



**Universitat de les
Illes Balears**

Facultat de Ciències

Memòria del Treball de Fi de Grau

ESTIMACIÓ DE L'EVAPOTRANSPIRACIÓ A PARTIR DE MESURES DE TEMPERATURA, HUMITAT I FLUX DE CALOR SENSIBLE

Marcos Ponsetí Fernández

Grau de Física

Any acadèmic 2014-15

DNI de l'alumne: 43226936T

Treball tutelat per Joan Cuxart Rodamilans

Departament de Física



S'autoritza la Universitat a incloure el meu treball en el Repositori Institucional per a la seva consulta en accés obert i difusió en línia, amb finalitats exclusivament acadèmiques i d'investigació

Paraules clau del treball:

balanç d'energia, evapotranspiració, calor latent, calor sensible, radiació, turbulència

ÍNDEX

1. Introducció	pàg.4
2. Localització de les mesures i dispositiu experimental	pàg.6
3. Fonament teòric	pàg.8
3.1. Coeficients de difusivitat	pàg.9
3.2. Humitat específica	pàg.9
3.3. Càlcul de la temperatura superficial	pàg.11
3.4. Evapotranspiració. Calor sensible i calor latent	pàg.12
4. Metodologia i anàlisi de dies concrets	pàg.14
5. Estadística	pàg.21
6. Conclusions	pàg.26
7. Referències	pàg.28
8. Agraïments	pàg.29
9. Valoració personal	pàg.29

ESTIMACIÓ DE L'EVAPOTRANSPIRACIÓ A PARTIR DE MESURES DE TEMPERATURA, HUMITAT I FLUX DE CALOR SENSIBLE

Marcos Ponsetí

RESUM: L'evapotranspiració és la pèrdua d'humitat a una superfície per evaporació directa junt amb la pèrdua d'aigua per transpiració de la vegetació, on se solen produir canvis de fase; tota aquesta aigua convertida en vapor arriba a l'atmosfera per donar lloc als núvols i, posteriorment, torna a arribar a la superfície en forma de precipitació. La calor latent és l'energia que es necessita per a canviar de fase. És per això que la importància del càlcul d'aquest flux de calor sigui remarcable. En aquest treball analitzarem la calor latent real mesurada a una sèrie de dades de Lleida de dos anys (2009-2010), aplicarem un mètode aproximat d'estimació d'aquest flux i hi quantificarem la seva validesa.

1. Introducció

Un dels fets fonamentals que s'utilitza en els models meteorològics i climàtics és que l'energia s'ha de conservar a la superfície terrestre. Per això, l'equació de balanç de fluxes energètics, SEB (*surface energy budget*), és una equació que s'utilitza per superfícies o volums, típicament aplicada a la interfície entre l'atmosfera i els elements de la superfície. Tradicionalment, el balanç es pren per a un volum de tamany infinitesimal amb condicions d'estats estables, sense magatzem o tendència.

Clàssicament, la formulació de la SEB és:

$$R_n + H + LE + G = 0 \quad (1)$$

Si analitzam un per un els termes de l'equació, s'arribarà a comprendre millor com es tracta. R_n , la radiació neta, és el principal terme d'entrada (o sortida) d'energia

durant el dia (o nit). Després tenim els dos fluxes turbulents, la calor sensible (H) i la calor latent (LE). Finalment, G és el flux de calor del sol. Una discussió bastant argumentada sobre l'equació pot ser trobada en llibres de referència com el clàssic llibre de text de *Garratt* [1992].

Tots els termes s'expressen com a energia per unitat de temps que passa a través d'una unitat de superfície (W/m^2).

Aquesta equació s'ha utilitzat per a nombroses aplicacions, tant sigui per aspectes de mesura o modelístics. A vegades, hom pot tenir l'instrumental adient per calcular tots els termes menys un i es pot aplicar el balanç per trobar-ne el que li falta, com a residu (usualment sol ser el calor latent, LE, o el flux al sol, G). Exemples poden ser trobats per detecció remota [*Bastiaanssen et al.*, 1998], aplicacions a l'agricultura [*Sánchez et al.*, 2008], o models numèrics [*Viterbo i Beljaars*, 1995].

Malgrat que la forma més comuna simplificada de l'equació (1) és la que s'ha descrit, hi ha més processos que modifiquen l'energia del volum i que són habitualment negligits o menyspreats. Aquí podem parlar de l'advecció de calor deguda a heterogeneïtats locals, així com condicions de transició com poden ser transicions matinals o vespertines o el pas de núvols. L'equació (1) assumeix implícitament un terreny homogeni i condicions estables durant el període de computació. Processos biològics que involucren intercanvis d'energia o canvis de fase de l'aigua que no estan detectats sovint no es tenen en compte o són ignorats. Actualment, tot el coneixement que es té d'això pot ser trobat en molts d'articles o documents, els més destacats són: *Mauder et al.* [2007], *Foken* [2008], *Moderow et al.* [2009] i *Leuning et al.* [2012].

Com es pot veure, les dades són molt recents, ja que actualment s'estan estudiant molt aquests aspectes i és per això que aquest treball és important: estam davant un terreny que s'està explorant i del que encara no ho sabem tot.

A més, inclús sobre les condicions estables i d'homogeneïtat queda feina per fer. La forma de l'equació (1) implica una capsa de volum diferencial on els quatre termes poden ser determinats. El que passa és que els sensors poden estar instal·lats en diferents localitzacions i altures i tenir diferents influències físiques, tal i com està descrit a *Foken* [2008]. Cada sensor té el seu propi rang d'error i l'error total pot ser molt gran si un dels termes s'estima com a residu de l'equació [*Oncley et al.*, 2007]. La diferència d'escala de temps contribueix a que cada terme ha de ser analitzat [*Oncley et al.*, 2007 o *Foken*, 2008].

L'originalitat d'aquest treball és que es continua provant un mètode d'estimació del flux de calor latent que ja ha estat provat per una sèrie de dades de Mallorca, però no es tenien dades reals i no es podia comparar. En aquest cas, utilitzarem el mateix mètode d'estimació per les dades d'una estació de Lleida que, a més, disposa de mesures del flux de calor latent i d'aquesta manera podrem determinar la validesa del mètode. L'anàlisi completa d'aquestes dades de Lleida i de la SEB es pot trobar a l'article de *Cuxart et al.* [2015].

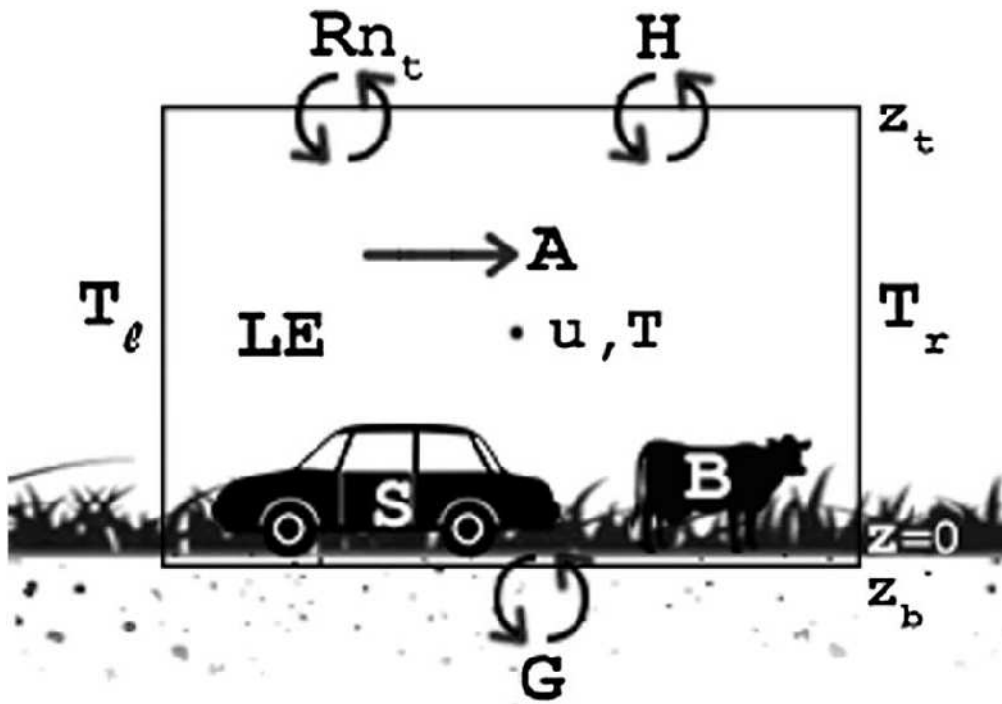


Figura 1. Diagrama conceptual del balanç d'energia en superfície on es poden veure tots els elements implicats. Font: [Cuxart et al., 2015].

2. Localització de les mesures i dispositiu experimental

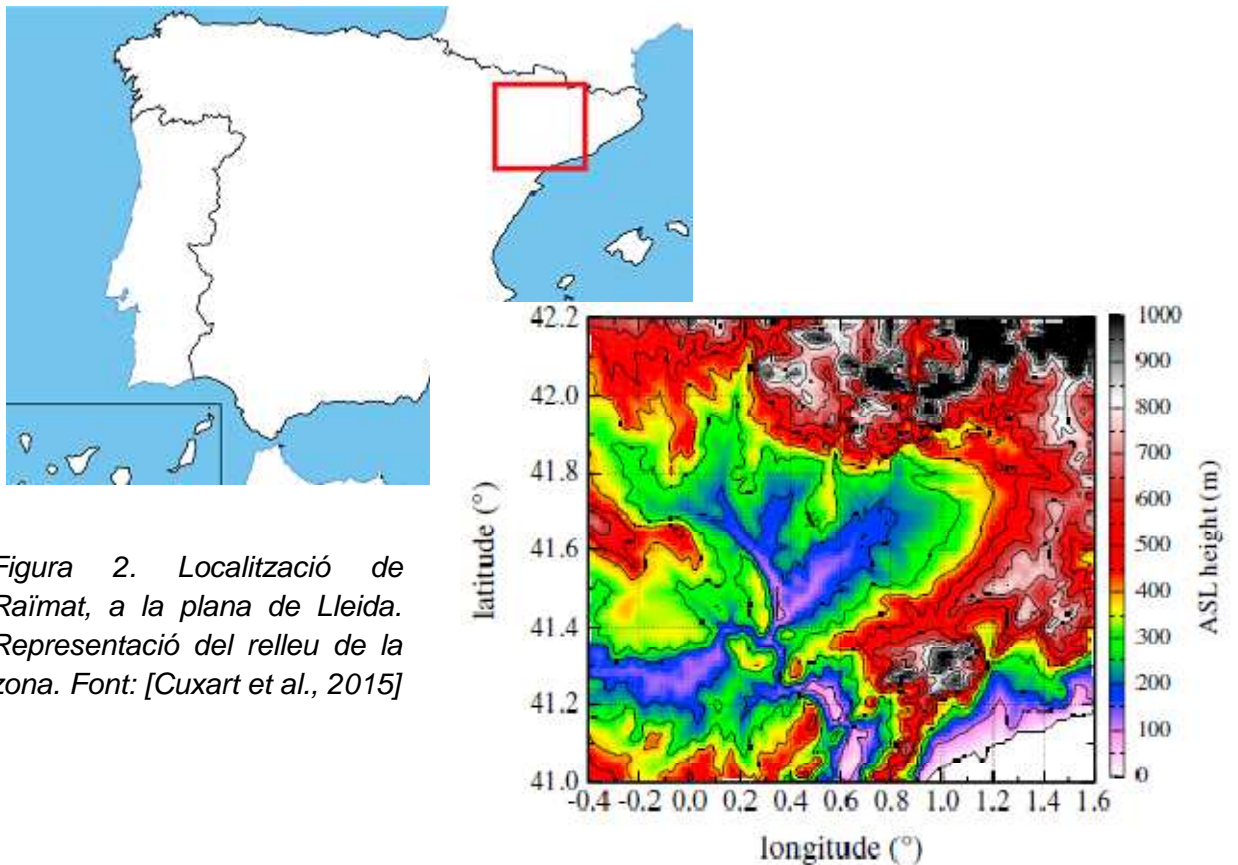


Figura 2. Localització de Raïmat, a la plana de Lleida. Representació del relleu de la zona. Font: [Cuxart et al., 2015]

Les dades que s'analitzen en aquest treball van ser preses entre els anys 2009 i 2010 a les vinyes Raimat, situades a l'est de la vall de l'Ebre, al pla de Lleida; concretament a la latitud 41°41'N i la longitud 0°34'E. Les característiques de l'emplaçament estan descrites en detall a *Cuxart et al.* [2012]. Raimat està localitzat a una zona de vinyes dins un petit altiplà a una de les zones més baixes de la conca del riu Ebre, conca triangular i tancada, limitada pels Pirineus al nord, el Sistema Ibèric al sudoest i la Serralada Prelitoral Catalana a l'est. Amb un clima semiàrid, durant els mesos estivals la zona està ben irrigada; a destacar els nombrosos dies de boira a l'hivern i que fan que minvi la quantitat de radiació que hi arriba durant aquests mesos [*Cuxart i Jiménez, 2012*].

A la figura 2 es pot veure la zona en qüestió amb 1 km de resolució, on es veu en detall el relleu del Pla de Lleida i dels sistemes muntanyosos esmentats al voltant.

Els dos règims de vent predominants són els de component oest, d'escala sinòptica, i les circulacions locals. *Martínez et al.* [2008] i *Cuxart et al.* [2012] documenten el cicle diürn d'aquestes circulacions. Durant el dia, després de la transició matinal, els vents bufen suaument des de les terres baixes, més humides, cap a les zones més seques i càlides; durant el vespre, la direcció dels vents és la contrària perquè el fenomen s'inverteix, així queden uns vents de SE i E bastant ben definits. Aquestes circulacions locals només s'originen en dies en que el vent general no és massa fort i són més intensos durant l'estiu, quan els gradients tèrmics de la zona són més forts. Aquests règims, documentats a *Martínez et al.* [2008] es donen al 37% dels dies entre els anys 1997 i 2005.

Una vegada s'ha indicat l'emplaçament, convé explicar amb un poc de deteniment el dispositiu experimental. A Raimat hi ha una estació meteorològica automàtica propietat del Servei Meteorològic de Catalunya que, entre el desembre de 2008 i el febrer de 2011, es van afegir una sèrie de nous aparells que mesuraven la calor turbulenta, moment, humitat, i fluxes de CO₂ (un anemòmetre sònic de la marca Campbell model CSAT3 i un analitzador de gasos LICOR model 7500), les quatre components de la radiació (Kipp i Zonen CNR1), el flux de calor del sòl (una placa de calor d'autocalibratge Hukseflux), la temperatura del sòl i el contingut d'aigua (Campbell CS 616).

Tots aquests dispositius estaven connectats a una sèrie de dataloggers que enmagatzaven les dades. Posteriorment, a partir d'aquestes dades, es va preparar un document de dades que va ser amb el que es treballa en aquesta feina. Dit document conté les següents variables de cada 30 minuts durant els dos anys complets que es disposen (2009 i 2010): data, hora, temperatura a 2 metres, densitat de vapor de l'aigua, densitat de l'aire, velocitat del vent a 2 metres, radiació d'ona llarga, radiació d'ona curta, flux de temperatura (covariança $\overline{w'T'}$), flux d'humitat (covariança $\overline{w'q'}$), contingut d'aigua al terra i pressió atmosfèrica.

Amb totes aquestes dades s'ha treballat i en els següents apartats es veurà de quina manera ens fan falta per fer els càlculs.

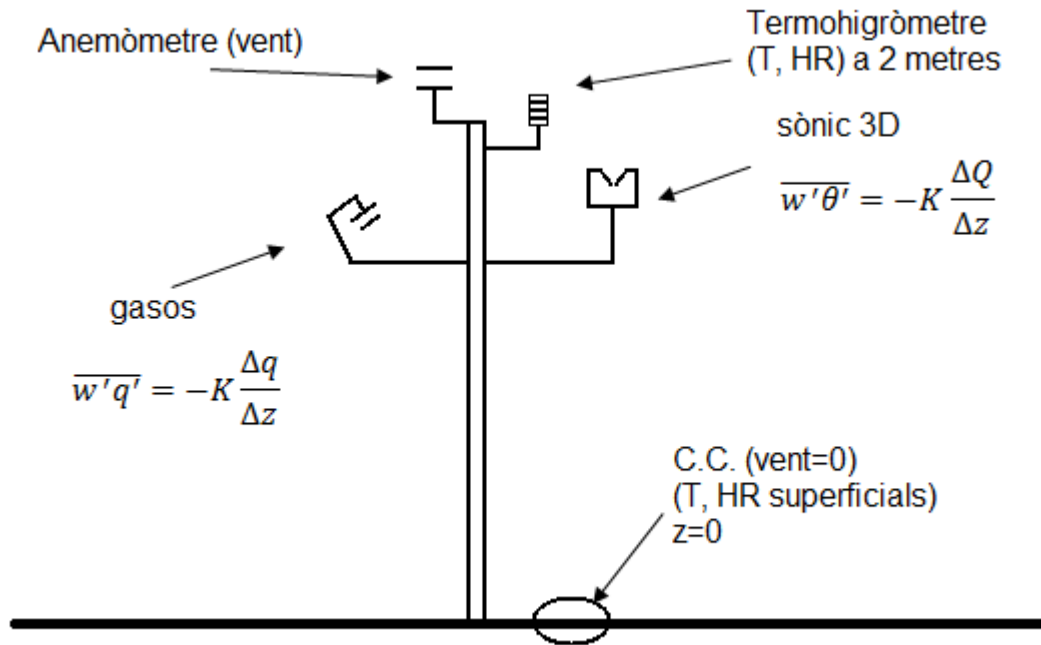


Figura 3. Esquema del dispositiu experimental, a on es poden visualitzar els principals elements que mesuren les variables que es fan servir per calcular la calor sensible, la calor latent, etc. Font: elaboració pròpia.

3. Fonament teòric

Acabam de citar les diferents variables que es van recollir, enmagatzemar i guardar a un fitxer. L'objectiu ara és a partir d'aquestes dades, fer els càlculs necessaris per obtenir els fluxes de calor latent i sensible.

Amb les dades que tenim, es pot calcular la calor latent de forma directa. D'altra banda, utilitzarem un mètode alternatiu, encara en fase de proves, que permet fer una estimació de LE, i intentarem estudiar la seva validesa.

Els fluxes de calor sensible i latent al sòl els definim de la següent manera:

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \approx -\rho c_p K_H \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta z} \quad (2)$$

$$LE = \lambda \rho \overline{w'q'} \approx -\lambda \rho K_w \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta z} \quad (3)$$

on ρ és la densitat de l'aire, c_p és la calor específica de l'aire a pressió constant i λ és la calor latent de vaporització ($\rho = 1.2254 \text{ kg/m}^3$, $c_p = 1005 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, $\lambda = 2.501 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$). w' , T' i q' són les fluctuacions turbulentes instantànies de velocitat vertical $w' \equiv \bar{w} - w$, temperatura $T' \equiv \bar{T} - T$ i humitat específica $q' \equiv \bar{q} - q$. A més, K_H és el coeficient de difusivitat tèrmica turbulenta i K_w el coeficient de difusivitat turbulenta del vapor d'aigua. Els termes de la dreta de les equacions (2) i (3) han estat construïts a

partir de la relació flux-gradient que requereixen valors de temperatura i humitat específica a dos nivells d'altura diferents (en el nostre cas, a nivell de superfície i a 2 metres).

Fins ara, tenim tots els ingredients per calcular de forma directa els dos fluxes de calor. Ara bé, abans d'això, convé fer algunes precisions sobre els coeficients de difusivitat.

3.1 Coeficients de difusivitat.

El flux de Bowen β_g es pot definir com la raó entre els fluxes turbulents (H/LE), i la diferència de la raó del gradient de Bowen es defineix:

$$\beta_g = \frac{c_p \partial \bar{T} / \partial z}{\lambda \partial \bar{q} / \partial z} \quad (4)$$

D'on es pot deduir que la proporció dels coeficients de difusivitat per la temperatura i la humitat específica són iguals si la proporció de les raons de Bowen són equivalents ($K_H/K_W = \beta_H/\beta_g$). Els resultats experimentals confirmen que el terme de difusivitat tèrmica és un 10% més gran que el terme de difusivitat de vapor d'aigua [Laubach et al., 2000].

De tota manera, aquí s'assumirà que els dos coeficients són iguals $K=K_H=K_W$ i s'utilitzarà l'expressió de la covariància per a determinar K :

$$K = \frac{\overline{w'T'}}{(T_{sup} - T_{2m})/\Delta z} \quad (5)$$

On ja s'ha expressat l'increment de temperatura com la diferència entre els dos nivells, T_{sup} a nivell de superfície i T_{2m} a uns dos metres.

Malgrat això, la difusivitat turbulenta no és una propietat del fluid, més bé és una parametrització local, coneguda com *K-theory*, que depèn del producte de diverses quantitats, incloent posició i velocitat del flux [Garratt, 1998]. A la seva deducció, s'ha assumit que el flux turbulent es pot escriure com una relació flux-gradient, suposició que no és certa quan el gradient de temperatura no és nul, és a dir, a la sortida i posta del Sol. A més, el model és qüestionable també quan el signe del flux i del gradient és el mateix ($K < 0$).

Finalment, a l'apartat 5, explicarem en detall com tractam el càlcul de K per després fer els càlculs dels fluxes turbulents, ja que calculant d'aquesta manera el coeficient de difusivitat, la dada dependent del temps dóna moltes oscil·lacions i fa que els resultats estiguin bruts. Per això, es fa com una espècie de filtre, que s'explicarà, com s'ha dit, a l'apartat 5.

3.2 Humitat específica.

La relació entre la massa de vapor d'aigua m_v i la massa de la mostra que conté el vapor d'aigua és coneguda com la definició d'humitat específica, q :

$$q \equiv \frac{m_v}{m_v + m_d} \quad (6)$$

on m_d és la massa d'aire sec.

Més coneguda és la humitat relativa (HR), que és la més utilitzada de les variables d'humitat. Aquesta es defineix com la relació entre la pressió de vapor i la pressió de vapor saturant [Wallace i Hobbs, 2005].

$$HR \equiv 100 \frac{e}{e_s(T_{2m})} \quad (7)$$

On multiplicam per un factor 100 per expressar el resultat en percentatge. La pressió de vapor saturant representa el valor màxim de pressió de vapor a una temperatura específica. Per calcular-ho, Tetens proposà la següent expressió:

$$e_s = 6.1 \cdot \exp(17.269T/(237.3 + T)) \quad (8)$$

on T ve donada en °C i e_s és la pressió de vapor saturant [Tetens, 1930]. Existeixen altres expressions alternatives igualment conegudes com la fórmula de Bolton [Bolton, 1980].

Tant el vapor d'aigua com la porció d'aire sec de la mostra, que exerceixen pressions parcials e i $p-e$ respectivament, es regeixen per l'equació dels gasos ideals:

$$e = \frac{m_v}{V} R_v T_{2m} \quad (9)$$

$$P - e = \frac{m_d}{V} R_d T_{2m} \quad (10)$$

on R_v i R_d són les constants de gas específiques de vapor d'aigua i d'aire sec, respectivament ($R_v=461.50 \text{ J}\cdot\text{Kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, $R_d=287.04 \text{ J}\cdot\text{Kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), P és la pressió a dos metres i V és el volum de la mostra.

Combinant les expressions i tenint en compte la definició d'humitat específica, obtenim:

$$q = \varepsilon \frac{e}{P - e(1 - \varepsilon)} \quad (11)$$

on $\varepsilon=R_d/R_v$. D'aquesta manera, la humitat específica a dos metres valdrà:

$$q_{2m} = 100 \frac{q_{sat}(T_{2m})}{HR} \quad \text{amb} \quad q_{sat}(T_{2m}) = \varepsilon \frac{e_s(T_{2m})}{P} \quad (12)$$

Com hem vist, tant la humitat específica a 2 metres com la de nivell de superfície ens fa falta per calcular el gradient ($q_{2m}-q_{sup}$) necessari per a l'obtenció de la calor

latent. Com ho podem calcular tenint en compte les variables que tenim? Bastant senzill, a continuació donam els detalls:

Pel que fa al càlcul d'humitat específica a 2 metres, es fa de manera molt directa. Disposam de les dades de densitat, tant del vapor d'aigua com de l'aire. Per tant,

$$q_{2m} = \frac{\rho_{\text{vapor aigua}}}{\rho_{\text{vapor aigua}} + \rho_{\text{aire}}} \quad (13)$$

A nivell de superfície el càlcul es fa més laboriós i és el següent:

$$q_{\text{sup}} = \beta q_{\text{sat}}(T_{\text{sup}}) + (1 - \beta)q_{2m} \quad (14)$$

On β és una variable que depèn del tipus de sòl i està ben documentat [Lee and Pilke, 1992].

$$\beta = \begin{cases} 0.25(1 - \cos(\frac{\theta}{\theta_{fc}}\pi))^2 & \text{si } \theta < \theta_{fc} \\ 1 & \text{si } \theta \geq \theta_{fc} \end{cases} \quad (15)$$

On θ és el contingut d'aigua al sòl (dada la qual es disposa) i θ_{fc} és un factor constant depenent del sòl i com el que és present a Raimat (Lleida) és irrigat, aquest val 0.45 [Lee and Pilke, 1992].

3.3 Càlcul de la temperatura superficial.

L'altre gradient que hem de tenir en compte és el de temperatura ($T_{2m} - T_{\text{sup}}$). La temperatura de l'aire a 2 metres és una de les variables més comunes que es mesura a una estació meteorològica i de la qual disposam de les dades.

En canvi, la temperatura de la superfície és molt més complicada de mesurar, ja que existeixen diferents mètodes i hi ha cert escepticisme sobre alguns d'ells. En el cas d'estudi, s'utilitza un càlcul radiatiu, bastant utilitzat en meteorologia en l'àmbit de la teledetecció, i no és més que una aplicació de la llei de Stefan-Boltzmann que, per un cos negre, té la forma: $E = \sigma \cdot T^4$, on $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$, que és la constant de Stefan-Boltzmann.

Ara bé, la superfície no està considerada un cos negre en aquest cas i, per tant, hem d'aplicar-hi una propietat radiativa de cada sòl, anomenada emissivitat (ϵ), que no és més que el quocient entre la radiació emesa per la superfície en qüestió i la que seria emesa si fós un cos negre:

$$E = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (16)$$

Si, de la fórmula (16), s'aïlla la temperatura T:

$$T = \left(\frac{E}{\epsilon \cdot \sigma} \right)^{1/4} \quad (17)$$

i es té en compte que l'energia depèn de la radiació d'ona llarga, tant la que entra com la que surt, ponderada per l'emissivitat, de tal forma que:

$$E = L_{up} - (1 - \epsilon)L_{down} \quad (18)$$

Si un es fixa, quan el valor de l'emissivitat és el del cos negre (igual a la unitat), la fórmula quedaria molt clara, que l'energia total és la diferència entre la radiació que ens arriba i la que s'en va. Finalment, s'obté la fórmula utilitzada en aquest cas pel càlcul de la temperatura d'una superfície que, al nostre cas, és la temperatura del sòl.

$$T_{sup} = \left(\frac{L_{up} - (1 - \epsilon)L_{down}}{\epsilon \cdot \sigma} \right)^{1/4} \quad (19)$$

On L_{up} i L_{down} és la radiació d'ona llarga, que surt i que entra, respectivament en W/m^2 , ϵ és la sensibilitat (al cas d'estudi, estimam un valor constant de 0.98, molt proper a la unitat, que seria el valor del cos negre) i σ és la constant de Stefan-Boltzmann.

3.4. Evapotranspiració. Calor sensible i calor latent.

L'evapotranspiració es defineix com la pèrdua d'humitat d'una superfície per evaporació directa, conjuntament amb la pèrdua d'aigua per transpiració dels éssers vius (especialment les plantes). Sol ser expressada en mil.límetres per unitat de temps.

Com a resultat d'aquest procés es forma el vapor atmosfèric, que, quan s'arriba a les condicions de condensació, torna una bona proporció a la superfície en forma de precipitació sòlida o líquida.

Per tant, l'evapotranspiració és la consideració conjunta dels processos d'evaporació i transpiració. La diferència entre els dos conceptes està a la participació dels éssers vius al segon. Aquesta fusió dels dos conceptes es fa ja que és molt difícil mesurar-ho per separat. Si enumeram les fonts de producció de l'evapotranspiració:

- L'evaporació de l'aigua transpirada pels éssers vius.
- La superfície del sòl i de la vegetació després de precipitació.
- La superfície de l'hidrosfera: rius, llacs, embassaments, oceans, ...
- El sòl, aigües recentment infiltrades o aigües que s'apropen de nou a la superfície després d'un llarg recorregut a través del terra.

L'evapotranspiració depèn d'alguns factors, entre ells, la radiació solar, la temperatura, la humitat, el vent, la salinitat de l'aigua, el grau d'humitat del sòl, el tipus de vegetació, etc.

La importància de mesurar aquesta variable està a la branca de la climatologia, ja que és una forma directa d'avaluar el grau d'aridesa de la zona en qüestió. És més, és fonamental per les tasques de planificació i gestió de recursos hídrics, en estudis mediambientals i en la quantificació de les necessitats hídrics de la vegetació, sobre tot dels cultius.

Quan es produeix el fenomen de l'evapotranspiració té lloc un canvi d'estat que, a la majoria de la superfície terrestre i durant la major part de l'any sol ser d'aigua líquida present a vapor d'aigua que va a l'atmosfera. Quan una quantitat de substància fa un canvi d'estat, necessita una certa quantitat d'energia denominada **calor latent**. Per això, en aquesta feina treballam amb la mesura i l'estimació d'aquest flux de calor, ja que depèn de l'evapotranspiració.

Molt relacionada també està la **calor sensible**, que és la que reb un cos i fa que augmenti la temperatura. És a dir, per aconseguir que es pugui la temperatura d'un cos i que arribem al punt d'evaporació, per exemple, necessitam una aportació d'energia, fet totalment sabut al món de la física i la termodinàmica.

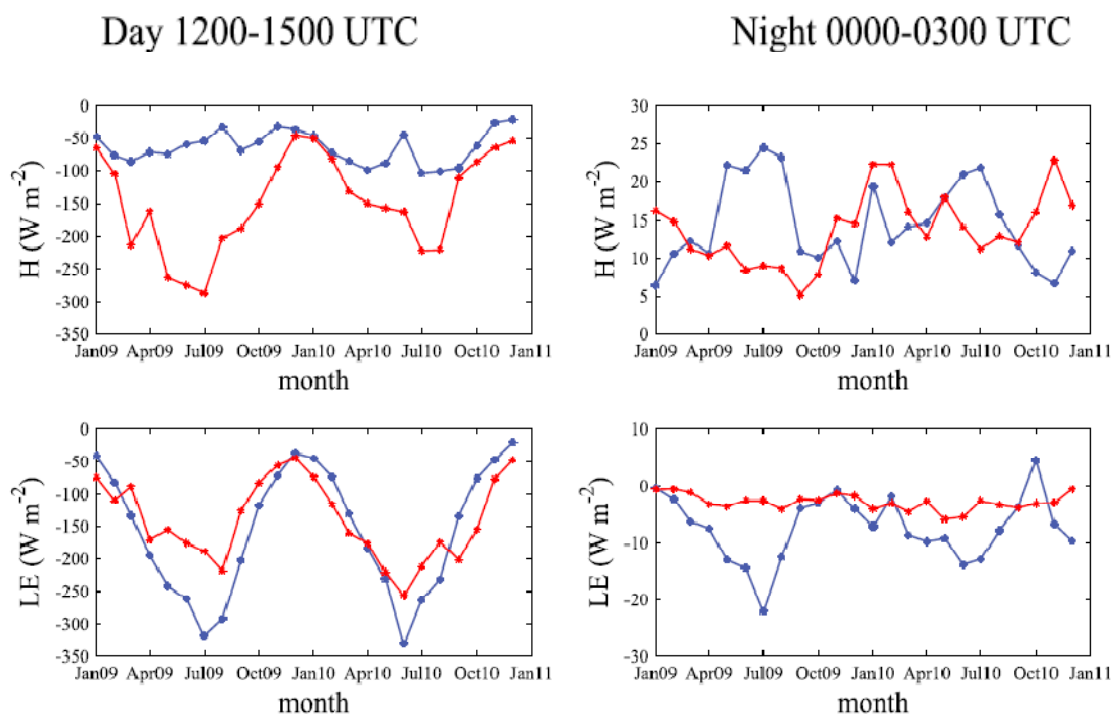


Figura 4. Mitjanes mensuals de calor sensible (H) i calor latent (LE) durant el període de dia (12-15 UTC) i de vespre (0-3 UTC). En blau, el valor observat i en vermell, el predit pel model ECMWF.

A la figura 4 podem veure les mitjanes mensuals durant els dos anys de dades que es disposen a Raimat (Lleida) de la calor latent i la calor sensible. Com veim, hi ha certes discrepàncies entre els valors observats i els calculats per un dels models més importants que hi ha; però en aquest treball no estam estudiant això, sinó que als propers apartats utilitzarem un mètode d'estimació de la calor latent i el compararem amb l'observat, ja que els aparells de mesura directa de LE són molt cars.

Durant el dia, entre les 12 i les 15 UTC, tant els valors observats de LE com els de H tenen els màxims (en valor absolut) durant els mesos estivals, quan arriba una major quantitat de radiació provinent del Sol i el terra s'escalfa de manera més important i l'ordre de magnitud és similar: màxims de l'ordre de 200 a 300 W/m².

Durant el vespre, entre les 00 i les 03 UTC, els valors són més reduïts, ja que el principal mecanisme d'escalfament que és el Sol no hi és. Com es pot veure, el valor de LE és pràcticament nul a tota la sèrie de dades i el valor de H és lleugerament més alt que un valor nul, de l'ordre de 10 vegades més baix, però, que el valor màxim durant el dia.

4. Metodologia i anàlisi de dies concrets

Una vegada introduïdes totes les eïnes necessàries per a calcular i analitzar resultats, convé fer un breu resum del que es fa a partir d'ara. Cal remarcar que tots els càlculs s'han realitzat mitjançant programació numèrica en forma de codi FORTRAN. És obvi que a una memòria no s'explicarà el codi, però si que es pot donar alguna pinzellada del procés.

Seguint la fórmula (5) es calcula el valor del coeficient de difusivitat K, a partir del flux i el gradient de temperatura. Com es pot veure a la figura 5, gràfica (c), a un mateix dia, el valor és molt inestable, inclús a les transicions nit-dia i dia-nit (sortida i posta de Sol), el valor del coeficient surt de rang: durant la nit, el terra es refreda més ràpid que l'aire i la T_{sup} és més baixa que la T_{2m} ; durant el dia, s'inverteix, el terra s'escalfa més que l'aire i per tant la T_{sup} és més alta que la T_{2m} . Llavors, hi ha un moment durant la sortida i la posta de sol, que $T_{sup}=T_{2m}$ i, com que la fórmula de K té el gradient de temperatura dividint, el coeficient de difusivitat surt de rang en aquests punts.

Per solucionar-ho, s'ha de programar per un dia (de 00 a 24 UTC) un valor mitjà del coeficient durant la matinada, un valor mitjà durant el dia i un altre durant el vespre. Durant les transicions, es fa una interpolació entre els valors (per a més detall veure figura 5.c).

D'altra banda, ja podem calcular els fluxos de calor latent i de calor sensible una vegada tenim el coeficient de difusivitat calculat. El mètode directe de càlcul és mitjançant les fórmules (2) i (3), tenint en compte les covariances respectives les quals les disposam. Després, podem programar que es calculi també aquests fluxos mitjançant els gradients i els coeficient de difusivitat: aquest és un mètode d'estimació i el nostre objectiu serà verificar la seva validesa i quantificar l'error que podem cometre.

És molt important el tractament que es fa al valor del coeficient de difusivitat, ja que si no es fa, el valor estimat de LE quedaria com es veu a la figura 7. Divergiria a la sortida i a la posta de Sol, ja que és directament proporcional a K .

Finalment, la programació numèrica d'aquest treball es complica quan s'han d'automatitzar aquests càlculs per a tota la sèrie de dades de dos anys i no anar dia a dia. Bàsicament per aquest mateix "filtre" que li feim al coeficient de difusivitat.

A continuació es començarà a explicar els resultats per alguns dies concrets triats intel·ligentment tenint en compte l'estat del cel i l'època de l'any. Ens fixarem primer amb un dia clau, el 2 de maig del 2009, sent aquest un dia de bonança primaveral ja amb una temperatura durant el migdia considerable per a evaporar bastant.

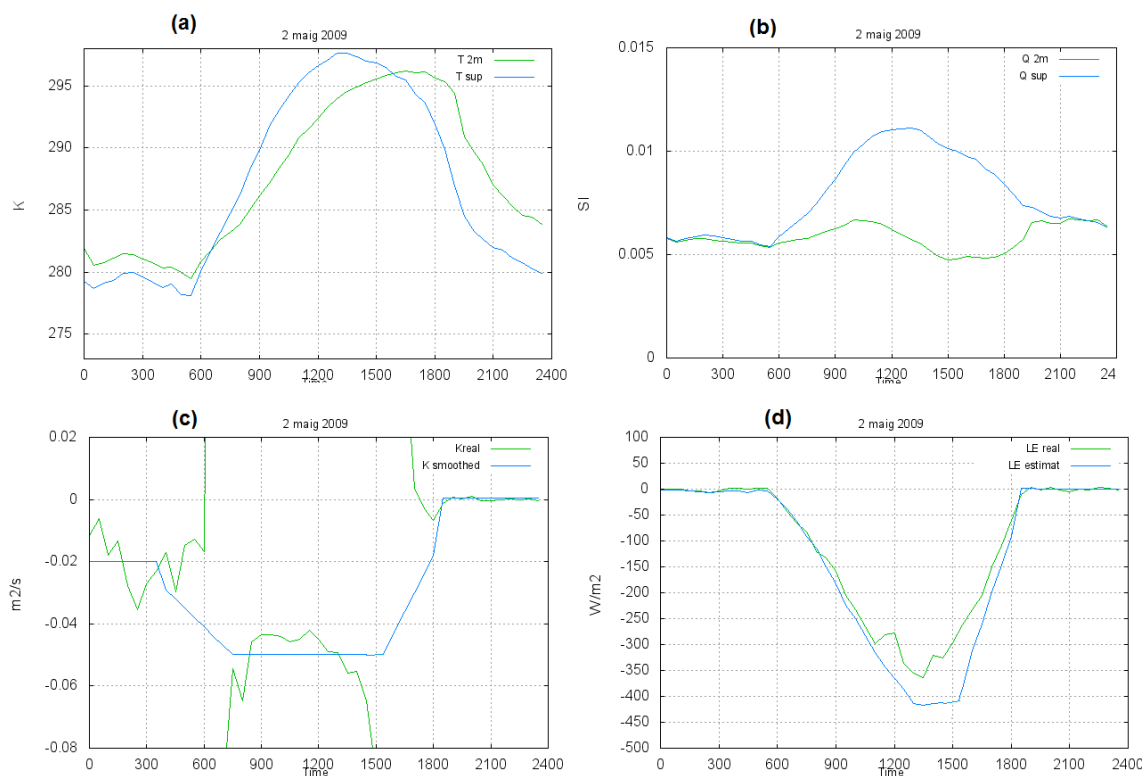


Figura 5. Cas d'estudi: 2 de maig de 2009. Dia de bonança de primavera. A la figura vénen representades les principals variables que analitzam:

(a) *Temperatura a 2 metres (verd) i temperatura superficial calculada a partir de la fórmula 19 (blau).*

(b) *Humitat específica a 2 metres (verd) calculada a partir de la fórmula 13 i humitat específica superficial calculada a partir de la fórmula 14 (blau)*

(c) *Coefficient de difusivitat. Dada bruta (verd) i ajust (blau).*

(d) *Calor latent. Valor mesurat directament (verd) i valor estimat (blau)*



Figura 6. Calor sensible del dia 2 de maig de 2009. Valors semblants al calor latent durant el vespre, propers a 0. Valors molt més "suaus" durant el dia.

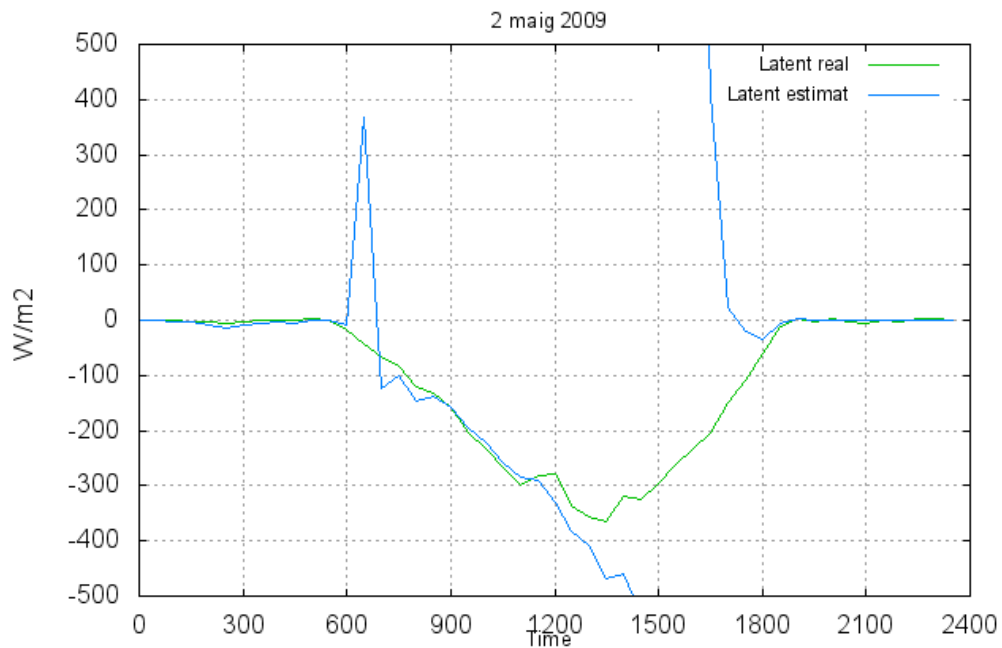


Figura 7. Representació del flux de calor latent calculat directament (verd) i de l'estimat (blau) sense tenir en compte el filtre per a K. Com es veu, és important fer un bon tractament al coeficient de difusivitat, explicat en aquest apartat, ja que en cas contrari, el valor estimat de LE ens divergeix durant les transicions matinal i vespertina.

Analitzant el dia de 2 maig de 2009 (figura 5) veim com el comportament de la temperatura i la humitat específica és lògic: termomètricament, el valor mínim aquell dia va ser de 278 K (5°C) a nivell de superfície i de 280 K (7°C) a 2 metres, havent-hi, doncs, un gradient de 2°C en dos metres, típic de nits estables. Els valors màxims són de 299 K (26°C) a nivell de superfície i de 296 K (23°C) a 2 metres, sent ara el gradient una mica més gran. Un altre fet remarcable seria que els valors màxims i mínims de temperatura no tenen lloc a la mateixa hora del dia.

A la gràfica (c) tenim el valor del coeficient de difusivitat que, com s'ha dit abans, divergeix tant a la sortida com a la posta de Sol. En blau, tenim el "filtre" que es fa, anomenant a la variable "K smoothed". A partir d'això obtenim el valor estimat de LE (gràfica d) que està en color blau, quan el valor real està en verd.

Com es pot visualitzar, a primera vista pareix una bona estimació per aquest dia en concret, una jornada escollida degut a l'estabilitat d'un dia de primavera. Durant la matinada i el vespre, el valor del flux de calor latent és nul i, durant les hores que tenim llum solar, l'evapotranspiració té lloc perquè s'escalfa el sòl, i el valor augmenta (en valor absolut) fins arribar a un "màxim" entre les 12 i les 15 UTC de 350 W/m² reals i uns 400 W/m² estimats, el que donaria un error del 15%. Tenint en compte l'error instrumental que poden tenir els dos valors, podríem considerar la discrepància en aquest cas poc destacable, ja que en ordre de magnitud coincideixen bastant i també la forma de la gràfica durant el dia.

A la figura 6 tenim representada la calor sensible, el valor real, ja que aquesta està ja ben determinada. El valor és molt petit o pràcticament nul quan no hi ha llum solar. Quan el Sol surt, aquesta comença a augmentar (en valor absolut) fins arribar al màxim a les 10:30 UTC de 140 W/m², un valor inferior als màxims del flux de calor latent.

Finalment, s'ha volgut adjuntar la figura 7 per veure la importància del "filtre" que es fa al coeficient de difusivitat. En verd tenim el valor real del flux de calor latent i és igual que el que tenim a la figura 7, ja que no hem variat la seva forma de càlcul. En canvi, el valor estimat de calor latent, en blau, com ja hem explicat abans, divergeix durant la sortida i la posta de Sol. No ens bastaria el mètode sense el "filtre" per a poder estimar d'una forma acceptable LE.

A continuació s'explicaran els resultats de l'estimació del flux de calor latent per tres dies més triats intel·ligentment. Un dia de tardor avançada, l'1 de novembre de 2009, que va ser un dia gris, amb molt poca insolació degut a la boira típica de la zona. Un dia normal de primavera, l'1 d'abril de 2010, dia assolellat i amb bastanta radiació provinent del Sol ja. Per acabar, un dia d'estiu, l'1 de juliol de 2010, amb el qual farem algunes precisions.

Es podrien haver escollit altres dies, però aquests en concret mostren un poc tots els casos possibles, dia fred i tapat, dies normals de primavera, dies assolellats, dies calorosos, etc. Evidentment, com s'ha fet córrer el programa FORTRAN per tota la sèrie de dades, podríem agafar qualsevol dels 729 dies de mesures que tenim.

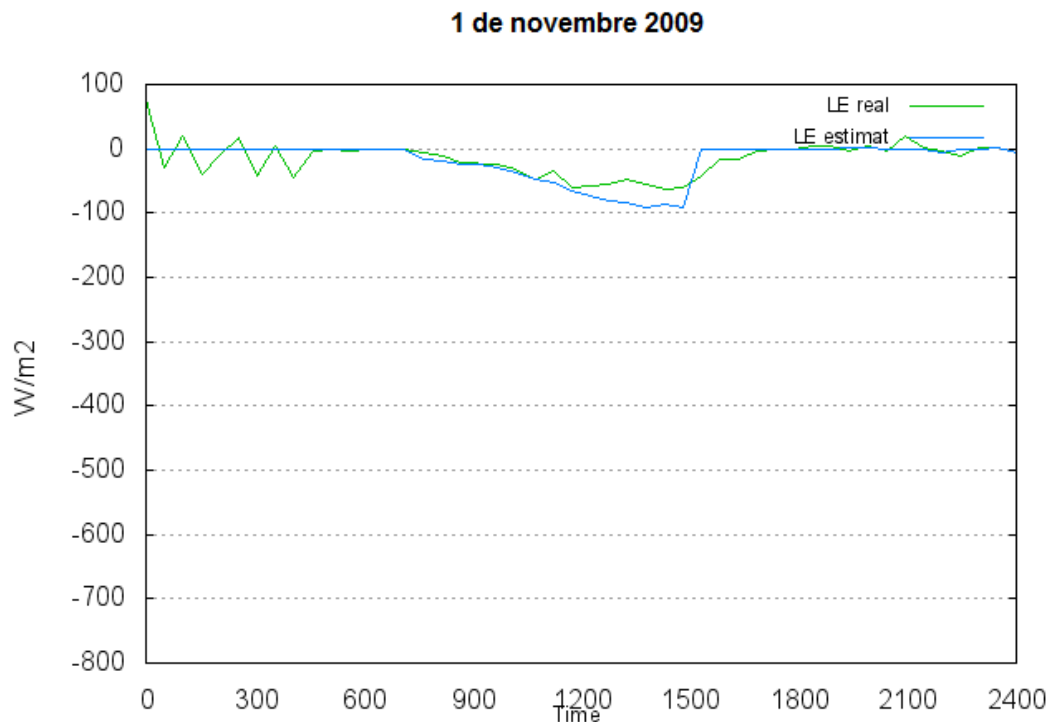


Figura 8. Cas d'estudi: 1 de novembre de 2009. Dia de tardor fred amb poca irradiació. Els dies ennuvolats o amb boira, caracteritzats per l'arribada de poca radiació i poc escalfament del sòl fan que els valors del flux de calor latent siguin baixos i, a més, que el valor estimat (blau) fet servir s'ajusti molt al valor mesurat directament (verd).

Ens situam a principis de novembre de 2001, els dies de calor fa relativament poc que han acabat i tenim damunt la Península Ibèrica el domini de l'anticicló, el centre del qual se situa a l'Atlàntic amb una pressió de 1035 hPa. A Lleida hi arriba el seu efecte, provocant una pressió de 1025-1030 hPa. Aquesta estabilitat, que duu ja un grapat de dies, fa que es formin boires al Pla de Lleida, situació molt típica durant els mesos més freds.

Aquesta boira acostuma a no llevar-se i, si ho fa, queda en forma de núvols baixos, provocant un dia fred, humit i gris. En definitiva, hi arriba molt poca llum solar i, per tant, poca radiació.

A la figura 8 es pot apreciar molt bé aquest efecte, ja que els valors del flux de calor latent no superen els 100 W/m^2 . A més, podem veure com que, tant el valor real com el valor estimat, segueixen un mateix patró, sense grans discrepàncies. Això ocorre també amb altres situacions similars, és a dir, quan menys radiació tenim, més semblants (menys discrepàncies) són els valors del flux de calor latent estimat i real.

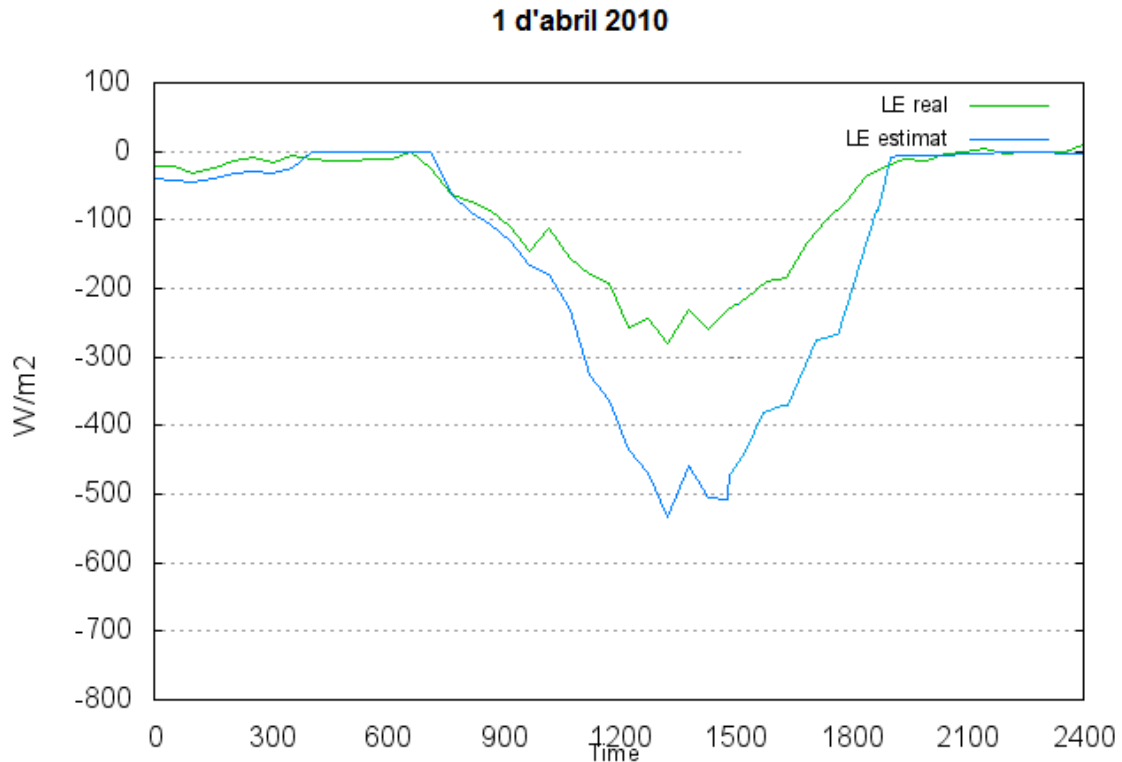


Figura 9. Cas d'estudi: 1 d'abril de 2010. Primers dies de calor de l'any. Començam a veure certa discrepància entre el valor estimat (blau) durant les hores centrals del dia i el real (verd). Quant més s'escalfa el sòl, més discrepàncies tenim: això ens obliga a intentar quantificar aquests errors, utilitzant l'estadística.

La figura 9 representa un dia en el que tenim una mica més de discrepància entre el valor estimat i el valor real del flux de calor latent LE. Ens trobam a la primavera, un dia assolellat, i el valor màxim pel cas real dóna 300 W/m^2 . En canvi, el valor màxim de l'estimat arriba als 500 W/m^2 . Durant el vespre, es comporta com ha de ser: nul o pràcticament nul en ambdós casos.

Però com ja s'ha dit, la discrepància durant el migdia, quan hi ha el valor màxim, és de l'ordre del 60%, massa elevat si el que és vol és intentar substituir el valor estimat pel real. Per això, comença a sorgir la idea d'intentar introduir al càlcul del flux de calor latent qualche mena de factor corrector de tal forma que quedaria de la següent manera:

$$LE_{estimat} = -\alpha \cdot K\rho\lambda \frac{q_{2m} - q_{sup}}{z}$$

On α seria el factor corrector i $z=2$ metres. Com es pot veure, quan el valor del flux de calor latent és gran, la discrepància augmenta, i això passa durant els mesos més càlids. Una forma de solucionar-ho seria introduint aquest factor durant els mesos estivals. La utilització d' α queda més justificada a l'apartat d'estadística. Al proper cas d'estudi, d'un dia d'estiu, s'analitza el cas per veure com funcionaria.

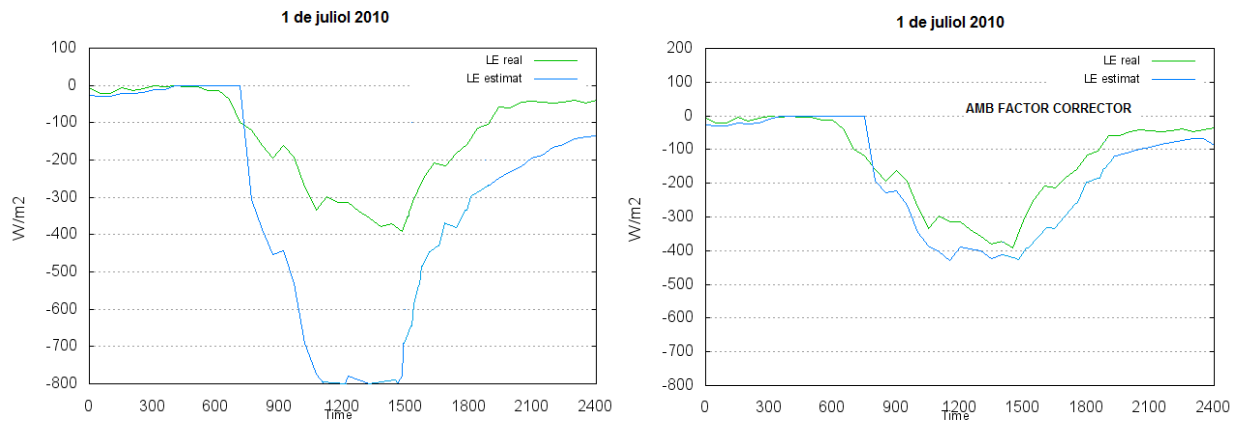


Figura 10. Un dia d'estiu. Amb factor corrector (dreta) i sense factor corrector (esquerra). Hem introduït un factor corrector, que està justificada la seva utilització al proper apartat d'estadística. Com es veu, millora molt la qualitat del valor estimat (blau) respecte al real (verd).

Si s'agafa com exemple un dia de ple estiu, on la monotonia regna i la temperatura és elevada, veurem que el mètode d'estimació no és massa vàlid, ja que el màxim és el doble en valor absolut que el valor real (400 W/m^2 en front dels 800 W/m^2 estimat pel dia del cas d'estudi).

És per això que es fa necessària la introducció d'un tipus de factor corrector i així s'ha fet pels dies d'estiu (de juny a setembre) i en concret s'ha escollit un $\alpha=0.5$ ja que trobam que és el valor més adient de mitjana per tots aquest mesos, tenint en compte les conclusions extretes a les figures 12, 13 i 14 i que queda justificada a l'estadística aplicada al següent apartat. A la figura 10 podem comprovar la diferència entre la gràfica de LE sense factor corrector i amb el factor corrector. És obvi que s'ajusta de forma molt més correcta, ja que l'error màxim d'aquell dia durant el migdia només és del 12%.

Fins quin punt és lícit introduir aquest factor corrector? S'han estudiat més casos de dies d'estiu (tant de l'any 2009 com del 2010) i veim com discrepàncies mitjanes del 100-110% disminueixen a mitjanes de 10-25%, de forma sistemàtica. El que encara no s'ha pogut donar una explicació física raonada d'això, és a dir, un significat al valor corrector. En qualsevol cas, amb l'estadística queda justificat el seu ús.

El que està clar és que el mètode d'estimació que feim servir del flux de calor latent, que ja es va utilitzar amb dades de Mallorca, però sense poder comparar amb els valors reals, és que durant l'estiu sobre tot (quan més radiació hi arriba) més sobreestima el valor del flux de calor latent. I afegint-hi el factor corrector, estam minvant les discrepàncies de forma significativa i concorda més amb els valors reals amb els que podem comparar i que l'any passat amb les dades de Mallorca no es podia fer, ja que no es disposava de les dades de covariança de la humitat específica.

5. Estadística

Un dels avantatges més grans que es pot tenir quan es disposa d'una sèrie de dades considerablement gran amb la qual es realitzen estimacions o càlculs és la possibilitat de fer estadística. D'aquesta manera, es pot quantificar i donar més precisió a l'error comès durant les estimacions.

En aquest apartat analitzarem la sèrie dades i mostrarem tot el que s'ha treballat relacionat amb el tema de l'estadística sobre els càlculs fets. Es podria profunditzar molt més amb tot això, però el temps és limitat i s'ha fet allò més bàsic per tenir algunes conclusions sobre el mètode d'estimació de LE.

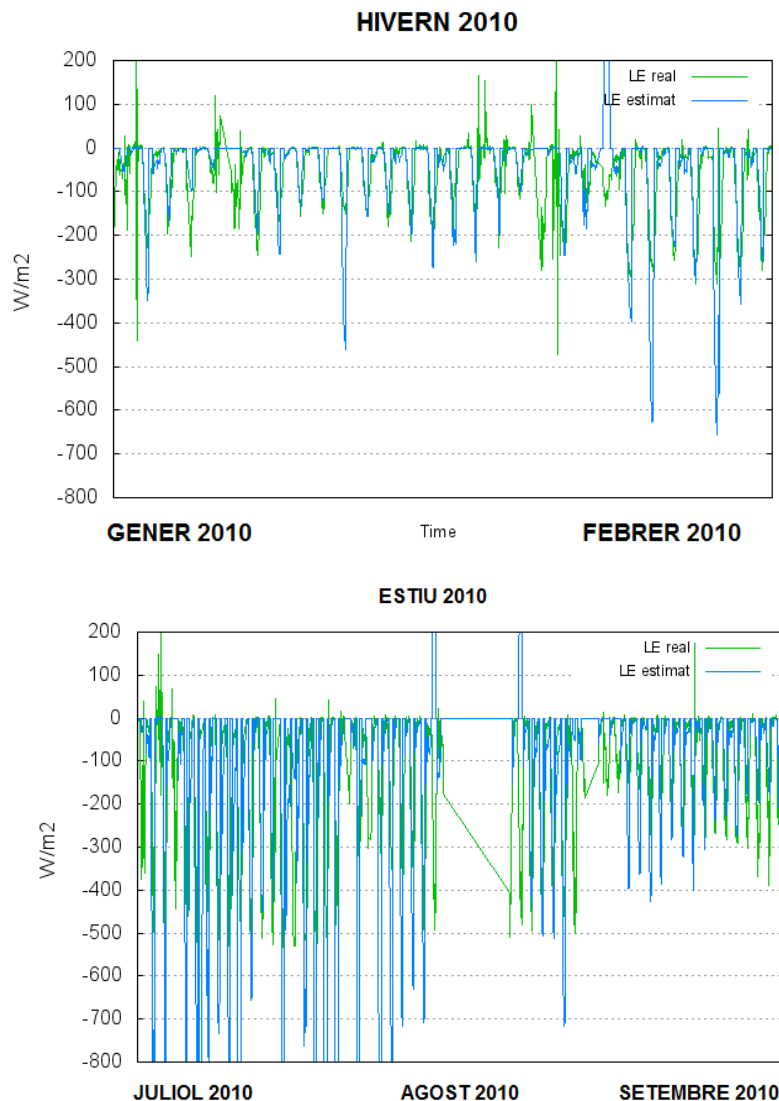


Figura 11. Sèrie de dades, LE estimat (blau) i LE observat (verd). Hivern i estiu 2010. Els valors extrems són més semblants durant el període fred, amb menys discrepància, que durant l'estiu, on per juliol es veu una diferència considerable.

A la figura 11 tenim representats els fluxos de calor latent (real i estimat) per dos períodes diferents de la sèrie de dades de dos anys. Es volia adjuntar tot, però la gràfica queda il·legible, ja que és molt compacta i no es destria el valor real de l'estimat perquè se superposen.

Els períodes triats són un hivern i un estiu i, a primer cop d'ull, es poden veure algunes diferències de comportament. Evidentment, el valor real de mitjana és diferent: a l'hivern de l'ordre de 200 W/m^2 i, a l'estiu, de l'ordre de 400 W/m^2 (valors màxims diaris mitjans). Si ens fixam en el valor estimat, com ja s'ha vist a l'apartat anterior, durant l'estiu, la discrepància augmenta. Cal dir en aquest sentit que la gràfica mostrada aquí és sense aplicar cap mena de factor corrector.

Altres trets a comentar són que hi ha qualche dia d'hivern que el valor estimat es distancia molt del real, tot i que no és el comportament general, que s'ajusta bastant bé al valor real. Encara no s'ha determinat el motiu, però probablement eren dies assolellats en què el gradient (tant de temperatura com d'humitat) és molt gran, ja que els vespres són freds i humits i la ubicació al ser una plana, durant el dia, s'escalfa i s'asseca bastant l'aire.

Convé esmentar també la sèrie de 10-15 dies sense dades durant l'agost de 2010, de la qual no es té constància el motiu, ja sigui per bateria, tall de llum, etc. La resta de la sèrie és completa.

Errors màxims diaris (mitjanes mensuals)

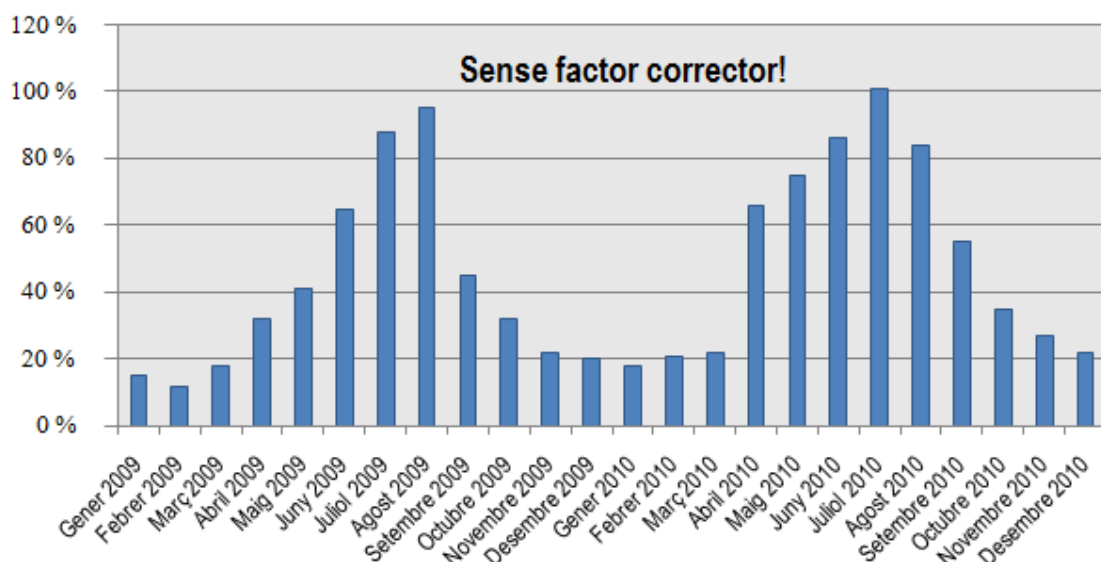


Figura 12. Mitjanes mensuals de la discrepància màxima diària entre valor real i valor estimat de LE. L'augment de l'error durant els mesos càlids és evident i justifica la utilització d'un factor corrector.

Errors màxims diaris (mitjanes mensuals)

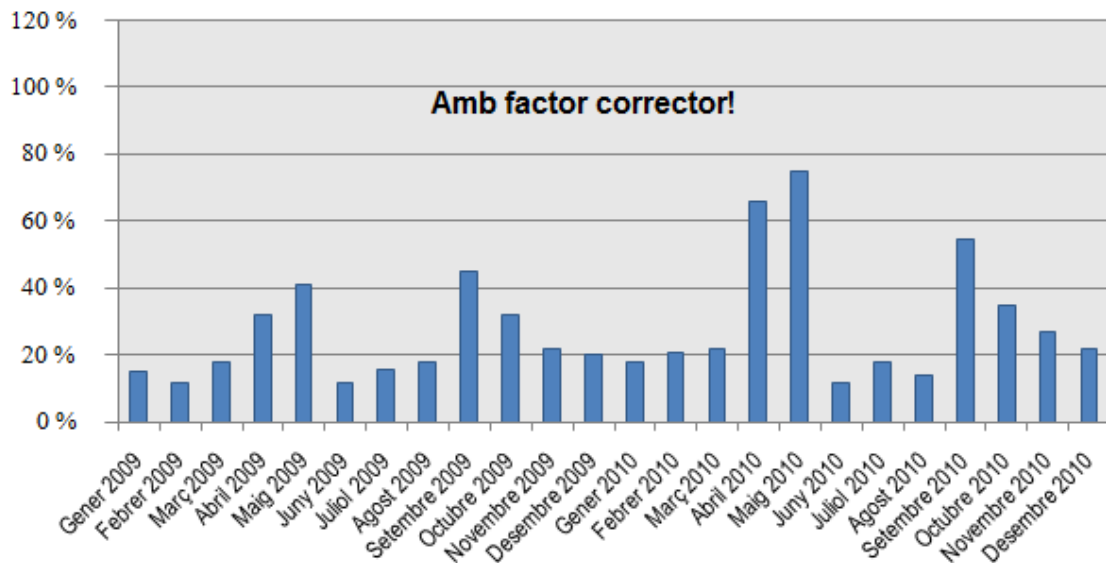


Figura 13. Mitjanes mensuals de la discrepància màxima diària entre valor real i valor estimat de LE. Aplicam el factor corrector durant els mesos de juny, juliol i agost. Si es compara amb la figura 12, es veuen canvis importants durant aquests mesos. S'ha de seguir millorant aquest mètode, ja que encara es veuen discrepàncies significatives durant alguns mesos.

Ja s'ha explicat la importància d'aplicar el factor corrector durant els mesos estivals. Bona mostra d'això són les figures 12 i 13, on es representen les mitjanes mensuals de les diferències màximes diàries (en percentatge) entre el valor real i el valor estimat del flux de calor latent, LE. Aquestes figures ens ajuden a triar el valor que hem donat al factor α , entorn d'un 0.5 (discrepàncies màximes mitjanes del 100%).

Com es pot veure, de forma general obtenim que el càlcul estimat té un valor més elevat sempre que el càlcul real. Durant els mesos més freds, les discrepàncies màximes són del 15%, mentre que durant els mesos estivals, l'error augmenta fins el 100% (el valor estimat és el doble que el valor real). És inevitable no donar per vàlid errors considerablement grossos com aquests i és per això que la introducció del factor corrector, tot i que per ara no li donem un significat físic, és raonable.

Aquesta discrepància tan elevada durant els mesos de juny, juliol i agost obliga pràcticament a afegir el factor corrector (un valor de 0.5 multiplicant a l'expressió del mètode d'estimació del calor latent) fa que l'error baixi fins a diferències del 20-25%, més acceptables.

Cal esmentar també que la discrepància minva de forma clara quan estam davant dies ennuvolats i de poca radiació. És a dir, el mètode és bastant fiable en aquests casos.

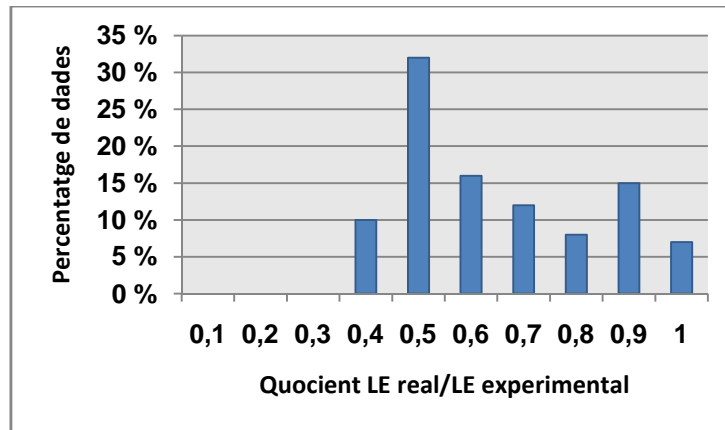


Figura 14. Si dividim el valor mesurat directament de LE amb el valor estimat, durant el període de l'estiu (juny-juliol-setembre) de totes les dades, obtenim el gràfic de la figura. El major percentatge de dades es troba entre 0.5 i 0.59; és a dir, la major part dels valors de LE real són la meitat que els de l'estimat (o els de l'estimat el doble que els de LE real).

Finalment, per què veim tan lícit aquest factor corrector? La figura 14 ens mostra i ens acaba de confirmar el que ja es deia amb les figures 12 i 13: si s'ha d'escollir un valor constant per l'estiu del factor corrector, el més adient ha de ser 0.5. Si calculam la mitjana d'aquest cocient, de fet, ens surt de 0.54, tenint en compte tots els valors dels dies vàlids.

Fins ara hem analitzat la diferència màxima entre els valors (que se sol donar cap al migdia), però no s'ha dit res de si el valor estimat segueix el mateix comportament que el valor real (si hi ha una petita pertorbació en la gràfica real a una hora determinada, si també passa al cas estimat). És per això que també s'han calculat algunes correlacions.

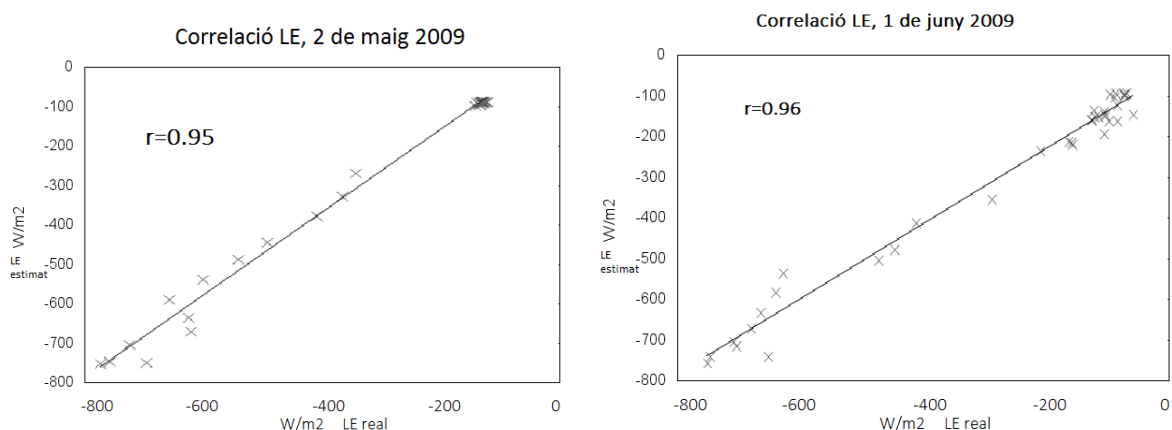


Figura 15. Correlacions (LE real-LE estimat) pels dies 2 de maig i 1 de juny de 2009. Correlació propera al valor ideal, la unitat, degut al comportament semblant del valor estimat del flux de calor latent respecte del mesurat directament. Pel cas del 2 de maig de 2009, a la figura 5 tenim més informació.

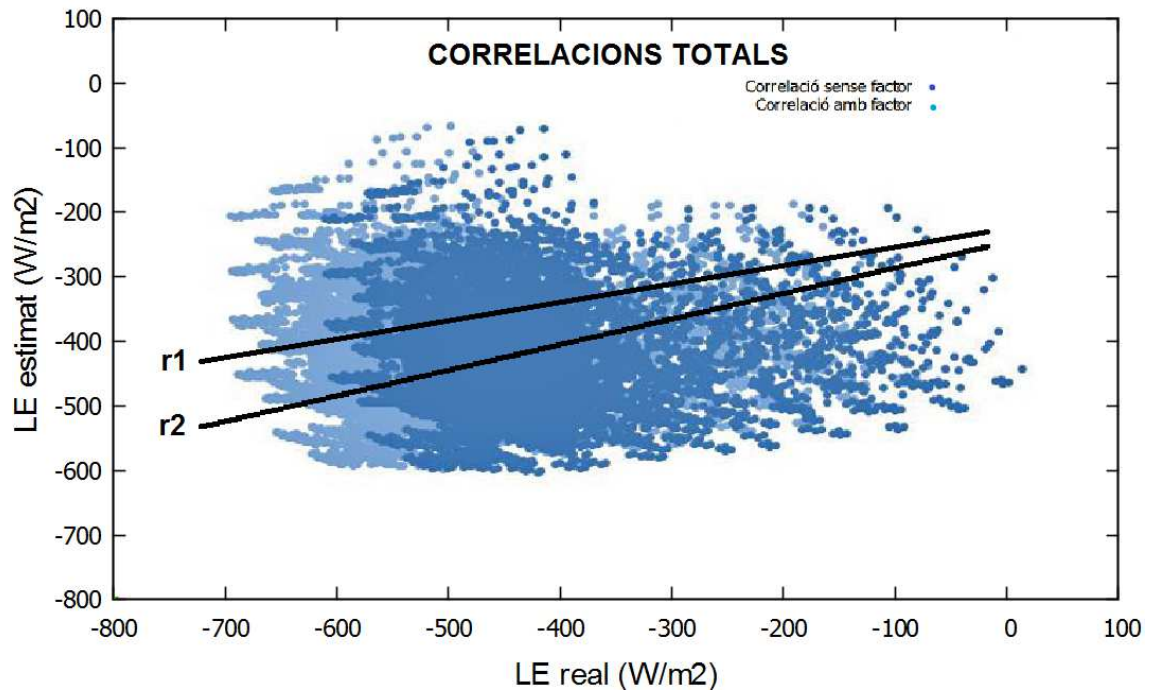


Figura 16. Correlacions ($LE_{real} - LE_{estimat}$) per a tota la sèrie de dades, tenint en compte el factor corrector durant els mesos d'estiu i sense el factor corrector. Els punts s'han tractat, eliminant els més extrems, ja que impedièren una correcta visualització de la gràfica. Els valors de la correlació són r_1 (correlació amb factor) = 0.812 i r_2 (correlació sense factor) = 0.765.

En estadística, es considera que dues variables estan correlacionades quan una d'elles varia sistemàticament respecte als valors homònims de l'altra. És per això que es fa tan important l'estudi dels índexs de correlacions de la nostra sèrie de dades, per veure si $LE_{estimat}$ està ben correlacionat amb LE_{real} i, d'aquesta manera, establir la validesa del mètode que feim servir.

La figura 15 mostra correlacions per dies concrets i la figura 16 de tota la sèrie. Convé remarcar que la figura 15 han estat tractats els punts, ja que si es consideraven tots sortia un núvol bastant il·legible i s'ha optat per eliminar aquells que eren extrems (com, per exemple, qualche dia sense dades del valor real, dies en que tenim alguna divergència, etc.).

Per dies concrets de moderada insolació, assolellats, es pot veure com la correlació és molt bona, entorn del 0.95 en molts casos (a més dels mostrats a la figura 15). Per tant, són estimacions satisfactòries. Molts de dies agafats d'aquesta manera segueixen el mateix patró; estam parlant d'un 80% dels casos. El 20% restant no és tan bo, degut a qualche errada de la mesura del valor real (la majoria dels casos) o qualche dia en que el valor estimat no s'assembla tant per algun motiu que s'hauria de continuar investigant. És també per això que l'índex de correlació quan s'agafa un període llarg (un mes, una estació o tota la sèrie) és de l'ordre de 0.8, mentre que en dies tipus, que n'hi ha molts, l'índex és molt satisfactori com es pot veure a la figura 15.

Si seguim analitzant les regressions lineals fetes per la sèrie de dades (veure figura 16), els valors de les rectes són $r_1 = -247 + 0.26x$ i $r_2 = -288 + 0.46x$. La fiabilitat

d'aquests ajustos és superior al 90%, però no és màxima degut a la quantitat de valors i la forma de núvol de tots els punts. Podriem detallar encara més sobre alguns paràmetres estadístics, com sigma a, sigma b, sigma x (de la regressió típica $y=ax+b$), per acabar de comprendre la bona correlació entre LE real i LE estimat, detallant els errors de la regressió.

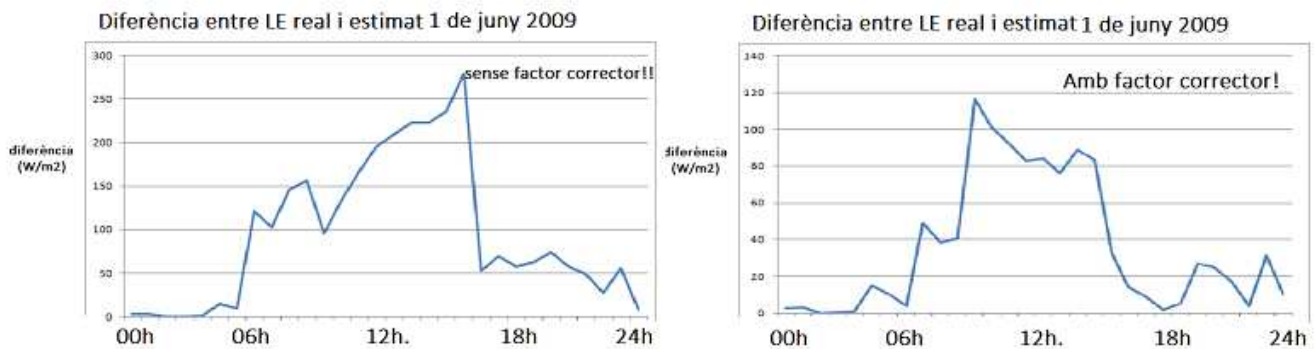


Figura 17. Diferència entre el valor real i el valor estimat de LE, pel dia 1 de juny de 2009. Avantatges d'aplicar un factor corrector durant els mesos estivals: la diferència màxima es redueix dels quasi 300 W/m^2 a uns 100 W/m^2 .

6. Conclusions

Després d'haver estat treballant amb aquest mètode durant mesos, podem començar a concloure certs aspectes. Primer, que tant el valor de LE real com el valor de LE estimat comparen molt bé en molts casos: dies d'hivern, dies ennuvolats, dies amb boira, dies amb poca insolació. Segon, durant els dies de més insolació de l'any, tenim discrepàncies amb els valors màxims que queden resoltes aplicant-hi un factor corrector α . La utilització d'aquest factor ve justificada fent alguns càlculs estadístics, sobre tot quan mesuram la discrepàncies mitjanes per mes dels valors màxims de LE estimat amb LE real.

$$LE_{real} = \rho \lambda \overline{w'q'}$$

$$LE_{estimat} = -K\rho\lambda \frac{q_{2m} - q_{sup}}{z}$$

Fent una recopilació, el que s'ha fet ha estat per una sèrie de dades de dos anys, de la qual disposam dels valors de la covariança $\overline{w'q'}$, calcular de forma directa el flux de calor latent LE per poder-ho comparar amb l'aproximació que feim quan substituïm aquesta covariança per: $\overline{w'q'} = -K \frac{q_{2m} - q_{sup}}{z}$. A més, s'ha de tenir en compte que el valor de la humitat específica a nivell de superfície s'ha calculat mitjançant una aproximació [Lee and Pilke, 1992].

Aquest mètode és útil ja que el cost de l'instrumental que determina la covariança és bastant elevat, mentre que l'estimació es calcula mitjançant aparells i dispositius molt més senzills i econòmics. Per tant, cal tenir esment i cura en la realització i l'estudi d'aquestes dades ja que estam davant un mètode bastant útil si arribam a comprendre el seu funcionament i si s'adequa bé al comportament real del flux en qüestió, LE. Convé recordar que tenir el flux de calor latent ens permet poder estimar l'evapotranspiració.

Com ja hem dit, per a la nostra sèrie de dades, el comportament és bo, però el valor màxim tendeix a exagerar-se en funció de la quantitat de radiació i temperatura que hi tinguem. Per això, hem hagut d'introduir un factor corrector als mesos estivals per minvar les discrepàncies. Els motius d'aquestes discrepàncies dels valors màxims no estan prou clars, però tenim algunes hipòtesis: durant l'estiu, la mesura real del sònic subestimaria l'evapotranspiració (cosa que s'hauria de mirar, ja que llavors estariem davant un cas d'un bon mètode d'estimació i seria el valor real el que no estigués ben acurat) o que l'aproximació que feim de la humitat específica superficial agafa valors un poc irrealistes en dies de forta insolació i fa que s'exageri el valor del flux de calor latent estimat.

Per dies ennuvolats, de baixa radiació, es pot afirmar que el mètode és molt bo, mentre que durant dies d'estiu, amb molta radiació i calor, dista molt del valor que voldriem esperar.

Encara queda molta feina per fer i la propera passa a seguir seria una millora del factor corrector. El que hem introduït és un valor constant per tres mesos de l'any, els mesos amb més radiació: juny, juliol i agost. Allò òptim seria col·locar a la fórmula de LE (estimat) un coeficient de tal forma que anés de 0 a 0.7 (per exemple, tenint en compte les discrepàncies mostrades a la figura 12), de forma lineal, donant el mínim al gener (amb valor 0) i que vagi augmentant fins juliol (valor 0.7), per després tornar a minvar durant el final de l'estiu i la tardor.

Aquesta millora no s'ha fet, però de ben segur que ajudaria a millorar el mètode, amb les dades que estam tractant; pot ser, hauriem d'estudiar més casos, ja sigui de sòl, de climes diferents, etc. per veure si en tots ells, tenim aquesta sobreestimació sempre del valor estimat respecte al valor que obtenim pel càlcul directe. Així que aquest treball no és una excepció del món de la ciència: s'han de fer més estudis, càlculs i explorar, queda camí per recórrer.

7. Referències

Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A.Feddes, and A.A.M.Holtslag (1998), A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1.Formulation, *J.Hydrol.*, 212, 198-212.

Bolton, D. (1980), The computation of equivalent potential temperatura, *Monthly Weather Review*, 108, 1046-1053.

Cuxart, J., Conangla, L. and Jiménez, M. A. (2015), Evaluation of the surface energy budget equation with experimental data and the ECMWF values in the Ebro valley, *J. Geophys.Res.Atmos.*, 120, 1008-1022.

Cuxart, J., J. Cunillera, M.A. Jiménez, D. Martínez, F. Molinos, and J.L. Palau (2012), Study of mesobeta basin flows by remote sensing, *Boundary Layer Meteorol.*, 143(1), 143-158.

Cuxart, J., and M.A. Jiménez (2012), Deep radiation fog in a wide closed valley: Study by numerical modeling and remote sensing, *Pure Appl. Geophys.*, 169(5-6), 911-926.

Foken, T. (2008), The energy balance closure problem: An overview, *Ecol. Appl.*, 18(6), 1351-1367.

Garratt, J. R. (1992), The Atmospheric Boundary Layer, *Cambridge University Press*, U.K., 316 pp.

Laubach, J., K.G. McNaughtonand, and J.D. Wilson (2000), Heat and Water Vapour Diffusivities Near the Base of a Disturbed Stable Internal Boundary Layer, *Boundary Layer Meteorol.*, 94(1), 23-64.

Lee, T.J., and R.A. Pilke (1992), Estimating the soil surface specific humidity, *Journal of Applied Meteorol.*, 31, 480-484.

Leuning, R., E. Van Gorsel, W.J. Massman, and P.R. Isaac (2012), Reflections on the surface energy imbalance problem, *Agric. Forest Meteorol.*, 156, 65-74.

Mauder, M., S.P. Oncley, R. Vogt, T. Weidinger, L. Ribeiro, C. Bernhofer, T. Foken, W. Kohsiek, H.A.R. De Bruin, and H. Liu (2007), The energy Balance Experiment EBEX-2000. Part II: Intercomparison of eddy-covariance sensor and post-field data processing methods, *Boundary Layer Meteorol.*, 123(1), 29-54.

Martínez, D., J. Cuxart, and J. Cunillera (2008), Conditioned climatology for stably stratified nights in the Lleida area, *Tethys J. Weather Clim. Western Mediterranean*, 5, 13-24.

Moderow, D., M. Aubinet, C. Feigenwinter, O. Kolle, A. Lindroth, M. Mölder, L. Monyagnani, C. Rebmann, and C. Bernhofer (2009), Available energy and energy balance closure at four coniferous forest sites across Europe, *Theor. Appl. Climatol.*, 98(3-4), 397-412.

Oncley, S.P., Foken, T., Vogt, R., Kohsiek, W., Debruin, H.A.R., Bernhofer, C.,Christen, A., Van Gorsel, E., Grantz, D., Feigenwinter, C., Lehner, I., Liebethal,

C., Liu, H., Mauder, M., Pitacco, A., Ribeiro, L. and Weidinger, T. (2007). The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance. *Boundary Layer Meteorol*, 123(1), 1–28.

Tetens, O. (1930), Über einige meteorologische Begriffe, *Z.Geophys.*,6, 297-309.

Viterbo, P., and A.C.M. Beljaars (1995), An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation, *J. Clim.*, 8(11), 2716-2748.

Wallace, J. M. and P.V. Hobbs (2005), Atmospheric Science. An Introductory Survey, *Academic Press, U.K.*, 505 pp.

8. Agraïments

A totes aquelles persones que m'han ajudat a l'hora de realitzar aquest estudi. Al tutor, Joan, que sempre ha estat pendent, donant consells i aportant el seu coneixement sobre el tema. A Laura Conangla, de la Universitat Politècnica de Catalunya, per fer els primers càlculs i continuar la feina una vegada feta per mi; ella sempre ha estat en disposició d'ajudar i és la que em va passar la sèrie dades per després fer els càlculs. A Gemma, Belén i Dani per tota la paciència que han tingut quan tenia dubtes. A Iván, per començar aquesta feina l'any 2014 al seu TFG. A la meva família, en especial als meus pares i germana: sense ells no hagués pogut arribar tan lluny ja que són un pilar fonamental.

9. Valoració personal

La feina feta en aquest treball no comença aquí. Ens hem de remuntar a l'any 2012 quan vaig començar a ajudar en Joan i el seu equip. Durant dos anys vaig estar baixant les dades de les estacions ECU i ECUIB, propietat del Grup de Meteorologia i ubicades al campus universitari de la UIB.

Durant aquest temps, he pogut aprendre i conèixer el tipus d'instrumental que es fa servir per mesurar tot allò relacionat amb aquest treball: la forma de recopilació de dades mitjançant un datalogger, la precisió dels aparells, l'error comès per cada un d'ells. A més, vaig poder estar a una campanya de brisa marina durant el setembre de 2013 a la zona de Campos (Mallorca).

En definitiva, durant aquests anys he pogut acostumar-me al món científic. La realització d'aquest treball i posteriorment l'escriptura d'aquesta memòria m'han servit per inicialitzar-me i conèixer de debò el dia a dia d'un científic i el que he après és que s'ha de ser com una esponja: has d'escoltar, llegir, documentar-te i encara així sempre quedarà molt per treballar.

