

ISC – Divisione Impatti sul Suolo e sulle Coste

Descrizione del modulo
TERRA_LM (per la valutazione
di temperatura e contenuto
d'acqua nel sottosuolo) del
modello meteorologico
COSMO_LM

Guido Rianna

Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici (CMCC)



Descrizione del modulo TERRA_LM (per la valutazione di temperatura e contenuto d'acqua nel sottosuolo) del modello meteorologico COSMO_LM

Sommario

L'obiettivo del presente report è l'approfondita descrizione del modello SVAT Terra_LM. I modelli SVAT tramite la risoluzione delle equazioni di conservazione della massa e di conduzione del calore tra suolo, vegetazione ed atmosfera, simulano i flussi di calore ed umidità all'interfaccia tra superficie del suolo ed atmosfera.

Essi hanno trovato negli ultimi anni notevole impiego nel campo della biofisica e dell'ecologia per la determinazione del comportamento della vegetazione al variare delle condizioni esterne, in accoppiamento con modelli di previsioni di piene od alluvione per la determinazione del contenuto volumetrico d'acqua iniziale all'interno del terreno ma soprattutto in campo meteorologico per la determinazione delle condizioni al contorno inferiori della parte atmosferica del modello, all'interfaccia tra suolo ed atmosfera (soil module).

Keywords: SVAT, contenuto volumetrico d'acqua, temperatura del suolo.

JEL Classification:

Address for correspondence:

Guido Rianna

Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici

E-mail: g.rianna@cira.it

1 Introduzione

1.1 Obiettivo

L'obiettivo del presente report è l'approfondita descrizione del modello SVAT **Terra_LM**¹.

I modelli **SVAT** tramite la risoluzione delle equazioni di conservazione della massa e di conduzione del calore tra suolo, vegetazione ed atmosfera, simulano i flussi di calore ed umidità all'interfaccia tra superficie del suolo ed atmosfera

Essi hanno trovato negli ultimi anni notevole impiego nel campo della biofisica e dell'ecologia per la determinazione del comportamento della vegetazione al variare delle condizioni esterne, in accoppiamento con modelli di previsioni di piene od alluvione per la determinazione del contenuto volumetrico d'acqua iniziale all'interno del terreno ma soprattutto in campo meteorologico per la determinazione delle condizioni al contorno inferiori della parte atmosferica del modello, all'interfaccia tra suolo ed atmosfera (**soil module**)

Terra_LM è attualmente utilizzato solo come soil-module del modello meteo *Lokal Modell* mentre non è stato reperito nell'ambito della ricerca nessun tentativo di impiego come schema *stand-alone* in appoggio a modelli di previsione di piena o di rischio di frana.

Accoppiato al modello meteo LM, Terra_LM tramite la risoluzione simultanea dei set di equazioni che regolano il bilancio di massa ed il trasferimento di energia fornisce i valori di temperatura superficiale T_{sfc} e di umidità specifica alla quota del terreno q_{sfc} grazie ai quali, a loro volta, si ricava il valore dei flussi superficiali di calore e di umidità condizioni al contorno inferiori della parte atmosferica del modello.

1.2 Riferimenti

- **COSMO Consortium for Small-Scale Modelling.** "A Description of the Nonhydrostatic Model LM"
- **Dickinson, R. E.** (1984). "Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models: Climate Processes and Climate Sensitivity". Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing Volume 5, 5, 58-72
- **Heise, E. Ritter, B. Schrodin, R.** (2006). "Operational Implementation of the Multilayer Soil Model". Deutscher Wetterdienst Research Department
- **Lancellotta R.** (1987). "Geotecnica". Zanichelli
- **Louis, J.-F.** (1979). "A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere". Bound. Layer Meteor., 17, 187-202

¹ **Terra_LM** rappresenta la versione più aggiornata del modello di suolo all'interno di LM; la prima versione, **Terra**, all'oggi tramite le impostazioni iniziali è ancora in uso in alternativa a **Terra_LM** ma non è oggetto di ulteriore sviluppo di ricerca.



- **Majewsky, D. Schrodin, R.** (1995). “*Documentation of the EM/DM-System*”. Deutscher Wetterdienst Research Department
- **Penman H.L.** (1948). “*Natural evapotranspiration from open water, bare soils and grass*”. Proceedings of the Royal Society of London, Series A, 193:120-146
- **Rijtema, P.E.** (1969). “*Soil moisture forecasting*”. Technical Report Nota 513, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen
- **Stull, R.** (1988). “*An introduction to Boundary Layer Meteorology*”. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London

1.3 Definizioni, acronimi e abbreviazioni

AR	Aerodynamic Roughness
COSMO	Consortium for small scale modelling
DSMW	<i>Digital soil map of the World</i>
IS	Interception Store
LAI	Leaf area index
LM	Lokal Modell
SS	Snow store
SVAT	Soil vegetation atmosphere transfer
WMO	World Meteorological Organization

1.4 Lista delle figure

Figura 1 modello multilayer del suolo	21
Figura 2: water budget	22
Figura 3 interception store e snow store	24
Figura 4 resistenze elettriche in serie	30
Figura 5 energy budget	41



1.5 Glossario

Nella tabella sottostante è riportato il significato dei termini utilizzati nell'esposizione. Le costanti o i termini per cui è necessaria la sola definizione saranno semplicemente riportati nel glossario sottostante; i termini, invece, per la definizione dei quali è necessario il ricorso ad ulteriori relazioni o che necessitano dell'utilizzo di note o di ulteriori chiarimenti saranno introdotti anche nel corso della trattazione.

T_{sfc}	temperatura al piano campagna	[K]
q_{sfc}	umidità specifica al piano campagna	[-]
z	quota media della cella	[m]
z_0	altezza di rugosità (AR)	[m]
T_c	deep soil temperature	[K]
σ^2	varianza dell'altitudine $z_{0,var} = a_0 \sigma^2 \arctg\left(\frac{\Delta x}{b}\right)$	[m]
a_0	costante $z_{0,var} = a_0 \sigma^2 \arctg\left(\frac{\Delta x}{b}\right)$	[m]
b	costante $z_{0,var} = a_0 \sigma^2 \arctg\left(\frac{\Delta x}{b}\right)$	[m]
$z_{0,var}$	termine dell'AR legato alla variazione dell'altezza media	[m]
Δx	lunghezza media del lato del reticolo	[m]
$z_{0,lu}$	termine dell'AR legato alla destinazione d'uso del suolo	[m]
A	superficie dell'intera cella	[m ²]
h	altezza media del PBL costante (= 30m)	[m]
A_i	superficie della cella deputata all'uso del terreno i – simo	[m ²]
$z_{0,i}$	lunghezza di rugosità relativa all'uso del terreno i – simo	[m]
N	numero di usi del terreno nella cella	[-]
α_c	fattore correttivo $z_0 = \alpha_c \frac{u_*^2}{g}$	[ms ⁻¹]
u_*	velocità di attrito	[ms ⁻¹]



g	accelerazione di gravità	$[ms^{-2}]$
$f_{p\ln t}$	frazione della cella coperta dalla vegetazione	$[-]$
σ_{lai}	leaf area index (LAI)	$[-]$
z_{root}	profondità delle radici	$[m]$
J_d	Julian Day	$[d]$
V_s	giorno d'inizio del periodo vegetativo	$[d]$
ϕ	latitudine	$[-]$
V_l	durata del periodo vegetativo	$[d]$
f_h	fattore di riduzione della vegetazione con l'altitudine	$[-]$
Φ_s	altezza geopotenziale	$[m]$
f_v	fattore di riduzione dei parametri della vegetazione in funzione della fase del ciclo vegetativo	$[-]$
$z_{h,k}$	profondità dell'interfaccia tra lo strato k e $k+1$	$[m]$
$z_{m,k}$	profondità del punto medio dello strato k	$[m]$
Δz_k	spessore dello strato k	$[m]$
ρ	densità dell'acqua	$[kg * m^3]$
η	contenuto volumetrico d'acqua	$[-]$
\bar{v}	velocità del flusso d'acqua nel suolo	$[ms^{-1}]$
W_i	contenuto d'acqua nell'interception store	$[m]$
W_s	contenuto d'acqua nello snow store	$[m]$
W_k	per il k -layer prodotto del contenuto d'acqua per lo spessore $\Delta z_{,k}$	$[m]$
$W_{ice,k}$	per il k -layer prodotto del contenuto di ghiaccio per lo spessore $\Delta z_{,k}$	$[m]$
P_r	precipitazione (pioggia)	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
P_s	precipitazione (neve)	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
E_b	evaporazione da terreno privo di vegetazione $E_b < 0$	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
E_i	evaporazione IS $E_i < 0$ formazione di rugiada $E_i > 0$	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
E_s	evaporazione dallo SS $E_s < 0$	$[kgm^{-2}s^{-1}]$



	formazione di brina $E_s > 0$	
I_{perc}	infiltrazione dall'interception store	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
I_s	infiltrazione dallo snow store	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
$F_{k,k+1}$	flusso tra lo strato k e lo strato sottostante	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
$F_{k-1,k}$	flusso tra lo strato k e lo strato soprastante	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
R_{inter}	ruscellamento per superamento della massima capacità dell'IS	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
R_s	ruscellamento dallo snow store	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
R_{infil}	ruscellamento dovuto a flusso al piano campagna maggiore delle capacità ricettive del suolo	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
T_{Rk}	traspirazione dal k -simo strato	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
R_k	ruscellamento dal k -layer	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
S_k	variazione del contenuto di acqua liquida per scioglimento del ghiaccio nel k -layer	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
α	fattore di distribuzione tra acqua infiltrata e trattenuta dallo IS	$[-]$
f_i	frazione del suolo coperta dalle acque dell'interception store	$[-]$
δ_i	costante $f_i = \max(0,01; 1,0 - e^{\max(-5; -W_i / \delta_i)})$	$[m]$
f_{snow}	parte del suolo coperta dalla neve dello snow store rispetto all'unità	$[-]$
δ_s	costante $f_{snow} = \max(0,01; \min(1,0; W_s / \delta_s))$	$[m]$
T_0	temperatura di equilibrio liquido-solido dell'acqua	$[K]$
H_{sfc}^3	flusso di calore turbolento	$[Kkgm^{-2}]$
θ	temperatura potenziale	$[-]$
π	pressione di Exner	$[-]$
F_{sfc}^q	flusso turbolento di umidità	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
C_d^q	coefficiente di trasporto turbolento	$[-]$
R_i	bulk Richardson number	$[-]$
$ U $	modulo della componente orizzontale di velocità del vento	$[ms^{-1}]$



q_v	umidità specifica nello strato dell'atmosfera a contatto col suolo	$[-]$
$E_{pot}(T_{sfc})$	evaporazione potenziale alla temperatura T_{sfc}	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
F_m	massimo tasso di diffusione dell'acqua nel suolo	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
C_k	costante $F_m = \rho C_k D \frac{s_{1-3}}{(z_0 z_{1-3})^{\frac{1}{2}}}$	$[-]$
D_{min}	diffusività idraulica minima; costante $C_k = 1 + 1550 \frac{D_{min}}{D_{max}} \frac{B - 3,7 + 5/B}{B + 5}$	$[m^{-2}s^{-1}]$
D_{max}	diffusività idraulica massima $C_k = 1 + 1550 \frac{D_{min}}{D_{max}} \frac{B - 3,7 + 5/B}{B + 5}$	$[m^{-2}s^{-1}]$
B	pendenza della curva di ritenzione in scala logaritmica (funzione del suolo) (Clapp & Hornberger, 1978)	$[-]$
ψ_0	potenziale di ingresso dell'aria (air entry potential) costante (= 0.2m)	$[m]$
k_0	permeabilità a saturazione (funzione del suolo)	$[ms^{-1}]$
ρ_{wm}	per un volume di terreno saturo rapporto tra acqua e terreno; $D_{max} = \frac{B \psi_0 k_0}{\rho_{wm}}$ costante diffusività idraulica	$[-]$
s_{1-3}	grado di saturazione per i primi tre strati del modello ($z_{1-3} = 0.09m$)	$[m]$
s_0	grado di saturazione per lo spessore di terreno coinvolto nella diffusione	$[m]$
z_{1-3}	spessore dei primi tre strati del suolo (= 0.09m)	$[m]$
z_0	spessore di terreno coinvolto nel processo di diffusione (= 0.81m)	$[m]$



n	porosità	$[-]$
B_f	esponente della relazione per il calcolo della diffusione	$[-]$
k_r	costante $B_f = 5,5 - 0,8B \left(1 + 0,1(B - 4) \log_{10} \left(\frac{K_0}{K_r} \right) \right)$	$[ms^{-1}]$
T_R	flusso di traspirazione totale	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
$T_{fogliame}$	temperatura del fogliame	$[K]$
r_A	resistenza al trasporto turbolento dell'umidità da suolo nudo	$[m^{-1}s]$
r_{la}	resistenza al trasporto turbolento dell'umidità dalla vegetazione	$[m^{-1}s]$
r_f	resistenza al passaggio di umidità in atmosfera per i processi dovuti alla vegetazione	$[m^{-1}s]$
C'	nel modello Terra_LM costante $r_{la}^{-1} = C_f \sqrt{\frac{U_{af}}{D_f}} = \left(\frac{C_f}{\sqrt{D_f}} \right) \sqrt{u_*} = C' \sqrt{u_*}$	$[ms^{-1}]$
V	differenza di potenziale	$[V]$
R	Resistenza elettrica	$[\Omega]$
I	Intensità di corrente	$[A]$
r_s	resistenza al passaggio di umidità in atmosfera dovuta alle dinamiche stomatiche	$[m^{-1}s]$
D_f	dimensione caratteristica delle foglie in direzione del flusso di vento	$[m]$
U_{af}	velocità del vento incidente sul fogliame	$[ms^{-1}]$
C_f	costante $r_{la}^{-1} = C_f \sqrt{\frac{U_{af}}{D_f}} = \left(\frac{C_f}{\sqrt{D_f}} \right) \sqrt{u_*} = C' \sqrt{u_*}$	$[ms^{-1/2}]$



$r_{s-\min}$	resistenza stomatica minima; costante $r_s^{-1} = r_{s-\max}^{-1} + (r_{s-\min}^{-1} - r_{s-\max}^{-1})[F_{rad} F_{wat} F_{tem}]$	$[m^{-1}s]$
$r_{s-\max}$	resistenza stomatica massima; costante eq. 46 ($= 4000m^{-1}s$); $r_s^{-1} = r_{s-\max}^{-1} + (r_{s-\min}^{-1} - r_{s-\max}^{-1})[F_{rad} F_{wat} F_{tem}]$	$[m^{-1}s]$
F_{rad}	fattore col quale si valuta l'effetto della radiazione sui processi di traspirazione	$[-]$
F_{wat}	fattore col quale si valuta l'effetto del contenuto d'acqua nel suolo sui processi di traspirazione	$[-]$
F_{hum}	fattore col quale si valuta l'effetto dell'umidità atmosferica sui processi di traspirazione ($= 1$)	$[-]$
F_{tem}	fattore col quale si valuta l'effetto della temperatura atmosferica sui processi di traspirazione	$[-]$
PAR	radiazione fotosinteticamente attiva	$[Wm^{-2}]$
PAR_{CRIT}	costante $F_{rad} = \min(1; \frac{PAR}{PAR_{CRIT}})$ ($= 100W / m^2$)	$[Wm^{-2}]$
η_{root}	contenuto volumetrico d'acqua medio per una profondità pari a z_{root}	$[-]$
$E_{pot, norm}$	costante $\eta_{ilp} = \eta_{pwp} + (\eta_{FC} - \eta_{pwp})(0.81 + 0.121a)$ ($= 4,75mm / d$)	$[mm / d]$
η_{ilp}	contenuto d'acqua per incipiente plasmolisi	$[-]$
$\Delta z_{root, k}$	profondità fino alla quale si ritrovano nel k -simo strato apparati radicali	$[m]$
T_{end}	costante $F_{tem} = \max(0; \min(1; 4 \frac{(T - T_o)(T_{end} - T)}{(T_{end} - T_o)})$ ($= 313.15K$)	$[K]$



η_{fc}	contenuto d'acqua per capacità di campo	$[-]$
η_{adp}	contenuto d'acqua per secco in aria	$[-]$
β_{E_b}	fattore di riduzione dell'evaporazione potenziale; funzione di η_1	$[-]$
$r_{wt,k}$	fattore di riduzione del flusso traspirativo funzione di z_{root}	$[-]$
$\beta_{Tr,k}$	fattore di riduzione della traspirazione; funzione di η	$[-]$
Δt	passo d'integrazione temporale	$[s]$
$T_{snow,sfc}$	temperatura superficiale della coltre di neve	$[K]$
$W_{i,max}$	capacità massima dell'IS	$[m]$
$W_{i,0}$	capacità dell'IS in assenza di vegetazione; $(= 5 * 10^{-4} [m])$ $W_{i,max} = W_{i,0} (1,0 + 5,0 f_{p \ln t})$	$[m]$
τ_{perc}	costante di tempo $(= 1000s)$; $I_{perc} = \frac{W'_i \rho}{\tau_{perc}}$	$[s]$
W'_i	contenuto d'acqua nell'IS a seguito dei processi di evaporazione	$[m]$
I_{max}	capacità di infiltrazione massima del suolo	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
I_{k2}	tasso di infiltrazione per terreno saturo funzione del suolo	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
S_{oro}	fattore di valutazione dell'influenza dell'orografia sui processi infiltrativi $(= 1)$	$[-]$
I_{k1}	costante $(= 0.002 \frac{kg}{m^2 s})$ $I_{max} = \min\left(\frac{(n - \eta_1) \Delta z_1 \rho}{2 \Delta t}; f_r S_{oro}\right) \max(0$	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
h	Altezza piezometrica	$[m]$
h'	Altezza capillare	$[m]$



f_r	fattore col quale si valuta l'influenza del ghiaccio nei pori sui processi infiltrativi	$[-]$
$\eta_{ice,k}$	contenuto volumetrico di ghiaccio nel k -simo strato	$[-]$
W'_{i2}	contenuto d'acqua nell'IS a seguito dei flussi di precipitazione e evapotraspirazione occorsi al suolo nell'intervallo $2\Delta t$	$[m]$
$R_{i,e}$	ruscellamento dall'IS per $W'_{i2} < \varepsilon = 1.0 * 10^{-6} m$	$[kgm^{-2}s^{-1}]$
$\eta_{m,l}$	media del contenuto d'acqua calcolata tra la metà inferiore dello strato superiore e la metà superiore dello strato inferiore	$[-]$
D_0	diffusività idraulica per terreno saturo funzione del tipo di suolo	$[m^2s^{-1}]$
D_1	costante $D(\eta) = D_0 e^{\frac{D_1(n-\eta_{m,l})}{n-\eta_{adp}}}$. funzione del tipo di suolo	$[-]$
k_1	costante. $k(\eta) = k_0 e^{\frac{k_1(n-\eta_{m,l})}{n-\eta_{adp}}}$	$[-]$
η_l^1	rapporto tra contenuto d'acqua liquida e porosità non occlusa dal contenuto di ghiaccio $\eta_{ice,l}$:	$[-]$
r	coefficiente riduttivo del flusso tra strati per presenza di ghiaccio	$[-]$
T_{so}	temperatura nel suolo	$[K]$
c	calore specifico del suolo (granuli+acqua+ghiaccio)	$[Jkg^{-1}K^{-1}]$
ρc	capacità di calore	$[Jm^{-3}K^{-1}]$
λ	conducibilità termica	$[Wm^{-1}K^{-1}]$
λ_o	costante $\lambda = \lambda_o + \{0.25 + 0.3\Delta\lambda(1 + 0.75\Delta\lambda)^{-1}\}\Delta\lambda$	$[Wm^{-1}K^{-1}]$



$\Delta\lambda$	costante $\lambda = \lambda_o + \{0.25 + 0.3\Delta\lambda(1 + 0.75\Delta\lambda)^{-1}\}\Delta\lambda$	$[Wm^{-1}K^{-1}]$
f_λ	costante $\lambda = \lambda_o + \{0.25 + 0.3\Delta\lambda(1 + 0.75\Delta\lambda)^{-1}\}\Delta\lambda$	$[-]$
$\rho_o c_o$	capacità volumetrica di calore del suolo secco; funzione del tipo di suolo	$[Jm^{-3}K^{-1}]$
$\rho_w c_w$	capacità volumetrica di calore dell'acqua; costante ($= 4.18 J / m^3 K$)	$[Jm^{-3}K^{-1}]$
$\rho_{ice} c_{ice}$	capacità volumetrica di calore del ghiaccio; costante ($= 2.1 J / m^3 K$)	$[Jm^{-3}K^{-1}]$
G_{sfc}	forcing al suolo	$[Jm^{-2}s^{-1}]$
$T_{m,2}$	temperatura media del secondo strato	$[K]$
$T_{m,1}$	temperatura media del primo strato	$[K]$
$z_{m,1}$	baricentro geometrico del primo strato	$[m]$
$z_{m,2}$	baricentro geometrico del secondo strato	$[m]$
c_p	calore specifico a pressione costante	$[Jkg^{-1}K^{-1}]$
$c_p H_{sfc}^3$	flusso di calore sensibile	$[Jm^{-2}s^{-1}]$
L	calore latente di vaporizzazione	$[Jkg^{-1}]$
$Q_{rad,net}$	radiazione netta al suolo	$[Jm^{-2}s^{-1}]$
G_p	flusso di calore per passaggi di stato della precipitazione	$[Jm^{-2}s^{-1}]$
L_f	calore latente di fusione	$[Jkg^{-1}]$
$G_{snow,melt}$	influenza sul suolo dei processi di melting	$[Jm^{-2}s^{-1}]$
T_{snow}	temperatura della coltre	$[K]$
$G_{snow,sfc}$	“forcing” sulla superficie della coltre di neve	$[Jm^{-2}s^{-1}]$
G_{snow}	flusso di calore dalla coltre di neve al suolo	$[Jm^{-2}s^{-1}]$



G_{melt}	flusso di calore legato ai processi di melting	$[Jm^{-2}s^{-1}]$
$(\rho c \Delta z)_{snow}$	capacità di calore della coltre di neve	$[Jm^{-2}K]$
ρ_{snow}	densità della neve	$[kgm^{-3}]$
$\rho_{snow, min}$	minima densità della neve; costante $(= 100kg / m^3)$	$[kgm^{-3}]$
$\left(\frac{\partial \rho_{snow}}{\partial z_{snow}}\right)$	pendenza della curva densità- spessore $(= 200kg / m^4)$	$[kgm^{-4}]$
Δz_s	spessore della coltre	$[m]$
L_v	calore latente di sublimazione	$[Jkg^{-1}]$
λ_{snow}	conducibilità termica della neve	$[Wm^{-1}K^{-1}]$
$\frac{\partial \lambda_{snow}}{\partial W_{snow}}$	pendenza della curva conducibilità – contenuto di neve nello SS $\left(= 1,30 \frac{W}{m^2 K}\right)$	$[Wm^{-2}K^{-1}]$
c_{ice}	calore specifico del ghiaccio	$[Jkg^{-1}K^{-1}]$
E_m	energia per unità di superficie legata ai processi di melting	$[Jm^{-2}]$
E_2	energia per unità di superficie della coltre a seguito dei processi di melting	$[Jm^{-2}]$
E_w	energia per unità di superficie legata alla quantità di neve disciolta	$[Jm^{-2}]$
E_1	somma delle aliquote di energia	$[Jm^{-2}]$
$T_{snow, sfc, p}$	temperatura preliminare della superficie della coltre di neve	$[K]$
$T_{sfc, p}$	temperatura preliminare al piano campagna	$[K]$
$T_{snow, p}$	temperatura preliminare della coltre di neve	$[K]$
$\Delta T_{snow, 1}$, $\Delta T_{snow, 2}$, $\Delta T_{snow, 3}$	variazioni di temperatura legata ai processi di melting	$[K]$



E_{mt}	energia necessaria al completo scioglimento della coltre	$[Jm^{-2}]$
E_{av}	energia legata alla variazione della temperatura media della coltre	$[Jm^{-2}]$
ΔW_2	variazione del contenuto della coltre in seguito ai processi di melting	$[m]$
ΔT_{soil}	variazione della temperatura nel suolo in seguito ai processi di melting	$[K]$
R_{fr}	aliquota di ruscellamento legata ai processi di melting	$[kgm^{-2}s]$
T_*	temperatura di congelamento dell'acqua nei pori	$[K]$
η_l	contenuto volumetrico d'acqua liquida nel suolo	$[-]$
Ψ_{air}	costante eq.-	$[m]$
f_c	frazione di argilla nel terreno	$[-]$
f_s	frazione di sabbia nel terreno	$[-]$
$\Delta W_{ice,t-1}$	contenuto di acqua ghiacciata nel momento in cui hanno inizio i processi di scioglimento del ghiaccio	$[m]$
$\Delta W_l,$ $\Delta W_{ice,1}$	variazione del contenuto di ghiaccio nel suolo a seguito di processi di freezing/melting	$[m]$
$T_{sfc,f}$	temperatura finale a piano campagna	$[K]$



2 Parametri esterni

I valori assunti dalle variabili T_{sfc} e q_{sfc} sono naturalmente legati a parametri esterni come la tipologia di suolo presente in un'area, la presenza di vegetazione o di una coltre di ghiaccio permanente oltre che al dominio di studio reputato idoneo alla corretta descrizione dei processi; per questo è necessario, prima di introdurre i set di equazione alla base dei processi termici e idrologici, soffermarci su tali aspetti.

I parametri esterni forniscono i dati di input per la risoluzione dei sistemi di equazione a base del modello Terra_LM.

I parametri esterni si dividono in:

- **parametri primari** direttamente utilizzabili dal modello tramite *datasets* offerti da istituzioni specializzate
 - **parametri secondari** derivati dai parametri primari per essere utilizzati dal modello
- alcuni parametri hanno valore costante (ad esempio l'orografia) mentre altri, pur assumendo valore costante durante la singola corsa del modello meteo, variano il proprio valore nel corso dell'anno; per questi ultimi il valore da usare per la corsa del modello è ottenuto tramite un'interpolazione temporale tra un valore minimo e massimo (assunti costanti).

Nel seguito si riprendono i parametri che risulteranno di maggiore utilità per la trattazione successiva.

2.1 Orografia (parametro primario)

I dati orografici sono forniti dall'*U.S. Geological Service* tramite il data set *GTOPO30*.

L'accuratezza dei dati dipende fortemente dall'area in questione; dato che per l'area della Groenlandia i dati sono affetti da gravi incertezze, si ricorre per tale area al data set *GLOBE* fornito dal *National geophysical Data Center*. I parametri di tali data set sono semplicemente mediati sull'area relativa ad ogni cella della griglia di LM in modo da ottenere l'altezza media di cella.

La variazione di altitudine all'interno di ogni cella è poi valutata ai fini del calcolo dell'altezza di rugosità z_0 .

2.2 Tipologia di suolo dominante (parametro primario)

I dati relativi al suolo sono ottenuti dalla "*Digital soil map of the World*" [*DSMW*] basata sulla mappa mondiale del suolo FAO/UNESCO.



L'accuratezza dei dati presenti in essa è minata dall'inesistenza in molte parti del mondo di classificazioni sistematiche e quindi talvolta essi sono frutto solamente di ricognizioni o osservazioni sperimentali occasionali.

Nel data set DSMW, la classificazione è fatta su base granulometrica ed è relativa allo strato superficiale del suolo dello spessore di 30cm.

I granuli sono classificati, a seconda del diametro equivalente, in:

- *clay* diametro equivalente < 2µm
- *silt* diametro equivalente 2-50 µm
- *sand* diametro equivalente 50-200 µm;

anche i terreni, a loro volta, in base alle percentuali in peso di ognuna delle tre classi presenti sono suddivisi in:

- *terreni a grana grossa* (<18% clay e >65% sand) → soil type SAND
- *terreni a grana media* (<35% clay e <65% sand) → soil type LOAM
- *terreni a grana fine* (>35% clay) → soil type CLAY.
- *Oltre questi tipi, in Terra_LM si considera possano presentarsi anche:*
- *terreno coperto da coltre di ghiaccio* → soil type ICE
- *terreno roccioso* → soil type ROCK
- *torba²* → soil type PEAT

L'assegnazione ad ogni cella di una tipologia di suolo si ottiene controllando quale sia la frequenza nell'occorrenza all'interno di essa di ogni tipologia; se sono presenti però frazioni simili di due tipologie contigue si considerano le tipologie intermedie:

- SANDY LOAM
- LOAMY CLAY

2.3 Copertura del suolo dominante (parametro primario)

Per la determinazione di tale parametro si utilizzano 3 dataset:

- *Global Land Cover Characteristics (GLCC) fornito dall'U.S. Geological Service*; i valori riportati sono relative ad un anno di osservazioni (Aprile 1992- Marzo 1993) sull'intero globo eccetto l'Antartide con risoluzione spaziale di 1km ;

² **Torba** terreno di origine vegetale, in larga misura organico, che si forma in bacini idrici di varia natura ed estensione, oppure in ambienti molto umidi, per effetto di una incompleta trasformazione di residui vegetali in condizioni di



- *Corine* frutto di un'iniziativa dell'Unione Europea; relativo ai soli stati facenti parte di essa, con risoluzione di $250m$;
- *Global Land Cover 2000* frutto di un'iniziativa della Commissione Europea; è utilizzato per una rivalutazione dei parametri della vegetazione; le osservazioni utilizzate sono relative all'anno 2000.

2.4 Deep soil temperature (parametro primario)

Nella risoluzione del set di equazioni alla base del modello Terra_LM si assume come condizione inferiore del volume di terreno che la temperatura del suolo sia costante. Oltre una certa profondità, nel modello posta pari a $7,29m$, si assume che la temperatura del terreno sia indipendente dalle variazioni registrate al piano campagna. Tale approssimazione è verificata per la maggior parte dei terreni

Tale temperatura è fornita dai data set dell'*University of East Anglia*.

2.5 Altezza di rugosità z_0 (parametro secondario)

L' **Aerodynamic Roughness Length** (altezza di rugosità, z_0) è definito come l'altezza alla quale la velocità del vento nel profilo logaritmico (andamento della velocità del vento in prossimità del suolo) diviene zero. Essa rappresenta una misura della rugosità superficiale: più una superficie è rugosa più essa determina, a parità di caratteristiche del flusso di vento che la investe, un flusso maggiormente turbolento con l'effetto di aumentare la resistenza e i tassi di trasferimento di proprietà quali momentum e calore in prossimità della superficie. L'altezza di rugosità varia dall'ordine dei centimetri (sull'erba) all'ordine dei metri sulle foreste e le città.

L'altezza di rugosità z_0 non corrisponda all'altezza degli elementi che conferiscono la rugosità alla superficie; essa è una "proprietà" della tipologia di superficie ed è indipendente dalla velocità del vento o dalle altre caratteristiche atmosferiche. Tale valore si ricava sperimentalmente tramite misurazioni di *wind shear* in prossimità del suolo

All'interno di ogni cella, l'altezza di rugosità si considera possa variare a causa di due fattori, la varianza dell'altitudine $z_{0,var}$ e l'uso del suolo $z_{0,lu}$.

Le relazioni utilizzate sono:

saturation idrica e conseguente anaerobiosi. Gli ambienti naturali dove normalmente si accumula la torba prendono il nome di *torbiere*.



$$z_{0,var} = a_0 \sigma^2 \arctg\left(\frac{\Delta x}{b}\right) \quad \text{.eq. 1}$$

$$z_{0,lu} = h \exp\left(-\frac{A}{\sum_{i=1}^N \left(\frac{A_i}{\ln h - \ln z_{0,i}}\right)}\right) \quad \text{eq. 2}$$

$$z_0 = z_{0,var} + z_{0,lu} \quad \text{eq. 3}$$

La relazione di Charnock invece si utilizza per il calcolo di z_0 sulla superficie marina (o attraverso fattori correttivi α_c sulle distese di neve e di sabbia):

$$z_0 = \alpha_c \frac{u_*^2}{g} \quad \text{eq. 4}$$

2.6 Caratteristiche della vegetazione (parametro secondario)

I parametri relativi alla vegetazione, utilizzati da Terra_LM, sono:

- $f_{p\ln t}$ frazione della cella coperta dalla vegetazione
- σ_{lai} leaf area index (LAI)[m²/m²] è il rapporto tra la superficie fogliare totale, considerando una sola pagina (o faccia della foglia) e la superficie su cui l'intera chioma di foglie si proietta. E' un indice non normalizzato; mentre il valore 0 corrisponde al suolo nudo, non esiste teoricamente limite superiore, dato che le foglie possono sovrapporsi in più ordini
- z_{root} profondità delle radici

La natura stessa di tali parametri implica, come sopra detto, l'assunzione di valori variabili nel corso dell'anno tra un minimo ed un massimo; essi vengono ricavati seguendo tale iter:

- Tramite le mappe WMO (1970), viene valutato il giorno convenzionale (J_d ³) di inizio del periodo vegetativo V_s e la lunghezza in giorni di questo V_l ; gli ultimi due termini sono così calcolati:

$$V_s = \max[1.0, 3(|\phi| - 20^\circ C)] \quad \text{eq. 5}$$

³ J_d giorno giuliano (**Julian Day, JD**) numero di [giorni](#) passati dal mezzogiorno di [lunedì 1 gennaio](#) del [4713 a.C.](#) (secondo il [calendario gregoriano](#)) al giorno considerato; con tale calendario è possibile esprimere un determinato giorno tramite un semplice numero cardinale.



$$V_l = \min(365,345 - 4.5|\phi| - 20^\circ\text{C}) \quad \text{eq. 6}$$

- Si valuta un fattore di riduzione della vegetazione con l'altitudine

$$f_h = \exp(-5 * 10^{-9} * \Phi_s^2) \quad \text{eq. 7}$$

$$\Phi_s = \left(\frac{g}{g_0} \right) z \text{ altezza geopotenziale}^4$$

- Il valore giornaliero di σ_{lai} e $f_{p \ln t}$ è:

$$\sigma_{lai} = \sigma_{lai, \min} + (\sigma_{lai, \max} - \sigma_{lai, \min}) * f_v * f_h \quad \text{eq. 8}$$

$$f_{p \ln t} = f_{p \ln t, \min} + (f_{p \ln t, \max} - f_{p \ln t, \min}) * f_v * f_h \quad \text{eq. 9}$$

$$f_v = \max \left(0.0, \min \left(1.0, (1.12) \sin \left(\pi * \max \left(0.0, \left(\frac{J_d - V_s}{V_l} \right) \right) \right) \right) \right) \quad \text{eq. 10}$$

Il calcolo di z_{root} è condizionato dalla scarsità di dati sperimentali e dall'estrema dispersione statistica dei dati rispetto sia in funzione della specie sia della tipologia di suolo.

In **Terra_LM** si adotta la relazione:

$$z_{root} = \min(r_{root}, z_{r, \min} + (z_{r, \max} - z_{r, \min}) f_v^2) \quad \text{eq. 11}$$

I valori minimi e massimi utilizzati nelle relazioni con cui sono espressi i parametri della vegetazione sono mutuati dalle tabelle compilate dall'*Università di Osnabruck (Heise et al., 1988)*

2.7 Parametri termici e idraulici del suolo (parametro secondario)

I parametri termici e idraulici del suolo sono ricavati da differenti classificazioni o modellazioni⁵.

⁴ Altezza geopotenziale è il rapporto tra l'energia geopotenziale (eq. 12) $E_p = gz$ (energia necessaria per sollevare 1kg di aria a quota z) e l'accelerazione di gravità di riferimento $g_0 = 9.8m/s^2$

⁵ Molte di tali classificazioni e/o modellazioni sono ormai datate e, quindi, necessiterebbero di una nuova determinazione a giovamento del modello stesso



soil type	1 ice	2 rock	3 sand	4 sandy loam	5 loam	6 loamy clay	7 clay	8 peat
volume of voids w_{PV} [1]	-	-	0.364	0.445	0.455	0.475	0.507	0.863
field capacity w_{FC} [1]	-	-	0.196	0.260	0.340	0.370	0.463	0.763
permanent wilting point w_{PWP} [1]	-	-	0.042	0.100	0.110	0.185	0.257	0.265
air dryness point w_{ADP} [1]	-	-	0.012	0.030	0.035	0.060	0.065	0.098
minimum infiltration rate I_{K2} [$kg/(m^2s)$]	-	-	0.0035	0.0023	0.0010	0.0006	0.0001	0.0002
hydraulic diffusivity parameter D_0 [$10^{-9}m^2/s$]	-	-	18400	3460	3570	1180	442	106
hydraulic diffusivity parameter D_1 [1]	-	-	-8.45	-9.47	-7.44	-7.76	-6.74	-5.97
hydraulic conductivity pa- rameter K_0 [$10^{-9}m/s$]	-	-	47900	9430	5310	764	17	58
hydraulic conductivity pa- rameter K_1 [1]	-	-	-19.27	-20.86	-19.66	-18.52	-16.32	-16.48
heat capacity $\rho_0 c_0$ [$10^6 J/(m^3K)$]	1.92	2.10	1.28	1.35	1.42	1.50	1.63	0.58
heat conductivity λ_0 [$W/(Km)$]	2.26	2.41	0.30	0.28	0.25	0.21	0.18	0.06
$\Delta\lambda$ [$W/(Km)$]	0.0	0.0	2.40	2.40	1.58	1.55	1.50	0.50
exponent B [1]	1.0	1.0	3.5	4.8	6.1	8.6	10.0	9.0

Tabella 1 parametri del suolo



3.1 Dominio di studio e condizioni a contorno

Nella porzione di suolo in studio le condizioni sul bordo per i processi idrologici e termici sono così definiti:

- condizioni a contorno superiori fissate dal valore dei flussi superficiali di calore e di umidità (condizioni a contorno inferiori della parte atmosferica del modello)
- condizioni a contorno inferiori diverse per il processo di tipo termico o idrologico.
- per il processo termico si definisce il *climatological layer* ossia lo strato di terreno a profondità tale da poter assumere la temperatura del terreno indipendente dalla variazione stagionale o giornaliera (*deep soil temperature*).
- per il processo idrologico si assume una condizione sui flussi di massa d'acqua: si considera che i flussi attraverso la superficie inferiore del dominio siano dovuti solo al potenziale gravitazionale⁶ e non al potenziale capillare⁵, ossia è assunta all'interfaccia una condizione di gradiente unitario.

La porzione di suolo in studio è suddivisa in una serie di strati; lo spessore di questi decresce al crescere dei gradienti di temperatura e pressione all'interno del suolo.

La relazione che esprime la profondità a cui si trova l'interfaccia tra lo strato k -simo e lo strato $(k + 1)$ -simo è:

$$z_{h,k} = 0,01 * 3^{k-1} (m) \quad k = 1, \dots, n+1 \quad \text{eq. 12}$$

con n rappresenta il numero di strati attivi.

Per i processi termici il numero di strati attivi di default considerato è pari a 7^7 (profondità totale del dominio $z_{h,7} = 7.29(m)$) mentre per i processi idrologici, di default, si assume una profondità del dominio pari $2.43(m)$ (si considerano cioè soli i primi 6 strati attivi).

La relazione che esprime la profondità a cui si trova la superficie che passa per il punto medio di ogni strato, è:

$$z_{m,k} = 0.5(z_{h,k} + z_{h,k-1})(m) \quad k = 1, \dots, n+1 \quad \text{eq. 13}$$

Lo spessore di ogni layer è:

$$\Delta z_k = (z_{h,k} - z_{h,k-1})(m) \quad k = 1, \dots, n+1 \quad \text{eq. 14}$$

⁶ Si veda **Appendice A**

⁷ Il numero di strati attivo e il loro spessore può essere variato in base alla necessità nelle impostazioni del modello (il numero massimo è limitato a 20).

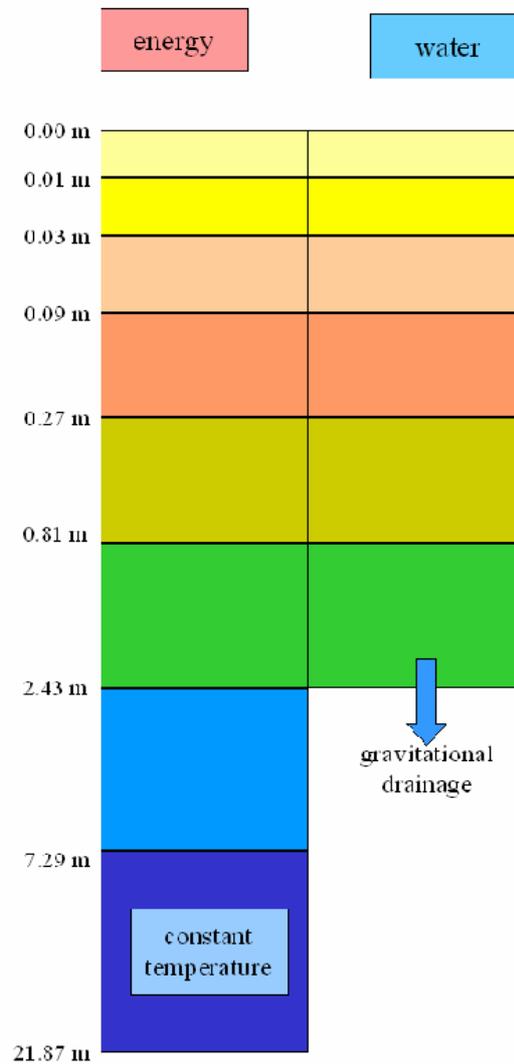


Figura 1 modello multilayer del suolo

Equazioni di bilancio di massa: processi idrologici

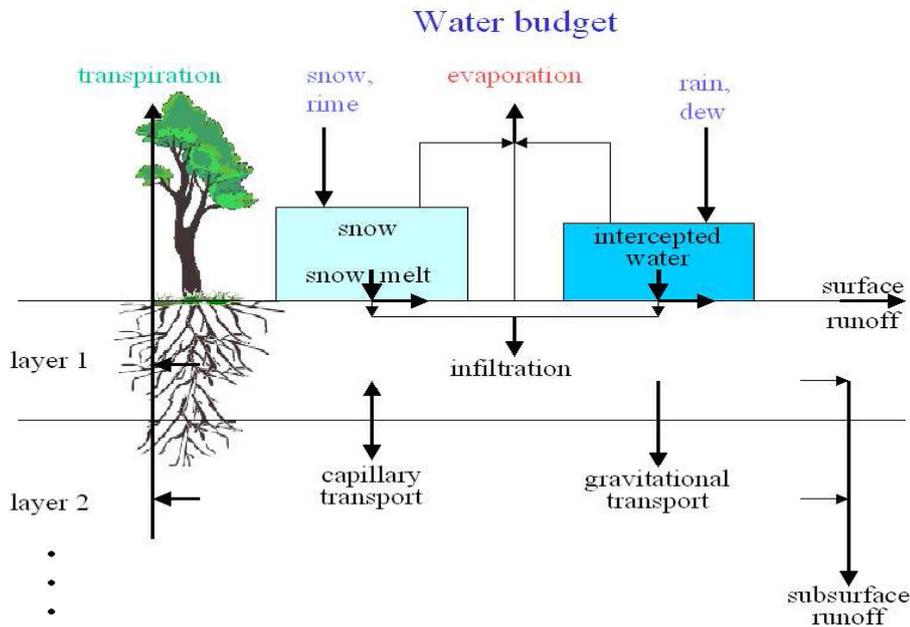


Figura 2: water budget

Al fine di determinare il contenuto di acqua nel suolo, si risolve l'equazione di conservazione della massa:

$$- \operatorname{div}(\rho \bar{v}) = \rho \frac{\partial \eta}{\partial t} + \eta \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad \text{eq. 15}$$

Se si considera densità dell'acqua costante e flusso monodimensionale in direzione z si ottiene la forma:

$$- \left(\frac{d\rho \bar{v}_z}{dz} \right) = \rho \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad \text{eq. 16}$$

discretizzando la derivata spaziale, si ottiene:

$$- \Delta(\rho v_z) = \rho \Delta z \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad \text{eq. 17}$$

definendo la variazione di contenuto di acqua (la cui unità di misura è una lunghezza):

$$\partial W = \Delta z \partial \eta$$

l'espressione per la conservazione della massa diviene:

$$- \Delta(\rho v_z) = \rho \frac{\partial W}{\partial t} \quad \text{eq. 18}$$

Negli strati del suolo tale equazione diviene per l'acqua allo stato liquido:



1 layer:

$$\rho \frac{\partial W_1}{\partial t} = +E_b - I_s + I_{perc} + (1-\alpha)P_r + R_{infil} - F_{1,2} - T_{R1} - R_1 + S_1 \quad \text{eq. 19}$$

k-simo layer:

$$\rho \frac{\partial W_k}{\partial t} = -F_{k,k+1} + F_{k-1,k} - T_{Rk} - R_k + S_k \quad k=2,\dots,n+1 \quad \text{eq. 20}$$

Il contenuto di ghiaccio, invece, in ognuno dei layer è dato da:

$$\rho \frac{\partial W_{ice,k}}{\partial t} = -S_k \quad k=1,\dots,n+1 \quad \text{eq. 21}$$

Gli unici input dalla parte atmosferica in queste equazione sono P_r e P_s (che rappresentano rispettivamente precipitazioni liquida e solida) mentre tutti gli altri dati vengono determinati all'interno del modello di suolo.

3.2 Deposito delle acque superficiali (IS) e deposito di neve (SS)

Convenzionalmente, le acque trattenute al sopraggiungere di una precipitazione piovosa sulla superficie del suolo nelle depressioni locali e nel reticolo di assolcature o irregolarità della superficie o la rugiada intercettata dalla vegetazione e che giunge al suolo si considera si accumulino in una capacità idrica superficiale: il deposito delle acque superficiali (*interception store IS*); allo stesso modo la neve caduta al seguito di una precipitazione nevosa e la brina vengono considerate accumulate in un deposito di neve (*snow store SS*).

L'equazione di conservazione della massa diviene in ognuna di queste due zone:

Interception store:

$$\rho \frac{\partial W_i}{\partial t} = \alpha P_r + E_i - I_{perc} - R_{inter} \quad \text{eq. 22}$$

Snow store:

$$\rho \frac{\partial W_s}{\partial t} = P_s + E_s - I_s - R_s \quad \text{eq. 23}$$

L'importanza dell'*interception store* nell'ambito del bilancio idrologico è legata essenzialmente alla definizione di una corretta suddivisione tra le aliquote di acqua che si infiltrano direttamente o in una fase successiva e le acque invece che ruscellano.



Tale modellazione è in tal caso ancora più importante se si considera che Terra_LM è un modello monodimensionale e quindi i contributi di ruscellamento vengano considerati semplicemente come perdite del bilancio. In generale una non corretta valutazione di tali capacità superficiali porta ad una stima in eccesso del volume di ruscellamento e quindi, in modo complementare, ad una sottostima del valore di infiltrazione.

La modellazione prevede che i due depositi non possano essere presenti simultaneamente e la presenza di uno o dell'altro sia legata semplicemente alla temperatura della superficie:

- Se $T_{sfc} > T_0$ si considera che l'acqua caduta a seguito di una precipitazione entri soltanto nel deposito IS e che quindi SS sia vuoto
- Se $T_{sfc} < T_0$ si considera che la precipitazione abbia carattere nevoso e che l'acqua già presente sul suolo per tale temperatura superficiale congeli; in tal modo tutta la massa possa essere annoverata tutta all'interno del deposito SS mentre IS è considerato vuoto.

Parametri utili relativi per valutare l'estensione spaziale dei due depositi sono:

- f_i parte del suolo coperta dalle acque dell'*interception store* rispetto all'unità

$$f_i = \max(0, 0.01; 1.0 - e^{\max(-5; -W_i / \delta_i)}) \quad \text{eq. 24}$$

- f_{snow} parte del suolo coperta dalla neve dello *snow store* rispetto all'unità

$$f_{snow} = \max(0, 0.01; \min(1, 0; W_s / \delta_s)) \quad \text{eq. 25}$$

Tali relazioni evidenziano anche due modalità di crescita differenti (dovuta alla differenza di densità) per i depositi in quanto f_i cresce al crescere di W_i e quindi della precipitazione piovosa in maniera esponenziale mentre f_{snow} cresce linearmente con W_s e quindi con la precipitazione nevosa.

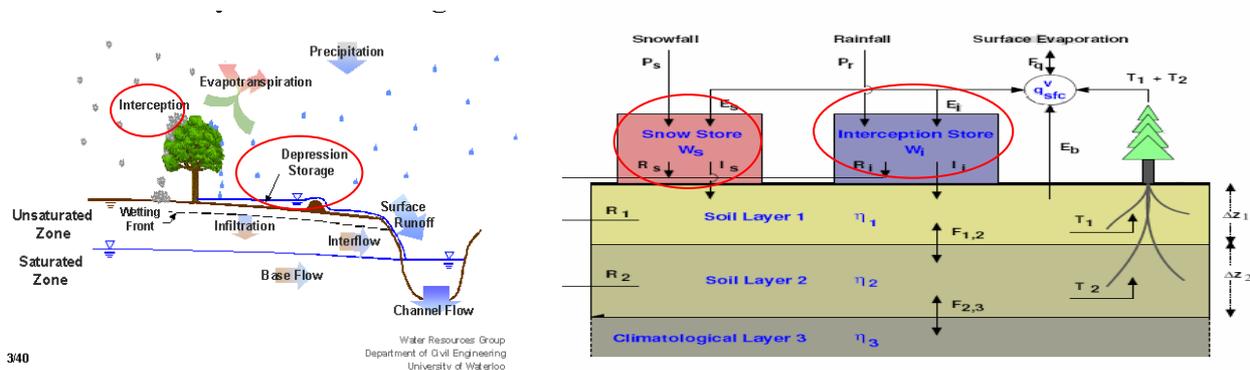


Figura 3 interception store e snow store



3.3 Evaporazione e traspirazione

I due termini che determinano l'accoppiamento tra la parte atmosferica del modello meteorologico e la sezione **Terra_LM** sono, come detto:

- la temperatura superficiale T_{sfc}
- l'umidità specifica alla quota del suolo q_{sfc} .

Per l'espressione dei flussi di calore e umidità tra suolo e atmosfera si fa riferimento alla formulazione di *Louis*(1979), in cui si ipotizza che i flussi possano essere espressi mediante una legge di tipo *drag-law*:

$$H_{sfc} = C_q^d |U| (\theta \pi_{sfc} - T_{sfc}) \quad \text{eq. 26}$$

$$F_{sfc}^q = C_q^d |U| (q_v - q_{sfc}) \quad \text{eq. 27}$$

- C_q^d è un coefficiente di trasporto turbolento; nella formulazione di Louis, tramite analisi dimensionale, è assunto funzione di R_i , bulk Richardson number⁸, della quota z e dell'aerodynamic roughness z_0 .
- $|U| = \sqrt{(u^2 + v^2)}$ componente orizzontale di velocità del vento all'interno dello strato più basso dell'atmosfera
- θ temperatura potenziale; la temperatura che assume una particella d'aria secca, originariamente alla temperatura T , nel momento in cui è spostata con processo adiabatico dalla quota di partenza, cui corrisponde una pressione p , fino ad una quota (e quindi pressione) di riferimento p_0
- $\pi_{sfc} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}}$ funzione di Exner; essa permette di "convertire" la temperatura potenziale in temperatura standard

⁸Il **numero di Richardson** (Ri) è un gruppo adimensionale, utilizzato in fluidodinamica e in idrodinamica, che esprime il rapporto tra energia potenziale ed energia cinetica di un fluido, e misura l'importanza dell'effetto gravitazionale nel moto dei fluidi. Viene spesso utilizzato nello studio dei liquidi quando c'è una forte stratificazione della colonna di fluido. Infatti per $Ri > 1$ la stratificazione è molto forte, di conseguenza qualsiasi perturbazione viene smussata e la turbolenza non ha modo di evolvere.

In termini più generali, se il numero di Richardson è molto minore di uno, gli effetti gravitazionali risultano essere trascurabili. Se Ri è invece molto superiore dell'unità gli effetti gravitazionali sono predominanti e quindi l'energia cinetica è 'insufficiente' per 'omogeneizzare' il fluido.



Nel modello di Louis, si ipotizza di poter assumere un coefficiente di trasporto turbolento uguale sia per flussi di massa che per flussi di energia.

Dalle relazioni per i flussi (eq. 27 ed eq.28), si evince che un valore negativo di F_{sfc}^q o di H_{sfc} è indicativo di un flusso dal suolo verso l'atmosfera ($q_{sfc} > q_v$) mentre un valore positivo sia segno della presenza di un flusso dall'atmosfera al suolo ($q_{sfc} < q_v$)

Soffermiamoci ora sul termine F_{sfc}^q ; esso rappresenta il flusso di umidità specifica tra suolo e atmosfera ed è dato dalla seguente somma algebrica:

$$F_{sfc}^q = E_b + E_i + E_{snow} + \sum_{k=1}^{n^{o}layer} T_{Rk} \quad \text{eq. 28}$$

L'ultima aliquota viene computata considerando, per ogni strato del nostro modello multilayer, l'acqua che gli apparati radicali in tale strato sottraggono al suolo e che successivamente passa in atmosfera (solo l'1%-2% dell'acqua assorbita è utilizzata per il metabolismo della pianta).

Vengono di seguito esposti i modelli e le relazioni che permettono di calcolare i termini ora introdotti.

3.3.1 Evaporazione dal suolo privo di vegetazione E_b

L'evaporazione è il passaggio di acqua dallo stato liquido allo stato gassoso, dovuto ad una differenza concentrazione del vapore d'acqua (presenza di un gradiente di concentrazione) tra superficie evaporante ed atmosfera circostante. Tale passaggio si realizza fino a quando non avviene la saturazione dell'aria.⁹ In linea generale, la velocità di evaporazione dipende:

- dalla differenza di tensione di vapore p_v (o in maniera equivalente di umidità specifica q_v) esistente tra superficie evaporante ed atmosfera circostante,
- dalla temperatura (all'aumentare della temperatura cresce la quantità di vapore acqueo che può trovarsi in atmosfera senza che si verifichi la condensazione),
- dalla velocità del vento (allontanando il vapore acqueo dalla sorgente permette ad altro vapore di passare in atmosfera senza che essa si saturi),
- dalle caratteristiche fisiche del terreno (porosità) e dal contenuto d'acqua presente in esso.

In Terra_LM si fa riferimento alla trattazione di *Dickinson (1984)*.

⁹ Un dato volume d'aria può, dati T e p , contenere vapore acqueo fino ad un dato valore oltre il quale l'aria diviene satura e il vapore in eccesso condensa.



E_b è definito come:

$$E_b = (1 - f_i)(1 - f_{snow})(1 - f_{plnt}) \min(-E_{pot}(T_{sfc}), F_m) \quad \text{eq. 29}$$

3.3.2 Evaporazione potenziale $E_{pot}(T_{sfc})$

L'evaporazione potenziale rappresenta l'evaporazione che si realizzerebbe qualora l'acqua sottratta al suolo fosse continuamente rinnovata.

Tale parametro costituisce una buona approssimazione del massimo fabbisogno idrico da parte del suolo e della vegetazione; tale valore può essere molto maggiore del valore reale dato che l'acqua persa in realtà non è rinnovata continuamente ma in maniera discontinua tramite precipitazione o irrigazione; in virtù di questo è lecito considerare che $E_{pot}(T_{sfc})$ rappresenti un limite superiore per il flusso evaporativo.

Tramite le relazioni di *Louis(1979)*, considerando il valore di umidità specifica a saturazione (per $T = T_{sfc}$) alla quota del terreno, si ottiene la relazione con cui si esprime $E_{pot}(T_{sfc})$

$$E_{pot}(T_{sfc}) = C_q^d |U| (q_v - q_{sat}(T_{sfc})) \quad \text{eq. 30}$$

3.3.3 Massimo tasso di diffusione dell'acqua nel suolo F_m

Il valore dell'evaporazione potenziale rappresenta un valore massimo di evaporazione; l'evaporazione reale ha un valore inferiore di quello potenziale che è limitato dal massimo tasso al quale l'acqua può diffondere nel suolo (F_m), dipendente dal contenuto d'acqua η e da altri parametri idrologici.

La struttura generale della relazione utilizzata nel modello di Dickinson e dei termini che la compongono si ottiene tramite l'analisi dimensionale supportata da prove sperimentali.

$$F_m = \rho C_k D \frac{S_{1-3}^{\frac{1}{2}}}{(z_o z_{1-3})^2} \quad \text{eq. 31}$$

- $C_k = 1 + 1550 \frac{D_{min}}{D_{max}} \frac{B - 3,7 + 5/B}{B + 5}$ eq. 32
- B pendenza della curva di ritenzione¹⁰ in scala logaritmica (funzione del suolo). (*Clapp e Hornberg, 1987*)
- $D_{max} = \frac{B \psi_0 k_0}{\rho_{wm}}$ diffusività idraulica minima; funzione del suolo eq. 33
- $D_{min} = 2.5 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ diffusività idraulica minima; valore costante



- $D = 1,02 D_{\max} s_{1-3}^B s_0^2 \left(\frac{s_0}{s_{1-3}} \right)^{B_f}$ *diffusività idraulica* **eq. 34**
- $s_{1-3} = \frac{\sum_{j=1}^3 W_j}{n \sum_{j=1}^3 \Delta z_j}$ *grado di saturazione nei primi tre strati* **eq. 35**
- $s_0 = \frac{\sum_{j=1}^5 W_j}{n \sum_{j=1}^5 \Delta z_j}$ *grado di saturazione nei primi cinque strati* **eq. 36**
- z_{1-3} *spessore dei primi tre strati del suolo* ($z_{1-3} = 0.09m$)
- z_0 *spessore dei primi cinque strati del suolo* ($z_0 = 0.81m$)
- $B_f = 5,5 - 0,8B \left(1 + 0,1(B - 4) \log_{10} \left(\frac{K_0}{K_r} \right) \right)$ **eq. 37**
- k_0 *permeabilità satura; funzione del suolo*
- k_r *costante* ($= 10^{-5} m / s$)

A parità di tipologia di suolo la variazione di diffusione del flusso all'interno del suolo cresce al riempirsi dei pori e quindi avvicinandosi alla condizione di saturazione.

Per la tipologia di suolo *rock*, l'evaporazione da suolo nudo E_b è assunta nulla non potendo avvenire in terreni rocciosi l'evaporazione dal suolo. Per la tipologia di suolo *ice*, E_b è assunta pari a $E_{pot}(T_{sfc})$ mantenendo costante il contenuto d'acqua del suolo (l'evaporazione coinvolge l'acqua dello strato ghiacciato al di sopra del terreno).

3.3.4 Evapotraspirazione T_R

Per la parte di terreno coperta da vegetazione, il computo del flusso di massa d'acqua che dal suolo passa in atmosfera, oltre alla componente di evaporazione necessita della valutazione anche dell'aliquota dovuta alla traspirazione

La traspirazione differisce dall'evaporazione per le caratteristiche delle superfici evaporanti, cioè le foglie, ed è perciò influenzata non solo da fattori meteo ma anche dalle condizioni fisiologiche della pianta.

¹⁰ La curva di ritenzione esprime la relazione tra potenziale idrico(per ulteriori dettagli vedi Appendice A)) e contenuto volumetrico di acqua nel suolo.



Come visto in precedenza, solo una percentuale tra l'1% e il 2% dell'acqua assorbita tramite le radici viene usata per il metabolismo mentre il restante passa in atmosfera tramite due meccanismi fondamentali.

La parte maggiore (90% della traspirazione fogliare totale) passa in atmosfera tramite aperture poste nella pagina inferiore delle foglie dette *stomi*.

Gli stomi sono costituite da due cellule reniformi unite fra loro che nella parte mediana lasciano una parte aperta detta *rima*. A seconda del turgore¹¹, la rima si chiude o rimane aperta; tramite esse le piante sono capaci di regolare la parte più consistente delle perdite d'acqua per traspirazione.

Gli stomi ad esempio, sono aperti quando le condizioni di umidità del terreno o di insolazione consentono senza danni alla pianta la perdita d'acqua sono chiusi in caso opposto (forte insolazione, venti forti, terreno arido).

L'altra parte (10% della traspirazione fogliare totale) passa in atmosfera direttamente dal tessuto epidermico delle foglie; è questa una traspirazione passiva legata alle sole condizioni atmosferiche.

Oltre questi due meccanismi, si deve considerare la possibilità che la superficie superiore della foglia possa intercettare l'acqua delle precipitazioni ed essere parzialmente oppure completamente coperta con le gocce che possono evaporare direttamente senza raggiungere il suolo.

Anche il calcolo della traspirazione segue essenzialmente la già citata trattazione di *Dickinson(1984)*.

Si assume:

- $T_{\text{fogliame}} = T_{\text{sfc}}$
- flusso di vapore uniforme dal suolo fino al di sopra della copertura vegetativa

Si introduce ora la relazione che esprime nel modello di *Dickinson*, la componente traspirativa:

¹¹ **Turgore:** Le cellule vegetali sono di solito ipertoniche rispetto all'ambiente che le circonda, perciò l'acqua tende a diffondere al loro interno. Questo spostamento d'acqua verso l'interno della cellula crea una pressione interna contro la parete cellulare che nelle cellule giovani, fa espandere la parete ed allungare la cellula. L'allungamento di una cellula vegetale in via di maturazione è conseguenza diretta del movimento osmotico dell'acqua verso l'interno della cellula. Quando le cellule vegetali maturano, la parete cellulare che le circonda cessa di crescere. Le cellule vegetali mature hanno dei caratteristici grossi vacuoli centrali che contengono soluzioni di sali e di altre sostanze; a causa di queste soluzioni concentrate, l'acqua ha una forte tendenza a entrare nelle cellule. Nella cellula matura, però, la parete cellulare non si espande ulteriormente: la sua resistenza all'espansione produce una pressione diretta verso l'esterno. Questa pressione impedisce un movimento netto di altra acqua verso l'interno della cellula; di conseguenza non si raggiunge un equilibrio di concentrazione idrica e l'acqua continua a "cercare" di entrare, mantenendo, così, una pressione costante, esercitata dall'interno, sulla parete cellulare. Questa pressione è detta **turgore**. Il turgore mantiene rigida la parete cellulare e mantiene eretta la pianta; quando il turgore diminuisce, in seguito ad una perdita di acqua, (acqua perduta maggiore di quella assorbita tramite l'apparato radicale) la pianta avvizzisce; la perdita di turgore è detta **plasmolisi** ed infatti è ciò che provoca l'appassimento delle piante.

$$T_R = f_{p \ln t} (1 - f_i) (1 - f_{snow}) \rho \frac{(q_v - q_{sat}(T_{sfc}))}{(r_a + r_f)} \quad \text{eq. 38}$$

attraverso le seguenti sostituzioni, si mettono in evidenza gli elementi fondamentali da cui la traspirazione è influenzata:

$$r_a = \frac{1}{C_q^d |U|} \quad \text{eq. 39}$$

$$r_f = \frac{1}{r^1 C_f} = \frac{1}{C_f} \frac{(r_{la} + r_s)}{r_{la}} = \frac{\tau_{la}}{\sigma_{lai}} \frac{(r_{la} + r_s)}{\tau_{la}} \quad \text{eq. 40}$$

$$T_R = [f_{p \ln t} (1 - f_i) (1 - f_{snow})] \rho (q_v - q_{sat}(T_{sfc})) \left(\frac{1}{\frac{1}{C_q^d} + \frac{r_{la}}{\sigma_{lai}} + \frac{r_s}{\sigma_{lai}}} \right) \quad \text{eq. 41}$$

La relazione con cui si è espresso T_R risulta formalmente simile alla legge di Ohm per resistenze in serie; attraverso tale similitudine si può quindi rendere più chiaro il significato della relazione di Dickinson.

Due resistenze si dicono in serie quando sono attraversate dalla stessa corrente; in un collegamento in serie la resistenza totale equivalente è uguale alla somma delle singole resistenze.

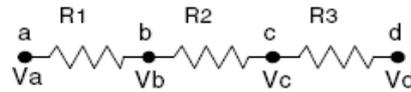


Figura 4 resistenze elettriche in serie

$$I = \frac{(V_a - V_b)}{R_1} = \frac{(V_b - V_c)}{R_2} = \dots \quad \text{eq. 42}$$

$$V_a - V_d = IR_1 + IR_2 + \dots = I(R_1 + R_2 + \dots)$$

$$\frac{V_a - V_d}{(R_1 + R_2 + \dots)} = I \quad \text{eq. 43}$$

Dal confronto di quest'ultima con la relazione di Dickinson (eq. 42), si evince il seguente parallelismo :

- il flusso evapotraspirativo T_R è equivalente all'intensità di corrente I ,
- il deficit di vapore saturo $(q_v - q_{sat}(T_{sfc}))$, denominato anche VPD , è equivalente alla d.d.p. V (quindi la forza motrice del processo)
- le resistenze r_a e r_f alle le resistenze elettriche R ; maggiori sarà il valore di tali resistenze minore sarà il flusso evapotraspirativo o in modo equivalente



minori saranno i reciproci r_a^{-1} e r_f^{-1} (ossia le conduttanze) minore sarà il flusso evapotraspirativo;

Riprendiamo la **eq. 42**, da essa si evince che:

- la traspirazione dipende da $(q_v - q_{sat}(T_{sfc}))$ (*deficit di pressione di vapore VPD*); l'aumento di VPD, legato alla temperatura dell'aria e alla radiazione solare, provoca un aumento della traspirazione con conseguente chiusura stomatica
- i tre meccanismi caratterizzanti il processo sono:

- l'evaporazione attraverso il suolo coperto dalla vegetazione; la copertura vegetativa riduce notevolmente l'evaporazione del suolo ($C_q^d |U|$) già visto per E_b)
- la traspirazione legata all'acqua che, essendo stata intercettata a seguito di una precipitazione dalle foglie, passa da queste in atmosfera

$$\left(\frac{1}{\sigma_{lai} C' \sqrt{u_*}} = \frac{r_{la}}{\sigma_{lai}} \right), \text{ con:}$$

$$r_{la}^{-1} = C_f \sqrt{\frac{U_{af}}{D_f}} = \left(\frac{C_f}{\sqrt{D_f}} \right) \sqrt{u_*} = C' \sqrt{u_*} \quad \text{eq. 44.}$$

dall'**eq 47**, si evince come, seguendo l'approccio di *Brutsaert (1979)* si possa assumere la velocità del vento nella direzione delle foglie U_{af} pari alla velocità di attrito u_* ; tale assunzione in generale è di adeguata accuratezza considerando oltretutto l'incertezza legata ad altri contributi del flusso traspirativi.

Il termine C' che nel modello di Dickinson è funzione tramite U_{af} della vegetazione, è assunto all'interno di Terra_LM costante.

- la traspirazione legata alla parte d'acqua passante in atmosfera attraverso gli stomi $\left(\frac{r_s}{\sigma_{lai}} \right)$ con r_s resistenza ai flussi di calore e umidità dovuta alle dinamiche stomatiche; tale valore ha elevata variabilità in funzione delle condizioni atmosferiche o del contenuto



d'acqua del suolo. Nel modello di Dickinson, r_s è espresso in forma parametrica; fissando un range di variabilità $r_{s\max} - r_{s\min} = 4000 \frac{S}{m} - 150 \frac{S}{m}$, si assume che r_s vari all'interno di tale intervallo in funzione delle condizioni atmosferiche e del contenuto d'acqua del suolo; l'influenza di tali fattori è sintetizzata da quattro fattori che variando tra zero e uno permettono a r_s di variare tra $r_{s\max}$ e $r_{s\min}$.

$$r_s^{-1} = r_{s\max}^{-1} + (r_{s\min}^{-1} - r_{s\max}^{-1}) [F_{rad} F_{wat} F_{tem} F_{hum}] \quad \text{eq. 45}$$

con:

- $F_{rad} = \min(1; \frac{PAR}{PAR_{CRIT}})$ *fattore per l'influenza della radiazione*

incidente

- PAR^{12} (maggiore è PAR , maggiore è F_{rad} , $r_s \rightarrow r_{s\min}$, maggiore traspirazione)

- $F_{wat} = \max(0; \min(1; \frac{\eta_{root} - \eta_{pwp}}{\eta_{tlp} - \eta_{pwp}}))$ *fattore per influenza del*

contenuto d'acqua del suolo

- $\eta_{root} = \frac{1}{z_{root}} \int_{z=0}^{z=z_{root}} \eta(z) dz$ *media integrale del contenuto*

d'acqua per profondità pari a quella degli apparati radicali z_{root}

- η_{tlp} (si veda nota 11) *contenuto d'acqua per incipiente plasmolisi (sperimentale); per il calcolo di questo parametro è utilizzata la relazione di Denmead e Shaw (1962):*

$$\eta_{tlp} = \eta_{pwp} + (\eta_{FC} - \eta_{pwp}) (0.81 + 0.121 \arctg(E_{pot}(T_{sfc}) - E_{pot,norm})) \quad \text{eq. 46}$$

¹² **PAR radiazione fotosinteticamente attiva** o **photosynthetically active radiation**, è una misura dell'energia della radiazione solare intercettata dalla clorofilla a e b nelle piante. È, in pratica, una misura dell'energia effettivamente disponibile per la fotosintesi, che è minore dell'energia totale proveniente dal Sole, perché lo spettro di assorbimento della clorofilla non è molto esteso. La PAR viene generalmente considerata pari al 50% della radiazione solare totale incidente. Si concentra nelle bande del blu e del rosso, con punte massime a 430 e 680 nm di lunghezza d'onda.



per la comprensione dei simboli nell'eq. 47 si veda **Appendice A** (maggiore è il contenuto d'acqua, maggiore è F_{wat} , $r_s \rightarrow r_{s\min}$, maggiore traspirazione).

- $F_{hum} = 1$ influenza dell'umidità relativa atmosferica; in Terra_LM tale fattore non è considerato e quindi per renderlo ininfluente all'interno della produttrice della formula generale di Dickinson è posto pari ad uno.

- $F_{tem} = \max(0; \min(1; 4 \frac{(T - T_o)(T_{end} - T)}{(T_{end} - T_o)}))$ *fattore per*

l'influenza della temperatura

(maggiore è la temperatura, maggiore è F_{tem} , $r_s \rightarrow r_{s\min}$, maggiore traspirazione)

Una volta ottenuta la traspirazione totale T_R , l'estrazione d'acqua, che diminuisce la quantità d'acqua presente negli strati, è distribuita per ogni strato k del nostro modello secondo la relazione:

$$T_{Rk} = T_R \frac{\Delta z_{root,k}}{z_{root}} \frac{\eta_k}{\eta_{root}} \quad \text{eq. 47}$$

Per le tipologie di suolo *ice* e *rock*, la componente T_R è assunta pari a zero considerando che, per tali tipologie di terreni, non sia realistico contemplare la presenza di vegetazione.

3.3.5 Relazioni semplificate per la valutazione di E_b e T_R

Il modello Terra_LM contempla la possibilità di utilizzare relazioni semplificate a carattere sperimentale per ottenere i valori di E_b e T_R qualora l'utente ritenga in base alle proprie necessità, soprattutto legate alla riduzione dell'onere computazionale, che tale semplificazione non possa inficiare l'attendibilità degli output del modello.

3.3.5.1 Evaporazione dal suolo privo di vegetazione E_b

La relazione utilizzata per E_b nasce da un approccio di tipo sperimentale; tramite osservazioni sperimentali infatti, si può assumere che il valore di E_b sia pari a $E_{pot}(T_{sfc})$ e quindi si possa assumere la condizione di suolo costantemente alimentato da acqua, fintantoché il contenuto



d'acqua nel terreno η non vada sotto un valore critico η_{fc} ¹³; sotto tale valore, l' E_b si considera non sia più controllato dalle condizioni meteorologiche ma diminuisca rispetto al valore potenziale al ridursi del contenuto d'acqua fino ad annullarsi per un contenuto d'acqua pari a η_{adp} ¹³; tale diminuzione è introdotta tramite un fattore riduttivo β_{E_b} funzione sperimentale del contenuto d'acqua del primo strato η_1 . In base a tali considerazioni l'espressione per E_b è:

$$E_b = (1 - f_i)(1 - f_{snow})(1 - f_{p\ln t})\beta_{E_b}^2(-E_{pot}(T_{sfc})) \quad \text{eq. 48}$$

$$\text{con } \beta_{E_b} : \begin{cases} 0; \eta_1 < \eta_{adp} \\ \frac{\eta_1 - \eta_{adp}}{\eta_{fc} - \eta_{adp}}; \eta_{adp} < \eta_1 < \eta_{fc} \\ 1; \eta_1 \geq \eta_{fc} \end{cases}$$

Dal confronto tra le relazioni ora scritte e quelle introdotte nel modello di *Dickinson* (vedi eq.30), si nota che nelle prime la maggiore semplificazione adottata che potrebbe inficiare l'attendibilità del dato finale, è legata alla mancata valutazione dell'influenza del tipo di terreno *in situ* e di tutte le proprietà che da esso dipendono (diffusività, porosità, permeabilità).

Per il suolo di tipo *ice* e *rock* valgono le stesse considerazioni fatte nella precedente trattazione.

3.3.5.2 Traspirazione T_R

La relazione utilizzata per il calcolo di T_R ricalca la precedente (eq. 49):

$$T_R = \begin{cases} (1 - f_i)(1 - f_{snow})f_{p\ln t} \sum_{k=1}^{k_{tot}} \beta_{Tr,k}^2 r_{wt,k} E_{pot}(T_{sfc}); T_{sfc} > T_0 \\ 0; T_{sfc} < T_0 \end{cases} \quad \text{eq. 49}$$

con alcune fondamentali variazioni:

- Il calcolo di T_R si effettua sommando i contributi dovuti a tutti gli strati di terreno del modello in cui siano presenti apparati radicali; tramite il fattore $r_{wt,k}$ ($0 \leq r_{wt,k} \leq 1$) si valuta, in base al tipo di vegetazione, per ogni strato k del modello, quale sia l'estensione degli apparati radicali rispetto allo spessore totale del layer e quindi il peso dello strato k -simo sul totale.

¹³ Si veda **Appendice A**



$$r_{wt,k} : \begin{cases} \frac{\min(z_{root}; \Delta z_1)}{\sum_{i=1}^k (\Delta z_k)}; k = 1 \\ \left(\frac{z_{root} - \sum_{i=1}^{k-1} \Delta z_k}{\sum_{i=1}^k (\Delta z_k)} \right); k > 1 \end{cases}$$

- La possibilità per la vegetazione di immettere, tramite la traspirazione, vapor d'acqua in atmosfera è legata alla possibilità per gli apparati radicali di poter attingere tale acqua dal suolo; in tali relazioni si tiene conto del contenuto d'acqua del suolo tramite il fattore $\beta_{Tr,k}$:

$$\beta_{Tr,k} : \begin{cases} 0; \eta_k < \eta_{pwp} \\ \frac{(\eta_k - \eta_{pwp})}{\eta_{tlp} - \eta_{pwp}}; \eta_{pwp} < \eta_k < \eta_{tlp} \\ 1; \eta_k > \eta_{tlp} \end{cases}$$

Esso assume la stessa forma dell'analogo termine già visto nel calcolo del termine di evaporazione (eq.49), ma in luogo di η_{fc} e η_{adp} vi sono rispettivamente η_{tlp}^{13} , contenuto s'acqua per incipiente plasmolisi e η_{pwp}^{13} contenuto d'acqua per il quale si ha l'appassimento della vegetazione. Il contenuto d'acqua per incipiente plasmolisi η_{tlp} viene assunto come il contenuto minimo d'acqua nel suolo per il quale la traspirazione possa essere considerata funzione solo delle condizioni atmosferiche e del tipo di vegetazione (al di sotto di tale valore del contenuto d'acqua infatti, si assume cominci l'avvizzimento della pianta risultando l'acqua persa a causa dei processi evapotraspirativi maggiore di quella reintegrabile tramite l'apparato radicale) mentre il valore η_{pwp} rappresenta invece il contenuto per il quale l'acqua si considera sia trattenuta con una forza tale da non essere disponibile per assorbimento radicale (ossia $T_R = 0$).

Dal confronto tra la relazione utilizzata nel modello di Dickinson (eq.42) e quella ora scritta (eq.50) si nota come quest'ultima trascuri molti elementi nella valutazione del flusso traspirativo; ad esempio, le dinamiche relative alla conduttanza stomatica vengono fatte dipendere soltanto dal contenuto d'acqua nel suolo e dalla profondità degli apparati radicali tralasciando l'influenza



della radiazione e della temperatura; è del tutto trascurata l'aliquota del flusso di evapotraspirazione dovuta all'acqua trattenuta dalle foglie a seguito di una precipitazione.

Anche in tal caso T_R è assunto pari a zero per suoli di tipo ice o rock.

3.3.6 Evaporazione dall'Interception Store E_i e dallo Snow Store E_s

Formazione di rugiada e brina

Si considera, in presenza di acqua nell'*interception store* ($W_i > 0$) e flusso diretto verso l'alto ($E_{pot}(T_{sfc}) < 0$), che il valore di E_i possa essere espresso dalla relazione:

$$E_i = \max\left(\frac{-\rho}{\Delta t} W_i; f_i E_{pot}(T_{sfc})\right) \quad \text{eq. 50}$$

a seconda che il fattore limitante per il flusso sia dato dal contenuto d'acqua W_i o dalle condizioni atmosferiche che definiscono $E_{pot}(T_{sfc})$.

Uguualmente, in presenza di neve nello snow store ($W_s > 0$) e flusso di vapore ascendente ($E_{pot}(T_{sfc}) < 0$), si trova:

$$E_s = \max\left(\frac{-\rho}{\Delta t} W_s; f_{snow} E_{pot}(T_{snow,sfc})\right) \quad \text{eq. 51}$$

per essa è possibile ripetere le considerazioni fatte in merito ad E_i , con $T_{snow,sfc}$ è espressa la temperatura al di sopra della coltre di neve.

La rugiada, espressione della presenza di un flusso di umidità diretto verso il suolo ($E_{pot}(T_{sfc}) > 0$) a $T_{sfc} > T_0$, è valutata secondo la relazione:

$$E_i = E_{pot}(T_{sfc}) \quad \text{eq. 52}$$

si considera che essa sia annoverabile per intero nell'*interception store*.

Allo stesso modo la brina, indice sempre di flusso diretto verso il suolo ($E_{pot}(T_{sfc}) > 0$) ma con $T_{snow,sfc} < T_0$ è espresso tramite la relazione:

$$E_s = E_{pot}(T_{snow,sfc}) \quad \text{eq. 53}$$

con la quale, anche in tal caso, si considera l'inclusione dell'intero flusso all'interno dello snow store.

3.4 Interception Store: infiltrazione e ruscellamento

Si assume che la capacità massima dell'*interception store* $W_{i,max}$ sia espressa tramite la seguente relazione:



$$W_{i,\max} = W_{i,o} (1,0 + 5,0 f_{p \ln t}) \quad \text{eq. 54}$$

$W_{i,o}$ capacità dell'IS in assenza di vegetazione; ($= 5 * 10^{-4} [m]$)

nella quale si evidenzia come, all'aumentare della frazione di suolo coperta da vegetazione $f_{p \ln t}$, aumenti la capacità massima dell'interception store data la funzione esplicitata dalla vegetazione di intercettazione della precipitazione e della rugiada.

Se $W_i > 0$ e $T_{sfc} > T_0$, vi è l'esistenza di un flusso di infiltrazione all'interno dello strato superiore del suolo I_{perc} espresso tramite la relazione:

$$I_{perc} = \frac{W_i' \rho}{\tau_{perc}} \quad \text{eq. 55}$$

- $\tau_{perc} = 1000s > 2\Delta t$ è una costante di tempo che dà conto della capacità dell'IS di "equalizzare" il flusso entrante nel suolo;
- W_i' rappresenta invece il valore del contenuto d'acqua dell'*interception store* a seguito dell'evaporazione occorsa nel passo temporale $2\Delta t$:

$$W_i' = W_i + E_i \frac{2\Delta t}{\rho} \quad \text{eq. 56}$$

Al sopraggiungere della precipitazione piovosa P_r , parte dell'acqua si infiltra direttamente nel terreno $I_{rain} = (1 - \alpha)P_r$ e parte, trattenuta dalla vegetazione e nelle depressioni superficiali, è assunta come entrante all'interno dell'*interception store* αP_r .

Il parametro α cresce al decrescere del contenuto d'acqua W_i' (Crawford e Linsley, 1966); ciò indica come, al progredire della precipitazione e all'avvicinarsi del contenuto d'acqua W_i' alla capacità massima, la pioggia mostri sempre più una maggiore tendenza ad infiltrarsi direttamente nel suolo:

$$\alpha = \max \left[\left(1,0 - \frac{W_i'}{W_{i,\max}}\right)^{\frac{1}{2}}; \frac{(W_{i,\max} - W_i') \rho / 2\Delta t + I_{perc}}{P_r} \right] \quad \text{eq. 57}$$

(la seconda relazione evita che possa, in modo non realistico, simularsi una diminuzione del contenuto d'acqua all'interno dell'*interception store* durante la precipitazione).

Il flusso di infiltrazione, $I_{perc} + I_{rain}$, non può naturalmente eccedere il massimo flusso sostenibile dal suolo I_{\max} :

$$I_{\max} = \min \left(\frac{(n - \eta_1) \Delta z_1 \rho}{2\Delta t}; f_r S_{oro} \left[\max(0,5; f_{p \ln t}) I_{k1} \frac{(n - \eta_1)}{n} + I_{k2} \right] \right) \quad \text{eq. 58}$$



In tale relazione, il primo termine esprime la possibilità che l'infiltrazione sia limitata da un elevato valore del contenuto d'acqua all'interno dello strato più superficiale che ostacola un ulteriore afflusso dall'esterno mentre il secondo esprime il massimo flusso sostenibile in funzione del tipo di suolo e di area in esame (Hillel, 1980).

In tale relazione l'infiltrazione massima sostenibile dal suolo è data dalla somma di due aliquote:

- I_{k2} che esprime l'infiltrazione in condizioni stazionarie per strato superficiale saturo; dipende dal tipo di suolo e decresce al ridursi della dimensione dei pori
- $\max(0.5; f_{p\ln t})I_{k1}$ che esprime l'aliquota di infiltrazione occorrente oltre I_{k2} per strato di suolo superficiale completamente asciutto ($\eta_1 = 0$)

ridotte tramite due fattori:

- $f_r = 1 - \frac{\eta_{ice,1}}{n}$ tramite il quale si tiene conto della riduzione della porosità dovuta al ghiaccio

contenuto nello strato più superficiale del suolo ($\eta_{ice,1} = \frac{W_{ice,1}}{\Delta z_1}$)

- S_{oro} tramite il quale si tiene conto dell'orografia; assunto in Terra_LM pari ad uno.

Restano da definire ora le aliquote componenti il flusso di ruscellamento.

La prima aliquota, occorre qualora il flusso infiltrante $I_{perc} + I_{rain}$ superi I_{max} :

$$R_{infil} = I_{perc} + (1 - \alpha)P_r - I_{max} \quad \text{eq. 59}$$

La seconda aliquota possibile è rappresentata da R_{INTER} o $R_{i,e}$ a seconda del contenuto d'acqua presente nell'*interception store* W'_{i2} ; tale valore rappresenta il contenuto d'acqua ottenuto sommando algebricamente all'iniziale W_i le aliquote dovute ai flussi di precipitazione, evaporazione e infiltrazione occorsi nell'intervallo $2\Delta t$:

$$W'_{i2} = W_i + (\alpha P_r + E_i - I_{perc}) \frac{2\Delta t}{\rho} \quad \text{eq. 60}$$

se $W'_{i2} > W_{i,max}$ si ha:

$$R_{INTER} = \frac{(W'_{i2} - W_{i,max})\rho}{2\Delta t} \quad \text{eq. 61}$$

se $W'_{i2} < \varepsilon = 1.0 \cdot 10^{-6} m$ si considera che l'acqua non venga immagazzinata nell'IS ma dia vita alla componente $R_{i,e}$:



$$R_{i,e} = \frac{W'_{i2}\rho}{2\Delta t} \quad \text{eq. 62a}$$

Si citano ora per completezza alcuni casi speciali:

- Se $P_r > 0$ e $W_s > 0$, si usa $\alpha=0$ considerando che non possa esserci acqua liquida sulla coltre di neve; in tal caso la precipitazione P_r è assunto contribuisca solamente e totalmente alla formazione del ruscellamento
- Se $P_r > 0$, $W_s = 0$ e $T_{sfc} < T_0$, la precipitazione è trattata come pioggia congelata e quindi P_r diventa P_s
- Se $P_s > 0$ e $T_{sfc} > T_0$, la neve è trattata come neve sciolta quindi liquida e P_s diventa P_r

3.5 Flusso d'acqua tra strati $F_{k,k+1}$ e $F_{k-1,k}$

Il flusso d'acqua tra strati contigui (ossia tra il generico strato k e lo strato sottostante $k+1$, $F_{k,k+1}$, oppure tra lo strato k e lo strato sovrastante $k-1$, $F_{k-1,k}$) può essere espresso utilizzando l'equazione di Richards:

$$\frac{\partial(\eta)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\eta) \frac{\partial \eta}{\partial z} + k(\eta) \right] = \frac{\partial F}{\partial z} \quad \text{eq. 63}$$

I valori della permeabilità $k(\eta)$ e della diffusività idraulica $D(\eta)$ sono espressi, tramite l'analisi dimensionale, nella formulazione di *Rijtema (1969)*:

$$D(\eta) = D_o e^{\frac{D_1(n-\eta_{m,l})}{n-\eta_{adp}}} \quad \text{eq. 64}$$

$$k(\eta) = k_o e^{\frac{k_1(n-\eta_{m,l})}{n-\eta_{adp}}} \quad \text{eq. 65}$$

Nella trattazione svolta fino ad ora sul valore di $F_{k,k+1}$ e $F_{k-1,k}$ non si è, però, considerata la presenza del ghiaccio che può ridurre significativamente il flusso tra strati.

Si definisce quindi il valore η_l^1 che definisce proprio il rapporto tra contenuto d'acqua liquida e porosità non occlusa dal contenuto di ghiaccio η_{ice}

$$\eta_l^1 = \frac{\eta}{1-\eta_{ice}} \quad \text{eq. 66}$$

Tale termine sostituisce η nelle relazioni sopra introdotte (eq. 64 e eq.65).

Si valuta invece la maggiore difficoltà del flusso a muoversi, dato che i pori sono in parte riempiti da ghiaccio, riducendo i coefficienti idraulici (k , D) attraverso il fattore:



$$r = 1 - \frac{\max(\eta_{ice,k}, \eta_{ice,k+1})}{\eta} \quad \text{eq. 67}$$

3.6 Ruscellamento dal k -simo strato

La componente di ruscellamento originata dal generico strato k , R_k , è considerata se il contenuto d'acqua dello strato supera la capacità di campo e la divergenza del flusso risulta negativa (flusso diretto verso il basso) (divergenza negativa).

$$R_k = -\frac{\eta_k - \eta_{fc}}{n - \eta_{fc}} \left(\frac{\partial F}{\partial z} \right)_k \Delta z_k \quad \text{eq. 68}$$



4 Equazione di conduzione del calore

Processi Termici

L'equazione utilizzata per la previsione della temperatura all'interno del suolo è l'equazione di conduzione del calore:

$$\frac{\partial T_{so}}{\partial t} = \frac{1}{(\rho c)} \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_{so}}{\partial z} \right) \quad \text{eq. 69}$$

ρc capacità di calore

λ conducibilità termica

L'acqua presente nell'interception store è assunto sia alla stessa temperatura dello strato più superficiale del suolo.

Energy budget

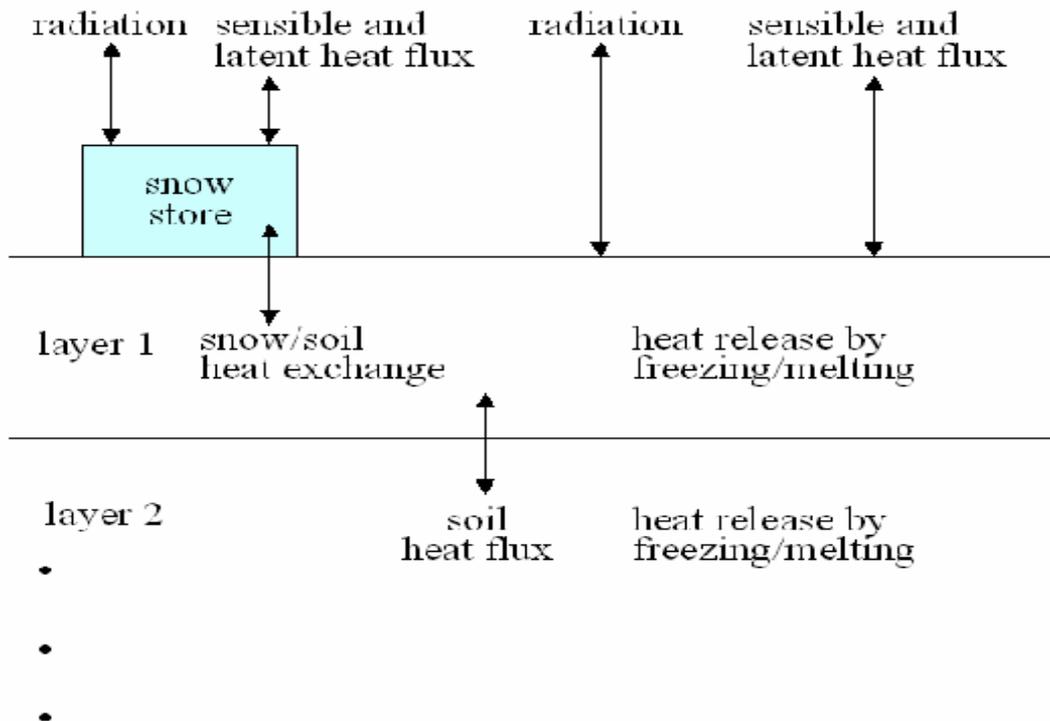


Figura 5 energy budget

4.1 Previsione di T_{sfc} per terreno senza neve

Tale caso, permettendo di trascurare tutti i fenomeni fisici connessi alla presenza di neve, risulta il più semplice da considerare.

Parametri dell' eq. 69

$$\lambda = \lambda_o + \left\{ 0.25 + 0.3\Delta\lambda(1 + 0.75\Delta\lambda)^{-1} \right\} \Delta\lambda f_\lambda \quad \text{eq. 70}$$



$$f_{\lambda} = \min \left\{ \frac{2(\eta_{fc} + \eta_{pwp})}{n}, 1 + \left(\frac{2(\eta_{fc} + \eta_{pwp})}{n} - 1 \right) \frac{1 + 0.35\Delta\lambda}{1 + 1.95\Delta\lambda} \right\} \quad \text{eq. 71}$$

$$\rho c = \rho_0 c_0 + \rho c_w w_l + \rho c_{ice} w_{ice} \quad \text{eq. 72}$$

condizioni a contorno superiore

L'equazione di conduzione (eq. 69) per il primo strato si particolarizza nella forma seguente:

$$\frac{1}{\rho c \Delta z_1} \left[\lambda \frac{T_{m,2} - T_{m,1}}{z_{m,2} - z_{m,1}} + G_{sfc} \right] = \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{l_{layer}} \quad \text{eq. 73}$$

La definizione della condizioni superiori è essenzialmente legata ad esplicitare quali siano i flussi di calore che determinano la forzante G_{sfc} .

$$G_{sfc} = c_p H_{sfc}^3 + L(F_q^3)_{sfc} + Q_{rad,net} + G_p + G_{snow,melt} \quad \text{eq. 74}$$

$c_p H_{sfc}^3$: flusso di calore sensibile

$L(F_q^3)_{sfc}$: flusso di calore latente

$Q_{rad,net}$: radiazione netta al suolo

G_p : flusso di calore per passaggi di stato della precipitazione

- $T_{sfc} < T_0 \cup P_r > 0 \rightarrow G_p = L_f P_r$
- $T_{sfc} < T_0 \cup P_{snow} > 0 \rightarrow G_p = -L_f P_{snow}$

$G_{snow,melt}$: flusso di calore per melting della coltre di neve (vedi 4.3)

condizioni a contorno inferiore

si assume, come detto in precedenza, che oltre una certa profondità (7.29m) le oscillazioni in ampiezza della temperatura risultino il 5-10% di quelle registrate al suolo e quindi si possa considerare un valore costante T_c (deep soil temperature, par.2.4).

4.2 Previsione della temperatura per coltre di neve e terreno coperto di neve

Nel caso di un terreno parzialmente coperto di neve, è necessario calcolare la temperatura media della coltre T_{snow} ed in superficie $T_{snow,sfc}$

$$T_{snow} = \frac{T_{sfc} + T_{snow,sfc}}{2} \quad \text{eq. 75}$$

L'equazione di conduzione quindi si particolarizza come segue:



$$(\rho c \Delta z)_{snow} \left(\frac{\partial T_{snow}}{\partial t} \right) = G_{snow, sfc-sfc} - G_{snow} + G_{melt} \quad \text{eq. 76}$$

$(\rho c \Delta z)_{snow}$ capacità di calore per unità di superficie

$$\rho_{snow} = \rho_{snow, min} + z_{snow} \left(\frac{\partial \rho_{snow}}{\partial z_{snow}} \right) < 400 \text{ kg / m}^3 \quad \text{eq. 77}$$

$$0.01 \text{ m} < \Delta z_s = \frac{\rho W_{snow}}{\rho_{snow} f_{snow}} < 1.5 \text{ m spessore della coltre}$$

I termini a secondo membro dell'eq. 76 sono dati da:

- Al bordo superiore $G_{snow, sfc-sfc} = G_{snow, sfc}$ che assume la stessa forma di G_{sfc} (eq.73); con il termine $L(F_q^3)_{sfc}$ sostituito da LE_{snow} :

$$G_{snow, sfc} = c_p H_{sfc}^3 + LE_{snow} + Q_{rad, net} + G_p + G_{snow, melt} \quad \text{eq. 78}$$

- Al bordo inferiore $G_{snow, sfc-sfc} = G_{sfc}$:

$$G_{sfc} = (1 - f_{snow}) (c_p H_{sfc}^3 + L(F_q^3)_{sfc} + Q_{rad, net}) + f_{snow} G_{snow} \quad \text{eq. 79}$$

- $G_{snow} = \lambda_{snow} \frac{T_{snow, sfc} - T_{sfc}}{\Delta z_{snow}} \quad \text{eq. 80}$

$$0.20 \text{ W / mK} < \lambda_{snow} = \lambda_{snow, min} + W_{snow} \frac{\partial \lambda_{snow}}{\partial W_{snow}} < 1.50 \text{ W / mK} \quad \text{eq. 81}$$

G_{melt} flusso di calore per melting della coltre di neve (vedi 4.3)

4.3 Processi di melting

In presenza di coltre di neve, le temperature ricavate in precedenza risultano essere solamente preliminari ($T_{snow, sfc} = T_{snow, sfc, p}$, $T_{sfc} = T_{sfc, p}$) in quanto per $T_{snow, sfc}$ o T_{sfc} maggiori di T_0 , è necessario portare in conto gli effetti dello scioglimento della neve.

I casi che possono presentarsi sono due.

I caso $T_{snow, sfc, p} > T_0$

La temperatura superficiale della coltre è riportata al valore T_0 mentre T_{sfc} resta invariata.

L'energia termica della coltre è:

$$E = \rho c_{ice} W_{snow} \frac{(T_{snow, sfc, p} + T_{sfc})}{2} \quad \text{eq. 82}$$



Dato che $T_{snow,sfc,p} > T_0$, una quantità di neve ΔW_1 si scioglie; tale processo richiede un'aliquota di energia pari a:

$$E_m = \rho L_f \Delta W_1 \quad \text{eq. 83}$$

Il contributo energetico portato, invece, dalla quantità ΔW_1 è:

$$E_w = \rho c_{ice} T_0 \Delta W_1 \quad \text{eq. 84}$$

mentre la neve restante mantiene un contributo energetico pari a:

$$E_2 = \rho c_{ice} \left(\frac{T_0 + T_{sfc}}{2} \right) (W_{snow} - \Delta W_1) \quad \text{eq. 85}$$

L'equazione di equilibrio energetico:

$$E_1 = E_m + E_w + E_2 \quad \text{eq. 86}$$

permette di ricavare il valore di ΔW_1 (unica incognita del problema):

$$\Delta W_1 = W_{snow} \frac{T_{snow,sfc,p} - T_0}{T_0 - T_{sfc} + \frac{2L_f}{c_{ice}}} \quad \text{eq. 87}$$

A causa del grosso valore dell'ultimo addendo a denominatore ($\approx 160K$), si assume non possibile si verifichi in un solo step temporale il completo scioglimento della coltre.

A causa del processo di melting, la variazione di temperatura media della coltre è:

$$\Delta T_{snow,1} = \frac{(T_{snow,sfc,p} + T_{sfc} - (T_0 + T_{sfc}))}{2} = \frac{T_{snow,sfc,p} - T_0}{2} \quad \text{eq. 88}$$

Il caso $T_{sfc,p} > T_0$

In tal caso, può verificarsi sia $T_{snow,sfc,p} > T_0$, sia $T_{snow,sfc,p} < T_0$.

Vi sarà, in primo luogo, un trasferimento di calore dal suolo alla coltre con conseguente abbassamento della temperatura del primo fino al valore T_0 .

L'ammontare di energia impiegata nel trasferimento è pari a:

$$E_w = (\rho c \Delta z)_{k=1} (T_{sfc,p} - T_0) \quad \text{eq. 89}$$

mentre la coltre passa dalla temperatura

$$T_{snow,p} = \frac{(T_{snow,sfc,p} + T_{sfc,p})}{2} \quad \text{eq. 90}$$

alla temperatura:

$$T_{snow,p2} = \frac{T_{snow,sfc,p2} + T_0}{2} = T_{snow} + \Delta T_{snow,2} \quad \text{eq. 91}$$



$\Delta T_{snow,2}$ può essere calcolata, secondo la formula:

$$\Delta T_{snow,2} = \frac{(\rho c \Delta z)_{k=1} (T_{sfc,p} - T_0)}{(\rho c \Delta z)_{snow}} \quad \text{eq. 92}$$

Quindi la temperatura sulla superficie della coltre risulta:

$$T_{snow,sfc,finale} = 2T_{snow,p2} - T_0 \quad \text{eq. 93}$$

Qualora questa ultima dovesse in tal modo risultare maggiore di T_0 , si scioglierà un' ulteriore aliquota di neve.

Affinché si sciogla l'intera coltre, è necessario un apporto di energia pari a:

$$E_{mt} = L_f \rho W_{snow} \quad \text{eq. 94}$$

L'energia ottenibile dalla riduzione della temperatura media della coltre vale invece:

$$E_{av} = \frac{(\rho c \Delta z)_{snow} (T_{snow,sfc,p2} - T_0)}{2} \quad \text{eq. 95}$$

tale contributo però si oppone all'innalzamento della temperatura media, producendo una variazione di temperatura pari a:

$$\Delta T_{snow,3} = \frac{(T_{snow,sfc,p2} - T_0)}{2} \quad \text{eq. 96}$$

La parte della coltre che quindi risulterà sciolta sarà:

$$\Delta W_2 = m_{fr} W_{snow} \quad \text{eq. 97}$$
$$m_{fr} = \min \left\{ 1; \frac{E_{av}}{E_{mt}} \right\}$$

Se $E_{av} > E_{mt}$ la rimanente energia è utilizzata per riscaldare lo strato superiore del suolo della frazione:

$$\Delta T_{soil} = \frac{(E_{av} - E_{mt})}{(\rho c \Delta z)_{k=1}} \quad \text{eq. 98}$$

Infiltrazione e ruscellamento

Nel *I caso* si considera che ΔW_1 generi semplicemente un'ulteriore aliquota di ruscellamento, mentre nel secondo caso ΔW_2 è diviso tra infiltrazione e ruscellamento tramite il fattore R_{fr} .

$$R_{fr} = \max \left\{ 0,0; \min \left\{ 1,0; \frac{\eta_l - \eta_{fc}}{n - \eta_{fc}} \right\} \right\} \quad \text{eq. 99}$$

G_{snow} e G_{melt}

A questo punto, possono essere definiti anche i due ultimi termini legati ai processi di melting:



$$G_{melt} = \frac{(\rho c \Delta z)_{snow} (\Delta T_{snow,1} + \Delta T_{snow,2} + \Delta T_{snow,3})}{2\Delta t} \quad \text{eq. 100}$$

$$G_{snow,melt} = \frac{(\rho c \Delta z)_{k=1} (\Delta T_{soil})}{2\Delta t} \quad \text{eq. 101}$$

4.4 Processi di freezing/melting nel suolo

Il trattamento dei processi di freezing/melting del ghiaccio nel suolo necessiterebbe di una soluzione iterativa troppo onerosa da un punto di vista computazionale per un modello SVAT; per tal motivo, all'interno del modello Terra_LM viene adottato un approccio semplificato.

Se al termine degli step di risoluzione dell'equazione di conduzione del calore e dell'eventuale scioglimento della coltre, la temperatura preliminare del suolo ($T_{so,p}$), dovesse risultare:

- $T_{so,p} > T_*$ si considera la presenza di un processo di melting
- $T_{so,p} < T_*$ si considera la presenza di un processo di freezing

T_* è la temperatura per la quale realmente avviene il congelamento dell'acqua nei pori del terreno; infatti, a causa delle forze capillari e di natura chimica che si sviluppano all'interfaccia tra liquido e granuli di terreno, la temperatura di congelamento risulta minore di 0°C .

La formula utilizzata per il calcolo di T_* è data da *Warrack (2000)*:

$$T_* = T_0 \left(1 - \frac{g \psi_0}{L_f} \left(\frac{n}{\eta_l} \right)^b \right)^{-1} \quad \text{eq. 102}$$

Essa è ottenuta uguagliando la relazione di *Fuchs (1978)*:

$$\psi(T) = \frac{L_f (T_* - T_0)}{g T_*} \quad \text{eq. 103}$$

che lega potenziale matriciale ψ e temperatura di congelamento reale dell'acqua nel suolo e la relazione di *Spaans e Baker (1996)*:

$$\psi(\eta_l) = \psi_0 \left(\frac{\eta_l}{n} \right)^{-b} \quad \text{eq. 104}$$

con la quale si ipotizza che la legge sperimentale che lega potenziale e contenuto d'acqua liquida nel suolo per i processi di freezing/melting sia esprimibile nella stessa forma della legge di ritenzione idrica. Nell'eq.104, i valori di ψ_0 (potenziale per il quale si verifica l'ingresso dell'aria



nei pori del suolo) e b vengono ricavati tramite l'utilizzo di funzioni *pedotransfer*¹⁴ (Cosby, 1984).

$$\psi_0 = \psi_{air} 10^{1,88-1,3f_s}$$

$$b = 2,91 + 15,9f_c$$

f_c frazione di argilla nel terreno

f_s frazione di sabbia nel terreno

(per la torba sono utilizzati valori equivalenti a quelli del soil type "sand").

L'energia (per unità di superficie) quindi necessaria nei processi di freezing/melting è pari a:

$$E = \rho c \Delta z (T_{sfc,p} - T_*)$$

La colonna d'acqua che quindi può gelare o il ghiaccio che può sciogliersi è:

$$\Delta W_l = \Delta W_{ice} = \min\left(\frac{E}{L_f \rho}; \Delta W_{ice,t-1}\right) [\text{m}]$$

con $\Delta W_{ice,t-1}$ che rappresenta il contenuto di acqua ghiacciata presente nel momento in cui hanno inizio i processi di scioglimento del ghiaccio.

A questo punto, può essere definito anche l'ultimo termine S_k (eq. 21) che rappresenta l'aliquota di acqua che cambia fase nello step temporale Δt :

$$S_k = \rho \frac{\Delta W_l}{\Delta t} \quad k = 1, \dots, n+1$$

¹⁴ **Pedotransfer function** è un termine usato per definire le funzioni che modellano alcune proprietà del suolo a partire da altre più facili da misurare o già disponibili.

Il termine fu coniato da Bouma col significato di "tramutare i dati che abbiamo in quelli di cui abbiamo bisogno". I dati più facilmente reperibili sono quelli sulla granulometria o la struttura o la morfologia; le funzioni pedotransfer aggiungono valore ad esse dato che permettono di conoscere proprietà del suolo altrimenti difficilmente misurabili. Per le funzioni pedotransfer i metodi statistici più utilizzati sono:

- Metodo statistico della regressione lineare (per modellare i legami tra variabili e la forza del legame tra esse)
- Metodo informatico del *data mining* (letteralmente: *estrazione da una miniera di dati*); estrazione di informazioni utili, eseguita in modo automatico o semiautomatico, da grandi quantità di dati. Le tecniche e gli algoritmi di *data mining* hanno lo scopo di analizzare vasti campioni di dati, allo scopo di identificare interessanti regolarità dette pattern. I pattern così identificati possono essere, nella ricerca scientifica, il punto di partenza per ipotizzare e quindi verificare nuove relazioni di tipo causale fra fenomeni; in generale, possono servire in senso statistico per formulare previsioni su nuovi insiemi di dati.



A seguito del processo fisico di scioglimento o formazione del ghiaccio, la temperatura superficiale del suolo $T_{sfc,f}$ assume il valore:

$$T_{sfc} = T_* + (\Delta W_{ice,t-1} - \Delta W_{ice}) \frac{L_f \rho_w}{\rho c \Delta z}.$$



Conclusioni

Dallo studio preliminare del **soil module** Terra_LM i principali limiti del modello si evince:

- un modello di suolo monodimensionale (ad esempio vengono mal considerati le dinamiche di infiltrazione e ruscellamento)
- nella parte idrologica del modello, impossibilità di variare le condizioni al contorno inferiore (ad esempio tale ipotesi non tiene in conto di altre possibili configurazioni come la presenza di strati impermeabili).
- classificazione grossolana delle tipologie di suolo presenti (non sono valutate le curve di ritenzione, di permeabilità e si utilizzano parametri idraulici e termici forfaitari)
- non considerazione del contributo dell'acqua di irrigazione (in Italia pari al 48% della richiesta idrica totale, [fonte: IRSA-CNR])
- definizione di una sola tipologia di suolo per ogni cella (area minima 2.8kmx2.8km) e per l'intero spessore verticale del volume di terreno
- non considerazione dell'effetto degli ecosistemi urbani sul ciclo idrologico o sull'aumento locale di temperatura.

Bisogna altresì ricordare, come la difficoltà principale nell'implementazione di un modello SVAT stia proprio nella ricerca di un equilibrio tra una valida parametrizzazione dei fenomeni da rappresentare e la volontà di limitare il più possibile l'onere computazionale (la loro funzione è, infatti, come detto, principalmente di supporto a modelli meteorologici o idrologici). e quindi ogni miglioramento che si volesse apportare al modello deve tener conto di tale limite.

Si reputa quindi necessario confrontare il nostro modello di riferimento con altri modelli SVAT al fine di valutare l'approccio da essi utilizzato, capire se anche in essi siano reperibili gli stessi limiti o come essi siano stati risolti.



APPENDICE A: Acqua nel suolo

Il **potenziale idrico** $\psi [J / (kg / (m / s^2))]$ rappresenta "l'ammontare di lavoro utile, per unità di peso di acqua pura, che le forze applicate dall'esterno fanno per portare, reversibilmente ed isotermicamente, una quantità infinitesima di acqua da una posizione di riferimento standard, con potenziale zero, ad un punto particolare del sistema considerato " (*Belsito et al 1988*).

Assumendo come riferimento il potenziale per l'acqua libera, usualmente ψ assume per l'acqua nel suolo valore negativo (tale acqua è infatti "meno libera" di muoversi rispetto all'acqua libera).

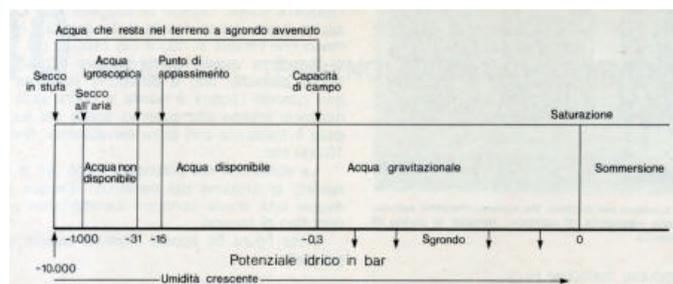
Il potenziale totale si può esprimere come somma di potenziali parziali:

$$\psi = \psi_o + \psi_p + \psi_m + \psi_w + \psi_g$$

con:

- ψ_o potenziale osmotico; è dipendente dalla differente concentrazione di soluto in punti diversi; il suo valore è sempre trascurabile tranne che in prossimità degli apparati radicali
- ψ_p potenziale pneumatico dovuto alla pressione dell'aria (dipende da pressioni locali diverse da quella di riferimento; per potenziale espresso in termini di pressione a 1013kPa $\psi_p = 0$).
- ψ_m potenziale matriciale o capillare dovuto alle forze di tensione superficiale; l'entità di questa dipende dalle dimensioni medie dei pori (minore è la loro dimensione maggiore è il potenziale).
- ψ_w dovuto ad eventuali sovraccarichi
- ψ_g potenziale gravitazionale, definito dalla posizione dell'acqua nel campo gravitazionale

La maggior parte dell'acqua che arriva nel suolo per irrigazione o a causa di piogge si muove per gravità ma velocemente viene allontanata dal suolo per cui per lunghi periodi di tempo l'aliquota principale risulta ψ_m . Utilizzando il grafico sotto presentato, è possibile classificare l'acqua presente nel suolo come:





- **Acqua di saturazione** rappresenta l'acqua contenuta nel suolo quando tutti i pori sono pieni. Approssimativamente è pari al doppio della capacità di campo
- **Acqua gravitazionale** l'acqua che viene drenata dal suolo per gravità
- **Capacità di campo** η_{fc} l'aliquota di acqua che può essere trattenuta dal suolo per potenziale idrico pari a $-0.3bar$; costituisce la misura della più grande quantità di acqua che un suolo può trattenere dopo essere stato completamente bagnato ed aver allontanato l'acqua gravitazionale (terreno sgrondato ossia svuotamento dei macropori); è pari quindi, alla somma dell'acqua capillare e quella igroscopica. Quando la falda è profonda, difficilmente un suolo raggiungerà la sua capacità di campo, a meno che non sia idratato per irrigazione, in quanto gli strati meno superficiali e più secchi, tenderanno sempre ad assorbire acqua; laddove invece la falda non si collochi in profondità, i movimenti di risalita capillare sono sufficienti a reidratare gli strati soprastanti e quindi a portare un suolo alla capacità di campo
- **Acqua disponibile** ($-15bar < \psi < -0.3bar$) corrisponde essenzialmente all'acqua capillare e rappresenta l'aliquota che è utilizzabile per assorbimento radicale
- **Acqua al punto di appassimento** η_{pwp} rappresenta il contenuto d'acqua per potenziale idrico pari a $-15bar$; l'acqua è trattenuta con una forza tale da non essere disponibile per assorbimento radicale.
- **Acqua igroscopica** avvolge le particelle di suolo formando pellicole molto sottili, trattenuta con una forza tale da non essere utilizzabile dalle piante. Tale frazione varia da un suolo all'altro
- **Contenuto d'acqua per secco all'aria (air dryness point)** η_{adp} l'acqua che il terreno conserva anche dopo essere stata essiccata all'aria asciutta
- **Contenuto d'acqua per secco in stufa** l'acqua che il terreno conserva anche dopo essere stata essiccata alla temperatura di 105°