



Ministero dell'Istruzione,  
dell'Università e della  
Ricerca



Università degli Studi  
di Palermo



Dipartimento ITAF,  
Ingegneria  
e Tecnologie Agroforestali

# Misura e Modellazione degli Scambi Idrici nel Sistema Continuo SPA e approfondimenti sulle Funzioni di Stress Idrico: Applicazione alla coltura dell'Olivo

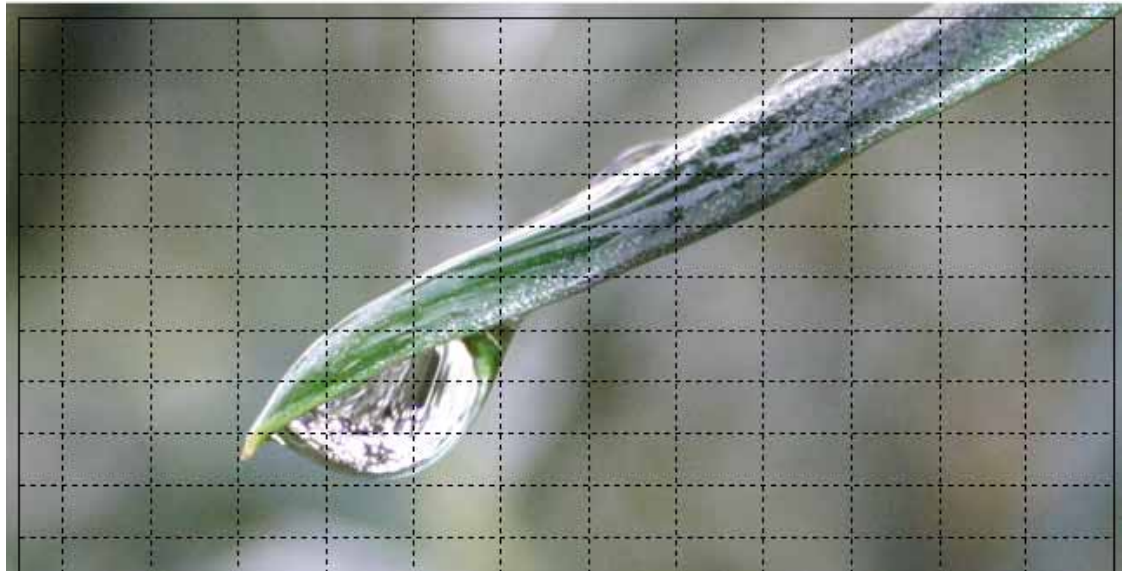
Tesi per il conseguimento del titolo di dottorato di ricerca in Idronomia Ambientale

**Dottorando**  
*Giovanni Rallo*

**Coordinatore**  
*Ch.mo Prof. Giuseppe Giordano*

**Tutor**  
*Prof. Giuseppe Provenzano*

**Cotutor**  
*Prof. Carmelo Agnese*  
*Ing. Mario Minacapilli*







Università degli Studi di  
Palermo



Ministero dell'Istruzione,  
dell'Università e della Ricerca



Dipartimento ITAF, Ingegneria  
e Tecnologie Agroforestali

**DOTTORATO DI RICERCA IN IDRONOMIA AMBIENTALE**  
S. S. D. AGR/08

**Misura e Modellazione degli Scambi Idrici nel Sistema  
Continuo SPA e approfondimenti sulle Funzioni di Stress  
Idrico: Applicazione alla coltura dell'Olivo**

**Tesi per il conseguimento del titolo**

Dottorando  
Giovanni Rallo

Coordinatore  
*Ch.mo Prof. Giuseppe Giordano*

Tutor  
*Prof. Giuseppe Provenzano*

Cotutor  
*Prof. Carmelo Agnese*

*Ing. Mario Minacapilli*

**A.A. 2009-2010**



# Indice

<b>Introduzione .....</b>	<b>7</b>
<i>Bibliografia.....</i>	<i>9</i>
<b>Il sistema continuo Suolo - Pianta - Atmosfera (SPA): <i>Analisi compartimentale e relazioni idriche</i> .....</b>	<b>11</b>
<i>Bibliografia.....</i>	<i>28</i>
<b>Il sistema continuo Suolo – Pianta - Atmosfera (SPA): <i>Metodologie per il monitoraggio dello stato idrico</i> .....</b>	<b>31</b>
2.1 <i>Metodologie di monitoraggio dello stato idrico del suolo.....</i>	<i>31</i>
2.2 <i>Metodologie di monitoraggio dello stato idrico della pianta .....</i>	<i>40</i>
2.3 <i>Sistemi per il monitoraggio dei flussi evapotraspirativi e della componente traspirativa.....</i>	<i>54</i>
<i>Bibliografia.....</i>	<i>67</i>
<b>Modellizzazione degli scambi idrici nel sistema continuo Suolo - Pianta - Atmosfera (SPA): <i>I modelli agroidrologici SWAP e FAO 56</i> .....</b>	<b>77</b>
<i>Premessa.....</i>	<i>77</i>
3.1 <i>Il modello SWAP.....</i>	<i>79</i>
3.2 <i>Il modello FAO .....</i>	<i>84</i>
<i>Bibliografia.....</i>	<i>90</i>
<b>Risposta della pianta allo stress idrico: <i>Background teorico e modellizzazione macroscopica</i> .....</b>	<b>93</b>
<i>Bibliografia.....</i>	<i>105</i>
<b>Descrizione dell'area di studio e layout sperimentale .....</b>	<b>109</b>
5.1 <i>Descrizione dell'area di studio .....</i>	<i>109</i>
5.2 <i>Caratterizzazione agro-climatica .....</i>	<i>111</i>
5.3 <i>Acquisizione dei calendari irrigui.....</i>	<i>114</i>
5.4 <i>Determinazione dei parametri fisici del suolo .....</i>	<i>115</i>
5.5 <i>Determinazioni dei parametri biofisici e colturali dell'olivo.....</i>	<i>116</i>
5.6 <i>Monitoraggio dello stato idrico del suolo.....</i>	<i>117</i>
5.7 <i>Monitoraggio dello stato idrico della pianta e dei flussi evapotraspirativi..</i>	<i>120</i>
<i>Bibliografia.....</i>	<i>126</i>
<b>Risultati e discussioni: <i>Caratterizzazione biofisica e monitoraggio dello stato idrico del sistema continuo SPA</i> .....</b>	<b>129</b>

---

6.1 Caratterizzazione fisica dei suoli.....	129
6.2 Monitoraggio dello stato idrico del suolo.....	132
6.3 Parametrizzazione agronomica e biofisica della coltura.....	136
6.4 Monitoraggio dello stato idrico della pianta .....	140
Bibliografia.....	148
<b>Risultati e discussioni: Analisi della dinamica dei flussi evapotraspirativi e studio delle relazioni idriche nel sistema continuo SPA.....</b>	<b>151</b>
Bibliografia.....	156
<b>Risultati e discussioni: Risposta dell'olivo al deficit idrico e validazione delle funzioni di stress .....</b>	<b>157</b>
Bibliografia.....	166
<b>Risultati e discussioni: Applicazione e validazione dei modelli di bilancio idrico FAO 56 e SWAP .....</b>	<b>169</b>
Premessa .....	169
9.1 Parametrizzazione dei modelli SWAP e FAO 56 .....	169
9.2 Applicazione e validazione dei modelli.....	171
<b>Conclusioni.....</b>	<b>175</b>

## Introduzione

Gli effetti negativi dovuti ai periodi di aridità che caratterizzano i Paesi del bacino del Mediterraneo (Rebetez et al. 2006) determinano nel suolo una ridotta disponibilità di acqua per le piante e quindi l'insorgenza inevitabile di una forma importante di stress abiotico (Nielsen et al., 1996).

In particolare, nel bacino del Mediterraneo l'aridità ambientale viene ancor più accentuata da fattori climatici poiché, in corrispondenza del periodo estivo, alle scarse o assenti precipitazioni sono associate elevate temperature che si traducono in un aumento della domanda evapotraspirativa dell'atmosfera. Tali effetti sono più marcati nelle regioni semiaride del bacino del Mediterraneo e più in particolare nella regione sud-orientale della penisola iberica, nell'intero Mezzogiorno italiano, nella Sardegna, nella Corsica, nella Grecia e nella gran parte della Turchia meridionale e centrale.

In questi ambienti l'aridità può avere serie conseguenze negative sul funzionamento e sull'efficienza degli ecosistemi, siano essi naturali o agrari. In un ecosistema naturale la pressione ambientale influenza molto la biodiversità, in quanto in tali condizioni solo le specie in grado di sviluppare strategie come la resistenza, l'evitanza o la tolleranza alla condizione di stress hanno maggiori possibilità di sopravvivere. In un agro-ecosistema, invece, i periodi di deficit idrico che si verificano all'interno del ciclo colturale rendono necessaria l'adozione di adeguate strategie di gestione delle risorse idriche in agricoltura.

Le risposte delle piante allo stress idrico sono state ampiamente studiate, soprattutto a causa dei loro effetti inibitori sulla produttività degli ecosistemi naturali ed agricoli. Forse il fatto più importante è che uno dei primi processi influenzati dallo stress idrico è l'assorbimento di acqua nelle cellule al fine di favorire i processi di distensione delle pareti cellulari e quindi l'accrescimento dei tessuti vegetali (Salisbury, 1998).

L'analisi della risposta della pianta alle condizioni di deficit idrico è di difficile interpretazione e la causa può essere imputata al comportamento caotico che si riscontra nei processi di scambio idrico che si verificano tra il suolo, la pianta e l'atmosfera (Baldocchi, 1994). La complessità caotica è dovuta, non soltanto al notevole numero di variabili che entrano in gioco, ma soprattutto ai fenomeni di autoregolazione interna che si verificano tra le diverse componenti del sistema stesso. In particolare, la pianta, in virtù della capacità di mettere in atto espedienti volti a resistere, evitare o tollerare le condizioni di deficit idrico, non può essere considerata come un semplice elemento idraulico continuo che mette in connessione l'acqua presente nel suolo con il vapore acqueo contenuto nell'atmosfera. A tale scopo l'analisi del sistema continuo Suolo-Pianta-Atmosfera rappresenta l'approccio

scientificamente più valido per la descrizione degli scambi idrici tra questi comparti. All'interno del sistema continuo SPA l'assorbimento di acqua da parte delle radici è influenzata dalla diffusione di questa nell'atmosfera, ma anche dalla velocità con cui l'acqua può muoversi dal suolo alle radici. Così la velocità di traspirazione dipende non solo dall'apertura stomatica e dai fattori atmosferici che influenzano la traspirazione, ma anche dalla velocità con cui l'acqua viene assimilata per via radicale. Al fine di semplificarne lo studio, le relazioni idriche esistenti tra i comparti del sistema SPA sono state interpretate anche sulla base di analogie con altri sistemi fisici, quale può essere un circuito elettrico e nel quale il movimento dell'acqua è governato da regole analoghe a quelle che regolano il flusso di corrente elettrica, come descritto dalla legge di Ohm.

Gli avanzamenti tecnico-scientifici nella micrometeorologia, nella misura dei flussi traspirativi, nella spettrometria e nel monitoraggio dei contenuti idrici del suolo, permettono di poter studiare in dettaglio il comportamento dei singoli comparti del sistema SPA. Secondo un approccio olistico, le conoscenze acquisite sulle relazioni idriche tra i tre comparti del sistema SPA, possono essere integrate attraverso formulazioni matematiche, che sono pertanto offerte come strumento per rispondere ai due fondamentali interrogativi che sono alla base dell'irrigazione di precisione: Quando e quanto irrigare. A tale scopo i modelli integrati di bilancio agro-idrologico, forniscono consigli utilizzabili nell'applicazione funzionale dell'acqua irrigua, nel rispetto sia dei vincoli fisiologici legati alla sensibilità agli stress idrici della coltura, che di quelli imposti dalla natura fisica del suolo (D'Urso, 2009).

Con riferimento al comparto "pianta" nel sistema SPA, particolare importanza riveste la risposta alle condizioni di deficit idrico. Nei modelli di simulazione agroidrologica, di solito tale risposta viene implementata nei processi di attingimento idrico da parte delle radici, importanti per l'ottenimento dei flussi traspirativi effettivi a partire da quelli potenziali. Lo studio di questi processi è di rilevante importanza soprattutto in ambienti dove gli apporti idrici non risultano ottimali e nei quali pertanto sussiste, per buona parte del ciclo fenologico colturale, una condizione di stress idrico.

Nasce pertanto la necessità di verificare sperimentalmente la rispondenza delle funzioni di stress idrico in ambienti come quello Mediterraneo, nel quale la condizioni deficitarie di umidità del suolo perdurano nel corso del ciclo fenologico della coltura.

Nel presente studio, dopo aver analizzato in dettaglio i comparti del sistema continuo Suolo-Pianta-Atmosfera, descritto analiticamente i processi di scambio idrico che si sviluppano all'interno di ciascun comparto e presentato le più innovative tecniche per il monitoraggio dello stato idrico, viene affrontata la tematica relativa alle funzioni di stress.

Con riferimento alla coltura dell'olivo, viene in particolare approfondito l'effetto di diverse schematizzazioni della funzione di stress attraverso misure



di campo legate allo stato idrico del suolo (contenuti idrici e potenziali matriciali) e della pianta (potenziali xilematici e flussi traspirativi).

Viene inoltre verificata la possibilità applicativa a scala puntuale sia di un modello agroidrologico a fondamento fisico, SWAP (van Dam, 2000), che della procedura semplificata descritta nel quaderno FAO n. 56 (Allen, 1996). A tale scopo, viene eseguita la validazione degli stessi modelli mediante confronto misurato-simulato dei regimi di umidità del suolo, dei flussi evapotraspirativi, misurati con uno scintillometro, e di quelli traspirativi acquisiti direttamente sulla pianta con la tecnica sap-flow.

Nella presente tesi è infine presentata una banca dati basata su osservazioni sperimentali di pieno campo inerenti la variabilità temporale dei principali parametri biofisici della coltura, che intervengono nella descrizione dei processi di scambio idrico nel sistema SPA.

## Bibliografia

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper (56), Rome, Italy.

Baldocchi, D., 1994. An analytical solution for coupled leaf photosynthesis and stomatal conductance models. *Tree Physiol.* 14: 1069-1079.

D'Urso, G., Palladino P., 2009 Simulazione dell'attingimento radicale in condizioni di diversa disponibilità idrica. IX Convegno Nazionale dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria. Ischia.

Nielsen, E. T., Orcutt D. M. 1996. *Physiology of Plants under stress: abiotic factor.* JOHN WILEY & SONS, INC.

Rebetz, M., O. Dupont, M. Giroud. 2006. An analysis of the July 2006 heat wave extent in Europe compared to the record year of 2003. *Theoretical and Applied Climatology.*

Salisbury Frank B. - Ross Cleon W.. 1998. *Fisiologia vegetale.* Zanichelli.

van Dam, J.C., J. Huygen, J.G. Wesseling, R.A. Feddes, P. Kabat, P.E.V. van Walsum, P. Groenendijk and C.A. van Diepen, 1997. Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment. Wageningen University and Alterra. Technical Document.45.



### **Il sistema continuo Suolo - Pianta - Atmosfera (SPA): *Analisi compartimentale e relazioni idriche***

Quando si cerca di spiegare razionalmente le relazioni funzionali osservate in un dato sistema biologico nasce spontanea la necessità di schematizzare il sistema nei blocchi che lo costituiscono, rappresentati dai "compartimenti", che possono essere regioni ideali o reali dello spazio, costituenti chimici del sistema biologico, ecc. Oltre ai vari compartimenti, un sistema complesso viene definito anche dalle connessioni che intercorrono tra i compartimenti stessi (Vismara, 1992). L'approccio compartimentale per lo studio di sistemi biologici complessi può essere inoltre discreto, rappresentando i compartimenti in numero finito e ben distinti tra loro. In ecofisiologia, quando si vogliono analizzare le complesse interazioni idriche che avvengono all'interno degli ecosistemi, siano essi naturali che agrari, si fa riferimento al concetto di continuo suolo-pianta-atmosfera (SPA).

Il pioniere del concetto di Suolo - Pianta - Atmosfera come sistema termodinamicamente continuo è stato R. Philip (1946). La definizione classica di SPA proposta dall'Autore recita: *"Because water is generally free to move across the plant-soil, soil atmosphere and plant-atmosphere interfaces, it is necessary and desirable to view the water transfer system in the three domains of soil, plant and atmosphere, as a whole"*. È possibile pertanto studiare in modo isolato i diversi compartimenti del sistema, anche se, per un'accurata valutazione delle relazioni idriche dell'intera pianta in un ecosistema, è senz'altro preferibile considerare il sistema continuo SPA.

Per quanto detto fin adesso, lo studio del moto dell'acqua all'interno del sistema SPA viene affrontato facendo riferimento ad un unico sistema continuo nel quale, per effetto di una forza motrice, una parte dell'acqua presente nel suolo viene assorbita dalle radici, attraversa la pianta, entra in parte in questa come costituente e giunge infine alle foglie dove evapora e si diffonde nell'atmosfera; quest'ultimo processo biofisico prende il nome di traspirazione (Nobel, 2005). In ogni momento della giornata, la pianta traspira acqua verso l'atmosfera e la rimpiazza assorbendola dal suolo attraverso le radici. Inoltre, questo flusso liquido favorisce anche l'assorbimento ed il trasporto dei soluti che contribuiscono alla nutrizione minerale.

All'interno della pianta l'acqua muove seguendo i percorsi illustrati in fig 1.1 (Cruiziat and Tyree, 1990). L'acqua dal suolo entra attraverso i capillari radicali (parte attiva delle radici), localizzati sulle cellule dell'epidermide delle radici e muove radialmente verso il cilindro centrale che include il sistema conduttore ascensionale, lo xilema.



due porzioni spesso confuse tra loro e irregolari, corrispondenti a due successivi periodi di attività vegetativa, in stretta dipendenza da fattori ambientali. Inoltre la presenza delle branche induce la formazione di zone privilegiate di fasci conduttori che determinano costolature già evidenti sin dai primi anni di vita e che danno successivamente vita alle caratteristiche corde, che rivestono, con andamento irregolare il tronco sin dalla base, allontanando sempre più la sua sezione trasversale da quella circolare.

Nello xilema il trasporto dell'acqua avviene senza l'intervento attivo di questo tessuto, nel senso cioè che nessuna attività metabolica è in genere richiesta per l'ascesa della linfa. La teoria che spiega l'ascesa dell'acqua all'interno dello xilema prende il nome di "teoria della coesione-tensione". Essa si fonda su tre elementi basilari: la forza motrice, l'idratazione (adesione) e la coesione dell'acqua. La forza motrice è il gradiente di potenziale idrico decrescente dal suolo all'atmosfera, attraverso la pianta. L'idratazione è il processo che contribuisce, soprattutto a livello fogliare, alla costituzione di un "buffer" idrico per il processo traspirativo e dipende dalle forze di adesione tessuto-acqua. La forza di coesione rappresenta la vera chiave del sistema, permettendo di trasmettere gli sforzi tensionali generati dal processo traspirativo, lungo la colonna di acqua che si trova all'interno della via conduttrice.

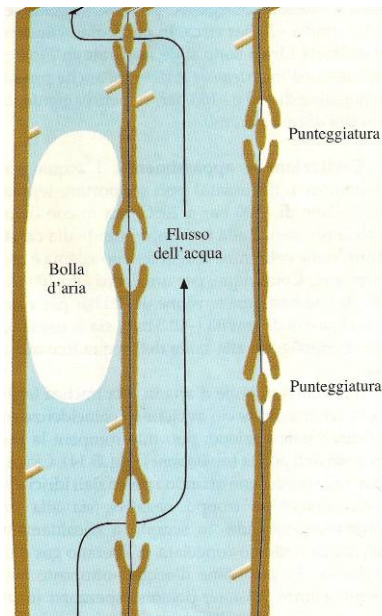


Figura 1.3 - Percorso della linfa grezza attorno ad un elemento xilematico bloccato da un embolo

spostandosi, grazie a delle particolari strutture denominate punteggiature, negli elementi tracheali adiacenti, come mostrato in fig. 1.3.

Pertanto, l'acqua nello xilema può sopportare effettivamente grandi pressioni negative [Kirkham, 2002], grazie soprattutto a particolari ispessimenti delle tracheidi e degli elementi vasali, che impediscono alle pareti dello xilema di collassare sotto l'effetto di questa tensione. Comunque, l'acqua sotto tensione si trova in uno stato fisicamente metastabile e infatti, via via che la tensione nello xilema aumenta, i gas presenti nell'acqua tendono a formare bolle all'interno della colonna d'acqua: il fenomeno prende il nome di *cavitazione* o *embolia*. L'espansione di queste bolle blocca il flusso all'interno dell'elemento vasale cavitato, ma poiché tutti i condotti idrici sono interconnessi alle pareti, la cavitazione di un vaso o di una tracheide non interrompe in modo definitivo lo spostamento dell'acqua, che può circolare intorno alla zona di blocco

L'analisi delle principali forze motrici che intervengono nel trasporto dell'acqua all'interno del sistema SPA porta in evidenza i gradienti di potenziale nel suolo,  $\Delta\psi_s$ , le differenze di potenziale xilematico,  $\Delta\psi_x$ , nelle radici e nel fusto e i gradienti di potenziale idrico,  $\Delta\psi_a$ , dagli spazi aeriferi della foglia all'atmosfera. Naturalmente, l'acqua nel suo movimento all'interno dei diversi comparti del sistema incontra resistenze o viene trattenuta all'interno di alloggi che possono essere paragonati a dei capacitori. Risulta pertanto utile, per lo studio delle relazioni idriche esistenti tra i componenti del continuo Suolo-Pianta-Atmosfera, istituire un'analogia dello stesso con un circuito elettrico, nel quale il flusso idrico nella pianta è descritto attraverso una rete di potenziali, di resistenze e di capacitanze, come illustrato in fig. 1.4 (Larcher, 2001).

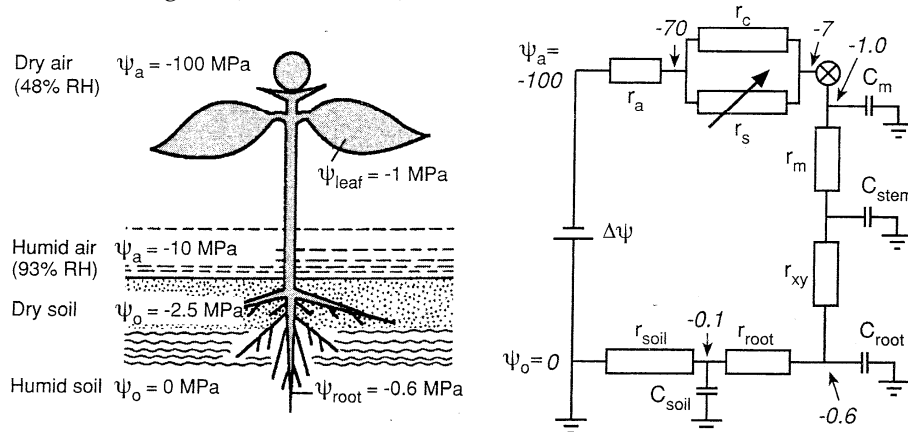


Figura 1.4 - Continuum suolo-pianta-atmosfera (SPA) ed analogia con circuito elettrico ( $\psi_o$ : potenziale matriciale del suolo;  $\psi_a$ : potenziale idrico dell'aria;  $r_{soil}$ : resistenza idraulica nel suolo;  $r_{root}$ : resistenza idraulica radicale;  $r_{xy}$ : resistenza idraulica xilematica;  $r_m$ : resistenza idraulica mesofillo fogliare;  $r_s$ : resistenza stomatica;  $r_c$ : resistenza cuticolare;  $r_a$ : resistenza dello strato limite;  $C_{soil}$ : capacitance idraulica del suolo;  $C_{root}$ : capacitance idraulica delle radici;  $C_{stem}$ : capacitance idraulica degli elementi assili;  $C_m$ : capacitance idraulica del mesofillo (Larcher. *Physiological Plant Ecology*, 2001)

Il potenziale idrico totale, usato per quantificare e confrontare livelli energetici di acqua nel continuo SPA, è definito come l'energia libera dell'acqua per unità di volume [ $J m^{-3}$ ]. Tale unità è equivalente all'unità di pressione espressa in Pascal ( $1 Pa = 1 N m^{-2}$ ), solitamente utilizzata dai fisiologi vegetali. Lo stato a cui si fa riferimento per definire il potenziale idrico è quello relativo all'acqua pura a temperatura e pressione ambientale; in generale il potenziale idrico all'interno delle cellule è negativo, poiché l'acqua pura ha un potenziale maggiore di quello presente all'interno delle cellule. In accordo alla definizione di potenziale di riferimento, il potenziale idrico risulta proporzionale al lavoro richiesto per spostare una mole di acqua pura a pressione e temperatura ambientale a un altro stato alla stessa temperatura.

Per una chiara trattazione in termini energetici dello stato idrico del sistema SPA, risulta utile individuare quattro tipi di potenziali, a seconda del comparto in cui l'acqua si trova. In particolare possiamo distinguere il potenziale dell'acqua nel suolo,  $\Psi_s$ , nello xilema  $\Psi_x$ , nel simplasto,  $\Psi_c$ , e nell'atmosfera,  $\Psi_a$ . Allo stesso modo si distinguono le relazioni idriche che regolano il moto dell'acqua all'interno del suolo, della pianta e dell'interfaccia con l'atmosfera.

Analicamente il potenziale dell'acqua nel suolo può essere suddiviso nelle seguenti componenti:

$$\Psi_s = \Psi_m + \Psi_\pi + \Psi_p + \Psi_g \quad (1.1)$$

dove i termini  $\Psi_m$ ,  $\Psi_\pi$ ,  $\Psi_p$ ,  $\Psi_g$  rappresentano rispettivamente gli effetti della matrice, dei soluti, della pressione e della gravità sull'energia libera dell'acqua (Kirkham, 2005). La componente matriciale del potenziale totale è legata alle forze di adesione e di adsorbimento che si manifestano in maniera interattiva nella matrice solida del suolo. Come conseguenza di tali forze l'acqua viene trattenuta e il suo potenziale è negativo, cioè minore di quello dell'acqua "libera", per definizione assunto pari a zero.

Il potenziale di pressione,  $\Psi_p$ , è generato dalla presenza di acqua libera che occupa tutti gli spazi vuoti del terreno. Questo potenziale può considerarsi nullo oppure positivo in quanto l'acqua presente nei macropori non è soggetta a tensione.

Il potenziale osmotico,  $\Psi_\pi$  è generato dalla tensione osmotica con cui un soluto lega l'acqua. L'acqua nel terreno non è mai allo stato puro, bensì è una soluzione in cui le molecole e gli ioni disciolti esercitano forze di attrazione elettrostatica sulle molecole d'acqua riducendone l'attività. La tensione osmotica è sempre negativa.

Il potenziale di gravità è generato dalla posizione relativa dell'acqua nel campo gravitazionale. Questa componente è di limitata importanza in quanto i dislivelli geometrici che le piante devono superare sono generalmente modesti e in ogni modo non è d'interesse in ambito agronomico. La sua incidenza diventa infatti rilevante solo per alberi alti decine di metri, in quanto il potenziale gravitazionale diminuisce di 100 kPa ogni 10 metri d'altezza.

La relazione empirica che lega i contenuti idrici del suolo al potenziale è rappresentabile graficamente attraverso la *curva di ritenzione idrica*. Ogni terreno è caratterizzato da una propria curva che può essere costruita su scala logaritmica, usando come ordinata il potenziale idrico matriciale, come mostrato in fig. 1.5. La curva può determinarsi sperimentalmente misurando il potenziale matriciale corrispondente a diversi valori di contenuto idrico, utilizzando differenti metodi. In genere il contenuto idrico si determina per essiccazione di un campione di terreno in stufa e il potenziale, nel campo dei

valori prossimi alla saturazione, con metodi tensiometrici. Per i valori più bassi del contenuto idrico si utilizzano invece metodi pressimetrici. L'andamento della curva offre una visione d'insieme delle proprietà idrologiche, rappresentate dalla capacità idrica massima, dalla capacità di campo e dal coefficiente di appassimento.

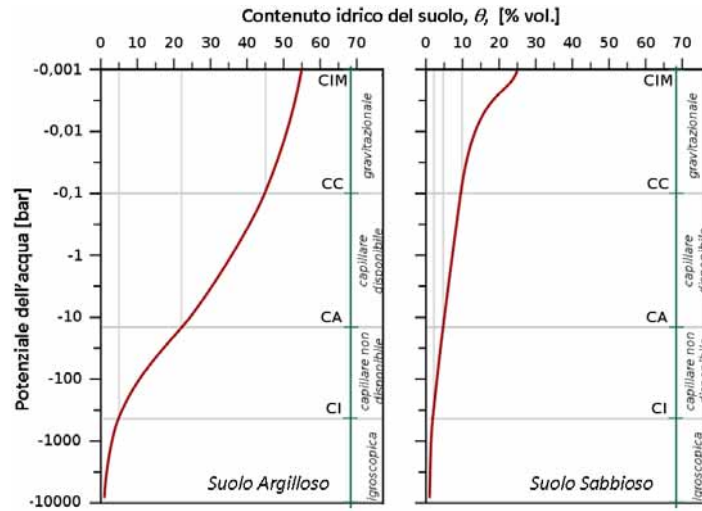


Figura 1.5 – Esempi di curva di ritenzione idrica per un suolo argilloso e per un suolo sabbioso

La capacità idrica massima (CIM) è il valore di umidità corrispondente alla completa saturazione del terreno,  $\theta$ . Per convenzione si assume che il potenziale idrico a questo valore di umidità sia nullo. Quando il terreno è alla capacità idrica massima la tensione matriciale è nulla e le piante assorbono l'acqua contenuta nei macropori, soggetta esclusivamente alla forza di gravità. La capacità di campo (CC) è il valore di contenuto idrico,  $\theta_c$ , corrispondente alla piena saturazione dei micropori e all'assenza totale di acqua nei macropori. Sul valore del potenziale idrico associato alla capacità di campo gli Autori non concordano universalmente. Alcune fonti propongono un potenziale idrico di -10 kPa, altri valori differenti dipendenti dal tipo di terreno, ad esempio, da -6 kPa di un terreno sabbioso a -30 kPa di un terreno argilloso, altri ancora -33 kPa. In generale la letteratura riporta comunque valori compresi fra -10 kPa e -30 kPa. Il terreno con contenuto idrico pari alla capacità di campo è considerato generalmente in condizioni ottimali, in quanto tale valore rappresenta il punto di incontro fra le esigenze di disponibilità d'acqua e d'aria, quelle relative all'immagazzinamento di riserve idriche stabili oltre che di quelle che attengono all'energia spesa dalle piante nell'assorbimento idrico. I volumi di acqua presenti nel suolo quando il contenuto idrico è maggiore della capacità di campo, essendo soggetti a percolazione profonda non si conservano stabilmente nel terreno e sottraggono spazio all'aria, ugualmente indispensabile per la maggior parte delle piante.



Il coefficiente di appassimento (o avvizzimento) rappresenta quel valore di contenuto idrico del suolo,  $\theta_{pa}$ , in corrispondenza del quale convenzionalmente le piante non riescono più ad estrarre l'acqua contenuta nel suolo. In queste condizioni, in assenza di meccanismi di adattamento xerofitici, le piante entrano in una condizione di stress forte. Il coefficiente di avvizzimento è impropriamente definito come una costante del terreno, anche se in realtà il suo valore dipende - oltre che dal terreno - anche dalla specie vegetale. La maggior parte delle piante, tuttavia, manifesta sintomi di avvizzimento a valori di potenziale idrico compresi fra -1500 kPa e -2500 kPa (Giardini, 2003), anche se ci sono piante alofite o xerofite che possono assorbire l'acqua fino a potenziali di -17500 kPa (Larcher, 2003). Va tuttavia considerato che il potenziale idrico del suolo varia secondo una scala logaritmica e la differenza di contenuto idrico in questo intervallo di variazione dei potenziali è modesta al punto da poter considerare il coefficiente di avvizzimento una costante propria del terreno. L'acqua contenuta in eccesso, rispetto a questo valore, è considerata disponibile per la pianta, mentre invece, al di sotto di tale valore è invece presente acqua capillare non disponibile, che può essere sottratta al terreno solo per evaporazione spontanea o per essiccazione in stufa.

Il coefficiente igroscopico (CI) è quel valore in corrispondenza del quale il contenuto idrico del suolo è in equilibrio con quello dell'aria. L'umidità al punto igroscopico viene anche denominato contenuto idrico residuo,  $\theta$ . Il potenziale idrico, corrispondente al coefficiente igroscopico, oscilla fra -10000 kPa e -100000 kPa in funzione dell'umidità relativa dell'aria. Questa costante idrologica non ha alcuna importanza sotto l'aspetto agronomico in quanto definisce una condizione ambientale proibitiva per la generalità delle piante.

Con il terreno al coefficiente igroscopico è stata persa tutta l'acqua capillare; resta solo uno strato adsorbito sui colloidi e trattenuto con tensioni molto alte (in valore assoluto) che neppure l'evaporazione può allontanare: solo un abbassamento dell'umidità relativa dell'aria o un aumento della temperatura può sottrarre ulteriori quantitativi d'acqua. L'umidità presente al di sotto del coefficiente igroscopico si può infatti allontanare essiccando il terreno in stufa ad oltre 100 °C per 1-2 giorni; tuttavia i volumi idrici persi dal suolo vengono riacquistati per igroscopicità, quando il campione di terra è riportato alle condizioni ambientali ordinarie.

Le costanti idrologiche del terreno definiscono i limiti fra intervalli di umidità che procedendo da potenziali alti a potenziali bassi, sono denominati rispettivamente acqua gravitazionale, capillare disponibile, capillare non disponibile ed igroscopica.

L'acqua gravitazionale è quella frazione di volume idrico per unità di volume di suolo, compresa fra la capacità di campo e la capacità idrica massima. L'acqua gravitazionale ha un potenziale alto (da -10÷-30 kPa a 0

kPa) e può perciò essere sottratta per effetto della forza di gravità (percolazione), dell'assorbimento radicale e dell'evaporazione diretta.

L'acqua capillare disponibile è quella frazione di volume idrico per unità di volume di suolo compresa fra il coefficiente di avvizzimento e la capacità di campo.

Il potenziale idrico è relativamente alto (da -1500÷-2500 kPa a -10÷-30 kPa) e l'acqua è trattenuta dal suolo per effetto di adesione e di adsorbimento superficiale. L'acqua capillare infatti è trattenuta per capillarità e può essere allontanata solo con l'assorbimento radicale e con l'evaporazione diretta. Si tratta della frazione di maggiore interesse agronomico, in quanto trattenuta stabilmente dal terreno e resa disponibile alle piante. I tempi di esaurimento dell'acqua capillare dipendono dall'intensità dei processi evapotraspirativi.

Un aspetto importante da tenere in considerazione è che, nel corso del suo esaurimento, l'acqua disponibile residua è trattenuta con tensioni via via più alte, che fanno scendere il potenziale idrico da -10÷-30 kPa a -1500÷-2500 kPa. Dal momento che in prossimità del coefficiente di avvizzimento le piante manifestano già uno stato di sofferenza, i diversi Autori distinguono spesso due frazioni dell'acqua disponibile: una trattenuta a potenziali alti (acqua o riserva facilmente utilizzabile), l'altra trattenuta a potenziali bassi. Il limite critico che separa queste due frazioni non è ben definito e varia da coltura a coltura, soprattutto in relazione alla fase fenologica e alle esigenze fisiologiche specifiche. In generale, per le colture più esigenti, si considera facilmente utilizzabile la quota superiore al 70-80% dell'acqua disponibile, per le colture mediamente esigenti la quota superiore al 60-70% e per quelle più resistenti la quota superiore al 40-50% (Giardini, 2002).

L'acqua capillare non disponibile è quella frazione di volume idrico immagazzinato nel suolo e compresa fra il coefficiente di avvizzimento e il coefficiente igroscopico, trattenuta quindi con potenziali che vanno da un massimo di -1500÷-2500 kPa ad un minimo di -10000÷-100000 kPa. Questa frazione non ha interesse agronomico in quanto solo alcune piante a forte adattamento xerofitico riescono ad utilizzarne una parte. Al di fuori di questi casi particolari, l'acqua non disponibile è allontanata dal terreno solo per evaporazione. Infine, l'acqua igroscopica rappresenta quella frazione di umidità che resta nel terreno quando raggiunge il coefficiente igroscopico, trattenuta a potenziali molto bassi in virtù dell'igroscopicità del terreno. Condizioni di questo genere si raggiungono solo in caso di marcata aridità, in genere negli strati più superficiali del suolo e in ogni modo rappresentano contesti che esulano dagli ambiti agronomici.

Particolare importanza, in ambito eco-fisiologico, riveste la quantità di acqua presente nel suolo e disponibile per il processo traspirativo della pianta (Lascapè et al., 1998). Il quantitativo di acqua totale disponibile per la traspirazione (TTSW) rappresenta la riserva idrica del suolo compresa tra un valore minimo ( $\theta_{min}$ ) e massimo ( $\theta_c$ ) di contenuto idrico dalla superficie del

suolo alla profondità effettiva delle radici (*ERD*). In termini analitici, l'acqua totale disponibile per la traspirazione è data:

$$TTSW = \int_0^{ERD} (\theta_{fc} - \theta_{min}) dz \quad (1.2)$$

Come constatato da Ritchie (1981), i limiti di contenuto idrico che definiscono *TTSW* dipendono non solo dalle caratteristiche fisiche del suolo, ma anche dalla pianta. Tuttavia, il limite superiore della *TTSW* può essere riferito al contenuto idrico del suolo corrispondente alla capacità di campo (Pellegrino et al., 2004), mentre più articolata risulta la determinazione del limite inferiore,  $\theta_{min}$ . In particolare, a differenza del valore corrispondente al punto di appassimento,  $\theta_{min}$  tiene conto dell'abilità della pianta ad estrarre acqua dal suolo (Ratliff et al., 1983), la quale può essere limitata, oltre che da una risposta fisiologica, anche da una bassa densità radicale (Lacape et al., 1998). Tale valore di solito risulta più alto del punto di appassimento dato che, al di sotto di una certa profondità, la densità delle radici diviene il fattore limitante per l'estrazione dell'acqua dal suolo (Pellegrino et al., 2004). Al contrario, in certi casi, tale valore può risultare inferiore al punto di appassimento, soprattutto negli strati superficiali come conseguenza della perdita di acqua per evaporazione (Pellegrino et al., 2004). Per la determinazione in campo dei due valori estremi di contenuto idrico del suolo, necessari per la definizione dell'acqua totale disponibile per la traspirazione, si possono prendere in considerazione il massimo ed il minimo contenuto idrico del suolo misurato ad ogni profondità durante un periodo umido, per quanto riguarda  $\theta_c$ , e durante la stagione di crescita culturale per quanto concerne  $\theta_{min}$  (Pellegrino et al., 2006). La frazione di acqua disponibile per il processo traspirativo in un determinato istante, viene invece definito come il rapporto tra l'acqua attualmente disponibile (*ASW<sub>i</sub>*) e *TTSW*:

$$FTSW_i = \frac{ASW_i}{TTSW} = \frac{\int_0^{ERD} (\theta_i - \theta_{min}) dz}{\int_0^{ERD} (\theta_{fc} - \theta_{min}) dz} \quad (1.3)$$

in cui  $\theta$  ( $\theta_{min} \leq \theta \leq \theta_c$ ) è il contenuto idrico al generico istante *i*.

Dal punto di vista idrodinamico, il flusso idrico all'interno del suolo si genera grazie ad un gradiente di potenziale del suolo,  $\Psi_s$ , che si instaura tra due punti. L'entità di tale flusso è regolato dall'equazione di Darcy generalizzata, che può essere scritta come:

$$q = -K(\psi_s) \nabla H \quad (1.4)$$

nella quale  $q$  è il flusso idrico per unità di superficie [ $L T^{-1}$ ],  $K$  è la conducibilità idrica [ $L T^{-1}$ ],  $\psi_s$  è il potenziale matriciale [ $L$ ] e  $H$  è il potenziale totale [ $L$ ].

Considerando il bilancio idrico in un volume infinitesimo di suolo, l'equazione di continuità per l'acqua circolante nel suolo assume la forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla q \quad (1.5)$$

nella quale  $\theta$  è il contenuto idrico volumetrico [ $L^3 L^{-3}$ ] e  $t$  è il tempo [ $T$ ]. La combinazione delle equazioni (1.4) e (1.5) porta alla nota equazione di Richards (1931), valida nel campo di moto tridimensionale:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla [K(\psi_s) \nabla H] \quad (1.6)$$

Nel caso di moto unidirezionale verticale, in terreno omogeneo ed indeformabile, la (1.6) in termini di potenziale si può scrivere:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = C \frac{\partial \psi_s}{\partial t} = \frac{\partial \left[ K(\psi_s) \left( \frac{\partial \psi_s}{\partial z} + 1 \right) \right]}{\partial z} \quad (1.7)$$

nella quale  $C$  è la capacità idrica differenziale [ $L^{-1}$ ]. In questa forma, l'equazione di Richards trova applicazione nel campo di moto dell'acqua nei mezzi sia saturi che insaturi.

Quando sono note le condizioni iniziali (espresse da  $\psi_s$  o  $\theta$ ), nell'ipotesi di validità delle condizioni al contorno di Dirichlet (Brezis, 1983) per la pressione relativa e di quelle di Neumann (Cheng 2005) per il flusso, è possibile conoscere l'andamento nel tempo dei contenuti idrici all'interno del suolo. Il dominio di applicabilità dell'equazione (1.7) è di tipo monodimensionale e compreso tra 0 (estremo superiore ovvero origine della coordinata spaziale  $z$ ) ed  $L$  (estremo inferiore). Pertanto, l'equazione di Richards è risolvibile attraverso i metodi di analisi numerica, purché siano specificate le condizioni al contorno e siano note le relazioni tra le proprietà idrauliche del suolo. Queste relazioni, dette funzioni idrauliche del suolo, sono in genere descritte analiticamente e consistono nella funzione di ritenzione e nella funzione di conducibilità idraulica.

La prima, come già precedentemente accennato, descrive la relazione tra il potenziale matriciale dell'acqua nel suolo ( $\psi_s$ ) e il corrispondente contenuto idrico ( $\theta$ ) che, in assenza di fenomeni di isteresi, si può considerare biunivoca. La curva di conducibilità idraulica descrive la relazione tra la conducibilità idraulica stessa, ( $K$ ), e il potenziale idrico. Tra i modelli analitici che descrivono la funzione di ritenzione dell'acqua nel suolo, viene frequentemente utilizzata l'equazione di van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \frac{1}{\left[1 + |\alpha\psi|^n\right]^m} \quad \text{ovvero} \quad \psi = \frac{1}{\alpha} \left[ \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\left(\frac{1}{m}\right)} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad (1.8)$$

in cui  $\theta_s$  e  $\theta_r$  [ $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ] sono, rispettivamente, il contenuto idrico a saturazione e quello residuo; il parametro  $\alpha$  risulta approssimativamente uguale all'inverso del valore del potenziale nel punto di flesso caratteristico della curva, mentre i parametri  $n$  ed  $m$  definiscono la forma della relazione; in particolare  $n$  definisce la pendenza della curva ossia la rapidità con cui essa si avvicina all'asse delle ordinate, al diminuire del potenziale.

La funzione di conducibilità idraulica può essere derivata dalla funzione di ritenzione del suolo (van Genuchten Mualem, 1976):

$$K = K_{sat} S_e^{\lambda_M} \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (1.9)$$

in cui si indica con  $K_{sat}$  la conducibilità idrica satura ( $\text{cm d}^{-1}$ ),  $\lambda_M$  è un parametro che determina la forma della curva, mentre  $S_e$  è il grado di saturazione definito come:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1.10)$$

Per descrivere lo stato energetico dell'acqua all'interno della pianta, occorre tenere in conto le due diverse vie di passaggio dell'acqua, quella che avviene attraverso l'apoplasto e quella che utilizza il simplasto. Si intende per apoplasto l'insieme dei tessuti composti da cellule non viventi, nonché le pareti cellulari, gli spazi intercellulari, i lumi xilematici e tutte quelle strutture che si trovano all'esterno del plasmalemma (membrana che regola gli equilibri elettrochimici tra il contenuto cellulare, protoplasto, e l'ambiente esterno).

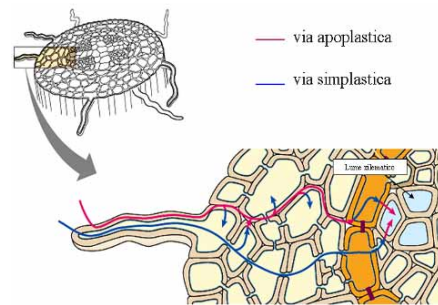


Figura 1.6 - Rappresentazione schematica delle vie di trasporto dell'acqua all'interno della pianta.

Per simplasto invece ci si riferisce all'insieme del materiale vivente (protoplasto) delle cellule, fra loro connesse da particolari connessioni denominati plasmodesmi.

La fig. 1.6 raffigura una sezione di radice in cui sono evidenziate le due vie di trasporto dell'acqua. Pertanto lo stato energetico dell'acqua, assume significato ed entità diversi in funzione del fatto che l'acqua si trovi nell'apoplasto o nel simplasto.

Nell'apoplasto particolare importanza riveste il potenziale dell'acqua all'interno del sistema conduttivo xilematico,  $\Psi_x$ . Con riferimento a piante di piccola taglia, il potenziale idrico xilematico è la somma algebrica di tre componenti: un potenziale di pressione,  $\Psi_p$ , descrivibile attraverso le leggi dell'idrostatica, un potenziale matriciale  $\Psi_{mx}$ , legato alla forze di adesione con le pareti cellulari, e un potenziale osmotico  $\Psi_{ox}$ , legato alla presenza di ioni disciolti nel flusso linfatico xilematico. Il potenziale di pressione nell'apoplasto assume valori bassi, prossimi alla pressione atmosferica, mentre il potenziale matriciale all'interno dipende molto dalla natura delle pareti cellulari. La concentrazione ionica all'interno del flusso linfatico xilematico risulta più bassa rispetto a quella simplastica e, pertanto, il potenziale osmotico,  $\Psi_{ox}$ , contribuisce poco alla determinazione del potenziale xilematico,  $\Psi_x$ .

All'interno del simplasto, ovvero dentro una cellula vivente, il potenziale dell'acqua,  $\Psi_c$ , viene dato dalla somma algebrica di due componenti, il potenziale osmotico,  $\Psi_o$ , dovuto alla presenza dei soluti protoplasmatici, e il potenziale di turgore,  $\Psi_t$ , legato alla pressione esercitata dalla parete cellulare verso l'interno della cellula. Il potenziale di turgore all'interno del simplasto è positivo, mentre il potenziale osmotico risulta negativo, poiché la presenza di ioni disciolti nel protoplasma rende il potenziale idrico sempre inferiore a quello dell'acqua pura. Il passaggio di acqua dall'interno all'esterno della cellula, e quindi verso il lume xilematico, avviene quando si genera un gradiente di potenziale idrico tra l'interno della cellula ed il lume stesso. In particolare la cellula assorbe acqua quando il suo potenziale risulta inferiore rispetto a quello xilematico. Questa condizione viene garantita grazie alla componente osmotica del potenziale simplastico,  $\Psi_o$ , che risulta sempre negativa. L'assorbimento di acqua da parte della cellula cesserà quando questa avrà raggiunto il pieno turgore e quindi quando la componente di turgore, eguaglia il differenziale  $\Psi_x - \Psi_c$ . In altre parole, l'incremento di  $\Psi_t$  fa

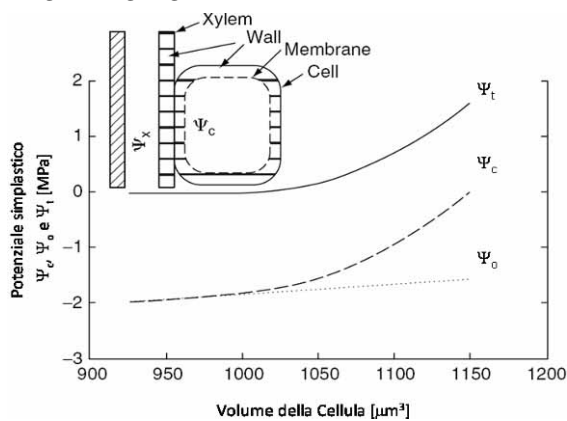


Figura 1.7 - Diagramma di Hofler in cui si riportano le variazioni delle componenti del potenziale simplastico (da Pugnare et al., 2007)

aumentare  $\Psi_t$ , fin quanto questo eguaglia  $\Psi_x$ .

La relazione tra il potenziale idrico cellulare,  $\Psi_c$ , ed i suoi componenti, durante un processo di scambio idrico con lo xilema, viene studiata attraverso il diagramma di Hofler riportato in fig. 1.7. Esso descrive la variazione del potenziale idrico, del potenziale di turgore e del potenziale osmotico al

variare del volume cellulare, assumendo che il sistema si espanda solo per assorbimento di acqua e che non vi sia nessun trasferimento di soluti. Secondo Hofler quando l'acqua entra nella cellula si hanno due effetti combinati: la diluizione del succo cellulare e quindi l'abbassamento del potenziale osmotico nonché l'incremento della pressione di turgore indotta dalla parete cellulare.

A questo punto, per completezza, bisogna analizzare il potenziale dell'acqua nell'atmosfera. Il potenziale dell'acqua, sotto forma di vapore, che si trova all'interno delle camere ipostomatiche e nell'interfaccia tra la superficie fogliare e l'atmosfera,  $\psi_a$ , è rappresentato dal potenziale chimico delle molecole di acqua sotto forma di vapore più il contributo gravitazionale. In termini analitici il rapporto fra tensione di vapore effettiva,  $e_a$ , e tensione di vapore saturo,  $e_s$ , risulta per la definizione di umidità relativa,  $UR$ :

$$\psi_a = \frac{RT}{V_w} \ln \frac{UR}{100} \tag{1.11}$$

Nella porzione atmosferica limitrofa alla foglia sostituendo ad  $R$  (costante universale dei gas) ed a  $V_w$  (volume molare dell'acqua) i rispettivi valori  $R=0.0831 \text{ l bar mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$  e  $V_w=18 \text{ ml mol}^{-1}$  a  $25^\circ\text{C}$ , il potenziale dell'acqua nell'atmosfera risulta linearmente variabile con la temperatura e con il logaritmo dell'umidità relativa. In formula:

$$\psi_a = 4.61 T \ln \frac{UR}{100} \tag{1.12}$$

A  $20^\circ\text{C}$  e con il 99% di  $UR$ , il valore di  $\psi_a$  è pari a  $-1360 \text{ kPa}$ , mentre in un giornata secca ( $UR: 50\%$ ) il potenziale atmosferico arriva a  $-311.6 \text{ MPa}$  come mostrato dalla fig. 1.8.

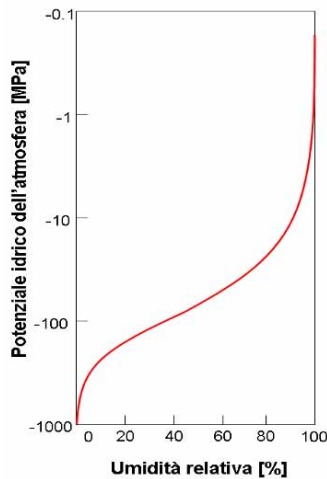


Figura 1.8 - Relazione tra il potenziale idrico atmosferico (a  $20^\circ\text{C}$ ) e l'umidità relativa

Il processo biofisico che innesca i gradienti di potenziale all'interno del sistema SPA è la traspirazione. L'acqua che evapora dalle foglie crea un gradiente di pressione che si instaura tra l'interno delle camere sottostomatiche e l'atmosfera, come illustrato in fig. 1.9. In particolare, si crea nelle pareti una perdita di acqua che fa abbassare il potenziale idrico; ciò richiamerà acqua dal vacuolo delle cellule del mesofillo fogliare, causando anche in queste una diminuzione del potenziale idrico. Man mano che l'acqua evapora dalla pellicola superficiale della foglia, essa si ritira negli interstizi della parete cellulare, portando alla formazione di menischi sempre più curvi e a potenziali idrici sempre più bassi; in questo

modo la forza motrice per il trasporto xilematico viene generata nell'interfaccia aria-acqua all'interno della foglia.

Altra acqua viene quindi attirata dalle cellule vicine che, per lo stesso principio, ne richiameranno da altre cellule, fino a coinvolgere quelle poste nelle immediate vicinanze dello xilema. Da qui, rapidamente viene superato il potenziale gravitazionale e si determina un gradiente di suzione che a sua volta provoca l'assorbimento dell'acqua nel suolo da parte delle radici.

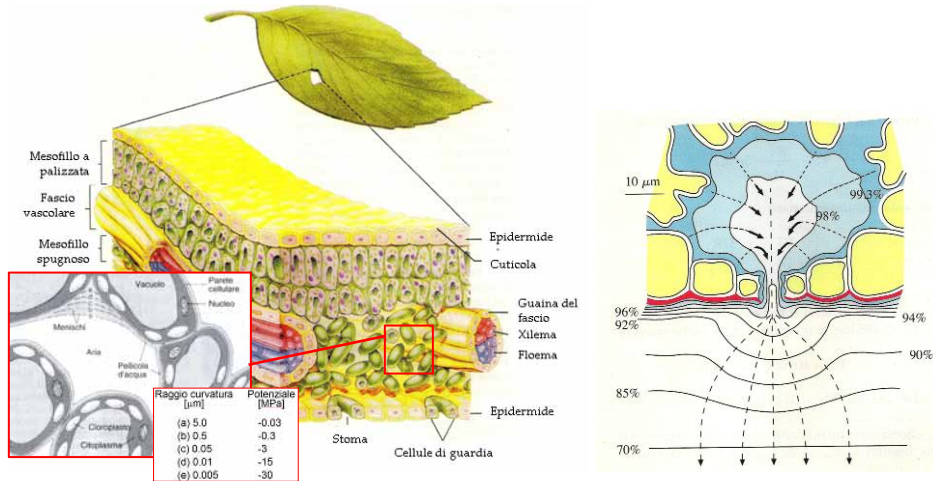


Figura 1.9 – Sezione foglia con indicate la disposizione interna dei tessuti (sinistra) e i possibili menischi che si formano man mano che il potenziale idrico si riduce. Possibili linee di isoconcentrazione di vapore acqueo nel percorso di diffusione verso l'esterno dello stoma (destra)

Anche se parte dell'acqua che fluisce attraverso lo xilema viene trattenuta nelle cellule delle foglie o passa nel floema, la maggior parte di essa evapora negli spazi intercellulari e fuoriesce come vapore nell'atmosfera attraverso gli stomi, quando questi sono aperti. Questo processo è noto come traspirazione. In termini fisici la traspirazione può essere descritta come un processo di evaporazione la cui velocità dipende, infatti, dalla disponibilità di energia necessaria per il passaggio di stato- e quindi dalla temperatura-, dal gradiente di tensione di vapore tra interno ed esterno delle camere sottostomatiche, nonché dalle resistenze che si oppongono alla diffusione del vapore acqueo. In termini analitici per quantificare il flusso di traspirazione (flusso di volume:  $dV/dt$ ) attraverso una superficie fogliare  $A$ , si può scrivere:

$$\frac{dV}{dt} = \frac{A}{R} (C_i - C_e) = -\frac{A}{R_e} \Delta C \quad (1.13)$$

nella quale si è indicato con  $C_i$  la concentrazione di vapore acqueo negli spazi intercellulari della foglia, con  $C_e$  la concentrazione di vapore acqueo nell'aria esterna e con  $R_e$  l'insieme delle resistenze che si oppongono al flusso.



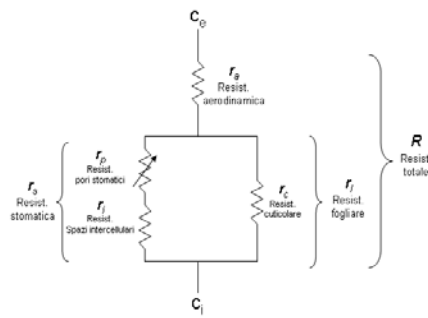


Figura 1.10 – Diagramma che mostra la rete di resistenze alla diffusione del vapore acqueo dalla foglia all’atmosfera. La freccia su  $r_p$  sta ad indicare la forte dipendenza di questa resistenza dalle condizioni ambientali

La resistenza stomatica,  $r_s$ , risulta composta dalla resistenza cuticolare,  $r_c$ , e da quella stomatica,  $r_s$ , la quale a sua volta si compone della resistenza che si oppone al flusso di vapore quando questo muove tra gli spazi intercellulari,  $r_i$ , e di quella legata al diametro dei pori stomatici,  $r_p$ . La resistenza cuticolare assume valori variabili con la specie e assume valori elevati nelle foglie delle piante arido resistenti come l’olivo.

I componenti della resistenza stomatica sono disposti in serie e possono essere descritti mediante la loro somma:

$$r_s = r_p + r_i \tag{1.14}$$

La resistenza stomatica varia con le diverse specie e, all’interno della stessa specie, in funzione di variabili ambientali, quali soprattutto la domanda evapotraspirativa dell’ambiente e lo stato idrico del suolo.

Le due componenti principali della resistenza fogliare risultano disposte in parallelo e pertanto vale la relazione:

$$\frac{1}{r_l} = \frac{1}{r_c} + \frac{1}{r_s} \tag{1.15}$$

La resistenza aerodinamica,  $r_a$ , è dovuta alla presenza di un sottile strato d’aria che si forma inizialmente al di sopra della superficie fogliare. Tale strato, detto “strato limite”, si forma in ogni condizione di fluido in moto su una superficie. All’interno dello strato limite la temperatura e la densità di vapore presentano caratteristiche fisiche diverse rispetto a quelle dell’aria sovrastante. Per una data differenza di temperatura o di concentrazione di vapore acqueo tra la foglia,  $C_i$ , e l’aria,  $C_e$ , che è al di là dello strato limite, cioè per una data forza motrice, il trasferimento convettivo di vapore acqueo è più rapido se lo strato limite è più sottile (gradiente ripido). Il fattore ambientale più influente sullo spessore dello strato limite è la velocità del vento, con una relazione d’inversa proporzionalità. Come riportato in precedenza, il movimento dell’acqua nella pianta è governato da regole analoghe a quelle che riguardano il flusso di corrente elettrica, come descritto dalla legge di Ohm.

L’analisi delle resistenze al processo traspirativo evidenzia sostanzialmente due gruppi di resistenze poste in serie tra di loro: la resistenza fogliare e la resistenza aerodinamica, così come riportato in fig. 1.10.

La resistenza fogliare,  $r_l$ , risulta composta dalla resistenza cuticolare,  $r_c$ , e da quella stomatica,  $r_s$ , la quale a sua volta si compone della resistenza che si oppone al flusso di vapore quando questo muove tra gli spazi intercellulari,  $r_i$ , e di quella legata al

Il gradiente di potenziale idrico nel sistema SPA è la “forza” che determina il trasporto attraverso la pianta: l’acqua muove da un punto del sistema a maggiore potenziale idrico ad un altro punto a minore potenziale verso l’atmosfera, passando attraverso la pianta.

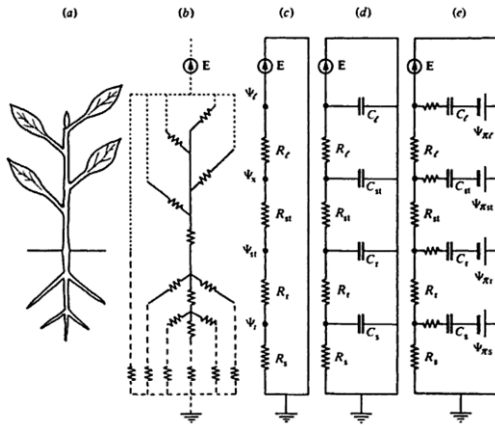


Figura 1.11a-e – Schematizzazione elettrica del comparto pianta del sistema continuo Suolo-Pianta-Atmosfera (da Jones, 1994)

nell’attraversare il suolo,  $R_s$ , le radici,  $R_r$ , gli elementi assili (tronco, branche e rami),  $R_{st}$  e la foglia,  $R_l$ , sono disposte in serie. Nelle schematizzazioni più complesse viene inclusa la componente capacitanza legata al suolo,  $C_s$ , alle radici,  $C_r$ , agli elementi assili,  $C_t$  ed alle foglie. La capacitanza  $C_i$  [ $\text{m}^3 \text{MPa}^{-1}$ ] è una caratteristica di ogni organo vegetale (tronco, ramo, branca o singola foglia), rappresentandone l’attitudine a cedere acqua a seguito di una variazione di potenziale idrico  $d\psi$ :

$$C_i = \frac{dW}{d\psi} \quad (1.15)$$

in cui  $dW$  rappresenta la variazione infinitesima di volume idrico. L’effetto capacitivo è maggiore per gli organi di dimensioni maggiori.

Un’ulteriore complessità del processo traspirativo può essere indotta dalla presenza di altre resistenze, disposte in parallelo tra loro, e che si oppongono al flusso diretto o che proviene al/dai capacitori. Inoltre si possono allocare ulteriori generatori di tensione legati per esempio alla capacità di alcune piante di aggiustare la componente osmotica,  $\psi_o$ , del potenziale idrico totale all’interno della pianta.

Seguendo la schematizzazione semplice indicata in fig. 1.11c, all’equilibrio tra efflusso (acqua traspirata dalla pianta) ed influsso (acqua assorbita dalla pianta) di acqua, il sistema è in uno stato stazionario, nel quale la portata è costante in ogni comparto:

La performance della schematizzazione adottata per la descrizione dei flussi idrici all’interno del sistema SPA è legata alla sua complessità, intesa come tipo e quantità degli elementi elettrici che costituiscono il circuito (fig. 1.11). Qualunque sia la schematizzazione adottata, il generatore di tensione (E) è rappresentato dal processo traspirativo.

Nelle schematizzazioni più semplici (fig. 1.11c) le resistenze che il flusso incontra

$$Q = \frac{\psi_s - \psi_{rad.}}{R_s} = \frac{\psi_{rad.} - \psi_x}{R_{rad.}} = \frac{\psi_x - \psi_l}{R_x + R_l} = \frac{\psi_l - \psi_a}{R_l + R_a} \quad (1.16)$$

Secondo questa equazione, la portata complessiva, all'equilibrio, risulta pari alla differenza di potenziale dell'acqua tra due punti divisa per la resistenza interposta o per la somma di più resistenze poste in serie. Nella realtà sperimentale, questa equazione rappresenta un'eccessiva semplificazione per i seguenti motivi:

- l'equazione presuppone condizioni di equilibrio tra influsso ed efflusso (stazionarietà) che solo raramente si verificano nella realtà;
- il modello assume l'esistenza di resistenze costanti. In realtà la resistenza interposta può variare istante per istante: basti pensare agli stomi o anche alle radici, la cui resistenza al flusso varia al variare del flusso stesso;
- parti importanti della pianta (midollo, xilema secondario) possono comportarsi da capacitori: esse possono cioè porre in riserva acqua e metterla a disposizione nei momenti di carenza;
- l'acqua si muove nel suolo e nella pianta allo stato liquido, ma passa allo stato di vapore a livello della foglia: la determinazione di  $\psi_a$ , basata com'è su determinazioni di umidità relativa, è imprecisa e può condurre a errori grossolani.

Dall'eq. 1.16 è possibile mettere anche in evidenza come non esista una relazione univoca tra potenziale fogliare ( $\psi_l$ ) e potenziale del terreno ( $\psi_s$ ):

$$Q = \frac{\psi_s - \psi_l}{R_s + R_l} \quad (1.17)$$

Risolviendo per  $\psi_l$  otteniamo:

$$\psi_l = \psi_s - Q(R_s + R_l) \quad (1.18)$$

da cui emerge chiaramente che per un determinato valore di  $\psi_s$ , il potenziale fogliare,  $\psi_l$ , diminuisce all'aumentare della traspirazione e delle resistenze idrauliche.

Valori molto bassi di  $\psi_l$  possono pertanto essere causati sia da deficit idrico nel suolo (bassi  $\psi_s$ ), sia da traspirazione molto alta, sia da resistenze terreno-pianta elevate, oltre ovviamente che dalla concomitanza di queste condizioni. Finché il suolo è sufficientemente umido ( $R_s$  non limitante), il potenziale fogliare diminuisce inizialmente in parallelo con la diminuzione del potenziale del suolo. Man mano che il suolo si essicca, il potenziale idrico del terreno e di conseguenza la conducibilità idraulica del suolo si abbassano fino ad un livello in cui  $R_s$  diventa rilevante. Di conseguenza, il potenziale fogliare si riduce ulteriormente (a parità di potenziale del suolo) per sostenere la traspirazione in condizioni di  $R_s$  elevati. Il processo traspirativo si interrompe quando il  $\psi_l$  si abbassa al valore di soglia per l'apertura stomatica. L'entità della domanda evapotraspirativa influenza pertanto il valore minimo

di potenziale del suolo che può essere raggiunto prima di procedere nell'intervento irriguo. La fig. 1.12 permette di rendere più esplicito come, in condizione di bassa domanda evapotraspirativa, il minore gradiente di potenziale idrico tra suolo e foglia richiesto allo scopo, riduce il valore del potenziale idrico del suolo corrispondente alla soglia d'intervento irriguo.

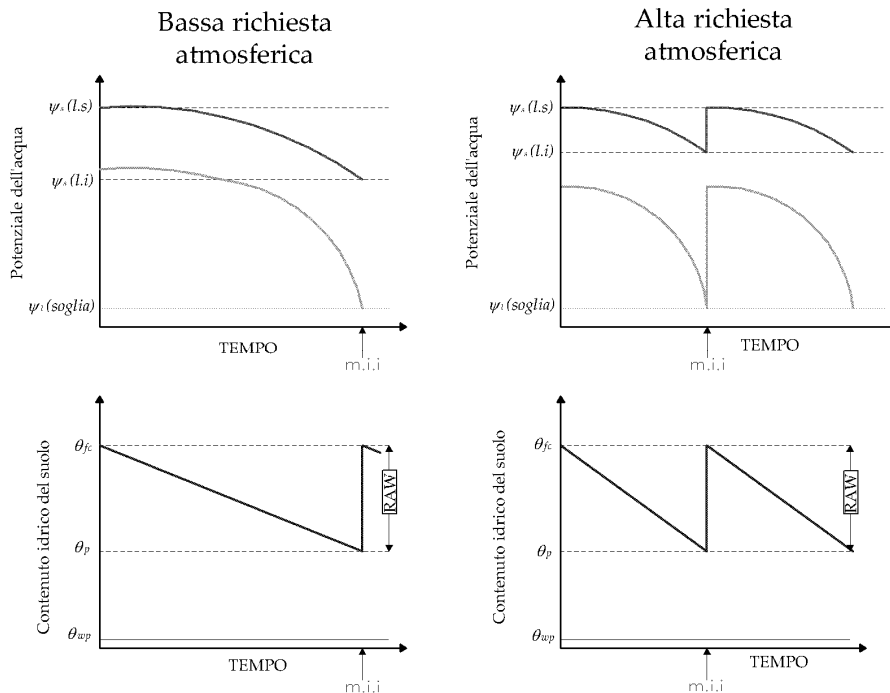


Figura 1.12. Rappresentazione schematica dell'influenza della domanda evapotraspirativa (bassa ET e alta ET) sulla relazione tra potenziale idrico del terreno e della foglia (grafici in alto) e tra i corrispondenti contenuti idrici (grafici in basso) nel tempo. La differenza in ET cambia le relazioni tra le variabili irrigue (RAW: riserva idrica del suolo facilmente utilizzabile ed m.i.i: momento di intervento idrico) in modo non lineare.  $\Psi$ : potenziale matriciale del suolo;  $\Psi_s$ : limite superiore del potenziale matriciale del suolo;  $\Psi_f$ (soglia): potenziale fogliare minimo in cui la foglia tende a chiudere gli stomi.  $\theta_f$ : contenuto idrico alla capacità di campo;  $\theta_{wp}$ : contenuto idrico al punto di appassimento

## Bibliografia

Brezis Haim (1983), Analyse fonctionnelle, théorie et applications, Paris, New York, 1983.

Cheng, A. and D. T. Cheng (2005). Heritage and early history of the boundary element method, Engineering Analysis with Boundary Elements, 29, 268–302.

Cruziat, P. and Tyree, M.T. (1990). La montée de la sève dans les arbres. La Recherche, 21, 406-414.

Giardini L.. 1995. AGRONOMIA GENERALE ambientale e aziendale 5A Ed.. PATRON.

Lacape, M.J., Wery, J., Annerose, D.J.M., 1998. Relationships between plant and soil water status in five field-grown cotton (*Gossypium hirsutum* L.) cultivars. *Field Crop Res.* 57, 29–43.

Larcher, Walter. 2003 *Physiological Plant Ecology: Ecophysiology and Stress Physiology of Functional Groups*. 2003 Editore Springer.

Kirkham M.B., 2002. The concept of the Soil – Plant – Atmosphere Continuum and Application, in Raats P.A.C., Smiles D.E., Warrick A. (a cura di), *Environmental Mechanics: Water, Mass and Energy transfer in the Biosphere*, *Geophysical Monograph*, 129, 327-335.

Kirkham M. B.. 2005. *Principles Of Soil And Plant Water Relations*. ELSEVIER Academic Press.

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research*, 12, 513-522.

Nobel Park S.. 2005. *Physicochemical & environmental plant physiology*, (3rd Ed.). ELSEVIER Academic Press.

Pellegrino A., E. Goz'e, E. Lebon, J. Wery. A model-based diagnosis tool to evaluate the water stress experienced by grapevine in field sites. *Europ. J. Agronomy* 25 (2006) 49–59.

Pellegrino, A., Lebon, E., Voltz, M., Wery, J., 2004. Relationships between plant and soil water status in vine (*Vitis vinifera* L.). *Plant Soil* 266, 129–142.

Philip, J.R. (1957) The physical principles of water movement during the irrigation cycle. *Proc., Int. Congress on Irrig. Drain.*, 8, 124–154.

Ratliff, L.F., Ritchie, J.T., Cassel, D.K., 1983. Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47, 770–775.

Ritchie, J.T., 1981. Water dynamics in the soil–plant–atmosphere system. *Plant Soil* 58, 81–96.

van Genuchten M.Th., 1987. A numerical model for water and solute movement in and below the root zone, *Reserch Report*, US Salinity Lab., Riverside, CA.

Vismara, R. *Ecologia Applicata*. 1992. Hoepli Edizioni.



### **Il sistema continuo Suolo – Pianta - Atmosfera (SPA): *Metodologie per il monitoraggio dello stato idrico***

La conoscenza dello stato idrico del sistema SPA, riveste un ruolo rilevante in svariate applicazioni biofisiche riguardanti gli ecosistemi, naturali ed agrari, nei quali lo stress idrico costituisce una delle più importanti limitazioni per la produzione primaria ed agricola. Inoltre, dal punto di vista modellistico, il monitoraggio dello stato idrico di un compartimento del sistema SPA, è la base della procedura di parametrizzazione e di validazione dei modelli di bilancio agroidrologico che implementano in modo integrato i tre compartimenti nei quali si può suddividere il sistema: suolo, pianta ed atmosfera. A tal fine, si possono adottare metodi che si avvalgono di sensori per misurare grandezze collegate allo stato idrico del suolo o della pianta, nonché sistemi di sensoristica più complessi che rilevano direttamente i flussi (sia in modulo che nella dinamica) di vapore acqueo nell'atmosfera o che eseguono un bilancio energetico di superficie.

#### **2.1 Metodologie di monitoraggio dello stato idrico del suolo**

Per monitorare lo stato idrico del suolo, sono disponibili diversi metodi, ma nessuno finora si può considerare ideale; ognuno di essi, nonostante i progressi degli ultimi anni, può dare luogo ad errori di valutazione derivanti sia dalla modalità d'uso del metodo, che dalla variabilità spaziale delle caratteristiche idrologiche del suolo e del suo contenuto idrico.

La determinazione del contenuto d'acqua del suolo può essere eseguita mediante la misura di grandezze che possono direttamente o indirettamente correlarsi al contenuto idrico. I metodi diretti comportano l'estrazione dell'acqua dal suolo e la determinazione della quantità estratta. I metodi indiretti si basano invece sulla misura di proprietà fisiche o chimiche dell'ammasso poroso (es., costante dielettrica, conducibilità elettrica, capacità termica, contenuto di atomi di idrogeno), fortemente influenzate dalla quantità di molecole di acqua.

Per la misurazione diretta del contenuto idrico, il metodo gravimetrico rappresenta quello più utilizzato per determinare la percentuale di acqua sul peso secco,  $U$  [ $\text{g g}^{-1}$ ], o sul peso umido di un campione di terreno (Giardini, 1995). Se si vuole determinare la percentuale in volume ( $\theta$ ) è necessario applicare la formula:

$$\theta = U \frac{\rho_a}{\rho_w} \quad (2.1)$$

nella quale  $\rho_a$  [g cm<sup>-3</sup>] e  $\rho_w$  [g cm<sup>-3</sup>] rappresentano rispettivamente la densità apparente del suolo e dell'acqua.

Tra i metodi indiretti la Riflettometria nel Dominio del Tempo (TDR) e nella frequenza (FDR) rappresentano le tecnologie più accreditate, vista la loro applicabilità nella misura in continuo dei contenuti idrici del suolo (Robinson et al., 2008).

Con la tecnica TDR un segnale elettromagnetico viene inviato da un generatore di impulsi elettrici ad una sonda interrata costituita, nella configurazione più usuale, da due o più conduttori metallici paralleli, come mostrato in fig. 2.1 (Ferré e Topp, 2002).

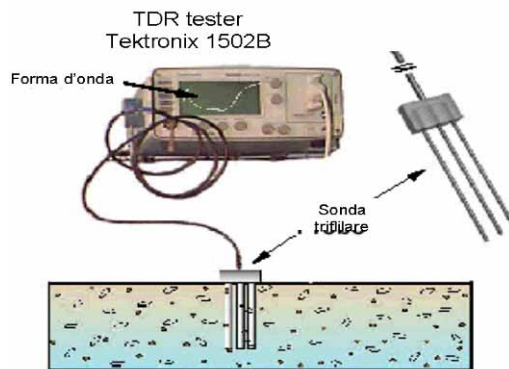


Figura 2.1 - Sistema TDR per la misura del contenuto idrico del suolo

La velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica,  $v$ , è legata alle proprietà dielettriche del suolo secondo la relazione:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.2)$$

nella quale  $c$  [m s<sup>-1</sup>] è la velocità di propagazione della luce nel vuoto (3x10<sup>8</sup> m s<sup>-1</sup>) e  $\epsilon_r$  [-] è la permittività dielettrica relativa o costante dielettrica, cioè il rapporto tra la permittività,  $\epsilon$ , del mezzo considerato e quella

nel vuoto,  $\epsilon_0$  ( $\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0^{-1}$  con  $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$  F m<sup>-1</sup>). Considerato il suolo come un sistema in cui coesistono una fase solida (particelle di suolo), una liquida ed una gassosa, le sue proprietà dielettriche dipendono dalla combinazione delle proprietà delle singole fasi costituenti. Tuttavia, a causa della natura dipolare

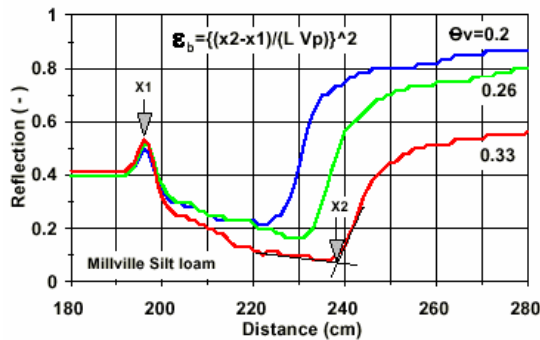


Figura 2.2 - Esempio di Forme d'onda TDR misurate a tre diversi contenuti idrici usando un Tektronix 1502B e una sonda trifilare di 10 cm di lunghezza

delle sue molecole, l'acqua presenta valori della costante dielettrica notevolmente maggiori ( $\epsilon_r \approx 80$  a 20° C) di quelli dell'aria ( $\epsilon_r = 1$ ) e della fase solida del suolo ( $\epsilon_r = 3 \div 7$ ). Il valore misurato della costante dielettrica del sistema trifasico, che include anche gli effetti delle attenuazioni energetiche, prende il nome di costante



dielettrica apparente,  $\varepsilon_b$  [-], e consente di determinare indirettamente il contenuto idrico del suolo in termini volumetrici.

L'impulso di tensione inviato dal generatore TDR, una volta entrato nella sonda interrata nel suolo, subisce ripetute riflessioni ed attenuazioni, per cui la forma d'onda, restituita su un display, assume l'andamento caratteristico mostrato in fig. 2.2.

Le caratteristiche della forma d'onda sono rappresentate da due riflessioni che corrispondono alle variazioni di impedenza che si verificano all'ingresso del segnale nel suolo ( $x_1$ ) e alla fine della sonda ( $x_2$ ). Nota la lunghezza,  $L$  [m], della sonda, la velocità di propagazione del segnale,  $v$ , è data da:

$$v = \frac{2L}{\Delta t} \quad (2.3)$$

dove  $\Delta t$  è la differenza tra i tempi che il segnale emesso dallo strumento impiega per percorrere, in andata e ritorno, la linea dall'estremità iniziale ( $x_1$ ) a quella terminale ( $x_2$ ) della sonda. Sostituendo la (2.2) nella (2.3) si ricava la seguente relazione per la determinazione della costante dielettrica apparente:

$$\varepsilon_b = \left( \frac{c\Delta t}{2L} \right)^2 \quad (2.4)$$

Amato et al. (1993), basandosi sulle distanze assolute dei due punti di riflessione, hanno proposto la seguente forma:

$$\varepsilon_b = \left( \frac{x_2 - x_1}{Lv_p} \right)^2 \quad (2.5)$$

nella quale  $x_1$  e  $x_2$ , rappresentano rispettivamente il primo e il secondo punto di riflessione del segnale,  $L$  è la lunghezza della sonda infissa nel suolo e  $v_p$  è una frazione della velocità di propagazione, posta pari a 0.66 qualora si utilizzi come generatore di impulsi un Tektronix 1502 modello B o C, e 1 per il TDR 100 della Campbell.

Conoscendo  $\varepsilon_b$  è possibile risalire al contenuto idrico mediante approcci puramente empirici o attraverso modelli concettuali (Roth et al., 1990).

Una espressione empirica molto conosciuta in ambito idrologico è quella proposta da Topp et al. (1980) che, utilizzando suoli di differente tessitura (da franco-sabbiosa ad argillosa), ha individuato una equazione di calibrazione, definita "universale", che lega la costante dielettrica apparente,  $\varepsilon_b$ , al contenuto idrico volumetrico del suolo:

$$\theta = -5.3 \cdot 10^{-2} + 2.92 \cdot 10^{-2} \varepsilon_b - 5.5 \cdot 10^{-4} \varepsilon_b^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} \varepsilon_b^3 \quad (2.6)$$

Nello stesso studio è inoltre stata verificata l'indipendenza di  $\theta$  dalla temperatura, nel range, 10-36 °C, per valori di massa volumica apparente, compresi tra 1.14 a 1.44 g cm<sup>-3</sup>.

La buona performance dell'equazione universale di Topp è stata ampiamente confermata da indagini condotte su suoli di differente tessitura (Roth et al., 1990; Nadler et al., 1991; Topp et al., 1982; Dasberg e Hopmans, 1992). Altre ricerche hanno però evidenziato che la suddetta relazione tende a sovrastimare il contenuto idrico nei suoli organici (Roth et al., 1990; Herkelrath et al., 1991) e a sottostimarla in quelli con un elevato contenuto d'argilla (Dasberg e Hopmans, 1992; Dirksen e Dasberg, 1993).

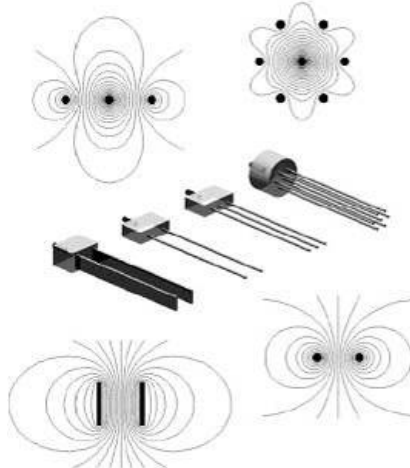


Figura 2.3 - Configurazione geometrica di sonde TDR e corrispondente distribuzione spaziale del campo elettrico in un piano trasversale alle guide metalliche (da Zegelin et al., 1989)

L'architettura delle sonde TDR è un argomento aperto in letteratura (Robinson et al., 2003). I requisiti maggiormente richiesti per una sonda TDR sono rappresentati dalla capacità delle stesse di minimizzare le attenuazioni del segnale e, nel contempo, di garantire un contatto completo tra le guide metalliche e le particelle di suolo al momento dell'infissione. La presenza di sacche d'aria a diretto contatto con la linea, oltre a creare delle vie di flusso preferenziali per l'acqua e soluti, riducono artificialmente il valore di  $\theta$  (Baker e Lascano, 1989). Per tali motivi, le sonde di tipo bifilare o trifilare mostrate in fig. 2.3. sono di gran lunga le più utilizzate.

Oltre che dalla configurazione geometrica, la precisione delle misure dipende anche dalla lunghezza della sonda. Sonde di lunghezza inferiore a 0.10 m, specie in suoli molto secchi, possono condurre ad errori rilevanti nella stima del contenuto idrico ( $\pm 0.037 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) a causa dell'incertezza nella determinazione dei punti di riflessione e quindi di  $\Delta t$  (Heimovaara, 1993). La lunghezza massima della sonda dipende dall'entità di attenuazione del segnale che può rendere difficile la determinazione della seconda riflessione, soprattutto nei suoli argillosi e/o caratterizzati da elevata salinità. In pratica, la sonda dovrebbe comunque garantire un'ampiezza del segnale riflesso pari almeno al 10% di quella del segnale incidente (Dalton e van Genuchten, 1986). In ogni modo, l'esperienza conduce a ritenere più indicate, per le applicazioni di campo, sonde di lunghezza compresa fra 15 e 30 cm.

Per quanto concerne invece la spaziatura tra le linee conduttrici, si deve tenere in conto che all'aumentare di tale distanza aumenta il volume di suolo esplorato, ma di contro si determina una perdita di risoluzione del segnale TDR (Topp e Davis, 1985). Inoltre, il campo elettrico tende a concentrarsi in corrispondenza delle guide metalliche. Le misure di  $\theta$  possono, in tal caso, risentire di disuniformità locali dovute a sacche di aria o acqua a contatto con

le guide (“effetto pelle”). Per ridurre la concentrazione di energia elettromagnetica nelle vicinanze delle guide metalliche e, quindi, esplorare volumi di suolo maggiori, il diametro dei conduttori dovrebbe essere non inferiore a 1/10 della loro spaziatura (Knight, 1992). In termini generali, per misure di campo si possono utilizzare barrette metalliche di 4-6 mm di diametro, poste ad una distanza di 0.04-0.06 m. Per misure di laboratorio, in condizioni di maggiore omogeneità del mezzo poroso, le dimensioni delle guide possono essere ridotte, ma in ogni caso è opportuno che il loro diametro sia una decina di volte maggiore della dimensione media delle particelle che costituiscono il suolo (Santini, 1997a).

Il volume di suolo effettivamente esplorato dal segnale elettromagnetico è di forma tanto più complessa quanto più eterogeneo è il suolo nel quale sono infisse le guide. Tuttavia, come si può rilevare dalla fig. 3.3, il volume di misura tende ad essere più confinato con le sonde trifilari che con quelle bifilari (Zegelin et al, 1989). Topp e Davis (1985) hanno suggerito che il volume di suolo campionato da una sonda bifilare corrisponde ad un cilindro di diametro pari a 1.4 volte l’interdistanza tra i conduttori e di altezza pari alla loro lunghezza. Successivamente, Baker e Lascano (1989) hanno verificato in laboratorio che la zona di influenza “effettiva” è piuttosto di forma ellittica o rettangolare. In particolare, è stato osservato che una sonda con interdistanza dei conduttori di 50 mm esplora, nella direzione trasversale, una superficie pari a circa 20 x 65 mm<sup>2</sup>.

Il sistema di misura per poter determinare  $\epsilon_b$  risulta costituito da un generatore di impulsi e da una o più sonde. In commercio esistono diversi sistemi TDR utilizzabili per la determinazione del contenuto idrico del suolo e di altri mezzi porosi, alcuni dei quali rappresentati in fig. 2.4.



Figura 2.4 - Apparecchi TDR. a) Tektronix 1502C (Tektronix Inc.), TRASE System I (Soil Moisture equipment Corp.), c) Field Scout TDR300 (Spectrum Technologies, Inc), d) TDR100 (Campbell Scientific Inc.)

Per automatizzare il sistema di misura e per poter effettuare misure con più di una sonda contemporaneamente è possibile accoppiare un multiplexer e un datalogger (fig. 2.5). Il multiplexer ha la funzione di gestire l’acquisizione contemporanea dei segnali provenienti da più sonde su altrettanti canali, mentre il datalogger gestisce la permutazione di ciascun canale e provvede al trasferimento dei dati al computer.



Figura 2.5 - a) Multiplexer per la gestione di più sonde TDR e Dataloggers b) Campbell CR10X c) Cr1000 per la permutazione e l'immagazzinamento dei dati

Nelle installazioni di campo le sonde possono essere infisse in posizione verticale, orizzontale o obliqua rispetto al piano di campagna. Nel caso di installazioni permanenti, soprattutto in suoli argillosi, bisogna tener conto che l'infissione verticale può favorire la formazione di crepacciature che possono determinare vie preferenziali per il bagnamento e l'essiccamento degli strati sottostanti, nonché per la crescita delle radici. In generale, modeste deviazioni rispetto al parallelismo delle barrette metalliche non influiscono sull'accuratezza della misura (Noborio, 2001). Tuttavia, specie in suoli coesivi, è consigliabile utilizzare delle maschere che consentano di mantenere equidistanti le barrette durante l'infissione.

Un'altra tecnica di misura indiretta del contenuto idrico del suolo che utilizza le proprietà dielettriche del sistema trifase è l'FDR (Frequency Domain Reflectometry). Il suolo è considerato parte di un condensatore, in cui i dipoli nel mezzo dielettrico si allineano sotto l'azione di un campo elettrico, diventando polarizzati.

Le sonde di capacità permettono di determinare la costante dielettrica apparente del suolo ( $\epsilon_b$ ), che è fortemente dipendente dal contenuto idrico. Più alto è il contenuto idrico del suolo, maggiore è il valore della costante dielettrica e minore è la frequenza misurata dal sensore (Williams et al., 2003). In altri termini, le sonde capacitive usano la parte di suolo che circonda gli elettrodi come il dielettrico di un condensatore in cui i dipoli elettrici, costituiti dalle molecole dell'acqua contenuta nel suolo, si polarizzano in risposta al campo elettrico imposto. Fissata la frequenza e la configurazione dell'elettrodo, la relazione tra la costante dielettrica  $\epsilon_b$  e la capacità totale,  $C$ , è data:

$$C = g_f \epsilon_b \quad (2.7)$$

in cui  $g_f$  è una costante geometrica legata alla configurazione dell'elettrodo (dimensione, forma, e distanza tra gli elettrodi).

La frequenza di oscillazione del campo elettrico,  $F$ , per fissato valore dell'induttanza  $L$  del circuito, dipende soltanto dalla capacità del condensatore formato dal sistema elettrodi-suolo:

$$F = (2\pi\sqrt{LC})^{-1} \quad (2.8)$$

Misurato  $F$  è possibile ricavare  $\theta$ , nota che sia la specifica relazione di calibrazione, valida per ciascun tipo di suolo:

$$F = f(\theta) \quad (2.9)$$

La frequenza di oscillazione è proporzionale solo al rapporto di aria e acqua contenuti nel suolo. Questa frequenza, così misurata, viene registrata nel datalogger, come *count*. I *counts* vengono poi elaborati mediante un'equazione di normalizzazione per ottenere una frequenza scalata. La procedura di normalizzazione mette in relazione le frequenze lette nel suolo con quelle lette in aria e in acqua, consentendo così di ottenere la frequenza scalata ( $SF$ ):

$$SF = \frac{Fa - Fs}{Fa - Fw} \quad (2.10)$$

dove  $Fa$  è la frequenza misurata dal sensore in aria,  $Fs$  quella misurata al suolo e  $Fw$  quella misurata in acqua.

La normalizzazione è importante perché ogni sensore risponde in modo diverso in aria e in acqua. Inoltre, questa operazione permette di installare il sensore in campo in diverse posizioni senza perdere la continuità dei dati, ed è importante quando le misure sono effettuate per un lungo periodo, quando vengono utilizzate due o più sonde nello stesso suolo ovvero quando due o più sensori sono collegati ad uno stesso datalogger.

Il valore di  $SF$  è poi convertito in contenuto idrico,  $\theta$ , usando un'equazione di calibrazione rappresentata da un legame funzionale  $\theta(SF)$ .

In base al disegno della sonda, si può operare a frequenze che variano da 38 a 150 MHz., Gardner *et al.* (1991) hanno concluso che l'influenza, sulla misura, indotta da acidità o salinità dell'acqua nel suolo è ridotta operando a frequenze più alte di almeno 30 MHz, come anche gli effetti della conduttività del suolo che sono inversamente proporzionali alla frequenza. Gli Autori hanno mostrato che alle frequenze comprese tra 100 e 150 MHz, gli effetti descritti sono sufficientemente ridotti, e non è necessario operare a frequenze ancora più alte, che rendono molto più difficile la realizzazione del circuito.

Paltineau e Starr (1997) hanno ricavato sperimentalmente in laboratorio una equazione di calibrazione della sonda capacitiva a sensori multipli "Sentek Enviroscan". Dalle prove effettuate, gli Autori hanno dedotto che la precisione della calibrazione è in primo luogo dipendente dagli errori connessi al prelevamento dei campioni per le misure, segnalando quindi la necessità di procedere con accuratezza nel prelievo in prossimità della zona di influenza del sensore.

Per quanto riguarda la sensibilità alle variazioni di temperatura delle sonde capacitive Diviner 2000 ed Enviroscan, rispetto alla sonda a neutroni ed al TDR, prove sperimentali condotte hanno evidenziato che variazioni di temperatura non superiori a 10 °C, non influenzano significativamente i

contenuti idrici del terreno, come invece succede per i valori misurati con la sonda a neutroni e con il TDR.

Baumhardt *et al.*, (2000) hanno condotto una ricerca che ha messo in evidenza gli effetti della salinità sulle misure ottenute con le sonde capacitive, rispetto a quelle effettuate con sonde TDR. Lo studio ha evidenziato che la sonda capacitiva è sensibile alla salinità, e che né la curva di calibrazione della casa costruttrice e neppure quella relativa al tipo di suolo riducono tale sensibilità. Inoltre, l'incremento del contenuto idrico in seguito all'aggiunta di acqua con elevato contenuto di sali è stato messo in relazione agli effetti che la salinità ha sulla permittività del suolo.

Dalle ricerche condotte si può evidenziare che l'accuratezza delle misure varia in funzione di diversi fattori, quali il tipo di suolo, e, in misura minore, la temperatura del suolo e la salinità.

L'uso della sonda capacitiva comporta alcuni problemi ancora non risolti, quali le condizioni climatiche non controllate all'interno del tubo di accesso della sonda, l'influenza di cambiamenti nell'orientamento all'interno del tubo di accesso, i vuoti d'aria tra la sonda e il tubo di accesso, che possono modificare la densità apparente del suolo,  $\rho_b$ , lungo il profilo investigato. Queste limitazioni sono state in parte superate con le sonde di capacità multisensore o a sensore singolo, che possono essere localizzate fino a 500 m dal datalogger.

Il sensore capacitivo, rispetto alle tradizionali tecniche utilizzate dalle sonde a neutroni, presenta inoltre il vantaggio di essere più leggero, di consentire letture rapide e nessun rischio di radioattività.

Tra i sensori che utilizzano la tecnica FDR per la stima dei contenuti idrici del suolo, il Diviner 2000, mostrato in fig. 2.6, ha rappresentato il pioniere tra i sistemi portatili. Esso consiste di un'unità display e di una sonda portatile. L'unità display rappresenta l'interfaccia della sonda e permette anche l'acquisizione e la memorizzazione dei dati misurati. La sonda consiste in un'asta metallica, di lunghezza variabile tra 1 e 2m, che si collega alla porta di connessione dell'unità display e che all'estremità inferiore contiene il sensore singolo capacitivo ad anelli cilindrici.

La scala graduata sull'asta (riportata in centimetri e in pollici) mostra la profondità alla quale la sonda è inserita rispetto al piano di campagna.

Il sensore, costituito da un anello metallico separato da anelli di plastica, è racchiuso all'interno di un supporto in materiale plastico. Tale configurazione permette di misurare il contenuto idrico del suolo in situ e a diverse profondità.



Figura 2.6 - Sensore Diviner-2000  
Sentek

La zona di influenza del sensore ad anello cilindrico si distingue nelle due componenti: assiale e radiale. La componente assiale si estende verticalmente per circa 10 cm dal baricentro di due anelli di misura, mentre la componente radiale, perpendicolare all'asse del tubo, si estende per circa 5-10 cm dalla parete esterna del tubo di accesso. Le sonde ad anelli metallici richiedono la preliminare installazione di tubi di accesso in PVC, infissi nel suolo e la cui accurata installazione è fondamentale per garantire l'attendibilità delle misure. L'operazione richiede molta attenzione e cura a causa della sensibilità che gli elettrodi mostrano nei confronti delle sacche d'aria che possono formarsi in fase di installazione intorno ai tubi d'accesso. Infatti, la presenza d'aria può alterare il valore della costante dielettrica apparente, risultando la costante dielettrica dell'aria circa due ordini di grandezza inferiore a quella dell'acqua. Altri problemi sono da imputare all'eventuale alterazione della struttura e della densità del suolo che porta a sua volta alla modificazione del moto dell'acqua nel terreno.

Per l'installazione dei tubi, fig. 2.7, viene fornito un kit d'installazione comprendente un treppiedi provvisto di livella, 4 aste metalliche di ancoraggio, delle spugne e spazzole per la pulizia della parte interna del tubo, una trivella, dei tappi ad espansione a chiusura ermetica, e degli anelli metallici a bordo tagliente.



Figura 2.7 - Installazione del tubo di accesso del sensore Diviner 2000 della Sentek

La casa costruttrice degli strumenti, Sentek Enviromental Technologies, fornisce un'equazione di calibrazione standard di tipo potenziale che permette di ricavare il valore di contenuto idrico del suolo,  $\theta$ , a partire dai valori di frequenza di oscillazione misurata dal sensore. L'equazione standard fornita dalla casa costruttrice è la seguente:

$$SF = a\theta^b + c \quad (2.11)$$

che, esplicitando rispetto a  $\theta$ ,

$$\theta = \left( \frac{SF - c}{a} \right)^{\frac{1}{b}} \quad (2.12)$$

in cui  $a$ ,  $b$  e  $c$  sono i coefficienti di calibrazione proposti dal costruttore e pari rispettivamente a 0.2746, 0.3314 e 0. Questa equazione, messa a punto sulla

base di dati rilevati in Australia, su diversi campioni di suolo sabbioso, franco sabbioso e di substrati organici, è caratterizzata da un valore di  $R^2$  pari a 0.9985. La casa costruttrice, ed alcune ricerche lo hanno confermato, consiglia tuttavia la determinazione di un'equazione di calibrazione specifica per il tipo di suolo considerato, in modo da ottenere valori di umidità più attendibili, visto che l'equazione standard non riesce sempre a rappresentare la grande eterogeneità di suoli presenti in natura.

Per effettuare la calibrazione del sensore Diviner può essere seguita la procedura descritta da Paltineau e Starr (1997), che fa riferimento al contenuto idrico ottenuto con il metodo termo-gravimetrico, ottenuto utilizzando campioni rimaneggiati di suolo prelevati in prossimità dei pozzetti di misura, ma senza alterare la zona d'influenza del sensore. Gli Autori consigliano di effettuare quest'operazione in laboratorio, poiché la calibrazione in campo è più laboriosa e richiede tempi maggiori. Le misure di contenuto idrico volumetrico effettuate con la sonda sui campioni di suolo vengono quindi confrontate con quelle ottenute utilizzando il metodo termogravimetrico. La relazione tra il contenuto volumetrico e la frequenza scalata ottenuta con la normalizzazione, è descritta da un'equazione matematica che corrisponde all'equazione di calibrazione valida per il suolo considerato. Così i contenuti idrici rilevati dal sensore sono in relazione diretta con quelli effettivamente riscontrati nello specifico sito di interesse.

## 2.2 Metodologie di monitoraggio dello stato idrico della pianta

Le metodologie per misurare lo stato idrico della pianta possono essere raggruppati in tre categorie. La prima, utilizzata soprattutto nelle applicazioni biochimiche, si basa sull'attitudine delle cellule vegetali a rilasciare/atingere acqua, se immerse in una soluzione osmoticamente attiva. La seconda categoria permette di esprimere direttamente il contenuto idrico di un tessuto vegetale come percentuale rispetto al peso secco dello stesso o come quantità di acqua che il tessuto vegetale contiene rispetto al quantitativo massimo che lo stesso possiede in condizioni di pieno turgore. La terza categoria ha una base termodinamica e permette di risalire allo stato idrico attraverso la misura del potenziale chimico dell'acqua all'interno del tessuto. I metodi della terza categoria rappresentano quelli più utilizzati in ambito eco-fisiologico, in quanto la misura del potenziale dell'acqua rappresenta l'espressione termodinamicamente più corretta per rappresentare lo stato idrico della pianta e per esplicitare i complessi processi di scambio idrico che avvengono all'interno della pianta o tra questa e l'ambiente esterno.



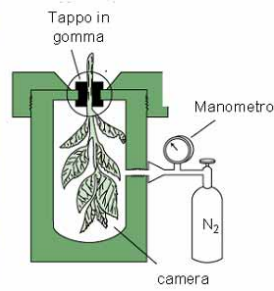


Figura 2.11 - Camera di Scholander per la misura del potenziale idrico xilematico

Lo strumento per la misura dei potenziali idrici prende il nome di camera pressiometrica di Scholander (fig. 2.11) e consiste in un contenitore di metallo, a pareti spesse, connesso con un manometro e una bombola erogante un gas inerte (azoto). Il materiale vegetale da utilizzare per la misura viene fissato a tenuta all'interno della camera, con la superficie

di taglio sporgente all'esterno e posta sotto una lente di ingrandimento.

Il metodo si basa sull'equilibrio tra il potenziale apoplastico (xilematico) e quello simplastico che si instaura in un elemento vegetale isolato dal resto della pianta. All'equilibrio, il potenziale apoplastico, quale può essere quello xilematico,  $\psi_x$ , risulta controbilanciato da quello simplastico,  $\psi_c$ , all'interno della cellula.

La schematizzazione di Boyer (1995) mostrata in fig. 2.12 evidenzia come all'equilibrio la differenza di potenziale osmotico tra simplasto e apoplasto, è controbilanciata dalla somma algebrica del potenziale di turgore cellulare e del potenziale matriciale xilematico.

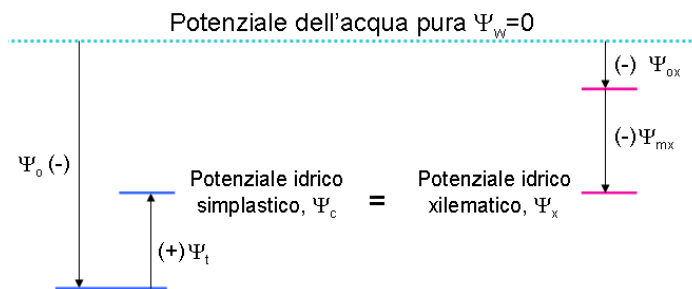


Figura 2.12 - Schematizzazione dell'equilibrio tra il potenziale simplastico e quello apoplastico

Analiticamente l'uguaglianza tra i potenziali si esprime:

$$\psi_x = \psi_c \tag{2.13}$$

ovvero

$$\psi_{ox} + \psi_{mx} = \psi_o + \psi_t \tag{2.14}$$

Aumentando la pressione all'interno della camera, essa si trasmette, attraverso gli spazi intercellulari, alle cellule dell'organo vegetale. Queste vengono compresse, nel senso che viene artificialmente aumentato il loro

potenziale di turgore ( $\psi_t$ ). L'aumento della pressione farà apparire la linfa dalla superficie di taglio dei vasi xilematici recisi.

La pressione alla quale tale circostanza si verifica viene definita pressione di equilibrio, perché controbilancia esattamente la tendenza dell'acqua a entrare (e a rimanere) all'interno delle cellule viventi limitrofe ai fasci. In questa condizione si viene a creare un nuovo equilibrio, fig. 2.13, nella quale il valore della pressione letto al manometro,  $P$ , eguaglia in modulo il potenziale matriciale xilematico  $\psi_{mx}$ , ovvero:

$$P = -\psi_{mx} \quad (2.15)$$

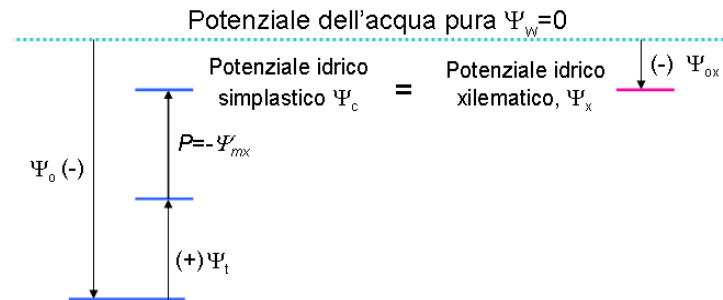


Figura 2.13 - Schematizzazione dell'equilibrio tra il potenziale simplastico e quello apoplastico dopo l'aumento artificiale del potenziale di turgore

A questo punto il nuovo equilibrio può essere scritto nella forma:

$$\psi_{ox} - P = \psi_c \quad (2.16)$$

da cui, risolvendo rispetto a  $P$  si ottiene:

$$P = -\psi_{ox} + \psi_c \quad (2.17)$$

che non è altro che il potenziale medio dell'acqua presente nel tessuto vegetale analizzato cambiato di segno.

Attraverso la costruzione della curva pressione-volume è possibile determinare le componenti osmotiche e, per differenza, ottenere la componente di turgore. A tale scopo viene utilizzata la curva caratteristica pressione-volume, che descrive la relazione tra il reciproco della pressione di bilanciamento ( $1/P$ ), e il volume di linfa estratta ( $V$ ) da un tessuto vegetale precedentemente idratato fino a pieno turgore, come evidenziato in fig. 2.14.

La relazione è fortemente non lineare per valori di pressione inferiori a quello corrispondente al punto di flesso (B), denominato punto di perdita di turgore. Il valore di pressione in B corrisponde al potenziale osmotico delle cellule a zero turgore (C). Per valori di pressione superiori a quelle corrispondenti al punto B, la relazione diventa lineare. Estrapolando il tratto lineare fino al punto (A), si ottiene il reciproco del potenziale osmotico della cellula del tessuto idratato originale ovvero a pieno turgore. Estrapolando ancora fino al punto (D) si ottiene il volume di liquido originariamente

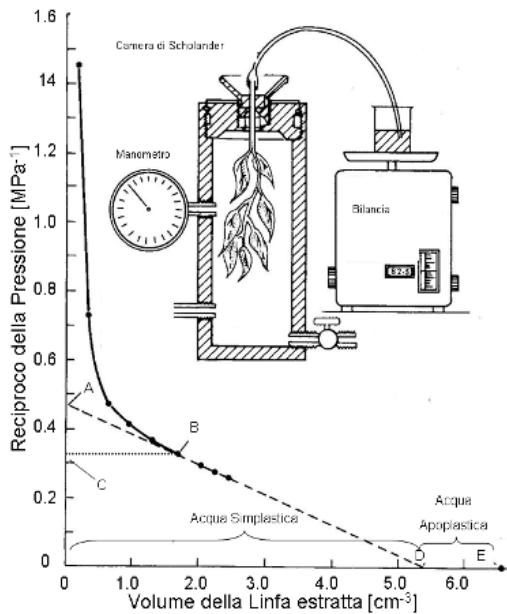


Figura 2.14 - Curva pressione-volume per la determinazione delle componenti del potenziale idrico

presente nelle cellule (acqua simplastica). L'acqua residua che resta nel campione può essere misurata pesando il campione prima e dopo averlo essiccato in stufa (E). Si assume che la quantità eccedente il punto (D) sia acqua legata, cioè fortemente attratta dalle superfici idrofile, anche se può anche essere costituita da acqua presente nell'apoplasto.

Per la determinazione dello stato idrico della pianta in termini di potenziale possono essere utilizzati diversi parti della pianta, purché posseggano un elemento assile dove, a seguito di recisione, è possibile osservare la zona di taglio.

L'elemento più utilizzato nelle applicazioni di pieno campo è la foglia completamente espansa oppure, come avviene per l'olivo, i rametti di un anno di età.

I potenziali idrici della pianta presentano una dinamica giornaliera variabile con le ore del giorno e quindi con la richiesta da parte dell'ambiente. All'interno di questo ciclo circadiano è possibile individuare due punti cardinali che aiutano a sintetizzare lo stato idrico giornaliero della pianta, permettendo al contempo di individuare un indicatore dello stato di stress che può essere utilizzato nella programmazione irrigua.

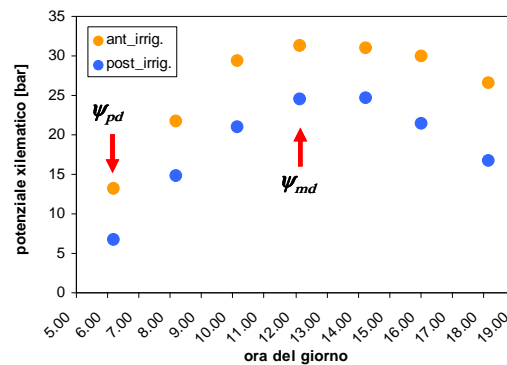


Figura 2.15 - Andamento circadiano dei potenziali xilematici misurati nel corso di due giornate rispettivamente precedente e successiva ad un adacquamento

I valori cardinali dei potenziali idrici della pianta (fig. 2.15), generalmente utilizzati nella stima dell'entità dello stress dovuto alla carenza idrica, sono quelli assunti in momenti particolari dell'arco diurno e precisamente, nell'istante immediatamente precedente l'alba, "pre-dawn" ( $\psi_{pd}$ ), e nell'istante in cui il sole è allo zenit, midday ( $\psi_{md}$ ). Il potenziale misurato nelle ore più calde della giornata rappresenta il livello

minimo di stato idrico che la pianta raggiunge durante il giorno.

La caduta massima diurna di potenziale dell'acqua della foglia è rappresentata dalla differenza  $\Delta\psi = \psi_{pd} - \psi_{md}$ . Il potenziale all'alba ( $\psi_{pd}$ ) viene generalmente misurato allo scopo di ottenere una stima del potenziale dell'acqua del suolo ( $\psi_s$ ), e quindi della quantità d'acqua disponibile per la pianta. Il presupposto dal quale si parte è che la traspirazione si riduce "praticamente a zero" durante la notte, cosicché il potenziale idrico xilematico pre-dawn ha raggiunto una condizione di equilibrio con il potenziale dell'acqua del suolo ( $\psi_s$ ). Esso può essere anche inteso come il grado di recupero dello stato idrico massimo della pianta durante la notte (Fernandez et al., 1999) e valori minori di -0.5 MPa rappresentano una condizione di stress idrico per la pianta (Dettori, 1987).

Studi recenti hanno però messo in dubbio la validità dell'utilizzo di  $\psi_{pd}$  come indicatore dello stato d'acqua nelle piante. In alcuni casi, infatti, tale parametro non risulta correlato con il potenziale dell'acqua del suolo, soprattutto in ambienti aridi (Ameglio et al. 1999; Donovan et al. 1999). Se il suolo si essicca in modo significativo, si può formare un'interfaccia d'aria tra le radici e il suolo che tende a sottostimare il  $\psi_s$  (Stirzaker & Passioura 1996). In altri casi, soprattutto quando si è in presenza di suoli umidi, le piante possono perdere notevoli quantità di acqua per traspirazione anche durante le ore notturne (Benyon 1999) e quindi non sono più in grado di equilibrare il loro potenziale idrico con quello del suolo. Stimare  $\psi_s$  sulla base di  $\psi_{pd}$  in modo affidabile è possibile se si tiene conto che  $\psi_{pd}$  rappresenta il massimo (meno negativo) potenziale idrico che la pianta può raggiungere in determinate condizioni (Nardini et al. 2003a). Vi sono, infatti, suoli caratterizzati da forti processi di contrazione che portano le radici a perdere il contatto col suolo. Si viene in questo modo ad interporre una camera d'aria che funziona da resistenza al flusso di acqua dal suolo alle radici (Nobel, 2005). Misurare direttamente il potenziale di un campione del suolo può quindi fornire false informazioni sul potenziale idrico della pianta.

Dalla conoscenza delle proprietà ottiche della vegetazione, come la variazione delle risposte di assorbanza,  $\alpha$ , trasmittanza,  $\tau$ , e riflettanza,  $\rho$ , della radiazione luminosa nei domini del visibile (VIS), dell'infrarosso vicino (NIR), medio e termico (SWIR) dello spettro elettromagnetico, fig. 2.16, è possibile risalire ai parametri eco-fisiologici legati allo stato idrico della vegetazione. Con riferimento alla forma d'onda della sola componente radiativa riflessa, da una superficie vegetata, è possibile individuare diverse regioni spettrali il cui andamento risulta legato direttamente o indirettamente allo stato idrico della vegetazione. Nella regione dell'ultravioletto ( $\lambda < 400\text{nm}$ ), la maggior parte della radiazione viene assorbita oppure riflessa dalle sostanze cerosi presenti sulla superficie cuticolare. Nella regione del visibile, o PAR (radiazione fotosinteticamente attiva) compresa tra 400 nm e 750 nm, circa il 90% della radiazione viene assorbita specialmente dalla

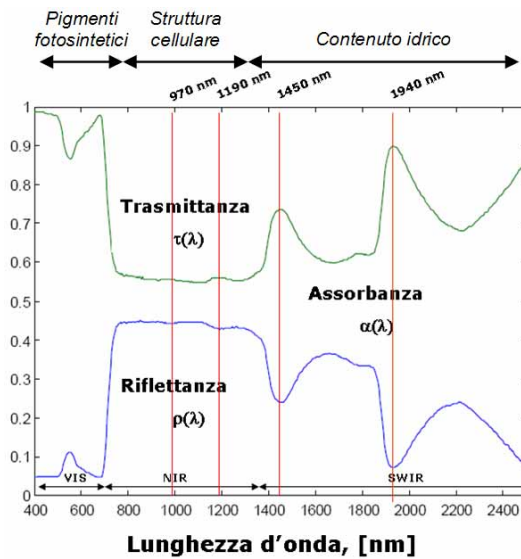


Figura 2.16 - Risposta spettrale in riflettanza, assorbanza e trasmittanza della vegetazione e individuazione delle bande di assorbimento dell'acqua

caratteristiche morfo-anatomiche della lamina fogliare (Boyer, 1988). In questa regione ricadono due bande di assorbimento dell'acqua centrate vicino a 970 e 1200 nm (Jacquemoud and Ustin, 2003). La regione dell'infrarosso termico (SWIR) risulta caratterizzata da picchi caratteristici di assorbimento dell'acqua che si localizzano a 1450, 1940 e 2200 nm. Le bande di assorbimento della vegetazione secca si trovano invece centrate a 1720-1780 nm e sono dovute a composti chimici come cellulosa, lignina e amido (Curran, 1989).

L'acquisizione delle firme spettrali avviene attraverso l'ausilio di uno strumento, lo spettroradiometro, rappresentato in fig. 2.17. Questo strumento

clorofilla, nelle bande del blu (445 nm), del rosso (645 nm), e dagli altri pigmenti (antociani, carotenoidi a xantofille), producendo bassa riflettanza.

Pertanto, l'alterazione della riflettanza in questa regione dipende essenzialmente dalla sensibilità della clorofilla a condizioni di stress di varia origine, quali la diminuzione della disponibilità di nutrienti, l'eccesso di salinità nel suolo, gli attacchi di insetti e la competizione tra le piante. La regione del vicino infrarosso (NIR), compresa tra 750 nm e 1350 nm, è caratterizzata da un'alta riflettanza (40-60%) dovuta esclusivamente alle

viene utilizzato in molte applicazioni in cui si richiede la conoscenza qualitativa della radiazione assorbita, trasmessa e/o emessa da un corpo.



Figura 2.17 - Spettroradiometro da campo a), superficie in spectralon per l'ottimizzazione del sensore b), sonda a contatto c) e leaf clip background d)

Lo spettroradiometro da campo FieldSpec® HandHeld model (ASD, Analytical Spectral Devices, Inc.), opera nell'intervallo di lunghezza d'onda da 325 a 1075 nm. Il sensore, che

permette di convertire i fotoni in elettroni, è un fotodiodo al silicene con 512 canali. La risoluzione dello strumento è di circa 1,6 nm.

Prima di operare sulla pianta, lo strumento deve essere riferito alle condizioni radiative reali. Questa fase prende il nome di ottimizzazione e consiste nell'acquisire una forma d'onda in radianza o direttamente la firma in riflettanza emessa da una superficie di riferimento costituita da una resina termoplastica (Spectralon) che, riflettendo diffusamente quasi il 100% della radiazione incidente, presenta un comportamento ottico di tipo lambertiano. Eseguita la fase di ottimizzazione, è possibile puntare lo strumento sulla superficie vegetale oggetto di studio ed acquisire la firma spettrale in riflettanza da cui estrarre le informazioni.

I domini spettrali di acquisizione dello strumento sono rappresentati dal visibile (VIS) e dall'infrarosso vicino (NIR). La risposta in riflettanza all'interno di questi domini spettrali varia col tipo di vegetazione investigata e, a parità di questa, con la scala di osservazione, come evidenziato in fig. 2.18.

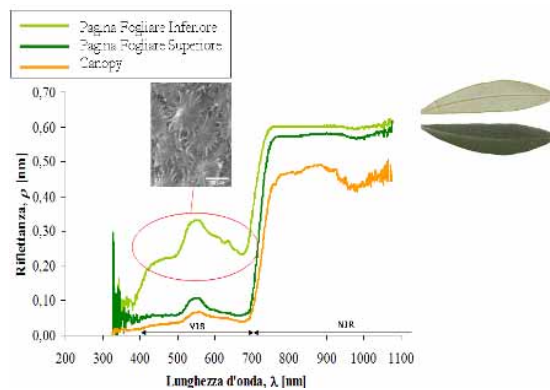


Figura 2.18 - Risposta spettrale in riflettanza acquisita alla scala di canopy e alla scala di singola foglia in olivo, per la pagina inferiore (abassiale) e superiore (adassiale)

Con riferimento alla pianta di olivo, la firma spettrale in riflettanza acquisita a scala di singola foglia differisce da quella di canopy, essendo quest'ultima legata alla composizione del target di acquisizione (proporzione verde/non verde), all'architettura degli elementi fogliari (geometria, distribuzione degli angoli, aggregazione), alla tipologia del background (suolo), allo

stadio fenologico della coltura, nonché a diversi fattori esterni quali l'angolo di osservazione strumentale, la geometria di illuminazione e le condizioni atmosferiche. Per uno stesso tipo di vegetazione, anche a scala di foglia si può osservare un dimorfismo nella risposta spettrale a seconda che se ne consideri la superficie adassiale o abassiale; dimorfismo particolarmente evidente nell'olivo, a causa del particolare adattamento xerofitico delle strutture fogliari. In particolare, la bassa concentrazione di clorofilla che caratterizza la superficie abassiale della foglia, dovuta essenzialmente alla presenza del feltro di tricomi pluricellulari, spiega i più alti valori di riflettanza in corrispondenza della lunghezza d'onda del rosso (680 nm). Nella regione del vicino infrarosso, invece, si possono osservare massimi di riflettanza anche del 70% come causa del ridotto volume degli spazi intercellulari sia nel mesofillo a palizzata che in quello spugnoso, che amplificano in questo modo

i fenomeni di “*multiple scattering*” della radiazione nei siti di discontinuità. A scala di canopy, la risposta in riflettanza nel dominio NIR risulta più bassa come causa delle interferenze di background, quale ad esempio l’effetto suolo.

All’interno del dominio NIR, le due bande di assorbimento da parte dell’acqua sono centrate vicino a 970 e 1200 nm (Jacquemoud and Ustin, 2003).

Gli indici di stress idrico più diffusi in letteratura possono essere allocati in due diverse classi, in funzione della capacità di appurare direttamente o meno la variazione dello stato idrico della pianta. Gli indici che permettono di determinare direttamente lo stato idrico della foglia/canopy sfruttano la variazione degli effetti primari delle proprietà radiative dell’acqua per monitorare i cosiddetti stress idrici acuti, mentre gli indici indiretti tengono conto della variazione di altri parametri biochimici, quali la quantità della clorofilla e caratteri morfo-anatomici della vegetazione, come la quantità di sostanza secca. Questi ultimi permettono di risalire ai cosiddetti stress idrici cronici che si sviluppano in modo più lento a seguito per esempio, della degradazione della clorofilla o della perdita di sostanza secca (José et al., 2007).

Per risalire direttamente alla variazione dello stato idrico della foglia/canopy, Peñuelas et al., (1993) hanno proposto un’analisi della buca di assorbimento dell’acqua nel NIR, attraverso la definizione del *Water Index* (WI), definito come rapporto tra l’entità della riflettanza alla lunghezza d’onda di 970 nm e quella a 900 nm. Strachan et al. (2002), osservando che il minimo di riflettanza non sempre ricade a 970 nm, a causa dei fenomeni di fluttuazione che si sviluppano soprattutto durante i periodi di stress, propongono l’introduzione di un indice modificato, il “floating water index” *fWI*, in cui il calcolo del minimo è ricercato nell’intervallo tra 930 e 980 nm:

$$fWI = \frac{\min(\rho_{930-980})}{\rho_{900}} \quad (2.18)$$

Una limitazione all’uso del *fWI*, per il monitoraggio dello stato idrico della pianta nasce dalle considerazioni che la banda di assorbimento di 970 nm, causando cambiamenti strutturali come la perdita di elasticità della parete della cellula, si modifica significativamente solo per avanzati stati di variazione del contenuto idrico fogliare (Peñuelas et al., 1993). Tale circostanza preclude il suo utilizzo per l’individuazione di stress idrico blando o per l’accertamento in piante a carattere isoidrico, capaci di mantenere il contenuto idrico della foglia all’interno di un range ristretto.

La tecnica del Continuum Removal (Pu et al., 2003), permette di definire un indice più sensibile alle variazioni di contenuto idrico fogliare. Si definisce inizialmente il continuum costituito dal segmento che unisce i due punti di massimo dello spettro,  $\rho_{\max\_1}(\lambda_1)$  e  $\rho_{\max\_2}(\lambda_2)$ , che pertanto sovrastano la buca di assorbimento. L’indice denominato Absorption Index AI, si ottiene

applicando un processo di integrazione nell'intervallo di lunghezze d'onda  $[\lambda_1, \lambda_2]$  e rapportando l'area così ottenuta a quella delimitata dal continuum prima definito:

$$AI = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \rho_i \partial \lambda}{(\rho_{\max\_1} + \rho_{\max\_2}) \frac{(\lambda_1 - \lambda_2)}{2}} \quad (2.19)$$

Sia il *floating Water Index*, *fWI*, che l'*Absorption Index*, *AI*, assumono valori compresi tra 0 e 1, corrispondenti rispettivamente al minimo ed al massimo stato idrico.

Tra gli indici basati sulle variazioni delle caratteristiche biochimiche e morfo-anatomiche della vegetazione, quello comunemente più utilizzato è l'*NDVI* (*Normalized Difference Vegetation Index*, Rouse et al., 1974):

$$NDVI = \frac{\rho_{860} - \rho_{640}}{\rho_{860} + \rho_{640}} \quad (2.20)$$

La riflettanza corrispondente alla lunghezza d'onda del rosso,  $\rho_{640}$ , è correlata con l'assorbimento della luce da parte della clorofilla, mentre quella relativa alla lunghezza d'onda dell'infrarosso vicino,  $\rho_{860}$ , è legata alle modificazioni della struttura interna delle foglie. Una specie vegetale in condizioni di stress idrico produce meno clorofilla e quindi riflette maggiormente nel rosso apparendo clorotica rispetto ad una specie ricca di clorofilla che risulta particolarmente riflettente nella regione del verde, centrata attorno a 500 nm. L'*NDVI* per la vegetazione assume valori sempre maggiori di zero e, per le piante stressate, risulta minore rispetto a quello ottenibile da piante in condizioni di buono stato idrico.

Un altro indice fondato sulla variazione del contenuto di clorofilla è il *Red Edge Position*, *REP*, che stima l'arretramento verso le lunghezze d'onda del blu, della posizione del punto di flesso nella regione di transizione dal rosso all'infrarosso vicino. Analiticamente, per la determinazione della posizione della lunghezza d'onda corrispondente al punto di flesso rosso-infrarosso, è possibile seguire diversi approcci tra i quali la tecnica dell'interpolazione lineare che utilizza quattro bande spettrali centrate a 670, 700, 740 e 780 nm, (Guyot e Baret, 1988):

$$REP = \lambda_{700} + (\lambda_{740} - \lambda_{700}) \left[ \frac{\rho_{REP} - \rho_{700}}{\rho_{740} - \rho_{700}} \right] \quad (2.21)$$

dove si indicano con  $\lambda_i$  le lunghezze d'onda, con  $\rho_i$  i valori di riflettanza alle diverse lunghezze d'onda e con  $\rho_{REP}$  il valore della riflettanza nel punto di flesso RED-NIR ottenuto come semisomma tra la riflettanza a 670 nm e quella a 780 nm. Il passaggio tra valori di riflettanza bassi nel rosso e quelli alti nell'infrarosso è molto rapido e la variazione della posizione del *REP* è



maggiormente indicativa del contenuto di clorofilla, più che del contenuto d'acqua (Filella e Peñuelas, 1994).

L'applicazione, inoltre, degli indici spettrali diretti,  $fWI$  ed  $AI$ , normalizzati rispetto al relativo valore di  $NDVI$  permette di tenere in conto anche delle variazioni strutturali e dei cambiamenti di colore dovuti alla perdita dei pigmenti che si verifica nella vegetazione in condizioni di stress (Peñuelas e Inque, 1999).

Un altro approccio che è possibile intraprendere per la definizione dello stato idrico della pianta riguarda il bilancio energetico della coltura. Secondo la legge di Stefan-Boltzmann, la quantità di energia emessa da una foglia può essere calcolata come:

$$F = \varepsilon\sigma T^4 \quad (2.22)$$

dove si indica con  $\varepsilon$  l'emissività della foglia (uguale a circa 0,95 per foglie vive e a temperatura ambiente) per radiazioni di lunghezza d'onda elevata (radiazioni termiche), con  $\sigma$  la costante di Stefan-Boltzmann ( $5,673 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-4}$ ) e con  $T$  la temperatura assoluta della foglia (K). Questa legge stabilisce che la quantità di energia emessa dipende dalla quarta potenza della temperatura assoluta della foglia.

Se la foglia assorbe più energia di quanta ne irradia, l'eccesso viene dissipato principalmente attraverso i fenomeni della convezione e della traspirazione. Se così non fosse, la temperatura tenderebbe ad aumentare; per esempio una foglia di spessore effettivo  $300 \mu\text{m}$  si riscalderebbe fino a  $100^\circ\text{C}$ , ogni minuto, se tutta l'energia solare disponibile fosse assorbita e non ci fosse dissipazione di calore (Taiz et al., 2002).

Gli scambi di calore, fig. 2.19, per convezione dalla foglia all'atmosfera avvengono in risposta ad una differenza di temperatura tra la foglia stessa e l'aria. Maggiore è tale differenza, maggiore sarà la forza motrice del processo

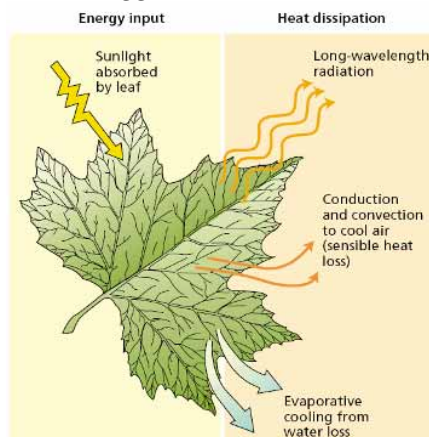


Figura 2.19 - Schematizzazione del bilancio energetico di superficie a scala di singola foglia

di convezione. La resistenza al processo di trasmissione convettiva del calore dalla foglia, dipende dallo spessore dello strato di diffusione (strato limite), la cui temperatura e contenuto in vapore sono influenzati in principal modo dalle caratteristiche anatomiche della foglia. Per una data differenza di temperatura tra la foglia e l'aria che posta al di sopra dello strato limite, il trasferimento convettivo di calore è più rapido se lo spessore dello strato è piccolo (gradiente termico elevato). Tra i fattori che concorrono nella determinazione dello spessore dello

strato limite, le caratteristiche morfo-anatomiche della foglia ed il vento rappresentano senza dubbio quelli più importanti. La perdita di calore per convezione rappresenta la componente del bilancio energetico che è possibile misurare e che pertanto viene denominata perdita di calore sensibile. Dal punto di vista analitico il trasferimento del calore sensibile da una superficie vegetale, quale può essere la canopy, viene descritto dall'equazione:

$$H = \frac{(T_a - T_c) c_p \rho_a}{r_a} \quad (2.23)$$

nella quale si indica con  $H$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] il flusso di calore sensibile, con  $(T_a - T_c)$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] la differenza tra la temperatura dell'aria e quella della canopy, con  $c_p$  la capacità termica specifica dell'aria secca (circa uguale a  $1000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), con  $\rho_a$  la densità dell'aria secca ( $1,205 \text{ kg m}^{-3}$  a  $20^{\circ}\text{C}$ ) e con  $r_a$  la resistenza aerodinamica alla diffusione del vapore in atmosfera.

Facendo riferimento allo scambio idrico tra canopy e atmosfera, si può affermare, per certi versi, che la traspirazione ha caratteristiche molto simili a quelle del trasferimento convettivo di calore. La forza motrice della traspirazione è il gradiente di concentrazione di vapore tra l'interno della foglia e l'atmosfera al di sopra dello strato limite. La differenza sostanziale tra il processo di perdita di calore convettivo e quello traspirativo è legata alla diversa tipologia delle resistenze che entrano in gioco nel processo di diffusione del vapore acqueo.

La perdita di calore dovuta al processo traspirativo rappresenta la componente del bilancio energetico di più difficile misurazione, in quanto il calore risulta celato nel passaggio di stato dell'acqua in vapore. Dal punto di vista analitico il flusso di calore latente,  $\lambda E$  [ $\text{W m}^{-2}$ ], risulta espresso da:

$$\lambda E = \frac{(e_c^* - e_a) c_p \rho_a}{\gamma (r_a + r_c)} \quad (2.24)$$

dove  $e_c^*$  [Pa] indica la tensione di vapore saturo alla temperatura della canopy,  $e_a$  [Pa] la tensione di vapore attuale dell'aria,  $r_c$  [ $\text{s m}^{-1}$ ] la resistenza alla diffusione della canopy,  $\gamma$  ( $66,6 \text{ Pa K}^{-1}$ ) la costante psicrometrica dell'aria,  $\rho_a$  [ $\text{kg m}^{-3}$ ] la densità dell'aria secca e  $c_p$  [ $\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ] il calore specifico a pressione costante dell'aria.

La perdita di calore sensibile ( $H$ ) e la perdita di calore latente ( $\lambda E$ ) sono i processi più importanti nella regolazione della temperatura fogliare e il rapporto fra i due è definito rapporto di Bowen,  $\beta$  (Campbell, 1997):

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (2.25)$$

Per colture nelle quali il contenuto idrico del suolo non rappresenta un fattore limitante, la traspirazione è alta e il rapporto di Bowen risulta essere

basso. Rapporti di Bowen molto bassi sono comuni per un prato ben irrigato, in una giornata senza vento. In queste condizioni il termine di calore sensibile risulta trascurabile poiché l'aria che circonda la foglia è alla medesima temperatura della foglia stessa; quindi il rapporto di Bowen si avvicina a zero e la perdita di acqua dal sistema è determinata principalmente dall'input energetico solare. Nelle piante come l'olivo a comportamento anisoidrico, dove la regolazione stomatica è poco efficiente, il processo traspirativo permette di raffreddare la foglia fino a temperature minori di quelle dell'aria; in questo caso si manifesta un flusso di calore sensibile dell'aria verso la foglia e il rapporto di Bowen diventa negativo. Per contro il rapporto di Bowen può essere molto alto nelle piante che mantengono costante il contenuto idrico della foglia (isoidriche) grazie a una efficiente regolazione stomatica. In questo caso tutto il calore viene dissipato attraverso la perdita di calore sensibile e il rapporto di Bowen tende all'infinito. Le piante che posseggono rapporti di Bowen molto alti, appartenenti soprattutto agli ecosistemi desertici, sono in grado di conservare l'acqua nelle foglie, ma devono sopportare temperature fogliari altissime.

Negli ultimi anni, grazie allo sviluppo della sensoristica in telemisura delle temperature di superficie, fig. 2.20, si sono riprese in considerazione le basi teoriche che regolano il regime termico della pianta per applicarle nella gestione degli interventi irrigui. In particolare, considerate le relazioni che intercorrono tra la temperatura della canopy ( $T_c$ ) e la traspirazione è possibile indagare, tramite misure termiche, le condizioni di stress idrico della pianta.

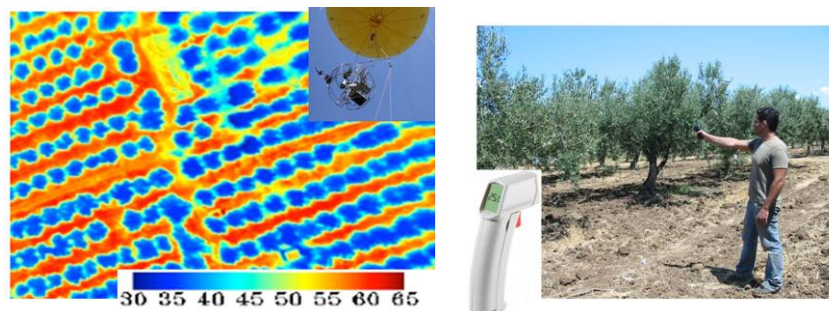


Figura 2.20 - Immagine acquisita attraverso camera termografica montata su pallone aerostatico (a sinistra) e misura termometrica (a destra)

L'assunzione che ha portato i diversi Autori ad esplicitare alcuni indici di seguito elencati, si basa sul fatto che la traspirazione della pianta, allontanando calore dalla superficie fogliare, abbassa la temperatura della canopy.

Tra gli indici a base termica più diffusi per il monitoraggio dello stato idrico della pianta, il Crop Water Stress Index (Idso et al., 1981; Jackson et al., 1981; Idso, 1982; Jackson, 1982) rappresenta quello più studiato e in certi casi applicato. Il  $CWSI_{\Delta}$  è un indice normalizzato rispetto agli estremi del dominio di temperature fogliari che caratterizzano un determinato ambiente. In

termini generali il  $CWSI_{\Delta}$  esplicita lo stato idrico di una pianta (o di una tesi sperimentale) rispetto alle sue condizioni termiche e a quelle dei due estremi, che rappresentano rispettivamente in condizioni di stress idrico forte e condizioni di buona idratazione. In termini analitici:

$$CWSI_{\Delta} = \frac{(T_c - T_a)_i - (T_c - T_a)_{dry}}{(T_c - T_a)_{wet} - (T_c - T_a)_{dry}} \quad (2.26)$$

dove  $(T_c - T_a)_i$  indica la differenza di temperatura tra la canopy della pianta (o della tesi) oggetto di studio e quella dell'aria, mentre  $(T_c - T_a)_{dry}$  e  $(T_c - T_a)_{wet}$  indicano rispettivamente la differenza di temperatura canopy-aria per piante (o tesi) stressate e per quelle ben idratate. Gli approcci che è possibile intraprendere per la definizione dei differenziali termici di riferimento per il calcolo del  $CWSI_{\Delta}$ , possono basarsi sia su assunzioni teoriche che empiriche.

Riguardo all'assunzione teorica (Jackson et al., 1981), si richiama all'equazione generale del bilancio energetico di superficie che definisce la radiazione netta,  $R_n$ , come:

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (2.27)$$

nella quale il termine  $G$  indica il flusso di calore del suolo. Con riferimento ad una superficie vegetale, sia essa rappresentata da una singola foglia o dalla canopy, sostituendo i termini  $H$  e  $\lambda E$  con quelli valutati attraverso le equazioni 2.23 e 2.24, attraverso semplici passaggi si ottiene la seguente relazione che lega il differenziale termico  $T_c - T_a$  [°C] al deficit di pressione di vapore canopy-aria [Pa], alla radiazione netta  $R_n$  [W m<sup>-2</sup>], al flusso di calore dal suolo  $G$  [W m<sup>-2</sup>], alla resistenza aerodinamica  $r_a$  [s m<sup>-1</sup>] ed a quella della canopy  $r_c$  [s m<sup>-1</sup>]:

$$T_c - T_a = \frac{r_a (R_n - G)}{\rho c_p} \frac{\gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} - \frac{VPD}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (2.28)$$

in cui il termine  $\Delta$  [Pa °C<sup>-1</sup>] rappresenta la pendenza della curva di tensione del vapore saturo alla temperatura dell'aria.

Per una coltura soggetta a una condizione di stress idrico severo, il termine di resistenza della canopy assume valori elevati rispetto alla resistenza aerodinamica; in questo caso l'eq. 2.28 può essere approssimata nella forma:

$$(T_c - T_a)_{dry} = \frac{R_n r_a}{\rho c_p} \quad (2.29)$$

Nel piano cartesiano (VPD,  $T_c - T_a$ ), la (2.29) è la retta orizzontale con intercetta pari a  $R_n r_a / (\rho c_p)$ , che definisce l'estremo superiore del dominio del CWSI.

Per una coltura bene idratata, invece, il termine di resistenza colturale  $r_c$  viene sostituito nell'equazione 2.28 con quello corrispondente alle condizioni potenziali di umidità del suolo,  $r_{cp}$ , permettendo di definire l'estremo inferiore del dominio del CWSI che risulta funzione sia dei parametri meteorologici che fisiologici della pianta. Con riferimento a questi ultimi, la resistenza della pianta che si trova in condizioni potenziali di umidità del suolo ( $r_{cp}$ ), rappresenta il parametro colturale più importante. L'influenza dei parametri ambientali sul differenziale termico può essere illustrata analizzando l'esperimento di Jones (1999), che dimostra come la differenza di temperatura dipenda dal regime radiativo e dalla velocità del vento (fig. 2.21).

In particolare dalla figura si evince che il vento influisce sulla pendenza della relazione tra differenziale termico  $\Delta T$  e radiazione netta, mentre si osserva che la radiazione modifica l'intercetta della relazione tra  $\Delta T$  e deficit di pressione di vapore ( $\delta e = VPD$ ). A parità di radiazione,  $\Delta T$  dipende in maniera non lineare dalla velocità del vento.

L'approccio empirico (Idso et al., 1981), permette di risalire ai differenziali termici di riferimento che rientrano nella definizione di CWSI, mediante la misura diretta delle temperature fogliari di piante opportunamente mantenute in condizioni di stress idrico severo,  $(T_c - T_a)_{dry}$  e in condizioni di rifornimento idrico ottimale del suolo,  $(T_c - T_a)_{wet}$ .

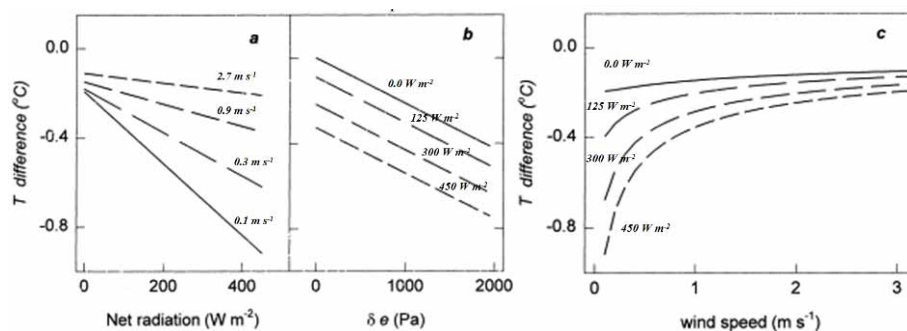


Figura 2.21 - Dipendenza del differenziale termico  $\Delta T = (T_c - T_a)$  dalle condizioni ambientali (da Jones, 1999). Con  $\delta e$  viene indicato il deficit di pressione di vapore

Per la determinazione di quest'ultima, è necessario mettere in relazione i valori di tale differenza determinati sperimentalmente (misurando allo stesso istante sia la temperatura della canopy di piante condotte in assenza di stress che la temperatura dell'aria), con il deficit di pressione di vapore,  $VPD$ , misurato nello stesso istante. La funzione base inferiore che permetterà di calcolare il  $\Delta T_{wet}$  sarà quindi rappresentata attraverso la relazione interpolante i punti sperimentali. In particolare sarà rappresentata da una retta i cui parametri saranno esclusivi dell'ambiente nel quale la stessa è determinata. Per quanto invece riguarda la determinazione della funzione di base superiore, invece, si prende in considerazione la funzione di interpolazione dei valori dei differenziali termici  $(T_c - T_a)_{dry}$  ottenuti sperimentalmente

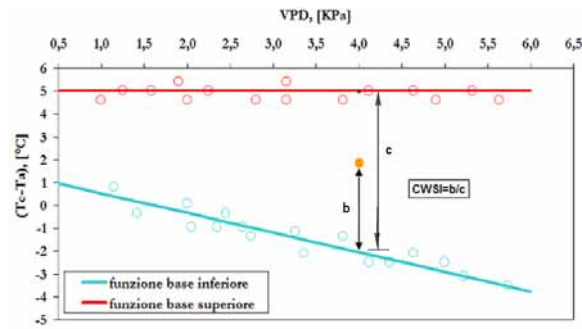


Figura 2.22 - Funzioni di base superiore e inferiore utilizzate per la determinazione empirica del CWSI

una intercetta uguale a quella della funzione di base inferiore. Alcuni autori (Ehrler et al., 1978; Irmak et al., 2000) utilizzano come limite superiore del differenziale  $(T_c - T_a)_{dry}$  quello ottenuto sommando alla temperatura dell'aria una costante di circa 5 °C. La figura 2.22 schematizza le funzioni di base inferiore,  $\Delta T_{wet} = f(VPD)$ , e superiore,  $\Delta T_{dry} = cost$ , ottenute monitorando i regimi termici di una generica coltura condotta rispettivamente in condizioni potenziali di umidità del suolo ed in condizioni di stress idrico severo. Nello stesso grafico è riportata la procedura grafica per il calcolo del CWSI.

monitorando il regime termico di piante mantenute in condizioni di stress idrico severo e che pertanto presentano gli stomi chiusi. In ambienti ad alte latitudini, dove i regimi radiativi sono meno severi, è possibile considerare come funzione di base superiore la retta orizzontale che presenta

### 2.3 Sistemi per il monitoraggio dei flussi evapotraspirativi e della componente traspirativa

I flussi evapotraspirativi che provengono da una superficie vegetata sono la combinazione di due processi separati per i quali l'acqua viene ceduta all'atmosfera dal suolo (evaporazione) e dalla vegetazione (traspirazione). Essendo i due fenomeni simultanei, risulta molto difficile distinguerli, motivo per cui si parla generalmente di evapotraspirazione come di un singolo processo.

La misura dell'evapotraspirazione è un'operazione complessa, per la determinazione della quale si può ricorrere a modelli empirici o a base termodinamica nonché a sistemi più sofisticati, che utilizzano un approccio micrometeorologico.

Nella definizione della grandezza di interesse si adopera, in genere, una distinzione tra evapotraspirazione della coltura di riferimento  $ET_{ref}$ , evapotraspirazione della coltura in condizioni standard  $ET_c$  ed evapotraspirazione della coltura nelle condizioni effettive  $ET_e$ .

L'evapotraspirazione della coltura di riferimento,  $ET_{ref}$ , può essere considerata un parametro climatico che nasce dall'esigenza di definire oggettivamente il potere evaporativo dell'atmosfera, a prescindere dall'uso del suolo sottostante. Per coltura di riferimento si intende (Allen, 1996),

un'ipotetica coltura di altezza 0.12 m, con coefficiente di resistenza di superficie, o della coltura, uguale a  $70 \text{ s m}^{-1}$  e con albedo 0.23. L'evapotraspirazione della coltura in condizione standard,  $ET_c$ , denominata evapotraspirazione potenziale o massima, indica l'evapotraspirazione da una superficie in cui viene coltivata la coltura, gestita in modo ottimale e costantemente irrigata al fine di evitare l'insorgenza di condizioni di stress idrico.

L'evapotraspirazione colturale in condizioni effettive,  $ET_e$ , indica l'evapotraspirazione da una superficie in cui è coltivata una generica coltura che si trova soggetta a condizioni climatiche e di gestione differenti da quelle standard.

I modelli per la stima dell'evapotraspirazione richiedono come input i



Figura 2.23 - Stazione agro-meteorologica standard per la misura delle variabili meteorologiche

dati meteorologici rilevati attraverso stazioni di misura installate in modo appropriato in campo, fig. 2.23. Le variabili meteo generalmente misurate sono rappresentate dalla radiazione solare, temperatura, umidità relativa dell'aria e velocità del vento.

Tra i modelli per il calcolo dell'evapotraspirazione della coltura di riferimento,  $ET_{ref}$ , si utilizza spesso l'approccio termodinamico inizialmente proposto da Monteith (1965) e modificato successivamente dagli esperti della FAO nei quaderni 23 (Doorenbos and Pruitt, 1977), 56 (Allen et al., 1996) e nel report che standardizza tale procedura proposto dalla ASCE-EWRI (Allen, 2005a).

Con riferimento alla procedura standardizzata (Allen, 2005a),  $ET_{ref}$  [ $\text{mm h}^{-1}$ ], viene determinata con due differenti

modalità, a seconda che la coltura di riferimento sia di piccola taglia (altezza della canopy 0.12 m, come quella di un prato di erba falciato o di un prato invernale) o di grossa taglia (altezza della canopy 0.50 m). La forma generale dell'equazione è:

$$ET_{ref} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (2.30)$$

nella quale  $R_n$  e  $G$  sono espressi in [ $\text{MJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ],  $T$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] è la temperatura media oraria dell'aria alla quota di 1.5-2.5 m,  $u_2$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] la velocità del vento media oraria alla quota di 2 m,  $e_s$  [ $\text{kPa}$ ] è la tensione di vapore saturo calcolata come media tra la tensione di vapore saturo alla temperatura minima e massima,  $e_a$

[kPa] è la tensione di vapore e attuale misurata alla quota di 1.5-2.5 m,  $C_n$  e  $C_d$  sono delle costanti i cui valori sono riportati in tab. 2.1. La costante  $C_n$  [ $\text{K mm s}^3 \text{Mg}^{-1} \text{h}^{-1}$ ], tiene in conto della scansione temporale di calcolo e della scabrezza aerodinamica di superficie. La seconda costante,  $C_d$  [ $\text{s m}^{-1}$ ], considera invece la resistenza superficiale apparente. Entrambe le costanti assumono valore diverso in funzione del periodo di luce. Il valore 0.408 ingloba il calore latente di evaporazione ( $\lambda=2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$ ) e la densità dell'acqua ( $\rho_w=1.0 \text{ Mg m}^{-3}$ ).

Tabella 2.1 - Valori dei parametri  $C_n$  e  $C_d$  per il calcolo di  $ET_{ref}$  secondo la eq. 2.35.

Scansione temporale di calcolo	$ET_{ref}$ coltura di riferimento di piccola taglia		$ET_{ref}$ coltura di riferimento di grande taglia	
	$C_n$	$C_d$	$C_n$	$C_d$
Giornaliera	900	0.34	1600	0.38
Oraria e durante le ore di luce	37	0.24	66	0.25
Oraria e durante le ore di buio	37	0.96	66	1.7

L'eq. (2.30) può essere applicata a scala oraria e giornaliera. È preferibile ottenere il valore giornaliero di  $ET_{ref}$  dalla somma dei valori orari anziché direttamente; in tal modo, infatti si tiene conto della variabilità oraria dei

parametri meteorologici, velocità del vento, radiazione netta e deficit di pressione di vapore (Irmak et al., 2005; Allen et al., 2006).

Per il calcolo dei parametri che rientrano nell'eq. (2.30) si può fare riferimento, oltre che alla pubblicazione ASCE-EWRI (Allen et al., 2005a), al quaderno FAO-56 (Allen et al., 1998), fig. 2.24.



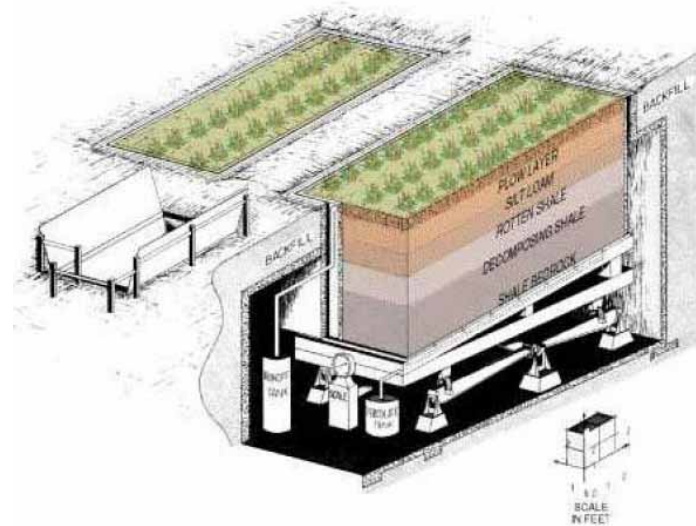
Figura 2.24 – Standard utilizzati come riferimento per il calcolo di  $ET_{ref}$

Per la determinazione dell'evapotraspirazione standard o potenziale,  $ET_c$ , di una generica coltura, può essere utilizzato il sistema lisimetro, fig. 2.25. Esso riproduce in scala ridotta il sistema colturale oggetto di studio dove, attraverso il monitoraggio dei flussi idrici e l'applicazione dell'equazione del bilancio di massa, è possibile seguire i consumi idrici della coltura. Se la coltura studiata per via lisimetrica si trova in condizioni idriche potenziali, l'entità del termine evapotraspirazione che viene dedotto dall'equazione del bilancio, prende il nome di evapotraspirazione standard o potenziale,  $ET_c$ . In



relazione alla complessità costruttiva del lisimetro, per la determinazione dell'evapotraspirazione potenziale o massima colturale vengono spesso utilizzati i cosiddetti coefficienti colturali,  $K_c$ , ottenuti empiricamente in diversi ambienti e per le diverse piante sia per consumo umano (Allen et al., 1996) che per uso paesaggistico-forestale (Hoffman et al., 2007).

Il coefficiente colturale è definito come il rapporto tra



University of North Carolina

Figura 2.25 – Lisimetro a pesata per la determinazione dell'evapotraspirazione colturale,  $ET_c$

e l'evapotraspirazione potenziale,  $ET_p$ , misurata attraverso il lisimetro, e l'evapotraspirazione della coltura di riferimento,  $ET_{ref}$ :

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_{ref}} \quad (2.31)$$

Tali valori sono stati catalogati in tabelle e pubblicate nel quaderno FAO 56 (Allen et al., 1996). Nello stesso quaderno FAO sono riportate le procedure per la correzione dei  $K_c$  fondamentali, quando si opera in ambienti diversi da quelli in cui è stata condotta la sperimentazione per la determinazione dei  $K_c$  stessi.

Nella tabella 2.2 sono riportati i valori del coefficiente colturale per l'olivo, ottenuti in diversi ambienti. Come può notarsi, sono compresi tra un massimo, riferito alla primavera e all'autunno, e un minimo all'estate. In generale tali valori sono da considerarsi orientativi e, in assenza di dati riferiti specificamente all'ambiente in cui si opera, devono essere utilizzati con cautela.

Per la determinazione dell'evapotraspirazione della coltura in condizioni effettive,  $ET_e$ , si fa ricorso a metodi indiretti, che utilizzano coefficienti

correttivi dei  $K_c$  (per i quali si rimanda ai capitoli successivi) o a misure micrometeorologiche.

Tabella 2.2 - Valori dei coefficienti culturali ( $K_c$ ) ottenuti e/o adattati in vari ambienti

Valori di $K_c$	Autori	Ambiente
0.4-0.6	Doorenbos Kassan,1988	
0.5-0.6	Milella e Dettori, 1986	Italia (Sardegna)
0.5-0.55	Dettori, 1987	Italia (Sardegna)
0.4-0.64	Deidda et al., 1990	Italia (Sardegna)
0.53-0.72	García Fernandez et al.,1993	Spagna(Cordoba)
0.45-0.65	Pastor e Orgaz,1994	Spagna (Cordoba)
0.5-0.85	Michelakis et al., 1994	Grecia (Creta)
0.55-0.75	Goldhamer et al., 1994	USA (California)
0.5-0.81	Michelakis et al., 1996	Grecia (Creta)
0.6-0.65	Patumi et al., 1999	Italia (Campania)
0.5-0.65	Pastor et al., 1999	Spagna (Jaèn)
0.5-0.7	Fernandez, 1999	Spagna (Sevilla)
0.5-0.7	Xiloyannis et al., 1999.00.00	Italia (Sardegna)
0.69-0.72	Luna, 2000	Spagna (Lleida)
0.63-0.77	Fernandez, 2006	Spagna (Sevilla)

I sistemi micrometeorologici rappresentano attualmente le tecnologie più innovative per la determinazione dei flussi evapotraspirativi di una superficie vegetata. Tali sistemi possono misurare l'evapotraspirazione in termini di massa, attraverso la misura diretta dei flussi di vapore acqueo nell'atmosfera (Eddy Correlation, Baldocchi et al., 1998) oppure come termine residuo dell'equazione generale del bilancio energetico di superficie. Con riferimento alla seconda categoria, la tecnica scintillometrica permette di risalire ai flussi evapotraspirativi di una certa area attraverso la conoscenza delle relazioni che intercorrono tra il flusso di calore sensibile,  $H$ , e le cosiddette scintillazioni. In particolare, lo scintillometro detto a piccola apertura (DBSAS), misura le fluttuazioni di intensità che due fasci laser subiscono lungo il percorso dalla sorgente al ricevitore.

Le fluttuazioni sono dovute a interferenza, indotta dallo scattering che la radiazione stessa subisce a causa di disomogeneità dell'indice di rifrazione dell'aria.

Tali disomogeneità sono prodotte in gran parte dalle fluttuazioni turbolente di temperatura, seguite in minor misura da quelle indotte dall'umidità e dalla densità dell'aria. Si può, pertanto, istituire un legame tra flusso di calore sensibile,  $H$ , che genera le fluttuazioni di temperatura e le "scintillazioni", misurate dallo strumento. La turbolenza è rappresentata da un insieme di vortici, di differente scala. Solitamente i vortici di maggiore dimensione sono generati da moti convettivi e hanno dimensione dell'ordine dello spessore dello strato limite (boundary layer); essi, tuttavia, sono in

genere instabili e generano vortici di minore dimensione, secondo un processo a cascata.

I vortici maggiormente attivi hanno dimensione dell'ordine della cosiddetta "prima zona di Fresnel", pari a  $Z_f = \sqrt{\lambda L}$ , in cui  $\lambda$  è la lunghezza d'onda della radiazione laser ed  $L$  è la distanza percorsa dai due raggi. Alla scala di Fresnel, le grandezze accessibili alla misura scintillometrica sono la costante di struttura,  $C_n^2$ , che descrive l'ampiezza spettrale delle fluttuazioni dell'indice di rifrazione dell'aria nel campo "inerziale", e la scala interna di turbolenza ("inner" scale),  $l_0$ , che denota la dimensione caratteristica dei

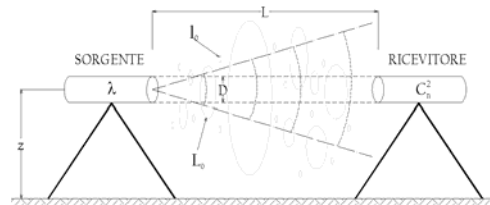


Figura 2.26 - Schema tipo d'installazione dello scintillometro, con l'indicazione dei principali parametri di funzionamento e delle grandezze misurate

vortici turbolenti nella zona di transizione tra i campi inerziale e dissipativo dello spettro.

Nella fig 2.26 è riportato uno schema tipico di installazione dello strumento, con l'indicazione dei principali parametri di funzionamento.

Noti  $C_n^2$  e  $l_0$ , è possibile dedurre, rispettivamente, il parametro di struttura della temperatura,  $C_T^2$ , e il termine  $\varepsilon$ , che definisce l'intensità di dissipazione dell'energia cinetica turbolenta:

$$C_T^2 = C_n^2 \left( \frac{T_a^2}{\gamma P_a} \right)^2 \quad (2.32)$$

$$\varepsilon = v_a^3 \left( \frac{7.4}{l_0} \right)^4 \quad (2.33)$$

nelle quali  $T_a$ ,  $P_a$  e  $v_a$  sono, rispettivamente, la temperatura, la pressione e la viscosità cinematica dell'aria, e  $\gamma$  è una costante che dipende dalla lunghezza d'onda della sorgente luminosa (che, per la configurazione utilizzata, vale  $7.8 \cdot 10^{-7} \text{ Pa}^{-1}$ ).

In accordo alla teoria di similarità di Monin-Obukhov (MOST: *Monin-Obukhov Similarity Theory*),  $C_T^2$  ed  $\varepsilon$  sono funzioni universali del rapporto tra la quota  $z$  e la lunghezza di Monin-Obukhov,  $L_{MO}$ :

$$\frac{C_T^2 z^{2/3}}{\theta_*^2} = f_T \left( \frac{z}{L_{MO}} \right) \quad (2.34)$$

$$\frac{kz\varepsilon}{u_*^3} = f_\varepsilon \left( \frac{z}{L_{MO}} \right) \quad (2.35)$$

nella quale  $z$  è la quota,  $k=0.4$  è la costante di von Karman,  $\theta_*$  è la scala di

temperatura ed  $u^*$  è la velocità d'attrito. Le funzioni  $f_T$  ed  $f_\varepsilon$  dipendono dalle condizioni di stabilità dell'atmosfera; Thiermann e Grassl (1992) hanno suggerito:

- condizioni instabili ( $L_{MO} < 0$ )

$$f_T\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = 6.34 \left[ 1 - 7 \frac{z}{L_{MO}} + 74 \left( \frac{z}{L_{MO}} \right)^2 \right]^{-1/3} \quad (2.36a)$$

$$f_\varepsilon\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = \left( 1 - 3 \frac{z}{L_{MO}} \right)^{-1} - \frac{z}{L_{MO}} \quad (2.36b)$$

- condizioni stabili ( $L_{MO} > 0$ )

$$f_T\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = 6.34 \left[ 1 + 7 \frac{z}{L_{MO}} + 20 \left( \frac{z}{L_{MO}} \right)^2 \right]^{1/3} \quad (2.37a)$$

$$f_\varepsilon\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = \left[ 1 + 4 \frac{z}{L_{MO}} + 16 \left( \frac{z}{L_{MO}} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2.37b)$$

Essendo ancora  $L_{MO}$  pari a:

$$L_{MO} = -\frac{Tu_*^2}{kg\theta_*} \quad (2.38)$$

con uno schema numerico iterativo è possibile risolvere il sistema delle (2.34) e (2.35) con le (2.36) o le (2.37), ottenendo  $u^*$  e  $\theta$ ; da queste ultime, si ricavano i flussi di calore sensibile,  $H$ , e di quantità di moto,  $\tau$ .

$$H = -\rho c_p u_* \theta_* \quad (2.39)$$

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (2.40)$$

Nota il flusso di calore sensibile, è possibile ricavare il flusso di calore latente  $\lambda E$  dall'equazione del bilancio energetico:

$$\lambda ET = R_n - H - G \quad (2.41)$$

nella quale il flusso di radiazione netta,  $R_n$ , e il flusso di calore del suolo,  $G$ , sono misurati mediante appositi sensori (piranometro con pir-radiometro e 3 termocoppie, rispettivamente). Come evidenziato da De Bruin et al. (2002) e da Hartogensis et al. (2002), i vantaggi della tecnica scintillometrica, rispetto alla tecnica "classica" di misura delle covarianze dei flussi tramite Eddy Correlation, sono quelli di fornire una "misura" di ampia scala, che comprende una porzione dell'area compresa tra la sorgente e il ricevitore oltre che di un'ulteriore area a monte. Inoltre, specificamente per il DBSAS, è

possibile eseguire la “misura” di flussi a quote prossime al suolo, in forza della capacità di “vista” dei vortici turbolenti di piccola scala. I principali svantaggi, invece, consistono nella valutazione indiretta dei flussi di calore sensibile e latente, per via teorica, attraverso la teoria MOS, senza quindi una misura diretta, come avviene con la torre, nonché della descrizione semi-empirica delle fluttuazioni di temperatura nel campo dissipativo come fornita da diversi autori (Hill and Clifford, 1992; Frehlich, 1997).

A proposito del “punto di vista” dello strumento, esso costituisce un aspetto particolarmente meritevole di attenzione. In generale, si può osservare che ogni misura realizzata dallo scintillometro a una fissata altezza, è una media pesata dei flussi,  $F(SA)$ , provenienti da un’area sorgente ( $SA$ ), secondo una funzione peso (Shuepp et al., 1990; Horst and Weil, 1994)  $f_f()$  (footprint function):

$$F_m(x, y, z_m) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} F_0(x', y') f_f(x-x', y-y', z_m) dx' dy' \quad (2.42)$$

in cui  $F_m$  è il flusso misurato nel punto di coordinate  $(x, y, z_m)$  ed  $F_0$  è il flusso superficiale (plume) in un punto  $(x', y')$  della  $SA$ ; una condizione che deve rispettare la  $f_f()$  è quella che il suo integrale deve essere pari all’unità. L’area  $SA$  può essere interpretata come campo di vista dello strumento, cui vanno riferite le misure effettuate. La  $f_f()$  dipende dall’altezza strumentale, dalla distanza sorgente-ricevitore e dalla velocità e direzione del vento.

Un sistema di misure scintillometriche abbastanza studiato è applicato negli studi a piccola scala è il modello SLS-20 – DBSAS (Displaced Beam Small Aperture Scintillometer) della Scintec, schematizzato in fig. 2.27.

Lo strumento si compone di un trasmettitore e ricevitore laser posti ad un distanza che può variare dai 50 ai 250 m. In tab. 2.3 sono riportate le caratteristiche principali dello scintillometro SLS-20.

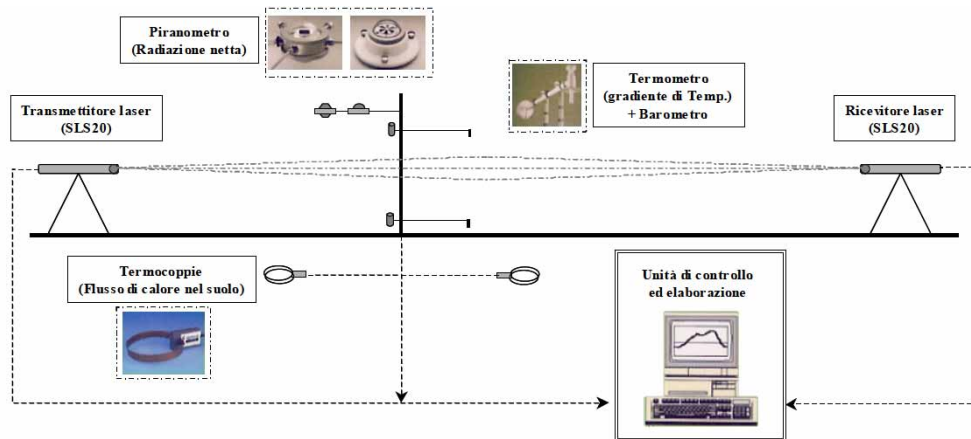


Figura 2.27 - Sistema di misura scintillo metrica SLS-20 della scintec

In posizione mediana rispetto al percorso del fascio laser è inserito un modulo per la misura di tutti i parametri climatici, necessari per l'applicazione della teoria scintillometrica e per la chiusura del bilancio energetico.

Tabella 2.3 - Caratteristiche generali dello scintillometro Scintec SLS20

	<b>Lunghezza d'onda</b>	670 nm (rosso)	
	<b>Sorgente di luce</b>	diodo laser (classe IIIa)	
	<b>Num. sorgenti e dist.</b>	n. 2; d=2.7 mm	
	<b>Divergenza fascio</b>	5 mrad	
	<b>Distanza T - R</b>	$L=50\div 250$ m	
	<b>Temp. di funzion.</b>	$-20^{\circ}\text{C} \div +50^{\circ}\text{C}$	
	<b>Dimensioni (LxLxH)</b>	0.65 m x 0.11 m x 0.11 m	
	<b>Peso</b>	2.9 kg trasm. 2.7 kg ric.	
	<b>Range caratteristici</b>		
	$C_n^2$	$1 \times 10^{-6} \div 3 \times 10^{-12}$	$\text{m}^{-2/3}$
	$l_0$	$2 \div 16$	mm
	$C_T^2$	$1 \times 10^{-4} \div 3$	$\text{K}^2 \text{m}^{-2/3}$
	$\epsilon$	$2 \times 10^{-4} \div 1$	$\text{m}^2 \text{s}^{-3}$

La strumentazione accessoria è costituita da:

- un piranometro, per la determinazione della radiazione totale a onde corte,  $R_s$ ;
- un radiometro netto (pir-radiometro), per la stima della radiazione netta,  $R_n$ ;
- 3 "heat flux plates", per la determinazione del flusso di calore nel suolo,  $G$ , a due differenti profondità: 0.10 m, e 0.20 m;
- un barometro, per la determinazione della pressione atmosferica,  $P_a$ ;
- due termometri ventilati tipo Pt1000, per la determinazione della differenza di temperatura tra la superficie della canopy e l'aria a una quota di 2 m superiore,  $\Delta T = T_c - T_a$ ; il segno di  $\Delta T$  definisce le condizioni di stabilità dell'atmosfera (instabile se  $\Delta T > 0$ , stabile se  $\Delta T < 0$ ).

Il complesso della strumentazione è collegato, tramite una centralina e un sistema connessione RS232, a un computer per la registrazione in contemporanea di tutti i dati acquisiti. Il software installato permette non solo di acquisire i dati, ma anche di realizzare un controllo in tempo reale sulle misure effettuate attraverso la visualizzazione dei dati acquisiti e dei parametri di controllo, sotto forma tabellare o grafica, fig. 2.28.

Per rendere operativo lo scintillometro è necessaria una fase di allineamento che permette al fascio laser di intercettare il campo di vista del ricevitore. Questa fase si sviluppa tramite un primo allineamento manuale, seguito da un processo di affinamento automatico, realizzato dallo strumento stesso tramite una serie di piccoli spostamenti. Esaurita la fase di

allineamento, è avviata l'acquisizione delle misure, che può procedere con prescelti intervalli temporali.

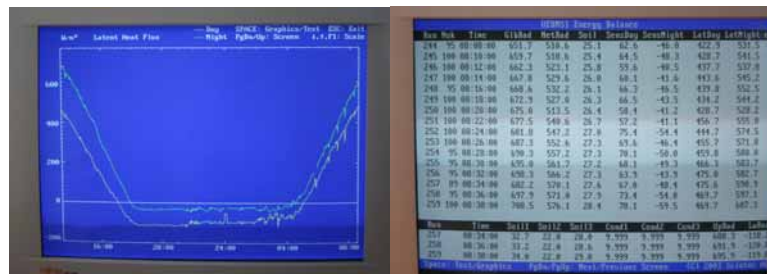


Figura 2.28 - Visualizzazione dei dati acquisiti dalla stazione scintillometrica sottoforma tabellare (a sinistra) e grafica

Per la determinazione della sola componente traspirativa possono essere utilizzati metodi indiretti basati sull'applicazione di modelli empirici o a base termodinamica oppure misure sperimentali attraverso l'ausilio di sensori. Con riferimento all'applicazione di modelli a base termodinamica, la traspirazione di una coltura può essere dedotta dall'equazione originale di Penmann-Monteith (Monteith, 1965) attraverso l'approccio cosiddetto "big leaf". In accordo a quanto suggerito da Jarvis e McNaughton (1986), l'equazione di Penmann-Monteith per la stima della traspirazione di una pianta può essere scritta:

$$T = \frac{\Delta(R_n - G) + \eta \zeta \rho_a c_p (e^* - e_a) g_a}{\lambda \left[ \Delta + \eta \gamma \left( \zeta + \frac{g_a}{g_c} \right) \right]} \quad (2.43)$$

nella quale  $T$  è la traspirazione,  $g_a$  e  $g_c$  rappresentano rispettivamente la conduttanza aerodinamica e la conduttanza della canopy. Il fattore  $\eta$  rappresenta il rapporto tra la conduttanza del vapore acqueo e quella del calore sensibile; questo valore si può fissare pari a 0.93 (Thorpe, 1978; Caspari et al., 1993]. Il fattore  $\zeta$  è uguale a 1 se la foglia della specie considerata possiede stomi su entrambe le pagine, mentre è pari a 2 se gli stomi sono localizzati soltanto su una delle due pagine. Nella prassi comune al denominatore della (2.43) si pone  $\zeta=2$  mentre al numeratore  $\zeta$  si omette in quanto è implicito nel termine di conduttanza aerodinamica,  $g_a$  (Butler, 1976 Thorpe, 1978; Caspari, et al., 1993; Zhang et al., 1997).

Ad eccezione dei valori di conduttanza, tutti i parametri che rientrano all'interno del suddetto modello possono essere misurati da una stazione meteorologica. I valori di conduttanza aerodinamica, vengono invece calcolati seguendo diversi approcci (Shaomin Liuet al., 2007). Il primo approccio è il MOS basato sulla teoria di similarità di Monin-Obukhov (Yang et al., 2001), il secondo è di natura empirica. Tralasciando l'approccio MOS, applicato soprattutto a piccole scale temporali (oraria o sub oraria) quando è necessario

conoscere le condizioni di stabilità atmosferica, si fa spesso riferimento a modelli empirici la cui parametrizzazione richiede la conoscenza di alcuni parametri legati alla pianta ed all'atmosfera. Seguendo l'approccio empirico la conduttanza aerodinamica,  $g_a$ , può essere calcolata come proposto da Landsberg e Powell (1973):

$$g_a = 0.0172 p^{-0.56} \left( \frac{U}{D} \right)^{0.5} \quad (2.44)$$

nella si è indicato con  $p$  [-] il rapporto tra l'area fogliare e l'area di proiezione verticale della canopy,  $D$  [m] è una dimensione caratteristica della foglia che può essere assunta pari alla radice quadrata dell'area fogliare e  $U$  [m s<sup>-1</sup>] la velocità del vento a metà dell'altezza della canopy. Rana et al. (2005), propongono la seguente espressione, ricavata per l'agrumeto:

$$g_a = \frac{k^2 u_z}{\ln \left[ \frac{(z-d)}{z_0} \right] \ln \left[ \frac{(z-d)}{(h_c-d)} \right]} \quad (2.45)$$

nella quale  $d$  rappresenta l'altezza del piano di riferimento (zero-plane displacement),  $z$  l'altezza di misurazione della velocità del vento e  $z_0$  la lunghezza caratteristica di scabrezza (dimensione lineare).

L'altezza del piano di riferimento,  $d$ , e la dimensione lineare di scabrezza,  $z_0$ , che dipendono dall'architettura e dalla dimensione della canopy, possono essere stimati conoscendo i profili verticali di velocità del vento. Tuttavia, sono state proposte delle semplici funzioni empiriche la cui variabile indipendente è l'altezza della canopy (Montheit and Unsworth, 2008). Per un ampio campo di colture l'altezza  $d$  e la dimensione di scabrezza  $z_0$  possono essere stimate sulla base dell'altezza  $h_c$  della coltura (Brutsaert, 2005):

$$d = \frac{2}{3} h_c \quad (2.46)$$

$$z_0 = 0.123 h_c \quad (2.47)$$

In un recente lavoro svolto su oliveto con densità d'impianto di 400 piante/ha e altezza media della canopy pari a 5m, Berni et al. (2009) hanno stimato  $d/h_c$  e  $z_0/h_c$  pari rispettivamente a 0.732 e 0.113.

La conduttanza della canopy,  $g_c$  [m s<sup>-1</sup>], può essere determinata a partire dalla conduttanza stomatica,  $g_s$ , e dall'indice di area fogliare attivo ( $LAI_a$ ):

$$g_c = g_s LAI_a \quad (2.48)$$

La conduttanza stomatica, come ampiamente discusso nel capitolo 2, è un parametro fisiologico, che varia in funzione della specie vegetale e dello stadio di sviluppo delle foglie, governato dalla radiazione solare e dallo stato idrico del suolo. La sua entità, non di facile determinazione, può essere



stimata mediante i porometri. Nelle piante di olivo che si trovano in condizioni di stato idrico non limitante, la conduttanza stomatica è stimata intorno a  $10 \text{ mm s}^{-1}$  (Moreno et al., 1996).

Un metodo analitico per stimare la conduttanza stomatica, può ottenersi combinando le eqq. 2.23, 2.24 e 2.27:

$$g_c^{-1} = \frac{r_a (e_c^* - e_a)}{\gamma \left[ \frac{r_a (R_n - G)}{\rho c_p} - (T_c - T_a) \right]} - r_a \quad (2.49)$$

L'indice di area fogliare attiva,  $LAI_a$ , rappresenta una percentuale del  $LAI$  globale che risulta esposto alla radiazione. Il  $LAI$  è stato inizialmente definito come l'area totale di una faccia del tessuto fotosintetizzante per unità di superficie di terreno (Watson, 1947). In ambito eco-fisiologico tale indice viene definito come la superficie fogliare presente per unità di superficie. Dal punto di vista matematico, essendo il rapporto di due aree, è da considerarsi come un parametro adimensionale. In realtà, da un punto di vista fisico, dato che il rapporto è tra due superfici eterogenee (foglie e suolo) le due unità di misura non si annullano. Quindi il  $LAI$  è più correttamente espresso in metri quadri di fogliame su metro quadro di suolo [ $\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$ ]. L'indice di area fogliare dipende da alcuni fattori quali la composizione specifica, la fase di sviluppo della coltura, le condizioni del sito in cui si misura il parametro ed il metodo tramite il quale viene misurato. Per quest'ultimo fattore ha un peso anche l'abilità di chi lo misura.

La misura diretta dei flussi traspirativi di una pianta può essere effettuata, utilizzando tecnologie per la stima del flusso linfatico a partire dalla conoscenza di qualche grandezza fisica collegata al fenomeno. Con queste tecniche viene fornita una stima realistica e diretta delle perdite di acqua della pianta o di un germoglio, senza perturbare l'equilibrio della pianta stessa (Jones, 2004). La misura dei flussi linfatici è strettamente correlata all'attività traspiratoria della pianta e, conseguentemente, alla conduttanza stomatica.

La portata della linfa nei vasi capillari dei fusti viene generalmente misurata secondo tre modalità: bilancio termico, velocità degli impulsi di calore, dissipazione termica (Smith et al. 1996). L'iniezione di energia termica nel fusto può essere continua o impulsiva; la stima della portata può inoltre essere fatta direttamente su tutta una sezione di fusto oppure interpolando dati provenienti da limitati tratti di sezione.

Il metodo della velocità dell'impulso di calore compensato (CHPV, Marshall, 1958) si basa sulla misura della velocità ideale di un impulso di calore rilasciato nel flusso linfatico da parte di un riscaldatore lineare. La sua velocità ideale può essere calcolata misurando il tempo di incrocio o (crossing time) necessario affinché i due sensori termici a valle e a monte del flusso

ovvero in alto e in basso all'elemento riscaldatore raggiungano un'eguale temperatura, sebbene diversa da quella precedente al rilascio dell'impulso di calore. Le sonde sono dotate generalmente da 1 a 4 paia di coppie di sensori termici che permettono di ricostruire in dettaglio il profilo radiale del flusso linfatico. La velocità, corretta attraverso dei coefficienti empirici determinati da Green e Chlotier (1988), viene quindi trasformata, sulla base di parametri dendrometrici, in densità di flusso di linfa e quest'ultima integrata sull'area conduttiva per ottenere la portata oraria del flusso linfatico. Ulteriori dettagli sul sistema CHPV sono riportati da Green e Chlotier (1988), Fernandez et al. (2001) e da Giorio e Fragnito (2002).

Il metodo basato sulla dissipazione termica (TDP, Granier, 1985) utilizza

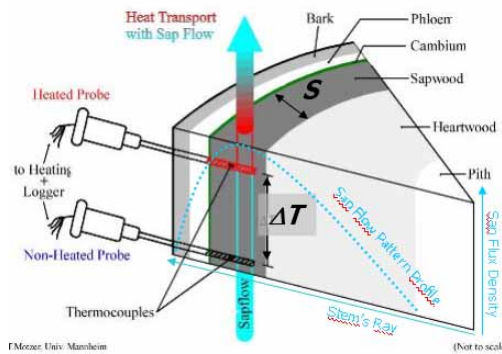


Figura 2.29 - Schematizzazione del sistema di Granier per la misura del flusso di linfa

della densità di flusso,  $v$  [ $\text{ml cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ ], secondo l'equazione di Granier (1987):

$$v = 0.714 \left( \frac{\Delta T_{\max}}{\Delta T} - 1 \right)^{1.231} \quad (2.50)$$

nella quale  $\Delta T_{\max}$  [°C] rappresenta il valore massimo giornaliero raggiunto dal differenziale termico e coincidente con la condizione di assenza di flusso. La determinazione del termine  $\Delta T_{\max}$  risulta aleatoria in virtù della sua variabilità conseguente alle modificazioni delle proprietà fisiche della matrice in cui il flusso si propaga. Solitamente la condizione di assenza di flusso viene raggiunta durante le ore notturne. Tuttavia alcuni studi hanno messo in evidenza come anche durante le ore notturne esiste attività traspirativa, come conseguenza dei processi di redistribuzione (Sakuratani et al., 1999; Burgess et al., 2000) e di immagazzinamento dell'acqua all'interno degli organi della pianta (Lu et al., 1995; Goldstein et al., 1998). Questa attività traspirativa notturna è ampiamente diffusa in molte specie e la quantità di acqua persa può variare dal 5 al 30% dell'ammontare giornaliero (Snyder et al. 2003, Ford et al. 2004, Ludwig et al., 2006). La necessità di determinare il valore di  $\Delta T_{\max}$  ad ogni applicazione delle tecniche di misura dei flussi linfatici a base

sensori, costituiti da una coppia di aghi, ciascuno contenente una termocoppia e avvolti con un rivestimento resistivo, come schematizzato in fig. 2.29. La differenza di temperatura,  $\Delta T$ , che si genera tra il sensore superiore (costantemente riscaldato) e quello inferiore (che registra la temperatura del legno) rappresenta un indice dell'attività traspirativa della pianta, espressa come variazione

termica, nasce anche dalla forte dipendenza con il cosiddetto effetto di contatto sonda-legno, dipendente a sua volta sia dalle caratteristiche strutturali della sonda che dalle proprietà del legno, quali la conducibilità termica e quindi il contenuto idrico. Molti autori si sono dedicati alla messa a punto di procedure per la determinazione della condizione di assenza di flusso. Green et al. (2003) hanno individuato tale condizione attraverso la media su sette giorni dei valori misurati subito prima dell'alba. Con riferimento al metodo Granier, in Lu et al. (2004), la condizione di assenza di flusso viene individuata attraverso analisi di regressione di una serie di dati di  $\Delta T_{max}$  misurati su 10 giorni.

I flussi traspirativi,  $Q_r$  [ $\text{ml min}^{-1}$ ] della pianta si ottengono moltiplicando la densità di flusso,  $v$ , per la superficie conduttiva  $S$  [ $\text{cm}^2$ ], che è funzione dello spessore del sapwood e del diametro del fusto della pianta.



Figura 2.30 - Metodo diretto per la misura dello spessore del sapwood

Essa può essere determinata in diversi modi: un metodo diretto ampiamente usato, consiste nell'analizzare per via colorimetrica una carota di legno estratta dal tronco con l'ausilio del succhiello di Pressler (come mostrato in fig. 2.30). La misura dello spessore del sapwood è quindi effettuata mediante un calibro.

I flussi traspirativi,  $T_a$  [ $\text{mm d}^{-1}$ ], riferiti al campo si ottengono normalizzando il flusso traspirativo,  $Q_r$ , all'area di interesse della pianta,  $A$ .

## Bibliografia

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. & Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper (56), Rome, Italy.

Allen, R.G., I.A. Walter, R.L. Elliott, T.A. Howell, D. Itenfisu, M.E. Jensen, and R.L. Snyder 2005a. The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. Report by the Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration. ASCE, 0-7844-0805-X, 204 pp.

Allen R.G., W. O. Pruitt, J.L. Wright, T. A. Howell, F. Ventura, R. Snyder, D. Itenfisu, P. Steduto, J. Berengena, J. B. Yrisarry, M. Smith, L. S. Pereira, D. Raes, A. Perrier, I. Alves, I. Walter, R. Elliott. (2006) A recommendation on

standardized surface resistance for hourly calculation of reference  $ET_0$  by the FAO56 Penman-Monteith method, *Agric. Water Manag.*, 81, 1-22, 2006.

Améglio, T. , Philippe Archer, Moisés Cohen, Charles Valancogne, François-alain Daudet, Sylvia Dayau and Pierre Cruiziat. 1999. Significance and limits in the use of predawn leaf water potential for tree irrigation. *Journal Plant and Soil*, Volume 207, Number 2 / December, 1999.

Baker J.M., Lascano R.J. (1989). The spatial sensitivity of time-domain reflectometry. *Soil Science*, 147(5):378-384.

Baldocchi, D. and Meyers, T., 1998. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapour and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, 90: 1-25.

Baumhardt, R.L., R.J. Lascano and S.R. Evett, Soil material, temperature, and salinity effects on calibration of multisensor capacitance probes, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64 (2000), pp. 1940–1946.

Benyon, R.G. 1999. Nighttime water use in an irrigated *Eucalyptus grandis* plantation. *Tree Physiol.* 19:853–859.

Berni J.A.J., P.J. Zarco-Tejada, G. Sepulcre-Cantó, E. Fereres and F. Villalobos. Mapping canopy conductance and CWSI in olive orchards using high resolution thermal remote sensing imagery. *Remote Sensing of Environment*. Volume 113, Issue 11, 16 November 2009, Pages 2380-2388.

Boyer , J.S. 1988. Cell enlargement and growth-induced water potentials. *Physiol. Plant.* 73, 311-316.

Brutsaert W: 2005 *Hydrology – an introduction*. Cambridge University Press, New York, NY; 605 pp, 24 tables, 262 figs.; Hardback USD 75.00; ISBN 0-521-82479-6.

Burgess, S.S.O., M.A. Adams and T.M. Bleby. 2000. Measurements of sap flow in roots of woody plants: a commentary. *Tree Physiol.* 20:909–913.

Campbell JL, Williamson JL. 1997. Evaporation from a raised peat bog. *Journal of Hydrology* 193: 142–160.

Caspari, H. W, S. R. Green and W. R. N. Edwards. Transpiration of well-watered and water-stressed Asian pear trees as determined by lysimetry, heat-pulse, and estimated by a Penman-Monteith model. *Agricultural and Forest Meteorology* Volume 67, Issues 1-2, December 1993, Pages 13-27.

Curran P.J., Dungan J.L., Macler B.A., Plummer S.E., Peterson D.L. (1992), Reflectance spectroscopy of fresh whole leaves for the estimation of chemical concentration, *Remote Sens. Environ.*, 39(2):153-166.

- Dalton F.N., van Genuchten M.Th. (1986). The time-domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma*, 38:237-250.
- Dasberg S., Hopmans J.W. (1992). Time domain reflectometry calibration for uniformly and nonuniformly wetted sandy and clayey loam soils. *Soil Science Society of America Journal*, 56:1341-1345.
- de Bruin, H.A.R., Meijninger, W.M.L., Smedman, A.-S., Magnusson (2002). Displaced-beam small aperture scintillometer test. Part I: the WINTEX dataset. *Boundary-Layer Meteorol.* 105 (1), 129-148.
- Dettori, S. 1987. Estimacion con los metodos de la FAO de las necesidades de riego de los cultivo de aceitunas de mesa de Cerdena. *Olivae* 17: 309-327.
- Dirksen C., Dasberg S. (1993). Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurement. *Soil Science Society of America Journal*, 57:660-667.
- Doorenbos, J., W. O. Pruitt, 1977. Guidelines for Predicting Crop Water Requirements. *Bulletin d'Irrigation et de Drainage (FAO)*, no. 24 / FAO, Rome (Italy).
- Ehrler, W. L., S. B. Idso, R. D. Jackson and R. J. Reginato. 1978. Wheat Canopy Temperature: Relation to Plant Water Potential. *Agron J* 70:251-256 (1978).
- Fernandez J. E., F., Moreno. 1999. Water Use by Olive Tree. *Journal of Crop Production*, 2, pp. 101-162.
- Fernandez J. E.; Palomo M. J.; Diaz-Espejo A.; Clothier B. E.; Green S. R.; Giron I. F.; Moreno F.; 2001 Heat-pulse measurements of sap flow in olives for automating irrigation: tests, root flow and diagnostics of water stress. *Agricultural water management*, vol. 51, no2, pp. 99-123.
- Ferré P.A., Topp G.C. (2002). Time domain reflectometry. pp.434-446 in *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, J.H. Dane e G.C. Topp eds., Number 5 in the *Soil Science Society of America Book Series*, Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin, USA.
- Filella, I. and J. Peñuelas, 1994. The red edge position and shape as indicators of plant chlorophyll content, biomass and hydric status. *International Journal of Remote Sensing*, 15 (7): 1459-1470.
- Ford, C.R., C.E. Goranson, R.J. Mitchell, R.E. Will and R.O. Teskey. 2004. Diurnal and seasonal variability in the radial distribution of sap flow: predicting total stem flow in Pinus taeda trees. *Tree Physiol.* 24:951-960.
- Frehlich, R. (1997). Laser scintillation measurements of the temperature spectrum in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1494-1509.

Gardner, C.M.K., Bell, J.P., Cooper, J.D., Dean, T.J., Gardner, N. Hodnett, M.G. 1991. Soil water content. In: Soil water content (K.A. Smith C.E. Mullins), pp. 1-73. Marcel Dekker, New York .

Giardini L.. 1995. AGRONOMIA GENERALE ambientale e aziendale 5A Ed.. PATRON.

Giorio, P., Fragnito, F., 2002. L'impiego della tecnica della velocità dell'impulso di calore compensato per la stima del flusso linfatico dell'olivo. Atti del "Convegno Internazionale di Olivicoltura - VI Giornate Scientifiche SOI", Spoleto, Italia, 22-25 aprile 2002 (questo volume).

Goldstein, G.G, J.L. Andrade, F.C. Meinzer, N.M. Holbrook, J. Cavelier, P. Jackson and A. Celis. 1998. Stem water storage and diurnal patterns of water use in tropical forest canopy trees. *Plant Cell Environ.* 21:397-406.

Granier, A. 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. For. Sci.* Volume 42, Number 2, 1985 Page(s) 193 - 200.

Granier, A. 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiology* 3:309-320.

Green, S. R. and B. E. Clothier, 1988. Water Use of Kiwifruit Vines and Apple Trees by the Heat-Pulse Technique. *Journal of Experimental Botany*, Volume 39, Number 1 Pp. 115-123.

Guyot, G. and F. Baret. Utilisation de la Haute Resolution Spectrale Pour Suivre l'état des Couverts Vegetaux. Proceedings, 4th International Colloquium "Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing", Aussois, 18-22 January 1988, Paris: ESA, ESA Publication SP-287., pp: 279-286.

Jackson, R. D.; Idso, S. B.; Reginato, R. J.; Pinter, P. J., Jr. 1981. Canopy Temperature as a Crop Water Stress Indicator . *Water Resources Research*, vol. 17, issue 4, pp. 1133-1138.

Jackson, RD. 1982. Canopy Temperature and Crop Water Stress. *Advances in Irrigation* Volume 1, 1982. p 43-80.

Jacquemoud, S., Ustin, S.L. Application of radiative transfer models to moisture content estimation and burned land mapping. Proc. 4th Int. Workshop on Remote Sensing and GIS Applications to Forest Fire Management, Ghent (Belgium), 5-7 June 2003, pages 3-12.

Jarvis, P.G., KG McNaughton (1986) Stomatal Control of Transpiration: Scaling Up from Leaf to Region- *Advances in ecological research*, volume 15.

Jones, H. G., (2004) Irrigation scheduling: advantages and pitfalls of plant-based methods. *Journal of Experimental Botany* 2004 55(407):2427-2436.

José, R. Rodríguez-Pérez, Riaño, D., Carlisle, E., Ustin, S., Smart, D., R. Evaluation of Hyperspectral Reflectance Indexes to detect Grapevine Water Status in Vineyards. *American Journal of Enology and Viticulture*, 2007, 58:3.

Knight J.H. (1992). Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resources Research*, 28:2345-2352.

Hartogensis, O.K., De Bruin, H.A.R., van De Wiel. (2002). Displaced-beam small aperture scintillometer test. Part II. CASES-99 stable. *Boundary-Layer Meteorol.* 28, 149–176.

Heimovaara T.G. (1993). Design of triple-wire time domain reflectometry probes in practice and theory. *Soil Science Society of America Journal*, 57:1410-1417.

Herkelrath W.N., Hamburg S.P., Murphy F. (1991). Automatic, real-time monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry. *Water Resources Research*, 27(5):857-864.

Hill, R.J. and Clifford, S.F. (1992) Modified spectrum of the atmospheric temperature fluctuations and its application to optical propagation. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 14, 456-467, 1992.

Hoffman G.J., R.G. Evans, M.E. Jensen, D.L. Martin and R.L. Elliott (ed). 2007. Chapter 8 in *Design and Operation of Farm Irrigation Systems*, 2nd Edition, American Society of Agricultural and Biological Engineers.

Horst T.W. and Weil J.C. (1994) How far is far enough?: the fetch requirements for micrometeorological measurement of surface fluxes. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 11, 1018-1025, 1994.

Idso, S.B.; Jackson, R.D.; Pinter, P.J.; Reginato, R.J.; Hatfield, J.L. (1981). Normalizing the stress-degree-day parameter for environmental variability. *Agricultural Meteorology* v. 24(1) p. 45-55.

Idso, S.B., (1982). Non-water-stressed baselines: A key to measuring and interpreting plant water stress. *Agrie. Meteorol.*, 27: 59–70.

Irmak, S., Dorota Z. Haman and Ruhi Bastug. 2000. Determination of Crop Water Stress Index for Irrigation Timing and Yield Estimation of Corn. *Agronomy Journal* 92:1221-1227 (2000).

Irmak, S., T.A. Howell, R.G. Allen, J.O. Payero, and D.L. Martin. 2005. Standardized ASCE Penman-Monteith: Impact of sum-of-hourly vs. 24-hour time step computations at reference weather station sites. *Transactions of the ASAE*. 48(3):1063-1077.

Lu, P., P. Biron, N. Breda and A. Granier. 1995. Water relations of Norway Spruce (*Picea abies* (L.) Karst) under soil drought in the Vosges mountains:

water potential, stomatal conductance and transpiration. *Ann. Sci. For.* 52:117–129.

Lu, P., L. Urban and P. Zhao, Granier's thermal dissipation probe (TDP) method for measuring sap flow in trees: theory and practice, *Acta Bot. Sin.* 46 (2004), pp. 631–646.

Ludwig, F., R.A. Jewitt and L.A. Donovan. 2006. Nutrient and water addition effects on day- and nighttime conductance and transpiration in a C3 desert annual. *Oecologia*. DOI 10.1007/s00442-006-0367-6.

Marshall DC. 1958. Measurement of Sap Flow in Conifers by Heat Transport. *Plant Physiol.* 1958 Nov;33(6):385-96.

Monteith, J.L., 1965. *Evaporation and Environment*. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge, 19:205-234.

Montheit, J. L., Unsworth, M. H. (2008). *Principles of environmental Physics*. Elsevier/Academic Press.

Moreno F, Fernandez E, Clothier BE and Green SR (1996). Transpiration and root water uptake by olive trees. *Plant Soil* 184, 85–96.

Nadler A., Dasberg S., Lapid I. (1991). Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Science Society of America Journal*, 55:938-943.

Nardini A., Salleo S., Trifilo P., Lo Gullo M.A., Water relations and hydraulic characteristics of three wood species co-occurring in the same habitat, *Ann. For. Sci.* 60 (2003) 297-305

Nobel Park S.. 2005. *Physicochemical & environmental plant physiology*, (3rd Ed.). ELSEVIER Academic Press.

Noborio K. (2001). Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review. *Computers and Electronics in Agriculture*, 31:213-237.

Paltineau, I.C. and Starr, J.L. 1997. Real-time water dynamics using multisensor capacitance probes: laboratory calibration. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 61:1576-1585.

Peñuelas, J., I. Filella, C. Biel, L. Serrano, and R. Savé. The Reflectance at the 950-970 nm Region as an Indicator of Plant Water Status. *International Journal of Remote Sensing*, 1993, vol.14, pp. 1887-1905.

Peñuelas, J., Inque, Y. Reflectance indices indicative of changes in water and pigment contents of peanut and wheat leaves. *Photosynthetica*, 1999, 36(3): 355-360.



Pu, R., Ge, S., Kelly, N. M. and Gong, P. Spectral absorption features as indicators of water status in coast live oak (*Quercus agrifolia*) leaves. *International Journal of Remote Sensing*, 2003, vol. 24, 9, 1799–1810.

Rana G., Nader Katerji and Francesca de Lorenzi (2005). Measurement and modelling of evapotranspiration of irrigated citrus orchard under Mediterranean conditions. *Agricultural and Forest Meteorology* Volume 128, Issues 3-4, 28 February 2005, Pages 199-209.

Robinson D.A., Jones S.B., Wraith J.M., Or D., Friedman S.P. (2003). A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurements in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 2:444-475.

Robinson D.A., Campbell C. S., Hopmans J.W., Hornbuckle B. K., Jones R. Knight F., Ogden J. and Wendroth O. (2008). Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Water-Scale Observatories: a review. *Vadose Zone Journal*, 7:358-389.

Roth K., Schulin R., Fluhler H., Attinger W. (1990). Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resources Research*, 26(10):2267-2273.

Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS, in: Freden S.C., Becker M. (Eds) *Third earth resources technology satellite-1 symposium*, NASA SP-352, Washington, DC, 1974, vol. 1, 309-317.

Santini A. (1997a). Contenuto d'acqua del suolo. pp.1-35 in *Metodi di Analisi Fisica del Suolo*, Parte VIII, M. Pagliai ed., Ministero per le Politiche Agricole, Franco Angeli, Milano, Italia.

Sakuratani T., T. Aoe and H. Higuchi. 1999. Reverse flow in roots of *Sesbania rostrata* measured using the constant power heat method. *Plant Cell Environ.* 22:1153–1160.

Schuepp, P.H., Leclerc, M.Y., MacPherson, J.I., Desjardins, R.L. (1990) Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of diffusion equation. *Bound.-Layer Meteor.*, 50, 355-373, 1990.

Liu, S., L. Lu, D. Mao, and L. Jia. 2007. Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 769-783, 2007.

Smith, D.M. and S.J. Allen. 1996. Measurement of sap flow in plant stems. *Journal of Experimental Botany* Volume 47, Number 12 Pp. 1833-1844.

Snyder, K.A., J.H. Richards and L.A. Donovan. 2003. Nighttime conductance in C3 and C4 species: do plants lose water at night? *J. Exp. Bot.* 54:861–865.

- Stirzaker, R.J., Passioura J.B. 1996. The water relations of the root-soil interface. *Plant Cell Environ* 19: 201-208
- Strachan, I.B., E. Pattey, and J.B. Boisvert. Impact of nitrogen and environmental conditions on corn as detected by hyperspectral reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 2002. 80:213-224.
- Taiz L., Zeiger E., 2002. *Fisiologia vegetale* (ed. it. di M. Maffei), Padova.
- Thiermann, V., Grassl, H. 1992. The measurement of turbulent surface-layer fluxes by use of bichromatic scintillation. *Boundary-Layer Meteorol.* 58, 367–389.
- Thorpe, M.R.. 1978. Net radiation and transpiration of apple trees in rows. *Agricultural Meteorology*, Volume 19, January 1978, Pages 41-57.
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16(3):574-582.
- Topp, G.C., Davis J.L., Annan A.P. (1982). Electromagnetic determination of soil water content using TDR: II. Evaluation of installation and configuration of parallel transmission lines. *Soil Science Society of America Journal*, 46:678-684.
- Topp G.C., Davis J.L. (1985). Measurements of soil water content using Time Domain Reflectometry (TDR): a field evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, 49:19-24.
- Watson, D. J. 1947. Comparative physiological studies on growth of crops. I. Variation in net assimilation rate and leaf area between species and varieties and between years. *Ann. Bot. (N.S.)* 11, 41-76.
- Williams, E. L., Walter, L. M., Ku, T. C. W., Ling, G. K. W., and Zak, D. R.: Effects of CO<sub>2</sub> and nutrient availability on mineral weathering in controlled tree growth experiments, *Global Biogeochem. Cy.*, 17(2), 1041, doi: 10.1029/2002GB001925, 2003.
- Yang, K, Nobuyuki Tamai, and Toshio Koike. 2001. Analytical Solution of Surface Layer Similarity Equations. *Journal of Applied Meteorology*, 40, pp. 1647–1653.
- Zhang, H., Lester P. Simmonds, James I. L. Morison and Donald Payne. 1997. Estimation of transpiration by single trees: comparison of sap flow measurements with a combination equativo. *Agricultural and Forest Meteorology*, Volume 87, Issues 2-3, 15 November 1997, Pages 155-1.
- Zegelin S.J., White I., Jenkins D.R. (1989). Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry. *Water Resources Research*, 25(11):2367-2376.





## Modellizzazione degli scambi idrici nel sistema continuo Suolo - Pianta - Atmosfera (SPA): I modelli agroidrologici SWAP e FAO 56

### Premessa

Le complesse relazioni idriche che avvengono all'interno del sistema SPA possono essere esplicitate seguendo principalmente due impostazioni modellistiche: una di tipo fisicamente basata e l'altra di tipo analogico, nel quale il sistema è assimilato ad un serbatoio. Nel primo caso gli scambi idrici che avvengono all'interno del sistema SPA vengono dedotti mediante modelli dei processi fisici che ne determinano e influenzano la dinamica specifica. Seguono questa impostazione i modelli matematici (SWAP, ACRUS, ecc.) che risolvono in termini numerici ed in modo integrato le complesse espressioni analitiche che descrivono i processi di scambio idrico tra suolo, pianta ed bassa atmosfera. Seguendo questa impostazione, è possibile simulare in termini differenziali le componenti del bilancio idrico ed in particolare, attraverso i profili di umidità del suolo  $\theta(z)$ , la variazione della riserva idrica del suolo,  $\Delta W$ , in un intervallo temporale,  $\Delta t$ :

$$\Delta W = \int_0^z [\theta(z, t + \Delta t) - \theta(z, t)] dz \quad (3.1)$$

Con riferimento all'impostazione di tipo analogico, la modellizzazione degli scambi idrici nel sistema SPA è molto semplificata rispetto ai modelli fisici e si basa fondamentalmente su una legge di essiccamento del suolo. In questi modelli, solitamente, il terreno è assimilato ad un serbatoio di data capacità massima,  $TAW$ , definita capacità idrica utilizzabile. Si usano spesso formulazioni semplificate per la stima della traspirazione effettiva della pianta,  $T_a$ , dell'evaporazione effettiva dal suolo,  $E_a$ , che vengono correlate all'evapotraspirazione potenziale tramite coefficienti dipendenti linearmente dal contenuto idrico medio del serbatoio. In questa impostazione i termini di bilancio idrico vengono considerati come semplici flussi che entrano ed escono dal serbatoio secondo semplici relazioni. Così nei modelli che seguono questa impostazione, la variazione temporale della riserva idrica nel volume di suolo occupato dall'apparato radicale assume la forma generale:

$$\Delta W = (P_a + I_a - E_a - T_a + v)\Delta t \quad (3.2)$$

nella quale viene indicato con  $\Delta W$  la variazione del contenuto d'acqua nel volume di terreno occupato dalle radici, con  $P_a$  ed  $I_a$ , rispettivamente, le

aliquote degli apporti idrici naturali ed irrigui che si infiltrano nel suolo (pioggia ad irrigazione efficace), con  $E_a$  l'evaporazione effettiva del suolo, con  $T_a$  la traspirazione effettiva della coltura e con  $\nu$  il flusso idrico (percolazione profonda) che attraversa il limite inferiore del volume considerato.

Qualunque sia l'approccio seguito per lo studio degli scambi idrici all'interno del sistema SPA, è sempre necessario conoscere il termine evapotraspirativo del bilancio idrico, ottenuto dalla combinazione di due processi separati quali l'evaporazione dell'acqua dal suolo e la traspirazione da parte della vegetazione.

La misura diretta dell'evapotraspirazione è possibile solamente con apparecchiature complesse non facilmente utilizzabili in campo. La forte variabilità spaziale che caratterizza tale grandezza, unitamente alle suddette difficoltà, fa sì che essa venga preferibilmente calcolata a partire da dati climatici, attraverso equazioni che possono essere semiempiriche o ottenute sulla base di un approccio termodinamico. I metodi empirici sono validi solo subordinatamente al verificarsi di specifiche condizioni climatiche e di uso del suolo e non possono dunque essere applicati in modo generalizzato.

Nel presente lavoro sono state seguite le indicazioni suggerite nella pubblicazione FAO relativamente alle linee guida per la valutazione dei consumi idrici (Allen et al. 1998), che consiglia l'applicazione del metodo denominato Penman-Monteith modificato FAO. In particolare ci si riferisce all'evapotraspirazione della coltura di riferimento, definita come l'evapotraspirazione di una ipotetica coltura in condizioni di disponibilità idrica ottimale, che ricopre interamente la superficie su cui è coltivata ed avente altezza uniforme di 0,12 m, resistenza di superficie pari a 70 s m<sup>-1</sup> ed albedo pari a 0,23 (FAO, 1998). Sulla base di tali ipotesi, e tenuto conto dell'equazione originale di Penman-Monteith descritta nel quaderno FAO 56, l'evapotraspirazione della coltura di riferimento a scala giornaliera  $ET_p$  [mm giorno<sup>-1</sup>] viene scritta come segue:

$$ET_{ref} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34 U_2)} \quad (3.3)$$

nella quale  $\Delta$  è la pendenza della curva pressione di vapore saturo-temperatura calcolata alla temperatura  $T_a$  [kPa °C<sup>-1</sup>],  $R_n$  è il flusso di radiazione netta [MJ m<sup>-2</sup> giorno<sup>-1</sup>],  $G$  è il flusso di energia (calore) attraverso il suolo [MJ m<sup>-2</sup> giorno<sup>-1</sup>],  $T_a$  è la temperatura dell'aria rilevata a 2 m dal suolo [°C],  $(e_s - e_a)$  è il deficit della pressione di vapore, ovvero la differenza tra la pressione di vapore saturo e la pressione di vapore attuale alla data temperatura [kPa],  $\gamma$  è la costante psicrometrica [kPa °C<sup>-1</sup>] e  $u_2$  è la velocità del vento rilevata a 2 m dal suolo [m s<sup>-1</sup>]. L'insieme minimo di dati necessari per il calcolo è costituito dalla temperatura dell'aria  $T_a$  [°C], dall'umidità relativa  $RH$  [%], dalla velocità del vento  $u_z$  [m s<sup>-1</sup>] e dal flusso della radiazione solare

incidente  $R_s$  [ $MJ\ m^{-2}\ giorno^{-1}$ ]. Le altre grandezze, in mancanza di misure dirette, possono essere stimate seguendo le procedure reperibili in bibliografia (Smith, 1990; Jensen et al., 1990; FAO, 1998; Brutsaert, 2006).

I modelli di simulazione agroidrologici considerati nella presente tesi sono il modello SWAP (Soil, Water, Atmosphere and Plant; van Dam et al., 1997) e quello presentato nel quaderno FAO 56 (FAO 56 - *Guidelines for computing crop water requirement*, FAO irrigation and drainage paper 56, R. Allen et al., 1998).

### 3.1 Il modello SWAP

Il modello SWAP è un modello matematico che permette di descrivere il moto dell'acqua nel suolo risolvendo l'equazione di Richards con uno schema numerico a differenze finite (van Dam et al., 1997). Il modello utilizza le funzioni idrauliche del suolo descritte dalle espressioni analitiche di van Genuchten e Mualem. Lo schema dello SPA è individuato in fig. 3.1.

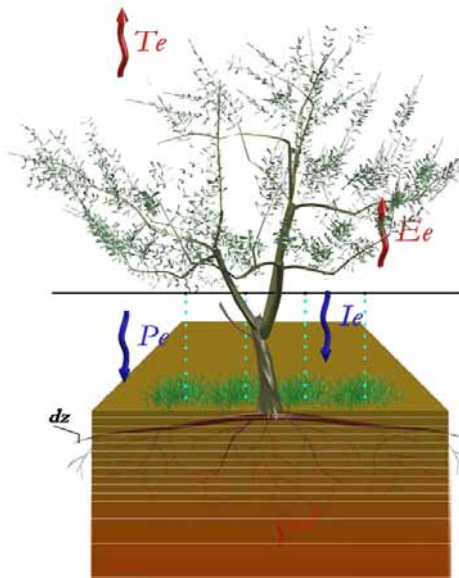


Figura 3.1 - Schematizzazione del continuo SPA nel modello SWAP

Il codice di calcolo implementa sette moduli (meteo, irrigation, crop, soil, water transport, solute transport e heat transport), ognuno dei quali permette di determinare il relativo termine del bilancio idrologico. Viste le finalità di questo studio, l'analisi descrive i codici di calcolo relativi al trasporto dell'acqua ed alla generazione dei flussi evapotraspirativi; vengono inoltre analizzati gli strumenti che permettono di utilizzare il modello numerico come supporto decisionale nella programmazione dell'irrigazione.

L'equazione che descrive il processo di moto dell'acqua nel suolo, in condizioni di non completa saturazione, è dedotta combinando l'equazione di Darcy, impiegata per quantificare i flussi, con l'equazione di continuità della massa. Nello specifico, se il flusso è unidimensionale, l'equazione di Darcy si può scrivere come:

$$q_w = -K(\psi) \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \quad (3.4)$$

nella quale  $q_w$  è la densità di flusso idrico (assunto positivo verso l'alto) [ $cm\ d^{-1}$ ]

<sup>1</sup>],  $K$  è la conducibilità idrica insatura [ $\text{cm d}^{-1}$ ],  $\psi$  è il potenziale idrico del suolo [ $\text{cm}$ ] e  $z$  la coordinata verticale [ $\text{cm}$ ], assunta positiva verso l'alto.

L'equazione di continuità indica che la variazione infinitesima del contenuto idrico volumetrico nel tempo è pari alla variazione di flusso idrico con la profondità, oltre ad eventuali immissioni (source terms) o uscite (sink terms) di acqua dal volume elementare (ad es. attingimento di acqua dal suolo per azioni delle radici):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_w}{\partial z} - S_a(\psi) \quad (3.5)$$

nella quale  $S_a(\psi)$  è la velocità di estrazione dell'acqua da parte delle radici delle piante [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3} \text{d}^{-1}$ ].

Combinando la legge di Darcy, eq. (3.4), con l'equazione di continuità, eq. (3.5), si ottiene l'equazione differenziale di Richards, che è possibile esprimere nelle due forme equivalenti:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\psi) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] - S_a(\psi) \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (3.7)$$

L'eq. (3.6) descrive il moto dell'acqua in termini di contenuto idrico  $\theta(\psi)$ , conducibilità  $K(\psi)$  e velocità di estrazione d'acqua da parte delle radici  $S_a(\psi)$ , mentre nell'eq. (3.7) figura un'altra grandezza denominata capacità idrica differenziale del mezzo poroso,  $C(\psi)$ , espressa come l'inverso della derivata della curva di ritenzione nel punto di ascissa  $\psi$ .

L'equazione di Richards è risolvibile attraverso i metodi di analisi numerica, purché siano specificate le condizioni al contorno e siano note le relazioni tra le proprietà idrauliche del suolo. Queste relazioni, dette funzioni idrauliche del suolo, sono in genere descritte analiticamente e consistono nella funzione di ritenzione,  $\theta(\psi)$ , e nella funzione di conducibilità idraulica,  $K(\psi)$  (vedi cap. 2).

Nel modello SWAP, particolare importanza riveste il termine di attingimento radicale  $S_a$ . Per la definizione di questo termine esistono diversi modelli; nel codice di calcolo di SWAP l'attingimento radicale  $S_a$  è calcolato come aliquota dell'attingimento radicale potenziale  $S_p$ , definito come il massimo attingimento di acqua che la pianta può compiere in una determinata condizione ecofisiologica. Il valore assunto della funzione di attingimento radicale potenziale corrisponde al valore di traspirazione potenziale della coltura,  $T_p$ , ottenuta indirettamente applicando una procedura di partizione del flusso evapotraspirativo potenziale più avanti descritta.



Per la determinazione dell'attingimento radicale potenziale ad una prestabilita profondità  $S_p(z)$ , è necessaria la conoscenza della distribuzione dell'apparato radicale lungo il profilo. Nota la distribuzione radicale, è possibile ricavare per ogni profondità la relativa aliquota di attingimento secondo la relazione:

$$S_p(z) = \rho(z_i) T_p = \frac{l_{root}(z_i)}{\int_{-Z_r}^0 l_{root}(z_i) dz} T_p \quad (3.8)$$

nella quale viene indicato con  $\rho(z)$  la distribuzione dell'apparato radicale, con  $l_{root}(z_i)$  la densità radicale (lunghezza per unità di volume) alla profondità  $z_i$  e con  $Z_r$  lo spessore dello strato di suolo occupato dalle radici.

Per quanto concerne la determinazione dei flussi idrici, il codice di calcolo SWAP può fare riferimento a diverse opzioni, tutte facilmente identificabili dall'interfaccia utente del software. In particolare la partizione dei flussi evapotraspirati in flussi traspirativi dalla pianta ed evaporativi dal suolo può essere eseguita sulla base dell'equazione di Penman-Monteith. Tale approccio rappresenta la metodologia più accurata nella distinzione dei flussi in quanto tiene conto di un parametro ecofisiologico molto importante quale la resistenza colturale  $r_{crop}$ . La conoscenza di tale parametro per le diverse colture non è tuttavia sempre disponibile e pertanto, per la differenziazione dei flussi, si può fare riferimento ad un approccio alternativo che utilizza i cosiddetti coefficienti colturali e simula la richiesta ambientale attraverso l'evapotraspirazione della coltura di riferimento  $ET_{ref}$ , calcolata utilizzando uno dei modelli disponibili in letteratura quali: Penman-Monteith modificata FAO (Doorenbos and Pruitt, 1977), Priestley-Taylor (1972), Makkink (Makkink, 1957, Feddes, 1987) o Hargreaves (1985). Seguendo tale approccio, si ha in definitiva:

$$ET_c = K_c ET_{ref} \quad (3.9)$$

avendo indicato con  $K_c$  il coefficiente colturale che converte l'evapotraspirazione della coltura di riferimento in evapotraspirazione massima della coltura. Il flusso potenziale massimo  $ET_c$  viene successivamente ripartito nei due termini  $T_p$  e  $E_p$  che corrispondono rispettivamente al flusso potenziale traspirativo e a quello evaporativo. A tal fine, assumendo che la radiazione netta che entra all'interno della canopy decresca secondo una funzione esponenziale e che il flusso di calore dal suolo possa essere trascurato, può porsi (Goudriaan, 1977; Belmans, 1983):

$$E_p = E'_p e^{-\kappa_{gr} LAI} \quad (3.10)$$

nella quale  $\kappa_{gr}$  è il coefficiente di estinzione della radiazione pari a 0.39 per le comuni colture agrarie, mentre  $E'_p$  è l'aliquota dell'evapotraspirazione di

riferimento,  $ET_{ref}$ , che contribuisce al processo evaporativo dal suolo. Analiticamente:

$$E'_p = K_{soil} ET_{ref} \quad (3.11)$$

nella quale il coefficiente riduttivo  $K_{soil}$  viene posto pari a 1 quando non si dispone di specifiche indicazioni.

Calcolato  $E_p$ , il termine di traspirazione potenziale,  $T_p$ , viene quindi ottenuto dalla differenza:

$$T_p = ET_{ref} - E_p \quad (3.12)$$

L'evaporazione effettiva  $E_a$  è pari al termine potenziale  $E_p$  in condizione di suolo superficiale saturo, mentre, in condizioni insature, tale valore viene ottenuto ricercando il minimo tra  $E_p$  e il valore deducibile dall'equazione di Darcy (Cavazza, 1981), applicata tra il primo strato di suolo e l'atmosfera. In particolare condizioni, quali la presenza di residui colturali o compattazione degli strati superficiali, il suddetto confronto può essere esteso anche a valori dedotti con approcci empirici (Black, 1969; Boesten and Stroosnijder, 1986).

Per la stima dei flussi traspirativi effettivi da quelli potenziali, il codice di SWAP descrive la riduzione di  $S_p(z)$ , mediante due modelli empirici, il primo di Feddes (1978) riferito allo stress idrico, e il secondo di Maas-Hoffmann (1977), riferito allo stress salino. In generale l'attingimento radicale effettivo ad una determinata profondità,  $S_a(z)$ , è definito:

$$S_a(z) = S_p(z) \alpha_w \alpha_s \quad (3.13)$$

nella quale con  $\alpha_w$  ed  $\alpha_s$  vengono indicati rispettivamente i coefficienti di riduzione dovuti allo stress idrico ed a quello salino. Questi coefficienti sono di natura empirica ed in SWAP i submodelli che tengono conto dello stress

idrico e salino sono rappresentati da relazioni di tipo lineare.

In particolare,  $\alpha_w$  varia secondo una legge trapezoidale in funzione del potenziale idrico, assumendo valore zero in corrispondenza dei potenziali alla saturazione,  $\psi_{sat}$ , e di avvizzimento  $\psi_{wp}$ , valore costante 1 nell'intervallo compreso tra il potenziale corrispondente alla capacità di campo,  $\psi_{fc}$ , e il potenziale "critico"  $\psi_{ph}$  (o  $\psi_{pe}$ ). I valori  $\psi_{ph}$  e  $\psi_{pl}$ , indicati in fig. 3.2, variano

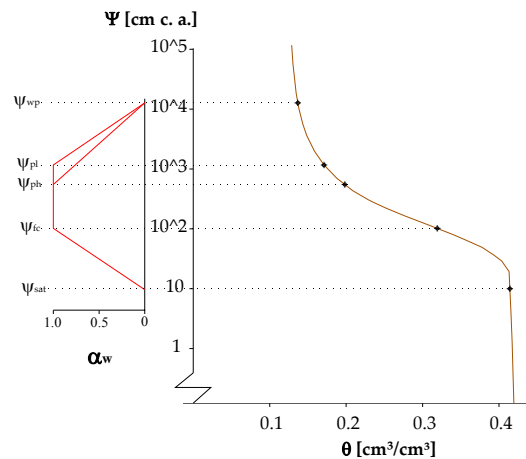


Figura 3.2 - Andamento dei coefficienti di riduzione,  $\alpha_w$ , in funzione del potenziale idrico

principalmente in funzione delle caratteristiche della pianta e corrispondono al limite critico di potenziale oltre il quale la stessa inizia a ridurre l'entità di traspirazione in condizioni di alta ( $\psi_{ph}$ ) o bassa ( $\psi_{pl}$ ) domanda atmosferica.

Infine, la traspirazione reale giornaliera,  $T_a$ , è data dall'integrazione delle funzioni di attingimento radicale effettivo  $S_e(z)$ , nei diversi comparti nei quali viene discretizzato il suolo.

Un'importante possibilità applicativa del modello SWAP riguarda la simulazione degli interventi irrigui. A tale scopo è possibile prevedere diversi criteri di intervento irriguo:

1. *Stress giornaliero ammissibile,  $I_s$* . Questo criterio specifica come critica una frazione della traspirazione potenziale,  $T_p$ . L'indice di stress assume pertanto la forma di un rapporto tra la traspirazione effettiva,  $T_a$ , e quella potenziale,  $T_p$ :

$$I_s = \frac{T_a}{T_p} \quad (3.14)$$

Ogni qual volta viene attraversata una prefissata soglia (di solito intorno a 0,8), il modello suggerisce di irrigare per il giorno seguente.

2. *Deplezione ammissibile dell'acqua totalmente disponibile,  $f$* . Con questo criterio, il momento con cui intervenire con l'adacquamento viene individuato ogni qualvolta il rapporto tra l'acqua presente effettivamente, calcolata integrando numericamente il profilo di umidità nel dominio della zona radicale e l'acqua disponibile, risulta superiore ad un valore di soglia prefissato,  $f$ :

$$f = \frac{\sum_{i=1}^{n.s} (\theta_{fc_i} - \theta_{lim_i})_i}{\sum_{i=1}^{n.s} (\theta_{fc_i} - \theta_{wp_i})_i} \quad (3.15)$$

dove si è indicato con n.s il numero di strati della griglia di simulazione del modello nei quali è concentrato l'apparato radicale. Il fattore  $f$  dipende da una prefissata distribuzione dei valori di contenuto idrico limite lungo il profilo e quindi risulta funzione, oltre che delle proprietà idrauliche del profilo di suolo, anche della distribuzione delle radici lungo il profilo.

3. *Deplezione ammissibile dell'acqua prontamente disponibile (RAW)*. Simile al precedente, rappresenta una frazione dell'acqua prontamente disponibile per la pianta,  $RAW$ . Viene dato dal rapporto tra l'acqua disponibile,  $AD$ , e l'acqua prontamente disponibile,  $RAW$ .
4. *Deplezione totale ammissibile*. Rappresenta il massimo di acqua che è possibile estrarre dalla zona radicale. In questo caso si esegue una sommatoria dei valori di deplezione giornaliera ed il consiglio irriguo viene dato ogni qualvolta viene superato un valore soglia prefissato.

5. *Potenziale o umidità del suolo critica.* Viene impostato, ad una data profondità, un valore di potenziale o umidità del suolo critico al di sotto del quale viene suggerito di irrigare.

Riguardo la quantità d'acqua da somministrare ad ogni irrigazione, il modello SWAP permette di scegliere tra due opzioni, a seconda se si vuole riportare l'umidità del suolo alla capacità di campo o intervenire con un volume di adacquamento di entità prestabilita dall'utente.

### 3.2 Il modello FAO

Nel modello FAO il suolo viene considerato come un serbatoio caratterizzato da una determinata capacità, la cui geometria dipende dalla profondità dell'apparato radicale della coltura e dalle caratteristiche idrauliche del suolo (fig. 3.3). In particolare nel modello di bilancio idrico FAO, l'evoluzione della riserva idrica del volume di suolo interessato dall'apparato radicale è simulata attraverso una funzione di esaurimento.

Tutti i flussi in entrata ed uscita dal serbatoio vengono espressi in mm e la scala temporale di simulazione è in generale quella giornaliera. La variazione della riserva e quindi dell'esaurimento della stessa (deplezione,  $D_{r,i}$ ) viene descritta dalla seguente equazione:

$$D_{r,i} = D_{r,i-1} - P_i - RO_i - I_i - CR_i + ET_{c,i} + DP_i \quad (3.16)$$

nella quale si è indicato con  $D_{r,i}$  l'ammontare della deplezione al giorno i-

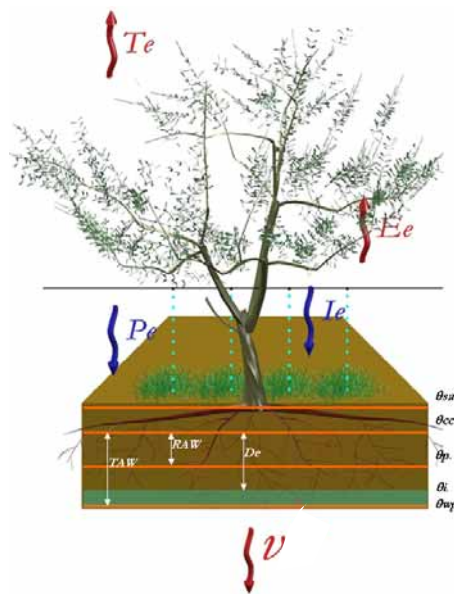


Figura 3.3 - Schematizzazione del continuum Suolo Pianta Bassa Atmosfera nel modello a serbatoio

esimo [mm], con  $D_{r,i-1}$  l'ammontare della deplezione al giorno precedente [mm], con  $P_i$  la precipitazione nel giorno i-esimo [mm], con  $RO_i$  il deflusso superficiale al giorno i-esimo [mm], con  $I_i$  l'irrigazione netta (efficace) al giorno i-esimo, cioè la quantità di acqua che a seguito di un intervento irriguo si infiltra nel suolo [mm], con  $CR_i$  l'apporto idrico per risalita capillare da falda sotterranea nel giorno i-esimo [mm], con  $ET_{c,i}$  l'evapotraspirazione colturale nel giorno i-esimo [mm] e con  $DP_i$  la perdita di acqua per percolazione profonda nel giorno i-esimo [mm].

Il dominio della funzione di deplezione è compreso tra zero, corrispondente alla capacità di

campo, ed un massimo che corrisponde al totale dell'acqua disponibile per la pianta ( $TAW$ ) dato dalla seguente relazione:

$$TAW = 1000 (\theta_{fc} - \theta_{wp}) Z_r \quad (3.17)$$

avendo indicato con  $\theta_c$  il contenuto idrico alla capacità di campo [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ], con  $\theta_{wp}$  il contenuto idrico al punto di appassimento [ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ] e con  $Z_r$  la profondità delle radici [m].

La procedura FAO a doppia componente calcola i termini di evaporazione e traspirazione, che compongono l'evapotraspirazione colturale, sulla base della evapotraspirazione della coltura di riferimento,  $ET_{ref}$ , in condizioni standard (ossia in assenza di stress per la coltura). I valori di  $ET_{ref}$  dipendono solo da fattori climatici e vengono calcolati con l'equazione di Penman-Monteith.

La componente traspirativa potenziale,  $T_p$ , di una coltura viene calcolata come una frazione,  $K_{cb}$ , della evapotraspirazione  $ET_{ref}$  della coltura di riferimento in condizioni standard:

$$T_p = K_{cb} ET_{ref} \quad (3.18)$$

Nel parametro colturale  $K_{cb}$ , denominato anche coefficiente basale, sono compresi i fattori legati al tipo di copertura del suolo, alle caratteristiche della specie colturale ed alla resistenza aerodinamica.

In particolare,  $K_{cb}$  dipende dall'altezza della coltura, che influenza la resistenza aerodinamica,  $r_a$ , dall'albedo della superficie suolo-pianta che influenza il valore della radiazione solare assorbita, quindi l'energia disponibile per la traspirazione, dalle proprietà di resistenza al flusso di vapore acqueo della pianta (numero e caratteristiche degli stomi, caratteristiche delle foglie, ecc.), che ne influenzano la resistenza di superficie,  $r_s$ .

I valori di  $K_{cb}$  raccomandati sono riportati nella tab. 17 del quaderno FAO 56. Tali valori sono riferiti a una vasta gamma di colture coltivate in ambiente sub umido caratterizzato, nel periodo di crescita delle stesse, da un minimo giornaliero di umidità relativa dell'aria,  $RH_{min}$ , del 45% e da una velocità del vento a due metri dal suolo,  $U_2$ , di 2 m/sec. Pertanto, qualora si operi in ambienti diversi da quello di riferimento, si deve necessariamente eseguire una correzione dei valori di  $K_{cb}$  tabulati, attraverso la seguente espressione:

$$K_{cb} = K_{cb(tab.)} + \left[ 0,04(u_2 - 2) - 0,004(RH_{min} - 45) \right] \left( \frac{h_{crop}}{3} \right)^{0,3} \quad (3.19)$$

essendo  $K_{cb(tab.)}$  il coefficiente basale tabulato,  $u_2$  la velocità del vento a 2 metri dal suolo,  $RH_{min}$  valore medio dell'umidità minima relativa dell'aria giornaliera durante il periodo di crescita ed  $h_{crop}$  l'altezza della coltura. I valori del coefficiente  $K_{cb}$  variano nel corso del ciclo vegeto-produttivo della coltura

considerata, poiché durante tale ciclo si modificano le condizioni di copertura del suolo, di altezza della pianta e di estensione di area fogliare.

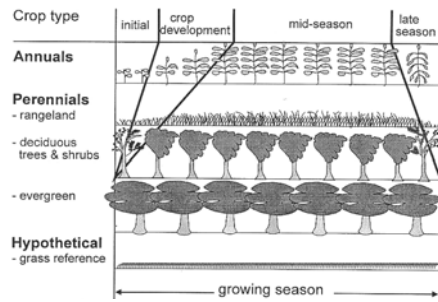


Figura 3.4 - Ciclo vegeto-produttivo dei diversi tipi di colture e schematizzazione delle fasi di sviluppo (FAO, 1998).

L'evaporazione diminuisce e la traspirazione diviene la componente predominante; il valore di  $K_{cb}$ , pertanto, cresce. Nel periodo intermedio,  $K_{cb}$  raggiunge il suo valore massimo, mentre nel periodo finale, a maturazione avvenuta,  $K_{cb}$  diminuisce progressivamente. Attraverso l'identificazione della durata delle singole fasi di sviluppo della coltura è possibile costruire l'andamento di  $K_{cb}$ . Di conseguenza sulla base delle informazioni suggerite dalla FAO riguardo i valori dei  $K_{cb}$  e le durate delle singole fasi del ciclo di sviluppo per ogni specie di interesse agrario, è possibile, attraverso un processo di linearizzazione, costruire dei diagrammi dove vengono riportati gli andamenti temporali dei coefficienti di consumo traspirativi  $K_{cb}$ . Tale procedura può essere tradotta matematicamente dall'equazione:

$$K_{cb,i} = K_{cb\_prev} + \left[ \frac{N_j - \sum(L_{prev})}{L_{stage}} \right] (K_{cb\_next} - K_{cb\_prev}) \quad (3.20)$$

nella quale  $N_j$  rappresenta il numero di giorni trascorsi dal periodo iniziale,  $K_{cb,i}$  il coefficiente culturale di base al giorno  $i$ -esimo,  $K_{cb\_prev}$  e  $K_{cb\_next}$  sono i valori dei coefficienti relativi rispettivamente agli stadi precedente e

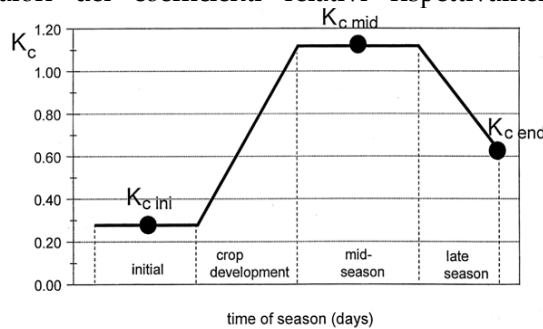


Figura 3.5 - Andamento temporale tipico dei coefficienti culturali (FAO, 1998)

Per tale ragione il ciclo vegetativo di una generica coltura può essere suddiviso in quattro periodi, ognuno di ampiezza variabile in funzione delle specie (fig. 3.4).

Nel periodo iniziale, quando la copertura del suolo è pari al massimo al 10% della superficie del suolo, la componente evaporativa prevale su quella traspirativa, e il valore di  $K_{cb}$  è basso. Nel periodo di sviluppo della coltura aumenta la copertura del suolo,

l'evaporazione diminuisce e la traspirazione diviene la componente predominante; il valore di  $K_{cb}$ , pertanto, cresce. Nel periodo intermedio,  $K_{cb}$  raggiunge il suo valore massimo, mentre nel periodo finale, a maturazione avvenuta,  $K_{cb}$  diminuisce progressivamente. Attraverso l'identificazione della durata delle singole fasi di sviluppo della coltura è possibile costruire l'andamento di  $K_{cb}$ . Di conseguenza sulla base delle informazioni suggerite dalla FAO riguardo i valori dei  $K_{cb}$  e le durate delle singole fasi del ciclo di sviluppo per ogni specie di interesse agrario, è possibile, attraverso un processo di linearizzazione, costruire dei diagrammi dove vengono riportati gli andamenti temporali dei coefficienti di consumo traspirativi  $K_{cb}$ . Tale procedura può essere tradotta matematicamente dall'equazione:

La fig. 3.5 riporta l'andamento temporale tipico dei valori dei

coefficienti colturali,  $K_c$ .

Di notevole importanza sono gli aggiustamenti che è possibile eseguire a carico della traspirazione potenziale, che tengono conto delle differenti condizioni ambientali della zona in cui si opera, rispetto a quelle nelle quali sono stati messi a punto i valori tabulati.

La traspirazione reale,  $T_a$ , assume valori minori di quella potenziale in presenza di contenuti idrici del suolo inferiori ad una certa soglia. Numerose osservazioni sperimentali hanno evidenziato come esista un intervallo di valori del contenuto di umidità, all'interno del quale la traspirazione si mantiene al valore potenziale o di poco inferiore, mentre decresce al di fuori di esso. Per esprimere la dipendenza della traspirazione dal contenuto idrico del suolo, il metodo FAO (1998) utilizza un coefficiente di stress idrico,  $K_s$ , il cui valore varia linearmente da zero a uno in funzione del contenuto idrico. La traspirazione reale,  $T_a$ , si ottiene semplicemente come prodotto della traspirazione potenziale,  $T_p$ , e del coefficiente di stress idrico,  $K_s$ :

$$T_e = K_s T_p \quad (3.21)$$

Il legame lineare tra  $K_s$  e contenuto idrico,  $\theta$ , è mostrato in fig. 3.6, nella quale è inoltre indicata la relazione tra i valori di  $K_s$  e quelli di potenziale matriciale ottenuti considerando la curva di ritenzione idrica del suolo.

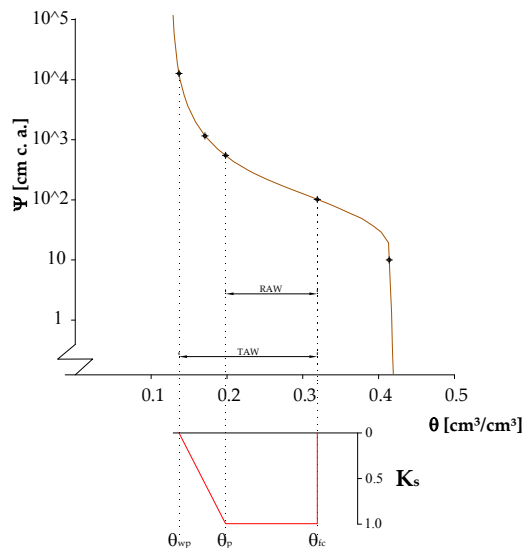


Figura 3.6 - Coefficiente di riduzione traspirativi dovuto allo stress idrico,  $K_s$ , in funzione del contenuto idrico e/o del potenziale matriciale

Numericamente, il calcolo dell'indice di stress,  $K_s$ , richiede la definizione del cosiddetto fattore di deplezione,  $p$ , ovvero la frazione dell'acqua disponibile totale ( $TAW$ ) che la pianta può assorbire prima che riduca i consumi traspirativi come conseguenza dei fenomeni di stress idrico:

$$K_s = \frac{TAW - D_i}{(1 - p) TAW} \quad (3.22)$$

nella quale  $D_i$  indica l'ammontare della deplezione al giorno  $i$ -esimo [mm]. Il parametro  $p$ , tabulato nel quaderno FAO 56, è specifico della coltura considerata e può essere ottenuto empiricamente, osservando la dipendenza degli indici di stress dal contenuto idrico relativo del suolo. Per esempio, considerando come indice di stress il rapporto tra la traspirazione reale e

quella potenziale, il valore di umidità,  $\theta_p$ , al di sotto del quale tale rapporto comincia a scendere sotto l'unità, rappresenta quel contenuto idrico di riferimento che consente di generare il fattore di deplezione,  $p$ . In realtà, la capacità delle radici ad estrarre acqua dal terreno non dipende solo dal contenuto di umidità, bensì dall'energia potenziale che l'acqua presente nel suolo possiede e quindi, in ultima analisi, dalle caratteristiche del suolo. Per tenere conto di tale circostanza, nel quaderno FAO 56 viene suggerito di ridurre tali coefficienti per i suoli con tessitura fine, e maggiorarli per quelli a tessitura grossolana.

Un'altra correzione che è possibile eseguire sul fattore  $p$  è relativa alle diverse condizioni di domanda atmosferica che si verificano nei nostri ambienti rispetto a quelle dove sono stati ottenuti i valori di riferimento suggeriti dalla FAO. La FAO suggerisce in tal caso relazioni di tipo lineari che legano il fattore  $p$  all'evapotraspirazione potenziale della coltura, oltre che al valore tabellare:

$$p = p_{table} + 0.04(5 - ET_c) \quad (3.23)$$

La componente di evaporazione potenziale,  $E_p$ , viene calcolata moltiplicando il coefficiente evaporativo  $K_e$  (determinato in funzione delle condizioni di umidità del suolo) all'evapotraspirazione di riferimento  $ET_{ref}$ .

$$E_p = K_e ET_{ref} \quad (3.24)$$

Il calcolo del coefficiente  $K_e$  può essere effettuato ricercando il minimo delle due seguenti espressioni:

$$K_e = \min \left\{ K_r (K_{c\_max} - K_{cb}); f_{ew} K_{c\_max} \right\} \quad (3.25)$$

Tralasciando la procedura di calcolo, piuttosto articolata e laboriosa, viene riportata soltanto una breve descrizione dei termini del sistema. Il termine  $K_{cb}$  rappresenta il coefficiente colturale basale,  $K_{c\_max}$  il valore massimo della somma  $K_{cb} + K_e$  che normalmente segue una pioggia o un adacquamento,  $K_r$  è un coefficiente adimensionale di riduzione, che si pone pari a 1 nei periodi immediatamente successivi ad una pioggia o a un intervento irriguo e decresce fino a zero quando il suolo è secco;  $f_{ew}$  è la frazione di suolo bagnata e non coperta dalla vegetazione, dalla quale proviene la maggior parte dell'evaporazione.

L'uso del modello FAO nella gestione dell'irrigazione richiede di preimpostare sia il fattore che identifica il momento di intervento irriguo, che il volume idrico da fornire nel corso di ciascun adacquamento. Il momento d'intervento irriguo viene individuato fissando dei valori soglia relativi ad un parametro denominato *MAD* (Management Allowed Depletion, Merriam, 1966). Il *MAD*, computazionalmente simile al fattore di deplezione  $p$ , indica la



frazione massima dell'acqua disponibile totale che può essere estratta dal suolo, prima che venga suggerito di irrigare:

$$MAD = \frac{\left( \theta_{fc} - \theta_{lim} \right)}{\left( \theta_{fc} - \theta_{wp} \right)} \quad (3.26)$$

nella quale  $\theta_{im}$  è il valore del contenuto idrico del suolo in corrispondenza del quale occorre procedere con l'irrigazione. I valori del parametro  $MAD$  dipendono quindi, oltre che dalle costanti idrologiche del suolo,  $\theta_c$  e  $\theta_{wp}$ , anche da un valore limite di contenuto idrico,  $\theta_{im}$ . Questo contenuto idrico limite assume valore diverso o uguale al valore critico  $\theta_p$ , in funzione del tipo di gestione dell'irrigazione che si vuole effettuare. In particolare, nel caso in cui  $\theta_{im} \geq \theta_p$  l'irrigazione consente il mantenimento di un ecosistema umido e la totale assenza di stress idrico, mentre se  $\theta_{im} < \theta_p$  l'irrigazione è gestita in condizioni di prevalente stress idrico. Pertanto è possibile impostare un valore  $\theta_{im} > \theta_p$ , quando ci si trova a gestire l'irrigazione in contesti dove vigono vincoli ambientali, ad esempio quello di mantenere un'area naturale umida,  $\theta_{im} = \theta_p$  quando si vuole intervenire con l'adacquamento prima che la pianta entri nella fase di stress e  $\theta_{im} < \theta_p$  quando l'irrigazione viene gestita in regime di stress idrico, sia esso controllato o meno. Quest'ultima condizione rientra nei casi più frequenti di gestione irrigua delle colture arboree in ambiente mediterraneo, soprattutto in quei contesti nei quali il momento di intervento irriguo è fissato attraverso una semplice analisi visiva dei primi sintomi di stress della pianta. Il  $MAD$  pertanto include un significato di tipo economico-gestionale molto variabile da zona a zona, e dipendente in principal modo dal tipo di risultato produttivo che l'agricoltore vuole conseguire, nonché da fattori logistici quali la quantità di acqua disponibile per l'intera stagione irrigua. L'algoritmo proposto nel quaderno FAO 56 (Appendice 8) consente di programmare l'irrigazione prima che la pianta entri nella fase di stress ( $\theta_{im} = \theta_p$ ). Tali ipotesi non è adatta all'ambiente mediterraneo, per il quale si verificano frequentemente condizioni di carenza idrica, che inducono le colture a condizioni di stress idrico. Per tale ragione, come verrà meglio di seguito specificato, è stata apportata una modifica al modello FAO in modo da permettere la programmazione dell'irrigazione in condizioni di stress idrico ( $\theta_{im} < \theta_p$ ).

Riguardo la quantità d'acqua da somministrare ad ogni irrigazione, è possibile scegliere tra due opzioni, a seconda se si vuole riportare l'umidità del suolo alla capacità di campo, oppure intervenire con un prestabilito volume di adacquamento.

## Bibliografia

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. & Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper (56), Rome, Italy.
- Belmans, C., J.G. Wesseling and R.A. Feddes, 1983. Simulation of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *J. Hydrol.*, 63, 271-286.
- Boesten, J.J.T.I. & L. Stroosnijder, 1986. Simple model for daily evaporation from fallow tilled under spring conditions in a temperate climate. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 34:75-90.
- Brutsaert W: 2005 *Hydrology – an introduction*. Cambridge University Press, New York, NY; 605 pp, 24 tables, 262 figs.; Hardback USD 75.00; ISBN 0-521-82479-6.
- Cavazza L. 1981, *Fisica del terreno agrario*, Ed. UTET, Torino , p. 432-439.
- Feddes, R.A., P.J. Kowalik and H. Zaradny, 1978. Simulation of field water use and crop yield. *Simulation Monographs*. Pudoc. Wageningen. 189 pp.
- Feddes, R.A. 1987. Crop factors in relation to makkink reference-crop evapotranspiration. *Netherlands; ICW*, 1987, 14 p. (ICW technical bulletin new series, 67).
- Goudriaan, J., 1977. *Crop meteorology: a simulation study*. Simulation monographs, Pudoc, Wageningen.
- Jensen M. E., R. D. Burman and R. G. Allen. 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70.
- Hargreaves, G.H. and Z.A. Samani, 1985: Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engr. Agric.* 1:96-99.
- Maas, E.V., Hoffman, G. J.. 1977. *J. Irrigation drainage*, ASCE 103 (IR2), 115-134.
- Makkink, G.F., 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Inst. Water Eng.* 11, pp. 277-288.
- Merriam, J. L. 1966. A management control concept for determining the economical depth and frequency of irrigation. *Trans. Am. Soc. Agric. Engrs.* 9: 492-498.
- Smith, M., 1991. *Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements*. FAO, Rome, 60 p.

Priestley C.H.B., and Taylor R.J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Mon. Weath. Rev.*, 100, 81-92, 1972.

van Dam, J.C., J. Huygen, J.G. Wesseling, R.A. Feddes, P. Kabat, P.E.V. van Walsum, P. Groenendijk and C.A. van Diepen, 1997. Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment. Wageningen University and Alterra. Technical Document, 45.



## Risposta della pianta allo stress idrico: *Background teorico e modellizzazione macroscopica*

Per stress idrico si intende un livello insufficiente di energia libera dell'acqua nella pianta, determinato per lo più da un basso valore di potenziale idrico nel suolo. Lo stress idrico al quale la vegetazione è sottoposta non può essere precisato in modo assoluto attraverso un'unica grandezza, a meno che non si conosca il livello di energia libera della pianta in ogni suo punto, lungo il percorso seguito dall'acqua per fluire dal suolo all'atmosfera. Per poter affermare che la pianta è sottoposta a stress idrico è necessario, oltre che valori modesti di potenziali idrici, che le radici si trovino ad un potenziale non sufficiente all'attingimento dell'acqua, che la traspirazione sia talmente elevata da determinare la cavitazione del sistema xilematico e che i condotti xilematici siano talmente stretti che la resistenza opposta al moto dell'acqua impedisce la traspirazione. Esiste anche uno stress idrico causato da eccessiva energia libera dell'acqua, che si realizza quando sono presenti nel suolo notevoli quantità d'acqua che riempiono tutti gli spazi intercellulari riducendo la quantità di ossigeno. Questa condizione, detta *flooding*, ha come risultato l'asfissia dei tessuti. Si tratta quindi del caso opposto a quello di stress da deficit idrico che si riferisce esclusivamente a una situazione di siccità.

La risposta della pianta allo stress può svilupparsi lungo tre diverse scale temporali comprendendo la risposta immediata allo stress e i fenomeni di acclimatazione e adattamento, fig. 4.1. (Lambers et al., 1998).

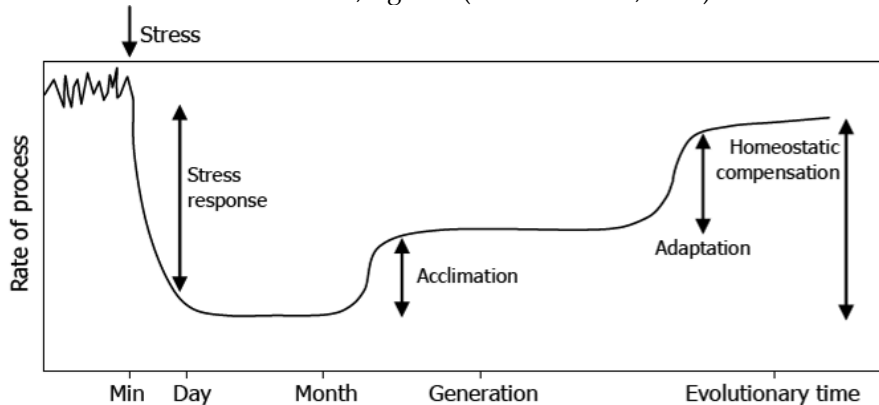


Figura 4.1 - Decorso temporale della risposta agli stress ambientali da parte della pianta (Lambers et al., 1998)

Con la risposta immediata allo stress indotto, i sintomi e di conseguenza gli abbassamenti delle performance della pianta, si sviluppano entro pochi

minuti. L'acclimatazione si ha quando, in virtù di modificazioni morfologiche e di aggiustamenti fisiologici, la pianta attenua gli effetti dello stress, compensando il declino delle performance. L'acclimatazione si sviluppa all'interno del ciclo di sviluppo della pianta, di solito entro giorni o mesi di esposizione agli stress ambientali. L'adattamento si verifica a seguito di modificazioni di tipo genetico che si traducono in caratteristiche per la resistenza agli stress. Risulta pertanto simile all'acclimatazione, ma si riferisce a una scala temporale più ampia, che va da più generazioni, all'evoluzione delle specie.

La risposta allo stress da parte della pianta inizia quando questa risente di modificazioni a livello metabolico cellulare rispetto al decorso normale del metabolismo (Bray et al., 2002).

La "captazione" dello stress inizia quindi a livello di singola cellula per poi trasmettersi, grazie a dei segnali, all'intera pianta. A oggi non è perfettamente chiaro come la cellula capti la condizione di deficit idrico e come tale situazione si traduca in una serie di risposte fisiologiche. La natura degli agenti mediatori per la risposta cellulare al deficit idrico (stato idrico, turgore cellulare, ormoni ecc.) è ancora oggi un tema ampiamente dibattuto (Chaves et al., 2003).

I fattori che influenzano la risposta di una pianta allo stress idrico sono molteplici. La durata, la gravità e la velocità con cui uno stress è imposto influenzano la performance della risposta della pianta (Gaspar et al., 2002). La condizione di stress causata da carenza idrica, a differenza di molti altri stress abiotici, si sviluppa lentamente e aumenta di intensità secondo una legge non lineare (Larcher, 1995).

In eco-fisiologia ed in particolare per le mesophyte si possono distinguere tre livelli di magnitudo dello stress: leggero, quando la caduta di potenziale idrico,  $\Psi_x$ , sta sotto la soglia di -0.5 MPa, moderato, quando la riduzione del potenziale è compresa tra -0.5 a -1.5 MPa e severo quando lo stress provoca un abbassamento al di sotto di -1.5 MPa (Hsiao, 1973).

L'interpretazione degli effetti dello stress idrico sulla fisiologia della pianta è complicata dal fatto che la risposta della pianta si manifesta a diverse scale, coinvolgendo le molecole, le cellule, i tessuti, gli organi fino ad interessare l'intera pianta. La fig. 4.2 illustra l'influenza dello stress idrico, quantificato in termini di potenziale idrico fogliare, sulla fisiologia delle piante di olivo (Sofa et al., 2008).

Tra i fattori biofisici più sensibili alla condizione di stress idrico della vegetazione è il potenziale di turgore,  $\psi$ , che, come si è visto nei capitoli precedenti, è strettamente collegata al volume cellulare attraverso il diagramma di Höfler. Secondo l'approccio di Höfler, si considera leggero o moderato lo stress idrico che si manifesta entro l'intervallo di valori positivi della pressione di turgore, mentre è grave lo stress idrico indotto in condizioni di pressione di turgore nulla.

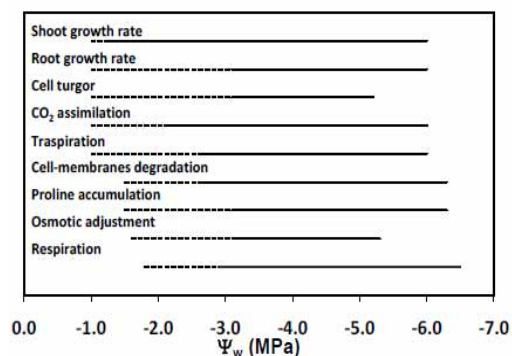


Figura 4.2 - Influenza dello stress idrico sulla fisiologia della pianta di olivo. La linea tratteggiata rappresenta il range di potenziale all'interno del quale la sintomatologia si manifesta in modo blando. La linea continua si riferisce invece al range all'interno del quale la sintomatologia si manifesta in modo forte (Sofa et al., 2008)

come intuibile effetto quello di ridurre la fotosintesi e quindi l'assimilazione di CO<sub>2</sub>, la traspirazione e l'assorbimento di O<sub>2</sub>. In virtù dell'elevata tolleranza dell'olivo alle condizioni di stress idrico, l'effetto sulla traspirazione risulta incisivo solo a potenziali sotto i -2.5 MPa, un valore molto più basso rispetto ad altre colture.

A stress più gravi corrispondono processi fisiologici sempre più dannosi per la vegetazione quali l'accumulo di prolina (aminoacido) e di zuccheri, che inibiscono la fioritura e la produzione di germogli e di frutti.

La riduzione della traspirazione, interrompendo il meccanismo di raffreddamento, causa l'insorgere di stress da alte temperature, che provoca la totale perdita del turgore e l'appassimento della pianta.

La sequenza di tali effetti è strettamente connessa all'intensità del deficit idrico nel suolo e alla sua durata e le richiamate variazioni fisiologiche danno una visione semplificata della realtà. Lo stress idrico è un processo graduale in cui il tempo assume un ruolo particolarmente importante, soprattutto negli ecosistemi semiaridi, in cui la siccità è un fenomeno prolungato e non un evento di breve durata.

La risposta della pianta alla condizione di deficit idrico è legata anche ai meccanismi adottati per resistere e sopportare la condizione di stress. Con riferimento all'olivo, la notevole tolleranza al deficit idrico nel suolo è il risultato di un insieme di adattamenti morfologici, anatomici e fisiologici alle condizioni ambientali, dei quali vengono illustrati solo alcuni aspetti salienti. Nell'olivo, il trasporto della linfa nel fusto dipende dalle caratteristiche del tessuto conduttore e dall'architettura idraulica della chioma. Il sistema conduttore dell'olivo è di tipo poroso diffuso, con numerosi vasi xilematici (fino a 100 vasi/mm), scarso parenchima (tessuti di riempimento, molto attivi

La chiusura della rima stomatica è un fattore molto sensibile alla riduzione della pressione di turgore: quando questa è alta le cellule di guardia controllano che gli stomi siano aperti e permettono le normali funzioni di assimilazione di CO<sub>2</sub> e di traspirazione, mentre quando la pressione di turgore si abbassa (si avvicina a zero) le cellule di guardia inducono la chiusura degli stomi. La condizione di apertura/chiusura degli stomi può attraversare tutte le possibili gradazioni. La chiusura parziale degli stomi ha

dal punto di vista metabolico) ed abbondanza di fibre che conferiscono durezza al legno. Gli elementi vasali sono piuttosto corti e raramente superano i 40  $\mu\text{m}$  di diametro. I pochi vasi di diametro maggiore, che trasportano fino al 30% della linfa grezza, sono i primi a cavitare. Tali caratteristiche limitano la conducibilità idraulica del fusto, che è direttamente proporzionale alla quarta potenza del diametro dei vasi. La bassa efficienza nel trasporto della linfa è, però, compensata da una elevata sicurezza nei confronti dei fenomeni di embolia, in quanto vasi di piccolo diametro sono meno soggetti alla formazione di emboli. L'olivo è una specie cosiddetta anisoidrica, in cui il potenziale idrico fogliare subisce notevoli variazioni sia su base giornaliera che stagionale. A differenza delle specie isoidriche (actinidia, mais, pioppo) nelle quali, attraverso la chiusura degli stomi, si attenuano le differenze di potenziale tra piante stressate e non stressate nelle ore più calde della giornata, l'andamento giornaliero del potenziale dell'olivo riflette sia lo stato idrico dei tessuti che la domanda evapotraspirativa dell'ambiente.

La marcata riduzione del potenziale idrico fogliare è il risultato della riduzione di acqua nei tessuti e della rigidità delle pareti cellulari. Al progredire dello stress, la foglia di olivo continua a perdere acqua dai tessuti fino al 45% del peso fresco, corrispondenti a valori di potenziali molto bassi (-6 MPa). Di conseguenza, il potenziale idrico raggiunge valori prossimi al punto di perdita di turgore nelle ore più calde della giornata anche in condizioni di buono stato idrico. Il punto di perdita di turgore per la foglia di olivo è stato stimato a valori di  $-3.0 \div -3.5$  MPa. Le differenze di potenziale idrico tra piante irrigate e condotte in asciutto (a livelli iniziali di stress), non sono sempre evidenti e spesso compaiono solo nel pomeriggio, quando i tessuti non riescono più a traspirare acqua. I più bassi livelli di potenziale idrico raggiunti in condizioni di deficit idrico sono di  $-8.0 \div -10$  MPa ed è interessante che, a tali livelli, la pianta mantenga ancora la capacità di recupero e di reidratazione (Rhizopoulou, 1991). La reidratazione delle piante stressate è in genere seguita da un periodo di inerzia di alcuni giorni nel recupero dei livelli di conduttanza stomatica.

In Fernández et al. (1997) è stato osservato un valore di potenziale xilematico pre-dawn intorno a -0.46 MPa per un intervallo della frazione di acqua disponibile per la traspirazione variabile tra 1 e 0.4; pertanto si assume che la soglia di deficit idrico per l'olivo vale circa il 40% dell'acqua totale disponibile per la traspirazione. Valori di soglia per quanto riguarda il potenziale idrico dell'asse,  $\Psi_{\text{stem}}$ , si aggirano intorno -1.2 MPa, -1.4 MPa.

Misure di flusso linfatico in piante irrigate dopo un periodo di stress idrico intenso, hanno mostrato che l'olivo mantiene bassi i consumi idrici anche dopo il pieno recupero dello stato idrico dei tessuti (Moreno et al., 1996).



L'inerzia nel recupero della piena funzionalità fogliare è proporzionale alla magnitudo dello stress subito, ed è probabilmente dovuta alla presenza di emboli nei vasi xilematici. A livello del suolo, l'olivo presenta i primi sintomi

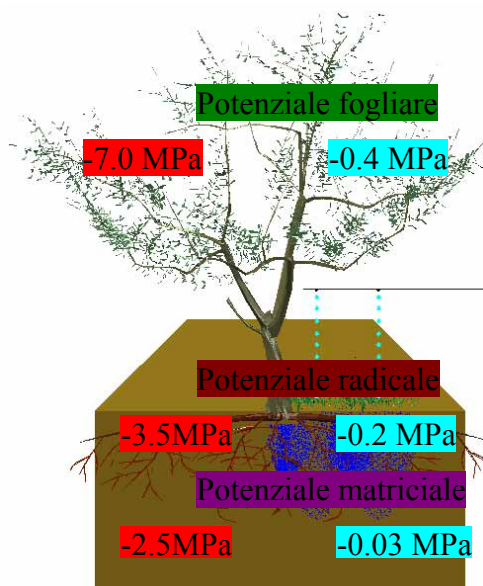


Figura 4.3 - Gradiente di potenziale idrico fogliare, delle radici e del suolo in condizioni ottimali (label azzurro) e di massimo (label rosso) livello di stress rilevati all'alba (Fiorino, 2001)

elevato grado di sclerofillia e gli stomi, presenti solo sulla pagina inferiore (abassiale), sono coperti da una fitta rete di tricomi (fig. 4.4). Questa tomentosità che caratterizza la superficie abassiale della foglia di olivo fa sì che la resistenza dello strato limite sia elevata. Lo strato limite della foglia è



Figura 4.4 - Foglia di olivo con particolare del feltro di tricomi che caratterizza la superficie abassiale

quella zona immediatamente a contatto della superficie fogliare, nella quale l'attrito tra l'aria e la superficie diminuisce la velocità del flusso d'aria sulla superficie stessa. Il vento riduce la resistenza dello strato limite, cosicché solitamente il flusso idrico aumenta in misura proporzionale alla velocità del vento stesso. La rimozione dei tricomi comporta l'aumento della conduttanza stomatica e di conseguenza del tasso traspirativo. A livello di intera chioma, la resistenza dello strato limite è molto bassa, per cui gli scambi gassosi dipendono in

dello stress idrico in corrispondenza di potenziali matriciali intorno a  $-0.08$  MPa e, a differenza della maggior parte dei fruttiferi, riesce ad assorbire acqua dal suolo ed a mantenere l'attività fogliare fino a potenziali matriciali di circa  $-2.5$  MPa, come illustrato in fig. 4.3. Tale comportamento permette di aumentare la riserva idrica utilizzabile e di sopportare lunghi periodi di siccità, in particolare nei terreni caratterizzati da buona capacità di ritenzione idrica.

Numerosi sono gli adattamenti morfologici ed anatomici che consentono all'olivo di resistere ad una ridotta disponibilità idrica del suolo. La foglia, ad esempio, mostra un

elevato grado di sclerofillia e gli stomi, presenti solo sulla pagina inferiore (abassiale), sono coperti da una fitta rete di tricomi (fig. 4.4). Questa tomentosità che caratterizza la superficie abassiale della foglia di olivo fa sì che la resistenza dello strato limite sia elevata. Lo strato limite della foglia è quella zona immediatamente a contatto della superficie fogliare, nella quale l'attrito tra l'aria e la superficie diminuisce la velocità del flusso d'aria sulla superficie stessa. Il vento riduce la resistenza dello strato limite, cosicché solitamente il flusso idrico aumenta in misura proporzionale alla velocità del vento stesso. La rimozione dei tricomi comporta l'aumento della conduttanza stomatica e di

modo marcato dal grado di apertura stomatica. Ciò significa che la temperatura delle foglie è simile a quella dell'aria nella gran parte dei casi e che la superficie fogliare dell'albero è accoppiata con le condizioni ambientali circostanti. Pertanto, la conduttanza della chioma è il principale fattore da cui dipende la traspirazione e quindi il consumo idrico della pianta.

I sintomi visibili della carenza idrica nell'olivo non sono facilmente distinguibili da quelli causati da altri tipi di stress ed appaiono piuttosto tardi, quando il deficit idrico è già in fase avanzata; in tali condizioni, l'apice del germoglio e le foglie non completamente espanse possono manifestare perdita di turgore nelle ore più calde della giornata. L'angolo di inserzione delle foglie, come pure l'orientamento, possono subire modificazioni in modo da ridurre il carico energetico nel corso della giornata. Le foglie tendono ad assumere una posizione eretta, riducendo l'angolo di inserzione sul germoglio ed esponendo così la superficie abassiale densamente coperta da tricomi alla radiazione solare, fig. 4.5. Questo fenomeno prende il nome di *paraeliotropismo* (Natali et al., 1999), essendo il movimento fogliare dettato più dalle condizioni di stress che dalla luce del sole. In particolare, a seguito dell'insorgenza dello stress e quindi a una riduzione dei potenziali idrici fogliari (in tal caso si parla di *eliotropismo*), la pianta mette in atto strategie di difesa per superare il periodo di carenza idrica, riducendo l'angolo di inserzione fogliare sul germoglio, modificandone l'orientamento in modo da ridurre il carico radiativo nel corso della giornata.

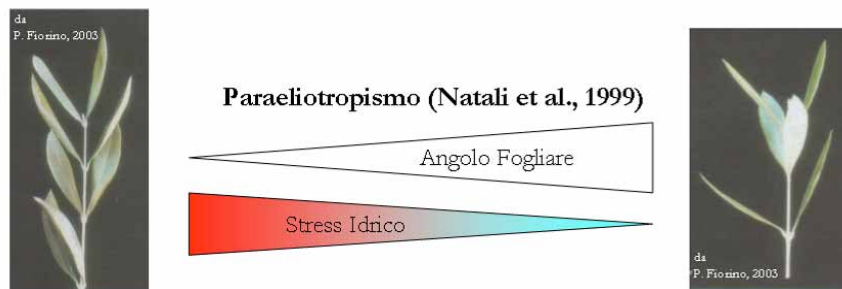


Figura 4.5 – Schematizzazione del fenomeno di *paraeliotropismo*

L'andamento giornaliero e stagionale del potenziale idrico dell'olivo è indicativo di una specie arborea anisoidrica con flusso traspirativo non conservativo (Lo Gullo et al., 1988). Tale circostanza è confermata dalla chiusura relativamente lenta degli stomi al progredire del deficit idrico.

La relazione tra conduttanza stomatica e potenziale idrico per l'olivo, come evidenziato in fig. 4.6, ha un andamento lineare abbastanza regolare in un ampio intervallo di valori del potenziale idrico fogliare. Al diminuire del potenziale, la chiusura degli stomi è meno repentina di quella di altre specie arboree quali l'actinidia e l'albicocco. Si noti pure che l'intervallo di variazione del potenziale prima che la pianta subisca danni irreversibili è limitato per l'actinidia, intermedio per l'albicocco e molto ampio per l'olivo.

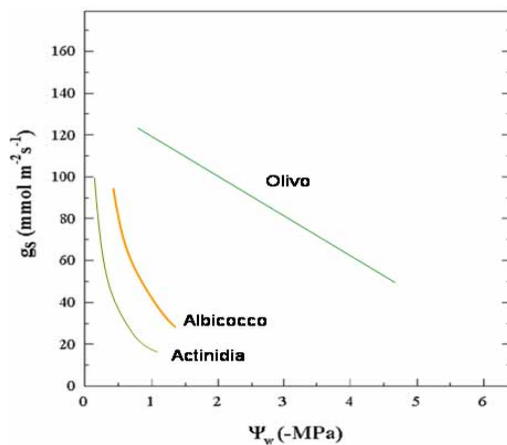


Figura 4.6 – Relazione tra conduttanza stomatica e potenziale idrico fogliare misurato prima dell'alba su piante in vaso di actinidia (cv. Hayward), albicocco (cv. Amabile Vecchioni) ed olivo (cv. Leccino). Da Fiorino (2003)

La minore pendenza della “curva” conduttanza-potenziale per l’olivo, rispetto alle altre due specie, indica che gli stomi della pianta rimangono parzialmente aperti anche quando l’albero è soggetto a severo deficit idrico, il che consente una certa attività fotosintetica e di termoregolazione della chioma. Comunque, l’andamento circadiano della conduttanza dell’olivo è legato allo stato idrico del suolo. Se le piante sono bene irrigate e la domanda atmosferica non risulta particolarmente elevata, l’andamento della conduttanza stomatica è descritto da una curva a campana asimmetrica, con il massimo di apertura stomatica verso la fine del mattino. Se invece le piante sono severamente stressate, la conduttanza presenta valori molto bassi per tutto il periodo diurno ed il massimo è raggiunto entro un paio di ore dal sorgere del sole. In tali condizioni è possibile notare talora una lieve riapertura degli stomi nel tardo pomeriggio, mostrando in questo caso un comportamento bimodale che raggiunge la sua massima espressione soprattutto quando lo stress è modesto. Questo comportamento bimodale è stato osservato anche in piante ben irrigate, quando la richiesta atmosferica e la temperatura raggiungono valori molto elevati nelle ore centrali del giorno, come normalmente avviene nelle regioni caratterizzate da clima mediterraneo.

Un importante meccanismo per il mantenimento del turgore cellulare è la diminuzione della componente osmotica del potenziale totale dei tessuti (Lo Gullo et al., 1988). Le foglie di olivo sono in grado di perdere quotidianamente fino ad un quarto della loro acqua in condizione di siccità, con un aumento della concentrazione della soluzione cellulare (aggiustamento osmotico passivo). Oltre all’aggiustamento osmotico passivo, l’olivo, attraverso la sintesi di molecole osmoticamente attive e metabolicamente compatibili, può diminuire il potenziale osmotico di oltre 1.5 MPa. La diminuzione del potenziale idrico, pertanto, comporta il mantenimento di un elevato gradiente tra chioma e radici, che agisce da forza motrice per l’estrazione di acqua a potenziali del terreno fino a -2.5 MPa, ben al di sotto del punto di appassimento tipico per gran parte delle colture.

Lo studio della risposta della pianta a condizioni di deficit idrico è affrontato sia in ambito ecofisiologico che in quello agronomico. Ai fini

pratici, la condizione di stress idrico può essere studiata monitorando la caduta dei flussi traspirativi della pianta rispetto alla condizione di massimo consumo. Come spiegato nel precedente capitolo 3, nell'ambito della modellistica agro-idrologica, la dinamica dello stress idrico viene studiata quantificando i volumi idrici estratti dall'apparato radicale della pianta. In questo caso la funzione di stress idrico permette di identificare dei coefficienti di riduzione della traspirazione potenziale a seguito dell'insorgenza della condizione di deficit.

Per la Modellizzazione dello stress idrico possono essere seguiti due approcci: l'uno microscopico e l'altro macroscopico. Nell'approccio microscopico, che fa riferimento all'analogia col circuito elettrico nel tratto suolo-radici, è necessario determinare numerosi parametri legati al suolo ed alla pianta, spesso di difficile valutazione quale la superficie radicale (Gardner, 1991). In particolare, nell'approccio microscopico è necessario definire i gradienti di potenziale idrico e le resistenze al flusso idrico che si verificano lungo il percorso suolo-radice.

L'approccio macroscopico fa invece riferimento a modelli empirici e richiede parametri globali di più facile determinazione. La messa a punto di questi modelli viene eseguita monitorando, nel corso di un periodo secco, l'evoluzione di un indice di stress idrico vegetale oltre che lo stato idrico del suolo. L'indice di stress idrico vegetale può essere rappresentato dalla traspirazione relativa, data dal rapporto tra la traspirazione attuale e quella potenziale, oppure, come suggerisce Kochler et al. (2007), i potenziali idrici xilematici corretti per il deficit di pressione di vapore.

Il vantaggio di seguire approccio macroscopico è quello di non richiedere una descrizione accurata del processo fisico di assorbimento radicale e, quindi, la stima di parametri riguardanti il suolo e la pianta, di difficile determinazione.

I più noti lavori che hanno utilizzato l'approccio macroscopico per quantificare la condizione di stress idrico, sono quelli proposti da Feddes et al., (1978), secondo cui la funzione di stress,  $\alpha(h)$ , è ottenuta a partire dalla conoscenza dei potenziali idrici del suolo secondo la relazione lineare:

$$\alpha(h) = \frac{h_i - h_4}{h_3 - h_4} \quad (4.1)$$

nella quale il termine  $h_i$  indica il potenziale matriciale del suolo all'istante  $i$ -esimo,  $h_3$  il valore soglia del potenziale matriciale al di sotto del quale si verifica la condizione di stress, ed  $h_4$  rappresenta quel valore di potenziale corrispondente al punto di appassimento. Graficamente, il modello di Feddes si presenta di forma trapezoidale e nella sua schematizzazione originale tiene conto anche dello stress idrico legato ai fenomeni di sommersione, fig. 4.7 ( $h_2$  potenziale corrispondente alla capacità di campo,  $h_1$  potenziale prossimo alla saturazione in campo).

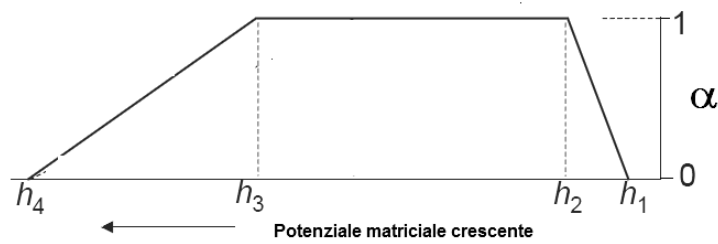


Figura 4.7 – Digramma di Feddes per la determinazione del coefficiente di stress idrico.  
I potenziali idrici  $h$  sono indicati in valore assoluto

Nei modelli più complessi, il tratto decrescente che quantifica lo stress da deficit idrico viene modellato attraverso relazioni di tipo non lineare. Tralasciando l'effetto dovuto ai fenomeni di resistenza/tolleranza/evitanza al deficit che hanno luogo nella parte epigea della pianta, la non linearità delle funzioni di stress idrico è anche la conseguenza della capacità di attingimento idrico da parte del sistema radicale. Come illustrato da Guswa (2005), il complesso sistema radicale sviluppato dalle piante arboree permette alle stesse di attingere acqua in diversi punti dello spazio. La complessità della distribuzione spaziale dei percorsi di attingimento idrico permette alla pianta di compensare l'effetto della variabilità spaziale del contenuto idrico del suolo, nel senso che di volta in volta sono le radici localizzate nelle zone più umide a estrarre l'aliquota maggiore di acqua dal suolo, compensando l'attività ridotta delle radici che sono localizzate nelle zone meno umide. Nel lavoro di Guswa, questa capacità della pianta viene quantificata attraverso il rapporto  $1/\lambda$ , che indica la frazione minima di radici che deve essere umettata fino alla capacità di campo, affinché venga soddisfatta la richiesta potenziale dell'ambiente, cioè risulti  $T_a = T_p$ . La fig. 4.8a,b (Guswa, 2005), mostra l'andamento della traspirazione relativa al variare del grado di saturazione del volume di suolo in cui ricade la zona esplorata dalle radici di piante che presentano diversa capacità di attingimento quantificato col rapporto  $1/\lambda$ . Sono indicati cinque andamenti della funzione di stress che differiscono per le diverse condizioni iniziali di contenuto idrico,  $\delta$ . In particolare, il termine  $\delta$  indica la frazione di colonna di suolo inizialmente umettata fino alla capacità di campo. Confrontando le diverse curve relative alla pianta con  $1/\lambda=75$  si evince che il legame tra l'indice di stress e lo stato idrico del suolo non è univoco, ma dipende in larga misura dal grado di uniformità di umettamento della colonna di suolo. A esempio, con un grado di saturazione del suolo pari a 0.13 il rapporto  $T_a/T_e$  vale 1 solo se il suolo è uniformemente umettato ( $\delta=0.8$  oppure 1.0). Se invece l'acqua nel suolo è concentrata solo in una piccola frazione della zona radicale, l'attingimento globale, a parità di contenuto idrico, può ridursi significativamente.

Nel caso di pianta dotata di un'elevata abilità a compensare l'eterogeneità del contenuto idrico del suolo ( $1/\lambda=25$ ), si nota che il soddisfacimento della

richiesta ( $T_a/T_p=1$ ) si ha in tutti i casi eccetto per  $\delta=0.2$ , come evidenziato in fig. 4.8b.

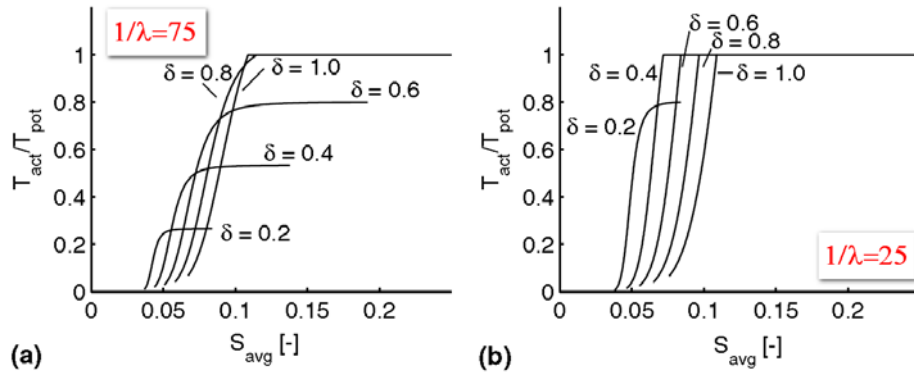


Figura 4.8 – Funzione di stress idrico di piante con diversa abilità di compensazione,  $1/\lambda$ .  $\delta$  rappresenta la frazione di radice umettate alla capacità di campo prima che inizi il processo di essiccamento

Un'altra considerazione di carattere generale riguarda la forma del tratto di curva che descrive lo stress idrico (fig. 4.9). Quando tale tratto si presenta concavo, il modello schematizza una dinamica tale che l'entità dello stress idrico diviene compromettente per la pianta già al minimo aumento del deficit idrico. Nei modelli in cui tale tratto si presenta convesso, schematizzazione più realistica per le piante xerofitiche, la magnitudo dello stress idrico diviene compromettente solo a livelli alti di deficit.

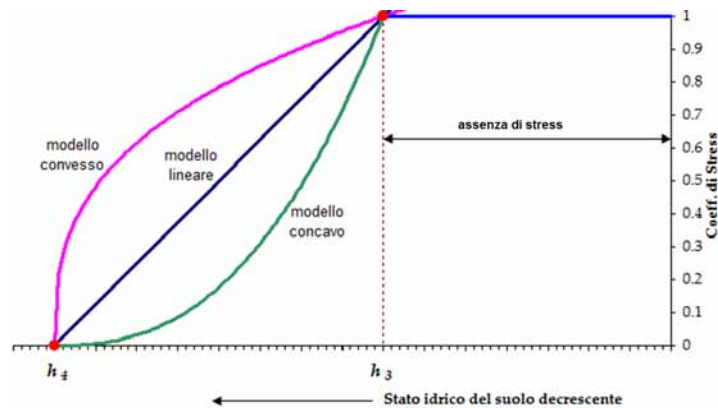


Figura 4.9 – Esempi di funzione di stress idrico

Un primo modello non lineare può essere ottenuto sulla base della schematizzazione di Feddes, elevando ad un coefficiente  $a$  l'eq. 4.1, come mostrato in fig. 4.10.

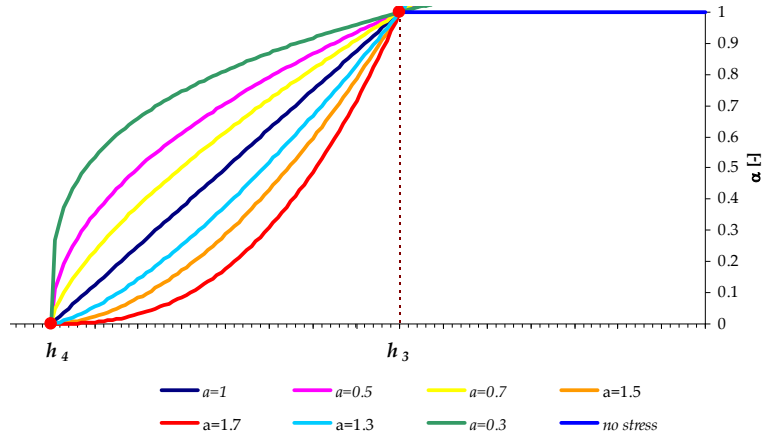


Figura – 4.10 Schematizzazione non lineare del modello di Feddes

Tra i modelli non lineari, Van Genuchten (1987) propone il tipo:

$$\alpha(h) = \frac{1}{1 + \left(\frac{h_i}{h_{50}}\right)^p} \tag{4.2}$$

nel quale  $h_{50}$  è il potenziale idrico del suolo, cui corrisponde un coefficiente di riduzione  $\alpha(h)$  uguale a 0.50. Una modifica del modello di van Genuchten è stata proposta da Dirkesen et al. (1993) attraverso l'introduzione di un valore limite del potenziale matriciale,  $h^*$ , al di sopra della quale è assente la condizione di stress:

$$\alpha(h) = \frac{1}{1 + \left[\frac{(h^* - h_i)}{(h^* - h_{50})}\right]^p} \tag{4.3}$$

Nella 4.3 il termine  $h^*$  ha lo stesso significato del termine  $h_3$  descritto per il modello di Feddes.

Un'ulteriore modifica al modello di van Genuchten è stata proposta da Homae (1999):

$$\alpha(h) = \frac{1}{1 + \frac{(1 - \alpha_0)}{\alpha_0} \left[\frac{(h^* - h_i)}{(h^* - h_{max})}\right]^p} \tag{4.4}$$

in cui il termine  $h_{max}$  definisce quel valore di potenziale matriciale al di sopra del quale qualsiasi modificazione di  $h$  non comporta sostanziali variazioni in termini di  $\alpha$ . Il termine  $\alpha_0$  rappresenta il valore di  $\alpha$  corrispondente ad  $h_{max}$ .

Il fattore adimensionale,  $p$ , che compare nei modelli prima richiamati, dipende da fattori legati alla pianta, al suolo ed al clima; Homae (1999) propone la relazione:

$$p = \frac{h_{\max}}{h_{\max} - h^*} \quad (4.5)$$

In tutti i modelli sopra analizzati, il coefficiente riduttivo  $\alpha$ , che è funzione del potenziale matriciale del suolo  $h$ , viene espresso in termini di traspirazione relativa definita come rapporto tra la traspirazione effettiva,  $T_a$ , e quella

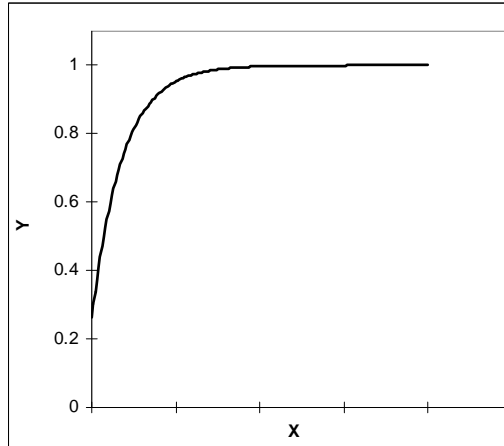


Figura 4.12 - Rappresentazione grafica del modello esponenziale (eq. 4.6)

potenziale,  $T_p$ . Nulla vieta comunque di poter studiare la risposta della pianta in termini diversi quali il potenziale idrico, la conduttanza, la riduzione di produzione, etc.

Nell'ambito dei modelli esponenziali, abbastanza usato è il tipo a due parametri,  $k_1$  e  $k_2$ :

$$Y = 1 - k_1 e^{k_2 X} \quad (4.6)$$

nella quale la variabile  $Y$  rappresenta un indice di stress, mentre la

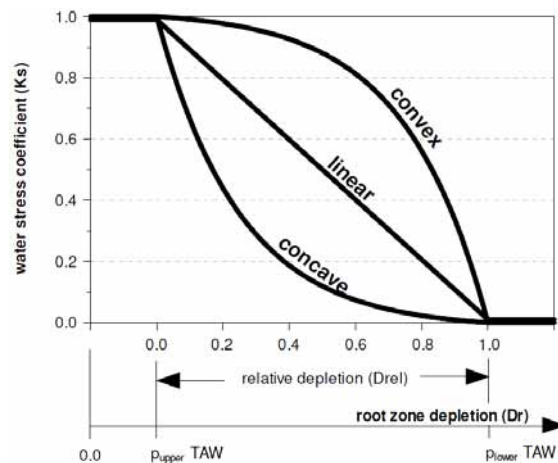


Figura 4.11 - Schematizzazioni possibili utilizzate nel software AQACROP per lo studio della risposta della pianta all'irrigazione (estratto da Raes et al., 2009)

variabile  $X$  è funzione indiretta dello stress, esprimibile ad esempio quale frazione dell'acqua nel suolo traspirabile, FTSW o attraverso il potenziale idrico del suolo.

Nel nuovo software applicativo proposto dalla FAO, AQUACROP (Steduto, 2009), che consente di studiare la risposta della pianta all'irrigazione, la funzione di stress,  $K_s$ , viene schematizzata attraverso una legge non lineare. In particolare, a parziale modifica della procedura descritta nel quaderno FAO 56, lo stress idrico è descritto attraverso una relazione non lineare a curvatura concava o convessa, a secondo che la



coltura sia sensibile alla condizione di deficit idrico, o se al contrario presenti caratteristiche di xerofilia, come illustrato in fig. 4.11.

Lo stato idrico del suolo viene espresso in termini di depletion relativa,  $D_{rel}$ , ovvero normalizzando i valori di depletion rispetto ad un massimo, corrispondente ad un valore della riserva idrica ( $p_{low} TAW$ ) e un minimo, in cui la riserva idrica vale ( $p_{upper} TAW$ ). Il coefficiente di deplezione,  $p_{low}$ , che individua lo zero della depletion relativa e che segna il passaggio alla condizione di stress idrico, ha lo stesso significato di quello già descritto nel capitolo 3. Il coefficiente di depletion,  $p_{upper}$ , individua la massima condizione di stress e non necessariamente deve coincidere con il valore di contenuto idrico corrispondente al punto di appassimento. Dal punto di vista analitico, il tratto della funzione che descrive la condizione di stress è del tipo:

$$K_s = 1 - \frac{e^{D_{rel} f_{shape}} - 1}{e^{f_{shape}} - 1} \quad (4.7)$$

nella quale  $f_{shape}$  è un parametro di forma che stabilisce la concavità ( $f_{shape} < 0$ ), convessità ( $f_{shape} > 0$ ) e linearità ( $f_{shape} = 0$ ) della funzione che descrive lo stress.

Data la natura empirica dei parametri richiesti dai modelli richiamati, risulta necessaria la loro calibrazione sito-specifica in modo da tener conto, oltre che del tipo di pianta, anche delle condizioni climatiche e pedologiche dell'ambiente in cui si opera.

## Bibliografia

- Bray, E.A. 2002. Classification of genes differentially expressed during water-deficit stress in *Arabidopsis thaliana*: an analysis using microarray and differential expression data. *Annals of Botany* 89: 803-811.
- Chaves, M.M., J. Flexas and C. Pinheiro. 2003. Photosynthesis under drought and salt stress: regulation mechanisms from whole plant to cell. *Annals of Botany* Volume 103, Number 4 Pp. 551-560
- Dirksen, C., J.B. Kool, P. Koorevaar and M.Th. van Genuchten, 1993. Hyswasor: simulation model of hysteretic water and solute transport in the root zone. In: D. Russo and G. Dagan (Eds.), *Water flow and solute transport in soils*. Springer-Verlag, Adv. Series in Agric. Sci., 20, 99-122.
- Doorenbos, J. and A.H. Kassam 1979. Yield response to water. *Irrigation and Drainage Paper n. 33*. FAO, Rome, Italy, 193 pp.
- Feddes, R.A., P.J. Kowalik and H. Zaradny, 1978. Simulation of field water use and crop yield. *Simulation Monographs*. Pudoc. Wageningen. 189 pp.
- Fiorino P. 2003. OLEA Trattato di olivicoltura. IL SOLE 24 ORE EDAGRICOLE

- Gardner, W.R., 1991. Modelling water uptake by roots. *Irrigat. Sci.* 12, 109-114
- Gaspar T., Franck T., Bisbis B., Kevers C., Jouve L., Hausman J.F., Dommes J 2002. Concepts in plant stress physiology. Application to plant tissue cultures. *Plant Growth Regulation* 37:263-285.
- Guswa Andrew J., Michael A. Celia, Ignacio Rodriguez-Iturbe. 2004. Effect of vertical resolution on predictions of transpiration in water-limited ecosystems. *Advances in Water Resources* 27. 467–480
- Homaee, M., 1999. Root water uptake under non-uniform transient salinity and water stress. Ph.D. dissertation. Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, p. 173.
- Hsiao, T.C. 1973. Plant responses to water stress. *Ann. Rev. Plant Physiol.* 24, 519–570.
- Kochler M., H. Kage and H. Stützel 2007. Modelling the effects of soil water limitations on transpiration and stomatal regulation of cauliflower *European Journal of Agronomy* Volume 26, Issue 4, Pages 375-383
- Lambers, Hans, Chapin, III, F. Stuart, Pons, Thijs L. 2nd ed., 2008. *Plant Physiological Ecology*. Springer, ISBN: 978-0-387-78340-6
- Larcher W, 1995. *Physiological plant ecology*. Springer.
- Lo Gullo, M.A., S. Salleo. 1988. Different strategies of drought resistance in three Mediterranean sclerophyllous trees growing in the same environmental conditions. *New Phytologist*, Volume 108 Issue 3, Pages 267 – 276
- Moreno F, Fernandez E, Clothier BE and Green SR (1996). Transpiration and root water uptake by olive trees. *Plant Soil* 184, 85–96.
- Natali S., C. Bignami, C. Cammilli, M. Muganu. 1999. Effect of water stress on leaf movement in olive cultivars. *ISHS Acta Horticulturae* 474: III International Symposium on Olive Growing.
- Rhizopoulou S., M. S. Meletiou-Christou and S. Diamantoglou. 1991. Water Relations for Sun and Shade Leaves of Four Mediterranean Evergreen Sclerophylls. *J. Exp. Bot.* 1991; 42: 627-635
- Steduto P., Theodore C. Hsiao, Dirk Raes and Elias Fereres. *AquaCrop – The FAO crop model to simulate yield response to water AquaCrop. Reference Manual*. January 2009
- Sofo, A, Manfreda, S, Fiorentino, M, Dichio, B, Xiloyannis, C. 2008. The olive tree: a paradigm for drought tolerance in Mediterranean climates. *Hydrology and Earth System Sciences [Hydrol. Earth Syst. Sci.]*. Vol. 12, no. 1, pp. 293-301. 2008.

van Genuchten M.Th., 1987. A numerical model for water and solute movement in and below the root zone, Reserch Report, US Salinity Lab., Riverside, CA.



## Descrizione dell'area di studio e layout sperimentale

### 5.1 Descrizione dell'area di studio

Le attività sperimentali sono state condotte presso l'azienda agricola "Tenuta Rocchetta" all'interno del territorio di Castelvetro. L'azienda ha un'estensione di circa 30 ha, è individuata geograficamente dalle coordinate UTM (EST 310600; NORD 4168500) e presenta un'altitudine media di 123 m s.l.m., con una morfologia piuttosto pianeggiante.

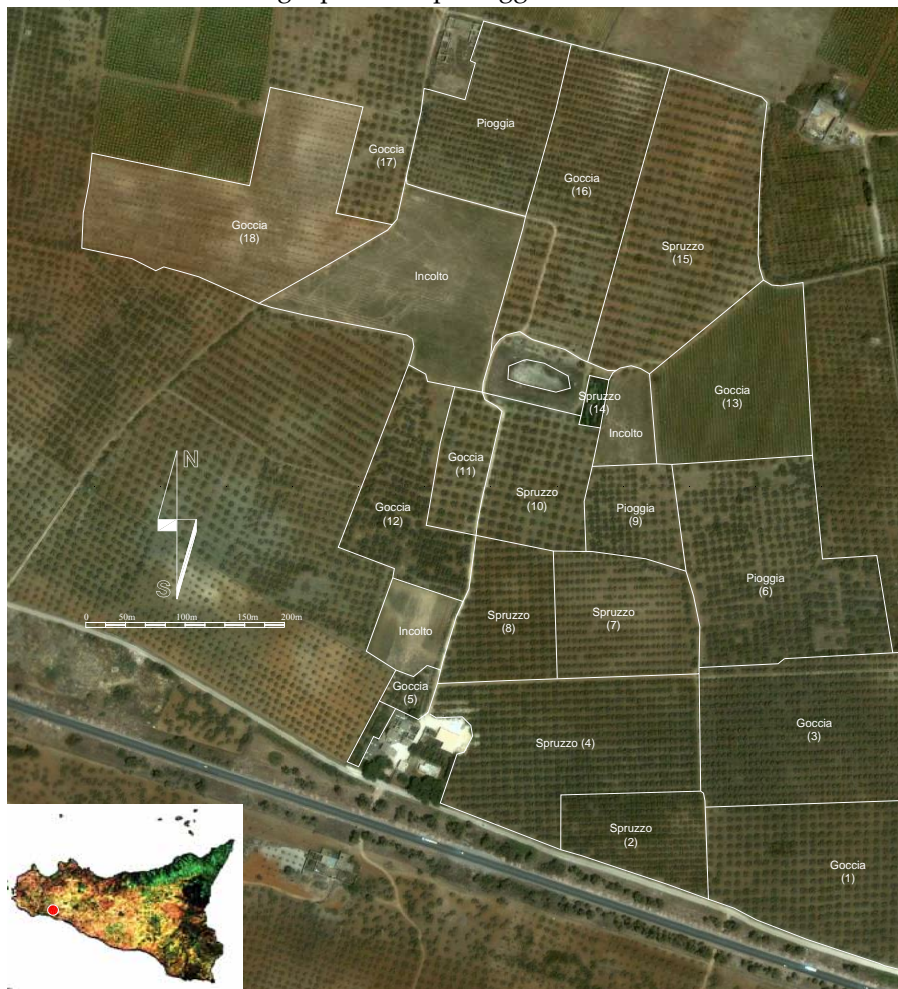


Figura 5.1 - Azienda Test con delimitati i diversi settori irrigui

L'azienda si trova all'interno del comprensorio irriguo Garcia-Arancio, gestito dal Consorzio di Bonifica Agrigento 3, su un territorio principalmente

vocato alla coltivazione dell'olivo. Anche il sito sperimentale rispetta tale vocazione; l'olivo è infatti la coltura prevalente, occupando circa il 90% della superficie totale.

L'azienda, denominata Tenuta Rocchetta, è molto interessata all'attività sperimentale, come pure alla divulgazione scientifica. Infatti, all'interno dell'azienda sono stati condotti diversi progetti scientifici rivolti principalmente alla stima dei fabbisogni idrici delle principali colture arboree mediterranee. All'interno dell'azienda, inoltre, è installata una stazione di monitoraggio dei flussi di vapore acqueo e CO<sub>2</sub> della rete di rilevazione del S.I.A.S. (Servizio Informativo Agrometeorologico Siciliano). In fig. 5.1 sono evidenziati i confini dell'azienda su immagine a colori acquisita attraverso Google Earth, nonché i singoli settori irrigui. La tab. 5.1 riporta le

Tabella 5.1 – Caratteristiche del settore irriguo oggetto di studio

<b>Metodo Irriguo</b>	Goccia superficiale
<b>Superficie [ha]</b>	3,00
<b>Distanza tra piante [m]</b>	5
<b>Distanza tra filari [m]</b>	8
<b>Area del Sesto [m<sup>2</sup>]</b>	40
<b>Numero Piante</b>	750
<b>Diametro area bagnata [m]</b>	1,5
<b>Frazione Bagnata [-]</b>	0,31
<b>n° erogatori per pianta</b>	4
<b>Portata Irrigazione [mm/h]</b>	2,55

caratteristiche del settore irriguo nel quale è stata condotta la

sperimentazione. I rilievi sperimentali hanno interessato la parte sud dell'azienda dove è installata anche la stazione di acquisizione dello scintillometro. La fig. 5.2 riporta un dettaglio della superficie aziendale oggetto delle misure e la

localizzazione della strumentazione installata. Nella stessa figura è riportata la griglia di campionamento seguita per i rilievi sperimentali diffusi.

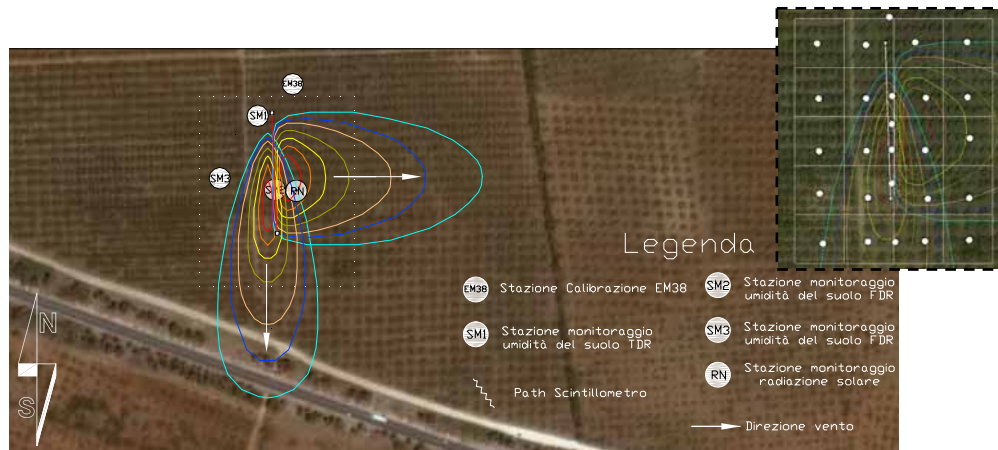


Figura 5.2 - Localizzazione dei punti di misura. È riportato il footprint dello scintillometro calcolato nelle due ipotesi di vento ortogonale e parallelo alla direzione del raggio laser. In alto a destra è riportata la griglia di campionamento seguita per i rilievi sperimentali diffusi

La porzione di azienda nella quale sono stati eseguiti i rilievi sperimentali ha una estensione di 2.5 ha ed un numero di piante pari a 700. Per l'irrigazione è utilizzato un impianto microirriguo a goccia, per la maggior parte della superficie, ed a spruzzo per una piccola porzione laterale alla zona di indagine. La porzione irrigata a goccia è alimentata con gocciolatori on-line di portata nominale di 8 l/h ed ogni pianta dispone di 4 gocciolatori (due a destra e due a sinistra) con interdistanza 1 m. L'impianto a spruzzo presenta spruzzatori da 180 l h<sup>-1</sup> disposti in numero di due per pianta ad una interdistanza di 5 m su una condotta interrata.

## 5.2 Caratterizzazione agro-climatica

La caratterizzazione agro-climatica dell'area di studio è stata condotta utilizzando i dati climatici registrati alla Stazione n° 302 della rete SIAS, sita in prossimità dell'azienda. La stazione acquisisce con scansione oraria la direzione e la velocità del vento a 2 e 10 m, la precipitazione, la radiazione solare, la temperatura media e l'umidità relativa dell'aria.

Una prima e generale caratterizzazione climatica del sito è stata eseguita utilizzando i dati meteorologici relativi alla serie storica 2002 – 2009. La fig. 5.3a riporta il climogramma di Peguy, che, utilizzando esclusivamente i dati medi mensili di temperatura e precipitazione, riassume sinteticamente le condizioni termo-pluviometriche della località considerata.

Un altro diagramma che si presta a caratterizzare l'ambiente in esame, è quello ombrotermico di Bagnolus e Gausson (fig. 5.3b) in cui è definito il "periodo secco", durante il quale la precipitazione media mensile ( $P$ ), espressa in mm, risulta non maggiore del doppio della temperatura media mensile ( $T$ ) espressa in gradi centigradi ( $P \leq 2T$ ). Tale diagramma si costruisce riportando sull'ordinata di sinistra la precipitazione in scala doppia rispetto alla temperatura rappresentata dall'ordinata di destra; sulle ascisse vengono indicati i mesi dell'anno. Il periodo secco viene identificato tracciando, a partire dai punti di incrocio tra le due curve, le perpendicolari all'asse temporale. Dall'esame del climogramma di Peguy si evince che il clima è temperato dal mese di settembre al mese di aprile, ed è arido da aprile a settembre. Dal diagramma di Bagnolus e Gausson, invece, si rileva che le precipitazioni medie annue sono concentrate nel periodo autunno-vernino (in particolare nei mesi di dicembre e gennaio) e che la durata del periodo secco è di circa 5 mesi, dalla seconda metà di aprile alla seconda metà di settembre.

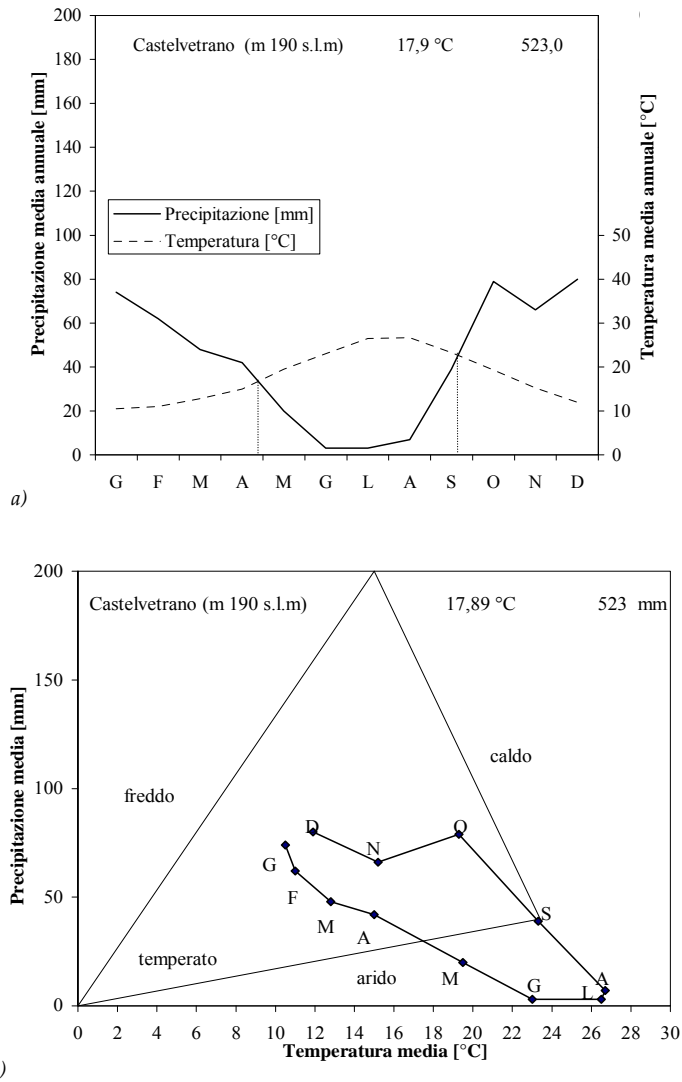


Figura 5.3 - Climogramma di Peguy a) e diagramma ombrotermico di Bagnolus e Gaussen b)

Riguardo il triennio 2007-2009 sono state acquisite ed analizzate le grandezze agro-climatiche necessarie per l'applicazione di modelli agroidrologici; in particolare nelle figg. 5.4a,d sono rappresentati, alla scala giornaliera, gli andamenti della radiazione solare, delle temperature minime e massime dell'aria, dell'umidità relativa e della velocità del vento a 2m.



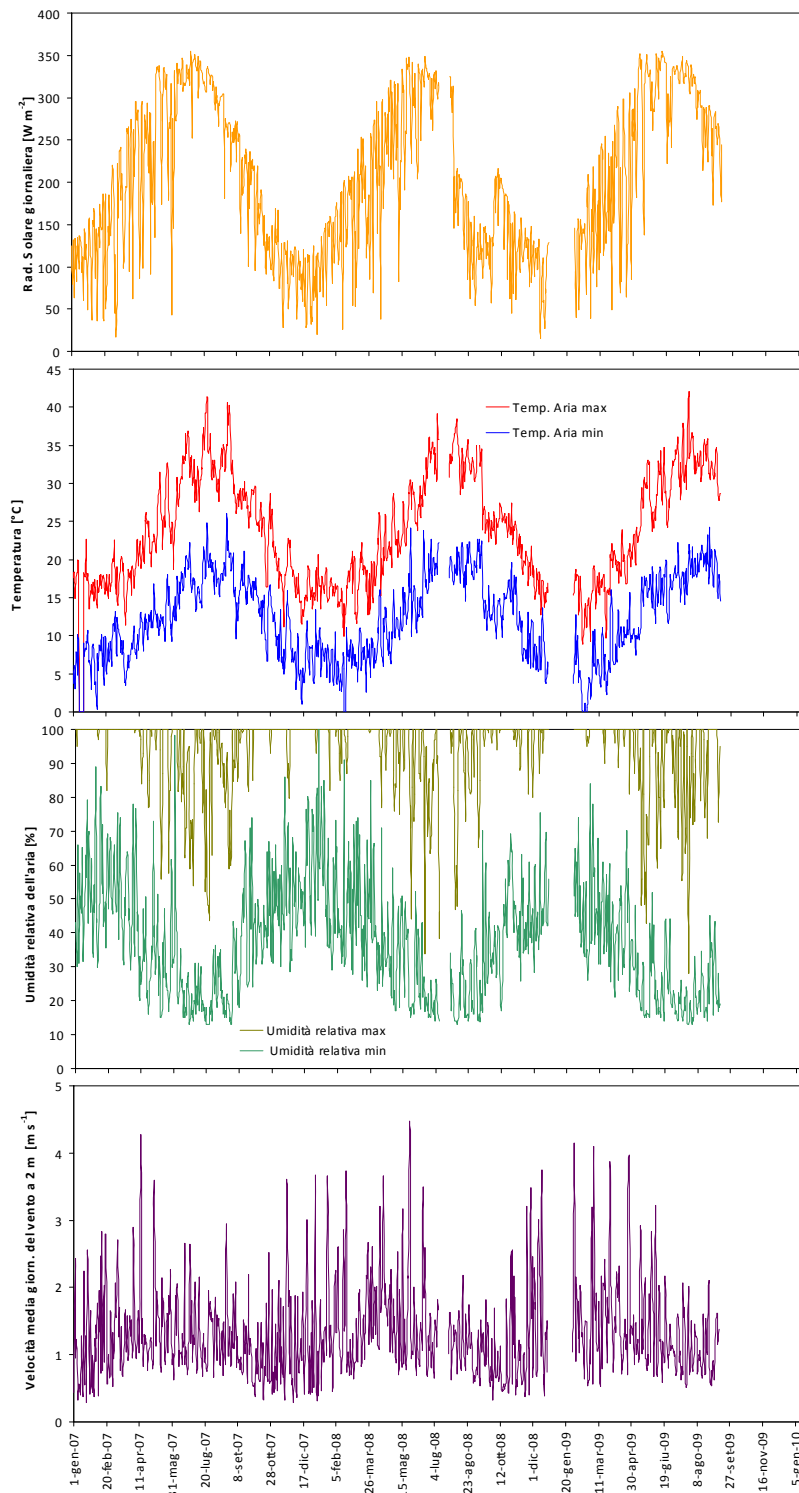


Figura 5.4 - Serie temporale della radiazione solare a), delle temperature massime e minime dell'aria b), dell'umidità relativa dell'aria c) e della velocità del vento d)

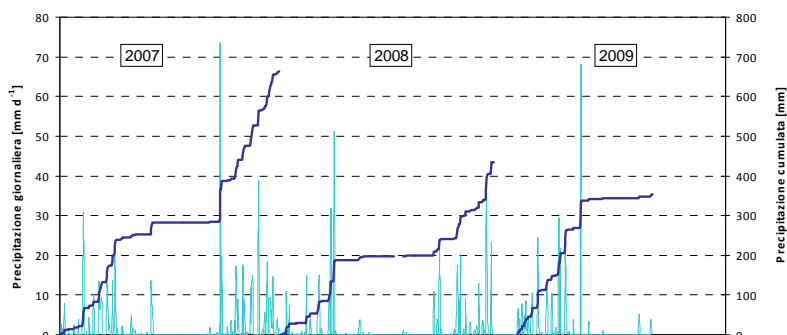


Figura 5.5 – Precipitazioni giornaliere e cumulate nel triennio 2007-2009

La fig. 5.5, riporta invece la distribuzione delle precipitazioni giornaliere e la curva delle precipitazioni cumulate registrate nei tre anni di studio.

### 5.3 Acquisizione dei calendari irrigui

La gestione irrigua all'interno dell'azienda prevede per ciascun settore irriguo specifiche modalità di somministrazione dell'acqua di irrigazione.

Tabella 5.2 – Elenco adacquamenti effettuati nel settore 3 nel corso delle tre stagioni irrigue

Data Inizio		Data Fine		Altezza Irrigua [mm]
Giorno	Ora	Giorno	Ora	
24-lug-07	7.00	25-lug-07	7.00	61.1
21-ago-07	7.00	21-ago-07	10.00	7.6
23-ago-07	0.00	25-ago-07	0.00	122.2
07-set-07	7.00	8-set-07	7.00	61.1
21-set-07	7.00	22-set-07	7.00	61.1
<b>Totale 2007</b>				<b>313.1</b>
12-lug-08	7.00	12-lug-08	19.00	30.6
12-ago-08	7.00	12-ago-08	19.00	30.6
13-ago-08	7.00	13-ago-08	19.00	30.6
14-ago-08	7.00	14-ago-08	19.00	30.6
<b>Totale 2008</b>				<b>122.4</b>
13-lug-09	12.30	13-lug-09	14.30	5.1
5-ago-09	7.00	5-ago-09	19.00	30.6
6-ago-09	7.00	6-ago-09	19.00	30.6
7-ago-09	7.00	7-ago-09	19.00	30.6
19-ago-09	12.00	19-ago-09	19.00	17.8
20-ago-09	7.00	20-ago-09	12.00	12.7
<b>Totale 2009</b>				<b>127.4</b>

La gestione irrigua avviene secondo le scelte eseguite dall'agricoltore che può usufruire dell'acqua alla domanda; la fornitura viene eseguita dal Consorzio di Bonifica "Agrigento 3" e le durate degli adacquamenti non possono essere superiori a 12 ore al giorno.

La tab. 5.2 riporta i volumi irrigui forniti dall'agricoltore nel corso delle tre stagioni per il settore oggetto di studio.

## 5.4 Determinazione dei parametri fisici del suolo

La caratterizzazione fisica dei suoli ha riguardato la determinazione delle principali proprietà idrologiche nonché la composizione granulometrica nell'intera area oggetto di studio.

Le analisi granulometriche sono state condotte presso il laboratorio di idrologia del suolo del Dipartimento I.T.A.F. e hanno consentito di stimare le caratteristiche relative delle tre principali classi granulometriche (argilla, limo e sabbia) secondo la classificazione USDA. La metodologia adottata ha seguito i protocolli suggeriti nella normativa UNI-10006 che utilizza l'idrometro di Bouyoucos (ASTM 152H). Un'analisi geostatistica ha permesso inoltre di spazializzare e mappare le tre frazioni granulometriche.



Figura 5.6 - Installazione ( $z=-60$  cm) per la misura della conducibilità idrica saturata (metodo SFH) e per quella prossima alla saturazione (metodo del tension infiltrometer)

Per la determinazione delle proprietà idrauliche è stato aperto un profilo, nel quale sono stati prelevati campioni di suolo indisturbati da utilizzare per la determinazione della curva di ritenzione idrica e della conducibilità idraulica in condizioni insature e prossime alla saturazione del suolo. Con riferimento a quest'ultima grandezza è stato eseguito un rilievo di dettaglio su tre profondità (0, 30 e 60 cm), utilizzando il

metodo dell'infiltrometro a depressione (Logsdon et al., 1993) e quello SFH (Simplified Falling-Head, Bagarello et al., 2004). La fig. 5.6 riporta l'installazione sperimentale alla profondità di 60 cm dei cilindri SFH per la misura della conducibilità idrica saturata e dei tension infiltrometers per la misura della conducibilità idraulica in corrispondenza dei potenziali matriciali pari a -12, -6 e -3 cm c. a.

Alle stesse profondità sono stati prelevati dei campioni di suolo con campionatori 8 x 5 e determinate, nell'ipotesi di assenza di fenomeni di isteresi, la curva di ritenzione,  $\psi(\theta)$ , esplorando potenziali matriciali da valori prossimi a zero (saturazione) fino a -15.000 cm (potenziale corrispondente al punto di appassimento). In particolare è stato utilizzato il metodo tensiometrico (Dane e Hopmans, 2002a) per valori di  $\psi \leq -100$  cm e il metodo pressimetrico per  $\psi > -100$  cm (Dane e Hopmans, 2002b). Le coppie di valori

$\psi(\theta)$  e  $K(\psi)$ , ricavate sperimentalmente, sono state interpolate con il modello RETC (van Genuchten et al., 1991) al fine di determinare i parametri che figurano nei modelli di van Genuchten e Mualem (1976).

### 5.5 Determinazioni dei parametri biofisici e culturali dell'olivo

L'azienda nella quale è stata condotta la sperimentazione è specializzata nella coltivazione di olive da mensa (varietà Nocellara del Belice). Per tale coltura è stata condotta una caratterizzazione delle principali proprietà biofisiche utilizzate nella modellazione agro-idrologica e in particolare l'indice di area fogliare LAI, la superficie coperta dalla chioma e la densità e distribuzione dell'apparato radicale delle piante.

Per la stima dell'indice LAI è stata adoperata una strumentazione portatile realizzata dalla Licor (modello Licor2000 Plant Analyzer), costituita da un fotodiodo che misura l'intensità della luce diffusa emisferica (320-490 nm), grazie ad un complesso di 5 lenti fish-eye concentriche (fig. 5.7ab). La misura dell'indice LAI viene correlata al rapporto tra l'intensità della luce diffusa di cielo libero (misura acquisita con il gruppo ottico puntato allo zenit sopra la canopy) e l'intensità della luce diffusa al di sotto della canopy. Le misure di LAI sono state effettuate nei periodi rappresentativi delle diverse fasi fenologiche, sia a livello di singola pianta che riferito all'intero settore attraverso l'ausilio di protocolli per la misura spazializzata.

Per la misura sono stati seguiti i protocolli che permettono di stimare il LAI individuale, riferito alla singola pianta, e quello per stimare il cosiddetto LAI "di campo", dove la superficie di indagine risulta più ampia ed in cui si tiene conto di più piante.

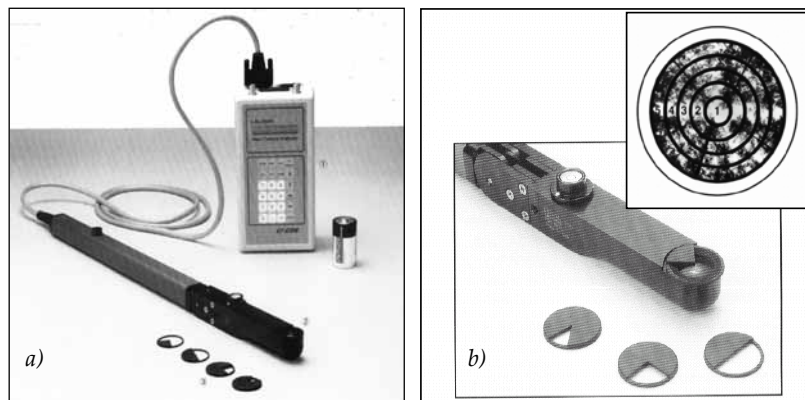


Figura 5.7 - Strumentazione Licor2000 Plant Analyzer a) con particolare del gruppo ottico e della visione emisferica b)

È stato condotto uno studio approfondito dell'apparato radicale dell'olivo, che ha permesso di conoscerne la distribuzione nel suolo con la profondità. La quantificazione delle radici fini (diametro  $<2\text{mm}$ ), è stata

ottenuta utilizzando i metodi "soil cores" e quello delle "intersezioni radicali" su tre profili di suolo dislocati a 0°, 45° e 90° rispetto all'asse del filare. A tale scopo è stata selezionata una pianta rappresentativa delle condizioni "medie" del campo e che nello specifico presentava un diametro del tronco pari a circa 25 cm, un'altezza della canopy di 2.5 m e un diametro della chioma di 5 m. Lo scavo delle trincee è stato effettuato in modo tale da permettere l'indagine lungo le direttrici poste a 0°, 45° e 90° rispetto al filare, con larghezza di scavo pari a 300 cm lungo il filare e 400 cm nelle direzioni a 45° e 90° rispetto al filare; la profondità dello scavo è stata di 150 cm.



Figura 5.8 - Localizzazione dei campioni di suolo utilizzati per lo studio dell'apparato radicale dell'olivo

All'interno di ogni trincea sono stati prelevati campioni di suolo indisturbati lungo 10 profili e in corrispondenza di 7 profondità comprese tra 20 cm e 150 cm (fig. 5.8). Inizialmente, è stato determinato l'indice *RID* che quantifica il numero di radici per cm<sup>2</sup> di superficie, contando le intersezioni radicali (numero di radici con diametri minori e maggiori di 2 mm) presenti sulla faccia esterna del campione. Successivamente è stata

eseguita l'estrazione delle radici attraverso una procedura standard di lavaggio e filtrazione che utilizza una soluzione disperdente Calgon (esametafosfato di sodio + carbonato di sodio) al 10% e setacci a maglia quadrata di 0.2 mm (Newman, 1966). Dopo l'estrazione, immagini digitali delle radici sono state acquisite mediante una fotocamera ad alta risoluzione installata su di un piano luminoso. Le immagini, elaborate attraverso il software Image-Pro Plus 6.0, hanno permesso la determinazione del parametro *RLD*, che rappresenta la lunghezza delle radici fini (<2mm) per unità di volume di suolo [cm cm<sup>-3</sup>]. La distribuzione spaziale dell'apparato radicale dell'olivo, è descritta da mappe tematiche, ottenute utilizzando la nota tecnica del Kriging.

## 5.6 Monitoraggio dello stato idrico del suolo

L'andamento temporale del contenuto idrico del suolo durante il periodo di indagine è stato monitorato utilizzando le tecniche FDR (Frequency Domain Reflectometry) e TDR (Time Domain Reflectometry). In particolare, la tecnica FDR è stata utilizzata per il monitoraggio dei contenuti idrici durante le stagioni 2008 e 2009, mentre la tecnica TDR, automatizzata in continuo, ha permesso di avere un dettaglio temporale dei contenuti idrici durante la stagione 2009. La tecnica FDR è stata applicata utilizzando il sensore Diviner2000 della Sentek, il cui uso richiede l'installazione di appositi pozzetti di ispezione nel suolo. Con tale tecnica è possibile acquisire misurazioni a

diverse profondità in corrispondenza degli apparati radicali delle colture, ottenendo così i profili di umidità del suolo. I pozzetti di misura sono stati installati tra due piante nella zona in cui si verificano le maggiori variazioni di contenuto idrico a seguito di un adacquamento. In particolare sono stati installati 5 pozzetti di misura, uno posto in mezzeria tra le due piante (A3), e gli altri localizzati in prossimità degli erogatori (fig. 5.9). Un ulteriore pozzetto, A6, è stato posizionato al centro tra quattro piante.

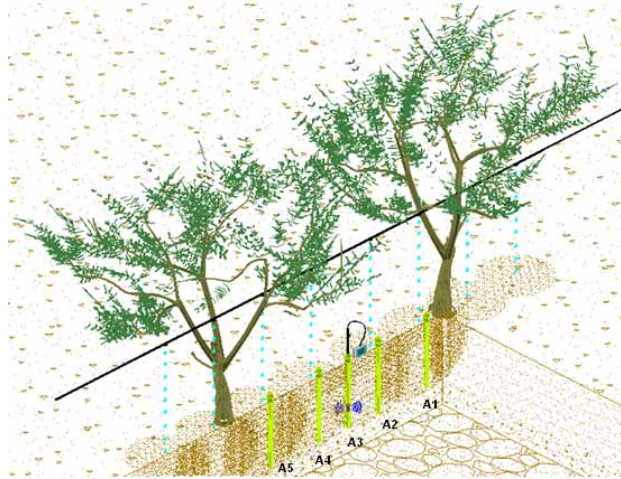


Figura 5.9 - Schema di installazione dei pozzetti FDR



Figura 5.10 - Fasi del prelievo del lisimetro utilizzato per la calibrazione del sensore Diviner 2000

Al fine di ottenere una relazione sito-specifica tra contenuto idrico del suolo ( $\theta$ ) e la grandezza misurata dal sensore ( $SF$ ), è stata seguita una procedura di calibrazione del sensore capacitivo. In particolare, è stata eseguita una calibrazione su due lisimetri prelevati direttamente in campo mediante campionatori per il prelievo di suolo indisturbato, come mostrato in fig. 5.10.

Dopo aver scelto il sito di campionamento, la superficie del suolo è stata livellata e, seguendo le linee guide suggerite dalla Sentek, è stato

inserito il tubo di accesso della sonda Diviner 2000, di lunghezza pari a circa 30 cm e avente un diametro interno standard di 5.5 cm. L'inserimento del cilindro è stato effettuato centrando il tubo nella posizione assiale e operando con cura per ridurre al minimo gli effetti di compattazione del suolo. Alla base del lisimetro è stato posto un tessuto sintetico ed una rete per evitare la perdita di aggregati di terreno. La misura di contenuto idrico con il sensore e la corrispondente misura gravimetrica è stata effettuata giornalmente in laboratorio, in ambiente a temperatura e umidità controllata.

Al termine dell'esperimento, i campioni sono stati posti in stufa per ottenere il peso secco del suolo. I valori dei contenuti idrici espressi in percento di peso secco sono stati quindi convertiti in contenuti idrici volumetrici,  $\theta$ , utilizzando il valore di densità apparente,  $\rho_b$ , riscontrata in campo al momento del prelievo.

Il monitoraggio in continuo dei contenuti idrici è stato eseguito utilizzando una postazione con 12 sonde trifilare TDR di lunghezza 20 cm, installate su due livelli di profondità (0-20 cm e 45-65 cm) secondo due direttrici ortogonali rispetto alla pianta, come illustrato in fig. 5.11. Con l'oscilloscopio Tektronic-1502C e due multiplexer SMDX50 collegati ad un PC, sono state acquisite misure di umidità del suolo ad intervalli di 3 ore.

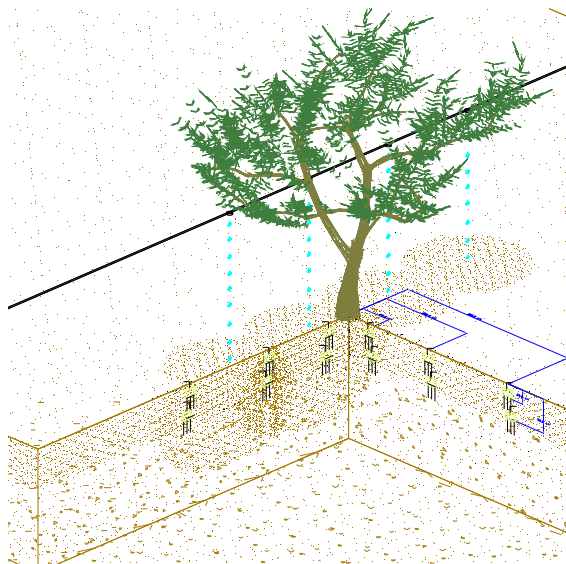


Figura 5.11 - Postazione TDR per la misura del contenuto idrico in continuo

La cadenza temporale di rilevamento dei contenuti idrici del suolo con la tecnica FDR è stata fissata in quattro giorni, oltre a quelli precedente e successivo ciascun intervento irriguo.

## 5.7. Monitoraggio dello stato idrico della pianta e dei flussi evapotraspirativi

Il monitoraggio dello stato idrico della pianta è stato effettuato attraverso l'ausilio di indicatori ecofisiologici, quali il potenziale idrico xilematico, il potenziale idrico dell'asse, la misura dei flussi linfatici della pianta, l'analisi dei regimi termici della canopy e dell'informazione spettrale, nonché monitorando i flussi evapotraspirativi rilevati da una stazione scintillometrica.



Figura 5.12 - Camera di Scholander per la misura dei potenziali idrici nella pianta

Per la determinazione del potenziale idrico all'interno degli organi vegetali, è stata utilizzata la camera pressiométrica di Scholander di fig. 5.12, rispettando i protocolli di misura suggeriti da Turner e Jarvis (1982). Per la misura del potenziale xilematico sono stati utilizzati rametti di un anno, mentre rametti di un anno insacchettati sono stati scelti per la misura del potenziale dell'asse. Al momento della misura, la pressione interna alla camera, sommata alla componente di turgore (cioè la pressione esercitata dalle pareti verso l'interno della cellula vegetale) del potenziale totale, determina la fuoriuscita della linfa dai fasci xilematici; in tale istante la pressione, letta al manometro (pressione di equilibrio) risulta pari al potenziale dell'acqua all'interno dell'organo (rametto o foglia). L'utilizzo di differente materiale vegetale ha permesso di valutare lo stato idrico della pianta secondo le teorie più accreditate in letteratura. In particolare la misura del potenziale fogliare o del potenziale xilematico rappresenta, quando è effettuata subito prima dell'alba, lo stato

idrico della pianta in una condizione di equilibrio per l'intero sistema continuo SPA. L'elemento vegetale insacchettato, invece, permette di seguire lo stato idrico dell'elemento assile più vicino e rappresenta quello più correlato con lo stato idrico del suolo; inoltre tale misura è quella meno influenzata da variazioni repentine delle condizioni ambientali (passaggio di nuvole, raffiche di vento, ecc.), che possono verificarsi durante la giornata.

Le misure di potenziale sono state eseguite nelle giornate immediatamente prima e dopo ciascun adacquamento, nonché al terzo o al massimo quarto giorno dopo l'adacquamento, oltre che ad intervalli regolari di 5 giorni fino all'adacquamento successivo. A livello giornaliero le misure di



potenziale sono state effettuate a intervalli di due ore a partire dall'istante immediatamente prima dell'alba fino al crepuscolo.

Le misure spettroradiometriche, finalizzate ad acquisire le firme spettrali in diversi istanti della giornata, sia a scala di canopy (top canopy), che sul materiale vegetale (rametto di un anno e foglie mediane) scelto per la misura del potenziale, hanno permesso un ulteriore approfondimento dello stato idrico della pianta. All'interno dell'azienda sono stati identificati due alberi rappresentativi, per il monitoraggio sia dei potenziali idrici che delle firme spettrali a scala di canopy o di foglia. È stata eseguita un'analisi delle relazioni regressive tra le misure di potenziale idrico xilematico, rilevate secondo i protocolli prima descritti, e l'informazione spettrale estratta attraverso indici sintetici quali il *floating Water Index (fWI)*, Strachan et al., 2002) e l'*Absorption Index (AI)*, Pu et al., 2003) che indagano direttamente sullo stato idrico della pianta, e il *Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)*, Rouse et al., 1974) ed il *Red Edge Position (REP)*, Guyot & Baret, 1988) che permettono di monitorare gli stress cronici legati indirettamente allo stato idrico della pianta in quanto sensibili ad una degradazione progressiva dei pigmenti fotosintetici.

Le firme spettrali in riflettanza sulla canopy (top-canopy) sono state acquisite con uno spettrometro da campo FieldSpec® HandHeld (ASD, Analytical Spectral Devices, Inc.), accoppiato, attraverso un cavo in fibra ottica, a una sonda a contatto per la misura a livello fogliare. Lo strumento è in grado di misurare la riflettanza nell'intervallo di lunghezza d'onda da 325 a 1075 nm, con una scansione di 1,6 nm. L'acquisizione delle firme spettrali in riflettanza di una determinata superficie, sia essa canopy (fig. 5.13), o foglia (fig. 5.14), richiede una misura di riflettanza di "riferimento" eseguita su una superficie in resina termoplastica (Spectralon) che simula un comportamento ottico di tipo lambertiano, riflettendo in forma diffusa quasi il 100% della radiazione incidente.

Per la misura a scala di foglia un sistema a clip ha permesso di intercambiare molto semplicemente il background di misura. In particolare, con la superficie di riferimento in spectralon è stata normalizzata la condizione luminosa, mentre attraverso il background nero, che assorbe in tutto lo spettro, è stata rilevata la firma spettrale emessa dalla foglia.

Per l'acquisizione delle firme spettrali a scala di canopy, sono stati allestiti due castelletti in prossimità delle piante investigate. Per ogni pianta sono state acquisite 4 firme spettrali puntando in punti diversi della canopy. La distanza canopy-sensore è stata fissata a 150 cm che, con un angolo di vista (FOV) strumentale pari a 25°, ha permesso l'integrazione all'interno di un target di 3500 cm<sup>2</sup>. La prima misura giornaliera a scala di canopy è stata eseguita alle 10:00 e, con cadenza bioraria, si è proseguito fino alle ore 18:00. A livello di foglia le misure sono state eseguite in parallelo con quelle di potenziale

xilematico utilizzando la sonda a contatto collegata, mediante fibra ottica, allo strumento.



Figura 5.13 - Acquisizione dello spettro di riferimento (a sinistra) e della firma spettrale a scala di canopy (a destra)

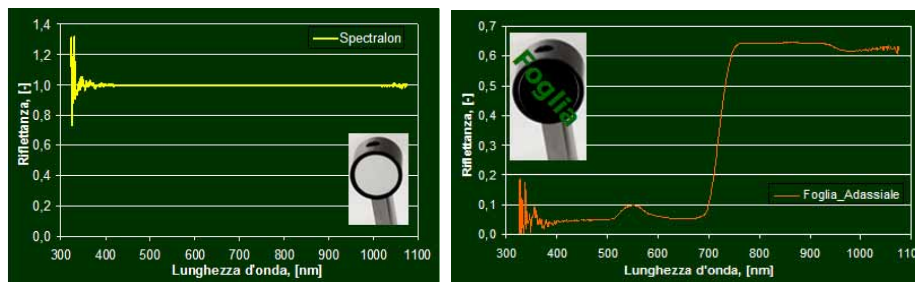


Figura 5.14 - Acquisizione dello spettro di riferimento (in alto) e della firma spettrale a scala di foglia (in basso)

Le firme spettrali acquisite sono state successivamente filtrate al fine di ridurre il rumore, presente soprattutto alle lunghezze d'onda estreme dello spettro. Il procedimento di filtraggio si è basato sulle funzioni di convoluzione e le procedure dei minimi quadrati descritte da Savitzky e Golay (1967); per la scelta del grado del polinomio e della dimensione della finestra di smoothing si è fatto riferimento al lavoro di Rollin e Milton (1998), nella quale si esaminano gli effetti delle diverse convoluzioni sui risultati ottenuti in termini di spostamento delle lunghezze d'onda nei punti di massimo assorbimento, nonché gli effetti dell'ampiezza della finestra di

smoothing sulle correlazioni tra il contenuto idrico e sugli indici calcolati sulla base delle firme spettrali grezze e di quelle filtrate attraverso l'uso di un numero di punti di interpolazione pari a 5, 9, e 17.

La significatività dei coefficienti angolari delle rette di regressione tra gli indici spettrali ed il potenziale idrico, è stata accertata attraverso il test di Fisher. Infine, seguendo alcuni studi presenti in bibliografia (Smith *et al.*, 2002; Eitel *et al.*, 2006), è stata valutata, per gli indici esaminati, la sensibilità alle variazioni dello stato idrico sia a scala di foglia che di canopy. In particolare, sulla base del valore del coefficiente di determinazione,  $R^2$ , un indice spettrale è stato definito non sensibile se  $R^2 \leq 0.2$ , a sensibilità molto bassa se  $0.2 < R^2 \leq 0.3$ , a sensibilità bassa se  $0.3 < R^2 \leq 0.6$ , a sensibilità moderata se  $0.6 < R^2 \leq 0.8$  ed a sensibilità alta se  $R^2 > 0.8$ .

Le misure termoradiometriche, condotte su tre piante costantemente irrigate e rappresentative dell'intero appezzamento, hanno permesso di stimare la resistenza minima,  $r_{cp}$  [ $s^{-1}$  mm] della canopy dell'olivo. In particolare, risolvendo l'eq. 2.28 rispetto al termine di resistenza della canopy e correlando quest'ultima al valore di differenziale termico canopy-aria,  $\Delta T$ , misurato direttamente sulle tre piante, è stato possibile risalire al valore minimo  $r_{cp}$  corrispondente alla condizione potenziale. Inoltre, considerato che la resistenza della canopy un parametro che influenza la pendenza della relazione  $\Delta T$  (VPD), è stato possibile risalire a tale relazione attraverso una procedura iterativa che individua quel particolare valore di  $r_{cp}$  che rende minimi i quadrati delle differenze tra i valori  $\Delta T$  calcolati col modello teorico e quelli misurati direttamente in campo.

La stima sito-specifica del parametro  $r_{cp}$  ha permesso di applicare il modello Monteith modificato (eq. 2.43) per la stima della traspirazione potenziale,  $T_p$  della coltura dell'olivo, e quindi del rapporto  $T_a/T_p$ . Il protocollo seguito per le misure termoradiometriche ha previsto misure contemporanee di temperatura della canopy ai quattro punti cardinali delle tre piante test mantenute in assenza di stress idrico, nonché di temperatura e di umidità dell'aria (mediante termoigrometro portatile). I rilievi di temperatura della canopy sono stati eseguiti in un intervallo temporale di 2 ore intorno alle ore più calde della giornata.

Le misure di flusso linfatico, eseguite durante le stagioni 2008 e 2009, hanno permesso una stima reale e diretta della perdita di acqua da parte della pianta, senza disturbare le condizioni del microclima fogliare. Nello studio condotto è stato utilizzato il sistema TDP (Thermal Dissipation Probe, Granier 1985) applicato sul fusto della pianta (fig. 5.15). Al fine di evitare fenomeni di embolia, l'installazione, che prevede la perforazione del fusto per circa 4 cm, è stata eseguita durante le ore notturne in corrispondenza della minima attività traspirativa da parte della pianta. I sensori, costituiti da una coppia di aghi, ciascuno contenente una termocoppia e avvolti con un rivestimento resistivo, sono stati inseriti radialmente nel tronco ad una distanza verticale di circa 10



Figura 5.15 – Stazione per la misura dei flussi linfatici con particolare dell'istallazione

cm uno dall'altro e protetti dalle escursioni termiche esterne mediante fogli isolanti in termoflex. La differenza di temperatura,  $\Delta T$ , che si genera tra il sensore superiore (costantemente riscaldato) e quello inferiore (che registra la temperatura del legno) rappresenta un indice dell'attività traspirativa della pianta, espressa come variazione della densità di flusso, che può essere calcolata utilizzando la legge di Granier (1985, 1987). I sensori sono stati collegati ad un datalogger Campbell CR1000 (Campbell Scientific Inc., Logan, Utah) ed il segnale è stato acquisito ogni 15 minuti, da cui per aggregazione sono stati ottenuti valori orari. La determinazione dell'area conduttiva del tronco (sapwood), necessaria per la stima della traspirazione, è stata eseguita per via colorimetrica su carote di legno estratte da più punti del tronco di piante di olivo grazie all'ausilio del succhiello di Pressler. Le carote estratte sono state immerse all'interno di un liquido colorante (metil-arancio) che, reagendo con la linfa mette in risalto la parte conduttiva. La carota di legno colorata è stata quindi acquisita come immagine e, attraverso una procedura di *Image analyzer*, eseguita col software Image-Pro, sono stati costruiti i profili di variazione di intensità di colore. La fig. 5.16 mostra una carota di legno e il diagramma colorimetrico corrispondente, usato per la determinazione degli estremi del sapwood.

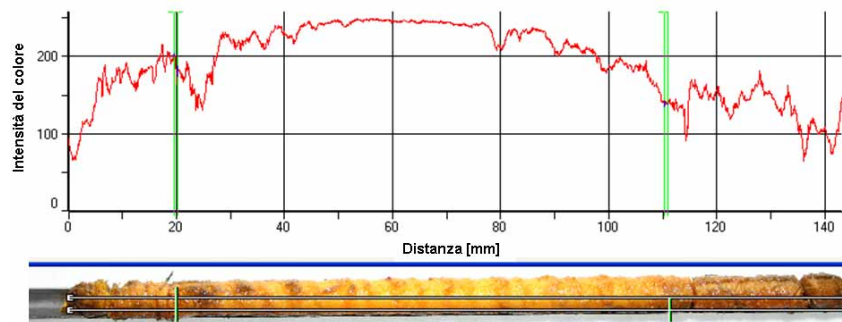


Figura 5.16 – Carota di legno con diagramma colorimetrico usato per la determinazione del sapwood

Lo misura dello spessore del sapwood è stata eseguita su otto carote estratte in corrispondenza delle otto sonde installate su 4 piante.

Uno scintillometro, ha permesso di monitorare in continuo i flussi di calore latente di evapotraspirazione,  $\lambda ET$ , dedotti risolvendo l'equazione del bilancio energetico.

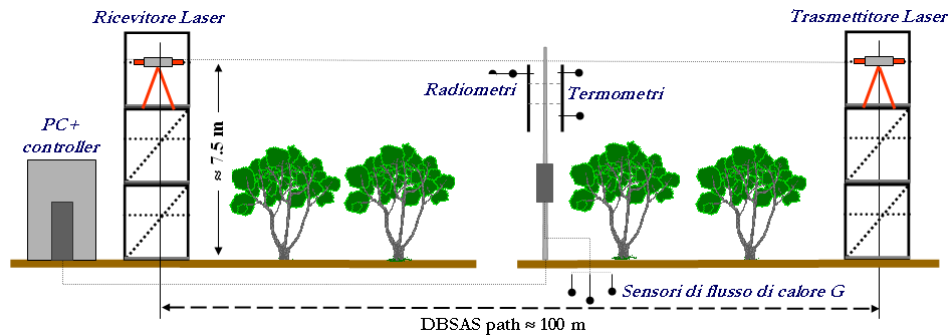


Figura 5.17 - Geometria di installazione della stazione scintillometrica DBSAS SLS20

La localizzazione della stazione scintillometrica è presentata nella fig. 5.1, mentre la geometria di installazione è mostrata in fig. 5.17.



Figura 5.18 - Strumentazione di misura a supporto dello scintillometro

In posizione pressoché intermedia rispetto al percorso del fascio laser sono stati inseriti gli strumenti per la misura dei parametri meteorologici, necessari per l'applicazione della teoria scintillometrica e per la chiusura del bilancio energetico (fig. 5.18). Sono stati in particolare installati un piranometro per la determinazione della radiazione totale a onde corte,  $R_s$ , un radiometro netto (pir-radiometro) per la stima della radiazione netta,  $R_n$ , tre "heat flux plates", per la determinazione del flusso di calore nel suolo,  $G$ , a due differenti profondità (0.10 m, e 0.20 m), un barometro per la misura della pressione atmosferica,  $P_a$ , due termometri termici ventilati Pt1000 per la determinazione della differenza di temperatura tra la superficie della canopy e l'aria alla quota di 2 m al di sopra.

Il complesso degli strumenti è stato collegato, tramite una connessione tipo RS232, ad un computer per la registrazione in contemporanea di tutti i dati acquisiti. Il software installato permette non solo di acquisire i dati, ma anche di realizzare un controllo in tempo reale sulle misure effettuate attraverso la visualizzazione dei dati acquisiti e dei parametri di controllo, sotto forma tabellare o grafica.

L'operatività dello scintillometro ha richiesto una fase preliminare di allineamento, in modo da permettere al fascio laser di intercettare il campo di vista del ricevitore. Questa fase è stata sviluppata tramite un primo allineamento manuale, seguito da un processo di affinamento automatico,

realizzato in automatico mediante una serie di piccoli spostamenti. Esaurita la fase di allineamento, è stata avviata l'acquisizione delle misure, che ha proceduto con una scansione temporale di due minuti.

Le campagne di misure scintillometriche si sono concentrate all'interno dei periodi di massimo consumo idrico dell'olivo. Lo strumento ha eseguito le letture con una frequenza di 10Hz e registrato, alla frequenza preimpostata, il valore medio di tutti i parametri contemporaneamente acquisiti.

Inoltre, i dati acquisiti dallo scintillometro hanno permesso di quantificare la componente dei flussi evaporativi dell'oliveto un volta conosciuti quelli traspirativi.

Attraverso i dati dei flussi acquisiti con queste due ultime metodologie, sono stati validati i modelli di bilancio agroidrologico SWAP e FAO56 descritti nel capitolo 3.

## Bibliografia

Dane J.H., Hopmans J.W., 2002. Water retention and storage. Laboratory methods: pressure plate extractor, in Dane J. H., Topp G. C., *Methods of Soil Analysis, Physical Methods, Part 4*, Madison, 255-293.

Dane J.H., Hopmans J.W., 2002. Water retention and storage. Laboratory methods: hanging water column, in Dane J. H., Topp G. C., *Methods of Soil Analysis, Physical Methods, Part 4*, Madison, 680-683.

Eitel Jan U. H, Gessler Paul E., Smith Alistair M. S., Robberecht Ronald. Suitability of existing and novel spectral indices to remotely detect water stress in *Populus spp* Forest ecology and management. 2006, vol. 229, no1-3, pp. 170-182.

Granier, A. 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. For. Sci.* Volume 42, Number 2, 1985 Page(s) 193 – 200.

Granier, A. 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiology* 3:309–320

Guyot, G. and F. Baret. Utilisation de la Haute Resolution Spectrale Pour Suivre l'état des Couverts Vegetaux. Proceedings, 4th International Colloquium "Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing", Aussois, 18-22 January 1988, Paris: ESA, ESA Publication SP-287., pp: 279-286.

Idso, S.B.; Jackson, R.D.; Pinter, P.J.; Reginato, R.J.; Hatfield, J.L. (1981). Normalizing the stress-degree-day parameter for environmental variability. *Agricultural Meteorology* v. 24(1) p. 45-55.

- Logsdon, S.D., Jordahl, J., Karlen, D.L., 1993. Tillage and crop effects on ponded and tension infiltration rates. *Soil Till. Res.* 28 (2), 179–189.
- Mualem, Y. 1976. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:513-522.
- Newman, E.I., 1966. A method of estimating the total length of root in a sample. *J. Appl. Ecol.* 3:139-45
- Pu, R., Ge, S., Kelly, N. M. and Gong, P. Spectral absorption features as indicators of water status in coast live oak (*Quercus agrifolia*) leaves. *International Journal of Remote Sensing*, 2003, vol. 24, 9, 1799–1810.
- Rollin, E.M., & Milton, E.J. Processing of high spectral resolution reflectance data for the retrieval of canopy water content information. *Remote Sensing of Environment*, 1998, 65, 86– 92.
- Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS, in: *Freden S.C., Becker M. (Eds) Third earth resources technology satellite-1 symposium, NASA SP-352, Washington, DC, 1974, vol. 1, 309-317.*
- Savitzky A. and Marcel J.E. Golay. Smoothing and Differentiation of Data by Simplified Least Squares Procedures. *Analytical Chemistry*, 1964, 36: 1627–1639.
- Smith M. S., M. J. Wooster, A. K. Powell and D. Usher. Texture based feature extraction: application to burn scar detection in Earth observation satellite sensor imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 2002, vol. 23, no. 8, 1733–1739.
- Strachan, I.B., E. Pattey, and J.B. Boisvert. Impact of nitrogen and environmental conditions on corn as detected by hyperspectral reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 2002. 80:213-224.
- Turner, M.T., and G.P. Jarvis. Measurement of plant water status by the pressure chamber technique. 1982. *Irrig. Sci.* 9:289-308.
- van Genuchten, M.Th., F.J. Leij and S.R. Yates. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions for unsaturated soils. U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California.





## Risultati e discussioni: *Caratterizzazione biofisica e monitoraggio dello stato idrico del sistema continuo SPA*

In questo capitolo si riportano i risultati delle analisi di laboratorio eseguite per la caratterizzazione fisica e idraulica del suolo e per la calibrazione dei sensori di umidità Diviner 2000. Sono altresì riportati i dati relativi al monitoraggio dello stato idrico del suolo e le misure acquisite con riferimento alla determinazione dei parametri colturali, biofisici e dello stato idrico della pianta. Infine, è eseguita un'analisi sulla dinamica dei flussi evapotraspirativi misurati dallo scintillometro e di quelli traspirativi ottenuti con la tecnica sap-flow.

### 6.1 Caratterizzazione fisica dei suoli

Con riferimento alle caratteristiche del terreno la tab. 6.1 mostra, per i campioni prelevati in superficie, i valori medi ( $\mu$ ) delle percentuali di argilla, limo e sabbia espresse secondo le classificazioni ISSS ed USDA.

I dati presentati sono relativi ai campioni prelevati seguendo la griglia di campionamento riportata in fig. 5.2. Con riferimento alla classificazione USDA, i range di variabilità osservati sono compresi tra il 40.2% ed il 15.7% per il contenuto in argilla, tra il 27.2% ed il 8.5% per il contenuto in limo e tra il 74.6% ed il 41.2% per la sabbia. Nonostante la variabilità riscontrata, i valori medi consentono di classificare il suolo dell'area test come Sab. - Arg.- Fran. (Classificazione USDA) e/o Arg.- Sab. (Classificazione ISSS).

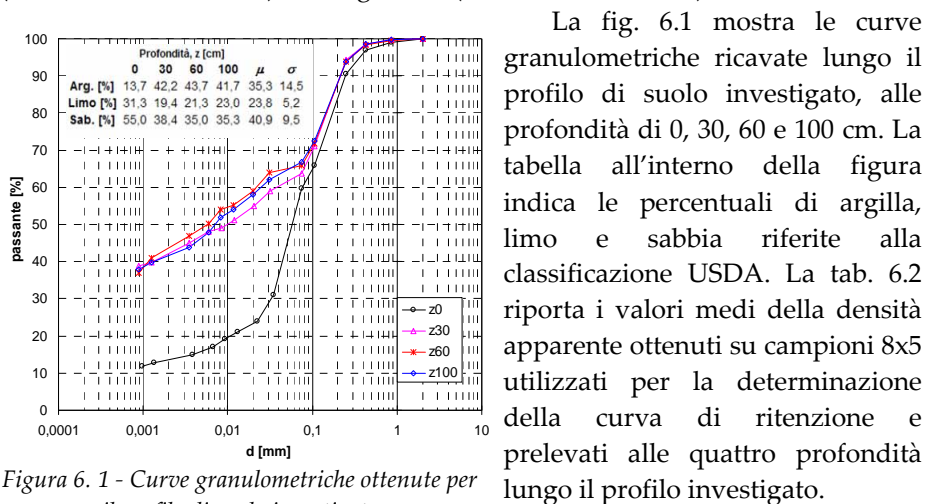


Figura 6. 1 - Curve granulometriche ottenute per il profilo di suolo investigato

Tabella 6.1 – Valori percentuali di argilla, limo e sabbia secondo le classificazioni ISSS e USDA

CAMPIONE	Coordinate		ISSS			USDA		
	Nord	Est	A	L	S	A	L	S
S0	310084	4168640	23.6	20.2	56.2	23.6	27.2	49.2
S1	310084	4168613	27.5	19.7	52.8	27.5	24.8	47.7
S2	310087	4168586	33.0	14.1	52.9	33.0	22.0	45.0
S3	310086	4168552	26.5	13.6	59.9	26.5	18.3	55.1
S4	310086	4168526	16.7	6.1	77.1	16.7	8.7	74.6
S5	310087	4168489	17.4	6.8	75.8	17.4	8.5	74.2
S6	310107	4168489	16.4	2.5	81.1	16.4	9.9	73.7
S7	310109	4168522	15.7	12.8	71.5	15.7	19.4	64.8
S8	310107	4168547	28.8	17.7	53.4	28.8	24.4	46.8
S9	310107	4168574	35.8	15.1	49.2	35.8	21.5	42.7
S10	310107	4168609	37.2	15.7	47.1	37.2	21.5	41.3
S11	310122	4168631	36.6	16.3	47.1	36.6	20.8	42.5
S12	310122	4168605	37.8	14.1	48.1	37.8	20.4	41.8
S13	310120	4168594	35.8	12.8	51.4	35.8	21.6	42.7
S14	310122	4168576	36.4	14.5	49.2	36.4	22.2	41.4
S15	310125	4168548	29.8	17.9	52.3	29.8	24.0	46.2
S16	310126	4168488	22.0	7.5	70.5	22.0	12.9	65.1
S17	310138	4168489	26.1	8.8	65.1	26.1	12.4	61.6
S18	310142	4168514	27.9	9.9	62.2	27.9	15.6	56.5
S19	310141	4168545	37.4	14.8	47.8	37.4	20.1	42.6
S20	310140	4168571	40.2	11.0	48.9	40.2	18.2	41.6
S21	310138	4168635	39.7	12.5	47.8	39.7	19.0	41.3
S22	310168	4168610	39.1	13.1	47.8	39.1	19.5	41.4
S23	310173	4168554	38.1	13.2	48.7	38.1	18.9	43.0
S24	310176	4168489	40.1	12.1	47.9	40.1	18.2	41.8
S25	310141	4168604	40.1	12.1	47.9	40.1	18.4	41.5
S26	310167	4168631	39.9	13.3	46.8	39.9	18.8	41.2
S27	310164	4168572	30.3	10.5	59.2	30.3	16.9	52.8
S28	310178	4168525	28.4	8.0	63.6	28.4	14.7	56.9
		<b>Media:</b>	31.2	12.6	56.2	31.2	18.6	50.2
		<b>max:</b>	40.2	20.2	81.1	40.2	27.2	74.6
		<b>min:</b>	15.7	2.5	46.8	15.7	8.5	41.2

Tabella 6.2 - Valori medi, deviazione standard e coefficiente di variazione della densità apparente,  $\rho_b$ , ottenuti per le quattro profondità investigate

Profondità, z [cm]	Bulk density, $\rho_b$ [gr cm <sup>-3</sup> ]		
	$\mu$	$\sigma$	CV
0	1.356	0.067	0.049
30	1.312	0.057	0.044
60	1.384	0.097	0.070
100	1.613	0.009	0.006

Nei grafici di fig. 6.2a,d sono riportate le curve di ritenzione ottenute in laboratorio sui campioni prelevati alle quattro profondità; in particolare sono riportati i punti ottenuti sperimentalmente e le curve interpolari che fanno riferimento al modello di van Genuchten. Nella tab. 6.3 sono riportati i parametri del modello di van Genuchten utilizzato per rappresentare la curva di ritenzione idrica, nonché la media geometrica (GM) e il coefficiente di variazione (CV) dei valori di conducibilità idraulica insatura  $K(\psi)$ , al variare del potenziale matriciale.

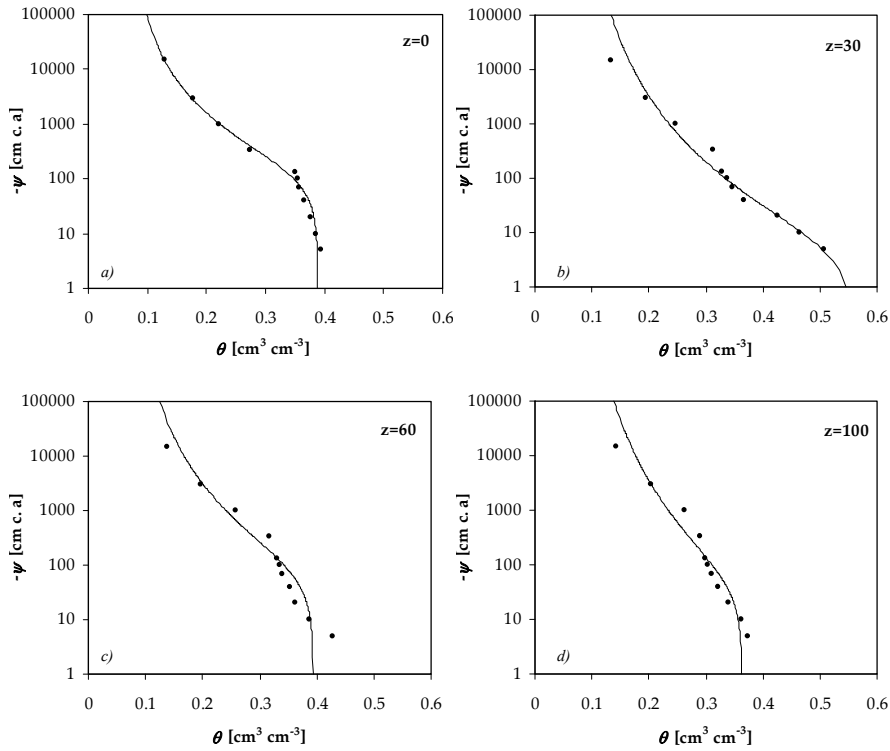


Figura 6.2 - Curve di ritenzione  $\psi(\theta)$  negli strati di suolo investigati

Tabella 6.3 - Parametri del modello di van Genuchten e valori della media geometrica, GM, e del coefficiente di variazione (CV) della conducibilità idraulica a tre valori del potenziale matriciale

Z [cm]	Parametri curva di ritenzione					Conducibilità idraulica [cm³ cm⁻³]					
	$\theta$ [cm³ cm⁻³]	$\theta_s$ [cm³ cm⁻³]	$\alpha$ [cm⁻¹]	n [-]	m [-]	$K_{-120}$		$K_{-60}$		$K_{-30}$	
						GM	CV	GM	CV	GM	CV
0	0.05	0.39	0.0080	1.3171	0.2407	2.22	28.50	5.88	23.40	19.03	14.30
30	0.05	0.56	0.0147	1.1855	0.1565	8.91	50.00	25.49	60.70	68.06	34.00
60	0.06	0.39	0.0138	1.2264	0.1846	4.82	8.70	11.92	6.60	39.94	48.70
100	0.06	0.36	0.0223	1.1797	0.1523	-	-	-	-	-	-

## 6.2 Monitoraggio dello stato idrico del suolo

L'uso congiunto delle tecniche TDR e FDR ha permesso di ottenere un database di misure di contenuto idrico del suolo, che ha consentito di individuare e validare le funzioni di stress idrico, oltre che di verificare l'attendibilità delle stime ottenute utilizzando i modelli di simulazione agro-idrologica SWAP e FAO-56.

Preliminarmente è stata effettuata la calibrazione del sensore capacitivo Diviner 2000, ottenendo la relazione tra il contenuto idrico,  $\theta$ , e la frequenza scalata,  $SF$ , specifica del sito di indagine. La fig. 6.3 riporta la relazione empirica  $\theta(SF)$  ottenuta sperimentalmente, unitamente a quella proposta dal costruttore.

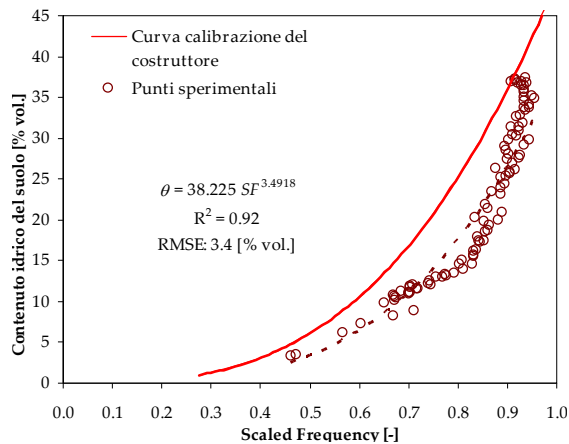


Figura 6.3 - Equazione di calibrazione del sensore FDR ottenuta sperimentalmente e relazione proposta dal costruttore

Sulla base dei dati ottenuti è stato effettuato il confronto, espresso in termini di RMSE, tra i dati misurati e quelli stimati utilizzando il modello suggerito dal costruttore. L'errore massimo commesso nell'utilizzare il modello proposto dal costruttore piuttosto che quello ottenuto sperimentalmente, si è attestato a valori di contenuto idrico volumetrico di  $\pm 9$  %, maggiore di quello sperimentale ( $RMSE=3.4$ ).

Per le successive determinazioni è stata pertanto utilizzata la curva di calibrazione specifica dello strumento ottenuta sperimentalmente per il sito in esame.

La fig. 6.4 riporta, gli udogrammi ottenuti utilizzando il sensore Diviner 2000 in ciascun pozzetto di misura.

Per entrambe le stagioni, la campagna di misura ha avuto inizio dopo un periodo caratterizzato da una serie di eventi piovosi. Dall'analisi degli udogrammi si evidenziano consistenti incrementi del contenuto idrico in concomitanza degli adacquamenti, fino alla profondità di 90-100 cm. Nel pozzetto A3, localizzato in corrispondenza della mezzeria tra le due piante, l'entità degli incrementi è minore, in relazione alla maggiore distanza rispetto al punto goccia. L'esame della figura evidenzia una riduzione dei contenuti idrici, registrata a partire dalla seconda metà del mese di giugno, fino alla

profondità di circa un metro, dove ragionevolmente è localizzato l'apparato radicale della pianta.

La fig. 6.5 mostra l'udogramma acquisito per la stagione 2008 dal pozzetto di accesso A6 installato al centro tra quattro piante. In quest'ultimo caso, i contenuti idrici riscontrati alle diverse profondità, dopo un'iniziale diminuzione si attestano a valori pressoché costanti nel corso della stagione irrigua, anche in presenza di adacquamenti.

La fig. 6.6 riporta, per la stagione 2009, gli udogrammi ottenuti utilizzando i dati rilevati con la tecnica TDR. Si osserva che le maggiori variazioni di contenuto idrico sono quelle relative alle sonde installate lungo l'allineamento A corrispondente alla fascia umettata durante l'adacquamento. In corrispondenza dell'allineamento B, disposto lungo l'interfila, si osservano variazioni di contenuto idrico solo successivamente alle precipitazioni di settembre.

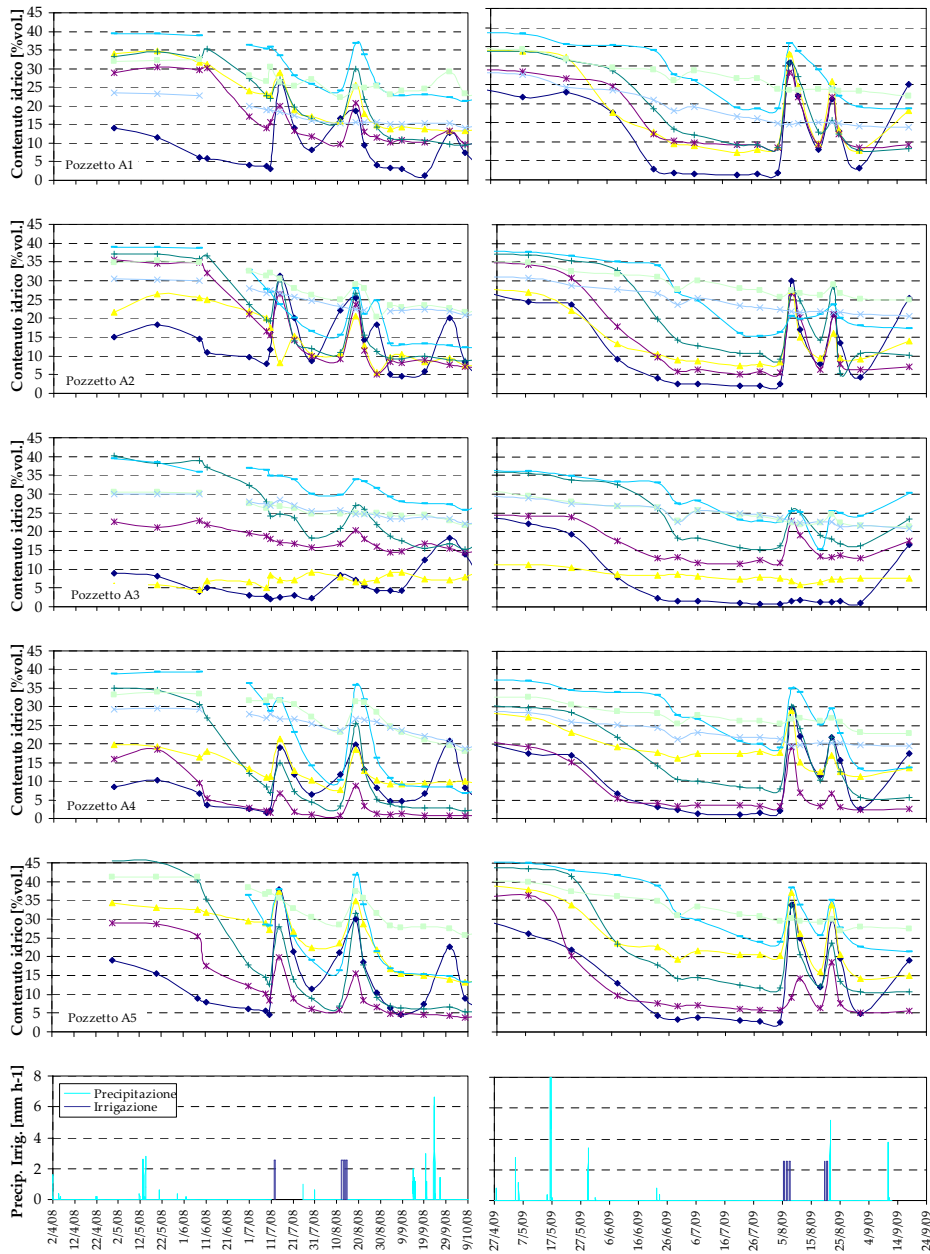


Figura 6.4 - Udogrammi ottenuti per i cinque pozzetti di misura installati nel settore 3. La colonna di sinistra si riferisce alla stagione 2008 mentre quella di destra fa riferimento alla stagione 2009. I grafici in basso mostrano l'entità degli apporti idrici naturali ed irrigui per le rispettive stagioni

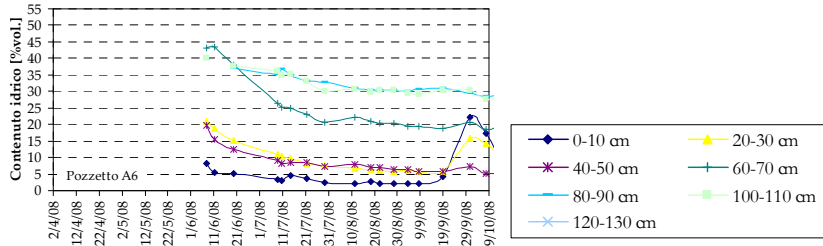


Figura 6.5 - Udogramma ottenuto per il pozzetto installato al centro tra quattro piante

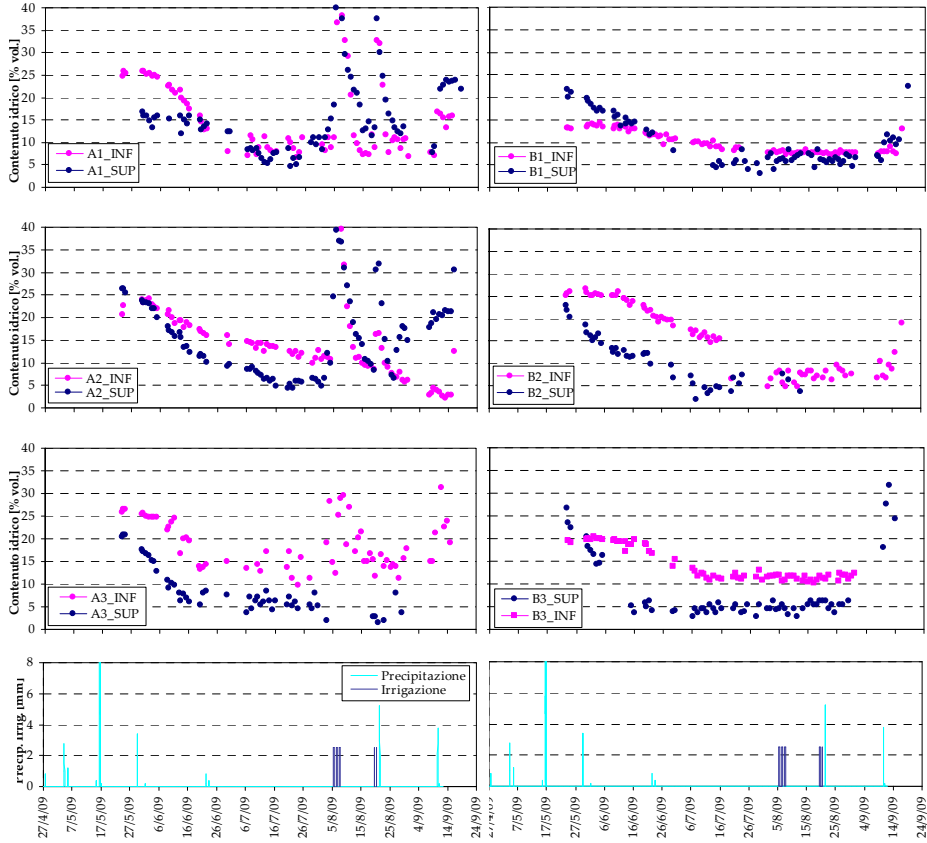


Figura 6.6 - Udogrammi ottenuti nel corso della stagione irrigua 2009 utilizzando le sonde TDR installate lungo il filare (allineamento A) e ortogonalmente al filare (allineamento B), alla profondità di 10-35 e 45-65 cm

### 6.3 Parametrizzazione agronomica e biofisica della coltura

La determinazione dello spessore della superficie conduttiva del tronco (sapwood), ha permesso di determinare il fattore di upscaling necessario per calcolare il flusso idrico dell'intera pianta, sulla base della misura locale del

Tabella 6.4 - Diametro apparente del tronco, spessore e area del sapwood misurati in corrispondenza delle sezioni di inserimento delle sonde Sap-Flow

ID Pianta	ID sonda	Diametro apparente [cm]	Spessore sapwood [cm]	Area sapwood [cm <sup>2</sup> ]
P1	SAP_1	18.09	6.36	234.24
	SAP_2	18.31	5.29	216.30
P2	SAP_3	22.61	6.43	326.71
	SAP_4	22.61	6.29	322.36
P3	SAP_5	29.62	9.13	587.35
	SAP_6	29.62	8.44	561.17
P4	SAP_7	19.75	5.20	237.49
	SAP_8	22.68	8.10	370.70
$\mu$ :		22.91	6.90	357.04
$\sigma$ :		4.55	1.47	144.52
CV:		19.8	21.3	0.40

flusso di linfa. Per la determinazione del diametro del tronco, denominato diametro apparente, si è ipotizzato che la sezione dello stesso fosse circolare. La tab. 6.4 riporta, con riferimento alle quattro piante investigate, i valori dell'area conduttiva. Una buona correlazione ( $R^2=0.76$ ) è stata osservata tra lo spessore del sapwood ed il diametro apparente, come mostrato in fig. 6.7.

Con riferimento allo studio rivolto alla caratterizzazione delle radici dell'olivo, la fig. 6.8a-f riporta il confronto tra le distribuzioni radicali medie per i tre profili investigati, ottenute considerando sia il numero di intersezioni per unità di superficie ( $RID$ ), che la lunghezza delle radici per unità di volume ( $RLD$ ). L'analisi degli istogrammi evidenzia come la forma delle distribuzioni dei due parametri esaminati risulti simile. In

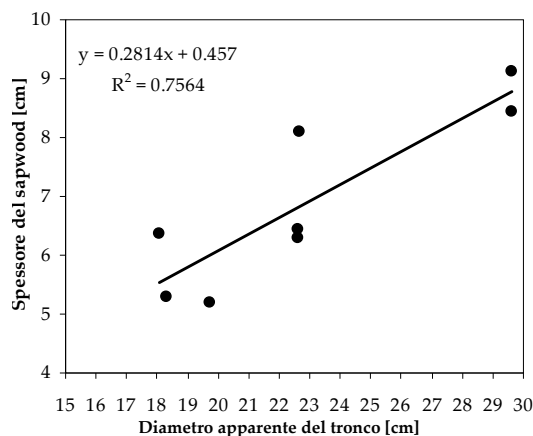


Figura 6.7 - Relazione tra diametro apparente del tronco di olivo e spessore del sapwood

fig. 6.9a-c è riportato il confronto tra le distribuzioni verticali di  $RLD$  e  $RID$  normalizzate,  $\rho(z)$ , rispetto ai valori estremi dei parametri stessi. Il confronto tra i valori normalizzati mostra una buona sovrapposibilità delle distribuzioni verticali delle radici, soprattutto per i profili posti nelle direzioni



0° e 45° rispetto al filare. Pertanto, nel caso in cui si voglia determinare la forma della distribuzione piuttosto che i valori assoluti della densità radicale, risulta conveniente adottare l'indice *RID*, di più agevole acquisizione.

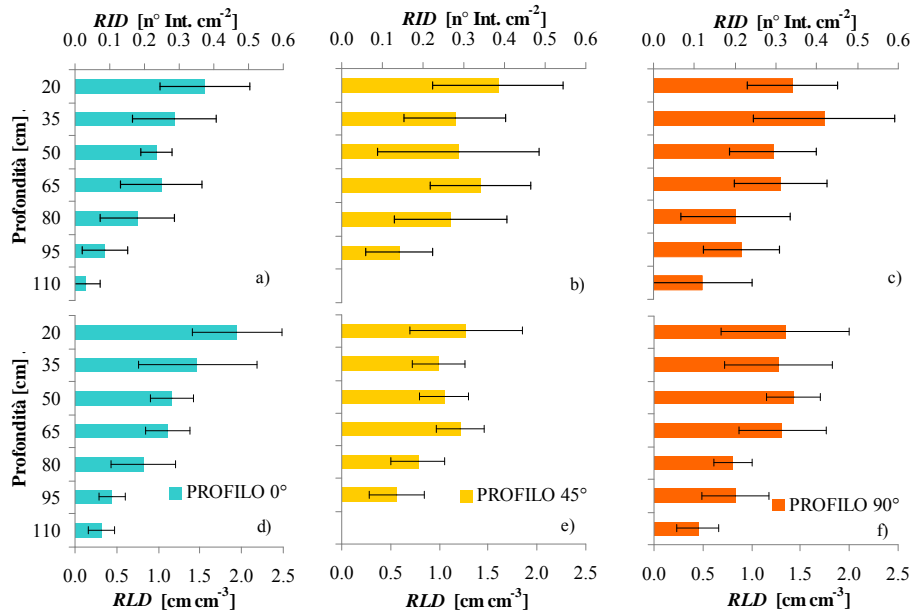


Figura 6.8 - Distribuzione verticale del sistema radicale dell'olivo nei tre profili investigati, espressa in termini di densità di lunghezza per unità di volume di suolo, *RLD*, e di numero di intersezioni per unità di superficie, *RID*. Le barre indicano la deviazione standard

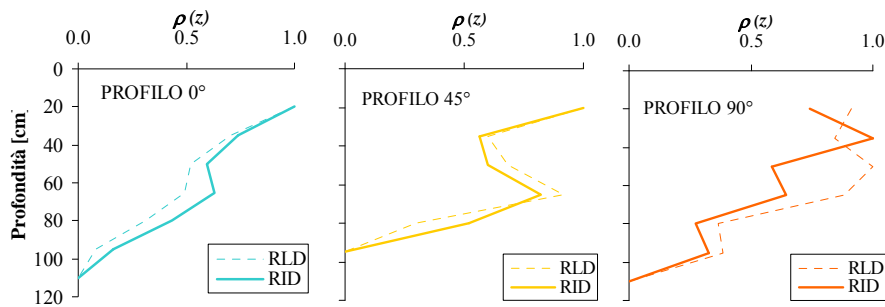


Figura 6.9 - Confronto tra le distribuzioni verticali normalizzate dei parametri *RLD* e *RID*

La fig. 6.10 riporta la distribuzione spaziale della densità radicale, espressa in termini di lunghezza per unità di volume (*RLD*), nei tre piani definiti dalle linee direttrici disposte a 0°, 45° e 90° rispetto al filare. Nella direzione del filare, è possibile notare che le aree più dense si localizzano in prossimità degli erogatori posti a 120 e 200 cm dall'asse del tronco. In corrispondenza dei gocciolatori, inoltre, il 50% del totale della lunghezza radicale,  $DP_{50}$ , è concentrato nello strato superficiale di spessore pari a circa 30 cm. La minore profondità dell'apparato radicale è da imputare alla maggiore

disponibilità idrica negli strati superficiali, che rende non necessario un ulteriore approfondimento. Nel profilo posto lungo la direttrice a  $45^\circ$  rispetto al filare, la distribuzione delle radici risulta più omogenea e il 50% del totale delle lunghezze radicali è compreso all'incirca entro 40 cm di profondità. Infine, nel piano ortogonale al filare si nota una forte variabilità della densità radicale, soprattutto negli strati più superficiali di suolo e il valore medio del  $DP_{50}$  vale circa 45 cm. Sia nel piano a  $45^\circ$  che in quello a  $90^\circ$  rispetto al filare, è inoltre possibile notare come le radici si spingono oltre la proiezione della chioma, misurata a circa 250 cm dall'asse del tronco.

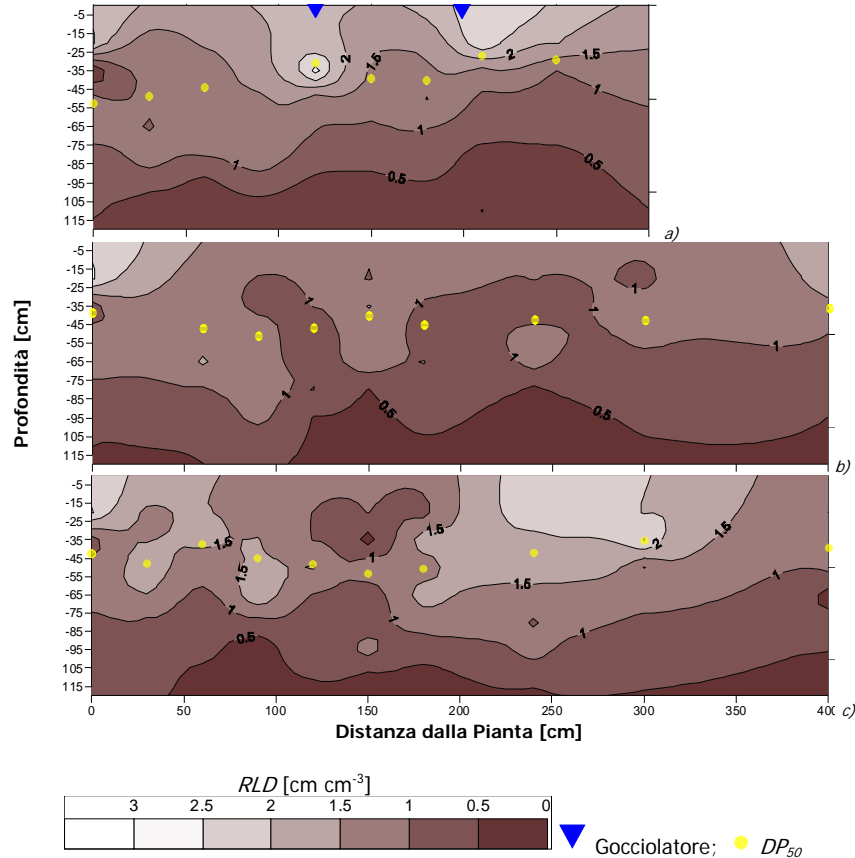


Figura 6.10 - Distribuzione spaziale del parametro RLD nei piani definiti dalle direttrici disposte a  $0^\circ$  a),  $45^\circ$  b) e  $90^\circ$  c), rispetto al filare

Le misure dell'indice di area fogliare sono state eseguite seguendo sia il protocollo per la stima individuale (LAI di pianta), che quello per la stima diffusa all'interno del settore investigato (LAI di campo). Il valore medio dell'indice di area fogliare riferito alla singola pianta è risultato pari a  $1.53 \pm 0.41$ , mentre quello rappresentativo dell'intero campo, pari a  $1.11 \pm 0.21$ .

Le misure termoradiometriche condotte su tre piante rappresentative dell'intero appezzamento e costantemente irrigate in modo da essere

mantenute in una condizione di assenza di stress, hanno permesso di stimare il valore minimo di resistenza della canopy,  $r_{cp}$  [ $s^{-1}$  mm], necessario per la determinazione dei flussi traspirativi potenziali,  $T_p$ . Durante il periodo di sperimentazione in pieno campo, compreso tra i mesi di giugno e settembre e relativo agli anni 2008 e 2009, le variabili meteorologiche sono variate all'interno dei range riportati in tab. 6.5. Il range di umidità del suolo ha assunto valori compresi tra un massimo del 44% ed un minimo del 38%, mentre i valori dei potenziali xilematici pre-dawn sono risultati compresi tra 3.6 bar e 5.8 bar. Le condizioni nelle quali sono quindi state mantenute le tre piante di olivo, secondo Fiorino (2003), possono considerarsi, con buona probabilità, tali da non evidenziare presenza di stress.

Tabella - 6.5. Valori massimi e minimi assunti dalle variabili ambientali nel corso della prova condotta per la determinazione della resistenza minima della canopy. I valori sono tutti riferiti a una scala di aggregazione oraria

VARIABILE	Valore	
	massimo	minimo
Temperatura dell'aria [°C]	39.7	25.4
Umidità relativa dell'aria [%]	69.0	16.0
Deficit pressione di vapore [kPa]	5.4	1.2
Velocità vento a 10 m [ $m s^{-1}$ ]	5.4	1.1
Velocità vento a 2 m [ $m s^{-1}$ ]	3.3	0.7
Radiazione solare [ $W m^{-2}$ ]	949.5	533.8
Radiazione solare netta [ $W m^{-2}$ ]	720.7	408.5
Temperatura della canopy [°C]	38.2	23.5

Risulta pertanto plausibile determinare il valore di resistenza minima delle canopy seguendo l'approccio indiretto che utilizza il modello termodinamico descritto nel capitolo 2 (eq. 2.28).

Una prima determinazione di  $r_{cp}$  è stata eseguita risolvendo l'eq. 2.28 e utilizzando i valori di  $\Delta T$  misurati. Seguendo questa procedura, il valore medio di  $r_{cp}$  è risultato pari a  $76 s m^{-1}$  con un coefficiente di variazione CV=0.6. In termini di conduttanza apparente di canopy, si ottiene pertanto un valore di circa  $13 mm s^{-1}$ .

Il secondo approccio seguito per la determinazione di  $r_{cp}$  è basato sul fatto che la resistenza della canopy influenza la pendenza della relazione tra  $\Delta T$  e  $VPD$ . Ai valori misurati di  $\Delta T$  è stato adattato il modello matematicamente espresso con l'eq. 2.28 e, attraverso una procedura iterativa di calcolo, è stato determinato il valore della resistenza minima della canopy. In particolare il valore più probabile di  $r_{cp}$  è stato determinato in modo tale da minimizzare le differenze tra i valori misurati e quelli stimati di  $\Delta T$ . In fig. 6.11a sono riportate le relazioni tra il deficit di pressione di vapore,  $VPD$ , i differenziali termici misurati e quelli dedotti attraverso l'eq. 2.28, ottimizzando il

parametro  $r_{cp}$ . In fig. 6.11b, è mostrata la dispersione rispetto alla retta 1:1, dei valori  $\Delta T$  dedotti dal modello con quelli misurati.

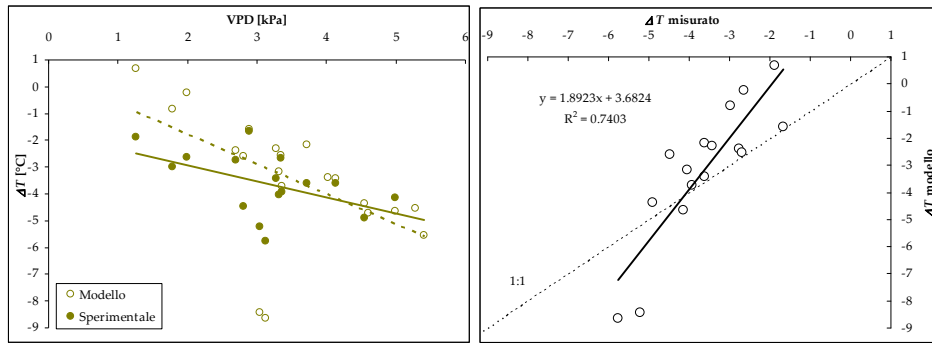


Figura 6.11 – Relazione empirica tra il deficit di pressione di vapore ed il differenziale termico misurato direttamente su piante mantenute in assenza di stress e dedotto attraverso l'eq. 2.28 ottimizzando il parametro  $r_{cp}$ . A destra è presentato uno scatterplot tra i valori di  $\Delta T$  misurati e quelli dedotti dal modello ottimizzando il parametro  $r_{cp}$

La modesta performance del modello, può essere imputata alla difficoltà di stima del termine di resistenza aerodinamica,  $r_a$ , che compare sull'eq. 2.28. Seguendo questa seconda procedura, il valore minimo della resistenza della canopy dell'olivo è risultato pari a  $50 \text{ s}^{-1} \text{ m}$ , che corrisponde ad un valore di conduttanza di canopy di  $20 \text{ mm s}^{-1}$ . Considerando il range di valori osservato del LAI a scala di pianta, compreso tra 1.12 e 1.94, la conduttanza stomatica è risultata compresa tra  $22.4$  e  $38.8 \text{ mm s}^{-1}$ .

## 6.4 Monitoraggio dello stato idrico della pianta

Lo stato idrico delle piante di olivo è stato descritto in termini energetici

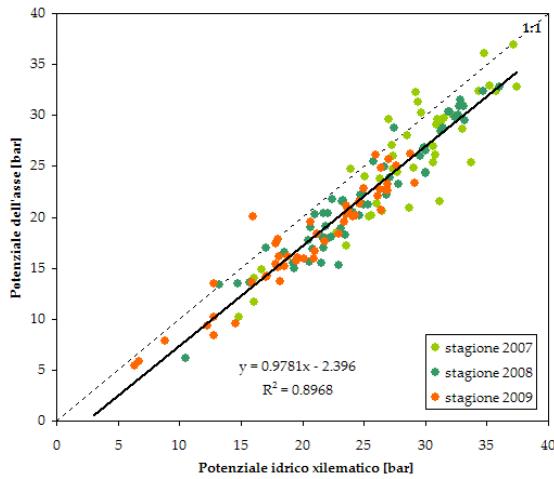


Figura 6.12 – Relazione tra i potenziali idrici dell'asse e quelli xilematici osservati nel corso delle tre stagioni

attraverso la misura dei potenziali idrici, xilematico e dell'asse. Tra i valori dei potenziali idrici xilematici, misurati sui rametti di un anno, e di quelli dell'asse, ottenuti su rametti dello stesso tipo, ma nei quali è stata bloccata la traspirazione, è stata osservata una forte correlazione, come mostrato in fig. 6.12. L'indagine ha in particolare evidenziato che il potenziale idrico dell'asse

vale in media circa 2.4 unità di potenziale in meno rispetto al potenziale xilematico.

Le figg. 6.13, 6.14 e 6.15 mostrano gli andamenti giornalieri dei potenziali idrici xilematici e di quelli dell'asse in alcuni giorni delle tre stagioni irrigue investigate. Come si può osservare, in tutti i giorni esaminati sia i valori dei potenziali xilematici che quelli dell'asse crescono fino a raggiungere il valore massimo nelle ore più calde della giornata, per poi diminuire nelle ore pomeridiane.

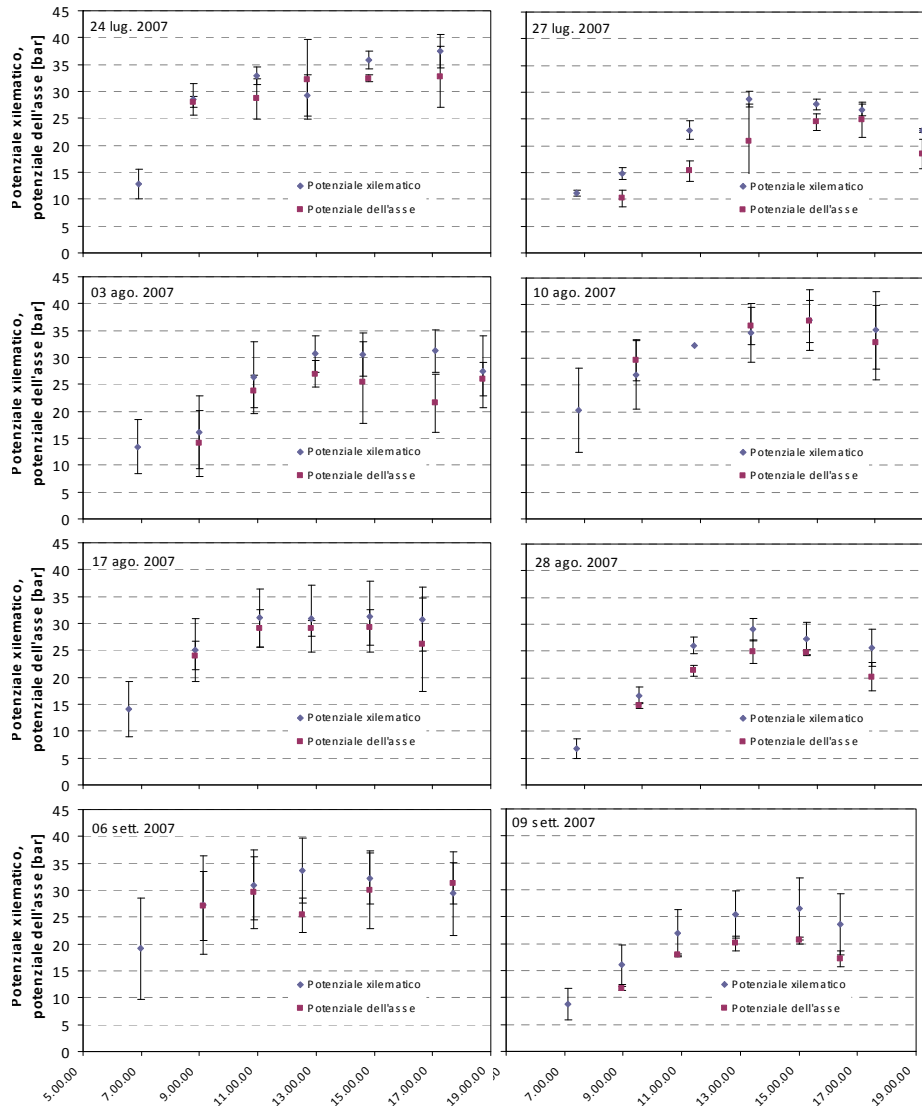


Figura 6.13 – Andamento giornaliero dei potenziali idrici xilematici e dell'asse misurati nel corso della stagione irrigua 2007

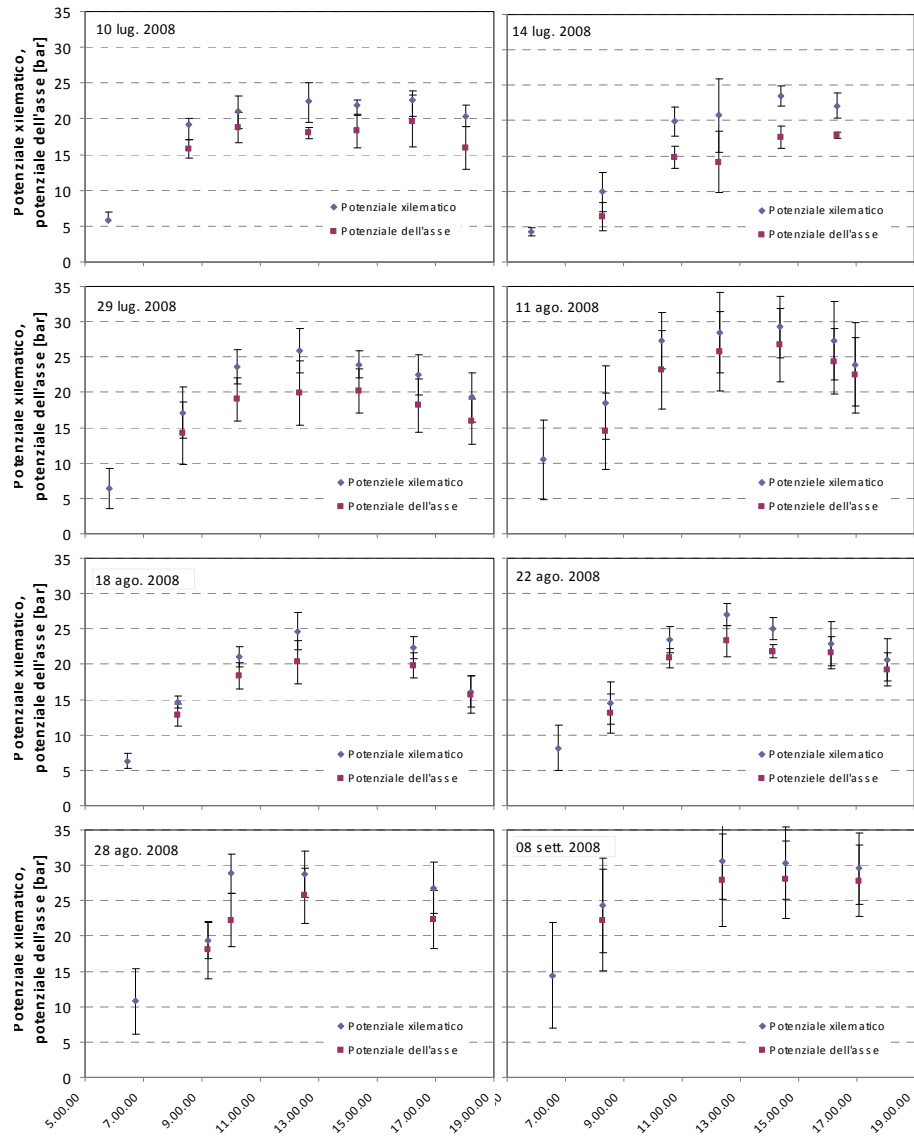


Figura 6.14 – Andamento giornaliero dei potenziali idrici xilematici e dell'asse misurati nel corso della stagione irrigua 2008

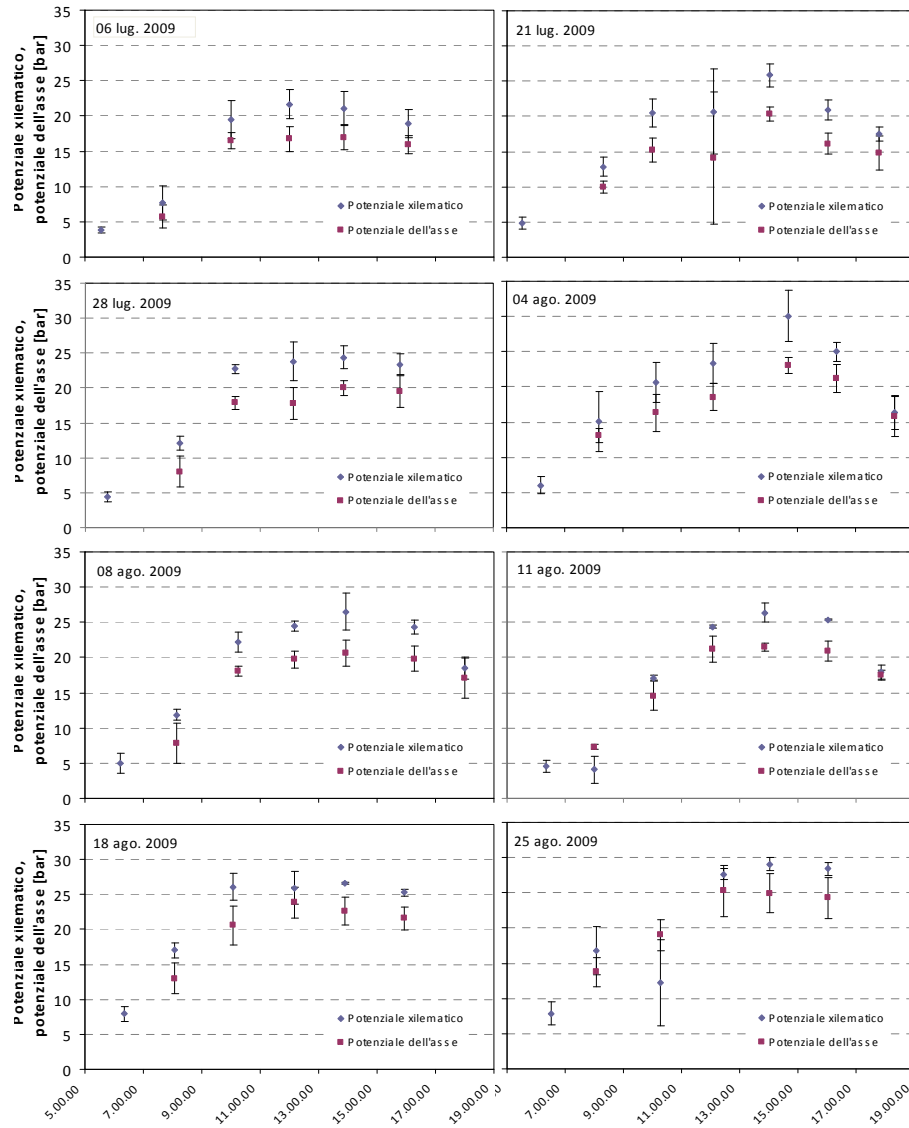


Figura 6.15 – Andamento giornaliero dei potenziali idrici xilematici e dell'asse misurati nel corso della stagione irrigua 2009

Le figg. 6.16, 6.17 e 6.18 riportano, per le tre stagioni investigate, l'andamento del potenziale idrico dell'asse misurato a mezzogiorno e dei potenziali xilematici, misurati prima dell'alba (pre-dawn) ed a mezzogiorno (midday). I più alti valori dei potenziali xilematici, come pure di quelli dell'asse, sono stati osservati nel corso delle stagioni 2007 e 2008, con valori massimi di circa 40 bar. La stagione 2009, in conseguenza del decorso pluviometrico, è stata caratterizzata, soprattutto per la prima parte della stagione, da potenziali xilematici e dell'asse più bassi rispetto agli anni precedenti.

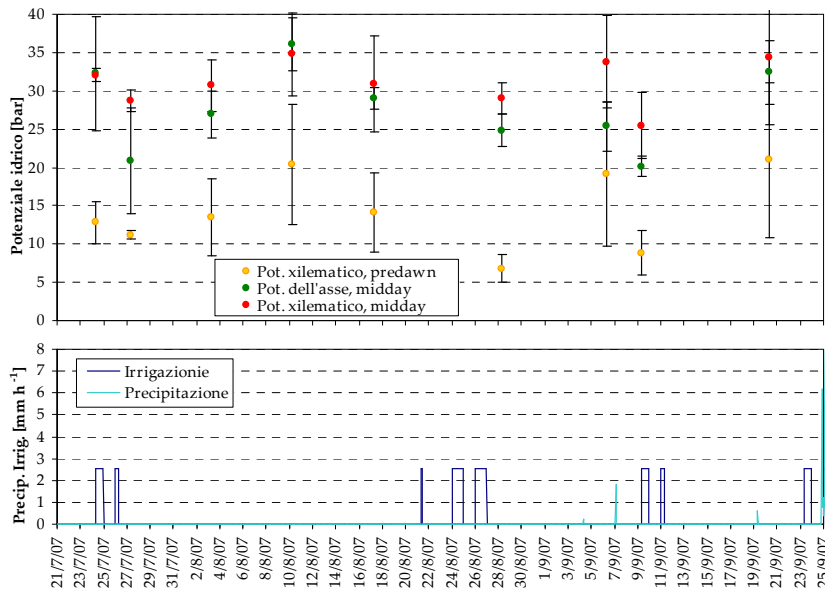


Figura 6.16 – Andamento per la stagione irrigua 2007 dei potenziali idrici dell'asse e di quelli misurati prima dell'alba (pre-dawn) ed a mezzogiorno (midday)

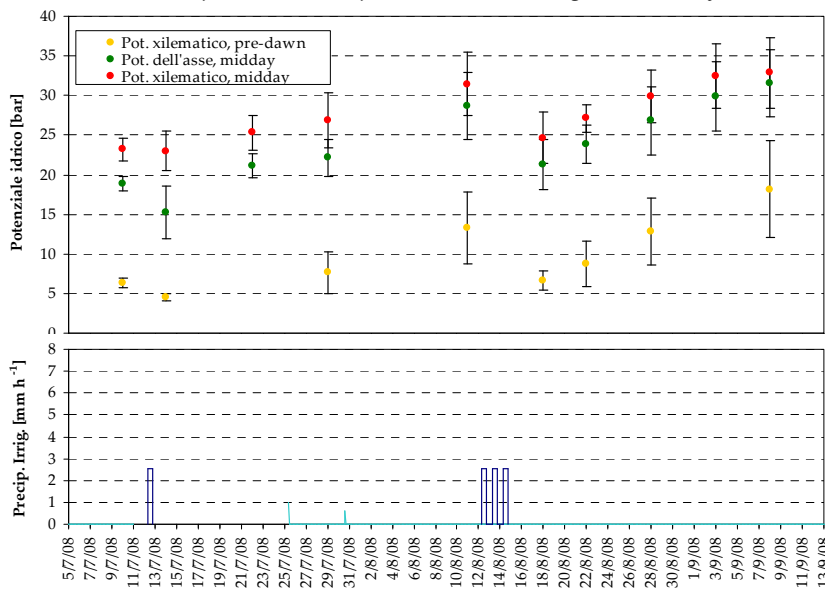


Figura 6.17 – Andamento per la stagione irrigua 2008 dei potenziali idrici dell'asse e di quelli misurati prima dell'alba (pre-dawn) ed a mezzogiorno (midday)



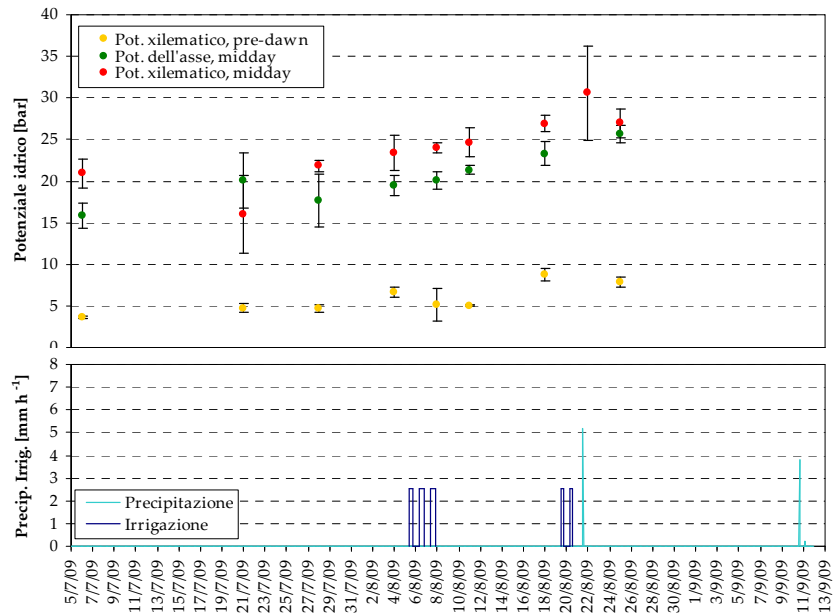


Figura 6.18 – Andamento per la stagione irrigua 2009 dei potenziali idrici dell'asse e di quelli misurati prima dell'alba (pre-dawn) ed a mezzogiorno (midday)

Utilizzando le misure di potenziale xilematico eseguite durante la stagione 2007, è stata effettuata un'indagine rivolta allo studio delle relazioni che intercorrono tra lo stato idrico della pianta e alcuni indici sintetici determinati sulla base delle firme spettrali acquisite in riflettanza, sia a scala di canopy, che di foglia. Una volta acquisite le firme spettrali, queste sono state elaborate al fine di ridurre il rumore presente all'interno del segnale. La procedura di filtraggio ha utilizzato le funzioni di convoluzione e le procedure dei minimi quadrati descritte da Savitzky e Golay (1967); per la scelta del grado del polinomio e della dimensione della finestra di smoothing dei dati si è fatto riferimento al lavoro di Rollin e Milton (1998), nella quale si esaminano gli effetti delle diverse convoluzioni sui risultati ottenuti in termini di spostamento delle lunghezze d'onda nei punti di massimo assorbimento, nonché gli effetti di diverse finestre di smoothing sulle correlazioni tra il contenuto idrico e gli indici calcolati a partire da firme spettrali grezze e filtrate attraverso l'uso di un numero di punti interpolazione pari a 5, 9, e 17. I grafici riportati in fig. 6.19 mostrano la variazione del coefficiente di correlazione al variare del numero di punti di interpolazione scelti per il processo di smoothing. A scala di canopy si osserva un miglioramento della correlazione solo per gli indici spettrali diretti, calcolati sulla base dei valori di riflettanza corrispondenti alla banda di assorbimento dell'acqua 970 nm. A scala fogliare non si sono riscontrate variazioni nella bontà di correlazione al variare della dimensione della finestra di smoothing.

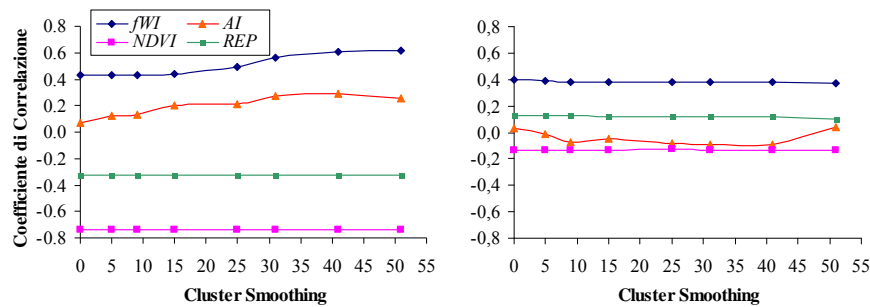


Figura 6.20 - Coefficiente di correlazione in funzione della variazione del numero dei punti di interpolazione sulle firme spettrali acquisite a scala di canopy (a sinistra) e di foglia (a destra)

Sulla base di tali risultati si è scelto pertanto di procedere con le elaborazioni a scala di canopy utilizzando firme spettrali filtrate su un cluster di 41 punti oltre che di utilizzare le firme spettrali grezze per le elaborazioni condotte a scala fogliare.

La fig. 6.19 riporta un esempio di firma spettrale acquisita in riflettanza a scala di canopy e filtrata attraverso la procedura di Savitzky-Golay utilizzando una finestra di 41 punti. Il particolare presente all'interno della stessa figura mostra come l'operazione di filtraggio migliora la qualità dello spettro.

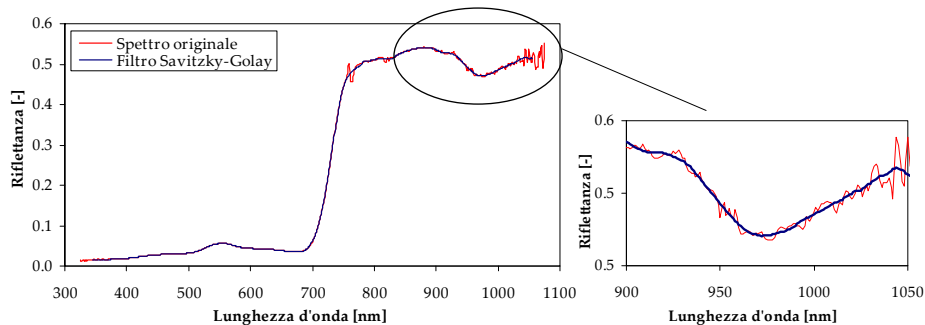


Figura 6.20 – Firma spettrale grezza e filtrata utilizzando una finestra di 41 punti

A livello di foglia gli indici spettrali non sono risultati sensibili alle variazioni dello stato idrico; infatti, nessuna correlazione tra i quattro indici spettrali e lo stato idrico della foglia è risultata statisticamente significativa.

Per gli indici vegetazionali, l'assenza di trend può essere spiegata tenendo conto della spiccata caratteristica xerofitica della foglia di olivo che le permette di tollerare forti livelli di stress, senza subire sostanziali modificazioni strutturali e nel contenuto in clorofilla. Per gli indici di stress idrico diretti, *fWI* e *AI*, valgono le stesse conclusioni ottenute da *Peñuelas et al.* (1993) e in particolare che la banda di assorbimento a 970 nm, nella quale si manifestano cambiamenti strutturali come la perdita di elasticità della parete della cellula, presentano variazioni solamente a seguito di avanzati stati di variazione del contenuto idrico fogliare. A supporto di tale conclusione si possono osservare le relazioni nelle quali vengono considerati solamente i

potenziali pre-dawn e midday. I grafici della fig. 6.21 mostrano le relazioni tra l'indice  $fWI$  ed i potenziali idrici xilematici considerati nel loro insieme (fig. 6.21a) e soltanto i cardinali (fig. 6.21b). Dall'analisi del grafico di fig. 6.21a si evince come il basso valore di  $R^2$ , dovuto al notevole scattering dei punti, precluda a possibilità che possa essere utilizzato per accertare uno stress idrico blando o compreso all'interno di range ristretti di potenziali. L'accertamento dello stress all'interno di un range di variazione più ampio risulta invece più significativo quando si considerano soltanto i potenziali xilematici, pre-dawn e midday, come mostra la bassa significatività dello statistico  $F$  ( $p < 0.001$ ) e l'alto valore di  $R^2$  (0.70).

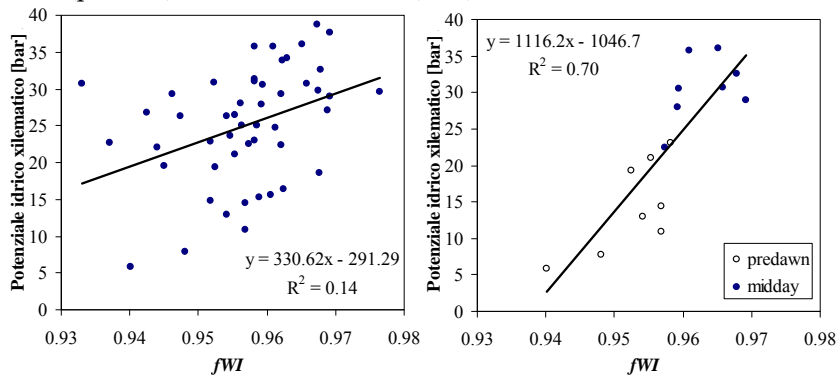


Figura 6.21 - Relazioni tra l'indice  $fWI$  e i potenziali idrici xilematici considerati nel loro insieme (a sinistra) o solamente i potenziali pre-dawn e midday (a destra)

La tab. 7.5 riporta l'analisi delle correlazioni ottenute tra i quattro indici calcolati sulla base delle firme spettrali acquisite a scala di canopy e lo stato idrico della pianta espresso in termini di potenziale idrico xilematico. Tra gli indici diretti, il  $fWI$  si è mostrato più sensibile rispetto all' $AI$ , mostrando un coefficiente di determinazione  $R^2$  di 0.37 ed un livello di significatività  $p < 0.001$ .

Tabella 7.5 - Analisi di regressione a scala di canopy tra indici spettrali e potenziale xilematico

Indice Spettrale	N	$R^2$	Signif. $p$	Coeff. Angolare	Intercetta
$fWI$	37	0.37	<0.001	268.06	-209.92
$AI$	37	0.08	0.041	211.49	-172.01
$NDVI$	37	0.55	<0.001	-305.08	277.66
$REP$	37	0.10	0.019	-2.63	1939.90
$fWI/NDVI$	37	0.63	<0.001	152.69	-137.87
$AI/NDVI$	37	0.46	<0.001	150.50	-146.26

Un miglioramento nella sensibilità sia dell'indice  $fWI$  che dell' $AI$ , è possibile se si esegue il rapporto tra gli stessi ed i relativi valori di  $NDVI$ . Tale procedura permette di tenere in conto le variazioni strutturali ed i

cambiamenti di colore dovuti alla perdita dei pigmenti che si verifica nella vegetazione sottoposta a condizioni di stress.

Analizzando più in dettaglio la sensitività dell'indice *NDVI* rispetto alle variazioni del potenziale idrico xilematico (fig. 6.22), è possibile notare come quest'ultimo risulti ben correlato con i potenziali idrici xilematici.

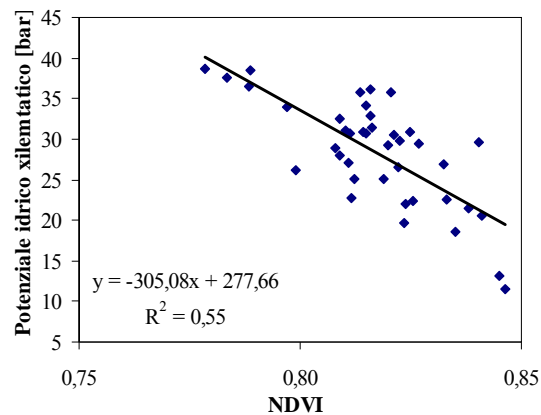


Figura 6.22 - Relazioni tra i valori dei potenziali idrici xilematici e l'indice *NDVI*

Più che ad una modificazione delle caratteristiche morfo-anatomiche a livello fogliare o ad una degradazione della clorofilla a seguito dell'evolversi dello stress, si ritiene che la relazione tra l'indice *NDVI* ed il potenziale xilematico  $\Psi_{xil}$  sia da imputare ai fenomeni di paraeliotropismo fogliare (Natali et al., 1999) che evolvono durante i periodi di

stress. In particolare, a seguito dell'insorgenza dello stress e quindi ad un aumento dei potenziali idrici fogliari, la pianta mette in atto strategie di difesa per superare il periodo di carenza idrica, riducendo l'angolo di inserzione fogliare sul germoglio, modificandone l'orientamento in modo da ridurre il carico radiativo nel corso della giornata. Si viene pertanto a modificare la distribuzione degli angoli fogliari della canopy e la conseguente diminuzione dell'*NDVI* si può imputare al maggior contributo da parte della superficie abassiale delle singole foglie che, riflettendo in maggior misura nelle lunghezze d'onda del rosso (640 nm) rispetto alla superficie adassiale, fa ridurre il numeratore ed aumentare il denominatore dell'equazione che consente la stima dell'*NDVI*.

## Bibliografia

Doorenbos, J. and A.H. Kassam 1979. Yield response to water. Irrigation and Drainage Paper n. 33. FAO, Rome, Italy, 193 pp.

Fiorino P. 2003. OLEA Trattato di olivicoltura. IL SOLE 24 ORE EDAGRICOLE

Natali S., C. Bignami, C. Cammilli, M. Muganu. 1999. Effect of water stress on leaf movement in olive cultivars. ISHS Acta Horticulturae 474: III International Symposium on Olive Growing

Peñuelas, J., I. Filella, C. Biel, L. Serrano, and R. Savé. The Reflectance at the 950-970 nm Region as an Indicator of Plant Water Status. *International Journal of Remote Sensing*, 1993, vol.14, pp. 1887-1905.

Rhizopoulou S., M. S. Meletiou-Christou and S. Diamantoglou. 1991. Water Relations for Sun and Shade Leaves of Four Mediterranean Evergreen Sclerophylls. *J. Exp. Bot.* 1991; 42: 627-635

Steduto P., Theodore C. Hsiao, Dirk Raes and Elias Fereres. 2009 *AquaCrop - The FAO Crop*

Strachan, I.B., E. Pattey, and J.B. Boisvert. Impact of nitrogen and environmental conditions on corn as detected by hyperspectral reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 2002. 80:213-224.



## **Risultati e discussioni: *Analisi della dinamica dei flussi evapotraspirativi e studio delle relazioni idriche nel sistema continuo SPA***

In questo capitolo sono analizzate le dinamiche dei flussi traspirativi effettivi dell'olivo, misurati attraverso la tecnica TDP, e di quelli evapotraspirativi, misurati attraverso lo scintillometro.

Sono inoltre riportati i principali parametri meteorologici che regolano la dinamica dei flussi e lo stato idrico del suolo espresso sia in termini di contenuto idrico medio,  $\theta_m$ , che come frazione di acqua disponibile per la traspirazione, *FTSW*.

Successivamente, sono discusse le relazioni idriche che intercorrono nel sistema continuo SPA, utilizzando i dati acquisiti nel corso della sperimentazione e descritti nei capitoli precedenti.

Un'analisi di dettaglio dei flussi evapotraspirativi effettivi ottenuti utilizzando la tecnica scintillometrica, è riportata nei grafici rappresentati nelle fig. 7.1a-c, che mostrano gli andamenti temporali dei flussi energetici a scala oraria misurati rispettivamente nei periodi 26-29 giugno, 14-17 luglio e 27-30 luglio, nel corso della stagione irrigua 2007.

Tali periodi sono stati considerati rappresentativi del periodo d'indagine sintetizzando l'intera variabilità osservata durante le 68 giornate di acquisizione e mostrando chiaramente il diverso comportamento della coltura prima e dopo l'irrigazione. Più dettagliatamente le misure effettuate a fine giugno (fig. 7.1a), con circa un mese di anticipo rispetto al primo intervento irriguo (25 luglio), indicano valori di flusso di calore latente compresi nell'intervallo 210÷250 W m<sup>2</sup>, cui corrispondono valori giornalieri di evapotraspirazione, compresi tra 2.0 e 2.4 mm d<sup>-1</sup>. Due settimane più tardi (fig. 7.1b) i flussi evapotraspirativi sono risultati inferiori di circa il 37% (1.0 ÷ 1.6 mm/d) rispetto a quelli stimati nel periodo precedente, evidenziando una riduzione dei flussi idrici. In seguito al primo intervento irriguo (25 luglio, fig. 7.1c), nel corso del quale è stato fornito un volume pari a circa 215 m<sup>3</sup> ha<sup>-1</sup>, si nota un incremento dei flussi evapotraspirativi.

A partire dalla stagione 2008, grazie alla presenza dei sensori di flusso di linfa installati su alcune piante rappresentative dell'intero oliveto, è stato eseguito un confronto tra i flussi traspirativi giornalieri della pianta e quelli evapotraspirativi acquisiti con lo scintillometro.

La fig. 7.2 mostra l'andamento dei flussi evapotraspirativi e traspirativi reali, unitamente alla domanda ambientale rappresentata dall'evapotraspirazione della coltura di riferimento.

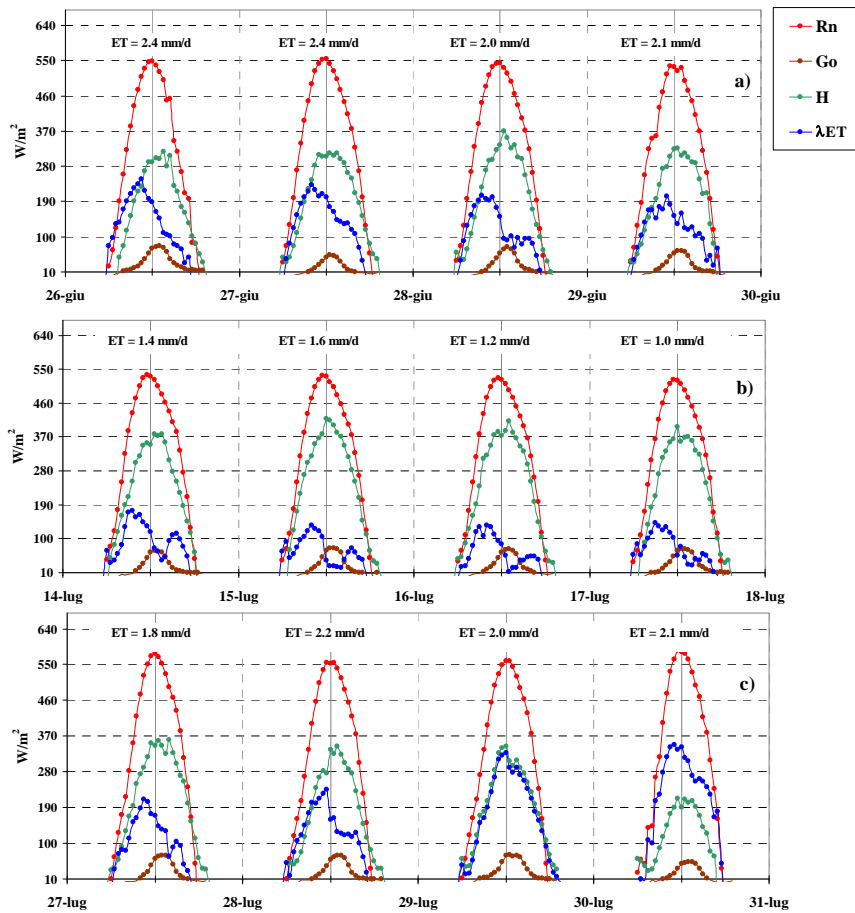


Figura 7.1a-c – Stagione irrigua 2007. Flussi energetici misurati con la tecnica scintillometrica e valori giornalieri di evapotraspirazione effettiva

L'upscaling dei flussi traspirativi è stato eseguito rapportando il volume di acqua giornaliero traspirato dalla pianta alla superficie dominata dalla stessa e rappresentata dal sesto d'impianto ( $40 \text{ m}^2$ ). Nello stesso grafico sono riportati i flussi evapotraspirativi della coltura di riferimento stimati attraverso il modello Penmann-Monteith. Dalla figura si osserva una progressiva riduzione della domanda evapotraspirativa dell'atmosfera da prima di agosto e da fine luglio rispettivamente per le stagioni irrigue 2008 e 2009.

La fig. 7.3 riporta le relazioni empiriche sia tra il flusso traspirativo effettivo che il flusso evapotraspirativo effettivo e l'evapotraspirazione della coltura di riferimento calcolata, seguendo la procedura descritta nel quaderno FAO 56. Dall'analisi della relazione  $T_a-ET_{ref}$ , caratterizzata da un  $R^2$  elevato (0.66), si evince come i flussi traspirativi dell'olivo sono più bassi rispetto a quelli corrispondenti alla coltura di riferimento e, mediamente, si attestano a circa il 15% della richiesta ambientale. Per quanto riguarda i flussi



evapotraspirativi reali misurati dallo scintillometro, la relazione osservata con  $ET_{ref}$  appare debole ( $R^2=0.13$ ).

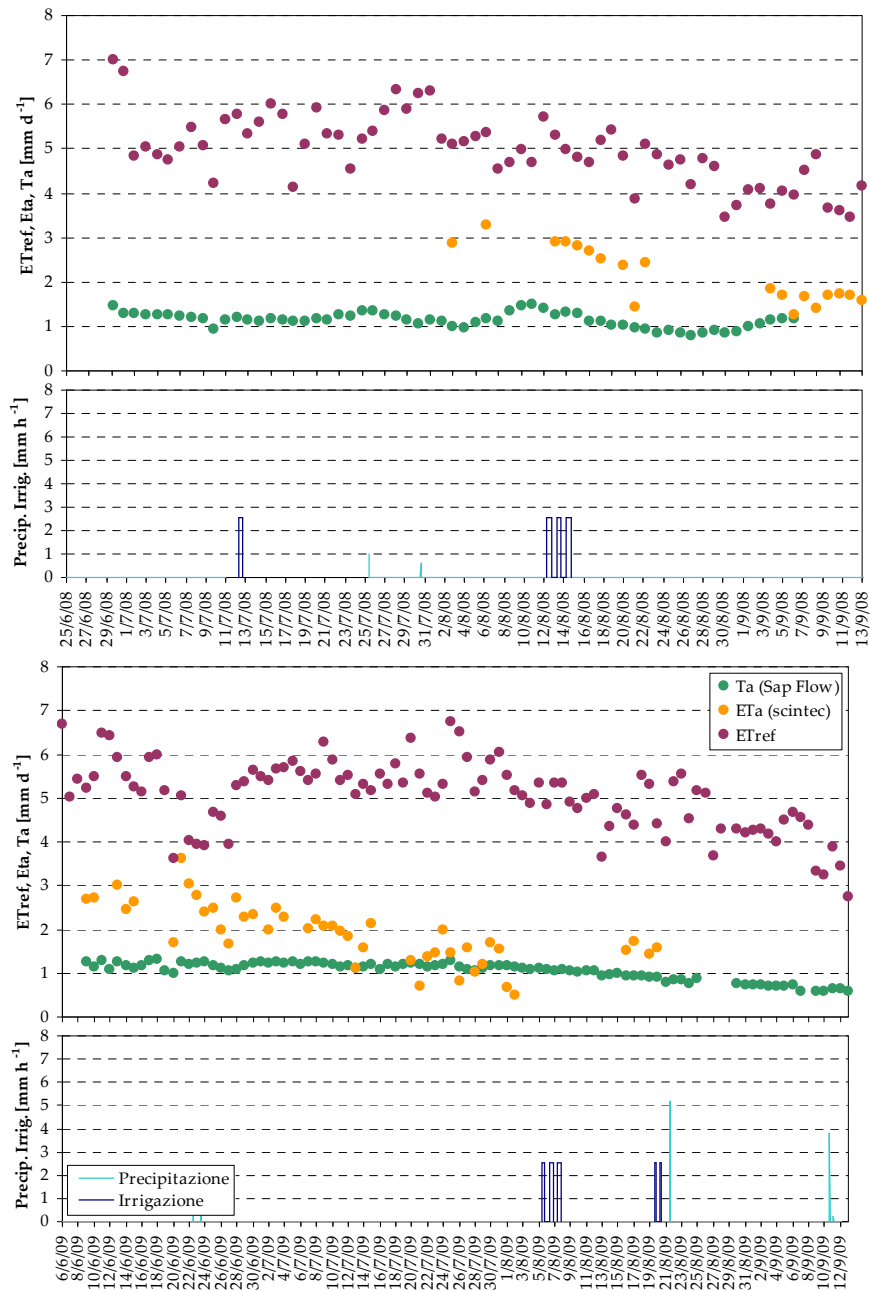


Figura 7.2 – Andamento dei flussi evapotraspirativi della coltura di riferimento e di quelli traspirativi dell'olivo, osservati per le stagioni irrigue 2008 e 2009. Vengono mostrati in basso gli apporti meteorici e da irrigazione

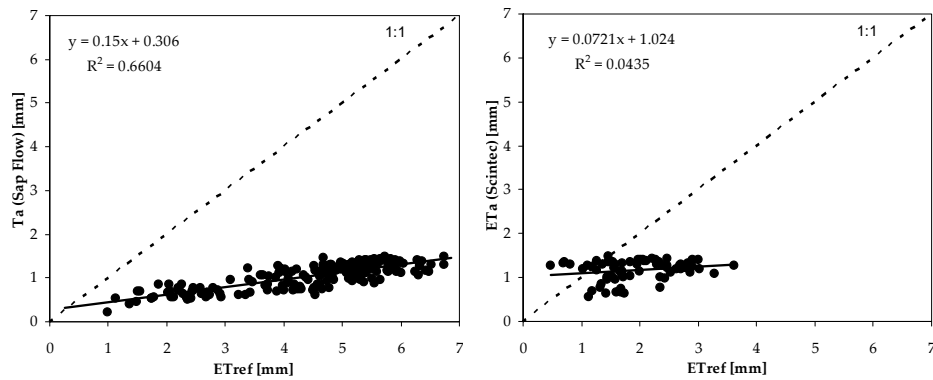


Figura 7.3 – Relazione tra i flussi effettivi e l'evapotraspirazione di riferimento stimata secondo il modello di Penmann-Monteith modificato FAO

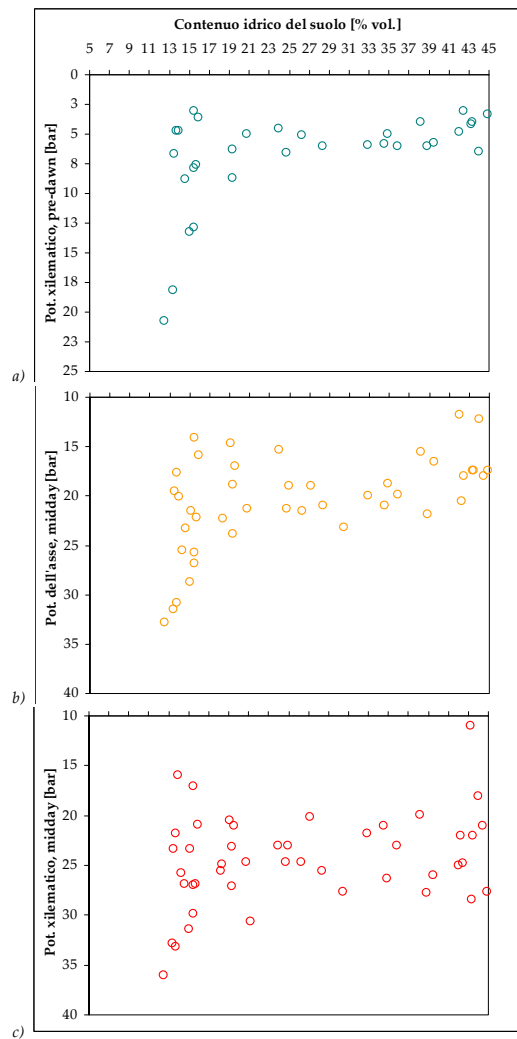


Figura 7.4a-c – Relazione tra i potenziali idrici misurati sulla pianta e lo stato idrico del suolo espresso in termini di contenuto idrico medio

I grafici di fig. 7.4a-c, riportano le coppie di punti che definiscono lo stato idrico del suolo, espresso in termini di contenuto idrico medio e quello della pianta espresso in termini di potenziale idrico. In particolare, analizzando le figg. 7.4a, 7.4b e 7.4c, i contenuti idrici del suolo, misurati con la tecnica FDR ed espressi come media pesata con il fattore densità radicale, sono legati in maniera non lineare con i potenziali idrici della pianta misurati all'alba (potenziale pre-dawn), nell'ora più calda del giorno (potenziale midday) e con quelli misurati sull'elemento vegetale insacchettato (potenziale dell'asse, midday).

Il potenziale pre-dawn, come descritto nel cap. 2, viene inteso come un indicatore del grado di recupero dello stato idrico massimo durante la notte. Dall'analisi del grafico 7.4a si osserva come, in condizioni di umidità del

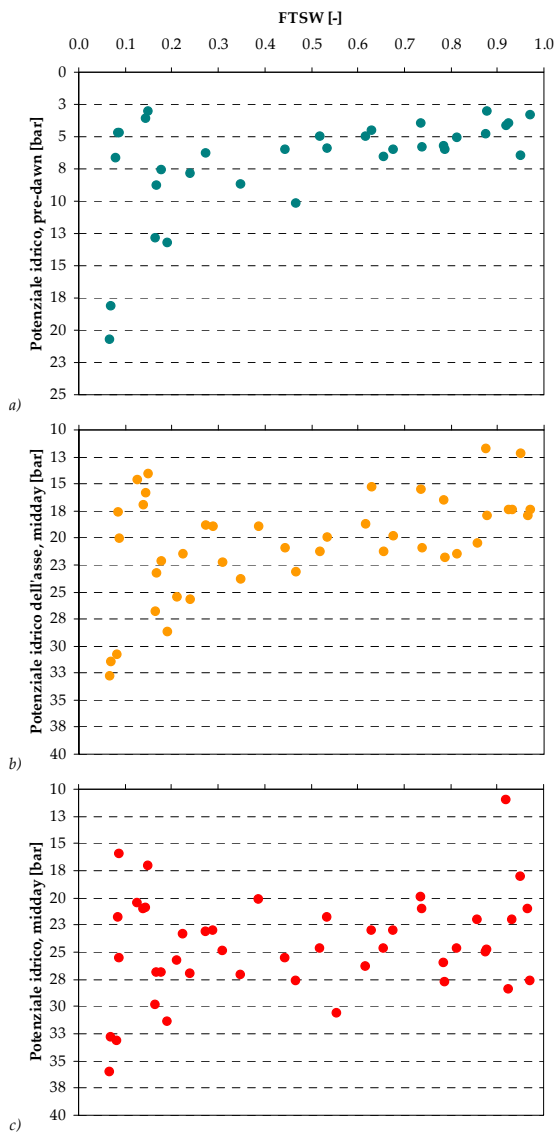


Figura 7.5a-c- *Relazione tra i potenziali idrici misurati sulla pianta e lo stato idrico del suolo espresso in termini di frazione di acqua traspirabile*

potenziali pre-dawn. Mediamente, il tratto ripido della relazione inizia a valori di contenuto idrico minori del 22%, corrispondenti a valori di potenziale dell'asse maggiori di 20 bar e potenziali matriciali del suolo maggiori di 1000 cm c. a.

Estendendo l'analisi in termini di frazione idrica del suolo traspirabile dalla pianta, FTSW, si osserva come l'olivo riesca a mantenere uno stato idrico ottimale fin quando tale frazione risulta maggiore o uguale al 30% dell'acqua totale disponibile per la traspirazione. Valori soglia di FTSW del 40% indicano

suolo superiori al 22%, il potenziale idrico di base si mantiene mediamente pari a 5 bar, un valore analogo a quello ricavato da Dettori (1989) e che si può intendere come una condizione di assenza di stress per le piante di olivo. Per contenuti idrici inferiori al valore critico del 22% invece, il potenziale idrico di base aumenta più rapidamente rispetto ai potenziali matriciali dell'acqua nel suolo, fino a raggiungere valori estremi di circa 21 bar quando il suolo si trova ad un contenuto idrico del 13.0%. In corrispondenza di tale contenuto idrico il suolo si trova ad un valore di potenziale, stimato attraverso la curva di ritenzione idrica, di circa 24 bar.

Con riferimento ai potenziali idrici della pianta misurati nell'ora più calda a partire da elementi vegetali insacchettati (potenziale dell'asse), dall'esame della fig. 7.4c è possibile notare, un comportamento simile a quello già descritto per i

l'olivo come una pianta che riesce ad utilizzare, senza incorrere a stress, buona parte della riserva idrica totale.

### **Bibliografia**

Burgess S.S.O., Mark A. Adams, Neil C. Turner, Craig R. Beverly, Chin K. Ong, Ahmed A. H. Khan and Tim M. Bleby. 2001. An improved heat pulse method to measure low and reverse rates of sap flow in woody plants. *Tree Physiology* 21:589-598

Cohen Y., S. Moreshet, M. Fuches. 1987. Changes in hydraulic conductance of citrus trees following a reduction in wetted soil volume. *Plant, Cell & Environment*, Volume 10, Pages 53 - 57

Jarvis P. G.. 1976. The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 1976 vol. 273 no. 927 593-610

Tognetti, R., R. d'Andria, G. Morelli, D. Calandrelli and F. Fragnito. 2004. Irrigation effects on daily and seasonal variations of trunk sap flow and leaf water relations in olive trees. *Plant and Soil*, Volume 263, Number 1 / June, 2004

Wullschleger SD, Hanson PJ, Tschaplinski TJ (1998) Whole-plant water flux in understory red maple exposed to altered precipitation regimes. *Tree Physiol* 18:71-79

## Risultati e discussioni: Risposta dell'olivo al deficit idrico e validazione delle funzioni di stress

In questo capitolo, dopo aver approfondito la tematica inerente la risposta dell'olivo alla condizione di deficit idrico del suolo, vengono validate alcune funzioni di risposta della pianta alle condizioni di stress idrico già descritte nel capitolo 4.

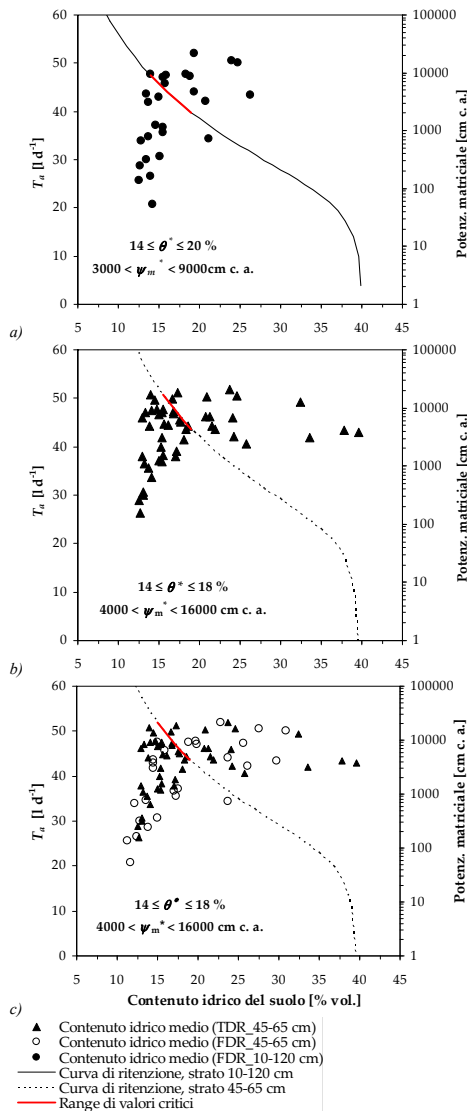


Figura 8.1a-c – Relazione tra la traspirazione effettiva,  $T_a$ , misurata direttamente sulla pianta e il contenuto idrico del suolo

Per la validazione delle funzioni di risposta dell'olivo, sono state utilizzate le misure di contenuto idrico del suolo ottenute con entrambe le tecniche, FDR e TDR, ed i corrispondenti valori del potenziale idrico matriciale.

Una prima analisi ha riguardato lo studio delle relazioni tra i flussi traspirativi reali,  $T_a$ , misurati direttamente sulla pianta, ed il contenuto idrico del suolo. In particolare, i valori del contenuto idrico riportati in fig. 8.1a sono quelli ottenuti pesando, in funzione della densità radicale, i valori misurati lungo l'intero profilo con la tecnica FDR. Nella fig. 8.1b i valori sono quelli relativi allo strato di suolo 45÷65 cm in corrispondenza dei gocciolatori (sonde dell'allineamento A, serie INF. mostrati in fig. 5.11), ottenuti con la tecnica TDR.

Nella fig. 8.1c infine sono riportati tutti i valori del contenuto idrico misurati con le due tecniche alla profondità 45÷65 cm. All'interno dei grafici sono riportate anche le curve di ritenzione idrica corrispondenti ai diversi strati di suolo ai quali è riferita la misura di contenuto

idrico. L'uso di tali curve permette il passaggio dai valori di contenuto idrico ai rispettivi valori di potenziale matriciale del suolo.

Dall'analisi dei grafici si evince che la relazione tra la traspirazione della pianta e il contenuto idrico del suolo segue un duplice comportamento. In particolare, i valori più elevati dei consumi traspirativi si verificano fino ad un range di valori critici,  $\theta^*$ , individuati dal tratto evidenziato in rosso sulla curva di ritenzione idrica, variabile tra il 14 e il 20% quando si considera i valori dei contenuti idrici del suolo come media dell'intero profilo investigato con il metodo FDR, e tra il 14 e il 18% quando si considera lo stato idrico dello strato di suolo pari a 45-65 cm di profondità. Quando si utilizza l'intero set di dati di umidità, il range di contenuti idrici critici varia tra il 14 ed il 18%. Naturalmente, in termini di potenziale matriciale del suolo,  $\psi_m^*$ , l'intervallo di variazione del range di valori critici è ben più ampio, poiché lo stato idrico critico per la pianta ricade nel tratto esponenziale della curva di ritenzione.

Quando i valori del contenuto idrico del suolo risultano inferiori al range critico, si attiva una condizione di deficit che si traduce in una diminuzione dell'attività traspirativa della pianta. Le coppie di dati che descrivono tale processo sembrano seguire un andamento di tipo lineare. Come conseguenza del fatto che non è stato possibile raggiungere una condizione di forte stress idrico, quindi con attività traspirativa molto ridotta, non è possibile trarre conclusioni sul comportamento della pianta in condizioni di deficit idrico severo.

Un'analisi più dettagliata per descrivere la dinamica dello stress idrico per la coltura dell'olivo e soprattutto per individuare le condizioni critiche di contenuto idrico del suolo, può essere eseguita considerando le relazioni che intercorrono tra lo stato idrico del suolo e quello della pianta. In particolare riprendendo le relazioni osservate nel capitolo precedente, tra il contenuto idrico del suolo e i potenziali idrici xilematici della pianta, è possibile individuare i due punti critici delle funzioni di stress: la condizione di stato idrico del suolo al di sotto del quale nella pianta insorgono condizioni di stress, ed il punto di massimo stress in corrispondenza del quale è plausibile che la pianta si trovi in uno stato idrico minimo assoluto. A tale scopo, il valore di contenuto idrico critico sotto al quale insorge la condizione di stress idrico, è stato determinato per via analitica, calcolando il punto di intersezione tra le due rette che interpolano rispettivamente le coppie di valori potenziale xilematico-contenuto idrico che descrivono la condizione di assenza di stress, e quelle in cui lo stato idrico della pianta risulta fortemente dipendente dal contenuto idrico del suolo. Mentre appare semplice l'individuazione del dominio di valori di contenuto idrico all'interno del quale la pianta si trova in una condizione di assenza di stress, difficile è descrivere il dominio di valori che esplicita la condizione di stress.

Questa difficoltà è legata a quelle coppie di valori localizzati nella zona di transizione e che rispecchiano una condizione di assenza di stress quando lo

stato idrico del suolo risulta essere limitante. Questo comportamento si pensa possa essere legato ai fenomeni di aggiustamento dei potenziali idrici xilematici, che si attivano quando la pianta permane in condizioni di deficit. Tuttavia è stato osservato che i suddetti punti anomali poco influiscono sul risultato finale. La fig. 8.2 riporta le relazioni tra lo stato idrico del suolo espresso in termini di contenuto idrico medio e i valori di potenziale idrico xilematico pre-dawn (8.2a) e dell'asse misurato a mezzogiorno (8.2b).

La prima analisi, eseguita, sui potenziali idrici xilematici misurati all'alba, ha evidenziato che il valore critico di contenuto idrico del suolo si localizza tra il 18 ed il 20%.

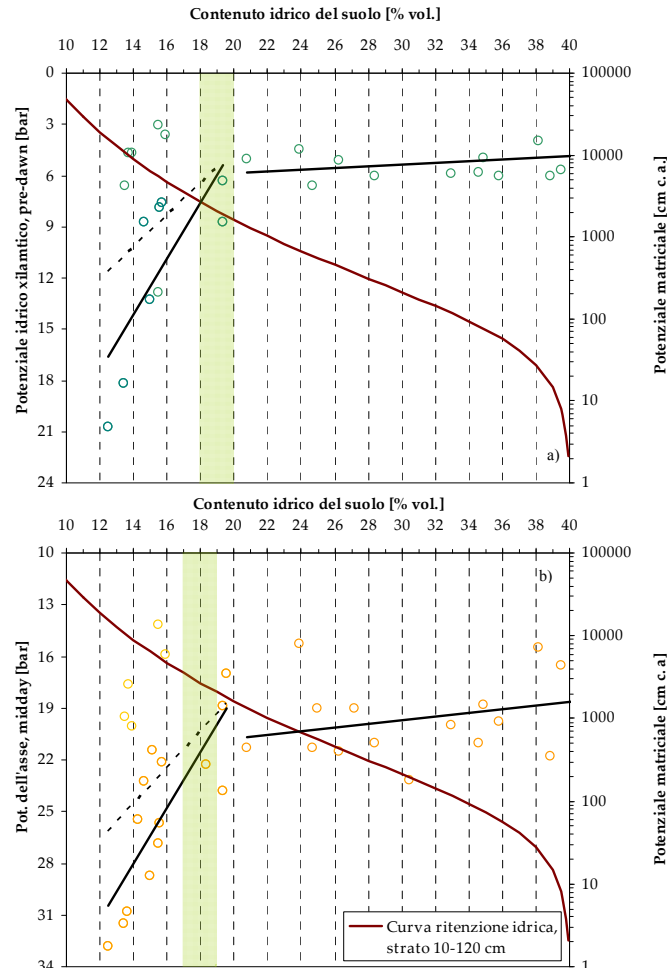


Figura 8.2 - Determinazione dei valori critici del contenuto idrico del suolo. Sono mostrate le rette interpolari dalla cui intersezione è stato ricavato il contenuto idrico critico che segna il passaggio alla condizione di stress. La retta tratteggiata tiene conto di tutti i dati del dominio che descrive lo stress. Il tratto di grafico evidenziato rappresenta la zona in cui ricade il contenuto idrico del suolo al di sotto del quale inizia la condizione di stress

Quando si considerano i potenziali idrici dell'asse, tale range muove tra il 17 ed il 19%. Essendo i potenziali idrici dell'asse indipendenti dalla condizione atmosferica al momento della misura, si può concludere che tale stima appare più robusta. I valori di potenziale matriciale del suolo corrispondenti ai valori critici di contenuto idrico prima descritti, oscillano approssimativamente tra 3000 e 5000 cm c. a. Per quanto attiene la stima del punto di estremo stress, in cui è ragionevole ipotizzare che la pianta si trovi in uno stato idrico minimo assoluto, è stato scelto il valore di contenuto idrico del suolo corrispondente al massimo valore di potenziale idrico xilematico pre-dawn, coincidente con quello dell'asse osservato. A tale valore, che si attesta pari al 12.5%, corrisponde un potenziale idrico pre-dawn di circa 21 bar o un potenziale idrico dell'asse di 33 bar. In termini di potenziale matriciale, tale contenuto idrico corrisponde a circa 20000 cm c. a., un valore che appare ben più alto di quello che di solito viene considerato come punto di appassimento (15000 cm c. a.).

L'indice utilizzato per la schematizzazione delle funzioni di stress idrico è rappresentato dal rapporto,  $T_a/T_p$ , ottenuto dividendo il valore di traspirazione giornaliera effettiva,  $T_a$  [mm d<sup>-1</sup>], dedotta a partire dai dati rilevati attraverso la tecnica TDP (Granier, 1985), con il corrispondente valore potenziale,  $T_p$ , simulato attraverso il modello Monteith modificato da Jarvis (eq. 2.43).

Con riferimento al modello per il calcolo della traspirazione potenziale, è stato analizzato l'effetto sull'output degli errori strumentali legati alle variabili temperatura e umidità relativa dell'aria misurati nel corso della sperimentazione. Il sensore combinato temperatura-umidità dell'aria installato, era caratterizzato da un errore strumentale di  $\pm 0.1^\circ\text{C}$ , per quanto riguarda la termocoppia e del  $\pm 2\%$  e  $\pm 3\%$  per l'umidità relativa dell'aria, rispettivamente quando l'igrometro a polimero igroscopico misurava valori superiori o inferiori al 90%. L'errore relativo può pertanto essere valutato con l'espressione:

$$E_{rel} = \frac{V(+e) - V(-e)}{V(-e)}$$

nella quale  $V(+e)$  e  $V(-e)$  rappresentano rispettivamente i valori medi delle variabili analizzate, con l'aggiunta e la sottrazione dell'errore strumentale.

L'azione combinata delle due variabili è stata studiata attraverso il deficit di pressione di vapore che, tra l'altro, rientra nel modello di stima della traspirazione potenziale. Mentre l'effetto dell'errore dovuto al sensore termico è risultato trascurabile, ciò non può dirsi per l'umidità relativa dell'aria. La fig. 8.3a,b mostra, sulla base dei dati orari e medi giornalieri, la relazione tra l'errore relativo, calcolato sia in termini di VPD che di  $T_p$ , al variare dello stesso VPD.



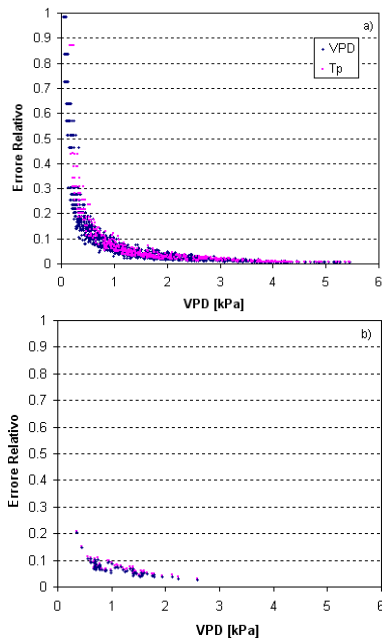


Figura 8.3 - Errore relativo calcolato in termini di VPD e  $T_p$  come funzione del deficit di pressione di vapore, sia con dati orari a) che medi giornalieri b)

Dall'analisi dei grafici si osserva come, per valori di VPD maggiori di circa 0.6 kPa gli errori si mantengono sotto il 10%, mentre i maggiori errori si verificano nelle ore e nelle giornate nelle quali la domanda atmosferica è bassa. La distribuzione e l'entità degli errori osservati in termini di VPD si propaga nello stesso modo negli output del modello che permette di stimare la traspirazione potenziale. Sulla base dell'analisi condotta e in accordo alla recente bibliografia sull'argomento (Ewers e Oren, 2000; Poyatos et al., 2005), è stato eseguito uno screening dei valori stimati di  $T_p$  rivolto a determinare ed eliminare quelli soggetti a grossolani errori strumentali. In particolare, per la determinazione della traspirazione relativa, sono state scelte le giornate in cui la domanda atmosferica, espressa in termini di VPD, risultasse maggiore di 0.6 kPa.

La fig. 8.4 descrive la dinamica temporale dell'indice di stress idrico  $T_a/T_p$  insieme a quella della domanda evapotraspirativa dell'ambiente, espressa in termini di deficit di pressione di vapore, dello stato idrico della pianta, espresso in termini energetici attraverso i potenziali idrici, e dello stato idrico del suolo espresso in termini di contenuto medio idrico del suolo. Nella stessa figura sono inoltre riportati gli apporti idrici naturali e irrigui.

Con riferimento alla stagione 2008, si nota che la traspirazione relativa,  $T_a/T_p$ , nella prima decade di luglio, assume valori intorno all'unità; pertanto la pianta soddisfa integralmente la domanda atmosferica. In questa condizione, sia il contenuto idrico del suolo che i potenziali xilematici si trovano rispettivamente al di sopra e al di sotto dei valori critici precedentemente individuati.

Durante il mese di agosto si osserva un incremento dell'indice  $T_a/T_p$  nei giorni immediatamente successivi all'intervento irrigui del 12/98/08 e una diminuzione quando i contenuti idrici del suolo iniziano a diminuire. Questa dinamica può essere spiegata considerando i valori del contenuto idrico del suolo passano da una condizione non limitante e pari a circa il 25% (18/08/08) ad una condizione limitante del processo traspirativo nella quale il contenuto idrico del suolo risulta inferiore al valore di soglia critica (<18%).

Durante il processo di essiccamento del suolo, i potenziali xilematici crescono. In particolare, con riferimento alle misure pre-dawn, il potenziale

xilematico cresce da un valore minimo pari a circa 5 bar misurato dopo l'adacquamento, espressivo di una condizione di assenza di stress, fino a un valore di poco inferiore a 20 bar.

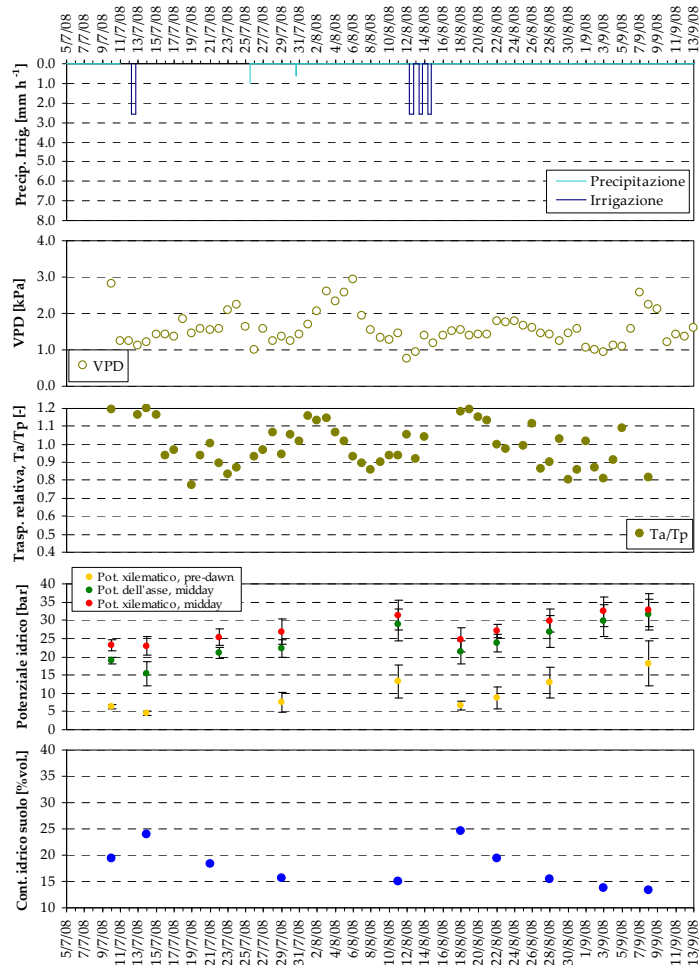


Figura 8.4 - Andamento della traspirazione relativa,  $T_a/T_p$ , della domanda ambientale espressa in termini di deficit di pressione di vapore, dei potenziali idrici xilematici e dei contenuti idrici del suolo, durante la stagione 2008

Con riferimento alla stagione 2009, come si può osservare dall'esame di fig. 8.5. per tutto il mese di luglio, la traspirazione relativa risulta generalmente maggiore a 0.9, pur in presenza di condizioni di umidità del suolo limitanti. Questo comportamento può essere spiegato osservando i bassi valori dei potenziali idrici xilematici e ipotizzando che in questo periodo la pianta abbia messo in atto quei processi di aggiustamento osmotico che permettono di sopperire alle condizioni di deficit idrico del suolo. A partire dalla prima decade di agosto, invece, la riduzione graduale della traspirazione relativa può essere giustificata dall'azione concomitante della

riduzione dell'umidità del suolo, dell'aumento dei potenziali xilematici e dalla diminuzione della richiesta evapotraspirativa ambientale. Tale ultimo effetto, non è direttamente osservabile dall'analisi del deficit di pressione di vapore, ma risulta chiaramente dall'esame della fig. 7.2.

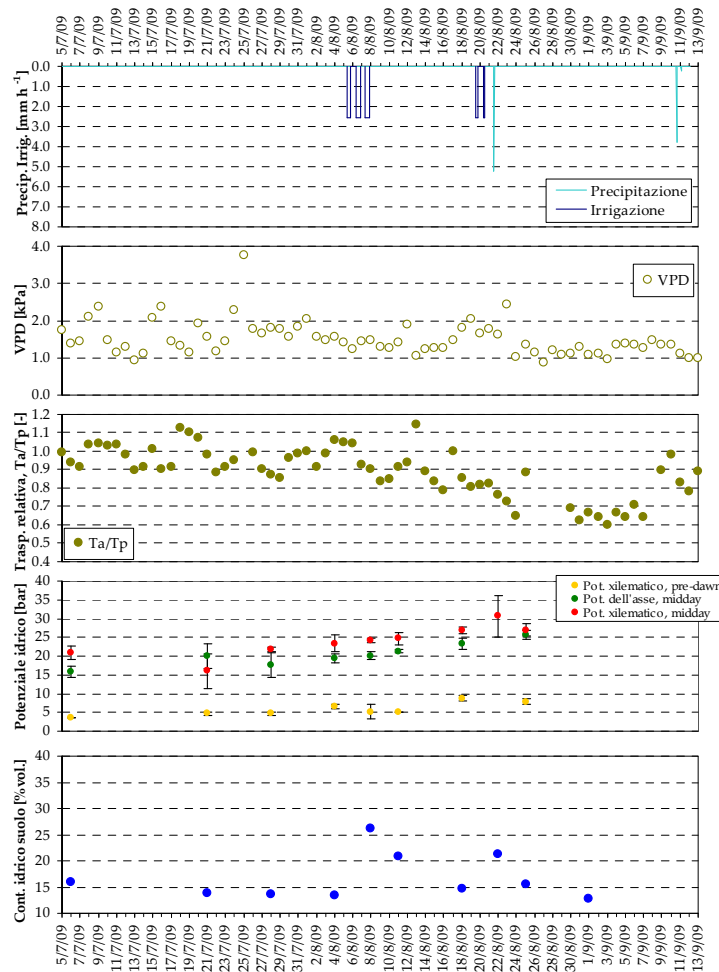


Figura 8.5 - Andamento della traspirazione relativa,  $T_a/T_p$ , della domanda ambientale espressa in termini di deficit di pressione di vapore, dei potenziali idrici xilematici e dei contenuti idrici del suolo, durante la stagione 2009

I dati di traspirazione relativa ottenuti sono stati utilizzati per validare le funzioni di stress idrico della categoria a schematizzazione macroscopica, già descritte nel capitolo 4. In considerazione del fatto che il set di dati sperimentali ottenuti, non include condizioni eco-fisiologiche di stress estremo, la parametrizzazione non è stata eseguita per via analitica, ma sulla base dell'analogia con le relazioni tra il potenziale idrico xilematico e lo stato idrico del suolo descritte nel presente capitolo. In particolare i valori critici

dello stato idrico del suolo, necessari per la parametrizzazione dei modelli formulati con le equazioni 4.1÷4.4, sono rappresentati dal valore del potenziale matriciale al di sotto del quale si verifica la condizione di stress,  $h_3$  o  $h^*$ , di quello al punto di appassimento o alla condizione di massimo stress,  $h_4$  o  $h_{max}$ , e del valore di potenziale matriciale,  $h_{50}$ , al quale corrisponde un coefficiente di riduzione della traspirazione  $\alpha(h)$  pari a 0.50. Una volta impostati tali parametri nei modelli, i coefficienti  $a$  ed  $p$  che compaiono nelle diverse equazioni esaminate sono stati ottenuti attraverso un procedura iterativa che minimizza le differenze tra i dati di traspirazione relativa osservati e quelli stimati attraverso i diversi modelli considerati.

Tabella 8.1 - Parametri usati per la validazione dei modelli 4.1 ÷ 4.4. Viene riportato il coefficiente di correlazione  $r$  e, tra parentesi, la significatività statistica

Eq.	Formulazione matematica	$h_3$ o $h^*$ [m]	$h_4$ [m]	$h_{50}$ [m]	$h_{max}$ [m]	$\omega$	$a$	$p$	$r$
4.1	$\alpha(h) = \frac{h_i - h_4}{h_3 - h_4}$	40	200						0.63 (n. s.)
4.1 bis	$\alpha(h) = \left( \frac{h_i - h_4}{h_3 - h_4} \right)^a$	40	200				0.34		0.64 (0.05)
4.2	$\alpha(h) = \frac{1}{1 + \left( \frac{h_i}{h_{50}} \right)^p}$			152				4.284	0.65 (0.05)
4.3	$\alpha(h) = \frac{1}{1 + \left[ \frac{(h^* - h_i)}{(h^* - h_{50})} \right]^p}$	40		152				3.137	0.66 (0.05)
4.4	$\alpha(h) = \frac{1}{1 + \frac{(1 - \alpha_0)}{\alpha_0} \left[ \frac{(h^* - h_i)}{(h^* - h_{max})} \right]^p}$	40			200	0.15		4.388	0.66 (0.05)

Il valore critico del potenziale matriciale oltre il quale ha inizio la condizione di stress è stato fissato in 4000 cm c. a. La condizione massima di stress corrisponde a potenziali matriciali,  $h_4$  o  $h_{max}$ , di 20000 cm c. a. Come valore del parametro  $h_{50}$  è stato utilizzato il valore di potenziale matriciale pari a 15200 cm c. a.

La fig. 8.6 riporta l'adattamento dei modelli analizzati ai punti sperimentali osservati. La tab. 8.1 riassume, per ciascun modello, i valori critici dei potenziali matriciali impostati, i più probabili valori dei coefficienti

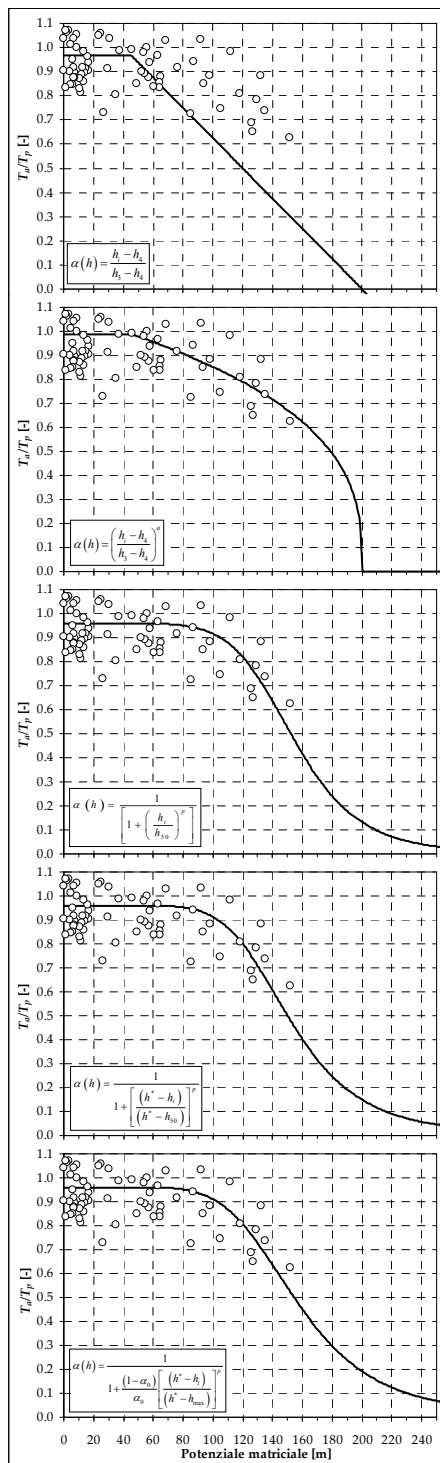


Figura 8.6 – Adattamento dei modelli di stress idrico alle coppie di valori  $(h; T_a/T_p)$

$a$  ed  $p$  ed il coefficiente di correlazione,  $r$ , tra i dati osservati e quelli stimati. Dall'analisi della tab. 8.1 si osserva che il modello lineare non si adatta al set di dati osservati, presentando un coefficiente di correlazione statisticamente non significativo. La performance della schematizzazione lineare potrebbe migliorare qualora si considerasse un valore di  $h_3$  maggiore di quello osservato (4000 m) e pari all'incirca a 8000 cm c. a.

Il modello 4.1bis, derivato dal modello lineare 4.1 introducendo l'esponente  $a$ , presenta una buona performance e riesce a descrivere con buona approssimazione la fase iniziale del processo di riduzione della traspirazione.

I modelli propriamente non lineari, 4.2 ÷ 4.4, mostrano una performance simile e tra questi il 4.2, in considerazione della maggiore semplicità, appare preferibile.

A conclusione di questa analisi, si può affermare che i modelli non lineari si prestano meglio di quelli lineari nel descrivere la relazione tra l'indice di stress idrico ed il potenziale matriciale per la coltura dell'olivo. La forma convessa assunta dal tratto che descrive lo stress fa capire che al diminuire dello stato idrico del suolo il tasso di riduzione della traspirazione aumenta sempre più al crescere del potenziale matriciale.

Il modello 4.7 è stato validato utilizzando come indicatore dello stress sia i potenziali idrici xilematici misurati all'alba (pre-dawn), che quelli dell'asse rilevati nell'ora più

calda della giornata. Questi sono stati inizialmente normalizzati rispetto agli estremi del codominio, in modo da assumere valori compresi tra 0 ed 1.

La deplezione relativa,  $D_{rel}$ , è stata determinata sul dominio dei valori di contenuto idrico del suolo che esplicitano la condizione di stress idrico. In particolare  $D_{rel}=0$ , coincide con quel valore di contenuto idrico del suolo al di sotto del quale inizia lo stress (18%), mentre  $D_{rel}=1$  si ha quando la condizione di umidità del suolo si trova al minimo assoluto (12.5%).

La parametrizzazione della 4.7, eseguita attraverso una procedura di calcolo iterativo, ha permesso di determinare l'unico parametro,  $f_{shape}$ , che è stato ottenuto minimizzando le differenze tra i valori osservati e stimati dell'indice di stress.

I grafici di fig. 8.7 riportano i risultati della validazione del modello 4.7, eseguita utilizzando sia i potenziali xilematici pre-dawn (fig. 8.7a), che quelli dell'asse rilevati nell'ora più calda (fig. 8.7b).

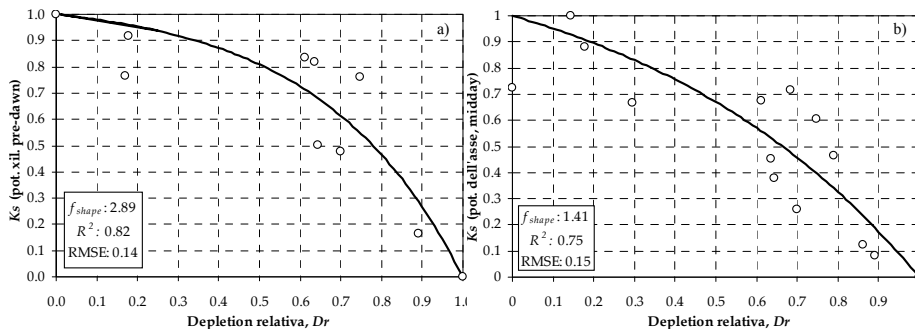


Figura 8.7 - Funzioni di stress idrico derivate dalle misure dei potenziali idrici xilematici e dell'asse attraverso l'ausilio dell'eq. 4.7

Analizzando i grafici si evince come esista un buon adattamento tra i dati osservati e quello stimati con l'eq. 4.7 con un errore, espresso in termini di RMSE, variabile tra 0.14 e 0.15. Il parametro  $f_{shape}$  è risultato diverso a seconda del tipo di indicatore di stress idrico utilizzato e pari rispettivamente a 2.89 e 1.41, a seconda che si considerino i potenziali xilematici pre-dawn o quelli dell'asse. Tale parametro di forma, come si può notare dai grafici, influenza il grado di convessità della curva e quindi l'entità della variazione del coefficiente di stress,  $K_s$ , in corrispondenza di variazioni unitarie della deplezione relativa,  $D_{rel}$ .

## Bibliografia

Ewers BE, Oren R (2000) Analysis of assumptions and errors in the calculation of stomatal conductance from sap flux measurements. *Tree Physiology* 20:579-590

Fernandez J. E. ; Palomo M. J. ; Diaz-Espejo A.; Clothier B. E.; Green S. R.; Giron I. F.; Moreno F.; 2001 Heat-pulse measurements of sap flow in olives for automating irrigation: tests, root flow and diagnostics of water stress. *Agricultural water management*, vol. 51, no2, pp. 99-123

Granier, A. 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. For. Sci.* Volume 42, Number 2, 1985 Page(s) 193 – 200.

Granier, A. 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiology* 3:309–320.

Laio F., A. Porporato, L. Ridolfi, and I. Rodriguez-Iturbe. 2001. Plants in water-control-led ecosystems: Active role in hydrological processes and response to water stress. II Probabilistic soil moisture dynamics, *Adv. Water Res.*, 24(7), 707-723.

Nuzzo V., C. Xiloyannis, B. Dichio, G. Montanaro, G. Celano. 1997. Growth and yield in irrigated and non-irrigated olive trees cultivar Corotina over four years after planting. *ISHS Acta Horticulturae* 449: II International Symposium on Irrigation of Horticultural Crops

Orgaz F., e Fereres E., 1997. Riego. In Barranco D., Fernández-Escobar R., Rallo L. (ed): *El cultivo del olivo.*, 261-280.

Poyatos R, Llorens P, Gallart F. 2005. Transpiration of montane *Pinus sylvestris* L. and *Quercus pubescens* Willd. forest stands measured with sap flow sensors in NE Spain. *Hydrol Earth Syst Sci* 9:493–505.





# Risultati e discussioni: *Applicazione e validazione dei modelli di bilancio idrico FAO 56 e SWAP*

## Premessa

Nel presente capitolo sono descritti i risultati ottenuti dall'applicazione dei modelli di bilancio idrico, FAO 56 e SWAP. Con riferimento alle stagioni irrigue 2007 e 2008, è stata eseguita la parametrizzazione dei modelli sulla base delle indicazioni dedotte attraverso le indagini di pieno campo descritte nei precedenti capitoli. Successivamente, è stata condotta la validazione degli stessi modelli, mediante confronto dei dati simulati con quelli sperimentali; in particolare, tale confronto ha riguardato tre grandezze, l'umidità del suolo, i consumi di evapotraspirazione e quelli traspirativi.

### 9.1 Parametrizzazione dei modelli SWAP e FAO 56

Al fine di confrontare il modello SWAP e il modello FAO, si è proceduto impostando i parametri riguardanti i comparti suolo-pianta, e considerando i dati meteorologici per le stagioni 2007 e 2008. Innanzitutto, per quanto concerne il modello SWAP, lo spessore di suolo utile è stato suddiviso in 40 compartimenti (sub-layer), distribuiti in 4 "layer". Questi compartimenti si sviluppano in profondità fino a 185 cm, distribuendosi secondo una griglia che presenta maglie più fitte in superficie e più larghe in profondità, dove il flusso idrico è così lento da non richiedere un'analisi dettagliata. Ciascun compartimento è caratterizzato dai parametri idraulici del suolo che gli competono. L'altra importante parametrizzazione ha riguardato il modulo CROP del modello SWAP, e specificamente i parametri colturali relativi alla parte aerea, la canopy, e alla parte ipogea, le radici. A tale scopo, sono state utilizzate le misure sito-specifiche delle proprietà idrauliche del suolo e quelle relative alle più importanti variabili colturali ed eco-fisiologiche, come la distribuzione verticale del sistema radicale e dei valori critici di stato idrico del suolo che descrivono la funzione di stress.

Le tabb. 9.1 e 9.2 riportano i principali parametri di input per i modelli SWAP e FAO 56.

Una condizione di assenza di flusso al limite inferiore del profilo, è stata assunta per il modello SWAP (modulo *Water Transport*). Tale scelta è stata motivata dalla circostanza che alla profondità di 120 cm, durante il periodo di sperimentazione, non sono mai state osservate variazioni significative dell'umidità del suolo, suggerendo la presenza di uno strato impermeabile. Per la scelta dei valori critici dei potenziali matriciali del suolo, al di sotto dei quali la pianta riduce il tasso traspirativo, si è fatto riferimento ai valori

ottenuti sperimentalmente e già descritti nel capitolo 8. Il parametro  $\psi_{vp}$  è stato invece assunto pari a 16000 cm c. a. valore massimo consentito dal codice di calcolo, malgrado i ricavati sperimentalmente concordino per un valore più alto, 20.000 cm c. a.

Tabella 9.1 - Parametrizzazione del modello SWAP. Con la sigla RDL (Root Density Length) è indicata la densità di lunghezza radicale

PARAMETRI SWAP		VALORI			
Valori critici della funzione di stress idrico [cm.c.a]	$\psi_{sat}$	-100			
	$\psi_{fc}$	-250			
	$\psi_{ph}$	-4000			
	$\psi_{pl}$	-4000			
	$\psi_{vp}$	-16000			
Profondità massima delle radici, $Z_{max}$ [cm]		100			
Distribuzione radicale		$Z_i/Z_{max}$	$RDL_i/RDL_{max}$		
		0	0.00		
		0.2	1.00		
		0.3	0.80		
		0.5	0.75		
		0.6	0.75		
		0.7	0.50		
		0.8	0.30		
	1	0.30			
Fattore di ricoprimento del suolo, $f_c$		0.41			
Coeff. culturale, $K_c$		0.60			
<b>Parametri idrologici del suolo</b>		<b>Layer 1</b>	<b>Layer 2</b>	<b>Layer 3</b>	<b>Layer 4</b>
	$\theta$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0.03	0.139	0.103	0.119
	$\theta$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0.4	0.444	0.4	0.41
	$K_{sat}$ [cm/d]	10	3	30	0.24
	$\alpha_{wG}$ [1/cm]	0.0104	0.118	0.0159	0.046
	$n$	1.838	2.128	1.548	1.487
	$\lambda$	0.442	0.53	0.354	0.315

Per quanto concerne il modello FAO, sono stati prescelti i parametri mostrati in tab. 9.2. Per il calcolo del fattore di deplezione, in luogo dei valori del parametro  $p$  tabulati nel quaderno FAO n. 56, si è utilizzato il dato sperimentale già descritto nel capitolo 8.

Al fine di istituire il confronto tra il modello SWAP e quello FAO, sono stati fissati alcuni valori di ingresso comuni ( $ET_{refr}$ , contenuto idrico iniziale e durata delle diverse fasi di sviluppo delle colture). In particolare, per quanto concerne la condizione iniziale di umidità, il profilo di umidità utilizzato per SWAP è stato integrato nel dominio di sviluppo dell'apparato radicale al fine di ottenere il valore medio dello stesso, da utilizzare per il modello FAO.

Poiché i parametri impostati nei modelli si riferiscono a valori medi relativi alla zona di pertinenza della pianta, i flussi traspirativi, misurati a

scala di singola pianta, sono stati rapportati all'area del sesto d'impianto (40 m<sup>2</sup>).

Tabella 9.2 - Parametrizzazione del modello FAO

PARAMETRI FAO- 56	VALORI	
Capacità di campo, $\theta_c$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0.40	
Punto di appassimento, $\theta_{wp}$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0.11	
Acqua tot. disp. per la pianta [mm/m]	187.6	
Capacità idrica utilizzabile TAW, [mm/m]	290	
Acqua tot. disp. per l'evap., TEW [mm]	32.2	
Acqua pront. disp. per l'evap., REW [mm]	9	
Coefficiente di deplezione, $p$ [% TAW]	70	
Fraz. di suolo bagnata, $f_{ew}$	0.2	
Coefficiente culturale di base	$K_{cb\ ini}$	0.60
	$K_{cb\ mid}$	0.60
	$K_{cb\ end}$	0.60
Altezza massima della coltura, $h_{crop}$ [m]	3.5	
Profondità massima radicale $Z_{msx}$ [cm]	100.0	

## 9.2 Applicazione e validazione dei modelli

Il periodo di simulazione, per ambedue gli anni di osservazioni, 2007 e 2008, è stato esteso dal 5 aprile al 31 dicembre.

La condizione iniziale di umidità del suolo, per il 2007, è stata ricavata ipotizzando una distribuzione idrostatica dei potenziali con punto di equilibrio a 150 cm (l'inizio delle simulazioni segue, infatti, una serie di eventi piovosi) e per il 2008, attraverso misure dirette in campo.

La fig. 9.1a-d. sintetizza i risultati delle simulazioni relative alla stagione 2007. In particolare la fig. 9.1a mostra l'andamento temporale dei flussi di evapotraspirazione simulati dai modelli e misurati con lo scintillometro nella finestra temporale 05/05/07 - 22/09/07, la fig. 9.1b e 9.1c riportano rispettivamente la dinamica dei profili di contenuto idrico del suolo e dei corrispondenti potenziali matriciali simulati con il modello SWAP. Infine, la fig. 9.1d riporta gli udogrammi simulati dai due modelli unitamente ai contenuti idrici misurati in campo.

Dall'esame della fig. 9.1a, si evince in primo luogo un discreto accordo tra i valori di ET acquisiti con la stazione scintillometrica e le stime ottenute con il modello SWAP; l'accordo risulta insoddisfacente con i valori ottenuti con l'approccio FAO 56, per i quali si riscontra una sovrastima nei periodi immediatamente seguenti gli interventi irrigui e una sottostima quando la riserva idrica inizia ad essere limitante. Quest'ultimo comportamento è evidente soprattutto nel periodo che va dal 01/8/07 fino alla seconda irrigazione (24/8/07).

In termini di contenuto idrico medio nello strato 20-70, il confronto, condotto a partire dal 19/7/07, fra i valori simulati e misurati è presentato attraverso gli udogrammi di fig. 9.1d. Il confronto evidenzia comunque un discreto accordo caratterizzato da valori di RMSE di 0.06 per il modello FAO e di 0.03 per il modello SWAP.

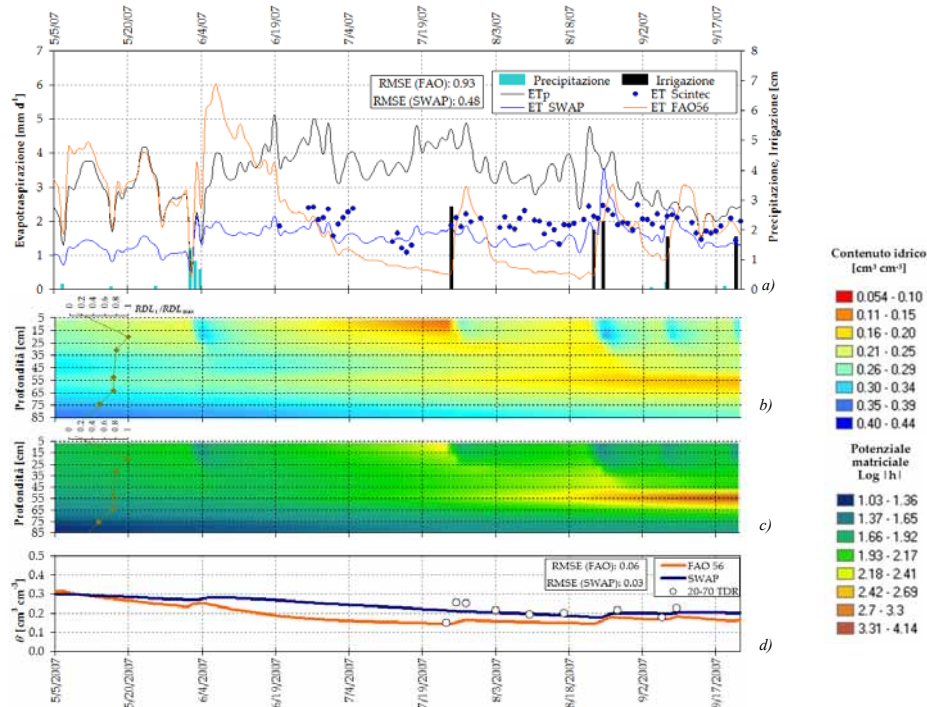


Figura 9.1 - Andamenti temporali dei valori misurati e simulati di evapotraspirazione, a), ET, e dei contenuti idrici del suolo, d). Sono inoltre riportati la distribuzione dell'apparato radicale in termini densità di lunghezza radicale normalizzata rispetto al massimo ( $RDL_i/RDL_{max}$ ), le dinamiche temporali dei contenuti idrici del suolo, b), e dei corrispondenti potenziali matriciali, c).

Con riferimento alla stagione 2008, grazie alla presenza delle misure di flusso linfatico, il confronto tra misure e previsioni dei modelli è stato esteso alla componente traspirativa. Nella fig. 9.2a-e, oltre alle serie temporali dei flussi evapotraspirativi e del contenuto idrico, sono riportati anche gli andamenti temporali del solo termine traspirativo misurato, attraverso sonde sap flow, e simulato dai modelli.

Anche per la stagione 2008, i flussi evapotraspirativi simulati dal modello SWAP hanno mostrato un miglior accordo rispetto a quelli restituiti dal modello FAO, che ha presentato lo stesso comportamento già descritto per il 2007. La buona performance del modello SWAP si evidenzia ancora analizzando l'andamento dei flussi traspirativi di fig. 9.2b.

Anche per il termine traspirativo, si osserva per il modello FAO una sovrastima nei periodi che subito seguono gli adacquamenti, e una sottostima quando iniziano le condizioni di stress.

La sovrastima osservata negli output dei flussi simulati con il modello FAO, è sicuramente sintomo della sua impostazione concettuale. La sottostima dei flussi, invece, può essere legata alla funzione di stress idrico implementata nel modello. Infatti, presentandosi di tipo lineare, restituisce già da subito alti valori del coefficiente di stress  $K_s$  e quindi permette un più rapido svuotamento del serbatoio con conseguente minor disponibilità di acqua per il processo traspirativo.

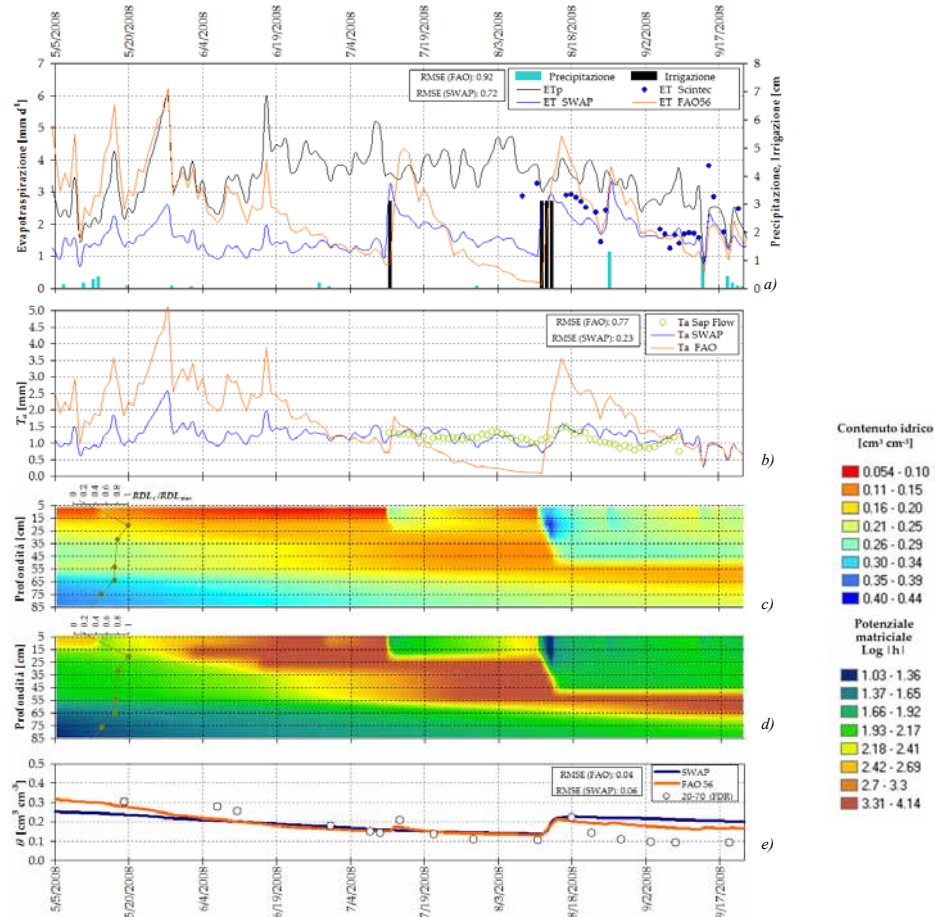


Figura 9.2 - Andamenti temporali dei valori misurati e simulati di a) evapotraspirazione, ET, b) traspirazione Ta b) e dei contenuti idrico del suolo e). Sono inoltre riportate la distribuzione dell'apparato radicale in termini densità di lunghezza radicale normalizzata rispetto al massimo ( $RDL_i/RDL_{max}$ ), le dinamiche temporali dei contenuti idrici c) e dei relativi potenziali matriciali del suolo d)



## Conclusioni

In questa tesi è stato affrontato il tema assai ampio e complesso della modellazione degli scambi idrici nel sistema continuo SPA, approfondendo, in particolare, gli aspetti connessi alla risposta della pianta di olivo alla condizione di deficit idrico.

L'ampia gamma di schematizzazioni matematiche che è possibile utilizzare per la descrizione degli effetti del deficit idrico sul grado di stress della pianta, è stata analizzata e validata su un ampio set di dati sperimentali acquisiti nel corso dei tre anni di osservazioni, 2007-09. Una prima approfondita indagine bibliografica è stata condotta al fine di stabilire i protocolli di misura dei principali indicatori dello stress idrico.

Le attività condotte nel corso dei tre anni di studio hanno permesso:

- la caratterizzazione agro-climatica del sito sperimentale;
- la determinazione delle proprietà idrauliche dei suoli ricadenti all'interno dell'azienda sperimentale;
- la determinazione di una serie di parametri biofisici della coltura investigata, tra i quali la distribuzione dell'apparato radicale, l'indice di aria fogliare (LAI), l'area conduttiva del tronco (sapwood) e la resistenza minima della canopy;
- la misura dello stato idrico del suolo mediante tecniche TDR e FDR;
- la misura dello stato idrico della pianta eseguita mediante i potenziali idrici xilematici misurati con la camera di Scholander;
- la misura dei flussi evapotraspirativi reali attraverso una stazione scintillometrica;
- la misura dei flussi traspirativi della pianta attraverso l'uso di misuratori dei flussi linfatici tipo Granier.

Una prima analisi ha avuto come obiettivo la stima dello stato idrico di piante di olivo a partire da misure di riflettanza acquisite sia a livello di singola foglia che di canopy, attraverso l'ausilio di uno spettrometro da campo. Come indicatore dello stato idrico della pianta si è scelto il potenziale idrico xilematico, misurato a scala bioraria attraverso l'ausilio della camera di Scholander. Sulla base delle firme spettrali acquisite mediante lo spettrometro da campo, sono stati calcolati indici che indagano direttamente lo stato idrico della pianta, quali il "floating Water Index" (*fWI*) e "Absorption Index" (*AI*) e indici che permettono di monitorare gli stress cronici legati indirettamente allo stato idrico stesso, in quanto sensibili ad una degradazione progressiva dei pigmenti fotosintetici, quali il "Normalized Difference Vegetation Index" (*NDVI*) ed il "Red Edge Position" (*REP*).

Le correlazioni ottenute tra i quattro indici spettrali e lo stato idrico della foglia non hanno mostrato significatività nella regressione, dimostrando che a questa scala gli indici spettrali considerati non sono sensibili alle variazioni dello stato idrico. Con riferimento all'indice *fWI*, l'accertamento dello stress all'interno di un range di variazione dei potenziali più ampio, ottenuto considerando solamente i potenziali idrici pre-dawn e midday, risulta invece significativo.

A scala di canopy, un miglioramento nella sensibilità sia dell'indice *fWI* che dell'*AI*, è possibile se è considerato il rapporto tra gli stessi ed i relativi valori di *NDVI*. La buona correlazione tra quest'ultimo indice e lo stato idrico della pianta è da imputare ai fenomeni di parieliotropismo fogliare che, modificando la distribuzione degli angoli fogliari a livello di canopy, fa aumentare il contributo da parte della superficie abassiale delle singole foglie che, essendo più chiare, riflettono in maggior misura nelle lunghezze d'onda del rosso rispetto alla superficie adassiale.

La relazione tra la traspirazione della pianta e il contenuto idrico del suolo segue un duplice comportamento. In particolare, i più alti valori dei consumi traspirativi ( $45-55 \text{ l d}^{-1}$ ) si verificano fino ad un range di valori critici,  $\theta^*$ , variabile tra 14 e 18%. In termini di potenziale matriciale del suolo,  $\psi_m^*$ , l'intervallo di variazione del range di valori critici è ben più ampio, poiché lo stato idrico critico per la pianta ricade nel tratto iniziale, più ripido, della curva di ritenzione. Quando lo stato idrico del suolo scende al di sotto del range critico, si attiva una condizione di deficit idrico, che si traduce in una diminuzione dell'attività traspirativa della pianta. Le coppie di dati che descrivono tale processo sembrano seguire un andamento di tipo lineare.

Un'analisi più dettagliata rivolta a individuare i due punti critici delle funzioni di stress, è stata eseguita considerando le relazioni che intercorrono tra lo stato idrico del suolo e quello della pianta, espresso in termini energetici attraverso la misura dei potenziali idrici xilematici. Il valore di contenuto idrico critico sotto al quale insorge la condizione di stress idrico, è stato determinato per via analitica, calcolando il punto di intersezione tra le due rette che interpolano rispettivamente le coppie di valori potenziale xilematico-contenuto idrico che descrivono condizioni di assenza di stress, e quelle in cui lo stato idrico della pianta risulta fortemente dipendente del contenuto idrico del suolo. La prima analisi, eseguita sui potenziali idrici xilematici misurati all'alba, ha evidenziato che il valore critico di contenuto idrico del suolo è compreso tra il 18 ed il 20%, mentre, quando si considerano i potenziali idrici dell'asse, si ottengono valori compresi tra il 17 ed il 19%. Essendo i potenziali idrici dell'asse indipendenti dalla condizione atmosferica al momento della misura, si può concludere dicendo che tale stima appare più robusta. A questi contenuti idrici del suolo corrispondono valori di potenziale matriciale variabile tra 3000 e 5000 cm c. a. Il contenuto idrico del suolo che caratterizza la condizione di massimo stress è stato valutato pari a circa il 12.5%, che, nella



situazione esaminata, corrisponde a un potenziale idrico pre-dawn di circa 21 bar o un potenziale idrico dell'asse di 33 bar. In termini di potenziale matriciale, tale contenuto idrico corrisponde a circa 20000 cm c. a., un valore che appare ben più alto di quello che, per altre colture, viene considerato come punto di appassimento (15000 cm c. a.).

Alcune funzioni di stress idrico, tutte appartenenti alla categoria a schematizzazione macroscopica, sono state validate utilizzando come indicatore di stress idrico i valori della traspirazione relativa,  $T_a/T_p$ , ottenuta dividendo il dato di traspirazione giornaliera reale con quello potenziale. In considerazione del fatto che il set di dati sperimentali ottenuti, non include condizioni eco-fisiologiche di stress estremo, la parametrizzazione non è stata eseguita per via analitica, ma istituendo un parallelismo con i risultati dell'analisi delle relazioni tra potenziale idrico xilematico e stato idrico del suolo. Da tale analisi è risultato che il valore critico del potenziale matriciale oltre il quale ha inizio la condizione di stress è di 4000 cm c. a., mentre la condizione massima di stress corrisponde a potenziali matriciali,  $h_4$  o  $h_{max}$ , di 20000 cm c. a. Come valore del parametro  $h_{50}$  è stato utilizzato il valore di potenziale matriciale pari a 15200 cm c. a.

La schematizzazione lineare proposta per la prima volta da Feddes et al. (1978) per la descrizione dello stress idrico mal si adatta al set di dati osservati, presentando un coefficiente di correlazione statisticamente non significativo. Tuttavia, è stato osservato che la performance della schematizzazione lineare potrebbe migliorare qualora si consideri un valore di  $h_3$  maggiore di quello osservato (4000 cm c. a.) e pari all'incirca 8000 cm c. a. La variante non lineare del modello di Feddes presenta una buona performance e riesce a descrivere con buona approssimazione la parte iniziale del tratto che traduce il processo di riduzione della traspirazione.

I modelli propriamente non lineari hanno mostrato performance simili e tra questi quello a due parametri proposto da van Genuchten, in considerazione della maggiore semplicità, appare preferibile.

I migliori risultati sono stati ottenuti utilizzando il modello non lineare proposto dalla FAO per il nuovo software applicativo, AQUACROP (Steduto, 2009). Tale modello è stato validato, utilizzando come indicatore dello stress sia i potenziali idrici xilematici misurati all'alba (pre-dawn), che quelli dell'asse rilevati nell'ora più calda della giornata. La deplezione relativa,  $D_{rel}$ , è stata determinata sul dominio dei valori di contenuto idrico del suolo che esplicitano la condizione di stress idrico. In particolare  $D_{rel}=0$ , coincide con quel valore di contenuto idrico del suolo al di sotto del quale inizia lo stress (18%), mentre  $D_{rel}=1$  si ha quando la condizione di umidità del suolo si trova al minimo assoluto (12.5%). La parametrizzazione del modello, eseguita attraverso una procedura di calcolo iterativo, ha permesso di determinare l'unico parametro,  $f_{shape}$ , che è stato ottenuto minimizzando le differenze tra i valori osservati e stimati dell'indice di stress. Dall'analisi è stato osservato un

buon adattamento tra i dati osservati e quelli stimati (RMSE, stimato in circa 0.1), mentre il parametro  $f_{shape}$  è risultato diverso a seconda del tipo di indicatore di stress idrico utilizzato e pari rispettivamente a 2.89 e 1.41 a seconda che si considerino i potenziali xilematici pre-dawn o quelli dell'asse. I valori assunti dal parametro di forma fa si che i relativi modelli si presentino convessi e ciò significa che l'entità delle variazioni del coefficiente di stress,  $K_s$ , aumenti sempre più in corrispondenza di variazioni unitari della deplezione relativa,  $D_{rel}$ .

L'ultima attività condotta ha riguardato la validazione di due modelli di bilancio idrico del sistema continuo suolo-pianta-atmosfera (SPA): uno a fondamento fisico (SWAP) e l'altro semplificato (FAO), che si basa su una rappresentazione semplificata del comportamento dinamico del suolo come semplice serbatoio idrico. È stata eseguita pertanto la validazione degli stessi modelli mediante confronto misurato-simulato dei regimi di umidità del suolo, dei flussi evapotraspirativi, acquisiti con uno scintillometro, e di quelli traspirativi misurati direttamente sulla pianta utilizzando la tecnica sap-flow.

La fase di parametrizzazione dei modelli è stata eseguita sulla base delle indicazioni dedotte attraverso le indagini di pieno campo.

In termini di contenuto idrico medio nello strato 20-70 cm, il confronto fra i valori simulati dai due modelli e misurati in campo ha evidenziato un discreto accordo, caratterizzato da valori di RMSE di circa 0.05.

Dal confronto con i flussi evapotraspirativi, misurati con la tecnica scintillometrica, è stato osservato un discreto accordo con le stime ottenute con il modello SWAP. La buona performance del modello SWAP è emersa ancora quando è stato eseguito il confronto con i flussi traspirativi misurati direttamente sulla pianta.

Per quanto riguarda il raffronto tra i flussi simulati dal modello FAO 56 con quelli misurati, è stata osservata una tendenza alla sovrastima nei periodi immediatamente seguenti gli interventi irrigui, e alla sottostima in condizioni di stress. La sovrastima osservata negli output dei flussi simulati con il modello FAO, è sicuramente conseguenza della sua impostazione concettuale. La sottostima dei flussi, invece, può essere legata alla funzione di stress idrico implementata nel modello. Infatti, essendo questa di tipo lineare, restituisce già da subito alti valori del coefficiente di stress  $K_s$ , dando luogo a un più rapido svuotamento del serbatoio con conseguente minor disponibilità di acqua per il processo traspirativo.

