

POLITECNICO DI MILANO

Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale,  
Infrastrutture viarie e Rilevamento



MISURE SATELLITARI E MODELLISTICA DI  
BILANCIO IDROLOGICO PER LA STIMA  
DELLE RISORSE IDRICHE NEL BACINO  
DELLO YANGTZE

Relatore: Prof. Mancini Marco

Correlatrice: Ing. Corbari Chiara

Tesi di laurea di:

Casteletti Fabio 740628

Mora Marco 751869

Anno accademico 2010/2011

# INTRODUZIONE

L'attenzione scientifica negli ultimi decenni si è spostata sempre più sulla ricerca approfondita dei meccanismi che regolano la corretta modellazione degli eventi di piena che si instaurano in un corso d'acqua in seguito ad un evento meteorico.

La modellistica matematica delle piene può dare un contributo importante per quantificare le portate transienti all'interno di un corso d'acqua, riconoscendo i limiti oltre i quali l'evento può definirsi critico (Famiglietti & Wood, 1994; Rabuffetti et al., 2008; Ravazzani et al., 2007; Troch et al., 1993; Montaldo & Albertson, 2001; Gurtz, 2002). Questo ci permette di ottenere previsioni sul comportamento di un determinato bacino idrografico in un arco temporale futuro, inquadrando i possibili interventi in caso di allerta, e al fine di fornire un supporto preventivo di sicurezza alla popolazione e al territorio interessati.

I modelli di bilancio idrologico hanno l'obiettivo di quantificare i flussi di massa e di energia a scala di bacino. Tuttavia, la loro applicazione, sia nella ricerca operativa e scientifica, è limitata dalla difficoltà di verificare i flussi di evaporazione e contenuto idrico del suolo su scale ad elevata estensione, associato all'impossibilità di controllare il legame tra variabili interne ed esterne (Dooge, 1986).

Per supplire a tale mancanza la comunità scientifica ha optato per un utilizzo del modello in parallelo con dati rilevati da satellite, al fine di avere il controllo anche sui parametri interni al modello, e non solo su quelli un'uscita come la portata, e di determinare quali legami sussistono tra le due tipologie di variabili.

In questa tesi è stato utilizzato un modello di bilancio idrologico distribuito (FEST-EWB) (Mancini 1990, Ravazzani 2001, Corbari 2010) che utilizza un approccio innovativo per la soluzione del bilancio di massa ed energia tra suolo e bassa atmosfera per applicazioni a scala locale e di bacino idrografico. In particolare il bilancio energetico è risolto ricercando quella temperatura rappresentativa di equilibrio termodinamico (RET) che è definita come la temperatura superficiale (LST) che chiude il bilancio energetico. Utilizzando quest'approccio, l'umidità del suolo (SM), che è riconosciuta come la variabile chiave in questi modelli, è direttamente legata al flusso di calore latente e quindi alla temperatura superficiale (LST).

Pertanto, il confronto tra LST da satellite e RET sembra un modo conveniente di controllare le variabili interne caratteristiche dei flussi del bilancio di massa ed energia in ogni pixel del modello idrologico ottenendo il doppio risultato di fornire ulteriori punti di controllo rispetto ai dati tradizionali di misura delle portate, valutare l'uso dei dati da satellite di LST per un controllo operativo del modello idrologico.

L'approccio basato su RET è stato testato a diverse scale di risoluzione: dalla scala di campo (10 ha) a Landriano, Moscazzano (Italia) e Bondville (USA), di distretto agrario (1000 ha) a Barrax (Spagna) alla scala di bacino idrografico nel bacino dell'alto Po (300000 ha).

La tesi in questione ha quindi due importanti obiettivi:

- il miglioramento dell'utilizzo sinergico di modellistica idrologica e dati telerilevati per la gestione della risorsa idrica in tempo reale: previsioni delle piene a diversa scala spaziale e temporale.
- La validazione del modello di calcolo del bilancio idrologico per bacini di considerevole estensione areale (900000 ha).

La tesi è stata strutturata in due parti.

Nella PARTE I, comprendente solo il primo capitolo, viene dato un inquadramento generale sulle caratteristiche del bacino idrografico mettendo in evidenza le caratteristiche fisiografiche e climatologiche dell'area analizzata, con l'aggiunta di uno studio sulla situazione climatologica che fa da introduzione ad una approfondita classificazione e trattazione dei dati necessari alla modellazione idrologica.

Il problema della disaggregazione nel tempo dei dati meteorologici è risolto mediante la ricerca di differenti metodologie che ci consentissero di modellare i parametri di radiazione entrante ad onde corte e temperatura dell'aria rispetto ad una scala, quella oraria, più consona ad un'accurata modellazione.

Differenti assunzioni vengono fatte per definire i parametri di pioggia cumulata, velocità del vento e umidità dell'aria posti anch'essi in scala oraria.

Infine si determinano le mappe topografiche e tematiche del territorio, suddivise in: DEM con il reticolo idrografico, mappe di funzione dell'uso e del tipo di suolo e l'indice di copertura fogliare LAI.

La PARTE II fornisce i risultati della modellazione a scala di bacino. Il capitolo 2 presenta un'attenta e dettagliata analisi della dinamica della neve, vincolante per la corretta stima delle portate, attraverso le simulazioni delle fasi di accumulo e fusione nivale. I parametri utilizzati come riferimento per la calibrazione del modello sono: il range di temperatura (superiore ed inferiore) all'interno del quali si verifica l'accumulo nivale ed il tasso di scioglimento per la fusione. L'attendibilità delle simulazioni è ottenuta mediante un confronto a scala di pixel con i valori di presenza nivale forniti dai rilevamenti satellitari del sensore MODIS.

Il capitolo 3 è di fondamentale importanza, perché attraverso un confronto tra i valori di LST simulati dal modello con i valori rilevati dal satellite si calibra il modello di bilancio idrologico. Infatti, in funzione dei valori di temperatura superficiale forniti dal modello e confrontati con i valori satellitari reali, si procede con la modifica dei parametri del suolo e della vegetazione che ne influenzano la modellazione. Inoltre viene introdotto un altro metodo di calcolo dei termini di bilancio energetico, che richiede come dati in ingresso i valori di LST rilevati dai sensori MODIS e AATSR.

Il capitolo 4 raccoglie le verifiche di chiusura del bilancio energetico per tutte le simulazioni effettuate, mettendo in evidenza la variabilità dei termini del bilancio idrico con i parametri calibrati. Successivamente vengono fornite le stime delle portate, dei volumi cumulati e delle curve di durata per tutte le simulazioni fatte, analizzando la variabilità temporale della stima dei deflussi in funzione di determinati parametri del suolo.

L'appendice A descrive il modello di bilancio idrologico utilizzato per questo progetto di tesi.

## RINGRAZIAMENTI

## INTRODUZIONE

### PARTE I: descrizione del bacino e dati meteo idrologici

1	IL BACINO DELLO YANGTZE: DATI NECESSARI ALLA MODELLAZIONE IDROLOGICA	
1.1	Caratteristiche fisiografiche e climatologiche (curva ipsografica, geologia e litologia, regimi pluviometrici ed idrometrici.	1
1.2	Modello idrologico:FEST-EWB	7
1.3	Dati meteorologici al suolo e loro disaggregazione nel tempo	9
1.3.1	Temperatura dell'aria	10
1.3.1.1	Metodi di calcolo della temperatura oraria	10
1.3.1.2	Analisi dei risultati e scelta del metodo	13
1.3.2	Radiazione entrante ad onde corte	16
1.3.2.1	Metodi di calcolo della radiazione solare giornaliera $R_D$	16
1.3.2.2	Metodo di calcolo della radiazione extraterrestre $R_E$	18
1.3.2.3	Metodo di calcolo della radiazione solare oraria $R_H$	18
1.3.2.4	Analisi dei risultati e scelta del metodo	19
1.3.3	Precipitazione cumulata	23
1.3.4	Velocità del vento & umidità dell'aria	24
1.4	Topografia e mappe tematiche	24
1.4.1	DEM e reticolo idrografico	24
1.4.2	Matrici in funzione dell'uso e della copertura del suolo	27
1.4.3	Funzione del tipo di suolo	32
1.4.4	LAI (Indice di copertura fogliare)	37

### PARTE II Risultati della modellazione

2	DINAMICA DELLA NEVE: CALIBRAZIO E VALIDAZIONE DEL FEST-EWB TRAMITE IMMAGINI MODIS DI COPERTURA NEVOSA	
2.1	Introduzione	40
2.2	Analisi delle immagini satellitari	41
2.2.1	Immagini MODIS	44
2.2.2	Elaborazione delle immagini	46
2.3	Confronto estensione nevosa: FEST vs MODIS	48

3	BILANCIO IDRICO DEL SUOLO TRAMITE FEST-EWB E IMMAGINI MODIS E AATSR DI TEMPERATURA SUPERFICIALE	
3.1	Introduzione	60
3.2	Analisi delle immagini satellitari	61
3.2.1	LST da AATSR	61
3.2.2	LST da MODIS	64
3.3	Calibrazione dei parametri del suolo in base alla temperature superficiale da satellite	67
3.3.1	Confronto LST: FEST vs MODIS & AATSR	68
3.3.2	Confronto LST calibrate: FEST vs MODIS & AATSR in date comuni	118
3.4	Stima dell'evapotraspirazione: confronti tra modelli di bilancio energetico	123
3.4.1	SEBS da AATSR	125
3.4.2	SEBS da MODIS	128
3.4.3	SEBS da AATSR & MODIS vs FEST	132
4	IL BILANCIO IDROLOGICO E STIMA DELLA RISORSA IDRICA	
4.1	Verifica del bilancio idrologico	133
4.2	Portate	137

## CONCLUSIONI

## BIBLIOGRAFIA

### APPENDICE:

#### A IL MODELLO DI BILANCIO IDROLOGICO: FEST-EWB

A.1	Parametri in ingresso	A1
	A.1.1 Dati meteo	A1
	A.1.2 Dati suolo e vegetazione	A3
A.2	Dinamica della neve	A3
	A.2.1 Modello di accumulo nivale	A4
	A.2.2 Modello di scioglimento nivale	A5
A.3	Blocco di bilancio di massa ed energia	A7
	A.3.1 La percolazione	A9
	A.3.2 L'evapotraspirazione: metodo di bilancio energetico	A10
	A.3.3 Il ruscellamento	A13

A.4	Blocco infiltrazione	A14
	A.4.1 Il modello SCS-CN con aggiornamento dell'umidità	A14
A.5	Blocco propagazione deflusso superficiale	A17
A.7	Blocco propagazione deflusso ipodermico	A20

## PARTE I:

# Descrizione del bacino e dati meteo idrologici

## CAPITOLO 1

### Il bacino dello Yangtze: dati necessari alla modellazione idrologica

#### **1.1 CARATTERISTICHE FISIOGRAFICHE E CLIMATOLOGICHE**

Il Fiume Azzurro (in cinese Chang Jiang, letteralmente "*Fiume Lungo*") è il fiume più lungo dell'Asia e il terzo per lunghezza nel mondo dopo il Rio delle Amazzoni in Sud America e il Nilo in Africa.

Il fiume è anche noto in paesi di lingua inglese come Yangtze; il nome *Yangzi* era originariamente usato dalle popolazioni locali del delta per indicare uno dei suoi rami principali. Tuttavia, giacché fu questo il primo nome udito dai primi occidentali, fu poi attribuito a tutto il fiume.

Il fiume è lungo circa 5.800 km, ed è considerato come confine naturale tra la Cina settentrionale e la Cina meridionale. Il fiume scorre dall'altopiano tibetano a ovest fino al Mar Cinese Orientale a est, facendone la maggior arteria di comunicazione dal mare alle regioni interne della Cina. Le inondazioni sono sempre state un problema, da quelle più recenti del 1998, a quelle disastrose del 1954 che uccisero circa 30.000 persone. È attualmente uno dei fiumi più inquinati al mondo, e ciò è dovuto al numero eccessivo di navi che solcano le sue acque e dagli scarichi effettuati dalle industrie locali.



Figura 1: Collocazione geografica del fiume Azzurro

Nel presente progetto di tesi verrà preso in considerazione solo una parte dell'intero bacino del fiume Azzurro, chiuso rispettivamente alla Diga delle Tre Gole.



Figura 2: Collocazione geografica della sezione di chiusura del bacino

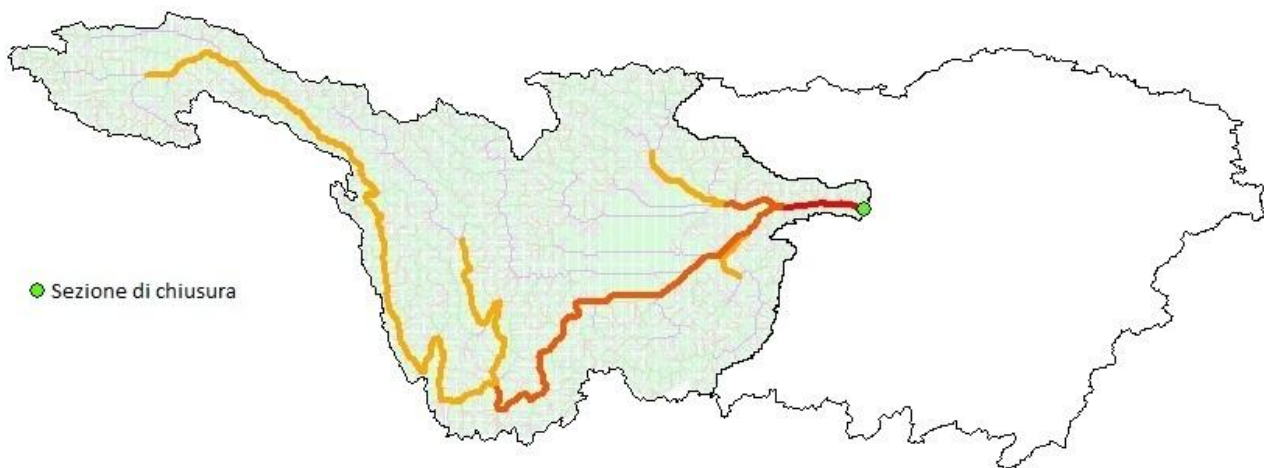


Figura 3: Bacino superiore con sezione di chiusura



Il bacino oggetto dello studio presenta una superficie di 896333 km<sup>2</sup>, con una lunghezza dell'asta principale di 2400 km, mentre la portata media misurata in uscita dalla sezione di chiusura risulta essere circa 13242 m<sup>3</sup>/s.

Per via della notevole estensione del bacino idrografico il clima risulta molto variabile, si possono distinguere infatti microclimi subtropicali a sud e subartici a nord, quest'ultimi caratterizzati spesso da venti monsonici, dovuti alla diversa capacità del territorio di assorbire climi più temperati.

La presenza di venti Monsonici caldi, ciclici e tipici dell'Oceano Indiano, influisce in maniera dominante nelle zone più montuose del bacino, rendendo le stagioni invernali molto secche con climi rigidi.

La situazione climatica che ci troviamo di fronte presenta una scarsa piovosità (quindi scarse precipitazioni nevose) durante le stagioni invernali ed autunnali, in opposizione alle stagioni estive, caratterizzate da intensi fenomeni piovosi.

Un ulteriore aiuto può essere fornito analizzando le mappe di precipitazione della Cina, rispettivamente:

- Mappa di precipitazione media annuale (Fig.1)
- Mappa di precipitazione media nel mese di Gennaio (Fig.2)
- Mappa di precipitazione media nel mese di Luglio (Fig.3)

Le immagini sono state tratte dal sito internet: [www.meteochina.org](http://www.meteochina.org).

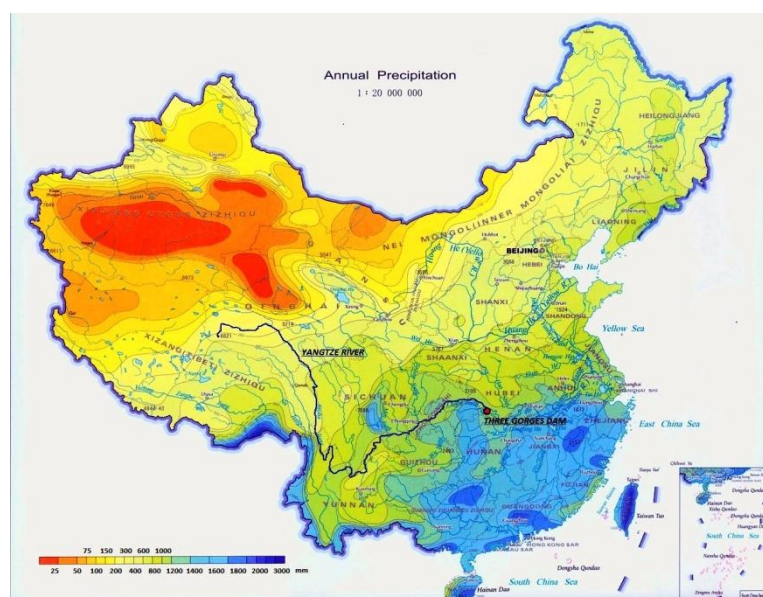


Figura 4: Mappa di precipitazione media annuale

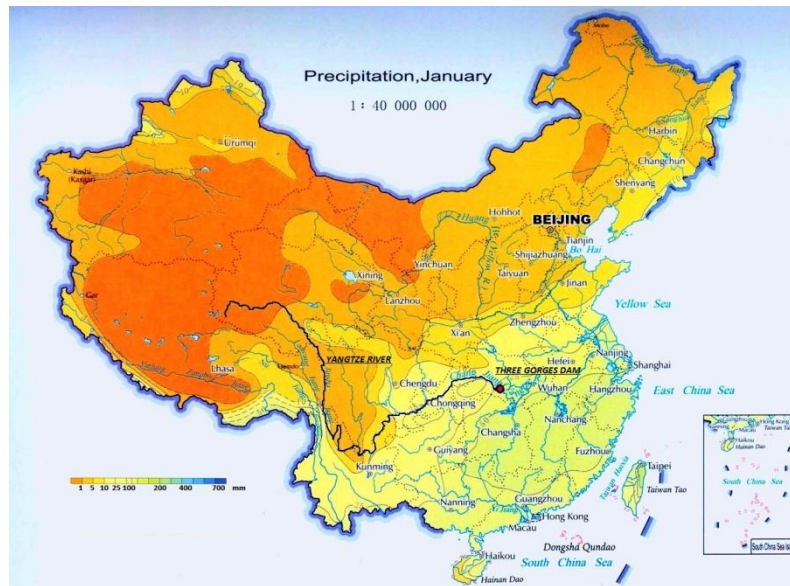


Figura 5: Mappa di precipitazione media nel mese di Gennaio

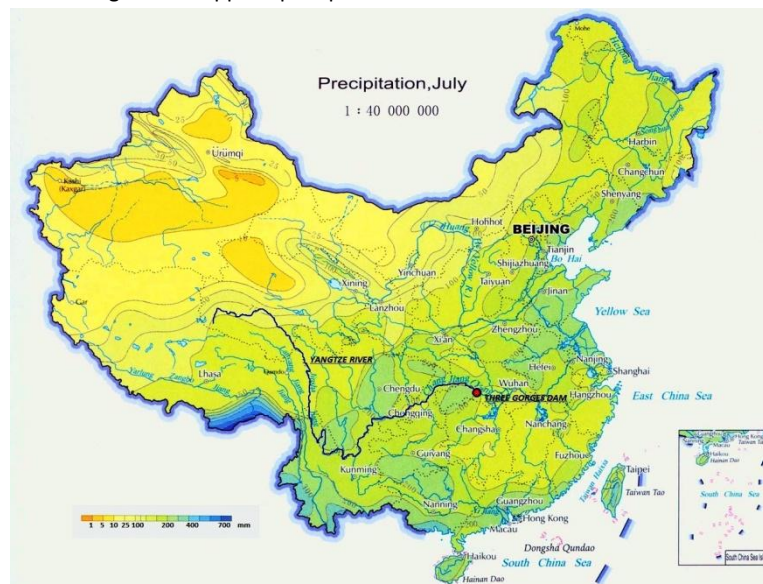


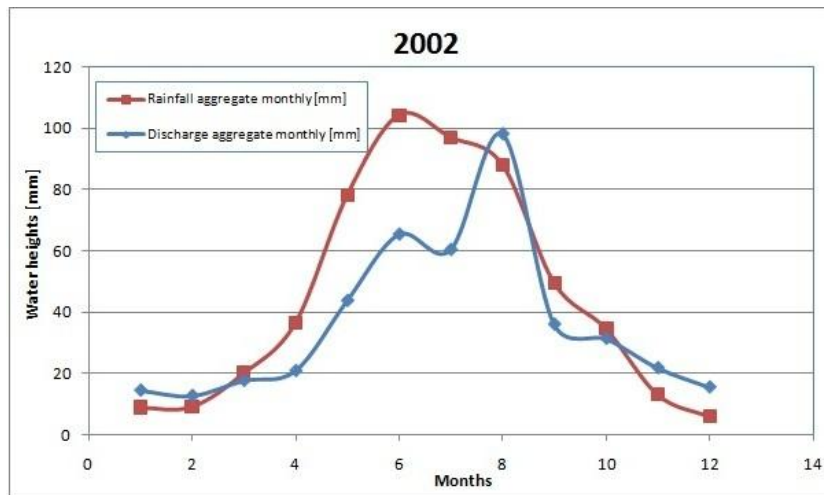
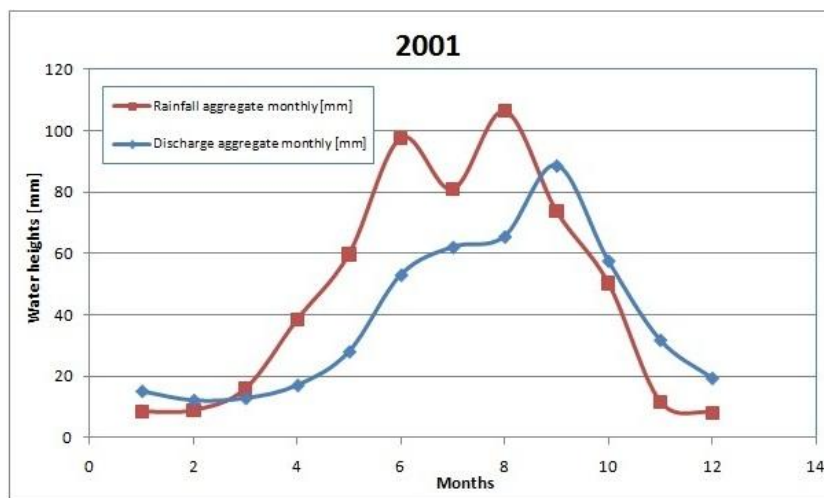
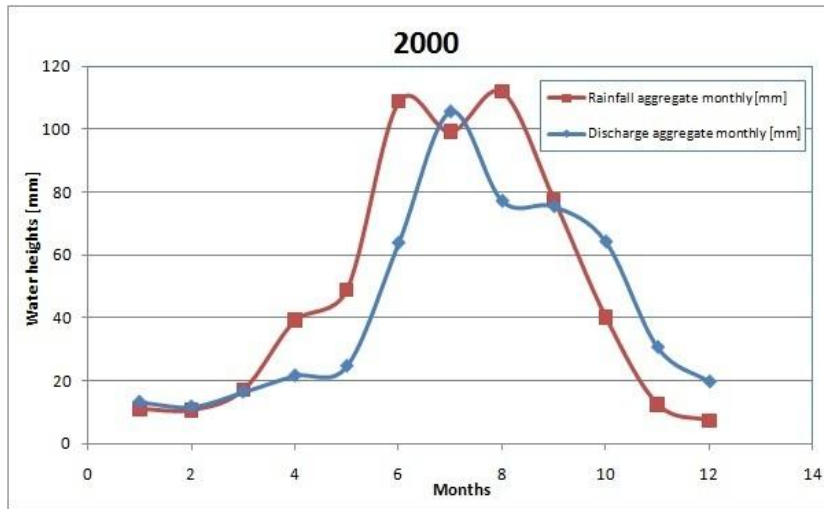
Figura 6: Mappa di precipitazione media nel mese di Luglio.

Dalle mappe è possibile notare come, nelle zone più montuose (nord-est del fiume Yangtze), i valori di pioggia media cumulata [mm] durante il mese di Gennaio siano nell'ordine di 5-25 mm, contro i 25-200 mm caduti mediamente nel mese di Luglio.

Un'analisi sui dati idrometrici, relativi al bacino del fiume Yangtze, prevede un confronto tra i valori di portata e quelli di pioggia registrati alla sezione di chiusura della Diga delle Tre Gole.

Affinché i dati rilevati risultino veritieri, il rapporto tra i valori di pioggia  $P_i$  e quelli di portata  $Q_i$ , deve risultare mediamente minore di 1. Tale operazione è stata fatta su misurazioni acquisite tra l'anno 2000 e l'anno 2004, dal momento che proprio questo periodo di tempo verrà utilizzato per la calibrazione del FEST-EWB sullo Yangtze.

Di seguito riportiamo i risultati ottenuti:



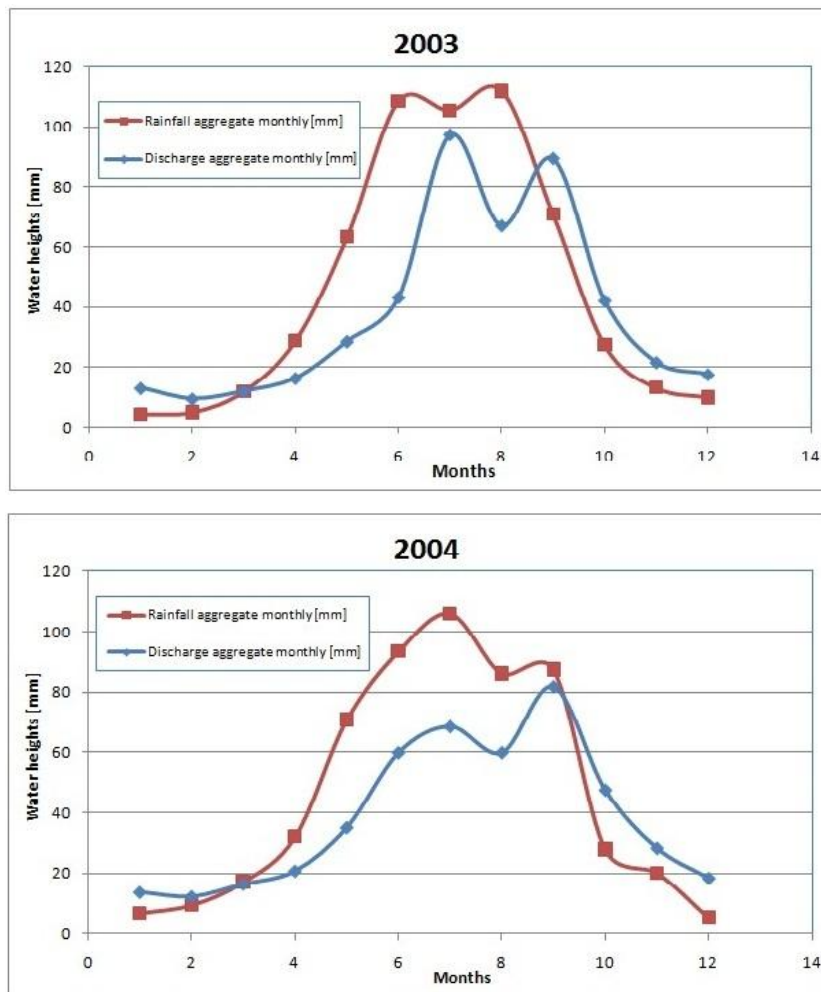


Figura 7: Confronto Q/P per il periodo temporale dal 2000 al 2004

Q/P < 1	Months											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>2000</b>	1.21	1.11	0.97	0.55	0.51	0.59	1.07	0.69	0.97	1.60	2.47	2.76
<b>2001</b>	1.82	1.38	0.82	0.45	0.47	0.54	0.77	0.62	1.20	1.14	2.73	2.42
<b>2002</b>	1.64	1.39	0.88	0.57	0.56	0.63	0.62	1.12	0.73	0.91	1.67	2.64
<b>2003</b>	3.04	1.91	1.00	0.57	0.45	0.40	0.92	0.60	1.26	1.54	1.66	1.79
<b>2004</b>	2.03	1.29	0.95	0.65	0.49	0.64	0.64	0.69	0.93	1.70	1.40	3.52

Tabella 1: Valori del rapporto Q/P

Dai risultati ottenuti emerge una buona attendibilità sui valori di pioggia e portata registrati alla sezione di chiusura.

## 1.2 MODELLO IDROLOGICO: FEST-EWB

Il modello utilizzato per questo progetto di tesi è il FEST-EWB (Mancini 1990, Ravazzani 2001, Corbari 2010).

Tale modello idrologico da noi utilizzato, si propone di stimare in modo integrato gli afflussi-deflussi basandosi sull'equazione di bilancio idrologico.

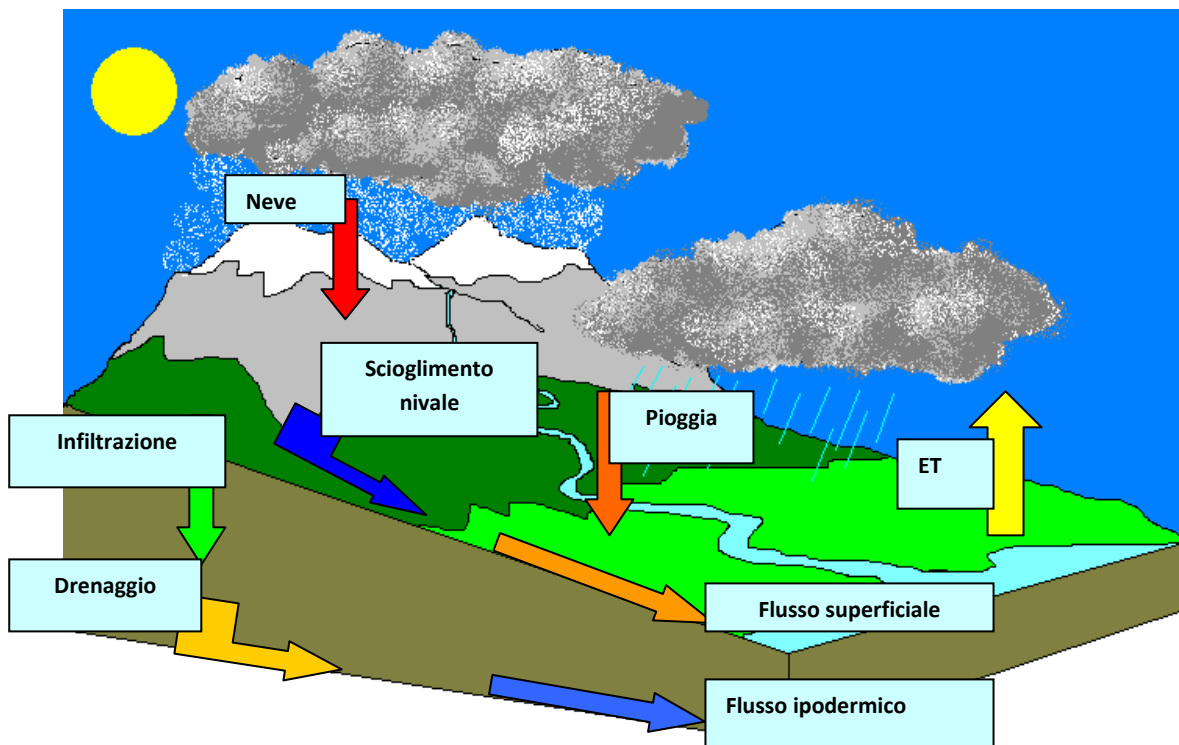


Figura 8: Bilancio idrologico

Il modello in questione è un modello dinamico, spazialmente distribuito, identificato da una griglia regolare. I modelli a parametri distribuiti tentano di riprodurre, con opportune semplificazioni, l'effettivo funzionamento del bacino nelle varie componenti elementari in cui viene discretizzato. I modelli distribuiti sono perciò definiti come quei modelli matematici che tengono conto della variabilità spaziale delle proprietà del bacino considerando sia le variabili che i parametri come distribuiti su tutta l'area dello stesso. L'applicazione del modello richiede quindi una preliminare fase di acquisizione e pre-elaborazione dell'informazione che così viene portata nel formato raster.

L'uso di un modello di tipo distribuito richiede l'acquisizione di una grossa quantità di dati: il numero totale dei parametri in gioco sarà infatti dato dal numero delle grandezze utilizzate per descrivere la singola cella elementare.

Il peso computazionale del modello sarà quindi gravoso: si dovrà simulare, per ogni step di calcolo, il funzionamento di tutte le celle presenti. Tale fatica viene ricompensata da una più accurata descrizione dei fenomeni, soprattutto dal momento che è stato evidenziato (v. Brath, 1995; Beven, 1985; Rosso et al.,

1994) come la variabilità spaziale dei processi in gioco (assorbimento, propagazione, etc.) abbia grande influenza sulla risposta del bacino.

Gli input del sistema sono costituiti dalle misure meteorologiche (pioggia, temperatura, etc.) in step temporali fissati. In seguito il modello stima, sulla base degli afflussi lordi, gli afflussi netti, implementando un modello di assorbimento del terreno (USDA-SCS Curve Number del Soil Conservation Service, 1986). La propagazione delle portate di ruscellamento, ottenute a valle del processo di depurazione degli afflussi lordi, avviene col metodo di Muskingum, nella forma proposta da Cunge (1969). Si ottiene, in questo modo, il dato di portata, allo scorrere del tempo, in punti fissati (solitamente alla chiusura del sottobacino di interesse), che costituisce l'output del sistema.

Di seguito viene rappresentata una descrizione schematica del modello FEST-EWB.

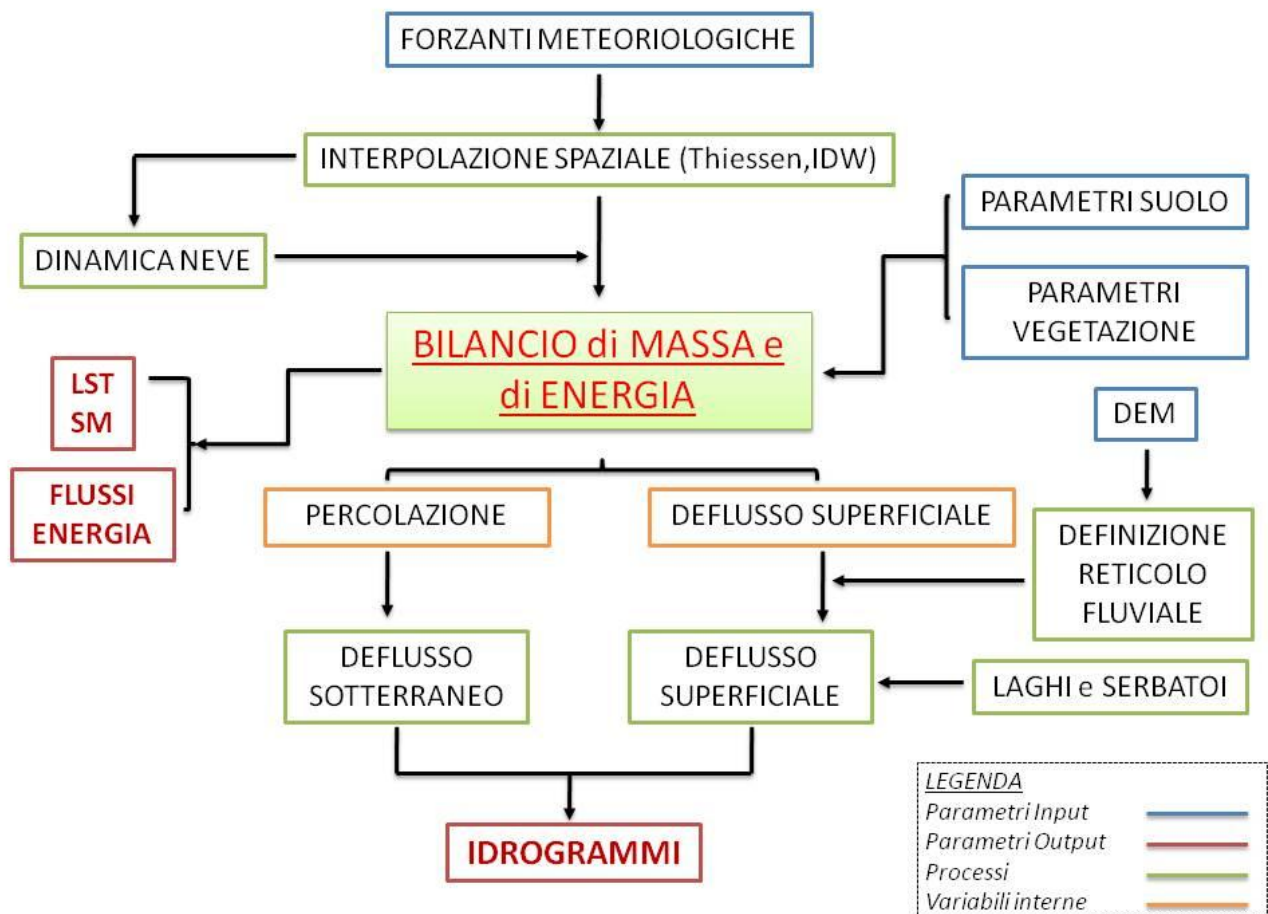


Figura 9: Schema del modello FEST-EWB.

Per una descrizione dettagliata del FEST-EWB si rimanda all'appendice A.

### 1.3 DATI METEOROLOGICI AL SUOLO E LORO DISAGGREGAZIONE NEL TEMPO

A partire da quanto enunciato nell'appendice, il FEST-EWB necessita di un blocco di dati meteo in ingresso, comprendenti: intensità di precipitazione, radiazione incidente sul suolo, temperatura dell'aria, umidità dell'aria relativa e velocità del vento.

L'estrapolazione e la sistemazione di tali misure, registrate nelle diverse stazioni meteorologiche, ha rappresentato un passo fondamentale di questo progetto, al fine di ottenere parametri in uscita che meglio rappresentassero le condizioni reali del bacino.

I dati meteo in ingresso derivano dalle registrazioni in scala giornaliera di 158 stazioni (figura 4) posizionate in tutto il bacino considerato (chiuso alla diga delle tre gole) per un periodo di 10 anni a partire dall'anno 2000.

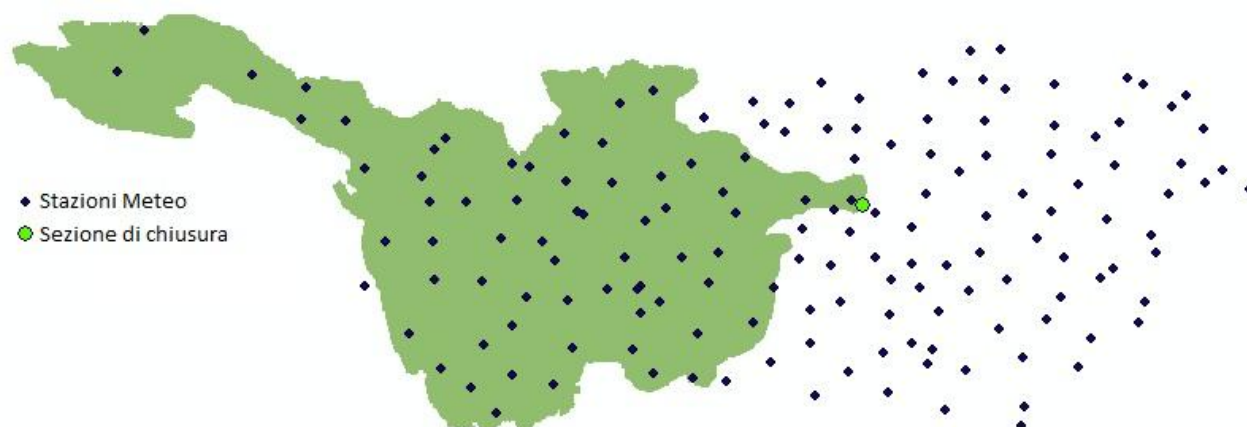


Figura 10: Ubicazione delle stazioni di registrazione dei dati meteorologici

La scala giornaliera utilizzata per le acquisizioni dei dati risulta però insufficiente a garantire un'efficienza accettabile dei risultati in uscita dal modello. Poiché tutti i termini del bilancio vengono calcolati dal FEST-EWB in funzione del valore di LST (land surface temperature), ed essendo la temperatura superficiale misurata da satellite una grandezza istantanea, si è deciso di adottare come scala temporale dei dati in ingresso quella oraria. Medesimo discorso non è vincolante per il calcolo delle portate in uscita dalla sezione di chiusura, dato che l'elevata estensione del bacino determina tempi di propagazione dell'evento di piena molto lenti.

E' stato quindi necessario determinare dei modelli di calcolo per il passaggio dei dati meteo da scala giornaliera a scala oraria. La validazione di tali modelli, attraverso parametri statistici, è stata fatta utilizzando i dati meteo relativi alla regione Piemonte, poiché siamo in possesso di registrazioni in entrambe le scale.

I parametri statistici indicativi dell'accuratezza dei modelli di calcolo per il passaggio di scala sono:

- AME (average mean error) calcolato come:

$$AME(\bar{g}) = \frac{\sum_{i=1}^n |\tilde{g}_i - g_i|}{n} \quad 1.1$$

L'errore medio assoluto ha carattere intuitivo, e risulta utile per la valutazione di un modello che prevede il tasso di sviluppo di un determinato parametro utilizzando una sommatoria di gradi-ora.

- RMSE (root mean square error) calcolato come:

$$RMSE(\bar{g}) = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (\tilde{g}_i - g_i)^2}{n} \right]^{1/2} \quad 1.2$$

La radice dell'errore quadratico medio, calcolata per riflettere la generica accuratezza della forma dell'andamento della curva predetta, risulta direttamente proporzionale alla vicinanza tra il dato simulato e quello osservato. Esso tende però a penalizzare le grandi differenze tra le singole misurazioni.

- RES (residual) calcolato come:

$$RES(\bar{g}) = \sum_{i=1}^n \tilde{g}_i - g_i \quad 1.3$$

Il residuo può essere utilizzato per determinare la tendenza del modello a sovrastimare o sottostimare il parametro osservato nel corso di un periodo di tempo

Il modello scelto sarà quello che minimizza tali parametri, in particolare l'RMSE, e che consente quindi di ottenere una migliore modellazione, in scala temporale, dei dati necessari a costituire il blocco meteo in entrata al FEST-EWB.

Di seguito verranno descritti i modelli utilizzati per il passaggio di scala di ogni grandezza meteorologica, con il calcolo dei relativi errori. C'è da specificare che tale studio è stato fatto per i dati di radiazione e temperatura dell'aria giornaliera, mentre per la precipitazione, il vento e l'umidità dell'aria sono state adottate altre semplificazioni per il passaggio di scala.

### 1.3.1 TEMPERATURA DELL'ARIA

#### 1.3.1.1 Metodi di calcolo della temperatura oraria

I modelli utilizzati per il calcolo della temperatura sono stati presi dall'articolo "Accuracy of hourly air temperatures calculated from daily minima and maxima" scritto da D.C. Reicosky, L.J. Winkelman, J.M. Baker, and D.G. Baker. Tutti i modelli hanno come dato d'ingresso almeno la temperatura giornaliera



dell'aria massima ( $T_{MAX}$ ) o minima ( $T_{MIN}$ ), mentre alcuni richiedono la posizione di latitudine e longitudine per calcolare le ore d'alba ( $SUNRISE$ ) e tramonto ( $SUNSET$ ) a partire da equazioni meteorologiche standard (List 1966).

**Metodo 1**

Il metodo 1 fu inizialmente presentato da De Wit et al. 1978, richiede come dato di input la  $TMIN$  del giorno successivo rispetto a quello considerato e divide la giornata in 2 segmenti:

- 1) dall'alba alle h14:00;
- 2) dalle h14:00 fino all'alba del giorno successivo.

Il metodo assume  $T_{MAX}$  alle h14:00 e  $T_{MIN}$  all'alba, mentre i restanti valori di temperatura oraria vengono calcolati a partire dalle seguenti equazioni:

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \text{For } 0 \leq H < RISE \text{ and } 14:00h < H \leq 2400h \\
 T(H) = T_{ave} + AMP(\cos(pH'/10.0 + RISE)) \\
 \text{For } RISE \leq H \leq 14:00h \\
 T(H) = T_{ave} - AMP(\cos(p(H - RISE)/(14 - RISE))) \\
 \text{Dove:} \\
 RISE = \text{Time of Sunrise [h]} \qquad H' = 14 \quad \text{if } H > 14:00h \\
 T(H) = \text{Temperature at any hour} \qquad T_{ave} = (T_{min} + T_{max})/2 \\
 H' = H + 10 \quad \text{if } H < RISE \qquad AMP = (T_{max} - T_{min})/2
 \end{array} \right. \qquad 1.4$$

**Metodo 2**

Il metodo 2 ottenuto a partire dal modello SOYGRO V 5.3 descritto da Wilkerson et al. 1983, suddivide il giorno in 3 segmenti:

- 1) dalla mezzanotte all'alba aggiungendo 2 ore;
- 2) le ore di luce;
- 3) dal tramonto alla mezzanotte;

Il metodo presuppone un cambio di temperatura dalla notte al giorno sino all'alba, aggiungendo 2 ore, mentre le temperature notturne sono lineari con il tempo. Oltre a  $TMAX$  e  $TMIN$  del giorno considerato, il metodo richiede  $TMAX$  e  $TMIN$  del giorno precedente e  $TMIN$  del giorno successivo.

Le temperature orarie sono date da:

- 1) Dalla mezzanotte all'alba aggiungendo 2 ore:
 
$$\begin{aligned}
 TAU &= \pi (SET_{n-1} - RISE_{n-1} - 2) / (SET_{n-1} - RISE_{n-1}) \\
 TLIN &= TMIN_{n-1} + (TMAX_{n-1} - TMIN_{n-1}) \sin (TAU) \\
 SLOPE &= (TLIN - TMIN_n) / (24 - SET_{n-1} + RISE_n + 2)
 \end{aligned} \qquad 1.5$$

$$T(H) = TLIN - SLOPE(H + 24 - SET_{n-1})$$

2) Dal tramonto alla mezzanotte:

$$TAU = \pi (SET_n - RISE_n - 2) / (SET_n - RISE_n)$$

$$TLIN = TMIN_n + (TMAX_n - TMIN_n) \sin (TAU)$$

1.6

$$SLOPE = (TLIN - TMIN_{n+1}) / (24 - SET_n + RISE_{n+1} + 2)$$

$$T(H) = TLIN - SLOPE(H - SET_{n-1})$$

3) Ore di luce

$$TAU = \pi (H - RISE_n - 2) / (SET_n - RISE_n)$$

$$T(H) = TMIN_n + (TMAX_n - TMIN_n) \sin (TAU)$$

1.7

Dove

$TAU$ ,  $TLIN$ ,  $SLOPE$  sono variabili temporanee nei calcoli;

$T(H)$  = Temperatura nell' ora H-sima;

$n$  = giorno corrente dell'anno (1-365);

$RISE$  = time of sunrise (h);

$SET$  = time of sunset (h)

### **Metodo 5**

Il metodo 5 è una modifica di quanto descritto da Sanders (1975), che assume le temperature orarie, tra giorni consecutivi, come funzione lineare nel tempo tra  $TMAX$  e  $TMIN$ . Dati in ingresso aggiuntivi riguardano la  $TMAX$  del giorno precedente a quello considerato, e  $TMIN$  di quello successivo.

Il metodo assume come orari in cui si determinano i picchi di temperature minima e massima rispettivamente alle h 5:00 e alle ore 15:00. Alcuni accorgimenti possono riguardare le temperature durante le ore di luce al fine di rendere più accurato l'andamento nelle ore notturne.

Nella seguente figura viene rappresentata la modifica proposta da Sanders (1975).

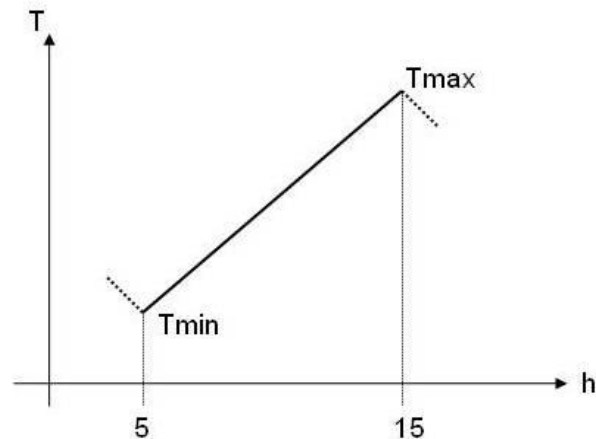


Figura 11: Andamento lineare della temperatura in scala oraria

### 1.3.1.2 Analisi dei risultati e scelta del metodo

I tre differenti modelli di calcolo, sono stati testati sui dati registrati dalle stazioni dell' ARPA Piemonte durante l'anno 2000, per i quali si hanno a disposizione i valori orari.

Il seguente grafico (figura 6) consente di confrontare i valori simulati di temperatura con i valori registrati dalle varie stazioni.

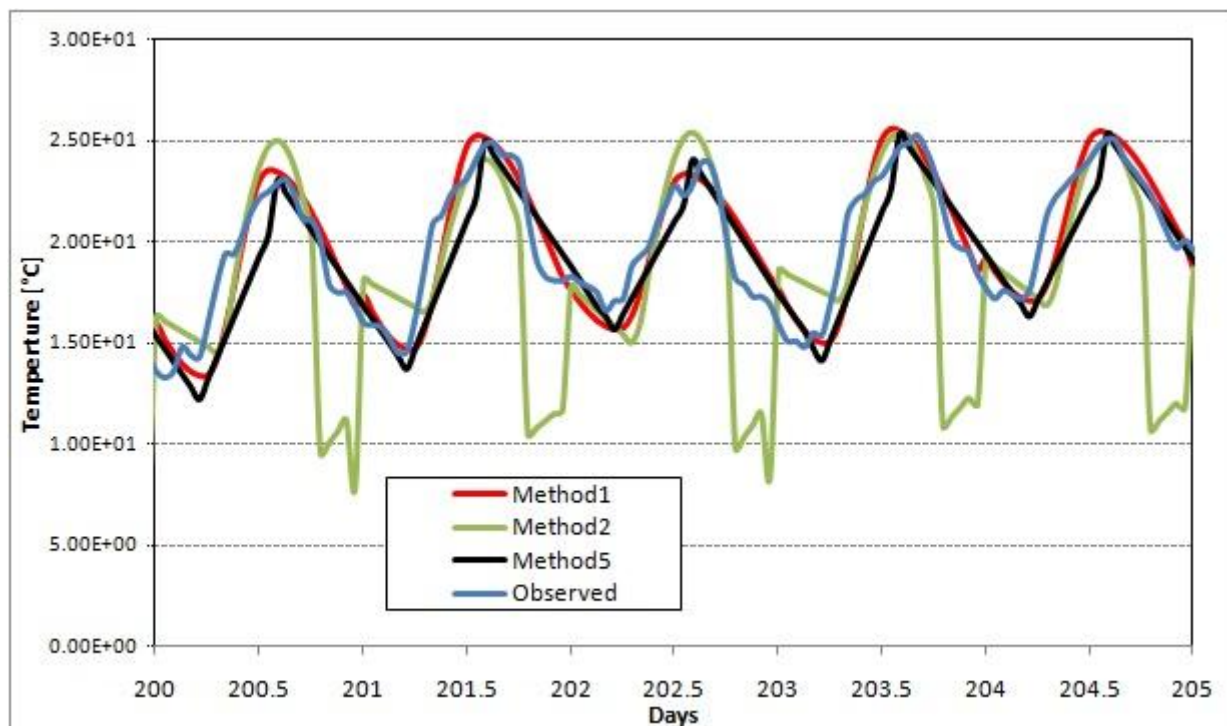


Figura 12: Andamento delle temperature stimate con i vari metodi per un periodo di 5 giorni

Il calcolo delle statistiche di riferimento (AME, RMSE, RES) ci consente di individuare il modello che successivamente verrà utilizzato per il passaggio si scala dei dati di temperatura giornalieri relativi al bacino dello Yangtze chiuso alla diga delle Tre Gole.

I seguenti grafici riassumono i risultati ottenuti per una numero rappresentativo di 9 stazioni poste a differenti quote, successivamente verrà riportata una tabella relativa alle medie dei valori ottenuti su tutte le stazioni del Piemonte per ogni metodo testato.

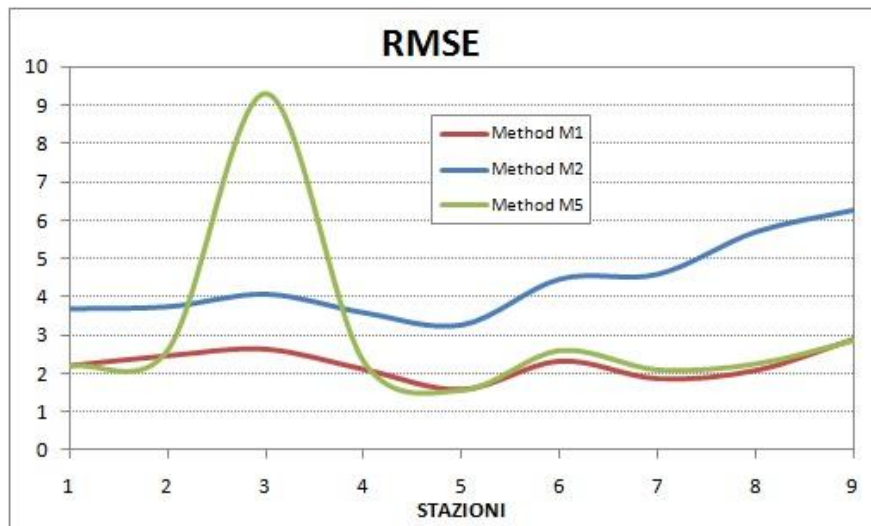


Figura 13: Valori di RMSE per 9 stazioni rappresentative

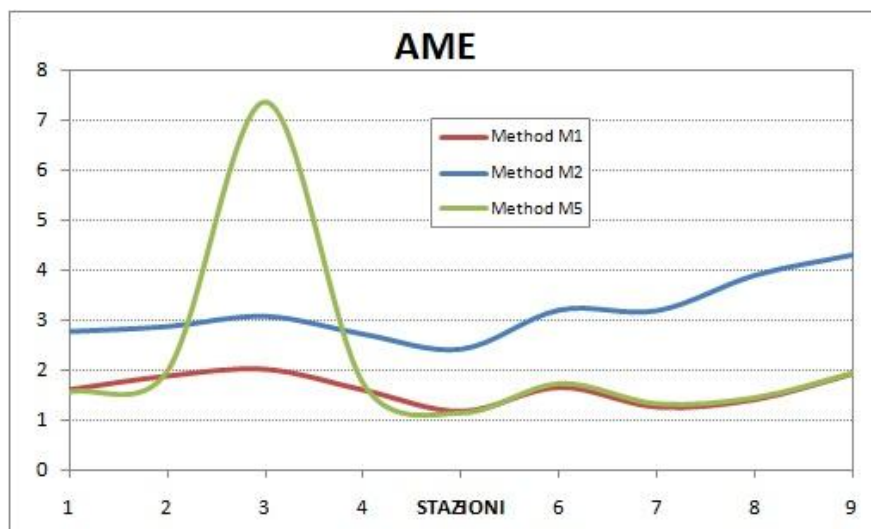


Figura 14: Valori di AME per 9 stazioni rappresentative



Figura 15: Valori di RES per 9 stazioni rappresentative

<b>Method M1</b>									
<b>STAZIONI</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>
<b>Quota</b>	2820	2020	1610	1226	896	575	345	240	77
<b>AME</b>	1.60	1.87	2.00	1.59	1.16	1.64	1.25	1.40	1.92
<b>RMSE</b>	2.21	2.46	2.63	2.11	1.60	2.32	1.87	2.09	2.88
<b>RES</b>	192.46	-330.10	375.62	9.45	15.27	403.17	411.79	819.08	431.92

<b>Method M2</b>									
<b>STAZIONI</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>
<b>Quota</b>	2820	2020	1610	1226	896	575	345	240	77
<b>AME</b>	2.76	2.86	3.07	2.71	2.41	3.19	3.18	3.89	4.30
<b>RMSE</b>	3.69	3.74	4.07	3.59	3.26	4.47	4.60	5.71	6.28
<b>RES</b>	6947.92	3415.57	27056.76	27603.77	60862.45	58528.62	70664.66	66602.39	58892.26

<b>Method M5</b>									
<b>STAZIONI</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>
<b>Quota</b>	2820	2020	1610	1226	896	575	345	240	77
<b>AME</b>	1.57	2.00	7.37	1.73	1.15	1.74	1.33	1.46	1.95
<b>RMSE</b>	2.21	2.63	9.33	2.31	1.57	2.61	2.10	2.26	2.87
<b>RES</b>	930.81	17054.47	-1706.97	40701.76	80192.25	83746.70	100265.97	104540.71	98067.92

Tabella 2: Valori riassuntivi delle analisi statistiche per 9 stazioni rappresentative

Osservando i risultati è evidente come il Metodo 1 sia quello che meglio approssima i valori di temperatura simulati con quelli misurati dalle stazioni meteo. Infatti un valore di RMSE compreso tra 1.6°C e 2.88°C è più che accettabile nella stima delle temperature a partire da misurazioni giornaliere. La conferma del metodo viene data anche analizzando i valori medi su tutto il Piemonte, riassunti nella seguente tabella.

	<i>Media T<sub>registrate</sub></i>	<i>Media T<sub>calcolate</sub></i>	<i>Varianza <math>\sigma</math></i>	<i>RMSE</i>
<b>Method 1</b>	9.4	9.390	8.3	1.2
<b>Method 2</b>	9.4	7.486	11.8	12.3
<b>Method 5</b>	9.4	8.881	10.6	0.8

Tabella 3: Parametri statistici medi relativi a tutte le stazioni del Piemonte

Il Metodo 1 verrà quindi utilizzato per il calcolo della temperatura su scala oraria del bacino del fiume Yangtze.

### 1.3.2 RADIAZIONE ENTRANTE AD ONDE CORTE

La ricerca di metodi o strategie adatti alla modellazione oraria della radiazione solare incidente ad onde corte ha portato all'individuazione di differenti modelli di calcolo. In tutti i modelli esaminati, la radiazione solare oraria, risulta, come logico che sia, vincolata al valore di radiazione giornaliera, a sua volta espresso come funzione del valore di radiazione extraterrestre.

Per il bacino dello Yangtze non abbiamo a disposizione valori di radiazione giornaliera, sono stati quindi esaminati differenti modellazioni di carattere empirico ed analitico, mentre per il calcolo del valore di radiazione oraria è stata considerata un'unica legge di tipo sinusoidale, la cui accuratezza ai valori registrati è data unicamente dal modello utilizzato per il calcolo della radiazione giornaliera

#### 1.3.2.1 Metodi di calcolo della radiazione solare giornaliera $R_d$

##### Metodi Analitici

Differenti modelli analitici sono stati raccolti nell'articolo: "Methods and strategy for modeling daily global solar radiation with measured meteorological data – A case study in Nanchang station, China" di Guofeng Wu, Yaolin Liu and Tiejun Wang. Tutti i modelli citati provengono da uno studio preliminare effettuato utilizzando dati meteorologici registrati dalla stazione di Nanchang in China e prevedono l'utilizzo della radiazione extraterrestre e delle temperature giornaliere.

- **Metodo 3**

Il modello n°3, raccolto nell'articolo, è stato presentato da Bristow e Campbell, i quali suggerirono una relazione tra la radiazione solare giornaliera e la temperatura dell'aria. I risultati mostrarono come il 70-90% della variazione della radiazione solare giornaliera può essere descritta dalla seguente relazione:

$$R_d = R_E a_0 (1 - \exp(-a_1 (T_{Dif})^{a_2})) \quad 1.8$$

dove:  $R_d$  è la Radiazione giornaliera [MJ/m<sup>2</sup>]  
 $R_E$  è la Radiazione extraterrestre [MJ/m<sup>2</sup>]  
 $a_0 a_1 a_2$  sono costanti

• **Metodo 4**

Il modello n°4, raccolto nell'articolo, è stato presentato da Allen che introduce una semplice procedura per la stima della radiazione basata sulla temperatura dell'aria.

$$\left\{ \begin{array}{l} R_d = R_E a_0 (T_{Dif})^{0.5} \\ \text{dove: } R_d \text{ è la Radiazione giornaliera [MJ/m}^2\text{]} \\ \quad R_E \text{ è la Radiazione extraterrestre [MJ/m}^2\text{]} \\ \quad a_0 \text{ è una costante} \end{array} \right. \quad 1.9$$

• **Metodo 5**

Il modello n°5, raccolto nell'articolo, è stato presentato da Hargreaves et al. e presenta una struttura simile al modello precedentemente descritto.

$$\left\{ \begin{array}{l} R_d = R_E (a_0 + a_1 (T_{Dif})^{0.5}) \\ \text{dove: } R_d \text{ è la Radiazione giornaliera [MJ/m}^2\text{]} \\ \quad R_E \text{ è la Radiazione extraterrestre [MJ/m}^2\text{]} \\ \quad a_0 a_1 \text{ sono costanti} \end{array} \right. \quad 1.10$$

• **Metodo 6**

Il modello n°6, raccolto nell'articolo, è stato presentato da Chen et al. e presenta una rivisitazione dei modelli descritti da Allen e Hargreaves in Cina.

$$\left\{ \begin{array}{l} R_d = R_E (a_0 + a_1 \ln (T_{Dif})) \\ \text{dove: } R_d \text{ è la Radiazione giornaliera [MJ/m}^2\text{]} \\ \quad R_E \text{ è la Radiazione extraterrestre [MJ/m}^2\text{]} \\ \quad a_0 a_1 \text{ sono costanti} \\ \quad \ln \text{ è il logaritmo naturale} \end{array} \right. \quad 1.11$$

Di seguito riportiamo i valori delle costanti  $a_0 a_1 a_2$  per i rispettivi metodi di calcolo:

	<b><math>a_0</math></b>	<b><math>a_1</math></b>	<b><math>a_2</math></b>
<b>Metodo 3</b>	0.601	0.029	1.862
<b>Metodo 4</b>	0.153	-	-
<b>Metodo 5</b>	-0.366	0.288	-
<b>Metodo 6</b>	-0.236	0.333	-

Tabella 4: Valori delle costanti

**Metodi Empirici**

I metodi empirici utilizzati per il calcolo della radiazione giornaliera sono raccolti nell'articolo "Comparison of empirical daily surface incoming solar radiation models" di Jerome G. Fortin, Francois Anctil, Leon-Etienne Parent, Martin A. Bolinder.

In questo articolo viene definito come modello empirico di riferimento quello proposto da Hargreaves e Samani (1982), per la sua efficacia collaudata a lungo termine e la sua parsimoniosa formulazione. Essi assumono che la trasmittività atmosferica in un giorno prefissato sia proporzionale alla radice quadrata della differenza tra la temperatura massima e la minima dell'aria espresse in gradi Celsius.

Il modello simula la radiazione solare giornaliera  $R_d$ , combinando l'escursione termica giornaliera con l'irraggiamento solare ricevuto quotidianamente su una superficie orizzontale  $R_E$  nella parte superiore dell'atmosfera come segue:

$$R_d = a (T_{max} - T_{min})^b R_E \quad 1.12$$

dove:  $R_d$  è la Radiazione giornaliera [MJ/m<sup>2</sup>]  
 $R_E$  è la Radiazione extraterrestre [MJ/m<sup>2</sup>]  
 $b$  è un coefficiente empirico posto 0.5  
 $a$  è un coefficiente empirico posto  $(0.16^\circ\text{C})^{-b}$

### 1.3.2.2 Metodo di calcolo della radiazione extraterrestre $R_E$

Tutti i modelli descritti sopra, sia analitici che empirici, calcolano la radiazione solare giornaliera in funzione del valore di radiazione extraterrestre.

Il metodo proposto da Allen et al. nel manuale FAO 1998, calcola il valore giornaliero di  $R_E$  utilizzando le seguenti equazioni:

$$\left\{ \begin{array}{l} R_d = 37.6 d_r (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s) \\ d_r = 1 + 0.033 \cos (2\pi J/365) \\ \delta = 0.4093 \sin ((2\pi J/365) - 1.39) \\ \omega_s = a \cos (-\tan \varphi \tan \delta) \end{array} \right. \quad 1.13$$

dove:  $d_r$  è la distanza relativa tra il sole e la terra  
 $\omega_s$  è l'angolo orario del tramonto (rad)  
 $\varphi$  è la latitudine (rad)  
 $\delta$  è l'angolo di declinazione solare (rad)  
 $J$  è il giorno dell'anno

### 1.3.2.3 Metodo di calcolo della radiazione solare oraria $R_H$

L'individuazione di un valido modello che garantisca una stima accurata del valore di radiazione solare oraria, è molto importante. Nell'articolo pubblicato da Kaplanis S.N. intitolato : "New methodologies to estimate the hourly global solar radiation; comparisons with existing models", sono raccolti differenti modelli per il passaggio della radiazione solare da scala giornaliera a scala oraria.



Il più accurato risulta quello elaborato da Baig et al.1991, che cerca di approssimare l'andamento della radiazione solare con una funzione di tipi Gaussiano. Le modifiche imposte da Baig furono finalizzate ad un miglior adattamento del modello ai dati registrati durante l'inizio e la fine del periodo di una giornata.

In sostanza il modello calcola il valore di radiazione solare oraria  $R_H$  attraverso la seguente formula:

$$\left\{ \begin{array}{l} R_H = r_h * R_d \\ \text{dove: } r_h \text{ è un indice di proporzione tra il valore giornaliero di radiazione e quello orario} \\ R_d \text{ è la radiazione solare giornaliera [MJ/m}^2\text{]} \end{array} \right. \quad 1.14$$

Il calcolo dell'indice di proporzionalità  $r_h$  è dato da:

$$\left\{ \begin{array}{l} r_h = \frac{1}{2\sigma\sqrt{2\pi}} \left\{ \exp\left(-\frac{(h-12)^2}{2\sigma^2}\right) + \cos\left[180\frac{(h-12)}{(S_0-1)}\right] \right\} \\ S_0 = \frac{2}{15} \cos^{-1}(-\tan\varphi \tan\delta) \\ \sigma = S_0/4 \end{array} \right. \quad 1.15$$

dove:  $S_0$  è la lunghezza del giorno i-esimo considerato  
 $\sigma$  è la deviazione standard di una curva Gaussiana  
 $\varphi$  è la latitudine (rad)  
 $\delta$  è l'angolo di declinazione solare (rad)

Utilizzando le equazioni 2.14 e 2.15, noti i modelli per il calcolo di  $R_d$  ed individuato il modello per definire la radiazione extraterrestre  $R_e$ , otteniamo differenti risultati di radiazione solare oraria, che devono poi essere confrontati con i valori registrati al fine di selezionare il modello che verrà poi utilizzato per il bacino del fiume Yangtze.

### 1.3.2.4 Analisi dei risultati e scelta del metodo

Analogamente con quanto è stato fatto con la temperatura cercheremo ora di selezionare il modello per il calcolo della radiazione solare oraria, sulla base dei valori ottenuti dalle grandezze statistiche di riferimento (RMSE, AME e RES) per le stazioni del Piemonte, di cui si dispongono i valori orari.

La seguente figura 16 mostra l'andamento della radiazione solare calcolata con i vari metodi e raffrontata con i valori registrati dalle stazioni meteo.

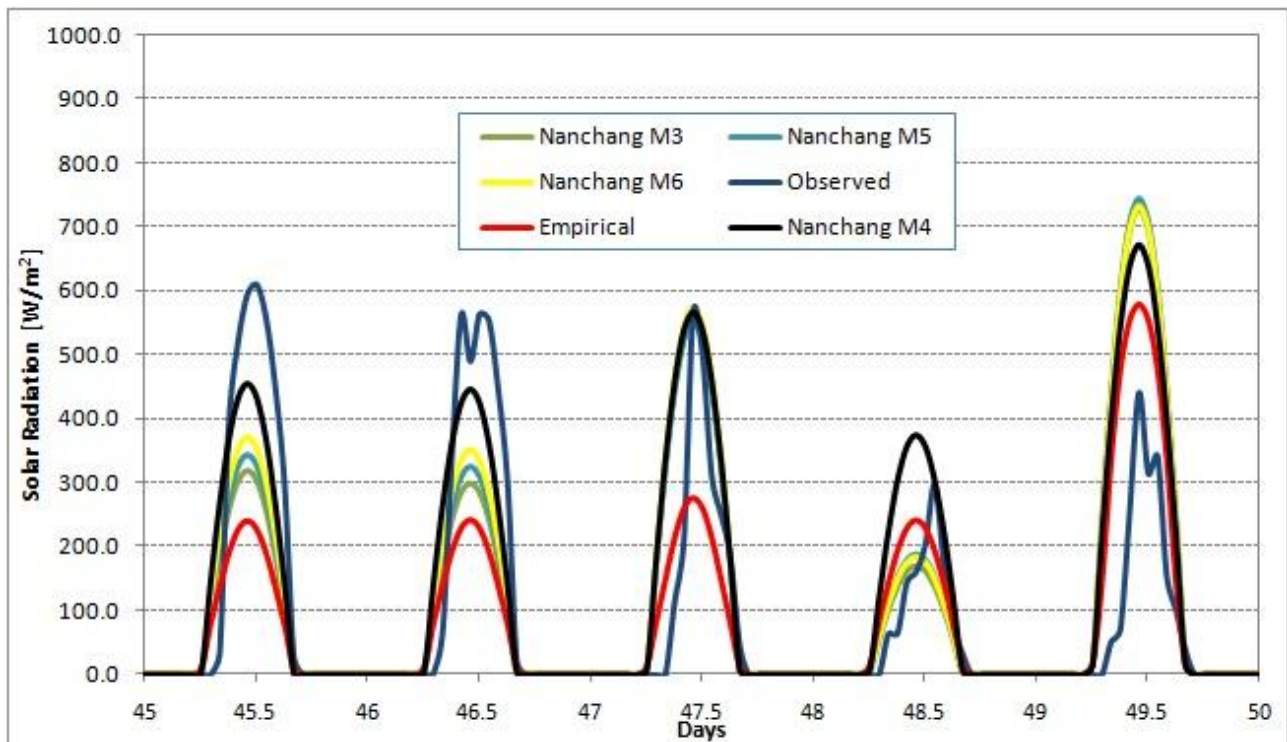


Figura 16: Andamento della radiazione stimata con i vari metodi per un periodo di 5 giorni

Da una prima analisi emerge come il metodo n°4 testato a partire dai dati meteo rilevati dalla stazione di Nanchang sia più accurato per il calcolo della radiazione oraria.

Di seguito riportiamo anche gli andamenti dei valori relativi a RMSE, AME e RES in modo tale da avere un quadro chiaro di quale metodo utilizzare per la radiazione oraria richiesta dal FEST-EWB.

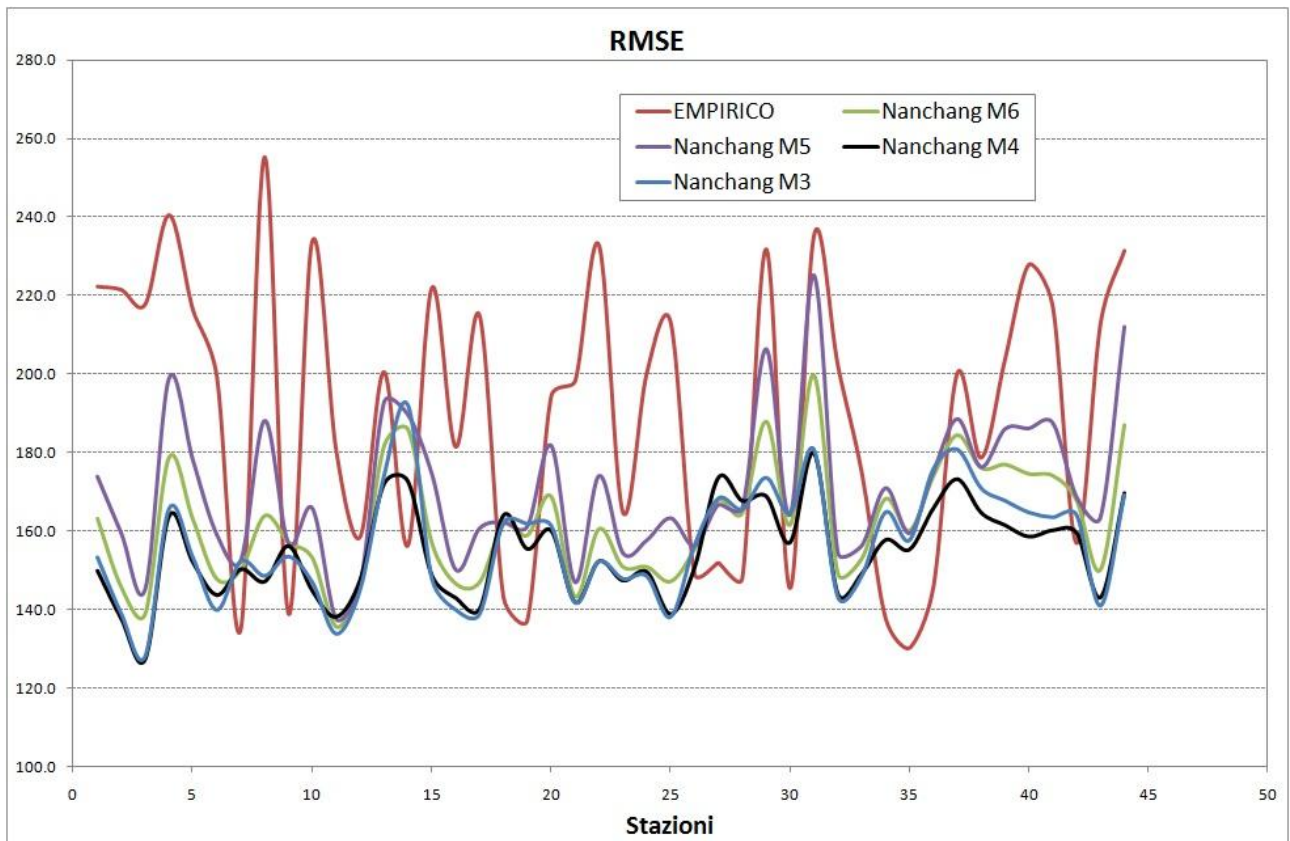


Figura 17: Valori di RMSE

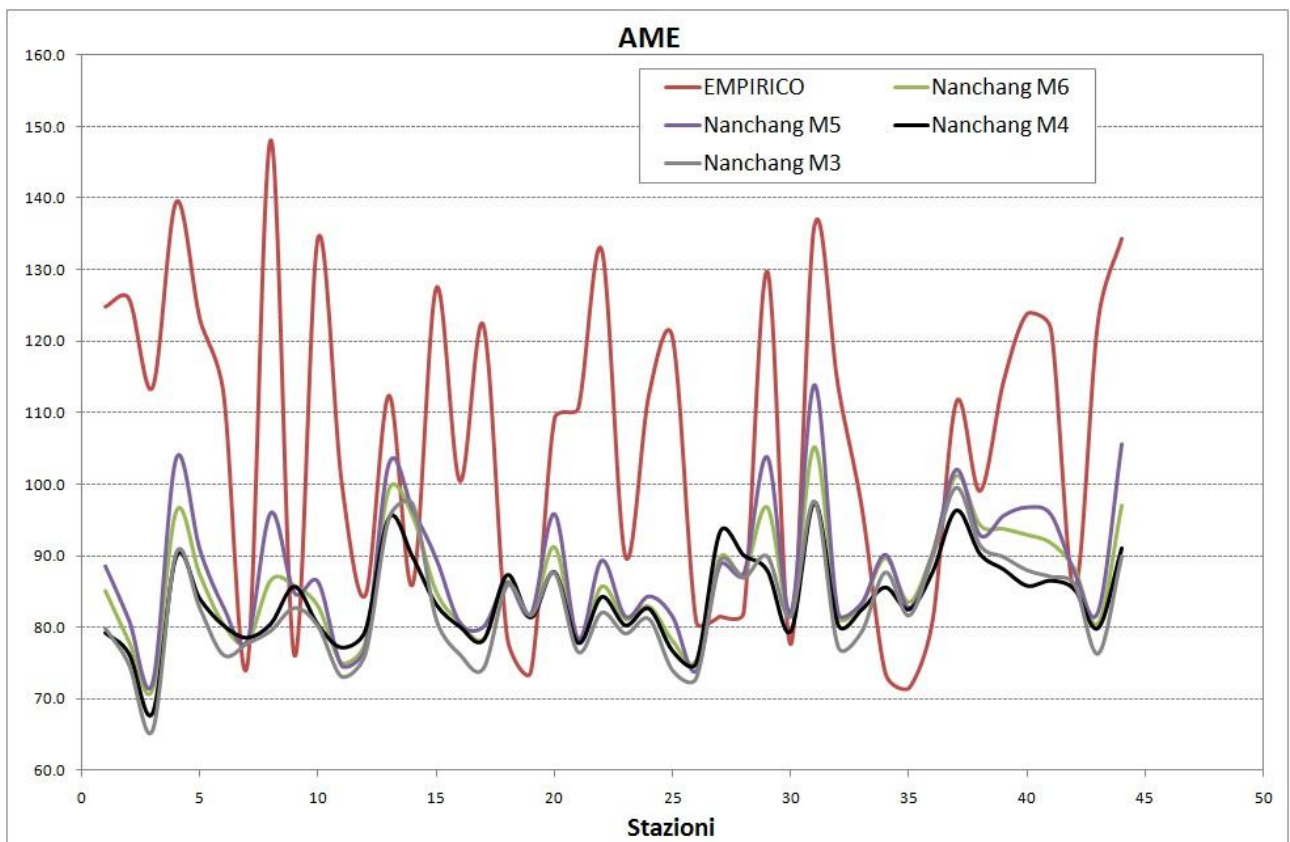


Figura 18: Valori di AME

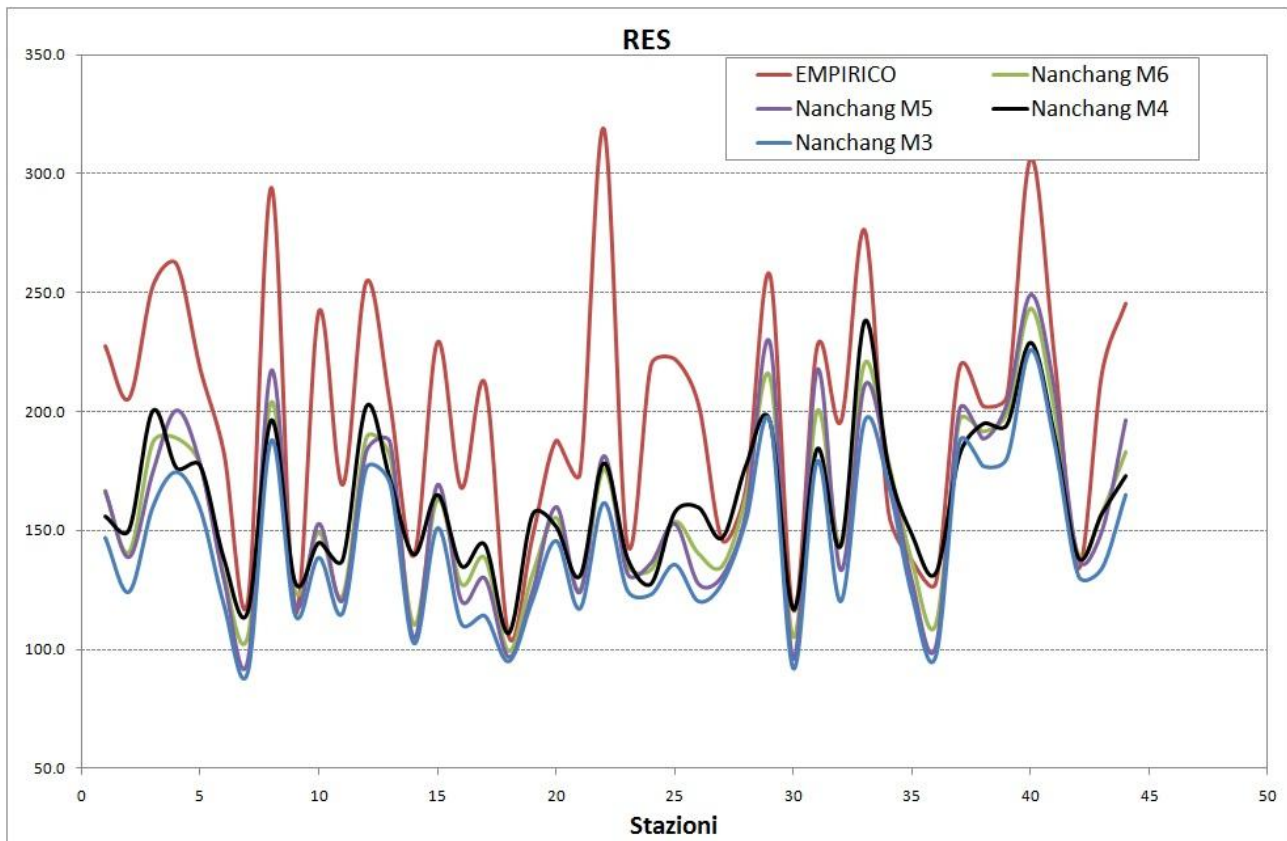


Figura 19: Valori di RES

Osservando l'andamento del RMSE calcolato per tutte le stazioni di misura della regione Piemonte, il metodo n°4 (Nanchang M4) risulta quello che mediamente presenta un errore di stima della radiazione oraria minore; e che quindi si avvicina maggiormente ai valori osservati. Tale affermazione è confermata anche dall'andamento dell'AME e del RES.

La seguente tabella riassume i valori medi su tutte le stazioni delle grandezze statistiche.

	<b>RMSE</b>	<b>AME</b>	<b>RES</b>
<b>EMPIRICO</b>	190.0	106.1	199.5
<b>Metodo 3</b>	156.5	83.1	144.3
<b>Metodo 4</b>	154.7	83.8	161.4
<b>Metodo 5</b>	170.4	88.2	157.8
<b>Metodo 6</b>	162.3	86.3	158.5

Tabella 5: Parametri statistici medi relativi a tutte le stazioni del Piemonte

Il Metodo Nanchang M4 verrà quindi utilizzato per il calcolo della radiazione su scala oraria del bacino del fiume Yangtze.

### 1.3.3 PRECIPITAZIONE CUMULATA

Le stazioni situate in tutto il bacino del fiume Yangtze registrano valori cumulati di precipitazione [mm] ogni giorno fornendo anche la durata medesima dell'evento meteorico. Il passaggio alla scala oraria viene fatto senza appoggiarsi a metodi di calcolo analitici o empirici, ma adottando semplici considerazioni.

A partire dai valori di pioggia cumulata giornaliera e note le durate dell'evento meteorico per il singolo giorno, abbiamo definito il valore orario di pioggia  $P_h$  ripartendo in modo uguale il valore giornaliero rispetto alla durata (3h, 6h, 12h, 24h) dell'evento meteorico stesso.

{	<b>INPUT:</b>	Intensità di pioggia cumulata per il giorno $i$ -esimo ( $P_L$ )								
		Durata dell'evento meteorico per il giorno $i$ -esimo								
	<b>Procedimento:</b>	<table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="padding-right: 20px;">If "durata evento" = 3h</td> <td><math>P_h = P_L / 3</math></td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 20px;">If "durata evento" = 6h</td> <td><math>P_h = P_L / 6</math></td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 20px;">If "durata evento" = 12h</td> <td><math>P_h = P_L / 12</math></td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 20px;">If "durata evento" = 24h</td> <td><math>P_h = P_L / 24</math></td> </tr> </table>	If "durata evento" = 3h	$P_h = P_L / 3$	If "durata evento" = 6h	$P_h = P_L / 6$	If "durata evento" = 12h	$P_h = P_L / 12$	If "durata evento" = 24h	$P_h = P_L / 24$
	If "durata evento" = 3h	$P_h = P_L / 3$								
If "durata evento" = 6h	$P_h = P_L / 6$									
If "durata evento" = 12h	$P_h = P_L / 12$									
If "durata evento" = 24h	$P_h = P_L / 24$									
<b>OUTPUT:</b>	letogrammi di pioggia oraria per ogni giorno considerato									

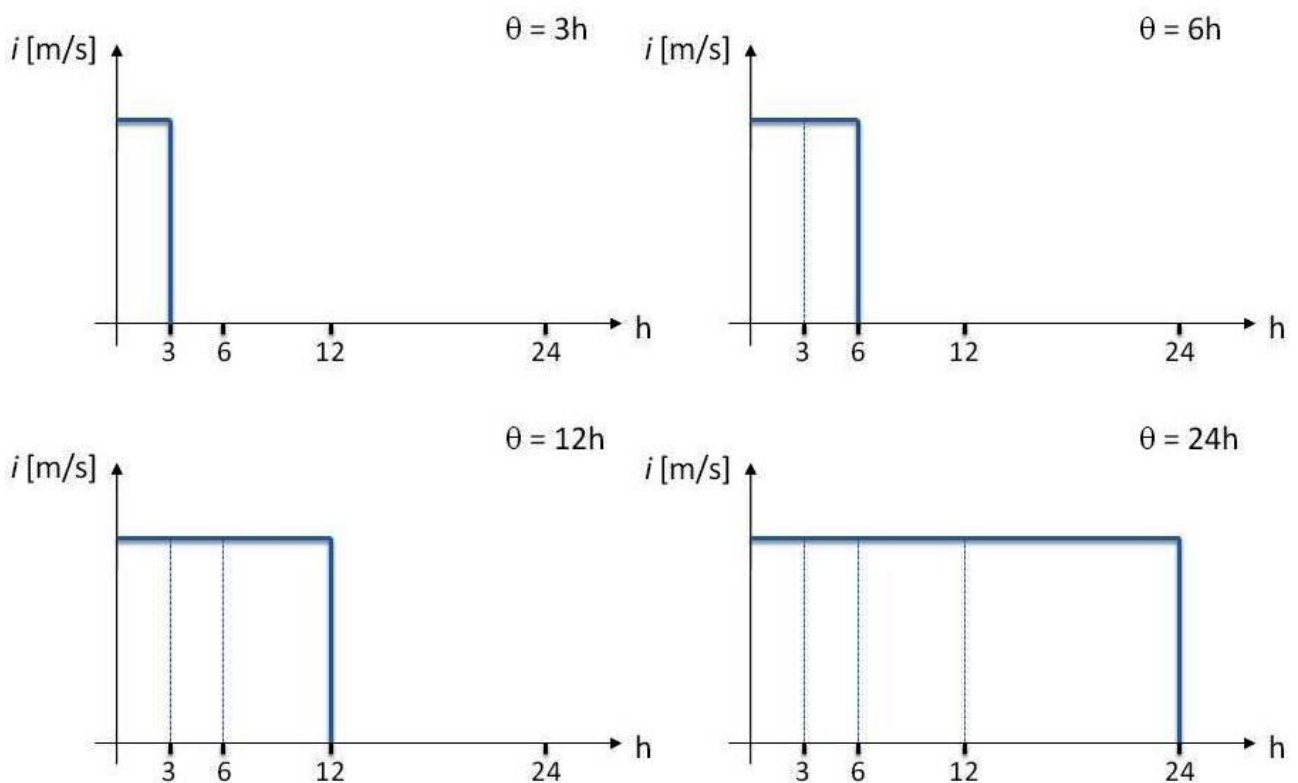


Figura 20: letogrammi dell'evento di pioggia in funzione della durata

### 1.3.4 VELOCITA' DEL VENTO & UMIDITA' DELL'ARIA

Le grandezze del blocco meteo che descrivono la velocità del vento e l'umidità dell'aria vengono considerate costanti durante tutte le ore del giorno.

I valori, sia di velocità del vento che di umidità dell'aria giornalieri, vengono considerati come valori medi di tutte le ore del giorno.

## 1.4 TOPOGRAFIA E MAPPE TEMATICHE

Il modello distribuito di bilancio idrologico FEST-EWB, utilizzato per la simulazione del comportamento del bacino del fiume Yangtze chiuso alla Diga delle Tre Gole, per sua natura richiede dati spazialmente distribuiti.

La sistemazione delle matrici relative alle grandezze spaziali del bacino è di estrema importanza, infatti ad ogni pixel deve essere associato un valore di:

- Quota, attraverso il DEM (Digital Elevation Model), che definisce il reticolo idrografico.
- Funzione dell'uso del suolo, ovvero:
  - Albedo
  - Frazione di vegetazione ( $f_v$ )
  - Resistenza stomatale minima ( $r_{s_{min}}$ )
  - Altezza della vegetazione  $f(\text{periodo dell'anno})$
  - Curve Number (CN)
- Funzione del tipo di suolo, ovvero:
  - Permeabilità a saturazione
  - Bubbling Pressure
  - Umidità del suolo residua e a saturazione
  - Indice di Brooks-Corey
  - Field capacity
  - Wilting point
- Profondità del suolo
- LAI, indice di copertura fogliare

### 1.4.1 DEM E RETICOLO IDROGRAFICO

Per la delimitazione del bacino idrografico e la sua caratterizzazione geomorfologica è fondamentale il supporto del modello digitale delle quote del terreno (DEM: digital elevation model) in cui ad ogni pixel è associata la quota media del terreno rilevata. Il DEM può essere ricavato tramite rilievi satellitari o tramite

interpolazione di misure effettuate a terra. Per questo studio la risoluzione spaziale del DEM (e di conseguenza quella per ogni mappa utilizzata) è di 5000m (DEM ricampionato da ASTER, www.NASA.org).

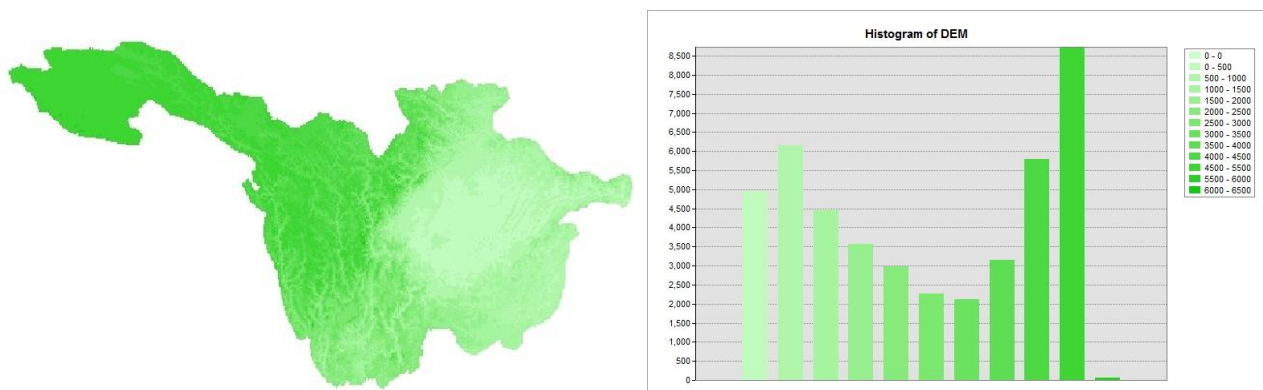


Figura 21: Mappa e istogramma del Digital Elevation Model – DEM.

Per ricavare il reticolo idrografico lungo il quale si propagano le portate è stata utilizzata un'estensione di ArcView, Hydrologic Modeling v1.1. A partire dal DEM si è ricavata la matrice dei puntatori: in essa ogni cella della matrice indica la direzione del deflusso nella cella stessa, questa è scelta tra otto possibili direzioni.

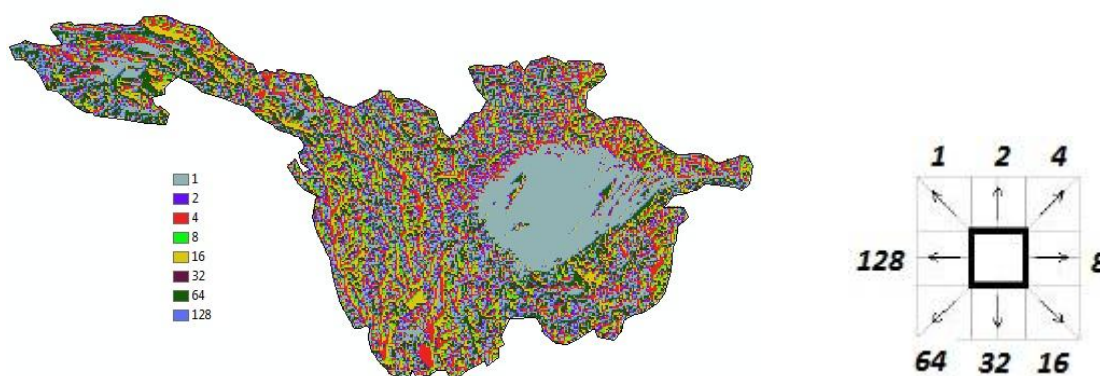


Figura 22: Matrice dei puntatori e direzioni di deflusso.

Inoltre si è ricavata la matrice delle pendenze; in ogni cella la pendenza è calcolata come la differenza di quota tra la cella considerata e quella puntata, il tutto rapportato rispetto alla distanza tra i baricentri delle due celle. In base alla matrice dei puntatori è stato quindi ricavato il reticolo idrografico e nella figura sottostante è riportato l'indice di Strahler che rappresenta un metodo di gerarchizzazione e conseguente classificazione geomorfologica del reticolo fluviale.

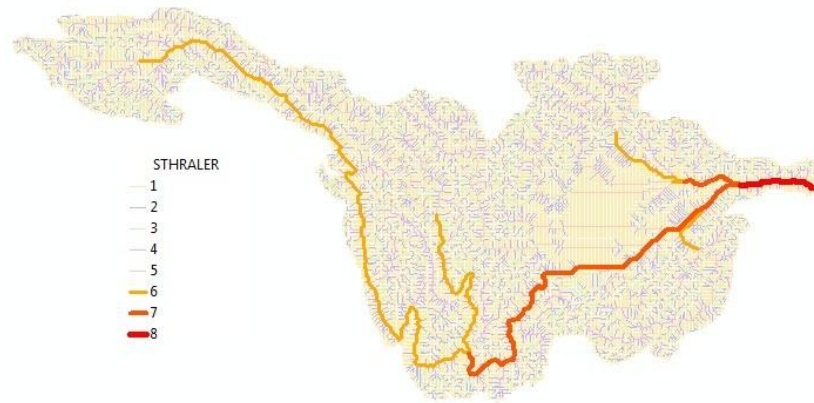


Figura 23: Indice di Strahler.

Il reticolo idrografico può essere ricavato attraverso due metodi differenti:

1. Area drenata di soglia

$$Ddr = \frac{L_{tot}}{A_{dr}} \approx \text{costante} \quad \text{Area soglia: } 400 \text{ km}^2$$

2. Valore di soglia per il parametro  $A^* \theta^k$

$$Ddr = \frac{L_{tot}}{A_{dr}} \neq \text{costante}$$

$\theta$  rappresenta la pendenza

$k = 1.7$  (Giannoni et al, 2005)

In questo lavoro è stato utilizzato il primo metodo per la definizione del reticolo idrografico in quanto permette di ottenere una rappresentazione migliore dell'andamento reale dei corsi d'acqua all'interno del bacino.

Una stima della larghezza del ramo principale del corso d'acqua può essere data utilizzando il programma *Google Earth*, per poter simulare la portata nel corso d'acqua.



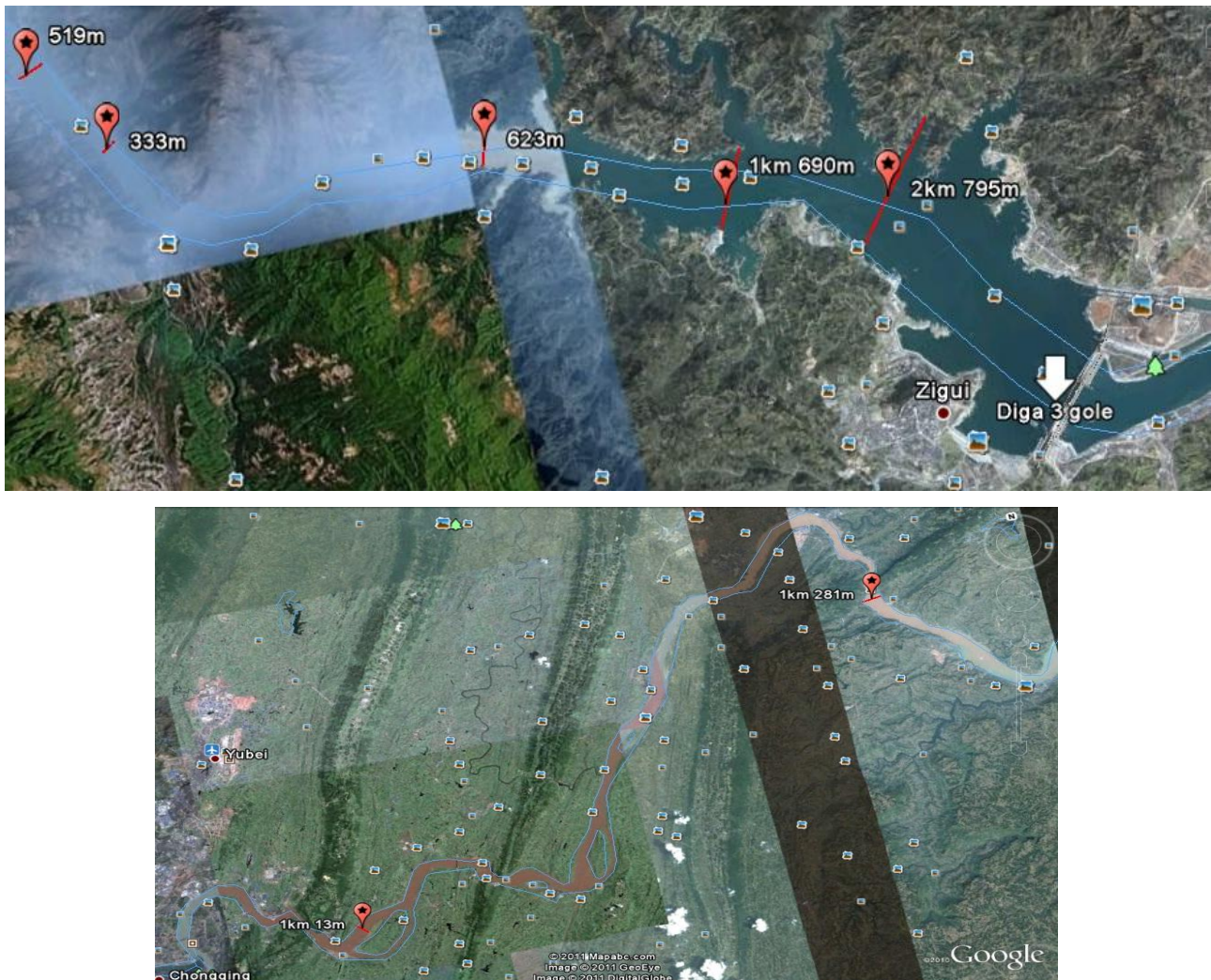


Figura 24: Esempio di immagini estratte da Google Earth.

#### 1.4.2 MATRICI IN FUNZIONE DELL'USO E DELLA COPERTURA DEL SUOLO

La conoscenza della copertura del suolo (land cover) e dell'uso del suolo (land use) in una certa zona è importante per molte attività di pianificazione ed è considerata essenziale per la modellizzazione e la comprensione della terra come sistema.

- Il *land cover* si riferisce al tipo di elementi presenti sulla superficie (diverse colture, diversi materiali, ...)
- Il *land use* invece si riferisce all'uso che si fa della porzione di terreno considerato, e dipende dal land cover, ma anche dalla scala a cui si sta guardando l'immagine. Tutti i parametri che verranno analizzati sono rappresentati su scala di 5 km.

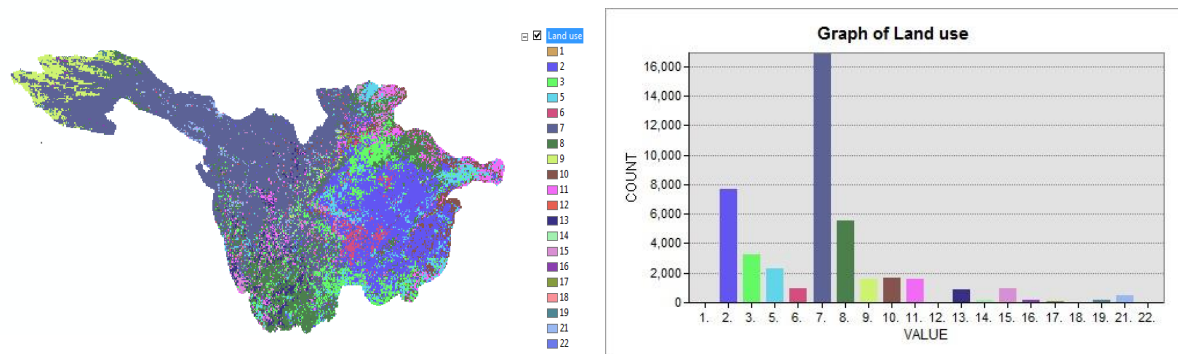


Figura 25: Mappa e istogramma dell'uso del suolo

La mappa dell'uso del suolo rappresentata in figura è stata ricavata a partire dai valori rappresentativi stabiliti dalla seguente tabella definita dallo United States Geological Survey – USGS e catalogate nel database Corine Land Cover.

USGS Land Use/Land Cover System Legend (Modified Level 2)

Value	Code	Description
1	100	Urban and Built-Up Land
2	211	Dryland Cropland and Pasture
3	212	Irrigated Cropland and Pasture
4	213	Mixed Dryland/Irrigated Cropland and Pasture
5	280	Cropland/Grassland Mosaic
6	290	Cropland/Woodland Mosaic
7	311	Grassland
8	321	Shrubland
9	330	Mixed Shrubland/Grassland
10	332	Savanna
11	411	Deciduous Broadleaf Forest
12	412	Deciduous Needleleaf Forest
13	421	Evergreen Broadleaf Forest
14	422	Evergreen Needleleaf Forest
15	430	Mixed Forest
16	500	Water Bodies
17	620	Herbaceous Wetland
18	610	Wooded Wetland
19	770	Barren or Sparsely Vegetated
20	820	Herbaceous Tundra
21	810	Wooded Tundra
22	850	Mixed Tundra
23	830	Bare Ground Tundra
24	900	Snow or Ice

Tabella 6: Valori rappresentativi dell'uso del suolo.

Dalle classi di uso del suolo derivate dal database CORINE Land Cover utilizzando la tabella sottostante si sono ricavati albedo, frazione di vegetazione e resistenza stomatale minima grandezze variabili stagionalmente, ma che si considerano costanti per semplicità. La suddivisione del valore della frazione di vegetazione al variare del mese dell'anno sarà trattata in seguito (HANDBOOK of HYDROLOGY).

Tipologia	Codice	Albedo	fv	rsmin(sm-1)	hveg(m)
Tessuto Urbano continuo	1	0.18	0	0	0
Tessuto Urbano discontinuo	2	0.18	0	100	1
Aree industriali o commerciali	3	0.18	0	0	0
Reti stradali e ferroviarie e spazi accessori	4	0.18	0	0	0
Aree estrattive	5	0.18	0	0	0
Cantieri	6	0.18	0	0	0
Aree verdi urbane	7	0.19	1	100	1
Aree sportive e ricreative	8	0.19	1	100	0.5
Seminativi in aree non irrigue	9	0.23	1	100	0.5
Vigneti	10	0.17	1	200	1
Frutteti e frutti minori	11	0.17	1	200	2
Prati stabili	12	0.19	1	100	0.3
Sistemi colturali e particellari complessi	13	0.17	1	100	1
Aree colture agrarie con presenza di spazi naturali	14	0.17	1	100	0.5
Foreste	15	0.18	1	400	10
Foreste aperte	16	0.18	1	400	5
Terreni agricoli e prati in buone condizioni	17	0.23	1	200	0.3
Terreni agricoli e prati in cattive condizioni	18	0.17	1	100	0.3
Prati in montagna	19	0.19	1	100	0.3
Aree a pascolo naturale e praterie d'alta quota	20	0.19	1	100	0.3
Brughiere e cespuglieti	21	0.19	1	150	0.5
Aree a vegetazione sclerofilla	22	0.19	1	200	1
Aree a vegetazione boschiva e arbustiva in evoluzione	23	0.19	1	200	1
Spiagge,dune,sabbie(più larghe di 100m)	24	0.3	0	0	0
Rocce nude, falesie, rupi, affioramenti	25	0.25	0	0	0
Aree con vegetazione rada	26	0.3	0	50	0.3
Ghiacciai e nevi perenni	27	0.6	0	0	0
Paludi interne	28	0.1	0	0	0
Corsi d'acqua, canali e idrovie	29	0.08	0	0	0
Bacini d'acqua	30	0.08	0	0	0
Zone littorali	31	0.2	0	50	0.3
Boschi di latifoglie	32	0.18	1	400	10
Boschi di conifere	33	0.12	1	600	10
Boschi misti	34	0.15	1	300	10
Risaie	35	0.1	0	50	0.3

Tabella 7: Valori dei parametri calcolati in funzione dell'uso del suolo

## Albedo

L'albedo di una superficie indica la percentuale di energia incidente sulla stessa che viene riflessa. In Figura è indicato l'albedo per le superfici del bacino. Il valore dell'albedo può variare da 0 (tutta l'energia è assorbita) a 1 (tutta l'energia è riflessa).

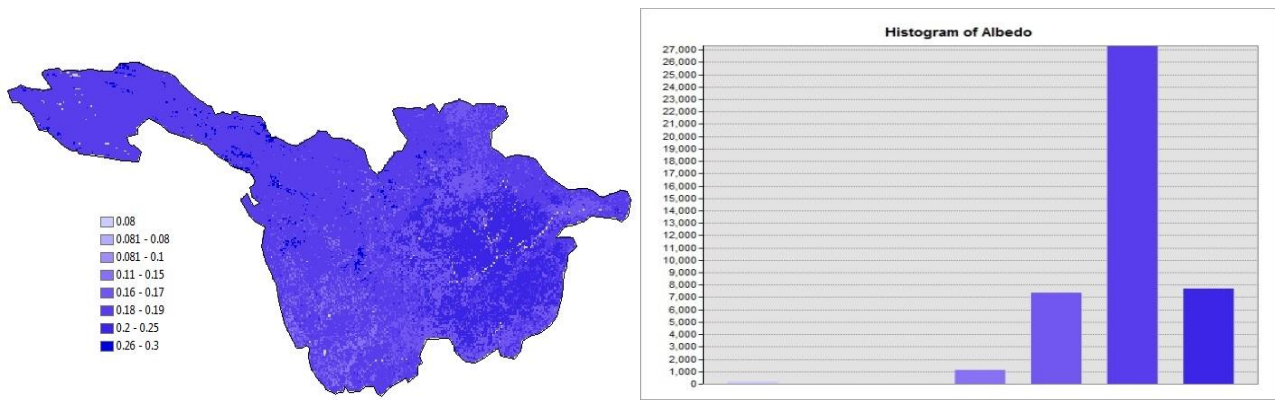


Figura 26: Mappa e istogramma dell'albedo.

## Frazione di vegetazione

La frazione di vegetazione indica quale percentuale della cella è occupata da vegetazione e quale da suolo nudo. Il parametro è utilizzato nel calcolo dell'evapotraspirazione e del calore latente.

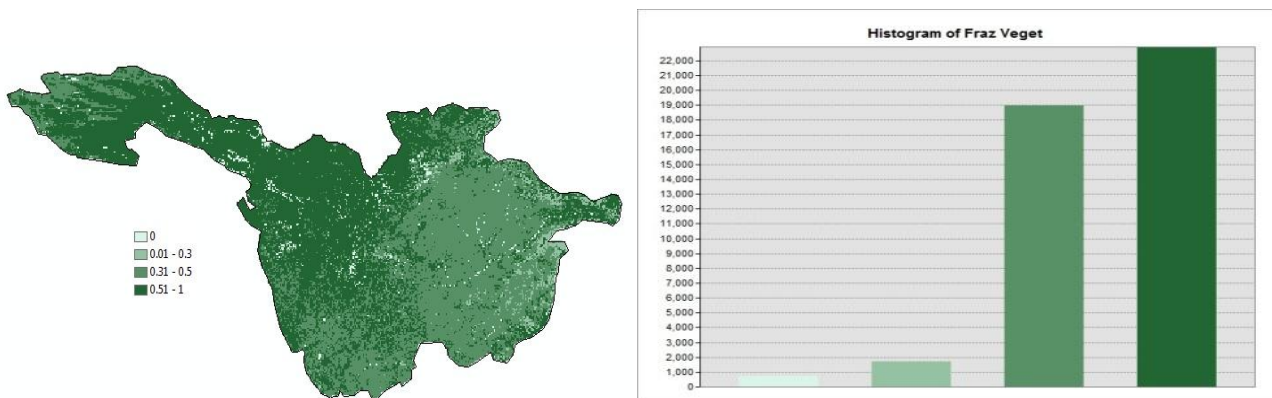


Figura 27: Mappa e istogramma della frazione di vegetazione.

## Resistenza stomatale minima

La resistenza stomatale rappresenta la resistenza che oppone la superficie fogliare alla traspirazione della foglia stessa. La resistenza stomatale minima è quella che si ha quando la tensione di vapor saturo all'interno e all'esterno della foglia si eguagliano. Questo parametro è coinvolto nel calcolo dell'evapotraspirazione e varia al variare del tipo di vegetazione considerato.

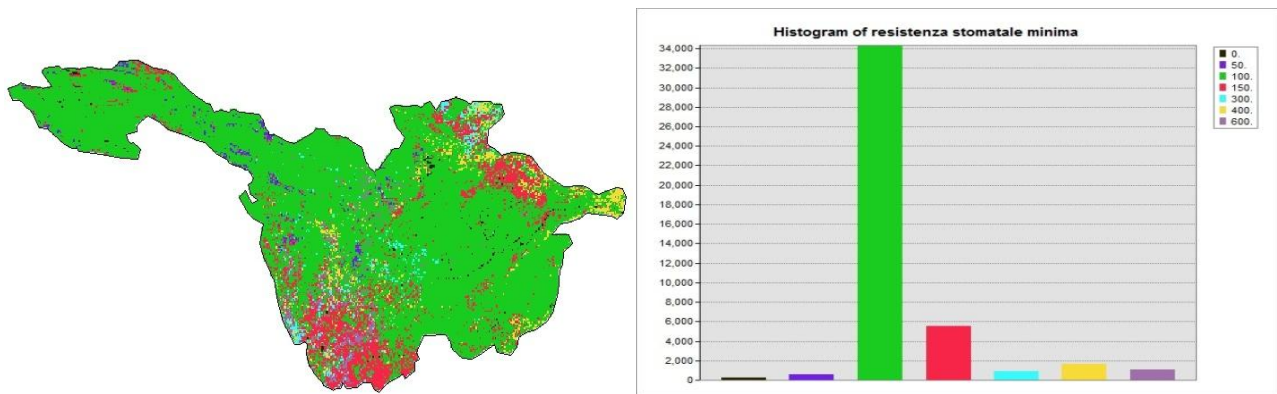


Figura 28:Mappa e istogramma della resistenza stomatale minima.

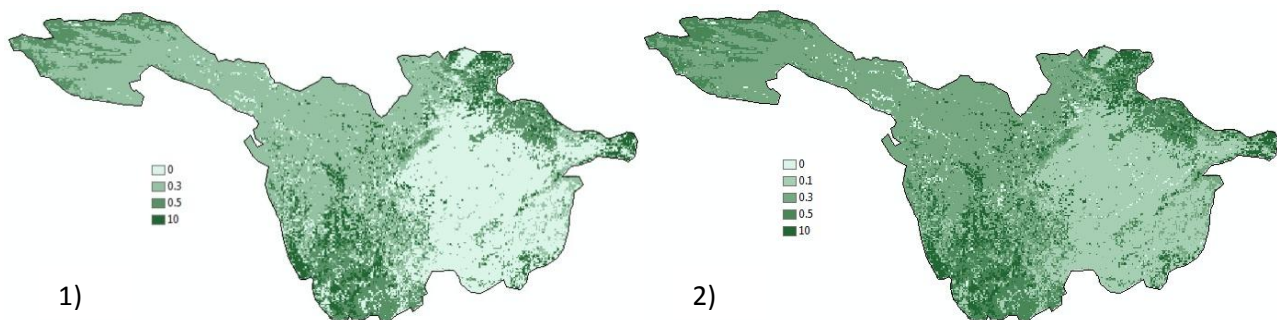
### Altezza di vegetazione

L'altezza della vegetazione è coinvolta nel termine aerodinamico contenuto nell'espressione per il calcolo dell'evapotraspirazione. Sono state evidenziate altezze diverse di vegetazione a seconda del periodo dell'anno considerato ed in particolar modo nel periodo tra maggio e luglio, ovvero i periodi di crescita dell'altezza stessa. Questa distinzione riguarda quel tipo di vegetazione soggetta a una variazione sensibile di altezza durante il corso di un anno e quindi riguarda in particolar modo vigneti, arbusti, piante da frutto, terreni agricoli coltivati, brughiere e cespuglieti.

Per i mesi di Febbraio, Marzo, Aprile, Agosto, Settembre, Ottobre, Novembre e Dicembre, per semplicità, si è scelto un unico valore di altezza mentre per le zone ricoperte da boschi e foreste si è mantenuto sempre costante durante l'anno un valore rappresentativo di altezza pari a 10 metri.

In seguito vengono mostrate le mappe tematiche nel seguente ordine:

1. valida per i mesi di Gennaio, Febbraio, Marzo, Aprile, Agosto, Settembre, Ottobre, Novembre e Dicembre;
2. valida per il mese di Maggio
3. valida per il mese di Giugno
4. valida per il mese di Luglio



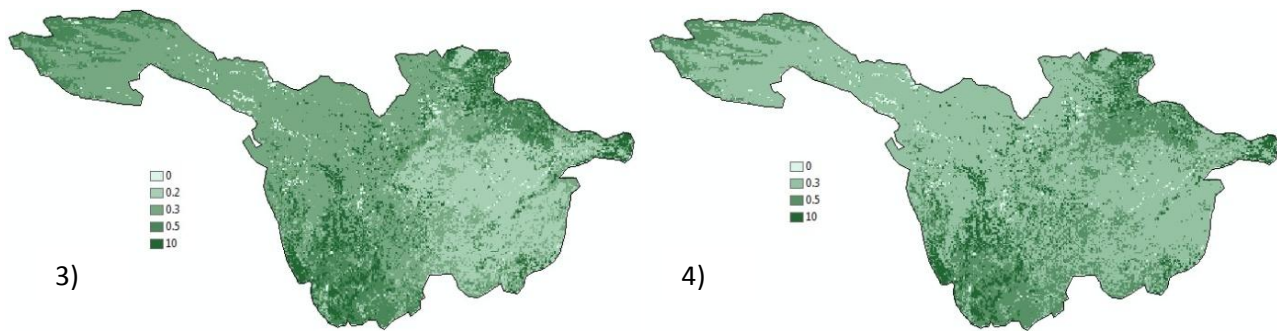


Figura 29:Mappe di altezza di vegetazione per diversi periodi dell'anno.

### Curve Number

L'indice CN(Curve Number) è un numero adimensionale, compreso tra 0 e 100, funzione della natura del suolo, del tipo di copertura vegetale e delle condizioni di umidità del suolo. I valori del CN, come descritto in appendice, sono rappresentativi del comportamento medio nei riguardi dell'assorbimento dei vari tipi di terreno.

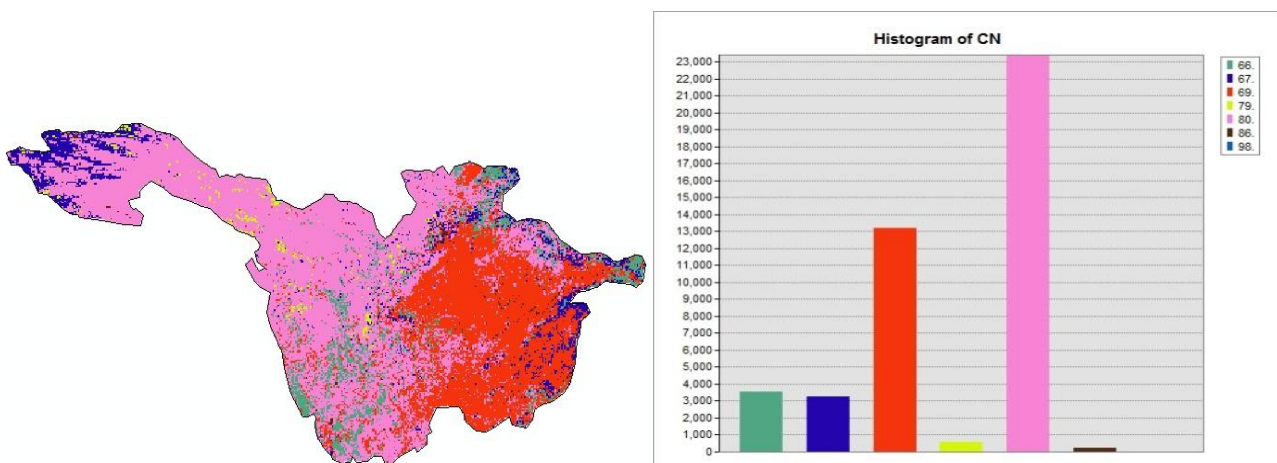


Figura 30:Mappa e istogramma del curve number.

### 1.4.3 FUNZIONE DEL TIPO DI SUOLO

Il modello di bilancio idrologico richiede come input dati relativi alla topografia del bacino, al suo reticolo idrografico, nonché informazioni litologiche e vegetazionali.

In particolare i dati legati alle caratteristiche litologiche del terreno (ovvero permeabilità satura, bubbling pressure, umidità del suolo a saturazione e residua, indice di Brooks e Corey, punto di appassimento, capacità di campo) si sono ricavati utilizzando la correlazione indicata in tabella, ricavata dall'Harmonized World Soil Database – HWSD ([http://www.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/HWSD\\_Data.html?sb=4](http://www.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/HWSD_Data.html?sb=4)).

La mappa dei tipi di suolo è riportata sull'HANDBOOK OF HYDROLOGY.

Classe	Ksat	Bubbling pressure	Tetar	Tetas	Brooks-Corey	Wilting-point	Field Capacity
<b>Sand</b>	6.94E-05	0.0726	0.02	0.44	0.694	0.033	0.091
Loamy sand	1.39E-05	0.0869	0.04	0.44	0.553	0.055	0.125
Sandy loam	6.94E-06	0.1466	0.04	0.45	0.378	0.095	0.207
loam	4.17E-06	0.1115	0.03	0.46	0.252	0.117	0.27
Silt loam	1.39E-06	0.2076	0.02	0.5	0.234	0.133	0.33
<b>Sandy clay loam</b>	9.72E-07	0.2808	0.07	0.4	0.319	0.148	0.255
Clay loam	5.00E-07	0.2589	0.08	0.46	0.242	0.197	0.318
Silty clay loam	4.17E-07	0.3256	0.04	0.47	0.117	0.208	0.366
Sandy clay	2.78E-07	0.2917	0.11	0.43	0.223	0.239	0.339
Silty clay	2.22E-07	0.3419	0.06	0.48	0.15	0.25	0.387
<b>Clay</b>	1.11E-07	0.373	0.09	0.48	0.165	0.272	0.396

Tabella 8: Caratteristiche litologiche del terreno

In particolare si nota come il bacino analizzato sia caratterizzato per la maggioranza da suolo di tipo sandy clay loam, ovvero costituito da materiale di granulometria intermedia tra sabbia e argilla.

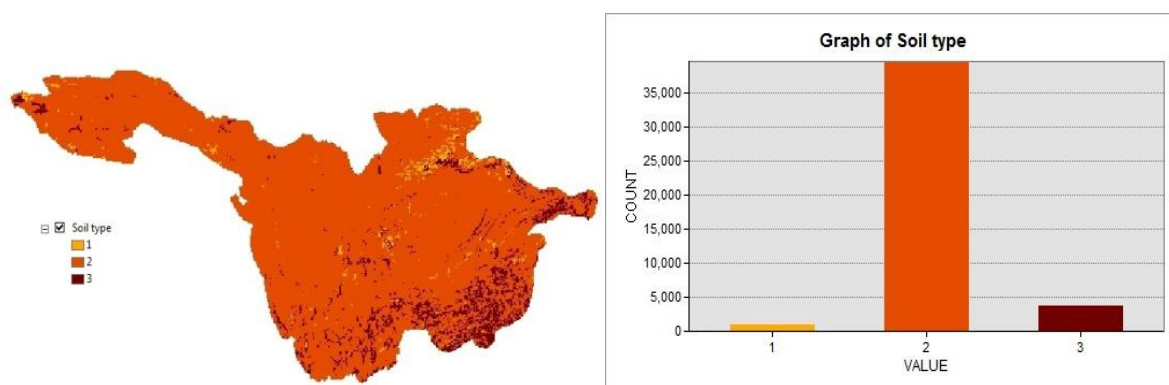


Figura 31: Mappa e istogramma del tipo di suolo.

Tutti i parametri che verranno descritti in seguito sono funzione del tipo di suolo appena descritto.

### Permeabilità a saturazione

Il parametro di permeabilità satura governa il processo di infiltrazione all'interno del terreno e la propagazione delle portate nelle sezioni alveate: infatti questa rappresenta la velocità di infiltrazione dell'acqua nel terreno in un terreno saturo.

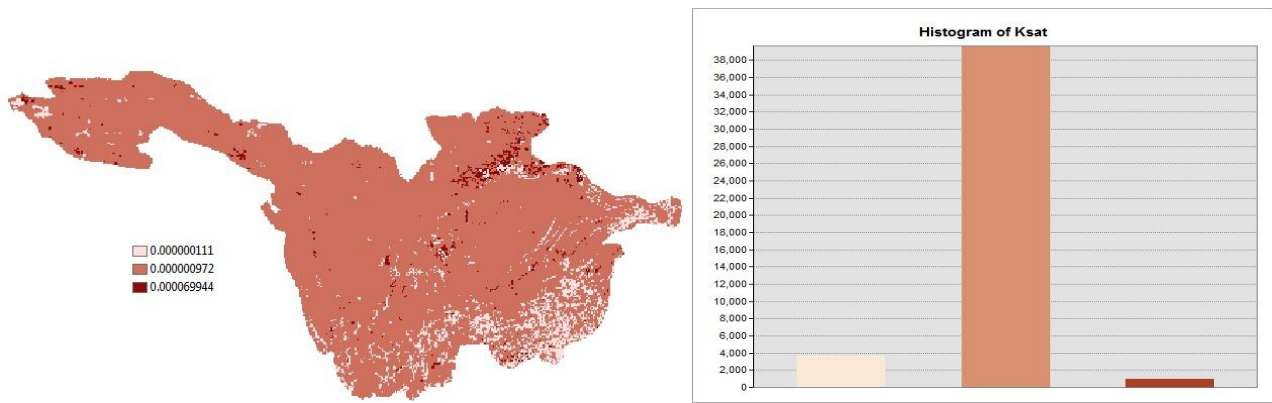


Figura 32: Mappa e istogramma della permeabilità a saturazione [m/s].

### Bubbling pressure

La bubbling pressure rappresenta quella pressione necessaria affinché, in un mezzo poroso, l'acqua contenuta nella matrice solida inizi ad essere espulsa dalla stessa (ovvero dai pori più grossi). E' evidente come questo parametro dipenda dalla granulometria del terreno considerato; inoltre, dal momento che le radici sottraggono acqua al terreno per osmosi, la bubbling pressure incide sullo stato di salute della vegetazione.

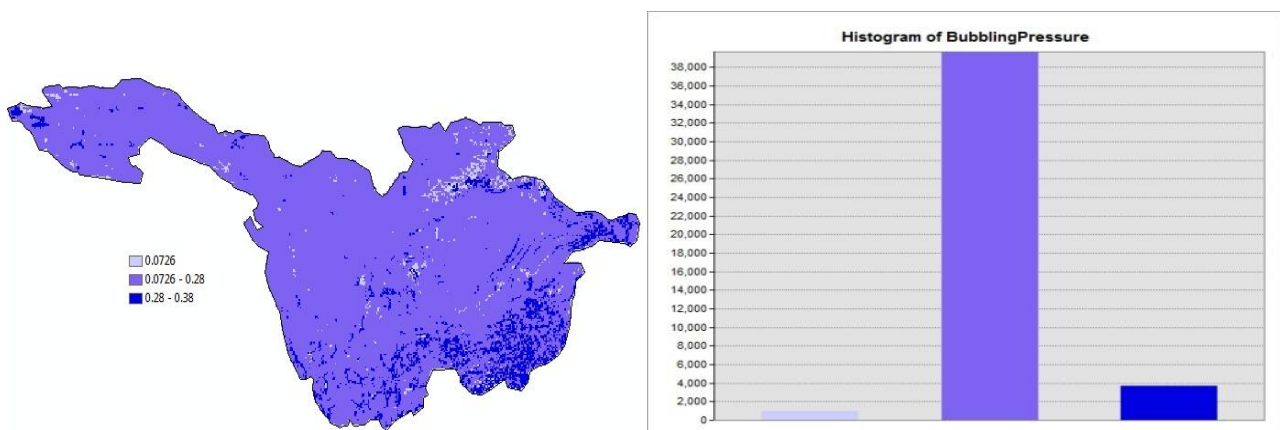


Figura 33: Mappa e istogramma di bubbling pressure (m).

### Caratteristiche di umidità del suolo

L'umidità del suolo, misurata come rapporto tra volume dell'acqua rispetto al volume dei vuoti, potrebbe variare, teoricamente, tra 0 e 1. Tuttavia il terreno, in dipendenza dalla sua tessitura, a saturazione trattiene delle bolle d'aria al suo interno e anche quando è secco blocca particelle d'acqua, sia all'interno del reticolo cristallino, sia sotto forma di menischi tra grano e grano. Per questo motivo l'umidità del terreno varia tra un valore di umidità minima (umidità residua) e un valore di umidità massima (umidità a saturazione).



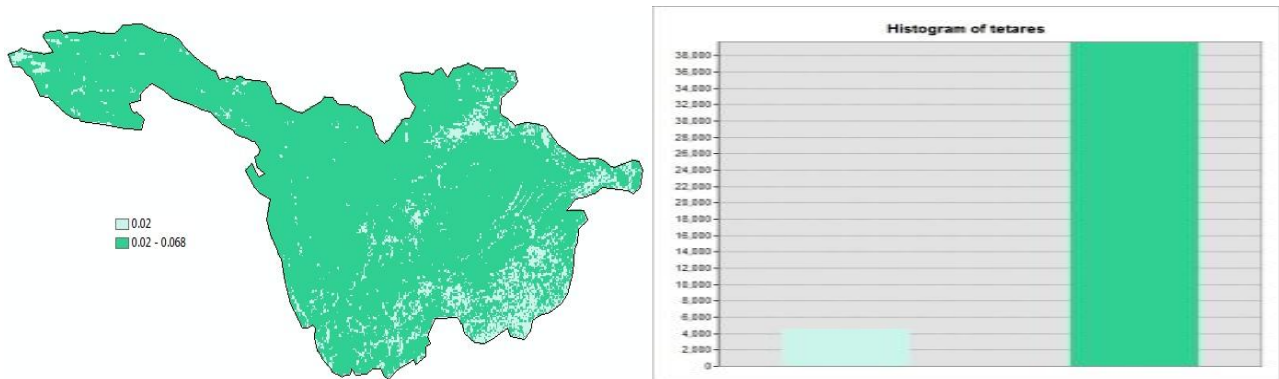


Figura 34: Mappa e istogramma di umidità residua [-].

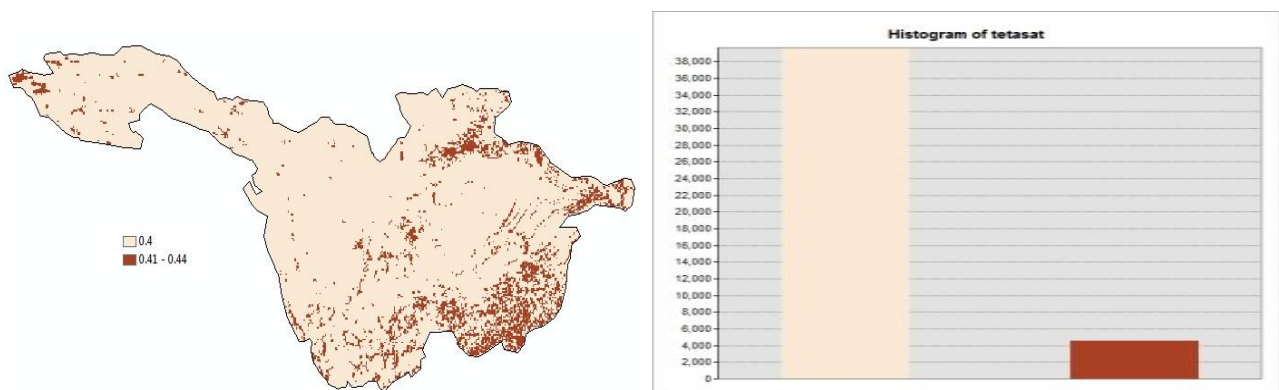


Figura 35: Mappa e istogramma di umidità a saturazione [-].

Si definisce capacità di campo( field capacity) la massima percentuale in peso di acqua che può essere trattenuta dai granuli di terreno per fenomeni di suzione o di capillarità. Se l’umidità supera questo valore l’acqua percola al di sotto dello strato di terreno idrologicamente attivo, soggetta alla sola forza di gravità. Alla capacità di campo la pianta si trova nelle condizioni ideali di sviluppo in quanto le radici incontrano la minima resistenza all’assorbimento dell’acqua, essendo minime le forze di adesione tra acqua e granuli di terreno.

Il punto di appassimento, o wilting point, è invece la minima percentuale in peso di acqua capillare che può essere ancora sfruttata dalla pianta: con questo livello di umidità le piante faticano a estrarre acqua dal terreno. La massima variazione di contenuto d’acqua che le piante possono sopportare va dalla capacità di campo al punto di appassimento.

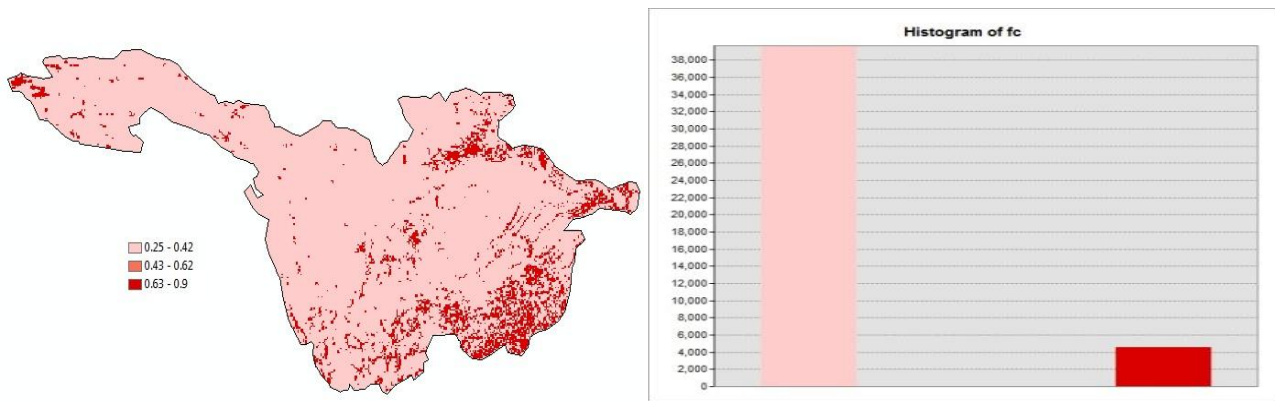


Figura 36: Mappa e istogramma della field capacity [-].

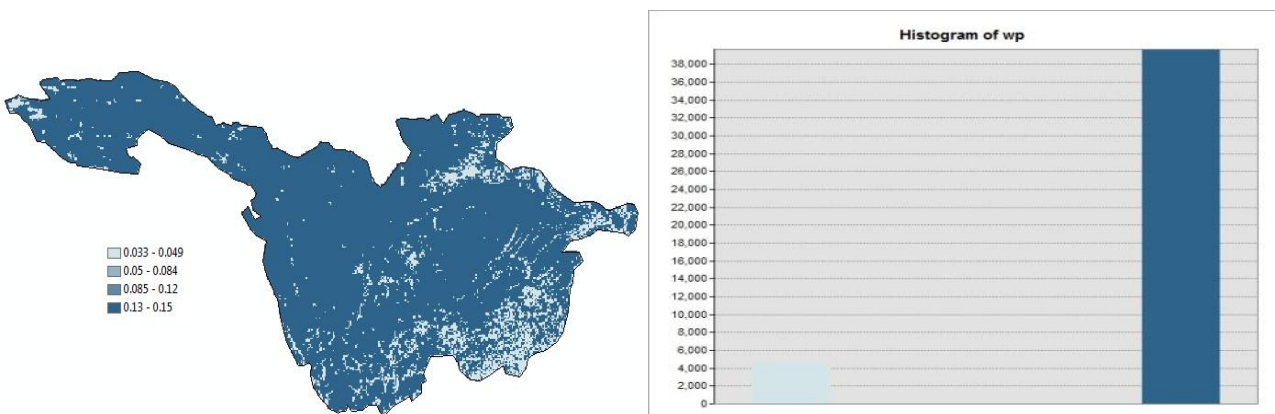


Figura 37: Mappa e istogramma del wilting point [-].

### Indice di Brooks e Corey

L'indice di Brooks e Corey è un parametro utilizzato per la descrizione dell'infiltrazione all'interno del terreno.

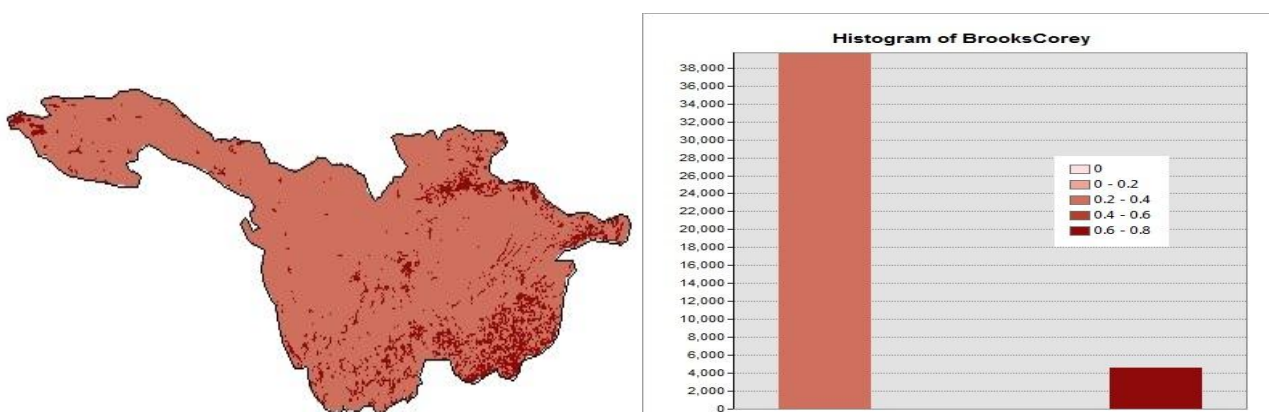


Figura 38: Distribuzione sul bacino dell'indice di Brook e Corey e istogramma relativo.

### 1.4.4 Profondità del suolo

La profondità del suolo è un parametro importante per definire il contenuto d'acqua nel suolo. E' funzione del CN della porosità e si ricava come rapporto.

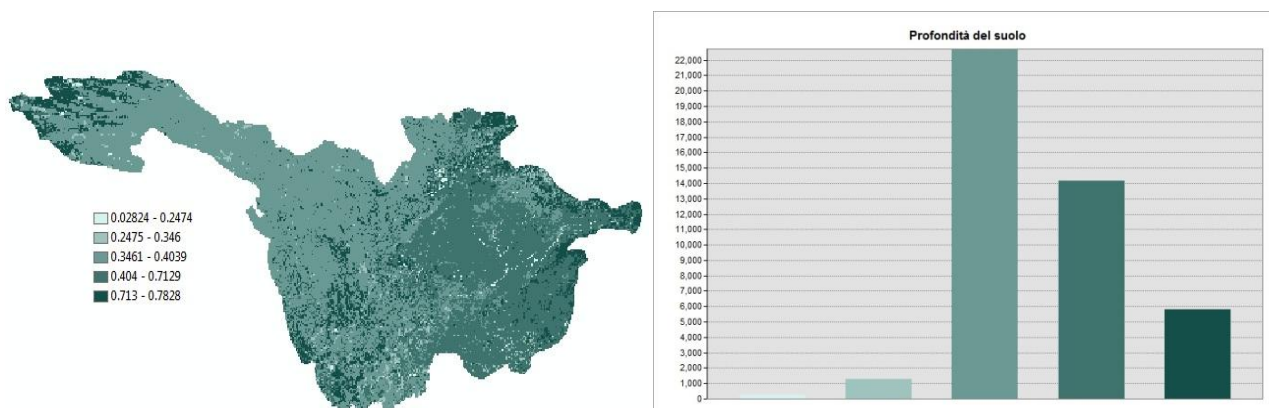


Figura 39: Mappa e istogramma della profondità del suolo.

### 1.4.5 LAI (Indice di copertura fogliare)

L'indice di area fogliare è un indice adimensionale definito come il rapporto tra la superficie fogliare totale e la superficie del suolo su cui le foglie si proiettano. Per superficie fogliare si intende quella relativa al solo lato superiore della foglia, quello illuminato e che quindi contribuisce agli scambi superficiali di calore e vapore.

Il valore minimo del LAI è 0 (suolo nudo) e può assumere arbitrari valori positivi, dal momento che le foglie, specie per vegetazione fitta, possono sovrapporsi e superare l'area del suolo sottostante la pianta: valori tipici sono di 3-5 per raccolto maturo, ma la variabilità è elevata al variare della specie vegetale considerata. Per una specie prefissata il LAI varia nel tempo e normalmente raggiunge il suo valore massimo prima o durante la fioritura.

E' possibile determinare il LAI tramite misure dirette oppure, specie se il dato è richiesto per vaste aree, tramite il telerilevamento. In particolare si sono utilizzate mappe di LAI ricavate dai satelliti MODIS e già elaborate dall' algoritmo MODIS (Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data R. Myneni, 2003).

Le mappe di LAI sono disponibili nel database MODIS, mappe che sono media di rilievi di 8 giorni successivi (Modis/Terra Leaf area index 8day LA global 1 km – MOD15A2); questo permette di correggere effetti legati alla nuvolosità. La georeferenziazione è stata effettuata con un software apposito (programma ENVI attraverso l'applicazione "Modis reprojection tool"). La risoluzione spaziale delle mappe originarie è di 1000m x 1000m; questo ha reso necessario un'ulteriore sistemazione di ciascuna mappa attraverso il programma Arcgis per ottenere una risoluzione spaziale di 5km, la stessa di tutti gli altri dati spaziali utilizzati nel modello.

L'algoritmo MODIS utilizza dei fill value per quelle celle in cui l'uso del suolo indica assenza di vegetazione

249	Unclassified
250	Urban, built-up class
251	Permanent wetlands, marshes
252	Perennial snow, ice, tundra
253	Barren, desert, or very sparsely vegetated
254	Water (ocean or inland)

Nelle celle per le quali è presente il fill-value e nelle celle ricoperte da nuvole si è posto un LAI nullo.

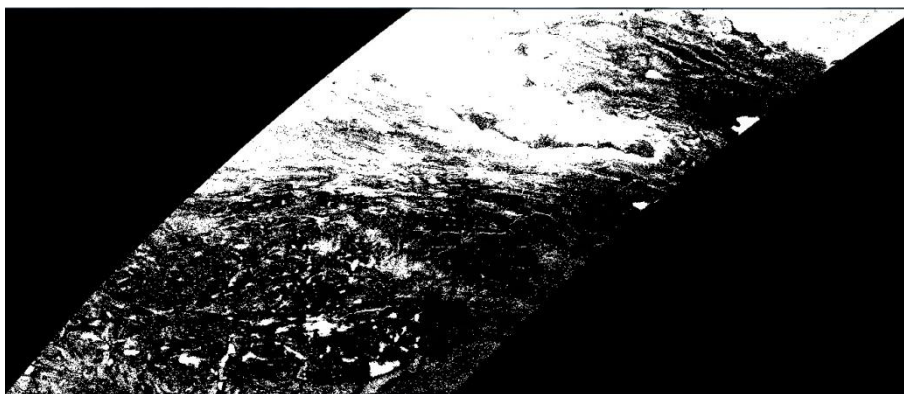
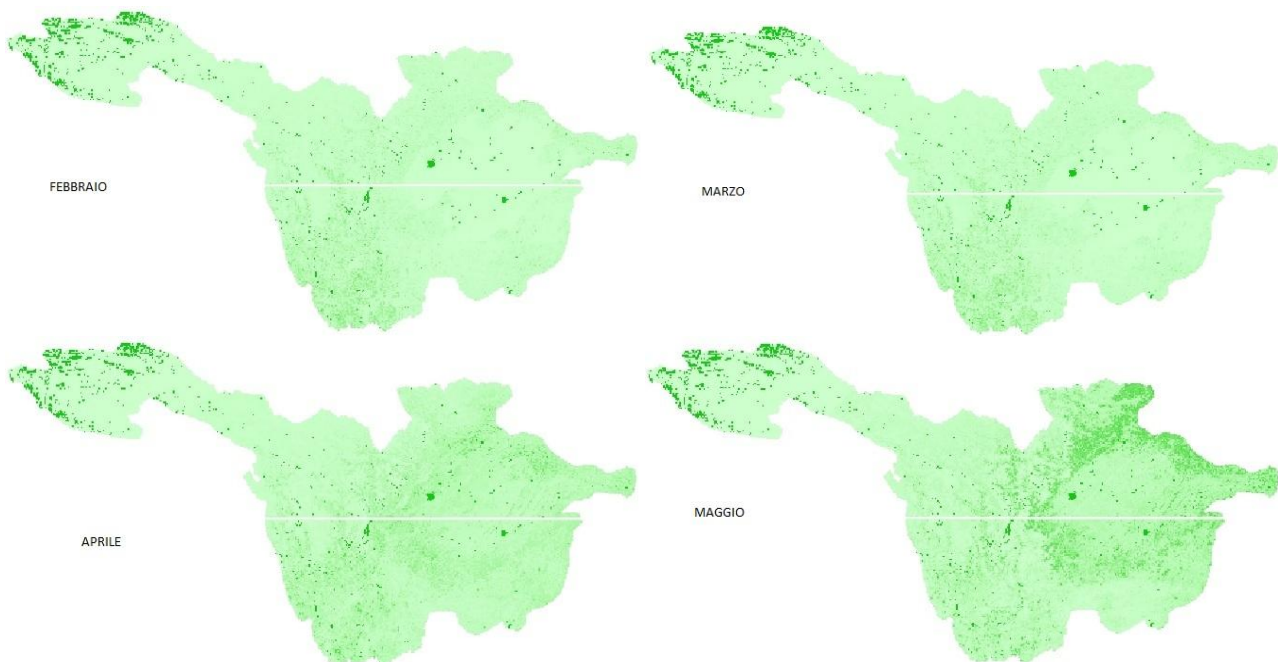


Figura 40: Mappa originale Modis/Terra Leaf area index 8day LA global 1 km

Per apprezzare la variabilità temporale del LAI si è ricavata una mappa per ogni mese degli anni di studio (2000-2004): in figura si mostra la variabilità per i mesi più significativi dell'anno 2002.



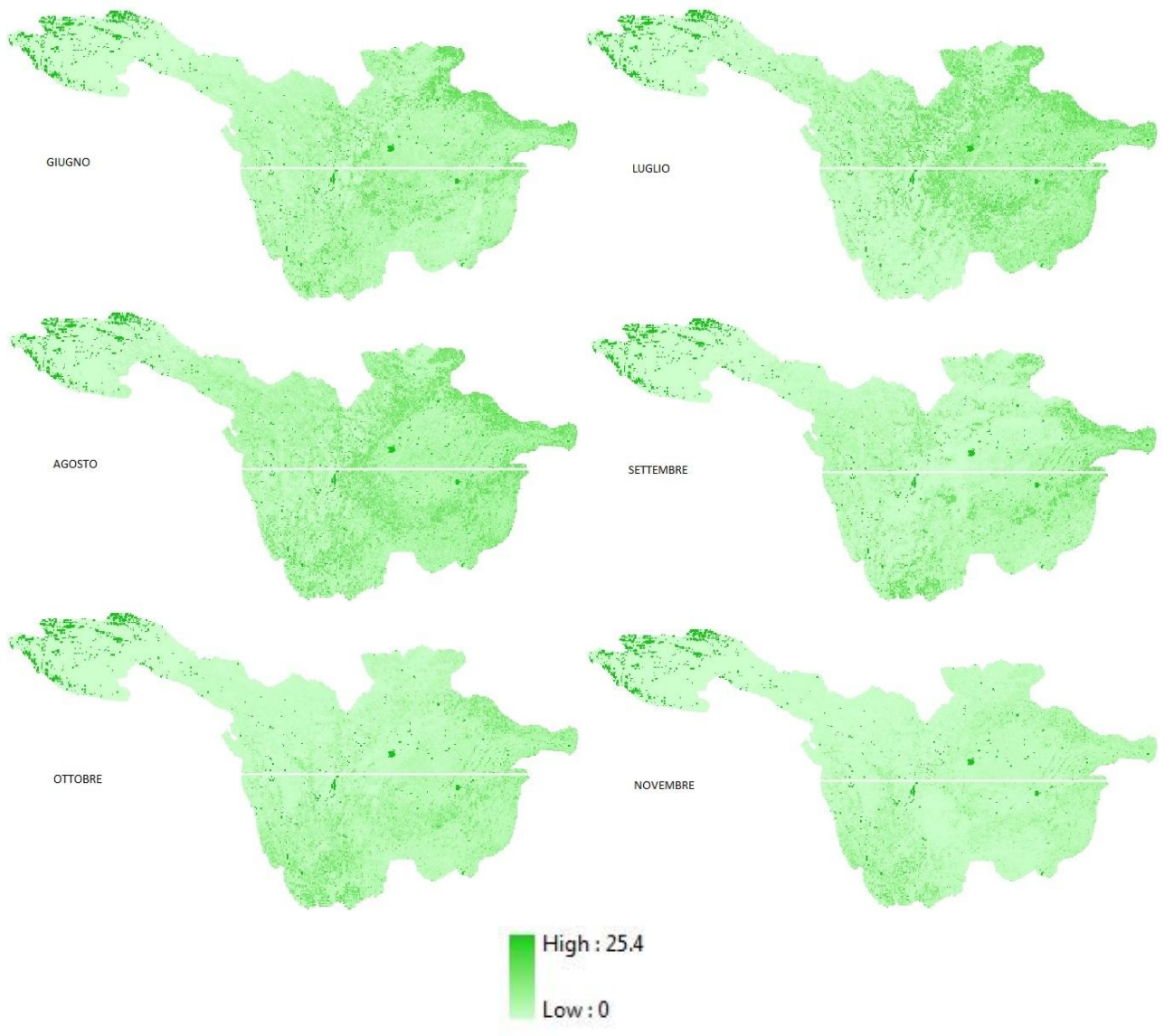


Figura 41:Mappe LAI per l'anno 2002

## PARTE II

# Risultati della modellazione

## CAPITOLO 2

Dinamica della neve:  
Calibrazione del FEST-EWB tramite immagini MODIS di copertura nevosa

### **2.1 INTRODUZIONE**

Uno studio approfondito della dinamica della neve consente di migliorare la stima delle portate nei corsi d'acqua, ottenute a partire dai dati meteorologici. Risulta quindi di estrema importanza stimare con rigore, all'interno del modello sia la componente d'accumulo, che la componente di fusione nivale. In questo capitolo ci occuperemo dello studio della dinamica della neve e dei parametri necessari per una corretta modellazione. Saranno quindi analizzate immagini satellitari di copertura nevosa da MODIS per valutare l'estensione ed il corretto periodo di presenza della neve.

Per un'attenta ed accurata simulazione della dinamica della neve è stato necessario effettuare, in primis, un'analisi climatologica del bacino dello Yangtze. Tale analisi, descritta nel primo capitolo, sottolinea la scarsa presenza di fenomeni piovosi durante le stagioni invernali, a causa dell'azione di venti Monsonici.

Un'ulteriore conferma della scarsa presenza di neve nelle zone montane è data dalla seguente mappa, che fornisce la percentuale media di neve caduta sul bacino rispetto agli eventi di pioggia verificatisi durante l'anno (Figura 1).

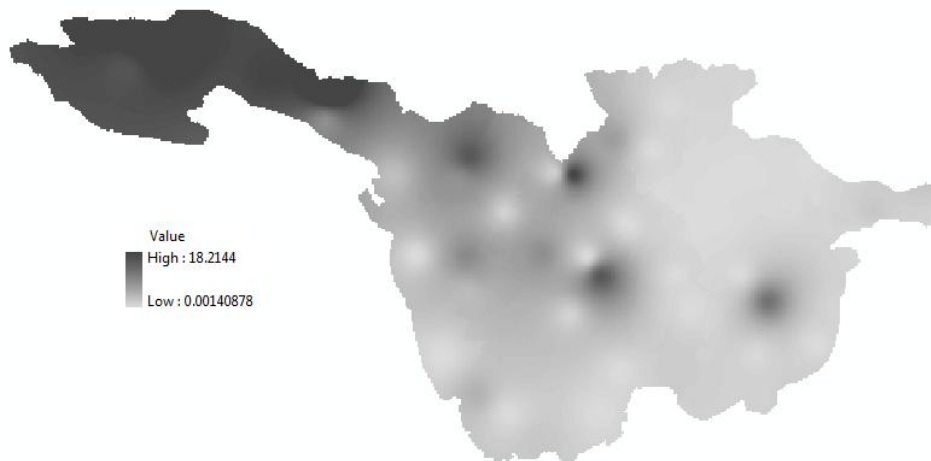


Figura 1: Percentuale neve-pioggia

Possiamo quindi dedurre che la carenza di precipitazioni invernali, soprattutto quelle a carattere nevoso, difficilmente andrà ad influenzare le portate d'acqua nel fiume.

Nonostante ciò lo studio della dinamica della neve non può essere sottovalutato o trascurato, in quanto risulta necessario per stimare le aree soggette ad evapotraspirazione.

Per capire come calibrare il modello di scioglimento e accumulo della neve ricorriamo alle immagini satellitari, per poter confrontare l'estensione delle aree innevate con quelle delle mappe simulate.

## 2.2 ANALISI DELLE IMMAGINI SATELLITARI

Monitorare la copertura nevosa nelle aree più montuose è importante per stimare l'afflusso di acqua durante la stagione dello scioglimento, specialmente per la gestione delle piene, per l'agricoltura, per la produzione di energia e per garantire il deflusso minimo vitale. Le operazioni di monitoraggio sono utilizzate nella gestione delle risorse di acqua, nel controllo dell'ambiente e per la prevenzione dei disastri naturali.

I bassi costi, l'elevata efficienza ed una buona risoluzione spatio-temporale delle immagini da satellite, indicano questa risorsa di informazioni come il mezzo più adatto al monitoraggio della neve, nei suoi aspetti di estensione della copertura, di altezza e di densità.

I satelliti si dividono in geostazionari e polari. Quelli geostazionari hanno una velocità angolare uguale a quella della Terra cioè 1 rotazione ogni 24 ore, una inclinazione di 0° e descrivono un'orbita circolare sul piano dell'equatore: sono solidali con i movimenti della terra e quindi appaiono immobili nello spazio ad una distanza di circa 42000 Km.

I satelliti polari (es. TERRA/ACQUA) invece, sono quelli per l'osservazione delle caratteristiche della terra e devono quindi sorvolare regolarmente una stessa regione, alle stesse condizioni di illuminazione nella stessa altezza: per questo motivo l'orbita è circolare (per avere immagini alla stessa scala), polare (per poter osservare tutta la superficie terrestre) ed eliosincrona (per avere nella stessa zona una illuminazione pressoché costante) Figura 2.

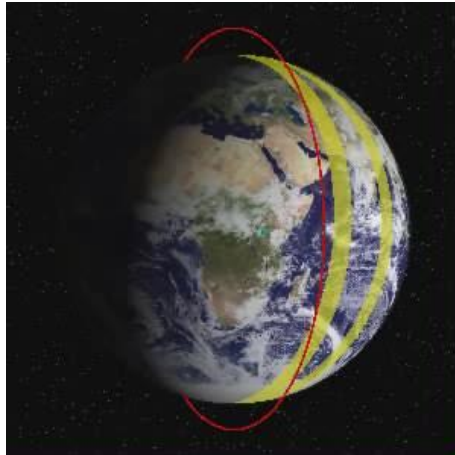


Figura 2: Orbita polare.

L'individuazione della neve in un'immagine satellitare è legata alla sua firma spettrale. La firma spettrale rappresenta la capacità di riflessione di un oggetto in funzione della lunghezza d'onda della radiazione incidente. In questo modo si riescono a distinguere le varie superfici.

Per condizioni di cielo limpido, la classificazione spettrale della neve è abbastanza diretta perché l'alta riflettività della copertura nevosa nella banda del visibile la rende sufficientemente differente da ogni altro tipo di copertura del terreno (Choudhury,1979). Saranno quindi scelte immagini satellitari con una bassa percentuale di nuvole.



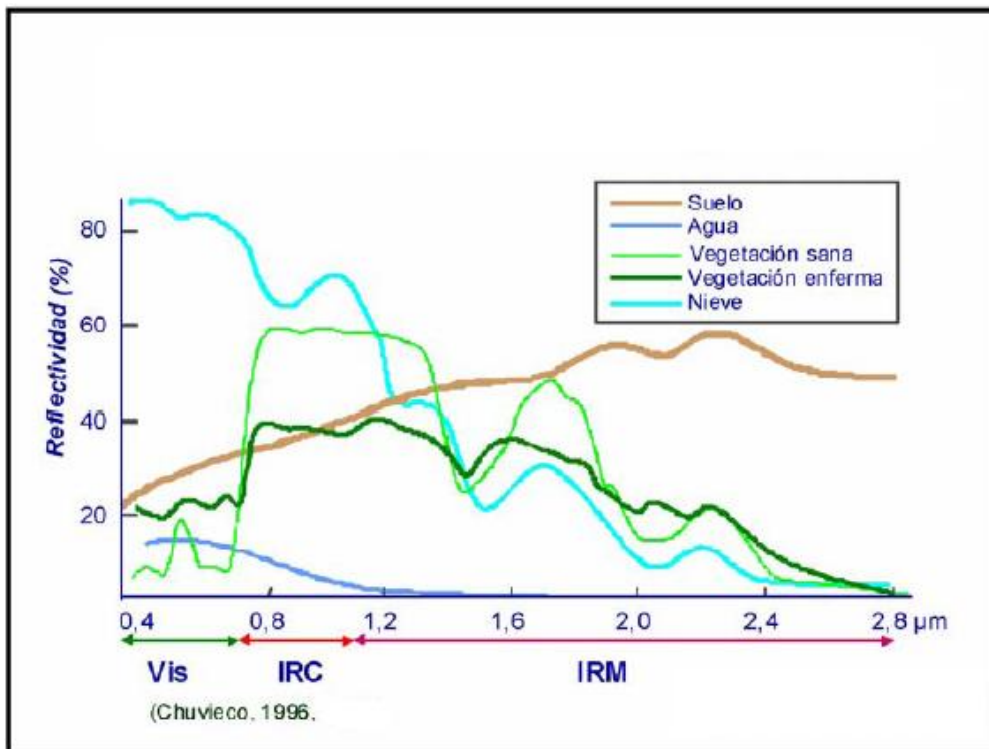


Figura 3: Firme spettrali di alcuni tipi di copertura del suolo.

La firma spettrale della neve mostra maggiori valori di riflettività nella banda del visibile piuttosto che nelle bande del vicino e medio infrarosso; mentre la maggior parte di tutte le altre coperture del suolo evidenziano maggior riflettività nella banda dell'infrarosso (Figura 3).

Quindi, la neve è caratterizzata da alti valori di riflettività tra il visibile e l'infrarosso vicino, e questo parametro può essere usato con successo per delimitare la presenza della copertura nevosa in ogni elemento dell'immagine satellitare (pixel).

Ci sono diversi fattori che influenzano la riflettività della neve:

- Spessore e grado di compattezza
- Presenza di impurità e mistura col suolo
- Dimensione dei cristalli

Infatti l'aumento delle dimensioni dei grani determina una diminuzione di densità ( $\rho$ ) in tutto lo spettro mentre il ghiaccio sporco ha una bassa  $\rho$ .

Un problema, però, è quello delle nuvole perché la riflettività delle nubi è infatti simile a quella della neve nel campo del visibile. Un metodo rapido per distinguerle è quello di usare anche la banda dell'infrarosso. Le nuvole, infatti, risultano molto riflettenti nell'IR mentre la neve risponde scarsamente in questa banda dello spettro. La massima differenza si ha per lunghezze d'onda prossime ai 1,6 micron.

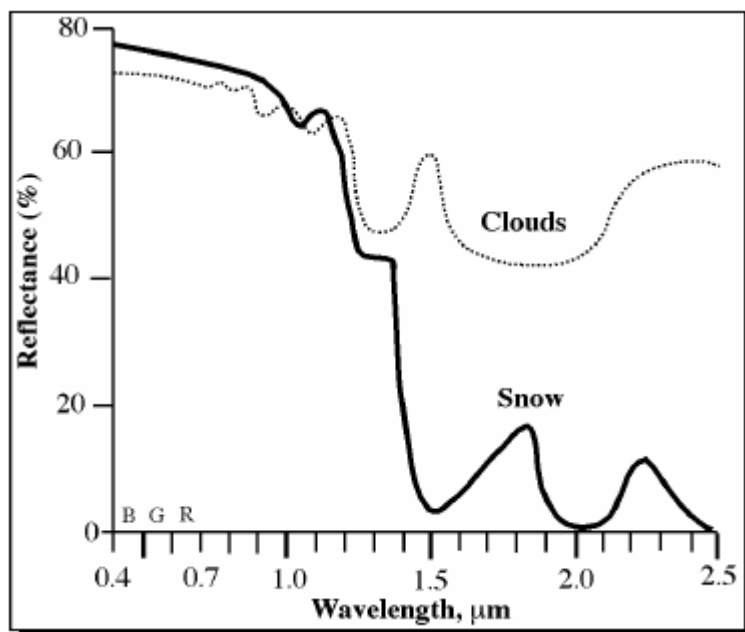


Figura 4: Differenza di riflettività tra la neve e le nuvole

Per le nostre analisi sono state usate solo le immagini diurne essendo prese nel visibile.

### 2.2.1 IMMAGINI MODIS

Il satellite utilizzato per l'acquisizione delle immagini relative all'estensione della copertura nevosa nel bacino dello Yangtze è il Terra.

Il satellite Terra fa parte di una ricerca scientifica multinazionale della NASA ed è stato creato appositamente per il programma EOS (Earth Observing System), che ha come principale obiettivo quello di migliorare la conoscenza sui cambiamenti globali terrestri attraverso l'osservazione continua del pianeta.

E' stato lanciato dalla Vandenberg Air Force Base il 18 dicembre 1999, a bordo di un veicolo *Atlas IIAS* ed ha iniziato a raccogliere dati a partire dal 24 febbraio 2000 (Figura 5).



Figura 5: Immagine del Terra (EOS-AM1).

Il satellite sorvola la Terra da nord a sud passando l'Equatore di mattina, vola su un'orbita eliosincrona quasi-polare, ad un'altezza di 705 km dalla Terra (cioè a bassa quota) con un'inclinazione del piano orbitale di 98.2 gradi. Tale orbita comporta due passaggi giornalieri approssimativamente alla stessa ora solare ogni giorno. L'inclinazione del piano orbitale rispetto al piano equatoriale definisce l'estensione della zona della Terra che può essere sorvolata; quindi un satellite la cui orbita è inclinata di 60° può sorvolare solamente una fascia compresa fra 60° di latitudine nord e 60° di latitudine sud. Si parla di orbita polare se l'inclinazione è prossima ai 90°.

A bordo del satellite Terra sono montati diversi sensori, tra questi è presente il MODIS.

Il MODIS, è uno spettroradiometro a 36 bande che misura la radiazione sia nel visibile che nell'infrarosso. L'utilizzo del MODIS riveste inoltre un ruolo fondamentale nello sviluppo di modelli interattivi capaci di produrre previsioni riguardo i cambiamenti globali. E' stata dedicata una cura particolare alla creazione e alla distribuzione dei prodotti, cercando di facilitarne al massimo la fruizione degli utenti finali nei settori della ricerca e delle applicazioni. A tale scopo sono stati sviluppati prodotti specifici, direttamente dai dati grezzi ricevuti dal sensore, suddividendoli secondo le diverse applicazioni. Quindi, esistono prodotti MODIS *Atmosphere, Land, Ocean*.

In particolare, il data-set utilizzato da noi per l'acquisizione delle mappe di copertura nivale proviene dal MODIS *Land*, e risulta definito come: " *MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid* ". Il data-set utilizzato racchiude le immagini di copertura nivale catturate dal sensore MODIS con frequenze giornaliera e ad una risoluzione spaziale di 500 m.

## 2.2.2 ELABORAZIONE DELLE IMMAGINI

L'obiettivo dell'uso delle immagini da satellite MODIS, è quindi il confronto con le immagini FEST relative all'estensione delle aree coperte da neve.

Le immagini satellitari sono ottenute direttamente dal sito della NASA e riguardano il periodo di simulazione del modello che va dal 1 Gennaio 2000 al 31 Dicembre 2004. Il periodo che intercorre dal 1 Gennaio fino al 1 Agosto 2000 è inteso come periodo di auto-calibrazione del modello, in quanto ad inizio simulazione la neve è pari a zero.

Per stabilire il periodo d'acquisizione delle immagini è stato necessario definire l'intervallo temporale (in mesi) d'accumulo della neve. Quindi, scelte uniformemente nel bacino 15 stazioni di riferimento, in base a posizione geografica e quota, attraverso il modello di accumulo nivale definito nel capitolo 1, abbiamo calcolato lo SWE relativa alla stazione d'acquisizione per un periodo rappresentativo di un anno (2000), a partire dalle misurazioni di pioggia in scala oraria.

Le seguenti figure e la tabella sottostante mostrano i risultati ottenuti.

<i>Stazione</i>	<i>Codice</i>	<i>LON GEO</i>	<i>LAT GEO</i>	<i>Altitudine</i>	<i>Posizione</i>
<b>WUDAOLIAN</b>	529080	35.217	93.083	4613	1
<b>YUSHU</b>	560290	33.017	97.017	3682	2
<b>DAWU</b>	561670	30.983	101.117	2959	3
<b>SONGPAN</b>	561820	32.650	103.567	2852	4
<b>BATANG</b>	562470	30.000	99.100	2589	5
<b>DAOCHENG</b>	563570	29.050	100.300	3729	6
<b>EMEI</b>	563850	29.517	103.333	3049	7
<b>LIJING</b>	566510	26.833	100.467	2394	8
<b>YUANMOU</b>	567630	25.733	101.867	1120	9
<b>CHENG-XIA</b>	571060	33.750	105.750	1128	10
<b>BAZHONG</b>	573130	31.900	106.700	360	11
<b>FENGJIE</b>	573480	31.017	109.533	303	12
<b>NANCHONG</b>	574110	30.800	106.083	310	13
<b>BIJIE</b>	577070	27.300	105.233	1511	14
<b>ZUNYI</b>	577130	27.700	106.883	845	15

Tabella 1: Stazioni di riferimento.



Figura 6: Collocazione geografica nel bacino delle stazioni considerate.

Come già ci si aspettava, dai risultati ottenuti emerge che all'interno di un anno il periodo d'interesse della copertura nivale del suolo è compreso tra i mesi di Settembre e di Aprile. Di seguito riportiamo i risultati per alcune stazioni, dove in prossimità dell'ascissa  $x=3000$  (ore) abbiamo la fine del mese di Aprile, mentre per in prossimità dell'ascissa  $x=6000$  (ore) abbiamo l'inizio del mese di Settembre.

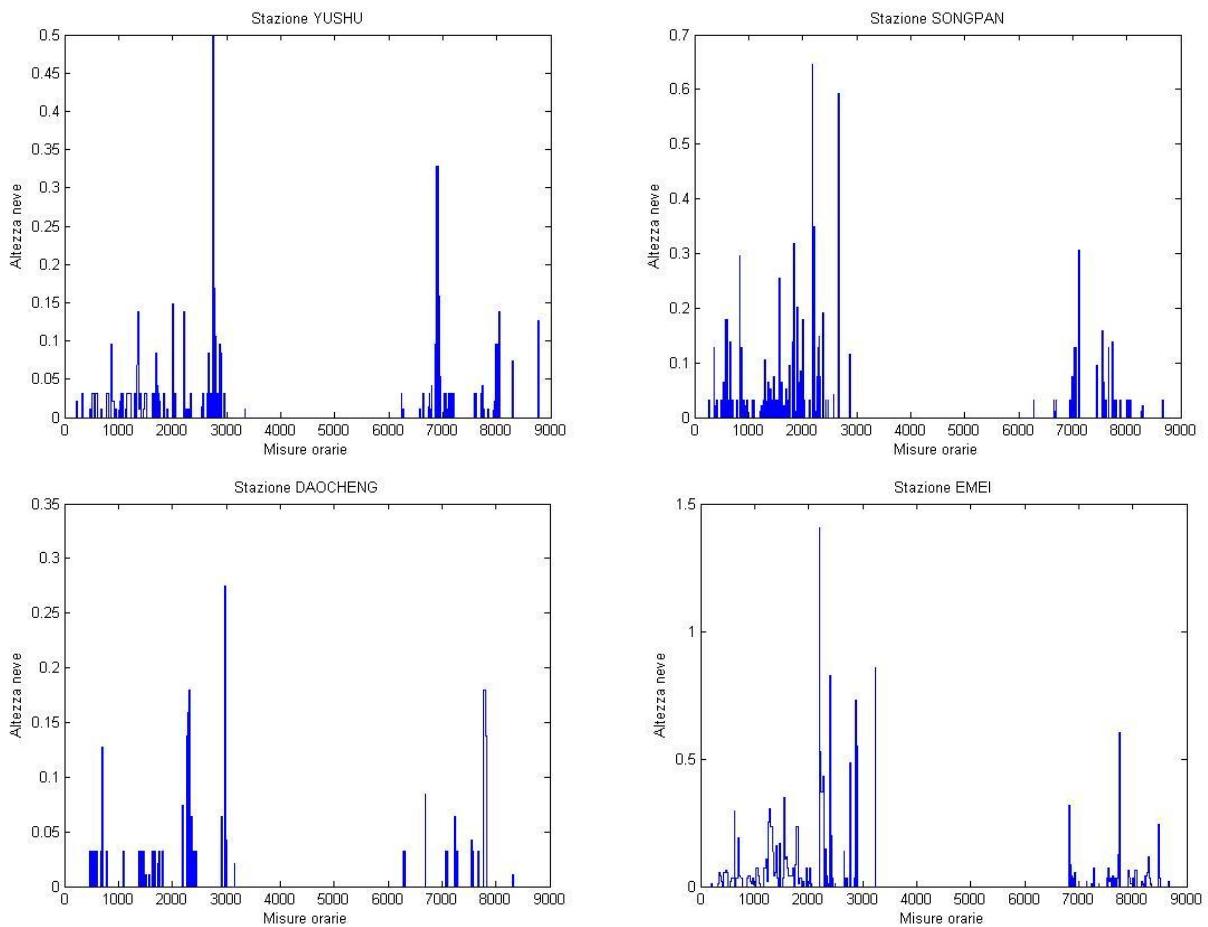


Figura 7: Grafici di SWE annuale relativi alle stazioni n°2, 4, 6,7.

Dato che il FEST-EWB simula il bilancio idrologico per un periodo di 5 anni (2000-2004), per ogni mese andremo ad acquisire un'immagine rappresentativa della copertura nivale, per un totale di 40 immagini.

Le immagini riprese dai satelliti artificiali sono in forma digitale, considerate come matrici, e sono costituite da elementi finiti chiamati pixel (picture element), ciascuno dei quali è caratterizzato dalla sua posizione sull'immagine (x-y) e da un numero che rappresenta l'intensità della radianza spettrale al suolo; questo per ogni banda di ripresa.

La risoluzione dell'immagine dipende dalla dimensione fisica del pixel che è fissa al suolo.

Il passo successivo e più importante è stato il trattamento delle immagini; sono cioè state rielaborate e filtrate da tutti i disturbi per poter fornire le informazioni necessarie. Le immagini fornite dal MODIS che abbiamo usato per la stima della neve sono nella banda del visibile perché è appunto quella dove si distingue la neve dagli altri tipi di suolo.

Inizialmente, grazie al software ENVI, si è trattato di georeferenziare le immagini (fig. 8), per poi rielaborarle con il software Arcview, passando da 500km ad una risoluzione di 5Km, come le mappe fornite dal FEST-EWB.

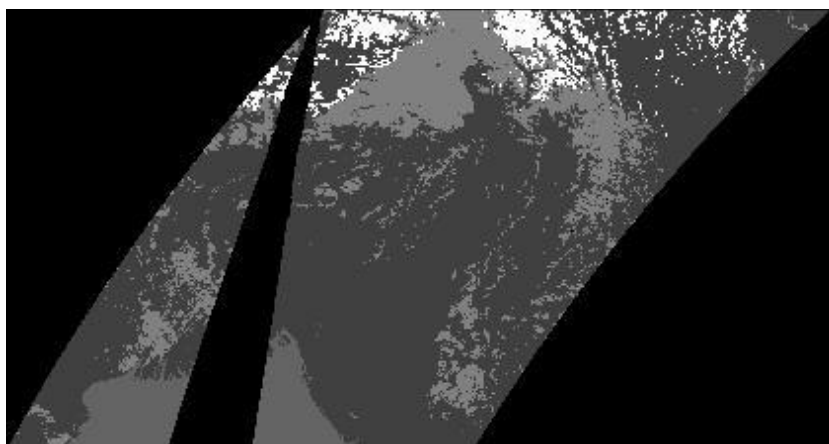


Figura 8: Immagine georeferenziata attraverso il software ENVI.

### 2.3 CONFRONTO ESTENSIONE NEVOSA: FEST vs MODIS

Una volta classificate le mappe da satellite si è passati al confronto tra le mappe di neve simulate dal FEST-EWB e quelle derivate dalla classificazione delle immagini satellitari MODIS. Questa operazione è stata svolta per calibrare il modello di accumulo e scioglimento nivale utilizzato nelle simulazioni in continuo del modello distribuito di afflussi-deflussi (vedi appendice A).

Il confronto tra le mappe è però possibile solo dal punto di vista delle aree coperte dalla neve; infatti le mappe simulate forniscono l'altezza d'acqua equivalente SWE, mentre dal satellite si può sapere solo se un pixel è coperto dalla neve oppure se c'è un altro tipo di suolo.

I parametri che governano il modello di accumulo usato nelle simulazioni sono  $T_{inf}$  e  $T_{sup}$ , che sono rispettivamente la temperatura al di sotto della quale si ha solo neve e la temperatura al di sopra della quale si ha solo pioggia.

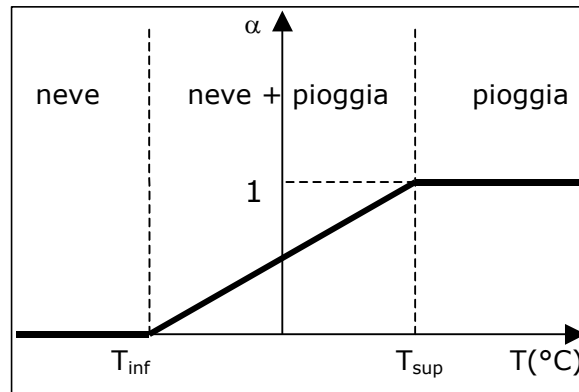


Figura 9: Legame tra formazione neve e temperatura.

Per quanto riguarda il modello di scioglimento a "temperatura indice" il parametro governante risulta essere il *tasso di scioglimento nivale*  $M_s$ , espresso come:

$$M_s = C_m (T_a - T_b) \quad 3.1$$

Sono state effettuate diverse simulazioni di accumulo e scioglimento della neve, rispettivamente:

- Simulazione n°1:  $T_{sup} = +1^\circ\text{C}$  &  $T_{inf} = -1^\circ\text{C}$       *Tasso di scioglimento:  $6.048 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$*
- Simulazione n°2:  $T_{sup} = +0^\circ\text{C}$  &  $T_{inf} = -2^\circ\text{C}$       *Tasso di scioglimento:  $6.048 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$*
- Simulazione n°3:  $T_{sup} = +1^\circ\text{C}$  &  $T_{inf} = -1^\circ\text{C}$       *Tasso di scioglimento:  $2.700 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$*

Si è visto che una prima semplice verifica può sicuramente essere fatta a occhio confrontando cioè l'estensione delle aree innevate tra la mappa simulata e quella derivata dalla classificazione dell'immagine satellitare. Queste ipotesi possono essere confermate anche da elaborazioni di tipo statistico relative ad un confronto tra immagini FET-EWB ed immagini MODIS sul numero dei pixel che risultano coperti da neve.

Riportiamo di seguito la legenda utilizzata per la rielaborazione delle immagini di accumulo nivale mediante il software Arcgis.

□ **Nuvole**      ■ **Terra**      ■ **Neve**

SIMULAZIONE n°1

La prima simulazione di accumulo nivale è stata fatta considerando un intervallo di temperatura tra  $-1^{\circ}\text{C}$  e  $1^{\circ}\text{C}$  ed una velocità di fusione della neve pari a  $6.048 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ . Di seguito proponiamo una serie di immagini simulate dal FEST, rielaborate con il software ARCGIS, e confrontate con le rilevazioni satellitari fatte dal MODIS.

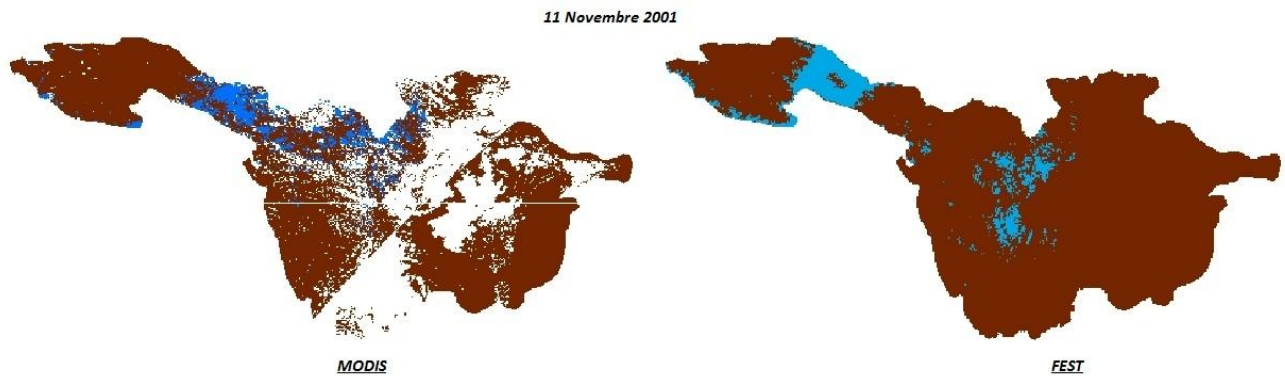


Figura 10: Confronto immagini simulate ed osservate in data 11 Novembre 2001.

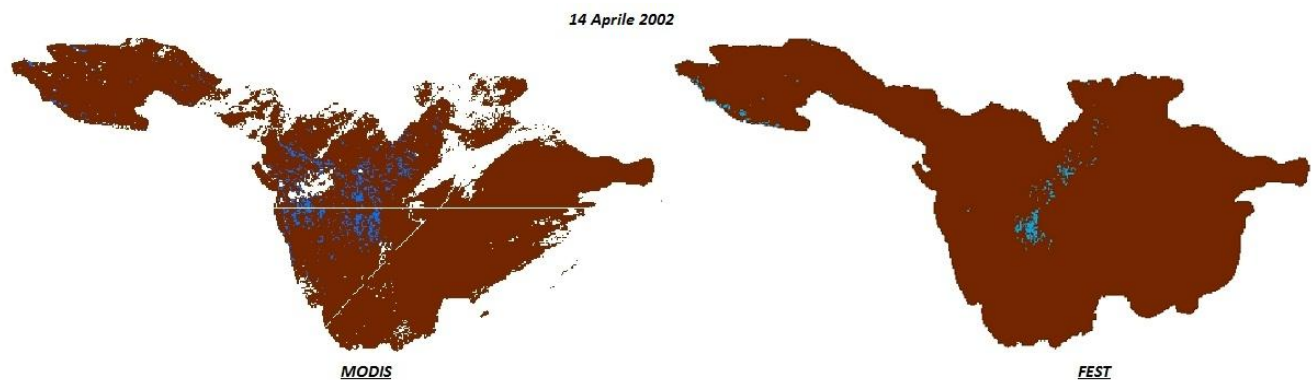


Figura 11: Confronto immagini simulate ed osservate in data 14 Aprile 2002.



Figura 12: Confronto immagini simulate ed osservate in data 23 Dicembre 2003.



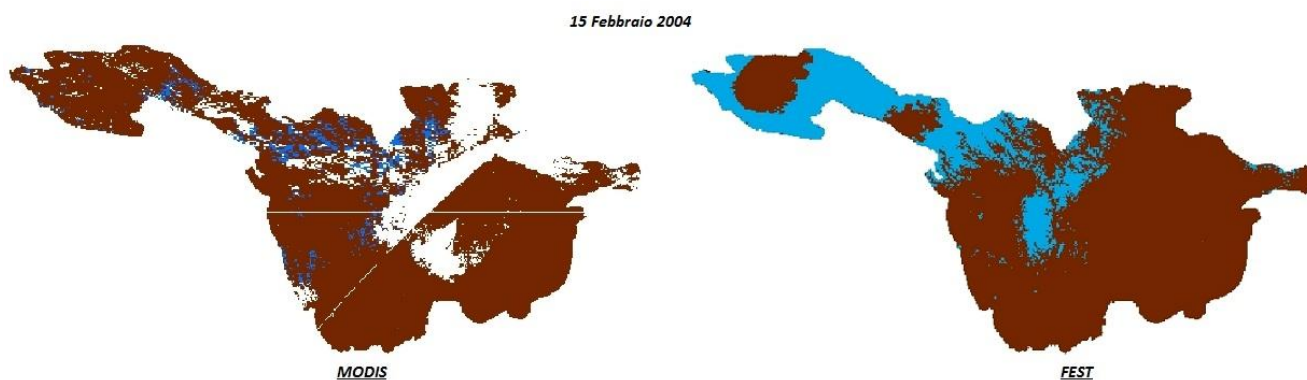


Figura 13: Confronto immagini simulate ed osservate in data 15 Febbraio 2004.

Effettuando un primo confronto di tipo visivo delle immagini di accumulo nivale si può notare come il modello tende a sovradimensionare la componente di accumulo in determinate zone (a nord per la data del 15 Febbraio 2004), mentre in altre tende ad essere inferiore alla situazione reale.

Un'idea più chiara sull'accuratezza della simulazione è data dal confronto su ogni pixel, verificando le situazioni di:

- No Neve FEST-EWB & No Neve MODIS
- No Neve FEST-EWB & Neve MODIS
- Neve FEST-EWB & No Neve MODIS
- Neve FEST-EWB & Neve MODIS

Le seguenti tabelle riportano i risultati ottenuti confrontando il numero di pixel appartenente ad ogni classe:

<b>ANNO 2000</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	97188	798
	Snow	7427	242

<b>ANNO 2001</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	243898	4198
	Snow	18609	1678

<b>ANNO 2002</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	221672	3232
	Snow	8613	1122

<b>ANNO 2003</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	257267	3002
	Snow	8766	1184

<b>ANNO 2004</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	211973	3004
	Snow	8949	1350

<b>TOTALE</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	1031998	14234
	Snow	52364	5576

Tabella 2: Tabelle riassuntive di ogni anno e totale del confronto tra pixel.

Dai confronti emerge come il FEST-EWB tende a sottostimare la presenza di copertura nivale complessiva, dato che sul totale dei pixel esaminati ,relativi alle date considerate, il numero di pixel in cui è presente neve nel MODIS ma non nel FEST-EWB risulta molto maggiore rispetto alla situazione inversa.

Nonostante il modello effettui una mediocre simulazione di copertura nivale sull'intero bacino del fiume Yangtze, tale situazione può essere considerata accettabile osservando l'andamento medio su tutto il bacino, in scala temporale oraria, dello stato neve [mm].

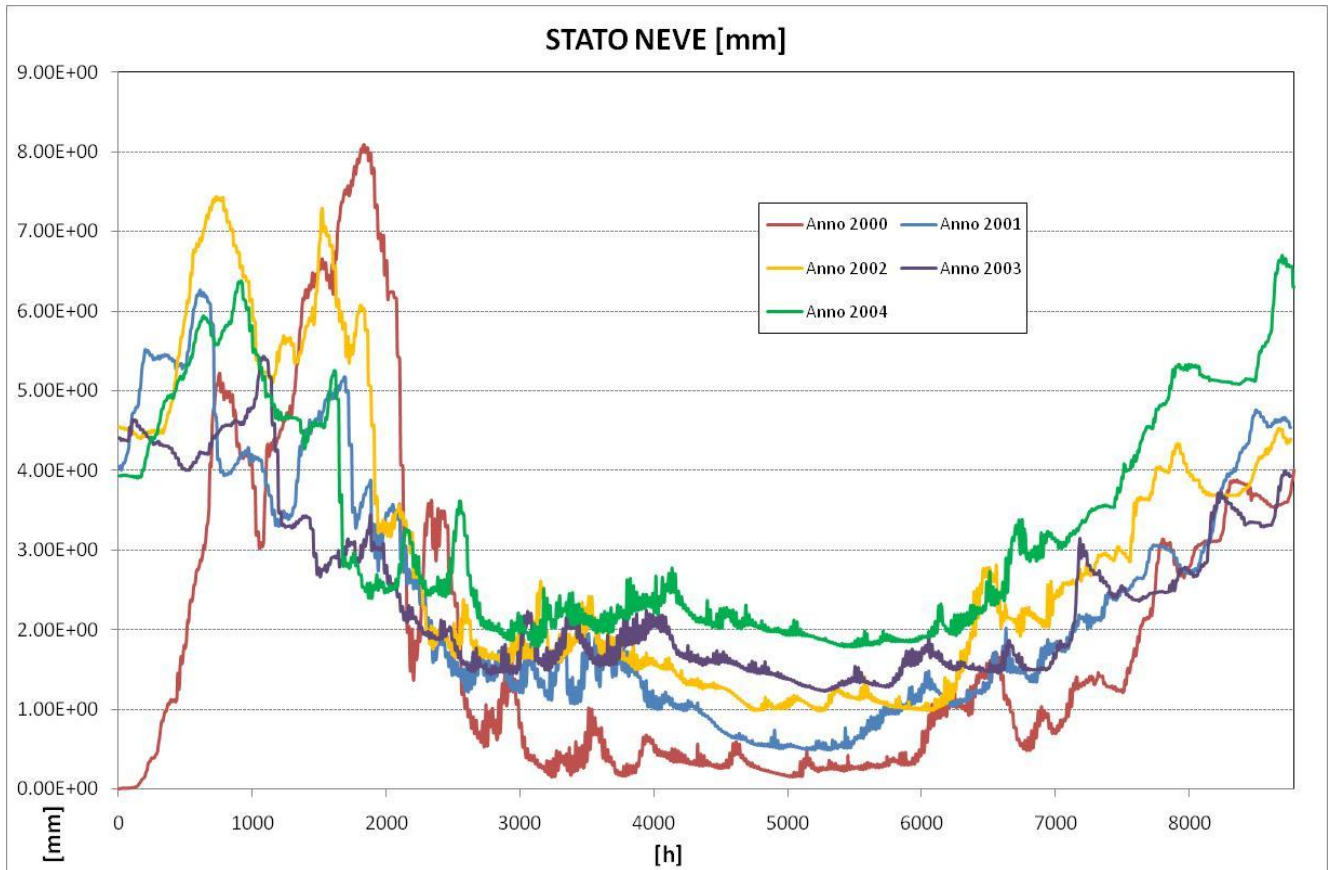


Figura 14: Stato neve per anni 2000-2001-2002-2003-2004.

Dai grafici risulta evidente come altezze di neve, con valori racchiusi tra 1-1.5 mm e 7-8 mm, risultano insufficienti a garantire un apporto di deflusso da scioglimento nivale considerevole.

SIMULAZIONE n°2

La seconda simulazione di accumulo nivale è stata fatta considerando un intervallo di temperatura tra -2°C e 0°C, mantenendo costante il parametro di velocità di fusione. Di seguito proponiamo una serie di immagini simulate dal FEST-EWB, rielaborate con il software ARCGIS, e confrontate con le rilevazioni satellitari fatte dal MODIS.

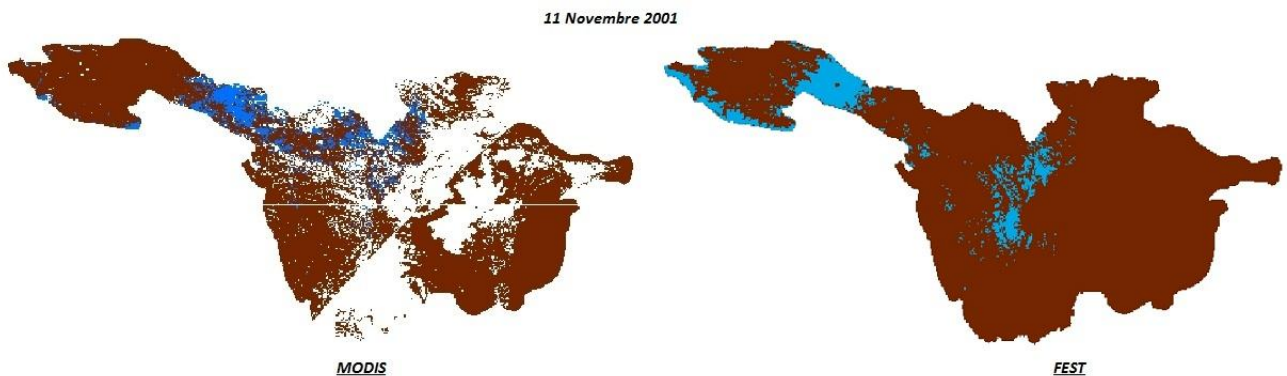


Figura 15: Confronto immagini simulate ed osservate in data 11 Novembre 2001.

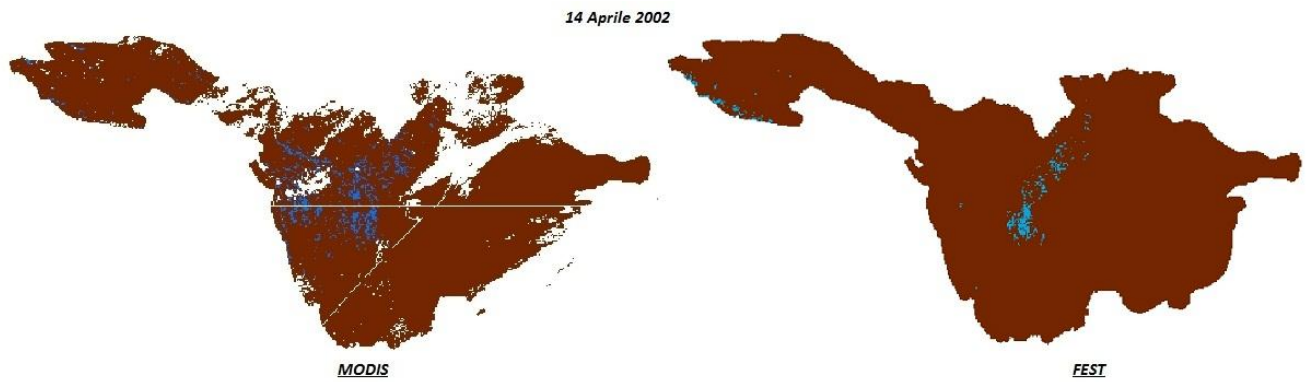


Figura 16: Confronto immagini simulate ed osservate in data 14 Aprile 2002.

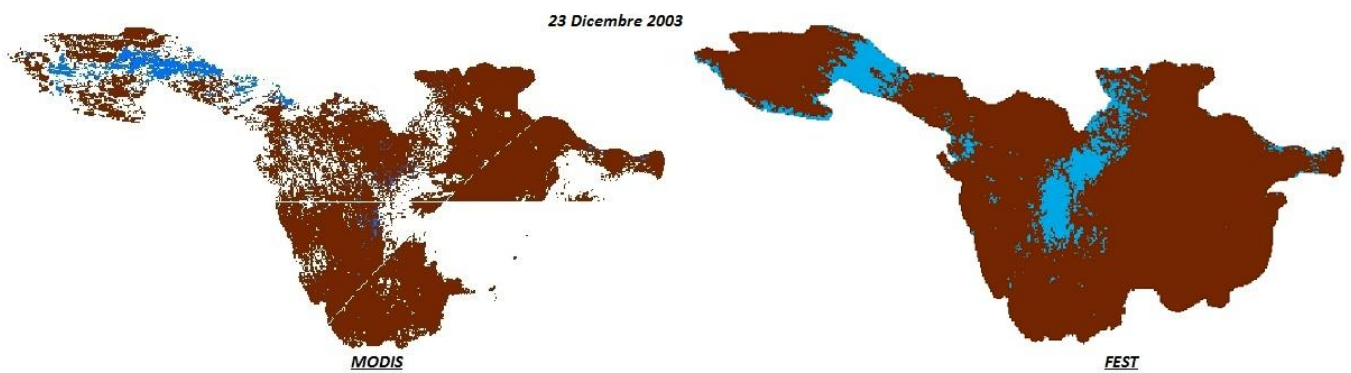


Figura 17: Confronto immagini simulate ed osservate in data 25 Dicembre 2003.

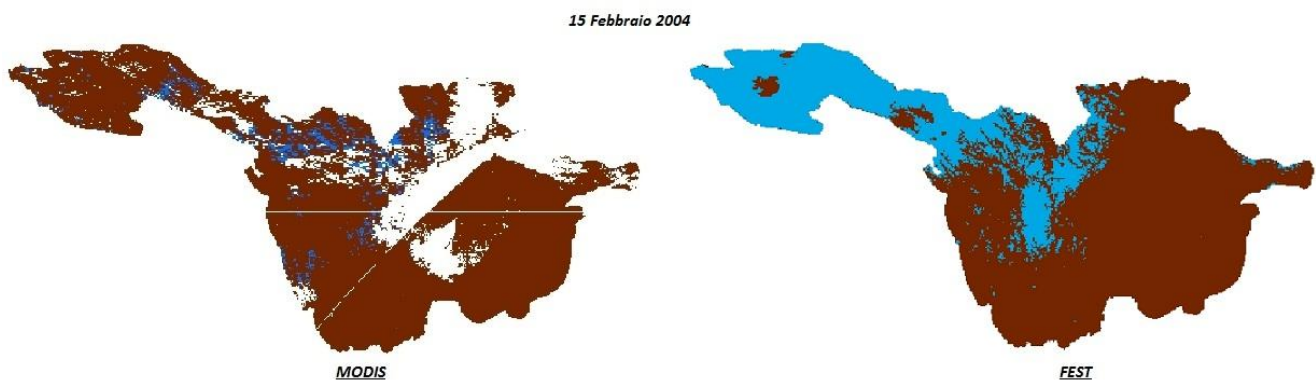


Figura 18: Confronto immagini simulate ed osservate in data 15 Febbraio 2004.

Analogamente con quanto fatto per la simulazione n°1, procediamo ora con il confronto puntuale dei pixel rispetto alla copertura nivale del terreno. Le seguenti tabelle riportano i risultati ottenuti.

<b>ANNO 2000</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	97354	632
	Snow	7475	194

<b>ANNO 2001</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	244304	3792
	Snow	18700	1587

<b>ANNO 2002</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	222036	2868
	Snow	8734	1001

<b>ANNO 2003</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	257603	2666
	Snow	8831	1119

<b>ANNO 2004</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	212250	2727
	Snow	9029	1270

<b><u>TOTALE</u></b>		<b>FEST-EWB</b>	
		<i>No Snow</i>	<i>Snow</i>
<b>MODIS</b>	<i>No Snow</i>	1033547	12685
	<i>Snow</i>	52769	5171

Tabella 3: Tabelle riassuntive di ogni anno e totale del confronto tra pixel.

Rispetto alla prima simulazione, considerando un intervallo di temperatura tra  $-2^{\circ}\text{C}$  e  $0^{\circ}\text{C}$ , abbiamo ulteriormente sottostimato l'accumulo nivale in tutto il bacino, basta controllare il numero di pixel in cui è presente neve sia nel FEST che nel MODIS per averne conferma.

Come ultima analisi osserviamo i valori ,graficati per ogni anno di simulazione, della stato neve medio su tutto il bacino.

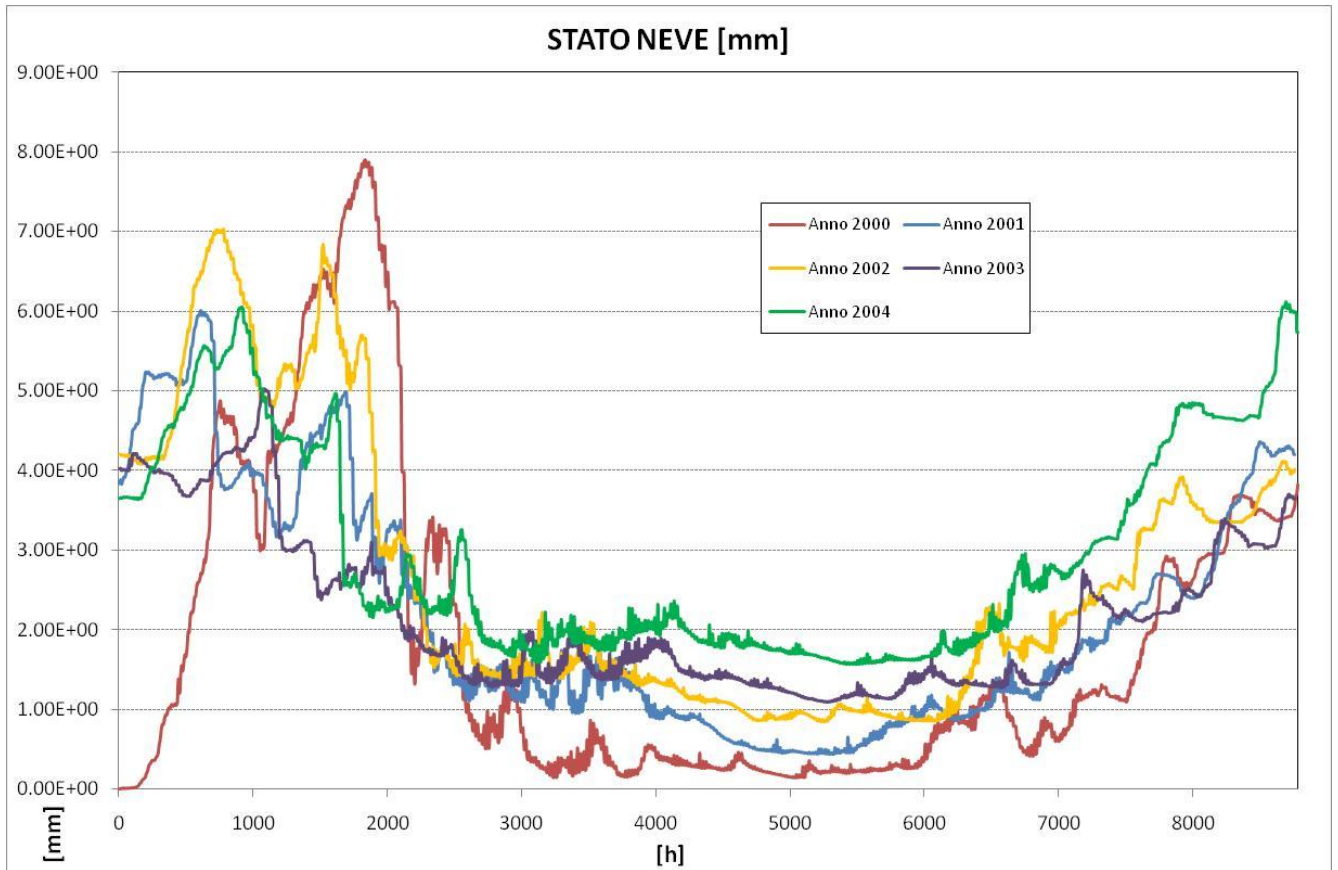


Figura 19: Stato neve anni 2000-2001-2002-2003-2004.

Rispetto alla precedente simulazione i valori dello stato neve sono rimasti pressoché gli stessi, di conseguenza, anche per questa simulazione i valori di stato neve mediati su tutto il bacino, e quindi i deflussi da scioglimento nivale, non presentano un problema reale sulla modellazione finale delle portate.

**SIMULAZIONE n°3**

La terza simulazione di accumulo nivale è stata fatta considerando un intervallo di temperatura tra -1°C e 1°C, diminuendo la velocità di fusione fino a 2.7 mm d<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>. Di seguito proponiamo una serie di immagini simulate dal FEST-EWB, rielaborate con il software ARCGIS, e confrontate con le rilevazioni satellitari fatte dal MODIS.

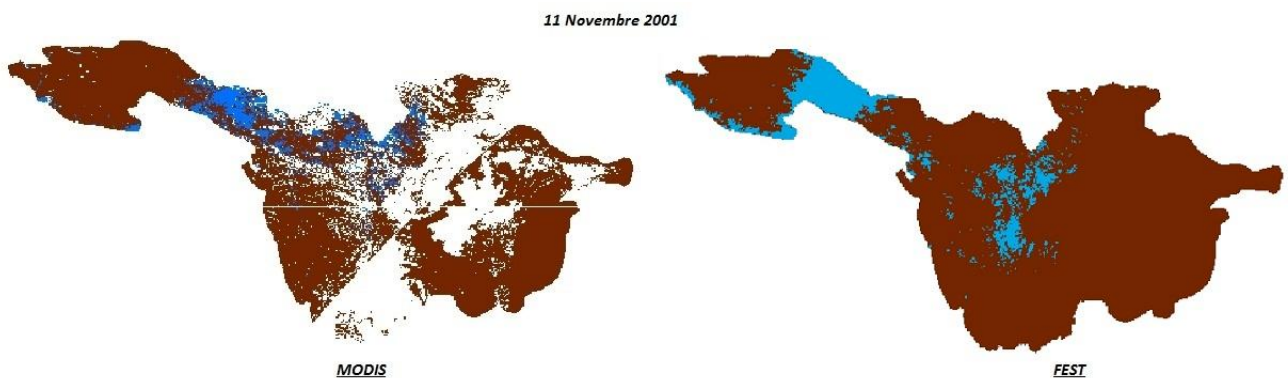


Figura 20: Confronto immagini simulate ed osservate in data 11 Novembre 2001.

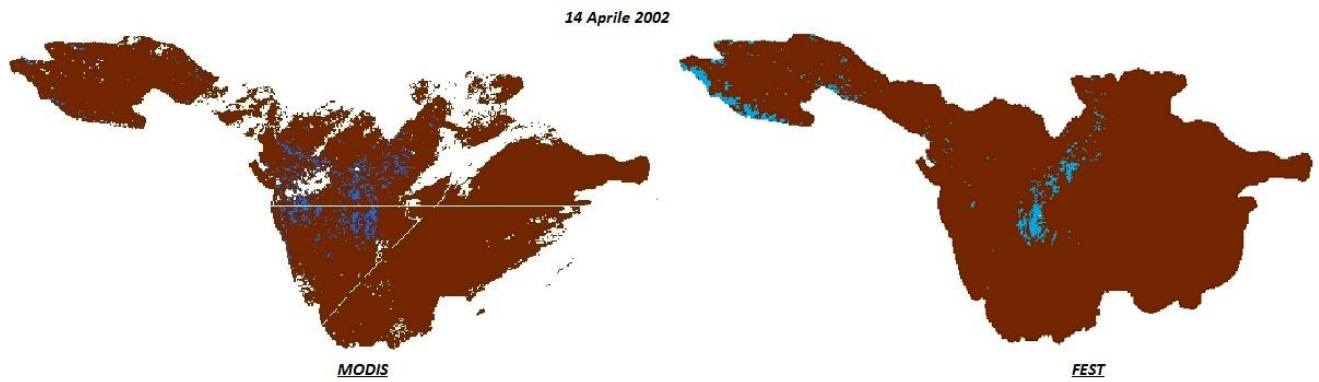


Figura 21: Confronto immagini simulate ed osservate in data 14 Aprile 2002.



Figura 22: Confronto immagini simulate ed osservate in data 25 Dicembre 2003.

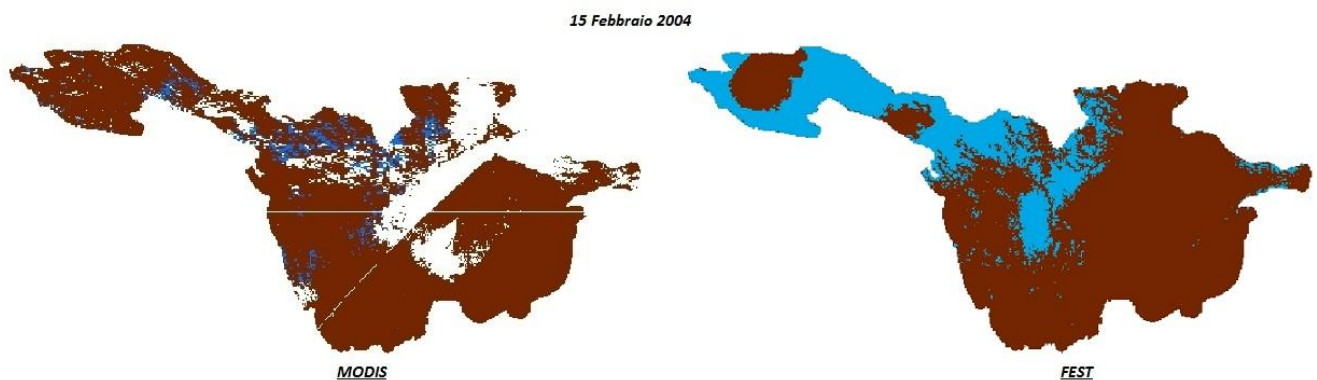


Figura 23: Confronto immagini simulate ed osservate in data 15 Febbraio 2004.

Attraverso un' analisi puramente visiva emerge come modificando la velocità di fusione il problema di modellazione dell'accumulo nivale nelle zone più montane persiste ancora, l'esempio più rappresentativo sono le immagini in data 15 Febbraio 2004.

Osservando i risultati dei confronti tra i pixel possiamo capire meglio l'accuratezza della modellazione nivale.

<b>ANNO 2000</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	96709	1277
	Snow	7322	347

<b>ANNO 2001</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	241577	6519
	Snow	17453	2834

<b>ANNO 2002</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	219734	5170
	Snow	8063	1672

<b>ANNO 2003</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	254941	5328
	Snow	8164	1786

<b>ANNO 2004</b>		<b>FEST-EWB</b>	
		No Snow	Snow
<b>MODIS</b>	No Snow	210843	4134
	Snow	8634	1665

<b><u>TOTALE</u></b>		<b>FEST-EWB</b>	
		<i>No Snow</i>	<i>Snow</i>
<b>MODIS</b>	<i>No Snow</i>	1023804	22428
	<i>Snow</i>	49636	8304

Tabella 4: Tabelle riassuntive di ogni anno e totale del confronto tra pixel.

Rispetto alla seconda simulazione, sono fortemente aumentati i pixel in cui è presente neve in entrambe le immagini, sia da FEST che da MODIS, a discapito di un progressivo aumento di pixel in cui è presente neve nel FEST ma non nel MODIS.

Come ultima analisi osserviamo i valori ,graficati per ogni anno di simulazione, della stato neve medio su tutto il bacino.



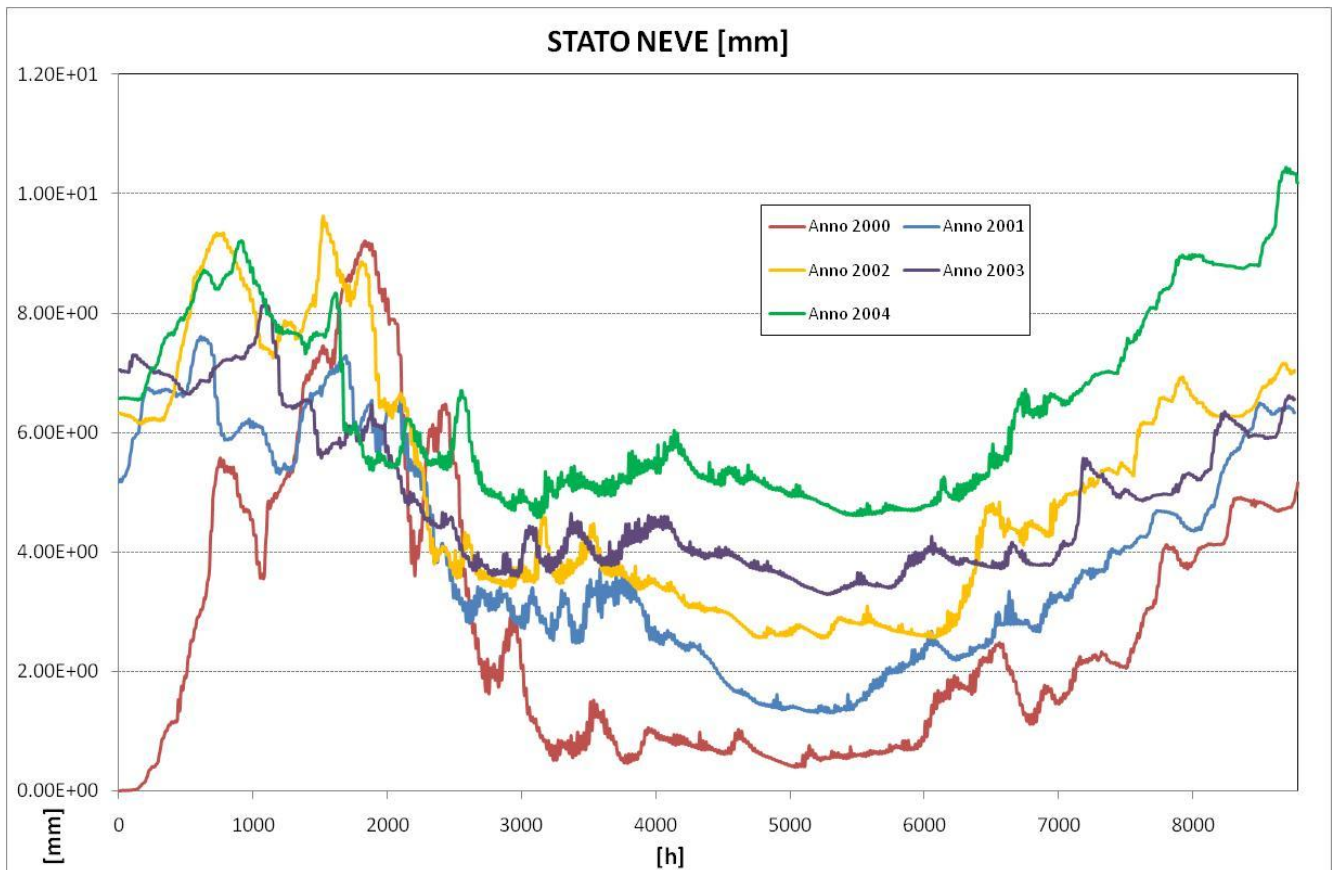


Figura 24: Stato neve per anni 2000-2001-2002-2003-2004.

### CONCLUSIONI

Sono state effettuate 3 differenti simulazioni di accumulo e scioglimento nivale, in tutte si è riscontrato lo scarso apporto, derivante dallo scioglimento, ai deflussi totali del bacino, di conseguenza consideriamo l'analisi dei pixel come riferimento principale per la scelta del modello più accurato.

Nel complesso la simulazione che meglio si avvicina alla situazione reale è la prima, che considera un intervallo di temperatura d'accumulo tra  $-1^{\circ}\text{C}$  e  $1^{\circ}\text{C}$  ed una velocità di fusione della neve pari a  $6.048 \text{ mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ . Infatti tale simulazione, nonostante si discosti di poco dalle restanti due, modella l'evento meteorico nevoso nelle zone d'interesse, sarà pertanto quest'ultima ad essere utilizzata in seguito come processo interno al FEST per la calibrazione del modello rappresentativo del comportamento del bacino del fiume Yangtze.

## CAPITOLO 3

### Bilancio idrico del suolo tramite FEST-EWB e immagini satellitari MODIS e AATSR di temperatura superficiale

#### **3.1 INTRODUZIONE**

Metodologie generali per la calibrazione e validazione di modelli idrologici distribuiti come il FEST-EWB, sono state oggetto di discussione negli ultimi decenni da parte di numerosi autori. Il problema principale nella taratura dei modelli è la numerosità dei parametri che possono variare durante la calibrazione.

Il metodo più frequentemente utilizzato in fase di calibrazione è il confronto tra portate osservate e simulate. Se da una parte il confronto delle portate resta un ottimo indicatore di quanto un modello sia in grado di riprodurre il bilancio di massa, dall'altra non fornisce necessariamente informazioni sulla performance del modello a scala più piccola rispetto a quella del bacino sotteso alla sezione di controllo e quindi si potrebbe verificare che si giunga ad una corretta modellazione delle portate, ma non dei fenomeni controllati a scala di cella, come ad esempio l'umidità del suolo.

Il problema di controllo dell'affidabilità del modello in ogni cella di discretizzazione risulta di notevole complessità, a causa dell'estensione del bacino idrografico del fiume Yangtze.

L'unica fonte di informazioni spazialmente distribuita disponibile, con caratteristiche reali a scala puntuale è il telerilevamento (Refsgaard, 2001). Grazie alle immagini satellitari è possibile quindi effettuare un confronto tra i dati rilevati e quelli simulati dal modello in ogni cella di discretizzazione del bacino. Questo permette di controllare l'affidabilità dei processi interni al modello e non solo i parametri in uscita alla sezione di chiusura (a scala di bacino).

Verificare l'attendibilità dei processi interni al modello significa controllare tutti i parametri che sono coinvolti nel bilancio di energia e massa necessario a calcolare la componente di evapotraspirazione presente nel bilancio di massa.

Da quanto descritto nel capitolo 1, tutti i termini coinvolti nel bilancio energetico risultano espressi in funzione della temperatura della superficie terrestre LST. Quindi la temperatura superficiale è stata utilizzata come parametro di riferimento per il confronto tra la simulazione del modello e la situazione reale. Questo confronto operato tra mappe permette l'identificazione di aree dove l'eccessiva differenza tra temperatura simulata e telerilevata indica probabili inconsistenze tra modello e realtà.

In questo capitolo si effettuerà un confronto fra le temperature superficiali calcolate dal modello di bilancio di massa ed energia utilizzato e quelle rilevate da satellite: in particolare si sono considerate le mappe di LST (Land Surface Temperature) fornite dal sensore MODIS, a bordo del satellite Terra della NASA, e dal sensore AATSR a bordo del satellite ENVISAT dell'Agenzia spaziale Europea ESA.

## 3.2 ANALISI DELLE IMMAGINI SATELLITARI

Sono stati utilizzati due differenti sensori AATSR e MODIS, a bordo rispettivamente dei satelliti Envisat e Terra, per l'acquisizione di immagini relative ai valori di temperatura superficiale LST.

La scelta di utilizzare anche immagini acquisite dal sensore MODIS deriva da due differenti necessità:

- Coprire tutto l'intervallo temporale, dal 2000 al 2004, considerato per la calibrazione del modello.
- Garantire una copertura satellitare accettabile dell'area interessata.

Per quanto possibile le immagini dai due satelliti sono state scelte nelle stesse date e approssimativamente alla stessa ora, in modo rendere più efficace e preciso il confronto tra i vari valori misurati e simulati, che verrà trattato in seguito in questo capitolo. Ricordiamo infatti che il modello FEST-EWB lavora a scala oraria e dunque è importante specificare esattamente data e ora delle acquisizioni satellitari.

### 3.2.1 LST da AATSR

Envisat (Environmental Satellite, cioè satellite ambientale) è un satellite sviluppato dall'Agenzia Spaziale Europea per controllare l'ambiente terrestre nel suo complesso. È stato lanciato il 1<sup>o</sup> marzo 2002 alle 01:07:59 UT con un Ariane 5 ed è stato posizionato in un'orbita polare sincrona con il Sole ad un'altezza di 790 chilometri ( $\pm 10$  chilometri) da terra. Orbita intorno alla Terra in 101 minuti, con di conseguenza due misurazioni giornaliere sulla zona di interesse, ed effettua un ciclo completo in 35 giorni. Ha le dimensioni di 25×7×10 metri ed una massa di 8 050 kg più altri 2 000 kg degli strumenti.



Figura 1: Esempio di orbita del satellite Envisat

Envisat trasporta una schiera di nove strumenti per l'osservazione di parametri ambientali che coprono ogni ambiente della Terra (acqua, terra, ghiaccio e atmosfera) utilizzando diversi metodi di misura.

In questo lavoro sono state analizzate le immagini AATSR Gridded Surface Temperature (ATS\_NR\_\_2P) con risoluzione spaziale 1km x 1km provenienti dal sensore AATSR (Advanced Along Track Scanning Radiometer), che misura la temperatura della superficie terrestre.

Il periodo di acquisizione delle immagini va da Luglio 2002 fino a Dicembre 2004 per un totale di 200 immagini con rilevamenti diurni e notturni.

Inizialmente attraverso il software BEAM, una piattaforma di sviluppo per la visualizzazione, l'analisi e l'elaborazione di dati raster di telerilevamento, si è trattato di georeferenziare le immagini, per poi elaborarle con il software Arcview, per ricampionare le immagini passando dalla risoluzione di 1 Km a 5 Km, risoluzione a cui lavora il FEST-EWB.

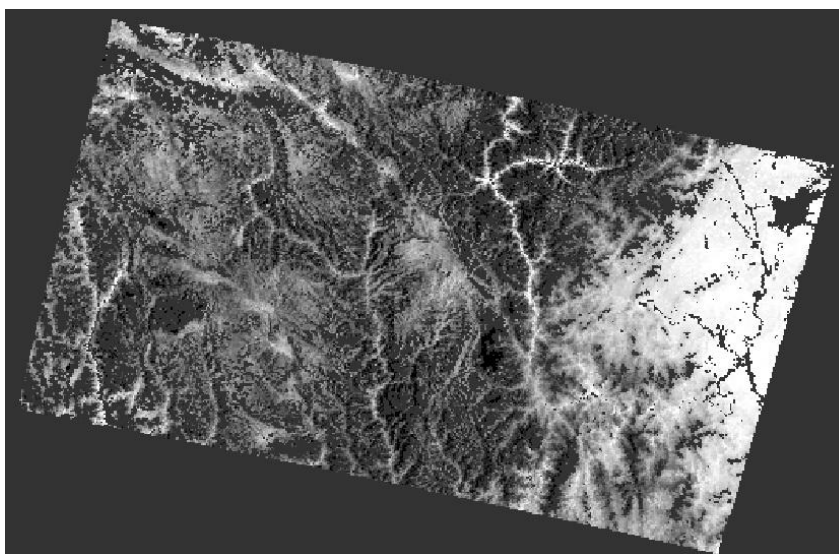
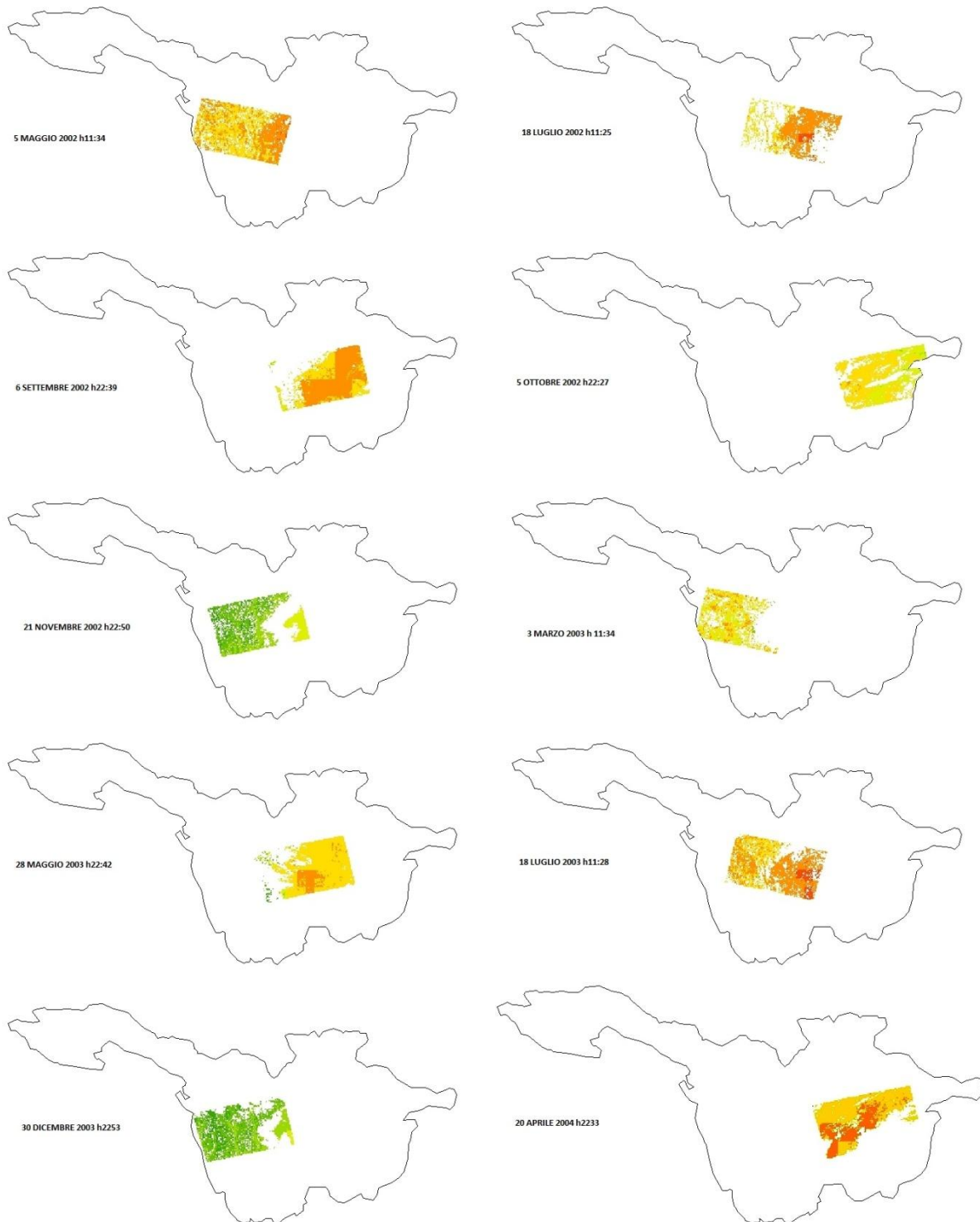


Figura 2: immagine georeferenziata attraverso il software BEAM.

Come si può notare dalle figure riportate in seguito solamente una porzione ridotta del bacino analizzato viene coperta da una singola immagine AATSR. Questo rappresenta un problema sia dal punto di vista della

quantità di informazioni disponibili, sia per la loro ristretta distribuzione spaziale per un successivo confronto con i valori simulati dal modello [Figura 3].



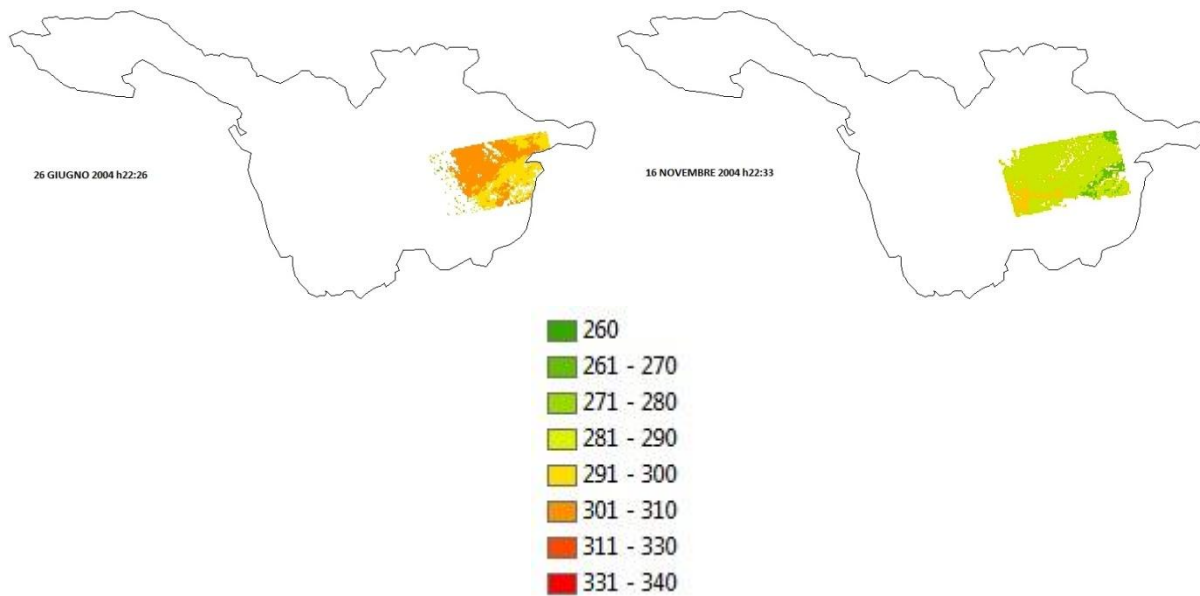


Figura 3: Immagini e legenda LST da AATSR

Per ottenere un database maggiore di valori di LST si è dunque scelto di utilizzare sia le immagini ricavate dall'AATSR sia quelle prodotte dal sensore MODIS.

### 3.2.2 LST da MODIS

Il sensore MODIS, montato sul satellite Terra della NASA e già descritto nel capitolo 3, presenta differenti prodotti: *MODIS Atmosphere*, *Land* e *Ocean*. Le misurazioni di temperatura superficiale LST, attraverso l'infrarosso termico, provengono dal data-base relativo al prodotto *MODIS/ Land*, in particolare definito come "*MODIS/Terra LST daily L3 global 1km sin grid v004*". Il sensore infatti, registra i valori di temperatura della superficie terrestre ogni giorno, con una risoluzione spaziale per ogni cella pari a 1Km ed una esattezza di 1 °C.

Al fine ottenere un numero di immagini che risultino sufficienti, sia a garantire un valido confronto con i valori di LST in uscita dal modello, che a coprire tutto l'intervallo temporale utilizzato per la calibrazione del FEST-EWB (2000-2004), sono state scaricate circa 150 immagini satellitari con rilevamenti di temperatura in orari diurni e notturni (due immagini per mese: una di giorno e una di notte).

Le seguenti immagini rappresentano rispettivamente l'orbita semi-polare percorsa dal satellite sulla regione cinese ed un esempio di immagine satellitare di LST.

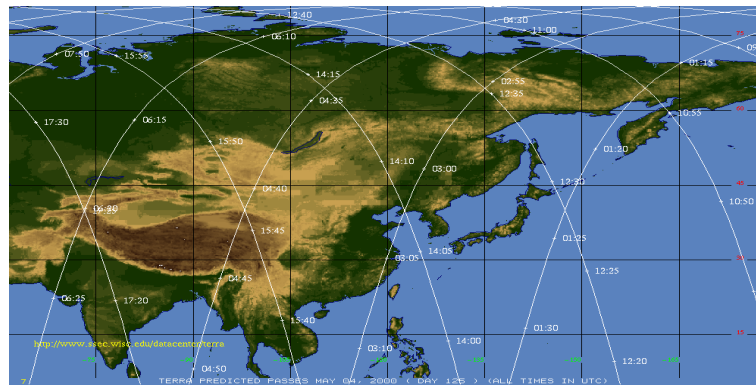


Figura 4: Orbita semi-polare del Modis/Terra

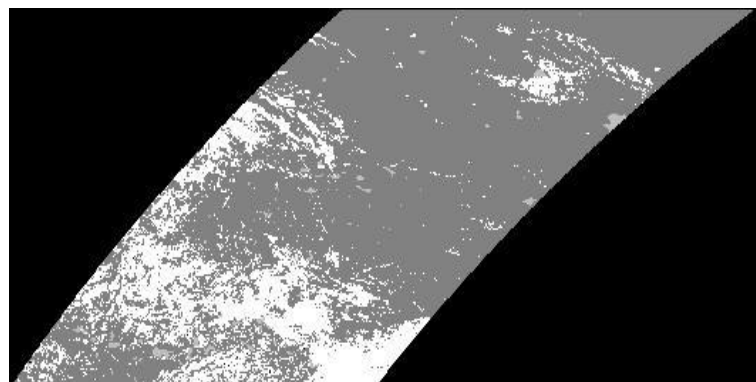
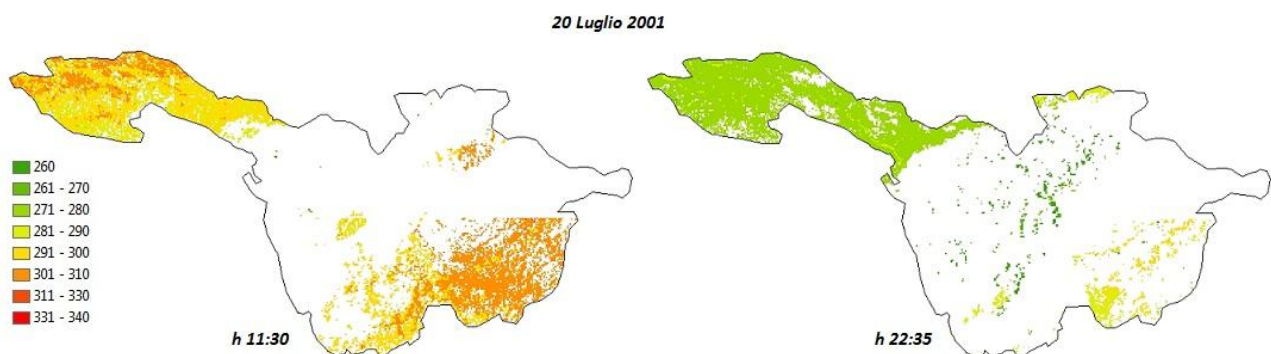


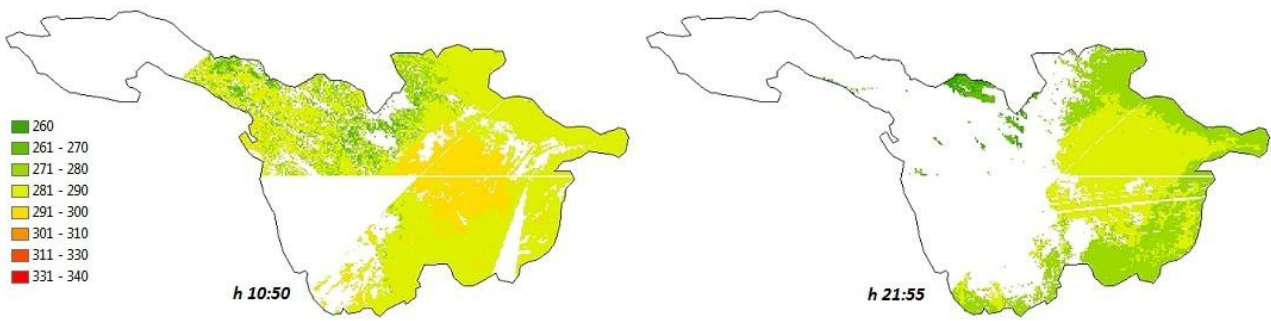
Figura 5: Immagine di LST rilevata dal Modis

Analogamente per quanto fatto con le immagini relative alla copertura nevosa (capitolo3), grazie al software ENVI, si è trattato di georeferenziare le immagini (fig. 2), in seguito si è dovuto ricampionare le immagini passando da una risoluzione all'altra (5Km) tramite il software Arcview. Infatti le mappe fornite in uscita dal modello hanno una risoluzione di 5000 m mentre quelle satellitari sono a 1000 m.

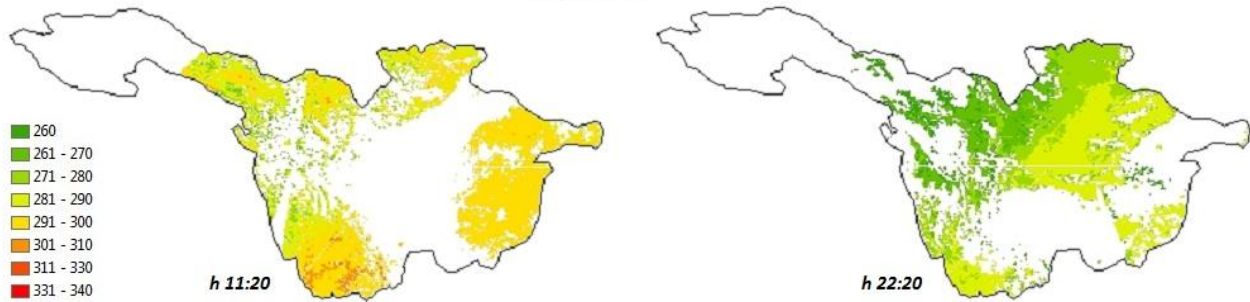
Di seguito riportiamo un esempio di alcune immagini di LST utilizzate per la calibrazione del FEST-EWB: [Figura 6].



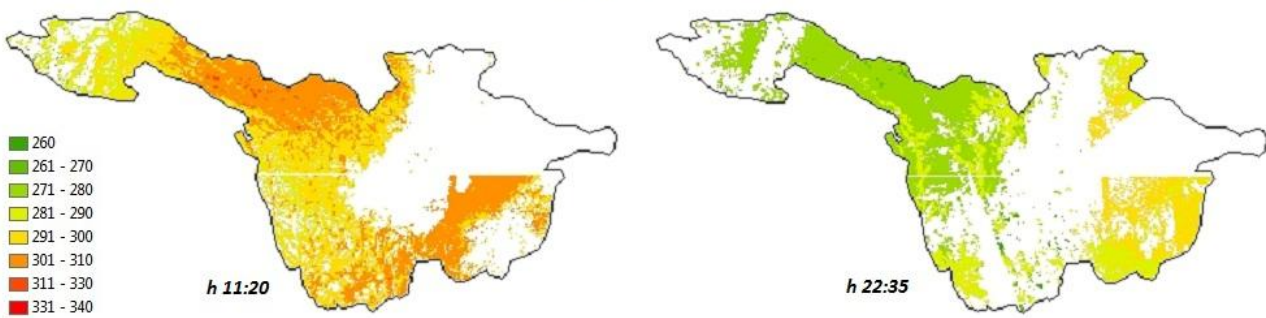
15 Novembre 2001



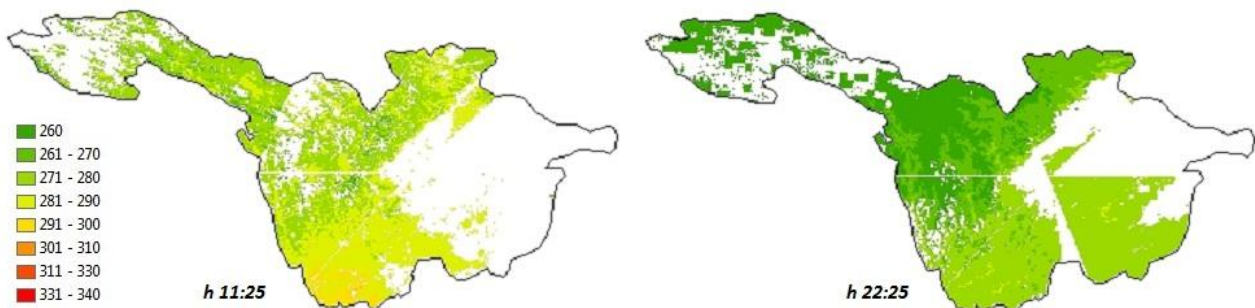
10 Marzo 2002



7 Settembre 2002



15 Gennaio 2003





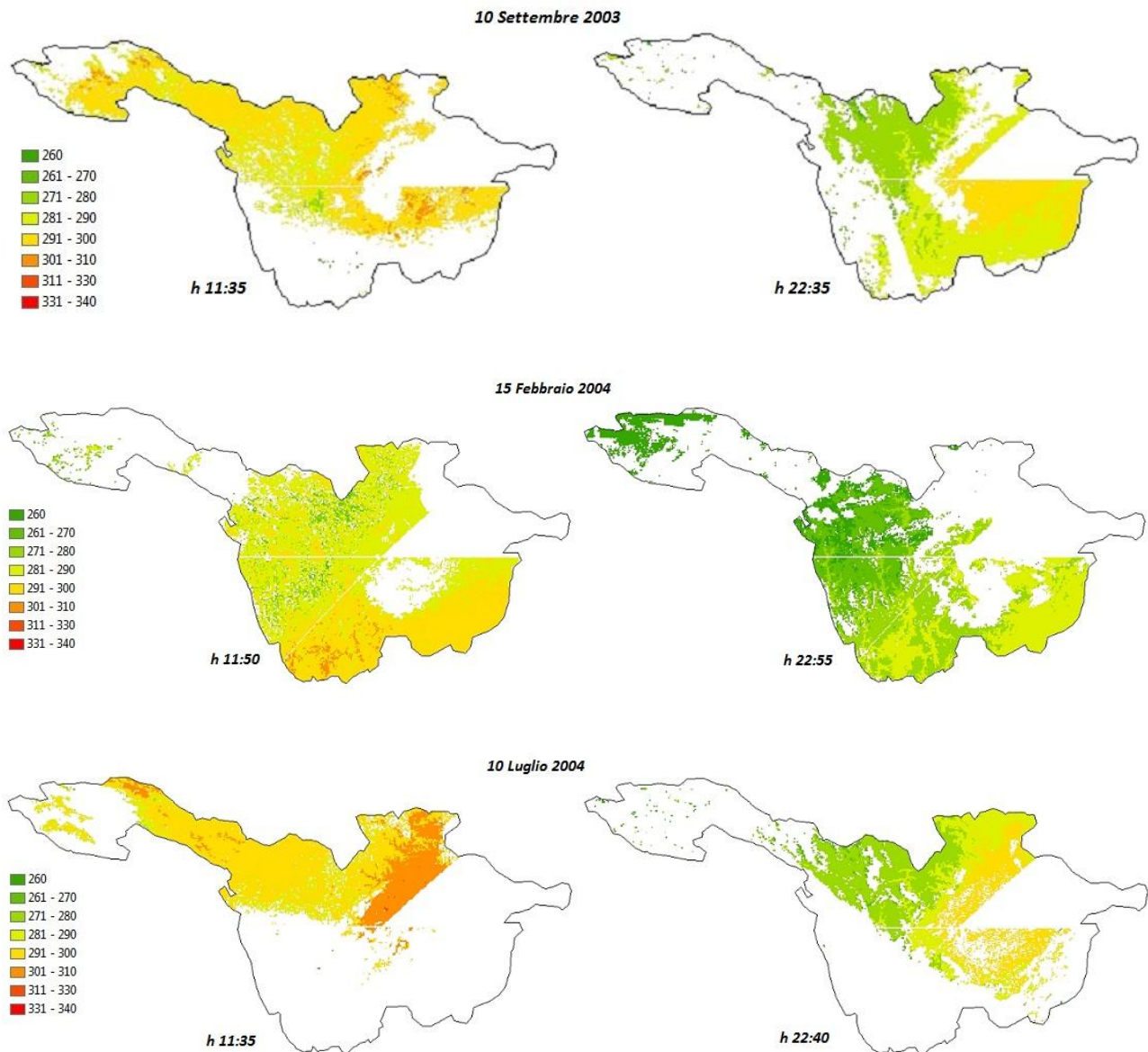


Figura 6: Immagini di LST-MODIS rielaborate con ARCVIEW.

### 3.3 CALIBRAZIONE DEI PARAMETRI DEL SUOLO IN BASE ALLA TEMPERATURA SUPERFICIALE DA SATELLITE

A partire dal confronto tra i dati di temperatura superficiale del terreno LST, calibriamo il modello andando a modificare i parametri del suolo in ingresso al FEST-EWB (permeabilità a saturazione  $K_{sat}$ , indice di Brooks-Corey BC, ecc..) con conseguente variazione dei dati output in uscita (LST, ET e Umidità del suolo). In particolare viene assunto un valore di LST in uscita dal FEST pari a 0 nei pixel ricoperti da neve.

### 3.3.1 Confronto LST: FEST-EWB vs MODIS & AATSR

Questa sezione è dedicata alla calibrazione del modello attraverso l'analisi statistica tra LST simulate e rilevate, e mediante successive modifiche dei parametri che caratterizzano il suolo.

La calibrazione viene effettuata utilizzando le matrici di LST in uscita dal FEST, con data ed ora corrispondenti alle mappe acquisite dai sensori MODIS e AATSR.

Le analisi possibili sono di carattere visivo, con un confronto tra immagini da modello e immagini satellitari e di carattere statistico. Per ogni simulazione, infatti, sono state effettuate le seguenti analisi statistiche corrispondenti a tutte le 365 matrici disponibili:

- Confronti LST (MODIS-FEST)
- Confronti LST (AATSR-FEST)
- Confronti LST (MODIS-AATSR-FEST)

Ogni confronto prevede il calcolo di:

- Media dei valori di temperatura e deviazione standard.
- Media delle differenze dei valori di temperatura.
- Valore assoluto della media delle differenze dei valori di temperatura.
- RMSE (Root mean square error).

Le analisi statistiche ci consentono di capire quanto la simulazione sia valida a rappresentare la situazione reale del bacino idrografico ed identificare i parametri del suolo da modificare al fine di ottenere una migliore accuratezza del modello.

Prima di procedere con la calibrazione dei parametri del suolo in ingresso al modello, sono state effettuate differenti simulazioni relative ad un'unica stazione di misura.

#### **TEST A SCALA LOCALE**

Questo test ci ha permesso di ottenere un quadro generale sulla variabilità dei parametri in uscita al FEST-EWB (LST, umidità del suolo, ecc..) in funzione delle modifiche sui parametri del suolo relative ad ogni simulazione.

Sono state effettuate le seguenti simulazione:

- Ksat-Original
- Ksat \*0.1
- Ksat\*0.01
- Ksat-Original – BC\*0.637
- Ksat-Original –  $RS_{\min}=50$

- Ksat-Original –  $RS_{min}=200$
- Ksat-Original – Profondità=1.4
- Ksat-Original – Sandyloam
- Ksat-Original – Clayloam
- $Ksat*0.1$  –  $BC*0.637$
- $Ksat*0.1$  – Profondità\*1.4
- $Ksat*0.1$  –  $RS_{min}=300$
- $Ksat*0.1$  –  $BC*0.637$  –  $RS_{min}=50$

I seguenti grafici rappresentano la variabilità di LST e SM (umidità del suolo) per ogni simulazione.

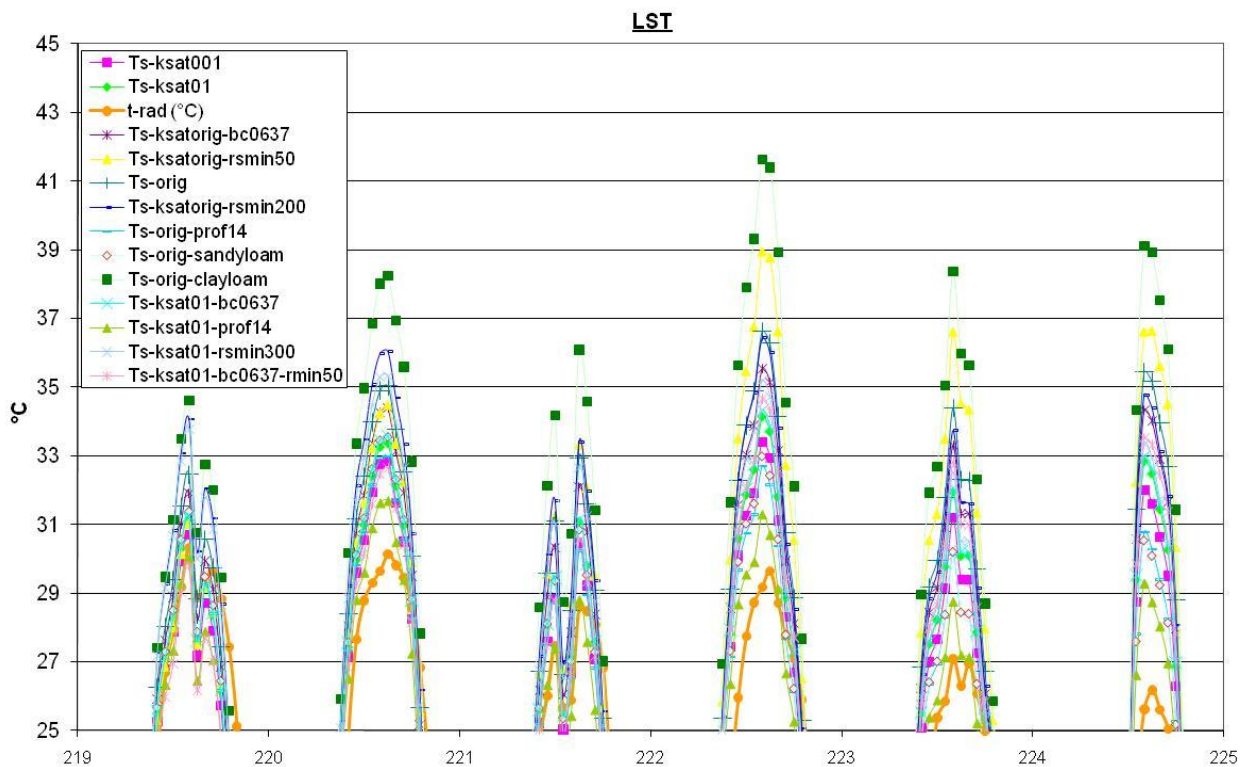


Figura 7: Valori di temperatura superficiale LST per differenti simulazioni.

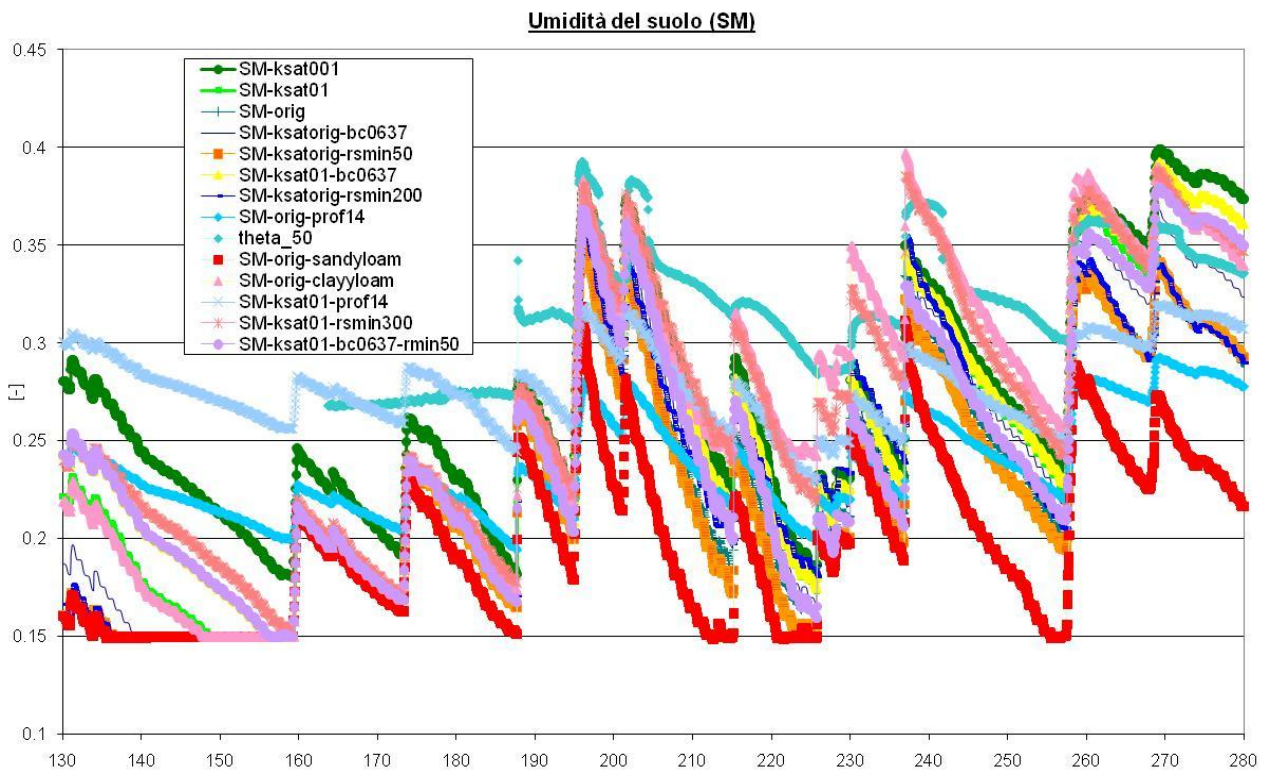


Figura 8: Valori di umidità del suolo SM per differenti simulazioni.

Dai grafici emerge come le differenti simulazioni possono portare ad una elevata variabilità dei parametri: LST anche nell'ordine dei  $10^{\circ}C$ , e SM nell'ordine di  $0.2 m^3/m^3$ .

Questa analisi ci consente di capire quali simulazioni risultano più efficaci per la calibrazione del modello a scala di bacino.

Il calcolo dei parametri statistici RMSE, errore relativo ed indice di Nash ci permette di correlare la variabilità delle varie simulazioni in funzione della prima simulazione fatta (Ksat-Original). Mostriamo di seguito i risultati.

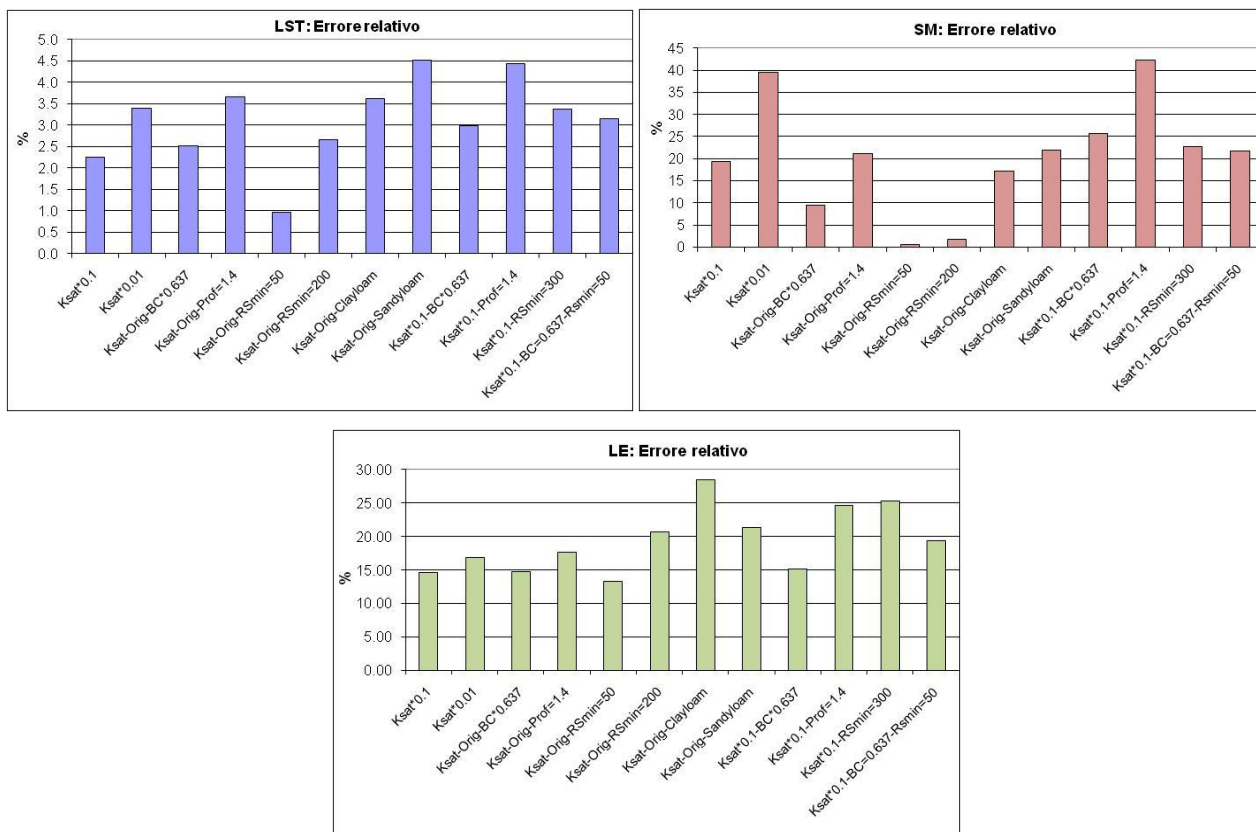


Figura 9: Calcolo dell'errore relativo per la temperatura superficiale LST, l'umidità del suolo SM ed il calore latente LE.

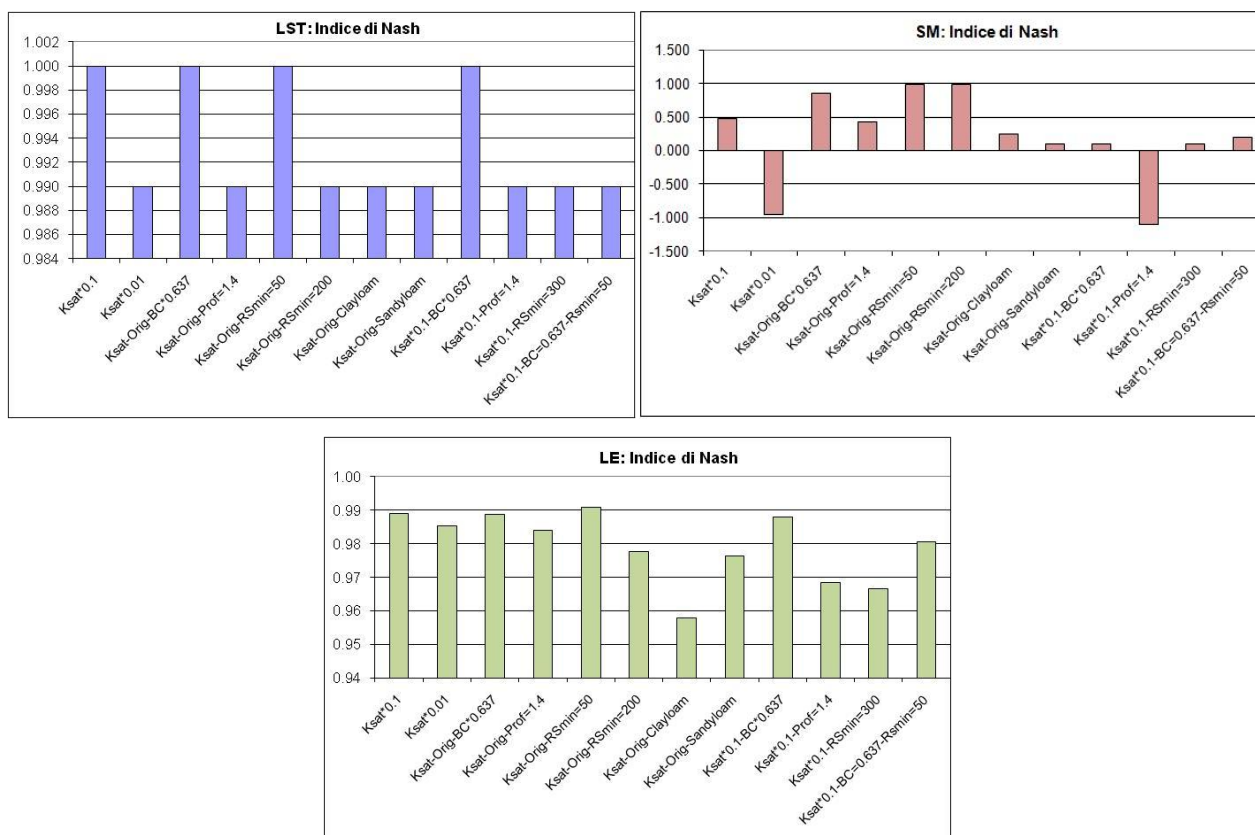


Figura 10: Calcolo dell'indice di Nash per la temperatura superficiale LST, l'umidità del suolo SM ed il calore latente LE.

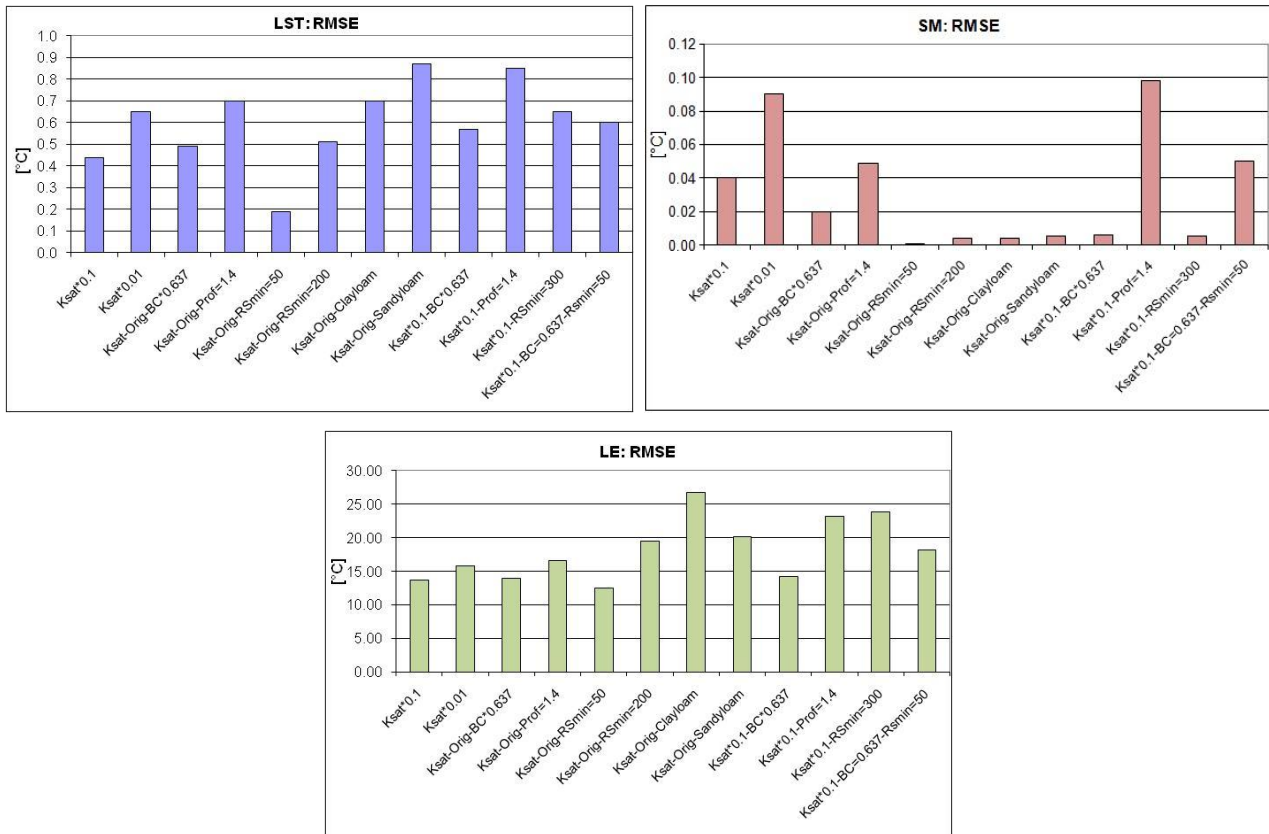


Figura 11: Calcolo dell'RMSE per la temperatura superficiale LST, l'umidità del suolo SM ed il calore latente LE.

Dagli istogrammi relativi alle grandezze statistiche calcolate in riferimento alla simulazione iniziale (Ksat-Original), emergono le seguenti considerazioni:

- Variando nei dati di input solamente il valore della resistenza stomatale minima (posta uguale a 50), ed osservando i valori dell'errore quadratico medio, si ottengono variazioni minime di LST e SM (0.2°C e 0.001) a discapito di considerevoli variazioni di calore latente LE (12.5 w/m<sup>2</sup> circa). Il medesimo discorso vale per il valore di RS<sub>min</sub> posto a 200.
- Modificando, invece, i parametri di permeabilità a saturazione (Ksat\*0.1) ed indice di Brooks-Corey (BC\*0.637), si ottengono variazioni di temperatura superficiale di quasi 0.6°C, variazioni pressoché nulle di SM, ma importanti variazioni di calore latente nell'ordine 15°C circa.

La medesima analisi statistiche sono state effettuate anche per le restanti grandezze che compongono il bilancio d'energia: flusso di calore del suolo, flusso di calore sensibile e radiazione netta.

Grazie a questo test a scala locale siamo ora in grado di sapere quale correlazione statistica sussiste tra la variazione dei parametri del suolo in ingresso al modello ed i parametri del bilancio energetico in uscita dal FEST-EWB.

Per le simulazioni del bacino dello Yangtze si è scelto di lavorare attraverso la sola calibrazione di quattro parametri del suolo e uno di vegetazione, rispettivamente:

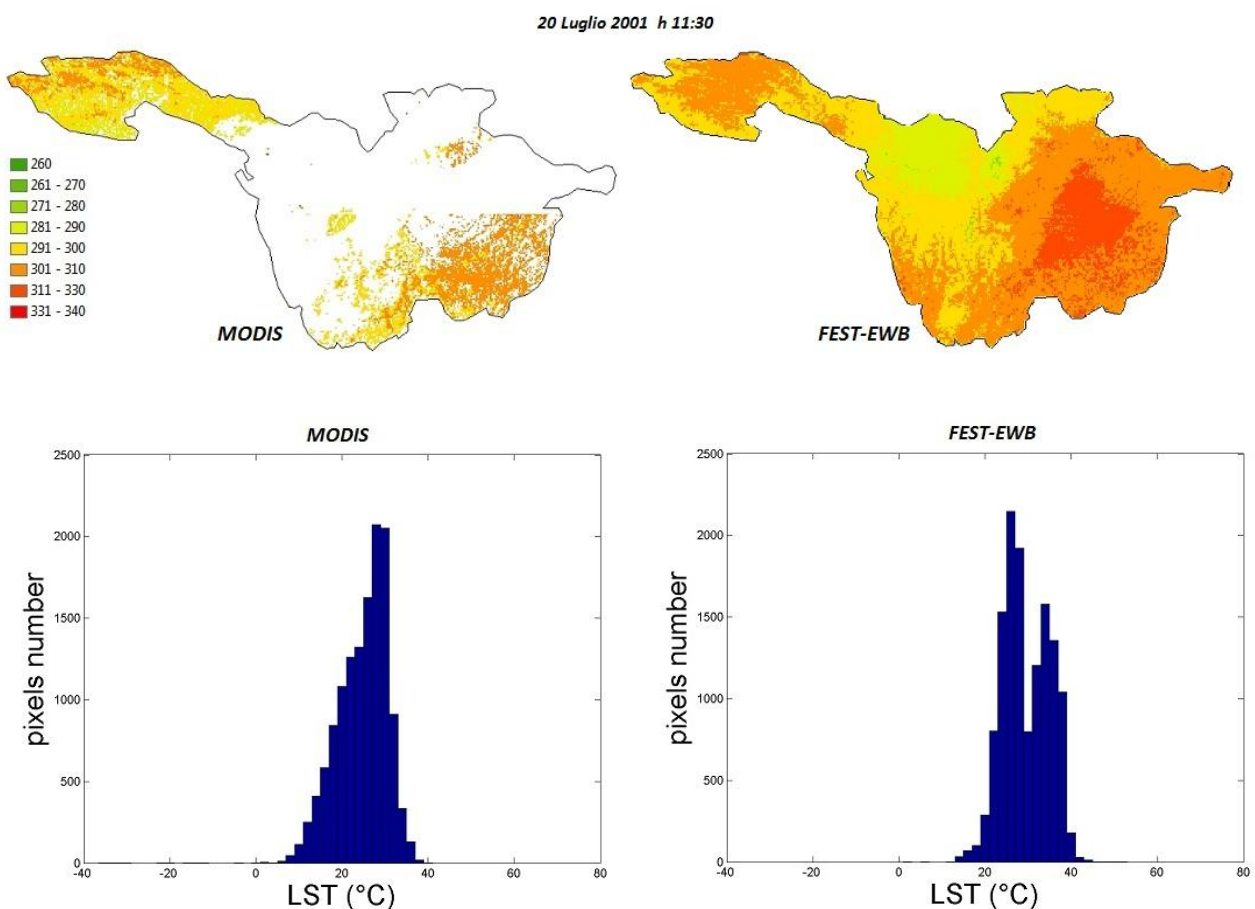
- Permeabilità a saturazione  $K_{sat}$
- Profondità del terreno
- Propagazione nel sottosuolo  $K_{prof}$
- Resistenza stomatale minima  $RS_{min}$
- Indice di Brooks-Corey BC

Di seguito andiamo a descrivere le differenti simulazioni effettuate a scala di bacino, con i risultati ottenuti.

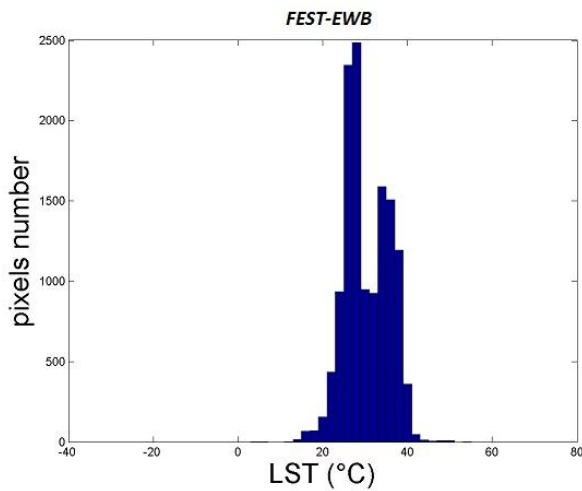
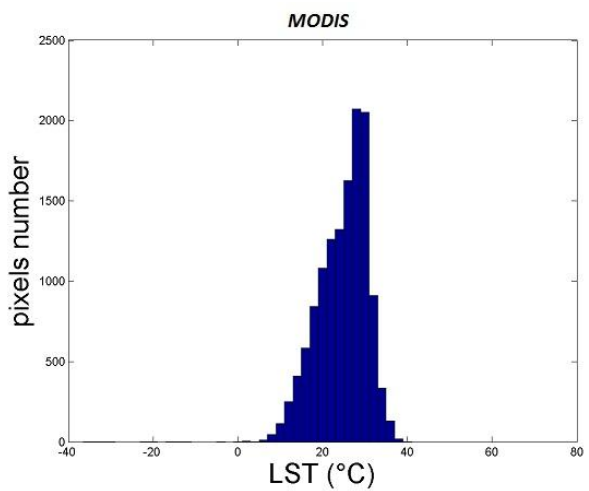
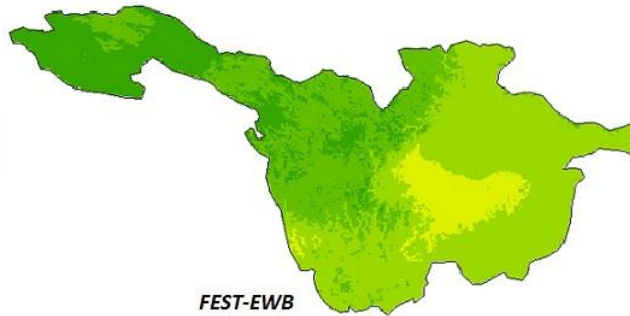
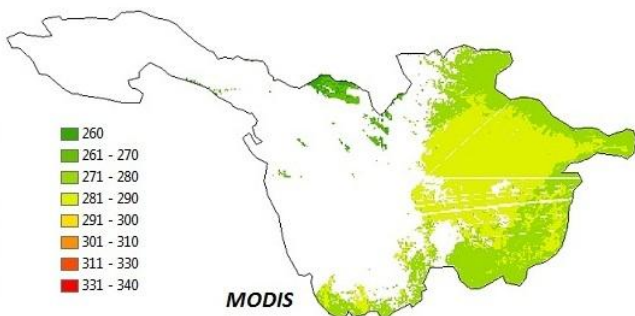
### **SIMULAZIONE 1**

La prima simulazione, definita “*SIM-Ksat Original*”, utilizza come valori di input dei parametri del suolo quelli descritti nel capitolo 1, i quali vengono considerati come valori di partenza per la calibrazione del modello.

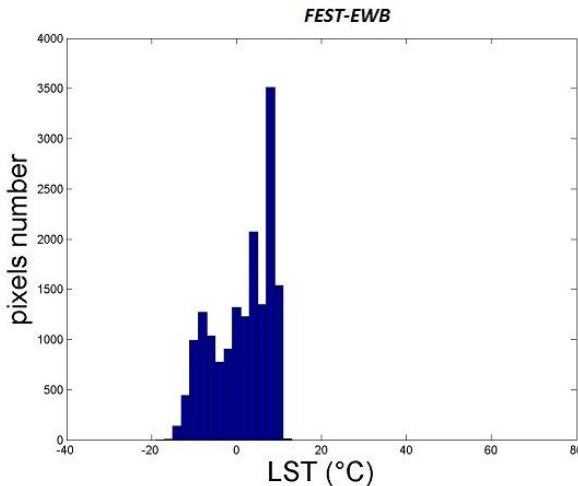
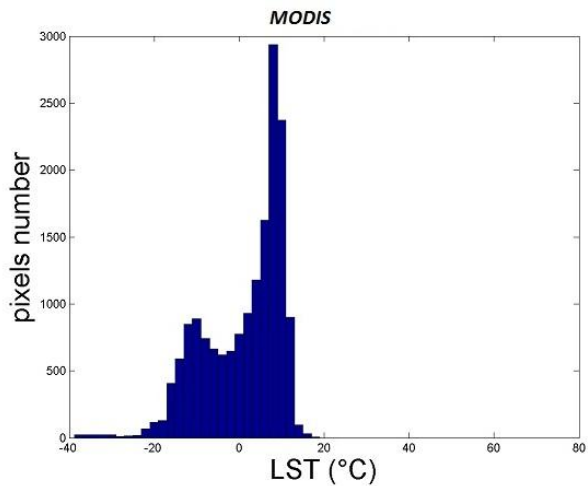
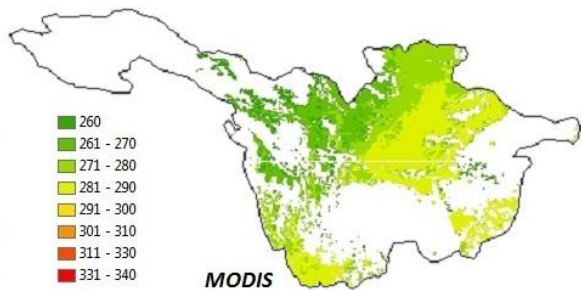
Come prima verifica si procede con un confronto fra le immagini satellitari di LST e quelle in uscita dal FEST-EWB, con associati i relativi istogrammi.



15 Novembre 2001 h 21:55



10 Marzo 2002 h 22:20





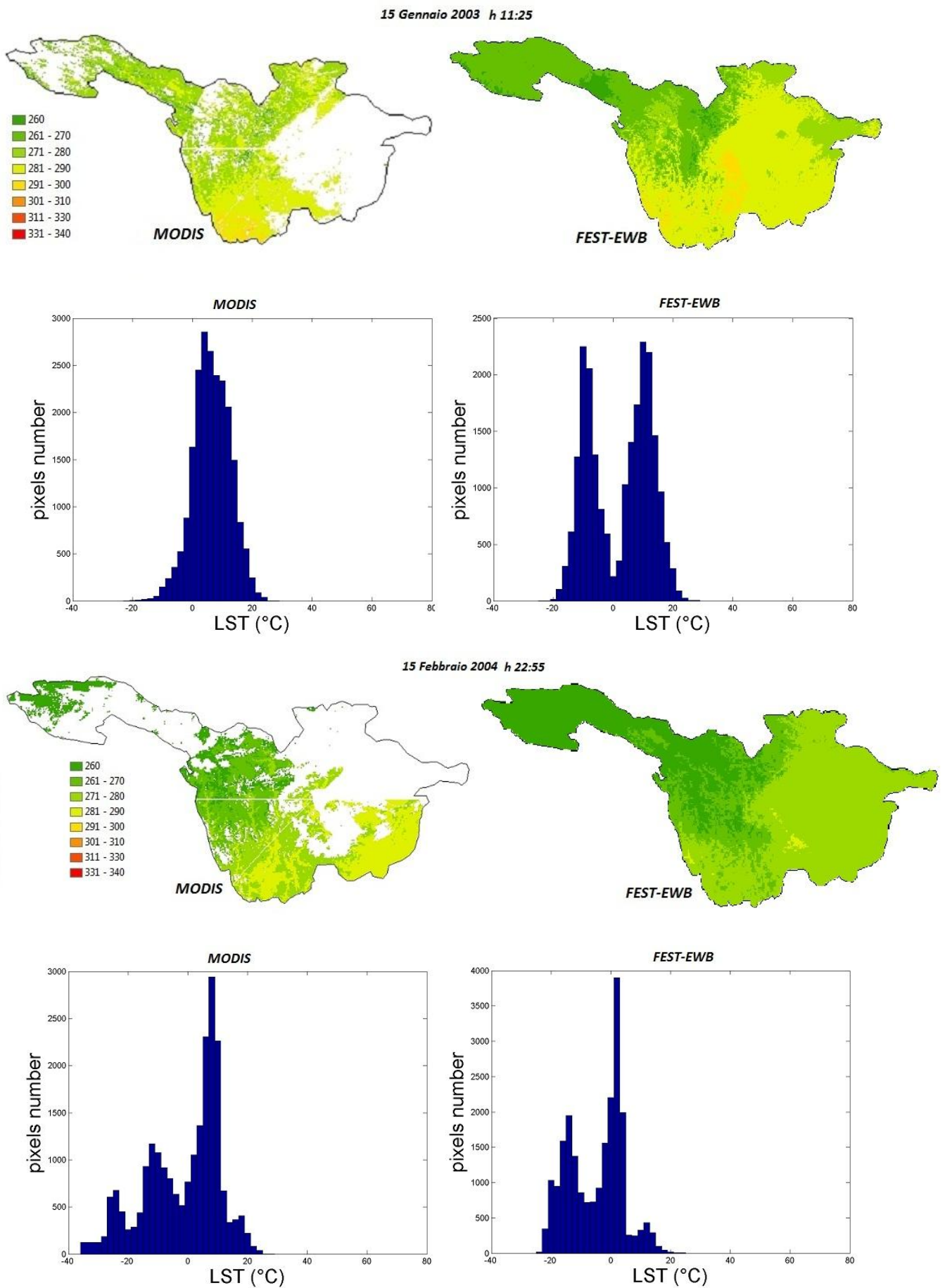


Figura 12: Confronto tra immagini di LST rilevate dal MODIS e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

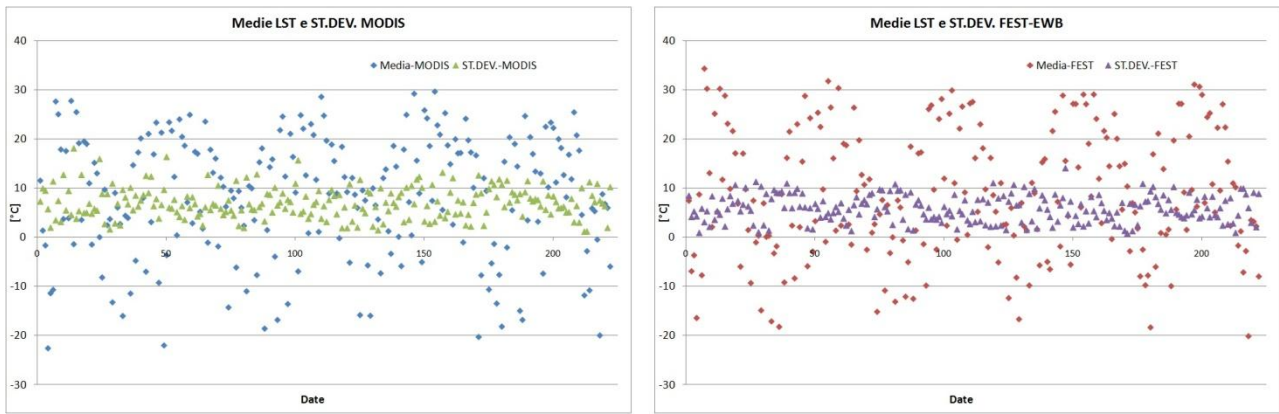
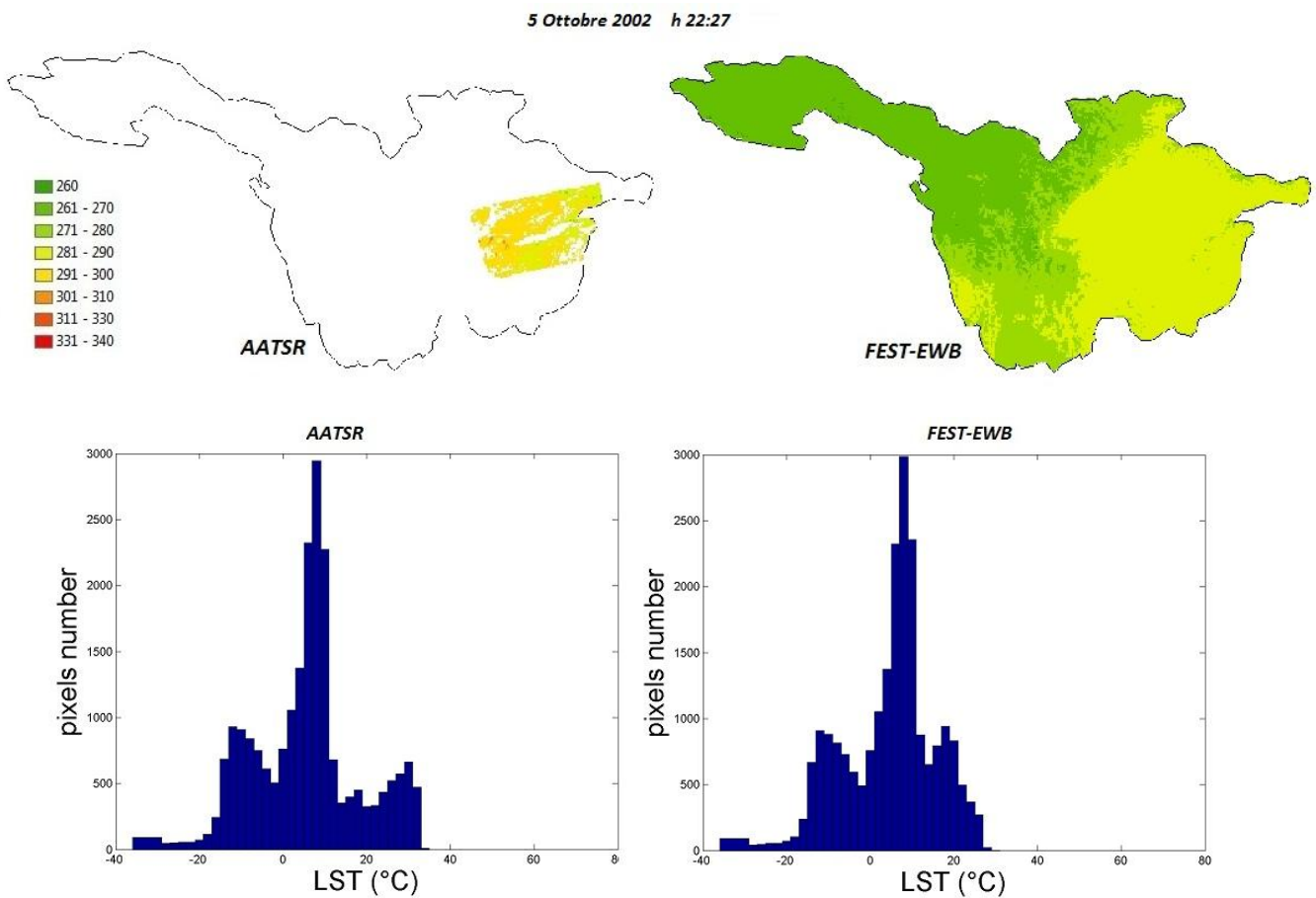


Figura 13: Media e Deviazione standard per immagini di LST MODIS e FEST-EWB.

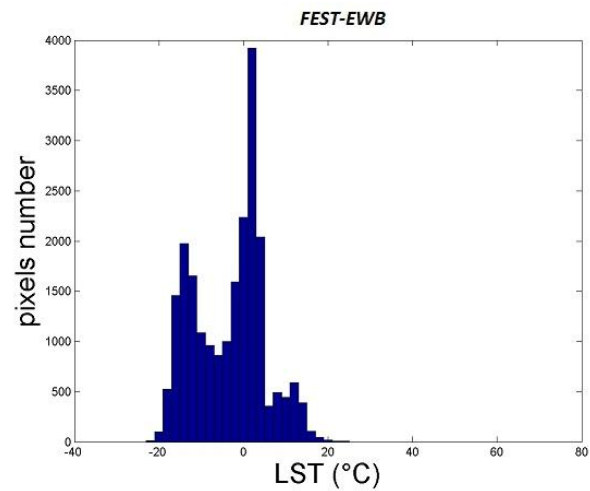
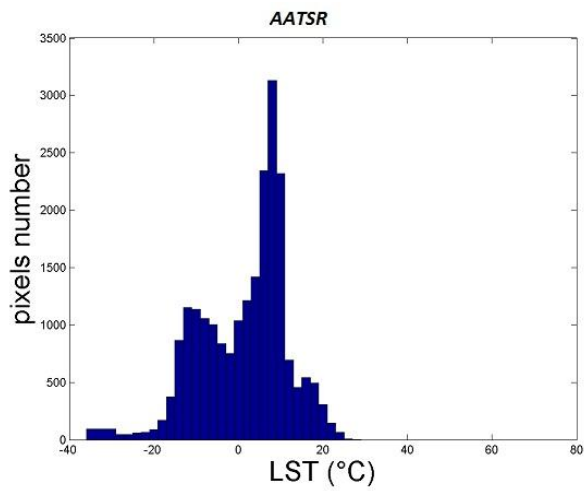
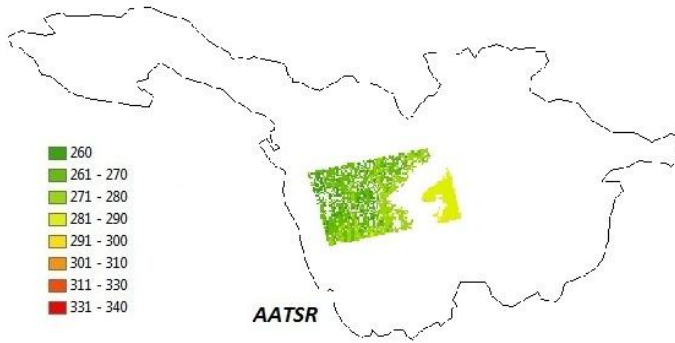
I risultati mostrano come il FEST-EWB sia in grado di modellare i valori di temperatura superficiale in funzione delle differenti caratteristiche del terreno.

Dagli istogrammi risulta che il modello tende a sovrastimare i valori di temperatura, ma solamente l'analisi statistica complessiva sarà in grado di dirci se stiamo sottostimando o sovrastimando.

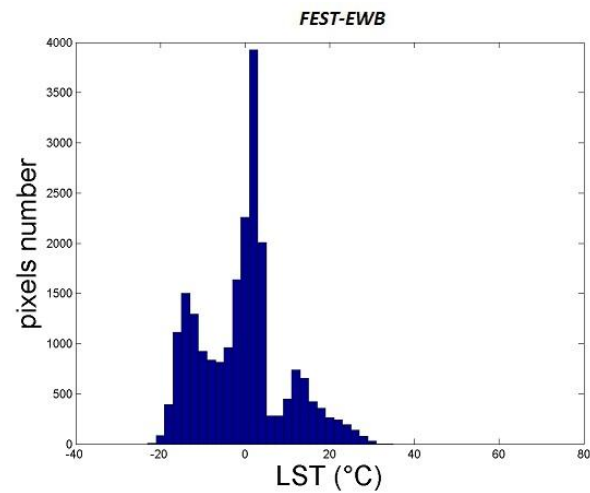
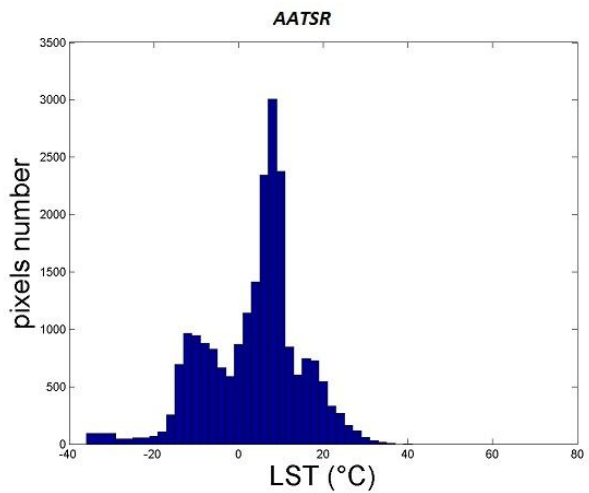
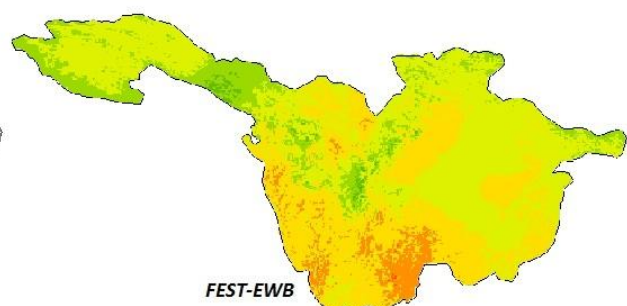
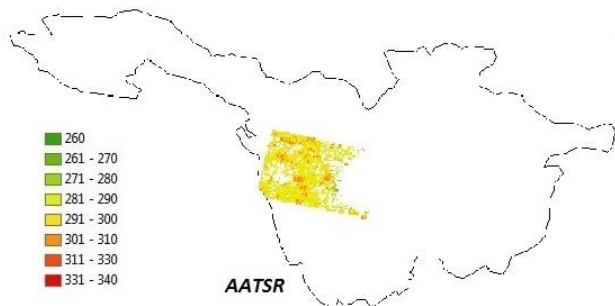
Di seguito proponiamo anche un confronto con le immagini satellitari tratte dall'AATSR e relativi istogrammi. Gli istogrammi si riferiscono ai soli pixel dove l'AATSR ha validità.



21 Novembre 2002 h 22:50



3 Marzo 2003 h 12:00



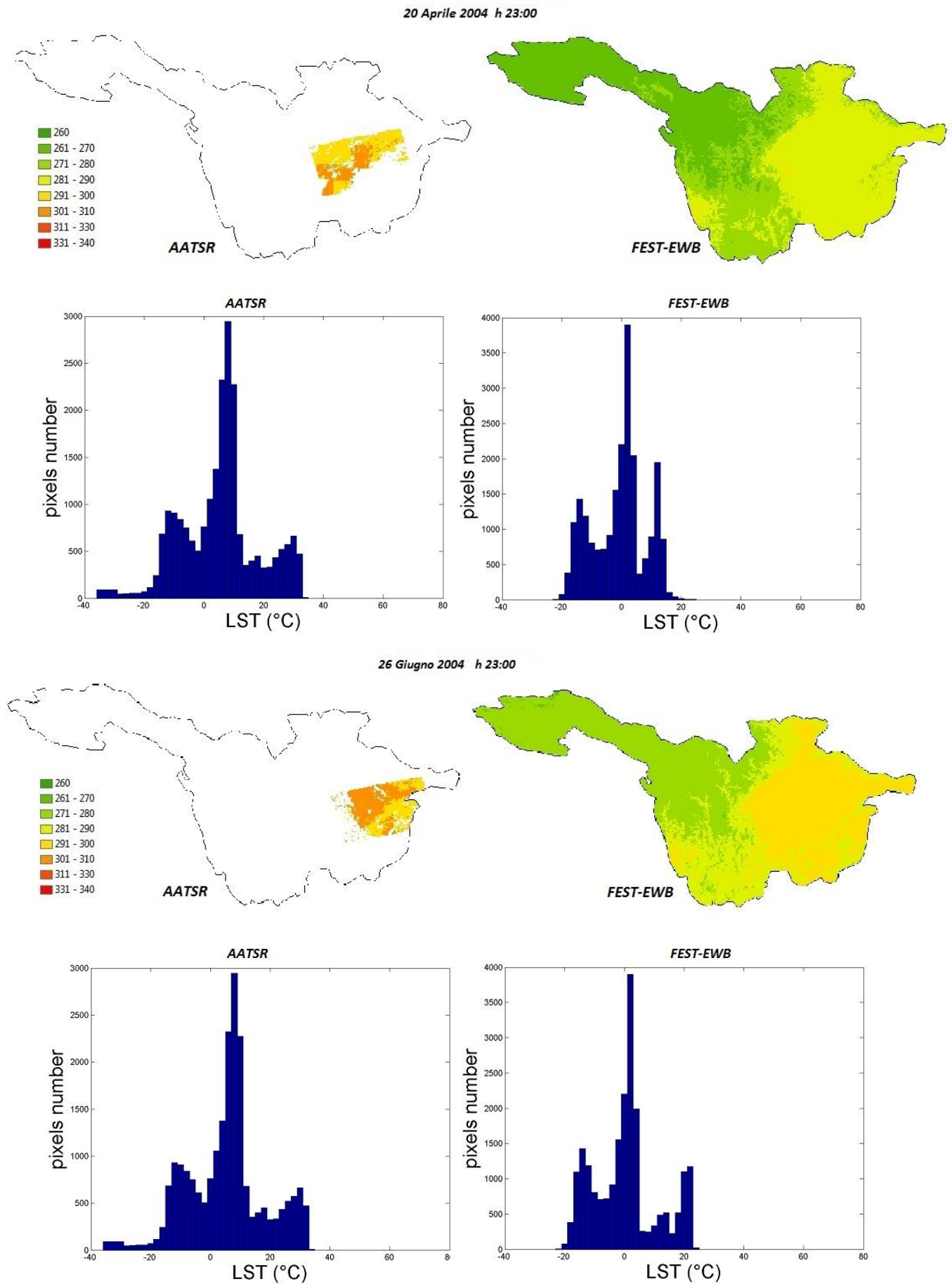


Figura 14: Confronto tra immagini di LST rilevate dall'AATSR e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

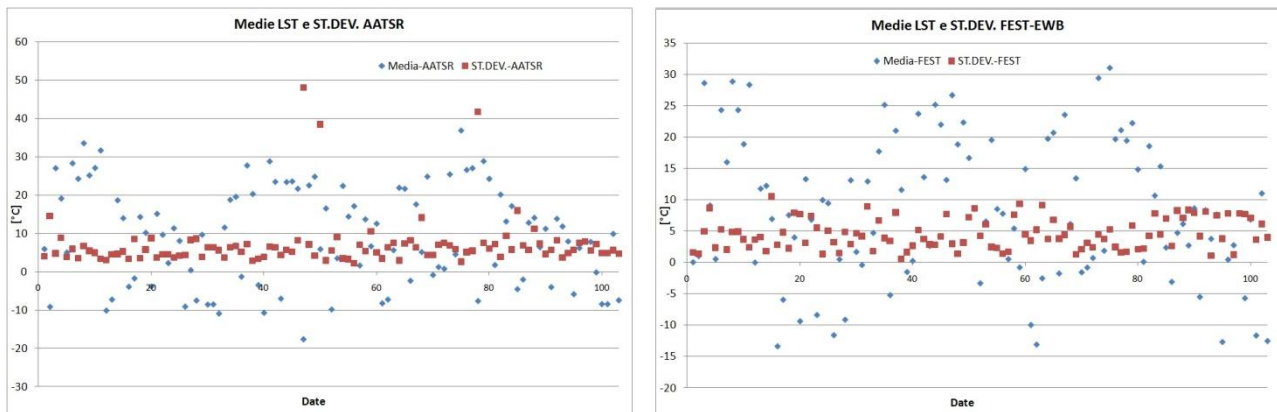


Figura 15: Media e Deviazione standard per immagini di LST AATSR e FEST-EWB.

La scarsa copertura satellitare delle immagini dell'AATSR non ci consente di ottenere considerazioni attendibili a partire da un'analisi puramente visiva.

I confronti tra i dati di temperatura superficiale forniti dal FEST-EWB e rilevati dall'AATSR mostrano risultati molto simili al MODIS, infatti, considerando i valori modulati delle medie delle differenze si ottengono variazioni di temperatura tra i 5°C ed i 10°C. Contrariamente alla situazione di analisi fatta in precedenza, il FEST-EWB rispetto alle rilevazioni da AATSR tende a sovrastimare.

La minore quantità di immagini da AATSR rispetto alle MODIS (103 contro 225) e la ridotta area di osservazione dell'AATSR ci portano a considerare più incisivi i confronti dei parametri statistici effettuati tra FEST-EWB e MODIS.

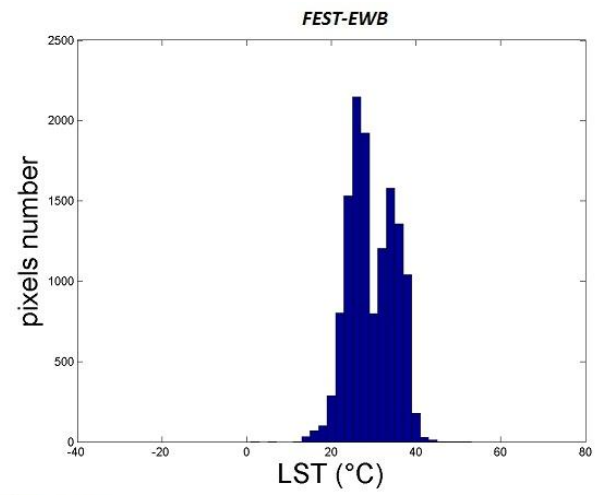
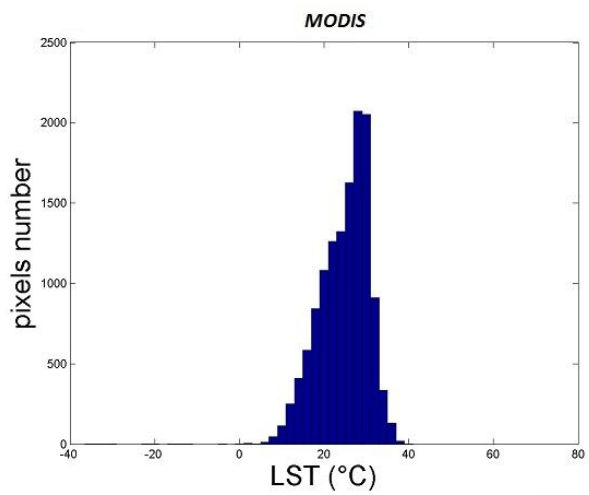
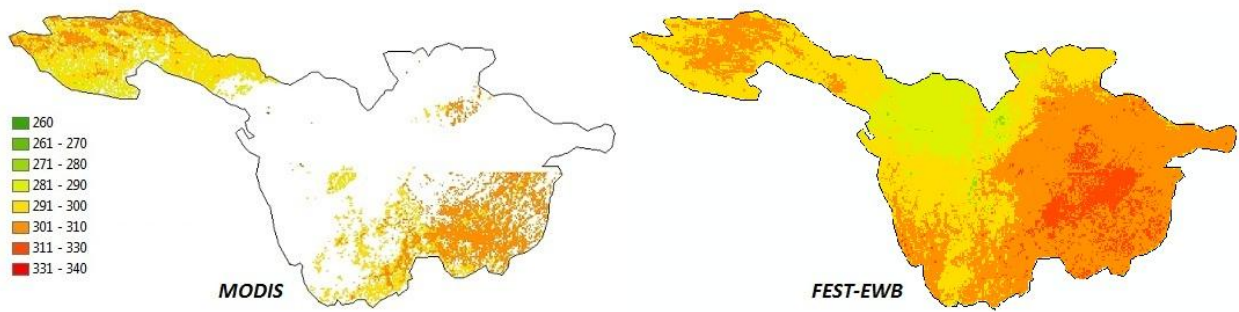
Al termine di tutte le analisi effettuate andiamo, nella prossima simulazione, a modificare quei parametri del suolo che ci consentono di affinare la modellazione della LST, per questo proviamo a diminuire la permeabilità del terreno a saturazione in modo tale da avere maggiore contenuto d'acqua nel suolo, e diminuire quindi il valore di temperatura superficiale.

## **SIMULAZIONE 2**

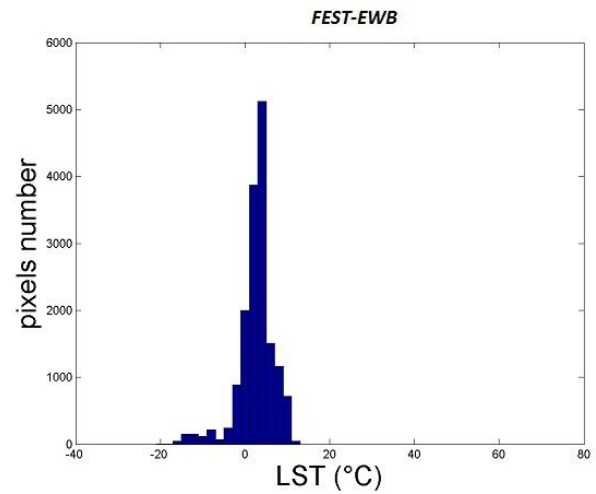
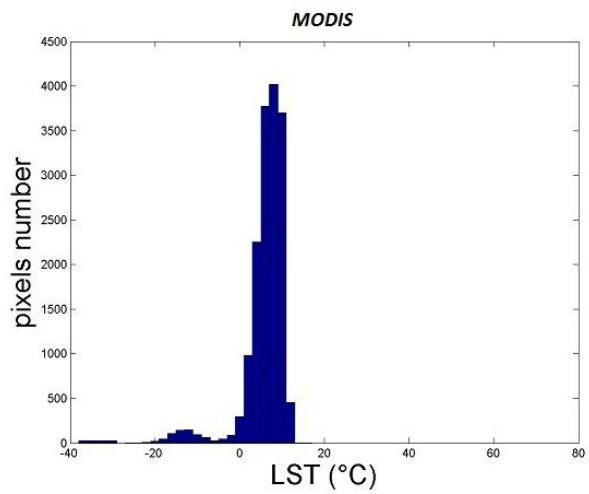
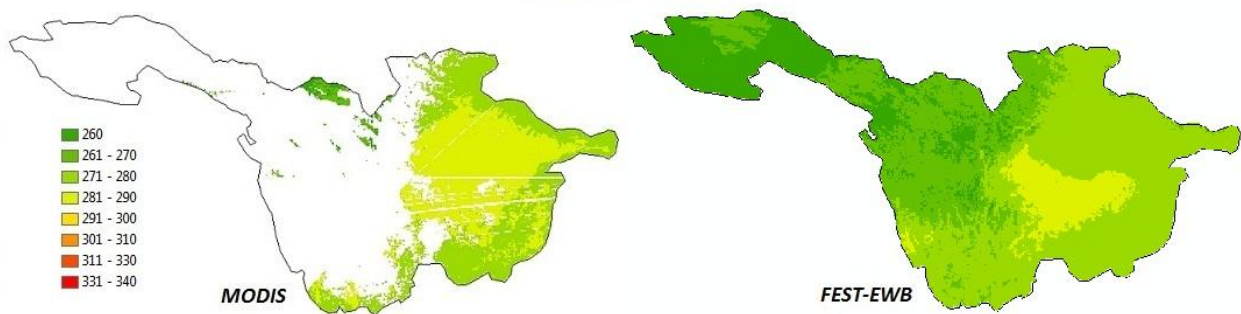
Seguendo quanto detto sopra, la seconda simulazione prevede di diminuire il valore di permeabilità a saturazione  $K_{sat}$ , dividendolo per 10, e mantenendo invariati i restanti parametri. Tale simulazione prende il nome di "*SIM-K<sub>sat</sub>\*0.1*".

Analogamente con quanto fatto per la precedente simulazione riportiamo una serie di immagini di LST, rielaborate con Arcgis, e accompagnate dai relativi istogrammi.

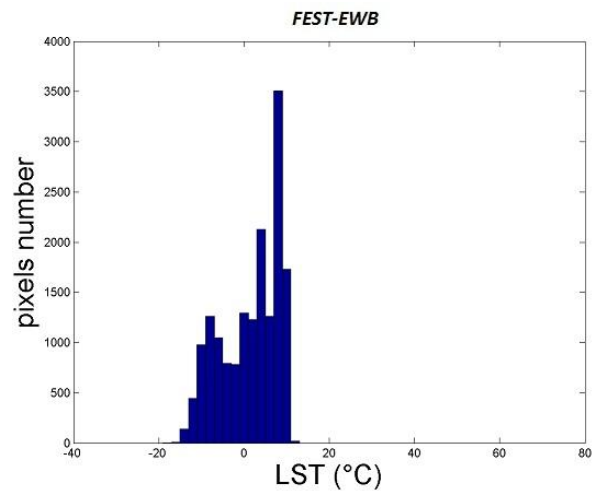
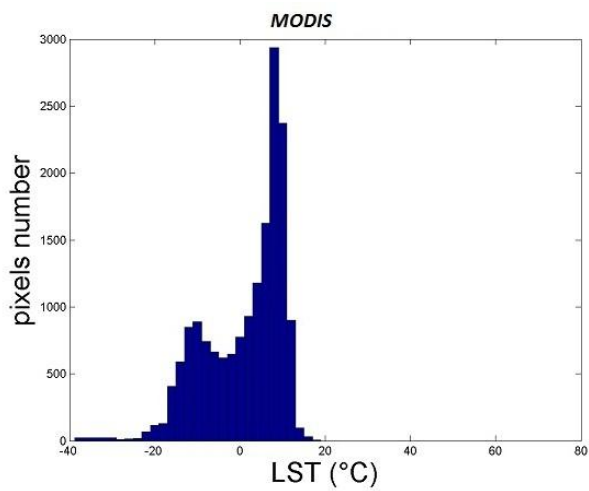
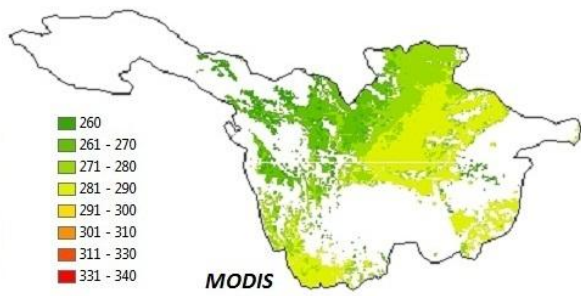
20 Luglio 2001 h 11:30



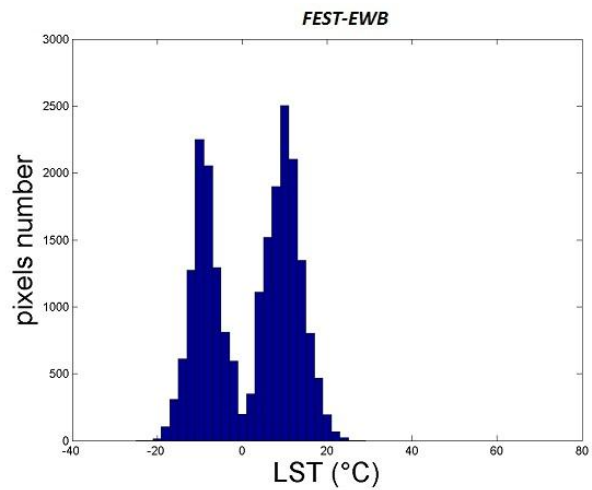
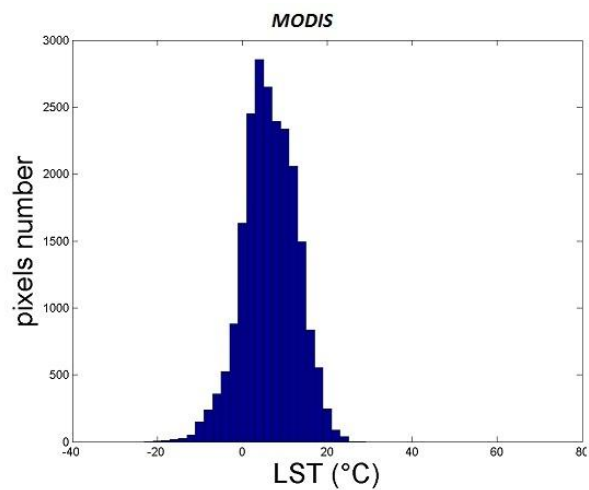
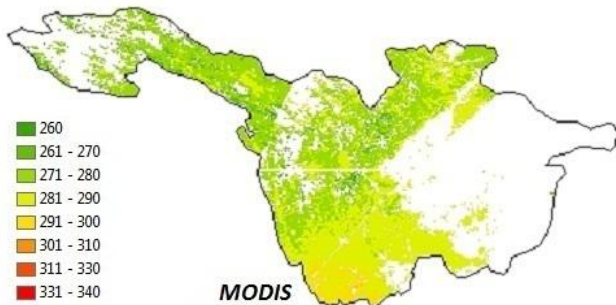
15 Novembre 2001 h 21:55



10 Marzo 2002 h 22:20



15 Gennaio 2003 h 11:25



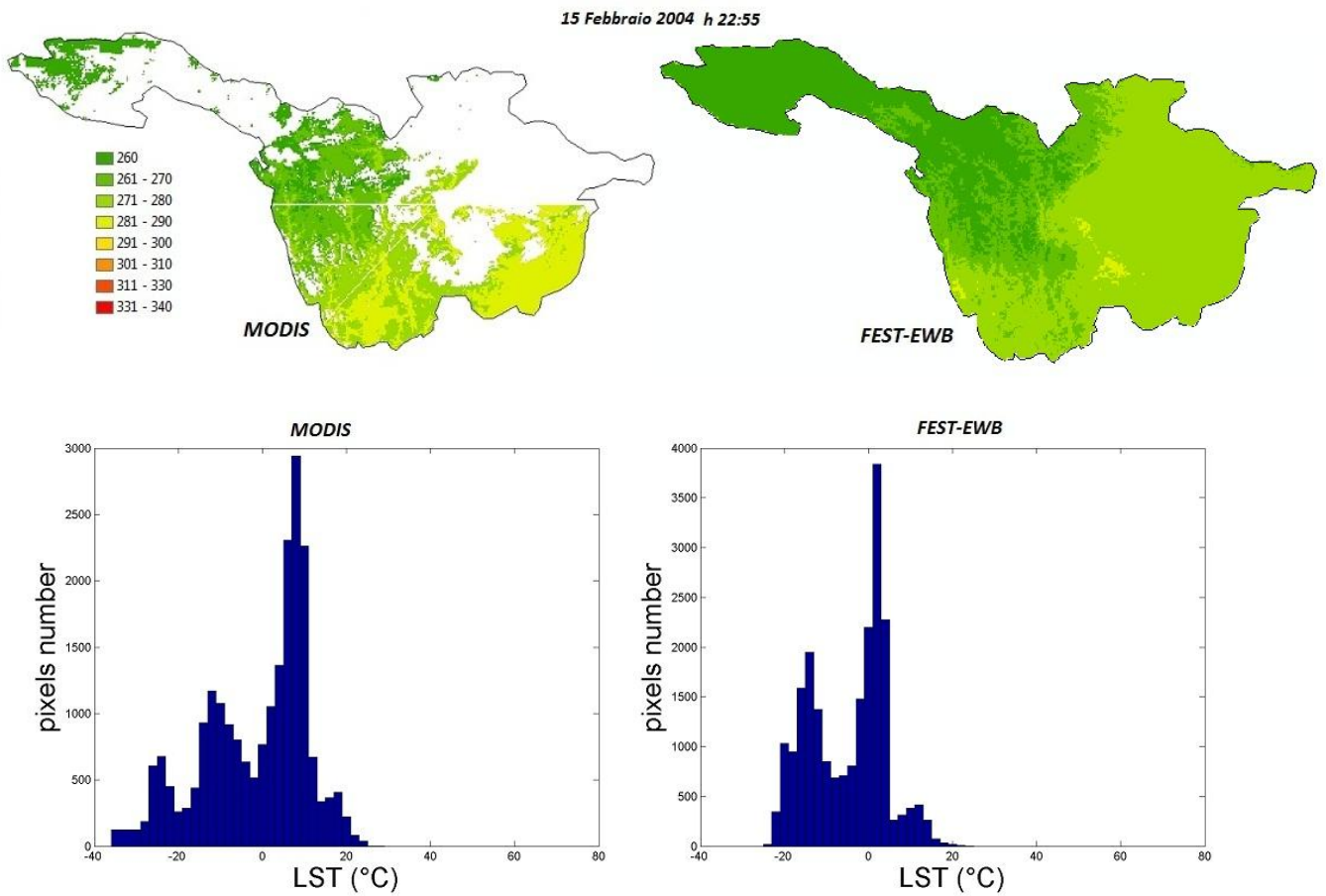


Figura 16: Confronto tra immagini di LST rilevate dal MODIS e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

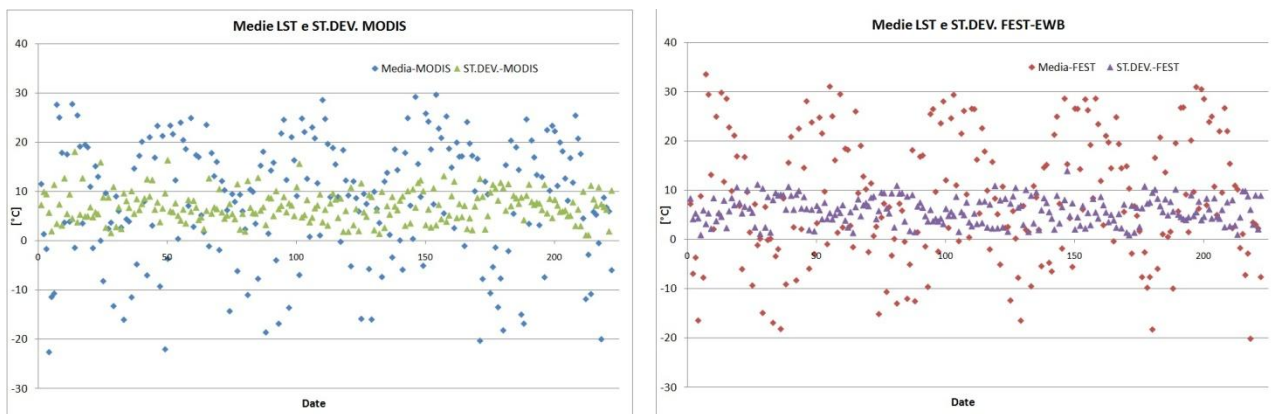
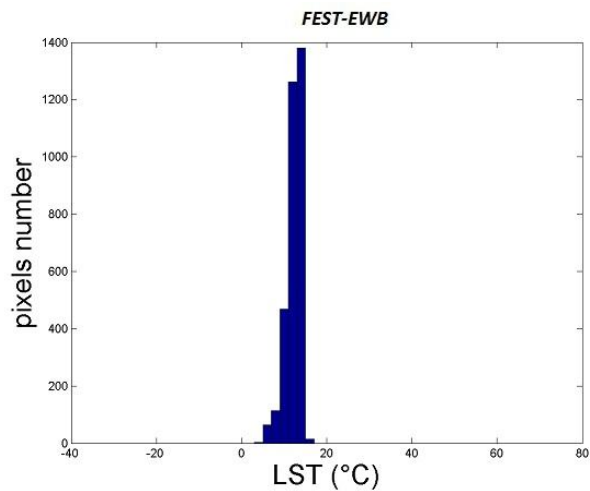
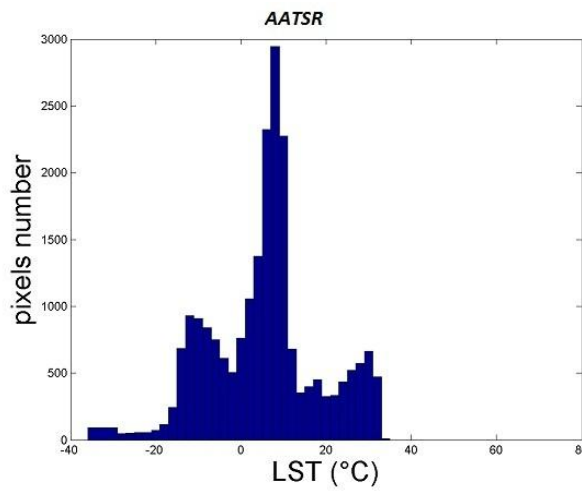
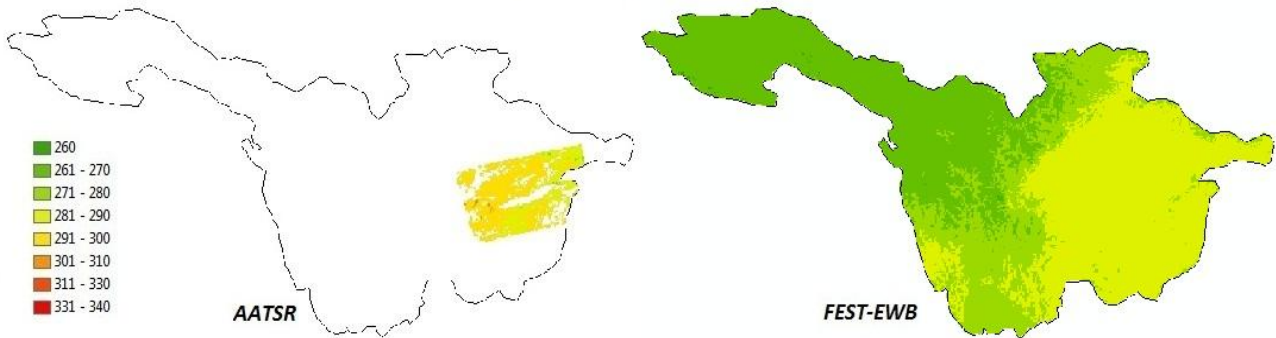


Figura 17: Media e Deviazione standard per immagini di LST MODIS e FEST-EWB.

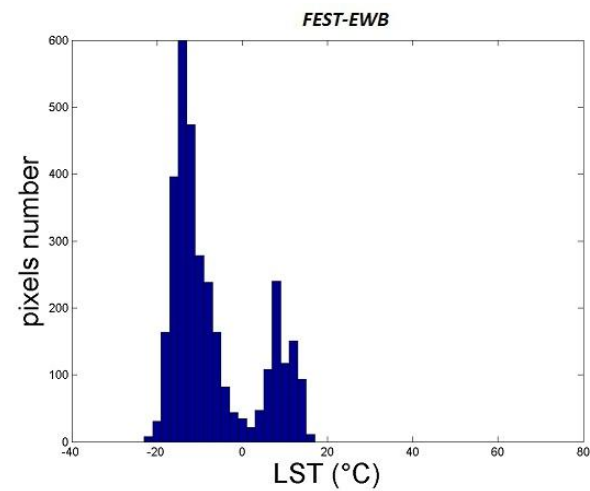
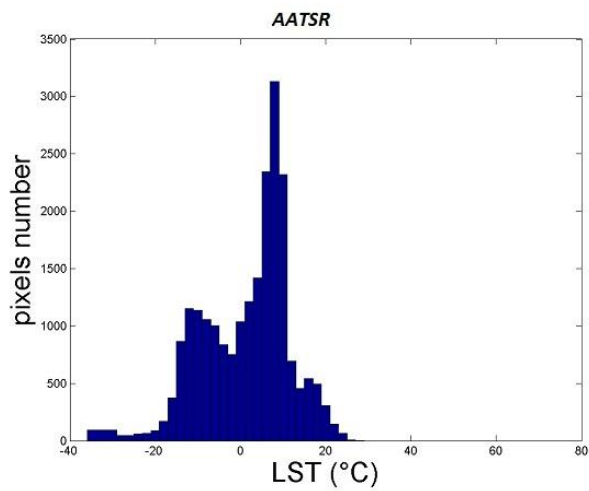
Proponiamo di seguito anche il confronto con le immagini satellitari rilevate dall'AATSR.



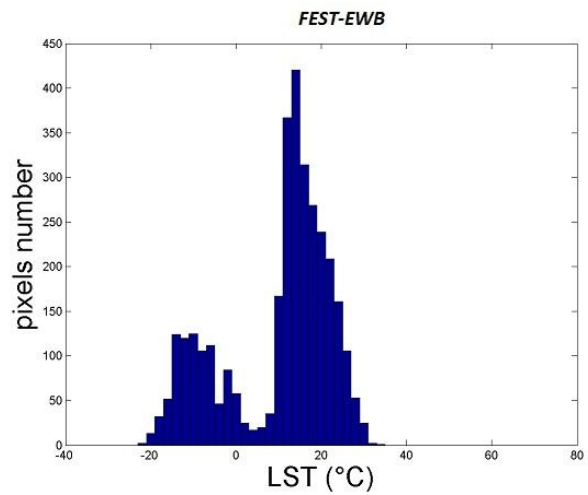
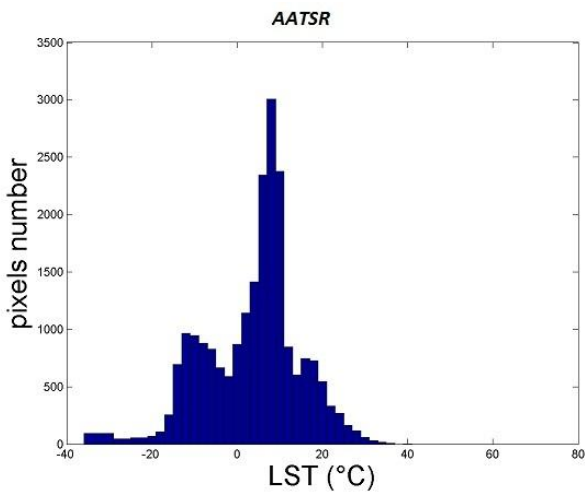
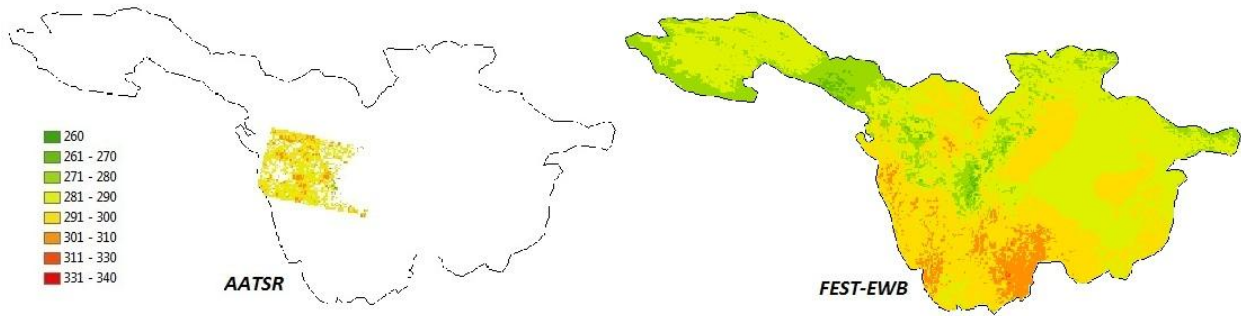
5 Ottobre 2002 h 22:27



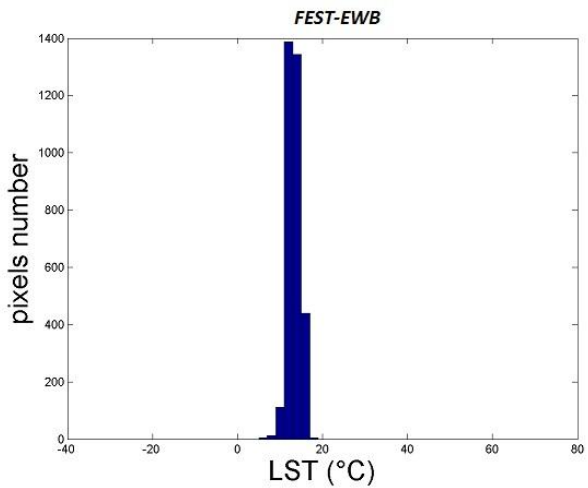
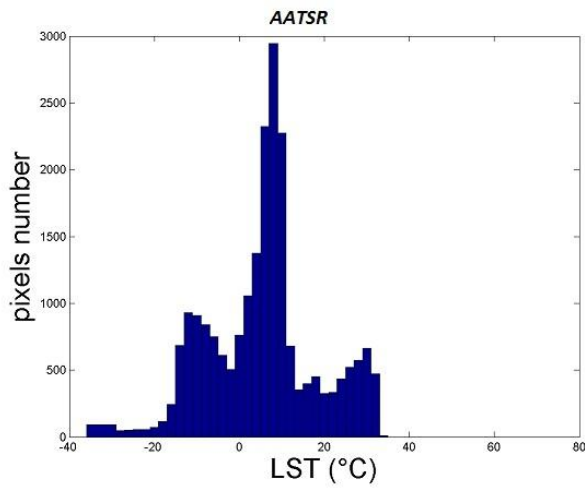
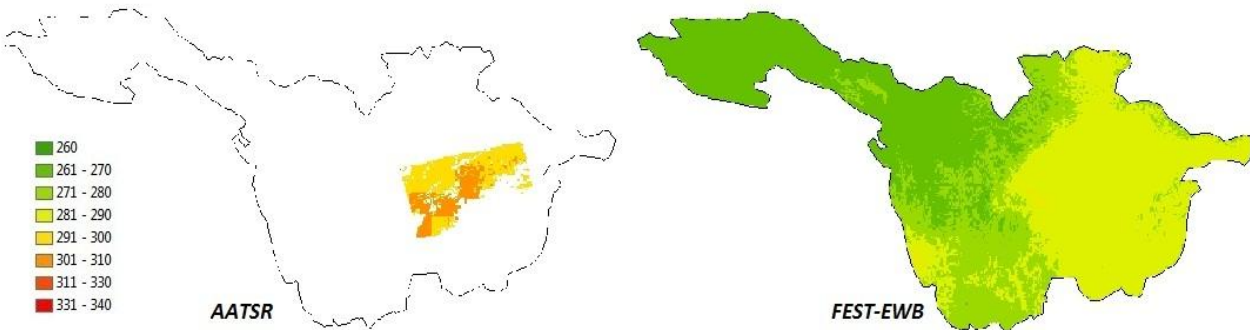
21 Novembre 2002 h 22:50



3 Marzo 2003 h 12:00



20 Aprile 2004 h 23:00



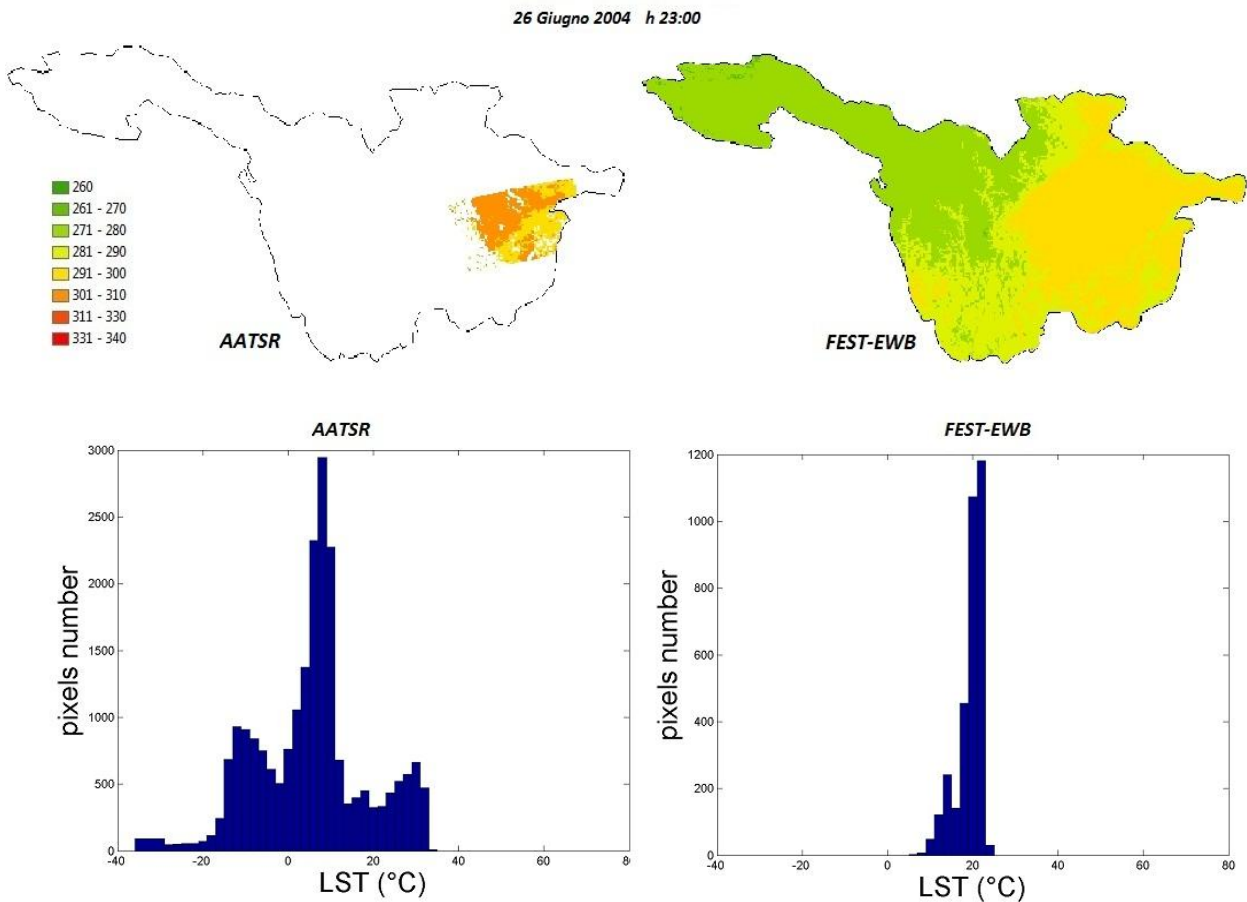


Figura 18: Confronto tra immagini di LST rilevate dall’AATSR e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

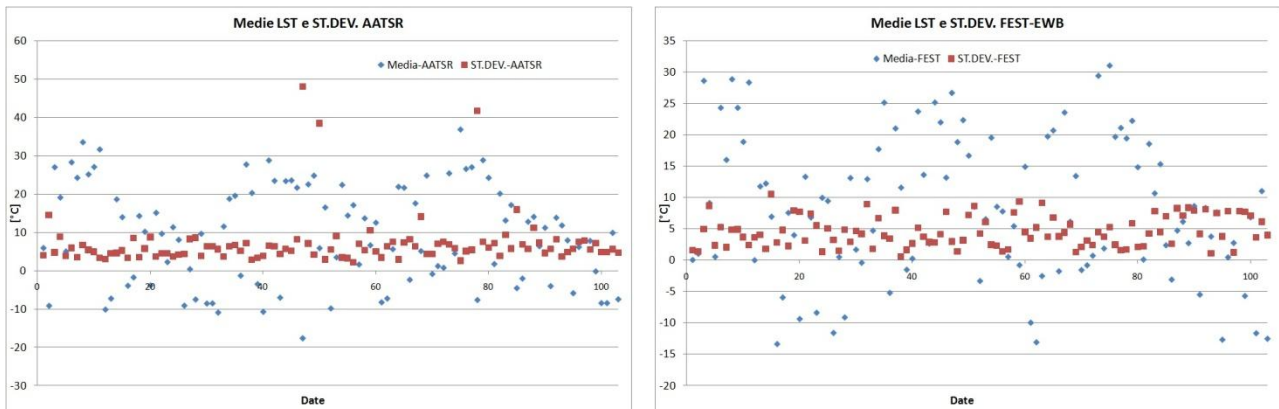


Figura 19: Media e Deviazione standard per immagini di LST AATSR e FEST-EWB.

L’analisi delle immagini satellitari e dei relativi istogrammi non ci consente di avere un’idea della variazione di temperatura superficiale in funzione del parametro *Ksat* modificato in ingresso. Tuttavia osservando i risultati relativi al test su scala locale, sappiamo che rispetto alla simulazione precedente abbiamo un errore relativo del 2.2% associato ad un valore di RMSE pari a 0.42°C.

Questo ci porta a dedurre che per la presente simulazione non sono stati ottenuti valori di LST particolarmente differenti rispetto alla precedente.

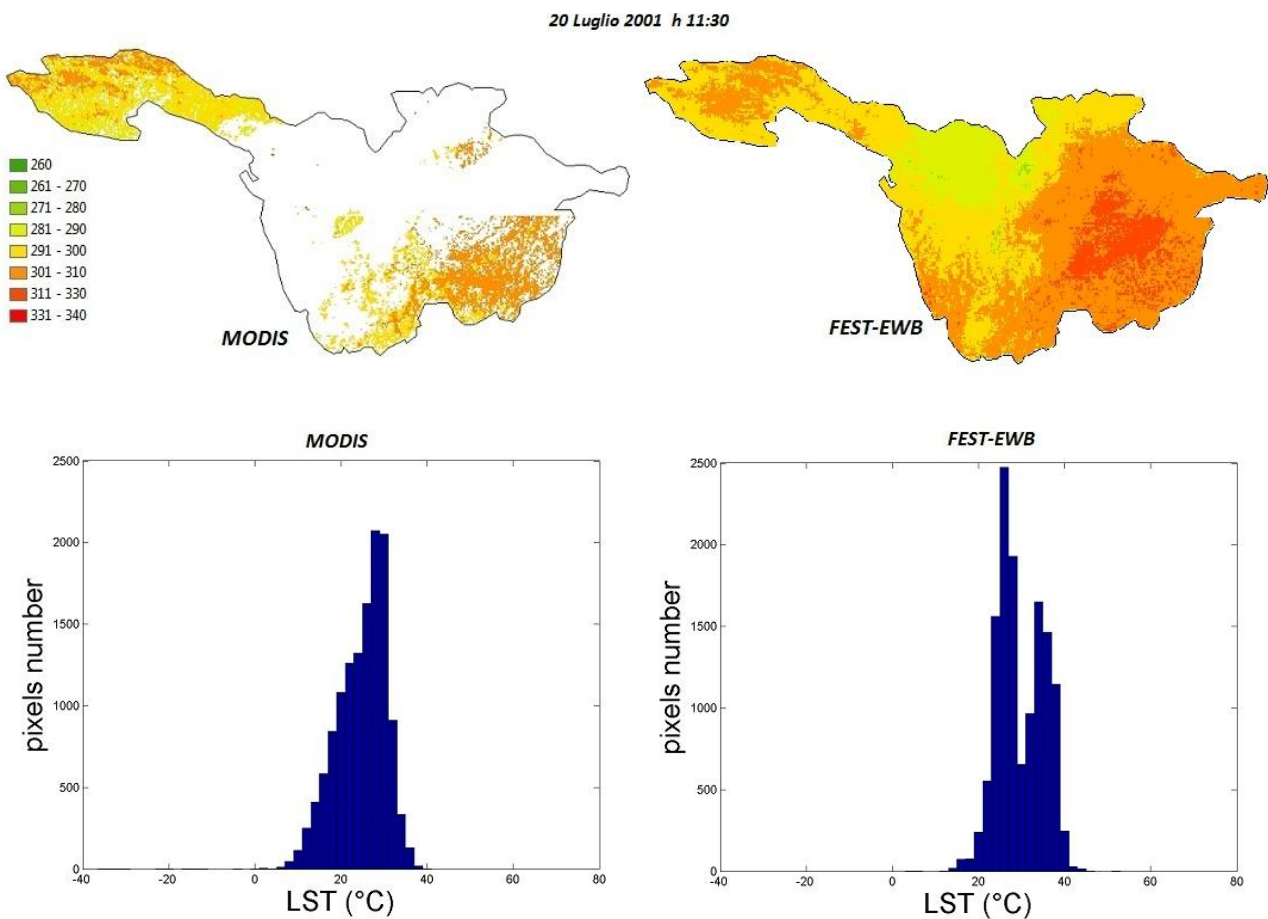
L'obiettivo di riuscire ad affinare la modellazione di LST da parte del FEST non è stata raggiunta nella presente simulazione.

Osservando i risultati delle varie simulazioni fatte sul test a scala locale, scegliamo di eseguire a scala di bacino la simulazione che conserva il valore originario di  $K_{sat}$  ma raddoppia la profondità del terreno ( $Prof*2$ ), poichè presenta valori maggiori di errore relativo (3.6%) associato ad un RMSE di  $0.7^{\circ}C$  per la LST.

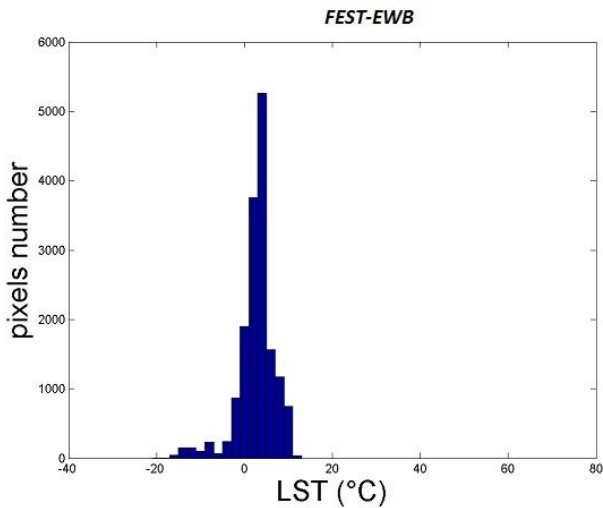
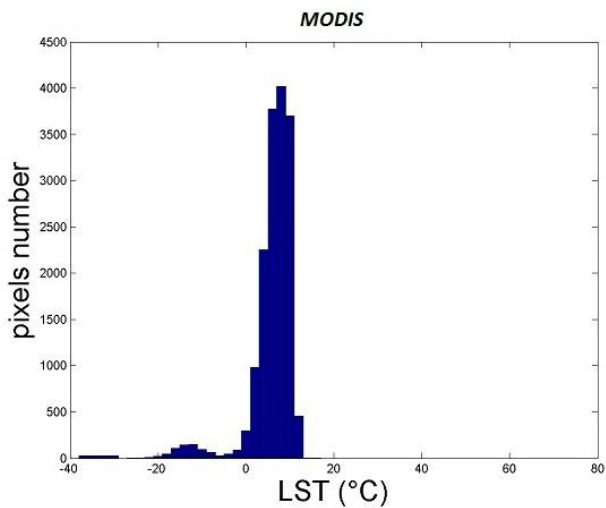
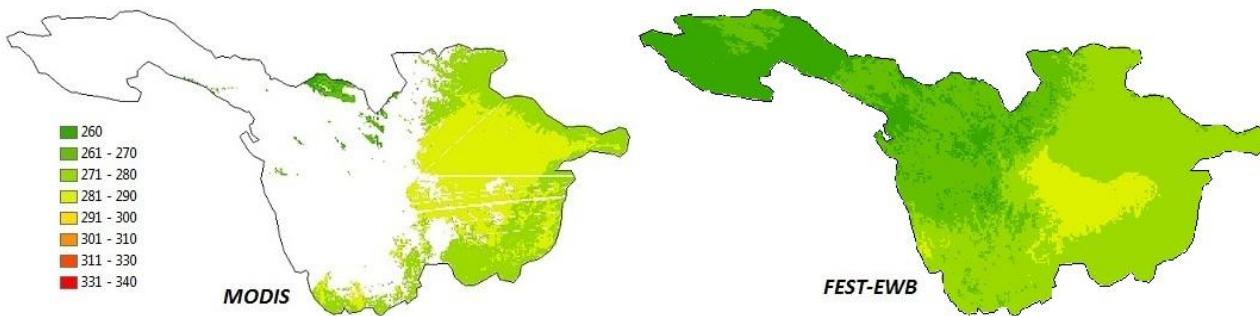
**SIMULAZIONE 3**

Seguendo quanto detto sopra, la terza simulazione prevede di utilizzare il valore di permeabilità a saturazione  $K_{sat-Original}$ , raddoppiando però la profondità del suolo. Tale simulazione prende il nome di "SIM- $K_{satOrig-Prof*2}$ ".

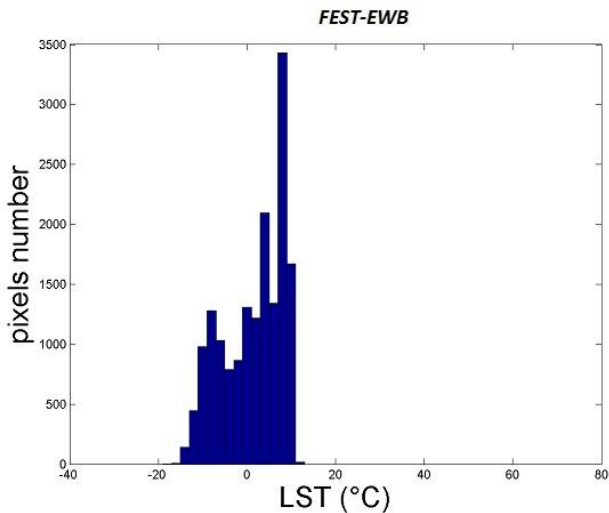
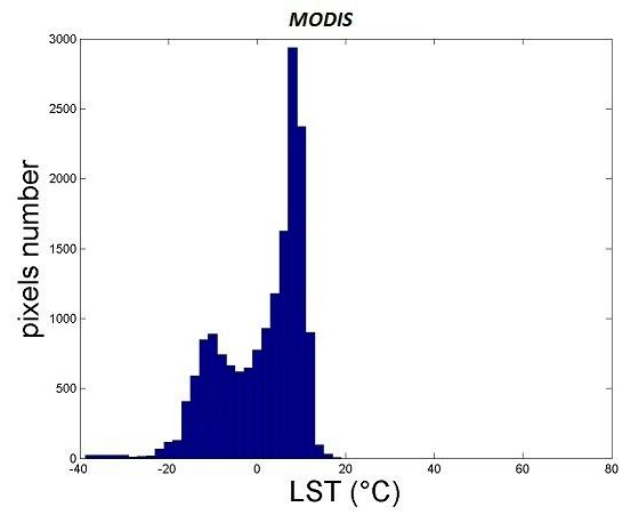
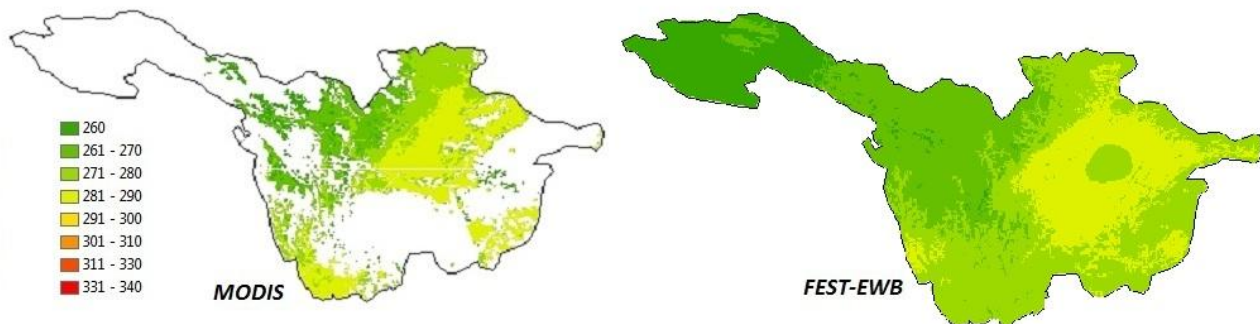
Come prima verifica si procede con un confronto fra le immagini satellitari di LST e quelle in uscita dal FEST-EWB, con associati i relativi istogrammi nei pixel dove MODIS è valido.



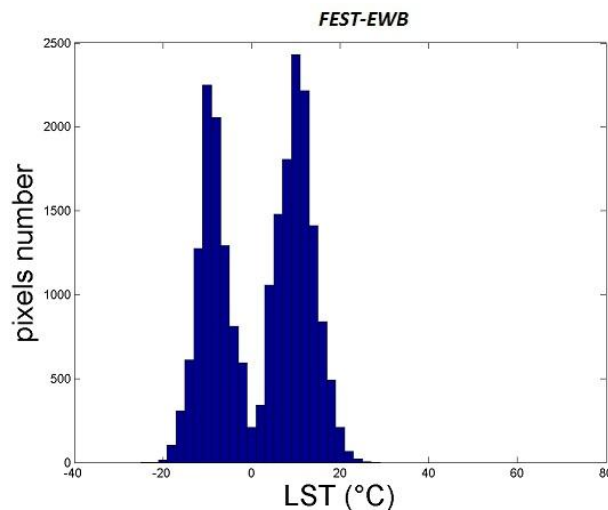
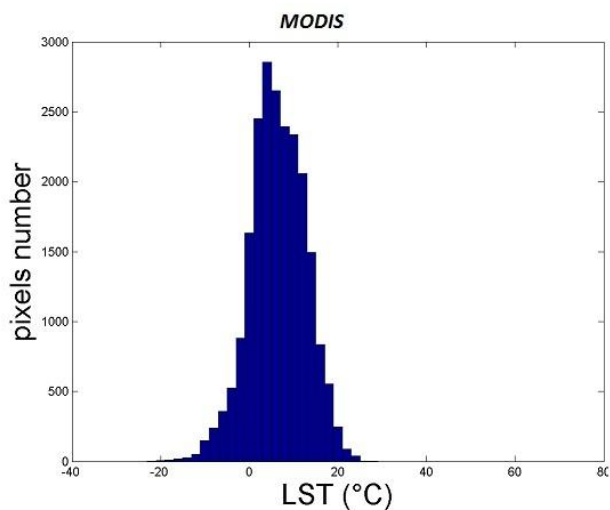
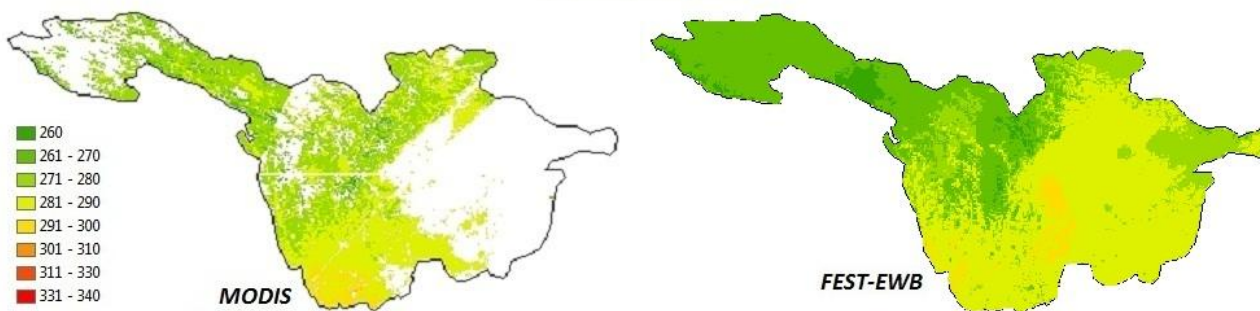
15 Novembre 2001 h 21:55



10 Marzo 2002 h 22:20



15 Gennaio 2003 h 11:25



15 Febbraio 2004 h 22:55

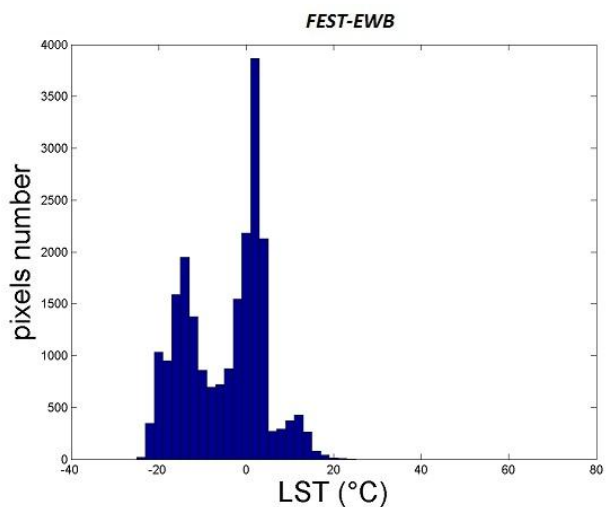
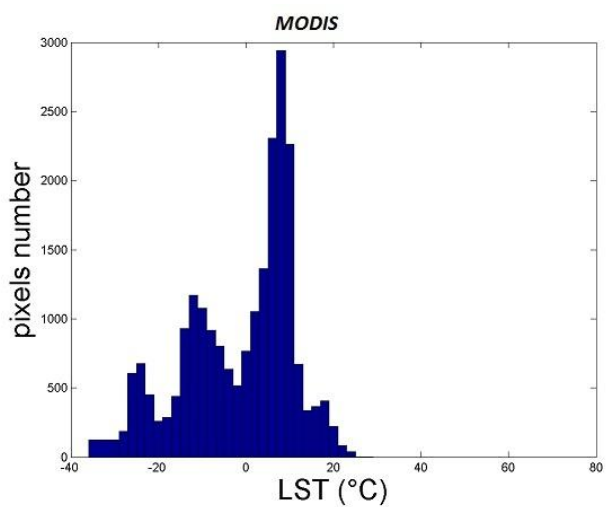
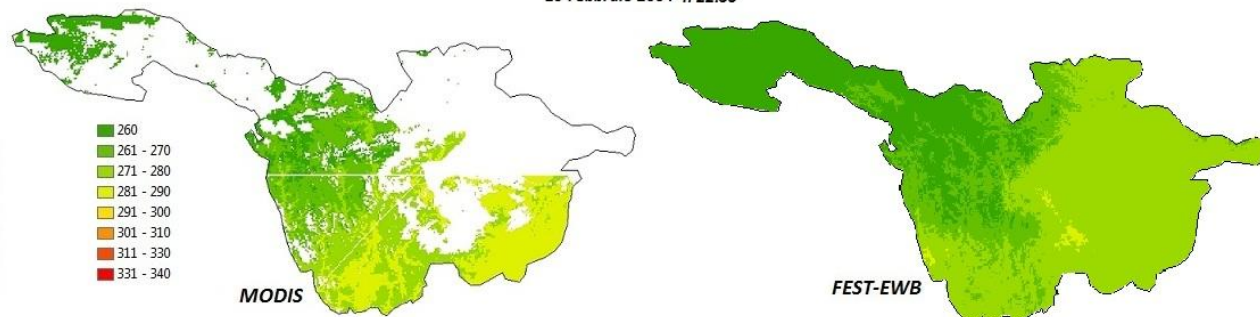


Figura 20: Confronto tra immagini di LST rilevate dall'MODIS e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

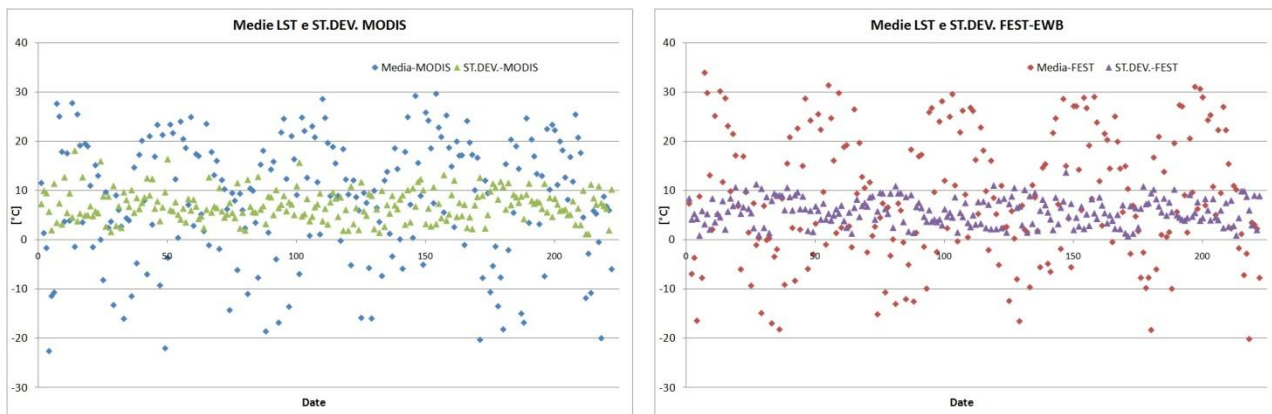
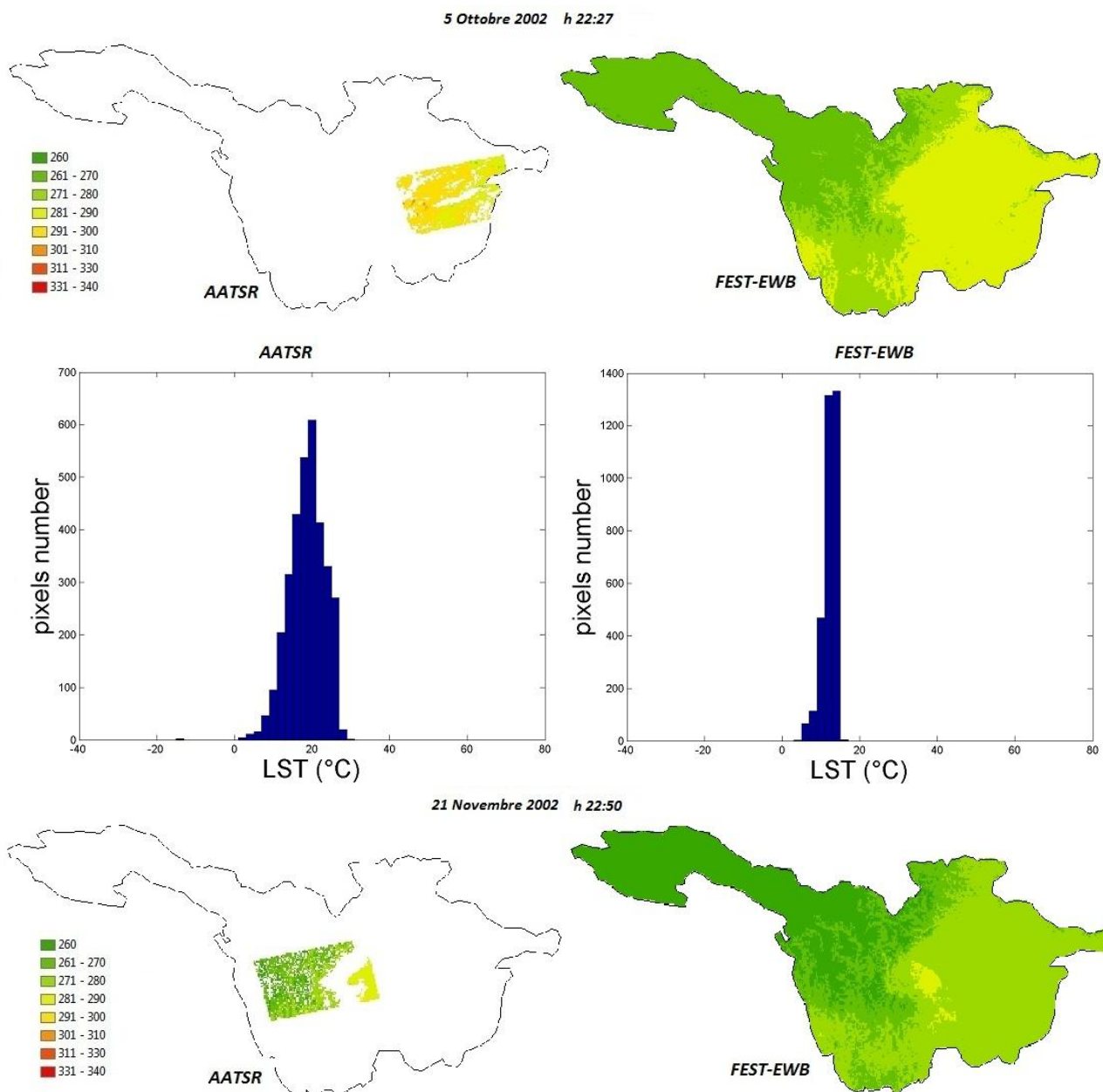
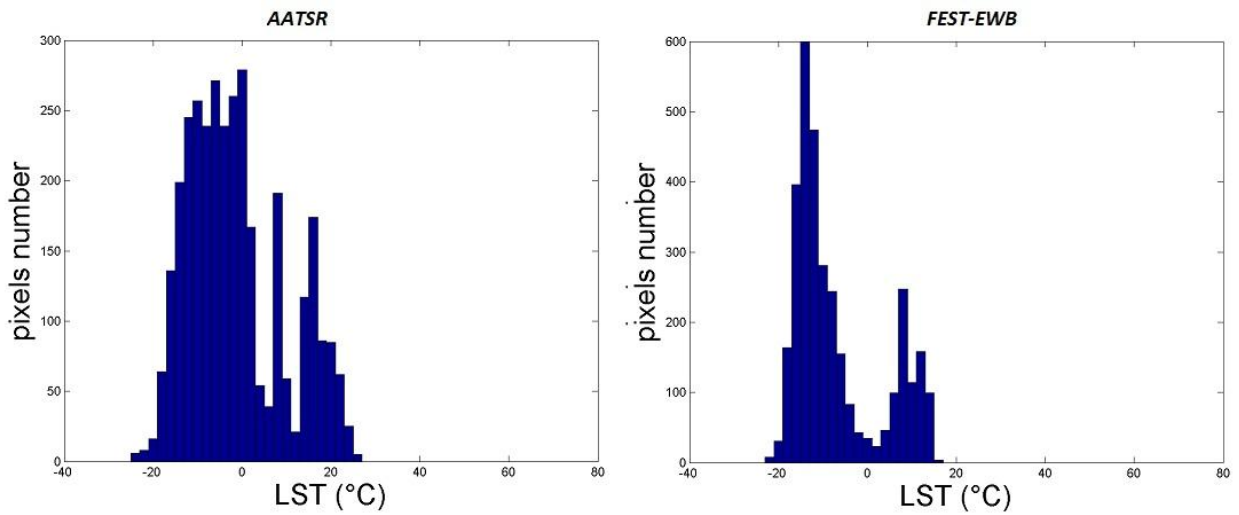


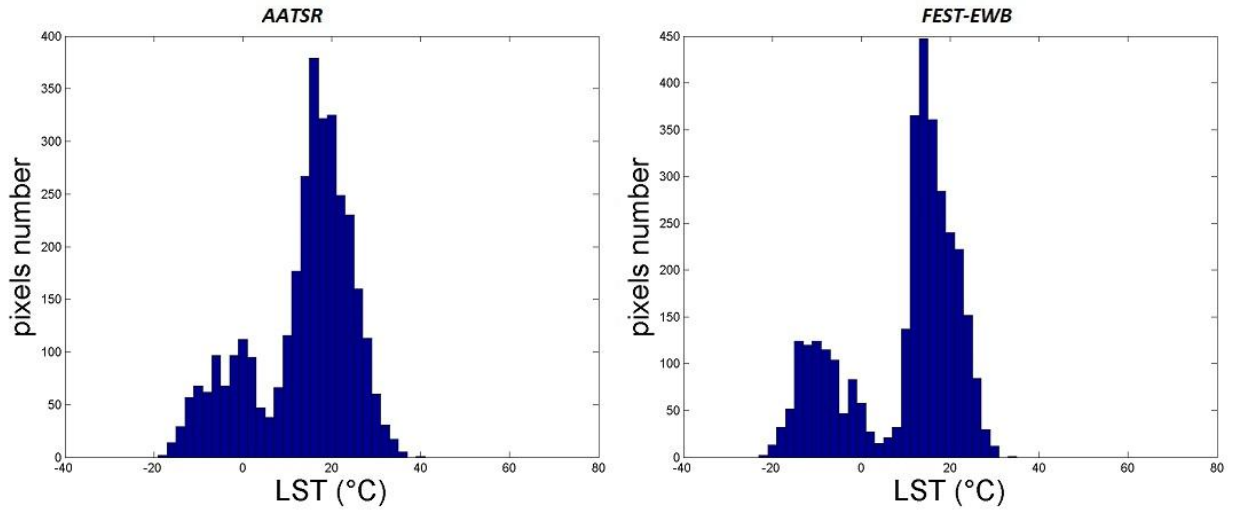
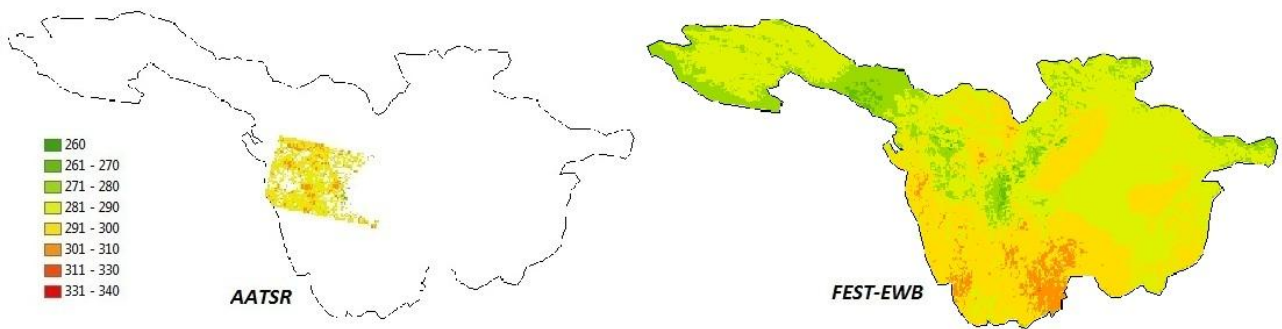
Figura 21: Media e Deviazione standard per immagini di LST MODIS e FEST-EWB.

Di seguito proponiamo anche un confronto con le immagini satellitari tratte dall'AATSR e relativi istogrammi.

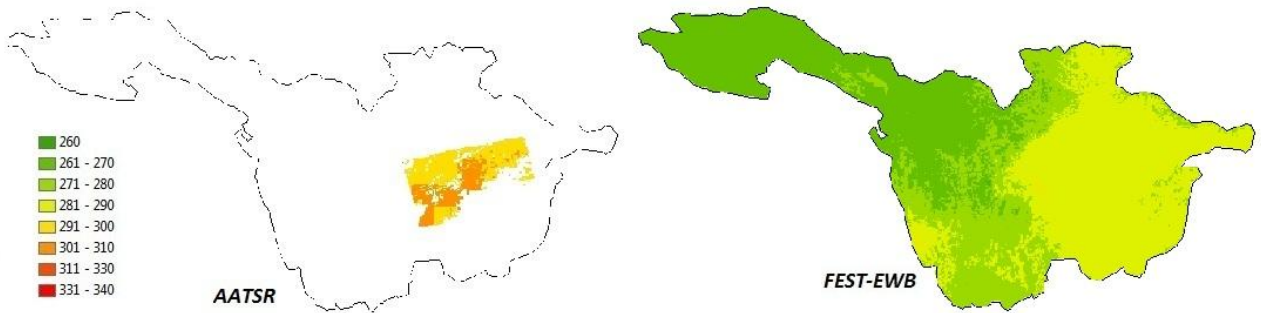




3 Marzo 2003 h 12:00



20 Aprile 2004 h 23:00





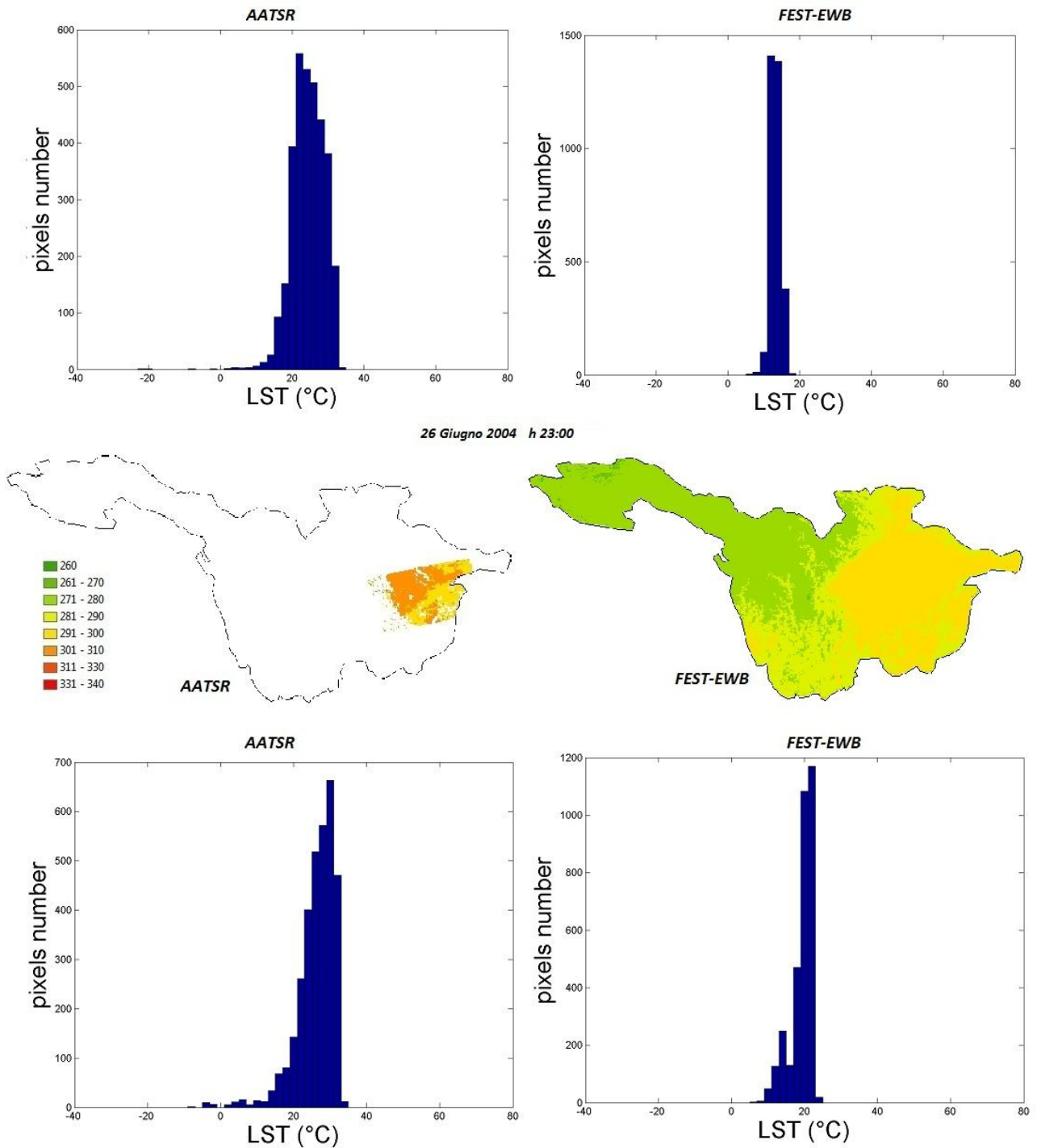


Figura 22: Confronto tra immagini di LST rilevate dall’MODIS e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

Possiamo osservare dai grafici che il FEST-EWB, nella maggior parte delle immagini esaminate, modella la temperatura superficiale discostandosi, in modulo, di 2.5°C - 10°C rispetto alle rilevazioni del MODIS. Il modello tuttavia non rappresenta bene la realtà, infatti abbiamo delle zone in cui sottostimiamo i valori di LST ed altre in cui li sovrastimiamo. Questo fatto ci porta alla necessità di effettuare ulteriori simulazioni per calibrare il modello.

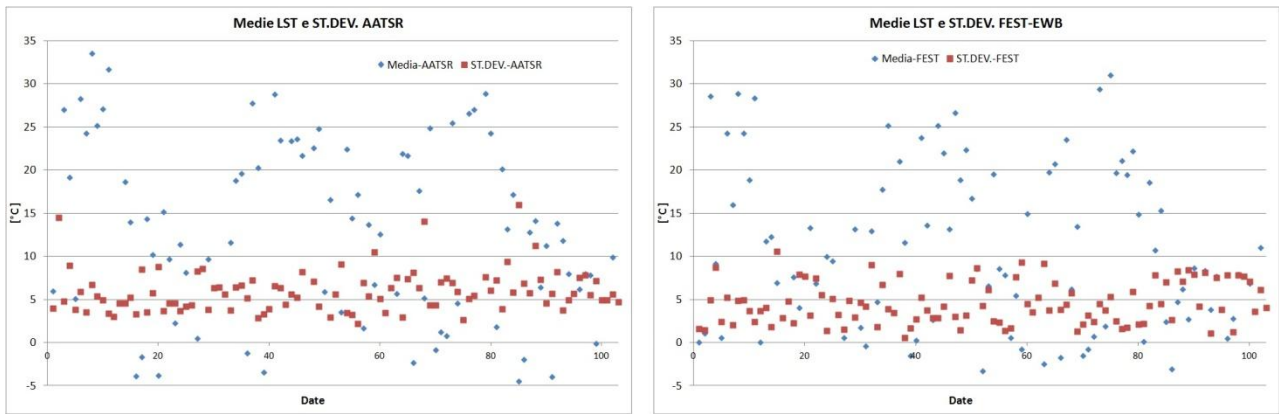


Figura 23:Media e Deviazione standard per immagini di LST AATSR e FEST-EWB.

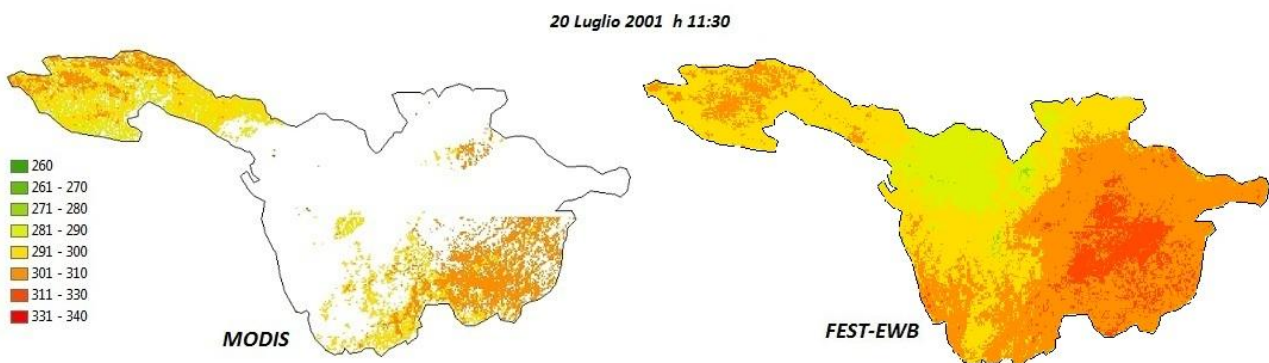
I confronti tra i dati di temperatura superficiale forniti dal FEST-EWB e rilevati dall’AATSR mostrano risultati molto simili al MODIS, infatti, considerando i valori modulati delle medie delle differenze si ottengono variazioni di temperatura tra i 5°C ed i 10°C. Anche da queste analisi emerge come vi sia un’alternanza di sovrastima e sottostima del dato, con una prevalenza di quest’ultima.

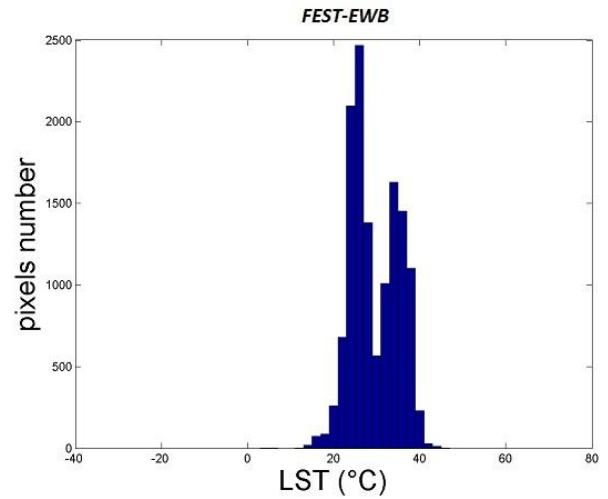
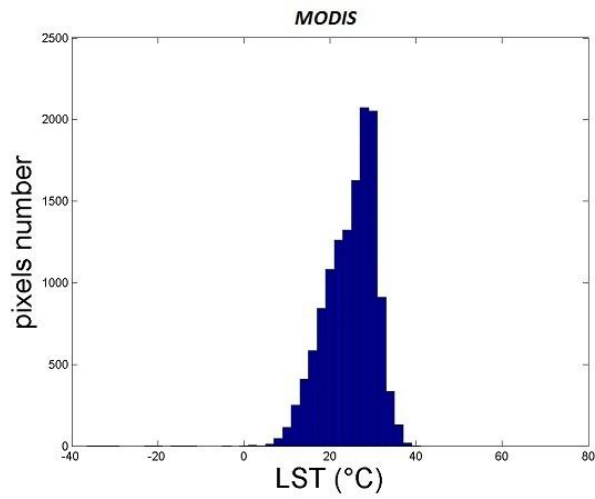
**SIMULAZIONE 4**

Nella quarta simulazione abbiamo deciso di considerare i seguenti parametri, e le rispettive variazioni:

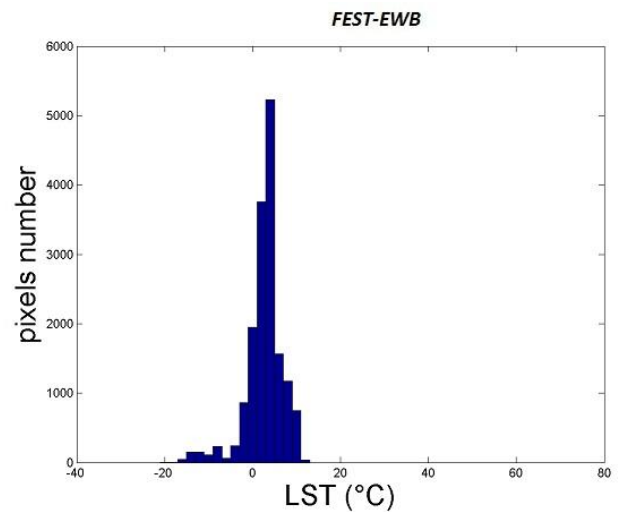
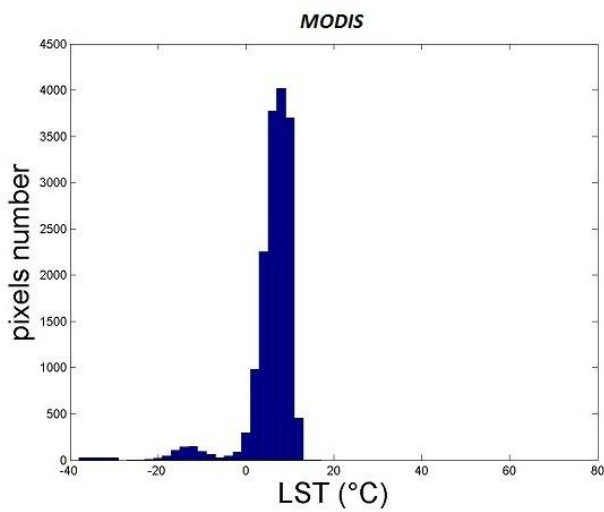
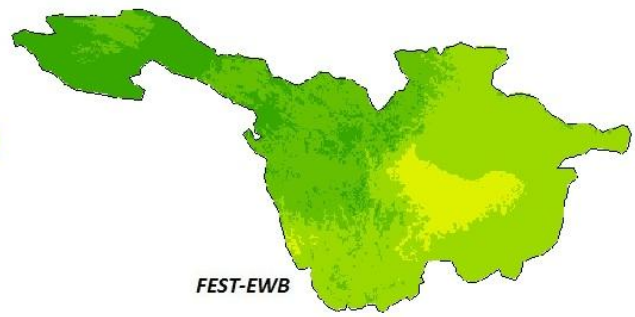
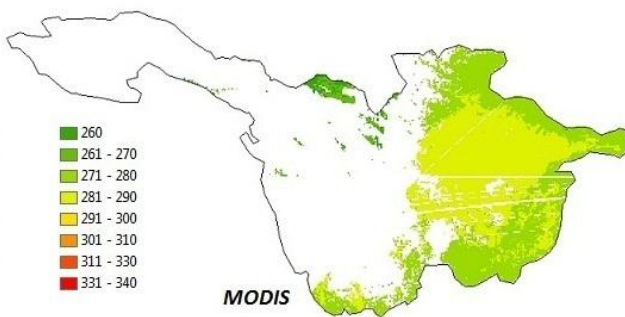
- *Ksat-Original*
- *Profondità\*2*
- *Kprof\*10<sup>4</sup>*

Tale simulazione, denominata “SIM-Ksat-Original, Prof\*2, Kprof\*10<sup>4</sup>”, restituisce le seguenti matrici di temperatura.

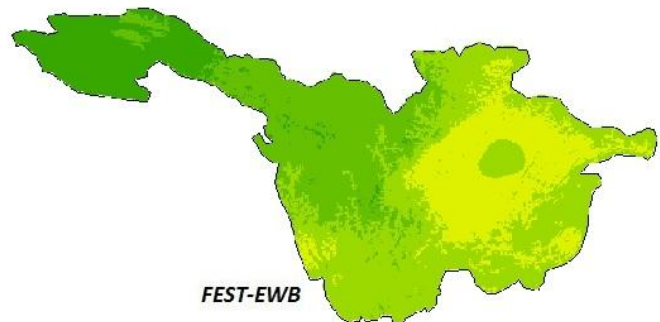
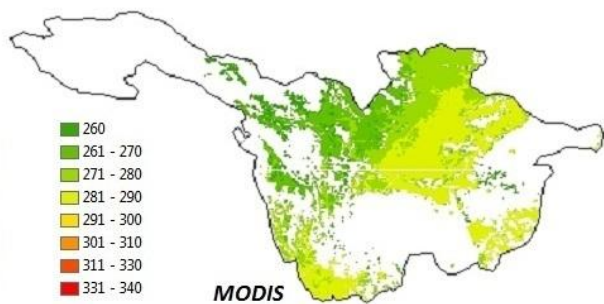


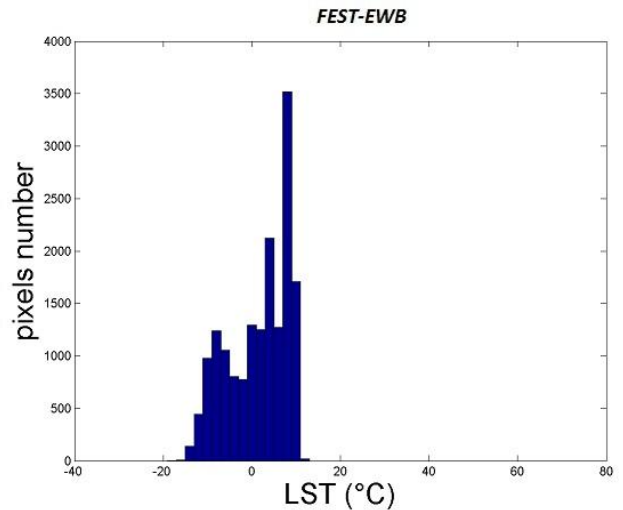
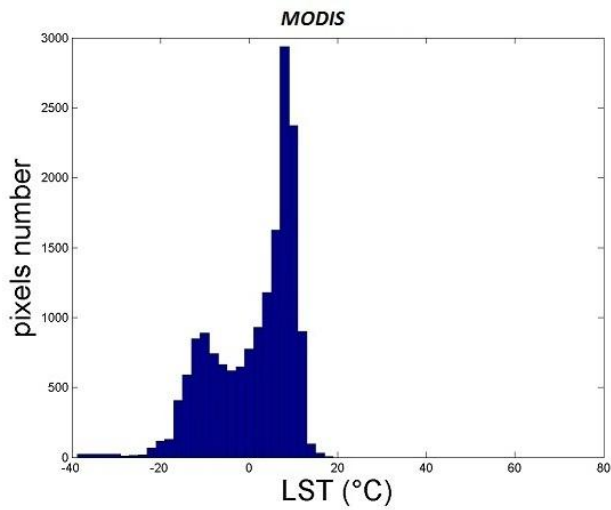


15 Novembre 2001 h 21:55

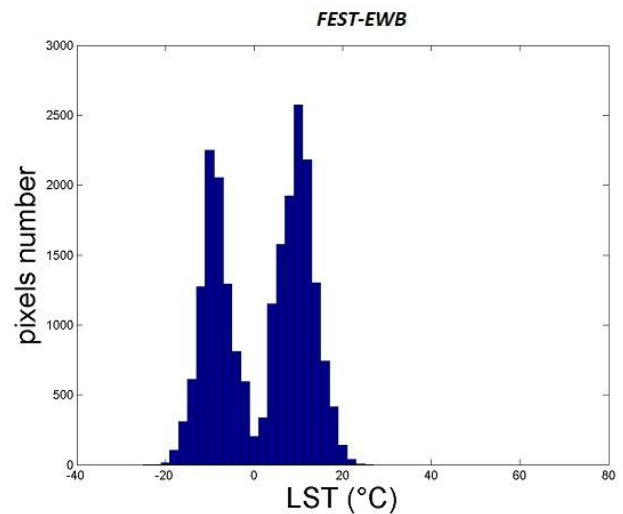
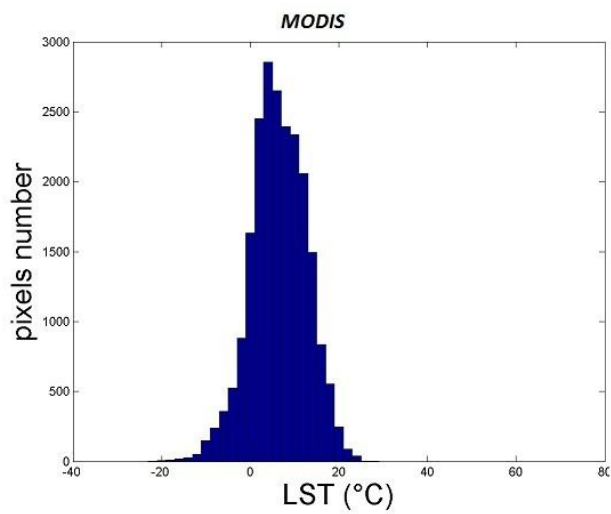
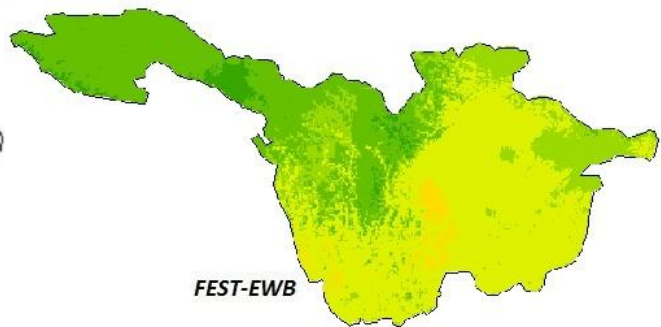
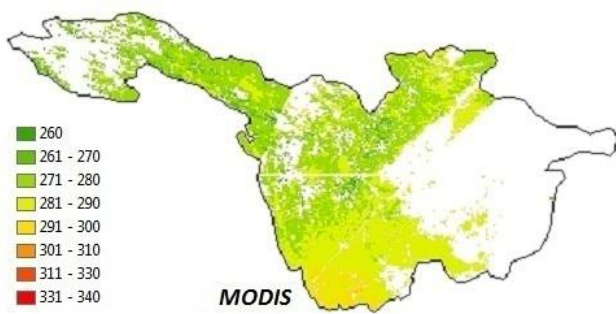


10 Marzo 2002 h 22:20





15 Gennaio 2003 h 11:25



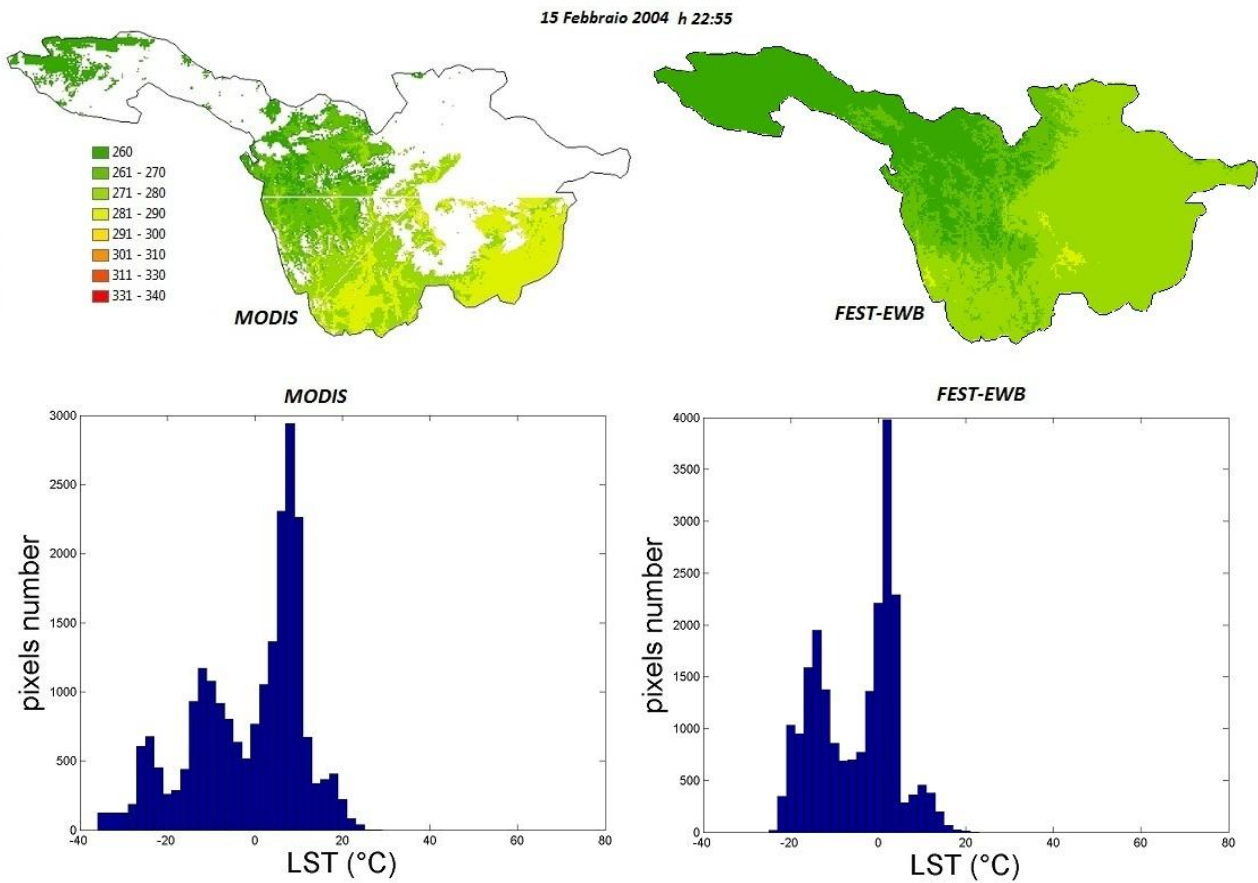


Figura 24: Confronto tra immagini di LST rilevate dall'MODIS e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

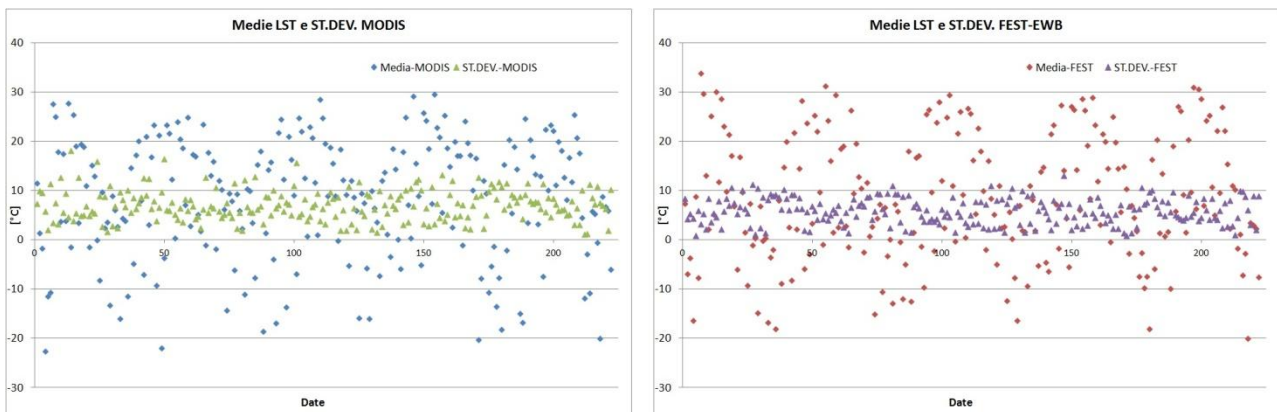
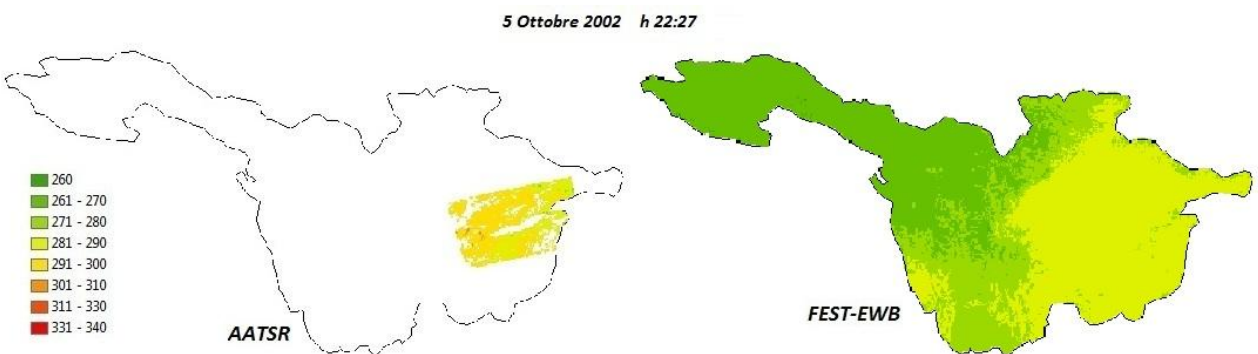
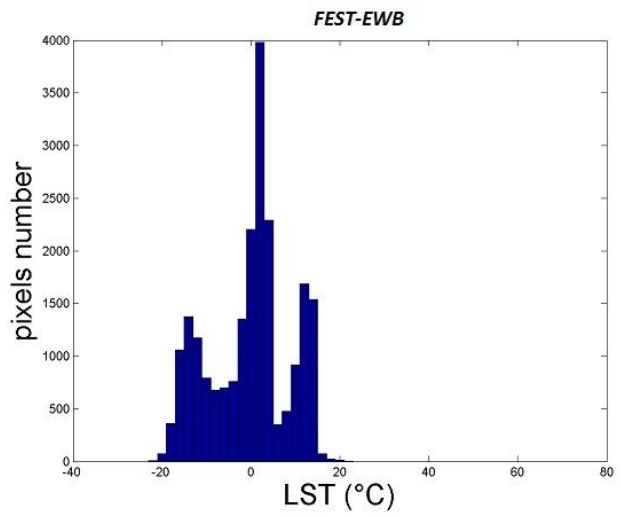
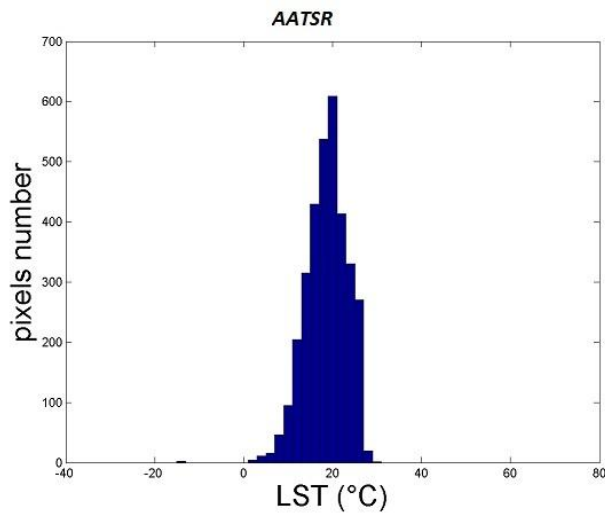


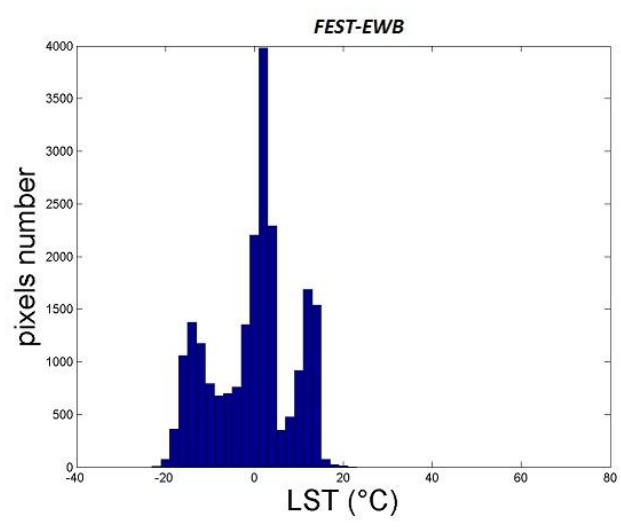
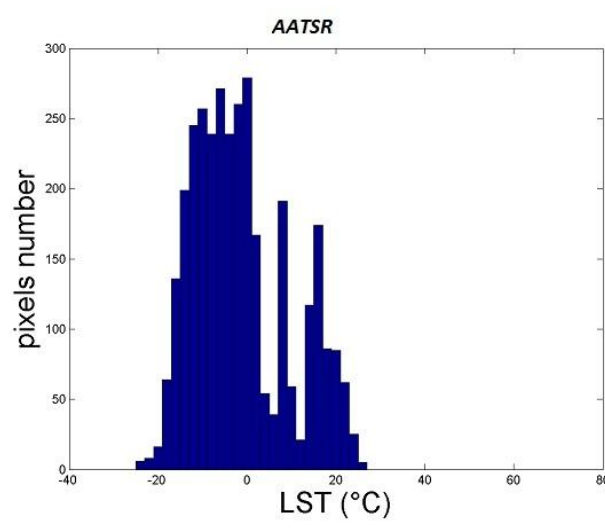
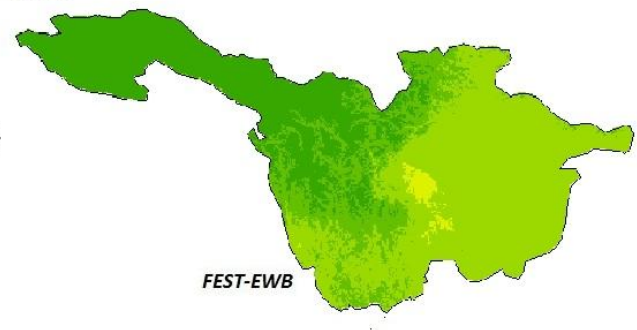
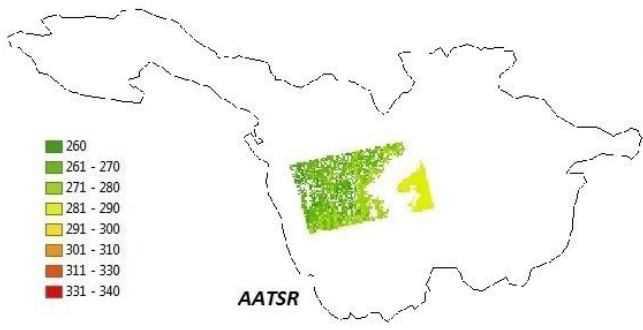
Figura 25: Media e Deviazione standard per immagini di LST MODIS e FEST-EWB.

Proponiamo ora anche le immagini di LST relative all'aatsr con i relativi istogrammi.

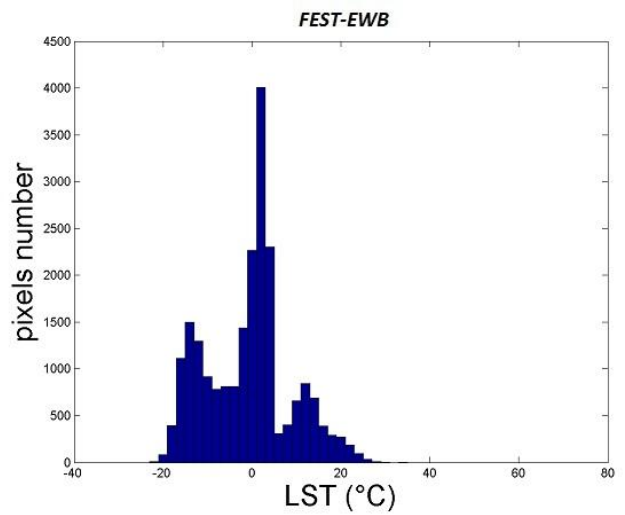
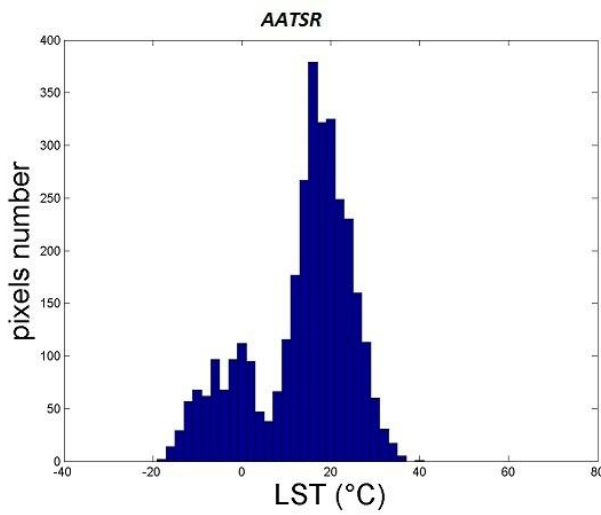
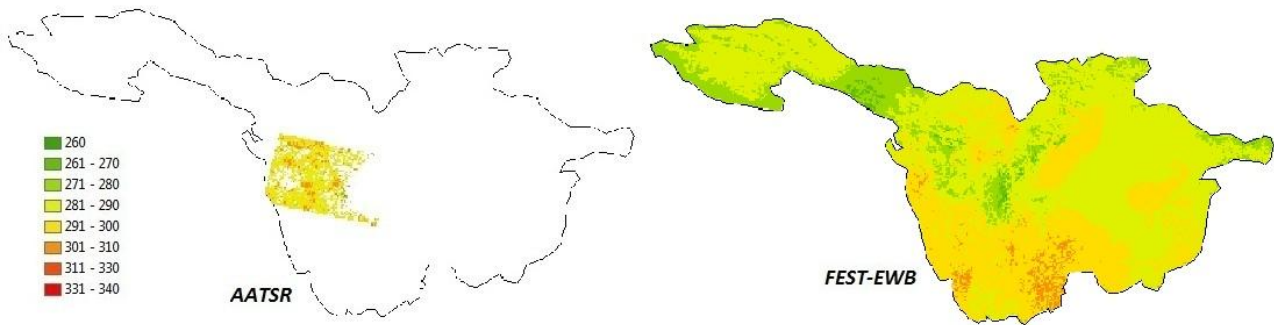




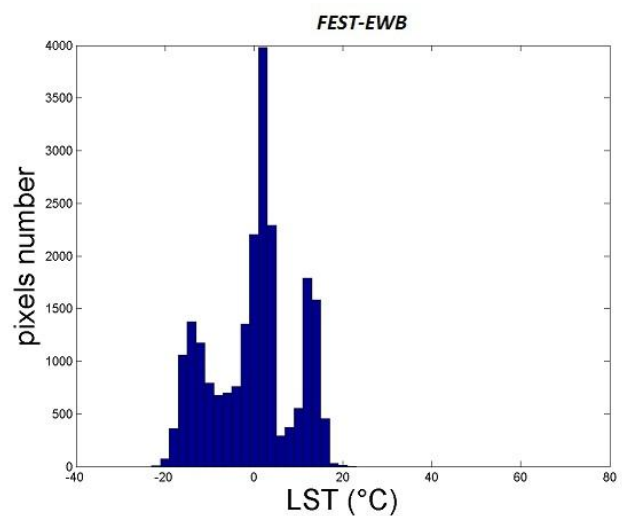
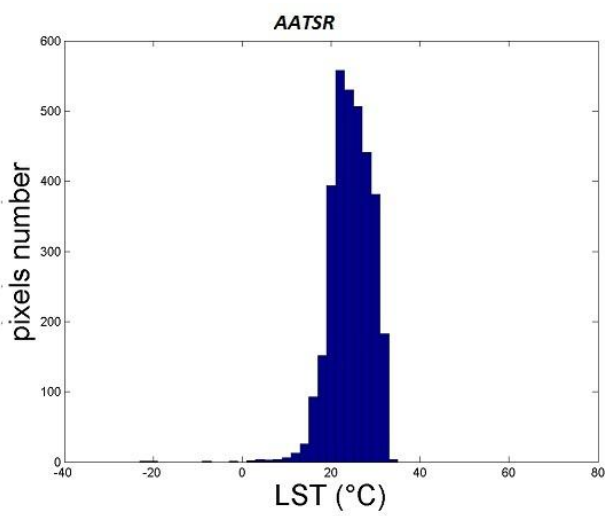
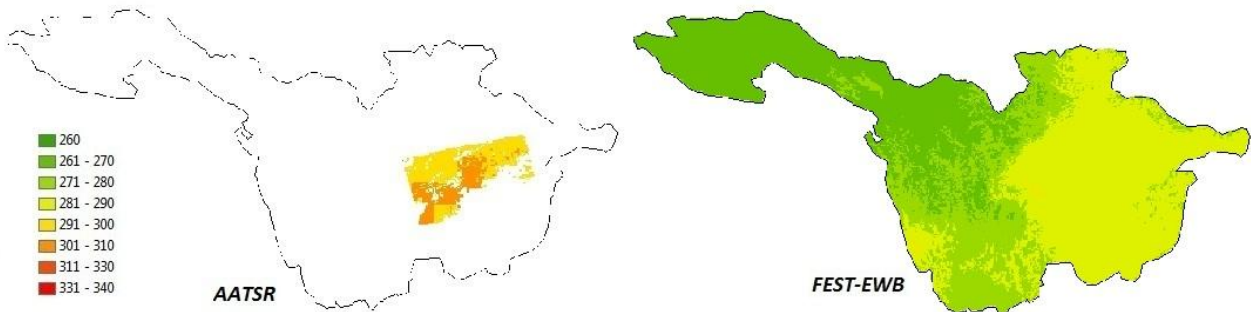
21 Novembre 2002 h 22:50



3 Marzo 2003 h 12:00



20 Aprile 2004 h 23:00



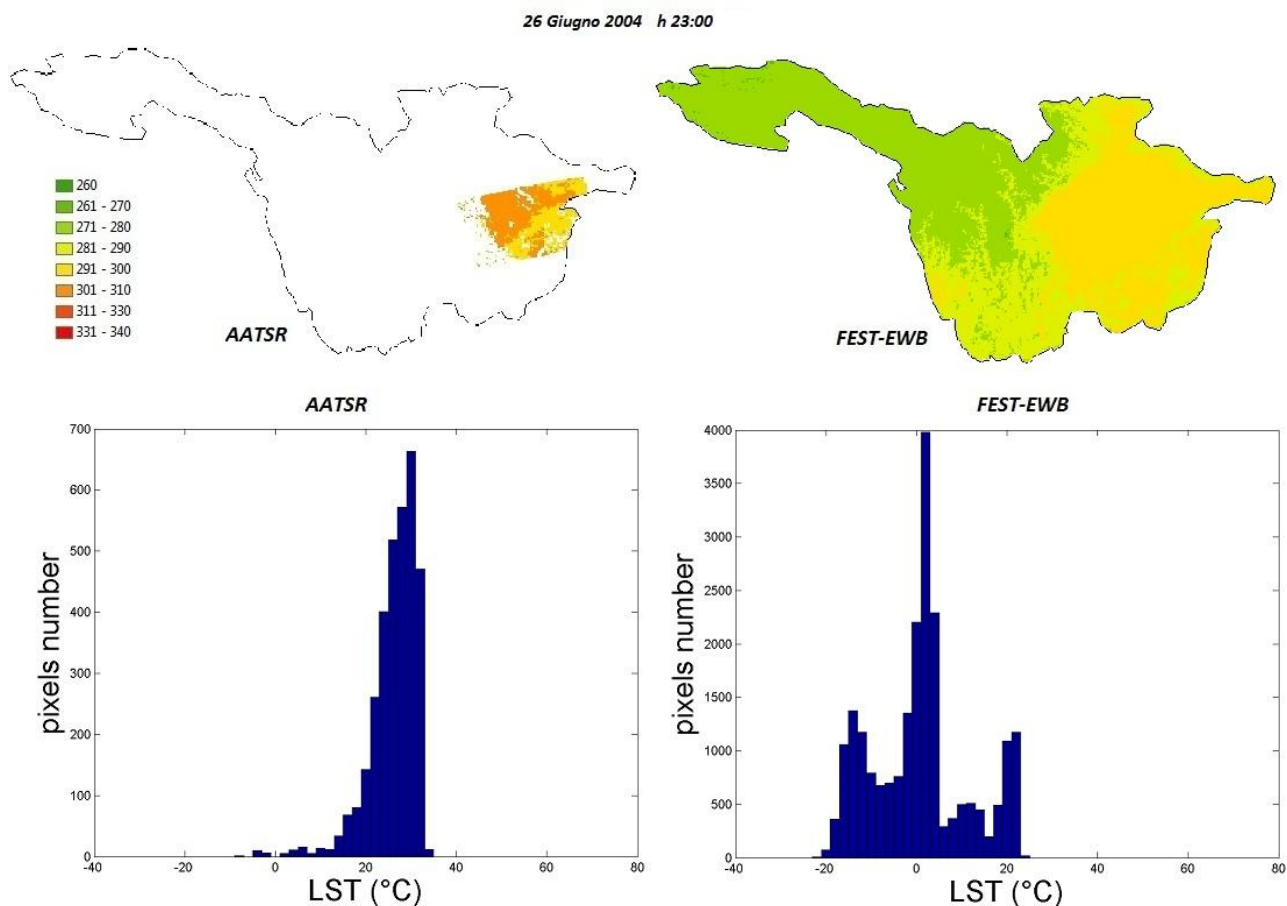


Figura 26: Confronto tra immagini di LST rilevate dall'AATSR e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

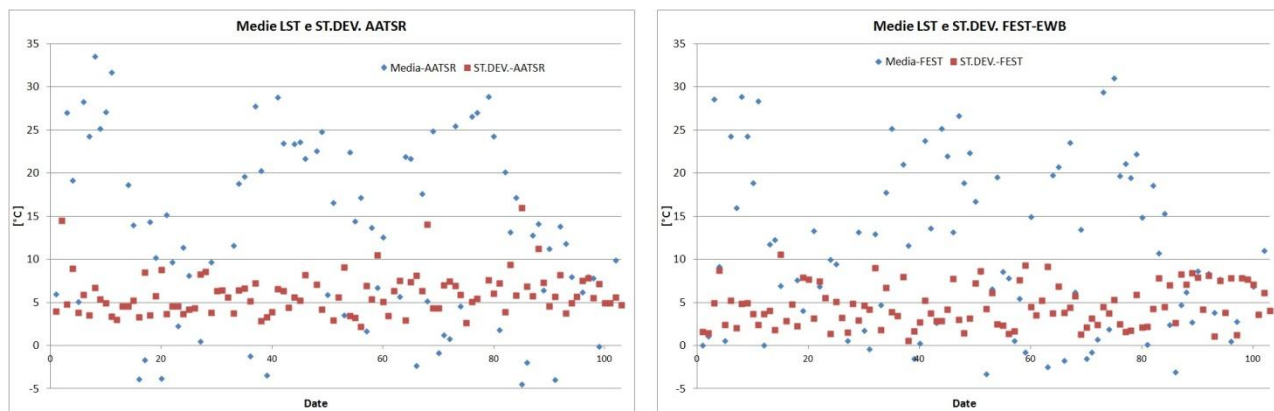


Figura 27:Media e Deviazione standard per immagini di LST AATSR e FEST-EWB.

Anche per questa simulazione, sia per i valori di aatsr sia per quelli modis, dai grafici degli indici statistici, non si nota una sostanziale differenza rispetto alla simulazione precedente. In seguito, nel capitolo 4, verrà mostrato come il valore di  $K_{prof} * 10^4$  utilizzato in questa simulazione risulterà troppo elevato per una corretta simulazione della portata. Questo fatto darà la conferma che questa simulazione non potrà essere considerata quella finale per la calibrazione del modello.

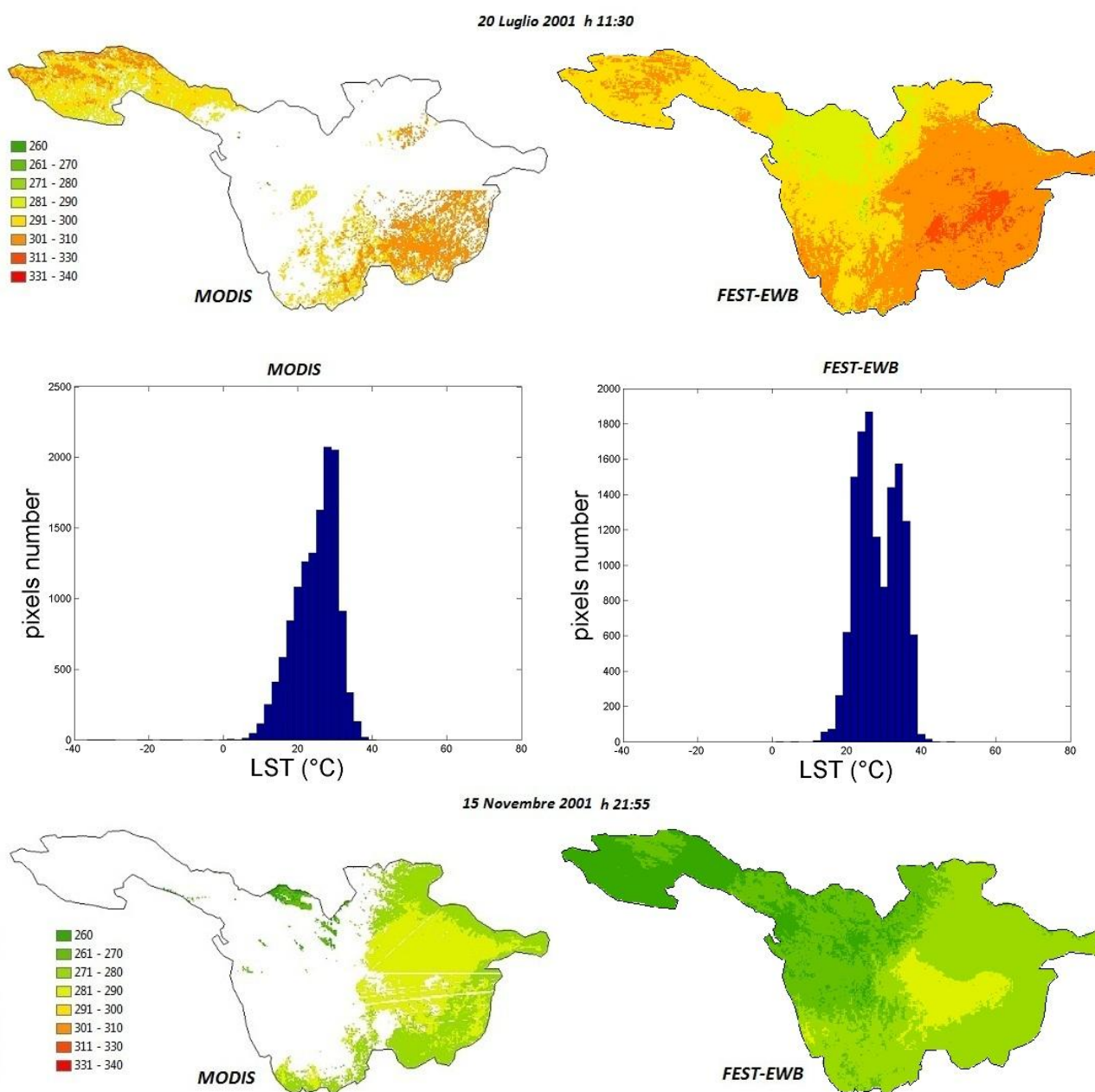


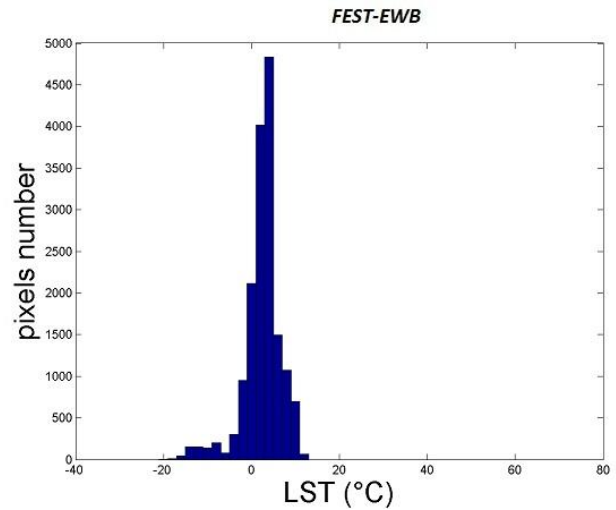
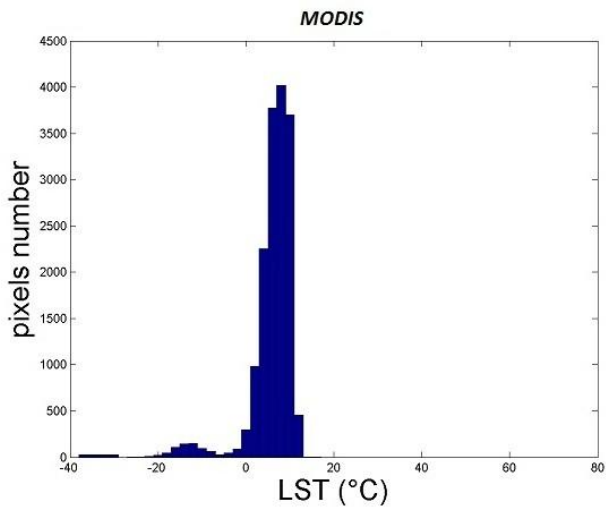
**SIMULAZIONE 5**

Nella quinta simulazione abbiamo deciso di considerare i seguenti parametri, e le rispettive variazioni:

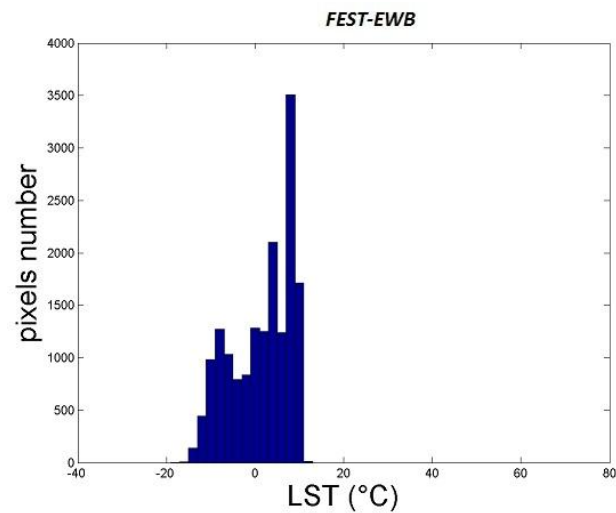
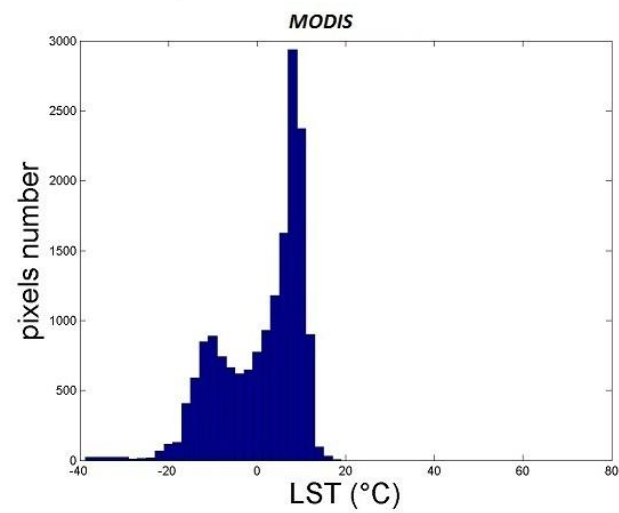
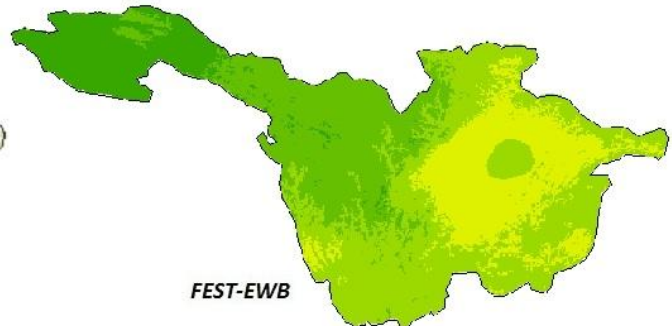
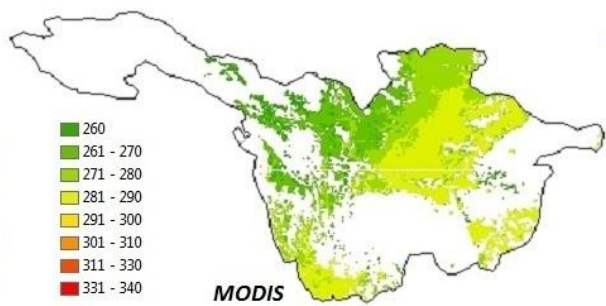
- *Ksat-Original*
- Profondità\*2
- $Kprof*10^3$
- $Bc*0.637$
- $R_{smin}*0.5$

Tale simulazione, denominata "SIM-Ksat-Original  $Kprof*10^3$  Prof\*2 Bc\*0.637  $R_{smin}*0.5$ ", restituisce le seguenti matrici di temperatura.

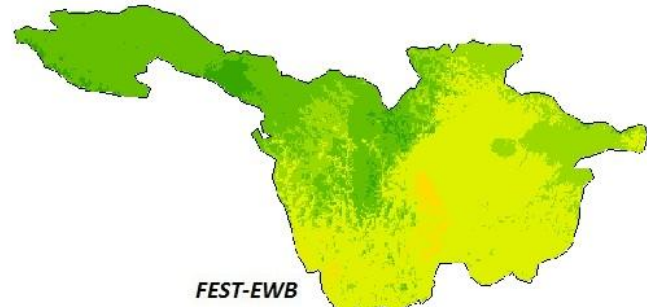
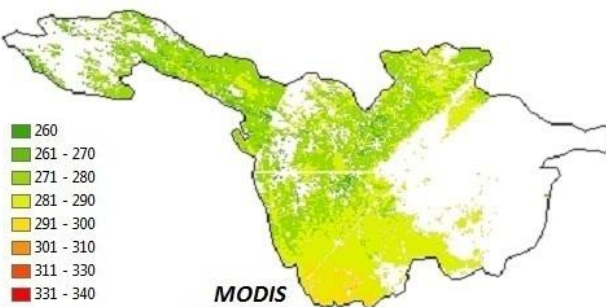




10 Marzo 2002 h 22:20



15 Gennaio 2003 h 11:25



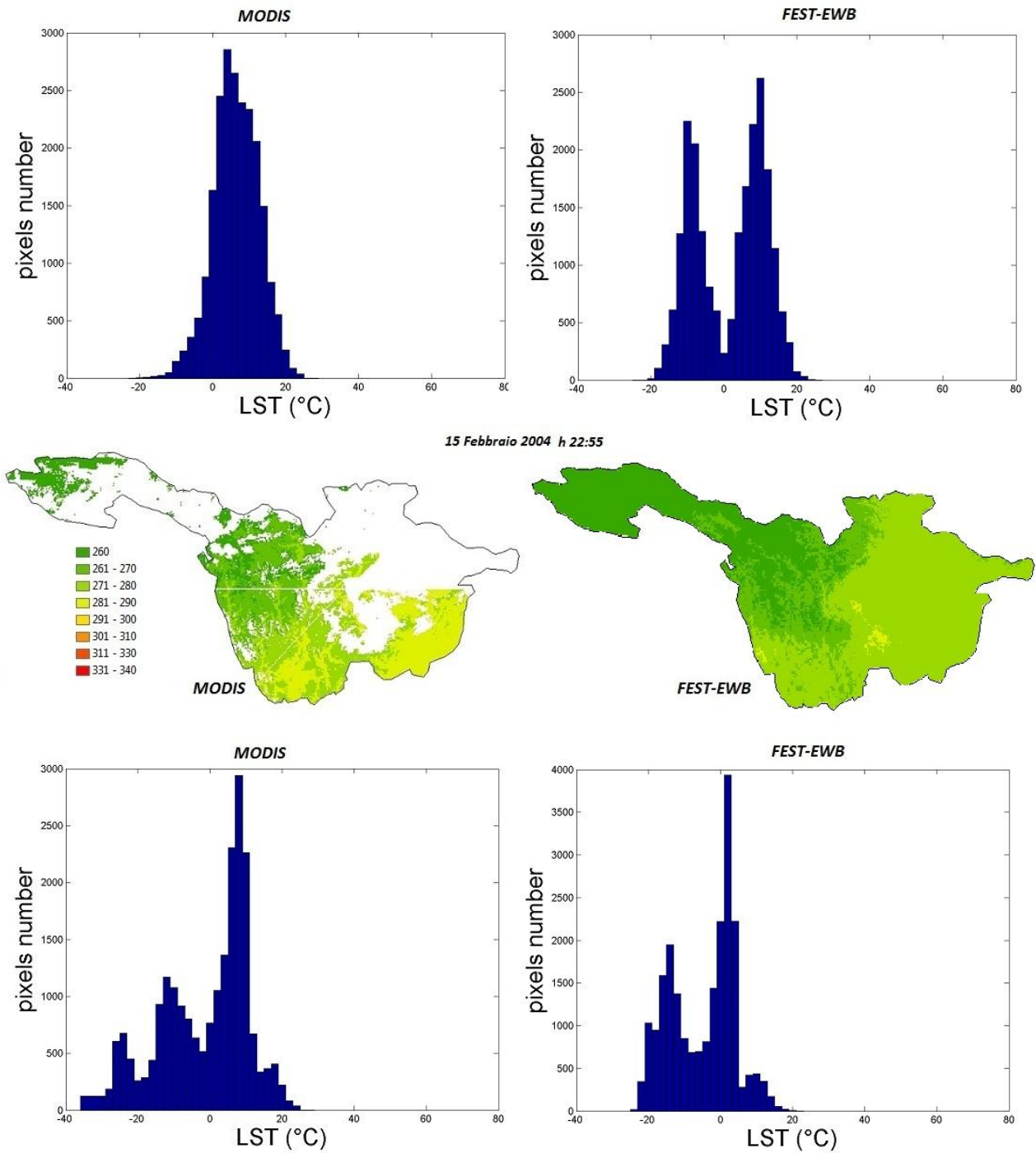


Figura 28: Confronto tra immagini di LST rilevate dal MODIS e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

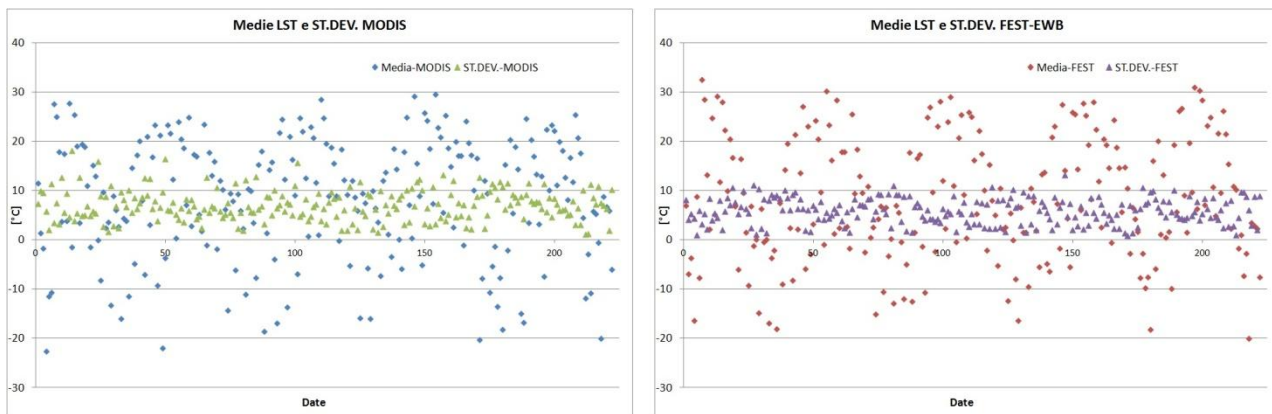
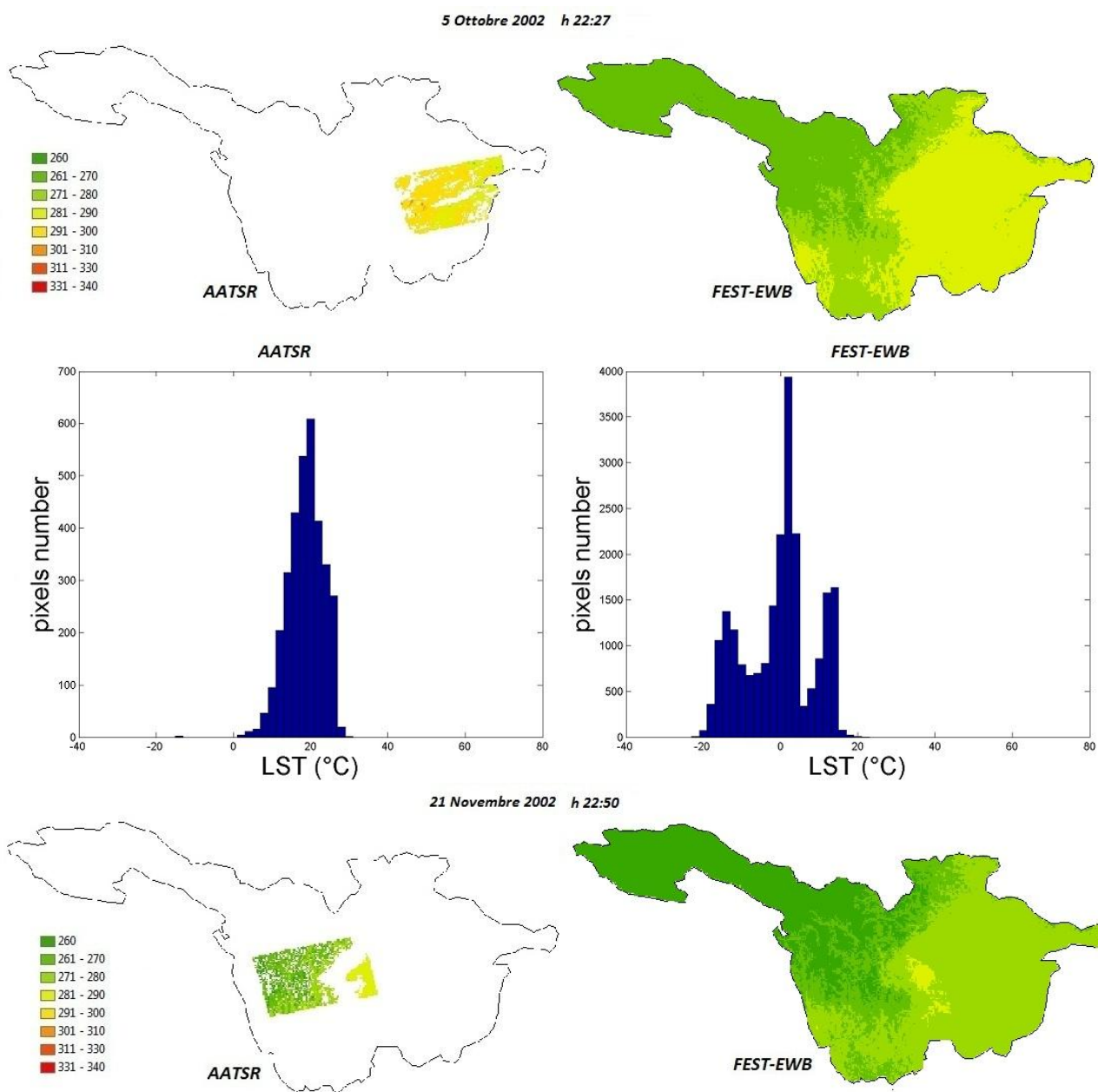
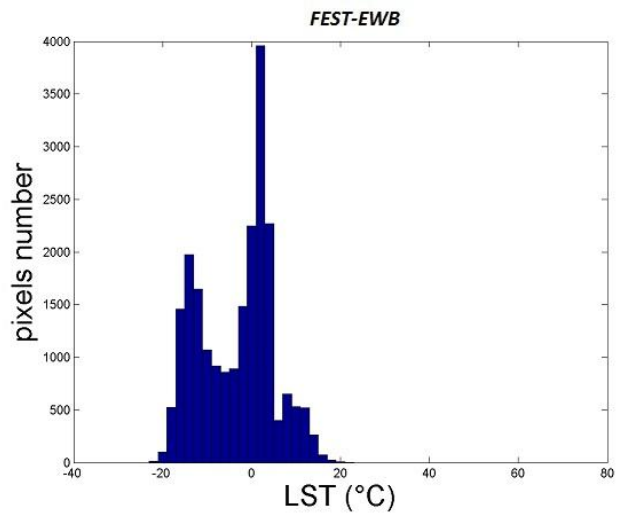
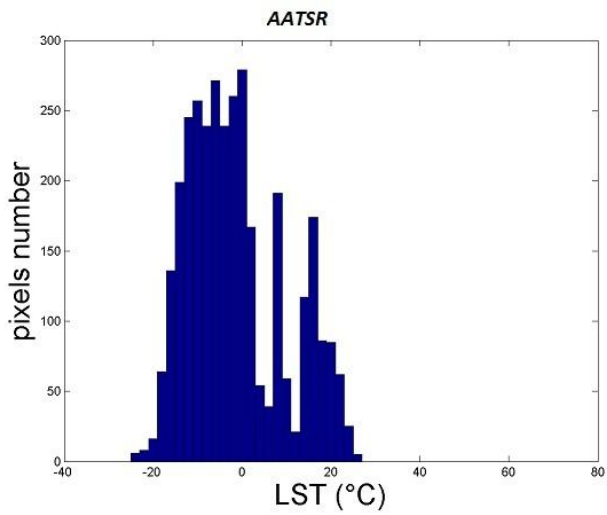


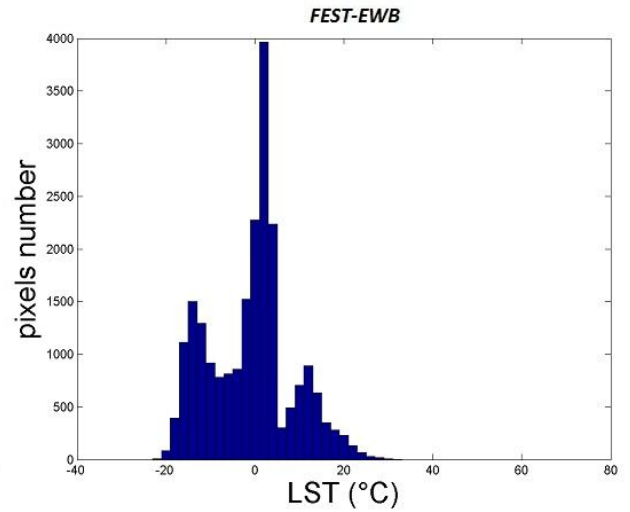
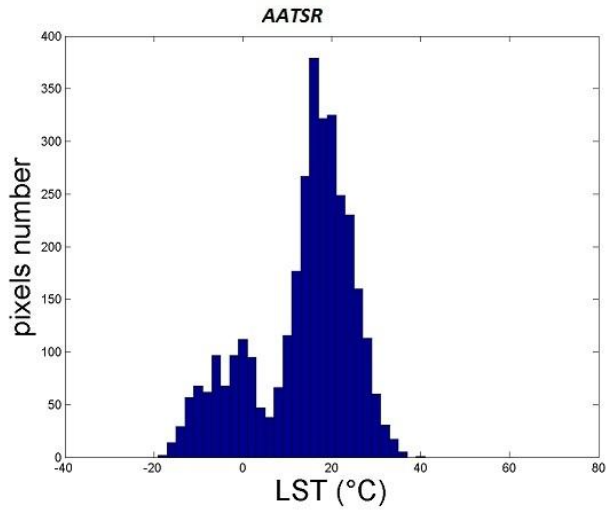
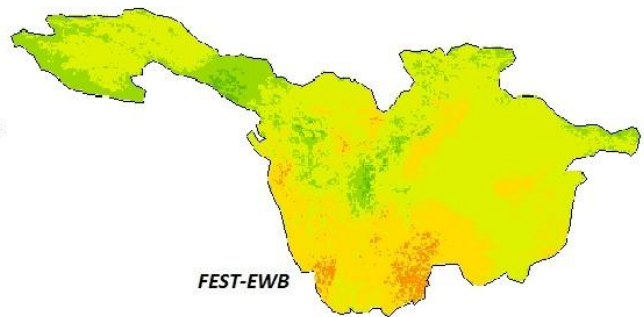
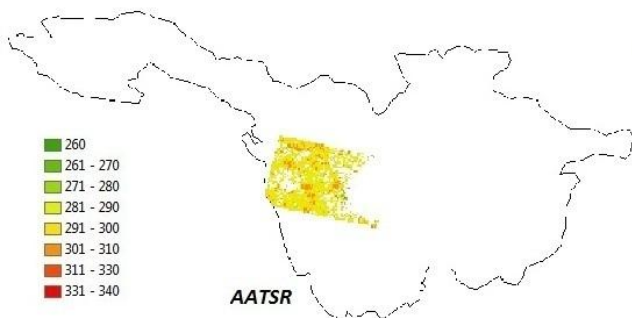
Figura 29: Media e Deviazione standard per immagini di LST MODIS e FEST-EWB.

Riportiamo anche le immagini relative al confronto con AATSR.

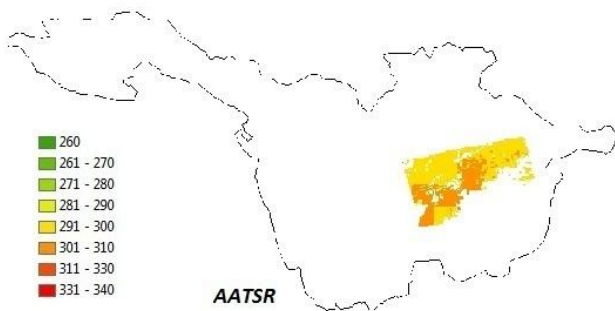




3 Marzo 2003 h 12:00



20 Aprile 2004 h 23:00



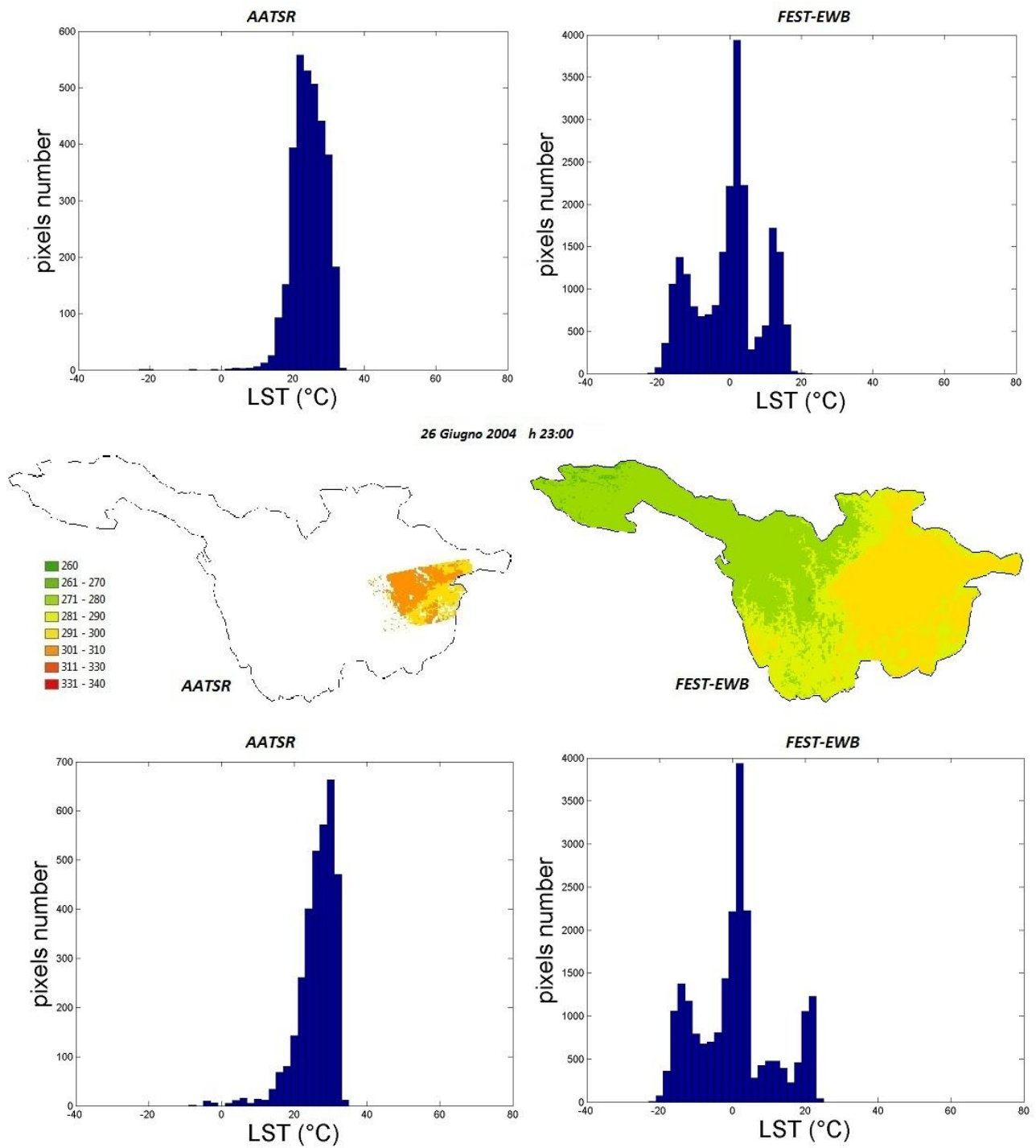


Figura 30: Confronto tra immagini di LST rilevate dall'AATSR e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

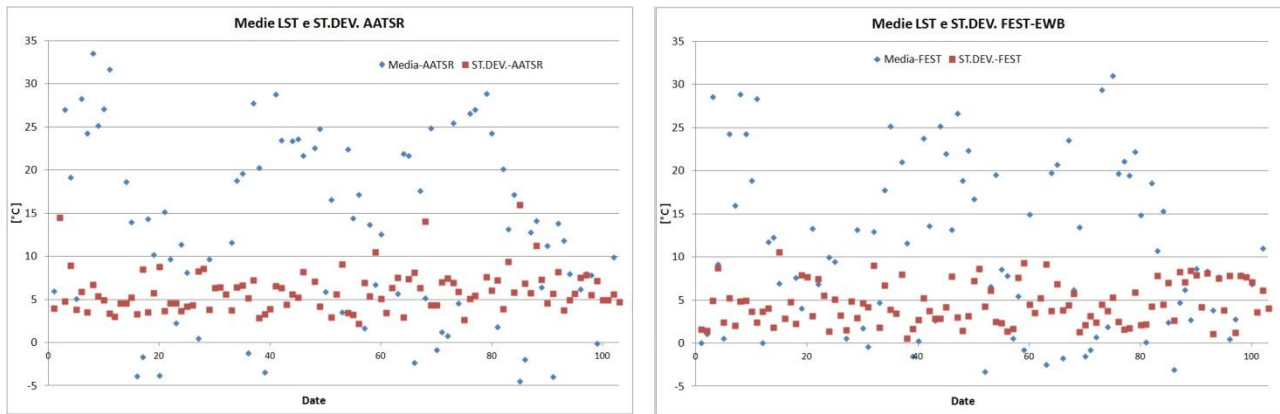


Figura 31:Media e Deviazione standard per immagini di LST AATSR e FEST-EWB.

### **SIMULAZIONE 6**

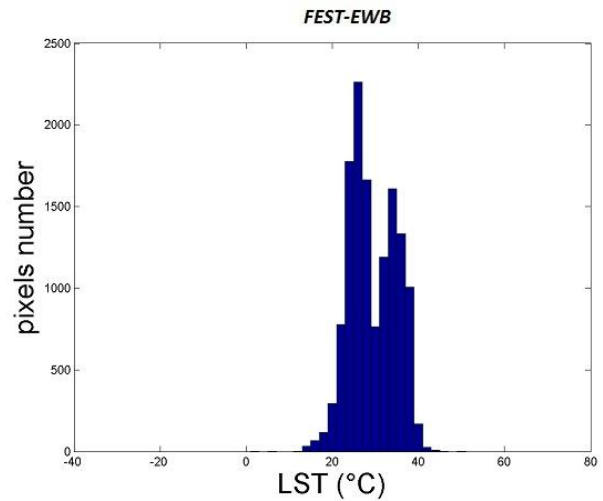
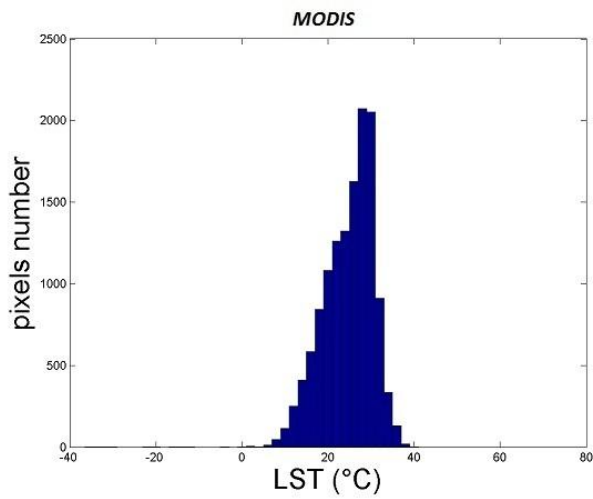
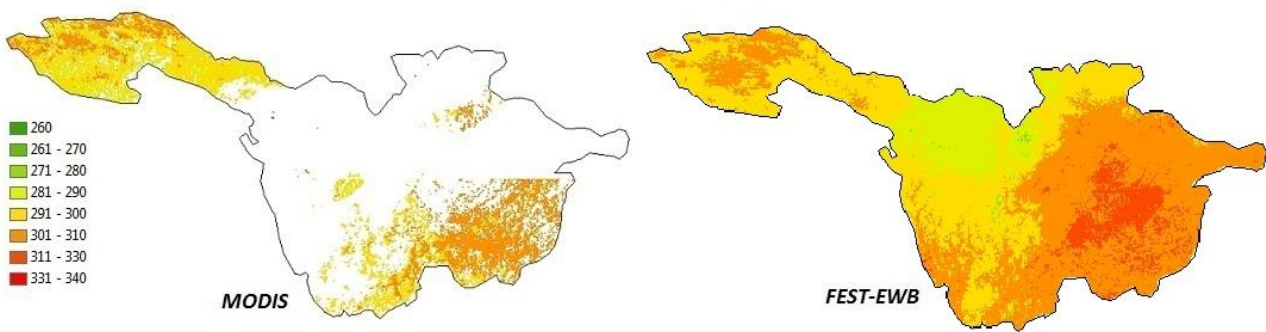
Nella sesta ed ultima simulazione abbiamo deciso di considerare i seguenti parametri:

- $K_{sat} * 10$
- Profondità \* 2
- $K_{prof} * 10^3$
- $Bc * 0.637$
- $R_{smin} * 0.5$

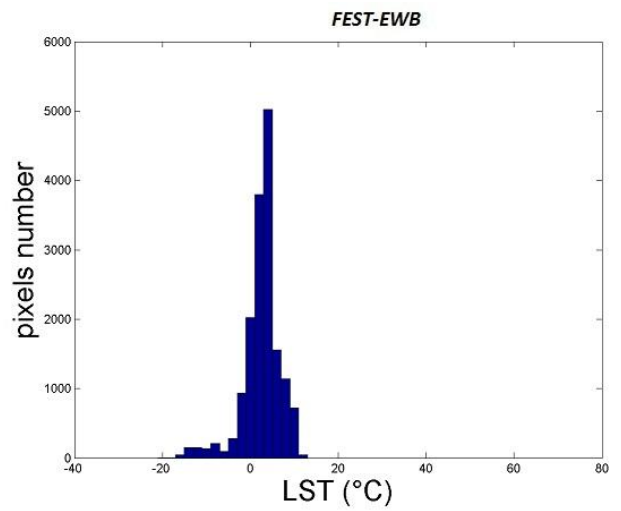
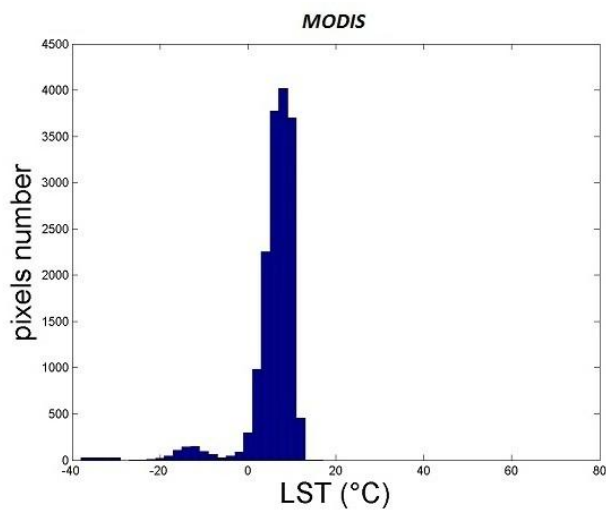
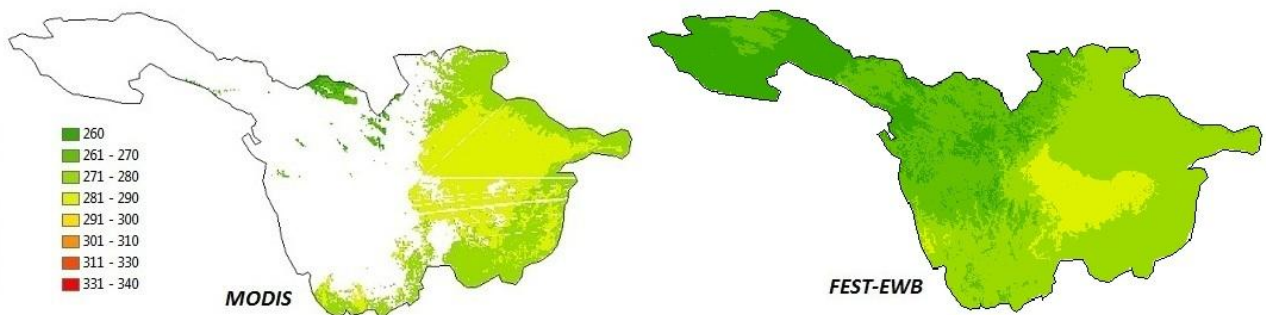
Tale simulazione, denominata "SIM- $K_{sat} * 10$   $K_{prof} * 10^3$  Prof \* 2  $Bc * 0.637$   $R_{smin} * 0.5$ ", restituisce le seguenti matrici di temperatura che andiamo a confrontare con le immagini satellitari da MODIS e AATSR.

Confronto con immagini MODIS:

20 Luglio 2001 h 11:30

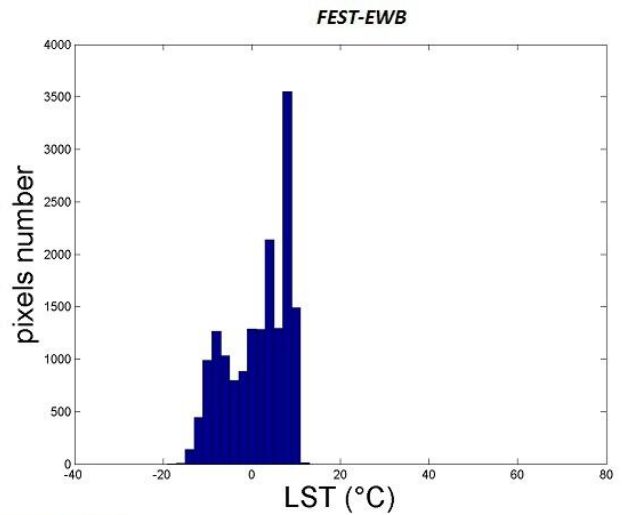
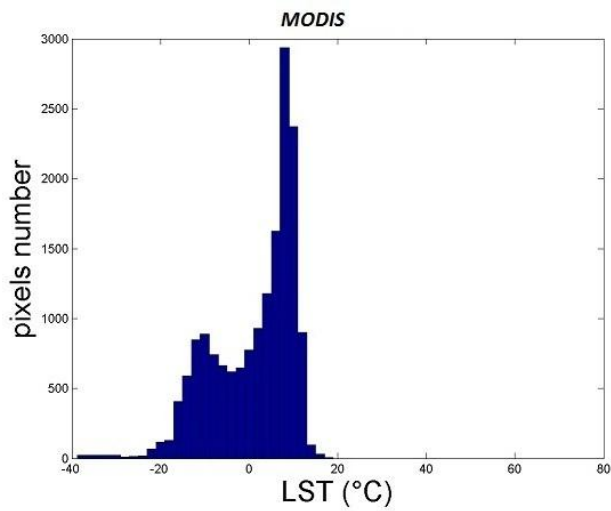
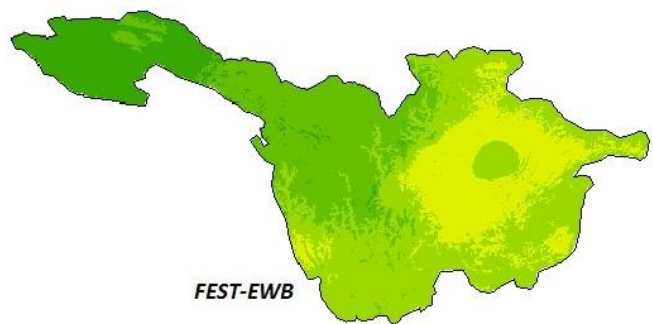
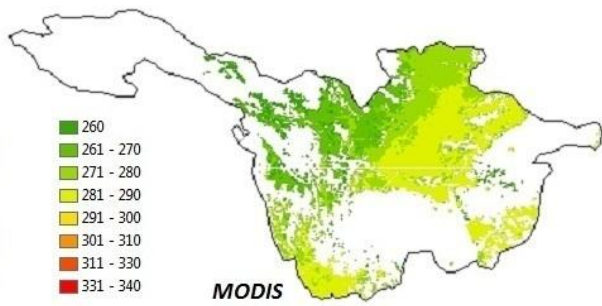


15 Novembre 2001 h 21:55

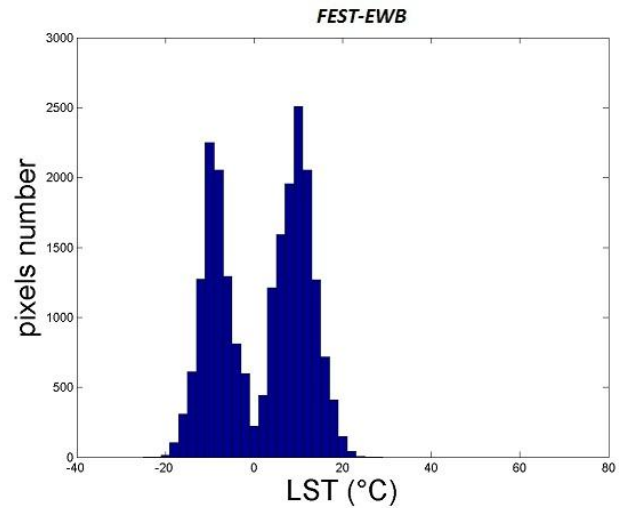
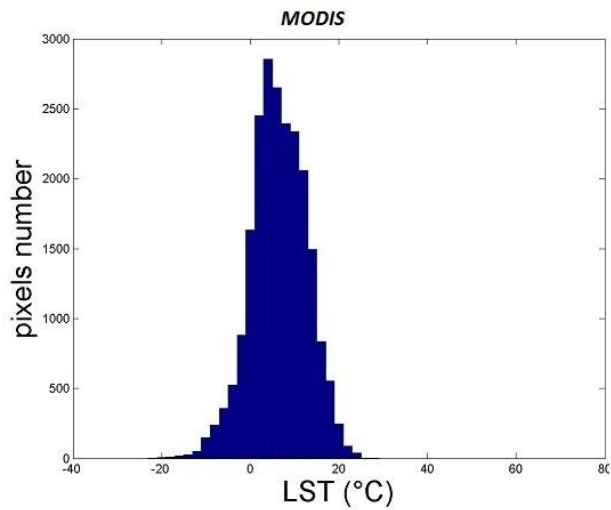
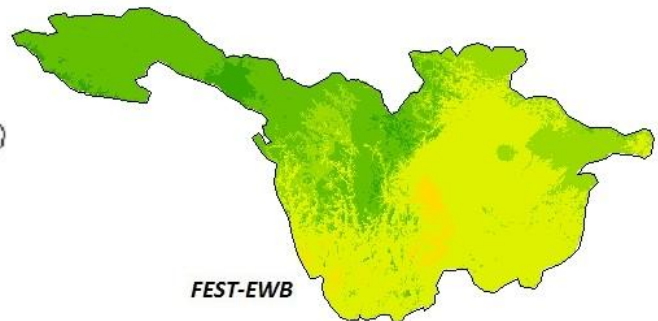
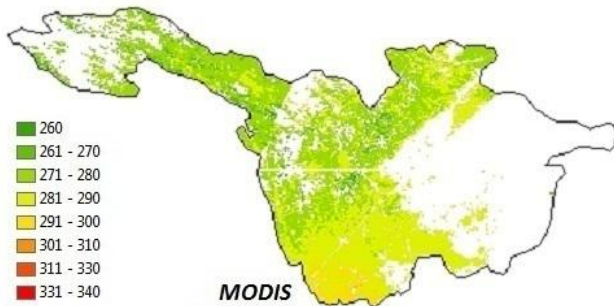




10 Marzo 2002 h 22:20



15 Gennaio 2003 h 11:25



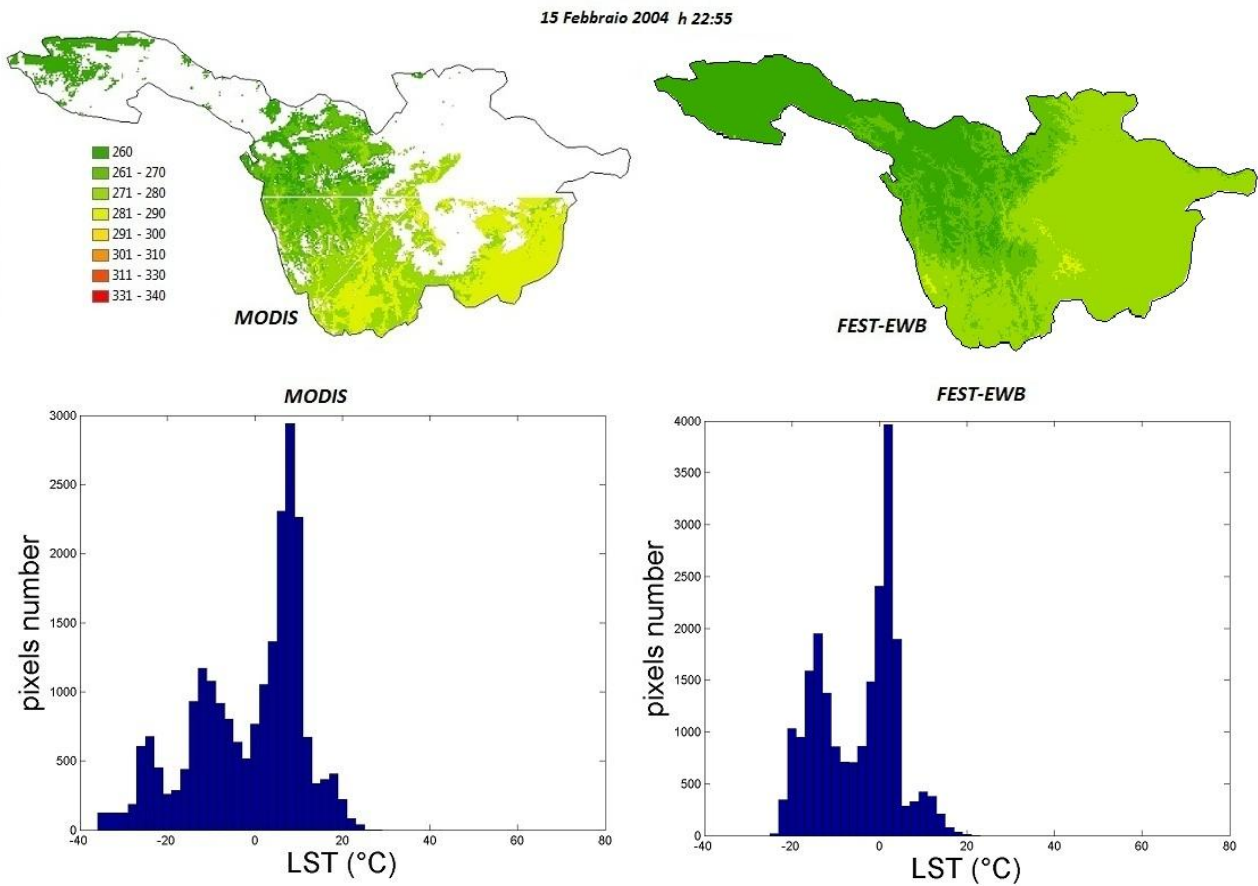


Figura 32: Confronto tra immagini di LST rilevate dal MODIS e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

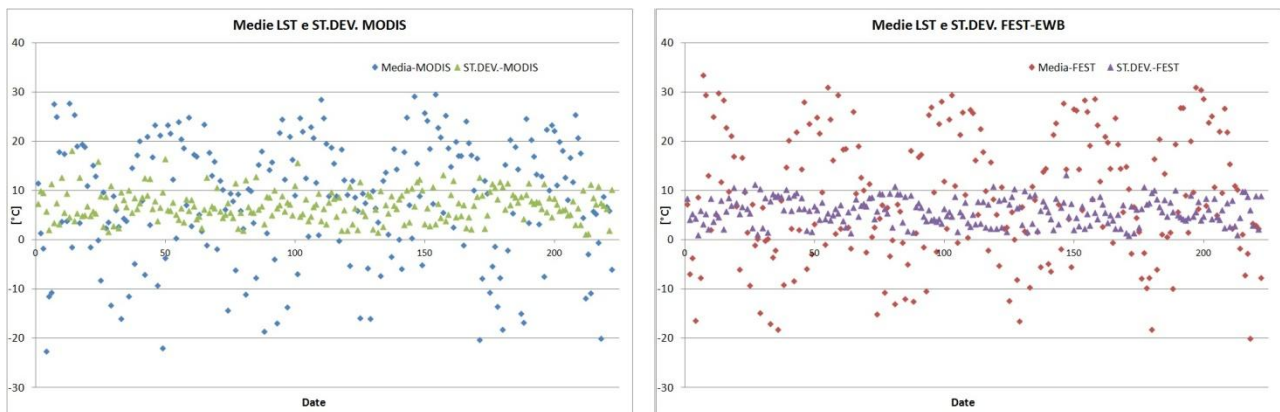
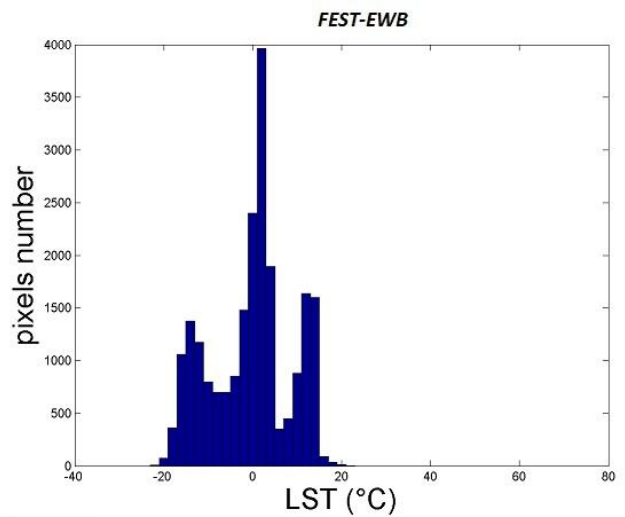
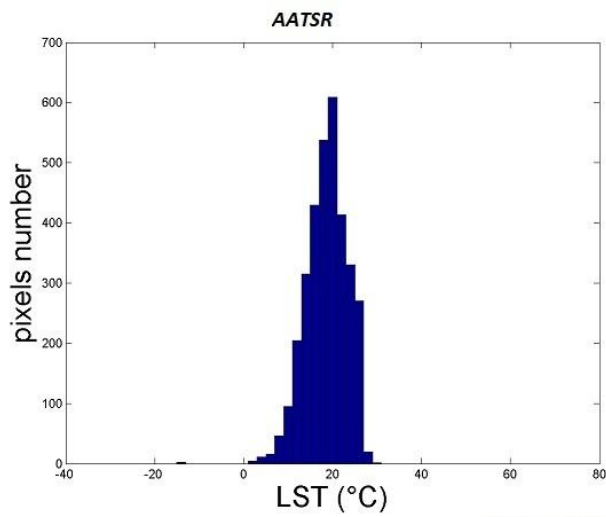
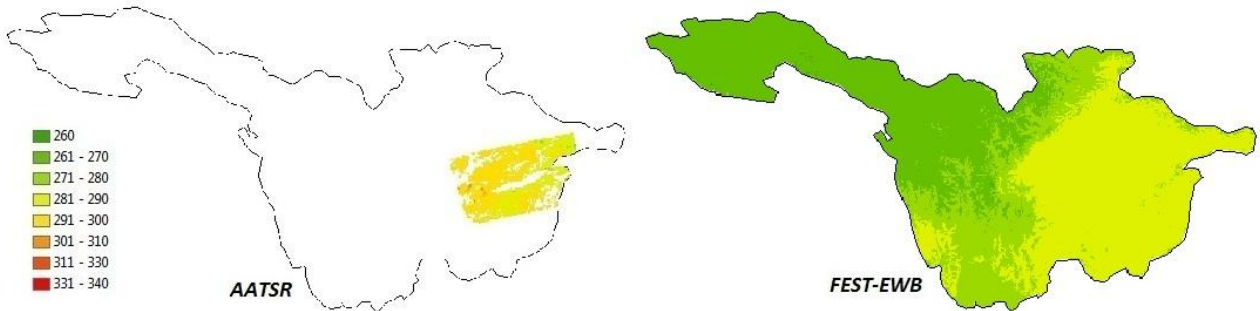


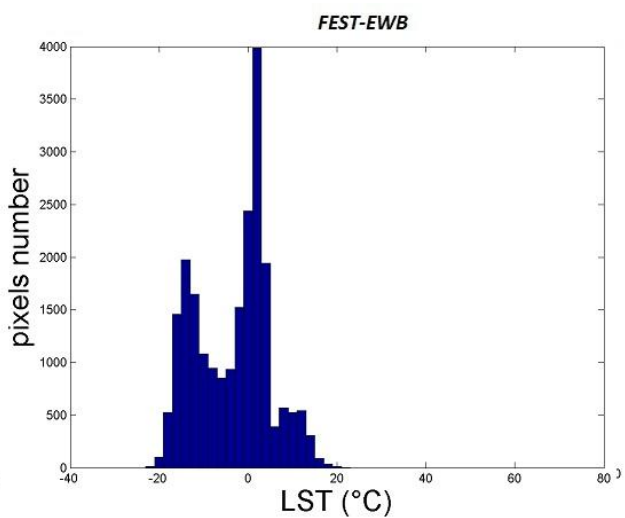
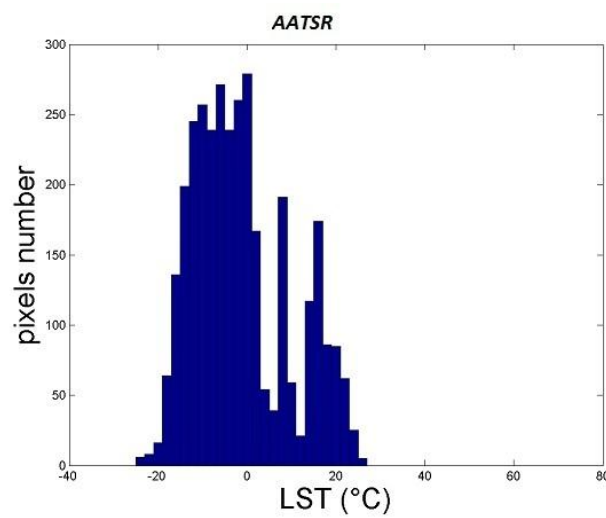
Figura 33: Media e Deviazione standard per immagini di LST MODIS e FEST-EWB.

Mostriamo ora le immagini di confronto con AATSR e i relativi istogrammi.

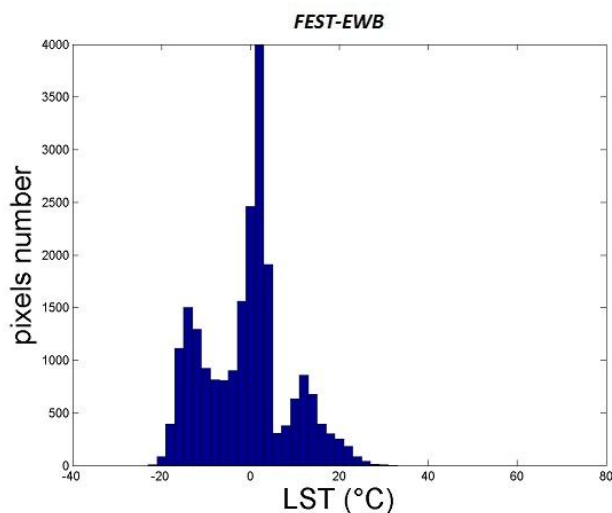
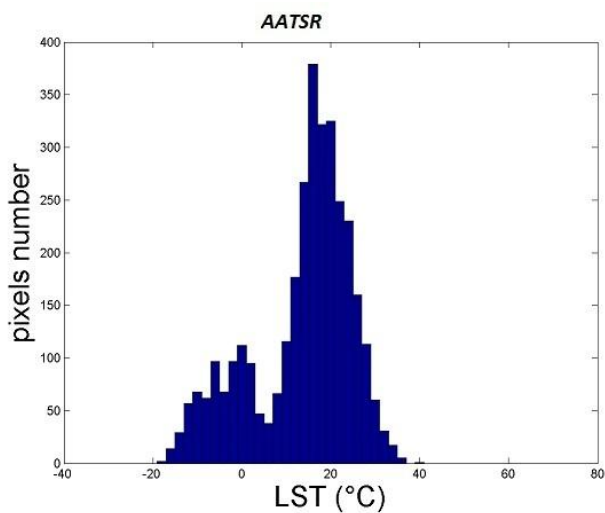
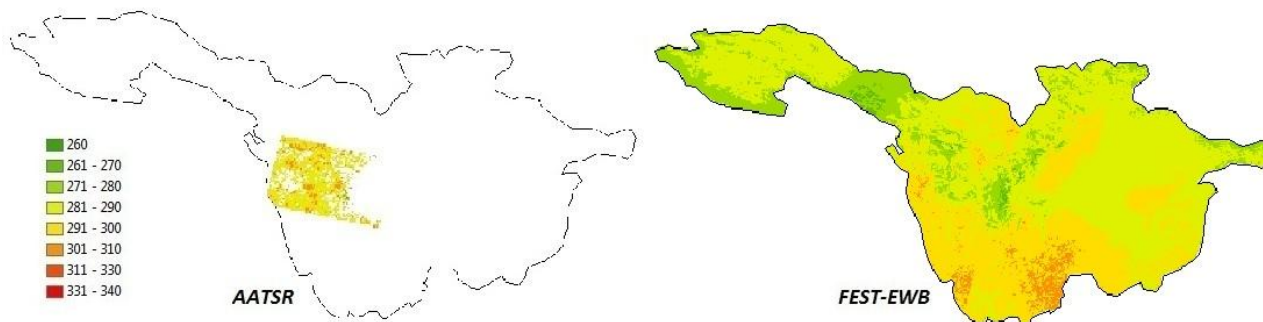
5 Ottobre 2002 h 22:27



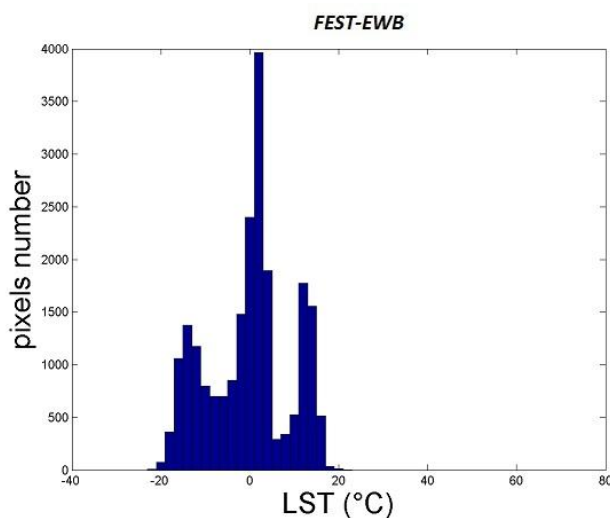
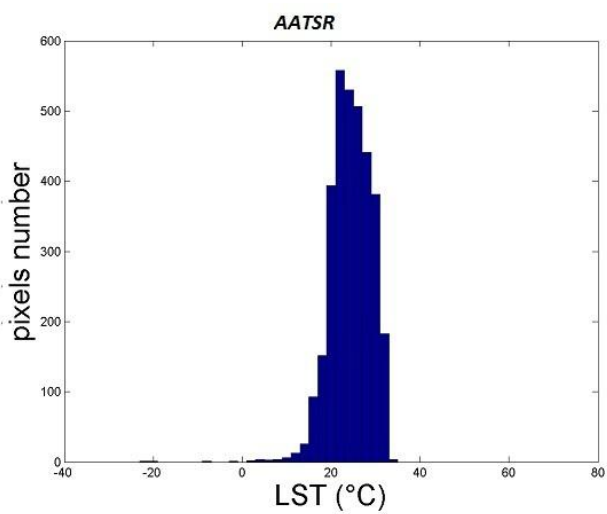
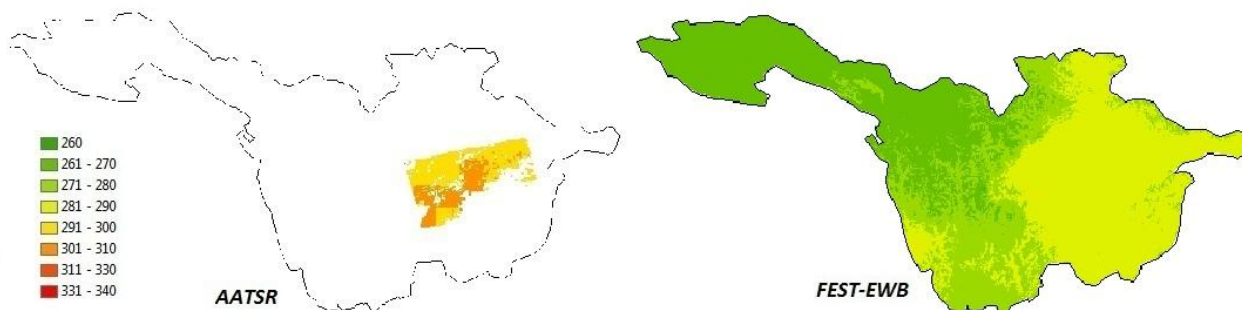
21 Novembre 2002 h 22:50



3 Marzo 2003 h 12:00



20 Aprile 2004 h 23:00



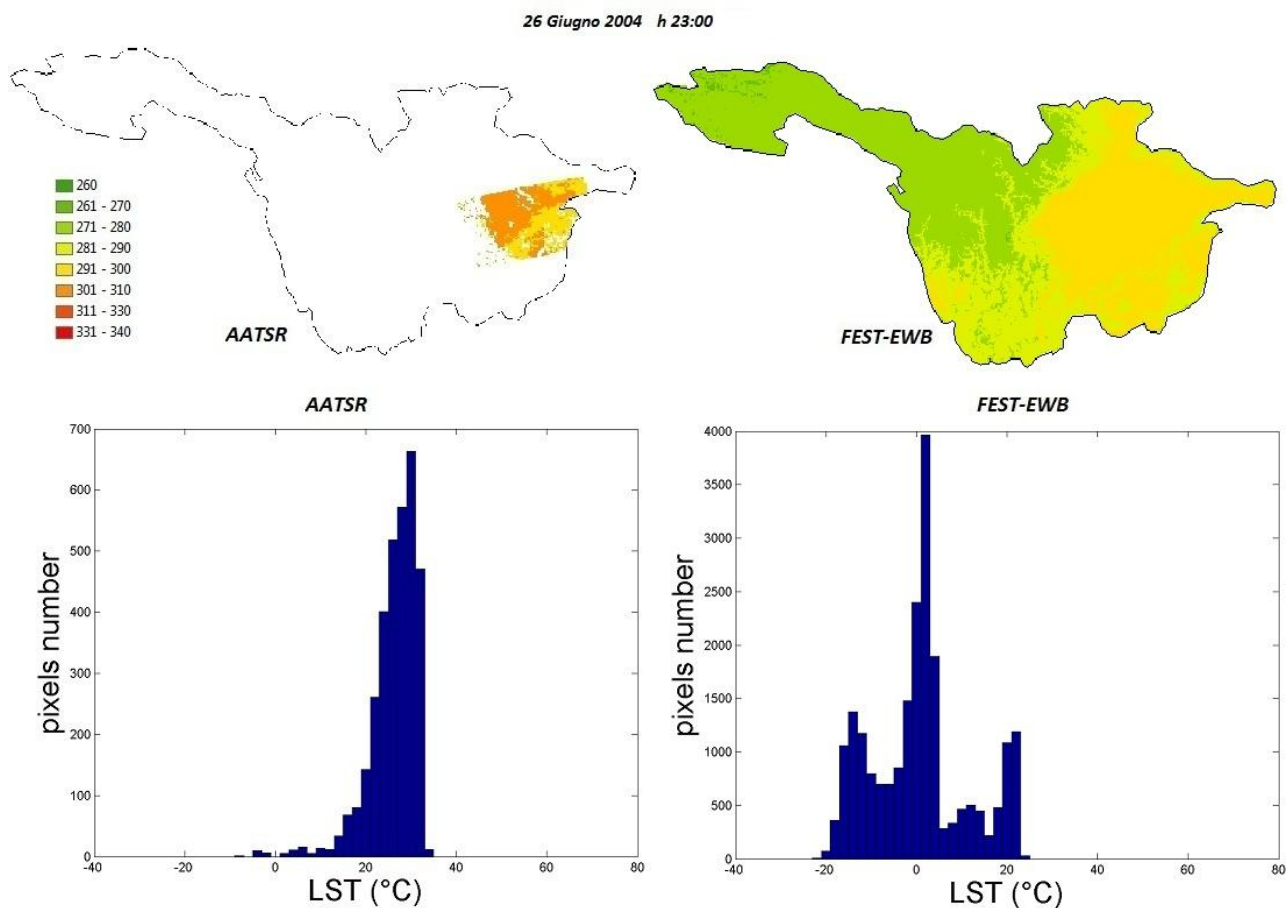


Figura 34: Confronto tra immagini di LST rilevate dall’AATSR e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

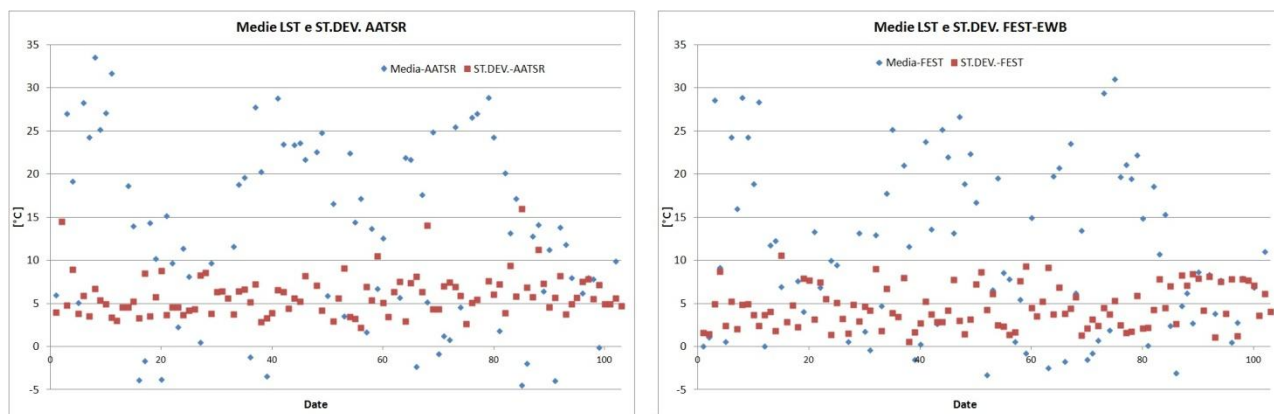


Figura 35:Media e Deviazione standard per immagini di LST AATSR e FEST-EWB.

**CONFRONTI STATISTICI LST: MODIS & AATSR vs FEST**

Al fine di effettuare un confronto tra i valori di LST simulati e i valori misurati da MODIS e AATSR sono state effettuate le seguenti analisi statistiche:

Valore assoluto della media delle differenze dei valori di temperatura.

media delle differenze di LST;

root mean square error (RMSE).

Riportiamo inoltre la legenda valida per la lettura di tutti i grafici seguenti.

- ◆ SIM Ksat\*10-Kprof\*10^3-prof\*2-rsmin\*0.5
- SIM Ksat original
- ▲ SIM ksat\*0.1
- × Sim Ksatoriginal-prof\*2
- ✱ SIM ksatoriginal-kprof\*10^4-prof\*2
- SIM Ksatorig-kprof\*10^3-prof\*2-bc\*0.637-rsmin\*0.5

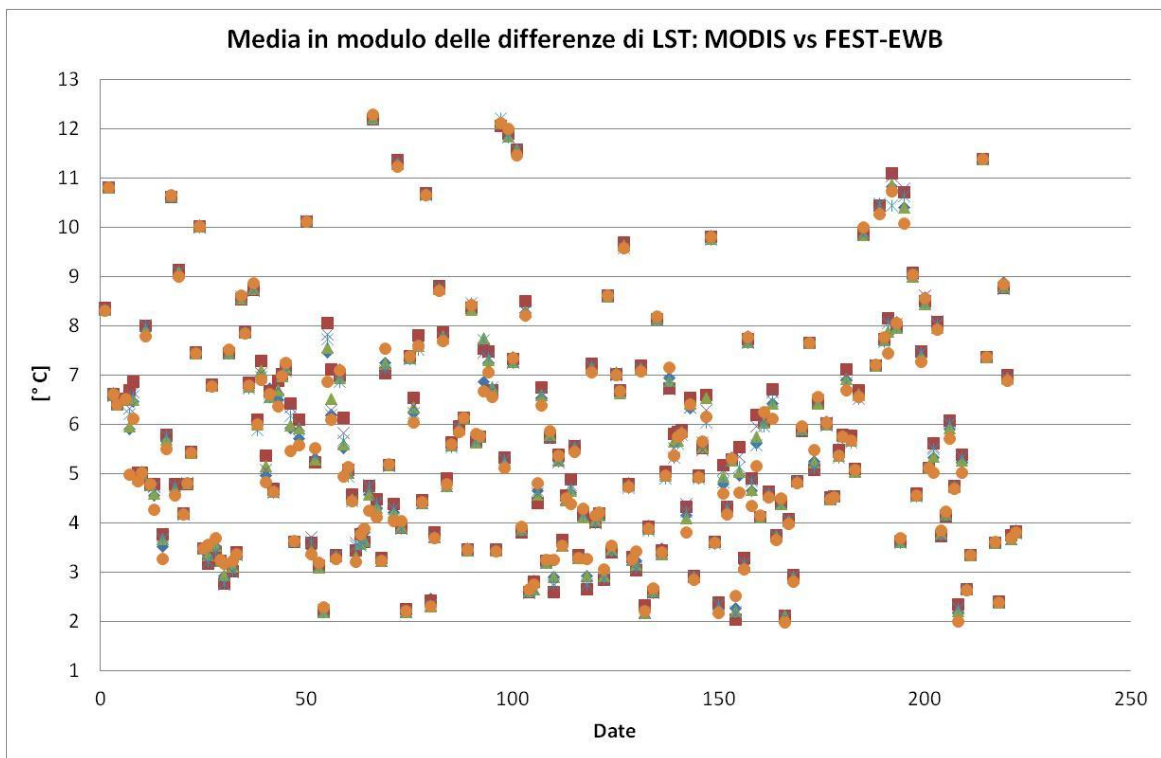


Figura 36: Medie in modulo delle differenze di temperatura tra MODIS e FEST.

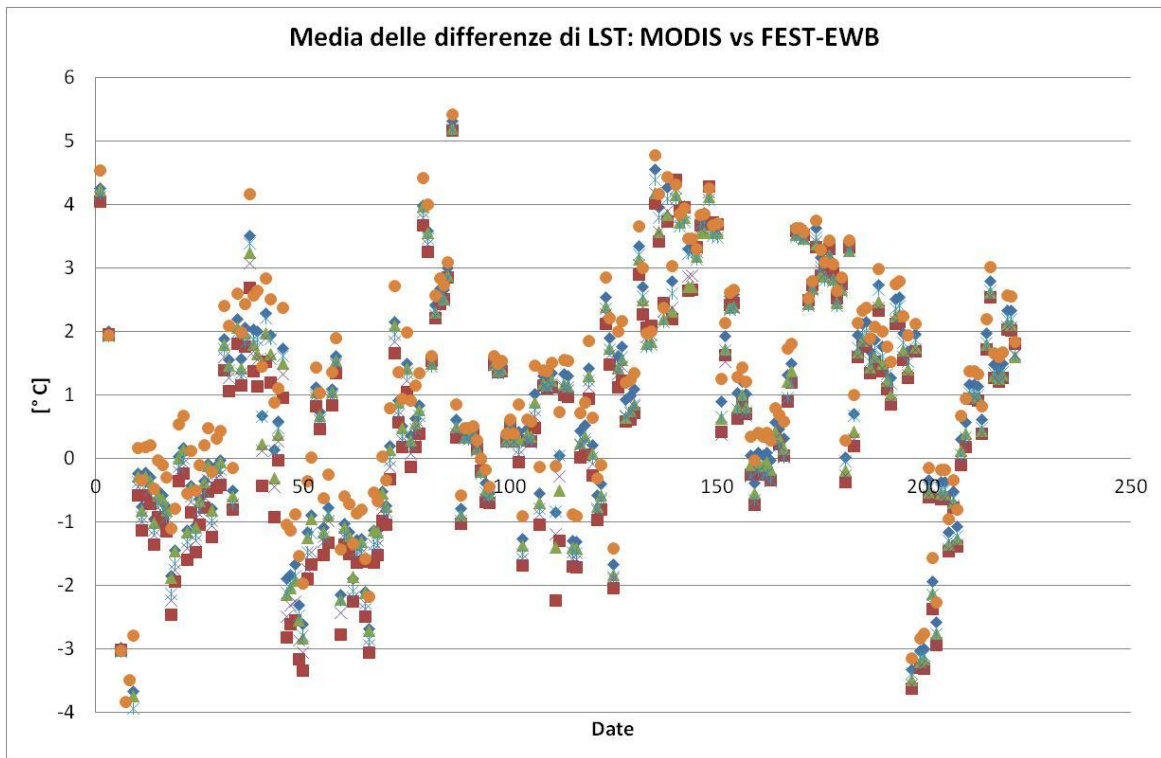


Figura 37 Medie delle differenze di temperatura tra MODIS e FEST.

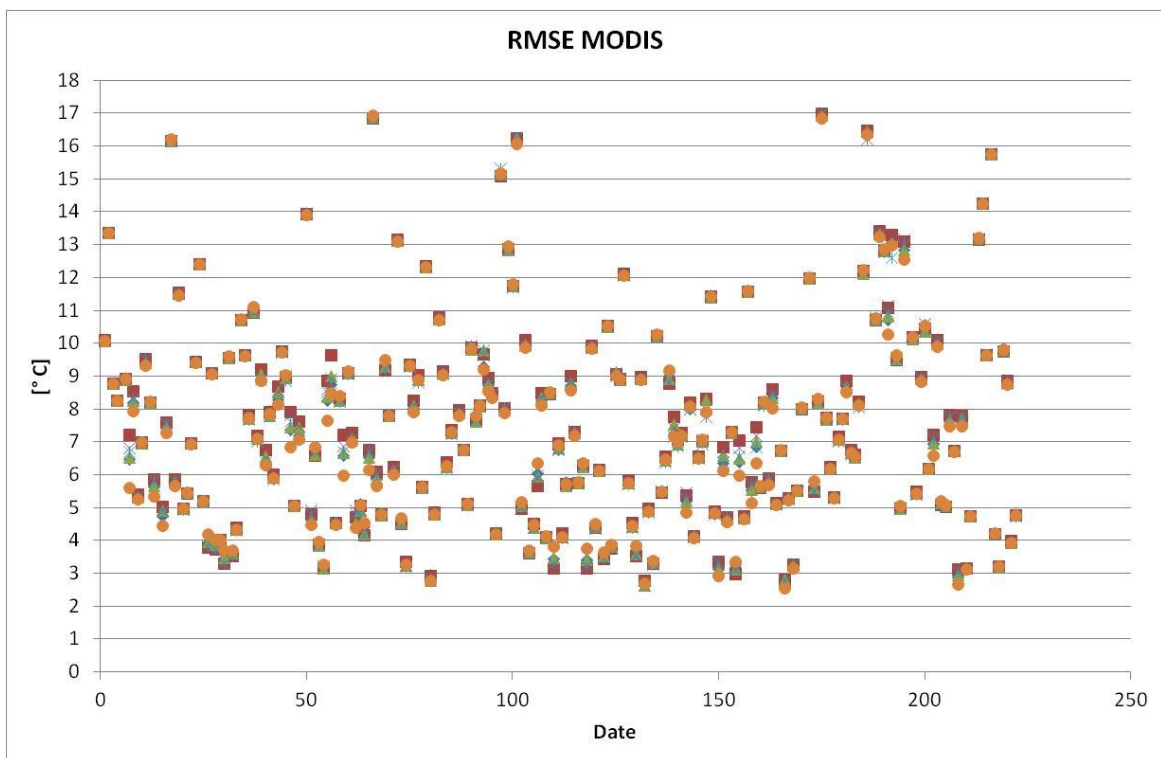


Figura 38:Valori di RMSE.

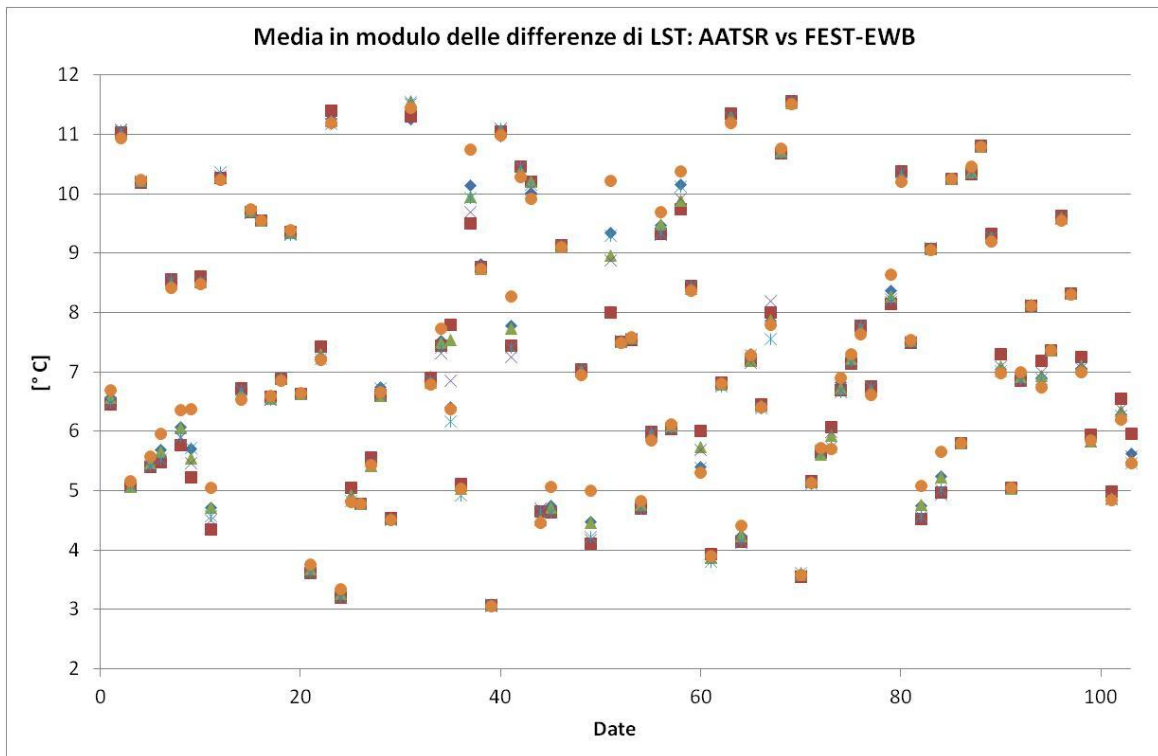


Figura 39: Medie in modulo delle differenze di temperatura tra AATSR e FEST.

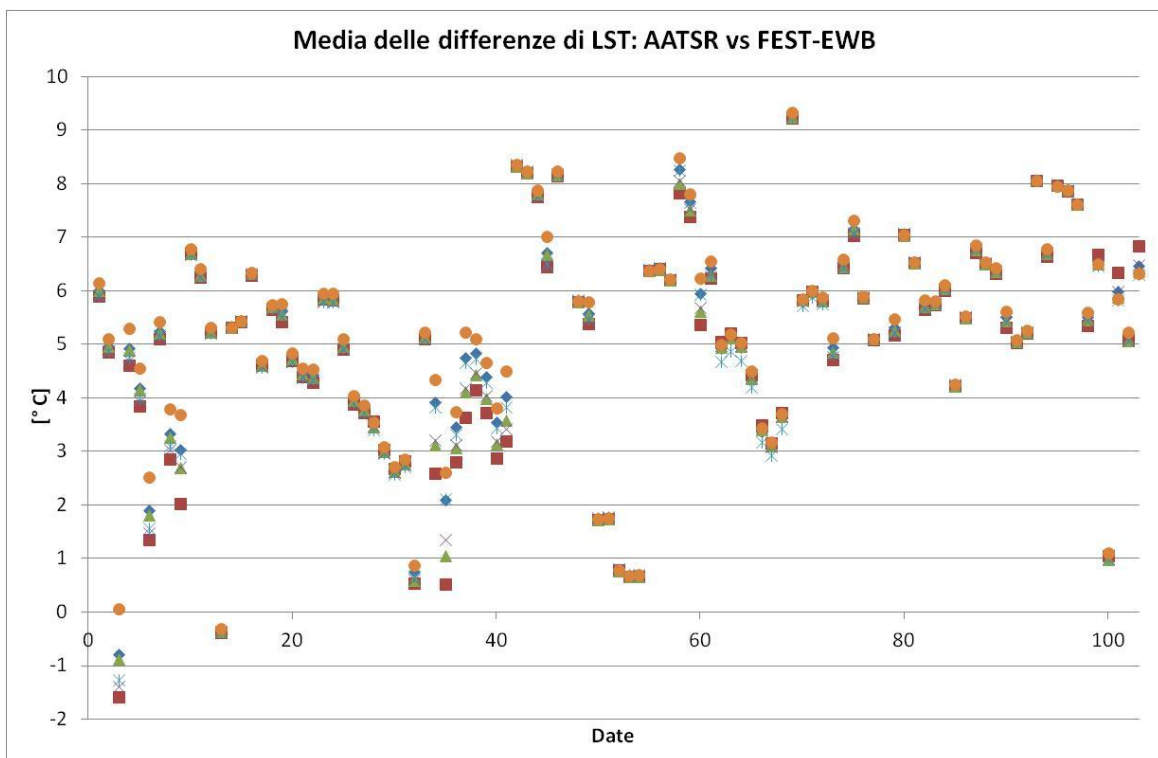


Figura 40: Medie delle differenze di temperatura tra AATSR e FEST.



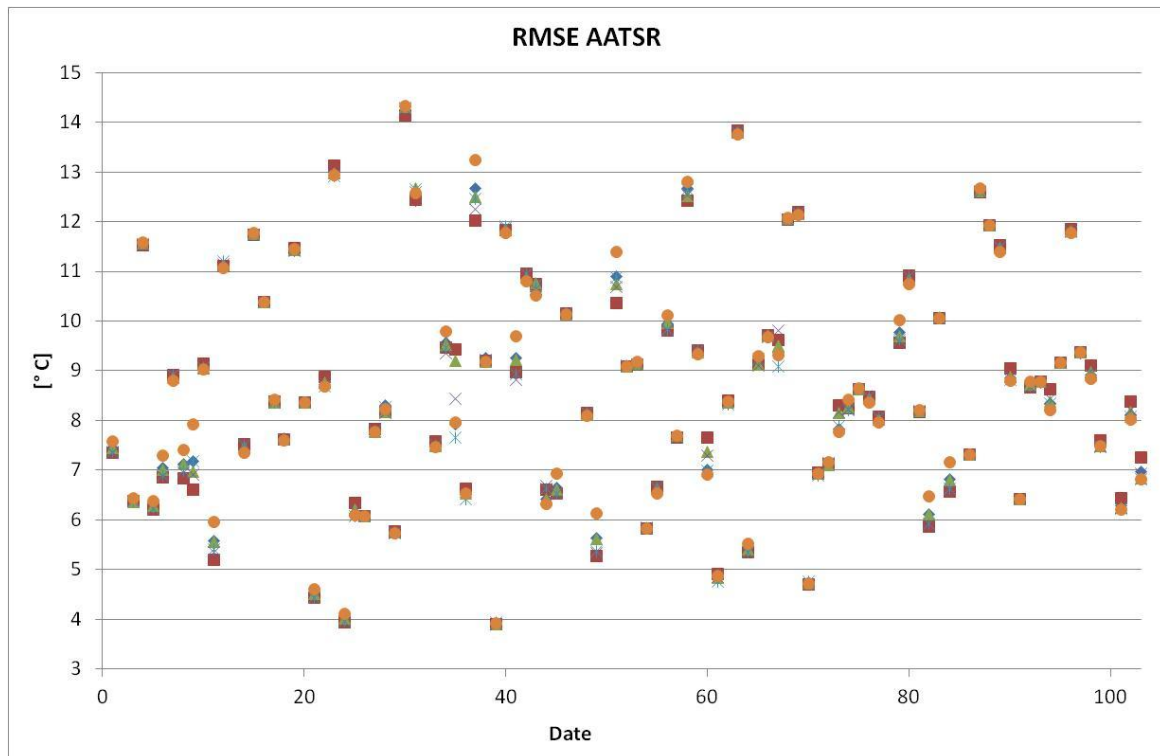


Figura 41: Valori di RMSE.

Dalle analisi statistiche effettuate è possibile evincere che vi sono delle differenze sensibili tra le varie simulazioni, infatti si osservano delle variazioni anche dell'ordine di un grado tra una simulazione e l'altra per i valori confrontati con i valori satellitari Modis e dell'ordine dei 2 gradi per i valori confrontati con l'Aatsr. Esiste già quindi a priori un problema relativo al dato satellitare, dovuto a diversità dei sensori e degli algoritmi usati per ricavare la LST da satellite. Si useranno le Modis in quanto coprono un'area più estesa del bacino.

Per quanto riguarda le singole simulazioni si può osservare come in ciascuna data i valori estremi simulati siano quelli relativi alla prima e alla quinta simulazione, ovvero quella con il Ksat originale e quella con  $Ksat_{originale} \cdot kprof \cdot 10^3$ ,  $prof \cdot 2$ ,  $bc \cdot 0.637$ ,  $rsmin \cdot 0.5$ .

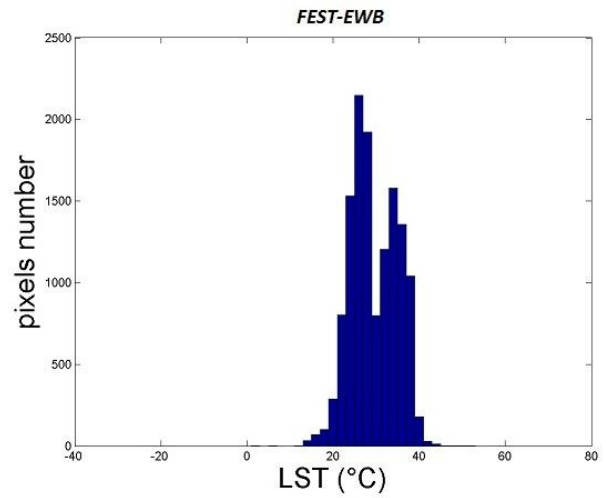
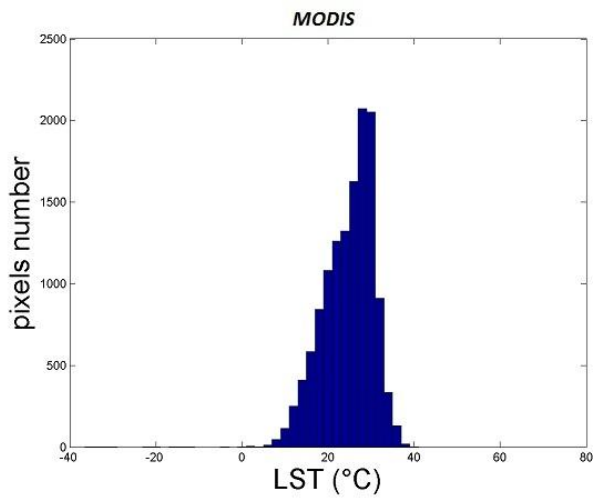
Per quanto riguarda la simulazione 4, in cui compare il Kprof moltiplicato per  $10^4$ , si vedrà più avanti che non simula correttamente i valori di portata misurati e dunque non può essere considerata come attendibile per la calibrazione del modello.

La calibrazione del modello infatti, essendo questa dipendente da una combinazione di differenti parametri, non può essere effettuata solamente osservando un singolo parametro di riferimento, ma deve necessariamente prevedere un controllo incrociato delle diverse componenti che vengono simulate.

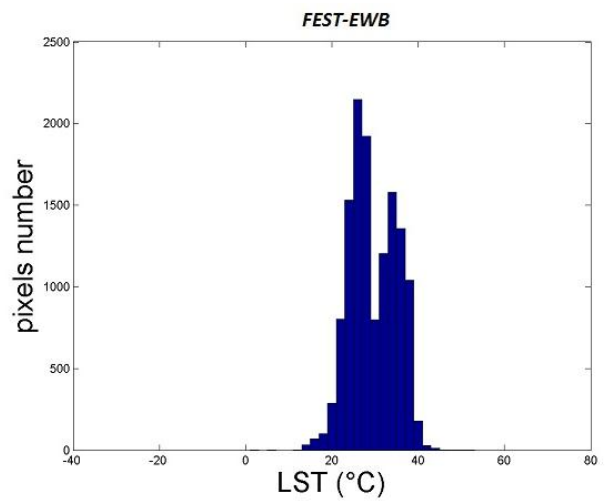
Per quanto riguarda le simulazioni 3 e 6 da una analisi solamente sulla LST non si può stabilire quale sia la più corretta e dunque sarà necessaria una verifica sul bilancio idrologico e sulle portate, argomenti che verranno trattati nel successivo capitolo.

Come ulteriore analisi sui valori di LST relativi alle varie simulazioni riportiamo i grafici degli istogrammi relativi alla stessa data (20 luglio 2001), e quindi stessa immagine MODIS, di tutte e 6 le simulazioni effettuate.

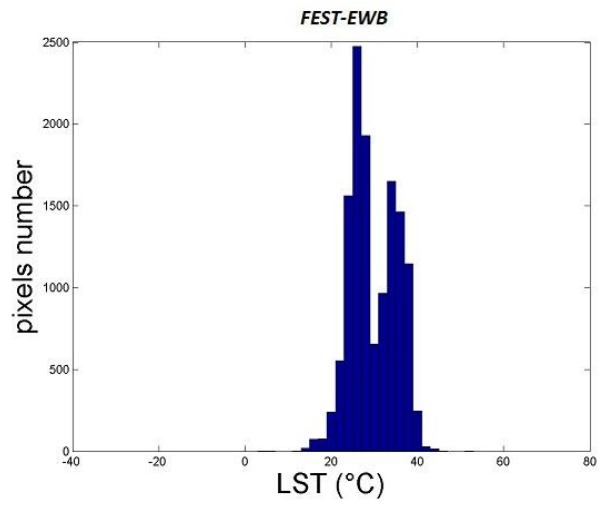
Simulazione 1:



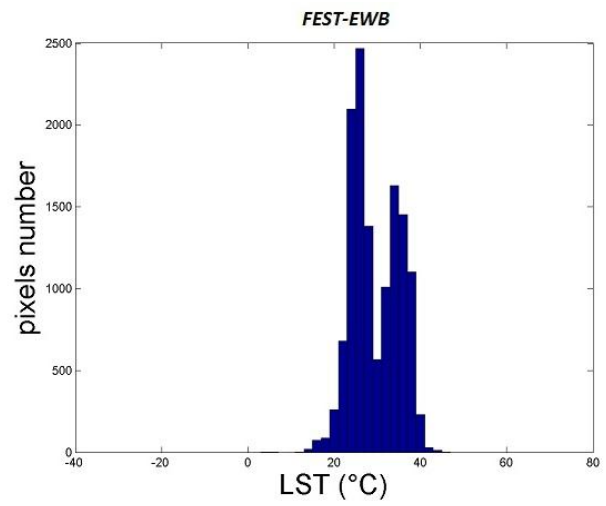
Simulazione 2:



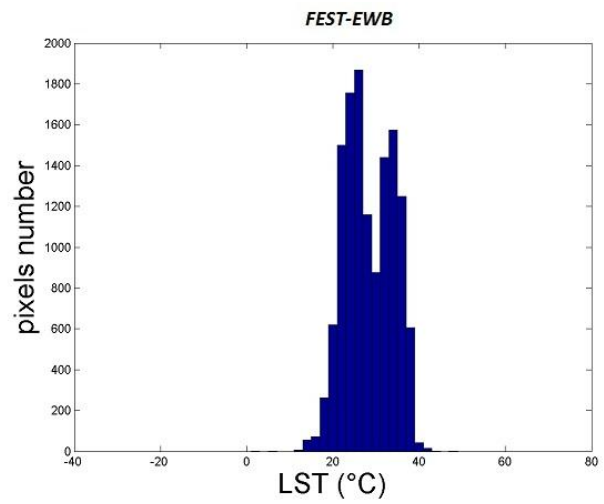
Simulazione 3



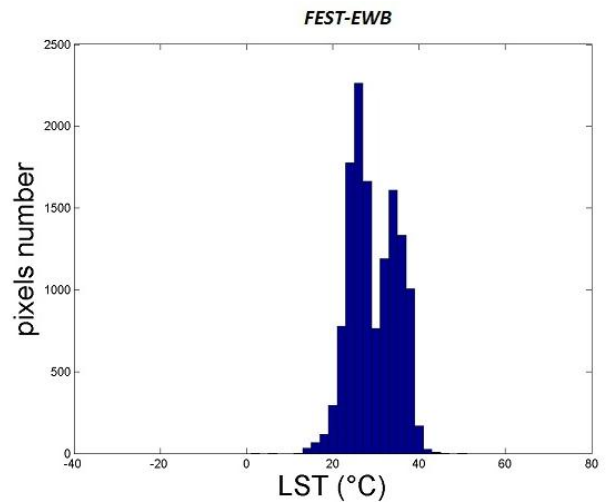
Simulazione 4:



Simulazione 5:

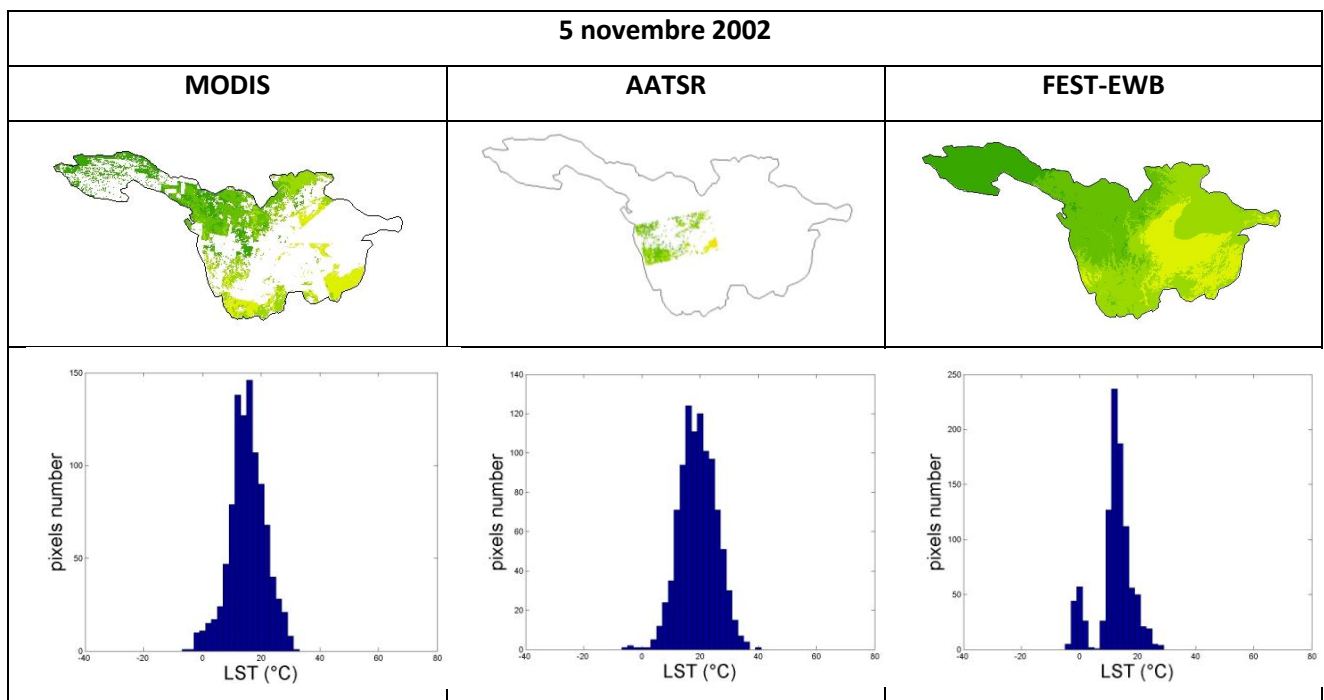


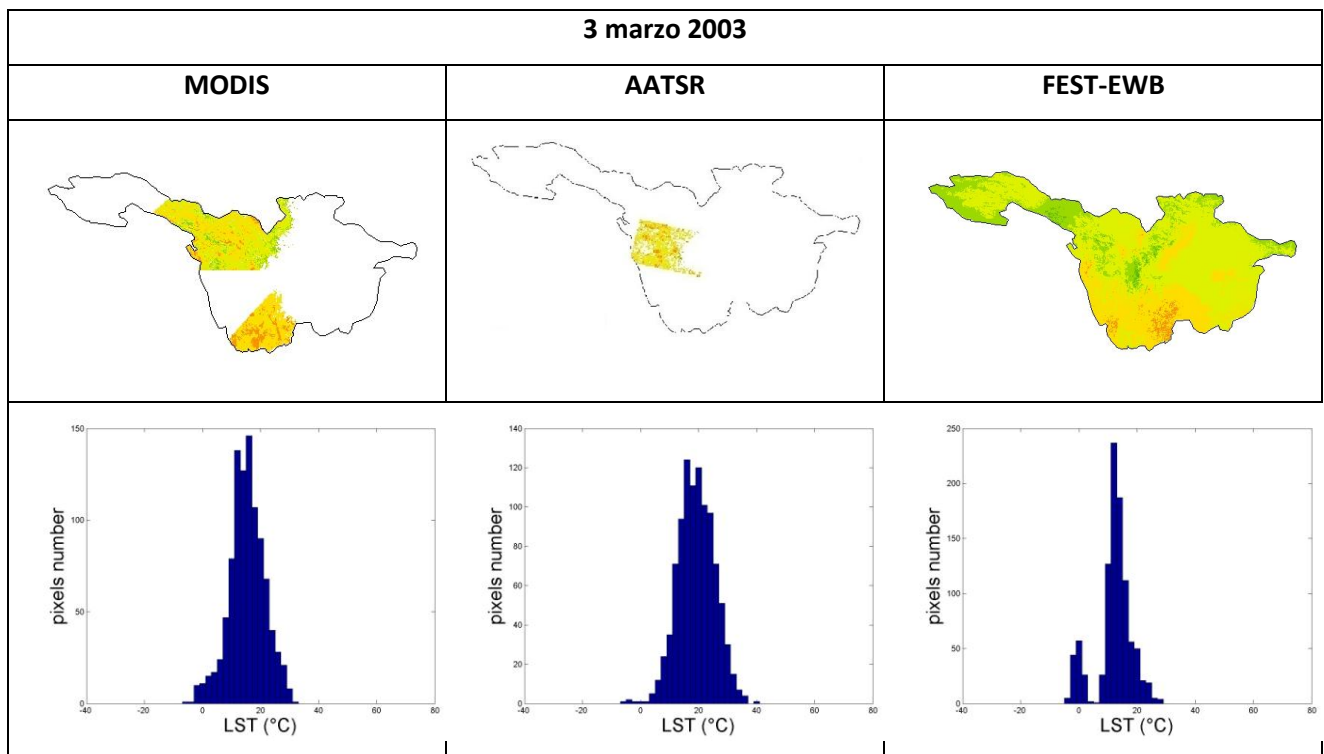
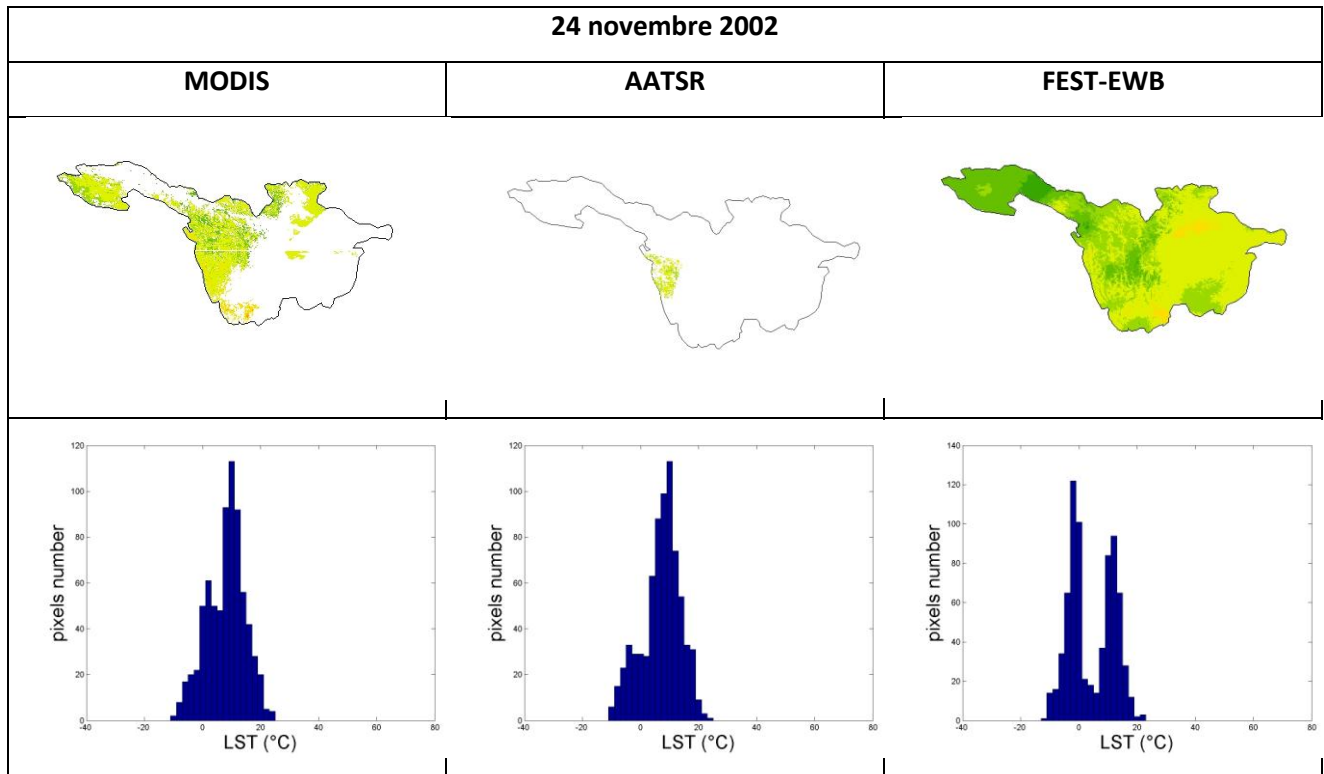
Simulazione 6:



### 3.3.2 Confronto LST calibrate: FEST-EWB vs MODIS & AATSR in date comuni

Per i valori di LST relativi all'ultima simulazione, vengono effettuati dei confronti tra FEST-EWB, AATSR e MODIS per le date nelle quali abbiamo entrambe le misure satellitari relative alla stessa zona del bacino. Mostriamo le immagini e i relativi istogrammi di LST da FEST-EWB, MODIS e AATSR.





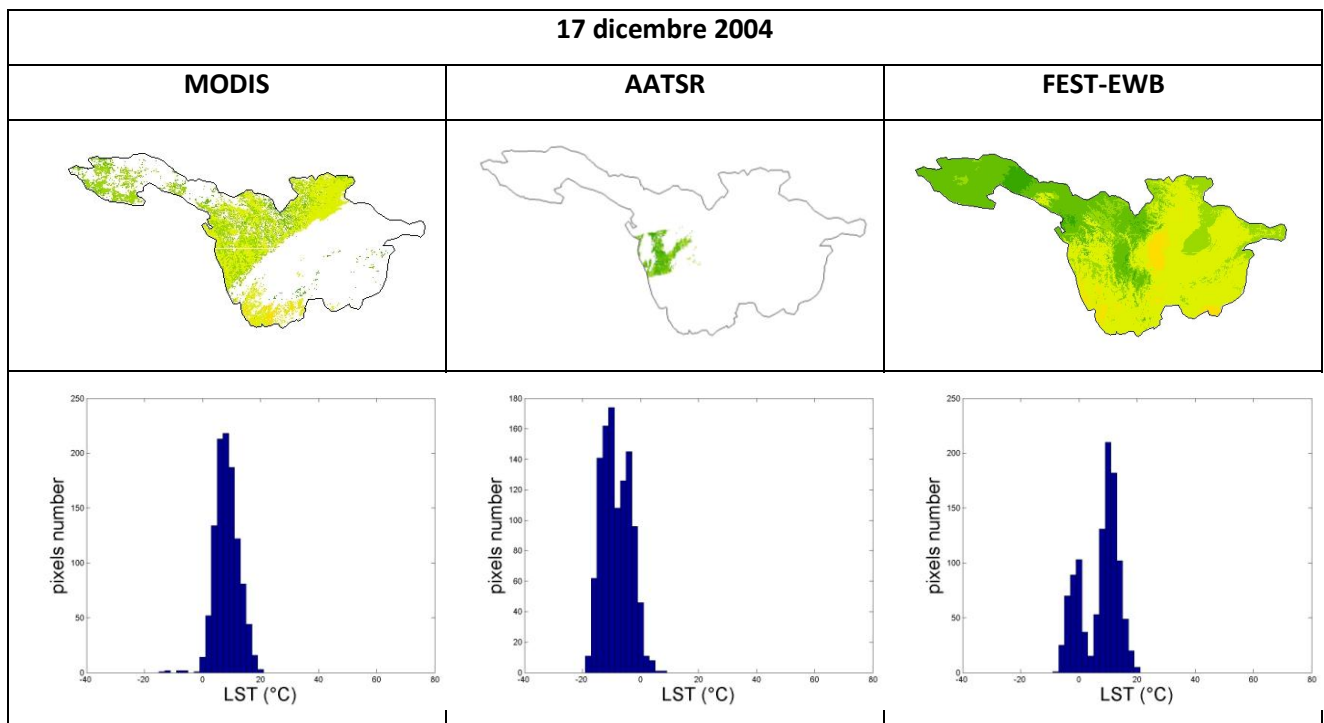
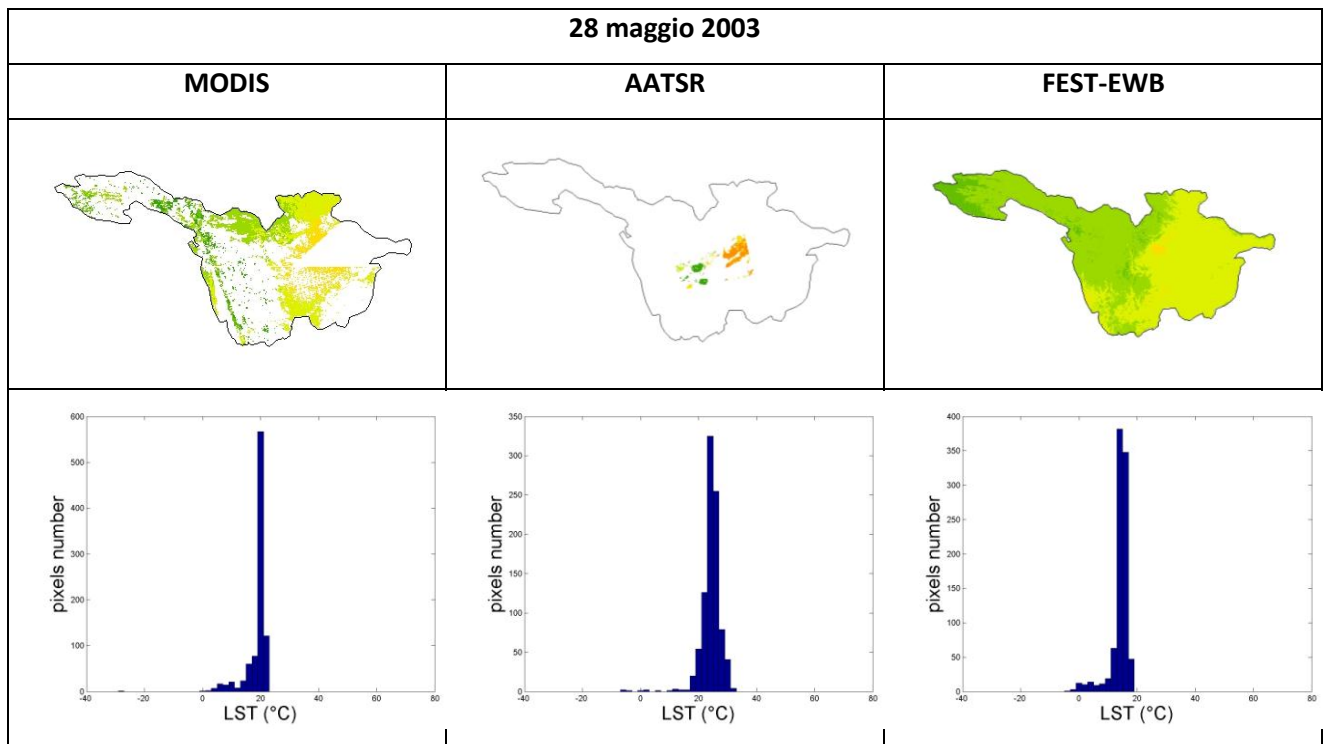


Figura 42: Confronti tra immagini di LST rilevate dal MODIS e dall'AATSR e calcolate con il FEST-EWB con i relativi istogrammi.

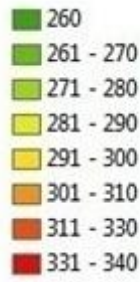


Figura 43: Legenda LST

**CONFRONTI STATISTICI**

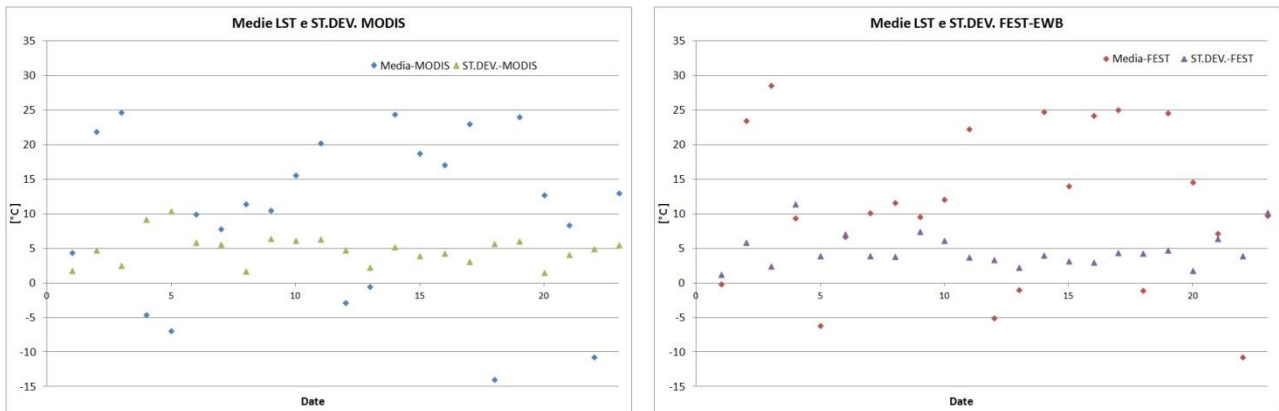


Figura 44: Media e Deviazione standard per le immagini di LST MODIS e FEST-EWB

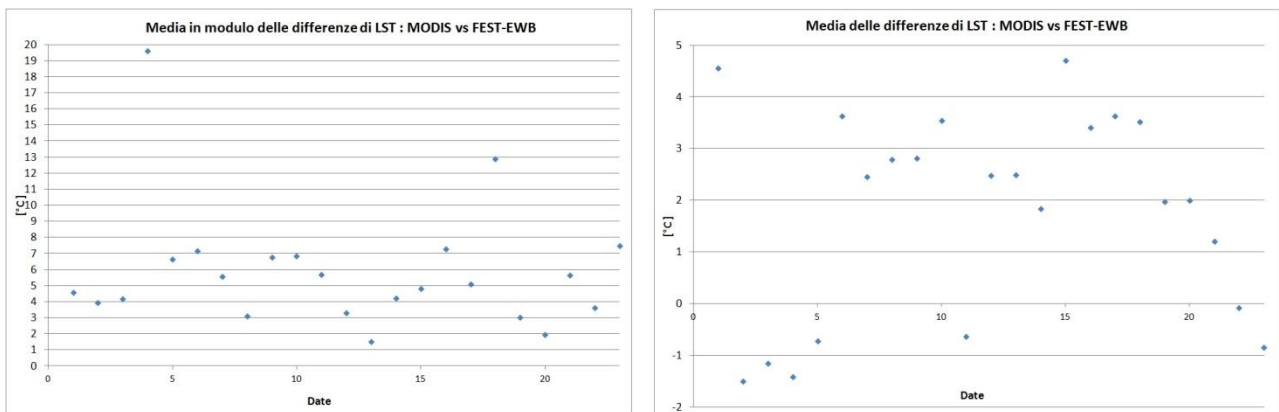


Figura 45: Medie in modulo e non delle differenze di temperatura tra MODIS e FEST

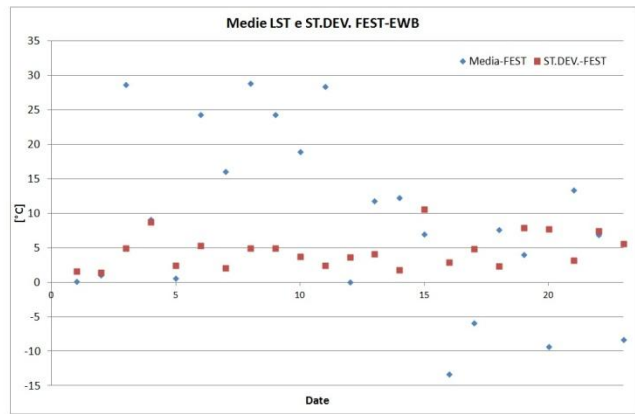
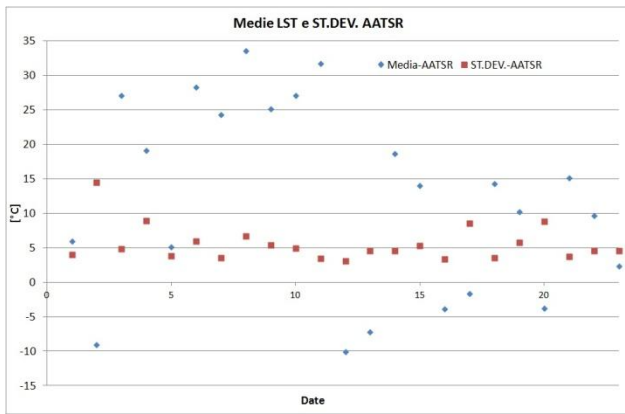


Figura 46: Media e Deviazione standard per le immagini di LST AATSR e FEST-EWB

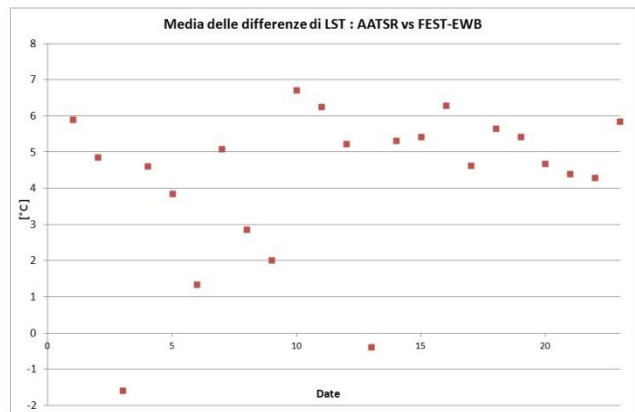
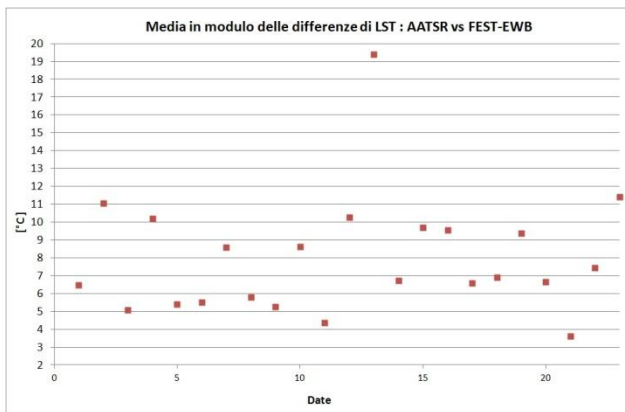


Figura 47: Medie in modulo e non delle differenze di temperatura tra AATSR e FEST

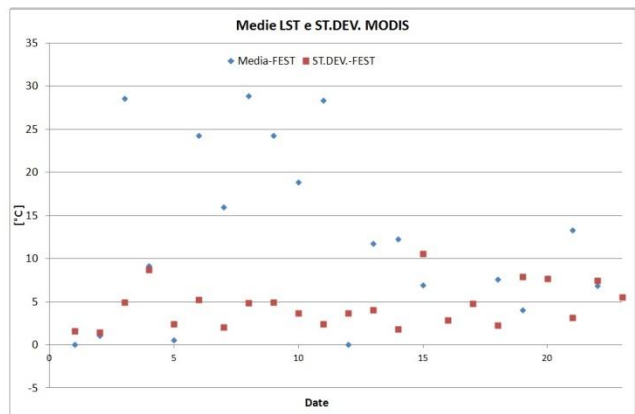
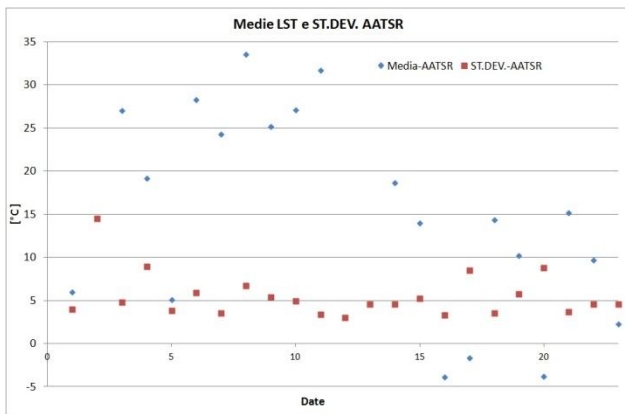


Figura 48: Media e Deviazione standard per le immagini di LST AATSR e MODIS



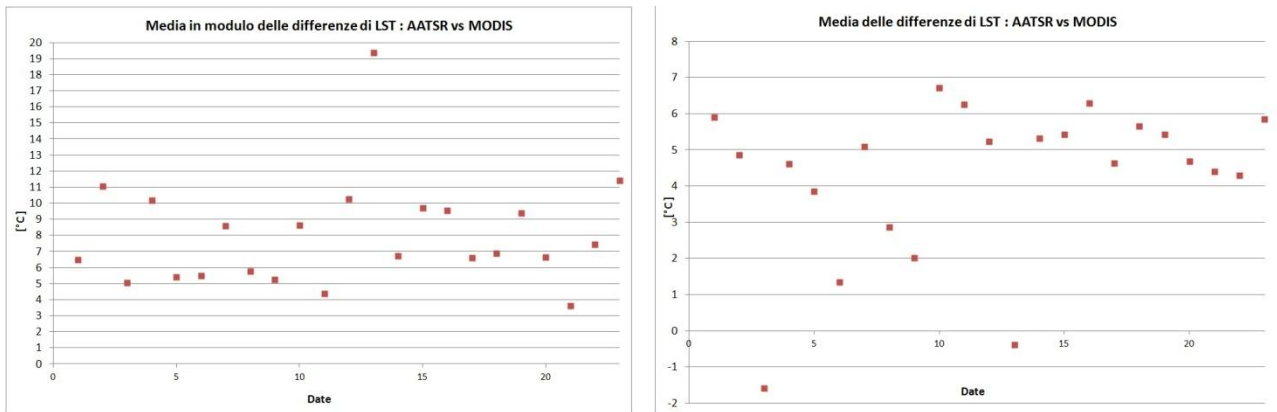


Figura 49: Medie in modulo e non delle differenze di temperatura tra AATSR e MODIS

Dalle analisi effettuate si può dedurre, sia visivamente sia statisticamente, come l'utilizzo di immagini AATSR per la calibrazione del modello sia di scarsa attendibilità in quanto queste coprono delle porzioni troppo piccole rispetto alle dimensioni dell'intero bacino. Le immagini MODIS invece, nonostante la presenza di nuvole, garantiscono una copertura sufficiente per poter effettuare un controllo adeguato sui valori di LST simulati dal modello.

### 3.4 STIMA DELL'EVAPOTRASPIRAZIONE: CONFRONTO TRA MODELLI DI BILANCIO ENERGETICO

Come definito nell'Appendice, la componente di evapotraspirazione presente nell'equazione del bilancio di massa viene calcolata in maniera intrinseca a partire da un bilancio di energia.

Nel presente capitolo verrà effettuato un confronto sul valore di evapotraspirazione e sugli altri termini, in uscita dal modello FEST-EWB, che vanno a definire il bilancio energetico.

In particolare tale controllo si basa su un confronto con i valori ottenuti in uscita dal SEBS, che calcola i parametri del bilancio energetico mediante l'utilizzo di immagini satellitari, prese dai sensori AATSR e MODIS. Il SEBS (*Surface Energy Balance System*) stima i flussi di calore turbolenti e i tassi d'evaporazione che caratterizzano una tipologia di suolo utilizzando dati satellitari di osservazione della terra attraverso un dominio spettrale nel visibile, nell'infrarosso o nel termico, con ragionevole accuratezza.

Sono due le differenze base tra FEST-EWB e SEBS:

- 1) Il FEST-EWB ricava LST come output, mentre per SEBS è un parametro in ingresso da satellite,
- 2) ET nel FEST-EWB viene calcolata in funzione di LST, mentre in SEBS è il termine residuale del bilancio energetico.

Per questa analisi, attraverso il SEBS, verrà calcolato il valore di calore latente  $Le$  come elemento di chiusura del bilancio energetico, essendo di fatto direttamente legato all'evapotraspirazione ET attraverso il

calore latente di vaporizzazione,  $\lambda$  ( $\text{MJkg}^{-1}$ ) e la densità dell'acqua,  $\rho_w$  ( $\text{Kgm}^{-3}$ ) come descritto nell'Appendice.

Per il controllo distribuito dell'evapotraspirazione abbiamo considerato 12 date, dal 2002 al 2004, relative ai mesi, tra Marzo e Settembre, in cui i termini di bilancio energetico, soprattutto l'evapotraspirazione, hanno maggiore rilevanza. Le date sono state prese identicamente per entrambi i sensori MODIS e AATSR.

Come vedremo il SEBS, per entrambe le immagini satellitari di MODIS e AATSR, necessità di una vasta serie di parametri in ingresso, necessari al calcolo dell'evapotraspirazione. I valori per ogni data sono riportati nelle tabelle sottostanti.

Data			ora	Ozono [dobson]	Ozono [atm*cm]	AOT	Water Vapor [g/cm <sup>2</sup> ]	Quota [m]	P [hpa]
18	agosto	2002	1125	275	0.275	0.35	4	2000	797.9
3	settembre	2002	1122	275	0.275	0.47	4	950	905.6
3	marzo	2003	1134	250	0.25	0.432	2.38	4200	605.6
10	aprile	2003	2250	275	0.275	1.16	3.1	4000	621.3
20	aprile	2003	1125	300	0.3	0.554	4.3	4000	621.3
28	maggio	2003	2242	300	0.3	0.795	5.8	500	955.3
18	luglio	2003	1128	300	0.3	0.377	4.8	3000	705.1
20	aprile	2004	2233	300	0.3	0.509	4	470	958.7
3	giugno	2004	2250	300	0.3	0.245	4.5	4384	591.4
26	giugno	2004	2227	300	0.3	0.114	5	865	914.8
3	agosto	2004	2233	275	0.275	0.978	5	612	942.7
10	settembre	2004	2239	275	0.275	0.497	4.1	2653	736.3

Tabella 1: Dati in input per il SEBS.

Data	Ora	Temperatura [°C]	Umidità %	Radiazione [W/m <sup>2</sup> ]	Vento [m/s]
18/08/2002	11	1.61E+01	7.19E-01	2.66E+02	1.69E+00
03/09/2002	11	1.90E+01	7.06E-01	2.60E+02	1.52E+00
03/03/2003	11	8.05E+00	6.77E-01	3.18E+02	3.64E+00
10/04/2003	23	3.22E+00	7.42E-01	0.00E+00	2.54E+00
20/04/2003	11	1.49E+01	7.09E-01	3.17E+02	2.76E+00
28/05/2003	23	8.38E+00	7.28E-01	0.00E+00	1.60E+00
18/07/2003	11	1.98E+01	7.55E-01	3.33E+02	1.81E+00
20/04/2004	22	7.44E+00	6.71E-01	0.00E+00	1.93E+00
03/06/2004	22	9.35E+00	7.59E-01	0.00E+00	2.52E+00
26/06/2004	11	1.97E+01	7.69E-01	3.55E+02	1.74E+00
03/08/2004	22	1.37E+01	8.12E-01	0.00E+00	1.50E+00
10/09/2004	22	8.12E+00	7.15E-01	0.00E+00	1.61E+00

Tabella 2: Dati meteo

I valori di temperatura dell'aria, umidità %, velocità del vento e radiazione netta sono valori medi presi dalle matrici del blocco meteo di input al FEST.

La pressione viene espressa in funzione della quota secondo la seguente relazione

$$p = 101.3 * \left[ \frac{(293 - 0.0065 * quota)}{293} \right]^{5.26} \quad [\text{Kpa}] \quad 5.2$$

La quota è stata valutata facendo un'interpolazione spaziale tra alcuni valori rappresentativi all'interno di ogni immagine.

I valori di Ozone Content (contenuto di ozono) sono stati ricavati da immagini e rilevazioni satellitari dal sito della Nasa "<http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/>".

Su questo sito sono a disposizione i dati per lo studio delle quantità di ozono, di altri gas, aerosol, radiazione ultravioletta e tutto ciò che riguarda l'inquinamento atmosferico e la qualità dell'aria.

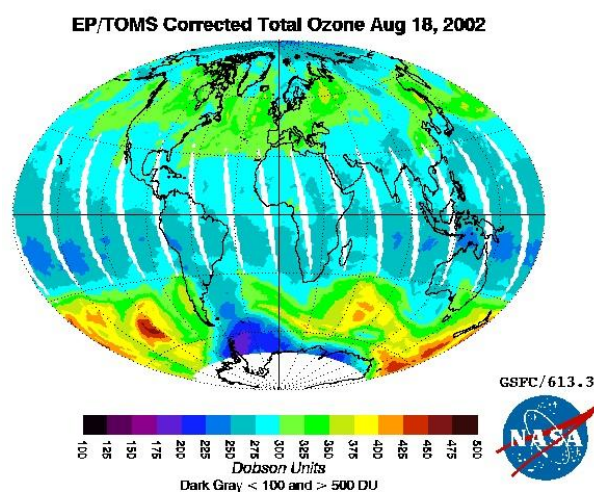


Figura 50: Mappa del contenuto di ozono

Il Water vapour e l'AOT sono stati ricavati dai dati presenti sul sito "<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>" sempre della Nasa.

I valori sono presi da un database di misurazioni relative al programma AERONET (AERosol RObotic NETwork) sviluppato e studiato della NASA e da altri enti quali università, agenzie nazionali, singoli scienziati e altri istituti.

### 3.4.1 SEBS da AATSR

Le immagini utilizzate in questa sezione sono state ricavate dal database di immagini rilevate dal sensore AATSR presente sul satellite ENVISAT ed in particolar modo le immagini ATS\_TOA\_1P.

Il software utilizzato per la sistemazione e georeferenziazione delle immagini è Beam-Visat attraverso due applicazioni in sequenza:

1. *SMAC processor 1.5.101;*
2. *SEBS processor 1.0.*

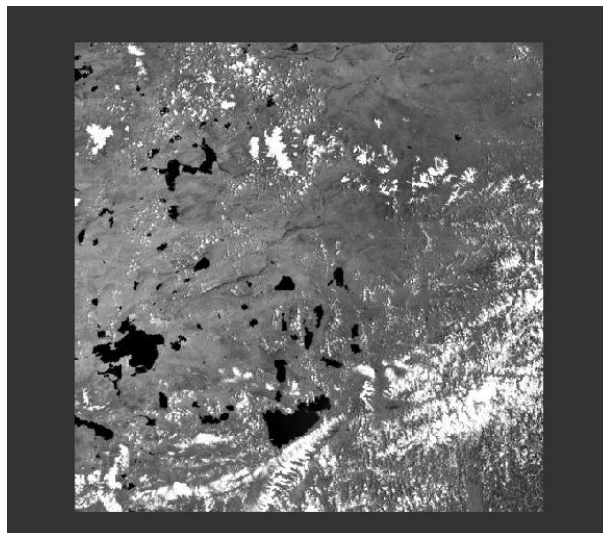


Figura 51: Esempio di immagine originale ATS\_TOA\_1P

Il primo passo per la sistemazione delle immagini originali è la correzione atmosferica delle bande 'reflect\_nadir\_0670' e 'reflect\_nadir\_0870' attraverso l'applicazione SMAC. Queste immagini serviranno poi come input per il Sebs processor. Questa prima operazione viene effettuata per ripulire le immagini dalle impurezze dovute alla presenza di nuvole ed aumentarne quindi la qualità.

In questa fase entrano in gioco i parametri AOT(-), pressione (hpa), ozono content ( $\text{cm} \cdot \text{atm}$ ) e water vapour ( $\text{g}/\text{cm}^2$ ).

Il secondo passo è rappresentato dall'uso dell'applicazione SEBS Processor che calcola il bilancio di energia. Questo processo richiede come dati di input l'immagine originale ATS\_TOA\_1P e il file di uscita dal passo precedente, corretto atmosfericamente, che include le bande 'reflect\_nadir\_0670' e 'reflect\_nadir\_0870'.

In questa fase entrano in gioco i parametri umidità(%), pressione(pa), temperatura dell'aria( $^{\circ}\text{C}$ ) e velocità del vento(m/s). Questa è la fase vera e proprio di elaborazione delle immagini; è infatti qui che vengono create le bande contenenti le matrici dei termini che costituiscono il bilancio energetico.

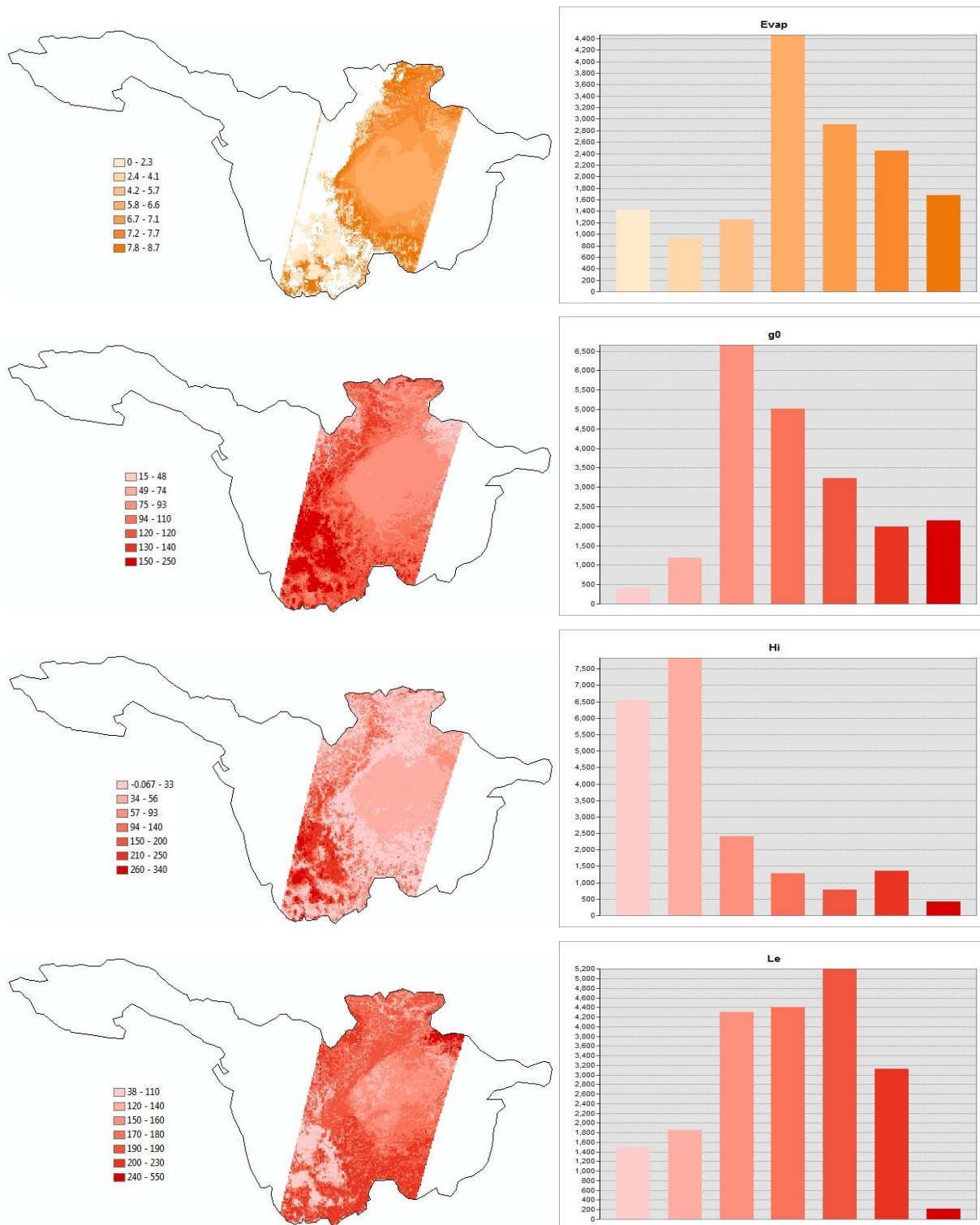
Un ulteriore passaggio indispensabile per la corretta classificazione e sistemazione delle immagini e quindi delle matrici che verranno estratte è rappresentato dalla georeferenziazione, assolutamente necessaria per una corretta collocazione spaziale delle mappe all'interno del bacino.

Al termine di tutti questi passaggi siamo riusciti ad ottenere quindi delle matrici, georeferenziate spazialmente e atmosfericamente e meteorologicamente corrette dalle quali possiamo estrarre le matrici delle varie componenti del bilancio energetico.

Infatti abbiamo estratto le seguenti matrici:

- Evapotraspirazione giornaliera
- Flusso di calore del suolo  $G_0$
- Flusso di calore sensibile totale  $H_i$
- Flusso di calore latente  $LE$
- Radiazione Netta  $R_n$

L'elaborazione ultima per la rappresentazione delle immagini all'interno del bacino è stata effettuata attraverso il software ArcGis. In seguito vengono riportati degli esempi di mappe di ciascun parametro calcolato relativi alla stessa immagine originaria di partenza.



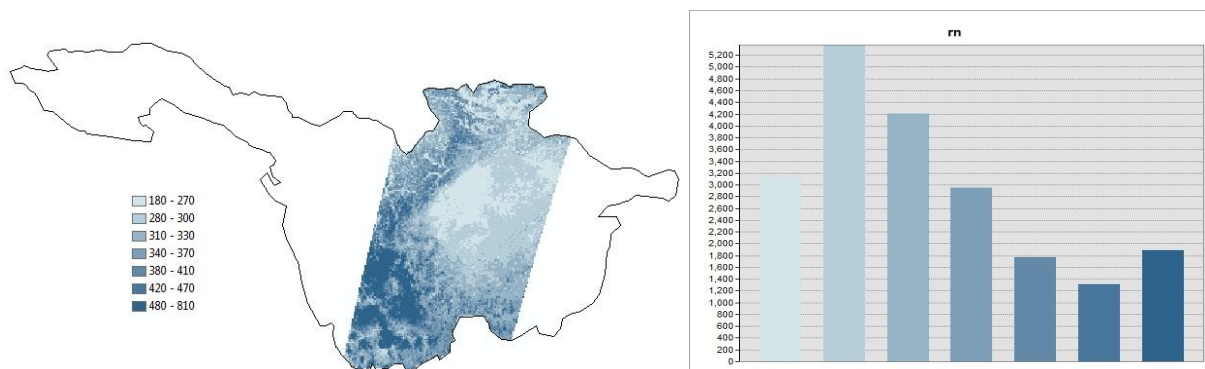


Figura 52:Mappe di Evaporazione, Le, Hi, G0, Rn per il giorno 3 settembre 2002.

### 3.4.2 SEBS da MODIS

L'applicazione del SEBS (*Surface Energy Balance System*), per il controllo dell'evapotraspirazione, attraverso le immagini rilevate dal sensore MODIS/Terra, richiede come input due differenti prodotti:

- *MODIS/Terra Calibrated Radiances 5-Min L1B Swath 1km V005*

Questo prodotto raccoglie la radianza, ovvero tutte le grandezze radiometriche che descrivono la quantità di luce emessa da una superficie, calibrata e geolocalizzata in apertura per tutte le 36 bande spettrali del MODIS.

- *MODIS/Terra Geolocation Fields 5-Min L1A Swath 1km V005*

Questo prodotto raccoglie:

- Latitudine e Longitudine geodetica
- Altezza della superficie sopra il geoide
- Angoli solari e satellitari di Zenit e Azimuth
- Maschera terra/mare per ogni campione a 1Km

L'elaborazione dei dati, contenuti in entrambi i prodotti e necessari al SEBS, richiede l'utilizzo di due differenti software:

- *Modis Reprojection Swath Tools*
- *ILWIS*

Il SEBS calcolato con il software *ILWIS* prevede una serie di routine per l'estrazione dei parametri bio-geofisici. Esso utilizza i dati satellitari di osservazione della terra, in combinazione con le informazioni meteorologiche, come input per calcolare: la frazione di evaporazione, la radiazione netta, il flusso di calore del terreno, ecc. I passaggi principali concernono in:

- 1- Riprogettare e convertire i dati di *MODIS level 1B* con il software *Modis Reprojection Swath Tools*
- 2- Importare le immagini in *ILWIS*
- 3- Pre-elaborazione del SEBS
- 4- Calcolo delle grandezze del bilancio di energia

L'utilizzo del *Modis Reprojection Swath Tools* consente di riprogettare le immagini satellitari per renderle in un formato compatibile con i GIS software. Inoltre ridefinisce la tipologia di file in uscita, convertendoli in geografico (*GeoTIFF*), e definisce la dimensione di ogni pixel, pari a 0.01.

Tale processo viene fatto solamente per i canali/bande, del prodotto di raccolta della radianza, che ci interessano nel calcolo dell'evapotraspirazione.

Inoltre il software consente di convertire gli angoli solari e satellitari di Zenit e Azimuth in file geolocalizzati (*GeoTIFF*).

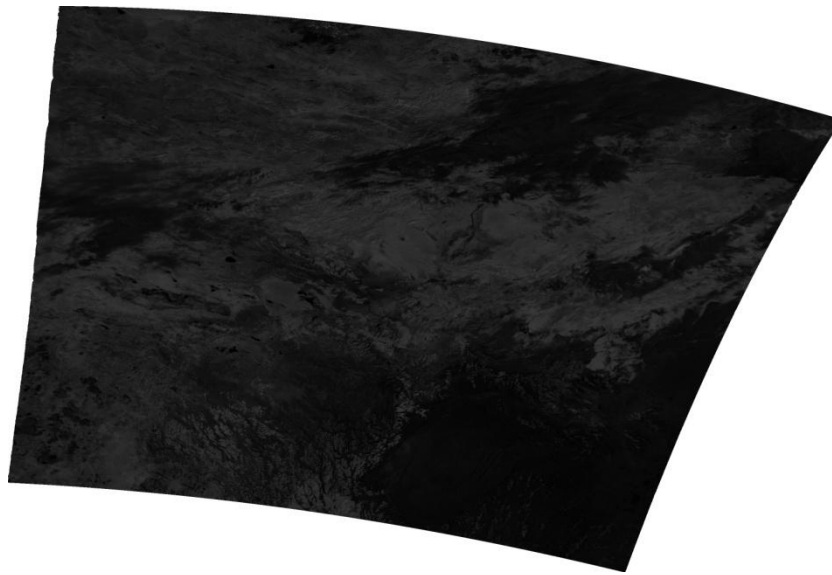


Figura 53: Esempio di un immagine/banda geolocalizzata.

Il secondo passaggio richiede l'importazione di tutti i file *GeoTIFF* delle bande, richieste dal SEBS, nel software *ILWIS*.

Una volta che nel software *ILWIS* sono state inserite tutte le bande richieste, l'elaborazione del SEBS prevede una serie di pre-processi:

- Convertire i dati di radianza e riflettanza. Il SEBS attraverso *ILWIS* fornisce gli strumenti per trasformare i canali importati dal MODIS in numeri digitali, e gli interi in radianza o riflettanza.

- Calcolo della Brightness Temperature  $T_c$

$$T_c = \frac{c_2}{\lambda_c \log\left(\frac{c_1}{\lambda_c^5 \pi L_s} + 1\right)} \quad 5.2$$

dove:  $T_c$  è la Brightness Temperature per una lunghezza d'onda generica

$\lambda_c$  è il sensore di una lunghezza d'onda generica

- Correzione atmosferica SMAC

Per ogni data analizzata è necessario conoscere i valori di AOD (aerosol optical depth) [nm], contenuto di ozono [atm.cm] e pressione sulla superficie [Hpa]. Vedi tabella n°1.

- Calcolo dell'albedo della superficie terrestre.

$$\text{Albedo} = 0.16*r_1 + 0.291*r_2 + 0.243*r_3 + 0.116*r_4 + 0.112*r_5 + 0.018*r_7 - 0.0015 \quad 5.3$$

dove:  $r_1, r_2, r_3, r_4, r_5, r_7$  sono valori di riflettanza della superficie derivanti dalle bande del MODIS

- Calcolo dell'emissività della superficie terrestre.
- Calcolo della temperatura della superficie terrestre LST.

$$\text{LST} = \text{btm}_{31} + 1.02 + 1.79 * (\text{btm}_{31} - \text{btm}_{32}) + 1.2 * (\text{btm}_{31} - \text{btm}_{32})^2 + (34.83 - 0.68 * W) * (1 - e) + (-73.27 - 5.19 * W) * de \quad 5.3$$

dove:  $\text{btm}_{31}$  e  $\text{btm}_{32}$  sono bande di Brightness Temperature ottenute dal MODIS.

W è il Water Vapor content

e è l'emissività della superficie

de è la differenza di emissività della superficie

La fase di pre-elaborazione permette di calcolare e sistemare tutte le bande caratteristiche dei parametri del suolo, che vanno a definire il blocco di dati in ingresso al SEBS.

Quindi, le bande richieste come input dal SEBS sono:

- |                                       |                                     |
|---------------------------------------|-------------------------------------|
| - LST                                 | - Mappa dell'angolo solare Zenitale |
| - Emissività                          | - Mappa del DEM                     |
| - Albedo                              | - Mappa di velocità del vento [m/s] |
| - Mappa di umidità specifica [-]      | - Giorno giuliano J                 |
| - Mappa di temperatura dell'aria [°C] |                                     |

Infine, settati e caricati tutti i parametri di input, il SEBS attraverso *ILWIS* calcola le grandezze che definiscono il bilancio energetico, necessarie al controllo distribuito dell'evapotraspirazione. Consideriamo:

- Evapotraspirazione giornaliera
- Flusso di calore del suolo G0
- Flusso di calore sensibile Hi
- Flusso di calore latente LE
- Radiazione netta Rn

A titolo d'esempio, riportiamo di seguito le mappe rielaborate con ArcView dei parametri in uscita dal SEBS per una singola data (3 Settembre 2002).



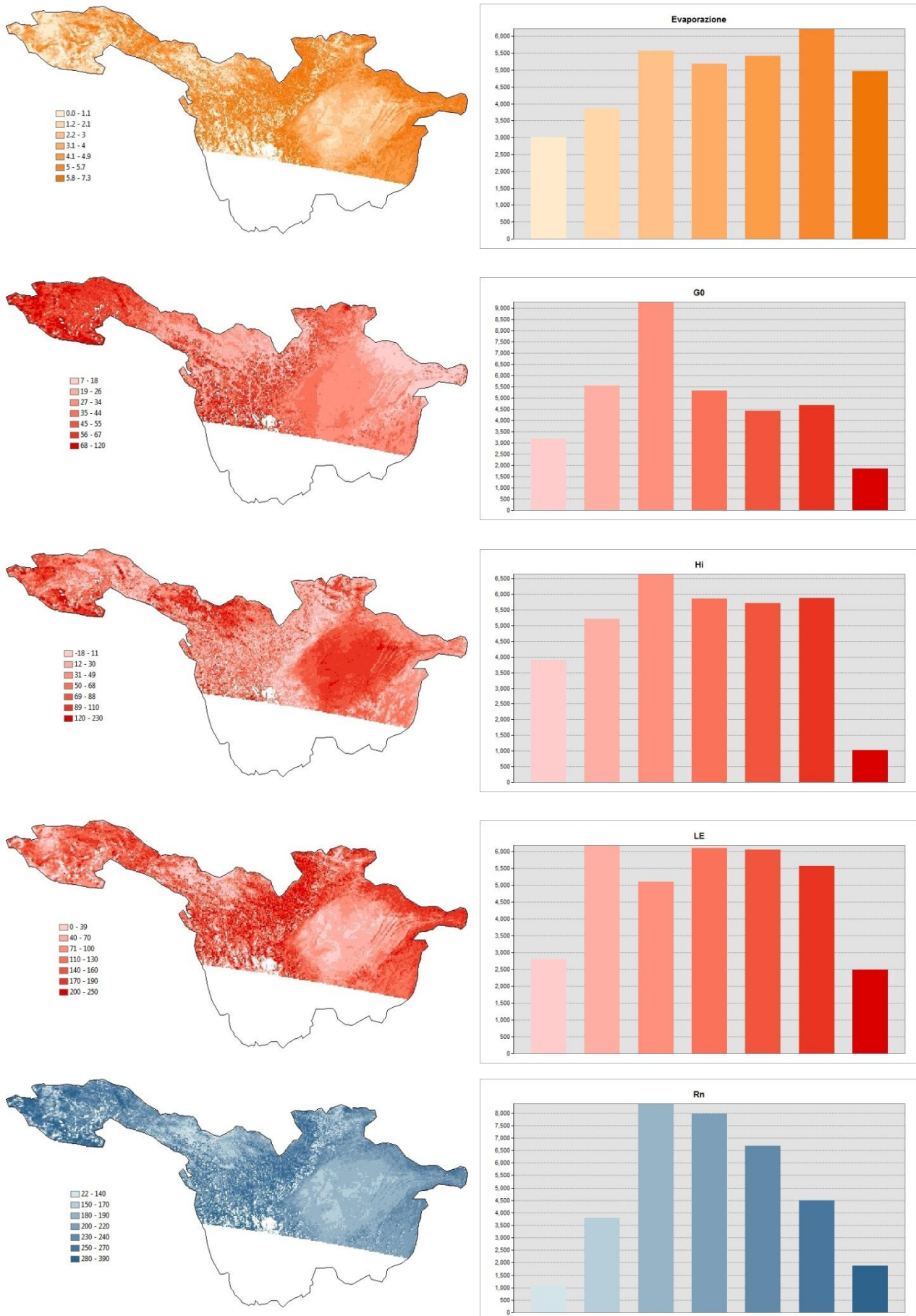


Figura 54:Mappe di Evaporazione, Le, Hi, G0, Rn per il giorno 3 settembre 2002.

### **3.4.3 SEBS AATSR & MODIS vs FEST**

Nei paragrafi precedenti abbiamo calcolato i termini del bilancio energetico attraverso differenti modelli di calcolo. In questa sezione ci occuperemo di effettuare dei semplici confronti, sia per via grafici che per via statistica, dei risultati ottenuti con il SEBS da MODIS e AATSR rispetto ai termini di bilancio energetico calcolati con il FEST-EWB. L'obiettivo è quello di definire in maniera globale l'attendibilità di tali parametri una volta che il modello risulta calibrato in funzione dei valori di LST.

## CAPITOLO 4

### Il bilancio idrologico e stima della risorsa idrica

#### 4.1 VERIFICA DEL BILANCIO IDROLOGICO

Dopo aver tarato i parametri della neve e aver eseguito i test sul modello, per una simulazione del bilancio sul lungo periodo abbiamo effettuato una verifica del bilancio idrologico relativo ad ogni simulazione.

Il modello di bilancio a scala di bacino sviluppato permette di simulare molte variabili idrologiche, come l'umidità del suolo, l'evapotraspirazione e tutte le altre componenti del bilancio idrologico (Appendice A).

Il primo controllo da effettuare sui risultati cumulati del modello (tramite la formula 4.1), è che il quantitativo di pioggia *Affl-meteo* [mm] sia effettivamente pari alla somma delle componenti in cui viene scomposta nel modello, e più precisamente la parte di precipitazione nevosa *Altezza-neve* (mm), la componente di deflusso superficiale *P-netta* (mm), la componente di deflusso profondo *Vol. prof.* (mm), che si infila nel terreno, la variazione del contenuto d'acqua nel terreno *dW*, la componente di evapotraspirazione *ET* (mm) e la quantità d'acqua che percola nel terreno (mm).

$$Affl-Meteo = Altezza-neve + P.netta + Vol.Prof. + dW + ET + Percolazione \quad 4.1$$

La verifica di chiusura del bilancio è stata fatta per ogni simulazione effettuata per la calibrazione del modello e per tutto l'intervallo temporale interessato (2000-2004).

Di seguito riportiamo i grafici di verifica di chiusura del bilancio idrico, i parametri sono espressi come valori medi annui rappresentativi di tutto il bacino.

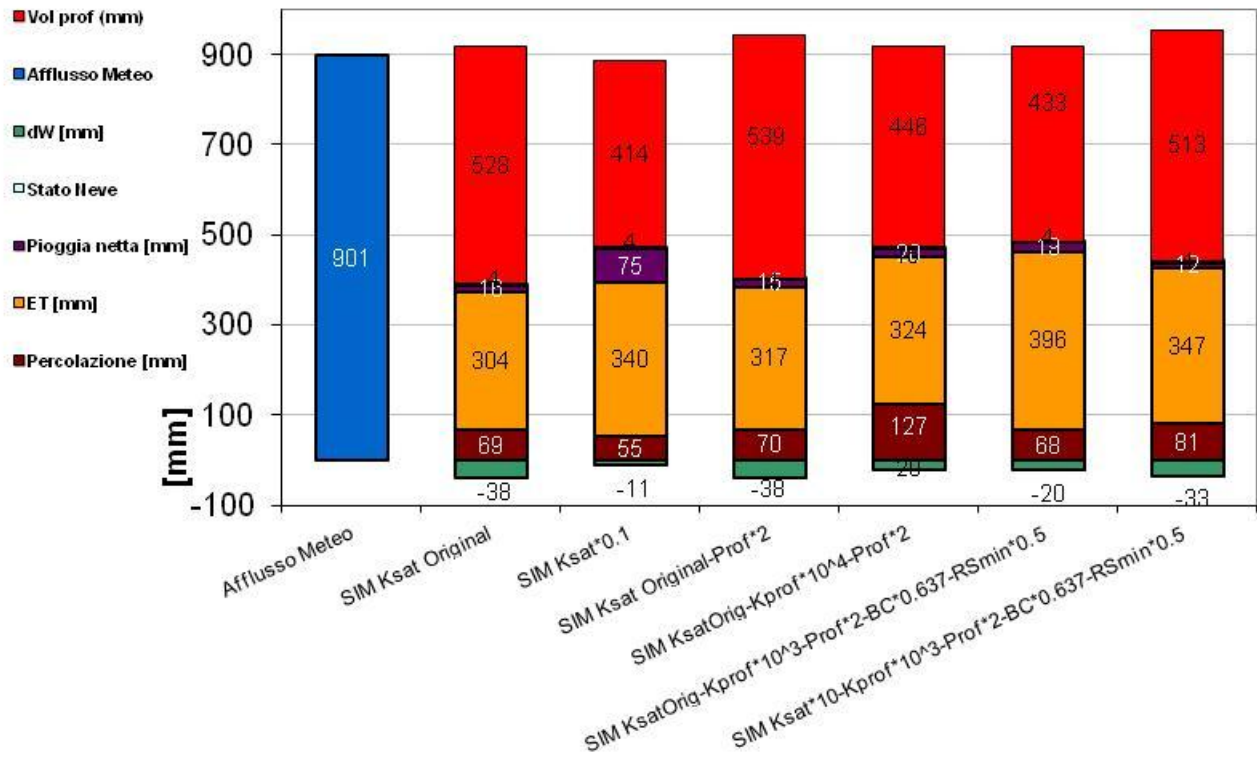


Figura 1: Controllo chiusura bilancio idrologico per l'anno 2000.

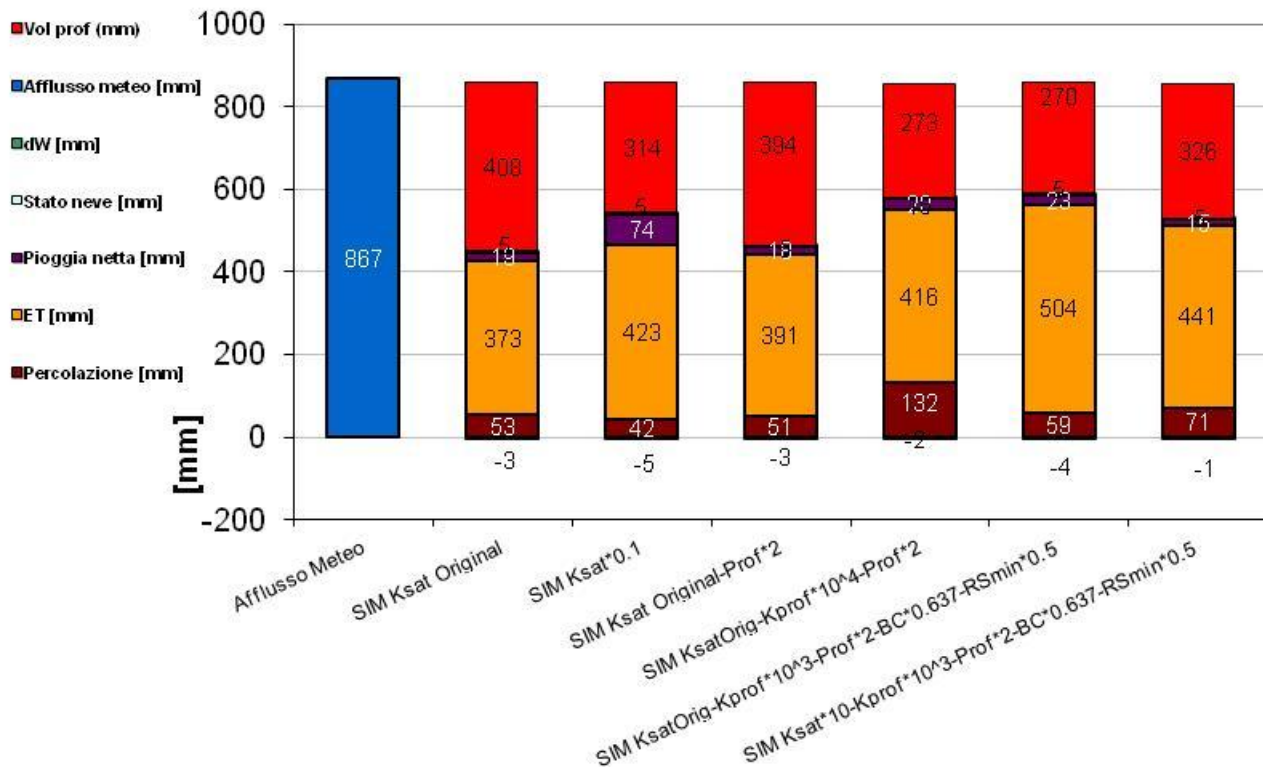


Figura 2: Controllo chiusura bilancio idrologico per l'anno 2001.

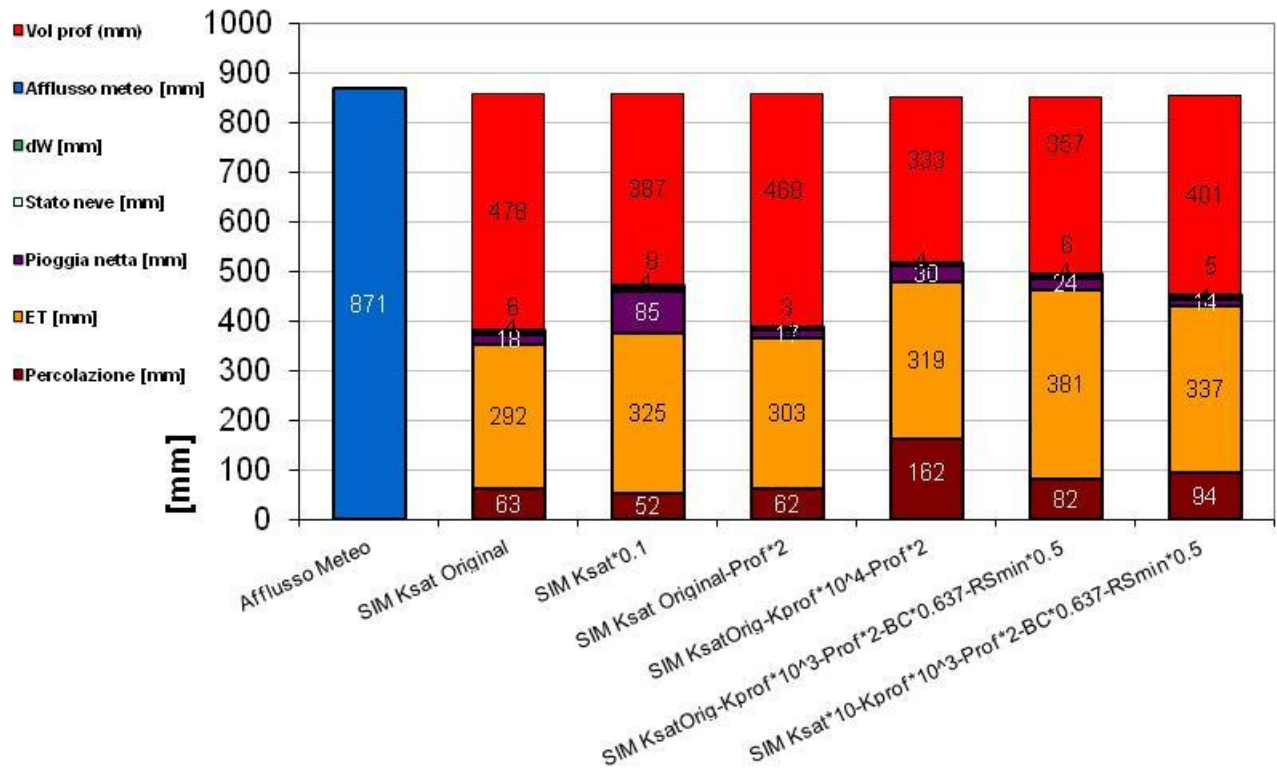


Figura 3: Controllo chiusura bilancio idrologico per l'anno 2002.

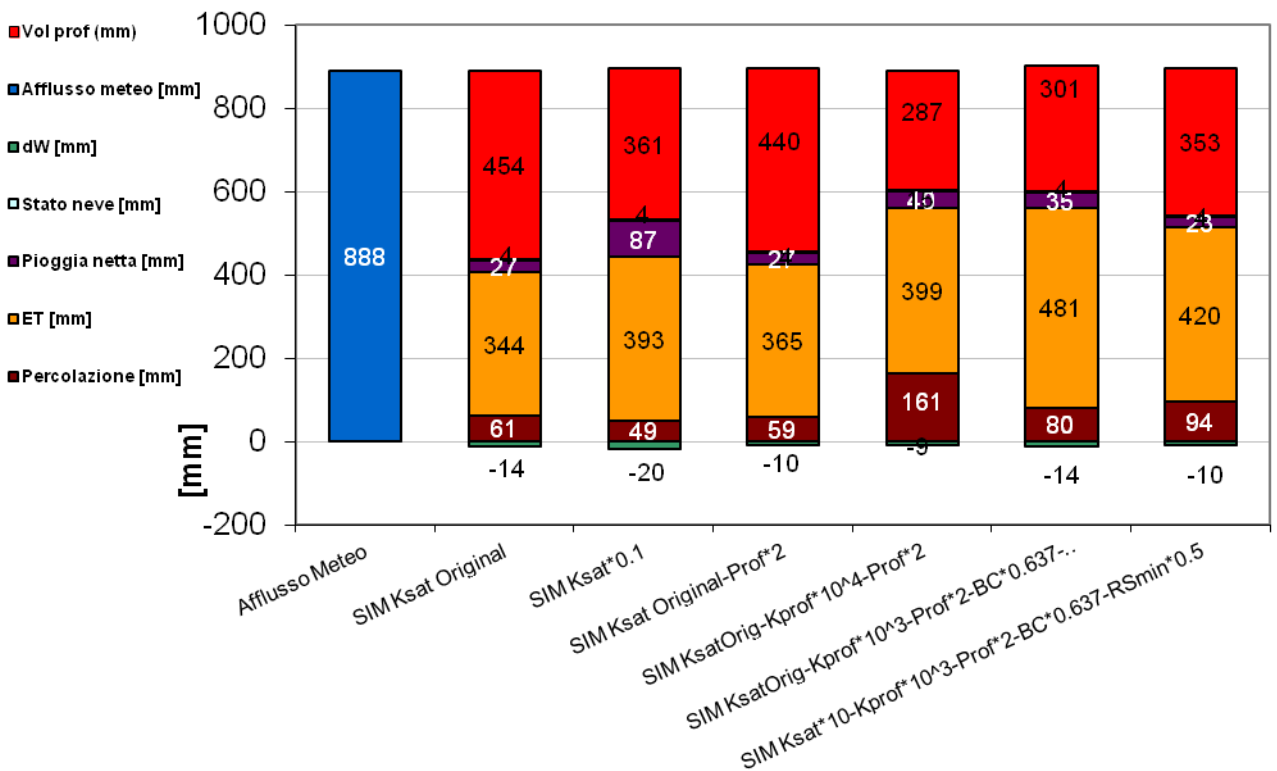


Figura 4: Controllo chiusura bilancio idrologico per l'anno 2003.

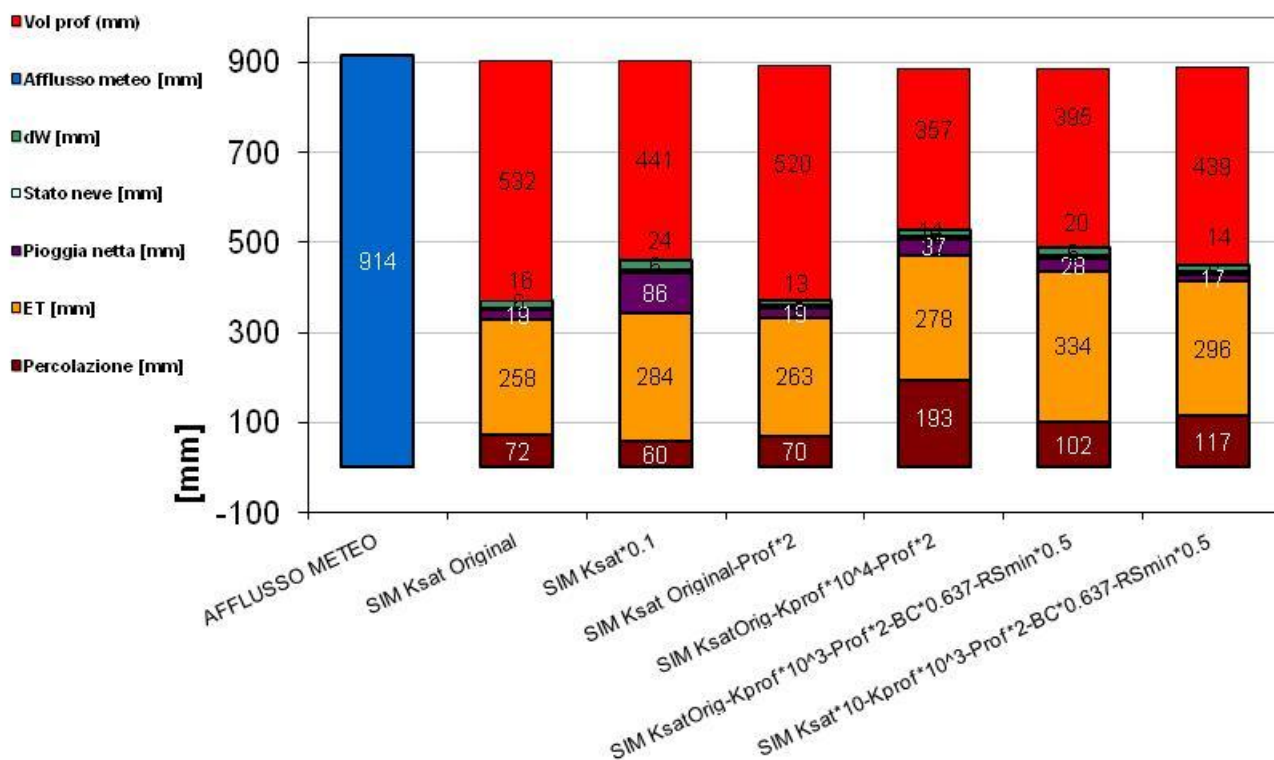


Figura 5: Controllo chiusura bilancio idrologico per l'anno 2004.

Dalle figure risulta che in tutti gli anni e per tutte le simulazioni la chiusura del bilancio energetico è stata rispettata, la seguente tabella mostra i valori degli errori.

	2000	2001	2002	2003	2004
<b>SIM Ksat Original</b>	-2.03%	-1.50%	-1.15%	-1.27%	-1.23%
<b>SIM Ksat*0.1</b>	-2.60%	-1.70%	-1.17%	-1.62%	-1.28%
<b>SIM Ksat Original-Prof*2</b>	0.71%	-1.21%	-1.45%	-0.29%	-2.46%
<b>SIM KsatOrig-Kprof*10<sup>4</sup>-Prof*2</b>	-0.04%	-1.70%	-2.10%	-0.81%	-3.19%
<b>SIM KsatOrig-Kprof*10<sup>3</sup>-Prof*2-BC*0.637-RS<sub>min</sub>*0.5</b>	-0.06%	-1.28%	-1.85%	-0.21%	-3.23%
<b>SIM Ksat*10-Kprof*10<sup>3</sup>-Prof*2-BC*0.637-RS<sub>min</sub>*0.5</b>	2.57%	-1.39%	-1.78%	-0.42%	-2.80%

Tabella 1: Valori degli errori della chiusura del bilancio energetico.

Da una prima analisi emerge innanzi tutto una scarsa variazione significativa dell'afflusso meteo durante il periodo temporale di calibrazione; è importante invece notare per tutti e cinque gli anni come la una diminuzione di un ordine di grandezza della permeabilità a saturazione del terreno tra la prima e la seconda simulazione comporta una significativa diminuzione del volume profondo medio annuo, a favore di un maggiore quantità di pioggia netta. Tale variazione porta ad una diminuzione della temperatura superficiale terrestre come sottolineato nel capitolo precedente.

In quattro delle sei simulazione effettuate, entrano in gioco per la calibrazione del modello anche l'indice di Brooks e Corey significativo della percolazione D, la resistenza stomatale minima incidente nel calcolo del flusso di calore latente LE e la profondità del terreno.

Infatti, raddoppiando la profondità del terreno (*SIM Ksat Original-Prof\*2*), abbiamo aumentato la quantità d'acqua che percola attraverso il mio volume rappresentativo; associando però tale modifica ad una diminuzione dell'indice di Brooks Corey diminuiamo la quantità d'acqua percolata.

La variazione della velocità con cui si propagano i deflussi profondi è dato dal parametro  $K_{prof}$ , aumentando tale valore andiamo ad aumentare la quantità d'acqua che transita da una cella all'altra incrementando di conseguenza il volume profondo delle singole celle e quindi i deflussi sotterranei a valle (Figura 6).

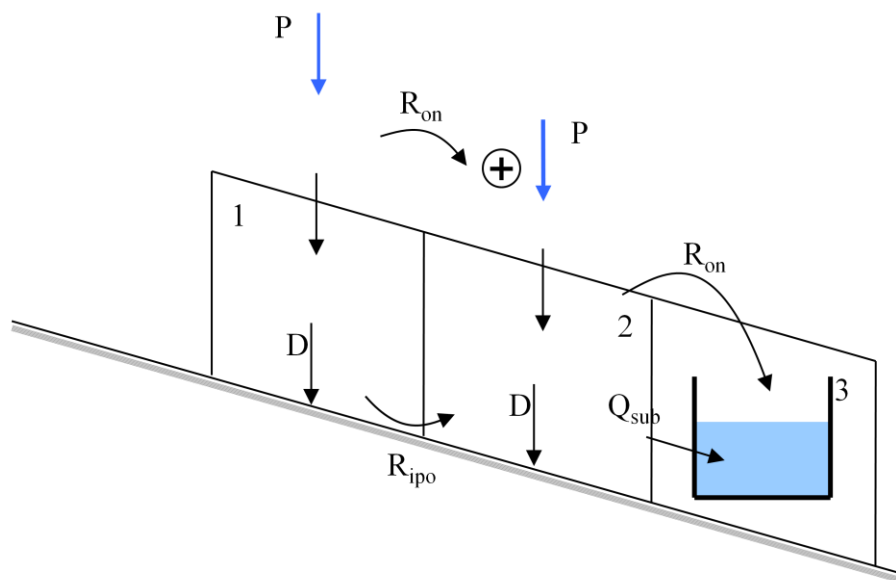


Figura 6: Propagazione dei deflussi profondi e superficiali tra celle adiacenti.

Non è facile quindi riuscire a definire una simulazione finale che determini valori di LST, grandezze del bilancio energetico e valori di portata che risultino più congruenti possibile con i valori reali, tuttavia la calibrazione del modello ha richiesto che tutti questi parametri fossero osservati in maniera parallela all'atto di calibrazione stessa, perché la modifica di un determinato indice poteva portare ad una simulazione attendibile delle mappe di temperatura, ma non dei deflussi alla sezione di chiusura.

## 4.2 PORTATE

Un obiettivo di questa tesi riguarda proprio il miglioramento dell'utilizzo sinergico di modellistica idrologica e dati telerilevati per la gestione della risorsa idrica in tempo reale associato alla previsioni delle piene a diversa scala spaziale e temporale

Il modello idrologico distribuito da noi utilizzato permette la stima della portata uscente da una determinata sezione di chiusura del bacino. In questa sezione del capitolo ci soffermiamo sul confronto tra l'idrogramma totale simulato e quello osservato alla sezione di chiusura della Diga delle tre gole (Figura 7).



Figura 7: Diga delle tre gole.

I valori delle portate simulate comprendono sia il deflusso superficiale che il deflusso ipodermico.

Il confronto tra gli idrogrammi ci permetterà di capire quali parametri in ingresso al modello, una volta che sono stati modificati, vanno maggiormente ad influenzare la modellazione dei deflussi.

Riportiamo in figura 8 gli idrogrammi calcolati con le differenti simulazioni e confrontati con i valori di portata osservati.

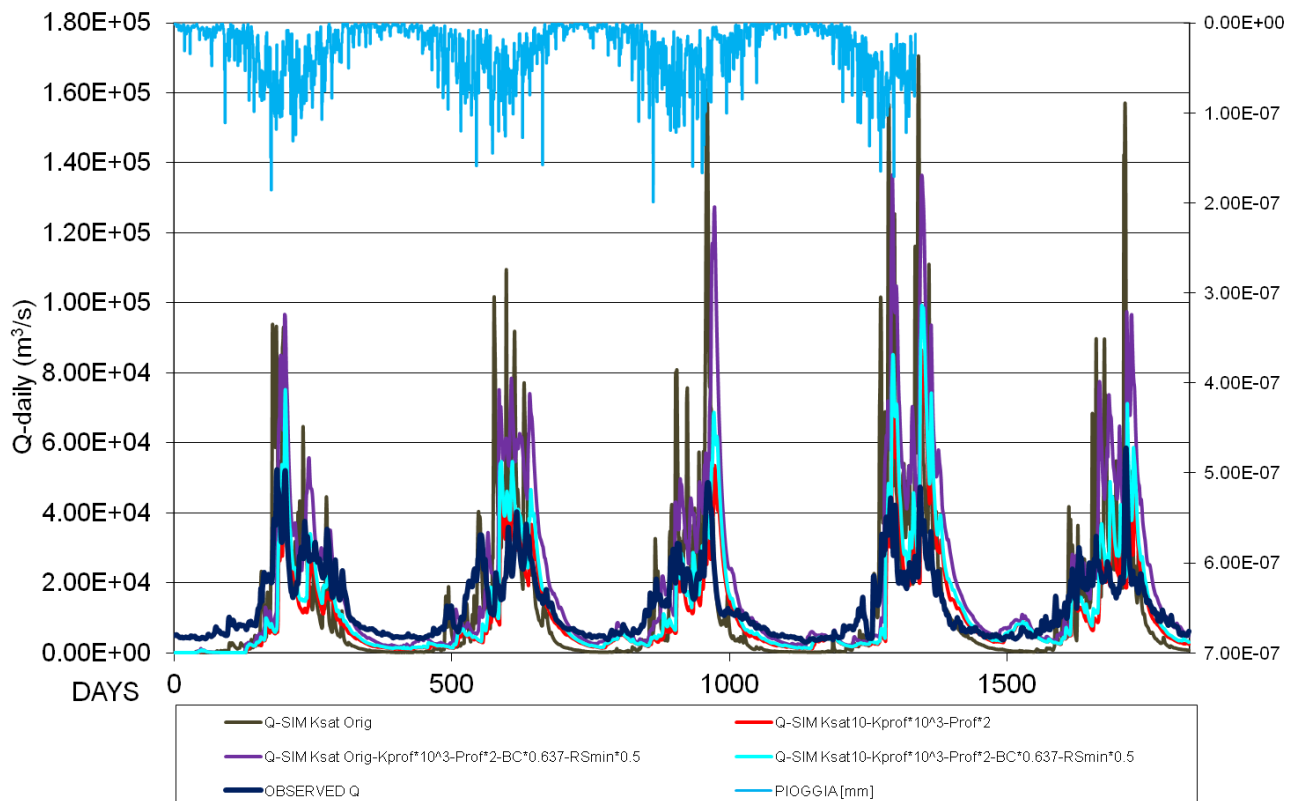


Figura 8: Idrogrammi delle varie simulazioni rispetto a quello osservato.



Il confronto tra le portate simulate e osservate comprende il periodo di simulazione dal 1 gennaio 2000 al 31 dicembre 2004, tuttavia per quanto detto nei capitoli precedenti, il periodo dal 1 gennaio 2000 al 31 Agosto dello stesso anno viene considerato di auto calibrazione del modello, dove non viene calcolato l'apporto ai deflussi da parte della componente di fusione nivale in quanto si parte da una componente di accumulo pari a 0.

Gli idrogrammi in scala temporale giornaliera non aiutano a capire l'attendibilità delle simulazioni, consideriamo quindi gli idrogrammi calcolati attraverso i valori di portata cumulata mensile.

Il modello di propagazione del deflusso superficiale derivante dall'ultima simulazione ( $SIM\ Ksat*10-Kprof*10^3-Prof*2-BC*0.637-RS_{min}*0.5$ ) sembra riprodurre in modo abbastanza corretto il tempo di risposta del bacino all'evento di precipitazione. Anche il deflusso di magra risulta riprodotto correttamente; per meglio capire l'andamento delle portate simulate consideriamo gli idrogrammi relativi ai valori cumulati mensili (Figura 9).

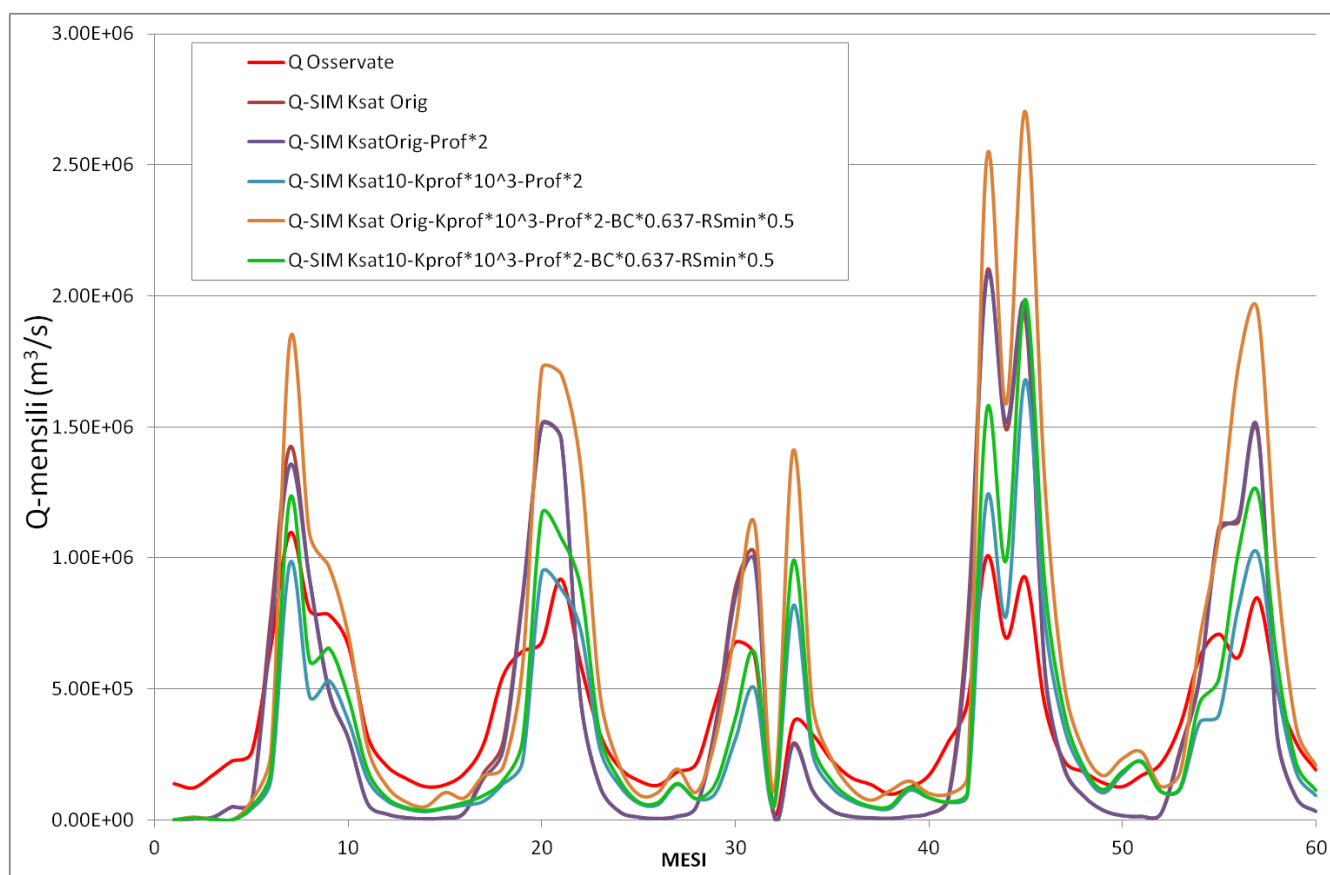


Figura 9: Confronto tra gli idrogrammi cumulati mensili.

Considerando gli idrogrammi di portata cumulata mensile possiamo ottenere maggiori informazioni circa l'attendibilità del modello in funzione della simulazione scelta. I risultati sembrano dare discreti valori, sicuramente l'elevata estensione del bacino, 900000 ha circa, presenta particolari condizioni che, in un modello testato sempre su bacini tre volte più piccoli, risultano più complicate da riprodurre.

Per un confronto parallelo agli idrogrammi è stato effettuato, per ogni simulazione, il calcolo dei volumi cumulati, i cui valori sono stati poi messi a confronti con i volumi cumulati osservati.

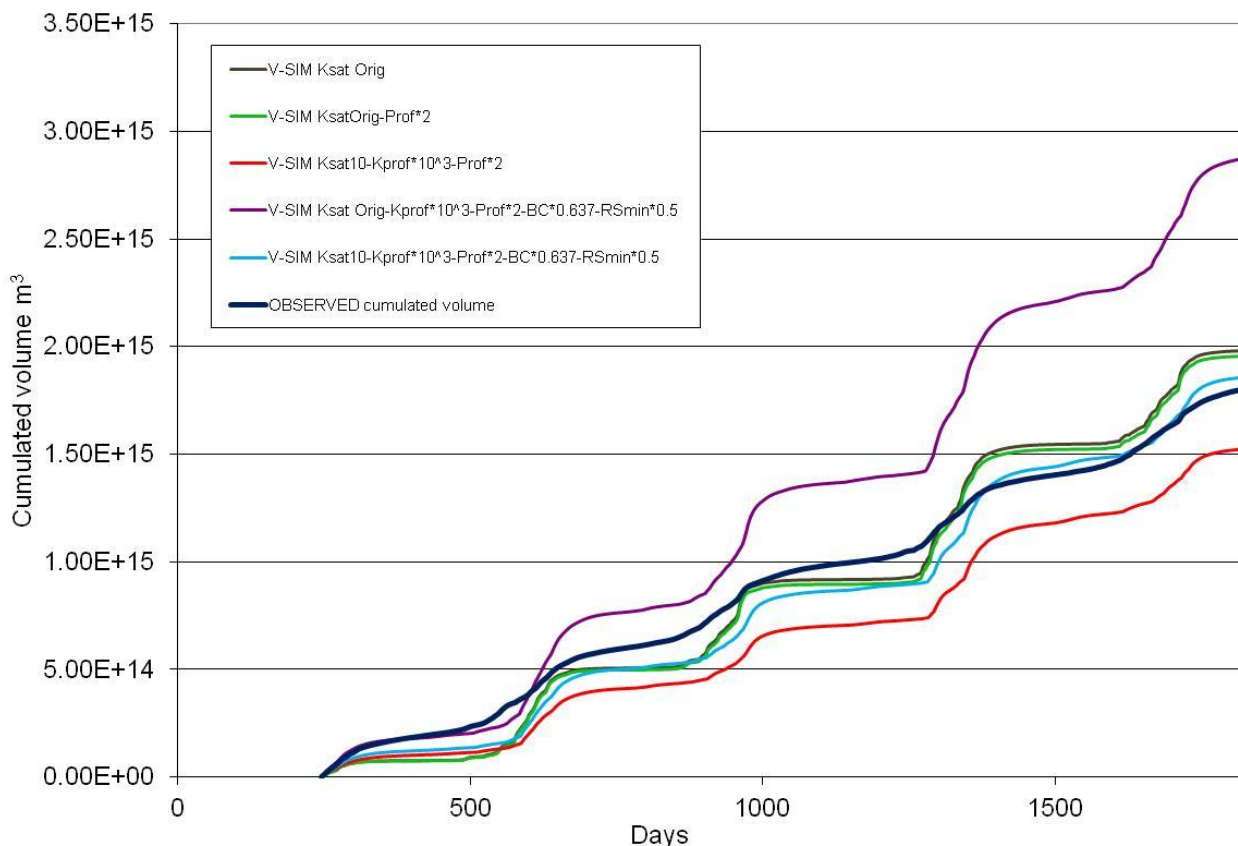


Figura 10: Grafico dei volumi cumulati.

Dalle curve risulta che la simulazione finale ( $V-SIM\ Ksat*10-Kprof*10^3-Prof*2-BC*0.637-RS_{min}*0.5$ ) si avvicina molto ai valori osservati. Il calcolo dei volumi è stato fatto a partire dal 1 Settembre 2000, per evitare che il periodo di auto calibrazione iniziale del modello potesse modificare i risultati.

La seguente tabella mostra i valori dell'errore calcolato rispetto ai volumi cumulati all'istante finale della simulazione (31 Dicembre 2004):

		<b>Errore</b>
<b>Volumi cumulati osservati</b>	<b>1.80282E+15</b>	-
<b>V-SIM Ksat Originale</b>	1.97921E+15	9.8%
<b>V-SIM Ksat*0.1</b>	8.16327E+15	352.8%
<b>V-SIM KsatOrig-Prof*2</b>	1.95641E+15	8.5%
<b>V-SIM Ksat10-Kprof*10^3-Prof*2</b>	1.52678E+15	-15.3%
<b>V-SIM Ksat Orig-Kprof*10^3-Prof*2-BC*0.637-RSmin*0.5</b>	2.87822E+15	59.7%
<b>V-SIM Ksat10-Kprof*10^3-Prof*2-BC*0.637-RSmin*0.5</b>	1.85725E+15	<b>3.0%</b>

Tabella 2:Valori di errore relativo ai volumi cumulati osservati.

Osservando i risultati derivanti dal calcolo degli idrogrammi e dei volumi cumulati, possiamo stabilire che il modello FEST-EWB è in grado di stimare correttamente il deflusso alla sezione di chiusura in termini quantitativi, il problema sussiste nel definire correttamente le condizioni temporali di propagazione. Infatti,

il calcolo della portata alla sezione di chiusura deriva da molteplici parametri, come è descritto in appendice, il FEST-EWB calcola i deflussi superficiali e profondi in ogni pixel di discretizzazione del bacino attraverso un modello di propagazione idrologica basato sul metodo Muskingum – Cunge (1969) nella sua forma non lineare, che si basa sul calcolo della celerità di propagazione in rete variabile nel tempo (Ponce, 1989; Ponce e Yevjevich, 1978; Ponce e Chaganti, 1994).

Pertanto possiamo considerare tale modello impreciso nella modellazione della propagazione delle piene in un bacino così esteso come quello dello Yangtze, è necessario quindi considerare differenti modelli che calcolano in modo dinamico la propagazione delle piene.

# CONCLUSIONI

Al termine del presente lavoro di tesi siamo in grado di dare informazioni dettagliate riguardo la modellistica di bilancio idrologico per la stima delle risorse idriche in un bacino di elevata estensione come quello dello Yangtze.

Le questioni analizzate riguardano principalmente:

- il miglioramento dell'utilizzo sinergico di modellistica idrologica e dati telerilevati per la gestione della previsione delle piene a diversa scala spaziale e temporale.
- La validazione del modello di calcolo del bilancio idrologico per bacini di considerevole estensione areale (900000 ha).

I risultati ottenuti possono definirsi riassuntivi di entrambe le questioni studiate, e riguardano innanzitutto il metodo d'approccio innovativo per la soluzione del bilancio di massa ed energia, ricercando quella temperatura rappresentativa di equilibrio termodinamico (RET) che è definita come la temperatura superficiale (LST). Un dato certo è che questa metodologia di modellazione del bilancio idrico per il bacino dello Yangtze risolve i problemi del rapporto tra variabili interne ed esterne (Dooge 1986). Infatti il calcolo delle LST a scala di pixel ed il rispettivo confronto con i dati rilevati hanno permesso di controllare il bilancio idrico in ogni pixel del bacino e non solo alla sezione di chiusura del bacino e quindi di individuare quei parametri caratteristici del suolo e della vegetazione in ingresso al modello che maggiormente andavano ad influenzare i valori di temperatura calcolati in uscita dal FEST-EWB.

Una prima conferma è data dal confronto diretto tra i dati di LST modellati e quelli osservati mediante telerilevamento, ma altre conferme sono giunte dalla bontà delle relative proprietà statistiche.

All'interno della problematica del bilancio idrologico si è notato come, nonostante all'interno del bacino vi siano parecchie zone montane caratterizzate da una quota elevata (fino a superare i 6000 metri s.l.m.), la presenza di precipitazioni nevose e delle relative dinamiche di accumulo e scioglimento nivale non vadano a modificare sensibilmente il bilancio idrico. Questo fatto è dovuto soprattutto alla tipologia climatica delle fasce montuose presenti nel bacino, ovvero un clima prevalentemente secco e desertico, e caratterizzato da una scarsa densità ed entità di eventi di precipitazione meteorica nei periodi invernali.

La calibrazione prima della dinamica della neve e successivamente dell'evapotraspirazione, hanno consentito una buona stima delle portate e dei volumi cumulati transitanti nell'alveo. Questo permette di avere un quadro ben preciso del comportamento del bacino di fronte ad un evento meteorico futuro, consentendo di prendere provvedimenti al fine di garantire una maggiore protezione della popolazione e del territorio.

Per concludere, il tipo d'approccio e l'attendibilità dei risultati consentono di poter ritenere il modello affidabile per il calcolo del bilancio idrico del suolo e conseguente stima delle risorse idriche anche su bacini ad elevatissima estensione grazie all'accoppiamento con le immagini satellitari di temperatura superficiale.

# BIBLIOGRAFIA

- [1] Allen RG. Self-calibrating method for estimating solar radiation from air temperature. J Hydrol Eng-ASCE 1997
- [2] Baig A., Achter P., Mufti A. A novel approach to estimate the clear daily global solar radiation. Renew Energy 1991
- [3] Bristow KL., Campbell GS. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. Agric Forest Meteorol 1984
- [4] Chen R., Ersi K., Yang J., Lu S., Zhao W. Validation of five global radiation models with measured daily data in China Energy Convers Manage 2004
- [5] "D.C. REICOSKY, L.J. WINKELMAN, J.M. BAKER, and D.G. BAKER : ""ACCURACY OF HOURLY AIR TEMPERATURES CALCULATED FROM DAILY MINIMA AND MAXIMA""; North Central Soil Conservation Research Laboratory, Agricultural Research Service, USDA, Morris, MN 56267 (U.S.A.)"
- [6] Database Corine Land Cover
- [7] Eurasia Land Cover Characteristics Data Base Version 2.0 - USGS Land Use/Land Cover System Legend (Modified Level 2)
- [8] From year one of MODIS data - R.B. Myneni et al.
- [9] Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR
- [10] "Guofeng Wu, Yaolin Liu and Tiejun Wang. Methods and strategy for modeling daily global solar radiation with measured meteorological data – A case study in Nanchang station, China. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC), PO Box 6, Hengelosestraat 99, 7500 AA Enschede, The Netherlands "
- [11] Hargreaves GH., Samani ZA. Estimating potential evapotranspiration. J Irrig Drain Eng 1982
- [12] Hargreaves GL., Hargreaves GH., Riley JP. Irrigation water requirements for Senegal River basin . J Irrig Drain Eng-ASCE 1985
- [13] Harmonized World Soil Database – HWSD. ([http://www.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/HWSD\\_Data.html?sb=4](http://www.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/HWSD_Data.html?sb=4))
- [14] Jerome G. Fortin, Francois Anctil, Leon-Etienne Parent, Martin A. Bolinder "Comparison of empirical daily surface incoming solar radiation models".
- [15] Jia, L., Z. Su, B. van den Hurk, M. Manenti, A. Moene, H.A.R. De Bruin, J.J.B. Yrisarry, M. Ibanez, A. Cuesta, 2003, Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements, Physics and Chemistry of the Earth, 28(1-3), 75-88
- [16] Kaplanis S.N. "New methodologies to estimate the hourly global solar radiation; comparisons with existing models". Head of Renewable Energy Laboratory

- [17] Li,Z.-L., L. Jia, Z.Su, Z. Wan, R.H. Zhang, 2003, A new approach for retrieving precipitable water from ATSR-2 split window channel data over land area, *International Journal of Remote Sensing*, 24(24), 5095-5117
- [18] Liang, S., J. S. Chad, et al., 2003, Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. *Remote Sensing of Environment* 84(1): pp. 25-41
- [19] Ozone content: <http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/>
- [20] Ponce, 1989; Ponce e Yevjevich, 1978; Ponce e Chaganti, 1994
- [21] Rahman, H. and G Didieu, 1994, SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *Int. J. Remote Sensing*, 1994, col. 15,no.1,123-143
- [22] "Ravazzani et al., IAHS Publ. 313, 2007; Rabuffetti et al., NHES 2008; Corbari et al., HESS 2009, Mancini phd 90, Corbari et al., 2010"
- [23] Sobrino,J.A. and G Soria, AATSR Land-Surface Temperature & Emissivity, Algorithm Theoretical Basis Document. EU FP6, GMES EAGLE project, SSTÉ-CT2003-5020057
- [24] Sobrino,J.A. and N. Raissoini, 2003, Surface Temperature and Water Vapour retrieval from MODIS data, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 24, NO. 24, 5161-5182
- [25] Sobrino,J.A. and N. Raissoini, 2003, Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring:Application to Morocco, *International Journal of Remote Sensing*, 21, pp. 353-366
- [26] Su, Z., 2005, Estimation of the surface balance. In: *Encyclopedia of hydrological sciences: 5 volumes.* / ed. by M.G. Anderson and J. J. McDonnell. Chichester etc., Wiley & Sons, 2005. 3145 p. ISBN: 0-471-49103-9. Vol. 2 pp. 731-752
- [27] Su, Z., A. Yacob, Y. He, H. Boogaard, J. Wen, B. Gao, G. Roerink, and K. Van Diepen, 2003, Assessing relative soil moisture with remote sensing data: theory and experimental validation, *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(1-3), 89-101
- [28] Su, Z., T. Schmugge, W.P. Kustas, W.J. Massman, 2001, An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere, *Journal of Applied Meteorology*, 40(11), 1933-1951
- [29] Valiente, J.A., Nunez, M., Lopez-Baeza, E. & Moreno, J.F. 1995. Narrow-band to broad-band conversion for meteorological visible channel and broad-band albedo using both AVHRR-1 and -2 channels, *Int. J. Remote Sens.* 16(6): 1147-1166
- [30] Vazaios E. Applications of solar energy B. Athens: Selountos Co. Publications 1987
- [31] Water vapour: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>
- [32] Z. Su,2002,The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat flux, *Hydrology and Earth System Sciences*,6(1), 85-89

# APPENDICE A

## Il modello di bilancio idrologico: FEST-EWB

### A.1 PARAMETRI IN INGRESSO

In questa sezione del programma viene eseguita l'estrapolazione delle misure dei dati meteorologici registrati dalla stazione meteorologica per ciascuna cella in cui è suddiviso il bacino.

Il modello necessita, inoltre, dell'impiego di dati spazialmente distribuiti come mappe del suolo e vegetazione e mappe topografiche (DEM, orientamento, pendenza), anch'essi usati come input nel modello.

#### A.1.1 Dati meteo

Le misure puntuali dei dati meteorologici sono:

- Radiazione ad onde corte incidente al suolo [ $W/m^2$ ]
- Temperatura dell'aria [ $^{\circ}C$ ]
- Pioggia [mm]
- Umidità relativa dell'aria [%]
- Velocità del vento [m/s]

#### Radiazione

La radiazione solare è la più importante risorsa di energia per molti processi come l'evaporazione, lo scioglimento nivale, il riscaldamento di piante e terreno, la circolazione di masse d'aria, inoltre controlla la crescita e l'attività di piante e animali. Per questo motivo la radiazione solare risulta una delle forzanti atmosferiche più importanti nei modelli idrologici.



Nella maggior parte degli studi della radiazione sulla superficie terrestre, il flusso radiativo viene considerato nell'ambito di due lunghezze d'onda caratteristiche: la radiazione a onde corte, originata dal sole compresa fra le lunghezze d'onda di 0.3 e 2.2  $\mu\text{m}$ , e la radiazione ad onde lunghe emessa dall'atmosfera e dal terreno nel dominio compreso fra le lunghezze d'onda di 6.8 e 100  $\mu\text{m}$ .

Nel modello la radiazione viene distinta nelle sue componenti ad onda lunga e ad onda corta; in quest'ultima si riconosce la parte diffusa dall'atmosfera e quella che arriva direttamente al suolo; inoltre la radiazioni ad onde corte è un parametro di input del nostro modello, e viene interpolata su tutto il bacino attraverso il metodo della distanza inversa modificato per tenere in considerazione l'effetto della topografia (ombre dovute ai rilievi) e dell'assorbimento dell'atmosfera.

L'energia che risulta disponibile per il suolo è la radiazione netta, che è la somma dei bilanci tra la radiazione entrante ed uscente della radiazione ad onde corte e ad onde lunghe.

### **Temperatura**

Un altro dato meteorologico molto importante per un modello idrologico è la temperatura dell'aria nelle vicinanze della superficie; ad esempio, risulta fondamentale per calcolare i flussi di energia scambiati dal terreno con l'atmosfera o per il calcolo dello scioglimento nivale.

Per poter distribuire la temperatura rilevata dai sensori è indispensabile far uso di un gradiente termico che ci permetta di valutare come varia la temperatura con la quota.

In questo modello è stato utilizzato un gradiente costante pari a 6.5 °C ogni 1000 m di quota; in questo modo, purtroppo, non si tengono in considerazione fenomeni di inversione termica che possono essere frequenti in bacini montani.

Un algoritmo appositamente sviluppato permette di distribuire spazialmente i dati puntuali delle stazioni termometriche: questo porta tutte le misure ad una quota di riferimento (nel nostro caso 1000 m) tramite un gradiente termico, a questa quota opera un'interpolazione con tutte le misure a disposizione, successivamente riporta al suolo per ogni cella il dato interpolato, sempre tenendo in considerazione il gradiente termico. I valori di temperatura sono interpolati con il metodo della distanza inversa.

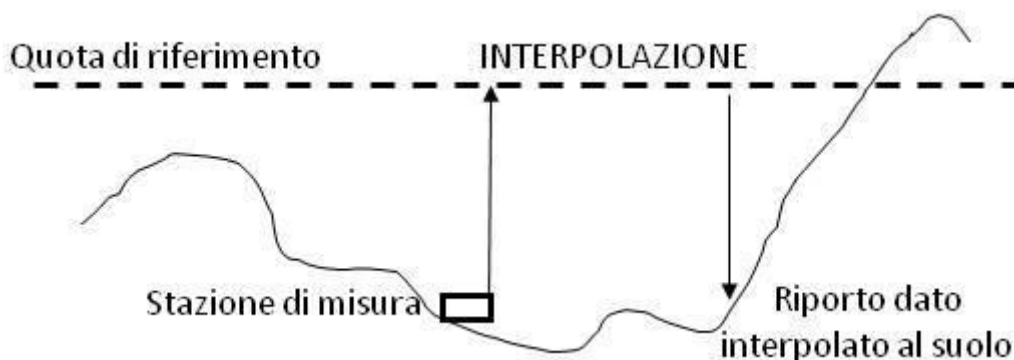


Figura 1: Metodo di distribuzione spaziale della temperatura.

### **Precipitazione**

Il dato di precipitazione spaziale deve essere rappresentativo dell'intero bacino di interesse. Essendo la pioggia, in genere, spazialmente variabile sul bacino, è necessario definire un metodo di ragguaglio del dato di precipitazione osservato o previsto. L'interpolazione dei pluviometri avviene col metodo delle distanze inverse o dei poligoni di Thiessen.

### **Umidità dell'aria e velocità del vento**

Per l'umidità relativa dell'aria e per la velocità del vento si è deciso, invece, di interpolare spazialmente i dati rilevati dalle stazioni con il metodo della distanza inversa.

## **A.1.2 Dati suolo e vegetazione**

Un supporto fondamentale è costituito dal modello digitale delle quote del terreno (Digital Elevation Model – DEM), che ci fornisce il valore della quota media per ogni cella elementare in cui è suddiviso il bacino di interesse; partendo dalla matrice delle quote siamo infatti in grado, tramite algoritmi comuni in ambiente GIS (come ArcView), di ricavare la pendenza e l'esposizione di ciascuna cella, dati che sono vincolanti per caratterizzare al meglio il bacino.

I parametri del tipo di suolo risultano invece necessari alla caratterizzazione idraulica del suolo, mentre la tipologia di uso del suolo è importante per la definizione della dinamica della vegetazione su tutto il bacino.

## **A.2 DINAMICA DELLA NEVE**

All'interno del modello si considera anche la componente di scioglimento nivale, essenziale per migliorare la stima delle portate nei corsi d'acqua, ottenute a partire dai dati pluviometrici e meteorologici.

Il blocco di valori relativi alla neve riceve in ingresso le mappe di precipitazione e temperatura derivanti dal blocco dati, e fornisce in uscita rispettivamente:

- l'altezza di neve  $h_{neve}$ ;
- la mappa di precipitazione comprensiva dell'accumulo e dello scioglimento della neve;
- l'equivalente idrico della neve SWE (snow water equivalent).

La proprietà della neve che viene più comunemente utilizzata nel descrivere la quantità di neve accumulata al suolo è l'altezza  $h_s$  del manto nevoso intimamente legata alla densità  $\rho_s$  dello stesso. Queste grandezze, molto importanti nella modellazione della meccanica nel manto nevoso, e quindi utilizzate negli studi di protezione dalle valanghe, risultano di minore importanza in ambito idrologico dove l'interesse è

concentrato principalmente sulla modellazione dell'equivalente idrico della neve SWE (snow water equivalent). Questo, sostanzialmente, rappresenta l'altezza d'acqua che deriverebbe dal totale scioglimento del manto nevoso. Questa grandezza è legata allo spessore effettivo del manto dalla relazione:

$$SWE = h_s \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad \text{a.1}$$

dove  $\rho_w$  è la densità dell'acqua.

Per la neve fresca si può generalmente considerare in prima approssimazione un valore della densità ( $\rho_s$ ) pari a  $100 \text{ kg/m}^3$  ma, in realtà, questo valore è influenzato da alcuni fattori ambientali tra i quali la temperatura dell'aria e la velocità del vento. In particolare, vari esperimenti hanno mostrato come la densità della neve varia nello spazio e nel tempo persino all'interno di un singolo evento atmosferico.

### A.2.1 Modello di accumulo nivale

La precipitazione atmosferica viene misurata dal pluviometro che fornisce i millimetri equivalenti di acqua, senza distinzione fra natura solida o liquida della precipitazione stessa; la presenza di un sistema di riscaldamento permette, infatti, di sciogliere la neve contenuta e misurarne l'equivalente idrico.

Il principale fattore utilizzato per la determinazione della natura della precipitazione è la temperatura atmosferica ( $T_a$ ), poiché controlla l'eventuale transizione dallo stato solido a quello liquido dei fiocchi durante la caduta.

Il campo di precipitazione viene ricostruito attraverso l'utilizzo di un modello che tiene conto della possibilità di un evento meteorico misto con presenza contemporanea di pioggia e neve.

Data la rilevazione pluviometrica e quella termometrica, ipotizziamo di ricostruire il tipo di precipitazione utilizzando una legge del tipo [Tarboton, 1994]:

$$\begin{aligned} P_l &= \alpha_p P \\ P_s &= (1 - \alpha_p) P \end{aligned} \quad \text{a.2}$$

avendo indicato con  $P$  l'equivalente in acqua della precipitazione [mm],  $P_l$  e  $P_s$  rispettivamente la precipitazione di tipo liquido e solido,  $\alpha_p$  il fattore di separazione dello stato liquido-solido. Il valore di  $\alpha_p$  viene calcolato secondo le formule:

$$\begin{aligned} \alpha_p &= 0 & T_a &\leq T_{inf} \\ \alpha_p &= \frac{T_a - T_{inf}}{T_{sup} - T_{inf}} & T_{inf} &\leq T_a \leq T_{sup} \end{aligned} \quad \text{a.3}$$

$$\alpha_p = 1$$

$$T_a \geq T_{sup}$$

in cui  $T_a$  rappresenta la temperatura dell'aria,  $T_{inf}$  e  $T_{sup}$  sono rispettivamente la temperatura al di sotto della quale si ha solo neve e la temperatura al di sopra della quale si ha solo pioggia.  $T_{inf}$  e  $T_{sup}$  vengono determinati durante la fase di taratura del modello e non tramite un'analisi climatologica effettuata sul singolo evento atmosferico.

La seguente figura rappresenta la transizione tra lo stato liquido e quello solido dell'evento di pioggia

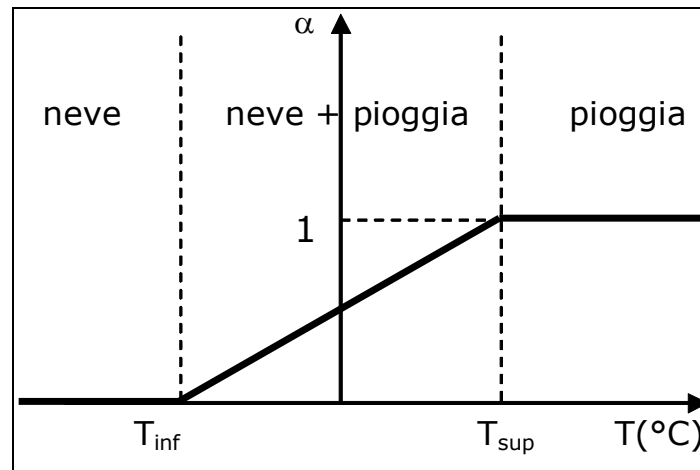


Figura 2: Legame tra formazione neve e temperatura.

## A.2.2 Modello di scioglimento nivale

L'implementazione del modello fisicamente basato dello scioglimento nivale prevede la valutazione del bilancio energetico degli scambi di calore tra la neve e l'ambiente circostante (principalmente l'atmosfera) dal quale ricavare la quantità di acqua di fusione.

Pur volendo restare nell'ambito di un approccio fisicamente basato, si è ricorsi ad alcune ipotesi semplificative :

- Il manto nevoso è considerato monostrato e, per quanto riguarda la sua temperatura media, isoterma a 0°C ovvero sempre in transizione di fase.
- Il flusso di calore scambiato attraverso i moti turbolenti dell'atmosfera non è stato considerato nell'applicazione del modello in modo distribuito.
- L'acqua liquida immagazzinata nel manto nevoso si propaga verso valle senza infiltrarsi nel terreno.

La prima ipotesi consente di semplificare il calcolo dello scioglimento nivale evitando l'utilizzo di equazioni implicite che richiederebbero il ricorso a procedure iterative di soluzione o a schemi di calcolo alle differenze finite. Inoltre consente di evitare la modellazione di grandezze dal comportamento complesso ma non legate alle finalità idrologiche del modello. Per il calcolo dei flussi energetici è stato però necessario tenere conto delle diverse proprietà termiche della superficie della neve rispetto a quelle medie del manto.

Quindi, analogamente a quanto fatto da Kuchment e Gelfan (1995), è stato ipotizzato che la temperatura superficiale della neve sia diversa da quella media del manto ma coincida con quella atmosferica quando questa è minore di zero e sia zero altrimenti.

La seconda è legata alla difficoltà di modellare accuratamente la velocità del vento in bacini montani, in cui l'influenza dell'orografia è fondamentale. L'errore che deriverebbe utilizzando una semplice interpolazione spaziale di questa grandezza, vanificherebbe la maggiore accuratezza che si potrebbe ottenere a scala puntuale tenendo conto anche di questo termine.

La terza ipotesi è stata adottata in funzione del bacino su cui avverrà l'applicazione distribuita del modello. In particolare è stata trascurata l'infiltrazione dell'acqua di scioglimento all'interno del terreno. Questa ipotesi è stata presa in relazione delle caratteristiche geomorfologiche del territorio oggetto del presente studio: la scarsa copertura di suolo, caratteristica di un bacino di alta montagna costituito essenzialmente da un substrato roccioso, e il possibile congelamento del terreno sono i due fattori che hanno contribuito a questa scelta.

Nella modellistica di piena l'effetto dovuto all'infiltrazione risulta decisivo nella stima delle portate massime nelle sezioni di chiusura; ciò non avviene in una simulazione di lungo periodo in cui viene valutato il volume cumulato passante per la sezione di chiusura.

### **Modello di scioglimento a "temperatura indice"**

Per effettuare una stima corretta dello scioglimento nivale occorre conoscere la variabilità spaziale dei flussi di calore nonché le caratteristiche della neve; la possibile mancanza delle necessarie informazioni ha portato allo sviluppo di modelli che operano su un indice cioè un'unica variabile utilizzata per spiegare un fenomeno fisico in modo integrale.

Nel calcolo del bilancio energetico della neve, la temperatura svolge un ruolo predominante e data la disponibilità di dati, viene spesso utilizzata come indice dello scioglimento nivale.

In diverse discipline (biologia, agraria) la quantità di calore disponibile per un processo è calcolata in unità chiamate gradi-giorno. Questi sono il prodotto cumulato tra il tempo e la differenza tra la temperatura e una temperatura di soglia (eventualmente tenendo conto anche di una soglia superiore): un grado-giorno risulta essere rappresentabile come un giorno con una temperatura di 1°C superiore alla temperatura di soglia.

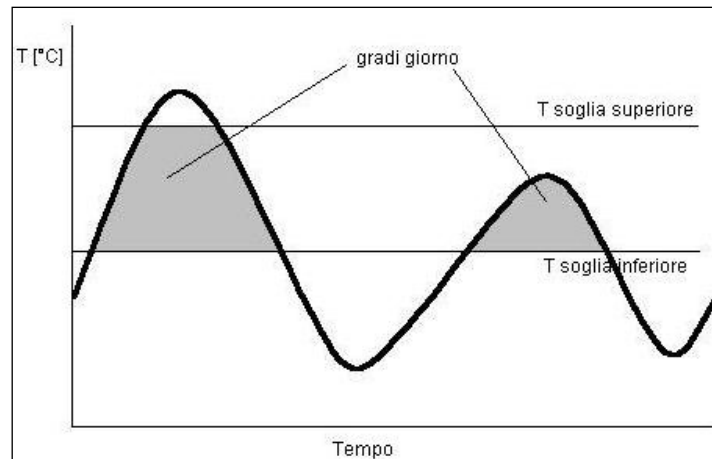


Figura 3: Schema del modello gradi giorno

L'utilizzo dei gradi-giorno nella valutazione del contributo energetico allo scioglimento nivale è dovuto originariamente a Martinec (1960). Il tasso di scioglimento [ $\text{mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ], ovvero la quantità di acqua di scioglimento prodotta nell'unità di tempo, è quindi proporzionale alla temperatura misurata; e all'introduzione di un coefficiente moltiplicativo empirico  $C_m$  permette così il calcolo attraverso la formula:

$$M_s = C_m (T_a - T_b) \quad \text{a.4}$$

dove  $M_s$  rappresenta il tasso di scioglimento, ed avendo indicato con  $T_b$  la temperatura di base mentre  $T_a$  indica sempre la temperatura dell'aria.

I valori di  $C_m$  comunemente riscontrati variano tra  $8 \cdot 10^{-8} \text{ m}/(^\circ\text{C s})$  e  $11 \cdot 10^{-8} \text{ m}/(^\circ\text{C s})$  in funzione delle condizioni geografiche, meteorologiche e della proprietà del manto nevoso; nella sua definizione  $C_m$  tiene conto di tutti i fattori fisici non inclusi nel modello.

La temperatura dell'aria utilizzata dipende dal tipo di applicazione e dal livello di dettaglio dello studio: per simulazioni a scala di bacino ad intervalli giornalieri, si considera in genere qualche relazione tra la massima e la minima temperatura registrate nel giorno o su più giorni, altrimenti, a livelli di dettaglio spaziale e temporale superiori, si usa la temperatura registrata mediamente in quell'intervallo di tempo.

La temperatura di base è la soglia oltre la quale avviene lo scioglimento e viene normalmente posta uguale a  $0^\circ\text{C}$  oppure utilizzata come parametro di taratura.

I valori utilizzati della temperatura di base e del coefficiente  $C_m$  sono stati ricavati dalla taratura del modello.

### A.3 BLOCCO DI BILANCIO DI MASSA ED ENERGIA

Il FEST-EWB utilizza un sistema di equazioni del bilancio di massa e del bilancio di energia. In particolare, il modello idrologico da noi utilizzato si propone di stimare in modo integrato gli afflussi-deflussi basandosi

sull'equazione di bilancio idrologico. Ciò consiste nello stimare la riserva idrica nel suolo misurando o stimando le voci in entrata (apporti idrici al netto delle perdite) e quelle in uscita (ad esempio l'evapotraspirazione) per un istante generico  $t$ .

Utilizzando un'analisi ciclica, il modello ricalcola la riserva idrica nel suolo ( $\theta$ ) misurando le voci in entrata (precipitazioni depurate dalle perdite e evapotraspirazione) e quelle in uscita (ruscellamento e percolazione) nell'istante  $t+1$ .

Infine il modello, nel blocco di bilancio, aggiornando in ogni istante  $t$  il valore dell'umidità del suolo ( $\theta$ ), calcola il ruscellamento e la percolazione sia che si verifichi o meno l'evento di pioggia. In particolare, il modello considera come effettivo istante di inizio dell'evento piovoso quello in cui riceve un dato di pioggia diverso da zero e da NoData (-999,9). Da questo istante inizia il computo della pioggia cumulata e la misurazione della durata dell'evento.

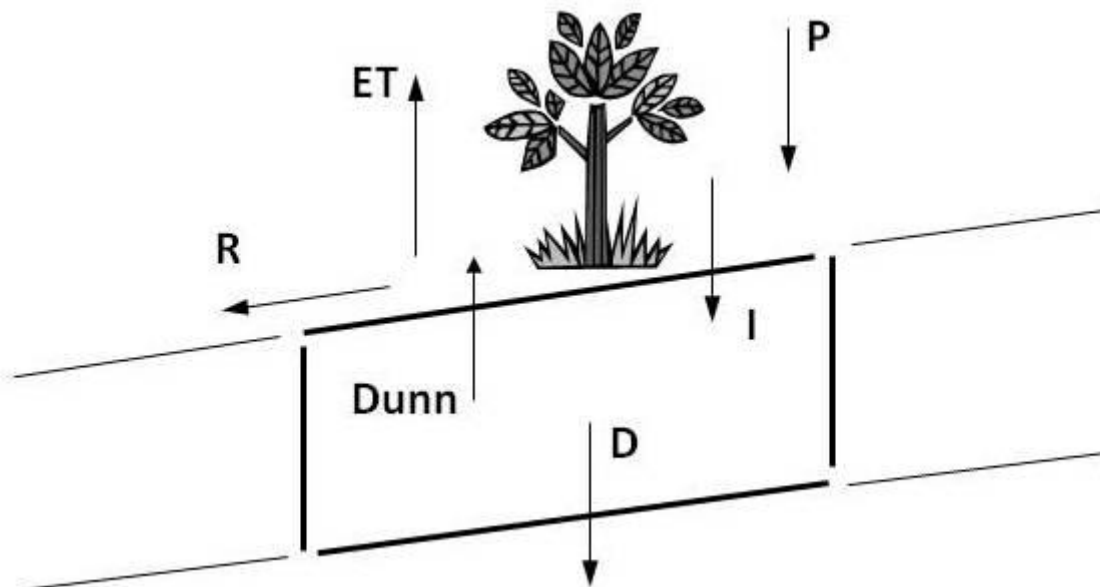


Figura 4: Bilancio idrico per il volume di controllo considerato.

Per un qualsiasi intervallo di tempo le equazioni dei bilanci idrico ed energetico, mettendo in evidenza il termine di umidità del suolo ( $\theta$ ), assumono la seguente forma:

$$\begin{cases} \theta_{t+1} = \theta_t + \frac{(I - D - ET)}{Z} \\ R_n - G = H + L_e \end{cases} \quad \text{a.5}$$

Con:

$$I = P - R + Dunn \quad \text{a.6}$$

$$P = A - N$$

Dove:

- $I$ [m/s]= infiltrazione
- $P$ [m/s] = pioggia lorda comprensiva di accumulo/scioglimento neve
- $A$ [m/s] = afflusso meteo
- $N$ [m/s] = accumulo/scioglimento neve
- $Dunn$ [m/s] = runoff (ruscellamento) dunniano
- $D$ [m/s] = acqua persa per percolazione o drenaggio
- $ET$ [m/s] = acqua persa per evapotraspirazione
- $R$ [m/s] = acqua persa per ruscellamento (pioggia netta)
- $\theta_{t+1}$  [-] = umidità del suolo al tempo t+1
- $\theta_t$  [-] = umidità del suolo al tempo t
- $Z$  [m] = spessore dello strato di terreno considerato
- $t$  [s] = periodo (intervallo) giornaliero
- $R_n$  [W/m<sup>2</sup>] = radiazione netta
- $G$  [W/m<sup>2</sup>] = flusso di calore del suolo
- $H$  [W/m<sup>2</sup>] = flusso di calore sensibile
- $Le$  [W/m<sup>2</sup>] = flusso di calore latente

In questo studio non viene considerato il fenomeno della risalita capillare o l'apporto idrico da falda.

L'equazione a.5 ci permette, partendo da una condizione iniziale nota, di calcolare l'andamento dell'umidità del terreno nel tempo.

Vediamo più in dettaglio i termini dell'equazione a.5

### A.3.1 La Percolazione

L'acqua persa per percolazione ( $D$ ) viene calcolata tramite l'equazione:

$$D = K_{sat} \cdot \left( \frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} \right)^{\left( \frac{2+3B}{B} \right)} \quad a.7$$

Dove:

- $K_{sat}$  [m/s] = permeabilità verticale a saturazione
- $\theta$  [-] = umidità del suolo
- $\theta_{res}$  [-] = umidità del suolo residua
- $\theta_{sat}$  [-] = umidità del suolo a saturazione
- $B$  [-] = indice di distribuzione dei pori o indice di Brooks e Corey.



### A.3.2 L'Evapotraspirazione: Metodo di bilancio energetico

L'evapotraspirazione ( $ET$ ) è la somma di due processi che avvengono simultaneamente e che sono difficilmente distinguibili: l'evaporazione e la traspirazione.

L'evaporazione dell'acqua richiede energia per la rottura dei legami intermolecolari delle particelle d'acqua, sia questa fornita sotto forma di calore sensibile o di radiazione. Il processo di evapotraspirazione è governato dallo scambio di energia all'interfaccia suolo-atmosfera ed è limitato dalla quantità di energia disponibile. Per via di questa limitazione è possibile stimare il flusso di energia assorbito dall'evapotraspirazione (e la quantità d'acqua evapotraspirata) applicando il principio di conservazione dell'energia.

Nel caso in cui si consideri terreno vegetato il volume di controllo sul quale effettuare il bilancio energetico si estende al di sopra della chioma della vegetazione ed al di sotto dell'apparato radicale (figura 6).

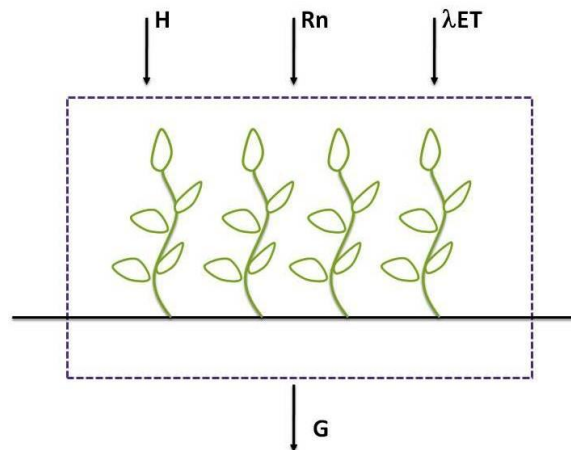


Figura 5: Volume di controllo considerato nel bilancio energetico e flussi di energia in direzione verticale

Il sistema Terra-Atmosfera, è un sistema con un bilancio energetico governato dalle leggi della termodinamica, che studia le relazioni tra calore, lavoro ed energia. L'equilibrio energetico della superficie terrestre è una riformulazione della prima legge della termodinamica che si occupa di risparmio energetico, dove l'energia totale di un sistema rimane lo stesso, anche se si verificano trasformazioni energetiche. La seconda legge, invece, afferma che i trasferimenti spontanei di energia sono irreversibile ed impossibili senza un aumento di entropia del sistema, in modo che tutti i processi di produzione di energia degradano l'entropia, che è la tendenza del sistema di dissipare o degradare energia (Congel & Boles, 2005).

L'equazione completa del bilancio di energia sulla superficie del terreno nel FEST-EWB è espressa come:

$$Rn - G - (Hs + Hc) - (LEs + LEc) = \frac{\Delta W}{\Delta t} \quad \text{a.8}$$

Dove:

$-Rn$  è la radiazione netta [ $W/m^2$ ];

- G è il flusso di calore del suolo [W/m<sup>2</sup>];
- H<sub>s</sub> e H<sub>c</sub> sono i valori di calore sensibile relativi al suolo nudo e alla vegetazione [W/m<sup>2</sup>];
- Le<sub>s</sub> e Le<sub>c</sub> sono i valori di calore latente relativi al suolo nudo e alla vegetazione [W/m<sup>2</sup>];
- $\frac{\Delta W}{\Delta t}$  è la variazione nel tempo di contenuto d'acqua;

**TUTTI I TERMINI DEL BILANCIO ENERGETICO DIPENDONO DALLA TEMPERATURA DELLA SUPERFICIE TERRESTRE LST.**

Quindi l'equazione dell'equilibrio energetico può essere risolta cercando la temperatura di equilibrio termodinamico che chiude l'equazione con il metodo di Newton-Raphson.

$$LST_n = LST_{n-1} + \frac{f_t(LST_{n-1})}{f'_t(LST_{n-1})} \quad \text{a.9}$$

Dove LST<sub>n</sub> è il valore attuale, LST<sub>n-1</sub> è il valore di temperatura all'iterazione precedente, mentre f<sub>t</sub>(LST<sub>n-1</sub>) è la funzione di bilancio di energia e f'<sub>t</sub>(LST<sub>n-1</sub>) è la sua derivata. La soluzione del sistema è accettabile quando:

$$\left| \frac{f_t(LST_{n-1})}{f'_t(LST_{n-1})} \right| < tolerance \quad \text{e} \quad f_t(LST_{n-1}) < tolerance \quad \text{dove il valore di tolleranza è posto pari a 0.001}$$

Di seguito, andremo a definire tutti i termini di bilancio energetico espressi nell'equazione a.8.

**RADIAZIONE NETTA**

Somma algebrica delle onde lunghe e corte in entrata ed uscita

$$R_n = R_s(1-r) + \xi_c \sigma(T_a^4) - \xi_s \sigma(LST^4) \quad \text{a.10}$$

- Dove:
- R<sub>s</sub> è la radiazione entrante delle onde corte [W/m<sup>2</sup>];
  - r è l'albedo;
  - ξ<sub>s</sub> è l'emissività del suolo; (frazione di energia irraggiata da un materiale rispetto all' energia irraggiata da un corpo nero alla medesima temperatura);
  - σ è la costante di Stefan-Boltzmann [W/(m<sup>2</sup>K<sup>4</sup>);
  - LST è la temperatura della superficie [K];
  - T<sub>a</sub> è la temperatura dell'aria [K];

La radiazione netta delle onde corte è calcolata considerando l'effetto della topografia (Mancini et al. 2005). Il bilancio di radiazione sulla superficie del bacino varia con la latitudine, la stagione, il tempo e la presenza di nuvole; sebbene per bacini montani, le caratteristiche topografiche e la pendenza, possono avere un ruolo rilevante.

In effetti, la topografia influenza il campo di radiazione in tre modi (fig. 7): modulando il flusso effettivo di energia a seconda della posizione relativa della superficie del terreno rispetto al sole, riducendo le radiazioni a causa di un effetto ombra dovuto alle creste più alte e aumentando la radiazione netta attraverso una frazione riflessa dai terreni confinanti.

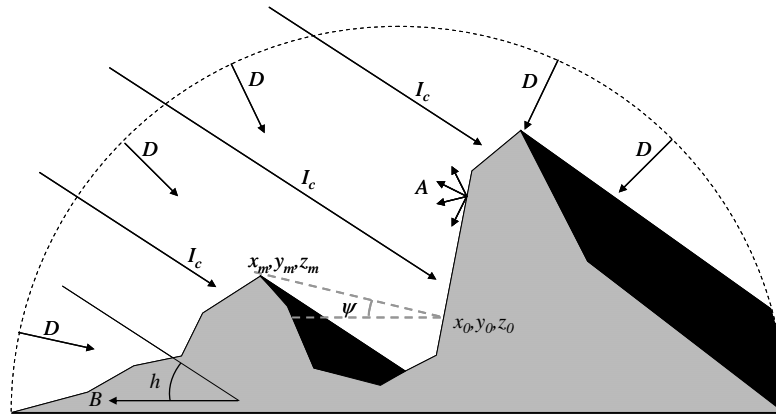


Figura 6: Effetti della topografia sulla radiazione

**FLUSSO DI CALORE DEL SUOLO**

Il flusso di calore del suolo è il calore scambiato per conduzione tra lo strato superficiale ed uno strato ad una data profondità.

$$G = \left( \frac{g_{term}}{dz} \right) (LST - T_{soil}) \tag{a.11}$$

Dove:  $-g_{term}$  è la conduttività termica del suolo [W/(m<sup>2</sup>K)];

$-T_{soil}$  è la temperatura al di sotto del primo strato di suolo sottostante [K].

**FLUSSO DI CALORE SENSIBILE**

L'equazione di tale flusso verticale è:

$$H_s + H_c = (1 - f_v) \frac{\rho_a c_p}{r_a} (LST - T_a) + f_v \frac{\rho_a c_p}{r_a} (LST - T_a) \tag{a.12}$$

Dove:  $-f_v$  è la frazione di vegetazione;

$-\rho_a$  è la densità dell'aria [Kg/m<sup>3</sup>];

$-c_p$  è il calore specifico dell'aria umida [MJ/Kg K];

$-r_a$  è la resistenza aerodinamica [sm<sup>-1</sup>];

**FLUSSO DI CALORE LATENTE**

L'equazione di tale flusso verticale è:

$$LE_c + LE_s = f_v \left( \frac{\rho_a c_p}{\gamma(r_a + r_c)} \right) (e^* - e_a) + (1 - f_v) \left( \frac{\rho_a c_p}{\gamma(r_a + r_s)} \right) (e^* - e_a) \tag{a.13}$$

Dove: -fv è la frazione di vegetazione;  
 - $\rho_a$  è la densità dell'aria [ $\text{Kg}/\text{m}^3$ ];  
 - $c_p$  è il calore specifico dell'aria umida [ $\text{MJ}/\text{Kg K}$ ];  
 -  $r_a$  è la resistenza aerodinamica [ $\text{sm}^{-1}$ ];  
 -  $r_c$  è la resistenza della vegetazione;  
 funzione di: resistenza stomatale minima, indice di area fogliare LAI, field capacity fc, wilting point wp e  $\theta$ ;  
 -  $e_a$  è la pressione di vapore [Pa];  
 -  $e^*$  è la pressione di vapore a saturazione [Pa];  
 -  $\gamma$  è la costante psicrometrica [ $\text{Pa}/^\circ\text{C}$ ];

Il calore latente di vaporizzazione,  $\lambda$  ( $\text{MJKg}^{-1}$ ), e la densità dell'acqua,  $\rho_w$  ( $\text{Kgm}^{-3}$ ), legano il flusso di calore latente (LE) con l'evapotraspirazione, ET ( $\text{ms}^{-1}$ ):

$$LE = \lambda \rho_w ET \quad \text{a.14}$$

### **VARIAZIONE CONTENUTO D'ACQUA**

Tale parametro è calcolato a partire da:

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = F_{CO_2} + S_{canopy} + S_{air} + S_{soil} \quad \text{a.15}$$

Dove: -  $F_{CO_2}$  è il flusso di fotosintesi;  
 -S è lo scambio di entalpia relativo a vegetazione aria e suolo;

### **A.3.3 Il Ruscaldamento**

Il volume specifico di deflusso superficiale (altezza di pioggia netta o ruscellamento R), dall'inizio dell'evento meteorico fino all'istante generico  $t$ , risulta legato al volume specifico (altezza) di pioggia lorda (P), caduta nel medesimo intervallo temporale, dalla relazione:

$$R = \frac{(P - 0.2 \cdot S)^2}{P + 0.8 \cdot S} \quad \text{a.16}$$

Nell'equazione (a.16), S è il massimo volume specifico di acqua che il terreno può trattenere in condizioni di saturazione.

## A.4 BLOCCO INFILTRAZIONE

All'interno di questo blocco, che riceve in ingresso l'umidità del suolo  $SM$  in ogni intervallo  $dt$ , viene calcolato il parametro  $S$ , quando si verifica un evento piovoso. Questo viene mantenuto costante per tutta la durata dell'evento. Quindi il valore di  $S$ , calcolato nel blocco infiltrazione, viene utilizzato dal blocco di bilancio per ricavare il ruscellamento e la percolazione in ogni istante  $dt$ . Al contrario, nel metodo *SCS-CN* tradizionale, questo parametro veniva calcolato in funzione di differenti condizioni iniziali (*AMC*), a seconda del valore assunto dall'altezza di pioggia caduta nei cinque giorni precedenti l'evento meteorico.

### A.4.1 Il metodo SCS-CN con aggiornamento dell'umidità

La natura dei suoli e del substrato, oltre all'utilizzo del territorio, svolgono un ruolo determinante nella formazione dei deflussi di piena. Le caratteristiche di permeabilità nella porzione superiore del terreno, insieme agli aspetti colturali e/o antropici, rappresentano uno dei punti fondamentali della trasformazione afflussi/deflussi.

Il sistema suolo-vegetazione costituisce una capacità di invaso naturale che tende a ridurre la quantità di afflusso meteorico sul bacino. La quantità sottratta dipenderà quindi dalle caratteristiche di assorbimento e di trattenimento del sistema (variabili nel tempo), oltre che dalla storia idrologica che il sistema ha subito prima dell'evento considerato.

L'approccio su cui si basa il metodo del *Curve Number* prevede, sotto l'aspetto matematico, il calcolo del flusso superficiale come differenza tra precipitazione e perdite per infiltrazione e trattenimento, includendo in un unico termine di perdita per infiltrazione anche gli altri fattori concorrenti.

La formazione del deflusso dipende essenzialmente da tre variabili:

- caratteri di permeabilità dei terreni superficiali e del substrato immediatamente sottostante;
- copertura vegetale e uso del suolo;
- stato di imbibimento del terreno al momento dell'evento meteorico considerato.

Il *Curve Number* si basa su una semplice equazione di bilancio tra i valori cumulati nel tempo della precipitazione piovosa ( $P$ ), del deflusso superficiale ( $R$ ), delle perdite iniziali ( $I_a = 0,2 S$ ) e di quelle successive ( $D, ET$ ).

$$P = R + I_a + (D + ET) \quad \text{a.17}$$

L'ipotesi alla base del metodo prevede che il rapporto tra il volume di deflusso ( $R$ ) e il volume di pioggia depurato delle perdite iniziali ( $S - I_a$ ) resti in ogni momento uguale al rapporto tra il volume delle perdite successive ( $D, ET$ ) e il volume massimo teorico delle perdite ( $S$ ):

$$\frac{R}{(S - I_a)} = \frac{(D + ET)}{S} \quad \text{a.18}$$

Attraverso la combinazione delle varie relazioni si arriva ad una stima del volume di deflusso superficiale.

Con l'introduzione delle perdite iniziali si vogliono considerare anche fenomeni quali l'intercettazione da parte della vegetazione e l'accumulo nelle depressioni superficiali del terreno, che ritardano il verificarsi del deflusso superficiale.

Le perdite iniziali ( $I_a$ ) sono quel valore limite di altezza di pioggia che il terreno può trattenere nella fase iniziale del fenomeno.

Da ciò segue che quando la quantità di pioggia ( $P$ ) è maggiore di  $I_a$  si ha formazione di deflusso superficiale, al contrario; per  $P$  minore di  $I_a$ , non si ha ruscellamento.

Le perdite iniziali sono supposte proporzionali alle perdite massime possibili, ovvero:

$$I_a = 0.2 \cdot S \quad \text{a.19}$$

In particolare il valore 0.2 è stato determinato sulla base di alcune analisi di dati sperimentali condotte dal SCS ed è utilizzato con buona approssimazione in mancanza di adeguate osservazioni utili alle operazioni di taratura del modello.

Il parametro  $S$  rappresenta il fondamento del sistema di calcolo e viene espresso in funzione dell'indice adimensionale  $CN$ .

Questo indice si ottiene in base al tipo di suolo (capacità di infiltrazione) e in base all'uso del suolo (intercettazione e capacità di infiltrazione).

Il fattore  $S$  è legato al  $CN$  dalla seguente relazione:

$$S = 254 \cdot \left[ \left( \frac{100}{CN} \right) - 1 \right] \quad \text{a.20}$$

Il limite inferiore è quindi 0, corrispondente a terreno completamente permeabile, mentre il limite superiore è 100, a cui corrisponde nessuna infiltrazione e quindi afflussi uguali ai deflussi.

Il metodo del *Curve Number* consente anche di considerare lo stato iniziale di umidità del terreno e a tale scopo vengono valutati tre diversi stati AMC (Antecedent Moisture Condition I, II, III), a seconda del valore assunto dall'altezza di pioggia caduta nei cinque giorni precedenti l'evento meteorico, come indicato nella Tabella (1.1):

Classe AMC	Precipitazioni nei cinque giorni precedenti [mm]	
	Stagione di riposo	Stagione di crescita
I	<13	<36
II	13-28	36-54
III	>28	>54

Tabella1.1: Valori di AMC

- I: suolo asciutto
- II: suolo mediamente umido
- III: suolo molto umido.

I valori del parametro CN si riferiscono ad una condizione di umidità del suolo all'inizio dell'evento meteorico di tipo standard, precisamente quella intermedia, indicata come AMC II (Antecedent Moisture Condition II). Per condizioni iniziali differenti, vengono utilizzate le seguenti relazioni di trasformazione del valore CN II, relativo alla condizione AMC II, rispettivamente nel valore relativo a AMC I (CN I), ed in quello relativo a AMC III (CN III).

$$CN(I) = \frac{4.2 \cdot CN(II)}{10 - 0.058 \cdot CN(II)} \quad \text{a.21}$$

$$CN(III) = \frac{23 \cdot CN(II)}{10 + 0.13 \cdot CN(II)} \quad \text{a.22}$$

Il metodo SCS-CN classico fino ad ora descritto si basa su un modello a parametri concentrati.

Secondo questi modelli ogni bacino è visto come un unico elemento qualunque sia la sua area.

Questo comporta l'utilizzo di un valore unico di pioggia, ottenuto calcolando la raggugliata, e soprattutto di un unico valore di CN per l'intero bacino, ottenuto come media tra i valori di CN calcolati in funzione del tipo di suolo e dell'uso di suolo.

Entrambe le semplificazioni comportano degli errori; con la prima semplificazione si assume che durante un evento, la pioggia sia uniformemente distribuita sull'intero bacino; la seconda semplificazione, attribuendo un unico valore di CN all'area considerata, non tiene conto di tutte le peculiarità locali che possono essere presenti all'interno dell'area considerata.

Sfruttando un modello a parametri distribuiti si riesce ad eliminare almeno una delle due semplificazioni, non si assegna più un unico valore di CN per tutto il bacino ma ad ogni cella considerata si abbina un CN specifico.

Il modello distribuito SCS-CN con bilancio idrologico calcola lo stato iniziale dell'umidità del terreno in modo differente dal metodo SCS-CN classico.

Infatti, l'umidità iniziale non viene calcolata considerando il valore assunto dall'altezza di pioggia caduta nei cinque giorni precedenti l'evento meteorico (AMC I, AMC II, AMC III), ma si considera la condizione di umidità del terreno nell'istante in cui ha inizio l'evento.

Per avere il valore dell'umidità nell'istante in cui comincia a piovere si procede aggiornando il valore del parametro  $\theta$  (umidità del suolo) in ogni intervallo di tempo.

Si calcola poi il valore del grado di saturazione ( $\varepsilon$ ) al tempo  $t$ :

$$\varepsilon_t = \frac{\theta_t - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} \quad \text{a.23}$$

in cui il valore di  $\theta$  viene aggiornato in ogni intervallo di tempo  $dt$ .

$\varepsilon_t$  viene utilizzato nella formula seguente per calcolare il valore di  $S_t$ :

$$S_t = S_1 \cdot (1 - \varepsilon_t) \quad \text{a.24}$$

In questo caso  $S_t$  varia nell'intervallo  $[0-S_1]$ : il valore della capacità del massimo invaso non viene limitata inferiormente, in modo da considerare anche le situazioni di terreno completamente saturo.

## A.5 BLOCCO PROPAGAZIONE DEFLUSSO SUPERFICIALE

Il blocco riceve in ingresso la pioggia netta, output del blocco infiltrazione, la pioggia netta dunniana e le mappe dei tratti, dei puntatori e delle aree e fornisce in uscita la portata superficiale.

Se l'umidità del terreno è superiore alla massima capacità di ritenzione del terreno, la parte in eccesso va a costituire il deflusso superficiale. A questa va aggiunta la parte di pioggia rifiutata dal terreno.

La formazione di deflusso superficiale parte dal calcolo dell'umidità del suolo che si confronta con la massima capacità di ritenzione del terreno indicata con  $\theta_{sat}$ ; se l'umidità del terreno è superiore alla massima capacità di ritenzione del terreno, la parte in eccesso va a costituire il deflusso superficiale o pioggia netta ( $P_{netta}$ ) a cui va aggiunta la parte di pioggia rifiutata dal terreno.

Quindi se:

$$\vartheta > \vartheta_{sat} \\ P_{netta} = (\vartheta - \vartheta_{sat}) \frac{dz}{dt} \quad \text{a.25}$$

Dove  $dz$  è lo spessore del suolo considerato (m) e  $dt$  è l'intervallo di tempo (s).



Il trasferimento del deflusso superficiale sui versanti e nel reticolo idrografico si ottiene con un metodo di propagazione idrologica basato sul metodo Muskingum – Cunge (1969) nella sua forma non lineare, che si basa sul calcolo della celerità di propagazione in rete variabile nel tempo (Ponce, 1989; Ponce e Yevjevich, 1978; Ponce e Chaganti, 1994).

Il modello assume che per un canale di estremi (i) e (i+1), che colleghi due celle secondo la direzione di massima pendenza (Figura 9), valga una relazione lineare tra il volume invasato  $W$  nel tratto considerato e la portata entrante  $Q_i$  attraverso la sezione (i) e quella uscente  $Q_{i+1}$  attraverso la sezione (i+1):

$$W = k \cdot [\varepsilon \cdot Q_i + (1 - \varepsilon) \cdot Q_{i+1}] \quad \text{a.26}$$

dove  $k$  è il coefficiente di invaso ed  $\varepsilon$  è il fattore di peso che rappresenta l'influenza relativa della portata entrante e di quella uscente. Indicando poi con  $Q_{i+1}^{j+1}$  la portata alla sezione (i+1) al tempo (j+1)  $\Delta t$ , dove  $\Delta t$  è l'intervallo di discretizzazione temporale del modello, il metodo Muskingum assume la forma:

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 \cdot Q_i^{j+1} + C_2 \cdot Q_i^j + C_3 \cdot Q_{i+1}^j \quad \text{a.27}$$

dove i coefficienti  $C_i$  la cui somma deve essere pari all'unità, hanno le espressioni:

$$\begin{aligned} C_1 &= \frac{\Delta t - 2 \cdot k \cdot \varepsilon}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \\ C_2 &= \frac{\Delta t + 2 \cdot k \cdot \varepsilon}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \\ C_3 &= \frac{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) - \Delta t}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \end{aligned} \quad \text{a.28}$$

con  $k = \frac{\Delta x}{\omega}$  ed  $\varepsilon = \frac{1}{2} \cdot \left( 1 - \frac{Q}{B \cdot \omega \cdot S_0 \cdot \Delta x} \right)$  (Cunge) e dove, con riferimento al generico canale di propagazione dell'onda,  $\omega = \frac{dQ}{dA}$  rappresenta la celerità,  $\Delta x$  la lunghezza,  $S_0$  la pendenza di fondo assunta coincidente con la pendenza topografica,  $B$  la larghezza in corrispondenza del pelo libero della sezione idrica ed  $A$  l'area della sezione idrica.

L'equazione scritta per ogni cella, viene modificata sommando nella cella di valle (i+1) la portata dovuta al deflusso superficiale, ossia

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 \cdot Q_i^{j+1} + C_2 \cdot Q_i^j + C_3 \cdot Q_{i+1}^j + q_{i+1}^{j+1} \quad \text{a.29}$$

Con

$$q_{i+1}^{j+1} = A_0 \cdot \frac{P_e[(i+1), (j+1) \cdot \Delta t]}{\Delta t} \quad \text{a.30}$$

dove  $P_e[(i+1), (j+1) \cdot \Delta t]$  è il deflusso superficiale che la cella  $(i+1)$  di area  $A_0$  restituisce nell'intervallo temporale  $j\Delta t, (j+1)\Delta t$ .

Il valore di celerità  $\omega_{i,j}$  è assunto variabile nel tempo e nello spazio ed è calcolato in ogni cella come:

$$\omega_{i,j}(t) = 5/3 V_{i,j}(t) \quad \text{a.31}$$

in cui  $V_{i,j}$  è la velocità media della corrente in ciascuna cella (sul versante o nel reticolo idrografico) calcolata con la formula di Chezy il cui fattore di resistenza viene valutato con l'espressione di Gauckler Strickler. Nel caso di alveo rettangolare, l'espressione della velocità media per la generica cella  $(i, j)$ , sarà

$$V = \left( k_s \left( \frac{r_f}{r_f + 2} \right)^{\frac{2}{3}} \cdot i^{0.5} \right)^{0.75} \cdot \left( \frac{Q}{r_f} \right)^{0.25} \quad \text{a.32}$$

dove  $k_s$  è il coefficiente di scabrezza,  $r_f$  il rapporto tra la larghezza della sezione e il tirante idrico. Il valore della portata  $Q_{i+1}^{j+1}$  è stimata tramite l'espressione suggerita da Ponce e Yevjevich (1978)

$$Q_{i+1}^{j+1} = (Q_i^{j+1} + Q_i^j + Q_{i+1}^j) / 3 \quad \text{a.33}$$

Assumendo una portata variabile nel tempo, è quindi possibile modificare le celerità nei singoli tratti del reticolo idrografico in modo dinamico rispetto al processo di formazione della piena. Questa impostazione consente di rappresentare meglio proprio i rami di risalita e di esaurimento dell'idrogramma rispetto al classico schema a celerità uniforme. Per ciascuna cella del bacino, il calcolo di  $V_m(t)$  si basa quindi su una geometria idraulica, che in assenza di un rilievo di dettaglio degli alvei, può ricavarsi ipotizzando che la sezione idraulica del canale o del versante sia rettangolare e omotetica, ossia che il rapporto ( $r_f = B/y$ ) tra la larghezza in sommità  $B$  e il tirante idrico  $y$  sia costante in diversi tronchi del reticolo idrografico.

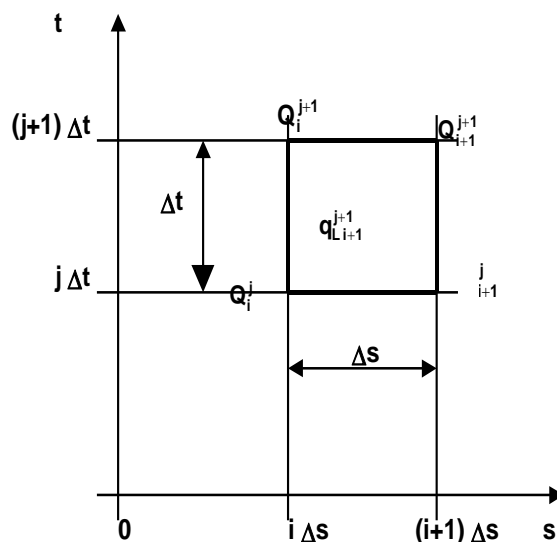


Figura 7: Discretizzazione spazio temporale nel metodo Muskingum – Cunge.

## A.7 BLOCCO PROPAGAZIONE DEFLUSSO IPODERMICO

Il blocco riceve in ingresso la percolazione output del blocco del bilancio e la mappa delle aree, dei puntatori e dei tratti. In uscita fornisce la portata profonda, che sommata a quella del deflusso superficiale, fornisce delle portate confrontabili con quelle fornite dagli idrogrammi di piena registrati alla sezione di chiusura in prossimità della Diga delle Tre Gole.

L'acqua che riesce a percolare nel terreno si propaga nello strato di terreno seguendo il metodo Muskingum-Cunge (Cunge, 1969) nella sua forma non lineare (Paragrafo A.6), analogamente a quanto descritto per il deflusso superficiale, però con alcuni accorgimenti.

Di solito esiste un peso  $\varepsilon$  che rappresenta l'influenza relativa della portata entrante e di quella uscente. Invece, essendo il deflusso ipodermico molto lento a propagarsi, si può ipotizzare che la portata entrante non abbia nessun peso sulla portata uscente, cioè  $\varepsilon = 0$ .