



Università della
Calabria



Politecnico di Bari



Università degli Studi
della Basilicata



Università del
Salento

*Dottorato di Ricerca in Ingegneria Idraulica
per l'Ambiente e il Territorio - XX Ciclo*

Settore scientifico-disciplinare ICAR/02

Dissertazione per il conseguimento del titolo di Dottore di Ricerca

*Analisi dei flussi energetici
per la stima dell'evapotraspirazione
attraverso tecniche di telerilevamento satellitare*

Giovanni Calcagno

Coordinatore
Prof. Ing. Paolo Veltri

Tutor
Prof. Ing. Giuseppe Mendicino

Cosenza, Novembre 2007

INDICE

INTRODUZIONE	I
 CAPITOLO I	
L'evapotraspirazione e il bilancio energetico	1
1.1 L'evapotraspirazione	2
1.1.1 Metodi basati sulla misura o sulla stima della radiazione solare	7
1.1.2 Metodi basati sulla misura della temperatura dell'aria	10
1.1.3 Metodi combinati	14
1.1.4 Metodo della vasca evaporimetrica	21
1.2 Il bilancio energetico	23
 CAPITOLO II	
Il telerilevamento satellitare	38
2.1 Sensori satellitari e tipologia di dati telerilevati	39
2.1.1 Il sensore AVHRR	44
2.1.2 Il sensore MODIS	51
2.1.3 Il sensore ASTER	61
2.2 Stima delle variabili idrometeorologiche da telerilevamento satellitare	67
2.2.1 Albedo superficiale	68
2.2.2 Copertura nivale	73
2.2.3 Temperatura superficiale	75
2.2.4 Indici di vegetazione	80

CAPITOLO III

Stima dell'evapotraspirazione mediante tecniche di telerilevamento satellitare.....	88
3.1 Metodi empirici diretti.....	90
3.2 Metodi inferenziali.....	91
3.3 Metodi deterministici.....	91
3.4 Metodi residuali.....	94
3.4.1 Il modello SEBAL.....	97
3.4.2 Il modello TSEB.....	111

CAPITOLO IV

Applicazione al territorio calabrese.....	118
4.1 Descrizione delle stazioni micrometeorologiche.....	119
4.1.1 La tecnica eddy covariance.....	123
4.2 Applicazione al territorio calabrese e lucano.....	124
4.2.1 Validazione della procedura SEBAL su aree con diversa copertura vegetazionale.....	128
4.2.2 Applicazione multisensore della procedura SEBAL.....	137
4.2.3 Validazione della procedura TSEB e confronti con SEBAL.....	143

CONCLUSIONI	151
--------------------------	-----

APPENDICE

Elaborazione delle immagini satellitari.....	158
6.1 Elaborazioni AVHRR.....	158
6.2 Elaborazioni MODIS.....	164
6.3 Elaborazioni ASTER.....	168

BIBLIOGRAFIA	171
---------------------------	-----

INTRODUZIONE

L'acqua è sempre più considerata un bene prezioso da salvaguardare e utilizzare in modo efficiente per lo sviluppo di qualsiasi attività umana, soprattutto in ambito agricolo. Un uso razionale della risorsa idrica, quindi, diventa una necessità: la quantità di acqua finalizzata a scopi irrigui è sempre più scarsa in quanto si assiste ad una graduale diminuzione della piovosità, con conseguente minore ricarica delle falde sotterranee ed una progressiva riduzione degli accumuli idrici nei bacini. Il fenomeno siccitoso interessa specialmente le aree che risentono in misura maggiore dei mutamenti climatici in atto, come le aree dell'Italia meridionale, per le quali la desertificazione progredisce in maniera piuttosto rapida.

L'ultimo rapporto dell'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (Houghton et al., 2001) ha evidenziato che lo scorso secolo, a causa dell'eccessivo rilascio nell'atmosfera di CO₂ prodotta dalla sempre maggiore pressione antropica, è stato caratterizzato da un aumento medio della temperatura della Terra di circa 0.6 °C. Tale incremento ha determinato un aumento generalizzato dell'evaporazione che, a sua volta, ha condotto nell'emisfero Nord ad una crescita delle precipitazioni di circa il 10-20%.

Le conseguenze della mutazione in corso del clima terrestre, dal punto di vista idrologico, si

manifestano in un drastico aumento dei fenomeni estremi. A conferma di ciò è interessante osservare le analisi pluviometriche condotte sul Mediterraneo da Xie et al. (2003) durante il periodo 1986-2002 che, in particolare, mostrano una forte variabilità della precipitazione rispetto alla media del periodo. Le zone con valori locali della deviazione standard più elevati, e tra queste le regioni meridionali d'Italia, sono anche quelle maggiormente colpite dalle ricorrenti, improvvise e lunghe siccità.

La siccità è un evento climatico di complessa determinazione (la definizione stessa del fenomeno non è univoca, Dracup et al., 1980; Wilhite & Glantz, 1985) che comporta un notevole impatto sull'ambiente, sulle produzioni agricole, e sulla società. La definizione rigorosa del ciclo idrologico di base è indispensabile per il monitoraggio del fenomeno siccitoso e per garantire delle situazioni di equilibrio tra afflussi ed utilizzazioni, ma la stima delle grandezze fondamentali del bilancio idrologico è stata da sempre carente, in particolar modo la stima dell'evapotraspirazione, sia per la modesta disponibilità di strumentazioni di misura, sia per la limitata affidabilità dei metodi di stima indiretta delle stesse quantità. Negli ultimi anni la possibilità di utilizzo di serie sempre più lunghe di dati provenienti da piattaforme satellitari ha aperto nuove e promettenti strade alla stima distribuita dell'evapotraspirazione a differenti scale di interesse, variabili da quella di bacino a quella regionale fino ad analisi a scala continentale.

Lo studio presentato nel seguito è finalizzato alla stima della distribuzione dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera su tutto il territorio calabrese e lucano, attraverso l'applicazione di metodologie innovative, basate su tecniche di telerilevamento satellitare. In particolare, nel capitolo I è stato inizialmente inquadrato il fenomeno dell'evapotraspirazione dal punto di vista teorico: dopo una dettagliata definizione della grandezza oggetto di studio, sono stati passati in rassegna i più noti metodi di stima puntuale proposti in letteratura.

In assenza di limitazioni idriche, l'elemento dominante nel controllo del flusso evapotraspirativo di una coltura è la quantità di energia disponibile, pertanto la conoscenza del bilancio energetico è basilare nella comprensione del processo. La trattazione teorica delle componenti del bilancio energetico e delle semplificazioni nella modellazione fisica del fenomeno, è stata oggetto di analisi nella seconda parte del capitolo I.

Le tecniche di stima convenzionali costituiscono una buona base di partenza per la comprensione delle variabili che concorrono nella definizione del fenomeno evapotraspirativo, ma risultano non adeguate ad un monitoraggio dello stesso a scale spaziali relativamente ampie, come quella di bacino o quella regionale. Da qui la necessità di

investigare tecniche di stima innovative, basate sull'utilizzo di immagini da telerilevamento satellitare. L'argomento trattato nel capitolo II è il *remote sensing*: dopo una panoramica delle diverse piattaforme satellitari disponibili, con particolare riguardo per i sensori AVHRR, MODIS e ASTER, da cui sono state ottenute le immagini utilizzate in questo studio, si è passati alla descrizione delle più comuni tecniche di stima delle variabili idrologiche di stato e degli indici di vegetazione. A partire dalle caratteristiche radiative della superficie terrestre a diverse lunghezze d'onda, infatti, è possibile determinare i parametri d'interesse per la modellazione a larga scala del bilancio energetico alla superficie e dell'idrologia superficiale (ad esempio usi del suolo, indici di vegetazione, estensione della copertura nivale, temperatura superficiale, flussi radiativi e umidità superficiale del suolo).

Le distribuzioni spaziali di tali variabili sono fondamentali per l'applicazione di procedure di stima dei flussi energetici e dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera. Il capitolo III tratta delle diverse categorie di modelli che utilizzano immagini da *remote sensing* proposti in letteratura, con particolare enfasi ai metodi residuali, cui appartengono le due diverse procedure di stima implementate nel presente lavoro. In particolare, sono stati descritti i due modelli SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e TSEB (*Two-Source Energy Balance*): il primo caratterizzato da un approccio a componente singola e il secondo basato su una schematizzazione delle resistenze superficiali a doppia componente, scindendo il contributo della vegetazione da quello legato al suolo.

Un'ulteriore analisi di tipo multi-sensore, basata su una procedura di *downscaling*, è stata effettuata, applicando il modello SEBAL, al fine di poter utilizzare l'informazione dettagliata fornita dal sensore ASTER con l'elevata frequenza di rilevamento del sensore MODIS.

Le procedure di stima sono state applicate all'intero territorio calabrese e lucano e i risultati ottenuti sono stati riportati e discussi nel capitolo IV. Tali risultati sono stati validati con misure di precisione effettuate a terra in corrispondenza di tre diverse stazioni micrometeorologiche con strumentazione *eddy covariance*, ubicate in siti con caratteristiche plano-altimetriche e copertura vegetazionale diversa: una prima stazione, ubicata in Sibari, zona pianeggiante e agricola, caratterizzata da vegetazione sparsa, una seconda stazione installata all'interno di un bosco di conifere, nel comune di Longobucco, in territorio prevalentemente montano, e una terza stazione ubicata in Paglialonga, in terreno piuttosto pianeggiante, caratterizzato da vegetazione bassa ed omogenea. L'intervallo temporale di analisi ha riguardato i periodi estivi compresi tra il 2004 e il 2006 e le immagini prese in considerazione sono state rilevate dai tre satelliti sopra citati.

CAPITOLO I

L'evapotraspirazione e il bilancio energetico

Per evapotraspirazione si intende la combinazione di due processi separati per i quali l'acqua viene ceduta all'atmosfera dal suolo (evaporazione) e dalla vegetazione (traspirazione). Essa è una componente essenziale del bilancio idrico ed è utilizzata in combinazione con la stima della precipitazione per la programmazione dell'irrigazione. A livello di bacino l'evapotraspirazione è impiegata per calcolare la perdita d'acqua, per stimare le portate dei corsi d'acqua, per la progettazione dei bacini artificiali.

L'evapotraspirazione ed il flusso di calore sensibile nell'atmosfera possono avvenire solo se la superficie da cui essi derivano dispone di un adeguato quantitativo di energia. La condizione al contorno fondamentale che regola i flussi energetici nell'interfaccia superficie-atmosfera è il bilancio tra l'energia disponibile e quella dissipata. La dipendenza del fenomeno evapotraspirativo dal bilancio energetico influisce anche sul bilancio di massa, e quindi sulle interazioni tra suolo e superficie. La corretta definizione del bilancio energetico è quindi fondamentale per la conoscenza delle interazioni tra suolo, superficie ed atmosfera anche in termini di bilancio di massa.

1.1 L'evapotraspirazione

Negli studi idrologici è di fondamentale importanza la conoscenza dei processi per i quali l'acqua viene ceduta all'atmosfera per dispersione di vapore acqueo dal terreno (evaporazione) e per traspirazione dalle piante.

In natura l'entità dell'evaporazione dipende sia dalle condizioni fisiche dell'ambiente, quali la radiazione solare, la temperatura e l'umidità del suolo e dell'aria, che dalla disponibilità d'acqua, che può essere a pelo libero (mari, laghi, fiumi, ecc.) o trattenuta nel mezzo poroso (terreno e superfici varie). Anche la granulometria dei terreni influenza l'evaporazione: infatti, mentre la macroporosità intensifica i processi di evaporazione negli strati superficiali, la microporosità ha in generale un'azione di ostacolo. Pertanto, a parità di condizioni ambientali l'evaporazione è più intensa nei terreni grossolani mentre è più contenuta in quelli a tessitura fine e di medio impasto.

La traspirazione consiste nel passaggio dell'acqua contenuta negli organismi vegetali dallo stato liquido allo stato di vapore. Tale processo è regolato sia dalle condizioni dell'atmosfera che da una serie di meccanismi legati alla biologia e alla morfologia delle piante:

- Apparato radicale. Influenza notevolmente la capacità di assorbire l'acqua. In generale, la traspirazione è più intensa per apparati superficiali, nel caso di terreni umidi, e per apparati radicali profondi, nel caso di terreni asciutti;
- Superficie fogliare. Maggiore è il suo sviluppo, più intensa risulta la traspirazione. Il parametro più comunemente usato è il *Leaf Area Index* (LAI), che dipende dalla morfologia delle piante, dalla direzione delle ramificazioni, dal numero, dimensione e forma delle foglie. A LAI elevato corrisponde traspirazione elevata;
- Stomi. Le aperture stomatiche sono il mezzo principale attraverso il quale la pianta rilascia l'acqua nell'atmosfera (Fig. 1). La traspirazione è più intensa nelle piante ricche di stomi, ma va considerata in particolare la capacità di chiudere gli stomi: poiché le cellule di guardia delle aperture stomatiche reagiscono a condizioni di umidità sfavorevoli, le piante in grado di chiudere gli stomi sono caratterizzate da una traspirazione meno intensa.
- Fenologia. Influenza la traspirazione modificando il comportamento, la morfologia e la fisiologia in funzione della stagione. La traspirazione si riduce quando la pianta va in riposo vegetativo, con o senza la perdita delle foglie, mentre è più intensa nelle fasi di maggiore attività: accrescimento vegetativo, fioritura, accrescimento dei frutti.

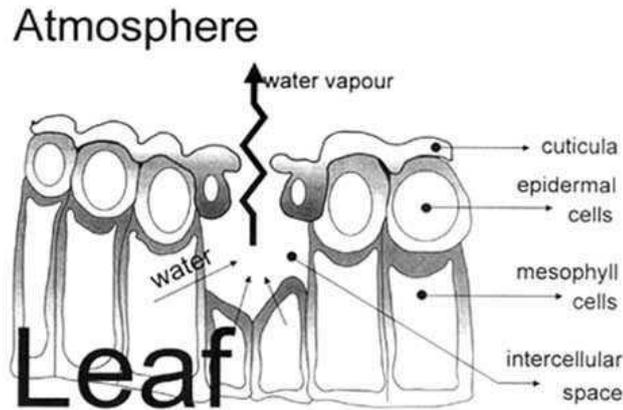


Figura 1. Processo di traspirazione dall'apparato stomatale di una foglia (Tratto da Allen et al., 1998)

Data la simultaneità del processo evaporativo e di quello traspirativo, risulta molto difficile studiarli separatamente, per cui si parla generalmente di evapotraspirazione come di un singolo processo dato dalla somma dei due.

I fattori climatici sono di particolare importanza nello studio dell'evapotraspirazione. Dal momento che sia la traspirazione che l'evaporazione sono processi che assorbono calore dall'ambiente, l'evapotraspirazione è più intensa quando la temperatura è più elevata. Inoltre, essa è maggiore in caso di aria secca, in quanto il potere evaporante dell'atmosfera cresce al decrescere dell'umidità. Anche il vento gioca un ruolo determinante: in caso di aria stagnante si crea un gradiente di umidità relativa decrescente passando dagli strati prossimi al suolo e alla vegetazione a quelli più alti. In generale la ventilazione crea una turbolenza che rimescola questi strati, perciò favorisce l'evapotraspirazione intensificandola quanto più è maggiore la velocità del vento. Non va però trascurata la natura del vento: i venti caldi e asciutti intensificano l'evapotraspirazione, mentre quelli freddi e umidi la deprimono. In definitiva l'azione del vento sull'evapotraspirazione è la risultante del concorso di più fattori: la velocità, l'umidità relativa e la temperatura delle masse d'aria apportate e di quelle rimosse. In definitiva l'evapotraspirazione è più intensa durante il giorno, nei mesi più caldi e in giornate asciutte e ventose, mentre decresce d'intensità durante la notte, nei mesi più freddi, nelle giornate umide, con cielo coperto e in assenza di vento.

Nella stima dell'evapotraspirazione si è soliti far riferimento a tre diverse definizioni:

- Evapotraspirazione potenziale o di riferimento, in genere indicata con ET_0 o anche ET_p . Rappresenta la domanda evapotraspirativa dell'atmosfera calcolata attraverso

modelli matematici o misurata da un ipotetico prato di ampia estensione in condizioni ottimali da un punto di vista idrico e nutrizionale;

- Evapotraspirazione da una superficie colturale in condizioni standard, indicata con ET_c . La superficie è considerata ampia, ben irrorata e gestita in maniera ottimale;
- Evapotraspirazione da una superficie colturale in condizioni non standard, indicata con $ET_{c\ adj}$ o anche ET_r . È questa la definizione che più si avvicina alle condizioni reali quando la coltura è sottoposta a stress idrico.

L'evapotraspirazione di riferimento è definita sulla base di un'ipotetica superficie erbosa con specifiche caratteristiche: altezza vegetazionale di 0.12 m, con coefficiente di resistenza di superficie uguale a 70 sm^{-1} e con albedo 0.23 (Smith, 1992).. Si può per semplicità pensare ad una superficie estesa d'erba di altezza uniforme, nella fase di crescita, adeguatamente irrorata che nasconde completamente il terreno: l'abbondanza di acqua fa sì che i fattori legati allo specifico terreno non influenzino l'evapotraspirazione, influenzata unicamente da fattori climatici. Valori caratteristici per diverse regioni agroclimatiche sono mostrati in tabella 1:

Regioni	ET_0 giornaliera media [$\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$]		
	Temperatura media giornaliera fredda	Temperatura media giornaliera temperata	Temperatura media giornaliera calda
	~10°C	20°C	> 30°C
Tropicali e sub-tropicali			
Umide e semi-umide	2 - 3	3 - 5	5 - 7
Aride e semi-aride	2 - 4	4 - 6	6 - 8
Temperate			
Umide e semi-umide	1 - 2	2 - 4	4 - 7
Aride e semi-aride	1 - 3	4 - 7	6 - 9

Tabella 1. Valori medi di riferimento di ET_0 per diverse regioni agroclimatiche

L'evapotraspirazione da una superficie colturale in condizioni standard si riferisce ad un ampio campo coltivato, ben fertilizzato per il quale i processi di crescita e produzione non sono limitati dalla disponibilità idrica, da carenze nutrizionali o da stress biotici. A differenza dell' ET_0 , l' ET_c dipende non solo dalle condizioni meteorologiche ma anche dalla coltura esaminata e dalle tecniche colturali adottate. L' ET_c infatti dipende dalle caratteristiche morfologiche ed ecofisiologiche della coltura (altezza, portamento, forma di allevamento, resistenza al passaggio del vapore acqueo nell'atmosfera, stadio fenologico, grado di

copertura del suolo, indice fogliare, ecc.) e dalle tecniche colturali (lavorazioni, densità di impianto, tecniche irrigue adottate, gestione del suolo, ecc.). In ogni caso l' ET_c rappresenta il livello massimo del flusso evapotraspirativo compatibile con l'architettura vegetale e la conducibilità idrica del sistema suolo-coltura, o, in altri termini, con l'abilità del sistema a trasferire verso l'interfaccia con l'atmosfera l'acqua disponibile nel suolo.

L'evapotraspirazione colturale può essere stimata a partire da dati climatici e da dati relativi alle resistenze tipiche delle singole colture. Spesso tali dati mancano o sono poco affidabili, pertanto si preferisce stimare ET_c attraverso l'utilizzo di un coefficiente colturale, che non è altro che il rapporto tra ET_0 e ET_c :

$$K_c = \frac{ET_0}{ET_c} \quad (1.1)$$

In linea generale, l' ET_0 rappresenta la domanda evapotraspirativa determinata dalle condizioni meteorologiche, mentre il K_c tiene conto delle caratteristiche morfologiche ed ecofisiologiche della coltura che determinano l'entità degli scambi di energia e vapore acqueo fra coltura e atmosfera.

L'evoluzione stagionale di K_c viene di solito schematizzata attraverso la cosiddetta curva del coefficiente colturale che mette in relazione il valore del coefficiente con i diversi stadi di sviluppo e di crescita delle colture.

In particolare, il coefficiente colturale dipende dai seguenti fattori:

- Altezza vegetazionale. Influenza la resistenza aerodinamica e quindi il trasferimento turbolento del vapor d'acqua dalla vegetazione all'atmosfera;
- Albedo o riflettanza della superficie suolo-vegetazione. Essa determina la percentuale di radiazione solare che è la prima fonte di scambio energetico nel processo evaporativo;
- Resistenza della copertura vegetale. Influenza la resistenza superficiale e dipende dalla condizione e dal numero delle foglie, nonché dal grado di attività stomatale;
- Evaporazione diretta dal suolo. Nel caso di vegetazione non fitta tale termine risulta rilevante nella stima dell'evapotraspirazione colturale.

Nelle condizioni reali di campo, molto spesso la disponibilità d'acqua per le piante non è illimitata, ma è soggetta a restrizioni. Inoltre, scarsa fertilità del suolo, composizione salina squilibrata, presenza di strati impermeabili nella zona radicale e stato salutare non ottimale

della coltura determinano un flusso evapotraspirativo inferiore rispetto all'evapotraspirazione colturale in condizioni standard. Pertanto in questi casi si parla di evapotraspirazione colturale in condizioni non standard e può essere stimata mediante un ulteriore coefficiente correttivo K_s , detto coefficiente di criticità di irrorazione (*water stress coefficient*), e aggiustando K_c a seconda degli altri stress e vincoli che possono influenzare l'evapotraspirazione:

$$ET_{c,adj} = K_s K_{c,adj} ET_0 \quad (1.2)$$

In figura 2 sono schematizzati i principali fattori che influenzano la stima dell'evapotraspirazione in relazione al livello di dettaglio considerato.

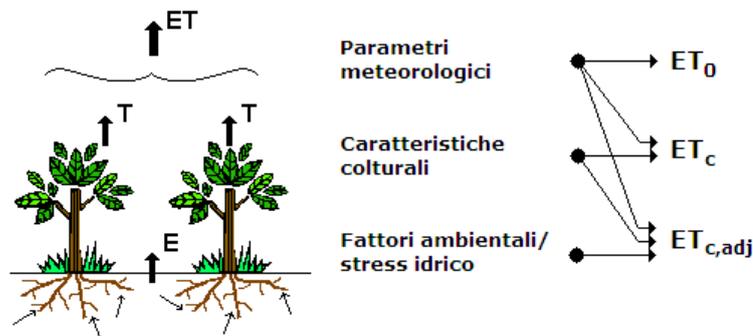


Figura 2. Fattori che influenzano la stima dell'evapotraspirazione

La misura dell'evapotraspirazione è una operazione complessa, per la determinazione della quale occorrono apparecchiature e metodi di applicazione delicati. Essa è caratterizzata, inoltre, da una forte variabilità nello spazio. L'evapotraspirazione si misura su base oraria (mm h^{-1}) o su base giornaliera (mm d^{-1}) attraverso strumenti come gli evaporimetri (vasca a bocca tarata, graduata in altezza, riempita di acqua) e i lisimetri (grossi contenitori riempiti di terreno coperto di vegetazione). Data la difficoltà di ottenere misure accurate su campo, l'evapotraspirazione viene spesso calcolata a partire da dati climatologici, attraverso equazioni che possono essere semiempiriche o a base termodinamica. I diversi metodi di stima dell'evapotraspirazione di riferimento, basati sulla misura o sulla stima delle grandezze meteorologiche, possono essere così classificati:

- Metodi basati sulla misura o sulla stima della radiazione solare;
- Metodi basati sulla misura della temperatura dell'aria;
- Metodi combinati.

I primi due gruppi di metodi sono di natura empirica, in quanto si basano sulla correlazione fra uno o più parametri meteorologici e l'evapotraspirazione. In particolare alla prima categoria afferiscono i metodi che si basano sulla stima dell'evapotraspirazione potenziale a partire dalla misura o dalla stima della radiazione solare, mentre alla seconda categoria appartengono i metodi che utilizzano le misure di temperatura dell'aria.

I metodi combinati si basano invece sulla modellazione fisica del processo evapotraspirativo e tengono conto sia dell'energia richiesta per il passaggio di stato dell'acqua sia di tutti i meccanismi che consentono la rimozione del vapore acqueo. Questi metodi considerano quindi entrambe le componenti, quella energetica e quella aerodinamica, in cui può essere schematizzato il flusso evapotraspirativo. Per quanto presentino maggiori difficoltà applicative, sia per la maggiore complessità formale sia per la dotazione strumentale che richiedono, i metodi combinati forniscono in generale stime più accurate.

Infine, si deve ricordare uno dei metodi di stima dell'evapotraspirazione più diffusi, il metodo della vasca evaporimetrica basato sulla semplice relazione di proporzionalità fra l'acqua che evapora da una vasca di opportune dimensioni e il flusso evapotraspirativo. Nel seguito sono riportati i metodi più comunemente utilizzati in letteratura. Per le definizioni inerenti i flussi energetici si rimanda al paragrafo 1.2.

1.1.1 Metodi basati sulla misura o sulla stima della radiazione solare

Metodo di Priestley-Taylor

Il metodo di Priestley-Taylor (Priestley & Taylor, 1972), consiste nella stima dell'evapotraspirazione di riferimento mediante la seguente equazione:

$$ET_{0PT} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{(R_n - G)}{\lambda} \quad (1.3)$$

in cui R_n [W m^{-2}] e G [W m^{-2}] sono rispettivamente la radiazione netta e il flusso di calore al suolo, α è un coefficiente moltiplicativo adimensionale, λ [J kg^{-1}] è il calore latente di vaporizzazione, Δ indica la pendenza della curva che esprime la tensione di vapore saturo in funzione della temperatura e γ [Pa K^{-1}] rappresenta la costante psicrometrica.

Il calore latente di vaporizzazione può essere calcolato mediante la seguente equazione (Harrison, 1963):

$$\lambda = 2.501 - (3.61 \cdot 10^{-3} T) \quad (1.4)$$

con T [°C] temperatura media dell'aria. Il termine Δ può essere calcolato mediante la seguente equazione (Murray, 1967):

$$\Delta = \frac{4099 e_a}{(T + 237.3)^2} \quad (1.5)$$

con e_a [Pa] tensione di vapore saturo alla temperatura media dell'aria T , che a sua volta può essere calcolato mediante la seguente equazione:

$$e_a = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) \quad (1.6)$$

La costante psicrometrica può essere determinata nota la pressione atmosferica P [Pa], il calore latente di vaporizzazione, il calore specifico a pressione costante c_p pari a $1.013 \cdot 10^{-3}$ [MJ kg⁻¹ °C⁻¹] ed il rapporto del peso molecolare del vapore acqueo rispetto a quello dell'aria secca ε , pari a 0.622:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \cdot 10^{-3} P \quad (1.7)$$

In genere la costante psicrometrica si attesta su valori intorno a 0.67.

Nella formula di Priestley-Taylor, il coefficiente moltiplicativo α tiene conto del contributo aerodinamico all'evapotraspirazione, considerato come una percentuale costante del termine legato alla radiazione solare. Gli autori suggerirono di utilizzare per il coefficiente moltiplicativo α il valore di 1.26. Tale valore, in generale, può variare durante il corso della giornata (Munro, 1979), per cui 1.26 è da intendersi come un valore medio giornaliero valido per climi umidi (De Bruin and Keijman, 1979; Stewart and Rouse, 1976; Shuttleworth and Calder, 1979).

Morton (1983) trovò, inoltre, che il valore di 1.26 fornito da Priestley e Taylor, valido per superfici erbose sature e per specchi liquidi, portava ad una sottostima dell'evapotraspirazione per superfici vegetate, per cui suggerì di incrementarlo a 1.33 per tenere conto della scabrezza superficiale. Valori molto più elevati del coefficiente, fino a 1.74, sono consigliati per la stima dell'evapotraspirazione potenziale in regioni aride (ASCE, 1990).

Il coefficiente α è caratterizzato anche da una variabilità stagionale, per cui si osservano valori minimi in piena estate, quando la radiazione solare raggiunge il picco, e valori massimi durante le stagioni primaverile ed autunnale, quando gli effetti avvevivi diventano sostanziali.

Metodo FAO Radiazione

Questo metodo, proposto da Doorenbos e Pruitt nel 1977, è derivato da un adattamento del metodo di Makkink (1957). Il metodo originario, messo a punto per i Paesi Bassi, era poco preciso in altri contesti, ma il successivo adattamento della FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) ne ha generalizzato il campo di applicazione. Il metodo FAO Radiazione può essere applicato come alternativa a metodi più elaborati, in mancanza di dati meteorologici quali l'umidità relativa dell'aria e la velocità del vento:

$$ET_{0FAORAD} = a + b \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_g}{\lambda} \right] \quad (1.8)$$

in cui oltre ai termini già precedentemente definiti, R_g [W m^{-2}] indica la radiazione solare globale, a [mm d^{-1}] è una costante, posta pari a -0.3, mentre b è un fattore di correzione che tiene conto dell'umidità relativa media dell'aria e della velocità del vento durante le ore diurne. La scala temporale di applicazione ottimale del metodo è quella decadale.

Metodo di Hargreaves con radiazione solare misurata

Il metodo di Hargreaves con radiazione solare misurata (Hargreaves, 1975) si basa sulla stima dell'evapotraspirazione a partire da misurazioni di radiazione solare e consiste in una formula calibrata su 8 anni di dati lisimetrici raccolti in California:

$$ET_{0HGrad} = 0,0135 \cdot \frac{R_g}{\lambda} \cdot \left(T_{avg,d} + 17,8 \right) \quad (1.9)$$

dove R_g [W m^{-2}] indica la radiazione solare globale, λ [J kg^{-1}] è il calore latente di vaporizzazione e $T_{avg,d}$ [$^{\circ}\text{C}$] indica la temperatura media giornaliera.

L'equazione di Hargreaves, però, presuppone la misura della radiazione solare totale. Spesso tali valori risultano difficilmente reperibili, per cui in letteratura si è soliti fare riferimento ad una formulazione alternativa dell'equazione di Hargreaves, riportata nel seguito, in cui al posto della misura diretta si utilizza una stima della radiazione solare.

1.1.2 Metodi basati sulla misura della temperatura dell'aria

Metodo di Hargreaves

Il metodo di Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1982), rientra nella categoria dei modelli empirici ed è espresso dalla seguente equazione:

$$ET_{0HG} = 0,0023 \cdot R_a \cdot \delta_t^{1/2} \cdot \left(T_{avg,d} + 17,8 \right) \quad (1.10)$$

in cui R_a [W m^{-2}] indica la radiazione extratmosferica entrante, δ_t [$^{\circ}\text{C}$] indica la differenza tra la temperatura massima media (T_{max}) e minima media (T_{min}), calcolate nel mese di riferimento, mentre $T_{avg,d}$ [$^{\circ}\text{C}$] indica la temperatura media giornaliera nell'intervallo temporale considerato.

L'equazione di Hargreaves si basa sul concetto che la differenza tra temperatura massima e minima è correlata al grado di copertura nuvolosa della zona di interesse. Condizioni di cielo sereno corrispondono ad alte temperature diurne, quindi valori elevati di T_{max} , e a basse temperature durante le ore notturne, quindi valori bassi di T_{min} : durante il giorno, infatti, l'atmosfera è trasparente alla radiazione solare entrante, che surriscalda la superficie, mentre durante la notte la radiazione ad onde lunghe uscente non è assorbita dall'atmosfera, quindi la superficie si raffredda maggiormente. Pertanto l'escursione termica può essere utilizzata come indicatore della frazione di radiazione solare che raggiunge la superficie terrestre.

Per la stima della radiazione extratmosferica si ricorre ad un'equazione che utilizza la temperatura, la latitudine e il numero progressivo del giorno nell'anno (Duffie and Beckman, 1980):

$$R_a = 15,392 \cdot d_r \cdot \left[\sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \sin w_s \right] \quad (1.11)$$

in cui d_r indica la distanza relativa terra-sole e può essere calcolata con la seguente equazione, indicando con J il numero progressivo del giorno nell'anno:

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi \cdot J}{365}\right) \quad (1.12)$$

δ [rad] la declinazione solare definita da:

$$\delta = 0,4093 \cdot \sin\left(\frac{2\pi \cdot J}{365} - 1,405\right) \quad (1.13)$$

mentre w_s [rad] indica l'angolo orario al tramonto dato da:

$$w_s = \arccos\left[\tan \phi \cdot \tan \delta \right] \quad (1.14)$$

Dall'analisi dei risultati ottenuti applicando diversi metodi di stima dell'evapotraspirazione è emerso che la formula di Hargreaves è uno dei metodi più accurati. Inoltre è stato notato che tale formula presenta una forte correlazione con la formula combinata di Penman per la stima dell'evapotraspirazione media settimanale in zone umide (Mohan,1991), anche se in altri contesti tale metodo porta ad una sottostima dell'evapotraspirazione potenziale (Allen et al., 1998).

Metodo FAO Blaney-Criddle

Il metodo FAO Blaney-Criddle (Blaney & Criddle, 1950) è uno dei metodi più conosciuti al mondo e si basa sull'ipotesi che l'evapotraspirazione potenziale ET_0 varia in maniera

direttamente proporzionale al prodotto tra la temperatura media mensile dell'aria e la percentuale media giornaliera delle ore di insolazione rispetto a quelle totali annue:

$$ET_{0BC} = c \left[0,46T_{avg,d} + 8 \right] \quad (1.15)$$

in cui $T_{avg,d}$ [°C] è la temperatura media giornaliera per il mese considerato, p è il rapporto percentuale fra le ore di insolazione del giorno considerato e le ore di insolazione totali annue, c è un fattore di correzione che tiene conto del valore minimo di umidità relativa dell'aria durante il giorno, dell'eliofania relativa e della velocità del vento (Bonari *et al.*, 1994).

Le ipotesi che stanno alla base della formulazione del metodo, piuttosto semplicistiche, comportano stime grossolane dell'evapotraspirazione potenziale, per cui in genere esso si applica nei casi in cui non è possibile misurare altri dati meteorologici, oltre alla temperatura dell'aria. Per ottenere una sufficiente affidabilità, il metodo deve essere applicato ad un periodo di tempo non inferiore al mese, pertanto risulta poco adatto al monitoraggio dell'evapotraspirazione ai fini della determinazione del bilancio idrico per scale temporali inferiori.

Doorenbos e Pruitt (1977) presentarono una revisione della Blaney-Criddle per la stima di ET_0 , introducendo nel calcolo anche la dipendenza da altri parametri ambientali di facile reperibilità, quali l'umidità relativa dell'aria, le ore effettive di insolazione e la velocità del vento:

$$ET_{0BC} = a + b \left[0,46T_{avg,d} + 8.13 \right] \quad (1.16)$$

dove a e b sono fattori correttivi che tengono conto dei parametri ambientali precedentemente menzionati.

Metodo di Thornthwaite

Thornthwaite (1948) ha proposto un'equazione empirica per la stima dell'evapotraspirazione di riferimento che richiede come dati di input soltanto la temperatura media mensile e il numero di ore di insolazione:

$$ET_{OTW} = \begin{cases} 0 & T_{avg,m} < 0^{\circ}C \\ K 16 \left(\frac{10T_{avg,m}}{I} \right)^a & 0 \leq T_{avg,m} < 26.5^{\circ}C \\ -415.85 + 32.24T_{avg,m} - 0.43T_{avg,m}^2 & T_{avg,m} \geq 26.5^{\circ}C \end{cases} \quad (1.17)$$

in cui $T_{avg,m}$ [$^{\circ}C$] indica la temperatura media mensile, I è l'indice termico annuo definito come somma degli indici termici mensili:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad (1.18)$$

Il termine K è un coefficiente correttivo che tiene conto del numero effettivo di ore di luce, in quanto l'equazione è stata inizialmente calibrata considerando un mese di 30 giorni e 12 ore di luce al giorno. Per l'Italia valgono i seguenti valori mensili:

Gen	Feb	Mar	Apr	Mag	Giu	Lug	Ago	Set	Ott	Nov	Dic
0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.3	1.2	1.04	0.95	0.81	0.77

Tabella 2. Valori mensili del coefficiente K

e l'esponente a è funzione dell'indice termico annuo secondo la seguente equazione:

$$a = 6.7 \cdot 10^{-7} I^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1.79 \cdot 10^{-2} I + 0.49 \quad (1.19)$$

Considerando che nelle regioni temperate il valore dell'indice termico annuo varia tra 10 e 80, la differenza tra i termini dipendenti da I^2 e I^3 varia poco nell'intervallo considerato, per cui l'equazione (1.19) può essere agevolmente approssimata:

$$a = \frac{1.6}{100} I + 0.5 \quad (1.19a)$$

L'equazione di Thornthwaite è stata applicata con successo in molte zone degli Stati Uniti d'America, ma risulta meno affidabile in climi più aridi: l'utilizzo della temperatura al posto della radiazione solare implica l'assunzione che l'albedo sia costante e che il tasso di evapotraspirazione non sia influenzato dall'avvezione di masse d'aria umide o secche. Queste condizioni non si verificano in regioni aride e semi-aride, eccetto durante brevi intervalli di tempo successivi a periodi di elevata concentrazione delle precipitazioni (ASCE, 1990).

1.1.3 Metodi combinati

Metodo di Turc

Il metodo di Turc (1961) si basa sulla misura delle medie mensili della radiazione giornaliera globale, della temperatura e dell'umidità relativa dell'aria, ed è una semplificazione di un'equazione più datata (Jensen et al., 1990).

L'equazione si presenta nella seguente forma:

$$ET_{0TU} = a_t \cdot 0.013 \left(\frac{T_{avg,m}}{T_{avg,m} + 15} \right) (3.885 R_g + 50) \quad (1.20)$$

in cui $T_{avg,m}$ [°C] indica la temperatura media mensile, R_g [$W m^{-2}$] indica la radiazione solare globale e a_t è un fattore di correzione dipendente dall'umidità relativa secondo la seguente equazione:

$$\begin{cases} a_t = 1 + \frac{10 - RH}{70} & RH \leq 50\% \\ a_t = 1 & RH > 50\% \end{cases} \quad (1.21)$$

dove RH [%] indica l'umidità relativa media mensile. Quindi il fattore correttivo ha effettiva valenza quando l'umidità relativa scende al di sotto della soglia del 50%.

Questo modello è stato utilizzato soprattutto in Europa occidentale, ma anche negli USA ed è adatto alla stima dell'evapotraspirazione di riferimento in zone con forti gradienti di umidità dell'aria. In generale, si osserva che la formula di Turc tende a sottostimare l' ET_0 in

primavera ed autunno e a sovrastimarla durante l'estate: ciò accade perché nell'equazione di Turc la temperatura ha un peso maggiore rispetto alla radiazione solare.

Metodo di Penman

La formula messa a punto da Penman (1948) si basa sulla schematizzazione del processo evapotraspirativo scomposto in due contributi distinti: un primo contributo di tipo energetico, che tiene conto della radiazione solare netta e del flusso di calore al suolo, ed un secondo contributo di tipo aerodinamico, dipendente dalla velocità del vento e dall'umidità dell'aria. Inizialmente calibrata per la stima dell'evapotraspirazione potenziale da superfici liquide, la formula è stata successivamente adattata per essere applicata su superfici vegetate (Penman, 1963). La formulazione del metodo è la seguente:

$$ET_{OPEN} = \frac{1}{\lambda} \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (e_a - e_d) \right] + 0.43 W_f \quad (1.22)$$

in cui R_n [$W m^{-2}$] e G [$W m^{-2}$] sono rispettivamente la radiazione netta e il flusso di calore al suolo, λ [$J kg^{-1}$] è il calore latente di vaporizzazione, Δ indica la pendenza della curva che esprime la tensione di vapore saturo in funzione della temperatura, γ [$\approx 67 Pa K^{-1}$] rappresenta la costante psicrometrica, e_a [Pa] ed e_d [Pa] indicano rispettivamente la tensione di vapore saturo alla temperatura media dell'aria e il valore medio della tensione di vapore dell'aria, mentre la differenza $(e_a - e_d)$ indica il deficit di saturazione dell'aria. Infine con il termine W_f si tiene conto della dipendenza dell'evapotraspirazione potenziale dalla velocità del vento, secondo la seguente equazione:

$$W_f = (0.536u) \quad (1.23)$$

con u [$m s^{-1}$] velocità media del vento misurata alla quota di 2 m sopra la superficie.

Il metodo di Penman è stato largamente utilizzato in diversi contesti climatici e deve la sua diffusione al facile reperimento dei parametri necessari: infatti, a parte i flussi energetici, che possono comunque essere stimati con buona approssimazione, tutti i restanti parametri sono comunemente misurati nelle stazioni meteorologiche e agrometeorologiche.

L'utilizzo dei due contributi distinti nella formulazione del metodo permette una stima piuttosto accurata anche su scale temporali ridotte, fino a quella giornaliera.

Metodo FAO Penman

Nelle linee guida della FAO (Doorenbos & Pruitt, 1977) viene proposta una formulazione alternativa del metodo di Penman, che differisce da quella originaria per l'introduzione di un coefficiente correttivo, per l'assunzione del flusso di calore al suolo nullo e per la calibrazione dei coefficienti del termine aerodinamico per renderlo più sensibile alle diverse condizioni climatiche:

$$ET_{OPEN} = \frac{c}{\lambda} \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (e_a - e_d) \right] \cdot 61 \left(+ 0.864u \right) \quad (1.24)$$

dove oltre ai termini già menzionati nel paragrafo precedente, c è un coefficiente correttivo che tiene conto delle differenti condizioni meteorologiche che si possono verificare tra giorno e notte. Il valore di tale coefficiente, che oscilla intorno a 1, può essere calcolato attraverso una funzione polinomiale che tiene conto dell'umidità relativa massima dell'aria, della radiazione solare globale, della velocità del vento diurna e del rapporto tra la velocità del vento diurna e quella notturna (Frevert et al., 1983). La determinazione del fattore di correzione è della massima importanza soprattutto nelle zone caratterizzate da variazioni sostanziali di ventosità tra il giorno e la notte, come le zone costiere.

Nelle regioni caratterizzate da scarsa variabilità delle condizioni meteorologiche tra giorno e notte, il metodo fornisce risultati soddisfacenti senza la necessità di stimare il coefficiente c , che può essere posto pari a 1 (Doorenbos & Pruitt, 1977).

Come il metodo precedente, la scala temporale di applicazione del presente metodo è generalmente quella giornaliera. Snyder e Pruitt (1985) hanno proposto una versione opportunamente modificata del metodo, tale da renderlo applicabile a scale temporali ridotte, come quella oraria.

Metodo di Penman-Monteith

Monteith (1963) modificò la formulazione originaria di Penman introducendo le resistenze che incontra il vapore acqueo nel passaggio dalla superficie all'atmosfera. Nella formulazione

di Penman, infatti, si assume che il flusso evapotraspirativo avvenga per passaggio di vapore acqueo dal suolo e dalla superficie fogliare, ma non tiene conto dei meccanismi di controllo da parte delle piante alla diffusione del vapore acqueo che si attuano a livello stomatale e che limitano il quantitativo di vapore ceduto nei periodi siccitosi. La formula di Penman, quindi, è valida quando la coltura è in condizioni di rifornimento idrico ottimale e non mette quindi in atto i meccanismi fisiologici che controllano la cessione di vapore acqueo all'atmosfera.

La formula di Penman-Monteith è una rappresentazione del processo evapotraspirativo di una coltura che si avvicina maggiormente alla realtà, in quanto permette di simulare in teoria il comportamento di qualsiasi tipo di coltura, in qualunque condizione di rifornimento idrico, a patto che siano noti i valori dei parametri di resistenza.

I parametri di resistenza che entrano in gioco nella formulazione del metodo di Penman-Monteith sono mostrati in figura 3:

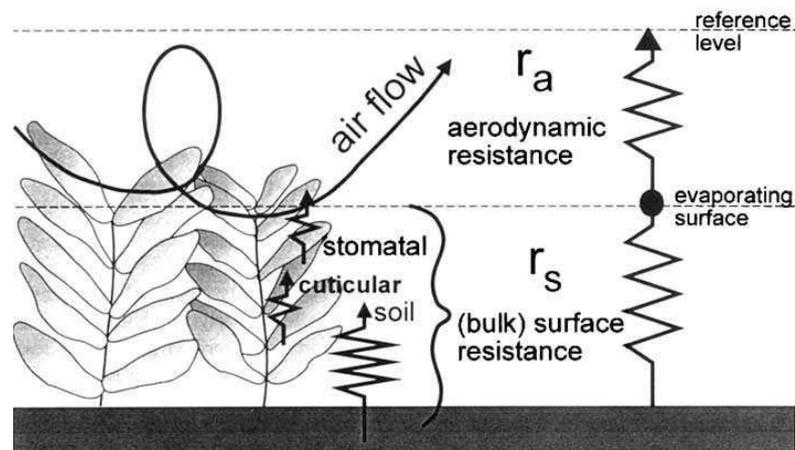


Figura 3. Rappresentazione schematica delle resistenze introdotte nella formulazione di Penman-Monteith
(Tratto da Allen et al., 1998)

Le resistenze superficiali sono spesso combinate in un unico parametro di resistenza r_s (*bulk surface resistance*), che descrive la resistenza del flusso di vapore acqueo attraverso gli stomi, la superficie fogliare e il suolo. Tale resistenza superficiale opera in serie con la resistenza aerodinamica (*aerodynamic resistance*), che descrive la resistenza che incontra il vapore acqueo nel passaggio dalla superficie evaporante all'atmosfera e tiene conto dell'attrito che incontra il flusso d'aria (*air flow*) sopra la vegetazione. Sebbene siano una schematizzazione del processo reale, i due parametri di resistenza portano a delle stime accurate

dell'evapotraspirazione potenziale, specialmente per superfici ricoperte da manto erboso uniforme.

Il metodo di Penman-Monteith è espresso dalla seguente equazione:

$$ET_{0PM} = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a c_p \left(\frac{e_a - e_d}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (1.25)$$

dove, oltre i termini già noti, ρ_a [kg m^{-3}] indica la densità media dell'aria a pressione costante, c_p [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] è il calore specifico dell'aria a pressione costante, r_a [s m^{-1}] e r_s [s m^{-1}] sono rispettivamente la resistenza aerodinamica e la resistenza superficiale.

La resistenza aerodinamica può essere stimata utilizzando la seguente equazione:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{z_m - d}{z_{0m}} \right] \ln \left[\frac{z_h - d}{z_{0h}} \right]}{k^2 u_z} \quad (1.26)$$

in cui i termini hanno il seguente significato:

z_m [m] quota di misurazione della velocità del vento rispetto alla superficie;

z_h [m] quota di misurazione dell'umidità dell'aria rispetto alla superficie;

d [m] altezza del piano di traslazione (*zero plane displacement*) per tenere conto della scabrezza della superficie;

z_{0m} [m] lunghezza di attrito che governa il trasferimento della quantità di moto;

z_{0h} [m] lunghezza di attrito che governa il flusso di calore e di vapore;

k costante di von Karman, pari a 0.41;

u_z [m s^{-1}] velocità del vento all'altezza z .

L'equazione (1.26) è valida per condizioni di stabilità neutrale, cioè quando le distribuzioni di temperatura, pressione atmosferica e velocità del vento seguono il profilo adiabatico (non sono considerati gli scambi di calore). L'applicazione dell'equazione per brevi periodi di tempo (scala oraria o sub-oraria) potrebbe richiedere la correzione per la stabilità atmosferica, ma nel caso di superfici ben irrigate gli scambi di calore sono ridotti e quindi tale correzione non è strettamente necessaria.

La resistenza superficiale è data dalla combinazione della resistenza stomatale, della resistenza al passaggio del vapore dalla superficie fogliare e, nei casi di vegetazione non fitta, in cui la vegetazione non copre completamente il terreno, dalla resistenza offerta dal suolo.

Un'accettabile approssimazione per la stima della resistenza superficiale è fornita dalla seguente equazione, valida per superfici densamente vegetate:

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{active}} \quad (1.27)$$

dove r_l [$s\ m^{-1}$] indica la resistenza stomatale di una foglia ben esposta alla radiazione solare e LAI_{active} è l'indice di area fogliare che partecipa attivamente al fenomeno evapotraspirativo. Il LAI rappresenta l'area fogliare per unità di suolo sottostante, mentre il LAI_{active} è una percentuale rappresentata dall'area fogliare effettivamente esposta alla luce solare (in genere pari al 50% del LAI). Tale indice presenta una variabilità stagionale e il suo valore dipende dallo stato di salute e dalla densità della vegetazione.

Per un calcolo approssimativo del LAI si può ricorrere alla seguente equazione, valida per superfici erbose:

$$LAI = 24h \quad (1.28)$$

con h [m] pari all'altezza della vegetazione.

Il termine r_l rappresenta la resistenza media della singola foglia ed è specifica per la particolare coltura e modalità di coltivazione. Esso dipende dalle condizioni climatiche e dalla disponibilità idrica, aumentando in condizioni di stress idrico, in quanto la mancanza di acqua riduce notevolmente l'evapotraspirazione. Inoltre, dipende dal ciclo di vita della coltura: aumenta nella fase di crescita e di fioritura, mentre decresce nella fase di avvizzimento.

Metodo FAO Penman-Monteith

L'equazione di Penman-Monteith originaria è un modello analitico basato su ipotesi fisiche ed ha il vantaggio di considerare esplicitamente i parametri fisiologici e aerodinamici che regolano il processo evapotraspirativo, attraverso i parametri di resistenza. Attraverso la stima di tali parametri è teoricamente possibile determinare direttamente l'evapotraspirazione per

ogni tipo di coltura. Nella pratica, però, la stima delle resistenze risulta molto complicata, pertanto si preferisce stimare l'evapotraspirazione massima ET_c attraverso la stima di ET_0 e quindi applicando i coefficienti colturali.

Nel 1990 la FAO ha proposto l'utilizzo del metodo di Penman-Monteith quale procedura standard per il calcolo dell'evapotraspirazione di riferimento. A tale scopo è stata definita una superficie di riferimento ipotetica con particolari caratteristiche riguardanti l'altezza della vegetazione, l'albedo e la resistenza superficiale (Fig. 4)

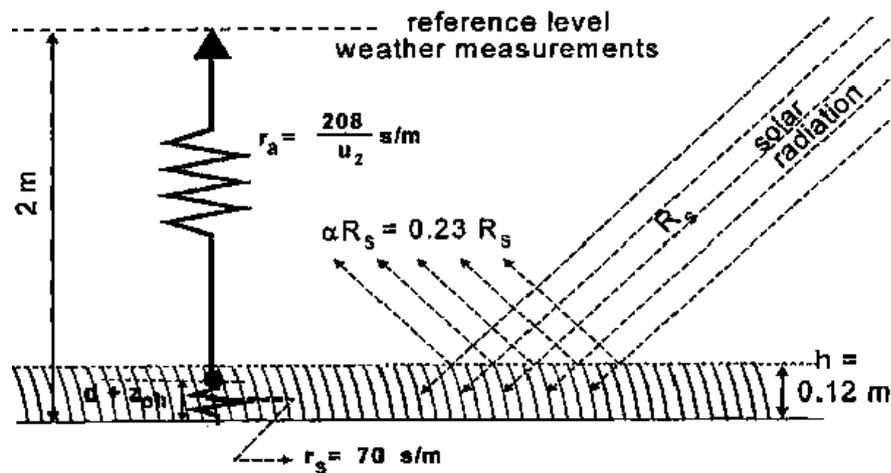


Figura 4. Rappresentazione schematica della superficie di riferimento ipotetica nella formulazione FAO Penman-Monteith (Tratto da Allen et al., 1998)

Tale superficie presenta caratteristiche simili ad una estesa superficie erbosa di altezza uniforme, in fase di crescita e adeguatamente irrigata. Esplicitando tutti i termini dell'equazione originaria, si ottiene l'equazione nella seguente forma:

$$ET_{oFAOPM} = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273.15} u_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (1.29)$$

La validità dell'equazione (1.29) è garantita se le misure meteorologiche sono effettuate ad un'altezza pari a 2 m: qualora tali misure siano effettuate ad un'altezza superiore occorre rapportarle alla quota standard.

Nessuna equazione basata su dati meteorologici assicura stime infallibili in ogni situazione climatica, a causa delle semplificazioni nelle formulazioni e a causa degli errori nei dati di

misura, ma la maggioranza degli esperti concorda nel considerare la formula FAO Penman-Monteith quale migliore approssimazione per la stima dell'evapotraspirazione di riferimento da una superficie erbosa, e quindi come base per la determinazione dei coefficienti colturali.

1.1.4 Metodo della vasca evaporimetrica

Un metodo pratico, che non rientra nella classificazione precedentemente trattata, è il metodo della vasca evaporimetrica. Esso si basa sulla relazione che sussiste tra l'evapotraspirazione potenziale standard e la quantità d'acqua che evapora in un determinato periodo da un contenitore, detto vasca evaporimetrica o evaporimetro (Fig. 5). In genere la quantità d'acqua evaporata viene misurata in mm e rapportata ad un intervallo di tempo di un giorno.

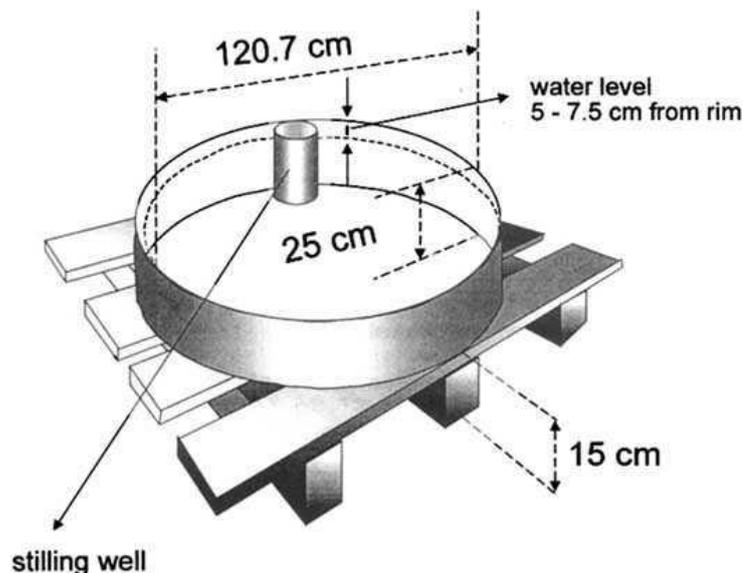


Figura 5. Schematizzazione di una vasca evaporimetrica (Tratto da Allen et al., 1998)

Tale metodo si basa sul principio che l'evapotraspirazione potenziale da una superficie vegetata è influenzata dagli stessi fattori climatici che determinano l'evaporazione da uno specchio d'acqua a pelo libero, pur essendo le due intensità differenti per i seguenti motivi:

- la riflessione su una superficie vegetale è in genere 4 o 5 volte superiore a quella di uno specchio liquido, pertanto la radiazione netta relativa ad una superficie liquida risulta maggiore;
- il calore accumulato nell'acqua dell'evaporimetro fa sì che il processo evapotraspirativo continui anche durante le ore notturne, mentre nel caso del manto

vegetale il processo traspirativo si arresta nelle ore di buio a causa della chiusura degli stomi fogliari.

Per tali motivi si può ottenere l'evapotraspirazione potenziale a partire dall'evaporato dalla vasca evaporimetrica considerando un coefficiente di proporzionalità

$$ET_{oPAN} = K_p E_{PAN} \quad (1.30)$$

in cui K_p è il coefficiente di riduzione, che dipende dal tipo di evaporimetro utilizzato e dalle particolari condizioni di misura, ed E_{PAN} [mm d^{-1}] rappresenta la misura dell'evaporato.

Negli anni passati sono stati proposti diversi sistemi basati su questo principio. Il più conosciuto è quello che utilizza la cosiddetta vasca evaporimetrica di classe A. Si tratta di una vasca metallica circolare (diametro 120.7 cm, altezza 25 cm) posizionata su una piattaforma di legno, a 15 cm dal suolo. Il livello dell'acqua contenuta nella vasca deve essere inferiore a 20 cm (5 cm dal bordo superiore) e superiore a 17.5 cm (7.5 cm dal bordo superiore).

Per quanto questo metodo sia poco costoso e relativamente semplice da gestire, l'esperienza ha mostrato come la sua affidabilità sia piuttosto scarsa. Il valore del coefficiente di proporzionalità K_p è estremamente variabile in funzione delle condizioni meteorologiche, delle superfici che circondano la vasca, della sua ubicazione e della sua esposizione.

Diversi autori (Ramdas, 1957; Pruitt, 1966; Doorenbos & Pruitt, 1977) hanno evidenziato che il numero di variabili che influenzano il coefficiente di proporzionalità è tale da rendere necessaria una calibrazione locale. Alla semplicità del metodo nelle sue basi teoriche, punto di forza della sua diffusione, fa riscontro l'estrema complessità richiesta dalla sua applicazione operativa. Rosenberg et al. (1983) misero in evidenza l'estrema attenzione da prestare nell'utilizzare questo metodo in zone aride, mentre Jensen et al. (1990) considerano il metodo utilizzabile solo nelle zone in cui i fenomeni advettivi sono occasionali e laddove la manutenzione della vasca è fatta nel modo più accurato.

Alla luce di queste considerazioni il metodo della vasca evaporimetrica rappresenta un metodo ampiamente superato dalle tecnologie di misura attualmente disponibili.

1.2 Il bilancio energetico

In assenza di limitazioni idriche l'elemento dominante nel controllo del flusso evapotraspirativo di una coltura è la quantità di energia disponibile, pertanto la conoscenza del bilancio energetico è basilare nella comprensione del processo. L'energia è, infatti, necessaria per rompere i legami a idrogeno che tengono insieme le molecole d'acqua e permetterne, quindi, la separazione dalla fase liquida. La principale sorgente di energia è rappresentata dalla radiazione solare che nel percorso attraverso l'atmosfera è modificata dai processi di assorbimento da parte dei gas dell'atmosfera (vapore acqueo, anidride carbonica, ossigeno, ecc.) e dalla diffusione determinata dal pulviscolo, dalle particelle sospese e dalle nuvole, quando presenti.

Nella definizione del bilancio energetico intervengono diversi termini, a seconda del volume di dimensioni finite che si esamina. Considerando uno strato infinitesimo di suolo privo di vegetazione a contatto con l'atmosfera (l'interfaccia superficie-atmosfera, Fig. 6a), la conservazione dell'energia, sia istantanea che mediata nel tempo, richiede che sia:

$$R_n - G = \lambda E + H \quad (1.31)$$

dove R_n è la radiazione netta, G il flusso di calore al suolo, e λE ed H sono rispettivamente i flussi di calore latente e sensibile. Tutti i termini dell'equazione (1.31) sono espressi in $W m^{-2}$. Il termine G deve essere considerato come il flusso di calore all'interfaccia. Per un sottile strato di suolo di spessore $\Delta z'$, trascurando fenomeni di conduzione orizzontale del calore nel suolo, la variazione nel tempo della temperatura dipende dalla differenza tra il flusso entrante e quello uscente nello stesso strato. La relazione tra il flusso di calore all'interfaccia, G , ed il flusso alla profondità z' , G_I , può essere ottenuta considerando la conservazione dell'energia nello strato di spessore $\Delta z'$:

$$C_s \partial T_s / \partial t = -\partial G / \partial z' \quad (1.32)$$

dove T_s è la temperatura del suolo, la coordinata verticale z' è considerata positiva verso il basso, e $C_s = \rho_s c_s$ è la capacità termica dello strato di terreno [$J m^{-3} K^{-1}$], con ρ_s densità del suolo e c_s calore specifico del suolo. Discretizzando l'equazione (1.32) si ottiene:

$$\rho_s c_s \Delta z' \partial T_s / \partial t = G - G_1 \quad (1.33)$$

e quindi l'equazione di bilancio energetico, per un volume di suolo avente come limite superiore l'interfaccia superficie-atmosfera ed uno spessore z' , può essere riscritta come:

$$R_n - G_1 = \lambda E + H + \partial W_s / \partial t \quad (1.34)$$

dove $W_s = \rho_s c_s \Delta z' T_s$ è il termine d'immagazzinamento energetico nel suolo, e $\partial W_s / \partial t$ rappresenta la variazione dell'energia immagazzinata nel volume di suolo di riferimento.

Se il volume di riferimento è espanso anche verso l'alto, se cioè si considera anche uno strato al di sopra dell'interfaccia, e se si considera l'altezza di tale strato pari all'altezza h_c della vegetazione eventualmente presente (Fig. 6b), ulteriori termini intervengono nella definizione del bilancio energetico:

$$R_n - G_1 = \lambda E + H + \partial W_s / \partial t + \partial W_c / \partial t + A_h + Q \quad (1.35)$$

Nell'equazione (1.35) il termine $\partial W_c / \partial t$ rappresenta la variazione dell'energia immagazzinata nella vegetazione, con $W_c = \rho_c c_c h_c T_c$ (dove ρ_c è la densità della vegetazione, c_c il calore specifico della vegetazione e T_c la temperatura della vegetazione), A_h è un flusso di energia dovuto all'avvezione, e Q è un termine indicante la somma di tutte le sorgenti e gli assorbitori energetici aggiuntivi.

Generalmente nella definizione del bilancio energetico il termine Q è trascurato perché di entità molto minore rispetto agli altri, ed anche il termine $\partial W_c / \partial t$ non viene considerato, a meno che non ci si trovi in condizioni di vegetazione alta e fitta (ad esempio foreste). L'influenza del termine $\partial W_s / \partial t$ è legata alla profondità della misura (o della stima) del flusso di calore al suolo, mentre l'avvezione può essere piuttosto significativa in alcuni casi particolari (ad esempio in prossimità dei bordi di campi coltivati o foreste, (Thom, 1975), e nei casi di forte eterogeneità dell'area in analisi). In molte situazioni pratiche, le componenti fondamentali del bilancio energetico tornano ad essere quelle presentate nell'equazione (1.31). Convenzionalmente la differenza tra radiazione netta e flusso di calore al suolo ($R_n - G$) è definita come energia disponibile (*available energy*), perché proprio questo termine rappresenta l'indispensabile sorgente energetica di qualsiasi processo successivo.

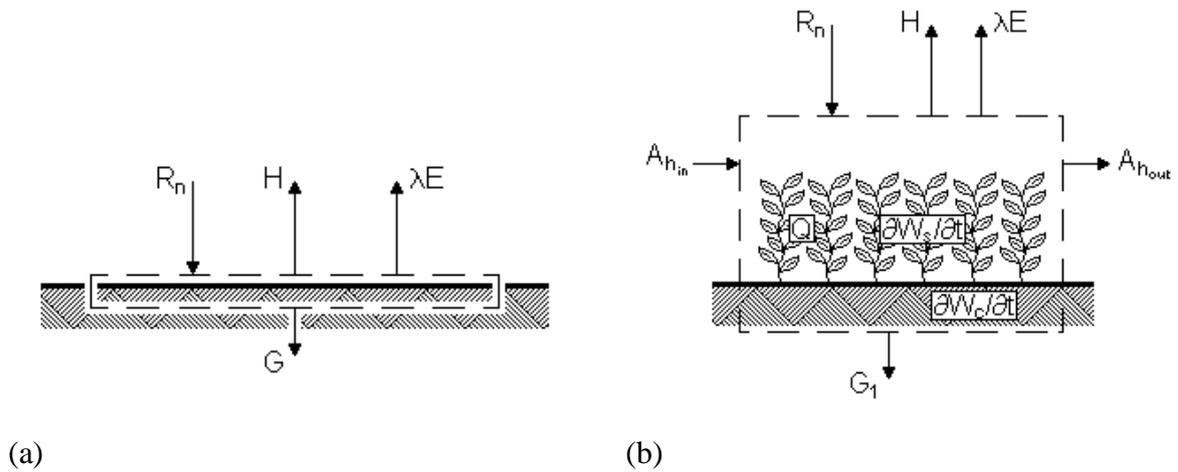


Figura 6. Bilancio dell'energia (a) in uno strato infinitesimo di suolo privo di vegetazione a contatto con l'atmosfera; (b) tra uno strato di suolo di spessore z' e uno strato al di sopra dell'interfaccia in presenza di vegetazione (Tratto da Calcagno et al., 2005)

La radiazione netta è ottenuta dal bilancio di tre flussi: uno entrante ad onde corte, uno entrante ad onde lunghe e uno uscente ad onde lunghe. Il flusso ad onde corte è rappresentato dalla radiazione solare globale, mentre i due flussi ad onde lunghe sono costituiti dalla radiazione termica dall'atmosfera e dalla radiazione termica del suolo. Il bilancio può essere espresso tramite la seguente equazione:

$$R_n = 1 - \alpha \quad R_{dir} + R_{dif} + R_{ref} + \varepsilon_s L_{in} - L_{out} = 1 - \alpha \quad R_t + L_n \quad (1.36)$$

nella quale α rappresenta l'albedo, ε_s è l'emissività superficiale, mentre con R_{dir} , R_{dif} , R_{ref} sono state indicate rispettivamente le radiazioni ad onde corte diretta, diffusa e riflessa, la cui somma è pari alla radiazione solare globale R_t . Nella stessa equazione, la radiazione ad onde lunghe emessa dal suolo L_{out} deriva direttamente dalla legge di Planck sull'emissione del corpo nero, con l'approssimazione della superficie terrestre a corpo grigio, ed è definita dall'equazione:

$$L_{out} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (1.37)$$

dove $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ è la costante di Stefan-Boltzmann, T_s è indicata in Kelvin [K], ed ε_s rappresenta l'emissività superficiale. La radiazione dall'atmosfera ad onde lunghe L_{in} è approssimata invece dall'equazione:

$$L_{in} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (1.38)$$

dove T_a è la temperatura media dell'aria [K] ed ε_a l'emissività atmosferica, la quale può dipendere dalla temperatura atmosferica, dalla pressione di vapore dell'aria e dalla copertura nuvolosa. In letteratura sono proposte numerose espressioni per la determinazione di ε_a , sia empiriche che fisicamente basate. In particolare Idso & Jackson (1969) propongono la seguente equazione per condizioni di cielo sereno:

$$\varepsilon_{acls} = 1 - 0.261 \exp\left[-7.74 \cdot 10^{-4} T_a^2 (\text{°C})\right] \quad (1.39)$$

che, in relazione agli effetti prodotti dalla copertura nuvolosa, può essere modificata nel modo seguente:

$$\varepsilon_a = \varepsilon_{acls} + (1 - \varepsilon_{acls}) c_c \quad (1.40)$$

dove ε_{acls} è l'emissività atmosferica in condizioni di cielo sereno e con c_c si è indicato un parametro di nuvolosità che dipende dal rapporto tra le ore di insolazione effettiva n e le ore di insolazione potenziale N :

$$c_c = 1 - \left(0.1 + 0.9 \frac{n}{N}\right) \quad (1.41)$$

Dall'ipotesi di cielo anisotropo, in cui la radiazione diffusa sul piano orizzontale è somma della componente isotropa e di quella circumsolare (Hay & Davies, 1980), deriva che la radiazione solare globale R_t è ottenuta dalla somma delle radiazioni ad onde corte diretta R_{dir} , diffusa R_{dif} e riflessa R_{ref} , che possono essere ricavate separatamente, secondo diversi livelli di precisione e considerando esplicitamente l'influenza di più elementi (ad esempio il fattore di

vista, o la presenza di vapor d'acqua e polveri nell'atmosfera, Mendicino & Versace, 2001). Evitando un livello di dettaglio troppo spinto, la radiazione globale R_t può essere approssimata direttamente dalla seguente equazione:

$$R_t = \cos(\theta) \frac{I}{r^2} \tau_{sw} \quad (1.42)$$

nella quale θ è l'angolo d'incidenza dei raggi solari con la normale alla superficie inclinata del terreno, il parametro I rappresenta la costante solare (1367 W m^{-2}), r è il fattore di correzione dovuto alla distanza Sole-Terra in funzione del giorno dall'inizio dell'anno (giorno giuliano), ed infine τ_{sw} rappresenta un coefficiente di trasmissione con cui si valuta l'attenuazione della radiazione ad onde corte attraverso l'atmosfera. I coefficienti di trasmissione possono essere derivati a partire da misure dirette di trasmittanza atmosferica, oppure possono essere ricavati da numerosi approcci empirici a diversi livelli di dettaglio (Liu & Jordan, 1960; Idso, 1969; Hottel, 1976; Allen et al., 1998). Nel caso di presenza di copertura nuvolosa, inoltre, è necessario considerare dei fattori riduttivi ottenibili da misure dirette o da modelli teorici (Mendicino & Versace, 2001).

I valori del flusso di calore al suolo all'interfaccia o a piccole profondità dipendono da molti fattori, tra cui l'insolazione (e quindi l'ora del giorno), il tipo di suolo (le sue proprietà fisiche) ed il contenuto di umidità del suolo (Garratt, 1992). In generale, il flusso di calore al suolo G a qualsiasi livello z' può essere descritto dalla legge di Fourier per la conduzione del calore in un corpo omogeneo:

$$G_{z'} = -k_s \partial T_s / \partial z' \quad (1.43)$$

dove $k_s = \rho_s c_s \kappa_s$ è la conducibilità termica, con κ_s diffusività termica. Anche se l'equazione (1.43) non considera la variazione di contenuto d'umidità lungo lo spessore $\Delta z'$, comunque i termini k_s e κ_s dipendono fortemente dal contenuto idrico del suolo, essendo l'acqua un conduttore migliore dell'aria.

Combinando l'equazione (1.43) con la (1.32) si ottiene:

$$\partial T_s / \partial t = \kappa_s \partial^2 T_s / \partial z'^2 \quad (1.44)$$

che può essere risolta in funzione di T_s e quindi di G . Considerando la soluzione dell'equazione (1.44) per una forzante descritta da una funzione di tipo sinusoidale ($T_s(0,t)=T_{med}+A_0\sin\Omega t$, con T_{med} temperatura media superficiale giornaliera) che approssima il problema della penetrazione delle onde di temperatura diurne ed annue nel suolo (Hillel, 1982), per $z'=0$ si ottiene:

$$G = -\rho_s c_s \kappa_s \Omega^{1/2} A_0 \sin \Omega t + \pi/4 \quad (1.45)$$

con Ω velocità angolare della rotazione terrestre ($7.292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$) e $2A_0$ ampiezza della variazione della temperatura giornaliera. Nell'equazione (1.45) il flusso di calore al suolo è fuori fase con l'onda di temperatura di $\pi/4$ (cioè il valore massimo di G si ha tre ore prima del valore massimo di T_s).

L'applicazione della teoria esposta incontra nell'applicazione pratica in misure di campo almeno due ostacoli. Il primo è che il valore del flusso di calore al suolo per $z'=0$ è difficilmente misurabile: solitamente si preferisce misurare un valore di G_1 ad una certa profondità ($5 \div 10 \text{ cm}$) e poi risalire al valore di G applicando l'equazione (1.33), considerando che i valori massimi di $\partial W_s / \partial t$ si raggiungono soprattutto nel corso del tardo pomeriggio ed intorno all'alba ed al tramonto, quando è maggiore $\partial T_s / \partial t$. Il secondo problema consiste nel fatto che la forzante a scala giornaliera non è in realtà sinusoidale, ma è piuttosto la somma di un set di armoniche. Una rappresentazione più appropriata della forzante sarebbe data da una serie di *Fourier*, con soluzioni dell'equazione (1.44) di tipo numerico. Come già accennato, inoltre, influiscono in modo netto sulla variazione del flusso di calore al suolo le condizioni di umidità del suolo stesso.

La somma dei flussi di calore latente λE e sensibile H è limitata dalla quantità di energia disponibile. Ai fini della definizione del flusso evapotraspirativo (e quindi della gestione della risorsa idrica) è fondamentale capire come tale energia è ripartita per generare le due forme di flusso turbolento, che possono anche essere considerate come il risultato di un'interazione tra la turbolenza ed i gradienti di temperatura ed umidità che si formano nello strato limite dell'atmosfera.

La stima del flusso di calore latente λE è ottenuta partendo dall'equazione di conservazione della componente media del vapore acqueo:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} = - \frac{\partial \overline{u_j' q'}}{\partial x_j} + \kappa_v \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x_j^2} \quad (1.46)$$

mentre la stima del calore sensibile H è data dalla rielaborazione dell'equazione di conservazione dell'entalpia rispetto alla componente media della temperatura potenziale:

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = - \frac{\partial \overline{u_j' \theta'}}{\partial x_j} + \kappa_T \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x_j^2} + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial \bar{R}_j}{\partial x_j} \quad (1.47)$$

Nelle equazioni (1.46) e (1.47) q indica l'umidità specifica, θ la temperatura potenziale, κ_v la diffusività molecolare per il vapore acqueo in aria secca, κ_T la diffusività termica molecolare dell'aria secca, ρ la densità dell'aria, c_p il calore specifico a pressione costante, t è la variabile temporale, mentre u_j , x_j e R_j sono rispettivamente la velocità del vento, la variabile spaziale e la componente del flusso radiativo lungo le tre direzioni ortogonali j . La barra $\bar{\quad}$ e l'apice $'$ indicano infine la componente media e quella turbolenta della grandezza cui sono associati.

Le equazioni (1.46) e (1.47) hanno una struttura molto simile. In esse i due termini al primo membro rappresentano rispettivamente la variazione temporale dello scalare e la componente avvertiva, il primo termine al secondo membro la componente turbolenta, il secondo termine la componente associata alla diffusione molecolare, ed infine, per la sola equazione (1.47), l'ultimo termine al secondo membro rappresenta la divergenza del flusso radiativo.

Nell'atmosfera le variazioni maggiori della velocità del vento, della temperatura e dell'umidità usualmente hanno luogo lungo la direzione verticale ed in prossimità della superficie, che può essere considerata come uno *strato limite* (concetto storicamente introdotto da Prandtl, 1904). Se si accetta tale schematizzazione, ne deriva che la scala orizzontale della maggior parte dei problemi in prossimità della superficie è molto maggiore della scala verticale, e quindi i gradienti orizzontali delle grandezze considerate e le velocità verticali sono trascurabili rispetto ai gradienti verticali ed alle velocità orizzontali.

Lo strato limite atmosferico (*Atmospheric Boundary Layer, ABL*) può essere definito come la parte inferiore dell'atmosfera dove la natura e le proprietà della superficie influiscono in maniera diretta sulla turbolenza. Anche se in condizioni atmosferiche normali sono numerosi i fattori che influenzano i fenomeni di trasporto nell'*ABL*, per numerosi problemi conviene considerare tale porzione dell'atmosfera nelle condizioni più semplici, cioè moto uniforme,

parallelo ad una superficie piana uniforme, ed intermedio tra il flusso ciclonico ed anticiclonico, governato da isobare rettilinee parallele ed equidistanti (Brutsaert, 1982).

In tale situazione le equazioni (1.46) e (1.47) possono essere semplificate di molto. L'equazione di conservazione della componente media del vapore acqueo diventa:

$$\kappa_v \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial z^2} - \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} = 0 \quad (1.48)$$

mentre l'equazione di conservazione dell'entalpia diventa:

$$-\frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} + \kappa_T \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial \bar{R}_z}{\partial z} = 0 \quad (1.49)$$

Le equazioni (1.48) e (1.49) possono essere ulteriormente semplificate. L'*ABL*, infatti, può essere suddiviso (Fig. 7) in una regione esterna, in cui il flusso è quasi indipendente dalla natura della superficie e determinato soprattutto dalle variazioni nella pressione atmosferica e dalla forza di Coriolis, e da una regione interna (o *substrato superficiale*), in cui si assume che le condizioni del moto sono assolutamente turbolente e che i flussi turbolenti verticali non cambiano in misura apprezzabile dal loro valore in superficie. Il substrato superficiale si estende ad altezze dal suolo dell'ordine di 10^1 m, ed in esso, conseguentemente all'assunzione di moto assolutamente turbolento, i termini di trasporto molecolare sono trascurabili. In tali condizioni, l'equazione (1.48) mostra che in assenza di condensazione il flusso è costante, e si ha:

$$\lambda E = \lambda \rho \overline{w'q'} \quad (1.50)$$

Similmente per il flusso di calore sensibile, in assenza di divergenza del flusso radiativo, si ha:

$$H = \rho c_p \overline{w'\theta'} \quad (1.51)$$

dove λ [J kg^{-1}] è il calore latente di vaporizzazione, w' [m s^{-1}] è la componente turbolenta della velocità verticale del vento, ρ è espresso in kg m^{-3} , c_p in $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$, θ in K e q è

adimensionale. Il valore medio del prodotto delle componenti turbolente delle due variabili rappresenta la covarianza statistica, misurabile soltanto attraverso misure ad alta frequenza.

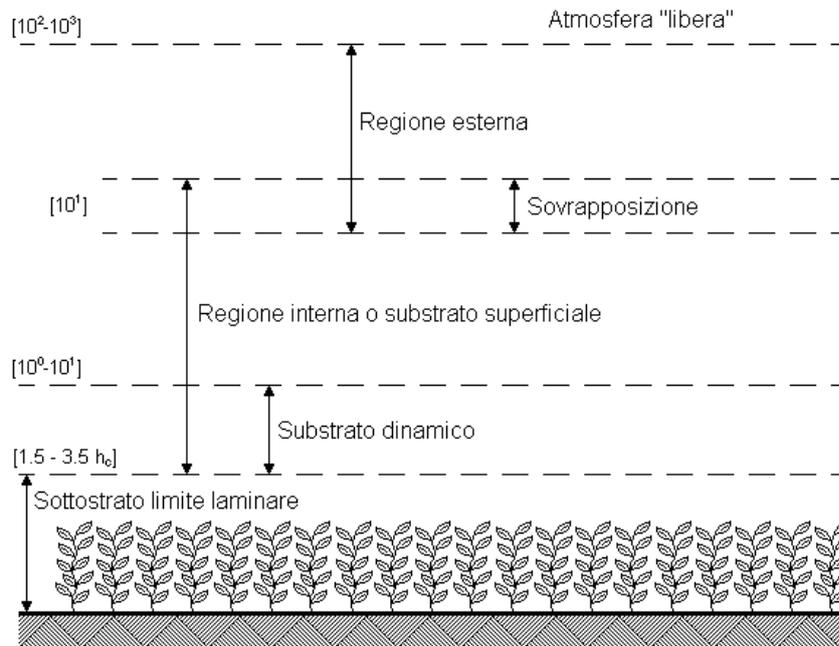


Figura 7. Schema dei diversi substrati che compongono lo strato limite atmosferico, con superficie piana e scabrezza data dalla sola presenza della vegetazione (tratto da: Brutsaert, 1982)

La definizione dei profili di flusso e delle equazioni di trasporto associate delle grandezze d'interesse nel substrato superficiale è di fondamentale importanza per la comprensione dei meccanismi di trasferimento turbolento e per la successiva modellazione numerica dei fenomeni atmosferici, laddove si richiede di correlare flussi incogniti (momenti del secondo ordine) a variabili note del modello (momenti del primo ordine). Si potrebbe pensare di ottenere una relazione che descriva i profili di flusso del calore latente e del calore sensibile integrando lungo l'asse verticale le equazioni (1.46) e (1.47), tuttavia la presenza dei termini turbolenti incogniti (le covarianze) rende impossibile eseguire tale operazione.

Il problema della *chiusura* delle equazioni di trasporto può essere risolto in modo relativamente semplice con un approccio parametrico basato sulle diffusività K (seguendo Bussinesq), che correlano le componenti turbolente al gradiente medio della grandezza lungo l'asse z .

In tal modo le equazioni (1.50) e (1.51) possono essere riscritte come:

$$\lambda E = \lambda \rho \overline{w'q'} = -\lambda \rho K_W \partial \bar{q} / \partial z \quad (1.52)$$

$$H = \rho c_p \overline{w'\theta'} = -\rho c_p K_H \partial \bar{\theta} / \partial z \quad (1.53)$$

con K_W diffusività per il vapore acqueo e K_H diffusività termica in condizioni assolutamente turbolente. L'approccio basato sulle diffusività può essere adottato anche per determinare il profilo di velocità del vento. La componente di sforzo tangenziale orizzontale τ_o , direttamente derivata dalle equazioni di Navier-Stokes scritte in funzione della componente media della velocità orizzontale u_o , è data dalla seguente equazione:

$$\tau_o = -\rho \overline{u'_o w'} = \rho K_M \partial \bar{u}_o / \partial z \quad (1.54)$$

dove la viscosità K_M ha le dimensioni di una velocità per una lunghezza, così da poter porre $K_M \sim u^* l$, con l lunghezza di mescolamento, pari a kz (ipotesi di Prandtl), con k costante di von Karman. Il termine u^* , di fondamentale importanza per la definizione delle condizioni di turbolenza, è la velocità d'attrito, definita come:

$$u^{*2} = \tau_o / \rho = -\overline{u'_o w'} \quad (1.55)$$

Sostituendo l'equazione (1.55) nella (1.54) si ottiene $\partial \bar{u}_o / \partial z = u^* / kz$, da cui è immediatamente derivata l'equazione del profilo del vento logaritmico:

$$\bar{u}_2 - \bar{u}_1 = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \quad (1.56)$$

in cui i pedici si riferiscono alle due diverse quote z_1 e z_2 al di sopra della superficie. Alternativamente, si può scrivere:

$$\bar{u}_0 = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_{0m}} \right) \quad z \gg z_{0m} \quad (1.57)$$

dove z_{0m} è una costante d'integrazione la cui dimensione è una lunghezza, e può essere considerata come un parametro di attrito. Per superfici scabre tale parametro è comunemente definito come:

$$z_{0m} = z_0 \quad (1.58)$$

dove z_0 è detta lunghezza d'attrito ed è teoricamente indipendente dal flusso, e funzione solo del tipo di superficie. La lunghezza d'attrito è un parametro che garantisce l'eguaglianza dei valori della velocità nella transizione dallo strato turbolento al sottostrato limite laminare (Fig. 7), in cui la vicinanza della superficie (che funge da parete) fa sì che la distribuzione verticale della velocità sia dettata dagli sforzi viscosi di Newton.

Un'ulteriore osservazione è data dal fatto che nelle equazioni (1.56) e (1.57) la definizione dell'origine dell'asse z non può avvenire univocamente, per la presenza sulla superficie di scabrezze di dimensione non uniforme. Per tale motivo si introduce una traslazione d (*zero plane displacement*) incognita dell'asse z , funzione delle caratteristiche di scabrezza della superficie.

L'equazione del profilo del vento medio logaritmico può dunque essere riscritta nel modo seguente:

$$\bar{u}_o = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad (1.59)$$

Poiché anche le diffusività K_W e K_H hanno le dimensioni di una velocità per una lunghezza, anche per esse si può considerare una proporzionalità rispetto a $u^* l$. Così, ponendo i parametri di scala:

$$q^* = -\frac{E}{\rho u^*} \quad (1.60)$$

$$\theta^* = -\frac{H}{\rho c_p u^*} \quad (1.61)$$

si possono ottenere le equazioni dei profili logaritmici dell'umidità specifica media e della temperatura potenziale media:

$$\bar{q}_s - \bar{q} = \frac{q^*}{a_v k} \ln\left(\frac{z-d}{z_{0v}}\right) = \frac{E}{a_v k \rho u^*} \ln\left(\frac{z-d}{z_{0v}}\right) \quad z \gg z_{0v} \quad (1.62)$$

$$\bar{\theta}_s - \bar{\theta} = \frac{\theta^*}{a_h k} \ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) = \frac{H}{a_h k \rho c_p u^*} \ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) \quad z \gg z_{0h} \quad (1.63)$$

Nelle due equazioni precedenti \bar{q}_s e $\bar{\theta}_s$ indicano i valori dell'umidità specifica media e della temperatura potenziale media sulla superficie, a_v e a_h sono rispettivamente i rapporti tra la costante di Karman per il vapore acqueo k_v e per il calore sensibile k_h con la costante di Karman per la velocità k , z_{0v} e z_{0h} infine sono le lunghezze d'attrito per il vapore acqueo e per il calore sensibile. I termini a_v e a_h possono generalmente essere posti pari a 1, mentre i valori dei termini z_{0v} e z_{0h} sono di più difficile determinazione. Talvolta si è posto $z_{0v}=z_{0h}=z_{0m}$, ma tale assunzione può condurre ad errori considerevoli (Brutsaert, 1982).

L'assunzione implicita nelle equazioni (1.59), (1.62) e (1.63) è che il trasporto verticale sia dovuto esclusivamente alla fluttuazione turbolenta, senza che vi siano componenti di trasporto convettivo. Ciò è vero nel cosiddetto *substrato dinamico* (Fig. 7), in cui l'atmosfera è in condizioni di equilibrio indifferente o condizioni neutri. Il substrato dinamico può essere definito come quella regione dell'atmosfera abbastanza distante dalla superficie affinché il moto non sia in alcun modo affetto da fenomeni viscosi e dalla scabrezza di singoli elementi, ma non così lontano da subire gli effetti della forza di Coriolis e delle spinte di galleggiamento dovute alla stratificazione atmosferica.

In condizioni dell'atmosfera neutri il substrato dinamico si espande fino a coincidere con il substrato superficiale, ed i profili reali delle componenti medie della velocità del vento, dell'umidità specifica e della temperatura potenziale sono quelli logaritmici. Nelle condizioni generali di non-neutralità, nella parte del substrato superficiale non coincidente con il substrato dinamico si deve tenere conto anche delle spinte di galleggiamento risultanti dall'effettivo gradiente verticale di densità. Grazie alle analisi di similarità, è possibile formulare l'effetto dovuto al galleggiamento in termini di variabili adimensionali. In particolare Monin & Obukhov (1954) hanno ipotizzato che le condizioni di stabilità

atmosferiche possano essere definite tramite una grandezza avente come unità di misura una lunghezza:

$$L = -\frac{\rho u_*^3}{\frac{kg}{c_p T} H} \quad (1.64)$$

Nell'equazione (1.64) il termine L è definito lunghezza di Monin-Obukhov. Se $L < 0$, si ha flusso di calore verso l'alto e quindi condizioni di instabilità, se $L > 0$, si ha flusso di calore verso il basso e quindi condizioni di stabilità, se infine $L = \infty$, si ha flusso di calore nullo ed equilibrio indifferente.

In condizioni generali di non-neutralità le equazioni differenziali da cui derivano le equazioni (1.59), (1.62) e (1.63) diventano:

$$\frac{k}{u_*} \frac{z-d}{\partial z} \frac{\partial \bar{u}_o}{\partial z} = \phi_m \zeta \quad (1.65a)$$

$$\frac{k}{q_*} \frac{z-d}{\partial z} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \phi_q \zeta \quad (1.65b)$$

$$\frac{k}{\theta_*} \frac{z-d}{\partial z} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \phi_\theta \zeta \quad (1.65c)$$

dove $\zeta = z/L$ e le funzioni $\phi_m(\zeta)$, $\phi_q(\zeta)$ e $\phi_\theta(\zeta)$ hanno forme diverse, essendo diverse le modalità di trasporto di quantità di moto, calore ed umidità, anche se, dovendosi ottenere per il caso di $L = \infty$ atmosfera neutrale, sarà $\phi_m(0) = 1$, $\phi_q(0) = a_v^{-1}$ e $\phi_\theta(0) = a_h^{-1}$.

Integrando le equazioni (1.65) si ottengono:

$$\bar{u}_2 - \bar{u}_1 = \frac{u_*}{k} \int_{z_1/L}^{z_2/L} \phi_m \zeta \frac{dx}{x} \quad (1.66a)$$

$$\bar{q}_1 - \bar{q}_2 = \frac{E}{\rho k u_*} \int_{z_1/L}^{z_2/L} \phi_q \zeta \frac{dx}{x} \quad (1.66b)$$

$$\bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2 = \frac{H}{\rho c_p k u^*} \int_{z_1/L}^{z_2/L} \phi_\theta \, x \frac{dx}{x} \quad (1.66c)$$

Introducendo le definizioni:

$$\Psi_m \, \zeta = \int_0^\zeta \left[1 - \phi_m \, x \right] \frac{dx}{x} \quad (1.67a)$$

$$\Psi_q \, \zeta = \int_0^\zeta \left[1 - a_v \phi_q \, x \right] \frac{dx}{x} \quad (1.67b)$$

$$\Psi_\theta \, \zeta = \int_0^\zeta \left[1 - a_h \phi_\theta \, x \right] \frac{dx}{x} \quad (1.67c)$$

le equazioni (1.66) possono essere riscritte nella forma:

$$\bar{u}_o = \left[\frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \Psi_m \, \zeta \right] \quad (1.68a)$$

$$\bar{q}_s - \bar{q} = \frac{E}{a_v k u^* \rho} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0v}} \right) - \Psi_q \, \zeta \right] \quad (1.68b)$$

$$\bar{\theta}_s - \bar{\theta} = \frac{H}{a_h k u^* \rho c_p} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0h}} \right) - \Psi_\theta \, \zeta \right] \quad (1.68c)$$

Le equazioni (1.68), insieme alla definizione della lunghezza di Monin-Obukhov, formano un sistema di quattro equazioni in quattro incognite (E , H , u^* e L), risolvibile effettuando misure a due livelli di \bar{u}_o , \bar{q} e $\bar{\theta}$. La forma delle funzioni di correzione per la stabilità dell'atmosfera è ricavata sperimentalmente. In particolare, in condizioni di instabilità atmosferica si può porre:

$$\Psi_m \zeta = 2 \ln \left[\frac{1+x}{2} \right] + \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2} \quad (1.69a)$$

$$\Psi_q \zeta = \Psi_\theta \zeta = 2 \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \right] \quad (1.69b)$$

con $x=(1-16\zeta)^{1/4}$. In condizioni di stabilità si ha invece:

$$\Psi_m \zeta = -\beta_m \zeta - \zeta_{0m} \quad (1.70a)$$

$$\Psi_q \zeta = -\beta_q \zeta - \zeta_{0v} \quad (1.70b)$$

$$\Psi_\theta \zeta = -\beta_\theta \zeta - \zeta_{0h} \quad (1.70c)$$

dove i termini ζ_{0m} , ζ_{0v} e ζ_{0h} sono in genere trascurabili, e dove per $0 < \zeta < 1$ e per $k=0.41$ si può porre $\beta_m=\beta_q=\beta_\theta=0.52$ (Webb, 1970).

CAPITOLO II

Il telerilevamento satellitare

Il telerilevamento (*remote sensing*) è l'insieme delle tecnologie che permettono di acquisire informazioni su un oggetto senza entrare in contatto diretto con esso. Tali tecnologie sono basate sulla misurazione, mediante sensori, della radiazione elettromagnetica che, generata da un'opportuna sorgente (o dall'oggetto stesso), interagisce con l'oggetto modificandosi. Analizzando e interpretando tali misure di campo elettromagnetico è possibile risalire a proprietà di interesse dell'oggetto (Calcagno et al., 2005). Se l'oggetto che emette e riflette le radiazioni elettromagnetiche è la superficie terrestre, allora dalle misure di campo è possibile risalire alla stima spazio-temporale di numerose grandezze idrologiche. Qualunque corpo, infatti, se caratterizzato da un valore di temperatura superiore allo zero assoluto, emette radiazioni elettromagnetiche proprie, che dipendono dalla sua temperatura e dalle caratteristiche fisiche, chimiche e geometriche della sua superficie, mentre riflette, assorbe o trasmette le radiazioni elettromagnetiche provenienti dalle sorgenti esterne.

Le tecniche di telerilevamento rappresentano una grande potenzialità per lo sviluppo dell'idrologia, soprattutto perché esse offrono l'opportunità di ottenere misure direttamente distribuite di diverse grandezze. Il rapido sviluppo delle tecniche di *remote sensing* ha

condotto alla stima su vaste aree di numerose variabili idrologiche, alcune delle quali non sono generalmente misurabili tramite l'utilizzo di tecniche tradizionali.

A partire dalle caratteristiche radiative della superficie terrestre a diverse lunghezze d'onda, derivate dalle osservazioni dei sensori operanti a bordo di piattaforme satellitari, è possibile determinare i parametri d'interesse per la modellazione a larga scala del bilancio energetico alla superficie e dell'idrologia superficiale (ad esempio usi del suolo, indici di vegetazione, estensione della copertura nivale, temperatura superficiale, flussi radiativi e umidità superficiale). In particolare, nell'ultimo decennio molti metodi sono stati sviluppati per la modellazione distribuita delle componenti del bilancio energetico, con particolare riferimento all'evapotraspirazione, aprendo nuove prospettive anche rispetto al tema della gestione delle risorse idriche in condizioni di siccità.

Nonostante le grandi potenzialità offerte dal telerilevamento, l'idrologia applicata appare generalmente ancora restia all'utilizzo delle immagini da *remote sensing* come fonte affidabile di dati, sia perché le tecniche ed i dati già esistenti si sono rivelati soddisfacenti solo per applicazioni limitate, sia perché l'acquisizione ed il trattamento delle immagini non è ancora sufficientemente semplice ed economico, sia infine perché nel telerilevamento applicato all'idrologia esistono allo stato dell'arte numerosi aspetti da approfondire, che tuttavia rendono questo campo di ricerca particolarmente affascinante. La maggior parte dei progressi nell'uso del telerilevamento è avvenuta in nuove aree di sviluppo dell'analisi idrologica, dove i metodi esistenti si sono rivelati non soddisfacenti o limitanti, o dove i dati a disposizione sono mal distribuiti e/o insufficienti (problema tipico dell'analisi del fenomeno siccitoso, che si sviluppa su superfici estese ed in tempi lunghi).

2.1 Sensori satellitari e tipologia di dati telerilevati

Molteplici sono i sensori operanti a bordo di piattaforme satellitari in orbita bassa in grado di fornire dati utili per la stima di variabili idrologiche di stato su vaste aree, quali, ad esempio, la temperatura superficiale, il contenuto idrico del suolo, la copertura nevosa, la copertura vegetale.

Una prima distinzione tra i vari sensori può essere effettuata in base alla porzione dello spettro elettromagnetico utilizzata, in funzione della quale si hanno due classi principali: i sensori ottici (caratterizzati da lunghezze d'onda nanometriche e/o micrometriche) e quelli a microonde (caratterizzati da lunghezze d'onda millimetriche e/o centimetriche). I sensori,

inoltre, possono essere attivi o passivi: i primi, dotati di una sorgente di radiazione propria, effettuano la misura della radiazione elettromagnetica proveniente dall'oggetto, quale risposta alla radiazione prodotta dal sensore stesso, mentre i secondi, detti anche radiometri, si basano sul rilevamento della radiazione naturalmente riflessa o emessa dall'oggetto investigato. radiometri in grado di effettuare misure in diverse porzioni dello spettro elettromagnetico, e quindi in grado di misurare contemporaneamente e in maniera separata la radiazione emessa e riflessa dalla Terra, sono detti radiometri multispettrali.

Nel caso dei sensori a microonde attivi, di rilievo è la possibilità di sfruttare il movimento del satellite per sintetizzare aperture d'antenna molto maggiori rispetto alle loro dimensioni fisiche e, di conseguenza, raggiungere risoluzioni spaziali dell'ordine della decina di metri, mentre nel caso dei sensori a microonde passivi la risoluzione spaziale, essendo limitata dalle dimensioni fisiche dell'antenna, è dell'ordine della decina di km.

In tabella 3 e nelle figure 8 e 9 sono mostrate le principali caratteristiche dei sensori ottici più comunemente utilizzati nell'ambito della ricerca idrologica.

Piattaforma/ Sensore	Regione Spettrale	Numero di bande	Range spettrale [μm]	Risoluzione spettrale [nm]	Risoluzione spaziale [m]	Tempo di rivisitazione [giorni]
NOAA/ AVHRR	VNIR	2	0.58 ÷ 1.0	100, 275	1100	1
	TIR	2	10.30 ÷ 12.50	1000	1100	1
TERRA/ MODIS	VNIR	4	0.459 ÷ 0.876	20, 35, 50	250, 500	1
	SWIR	3	1.23 ÷ 2.155	20, 24, 50	500	1
	TIR	15	3.929 ÷ 14.385	60, 65, 67, 100, 180, 300, 360, 500	1000	1
TERRA/ ASTER	VNIR	3 (+1 backward)	0.52 ÷ 0.86	60, 80, 100	15	16
	SWIR	6	1.6 ÷ 2.43	40, 50, 70, 100,	30	16
	TIR	5	8.125 ÷ 11.65	350, 700	90	16
LANDSAT5/ TM	VNIR	4	0.45 ÷ 0.9	60, 70, 80, 140	30	16
	SWIR	2	1.55 ÷ 2.35	200, 270	30	16
	TIR	1	10.4 ÷ 12.5	2100	120	16

Tabella 3. Caratteristiche dei principali sensori ottici utilizzati per la stima spazio-temporale di grandezze idrologiche

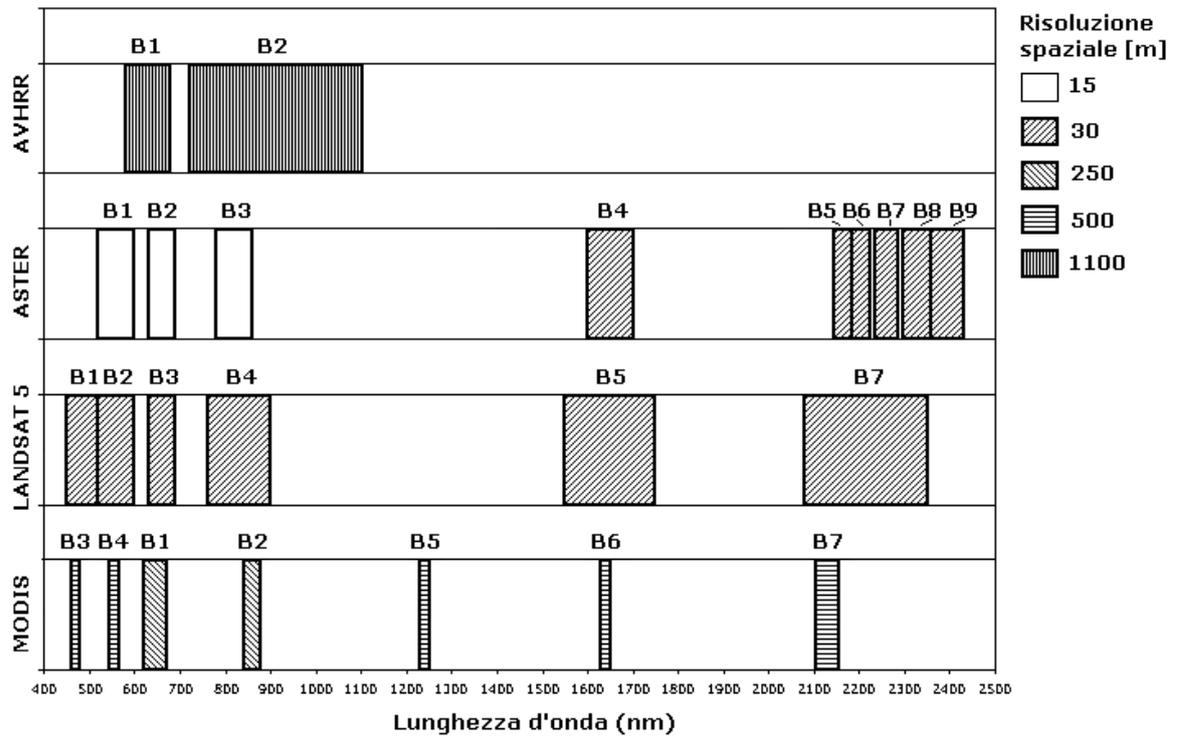


Figura 8. Confronto tra le risoluzioni spaziali e spettrali dei principali sensori ottici utilizzati per la stima di grandezze idrologiche, operanti nel visibile e nel vicino infrarosso

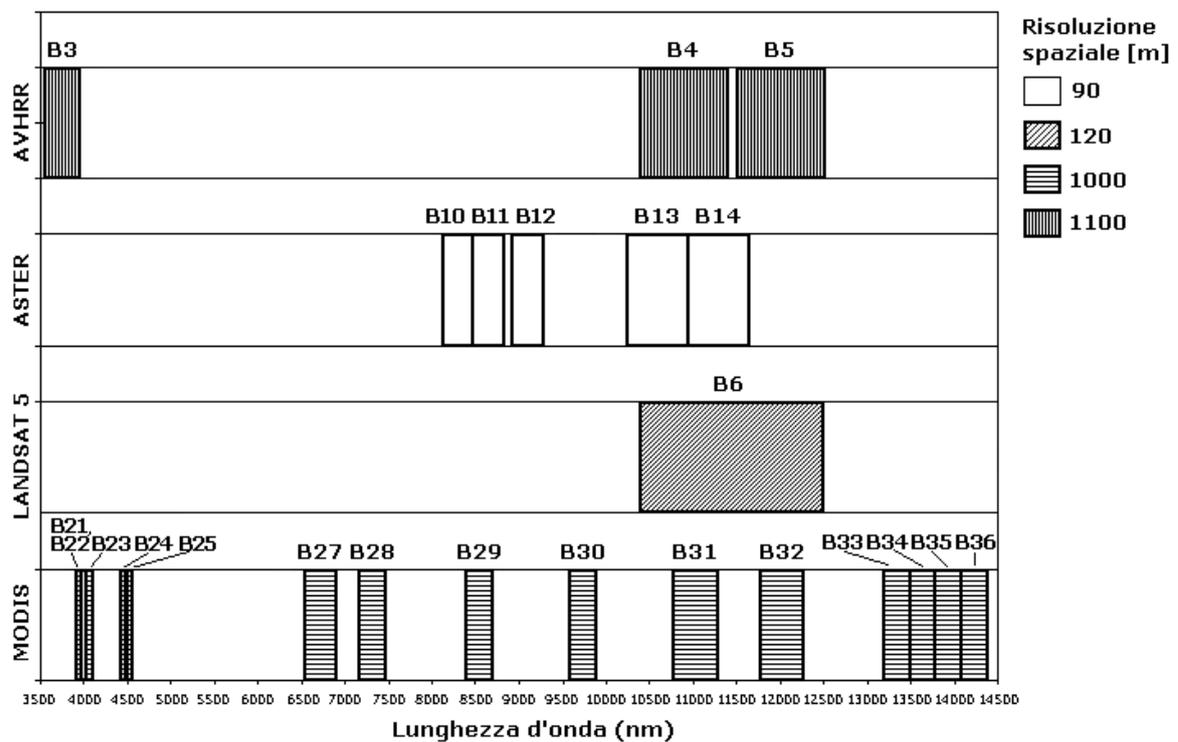


Figura 9. Confronto tra le risoluzioni spaziali e spettrali dei principali sensori ottici utilizzati per la stima di grandezze idrologiche, operanti nell'infrarosso termico

Tra i sensori a microonde passivi utilizzabili a scopo idrologico sono da menzionare:

- l'AMSR (*Advanced Microwave Scanning Radiometer*), un radiometro passivo a microonde operante dal 2001 con 6 frequenze e 12 canali, che misura in doppia polarizzazione orizzontale e verticale temperature di brillantezza alle frequenze di 6.9 GHz, 10.7 GHz, 18.7 GHz, 23.8 GHz, 36.5 GHz, e 89.0 GHz, con una risoluzione spaziale che varia dai 5.4 km a 89 GHz a 56 km a 6.9 GHz. Il suo canale a 6.9 GHz si dimostra promettente per la stima del contenuto idrico del suolo in regioni a basso livello di copertura vegetale;
- la futura missione ESA SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) sarà in grado di effettuare misure in doppia polarizzazione in banda L (1.4 GHz) in un intervallo di angoli di incidenza, consentendo in tal modo di ottenere stime non solo dell'umidità del suolo ma anche del contenuto idrico della vegetazione. Lo scotto da pagare è purtroppo legato anche in questo caso alla bassissima risoluzione spaziale che sarà dell'ordine dei 50 km al suolo.

Per i sensori a microonde attivi, quelli maggiormente utilizzati sono i seguenti:

- il SAR (*Synthetic Aperture Radar*), uno dei due radar del sensore AMI (Active Microwave Instrument) montato a bordo dei satelliti ERS1 (lanciato nel luglio del 1991 e la cui operatività è terminata a marzo del 2000) ed ERS2 (lanciato ad aprile del 1995 e tuttora operativo), entrambi dell'Agenzia Spaziale Europea, operante in polarizzazione verticale in banda C alla frequenza centrale di 5.3 GHz, con angolo di incidenza pari a 23°, tempo di rivisitazione pari a 35 giorni e risoluzione geometrica variabile tra 10 e 30 m.
- l'ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*), a bordo del satellite ENVISAT dell'Agenzia Spaziale Europea (lanciato nel marzo del 2002 e tuttora operativo), operante in doppia polarizzazione in banda C (5.331 GHz), con angolo di incidenza variabile tra 15° e 45°, tempo di rivisitazione pari a 35 giorni, risoluzione geometrica variabile tra 30 e 150 m, può essere visto come una versione avanzata del SAR su ERS1 ed ERS2.
- il SAR a bordo del satellite canadese Radarsat (lanciato nel novembre del 1995 e tuttora operativo), operante in polarizzazione orizzontale in banda C alla frequenza centrale di 5.3 GHz, con angolo di incidenza variabile tra 10° e 59°, tempo di rivisitazione pari a 24 giorni e risoluzione geometrica variabile tra 8 e 100 m.

- il SAR a bordo del satellite giapponese JERS (lanciato nel novembre del 1995), operante in polarizzazione orizzontale in banda L alla frequenza centrale di 1.275 GHz, con angolo di incidenza di 35°, tempo di rivisitazione pari a 44 giorni e risoluzione geometrica di 18 m.

Per quanto riguarda le tecnologie operative, nel caso dei sensori ottici, esistono sistemi fotografici, che acquisiscono dati di telerilevamento tramite l'impressione di una pellicola fotografica ottenuta mediante un sistema ottico focalizzante (telescopio) e sistemi elettro-ottici che utilizzano, al posto della pellicola, allineamenti (*arrays*) di piastrine di materiale fotosensibile, la cui grandezza rilevabile in uscita (tensione o corrente elettrica) è proporzionale alla radiazione incidente al sensore. Nel caso dei sensori a microonde, i sistemi sono costituiti da antenne, trasmettitori, ricevitori e rivelatori della radiazione elettromagnetica (sistemi radar).

I sensori sono installati su diversi tipi di piattaforme: esistono piattaforme terrestri poste direttamente sulla superficie terrestre, piattaforme aeree (aerei, elicotteri e palloni aerostatici) e piattaforme spaziali, orbitanti attorno alla Terra, tra le quali le più utilizzate sono i satelliti.

I veicoli spaziali sono caratterizzati da un moto di rivoluzione intorno alla Terra, che permette l'osservazione di vaste aree della superficie terrestre in tempi molto brevi. Le missioni compiute da tali veicoli possono essere di tipo episodico, quali le missioni dello Space Shuttle, o operanti con continuità, come i satelliti eliosincroni e geostazionari quali, rispettivamente, i satelliti della NOAA e i satelliti METEOSAT.

I sistemi satellitari presentano molti vantaggi rispetto alle altre piattaforme sopra menzionate, poiché forniscono una visione sinottica della superficie terrestre attraverso l'osservazione di aree su vasta scala in singole immagini, in modo ripetuto nel tempo, consentendone il monitoraggio continuo e, soprattutto, risultano economicamente convenienti.

I satelliti sono caratterizzati da orbite specifiche, scelte in funzione degli obiettivi preposti dalle missioni. In base all'orbita i satelliti si possono differenziare in geostazionari ed eliosincroni, indicando con i primi quei sistemi orbitanti sul piano equatoriale ad una quota di circa 36000 km, mantenendo costante la posizione rispetto ad una specifica porzione della superficie terrestre, e con i secondi i sistemi operanti su orbite di tipo polare, ad una quota inferiore ai 1000 km, che permette l'osservazione della Terra nella sua globalità, fornendo informazioni relative alle specifiche aree allo stesso tempo solare locale.

La configurazione orbitale geostazionaria è caratterizzata da una velocità di rivoluzione del satellite intorno alla Terra, pari, per intensità e verso, al moto di rotazione della Terra stessa

intorno al proprio asse, permettendo l'osservazione della stessa porzione di superficie terrestre con possibilità di alta ripetitività temporale di ripresa. In tal modo questi satelliti sono ottimali per il monitoraggio continuo di specifiche aree, risultando fondamentali soprattutto per applicazioni finalizzate alla previsione meteorologica.

Per le applicazioni ambientali di carattere non meteorologico sono generalmente privilegiate orbite di tipo polare ed eliosincrone, poiché permettono di ottenere misurazioni accurate dei parametri di interesse, favorite dalla maggiore vicinanza dei satelliti alla superficie terrestre, ed inoltre permettono di acquisire informazioni sulle zone polari, non rilevabili con i satelliti geostazionari.

Nello studio dell'evapotraspirazione, particolare importanza rivestono i sensori ottici, mediante i quali è possibile ottenere delle stime distribuite di una serie di variabili, che ne permettono la determinazione. Nel seguito saranno analizzati in dettaglio i sistemi satellitari utilizzati nel presente lavoro di tesi.

2.1.1 Il sensore AVHRR

Uno dei sensori maggiormente utilizzati in applicazioni ambientali è l'AVHRR, acronimo di *Advanced Very High Resolution Radiometer*, montato a bordo dei satelliti della serie NOAA, gestiti agenzia statunitense *National Oceanic and Atmospheric Administration*.

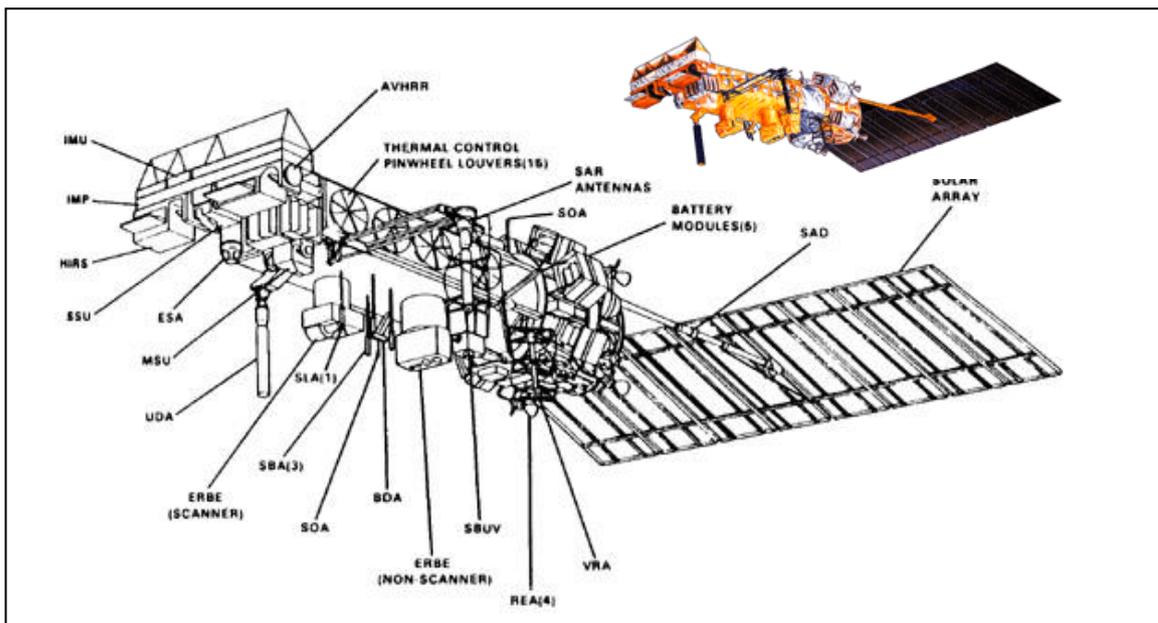


Figura 10. Schema della strumentazione a bordo dei satelliti della serie NOAA

Il primo satellite della serie, chiamato NOAA-6, è stato lanciato nel 1979 e ad esso sono succeduti numerosi altri satelliti, fino ad arrivare al NOAA-18 di ultima generazione. Tali satelliti sono tutti caratterizzati da un'orbita di tipo quasi polare ed eliosincrona, ad una quota compresa tra 830 e 870 km sulla superficie terrestre. Essi effettuano la scansione dell'intera superficie terrestre ogni 24 ore, con frequenza di osservazione della stessa area di circa 12 ore, compiendo traiettorie ascendenti di giorno e discendenti di notte.

Il sensore AVHRR è costituito da un'apparecchiatura capace di rilevare la radiazione elettromagnetica proveniente dalla superficie terrestre, mediante uno specchio ellittico all'interno di un telescopio di 20.32 cm (8 pollici) di diametro. La radiazione rilevata è riflessa verso un sistema ottico in cui i separatori dicroici del raggio filtrano le diverse lunghezze d'onda della radiazione in più canali, ciascuno dei quali fornisce dati in una ristretta banda spettrale. In particolare, i sensori AVHRR a bordo dei satelliti fino al NOAA-14 forniscono immagini in 5 bande spettrali, mentre quelli montati sul satellite NOAA-15 e successivi, chiamati AVHRR/3, sono caratterizzati da 6 canali: i primi tre operanti nella regione dello spettro visibile e vicino infrarosso, i restanti tre nell'infrarosso medio e nell'infrarosso termico. In tabella 4 si riportano le lunghezze d'onda caratteristiche dei diversi canali.

Canali sensore	Lunghezza d'onda [μm]
CH1	Visibile (0.58 - 0.68)
CH2	Vicino infrarosso o infrarosso riflesso (0.725 - 1.1)
CH3A	Vicino infrarosso o infrarosso riflesso (1,58 - 1,64)
CH3B	Medio infrarosso (3,55 - 3,93)
CH4	Lontano infrarosso o infrarosso termico (10.3 - 11.3)
CH5	Lontano infrarosso o infrarosso termico (11,5 - 12,5)

Tabella 4. Caratteristiche spettrali dei canali del sensore AVHRR

Sebbene l'AVHRR/3 sia un radiometro a sei canali, soltanto cinque di essi sono trasmessi a Terra contemporaneamente, poiché i canali 3A e 3B non possono funzionare simultaneamente. I sensori sono calibrati in modo tale che ad una data ampiezza del segnale corrisponda un preciso valore di radiazione elettromagnetica. Tale segnale, rilevato ad una frequenza di 40 kHz, è successivamente convertito in valori binari a 10 bit, utilizzando per la

discretizzazione dei valori di radiazione numeri digitali (*Digital Number*) compresi tra 0 e 1023.

I dati AVHRR sono archiviati in tre diversi formati:

- HRPT - *High Resolution Picture Transmission*;
- LAC - *Local Area Coverage*;
- GAC - *Global Area Coverage*.

I dati in formato HRPT sono immagini alla risoluzione massima del sensore, pari a circa 1.1 km in corrispondenza del nadir. Esse sono trasmesse direttamente dal satellite alle stazioni riceventi, dislocate in diverse parti della superficie terrestre. I dati in formato LAC sono anch'essi caratterizzati da una risoluzione nominale spaziale di 1.1 km al nadir, ma, a differenza dei precedenti, sono registrati direttamente a bordo delle piattaforme satellitari e inviati successivamente a due stazioni riceventi statunitensi. Infine i dati GAC sono il risultato del ricampionamento dei dati dalla risoluzione massima di 1.1 km alla risoluzione di 4 km e sono utilizzati in applicazioni che richiedono informazioni alla scala globale dell'intera superficie terrestre.

Pre-processing e georeferenziazione

I dati grezzi rilevati dal sensore, denominati *Level 1a*, sono sottoposti ad una serie di operazioni preliminari (*pre-processing*), consistenti nell'aggiunta alle immagini originarie dei coefficienti di calibrazione dello strumento e informazioni riguardanti i parametri orbitali e geometrici. Il risultato di tale completamento è il *Level 1b*, fornito dalle agenzie che gestiscono la distribuzione delle immagini AVHRR. Quest'ultimo è il livello più utilizzato poiché consente di implementare procedure automatiche di georeferenziazione e calibrazione delle immagini, agevolando inoltre il recupero di informazioni fondamentali (ora e giorno del passaggio del satellite, angolo di incidenza dei raggi solari, angolo zenitale del satellite, etc.) da utilizzare successivamente come input nei modelli di simulazione.

La georeferenziazione delle immagini può essere effettuata mediante l'utilizzo di punti di controllo a Terra (GCP – *Ground Control Point*) caratterizzati da coordinate note nel sistema di riferimento in cui si vuole proiettare l'immagine. La procedura di registrazione comporta azioni di deformazione (*warping*) e di ricampionamento (*resampling*): la prima azione ha lo scopo di adattare l'immagine satellitare alle coordinate geografiche attribuite con i punti di

controllo, mentre la seconda mira alla ricostruzione del contenuto radiometrico originario relativamente ai pixel dell'immagine deformata.

Il *warping* può essere effettuato secondo diverse metodologie, tra le quali le più utilizzate sono il metodo RST (*Rotation, Scaling and Translation*), quello polinomiale e quello della triangolazione di Delaunay. I tre metodi differiscono per numero minimo di GCP necessari e per livello di accuratezza: il metodo RST necessita di almeno 3 punti ed è il più semplice, ma il più impreciso, mentre il metodo della triangolazione è il più accurato. È buona norma controllare che l'errore associato alla procedura di georeferenziazione, espresso come distanza in pixel tra il GCP cartografico di riferimento ed il relativo GCP ritrasformato in fase di rettifica, si mantenga al di sotto dell'unità.

Le tecniche di *resampling* più utilizzate sono il metodo del *nearest neighbor*, la tecnica bilineare e la convoluzione cubica. La differenza sostanziale tra le tre metodologie consiste nel metodo di interpolazione tra i pixel, assente nel *nearest neighbor*, secondo cui al pixel proiettato si attribuisce il valore del pixel più vicino nell'immagine originaria.

I limiti dell'applicazione delle metodologie sopra esposte alle immagini AVHRR risiedono nella risoluzione a Terra delle stesse, che limitano l'identificazione accurata dei GCP: gli unici punti che si possono identificare con un certo livello di accuratezza sono i promontori lungo la linea di costa, ma difficilmente si riesce ad individuare un GCP in aree interne del territorio. Per tale motivo, spesso si preferisce utilizzare i parametri geometrici memorizzati nell'immagine *Level 1b*, per ricavare le coordinate geografiche associate ad ogni pixel, e selezionare, quindi, una griglia regolare di GCP con le coordinate corrispondenti. Tale metodo dà risultati soddisfacenti, soprattutto se la regione di interesse ricade nella parte centrale della scena AVHRR, condizione che si verifica quando il satellite si trova al nadir dell'area di interesse al momento del campionamento. Inoltre, questa è la condizione ottimale di ripresa, in quanto la risoluzione è massima nella parte centrale dell'immagine e diminuisce man mano che ci si allontana verso le zone periferiche.

Calibrazione

La calibrazione di un radiometro satellitare consiste nella ricerca della funzione di trasferimento tra numeri digitali registrati dallo strumento e la radianza spettrale della scena per tutti i canali del sensore. Nella regione del visibile dello spettro elettromagnetico la calibrazione è effettuata a Terra, prima del lancio del satellite (*pre-launch calibration*),

mediante uno strumento a forma di sfera (Hovis & Knoll, 1983), in genere del diametro di 102 cm (40 pollici), usata come fonte di illuminazione nel visibile. Ogni sensore AVHRR è sottoposto a calibrazione ad intervalli di tempo non superiori all'anno, prima di essere lanciato in orbita e cercando di effettuare l'ultima calibrazione in un periodo quanto più vicino possibile alla data del lancio. Maggiori dettagli sulle operazioni tecniche e sugli strumenti utilizzati nella calibrazione del sensore AVHRR antecedente la messa in orbita del satellite sono riportati in Rao, 1987. I risultati della calibrazione sono riportati in una forma semplice di regressione lineare tra il segnale elettrico misurato dal sensore, espresso in numeri a 10 bit, e l'albedo della sfera a differenti livelli di illuminazione:

$$\alpha_i = S_i \cdot DN_{10i} + I_i \quad (2.1)$$

in cui si è indicato con α_i l'albedo o riflettanza nel canale i-esimo [%], con DN_{10i} il numero digitale a 10 bit e con S_i ed I_i rispettivamente il guadagno e l'intercetta della relazione esistente tra le due grandezze precedenti per il canale i-esimo. Una peculiarità del sensore AVHRR/3 è l'utilizzo di due differenti equazioni per la calibrazione dei canali nel visibile e infrarosso vicino, utilizzate per migliorare la risoluzione radiometrica in corrispondenza dei valori bassi di albedo:

$$\begin{cases} \alpha_i = S_{1i} \cdot DN_{10i} + I_{1i} & \text{per } DN_{10i} \leq 500 \\ \alpha_i = S_{2i} \cdot DN_{10i} + I_{2i} & \text{per } DN_{10i} > 500 \end{cases} \quad (2.2)$$

a cui corrispondono, per i primi tre canali, i *range* di albedo riportati nella tabella 5:

Canali sensore	Range Albedo [%]	Digital Number
CH1	0 – 25	0 – 500
	26 – 100	501 – 1000
CH2	0 – 25	0 – 500
	26 – 100	501 – 1000
CH3A	0 – 12.5	0 – 500
	12.6 – 100	501 – 1000

Tabella 5. Range di albedo per i canali nel visibile e vicino infrarosso del sensore AVHRR/3

I canali del visibile e vicino infrarosso sono soggetti ad un degrado successivo alla messa in orbita del satellite. L'assenza di strumenti di calibrazione per questi canali rende quindi necessario lo sviluppo di tecniche per la calibrazione posteriore al lancio (*post launch calibration*). Sono state proposte diverse tecniche di calibrazione (Rao & Chen, 1995) che utilizzano aree terrestri radiometricamente stabili, come i deserti, per la taratura periodica dello strumento. I risultati delle calibrazioni sono pubblicati periodicamente sul sito del *National Environmental Satellite Data and Information Service* (NESDIS), e inclusi nelle immagini di tipo *Level 1b*. Quindi per ottenere l'albedo al sensore relativa ad una specifica immagine occorre applicare le equazioni (2.2) con i coefficienti aggiornati, forniti con l'immagine stessa. In tabella 6 si mostrano i coefficienti di calibrazione ottenuti prima del lancio del satellite NOAA-AVHRR.

Canali sensore	Digital Number	Guadagno	Intercetta [%]
CH1	0 – 500	0.0523	-2.016
	501 – 1000	0.1528	-51.9
CH2	0 – 500	0.0513	-1.943
	501 – 1000	0.1510	-51.77
CH3A	0 – 500	0.0287	-2.043
	501 – 1000	0.1806	-78.03

Tabella 6. Coefficienti di calibrazione antecedenti al lancio del satellite per i canali nel visibile e vicino infrarosso del sensore AVHRR/3

Nella regione dell'infrarosso termico, la calibrazione è effettuata a bordo mediante la misura della temperatura di cavità situate nel sensore. Tali cavità, che riproducono bene il comportamento di corpi neri, sono considerate come sorgenti di radiazione all'infrarosso. Il sensore riprende in maniera sequenziale tre bersagli, considerati come corpi neri: un bersaglio freddo, ad una temperatura intorno ai 95 K rappresentante lo spazio, un corpo nero esterno al sensore, che riproduce la Terra, e un bersaglio interno di calibrazione, seguendo sempre la stessa sequenza, come mostrato in figura 11.

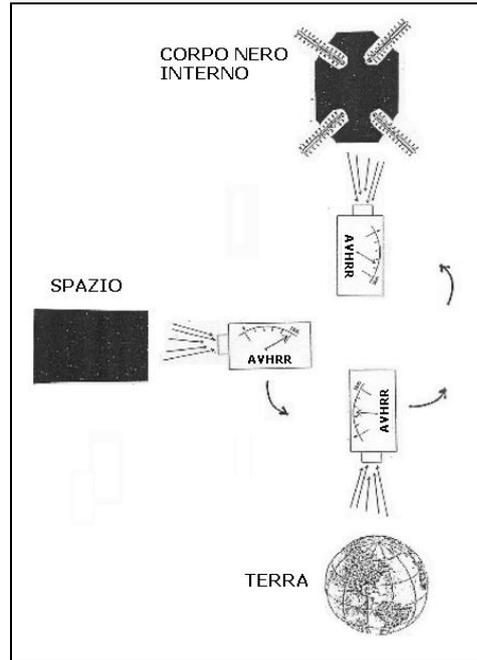


Figura 11. Sequenza di calibrazione termica del sensore AVHRR/3.

A partire dai valori digitali forniti dal sensore, la stima della radianza è ottenuta attraverso un legame quadratico del tipo:

$$N_{Ei} = a_{0i} + a_{1i}DN_{10i} + a_{2i}DN_{10i}^2 \quad (2.3)$$

in cui si è indicato con N_{Ei} [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{cm}$] la radianza emessa dalla superficie terrestre nel canale i -esimo, e con a_{0i} , a_{1i} e a_{2i} i coefficienti di calibrazione.

A partire dalla serie satellitare NOAA-15 i valori aggiornati dei coefficienti sono inclusi nelle immagini *Level 1b*. Infine, per convertire la radianza stimata mediante l'equazione (2.3) in valori di temperatura di corpo nero equivalente (temperatura di brillantezza) occorre applicare la legge di Planck:

$$T_{Bi}^* = \frac{c_2 V_c}{\ln \left[1 + \frac{c_1 V_c^3}{N_{Ei}} \right]} \quad (2.4)$$

e l'equazione di calibrazione tipica del satellite considerato:

$$T_{Bi} = \frac{T_{Bi}^* - A_i}{B_i} \quad (2.5)$$

in cui si è indicato con T_{Bi}^* la temperatura effettiva del corpo nero con cui è stata effettuato la stima della radianza da parte del sensore, prima della conversione in numeri digitali, con T_B la temperatura di brillanza, con ν_c il cosiddetto numero d'onda centrale di ogni canale termico, con c_1 e c_2 le costanti di Planck e con A_i e B_i i parametri di calibrazione tipici di ogni canale e diversi a seconda del satellite considerato. Le costanti di Planck c_1 e c_2 valgono rispettivamente:

$$c_1 = 1.1910427 \times 10^{-5} \text{ [mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}^4] \quad (2.6)$$

$$c_2 = 1.4387752 \text{ [cm K]} \quad (2.7)$$

In tabella 7 si riportano i valori dei coefficienti di calibrazione caratteristici del NOAA-16.

Canali sensore	ν_c	A	B
CH3B	2700.1148	1.592459	0.998147
CH4	917.2289	0.332380	0.998522
CH5	838.1255	0.674623	0.998363

Tabella 7. Coefficienti di calibrazione per i canali termici dell'AVHRR a bordo del NOAA-16

2.1.2 Il sensore MODIS

Il sensore MODIS (*MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer*), considerato l'evoluzione del sensore AVHRR, è stato costruito con lo scopo di rilevare informazioni su diversi processi fisici e biologici nel sistema superficie-atmosfera, attraverso misure effettuate nel campo del visibile e dell'infrarosso termico. Esso è installato sui satelliti TERRA (EOS AM-1) e AQUA (EOS PM-1), lanciati rispettivamente il 18 dicembre 1999 e il 4 maggio 2002.

I due satelliti sono stati realizzati nell'ambito del programma EOS (*Earth Observing System*), frutto di una collaborazione tra diversi paesi (USA, Canada, Giappone, Brasile) che ha come

principale obiettivo il miglioramento delle tecniche conoscitive dei fenomeni che influenzano i cambiamenti globali terrestri, attraverso l'osservazione continua del pianeta.

A bordo del satellite TERRA, oltre al sensore MODIS sono installati altri 4 strumenti (Fig. 12):

- il CERES (*Clouds and Earth's Radiant Energy System*) e il MISR (*Multi-Angle Imaging Spectroradiometer*), forniti dagli Stati Uniti, che hanno inoltre realizzato la piattaforma satellitare ed hanno finanziato il lancio della stessa;
- il sensore ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), messo a disposizione dal ministero giapponese dell'economia, del commercio e dell'industria;
- lo strumento denominato MOPITT (*Measurements Of Pollution In The Troposphere*) fornito dall'agenzia spaziale canadese con l'università di Toronto.

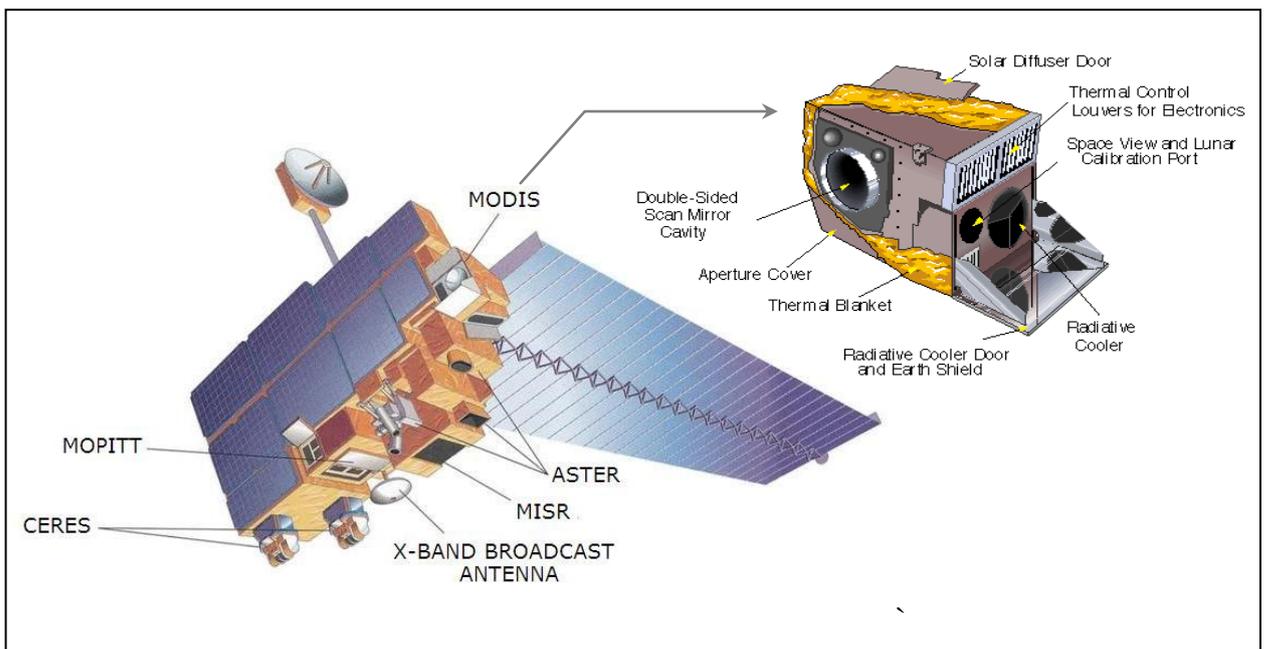


Figura 12. Sensori a bordo del satellite TERRA con particolare del sensore MODIS

Sul satellite AQUA sono presenti, oltre agli strumenti forniti dalla NASA presenti sul satellite TERRA (il MODIS, il CERES e il MISR) altri 3 strumenti:

- il sensore AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*), anch'esso fornito dagli Stati Uniti;
- il sensore giapponese AMSU (*Advanced Microwave Sounding Unit*);
- lo strumento brasiliano HSB (*Humidity Sounder for Brazil*)

Il tipo di orbita per entrambi i satelliti è eliosincrona, quasi-polare, ad una quota di 705 km ed è perpendicolare alla direzione di rotazione terrestre: in tal modo le scansioni ad ogni passaggio possono essere assemblate in modo da ricostruire coperture globali dell'intera superficie terrestre. Mentre il satellite TERRA procede da nord verso sud, sorvolando l'equatore nel mattino, il satellite AQUA segue l'orbita inversa, da sud verso nord, attraversando la linea dell'equatore nel pomeriggio.

Tale orbita comporta due passaggi giornalieri per ciascun satellite, approssimativamente alla stessa ora solare ogni giorno: AQUA passa sull'Italia all'incirca alle 01:30 e 13:30 ora locale, mentre il passaggio di TERRA sull'Italia avviene all'incirca alle 10:30 e 22:30 ora locale. La modalità di scansione del radiometro MODIS è ortogonale alla direzione dell'orbita (*cross track scanner*), con una linea di scansione di 2330 km.

Il sensore MODIS fornisce dati con un'alta sensibilità radiometrica (12 bit) in 36 bande spettrali con lunghezze d'onda da 0.4 μm a 14.5 μm (Tab. 8). Le prime due bande sono acquisite alla risoluzione nominale di 250 m, le successive 5 bande alla risoluzione di 500 m ed infine le ultime 29 bande hanno una risoluzione di 1000 m.

Le prime 7 bande (450-2155nm) sono dedicate allo studio del suolo e ricadono principalmente nel dominio del visibile e dell'infrarosso vicino, con una larghezza di banda da 20 a 40nm. La prima corrispondente al rosso dà indicazioni sul contenuto di clorofilla; la terza, nel blu, permette di rilevare possibili informazioni riguardanti differenze di vegetazione; la quarta, nel verde, permette di evidenziare caratteristiche di vegetazione sana; le rimanenti, che ricadono nel dominio dell'infrarosso vicino, contribuiscono ad evidenziare proprietà e differenze nella struttura del suolo.

Le bande dalla 8 alla 16 (405 - 877 nm) molto più strette delle precedenti (larghezza di banda di circa 10 - 20 nm) misurano la radiazione riflessa nel visibile e infrarosso ad una risoluzione spaziale di 1 km. Esse permettono di rilevare dati utili allo studio degli oceani: informazioni sulla clorofilla (bande 9 e 11), sui sedimenti (bande 12 e 13), e sulla fluorescenza di clorofilla (banda 14).

Le bande dalla 17 alla 36 (890 nm - 14. μm) sono dedicate principalmente allo studio dell'atmosfera (alcune utilizzate anche per misure al suolo) e permettono di ricavare informazioni sulla concentrazione di aerosol e loro proprietà (bande 17 e 19), sulla temperatura superficiale del mare (banda 20) e delle nuvole (bande 22 e 23), su proprietà delle nuvole e loro altezza (bande 33 e 36), sulla concentrazione di ozono (banda 30). La banda 26 è dedicata allo studio dei cirri. La larghezza di tali bande risulta molto stretta ed

opportunamente combinate tra loro permettono di ottimizzare l'estrazione di informazioni su parametri che riguardano il monitoraggio della superficie terrestre e dell'atmosfera a livello globale.

Banda	Ampiezza di banda [nm]	Risoluzione spaziale [m]	Banda	Ampiezza di banda [µm]	Risoluzione spaziale [m]
1	620 - 670	250	19	915 - 965	1000
2	841 - 876	500	20	3660 – 3840	1000
3	459 - 479	1000	21	3929 – 3989	1000
4	545 – 565	1000	22	3929 – 3989	1000
5	1230 – 1250	1000	23	4020 – 4080	1000
6	1628 – 1652	1000	24	4433 – 4498	1000
7	2105 - 2155	1000	25	4482 - 4549	1000
8	405 – 420	1000	26	1360 – 1390	1000
9	438 -448	1000	27	6535 – 6895	1000
10	483 – 493	1000	28	7175 - 7475	1000
11	526 – 536	1000	29	8400 - 8700	1000
12	546 - 556	1000	30	9580 - 9880	1000
13	662 – 672	1000	31	10780 – 11280	1000
14	673 -683	1000	32	11770 - 12270	1000
15	743 – 753	1000	33	13185 – 13485	1000
16	862 -877	1000	34	13785 – 14085	1000
17	890 – 920	1000	35	13485 – 13785	1000
18	931 – 941	1000	36	14045 - 14385	1000

Tabella 8. Caratteristiche delle bande del sensore MODIS

I sensori MODIS montati sui due satelliti TERRA e AQUA, sono identici per molti aspetti, ma differiscono per le due bande termiche (banda 31 e 32). Mentre per l'AQUA-MODIS tali bande, utilizzate principalmente per lo studio della temperatura superficiale del mare, saturano

alla temperatura di circa 340 K, il che implica che nessuna temperatura superiore a tale soglia può essere rilevata dal sensore, per il TERRA-MODIS esse saturano ad una temperatura nettamente superiore, pari a 400 K. Diretta conseguenza di ciò è che con il sensore TERRA-MODIS è possibile ottenere informazioni sugli incendi, in corrispondenza dei quali in genere si superano i 340 K, mentre il sensore AQUA-MODIS permette di ottenere informazioni più dettagliate per temperature inferiori, quindi risulta più affidabile per lo studio della temperatura superficiale del mare.

Per ognuno dei sensori a bordo del due satelliti è stato creato un gruppo di ricercatori il cui obiettivo è la messa a punto delle procedure di calibrazione e manipolazione dei dati grezzi acquisiti, al fine di fornire all'utente finale prodotti di più immediato utilizzo.

Il MODIS *Team* della NASA mette a disposizione 44 diversi prodotti, suddivisi in 5 macro-categorie, scaricabili gratuitamente dal portale predisposto per la loro distribuzione (*EOS Data Gateway*):

Calibration

- MOD01 - *Level-1A Radiance Counts*
- MOD02 - *Level-1B Calibrated Geolocated Radiances*
- MOD03 - *Geolocation Data Set*

Atmosphere

- MOD04 - *Aerosol Product*
- MOD05 - *Total Precipitable Water (Water Vapor)*
- MOD06 - *Cloud Product*
- MOD07 - *Atmospheric Profiles*
- MOD08 - *Gridded Atmospheric Product*
- MOD35 - *Cloud Mask*

Land

- MOD09 - *Surface Reflectance*
- MOD11 - *Land Surface Temperature & Emissivity*
- MOD12 - *Land Cover/Land Cover Change*
- MOD13 - *Gridded Vegetation Indices (Max NDVI & Integrated MVI)*
- MOD14 - *Thermal Anomalies, Fires & Biomass Burning*
- MOD15 - *Leaf Area Index & FPAR*

- MOD16 - *Evapotranspiration*
- MOD17 - *Net Photosynthesis and Primary Productivity*
- MOD43 - *Surface Reflectance BRDF/Albedo Parameter*
- MOD44 - *Vegetation Cover Conversion*

Cryosphere

- MOD10 - *Snow Cover*
- MOD29 - *Sea Ice Cover*

Ocean

- MOD18 - *Normalized Water-leaving Radiance*
- MOD19 - *Pigment Concentration*
- MOD20 - *Chlorophyll Fluorescence*
- MOD21 - *Chlorophyll_a Pigment Concentration*
- MOD22 - *Photosynthetically Available Radiation (PAR)*
- MOD23 - *Suspended-Solids Concentration*
- MOD24 - *Organic Matter Concentration*
- MOD25 - *Coccolith Concentration*
- MOD26 - *Ocean Water Attenuation Coefficient*
- MOD27 - *Ocean Primary Productivity*
- MOD28 - *Sea Surface Temperature*
- MOD31 - *Phycoerythrin Concentration*
- MOD36 - *Total Absorption Coefficient*
- MOD37 - *Ocean Aerosol Properties*
- MOD39 - *Clear Water Epsilon*

Alla prima categoria appartengono i dati grezzi e i prodotti utili alle procedure di calibrazione, indispensabili per la preparazione e correzione dei dati grezzi rilevati, prima dell'applicazione di qualsiasi successiva procedura. Nelle altre categorie sono invece raggruppati i prodotti utilizzati nello studio dell'atmosfera, della superficie terrestre, della criosfera e degli oceani.

I prodotti, a partire dai dati grezzi, sono forniti a diversi livelli di elaborazione, secondo lo stato di manipolazione a cui sono stati sottoposti:

- Livello 0: dati grezzi ricostruiti non processati alla risoluzione spaziale massima;

- Livello 1A: dati grezzi ricostruiti non processati alla risoluzione spaziale massima, corredati con informazioni riguardanti l'ora del passaggio del satellite, i coefficienti di calibrazione radiometrica e geometrica e i parametri di georeferenziazione (tutti i parametri risultano calcolati ma non ancora applicati al prodotto);
- Livello 1B: dati calibrati radiometricamente con le correzioni strumentali, georeferenziati e alla risoluzione spaziale originale (a differenza del livello 1°, i parametri di calibrazione sono applicati al *dataset*);
- Livello 2: mappe di variabili geofisiche ricavate dal livello 1A e 1B, mediante l'applicazione di specifici algoritmi, georeferenziati e alla risoluzione spaziale originale;
- Livello 3: mappe di variabili geofisiche aggregate in particolari scale spazio-temporali. In genere, quando una variabile geofisica può essere rilevata alla risoluzione spaziale di 250 m (es. riflettanza, NDVI) al livello 2, il livello 3 fornisce aggregazioni a 500 m e a 1 km, e per alcune variabili utili per studi globali sono disponibili anche mappe con risoluzione pari a 5 km. Stesso discorso vale per la risoluzione temporale, per cui sono fornite al livello 3 aggregazioni giornaliere, a 8 o 16 giorni e mensili. Tali dati sono proiettati nel sistema di proiezione sinusoidale di Sanson-Flamsteed (SIN e ISIN) e, per poter utilizzarli, occorre preliminarmente riproiettarli nel proprio sistema di coordinate (a tale scopo il MODIS *Team* fornisce uno strumento denominato MRT - MODIS *Reprojection Tool*);
- Livello 4: variabili ricavate mediante l'applicazione di specifici modelli, calibrati con campagne di misurazioni effettuate a terra, disponibili alle stesse risoluzioni spazio-temporali del livello 3.

Nella stima dell'evapotraspirazione generalmente si utilizzano i prodotti afferenti alla categoria *Land*, di cui si riporta nel seguito una breve descrizione. Le procedure per l'estrazione del prodotto MOD16, che dovrà contenere le distribuzioni dell'evapotraspirazione effettiva, alla data attuale non sono ancora disponibili, ma sono in fase di studio da parte del MODIS *Team*.

In figura 13 è riportato il diagramma di flusso, differenziato per livelli di elaborazione, relativo alle varie fasi di generazione dei prodotti di tale categoria.

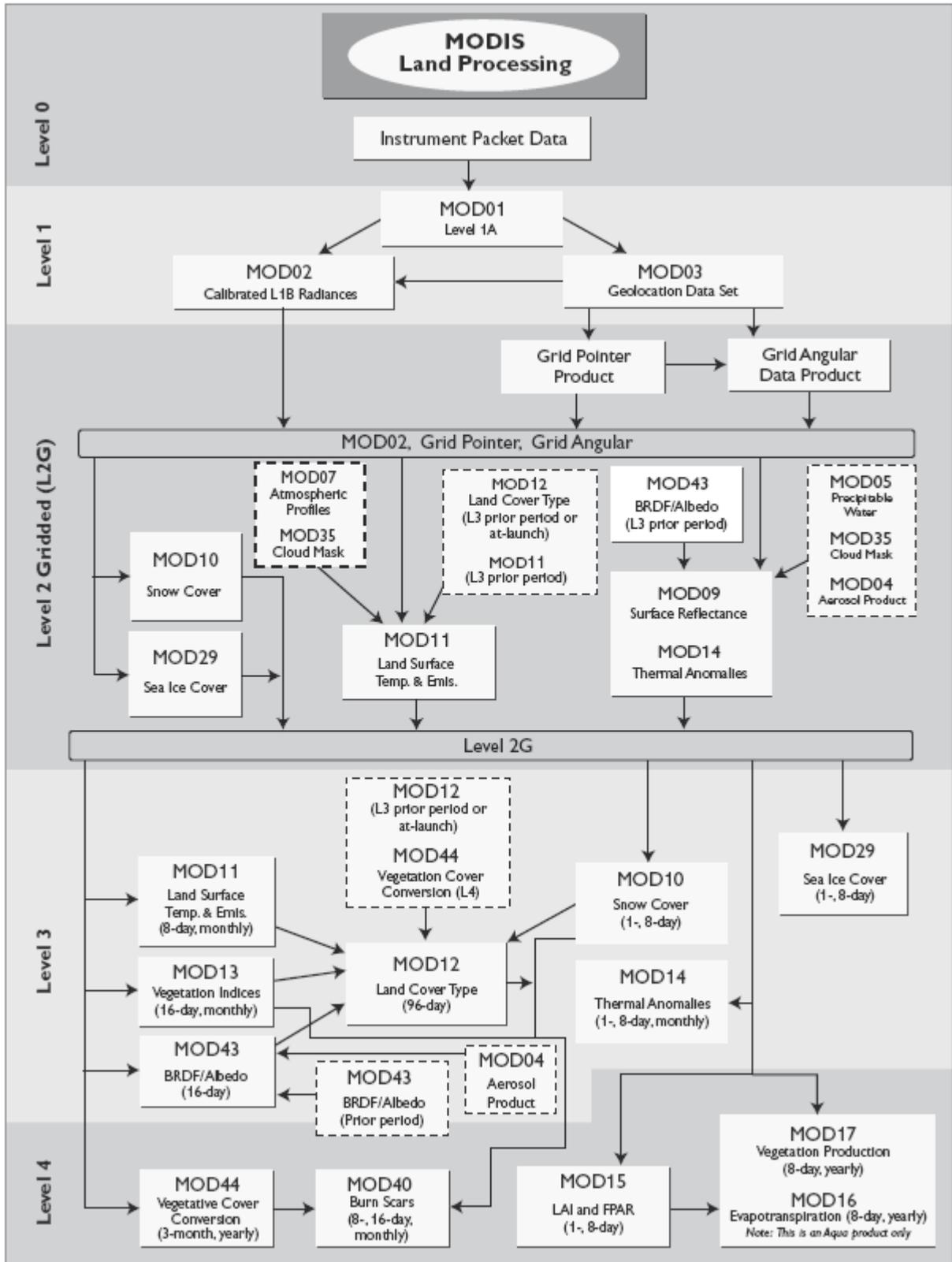


Figura 13. Diagramma di flusso del processo di generazione dei prodotti Land (Tratto da King et al., 2004)

Riflettanza superficiale (MOD09, MOD43)

La riflettanza superficiale è ottenuta a partire dal prodotto MODIS *Level 1B* utilizzando le prime 7 bande, mediante l'algoritmo denominato BRDF (*Bidirectional Reflectance Distribution Function*) (Strahler et al., 1996). Il prodotto MOD09 rappresenta la stima della riflettanza per ognuna delle bande, intesa come percentuale di energia riflessa rispetto all'energia entrante integrata per l'ampiezza della singola banda. Tale prodotto tiene conto delle correzioni per l'assorbimento e lo *scattering* atmosferico: a partire dal livello 1B, infatti, sono considerati come input i prodotti MOD05 (*Water Vapour*, che contiene informazioni sul vapore acqueo presente nell'atmosfera), MOD04 (*Aerosol*, con le informazioni sulle micro particelle sospese nell'atmosfera), MOD07 (*Atmospheric Profiles*, per le informazioni sulla colonna di ozono) e MOD35 (*Cloud Mask*, con l'identificazione dei pixel interessati da copertura nuvolosa). Il prodotto MOD43, invece, riporta i parametri determinati per ogni singola banda per l'applicazione del modello BRDF.

Entrambi i prodotti sono forniti ad una risoluzione spaziale compresa tra i 250 m e i 1000 m, in funzione della risoluzione spaziale delle bande corrispondenti; inoltre sono forniti dati già omogeneamente aggregati ad uguale risoluzione spaziale, pari a 1000 m.

Temperatura ed emissività superficiali (MOD11)

Questo prodotto è forse il più comunemente utilizzato della serie MODIS, in quanto contiene i dati relativi alla temperatura e all'emissività superficiali (trattati in maniera estesa nel paragrafo 2.2.3), che sono alla base della maggior parte dei modelli messi a punto per lo studio dei fenomeni che avvengono sulla superficie terrestre. I dati sono forniti alla risoluzione spaziale di 1 km e di 5 km su scala globale, ed aggregati su diverse scale temporali, da quella istantanea a quella giornaliera fino alla scala mensile. Essi sono ottenuti mediante l'utilizzo congiunto di due algoritmi distinti: un primo algoritmo di tipo *Split-window* (Wan & Dozier, 1989) è applicato per le aree con valori di emissività conosciuti (corpi idrici, deserti, etc.), a partire dalla radianza rilevata nelle bande 31 e 32; un secondo algoritmo, di tipo *Day/Night*, che utilizza coppie di immagini diurne e notturne temporalmente successive, è utilizzato per poter simultaneamente stimare i valori di emissività e temperatura superficiali, a partire dalla radianza nelle bande 20, 22, 23, 29, 31, 32 e 33, per ogni tipo di copertura.

Copertura del suolo (MOD12, MOD44)

Il prodotto MOD12 fornisce informazioni sulla copertura del suolo (*Land cover*), ad una risoluzione spaziale di 1 km e ad una risoluzione temporale di 15 giorni. Esso permette di identificare 17 diverse categorie di copertura del suolo, classificate secondo il database globale della vegetazione denominato IGBP (*International Geosphere-Biosphere Programme*): esso definisce 9 classi di vegetazione naturale, 3 classi di terre coltivate in maniera omogenea, 2 classi di terre coltivate "a mosaico", e 3 classi di territori non vegetati (neve/ghiaccio, suolo nudo, corpi idrici). Il MOD12 quantifica sia le lente e progressive trasformazioni della superficie, sia i cambiamenti più rapidi. Il prodotto non si limita a comparare la stessa superficie in due momenti diversi, ma combina le analisi dei cambiamenti, effettuate vettorialmente sui dati multispettrali e multitemporali, con modelli dei meccanismi di sviluppo della vegetazione; ciò al fine di riconoscere il tipo di cambiamento e la sua intensità. Il prodotto MOD44 fornisce la distribuzione globale delle occorrenze di cambiamento della vegetazione. Dove è sufficientemente evidente, il tipo di cambiamento viene etichettato secondo le classi note (ad esempio conversione di foreste in campi agricoli o superfici nude). La distribuzione di tali cambiamenti è mappata ad una risoluzione di 250 m e ad intervalli temporali di 3 mesi.

Indici di vegetazione (MOD13)

Gli indici di vegetazione forniti, per la cui trattazione dettagliata si rimanda al paragrafo 2.2.4, sono l'NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) e l'EVI (*Enhanced Vegetation Index*). Il primo indice rappresenta la continuità rispetto agli indici calcolati nei precedenti due decenni utilizzando il sensore AVHRR, mentre il secondo rappresenta un'evoluzione, resa possibile dalla presenza di una banda nella regione dello spettro elettromagnetico del blu, volta ad aumentare la sensibilità del parametro in regioni ad elevata presenza di biomassa vegetale. Tali indici sono disponibili a diverse scale spaziali e temporali: essendo calcolato utilizzando le bande nel rosso e vicino infrarosso, che hanno una risoluzione spaziale di 250 m, è possibile ricavare gli indici di vegetazione a partire da tale risoluzione, fino alla scala di 25 km, e tali dati sono aggregati per passo temporale di 16 giorni o mensile.

Anomalie termiche e incendi (MOD14)

Il prodotto MOD14 fornisce informazioni sulla presenza e localizzazione degli incendi, sui criteri logici utilizzati per la selezione delle aree interessate dagli stessi e sul calcolo

dell'energia per ogni focolaio. Data la natura del prodotto, è possibile ottenere immagini diurne e notturne, quindi due immagini al giorno, permettendo di monitorare in maniera dettagliata l'evoluzione e il grado di gravità del fenomeno. Il prodotto, fornito alla scala spaziale minima di 1km, include, inoltre, mappe aggregate per intervalli temporali più lunghi (8 giorni e mensile)

Indice di area fogliare e frazione di radiazione fotosinteticamente attiva (MOD15)

Il prodotto MOD15 contiene le distribuzioni dell'indice di area fogliare, LAI (*Leaf Area Index*), che rappresenta l'area fogliare per unità di suolo sottostante, e la frazione di radiazione fotosinteticamente attiva, FPAR (*Photosynthetically Active Radiation*), che è l'aliquota di radiazione solare, nelle lunghezze d'onda fotosinteticamente attive (da 400 a 700 nm), assorbita dalla vegetazione e consumata per il processo della fotosintesi clorofilliana. Sia il LAI che l'FPAR sono calcolati a partire dalla riflettanza e da dati ausiliari, quali informazioni sulla copertura del suolo e le distribuzioni sono fornite alla scala spaziale di 1 km e per aggregazioni temporali giornaliera e su 8 giorni.

Fotosintesi netta e produttività primaria netta (MOD17)

Questo prodotto fornisce una stima della crescita della vegetazione e della produttività vegetazionale. L'utilizzo principale è quello di definire stagionalmente le dinamiche dei flussi di produzione di anidride carbonica alla superficie terrestre costituendo un valido input per i modelli climatici. Altro interessante campo di applicazione è rappresentato dalla misura del livello di crescita delle coltivazioni e delle foreste a scopo di monitoraggio. Il MOD17 è fornito al livello 4 di elaborazione dalla risoluzione di 500 m ai 10 km, per aggregazioni temporali pari a 8 giorni ed annuale.

2.1.3 Il sensore ASTER

Il sensore ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) è installato a bordo del satellite TERRA, fornito dall'ente giapponese per l'economia, il commercio e l'industria (METI – *Ministry of Economy, Trade and Industry*). Esso fornisce immagini multispettrali ad alta risoluzione spaziale, compresa tra i 15 m e i 90 m, ed è stato costruito con lo scopo di comprendere maggiormente i processi che influenzano i cambiamenti climatici in atto. La scala di rilevamento è tale da rendere i dati ASTER idonei a

colmare la troppo marcata disomogeneità di scala tra osservazioni di campo e i dati acquisiti con sensori a risoluzione più grossolana, come il MODIS o il MISR, e tra i modelli per la simulazione dei processi locali e i modelli a scala regionale. Con la sua alta risoluzione spaziale e larga copertura spettrale, il sensore ASTER fornisce informazioni utili sul tipo, distribuzione spaziale, morfologia e proprietà radiative dei corpi nuvolosi, che rappresentano una delle variabili più importanti nel sistema climatico globale.

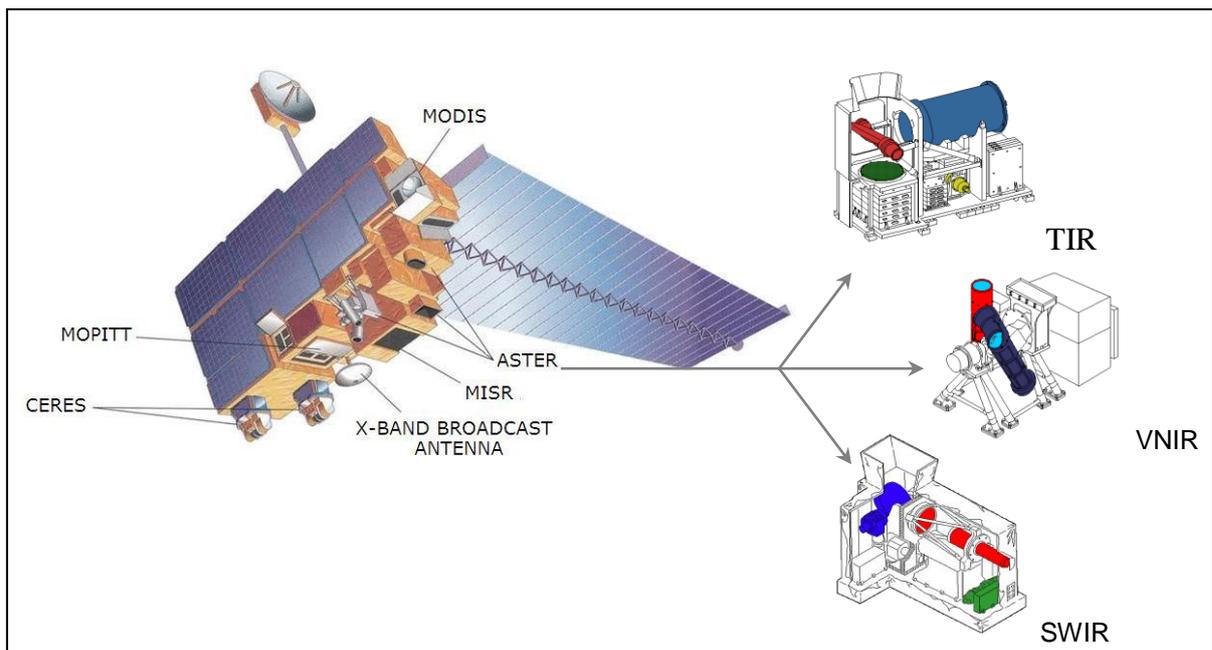


Figura 13. Sensori a bordo del satellite TERRA con particolare dei tre strumenti del sensore ASTER

I dati ASTER sono, inoltre, utilizzati per il monitoraggio a lungo termine dei cambiamenti locali e regionali della superficie terrestre, che portano o sono causati dai cambiamenti climatici (es. deforestazione, desertificazione, aumento del livello dell'acqua dei mari, etc.). Altri cambiamenti che possono essere efficacemente monitorati mediante i dati ASTER sono i cambiamenti nella vegetazione, i movimenti glaciali e i processi vulcanici.

Il sensore opera in 3 canali nel visibile e vicino infrarosso (VNIR – *Very Near Infrared*), ad una risoluzione spaziale di 15 m, in 6 canali nell'infrarosso ad onde corte (SWIR – *Short Wave Infrared*) ad una risoluzione spaziale di 30 m e in 5 canali nella regione dell'infrarosso termico (TIR - *Thermal Infrared*) ad una risoluzione spaziale di 90 m. In tabella 9 sono riassunte le caratteristiche delle singole bande:

Sottosistema	Band No.	Range spettrale [μm]	Risoluzione spaziale [m]	Livelli di quantizzazione [bit]
VNIR	1	0.52 - 0.60	15	8
	2	0.63 - 0.69		
	3N	0.78 - 0.86		
	3B	0.78 - 0.86		
SWIR	4	1.60 - 1.70	30	8
	5	2.145 - 2.185		
	6	2.185 - 2.225		
	7	2.235 - 2.285		
	8	2.295 - 2.365		
	9	2.360 - 2.430		
TIR	10	8.125 - 8.475	90	12
	11	8.475 - 8.825		
	12	8.925 - 9.275		
	13	10.25 - 10.95		
	14	10.95 - 11.65		

Tabella 9. Caratteristiche delle bande del sensore ASTER

Lo strumento acquisisce dati su uno *swath* di 60 km, il cui centro è orientabile. Con un ulteriore telescopio nella regione del vicino infrarosso, che ricopre le lunghezze d'onda del canale 3, può essere creata una visione stereografica, utile per la creazione di modelli digitali del terreno (DEM – *Digital Elevation Model*), per lo studio degli ammassi nuvolosi, delle attività vulcaniche e dei cambiamenti dei ghiacciai.

Sin dal suo lancio, il sensore ASTER ha funzionato in maniera corretta, senza presentare anomalie operative, seppur l'analisi dei dati ha rivelato la necessità di applicare delle correzioni per tenere conto di effetti non riscontrati nelle calibrazioni prima del lancio.

I prodotti messi a disposizione dall'ASTER *Team* sono i seguenti:

- AST01 - *Reconstructed, Unprocessed Instrument Data*
- AST03 - *Registered Radiance at Sensor*
- AST04 - *Brightness Temperature at Sensor*
- AST05 - *Surface Emissivity*
- AST06 - *Browse Data-Decorrelation Stretch Product*
- AST07 - *Surface Reflectance*
- AST08 - *Surface Kinetic Temperature*
- AST09 - *Surface Radiance*
- AST13 - *Polar Surface and Cloud Classification Product*

– AST14 - *Digital Elevation Models*

Come per i prodotti MODIS, anche nel caso dei prodotti ASTER esistono diversi livelli di elaborazione, corrispondenti al grado di manipolazione a cui sono stati sottoposti, ma a differenza dei primi, questi ultimi sono forniti maggiormente al livello 2, eccezion fatta per il DEM, fornito al livello 3.

A differenza dei prodotti MODIS, i prodotti del sensore ASTER non sono immediatamente disponibili, ma occorre effettuare preventivamente una richiesta all'ASTER *Team*, in modo da schedulare l'acquisizione e successivamente l'elaborazione dei singoli prodotti richiesti. In figura 15 è riportato un diagramma con la schematizzazione del processo di generazione dei vari prodotti ASTER, e nel seguito si riporta una breve descrizione per i prodotti più utilizzati nell'ambito della modellistica idrologica.

Riflettanza superficiale (AST07)

Il prodotto AST07 fornisce i dati di riflettanza superficiale relativi alle bande del vicino infrarosso e dell'infrarosso ad onde corte, quindi alla risoluzione spaziale di 15 m e 30 m rispettivamente. Tali dati sono ottenuti applicando ai dati di radianza rilevati direttamente dal sensore un algoritmo per la correzione atmosferica, che elimina gli effetti dovuti ai cambiamenti di geometria del sistema satellitare (angolo di vista e posizione del satellite) e della posizione del sole, e tiene conto delle particolari condizioni atmosferiche.

L'algoritmo per la correzione atmosferica si basa su una procedura iterativa per la simulazione del trasferimento radiativo di tipo Gauss-Siedel (Herman and Browning, 1965).

L'input della procedura è costituito, oltre che dalla geometria satellite/sole, nella definizione del tipo, del quantitativo e della distribuzione delle microparticelle sospese nell'atmosfera (aerosol). Queste ultime informazioni vengono acquisite da sorgenti esterne, generalmente ricavate dai sensori MODIS e MISR, a bordo dello stesso satellite (quindi relativi allo stesso intervallo temporale di riferimento).

In output si ottiene la distribuzione della riflettanza superficiale, i cui valori sono compresi tra 0 e 1, con un livello di accuratezza dipendente dalle condizioni atmosferiche e dall'inclinazione ed esposizione della superficie terrestre: in corrispondenza di alti rilievi, perde di significato l'assunzione di terreno orizzontale, su cui si basa l'algoritmo di correzione atmosferica.

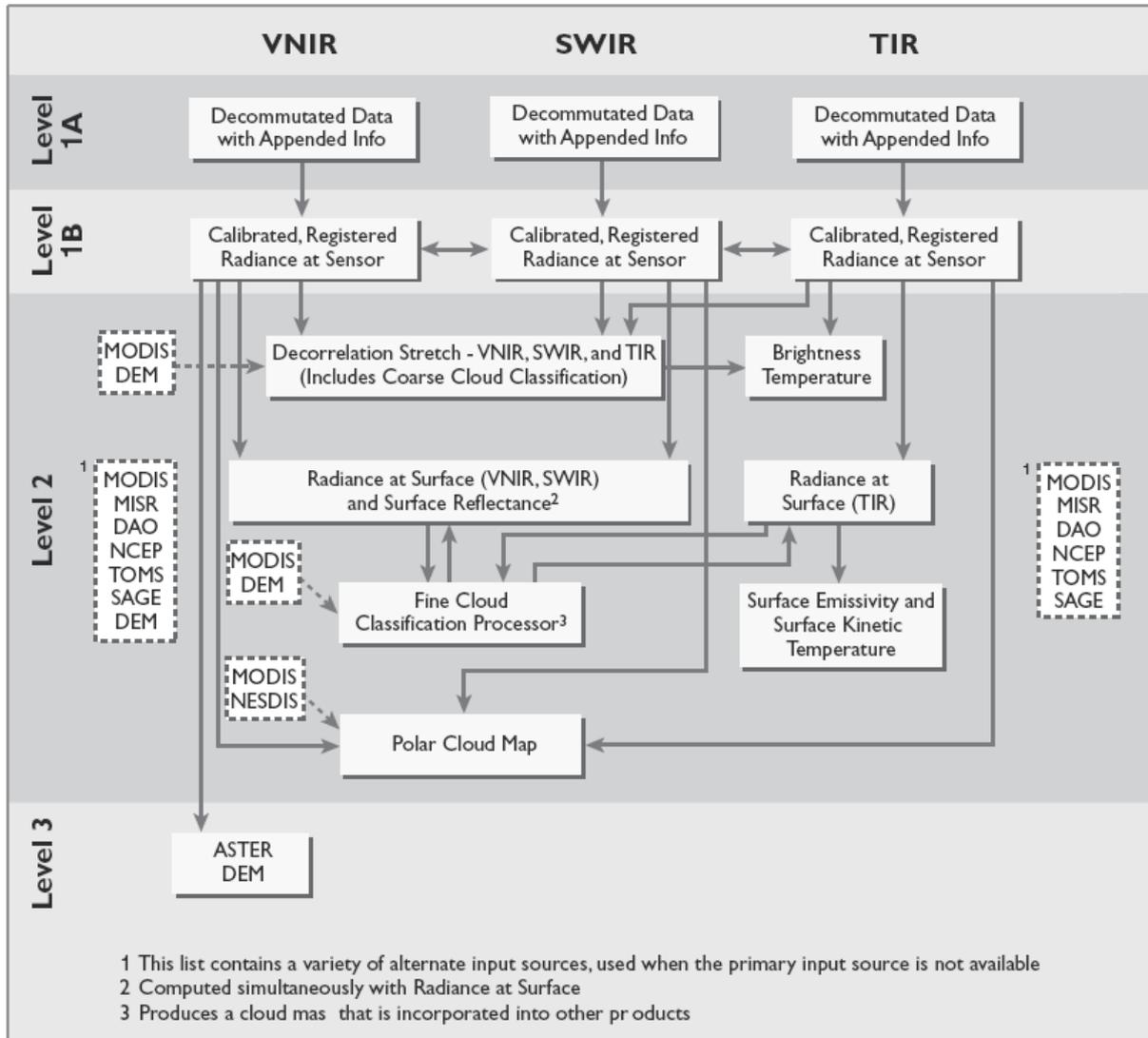


Figura 15. Diagramma di flusso del processo di generazione dei prodotti ASTER (Tratto da King et al., 2004)

Emissività e temperatura superficiali (AST05, AST08)

Le distribuzioni di emissività e temperatura superficiali sono ottenuti a partire dai dati rilevati nei 5 canali ASTER all'infrarosso termico, utilizzando un algoritmo denominato TES - *Temperature/Emissivity Separation* (Gillespie et al., 1998). Esso ha come scopo principale la stima della temperatura soprattutto per superfici vegetate, corpi idrici e superfici nevose, nonché la stima dell'emissività superficiale, fattore fondamentale in studi sulla composizione mineralogica dei suoli. Tale parametro, infatti, è indicativo dello stato di sviluppo e di erosione dei suoli per le zone caratterizzate da vegetazione sparsa, per le quali il suolo sottostante risulta visibile dal sensore. A causa della complessa ed eterogenea risposta spettrale dei diversi componenti mineralogici del suolo, la stima dell'emissività superficiale è

più accurata, quanto più è elevato e ben distribuito il numero di bande nella finestra spettrale dell'infrarosso termico, compresa tra 8 μm e 14 μm . Nel caso del sensore ASTER il numero e la distribuzione di tali bande nello spettro elettromagnetico sono sufficienti ad ottenere stime molto accurate. Le distribuzioni di temperatura e emissività superficiali sono fornite ad una risoluzione spaziale di 90 m, pari alla risoluzione delle bande nell'infrarosso termico.

Classificazione della superficie polare e delle nubi (AST13)

Il prodotto AST13 non è altro che una mappa di classificazione delle regioni rilevate, ottenuta mediante l'applicazione di un algoritmo che utilizza le reti neurali (Logar et al., 1998). In particolare, l'algoritmo classifica i pixel della mappa in 8 diverse categorie: terreno, corpi idrici, pixel ombreggiati, neve, ghiaccio, nubi di acqua, nubi di ghiaccio, aerosol/polveri sottili. Il prodotto, ottenuto a partire dalla combinazione di bande nelle diverse regioni spettrali, dal visibile all'infrarosso termico, è fornito ad una risoluzione spaziale di 30 m. Sono disponibili sia mappe diurne che notturne, queste ultime ricavate solo dai dati rilevati nella porzione dell'infrarosso termico.

Modelli digitali del terreno (AST14)

Il modello digitale del terreno (DEM – *Digital Elevation Model*), fornito dal sensore ASTER alla risoluzione di 15 m, è ottenuto dai dati ottici di tipo stereografico rilevati nelle bande 3N e 3B. Le quote all'interno del DEM sono espresse in altezze relative, però possono essere espresse in quote assolute, se all'atto della richiesta l'utente fornisce informazioni locali sulle quote dell'area in esame (ad esempio quota sul livello medio del mare di un punto di coordinate stabilite). Il DEM ottenuto è in genere molto preciso: l'accuratezza del modello digitale ricavato in quote assolute si mantiene al di sotto dei 7 m sia in piano che in quota, mentre il DEM in quote relative ha una precisione che si attesta intorno ai 10 m.

2.2 Stima delle variabili idrometeorologiche da telerilevamento satellitare

Le tecniche di telerilevamento rappresentano una grande potenzialità per lo sviluppo dell'idrologia, soprattutto perché esse offrono l'opportunità di ottenere misure direttamente distribuite di diverse grandezze. Il rapido sviluppo delle tecniche di *remote sensing* ha condotto alla stima su vaste aree di numerose variabili idrologiche, alcune delle quali non sono generalmente misurabili tramite l'utilizzo di tecniche tradizionali (Calcagno et al., 2006).

A partire dalle caratteristiche radiative della superficie terrestre a diverse lunghezze d'onda, derivate dalle osservazioni dei sensori operanti a bordo di piattaforme satellitari, è possibile determinare i parametri d'interesse per la modellazione a larga scala del bilancio energetico alla superficie e dell'idrologia superficiale (ad esempio usi del suolo, indici di vegetazione, estensione della copertura nivale, temperatura superficiale, flussi radiativi e umidità superficiale del suolo). In particolare, nell'ultimo decennio molti metodi sono stati sviluppati per la modellazione distribuita delle componenti del bilancio energetico, con particolare riferimento all'evapotraspirazione, aprendo nuove prospettive anche rispetto al tema della gestione delle risorse idriche in condizioni di siccità.

Nonostante le grandi potenzialità offerte dal telerilevamento, l'idrologia applicata appare generalmente ancora restia all'utilizzo delle immagini da *remote sensing* come fonte affidabile di dati, sia perché le tecniche ed i dati già esistenti si sono rivelati soddisfacenti per applicazioni limitate, sia perché l'acquisizione ed il trattamento delle immagini non è ancora sufficientemente semplice ed economico, sia infine perché nel telerilevamento applicato all'idrologia esistono allo stato dell'arte numerosi aspetti da approfondire, che tuttavia rendono questo campo di ricerca particolarmente affascinante. La maggior parte dei progressi nell'uso del telerilevamento è avvenuta in nuove aree di sviluppo dell'analisi idrologica, dove i metodi esistenti si sono rivelati non soddisfacenti o limitanti, o dove i dati a disposizione sono mal distribuiti e/o insufficienti (problema tipico dell'analisi del fenomeno siccitoso, che si sviluppa su superfici estese ed in tempi lunghi).

La diffusione delle osservazioni satellitari ha permesso grossi miglioramenti nella stima delle variabili ambientali relative alla superficie terrestre. Tradizionalmente la modellazione idrometeorologica si è basata essenzialmente sulle osservazioni meteorologiche rilevate da stazioni a terra. L'utilizzo di sensori a bordo di satelliti, invece, ha permesso l'acquisizione di

informazioni meteorologiche su tutta la superficie terrestre, interessando anche quelle aree poco accessibili, difficilmente monitorabili con stazioni a terra.

A seconda della tipologia di informazioni disponibili, è possibile stimare una serie di variabili di stato indispensabili ai fini di una corretta e dettagliata modellazione idrologica. In particolare, a partire dalle immagini nel dominio del visibile (VIS) e dell'infrarosso vicino (NIR), è possibile stimare la distribuzione spaziale dell'albedo superficiale e della copertura nivale, mentre per ottenere stime di temperatura superficiale occorre riferirsi ad immagini rilevate nel dominio dell'infrarosso termico. Accanto a queste, informazioni interessanti possono essere rilevate anche a partire da sensori che operano nel campo delle microonde. In particolare, verrà descritta una procedura di stima dell'umidità del suolo a partire da immagini rilevate da sensori di tipo attivo.

2.2.1 Albedo superficiale

L'albedo superficiale è il rapporto tra la radiazione solare riflessa e quella incidente ad onde corte alla superficie terrestre ed è uno dei parametri fondamentali che influenzano il clima della terra (Cess, 1978; Dickinson, 1983; Kiehl et al., 1996). Nelle regioni semiaride un incremento dell'albedo porta ad una riduzione sia dell'energia assorbita dalla superficie che del mescolamento convettivo in prossimità dell'interfaccia superficie-atmosfera. Come risultato la precipitazione si riduce e a lungo termine anche l'evaporazione potrebbe diminuire, inibendo ulteriormente la precipitazione stessa. Simili riduzioni di precipitazione ed evapotraspirazione sono state osservate come conseguenza dell'incremento dell'albedo nell'Africa tropicale e nell'Amazzonia (Dirmeyer & Shukla, 1994).

Molti modelli meteorologici a circolazione generale (GCM - *General Circulation Model*), necessitano sia dell'albedo nel visibile (0.4–0.7 μm), che di quella nel vicino infrarosso (0.7–5.0 μm), mentre i modelli finalizzati alla definizione del bilancio energetico superficiale tipicamente richiedono l'albedo superficiale a banda larga ad onde corte (0.25–5.0 μm). Sebbene l'albedo superficiale sia stata costantemente rilevata per un lungo periodo e seguendo diversi approcci (Walthall et al., 1985; Pinty & Ramond, 1987; Ranson et al., 1991; Kimes & Holben, 1992; Li & Garand, 1994), ad oggi una mappa globale di tale variabile con un'elevata accuratezza non è facilmente ottenibile. La maggioranza dei GCM continuano, quindi, ad usare campi prestabiliti di albedo superficiale, spesso caratterizzati da un errore dell'ordine del 5-15%. I risultati ottenuti all'interno del progetto BOREAS (*Boreal*

Ecosystem-Atmosphere Study) hanno mostrato che i campi di albedo invernale relativi ad aree boschive erano significativamente diversi da quelli usati nel modello di previsione meteorologica europeo. Tale differenza comportava una sistematica sottostima della temperatura dell'aria vicino la superficie (Sellers et al., 1997).

Il telerilevamento è l'unico strumento pratico per poter ottenere mappe globali di albedo superficiale. Il monitoraggio continuo dell'albedo superficiale è reso possibile da una vasta gamma di satelliti che con diverse frequenze di rivisitazione e strumentazioni più o meno sofisticate permettono di coprire l'intera superficie terrestre in tempi ragionevoli.

Nelle applicazioni ambientali finalizzate alla stima dei flussi energetici sulla superficie terrestre occorre conoscere l'albedo a banda larga per l'intera regione delle onde corte dello spettro elettromagnetico. Tale grandezza può essere quindi rilevata da sensori a banda larga, ma la stima accurata dalle osservazioni alla sommità dell'atmosfera (TOA – *Top Of Atmosphere*) richiede la conoscenza delle condizioni atmosferiche e delle caratteristiche superficiali. Queste ultime possono essere effettivamente monitorate solo da sensori multispettrali a banda stretta caratterizzati, inoltre, da una risoluzione spaziale migliore che permette di caratterizzare meglio l'eterogeneità atmosferica e superficiale. Diversi algoritmi sono stati messi a punto per poter ottenere l'albedo a banda larga a partire dai valori di riflettanza rilevati nei singoli canali a banda stretta (Liang, 2001; Liang et al., 2003).

Il satellite TERRA gestito dalla NASA, monta a bordo 5 diversi sensori: ASTER, CERES, MISR, MODIS e MOPITT. Tra questi sensori quelli che sono più idonei al monitoraggio continuo dell'albedo superficiale sono il MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) e il MISR (*Multiangle Imaging Spectroradiometer*). Gli algoritmi utilizzati per ottenere la riflettanza superficiale a partire dalle misurazioni alla sommità dell'atmosfera effettuate dai due sensori, correggendole per effetto dell'atmosfera stessa, sono diversi. Il sensore MODIS ha il vantaggio di disporre di molte bande spettrali, che consentono di ottenere molti parametri critici utili ai fini della correzione atmosferica, come i profili di vapor d'acqua, informazioni sulla colonna di ozono e sullo spessore ottico dell'aerosol. D'altra parte il sensore MISR ha la potenzialità di effettuare osservazioni multi angolari che permettono di ottenere informazioni più dettagliate sulla dispersione angolare dell'aerosol, ma necessita di informazioni sui profili di vapor d'acqua e sulla colonna di ozono da fonti esterne. Altra differenza sostanziale risiede nel fatto che il sensore MODIS è caratterizzato da un'ampiezza di ripresa molto ampia, che permette di ottenere la copertura totale del globo terrestre ogni due giorni, mentre il sensore MISR necessita di nove giorni.

Oltre a questi due sensori è possibile ottenere l'albedo superficiale, con livelli di precisione differenti, da una vasta gamma di sensori, alcuni dei quali sono riportati in tabella 3. Diversi studi sono stati effettuati al fine di ottenere delle formule di conversione per la stima dell'albedo superficiale a partire dalla riflettanza spettrale nei singoli canali. Di seguito si riportano le formule calibrate da Liang (2001) sulla base di simulazioni effettuate mediante il modello *Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer* (SBDART) e di osservazioni su diverse coperture vegetali effettuate mediante il sensore aviotrasportato AVIRIS. Tali formule sono valide per i diversi sensori come di seguito specificato:

ASTER

$$\alpha_{short} = 0.484\alpha_1 + 0.335\alpha_3 - 0.324\alpha_5 + 0.551\alpha_6 + 0.305\alpha_8 - 0.367\alpha_9 - 0.0015 \quad (2.8)$$

AVHRR

$$\alpha_{short} = -0.3376\alpha_1^2 - 0.2707\alpha_2^2 + 0.7074\alpha_1\alpha_2 + 0.2915\alpha_1 + 0.5256\alpha_2 + 0.0035 \quad (2.9)$$

Landsat TM/ETM+

$$\alpha_{short} = 0.356\alpha_1 + 0.130\alpha_3 + 0.373\alpha_4 + 0.085\alpha_5 + 0.072\alpha_7 - 0.0018 \quad (2.10)$$

MISR

$$\alpha_{short} = 0.126\alpha_2 + 0.343\alpha_3 + 0.415\alpha_4 + 0.0037 \quad (2.11)$$

MODIS

$$\alpha_{short} = 0.160\alpha_1 + 0.291\alpha_2 + 0.243\alpha_3 + 0.116\alpha_4 + 0.112\alpha_5 + 0.081\alpha_7 - 0.0015 \quad (2.12)$$

dove con α_i si è indicata la riflettanza nell' i -esimo canale del sensore considerato.

Nelle figure 16a, 16b e 16c si mostrano le riflettanze spettrali rilevate dal sensore MODIS nel giorno 8 luglio 2005 rispettivamente nelle bande 1, 2 e 7.

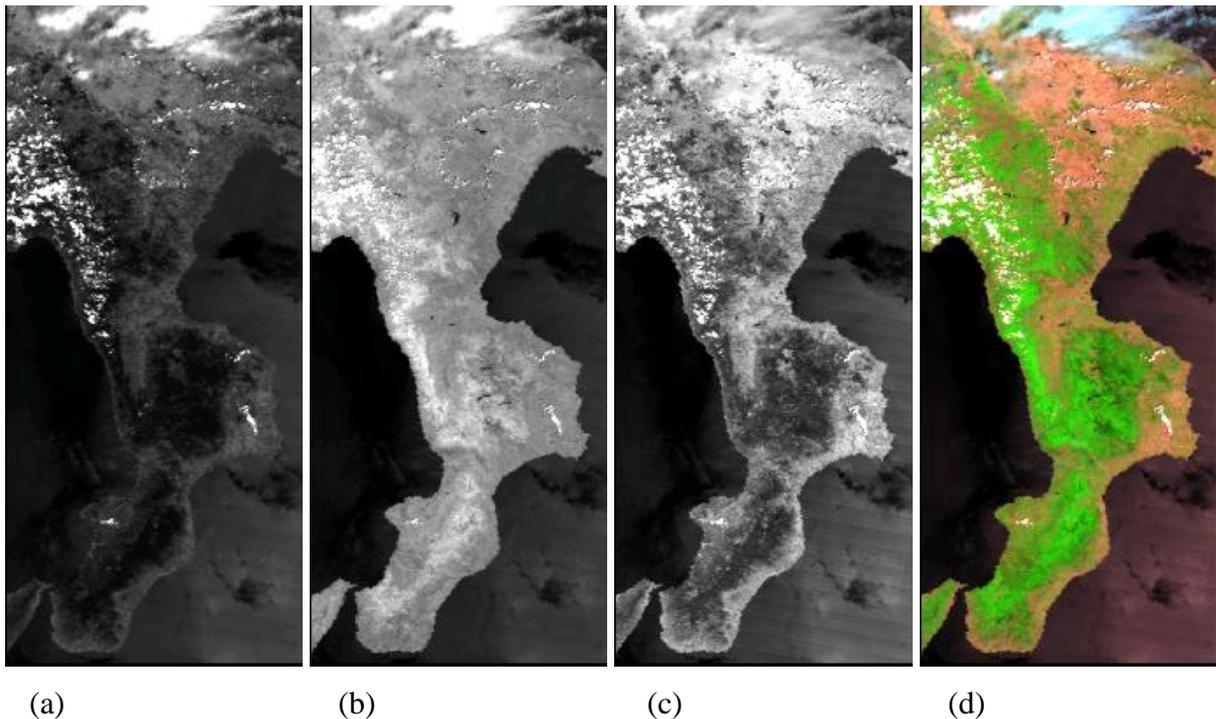


Figura 16. Riflettanze spettrali rilevate dal sensore MODIS in data 8 luglio 2005: (a - c) Riflettanze nelle bande 1, 2 e 7; (d) Immagine in falsi colori composizione delle riflettanze nei diversi canali (R = banda 7, G = banda 2, B = banda 1)

Dalla combinazione delle tre risposte spettrali, ottenuta effettuando una composizione RGB in falsi colori (Fig. 16d), è possibile evidenziare alcuni elementi caratteristici. In particolare, all'interno dell'immagine composita sono visibili (Fig. 17):

- i corpi idrici, caratterizzati da bassa riflettanza in ogni banda, quindi caratterizzati da colori scuri;
- i corpi nuvolosi, identificati dal colore bianco, essendo caratterizzati da alta riflettanza in ogni banda;
- le aree densamente vegetate, che riflettendo molto nel canale 2 e poco negli altri canali saranno caratterizzate dal colore verde;
- ed infine le aree scarsamente vegetate che riflettono molto nel canale 7, quindi caratterizzate da colorazione rossa.

In figura 18 si riporta la distribuzione spaziale dell'albedo superficiale ottenuta utilizzando l'equazione (2.12), valida appunto per le riflettanze desunte dal sensore MODIS.

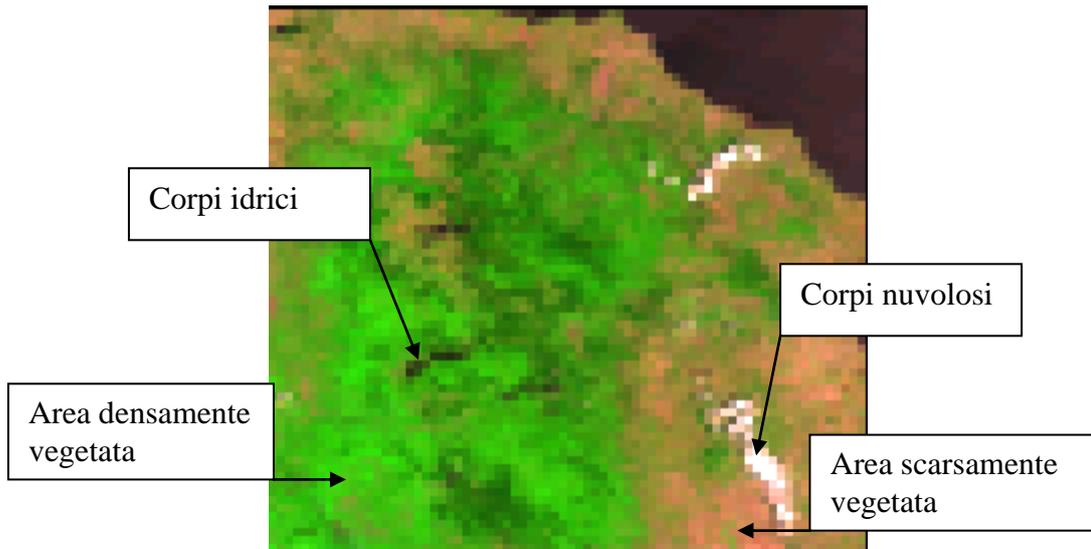


Figura 17. Dettaglio dell'immagine composita mostrata in Figura 16d: sono visibili i corpi idrici, i corpi nuvolosi e le zone a diversa densità di vegetazione

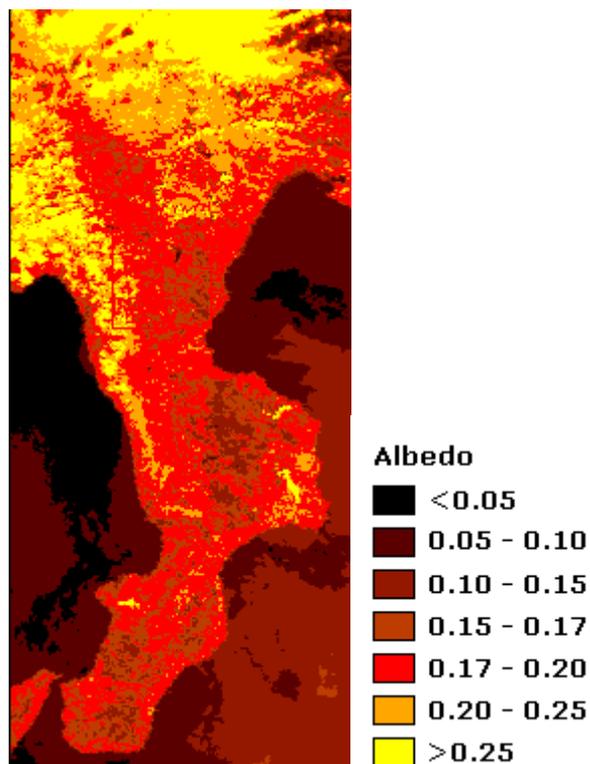


Figura 18. Mappa di albedo ad onde corte, ottenuta applicando la relazione di Liang per il satellite MODIS, a partire dalle riflettanze spettrali. I corpi nuvolosi sono caratterizzati da valori di albedo maggiori di 0.25

2.2.2 Copertura nivale

La distribuzione spaziale delle informazioni relative alle aree ricoperte da neve rappresenta una variabile fondamentale di input dei modelli atmosferici utilizzati per simulare il clima e le condizioni meteorologiche (Liston, 1999). Il telerilevamento satellitare rappresenta uno strumento efficace per poter ottenere misurazioni della copertura nivale: in confronto alla maggioranza delle coperture superficiali, le aree ricoperte da neve sono caratterizzate da alta riflettanza nel visibile e bassa riflettanza nell'infrarosso ad onde corte (*short wave infrared*). La combinazione di queste due proprietà, quindi, permette l'identificazione delle superfici coperte da neve (Hall et al., 1995; Riggs et al., 1996). Grazie a questa caratteristica la copertura nivale è stata osservata efficacemente fin dal 1966, con il lancio del primo satellite TIROS-1, a cui sono seguiti tutti i satelliti polari della serie NOAA.

A partire dal 1978 i sensori passivi alle microonde a bordo dei satelliti Nimbus 5, 6 e 7 sono stati efficacemente utilizzati per il monitoraggio dell'estensione globale delle aree ricoperte da neve ad una risoluzione compresa tra 25 e 30 km (Chang et al., 1987), fornendo inoltre informazioni sullo spessore del manto nivale (Foster et al., 1984).

Anche i sensori a bordo dei satelliti tipo Landsat come il *Multispectral Scanner* (MSS), il *Thematic Mapper* (TM) e l'*Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), con risoluzione compresa tra i 30 m e gli 80 m, sono utili per la misura della copertura nivale ad una scala di bacino (Rango & Martinec, 1982).

L'individuazione delle aree ricoperte da neve fresca è piuttosto semplice, soprattutto se essa è costituita da cristalli di grosse dimensioni. L'inquinamento dovuto alle immissioni di fumi ad opera dell'attività industriale nell'atmosfera, tuttavia, può ridurre sensibilmente la riflettanza della neve: la fuliggine viene, infatti, incorporata all'interno dei banchi di neve, rendendola meno riflettente nella banda del visibile. Tale riduzione, inoltre, si accentua man mano che i cristalli di neve si trasformano con il passare del tempo.

Mappe di copertura nivale di ultima generazione sono ottenibili a partire dalle immagini telerilevate mediante il sensore MODIS ad una risoluzione spaziale di 500 m.

L'algoritmo si fonda sulla determinazione dell'indice *Normalized Difference Snow Index* (NDSI) definito come:

$$NDSI = \frac{\alpha_4 - \alpha_6}{\alpha_4 + \alpha_6} \quad (2.13)$$

in cui si è indicato con α_4 e α_6 rispettivamente le riflettanze nei canali 4 e 6 del sensore MODIS.

In figura 19 si mostra una mappa relativa alla copertura nivale desunta a partire dall'immagine MODIS del 9 marzo 2005. Nella distribuzione spaziale sono riconoscibili i corpi nuvolosi e le aree innevate. Per regioni geografiche situate in vicinanza dei poli, inoltre, è possibile distinguere le superfici ghiacciate dei laghi da quelle non ghiacciate.

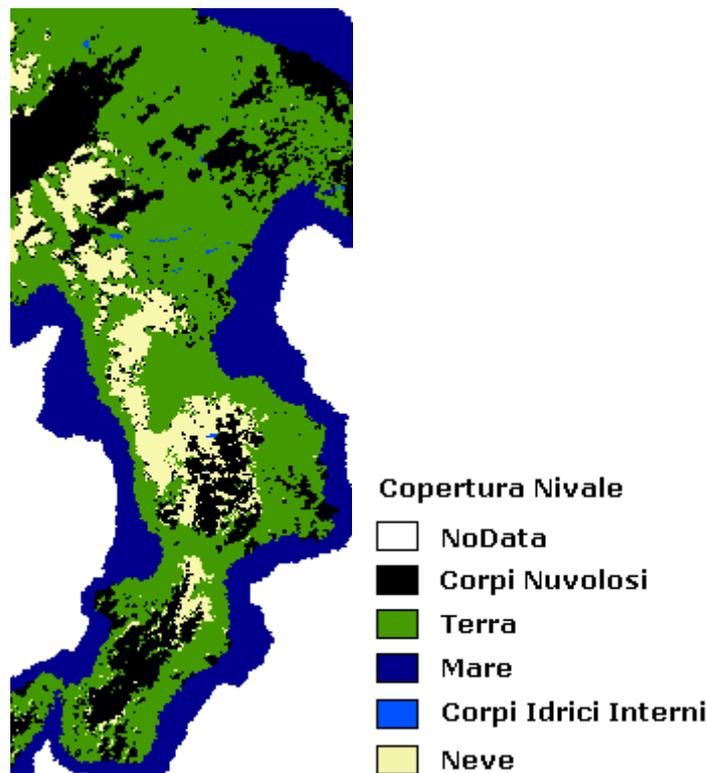


Figura 19. Copertura nivale ottenuta a partire dalle immagini MODIS per il giorno 9 marzo 2005

In generale la neve è caratterizzata da valori di NDSI maggiori rispetto alle altre superfici. In particolare, è stato verificato che per i pixel ricoperti per più del 50% da neve, si ha un valore dell'indice maggiore di 0.4 (Hall et al., 1998). I corpi idrici, tuttavia, sono caratterizzati anch'essi da valori elevati di NDSI, per cui per poter distinguere ulteriormente questi ultimi dalle aree ricoperte da neve si deve ricorrere alla riflettanza nel canale 2 di MODIS. In tale canale, infatti, l'acqua è caratterizzata da bassi valori di riflettanza, al contrario della neve. Anche in questo caso si fissa un valore soglia pari all'11%: una volta individuate le aree con

valori di NDSI maggiori di 0.4, se i valori di riflettanza nel canale 2 sono maggiori dell'11%, allora esse possono essere considerate ricoperte da neve, altrimenti rappresentano corpi idrici. Un ulteriore problema nell'identificazione della copertura nivale si incontra in corrispondenza di aree innevate, ma caratterizzate da vegetazione densa. Tali zone generalmente non sono uniformemente ricoperte da neve, in quanto i rami e le chiome degli alberi, trattenendo solo parzialmente la neve, costituiscono punti di disomogeneità non trascurabili. Per poter individuare tali aree è necessario ricorrere all'indice NDVI: quelle aree che presentano NDSI di poco inferiori a 0.4, ma caratterizzate da un valore alto di NDVI, possono essere comunque classificate come aree innevate (Riggs & Hall, 2004).

2.2.3 Temperatura superficiale

La temperatura superficiale gioca un ruolo fondamentale sia direttamente nella stima della radiazione ad onde lunghe, sia indirettamente nella stima dei flussi di calore sensibile e latente al suolo. Molte applicazioni, inoltre, richiedono un'accurata conoscenza della temperatura superficiale a diverse scale spazio-temporali. Dato che risulta praticamente impossibile ottenere questo tipo di informazione a partire da misurazioni effettuate puntualmente a terra, quasi sempre si ricorre all'uso dei sensori satellitari operanti nel campo dell'infrarosso termico, regione dello spettro elettromagnetico compresa tra 8 e 14 μm , caratterizzata da un basso assorbimento atmosferico.

Essi rilevano l'energia radiante intesa come l'insieme dell'energia emessa dalla superficie terrestre, a sua volta trasmessa dall'atmosfera, e dell'energia emessa dall'atmosfera stessa:

$$L = \int \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T_s) d\lambda + \int (1 - \tau_{\lambda}) B_{\lambda}(T_a) d\lambda \quad (2.14)$$

in cui L è la radianza misurata dal sensore, B_{λ} indica la radiazione di corpo nero dipendente dalla lunghezza d'onda, emessa da una superficie a temperatura T_s , mentre ε_{λ} e τ_{λ} rappresentano rispettivamente l'emissività superficiale e la trasmissività dell'energia attraverso l'atmosfera, entrambe dipendenti dalla lunghezza d'onda. Il primo termine dell'equazione rappresenta la porzione della radiazione osservata non attenuata dall'atmosfera. Il secondo termine, invece, rappresenta l'emissione dell'atmosfera alla sua temperatura effettiva T_a : sebbene l'atmosfera sia piuttosto "trasparente" nel campo delle

lunghezze d'onda in cui tali sensori operano, essa ha pur sempre un effetto di attenuazione non trascurabile.

In letteratura sono state messe a punto diverse tecniche finalizzate alla stima attendibile di temperatura superficiale a partire da dati telerilevati nell'infrarosso termico. Preliminarmente, occorre trasformare la radianza rilevata in temperatura di brillantezza alla sommità dell'atmosfera, intesa come la temperatura che dovrebbe avere un corpo nero affinché esso possa emettere il valore della suddetta radianza.

La relazione che sussiste tra radianza e temperatura di brillantezza è espressa mediante la legge di Planck:

$$B_{\lambda} \left(\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{m}^{-1} \right) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k T_B}} - 1} \quad (2.15)$$

dove h [J s] è la costante di Planck (6.626×10^{-34} J s), c [m s⁻¹] la velocità della luce ($\sim 3 \times 10^8$ m s⁻¹), k [J K⁻¹] la costante di Boltzmann (1.3807×10^{-23} J K⁻¹), e T_B [K] la temperatura di brillantezza. Dal momento che il sensore rileva in un certo numero di porzioni discrete dello spettro elettromagnetico, si può ottenere il valore della radianza nel canale i -esimo, integrando l'equazione (2.15) nell'intervallo di lunghezza d'onda $[\lambda_1, \lambda_2]$ che delimita il canale stesso:

$$B_i \left(\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \right) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k T_{B,i}}} - 1} d\lambda \quad (2.16)$$

La temperatura di brillantezza nel canale i -esimo $T_{B,i}$ può essere, quindi, determinata dall'equazione (2.16) sia utilizzando una tabella di corrispondenza tra radianza e temperatura di brillantezza (*Look-up table*), sia individuando per ogni canale un valore centrale di lunghezza d'onda λ_i e invertendo la seguente equazione:

$$B_i \left(\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \right) = \frac{2hc^2}{\lambda_i^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda_i k T_{B,i}}} - 1} \quad (2.17)$$

Una volta determinata la temperatura di brillantezza nei singoli canali termici, è possibile stimare la temperatura superficiale seguendo diverse procedure. Un primo approccio è basato

sull'utilizzo di relazioni empiriche. A questa prima categoria appartengono i metodi che permettono di stimare la correzione atmosferica a partire dalla temperatura di un corpo piuttosto esteso, quale può essere un oceano, un corpo idrico, le calotte polari, ecc., correlando tale temperatura superficiale alla temperatura di brillanza alla sommità dell'atmosfera. Successivamente, si estende tale relazione a tutti i pixel limitrofi all'oggetto preso come riferimento. Questo metodo non è applicabile ad una scala globale ed è ovviamente soggetto a grossi errori, dovuti all'accuratezza con cui viene stabilita la temperatura del corpo e alle differenze di emissività tra il corpo utilizzato per la calibrazione e i restanti pixel. Altra fonte di errore, inoltre, è l'ipotesi non sempre veritiera di attenuazione atmosferica sull'acqua o ghiaccio uguale a quella relativa alla superficie terrestre.

Un'altra metodologia, sempre di tipo empirico, permette di determinare la correzione atmosferica a partire dalla stima di temperatura ed umidità dell'atmosfera. Anche questo metodo, però, presenta dei limiti sia riguardo alla validità delle relazioni che alla disponibilità di coperture sufficientemente estese di temperatura ed umidità dell'aria. I metodi empirici, quindi, anche se permettono di ottenere risultati soddisfacenti per un dato sito e in un certo istante, generalmente risultano difficilmente applicabili a scala globale e per lunghi periodi di tempo.

Un secondo approccio consiste nell'utilizzare procedure che simulano il trasferimento radiativo. Tali metodologie, molto più sofisticate rispetto ai metodi empirici, presentano comunque dei limiti: a parte la complessità di calcolo e la necessità di grosse risorse computazionali, richiedono un'approfondita conoscenza dell'emissività spettrale della superficie, spesso non disponibile ad una scala globale. Essi, inoltre, presuppongono una conoscenza accurata delle caratteristiche atmosferiche, derivate mediante radiosonde o sonde satellitari. Conseguentemente, anche tali metodi risultano difficilmente applicabili a casi pratici, anche se spesso sono utilizzati per la validazione di altri metodi.

Quando sono disponibili due o più canali termici corrispondenti a differenti livelli di attenuazione atmosferica, è possibile utilizzare il diverso assorbimento per stimare il contributo atmosferico al segnale. Questo metodo, che consiste semplicemente in una combinazione lineare delle temperature di brillanza rilevate nei diversi canali termici, è comunemente denominato "*Split Window Technique*". Tale approccio, ideato da Anding & Kauth (1970) e posto nella forma classica da Prabhakara et al. (1974), è stato inizialmente messo a punto per la stima della temperatura superficiale del mare, ed è inoltre quello maggiormente utilizzato per elaborare le immagini rilevate dal sensore AVHRR.

Recentemente, numerosi autori hanno implementato una serie di procedure adattando quelle esistenti al caso della superficie terrestre, anche se le stime sono affette da incertezza relativa all'emissività misurata nei diversi canali termici (Price, 1984; Lagouarde & Kerr, 1985; Cooper & Asrar, 1989).

L'approccio "Split Window" di tipo puramente empirico si fonda sulla definizione di un set di coefficienti stimati a partire da dati esistenti, che però presenta la limitazione di non essere applicabile ad una scala globale. Si preferisce, in genere, accoppiare ai coefficienti empirici parametri fisicamente basati, come nel caso dell'algorithmo di May et al. (1992), valido per il sensore AVHRR:

$$T_m = \left[1.0162T_4 + 2.657 \left(\frac{T_4 - T_5}{S_V} - 1 \right) - 0.5265 \left(\frac{T_4 - T_5}{S_V} - 4.58 \right) \right] \quad (2.18)$$

in cui S_V indica la secante dell'angolo di vista e T_4 e T_5 le temperature di brillanza nei rispettivi canali termici.

Una seconda classe di algoritmi "Split Window" tiene conto delle diverse risposte spettrali della superficie terrestre, in termini di emissività. Esistono in letteratura una serie cospicua di formulazioni, di cui si riportano quelle maggiormente note:

$$T_s = \left[T_4 + 3.33 \left(\frac{T_4 - T_5}{S_V} \right)^{5.5 - \varepsilon_4} + 0.75 T_5 \Delta \varepsilon \right] \quad (\text{Price, 1984}) \quad (2.19)$$

$$T_s = \left[1.274 + \left[\frac{T_4 + T_5}{2} \left(1 + 0.15616 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} - 0.482 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2} \right) + \frac{T_4 - T_5}{2} \left(6.26 + 3.98 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + 38.33 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \right] \right] \quad (\text{Becker \& Li, 1990}) \quad (2.20)$$

$$T_s = \left[\frac{3.46}{\varepsilon} T_4 - \frac{2.46}{\varepsilon} T_5 + 40 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} \right] \quad (\text{Prata \& Platt, 1991}) \quad (2.21)$$

$$T_s = T_4 + 2.78 \left(\frac{T_4 - T_5}{S_V} \right) + 50 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} - 300 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon} \quad (\text{Vidal, 1991}) \quad (2.22)$$

$$T_s = T_4 + 2.13 \left(\frac{T_4 - T_5}{S_V} \right) + 0.18 + 50 \left(\frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} - \varepsilon_4 \right) + 200 \Delta \varepsilon \quad (\text{Coll \& Caselles, 1997}) \quad (2.23)$$

Per ognuna delle equazioni sopra scritte i termini ε e $\Delta\varepsilon$ sono così esplicitati:

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_4 + \varepsilon_5}{2} \quad (2.24)$$

$$\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5 \quad (2.25)$$

con ε_4 e ε_5 le emissività nei canali 4 e 5.

Le procedure di tipo “*Split Window*” forniscono risultati accettabili, ma un limite alla loro applicazione consiste nel fatto che richiedono come input l’emissività superficiale, non sempre derivabile con elevati livelli di accuratezza; inoltre, queste procedure non sono basate su un approccio di tipo deterministico. In teoria, infatti, è impossibile ricavare con esattezza mediante metodi matematici l’emissività e la temperatura superficiale da un singolo rilevamento in n canali termici, utilizzando le equazioni (2.15) e (2.16): infatti, le incognite sono $n+1$ (n emissività per ognuna delle bande più la temperatura superficiale), mentre le equazioni sono n .

Per ovviare a tale problema si ricorre ad un altro algoritmo di tipo “*day/night*” che utilizza dati multitemporali (un’immagine diurna ed una notturna). Tale algoritmo, messo a punto per elaborare le immagini MODIS, si basa sull’ipotesi che l’emissività cambia poco su brevi intervalli, mentre la temperatura varia anche di diversi gradi nell’arco dell’intera giornata. Avendo, quindi, a disposizione le due immagini giornaliere, è possibile separare il contributo dell’emissività costante dalle temperature variabili. Se da una parte il metodo “*day/night*” risolve il problema dell’indeterminazione della stima di temperatura ed emissività superficiali, dall’altra richiede una perfetta sovrapposibilità dei pixel delle due immagini di input, non sempre rispettata a causa della diversa angolazione di ripresa del sensore. La figura 20 mostra la distribuzione spaziale della temperatura superficiale desunta dall’immagine acquisita dal sensore MODIS in data 08 luglio 2005. I corpi nuvolosi nel dominio dell’infrarosso termico oscurano la superficie terrestre, per cui le aree coperte da nubi sono caratterizzate nella mappa da valori *NoData*.

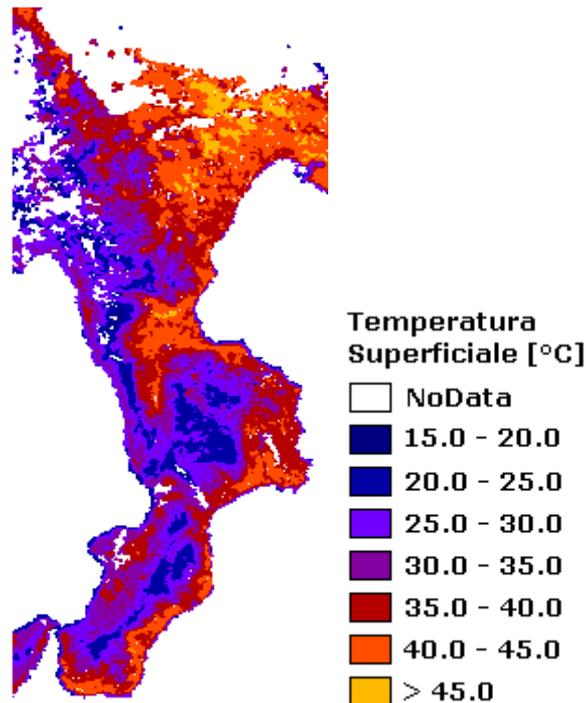


Figura 20. Distribuzione spaziale di temperatura superficiale.

2.2.4 Indici di vegetazione

La vegetazione influenza in modo sostanziale il clima di una determinata area modificando il bilancio energetico e gli scambi di vapore acqueo e anidride carbonica tra la superficie terrestre e l'atmosfera. Per tale motivo si ricorre a tecniche di telerilevamento satellitare per caratterizzare e monitorare la vegetazione. Tali tecniche sono essenzialmente basate sulla definizione di determinati indici, mediante i quali è possibile ricavare utili informazioni sullo stato fenologico della vegetazione e sulla sua densità. La definizione dei diversi indici si basa sulla particolare firma spettrale della vegetazione, caratterizzata da bassa riflettanza nella regione del visibile e alta riflettanza nella regione del vicino infrarosso. Nel visibile, infatti, i pigmenti delle piante, soprattutto la clorofilla, causano un forte assorbimento di energia per la fotosintesi, particolarmente accentuato nel rosso e nel blu, determinando il caratteristico colore verde delle foglie, mentre nel vicino infrarosso l'energia viene diffusa dalla struttura interna delle foglie causando un'alta riflettanza in tale regione. Per le superfici non vegetate, invece, le caratteristiche di riflettività in queste due zone dello spettro sono comparabili.

Tali indici possono essere espressi da semplici rapporti tra le riflettanze nei diversi canali o mediante formule più complesse, che presuppongono la conoscenza di alcuni parametri caratteristici del suolo e della composizione atmosferica.

Una prima famiglia di indici di vegetazione proposta in letteratura è quella dei cosiddetti indici intrinseci i quali si basano solo sulla riflettanza spettrale misurata nelle varie bande. Appartengono a tale famiglia gli indici di vegetazione maggiormente diffusi nelle applicazioni di telerilevamento satellitare: il *Ratio Vegetation Index* – RVI (Jordan, 1969) e il *Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI (Rouse et al., 1974).

L'indice RVI (detto anche *Simple Ratio*) è l'indice che rileva il contrasto di risposta spettrale della vegetazione tra le bande vicino infrarosso e rosso mediante un semplice rapporto:

$$RVI = \frac{NIR}{red} \quad (2.26)$$

Tale indice a volte è suscettibile di errori a causa di possibili divisioni per zero ed inoltre non è caratterizzato da una scala di valori lineare. Valori tipici per suoli scarsamente vegetati sono di poco inferiori all'unità, mentre per aree densamente vegetate si raggiungono valori maggiori di 20.

L'indice NDVI è quello più utilizzato in letteratura, in quanto permette di eliminare una considerevole quantità di rumori del segnale, derivanti dalle diverse condizioni di irraggiamento, legate a cambiamenti di topografia, angolo di incidenza solare, presenza di ombre e condizioni atmosferiche. Rispetto all'RVI, presenta il vantaggio di ridurre la probabilità di divisione per zero e di essere caratterizzato da un range teorico di valori lineari compresi tra -1 e 1. L'equazione che definisce tale indice è:

$$NDVI = \frac{NIR - red}{NIR + red} \quad (2.27)$$

Per il terreno nudo l'NDVI assume valori di poco superiori all'unità, raggiungendo valori tanto più elevati, quanto più esso è densamente vegetato. Per i corpi idrici, invece, si osservano valori di NDVI negativi.

A partire dall'NDVI è stato proposto l'indice *Fractional Vegetation Cover* – FVC che normalizza l'NDVI trasformandolo in un indice di copertura di vegetazione percentuale. Il valore dell'FVC è definito dalla seguente equazione:

$$FVC = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (2.28)$$

in cui $NDVI_{max}$ rappresenta l'NDVI relativo ad un'area con il 100% di copertura vegetale, mentre $NDVI_{min}$ rappresenta l'NDVI tipico del suolo nudo.

Gli indici intrinseci finora descritti non tengono conto né degli effetti di attenuazione atmosferica, né dell'influenza del suolo alla risposta spettrale della vegetazione. Per superare tali limitazioni, sono state proposte altre due categorie di indici di vegetazione: indici che minimizzano il contributo alla risposta del suolo e indici che minimizzano il disturbo atmosferico.

Con gli indici che appartengono alla prima famiglia si è cercato di correggere l'informazione spettrale derivante dalla composizione suolo-vegetazione, eliminando il contributo alla riflettanza derivante dal suolo, mediante fattori correttivi che tengono conto della densità della copertura vegetale.

Il *Soil Adjusted Vegetation Index* – SAVI, introdotto da Huete nel 1988, è probabilmente l'indice di vegetazione con una maggiore base teorica. La sua formulazione è la seguente:

$$SAVI = \frac{NIR - red}{NIR + red + L} \quad (2.29)$$

in cui L rappresenta il fattore di correzione finalizzato a minimizzare il contributo della riflettanza dei suoli sottostanti la vegetazione. I valori che tale parametro può assumere sono compresi tra 0, per le formazioni densamente vegetate, e 1 per le aree caratterizzate da bassa densità di vegetazione. Il valore tipicamente usato in molte applicazioni, soprattutto quando le caratteristiche della copertura vegetale investigata non sono note, è 0.5 che corrisponde a una densità intermedia.

Per poter studiare meglio il comportamento di superfici caratterizzate da vegetazione molto rada è stato formulato l'indice *Transformed Soil Adjusted Vegetation Index* – TSAVI. L'equazione che definisce tale indice si presenta nettamente più complessa rispetto a quella

del SAVI, introducendo la dipendenza di parametri caratteristici del suolo. Il concetto che sta alla base della definizione di tale indice è che la risposta spettrale del suolo privo di vegetazione è rappresentata nel diagramma di dispersione rosso-vicino infrarosso da una linea retta (Fig. 21), definita linea del suolo. La vegetazione, essendo caratterizzata da bassi valori di riflettanza nella banda del rosso e alti valori nella banda del vicino infrarosso, è rappresentata nello stesso diagramma da punti al di sopra della linea del suolo. In particolare, quanto più il punto rappresentativo di un'area elementare si dispone distante dalla linea del suolo, tanto più essa è densamente vegetata.

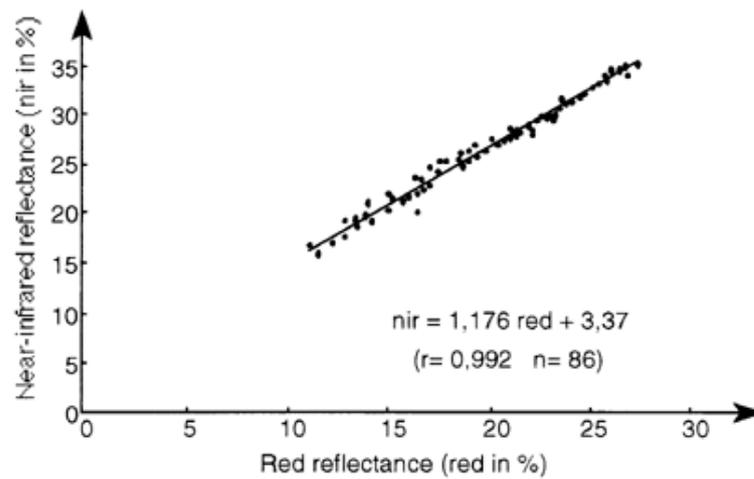


Figura 21: Esempio di Linea del suolo relativa ad un terreno limoso. (tratto da Baret, 1986)

L'equazione che definisce il TSAVI è la seguente:

$$TSAVI = \frac{s(NIR - s \cdot red + a)}{a \cdot NIR + red - as + X(+s \cdot s)} \quad (2.30)$$

dove a è l'intercetta della linea del suolo, s la pendenza e X è un fattore di correzione da assegnare al fine di minimizzare il disturbo del suolo. Per quanto riguarda i valori caratteristici che tale parametro può assumere è noto che il suo valore tende a zero per i suoli privi di vegetazione mentre tende a 0.7 per le coperture densamente vegetate.

Per cercare di superare il problema dovuto alla stima del parametro L nel SAVI, Qi et al. nel 1994 hanno proposto l'indice *Modified Soil Adjusted Vegetation Index* – MSAVI:

$$MSAVI = \frac{NIR - red}{NIR + red + L} \quad (2.31)$$

in cui L questa volta è dato da:

$$L = 1 - 2s \frac{NDVI}{NIR - s \cdot red} \quad (2.32)$$

dove s è la pendenza della linea del suolo.

Gli indici che minimizzano il disturbo atmosferico, tengono conto del fatto che la composizione dell'atmosfera cambia nel tempo e nello spazio, per cui il flusso radiante che attraversa l'atmosfera viene da questa attenuato e riflesso in maniera non costante.

Tra gli indici che appartengono a tale categoria sono da ricordare il *Global Environmental Monitoring Index* – GEMI (Pinty e Verstrate, 1992) e l'*Atmospherically Resistant Vegetation Index* – ARVI (Kaufman e Tanré, 1992).

Il primo, risulta indipendente dalle condizioni atmosferiche anche se presenta lo svantaggio di risentire molto del disturbo del suolo a basse coperture vegetali. La sua formulazione è la seguente:

$$GEMI = \eta \frac{red - 0.125}{1 - red} \quad (2.33)$$

dove:

$$\eta = \frac{2(NIR^2 - red^2) + 1.5NIR + 0.5red}{NIR + red + 0.5} \quad (2.34)$$

L'ARVI, invece, ideato inizialmente per il sensore MODIS, deriva dalla formulazione dell'NDVI nella quale la riflettanza nel rosso viene sostituita dal termine rb , combinazione lineare delle bande blu e rosso:

$$ARVI = \frac{NIR - rb}{NIR + rb} \quad (2.35)$$

con:

$$rb = red - \gamma(blue - red) \quad (2.36)$$

in cui il parametro γ è utilizzato per minimizzare l'effetto dell'attenuazione atmosferica. Per applicazioni su scala globale esso può essere fissato pari ad 1.

Gli indici sopra descritti, seppur riescono a tenere in conto degli effetti atmosferici, presentano il limite di essere poco sensibili ai cambiamenti della vegetazione e, in condizioni di scarsa vegetazione, di risentire fortemente del contributo alla risposta del suolo.

Liu & Huete (1995) proposero un indice di vegetazione denominato *Enhanced Vegetation Index* – EVI, capace di rilevare la risposta della vegetazione annullando l'effetto di disturbo sia dell'atmosfera che del suolo:

$$EVI = 2 \frac{(NIR - red)}{(L + NIR + C_1 red + C_2 blue)} \quad (2.37)$$

in cui con L si è indicato il termine di correzione per il contributo alla risposta del suolo, con C_1 e C_2 i termini di correzione per la dispersione atmosferica.

Molto spesso è opportuno utilizzare l'indice EVI, in alternativa all'NDVI, soprattutto per lo studio di aree caratterizzate da forte presenza di fumo e di aerosol (ad esempio le aree intorno ai vulcani attivi, o interessate da vasti incendi) e di aree fortemente vegetate. Nel primo caso, l'utilizzo della banda blu permette di poter rilevare la vegetazione al di sotto dei banchi di fumo, altrimenti non desunta mediante l'NDVI. Quest'ultimo, inoltre, in corrispondenza di aree molto vegetate tende a saturare, cioè superata una certa soglia di NDVI, al variare della biomassa il valore dell'indice non varia significativamente. Piccole variazioni di biomassa in tali condizioni vengono, invece, perfettamente evidenziate dall'indice EVI.

Nelle figure seguenti sono mostrati dei confronti tra l'indice NDVI (Fig. 22a) e l'indice EVI (Fig. 22b) desunti dal sensore MODIS e aggregati su un periodo di 16 giorni, compreso tra il 26 giugno e l'11 luglio 2005.

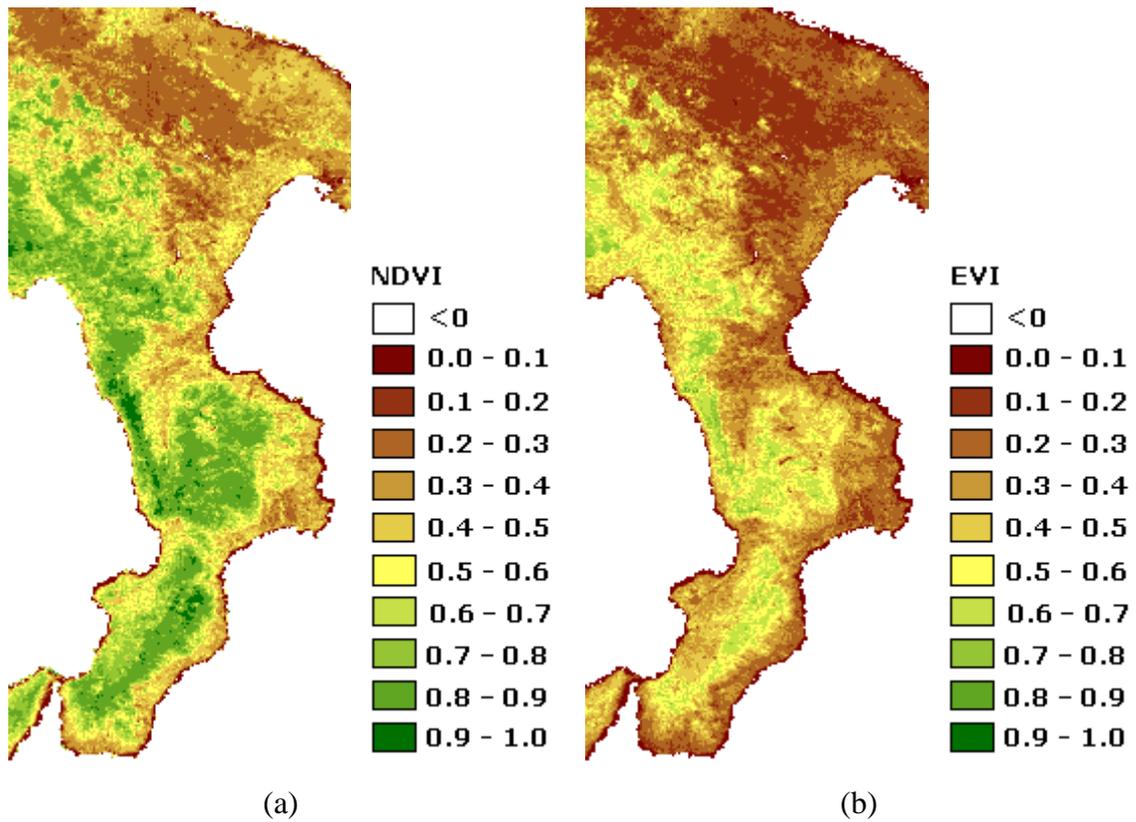


Figura 22. Distribuzioni spaziali di (a) NDVI e (b) EVI, relative al periodo di 16 giorni compreso tra il 26 giugno 2005 e l'11 luglio 2005, desunte dal sensore MODIS. Tali indici sono prodotti e forniti dal team MODIS a diverse scale di aggregazione temporale: 1 giorno, 16 giorni ed 1 mese

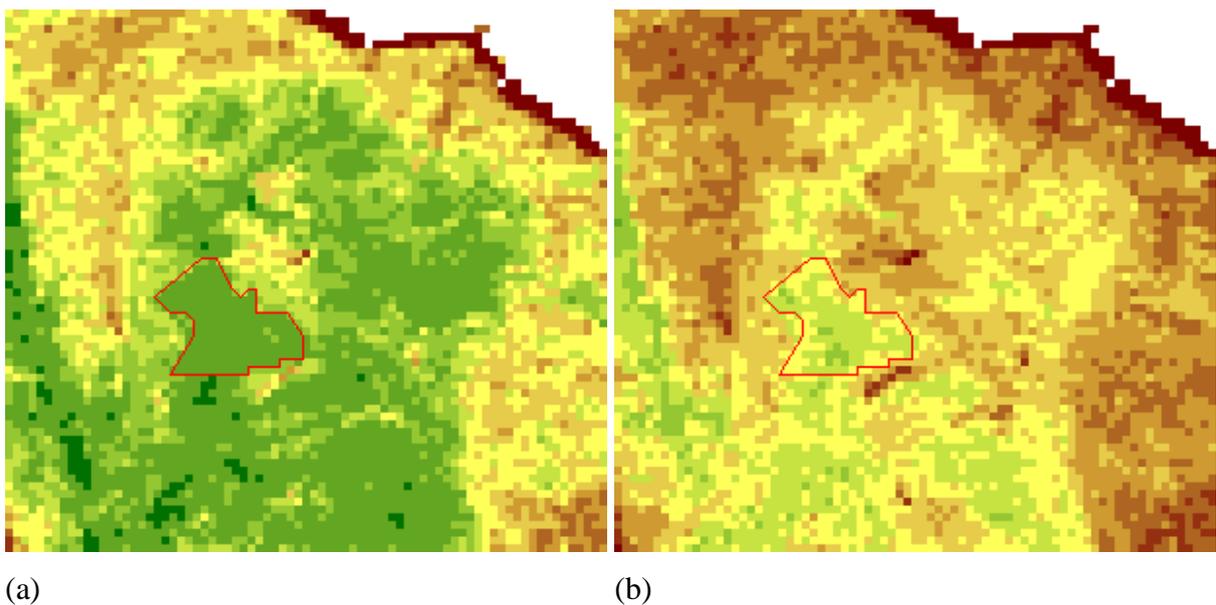


Figura 23. Effetto saturazione dell'indice NDVI: sono riportati due dettagli relativi alle mappe di NDVI (a) e EVI (b), mostrate in figura 22a e 22b. È evidenziata in rosso un'area densamente vegetata, in cui si evince l'effetto di saturazione dell'NDVI

In figura 23a e 23b è mostrato un confronto areale, che evidenzia l'effetto di saturazione dell'indice NDVI per aree densamente vegetate: mentre l'indice NDVI (Fig. 23a) si attesta su valori elevati, mostrando un ristretto range di variazione (0.78 – 0.89), nella stessa zona l'indice EVI (Fig. 23b) mostra variazioni di vegetazione più marcati (0.45 – 0.76), permettendo, quindi, una migliore identificazione della biomassa vegetale in aree densamente vegetate. Infine, in figura 25 si riporta un confronto dei valori che i due indici assumono lungo un transetto (Fig.24a e 24b). Dal grafico in figura 25 si evince l'effetto di saturazione dell'NDVI soprattutto per le aree densamente vegetate (zone agli estremi del transetto), mentre l'EVI mostra una maggiore sensibilità alla variazione di biomassa vegetale.

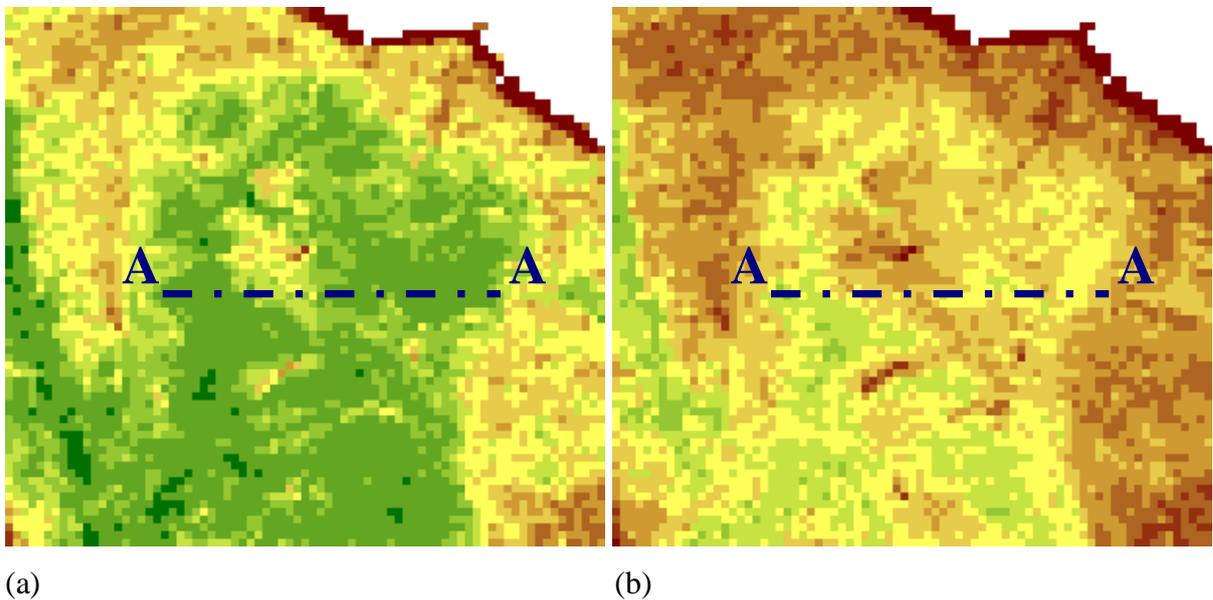


Figura 24. individuazione di due transetti relativi alle mappe di NDVI (a) e EVI (b)

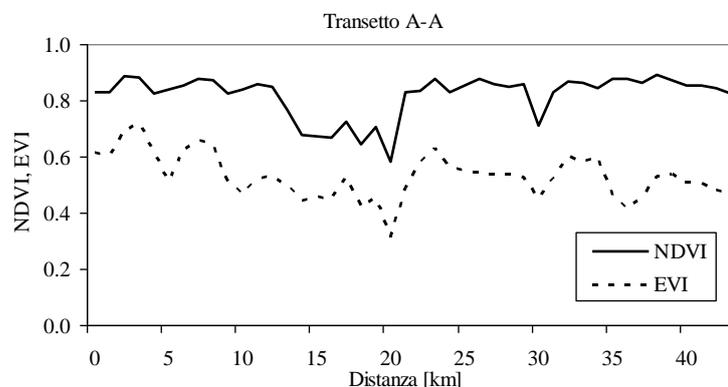


Figura 25. Andamenti degli indici NDVI e EVI su un particolare transetto (Fig. 24a e 24b)

CAPITOLO III

Stima dell'evapotraspirazione mediante tecniche di telerilevamento satellitare

Il telerilevamento satellitare rappresenta un valido strumento per la determinazione dei flussi evapotraspirativi in forma distribuita, la cui conoscenza dettagliata è importante per il monitoraggio climatico dell'interfaccia atmosfera-superficie, per validare schemi di parametrizzazione in modelli meteo-climatici, usati per stimare scambi di flusso tra la superficie e lo strato inferiore dell'atmosfera, e per applicazioni in agricoltura, come la pianificazione dell'irrigazione.

Tecniche convenzionali di misura (*Bowen ratio*, *eddy covariance*, bilancio idrico del suolo) sono solo rappresentative del fenomeno evapotraspirativo alla scala locale e non possono essere estese a porzioni di territorio più ampie a causa dell'eterogeneità superficiale del terreno e della natura dinamica dei processi di trasferimento del calore (Calcagno et al., 2005). Nella pratica comune il metodo di stima delle variabili che entrano in gioco nel fenomeno evapotraspirativo è il FAO56 (Allen et al., 1998). Questo metodo, ampiamente descritto nel capitolo I, consiste nella stima dell'evapotraspirazione di una determinata coltura (ET_c) tramite il prodotto tra l'evapotraspirazione di riferimento ET_0 (ottenuta con il metodo di

Penman-Monteith) ed un coefficiente colturale K_c . Come noto, ET_0 è riferita ad una coltura standard erbosa, bassa, omogenea, in piena attività di sviluppo, ottimamente rifornita d'acqua e con un valore di resistenza superficiale della vegetazione costante (semplificazione *big leaf*). Tuttavia, tale resistenza può variare in funzione del giorno e delle condizioni meteorologiche (soprattutto radiazione disponibile e deficit di pressione di vapore), ed anche la determinazione di K_c spesso è discutibile (Neale et al., 2005). In condizioni di stress idrico tale coefficiente è modificato, oppure è introdotto un coefficiente di stress idrico.

In definitiva l'evapotraspirazione effettiva, corrispondente alla quantità reale di acqua trasferita all'atmosfera, dipende da molteplici fattori, quali parametri meteorologici, condizioni di gestione della coltura ed ambientali, parametri della vegetazione e della superficie (tipo e varietà della coltura, grado di sviluppo, grado di copertura del suolo, sviluppo dell'apparato radicale). Il continuo miglioramento della risoluzione e dell'affidabilità delle immagini ottenute da telerilevamento satellitare può contribuire in modo decisivo sia all'acquisizione di tali informazioni a diverse scale spaziali e temporali, sia alla stima diretta dell'evapotraspirazione effettiva. Numerosi sono stati i metodi sviluppati per utilizzare le informazioni da *remote sensing* in schemi per la stima del flusso evapotraspirativo. Una classificazione univoca di tali metodi è proposta da Courault et al. (2005):

- Metodi empirici diretti: i dati da *remote sensing* sono introdotti direttamente in modelli semi-empirici per la stima dell'evapotraspirazione, secondo un approccio che permette di caratterizzare lo stato idrico della vegetazione sia a scala locale tramite misure al suolo, sia su vaste aree irrigate;
- Metodi che utilizzano gli indici di vegetazione o inferenziali: basati sull'uso del telerilevamento per il calcolo di un fattore riduttivo (come il coefficiente colturale K_c del metodo FAO56) per la stima dell'evapotraspirazione effettiva, nota l'evapotraspirazione potenziale o di riferimento da misure al suolo;
- Metodi deterministici: generalmente si basano su modelli più complessi come gli schemi di trasferimento suolo-vegetazione-atmosfera (SVAT), che calcolano le differenti componenti del bilancio energetico. I dati telerilevati sono utilizzati a diversi livelli di modellazione, sia come parametri di input per caratterizzare le superfici, sia in procedure di *data assimilation* che mirano alla corretta determinazione dei parametri per la stima dell'evapotraspirazione;

- Metodi residuali del bilancio energetico: combinano relazioni empiriche a modelli fisici. Molti modelli operativi usano dati telerilevati per la stima diretta dei parametri di input e dell'evapotraspirazione.

Nel seguito del capitolo, saranno brevemente introdotti i quattro differenti approcci elencati, soffermandosi maggiormente sui metodi residuali, allo stato attuale dell'arte particolarmente interessanti dal punto di vista applicativo. Per una rassegna più dettagliata sull'uso del telerilevamento per la stima dell'evapotraspirazione, si rimanda al già citato lavoro di Courault et al. (2005) ed a Kustas & Norman (1996).

3.1 Metodi empirici diretti

Tali metodi sono sostanzialmente delle relazioni semplificate che si basano sull'assunzione teorica che il rapporto H/R_n sia costante durante il giorno e che il valore giornaliero di G sia nullo. Tali relazioni, proposte ed utilizzate in passato da diversi autori (Jackson et al., 1977; Lagouarde, 1991; Courault et al., 1994) hanno la seguente formulazione tipica:

$$ET_{24} = R_{n24} + A - B (T_s - T_a)_i \quad (3.1)$$

dove ET_{24} e R_{n24} sono rispettivamente i valori giornalieri di evapotraspirazione e radiazione netta, $(T_s - T_a)_i$ è la differenza di temperatura tra superficie e aria, misurata a mezzogiorno, ed infine A e B sono parametri da calibrare. L'accuratezza del metodo può raggiungere anche il 10-15% (Seguin et al., 1982) a scala locale, ma a parte i problemi di calibrazione dei parametri, bisogna considerare anche la necessità, su scala più vasta, dell'interpolazione spaziale dei valori puntuali di T_a (assumendo che anche la radiazione solare possa essere stimata in forma distribuita tramite tecniche di *remote sensing*), che conducono ad un'accuratezza del 20-30%.

Considerando che gli indici di vegetazione sono in qualche modo collegati alla temperatura superficiale, Carlson et al. (1995) e Moran et al. (1994) hanno analizzato la relazione tra la differenza di temperatura cumulata $(T_s - T_a)$, detta anche *stress degree day* (SDD), e l'NDVI, ottenendo uno schema trapezoidale da cui è possibile ottenere una classificazione delle condizioni di umidità del suolo.

3.2 Metodi inferenziali

Come ampiamente descritto nel capitolo precedente, i valori di riflettanza nelle bande del rosso e del vicino infrarosso consentono di stimare numerosi indici di vegetazione, tra cui l'NDVI e il SAVI. Tali indici sono molto correlati a parametri quali la frazione di copertura vegetale ed il LAI, gli stessi che influenzano anche il comportamento del coefficiente colturale K_c .

Heilman et al. (1982) hanno investigato le relazioni esistenti tra la copertura percentuale di erba medica e il *Perpendicular Vegetation Index* (PVI). In seguito diversi studi sono stati condotti considerando soprattutto l'NDVI (Neale et al., 1989; Choudhury et al., 1994; Bausch, 1995; Allen et al., 2005) ed il SAVI (Garatuza et al., 1998; Neal et al., 2005), e sono state ricavate diverse equazioni empiriche per legare tali indici al coefficiente colturale effettivo, ottenuto una volta nota l'evapotraspirazione effettiva da misure a terra o da modelli. Tuttavia, soprattutto a causa degli effetti dovuti all'irrigazione sull'umidità del suolo, ed in condizioni di stress idrico, si è verificato che il coefficiente K_c e gli indici di vegetazione non godono di una relazione univoca (Allen et al., 2005).

Le relazioni ottenute tra K_c e gli indici di vegetazione possono rivelarsi molto utili ai fini della pianificazione dell'irrigazione (e quindi della gestione della risorsa idrica), in particolare per effettuare una stima del coefficiente colturale in condizioni di suolo relativamente secco. I risultati ottenuti sono però empirici, ed è necessario un lungo lavoro (teorico e sperimentale) per lo sviluppo di relazioni più generali.

3.3 Metodi deterministici

I modelli di tipo residuale possono fornire stime dell'evapotraspirazione solo se sono disponibili informazioni desunte da immagini satellitari. Per i giorni in cui non si hanno tali immagini è necessario eseguire interpolazioni temporali, che possono essere ottenute a scala locale tramite misure dirette a terra. I modelli deterministici (modelli SVAT) possono operare anche senza disporre di misure da *remote sensing*, poiché queste ultime sono utilizzate solo come parametri di input o in procedure di *data assimilation*. Da questo punto di vista i modelli SVAT si prestano per la stima degli scambi energetici nei periodi di dati mancanti, ma non solo, dato che tramite essi è possibile ottenere, insieme alle componenti del bilancio

energetico, stime di numerose variabili intermedie (es. LAI, umidità del suolo) correlate a processi fisiologici ed idrologici.

Lo sviluppo dei modelli SVAT è dato storicamente dalla convergenza di due esigenze: da un lato meteorologi e studiosi del clima avevano bisogno di informazioni circa gli input di calore ed umidità verso l'atmosfera dalla superficie terrestre (suolo, vegetazione, corpi idrici) e sulle modalità attraverso cui la stessa superficie "privava" l'atmosfera di quantità di moto ed energia cinetica tramite i fenomeni di attrito; dall'altro biofisici e studiosi di ecologia avevano bisogno di conoscere temperatura, livelli di umidità, radiazione solare, copertura nuvolosa, velocità del vento, precipitazione ecc. per determinare come le varie specie vegetali rispondevano alle diverse condizioni ambientali (Sellers et al., 1986). I primi tentativi di legare questi due aspetti del medesimo problema sono consistiti nell'uso di condizioni di vegetazione costante da parte dei meteorologi e di condizioni di clima invariabili da parte dei fisiologi.

Tra i molti modelli SVAT sviluppati, differenti per scopo, scala temporale, scala spaziale, complessità e tipo di approccio, la maggioranza (escludendo i metodi puramente empirici o statistici) si basa esplicitamente sul principio del bilancio di energia o di massa. Esempi di tali modelli sono: schemi SVAT di tipo puramente big-leaf (ad esempio, gli *0-dimensional models* basati su Monteith, 1965; Priestley & Taylor, 1972; Shuttleworth & Wallace, 1985); modelli big-leaf intermedi (Raupach & Finnigan, 1986) con uno strato di vegetazione che contempla una qualche dimensione verticale, implicita nella parametrizzazione del trasferimento della radiazione solare, dello scambio turbolento, della conduttanza stomatale di tipo bulk (es. Dickinson et al., 1993; Sellers et al., 1996; Zavala, 2004); modelli multi-strato dei processi di trasferimento (es. Williams et al., 1996; Baldocchi & Wilson, 2001; Tanaka, 2002). Numerosi modelli SVAT combinano i processi fisici con gli scambi biofisici necessari per rappresentare la fotosintesi, la respirazione e, in alcuni casi, il decadimento della vegetazione (es. Tian et al., 1999). Modelli del flusso di massa ed energia sono comunemente usati all'interno di modelli dinamici dell'evoluzione dell'ecosistema come HYBRID (Friend et al., 1997), in applicazioni idrologiche (es. Engel et al., 2002) o in LSS di modelli climatici (es. Wang et al., 2001; Zhang et al., 2005), sempre più spesso in legame strettissimo con dati telerilevati (ultimi in ordine di tempo, Olioso et al., 2005b).

I modelli SVAT richiedono generalmente una non indifferente quantità di parametri in ingresso e di condizioni iniziali di variabili che sono distribuite nel tempo e nello spazio. Parte di questi parametri può essere stimata da immagini da *remote sensing*, e può essere inserita

come input nei modelli SVAT tramite tecniche di *data assimilation*. Molte metodologie e strumenti matematici (es. filtri di Kalman) sono stati adottati per implementare le procedure di *data assimilation*, ma sostanzialmente esistono tre modalità di utilizzo delle informazioni telerilevate:

- Metodi empirici diretti: i dati da *remote sensing* sono introdotti direttamente in modelli semi-empirici per la stima dell'evapotraspirazione, secondo un approccio che permette di caratterizzare lo stato idrico della vegetazione sia a scala locale tramite misure al suolo, sia su vaste aree irrigate;
- correggendo i valori dei parametri in ingresso ai modelli SVAT ogni volta che questi sono disponibili da immagini telerilevate (*data assimilation* sequenziale, es. François et al., 2003). La figura 26a mostra un esempio di *data assimilation* sequenziale, in cui sono mostrati gli effetti di tre diversi tipi di correzione sull'andamento del parametro LAI;
- re-inizializzando o modificando parametri non noti utilizzando dataset acquisiti durante finestre temporali di diversi giorni/settimane (*data assimilation* variazionale). Le tecniche di calibrazione adottano sia algoritmi iterativi (es. Wigneron et al., 1999; Reichle et al., 2001) che metodi stocastici (es. Demarty et al., 2004). La figura 26b mostra un tipico schema di rappresentazione del metodo della *data assimilation* variazionale, in cui la variabile di riferimento è T_s .

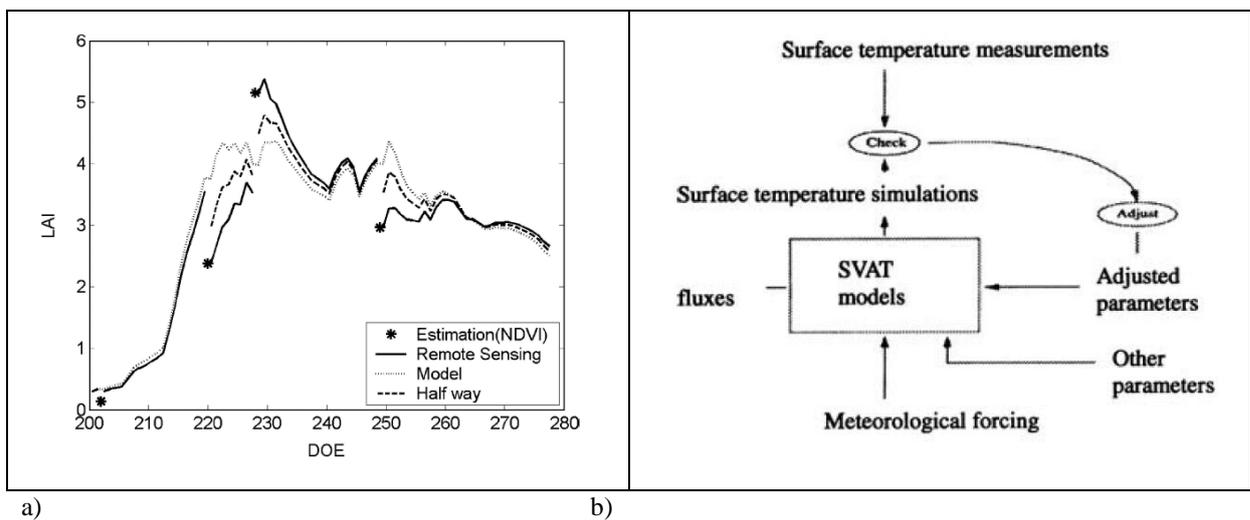


Figura 26. a) Esempio di *data assimilation* sequenziale, tratto da Oliso et al. (2005a), in cui sono mostrati tre tipi di correzioni: correzione totale (*Remote sensing*); nessuna correzione (*Model*); correzione intermedia (*Half way*). b) Tipico schema di applicazione del metodo della *data assimilation* variazionale (tratto da Oliso et al., 1999).

3.4 Metodi residuali

Le relazioni proposte dai metodi empirici diretti derivano sostanzialmente da un approccio semplificato all'equazione di bilancio energetico ed al successivo ottenimento del termine evapotraspirativo come termine residuale di tale equazione. Metodi residuali più complessi ed affidabili (SEBAL, S-SEBI, SEBS, TSEB, etc.), non semplicemente empirici, sono largamente adottati nella pratica operativa. Tali modelli sfruttano la variabilità spaziale della riflettanza e della radianza facilmente ricavabili mediante tecniche di telerilevamento satellitare.

Uno dei modelli residuali più conosciuti ed ampiamente utilizzato per la stima dell'evapotraspirazione distribuita è il modello SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto da Bastiaanssen et al. (1998a, 1998b). Esso si basa su un approccio intermedio in quanto adotta sia relazioni empiriche che parametrizzazioni fisiche ed è stato realizzato per favorire la massima flessibilità nell'utilizzo, poiché consente di ottenere una stima dei flussi a scala regionale con pochissimi dati misurati a terra (Bastiaanssen, 2000; Jacob et al., 2002; Bastiaanssen & Chandrapala, 2003; Mohamed et al., 2004; French et al., 2005; Patel et al., 2006).

SEBAL si basa sull'assunzione della invariabilità della frazione evaporativa nell'arco della giornata. La radiazione netta ed il flusso di calore al suolo sono stimati a partire dai dati distribuiti di riflettanza, ottenibili dalle immagini telerilevate. La peculiarità del modello consiste nella stima della distribuzione spaziale della differenza di temperatura tra la superficie e l'aria ($T_s - T_a$), a partire da assunzioni sulla natura di tale differenza: mentre la temperatura superficiale può essere ricavata a partire dalle immagini satellitari in forma distribuita, per la temperatura dell'aria esistono solo misurazioni puntali. Da qui la necessità di effettuare delle stime distribuite, basate sull'ipotesi che il legame tra la differenza di temperatura tra superficie ed aria e la temperatura superficiale stessa sia di tipo lineare: tale relazione si ricava assumendo note le condizioni in due particolari pixel presenti all'interno dell'area analizzata, le cui caratteristiche devono soddisfare rispettivamente le condizioni di pixel "asciutto" e pixel "umido". In corrispondenza del primo nel modello SEBAL si ipotizza che il flusso di calore latente λE sia nullo e, pertanto, l'energia totalmente disponibile ($R_n - G$) si trasforma completamente in calore sensibile H , da cui è possibile ottenere la differenza di temperatura in corrispondenza dello stesso pixel. Sul pixel umido, invece, si ipotizza che sia nullo il calore sensibile H e, quindi, le temperature superficiale e dell'aria coincidono ($\Delta T = 0$).

Le coppie di valori (T_s , ΔT) determinate sui due pixel sono utilizzate di seguito per individuare un legame lineare tra T_s e ΔT dal quale, nota la distribuzione spaziale di T_s , è possibile ricavare la distribuzione spaziale delle differenze ΔT e quindi quella del flusso di calore sensibile H . Una trattazione più approfondita del modello è riportata nel seguito della trattazione.

Il modello S-SEBI (*Simplified Surface Energy Balance Index*; Roerink et al., 2000) consente di stimare il flusso evapotraspirativo utilizzando le sole immagini satellitari. Infatti, se le condizioni atmosferiche sull'area in analisi possono essere considerate costanti e sono riflesse sufficienti variazioni nelle condizioni idrologiche della superficie (valori estremi di temperatura superficiale per condizioni secche ed umide), possono essere definite delle relazioni tra temperatura superficiale e riflettanza che consentono di derivare la frazione evaporativa. S-SEBI è una derivazione semplificata del modello SEBI (Menenti & Choudhury, 1993), il quale, ottenendo le temperature estreme per condizioni umide e secche da una sorgente di dati esterna, consente di operare anche se nell'area in analisi queste temperature non sono presenti (esempi tipici di applicazione per SEBI ma non per S-SEBI sono molte immagini satellitari dell'Inghilterra, prive di zone aride, o del deserto del Sahara, prive di zone umide, oppure ancora aree molto vaste dell'Europa, dove non possono essere considerate condizioni atmosferiche costanti; questa limitazione di S-SEBI è valida anche per SEBAL).

Il modello SEBS (*Surface Energy Balance System*; Su, 2002) è anch'esso proposto per la stima dei flussi turbolenti nell'atmosfera e della frazione evaporativa utilizzando immagini telerilevate in combinazione con informazioni meteorologiche alla scala appropriata. SEBS è un *framework* piuttosto complesso, composto di: un insieme di *tools* per la determinazione dei parametri fisici della superficie (albedo, emissività, temperatura, copertura vegetale, ecc.) a partire da riflettanza e radianza; un modello per la determinazione della lunghezza d'attrito per il trasferimento di calore; un modello per la stima della frazione evaporativa basato su di un bilancio energetico eseguito nei pixel "limite" (i più secchi e i più umidi). SEBS richiede sia grandezze meteorologiche misurate a terra (pressione, temperatura ed umidità dell'aria e velocità del vento per una determinata altezza), sia parametri di input che possono essere derivati (direttamente o indirettamente) anche da misure satellitari (es. altezza della vegetazione o radiazione solare). SEBS è considerato generalmente un modello abbastanza affidabile e flessibile e, pur se relativamente giovane, è stato adottato in diverse applicazioni (Su et al., 2003; Jia et al., 2003; Su et al., 2005).

Anche i modelli residuali più robusti e flessibili non sono esenti da una serie di problemi, dovuti sia alle semplificazioni apportate alla fisica del fenomeno dei trasferimenti energetici tra superficie ed atmosfera, sia alle approssimazioni legate alle misure da satellite. Anzitutto è lecito chiedersi se la frazione evaporativa è davvero costante, dato che le interazioni tra superficie ed atmosfera sono molto complesse. Secondo Crago (1996) una complicata combinazione di condizioni climatiche e biofisiche, umidità del suolo e topografia contribuisce a rendere in molte situazioni l'ipotesi di costanza di Λ sorprendentemente robusta. Tuttavia, la copertura nuvolosa e fenomeni avvevativi in prossimità di discontinuità della superficie o fronti meteorologici causano una variabilità significativa del parametro, tale da farne considerare l'ipotesi di costanza durante il giorno più un utile strumento che un principio fisico.

Rispetto alle approssimazioni legate alle misure da satellite, l'attenzione è rivolta soprattutto alla stima della temperatura superficiale. È stato calcolato (Norman et al., 1995) che l'errore di 1 °C nella stima di $(T_s - T_a)$ può condurre ad errori nella stima di H da $8 \text{ Wm}^{-2}\text{C}^{-1}$ (con altezza della vegetazione di 1 m e velocità del vento pari a 1 ms^{-1}) a $87 \text{ Wm}^{-2}\text{C}^{-1}$ (con altezza della vegetazione di 10 m e velocità del vento pari a 5 ms^{-1}). L'incertezza nella stima di T_s può essere ridotta di molto utilizzando immagini ad alta risoluzione spettrale (MODIS).

La risoluzione spaziale e temporale delle immagini da *remote sensing* necessarie alla stima di ET è un altro aspetto da tenere in considerazione. La tabella 10 mostra le principali caratteristiche dei satelliti più utilizzati per la stima di NDVI e T_s . Gli studi per tentare una disaggregazione dei dati a più bassa risoluzione spaziale sono ancora agli inizi.

Satellite	Tempo di rivisitazione [d]	Risoluzione pixel canali VIS/NIR [m]	Risoluzione pixel canali termici [m]
ASTER	16	15	90
AVHRR	2 im/giorno	1100	1100
LANDSAT 5	16	30	120
MODIS	2 im/ giorno	250	1000

Tabella 10. Caratteristiche principali dei satelliti più utilizzati per la stima di NDVI e T_s .

Un ulteriore limite dei modelli residuali è dato dagli errori introdotti dall'interpolazione spaziale dei valori puntuali di T_a . Questa grandezza è a volte stimata in forma distribuita tramite modelli che simulano l'evoluzione del *planetary boundary layer* (PBL, Carlson et al.,

1995). Per i modelli che non utilizzano direttamente misure distribuite di T_a (SEBAL, S-SEBI) vi è la necessità di avere all'interno dell'immagine sia il pixel "umido" che il pixel "secco", oltre che condizioni atmosferiche relativamente costanti.

Infine, è da considerare che la lunghezza d'attrito, un parametro distribuito verso cui i modelli presentati mostrano una grande sensibilità, non è in generale stimabile con buona accuratezza tramite funzioni empiriche dell'NDVI. Su aree non troppo vaste, tale parametro è ottenuto tramite informazioni inerenti il tipo di vegetazione e lo stadio di sviluppo fenologico. Le tecniche di *remote sensing* più promettenti sono al momento quelle basate sulla laser altimetria (LIDAR).

3.4.1 Il modello SEBAL

Il modello SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto da Bastiaanssen et al. (1998a, 1998b), consiste in un approccio ad una componente (*one-source approach*). Il modello necessita di pochi dati misurati a terra, rendendo il monitoraggio dei flussi energetici e dell'evapotraspirazione potenzialmente applicabile anche ad aree difficilmente accessibili.

La peculiarità del modello è la capacità di stimare la distribuzione della velocità del vento e della temperatura dell'aria, usando le informazioni contenute nelle immagini telerilevate, ed una sola misura di velocità del vento effettuata a terra nell'area di studio.

Uno dei limiti del modello, però, è la necessaria presenza nell'area di studio di due condizioni idrologiche estreme, una relativa a suolo secco (assunzione di calore latente nullo) e l'altra relativa a suolo umido (assunzione di calore sensibile nullo). Per verificare l'esistenza e localizzare tali aree limite, possono essere utilizzati in maniera congiunta gli *scatterplot* dei valori di temperatura superficiale sia verso i valori di albedo che verso i valori di NDVI: in genere le aree aride sono identificate in pixel con temperatura superficiale elevata, valori di NDVI bassi (suolo nudo o con vegetazione sparsa) e albedo alta (elevata riflettività associata a suoli secchi); viceversa, le aree umide sono caratterizzate da temperatura superficiale ridotta, NDVI elevati (zone densamente vegetate) e valori di albedo bassi.

Il modello SEBAL si basa sulla stima della frazione evaporativa istantanea Λ , al momento del passaggio del satellite per mezzo della seguente equazione:

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{R_n - G} \quad (3.2)$$

nella quale i termini λE [$W m^{-2}$], R_n [$W m^{-2}$] e G [$W m^{-2}$] rappresentano rispettivamente il flusso di calore latente, la radiazione netta ed il flusso di calore al suolo. Il modello SEBAL rientra nella categoria dei modelli residuali, in quanto la stima del flusso di calore latente istantaneo si ottiene come residuo dell'equazione di bilancio energetico istantaneo (si considerano trascurabili i termini avvevivi e legati all'immagazzinamento del calore nella vegetazione):

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (3.3)$$

in cui H [$W m^{-2}$] indica il flusso di calore sensibile istantaneo. Pertanto a partire dalla stima istantanea dei flussi e quindi della frazione evaporativa, ipotizzando quest'ultima costante nell'arco dell'intera giornata (Brutsaert & Sugita, 1992), si può risalire alla stima dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera attraverso la seguente equazione:

$$ET_{24} = \Lambda (R_{n24} - G_{24}) \quad (3.4)$$

dove ET_{24} [$W m^{-2}$], R_{n24} [$W m^{-2}$] e G_{24} [$W m^{-2}$] sono rispettivamente l'evapotraspirazione, la radiazione netta e il flusso di calore al suolo integrati sulle 24 ore.

Per la stima dei flussi energetici istantanei, il modello SEBAL richiede in input grandezze desunte a partire dai dati di riflettanza, temperatura superficiale e indici vegetazionali, le cui distribuzioni spaziali sono fornite dal telerilevamento satellitare.

Nel seguito è riportata la metodologia di stima dei diversi flussi energetici, già trattati al capitolo I, secondo le assunzioni e le semplificazioni tipiche del modello SEBAL (per semplicità di trattazione sono riportate nuovamente le formule generali, già descritte in precedenza).

Radiazione netta

La radiazione netta si ricava dal bilancio energetico tra radiazione entrante ed uscente sia ad onde corte che ad onde lunghe (tutti i termini del bilancio sono espressi in $W m^{-2}$):

$$R_n = (R_{in} - R_{out}) - (L_{in} - L_{out}) - \epsilon_s L_{in} \quad (3.5)$$

in cui R_{in} ed R_{out} sono rispettivamente la radiazione ad onde corte entrante ed uscente, L_{in} ed L_{out} indicano la radiazione ad onde lunghe entrante ed uscente ed infine il termine $(1 - \varepsilon_s)L_{in}$ è il termine che tiene conto dell'aliquota di radiazione ad onde lunghe riflessa dalla superficie terrestre, dipendente dall'emissività superficiale ε_s .

La radiazione entrante ad onde corte è stimata utilizzando la seguente equazione, valida per condizioni di cielo sereno:

$$R_{in} = \cos \theta \frac{I}{r^2} \tau_{sw} \quad (3.6)$$

dove I [W m^{-2}] è la costante solare, pari a 1367 W m^{-2} , θ [rad] indica l'angolo zenitale del sole, τ_{sw} rappresenta un coefficiente di trasmissione con cui si valuta l'attenuazione della radiazione ad onde corte attraverso l'atmosfera, ed infine r è il fattore di correzione dovuto alla distanza Sole-Terra in funzione del giorno d dall'inizio dell'anno (giorno giuliano):

$$\frac{1}{r^2} = 1 + 0.033 \cos\left(d \frac{2\pi}{365}\right) \quad (3.7)$$

Il coefficiente di trasmissione τ_{sw} non è un valore costante, ma cresce con la quota z [m] secondo il seguente legame:

$$\tau_{sw} = \tau_{slm} + 2 \cdot 10^{-5} z \quad (3.8)$$

in cui τ_{slm} è la trasmittanza atmosferica stimata alla quota di riferimento del livello medio del mare, mediante misurazioni di radiazione solare ad onde corte in prossimità della superficie terrestre e stime di radiazione ad onde corte alla sommità dell'atmosfera.

Duffie & Beckman (1980) hanno suggerito la seguente equazione per il calcolo del termine $\cos(\theta)$:

$$\cos \theta = T_1 - T_2 + T_3 + T_4 + T_5$$

con

$$\begin{cases} T_1 = \sin \delta \sin \phi \cos \omega \\ T_2 = \sin \delta \cos \phi \sin \omega \cos s \\ T_3 = \cos \delta \cos \phi \cos \omega \cos s \\ T_4 = \cos \delta \sin \phi \sin \omega \cos s \\ T_5 = \cos \delta \sin \phi \sin \omega \sin s \end{cases}$$
(3.9)

Nell'equazione (3.8) i vari termini possono essere così esplicitati:

- δ [rad] è la declinazione terrestre:

$$\delta = 23.45 \frac{\pi}{180} \sin \left(\frac{360}{365} (\theta + 284 \frac{\pi}{180}) \right)$$
(3.10)

- ω [rad] è l'angolo orario, che assume valore nullo a mezzogiorno, valori negativi durante il mattino e positivi nel pomeriggio, calcolato in corrispondenza dell'ora del passaggio del satellite t_{sat} [h]:

$$\omega = \frac{2\pi}{24} (\theta_{sat} - 12)$$
(3.11)

- s [rad] e γ [rad] rappresentano rispettivamente la pendenza e l'esposizione della superficie terrestre calcolate a partire dal modello digitale delle quote;
- ϕ [rad] indica la latitudine, positiva nell'emisfero boreale e negativa in quello australe.

Non tutta la radiazione solare ad onde corte che investe la superficie terrestre viene da questa trattenuta, ma una parte viene riflessa nell'atmosfera sottoforma di radiazione uscente ad onde corte. La percentuale riflessa dipende dalle caratteristiche di riflettanza della superficie nella regione dello spettro elettromagnetico delle onde corte, che integrate su tutto il range, sono rappresentate dall'albedo superficiale α :

$$R_{out} = \alpha R_{in}$$
(3.12)

La stima dell'albedo si può agevolmente ottenere a partire dalle distribuzioni di riflettanza fornite con le immagini satellitari, utilizzando formule empiriche, come già descritto nel capitolo II.

La radiazione ad onde lunghe entrante L_{in} è approssimata dalla seguente equazione:

$$L_{in} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (3.13)$$

dove T_a è la temperatura dell'aria [K], $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ è la costante di Stefan-Boltzmann ed ε_a è l'emissività atmosferica, che è legata al coefficiente di trasmissione mediante la seguente equazione (Bastiaanssen et al., 1998a):

$$\varepsilon_a = 1.08 \left(\ln \tau_{sw} \right)^{0.265} \quad (3.14)$$

A differenza della distribuzione della temperatura superficiale, quella della temperatura dell'aria non è desumibile direttamente da misure satellitari. Se l'area di indagine è piuttosto omogenea e limitata, è possibile fissare un valore unico di temperatura media dell'aria, pari alla temperatura superficiale di un pixel dell'immagine, in corrispondenza di un corpo ben irrigato (meglio un corpo idrico), dove si può ipotizzare l'uguaglianza tra le due grandezze (Bastiaanssen et al., 1998a). Molto spesso, però, l'area investigata è estesa ed eterogenea e quindi l'ipotesi di considerare un valore medio di temperatura dell'aria risulta alquanto riduttiva.

Nei casi in cui sono disponibili misure di temperatura dell'aria effettuate in corrispondenza di stazioni termometriche è possibile individuare il legame che sussiste tra tale grandezza e la temperatura superficiale, in modo da sfruttare congiuntamente la variabilità spaziale di quest'ultima, desunta da *remote sensing*, e le misure di temperatura dell'aria puntuali effettuate a terra. Più precisamente si ipotizza un legame di tipo lineare tra la differenza di temperatura ΔT [K] tra superficie e aria e la temperatura superficiale corretta $T_{s,DEM}$ [K] per tenere conto degli effetti dovuti alla quota:

$$\Delta T = a + bT_{s,DEM} \quad (3.15)$$

con a e b coefficienti della retta ricavati da una procedura di *best fit* su un fissato numero di punti ($T_{s,DEM}$, $\Delta T = T_s - T_{a,oss}$), nel caso specifico coincidente con il numero di stazioni termometriche presenti nell'area interessata dall'immagine satellitare, e $T_{s,DEM}$ calcolato mediante la seguente equazione:

$$T_{s,DEM} = T_s + 0.0065z \quad (3.16)$$

Tale approccio è valido nell'ipotesi che sia la temperatura dell'aria che la temperatura superficiale si riducano secondo un gradiente termico adiabatico saturo, ovvero di 6.5 K ogni chilometro di quota. Stabilito il legame per il particolare giorno, si applica l'equazione ai pixel dell'intera immagine con i valori di $T_{s,DEM}$, al fine di ottenere la distribuzione spaziale di ΔT e quindi, per differenza, della temperatura dell'aria.

La radiazione ad onde lunghe uscente è ricavata a partire dalla temperatura superficiale T_s [K] e dall'emissività della superficie ε_s :

$$L_{out} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3.17)$$

La stima della distribuzione dell'emissività superficiale può essere ottenuta applicando la formulazione empirica proposta da Van de Griend & Owe (1993):

$$\varepsilon_s = 1.0094 + 0.047 \ln NDVI \quad \text{per } 0.2 \leq NDVI \leq 0.7 \quad (3.18)$$

nella quale il termine NDVI rappresenta il noto indice di vegetazione *Normalized Difference Vegetation Index*, ampiamente trattato al capitolo II.

Flusso di calore al suolo

Il flusso di calore al suolo G a qualsiasi livello z' può essere descritto dalla legge di Fourier per la conduzione del calore in un corpo omogeneo, una volta noti la conducibilità termica k_s e il profilo di temperatura nel suolo:

$$G \quad z' = -k_s \partial T_s / \partial z' \quad (3.19)$$

Tale approccio teorico risulta inapplicabile per la stima di G su aree estese, in quanto non si conosce il profilo di temperatura nel suolo, per ogni pixel dell'immagine telerilevata, né la distribuzione spaziale delle conducibilità termiche.

Molti studi hanno evidenziato che, nelle ore di massima insolazione, il rapporto tra flusso di calore al suolo e radiazione netta, espresso dalla seguente equazione:

$$\Gamma = \frac{G}{R_n} \quad (3.20)$$

risulta dipendente dalle caratteristiche vegetazionali del sito di interesse, pertanto esso può essere facilmente dedotto a partire dagli indici di vegetazione ricavati da telerilevamento (Daughtry et al., 1990). Tale approccio, però, risulta debole in condizioni di vegetazione sparsa, in quanto più il suolo risulta nudo e secco, maggiore è la sottostima di G , in quanto il trasferimento di calore nel suolo in tali condizioni diventa un'aliquota significativa dell'energia disponibile.

Un approccio alternativo considera la dipendenza del rapporto Γ non solo dalle caratteristiche vegetazionali, ma anche dalla temperatura superficiale e dall'albedo. Choudhury et al. (1984) hanno proposto la scomposizione del rapporto Γ in due termini: un fattore di proporzionalità Γ' per descrivere le caratteristiche di conducibilità nel suolo ed un fattore di estinzione Γ'' per tenere conto dell'attenuazione della radiazione solare attraverso la copertura vegetale. La formula (3.19), può essere quindi riscritta come segue:

$$\Gamma = \frac{G}{R_n} = \Gamma' \Gamma'' \quad (3.21)$$

Il suolo nudo è caratterizzato da un fattore di estinzione unitario ($\Gamma'' = 1$), quindi in questi casi il rapporto tra la radiazione netta e il flusso di calore al suolo risulta proprio pari al fattore di proporzionalità Γ' . Studi effettuati in tali condizioni, precisamente nel deserto occidentale dell'Egitto, nei pressi della depressione del Qattara (Bastiaanssen et al., 1998a), hanno permesso di determinare il range di variazione del rapporto Γ' , compreso tra 0.092 e 0.355, dipendente dalla temperatura superficiale T_s e dall'albedo α , misurati al tempo t , secondo una relazione del seguente tipo:

$$\Gamma' = c_1 \frac{T_s}{\alpha} \quad (3.22)$$

in cui c_1 è un coefficiente di regressione determinato a partire dai valori medi di albedo nelle ore diurne:

$$c_1 = 0.0032\bar{\alpha} + 0.0062\bar{\alpha}^2 \quad (3.23)$$

Nella figura 27 sono mostrati i risultati sperimentali che hanno permesso la formulazione della precedente equazione.

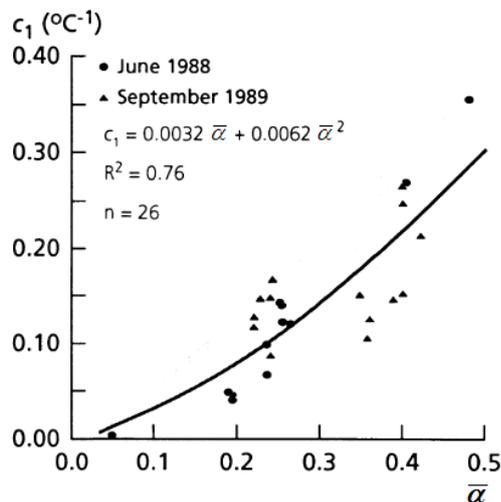


Figura 27. Correlazione tra il fattore di proporzionalità c_1 e l'albedo medio nelle ore diurne sulla base di misurazioni di campo effettuate nell'estate del 1988 e nell'autunno del 1989 nella Depressione del Qattara, nel deserto occidentale dell'Egitto (tratto da Bastiaanssen et al., 1998a).

Il fattore di estinzione Γ'' è stato ottenuto sulla base di dati da letteratura (Clothier et al., 1986; Choudhury, 1989; Kustas & Daughtry, 1990; van Oevelen, 1991), che hanno evidenziato come il *best fit* tra tale fattore e l'indice NDVI (fig. 28) possa essere descritto dalla seguente equazione:

$$\Gamma'' = 1 - 0.978 \text{NDVI}^4 \quad (3.24)$$

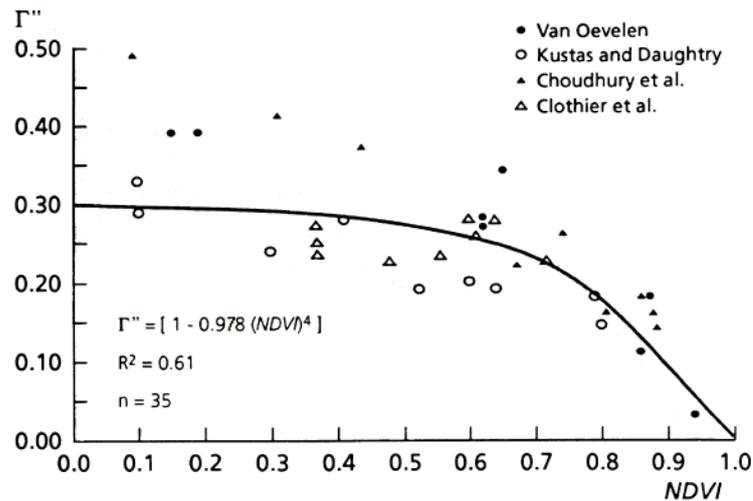


Figura 28. Correlazione tra il fattore di estinzione e l'indice NDVI (tratto e modificato da Bastiaanssen et al., 1998a).

L'equazione (3.20), quindi, può essere riscritta come segue:

$$\Gamma = \Gamma' \Gamma'' = \left(0.0032 \bar{\alpha} + 0.0062 \bar{\alpha}^2 \frac{T_s}{\alpha} \right) \left(1 - 0.978 NDVI^4 \right) \quad (3.25)$$

mentre l'equazione (3.21) assume la seguente forma:

$$G = \Gamma' \Gamma'' R_n = \left(0.0032 \bar{\alpha} + 0.0062 \bar{\alpha}^2 \frac{T_s}{\alpha} \right) \left(1 - 0.978 NDVI^4 \right) R_n \quad (3.26)$$

Spesso si ha a disposizione un'unica stima dell'albedo, in corrispondenza del passaggio del satellite, quindi la formulazione (3.26) risulta non utilizzabile. Una formulazione empirica alternativa per il calcolo del flusso di calore al suolo, valida per una vasta varietà di tipologie di copertura vegetale, è la seguente (Bastiaanssen et al., 1998a):

$$G = 0.30 \left(1 - 0.978 NDVI^4 \right) R_n \quad (3.27)$$

Flusso di calore sensibile

La parte più delicata della procedura consiste nella stima del flusso di calore sensibile H , espresso dalla seguente equazione:

$$H = \frac{\rho_a c_p \Delta T}{r_{ah}} \quad (3.28)$$

nella quale ρ_a [kg m^{-3}] è la densità dell'aria, c_p [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] il calore specifico a pressione costante, ΔT [K] la differenza di temperatura tra suolo e aria ed r_{ah} [s m^{-1}] la resistenza aerodinamica. Il calore specifico a pressione costante c_p è ipotizzato invariabile e posto pari a $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$. La densità dell'aria dipende dalla pressione atmosferica P_a [kPa] e dalla temperatura dell'aria, per cui, utilizzando le note leggi dei gas ideali, si perviene alla seguente equazione che ben approssima il valore reale:

$$\rho_a = 1000 \frac{P_a}{1.01 T_a} \frac{1}{287} \quad (3.29)$$

La pressione atmosferica è la pressione esercitata dal peso dell'atmosfera terrestre e si ricava utilizzando la seguente equazione, in cui si considera un *lapse rate* di tipo adiabatico:

$$P_a = 101.3 \left(\frac{T_a - 0.0065 z}{T_a} \right)^{5.26} \quad (3.30)$$

La resistenza aerodinamica è stimata mediante l'equazione di seguito riportata e valida in condizioni atmosferiche neutrali:

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right)}{u^* k} \quad (3.31)$$

in cui si è indicato con u^* [m s^{-1}] la velocità di attrito, con k la costante di von Karman, pari a 0.41, e con z_1 [m] e z_2 [m] due differenti quote sulla superficie. In genere, z_2 è la quota alla

quale avviene la misurazione della velocità del vento (≈ 3 m) e z_1 variabile in funzione della scabrezza superficiale, in genere correlato alla lunghezza d'attrito z_{0m} [m]. In SEBAL si assume che la quota di riferimento z_1 sia di un ordine inferiore alla lunghezza di attrito:

$$z_1 = 0.1z_{0m} \quad (3.32)$$

In letteratura sono fornite diverse formule empiriche che permettono di stimare z_{0m} in funzione dell'altezza della vegetazione o degli indici vegetazionali. Gli autori suggeriscono di utilizzare in SEBAL la seguente equazione (Moran, 1990):

$$z_{0m} = \exp(c_2 + c_3 NDVI) \quad (3.33)$$

con c_2 e c_3 coefficienti di regressione da calibrare sull'area in esame. In genere si considerano pixel in corrispondenza di zone ad altezza e tipologia di vegetazione nota, per i quali può essere calcolata la lunghezza di attrito (Allen et al., 1998):

$$z_{0m} = 0.123h \quad (3.34)$$

e si correlano tali valori con gli indici NDVI corrispondenti, ricavando i due coefficienti della (3.33). In condizioni di copertura vegetale non omogenea, con presenza sparsa di arbusti o alberi, z_{0m} non può essere ovviamente correlata al solo indice NDVI, in quanto esso dipende anche dalla forma, dimensione, distribuzione e densità degli ostacoli presenti. Raupach (1994) propose di utilizzare quale indice vegetazionale di riferimento il LAI (*Leaf Area Index*), in questo studi da egli condotti hanno evidenziato una buona correlazione di tale indice con il rapporto z_{0m}/h_v , con h_v [m] altezza della vegetazione.

Per stimare i valori distribuiti di u^* è necessario disporre di almeno un dato di velocità del vento rilevato all'interno dell'area in esame durante il passaggio del satellite. Tale misura, effettuata a pochi metri dal suolo, è utilizzata per la stima puntuale della velocità d'attrito mediante il profilo logaritmico del vento:

$$u^* = \frac{u(z)k}{\ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right)} \quad (3.35)$$

dove $u(z)$ [m s^{-1}] è la velocità del vento alla quota z , d [m] una traslazione (*zero plane displacement*), dipendente dalle caratteristiche di scabrezza superficiale, spesso trascurabile.

Dal valore di u^* si può risalire per lo stesso punto, invertendo l'equazione (3.35), alla stima della velocità del vento ad una quota molto al di sopra della superficie terrestre (in genere alla quota relativa di 200 m sulla superficie), dove gli effetti della scabrezza superficiale sono nulli.

Ipotizzando, infine, che a tale quota la velocità del vento si mantenga costante su tutta l'area investigata, si può riapplicare la (3.35) per ottenere la stima distribuita della velocità d'attrito in prossimità della superficie.

Per la stima distribuita del calore sensibile H , la distribuzione spaziale delle differenze ΔT è determinata considerando due particolari pixel all'interno dell'area analizzata, le cui caratteristiche devono soddisfare rispettivamente le condizioni di pixel "asciutto" e pixel "umido". In corrispondenza del primo si può ipotizzare che il flusso di calore latente λE sia nullo e, pertanto, l'energia totalmente disponibile ($Rn - G$) si trasforma completamente in calore sensibile H , da cui ricavare attraverso l'equazione (3.28) la differenza ΔT sul medesimo pixel.

Sul pixel umido, invece, si ipotizza che sia nullo il calore sensibile H e, quindi, le temperature superficiale e dell'aria coincidono ($\Delta T = 0$). Le coppie di valori ($T_{s,DEM}$ e ΔT) determinate sui due pixel permettono di individuare un legame lineare tra $T_{s,DEM}$ e ΔT dal quale, nota la distribuzione spaziale del primo, è possibile ricavare la distribuzione spaziale delle differenze ΔT e quindi, attraverso l'equazione (3.28), quella del flusso di calore sensibile H .

Il passo successivo consiste nella correzione di tali grandezze con l'aggiunta dei termini necessari per valutare le eventuali condizioni di instabilità atmosferica durante il passaggio del satellite. Attraverso una procedura ricorsiva finalizzata alla soluzione del seguente set di equazioni (Monin & Obukhov, 1954):

$$u^* = \frac{u_3 k}{\ln\left(\frac{z_3}{z_{0m}}\right) - \Psi_m \left(\frac{z_3}{z_{0m}}\right)} \quad (3.36)$$

$$H = \rho c_p \Delta T \frac{u^* k}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_\theta \left(\frac{z_2}{z_1}\right)} \quad (3.37)$$

$$L = -\frac{\rho u^{*3}}{kg} \frac{H}{c_p T_s} \quad (3.38)$$

si perviene alla stima distribuita del calore sensibile corretta per effetto dell'instabilità atmosferica. Nelle precedenti equazioni, z_1 e z_2 assumono il significato già illustrato, z_3 indica invece il dislivello altimetrico rispetto alla superficie (200 m) necessario per garantire una condizione uniforme del campo di moto del vento, con valore costante pari a u_3 , Ψ_m e Ψ_θ sono due funzioni di correzione per le condizioni di stabilità atmosferica.

Per condizioni di instabilità atmosferica ($L < 0$), le due funzioni di correzione possono essere formulate come segue:

$$\Psi_m(\zeta) = 2 \ln \left[\frac{1 + x(\zeta)}{2} \right] + \ln \left[\frac{1 + x(\zeta)^2}{2} \right] - 2 \arctan \left[\frac{x(\zeta)}{2} \right] + \frac{\pi}{2} \quad (3.39)$$

$$\Psi_\theta(\zeta) = 2 \ln \left[\frac{1 + x(\zeta)^2}{2} \right] \quad (3.40)$$

in cui ζ è pari al rapporto z/L e $x(\zeta)$ è pari a:

$$x(\zeta) = (-16\zeta)^{\frac{1}{4}} \quad (3.41)$$

In condizioni di stabilità ($L > 0$) si ha invece:

$$\Psi_m(\zeta) = -\beta_m (\zeta - \zeta_{0m}) \quad (3.42)$$

$$\Psi_\theta(\zeta) = -\beta_\theta (\zeta - \zeta_{0h}) \quad (3.43)$$

dove i termini ζ_{0m} e ζ_{0h} sono in genere trascurabili, e dove per $0 < \zeta < 1$ e per $k=0.41$ si può porre $\beta_m = \beta_\theta = 0.52$ (Webb, 1970).

Flusso di calore latente ed evapotraspirazione giornaliera

Come passo conclusivo, il flusso di calore latente λE è stimato come residuo dell'equazione di bilancio energetico:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (3.44)$$

Tale valore istantaneo è utilizzato per la stima della frazione evaporativa mediante la (3.2). Ipotizzando, infine, costante la frazione evaporativa, si risale alla stima dell'evapotraspirazione giornaliera per mezzo dell'equazione (3.4), riscritta nella seguente forma:

$$ET_{day} = \frac{86400 \Lambda (R_{n24} - G_{24})}{\lambda} \quad (3.45)$$

nella quale ET_{day} [mm d⁻¹] è l'evapotraspirazione giornaliera e λ è il calore latente di vaporizzazione, stimato mediante la seguente equazione:

$$\lambda = (2.501 - 0.00236 (t_a - 273.15)) \cdot 10^6 \quad (3.46)$$

In genere il flusso di calore al suolo (positivo di giorno, in quanto uscente dall'elemento infinitesimo di terreno considerato per il bilancio energetico, e negativo di notte, in quanto entrante) integrato nelle 24 ore può essere considerato nullo. La stima della radiazione netta giornaliera, invece, è effettuata utilizzando la seguente equazione:

$$R_{n24} = 1 - \alpha (R_{a24} \tau_{sw} - 110 \tau_{sw}) \quad (3.47)$$

in cui R_{a24} [W m⁻²] è la radiazione ad onde corte entrante, calcolata alla sommità dell'atmosfera e integrata sulle 24 ore, mentre il secondo termine, approssima la radiazione netta ad onde lunghe giornaliera. La radiazione ad onde corte R_{a24} è derivata attraverso l'equazione:

$$R_{a24} = \frac{I}{r^2} \int_{\omega_1}^{\omega_2} \cos(\theta) d\omega \quad (3.48)$$

dove ω_1 e ω_2 sono rispettivamente l'angolo orario dell'alba e del tramonto. La (3.48) può essere risolta in forma discreta, sostituendo all'integrale una sommatoria e discretizzando in passi temporali di mezz'ora l'intero arco della giornata.

3.4.2 Il modello TSEB

Il modello TSEB (*Two-Source Energy Balance*), proposto da Norman et al. (1995b), si basa su un approccio a doppia componente, secondo il quale è possibile schematizzare la superficie terrestre in due componenti distinte, ma non indipendenti: la parte associata al suolo nudo (*soil surface*) e la parte associata alla vegetazione (*vegetation canopies*). Combinando i dati telerilevati relativi alla temperatura superficiale e alla vegetazione con i dati meteorologici rilevati a terra, TSEB schematizza le caratteristiche di resistenza allo scambio di calore della superficie secondo un modello più fisicamente basato rispetto ai modelli ad una componente (Kustas, 1990; Kustas & Norman, 2000).

Il modello si basa su tre ipotesi fondamentali: i flussi turbolenti sono costanti all'interno dello strato vicino la superficie terrestre (la teoria della similarità di Monin-Obukhov viene utilizzata per le correzioni di stabilità atmosferica); la temperatura radiometrica può essere ripartizionata nelle due componenti legate al suolo e alla vegetazione; la traspirazione stimata mediante il metodo di Priestley-Taylor è valida in per aree vegetate non sottoposte a condizioni di stress.

La stima dei flussi turbolenti è ottenuta mediante la schematizzazione della superficie secondo una rete di resistenze allo scambio di calore tra suolo, vegetazione e atmosfera, poste in parallelo, come rappresentato in figura 29. Ogni flusso energetico può essere partizionato nelle due componenti base associate al suolo (indicate con pedice *soil*) e alla vegetazione (indicate con pedice *veg*):

$$R_n = R_{n,veg} + R_{n,soil} \quad (3.49)$$

$$H = H_{veg} + H_{soil} \quad (3.50)$$

$$\lambda E = \lambda E_{veg} + \lambda E_{soil} \quad (3.51)$$

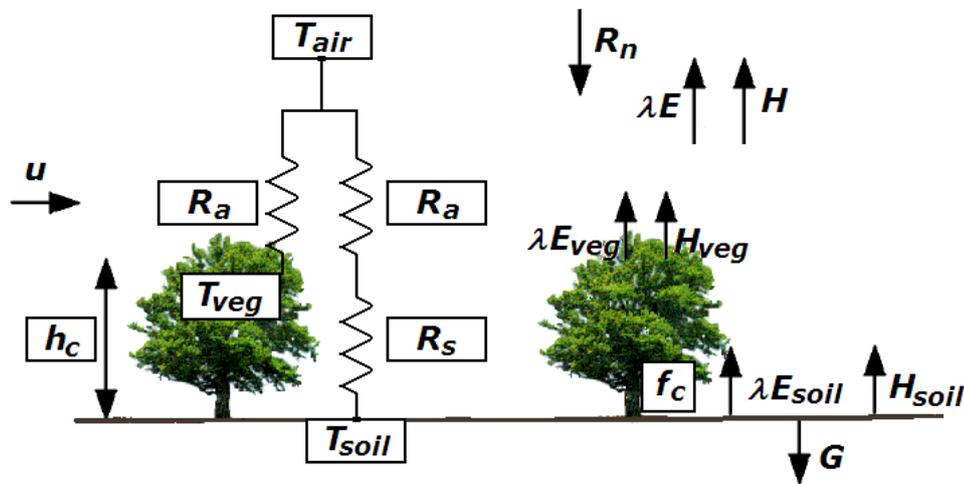


Figura 29. Schematizzazione della rete di resistenze e delle variabili di input e output del modello TSEB.

Il significato delle variabili è descritto nel testo (tratto e modificato da Norman et al., 1995b).

È quindi possibile riscrivere l'equazione di bilancio energetico, scomponendola nei due contributi separati (si assume che il flusso di calore al suolo G sia nullo nel bilancio energetico associato alla vegetazione):

$$R_{n,veg} - H_{veg} - \lambda E_{veg} = 0 \quad (3.52)$$

$$R_{n,soil} - H_{soil} - \lambda E_{soil} - G = 0 \quad (3.53)$$

I dati di input necessari per l'applicazione del modello sono rappresentati dalle mappe di temperatura superficiale e di NDVI, ottenute mediante tecniche di telerilevamento, e da dati micrometeorologici relativi a temperatura dell'aria, umidità, pressione atmosferica e velocità del vento.

Radiazione netta

Nella sua prima formulazione, TSEB necessitava come input anche dei dati di radiazione solare, ottenuti mediante misurazioni *in-situ* ed estrapolati ad aree limitate (Norman et al., 1995b). Successivamente, Melesse & Nangia (2005) suggerirono di utilizzare l'approccio proposto in SEBAL, per la stima della distribuzione di radiazione netta a partire dalle immagini satellitari: tale soluzione risulta efficace nei casi in cui l'area in esame sia

eterogenea (caratteristiche del suolo e vegetazionali differenti) e quando mancano misure di radiazione netta effettuate a terra.

Nota la distribuzione della radiazione netta, occorre determinare le due componenti distinte in cui essa può essere scomposta. Per la stima della componente associata al suolo si applica la formulazione proposta da Norman et al. (1995) e French et al. (2000), secondo la quale essa è legata alla frazione di copertura vegetale f :

$$R_{n,soil} = R_n e^{0.9(1-f)} \quad (3.54)$$

La frazione di copertura vegetale può essere calcolata utilizzando l'equazione semi-empirica proposta da Baret et al. (1991), che mette in relazione tale parametro con i valori di NDVI:

$$f = 1 - \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^K \quad (3.55)$$

dove con $NDVI_{max}$ e $NDVI_{min}$ sono stati indicati rispettivamente i valori limite dell'indice di vegetazione in corrispondenza di pixel caratterizzati da suolo nudo e suolo densamente vegetato, presenti nell'immagine satellitare.

La componente della radiazione netta associata alla vegetazione può, quindi, essere agevolmente calcolata per differenza:

$$R_{n,veg} = R_n - R_{n,soil} = R_n \left[1 - e^{0.9(1-f)} \right] \quad (3.56)$$

Flusso di calore al suolo

Melesse & Nangia (2005) suggerirono di seguire l'approccio SEBAL anche per la stima della distribuzione di flusso di calore al suolo. Nella formulazione originale di TSEB, infatti, tale grandezza veniva semplicemente messa in relazione con la radiazione netta, secondo il seguente legame:

$$G = 0.35R_{n,soil} \quad (3.57)$$

dove $R_{n,soil}$ [$W m^{-2}$] è la frazione della radiazione netta associata al suolo e il coefficiente 0.35 è un valore intermedio tra i valori limite proposti in letteratura da Choudhury et al., (1987), pari a 0.2 e 0.5.

L'equazione (3.57), risulta affidabile per superfici poco vegetate, ma porta ad una sovrastima del flusso di calore al suolo in aree ad alta densità vegetazionale, mentre la dipendenza dall'NDVI presente nella formulazione del modello SEBAL (eq. 3.26) assicura una migliore stima anche su tali aree (Melesse & Nangia, 2005).

Flusso di calore sensibile

Il flusso di calore sensibile è dato dalla somma delle due componenti associate rispettivamente al suolo e alla vegetazione, stimate utilizzando le seguenti equazioni:

$$H_{veg} = \rho C_p \left(\frac{T_{veg} - T_a}{R_a} \right) \quad (3.58)$$

$$H_{soil} = \rho C_p \left(\frac{T_{soil} - T_a}{R_a + R_s} \right) \quad (3.59)$$

in cui T_a [K] è la temperatura dell'aria, T_{veg} [K] e T_{soil} [K] sono rispettivamente le temperature della vegetazione e del suolo, R_a [$s m^{-1}$] e R_s [$s m^{-1}$] la resistenza aerodinamica e la resistenza al trasporto di calore nel *boundary layer*, immediatamente sopra la superficie del suolo.

La resistenza aerodinamica si calcola seguendo l'approccio di Monin Obhukov, già descritto nel paragrafo 3.4.1, per mezzo del quale si tiene conto degli effetti dovuti alla correzione di stabilità atmosferica. La resistenza al trasporto di calore tra la superficie del suolo e l'altezza rappresentativa della vegetazione generalmente risulta di difficile determinazione. Studi approfonditi su tale parametro sono stati condotti da Sauer et al. (1995) che hanno effettuato prove in laboratorio, mediante l'utilizzo di una galleria del vento, e in situ, in corrispondenza di una piantagione di mais. Sebbene la resistenza superficiale dipenda da diversi fattori, è possibile in prima approssimazione utilizzare un approccio semplificato, mediante un'equazione come la seguente:

$$R_s = \frac{1}{a' + b'u_s} \quad (3.60)$$

in cui a' [ms^{-1}] e b' sono parametri che dipendono dall'intensità della turbolenza al di sotto della vegetazione e dalla scabrezza superficiale del suolo. Tali parametri, ampiamente trattati in Sauer et al. (1995), si attestano intorno ai seguenti valori: $a' \approx 0.004$ [ms^{-1}] e $b' \approx 0.012$. Nell'equazione (3.60) il termine u_s [ms^{-1}] rappresenta la velocità del vento ad un'altezza del suolo dove gli effetti della rugosità superficiale sono minimi (tipicamente 0.05-0.20 m), e si può calcolare mediante la seguente equazione (Goudriaan, 1977):

$$u_s = u_c \exp\left(-a\left(1 - \frac{0.05}{h_c}\right)\right) \quad (3.61)$$

dove h_c [m] è l'altezza della vegetazione, u_c [ms^{-1}] è la velocità del vento alla sommità della vegetazione e il coefficiente a tiene conto della forma e distribuzione dell'apparato fogliare, e può essere calcolato utilizzando la seguente equazione empirica (Goudriaan, 1977):

$$a = 0.28LAI^{2/3}h_c^{1/3}s^{-1/3} \quad (3.62)$$

dove con LAI (*Leaf Area Index*) si è indicato il noto indice di area fogliare e con s [m] si indica la dimensione media delle foglie, calcolata in prima approssimazione come il rapporto tra quattro volte l'area della foglia e il suo perimetro.

L'effetto della resistenza del suolo sulla stima del flusso di calore sensibile può essere considerevole, in quanto tale resistenza può essere molte volte più grande della resistenza aerodinamica. Tale effetto risulta amplificato in aree scarsamente vegetate o caratterizzate da suolo nudo.

Il numero di incognite introdotte nelle equazioni (3.58) e (3.59) risultano superiori al numero di equazioni disponibili, per cui il sistema risulterebbe indeterminato. Per ovviare a ciò occorre ipotizzare l'esistenza di un legame tra la temperatura associata alla vegetazione e quella associata al suolo (French et al, 2000):

$$T_{sur}^4 = fT_{veg}^4 + (1-f)T_{soil}^4 \quad (3.63)$$

in cui f è la frazione di copertura vegetale (*fractional vegetation cover*) e T_{sur} [K] è la temperatura superficiale ottenuta dai dati telerilevati.

Flusso di calore latente

Per la stima della distribuzione spaziale del flusso di calore latente si parte da una stima iniziale di λE_{veg} utilizzando l'approssimazione di Priestley-Taylor (Priestley & Taylor, 1972):

$$\lambda E_{veg} = 1.26 R_{n,veg} \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \quad (3.64)$$

dove Δ è la pendenza della curva di pressione di vapore saturo rispetto alla temperatura e γ è la costante psicrometrica. A partire da tale distribuzione, che rappresenta solo una prima approssimazione, la distribuzione effettiva del flusso di calore latente si determina seguendo un approccio iterativo costituito da due *step*, brevemente descritti nel seguito.

Step 1:

- Combinando le equazioni (3.52) e (3.64) il flusso di calore sensibile associato alla vegetazione può essere stimato utilizzando la seguente equazione:

$$H_{veg} = R_{n,veg} - \lambda E_{veg} = R_{n,veg} \left[1 - 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (3.65)$$

- Si stima la temperatura superficiale associata alla vegetazione, combinando le equazioni (3.58) e (3.65):

$$T_{veg} = T_a + \frac{R_a}{\rho C_p} H_{veg} = T_a + \frac{R_a}{\rho C_p} R_{n,veg} \left[1 - 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (3.66)$$

- Dalla stima di T_{veg} si può risalire alla stima della distribuzione di temperatura superficiale associata al suolo, invertendo l'equazione (3.63):

$$T_{soil} = \left(\frac{T_{sur}^4 - f T_{veg}^4}{1 - f} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (3.67)$$

- Si stima la distribuzione del flusso di calore sensibile associato al suolo, attraverso l'equazione (3.59), quindi si risale alla stima del flusso di calore latente del suolo, invertendo l'equazione (3.53):

$$\lambda E_{soil} = R_{n,soil} - H_{soil} - G \quad (3.68)$$

- Se λE_{soil} risulta negativo su qualcuno dei pixel dell'immagine, si imposta pari a zero e si ricalcolano i valori di H_{soil} , T_{soil} e T_{veg} , utilizzando le seguenti equazioni, ottenute invertendo rispettivamente le equazioni (3.53), (3.59) e (3.63):

$$H_{soil} = R_{n,soil} - G \quad (3.69)$$

$$T_{soil} = T_a + \frac{R_a + R_s}{\rho C_p} H_{soil} \quad (3.70)$$

$$T_{veg} = \left(\frac{T_{sur}^4 - (1-f) T_{soil}^4}{f} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (3.71)$$

Step 2:

- Nota la distribuzione della temperatura della vegetazione, si può ottenere la nuova stima del flusso di calore sensibile associato alla vegetazione, mediante l'equazione (3.58), e invertendo l'equazione (3.52), si risale ad una nuova stima del flusso di calore latente associato alla vegetazione:

$$\lambda E_{veg} = R_{n,veg} - H_{veg} \quad (3.72)$$

- Nuovamente viene effettuato un controllo sui valori di λE_{veg} ottenuti, ponendo pari a zero i valori negativi (suolo nudo o con vegetazione sottoposta a forte stress), e ricalcolando per gli stessi pixel i valori di H_{veg} , T_{veg} e T_{soil} , utilizzando rispettivamente le equazioni (3.65), (3.66) e (3.67).

CAPITOLO IV

Applicazione al territorio calabrese

La distribuzione dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera è stata ottenuta applicando alcune delle metodologie di stima da *remote sensing*, tra quelle proposte in letteratura, all'intero territorio calabrese e lucano. Tali metodologie, pur necessitando di un numero limitato di dati meteorologici rilevati a terra, non risultano ancora completamente attendibili essendo caratterizzate da diverse approssimazioni. Pertanto, esse necessitano di rigorose verifiche sperimentali sui flussi energetici stimati: a tale scopo risultano fondamentali misure di precisione a terra del flusso evapotraspirativo, e la tecnica basata su sistemi *eddy covariance* è generalmente considerata uno tra gli approcci più affidabili per l'analisi del fenomeno in esame (Kanda et al., 2004). Avendo a disposizione i dati misurati in tre stazioni micrometeorologiche ubicate nel territorio calabrese su siti con caratteristiche vegetazionali completamente differenti tra loro, e potendo utilizzare dati telerilevati da sensori con caratteristiche profondamente diverse tra loro, sono stati seguiti diversi approcci di stima, per poter valutare l'effetto di ogni singola variabile (spettrometria e risoluzione delle immagini satellitari, caratteristiche vegetazionali del sito strumentale di validazione, schematizzazione delle resistenze superficiali) sulla stima dell'evapotraspirazione. In particolare, in una prima

fase di studio è stata applicata la procedura SEBAL ad immagini telerilevate dal sensore AVHRR nel periodo estivo del 2004. Le stime dei flussi energetici e dell'evapotraspirazione sono state confrontate con i dati misurati a terra in corrispondenza delle stazioni micrometeorologiche ubicate a Sibari, sito caratterizzato da vegetazione sparsa, e a Longobucco, caratterizzato da vegetazione fitta e ad alto fusto.

Successivamente, con riferimento allo stesso periodo di analisi, la medesima procedura è stata applicata a partire da immagini MODIS. È stato, quindi, possibile effettuare un confronto tra le due tipologie di immagini telerilevate, per poter trarre conclusioni circa la variabilità della stima dell'evapotraspirazione dalla risoluzione spettrale delle immagini satellitari.

In una seconda fase di studio, la procedura SEBAL è stata applicata alle immagini MODIS telerilevate nel periodo estivo del 2005. Successivamente, la stessa procedura è stata adattata e applicata ad un'immagine ASTER, rilevata nello stesso periodo, e il confronto con i risultati precedentemente ottenuti ha permesso di trarre conclusioni sulla dipendenza della stima dell'evapotraspirazione dalla risoluzione spaziale delle immagini telerilevate. Una procedura di *downscaling* è stata poi messa a punto per poter sfruttare congiuntamente l'elevata risoluzione spaziale delle immagini ASTER con l'elevata risoluzione temporale delle immagini MODIS.

In una terza fase di studio la procedura SEBAL è stata applicata alle immagini MODIS rilevate nell'estate 2005 e i risultati sono stati validati con le misure effettuate in corrispondenza della stazione di Paglialonga, caratterizzata da copertura vegetale omogenea costituita da erba medica, in condizioni molto vicine a quelle standard definite nel metodo di Penman-Monteith (Allen et al., 1998).

Nella fase finale dello studio, è stata implementata e applicata la procedura TSEB a partire da immagini MODIS telerilevate nell'estate 2006, per poter valutare l'effetto dell'approccio a doppia componente sulla stima dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera.

4.1 Descrizione delle stazioni micrometeorologiche

I dati utilizzati per la validazione delle stime di evapotraspirazione effettuate nel presente studio sono stati misurati in tre stazioni micrometeorologiche attrezzate con strumentazione di tipo eddy covariance.

La prima stazione, ubicata nel comune di Longobucco (CS), è gestita dall'Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR-

ISAFoM), ed è ubicata in una pineta di pino laricio (*Pinus laricio* Poiret) nella Sila Greca, all'interno del bacino idrografico del torrente Bonis (39°28'40" N, 16°32'05" E, 1175 m s.l.m.) (Fig. 30). I dati climatici relativi alla vicina stazione di Cecita (CS) indicano una precipitazione media annua di 1224 mm, una temperatura media del mese più freddo di 1 °C e una temperatura del mese più caldo di 17.1 °C (Marino et al., 2004). La stazione consiste in una torre metallica alta 16 m, alla sommità della quale è installato un palo telescopico in acciaio alto 9 m. Sulla torre è installata la maggior parte della sensoristica micrometeorologica, mentre sul palo aggiuntivo è installato un anemometro sonico ed un tubo di campionamento dell'aria per la misura delle concentrazioni in aria di anidride carbonica e vapore acqueo.



Figura 30. Posizione delle stazioni *eddy covariance* nel territorio calabrese – vista da nord (rielaborazione tridimensionali da immagini Landsat 7).

La seconda stazione, gestita dal Dipartimento di Difesa del Suolo dell'Università della Calabria, funzionante fino alla primavera del 2006, era installata presso il Centro Sperimentale Dimostrativo dell'Agenzia Regionale per lo Sviluppo e per i Servizi in Agricoltura (ARSSA) della Regione Calabria, ubicato a Sibari (CS) (39° 44' 23.9" N, 16° 26' 52.8" E, 7 m s.l.m.). Sulle misure registrate da tale stazione è stata eseguita un'analisi (proposta nel paragrafo seguente) volta a valutare le potenzialità e le problematiche connesse alle misure eddy covariance. La strumentazione della seconda stazione era posta presso una

pianura molto importante dal punto di vista agricolo (la piana di Sibari), al centro di un terreno di forma rettangolare di dimensioni pari a circa 250×150 m² e distante dal mare 4 km (Fig. 30), a riposo nella prima parte del periodo di analisi (agosto-dicembre 2004), per cui l'area interessata dalle misure era caratterizzata da vegetazione sparsa, e coltivato ad ortaggi e grano nella seconda parte (maggio 2005), ma con vegetazione ancora non ben sviluppata. Il campo nel quale era contenuta la strumentazione era circondato su tre dei quattro lati da filari alti ma non troppo fitti di cipressi, che comunque influiscono nella definizione del fetch. La caratterizzazione pedologica ha condotto alla definizione di un suolo argilloso-limoso, mentre dal punto di vista geologico la piana di Sibari è un bacino sedimentario, emergente da una struttura geologica segmentata da numerosi sistemi di faglie.

Il sito di Sibari è caratterizzato dal punto di vista bio-climatico da condizioni variabili da sub-umide a semi-aride (Iovino, 2003). La stazione meteorologica di Villapiana, gestita dal Centro Funzionale Meteo-Idrologico Regionale (CFS-MIDMAR), in vicinanza della stazione di misura di Sibari, ha registrato una temperatura media annua di 21.5 °C ed una precipitazione media annua pari a circa 500 mm. In prossimità della stazione eddy covariance è inoltre installata da più di un decennio un'altra stazione meteorologica di tipo tradizionale (gestita dall'Ufficio Centrale di Ecologia Agraria, UCEA). I valori medi mensili di temperatura registrati nel periodo in analisi variano dai 25.8 °C del mese di agosto 2004 ai 10.5 °C del mese di dicembre 2004, mentre la precipitazione varia dai 3.8 mm del mese di agosto agli 88.8 mm del mese di dicembre. I venti prevalenti, sia in termini di frequenza che in termini di intensità, provengono da E e da NE, ossia dal mare.

A partire dalla primavera del 2006, l'intera strumentazione eddy covariance è stata espantata dal sito di Sibari e ricollocata in un campo agricolo, ubicato nel comune di Paglialonga (CS) (39° 31' 56.6" N, 16° 13' 37.0 "E, 73 m s.l.m.). Il terreno circostante la stazione è pianeggiante e di forma rettangolare, di dimensioni di circa 500 x 100 m, ed è circondato da altri terreni prevalentemente classificabili come seminativi, con presenza di vegetazione sparsa ad alto fusto. Come risulta dall'analisi granulometrica effettuata sul terreno in esame, esso è costituito prevalentemente da limo, con una bassa percentuale di sabbia.

Per quanto attiene alla copertura vegetale del sito ospitante la strumentazione, essa risulta omogenea e costituita da una coltura di erba medica, finalizzata alla produzione di foraggio. Tale tipologia di coltura prevede dei cicli di crescita e successivo taglio, in genere di durata quindicinale, nella stagione di massimo sviluppo. Pertanto, occorre tenere in debito conto le

variazioni di altezza della vegetazione, che influenzano notevolmente le misure dei flussi energetici.

La stazione di misura è composta da più moduli, alcuni per la misura dei flussi eddy covariance, altri di supporto per la misura delle altre componenti del bilancio energetico e di grandezze utili per la definizione del bilancio idrologico o per l'integrazione dei dati misurati a terra con quelli ottenuti da satellite. Nello specifico, la strumentazione per la misura dei flussi eddy è stata installata in cima ad un tripode alto 3 m e consiste in un anemometro sonico CSAT-3 (Campbell Scientific, Logan, Utah – USA) per la misura delle fluttuazioni della velocità del vento e della temperatura sonica, ed in un analizzatore CO₂/H₂O ad infrarossi a circuito aperto (IRGA) Li-7500 (LiCor, Lincoln, Nebraska – USA) per la misura delle fluttuazioni del vapore acqueo e dell'anidride carbonica. Le fluttuazioni di temperatura sono misurate anche tramite una termocoppia a filo sottile FW05 (Campbell Sci.).

I dati delle fluttuazioni delle componenti turbolente sono acquisiti ad alta frequenza (20 Hz) e mediati su periodi variabili da 5 a 60 minuti tramite un *data-logger* CR5000 (Campbell Sci.), programmato anche per la raccolta e l'elaborazione statistica dei dati micrometeorologici misurati a bassa frequenza (1 Hz). Nello specifico la radiazione solare è misurata da un radiometro netto CNR1 (Kipp&Zonen, Delft, the Netherlands), composto da due pireliometri e due pirgeometri, la temperatura superficiale del suolo da due sensori di temperatura ad infrarosso IRTS-P (Apogee Instruments Inc., Logan, Utah – USA), ed il flusso di calore al suolo da due piastre di flusso termico autocalibranti (Hukseflux, Delft, the Netherlands) poste dapprima entrambe ad una profondità pari a 8 cm, e successivamente (maggio 2005) a due profondità diverse (circa 2 e 8 cm). La temperatura a 2 e 6 cm di profondità in corrispondenza delle piastre è misurata tramite due coppie di sensori di temperatura interrabili CS107 (Campbell Sci.), mentre il contenuto idrico del suolo a 10, 20, 30 e 50 cm è misurato in continuo in prossimità della stazione *eddy covariance* da un sensore di umidità EasyAG50 (Sentek Sensor Technologies, Stepney, Australia), ed occasionalmente nell'area circostante la stazione (*footprint*) ad una profondità pari a 15 cm, tramite uno strumento TDR portatile Trase (Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, California – USA).

Il sistema di alimentazione consiste in 2 pannelli solari da 100 W con regolatori di ricarica della batteria e da due batterie stazionarie a elettrodo tubolare 105 Ah/12V collegate in parallelo, e consente una completa autonomia energetica della stazione per quasi tutto l'arco dell'anno.

4.1.1. La tecnica eddy covariance

La tecnica *eddy covariance* per la stima dei flussi turbolenti di calore latente e sensibile si basa sull'utilizzo delle seguenti equazioni:

$$\lambda E = \lambda \rho \overline{w'q'} \quad (4.1)$$

$$H = \rho c_p \overline{w'\theta'} \quad (4.2)$$

Tali equazioni sono ottenute per particolari condizioni dell'ABL (*Atmospheric Boundary Layer*): il numero di Reynolds deve essere elevato ($Re \sim 10^7$), così da poter trascurare i termini molecolari rispetto a quelli turbolenti; non devono esistere gradienti lungo il piano orizzontale della grandezza in analisi (cioè l'ABL deve essere orizzontalmente omogeneo); si suppone inoltre la stazionarietà atmosferica, per cui possono essere trascurati i termini avvevativi e quelli legati alla variabile temporale; si pone infine nulla la divergenza del flusso radiativo.

Nella pratica, la temperatura potenziale θ nell'equazione (4.2) è spesso sostituita dalla temperatura reale misurata T . Wilson et al. (2002) suggeriscono di utilizzare la temperatura sonica nel calcolo del flusso di calore sensibile per tenere conto della perdita di energia dovuta all'espansione dell'aria durante l'evaporazione a pressione costante.

Il valore medio del prodotto delle componenti turbolente delle due variabili rappresenta la covarianza statistica, calcolabile attraverso misure ad alta frequenza (generalmente 10-20 Hz) di un anemometro sonico e di un analizzatore di flussi di vapore. Dal punto di vista statistico la rappresentatività della stima del flusso è tanto maggiore quanto maggiore è il numero di fluttuazioni in un dato intervallo temporale. Quando il livello di turbolenza, misurato attraverso la velocità d'attrito u^* , si approssima allo zero, la misura dei flussi diventa meno attendibile: sia la *K-theory* che la teoria di similarità di Monin-Obukhov indicano, ad esempio, che i valori di λE e di H sono direttamente proporzionali rispettivamente a $u^* \partial \bar{q} / \partial z$ e a $u^* \partial \bar{\theta} / \partial z$.

La frequenza di campionamento può incidere sulla stima della componente media del flusso turbolento a causa delle perdite ad alta frequenza (per cui lo strumento agisce da filtro passa-basso). D'altro canto la scelta della lunghezza del periodo su cui mediare i valori delle covarianze può eliminare significativi contributi dovuti alle basse frequenze (filtro passa-alto) (Moore, 1986; Aubinet et al., 2000). La scelta della finestra temporale su cui eseguire la

media delle covarianze è fondamentale per giustificare l'ipotesi di stazionarietà atmosferica. I processi di trasporto turbolento nell'atmosfera sono generalmente considerati stazionari nell'intervallo temporale variabile da 15 minuti ad un'ora (Rana & Katerji, 2000), ed i flussi stimati con la tecnica *eddy covariance* si riferiscono usualmente ad intervalli di 30 minuti (ad esempio nella rete FLUXNET, Aubinet et al., 2000), anche se Sakai et al. (2001) hanno mostrato l'importanza dei contributi a bassa frequenza utilizzando valori mediati su 30 minuti applicati a periodi di tre ore intorno al mezzogiorno astronomico.

L'ipotesi di omogeneità orizzontale dell'ABL è verificata se le sorgenti e gli assorbitori energetici aggiuntivi e gli elementi fisici che determinano la rugosità del sito sono distribuiti uniformemente nel piano orizzontale, e se esiste un fetch adeguato (almeno pari a cento volte la distanza dello strumento dal terreno, Wieringa, 1993).

Sebbene l'ipotesi di stazionarietà sia generalmente rispettata, non sempre è possibile soddisfare in pieno la condizione di omogeneità, soprattutto in aree fortemente antropizzate. L'esigenza di analizzare situazioni complesse, caratterizzate da una particolare orografia o dall'effetto non trascurabile dell'avvezione e della diffusione molecolare, associato a valori bassi di turbolenza (per esempio nei periodi notturni), ha spinto allo studio di procedure per correggere le misure ottenute dalla tecnica *eddy covariance* (Webb et al., 1980; Foken & Wichura 1996; Lee, 1998; Paw U et al., 2000; Aubinet et al., 2000; Massman & Lee, 2002; Thomas & Foken, 2002; aubinet et al., 2003; Kanda et al., 2004; Gu et al., 2005).

4.2 Applicazione al territorio calabrese e lucano

Le procedure SEBAL e TSEB sono state applicate al territorio calabrese e lucano al fine di ricavare delle stime distribuite dei flussi energetici e dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera. In un primo momento tali procedure sono state implementate secondo le specifiche originali proposte dagli autori, ma i primi risultati ottenuti, sebbene non siano stati molto discordanti rispetto alle misure effettuate nelle stazioni micrometeorologiche di riferimento, hanno evidenziato la necessità di intervenire su tali procedure.

L'analisi è stata condotta, pertanto, seguendo due livelli di approfondimento: da una parte si è cercato di tarare i parametri caratteristici del territorio analizzato, come suggerito dagli stessi autori, e dall'altra si è fatto ricorso alla messa a punto di formulazioni alternative, capaci di simulare meglio il processo evapotraspirativo relativamente al sito di interesse.

I test effettuati hanno evidenziato che il parametro che necessita maggiormente di un'accurata taratura è la trasmittanza ad onde corte, in quanto essa ha un peso rilevante nella stima della radiazione netta, da cui dipendono le stime degli altri flussi energetici. Tale parametro, a parità di quota e di condizioni atmosferiche, può essere ritenuto costante e quindi facilmente ottenibile dalle misure dei flussi energetici ad onde corte misurati in corrispondenza delle stazioni micrometeorologiche. Una volta ottenuto tale valore, assumendo che tutta l'area in esame sia caratterizzata dalle stesse condizioni atmosferiche, è possibile risalire alla stima della distribuzione del parametro, assumendo un legame di tipo lineare con la quota:

$$\tau_{sw} = \tau_0 + 2 \cdot 10^{-5} z \quad (4.3)$$

in cui τ_{sw} è la trasmittanza ad onde corte alla quota z [m] e τ_0 è la trasmittanza ad onde corte al livello del mare.

Riguardo alle modifiche apportate alla formulazione originale delle due procedure, la particolarizzazione maggiore ha riguardato la definizione della resistenza superficiale, ed in particolar modo quella della lunghezza di attrito. Bastiaanssen et al. (1998a) suggeriscono di applicare una relazione empirica per stimare la lunghezza d'attrito a partire dall'indice di vegetazione NDVI:

$$z_{0m} = \exp(c_2 + c_3 NDVI) \quad (4.4)$$

con c_2 e c_3 parametri di correlazione da stimare per il territorio specifico. Tale approccio, in mancanza di ulteriori dati, è un valido metodo per ottenere la distribuzione della lunghezza di attrito, sebbene fornisca stime piuttosto approssimative. Tale parametro, infatti, non è strettamente legato al quantitativo di biomassa presente, bensì dipende maggiormente dalla rugosità superficiale e, quindi, dall'altezza della vegetazione. Per il territorio analizzato era disponibile una distribuzione delle altezze di vegetazione, alquanto aggiornata, ottenuta a partire dall'analisi congiunta degli usi del suolo (Corine Land Cover 2000) e dei risultati di indagini in situ effettuate in diverse aree campione, finalizzate al censimento della popolazione arborea dei boschi della regione. Sulle restanti tipologie di usi del suolo (territori non boscati) si è proceduto a stime di massima dell'altezza della vegetazione, mediante l'ausilio delle ortofoto disponibili per lo stesso periodo, in quanto per tali aree non sono state condotte specifiche campagne di rilievo sul campo. Tali stime, se da una parte risultano

piuttosto affidabili per le colture permanenti (agrumeti, vigneti, oliveti), predominanti soprattutto nelle zone pianeggianti e collinari, in quanto facilmente desumibili dalle ortofoto, d'altra parte il livello di incertezza riguardo alle stesse aumenta in corrispondenza delle aree destinate a colture non permanenti (campi di ortaggi) e seminativi stagionali (piantagioni di grano). Per tali tipologie di copertura del suolo è stato ritenuto opportuno fissare un valore medio di altezza di vegetazione, corrispondente a piantagioni in pieno sviluppo, in quanto le stime effettuate in questo studio sono riferite a dati rilevati nel periodo estivo, quando ancora non si è proceduto al taglio della stessa. Per i seminativi assoggettati a tagli periodici (erba medica), invece, non è stato possibile procedere ad una stima accurata, in quanto la variabilità temporale non lo permetteva. Pertanto è stato fissato un valore medio per i terreni caratterizzati da tale copertura vegetazionale, ad eccezione del sito di Paglialonga, in corrispondenza del quale è stato possibile impostare il valore corretto dell'altezza della vegetazione, rilevato con cadenza settimanale.

Per le diverse tipologie di copertura del suolo e di altezza della vegetazione sono stati ricavati da letteratura i corrispondenti valori tipici di lunghezza di attrito e attraverso una procedura di *best fit* è stato ricavato il seguente legame di tipo lineare:

$$z_{0m} = 0.051h + 0.0527 \quad (4.5)$$

dove con h [m] si è indicato l'altezza della vegetazione. Tale relazione, applicata alla distribuzione dell'altezza di vegetazione, ha permesso, quindi, di ottenere la stima distribuita della lunghezza di attrito per tutto il territorio regionale.

Un'ulteriore modifica apportata alla formulazione originale ha interessato la stima della distribuzione della radiazione ad onde lunghe entrante. Gli autori proposero di stimare tale distribuzione utilizzando un valore di temperatura dell'aria costante per tutta la superficie di studio, pari al valore della temperatura superficiale stimata in corrispondenza di un pixel caratterizzato da condizioni umide (pixel ben irrigato). Tale ipotesi, sebbene porti a stime attendibili su piccole aree omogenee (le prime applicazioni in letteratura delle metodologie di stima hanno riguardato la scala di bacino), in cui effettivamente si può ritenere costante il valore della temperatura dell'aria per ogni pixel dell'immagine, risulta certamente debole se l'applicazione si estende alla scala regionale: nel caso del territorio analizzato in questo studio, costituito da orografia molto complessa e da eterogeneità di usi del suolo e di copertura vegetale, non è pensabile utilizzare un valore univoco di temperatura dell'aria.

Si è ritenuto necessario, quindi, ricorrere alle misure puntuali di temperatura dell'aria effettuate in corrispondenza di un centinaio di stazioni meteorologiche, gestite dal Centro Funzionale Strategico Meteo-Idrologico Regionale (CFS-MIDMAR), distribuite su tutto il territorio regionale. A partire dalle misure puntuali di temperatura dell'aria e dai valori di temperatura superficiale sui pixel corrispondenti, corretti per effetto della quota secondo un coefficiente di riduzione di tipo adiabatico (6 gradi ogni km di quota), è stata ottenuta una relazione di tipo lineare, secondo una procedura di *best fit*:

$$T_{aria} = aT_{s,DEM} + b \quad (4.6)$$

con T_{aria} [C] la temperatura dell'aria, $T_{s,DEM}$ [C] la temperatura superficiale corretta per effetto della quota, e a e b coefficienti di regressione, stimati per ogni giorno di analisi.

Oltre alle particolarizzazioni precedentemente descritte, nella procedura TSEB sono state introdotte ulteriori formulazioni alternative riguardo alla stima del flusso di calore al suolo e dell'emissività superficiale. Nella formulazione originale gli autori proposero di stimare il flusso di calore al suolo come una percentuale fissa della componente della radiazione netta associata al suolo:

$$G = 0.35R_{n,soil} \quad (4.7)$$

Da un'analisi dei risultati ottenuti applicando tale equazione, è emerso che essa fornisce risultati apprezzabili per aree caratterizzate da suolo nudo, mentre porta a grosse sovrastime in corrispondenza di aree caratterizzate da vegetazione densa. Per ovviare a tale inconveniente, si è pensato di applicare la formulazione proposta da Su et al. (2001), secondo la quale il flusso di calore al suolo è ottenuto a partire dalla radiazione netta, mediante un legame di tipo non lineare, che tiene conto della biomassa presente, attraverso la frazione di copertura vegetale:

$$G = \Gamma_c + \Gamma_s - f \Gamma_s - \Gamma_c \Gamma_n \quad (4.8)$$

in cui f è la frazione di copertura vegetale (*fractional vegetation cover*) e i parametri Γ_c e Γ_s indicano il rapporto G/R_n rispettivamente in condizioni di copertura vegetale densa ($f = 1$) e in

condizioni di suolo nudo ($f = 0$). Tali valori possono essere posti rispettivamente pari a 0.05 (Monteith, 1973) e 0.315 (Kustas & Daughtry, 1990).

Infine, la stima dell'emissività superficiale nel modello TSEB è stata ottenuta seguendo un approccio alternativo descritto in Valor & Caselles (1996). Tale scelta è stata dettata dall'esigenza di avere una formulazione dell'emissività superficiale che meglio si adattasse all'approccio a doppia componente. Secondo tale approccio, l'emissività superficiale può essere stimata a partire dalla frazione di copertura vegetale e da parametri che descrivono le condizioni limite di suolo nudo e suolo interamente coperto da vegetazione:

$$\varepsilon_{sur} = \varepsilon_c f + \varepsilon_s (1 - f) + 4d_\varepsilon f (1 - f) \quad (4.9)$$

dove ε_{sur} indica l'emissività superficiale, ε_s l'emissività associata al suolo nudo, ε_c l'emissività associata alla vegetazione densa, d_ε un parametro dipendente dalla struttura della vegetazione. Gli autori suggerirono di utilizzare per ε_s , ε_c e d_ε rispettivamente i valori di 0.985, 0.96 e 0.015.

4.2.1 Validazione della procedura SEBAL su aree con diversa copertura vegetazionale

In una prima fase di studio, la procedura SEBAL è stata applicata all'intero territorio calabrese e lucano per i tre giorni compresi tra il 18 ed il 20 agosto 2004. La scelta di tale periodo è stata dettata dalle condizioni atmosferiche particolarmente favorevoli (cielo quasi totalmente sereno), dall'effettiva disponibilità di immagini AVHRR e MODIS e dalla buona qualità dei dati *eddy covariance* registrati nelle stazioni di riferimento. In particolare, per le coperture satellitari relative ai tre giorni considerati, sono state selezionate tre immagini registrate dal sensore AVHRR a bordo del satellite NOAA-16, il cui passaggio sulla zona di interesse è avvenuto intorno alle 13.00 (GMT), e il dataset di immagini ottenute mediante il sensore MODIS, a bordo del satellite TERRA, il cui passaggio è avvenuto intorno alle 10.00 (GMT). Tali immagini, caratterizzate da copertura nuvolosa scarsa, sono state pre-processate per poter essere utilizzate come input alla procedura SEBAL. Per maggiori dettagli sulla tipologia di dati utilizzati e sulle procedure di *pre-processing* utilizzate, si rimanda all'Appendice.

Le stime delle distribuzioni spaziali dei flussi energetici ottenute sono state verificate localmente con i dati registrati nelle due stazioni micrometeorologiche di Sibari e

Longobucco. Dai confronti eseguiti si evince un buon accordo tra i flussi energetici istantanei misurati nella stazione di Sibari (Figg. 36a-36d) e stimati a partire dalle immagini AVHRR e MODIS.

Emergono, tuttavia, delle leggere sovrastime imputabili, innanzi tutto, alla differente risoluzione spaziale tra dati misurati (*footprint* della stazione pari a circa 300-400 m lungo la direzione del vento) e valori stimati (risoluzione del sensore pari ad 1 km^2), che incide su tutte le stime ed i cui effetti possono essere ridotti solo considerando un'area il più possibile omogenea. Inoltre, devono essere tenuti in conto gli errori di misura dello strumento *eddy covariance* (sebbene nelle ore considerate la divergenza del bilancio è al massimo dell'ordine della decina di W m^{-2}), e gli errori di acquisizione dei sensori. Sebbene il periodo considerato sia costituito, infatti, da tre giorni consecutivi, caratterizzati da condizioni meteorologiche molto simili, si notano nelle immagini acquisite delle repentine variazioni della riflettanza e delle temperatura superficiale tra un giorno e l'altro, imputabili ad errori radiometrici di vario tipo. Diversi studi, basati sul metodo dell'analisi delle componenti principali (PCA), mostrano che non di rado vi sono cambiamenti improvvisi, e non spiegabili fisicamente, tra le caratteristiche di un'immagine satellitare e la successiva. Il livello di affidabilità dei valori stimati di evapotraspirazione non può essere quindi considerato accettabile, se la stima non è eseguita su più giorni consecutivi.

La stessa analisi descritta precedentemente è stata eseguita sui soli flussi turbolenti misurati presso la stazione di Longobucco (misure attendibili della radiazione netta e del flusso di calore al suolo non erano disponibili per tale periodo di analisi). In questo caso, però, le differenze osservate tra dati stimati e registrati (Figg. 37a-37b), con riferimento soprattutto al flusso di calore sensibile, non sono da attribuire prevalentemente alle approssimazioni della procedura SEBAL, bensì alla difficoltà di poter misurare attraverso la strumentazione *eddy covariance* tutte le componenti che concorrono alla chiusura del bilancio energetico. In particolare, i flussi di calore immagazzinati dal suolo e principalmente dalla vegetazione sono ipotizzati trascurabili; tali quantità, però, se da un lato risultano irrilevanti nel caso della stazione di Sibari, diventano di maggiore entità, e quindi non trascurabili, nel caso della stazione di Longobucco.

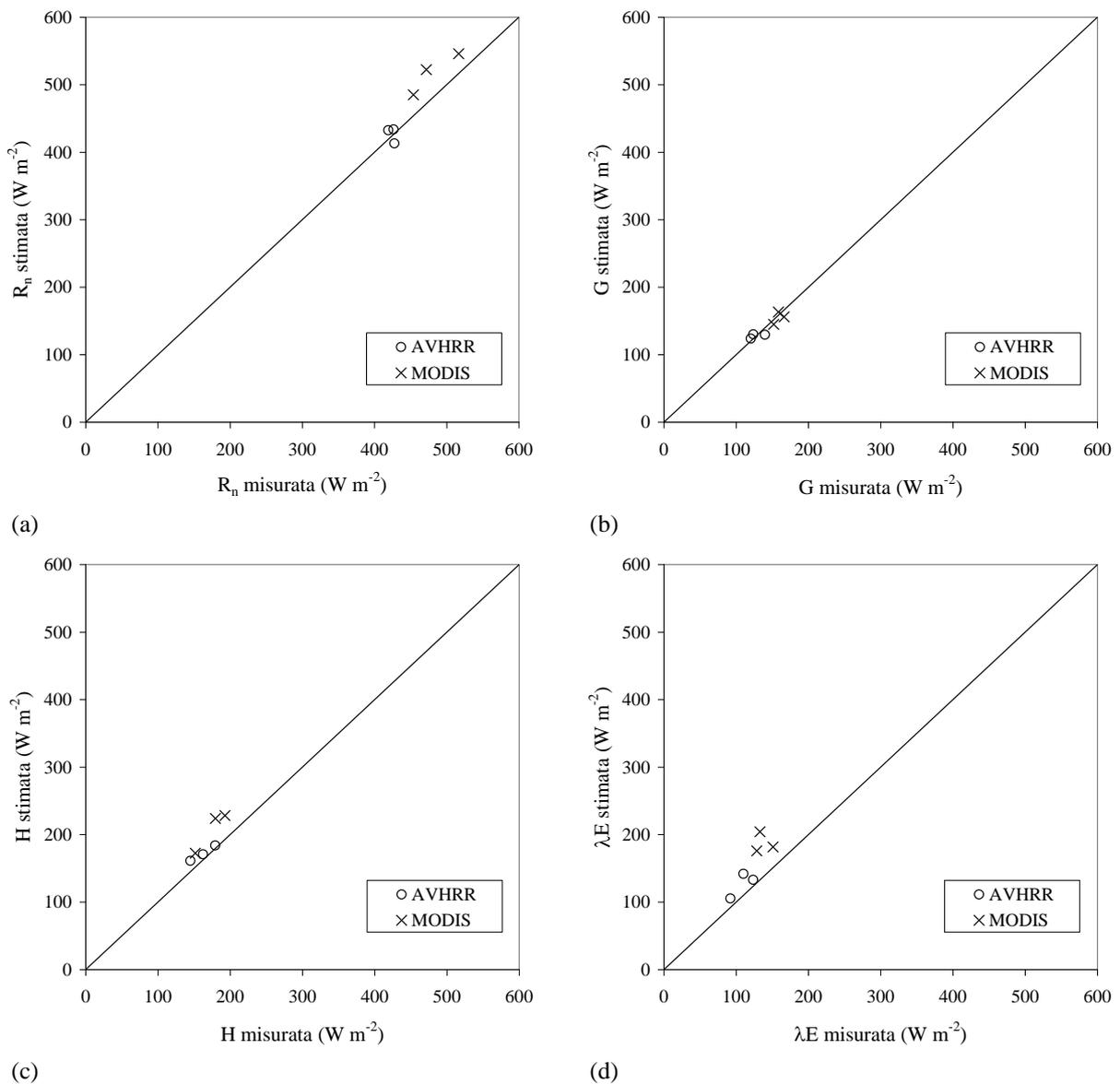


Figura 36. Confronto tra flussi energetici istantanei misurati e stimati nella stazione di Sibari: (a) radiazione netta R_n ; (b) flusso di calore al suolo G ; (c) flusso di calore sensibile H ; (d) flusso di calore latente λE .

Le figure 38a-38d mostrano, a titolo d'esempio, le distribuzioni dei flussi energetici istantanei stimati sul territorio calabrese a partire dalle immagini AVHRR acquisite il 19 agosto 2004.

L'analisi delle distribuzioni mostrate nelle figure 38a-38d permette di giungere a qualche considerazione significativa: la stima della radiazione netta istantanea (Fig. 38a) è influenzata dal fatto che al momento dell'acquisizione dell'immagine il Sole si trova già oltre il mezzogiorno astronomico, e quindi i versanti esposti ad ovest ricevono un'energia maggiore.

Tale distribuzione sembra essere ricalcata in generale dal flusso di calore latente (Fig. 38d), indicando una sostanziale disponibilità d'acqua per l'evapotraspirazione in caso di

disponibilità d'energia, soprattutto nelle zone montane (dell'Aspromonte in particolare) e lungo la fascia costiera tirrenica. Un'eccezione di rilievo è data però dalle pendici occidentali della Sila, che degradano verso la valle del Crati. Lungo tali versanti è molto elevato il valore del flusso di calore sensibile (Fig. 38c), a scapito del calore latente.

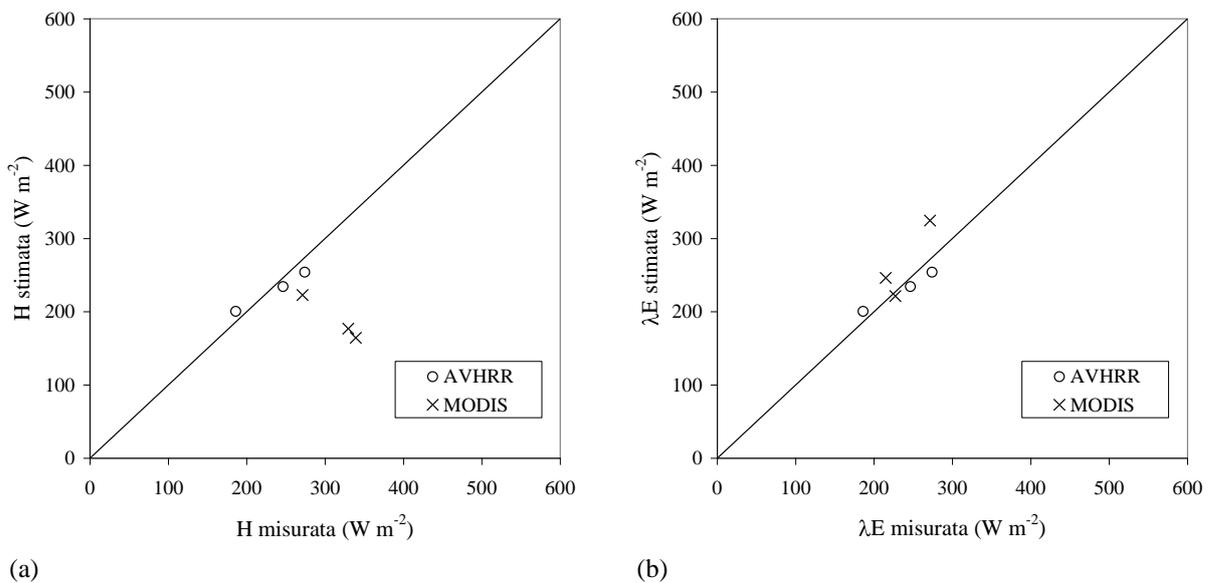


Figura 37. Confronto tra flussi turbolenti istantanei misurati e stimati nella stazione di Longobucco: (a) flusso di calore sensibile H ; (b) flusso di calore latente λE .

In termini di evapotraspirazione effettiva giornaliera, le differenze rilevate non hanno una grossa rilevanza. A conferma di ciò è stata eseguita un'ulteriore analisi su zone caratterizzate da valori di evaporazione molto prossimi a quelli potenziali, e quindi stimabili attraverso equazioni affidabili, quali quella di Penman (1948). In tal senso, sono stati considerati i vari laghi artificiali presenti nel territorio calabrese, le cui masse d'acqua comportano una spiccata tendenza all'evaporazione. Per essi, ed in particolare per il lago Cecita (Sila), sono stati calcolati tramite l'equazione di Penman per l'evaporazione sugli specchi d'acqua i valori teorici di evaporazione, ottenendo stime prossime a quelle fornite dalla procedura SEBAL.

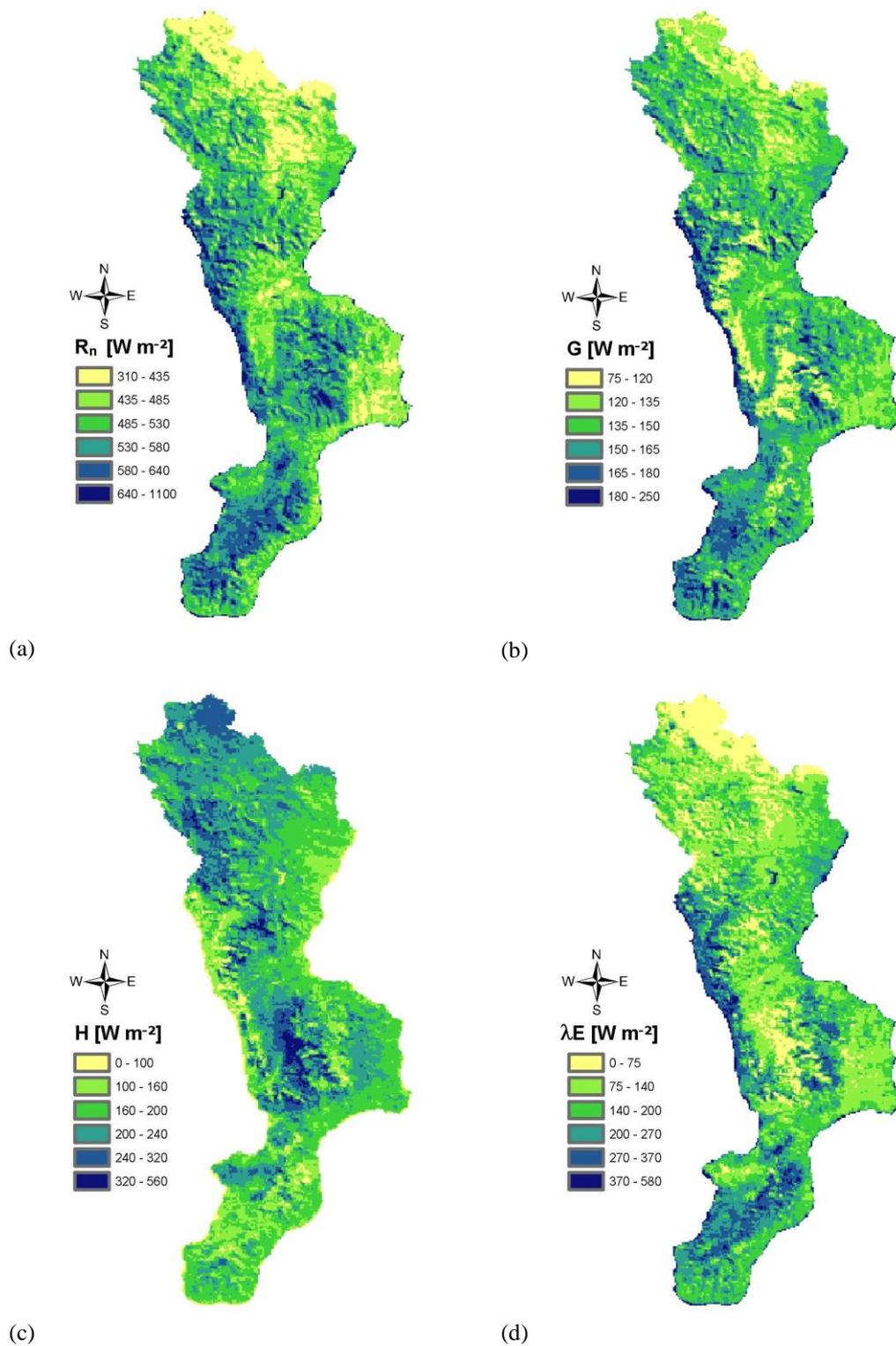


Figura 38. Distribuzioni dei flussi energetici istantanei stimati sul territorio calabrese a partire dalle immagini AVHRR acquisite il 19 agosto 2004: (a) radiazione netta R_n ; (b) flusso di calore al suolo G ; (c) flusso di calore sensibile H ; (d) flusso di calore latente λE .

Nelle figure seguenti sono mostrati i confronti tra l'evapotraspirazione effettiva misurata in corrispondenza della stazione di Sibari (Fig. 39) e della stazione di Longobucco (Fig. 40) e stimata utilizzando le due tipologie di immagini satellitari.

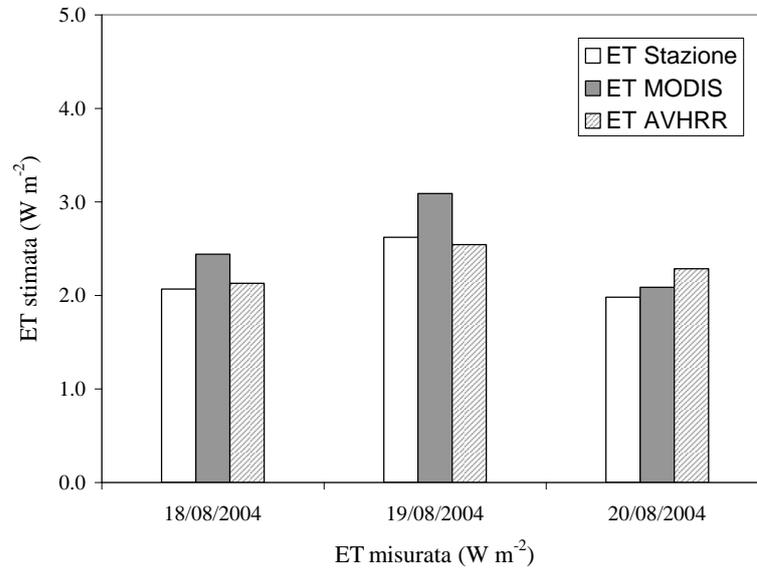


Figura 39. Evapotraspirazione effettiva giornaliera misurata presso la stazione di Sibari e stimata a partire dalle immagini AVHRR e MODIS.

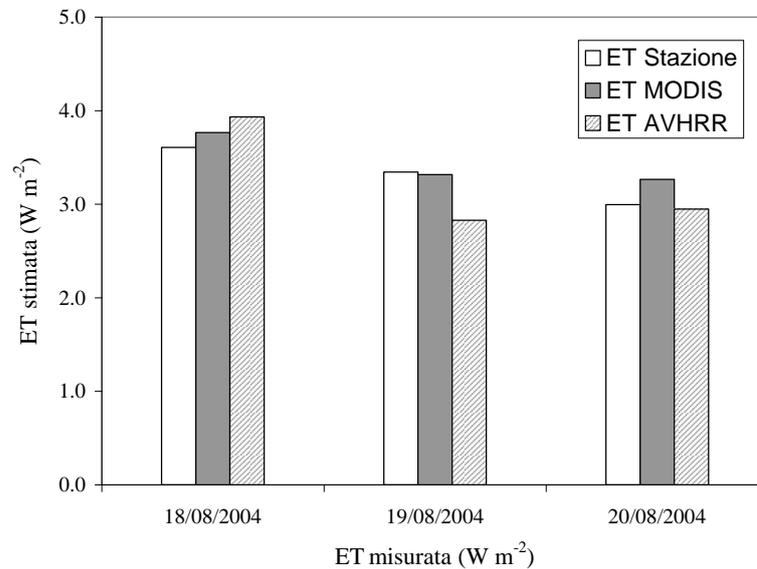


Figura 40. Evapotraspirazione effettiva giornaliera misurata presso la stazione di Longobucco e stimata a partire dalle immagini AVHRR e MODIS.

Le differenze si mantengono sempre al di sotto del mezzo millimetro, a conferma dell'attendibilità della procedura SEBAL nella stima dell'evapotraspirazione effettiva per il periodo analizzato. I diversi risultati ottenuti a partire dalle due diverse tipologie di dati satellitari sono da attribuire soprattutto alla diversa risoluzione spettrale caratteristica dei due sensori. Il sensore AVHRR, infatti, è un sensore a banda larga, a differenza del sensore MODIS a banda stretta, e la differenza maggiore tra le due tipologie di immagini si osserva soprattutto nei canali del visibile e del vicino infrarosso. In particolare, l'NDVI ottenuto dalle immagini MODIS è più alto dei valori di NDVI derivati da AVHRR, come osservato da Buheasier et al. (2003). Le differenze nell'NDVI influenzano l'emissività superficiale e la scabrezza superficiale, quindi influenzano le stime della radiazione netta e del flusso di calore sensibile.

La figura 41 mostra la differenza tra le distribuzioni di frequenza delle mappe di NDVI ricavate per il periodo in esame dalle due diverse tipologie di immagini.

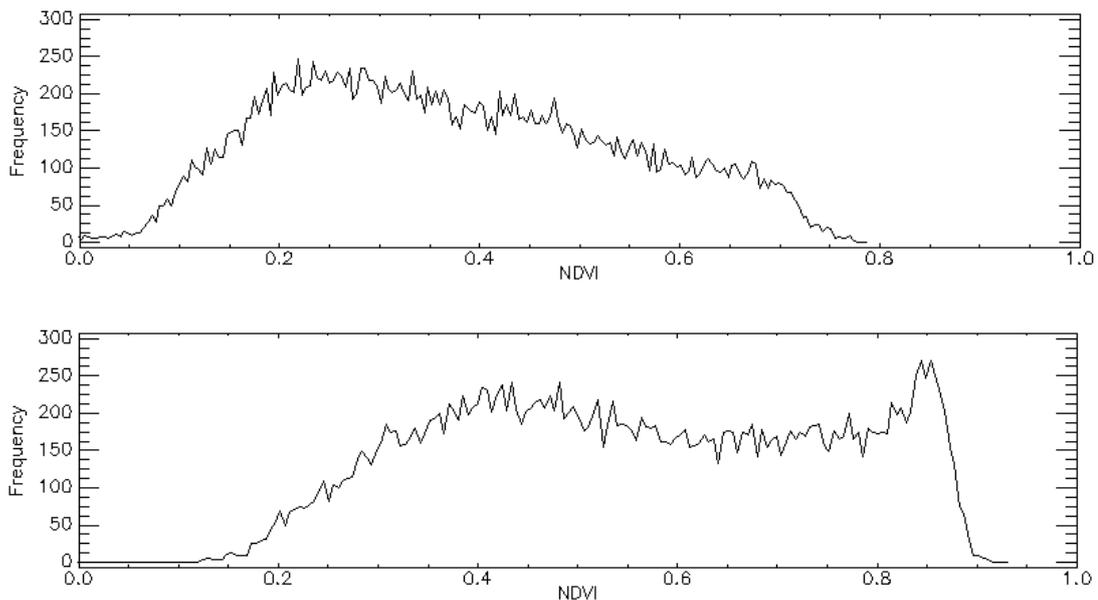


Figura 41. Confronto tra le distribuzioni di frequenza dell'NDVI ottenuto da AVHRR (grafico superiore) e da MODIS (grafico inferiore) per la stessa area e lo stesso periodo.

Dall'analisi dei due grafici in figura 41 si evince che mentre l'NDVI ottenuto a partire da immagini AVHRR presenta un picco in corrispondenza del valore 0.22, l'NDVI ottenuto da dati MODIS, mediamente più alto, presenta un primo picco intorno al valore di 0.4 e un secondo picco intorno al valore di 0.85. Inoltre, come descritto nel capitolo II, l'NDVI

derivato da immagini AVHRR tende a saturare per valori elevati, cioè in corrispondenza di aree densamente vegetate.

Passando alla scala regionale, la distribuzione dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera ottenuta a partire dalle immagini MODIS risulta mediamente più elevata rispetto alla stima della stessa utilizzando immagini AVHRR. Nelle figure 42 e 43 sono riportate, a titolo di esempio, le distribuzioni ottenute per il giorno 20 agosto 2004, mentre nella figura 44 si riporta la distribuzione delle differenze di stima dell'evapotraspirazione sull'intero territorio analizzato.

Le differenze tra le due stime, mostrate nella figura 44, raggiungono valori di 2 mm e superiori, soprattutto sulle aree montuose, caratterizzate da vegetazione densa e ad alto fusto, mentre si mantengono generalmente al di sotto di 1 mm nei territori più pianeggianti, caratterizzati prevalentemente da terreni agricoli e vegetazione bassa.

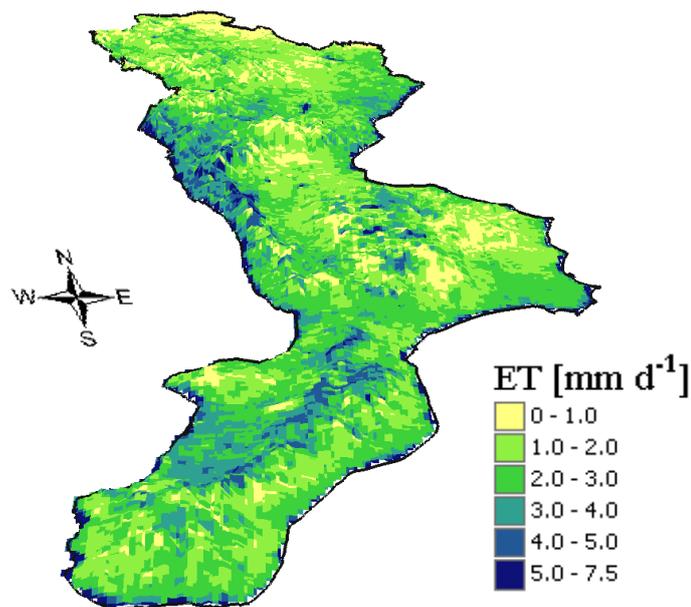


Figura 42. Distribuzione spaziale dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera ottenuta dall'immagine AVHRR acquisita il 20 agosto 2004.

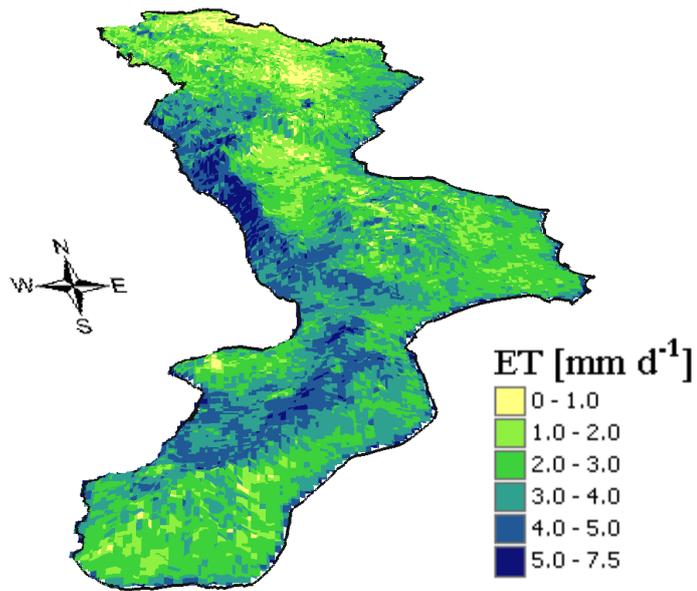


Figura 43. Distribuzione spaziale dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera ottenuta dal dataset MODIS acquisito il 20 agosto 2004.

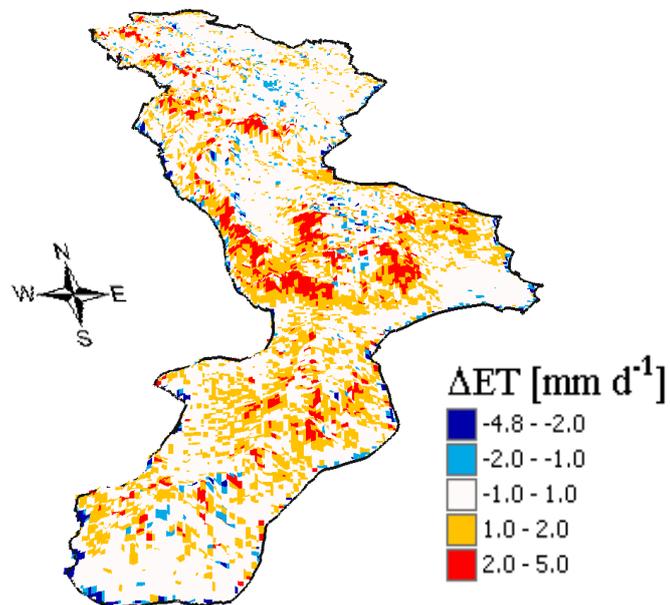


Figura 44. Distribuzione spaziale delle differenze di stima tra l'evapotraspirazione effettiva giornaliera ottenuta dalle immagini AVHRR e MODIS acquisite il 20 agosto 2004.

4.2.2 Applicazione multisensore della procedura SEBAL

In una seconda fase di studio, la procedura SEBAL è stata applicata ad immagini telerilevate dai sensori MODIS e ASTER, acquisite nel periodo giugno-luglio 2005. L'obiettivo di questa seconda serie di elaborazioni è stato quello di valutare la possibilità di usare congiuntamente l'elevata risoluzione spaziale del sensore ASTER con l'elevata frequenza di rivisitazione tipica del sensore MODIS. La scelta di tali sensori, è stata dettata da considerazioni sulla loro migliore risoluzione spettrale, rispetto ad altri sensori disponibili, nonché dalla disponibilità di dati processati e validati ad un livello superiore rispetto a quelli di base (*raw data*). Inoltre, i due sensori, essendo montati a bordo dello stesso satellite TERRA, permettono l'acquisizione di immagini sincrone, rendendo agevole e affidabile il confronto tra le stime ottenute. La descrizione dettagliata dei dati impiegati nell'algoritmo è mostrata nella tabella 11.

Sensore	Data	Dati telerilevati utilizzati in input nell'algoritmo	Dati non telerilevati utilizzati in input
MODIS	22/06/2005	Riflettanza nelle bande 1, 2, 3, 4, 5, 7 (MOD02) Temperatura superficiale del suolo (MOD11) NDVI (MOD13)	DEM a 1 km Dati meteorologici Dati orbitali
ASTER	22/06/2005	Riflettanza nelle bande 1, 3, 5, 6, 8, 9 (AST07) Temperatura cinetica superficiale (AST08)	DEM a 90 m Dati meteorologici Dati orbitali

Tabella 11. Tipologie di dati utilizzati nella procedura SEBAL.

In particolare, nel caso del sensore MODIS le riflettanze nelle bande di interesse sono state ottenute a partire dalle rispettive radianze, cui sono stati applicati algoritmi di correzione atmosferica. I dati di temperatura superficiale, invece, sono stati ottenuti a partire dalle radianze nelle bande 31 e 32, alle quali è stato applicato un algoritmo finalizzato alla riduzione delle singolarità presenti nel dato istantaneo per effetto del mancato superamento di una soglia di qualità del dato grezzo da processare. Infine, l'indice NDVI è stato ottenuto aggregando temporalmente su un intervallo di 16 giorni gli indici NDVI giornalieri, ottenuti a loro volta dalle riflettanze nelle bande di interesse. Il dato a 16 giorni ha il vantaggio di smorzare le oscillazioni a frequenza superiore dovute alle diverse osservazioni del sensore nel periodo considerato, che non hanno un effettivo significato fisico.

Per quanto riguarda ASTER, invece, sono state considerate le riflettanze nelle bande di interesse e la temperatura cinetica superficiale. L'indice di vegetazione NDVI, inoltre, è stato ottenuto processando i valori istantanei di riflettanza.

I dati ASTER, se da un lato offrono una maggiore risoluzione spaziale (90 m) rispetto ai dati MODIS (1 km), dall'altro presentano una limitazione legata alla loro bassa frequenza di campionamento temporale, mai inferiore a 16 giorni. Questo intervallo, inoltre, è realizzabile solo per fini scientifici e su aree preventivamente accreditate dal centro di controllo ASTER GDS (*Ground Data System*) in Giappone.

Al fine di poter sfruttare al meglio i due diversi tipi di osservazione satellitare, è stata messa a punto una procedura di *downscaling* che, utilizzando l'informazione fornita dal dato ASTER, permette la disaggregazione delle variabili di input alla procedura SEBAL (temperatura superficiale, NDVI, e albedo) desunte da immagini MODIS. La metodologia di *downscaling* è stata applicata ad ogni pixel di 1 km, preventivamente ricampionato a 990 m, in modo da ottenere una sottomatrice (i,j) composta da 121 celle con risoluzione regolare di 90 m. Ad ognuna delle nuove celle sono attribuiti i nuovi valori delle variabili di input utilizzando le seguenti equazioni:

$$T_{s,MODIS-90m}(i, j) = T_{s,MODIS-1km} \cdot \frac{T_{s,ASTER}(i, j)}{\bar{T}_{s,ASTER}} \quad (4.10)$$

$$\alpha_{MODIS-90m}(i, j) = \alpha_{MODIS-1km} \cdot \frac{\alpha_{ASTER}(i, j)}{\bar{\alpha}_{ASTER}} \quad (4.11)$$

$$NDVI_{MODIS-90m}(i, j) = NDVI_{MODIS-1km} \cdot \frac{NDVI_{ASTER}(i, j)}{NDVI_{ASTER}} \quad (4.12)$$

Nelle precedenti equazioni i termini soprastegnati indicano i valori medi delle grandezze stimate a partire dalla sottomatrice ASTER coincidente con l'area elementare del pixel MODIS. La procedura appena descritta è stata applicata ad altri 7 dataset MODIS, acquisiti durante il periodo 22 giugno – 8 luglio 2005. Ognuna delle immagini originali è stata disaggregata secondo la distribuzione dei pesi calcolata utilizzando il dataset ASTER acquisito il 22 giugno 2005. L'ipotesi di mantenere costante la distribuzione dei pesi per tutte le 8 scene risulta ragionevole se si considera che l'intervallo temporale in esame è piuttosto ridotto.

Nella tabella 12 sono mostrati i valori dei flussi energetici istantanei misurati dalla stazione micrometeorologica di Sibari e quelli stimati a partire dai dati telerilevati nel giorno 22

giugno 2005, a partire da immagini MODIS ed ASTER, ed utilizzando la metodologia di *downscaling* proposta. Nella stessa tabella é inoltre mostrato il confronto tra l'evapotraspirazione giornaliera misurata e la sua stima ottenuta con le stesse modalità utilizzate per il calcolo dei flussi.

	Stazione	MODIS 1 km	ASTER 90 m	MODIS 90 m
Radiazione Netta R_n [Wm^{-2}]	547.9	516.4	559.9	557.8
Flusso di calore al suolo G [Wm^{-2}]	152.9	152.6	166.6	166.4
Flusso di calore sensibile H [Wm^{-2}]	205.6	215.6	237.1	201.9
Flusso di calore latente λE [Wm^{-2}]	189.5	148.1	156.2	189.5
Evapotraspirazione giornaliera [mm d^{-1}]	3.1	3.7	2.7	2.8

Tabella 12. Confronto tra i flussi energetici misurati e stimati a partire da immagini MODIS e ASTER in corrispondenza della stazione di Sibari in data 22 giugno 2005.

La radiazione netta stimata sul pixel MODIS con risoluzione ad 1 km risulta sovrastimata rispetto alle misure puntuali. Tale differenza è dovuta ad una sottostima sullo stesso pixel dell'albedo superficiale rispetto al valore puntuale, giustificata dall'eterogeneità della copertura vegetale che caratterizza la zona circostante la stazione. D'altra parte le stime effettuate ad una risoluzione maggiore, sia utilizzando l'immagine ASTER che il dato MODIS disaggregato a 90 m, risentono in misura minore delle eterogeneità, comunque presenti, migliorando la stima della radiazione netta istantanea. Le stesse considerazioni possono essere estese ai confronti tra stime e misure del flusso di calore al suolo, essendo questo direttamente dipendente dalla radiazione netta.

Riguardo ai flussi turbolenti si può notare che, pur non riscontrando differenze apprezzabili tra le stime del flusso di calore sensibile, quelle relative al flusso di calore latente effettuate ad una risoluzione maggiore appaiono sensibilmente migliori. In termini di evapotraspirazione giornaliera gli scarti tra valori stimati e misurati sono minimi nel caso del dato MODIS disaggregato, confermando la bontà del criterio adottato per la procedura di *downscaling*.

Dal confronto mostrato in tabella 12 tra i flussi energetici stimati utilizzando le due diverse tipologie di dati satellitari e i valori misurati localmente in corrispondenza della stazione micrometeorologica, emerge la maggiore accuratezza dei dati ASTER, legata essenzialmente alla maggiore risoluzione spaziale. Nelle figure 45a, 45b e 45c sono messe a confronto per lo

stesso giorno le distribuzioni spaziali dell'evapotraspirazione giornaliera stimata utilizzando i dataset MODIS e ASTER originali ed il dato MODIS disaggregato.

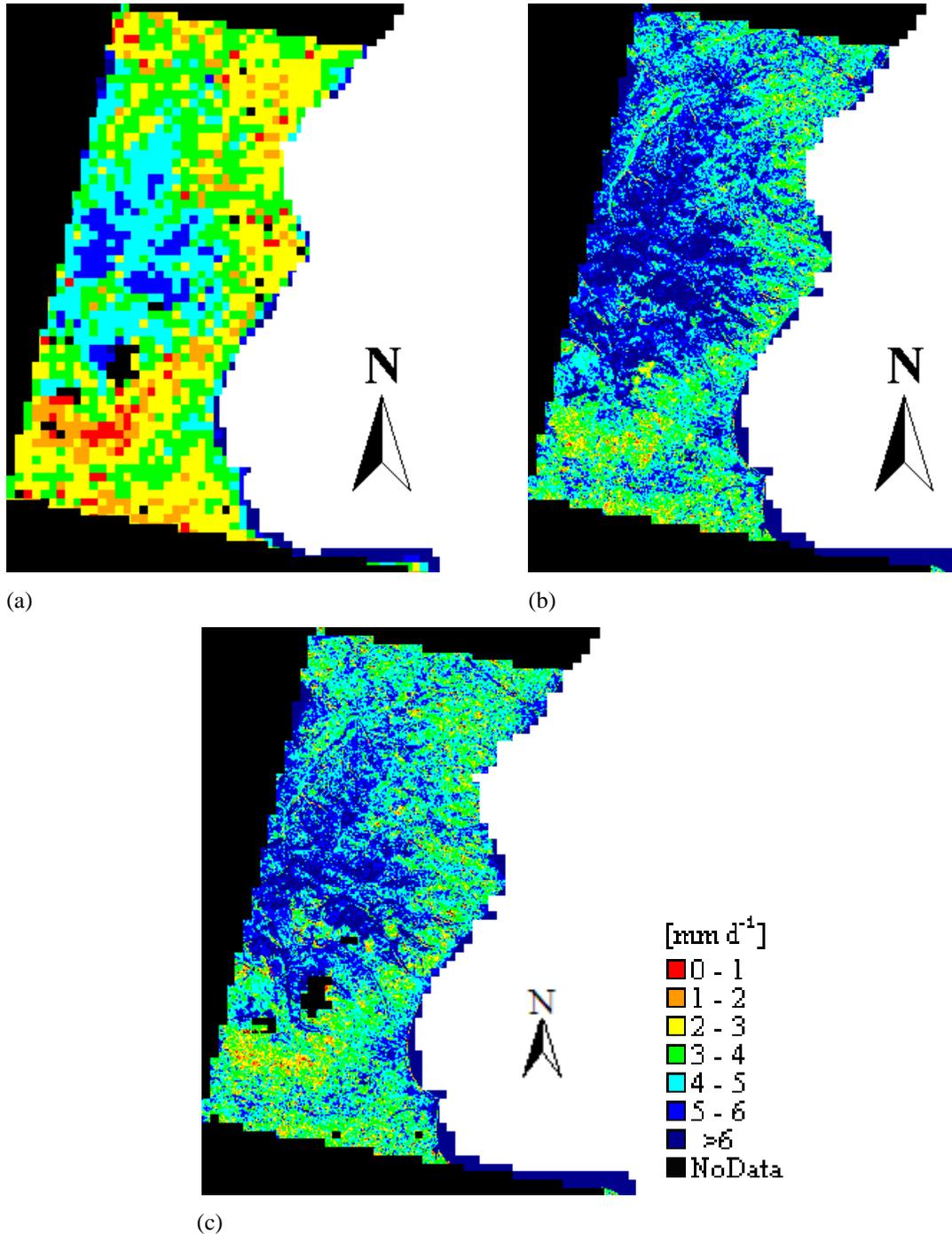


Figura 45. Distribuzione dell'evapotraspirazione giornaliera stimata: (a) utilizzando l'immagine MODIS; (b) utilizzando l'immagine ASTER; (c) applicando la metodologia di *downscaling*.

Le tre distribuzioni mettono in evidenza le differenze tra le diverse modalità di stima: l'effetto positivo del *downscaling* risulta molto evidente soprattutto nelle zone ad orografia complessa, fornendo stime in media più elevate e più verosimili di evapotraspirazione effettiva giornaliera. Tale sovrastima è evidenziata dalla distribuzione di frequenza, mostrata in figura 46, ottenuta per le tre diverse modalità di stima.

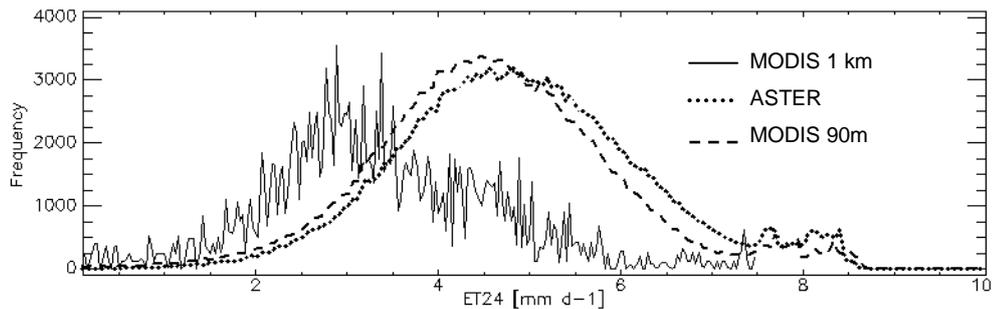


Figura 46. Distribuzioni di frequenza ottenuta per le tre diverse modalità di stima, riferite alla stessa area e allo stesso periodo di analisi (al fine di ottenere un confronto significativo, i pixel dell'immagine MODIS alla risoluzione originale sono stati semplicemente disaggregati per ottenere lo stesso numero di pixel delle altre due immagini, senza applicare la procedura di *downscaling*)

In seguito, sono stati investigati i benefici introdotti dalla disaggregazione proposta su un periodo più esteso, compreso tra il 22 giugno e l'8 luglio 2005. In particolare, la procedura SEBAL è stata applicata ad altre 7 scene MODIS sia alla risoluzione originale che alle medesime disaggregate a 90 m attraverso il dataset ASTER acquisito il 22 giugno 2005.

Nelle figure 47a-47d sono mostrati i confronti tra i valori dei flussi energetici istantanei misurati dalla stazione micrometeorologica e quelli stimati a partire dai dati ASTER (per il solo giorno disponibile), e dai dati MODIS rispettivamente a 1 km e disaggregati a 90 m.

Il confronto con i dati misurati in corrispondenza della stazione di Sibari, non mostra una differenza marcata tra le diverse stime, come invece risulta sul resto del territorio analizzato, sebbene i valori del RMSE (*Root Mean Square Error*) ottenuti con la procedura di *downscaling* sono in media migliori di quelli ricavati per le immagini MODIS originali (RMSE per le immagini MODIS: $R_n=36.4 \text{ Wm}^{-2}$, $G=20.4 \text{ Wm}^{-2}$, $\lambda E=28.6 \text{ Wm}^{-2}$, $H=45.9 \text{ Wm}^{-2}$; RMSE per le immagini MODIS disaggregate: $R_n=37.5 \text{ Wm}^{-2}$, $G=20.8 \text{ Wm}^{-2}$, $\lambda E=24.1 \text{ Wm}^{-2}$, $H=34.4 \text{ Wm}^{-2}$)

Infine, nella figura 48 è mostrato il confronto tra l'evapotraspirazione giornaliera misurata e stimata, utilizzando le immagini originali e disaggregate MODIS, per il periodo di analisi.

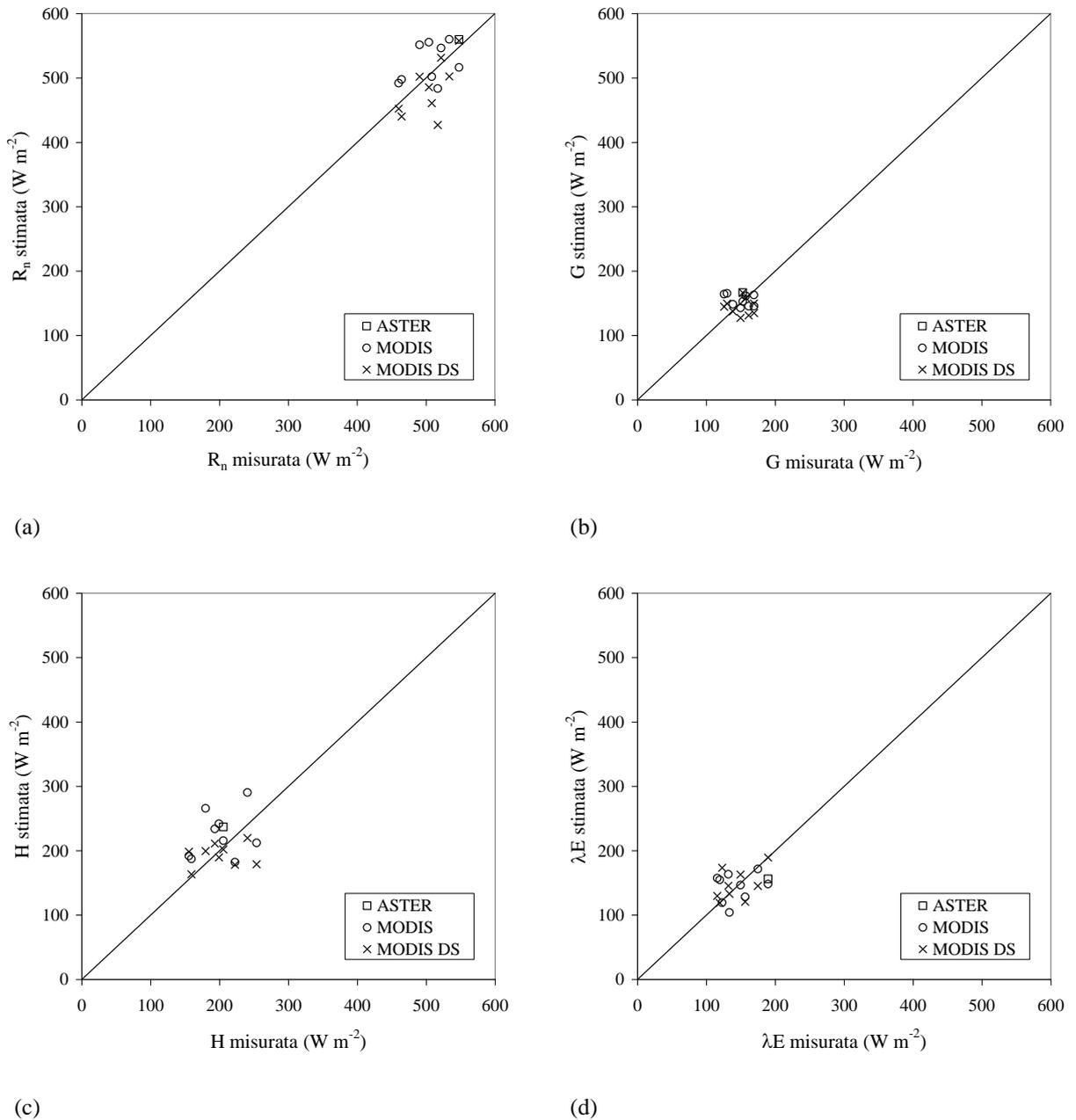


Figura 47. Confronto tra flussi energetici misurati presso la stazione di Sibari e stimati: (a) R_n , (b) G , (c) λE and (d) H , utilizzando le diverse modalità di stima per il periodo 22 giugno 2005 – 8 luglio 2005.

La procedura di *downscaling* proposta, se da un lato permette una descrizione più realistica del fenomeno evapotraspirativo, dall'altro può essere applicato solo alla scala di bacino, o su aree limitate, dove i dataset multi-sensori sono disponibili. Quindi, stime regionali

dell'evapotraspirazione effettiva possono essere ottenute alla risoluzione di 1 km tipica delle immagini MODIS.

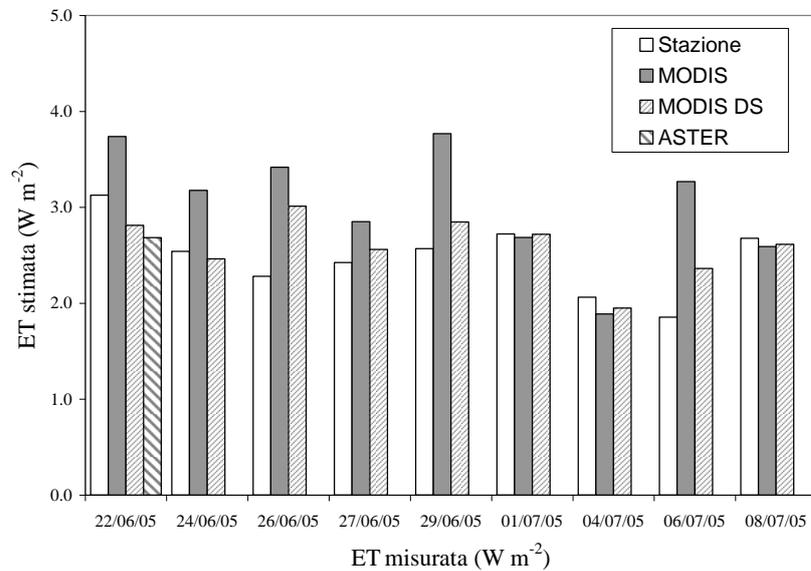


Figura 48. Evapotraspirazione effettiva giornaliera misurata presso la stazione di Sibari e stimata utilizzando le diverse modalità di stima per il periodo 22 giugno 2005 – 8 luglio 2005.

4.2.3 Validazione della procedura TSEB e confronti con SEBAL

L'ultima fase di studio ha riguardato la validazione delle stime dei flussi energetici e dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera su un terreno caratterizzato da vegetazione omogenea, costituita da erba medica. Su tale terreno, ubicato in località Paglialonga, nel comune di Bisignano (CS), è tuttora installata la strumentazione *eddy covariance* descritta precedentemente, che fornisce le misure dei flussi utili nella fase di confronto con i dati stimati.

La stima dell'evapotraspirazione effettiva è stata effettuata applicando inizialmente la procedura SEBAL alle immagini MODIS telerilevate nel periodo compreso tra il 20 giugno e il 30 giugno 2006. Dai confronti con i dati misurati emerge una tendenza alla sovrastima dell'energia disponibile (radiazione netta e flusso di calore al suolo) e ad una sottostima dei flussi turbolenti, in particolare del flusso di calore latente (Fig. 49a - 49d).

La minore affidabilità delle stime ottenute è di certo legata alla diversità del sito in esame, rispetto a quelli analizzati in precedenza: esso, infatti, non solo presenta un diverso uso del suolo e una diversa copertura vegetale, ma risulta anche caratterizzato da una buona disponibilità idrica, garantita da cicli periodici di irrigazione, necessari allo sviluppo della

coltura di erba medica. Pertanto, al fine di ottenere stime più veritiere, si è pensato di utilizzare un livello di dettaglio più spinto per la schematizzazione utilizzata nella modellazione del contributo della vegetazione alla stima dei flussi energetici, e quindi dell'evapotraspirazione. Tra la vasta gamma di modelli proposti in letteratura, è stato scelto di applicare il modello TSEB (Norman et al., 1995b), in quanto, se da una parte necessita della stessa quantità e tipologia di dati di input utilizzati dalla procedura SEBAL, dall'altra permette di ottenere una migliore schematizzazione dei flussi energetici, attraverso un approccio a doppia componente.

Nelle figure 49a-49d sono mostrati i confronti tra flussi energetici misurati e stimati utilizzando le due diverse procedure per il periodo analizzato. La radiazione netta stimata risulta in generale in buon accordo con i valori misurati, sebbene le stime ottenute con la procedura SEBAL siano per alcuni giorni superiori ai valori misurati. Tali differenze raggiungono il valore massimo di 87 W m^{-2} in corrispondenza del giorno 21 giugno (sovrastima del 17 %), mentre le differenze ottenute applicando la procedura TSEB si mantengono al di sotto dei 45 W m^{-2} , ad eccezione del giorno 27 giugno, in cui si rileva una differenza di 58 W m^{-2} (sottostima del 10 %). Il calcolo dell'RMSE evidenzia il miglioramento nella stima della radiazione netta, ottenuta utilizzando la procedura TSEB: si passa da un valore di RMSE pari a 44.0 W m^{-2} per SEBAL, ad un valore pari a 32.0 W m^{-2} ottenuto per TSEB.

Il flusso di calore al suolo risulta sempre sovrastimato applicando la procedura SEBAL, raggiungendo una differenza massima di 74 W m^{-2} , per il 29 giugno (sovrastima del 94 %). Le stime ottenute con TSEB, invece, risultano migliori e più affidabili, con differenze che si mantengono sempre al di sotto dei 30 W m^{-2} , ad eccezione del giorno 29 giugno, in cui si rileva una differenza di 49 W m^{-2} (sovrastima del 62 %). I valori di RMSE ottenuti per le due diverse metodologie di stima sono pari rispettivamente a 53.9 W m^{-2} (SEBAL) e 23.7 W m^{-2} (TSEB).

Le stime del flusso di calore latente ottenute utilizzando il modello SEBAL, sono in genere più basse dei valori misurati: la differenza massima si osserva per il giorno 28 giugno, ed è pari a 116.3 W m^{-2} (sottostima del 24 %). Le stime ottenute applicando la procedura TSEB, invece, sono più attendibili, e la differenza massima si ottiene per il giorno 23 giugno, pari a 94 W m^{-2} (sottostima del 22 %). I valori calcolati dell'RMSE risultano rispettivamente pari a 59.6 W m^{-2} (SEBAL) e 56.1 W m^{-2} (TSEB).

Per quanto riguarda il flusso di calore sensibile si nota una certa inversione di tendenza, rispetto agli altri flussi energetici, in quanto i valori ottenuti utilizzando la procedura SEBAL risultano in genere più vicini ai valori misurati, rispetto a quelli ottenuti con la procedura

TSEB. Tali scostamenti, seppur non troppo evidenti in termini assoluti, hanno una certa rilevanza in termini percentuali. La differenza massima tra stime e misure si rileva il giorno 23 giugno, in cui il flusso di calore sensibile misurato è molto basso e pari a circa 9 W m^{-2} , mentre i valori stimati sono rispettivamente 62 W m^{-2} (SEBAL) e 118 W m^{-2} (TSEB). I valori di RMSE calcolati confermano la maggiore attendibilità del modello SEBAL (33.8 W m^{-2}) rispetto al modello TSEB (55.9 W m^{-2}).

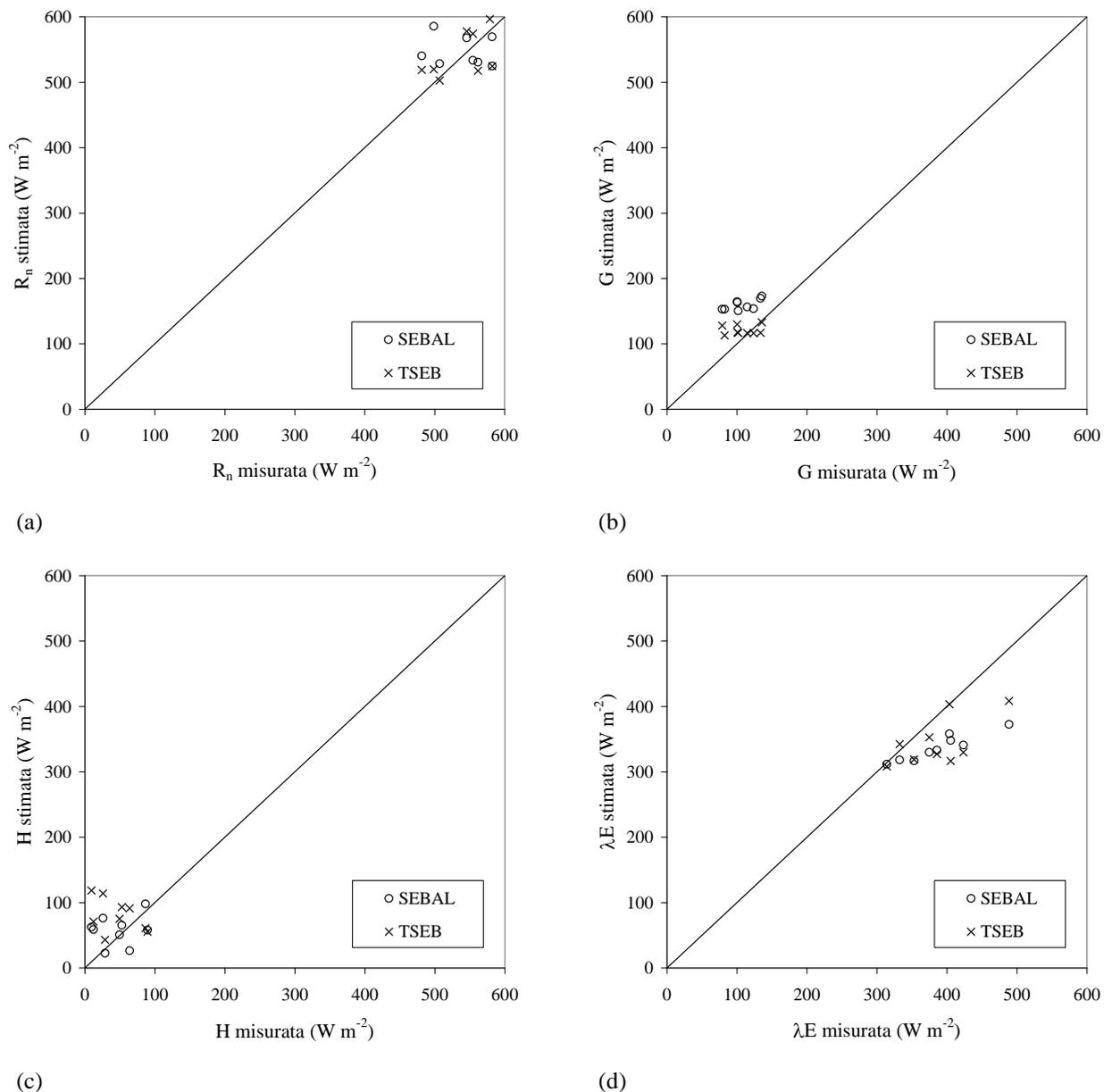


Figura 49. Confronto tra flussi energetici misurati presso la stazione di Paglialonga e stimati utilizzando le procedure SEBAL e TSEB per il periodo 20 giugno 2006 – 30 giugno 2006: (a) R_n , (b) G , (c) λE e (d) H .

In figura 50 si mostra il confronto tra evapotraspirazione effettiva giornaliera misurata e stimata utilizzando le due diverse procedure. I valori dell'RMSE confermano la migliore attendibilità dell'approccio a doppia componente, rispetto all'approccio a componente singola, attestandosi rispettivamente sui valori di 0.49 mm (SEBAL) e 0.34 mm (TSEB).

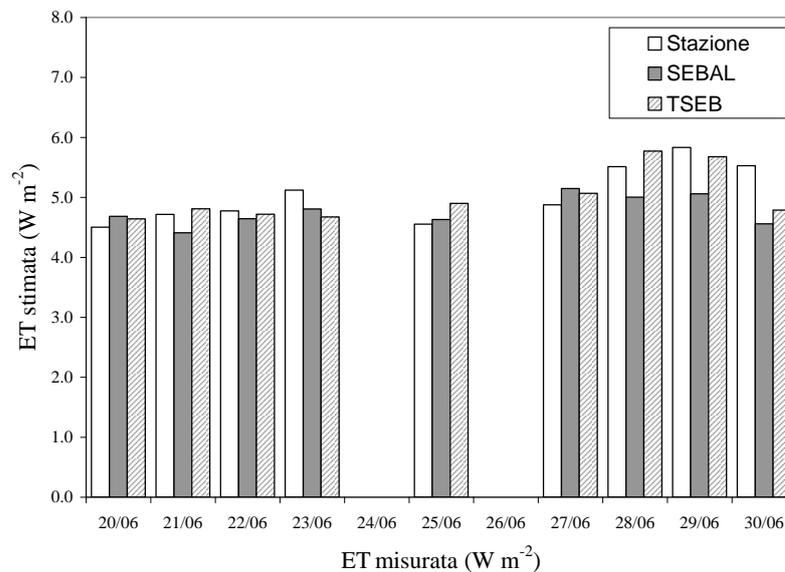


Figura 50. Evapotraspirazione effettiva giornaliera misurata presso la stazione di Paglialonga e stimata utilizzando le procedure SEBAL e TSEB per il periodo 20 giugno 2006 – 30 giugno 2006.

Nelle figure riportate nelle pagine successive si mostrano a titolo di esempio le distribuzioni dei flussi energetici ottenuti applicando la procedura TSEB per il giorno 25 giugno 2006 all'intero territorio calabrese e lucano. In particolare, ad eccezione del flusso di calore al suolo, mostrato in figura 51, per il quale si assume nulla la componente associata alla vegetazione, per ogni flusso stimato sono riportate le distribuzioni della variabile globale e delle singole componenti associate al suolo e alla vegetazione (Figg. 52-54).

Per quanto riguarda la radiazione netta, la componente associata al suolo, $R_{n,soil}$, è più elevata per le aree caratterizzate da scarsa vegetazione, e decresce man mano che aumenta la biomassa presente. Viceversa, la componente associata alla vegetazione, $R_{n,veg}$, risulta più bassa nelle aree scarsamente vegetate ed aumenta all'aumentare dei valori di NDVI.

Le componenti associate al flusso di calore sensibile presentano un andamento analogo a quelle relative alla radiazione netta, sebbene i valori di H_{soil} siano piuttosto ridotti. In generale, le stime del flusso di calore sensibile ottenute, seppur risultano attendibili su aree caratterizzate da vegetazione omogenea e bassa, simili all'area circostante la stazione di

Paglialonga, potrebbero risultare meno attendibili su aree scarsamente vegetate, dove i valori ottenuti sembrano essere sottostimati.

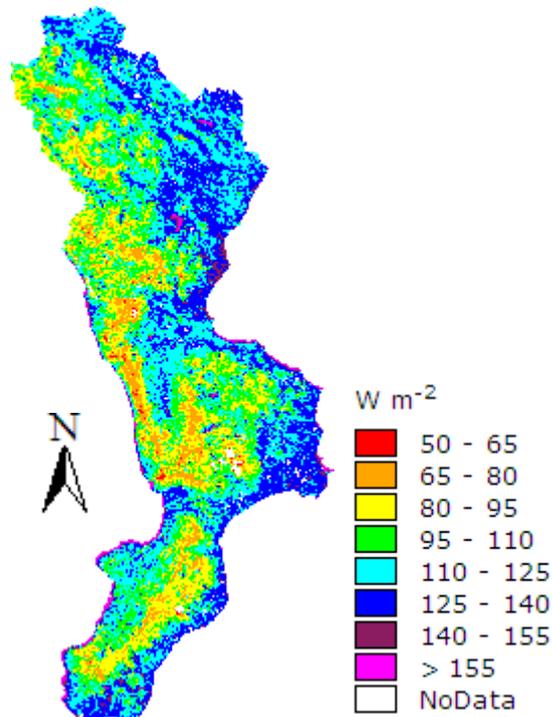


Figura 51. Distribuzione del flusso di calore al suolo stimato applicando la procedura TSEB per il giorno 25 giugno 2006.

Il flusso di calore latente, invece, presenta valori della componente associata al suolo maggiori dei valori ottenuti per la componente associata alla vegetazione in aree scarsamente vegetate, mentre quest'ultima risulta molto più elevata per aree densamente vegetate.

Conclusioni analoghe a quelle relative al flusso di calore sensibile possono essere tratte per il flusso di calore latente: mentre le stime per aree caratterizzate da vegetazione omogenea e bassa sono attendibili (come confermano i confronti con i dati misurati nella stazione di Paglialonga), per aree scarsamente vegetate la sottostima su H_{soil} , comporta una sovrastima sui valori di λE_{soil} , e quindi una sovrastima del flusso di calore latente λE . I valori ottenuti sembrano più elevati rispetto ai valori tipici ottenuti nella campagna di misura effettuata nell'estate dell'anno precedente nella stazione di Sibari, caratterizzata da vegetazione scarsa.

Ulteriori indagini dovranno essere effettuate in siti con caratteristiche vegetazionali eterogenee al fine di ottenere una validazione a più ampio raggio della procedura TSEB, rendendola applicabile, con un livello di affidabilità maggiore, all'intero territorio regionale.

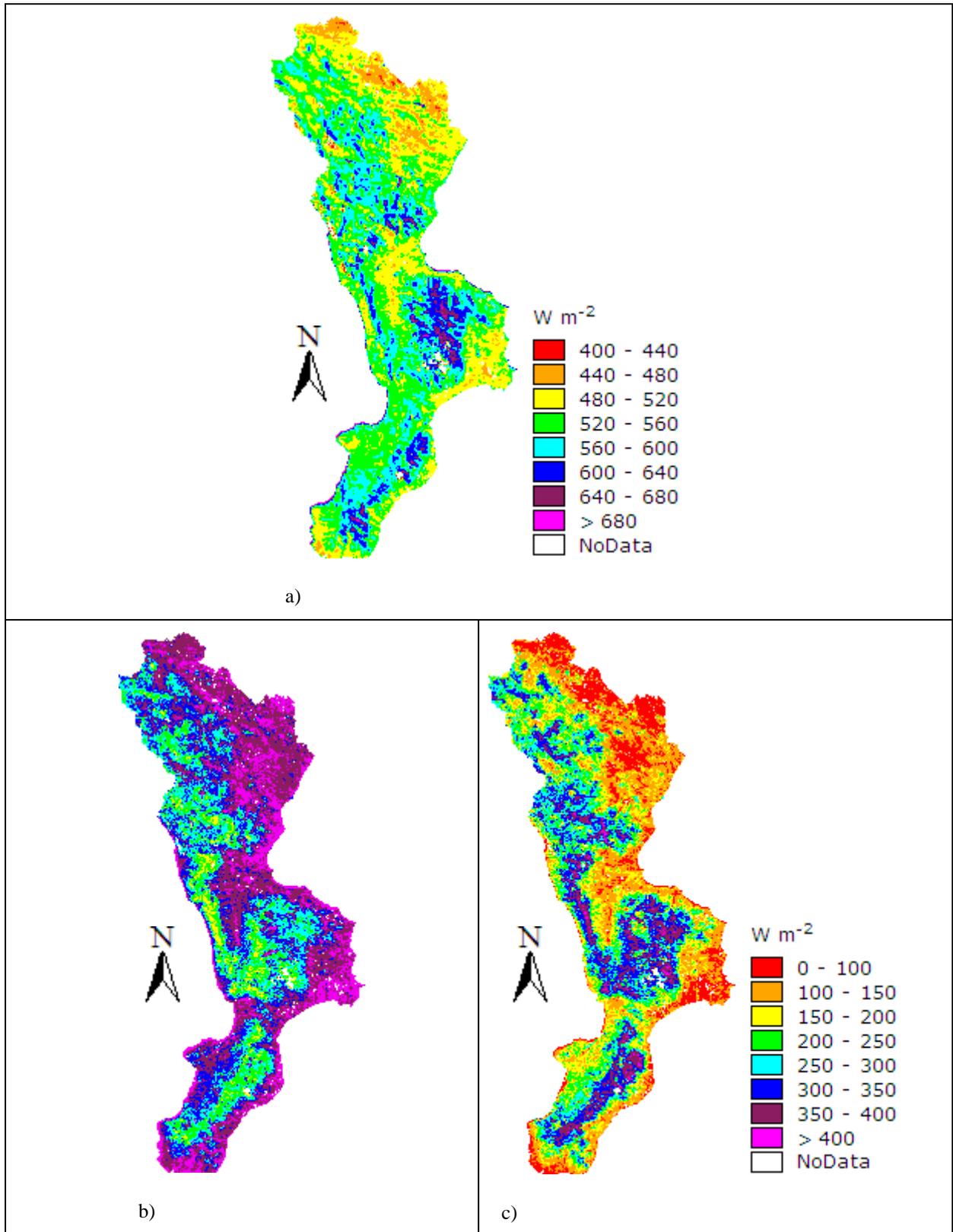


Figura 52. Distribuzione della radiazione netta stimata applicando la procedura TSEB per il giorno 25 giugno 2006: a) R_n , b) $R_{n,soils}$, c) $R_{n,veg}$.

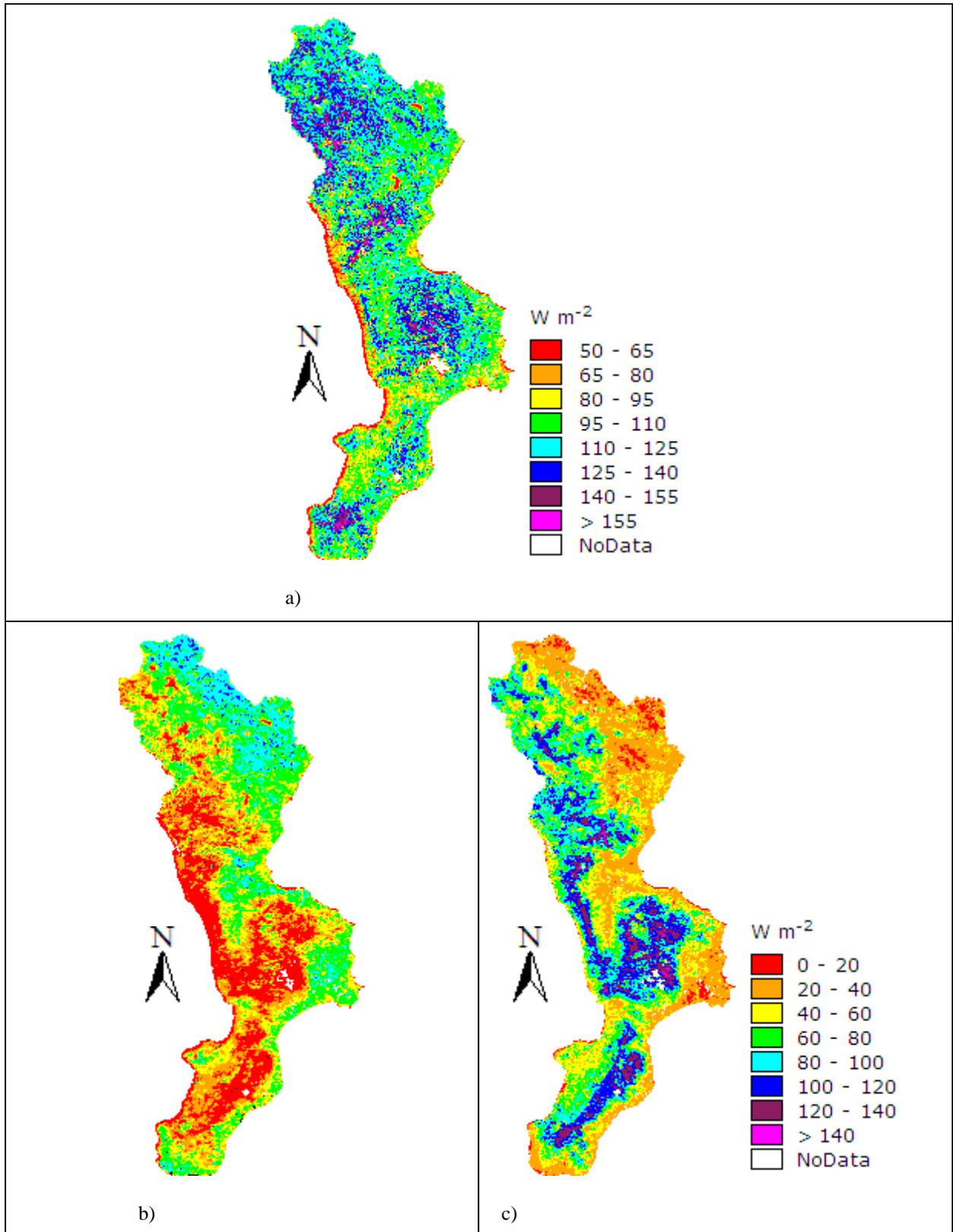


Figura 53. Distribuzione del flusso di calore sensibile stimato applicando la procedura TSEB per il giorno 25 giugno 2006: a) H , b) H_{soil} , c) H_{veg} .

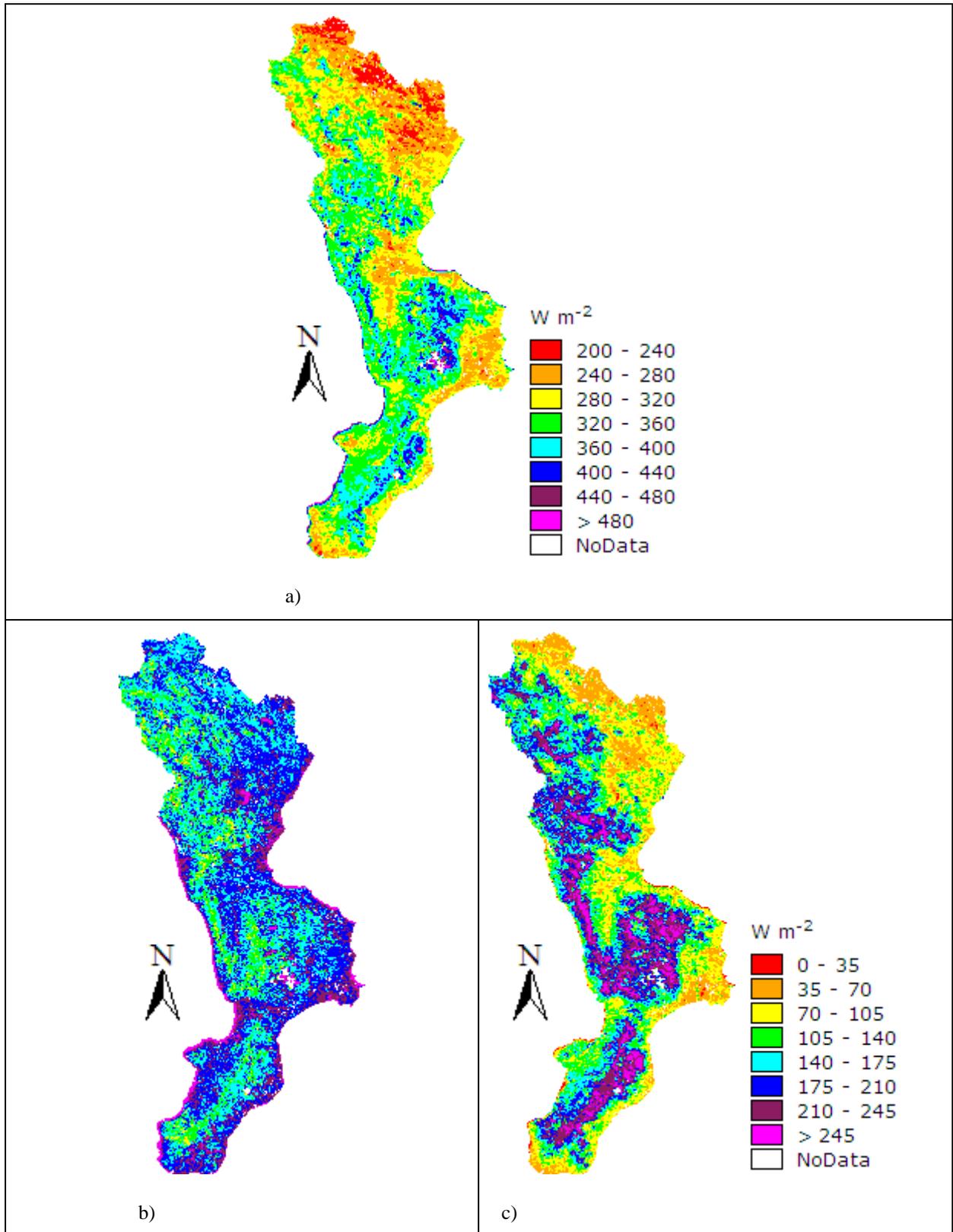


Figura 54. Distribuzione del flusso di calore latente stimato applicando la procedura TSEB per il giorno 25 giugno 2006: a) λE , b) λE_{soils} , c) λE_{veg} .

CONCLUSIONI

Lo studio effettuato ha avuto come obiettivo la stima delle distribuzioni dei flussi energetici istantanei e dell'evapotraspirazione effettiva giornaliera per il territorio calabrese e lucano, attraverso tecniche di telerilevamento satellitare.

Dopo una descrizione teorica sul fenomeno dell'evapotraspirazione, è stata presentata una panoramica delle tecniche di stima più comunemente utilizzate, proposte in letteratura, ponendo particolare attenzione ai metodi proposti dalla FAO. Successivamente, si è passato alla trattazione teorica delle componenti del bilancio energetico e delle metodologie tramite le quali le stesse possano essere misurate con elevati livelli di affidabilità, alla scala locale. Tecniche convenzionali che utilizzano misure puntuali, però, sono solo rappresentative del fenomeno evapotraspirativo alla scala locale e non possono essere estese a porzioni di territorio più ampie a causa sia dell'eterogeneità spaziale delle condizioni fisiche del territorio sia della natura dinamica dei processi di trasferimento del calore.

Da qui nasce la necessità di investigare le recenti tecniche di stima basate sull'utilizzo di immagini telerilevate da satellite, applicabili con buona affidabilità a differenti scale di interesse, variabili da quella continentale a quella regionale, fino a quella di bacino.

Dopo una descrizione delle principali piattaforme satellitari e delle caratteristiche strumentali dei sensori, con particolare enfasi sui sensori utilizzati nel presente studio, sono state discusse le tecniche per la stima delle principali variabili idrologiche di stato desunte da immagini da *remote sensing* (albedo superficiale, copertura nivale, temperatura superficiale) e degli indici caratterizzanti la biomassa vegetale (NDVI, EVI, etc.).

Tali variabili risultano di particolare importanza come input ai modelli per la stima delle distribuzioni dell'evapotraspirazione effettiva: dopo una panoramica delle principali categorie di metodi, messi a punto per la stima del flusso evapotraspirativo a partire da informazioni desunte da *remote sensing*, si è passato alla trattazione dei modelli SEBAL e TSEB, implementati nel presente lavoro.

Il primo metodo è stato scelto in quanto applicato in letteratura con buoni risultati su aree morfologicamente eterogenee e in zone geografiche con caratteristiche climatologiche differenti. Inoltre, tale metodologia non richiede in input grosse moli di dati meteorologici misurati a terra, non sempre disponibili. Il modello SEBAL è basato su uno schema delle resistenze superficiali ad una sola componente, pertanto è stato ritenuto opportuno investigare un metodo alternativo (TSEB) basato su una schematizzazione a doppia componente, associate rispettivamente al suolo e alla vegetazione.

Le metodologie analizzate, però, non risultano ancora completamente attendibili essendo caratterizzate da diverse approssimazioni. Pertanto, esse necessitano di rigorose verifiche sperimentali sui flussi energetici stimati: a tale scopo risultano fondamentali misure di precisione a terra del flusso evapotraspirativo, e la tecnica basata su sistemi *eddy covariance* è generalmente considerata uno tra gli approcci più affidabili per l'analisi del fenomeno in esame.

Nel presente studio, sono state considerate le misure effettuate in tre diverse stazioni micrometeorologiche, ubicate nel territorio calabrese su siti con caratteristiche vegetazionali completamente differenti tra loro: il sito di Sibari, pianeggiante e caratterizzato da vegetazione sparsa, il sito di Longobucco, prevalentemente montano con vegetazione fitta e ad alto fusto e il sito di Paglialonga (Bisignano), pianeggiante e completamente ricoperto da vegetazione bassa e omogenea.

Dopo aver implementato i due modelli, secondo le specifiche originali, pur essendo i risultati non eccessivamente discordanti dalle misure effettuate, permanendo forti incertezze sulle stime distribuite, si è ritenuto necessario procedere ad un secondo livello di approfondimento, finalizzato alla particolarizzazione delle procedure al territorio regionale analizzato.

Tale livello di dettaglio ha riguardato non solo la stima dei parametri caratteristici del territorio analizzato, che gli stessi autori suggeriscono di calibrare (ad esempio la trasmittanza ad onde corte), ma ha portato anche alla messa a punto di formulazioni alternative, tramite le quali è stato possibile ottenere stime più veritiere.

La particolarizzazione maggiore ha riguardato la definizione della resistenza superficiale, ed in particolare modo della lunghezza di attrito, valida per entrambe le procedure di stima. Mentre gli autori suggeriscono di utilizzare una relazione empirica di tipo esponenziale tra la lunghezza di attrito e un indice di vegetazione (ad esempio l'NDVI), per il territorio calabrese si è ritenuto opportuno correlare tale parametro all'altezza della vegetazione. Ciò è stato possibile in quanto era disponibile la distribuzione delle altezze di vegetazione per tutto il territorio regionale, stimata a partire dalla carta degli usi del suolo, aggiornata al 2000 (Corine Land Cover 2000), e da indagini in situ finalizzate al censimento della popolazione arborea dei boschi della regione. Per i territori non boscati, si è proceduto a stime di massima sull'altezza della vegetazione desunte a partire dalle ortofoto disponibili per lo stesso periodo. Tali stime risultano abbastanza affidabili per le piantagioni permanenti di agrumeti e uliveti, predominanti soprattutto nelle zone pianeggianti e collinari, e caratterizzate da altezze piuttosto omogenee. D'altra parte, però, il livello di incertezza aumenta in corrispondenza dei territori caratterizzati da colture non permanenti e soprattutto in corrispondenza dei seminativi stagionali (maggiormente piantagioni di grano). In questo caso, si è fissato un valore di altezza della vegetazione medio, corrispondente a piantagioni in pieno sviluppo, in quanto le stime effettuate in questo studio sono riferite a dati rilevati nel periodo estivo, quando ancora non si è proceduto al taglio della stessa. Per i seminativi assoggettati a tagli frequenti, invece, non è stato possibile procedere ad una stima accurata, in quanto la variabilità temporale non lo permetteva. Pertanto è stato fissato un valore medio per i terreni caratterizzati da tale copertura vegetazionale, ad eccezione del sito di Paglialonga, in corrispondenza del quale è stato possibile impostare il valore corretto dell'altezza della vegetazione, rilevato con cadenza settimanale.

La relazione tra altezza della vegetazione e lunghezza di attrito è stata ottenuta a partire da dati di letteratura, relativi a tipologie eterogenee di vegetazione, dai quali è emerso un legame di tipo lineare. Tale relazione, applicata alla distribuzione dell'altezza di vegetazione, ha permesso, quindi, di ottenere la stima distribuita della lunghezza di attrito per tutto il territorio regionale.

Altra variazione rispetto alla formulazione originale ha riguardato la stima della radiazione entrante ad onde lunghe, ed in particolar modo la stima della temperatura dell'aria. Nella formulazione originale di SEBAL, adottata poi anche in TSEB, la radiazione istantanea ad onde lunghe entrante si calcola utilizzando un valore di temperatura dell'aria costante. Tale valore è pari alla temperatura superficiale in corrispondenza di un pixel umido, ed è considerato costante per tutta l'area esaminata. Questo approccio, sebbene porti a stime attendibili su piccole aree omogenee (le prime applicazioni in letteratura delle metodologie di stima hanno riguardato la scala di bacino), in cui effettivamente si può ritenere costante il valore della temperatura dell'aria per ogni pixel dell'immagine, non risulta affatto corretto in applicazioni alla scala regionale, soprattutto come nel caso del territorio analizzato in questo studio, costituito da orografia molto complessa e da eterogeneità di usi del suolo e di copertura vegetale. Pertanto è stato necessario ricorrere alle misure puntuali di temperatura dell'aria effettuate in corrispondenza di un centinaio di stazioni meteorologiche, gestite dal Centro Funzionale Strategico Meteo-Idrologico Regionale (CFS-MIDMAR), distribuite su tutto il territorio regionale. Tali misure, campionate ad intervalli di tempo suborario, sono state correlate con i valori di temperatura superficiale stimati da satellite, in corrispondenza dei pixel su cui sono ubicate le stazioni meteorologiche, corretti per effetto della quota, secondo un coefficiente di riduzione di tipo adiabatico (6 gradi ogni km di quota). Il legame di tipo lineare è stato individuato secondo una procedura di *best fit*, e applicato, quindi, a tutti i pixel dell'immagine, ha permesso di ottenere la distribuzione della temperatura dell'aria a partire dalla temperatura superficiale corretta.

Nel caso della procedura TSEB, invece, sono state introdotte alcune variazioni circa la stima del flusso di calore al suolo e dell'emissività superficiale. Nel caso della stima del flusso di calore al suolo, la formulazione originale considera tale distribuzione come ottenuta a partire dalla componente della radiazione netta associata al suolo, secondo un legame di tipo lineare, ipotizzando il rapporto $G/R_{n,soil}$ costante e pari al 35%. Tale formulazione, valida per aree coperte da suolo nudo, risulta poco attendibile per aree caratterizzate da vegetazione densa, fornendo grosse sovrastime. Per poter ottenere una distribuzione più attendibile alla scala regionale, è stato, quindi, ritenuto opportuno utilizzare un approccio alternativo, suggerito da Su et al. (2001). Secondo tale approccio il flusso di calore al suolo è ottenuto a partire dalla radiazione netta, secondo un legame di tipo non lineare, che tiene conto della biomassa presente, attraverso la frazione di copertura vegetale.

Infine, la stima dell'emissività superficiale nel modello TSEB è stata ottenuta seguendo un approccio alternativo descritto in Valor & Caselles (1996), secondo il quale l'emissività superficiale può essere stimata a partire dalla frazione di copertura vegetale e da parametri che descrivono le condizioni limite di suolo nudo e suolo interamente coperto da vegetazione. Tale scelta è stata dettata dall'esigenza di avere una formulazione dell'emissività superficiale che meglio si adattasse all'approccio a doppia componente.

La prima fase dello studio ha riguardato l'applicazione della procedura SEBAL ad immagini AVHRR e MODIS rilevate nell'estate 2004. I risultati, validati localmente con i dati misurati a terra nelle stazioni di Sibari e Longobucco, hanno permesso di confermare l'attendibilità della procedura di stima, sebbene per la stazione di Longobucco caratterizzata da vegetazione ad alto fusto i dati stimati si discostano leggermente dai dati misurati. Il diverso comportamento dei due sensori è da imputare alla diversa natura degli stessi: il sensore MODIS, infatti, è a banda stretta, mentre AVHRR è un sensore a banda larga, e ciò si riflette in una diversa distribuzione degli indici di vegetazione. In particolare, per zone ad alta concentrazione di biomassa vegetale, per le quali si ottengono le maggiori differenze tra le stime ottenute, l'NDVI derivato da AVHRR tende a saturare, per cui per tali aree si tende ad ottenere stime non molto affidabili dei flussi energetici, e quindi dell'evapotraspirazione. Al termine di tale fase è possibile affermare che per stime regionali sul territorio analizzato è preferibile utilizzare i dati telerilevati dal sensore MODIS, rispetto ai dati AVHRR. D'altra parte, però, il sensore AVHRR fornisce serie storiche di dati molto più lunghe rispetto all'altra tipologia di immagini, pertanto risulta ancora valido in studi che richiedano analisi multitemporali.

In una seconda fase di studio si è voluto indagare la dipendenza della stima delle variabili di stato e dei flussi energetici dalla diversa risoluzione spaziale che caratterizza i dati telerivati. A tale scopo, la procedura SEBAL è stata applicata a partire da immagini MODIS e ASTER rilevate nell'estate 2005. Dopo aver evidenziato i miglioramenti introdotti dall'utilizzo di immagini a più alta risoluzione spaziale, una procedura di *downscaling* è stata messa a punto, al fine di usare congiuntamente l'elevata risoluzione spaziale del sensore ASTER con l'elevata frequenza di rivisitazione tipica del sensore MODIS. I risultati confermano la validità della procedura di *downscaling*: l'effetto positivo risulta molto evidente soprattutto nelle zone ad orografia complessa, fornendo stime in media più elevate e più verosimili di evapotraspirazione effettiva giornaliera. La procedura di *downscaling* proposta, se da un lato permette una descrizione più realistica del fenomeno evapotraspirativo, dall'altro può essere

applicato solo alla scala di bacino, o su aree limitate, dove i dataset multi-sensori sono disponibili.

I risultati ottenuti in questa seconda fase hanno messo in evidenza che le immagini MODIS, allo stato attuale, sono la migliore base di partenza per stime di tipo regionale, ma se si scende alla scala di bacino, è possibile ottenere risultati migliori utilizzando immagini a più alta risoluzione, come le immagini ASTER. Inoltre, mettendo a punto metodologie di *downscaling*, è possibile superare il limite tecnologico imposto dal sensore sulla frequenza di rivisitazione, potendo utilizzare congiuntamente alle immagini ASTER le immagini MODIS, caratterizzate da frequenza di rivisitazione giornaliera. Permangono, però, i limiti sull'accessibilità ai dati ASTER con cadenza quindicinale, in quanto il *team* che gestisce le acquisizioni raramente autorizza acquisizioni multiple sullo stesso sito per periodi prolungati. Nell'ultima fase di studio le stime effettuate applicando la procedura SEBAL ad immagini rilevate nell'estate 2006 sono state validate con le misure a terra effettuate nella stazione di Paglialonga, caratterizzata da una copertura vegetale omogenea di erba medica. In questo caso, i risultati ottenuti, seppur soddisfacenti in termini di evapotraspirazione effettiva giornaliera, hanno evidenziato scostamenti di un certo rilievo tra flussi energetici misurati e stimati: in particolare, emerge una tendenza alla sovrastima dell'energia disponibile (radiazione netta e flusso di calore al suolo) e ad una sottostima dei flussi turbolenti, soprattutto del flusso di calore latente.

Tali risultati hanno spinto ad investigare più a fondo la modellazione del sistema suolo-vegetazione-atmosfera, sperimentando procedure caratterizzate da schemi più complessi. A tal fine, il modello TSEB, caratterizzato da una schematizzazione delle resistenze superficiali a doppia componente, è stato implementato e applicato allo stesso periodo analizzato in precedenza a partire dalle stesse immagini MODIS. Le stime, validate con le misure effettuate presso la stazione di Paglialonga, hanno evidenziato i miglioramenti introdotti nella stima dei flussi energetici utilizzando la procedura TSEB, sebbene per aree scarsamente vegetate il flusso di calore sensibile risulta sottostimato, con conseguente sovrastima del flusso di calore latente. Il risultato più importante di quest'ultima fase è stato il riconoscere da un lato i miglioramenti introdotti utilizzando la procedura TSEB, nelle stime puntuali dei flussi energetici per siti con caratteristiche vegetazionali vicine a quelle standard, e dall'altro nell'evidenziare i punti di debolezza della procedura nelle stime distribuite alla scala regionale. In particolare, l'approccio adottato nella procedura TSEB per la stima del flusso di calore latente di prima iterazione, che è basato sul metodo di Priestly-Taylor, porta a delle

sovrastime, che pur corrette in seconda iterazione, restano troppo elevate. A differenza della procedura SEBAL, le cui stime dipendono molto dalle condizioni limite in corrispondenza del pixel umido e del pixel asciutto che si scelgono, la procedura TSEB non fornisce un metodo per poter calibrare le stime distribuite ottenute alla scala regionale. Se questo da una parte rappresenta un limite della procedura, dall'altro mette in evidenza i contesti bio-climatici in cui le ipotesi della procedura di stima diventano più deboli, e necessitano quindi di un livello di approfondimento più dettagliato. Sicuramente è necessario investigare in modo più approfondito metodi alternativi di stima dei parametri che concorrono alla definizione delle resistenze superficiali, soprattutto in aree scarsamente vegetate, ed eventualmente escogitare un metodo di stima basato su più iterazioni, finalizzate alla convergenza per approssimazioni successive verso valori più attendibili dei flussi energetici.

Sviluppi futuri dovranno prevedere indagini più approfondite su siti caratterizzati da copertura vegetazionale eterogenea, in modo da calibrare i parametri caratteristici della procedura TSEB, rendendola applicabile con un livello di affidabilità maggiore all'intero territorio calabrese e lucano.

È necessario, infine, uno sforzo anche per ottenere il maggior numero possibile di dati misurati a terra, sia per calibrare e validare i numerosi modelli proposti, tramite misure affidabili delle componenti del bilancio idrologico ed energetico, sia per poter disporre di dati distribuiti delle variabili non stimabili o difficilmente stimabili con tecniche di *remote sensing*.

APPENDICE

Elaborazione delle immagini satellitari

6.1 Elaborazioni AVHRR

Il sensore AVHRR/3, montato sui satelliti della serie NOAA di ultima generazione, forniscono immagini in 6 diverse bande: 3 operanti nel visibile e vicino infrarosso e 3 nell'infrarosso medio e nell'infrarosso termico. Sebbene le bande siano 6, solo 5 di esse sono disponibili simultaneamente, in quanto il terzo canale è un canale doppio, progettato con lo scopo di rilevare immagini nell'infrarosso vicino di giorno e nell'infrarosso medio di notte.

Il sensore è calibrato in modo tale che ad una data ampiezza del segnale ricevuto corrisponda un preciso valore di radiazione elettromagnetica emessa e riflessa dalla superficie terrestre nelle diverse regioni dello spettro elettromagnetico. Tale segnale è successivamente convertito in valori binari a 10 bit utilizzando, per la discretizzazione dei valori di radiazione, numeri digitali (*Digital Number*) compresi tra 0 e 1023.

La risoluzione spaziale delle immagini è di 1.1 km al nadir, cioè in prossimità del centro dell'immagine, dove le deformazioni dovute all'angolo di vista sono minime. Man mano che ci si allontana verso i bordi dell'immagine, le deformazioni aumentano e la risoluzione

spaziale diminuisce, rendendo l'immagine non appropriata allo studio di tali territori limitrofi. Per evitare che un'area sia privilegiata rispetto ad altre, la rilevazione avviene in modo tale da spostare il centro dello *swath* tra una ripresa e quella successiva, in direzione est-ovest: in tal modo l'area analizzata si troverà al centro dell'immagine con una cadenza in genere settimanale, mentre si troverà in posizione troppo periferica per poter essere utilizzata con cadenza decennale.

Nella figura 55 sono riportate le 5 bande di un'immagine AVHRR *level 1b*, rilevata a bordo del satellite NOAA16 il giorno 19 agosto 2004, in cui è riconoscibile buona parte dell'Italia meridionale. Tale immagine è utilizzata come campione per mostrare gli effetti delle operazioni descritte nel seguito.

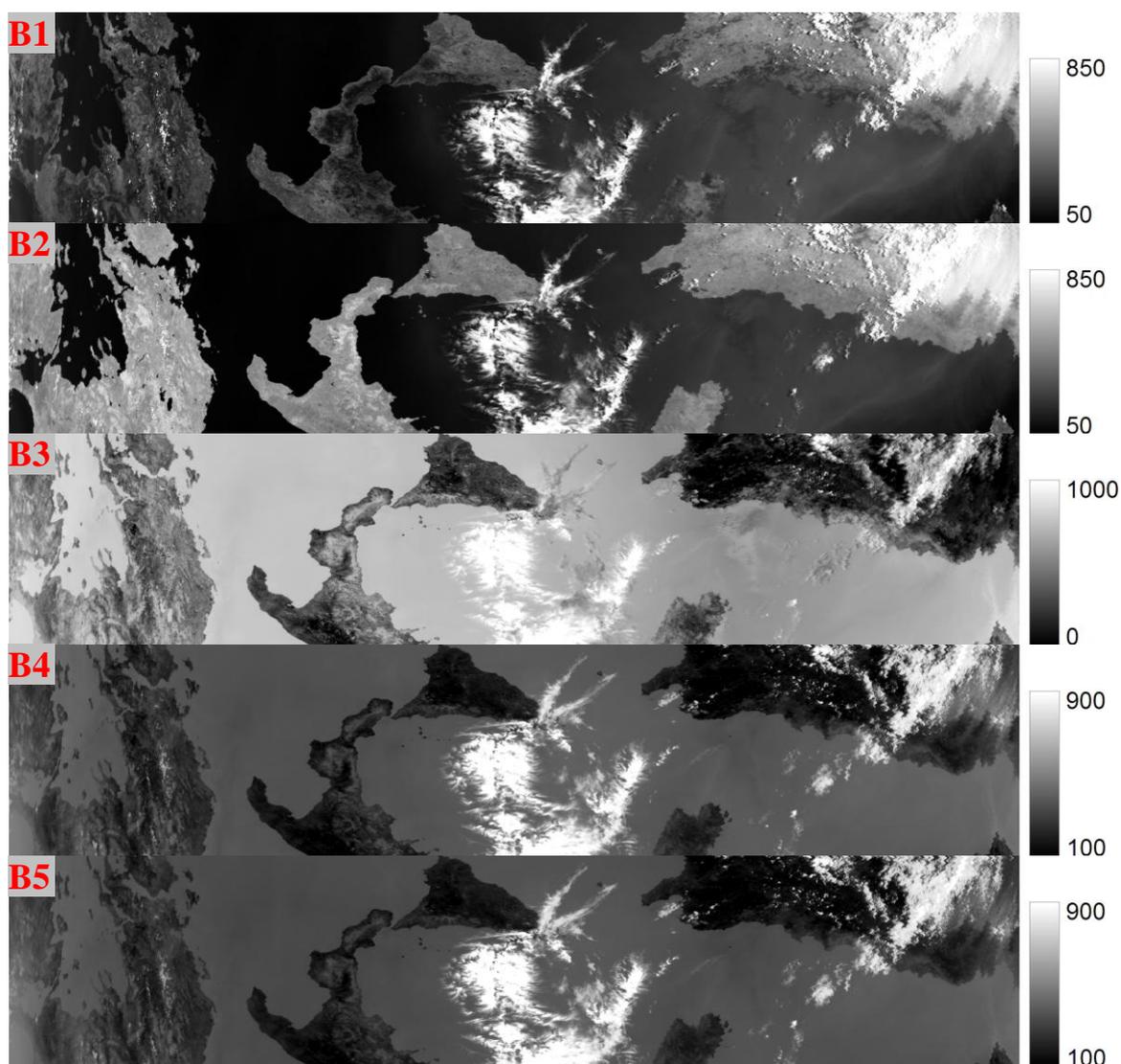


Figura 55. Immagine AVHRR nelle 5 bande, rilevata il giorno 19 agosto 2004

Una prima elaborazione di tipo grafico che può essere effettuata è la visualizzazione dell'immagine in falsi colori, mediante la composizione di tre bande, i cui valori sono sostituiti ai tre livelli di colore delle immagini RGB (*Red Green Blue*). La composizione viene detta in falsi colori, in quanto ad eccezione della banda 1 che corrisponde effettivamente alla regione dello spettro elettromagnetico del rosso, alla banda del verde e del blu si sostituiscono le altre bande relative alla regione dell'infrarosso.

In figura 56 è mostrata la composizione in falsi colori delle bande 1, 2 e 5, sostituite rispettivamente al rosso, al verde e al blu. Tale visualizzazione risulta molto comoda per individuare facilmente la natura dei diversi elementi telerilevati. Le nubi, ad esempio, essendo caratterizzate da valori di *digital number* elevati in tutte le bande, nell'immagine composta assumono colorazione tendente al bianco (RGB = 255, 255, 255): i corpi nuvolosi, infatti, riflettono molto la radiazione solare nelle prime bande del visibile e vicino infrarosso ed emettono poco nella regione dell'infrarosso termico, essendo a temperatura più bassa rispetto alla superficie terrestre (nelle bande termiche, ad una radiazione più bassa corrisponde un *digital number* più elevato). I corpi idrici, essendo caratterizzati da valori di *digital number* molto ridotti nelle prime due bande (l'acqua riflette molto poco la radiazione solare), assumono colorazione tendente al blu (RGB = 0, 0, 255), mentre le superfici vegetate, caratterizzate da valori di *digital number* elevati nella banda 2 (le piante assorbono gran parte della radiazione solare nella banda del rosso) sono rappresentate da pixel con colorazione tendente al verde (RGB = 0, 255, 0). Man mano che la biomassa si riduce, aumenta la radiazione riflessa nella regione dello spettro elettromagnetico del rosso, pertanto il suolo nudo è caratterizzato dai pixel con colorazione tendente al giallo (255, 255, 0).



Figura 56. Composizione in falsi colori delle bande 1, 2 e 5 dell'immagine AVHRR

Per poter utilizzare le immagini AVHRR in applicazioni di tipo idrologico-ambientale, occorre preliminarmente effettuare delle elaborazioni di *pre-processing*, finalizzate alla calibrazione e alla georeferenziazione delle stesse. La calibrazione ha lo scopo di convertire i

digital number delle singole bande in valori di riflettanza nei primi due canali e di temperatura di brillantezza nei canali termici, ottenuti utilizzando la procedura descritta al capitolo II.

Nella figura 57 si mostrano i risultati della procedura di calibrazione applicata alle bande 1 e 4 dell'immagine campione. Come già accennato in precedenza, nei canali termici, a bassi valori di radianza, e quindi di temperatura di brillantezza, sono associati alti valori di *digital number*, ed è per questo motivo che l'immagine calibrata sembra il negativo dell'immagine originale.

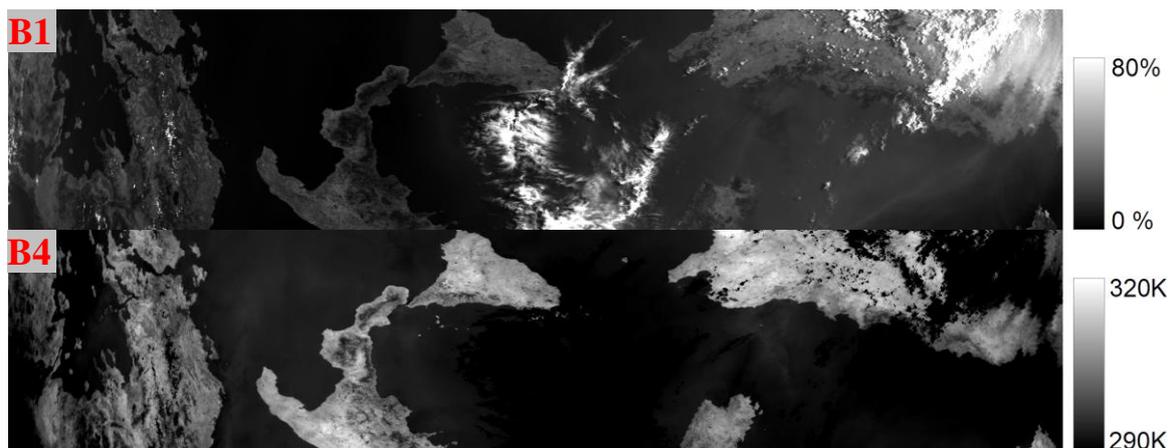


Figura 57. Calibrazione dell'immagine AVHRR: riflettanza nella banda 1 e temperatura di brillantezza nella banda 4

Il passo successivo nella fase di preparazione delle immagini AVHRR consiste nella georeferenziazione della stessa secondo un sistema di riferimento geografico, che può essere ottenuta in due modi distinti: un primo metodo è la georeferenziazione mediante *ground control point* (GCP), cioè utilizzando le coordinate rilevate a terra di punti facilmente individuabili nell'immagine satellitare (ad esempio promontori e rientranze della linea di costa, laghi); un secondo metodo è la georeferenziazione automatica ottenuta utilizzando i parametri geometrici memorizzati nell'immagine *Level 1b*, per ricavare le coordinate geografiche associate ad ogni pixel, e selezionare, quindi, una griglia regolare di GCP con le coordinate corrispondenti.

In figura 58 è riportato come esempio la riflettanza nel primo canale dell'immagine AVHRR, georeferenzata utilizzando i parametri orbitali registrati dal sensore. Ai pixel fuori della scena originale sono stati automaticamente attribuiti valori nulli.

Una volta ottenuta l'immagine georeferenzata si può procedere con il ritaglio dell'area di interesse, in modo da ridurre la mole di dati nelle elaborazioni successive. Tale operazione, in genere, si ottiene sovrapponendo all'immagine georeferenzata un layer vettoriale con

l'identificazione della regione di interesse e andando ad escludere i pixel che si trovano al di fuori della stessa. Il risultato di tale operazione, effettuata sull'area relativa al territorio calabrese e lucano, è mostrato nella figura 59.

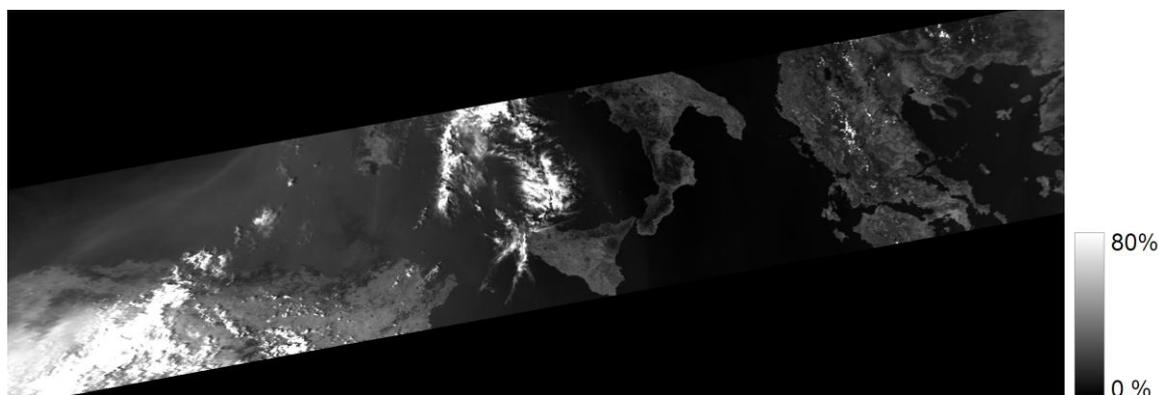


Figura 58. Georeferenziazione della riflettanza nel canale 1 dell'immagine AVHRR

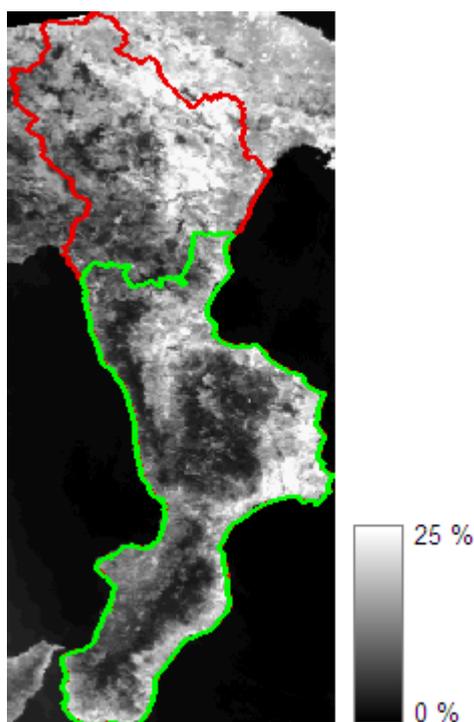


Figura 59. Identificazione e ritaglio dell'area di interesse

Per la stima dell'evapotraspirazione giornaliera, a partire dalle immagini AVHRR, è necessario utilizzare come input il dataset composto dalle riflettanze superficiali nei primi due canali e dalle temperature di brillantezza nei 3 canali termici. In figura 60, è mostrato come

esempio il dataset relativo all'immagine AVHRR del 19 agosto 2004, risultato delle operazioni descritte precedentemente.

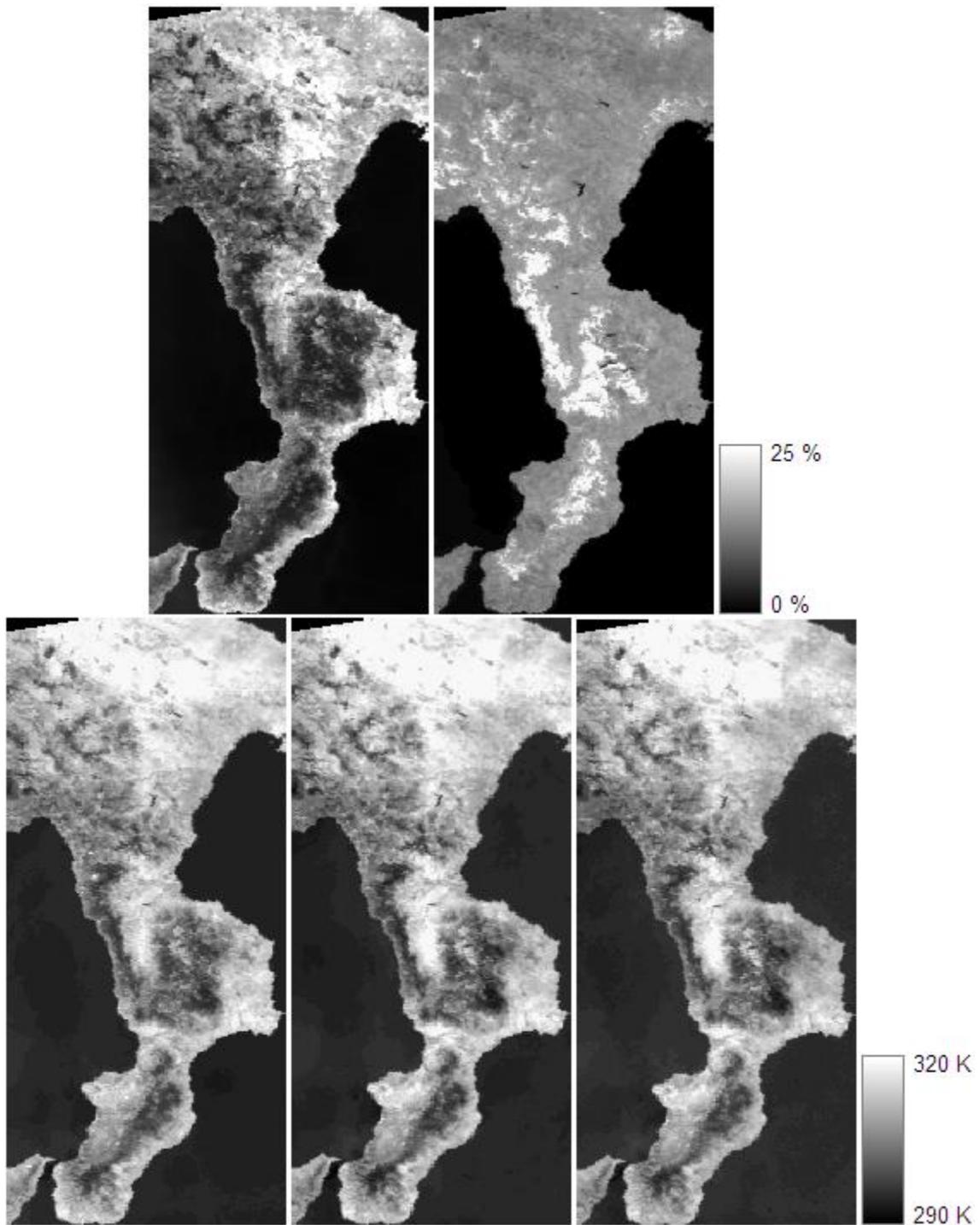


Figura 60. Dataset AVHRR di input alle procedure di stima dell'evapotraspirazione giornaliera

6.2 Elaborazioni MODIS

Della vasta gamma di prodotti disponibili per il sensore MODIS, quelli utilizzati per la stima dell'evapotraspirazione giornaliera sono i seguenti:

- MOD02 - *Level-1B Calibrated Geolocated Radiances*;
- MOD11 - *Land Surface Temperature & Emissivity*;
- MOD13 - *Gridded Vegetation Indices (Max NDVI & Integrated MVI)*;
- MOD15 - *Leaf Area Index & FPAR*.

Il MOD02 fornisce le distribuzioni di riflettanza superficiale istantanea, corredate dalle informazioni geografiche registrate dal sensore, necessarie per l'applicazione delle procedure di georeferenziazione. Sono stati utilizzati dati aggregati alla scala spaziale di 1 km, pur essendo i canali nella regione dello spettro elettromagnetico del visibile ad una risoluzione spaziale di 250 m, e quelli nel vicino infrarosso e nell'infrarosso ad onde corte alla risoluzione spaziale di 500 m. Tale scelta è dettata dalla necessità di creare un dataset di input congruo con i dati ricavati dalle bande termiche, caratterizzate da una risoluzione di 1000 m.

Della serie di prodotti appartenenti alla categoria MOD11, sono stati utilizzati i prodotti *daily*, che forniscono valori di temperatura superficiale sia diurni che notturni alla risoluzione di 1 km, proiettati nella sistema di proiezione sinusoidale di Sanson-Flamsteed. Tale proiezione prevede la suddivisione di tutta la superficie terrestre in caselle, come mostrato in figura 61.

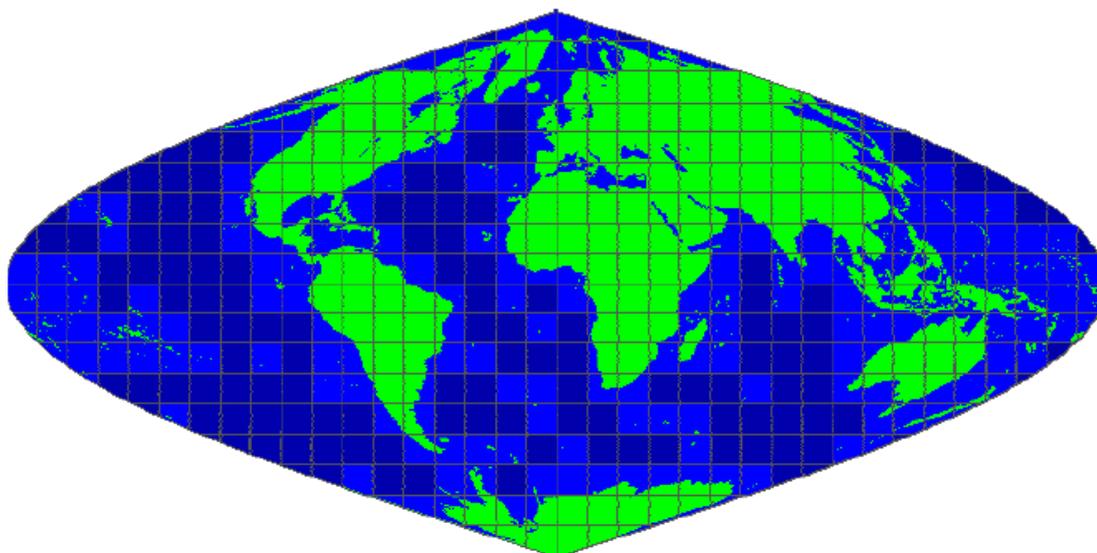


Figura 61. Sistema di proiezione sinusoidale di Sanson-Flamsteed

Anche l'NDVI e il LAI, ottenuti rispettivamente dalla serie MOD13 e dalla serie MOD15, sono proiettati nello stesso sistema di proiezione sinusoidale, ma si riferiscono ad aggregazioni temporali diverse da quella giornaliera: l'NDVI è aggregato su un periodo di 16 giorni, mentre il LAI è aggregato su un periodo di 8 giorni. Tale scelta è giustificata dalla considerazione che il processo di evoluzione delle caratteristiche vegetazionali è più lento rispetto alle escursioni termiche, che avvengono a scala giornaliera, ed il fatto di considerare un periodo di aggregazione più lungo assicura valori dei due parametri più attendibili. Come per la riflettanza superficiale, anche per l'NDVI e per il LAI esistono prodotti a 250 m, ma per le stesse ragioni di omogeneità precedentemente descritte, sono stati considerati prodotti aggregati alla risoluzione spaziale di 1 km.

Data la diversa natura delle immagini considerate, è necessario seguire diverse metodologie per la georeferenziazione delle stesse. In particolare, per la riflettanza si utilizzano le informazioni geografiche fornite a corredo dell'immagine, utilizzando una procedura analoga a quella descritta nella georeferenziazione dell'immagine AVHRR *level1b*. Nelle figure 62 e 63 sono mostrate rispettivamente la riflettanza nella banda 2 dell'immagine MODIS originale, rilevata nel giorno 8 luglio 2005, e la stessa riflettanza georeferenzata.

Per la georeferenziazione degli altri prodotti, essendo proiettati nel sistema sinusoidale, occorre utilizzare un metodo che riproietti tali dati nel proprio sistema di riferimento (in questo caso UTM). A tale scopo il team MODIS ha messo a disposizione uno strumento, denominato MRT (*MODIS Reprojection Tool*), che permette di convertire i dati da un sistema di riferimento all'altro. In figura 64 è mostrata la temperatura superficiale proiettata nel sistema sinusoidale: la Calabria e la Basilicata si trovano su due caselle distinte, pertanto oltre alla georeferenziazione occorre effettuare un'operazione di mosaicatura. Anche tale operazione può essere effettuata utilizzando il tool MRT.

Infine, come per le immagini AVHRR, si procede al ritaglio dell'area in esame, in modo da ridurre la mole di dati da analizzare, sovrapponendo alle immagini georeferenziate i layer vettoriali con i confini dell'area di interesse, in questo caso i confini regionali del territorio calabro-lucano. In figura 65, si mostrano i risultati finali delle operazioni descritte per le due tipologie di prodotti, riportando come esempio la riflettanza e la temperatura superficiali.

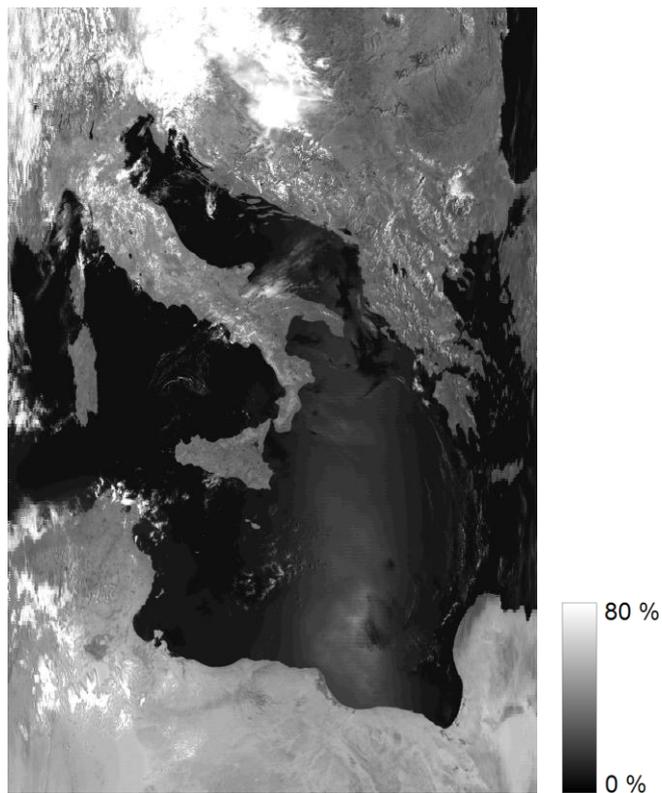


Figura 62. Riflettanza superficiale nella banda 2 dell'immagine MODIS dell'8 luglio 2005

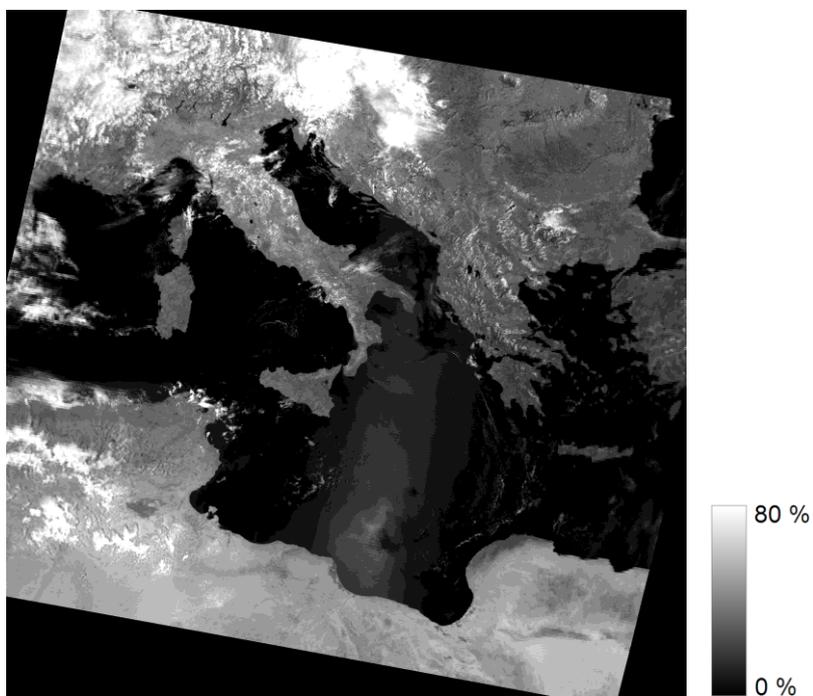


Figura 63. Riflettanza superficiale nella banda 2 dell'immagine MODIS georeferenziata

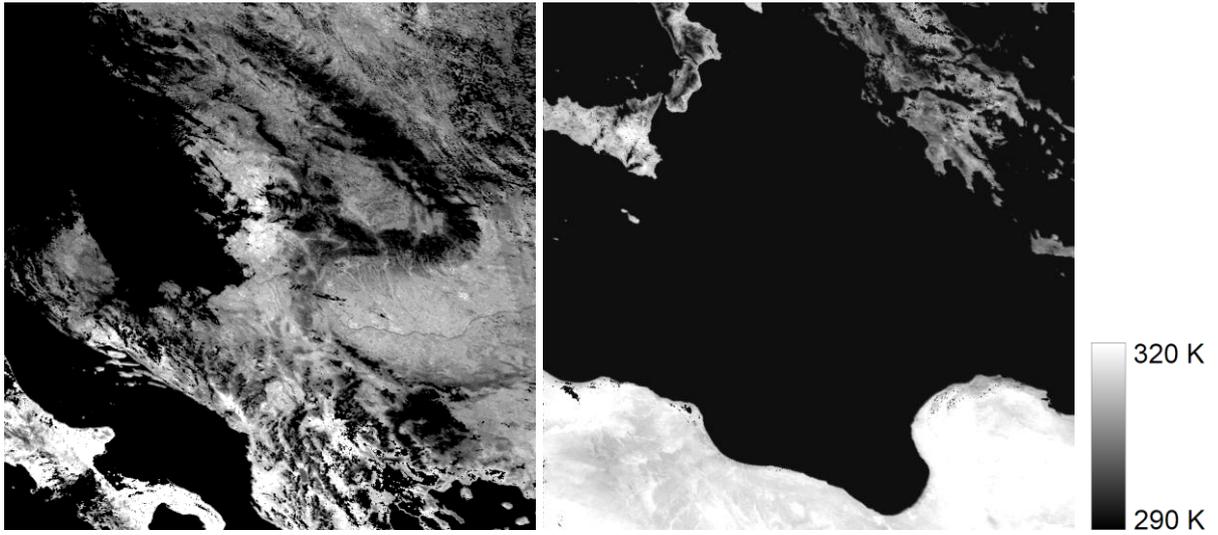


Figura 64. Temperatura superficiale MODIS proiettata nel sistema di proiezione sinusoidale

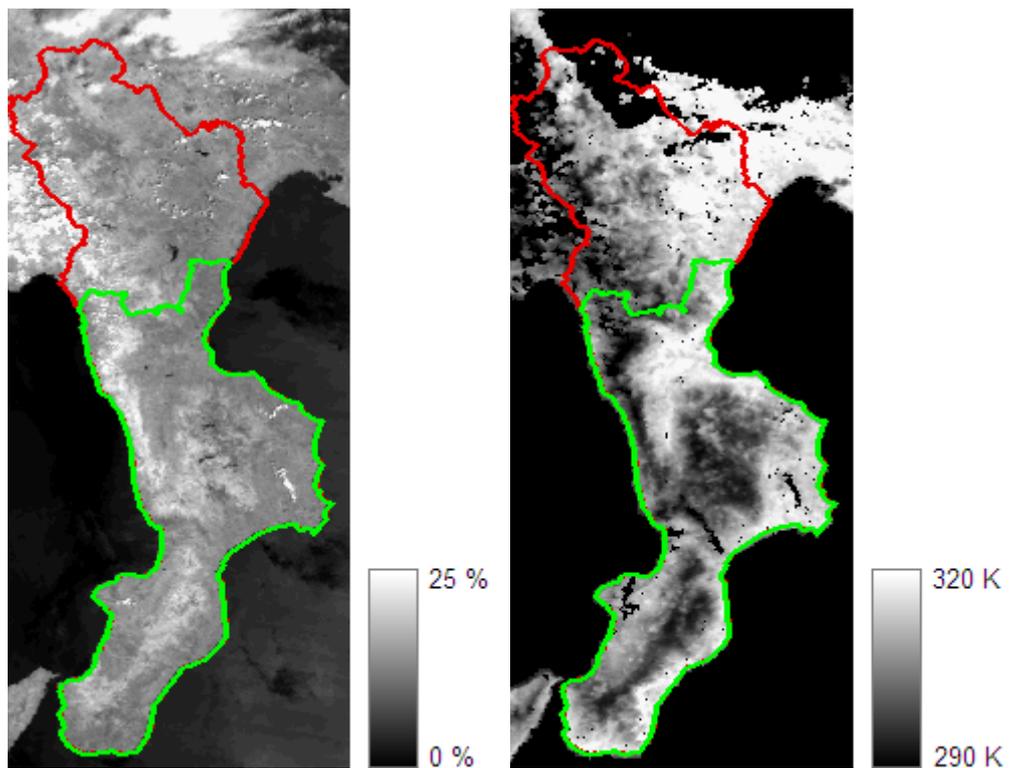


Figura 65. Ritaglio della riflettanza superficiale e della temperatura superficiale MODIS sull'area di interesse

6.3 Elaborazioni ASTER

Per la stima dell'evapotraspirazione giornaliera a partire dalle immagini telerilevate dal sensore ASTER, sono stati utilizzati i seguenti prodotti:

- AST07 - *Surface Reflectance*;
- AST08 - *Surface Kinetic Temperature*.

La riflettanza superficiale è fornita ad una risoluzione spaziale di 15 m, nei canali del visibile e vicino infrarosso ed alla risoluzione spaziale di 30 m nella regione dello spettro elettromagnetico dell'infrarosso ad onde corte. La temperatura superficiale, invece, è fornita alla risoluzione spaziale di 90 m, essendo derivata dai canali termici caratterizzati da tale risoluzione. In figura 66 e in figura 67 sono rappresentate rispettivamente le distribuzioni di riflettanza superficiale nel canale 2 e di temperatura superficiale ottenute dall'immagine ASTER del 22 giugno 2005.

Tali prodotti sono geolocalizzati, per cui sono fornite le coordinate dei vertici nel sistema UTM e il valore dell'angolo di rotazione da applicare all'immagine. In figura 68 si riporta come esempio la riflettanza nel canale 2 dell'immagine ASTER, con la sovrapposizione del layer con i confini regionali di Calabria e Basilicata.

Infine, per poter utilizzare i prodotti ASTER descritti come input alla procedura di stima dell'evapotraspirazione giornaliera, occorre aggregarli alla stessa scala spaziale, pari a quella più grossolana. In questo caso, quindi, la risoluzione spaziale della temperatura superficiale pari a 90 m è quella da utilizzare per l'aggregazione della riflettanza superficiale nelle singole bande.

Il limite più severo nell'utilizzo dei dati ASTER è rappresentato da un intervallo temporale di rivisitazione che, teoricamente, non può essere inferiore ai 16 giorni, ma che, praticamente, si allunga di molto a causa della discontinuità dei suoi passaggi sulla stessa area. Infatti, si tratta di un sensore operato a fini esclusivamente scientifici solo su quelle aree in corrispondenza delle quali sia pervenuta al centro di controllo ASTER GDS (*Ground Data System*) in Giappone una richiesta di acquisizione da parte di un utente preventivamente accreditato ed abilitato a richiedere nuove acquisizioni.



Figura 66. Riflettanza superficiale nel canale 2 dell'immagine ASTER del 22 giugno 2005

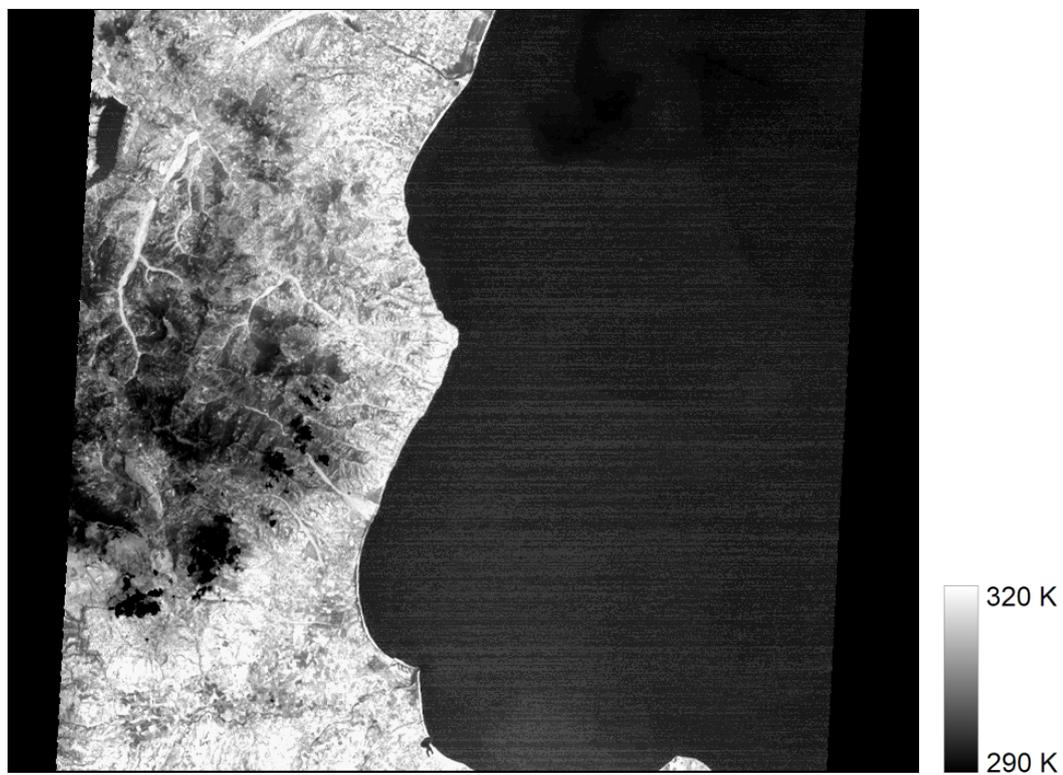


Figura 67. Temperatura superficiale ricavata dall'immagine ASTER del 22 giugno 2005

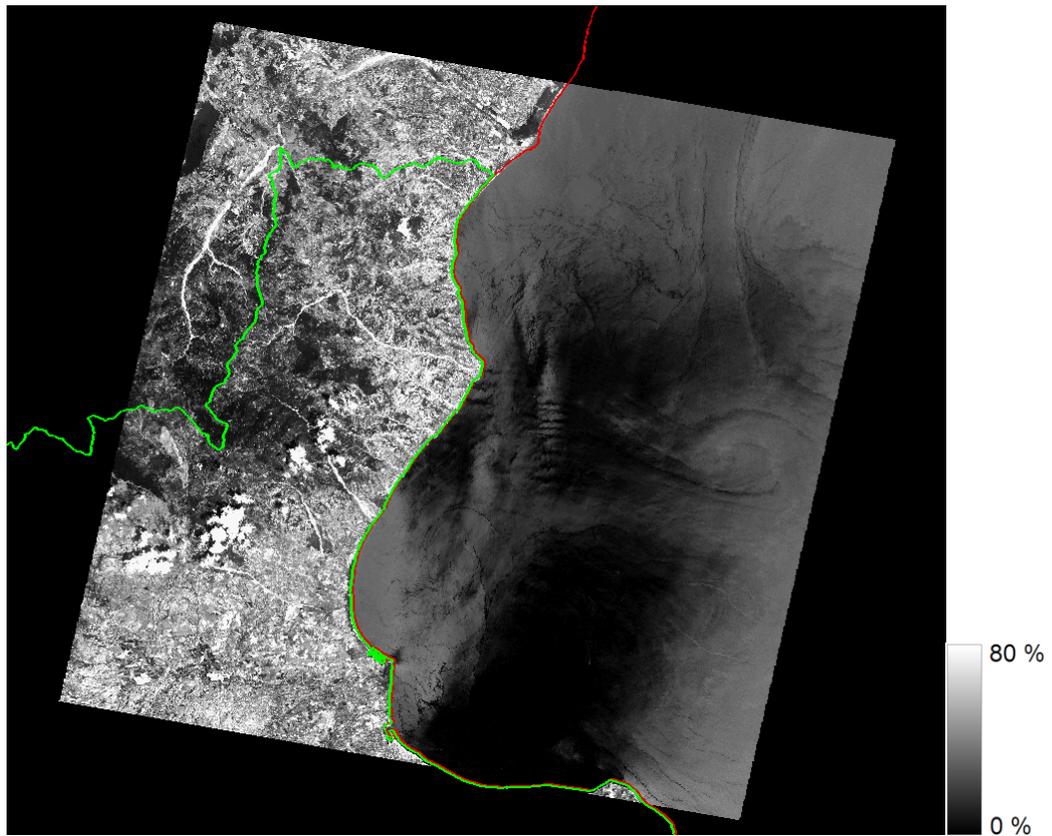


Figura 68. Riflettanza superficiale nel canale 2 dell'immagine ASTER georeferenziata

BIBLIOGRAFIA

- [1] Allen, R., Pereira, L.S., Raes, D. & Smith, M. (1998) Crop Evapotranspiration - Guidelines for Computing Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper no 56, FAO, Rome.
- [2] Allen, R., Tasumi, M., Morse, A. & Trezza, R. (2005) A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. *Irrigation and Drainage Systems* (2005) 19, 251-268.
- [3] Altese, E., Bolognani, O. & Mancini, M.. (1996) Retrieving soil moisture over bare soil from ERS-1 SAR data. Sensitivity analysis based on a theoretical surface scattering model and field data. *Water Resources Resear.*, 32, 653 - 661.
- [4] American Society of Civil Engineers, Committee on Irrigation Water Requirements of the Irrigation and Drainage Division of the ASCE. (1990) *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements: a Manual*. 332 p.
- [5] Anderson, D.E., Verma, S.B. & Rosenberg, N.J. (1984) Eddy correlation measurements of CO₂, latent heat and sensible heat fluxes over a crop surface. *Bound.-Lay. Meteorol.* 29, 263-272.
- [6] Anderson, M.C., Norman, J.M. & Kustas, W.P. (2005) Are single-source, remote sensing surface-flux models too simple? *Proceedings of the International Conference on Earth Observation for Vegetation Monitoring and Water Management*, Naples, November 10-11, 2005. In press.
- [7] Anderson, M., Norman, J., Diak, G., Kustas, W. & Mecikalski, J. (1997) A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes from thermal infrared satellite observations. *Remote Sensing of Environment* 60: 195-216.
- [8] Anding, D. & Kauth, R. (1970) Estimation of sea surface temperature from space. *Remote Sens. Environ.* 60, 195-216.
- [9] Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. & Vesala, T. (2000) Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 114-175.
- [10] Aubinet, M., Heinesch, B. & Yernaux, M. (2003) Horizontal and vertical CO₂ advection in a sloping forest. *Boundary-Layer Meteorol.* 108, 397-417.
- [11] Baldocchi, D.D. & Meyers T.D. (1988) A Spectral and Lag-correlation Analysis of Turbulence in a Deciduous Forest Canopy. *Boundary-Layer Meteorology* 45: 31-58.
- [12] Baldocchi, D.D. & Wilson, K.B. (2001) Modeling CO₂ and water vapor exchange of a temperate broadleaved forest across hourly to decadal time scales. *Ecol. Model.* 142, 155-184.
- [13] Baldocchi, D.D., Valentini R., Running S., Oechel W., & Dahlman, R. (1996) Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystem. *Global Change Biology* 2: 159-168.
- [14] Baret, F. (1986) Contribution au suivi radiometrique de cultures de cereales, Ph.D. thesis, Universite de Paris-Sud, Orsay, n°98, 182 p.
- [15] Baret, F. & Guyot, G. (1991). Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sens. Environm.* 35: 161-174.
- [16] Bastiaanssen, W.G.M. (2000) SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. Hydrol.* 229, 87-100.
- [17] Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A. & Holtslag, A.A. (1998a) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). I Formulation. *J. Hydrol.* 212-213 (1-4), 198-212.
- [18] Bastiaanssen, W.G.M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J.F., Roerink, G.J. & van der Wal, T. (1998b) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). II Validation. *J. Hydrol.* 212-213 (1-4), 213-229.
- [19] Bastiaanssen, W.G.M. & Chandrapala, L. (2003) Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. *Agricultural Water Management* 58 (2), 171-192.
- [20] Bausch, W.C. (1995) Remote sensing of crop coefficients for improving the irrigation scheduling of corn. *Agricultural Water Management* 27, 55-68.
- [21] Becker, F. & Li, Z.L. (1990) Towards a local split window method over land surfaces. *Int. J. Remote Sens.* 11, 369-393.
- [22] Blaney, H.F. & Criddle, W. D. (1950) Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. *USDA Soil Conserv. Serv. SCS-TP96*. 44 pp.

- [23] Boegh, E., Soegaard, H. & Thomsen, A. (2002) Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sens. Environ.* 79, 329-343.
- [24] Bonari E., Masoni A. & Ercoli L. (1994) *Agrometeorologia*, Servizio Editoriale Universitario di Pisa.
- [25] Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thoony, J.L. & Ruelle, P. (1995) A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166, 213-250.
- [26] Brunetti, M., Buffoni, L., Mangianti, F., Maugeri, M. & Nanni, T. (2004) Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Global Planet. Change* 40: 141-149.
- [27] Brutsaert, W. (1982) *Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.
- [28] Brutsaert, W. & Sugita, M. (1992) Application of Self-Preservation in the Diurnal Evolution of the Surface Budget to Determine Daily Evaporation, *J. Geophys. Res.*, 97 (D17), pp. 18 377- 18 382.
- [29] Buheasier, Tsuchiya, K., Kaneko, M. & Sung, S.J. (2003) Comparison of image data acquired with AVHRR, MODIS, ETM+ and ASTER over Hokkaido, Japan. *Adv. Space Res.*, 32(11), 2211-2216.
- [30] Calcagno, G., Mendicino, G., Senatore, A., Versace, P. (2005) Misure dei flussi di massa ed energia tra suolo, vegetazione ed atmosfera attraverso tecniche eddy covariance e di remote sensing. *Atti del XXVI Corso di Aggiornamento per la Difesa dall’Inquinamento*, Guardia Piemontese (CS), Italy.
- [31] Calcagno, G., Mendicino, G., Senatore, A., Versace, P. (2005) Estimation of actual evapotranspiration using satellite derived and ground measured fluxes. *Atti del convegno EWRA 6th International Conference “Sharing a common vision for our water resources”*, Menton, France.
- [32] Calcagno, G., Casacchia, F., Martirano, G., Mendicino, G., Senatore, A., Versace P. (2006) Tecniche di telerilevamento satellitare per la stima spazio-temporale di grandezze idrologiche, *Atti del “XXVII Corso di Aggiornamento per la Difesa dall’Inquinamento”*, Guardia Piemontese (CS), Italy.
- [33] Calcagno, G., Mendicino, G., Monacelli, G., Senatore, A., Versace, P. (2007) Methods and tools for drought analysis and management. *Water Science and Technology Library Vol. 62*. Rossi, G., Vega, T., Bonaccorso, B. (a cura di), Cap. 7, “Distributed estimation of actual evapotranspiration through remote sensing techniques”. Springer. 2007. pp. 125-148.
- [34] Carlson, T.N., Gillies, R.R. & Schmugge, T.J. (1995) An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. *Agr. For. Meteorol.* 77, 191-205.
- [35] Carlson T.N. & Ripley A.J. (1997). On the relationship between fractional vegetation cover, leaf area index and NDVI. *Remote Sensing of Environment*, 62: 241–252.
- [36] Cess, R.D. (1978) Biosphere-albedo feedback and climate modeling. *Journal of the Atmospheric Sciences* 35, 1765-1768.
- [37] Chang, A.T.C., Foster, J.L. & Hall, D.K. (1987) Microwave snow signatures (1.5 mm to 3 cm) over Alaska, *Cold Regions Science and Technology* 13, 153-160.
- [38] Choudhury, B.J. (1989). Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data. In: Asrar, G. (Eds.), *Vistas in modeling, in Theory and Applications of Optical Remote Sensing*. Wiley, New York, pp. 628–690.
- [39] Choudhury B.J., Idso S.B. and Reginato R.J. (1987). Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agric. For. Meteorol.*, 39: 283-297.
- [40] Choudhury, B.J., Ahmed, N.U., Idso, S.B., Reginato, R.J. & Daughtry, C.S.T. (1994) Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studies by model simulations. *Remote Sens. Environ.* 50, 1-17.
- [41] Clothier, B.E., Clawson, K.L., Pinter, P.J., Moran, M.S., Reginato, R.J., Jackson, R.D. (1986). Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agr. and Forest Met.* 37, 319–329.
- [42] Coll, C. & Caselles, V. (1997) A split-window algorithm for land surface temperature from AVHRR data: validation and algorithm comparison. *J. Geophys. Res.* 102D, 16697-16713.
- [43] Consoli, S., D’Urso, G. & Toscano, A. (2006) Remote sensing to estimate ET-fluxes and the performance of an irrigation district in southern Italy. *Agric. Water Managem.* 81: 295-314.
- [44] Cooper, D. & Asrar, G. (1989) Evaluating atmospheric correction models for retrieving surface temperature from the AVHRR over a tall grass prairie. *Remote Sens. Environ.* 27, 93-102.
- [45] Courault, D., Clastre, P., Guinot, J.P. & Seguin, B. (1994) Analyse des sécheresses de 1988 à 1990 en France à partir de l’analyse combinée de données satellitaires NOAA-AVHRR et d’un modèle agrométéorologique. *Agronomie* 14, 41-56.

- [46] Courault, D., Seguin, B. & Olioso, A. (2005) Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches. *Irr. Drain. Systems* 19(3/4): 223-249.
- [47] Crago, R.D. (1996) Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *J. Hydrol.* 180(1-4), 173-194.
- [48] Daughtry, C.S.T., Kustas, W.P., Moran, M.S., Pinter, P.J., Jackson, R.D., Brown, P.W., Nichols, W.D., Gay, L.W. (1990). Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. *Rem. Sens. Envir.* 32, 111-124.
- [49] Deardorff, J.W. (1978) Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 83(C4): 1889-1903.
- [50] De Bruin, H.A.R., & Keijman, J.Q. (1979) The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large, shallow lake in the Netherlands. *J. of Applied Meteorology*, 18: 898-903.
- [51] Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Bastidas, L.A. & Gupta, H.V. (2004) Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *J. Hydrol.* 287, 214-236.
- [52] Dickinson, R.E. (1983) Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. *Advances in Geophysics* 25, 305-353.
- [53] Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A. & Kennedy, P.J. (1993) Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, NCAR, 72 pp.
- [54] Dirmeyer, P.A. & Shukla, J. (1994) Albedo as a Modulator of Climate Response to Tropical Deforestation. *J. Geophys. Res.* 99, 20863-20878.
- [55] Doorenbos, J. & Pruitt, W. O. (1977) Crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 24, (rev.) FAO, Rome, Italy. 144 p.
- [56] Dracup, J.A., Lee, K.S. & Paulson, E.G. (1980) On the definition of droughts. *Water Resour. Res.* 16(2), 297-302.
- [57] Duffie, J.A., & Beckman, W.A. (1980) *Solar Engineering of Thermal Processes*. Wiley, N.Y., pp. 1-109.
- [58] Engel, V.C., Stieglitz, M., Williams, M. & Griffin, K.L. (2002) Forest canopy hydraulic properties and catchment water balance: observations and modeling. *Ecol. Model.* 154, 263-288.
- [59] Foken, T. & Wichura, B. (1996) Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. For. Meteorol.* 78, 83-105.
- [60] Foster, J.L., Hall, D.K., Chang, A.T.C. & Rango, A. (1984) An overview of passive microwave snow research and results, *Reviews of Geophysics* 22, 195-208.
- [61] François, C., Quesney, A. & Ottlé, C. (2003) Sequential Assimilation of ERS-1 SAR data into a coupled land surface—hydrological model using an extended Kalman filter. *J. Hydrometeorol.* 4, 473-487.
- [62] French A.N., Schmugge T.J., Kustas W.P. (2000). Estimating surface fluxes over the SGP site with remotely sensed data. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25(2): 167–172.
- [63] French, A.N.a, Jacob, F., Anderson, M.C., Kustas, W.P., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Su, H., McCabe, M.F., Li, F., Prueger, J., Brunsell, N. (2005) Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sens. Environ.* 99(1-2), 55-65.
- [64] Frevert D. K., Hill R. W., & Braaten B. C., (1983) Estimation of FAO evapotranspiration coefficient. *J. Irrig. and Drain., ASCE*, 109:265-270.
- [65] Friend, A.D., Stevens, A.K., Knox, R.G. & Cannell, M.G.R. (1997) A process-based, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (Hybrid v3.0). *Ecol. Model.* 95, 249-287.
- [66] Garatuza-Payan, J., Shuttleworth, W.J., Encinas, D., McNeil, D.D., Stewart, J.B., deBruin, H. & Watts, C. (1998) Measurement and modelling evaporation for irrigated crops in Northwest Mexico. *Hydrological Processes* 12, 1397-1418.
- [67] Garratt, J.R. (1992) *The atmospheric boundary layer*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- [68] Gillespie, A.R., Matsunaga, T., Rokugawa, S., & Hook, S.J. (1998). Temperature and Emissivity Separation from Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1113-1126.
- [69] Goudriaan J. (1977). *Crop Micrometeorology: A Simulation Study*. Center for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen.
- [70] Gu, L., Falge, E.M., Boden, T., Baldocchi, D.D., Black, T.A., Saleska, S.R., Suni, T., Verma, S.B., Vesala, T., Wofsy, S.C. & Xu L. (2005) Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agric. Forest Meteorol.* 128, 179-197.

- [71] Gupta, H.V., Sorooshian, S. & Yapo, P.O. (1998) Toward improved calibration of hydrologic models: multiple and non-commensurable measures of information. *Water Resources Research* 34 (4), 751-763.
- [72] Hall, D.K., Riggs, G.A. & Salomonson V.V. (1995) Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sens. Environ.* 54, 127-140.
- [73] Hall, D.K., Tait, A.B., Riggs, G.A., Salomonson, V.V. with contributions from Chien, J.Y.L., Klein, A.G. (1998) Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow-, Lake Ice- and Sea Ice-Mapping Algorithms. Version 4.0.
- [74] Hallikainen, M.T., Ulaby, F.T., Dobson, M.C., El-Rayes, M.A. & Wu, L.K. (1985) Microwave dielectric behavior of wet soil - Part 1: Empirical models and experimental observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 23, 25-34.
- [75] Hargraeves, G.H., & Samani., Z.A. (1982) Estimating potential evapotranspiration. *ASCE, J.Irrigation and Drainage Division*, 108(3): 225-230.
- [76] Harrison L. P., (1963) Fundamentals concepts and definitions relating to humidity. In: "Humidity and moisture. Vol 3", (Wexler A. ed.), Reinhold Publishing Co., New York.
- [77] Hay, J.E. & Davies, J.A. (1980) Calculation of Solar Radiation Incident on an Inclined Surface. *Proc. of First Canadian Solar Radiation Data Workshop* (Hay, J.E. and T.K. Won, Eds.), Ministry of Supply and Services Canada, 59.
- [78] Heilman, J.L., Heilman, W.E. & Moore, D.G. (1982). Evaluating the crop coefficient using spectral reflectance. *Agronomy Journal* 74, 967-971.
- [79] Herman, B.M. & Browning, S.R. (1965). A numerical solution to the equation of radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, 22:559-566.
- [80] Hillel, D. (1982) Introduction to soil physics. Academic Press, New York, 364 pp.
- [81] Hottel, H.C. (1976). A Simple Model for Estimating the Transmittance of Solar Radiation Through Clear Atmospheres. *Solar Energy* 18, 129-134.
- [82] Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguier, M., Van der Linden, P.J. & Xiaosu, D. (2001) Climate change 2001: the scientific basis, Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge, 944p.
- [83] Huete, A.R. (1988), A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sens. Environ.* 25, 295-309.
- [84] Idso, S.B. (1969) Atmospheric Attenuation of Solar Radiation. *J. Atmos. Sci.*, 26, 1088-1095.
- [85] Idso, S.B. & Jackson, R.D. (1969) Thermal Radiation from the Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 74, 5397-5403.
- [86] Iovino, F. (2003) Caratteristiche climatiche e bioclimatiche del territorio provinciale. In: Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale, Provincia di Cosenza, Cosenza.
- [87] Jackson, R.D., Reginato, R.J. & Idso, S.B. (1977) Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.* 13, 651-656.
- [88] Jackson, R. D., Idso, S.B., Reginato, R.J. & Printer, P.J. (1981) Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Res.* 17, 1133-1138.
- [89] Jackson, R.D., Kustas, W.P. & Choudhury, B.J. (1988) A re-examination of the crop water stress index. *Irrig. Sci.* 9, 309-317.
- [90] Jacob, F., Olioso, A., Gu, X.F., Su & Seguin, B. (2002) Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing data and a spatialized surface energy balance model. *Agronomie* 22(6), 669-680.
- [91] Jia, L., Su, Z., van den Hurk, B., Menenti, M., Moene, A., De Bruin, H.A.R., Yrisarry, J.J.B., Ibanez, M. & Cuesta, A. (2003) Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. *Physics Chem. Earth (B)* 28(1-3), 75-88.
- [92] Jensen, M. E., Burman, R. D., & Allen, R. G. (ed). (1990) Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. *ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70.*, Am. Soc. Civil Engrs., New York, NY, 360 p.
- [93] Jordan, C. F. (1969) Derivation of leaf area index from quality of light on the forest floor, *Ecology* 50, 663-666.
- [94] Kaimal, J.C. & Finnigan, J.J. (1994) Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement. Oxford University Press, Oxford, UK.
- [95] Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M.O., Raasch, S. & Watanabe, T. (2004) LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* 110: 381-404.

- [96] Katerji, N. & Perrier, A. (1985) Détermination de la résistance globale d'un couvert végétal à la diffusion de vapeur d'eau et de ses différentes composantes. Approche théorique et vérification expérimentale sur une culture de luzerne. *Agr. For. Meteor.* 34, 105-120.
- [97] Kaufman, Y.J. & Tanré, D. (1992) Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 30, 261-270.
- [98] Kellenberger, T. (2001) Upscaling of spectrally derived land-surface parameters. *International Symposium on Physical Measurements & Signatures in Remote Sensing, Aussois*, pp.111-116.
- [99] Keyantash, J. & Dracup, J.A. (2002) The Quantification of Drought: an Evaluation of Drought Indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, August: 1167-1180.
- [100] Kiehl, J.T., Hack, J.J., Bonan, G.B., Boville, B.A., Briegleb, B.P., Williamson, D.L., & Rasch, P.J. (1996) Description of the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note NCAR/TN-420 + STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 152 pp.
- [101] Kimes, D.S., & Holben, B.N. (1992) Extracting spectral albedo from NOAA-0 AVHRR multiple view data using an atmospheric correction procedure and an expert system. *Int. J. Remote Sens.* 13, 275-289.
- [102] King, M. D., Closs, J., Spangler S., Greenstone R., Wharton S. & Myers M., (2004) EOS Data Products Handbook - Vol.1, NASA/Goddard Space Flight Center Greenbelt, MD 20771, pp.260.
- [103] Kustas, W.P., Jackson, R.D. & Asrar, G. (1989) Estimating surface energy-balance components from remotely sensed data. In: G. Asrar (ed.) *Theory and Applications of Optical Remote Sensing*, John Wiley, New York, 743 pp.
- [104] Kustas, W.P. & Daughtry, C.S.T. (1990). Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. *Agr. Forest Met.* 49, 205-223.
- [105] Kustas, W.P. & Norman, J.M. (1996) Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surface. *IAHS Hydrological Sciences Journal* 41(4), 495-516.
- [106] Kustas WP. (1990). Estimates of evapotranspiration with a one- and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover. *Journal of Applied Meteorology* 29: 704-715.
- [107] Kustas WP, Norman J. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology* 94: 13-29.
- [108] Kustas, W.P., Norman, J., Anderson, M.C. & French, A.N. (2003) Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index radiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment* 85: 429-440.
- [109] Kustas, W.P., Norman, J.M., Schmugge, T.J. & Anderson, M. (2004) Mapping surface energy fluxes with radiometric temperature. In: D.A. Quattrochi and J.C. Luvall (Eds.) *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*, CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 205-253.
- [110] Lagouarde, J.P. & Kerr, Y.H. (1985) On the calibration of NOAA/AVHRR sensor. *ESA SP 248*, pp. 325.
- [111] Lagouarde, J.P. (1991) Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. *Int. J. Rem. Sens.* 12, 1853-1864.
- [112] Lee, X. (1998) On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agric. Forest Meteorol.* 91, 39-49.
- [113] Li, Z., & Garand, L. (1994) Estimation of surface albedo from space: A parameterization for global application. *J. Geophys. Res.* 99, 8335-8350.
- [114] Liang, S. (2001) Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I Algorithms. *Remote Sens. Environ.* 76, 213-238.
- [115] Liang, S., Shuey, C., Fang, H., Russ, A., Chen, M., Walthall, C., Daughtry, C. & Hunt, R. (2003) Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sens. Environ.* 84, 25-41.
- [116] Liston, G.E. (1999) Interrelationships among snow distribution, snowmelt, and snow cover depletion: Implications for atmospheric, hydrologic, and ecologic modeling. *J. Applied Meteorol.* 38 (10), 1474-1487.
- [117] Liu, B.Y.H. & Jordan, R.C. (1960) The Interrelationship and Characteristic Distribution of Direct, Diffuse and Total Solar Radiation. *Solar Energy* 4(3), 1-9.
- [118] Liu, H. & Huete, A.R. (1995) A feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33, 457-465
- [119] Logar, A.M., Lloyd, D.E., Corwin, E.M., Penaloza, M.L., Feind, R.E., Berendes, T.A., Kuo K.S. & Welch, R.M. (1998). The ASTER Polar Cloud Mask, *IEEE Trans Geosci. Remote Sens*, 36, 1302-1312.

- [120] Mahrt, L. (1998) Flux sampling errors for aircraft and towers. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 15, 416-429.
- [121] Makkink, G. F. (1957) Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Inst. Water Engng.* 11 (3): 277-288.
- [122] Marino, C., Manca, G., Matteucci, G. & Scarascia Mugnozza, G. (2005) Cambiamenti climatici nel mediterraneo: un caso di studio sul ciclo del carbonio in una pineta della Sila, Calabria. *Forest@* 2(1), 52-65. [online] URL: <http://www.sisef.it/>
- [123] Massman, W.J. & Lee, X. (2002) Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agric. Forest Meteorol.* 113 (1-4), 121-144.
- [124] May, D.A., Stowe, L.L., Hawkins, J.D. & McClain, E.P. (1992) A correction for Saharan dust effects on Satellite sea surface temperature measurements. *J. Geophys. Res.* 20, 11587-601.
- [125] Mecikalski, J., Diak, G., Anderson, M. & Norman, J. (1999) Estimating fluxes on continental scales using remotely sensed data in an atmospheric land exchange model. *Journal of Applied Meteorology* 38(9): 1352-1369.
- [126] Melesse, A.M. & Nangia, V. (2005) Estimation of spatially distributed surface energy fluxes using remotely-sensed data for agricultural fields. *Hydrological processes* 19: 2653-2670.
- [127] Mendicino, G. (1993) *Idrologia delle Perdite*. Patron Editore, Bologna.
- [128] Mendicino, G. & Versace, P. (2002) *Aspetti Metodologici nella Ricostruzione del Bilancio Idrologico a Scala Interregionale*. Giornata di Studio dell'Associazione Idrotecnica Italiana, Aprigliano (CS), *Quaderno di Idrotecnica n.14*, Ed. Bios, Cosenza, 45-93.
- [129] Mendicino, G. & Senatore, A. (2005) Analysis of mass and energy fluxes in southern Italy. *Proc. ICID 21st Europ. Reg. Conf.* 15-19 May 2005, Frankfurt (Oder) and Slubice - Germany and Poland.
- [130] Mendicino, G., Senatore, A. & Versace, P. (2006) Un modello per la stima dei processi di trasferimento di energia e massa tra suolo, vegetazione ed atmosfera. *Atti XXX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Roma, 10-15 Settembre 2006.
- [131] Menenti, M. & Choudhury, B.J. (1993) Parameterization of land surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range. In: Bolle H.J. et al. (Eds.), *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales*, IAHS Publication 212, 561-568.
- [132] Mitsuta, Y. (1966) Sonic anemometer for general use. *J. Meteorol. Soc. Jpn., Ser. II*, 44, 12-24.
- [133] Mohamed, Y.A., Bastiaanssen, W.G.M. & Savenije, H.H.G. (2004) Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *J. Hydrol.* 289 (1-4), 145-164.
- [134] Mohan, S. (1991) Intercomparison of evapotranspiration estimates. *Hydrological Sciences Journal*, 36(5): 447-461.
- [135] Monin, A.S. & Obukhov, A.M. (1954) Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst.* 24(151), 163-187.
- [136] Monin, A.S. & Obukhov, A.M. (1954) Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst.* 24(151), 163-187.
- [137] Monteith, J.L. (1965) Evaporation and environment. In: Fogg, G.E. (Ed.), *The State and Movement of Water in Living Organisms*. Proceedings of the XIX Symposium of the Society of Experimental Biology. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 205-234.
- [138] Monteith, J.L. (1973). *Principles of environmental physics*. Edward Arnold Press. 241 pp.
- [139] Moore, C.J. (1986) Frequency response corrections for eddy covariance systems. *Bound.-Lay. Meteorol.* 37, 17-35.
- [140] Moran, M.S. (1990). A satellite-based approach for evaluation of the spatial distribution of evapotranspiration from agricultural lands. Ph.D. thesis, University of Arizona, Tucson, USA.
- [141] Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y. & Vidal, A. (1994) Estimating crop water management using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.* 49, 246-263.
- [142] Morton, F.I. (1983) Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66: 1-76.
- [143] Munro, D.S. (1979) Daytime energy exchange and evaporation from a wooded swamp. *Water Resources Research*, 15(5): 1259-1265.
- [144] Murray F. W., (1967) On the computation of saturation vapor pressure. *J. Appl. Meteor.*, 6: 203-204.
- [145] Neale, C., Jayanthi, H. & Wright, J.L. (2005) Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing. *Irr. Drain. Systems* 19(3/4), 321-336.
- [146] Neale, C.M.U., Bausch, W.C. & Heerman, D.F. (1989) Development of reflectance-based crop coefficients for corn. *Transactions of ASAE* 32(6), 1891-1899.

- [147] Noilhan, J. & Mahfouf, J.-F. (1996) The ISBA land surface parameterisation scheme, *Global and Planetary Change* (13)1-4, 145-159.
- [148] Noilhan, J. & Planton, S. (1989) A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117, 536-549.
- [149] Norman, J.M., Divakarla, M. & Goel, N.S. (1995a) Algorithms for extracting information from remote thermal IR observations of the earth's surface. *Remote Sens. Environ.* 51, 157-168.
- [150] Norman, J., Kustas, W. & Humes, K. (1995b) A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology* 77: 263-293.
- [151] Oevelen, van, P.J. (1991). Determination of the available energy for evapotranspiration with remote sensing, M.Sc. Thesis, Agricultural University of Wageningen, p. 68.
- [152] Olioso, A., Chauki, H., Courault, D. & Wigneron, J.P. (1999) Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sens. Environ.* 68, 341-356.
- [153] Olioso, A., Inoue, Y., Ortega-Farias, S., Demarty, J., Wigneron, J.-P., Braud, I., Jacob, F., Lecharpentier, P., Otlé, C., Calvet, J.-C. & Brisson, N. (2005a) Future directions for advanced evapotranspiration modeling: Assimilation of remote sensing data into crop simulation models and SVAT models. *Irrigation and Drainage Systems* 19, 377-412.
- [154] Olioso, A., Rivalland, V., Demarty, J., Weiss, M., Rossello, P., Jacob, F., Inoue, Y. & Baret, F. (2005b) Monitoring evapotranspiration by assimilating remote sensing data into a dynamic SVAT model over the Alpilles test site. *Proceedings of the International Conference on Earth Observation for Vegetation Monitoring and Water Management, Naples, November 10-11, 2005*. In press.
- [155] Patel, N.R., Rakesh, D. & Mohammed, A.J. (2006) Mapping of regional evapotranspiration in wheat using Terra/MODIS satellite data. *Hydrol. Sci. J.* 51 (2), 325-335.
- [156] Paw U, K.T., Baldocchi, D.D., Meyers, T.P. & Wilson, K.B. (2000) Corrections of eddy covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Bound.-Lay. Meteorol.* 97, 487-511.
- [157] Penman, H.L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Royal Soc. London, Series A: Math. and Phys. Sci.* 193, 120-146.
- [158] Penman H. L., (1963) *Vegetation and hydrology*. Tech. Comm. n. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England, 125 pp.
- [159] Pinty, B., & Ramond, D. (1987) A method for the estimate of broadband surface albedo from a geostationary satellite. *J. Climate Appl. Meteor.* 26, 1709-1722.
- [160] Pinty, B., & Verstrate, M. (1992) GEMI: a non linear index to monitor global vegetation from satellites. *Vegetatio* 101, 15-20.
- [161] Prabhakara, C., Dalu, G., & Kunde, V.G. (1974) Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 to 13-um window region. *J. Geophys. Res.* 79, 5039-5044.
- [162] Prandtl, L. (1904) Ueber Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung. *Verhandl. III, Internat. Math.-Kong., Heidelberg, Teubner, Leipzig*, 484-491 (1905).
- [163] Prata, A.J., & Platt, C.M.R. (1991) Land surface measurements from the AVHRR. *Proceedings of the 5th AVHRR Data Users Conference, Tromsø, Norway, 25-28 June*. EUM P09, Wiley, New York, 433-438.
- [164] Price, J.C. (1984) Land surface temperature measurements from split window channels of NOAA-7 advance very high resolution radiometer. *J. Geophys. Res.* 89, D5, 7231-7237.
- [165] Priestley, C.H.B. & Taylor, R.J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Rev.* 100, 81-92.
- [166] Pruitt, W. O. (1996) Empirical method of estimating evapotranspiration using primarily evaporation pans. *Proc. Conf. on Evapotranspiration and its Role in Water Resources Management*. Chicago. Dec. pp. 57-61.
- [167] Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A., Kerr, Y. H., & Sorooshian, S. (1994). A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sens. Environ.*, 48, 119 - 126.
- [168] Ramdas L. A., (1957) Evaporation and potential evapotranspiration over the Indian sub-continent. *Indian J. Agric. Sci.*, 27(2): 137-149.
- [169] Rana, G. & Katerji N. (2000) Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *Eur. J. Agron.* 13, 125-153.
- [170] Rango, A. & Martinec, J. (1982) Snow accumulation derived from modified depletion curves of snow coverage, *Symposium on Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas*, IAHS Publication No. 138, 83-90.

- [171] Ranson, K.J., Irons, J.R. & Daughtry, C.S.T. (1991) Surface albedo from bidirectional reflectance. *Remote Sens. Environ.* 35, 201-211.
- [172] Rao, C.R.N. (1987) Pre-Launch Calibration of Channels 1 and 2 of the Advanced Very High Resolution Radiometer. NOAA Technical Report NESDIS 36, Department of Commerce, Washington, D.C.
- [173] Rao, C.R.N. & Chen, J. (1995) Inter-satellite calibration linkages for the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on NOAA-7, -9, and -11 spacecraft. *Int. J. Remote Sens.* 16, 1931-1942.
- [174] Raupach, M.R. & Finnigan, J.J. (1986) Single-layer models of evaporation from plant canopy are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless: discuss. *Aust. J. Plant Physiol.* 15, 705-716.
- [175] Reichle, R., McLaughlin, D.B. & Entekhabi, D. (2001) Variational data assimilation of microwave radio-brightness observations for land surface hydrology applications. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing* 39, 1708-1718.
- [176] Riggs, G., & Hall, D.K. (2004) Snow Mapping with the MODIS Aqua Instrument, Proceedings of the 61st Eastern Snow Conference, 9-11 June, Portland, ME.
- [177] Riggs, G.A., Hall, D.K., Feind, R.E. & Welch, R. (1996) A comparative look at two algorithm for mapping snow cover from Earth Observing System Instruments. In Proceedings of the 53rd Eastern Snow Conference May 2-3, 1996, Willamburg, Virginia, 1-11.
- [178] Roerink, G.J., Su, B. & Menenti, M. (2000) S-SEBI A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics Chem. Earth (B)* 25(2), 147-157.
- [179] Rosenberg N. J., Blad B. L., & Verma S. B., (1983) *Microclimate - The biological environment*. John Wiley and Sons, New York, 495 pp.
- [180] Roth, K., Schulin R., Fluhler H., Attinger W. (1990) Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.* 26(10), 2267-2273.
- [181] Rouse, J.W., Haas, R.H., Shell, J.A., Deering D.W. & Harlan, J.C. (1974) Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. Final Report, Type III, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, 371 pp.
- [182] Sakai, R. K., Fitzjarrald, D. R. & Moore, K. E. (2001) Importance of Low-Frequency Contributions to Eddy Fluxes Observed over Rough Surfaces, *J. Appl. Meteorol.* 40(2), 178-192.
- [183] Sauer, T.J., Norman, J.M., Tanner, C.B. & Wilson, T.B. (1995). Measurement of heat and vapor transfer at the soil surface beneath a maize canopy using source plates. *Agric. For. Meteorol.*, 75: 161-189.
- [184] Schmugge, T.J., Kustas, W.P., Ritchie, J.C., Jackson, T.J. & Rango, A. (2002) Remote sensing in hydrology. *Adv. Water Res.* 25, 1367-1385.
- [185] Scott, C.A., Bastiaanssen, W.G.M. & Ahmad, M. (2003) Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 129(5), 326-335.
- [186] Seguin, B., Baelz, S., Monget, J.M. & Petit, V. (1982) Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. II: Résultats obtenus à partir de données satellites. *Agronomie* 2(2), 113-118.
- [187] Sellers, P., Hall, F., Kelly, R., Black, A., Baldocchi, D., Berry, J., Ryan, M., Ranson, J., Crill, P., Lettenmaier, D., Margolis, H., Cihlar, J., Newcomer, J., Fitzjarrald, D., Jarvis, P., Gower, S., Halliwell, D., Williams, D., Goodison, B., Wickland, D., & Guertin, F. (1997) BOREAS in 1997: experiment overview, scientific results, and future directions. *J. Geophys. Res.* 102, 28731-28769.
- [188] Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. & Dalcher, A. (1986) A Simplified Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Model. *J. Atmo. Sci.*, 43, 505-531.
- [189] Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D. & Bounoua, L. (1996) A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I. Model formulation. *J. Clim.* 9, 676-705.
- [190] Senatore, A. (2005) *Processi di trasferimento di energia e massa tra suolo, vegetazione ed atmosfera*. Tesi di dottorato, Dipartimento di Difesa del Suolo, Università della Calabria, Rende (CS), Italy, 172 pp.
- [191] Shuttleworth, W.J. & Wallace, J.S. (1985) Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111, 839-855.
- [192] Shuttleworth, W.J., & Calder., I.R. (1979) Has the Priestley-Taylor equation any relevance to the forest evaporation? *Journal of Applied Meteorology*, 18: 639-646.
- [193] Smith M., (1992) Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. FAO, Rome, Italy.

- [194] Snyder R. L., & Pruitt W. O., (1985) Estimating reference evapotranspiration with hourly data. In: "California Irrigation Management Information System", (Snyder R. L., Henderson D. W., Pruitt W. O., e Dong A. eds.), University of California, Davis.
- [195] Stewart, J. B. (1983) A discussion of the relationships between the principal forms of the combination equation for estimating evapotranspiration. *Ag. Meteorol.* 30:111-127.
- [196] Stewart, R.B. & Rouse., W.R. (1976) A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. *Water Resources Research*, 12(4): 623-628.
- [197] Stewart, J.B., Kustas, W.P., Humes, K.S., Nichols, W.D., Moran, M.S. & de Bruin, H.A.R. (1994) Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for eight semi-arid areas. *J. Appl. Meteorol.* 33, 1110-1117.
- [198] Strahler, A. H., Wanner, W., Schaaf, C. B. , Li, X. , Hu, B. , Muller, J.-P., Lewis, P. & Barnsley, M. J. (1996) MODIS BRDF/albedo product: Algorithm theoretical basis document, NASA EOS-MODIS Doc., Version 4.0, 252 pp.
- [199] Su, Z., Pelgrum, M. & Menenti, M. (1999) Aggregation effects of surface heterogeneity in land surface processes. *Hydrol. Earth Sys. Sci.* 3(4), 549-563.
- [200] Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W.P. & Massman, W.J. (2001) An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere. *J. Appl. Meteorol.* 40(11), 1933-1951.
- [201] Su, Z. (2002) The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences* 6(1), 85-99.
- [202] Su, H., McCabe, M.F., Wood, E.F., Su, Z. & Prueger, J.H. (2005) Modeling evapotranspiration during SMACEX: Comparing two approaches for local- and regional-scale prediction. *J. Hydrometeorol.* 6 (6), pp. 910-922.
- [203] Su, Z., Yacob, A., Wen, J., Roerink, G., He, Y., Gao, B., Boogaard, H. & van Diepen, C. (2003) Assessing relative soil moisture with remote sensing data: Theory, experimental validation, and application to drought monitoring over the North China Plain. *Physics Chem. Earth (B)* 28(1-3), 89-101.
- [204] Swinbank, W.C. (1951) Measurement of Vertical Transfer of Heat and Water Vapour by Eddies in the Lower Atmosphere. *J. Meteorol.* 8: 135-145.
- [205] Swinbank, W.C. (1955) Eddy Transports in the Lower Atmosphere, Tech. Paper No. 2, Division of Meteorological Physics, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Melbourne, Australia, 30 pp.
- [206] Tanaka, K. (2002) Multi-layer model of CO₂ exchange in a plant community coupled with the water budget of leaf surfaces. *Ecol. Model.* 147, 85-104.
- [207] Thom, A.S. (1975) Momentum, mass and heat exchange of plant communities, in *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1, Principles, ed. J. L. Monteith, Academic Press, London, UK, 57-109.
- [208] Thomas, C. & Foken, T. (2002) Re-evaluation of integral turbulence characteristics and their parameterisations. In: *Proceedings of the 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*. Am. Meteorol. Soc, Wageningen, The Netherlands, pp. 129-132.
- [209] Thornthwaite, C. W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geograph. Rev.*, 38, 55.
- [210] Tian, H., Mellilo, J.M., Kicklighter, D.W., McGuire, A.D. & Helfrich, J. (1999) The sensitivity of terrestrial carbon storage to historical climate variability and atmospheric CO₂ in the United States. *Tellus*, 51B, 414-452.
- [211] Topp, G.C., Davis, J.L. & Annan, A.P. (1980) Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res* 16(3), 574-582.
- [212] Turc, L. (1961) Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise a jour. (in French). *Ann. Agron.* 12:13-49.
- [213] Valentini, R. (2003), ed. *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*, Ecological Studies 163, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 450 p.
- [214] Valiente, J.A., Nunez, M., Lopez-Baeza, E. & Moreno, J.F. (1995) Narrow-band to broadband conversion for Meteosat-visible channel and broad-band albedo using both AVHRR-1 and -2 channels. *Int. J. Remote Sens.* 16(6), 1147-1166.
- [215] Valor, E. & Caselles, V. (1996). Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas. *Remote Sensing of Environment*, 57(3): 167-184.
- [216] Van de Griend, A.A. & Owe, M. (1993) On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *Int. J. Remote Sens.* 14, 1119-1131.
- [217] Vidal, A. (1991) Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data. *Int. J. Remote Sens.* 12, 2449-2460.

- [218] Walker, J. P., Houser, P. R. & Willgoose G. R.. (2004) Active microwave remote sensing for soil moisture measurement: a field evaluation using ERS-2. *Hydrol. Process.* 18, 1975-1997.
- [219] Walthall, C.L., Norman, J.M., Welles, J.M., Campbell, G. & Blad, B.L. (1985) Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetation canopies and bare soil surfaces. *Appl. Opt.* 24, 383-387.
- [220] Wan, Z. & Dozier, J. (1989) Land-surface temperature measurement from space: physical principles and inverse modeling, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 27, no. 3, pp. 268-278.
- [221] Wan, Z. & Li, Z.-L., (1997) A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 35, no. 4, pp. 980-996.
- [222] Wang, S., Grant, R.F., Versegny, D.L. & Black, T.A. (2001) Modelling plant carbon and nitrogen dynamics of a boreal aspen forest in CLASS—the Canadian Land Surface Scheme. *Ecol. Model.* 142, 135-154.
- [223] Wang, J., Sammis, T. W., Meier, C. A., Simmons, L. J., Miller, D. R. & Bathke, D. J. (2005), Remote Sensing Vegetation Recovery after Forest Fires using Energy Balance Algorithm. Sixth Symposium on Fire and Forest Meteorology, Canmore, Canada, 11 pp.
- [224] Warren, A.H. & Knoll, J.S. (1983) Characteristics of an internally illuminated calibration sphere. *Applied Optics* 22(24), 4004-4007.
- [225] Webb, E.K. (1970) Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 96, 67-90.
- [226] Webb, E.K., Pearman, G.I. & Leuning, R. (1980) Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 106, 67-90.
- [227] Wieringa, J. (1993) Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* 63 (4), 323-363.
- [228] Wegmuller U, Matzler C, Huppi R. & Schanda E. (1994) Active and passive microwave signature catalogue on bare soil (2 - 12 GHz). *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing* 32(3): 698 - 702.
- [229] Wigneron, J.-P., Olioso, A., Calvet, J.-C. & Bertuzzi, P. (1999) Estimating root-zone soil moisture from surface soil moisture data and soil-vegetation-atmosphere transfer modeling. *Water Resour. Res.* 35, 3735-3745.
- [230] Wilhite, D.A. & Glantz, M.H. (1985) Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water International* 10(3), 111-120.
- [231] Wilhite, D.A. (2000) Drought as a natural hazard: concepts and definitions. In *Drought: A Global Assessment*, edited by D.A. Wilhite, London (UK) / New York (USA), Routledge, pp. 3-18.
- [232] Williams, M., Rastetter, E.B., Fernandes, D.N., Goulden, M.L., Wofsy, S.C., Shaver, G.R., Melillo, J.M., Munger, J.W., Fan, S.-M. & Nadelhoffer, K.J. (1996) Modelling the soil-plant-atmosphere continuum in a *Quercus-Acer* stand at Harvard Forest: the regulation of stomatal conductance by light, nitrogen and soil/plant hydraulic properties. *Plant Cell Environ.* 19, 911-927.
- [233] Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, 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., Tenhunen J., Valentini R. & Verma S. (2002) Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agr. For. Met.* 113, 223-243.
- [234] Xie, P., Janowiak J.E., Arkin P.A., Adler R., Gruber A., Ferraro R., Huffman G.J. & Curtis S. (2003) GPCP pentad precipitation analyses: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J. Climate* 16, 2197-2214.
- [235] Yapo, P.O., Gupta, H.V. & Sorooshian, S. (1998) Multiobjective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* 204, 83-97.
- [236] Zavala, M.A. (2004) Integration of drought tolerance mechanisms in Mediterranean sclerophylls: a functional interpretation of leaf gas exchange simulators. *Ecol. Model.* 176, 211-226.
- [237] Zhang, Y., Grant, R.F., Flanagan, L.B., Wang, S. & Versegny, D.L. (2005) Modelling CO₂ and energy exchanges in a northern semiarid grassland using the carbon- and nitrogen-coupled Canadian Land Surface Scheme (C-CLASS). *Ecol. Model.* 181, 591-614.