



Análisis preliminar micrometeorológico de un ecosistema de alta montaña de matorral mediterráneo

Borja Ruiz Reverter
Director: Andrew S. Kowalski
Grupo de física de la atmósfera
Dpto. de física aplicada
Universidad de Granada

Master en geofísica y meteorología

Este trabajo está dedicado a todos los que me han apoyado o entendido durante mi reciente decepción sentimental. Gracias familia, amigos, Andy, Carol, Conchi.

1. Introducción.....	6
2. Lugares experimentales.....	8
2.1. Laguna Seca	
2.2. Loma de Lanjarón	
3. Metodología de la técnica “Eddy Covariance”.....	17
3.1. Introducción a la técnica.	
3.2. Metodología de la técnica 1: Procesamiento	
3.3. Metodología de la técnica 2: Ecuaciones turbulentas	
3.4. Metodología de la técnica 3: Medición	
3.5. Metodología de la técnica 4: Montaje de una estación Eddy	
3.6. Correcciones a la técnica 1: Rotación de coordenadas	
3.7. Correcciones a la técnica 2: Ecuaciones Webb	
3.8. Control de calidad. Balance de energía	
4. Resultados preliminares.....	37
5. Conclusiones.....	48
6. Bibliografía.....	49

1. INTRODUCCIÓN

Las teorías sobre el calentamiento global parecen evidenciar que la temperatura media del planeta se está incrementando hasta niveles alarmantes. Ni si quiera las predicciones a corto plazo parecen augurar un mejor futuro pues las emisiones de gases de efecto invernadero siguen descontroladamente en aumento (Cox et al, 2000). El efecto neto de estos gases es la absorción de parte de la energía solar que emite la tierra, provocando un aumento de la temperatura global en la baja atmósfera (Ramanathan, 1979).

Las preocupaciones generadas por el aumento en la atmósfera en la concentración de gases de efecto invernadero hicieron que varios países lograran un acuerdo internacional con objeto de reducir esas emisiones. El documento (Parties to the protocol, Kyoto Protocol, 1997) se llamó Protocolo de Kyoto y establece que los países firmantes deben de reducir la tasa de emisiones de gases como el dióxido de carbono (CO₂), el metano (CH₄), el óxido nitroso (N₂O) y CFC en aproximadamente un 5% dentro del período que va desde el año 2008 hasta el 2012.

Desde entonces, la comunidad internacional se ha concienciado del problema y diversos proyectos a distinta escala se han creado para controlar y evitar tales emisiones así como gestionar alternativas a este problema. Uno de estos proyectos es el que actualmente nos engloba. Así, nuestro cometido es estimar cuales son los posibles sumideros de CO₂, uno de los gases de efecto invernadero más importantes, a nivel mediterráneo y como gestionar estos sumideros.

Para este estudio de la búsqueda de sumideros de CO₂ se hace imprescindible una estimación del balance neto de este gas a nivel de ecosistema. Tal trabajo requiere a su vez una estimación del flujo de CO₂ a escala tanto temporal de horas, días o incluso años, como a escala espacial como la propia hoja, la planta o conjuntos de ellas (Baldocchi et al, 2003)

Las herramientas principales para llevar a cabo el estudio del intercambio neto de CO₂ (NEE) han sido tradicionalmente las “*leaf cuvettes*” y las cámaras de suelo o de plantas. El uso de éstas tiene sus ventajas, sin embargo, el carácter manual de estas medidas así como la alteración que producen en el medio hace que las mediciones conlleven mucha incertidumbre y no sean del todo prácticas a gran escala, a nivel de ecosistema.

Así, con el paso del tiempo y el avance de la tecnología, estas técnicas se han quedado obsoletas o han pasado a formar parte de otro tipo de estudio a pequeña escala, favoreciendo el impulso de otras nuevas herramientas capaces de caracterizar los ecosistemas en cuanto a sus intercambios de energía y materia con la atmósfera se refiere. Este es el caso de los métodos micrometeorológicos (Baldocchi, 2003), cuya importancia radica en la toma de medidas desde el aire no generando una perturbación en el ecosistema.

De entre estos nuevos métodos micrometeorológicos, la técnica “*Eddy covariance*” o Covarianza *Eddy* se está consolidando como la principal gracias al continuo apoyo mostrado por la comunidad internacional. Esta nueva técnica para estimar el intercambio neto de dióxido de carbono y vapor de agua a gran escala ya ha sido

adoptada por diversas redes nacionales e internacionales. Entre algunas de estas redes están la red internacional FLUXNET o pequeñas redes a nivel nacional o continental como pueden ser EUROFLUX, AMERIFLUX o ASIAFLUX, todas construidas con el mismo objetivo: estimar precisamente el balance de materia y energía entre el medio y el propio ecosistema y caracterizar o entender mejor si cabe el comportamiento de estos últimos.

2. LUGARES EXPERIMENTALES

Nuestro grupo de investigación dispone de varias zonas experimentales en colaboración con otros grupos de diversa índole. Cada uno de los sitios, aún siendo todos ecosistemas de características mediterráneas, tiene su especial particularidad. A continuación se describen aquellos en los que he participado activamente:

2.1 Laguna Seca, Sierra Nevada.

La preocupación por el cambio climático por parte de la comunidad científica, y por ende política, está desembocando en ambiciosos proyectos a nivel nacional e internacional para el estudio del balance de CO₂ y vapor de agua. Así, y sin ser menos, la Junta de Andalucía confió en nuestro grupo concediéndonos en el año 2006 un proyecto de excelencia para estudiar el “Balance de carbono y de agua en ecosistemas de matorral mediterráneo” (BACAEMA) en colaboración con el Parque Nacional de Sierra Nevada. Por sus características, se optó por la Laguna Seca como zona experimental.

La Laguna Seca, situada a 2300m., es una cuenca endorréica situada en el sector oriental de Sierra Nevada, entre las elevaciones del Chullo y El Almirez. Tuvo su origen en el periodo glacial y se trata de un antiguo circo de nivación represado por una morrena que se remodeló posteriormente en el período periglacial (Comunicación de la Sociedad española de la ciencia del suelo y el instituto de recursos naturales y agrobiología de Sevilla, 1988).



Fig 2.1. Orientación oeste. Vista de la laguna seca desde donde están las torres.

Se desarrolla sobre los micasquistas grafitosos del núcleo cristalino de Sierra Nevada (Comunicación de la Sociedad española de la ciencia del suelo y el instituto de recursos naturales y agrobiología de Sevilla, 1988). El clima general se caracteriza por un régimen de humedad xérico, con una precipitación media

anual de 800mm., y un régimen de temperatura crítico, con 5.5° C de temperatura media anual (Aguilar et al. 1986).

El lugar suele estar nevado durante los meses de diciembre a marzo. Las aguas del deshielo saturan el fondo de la cuenca hasta finales de mayo, aunque el suelo de la misma permanece húmedo hasta bien iniciado el verano. Las lluvias del otoño vuelven a humedecerlo y en este estado es cubierto por las primeras nevadas del invierno.

La cuenca de la Laguna Seca dispone de diversa vegetación. Entre ella, las especies más importantes son *Festuca indigesta* y *Cytisus purgans* (Cueto Romero, comunicación personal).

El 12 de Julio de 2006 se instalaron en Sierra Nevada (Laguna Seca) tres torres para la medición de varias variables posibles indicadores del cambio climático.

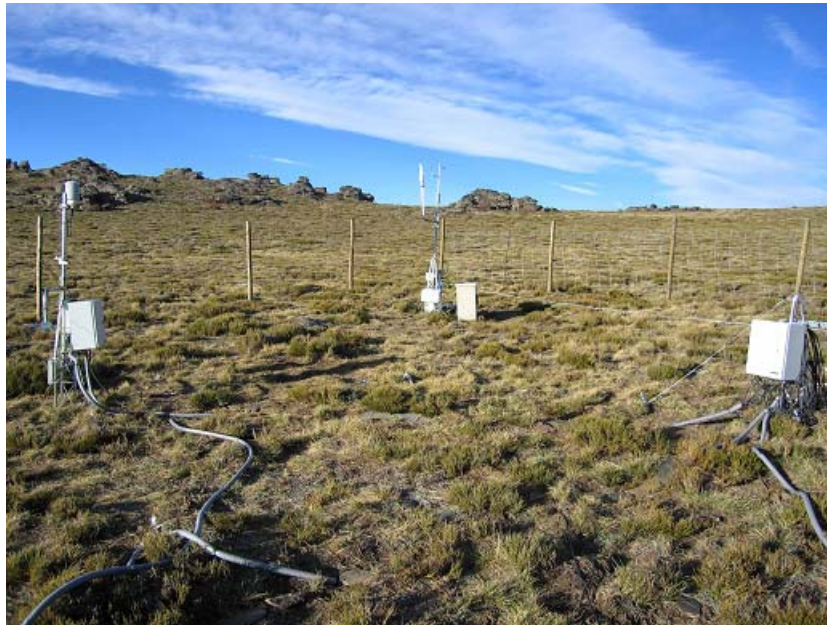


Fig 2.2. Orientación Norte. Estado actual de las torres en Laguna Seca (Sierra Nevada)

El 3 de Agosto de 2006 se completó la instalación incorporando a dichas torres sensores de flujo de calor, humedad y temperatura del suelo. Describimos las características particulares de cada torre.

- Torre SN323: Está compuesta de un pluviómetro (PLUVIOM 52203; RM Young, Traverse city, Michigan, USA), un termohigrómetro (HMP 45; Campbell, Logan, Utah, USA), y un par de sensores cuánticos (Li-190SZ; Li-Cor, Lincoln, NE, USA) para medir radiación fotosintética directa y reflejada por el suelo, además de cuatro sensores de humedad enterrados bajo el suelo (HFP01; Hukseflux, Delft, Holanda)

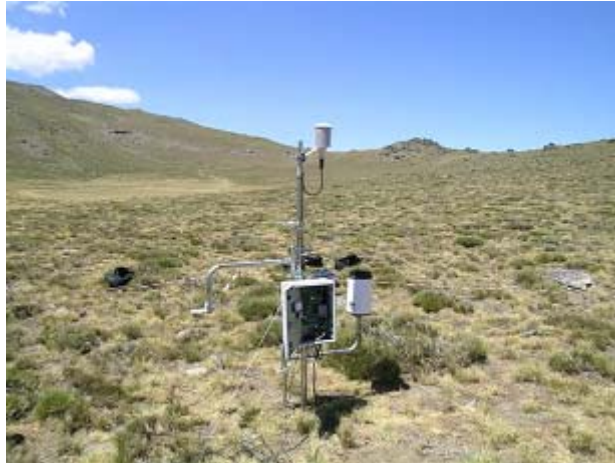


Fig 2.3. Orientación oeste. Torre SN323.

Esta torre incorpora un datalogger (Meteodata 3000c; Geonica, Madrid, España) del cual se descargan los datos mediante un portátil. La configuración actual de éste datalogger permite una almacenamiento de datos de mas de cuatro meses ya que solamente almacena medias temporales de 10 minutos de datos. Se indican a continuación las variables que mide.

1. Temperatura del aire (1)
2. Humedad relativa (1)
3. Radiación PAR incidente y reflejada (2)
4. Humedad del suelo (4)
5. Lluvia (1)
6. Batería (1)



Fig 2.4. Data logger de la torre SN323

- Torre SN324

Llamada también torre de balance de energía. Está compuesta de un pirroradiómetro (Solar CN1-R Net pyrradiometer; Middleton, Brunswick, Victoria, Australia), cuatro sensores de temperatura de suelo (STS-212; Geonica, Madrid, España) y ocho placas de flujo térmico de calor al suelo (HFP01; Hukseflux, Delft, Holanda)



Fig 2.5. Orientación Este. Torre SN324

Esta torre tiene exactamente las mismas características que la anterior, es decir, también almacena promedios temporales de 10 minutos en un datalogger (Geonica). Las variables que mide son las siguientes:

- Radiación global neta (1)
- Flujo de calor al suelo (8)
- Temperatura del suelo (4)
- Batería (1)

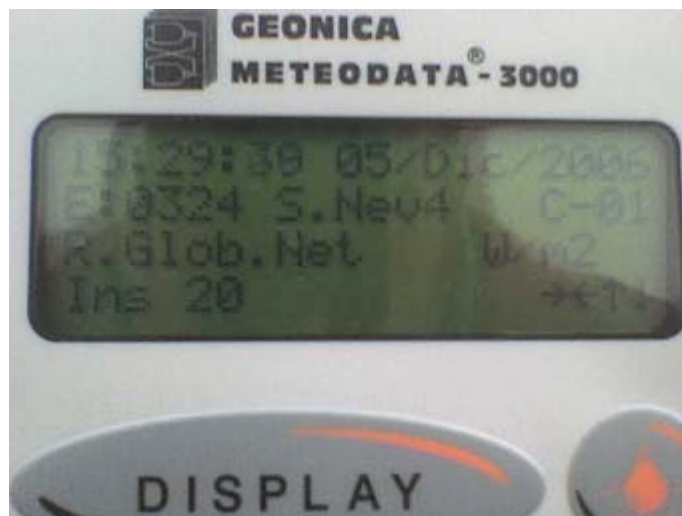


Fig 2.6. Display del datalogger de la torre SN324

Ambas torres están alimentadas por sendos paneles solares situados a unos diez metros de ellas.



Fig 2.7. Paneles de alimentación de las torres SN323 y SN324

- Torre “Eddy” o de flujos de carbono y vapor de agua

Esta torre está compuesta de un anemómetro sónico (USA-1; Metek, Elmshorn, Alemania) y un analizador de gases (LI-7500; Li-Cor, Lincoln, NE, USA) los cuales miden la velocidad del viento y la densidad de carbono y vapor de agua respectivamente. Con ambas variables se pueden estimar varios flujos, entre ellos, el flujo de carbono y de vapor de agua.

A partir de los datos que toman ambos aparatos se calculan unas estadísticas (promedios, varianzas y covarianzas de cinco segundos) y se almacenan en una tarjeta Flash de 2Gb de capacidad que puede tener una autonomía de dos meses.

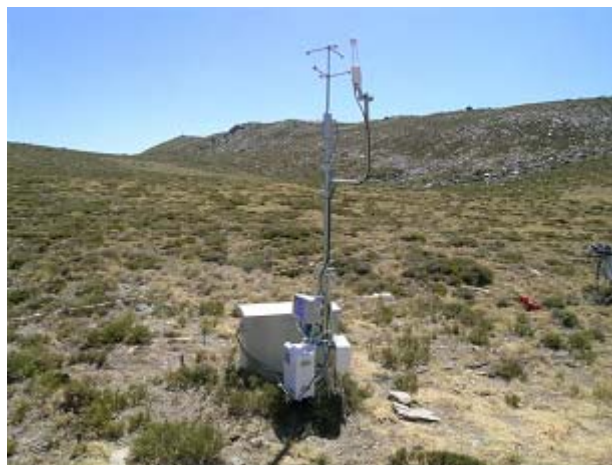


Fig 2.8. Orientación este. Torre de flujos

Esta torre está alimentada por dos paneles solares más grandes que los otros dos anteriores situados a unos 15m de ésta.



Fig 2.9. Orientación Norte. Paneles de alimentación de la torre de flujos

2.2 Loma de Lanjarón, Sierra Nevada.

Cada año arden descontroladamente miles y miles de hectáreas de bosque a nivel mundial, generando una fuente importante de emisiones de gases de efecto invernadero que van directamente a la atmósfera, y por lo tanto, que repercuten directamente al calentamiento global. La preocupación por esta quema desmesurada y la posterior gestión del ecosistema una vez arrasado por el fuego ha recaído sobre la comunidad científica. Es por esto por lo que durante el año 2007, la INIA dependiente del Ministerio de Educación y Ciencia nos concedió, conjuntamente con el grupo de ecología de la Universidad de Granada, el proyecto “Acción movilizadora de sumideros forestales de efecto invernadero”. En dicho proyecto se pretende dar respuesta a algunas preguntas planteadas sobre cuál es la mejor gestión post incendio de un bosque quemado.

Por eso, sin lugar a dudas, se escogió la Loma de Lanjarón como la zona experimental adecuada para este estudio ya que en 2005 se produjo un incendio que arrasó 2200 hectáreas de pino silvestre. Durante el año siguiente al incendio, se escogieron cuatro parcelas en la zona experimental de bosque quemado a distintas alturas. A su vez, cada parcela se dividió en tres subparcelas sobre las que se aplicaron tres tratamientos post-incendio distintos:

1. Tratamiento de control o no intervención. Este no es un tratamiento en sí, pues como su nombre indica no se ha producido intervención alguna. Sin embargo, es de mucha utilidad para establecer comparaciones entre tratamientos.



Fig 2.10. Tratamiento de control

2. Tratamiento de ramas, en el que se extraen los troncos de los árboles y se dejan las ramas sobre el suelo.



Fig 2.11. Tratamiento de ramas

3. Tratamiento de extracción, en el que tritura o pulveriza la madera quemada y se esparce por el suelo.



Fig 2.12. Tratamiento de extracción

Desde la concesión del proyecto, se ha procedido a la instalación de 160 collares para medir la respiración del suelo y que complementarán las posteriores medidas de flujos *Eddy* a nivel de ecosistema. Para dicha instalación se escogieron solo dos de las cuatro parcelas, la parcela 1 (la de más baja altura) y la parcela 4 (la de más alta) y se instalaron 80 collares en cada una, 20 collares en el tratamiento de control, otros 20 en el tratamiento de extracción y 40 en el de ramas.

Los collares se distribuyeron por parejas según un gradiente altitudinal, de tal manera que hay dos collares (cuatro en el caso del tratamiento de ramas, 2 bajo rama y 2 sobre suelo) por terraza separados entre 10 y 20 metros uno de otro.



Fig 2.13. Fotografía de uno de los collares para medir respiración de suelo

Después de la instalación de los collares se han llevado a cabo 8 campañas de medida de respiración de suelo y se ha procedido a la instalación de una torre *Eddy* para medir flujos de CO₂ y vapor de agua en el tratamiento de control de la parcela 4. El objetivo a largo plazo será la instalación de una segunda torre, a la que se llamará torre móvil, ya que su finalidad será la de ir trasladándose de un tratamiento a otro para realizar comparaciones entre ellos.

La torre instalada, la torre fija, cuenta con una altura de unos 10 metros ya que los aparatos de medición según la técnica *Eddy*, a saber, el anemómetro sónico y el Li-7500 deben de estar por encima del dosel si queremos extraer propiedades a nivel del ecosistema en su conjunto, es decir, por encima de la masa arbórea.



Fig 2.14. Fotografía de la torre instalada en el tratamiento de control

3. METODOLOGIA DE LA TECNICA “EDDY COVARIANCE”

3.1. Introducción a la técnica.

En la atmósfera se producen movimientos turbulentos de masas de aire que se mueven hacia arriba o hacia abajo transportando gases como el CO₂ o el H₂O, principales en nuestro estudio. Así, la técnica *Eddy* consistiría en samplear estos movimientos turbulentos para estimar el intercambio neto de material entre el ecosistema y su atmósfera vecina. (Baldochi et al, 2003)

Para llevar esto a cabo se parte de la ecuación de transporte cinemática de una cantidad escalar que se conserva c a través de una superficie:

$$F = wc \quad (\text{m s}^{-1}) \quad (3.1)$$

, donde w es a modo de ejemplo la componente de la velocidad en la dirección del movimiento en unidades m/s y c es la concentración de una magnitud escalar adimensional (ppm, por ejemplo). Debido a que tratamos con magnitudes desde un punto de vista turbulento, lo correcto es hacer un análisis estadístico del problema. Así, todo variable a estudiar en adelante vendrá dado, según la descomposición de Reynolds, como suma de un valor medio más un término fluctuante:

$$x = \bar{x} + x' \quad (3.2)$$

Ahora debemos de usar esta descomposición en la ecuación de transporte antes escrita. Esto es, partiendo de que,

$$w = \bar{w} + w' \quad (3.3)$$

y

$$c = \bar{c} + c' \quad (3.4)$$

, obtenemos que el producto w por c es igual a:

$$wc = \bar{w}\bar{c} + \bar{w}c' + w'\bar{c} + w'c' \quad (3.5)$$

Para entender los procesos a nivel ecosistema-atmósfera, hemos siempre de usar magnitudes promedio ya que las otras no nos proporcionan información destacada. Promediamos entonces los productos obtenido anteriormente:

$$\overline{wc} = \overline{\bar{w}\bar{c}} + \overline{\bar{w}c'} + \overline{w'\bar{c}} + \overline{w'c'} \quad (3.6)$$

, que finalmente es igual a:

$$\overline{wc} = \bar{w}\bar{c} + \overline{w'c'} \quad (3.7)$$

, ya que los promedios de las fluctuaciones, es decir, el segundo y tercer sumando de la ecuación (3.7), son cero porque se compensan las fluctuaciones en un sentido y en otro. Lo que se ha obtenido quiere decir que el flujo o transporte escalar promedio se compone de un transporte medio y de otro turbulento que será predominante y que matemáticamente es equivalente a una covarianza.

3.2. Metodología de la técnica 1: Procesamiento.

Precisamente la técnica *Eddy Covariance* consiste en la medición de este tipo de variables. Para ello, se usa un anemómetro sónico capaz de medir la velocidad del viento en las tres componentes espaciales u , v , w , además de la temperatura del aire, sincronizado con un IRGA (*Infrared Gas Analyser*) para medir la magnitud escalar que generalmente se trata de las densidades de CO_2 y H_2O . Además, se hace imprescindible el uso de un datalogger capaz de recoger y almacenar los datos generados por ambos aparatos.

Dependiendo de la elección del usuario y de la capacidad de almacenamiento de la memoria interna del datalogger tenemos dos opciones. La primera es almacenar promedios de las magnitudes y promedios de sus covarianzas como ocurre en Laguna Seca. La segunda opción es almacenar los así llamados “datos brutos”. Es decir, solo las medidas instantáneas de las tres componentes de la velocidad del viento (m/s), la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) del aire y la concentración de CO_2 y vapor de agua. Así ocurre en la Loma de Lanjarón.

En cualquiera de los casos, el objetivo final es el procesamiento de los datos hasta obtener covarianzas de promedios de media hora de datos por que nos situaremos en la zona más representativa de la siguiente figura:

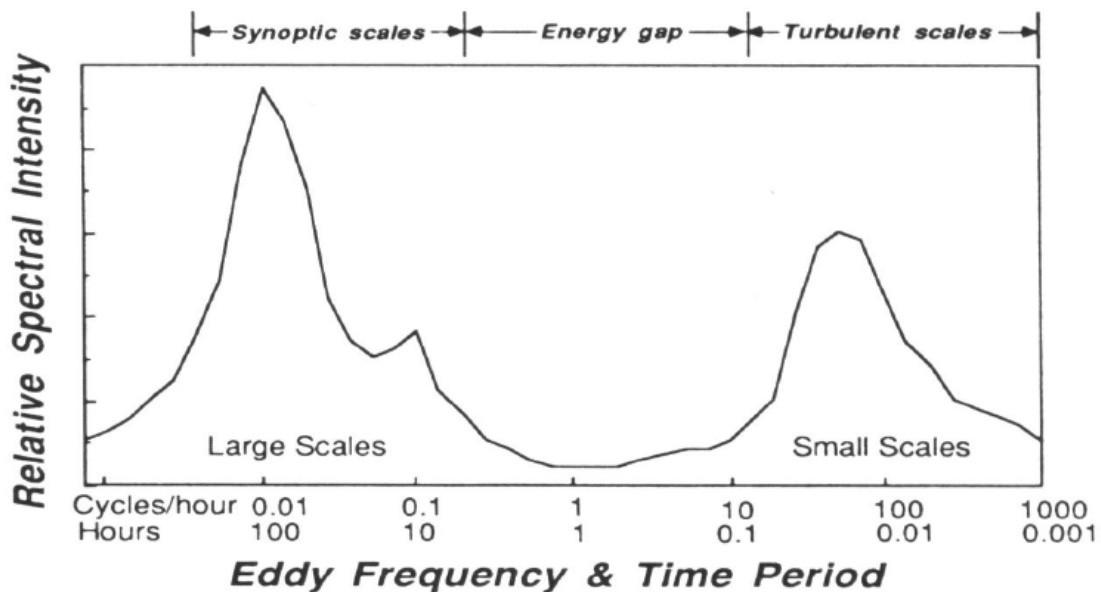


Fig. 2.2 Schematic spectrum of wind speed near the ground estimated from a study of Van der Hoven (1957).

Fig 3.1. Figura de las intensidades espectrales relativas

El motivo de hacerlo así es que de esta manera recogemos toda la información asociada a los fenómenos turbulentos dejando a un lado otros fenómenos a escala sinóptica que no nos interesan.

- **Post processing según promedios (Laguna Seca)**

La primera opción es no muestrear a tan alta velocidad, con lo cual perdemos información, que puede (o no) ser relevante, pero ganamos en autonomía de almacenamiento. En caso de recurrir a esta opción, lo que se suele hacer es muestrear, como en el modo de datos brutos, a la máxima velocidad permitida por los aparatos, pero solamente almacenando los promedios, varianzas y covarianzas de todo lo medido, operaciones de las que se encarga el datalogger. Debido, precisamente a problemas de almacenamiento se optó por este protocolo de medida en la Laguna Seca, donde se muestrea a 40Hz, pero los datos se almacenan según promedios de cinco segundos. A continuación, a modo de ejemplo, se han incluido dos párrafos, que equivalen a diez segundos de medida, que muestran de qué manera se está midiendo en Laguna Seca.

```
SNC 061024093120 UTC AVE    5 SMP 40.000 AZI    0.0 SDQ    100
  x =  1.18  y =  0.65  z =  0.54  T = 11.16
  e5 = 0.5343  e6 = 1.3212
  xsig = 0.3460  ysig = 0.3417  zsig = 0.3549  Tsig = 0.1595
  e5sig = 0.0010  e6sig = 0.0026
  xycov = 0.0026  xzcov = -0.0156  xTcov = 0.0112
  yzcov = 0.0210  yTcov = -0.0064  zTcov = 0.0141
  e5xco = 0.0000  e6xco = 0.0004
  e5yco = 0.0000  e6yco = 0.0000
  e5zco = 0.0000  e6zco = -0.0001
  e5tco = 0.0000  e6tco = 0.0002
SNC 061024093125 UTC AVE    5 SMP 40.000 AZI    0.0 SDQ    100
  x =  2.36  y = -0.63  z =  0.32  T = 11.01
  e5 = 0.5332  e6 = 1.3239
  xsig = 0.6359  ysig = 0.3020  zsig = 0.4307  Tsig = 0.2266
  e5sig = 0.0009  e6sig = 0.0029
  xycov = -0.1337  xzcov = -0.1640  xTcov = -0.1008
  yzcov = 0.0488  yTcov = 0.0397  zTcov = 0.0727
  e5xco = -0.0003  e6xco = 0.0005
  e5yco = 0.0001  e6yco = -0.0002
  e5zco = 0.0001  e6zco = -0.0001
  e5tco = 0.0001  e6tco = -0.0003
```

Hay mucha información útil en los ficheros con bloques de 5 en 5 segundos como este. Así, por ejemplo, x, y, z son los promedios a 5 segundos de las componentes de la velocidad del viento en m/s en las tres direcciones espaciales, es decir,

—
u
—
v
—
w

Los promedios a 5 segundos de la densidad de CO₂ (ρ_c) y vapor de agua (ρ_v) vienen dados en el fichero por e5 y e6. Estas densidades están en unidades de voltios, sin embargo, debemos de pasar todo a unidades del sistema internacional kg/m³. Para ello debemos de establecer una transformación de unidades. La relación entre unas unidades y otras es lineal, así, la ecuación de transformación no es más que:

$$\rho \text{ (kg/m}^3\text{)} = A * \rho \text{ (V)} + B \quad (3.8)$$

Por lo tanto surgen estas dos ecuaciones:

$$\rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)} = A_c * \rho_c \text{ (V)} + B_c \quad (3.9)$$

$$\rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)} = A_v * \rho_v \text{ (V)} + B_v \quad (3.10)$$

, tanto para el densidad del carbono como para la densidad del vapor de agua, y donde A_c, A_v, B_c, B_v son constantes de calibración y que depende del rango de variación o fondo de escala de la covarianza de los flujo turbulentos de carbono y de vapor de agua. Las unidades de estas constantes son respectivamente (kg/Vm³) para la A y (kg/m³) para la B.

Para averiguar las constantes debemos de evaluar estas expresiones en los extremos del intervalo del rango de variación (entre 0V y 5V) y que, de cara a obtener una resolución suficiente, así está estipulado:

$$\text{Cuando } \rho_c \text{ (V)} = 0 = \rho_c \text{ (V)}_{\min} \rightarrow \rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\min} = 0 \text{ mmol/m}^3 = 0 \text{ kg/m}^3$$

$$\text{Cuando } \rho_c \text{ (V)} = 5 = \rho_c \text{ (V)}_{\max} \rightarrow \rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\max} = 118 \text{ mmol/m}^3 = 5.148e-3 \text{ kg/m}^3$$

$$\text{Cuando } \rho_v \text{ (V)} = 0 = \rho_v \text{ (V)}_{\min} \rightarrow \rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\min} = 0 \text{ mmol/m}^3 = 0 \text{ kg/m}^3$$

$$\text{Cuando } \rho_v \text{ (5V)} = 5 = \rho_v \text{ (V)}_{\max} \rightarrow \rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\max} = 2340 \text{ mmol/m}^3 = 42.120e-3 \text{ kg/m}^3$$

Ahora si, evaluando en los extremos,

$$\rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\min} = A_c * \rho_c \text{ (V)}_{\min} + B_c \quad (3.11)$$

$$\rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\max} = A_c * \rho_c \text{ (V)}_{\max} + B_c \quad (3.12)$$

$$\rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\min} = A_v * \rho_v \text{ (V)}_{\min} + B_v \quad (3.13)$$

$$\rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\max} = A_v * \rho_v \text{ (V)}_{\max} + B_v \quad (3.14)$$

Ahora ya podemos despejar y obtener las cuatro constantes ya que, $\rho_c \text{ (V)}_{\min}$ y $\rho_v \text{ (V)}_{\min}$ son cero y $\rho_c \text{ (V)}_{\max}$ y $\rho_v \text{ (V)}_{\max}$ valen 5, ya que es el máximo voltaje que se puede detectar. Si despejamos las constantes,

$$A_c = (\rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\max} - \rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\min}) / 5 \quad (3.15)$$

$$A_v = (\rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\max} - \rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\min}) / 5 \quad (3.16)$$

$$B_c = \rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\min} \quad (3.17)$$

$$B_v = \rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)}_{\min} \quad (3.18)$$

Ahora ya, conociendo todas las constantes, podemos fácilmente pasar de voltios a kg/m³.

$$\rho_c \text{ (kg/m}^3\text{)} = A_c * \rho_c \text{ (V)} + B_c \quad (3.19)$$

$$\rho_v \text{ (kg/m}^3\text{)} = A_v * \rho_v \text{ (V)} + B_v \quad (3.20)$$

Volviendo a los datos del fichero, otras variables como por ejemplo `e5xcov` indica el promedio de la covarianza a 5 segundos entre `e5`, la densidad de CO_2 en voltios y la componente x de la velocidad del viento, es decir,

$$\overline{e5'u'}$$

En otras palabras, si echamos un vistazo a la ecuación (3.7):

$$\overline{wc} = \overline{w}\overline{c} + \overline{w'c'} \quad (3.7)$$

, si recordamos que según la notación, las barras significan promedios (de cinco segundos en nuestro caso), resulta que disponemos de todos los sumandos, es decir, de todos los posibles productos entre

$$\overline{u}, \overline{v}, \overline{w}, \overline{\rho_c}, \overline{\rho_v}, \overline{T}$$

, y de todas las posibles covarianzas entre ellos que es lo que buscamos ya que en ellas se encuentra la información de las turbulencias. Sin embargo, hay un problema, y es que las covarianzas que directamente nos da el fichero están promediadas a 5 segundos, cuando sabemos que lo que nos interesan son los promedios a media hora.

Así, para pasar a promedios de media hora, debemos de reescribir la ecuación (3.7) de esta manera:

$$(\overline{wc})_{5seg} = (\overline{w})_{5seg} (\overline{c})_{5seg} + (\overline{w'c'})_{5seg} \quad (3.21)$$

, a esta otra:

$$(\overline{wc})_{30min} = (\overline{w})_{30min} (\overline{c})_{30min} + (\overline{w'c'})_{30min} \quad (3.22)$$

Ahora ya podemos despejar el último término que es el que vamos buscando y que está íntimamente relacionado con un flujo turbulento:

$$(\overline{w'c'})_{30min} = (\overline{wc})_{30min} - (\overline{w})_{30min} (\overline{c})_{30min} \quad (3.23)$$

, siendo cada uno promedios de los anteriores promedios a 5 segundos:

$$\begin{aligned} (\overline{wc})_{30min} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (w_i)_{5seg} (c_i)_{5seg} \\ (\overline{w})_{30min} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (w_i)_{5seg} \\ (\overline{c})_{30min} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (c_i)_{5seg} \end{aligned} \quad (3.24)$$

, donde N ha de ser el número de muestras que debemos de usar hasta completar media hora de datos. En este caso,

$$N = \frac{1}{5\text{seg}} \frac{60\text{seg}}{1\text{min}} 30\text{min} = 360 \quad (3.25)$$

- **Post processing según datos brutos (Loma de Lanjarón)**

La frecuencia de muestreo de estas variables es realmente alta. Aunque los IRGA open-path que actualmente se usan podrían llegar a medir hasta 150 veces al segundo, se suele aplicar un filtro para medir a una frecuencia menor y así sincronizar su medida con el anemómetro sónico, el cual no puede muestrear tan rápido, quedándose en unos 40Hz. Un muestreo a tan alta velocidad puede ser muy conveniente si se pretende estudiar propiedades micrometeorológicas del ecosistema.

A continuación exponemos a modo de ejemplo la cabecera y 3 líneas almacenadas por el datalogger de la Loma de Lanjarón en el modo de “datos brutos”.

```
"TIMESTAMP","RECORD","Ux","Uy","Uz","Ts","CO2","H2O","press"
"TS","RN","m/s","m/s","m/s","C","unitless","mg/m^3","g/m^3","kPa"
"2007-11-13 10:29:48.4", 1, "1.2", "0.4", "2", "21.7", 2047.415, 6.550491, 94.15197
"2007-11-13 10:29:48.5", 2, "1.1", "0.4", "1.9", "21.7", 2047.537, 6.549903, 94.15197
"2007-11-13 10:29:48.6", 3, "1.1", "0.2", "1.9", "21.7", 2047.634, 6.549916, 94.15197
```

Es decir, estamos midiendo con una frecuencia de 10 veces al segundo. El tratamiento de estos datos es más sencillo. Para ello, partimos de la misma ecuación general en la que hemos despejado ya lo que nos interesa, la covarianza:

$$\overline{w'c'} = \overline{wc} - \overline{w}\overline{c} \quad (3.26)$$

Para obtener entonces el producto de promedios y el promedio de productos y solo tenemos que realizar los siguientes cálculos:

$$\begin{aligned} \overline{wc} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i c_i \\ \overline{w} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i \\ \overline{c} &= \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N c_i \end{aligned} \quad (3.27)$$

, donde N ha de ser el número de muestras que debemos de usar hasta completar media hora de datos. En este caso,

$$N = 10 \frac{1}{\text{seg}} \frac{60\text{seg}}{1\text{min}} 30\text{min} = 18000 \quad (3.28)$$

3.3 Metodología de la técnica 2: Ecuaciones turbulentas.

Después de aplicar un post processing particularizado, obtenemos las covarianzas de todas las magnitudes que nos interesan y que como decíamos está estrechamente relacionado con los flujos finales.

La ecuación general que hemos usado ha sido siempre

$$\overline{w'c'} = \overline{wc} - \overline{w}\overline{c} \quad (3.26)$$

, pero particularizamos ahora a las covarianzas que más se emplean para el cálculo de los flujos finales. Previamente, es necesario decir que aunque todas las siguientes magnitudes se refieren y tienen unidades de densidad de flujo, por economía de lenguaje la comunidad micrometeorológica se acostumbró a decir simplemente flujo.

- **Flujo de momento:** Representa un transporte de masa en cualquier dirección espacial. Así se ecuación realmente es una matriz 3x3 que tiene la forma siguiente:

$$\rho u_*^2 = \rho \begin{pmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{pmatrix} \quad (3.29)$$

, donde ρ es la densidad del aire y u, v, w son las ya conocidas componentes espaciales de la velocidad del viento. Sus unidades son $\text{kg m s}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

- **Flujo de calor sensible:** Representa un transporte de calor radiativo desde el suelo hasta la atmósfera vecina o viceversa. Viene dado por el siguiente vector, ya que puede ir en la dirección x, y o z :

$$H = \rho C_p \begin{pmatrix} \overline{u'T'} & 0 & 0 \\ 0 & \overline{v'T'} & 0 \\ 0 & 0 & \overline{w'T'} \end{pmatrix} \quad (3.30)$$

, donde ρ es la densidad del aire, C_p es la capacidad calorífica del agua a presión constante y T es la temperatura del aire. Sus unidades son $\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

- **Flujo cinemático de vapor de agua:** Representa un transporte de calor debido a la evaporación o condensación del vapor de agua, es decir, calor latente. Su expresión es la siguiente:

$$LE = L \begin{pmatrix} \overline{u'r'} & 0 & 0 \\ 0 & \overline{v'r'} & 0 \\ 0 & 0 & \overline{w'r'} \end{pmatrix} \quad (3.31)$$

, donde L es el calor latente de evaporación del agua, que en realidad es función de la temperatura y r es la razón de mezcla del vapor de agua en el aire. Sus unidades son también $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

- **Flujo cinemático de CO_2 :** Representa un transporte de CO_2 en un sentido o en otro. Su expresión es la siguiente:

$$f = \begin{pmatrix} \overline{u'c'} & 0 & 0 \\ 0 & \overline{v'c'} & 0 \\ 0 & 0 & \overline{w'c'} \end{pmatrix} \quad (3.32)$$

, donde la única novedad es la razón de mezcla de CO_2 , que viene dada por c . Las unidades de este flujo son $\text{kg m}^{-2} \text{s}$.

3.4. Metodología de la técnica 3: Medición.

Como se enunció en la parte introductoria del presente trabajo de investigación, hay diversas maneras de medir el intercambio de CO_2 y vapor de agua con el medio. Sin embargo, actual y prácticamente solo una de ellas ha prevalecido, la técnica “*eddy covariance*”.

Para medir con dicha técnica es imprescindible el uso de dos aparatos: un anemómetro sónico para estimar la velocidad del viento en las tres componentes espaciales u , v , w y un IRGA (*Infrared Gas Analyser*) para medir las densidades de CO_2 y H_2O . Veamos sus características:

- **Anemómetro sónico:** El anemómetro sónico se encarga de medir la velocidad del viento en las tres componentes espaciales. Para ello, el propio aparato cuenta con tres parejas de dos transductores, una pareja por cada orientación espacial, enfrentados entre sí. Así, mediante el envío de una onda sónica se estima, además de la temperatura del aire, la velocidad del viento.

Hay diversos modelos de anemómetro sónico. De hecho, se cuenta con distintos modelos en las distintas zonas experimentales. Salvo en la forma, no hay mucha diferencia entre ellos pues usan el mismo método de medida.

- **IRGA:** Existen dos modelos de este aparato capaz de medir la concentración de CO_2 y vapor de agua, cada uno con unas características distintas. A continuación exponemos ejemplos de la marca Li-Cor de cada uno de ellos:
 - Li-6262 “*closed-path*”: En este modelo el aire es succionado desde fuera mediante un tubito y gracias a la acción de un bomba de aire para así entrar al interior del aparato donde es examinado por un IRGA. El mecanismo de funcionamiento es relativamente simple pues un haz láser es emitido por la fuente y recogido por el detector. La longitud de onda de este haz láser está precisamente localizado en las frecuencias comunes de absorción del CO_2 y del vapor de agua. Así, a modo de ejemplo, una menor llegada de haz al detector se asocia a una mayor densidad de vapor de agua.



Fig 3.2. Fotografía del modelo Li-6262 “closed path”

- **Li-7500 “open-path”**: Se podría dividir fundamentalmente en dos componentes. La cabeza lectora y la caja electrónica. La caja electrónica actúa como interfaz entre la cabeza y el datalogger y permite escoger el tipo de salida digital que queremos obtener (SDM, serial,...). La cabeza lectora se compone a su vez de una fuente emisora láser y de un receptor o detector. El mecanismo de funcionamiento es igual que el caso del “close-path” pues también consta de un IRGA.



Fig 3.3. Fotografía del modelo Li-7500 “open path”

3.5. Metodología de la técnica 4: Montaje de una estación Eddy.

En el montaje de una estación Eddy se precisa básicamente de tres instrumentos: un IRGA, un anemómetro sónico y un datalogger capaz de almacenar los datos generados por ambos. Sin embargo, y de cara a una mejor comprensión y caracterización del ecosistema no solo desde el punto de vista del intercambio neto de CO₂ y H₂O, se suelen incorporar otros aparatos para la estimación del balance de energía. Veamos uno por uno sus características técnicas:

- **Datalogger**
El datalogger, alimentado por baterías, es la unidad más importante de todas ya que todos los demás aparatos van conectados a él. Este se encarga de recoger datos así como de mandar las órdenes precisas para que cada aparato realice su medición de acuerdo a lo dictado por el programador.

Los datos son leídos y almacenados por el datalogger en unidades de memoria que después son extraídos hasta un hiperterminal. El tipo de almacenamiento puede ser de dos tipos, cada uno con sus ventajas e inconvenientes: binario y ASCII. El almacenamiento en binario es por supuesto de mucha menos capacidad, lo cual permitiría incluir más datos brutos o estar midiendo durante más tiempo. Sin embargo, el acceso visual a los datos no es instantáneo en comparación con el almacenamiento en ASCII. En cualquier caso, de estos primeros datos no se podrá extraer información relevante sobre flujos *Eddy* ya que esto requiere todo un “*post processing*”.

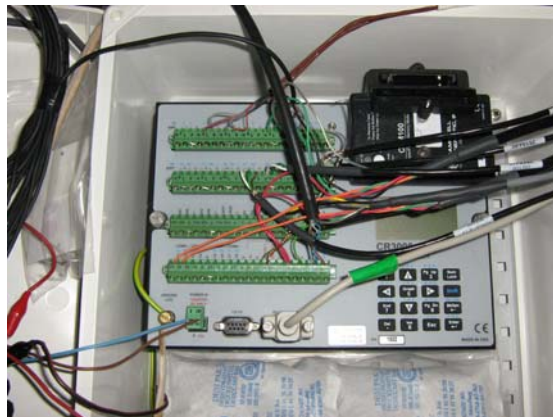


Fig 3.4. Fotografía del modelo Li-7500 “open path”

- **IRGA**

El IRGA (*Infrared Gas Analyser*) es el aparato capaz de medir densidades de CO_2 y de H_2O . Es uno de los sensores llamados rápidos ya que es capaz de muestrear a velocidades muy altas. Existen dos maneras de medir estas densidades, la llamada *open path* y la *closed path*. Como sugiere la palabra, en el método *closed path* el aire es absorbido por tubos hasta el interior del IRGA donde es analizado. En el caso del *open path* la medida es in situ y no hay necesidad de ningún tipo de medio para el transporte del aire.



Fig 3.5. Fotografía de un IRGA Li-7500 “open path”

- **Anemómetro sónico**

El anemómetro sónico es también un sensor rápido. Aunque no tanto como el IRGA, el anemómetro también es capaz de medir con una muy alta frecuencia. Su misión es medir la velocidad del viento en las tres componentes espaciales y para ello usa unos transductores sónicos. Estos, emiten una onda de sonido que irá de un traductor a otro y viceversa, cuando el viento esté a favor de una dirección concreta dichas ondas viajarán más deprisa hacia un sentido que hacia el otro, de esta forma, por diferencia de velocidad de propagación de las ondas se puede estimar la velocidad del viento.

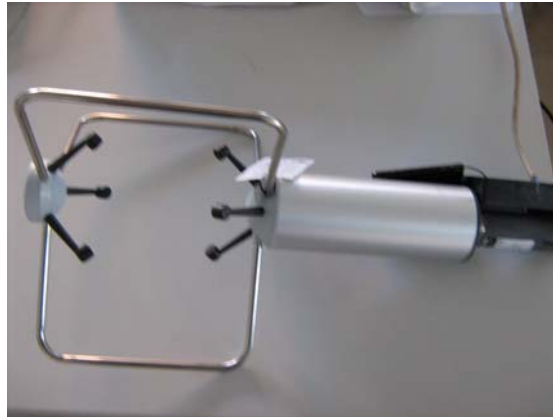


Fig 3.6. Fotografía de un anemómetro sónico

- **Radiómetro neta**

La función del radiómetro es medir la cantidad de energía radiante entrante menos la reflejada por la tierra, energía disponible por el ecosistema para realizar sus procesos naturales como puede ser la fotosíntesis. Para ello, el radiómetro neta dispone de dos detectores de radiación de gran ancho de banda, uno apuntando hacia arriba y otro hacia abajo.



Fig 3.7. Fotografía de un radiómetro neta

- **Sensores cuánticos**

Estos se encargan de medir la radiación en longitudes de onda susceptibles de ser absorbidas por las plantas para llevar a cabo su fotosíntesis

(radiación PAR). Suelen usarse siempre por parejas ya que uno se coloca en dirección vertical para medir dicha radiación incidente y el otro boca abajo para medir la componente reflejada. Su principio de medida es igual que el del radiómetro solo que su ancho de banda es mucho más estrecho para así recoger solo la radiación susceptible de ser absorbida por las plantas.



Fig 3.8. Fotografía de un sensor de radiación PAR

- **Placas de flujo de calor**

Parte de la radiación incidente es reflejada por el suelo y devuelta a la atmósfera, pero otra parte es absorbida por el suelo (G). La manera de cuantificar esta energía es usando placas de flujo de calor enterradas bajo el suelo. Las placas de flujo de calor se componen de una termopila, capaz de convertir energía térmica en energía o señal eléctrica.



Fig 3.9. Fotografía de una placa de flujo de calor del suelo

- **Termohigrómetro**

La temperatura y la humedad del aire son dos factores muy importantes en todo estudio micrometeorológico. El termohigrómetro se encarga de medir ambas. Para medir la humedad relativa usa un (HUMICAP capacitive polymer H chip) un detector de resistencia de temperatura (Resistance Temperature detector, PRT)



Fig 3.10. Fotografía de un termohigrómetro

- **Reflectómetro**

La función de estos aparatos, una vez enterrados bajo tierra, es la de medir la humedad relativa del suelo, variable que puede ser un factor limitante en el proceso fotosintético. Sus varillas actúan como línea de transmisión de una onda cuya velocidad de propagación depende de la permitividad dieléctrica del medio que hay entre ellas. Como el agua tiene una permitividad dieléctrica mucho más grande que otros posibles constituyentes del suelo, la frecuencia de oscilación resultante depende del contenido de agua entre las varillas. Esta frecuencia de oscilación es reescalada y fácilmente legible ya para el datalogger.



Fig 3.11. Fotografía de un reflectómetro

- **Termopares**

Los termopares consisten en una unión física entre dos metales distintos. A partir de la resistencia eléctrica que se induce en la unión son capaces de estimar la temperatura del suelo.



Fig 3.12. Fotografía de un termopar

- **Pluviómetro**

Este aparato es capaz de detectar si está lloviendo ya que en su interior posee unas cazoletas de tal manera que cuando 0.199 mm de agua caen sobre ella, ésta se vacía generando a la vez un pulso o cuenta que es recogido por el datalogger. El vaciado de una cazoleta da paso al llenado de otra como si de un columpio se tratara.



Fig 3.13. Fotografía de un pluviómetro

3.6. Correcciones a la técnica 1: Rotación de coordenadas.

Para poder cuantificar el flujo de una magnitud escalar, generado como consecuencia de la actuación de nuestro ecosistema como fuente o sumidero de dicho gas, 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, necesitamos realizar una rotación de coordenadas. Dicha rotación también se usa para corregir inclinaciones del anemómetro sobre terrenos llanos debido a deficiencias en la colocación vertical del mismo.

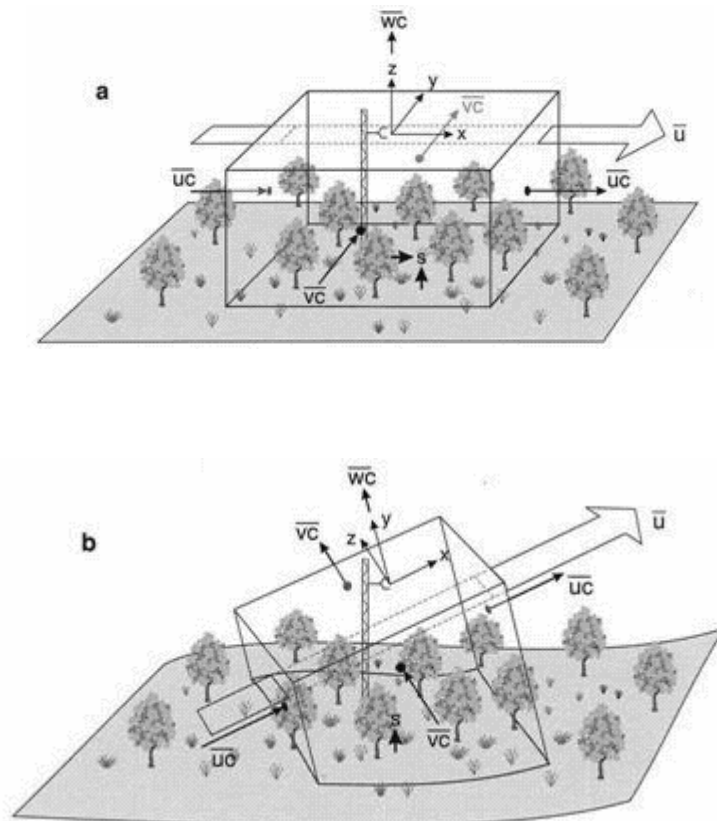


Fig 3.14. Esquema representativo de la rotación de coordenadas
a). Coordenadas no rotadas b). Coordenadas rotadas
(Finnigan et al. 2003)

Para solventar este problema llevamos a cabo una rotación del sistema de coordenadas de la velocidad del viento como sugiere (McMillen 1988) atendiendo a las ecuaciones publicadas por Kowalski et al (1997).

El sistema original de coordenadas es establecido por la orientación del anemómetro sónico que ha de instalarse lo más vertical posible. 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 hacer máximo \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” a través del ángulo cenital [$\theta = \tan^{-1}(\bar{w}/(\bar{u}^2 + \bar{v}^2))^{1/2}$] 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:

$$C_\eta = \frac{\bar{u}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}}; \quad S_\eta = \frac{\bar{v}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}} \quad (3.33)$$

$$C_\theta = \frac{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2)^{1/2}}; \quad S_\theta = \frac{\bar{w}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2)^{1/2}} \quad (3.34)$$

Las formulas de abajo 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:

$$u = u_u C_\theta C_\eta + v_u C_\theta S_\eta + w_u S_\theta \quad (3.35)$$

$$v = v_u C_\eta - u_u S_\eta \quad (3.36)$$

$$w = w_u C_\theta - u_u S_\theta C_\eta - v_u S_\theta S_\eta \quad (3.37)$$

Estas ecuaciones necesariamente cumplen que $\bar{v} = \bar{w} = 0$, es importante retener estas ecuaciones para computar flujos y varianzas. En cada caso, la nueva componente se define como una combinación lineal de la antigua. Con el promedio de Reynolds, las funciones trigonométricas se definen atendiendo a las medias verdaderas y por lo tanto permanecen constantes en los procesos promedios (Kowalski et al., 1997). Esta simplificación nos permite la rotación de flujos escalares (denotado como c)

$$\overline{u'c'} = \overline{u'c'} \Big|_u C_\theta C_\eta + \overline{v'c'} \Big|_u C_\theta S_\eta + \overline{w'c'} \Big|_u S_\theta \quad (3.38)$$

$$\overline{v'c'} = \overline{v'c'} \Big|_u C_\eta - \overline{u'c'} \Big|_u S_\eta \quad (3.39)$$

$$\overline{w'c'} = \overline{w'c'} \Big|_u C_\theta - \overline{u'c'} \Big|_u S_\theta C_\eta - \overline{v'c'} \Big|_u S_\theta S_\eta \quad (3.40)$$

En el caso que nos preocupa (flujo vertical de CO₂ y vapor de agua) usaremos la última ecuación, siendo c' las fluctuaciones densidad de vapor de agua o CO₂ según sea el caso.

3.7. Correcciones a la técnica 2: Correcciones Webb.

En el caso de estar realizando las medidas con un “*open path*”, éstas pueden verse afectadas por fluctuaciones de temperatura y densidad del aire, ya que, para una razón de mezcla dada, un aumento en la densidad o una disminución en la temperatura provocarían que hubiese una mayor cantidad de aire por unidad de volumen y por tanto una mayor concentración de vapor de agua que no corresponde con ningún intercambio neto entre la superficie y la atmósfera. (Webb *et al.* 1980)

Sea la ecuación de Dalton de las presiones parciales para los principales gases presentes en la atmósfera:

$$P = p_a + p_v \quad (3.41)$$

, en la que el subíndice a hace referencia a el aire seco y el subíndice v a el vapor de agua. Si ahora usamos la ecuación de los gases ideales de la siguiente manera

$$P = \frac{R}{m} \rho T \quad (3.42)$$

$$p_a = \frac{R}{m_a} \rho_a T \quad (3.43)$$

$$p_v = \frac{R}{m_v} \rho_v T \quad (3.44)$$

, y sustituimos en la ecuación de las presiones parciales:

$$\frac{P}{RT} = \frac{\rho_a}{m_a} + \frac{\rho_v}{m_v} \quad (3.45)$$

Supongamos ahora que realizamos la descomposición de Reynolds a la ecuación anterior ya que buscamos analizar variables desde un punto de vista estadístico. Así, ya que R es una constante y la masa también, y las variaciones de la presión son despreciables, las variables que fluctúan son únicamente:

$$\rho_a = \overline{\rho_a} + \rho_a' \quad (3.46)$$

$$\rho_v = \overline{\rho_v} + \rho_v' \quad (3.47)$$

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{\overline{T} + T'} \left(\frac{\overline{T} - T'}{\overline{T} - T'} \right) = \frac{\overline{T} - T'}{\overline{T}^2 - T'^2} \approx \frac{\overline{T} - T'}{\overline{T}^2} = \frac{1}{\overline{T}} - \frac{T'}{\overline{T}^2} \quad (3.48)$$

, en donde hemos despreciado las fluctuaciones al cuadrado de la temperatura frente a la temperatura promedio. Si ahora sustituimos la descomposición de las variables fluctuantes en la anterior ecuación llegamos a las siguientes dos expresiones:

$$\frac{P}{RT} = \frac{\overline{\rho_a}}{m_a} + \frac{\overline{\rho_v}}{m_v} \quad (3.49)$$

$$-\frac{\overline{pT}'}{\overline{T}^2} = \frac{\rho_a'}{m_a} + \frac{\rho_v'}{m_v} \quad (3.50)$$

La primera ecuación da cuenta de los promedios. La segunda, de las perturbaciones. La cantidad $n = \frac{\rho}{m}$ es por definición la densidad molar. Así, partiendo de la ecuación de los gases perfectos, hemos llegado a una expresión en la que los cambios o fluctuaciones en la temperatura, las fluctuaciones en la densidad molar del vapor de

agua y las fluctuaciones en la densidad molar del aire están relacionadas y unas dependen de otras (Kowalski 2006). Esto es algo de esperar ya que las variaciones de temperatura afectan al volumen de la masa de aire tratada y por lo tanto también a la densidad molar de todos los gases en ella. Y al contrario, las variaciones en las densidades molares, responsables del hacinamiento molecular, afectan al volumen y por la tanto a la temperatura indirectamente.

Ahora debemos de incorporar esta ecuación para corregir los flujos de CO₂ y vapor de agua. Para ello y en primer lugar, establecemos como hipótesis que no hay ni fuentes ni sumideros de aire seco justo encima de la superficie (Massman et al, 2006). Es decir, el flujo vertical de aire seco es cero:

$$0 = \overline{w\rho_a} = \overline{w}\overline{\rho_a} + \overline{w'\rho_a'} \quad (3.51)$$

, es decir, ya que acabamos de ver que hay perturbaciones en la densidad de aire seco tal y como hemos establecido anteriormente debido a la existencia de flujos de calor y vapor de agua, estas perturbaciones de densidad de aire seco suponen modificaciones en la velocidad vertical de viento, debido a esta última expresión, que se deben tener en cuenta en las medidas de *eddy covariance*.

Usamos ahora las dos ecuaciones a las que hemos llegado para corregir el flujo. Este, en el caso de un “*open path*” viene dado por:

$$F_c = \overline{w\rho_c} = \overline{w'}\overline{\rho_c'} + \overline{w\rho_c} \quad (3.52)$$

Si despejamos de la ecuación anterior el promedio de la velocidad vertical del viento y lo incluimos en el segundo término en ésta.

$$F_c = \overline{w'\rho_c'} - \frac{\overline{w'\rho_a'}}{\rho_a} \overline{\rho_c} \quad (3.53)$$

Ahora podemos reescribir el segundo término en función de covarianzas que si medimos. Para ello, partimos de la conocida ecuación:

$$-\frac{\overline{pT'}}{RT^2} = \frac{\rho_a'}{m_a} + \frac{\rho_v'}{m_v} \quad (3.54)$$

, despejando la variación en la densidad del aire:

$$\rho_a' = -\left(\frac{m_a \overline{P}}{RT^2}\right) T' - \left(\frac{m_a}{m_v}\right) \rho_v' \quad (3.55)$$

Si ahora multiplicamos por w' , dividimos por ρ_a y hacemos promedios, obtenemos:

$$\frac{\overline{w'\rho_a'}}{\rho_a} = -\left(\frac{m_a \overline{P}}{RT}\right) \frac{\overline{w'T'}}{T} - \mu \frac{\overline{w'\rho_v'}}{\rho_a} \quad (3.56)$$

, que es equivalente al factor multiplicativo en el segundo término de la ecuación del flujo. Si sustituimos,

$$F_c = \overline{w' \rho_c'} + \overline{\rho_c} \frac{1}{\rho_a} \left(\frac{m_a \overline{P}}{RT} \right) \frac{\overline{w' T'}}{T} + \overline{\rho_c} \frac{1}{\rho_a} \left(\frac{m_a}{m_v} \right) \overline{w' \rho_v'} \quad (3.57)$$

Esta es ya la ecuación de flujo corregida. Como vemos se compone de tres términos, el primero es el flujo sin corregir, el segundo término es la corrección por las fluctuaciones en la temperatura y el tercero, la corrección por las fluctuaciones en la densidad del vapor de agua.

3.8. Control de calidad. Balance de energía.

La radiación solar al atravesar la atmósfera está sometida a grandes modificaciones, siendo los principales procesos que intervienen los de absorción y dispersión provocados por las nubes, aerosoles y moléculas de gas.

La radiación incidente es la cantidad de energía que llega a la superficie terrestre tras experimentar todos los procesos. La radiación neta R_n se define como la diferencia entre la radiación incidente y la radiación emitida por la superficie. De este modo, la radiación neta menos el flujo de calor que por conducción pasa al sustrato (G), constituye una medida de la cantidad de energía disponible por el ecosistema para los procesos de evaporación (LE), flujo de calor sensible (H) y para otros procesos tales como la fotosíntesis.

Todo esto se puede expresar en una ecuación:

$$R_n - G = H + LE$$

Escrita así, podemos reinterpretar diciendo que lo que hay a la izquierda del igual corresponde a la energía disponible por el ecosistema y lo que hay a la derecha son los procesos que realiza el ecosistema con dicha energía y que es justamente lo que mide la técnica Eddy.

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 transportan calor desde la superficie.

Teóricamente, si representamos la energía disponible para el ecosistema en función del flujo de calor sensible más el flujo de calor latente deberíamos obtener una dispersión de puntos en torno a una recta con pendiente unidad:

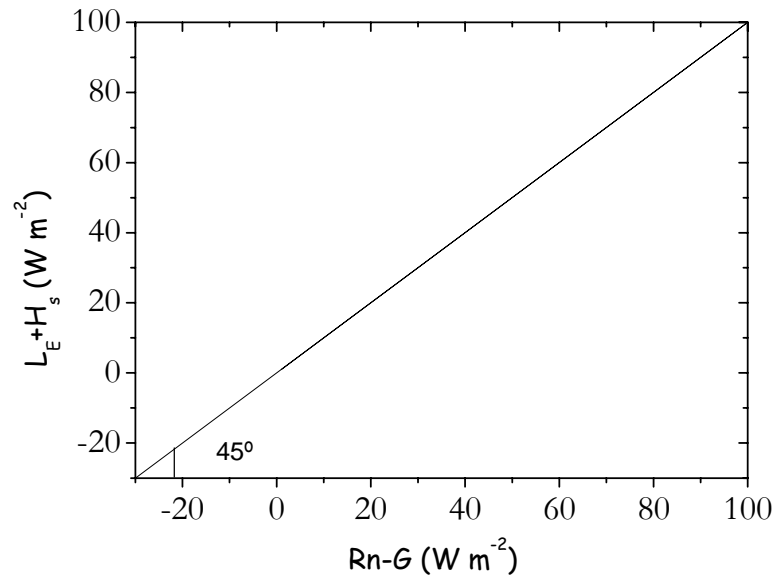


Fig 3.15. Cierre teórico del balance energía

Sin embargo, no siempre es posible cerrar el balance de energía para un ecosistema en concreto. Se ha demostrado que en ecosistemas homogéneos el error en la estimación de la energía disponible (R_n-G) es de entorno a un 10%, Un tercio de este error de medición depende de la cantidad de agua presente en el suelo, por lo que hay un 6-7% de error en el cierre del balance de energía debido a la medición de la energía disponible. En ecosistemas heterogéneos los valores obtenidos de R_n-G son menos fiables.

4. RESULTADOS PRELIMINARES

Los resultados que exponemos a continuación están extraídos de los aparatos que nuestro grupo, en colaboración con el Parque Nacional de Sierra Nevada, tiene instalados en Laguna Seca y que llevan continuamente tomando medidas desde Julio de 2006.

El objetivo final es realizar integraciones anuales de todos los datos obtenidos para caracterizar el ecosistema bajo estudio. Sin embargo, aún es pronto para cerrar balances y por eso solo se expondrán algunos resultados preliminares.

4.1 Flujos de CO₂ y vapor de agua.

Durante las horas de sol, las plantas actúan como un sumidero de CO₂ ya que necesitan absorberlo para realizar la fotosíntesis. Así, lo que se esperaría durante el día es un flujo negativo de CO₂ (hacia abajo). A modo de ejemplo, podemos ver que así ocurre en la siguiente gráfica en la que se han escogido seis días de medidas sobre mitad de Noviembre. La forma usual de representar la variación temporal (en el eje de abcisas) en este tipo de gráficos es usando el día del año.

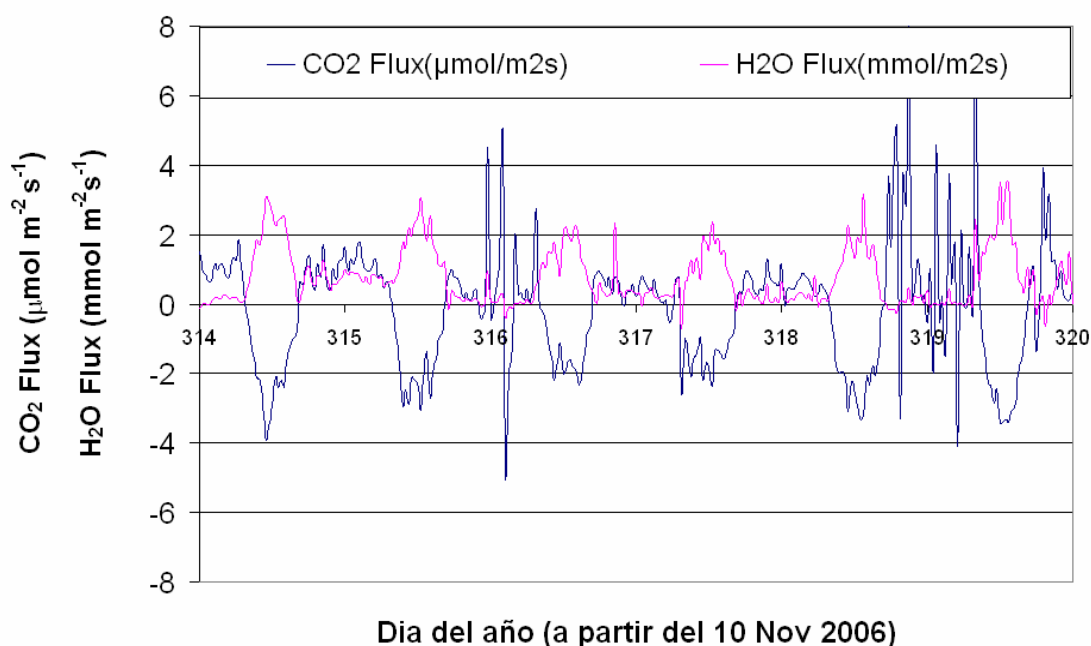


Fig 4.1. Ejemplo de flujos para seis días de Noviembre

Vemos como la línea azul, representando el flujo de CO₂, va oscilando en función de que sea día o noche. La línea en rosa representa el flujo de vapor de agua. Se observa un comportamiento antagónico debido a que la radiación solar en superficie durante el día hace evaporar mucha agua.

Durante la noche, la ausencia de radiación solar, y por lo tanto la carencia de energía, hace que el ecosistema tenga otro comportamiento. Una de las consecuencias de esto es que la superficie deja de calentarse, cesando todo tipo de turbulencia. Tanto es así que incluso puede ocurrir que nuestros aparatos no detecten movimiento alguno ya que la turbulencia no dispone de la energía suficiente como para llegar a la altura de los sensores. En general, esto es un problema ya que el cociente señal ruido se hace muy grande y por ello se suelen descartar datos de noches en las que hay poca turbulencia. La noche del día del año 316 y 319 ilustra este problema.

La zona experimental de Laguna Seca es claro representativo de un ecosistema de alta montaña. Como tal, debido a los fríos inviernos y a la llegada de las nieves, el ecosistema como un todo entra en un estado en el que hay poco intercambio de gases con la atmósfera vecina.

El siguiente gráfico representa esta atenuación de la actividad debido a un evento de nieve, así como la paulatina recuperación del ecosistema a medida que esta se derrite.

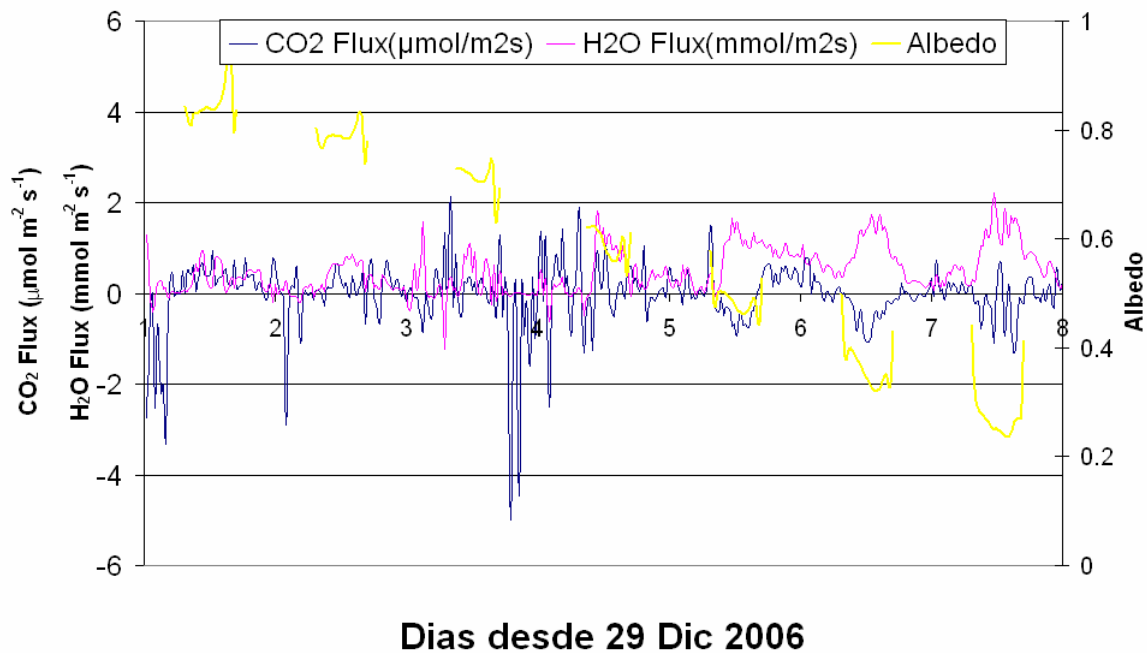


Fig 4.2. Ejemplo de la recuperación de la actividad del ecosistema tras un evento de nieve

La curva en azul y la curva en rosa vuelven a representar los flujos de CO₂ y vapor de agua respectivamente. La línea amarilla, en la escala de la derecha, representa, solo durante el día, el albedo de dispersión, es decir, la energía reflejada partido por la energía incidente. Durante los primeros días, tenemos un albedo próximo a uno indicando que hay mucha radiación reflejada debido a la nieve. En estos días los flujos son prácticamente cero o muy pequeños ya que las plantas están cubiertas por las nieves y hacen poca fotosíntesis. Sin embargo, a medida que la nieve va desapareciendo, el transporte tanto de CO₂ como de vapor de agua va poco a poco recuperando su forma típica.

De nuevo aparecen picos en el flujo de CO₂ en las noches 2 y 4 que pueden deberse a problemas con la señal que reciben los detectores, que debido posiblemente a la poca turbulencia, debe de ser muy pequeña.

El comportamiento de un ecosistema no es siempre el mismo a lo largo de todo el año si no que depende mucho de la estación. El estadio por el que atraviesa el ecosistema viene reflejado en su absorción de CO₂ o en la respuesta de esta absorción frente a otras variables de ambiente.

Como responde el ecosistema a la irradiancia es una manera de estudiar su comportamiento en cuanto a su carácter fuente-sumidero de CO₂. La siguiente gráfica está formada a partir de datos solo durante el día de una semana de primavera de 2007. En ella se estudia la relación entre el flujo de CO₂ absorbido, eje de coordenadas, y el flujo de fotones fotosintéticos, eje de abscisas.

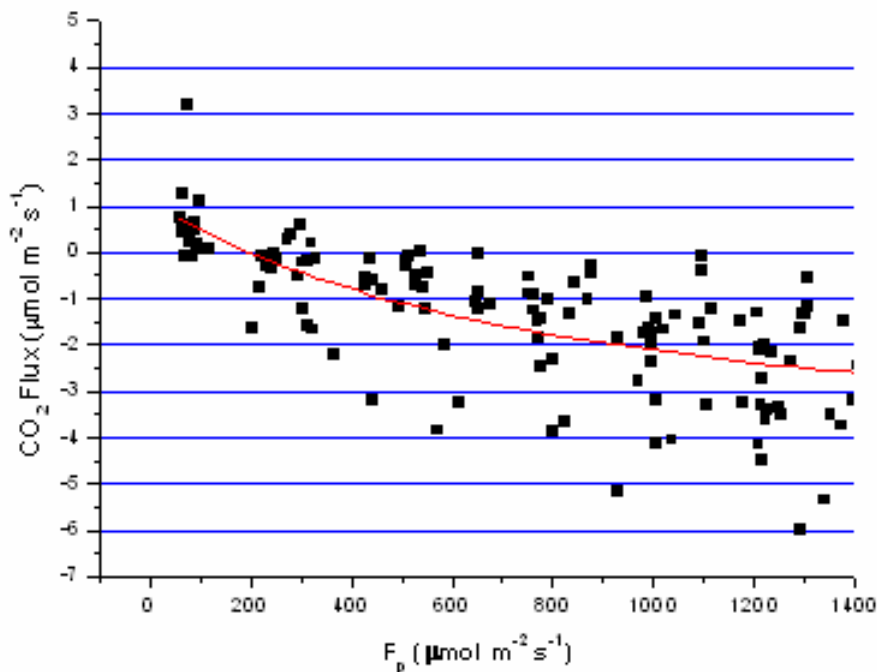


Fig 4.3. Respuesta del ecosistema a la irradiancia en primavera

La respuesta a la luz del ecosistema en esta época puede modelizarse por una función hiperbólica de tres parámetros como la siguiente:

$$F_c = R_d - \frac{aF_p}{b - F_p}$$

, donde F_c representa el flujo de CO₂, F_p el flujo de fotones fotosintéticos o radiación fotosintética absorbida, R_d la respiración, a el nivel de máxima fotosíntesis, y b , el nivel del luz para la mitad de la fotosíntesis (Hunt et al, 2002).

El ajuste hiperbólico para esta semana de datos representativa de primavera nos muestra valores de:

$$R_d = 1.1 \pm 0.4 \mu\text{mol} / \text{m}^2 \text{s}$$

$$a = 6.0 \pm 0.6 \mu\text{mol} / \text{m}^2 \text{s}$$

$$b = 840 \pm 380 \mu\text{mol} / \text{m}^2 \text{s}$$

$$R^2 = 0.41$$

En la siguiente gráfica se ha escogido una semana representativa de datos durante el día a finales de Junio 2007.

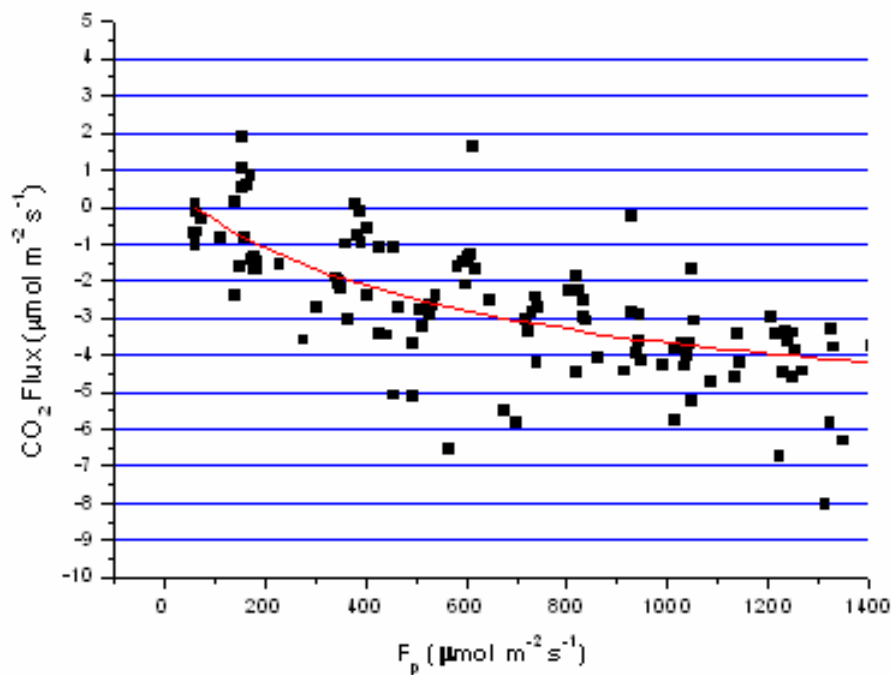


Fig 4.4. Respuesta del ecosistema a la irradiancia en verano

Parece que los datos se ajustan de nuevo a la hipérbola con los siguientes valores de los parámetros:

$$R_d = 0.60 \pm 0.45 \mu\text{mol} / \text{m}^2 \text{s}$$

$$a = 6.84 \pm 0.50 \mu\text{mol} / \text{m}^2 \text{s}$$

$$b = 600 \pm 240 \mu\text{mol} / \text{m}^2 \text{s}$$

$$R^2 = 0.49$$

Sin embargo, en otras épocas del año el mismo modelo hiperbólico no da buenos resultados. En cambio, los datos se ajustan con buena correlación a una recta de pendiente negativa.

Este es el caso de la semana que representa a otoño escogida a mitades del mes de Noviembre de 2006. Como se observa los datos se ajustan bien a la ecuación de una recta con parámetros a y b .

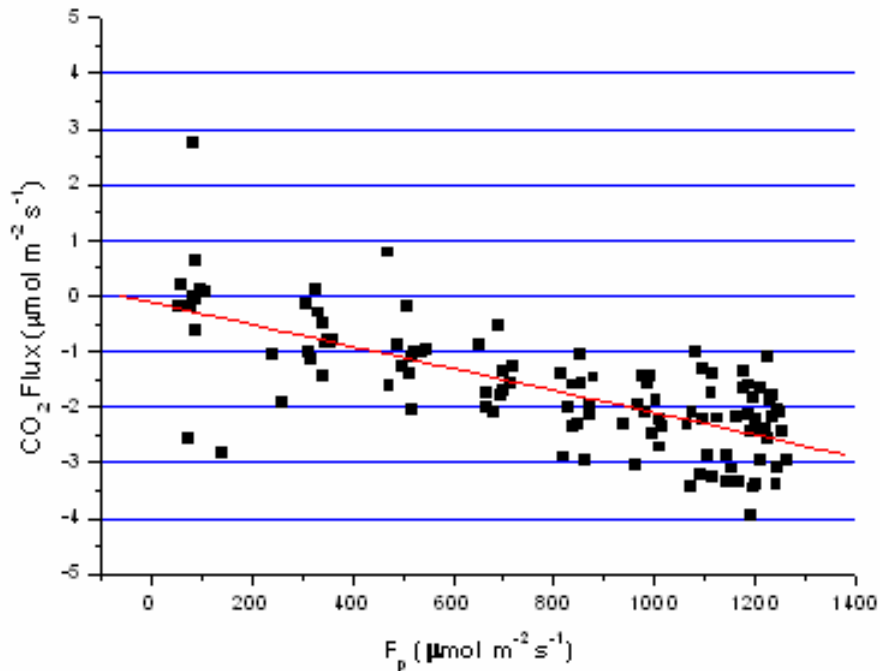


Fig 4.5. Respuesta del ecosistema a la irradiancia en otoño

$$F_c = a + bF_p$$
$$a = -0.11 \pm 0.15$$
$$b = -0.0020 \pm 0.0002$$
$$R = -0.72$$

Así también ocurre para la estación de invierno, escogiendo datos de principios de Enero de 2007.

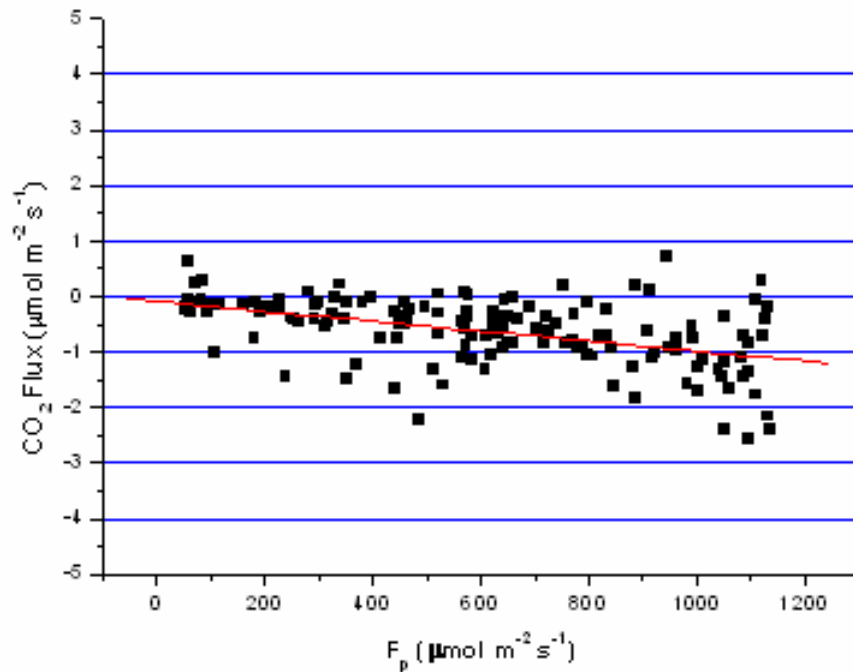


Fig 4.6. Respuesta del ecosistema a la irradiancia en invierno

$$F_c = a + bF_p$$

$$a = -0.08 \pm 0.07$$

$$b = -0.00090 \pm 0.00014$$

$$R = -0.47$$

4.2 Flujos de energía.

La radiación neta, la diferencia entre la radiación incidente y la radiación emitida por la superficie, se reparte en los siguientes procesos:

$$R_n = H + LE + G$$

, donde H es el intercambio de calor debido a la diferencia de temperatura entre el suelo y la atmósfera, LE es el calor latente de vaporización y G es la energía que es absorbida por el suelo. Esta ecuación representa el balance o cierre de energía y podemos ver un ejemplo de estos flujos energéticos en la siguiente grafica tomada para una semana de datos a mitad de Agosto:

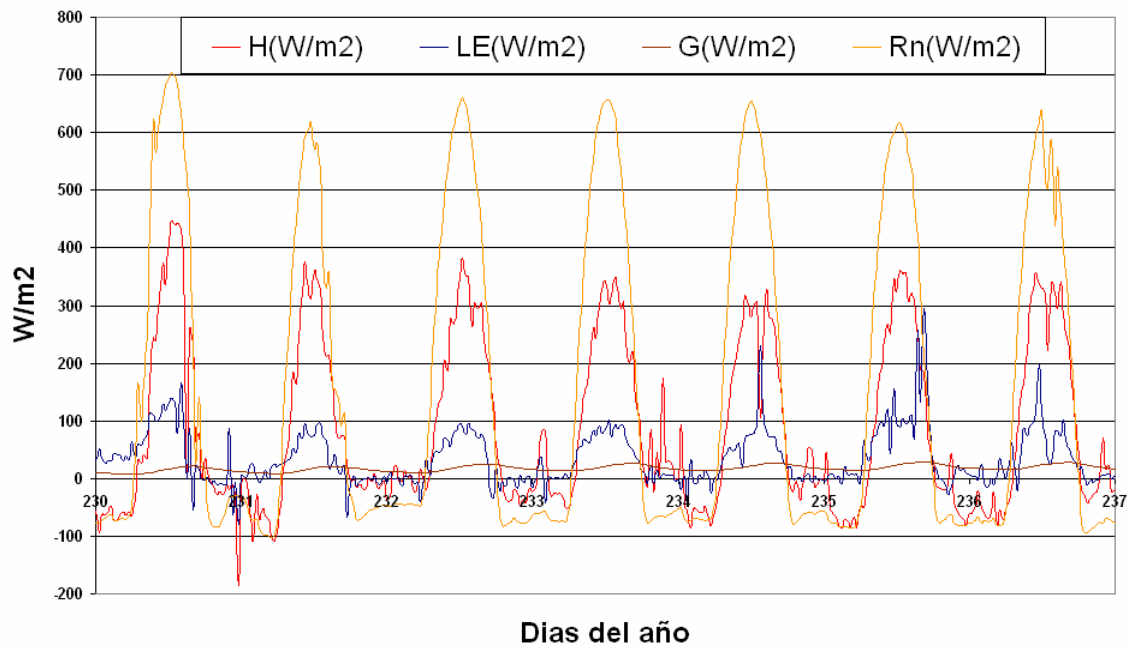


Fig 4.7. Ejemplo de flujos de energía para una semana a partir del 18 Agosto

La curva anaranjada representa el mayor flujo que es el de energía neta. Esta energía se reparte a continuación en otros procesos dependiendo del tipo de ecosistema. En el nuestro, por ejemplo, vemos que hay gran intercambio de energía entre el suelo y la atmósfera ya que la diferencia de temperatura entre ambos ha de ser grande (H). Así, también vemos que parte de esa energía inicial se usa para evaporar agua (LE). Sin embargo, la magnitud H es unas tres veces mayor que LE . A este cociente se le llama precisamente razón Bowen y da cuenta del tipo de ecosistema del que se trata o incluso del estadio por el que éste está pasando. Por último, la menor de todas, transferencia de energía al suelo (G).

En el siguiente grafico vemos de nuevo el efecto de recuperación del ecosistema tras un evento de nieve, al igual que anteriormente con los flujos de CO_2 y vapor de agua.

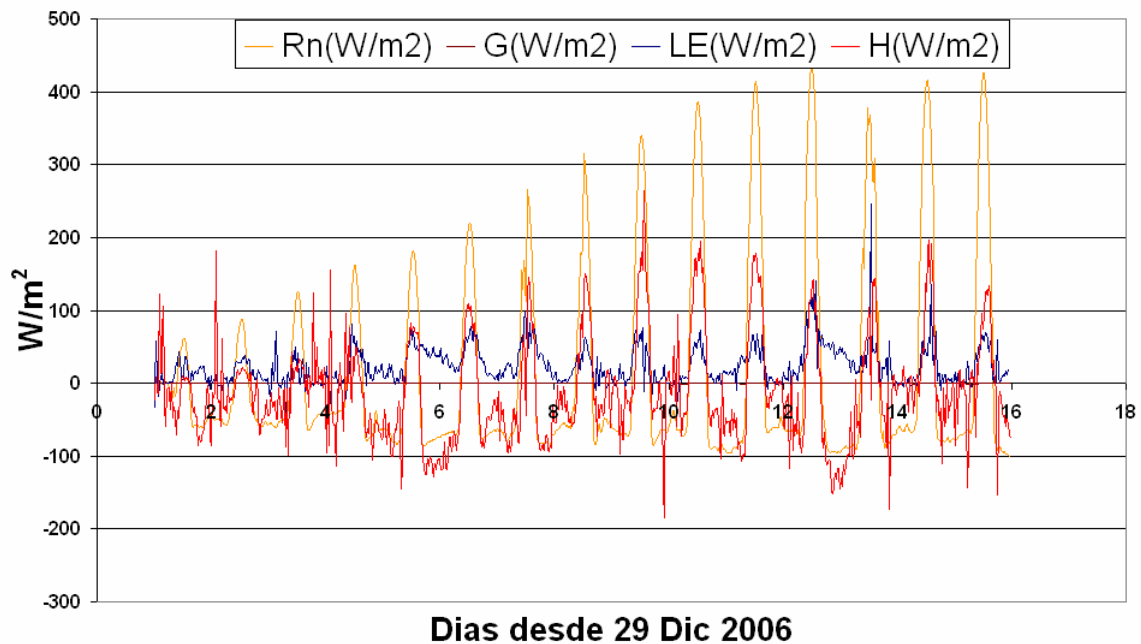


Fig 4.8. Ejemplo de la recuperación de la actividad del ecosistema tras un evento de nieve

Durante los días nevados la radiación neta es muy pequeña debido a que hay mucho reflejo. Lógicamente al haber poca energía disponible, los flujos de calor sensible, latente y el flujo de calor al suelo son muy pequeños. A medida que la nieve se derrite la radiación neta aumenta, haciendo que también aumenten las otras magnitudes. Es de destacar como, en comparación con el anterior gráfico, el calor sensible H es pequeño ya que la diferencia de temperatura entre el suelo y la atmósfera es también pequeña.

4.3 Balance de energía.

A continuación se estima el balance de energía para la zona experimental de Laguna Seca. Para realizar dicho balance debemos quedarnos solamente con los datos durante el día ya que entonces nos aseguramos el que haya turbulencia. Además, por razones que explicamos a continuación se ha hecho un filtrado para así solo escoger datos cuya humedad relativa del aire sea menor del 60%. Representamos entonces la suma $H+LE$, relacionado con la energía que usa el ecosistema, frente a R_n-G , indicativo de la energía disponible por el ecosistema para realizar sus procesos, para el tiempo que transcurre desde los primeros días de Agosto de 2006 hasta el 12 de Septiembre de 2007. El resultado es el siguiente gráfico:

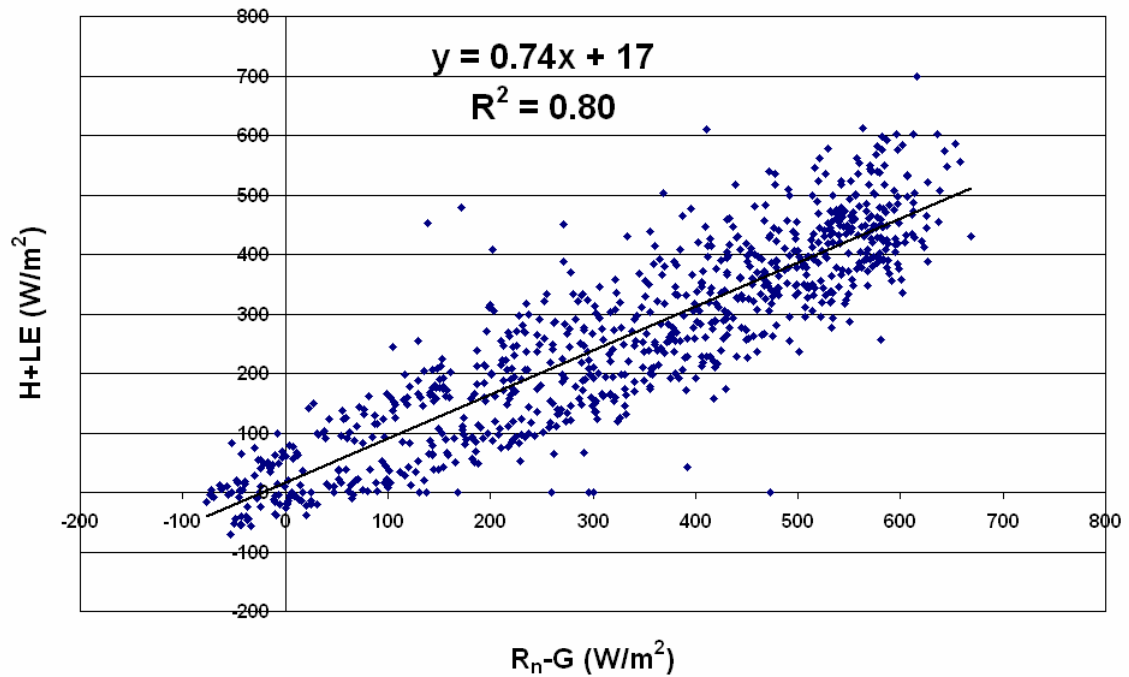


Fig 4.9. Balace de energía para la zona experimental de Laguna Seca

Se obtiene una pendiente de 0.74 con una buena correlación. No obstante no conseguimos cerrar el balance de energía. Esto puede deberse a varias posibles razones. Una de ellas es que se ha comprobado que hay cierta subestimación en la medición de los flujos con la técnica Eddy Covariance (Twine et al., 2000).

4.4 Problemas de medición.

Cuando se representan los flujos de carbono y vapor de agua frente al tiempo es normal que tengamos puntos que no se corresponden con datos reales. Algunos de ellos son problemas asociados a errores instrumentales y otros asociados a comportamientos inusuales que parecen tener carácter físico real. Los primeros son fáciles de caracterizar, pero no así los segundos.

El siguiente grafico ilustra el problema del que estamos hablando. En él, se ha representado los flujos de CO₂ y vapor de agua durante algo más de un mes y medio de medidas, desde el 3 de Agosto hasta el 22 de Septiembre.

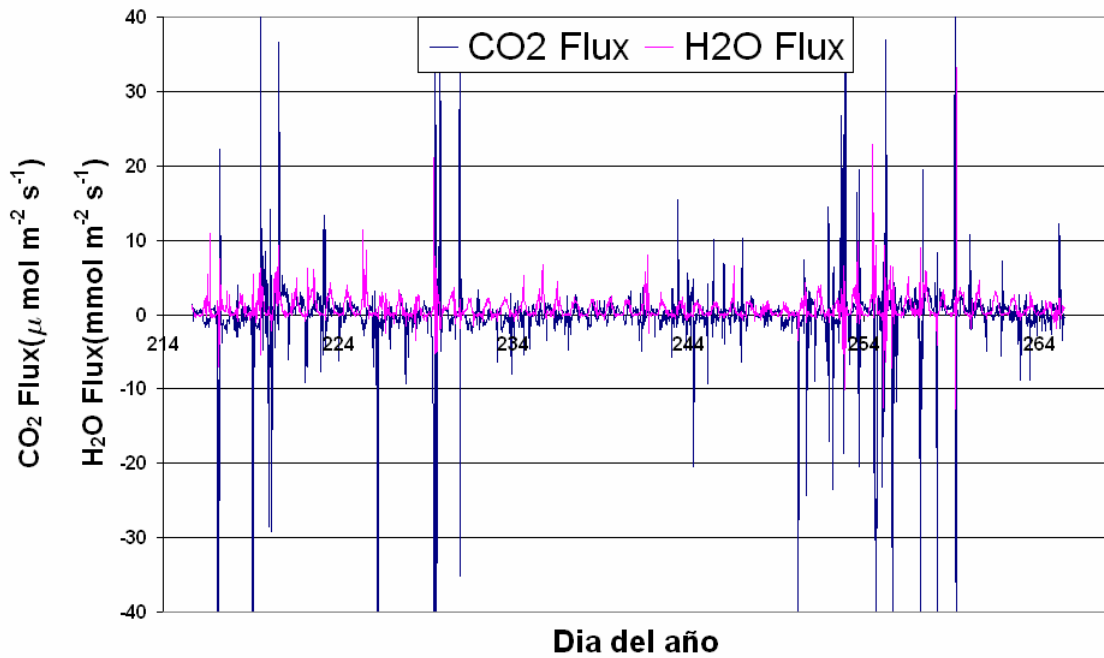


Fig 4.10. Ejemplo de problemas en la medición

Se aprecia como la evolución conocida ya de estos flujos presenta a veces picos que no tienen ningún sentido físico. En este otro gráfico, además de incluir los flujos de CO₂ y vapor de agua, se ha representado también la humedad relativa del aire.

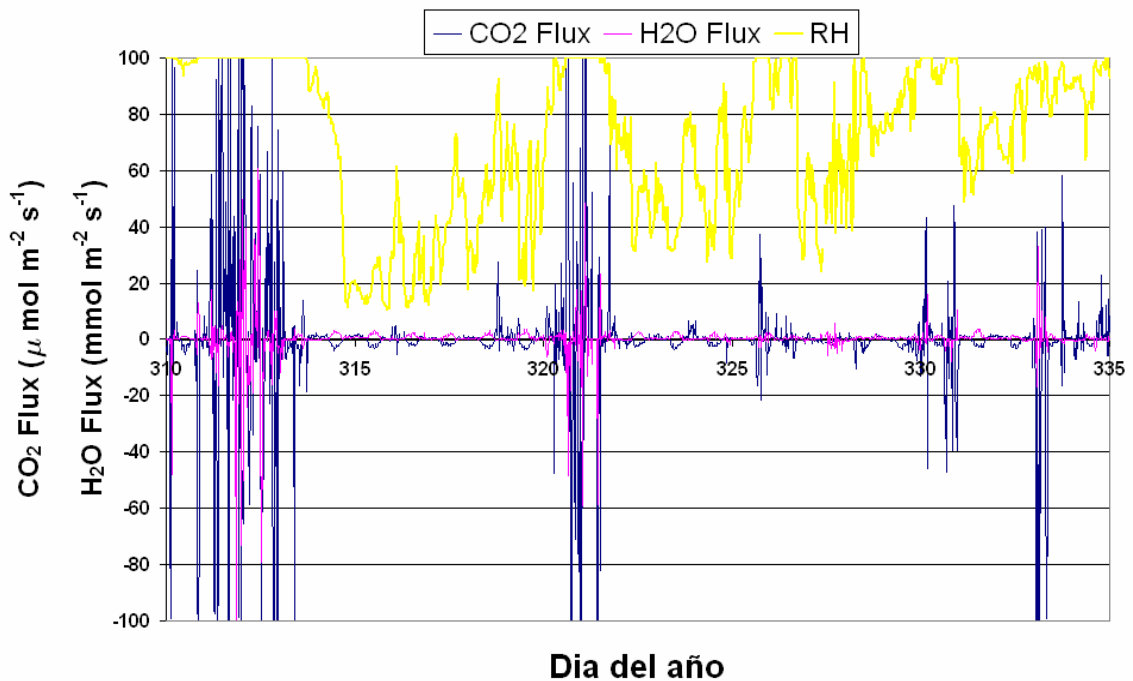


Fig 4.11. Problemas de medición debido a la alta humedad relativa

Es curioso observar como los picos antes mencionados de CO₂ y vapor de agua, sin sentido físico, se relacionan claramente con humedades relativas altas. Esto es un problema que detectamos y que probablemente se produzca como consecuencia del método de medición del LI-7500 open path.

Este problema se observa más claramente en el siguiente gráfico:

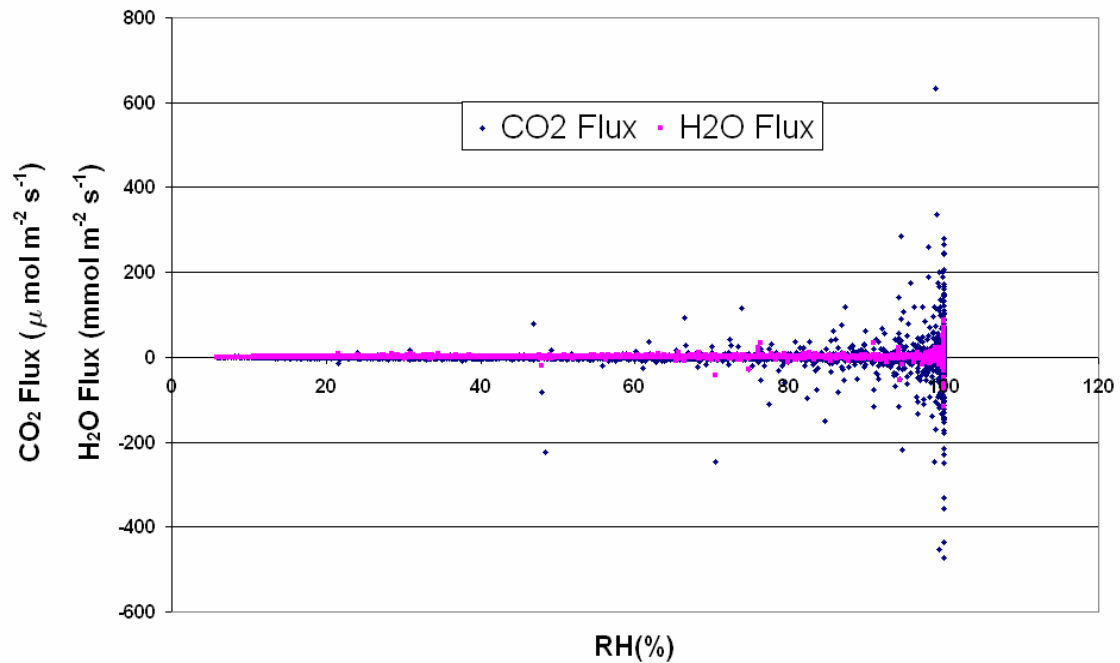


Fig 4.12. Dispersión de los flujos para humedades relativas altas

Se han representado los flujos tanto de CO₂ como de vapor de agua frente a la humedad relativa del aire. Se observa que a medida que crece ésta, hay una cada vez mayor dispersión de los flujos alcanzando incluso valores que no tienen ningún sentido físico.

5. CONCLUSIONES

Los resultados preliminares muestran que, durante las temporadas estaciones de mayor actividad (Primavera y Verano) la estación experimental de Laguna Seca tiene una capacidad fotosintética media de

$$6.4 \pm 0.6 \mu\text{mol} / \text{m}^2 \text{s}$$

, que es lo que se obtiene a partir de los ajustes hiperbólicos. Este resultado está dentro de la absorción media dentro de los ecosistemas de matorral mediterráneo. Sin embargo, en los meses de otoño e invierno el ecosistema pierde actividad. Como consecuencia, un ajuste hiperbólico de los datos deja de ser bueno y es más conveniente ajustar por una recta de pendiente negativa.

Durante la noche se espera también una respiración típica de ecosistemas de matorral mediterráneo, sin embargo, debido a la alta dispersión en las medidas nocturnas posiblemente debidas a la poca turbulencia de la zona, incluso puede que más pequeña de lo habitual debido a que se trata de una cuenca, éstas no se incluyen.

A pesar de los problemas que presenta la estación de Laguna Seca para humedad relativa alta, si seleccionamos solamente todos aquellos datos con $RH < 60\%$, obtenemos un cierre energético aceptable. En nuestro caso el balance se ajusta a un recta de pendiente 0.74 que está dentro de lo esperado ya que se cree que hay cierta subestimación en la medición de los flujos con la técnica Eddy Covariance (Twine et al., 2000). No obstante, todavía se puede mejorar el balance una vez que se corrijan los datos.

La estación experimental de Laguna Seca ha estado recogiendo datos climatológicos y micrometeorológicos desde Julio de 2006. En este trabajo se han utilizado todos esos datos, sin embargo, el tiempo requerido para su buen procesamiento, y el montaje paralelo y puesta en marcha de otra estación experimental en la loma de Lanjarón, no ha permitido aún un análisis más exhaustivo de los mismos. Para ello, previamente se debe empezar por corregir los datos de problemas detectados como puede ser la alta humedad relativa.

En esta materia se ha avanzado en parte y en breve se procederá a su corrección mediante técnicas de gap filling que permitan rechazar datos sin sentido. Hecho esto, el objetivo final será el de establecer balances anuales de cara a una mejor comprensión del carácter fuente-sumidero de nuestros ecosistemas mediterráneos.

6. BIBLIOGRAFIA

- Roland, B. (1994). "An introduction to Boundary Layer Meteorology". Departamento de Meteorología, Universidad de Wisconsin, Madison, U.S.A.
- Baldocchi, D.D., 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: 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. and 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**(11), 2,415-2,434.
- Baldocchi, D.D. and Meyers, T.P., 1988. A spectral and lag-correlation analysis of turbulence in a deciduous forest canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, **45**, 31 - 58.
- Webb, E.K., Pearman, G.I. and 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.
- Barr, A.G., King, K.M., Gillespie, T.J., Den Hartog, G. and Neumann, H.H., 1994. A comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorology*, **71**, 21 - 41.
- Denmead, O.T., 1995. Novel meteorological methods for measuring trace gas fluxes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **351**, 383 - 396.
- Finnigan, J.J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R. and 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. and Ehleringer, J. R., 1998. Ecosystem-atmosphere CO₂ exchange: interpreting signals of change using stable isotope ratios. *Tree*, **13**, 10-14.
- Granier, A., Biron, P. and Lemoine, D., 2000. Water balance, transpiration, and canopy conductance in two beech stands. *Agricultural and Forest Meteorology*, **100**, 291 - 308.
- Hatfield, J.L., 1990. Methods of Estimating Evapotranspiration. *Agronomy Monograph*, **30**.
- Isaac, P. R., Leuning, R., Hacker, J. M., Leugh, H. A., Coppin, P. A., Denmead, O. T. and Rupach, M. R., 2004. Estimation of regional evapotranspiration by combining aircraft and Ground-based measurements. *Boundary Layer Meteorology*, **110**, 69-98

- Ishida, T., Campbell, G.S. and Calissendorf, C., 1991. Improved heat balance method for determining sap flow rate. *Agricultural and Forest Meteorology*, **56**(35-48).
- Kite, G.W. and Droogers, P., 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*, **229**, 3-18.
- Kowalski, A.S., Anthoni, P.M., Vong, R.J., Delany, A.C. and Maclean, G.D., 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.
- Lecina, S., Martínez-Cob, A., Pérez, P.J., Villalobos, F.J. and Baselga, J.J., 2003. Fixed versus variable bulk canopy resistance for reference evapotranspiration estimation using the Penman–Monteith equation under
- semiarid conditions. *Agricultural Water Management*, **60**, 181-198.
- Leuning, R. and King, K.M., 1992. Comparison of eddy-covariance measurements of CO₂ fluxes by open- and closed-path CO₂ analyzers. *Boundary-Layer Meteorology*, **59**, 297 - 311.
- Martínez-Cob, A. and Tejero-Juste, M., 2004. A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ET₀ estimation equation in semiarid regions. *Agricultural Water Management*, **64**, 251-264.
- Sakuratani, T., 1990. Measurement of the sap flow rate in stem of rice plant. *Journal of agricultural meteorology*, **45**(4), 277-280.
- Scanlon, T.M. and Albertson, J.D., 2004. Canopy scale measurements of CO₂ and water vapor exchange along a precipitation gradient in southern Africa. *Global Change Biology*, **10**, 329-341.
- Scott, R.L., Edwards, E.A., Shuttleworth, W.J., Huxman, T.S., Watts, C. and Goodrich, D.C., 2003. Interannual and seasonal variation in fluxes of water and carbon dioxide from a riparian wootland ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, **30**, 1-20.
- Shuttleworth, W.J., 1989. Micrometeorology of temperate and tropical forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, **43**, 19-35.
- Twine, T.E., Kustas, W.P., Norman, J.M., Cook, D.R., Houser, P.R., Meyers, T.P., Prueger, J.H., Starks, P.J. and Wesely, M.L., 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, **103**, 279 - 300.

AGRADECIMIENTOS: Este trabajo esta siendo financiado por la Junta de Andalucía gracias al proyecto “BACAEMA: Balance de carbono y de agua en ecosistemas de matorral mediterráneo”