Tethys, 4, 19–26, 2007
www.tethys.cat
ISSN-1697-1523
eISSN-1139-3394
DOI:10.3369/tethys.2007.4.03

Revista editada per **ACAM**
(Associació Catalana de Meteorologia)

L'estimació del flux de calor latent. Una reflexió de futur.

F. Castellví

Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl. ETSEA, Universitat de Lleida. Carrer Rovira Roure,198, 25198 Lleida

Rebut: 14/II/2007 – Acceptat: 2/XI/2007 – **Versió Traduïda**

Correspondència a: f-castellvi@macs.udl.es

Resum

Les mesures de fluxos turbulents tenen un cost molt elevat. Per això, el desenvolupament de models i teories que permetin la seva estimació mitjançant una instrumentació robusta i de baix cost constitueix una línia de recerca de gran interès. Es descriuen les dificultats per a l'estimació de l'evapotranspiració i es presenten els resultats d'un conjunt d'experiments (ja publicats) on es van utilitzar diferents models basats en l'Anàlisi de Renovació de l'Aire en Superfície (SR) per tal d'estimar els fluxos mitjans de calor sensible i latent cada 30 minuts. Com que l'aigua és un bé social molt preat i l'agricultura és amb escreix el seu més gran consumidor, aquesta nota convida a reflexionar sobre l'interès d'implementar SR en el protocol d'adquisició-transferència de dades d'una xarxa d'estacions agrometeorològiques.

1 Introducció

Actualment les mesures de fluxos turbulents (calor sensible, H; calor latent o evapotranspiració, LE; diòxid de carboni i en general qualsevol escalar) tenen un cost elevat. En l'àmbit agrari, el coneixement de LE és crucial (Jensen et al., 1990), i actualment la millora de gestió dels recursos hidrològics està adquirint una major atenció social a causa de les possibles conseqüències originades per un canvi climàtic. És una realitat que poques institucions tenen la infraestructura necessària per a adquirir i mantenir de forma continuada lisímetres de precisió o anemòmetres i higròmetres de mesura d'alta freqüència per aplicar el mètode de covariància de remolins (el mètode EC) per a la mesura de LE. L'adquisició i manteniment de lisímetres de precisió són molt costosos i a més tenen l'inconvenient que amb el pas del temps la planta situada dins del lisímetre deixa de ser representativa de l'entorn.

El mètode EC, basat en la descomposició de Reynolds, mesura la covariància de les fluctuacions turbulentes de la component vertical de la velocitat de l'aire i la humitat. És un mètode complicat i els aspectes tècnics fan que amb freqüència les mesures de LE no siguin gaire precises. En general, (independentment del tipus d'instrumentació utilitzada), el problema resideix en la impossibilitat de mesurar la velocitat de l'aire i la humitat en el mateix punt, en seleccionar un període de flux estacionari i imposar que la velocitat vertical mitjana sigui nul·la (Kristensen et al., 1997; Lee i Black, 1994; Laubach i Teichmann, 1999; Mauder et al., 2007).

En realitat encara no existeix un protocol ben definit per a corregir diferents deficiències involucrades en aquesta tècnica ja que algunes correccions introdueixen noves deficiències en el càlcul de la covariància (Twine et al., 2000; Wilson et al., 2002; Mauder et al., 2007). Tanmateix a diferència dels lisímetres, la instrumentació és transportable i això fa que el mètode EC sigui més versàtil i atractiu.

En conseqüència, el desenvolupament de models que permetin l'estimació de LE mitjançant una instrumentació robusta i de baix cost constitueix una línia d'investigació de gran interès (Wang i Bras, 1998; Wesson et al., 2001; Castellví, 2004). Això permet augmentar el número d'experiments (millorar la densitat espacial) i realitzar campanyes de més durada ja que requereixen un manteniment mínim (Anderson et al., 2003). Això és crucial en agricultura a causa no només de la gran extensió de territori dedicat, sinó també de la gran diversitat d'ús i maneig del sòl.

L'objectiu d'aquesta nota és descriure de forma breu la problemàtica en l'estimació de LEi donar a conèixer un mètode, Anàlisi de Renovació de l'Aire en Superfície (SR) que, tot i que encara es troba en fase d'experimentació pel

2007 Autor(s). Aquest treball té llicència "Creative Commons".

fet que és relativament recent, teòricament ofereix uns avantatges enormes sobre els mètodes convencionals.

2 L'estimació del flux de calor latent. Un breu comentari sobre els mètodes convencionals

L'estimació de *LE* és difícil. Si la mesura de *LE* és costosa i no molt precisa a causa d'inconvenients, alguns coneguts i d'altres encara per resoldre, tanmateix nombroses expressions d'estimació es basen en teories o hipòtesis limitants (que difícilment es compleixen a la pràctica). Per exemple, són d'ús comú relacions basades en la Teoria de Semblança de Monin-Obukhov, MOST (mètode aerodinàmic, mètode de la variància, etc.) i en la tècnica de la raó de Bowen-Balance d'Energia, BREB, les quals requereixen mesures realitzades dins de la capa turbulenta inercial (Brutsaert, 1988; Kaimal i Finnigan, 1994) i són per tant difícils d'aplicar sobre vegetació alta o sobre cobertes d'extensió reduïda (el que comunament s'anomena manca de "fetch").

La capa turbulenta inercial és aquell estrat d'atmosfera que separa (transició en la vertical) la capa atmosfèrica que està en contacte i sota la influència dels elements rugosos de la superfície terrestre (sòl i vegetació) d'aquella capa atmosfèrica la turbulència de la qual és bàsicament generada pel flux general i no està influenciada pel tipus de superfície sobre la qual transcorre el moviment de l'aire.

Per tant, la base i el gruix de la capa inercial depenen del canvi o transició d'un tipus de superfície a un altre. Per exemple, transició sòl despullat - cultiu, arbres, etc., o viceversa. Però també depèn de la distància a la qual ens trobem d'aquella transició seguint la direcció horitzontal del moviment de l'aire, la qual anomenem "fetch".

Com que en una superfície extensa i homogènia la base de la capa inercial s'estima entre 1.5 a 3 vegades l'altura de la vegetació (o altura mitjana dels elements rugosos), mesurar en la capa inercial sobre cobertes arbòries (boscos, arbres fruiters, etc.) requereix la instal·lació de torres meteorològiques de gran envergadura. Per una altra banda, un "fetch" reduït fa que la capa inercial tingui poc gruix i per tant les mesures s'haurien de realitzar a alçades molt properes entre si. Això comporta el risc que les mesures estiguin contaminades pels voltants (part de l'escalar mesurat prové de fonts d'altres superfícies) i que les mesures dels gradients estiguin sotmeses a errors més grans.

De mitjana, per cada 100 m de "fetch" el gruix de la capa inercial augmenta 1 m (una mica superior i inferior per a casos inestables i estables, respectivament). A la pràctica, i molt especialment en casos d'estratificació estable, la manca de "fetch" acostuma a ser un inconvenient freqüent i invalida la correcta aplicació de les tècniques d'estimació abans esmentades. Això requereix un estudi previ de la representativitat espacial de les mesures (el que comunament s'anomena una anàlisi de "foot prints"). Si bé aquests problemes no existeixen si l'estimació de la *LE* és realitza mitjançant l'ús de models o teories que requereixen la mesura de la variabilitat de la humitat al sòl, en col·locar la instrumentació necessària a diferents profunditats es pertorba o altera el sòl de manera que paràmetres que influeixen en la mobilitat de l'aigua (porositat, compactació, densitat radicular, etc) deixen de ser representatius. A més, el sòl té una gran variabilitat espacial i per tant estimacions locals de *LE* poden ser poc representatives de l'entorn.

El mètode basat en la mesura del flux de saba és limitat a espècies llenyoses, té l'inconvenient de fer perjudicar la planta si no s'instal·la de forma correcta i en general es requereixen massa sondes per a una mesura precisa, cosa que encareix el sistema de mesura. Per altra banda, aquest mètode estima la quantitat d'aigua transpirada. Així doncs, s'han de fer mesures addicionals per tal d'estimar l'aigua evaporada des del sòl.

Respecte a les estacions de les xarxes meteorològiques, les mesures que es realitzen rarament s'utilitzen per a estimar la *LE* mitjançant expressions semiempíriques com les proposades per Hargreaves et al. (1985), Priestley i Taylor (1972), etc., ja que en general són poc precises. Llur precisió depèn bàsicament de l'escala temporal (semihorària, horària, diària, quinzenal, etc) escollida per estimar la *LE*. Com més petit és el període, més gran és l'error. I per tant aquestes expressions se solen utilitzar en llocs de limitada informació meteorològica com passa a regions de països amb poca infrastructura o en zones remotes on el manteniment d'una estació és molt costós.

En l'agricultura (l'objectiu de la qual és tendir a l'agricultura de precisió), per consens mundial (recomanacions de l'Organització de les Nacions Unides per a l'agricultura i l'alimentació, FAO), les xarxes d'estacions agrometeorològiques ofereixen estimacions de l'evapotranspiració de referència, *ETo*, basades en l'aplicació de l'equació de Penman-Monteith, PM (Allen et al., 1998) sobre el cultiu de referència. Es defineix *ETo* com la taxa d'evapotranspiració calculada mitjançant PM sobre el cultiu de referència definit com una hipotètica superfície d'herba de 12 cm d'altura, ben regada, que fa ombra sobre tot el sòl, que té una resistència estomàtica al flux d'aigua de 70 m s^{-1} i una altura de rugositat de 0.015 m per a la transferència de moment i de 0.0015 m per al flux de calor sensible.

Assumint PM com a fiable sobre una coberta vegetal de característiques similars (potser, l'espècie de més ús a Espanya és el raigràs), el valor de *LE* a altres espècies s'assumeix proporcional (a través de l'anomenat coeficient de cultiu, *Kc*) a *ETo*, de la forma, $LE = Kc \cdot ETo$ (Jensen et al., 1990). Per tant: 1) la determinació de *Kc* requereix una mesura precisa de la *LE* per a cada cultiu, i 2) assumir $LE = Kc \cdot ETo$ vàlid en diferents condicions agroclimàtiques implica ignorar el possible caràcter 'local' de *Kc*. Per local s'ha d'entendre tota aquella anomalia del lloc que pugui alterar l'estat fenològic de la planta (malalties, manca d'hores-fred, variabilitat en la salinitat del sòl, sequera i maneig del cultiu). Per una altra banda, el coneixement actual de *Kc* està limitat a poques espècies o cultius i s'obté sota unes deter-

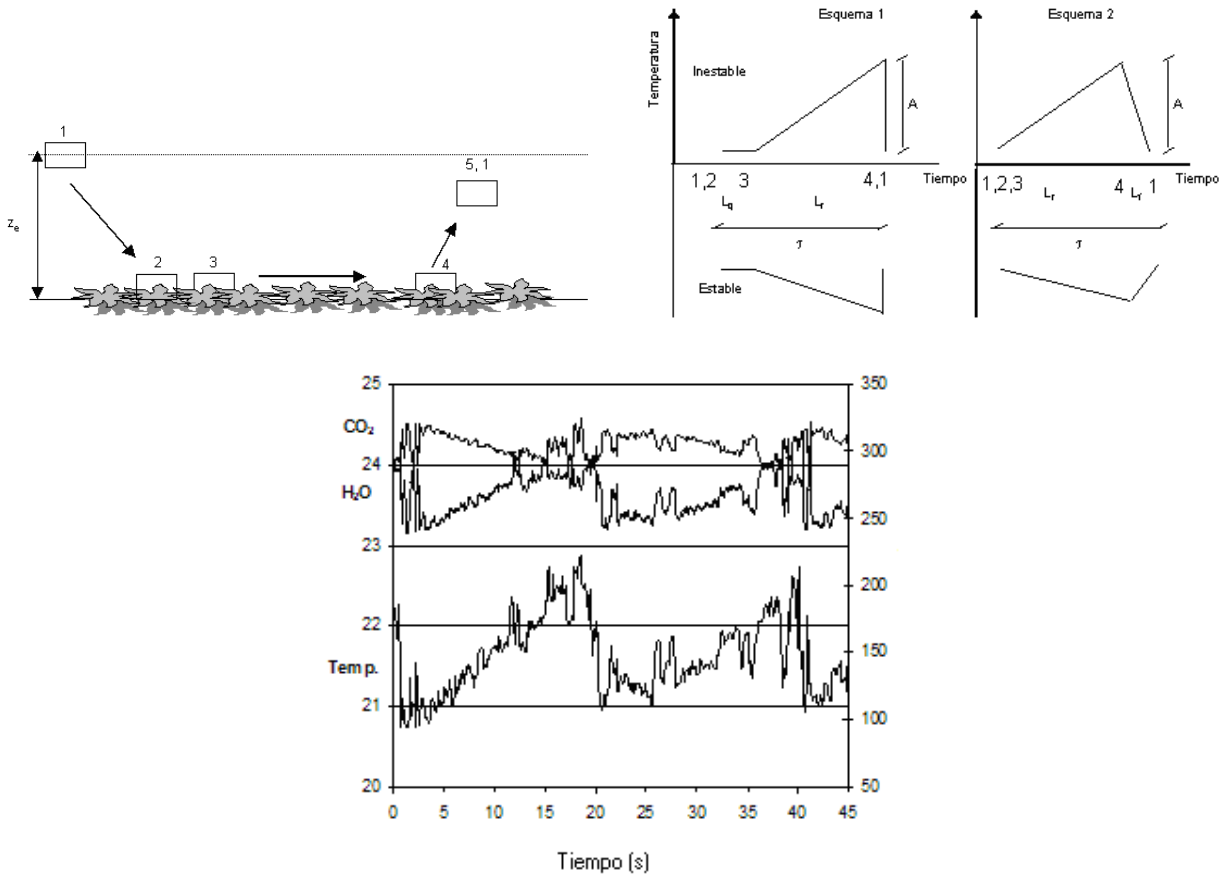

Figura 1. a)(A dalt a l'esquerra) Moviment coherent d'una partícula. b)(A dalt a la dreta) Variació temporal idealitzada de la concentració d'un escalar (temperatura) per a les diferents posicions il·lustrades en base a dos models. c)(A baix) Exemple de tres sèries temporals de 45 s per a la temperatura, Temp. (eix d'ordenades esquerre en °C), i concentració (eix de coordenades dret) de vapor d'aigua, H_2O (10^{-3} mol m^{-3}) i diòxid de carboni, CO_2 (10^{-4} mol m^{-3}).

minades condicions climàtiques. És obvi que aquesta tècnica no es pot aplicar en l'àmbit forestal.

3 Anàlisi de Renovació de l'Aire en Superfície (SR)

Com a conseqüència del fet que la mesura de la radiació neta (Rn) i el flux de calor al terra (G) tenguin un cost assequible, i que dins de l'àmbit agrícola en un gran nombre de cultius es pugui aplicar una expressió simplificada de la primera llei de la termodinàmica (comunament anomenada equació de balanç d'energia en superfície, EB), $Rn - G = H + LE$, en agronomia resulta de gran interès el desenvolupament de models d'estimació d'H mitjançant sensors robustos i de baix cost. Per això, els models basats en SR són interessants (Paw U et al., 1995; Drexler et al., 2004). Un model d'anàlisi de renovació en superfície és un mètode de naturalesa lagrangiana basat en la conservació d'un escalar que permet estimar el flux d'un escalar. Aquesta nota no té com a objectiu descriure la teoria SR. Se'n pot trobar una descripció fins l'any 2002 (aprox.) amb bibliografia rellevant a Paw U et al. (2005) i sobre posteriors modificacions a Castellví (2004) i Castellví et al. (2006a).

La idea bàsica consisteix a interpretar una sèrie temporal d'un escalar mesurat a alta freqüència com es descriu a continuació. D'acord amb la Figura 1a, imaginem una partícula d'aire situada a un nivell, z_e, que viatja immersa en el flux general. En un moment determinat (a causa d'una transferència de moment cap a la superfície) la partícula baixa i pren contacte amb les fonts (embornals) d'escalar a la superfície. Si durant el temps de contacte la partícula es va enriquint (empobrint) d'escalar i suposem que la pèrdua d'aquest és menyspreable (és a dir, no hi ha pèrdua per la part superior del volum de la partícula), el ritme en què es va enriquint d'escalar està directament relacionat amb la intensitat de la font.

Prenent la temperatura de l'aire, T, com a exemple d'escalar, s (o de forma equivalent per a la calor sensible, $s = \rho\ C_p\ T$, on ρ i C_p denoten la densitat i capacitat calorífica a pressió constant de l'aire), la Figura 1b mostra

de forma ideal, i des d'un concepte lagrangià, la variació temporal de la temperatura de la partícula per a les diferents posicions il·lustrades a la Figura 1a. Les posicions 1 a 2 se suposen gairebé instantànies, fase d'incursió. Les posicions 2 a 3 representen una fase transitòria (de període L_q) que la partícula requereix per tal d'adquirir les característiques de la superfície. Les posicions 3 a 4 representen una fase gairebé estacionària d'enriquiment continuat d'escalar (de període L_r), i les posicions 4 a 5 (1) representen una fase gairebé instantània de renovació (de període L_f). L'esquema 1 (Figura 1b) assumeix una fase instantània de renovació. L'esquema 2 assumeix que la fase transitòria és negligible. Els dos esquemes queden caracteritzats per una amplitud, A, i període τ. Quan A és positiva, la superfície actua com una font d'escalar. En cas contrari com a embornal. La Figura 1a il·lustra un moviment coherent, i comunament es diu que la Figura 1b mostra la signatura d'una estructura coherent.

Així doncs, una estructura coherent queda, de manera simplificada, identificada per unes dimensions A i τ, que representen l'amplitud i el període de la forma triangular asimètrica mostrada a la Figura 1b. Cal destacar que per al cas de la temperatura, quan l'amplitud és positiva, indica estratificació inestable i viceversa (Figura 1b). Així doncs, una estimació (amitjanada en altura) de la intensitat d'una font escalar (horitzontalment homogènia) per unitat de volum control, S, es pot prendre com, $S = A\ \tau^{-1}$ i per tant el flux de l'escalar $F_{(z)}$, està directament relacionat amb l'expressió següent, $F_{(z)} \sim z\ A\ \tau^{-1}$ essent z el volum control per unitat d'àrea. És important destacar que $S = A\ \tau^{-1}$ és una estimació lagrangiana i no euleriana com requereix l'equació de balanç d'energia.

Si s'assumeix que el fluid és incompressible les dues fonts coincideixen, però en tractar-se de fonts de vapor d'aigua (igual que succeeix amb el diòxid de carboni) és sabut que el fluid no es pot tractar com incompressible. Es desconeix la manera d'implementar aquesta correcció, encara que potser la teoria desenvolupada per Webb et al. (1980) i Paw U et al. (2000) es pugui aplicar com a aproximació. Com que l'escalar es mesura en un punt fix, la sèrie temporal mesurada difereix de la mostrada a la Figura 1b. Com a exemple, i per a un cas d'estratificació inestable, la Figura 1c mostra una curta sèrie per a diferents escalars (temperatura, concentració de vapor d'aigua i diòxid de carboni). Tots els escalars van ser mesurats a una freqüència de 10 Hz, a una altura de 2 m sobre un prat natural de 0.25 m d'altura i durant estratificació inestable. A la Figura 1c s'observa una tendència seqüencial d'estructures coherents o rampes com les il·lustrades a la Figura 1b que estan superposades a unes fluctuacions de caràcter més aleatori, de major freqüència i que s'assumeixen localment isòtropes.

Així doncs, l'extracció mitjançant l'ús de diferents tècniques matemàtiques de les dimensions mitjanes de l'estructura coherent immersa en una sèrie temporal (comunament de mitja hora) ens permet estimar la mitjana del flux semihorari. Si bé existeix un gran nombre de mètodes matemàtics de filtre i extracció de senyals, potser els mètodes més utilitzats per a la determinació d'estructures coherents siguin la transformada d'ondetes i l'estudi de funcions d'estructura, ja que són tècniques objectives i utilitzen la informació de totes les mesures (Atta, 1977; Chen et al., 1997a,b).

La idea fonamental que es pretén transmetre en aquesta nota és que mitjançant SR la dada requerida per tal d'estimar el flux semihorari d'un escalar és la mida a alta freqüència (en general, no es necessiten freqüències superiors a 10 Hz en superfícies d'àmbit agrari) de l'escalar corresponent (temperatura de l'aire per a H, humitat per a LE, etc.). Tot i que depèn del model SR utilitzat, el valor mitjà (cada 30 minuts) del vent a un nivell de referència també és necessari. Així doncs, l'avantatge que presenta SR en els casos en què LE pugui estimar-se com a residu d'EB mitjançant l'expressió, $LE = Rn - G - H$, deriva del fet bàsic que pel cap alt només es necessita un termoparell, un mesurador de radiació neta, una placa de flux geotèrmic (si la superfície no és homogènia com passa en plantacions d'arbres fruiters, vinyes, etc., es necessiten diverses mesures de G) i un anemòmetre senzill.

Per tant, la instrumentació necessària per tal d'estimar LE resulta assequible, robusta, transportable i de fàcil manteniment. En aquells casos que no es pugui fer ús de l'expressió $LE = Rn - G - H$, el flux de calor latent es pot estimar mitjançant la mesura de la humitat de l'aire a alta freqüència. Hem de destacar que, ja que SR es basa en la conservació d'un escalar, la mesura de l'escalar es pot fer per sota de la capa inercial (capa rugosa). Això fa que es redueixin els inconvenients derivats de manca de "fetch" i, en els casos de vegetació alta, que no es requereixin torres meteorològiques de gran envergadura.

És evident que a SR es requereix la formació de rampes ben definides en la sèrie temporal. Per tant, l'estimació del flux serà poc fiable en totes aquelles situacions atmosfèriques que propiciïn la malformació de rampes. Per exemple, *en principi* SR seria poc fiable quan les fonts (embornals) siguin poc intenses. Concretament, l'estimació de H és dubtosa en períodes propers a l'estabilitat neutra. En base a l'experiència de l'autor, el terme *en principi* emfatitza el fet que sota aquestes situacions els fluxos presos com a referència de comparació queden a dins o pròxims a l'error de les tècniques de mesura. Això fa molt difícil l'avaluació dels resultats.

Per al cas de la temperatura (flux de calor sensible), com que el signe de l'amplitud de la rampa permet discriminar els casos estables dels inestables (Figura 1b), això permet detectar els períodes de transició i establir un criteri de suavització com a control de qualitat. Si bé quan les fonts (embornals) són poc actives, teòricament l'amplitud tendeix a zero, de vegades això no passa a causa de l'aparició esporàdica de grans fluctuacions que poden passar desapercebudes (Vickers i Mahrt, 1997). De fet, pot passar que el signe de l'amplitud determinada no es correspongui amb el tipus d'estabilitat atmosfèrica. En principi, aquestes deficiències s'haurien de compensar prenent sèries més llargues, i/o aug-

Taula 1. Resum dels diferents experiments. Resultats d'una anàlisi de regressió lineal (pendent, a, ordenada en l'origen, b, i coeficient de determinació, R^2) per a totes les dades i l'error quadràtic mitjà, *Eqm*. Els resultats corresponen a l'estimació de H prenent com a referència (variable independent) el flux estimat mitjançant la tècnica de covariància de remolins, tret del cas de l'arròs, on es mostren els resultats corresponents a estimacions de (H + LE) prenent com a referència les mesures de (Rn - G). El "fetch" s'expressa en m, i l'ordenada en l'origen i l'*Eqm* s'expressen en W m^{-2}.

Coberta i altura (m)		Mesures realitzades[a]	"Fetch" (m)	Número de dades[b] i lloc		a	b	R^2	*Eqm*
Raigràs	0.15	a sobre Inercial	50	578	Davis (CA, USA)	1.01	-2	0.91	7.5
Blat	0.4	Rugositat	>400	43	Davis (CA, USA)	1.02	-1	0.72	49
Vinya	2.5	Rugositat	400	133	Oakville (CA, USA)	1.06	-3	0.93	24
Prat	0.25	Inercial	>200	6013	Ione (CA, USA)	1.00	-1	0.95	20
Nectarina	3.2	Rugositat	60	126	Lisboa (Portugal)	1.00	10	0.94	22
Olivera	3.4	Rugositat	>400	3796	Zaragoza (Espanya)	1.11	0	0.87	10
Arròs	0.4	a sobre Inercial	70	160	Zaragoza (Espanya)	1.05	3	0.96	44.5

[a]Capa turbulenta.

[b]Número total de dades que inclou diferents nivells de mesura.

mentant la freqüència de mesura. Que l'autor sàpiga, no hi ha referències ni estudis realitzats sobre aquestes deficiències. No obstant això, respecte a l'estimació de *LE*, durant aquests períodes (normalment entre la sortida del sol i el crepuscle) es té que $LE \approx Rn - G$. Així doncs, aquestes deficiències, tot i que difícils d'estudiar, en la pràctica no suposen inconvenients rellevants per a fins agraris.

4 Experiments realitzats i discussió

La Taula 1 mostra un breu resum de diversos experiments on es va estimar H i/o LE (cada 30 min.) mitjançant diferents models SR desenvolupats recentment. Hem de destacar els tres aspectes següents: 1) la varietat de tipus de coberta (algunes molt lluny de ser homogènies, i per tant no es pot aplicar la hipòtesi de turbulència homogènia), 2) la varietat de "fetch" disponible en cada cas (en alguns casos aquest va ser molt limitat) i 3) les altures a les quals es van prendre diferents mesures en una mateixa coberta (en general fora de la capa turbulenta inicial). Per tant, de manera estricta, la Taula 1 mostra casos en què els mètodes tradicionals basats en MOST, BREB i el mètode basat en el balanç entre la producció i dissipació de la variància d'un escalar no es podrien aplicar(Brutsaert, 1988; Kaimal i Finnigan, 1994; Högström, 1996; Edson i Fairfall, 1998).

La Figura 2 mostra exemples d'estimació de H mitjançant diferents models SR respecte dels mesurats mitjançant el mètode EC per a les superfícies llistades a la Taula 1. Detalls sobre els experiments (lloc, clima, característiques de la vegetació, instrumentació i processament de mesures, anàlisi de representativitat espacial i control de qualitat), així com una descripció detallada de la comparació dels resultats obtinguts a través de diferents mètodes convencionals d'estimació de H i LE, es troben descrits als següents treballs: raigràs, blat i vinya, Castellví et al. (2002) i Castellví (2004), prat, nectarines i olivera, Castellví i Martinez-Cob (2005); Castellví et al. (2006a, 2008); arròs, Castellví et al. (2006b). Per a la determinació de H_{SR} a temperatura es va mesurar a una freqüència de 8 Hz mentre que H_{EC} es va determinar amb mesures a 10 Hz. Sobre raigràs, blat i vinya es van realitzar de manera simultània mesures a altures diferents, algunes per sota, a dins i per sobre de la capa inercial.

Algunes característiques rellevants sobre l'arquitectura de la coberta vegetal, tipus de terreny i clima on es van realitzar els experiments són les següents. En vinya, els ceps estaven poblats i la distància entre les plantes era de 2.6 m. Per al cas del prat, l'estudi es realitza en una regió influenciada per advecció regional on no es pot aplicar la teoria de semblança per als escalars temperatura, vapor d'aigua i diòxid de carboni (Castellví et al., 2008), el terreny és ondulat amb vegetació de tipus sabana on els arbres més propers se situaven a 400 m amb una altura de 18 m. A l'estiu es té sòl nu a causa de les condicions d'aridesa. Els arbres de nectarina tenien una capçada densa i estaven separats de 5.5 m, mentre que la capçada de les oliveres era poc densa i la distància entre troncs era de 6.0 m. En ambdós casos les mesures es van realitzar prop de la capçada.

La Figura 2 bàsicament presenta resultats de l'estimació de H perquè la seva mesura mitjançant el mètode EC es pot prendre com a referència (estimació precisa). Cal destacar que per a *LE* hi ha molt pocs estudis al respecte. Una de les raons que expliquen l'escassa recerca existent és la manca d'una referència fiable de comparació que permeti arribar a conclusions fefaents sobre el comportament del model d'estimació. Les úniques referències trobades han estat les següents: un cas d'estudi sobre bosc (Katul et al., 1996), sobre arròs (Castellví et al., 2006b) i sobre prat (Castellví et al., 2008).

En tots els experiments mostrats a la Taula 1, tret del cas del blat, es va obtenir que durant el període diürn (període de major demanda de *LE*) les diferències entre l'estimació i la mesura es troben dins la categoria de disparitat trobada entre diferents equips (marques comercials) de EC (Mauder et al., 2007). Potser, per a les condicions atmosfèriques en les quals es va realitzar l'experiment sobre el blat, es requeria una presa de mesures de major freqüència. Les mesures

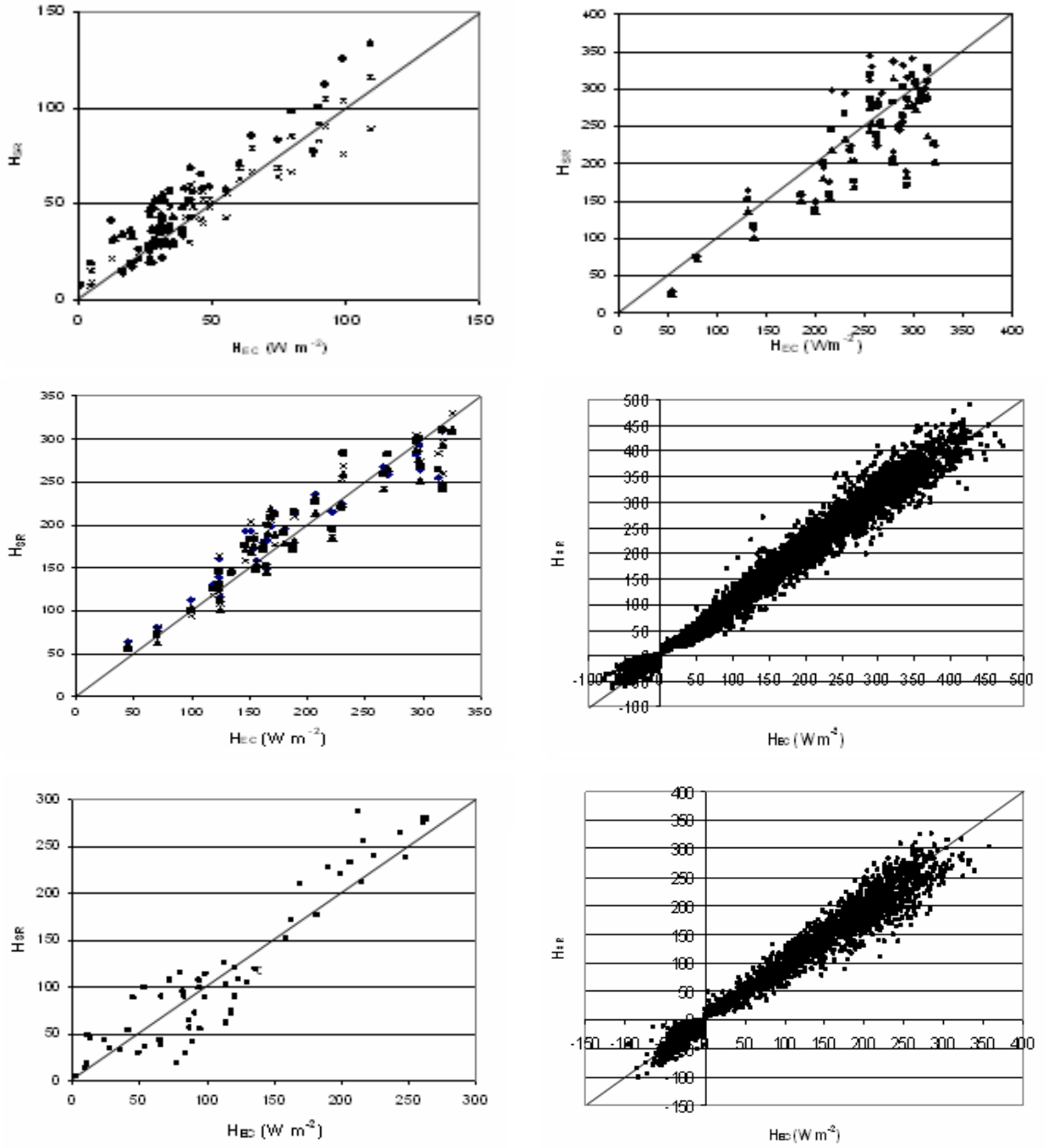

Figura 2. Comparació del flux de calor sensible estimat, H_{SR}, respecte del mesurat mitjançant el mètode de covariància de remolins, H_{EC}, per a diferents tipus de coberta vegetal. En alguns experiments (raigràs, blat i vinya) es van realitzar de manera simultània mesures a altures diferents, $z(m)$. a)(Primera fila esquerra) Raigràs. Les altures van ser les següents: 0.6 (×), 0.7 (◇), 0.9 (∗) , 1.0 (□), 1.2 (◯) i 1.3 (△) m. b)(Primera fila dreta) Blat. Les altures van ser les següents: 0.7 (◇), 0.9 (□) i 1.3 (△) m. c)(Segona fila esquerra) Vinya. Les altures van ser les següents: 2 (◇), 2.3 (□), 2.6 (△) i 2.9 (×) m. d)(Segona fila dreta) Prat, z = 2.0 m. e)(Tercera fila esquerra) Nectarines, z = 3.5 m. f)(Tercera fila dreta) Olivera, z = 3.9 m.

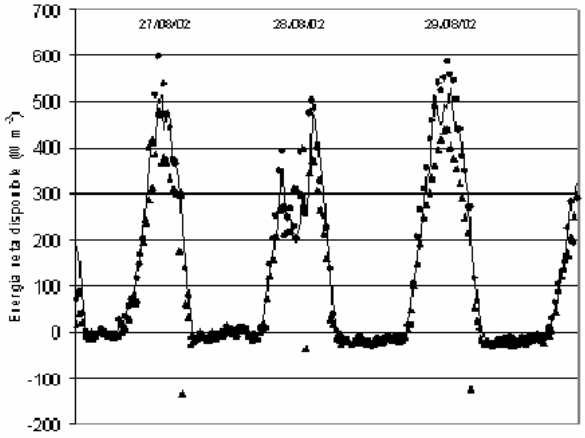

Figura 3. Estudi temporal (tres dies) de l'equació de balanç d'energia en una coberta d'arròs. Es mostren els valors cada 30 min. de $(Rn - G)$ mesurat (línia contínua), $(H + LE)$ mesurat (EC, $\triangle$) i estimat (SR, $\bigcirc$).

es van realitzar durant el pas d'un front que va generar un trànsit de petits i densos cúmuls. Amb freqüència aquests provocaven importants disminucions de radiació neta, i per tant segurament les mostres semihoràries responen a un flux no estacionari.

En base a l'experiència de l'autor, en general sembla que per als casos estables la precisió de les estimacions depèn de la intensitat turbulenta, de manera que si la velocitat de fricció és petita (en general, per sota de 0.15 m s^{-1}) SR no explica la variabilitat temporal de flux mesurat mitjançant el mètode EC. No obstant això, en casos de forta estabilitat, el mètode EC no constitueix una referència fiable (Foken i Wichura, 1996). Potser, la dificultat d'obtenir bones estimacions per als casos de H negatiu no queda ben il·lustrada a les Figures 2d i 2e. Això és degut al fet que en l'experiment sobre prat (Figura 2d) es va realitzar un control de qualitat de mesures i de "foot prints" molt exhaustiu i per tant es van filtrar moltes mostres (Baldocchi et al., 2004). És important destacar que aquest tipus de control no es pot realitzar mitjançant la instrumentació mínima requerida per fer un SR. Sobre olivera, com que l'estudi es va realitzar en una regió ventosa, les estimacions de H van ser excel·lents independentment del tipus d'estabilitat (Figura 2f).

Respecte de l'experiment sobre arròs (0.4 m d'altura), Figura 3, cal destacar que l'experiment es va realitzar en una parcel·la experimental d'arròs regat per aspersió, més o menys quadrada amb una superfície de 100 m^2 i envoltada de parcel·les experimentals amb cultius diferents i sòl nu. Les mesures es van realitzar a 1.5 m d'altura i al centre de la parcel·la. Els fluxos de calor sensible i latent van ser del mateix ordre (p.ex., energia neta disponible en superfície equipartida), i SR va tancar l'equació de balanç d'energia millor que utilitzant un equip EC constituït per un termoparell de 76 μm diàmetre connectat a un anemòmetre sònic tridimensional (Csi) i un higròmetre de Kripton (Kh20, Csi). Es mostren per tres dies de campanya els valors semihoraris de $(H + LE)$ estimats i mesurats (EC) i $(Rn\text{-}G)$ mesurat.

Sense excepció, (tipus de coberta vegetal i condicions atmosfèriques), SR es va mostrar igual o superior respecte d'altres mètodes convencionals d'estimació del flux basats en la variància d'un escalar i el paràmetre d'estructura d'un escalar (Högström, 1996; Bruin et al., 1993).

5 Conclusions

Segons Drexler et al. (2004), actualment SR és el mètode micrometeorològic de menor cost i el que ofereix majors avantatges tot i que el seu potencial encara s'ha de demostrar.

Per una altra banda, en comparació amb altres mètodes micrometeorològics, SR és un mètode recent. El primer model SR que permet una mesura independent de flux (sense necessitat de calibratge previ) i mesurant a una freqüència raonable (4 - 10 Hz) és molt recent (Castellví, 2004). Això explica que el nombre d'experiments realitzats per estudiar la fiabilitat i el potencial teòric que ofereix SR estigui molt per sota d'altres mètodes. Tanmateix, experiments diferents demostren que les estimacions de H són molt properes a les mesurades pel mètode de referència (EC). Com que la radiació neta i el flux de calor al sòl es poden mesurar amb fiabilitat, es conclou que es poden obtenir bones estimacions de LE cada 30 minuts.

Així doncs, aquesta nota convida a reflexionar sobre la possible utilitat d'implementar SR en l'estimació del flux de calor sensible i latent en l'actual protocol d'adquisició-transferència de dades d'una xarxa automatitzada d'estacions agrometeorològiques. Això podria contribuir a millorar l'assessorament a comunitats regants o ajustar altres mètodes d'estimació semiempírics, com per exemple els mètodes que requereixen dades d'imatges de satèl·lit, ja que SR permet augmentar la densitat espacial de mesures de flux degut al seu cost reduït.

Agraïments. A l'Asun, la Carla, la Tània, en J.M. Villar, en F. Fonseca, en J. Cuxart i a dos revisors anònims els comentaris dels quals van ajudar a millorar aquesta nota.

Referències

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., i Smith, M., 1998: Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage, FAO, Rome, Italy, paper no. 56, 300 pp.

Anderson, F. E., Snyder, R. L., Miller, R. L., i Drexler, J., 2003: *A micrometeorological investigation of a restored California wetland ecosystem*, Bull Am Meteorol Soc, **84**, 1170–1172.

Atta, C. W. V., 1977: *Effect of coherent structures on structure functions of temperature in the atmospheric boundary layer*, Arch Mech, **29**, 161–171.

Baldocchi, D. D., Liukang, X., i Kiang, N., 2004: *How plant functional-type, weather, seasonal drought, and soil physical properties alter water and energy fluxes of an oak-grass savanna and an annual grassland*, Agric Forest Meteorol, **123**, 13–39.

Bruin, H. A. R. D., Kohsiek, W., i Hurk, B. J. J. M. V. D., 1993: *A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat and water vapor using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities*, Bound-Lay Meteorol, **63**, 231–257.

Brutsaert, W., 1988: Evaporation into the atmosphere, D. Reidel P.C., Dordrecht, The Netherlands, 299 pp.

Castellví, F., 2004: *Combining surface renewal analysis and similarity theory. A new approach for estimating sensible heat flux*, Water Res, **40**, doi: 10.1029/2003WR002 677.

Castellví, F. i Martinez-Cob, A., 2005: *Estimating sensible heat flux using surface renewal analysis and the variance method. A study case over olive trees at Sastago (NE, Spain)*, Water Res, **41**, doi: 10.1029/2005WR004 035.

Castellví, F., Ibañez, M., i Perez, P. J., 2002: *A method based on high temperature frequency measurements to estimate the sensible heat flux avoiding the measurement height dependence*, Water Res, **38**, 20–1, 20–9.

Castellví, F., Snyder, R. L., Baldocchi, D. D., i Martinez-Cob, A., 2006a: *A comparison of new and existing equations for estimating sensible heat flux using surface renewal and similarity concepts*, Water Res, **42**, doi: 10.1029/2005WR004 642.

Castellví, F., Martinez-Cob, A., i Perez, O., 2006b: *Estimating sensible and latent heat flux using surface renewal analysis method. A study case over sprinkler irrigated rice*, Agr Forest Meteorol, **139**, 164–169, doi: 10.1016/j.agrformet.2006.07.005.

Castellví, F., Snyder, R. L., i Baldochi, D. D., 2008: *Surface energy-balance closure over rangeland grass using the eddy covariance method and surface renewal analysis*, Agr Forest Meteorol, **In press**, doi: 10.1016/j.agrformet.2008.02.012.

Chen, W., Novak, M. D., Black, T. A., i Lee, X., 1997a: *Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part I: Ramp model with finite micro-front time*, Bound-Lay Meteorol, **84**, 99–123.

Chen, W., Novak, M. D., Black, T. A., i Lee, X., 1997b: *Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part II: Renewal model for sensible heat flux*, Bound-Lay Meteorol, **84**, 125–147.

Drexler, J. Z., Snyder, R. L., Spano, D., i Paw U, K. T., 2004: *A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration*, Hydrol Process, **18**, 2071–2101.

Edson, J. B. i Fairfall, C. W., 1998: *Similarity Relationships in the Marine Atmospheric Surface Layer for terms on the TKE and Scalar Variance Budgets*, J Atmos Sci, **55**, 2311–2328.

Foken, T. i Wichura, B., 1996: *Tools for quality assessment of surface-based flux measurements*, Agr Forest Meteorol, **78**, 83–105.

Hargreaves, G. L., Hargreaves, G. H., i Riley, J. P., 1985: *Irrigation water requirement for Senegal River Basin*, J Irrig Drain Eng, **111**, 265–275.

Högström, U., 1996: *Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer*, Bound-Lay Meteorol, **78**, 215–246.

Jensen, M. E., Burman, R. D., i Allen, R. D., 1990: Evapotranspiration and irrigation water requirements, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices 70, American Society for Civil Engineers, New York.

Kaimal, J. C. i Finnigan, J. J., 1994: Atmospheric Boundary Layer Flows, Oxford Univ Press, 289 pp.

Katul, G., Hsieh, C., Oren, R., Ellsworth, D., i Philips, N., 1996: *Latent and sensible heat flux predictions from a uniform pine forest using surface renewal and flux variance methods*, Bound-Lay Meteorol, **80**, 249–282.

Kristensen, L., Mann, J., Oncley, S. P., i Wyngaard, J. C., 1997: *How close is close enough when measuring scalar fluxes with displaced sensors?*, J Amos Ocean Tech, **14**, 814–821.

Laubach, J. i Teichmann, U., 1999: *Surface energy budget variability: A case of study over grass with special regard to minor inhomogeneities in the source area*, Theor Appl Climatol, **62**, 9–24.

Lee, X. i Black, T. A., 1994: *Relating eddy correlation sensible heat flux to horizontal sensor separation in the unstable atmospheric surface layer*, J Geophys Res, **99**, 18 545–18 553.

Mauder, M., Oncley, S. P., Vogt, R., Weidinger, T., Ribeiro, L., Bernhofer, C., Foken, T., Kosiek, W., Bruin, H. A. R. D., i Liu, H., 2007: *The energy balance experiment EBEX-2000. Part II: Intercomparison of eddy-covariance sensors and post-field data processing methods*, Bound-Lay Meteorol, pp. doi: 10.1007/s10 546–006–9139–4.

Paw U, K. T., Qiu, J., Su, H. B., Watanabe, T., i Brunet, Y., 1995: *Surface renewal analysis: a new method to obtain scalar fluxes without velocity data*, Agr Forest Meteorol, **74**, 119–137.

Paw U, K. T., Baldocchi, D. D., Meyers, T. P., i Wilson, K. B., 2000: *Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes*, Bound-Lay Meteorol, **97**, 487–511.

Paw U, K. T., Snyder, R. L., Spano, D., i Su, H. B., 2005: Surface renewal estimates of scalar exchanges, ASA-CSSA-SSSA Publishers, Madison (Wi, USA), micrometeorology in Agricultural Systems, Agronomy Monograph 47, Chapter 20.

Priestley, C. H. B. i Taylor, R. T., 1972: *On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters*, Mon Weather Rev, **100**, 81–92.

Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J., i Wesely, M. L., 2000: *Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland*, Agr Forest Meteorol, **103**, 279–300.

Vickers, D. i Mahrt, L., 1997: *Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data*, J Atmos Ocean Tech, **20**, 143–151.

Wang, J. i Bras, R. L., 1998: *A new method for estimation of sensible heat flux from air temperature*, Water Resour Res, **34**, 2281–2288.

Webb, E. K., Pearman, G. I., i Leuning, R., 1980: *Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer*, Q J Roy Meteor Soc, **106**, 85–100.

Wesson, K. H., Katul, G., i Lai, C.-T., 2001: *Sensible heat flux estimation by flux variance and half-order time derivative methods*, Water Resour Res, **37**, 2333–2343.

Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D. D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhumen, J., Valentini, R., i Verma, S., 2002: *Energy balance closure at FLUXNET sites*, Agr Forest Meteorol, **113**, 223–143.