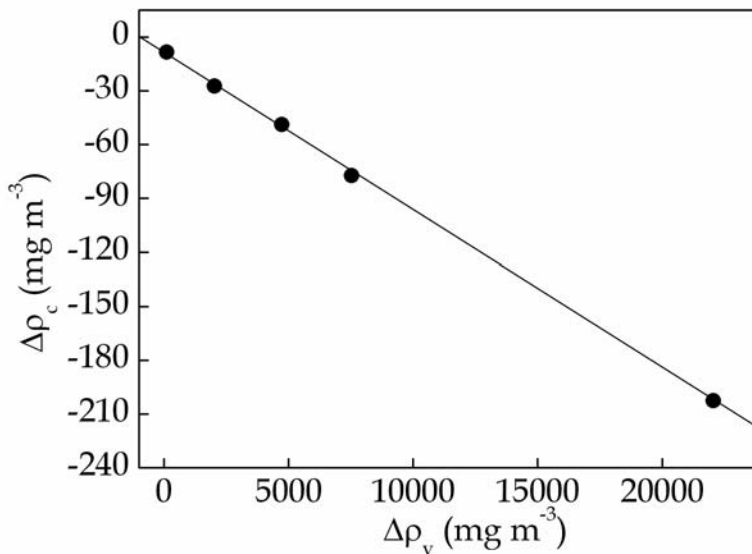


Figura 5.5. Errores en la densidad de CO_2 y su correlación con los errores en la densidad de vapor de agua como consecuencia de la suciedad en las lentes en el IRGA ($N=5$; $R^2=1$). Los errores en la densidad de CO_2 ($\Delta\rho_c$) se calculan como la diferencia en ρ_c antes y después de la limpieza de lentes. Los errores en la densidad de vapor de agua ($\Delta\rho_v$) se calculan comparando las medidas del IRGA cuando sus lentes están sucias con las estimaciones de ρ_v realizadas con un termohigrómetro.

Es importante resaltar que ni la varianza de ρ_c ni la covarianza de ésta con la velocidad vertical, se ven afectadas por estos cambios en la contaminación de las lentes. Esta suciedad afecta al cero de la calibración pero no a la pendiente de calibración del instrumento.

Implicaciones de una subestimación sistemática de ρ_c sobre la estimación del balance mensual de carbono. En esta sección asumiremos que no existen errores en F_c debido a otros factores ($\omega_c = \omega_v = \omega_T = 0$) (apartado 4.3.1) y analizaremos las implicaciones de un 5% de subestimación en ρ_c sobre el NEE mensual de un ecosistema semiárido de matorral de montaña (Sierra de Gádor). Los datos presentados corresponden a junio de 2004, periodo en el cual se garantiza la limpieza de las lentes a pesar de tratarse de un periodo en el que los episodios de lluvia de barro son frecuentes en el sureste español. La figura 5.6 compara la tendencia diaria de F_c calculado con los valores reales de ρ_c y con una subestimación del 5%. En esta gráfica se aprecia cómo esta

subestimación en ρ genera un error sistemático y selectivo (diurno) sobre la estimación de NEE que da lugar a una importante sobrestimación de la asimilación de CO_2 por el ecosistema y una prácticamente despreciable sobrestimación de la liberación de CO_2 durante la noche. El NEE mensual obtenido en el caso de no contaminación de las lentes es de $-0.041 \text{ kgC m}^{-2}$ (asimilación) frente al $-0.047 \text{ kgC m}^{-2}$ obtenido con un 5% de subestimación en ρ . Esto da lugar a una sobrestimación mensual de un 13% del total de asimilación de CO_2 por el matorral mediterráneo.

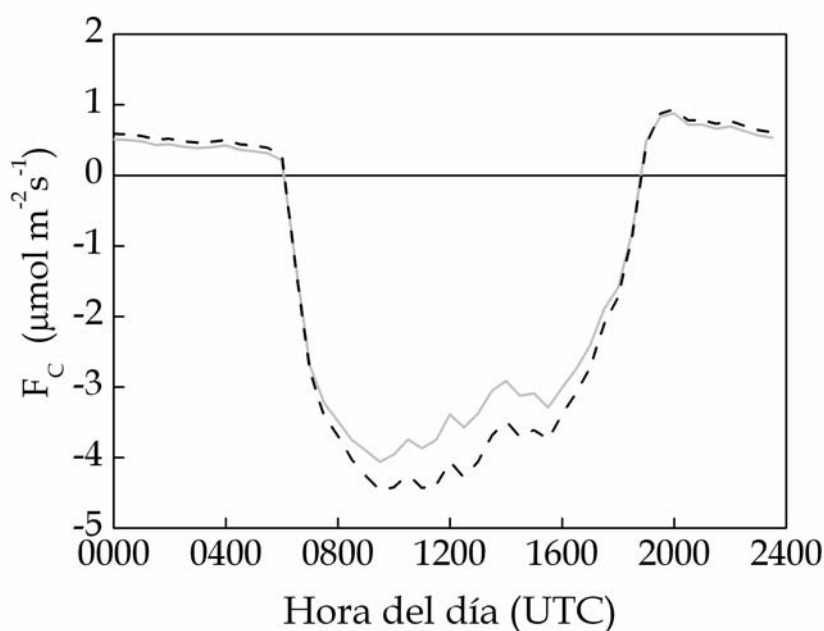


Figura 5.6. Promedio diario del flujo de CO_2 flux (F_c , $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) para el mes de julio de 2004. La línea continua se corresponde con el promedio de F_c calculado con las lentes del IRGA limpias [mediciones fiables de la densidad de CO_2 (ρ)], mientras que la línea discontinua se corresponde con los valores de F_c calculados con un 5% de subestimación en ρ debido a la existencia de suciedad en las lentes del IRGA.

Discusión. El uso de un sistema EC con un analizador de gases en el infrarrojo (IRGA) de trayectoria abierta para la estimación de F_c , es muy sensible a errores cometidos durante el cálculo del término WPL, no sólo como consecuencia de las deficiencias en el cierre del balance de energía (Liu et al., 2006) sino también debido a errores en la medida de ρ . La contaminación de las lentes de este instrumento da lugar a errores en la cuantificación de ρ . Estos errores nos llevan a su vez a errores en la estimación de F_c de la misma magnitud que los cometidos sobre esta variable como consecuencia de las deficiencias en el cierre del balance de energía. Especialmente durante el día, las incertidumbres en la cuantificación de ρ nos llevan a una sobrestimación de F_c . Esta subestimación en ρ genera un error sistemático y selectivo (diurno) que da lugar a una importante sobrestimación de la asimilación de CO_2 , especialmente en ecosistemas de clima semiárido donde son típicos altos valores de H .

El grado de subestimación de ρ tras la lluvia es muy similar a los errores detectados en ρ al compararse con medidas independientes de esta variable. Representando la relación existente entre los errores cometidos en ρ como consecuencia de la contaminación de lentes (diferencias en ρ antes y después de la limpieza de las lentes del analizador) frente a los errores cometidos en ρ (comparando las medidas del analizador de gases con las obtenidas con un instrumento independiente, como el termohigrómetro HMP 35C) podremos corregir este error.

5.3. VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL DEL FLUJO DE CO₂ MEDIDO EN EL LLANO DE LOS JUANES

En este apartado se presenta la variación estacional e interanual (2004, 2005) del flujo diario de CO₂ (F_c) y la evapotranspiración (ET) de nuestro ecosistema de estudio como adaptación a las condiciones ambientales extremas a las que se ve sometido. Examinaremos la influencia de algunas de las variables medioambientales sobre los intercambios de carbono diarios entre el ecosistema y la atmósfera y la importancia de la distribución de las lluvias a lo largo del año en la determinación del ciclo fenológico de las plantas y la productividad del ecosistema. Finalmente, estudiaremos la variabilidad estacional del F_c del suelo medido con un sistema de cámaras y compararemos estos resultados con el flujo de carbono, F_c medido a escala de ecosistema con la técnica EC, analizando los motivos de esta variabilidad y sus divergencias con F_c a escala de ecosistema.

Tratamiento de datos. Para examinar la influencia de algunas variables medioambientales (T_a , SWC y VPD) sobre los intercambios de agua y CO_2 entre la atmósfera y nuestro ecosistema, se seleccionó una semana completa de datos para cada mes desde mayo de 2004 hasta febrero de 2005 y se ha calculado el promedio diario de cada variable (los datos diarios serán aquellos obtenidos cuando la radiación neta es superior a 10 W m^{-2}). Para todos los meses se ha seleccionado la tercera semana salvo para julio y diciembre de 2004 en los que se ha tomado la primera y cuarta semana respectivamente debido a ausencia de valores de F_c durante la tercera semana.

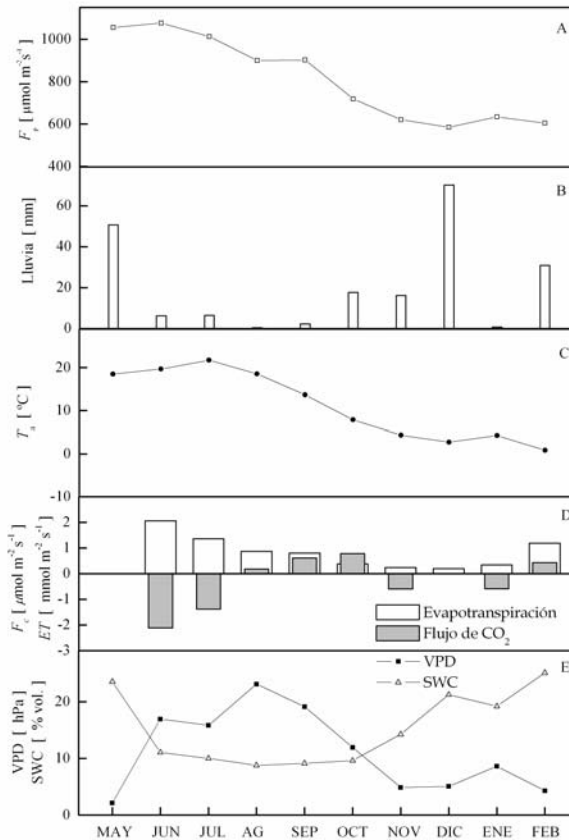


Figura 5.7. Promedio diario de las condiciones medioambientales y los flujos de CO_2 y evapotranspiración en el matorral semi-árido de "El Llano de los Juanes" desde mayo de 2004 a febrero de 2005. (A) Flujo de la radiación absorbida fotosintéticamente activa, en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos, F_p . (B) lluvia total (mm). (C) Temperatura del aire, T_a . (D) Evapotranspiración, ET (barras blancas) y flujo de CO_2 , F_c (barras grises). (ET) Contenido de agua en el suelo, SWC (triángulos blancos) y déficit de presión de vapor de agua, VPD (cuadrados negros).

Variabilidad estacional. Observando la figura 5.7D detectamos un decrecimiento constante del flujo promedio diario de *ET* a partir de Junio de 2004. Es precisamente durante este mes cuando se alcanzan los valores máximos de dicho flujo ($2.06 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Los valores mínimos, por el contrario, se producen en diciembre de 2004. A partir de este mes el flujo comienza a aumentar a lo largo del invierno, alcanzando en la primavera de 2005 valores máximos de $1.19 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Al contrario que *ET*, el promedio de *F_c* diario no varía progresivamente a lo largo de las estaciones (Figura 5.7D). A principios de verano, con cierta humedad en el aire (déficit de presión de vapor de agua (VPD) $<17 \text{ hPa}$) y valores medios de contenido de agua en el suelo (SWC en torno a 11 % vol.), el ecosistema actúa como sumidero de CO_2 con valores promedio de *F_c* diarios de $-2.11 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. En agosto y septiembre de 2004, con VPD altos (23 y 19 hPa respectivamente) y SWC más bajos (9 % vol.), los valores promedio de *F_c* diarios (0.20 y $0.61 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ respectivamente) transforman este ecosistema en una fuente de CO_2 . Este matorral actúa también como fuente de CO_2 durante octubre de 2004, a pesar de registrarse en este mes valores de VPD inferiores a 15 hPa y valores de SWC de 11% vol. tras la ligera lluvia acaecida en dicho mes. No es hasta bien entrado el periodo de precipitaciones de otoño (noviembre de 2004) con SWC llegando al 14% vol. cuando el ecosistema retorna a su condición de sumidero de CO_2 ($-0.60 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Durante el periodo de frío invierno (diciembre de 2004 y febrero de 2005), con temperaturas diurnas próximas a 0°C , el matorral vuelve a convertirse en fuente de CO_2 ($0.01 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y $0.43 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ respectivamente). No obstante, es importante resaltar que durante el invierno de 2005, cuando las temperaturas diurnas alcanzan los 10°C el ecosistema actúa sumidero diario de CO_2 ($-0.60 \text{ } \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

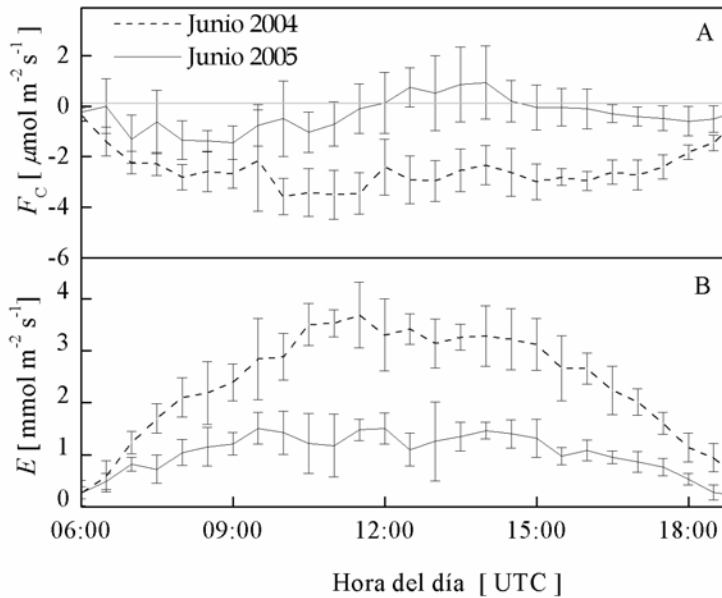


Figura 5.8. Promedio diario del (A) flujo de CO_2 , F_c y (B) evapotranspiración, ET para una misma semana de Junio de 2004 (línea discontinua) y Junio de 2005 (línea continua). Las barras de error corresponden al valor de la desviación estándar del promedio diario de cada variable calculado para cada semana. Los datos diarios serán aquellos obtenidos cuando la radiación neta es superior a 10 W m^{-2} . Las barras de error representan la desviación estándar con respecto a la media.

Variabilidad interanual. En la figura 5.8 se representa el promedio diario de F_c y ET para una misma semana de junio de 2004 y 2005. En 2004 podemos ver cómo nuestro ecosistema actúa como un potente sumidero de CO_2 a lo largo del día (Figura 5.8A), mientras que en junio de 2005 la asimilación de CO_2 por el matorral se ve drásticamente reducida (85%) llegando incluso a convertirse en fuente de CO_2 diurno a partir del mediodía. De igual modo, podemos observar, para esa misma semana, que la evapotranspiración se ve reducida en torno a un 70% en 2005 si comparamos estos datos con los obtenidos en 2004. Comparando otras variables meteorológicas (Figura 5.9) observamos cómo en esa semana de junio de 2005 la radiación fotosintéticamente activa, en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos, (F_p), fue un 24% más alta y la temperatura diurna del aire (T_a) fue 2°C más fría que en 2004. Durante este periodo no se

detectó lluvia en ninguno de los dos años a pesar de que en junio de 2004 el SWC era un 2% vol. superior al de 2005 para esa misma época. El índice de área foliar del ecosistema (LAI), calculado como la suma ponderada del área foliar de las principales especies, fue de $1.45 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ en primavera de 2004 mientras que en primavera de 2005 dicho valor se redujo un 20%, este decrecimiento es consistente con las observaciones de campo.

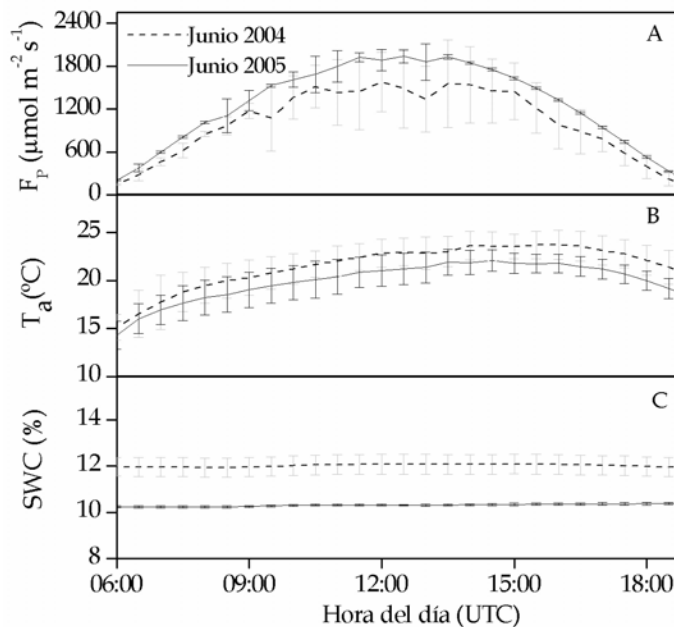


Figura 5.9. Promedio diario de (A) radiación fotosintéticamente activa, en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos, F_p ; (B) temperatura del aire, T_a y (C) contenido de agua en el suelo, SWC para una misma semana de Junio de 2004 (línea discontinua) y Junio de 2005 (línea continua). Las barras de error representan la desviación estándar con respecto a la media.

Variabilidad estacional del flujo de CO_2 del suelo. En la figura 5.10 representamos el valor promedio del flujo de CO_2 del suelo al mediodía (11:00-14:00), obtenido para cada una de las campañas espaciales que se realizaron mensualmente en el “Llano de los Juanes” (apartado 4.2.3). Junto con estas medidas representamos también el promedio del F_c del ecosistema medido con la técnica EC y el promedio de la temperatura y humedad del suelo también durante el mediodía.

La primera campaña de medidas se realizó durante el mediodía del 7 de septiembre de 2006, las plantas estaban en senescencia y las emisiones de CO_2 a la atmósfera eran superiores a la fijación de CO_2 por las plantas (F_c del ecosistema positivo), el F_c del suelo toma valores de $0.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante el mediodía cuando la temperatura y la humedad del suelo son de 29°C y 10% vol. respectivamente. En la campaña de octubre de 2006 se vuelve a activar la capacidad fotosintética de la vegetación (F_c del ecosistema negativo). Esta activación parece deberse al aumento del contenido de agua en el suelo ($\text{SWC}=22\%$ vol.). El promedio del flujo de CO_2 del suelo toma valores de $2.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. En la campaña de marzo de 2007 con una temperatura y un contenido en agua promedio del suelo de 22°C y 25% vol. respectivamente, el flujo de CO_2 de suelo es de $2.2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. En las campañas de abril, mayo y junio de 2007, el ecosistema actúa como sumidero neto de CO_2 (F_c del ecosistema negativo) y el flujo de CO_2 del suelo aumenta al aumentar el contenido de agua y disminuir la temperatura del suelo. En la campaña de julio de 2007 la vegetación comienza a sufrir el estrés hídrico (F_c del ecosistema nulo con $\text{SWC} = 13\%$ vol.) mientras que el suelo sigue emitiendo CO_2 ($1.4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

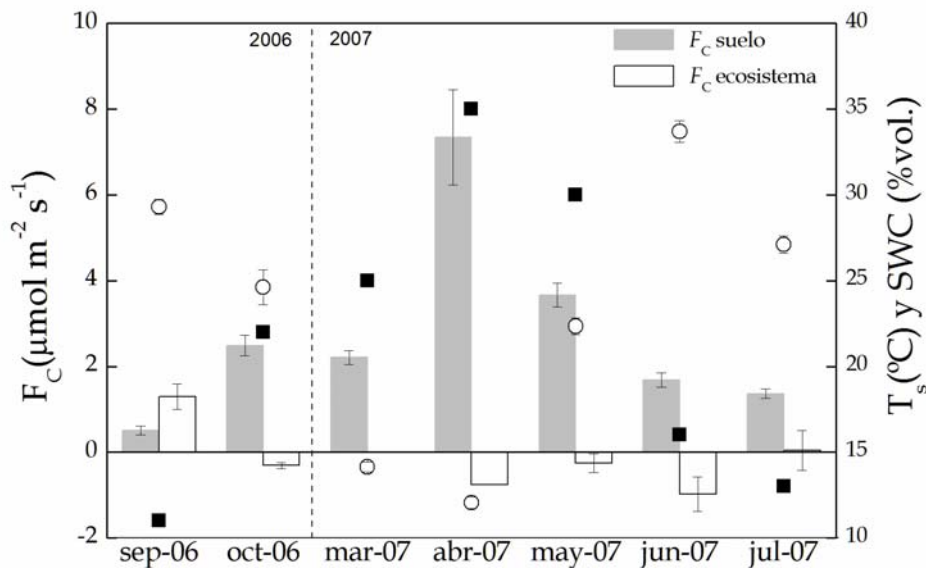


Figura 5.10. Resultado de las campañas espaciales realizadas a mediodía (11:00-14:00), un día de cada mes, para la evaluación del flujo de CO_2 del suelo. Junto con el promedio del F_c del suelo (barras grises) también se representa el promedio del flujo de CO_2 del ecosistema (barras blancas) y el promedio de la temperatura (círculos blancos) y humedad (cuadrados negros) del suelo, también durante el mediodía. Las barras de error representan la desviación estándar con respecto a la media.

Discusión. Tal y como ya se ha demostrado en investigaciones previas (Rey et al., 2002), el contenido de agua en el suelo y la temperatura del aire son dos variables cruciales a la hora de estimar si un matorral semiárido actúa como fuente o sumidero de CO₂. Durante la época de crecimiento (primavera) con valores de F_p elevados, el ecosistema se transforma en fuente de CO₂ cuando el contenido de agua en el suelo decae por debajo de 10% vol. De igual modo, durante el invierno, a pesar de existir gran cantidad de agua en el suelo, el ecosistema actúa como fuente diurna de CO₂ cuando T_a cae por debajo de los 4°C. Esta situación podría explicarse suponiendo una mayor dependencia de la fotosíntesis (frente a la respiración u otros mecanismos liberadores de CO₂) con la temperatura.

La forma en la que se distribuyen las lluvias a lo largo del año afecta a la funcionalidad de este matorral semiárido. No sólo la cantidad de precipitación es crucial, sino también el momento del año en el que se produce (Rey et al., 2002; Schwinning y Sala 2004). Así podemos observar cómo la evapotranspiración y el flujo de CO₂ se reduce drásticamente en junio de 2005 a pesar de presentar valores de F_p y SWC muy similares a los de junio de 2004. La principal diferencia entre ambos periodos está en la cantidad y la distribución de las lluvias durante la época de crecimiento. Así por ejemplo, en 2004, se detectó episodio de lluvia (1.20 mm) ocho días antes de la semana de datos seleccionada, mientras que en 2005 no se detectó ningún episodio de lluvia durante los dos meses anteriores a la semana seleccionada. Las abundantes precipitaciones durante la primavera de 2004 transformaron nuestro matorral en un aparente herbazal debido al enorme crecimiento de una de las principales especies allí presentes, *Festuca scariosa*.

A principios de otoño, tras eventos de lluvia, con valores altos de F_p y valores intermedios de T_a , se espera un incremento de la fotosíntesis y sin embargo, nuestro ecosistema actúa como fuente de CO₂. Es más, en octubre de 2004, tras la sequía de verano, con valores de SWC similares a los de primavera, observamos cómo nuestro ecosistema sigue actuando como fuente diurna de CO₂. Observaciones de campo revelan una aparente senescencia de

la vegetación por no haberse recuperado aún de la sequía sufrida en verano, a pesar de la presencia de agua en el suelo.

Si nos centramos en las emisiones de CO₂ del suelo vemos cómo la variable que condiciona la respiración del suelo, durante la época de crecimiento biológico, es el SWC. No se observa respuesta de la respiración del suelo a variaciones en la temperatura del suelo. En este ecosistema semiárido el agua parece ser el factor determinante sobre este componente del flujo de CO₂ del ecosistema.

Como conclusión, atendiendo a nuestros resultados y a estudios previos (UNEP 1997; Reichstein et al., 2002b; Rey et al., 2002), la distribución de la precipitación juega un papel esencial en las variaciones interanuales de la productividad del ecosistema. La cantidad y la distribución de las lluvias durante la primavera condicionarán la fenología de las especies durante su periodo de crecimiento y serán responsables de las diferencias interanuales de los intercambios diurnos de agua y CO₂ con la atmósfera.

5.4. APLICACIÓN DE MODELOS NO LINEALES ECOFISIOLÓGICOS PARA EL RELLENO DE HUECOS EN EL FLUJO DE CO₂

La importancia de modelizar el flujo de CO₂ radica en la necesidad de tener valores de F_c cuando no podemos medirlo directamente por diversos problemas (deficiente sistema de alimentación de los instrumentos, condiciones meteorológicas adversas,...) y en poder, una vez rellenos estos huecos con los modelos, obtener el balance anual de carbono de un ecosistema (NEE). Los modelos más empleados son los modelos no lineales ecofisiológicos, ya que, además de obtener el valor de F_c nos permite conocer el comportamiento de estos flujos (apartado 4.7.1). Estos modelos suponen que el flujo de CO₂ medido procede única y exclusivamente de procesos biológicos (fotosíntesis y respiración durante el día y respiración durante la noche). En este apartado analizaremos la relación existente entre el F_c diurno y el flujo de la radiación absorbida fotosintéticamente activa, en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos (F_p); la relación existente entre el F_c nocturno y la temperatura del suelo (T_s) y la relación existente entre el F_c diurno y T_s en épocas de senescencia, como un primer intento de modelización de los intercambios de carbono en ecosistemas semiáridos.

Modelización del F_c diurno. La figura 5.11 muestra la relación existente entre F_c y F_p para valores obtenidos cada media hora, durante toda una semana y para cada estación del año. Como podemos ver en la figura 5.11A el modelo empírico hiperbólico, basado en la respuesta de la fotosíntesis frente a la luz (ecuación 4.46 presentada de nuevo en la figura 5.11A), explica bastante bien los flujos medidos durante el mes de junio de 2004 (con valores de $R_D = 0.7 \pm 0.3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, $a_1 = -4.5 \pm 0.2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, y $a_2 = 330 \pm 80 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

Según el modelo, durante esta época, la respiración del ecosistema es de $0.73 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de CO_2 . Cuando F_p toma valores de sólo $250 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ se observa una captación neta de CO_2 (fotosíntesis mayor que respiración) de aproximadamente $1.21 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. A medida que F_p aumenta se observa un ligero aumento de esta captación de CO_2 hasta llegar a la saturación con valores de F_p de aproximadamente $1500 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

No obstante, la aplicación de este modelo es inadecuada en otras estaciones del año. En agosto de 2004 (figura 5.11B), cuando el contenido en agua del suelo (SWC) es menor de 9% vol. y el promedio de la temperatura del aire (T_a) durante el día es de 19°C , a pesar de observarse los valores más altos de F_p , nuestro ecosistema presenta un F_c neto aproximado de $0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, cuando los valores del déficit de presión de vapor de agua (VPD) son inferiores a 20 hPa; sin embargo, cuando VPD y F_p toman valores superiores a 20 hPa y $1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivamente, el matorral actúa como fuente de CO_2 . En octubre de 2004 (figura 5.11C), con valores de SWC de aproximadamente 10% vol. y un promedio de T_a diurna de unos 8°C , el ecosistema se convierte en una fuente de CO_2 cuando F_p alcanza valores superiores a $500 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Finalmente, en enero de 2005 (figura 5.11D) con valores de SWC superiores a 19% vol. y un promedio de T_a diurna de unos 4°C , el ecosistema vuelve a comportarse de nuevo como sumidero; durante esta época se observa cómo una correlación lineal entre F_p y F_c es más apropiada que el modelo hiperbólico (para el modelo lineal $R^2=0.67$ y para el modelo hiperbólico $R^2=0.64$).

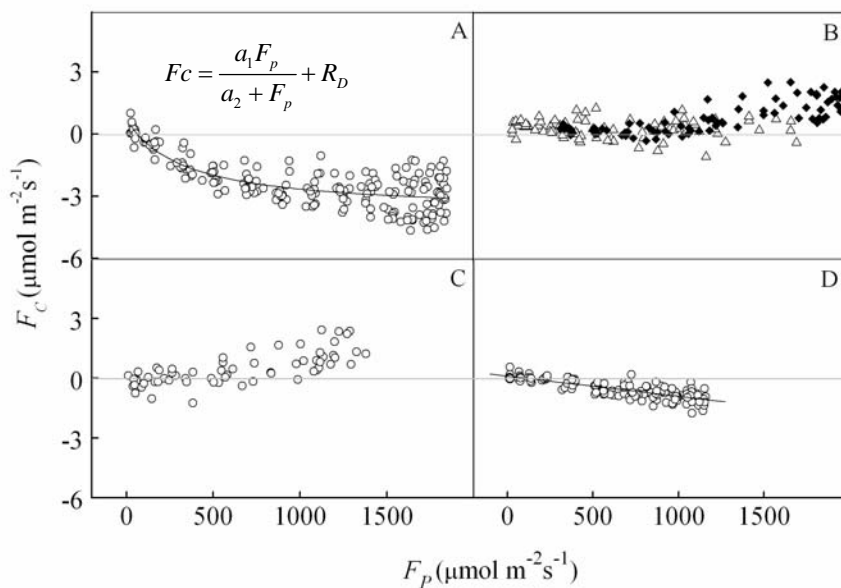


Figura 5.11. Flujo diario de CO_2 (F_c) frente al flujo de la radiación absorbida fotosintéticamente activa, en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos (F_p), para una semana de cada mes correspondiente a las distintas estaciones del año. (A) Junio (primavera), (B) Agosto (verano), (C) Octubre (Otoño) y (D) Enero (invierno). En agosto, dividimos entre datos en condiciones de humedad ($\text{VPD} < 20 \text{hPa}$) (triángulos blancos) y en condiciones de sequía ($\text{VPD} > 20 \text{hPa}$) (rombos negros).

Modelización de F_c nocturno. Durante la noche, antes de aplicar los modelos ecofisiológicos, es necesario rechazar aquellos valores de flujo durante periodos con ausencia de turbulencia, para ello se rechazan aquellos valores de F_c obtenidos cuando la velocidad de fricción es inferior a 0.2 m s^{-1} (apartado 4.5.3). La figura 5.12 muestra la dependencia de F_c nocturno (Radiación neta, $R_n < 10$) con la temperatura de suelo (T_s) durante junio de 2004 para días con SWC superior a 11% vol. (época de crecimiento biológico sin carencia de agua en el suelo), aplicando el modelo empírico descrito por Lloyd y Taylor (1994) y Reichstein et al. (2002a) (apartado 4.6.1).

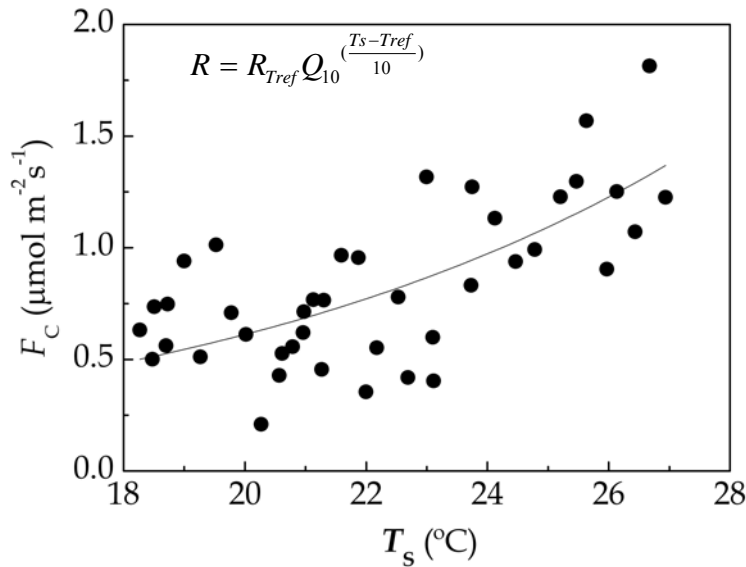


Figura 5.12. Flujo nocturno de CO_2 (F_c) frente a la temperatura de suelo (T_s) en junio de 2004 (primavera), en condiciones de turbulencia ($U^* > 0.2 \text{ m s}^{-1}$) y con contenido de agua en el suelo superior a 11% vol. (época de crecimiento biológico sin carencia de agua en el suelo). Para esta correlación se ha aplicado el modelo hiperbólico de la ecuación 4.47 presentado de nuevo en esta figura.

En Junio de 2004, las estimaciones de la respiración durante la noche aplicando este modelo son ligeramente más altas que las estimaciones de respiración durante el día (Figura 5.11, $R_D = 0.7 \pm 0.3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Para este periodo el valor de Q_{10} es de 3.0 ± 0.6 y se encuentra dentro del rango biológico esperado (Davidson y Janssens 2006). La alta dispersión de los datos contenidos en la figura 5.12 se debe a la enorme dificultad de la técnica EC a la hora de obtener valores de flujo durante la noche (resultado típico).

Durante la época de senescencia (verano), el contenido en agua del suelo no supera los 11% vol. y no se aprecia correlación alguna entre F_c nocturno y T_s (Figura 5.13), es más, en numerosas ocasiones el F_c nocturno es muy próximo a 0 e incluso negativo. En invierno, la temperatura del suelo rara vez supera los 4°C y los valores de F_c nocturnos no exceden los $0.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, no existe correlación entre ambas variables (datos no mostrados).

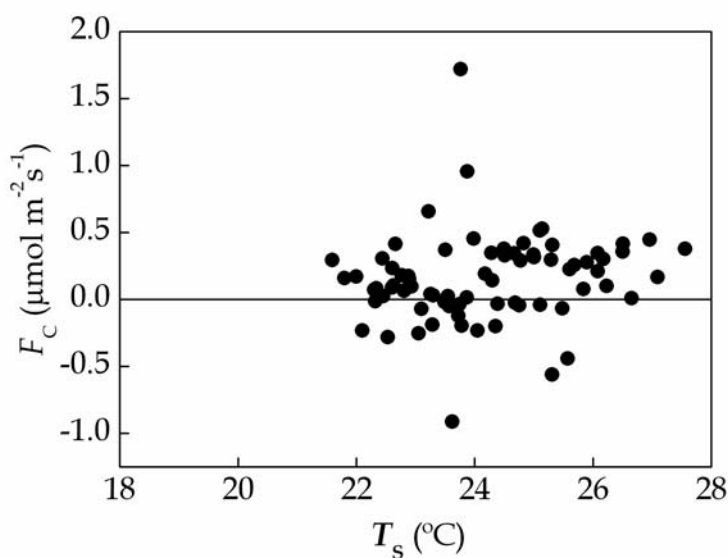


Figura 5.13. Flujo nocturno de CO₂ (F_c) frente a la temperatura de suelo (T_s) en agosto de 2004 (verano, senescencia biológica), en condiciones de turbulencia ($U > 0.2 \text{ m s}^{-1}$).

Modelización de F_c diurno en periodos de senescencia. Durante el verano y principios de otoño, la aplicación del modelo empírico hiperbólico basado en la respuesta de la fotosíntesis frente a la luz no tiene sentido ya que durante el día predominan las emisiones de F_c (figura 5.11C). Durante esta época, la vegetación está en senescencia y la fotosíntesis es muy limitada e incluso nula. Por ello, para intentar modelizar estas emisiones diurnas durante épocas de senescencia podemos suponer que dichas emisiones son consecuencia de la respiración del suelo y pueden ser modelizadas en función de la temperatura de suelo, T_s . En la figura 5.14 se aplica este modelo empírico sobre cuatro días de este periodo de senescencia. En las gráficas 5.14A y 5.14B se representa la correlación entre F_c y T_s de dos días consecutivos de inicios de agosto con rangos similares de T_s e igual SWC (9% vol.); en el caso (A) obtenemos un valor de Q_{10} de 364 ± 31 y un F_c diurno a la temperatura de referencia (25°C) de $0.05 \pm 0.03 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, mientras que en (B) el valor de Q_{10} se duplica y la respiración a la temperatura de referencia es 5 veces mayor; en ambos casos los valores de Q_{10} están fuera del rango

biológico esperado que oscila entre valores que van del 1 al 5 (Davidson y Janssens 2006).

En las gráficas 5.14C y 5.14D se representa la misma correlación para el 30 de agosto y para el 2 de septiembre del mismo año; en el caso (D) el valor de Q_{10} es de 12 ± 1 mientras que en el caso (C) dicho valor es 8 veces superior; para estos dos días el rango de temperatura es algo distinto y el valor de SWC es el mismo (9% vol.),

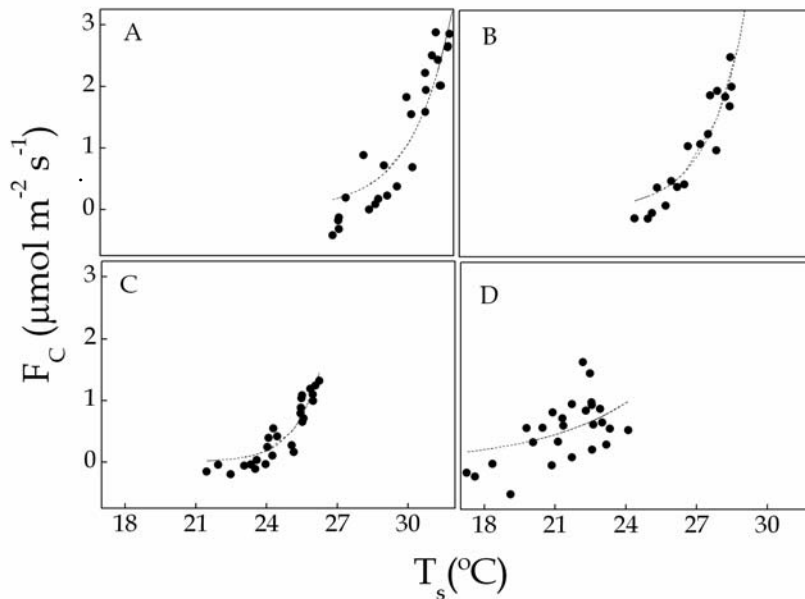


Figura 5.14. Flujo diario de CO_2 (F_c) frente a la temperatura de suelo (T_s) para distintos días durante la época de senescencia de 2005. (A) 8 de agosto, (B) 9 de agosto, (C) 31 de agosto y (D) 2 de septiembre.

Discusión. Los modelos empíricos hiperbólicos examinados en este estudio no describen correctamente el comportamiento de F_c en nuestro ecosistema a lo largo del año. Estos resultados contrastan con otros resultados obtenidos en otros ecosistemas, algunos de ellos ubicados en climas mediterráneos (Kowalski et al., 2004), donde estos modelos se han empleado con éxito. Esto puede deberse a que en ecosistemas tan complejos y vulnerables como es el caso de la Sierra de Gádor, el comportamiento de F_c sea consecuencia de la interacción de varios factores medioambientales,

predominando la importancia de uno u otro dependiendo de la época del año.

Durante la época de crecimiento, sin carencia de agua en el suelo, los modelos ecofisiológicos pueden usarse para describir el comportamiento de F_c durante el día y la noche. Sin embargo, estos modelos no son extrapolables a otras épocas del año. Durante el invierno, el hecho de que una correlación lineal entre el F_c diurno y F_p describa mejor lo que sucede que el modelo hiperbólico no es algo nuevo. Este comportamiento se debe a que durante esta época la cantidad de fotones no es la suficiente para llegar a la saturación y por tanto el modelo hiperbólico no describe de un modo apropiado lo que está sucediendo en nuestro ecosistema. El F_c nocturno durante esta época, está muy limitado por las bajas temperaturas de suelo ($<4^\circ\text{C}$) no llegando a excederse los $0.05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Durante el periodo de senescencia (verano y otoño), el color amarillo de la vegetación evidencia su incapacidad para realizar la fotosíntesis. Esta condición, al contrario que en otros ecosistemas, da lugar a emisiones de F_c que parecen no estar limitadas por la ausencia de productividad primaria (GPP) (Janssens et al., 2001). Estas emisiones de CO_2 no pueden modelizarse atendiendo a su relación con T_s ya que los valores de Q_{10} obtenidos están fuera del rango biológico y fluctúan de un día para otro, sin cambio aparente en las condiciones ambientales. Durante la noche, las emisiones decrecen considerablemente llegando incluso a tomar valores negativos. Durante épocas de sequía los flujos de CO_2 obtenidos no se correlacionan con las variables medioambientales típicas (luz y temperatura) que controlan los procesos biológicos de fotosíntesis y respiración.

Los matorrales semiáridos son ecosistemas presentes en todo el mundo y particularmente abundantes en la zona mediterránea. A pesar de esta abundancia aún no hay suficientes estudios relacionados con su potencial a la hora de secuestrar carbono y la determinación de las variables medioambientales que lo controlan (Rambal et al., 2003). Si a este hecho le sumamos la condición de suelo carbonatado, como es el caso de nuestro ecosistema ubicado en la Sierra de Gádor, estos estudios se hacen más

complejos por la posible existencia de flujos no biológicos que pueden estar controlados por otras variables medioambientales.

No obstante, es importante destacar que la pérdida de medidas de F_c es inevitable a largo plazo y se hace necesario rellenar estos huecos para proceder a la integración anual y obtener el NEE (Falge et al., 2001b). En este estudio, se ha demostrado que los modelos ecofisiológicos no lineales no pueden ser usados en este ecosistema a lo largo de todo el año. Los resultados ponen en evidencia la necesidad de investigar más a fondo este tipo de ecosistema. El fin último de estos estudios es encontrar modelos adecuados capaces de describir el comportamiento de F_c para ser capaces de predecir el balance anual y estimar la contribución de las distintas variables medioambientales al balance global de carbono.

5.5. EVIDENCIAS DE UN POSIBLE ORIGEN BIOGEOQUÍMICO DEL FLUJO DE CO₂ MEDIDO CON LA TÉCNICA EC

En este apartado, cuestionaremos la tendencia de la comunidad científica de interpretar los intercambios de CO₂ entre superficie y atmósfera únicamente desde un punto de vista puramente biológico (procesos de respiración y fotosíntesis), despreciando los procesos geoquímicos que tienen lugar en los sistemas kársticos. Para ello, analizaremos los valores de F_c , medidos con la técnica EC, de dos ecosistemas de sustrato carbonatado ubicados en el norte y sur de España respectivamente (apartado 4.1). Estos resultados son fruto de un trabajo de investigación desarrollado en paralelo con el equipo del Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN-CSIC). En el ecosistema de “La Cueva de Altamira” (norte de la península), la desgasificación de esta cueva, como consecuencia de procesos de ventilación, se corresponde con emisiones diurnas de CO₂ en superficie detectadas por el sistema EC instalado sobre la superficie de pasto (Cuezva 2008). En el caso del comportamiento del flujo de CO₂ medido en el ecosistema del “Llano de los Juanes” (sur de España), durante épocas de crecimiento, sin deficiencias de agua en el suelo, puede explicarse a través de procesos biológicos. Mientras que durante épocas de sequía, con la vegetación en senescencia, las emisiones de CO₂ no pueden explicarse en términos ecofisiológicos. Estos resultados nos sugieren que los intercambios de CO₂, en los ecosistemas kársticos, no dependen únicamente de procesos biológicos, sino que también entran en juego procesos geoquímicos y de ventilación.

Evidencias de la existencia de flujos de CO₂ de procedencia geoquímica en la cueva de Altamira. Durante todo un año (verano 2004 hasta verano 2005), el equipo del MNCN llevó a cabo un seguimiento de la concentración de CO₂ en el interior de la cueva de Altamira. En la figura 5.15A vemos cómo la concentración molar de CO₂ es prácticamente constante durante todo el verano, manteniendo una concentración próxima a la atmosférica no superior a 500 ppm. Las concentraciones durante el invierno son mucho más altas y fluctuantes que durante el verano, excediendo en algunas ocasiones los 5000 ppm. Dado que las emisiones de ²²²Rn no dependen de las condiciones en la cueva, la cantidad de este gas inerte (figura 5.15B) se usa para estimar el grado de comunicación entre la cueva y la atmósfera externa (Fernández et al., 1986). Concentraciones altas de ²²²Rn se corresponden con condiciones de aislamiento mientras que bajas concentraciones son debidos a intercambios de aire con el exterior. De este modo, si las variaciones de CO₂ y ²²²Rn responden a patrones similares (figura 5.15A y 5.15B) podemos afirmar que estas variaciones en la cantidad de CO₂ de la cueva durante el año, se deben a fenómenos de ventilación de la cueva, siendo ésta más eficiente en verano (Sanchez-Moral et al., 1999). Las fuentes generadoras de estos gases junto con las variaciones en la ventilación dan lugar a estos ciclos de variabilidad estacional. A continuación prestaremos atención al periodo de finales de agosto cuando las altas temperaturas y la sequía fuerzan un mayor intercambio entre la cueva y la atmósfera externa.

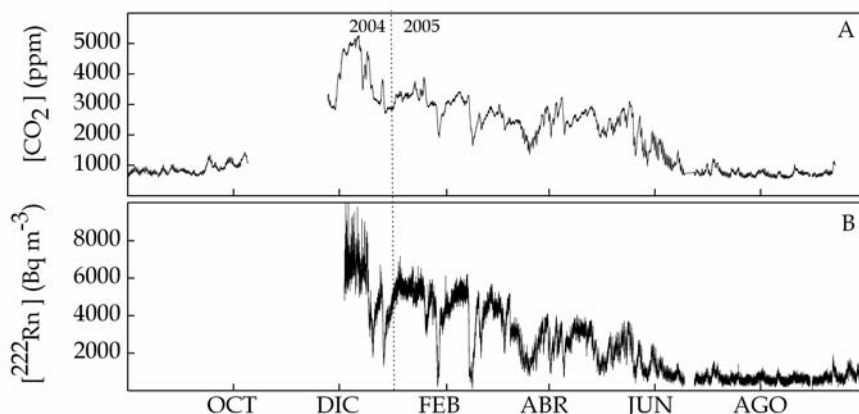


Figura 5.15. Gráfica extraída, con el permiso de su autora, de la tesis doctoral de Soledad Cuezva (Cuezva 2008). Concentraciones de CO₂ (A) y ²²²Rn (B) en el interior de la cueva de Altamira medidas desde el verano de 2004 hasta el verano de 2005. Ambos gases manifiestan altas y fluctuantes concentraciones durante el invierno y bajas y casi constantes concentraciones durante el verano.

A más pequeña escala (días) observamos cómo las variaciones en la cantidad de estos dos gases, dentro de la cueva, debido a la ventilación, responden también ciclos diarios relacionados de algún modo con los patrones de la radiación solar. Durante la primera semana de agosto de 2005, la cantidad de CO₂ en la cueva (figura 5.16A) tiene tendencia a decrecer de forma fluctuante observándose unas fluctuaciones diurnas con una magnitud de unos 100 ppm y valores máximos de concentración alcanzados durante el mediodía. Las medidas de ²²²Rn, a pesar del ruido, siguen el mismo patrón diario que el CO₂ (figura 5.16B). En esta gráfica se aprecia que la ventilación es más efectiva durante la tarde ya que las concentraciones de estos gases decrecen una vez alcanzada su concentración máxima durante el mediodía. Por el contrario, esta ventilación disminuye durante la noche, dando lugar a un aumento de concentración de estos gases en la cueva. Si tenemos en cuenta la densidad del aire y las dimensiones de la cueva (tres metros en vertical), podemos deducir que durante 12 horas se produce una reducción de unos 150 ppm de CO₂, esto nos lleva a una ventilación de la cueva del orden de 0.4 μmol m⁻²s⁻¹. Como veremos a continuación, estas cantidades no son

inconsistentes con la magnitud de las variaciones de F_c medidas sobre la cueva.

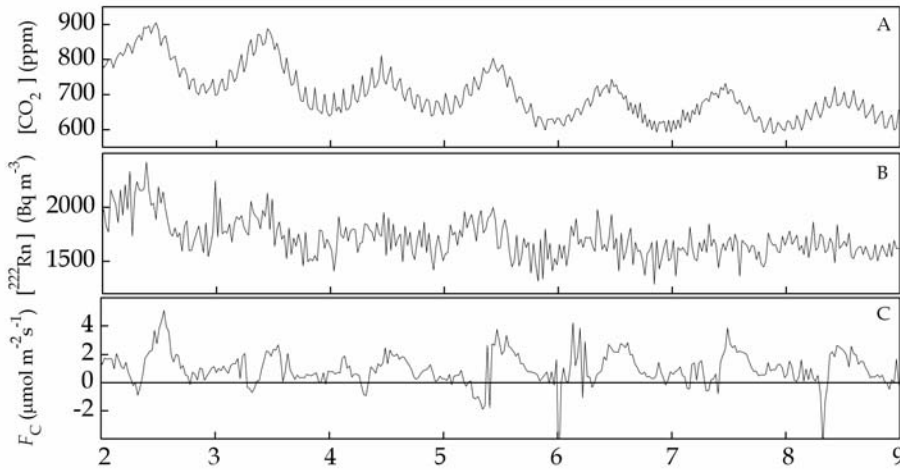


Figura 5.16 (Cuezva 2008). Serie temporal de algunas medidas llevadas a cabo en la cueva de Altamira desde la medianoche del día 2 de agosto hasta la medianoche del 9 de agosto de 2005 (UTM). En el eje de las ordenadas aparecen las siguientes variables. (A) Concentración de CO_2 en el interior de la cueva, (B) concentración de ^{222}Rn en el interior de la cueva, (C) Flujo de CO_2 (F_c) sobre el pastizal localizado sobre la cueva. Los valores más altos de F_c se producen durante el atardecer y se corresponden con los momentos de mayor ventilación de la cueva, tal y como se manifiesta por la reducción en la concentración de los gases contenidos en su interior (especialmente por el ^{222}Rn).

A pesar de la contribución de los procesos biológicos sobre el flujo turbulento de CO_2 medido sobre la cueva (F_c), podemos observar cómo el patrón de F_c avala la hipótesis de la desgasificación durante las tardes de verano. El color verdoso del pastizal localizado sobre la cueva hace pensar que esta vegetación aún tiene capacidad fotosintética incluso durante la época de sequía del verano de 2005. A pesar del ruido presente en los datos de flujo turbulento de CO_2 (gráfica 5.16C), se puede observar una tendencia diaria de F_c . Durante la mañana se aprecia una ligera asimilación de CO_2 , probablemente como consecuencia de la fotosíntesis, (valores inferiores a $-1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), a media mañana la ventilación de la cueva comienza a ser

predominante en el flujo de CO₂ y se detectan emisiones de CO₂ gas a lo largo de la tarde (2-3 μmol m⁻² s⁻¹). Los flujos durante la noche son generalmente pequeños y positivos. Esto puede deberse a la respiración de los microorganismos del suelo y las plantas, ya que durante este periodo no existe ventilación. Durante la noche la cueva y la atmósfera externa no están conectadas. Esto se deduce observando la acumulación nocturna de ²²²Rn en la cueva (figura 5.16B).

Evidencias de la existencia de flujos de CO₂ de procedencia geoquímica en el “Llano de los Juanes” (Sierra de Gádor, sur de España). Tal y como se expone en los apartados precedentes, existe una compleja variabilidad estacional en el F_c que no puede explicarse mediante modelos ecofisiológicos. Para comprobar la hipótesis expuesta, compararemos los valores de F_c obtenidos con el sistema EC durante la primavera de 2004 y el verano de 2005. En primavera de 2004, las abundantes lluvias, motivaron un importante crecimiento biológico, transformando este ecosistema de matorral en un aparente herbazal. Durante este periodo, el flujo de CO₂ responde a modelos ecofisiológicos de fotosíntesis y respiración (apartado 5.4). En verano de 2005, una prolongada sequía, redujo dramáticamente la actividad fotosintética de la vegetación y las emisiones de CO₂ no responden a patrones biológicos. Finalmente, estos resultados obtenidos con la técnica EC se corroboran usando un sistema de cámaras durante una época de sequía en octubre de 2006. Los resultados se presentarán cronológicamente empezando por la primavera de 2004.

Tras las abundantes lluvias en mayo de 2004, el matorral actuó como un sumidero biológico de CO₂ durante junio de 2004, tal y como se observa en la figura 5.17. Durante este periodo de crecimiento, los flujos diurnos eran negativos (asimilación de CO₂) y superaban con creces la respiración nocturna (flujos positivos durante la noche). Además, durante este periodo, se observa una simetría en la asimilación de CO₂ respecto al mediodía, no reduciéndose esta asimilación durante la tarde. Esto es debido a que no se produce el cierre de estomas de las hojas de las plantas tras el mediodía, como cabría esperar en condiciones de déficit hídrico. Estas condiciones son ideales para la aplicación de modelos ecofisiológicos como podemos ver en el apartado precedente (figuras 5.11A y 5.12).

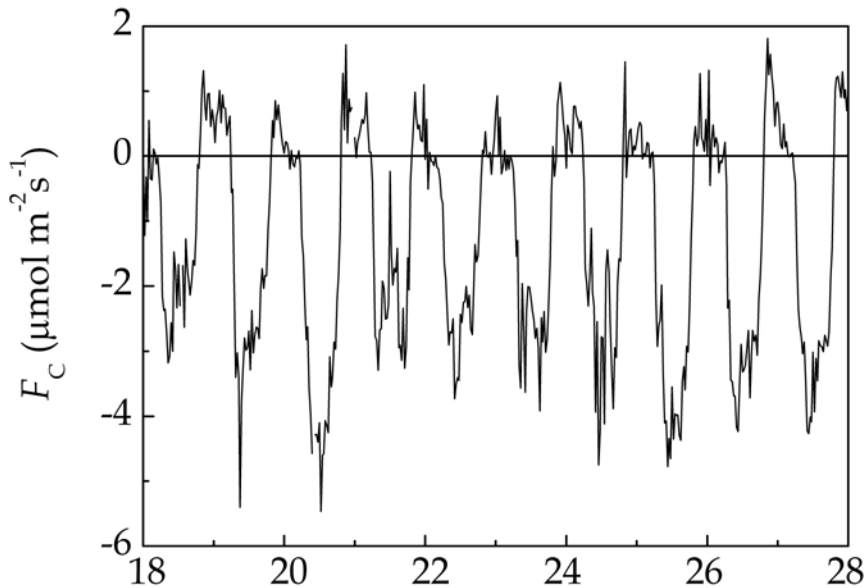


Figura 5.17. Flujo de CO₂ medido en un matorral de la Sierra de Gádor con la técnica eddy covariance durante los días de 18 a 28 de junio de 2004 (en UTM). Valores de flujo diurno (negativos) de unos 3-4 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y valores nocturnos (positivos) en torno a $1\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ son típicos durante el periodo de crecimiento.

Si ahora centramos nuestra atención sobre el largo periodo de sequía de verano y principios de otoño de 2005, observamos cómo el comportamiento de F_c no se ajusta a los modelos ecofisiológicos (apartado 5.4). La ausencia de lluvias desde abril hasta julio de 2005 y el predominio de altas temperaturas y días soleados, parecen condicionar los intercambios de carbono durante esta época. En la figura 5.18A se presentan medidas de F_c de diez días de agosto de 2005. La forma de F_c en esta gráfica es claramente opuesta a la de junio de 2004. Sin embargo, es representativa de todo el periodo de sequía desde julio hasta octubre de 2005. Para estos meses observamos una liberación de CO₂ a la atmósfera con forma simétrica y con su máximo próximo al mediodía; durante la noche los flujos son próximos a cero. En el apartado 5.4 hemos demostrado que este patrón de flujo no puede modelizarse mediante modelos ecofisiológicos.

A continuación se expone una evidencia más del no ajuste de los modelos ecofisiológicos durante este periodo. Si suponemos que las emisiones diurnas de CO_2 son consecuencia de la respiración, vemos cómo la variabilidad de la temperatura es insuficiente para poder explicar las grandes variaciones de F_c . Para mostrar esto de una forma más clara, representamos la temperatura del aire en la gráfica 5.18B. Durante la tarde del día 10 de agosto, por ejemplo, las emisiones de CO_2 son cuatro veces superiores a las del día siguiente. Para explicar estas variaciones en la respiración, usando un modelo exponencial de temperatura, asumiendo un valor típico de Q_{10} de 1 a 5 (Davidson y Janssens 2006), sería necesaria una diferencia de temperatura entre los dos días superior a 10°C . Sin embargo, las temperaturas durante la tarde difieren en unos pocos grados entre los dos días. De igual modo, con un promedio de rango nocturno de temperatura en torno a 18°C , los modelos exponenciales fallan a la hora de explicar los valores nocturnos de F_c próximos a cero; este es el caso de noches con viento (10 y 11 de agosto) en los que existe suficiente turbulencia como para que las medidas de F_c con la técnica EC sean fiables. De igual modo, las diferencias en el contenido de agua en el suelo (Figura 5.18C) entre los días, son insuficientes para explicar la variabilidad en F_c como consecuencia de limitaciones en la respiración por insuficiencias hídricas. Esto sugiere que el comportamiento de F_c durante épocas de sequía parece no estar gobernado por variables tales como el agua, la luz o la temperatura que dominan el comportamiento biológico.

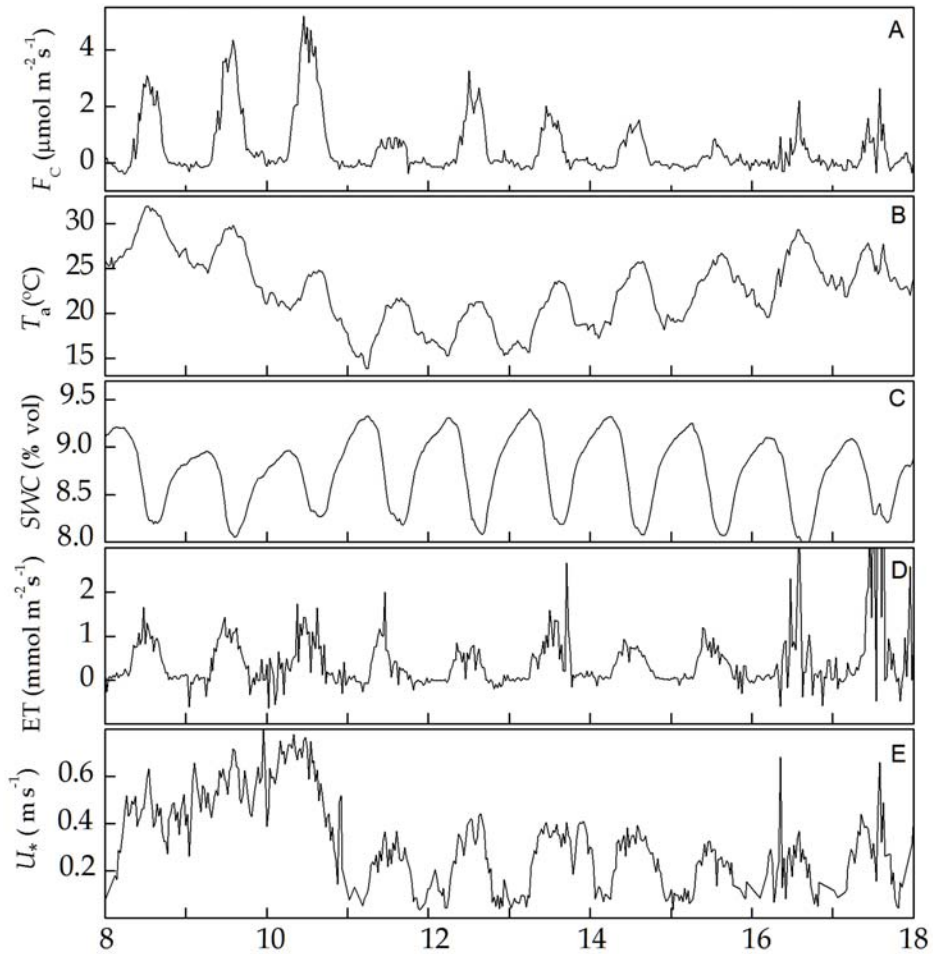


Figura 5.18. Serie temporal de algunas de las medidas llevadas a cabo en el matorral de la sierra de Gádor durante el periodo de sequía que va desde la medianoche del día 8 hasta la medianoche del 18 de agosto (UTM). En el eje de las ordenadas aparecen las siguientes variables: (A) Flujo de CO_2 (F_C) que toma valores positivos (liberación de CO_2 a la atmósfera) durante el día alcanzando valores en torno a $1\text{-}3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y valores en torno a cero durante la noche. (B) Temperatura del aire (T_a) que decrece durante los tres primeros días para posteriormente seguir más o menos el mismo patrón diario durante una semana. (C) Contenido de agua en el suelo (SWC) que experimenta oscilaciones entre el día y la noche. (D) Evapotranspiración (ET) que se produce fundamentalmente durante el día. (E) Velocidad de fricción (u^*) con altos valores durante los tres primeros días.

A continuación veremos que las emisiones de CO₂ durante esta época siguen unos patrones en función de otras variables no relacionadas con el comportamiento biológico. En las figuras 5.18D y 5.18E se representan la evapotranspiración (ET) y la velocidad de fricción (U_*) respectivamente. Se observa cómo estas dos variables parecen guardar relación con el comportamiento de F_c durante periodos de sequía. Aclaramos que, a pesar de la existencia de otras variables (radiación solar, radiación fotosintéticamente activa,...) que siguen el mismo patrón diario que F_c , hemos seleccionado ET por motivos que explicaremos más adelante en la discusión. Para un día concreto los flujos de CO₂ y vapor de agua siguen el mismo patrón diario. Durante la noche ambos flujos toman valores próximos a cero y durante el día responden a las variaciones en la radiación solar. De igual modo, podemos ver una relación entre la velocidad de viento y la magnitud del flujo de CO₂ diurno. En la figura 5.19 vemos que los flujos de CO₂ son más altos cuanto mayor es la velocidad de fricción (U_*). Este parámetro está íntimamente relacionado con la turbulencia y la velocidad de viento y parece favorecer la salida del aire del suelo cargado de CO₂.

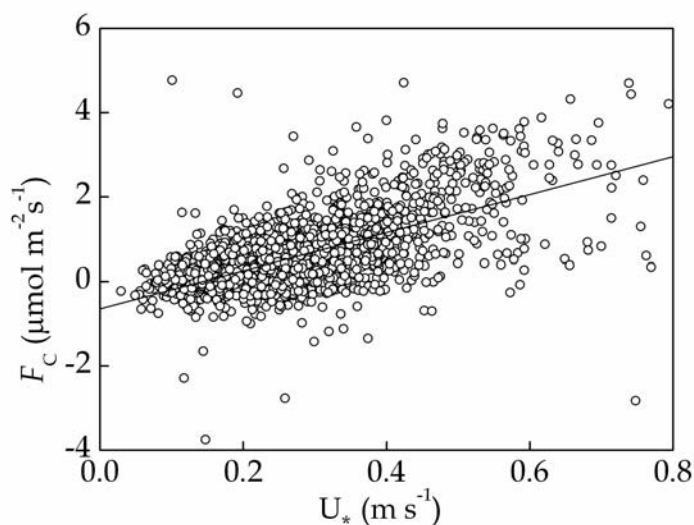


Figura 5.19. Correlación entre el flujo diario de CO₂ (F_c) y de velocidad de fricción (U_*) durante el periodo de sequía de 2005 (julio, agosto, septiembre y octubre). La pendiente de la recta es 4.5 ± 0.1 y el corte con el eje de las ordenadas es $-0.64 \pm 0.04 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$; el valor de R^2 es de 0.36.

Esta dependencia de las emisiones diurnas con el viento se ha observado también empleando otras técnicas. En la figura 5.20 comparamos los valores de F_c cada media hora obtenidos mediante la técnica EC con los valores de F_c de suelo medidos con un sistema de cámaras (apartado 3.2) durante una campaña en octubre de 2006 (figura 5.20A), con altos valores de velocidad de viento (figura 5.20B).

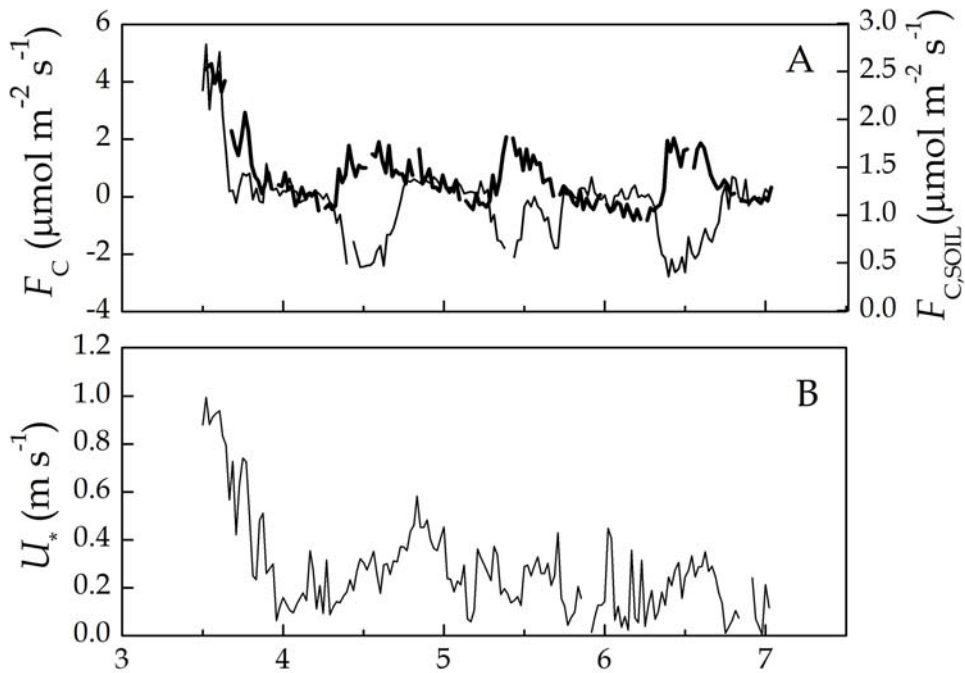


Figura 5.20. Medidas de flujo de CO_2 (A) y de velocidad de fricción (B) para el “Llano de los Juanes” (Sierra de Gádor) para los días de 3 a 8 de octubre de 2006. En la figura A se presentan los flujos turbulentos de CO_2 a escala de ecosistema a la izquierda (línea delgada) y los valores de flujo de CO_2 del suelo medidos con un sistema de cámaras a la derecha (línea gruesa).

Durante esta época, en la que los procesos biológicos (respiración y fotosíntesis) aún continúan, se detectan emisiones diurnas de CO_2 durante días con mucho viento. Las distintas magnitudes de F_c medidas con la técnica EC y con el sistema de cámaras tienen fácil explicación: las medidas EC son tomadas a escala de ecosistema, mientras que la cámara mide el F_c puntual sobre un collar instalado en el suelo. A pesar de estas diferencias, podemos observar una misma tendencia: las emisiones de CO_2 aumentan considerablemente la tarde del 3 de octubre al aumentar también el viento.

Para condiciones de viento normal o bajo, la apariencia de F_c parece corresponderse a un comportamiento puramente ecofisiológico. Si nos centramos en los flujos turbulentos de CO_2 durante el día, observamos un predominio de asimilación de CO_2 atmosférico por fotosíntesis (F_c negativo) a nivel de ecosistema. Si ahora nos fijamos en el F_c del suelo observamos emisiones superiores de CO_2 durante el día que disminuyen durante la noche, esta disminución podría deberse a una reducción en la respiración provocada por el descenso de la temperatura durante la noche. Esta dependencia de la respiración con la temperatura se manifiesta también en el modelo exponencial que se usa para explicar el comportamiento de la respiración (ecuación 4.47).

Discusión. La técnica EC se usa para la evaluación de los flujos entre superficie y atmósfera a escala de ecosistema, pero es incapaz de identificar los procesos responsables de dicho intercambio. El flujo neto de CO_2 se interpreta generalmente como el “intercambio neto a nivel de ecosistema” (NEE) en el que entran en juego únicamente los flujos de CO_2 de origen biológico (fotosíntesis y respiración). Además de estos procesos biológicos, debemos destacar que en los sistemas kársticos, tienen lugar procesos de almacenamiento y ventilación del CO_2 dentro del suelo. Este fenómeno da lugar a una posible fuente abiótica de CO_2 . Los resultados presentados anteriormente muestran la necesidad de tener en cuenta, en los ecosistemas de sustrato carbonatado, este posible origen abiótico de CO_2 a la hora de modelizar y dar explicación a los flujos turbulentos de CO_2 obtenidos con la técnica EC.

Como fruto de un trabajo de investigación desarrollado en paralelo con el Dr. Sergio Sánchez-Moral y la doctoranda Soledad Cuezva (Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid) se ha realizado medidas independientes en dos ecosistemas. En ambos ecosistemas, ubicados al norte y sur de la península ibérica, se evidencia la existencia de una fuente de CO_2 en el subsuelo distinta a los fenómenos de respiración. En el caso de Altamira, las medidas llevadas a cabo dentro y fuera de la cueva corroboran la hipótesis de la existencia de una fuente de CO_2 de origen abiótico. Fuera de la cueva se detectan con la técnica EC emisiones de CO_2 durante el verano. Estas emisiones, se corresponden en el tiempo con una desgasificación que tiene

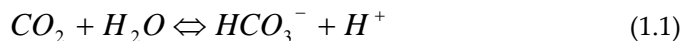
lugar en el interior de la cueva a finales de junio y que se mantiene hasta otoño. Existen evidencias que hacen suponer que la fuente de CO₂ contenida en la cueva no es consecuencia de procesos de respiración. Las colonias de bacterias dentro de la cueva están poco extendidas y presentan reducida biomasa. Éstas se ubican principalmente próximas a la entrada de la cueva, siendo por tanto incapaces de responsabilizarlas de dichas emisiones. Es más, recientes estudios demuestran que estas bacterias heterotróficas, así como otras bacterias oligotróficas subterráneas son fundamentalmente consumidoras de CO₂ (Sanchez-Moral et al., 2003).

En el ecosistema del sur de la península (Sierra de Gádor) se han detectado emisiones diurnas de CO₂ en periodos de sequía y senescencia biológica, empleando la técnica EC. Estas emisiones no se ajustan a modelos exponenciales de respiración basados en la variable Q₁₀ (apartado 5.4). Dichas emisiones de CO₂, son consistentes con otras investigaciones desarrolladas en otro ecosistema de suelo carbonatado en Arizona, empleando una técnica similar (Emmerich 2003). El autor de este estudio también buscó una explicación geoquímica para estas emisiones pero no interpretó los resultados como consecuencia de procesos de ventilación de los macroporos del subsuelo. Centrándonos en la Sierra de Gádor, la presencia de numerosas dolinas en las proximidades de la torre (Li et al., 2007) y la existencia de una cueva en las proximidades, sugieren la existencia de cavidades subterráneas en el ecosistema. Es más, la correlación de F_c con la evapotranspiración y la velocidad de fricción (figuras 5.18 y 5.19) son una evidencia más del posible origen no biológico de estas emisiones (no respiración).

La procedencia de ese CO₂ almacenado en los macroporos y cuevas del subsuelo aún está por determinar. La respiración del suelo puede ser el mecanismo responsable de esos incrementos de CO₂ en profundidad, atravesando la gruesa capa de roca que separa el suelo y las cavidades mediante difusión o dilución en agua discurriendo por grietas. Además el CO₂ almacenado en el subsuelo interviene en los procesos geoquímicos de disolución de la roca carbonatada siendo responsable de la formación de estas cavidades. El agua de lluvia penetra en el suelo con alto contenido en CO₂ procedente de la respiración, dando lugar a una disolución del CO₂ (CO₂, HCO₃⁻, y CO₃²⁻); este carbono disuelto percola por el sistema kárstico hasta

llegar a cavidades como la cueva de Altamira, donde las concentraciones locales de CO₂ determinarán si este proceso se revierte, dando lugar a la precipitación de carbonatos y al enriquecimiento de la cueva en CO₂ (ecuaciones 1.1 y 1.2 explicadas en la pg. 14). En ausencia de ventilación, estas concentraciones de CO₂ permanecen altas durante todo el invierno. Durante el periodo de lluvias las cavidades del subsuelo del sistema kárstico, actúan como un potente sumidero almacenando gran parte del CO₂ procedente de la respiración.

Durante las tardes de verano, los macroporos se ventilan y se libera el CO₂ almacenado a la atmósfera. Cuando la concentración de CO₂ decae lo suficiente como para romper el equilibrio de las ecuaciones 1.1 y 1.2 (explicadas en la pg. 14), éstas se desplazan a la izquierda y la fase acuosa pasa a convertirse en una fuente de CO₂.



De igual modo, la evapotranspiración (*ET*) (pérdida de agua en el suelo e incremento de las concentraciones de bicarbonato) pueden igualmente desplazar las ecuaciones a la izquierda y convertir al sistema kárstico en una importante fuente de CO₂ (emisiones superiores a 4 μmol m⁻² s⁻¹). Este hecho explica en parte la correlación existente entre *F_c* y *ET* en la Sierra de Gádor (Figura 5.18). Debido a que estas ecuaciones geoquímicas están unidas a los ciclos de vapor de agua y CO₂, es poco probable que estas ecuaciones permanezcan en equilibrio un largo periodo, dando lugar a que estas reacciones sean importantes durante todo el año.

Dado que el comportamiento de *F_c* en la Sierra de Gádor, durante junio de 2004 tiene un claro comportamiento biológico podríamos concluir que es válido desprestigiar los procesos geoquímicos que tienen lugar en un sistema kárstico durante este periodo. Los resultados obtenidos co

están muy limitados. No obstante, existiría la posibilidad de que el agua del suelo discurra por las grietas y disuelva los carbonatos consumiendo el CO_2 contenido en el agua y actuando como sumidero; introduciendo un error en la partición del F_c medido en fotosíntesis y respiración. Al contrario que la estación seca, en la que las emisiones de CO_2 están relacionadas con la ET y siguen un ciclo diario, el consumo de CO_2 durante la estación de crecimiento biológico probablemente no se caracterice por variaciones diarias haciendo muy complicada la inclusión de este proceso dentro de los modelos ecofisiológicos.

La explicación de la relación existente entre F_c y la velocidad del viento en los procesos de ventilación se expone a continuación. Físicamente, la ventilación de las cavidades profundas que contienen un reservorio de CO_2 disuelto en agua y en el aire, necesita que los poros del suelo estén abiertos. De este modo, fuertes vientos facilitarían el movimiento del aire contenido en los mismos. Por el contrario, la ET se produce predominantemente en las capas más someras del suelo no siendo necesaria la acción del viento para que se produzca este fenómeno. La diferencia de magnitudes entre ambos flujos (ET ($\text{mmol m}^{-2}\text{s}^{-1}$) y F_c ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)) hace imposible una interpretación de las ecuaciones desde un punto de vista estequiométrico. La ausencia de ventilación durante la noche puede deberse a la re-humidificación del suelo, fenómeno poco conocido pero evidente a la vista de la Figura 5.18C y que sucede durante la noches de verano en ecosistemas del Mediterráneo (Kosmas et al., 2001). Esta re-humidificación sería capaz de impedir la ventilación cerrando los poros del suelo al paso del aire. En cualquier caso, dada la novedad y complejidad de estos fenómenos (ventilación, re-humidificación) es necesaria una investigación más exhaustiva sobre el funcionamiento de estas cavidades kársticas y los procesos de intercambio con la atmósfera externa.

En este contexto, la aplicación de la técnica EC sobre sustratos carbonatados debe tener en cuenta estos fenómenos de ventilación y flujos geoquímicos a la hora de llevar a cabo una integración del balance de carbono a escala global. Cada año, 200 Mt de carbono procedentes de la meteorización de las rocas carbonatadas existentes en los continentes se acumulan en los océanos (Ludwig et al., 1998). Nuestros resultados muestran el efecto

contrario, la precipitación de CaCO_3 y la consecuente liberación de CO_2 a la atmósfera, se convierte en un proceso dominante durante épocas de sequía. La importancia de estos flujos geoquímicos desde un punto de vista cuantitativo aún es desconocida.

5.6. APLICACIÓN DE LA TÉCNICA DE ISÓTOPOS ESTABLES PARA DETECTAR LA PROCEDENCIA DE LOS FLUJOS DE CO₂ MEDIDOS CON LA TÉCNICA EC

La huella isotópica del CO₂ presente en el ambiente será consecuencia de los distintos procesos de discriminación isotópica actuantes (fraccionamiento isotópico), entre ellos destacamos la fotosíntesis, la respiración y las reacciones químicas (apartado 3.1). En este apartado se aplica la técnica de isótopos estables junto con las medidas micrometeorológicas de flujo de CO₂ para determinar la procedencia del CO₂ cuantificado por la técnica *eddy covariance*. Además, se estudia el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la vegetación presente en la Sierra de Gádor para conocer así un valor aproximado de la huella isotópica del CO₂ de la respiración. De igual modo analizamos la huella isotópica de los carbonatos contenidos en la roca madre de la Sierra de Gádor. En este contexto, observamos que la huella isotópica del CO₂ cuantificado por nuestra torre EC es muy próxima a la de la atmósfera (-8‰). Durante la noche, en épocas de crecimiento biológico, esta huella tiende a ser algo más negativa, posiblemente por la influencia de la respiración. En épocas de senescencia no se detecta variación en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ entre el día y la noche. Finalmente, con el diagrama de Keeling, estimaremos la huella isotópica de los procesos que actúan como fuente de CO₂ en nuestro ecosistema y veremos cómo este valor de $\delta^{13}\text{C}$ varía según nos encontramos en periodo de crecimiento biológico o de senescencia.

Huella isotópica del CO₂ medido con la técnica micrometeorológica EC. En la gráfica 5.21A se representa los valores de F_c y de $\delta^{13}C$ para un día de junio de 2005. Desde el punto de vista fenológico se trata de una época de crecimiento biológico (primavera), en la que la vegetación manifiesta una alta actividad fotosintética, la temperatura promedio del aire (T_a) es 18°C, el déficit de vapor hídrico (VPD) es de 14 hPa, el contenido de agua en el suelo (SWC) es de 10% vol. y la radiación fotosintéticamente activa, expresada en términos de densidad de flujo de fotones promedio (F_p) durante el día, es 1000 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Si prestamos atención a los valores de F_c , observamos que durante la noche nuestro ecosistema actúa como fuente (valores positivos), emitiendo aproximadamente 0.5 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ de CO₂ a la atmósfera; durante el día, el ecosistema actúa como sumidero (valores negativos), con un flujo aproximado de -1 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ de CO₂. Los valores de $\delta^{13}C$ del CO₂ atmosférico tienden a ser menos negativos durante el día ($\delta^{13}C$ (noche) < -11‰ y $\delta^{13}C$ (día) > -10‰), pudiendo ser indicativo de un proceso de discriminación por parte de la fotosíntesis (enriquecimiento de la atmósfera en ¹³C).

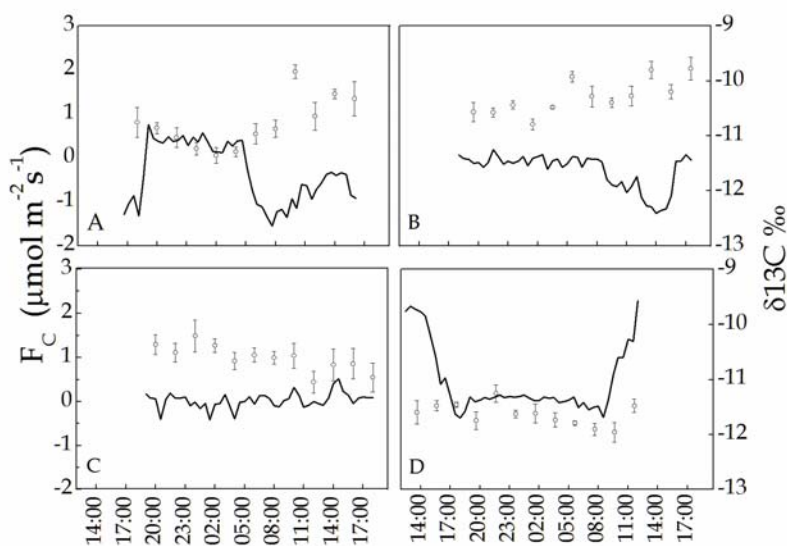


Figura 5.21. Flujo de CO₂ (F_c) medido con la técnica micrometeorológica EC (línea continua) durante 24 horas y huella isotópica del CO₂ del aire ($\delta^{13}C$) a 0.5 metros de distancia del suelo (círculos). Las medidas de F_c y de $\delta^{13}C$ se obtienen cada media hora, pero en el caso de la huella isotópica se representa el promedio cada cuatro horas (círculo) y su desviación (barra). La gráfica A corresponde al día 3-4 de junio de 2005 (primavera); la gráfica B corresponde al día 27-28 de noviembre de 2004 (otoño); la gráfica C corresponde al día 25-26 de febrero de 2005 (invierno) y la gráfica D corresponde al día 28-29 de agosto de 2006 (verano).

La figura 5.21B se corresponde con un día de otoño de 2004, el valor promedio de T_a es 8°C , el VPD durante el día es de 3 hPa, el SWC es de 15% vol. y F_p es de $630 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$, durante esta época algunas de las especies no se han recuperado de la sequía del verano y permanecen aún en senescencia (color amarillo). Los valores de F_c nocturnos son próximos a cero. Durante el día, el ecosistema actúa como sumidero (valores negativos), con un flujo promedio aproximado de $-0.7 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ de CO_2 . El valor de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 atmosférico es prácticamente -11‰ durante la noche y -10‰ durante el día.

La figura 5.21C se corresponde con un día de invierno de 2005, el valor promedio de T_a es 0.5°C , el VPD durante el día es de 1 hPa, el SWC es de 28% vol. y F_p es de $680 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$, durante esta época la vegetación está en senescencia como consecuencia de la gran sequía padecida durante el verano de 2005 (casi 3 meses de ausencia de precipitación en verano). Los valores de F_c son próximos a cero y el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 atmosférico es aproximadamente -10.5‰ durante todo el día.

La figura 5.21D se corresponde con un día de verano de 2006, el valor promedio de T_a es 23°C , el VPD durante el día es de 22 hPa, el SWC es de 9% vol. y F_p es de $1100 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$, durante esta época la vegetación está en senescencia (color amarillo de la vegetación). Los valores de F_c son próximos a cero durante la noche, durante el día se observan emisiones de CO_2 que llegan a alcanzar los $2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 atmosférico es aproximadamente -11.5‰ durante todo el día.

Huella isotópica de la vegetación y la roca de la Sierra de Gádor.

Los análisis mineralógicos y químicos mostrados en la tabla 5.4 y 5.5 respectivamente muestran que la roca madre sobre la que se asienta este ecosistema kárstico está fundamentalmente formada por mineral de calcita, abundando el óxido de calcio en su composición química. La muestra G-1 tiene menos de un 5% de dolomita e indicios de cuarzo, las muestras G-2 y G-3 muestran indicios de cuarzo y dolomita (apartado 3.1).

MUESTRA	MICROSCOPIA	DRX
G-1	100% calcita	95% calcita <5% dolomita indicios de cuarzo
G-2	100% calcita	99% calcita indicios de cuarzo indicios de dolomita
G-3	100% calcita	99% calcita indicios de cuarzo indicios de dolomita

Tabla 5.4. Composición mineralógica por MICROSCOPIA y por difracción de rayos X (DRX) de tres muestras de roca (G-1, G-2 y G-3) tomadas en la Sierra de Gádor.

ELEMENTO	G-1	G-2	G-3
SiO ₂	1.199	0.803	1.133
Al ₂ O ₃	0.52	0.211	0.571
Fe ₂ O ₃ (total)	0.32	0.211	0.612
MnO	-	-	0
MgO	1.509	1.225	1.163
CaO	52.382	53.318	52.499
Na ₂ O	0.43	0.432	0.602
K ₂ O	0.16	0.03	0.17
TiO ₂	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.08
P.C.	43.39	43.68	43.16

Tabla 5.5. Composición química en porcentaje realizada por espectrometría de Fluorescencia de rayos X (FRX) de tres muestras de roca (G-1, G-2 y G-3) tomadas en la Sierra de Gádor.

MUESTRA	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
G-1	1.41
G-2	1.64
G-3	0.07
G-EST (O)	-8.93
G-EST (T)	-6.51

Tabla 5.6. Huella isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de tres muestras de roca (G-1, G-2 y G-3) y dos estalactitas tomadas de un cueva próxima al ecosistema estudiado en la Sierra de Gádor. La estalactita denotada G-EST (O) fue tomada de una colada estalagmática parietal (tipo órgano); La estalactita G-EST (T) se muestreó directamente del techo.

La huella isotópica de las muestras de roca, analizadas previamente desde un punto de vista mineralógico y químico, presenta un valor típico (Flanagan et al., 2005) de $\delta^{13}\text{C}$ comprendido entre 0‰ y 2‰ (Tabla 5.6). En el caso de las estalactitas, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos que aparecen en la tabla indican la presencia de átomos de carbono de origen biológico en dicha precipitación de carbonatos. Esta inclusión biológica en la composición de los carbonatos precipitados es mayor en las formaciones más antiguas (estalactita del órgano, G-EST (O)) que en las más recientes (estalactita activa, aún en formación, extraída del techo de la cueva (G-EST (T))).

Especie	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) Por individuo	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) Promedio
<i>Festuca scariosa</i>	-26.20	-26.22 ± 0.01
	-26.23	
	-26.22	
<i>Genista cinerea</i>	-27.86	-27.83 ± 0.02
	-27.80	
	-27.83	
<i>Genista pumila</i>	-27.20	-27.23 ± 0.03
	-27.22	
	-27.27	
<i>Hormatophilla spinosa</i>	-26.98	-26.96 ± 0.02
	-26.94	
	-26.95	
<i>Thymus serpyllodes</i>	-29.12	-29.13 ± 0.04
	-29.19	
	-29.09	
<i>Lavandula lanata</i>	-28.39	-28.43 ± 0.03
	-28.43	
	-28.46	
Sin identificar	-25.96	-25.95 ± 0.01
	-25.94	
	-25.94	

Tabla 5.7. Huella isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de tres muestras de cada una de las especies predominantes en “El Llano de los Juanes” (Sierra de Gádor, Almería) y valor promedio de cada una de las especies.

Con respecto a la huella isotópica de la biomasa vegetal presente en la Sierra de Gádor los valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilan entre -26‰ y -29‰ (Tabla 5.7) y se encuentran dentro del rango normal de las plantas C3 (Ehleringer y Cerling 2002). Si consideramos que la respiración de las plantas (hojas, tallo y raíces) no es un proceso que implique discriminación, podemos deducir que la razón isotópica del CO_2 procedente de este tipo de respiración será muy parecida al $\delta^{13}\text{C}$ de esta biomasa, teniendo en cuenta el fraccionamiento isotópico sufrido por difusión ($\varepsilon = 4.4\text{‰}$) (Yakir y Sternberg 2000).

Huella isotópica y medidas de concentración de CO_2 (diagrama de Keeling). En la figura 5.22 se representa el diagrama de Keeling para distintas épocas del año. Como ya se ha comentado anteriormente, este diagrama nos proporciona un método experimental para determinar el valor promedio de la huella isotópica del conjunto de fuentes de CO_2 del ecosistema (apartado 3.1.2). Este método asume que la única fuente existente es la respiración y que la transferencia isotópica entre la respiración y la atmósfera presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre la huella isotópica atmosférica y la respiración del ecosistema. De este modo, el punto de intersección de la regresión lineal entre la variable independiente ($1/\text{CO}_2$) y la variable dependiente ($\delta^{13}\text{C}$) nos dará la huella isotópica de la respiración del ecosistema (Yakir y Sternberg 2000).

Durante la primavera de 2007 (gráficas 5.22A) el diagrama de Keeling estima que la huella isotópica promedio de las fuentes de CO_2 de nuestro ecosistema es de aproximadamente -23‰ . Este valor de $\delta^{13}\text{C}$ es un valor típico de la respiración presente en otros ecosistemas (Hemming et al., 2005). Durante esta época de crecimiento biológico, el flujo de CO_2 diurno (asimilación por fotosíntesis, signo negativo) oscila entre los $-2 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ y los $-4 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$, la temperatura diurna oscila entre los 10 y 20 °C y el contenido de agua en el suelo supera el 20% vol. En verano de 2007 (gráfica 5.22B), la huella isotópica promedio de las fuentes de CO_2 de nuestro ecosistema toma un valor de $\delta^{13}\text{C}$ igual a -19.4‰ . Durante el día en el que se tomaron estas muestras, el flujo promedio diurno de CO_2 era de $1 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ (emisión), la temperatura era de 25 °C y el contenido de agua en el suelo era de 13% vol. Desde un punto de vista fenológico, una parte de la vegetación se encontraba en senescencia.

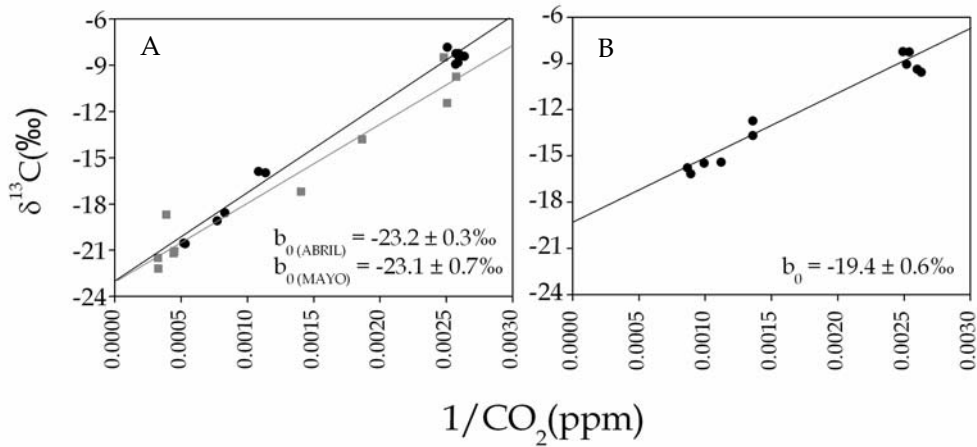


Figura 5.22. Diagrama de Keeling realizado para dos épocas del año 2007: (A) primavera (14 abril (círculos y línea negra) y 17 mayo (cuadrado y línea gris) y (B) verano (8 julio). El valor b_0 indica el punto de corte con el eje de las ordenadas. En el eje de las abcisas se representa el inverso de la concentración de CO_2 en ppm y en las ordenadas la huella isotópica en ‰ ($\delta^{13}\text{C}$). Los puntos de la gráfica son muestras de aire tomadas a 50 cm sobre la superficie, a 14, 19.5 y 31.5 cm de profundidad de suelo y en el interior de una cueva próxima al ecosistema de estudio. Las muestras fueron tomadas desde las 10:00 a las 15:00 (UTC).

Discusión. La huella isotópica $\delta^{13}\text{C}$ de los diferentes compuestos del ciclo global del carbono se pueden usar para discriminar los diferentes procesos que intervienen. Cada componente del ciclo del carbono tendrá un valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ y cada flujo de salida o entrada de los distintos componentes del ciclo tendrá un fraccionamiento isotópico (ϵ). Así por ejemplo, el valor aproximado de $\delta^{13}\text{C}$ para el CO_2 atmosférico es de -8‰ , para el carbono contenido en las plantas de tipo C3 es aproximadamente -25‰ y para el carbono contenido en rocas carbonatadas es de 1‰ . Entre los distintos procesos o flujos que intervienen en el ciclo global del carbono destacamos la fotosíntesis, con un fraccionamiento de -17‰ y la captación del CO_2 atmosférico por el agua ($\epsilon = -1\text{‰}$). De este modo, conociendo los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los distintos componentes del balance en la Sierra de Gádor y el fraccionamiento de cada uno de los procesos podremos estimar la procedencia del flujo de CO_2 medido con nuestra torre EC.

Según los análisis isotópicos llevados cabo en los laboratorios de Zürich y Salamanca (apartado 4.2.2) el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono contenido en la vegetación de Gádor oscila entre -26‰ y -29‰ (Tabla 5.7) y se encuentran dentro del rango normal de las plantas C3 (Ehleringer y Cerling 2002); la huella isotópica del carbono de la roca presente en la sierra está comprendida entre 0‰ y 2‰ (Tabla 5.6).

En periodos de crecimiento (gráfica 5.21A y 5.21B), el F_c cuantificado por nuestra torre presenta una huella isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) próxima a la atmosférica (-8‰). Durante las noches de primavera (gráfica 5.21A), el F_c toma valores positivos indicando la existencia de un flujo de CO_2 hacia la atmósfera. Este F_c positivo es consecuencia de la respiración que, al no sufrir fraccionamiento isotópico, tiene valores de $\delta^{13}\text{C}$ similares a los de la biomasa ($\delta^{13}\text{C}$ de biomasa vegetal comprendida entre -26‰ y -29‰); este CO_2 de la respiración con $\delta^{13}\text{C}$ más negativo, parece mezclarse con el $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 atmosférico (-8‰) y hace que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del F_c medido por el sistema EC sean inferiores a -11‰ . Las noches frías de otoño (gráfica 5.21B) limitan la respiración y los valores de F_c son muy próximos a cero, la huella isotópica toma valores próximos a -11‰ . Durante el día, el F_c toma valores negativos debido a la fotosíntesis, favoreciendo un flujo de CO_2 de procedencia atmosférica hacia la superficie (valores negativos), haciendo que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del F_c medido por el sistema EC tome valores menos negativos que durante la noche.

En periodos de senescencia biológica (gráfica 5.21C y 5.21D) no se detecta variación de $\delta^{13}\text{C}$ entre el día y la noche, $\delta^{13}\text{C}$ toma valores próximos a -10.5‰ en invierno y -11.5‰ en verano. En la senescencia invernal, F_c toma valores próximos a cero, esto puede deberse a que las bajas temperaturas limitan la respiración y los procesos de ventilación de los macroporos del sistema kársticos no se producen durante esta época (apartado 5.5); el F_c neto detectado por nuestro ecosistema está próximo a cero y la huella isotópica de CO_2 toma valores próximos a -10.5‰ durante todo el día, nótese que esta huella isotópica es muy parecida a la detectada en las noches frías de otoño con F_c próximos a cero. Durante la senescencia en verano, con ausencia de agua en el suelo (<10.5 vol.) y altas temperaturas ($>20^\circ\text{C}$) los procesos de ventilación de los macroporos del sistema kárstico son efectivos durante el

día, observándose unas emisiones diurnas de $2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, sin embargo, estas emisiones diurnas no van acompañadas de valores de $\delta^{13}\text{C}$ distintos a la noche (ausencia de emisiones). Los motivos de esta no discriminación isotópica de los procesos de emisión son desconocidos, al igual que se desconoce el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 ventilado. No obstante se puede deducir que en estos procesos geoquímicos los átomos de carbono que entran en juego son los del CO_2 de la respiración ($\delta^{13}\text{C} \approx -26\text{‰}$) que acidifican el medio acuoso para diluir los carbonatos ($\delta^{13}\text{C} \approx 1\text{‰}$); el proceso contrario (precipitación de los carbonatos) liberará CO_2 con una huella isotópica promedio que desconocemos, pero que será, en todo caso, menos negativa que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la respiración. Este hecho no se aprecia en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos durante esta campaña isotópica.

Empleando el diagrama de Keeling obtenemos un valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ de las fuentes de CO_2 existentes en nuestro ecosistema que varía dependiendo de la estación del año. En periodos de crecimiento biológico (gráfica 5.22A) (asimilación de CO_2 durante el día y emisión durante la noche) el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ de esta fuente, es de -23‰ y es típico de la respiración del ecosistema (respiración de las hojas, tallo, raíces y microorganismos del suelo) (Hemming et al., 2005). En periodos con síntomas de senescencia biológica (emisiones de CO_2 durante el día y F_c próximo a cero durante la noche) (gráfica 5.22B) la huella isotópica promedio de las fuentes de CO_2 de nuestro ecosistema toma un valor de -19.4‰ , este valor tiende al obtenido en otro ecosistema de sustrato carbonatado en Yatir, Israel (-14.1‰) (Hemming et al., 2005). Un valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ menos negativo que la respiración del ecosistema (-23‰), podría ser consecuencia de la existencia de fuentes de origen geoquímico (Kadmiel *comunicación personal*) (precipitación de carbonatos) que, a través de procesos de ventilación, aportan CO_2 con huella isotópica más próxima a las rocas carbonatadas (0‰ -2‰). No obstante, a pesar de observarse que el valor promedio de $\delta^{13}\text{C}$ de las fuentes de CO_2 durante periodos de senescencia es menos negativo que el obtenido durante periodos de crecimiento biológico (-19.4‰ y -23‰ respectivamente), los valores obtenidos no son concluyentes para avalar nuestra hipótesis de existencia de flujos geoquímicos usando la técnica de isótopos estables.

5.7. CUANTIFICACIÓN DEL BALANCE ANUAL DE CARBONO EN UN ECOSISTEMA SOBRE SUELO CARBONATADO UBICADO EN LA SIERRA DE GÁDOR (ALMERÍA)

En este apartado estimamos el balance anual de carbono en “El Llano de los Juanes” (Sierra de Gádor). Estudiamos la variabilidad estacional e interanual de las distintas variables meteorológicas (luz, lluvia, temperatura,...) e intentamos dar una explicación a la variabilidad interanual de los flujos de CO₂. Veremos cómo la duración del periodo de sequía, determina la duración del periodo de senescencia. Durante este periodo parece predominar las emisiones de CO₂ de procedencia geoquímica (ventilación). Igualmente, veremos cómo la distribución de las lluvias a lo largo del año, condiciona la funcionalidad del ecosistema, favoreciendo la fotosíntesis, la respiración o las emisiones de CO₂ por ventilación.

Condiciones meteorológicas y su variabilidad interanual. A lo largo del periodo de medida, la lluvia y la radiación fotosintéticamente activa se encuentran en oposición de fase (Figuras 5.23A y 5.23B). Las precipitaciones se producen fundamentalmente a finales de otoño y en invierno, cuando F_p alcanza los valores más pequeños. Destacamos no obstante, las lluvias de mayo de 2004 (51 mm) y las precipitaciones continuadas durante toda la primavera de 2006, llegando a recogerse un total de 110 mm durante todo este periodo. Durante el verano se registran precipitaciones muy débiles que no superan los 2 mm de agua por evento. En el invierno, algunas de las precipitaciones se producen en forma de nieve. A finales de febrero y principios de marzo de 2005 (días 280 a 311 de la gráfica), se producen fuertes nevadas que cubren el suelo de nieve durante este periodo. El promedio diurno de la radiación fotosintéticamente activa, en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos (PPFD) alcanza valores máximos en verano ($1200 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), decrece durante el otoño y decae en el invierno un 50% de su valor con respecto al verano ($600 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

El contenido de agua en el suelo (SWC) y la temperatura del aire (T_a) determinan la duración de la estación de sequía y senescencia biológica (gráficas 5.23C y 5.23D). Tras las últimas lluvias de primavera a finales de mayo de 2004 (días 26 y 27 de la gráfica), el contenido de agua en el suelo (30% vol.) decae progresivamente como consecuencia de la evapotranspiración, hasta alcanzar un valor más o menos constante de 10% vol. Este valor de contenido en agua se mantiene desde mediados de junio hasta finales de septiembre (días desde 50 a 180 en la gráfica) y puede considerarse un valor umbral que determina la duración de la época de sequía y senescencia biológica. Tras las nevadas de finales de marzo de 2005 se detecta un importante pico en el SWC (45%) (días 321 y 322 de la gráfica), debido a que la nieve que cubre el suelo se funde completamente; a partir de este momento el contenido en agua del suelo decrece rápidamente hasta alcanzar un valor de 10% vol. a mediados de mayo (día 380 en la gráfica), este SWC se mantiene, como consecuencia de la ausencia de lluvias, hasta mediados de octubre de 2005 (día 525) (5 meses de sequía). Las continuas

lluvias durante la primavera de 2006 reducen la época de sequía de este año a los meses de julio y agosto. La temperatura del aire alcanza valores máximos en verano (30°C), decrece durante el otoño y decae en el invierno hasta valores mínimos de incluso varios grados bajo cero.

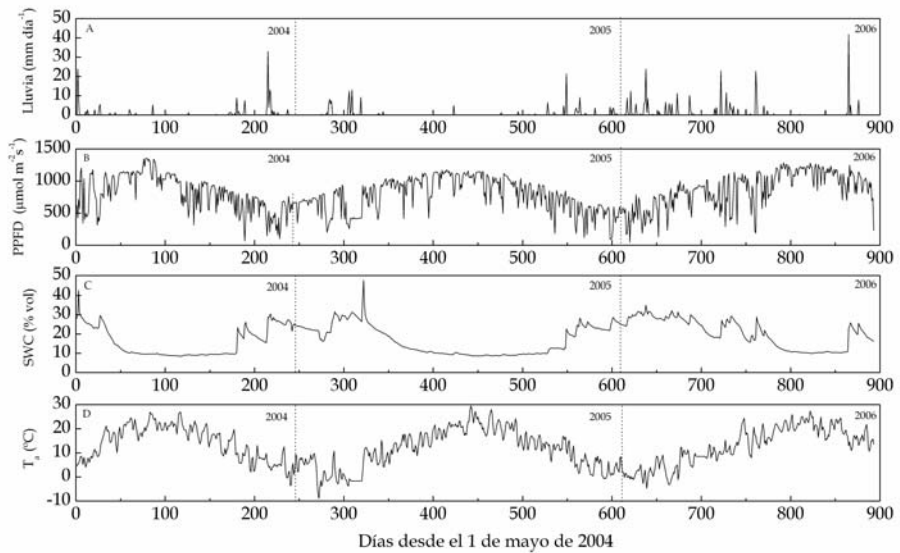


Figura 5.23. Promedio diario de algunas variables ambientales medidas durante casi tres años en el ecosistema de matorral ubicado en la Sierra de Gádor. (A) Lluvia total (mm). (B) Flujo de la radiación incidente fotosintéticamente activa, en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos (promedio diario), PPFD. (C) Contenido de agua en el suelo, SWC. (D) Temperatura del aire, T_a .

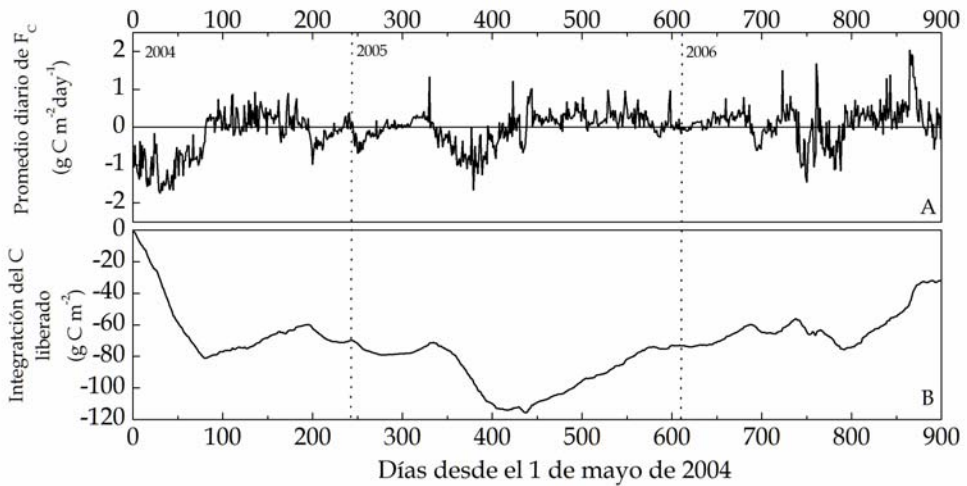


Figura 5.24. (A) Promedio diario de flujo de CO_2 , F_c ($\text{g C m}^{-2}\text{día}^{-1}$) e (B) integración del carbono liberado por el ecosistema de matorral semiárido ubicado en la Sierra de Gádor desde el 1 de mayo de 2004 hasta el 17 de octubre de 2006. Valores negativos de ambas variables se interpretan como asimilación por parte del ecosistema mientras que la liberación de carbono o CO_2 a la atmósfera toma valores positivos.

Cuantificación del balance anual de carbono. Para estimar el balance anual de carbono en un ecosistema (NEE) mediante la técnica EC necesitamos medidas continuas de flujo de CO₂ cada media hora y durante todo un año. Cuando trabajamos sobre un ecosistema real surgen problemas de alimentación o rotura de instrumentos, que hacen que perdamos datos.

A la vista de la figura 5.25 observamos que el mayor número de datos de F_c perdidos corresponden al periodo nocturno. Los huecos diurnos de F_c se deben fundamentalmente a deficiencias en el sistema de alimentación (largos periodos sin sol con el consiguiente problema de recarga de las baterías mediante los paneles solares o robo de baterías). Durante la noche, además de los problemas de alimentación, la ausencia de turbulencia nocturna (velocidad de fricción $<$ de 0.2 m s^{-1}) obliga a rechazar la gran mayoría de los datos de F_c . De este modo, encontramos que tan sólo un 20% de los valores de F_c son fiables durante la noche, a lo largo del periodo de medidas. Estos periodos de ausencia de datos obligan al relleno de huecos para poder estimar el NEE de nuestro ecosistema de estudio.

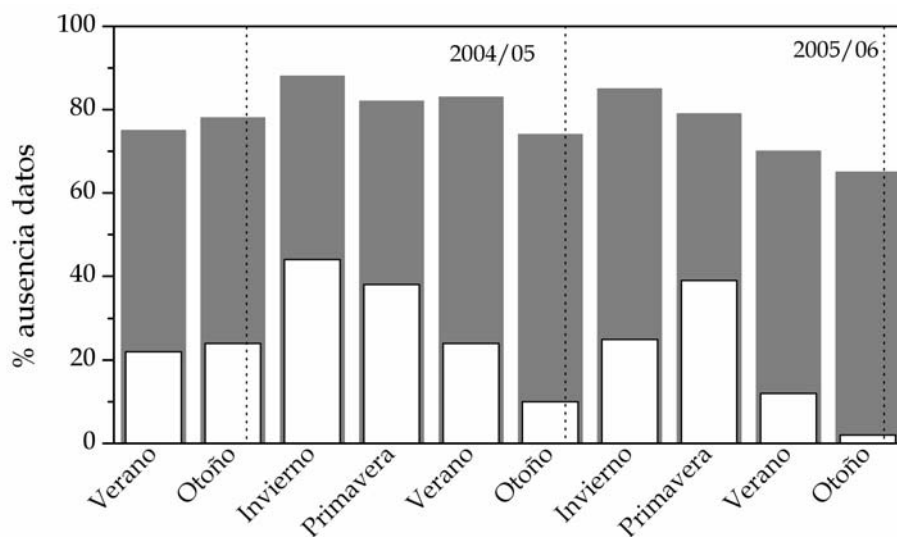


Figura 5.25. Porcentaje de ausencia de medidas de F_c desde junio de 2004 hasta finales de octubre de 2006 para cada estación del año. Las columnas en gris representa la ausencia de datos de F_c durante la noche y las columnas blancas indican la ausencia de datos de F_c durante el día.

Balance anual de carbono aplicando la metodología de "distribución marginal" para el relleno de huecos. Usando la metodología de relleno publicada por M. Reichstein (Reichstein, et al., 2005) (apartado 4.7.2) obtenemos un balance anual promedio de carbono (NEE) de $-25 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Si examinamos con mayor detenimiento la figura 5.24 observamos que el ecosistema actúa como fuente o sumidero de CO_2 dependiendo de la época del año en la que nos encontremos.

Durante la primavera y principios de verano de 2004 (días 1-100 en la figura 5.24), el promedio de F_c diario alcanza valores próximos de $-2 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (figura 5.24A), este flujo negativo hace que gran parte del CO_2 atmosférico se fije al ecosistema en forma de carbono orgánico mediante la fotosíntesis, llegándose a asimilar aproximadamente 80 g de C m^{-2} durante esta etapa de crecimiento (figura 5.24B). En verano de 2004 (día 100-190 en la figura 5.24) el promedio de F_c diario alcanza valores próximos a $1 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ y el ecosistema libera durante este periodo aproximadamente 20 g C m^{-2} a la atmósfera; este periodo se caracteriza por la ausencia de agua en el suelo y la senescencia biológica, que dan lugar al predominio de flujos de CO_2 de procedencia geoquímica. En otoño de 2004 e invierno de 2004/05 (día 190-260 en la figura 5.24) el F_c vuelve a tomar valores negativos, de magnitud cuatro veces inferior a los de primavera; el ecosistema recupera por fotosíntesis el carbono liberado durante el verano.

En 2005, la época de crecimiento biológico se produce en los meses abril, mayo y junio (día 340-420 en la figura 5.24) con un promedio de F_c diario que se reduce a la mitad con respecto a la primavera de 2004; el ecosistema asimila aproximadamente 30 g C m^{-2} por fotosíntesis llegándose a fijar un total de 115 g C m^{-2} desde el inicio de las medidas. Tras esta época de crecimiento, llega un largo periodo de senescencia biológica, el ecosistema libera carbono de forma más o menos continuada hasta principios de abril de 2006 (690 en la figura 5.24), durante este tiempo nuestro ecosistema libera aproximadamente la mitad del carbono que había fijado por fotosíntesis a lo largo del periodo de medidas (60 g C m^{-2}) por emisiones de CO_2 de procedencia geoquímica.

El periodo de crecimiento de 2006 se caracteriza por la alternancia de momentos de asimilación y liberación de carbono (día 690-800 en la figura 5.24), no apreciándose modificación, entre el inicio y fin de este periodo, en la integración del carbono asimilado. Desde julio a octubre de 2006 las emisiones de carbono alcanzan magnitudes importantes llegando a valores promedio diarios de F_c de $2 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$; al final del periodo de medidas el ecosistema ha asimilado un total de 40 g C m^{-2} .

Evapotranspiración. Con respecto a la evapotranspiración (ET) observamos en la figura 5.27 que los periodos de crecimiento biológico de cada año se caracterizan por presentar los valores más elevados de ET. En 2004 se alcanzan valores máximos de aproximadamente $1.7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (días 1-100 en la figura 5.27) mientras que en 2005 los valores de ET durante el crecimiento biológico apenas supera el $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (días 340-420 en la figura 5.27); en primavera de 2006 los valores de ET se recuperan hasta alcanzar valores por encima de los $1.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (días 720-800 en la figura 5.27). Durante la sequía de 2004 (días 100-250 en la figura 5.27) y la prolongada sequía de 2005 (días 450-700 en la figura 5.27) los valores de ET rara vez superan los $0.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. En 2006 los valores de ET únicamente son inferiores a $0.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ durante finales de julio y agosto (días 800-850 en la figura 5.27) volviendo a alcanzarse valores de ET próximos a $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ durante septiembre y octubre (días 850-900 en la figura 5.27).

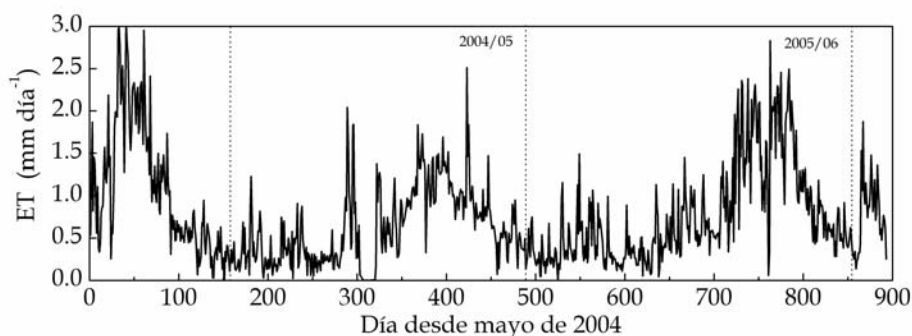


Figura 5.27. Promedio diario de la evapotranspiración (ET) (mm día^{-1}) en el ecosistema de matorral semiárido ubicado en la Sierra de Gádor desde el 1 de mayo de 2004 hasta el 17 de octubre de 2006.

Discusión. Tras casi tres años de medidas continuas de F_c en “El Llano de los Juanes”, hemos estimado el balance anual de carbono (NEE), obteniendo un resultado de $-25 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Nuestro ecosistema actúa como sumidero de carbono asimilando aproximadamente 25 g C m^{-2} anuales. Este valor obtenido es muy similar al estimado en otros ecosistemas de matorral semiárido de México y el sur de California (Hasting et al., 2005; Luo et al., 2007). En este ecosistema semiárido de suelo carbonatado, la distribución de las lluvias juega un papel esencial en la funcionalidad de nuestro matorral. Igualmente, la duración del periodo de sequía (contenido de agua en el suelo en torno a 10% vol.) determina la duración de las emisiones de CO_2 de procedencia geoquímica, por ventilación del suelo.

Durante el crecimiento biológico de la primavera de 2004, “El Llano de los Juanes” actuó como sumidero de CO_2 llegando a asimilar 80 g C m^{-2} . La asimilación de carbono en la primavera de 2005 (días 340-420 en la figura 5.24) no fue tan elevada (35 g C m^{-2}) debido a la ausencia de lluvias en este periodo. Durante la primavera de 2006 (días 690-800 en la figura 5.24), a pesar de las continuas lluvias en este periodo, el ecosistema no asimila carbono. Este comportamiento puede deberse a la escasa recuperación de la actividad fotosintética de nuestro matorral tras la prolongada sequía de finales de primavera, verano y parte de otoño de 2005 (días 320-520 en la figura 5.24). Este agua precipitada sería empleada por los microorganismos del suelo para mineralizar la materia orgánica depositada durante este periodo de sequía. Dando lugar a la respiración de estos microorganismos (emisión de CO_2) tras una larga sequía (Schwinning y Sala 2004; Rey et al., 2005). De este modo, la escasa fotosíntesis realizada por la vegetación (asimilación de carbono), se vería compensada con la respiración de los microorganismos del suelo traduciéndose en un balance de carbono, durante la primavera de 2006, de aproximadamente 0 g C m^{-2} .

La duración del periodo de senescencia de las plantas viene marcada por la duración del periodo de sequía. Durante estas épocas destacamos el predominio de flujos de CO_2 de procedencia geoquímica como consecuencia de la ventilación del suelo. En el año 2004 este periodo de senescencia se extendió unos 90 días (días 100-190 en la figura 5.24), liberándose aproximadamente 20 g C m^{-2} . Esta duración del periodo de senescencia casi se

duplica en 2005, llegándose a emitir el doble de carbono que en 2004 durante este periodo. El periodo de senescencia en el año 2006 se reduce a 60 días, emitiéndose un total de 15 g C m⁻².

Tras el periodo de senescencia del año 2006 destacamos las grandes emisiones de CO₂ que tienen lugar como consecuencia de la activación microbiana con las primeras lluvias tras un periodo de sequía. En tan sólo 10 días la respiración de los microorganismos libera a la atmósfera unos 15 g C m⁻². Este fenómeno no se observa en los años precedentes.

6. CONCLUSIONES

En esta tesis doctoral, se han empleado diversas técnicas para el estudio de los intercambios de carbono en “El Llano de los Juanes”. Este ecosistema, formado por matorral semiárido y suelo carbonatado, está localizado en la Sierra de Gádor (Almería). Como fruto de dicha investigación se han producido avances en la aplicación de la técnica *eddy covariance* (EC) (Kowalski y Serrano-Ortiz 2007; Serrano-Ortiz et al., 2008), se ha divulgado en la comunidad científica española dicha técnica (Serrano-Ortiz et al., 2006), y se ha manifestado la complejidad y vulnerabilidad de los intercambios de CO₂ en este tipo de ecosistemas frente al Cambio Climático (Serrano-Ortiz et al., 2007). A continuación se presentan las conclusiones a las que se ha llegado en este trabajo de investigación.

Hemos visto que la acumulación de suciedad en las lentes del analizador de gases, como consecuencia de eventos de lluvia de barro (frecuentes en el Sur de la Península Ibérica) o deposición seca, subestima las mediciones en la densidad promedio de CO₂ (ρ_c). Esta variable se emplea para el cálculo del término WPL (Webb et al., 1980) y genera un error sistemático y selectivo, que da lugar a una importante sobrestimación de la asimilación de CO₂ (Serrano-Ortiz et al., 2008). Como caso concreto, hemos cuantificado que una subestimación de un 5% en la densidad de CO₂ da lugar a una sobrestimación mensual de un 13% en el total de carbono asimilado por nuestro matorral mediterráneo. Para corregir este problema recurrimos al uso de instrumentación adicional que cuantifica la densidad de vapor de agua (ρ_v). Para ello, presentamos la relación existente entre los errores cometidos en ρ_c , como consecuencia de la contaminación de lentes (diferencias en ρ_c antes y después de la limpieza de las lentes del analizador) frente a los errores cometidos en ρ_v (comparando las medidas del analizador de gases con las obtenidas con un instrumento independiente, como el termohigrómetro HMP 35C). La dependencia determinada nos permite corregir esta subestimación en la densidad de CO₂.

La cuantificación del flujo de CO₂ y vapor de agua mediante la técnica EC, junto con medidas de temperatura, luz, precipitación, etc., nos ha permitido estudiar la variabilidad estacional e interanual de estos flujos así como identificar las variables ambientales de las que dependen los procesos

que intervienen en el flujo de CO₂. Las investigaciones llevadas a cabo, revelan que el contenido de agua en el suelo y la temperatura del aire son dos variables cruciales que determinan si un matorral semiárido actúa como fuente o sumidero de CO₂. Durante la época senescencia (meses de verano), el ecosistema de la Sierra de Gádor libera CO₂, cuando el contenido de agua en el suelo decae por debajo de 10% vol. (Serrano-Ortiz et al., 2007). Esta respuesta del ecosistema puede deberse a una reducción de la fotosíntesis y un incremento de las emisiones de CO₂ por ventilación de los macroporos del sistema kárstico. La cantidad y la distribución de las lluvias durante la primavera condicionarán la fenología de las especies durante su periodo de crecimiento y son responsables de las diferencias interanuales de los intercambios diurnos de agua y CO₂ con la atmósfera (Serrano-Ortiz et al., 2007). Además, medidas de flujo de CO₂ del suelo, realizadas mensualmente con un sistema de cámaras, durante los meses de crecimiento biológico, evidencian la alta dependencia de la respiración de los microorganismos con la cantidad de agua en el suelo.

La técnica EC determina el intercambio neto de CO₂ entre la atmósfera y nuestra superficie, pero es incapaz de discriminar qué cantidad de CO₂ es asimilada (o emitida) por los distintos procesos que intervienen. Tradicionalmente, los investigadores que trabajan en este campo atribuyen el flujo terrestre de CO₂ a procesos biológicos de respiración y fotosíntesis (Houghton 2002; Baldocchi 2003). La separación del flujo total medido por el sistema de *eddy covariance* en CO₂ procedente de la respiración del ecosistema y en CO₂ asimilado por las plantas a través de la fotosíntesis, se puede realizar mediante la utilización de modelos ecofisiológicos (Falge et al., 2001b). En nuestra investigación, hemos visto que estos modelos presentan claras deficiencias al aplicarse sobre ecosistemas carbonatados. Ya que además de los procesos biológicos, existen procesos biogeoquímicos en el subsuelo que, a través de fenómenos de ventilación liberan CO₂ a la atmósfera. Este es el caso de nuestro ecosistema ubicado en la Sierra de Gádor, en el que los modelos ecofisiológicos no pueden usarse a lo largo de todo el año. Durante la época de crecimiento (primavera), sin carencia de agua en el suelo, los modelos ecofisiológicos pueden usarse para describir el comportamiento de F_c (Serrano-Ortiz et al., 2007). En cambio, durante épocas de senescencia biológica y sequía (verano y otoño), los procesos biológicos decaen y entra en

juego la ventilación del sistema kárstico, como fuente emisora de CO₂ a la atmósfera. Los resultados ponen en evidencia la necesidad de investigar más a fondo este tipo de ecosistemas con el fin de encontrar modelos adecuados capaces de describir el comportamiento de F_c .

Las emisiones de CO₂, detectadas en nuestro ecosistema durante épocas de sequía, por ventilación de los macroporos del sistema kárstico, es un fenómeno aún desconocido por la comunidad científica. En esta línea se han desarrollado investigaciones en paralelo con el con el equipo del MNCN-CSIC, combinando información micrometeorológica y subterránea en dos ecosistemas (uno con clima semiárido y ubicado en el sur de la península ibérica (Sierra de Gádor) y otro con clima marítimo localizado al norte (Cueva de Altamira)) (Cuezva 2008). Esta estrecha colaboración nos ha proporcionado evidencias de la importancia de los procesos geoquímicos en sistemas kársticos en el balance anual de carbono estimado mediante la técnica EC. Este estudio está a la espera de ser publicado y manifiesta la necesidad de tener en cuenta la posible existencia de procesos geoquímicos que actúan como fuente o sumidero de CO₂. Especialmente, es importante tener en cuenta estas emisiones en periodos de sequía, donde las emisiones de CO₂ por procesos de ventilación, pueden llegar a dominar el flujo resultante.

La discriminación isotópica en ¹³C de los procesos que intervienen en el balance de carbono nos permite conocer la procedencia del CO₂ medido por nuestro sistema *eddy covariance*. En nuestro ecosistema, hemos realizado una serie de campañas temporales (24 horas), tomando muestras del aire atmosférico en cada estación del año. Los resultados obtenidos en periodos de crecimiento biológico, apuntan a una distinta procedencia del CO₂ durante el día y durante la noche. Durante el día, la huella isotópica de ¹³C ($\delta^{13}C$) presenta valores próximos al CO₂ atmosférico (flujo de CO₂ hacia la superficie por actuación de la fotosíntesis) y durante la noche el $\delta^{13}C$ se hace más negativo, apuntando a una procedencia biológica del flujo (respiración). Por otro lado, diversas campañas espaciales de toma de muestras de CO₂ atmosférico, del suelo y de la cavidad subterránea, demuestran que el valor medio de $\delta^{13}C$ de las fuentes de CO₂ existentes en nuestro ecosistema varía dependiendo de la estación del año. Durante la época de crecimiento biológico (asimilación de CO₂ durante el día y emisión durante la noche) el

valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ de esta fuente es de -23‰ y es típico de la respiración del ecosistema (Hemming et al., 2005) mientras que en periodos con síntomas de senescencia biológica (emisiones de CO_2 durante el día) la huella isotópica promedio de las fuentes de CO_2 de nuestro ecosistema toma un valor de -19.4‰ . Un valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ menos negativo que la respiración del ecosistema (-23‰), puede ser consecuencia de la existencia de fuentes de origen geoquímico. En este sentido, este resultado está en consonancia con el resultado obtenido en otro ecosistema de sustrato carbonatado en Yatir, Israel (-14.1‰) (Hemming et al., 2005).

Finalmente, tras casi tres años de medidas continuas con la técnica EC, y rellenando los periodos de ausencia de valores de flujo de CO_2 con la técnica de "distribución marginal" (Reichstein et al., 2005), hemos estimado el balance anual de carbono en nuestro ecosistema. El resultado obtenido es que el ecosistema de "El Llano de los Juanes" actúa como sumidero de CO_2 asimilando $25 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. En el año 2004, durante la época de crecimiento biológico (mayo, junio y julio) el ecosistema asimiló un total de 80 g C m^{-2} , mientras que en el año 2005 esta asimilación de carbono se redujo a la mitad. Esto es debido a que las escasas lluvias producidas durante este periodo limitaron el crecimiento de la vegetación reduciendo este periodo de predominio de asimilación de carbono a tan sólo dos meses (mayo y junio). En el año 2006, el agua precipitada durante el periodo de crecimiento parece no ser suficiente para que la vegetación recupere la actividad fotosintética de otros años. Este agua es empleada por los microorganismos del suelo para mineralizar la materia orgánica depositada durante el prolongado periodo de sequía del año 2005 (cinco meses). La escasa asimilación de carbono, a escala diurna y durante la primavera de 2006, parece verse compensada con la respiración de los microorganismos del suelo. Para cada año, la duración del periodo de senescencia, viene marcada por la duración del periodo de sequía (contenido de agua en el suelo próximo o inferior a 10% vol.) y condiciona el predominio de flujos de CO_2 de procedencia geoquímica, como consecuencia de la ventilación del suelo. En el año 2004 este periodo de senescencia se extiende a los meses de julio, agosto y septiembre, liberándose a la atmósfera unos 20 g C m^{-2} . En el año 2005 la senescencia biológica se prolonga a los meses de junio hasta octubre, emitiéndose un total de 45 g C m^{-2} . En el año 2006 la senescencia se reduce a 2 meses, emitiéndose un total de 15 g C m^{-2} .

Los logros conseguidos con este trabajo de investigación son numerosos y quedan resumidos en los párrafos anteriores. Es más, como ya se ha comentado al inicio de este apartado, parte de estos trabajos ya han sido publicados, otros resultados aquí expuestos, están a la espera de ser aceptados y publicados, y se está estudiando la posibilidad de publicar otros análisis descritos en esta tesis. A pesar de ello, los intercambios de CO₂ en este ecosistema semiárido con sustrato carbonatado aún no han sido caracterizados satisfactoriamente. Este trabajo de investigación ha dejado abierta una serie de interrogantes que requieren una mayor investigación en este campo. Entre estas futuras líneas de investigación destacamos:

- Obtención del balance anual de carbono en “El Llano de los Juanes” empleando otras técnicas de relleno de huecos en el flujo de CO₂ además de la “Distribución marginal”.

- Dar a conocer a la comunidad científica la existencia de emisiones de CO₂ de origen geoquímico y buscar nuevas evidencias que avalen este descubrimiento (continuación con los estudios isotópicos).

- Definir las variables que condicionan las emisiones de CO₂ de procedencia geoquímica, para poder así modelizar este tipo de flujos y conocer cual va a ser su comportamiento frente a modificaciones de estas variables.

- Una vez estudiado el comportamiento de estos flujos de origen geoquímico, deberíamos ser capaces de estudiar el intercambio de CO₂ en los ecosistemas de suelo carbonatado. Para ello es necesario la búsqueda de modelos integrales que tengan en cuenta los procesos biológicos y geoquímicos que intervienen en estos intercambios de CO₂

CONCLUSION

In this thesis different techniques have been used to quantify CO₂ exchange at “*El Llano de los Juanes*”. This is a semi-arid shrubland ecosystem over a carbonaceous soil located in Sierra de Gádor (province of Almería, southeast of Spain). As a result of this work, certain advances in micrometeorological methodology and technology have been published (Kowalski and Serrano-Ortiz 2007; Serrano-Ortiz et al., 2008), the eddy covariance technique has been presented in lay terms to the Spanish community of ecosystem scientists (Serrano Ortiz et al., 2006), and the vulnerability and complexity (in a global change context) of CO₂ exchange between the atmosphere and this kind of ecosystem has been demonstrated (Serrano-Ortiz et al., 2007). The remaining paragraphs of the thesis summarise the conclusions of this work.

We examined how lens contamination in the open-path infrared gas analyser (IRGA), due to dirty rain events (common in southeast Spain) or dry deposition, causes an underestimation in CO₂ density (ρ_c) measurements. This variable is used in the quantification of the WPL terms (Webb et al., 1980) and its underestimation implies a selective and systematic error leading to an overestimation of the CO₂ ecosystem uptake (Serrano-Ortiz et al., 2008). As a specific example, we have demonstrated how a 5% underestimation in ρ_c due to lens contamination implies a 13% overestimation of monthly CO₂ uptake. To solve this problem, we rely upon information from additional instruments from the flux tower in the shrubland ecosystem to obtain an independent estimate of the water vapour density (ρ_v). In this context, we observe a relationship between errors made by the IRGA caused by lens contamination: those in ρ_c determined by comparing results immediately preceding and immediately following cleaning of the dirty lenses, and those in ρ_v determined by comparing the dirty-lens IRGA results with the output of an HMP 35C thermohygrometer. The strong linear relationship allows us to correct for the underestimation of CO₂ density using the thermohygrometer data.

Daytime CO₂ and water vapour exchange using the eddy covariance technique and additional information about temperature, light, precipitation,

etc., have been used to study seasonal and interannual CO₂ and water vapour fluxes and their environmental determinants. The interaction between soil water content and air temperature in this semiarid shrubland ecosystem was crucial in determining whether the ecosystem acted as sink or as source. During the dry season, the ecosystem turned from a daytime CO₂ sink to source when SWC fell below 10 % vol. (Serrano-Ortiz et al., 2007), probably because photosynthesis was water-limited while the warm temperatures and dry soil allowed geochemical exchanges via soil ventilation. The amount and temporal distribution of spring rains determine phenological development during the growing season, and are responsible for interannual variability in daytime water and CO₂ exchange with the atmosphere (Serrano-Ortiz et al., 2007). In addition, monthly soil CO₂ efflux campaigns using the LI-8100 chambers confirm that soil water content is one of the main factors controlling soil respiration during the growing season.

Micrometeorological eddy covariance measurements quantify boundary-layer fluxes representing net exchange with the surface, but cannot directly identify the underlying processes responsible for the flux. In the case of CO₂ exchange, the net flux has generally been interpreted as “net ecosystem exchange” (NEE), a biological flux defined as the sum of photosynthetic and respiratory components that allow partitioning of annual NEE in Gross Primary Production (GPP) and Total Ecosystem Respiration (TER) components. Generally, ecophysiological models (Falge et al., 2001b) are used to decompose the net eddy flux into photosynthetic assimilation by plants and TER. The results from *el Llano de los Juanes* exhibit the inability of such models (at times) to describe CO₂ exchange over carbonaceous ecosystems where, in addition to biological CO₂ exchange processes, ventilation phenomena can liberate subterranean CO₂ to the atmosphere. This explains the failure of the empirical models of ecophysiological processes to describe eddy covariance data during certain periods of the year. During the well-watered growing period (spring) empirical models can be applied. However, in the drought season (summer and autumn) we observe daytime carbon release where exponential respiration modelling cannot be applied. These results suggest that for semi-arid and carbonaceous soil ecosystems, some new means is necessary to correctly partition net turbulent fluxes into ecophysiological and geochemical components.

The emission of carbon dioxide from *el Llano de los Juanes* during periods of drought and plant senescence, due to ventilation of the karstic system through the soil, represents a process unknown to the scientific community. Parallel investigations with a team from the National Museum of Natural Sciences (MNCN, CSIC) in Madrid have allowed us to combine micrometeorological and subterranean information from two ecosystems: the semiarid shrubland *el Llano de los Juanes* and another ecosystem located in the north of Spain with a Maritime climate (Altamira Cave) (Cuezva 2008). This collaboration has provided evidence for the importance of geochemical processes on the annual carbon balance estimated by the eddy covariance method over karst systems. The results, under review for publication, demonstrate the importance in accounting in such research for possible geochemical sources/sinks. Particularly notable is the fact that geochemical CO₂ emissions during drought periods, due to ventilation processes, can dominate the flux.

The isotopic discrimination of ¹³C by the different processes involved in the carbon balance may allowed us identify the source of the CO₂ fluxes measure with the eddy covariance technique. In *el Llano de los Juanes* (Sierra de Gádor)), twenty-four hour atmospheric air sampling campaigns have been conducted during each season, and results show clear diurnal variations that vary by season. During the growing season these analyses suppose a different CO₂ origin during daytime and nighttime. During daytime, the air ¹³C isotopic signature has values close to atmospheric values, implying that the CO₂ comes from the atmosphere and is transported towards the surface to satisfy photosynthetic requirements. During nighttime, the air ¹³C isotopic signature has values slightly more negative, corresponding to respiration processes and upward movement of CO₂. Spatial campaigns have also been carried out, sampling air from the atmosphere, from the soil and from a subterranean cave. Results from these analyses show seasonality that is consistent with the above interpretations regarding biological and geochemical origins of CO₂ emissions. During growing season, the isotopic signature has a value typical of ecosystem respiration (-23‰) (Hemming et al., 2005), while during senescence-dry season the isotopic signature value is less negative (-19‰), more similar to the isotopic signature obtained in another carbonaceous system located in Israel (-14‰) (Hemming et al., 2005),

and consistent with the consequences of geochemical emissions. Nevertheless, these stable isotopes differences do not conclusively support the hypothesised existence of geochemical CO₂ fluxes.

Finally, after almost three years of continuous eddy covariance measurements, and filling gaps with the “marginal distribution” methodology (Reichstein et al., 2005), the annual carbon balance of the ecosystem has been estimated. “El Llano de los Juanes” (Sierra de Gádor) presents an annual carbon uptake of 25 g C m⁻². In 2004, during the growing season (May, June and July), the ecosystem assimilated 80 g C m⁻², while in 2005 such growing-season assimilation decreased by about 50%. This appears to be because of limited vegetation growth due to the sparse precipitation during and just prior to the growing season (May and June). In 2006, rainfall events were insufficient for the ecosystem to achieve the phenological development and photosynthetic activity of previous years. Rather, it may be that soil microorganisms took advantage of this water to mineralize the soil organic matter deposited during the five-month drought of 2005. Thus the limited daytime assimilation during the spring in 2006 was compensated by soil microorganism respiration. The senescence period of each year was determined by the duration of the dry season (soil water content less than 10% vol.). During these dry periods, CO₂ emissions due to ventilation processes dominate the flux. In 2004 there was a senescence period from July to September with a total carbon release of 20 g C m⁻². In 2005 the senescence period was from July to October, with a carbon release of 45 g C m⁻². In 2006 the senescence period was in July and August with a total carbon release of 15 g C m⁻².

Results of this work have been summarized in paragraphs above. Some have been published and others await acceptance, as noted previously. However, some aspects of the CO₂ exchange in semi-arid ecosystems with carbonaceous soil, and determinant processes are still very much unknown, such that this thesis opens as many questions as it answers. Among possible future lines of research, we can highlight the need to focus on the following:

- Estimate Net Ecosystem Exchange in “*El Llano de los Juanes*” using other filling gaps techniques in addition to the “marginal distribution” method.
- Try to find further evidence of the existence of geochemical CO₂ emissions due to soil ventilation (isotopic analyses) and document for the scientific community the existence of this kind of CO₂ flux.
- Examine the influence of environmental variables in geochemical CO₂ emissions due to soil ventilation, in order to be able to model geochemical fluxes.
- Describe the CO₂ exchange in semi-arid carbonaceous ecosystem, after characterizing the behavior of geochemical fluxes. This requires the integration of ecophysiological models with geochemical models to form a global model taking into account both types of processes.

7. RESULTADOS PUBLICADOS

Parte de los resultados que se recogen en esta tesis doctoral ya ha sido publicados en revistas científicas de interés nacional e internacional o han sido presentados en congresos nacionales e internacionales.

ARTÍCULOS PUBLICADOS

- ❖ AUTORES: Penélope Serrano-Ortiz, Andrew S. Kowalski , Francisco Domingo, Borja Ruiz y Lucas Alados-Arboledas.
TÍTULO: Consequences of uncertainties in CO₂ density for estimating NEE by open-path eddy covariance (EN PRENSA).
REF. REVISTA: **Boundary layer Meteorology**
ISSN: DOI 10.1007/s10546-007-9234-1

- ❖ AUTORES: Andrew S. Kowalski, Penélope Serrano-Ortiz.
TÍTULO: On the relationship between the eddy covariance, the turbulent flux, and surface exchange for a trace gas such as CO₂.
REF. REVISTA / LIBRO: **Boundary layer Meteorology**
VOLUMEN: 124 PÁGINAS: 129-141 FECHA: 2007
ISSN: DOI 10.1007/s10546-007-9171-z

- ❖ AUTORES: S. Vicca, P. Serrano-Ortiz, H. J. De Boeck, C. M. H. M. Lemmens, I. Nijs, R. Ceulemans, A. S. Kowalski, I. A. Janssens.
TÍTULO: Effects of climate warming and declining species richness in grassland model ecosystems: acclimation of CO₂ fluxes.
REF. REVISTA / LIBRO: **Biogeosciences**
VOLUMEN: 4 PÁGINAS: 27-36 FECHA: 2007
ISSN: 1726-4170 (Print) 1726-4189 (Online)

- ❖ AUTORES: Penélope Serrano-Ortiz, Andrew S. Kowalski, Francisco Domingo, Ana Rey, Emiliano Pegoraro, Luis Villagarcía y Lucas Alados-Arboledas.

TÍTULO: Variations in daytime net carbon and water exchange in a montane shrubland ecosystem in southeast Spain.

REF. REVISTA / LIBRO: **Photosynthetica**

VOLUMEN: 45/1 PÁGINAS: 30-35 FECHA: **2007**

ISSN: 0300-3604 (Print), 1573-9058 (Online)

- ❖ AUTORES: : P.Serrano-Ortiz, A. Kowalski, L. Alados-Arboledas
TÍTULO: The eddy covariance technique: a tool to quantify ecosystem CO₂ exchanges.

REF. REVISTA / LIBRO: **Acta granatense**

VOLUMEN: 4/5 PÁGINAS: 95-106 FECHA: **2006**

ISSN: 1695-6370

Además de estos artículos se envió a la revista internacional *Agricultural and Forest Meteorology* el siguiente artículo:

- ❖ AUTORES: Andrew S. Kowalski, Penélope Serrano-Ortiz, Ivan A. Janssens, Sergio Sánchez-Moral, Soledad Cuezva, Francisco Domingo, y Lucas Alados-Arboledas.

TÍTULO: Can flux tower research neglect geochemical CO₂ exchange?

REF. REVISTA / LIBRO: **Agricultural and forest meteorology**

CONTRIBUCIONES A CONGRESOS Y CONFERENCIAS CIENTÍFICAS NACIONALES E INTERNACIONALES

- ❖ AUTORES: Penélope Serrano-Ortiz, Andrew S. Kowalski, Francisco Domingo, Borja Ruiz, y Lucas Alados-Arboledas
TÍTULO: Consequences of uncertainties in CO₂ density for estimating NEE by open-path eddy covariance
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: Carboeurope-IP Annual Meeting
PUBLICACION: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Poznan (Polonia)
AÑO: 2007

- ❖ AUTORES: Do post-burn forest treatments determine soil respiration patterns?
TÍTULO: B Ruiz, L M Oviedo, J Castro, P Serrano-Ortiz, M Alonso, S Marañón, A S Kowalski, R Zamora
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: Carboeurope-IP Annual Meeting
PUBLICACION: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Poznan (Polonia)
AÑO: 2007

- ❖ AUTORES: P. Serrano-Ortiz, A. S. Kowalski, S. Sanchez-Moral, S. Cuezva, F. Domingo, A. Were, L. Alados-Arboledas
TÍTULO: Estudio del intercambio de CO₂ atmósfera/superficie mediante la técnica Eddy covariance: flujos anómalos en períodos de sequía.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: 1^{er} Congreso Internacional sobre Cambio Global
PUBLICACION: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid (España)
AÑO: 2007

- ❖ AUTORES: Cuezva S.; Benavente D.; Serrano-Ortiz P.; Kowalski A.S.; Sánchez-Moral S.
TÍTULO: Los sistemas kársticos como reservorios terrestres de CO₂ en fase gaseosa.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: 1^{er} Congreso Internacional sobre Cambio Global
PUBLICACION: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid (España)
AÑO: 2007

- ❖ AUTORES: Andrew S. Kowalski, Regino Zamora Rodríguez, Jorge Castro Gutiérrez, Francisco José Olmo Reyes, Penélope Serrano-Ortiz, Borja Ruiz, y Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: El Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) investiga los intercambios de gases de efecto invernadero
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: 1^{er} Congreso Internacional sobre Cambio Global
PUBLICACION: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid (España)
AÑO: 2007

- ❖ AUTORES: P. Serrano-Ortiz, A. S. Kowalski, I. A. Janssens, S. Sanchez-Moral, F. Domingo, S. Cuezva, A. Delgado, B. Ruiz, L. Alados-Arboledas
TÍTULO: Can micrometeorological techniques detect geochemical influences on atmospheric CO₂? Confirmation using isotopic and chamber technique.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: Open Science Conference on the GHG Cycle in the Northern Hemisphere
PUBLICACION: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Sissi- Lassithi (Crete)
AÑO: 2006

- ❖ AUTORES: B Ruiz, A S Kowalski, A Rey, C Oyonarte, P Serrano-Ortiz, FJ Olmos, A Were, J Cano, J Sánchez, A Castillo, E Pegoraro, L Alados-Arboledas
TITULO: Assessing the effect of disturbance on the CO₂ source/sink capacity Mediterranean shrublands
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: CARBOEUROPE summer School on eddy covariance.
PUBLICACIÓN: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Namur (Belgium)
AÑO: 2006

- ❖ AUTORES: A Rey, A. Kowalski, MJ Sanz, M. Estiarte, S. Cosin, L. Alados, A. Carrara, B. Carrillo, F. Domingo, J. Fernández, C. Gimeno, R. Lázaro, C. Oyonarte, E. Pegoraro, J. Peñuelas, J. Puigdefábregas, B. Ruiz, P. Serrano, A. Solé, L. Villagarcía, A.Were.
TITULO: A Spanish network of CO₂ and H₂O flux measurements in terrestrial ecosystems.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: CARBO EUROPE summer School on eddy covariance.
PUBLICACIÓN: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Namur (Belgium)
AÑO: 2006

- ❖ AUTORES: P. Serrano-Ortiz, A. S. Kowalski, I. A. Janssens, S. Sanchez-Moral, F. Domingo, S. Cuezva, L. Alados-Arboledas
TITULO: Can micrometeorological techniques detect geochemical influences on atmospheric CO₂? The carbonate rock weathering hypothesis.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: CARBO EUROPE summer School on eddy covariance.
PUBLICACIÓN: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Namur (Belgium)
AÑO: 2006

- ❖ AUTORES: Sanz, M.J., Carrara, A., Cosin, S., Gimeno, C., Kowalski, A., López, R., Medina, M.A., Sebastián, M.T., Serrano-Ortiz, P.
TITULO: Carboeurope-IP sites flux towers from Spanish cluster: an overview
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: 3rd CarboEurope-IP Integrated Project Meeting
PUBLICACIÓN: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Levi (Finlandia)
AÑO: 2005

- ❖ AUTORES: P.Serrano Ortiz, A. Kowalski, F. Domingo, L. Alados Arboledas
TITULO: Seasonal variation in net ecosystem carbon exchange, photosynthesis and respiration in a montane shrubland ecosystem.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: Meeting / Conference "General Assembly of the European Geosciences Union"
PUBLICACIÓN: Si
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Viena (Austria)
AÑO: 2005

- ❖ AUTORES: P.Serrano Ortiz, A. Kowalski, L. Alados Arboledas, F.J Olmo, F. Domingo
TITULO: Surface Energy Balance of a Semi-arid Rambla
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: 5th International Workshop on Field Techniques for Environmental Physiology. PUBLICACIÓN: No
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Puerto de la Cruz (Islas Canarias)
AÑO: 2003

8. BIBLIOGRAFÍA

Al-Aasm, I. S., Taylor, B. E. y South, B. 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 80(2): 119-125.

Alados, I., Gomera, M. A., Foyo-Moreno, I. y Alados-Arboledas, L. 2007. Neural Network for the estimation of UV erythemal irradiance using solar broadband irradiance. *International Journal of Climatology*, 27: 1791-1799.

Arya, S. P. (1988). Introduction to micrometeorology. London, Academic Press.

Asner, G. P., Archer, S., Hughes, R. F., Ansley, R. J. y Wessman, C. A. 2003. Net changes in regional woody vegetation cover and carbon storage in Texas Dryland 1937-1999. *Global Change Biology*, 9: 316-335.

Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J. B., Foken, T., Kowalski, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J. A., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. y Vesala, T. 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, 30: 113-173.

Baldocchi, D. D. 1997. Flux footprints within and over forest canopies. *Boundary-Layer Meteorology*, 85: 273-292.

Baldocchi, D. D. 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rate of ecosystem: past, present and future. *Global Change Biology*, 9: 479-492.

Baldocchi, D. D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, D., Anthoni, P. M., Bernhofer, C., Davis, K. J., Evans, R., Fuentes, J. D., Goldstein,

A. H., Katul, G. G., Law, B. E., Lee, Z., Malhi, Y., Meyers, T. P., Munger, W., Oechel, W., Paw U, K. T., Pilegaard, K., Schmid, H. P., Valentini, R., Verma, S. B., Vesala, T., Wilson, K. B. y Wofsy, S. C. 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: 2415–2434.

Baldocchi, D. D., Finnigan, J., Wilson, K. B., Paw U, K. T. y Falge, E. 2000. On measuring ecosystem carbon exchange over tall vegetation over complex terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 96: 257-291.

Baldocchi, D. D., Hicks, B. B. y Meyers, T. 1988. Measuring biophere-atmosphere exchange of biologically-related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 69(5): 1331-1340.

Barr, A. G., Black, T. A., Hogg, E. H., Kljun, N., Morgenstern, K. y Nesic, Z. 2004. Inter-annual variability in the leaf area index of a boreal aspen-hazelnut forest in relation to net ecosystem productio. *Agricultural and Forest Meteorology*, 127: 237-255.

Braswell, B. H., Sacks, W. J., Linder, E. y Schimel, D. S. 2005. Estimating diurnal to annual ecosystem parameters by synthesis of a carbon flux model with eddy covariance net ecosystem exchange observations. *Global Change Biology*, 11: 335-355.

Burba, G. G., Anderson, D. J., Xu, L. y Mcdermitt, D. K. 2006. Correcting apparent off-season CO₂ uptake due to surface heating of an open path gas analyzer: progress report of an ongoing study. *literatura gris*.

Butnor, J. R., Johnsen, K. H. y Maier, C. A. 2005. Soil properties differently influence estimates of soil CO₂ efflux from three chamber-based measurement systems. *Biogeochemistry*, 73: 283-301.

Campbell (1995-1996). CS615 Water content reflectometer instruction manual. Version 8221-07. Logan (Utah), Campbell Scientific Inc.

Campbell (1998). Instruction Manual. Eddy covariance System CA27 and KH20. Logan, Utah, Campbell Scientific Inc.

Cardell-Fernández, C., Vleugels, G., Torfs, K. y Van Grieken, R. 2002. The processes dominating Ca dissolution of limestone when exposed to ambient atmospheric conditions as determined by comparing dissolution models. *Environmental Geology*, 43: 160-171.

Carrara, A., Janssens, I. A., Yuste, J. C. y Ceulemans, R. 2004. Seasonal changes in photosynthesis, respiration and NEE of a mixed temperate forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126: 15-31.

Cazorla, A., Olmo, F. J. y Alados-Arboledas, L. 2007. Using a Sky Imager for aerosol characterization. *Atmospheric Environment*, In press.

Cheng, Z., Daoxian, Y. y Jianhua, C. 2005. Analysis of the environmental sensitivities of a typical dynamic epikarst system at the Nongla monitoring site, Guangxi, China. *Environmental Geology*, 47: 615-619.

Cook, B. D., Davis, K. J., Wang, W., Desai, A. R., Berger, B. W., Teclaw, R. M., Martin, J. F., Bolstad, P. V., Bakwin, P. S., Yi, C. y W., H. 2004. Carbon exchange and venting anomalies in an upland deciduous forest in northern Wisconsin, USA. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126: 271-295.

Cook, P. G., Hattona, T. J., Pidsleyb, D., Herczega, A. L., Helda, A., O'Gradyc, A. y D., E. 1998. Water balance of a tropical woodland ecosystem, Northern Australia: a combination of micro-meteorological, soil physical and groundwater chemical approaches. *Journal of Hydrology*, 210: 161-177.

Cuezva, S. (2008). Tesis doctoral "Dinámica Medioambiental de un medio kárstico somero (Cueva de Altamira (Cantabria)): variabilidad natural y efectos antrópicos desestabilizadores". Madrid, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC, Dpto. Geología) - Universidad Complutense de Madrid.

Dabberdt, W. F., Lenschow, D. H., Horst, T. W., Zimmerman, P. R., Oncley, S. P. y Delany, A. C. 1993. Atmosphere-surface exchange measurements. *Science*, 260: 1472-1481.

Davidson, E. A. y Janssens, I. A. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440: 165-173.

Davidson, E. A., Savage, K., Verchot, L. V. y Navarro, R. 2002. Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113: 21-37.

Desai, A. R., Bolstad, P. V., Cook, B. D., Davis, K. J. y Carey, E. V. 2005. Comparing net ecosystem exchange of carbon dioxide between an old-growth and mature forest in the upper Midwest, USA. *Agricultural and Forest Meteorology*, 128(1-2): 33-55.

Domingo, F., Villagarcía, L., Brenner, A. J. y Puigdefábregas, J. 1999. Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 95: 67-84.

Domingo, F., Villagarcía, L., Brenner, A. J. y Puigdefábregas, J. 2000. Measuring and modelling the radiation balance of a heterogeneous shrubland. *Plant, Cell and Environment*, 23: 27-38.

Dragoni, D., Schmid, H. P., Grimmond, C. S. B. y Loescher, H. W. 2007. Uncertainty of annual net ecosystem productivity estimated using eddy covariance flux measurements. *Journal of geophysical research*, 112: 1-9.

Editors 1897. Rains of sand, dust and mud. *Monthly Weather Review*, 17(6): 158.

Ehleringer, J. R., Bowling, D. R., Flanagan, L. B., Fessenden, J., Hellinker, B., Martinelli, L. A. y Ometto, J. P. 2002. Stable isotopes and Carbon Cycle Processes in Forest and Grasslands. *Plant biology*, 4: 181-189.

Ehleringer, J. R. y Cerling, T. E. (2002). C3 and C4 Photosynthesis. Encyclopedia of Global Environmental Change. H. A. Mooney and J. G. Canadell. 2: 186-190.

Emmerich, E. W. 2003. Carbon dioxide fluxes in a semiarid environment with high carbonate soils. *Agricultural and Forest Meteorology*, 116: 91-102.

Falge, E., Baldocchi, D. D., Olson, R., Anthoni, P. M., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, A. J., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Hollinger, D., Jensen, N. O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A. S., Lai, C. T., Law, B. E., Meyers, T., Moncrieff, J. B., Moors, E. J., Munger, J. W., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A. E., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S. y Vesala, T. 2001a. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107: 71-77.

Falge, E., Baldocchi, D. D., Olson, R., Anthoni, P. M., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, A. J., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Hollinger, D., Jensen, N. O., Katul, G. G., Keronen, P., Kowalski, A. S., Lai, C. T., Law, B. E., Meyers, T. P., Moncrieff, J. B., Moors, E. J., Munger, J. W., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A. E., Tenhunen, J. D., Tu, K., Verma, S. B., Vesala, T., Wilson, K. B. y Wofsy, S. C. 2001b. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107: 43 - 69.

Falge, E., Baldocchi, D. D., Tenhunen, J., Aubinet, M., Bakwin, P., Berbigier, P., Bernhofer, C., Burba, G., Clement, R., Kenneth, J. D., Elbers, J., Goldstein, A., Grelle, A., Granier, A., GuðMundsson, J., Hollinger, D., Kowalski, A. S., Katul, G., Law, B. E., Malhi, Y., Meyers, T., Monsons, R. K., Mungert, J. W., Oechel, W., Paw U, K. T., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A. E., Valentini, R., Wilson, A. y Wofsy, S. C. 2002a. Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113: 53-74.

Falge, E., Tenhunen, J. D., Baldocchi, D. D., Aubinet, M., Bakwin, P., Berbigier, P., Bernhofer, C., Bonnefond, J.-M., Burba, G., Clement, R., Davis, K. J., Elbers, J., Falk, M., Goldstein, A., Grelle, A., Granier, A., Grünwald, T., GuðMundsson, J., Hollinger, D., Janssens, I. A., Keronen, P., Kowalski, A. S., Katul, G., Law, B. E., Malhi, Y., Meyers, T., Monson, R. K., Moors, E. J., Mungert, J. W., Oechel, W., Paw U, K. T., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann,

C., Suyker, A. E., Thorgeirsson, H., Tirone, G., Turnipseed, A., Wilson, A. y Wofsy, S. C. 2002b. Phase and amplitude of ecosystem carbon release and uptake potentials as derived from FLUXNET measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113: 75-95.

Feigenwinter, C., Bernhofer, C. y Vogt, R. 2004. The influence or advection on the short term CO₂ budget in and above a forest canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, 113: 201-224.

Fernández, P. L., Gutierrez, I., Quindós, L. S., Soto, J. y Villar, E. 1986. Natural ventilation of the Paintings Room in the Altamira cave. *Nature*, 321(5): 586-588.

Finnigan, J. 2004. A re-evaluation of Long-Term Flux measurement techniques. Part II: Coordinate System. *Boundary-Layer Meteorology*, 113: 1-41.

Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R. y Cleugh, H. A. 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, 107: 1 - 48.

Flanagan, L. B., Ehleringer, J. R. y Pataki, D. E. (2005). Stable Isotopes and Biosphere-Atmosphere Interactions: Processes and Biological Controls. San Diego (California), Elsevier Academic Press.

Foken, T. y Leclerc, M. Y. 2004. Methods and limitations in validation of footprint models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 127: 223-234.

Foken, T., Wimmer, F., Mauder, M., C., T. y Liebethal 2006. Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6: 4395-4402.

Ford, D. C. y Williams, P. W. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. U. Hyman. London: 601 pp.

Fuehrer, P. L. y Friehe, C. A. 2002. Flux corrections revisited. *Boundary-Layer Meteorology*, 102: 415-457.

Gash, J. H. C. 1986. A Note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 35: 409-413.

Gombert, P. 2002. Role of karstic dissolution in global carbon cycle. *Global and Planetary Change*, 33: 177-184.

Granier, A., Ceschia, E., Damesin, C., Dufrêne, E., Epron, D., Gross, P., Lebaube, S., Le Dantec, V., Le Goff, N., Lemoine, D., Lucot, E., Ottorini, J. M., Pontailler, J. Y. y Saugier, B. 2000. The carbon balance of a young beech forest. *Functional Ecology*, 14: 312 - 325.

Hasting, S. J., Oechel, W. C. y Muhlia-Melo, A. 2005. Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (Sarcocaulis) in Baja California, Mexico. *Global Change Biology*, 11: 1-13.

Haykin, S. (1994). Neural Networks. New York, MacMillan.

Heilman, J. L., Brittin, C. L. y Neale, C. M. U. 1989. Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44: 261-273.

Heinesch, B., Yernaux, M. y Aubinet, M. 2007. Some methodological questions concerning advection measurements: a case study. *Boundary-Layer Meteorology*, 122: 457-478.

Hemming, D., Yakir, D., Ambus, P., Aurela, M., Besson, C., Black, K., Buchmann, N., Burlett, R., Cercatti, A., Clement, R., Gross, P., Granier, A., Grünwald, T., Havrankova, K., Janous, D., Janssens, I. A., Moncrieff, J. B., Moors, E. J., Osborne, B., Pereira, J. S., Pihlatie, M., Pilegaard, K., Ponti, F., Rosova, Z., Rossi, F., Scartazza, A. y Vesala, T. 2005. Pan-European d13C

values of air and organic matter from forest ecosystem. *Global Change Biology*, 11: 1-29.

Hollinger, D. Y., Aber, J., Dail, B., Davidson, E. A., Goltz, S. M., Hughes, D., Leclerc, M., Lee, J. T., Richards, A. D., Rodrigues, C., Scott, N. A., Varier, D. y Walsh, J. 2004. Spatial and temporal variability in forest-atmosphere CO₂ exchange. *Global Change Biology*, 10: 1689-1706.

Houghton, R. A. 2002. Terrestrial carbon sink. *Biologist*, 49(4): 155-160.

Hui, D., S., W., Sua, B., Katul, G., Monson, R. y Luo, Y. 2004. Gap-filling missing data in eddy covariance measurements using multiple imputation (MI) for annual estimations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 121: 93-111.

Hungate, B. A., Holland, E. A., Jackson, R. B., Chapin, F. S., Mooney, H. A. y Field, C. B. T. 1997. The fate of carbon in grasslands under carbon dioxide enrichment. *Nature*, 388: 576-579.

Hunt, J. E., Kelliher, F. M., Mcseveny, T. M. y Byers, J. N. 2002. Evaporation and carbon dioxide exchange between the atmosphere and a tussock grassland during a summer drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, 111: 65-82.

Hunt, J. E., Kelliher, F. M., Mcseveny, T. M., Ross, D. J. y Whitehead, D. 2004. Long-term carbon exchange in a sparse, seasonally dry tussock grassland. *Global Change Biology*, 10: 1875-1800.

Janssens, I. A., Freibauer, A., Ciais, P., Smith, P., Nabuurs, G.-J., Folberth, G., Schlamadinger, B., Hutjes, R. W. A., Ceulemans, R., Schulze, E.-D., Valentini, R. y Dolman, A. J. 2003. Europe's Terrestrial Biosphere Absorbs 7 to 12% of European Anthropogenic CO₂ Emissions. *Science*, 300: 1538-1542.

Janssens, I. A., Lankreijer, H., Matteucci, G., Kowalski, A. S., Buchmann, N., Epron, D., Pilegaard, K., Kutsch, W., Longdoz, B., Grünwald, T., Montagnani, L., Dore, S., Rebmann, C., Moors, E. J., Grelle, A., Rannik, Ü., Morgenstern, K.,

Oltchev, S., Clement, R., Gudmundsson, J., Minerbi, S., Berbigier, P., Ibrom, A., Moncrieff, J. B., Aubinet, M., Bernhofer, C., Jensen, N. O., Vesala, T., Granier, A., Schulze, E.-D., Lindroth, A., Dolman, A. J., Jarvis, P. G., Ceulemans, R. y Valentini, R. 2001. Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. *Global Change Biology*, 7: 269 - 278.

Jasoni, R. L., D., S. S. y Arnone, J. A. 2005. Net ecosystem CO₂ exchange in Mojave Desert shrublands during the eighth year of exposure to elevated CO₂. *Global Change Biology*, 11: 749-756.

Jones, H. G. (2000). Plants and microclimate: A quantitative approach to environmental plant physiology. Cambridge, United States of America, Syndicate of the University of Cambridge.

Kaimal, J. C. y Gaynor, J. E. 1990. Another look at sonic thermometry. *Boundary-Layer Meteorology*, 56: 401-410.

Kaufmann, G. y Dreybrodt, W. 2007. Calcite dissolution kinetics in the system CaCO₃-H₂O-CaCO₃ at high undersaturation. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, (in press).

Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W. y Schmid, H. P. 2004. A Simple parameterisation for flux footprint predictions. *Boundary-Layer Meteorology*, 112: 503-523.

Kljun, N., Kormann, R., Rotach, M. W. y Meixner, F. X. 2003. Comparison of the Lagrangian footprint model LPDM-B with an analytical footprint model. *Boundary-Layer Meteorology*, 106(2): 349-355.

Knorr, W. y Kattge, J. 2005. Inversion of terrestrial ecosystem model parameter values against eddy covariance measurements by Monte Carlo sampling. *Global Change Biology*, 11: 1333-1351.

Kosmas, C., Marathianou, M., Gerontidis, S., Detsis, V., Tsara, M. y Poesen, J. 2001. Parameters affecting water vapour adsorption by the soil under semi-arid climatic conditions. *Agricultural Water Management*, 46: 61 - 78.

Kowalski, A. S. 2006a. Comment on "An alternative approach for CO₂ flux correction caused by heat and water vapour transfer" by Liu. *Boundary-Layer Meteorology*, 120: 353-355.

Kowalski, A. S. 2006b. Further comment on "An alternative approach for CO₂ flux correction caused by heat and water vapour transfer" by Liu. *Boundary-Layer Meteorology*, 120: 365-366.

Kowalski, A. S., Anthoni, P. M. y Vong, R. J. 1997. Deployment and Evaluation of a System for Ground-Based Measurement of Cloud Liquid Water Turbulent Fluxes. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 14: 468-479.

Kowalski, A. S., Loustau, D., Berbigier, P., Manca, G., Tedeschi, V., Borghetti, M., Valentini, R., Pasikolari, Berninger, F., Rannik, Ü., Hari, P., Rayment, M., Mencuccini, M., Moncrieff, J. B. y Grace, J. 2004. Paired comparisons of carbon exchange between undisturbed and regenerating stands in four managed forests in Europa. *Global Change Biology*, 10: 1-17.

Kowalski, A. S. y 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: 129-141.

Kowalski, S., Sartorem, M., Burlett, R., Berbigier, P. y Loustau, D. 2003. The annual carbon budget of a French pine forest (*Pinus pinaster*) following harvest. *Global Change Biology*, 9: 1051-1065.

Leclerc, M. Y., Meskhidze, N. y Finn, D. 2003. Comparison between measured tracer fluxes and footprint model predictions over a homogeneous canopy of intermediate roughness. *Agricultural and Forest Meteorology*, 117: 145-158.

Leclerc, M. Y. y Thurtell, G. W. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. *Boundary-Layer Meteorol. Boundary-Layer Meteorology*, 52: 247-258.

Lee, X. 1998. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 91: 39-49.

Leuning, R. (2004). Measurements of Trace Gas Fluxes in the Atmosphere Using Eddy Covariance: WPL corrections revisited. Handbook of Micrometeorology. X. Lee, W. J. Massman and B. E. Law. Dordrecht, Kluwer Academic: 119-132.

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: 263-267.

Leuning, R., Cleugh, H. A., Zegelin, S. J. y Hughes, D. 2005. Carbon and water fluxes over a temperate Eucalyptus forest and a tropical wet/dry savanna in Australia: measurements and comparison with MODIS remote sensing estimates. *Agricultural and Forest Meteorology*, 129: 151-173.

Leuning, R. y Judd, M. J. 1996. The relative merits of open- and closed-path analysers for measurement of eddy fluxes. *Global Change Biology*, 2: 241-253.

Li, X. Y., Contreras, S. y Sole-Benet, A. 2007. Spatial distribution of rock fragments rock fragments in the dolines: a case study in a semiarid mediterranean mountain-range (Sierra de Gador, SE Spain). *Catena*, (in press).

Li-Cor (2002). Section 2. Theory and operation. Open Path CO₂/H₂O Analyzer. Instruction Manual. Lincoln, Nebraska, LI-COR.

Li-Cor (2002). Section 5. Maintenance. Open Path CO₂/H₂O Analyzer. Instruction Manual. Lincoln, Nebraska, LI-COR.

- Liu, H. 2005. An alternative approach for CO₂ flux correction caused by heat and water vapour transfer. *Boundary-Layer Meteorology*, 115: 151-168.
- Liu, H., Randerson, J. D., Lindfors, J., Massman, W. J. y Foken, T. 2006a. Consequences of incomplete surface energy balance closure for CO₂ fluxes from open-path CO₂/H₂O infrared gas analysers. *Boundary-Layer Meteorology*, 120: 65-85.
- Liu, Q., Edwards, N. T., Post, W. M., Gu, L., Ledford, J. y Lenhart, S. 2006b. Temperature-independent diel variation in soil respiration observed from a temperate deciduous forest. *Global Change Biology*, 12(11): 2136-2145.
- Liu, Z. y Zhao, J. 2000. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO₂ sink. *Environmental Geology*, 39(9): 1053-1058.
- Lloyd, J. y Taylor, J. A. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 8: 315-323.
- Ludwig, W., Amiotte-Suchet, P., Munhoven, G. y Probst, J. L. 1998. Atmospheric CO₂ consumption by continental erosion: present-day controls and implications for the last glacial maximum. *Global and Planetary Change*, 16-17: 107-120.
- Luo, H., Oechel, W. C., Hansting, S. J., Zulueta, R., Qian, Y. y Kwon, H. 2007. Mature semiarid chaparral ecosystems can be a significant sink for atmospheric carbon dioxide. *Global Change Biology*, 13(2): 386-396.
- Massman, W. J. 1992. A surface energy balance method for partitioning evapotranspiration data into plant and soil components for a surface with partial canopy cover. *Water Resources Research*, 28: 1723.
- Massman, W. J. y Touvinen, J. P. 2006. An analysis and implications of alternative methods of deriving the density (WPL) terms for eddy covariance flux measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 121: 221-227.

McMillen, R. T. 1988. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 43: 231 - 245.

Mielnick, P. y Dugas, W. A. 2000. Soil Co₂ flux in a tallgrass prairie. *Soil Biology & Biochemistry*, 32(2): 221-228.

Mielnick, P., Dugas, W. A., Mitchell, K. y Havstad, K. 2005. Long-term measurements of CO₂ flux and evapotranspiration in a Chihuahuan desert grassland. *Journal of Arid Environments*, 60: 423-436.

Miller, S. D., Goulden, M. L., Menton, M. C., Da Rocha, H. R., De Freitas, H. C., Michela, A., Figueira, S. y De Sousa, C. A. 2004. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. *Ecological Applications*, 14(4): 114-126.

Moffat, A. M., Papale, D., Reichstein, M., Hollinger, D., Richardson, D., Barr, A. G., Beckstein, C., Braswell, B. H., Churkina, G., Desai, A. R., Falge, E., Gove, J. H., Heimann, M., Hui, D., Jarvis, A. J., Kattge, J., Noormets, A. y Stauch, V. J. In press. Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, In press.

Moncrieff, J. B., Massheder, J. M., Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., B., H. B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H. y Verhoef, A. 1997. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology*, 188-189: 589-611.

Noormets, A., Chen, J. y Crow, T. R. 2007. Age-Dependent Changes in Ecosystem Carbon Fluxes in Managed Forests in Northern Wisconsin, USA. *Ecosystems*, 10: 187-203.

Okin, G. S. (2001). Wind-Driven Desertification: Process Modeling, Remote Monitoring, and Forecasting (Charter 1). Pasadena, California, California Institute of Technology Pasadena, California.

- Ooba, M., Hirano, T., Mogami, J.-I., Hirata, R. y Fujinuma, R. 2006. Comparisons of gap-filling methods for carbon flux dataset: A combination of a genetic algorithm and an artificial neural network. *Ecological Modelling*, 198: 473-486.
- Oyonarte, C. 1992. Estudio edáfico de la Sierra de Gádor. Evaluación para usos forestales. *Edafología*. Granada, Granada.
- Oyonarte, C., Escoriza, I., Delgado, R., Pinto, V. y Delgado, G. 1998. Water-Retention Capacity in Fine Earth and Gravel Fractions of Semiarid Mediterranean Montane Soils. *Arid Soil. Research and Rehabilitation*, 12: 29-45.
- Papale, D. y Valentini, R. 2003. A new assesment of European forest carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. *Global Change Biology*, 9(525-535).
- Paw U, K. T., Baldocchi, D. D., Meyers, T. P. y Wilson, K. B. 2000. Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 97: 487 - 511.
- Penzar, I. y Poje, D. 1999-2000. Review of meteorological research in Croatia. Survey of situation up to 1997. *Geofizika*, 16-17: 1-32.
- Queralt- Mitjans, I., Domingo, F. y Sole-Benet, A. 1993. The Influence of Local Sources of the Mineral Content of Bulk deposition Over an altitudinal gradient in Filabres Range (SE Spain). *Journal of geophysical research*, 98: 16761-16768.
- Rambal, S., Ourcival, J. M., Joffre, R., Mouillot, F., Nouvellon, Y., Reichstein, M. y Rocheteau, A. 2003. Drought controls over conductance and assimilation of a Mediterranean evergreen ecosystem: scaling from leaf to canopy. *Global Change Biology*, 9: 1813-1824.

Rannik, Ü., Keronen, P., Hari, P. y Vesala, T. 2004. Estimation of forest-atmosphere CO₂ exchange by eddy covariance and profile techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126: 141-155.

Rannik, Ü., Markkanen, T., Raittila, J., Hari, P. y Vesala, T. 2003. Turbulence statistics inside and over forest: influence on footprint prediction. *Boundary-Layer Meteorology*, 109: 163-189.

Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D. D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T. G., Granier, A., Grünwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J. M., Pumphane, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D. y Valentini, R. 2005. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, 11: 1-16.

Reichstein, M., Rey, A., Freibauer, A., Tenhunen, J. D., Valentini, R., Banza, J., Casals, P., Cheng, Y., Grünzweig, J. M., Irvine, J., Joffre, R., Law, B. E., Loustau, D., Miglietta, F., Oechel, W., Ourcival, J. M., Pereira, J. S., Peressotti, A., Ponti, F., Qi, Y., Rambal, S., Rayment, M., Romanya, J., Rossi, F., Tedeschi, V., Tirone, G., Xu, M. y Yakir, D. 2003. Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. *Global Biogeochemical*, 17: 15(1-15).

Reichstein, M., Tenhunen, J. D., Roupsard, O., Ourcival, J. M., Rambal, S., Dore, S. y Valentini, R. 2002a. Ecosystem respiration in two Mediterranean evergreen Holm Oak forests: drought effects and decomposition dynamics. *Functional Ecology*, 16: 27-39.

Reichstein, M., Tenhunen, J. D., Roupsard, O., Ourcival, J. M., Rambal, S., Miglietta, F., Peressotti, A., Pecchiari, M., Tirone, G. y Valentini, R. 2002b. Severe drought effects on ecosystem CO₂ and H₂O fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of current hypotheses? *Global Change Biology*, 8: 999-1007.

Rey, A., Pegoraro, E., Tedeschi, V., De Parri, I., Jarvis, P. J. y Valentini, R. 2002. Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. *Global Change Biology*, 8: 851-866.

Rey, A., Pepsikos, C., Jarvis, P. y Grace, J. 2005. The effect of soil temperature and soil moisture on carbon mineralisation rates in a Mediterranean forest soil. *European Journal of Soil Science*, 56: 589-599.

Richards, J. M. 1971. A simple expression for the saturation vapour pressure of water in the range -50 to 140°C. *Journal of Physics*, 876(4): L15-L18.

Richardson, A. D., Braswell, B. H., Hollinger, D., Burman, P., Davidson, E. A., Evans, R., Flanagan, L. B., Munger, J. W., Savage, K., Urbanski, S. P. y Wofsy, S. C. 2006. Comparing simple respiration models for eddy flux and dynamic chamber data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 141: 219-234.

Rogers, R. R. y Yau, M. K. (1989). A Short Course in CLOUD PHYSICS. McGill University, Canada, Pergamon Press.

Sanchez-Moral, S., Cañaveras, J. C., Laiz, L., Saiz-Jimenez, C., Bedoya, J. y Luque, L. 2003. Biomediated precipitation of calcium carbonate metastable phases in hypogean environments: a short review,. *Geomicrobiology Journal*, 20(5): 491-500.

Sanchez-Moral, S., Soler, V., Cañaveras, J. C., Sanz-Rubio, E., Van Grieken, R. y Gysels, K. 1999. Inorganic deterioration affecting the Altamira Cave, N Spain: quantitative approach to wall-corrosion (solutional etching) processes induced by visitors. *The Science of the Total Environment*, 243/244: 67 - 84.

Schimel, D. S. 1995. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology*, 1(1): 77-91.

Schlesinger, W. 1990. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soil. *Nature*, 348: 232-234.

Schlesinger, W., Reynolds, J., Cunningham, G., Huenneke, L. F., Jarrel, W. M., Virginia, R. A. y Whitford, W. G. 1990. Biological feedbacks in global desertification. *Science*, 247(4946): 1043-1048.

Schmid, H. P. 1994. Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 67: 293-318.

Schmid, H. P. 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113: 159-183.

Schwinning, S. y Sala, O. E. 2004. Hierarchy of responses to resource pulses in arid and semi-arid ecosystems. *Oecologia*, 141: 211-220.

Scott, R. L., Watts, C., Payan, J. G., Edwards, E., Goodrich, D. C., Williams, W. y Shuttleworth, J. 2003. The understory and overstory partitioning of energy and water fluxes in an open canopy, semiarid woodland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114: 127-139.

Serrano-Ortiz, P., Kowalski, A. S. y Alados-Arboledas, L. 2006. La técnica eddy covariance como herramienta para la determinación de la capacidad de asimilación de CO₂ de un ecosistema. *Acta Granatense*, 4/5: 95-106.

Serrano-Ortiz, P., Kowalski, A. S., Domingo, F., Rey, A., Pegoraro, E., Villagarcía, L. y Alados-Arboledas, L. 2007. Variations in daytime net carbon and water exchange in a montane shrubland ecosystem in southeast Spain. *Photosynthetica*, 45(1): 30-35.

Serrano-Ortiz, P., Kowalski, A. S., Domingo, F., Ruiz, B. y Alados-Arboledas, L. 2008. Consequences of uncertainties in CO₂ density for estimating net ecosystem CO₂ exchange by open-path eddy covariance. *Boundary-Layer Meteorology*, IN PRESS.

Smith, S. D., Huxman, T. E., Zitzer, S. F., Charlet, T. N., Housman, D. C., Coleman, J. S., Fenstermaker, L. K., Seemann, J. R. y Nowak, R. S. 2000.

Elevated CO₂ increases productivity and invasive species success in an arid ecosystem. *Nature*, 408: 79-82.

Stauch, V. J. y Jarvis, A. J. 2006. A semi-parametric model for eddy covariance CO₂ flux time series data. *Global Change Biology*, 12(9): 1707-1716.

Stull, R. B. (1988). An introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers.

Suyker, A. E. y Verma, S. B. 2001. Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie. *Global Change Biology*, 7: 279 - 289.

Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T., Prueger, J. H., Stark, P. J. y Wesely, M. L. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103: 279-300.

Unep (1997). World Atlas of Desertification. 2nd Edition. United Nations Environment Programme. Nairobi, Kenya.

Verma, A. B., Baldocchi, D. D., Anderson, D. E., Matt, D. R. y Clement, R. J. 1986.ddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 36: 71-91.

Verma, S. B. 1990. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews*, 5(1): 99-105.

Vicca, S., Serrano-Ortiz, P., De Boeck, H. J., Lemmens, C. M. H. M., Nijs, I., Ceulemans, R., Kowalski, A. S. y Janssens, I. A. 2007. Effects of climate warming and declining species richness in grassland model ecosystems: acclimation of CO₂ fluxes. *Biogeosciences*, 4: 27-36.

Webb, E. K., Pearman, G. I. y Leuning, R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106: 85 - 100.

Were, A. 2005. Agregación espacial de la evapotranspiración en clima semiárido. Grupo de Desertificación y Geoecología, Universidad de Almería: 210.

Wever, L. A., Flanagan, L. B. y Carlson, P. J. 2002. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, 112: 31-49.

Wilson, A., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D. D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A. S., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R. y Verma, S. B. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113: 223-243.

Wofsy, S. C., Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S.-M., Bakwin, P. S., Daube, B. C., Bassow, S. L. y Bazzaz, F. A. 1993. Net Exchange of CO₂ in a Mid-Latitude Forest. *Science*, 260: 1314-1317.

Xu, L.-K., Matista, A. A. y Hsiao, T. C. 1999. A technique for measuring CO₂ and water vapor profiles within and above plant canopies over short periods. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94: 1-12.

Yakir, D. y Sternberg, L. S. L. 2000. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia*, 123: 297-311.

9. ANEXOS

ANEXO I

OBTENCIÓN DE LAS VARIABLES DE LA BASE DE DATOS

TEMPERATURA DEL AIRE (T_a)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de temperatura que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $(-40)^\circ\text{C} - 50^\circ\text{C}$.

De igual modo se rechazarán las medias horas en las que la temperatura medida por el termohigrómetro HMP 35-C y el anemómetro sónico CSAT-3 difieran en más de 4 grados (no tomaremos por bueno el valor de ninguno de los dos instrumentos ya que no tenemos criterio para determinar cual de los dos mide correctamente).

b) Calidad de los datos y relleno de huecos

Paso 1. Valores de T_a con calidad 0. Tomaremos como valores finales de T_a aquellas temperaturas medidas por nuestro termohigrómetro HMP 35-C. En momentos en los que este instrumento no mida tomaremos como valor de temperatura la correlación lineal entre T_a medida con este instrumento y T_a medida con el anemómetro CSAT-3. Estos valores tendrán calidad 0.

$$T_a = 1.00 \times T_{a(\text{CSAT-3})} - 0.47 \quad R^2 = 0.95 \quad (8.1)$$

Paso 2. Valores de T_a medidos con instrumentos de la Estación Experimental de Zonas Áridas (EEZA). Cuando ambos instrumentos dejen de medir o den datos incoherentes, según lo descrito en el apartado "rechazo de datos", tomaremos como valores de T_a la correlación lineal entre T_a medida por

nuestro termohigrómetro y T_a medida por el termohigrómetro HMP 35-C ubicado a 2.5 metros de altura en una torre de instrumentación complementaria, propiedad de la EEZA, localizada a unos 5 metros de nuestra torre de instrumentación complementaria. Si en determinados momentos dicho instrumento tampoco tiene medidas tomaremos como valor de temperatura la correlación lineal entre T_a medida por nuestro termohigrómetro y T_a medida por el anemómetro sónico CSAT-3 ubicado a 3.4 metros de altura en la torre EC propiedad de la EEZA localizada a unos 5 metros de nuestra torre EC. Estos valores tendrán una calidad 1.

$$T_a = 1.00 \times T_{a \text{ (HMP-3, EEZA)}} - 0,68 \quad R^2=0.95 \quad (8.2)$$

$$T_a = 1.00 \times T_{a \text{ (CSAT-3, EEZA)}} - 0,85 \quad R^2=0.95 \quad (8.3)$$

Paso 3. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de T_a de sólo una media hora se rellena con el valor promedio de T_a de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal, tomando la media hora superior e inferior al hueco como puntos de la recta. Estos valores de T_a tendrán una calidad 2.

Paso 4. Relleno de huecos superiores a dos horas. Estos huecos se rellenarán según lo descrito en el artículo de Falge et al. (2001b), tomando como valor de T_a el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa media hora. En determinados momentos hemos tomado menos de 7 días por considerarlos excesivos dada la variabilidad del entorno. Estos valores de T_a tendrán una calidad de 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de T_a medidos son aquellos que tienen calidad de 0 o 1, podemos decir que para el caso de la temperatura del aire tenemos una ausencia de datos de un 5% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

TEMPERATURA DEL SUELO (T_s)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de temperatura que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $(-30)^\circ\text{C} - 50^\circ\text{C}$.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de T_s con calidad 0. Tomaremos como valores finales de T_s el promedio de las medidas realizadas a 1, 3, 5 y 7 cm de profundidad con 4 sensores TCAV instalados próximos a nuestra torre EC y las medidas obtenidas con los 4 sensores TCAV instalados próximos a la torre EC de la EEZA a 2 y 6 cm (dos sensores a cada profundidad). El motivo por el cual se toma como valor de T_s el promedio de estas medidas es tener una medida de T_s más representativa del suelo de nuestro ecosistema. Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 2. Valores de T_s obtenidos con un único instrumento. En determinados momentos, alguna de las parejas de cuatro sensores instaladas próximas a ambas torres han dejado de medir, en estos casos se tomará como valor de T_s la temperatura obtenida por las parejas de sensores que estén funcionando debido a la buena correlación existente entre ambas parejas. Estos valores tendrán calidad 1.

$$T_{s \text{ (UGR)}} = 1.05 \times T_{s \text{ (EEZA)}} - 0,38 \quad R^2=0.97 \quad (8.4)$$

Paso 3. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de T_s de sólo una media hora ésta se rellenará con el valor promedio de T_s de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal, tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores de T_s tendrán calidad 2.

Paso 4. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán según lo descrito en el artículo de Falge et al., (2001b), tomando como valor de T_s el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa media hora. En determinados momentos hemos tomado menos de 7 días por considerarlos excesivos dada la variabilidad del entorno. Estos valores de T_s tendrán una calidad de 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de T_s medidos son aquellos que tienen calidad de 0 o 1, podemos decir que para el caso de la temperatura del suelo tenemos una ausencia de datos de un 3% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

PRESIÓN ATMOSFÉRICA (P_a)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de presión que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: 70 kPa – 130 kPa. Este rango es muy amplio debido a que esta red debe establecer un criterio general aplicable a todo tipo de estaciones localizadas a muy distintas alturas. Dada la altura de nuestra estación se estima que los valores de presión deben estar comprendidos entre 80 kPa y 86 kPa.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de P_a con calidad 0. Tomaremos como valores finales de presión atmosférica los valores obtenidos directamente por el LI-7500. Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 2. Relleno de huecos. La presión de aire es una variable que permanece más o menos constante a lo largo del tiempo. Al ser tan poca la variabilidad, en caso de ausencia de datos se tomará como valor correcto el promedio de los tres años (84.1 ± 0.5 kPa). Estos valores tendrán calidad 3.

c) Ausencia de datos

Para el caso de la presión atmosférica tenemos una ausencia de datos de un 14% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

CANTIDAD DE VAPOR DE AGUA EN EL AIRE

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de humedad relativa que estén fuera del rango comprendido entre 10% y 100%.

Hasta el 3 de Septiembre de 2004 nuestro termohigrómetro almacenaba valores de contenido de agua en presión de vapor de agua, durante este periodo se han transformado los valores de presión de vapor de agua (e) en valores de humedad relativa (HR), despejando en la ecuación (8.8) el valor de HR .

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de HR con calidad 0 .Los valores de contenido en agua del aire que tomaremos como buenos serán los obtenidos a partir de nuestro termohigrómetro HMP 35 C. Este instrumento fue programado para que los datos de cantidad de agua fuesen expresados en porcentaje de humedad relativa (HR). Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 2. Valores de HR medidos con instrumentos de la EEZA. Cuando nuestro instrumento haya dejado de medir o dé datos incoherentes, según lo descrito en el apartado “rechazo de datos”, tomaremos como valores de HR la correlación lineal entre la HR medida por nuestro termohigrómetro y la HR medido por el termohigrómetro HMP 35-C propiedad de la EEZA. Estos valores tendrán calidad 1.

$$HR = 1.01 \times HR_{(EEZA)} + 3,09 \quad R^2 = 0.96 \quad (8.5)$$

Paso 3. Relleno de huecos usando los valores de humedad obtenidos por el LI-7500. Cuando ambos termohigrómetros den valores incoherentes, según lo descrito en el apartado “rechazo de datos”, o hayan dejado de medir, se tomará como valores de humedad relativa la correlación existente entre la humedad medida por nuestro termohigrómetro y la humedad medida por nuestro LI-7500, una vez corregidos los saltos en la humedad de LI-7500 debido sobre todo a las lluvias de barro frecuentes durante el verano en nuestro ecosistema de estudio. Estos valores tendrán una calidad de 1.

$$HR = 1.01x HR_{(UGR,LI-7500)} + 4.01 \quad R^2 = 0.98 \quad (8.6)$$

Los valores de humedad obtenidos por el LI-7500 están expresados en densidad de vapor de agua (ρ_v) en $g \text{ m}^{-3}$. Para realizar la correlación entre los valores de humedad relativa del LI-7500 y del termohigrómetro se han transformado los valores de ρ_v en valores de HR en % aplicando la ecuación (8.8).

Paso 4. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de HR de sólo una media hora se rellenará con el valor promedio de HR de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal, tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores de HR tendrán calidad 2.

Paso 5. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán según el artículo de Falge et al. (2001b), tomando como valor de HR el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa media hora. En determinados momentos hemos tomado menos de 7 días por considerarlos excesivos dada la variabilidad del entorno. Estos valores de HR tendrán una calidad de 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos como valores de HR medidos aquellos que tienen calidad 0 o 1, podemos decir que para el caso de la humedad relativa tenemos una ausencia de datos de un 15% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

d) Ecuaciones empleadas para las transformaciones de unidades

Cálculo de la presión de vapor de agua (e) conociendo la presión saturante (e_s) y la humedad relativa (HR). Para calcular e a partir de HR debemos calcular primero e_s a partir de T_a según la ecuación (8.7) (Richards 1971).

$$e_s = p_s \exp(13.3815t - 1.9760 t^2 - 0.6445 t^3 - 0.1299 t^4) \quad (8.7)$$

Donde t es igual a $(1 - T_s/T_a)$, siendo T_a la temperatura del aire y T_s la temperatura de ebullición (373.15 K); y p_s es la presión atmosférica estándar (101325 (Pa)N m⁻²). Una vez esto, estamos en condiciones de estimar e.

$$e = e_s * \frac{HR}{100} \quad (8.8)$$

Cálculo la densidad de vapor de agua (ρ_v) conociendo la presión de vapor de agua (e). Se aplicará la ley de los gases y obtendremos un valor de ρ_v en kg m⁻³.

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T_a} \quad (8.9)$$

Donde e debe ir en Pascales, R_v es la constante de los gases ideales para el aire húmedo (461.5 J Kg⁻¹K⁻¹) y T_a debe ir en Kelvin.

Cálculo de la cantidad de vapor de agua expresada en mmol de vapor de agua por mol de aire (ppt) conociendo la densidad de vapor de agua (masa de CO₂ por unidad de volumen de aire) (ρ_v), la temperatura (T_a) y la presión (P_a) del aire. Usaremos la ecuación de los gases ideales para transformar el volumen por unidad de aire en número de moles de aire; transformaremos la masa de CO₂ en moles conociendo el peso molecular del mismo.

$$H_2O_{(ppt)} = \frac{\rho_v T_a R}{P_{m(H_2O)} P_a} \quad (8.10)$$

Donde R es la constante universal de los gases ideales (8.31 kPa l mol⁻¹ K⁻¹) ρ_v se expresa en g m⁻³, T_a se expresa en Kelvin, P_{m(H₂O)} es el peso molecular del agua en gramos y P_a se expresa en kPa.

DÉFICIT DE PRESIÓN DE VAPOR DE AGUA (*VPD*)

a) Rechazo de datos

El déficit de presión de vapor de agua será un parámetro no medido sino calculado a partir de la presión de vapor de agua saturante (e_s) y la presión de vapor de agua existente (e).

$$VPD = e_s - e \quad (8.11)$$

Donde e_s se calculará a partir de la temperatura del aire usando la ecuación (8.7) y e se calculará a partir de la humedad relativa usando la ecuación (8.8). Por ser una variable calculada a partir de otras variables medidas que ya han sido filtradas, no rechazaremos ningún dato.

b) Relleno de huecos

Tanto la temperatura como la humedad relativa (parámetros necesarios para el cálculo de *VPD*) no tendrán ausencia de datos ya que se han rellenado los huecos previamente. El parámetro *VPD* tendrá calidad 0 cuando la temperatura y la humedad relativa sean valores medidos directamente por nuestros instrumentos; si alguno de estos dos parámetros es medido por los instrumentos de la EEZA la calidad del dato de *VPD* tomará valor 1; si la temperatura o la humedad relativa han sido calculados mediante promedios de no más de media hora o regresión lineal, la calidad será 2; si finalmente el *VPD* se ha obtenido usando valores de temperatura o humedad relativa rellenos según el artículo de Falge et al., (2001b), nuestra variable tendrá una calidad 3.

c) Ausencia de datos

Tomando como valores de *VPD* con calidad de 0 y 1 los calculados usando la temperatura y humedad relativa, podemos decir que para el caso del déficit de presión de vapor de agua tenemos una ausencia de datos de un 15% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

DENSIDAD DE CO₂ EN EL AIRE (ρ_c)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de ρ_c que una vez transformados en valores de razón de mezcla (ecuación 8.12), estén fuera del rango de 300 ppm y 700 ppm. De igual modo se rechazarán los valores de ρ_c en los que las columnas diagnóstico detecten que:

1. El sistema *eddy covariance* calcule el promedio de la densidad de CO₂ con menos de la tercera parte de los valores de densidad que debe usar. Esto se produce cuando la columna diagnóstico "NaN_7500" toma valores superiores a 5000 (apartado 4.2.1.1).

2. El voltaje promedio del LI-7500 durante esa media hora en la que se calcula el valor de densidad de CO₂ sea inferior a 10V o superior a 14V. Esto se produce cuando la columna diagnóstico "LnVolt" no está comprendida entre los 10V y 14V.

3. Las lentes del LI-7500 están cubiertas por agua debido a eventos de lluvia. Esta situación se detecta cuando la columna diagnóstico "AGC" toma valores superiores a 60 y cuando el promedio de las placas de rocío detecta la presencia de agua durante el día.

Nuestro LI-7500 está configurado para almacenar ρ_c en mg m⁻³, por ello, lo que se ha hecho es transformar estos valores CO₂ en ppm (μmol de CO₂ por mol de aire). La ecuación usada para ello es la misma que la ecuación 8.10 pero adaptada al CO₂.

$$CO_{2(ppm)} = \frac{\rho_c T_a R}{P_{m(CO_2)} P_a} \quad (8.12)$$

Donde R es la constante universal de los gases ideales (8.31 kPa l mol⁻¹ K⁻¹) ρ_c se expresa en mg m⁻³, se expresa en Kelvin, P_{m(CO₂)} es el peso molecular del agua en gramos y P_a se expresa en kPa.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de CO₂ con calidad 0. Los valores de CO₂ que tomaremos como buenos serán los obtenidos a partir de nuestro LI-7500 una vez pasados a ppm. Estos valores tendrán la calidad de 0, siendo dicha calidad la calidad superior.

Paso 2. Valores de CO₂ corregidos por los eventos de lluvia. Como ya se ha comentado anteriormente, durante eventos de lluvia la ventana del LI-7500 se ensucia provocando una sobrestimación en los valores de cantidad de vapor de agua en el aire y una subestimación en los valores de CO₂ (Serrano-Ortiz et al., 2008). Dada la importancia de esta variable a la hora de calcular el flujo final de CO₂ (apartado 4.3.1 y 5.2), se hace necesario corregir estas subestimaciones por eventos de lluvia de barro. Los fenómenos de lluvia se detectan con un análisis comparado de la información obtenida por las placas de rocío, el higrómetro de Kriptón (deja de medir cuando acaecen eventos de lluvia) y el pluviómetro.

Lluvias de barro: cuando llueve la lente se ensucia y aparece un salto en la cantidad de CO₂ expresada en ppm. Para corregir esto, se suma el valor de dicho salto a las cantidades de CO₂ posteriores al evento hasta que en la próxima visita a campo se limpien las lentes antes de realizar el control de calibración.

Lluvias que limpian las lentes: cuando esto sucede (salto positivo en el valor de la cantidad de CO₂ tras la lluvia) no se realiza ningún tipo de corrección ya que al corregir los valores de CO₂ debido a las lluvias de barro estos sucesos se corrigen automáticamente. Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 3. Valores de CO₂ corregidos por las calibraciones periódicas realizadas en el campo al LI-7500. Cuando se produce un control de calibración y se detecta que la cantidad de CO₂ medida por el LI-7500 no se corresponde a la que contienen las botellas de N₂ y de mezcla de N₂ y CO₂ usadas para la calibración, se considerará que el descalibrado se ha producido periódicamente y se corregirán los valores de CO₂ de forma proporcional hasta llegar al calibrado anterior. Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 4. Cambio defectuoso de los productos químicos contenido en el LI-7500. Durante uno de los mantenimientos que se le ha de hacer al LI-7500 (cambio de productos químicos) (Li-Cor 2002) se usaron productos químicos defectuosos y el LI-7500 dejó de medir correctamente la densidad de CO₂ (pero no sus fluctuaciones) desde mediados de febrero hasta principios de junio de 2005. Durante este periodo se tomará como valor de CO₂ el promedio de los valores de CO₂ obtenidos inmediatamente tras las limpiezas realizadas al instrumento durante los años 2004 y 2005 una vez cambiados los productos defectuosos (355.7 ppm). Estos valores tendrán calidad 2.

Paso 4. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de CO₂ de sólo una media hora ésta se rellenará con el valor promedio de CO₂ de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores de CO₂ tendrán calidad 2.

Paso 5. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán según el artículo de Falge et al. (2001b), tomando como valor de CO₂ el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa media hora. Estos valores de CO₂ tendrán calidad 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de CO₂ medidos son aquellos que tienen calidad 0, podemos decir que para el caso de la cantidad de CO₂ tenemos una ausencia de datos de un 44% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas. El motivo de esta elevada ausencia de datos es el cambio de productos químicos defectuosos del LI-7500 que permanecieron en el instrumento durante más de 5 meses durante el año 2005.

DENSIDAD DE AIRE (ρ_a)

a) Rechazo de datos

La densidad del aire será un parámetro calculado a partir de la temperatura (T_a) y la presión del aire (P_a) mediante la ley de los gases.

$$\rho_a = \frac{P_a}{R_a T_a} \quad (8.13)$$

Donde P_a debe ir en Pascales, T_a en Kelvin y R_a es la constante de los gases ideales para el aire seco ($287.05 \text{ J Kg}^{-1}\text{K}^{-1}$). La densidad de aire vendrá expresada en kg m^{-3} .

b) Relleno de huecos

Tanto la temperatura como la presión del aire no tendrán ausencia de datos ya que se han rellenado los huecos previamente. La densidad de aire tendrá calidad 0 cuando la temperatura y la presión sean valores medidos por nuestros instrumentos; si alguno de estos dos parámetros es medido por los instrumentos de la EEZA la densidad de aire tendrá una calidad 1; si la temperatura o la presión de aire han sido calculados mediante promedios de no más de media hora o regresión lineal esta variable tomará calidad 2; si finalmente la densidad calculada se ha hecho usando valores de temperatura rellenos según el artículo de Falge et al. (2001b), o valores de presión rellenos con el promedio anual, nuestra variable será de calidad 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de densidad de aire con calidad de 0 y 1 son los calculados usando la temperatura y presión de aire medidos, podemos decir que para el caso de la densidad de aire tenemos una ausencia de datos de un 14% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

RADIACIÓN NETA (R_n)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de Radiación neta que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $(-200)\text{Wm}^{-2} - 1000 \text{Wm}^{-2}$.

De igual modo se rechazarán las medias horas en las que la radiación neta medida por nuestro radiómetro de neta *Kipp and Zonen* y el radiómetro de neta de la EEZA difieran en más de 60Wm^{-2} (no tomaremos por bueno el valor de ninguno de los dos instrumentos ya que no tenemos criterio para determinar cual de los dos instrumentos mide correctamente).

Una vez rechazados los valores incoherentes de R_n y del flujo de radiación incidente fotosintéticamente activa, expresadas en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos (*PPFD*) representamos la correlación lineal entre ambas variables

$$PPFD = 2.84 \times R_n + 269.79 \quad R^2 = 0.89 \quad (8.14)$$

En este último análisis se rechazarán los valores de R_n y *PPFD* cuyos valores nos se encuentren en el rango de ± 2 veces la desviación estándar de la recta.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de R_n con calidad 0. Tomaremos como valores finales de R_n los medidos por nuestro radiómetro *Kipp and Zonen* una vez corregidos por el viento (ver apartado 2.3.3). Esta corrección se realiza a partir de los valores promedio la componente x de la velocidad del viento. En determinadas ocasiones tenemos valores de R_n pero no valores de esta componente de la velocidad horizontal y no podremos realizar la corrección, en estos casos tomaremos como valor de R_n el obtenido a través de la correlación entre R_n corregida y R_n sin corregir. Estos valores tendrán calidad 0.

$$R_n = 1.01 \times R_{n(sc)} - 4.5079 \quad R^2 = 0.98 \quad (8.15)$$

Paso 2. Valores de T_a medidos con instrumentos de la EEZA. Cuando nuestro radiómetro deje de medir o de datos incoherentes, según lo descrito en el apartado de “rechazo de datos”, tomaremos como valores de R_n la correlación lineal entre R_n medida por nuestro radiómetro y R_n medida por el radiómetro ubicado a 2.5 metros de altura en una torre propiedad de la EEZA localizada a unos 5 metros de nuestra torre meteorológica. Estos valores tendrán una calidad de 1.

$$R_n = 0,88 \times R_n(\text{EEZA}) - 8.96 \quad R^2=0.87 \quad (8.16)$$

Paso 3. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de R_n de sólo una media hora ésta se rellenará con el valor promedio de R_n de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores de R_n tendrán calidad 2.

Paso 4. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán atendiendo al artículo de Falge et al. (2001b), tomando como valor de R_n el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa media hora. En determinados momentos no he tomado exactamente 7 días por considerarlos excesivos dada la variabilidad del entorno. Estos valores de R_n tendrán una calidad de 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de R_n medidos son aquellos que tienen calidad de 0 o 1 podemos decir que para el caso de la radiación neta tenemos una ausencia de datos de un 4% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

FLUJO DE RADIACIÓN INCIDENTE FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVA EXPRESADA EN TÉRMINOS DE DENSIDAD DE FLUJO DE FOTONES FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVOS, (*PPFD*)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de *PPFD* que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $(-50) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ – $2300 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

En determinadas ocasiones, durante el mediodía de días sin nubes, aparecen valores de *PPFD* demasiado pequeños; estos datos incorrectos se detectan al comparar los valores diurnos de *PPFD* con los valores de R_n una vez rechazados los datos incoherentes de esta variable. Se cree que este problema con los datos de *PPFD* se debe a momentos en los que el radiómetro de neta hacía sombra al sensor de PAR incidente. Estos valores de *PPFD* serán rechazados.

Una vez rechazados los valores incoherentes de R_n y *PPFD* representamos la correlación lineal entre ambas variables

$$PPFD = 2.84 \times R_n + 269.79 \quad R^2 = 0.89 \quad (8.17)$$

Según este último análisis se rechazarán los valores de R_n y *PPFD* cuyos valores nos se encuentren en el rango de ± 2 veces la desviación estándar de la recta.

b) Relleno de huecos

Tomaremos como valores finales de *PPFD* los medidos por nuestro sensor de PAR incidente. Estos valores tendrán una calidad 0.

Cuando hay ausencia de *PPFD* debido a problemas de sombra durante el mediodía se rellenará ese hueco con la correlación existente entre *PPFD* y R_n . Estos valores de *PPFD* tendrán calidad 2.

Los huecos superiores a dos horas se rellenarán según el artículo de (Falge et al., 2001b), tomando como valor de *PPFD* el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa media hora. En determinados momentos hemos tomado menos de 7 días por considerarlos excesivos dada la variabilidad del entorno. Estos valores de *PPFD* tendrán una calidad de 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de *PPFD* medidos son aquellos que tienen calidad de 0 podemos concluir diciendo que para el caso de la radiación fotosintéticamente activa incidente tenemos una ausencia de datos de un 13% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

FLUJO DE RADIACIÓN REFLEJADA FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVA EXPRESADA EN TÉRMINOS DE DENSIDAD DE FLUJO DE FOTONES FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVOS (*PPFD_r*)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de *PPFD_r* que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: (-50) $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ – 2300 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

b) Relleno de huecos

Tomaremos como valores finales de *PPFD_a* los medidos por nuestro sensor de PAR reflejada. Estos valores tendrán una calidad 0.

Cuando hay ausencia de *PPFD_r* rellenaremos ese hueco multiplicando *PPFD_a* por el albedo diario calculado. Si esto sucede, esta variable tendrá la misma calidad que la que tenga la variable *PPFD*.

Cálculo del albedo diario. Para el cálculo del albedo tomaremos sólo aquellos valores de *PPFD_r* y de *PPFD* no iguales a 0 (datos diurnos). Una vez esto, calcularemos el promedio diario de ambas variables. El albedo lo determinaremos dividiendo el promedio diario de *PPFD_r* entre el promedio

diurno de $PPFD$, este albedo variará en función del color de la superficie (ésta podrá ser amarilla o verde en función de la fenología y blanca si hay nieve) y la hora del día debido a la reflexión.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de $PPFD_r$ medidos son aquellos que tienen calidad 0 podemos decir que para el caso de la radiación fotosintéticamente activa reflejada tenemos una ausencia de datos de un 7% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

FLUJO DE RADIACIÓN ABSORBIDA FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVA EXPRESADA EN TÉRMINOS DE DENSIDAD DE FLUJO DE FOTONES FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVOS (F_p)

a) Rechazo de datos

Este flujo de fotones (F_p) un parámetro que se calcula restando a $PPFD$ el valor de $PPFD_r$. Al ser una variable calculada no se rechazarán datos.

b) Relleno de huecos

Tanto $PPFD$ como $PPFD_r$ no tendrán ausencia de datos ya que se han rellenado los huecos previamente. El flujo de radiación absorbida fotosintéticamente activa, expresada en términos de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos tendrá calidad 0 cuando $PPFD$ y $PPFD_r$ sean valores medidos por nuestros instrumentos; si alguno de estos dos parámetros es calculado a partir de otras variables (R_n o albedo) esta variable tomará calidad 2; si finalmente F_p se ha calculado a partir de valores de $PPFD$ rellenos según el artículo de Falge et al. (2001b), nuestra variable será de calidad 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de F_p con calidad de 0 son los calculados usando $PPFD$ y $PPFD_r$ medidos, podemos decir que para el caso el flujo de radiación absorbida fotosintéticamente activa, expresada en términos

de densidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos tenemos una ausencia de datos de un 13% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

PRESENCIA O NO DE ROCÍO (*D_{ew}*) PRECIPITACIÓN (*P*)

a) Rechazo de datos y relleno de huecos

Como ya se ha comentado en el apartado 4.2.1.1 de instrumentación el grupo de la EEZA instaló en el Llano de los Juanes en el año 2003 tres placas de rocío (una placa entre plantas, otra orientada mirando al Norte y otra al Oeste). Estas placas únicamente detectan la presencia de rocío o lluvia pero no cuantifican estos fenómenos. Nosotros consideraremos que hay presencia de rocío o lluvia cuando al menos dos de las tres placas detecten el paso de corriente. No rechazaremos ningún dato ni rellenaremos huecos de este parámetro.

De igual modo, la EEZA instaló en ese mismo año un pluviómetro que nos da información acerca de la cantidad de lluvia. Este instrumento midió de forma continua hasta que se estropeó el 10 de abril de 2005 y se reparó el 5 junio del mismo año. Durante este periodo no tenemos datos de precipitación en el Llano de los Juanes. Este hueco se ha rellenado con los datos de precipitación aportados por una estación meteorológica “Dolina Ovejas” ubicada muy cerca del llano y más o menos a la misma altitud.

b) Ausencia de datos

La ausencia de datos para el caso de la existencia o no de rocío durante los aproximadamente tres años de medidas es de un 12%. En el caso de la precipitación el periodo de ausencia de datos se restringe al periodo mencionado anteriormente y supone un 2% del periodo total de medidas.

CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO (SWC)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de contenido de agua en el suelo (SWC) que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: 0 % vol. – 70% vol.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de SWC con calidad 0. Tomaremos como valores finales de SWC los medidos por nuestro reflectómetro CS615 instalado a 15 cm de profundidad una vez corregidos por la temperatura (ver apartado 2.3.3 instrumentación). Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 2. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de SWC de sólo una media hora ésta se rellenará con el valor promedio de SWC de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores de SWC tendrán calidad 2.

Paso 3. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se tratarán de forma independiente dependiendo del caso:

Ausencia de lluvia durante ese periodo de ausencia de datos: se rellenará el hueco con el promedio del día anterior y posterior a la ausencia, simulando la oscilación día/noche de SWC tomando como modelo estos días.

Lluvia durante el periodo de ausencia de datos: buscaremos en nuestra base de datos un periodo con cantidad de lluvia similar y características meteorológicas (T_a y R_n) y fenológicas (similar época) parecidas. Simularemos el comportamiento de este evento de lluvia (decrecimiento temporal de SWC y oscilación día/noche).

Estos valores de SWC tendrán calidad 3.

c) Ausencia de datos

La ausencia de datos de este parámetro durante los aproximadamente tres años de medidas es de un 7%.

VELOCIDAD (WS) Y DIRECCIÓN (WD) DE VIENTO

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de WS y WD que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $0 \text{ m s}^{-1} - 20 \text{ m s}^{-1}$ y $0^\circ - 360^\circ$ respectivamente.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de WS y WD con calidad 0. Tomaremos como valores finales de WS y WD los calculados a partir de los datos de nuestro anemómetro (apartado 4.5.2 y 4.5.3). Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 2. Valores de WS y WD medidos con instrumentos de la EEZA. Cuando nuestro anemómetro deje de medir o dé datos incoherentes, según el apartado de rechazo de datos, tomaremos como valores de WS la correlación lineal entre WS calculada con datos de nuestro anemómetro y WS calculada con los datos del anemómetro ubicado a 3.4 metros de altura en una torre propiedad de la EEZA. En el caso de WD se hará lo mismo.

$$WS = 1.04 \times WS_{(EEZA)} + 0.05 \quad R^2=0.87 \quad (8.18)$$

$$WD = 1.00 \times WD_{(EEZA)} + 6.89 \quad R^2 = 0.96 \quad (8.19)$$

El motivo de que el viento calculado con los datos medidos por el anemómetro de la EEZA sea ligeramente superior a los nuestros puede deberse a la mayor altura de la torre *eddy covariance* de la EEZA. A alturas superiores la fricción es menor y la velocidad resultante aumenta. Estos valores tendrán calidad 1.

Paso 3. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de *WS* o *WD* de sólo una media hora ésta se rellenará con el valor promedio de *WS* o *WD* de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores tendrán calidad 2.

Paso 4. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán se al artículo según el artículo de Falge et al., (2001b), tomando como valor de *WS* o *WD* el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa media hora. Estos valores de *WS* tendrán calidad 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de *WS* y *WD* medidos son aquellos que tienen calidad de 0 o 1, podemos decir que para el caso de la velocidad y dirección de viento tenemos una ausencia de datos de un 8% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

VELOCIDAD DE FRICCIÓN (U^*)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de U^* que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $0 \text{ m s}^{-1} - 3.5 \text{ m s}^{-1}$.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de U^ con calidad 0.* Tomaremos como valores finales U^* los calculados a partir de los datos de nuestro anemómetro (apartado 4.5.3). Estos valores tendrán la calidad 0.

Paso 2. Valores de U^ medidos con instrumentos de la EEZA.* Cuando nuestro anemómetro deje de medir o dé datos incoherentes, según el apartado de rechazo de datos, tomaremos como valores de U^* la correlación lineal entre la U^* calculada con datos de nuestro anemómetro y la U^* calculada con los

datos del anemómetro ubicado a 3.4 metros de altura en una torre propiedad de la EEZA.

$$U^* = 0.84 \times U^*_{(EEZA)} + 0.04 \quad R^2=0.75 \quad (8.20)$$

Paso 3. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de U^* de sólo media hora ésta se rellenará con el valor promedio de U^* de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores tendrán calidad 2.

Paso 4. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán atendiendo a la correlación existente entre U^* y la velocidad de viento, una vez rellenados los huecos de esta variable. Estos valores de U^* tendrán calidad 3.

$$U^* = 0.79 \times WS + 0.06 \quad R^2=0.76 \quad (8.21)$$

c) Ausencia de datos

Si consideramos los valores de U^* medidos a aquellos que tienen calidad de 0 o 1, podemos decir que para el caso de la velocidad de fricción tenemos una ausencia de datos de un 14% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

FLUJO DE MOMENTO (τ)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de τ que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $0 \text{ kg m s}^{-1} - 5 \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$.

También se rechazarán los valores de τ negativos por considerarse incoherentes.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de τ con calidad 0. Tomaremos como valores finales τ los calculados a partir de los datos de nuestro anemómetro (apartado 4.4.5). Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 2. Valores de τ medidos con instrumentos de la EEZA. Cuando nuestro anemómetro deje de medir o dé datos incoherentes, según el apartado de rechazo de datos, tomaremos como valor de τ el calculado a partir de la correlación lineal entre la covarianza de la velocidad vertical y horizontal rotada ($w'u'_{rot}$) de nuestro anemómetro y la covarianza de la velocidad vertical y horizontal del anemómetro ubicado a 3.4 metros de altura en una torre propiedad de la EEZA ($w'u'_{EEZA}$).

$$w'u'_{rot} = -0.89 \times w'u'_{(EEZA)} - 0.05 \quad R^2=0.50 \quad (8.22)$$

El flujo de momento calculado a partir de $w'u'_{(EEZA)}$ tendrá calidad 1.

Paso 3. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de τ de sólo media hora ésta se rellenará con el valor promedio de τ de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores tendrán calidad 2.

Paso 4. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán según la relación exponencial existente entre τ y U^* , una vez rellenados los huecos de esta variable. Estos valores de τ tendrán calidad 3.

$$\tau = 1.04 \times U^{2.17} \quad R^2 = 0.91 \quad (8.23)$$

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de τ medidos son aquellos que tienen calidad de 0 o 1, podemos decir que para el caso del flujo de momento tenemos una ausencia de datos de un 22% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

FLUJO DE CALOR AL SUELO PROMEDIO (G)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de G que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $(-300) \text{ Wm}^{-2} - 300 \text{ W m}^{-2}$.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de G con calidad 0. En Gádor se instalaron tres placas para la cuantificación del flujo de calor al suelo. Una de ellas es propiedad de la Universidad de Granada y se instaló a 8 cm de profundidad bajo suelo desnudo, las otras dos son propiedad de la EEZA y se instalaron una bajo suelo desnudo y otra bajo vegetación a 8 cm de profundidad. Sobre estas tres placas se instalaron varios termopares para la cuantificación del término de almacenamiento (apartado 4.5.1). Para tener un valor de flujo de calor al suelo más representativo del ecosistema aprovecharemos la información de los tres puntos de medida. Tomaremos como valor de G el promedio de flujo de calor al suelo bajo vegetación (G_v) y en suelo desnudo (G_s), calculado éste último como el promedio las dos placas instaladas bajo suelo desnudo. Estos valores tendrán calidad 0. Si en algún momento no tenemos valores de alguna de las tres placas se calculará el flujo con las placas que tengamos y la calidad del dato será de 1.

Paso 2. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de G de sólo media hora ésta se rellenará con el valor promedio de G de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores tendrán calidad 2.

Paso 3. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán según al artículo de Falge et al., (2001b), tomando como valor de G el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa

media hora. En determinados momentos hemos tomado menos de 7 días por considerarlos excesivos dada la variabilidad del entorno. Estos valores de G tendrán una calidad de 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de G medidos son aquellos que tienen calidad de 0 o 1, podemos decir que para el caso del flujo de calor al suelo tenemos una ausencia de datos de un 16% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

FLUJO DE CALOR SENSIBLE (H)

a) Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de H que estén fuera del rango establecido por la red internacional CARBOEUROPE. Dicho rango es: $(-250) \text{ Wm}^{-2} - 800 \text{ W m}^{-2}$.

b) Relleno de huecos

Paso 1. Valores de H con calidad 0. Tomaremos como valores finales H los calculados a partir de los datos de nuestro anemómetro (apartado 4.4.4) y la densidad de aire calculada. Estos valores tendrán calidad 0.

Paso 2. Valores de H medidos con instrumentos de la EEZA. Cuando nuestro anemómetro deje de medir o dé datos incoherentes, según el apartado de "rechazo de datos", tomaremos como valores de H el calculado a partir de la correlación lineal entre la covarianza de la velocidad vertical y la temperatura rotada ($w'T'_{\text{rot}}$) de nuestro anemómetro y la covarianza de la velocidad vertical y la temperatura del anemómetro ubicado a 3.4 metros de altura en una torre propiedad de la EEZA ($w'T'_{\text{EEZA}}$).

$$w'T'_{\text{rot}} = 0.93 \times w'T'_{\text{EEZA}} - 0.002 \quad R^2=0.94 \quad (8.24)$$

El flujo de calor sensible calculado a partir de $w'T'_{\text{EEZA}}$ tendrá calidad 1.

Paso 3. Relleno de huecos no superiores a dos horas. Cuando hay ausencia de H de sólo media hora ésta se rellenará con el valor promedio de H de la media hora anterior y posterior al hueco. Si el hueco es superior a media hora pero inferior a dos horas se rellenará esta ausencia con una regresión lineal tomando la media hora anterior y posterior al hueco como puntos de la recta. Estos valores tendrán calidad 2.

Paso 4. Relleno de huecos superiores a dos horas. Los huecos superiores a dos horas se rellenarán atendiendo al artículo de Falge et al., (2001b), tomando como valor de H el promedio de los 7 días anteriores y posteriores para esa media hora. En determinados momentos hemos tomado menos de 7 días por considerarlos excesivos dada la variabilidad del entorno. Estos valores de H tendrán calidad 3.

c) Ausencia de datos

Si consideramos que los valores de H medidos son aquellos que tienen calidad de 0 o 1 podemos decir que para el caso del flujo de calor sensible tenemos una ausencia de datos de un 15% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas.

EVAPOTRANSPIRACIÓN (ET) Y FLUJO DE CALOR LATENTE (LE)

Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de LE (y por tanto también de ET) que estén fuera del rango establecido por CARBOEUROPE. Dicho rango es $(-250) \text{ W m}^{-2} - 800 \text{ W m}^{-2}$.

De igual modo se rechazarán los valores de LE y ET en los que las columnas diagnóstico (apartado 4.2.1.1) detecten que:

1. El sistema *eddy covariance* calcule la covarianza de la velocidad vertical y la densidad de vapor de agua con menos de la tercera parte de los valores de las variables que debe usar. Esto se produce cuando la columna diagnóstico "NaN_7500" o "NaN_csar" toma valores superiores a 5000.

2. El voltaje promedio del LI-7500 durante esa media hora en la que se calcula la covarianza sea inferior a 10V o superior a 14V. Esto se produce cuando la columna diagnóstica “LnVolt” no está comprendida entre los 10V y 14V.

3. Las lentes del LI-7500 están cubiertas por agua debido a eventos de lluvia. Esta situación se detecta cuando la columna diagnóstica “AGC” toma valores superiores a 60 y cuando el promedio de las placas de rocío detecta la presencia de agua durante el día.

La técnica *eddy covariance* define el flujo de materia como un flujo turbulento calculado a partir de la covarianza de las fluctuaciones de la velocidad vertical y de la razón de mezcla de la materia en cuestión. Atendiendo a esta definición, si no existe turbulencia la técnica *eddy covariance* no mide correctamente. En el caso de nuestro ecosistema consideramos ausencia de turbulencia cuando la velocidad de fricción límite es de 0.2 m s^{-1} (apartado 4.5.3). Aquellos valores de *ET* y *LE* nocturnos calculados cuando la velocidad de fricción es inferior a 0.2 m s^{-1} también se rechazarán.

b) Relleno de huecos

Se tomarán como valores de *ET* y *LE* a aquellos calculados a partir de nuestro sistema *eddy covariance* (compuesto por un anemómetro sónico CSAT-3 y un analizador de gases de trayectoria abierta LI-7500) una vez realizada la rotación coordenadas y sumado el término WPL (apartado 4.3.1). Si todos los parámetros usados para el cálculo de estos flujos han sido medidos por instrumentos ubicados en nuestras torres la calidad de *ET* y *LE* resultante será 0. Si alguna de estas variables se ha medido por instrumentos de la EEZA la calidad de *ET* y *LE* será 1. Si alguno de estos parámetros se ha calculado a partir de correlación lineal o tomando promedios de la media hora anterior o posterior la calidad será 2.

En el “Llano de los Juanes” existen además dos higrómetros kriptón KH-20 (uno propiedad de la Universidad de Granada y otro propiedad de la EEZA) que junto con el anemómetro CSAT-3 puede usarse para el cálculo de la *ET* y *LE*. Este flujo calculado a partir de otro instrumento podría usarse

para rellenar alguno de los huecos existentes en nuestra base de datos; sin embargo, no se ha dado el caso de periodos en los que el LI-7500 no midiese correctamente y el KH-20 sí. En este ámbito destacamos el trabajo de investigación realizado por la doctoranda Penélope Serrano Ortiz durante su periodo suficiencia investigadora “Comparación de las medidas de densidad y flujos de vapor de agua obtenidos con el krypton KH-20 y el LI-7500 mediante la técnica *Eddy covariance*”.

Los huecos en estas variables se realizarán según el balance de cierre de energía durante los tres años de medida (apartado 2.2):

$$H-LE = 0.72 \times (R_n-G) \quad R^2 = 0.89 \quad (8.25)$$

Este balance de energía se ha realizado tomando los valores de radiación neta (R_n), flujo promedio de calor al suelo (G), flujo de calor sensible (H) y flujo de calor latente (LE) con calidad 0 o 1, quitando los días de invierno con nieve.

Dado que el resto de las variables ya han sido rellenas no tendremos más que despejar en la ecuación el valor de LE . Este procedimiento sólo se realizará durante el día ($R_n > 10 \text{ W m}^{-2}$), durante la noche consideraremos que no existe ET debido a la ausencia de sol.

c) Ausencia de datos

Tomando como valores de ET y LE medidos aquellos que tienen calidad de 0 o 1 podemos decir que tenemos una ausencia de datos de un 59% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas. Se trata de un valor muy elevado ya que el hecho de rechazar aquellos valores de flujo nocturno con velocidad de fricción inferior a 0.2 m s^{-1} supone rechazar el 88% de los datos de noche. Si no tenemos en cuenta este criterio el porcentaje se reduce al 30%.

FLUJO DE CO₂ (F_c)

Rechazo de datos

Se rechazarán aquellos valores de F_c que estén fuera del rango establecido por CARBOEUROPE. Dicho rango es $(-50) \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1} - 50 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

De igual modo se rechazarán los valores de F_c en los que las columnas diagnóstico (apartado 4.2.1.1) detecten que:

1. El sistema *eddy covariance* calcule la covarianza de la velocidad vertical y la densidad de CO₂ con menos de la tercera parte de los valores de las variables que debe usar. Esto se produce cuando la columna diagnóstico "NaN_7500" o "NaN_csar" toma valores superiores a 5000.

2. El voltaje promedio del LI-7500 durante esa media hora en la que se calcula covarianza sea inferior a 10V o superior a 14V. Esto se produce cuando la columna diagnóstico "LnVolt" no está comprendida entre los 10V y 14V.

3. Las lentes del LI-7500 están cubiertas por agua debido a eventos de lluvia. Esta situación se detecta cuando la columna diagnóstico "AGC" toma valores superiores a 60 y cuando el promedio de las placas de rocío detecta la presencia de agua.

Aquellos valores de F_c calculados durante la noche cuando la velocidad de fricción es inferior a 0.2 m s^{-1} también se rechazarán (apartado 4.5.3).

b) Relleno de huecos

Se tomarán como valores de F_c a aquellos calculados a partir de nuestro sistema *eddy covariance* una vez realizada la rotación de coordenadas y sumado el término WPL (apartado 4.3.1). Si todos los parámetros usados para el cálculo de F_c han sido medidos por instrumentos ubicados en nuestras torres la calidad de F_c resultante será 0. Si alguna de estas variables se ha

medido por instrumentos de la EEZA la calidad de F_c será 1. Si alguno de estos parámetros se ha calculado a partir de correlación lineal o tomando promedios de la media hora anterior o posterior la calidad será 2.

De entre los numerosos procedimientos empleados para el relleno de huecos nosotros hemos seleccionado la técnica distribución marginal publicada por Reichstein et al., (2005).

c) Ausencia de datos

Tomando como valores de F_c medidos aquellos que tienen calidad de 0 o 1, podemos concluir diciendo que tenemos una ausencia de datos de un 59% durante los aproximadamente tres años de medidas continuas. Se trata de un valor muy elevado ya que el hecho de rechazar aquellos valores de flujo nocturno con velocidad de fricción inferior a 0.2 m s^{-1} supone rechazar el 88% de los datos de noche. Si no tenemos en cuenta dicho criterio el porcentaje se reduce al 32%.