

Università degli Studi di Padova

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, EDILE E AMBIENTALE
Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

Tesi di Laurea Magistrale

Modellazione matematica degli scambi di calore nella laguna di Venezia

Laureando:

Mattia Pivato
Matricola 1035658

Relatore:

Prof. Luca Carniello

Controrelatore:

Prof. Marco Marani

Anno Accademico 2013-2014

Indice

Introduzione	v
La Laguna di Venezia	v
Obiettivo della Tesi: la temperatura in Laguna	vii
1 Inquadramento Teorico	1
1.1 Modello Morfodinamico	1
1.2 Modulo di evoluzione della temperatura	10
1.2.1 Flussi verticali di calore	11
2 Analisi di Sensibilità	19
2.1 Analisi della Scabrezza della Superficie Libera	21
2.2 Analisi della Resistenza al Flusso	23
2.3 Analisi del Flusso "Short-Wave"	24
2.4 Analisi del Flusso "Long-Wave"	25
2.5 Analisi del Flusso per Convezione	27
2.6 Analisi del Flusso per Evaporazione	28
3 Modello Puntuale	31
3.1 Modello Puntuale Esterno	33

3.1.1	Dati	34
3.1.2	Analisi	39
3.2	Modello Puntuale in Laguna	56
3.2.1	Dati	56
3.2.2	Modello Matematico	66
3.2.3	Risultati: modello (A)	68
3.2.4	Risultati: modello (B)	91
3.2.5	Risultati: modello (C)	96
3.2.6	Risultati: confronto i diversi modelli	99
3.2.7	Osservazioni conclusive sul modello puntuale	103
4	Modello Bidimensionale	105
4.1	Descrizione del Modello di Temperatura	105
4.2	Simulazioni	109
4.2.1	Dati	110
4.2.2	Risultati: modello (I)	113
4.2.3	Risultati: modello (II)	119
4.2.4	Risultati: confronto	123
4.3	Osservazioni conclusive sul modello 2D	127
	Conclusioni	129
	Bibliografia	133
	Ringraziamenti	137

Introduzione

La Laguna di Venezia

La **Laguna di Venezia** attualmente si estende su una superficie di circa 540 km^2 delimitando un'area lunga circa 51 km e larga circa 12 km , che confina a sud con il corso terminale del Brenta (foce di Brondolo) e a nord con il tratto finale del Sile (foce di Piave Vecchia).



Figura 1: immagine satellitare della Laguna di Venezia.

Il **cordone litoraneo** che separa la laguna dal mare aperto è una striscia di terra lunga circa 60 km . Sono considerati parte di esso: il litorale di Jesolo, del Cavallino (Punta Sabbioni, inclusa l'isola di Treporti), del Lido, di Pellestrina, di Sottomarina (fino al fiume Brenta) e quello di Isola Verde. Il cordone litoraneo è interrotto da tre **bocche di porto** (bocca di Lido, bocca di Malamocco, bocca di Chioggia), che permettono la comunicazione tra ambiente lagunare e mare Adriatico e garantiscono così che il movimento dell'acqua all'interno della laguna sia governato dalla marea (figura (1)).

La laguna è un ambiente di transizione tra terra ed acqua, caratterizzato da uno stato di perenne instabilità. La morfologia lagu-

nare dipende infatti dal rapporto che viene ad instaurarsi tra apporti di materiali solidi dal mare o dai fiumi e l'azione erosiva delle onde e delle maree.

La comunicazione della laguna con il mare ne determina il carattere salmastro, garantendo la sopravvivenza delle peculiari caratteristiche biologiche. La quotidiana ingressione e regressione marina (periodicità mareale) attraverso le bocche, modifica e modella la configurazione fisica della laguna.

L'ambiente lagunare è vario e molto complesso, caratterizzato dalla presenza di: bassifondi, barene, isole, valli da pesca, casse di colmata e canali. Le casse di colmata, le isole, i litorali e gli argini costituiscono le aree poste al di sopra del livello del mare che rappresentano l'8% di tutta la superficie lagunare. Il restante 92% è costituito dal sistema idraulico che comprende i canali (11,9%) e i bassifondi, velme e barene (80,1%).

Le **barene**, che oggi ricoprono circa il 5 – 10% dell'intera laguna, sono terre quasi sempre emerse, solo talvolta durante le alte maree vengono sommerse dalle acque. Nonostante questo sono considerate parte del sistema idraulico in quanto il criterio di assegnazione fa infatti riferimento alla loro funzione, che è quella di regolare l'idrodinamica lagunare senza opporsi all'espansione delle maree. Sono ambienti tra la terra e l'acqua, ospitano una vegetazione caratteristica delle zone salmastre e costituiscono un habitat caratteristico per fauna e avifauna lagunari.

I **bassifondi** sono aree di laguna caratterizzate da profondità di solo alcune decine di centimetri; tra il 1970 e il 1990 essi si sono approfonditi mediamente di 7 *mm* l'anno e in alcune zone anche di 30 *mm*.

I **canali lagunari** permettono il flusso e il riflusso dell'acqua, consentendo il ricambio idrico necessario e la stessa sopravvivenza della laguna. Agli originari canali naturali con andamento tortuoso, si è aggiunto negli anni lo scavo di canali artificiali, ad andamento rettilineo. Sono caratterizzati da una profondità che varia tra i 15 *m* del canale artificiale Malamocco-Marghera e 1-2 *m* dei canali naturali.

Le **casse di colmata** sono isole artificiali create alla fine degli '60 con il materiale proveniente dallo scavo del Canale dei Petroli, realizzato per consentire l'accesso delle navi al porto industriale di Porto Marghera. Le casse di colmata sono state costruite in zone precedentemente occupate da barene, in previsione di un'ulteriore espansione, poi mai avvenuta, della zona industriale di Porto Marghera. La costruzione delle casse di colmata ha provocato una drastica riduzione della quantità e qualità del ricambio idrico tra la "laguna viva" e gli specchi d'acqua alle spalle delle casse di colmata stesse. Sono state oggetto di interventi di vivificazione e naturalizzazione e sono ora ambienti di interesse naturalistico.

Le **isole** sono distinte in isole di origine naturale e isole di origine artificiale. Le isole naturali sono relitti di dune, cioè residui degli antichi cordoni litoranei come nel caso delle Vignole

o di Sant'Erasmus, oppure sono il risultato dell'opera di deposizione e accumulo di materiali solidi trasportati dai fiumi, come nel caso di Burano o Torcello. Un consistente numero di isole è artificiale: la creazione di tali isole, a partire dal XIX secolo, ha trasformato il panorama insulare della laguna.

Le **valli da pesca** sono, infine, aree lagunari separate dalla laguna aperta mediante arginature che ne determinano l'esclusione dai flussi e riflussi di marea. Sono bacini poco profondi di acque salate e salmastre e costituiscono ambienti molto particolari che, fin da tempi antichissimi, sono stati attrezzati per l'itticoltura e talvolta per la caccia. Oggi al loro interno viene praticato l'allevamento del pesce anche a livello industriale. Nella laguna di Venezia le valli sono 28, sia di proprietà demaniale che privata, ma in gran parte gestite da privati. Occupano circa 9000 ettari, un sesto dell'intera superficie lagunare.

La moltitudine di ambienti elencati che costituiscono la Laguna danno origine a una varietà molto ampia di habitat naturali, ciascuno caratterizzato da una propria flora e fauna; dal punto di vista naturalistico i diversi settori della Laguna rappresentano quindi elementi di pregio da tutelare e preservare. L'ecosistema lagunare è caratterizzato però da un delicato equilibrio, che dipende da numerosi fattori e che potrebbe essere messo a rischio dal crescente sviluppo antropico.

Risulta quindi necessario monitorare le variabili che influenzano il benessere dell'ambiente naturale della Laguna, e prevedere il loro sviluppo al fine di valutare la sostenibilità di eventuali interventi dell'uomo (*Ministero delle infrastrutture e dei Trasporti - Magistrato delle Acque di Venezia, 2013*).

Obiettivo della Tesi: la temperatura in Laguna

L'ecosistema lagunare è un ambiente estremamente diversificato e di notevole pregio naturalistico; la sua sopravvivenza si basa però su un equilibrio estremamente delicato, influenzato da numerosi fattori. Per garantire la sua preservazione è necessario quindi monitorare la qualità delle acque e controllare le grandezze che influenzano i processi biologici ed ecologici sui cui si basa il sistema stesso.

Una quantità che gioca un ruolo fondamentale in queste dinamiche è la **temperatura dell'acqua**.

Da un lato esistono i naturali processi di scambio termico con suolo e atmosfera che già di

per se possono portare a condizioni particolarmente gravose dal punto di vista ecologico in bacini chiusi con ricambio idrico ridotto; considerando poi il caso specifico della laguna di Venezia, ambiente fortemente antropizzato, numerosi sono gli scarichi termici di diversa origine immessi nelle acque lagunari, alcuni noti e registrati dalle amministrazioni competenti perché di origine industriale o civile, altri invece meno noti, come possono essere ad esempio le acque restituite a valle dei numerosi allevamenti ittici (valli da pesca) presenti. Questi vanno ovviamente ad alterare il regime termico naturale dell'ecosistema, con il rischio di danneggiare i fenomeni biochimici su cui si basa la sopravvivenza del sistema naturale esistente.

Sugli effetti dell'inquinamento termico in ambienti acquatici esiste un'ampia letteratura dove si segnalano possibili alterazioni sulle dinamiche di crescita delle specie algali, zoobentoniche e ittiche (*Langford, 1990*): la diminuzione della solubilità dell'ossigeno, la riduzione o morte della flora batterica, l'allontanamento o moria delle specie dotate di mobilità non tolleranti il calore, l'eccessiva crescita delle specie acquatiche termofile (in primis le alghe). La perdita e l'incremento/diminuzione di abbondanza di alcune key species può generare un'alterazione dei delicati equilibri ecologici.

L'attenzione da riporsi nei confronti delle comunità biotiche lagunari in conseguenza dei potenziali effetti, più o meno localizzati, derivati dall'alterazione termica, è richiamata dai crescenti obblighi comunitari in materia di ambiente. Questi richiedono azioni intese a raggiungere uno stato ecologico "buono" dei diversi corpi idrici nei quali possono essere distinte le acque superficiali e, allo stesso tempo, impongono la conservazione di una rete coerente di tutela di numerose specie viventi (avifauna, pesci, rettili, anfibi, invertebrati, ecc.) e di numerosi habitat di maggior o minor pregio, così individuati attraverso un percorso di scelta e catalogazione avvenuto a livello regionale.

Lo scopo di questa tesi è quello di fornire uno strumento, o almeno gettare le basi per ottenerlo, in grado di **descrivere la dinamica della temperatura in Laguna**.

Per raggiungere questo obiettivo, si è deciso di implementare nell'esistente modello idrodinamico della Laguna sviluppato dal Dipartimento ICEA dell'Università di Padova un modulo che permetta di ricostruire la dinamica della temperatura ed in particolare gli scambi termici all'interfaccia aria-acqua e acqua fondale.

Grazie a tale modulo il modello potrà fornire un utile strumento per seguire le dinamiche naturali della temperatura all'interno della Laguna, gettando le basi per un modello di qualità delle acque.

Un'ulteriore applicazione del modello potrebbe essere la valutazione della sostenibilità dell'adozione di impianti idrotermici ad acqua libera per la climatizzazione degli edifici nella

città di Venezia.

L'adozione di impianti di questo genere costituirebbe la soluzione a molti problemi di natura energetico-ambientale di aree ad elevata densità abitativa ed elevato pregio ambientale quale è il centro urbano della città di Venezia. In particolare tale soluzione consentirebbe di poter sostituire sia i sistemi di riscaldamento a combustione, favorendo un consistente abbattimento delle emissioni locali con conseguente miglioramento della qualità dell'aria, sia di eliminare i tradizionali climatizzatori estivi, evitandone anche gli impatti estetici ed acustici. La tecnologia idrotermica può inoltre contribuire, in virtù della elevata efficienza energetica, ad una considerevole riduzione dei costi di esercizio degli impianti e ad una sostanziale riduzione dei picchi di assorbimento elettrico estivi correlati all'utilizzo intensivo dei condizionatori tradizionali.

Per contro però, questa soluzione prevede a valle dello scambio termico uno scarico idrico caratterizzato da una temperatura diversa da quella iniziale, generando un plume termico che va ad alterare le condizioni indisturbate del corpo idrico recettore: è quindi fondamentale possedere gli strumenti scientifico-tecnici necessari a valutare la possibile evoluzione spazio-temporale dei plume termici (area di influenza, variazione della temperatura caratteristica, tempo di decadimento ecc.) connessi all'esercizio di tali impianti e le possibili conseguenze, sia a breve che a lungo termine, sulla matrice chimica e microbiologica dell'ambiente lagunare nei suoi diversi contesti ambientali su cui insistono le aree a maggiore densità edificatoria.

Capitolo 1

Inquadramento Teorico

1.1 Modello Morfodinamico

Lo scopo di questo lavoro di tesi è quello di integrare un esistente modello morfodinamico della laguna di Venezia, aggiungendo ad esso un modulo in grado di descrivere la dinamica della temperatura.

Il **modello morfodinamico** esistente è stato concepito e sviluppato dai ricercatori del Dipartimento ICEA dell'Università di Padova, per studiare l'evoluzione morfodinamica in ambienti lagunari poco profondi e caratterizzati da una topografia fortemente irregolare. Esso è costituito da *cinque moduli* accoppiati che utilizzano la stessa griglia di calcolo non strutturata costituita da elementi triangolari:

- **modulo idrodinamico;**
- **modulo di generazione e propagazione delle onde da vento;**
- **modulo di trasporto solido;**
- **modulo di evoluzione del fondo;**
- **modulo del vento;**

Il **modulo idrodinamico** è basato su uno schema numerico bidimensionale semi-implicito agli elementi finiti, che risulta particolarmente adatto nel caso di domini dalla morfologia complessa come la laguna di Venezia. Lo schema in questione risolve le equazioni delle onde

lunghe in acque basse opportunamente modificate per tener conto degli effetti legati alla dinamica che si viene a creare a causa della transizione asciutto-bagnato; a questo scopo è stato introdotto un modello di sottogriglia in grado di descrivere i processi di sommersione ed emersione prendendo in considerazione le macroirregolarità della batimetria all'interno di un singolo elemento di calcolo (*D'Alpaos e Defina, 1993*) (*D'Alpaos e Defina, 1995*) (*Defina, 2000*) (*Defina, 2003*) (*D'Alpaos e Defina, 2007*).

Le equazioni bidimensionali risolte dal modello sono le seguenti:

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x^2}{Y} \right) + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q_x q_y}{Y} \right) - \left(\frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{b,x}}{\rho} - \frac{\tau_{w,x}}{\rho} + gY \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q_x q_y}{Y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_y^2}{Y} \right) - \left(\frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial R_{yy}}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{b,y}}{\rho} - \frac{\tau_{w,y}}{\rho} + gY \frac{\partial h}{\partial y} = 0 \quad (1.2)$$

$$\eta \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0 \quad (1.3)$$

dove:

- t : tempo;
- q_x e q_y : portate in direzione x e y ;
- R_{ij} : sforzi di Reynolds, con i e j che rappresentano alternativamente x e y ;
- $\tau_{b,curr} = (\tau_{b,x}, \tau_{b,y})$: sforzo di attrito al fondo prodotto dalle correnti di marea;
- $\tau_w = (\tau_{w,x}, \tau_{w,y})$: sforzo di attrito prodotto dal vento sulla superficie libera;
- ρ : densità dell'acqua;
- h : elevazione della superficie libera;
- g : accelerazione di gravità;
- Y tirante equivalente, definito come il volume d'acqua per unità di area istantaneamente presente all'interno dell'elemento di calcolo;
- η : frazione di dominio bagnato della singola cella di calcolo.

Nel modello si assume che la quota della superficie libera h vari linearmente tra i nodi di ogni singolo elemento, mentre le componenti della velocità integrate sulla verticale q_x e q_y vengono considerate costanti all'interno di ogni cella.

I livelli nodali calcolati dal modulo idrodinamico ad ogni passo temporale vengono utilizzati dal modello di moto ondoso per valutare la celerità di gruppo e l'influenza del fondale sulla propagazione delle onde.

Il **modulo di generazione e propagazione del moto ondoso** si basa sulla soluzione dell'equazione di conservazione dell'azione d'onda N definita come rapporto tra l'energia dell'onda E e la sua pulsazione σ , $N = E/\sigma$. La soluzione numerica fa ricorso ad uno schema esplicito ai volumi finiti upwind e adotta la stessa griglia di calcolo del modulo idrodinamico.

La formulazione spettrale dell'equazione di conservazione dell'azione d'onda è la seguente (*Hesselman et al., 1973*):

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} c_{gx} N + \frac{\partial}{\partial y} c_{gy} N + N \frac{\partial}{\partial \sigma} (c_{\sigma} N) + \frac{\partial}{\partial \theta} (c_{\theta} N) = \frac{S}{\sigma}, \quad (1.4)$$

dove:

- il primo termine rappresenta la variazione locale dell'azione d'onda nel tempo;
- il secondo e il terzo termine descrivono la propagazione dell'azione d'onda nello spazio (infatti c_{gx} e c_{gy} sono le componenti secondo gli assi coordinati della celerità di gruppo, cioè la velocità con cui si propaga l'energia dell'onda);
- il quarto termine rappresenta la variazione di N nel dominio delle frequenze;
- il quinto termine esprime i fenomeni della rifrazione indotta dal fondo e dalle correnti;
- il termine a destra dell'uguale descrive i contributi esterni alla variazione locale dell'azione d'onda.

Quando si lavora su un dominio caratterizzato da forte irregolarità e da bassi fondali è possibile semplificare la precedente relazione introducendo due ipotesi semplificative (*Carniello et al., 2005*) (*Carniello et al., 2009*):

1. la prima consiste nel trascurare le interazioni non lineari onda-onda e onda-corrente;
2. la seconda prevede che la direzione del moto ondoso sia pari, in ogni istante, a quella del vento.

Tali assunzioni nascono dal fatto che il moto ondoso che si vuole riprodurre è quello generato dal vento all'interno della laguna stessa; trattandosi di un moto ondoso in zona di generazione è plausibile supporre che la sua direzione coincida con quella del vento. Con questa ipotesi implicitamente si trascura il fenomeno della rifrazione. In realtà per riprodurla correttamente sarebbe necessario un livello di descrizione della batimetria che non è possibile garantire a causa delle brusche e frequenti discontinuità del fondo.

Sulla base delle ipotesi precedenti la (1.4) diventa:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} c_{gx} N + \frac{\partial}{\partial y} c_{gy} = \frac{S}{\sigma}, \quad (1.5)$$

dove l'espressione per la determinazione della celerità di gruppo è quella nota dalla teoria lineare:

$$c_g = \frac{1}{2} c \left(1 + \frac{2kY}{\sin hkY} \right), \quad (1.6)$$

dove celerità di fase c si calcola come: $c = \sigma/k$.

La soluzione della (1.5) non è sufficiente a caratterizzare in modo completo l'onda, in quanto manca una relazione per il calcolo del periodo.

Per ottenere risultati accurati è stata introdotta una relazione empirica adimensionalizzata che lega il periodo di picco al tirante d'acqua locale e alla velocità del vento (*Young e Verhagen, 1996*) (*Breugem e Holthuijsen, 2007*):

$$\tilde{T} = a \tilde{Y}^b, \quad (1.7)$$

dove:

- $\tilde{T} = gT_\theta/U_{wind}$: periodo dell'onda adimensionalizzato;
- $\tilde{Y} = gY/U_{wind}^2$: tirante d'acqua adimensionalizzato;
- a e b : parametri da calibrare in base alla località di studio. Per la laguna di Venezia un'apposita analisi ha permesso di stabilire che $a = 3.5$ e $b = 0.35$ (*Carniello et al., 2009*).

Il periodo di picco è si calcola quindi come:

$$T_p = ag^{b-1} U_{wind}^{1-2b} Y^b. \quad (1.8)$$

Il termine S presente nella (1.5) è rappresentativo dei vari termini sorgente che tengono conto dei fenomeni fisici che contribuiscono alla variazione di energia del moto ondoso. I contributi contenuti in questo termine, espressi come una funzione dell'energia dell'onda, possono dare apporti in senso positivo come la generazione dovuta al vento (wind generation), oppure negativo come l'attrito con il fondo (bottom friction), il frangimento per raggiunta ripidità limite (whitecapping) e il frangimento per interazione con il fondale (breaking).

Le formulazione utilizzate nel modello per questi fenomeni sono presenti in letteratura (*Carniello et al., 2005*) (*Ris et al., 1999*).

La *generazione delle onde da vento* S_{wg} può essere modellata considerando la combinazione di due processi: il primo (α) è il fenomeno di risonanza tra la superficie libera e le fluttuazioni turbolente di pressione su di essa in grado di generare energia, anche a partire da una condizione di moto ondoso assente; il secondo (β) è il meccanismo di feedback che si innesca sulla superficie del mare una volta che sia stato prodotto del moto ondoso con il processo precedente, per cui a causa del disturbo prodotto dalle fluttuazioni turbolente di pressione, la superficie del mare diviene corrugata e tale scabrezza accresce notevolmente l'intensità del trasferimento di energia dal vento al moto ondoso. Il fenomeno può essere quindi espresso come:

$$\alpha(k) = \frac{80\rho_a^2\sigma^2}{\rho_w g k} c_d^2 U^4 ; \quad (1.9)$$

$$\beta(k) = 5 \frac{\rho_a}{\rho_w} \frac{\sigma}{2\pi} \left(\frac{U_w \cos \delta}{c} - 0, 90 \right) ; \quad (1.10)$$

$$S_{wg} = \alpha(k) + \beta(k) \cdot E ; \quad (1.11)$$

dove:

- k : numero d'onda;
- σ : pulsazione;
- ρ_a : densità dell'aria;
- ρ_w : densità dell'acqua;
- $c_d \approx 0,0012$: coefficiente di attrito;
- U : velocità del vento (in m/s).

La crescita corrispondente al primo processo è di tipo lineare, quella relativa al secondo processo è di tipo esponenziale.

L'attrito con il fondo S_{bf} è il fenomeno dissipativo di maggiore importanza nelle zone di basso fondale, che si realizza in corrispondenza del fondo a seguito del passaggio di un'onda; si esprime come:

$$S_{bf} = -4c_{bf} \frac{\pi H}{T} \frac{k}{\sinh(kY) \sinh(2kY)} E ; \quad (1.12)$$

dove:

- H : altezza d'onda;
- Y : tirante;
- $c_{bf} = 0,015$.

La formulazione utilizzata non è più valida nel caso in cui si dovesse realizzare il frangimento: infatti in tal caso è lecito assumere che la maggiore causa di dissipazione sia rappresentata dal frangimento stesso. Per questa ragione, nel modello il termine S_{bf} viene moltiplicato per un fattore complementare alla probabilità di frangimento Q_b determinabile tramite la seguente relazione implicita:

$$\frac{1 - Q_b}{\ln(Q_b)} = - \left(\frac{H_{rms}}{H_{max}} \right)^2 ; \quad (1.13)$$

dove:

- H_{rms} : parametro caratteristico della distribuzione di Rayleigh, che nel presente modello risulta pari all'altezza d'onda monocromatica calcolata dal modello stesso per il singolo elemento del dominio di calcolo;
- $H_{max} = 0,78Y$: altezza di frangimento in funzione del tirante Y .

La rilevanza di S_{bf} decade fino ad annullarsi in condizioni di frangimento certo ($Q_b = 1$).

Il *whitecapping* è il processo di dissipazione legato al fenomeno di frangimento dell'onda per raggiungimento del limite di ripidità (secondo la teoria lineare il rapporto massimo tra altezza e lunghezza d'onda è pari a $1/7$). In genere si ritiene che il whitecapping sia il fenomeno dissipativo dominante in campi di vento intenso e caratterizzato dall'alternarsi di forti raffiche. Sebbene risulti abbastanza chiaro il principio fisico secondo cui il fenomeno agisce, è molto complesso descrivere in maniera dettagliata il processo reale. Per questa ragione è stata utilizzata una relazione empirica ricavata da *Komen et al. (1984)*, basata su un precedente studio *Hasselmann (1974)*:

$$S_{wc} = -c_{wc} \sigma \left(\frac{\gamma}{\gamma_{PM}} \right)^m E ; \quad (1.14)$$

dove:

- $\gamma = E\sigma^4/g^2$: indice di ripidità dell'onda;
- $\gamma_{PM} = 4,57 \cdot 10^{-3}$: valore teorico di γ per lo spettro.

Il *frangimento per interazione col fondale* è stato introdotto ipotizzando che la dissipazione legata al frangimento stesso sia paragonabile a quella di un risalto idraulico seguendo l'approccio di *Battjes e Janssen (1978)* e di *LeMéhauté (1962)*. L'analisi della riduzione nello spazio dell'energia del moto ondoso per il solo effetto del frangimento è stata appositamente studiata ed è stato evidenziato che un repentino cambiamento di fondale, situazione molto frequente in laguna, produce una sostanziale riduzione di energia nei primi metri a valle della discontinuità. Questo processo ha suggerito di effettuare una distinzione all'interno del fenomeno del frangimento individuandone una prima tipologia definita "di frontiera" e una seconda di "elemento". Nel modello la prima tipologia di frangimento viene implementata lavorando sui termini convettivi che descrivono il flusso in ingresso all'elemento di valle. Il residuo effetto dissipativo S_{brk} , più distribuito nello spazio, si realizza sull'elemento stesso viene descritto con la seguente espressione (*Carniello et al., 2005*):

$$S_{brk} = \frac{2}{T} Q_b \left(\frac{H_{max}}{H} \right)^2 E . \quad (1.15)$$

Il **modulo di trasporto solido** si basa sulla soluzione dell'equazione di avvezione e diffusione e consente di determinare la concentrazione di sedimenti in sospensione trascurando il trasporto solido al fondo. Il modello è in grado di riprodurre la granulometria del materiale che costituisce il fondale lagunare, che può avere globalmente sia comportamento coesivo che incoerente.

Il modulo di trasporto solido valuta i parametri fisici di interesse sulla stessa griglia di calcolo su cui operano i due moduli precedenti (idrodinamico e di moto ondoso), evitando il problema delle approssimazioni numeriche legate allo scambio dei dati tra i diversi moduli.

In un dominio di calcolo bidimensionale l'equazione del trasporto solido avvevativo-diffusivo assume la seguente formulazione:

$$\frac{\partial C_i Y}{\partial t} + \Delta q C_i \pm \Delta(DY \Delta C_i) = E_i - D_i \quad i = s, m ; \quad (1.16)$$

dove:

- C : concentrazione di sedimenti mediata sulla verticale;
- $q = (q_x, q_y)$: portata liquida per unità di larghezza;
- Y : tirante d'acqua equivalente;
- D : tensore di diffusione (molecolare e turbolenta);
- E e D : rispettivamente tassi di risospensione (entrainment) e deposizione.

Il pedice i fa riferimento alle frazioni incoerente (sand-sabbia) e coesiva (mud-fango) del materiale che costituisce il fondo. Nel modello si assume che il termine diffusivo sia trascurabile rispetto a quello avvertivo (*Pritchard e Hogg, 2003*) per tale ragione il trasporto solido orizzontale viene considerato puramente avvertivo e la (1.16) si semplifica nel modo seguente:

$$\frac{\partial C_i Y}{\partial t} + \Delta q C_i = E_i - D_i \quad i = s, m ; \quad (1.17)$$

Per il processo di deposizione ci sono due formulazioni che consentono di determinare il flusso di deposito a seconda che si tratti di sabbia o fango.

Il **modulo di evoluzione** del fondo si basa sulla soluzione dell'equazione di Exner e permette di determinare le variazioni delle quote e della composizione del fondale.

Nel modello vengono trascurati gli effetti della subsidenza e il processo di consolidamento delle miscele di sedimenti, perché considerati fenomeni a scala temporale molto lunga rispetto alla durata delle simulazioni che si ritiene saranno condotte.

Considerando solo il trasporto dei sedimenti in sospensione (come già detto il trasporto al fondo viene trascurato), la variazione delle quote del fondale segue la variazione dei flussi di erosione e deposito di sabbia e fango secondo la seguente relazione:

$$(1 - n) \frac{\partial z_b}{\partial t} = (D_s - D_m) - (E_s - E_m) ; \quad (1.18)$$

dove:

- z_b : quota locale;
- n : porosità della miscela; tale valore viene assunto costante e pari a $n = 0,4$ (sono stati trascurati i processi di compattazione);

- i termini al secondo membro dell'equazione rappresentano i flussi di deposito ed erosione precedentemente descritti.

Parallelamente alla variazione della quota batimetrica, il modello di evoluzione del fondo valuta il modificarsi della composizione granulometrica come conseguenza dei flussi verticali di erosione e deposito e del mescolamento dei sedimenti più superficiali; non si considerano, però, i processi biologici e la produzione di suolo organico da parte dei microrganismi presenti sul fondale. Ad ogni passo temporale la variazione di quota netta dz_b/dt è valutata come somma del contributo dovuto alla sabbia e al fango:

$$\frac{dz_b}{dt} = \frac{dz_{bs}}{dt} + \frac{dz_{bm}}{dt}; \quad (1.19)$$

con:

- $(dz_{bs})/dt = (D_s - E_s)/(1 - n)$;
- $(dz_{bm})/dt = (D_m - E_m)/(1 - n)$.

Il modulo considera, infine, la presenza di uno strato attivo superficiale ben mescolato (*Hirano, 1971*) (*Hirano, 1972*) (*Armanini, 1995*), il cui spessore Δz_{b0} può incrementarsi per effetto della deposizione, ma non può scendere al di sotto di un valore minimo assunto pari a 2 cm.

Il modello è dotato anche di un **modulo del vento**, che permette di ricostruire la distribuzione spaziale del vento sulla superficie della Laguna attraverso una procedura di interpolazione dai dati disponibili.

Osservazioni sperimentali (*Carniello, D'Alpaos et al., 2011*) hanno mostrato infatti che una distribuzione non uniforme del vento su bacini caratterizzati da una discreta estensione influenza in modo non trascurabile la generazione e la propagazione delle onde da vento, e di conseguenza la risospensione di sedimenti ad opera della onde; da queste osservazioni nasce quindi la necessità di fornire una corretta descrizione spaziale del vento in Laguna.

La procedura di interpolazione utilizzata è quella proposta da *Brocchini et al. (1995)*, che è uno sviluppo della tecnica standard di interpolazione dei dati meteorologici proposta da *Cressman (1959)*.

L'interpolazione dei dati disponibili avviene su un reticolo a maglie triangolari, di estensione spaziale leggermente maggiore del reticolo di calcolo idrodinamico; a ciascuna maglia della griglia di calcolo viene assegnato quindi il valore di velocità e direzione del vento corrispondente alla maglia del precedente reticolo che si trova sopra di essa.

1.2 Modulo di evoluzione della temperatura

Il **modulo di evoluzione della temperatura** che si desidera aggiungere al modello al fine di descrivere, accoppiandolo al precedenti, la dinamica della temperatura in Laguna, risolve la seguente equazione bidimensionale:

$$\frac{\partial TY}{\partial t} + \nabla(\vec{q} T) - \nabla(DY\nabla T) = H_N, \quad (1.20)$$

dove:

- T : temperatura dell'acqua;
- Y : tirante;
- $\vec{q} = (q_x, q_y)$: portata per unità di larghezza;
- D : tensore di dispersione;
- H_N : termini sorgente.

Il primo termine rappresenta appunto la variazione di temperatura nel tempo, mentre il secondo e il terzo termine rappresentano il trasporto di calore legato rispettivamente ai fenomeni convettivi e dispersivi; il termine a destra dell'uguale rappresenta invece la somma dei flussi di calore verticali, dovuti agli scambi termici con il fondo e con l'atmosfera, che saranno descritti in modo approfondito nel prossimo paragrafo.

L'equazione (1.20) è risolta dal modulo di evoluzione della temperatura utilizzando uno schema numerico agli elementi finiti, analogo a quello utilizzato dagli altri moduli di cui è costituito il modello. Il calcolo è eseguito sulla medesima griglia di calcolo a maglie triangolari utilizzata dagli altri moduli descritti in precedenza; questa circostanza consente un rapido ed agevole scambio di informazioni tra i diversi moduli senza dover richiedere operazioni di interpolazione che invece sarebbero indispensabili se si utilizzassero reticoli differenti. La temperatura è considerata come variabile nodale, mentre i flussi, al pari delle portate nel modello idrodinamico, sono calcolati sugli elementi.

In particolare, il modulo di evoluzione della temperatura sfrutta le informazioni fornite dal modulo idrodinamico (livelli e flussi idrodinamici) dal modulo di moto ondoso (l'altezza d'onda e la celerità influenzano lo scambio termico con l'atmosfera) e dal modulo del vento (l'intensità locale è cruciale per lo scambio termico aria-acqua).

1.2.1 Flussi verticali di calore

Il **flusso di calore verticale netto** che interessa la colonna d'acqua, inteso quindi per unità di superficie libera, è dato dalla somma di due termini:

$$H_N = H_{air} + H_f \quad [W/m^2], \quad (1.21)$$

dove:

- H_{air} : flusso netto di calore all'interfaccia con l'atmosfera;
- H_f : scambio termico con il fondale.

Il **flusso netto all'interfaccia aria-acqua** H_{air} si calcola a sua volta come somma di diversi contributi (*Marani, 2003*):

$$H_{air} = H_s + H_a - H_b - H_c - H_e \quad [W/m^2], \quad (1.22)$$

che corrispondono a:

- H_s : flusso radiativo "short-wave" solare incidente la superficie;
- H_a : flusso radiativo "long-wave" emesso dall'atmosfera;
- H_b : flusso radiativo "long-wave" emesso dalla superficie;
- H_c : flusso uscente per convezione dalla superficie;
- H_e : perdita di energia per evaporazione.

Le espressioni che descrivono i vari contributi al flusso netto di calore sono riportate nei paragrafi che seguono.

Flusso Radiativo Short-Wave

Il **flusso radiativo solare incidente** H_s rappresenta l'apporto di calore dovuto all'*irraggiamento* ad opera del sole. L'irraggiamento rappresenta uno dei tre modi attraverso cui avviene la propagazione del calore, assieme alla conduzione e alla convezione; a differenza dei precedenti, lo scambio di calore per irraggiamento non necessita di contatto tra i corpi, ed è legato all'emissione e all'assorbimento di radiazione elettromagnetica.

Il contributo H_s al flusso netto che avviene all'interfaccia aria-acqua può essere descritto come:

$$H_s = R_{sw}(1 - \alpha) \quad [W/m^2], \quad (1.23)$$

con:

- α : *albedo* della superficie, ovvero frazione di radiazione solare riflessa dalla superficie esposta;
- R_{sw} [W/m^2]: radiazione solare incidente sulla superficie;

Nel caso della superficie liquida si può assumere l'albedo pari a: $\alpha \approx 0,04$; l'acqua può essere infatti considerata quasi come un corpo nero, cioè un corpo che assorbe la totalità della radiazione solare incidente (per il quale quindi $\alpha = 0$).

Flusso "Long-Wave"

Il **flusso di calore netto legato a radiazioni di onda lunga** H_l è ancora un contributo dovuto a fenomeni di irraggiamento, e in particolare si ottiene dalla somma di due termini: il **flusso radiativo emesso dell'atmosfera** H_a diretto verso la superficie libera; il **flusso radiativo emesso dalla superficie libera** H_b , diretto verso l'atmosfera. A differenza delle radiazioni elettromagnetiche da cui dipende l'irraggiamento solare, le onde elettromagnetiche emesse dall'atmosfera e dall'acqua sono ad onda lunga.

In letteratura si trovano numerose espressioni per il calcolo del flusso radiativo di onda lunga netto; ovvero le due componenti precedentemente indicate non vengono sempre distinte, calcolando invece il flusso netto. Tra le formule più celebri si possono ricordare quella di *Brunt (1932)*, *Clark et al. (1974)*, *Efimova (1961)*, *Swinbank (1963)* e *Bignami et al. (1995)*: queste equazioni, sebbene basate su teorie fisiche, sono di derivazione empirica e i coefficienti che compaiono sono ricavati tramite l'interpolazione di misure sperimentali. I principali parametri che entrano in gioco nel calcolo sono: la temperatura superficiale dell'acqua, la temperatura dell'aria e l'umidità relativa in prossimità della superficie, la copertura nuvolosa.

Nel caso in esame si è scelto di calcolare il flusso netto di onda lunga utilizzando la formula di *Bignami et al. (1995)*, in quanto questa è stata ricavata sulla base di misure empiriche eseguite nel Mar Mediterraneo e pertanto ragionevolmente più coerenti per applicazioni riferite alla laguna di Venezia.

1. INQUADRAMENTO TEORICO

L'equazione di *Bignami et al. (1995)* consente di distinguere le due componenti del flusso, che si possono quindi calcolare come segue:

$$H_a = \sigma T_a^4 (0,653 + 0,00535e_a)(1 + 0,1762N^2) \quad [W/m^2]; \quad (1.24)$$

$$H_b = \epsilon \sigma T_s^4 \quad [W/m^2]; \quad (1.25)$$

il flusso netto, assumendo positivo il verso entrante rispetto alla superficie libera, si calcola quindi come:

$$H_l = H_a - H_b = \sigma T_a^4 (0,653 + 0,00535e_a)(1 + 0,1762N^2) - \epsilon \sigma T_s^4 \quad [W/m^2], \quad (1.26)$$

dove:

- $\epsilon = 0,98$: emissività della superficie liquida;
- $\sigma = 5,5576 \cdot 10^{-8} [W/(m^2 K^4)]$: costante di Stefan-Boltzmann;
- $T_a [K]$: temperatura dell'aria;
- $e_a [mbar]$: tensione di vapore in prossimità della superficie liquida;
- N : nuvolosità, espressa come frazione di cielo coperto;
- $T_s [K]$: temperatura dell'acqua.

L'espressione usata per calcolare il flusso emesso dalla superficie libera è semplicemente quella che esprime l'emissione di corpo grigio. Quando l'emissività assume valore unitario significa che il corpo emittente considerato è un *corpo nero*, cioè un corpo che assorbe tutta la radiazione incidente; l'emissività della superficie libera è molto prossima all'unità, infatti l'acqua ha un comportamento molto simile a quello di un corpo nero.

La tensione di vapore, cioè la pressione parziale del vapore che costituisce una particella d'aria, si calcola come:

$$e_a = e_{as} \frac{U_r}{100} \quad [mBar], \quad (1.27)$$

dove e_{as} rappresenta la tensione di vapore in condizioni di saturazione alla temperatura T_a , valutata mediante l'equazione di *Clausius-Clapeyron*:

$$e_{as} = e_0 \exp \left[\frac{\lambda}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_a} \right) \right] \quad [mBar], \quad (1.28)$$

con:

- $e_0 = 6,11$ [$mBar$]: tensione di vapore saturo alla temperatura di 273.15 °K;
- $R_v = 461$ [$J/Kg/K$]: costante del vapore d'acqua;
- $\lambda = 2,501 \cdot 10^6 - 2370(T_a - T_0)$ [J/Kg]: calore latente di vaporizzazione;
- $T_0 = 273,15$ [K];

Flusso Convettivo

Il **flusso di calore uscente per convezione** H_c è determinato dal trasporto di calore ad opera dei moti convettivi che si innescano all'interfaccia aria-acqua: questi sono causati da un gradiente di pressione e dalla gravità che innescano moti di circolazione interni al fluido, dando origine a delle celle convettive; il moto convettivo è caratterizzato da un alto grado di miscelazione, che dipende dal regime idrodinamico e cresce in condizioni di moto turbolento. Il contributo H_c può essere descritto con la seguente espressione:

$$H_c = \frac{c_{pa}\rho_a}{r_a} (T_s - T_a) \quad [W/m^2], \quad (1.29)$$

dove:

- $c_{pa} = 1005$ [J/Kg]: calore specifico dell'aria;
- $\rho_a = 1,225$ [Kg/m^3]: densità dell'aria;
- r_a [s/m]: resistività che esprime la resistenza opposta dall'atmosfera al flusso;
- T_s [K]: temperatura dell'acqua;
- T_a [K]: temperatura dell'aria.

Perdita di energia per Evaporazione

Il processo di evaporazione di un volume fluido comporta un raffreddamento del volume stesso. Il **flusso di calore per evaporazione** H_e può essere calcolato utilizzando la seguente espressione:

$$H_e = \frac{\rho_a\lambda}{r_a} [q_{as}(T_s) - q_a] \quad [W/m^2], \quad (1.30)$$

dove:

1. INQUADRAMENTO TEORICO

- $\rho_a = 1,225 [Kg/m^3]$: densità dell'aria;
- $\lambda = 2,501 \cdot 10^6 - 2370(T_a - T_0) [J/Kg]$: calore latente di vaporizzazione;
- $r_a [s/m]$: resistenza offerta dall'atmosfera al trasporto;
- $q_{as}(T_s)$: umidità specifica di saturazione alla temperatura dell'acqua;
- q_a : umidità specifica dell'aria.

L'umidità specifica si può calcolare come:

$$q \approx \epsilon \frac{e_a}{p},$$

con:

- $\epsilon = R_d/R_v = 0,622$, dove R_d e R_v sono le costanti dell'aria secca e dal vapor d'acqua;
- $e_a [mbar]$: tensione di vapore;
- $p [mbar]$: pressione atmosferica.

La tensione di vapore e_a si calcola secondo la (1.27); per ottenere la q_{as} si utilizza il valore della tensione di vapore in condizione di saturazione alla temperatura dell'acqua, calcolata mediante l'equazione di *Clausius-Clapeyron* (1.28).

Resistenza aerodinamica al trasporto

Per il calcolo della **resistenza al trasporto opposta dall'atmosfera** r_a si utilizza la seguente espressione:

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_v-d}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_h-d}{z_{0h}}\right)}{k^2 V(z)} [s/m], \quad (1.31)$$

in cui i diversi termini sono:

- $z_0 [m]$: *scabrezza della superficie libera*;
- $d = \frac{2}{3} z_0 [m]$;
- $z_{0m} = 0,123 z_0 [m]$: lunghezza di attrito per il trasporto della quantità di moto;
- $z_{0h} = 0,1 z_{0m} [m]$: lunghezza di attrito per lo scambio di vapore;

- z_v [m]: altezza di misura del vento;
- z_h [m]: altezza di misura dell'umidità;
- $k = 0,41$: costante di *Von Karman*;
- $V(z)$ [m/s]: velocità del vento a quota z .

In letteratura sono disponibili diverse formule per il calcolo della **scabrezza della superficie libera** z_0 ; tra cui ad esempio le seguenti:

- formula di *Donelan et al. (1990)*:

$$z_0 = H_{rms} \cdot 5,5 \cdot 10^{-4} \left(\frac{V_{10}}{C_p} \right)^{2,7} \quad [m]; \quad (1.32)$$

- formula di *Smith et al. (1992)*:

$$z_0 = H_{rms} \cdot 5,3 \cdot 10^{-4} \left(\frac{V_{10}}{C_p} \right)^{3,4} \quad [m]; \quad (1.33)$$

con:

- H_{rms} [m]: altezza d'onda media quadratica;
- V_{10} [m/s]: velocità del vento misurata a 10 m s.l.m.m.;
- C_p [m/s]: celerità di picco.

Dopo aver condotto alcune analisi comparate si è scelto di utilizzare la formula di *Donelan et al. (1990)* in virtù del fatto che quest'ultima è stata ricavata empiricamente sulla base di misure sperimentali eseguite sul Lago Ontario, mentre la formula di *Smith et al. (1992)* è stata ottenuta utilizzando misure eseguite nel Mare del Nord, al largo della costa danese: tra i due ambienti, si ipotizza che il primo presenti maggiori affinità con quello lagunare, essendo anch'esso un bacino chiuso. Certamente le differenze tra i due ambienti sono comunque molto rilevanti, e uno studio per determinare un'espressione da utilizzare per la stima della scabrezza z_0 in laguna potrebbe essere utile.

Scambio termico con il fondo

Lo *scambio termico con il fondale* H_f rappresenta il flusso di calore all'interfaccia acqua-fondale determinato dalla differenza di temperatura esistente tra i due; tale contributo di H_N può essere calcolato come::

$$H_f = k_1 \cdot (T_{sp} - T_s) \quad [W/m^2], \quad (1.34)$$

dove:

- T_{sp} [$^{\circ}K$]: temperatura del fondale;
- T_s [$^{\circ}K$]: temperatura dell'acqua;
- k_1 [$W/(m^2 \cdot ^{\circ}K)$]: *coefficiente di scambio termico*.

Il coefficiente di scambio termico è l'unico parametro di calibrazione del modello; rappresenta il calore scambiato dall'acqua con il fondo quando la differenza di temperatura è di un grado.

Capitolo 2

Analisi di Sensibilità

Introdotta le formule da utilizzare per il calcolo del flusso netto di calore all'interfaccia aria-acqua, si esegue l'**analisi di sensibilità** dei diversi termini.

L'obiettivo di tale analisi è quello di valutare per ciascuna componente del flusso, per la scabrezza della superficie libera z_0 e per la resistenza opposta dall'atmosfera r_a al flusso stesso l'effetto di ogni singola variabile da cui essa dipende. A tale scopo si è studiato come varia ciascuno dei termini indicati mantenendo costanti tutte le variabili da cui dipende, meno quella di cui si desidera di volta in volta valutare l'effetto.

In tabella (2.1) sono riportati, per ciascuno dei parametri che influenzano lo scambio termico all'interfaccia aria-acqua, il valore minimo e massimo considerati nell'analisi di sensibilità e il valore costante associato a ciascuno di essi quando si valuta l'effetto di una altra variabile.

Alla *radiazione solare incidente* R_{sw} si assegna come valore costante la metà della costante solare: $W_0 = 1353 [W/m^2]$: tale valore dovrebbe ben rappresentare la radiazione media che giunge al suolo una volta filtrata dalle nuvole e dall'atmosfera. Gli estremi del range di variazione si ottengono di conseguenza aggiungendo e sottraendo $200 [W/m^2]$ da tale valore. La *profondità del fondale* h_f si considera variabile in un range che va da $0,1$ a $5 m$: così facendo sono rappresentate tutte le condizioni più caratteristiche della laguna, a meno dei fondali in corrispondenza dei canali navigabili più profondi, i quali però interessano una superficie molto limitata. Come valore medio si assume $h_f \approx 1,5 [m]$, rappresentativo della profondità media della laguna. I range di variazione utilizzati per i diversi parametri meteorologici sono stati scelti in base ai valori minimi, massimi e medi dei dati meteo registrati nel corso degli anni.

Parametro	Unità di Misura	Valore <i>min</i>	Valore <i>Max</i>	Valore <i>Costante</i>
R_{sw}	W/m^2	476,5	876,5	676,5
T_a	$^{\circ}C$	5	35	20
T_s	$^{\circ}C$	9	25	17
U_r	(%)	30	100	75
p	<i>mbar</i>	990	1030	1010
N		0	1	0,5
h_f	<i>m</i>	0,1	5	1,5
V	<i>m/s</i>	0	20	5

Tabella 2.1: range di variazione e valore costante assegnato a ciascuno dei parametri nell'analisi di sensibilità.

L'unica di queste variabili per cui non sono disponibili le misure è la frazione di cielo coperto N .

L'unità di misura per la copertura nuvolosa è l'*Okta*: supponendo di dividere il cielo in ottavi, si stima la nuvolosità assegnando un valore che va da 0 a 8 in base a quanti ottavi sono coperti da nubi. In base al valore assegnato è possibile quindi stimare la frazione di cielo coperto N che varia in un range che va da 0 a 1.

Non avendo alcuna misura disponibile, si considera nell'analisi di sensibilità l'intero range di variazione possibile e si assume come valore costante il valor medio del range stesso.

Per convenzione, si assume positivo il segno del flusso quando questo è diretto dall'atmosfera verso il bacino idrico, negativo se viceversa; i valori che compaiono nei grafici dei flussi H_c e H_e sono quindi cambiati di segno rispetto a quanto calcolato con le espressioni (1.29) e la (1.30).

Bisogna precisare che i valori e gli andamenti ottenuti con l'analisi di sensibilità così eseguita non sono da considerarsi estremamente realistici, in quanto nella pratica è impossibile osservare una variazione importante di una variabile meteorologica senza avere una conseguente variazione delle altre: i parametri meteo sono infatti tutti correlati tra loro.

Fatta questa precisazione, i risultati dell'analisi di sensibilità risultano comunque utili in quanto mostrano quale sia l'effetto del singolo parametro sulla grandezza che si sta esaminando, e permettono pertanto di apprezzare l'importanza relativa delle singole variabili.

2.1 Analisi della Scabrezza della Superficie Libera

La scabrezza della superficie libera z_0 viene calcolata utilizzando le formule di *Donelan et al. (1990)* (1.32) e *Smith et al. (1992)* (1.33).

Per calcolare z_0 è necessario conoscere la velocità del vento e la celerità di picco dell'onda: mentre la prima è un parametro misurato presso le stazioni meteorologiche, la celerità deve essere calcolata in base alle caratteristiche del moto ondoso. In particolare la celerità risulta funzione della velocità del vento V e della profondità del fondale h_f .

I parametri che determinano il valore assunto da z_0 sono dunque:

- profondità del fondale h_f [m];
- velocità del vento V [m/s].

Non avendo misure dirette della celerità, per determinare l'andamento di z_0 si utilizza un foglio elettronico che calcola le caratteristiche del moto ondoso in condizioni di mare completamente sviluppato in funzione di h_f e V ; il procedimento di calcolo è lo stesso che caratterizza il modello numerico della laguna che si desidera sviluppare integrando i processi di scambio di calore.

Il foglio di calcolo è stato quindi utilizzato per:

- determinare la variazione di z_0 in funzione della velocità del vento V , fissata la profondità del fondale h_f ;
- determinare la variazione di z_0 in funzione della profondità del fondale h_f , fissata la velocità del vento V .

I valori costanti assegnati prima ad h_f e poi a V corrispondono a quelli riportati in tabella (2.1); i valori delle due variabili in corrispondenza dei quali si valuta il valore assunto dalla scabrezza sono scelti invece in modo da coprire l'intero range di variazione considerato nell'analisi di sensibilità, i cui estremi sono riportati in tabella (2.1).

I punti così ottenuti sono stati quindi interpolati, ricavando delle curve che descrivono la variazione della scabrezza z_0 in funzione di ciascuno dei due parametri da cui dipende fissato il valore del secondo; l'operazione è stata eseguita calcolando z_0 con entrambe le espressioni considerate.

Le formule (1.32) e (1.33) sono entrambe leggi di potenza, e di conseguenza sono leggi di potenza anche le curve interpolatrici dei valori calcolati con il foglio elettronico; le equazioni di tali curve sono le seguenti:

- interpolando i valori calcolati con la formula di *Donelan et al. (1990)*:

$$z_0(h_f) = 1,048 \cdot 10^{-3} h_f^{-0,3226} - 7,707 \cdot 10^{-5} \quad [m], \quad \text{con } V = 5 \text{ [m/s]}; \quad (2.1)$$

$$z_0(V) = 1,674 \cdot 10^{-5} V^{2,533} \quad [m], \quad \text{con } h_f = 1,5 \text{ [m/s]}; \quad (2.2)$$

- interpolando i valori calcolati con la formula di *Smith et al. (1992)*:

$$z_0(h_f) = 2,561 \cdot 10^{-3} h_f^{-0,5632} - 3,679 \cdot 10^{-4} \quad [m], \quad \text{con } V = 5 \text{ [m/s]}; \quad (2.3)$$

$$z_0(V) = 1,11 \cdot 10^{-5} V^{3,171} \quad [m], \quad \text{con } h_f = 1,5 \text{ [m/s]}. \quad (2.4)$$

I risultati sono riportati in figura (2.1) e (2.2), dove si possono vedere sia i punti calcolati con il foglio di calcolo sia la curva ottenuta con l'interpolazione dei punti stessi.

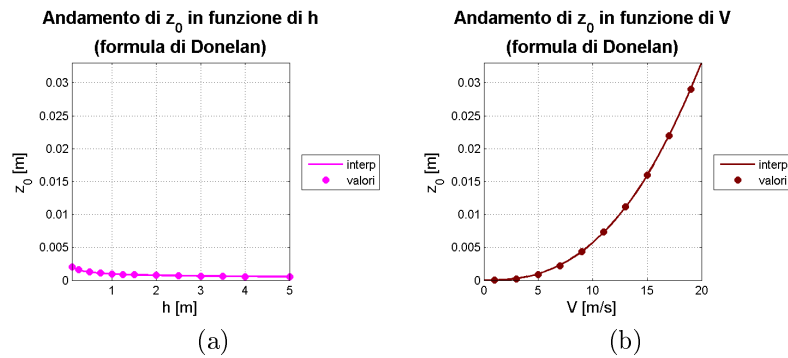


Figura 2.1: andamento della scabrezza della superficie libera secondo la formula di *Donelan*.

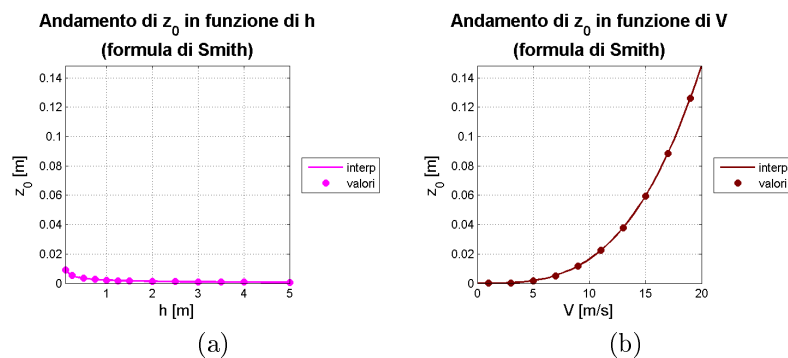


Figura 2.2: andamento della scabrezza della superficie secondo la formula di *Smith*.

La scabrezza della superficie libera si riduce all'aumentare della profondità del fondale, aumenta invece al crescere della velocità del vento. Evidente è la maggiore sensibilità di z_0

alle variazioni di V piuttosto che a variazioni di h_f : la variabilità osservata in funzione di V è infatti di un ordine di grandezza superiore rispetto a quella osservata in funzione di h_f . All'interno del range di valori considerati per entrambi i parametri, l'effetto della profondità del fondale risulta quindi trascurabile.

I valori calcolati con la formula di *Donelan et al. (1990)* variano da meno di 1 mm a poco più di 3 cm; con la formula di *Smith et al. (1992)* la scabrezza assume invece valori che vanno da circa 1 mm ad oltre 14 cm. Le due formule quindi sono uguali nella forma, ma i valori calcolati differiscono di un ordine di grandezza: la scelta dell'espressione della scabrezza gioca quindi un ruolo rilevante.

Bisogna sottolineare che le espressioni di z_0 considerate non sono applicabili in condizioni di vento troppo debole: i valori calcolati per V tendenti allo 0 non sono quindi da prendere in considerazione.

Nei paragrafi successivi, nel calcolo dei diversi termini funzione di z_0 si fa riferimento ai valori calcolati con la formula di *Donelan et al. (1990)*: come detto in precedenza, questa si considera infatti più adatta a rappresentare la scabrezza della superficie libera in un ambiente lagunare.

2.2 Analisi della Resistenza al Flusso

La *resistenza opposta al flusso dall'atmosfera* r_a si calcola con la formula (1.31); le variabili da cui dipende sono la velocità del vento V e la scabrezza z_0 , la quale a sua volta è funzione di V e della profondità del fondale h_f . I parametri da cui dipende la resistività dell'atmosfera sono quindi:

- profondità del fondale h_f [m];
- velocità del vento V [m/s].

Nell'espressione (1.31) la scabrezza z_0 compare a denominatore, così come la velocità del vento: ricordando che z_0 cresce all'aumentare di V , è logico aspettarsi un comportamento opposto da parte della resistività dell'atmosfera r_a . I grafici in figura (2.3) mostrano coerentemente che la resistenza r_a cresce all'aumentare di h_f e si riduce all'aumentare di V , comportamento opposto a quanto osservato per z_0 . Come per la scabrezza, anche la resistività r_a è molto più sensibile alle variazioni della velocità del vento piuttosto che a quelle della profondità del fondale; l'effetto di quest'ultimo parametro, sempre nel range di valori

considerati, si può considerare trascurabile.

Quando la velocità del vento tende a 0, la resistività dell'atmosfera tende a infinito: V compare infatti a denominatore nell'espressione di r_a , come osservato in precedenza. L'aumento di resistenza opposta dall'atmosfera al flusso all'interfaccia aria-acqua al diminuire della velocità del vento è corretto dal punto di vista teorico, in quanto condizioni di vento più intenso favoriscono il trasporto; potrebbe essere tuttavia necessario imporre un limite massimo al valore di r_a , anche in virtù del fatto che condizioni di velocità nulla dell'aria a contatto con la superficie libera sono fisicamente poco realistiche.

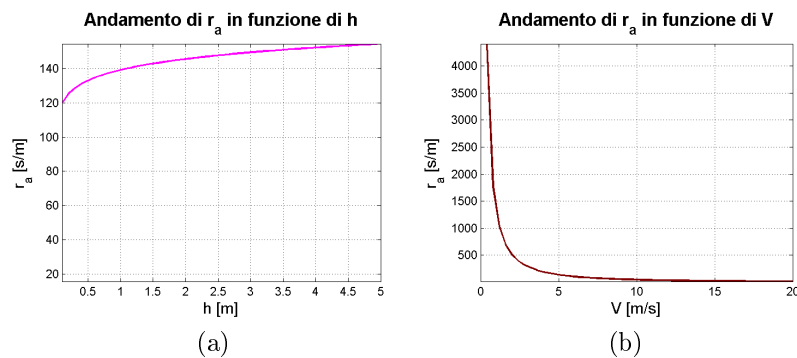


Figura 2.3: andamento della resistenza dell'atmosfera al flusso.

2.3 Analisi del Flusso "Short-Wave"

Il *flusso di calore dovuto alla radiazione solare incidente* H_s è funzione di un solo parametro, cioè la radiazione solare incidente R_{sw} .

Non ha dunque senso parlare di analisi di sensibilità, in quanto non ci sono diverse variabili di cui confrontare l'effetto.

L'andamento di H_s è riportato in figura (2.4). Come ovvio in base all'espressione di H_s (1.23), il flusso "short-wave" cresce linearmente all'aumentare di R_{sw} ; il coefficiente $(1 - \alpha)$ è prossimo all'unità, quindi di fatto H_s è solo poco inferiore al valore di R_{sw} .

Questa componente di scambio termico assume valori molto elevati e rappresenta il contributo più importante al flusso netto H_N . Evidentemente, essendo funzione dell'irraggiamento solare, H_s assume valori positivi solo nel corso delle ore diurne, mentre durante la notte è nullo; l'intensità dell'irraggiamento, e quindi del flusso, è inoltre decisamente maggiore in estate, mentre si riduce nel periodo invernale, con variazioni di $300 \div 400 \text{ W/m}^2$; l'irraggiamento inoltre è funzione della nuvolosità, e si riduce in modo rilevante all'aumentare della copertura nuvolosa.

2. ANALISI DI SENSIBILITÀ

È opportuno sottolineare che essendo R_{sw} una misura della radiazione solare effettuata direttamente al suolo l'effetto della nuvolosità e di altri parametri che possono influenzare l'assorbimento da parte dell'atmosfera risulta automaticamente e implicitamente considerato.

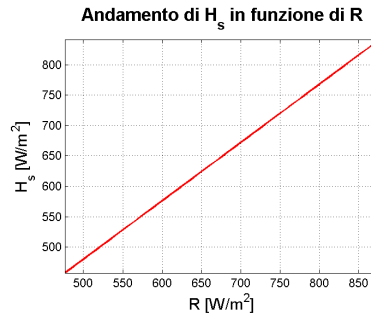


Figura 2.4: andamento del flusso di calore legato alla radiazione solare incidente.

2.4 Analisi del Flusso "Long-Wave"

Il *flusso di calore legato alle radiazioni Long-Wave* si è deciso di calcolarlo con la formula di *Bignami et al. (1995)* (1.26). Tale flusso è dato dalla differenza di due termini, che sono il flusso legato alla radiazione emessa dall'atmosfera, che rappresenta un apporto di calore al corpo idrico e quindi è positivo nella convezione di segno usata, e il flusso legato alla radiazione emessa dal bacino, che rappresenta una perdita di calore per lo stesso e quindi ha segno negativo.

Il *flusso legato alla radiazione emessa dall'atmosfera* H_a , calcolato con la (1.24), è funzione dei seguenti parametri:

- temperatura dell'aria T_a ;
- umidità relativa U_r ;
- nuvolosità N .

I risultati dell'analisi di sensibilità sono riportati in figura (2.5). Il flusso di calore H_a cresce all'aumentare di ciascuno dei tre parametri di cui è funzione, in accordo con quanto ci si attende dal punto di vista fisico; la variabile meteorologica che più influisce sul valore di H_a è la temperatura dell'aria; l'entità del flusso varia circa dai 250 ai 450 W/m^2 .

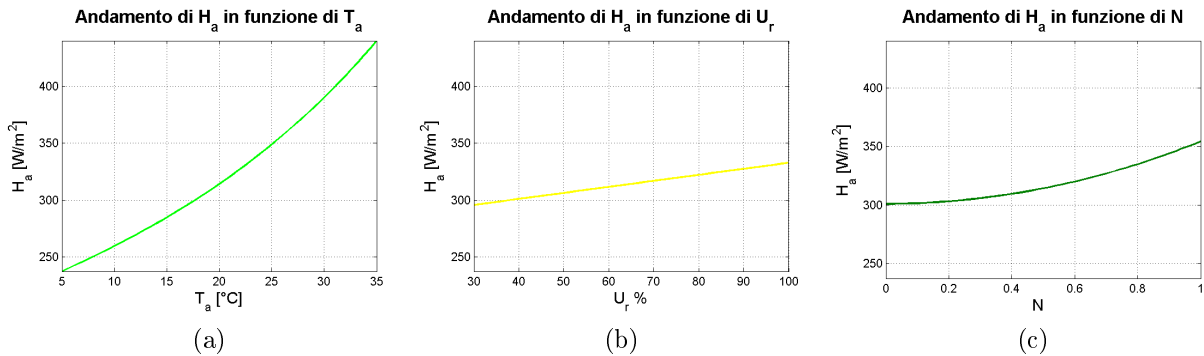


Figura 2.5: andamento del flusso di calore legato alla radiazione emessa dall'atmosfera.

Il *flusso legato alla radiazione emessa dal corpo idrico* H_b si calcola con la (1.25); è funzione di un solo parametro, quindi anche in questo caso come per H_s non ha senso parlare di analisi di sensibilità. Il parametro da cui dipende è la temperatura dell'acqua T_s .

L'andamento di H_b è espresso dalla legge di Stefan-Boltzman relativa all'emissione di un corpo grigio: il flusso cresce quindi con T_s , cioè la temperatura del corpo considerato, che in questo caso è il bacino idrico. Il flusso H_b , in base al range di T_s considerato, varia circa tra 350 e 450 W/m^2 ; la direzione del flusso è uscente dalla superficie libera, e quindi ha segno negativo in base alla convenzione adottata.

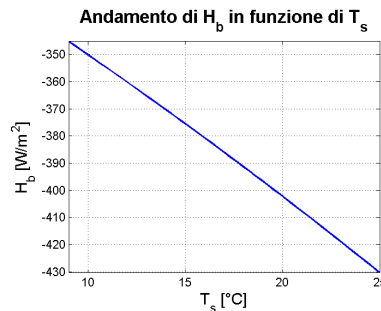


Figura 2.6: andamento del flusso di calore legato alla radiazione emessa dal bacino idrico.

Il *flusso netto "long-wave"* $H_l = H_a - H_b$ (1.26), è quindi funzione di quattro parametri:

- temperatura dell'aria T_a ;
- umidità relativa U_r ;
- nuvolosità N ;
- temperatura dell'acqua T_s .

2. ANALISI DI SENSIBILITÀ

Gli andamenti sono quelli precedentemente osservati nell'analisi dei suoi due contributi. Il flusso netto legato alla radiazione di onda lunga è quasi sempre negativo: la radiazione emessa dalla superficie libera è maggiore quindi rispetto a quella emessa dall'atmosfera, e al netto si ha una perdita di calore da parte del bacino.

Il flusso diventa positivo solo per valori di temperatura dell'aria T_a elevati, per cui la differenza di temperatura tra aria e acqua è elevata: queste sono condizioni che nella realtà difficilmente si possono osservare, in quanto il delta termico tra aria e acqua non è quasi mai così rilevante; è logico quindi aspettarsi che i valori positivi osservati nell'analisi di sensibilità non si registrino mai nella pratica, e che quindi H_l rappresenti sempre un contributo negativo allo scambio termico.

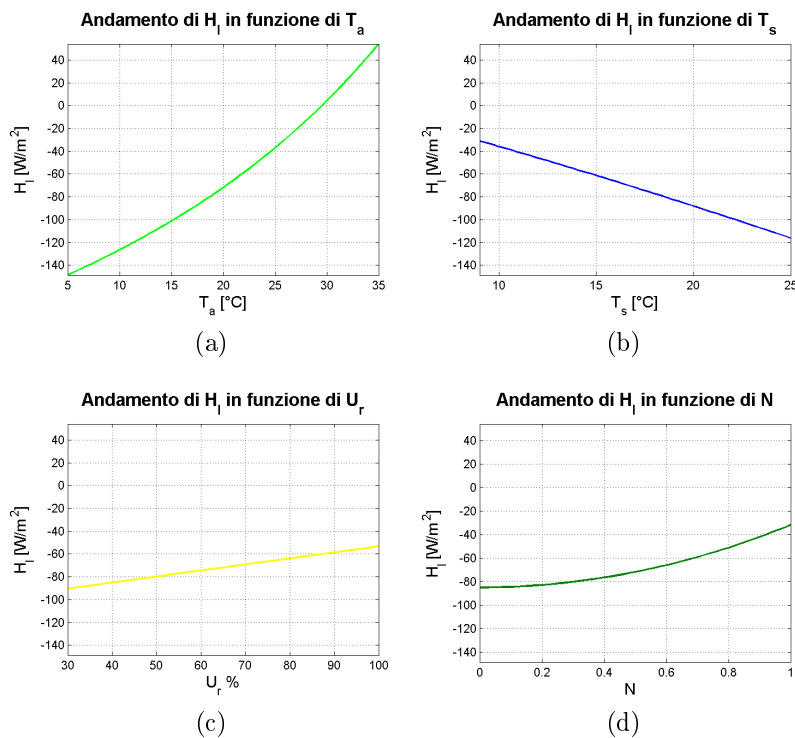


Figura 2.7: andamento del flusso di calore netto legato alla radiazione "long-wave".

2.5 Analisi del Flusso per Convezione

Il *flusso per convezione* H_c , calcolato secondo la (1.29), è funzione dei seguenti parametri:

- temperatura dell'aria T_a ;

- temperatura dell'acqua T_s ;
- profondità del fondale h_f ;
- velocità del vento V .

La dipendenza da h_f e V non è esplicita, in quanto contenuti nella resistività dell'atmosfera r_a .

I valori di H_c calcolati con la (1.29) sono discordi rispetto alla convezione di segno adottata; vanno quindi cambiati di segno in modo da avere flusso positivo quando questo è diretto verso la superficie libera.

Il flusso può essere diretto sia verso la superficie libera che verso l'atmosfera, a seconda che sia $T_a > T_s$ o viceversa; il segno dunque dipende dalle temperature dell'acqua e dell'aria, mentre gli altri parametri influenzano solo il valore assoluto del flusso.

Dai grafici in figura (2.8) si osserva che H_c cresce linearmente all'aumentare di T_a e decresce linearmente all'aumentare di T_s ; all'aumentare di V si ha sempre un aumento in modulo di H_c , in direzione positiva o negativa a seconda della differenza tra temperatura dell'acqua e dell'aria; il contrario succede invece all'aumentare di h_f .

Al variare di h_f entro il range di valori considerati, H_c subisce variazioni molto limitate: se paragonato con quello degli altri parametri, l'effetto di h_f sul valore del flusso è trascurabile. L'entità del flusso per convezione varia da circa da -100 a 250 W/m^2 .

2.6 Analisi del Flusso per Evaporazione

Il *flusso per evaporazione* H_e , calcolato secondo la (1.30), è funzione di:

- temperatura dell'aria T_a ;
- temperatura dell'acqua T_s ;
- umidità relativa U_r ;
- pressione atmosferica p ;
- profondità del fondale h_f ;

2. ANALISI DI SENSIBILITÀ

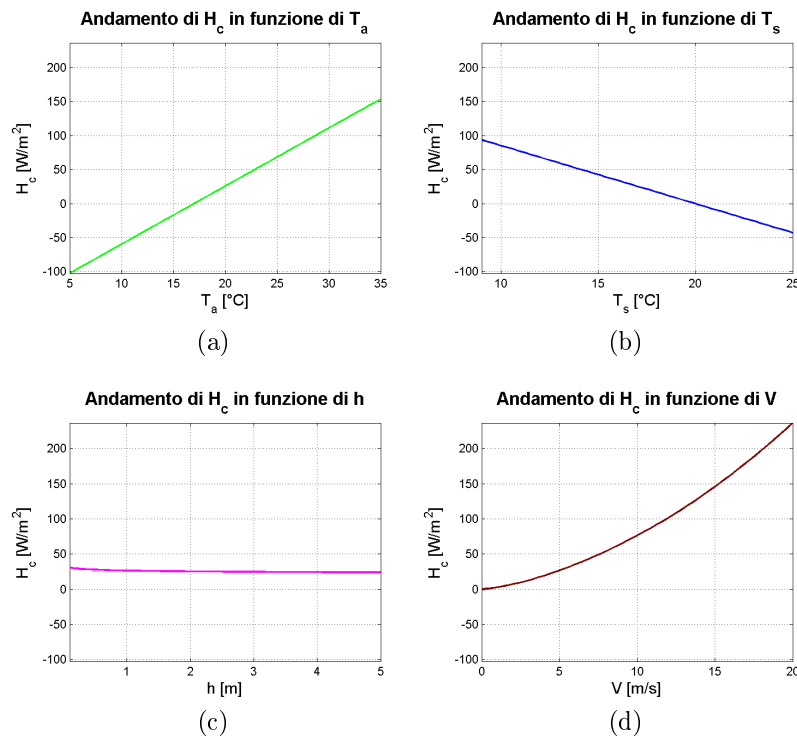


Figura 2.8: andamento del flusso di calore per convezione.

- velocità del vento V .

Anche in questo caso, come per H_e , la dipendenza del flusso da h_f e V non è esplicita, ma contenuta nella resistività dell'atmosfera r_a .

I valori calcolati con la (1.30) vanno cambiati di segno per adattarli alla convezione adottata, per cui si assume positivo il flusso diretto verso la superficie libera.

Il flusso per evaporazione può essere sia positivo che negativo, a seconda del valore assunto dall'umidità specifica di saturazione alla temperatura dell'acqua ($q_{as}(T_s)$) e dall'umidità specifica alla temperatura dell'aria ($q_a(T_a)$), cioè le grandezze che compaiono nella parentesi quadra della formula (1.30). I parametri da cui dipende l'umidità specifica, e quindi il segno del flusso per evaporazione, sono: la temperatura dell'aria T_a ; la temperatura dell'acqua T_s ; l'umidità relativa U_r ; la pressione atmosferica p .

La resistività r_a , e quindi i parametri h_f e V , hanno effetto solo sul coefficiente moltiplicativo della parentesi, e quindi solo sul modulo di H_e ; in particolare, il modulo di H_e cresce al ridursi di r_a , in quanto questa compare a denominatore. Questo è corretto dal punto di vista fisico, infatti al ridursi della resistenza opposta dall'atmosfera al flusso quest'ultimo aumenta a parità di altre condizioni.

Dai grafici in figura (2.9) si osserva che l'aumento di T_a e U_r determina un aumento del contributo evaporativo allo scambio di calore in senso positivo: il flusso cioè si riduce in modulo se inizialmente negativo, aumenta se inizialmente positivo. Il contrario succede all'aumentare di T_s , al crescere della quale aumenta $q_{as}(T_s)$ e quindi H_e in senso negativo. La variazione della pressione atmosferica p risulta ininfluente: l'errore commesso assegnando ad essa un valore costante può essere ritenuto del tutto trascurabile.

In modulo, il termine H_e aumenta con l'intensità del vento V , mentre si riduce all'aumentare della profondità del fondale h_f : l'effetto di h_f sul flusso è comunque trascurabile se confrontato con quello degli altri parametri.

I valori calcolati di H_e variano da -400 a 200 W/m^2 . Valori positivi si ottengono quando la temperatura dell'aria T_a è molto elevata, e dunque quando la differenza tra T_a e T_s è importante, oppure per valori elevati di umidità: considerando che nella realtà la differenza termica tra aria e acqua si mantiene sempre entro valori limitati, è logico aspettarsi che, escluse rare occasioni, l'evaporazione dia luogo a una perdita di calore da parte del bacino.

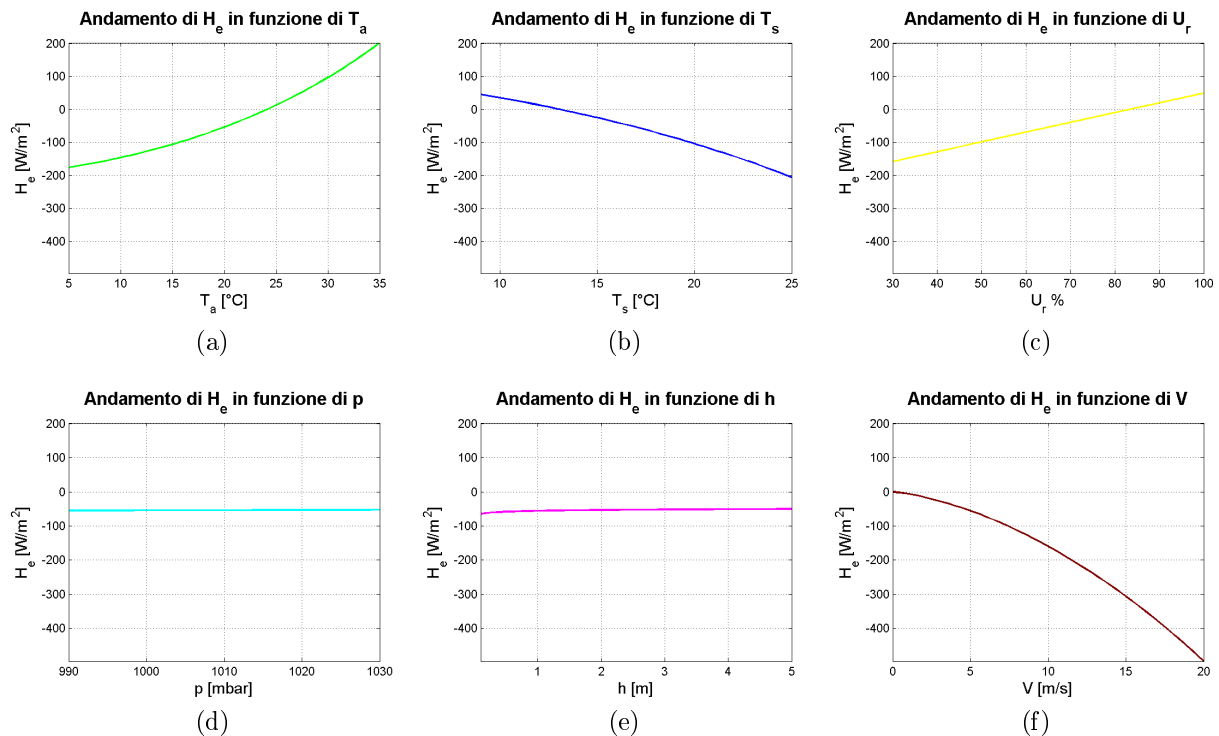


Figura 2.9: andamento del flusso del calore per evaporazione.

Capitolo 3

Modello Puntuale

Prima di intervenire sul modello numerico bidimensionale della laguna, si è deciso di realizzare un **modello puntuale** per verificare in condizioni semplificate e maggiormente controllabili la capacità delle relazioni precedentemente descritte di rappresentare gli scambi termici cui è soggetto un generico corpo idrico.

Tale modello puntuale consente di determinare istante per istante i diversi contributi di scambio di calore che interessano la colonna d'acqua, per unità di superficie libera; in base ai flussi calcolati determina quindi la temperatura dell'acqua nell'istante considerato e ne ricostruisce così l'andamento nel tempo. La temperatura calcolata T_s può essere quindi confrontata con quella registrata T_{s0} per via diretta presso diverse stazioni di misura, al fine di capire se il modello è in grado di fornire risultati rappresentativi della realtà, si pure in questa veste semplificata dal punto di vista spaziale che necessariamente trascura il contributo dello scambio termico per convezione e dispersione con le aree adiacenti.

Il modello assume la temperatura T_s *costante lungo la verticale*; questa ipotesi, come avremo modo di approfondire, può considerarsi accettabile in ambito lagunare vista la profondità limitata.

La **variazione nel tempo della temperatura dell'acqua** può essere risolvendo l'equazione differenziale (3.1):

$$C \frac{dT_s}{dt} = H_N \quad [W/m^2], \quad (3.1)$$

dove C è la *capacità termica* del bacino per unità di superficie, e quindi della colonna d'acqua; all'aumentare di C aumenta l'inerzia termica del bacino, e cioè la resistenza opposta alla variazione di temperatura. La capacità termica C si calcola utilizzando la seguente

espressione:

$$C = \rho_w \cdot c_{pw} \cdot Y \left[\frac{J}{K \ m^2} \right], \quad (3.2)$$

dove:

- $\rho_w = 1000 \ [kg/m^3]$: densità dell'acqua;
- $c_{pw} = 4186 \ [j/kg/K]$: calore specifico dell'acqua;
- $Y \ [m]$: tirante d'acqua.

Il termine H_N rappresenta invece il flusso verticale netto, ottenuto dalla somma dei contributi introdotti al paragrafo 1.2.1.

Al fine di implementare il calcolo della temperatura dell'acqua attraverso un modello numerico, la (3.1) deve essere discretizzata, e l'equazione così ottenuta va esplicitata in funzione del valore aggiornato della temperatura stessa:

$$T_s(t + \Delta t) = T_s(t) + H_N(t + \Delta t) \cdot \frac{\Delta t}{C} \quad [K]; \quad (3.3)$$

si calcola così la temperatura all'istante $t + \Delta t$, nota la temperatura all'istante precedente t ; Δt rappresenta il *timestep* utilizzato in fase di calcolo, ovvero il tempo che intercorre tra due istanti successivi in cui si determina il valore di T_s e dei flussi di calore. Nel calcolo dei diversi contributi di H_N si utilizzano i valori assunti all'istante $t + \Delta t$ dalle variabili meteorologiche da cui dipendono, mentre per T_s si utilizza ovviamente il valore noto all'istante precedente t , essendo il T_s all'istante $t + \Delta t$ il valore che si desidera determinare.

Come già accennato, il modello in quanto puntuale non consente di considerare nel calcolo l'effetto del trasporto di calore avvevivo e dispersivo; questo rappresenta un limite considerevole, in quanto è logico aspettarsi, considerando ad esempio il bacino lagunare veneziano, che le correnti di marea abbiano un effetto molto importante sulla temperatura dell'acqua in laguna, soprattutto nei punti più vicini alle bocche di porto, dove si ha ingresso di acqua dal mare, tipicamente caratterizzata da una T_s diversa per via dei diversi volumi in gioco.

Il modello puntuale è stato implementato realizzando un codice in linguaggio *MatLab*.

3.1 Modello Puntuale Esterno

Prima di realizzare il modello puntuale rappresentativo della laguna, è stato realizzato un **modello puntuale per la stima della temperatura dell'acqua in mare**.

Questa scelta è stata dettata da due motivazioni: da un lato la facile reperibilità delle forzanti meteo o della temperatura misurata dell'acqua avendo a disposizione i dati raccolti dalla piattaforma oceanografica dell'ISMAR-CNR; dall'altro l'ipotesi iniziale che l'analisi del fenomeno in mare potesse essere più semplice che in laguna, per esempio per la possibilità di trascurare lo scambio termico con il fondo, da cui la possibilità di trarre delle indicazioni su come procedere nello sviluppo successivo del modello partendo da una situazione semplificata.

Questa ipotesi si è rivelata tuttavia inesatta.

Si è infatti fin da subito capito che, a differenza di quanto si potrà fare per la colonna liquida all'interno della Laguna, nel caso del mare i tiranti notevoli in gioco non consentono di assumere che la temperatura dell'acqua T_s si mantenga costante su tutta la colonna d'acqua. Si è dovuto quindi ipotizzare di schematizzare la condizione reale con un *modello a due strati*: uno strato superficiale che scambia calore con l'atmosfera attraverso la superficie libera e con uno strato più profondo a temperatura assegnata T_{sp} . Questo ha di fatto annullato la semplificazione auspicata volta a considerare trascurabile, in questa analisi preliminare, lo scambio termico con il fondo che è infatti sostituito con lo scambio termico con tale strato profondo le cui dinamiche di evoluzione della temperatura sono, forse, anche più complesse di quelle del fondale lagunare; con Y si indica quindi lo spessore dello strato superficiale interagente con l'atmosfera.

Definito lo schema rappresentativo a due strati della colonna liquida i parametri di calibrazione del modello risultano essere il coefficiente di scambio termico con il fondo k_1 menzionato in precedenza al paragrafo 1.2.1, lo spessore Y dello strato d'acqua interagente con l'atmosfera di cui si vuole determinare la temperatura e il valore assegnato alla temperatura dello strato profondo con cui avviene lo scambio di calore H_f .

La realizzazione di questo modello e l'analisi dei risultati ottenuti con la sua applicazione ha come obiettivo quello di capire meglio il fenomeno che si desidera rappresentare e l'effetto delle diverse variabili e delle variazioni dei parametri di calibrazione, e di verificare che si riescano ad ottenere risultati almeno confrontabili con le misure dirette effettuate; lo scopo di questo lavoro non è dunque quello di ottenere una perfetta rappresentazione del reale fenomeno in mare, ma piuttosto quello dell'analisi preliminare della capacità delle formulazioni selezionate di descrivere i processi che interessano.

3.1.1 Dati

I dati utilizzati nelle simulazioni sono quelli registrati presso la **piattaforma oceanografica "Acqua Alta"** gestita dall'ente ISMAR-CNR, installata nel gennaio del 1970 al largo del golfo di Venezia.

La piattaforma è costituita da una torre sormontata da un modulo laboratorio, una struttura simile ad una piattaforma petrolifera. Il fondale circostante è di -16 m s.l.m.m. .

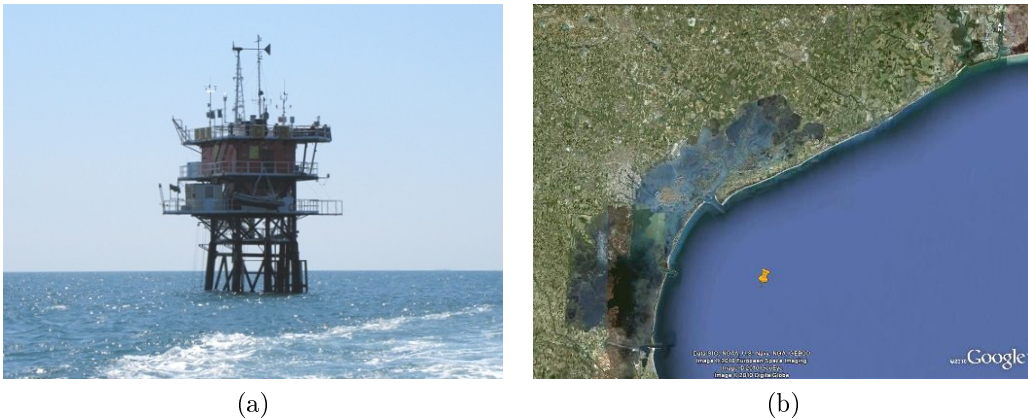


Figura 3.1: piattaforma "Acqua Alta".

In tabella (3.1) sono riportate le grandezze misurate dalla stazione. I parametri di interesse nell'analisi svolta sono la temperatura dell'acqua (T_s) (per il confronto con i risultati del calcolo) e la temperatura dell'aria (T_a), l'umidità relativa (U_r), la velocità del vento (V), la radiazione solare (R_{sw}) e la pressione atmosferica (p) in quanto grandezze da cui dipendono i diversi contributi di scambio termico.

I dati disponibili on-line sono limitati agli ultimi tre mesi; vengono forniti i valori orari di ciascuna grandezza. I dati utilizzati riguardano i mesi di *gennaio*, *febbraio* e *marzo* 2014; gli andamenti temporali delle grandezze misurate sono riportati in figura (3.2), (3.3) e (3.4).

Si noti che non sono forniti dati relativi alla copertura nuvolosa N : in rete non sono infatti disponibili misure o osservazioni relative a questa grandezza. A causa dell'assenza di informazioni sulla nuvolosità si è deciso di assegnare a tale parametro un valore costante per tutto il periodo considerato, pari a:

$$N = 0,5. \quad (3.4)$$

Sensori	Parametro Misurato	Unità di Misura	Quota Sensore sul l.m.m.
Idrometro a galleggiante ID7877	Livello di Marea	m	$7 m$
Termometro TM9855B	Temperatura Acqua	$^{\circ}C$	$-2 m$
Termometro TU9823B	Temperatura Aria	$^{\circ}C$	$14 m$
Igrometro TU9823B	Umidità Relativa	$\%$	$14 m$
Anemometro VT0705B	Direzione Vento	$^{\circ}$	$15 m$
Anemometro VT0705B	Velocità Vento	m/s	$15 m$
Pluviometro UM7525	Precipitazione	mm	$14 m$
Radiometro SO9856B	Radiazione Solare	W/m^2	$14 m$
Barometro PA9880B	Pressione Atmosferica	$mbar$	$4,5 metri$
Ondametro	Altezza d'onda	m	$7 m$

Tabella 3.1: grandezze misurate dalla stazione ISMAR-CNR.

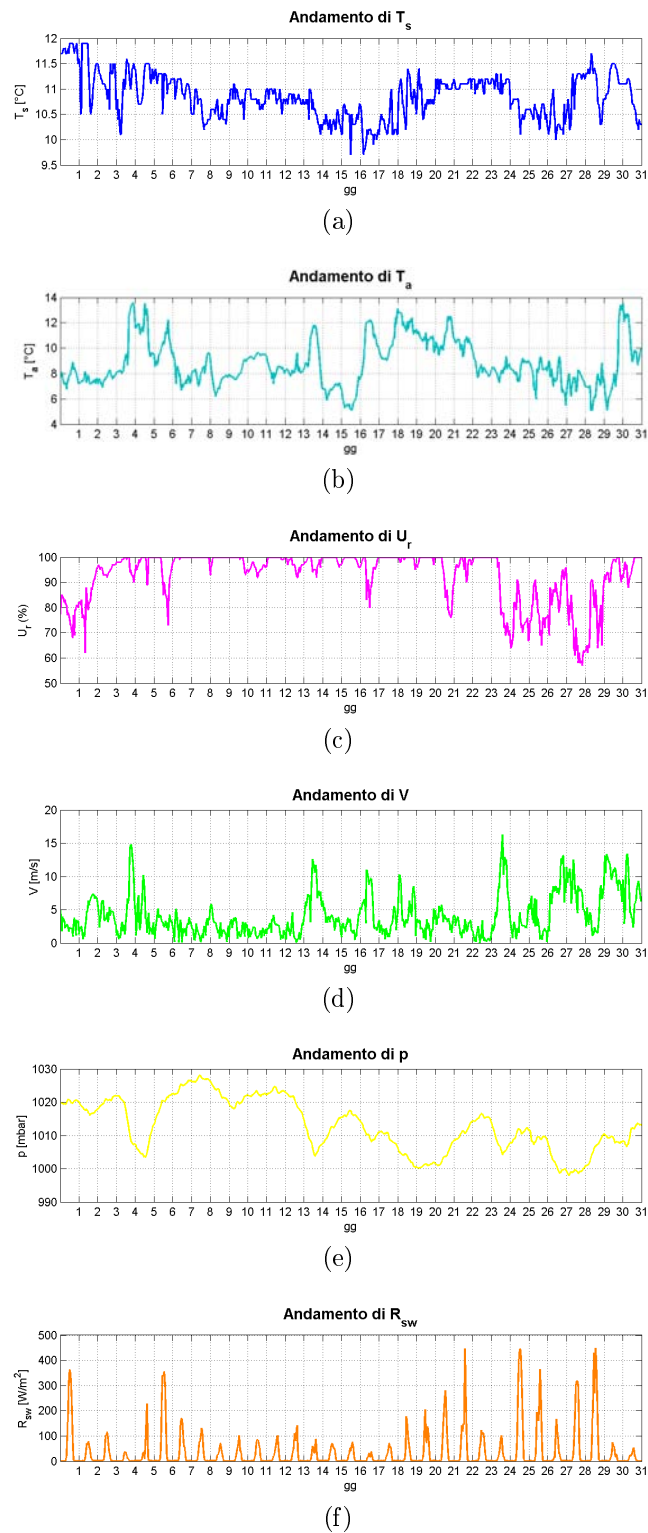
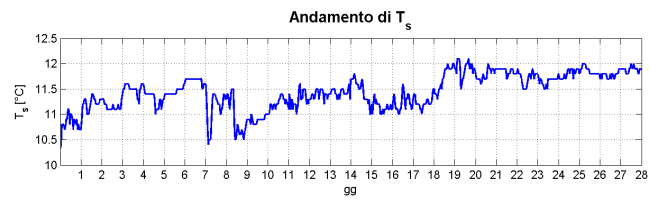
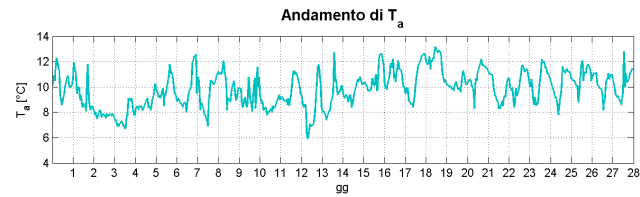


Figura 3.2: andamenti dei parametri di interesse registrati presso la piattaforma del CNR nel mese di GENNAIO.

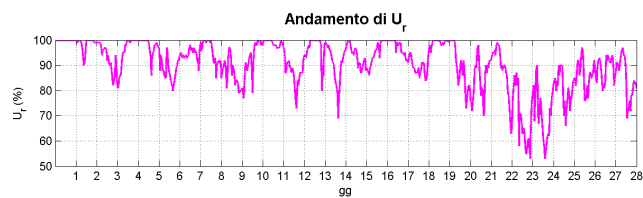
3. MODELLO PUNTUALE



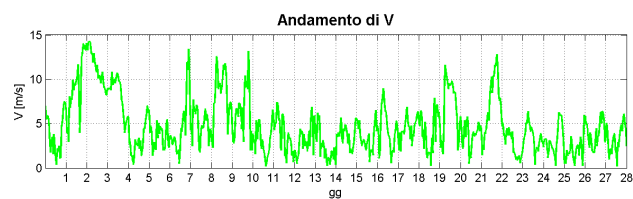
(a)



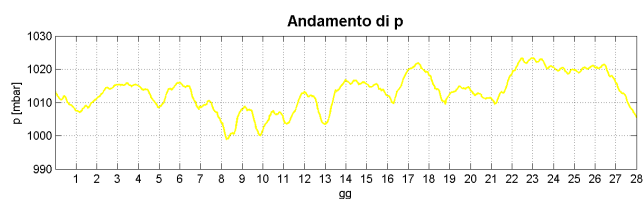
(b)



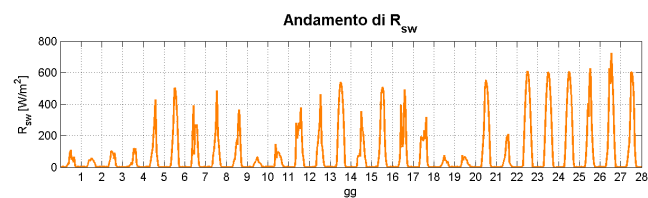
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 3.3: andamenti dei parametri di interesse registrati presso la piattaforma del CNR nel mese di FEBBRAIO.

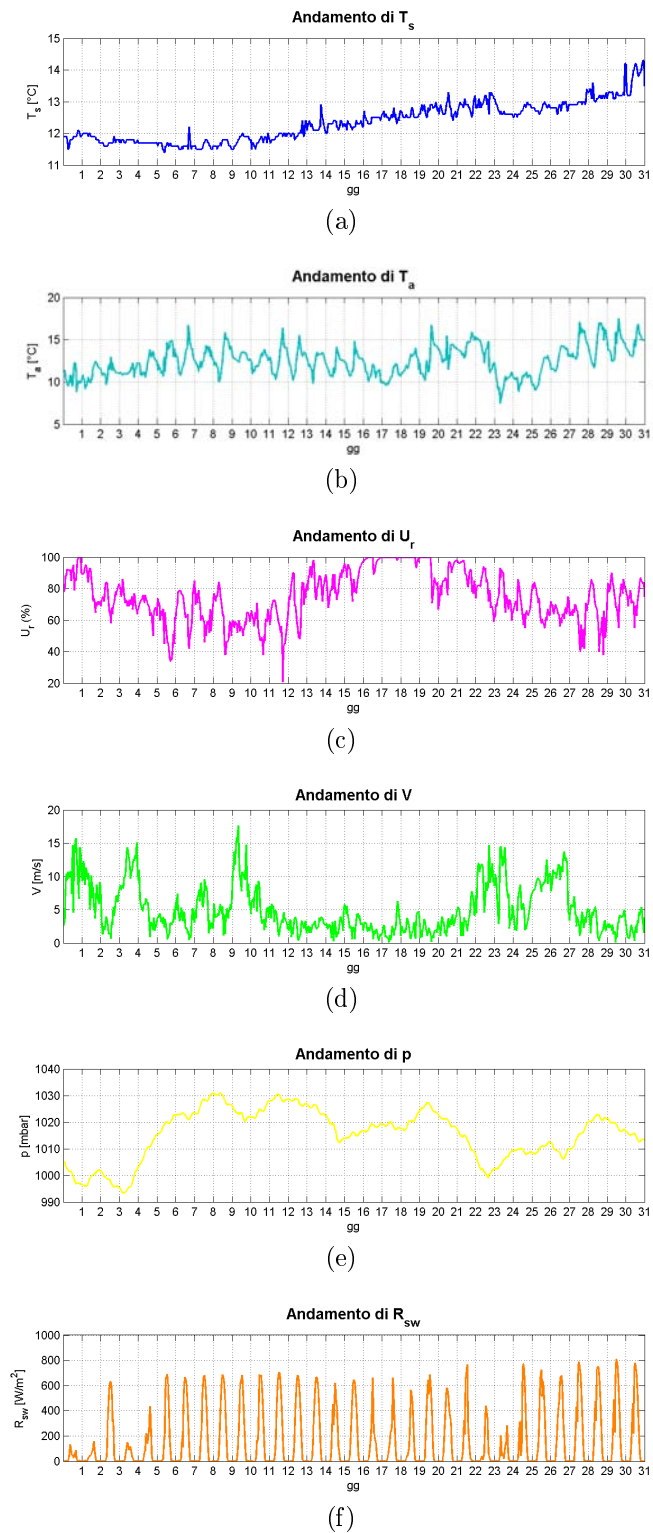


Figura 3.4: andamenti dei parametri di interesse registrati presso la piattaforma del CNR nel mese di MARZO.

3.1.2 Analisi

Nell'analisi di sensibilità dei contributi allo scambio termico all'interfaccia aria-acqua è stata ricavata una funzione che esprime la scabrezza della superficie liquida z_0 in funzione della velocità del vento V ; questa tuttavia è valida solo per fondali di profondità h_f limitata, essendo stata ricavata per $h_f = 1,5 \text{ m}$. Il foglio elettronico utilizzato per determinare i valori assunti da z_0 al variare di V una volta fissata la profondità h_f non è adeguato a rappresentare lo sviluppo del moto ondoso in corrispondenza di fondali profondi; in prima approssimazione, nel modello puntuale in esame si decide quindi di assegnare a z_0 un valore costante per tutta la durata della simulazione. In particolare il valore associato alla scabrezza z_0 è:

$$z_0 = 0,001 [m].$$

Una volta calibrato il modello, sono state condotte alcune simulazioni con diversi valori di z_0 al fine di determinare l'effetto di questa grandezza sulla stima di T_s .

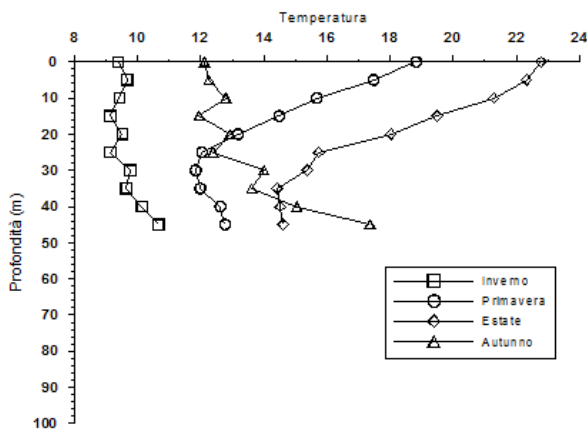


Figura 3.5: andamento della temperatura nella zona del Nord-Adriatico in funzione della profondità (CNR-ismar-Ancona, 2008).

Le simulazioni sono infatti eseguite in mesi appartenenti alla stagione invernale: alcuni profili di temperatura rilevati nell'alto Adriatico (figura (3.5)) mostrano come durante questo periodo dell'anno si abbia il minimo gradiente termico tra superficie e fondo, con un lieve aumento di T_s all'aumentare della profondità.

La temperatura dello strato d'acqua profondo T_{sp} con cui avviene lo scambio di calore H_f (1.34) viene assegnata in base ai valori misurati della temperatura nello strato superficiale e in base alla stagione a cui appartiene il periodo che si considera nella simulazione; non sono infatti disponibili misure della temperatura a diverse profondità.

In base alla modalità di calcolo adottata per la T_{sp} in funzione dei dati misurati di temperatura per lo strato superficiale, si distinguono due versioni del modello puntuale.

Nella prima versione del modello (*modello puntuale esterno 1*) si assegna a T_{sp} un valore pari alla media mensile della temperatura misurata per lo strato superficiale, aumentata di $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

La seconda soluzione (*modello puntuale esterno 2*) assume invece che la temperatura dello strato profondo, scambiando calore con lo strato superficiale, subisca a sua volta delle variazioni nel tempo, ma con una maggiore inerzia. La T_{sp} si calcola quindi come media mobile dei valori misurati di T_s nelle m ore precedenti l'istante considerato, anche in questo caso aumentata di $0,5\text{ }^\circ\text{C}$; il numero di ore su cui si esegue la media mobile viene fatto variare in modo da valutarne gli effetti sul calcolo.

I risultati ottenuti con le due soluzioni proposte sono riportati nei paragrafi che seguono.

Modello Puntuale Esterno 1

Come anticipato, nella prima versione del modello puntuale la temperatura del fondo è assunta costante e pari alla media della T_{s0} misurata nell'arco di tutto il mese considerato, aumentata di $0,5\text{ }^\circ\text{C}$ per considerare che in inverno, quindi in tutti i mesi considerati, la temperatura aumenta leggermente con la profondità.

I flussi di calore che interessano lo strato superficiale e la temperatura dell'acqua T_s vengono calcolati per diverse combinazioni dei parametri di calibrazione k_1 e Y , al fine di determinare in che modo questi influenzino i risultati forniti dal modello e di individuare quale coppia di parametri garantisca la maggiore sovrapposizione tra valori calcolati e misurati della temperatura dell'acqua.

I risultati ottenuti sono riportati in figura (3.6), (3.7) e (3.8) rispettivamente per i mesi di gennaio, febbraio e marzo: ciascun grafico riporta l'andamento nel tempo della temperatura misurata T_{s0} nel mese considerato e lo confronta con quello calcolato dal modello per assegnato valore di k_1 e diversi valori di Y .

Dai risultati ottenuti per il mese di gennaio (figura (3.6)) è possibile trarre le seguenti osservazioni:

- i valori di T_s calcolati con $k_1 = 0\text{ W}/(m^2\text{K})$ (grafico (3.6a)), quindi in assenza di scambio di calore tra lo strato d'acqua superficiale interagente con l'atmosfera e lo strato inferiore assunto per semplicità a temperatura costante, sono del tutto insoddisfacenti: in particolare la temperatura stimata T_s in assenza di questo termine continua a decrescere, aumentando progressivamente lo scostamento dell'andamento misurato T_{s0} . Risulta necessaria l'introduzione di un apporto di calore allo strato d'acqua superficiale;
- aumentando il valore di k_1 la curva della T_s si sposta verso l'alto: lo scambio termico con il fondo determina quindi un apporto di calore allo strato superficiale. Dal punto di

3. MODELLO PUNTUALE

vista fisico è corretto in quanto essendo inverno la temperatura dell'acqua nello strato profondo è maggiore. All'aumentare di k_1 , a parità di differenza termica tra gli strati, aumenta l'apporto di calore allo strato superficiale e quindi la T_s si innalza;

- l'aumento dello spessore dello strato superficiale Y determina una maggiore inerzia termica dello strato stesso e di conseguenza una minore variabilità dei valori calcolati di T_s . Dai grafici (3.6c), (3.6d) e (3.6e) si osserva come solo la scelta di $Y = 5 \text{ m}$ permetta di cogliere in modo soddisfacente la variabilità della temperatura superficiale. Tale valore appare comunque ragionevole essendo effettivamente uno spessore che possa ritenersi ben mescolato anche per effetto del moto ondoso ed è inoltre ben descritto dalla effettiva temperatura misurata ad una profondità di -2 m sl.m.m. ;
- la migliore sovrapposizione tra T_s e T_{s0} si ottiene per $k_1 = 150 \text{ W/m}^2/\text{K}$. Dovendo individuare un range di possibili valori per il coefficiente di scambio termico, la scelta ricade su: $100 \leq k_1 \leq 150 \text{ W/(m}^2\text{K)}$.

Le osservazioni precedenti sulla base di quanto ottenuto per il mese di gennaio risultano confermate anche dall'applicazione del modello al mese di febbraio (figura (3.7)). In particolare dal grafico in figura (3.7c) si nota che la T_s , assunto $Y = 10$, risulta sempre inferiore alla T_{s0} , evidenziando così che assegnando un tale spessore allo strato superficiale l'inerzia termica è eccessiva ed impedisce all'acqua superficiale di scaldarsi con la necessaria velocità.

Diverse sono invece le indicazioni fornite dai risultati ottenuti dal modello per il mese di marzo, riportati nei grafici in figura (3.8).

Risulta ancora confermata la necessità di assegnare allo spessore dello strato interagente valore $Y = 5 \text{ m}$ al fine di cogliere la variabilità che caratterizza la temperatura T_s : con valori maggiori di Y la T_s tende infatti ad assestarsi attorno alla temperatura assegnata allo strato di fondo T_{sp} , discostandosi di poco da essa.

Per $Y = 5 \text{ m}$, i risultati migliori sembrano in questo caso quelli ottenuti con $k_1 = 0 \text{ W/(m}^2\text{K)}$ (grafico (3.8a)): è questa la condizione che garantisce la migliore sovrapposizione se si considera l'intero periodo. Bisogna osservare però che la temperatura misurata T_{s0} in marzo è mediamente superiore a quella dei due mesi precedenti di circa 1 o $2 \text{ }^\circ\text{C}$: è probabile quindi che l'ipotesi precedente di assegnare alla temperatura dello strato profondo la media mensile aumentata di $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ non sia più adatta per il mese di marzo, durante il quale si può ipotizzare che avvenga la transizione dalla stagione invernale a primaverile; di conseguenza la differenza termica tra strato d'acqua superficiale e profondo si riduce fino ad invertirsi nei mesi successivi, durante i quali il fondo è più freddo dello strato superficiale (figura (3.5)). Se tali osservazioni sono corrette, assumendo $k_1 = 0 \text{ W/(m}^2\text{K)}$ si coglie meglio la condizione reale in quanto non si considera lo scambio interno al bacino idrico, che nella realtà è molto limitato per via della scarsa differenza di temperatura tra gli strati.

Inoltre, a differenza dei mesi precedenti, in marzo si osserva una decisa tendenza di T_s ad aumentare nel tempo: si può quindi ipotizzare che il valore medio associato a T_{sp} , a differenza dei mesi precedenti, non si presti bene a rappresentare tutto il periodo considerato; questo è confermato dal fatto che negli ultimi giorni del mese, quando il valore di T_{sp} è meglio rappresentato dal valore utilizzato nella simulazione, la T_s mostra una buona correlazione con la T_{s0} per tutti i valori di k_1 utilizzati.

Complessivamente parlando, alla luce dei risultati appena analizzati, e interpretando come appena discusso quelli relativi al mese di marzo, la *migliore combinazione per i parametri di calibrazione* risulta essere:

$$\begin{aligned} k_1 &= 150 \quad [W/m^2/K]; \\ Y &= 5 \quad [m]; \end{aligned} \tag{3.5}$$

con questa soluzione il modello riesce sia a cogliere in modo soddisfacente la variabilità della temperatura dell'acqua che a garantire una buona sovrapposizione tra dei valori calcolati e misurati.

Dai risultati ottenuti per il mese di marzo appare però evidente la necessità di stimare in modo più accurato la temperatura dello strato profondo con cui avviene lo scambio di calore H_f , in quanto l'assunzione di temperatura costante risulta eccessivamente forzata.

In figura (3.9), (3.10) e (3.11) si riportano i grafici relativi ai flussi di calore calcolati con il modello utilizzando la combinazione (3.5) per i parametri di calibrazione.

Si osserva che il contributo più rilevante allo scambio netto di calore H_N risulta essere il flusso legato alla radiazione emessa dal sole H_{sn} , ai cui picchi ne corrispondono altrettanti di T_s ; l'effetto di tale componente è limitato però alle ore diurne, in quanto si annulla nel corso della notte quando appunto viene meno l'irraggiamento solare. Il flusso di calore tra i due strati d'acqua H_f rappresenta una componente importante di H_N , ma è comunque confrontabile con gli altri termini il che conforta sia pure indirettamente sul valore scelto per i parametri di calibrazione. Per quanto riguarda i contributi rimanenti, si osserva che il flusso legato alle radiazioni di onda lunga H_l è circa costante nell'arco del mese, mentre i termini legati alla convezione H_c e all'evaporazione H_e diventano importanti solo in presenza di vento sufficientemente intenso, condizione per cui la resistenza al flusso opposta dall'atmosfera si riduce; tra tutti, il flusso per convezione risulta essere il meno importante tra i diversi contributi ad H_N .

Capire quali siano i parametri che più influenzano la stima di T_s risulta molto complicato, essendo questi strettamente legati tra loro: da quanto osservato in precedenza con l'analisi di sensibilità è possibile però escludere che la pressione p giochi un ruolo rilevante; risulta

inoltre evidente l'effetto della radiazione solare R_{sw} , in quanto si vede chiaramente come ai suoi picchi corrispondano picchi di H_N e innalzamenti della T_s . Si può quindi concentrare l'attenzione sugli effetti legati alla temperatura dell'aria T_a , all'umidità relativa U_r e al vento V .

Considerando i mesi di gennaio e febbraio, si possono isolare tre periodi in cui la stima fornita dal modello risulta opposta rispetto all'andamento misurato: gli ultimi giorni di gennaio, i primi giorni di febbraio e il periodo compreso tra il 18 e il 23 febbraio. In tutti i casi evidenziati si osserva un comportamento analogo: mentre la T_{s0} aumenta, la T_s mostra un comportamento esattamente opposto, e si riduce. Se si osservano le registrazioni dei parametri che influenzano il modello, riportate in figura (3.2) e (3.3), si nota che tutti i tre periodi isolati sono caratterizzati da vento intenso e abbastanza prolungato: questa grandezza sembra essere quindi molto importante e può essere interessante valutare con cura i termini che da essa dipendono.

Nel valutare gli scostamenti tra valori misurati T_{s0} e valori calcolati T_s bisogna ricordare che il modello utilizzato è un modello puntuale, e di conseguenza non permette di considerare il trasporto di calore legato alle correnti interne al bacino idrico considerato; questo può determinare notevoli discrepanze tra i risultati del calcolo e le misure. Le finestre temporali su cui si eseguono le simulazioni sono inoltre molto estese, e quindi il fatto che il modello riesca a cogliere in modo soddisfacente l'andamento della temperatura si può considerare un buon risultato. Infine non va dimenticato che anche i dati misurati possono essere affetti da errore.

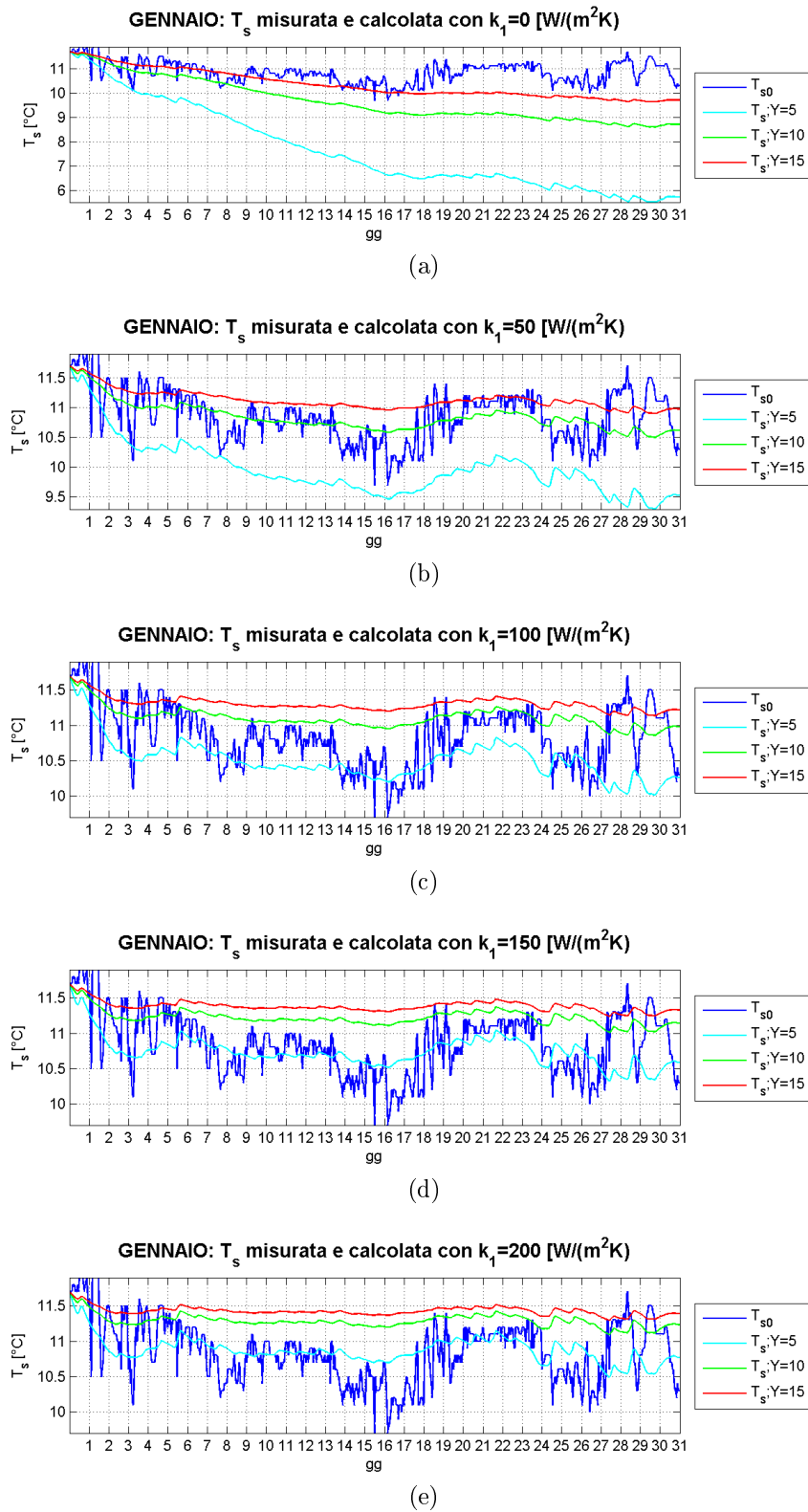


Figura 3.6: confronto tra la temperatura dell'acqua misurata T_{s0} e calcolata dal modello T_s nel mese di **GENNAIO**.

3. MODELLO PUNTUALE

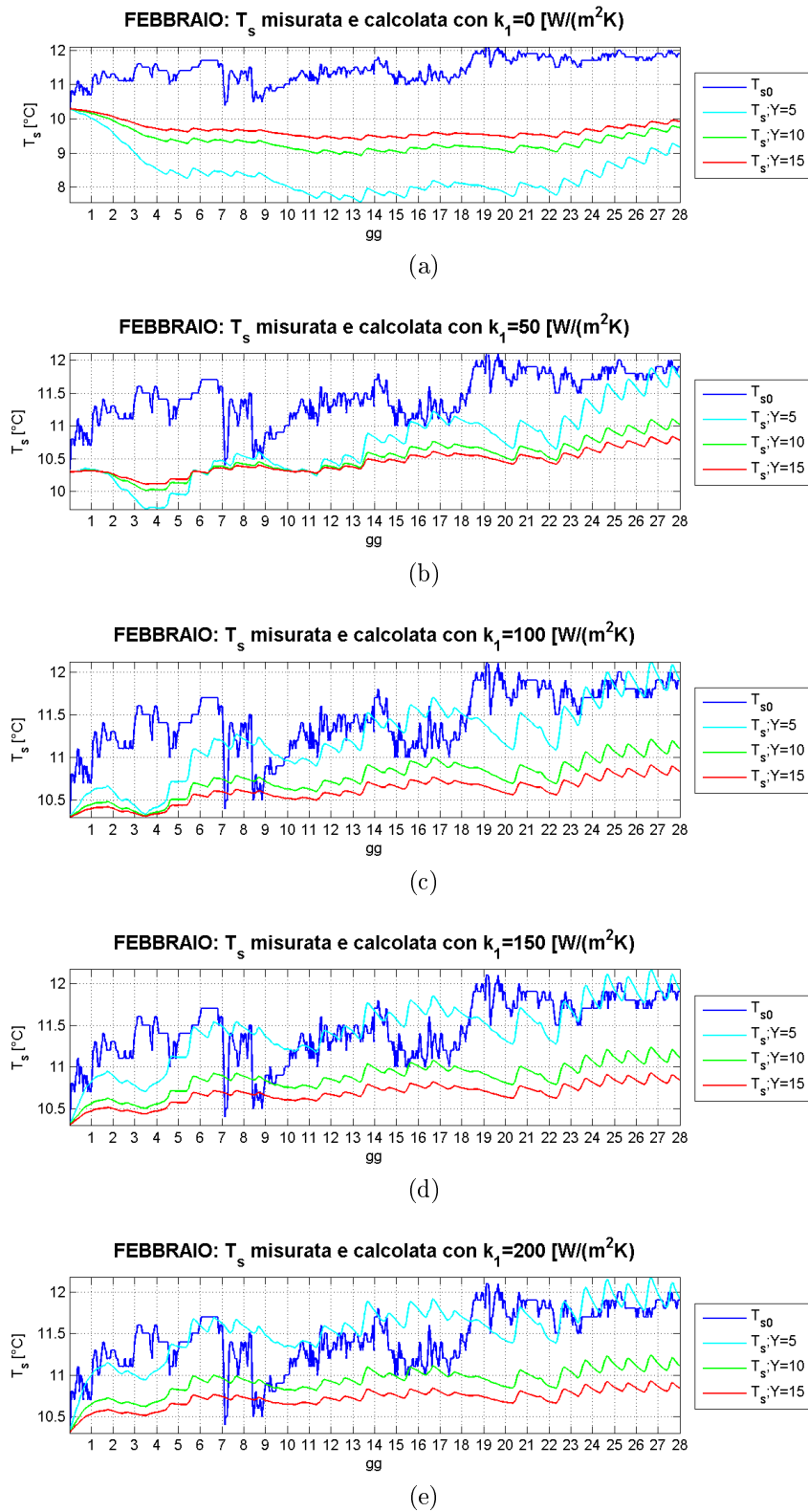


Figura 3.7: confronto tra la temperatura dell'acqua misurata T_{s0} e calcolata dal modello T_s nel mese di **FEBBRAIO**.

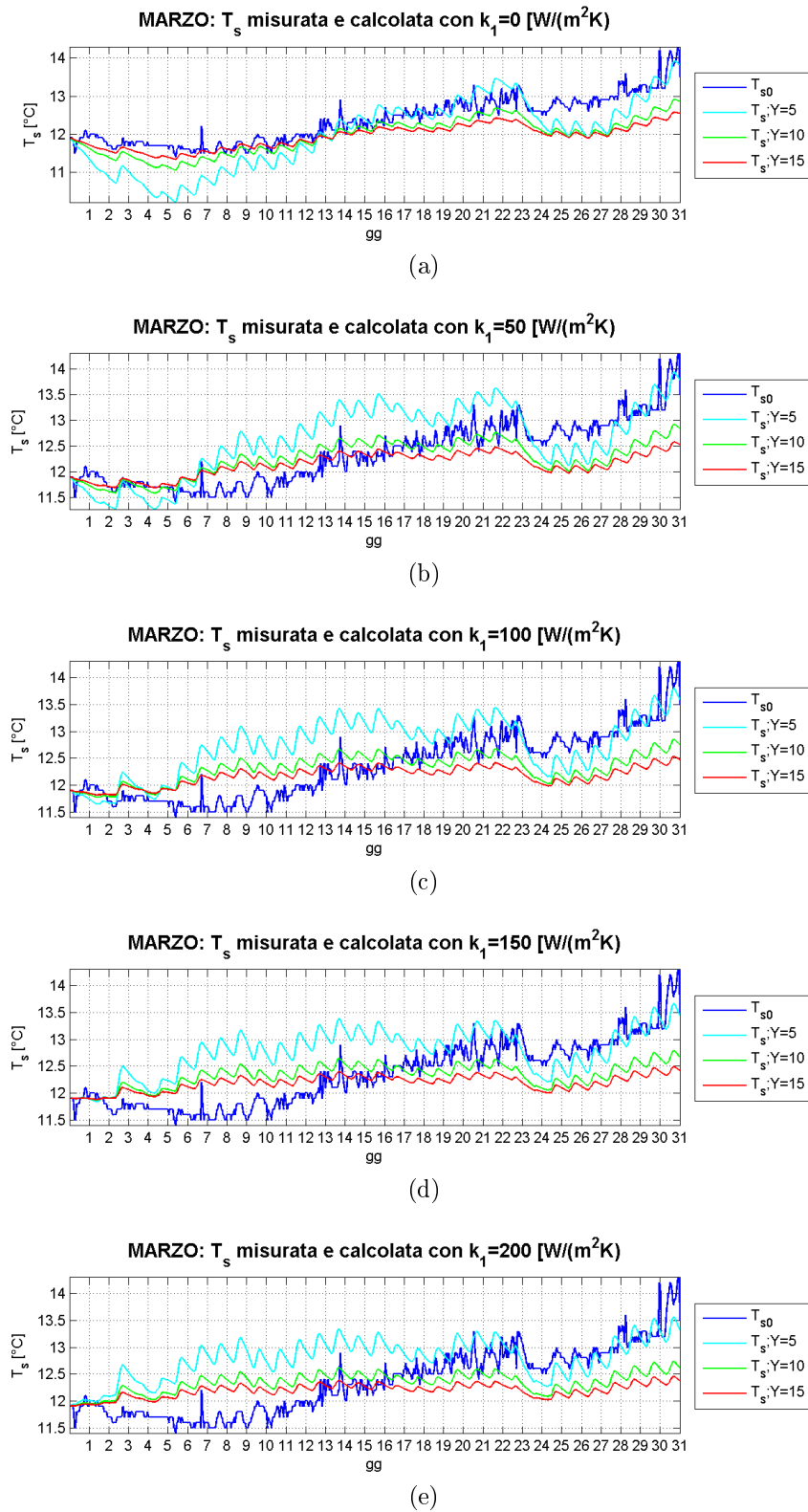


Figura 3.8: confronto tra la temperatura dell'acqua misurata T_{s0} e calcolata dal modello T_s nel mese di **MARZO**.

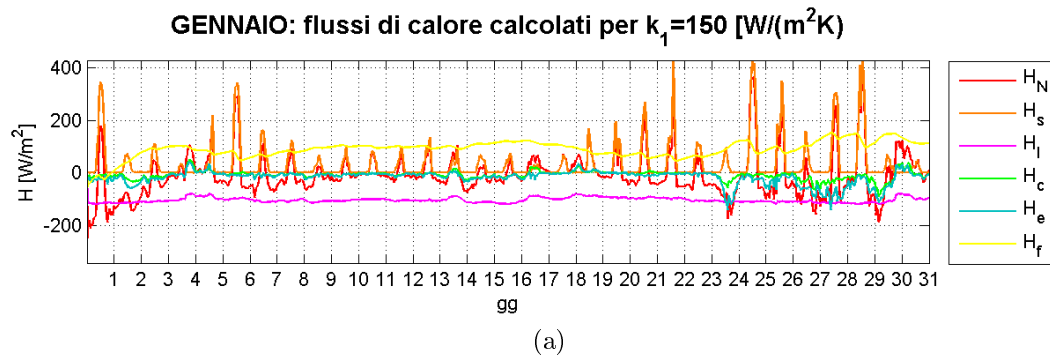


Figura 3.9: andamento del flusso di calore netto H_N e delle sue diverse componenti nel mese di **GENNAIO**.

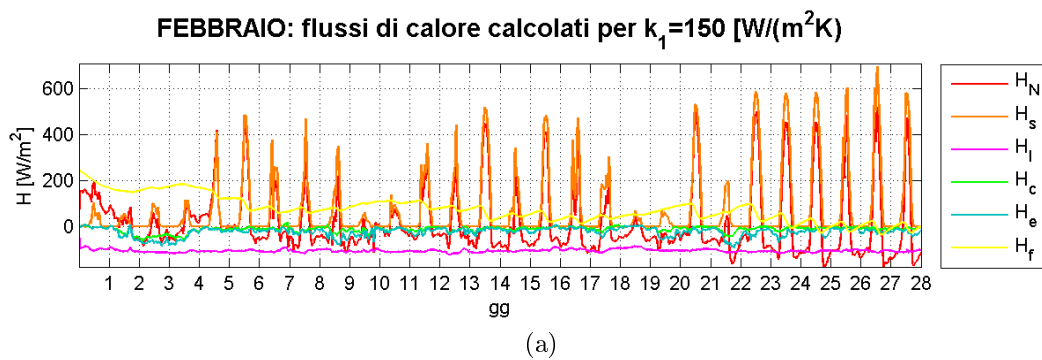


Figura 3.10: andamento del flusso di calore netto H_N e delle sue diverse componenti nel mese di **FEBBRAIO**.

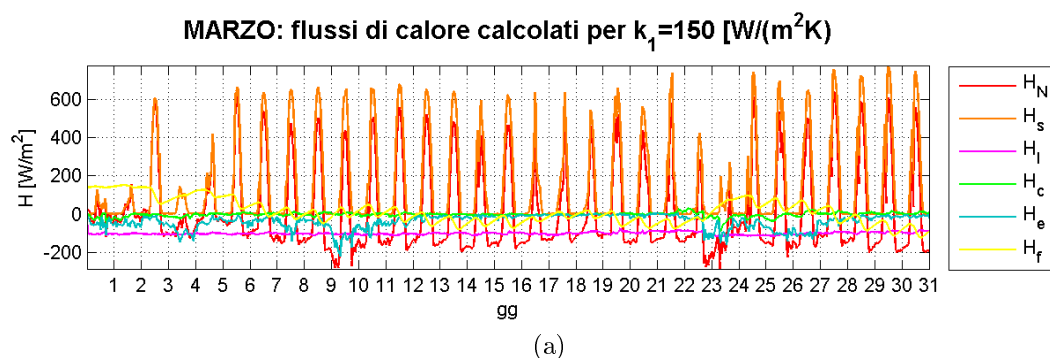


Figura 3.11: andamento del flusso di calore netto H_N e delle sue diverse componenti nel mese di **MARZO**.

Modello Puntuale Esterno 2

I risultati precedenti mostrano la necessità di stimare in modo più accurato la temperatura dello strato d'acqua profondo T_{sp} con cui avviene lo scambio di calore H_f , stimato in base all'espressione (1.34): l'ipotesi di T_{sp} costante nell'arco di tutto il periodo considerato, stimata in base alla media della temperatura misurata T_{s0} , risulta infatti inadeguata quando la T_{s0} mostra una tendenza netta ad aumentare o a diminuire, tale per cui la media si colloca in una posizione intermedia e non costituisce una buona stima del processo; in questo caso i valori stimati T_s tendono ad assestarsi nell'intorno del valore assegnato a T_{sp} , non cogliendo così il reale andamento della temperatura dello strato interagente con l'atmosfera.

La seconda versione del modello propone quindi di stimare la temperatura dello strato profondo T_{sp} in modo diverso: si assume che anche T_{sp} vari gradualmente nel tempo per effetto dello scambio di calore con lo strato superficiale, ma con una inerzia maggiore; in particolare la T_{sp} si calcola come *media mobile sui valori misurati di T_{s0} nelle m ore precedenti l'istante considerato*, aumentata di $0,5$ °C in quanto si stanno considerando mesi invernali e quindi la temperatura al fondo sarà mediamente maggiore rispetto a quella superficiale. La variazione di T_{sp} vuole in questo modo essere maggiormente rappresentativa del trend evidenziato dalla T_s , ma la sua variabilità deve essere limitata, in accordo con l'ipotesi che l'inerzia opposta dallo strato profondo a modificare la sua temperatura sia rilevante.

Il calcolo viene ripetuto per diversi valori del numero m di ore antecedenti l'istante considerato su cui si esegue la media mobile dei valori misurati T_{s0} , al fine di verificare l'effetto sui risultati forniti dal modello e valutare quale sia la scelta che fornisce i risultati migliori; i valori di m presi in considerazione sono 12, 24, 36, 48 ore.

In base alle osservazioni fatte al paragrafo precedente, lo spessore dello strato superficiale si assume pari a $Y = 5$ m, mentre per il coefficiente di scambio termico i valori presi in considerazione sono 100, 150 e 200 $W/(m^2K)$.

I grafici relativi ai risultati ottenuti per i mesi di gennaio, febbraio e marzo sono riportati rispettivamente in figura (3.12), (3.13) e (3.14): ciascun grafico mostra gli andamenti calcolati di T_s per un fissato valore di k_1 e per diversi valori di m , confrontati con i valori misurati T_{s0} ; inoltre sono riportati anche gli andamenti della T_{sp} ottenuti con i diversi valori considerati di m .

Considerando proprio gli andamenti calcolati di T_{sp} si osserva che:

- con $m = 12$ ore, e forse anche con $m = 24$ ore, la variabilità che caratterizza la

3. MODELLO PUNTUALE

temperatura dello strato profondo risulta eccessivamente accentuata rispetto all'ipotesi per cui essa debba semplicemente seguire il trend della temperatura misurata nello strato superficiale;

- calcolando T_{sp} in un certo istante come media mobile dei valori misurati T_{s0} nelle 36 e 48 ore antecedenti si ottengono andamenti che rappresentano in modo adeguato il trend della temperatura superficiale misurata, filtrando opportunamente le rapide oscillazioni di temperatura dell'acqua a scala subgiornaliera;
- la scelta di $m = 48$ ore risulta la più appropriata, tale da eliminare del tutto la variabilità di T_{sp} nell'arco del singolo giorno e rappresentare semplicemente la tendenza evidenziata da T_s .

I valori calcolati di T_s cambiano molto poco al variare dell'ampiezza della finestra su cui si esegue la media mobile per il calcolo della T_{sp} ; questo si può osservare in relazione a tutti i mesi presi in considerazione nelle simulazioni. In base a quanto detto in precedenza, per essere coerenti con le ipotesi fatte circa il comportamento dello strato d'acqua più profondo con cui avviene lo scambio di calore H_f , si ritiene comunque opportuno assumere $m = 48$ ore. I risultati migliori si ottengono ancora assegnando al coefficiente di scambio termico il valore: $k_1 = 150 W/(m^2K)$, a conferma di quanto osservato nel paragrafo precedente. Con questa soluzione però le differenze tra i calcoli eseguiti con valori diversi di k_1 diventano più limitate.

I flussi di calore risultanti per $k_1 = 150 W/(m^2K)$, calcolando T_{sp} come media mobile su una finestra temporale di 48 ore precedenti l'istante considerato, sono riportati in figura (3.15): le osservazioni relative ai diversi contributi di scambio termico sono le stesse fatte al paragrafo precedente.

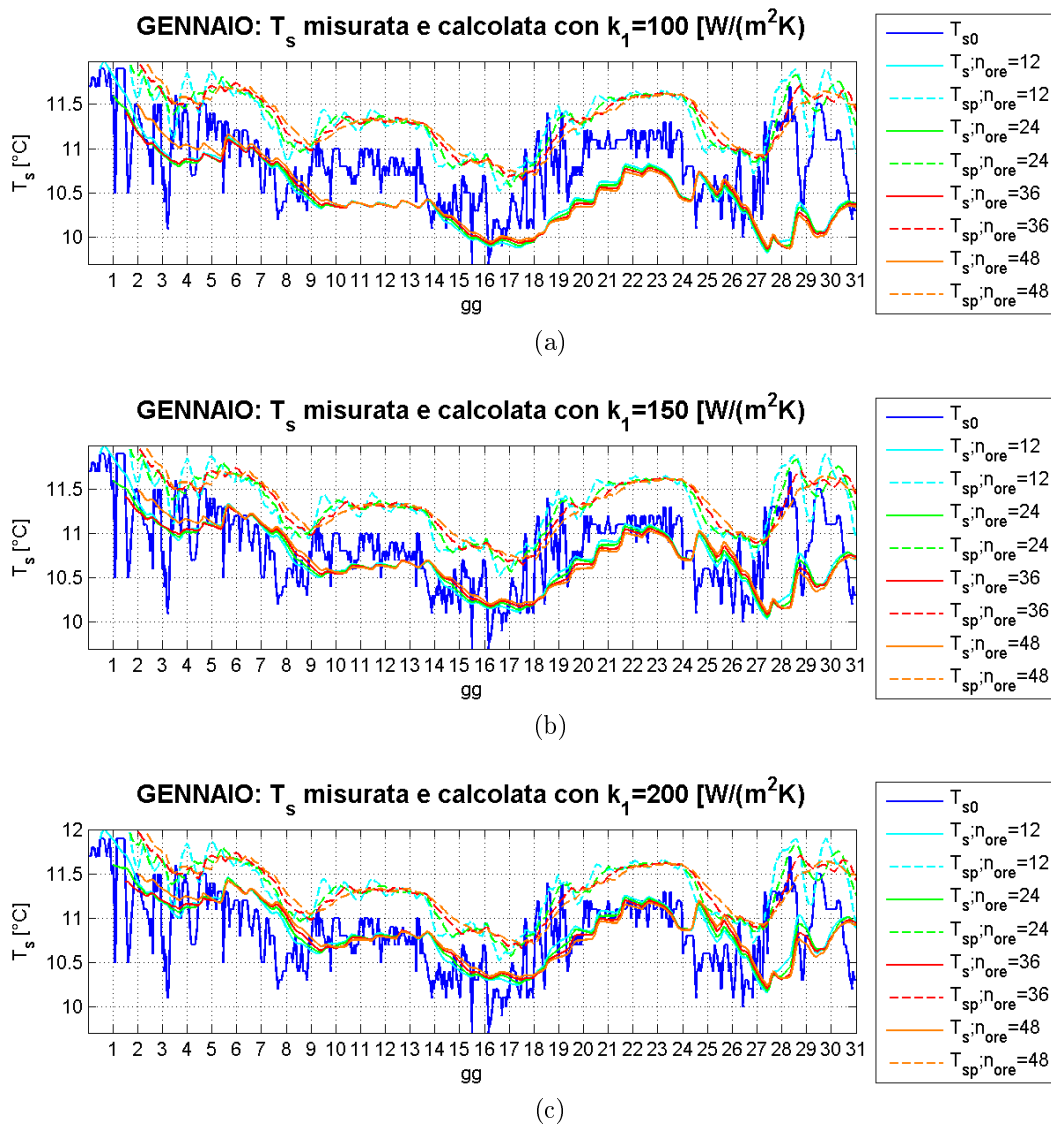


Figura 3.12: confronto tra T_s calcolata con $Y = 5$ [m] per diversi valori di k_1 e m per il mese di GENNAIO

3. MODELLO PUNTUALE

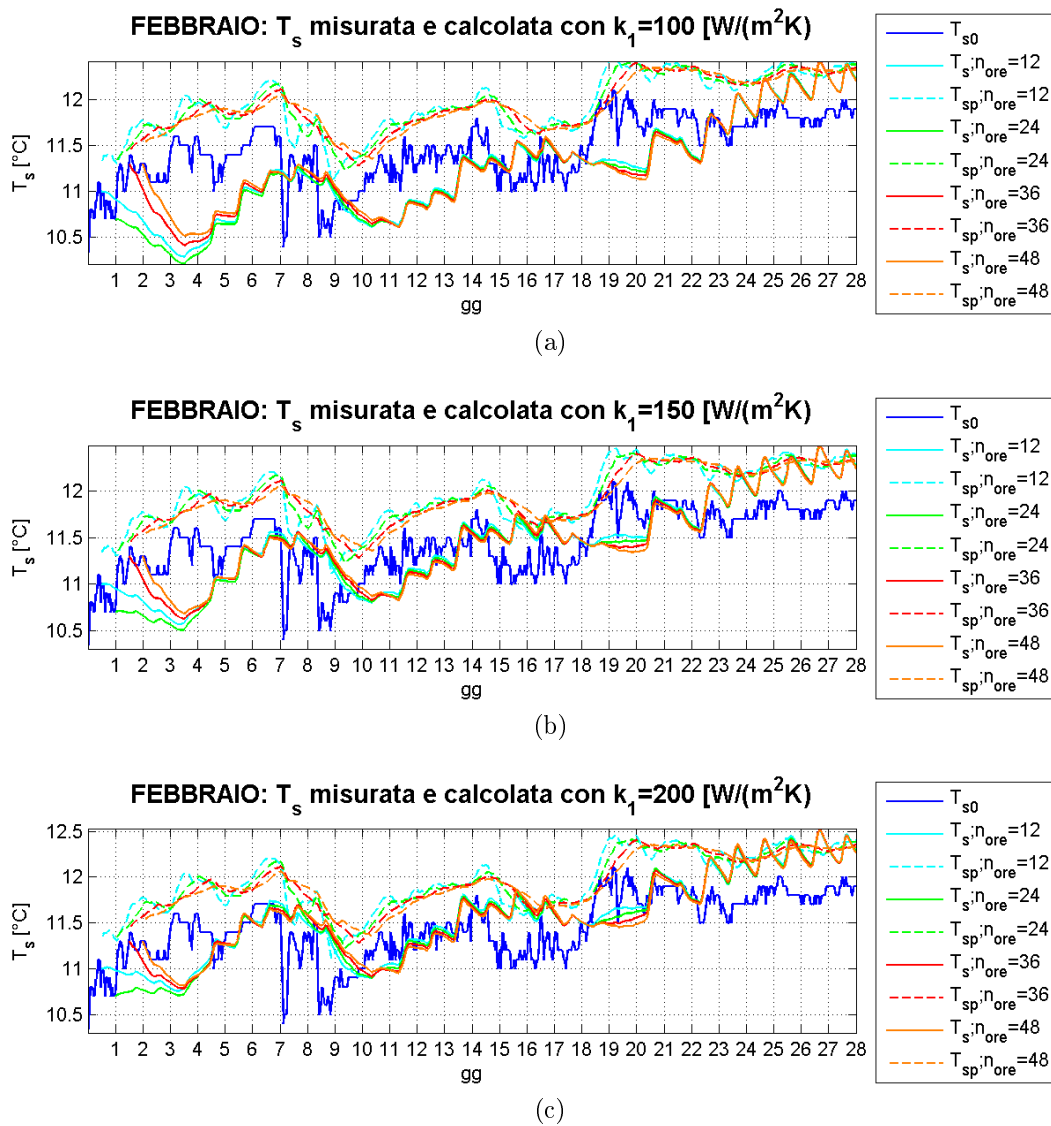


Figura 3.13: confronto tra T_s calcolata con $Y = 5$ [m] per diversi valori di k_1 e m per il mese di FEBBRAIO

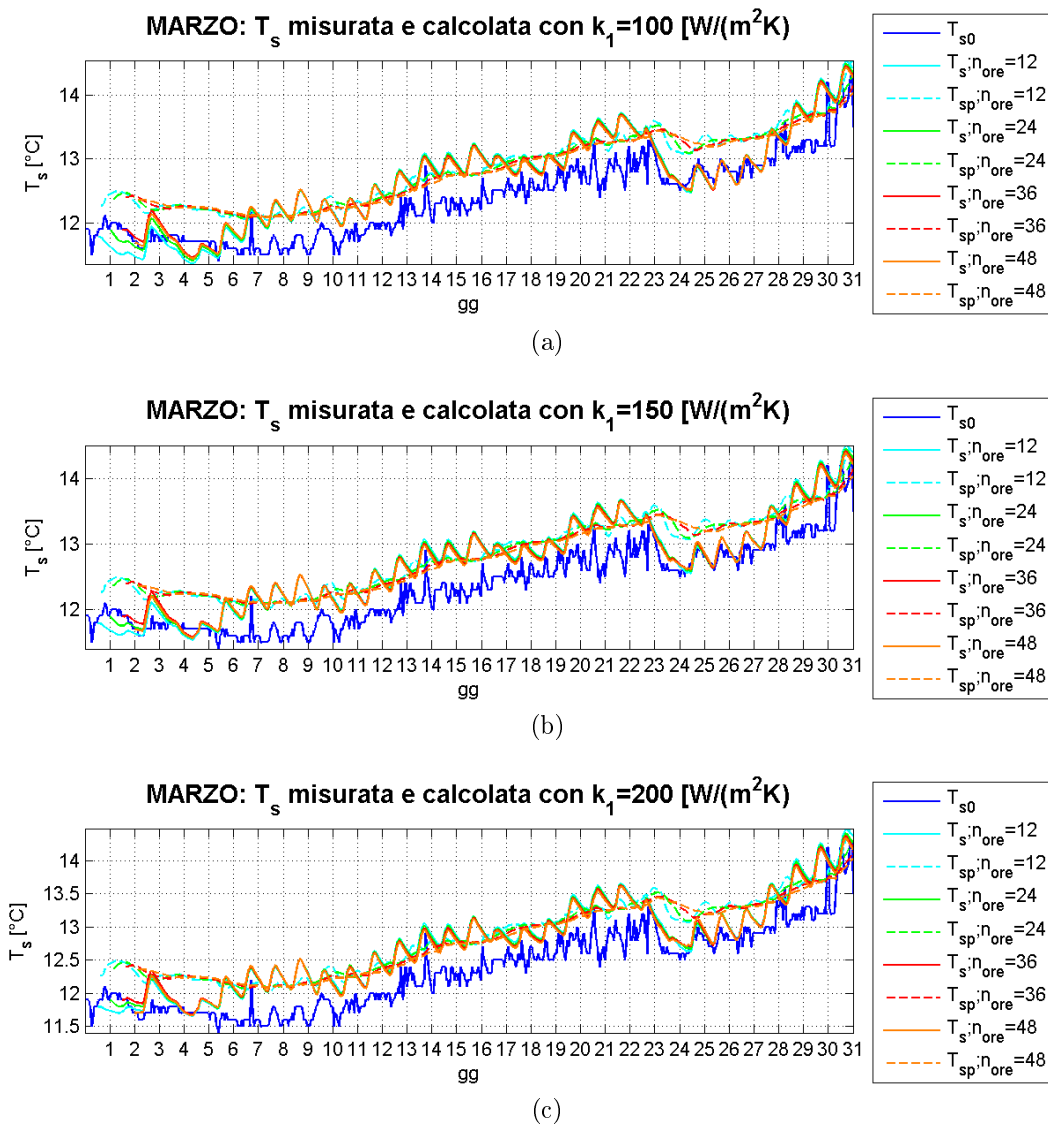


Figura 3.14: confronto tra T_s calcolata con $Y = 5$ [m] per diversi valori di k_1 e m per il mese di MARZO

3. MODELLO PUNTUALE

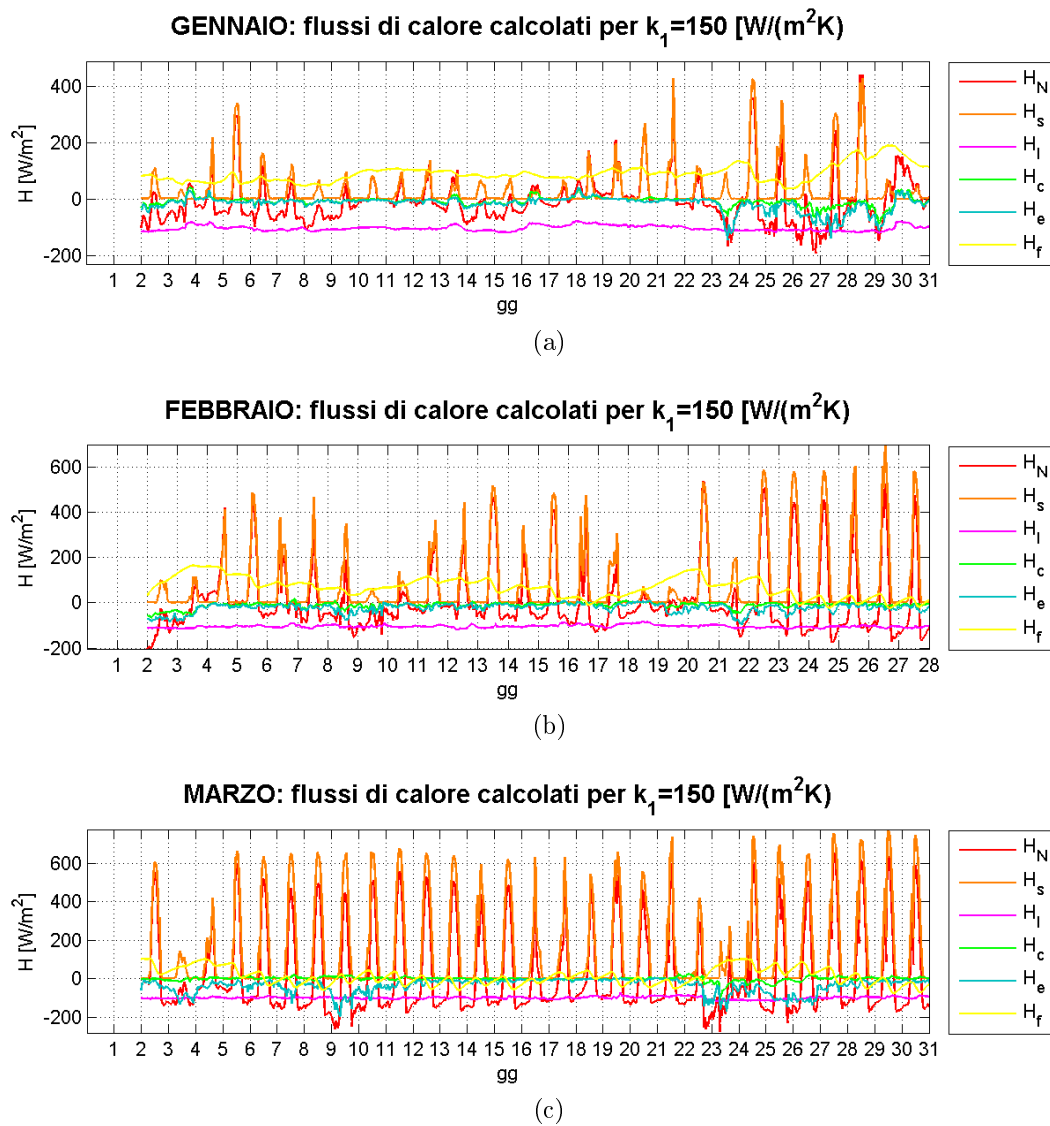


Figura 3.15: flusso di calore netto H_N e le sue diverse componenti calcolati per $Y = 5$ m, $m = 48$ ore e $k_1 = 150$.

Effetto della scabrezza della superficie libera

É opportuno ricordare che le simulazioni precedenti sono state realizzate utilizzando un valore costante della scabrezza della superficie libera; in particolare si è assunto:

$$z_0 = 0,001 [m]. \quad (3.6)$$

Analizzati i risultati ottenuti e individuata la combinazione di parametri di calibrazione che permette di ottenere il migliore accordo tra temperatura dell'acqua misurata e calcolata del modello, si è deciso di valutare l'importanza della scabrezza z_0 nel calcolo ripetendo le simulazioni assegnando diversi valori a tale variabile. In particolare si utilizza la seconda versione del modello presentata nei paragrafi precedenti, con la combinazione (3.5) dei parametri di calibrazione.

In figura (3.16) si riportano i grafici ottenuti: in ciascuno di essi si confrontano i valori della temperatura dell'acqua calcolati dal modello T_s in funzione del valore assegnato alla scabrezza della superficie liquida; si riporta anche l'andamento nel tempo dei valori misurati della temperatura T_{s0} .

Le differenze tra le curve ottenute con i diversi valori considerati di z_0 sono rilevanti. In particolare si osserva che all'aumentare di z_0 si riduce, a parità di altre condizioni, il valore stimato di T_s : nell'analisi di sensibilità infatti si è osservato che all'aumentare di z_0 si riduce la resistenza opposta dall'atmosfera al flusso r_a , e di conseguenza aumenta la perdita di calore per convezione e per evaporazione. Lo scostamento tra le diverse curve inoltre appare più evidente quando si hanno condizioni di vento intenso e prolungato: è infatti in queste condizioni che i contributi allo scambio termico legati alla convezione e all'evaporazione, funzione entrambi di r_a e quindi di z_0 , diventano più importanti.

I risultati ottenuti suggeriscono quindi come una corretta stima del parametro z_0 sia importante al fine di descrivere in modo appropriato gli scambi termici soprattutto in condizioni di vento sostenuto.

3. MODELLO PUNTUALE

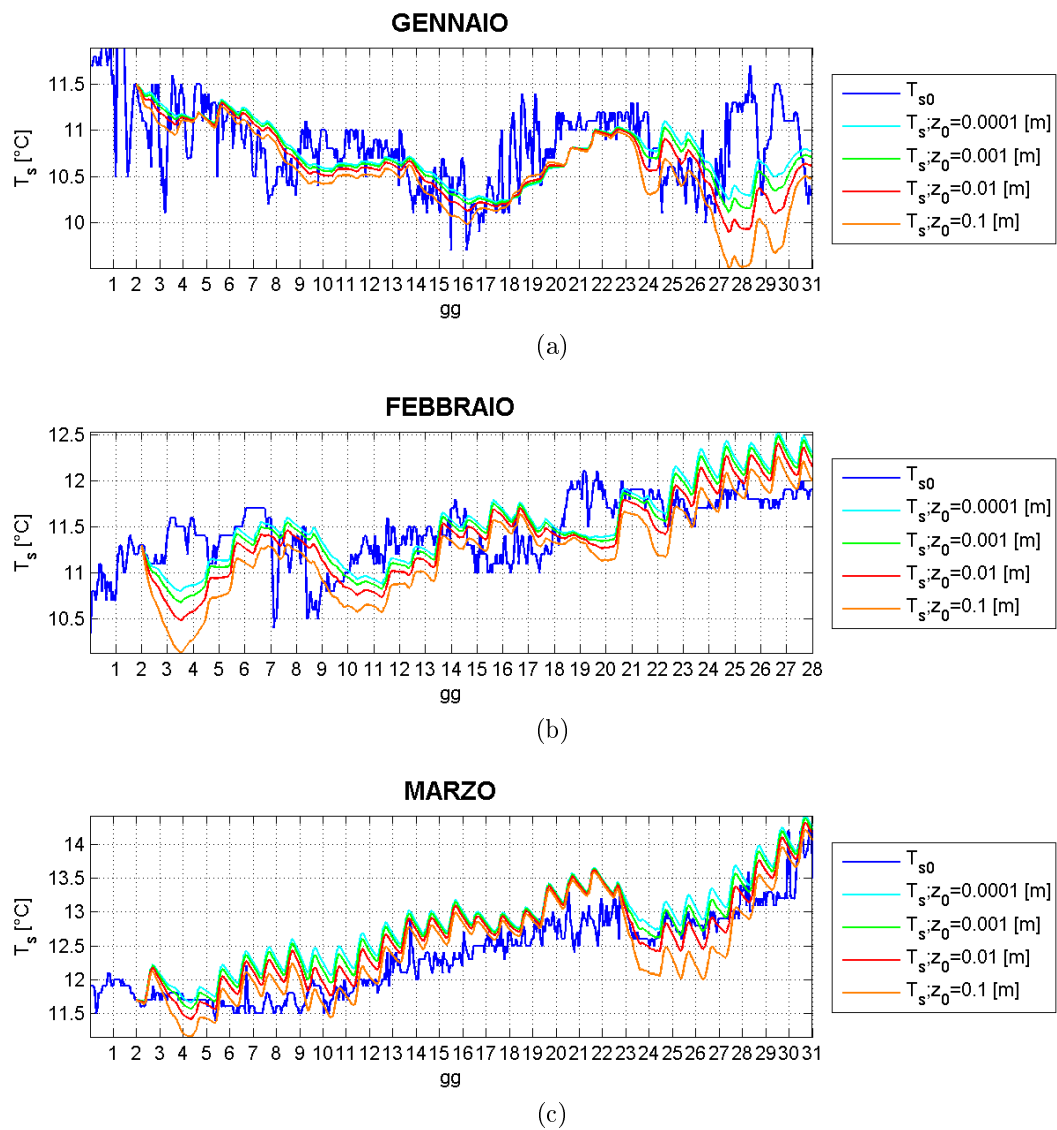


Figura 3.16: temperatura dell'acqua stimata con la seconda versione del modello utilizzando diversi valori di z_0 .

3.2 Modello Puntuale in Laguna

Acquisita confidenza con il problema, si è passati alla realizzazione del **modello puntuale della dinamica della temperatura in laguna**.

Come confermano diversi profili di temperatura misurati all'interno della Laguna, la temperatura stessa può essere ragionevolmente assunta uniformemente distribuita lungo la verticale; gli scambi di calore che determinano la sua variazione avvengono pertanto all'interfaccia aria-acqua e al fondo.

A differenza del caso precedente quindi Y non è un parametro di calibrazione, ma il tirante d'acqua in corrispondenza della posizione considerata.

La temperatura da assegnare al fondo T_{sp} rappresenta ancora una volta un'incognita, in quanto non sono disponibili misure dirette di tale grandezza: si procede quindi come fatto in precedenza, sviluppando diverse varianti del modello in funzione della modalità con cui si sceglie di determinare la T_{sp} .

Anche in questo caso, il modello puntuale non considera il trasporto di calore ad opera delle correnti interne al bacino: all'interno della laguna questo può comportare rilevanti scostamenti tra valori stimati dal modello e quelli misurati, in quanto le correnti di marea giocano un ruolo certamente molto importante, determinando a intervalli regolari l'ingresso e l'uscita dell'acqua del mare, caratterizzata da una temperatura diversa da quella presente all'interno della laguna.

3.2.1 Dati

Le simulazioni sono state eseguite su alcuni periodi per i quali erano disponibili tutti i dati necessari per calcolare i diversi contributi al flusso netto di calore entrante o uscente dal bacino e le misure della temperatura dell'acqua in vari punti della laguna, necessarie per verificare, tramite il confronto con i valori calcolati dal modello, se quest'ultimo sia in grado di riprodurre il processo reale.

I periodi esaminati con le simulazioni sono:

- 21/09/2003 - 27/09/2003;
- 09/06/2006 - 15/06/2006;

3. MODELLO PUNTUALE

- 06/07/2010 - 12/07/2010;

inclusi gli estremi.

I dati meteo necessari per le simulazioni e le misure della temperatura dell'acqua sono stati reperiti presso diverse stazioni, gestite da diversi enti; in particolare i valori utilizzati sono quelli misurati presso:

- stazioni metereologiche dell'ARPAV;
- sonde multiparametriche del Consorzio Venezia Nuova;
- stazioni di misura del vento della rete mareografica del Comune di Venezia;

I dati forniti da ciascuno degli enti elencati e l'andamento nel tempo di ciascuna delle grandezze sono presentati nei paragrafi che seguono.

Dati ARPAV

I dati richiesti e forniti dall'ARPAV riguardano la maggior parte dei parametri meteorologici di interesse; nello specifico:

- temperatura dell'aria T_a ;
- radiazione solare incidente R_{sw} ;
- umidità relativa U_r ;
- pressione atmosferica p .

L'ente ARPAV dispone di diverse *stazioni di misura* nell'area della laguna di Venezia e dintorni, e ha fornito i dati registrati presso queste stazioni nei periodi di interesse; nell'eseguire le simulazioni sono state utilizzate come dati di input le misure effettuate presso le stazioni di:

- *Chioggia - Sant'Anna*;
- *Venezia (Istituto Cavanis)*;
- *Cavallino*;

le posizioni delle stazioni appena menzionate sono riportate in figura (3.17).

I dati forniti dall'ARPAV sono forniti con cadenza oraria e successivamente interpolati nel corso della simulazione..

In figura (3.18), (3.19) e (3.20) sono riportati gli andamenti temporali dei parametri nei periodi presi in considerazione.

Si osserva che le misure della pressione atmosferica sono disponibili solo presso le stazioni di Venezia e Cavallino, ed in particolare solo presso la seconda se si considera il periodo 21/09/2003 - 27/09/2003; nelle simulazioni, quando sono stati utilizzati i dati registrati a Chioggia e quando si è elaborato matematicamente il periodo indicato in precedenza, si sono utilizzati i valori di pressione registrati dalla stazione di Cavallino. Questo non dovrebbe creare problemi significativi in quanto dall'analisi di sensibilità precedentemente realizzata la pressione atmosferica risulta essere il parametro meteorologico che meno influisce sulla variazione dei flussi di calore, mostrando effetti trascurabili, tanto che si potrebbe pensare di assumerla costante. Inoltre, quando sono disponibili presso entrambe le stazioni meteo, si osserva che le misure relative alla stazione di Venezia e di Cavallino differiscono di pochi *mbar*, e pertanto l'errore che si commette considerando i valori registrati presso l'una o l'altra stazione è decisamente trascurabile.

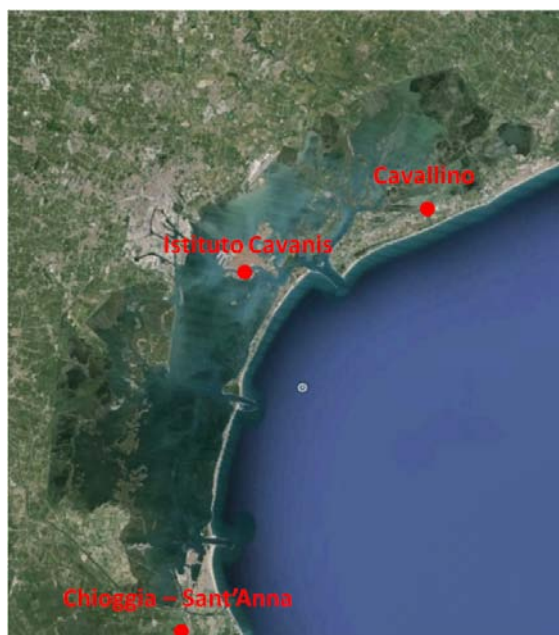


Figura 3.17: stazioni di misura presso cui sono forniti i dati meteo dall'ARPAV.

La radiazione solare R_{sw} misurata è praticamente la stessa presso tutte le stazioni considerate: tale parametro si può assumere quindi uniformemente distribuito su tutta la laguna senza commettere un errore rilevante. È interessante notare che in alcuni intervalli temporali la R_{sw} risulta sensibilmente inferiore se confrontata con i valori registrati gli altri giorni durante le stesse ore: è ragionevole supporre che queste riduzioni della radiazione siano funzione di una maggiore copertura nuvolosa e che le differenze tra le registrazioni delle diverse stazioni dipendano da una diversa nuvolosità del cielo sopra ciascuna di esse; tali differenze si possono osservare soprattutto nel periodo 21/09/2003 - 27/09/2003.

3. MODELLO PUNTUALE

Dagli andamenti temporali di T_a e U_r si nota una non perfetta sovrapposizione ma comunque una netta similitudine tra le misure effettuate presso le diverse stazioni meteo.

In particolare i valori registrati presso le stazioni di Chioggia e Cavallino risultano ben correlati. Una minore correlazione si nota invece con i dati misurati presso la stazione di Venezia, i quali presentano una variabilità meno accentuata: questo probabilmente dipende dal fatto che la stazione dell'istituto Cavanis è collocata in un ambiente fortemente antropizzato, che tende quindi a limitare le variazioni di temperatura dell'aria e di umidità relativa. Questo si osserva soprattutto nei grafici in figura (3.20) relativi al periodo 06/07/2010 - 12/07/2010. Si suppone però che l'effetto della città di Venezia sui valori di T_a e U_r sia limitato all'intorno della città stessa, e che quindi nelle simulazioni sia più opportuno considerare le misure fornite dalle altre due stazioni.

In generale si può concludere che i dati più interessanti per le simulazioni sono quelli forniti dalle stazioni di Chioggia, soprattutto per la parte sud della laguna, e di Cavallino, per la parte nord.

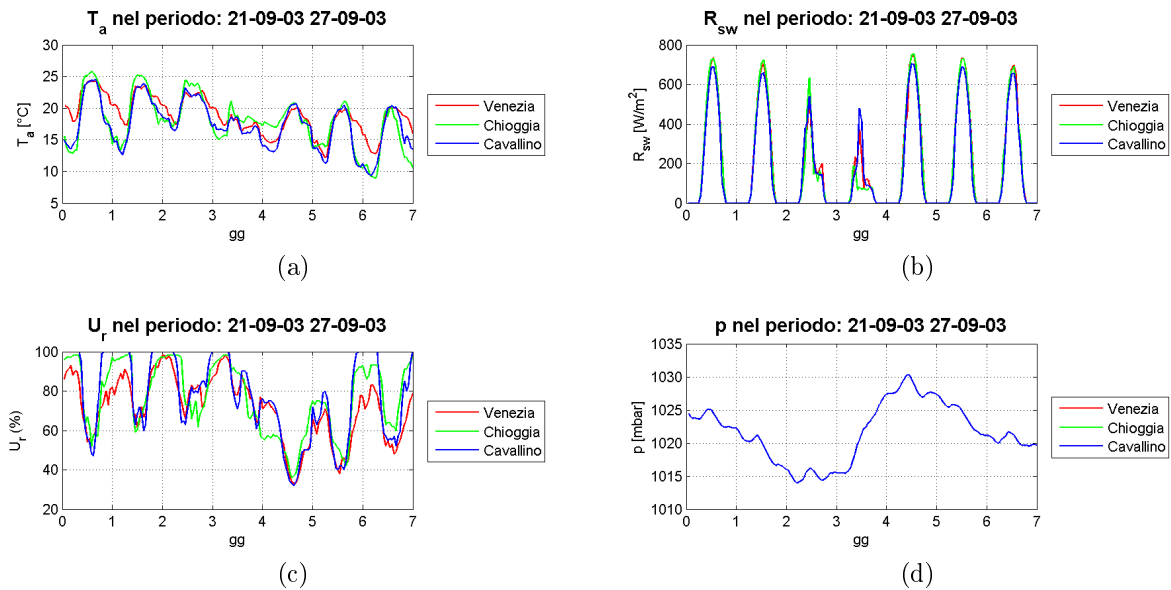


Figura 3.18: dati ARPAV relativi al periodo 21/09/2003 - 27/09/2003.

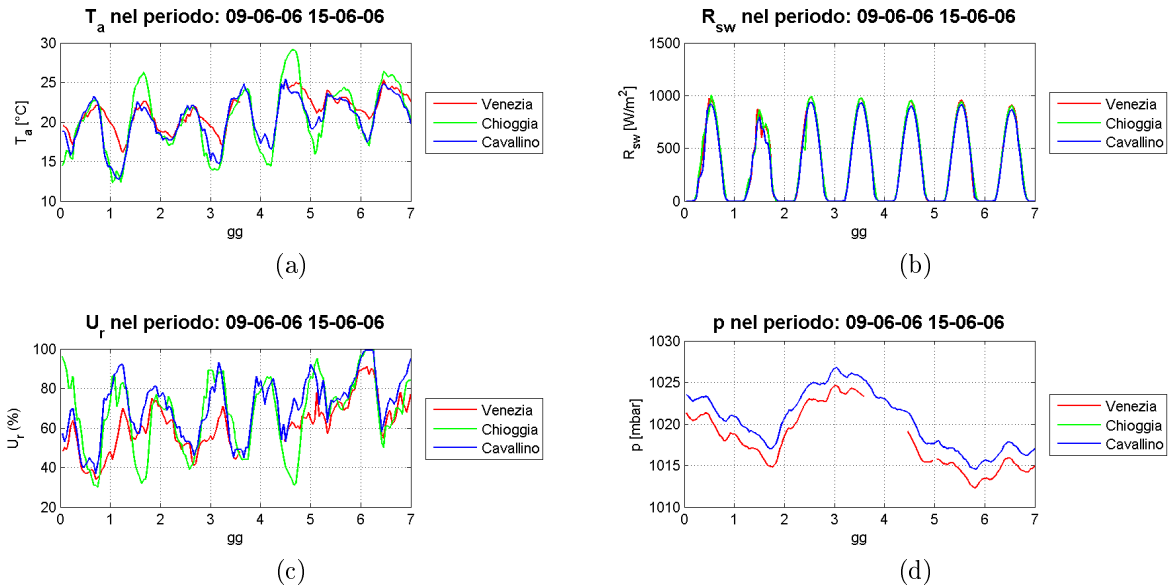


Figura 3.19: dati ARPAV relativi al periodo 09/06/2006 - 15/06/2006.

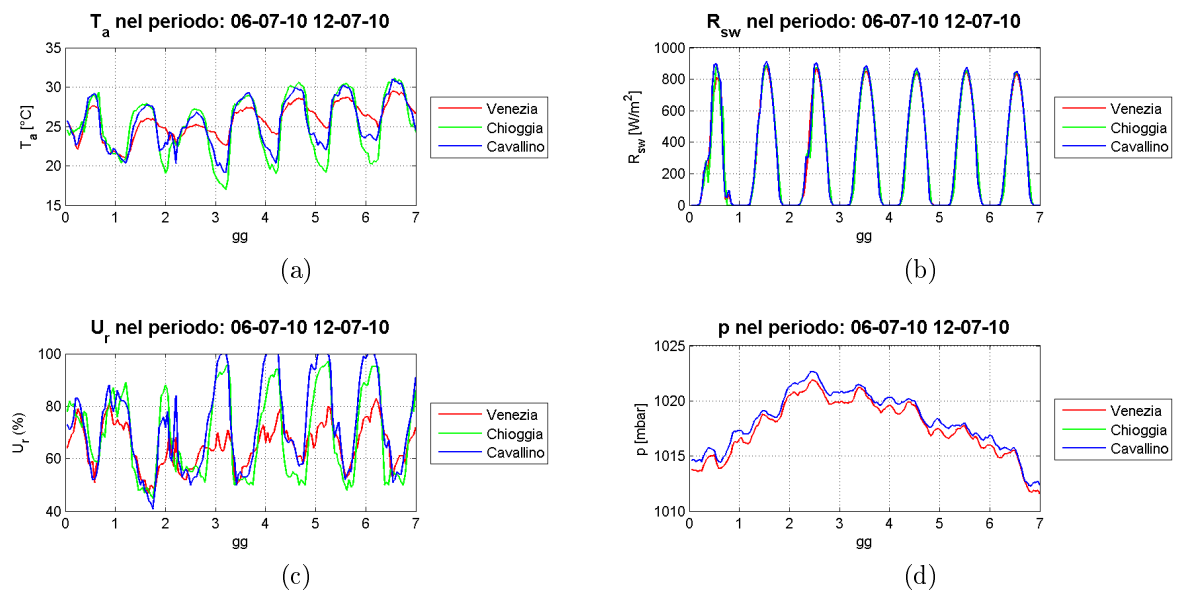


Figura 3.20: dati ARPAV relativi al periodo 06/07/2010 - 12/07/2010.

Dati Sonde Multiparametriche

Le **sonde multi-parametriche** sono delle stazioni di misura gestite dal Consorzio Venezia Nuova che consentono di rilevare diversi parametri come salinità, ossigeno disciolto, torbidità, clorofilla, pH, pressione, temperatura dell'acqua. Le grandezze di interesse nell'ambito del lavoro svolto in questa tesi sono:

- temperatura dell'acqua T_s ;
- misure di livello h .

Le misure di temperatura dell'acqua sono utilizzate al fine di calibrare e successivamente testare il modello puntuale proposto; tali misure sono utilizzate anche per stimare la temperatura del fondo, di cui non si hanno informazioni.

Il livello, espresso in *m s.l.m.m.*, permette invece di stabilire l'andamento di marea, e quindi il tirante d'acqua in corrispondenza della stazione istante per istante, nota la profondità del fondale in corrispondenza della stazione di misura.

I dati sono forniti con cadenza semioraria e successivamente interpolati nel corso della simulazione.

Le stazioni di misura disponibili sono dieci, collocate in diversi punti distribuiti sulla superficie lagunare. Di seguito si elencano le sonde considerate nella realizzazione di questo lavoro, associando a ciascuna di esse la profondità del fondale h_f corrispondente:

- *Venezia 1*, profondità del fondale:
 $h_f = 1,42$ [m];
- *Venezia 2*, profondità del fondale:
 $h_f = 1,10$ [m];
- *Venezia 3*, profondità del fondale:
 $h_f = 1,40$ [m];

le posizioni in cui sono collocate queste sonde multi-parametriche sono riportate in figure (3.21).

In figura (3.22), (3.23) e (3.24) sono riportati i grafici che rappresentano l'andamento nel tempo dei parametri registrati presso le diverse stazioni.

Si nota che il livello di marea è praticamente lo stesso nei tre punti considerati: l'appiattimento dei fondali lagunari infatti ha quasi annullato l'effetto di attenuazione della marea dalle bocche di porto all'interno della laguna stessa. Osservando più nel dettaglio gli andamenti di h si nota uno sfasamento temporale tra le diverse stazioni, legato ai tempi di propagazione dell'onda di marea in laguna, che con la scala utilizzata non si riesce però ad apprezzare.

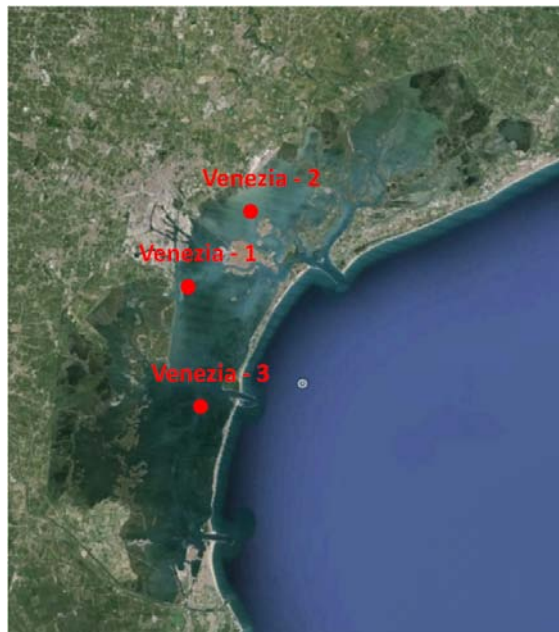


Figura 3.21: posizione delle sonde multi-parametriche considerate.

La temperatura dell'acqua T_s misurata è praticamente la stessa, o comunque molto simile, se si considerano le stazioni *Venezia-1* e *Venezia-2*; solo nel periodo relativo al mese di settembre 2003 la temperatura registrata presso la *Venezia-2* risulta sistematicamente inferiore a quella registrata presso la *Venezia-1* di circa un paio di gradi, manifestando comunque lo stesso andamento temporale.

Diversi sono invece i valori di T_s misurati presso la stazione *Venezia-3*, i quali mostrano sempre degli scostamenti anche importanti rispetto a quelli misurati dalle altre due sonde. Tali scostamenti riguardano principalmente il periodo 09/06/2006 - 15/06/2006 e la fine del periodo 06/07/2010 - 12/07/2010: si osserva che la temperatura tende a rimanere più bassa in corrispondenza della stazione *Venezia-3* quando in corrispondenza delle altre due stazioni tende invece ad aumentare; inoltre le misure registrate dalla stazione *Venezia-3* negli intervalli indicati evidenziano la presenza di due picchi giornalieri, mentre in corrispondenza delle altre due stazioni si ha un solo picco giornaliero.

Probabilmente questo diverso comportamento dipende dal fatto che la stazione *Venezia-3* è collocata in prossimità di una bocca di porto (Malamocco) e risente pertanto in modo diretto dell'ingresso dell'acqua a diversa temperatura dal mare durante le varie fasi di marea.

Analizzando l'andamento della marea si osserva che: raggiunto il punto di minimo giornaliero, la marea cresce fino a raggiungere un primo picco; il livello poi decresce fino a un secondo punto di minimo, mantenendo però un valore molto più elevato rispetto a quello osservato in precedenza; la marea torna quindi a salire fino a raggiungere un secondo picco, a cui

3. MODELLO PUNTUALE

corrisponde il livello massimo giornaliero. L'aumento di T_s fino al primo picco, registrato presso la sola stazione *Venezia-3*, sembra corrispondere alla prima fase di diminuzione del livello di marea: si può quindi ipotizzare che questo fenomeno sia dovuto ad un temporaneo ritiro dell'acqua del mare a temperatura più fredda, a cui si sostituisce l'acqua della laguna a temperatura maggiore. Presso le altre due stazioni tale fenomeno non si osserva in quanto troppo lontane dalle bocche di porto per risentire in modo sensibile della penetrazione in laguna dell'acqua del mare.

Poiché il modello puntuale non considera il trasporto di calore ad opera delle correnti interne al bacino idrico, è logico aspettarsi che, qualora la spiegazione appena fornita risultasse corretta, il modello stesso non sia in grado di riprodurre le discrepanze tra i valori di T_s misurati nelle due stazioni più interne e nella stazione *Venezia-3*.

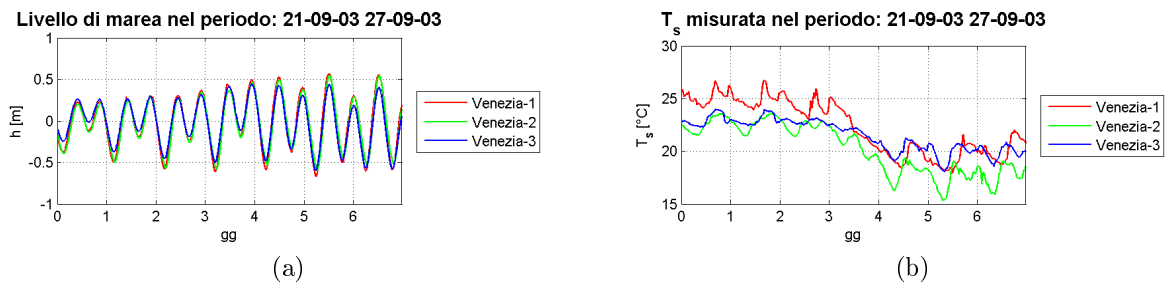


Figura 3.22: dati forniti dalle sonde multiparametriche relativi al periodo 21/09/2003 - 27/09/2003.

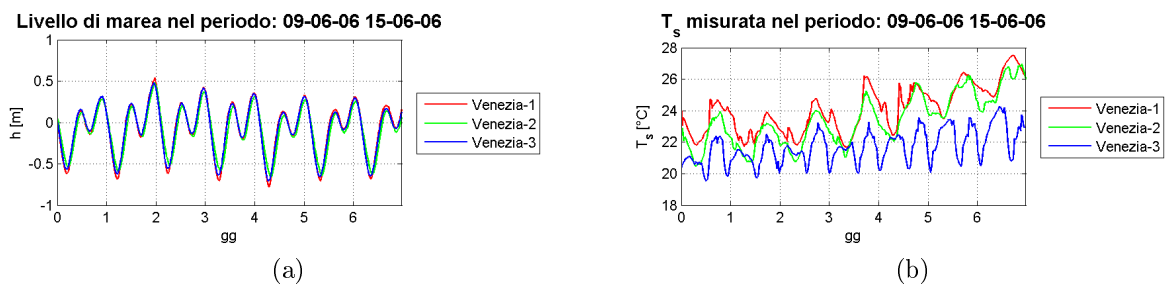


Figura 3.23: dati forniti dalle sonde multiparametriche relativi al periodo 09/06/2006 - 15/06/2006.

Dati Vento

La velocità del vento è un parametro fondamentale nel calcolo dei flussi di calore per convezione e evaporazione. Nelle simulazioni sono stati utilizzati i dati relativi al vento registrati

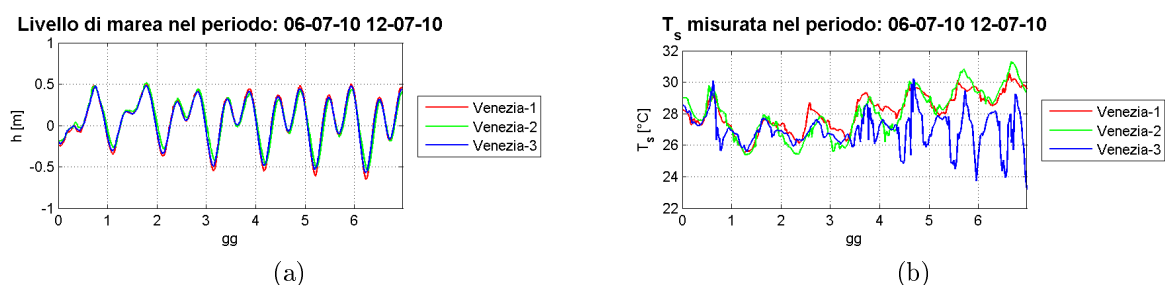


Figura 3.24: dati forniti dalle sonde multiparametriche relativi al periodo 06/07/2010 - 12/07/2010.

presso le **stazioni** di:

- *Chioggia Diga Sud*;
- *Saline*;

la posizione occupata da ciascuna delle due stazioni è riportata in figura (3.25).

Gli andamenti temporali rilevati sono riportati in figura (3.26).

Anche in questo caso i dati sono forniti con cadenza semioraria, e successivamente interpolati nel corso dell'elaborazione numerica.

Si nota una discreta correlazione tra i valori di V registrati presso le due stazioni: in generale, quando la velocità del vento cresce a Chioggia cresce anche alle Saline; l'intensità del vento risulta però mediamente superiore a Chioggia, con differenze anche rilevanti in alcuni giorni. Queste differenze tra la velocità del vento registrata presso le due stazioni indicate risulta evidente soprattutto se si considera il periodo 21/09/03 - 27/09/03, durante il quale si osserva che il vento

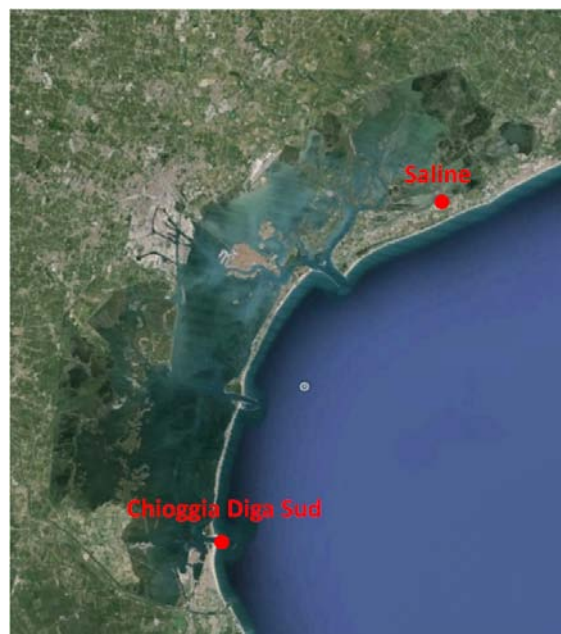


Figura 3.25: posizione delle stazioni di misura della velocità del vento.

3. MODELLO PUNTUALE

aumenta nel corso del terzo giorno fino a raggiungere valori rilevanti, ma mentre presso le Saline ritorna dopo poco a valori limitati, a Chioggia mantiene un'elevata intensità per più di ventiquattro ore.

In generale quindi, assumere che il vento soffi con la stessa intensità su tutta la laguna potrebbe non essere un errore molto importante in quanto mediamente si nota una correlazione tra le misure eseguite nella zona Nord e Sud della laguna; considerando però periodi caratterizzati da venti più intensi durante i quali si hanno differenze rilevanti di intensità tra le diverse zone della laguna, si possono ottenere stime non corrette dei reali scambi di calore per effetto della convezione e dell'evaporazione.

Nel corso delle simulazioni si utilizzano i valori di V registrati presso la stazione meteo di *Chioggia diga sud*, essendo questa la stazione più esposta e più rappresentativa dell'area centro-meridionale della laguna, che è quella in cui sono localizzate le stazioni prese in considerazione; si può infatti dimostrare che anche la zona in cui si trova la stazione *Venezia-2* sia caratterizzata da venti più simili a quelli misurati a Chioggia piuttosto che a quelli misurati alle Saline. Calibrato il modello le simulazioni sono state ripetute utilizzando i dati delle Saline per verificare la differenza nella stima di T_s in funzione della velocità del vento considerata.

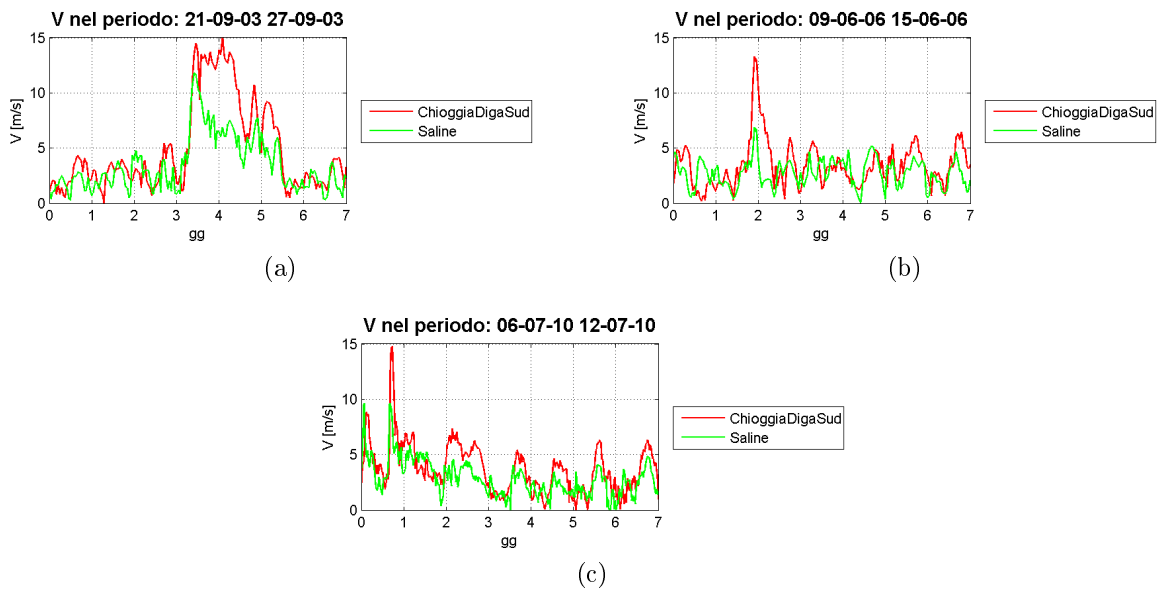


Figura 3.26: registrazioni relative alla velocità del vento V .

3.2.2 Modello Matematico

Per la stima dei flussi di calore e del conseguente andamento temporale della temperatura dell'acqua T_s in base ai dati presentati in precedenza, è stato implementato un **modello matematico** utilizzando un codice *MatLab*.

In un primo momento si è provveduto all'elaborazione dei dati: i dati sono stati interpolati in modo da ottenere valori coerenti con il passo di calcolo (*timestep*) scelto per l'integrazione. Nel calcolo si è adottato un *timestep* di 60".

Non avendo a disposizione dati relativi alla **copertura nuvolosa**, espressa in termini di frazione di cielo coperto N , si assume per questo parametro un valore costante. In particolare, in fase di calibrazione si è assunto $N = 0,0$, valore rappresentativo di una condizione di cielo sereno; calibrato il modello, le simulazioni sono state ripetute assumendo $N = 0,5$ e $N = 1,0$ al fine di valutare l'effetto nella stima di T_s della copertura nuvolosa e l'errore connesso ad una non corretta assunzione di tale forzante.

Per quanto riguarda la **scabrezza della superficie libera** z_0 , vista la scarsa dipendenza dalla profondità del fondale h_f osservata nell'analisi di sensibilità, si assume che questa sia funzione solo del vento V . Si esprime quindi z_0 mediante la legge ricavata in precedenza:

$$z_0(V) = 1,674 \cdot 10^{-5} V^{2,533} \quad [m], \quad (3.7)$$

valida per $h_f = 1,5 \text{ m}$. Tale espressione è stata ottenuta utilizzando la formula di *Donelan et al. (1990)*, fissando h_f e facendo variare V : poiché questa formula vale solo in condizioni di vento sufficientemente elevato, e z_0 cresce all'aumentare di V , si impone un limite inferiore alla scabrezza pari al valore che essa assume per $V = 3 \text{ m/s}$.

Il modello assume costante la temperatura T_s su tutta la colonna d'acqua, ipotesi ammissibile visto che il fondale è in generale poco profondo. Inoltre si assume che tutta la colonna d'acqua sia coinvolta nello scambio termico con atmosfera e fondo.

La capacità termica dipende dal tirante d'acqua, che si ottiene come somma di livello e profondità del fondale nel punto considerato ($Y = h + h_f \text{ m}$), ambedue riferiti allo 0 IGM; questa quantità varia quindi nel tempo in funzione del livello h .

L'unico parametro di calibrazione del modello è il coefficiente k_1 che pesa lo scambio di calore con il fondo H_f : k_1 rappresenta l'entità del flusso all'interfaccia acqua-fondale quando la temperatura dell'acqua T_s e del fondo T_{sp} differiscono di $1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Un problema è rappresentato dalla temperatura da assegnare al fondo T_{sp} che in ambito lagunare può variare sensibilmente in quanto direttamente influenzata dalla radiazione solare incidente vista la ridotta profondità dal bacino: non essendo infatti disponibili misure della temperatura al fondo stessa, essa che va stimata in base ai dati disponibili.

In base alla soluzione adottata per la stima di T_{sp} sono state quindi sviluppate tre diverse versioni del modello puntuale.

Modello Matematico (A)

In un primo momento, la temperatura del fondo è stata assunta pari al valore medio di T_{s0} , cioè la temperatura dell'acqua registrata nel periodo e presso la stazione di misura presi in considerazione.

Con i risultati ottenuti utilizzando questa soluzione è stata effettuata una prima calibrazione del modello, individuando il range di valori per il coefficiente di scambio termico con il fondo k_1 che forniscono i risultati migliori.

Sempre utilizzando questa soluzione è stato eseguito il calcolo di T_s con i valori di V registrati presso le due diverse stazioni considerate, con i tre diversi valori di N precedentemente indicati e utilizzando, oltre all'espressione di z_0 ottenuta con la formula di *Donelan et al. (1990)* fissando assegnando alla profondità dal fondale il valore $h_f = 1,5 m$, anche quella ottenuta con la formula di *Smith et al. (1992)*, sempre assegnando per lo stesso valore di h_f : i risultati ottenuti sono stati quindi confrontati per valutare l'effetto di questi parametri e di un errore nella loro stima.

Modello Matematico (B)

Il modello è stato successivamente modificato, calcolando T_{sp} come media mobile di T_{s0} .

In particolare si assume che la temperatura del fondo sia in qualche modo funzione della temperatura dell'acqua sovrastante e delle sue variazioni, per effetto degli scambi di calore all'interfaccia acqua-fondale; si ipotizza però che il fondo presenti una maggiore inerzia nel modificare la sua temperatura, e che quindi T_{sp} presenti una variabilità molto più limitata rispetto a T_s .

La temperatura T_{sp} in un generico istante t è calcolata pertanto come media dei valori registrati della temperatura dell'acqua T_{s0} nelle m ore precedenti l'istante considerato: al-

l'aumentare delle ore su cui si esegue la media mobile di T_{s0} si riduce la variabilità della temperatura del fondo nel tempo.

Modello Matematico (C)

L'ultima versione del modello matematico consiste nel sostituire T_{s0} con T_s nel calcolo di T_{sp} , ovvero si calcola la temperatura del fondo come media mobile della temperatura dell'acqua nelle m ore precedenti l'istante considerato.

In questo modo si desidera rendere indipendente il modello dalla conoscenza dei valori misurati della temperatura dell'acqua, al fine di poterlo usare in modo predittivo, che rappresenta appunto l'utilizzo a cui si vorrebbe destinare il modello stesso una volta che si sia verificata la sua affidabilità.

3.2.3 Risultati: modello (A)

Nei paragrafi che seguono sono riportati i risultati ottenuti dell'applicazione della versione (A) del modello puntuale in laguna.

Le simulazioni sono state ripetute assegnando diversi valori al coefficiente di scambio termico col fondo k_1 ; la temperatura dell'acqua T_s così calcolata per ciascuno dei tre periodi presi in considerazione viene quindi confrontata con la temperatura misurata T_{s0} al fine di individuare il range di valori di k_1 con cui il modello dimostra di rappresentare meglio il fenomeno reale.

Il calcolo di T_s viene effettuato per ciascuno dei punti corrispondenti alla posizione delle sonde multiparametriche considerate: in questo modo si valuta la capacità del modello di rappresentare il fenomeno in diversi punti della laguna, a cui corrispondono diverse condizioni ambientali, al fine di capire dove si manifestano le problematiche maggiori e quali siano le possibili cause.

Individuato il valore di k_1 che permette di ottenere i risultati più soddisfacenti, il calcolo viene ripetuto, mantenendo costante questo valore del coefficiente, utilizzando però i dati relativi alla velocità del vento registrati presso la stazione delle Saline: si confronta quindi l'andamento nel tempo di T_s così determinato con quello ottenuto in precedenza utilizzando i dati di vento registrati a Chioggia al fine di valutare l'influenza della forzante sui risultati.

Senza modificare k_1 , si ripete il calcolo con diversi valori della copertura nuvolosa N , e si confrontano quindi i valori calcolati al fine di capire l'influenza anche di questo parametro.

Infine, le stesse simulazioni sono ripetute utilizzando l'espressione della scabrezza z_0 in funzione del vento V ricavata con la formula di *Smith et al. (1992)* anziché quella ricavata con la formula di *Donelan et al. (1990)* utilizzata in precedenza: in questo modo si valuta l'effetto sulla stima di T_s legato alla scelta di una diversa espressione per il calcolo della scabrezza della superficie libera.

Risultati ottenuti nel periodo: 21/09/2003 - 27/09/2003

In figura (3.27), (3.28) e (3.29) sono riportati i grafici che riportano dell'andamento temporale della temperatura dell'acqua e delle diverse componenti di flusso di calore all'interfaccia aria-acqua e acqua-fondale calcolati rispettivamente in corrispondenza delle stazioni *Venezia-1*, *Venezia-2* e *Venezia-3* per il periodo che va dal 21/09/2003 al 27/09/2003 inclusi. Il calcolo è stato ripetuto con diversi valori del coefficiente k_1 : i risultati ottenuti sono di seguito confrontati basandosi sui grafici ottenuti.

Considerando l'andamento temporale misurato presso la stazione *Venezia-1*, osserviamo la temperatura misurata T_{s0} varia in modo rilevante nel corso dei sette giorni in esame: per i primi tre giorni T_{s0} oscilla attorno a un valore di $25\text{ }^\circ\text{C}$; la temperatura poi si riduce durante il quarto giorno, e nel corso degli ultimi tre giorni si assesta attorno a un valore medio di $20\text{ }^\circ\text{C}$.

Tale andamento si può osservare anche per i valori misurati presso la stazione *Venezia-2*, in cui si osserva prima una temperatura media di $22\text{ }^\circ\text{C}$ che scende poi a $18\text{ }^\circ\text{C}$, e presso la stazione *Venezia-3*, dove però la variazione di T_{s0} è meno marcata, con una temperatura oscillante prima attorno ad un valore di $22\text{ }^\circ\text{C}$, e poi attorno ad un valore di $20\text{ }^\circ\text{C}$.

Ricordando i grafici in figura (3.18) e (3.26a), si osserva che il quarto e il quinto giorno del periodo considerato sono caratterizzati da vento V intenso e prolungato, da una riduzione della temperatura dell'aria T_a e dell'umidità relativa U_r ; nel corso del quarto giorno inoltre si osservano valori ridotti di radiazione solare R_{sw} , che fanno pensare quindi a condizioni di cielo coperto. Evidentemente quindi si è verificato un peggioramento delle condizioni meteo a metà del periodo analizzato che ha determinato la riduzione osservata della temperatura dell'acqua.

In assenza di scambio termico con il fondo, quindi per $k_1 = 0\text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$, i valori di tem-

peratura calcolati dal modello T_s nel corso dei primi tre giorni sono ben rappresentativi dell'andamento misurato T_{s0} , in particolare se si considerano i risultati relativi alla stazione *Venezia-2*; a partire dal quarto giorno, cioè quando la T_{s0} inizia a diminuire, gli scostamenti tra T_s e T_{s0} aumentano progressivamente, ed arrivano fino a $3^\circ C$ durante gli ultimi giorni, soprattutto per quanto riguarda i risultati ottenuti per la stazione *Venezia-3*. La temperatura calcolata dal modello quindi cala in modo eccessivo nel momento in cui il vento diventa intenso e aumentano di conseguenza i contributi allo scambio termico legati alla convezione e all'evaporazione.

Anche se gli scostamenti sono rilevanti, si nota una buona corrispondenza nell'andamento temporale delle curve relative ai valori misurati T_{s0} e calcolati dal modello T_s di temperatura dell'acqua: questo significa che anche se le differenze sono importanti considerando i valori assoluti, il modello riesce comunque a cogliere l'andamento generale della temperatura dimostrando quindi di poter rappresentare in modo adeguato il fenomeno di interesse, anche se necessita di qualche miglioramento.

All'aumentare del coefficiente k_1 lo scostamento tra T_s e T_{s0} tende a diminuire se si considera la differenza media nell'intero periodo; in generale si ottiene una stima migliore dell'andamento reale della temperatura dell'acqua. Se si confrontano però le curve giorno per giorno, e non si valuta il risultato complessivo in tutto l'intervallo di tempo considerato, si osserva che negli ultimi giorni si ottiene un effettivo miglioramento nella stima della temperatura, con una riduzione della differenza tra valori calcolati e misurati, mentre nei primi tre giorni, durante i quali in precedenza si ottenevano i risultati più soddisfacenti, si osserva un aumento dello scostamento tra le due curve.

Questo dipende dal fatto che la temperatura del fondo è stata assunta in questa versione del modello pari alla media della T_{s0} calcolata sull'intero periodo: tale valore andrà a collocarsi in un posizione intermedia tra la temperatura media che caratterizza i primi tre giorni e degli ultimi tre giorni in seguito alla riduzione precedentemente osservata. Di conseguenza, la temperatura calcolata T_s , che tenderà a collocarsi nell'intorno di T_{sp} per effetto del contributo di scambio termico H_f , si riduce rispetto al caso precedente nella prima parte del periodo in esame, mentre aumenta nella seconda quando la differenza $T_{sp} - T_s$ è positiva.

Questo dimostra che la soluzione adottata per determinare la temperatura del fondo T_{sp} non è adatta nel caso in cui nell'intervallo di tempo considerato la temperatura dell'acqua misurata T_{s0} vari in modo considerevole, ovvero quando si osserva un *trend* di crescita o diminuzione della temperatura stessa.

Quanto appena osservato evidenzia la necessità di una stima più accurata della T_{sp} .

Il *range* di valori del coefficiente di scambio termico che permettono di ottenere i risultati più soddisfacenti è: $50 \leq k_1 \leq 100 \text{ W}/(m^2K)$, con preferenza per i valori più bassi. Au-

3. MODELLO PUNTUALE

mentando ulteriormente k_1 la T_s tende infatti ad appiattirsi troppo attorno al valore di T_{sp} e il contributo al flusso netto di calore H_N legato allo scambio termico con il fondo diventa troppo importante.

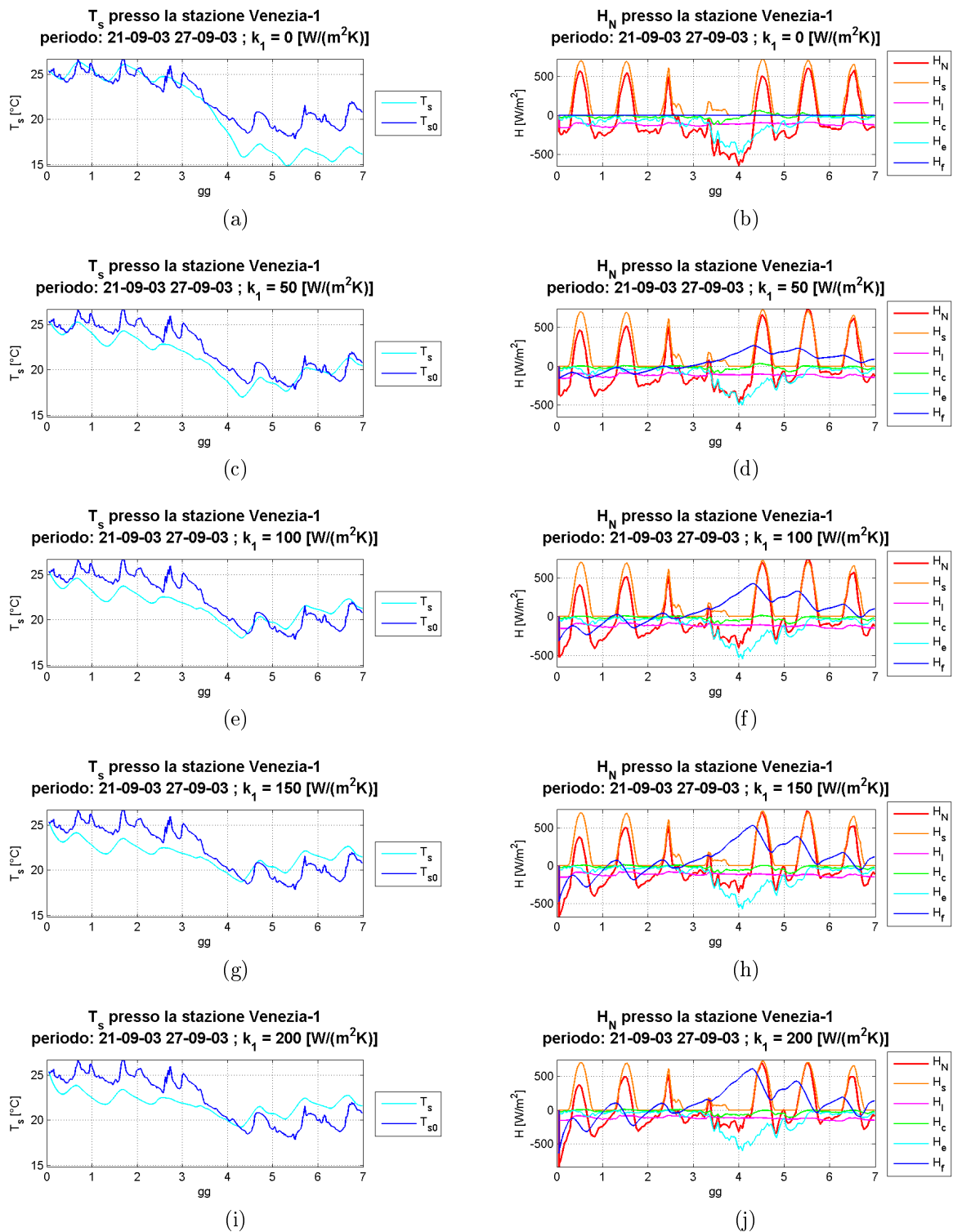


Figura 3.27: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-1 per i diversi valori di k_1 considerati.

3. MODELLO PUNTUALE

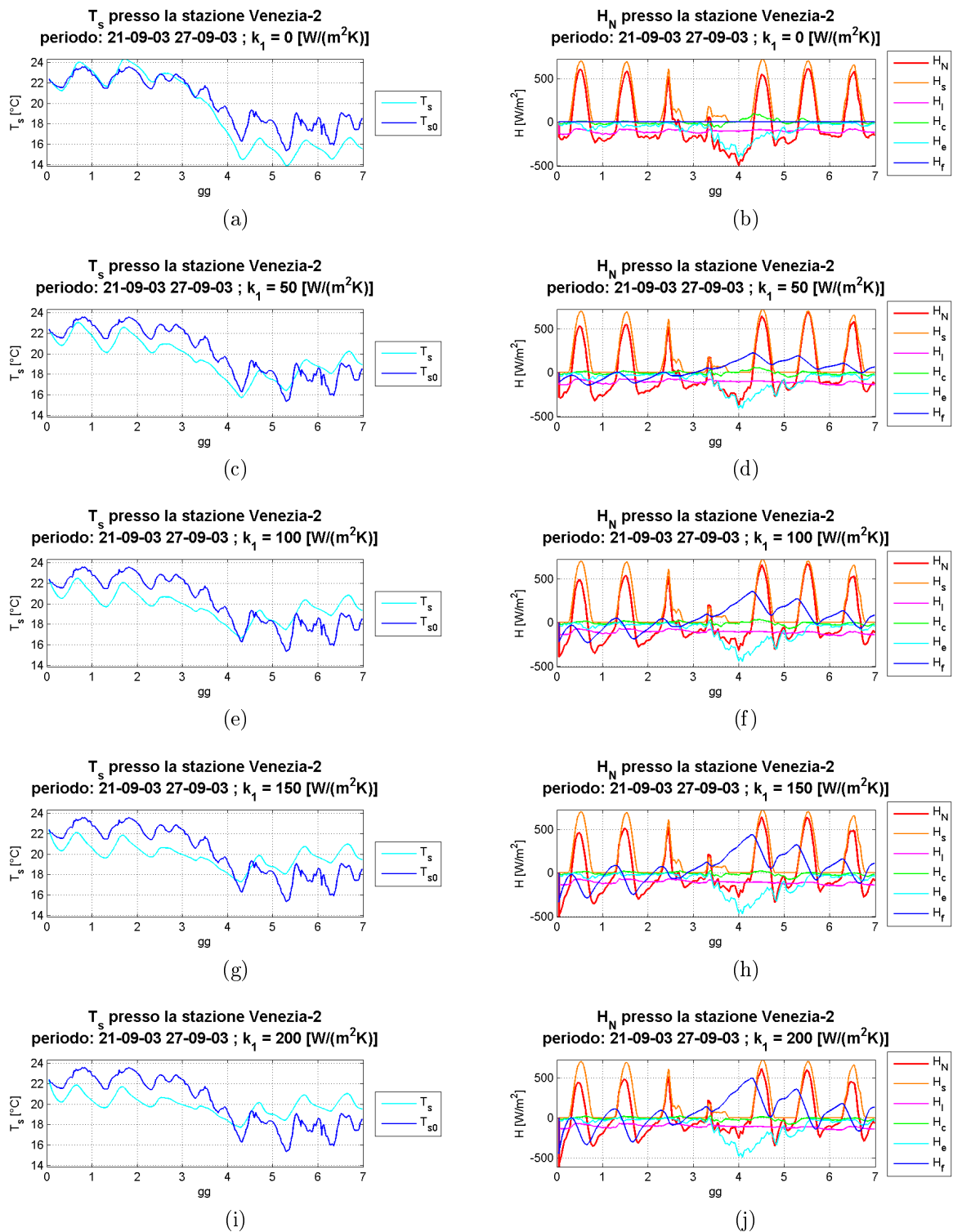


Figura 3.28: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-2 per i diversi valori di k_1 considerati.

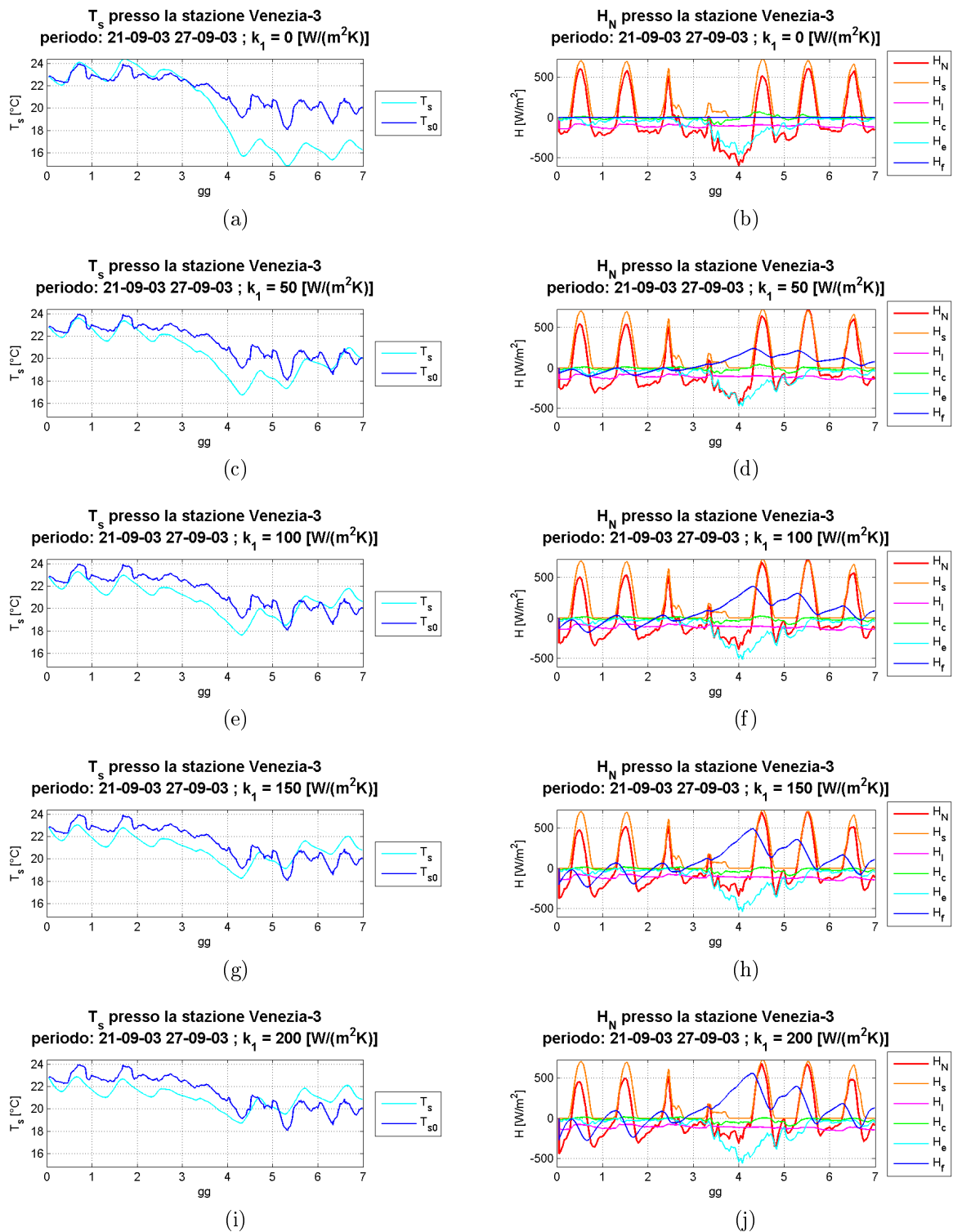


Figura 3.29: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-3 per i diversi valori di k_1 considerati.

Risultati ottenuti nel periodo: 09/06/2006 - 15/06/2006

In figura (3.30), (3.31) e (3.32) sono riportati i grafici rappresentativi dell'andamento temporale della temperatura dell'acqua e delle diverse componenti di flusso di calore all'interfaccia aria-acqua e acqua-fondale calcolati in corrispondenza rispettivamente delle stazioni *Venezia-1*, *Venezia-2* e *Venezia-3* per il periodo che va dal 09/06/2006 al 15/06/2006 inclusi. Il calcolo è stato ripetuto con diversi valori del coefficiente k_1 .

Dalla figura (3.19) si osserva che nel periodo considerato l'escursione termica tra il giorno e la notte è notevole, con valori minimi al di sotto dei $15\text{ }^\circ\text{C}$ e massimi al di sopra dei $25\text{ }^\circ\text{C}$; la temperatura media tende ad aumentare, ma in modo molto limitato, tanto che la temperatura media giornaliera può essere ben rappresentata per tutti i giorni con la temperatura media nell'intero periodo. Come la T_a , anche l'umidità relativa U_r varia in modo importante, con valori mini di giorno e massimi di notte, per assestarsi poi su valori elevati negli ultimi due giorni.

Dal grafico (3.26b) si osserva invece che la velocità del vento V , ad eccezione di un picco isolato durante la sera del primo giorno, è molto bassa, inferiore ai 5 m/s per quasi tutto il periodo considerato.

L'andamento della temperatura dell'acqua misurata (figura (3.23b)) è lo stesso per quanto riguarda le stazioni *Venezia-1* e *Venezia-2*: i valori minimi sono di circa $22\text{ }^\circ\text{C}$, mentre i massimi di $27\text{ }^\circ\text{C}$, con qualche decimo di grado in più in corrispondenza della *Venezia-1*. Come la temperatura dell'aria, anche la T_s tende ad aumentare in media nel corso dei giorni, anche se in modo limitato.

La stazione *Venezia-3* registra invece valori minimi analoghi ma valori massimi decisamente inferiori, arrivando al limite a $24\text{ }^\circ\text{C}$; la differenza principale che caratterizza i dati rilevati da questa stazione è però la presenza un secondo picco della temperatura misurata nell'arco di ogni giornata, che non si nota invece nelle misure eseguite presso le altre due stazioni se non in parte e in modo quasi trascurabile presso la *Venezia-1*. Come già accennato in precedenza questa particolarità è probabilmente collegata alla posizione della stazione stessa, che si trova di fronte alla bocca di porto di Malamocco: è ipotizzabile quindi che essa risenta molto delle correnti di marea e che il particolare andamento di T_s sia determinato dall'ingresso di acqua dal mare in laguna durante le diverse fasi della marea stessa. Il fatto che la stazione *Venezia-2*, che è la meno sensibile agli effetti di marea grazie alla sua posizione particolarmente protetta, non mostri assolutamente la particolarità appena riscontrata rappresenta un dato che rafforza tale ipotesi.

Se si confrontano i risultati forniti dal modello per $k_1 = 0 \text{ W}/(m^2K)$ con quelli misurati in questo periodo, si nota che questi sono già soddisfacenti e garantiscono una buona sovrapposizione delle curve relative alla temperatura misurata T_{s0} e calcolata dal modello T_s ; solo nel corso degli ultimi giorni il modello tende a fornire valori di T_s maggiori rispetto a quelli rilevati, probabilmente per effetto del graduale innalzamento della temperatura dell'aria osservato in precedenza, che nella pratica determina effetti più limitati. Quanto osservato vale per le stazioni *Venezia-1* e *Venezia-2*.

Se si considerano i valori calcolati in relazione alla stazione *Venezia-3*, si osserva che il modello non è assolutamente in grado di cogliere il secondo picco osservato in precedenza: anche questo sembrerebbe confermare l'ipotesi precedente che il diverso comportamento della T_s osservato presso questa stazione sia funzione delle correnti di marea, le quali infatti non sono considerate dal modello puntuale.

Escludendo quindi questo aspetto, in tutti i casi esaminati si può osservare una buona correlazione tra dati misurati e valori calcolati dal modello: il fatto che il periodo considerato si distingua rispetto al precedente, in cui i risultati erano meno soddisfacenti, per condizioni prolungate di vento debole, fa pensare che il calcolo sia fortemente influenzato dal vento.

Ripetendo il calcolo con valori di k_1 diversi da 0, si osserva, come in precedenza, che i risultati migliori si ottengono per $k_1 = 50 \text{ W}/(m^2K)$ e $k_1 = 100 \text{ W}/(m^2K)$: aumentando ulteriormente il valore di k_1 infatti il contributo legato allo scambio termico con il fondo cresce eccessivamente, e la temperatura stimata nel corso dei primi giorni, in cui la media è inferiore rispetto alla media nell'intero periodo, tende ad alzarsi troppo allontanandosi da quella misurata.

Anche in questo caso si osserva che assumendo T_{sp} pari alla media della temperatura misurata nell'intero periodo, la T_s calcolata tende ad assumere valori nell'intorno della media stessa, allontanandosi così dai valori misurati nei giorni in cui la T_{s0} media è diversa da quella calcolata sull'intero periodo.

3. MODELLO PUNTUALE

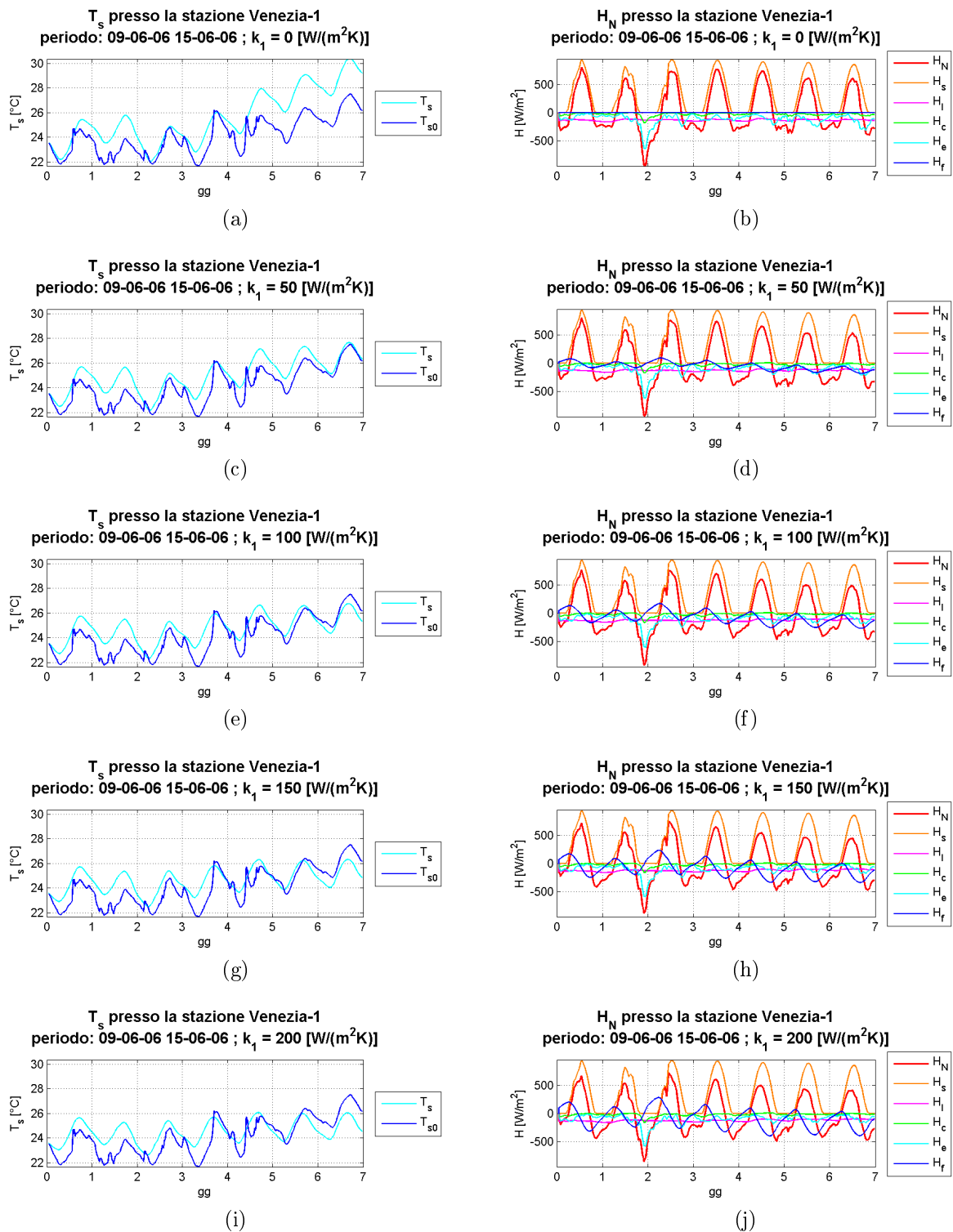


Figura 3.30: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-1 per i diversi valori di k_1 considerati.

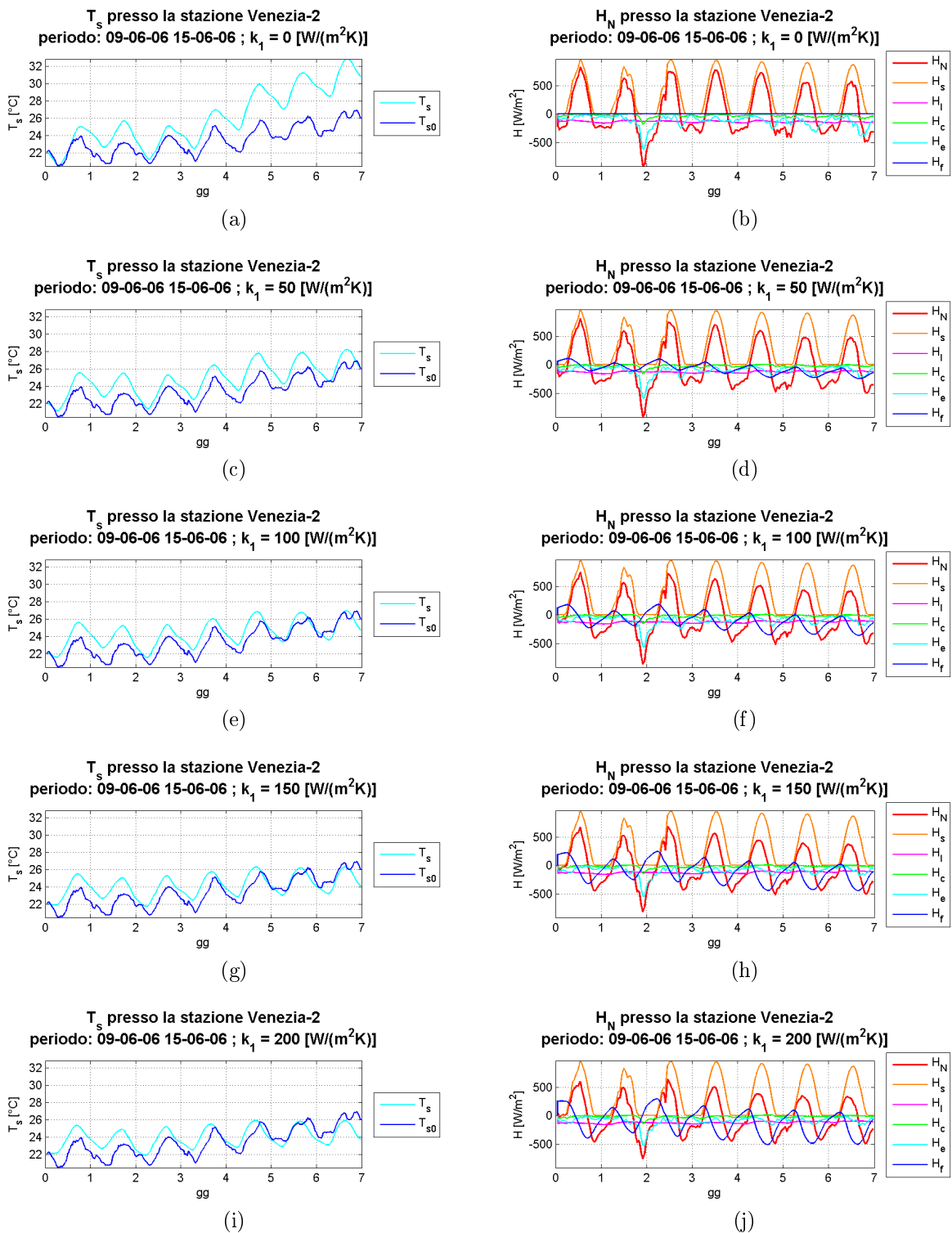


Figura 3.31: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-2 per i diversi valori di k_1 considerati.

3. MODELLO PUNTUALE

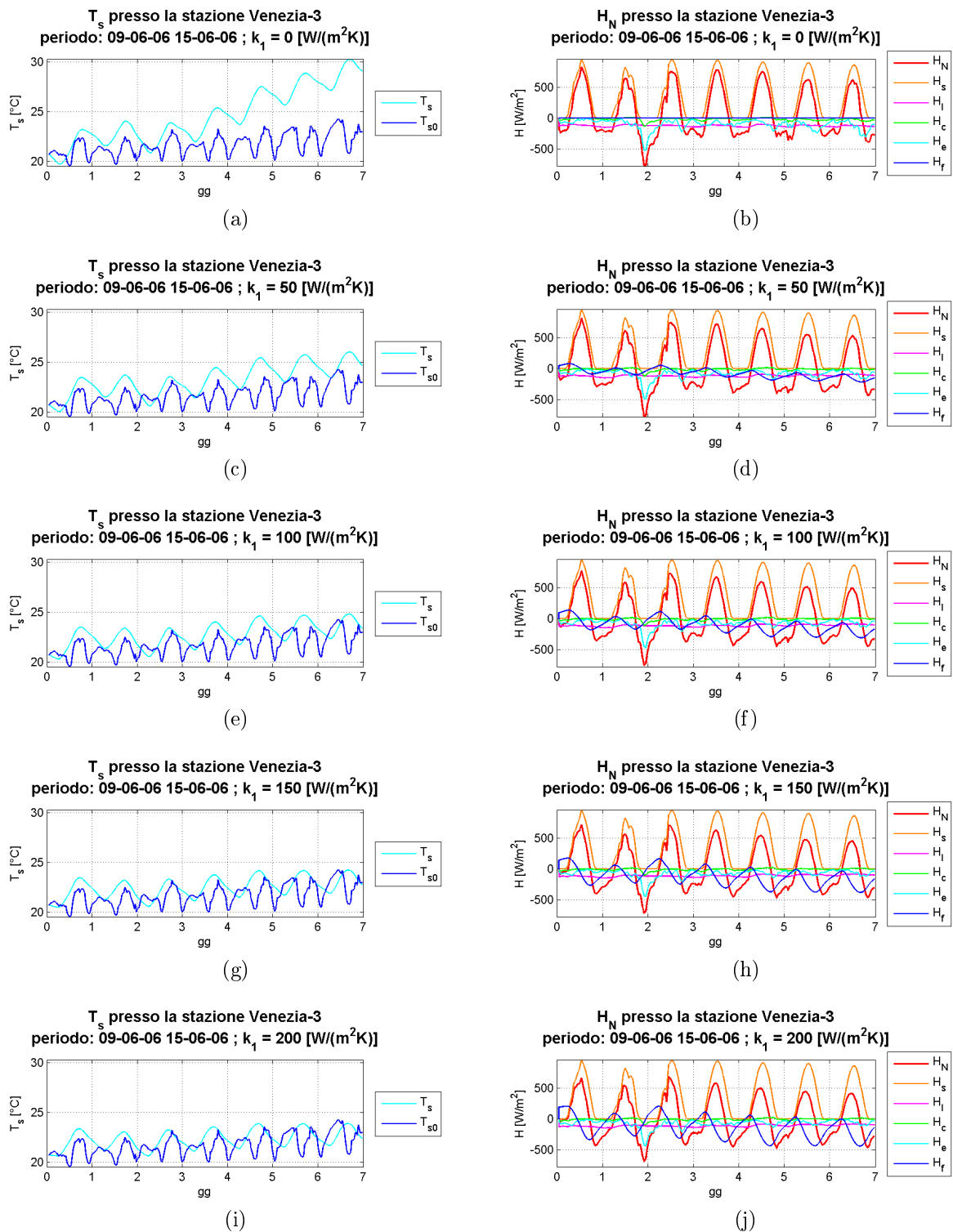


Figura 3.32: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-3 per i diversi valori di k_1 considerati.

Risultati ottenuti nel periodo: 06/07/2010 - 12/07/2010

In figura (3.33), (3.34) e (3.35) sono riportati i grafici rappresentativi dell'andamento temporale della temperatura dell'acqua e delle diverse componenti di flusso di calore all'interfaccia aria-acqua e acqua-fondale calcolati in corrispondenza rispettivamente delle stazioni *Venezia-1*, *Venezia-2* e *Venezia-3* per il periodo che va dal 06/07/2010 al 12/07/2010 inclusi. Il calcolo è stato ripetuto anche in questo caso con diversi valori del coefficiente k_1 .

Per quanto riguarda le stazioni *Venezia-1* e *Venezia-2* i dati misurati di temperatura dell'acqua T_{s0} sono praticamente identici, e vanno da valori minimi di circa $26\text{ }^\circ\text{C}$ a valori massimi di circa $31\text{ }^\circ\text{C}$; il primo giorno la temperatura media sembra ridursi, per poi invertire la tendenza e crescere nel corso dei giorni successivi.

In corrispondenza della stazione *Venezia-3* la temperatura media risulta invece praticamente costante nell'arco di tutto il periodo considerato. Inoltre si osserva ancora il fenomeno evidenziato in precedenza per cui la T_{s0} presenta due picchi giornalieri, a differenza di quanto osservato con le misure effettuate presso le altre due stazioni, in cui nelle ventiquattr'ore si ha un solo massimo ben identificabile; come sottolineato al paragrafo precedente, questo diverso comportamento si ritiene collegato alla posizione della stazione di misura, particolarmente vicina alla bocca di porto di Malamocco e quindi esposta all'effetto delle correnti di marea e dell'ingresso di acqua dal mare a temperatura più bassa.

Dai grafici relativi alle misure delle variabili meteorologiche riportati in figura (3.20) e (3.26c) si osserva che:

- la temperatura dell'aria T_a mostra una forte escursione termica, con $10\text{ }^\circ\text{C}$ di differenza tra il giorno e la notte, e valori minimi e massimi rispettivamente di $\approx 20\text{ }^\circ\text{C}$ e $\approx 30\text{ }^\circ\text{C}$. La temperatura media giornaliera è abbastanza costante, in leggera crescita negli ultimi giorni, quando, come abbiamo osservato, si registra anche un aumento di T_s ;
- anche per l'umidità relativa U_r si nota una forte variazione, con valori minimi di giorno e massimi di notte;
- il vento risulta abbastanza persistente nel corso dei primi tre giorni, ma non molto intenso se escludiamo un picco nel primo giorno; poi si attenua notevolmente e si assesta su valori molto limitati.

I risultati forniti dal modello risultano molto soddisfacenti già con $k_1 = 0\text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$ se si considerano le stazioni *Venezia-1* e *Venezia-2*; la corrispondenza diventa poi quasi perfetta per $k_1 = 50\text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$. Aumentando ulteriormente il valore di k_1 invece il modello non coglie

3. MODELLO PUNTUALE

più la tendenza ad aumentare nel corso dei giorni evidenziata dalla temperatura dell'acqua in base ai valori misurati: questo perché il contributo legato allo scambio termico con il fondo H_f diventa troppo importante e la T_s tende ad assestarsi nell'intorno del valore assegnato alla T_{sp} , cioè la media della T_{s0} nell'intero periodo.

Le osservazioni precedenti non valgono invece per la stazione *Venezia-3*, in particolare nel corso degli ultimi giorni, durante i quali la presenza del secondo picco di T_{s0} appare più evidente; come per il periodo precedente, il modello non è in grado di cogliere questo massimo giornaliero della temperatura dell'acqua, il che supporta l'ipotesi che sia legato ad un effetto bidimensionale che non può essere colto utilizzando un modello puntuale.

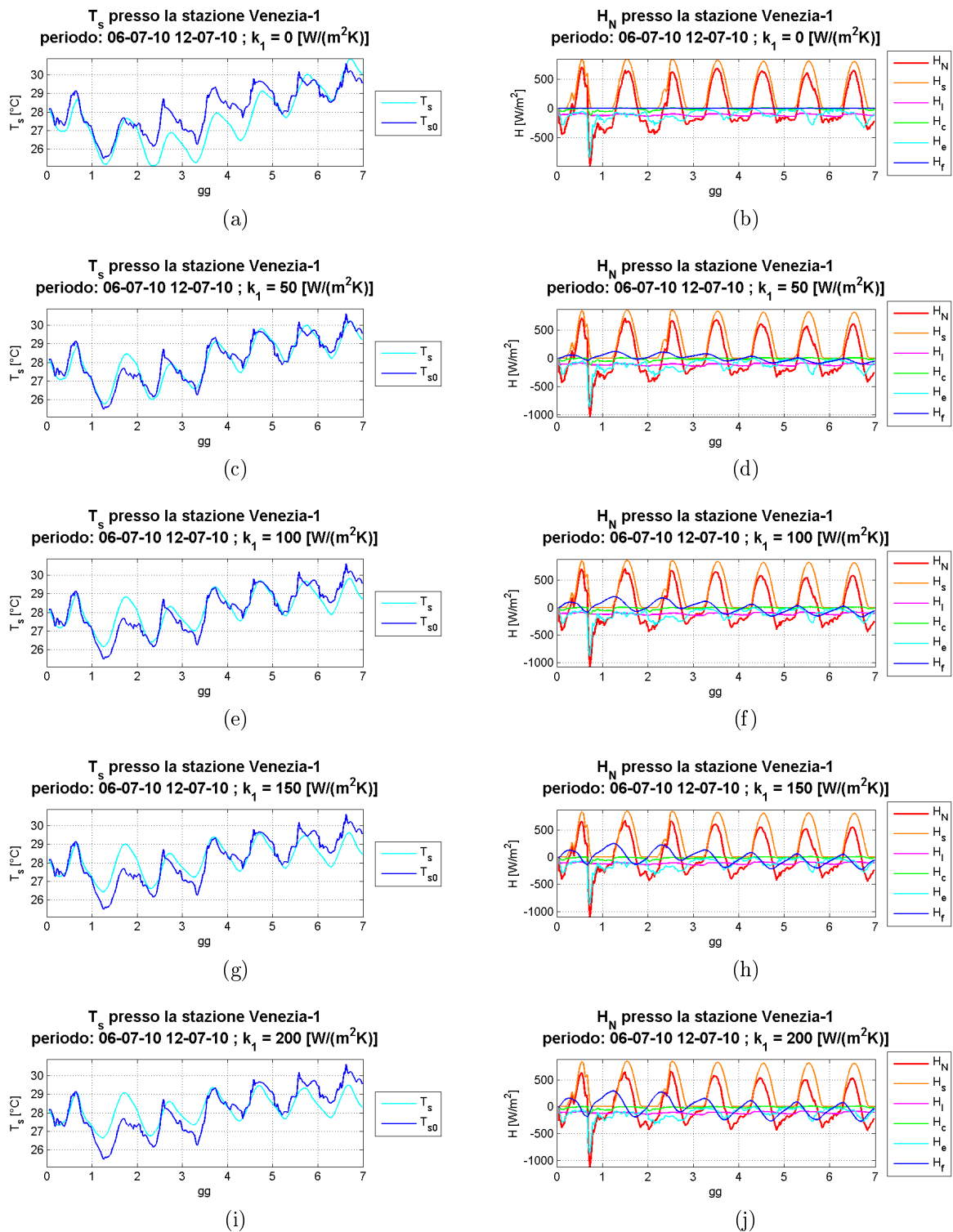


Figura 3.33: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-1 per i diversi valori di k_1 considerati.

3. MODELLO PUNTUALE

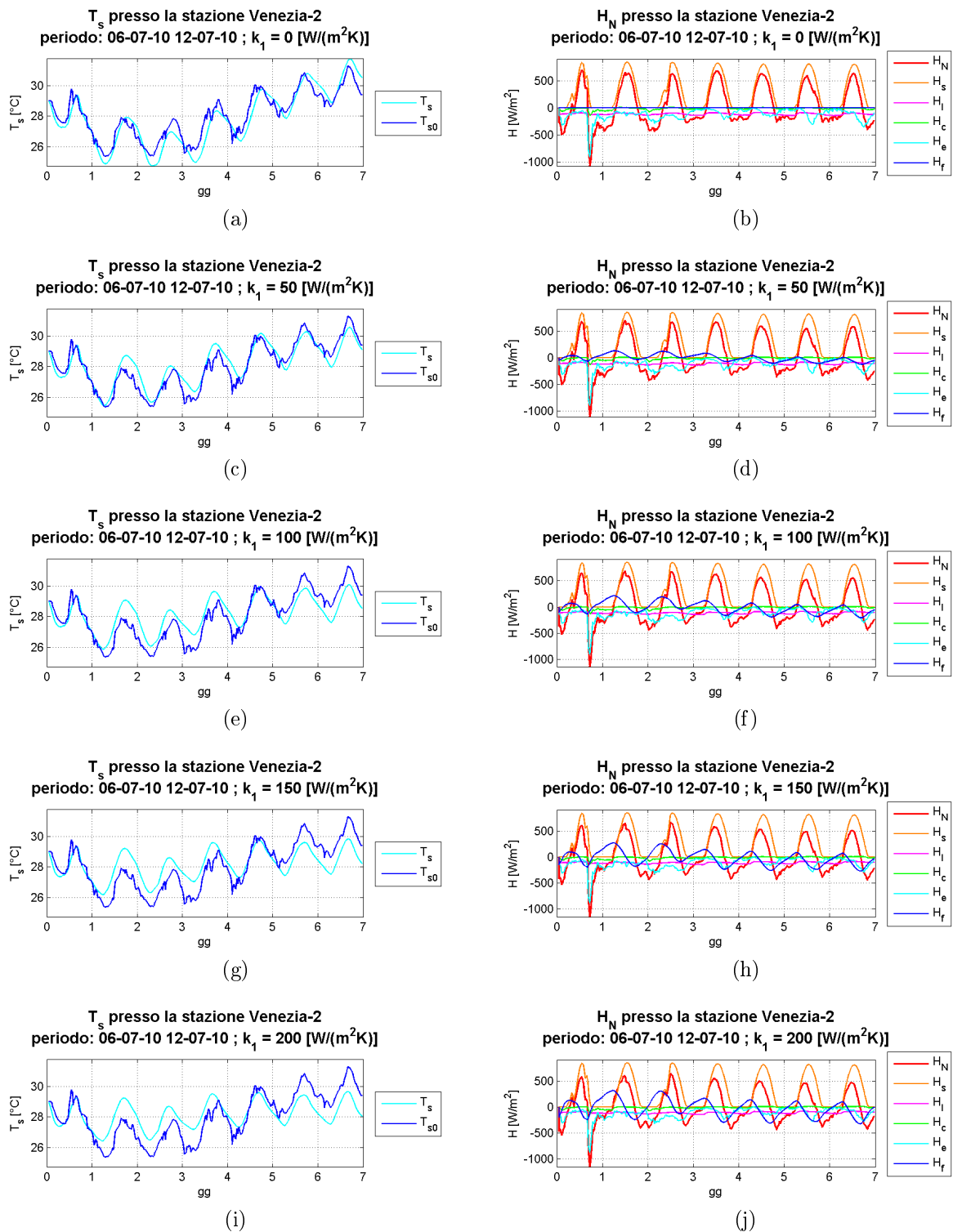


Figura 3.34: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-2 per i diversi valori di k_1 considerati.

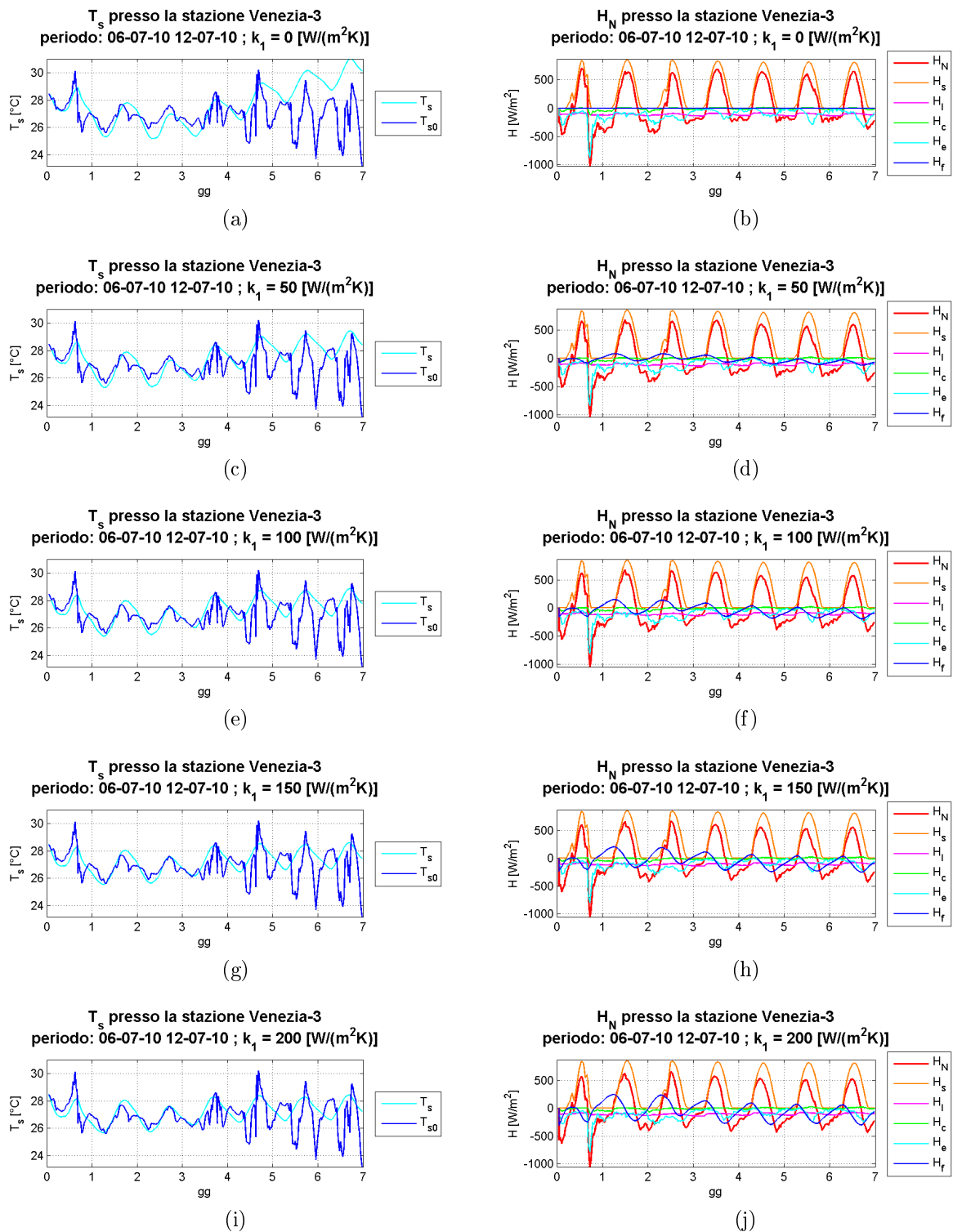


Figura 3.35: risultati delle simulazioni relativi alla stazione Venezia-3 per i diversi valori di k_1 considerati.

Valutazione dell'effetto del vento

I risultati precedenti sono stati ottenuti utilizzando nelle simulazioni i dati relativi alla velocità del vento V misurata presso la *stazione di Chioggia Diga Sud*; questo ha permesso di individuare il range di valori del coefficiente di scambio termico con il fondo k_1 con cui si ottiene la migliore sovrapposizione tra le curve T_{s0} e T_s relative rispettivamente a valori misurati e calcolati con il modello di temperatura dell'acqua.

In base alle indicazioni ricavate, le simulazioni sono state ripetute assegnando al coefficiente il valore: $k_1 = 50 \text{ W}/(m^2K)$, e utilizzando le misure della velocità del vento registrate presso la *stazione delle Saline*. I valori misurati presso questa stazione si possono considerare rappresentativi della zona Nord della Laguna, mentre quelli misurati presso la stazione di *Chioggia Diga Sud* sono caratteristici del vento che interessa la zona Sud.

Il calcolo viene realizzato facendo riferimento alla stazione *Venezia-1*.

I risultati ottenuti dalle simulazioni eseguite con i valori di V registrati in corrispondenza delle due diverse posizioni, a parità di altri parametri, sono stati quindi confrontati per capire quale sia l'effetto di tale grandezza nella stima della temperatura dell'acqua in laguna e quale sia l'errore che si rischia di commettere stimando in modo errato il vento che soffia in un certo punto.

Il confronto tra le due serie di risultati ricavate per ogni periodo in corrispondenza della stazione considerata è riportato in figura (3.36); a lato di ciascun grafico si riporta anche l'evoluzione nel tempo del vento nel periodo considerato presso le due stazioni di misura.

Come già osservato in precedenza, il confronto tra i risultati ottenuti conferma che la velocità del vento è un parametro fondamentale nella stima della temperatura dell'acqua. Si nota infatti che lo scostamento tra i valori calcolati è importante quando la velocità del vento rilevata presso le due stazioni è sensibilmente differente: questo si osserva soprattutto in relazione ai giorni a metà del periodo di settembre 2003 (3.36a) e al secondo giorni del periodo di giugno 2006 (3.36c), dove lo scostamento tra i risultati del calcolo arriva a circa $2^\circ C$; anche differenze limitate nella stima di V porta comunque a errori non trascurabili, come si osserva dal grafico relativo al periodo di luglio 2010 (3.36e), quando il vento misurato presso le due stazioni differisce di poco ma gli scostamenti tra le due curve di T_s sono comunque dell'ordine di $1^\circ C$.

In generale si può affermare che assumendo valori troppo elevati per la velocità del vento si tende a sottostimare la temperatura T_s : all'aumentare dell'intensità del vento, infatti, si riduce la resistenza al flusso opposta dall'atmosfera e quindi aumentano i contributi negativi allo scambio termico complessivo legati alla convezione e all'evaporazione.

Al fine di determinare in modo soddisfacente la temperatura dell'acqua e la sua evoluzione nel tempo in corrispondenza dei diversi punti della Laguna è quindi necessaria una stima il più possibile accurata della velocità del vento che soffia sull'unità di superficie libera: un modello bidimensionale come quello che si desidera sviluppare, che consente di ricostruire la distribuzione spaziale di V in base ai valori registrati in corrispondenza di alcune posizioni note, risulta quindi fondamentale per cercare di ottenere risultati che ben rappresentano la realtà.

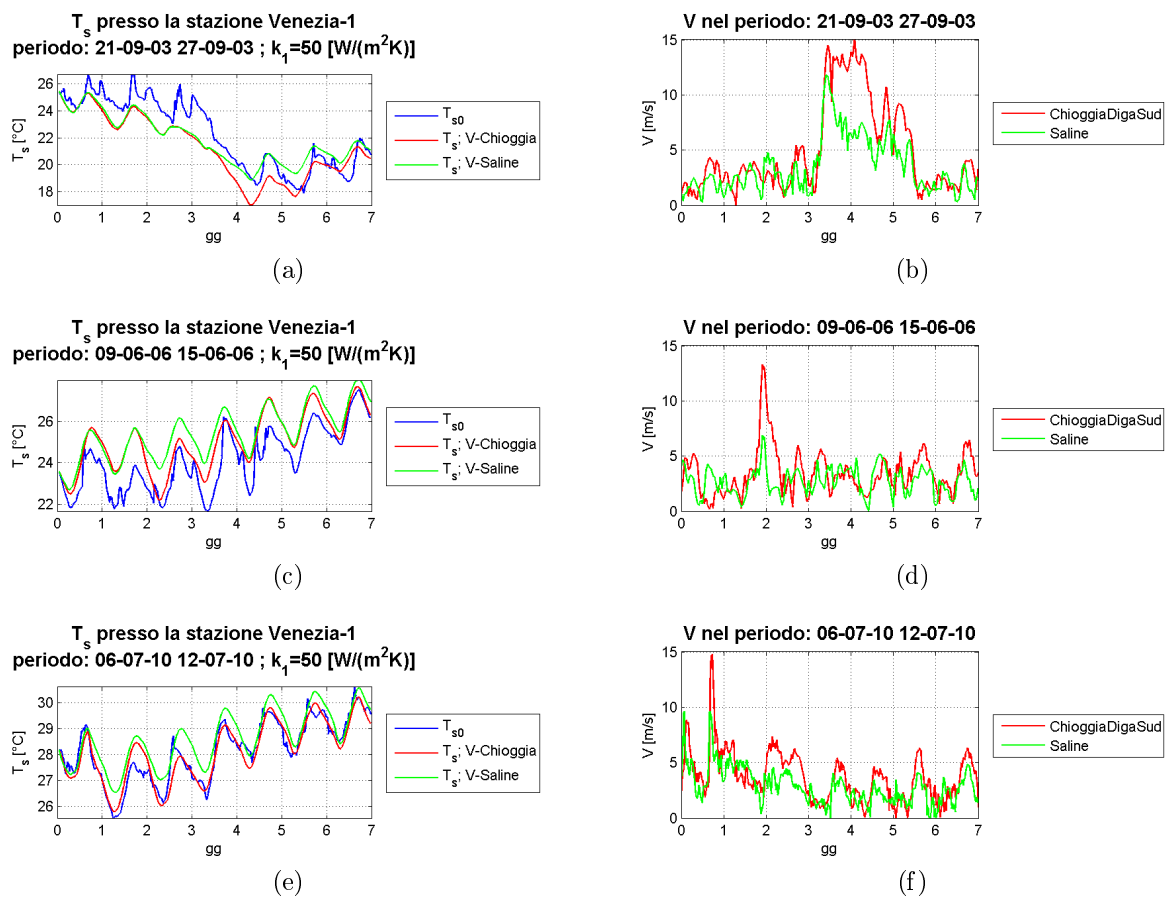


Figura 3.36

Valutazione dell'effetto della nuvolosità

I risultati precedenti sono stati ottenuti assegnando alla nuvolosità un valore costante in quanto non sono disponibili dati storici relativi a tale parametro.

In particolare si era assunto per la copertura nuvolosa il valore $N = 0,0$, corrispondente a una condizione di cielo sereno che si ritiene caratteristica dei periodi presi in considerazione: questi infatti erano stati scelti in origine in quanto in quei giorni era risultato possibile ricavare delle informazioni tramite immagini satellitari circa la distribuzione spaziale di alcune grandezze di interesse nella laguna (come ad esempio la temperatura dell'acqua stessa), e ovviamente questo non è possibile se il cielo è coperto.

Il calcolo è stato quindi ripetuto per ciascuno dei periodi in esame e in corrispondenza della stazione *Venezia-1* assegnando al coefficiente di scambio termico valore $k_1 = 50$, che per quanto osservato in precedenza permette di ottenere i risultati più soddisfacenti, e alla copertura nuvolosa valori $N = 0,5$ e $N = 1,0$, corrispondenti quindi a condizioni di media nuvolosità e cielo completamente coperto; i risultati ottenuti sono stati confrontati con al fine di determinare l'effetto della nuvolosità stessa e valutare l'errore commesso assegnando ad essa un valore costante.

In figura (3.37) sono riportati a sinistra i grafici con gli andamenti della temperatura dell'acqua stimata con i diversi valori di N nei tre periodi in esame; a fianco di ciascuno di essi si riporta il grafico con l'andamento del flusso di calore netto legato alle radiazioni *long-wave* H_l emesse dall'atmosfera e dalla laguna, unica componente di scambio termico funzione della nuvolosità.

Si osserva che, nonostante i valori considerati di N siano rappresentativi di condizioni molto diverse, che vanno da cielo sereno ($N = 0$) a completamente coperto ($N = 1$), le curve che mostrano la temperatura dell'acqua T_s calcolata con ciascuno di questi valori differiscono in modo molto limitato: l'effetto della nuvolosità sulla stima della temperatura dell'acqua è quindi trascurabile, e non si commette un errore rilevante assegnando a tale parametro un valore costante; l'assenza di dati relativi alla copertura nuvolosa non rappresenta quindi un problema.

Più evidente è invece l'effetto sul flusso radiativo H_l , il quale varia in modo sensibile in funzione di N ; nella somma di tutti i contributi di scambio di calore tale variazione risulta però poco importante.

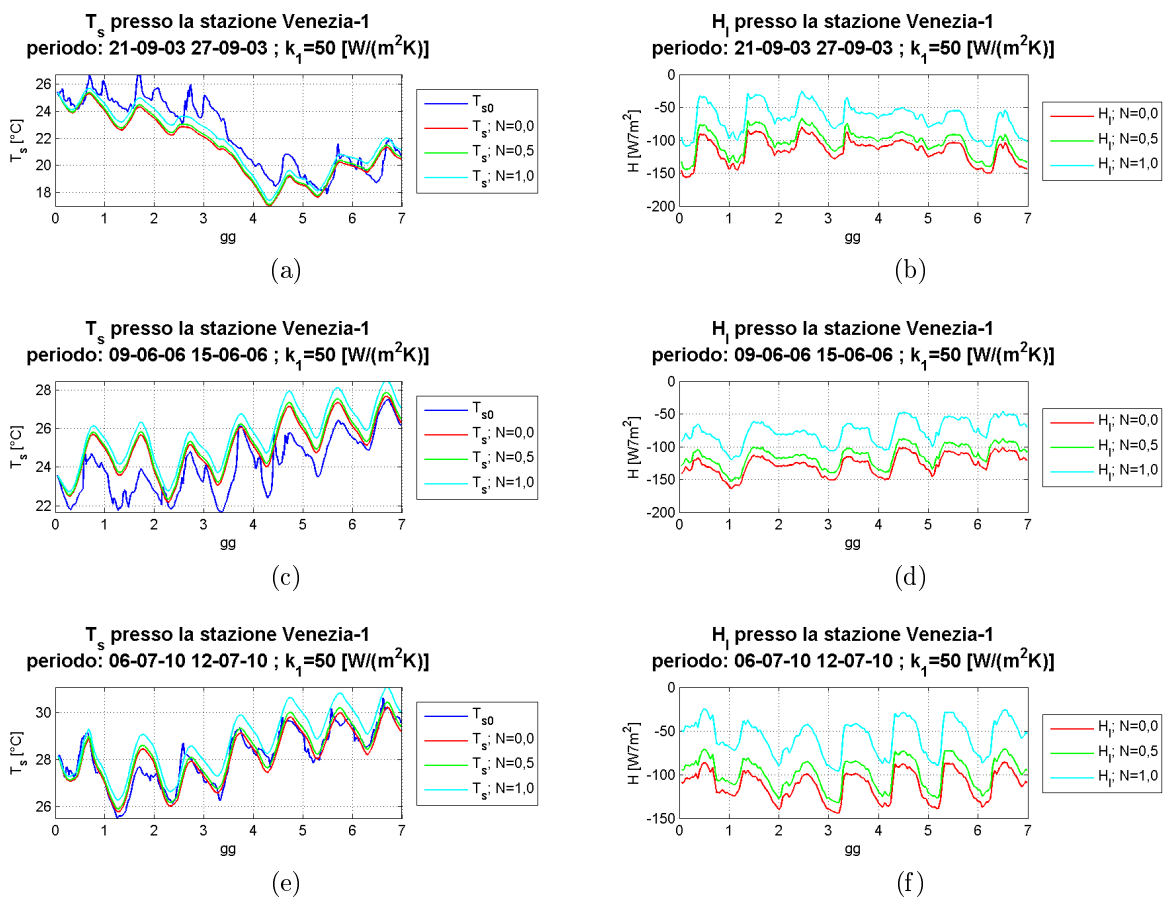


Figura 3.37: confronto tra i risultati ottenuti con diversi valori della copertura nuvolosa N .

Valutazione dell'effetto della scabrezza della superficie libera

La scabrezza della superficie libera z_0 , parametro che influenza il calcolo della resistenza atmosferica r_a , è determinata nelle simulazioni precedenti in funzione della velocità del vento V in base all'espressione (3.7), ricavata utilizzando la formula di *Donelan et al. (1990)* e ricavata per fondale pari a $h_f = 1,5 \text{ m}$; nella pratica si osserva che la dipendenza dal fondale di z_0 è molto limitata rispetto alla dipendenza dal vento e quindi la si considera valida su tutta la laguna.

In precedenza era stata proposta una diversa formula per il calcolo di z_0 , cioè la formula di *Smith et al. (1992)*; a questa era stata preferita la precedente in quanto ricavata a partire da misure empiriche effettuata sul lago Ontario, un bacino chiuso più assimilabile all'ambiente lagunare rispetto al mare aperto, ambiente in cui sono state eseguite le misure da cui è stata ricavata la formula di *Smith et al. (1992)*.

Per valutare l'effetto della scabrezza sul calcolo della temperatura T_s , le simulazioni sono state ripetute utilizzando l'espressione (2.4), ricavata in funzione della seconda formula per il calcolo di z_0 e anche in questo ricavata per $h_f = 1,5 \text{ m}$.

In figura (3.38) sono riportati i grafici in cui si confrontano i risultati ottenuti con le due diverse espressioni: il calcolo è stato eseguito in entrambi i casi assegnando al coefficiente di scambio termico con il fondo valore $k_1 = 50 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$; per non dilungarsi troppo sono riportati solo i risultati ottenuti per la stazione *Venezia-1*. A ciascun grafico con i risultati si affianca quello relativo all'evoluzione temporale della velocità del vento nel periodo corrispondente, grandezza da cui dipende la scabrezza stessa una volta fissata la profondità del fondale: i dati utilizzati nel calcolo sono quelli registrati presso la stazione di *Chioggia Diga Sud*.

L'analisi di sensibilità ha evidenziato che, all'aumentare della velocità del vento, la scabrezza della superficie libera cresce molto rapidamente; in particolare, l'aumento di z_0 è molto maggiore utilizzando la formula di *Smith et al. (1992)*, con la quale in generale si ottengono valori più grandi di z_0 .

I valori di temperatura dell'acqua T_s calcolati non risentono in modo apprezzabile dell'espressione scelta per descrivere la scabrezza della superficie libera: solo in condizioni di vento intenso è possibile osservare che utilizzando la formula di *Smith et al. (1992)* si ottengono valori di T_s minori rispetto a quelli ottenuti con la *Donelan et al. (1990)*, in quanto a parità di velocità del vento con la prima si calcolano valori di z_0 maggiori, a cui corrisponde una maggiore resistenza al flusso opposta dall'atmosfera e di conseguenza una minore perdita di calore per effetto dei fenomeni convettivi e dell'evaporazione: le differenze restano comunque sempre inferiori a $1 \text{ }^\circ\text{C}$.

La scelta dell'espressione con cui descrivere z_0 risulta quindi poco influente per la stima della temperatura dell'acqua. Come già accennato però le due espressioni proposte sono state ricavate a partire da dati sperimentali registrati in ambienti diversi da quello lagunare, soprattutto in termini di profondità del fondale; potrebbe essere quindi interessante nello sviluppo dell'analisi del problema di interesse ricercare un'espressione adatta per descrivere la scabrezza della superficie libera nell'ambiente specifico considerato, cioè quello lagunare.

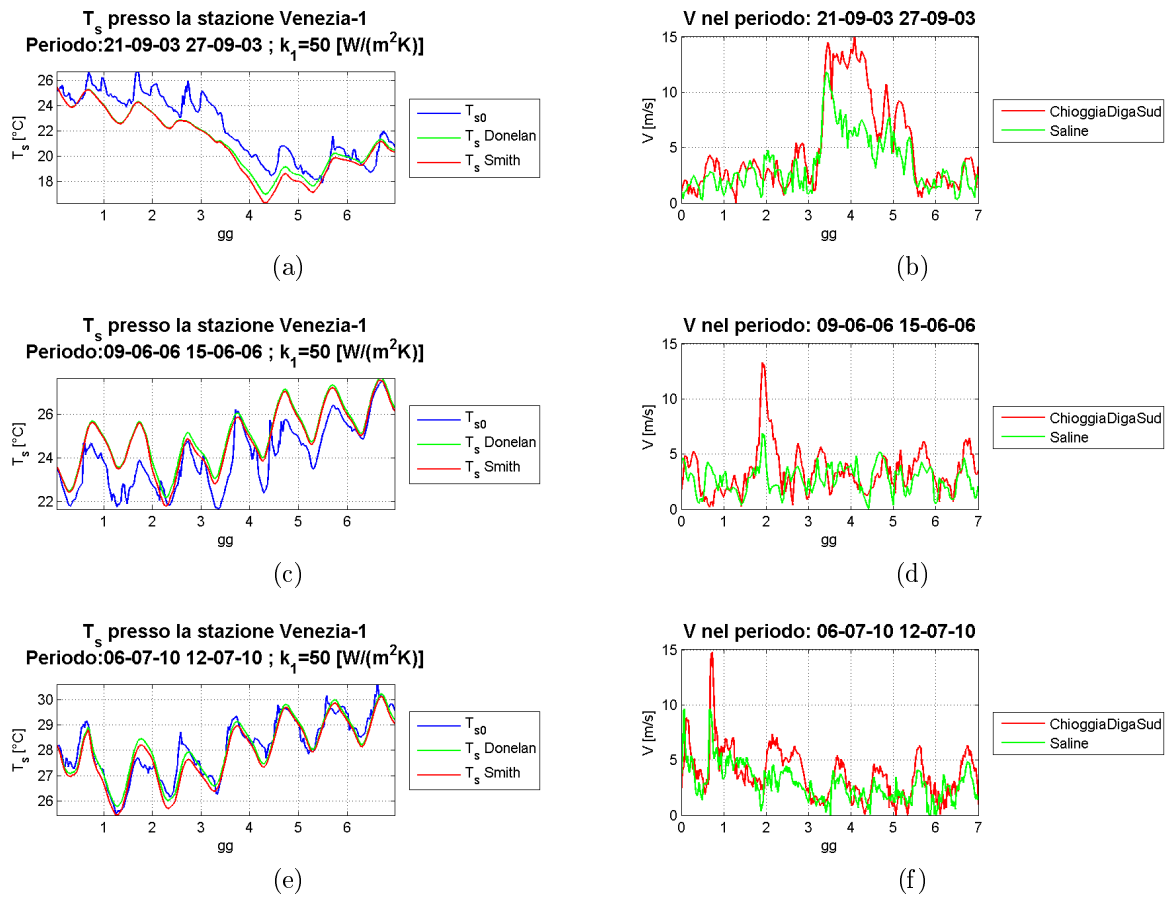


Figura 3.38: confronto tra i risultati ottenuti con le diverse espressioni della scabrezza della superficie libera z_0 .

3.2.4 Risultati: modello (B)

I risultati ottenuti con la prima versione del modello hanno evidenziato la necessità di stimare in modo più accurato la temperatura del fondo T_{sp} a partire dalla temperatura dell'acqua misurata T_{s0} , unica variabile correlata a T_{sp} a disposizione.

In particolare ciò che emerge dall'analisi precedente è che, assumendo T_{sp} costante in un periodo di 7 giorni e pari alla media della T_{s0} nel periodo stesso, la temperatura dell'acqua calcolata dal modello finisce con l'essere fortemente influenzata dal valore assegnato a T_{sp} , che può non essere rappresentativo dell'intero intervallo temporale considerato.

Questa osservazione suggerisce di adottare una stima di T_{sp} che consideri la variabilità della temperatura dell'acqua, seguendone l'andamento: è lecito infatti assumere che, per effetto dello scambio di calore con l'acqua stessa, anche il fondo cambi di temperatura, anche se con un'inerzia maggiore rispetto a T_s . Non è oltretutto da escludere che il fondo stesso, considerate le ridotte profondità in Laguna, possa essere direttamente influenzato dalla radiazione solare incidente.

Si è deciso pertanto di calcolare la T_{sp} come media mobile sui valori misurati della temperatura dell'acqua T_{s0} : in particolare, la temperatura del fondo in un certo istante si assume pari alla media dei valori registrati T_{s0} nelle m ore precedenti. Si ottiene così una stima di T_{sp} che segue l'andamento della temperatura dell'acqua, ma con una variabilità più limitata. Si ipotizza che il fondo presenti un'inerzia molto maggiore a modificare la propria temperatura rispetto all'acqua: si provano quindi diversi valori di m al fine di individuare quello più soddisfacente in base a quanto affermato.

Considerando le indicazioni ottenute dall'analisi dei risultati ricavati in precedenza con la prima versione del modello, nel calcolo si assegna al coefficiente di scambio termico valore $k_1 = 50 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$ e $k_1 = 100 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$.

I risultati ottenuti in riferimento ai tre periodi di tempo in esame sono riportati rispettivamente in figure (3.39), (3.40) e (3.41). Ciascun grafico in figura riporta la T_s stimata dal modello al variare dell'ampiezza m della finestra temporale su cui si esegue la media mobile, confrontata con la temperatura dell'acqua misurata T_{s0} , e l'andamento stimato della temperatura al fondo T_{sp} , sempre per ciascun valore di m ; in particolare m si assume pari a 12, 24 e 48 ore. Il confronto tra le diverse soluzioni va fatto considerando la T_s stimata a partire dal secondo giorno, in quanto nelle precedenti 48 ore non si dispone di un numero sufficiente di valori di T_{s0} per calcolare T_{sp} se si assume $m = 48$ ore.

Come previsto, all'aumentare del numero di ore m su cui si esegue la media mobile si riduce

la variabilità della temperatura del fondo stimata T_{sp} . In particolare si osserva che assumendo $m = 12$ ore, l'andamento ottenuto di T_{sp} è caratterizzato da una variabilità troppo elevata rispetto alle ipotesi fatte in precedenza, per cui l'inerzia del fondo a modificare la propria temperatura deve essere molto maggiore rispetto a quella dell'acqua.

Calcolando invece T_{sp} come media mobile dei valori di T_{s0} misurati nelle $m = 24$ e $m = 48$ ore precedenti l'istante considerato si ottiene un andamento caratterizzato da una variabilità molto ridotta, che coglie la tendenza sovragiornaliera della temperatura dell'acqua ad aumentare o diminuire ma non le variazioni subgiornaliere della stessa; è appunto questo il risultato che si desidera ottenere nella stima della temperatura al fondo.

I valori calcolati di T_s sono molto soddisfacenti, indipendentemente dal valore assegnato a m : la differenza rispetto alle misure dirette della temperatura dell'acqua non è in genere superiore a $1^\circ C$, e il *trend* di crescita o diminuzione è interpretato molto bene dal modello. Analizzando con particolare attenzione si osserva un miglioramento dei valori calcolati, se confrontati con le misure dirette, all'aumentare di m ; questo è confortante in quanto dimostra che l'ipotesi fatta circa l'andamento della T_{sp} consente di ottenere risultati in linea con i dati reali.

Quanto osservato vale se si considerano le stazioni *Venezia-1* e *Venezia-2*. I risultati relativi alla stazione *Venezia-3* mostrano infatti uno scostamento maggiore rispetto a quelli misurati presso la stazione stessa: come osservato in precedenza, questa è però una stazione che presenta un comportamento particolare, che si differenzia molto rispetto alle precedenti, in virtù della sua particolare posizione in prossimità della bocca di porto di Malamocco; non c'è quindi da stupirsi se i risultati ad essa relativi siano meno soddisfacenti.

Individuare quale sia tra i due considerati il valore del coefficiente di scambio termico k_1 che garantisce la migliore correlazione tra dati calcolati e misurati non è facile, in quanto le differenze sono ridotte: sembra però che utilizzando $k_1 = 100 W/(m^2K)$ i risultati ottenuti siano leggermente migliori.

3. MODELLO PUNTUALE

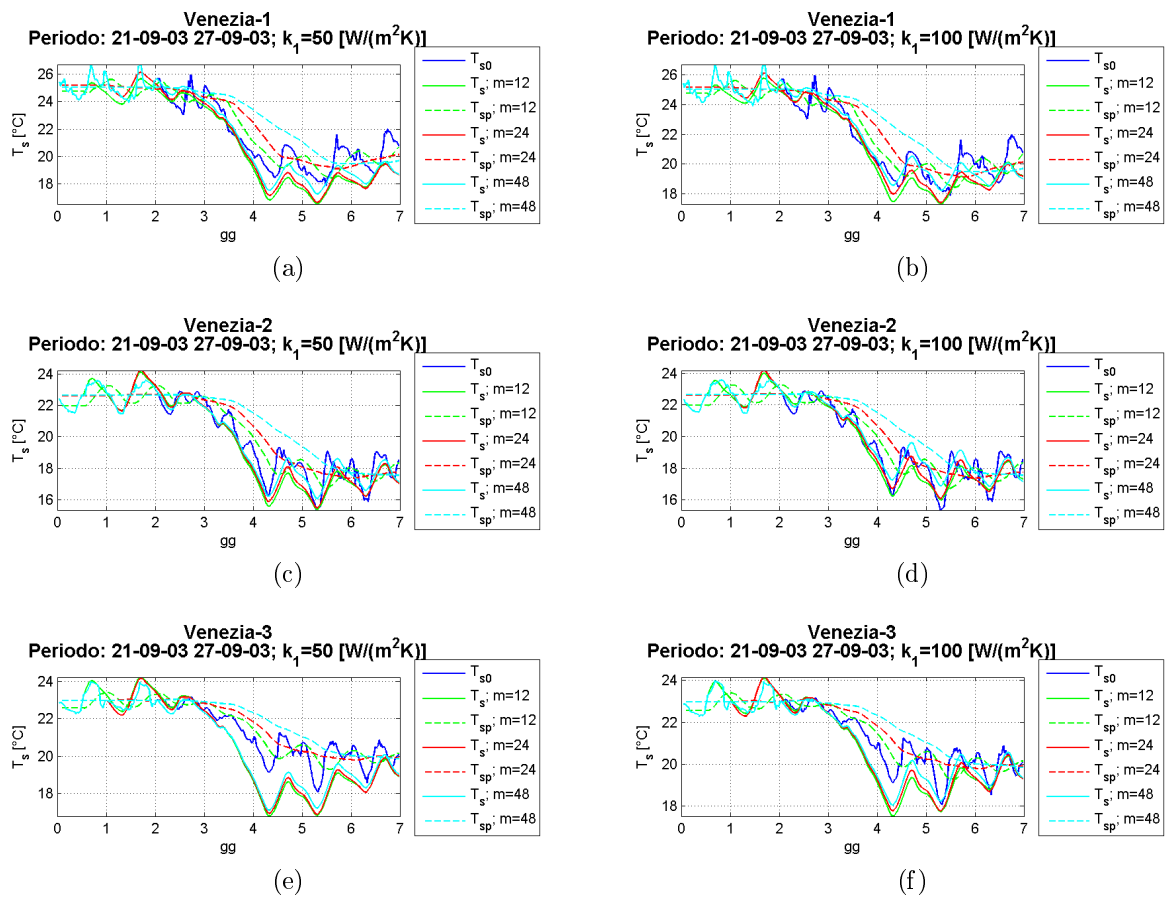


Figura 3.39: T_s calcolata in funzione del numero di ore m su cui si esegue la media mobile per il calcolo di T_{sp} nel periodo 21-09-03 27-09-03.

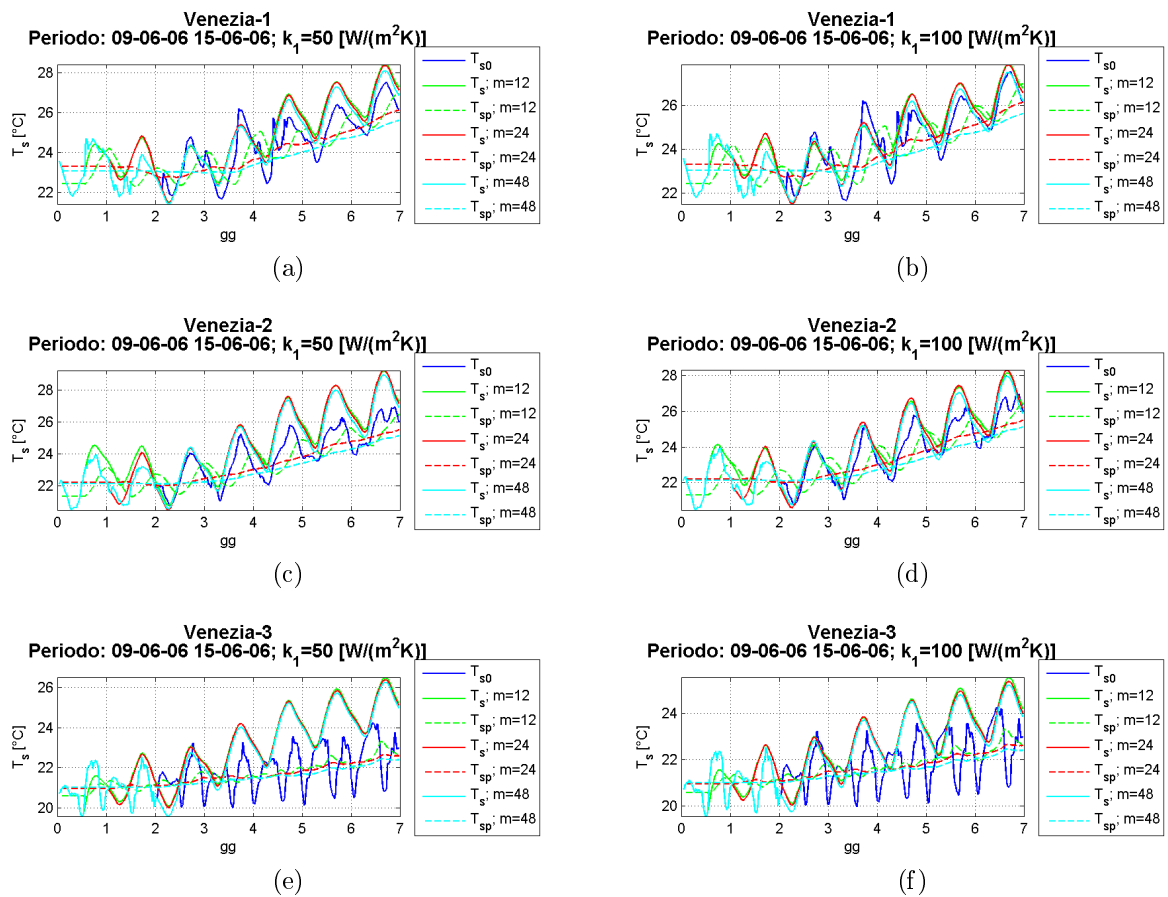


Figura 3.40: T_s calcolata in funzione del numero di ore m su cui si esegue la media mobile per il calcolo di T_{sp} nel periodo 09-06-06 15-06-06.

3. MODELLO PUNTUALE

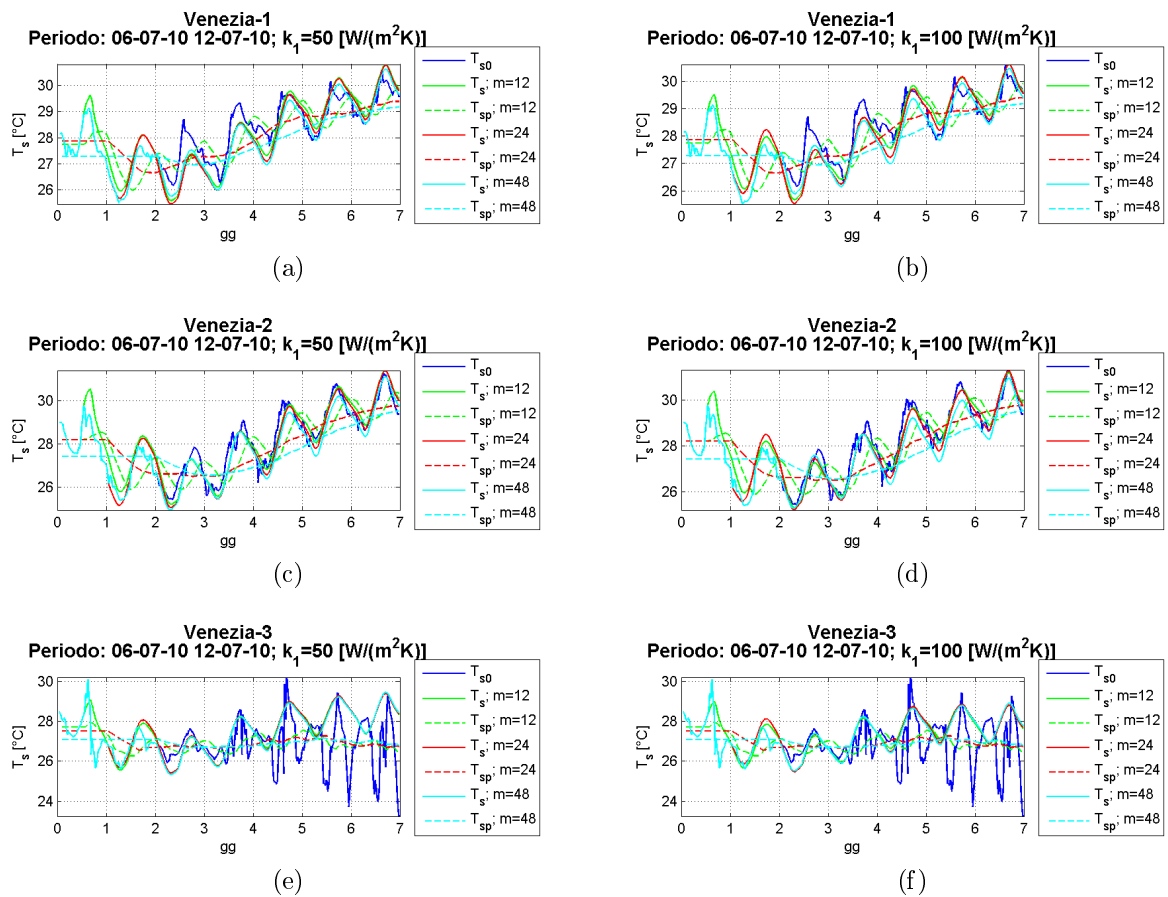


Figura 3.41: T_s calcolata in funzione del numero di ore m su cui si esegue la media mobile per il calcolo di T_{sp} nel periodo 06-07-10 12-07-10.

3.2.5 Risultati: modello (C)

La terza versione del modello puntuale in laguna è praticamente la stessa presentata al paragrafo precedente, con la differenza che la media mobile per il calcolo della temperatura al fondo T_{sp} si esegue sui valori T_s di temperatura dell'acqua calcolati dal modello.

L'obbiettivo è quello di rendere il modello "autonomo", di eliminare quindi la necessità di conoscere i dati misurati relativi alla temperatura dell'acqua, essendo questa la variabile che si desidera stimare attraverso il modello stesso.

I risultati ottenuti per i tre periodi considerati sono riportati in figura (3.42), (3.43) e (3.44); ciascun grafico confronta l'andamento misurato nel tempo della temperatura dell'acqua T_{s0} con quello calcolato T_s dal modello con tre diverse ampiezze della finestra temporale precedente l'istante in cui si calcola T_{sp} su cui si esegue la media mobile. Per ciascun periodo si riportano i risultati ottenuti con due diversi valori del coefficiente di scambio termico k_1 , 50 e 100 $W/(m^2K)$, che in precedenza fornivano i risultati migliori; non si riportano invece i risultati relativi alla stazione *Venezia-3*, la quale si è osservato essere un caso particolare e quindi poco rappresentativo dell'affidabilità del modello.

I grafici mostrano che i risultati ottenuti sono molto soddisfacenti: a differenza di quanto osservato al paragrafo precedente, la variazione di m in questo caso gioca un ruolo importante non solo sulla stima della temperatura al fondo ma anche su quella della temperatura dell'acqua; il miglior accordo tra valori calcolati T_s e misurati T_{s0} si ottiene con $m = 48$ ore, ad esclusione del periodo relativo di settembre 2010 durante il quale comunque si notano le minori differenze tra le curve ottenute al variare di m .

Anche in questo caso è difficile individuare il valore di k_1 con cui si determinano i risultati migliori: il range individuato per il coefficiente di scambio termico è quindi corretto, e il valore da assegnare a tale parametro è probabilmente più vicino a 100 $W/(m^2K)$.

3. MODELLO PUNTUALE

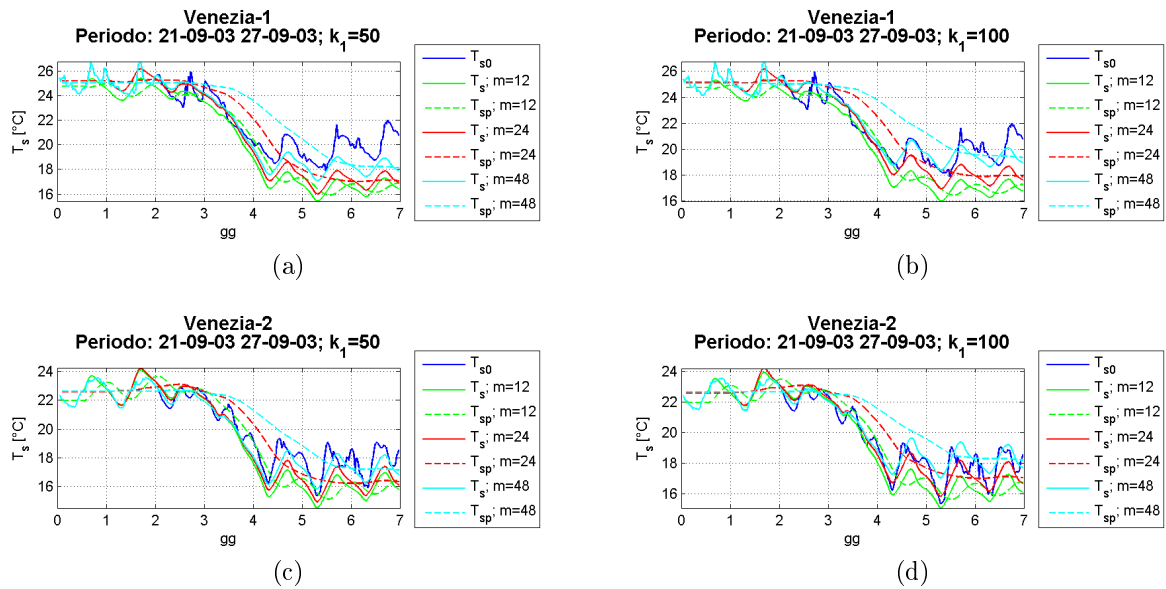


Figura 3.42: T_s calcolata in funzione del numero di ore m su cui si esegue la media mobile per il calcolo di T_{sp} nel periodo 21-09-03 27-09-03.

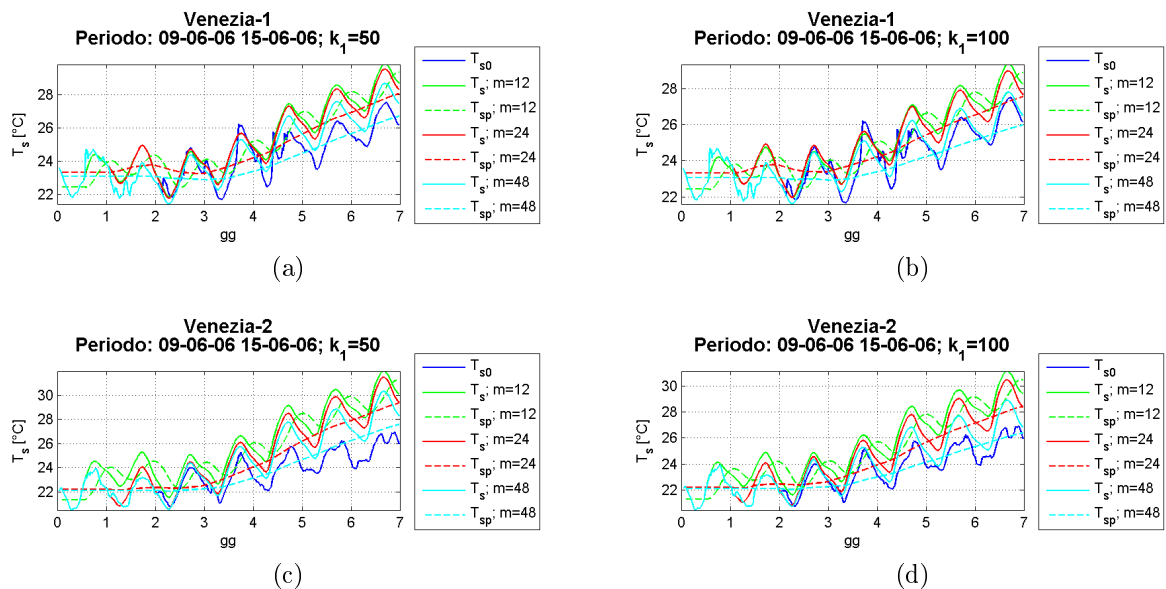


Figura 3.43: T_s calcolata in funzione del numero di ore m su cui si esegue la media mobile per il calcolo di T_{sp} nel periodo 09-06-06 15-06-06.

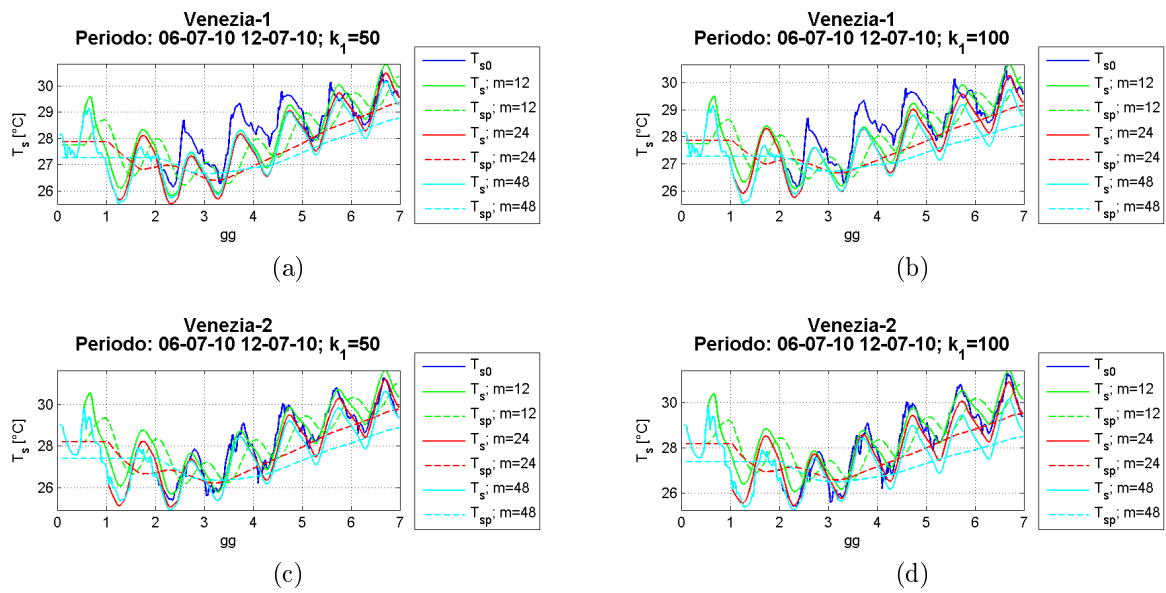


Figura 3.44: T_s calcolata in funzione del numero di ore m su cui si esegue la media mobile per il calcolo di T_{sp} nel periodo 06-07-10 12-07-10.

3.2.6 Risultati: confronto i diversi modelli

I risultati ottenuti con le diverse versioni proposte del modello puntuale in Laguna sono confrontati nei grafici in figura (3.45), (3.46) e (3.47).

Ciascun grafico confronta i valori calcolati dal modello con ciascuna delle tre soluzioni proposte per la stima della temperatura del fondo T_{sp} e i dati registrati T_{s0} presso la stazione di misura considerata; si riportano i risultati delle simulazioni eseguite con $k_1 = 100 W/(m^2K)$. Per i modelli (B) e (C) si considerano i valori ottenuti calcolando la temperatura al fondo come media mobile su una finestra temporale precedente l'istante considerato di ampiezza $m = 24$ e $m = 48$ ore: in genere per le osservazioni precedenti sarebbe preferibile assumere $m = 48$ ore, ma così facendo la stima di T_s con i modelli (B) e (C) parte dal secondo giorno, riducendo quindi l'ampiezza dell'intervallo di tempo su cui si esegue il confronto con il modello (A); si è deciso quindi di riportare anche i risultati ottenuti con $m = 24$ ore al fine di poter aumentare il numero di giorni su cui confrontare i modelli, pur sapendo che in questo caso i risultati forniti dal modello (C) sono meno molto soddisfacenti.

Tutti i grafici, ma soprattutto quelli in figura (3.45) relativi al periodo 21-09-03 27-09-03, evidenziano come la scelta di stimare la temperatura del fondo T_{sp} come media della temperatura dell'acqua misurata (modello (B)) nelle m ore precedenti permetta di ottenere risultati molto più soddisfacenti piuttosto che stimando la T_{sp} come media della temperatura misurata dell'acqua su tutto il periodo (modello (A)): con questa soluzione infatti la temperatura stimata dell'acqua T_s riesce a cogliere in modo migliore il trend di crescita o riduzione evidenziato dai dati misurati della stessa temperatura.

Anche i risultati ottenuti stimando T_{sp} come media mobile sui valori calcolati dal modello nelle m ore precedenti l'istante considerato fornisce risultati migliori rispetto a quelli ottenuti con il modello (A): ciò dimostra che questa soluzione potrebbe essere quella da sviluppare in seguito nel modello 2D una volta affinato il calcolo dei diversi contributi allo scambio di calore netto che interessa la colonna d'acqua. Tale scelta, infatti, ha il notevole vantaggio di rendere il modello indipendente dalle misure di temperatura dell'acqua e poterlo così usare a scopi predittivi.

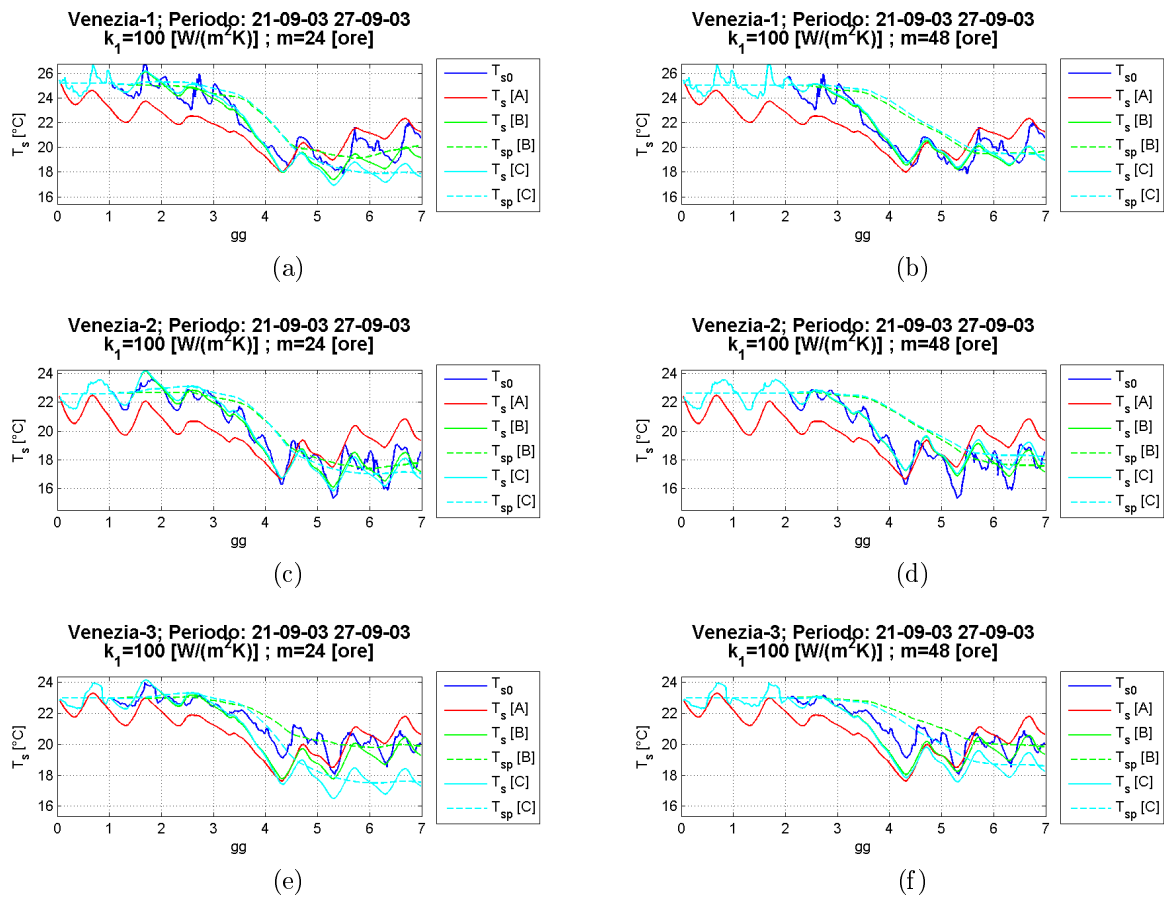


Figura 3.45: confronto la temperatura stimata dal modello nel periodo 21-09-03 27-09-03 con le diverse versioni del modello puntuale.

3. MODELLO PUNTUALE

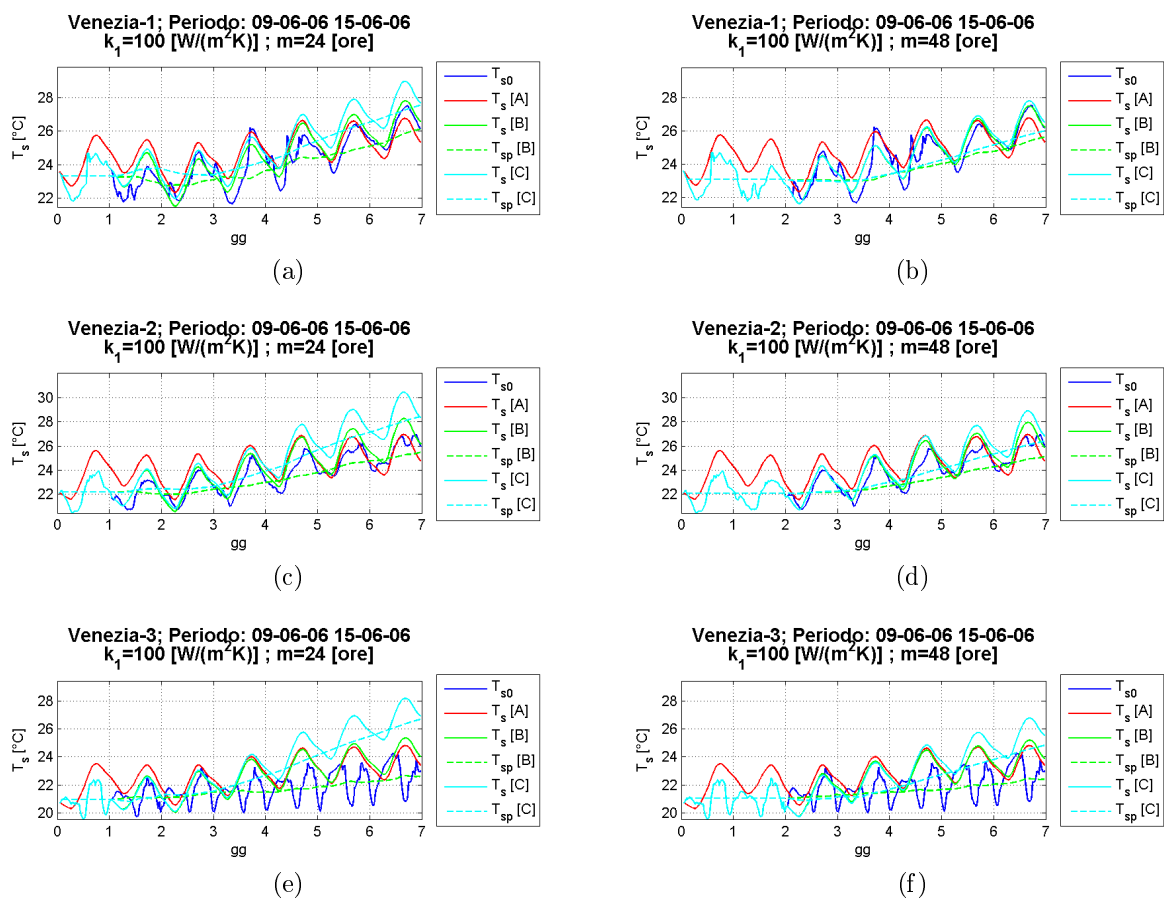


Figura 3.46: confronto la temperatura stimata dal modello nel periodo 09-06-06 15-06-06 con le diverse versioni del modello puntuale.

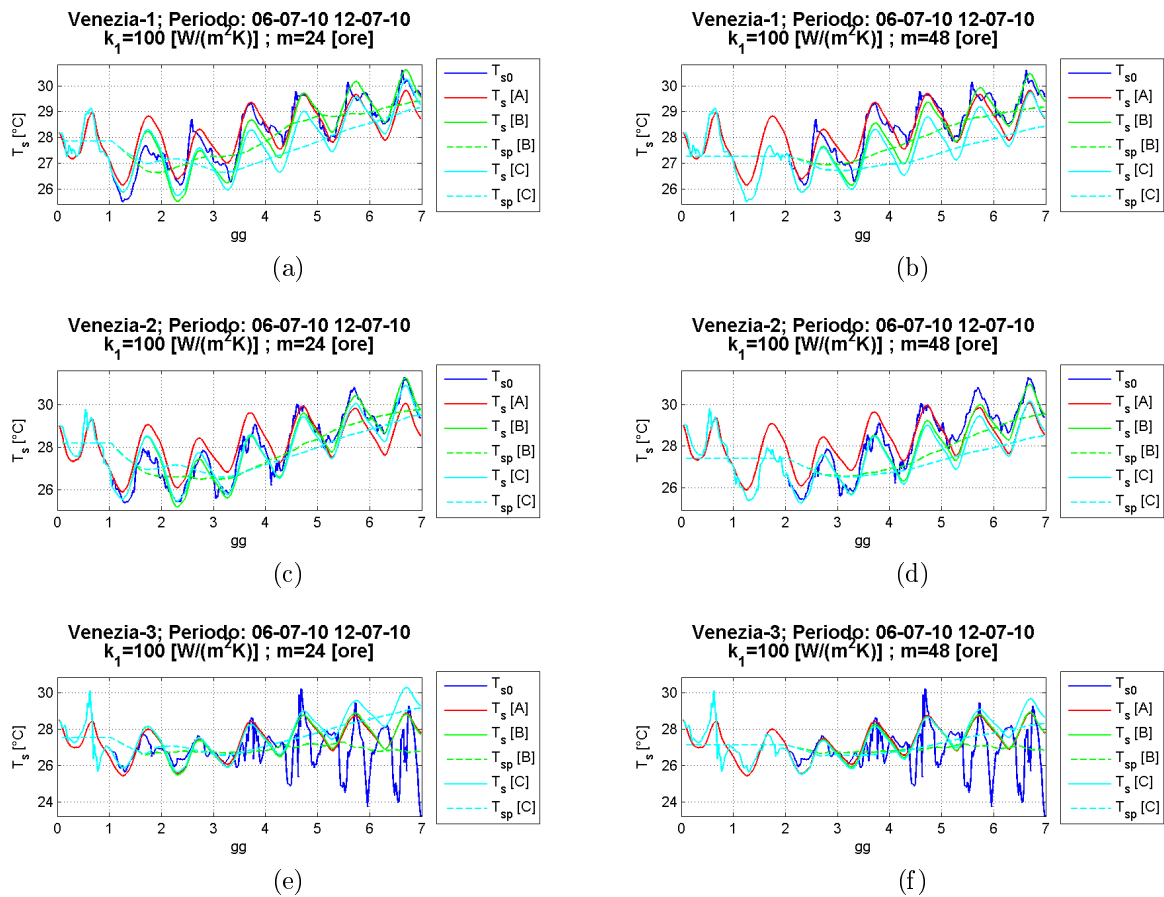


Figura 3.47: confronto la temperatura stimata dal modello nel periodo 06-07-10 12-07-10 con le diverse versioni del modello puntuale

3.2.7 Osservazioni conclusive sul modello puntuale

L'analisi dei risultati ottenuti nei paragrafi precedenti permette di trarre alcune conclusioni utili per l'implementazione del modello che descrive la dinamica della temperatura in laguna.

Dal confronto tra le misure di temperatura dell'acqua T_{s0} e i valori calcolati attraverso il modello T_s assegnando diversi valori al coefficiente di scambio termico con il fondo k_1 si verifica che i risultati migliori si ottengono per: $50 \leq k_1 \leq 100 \text{ W}/(m^2K)$; in questo modo si ottiene la migliore correlazione tra dati misurati e risultati forniti dal modello.

La stima della temperatura del fondo T_{sp} come media della temperatura misurata nell'intero periodo in esame risulta inadeguata; decisamente migliore è la soluzione che prevede la stima di T_{sp} come media mobile dei valori misurati della temperatura T_{s0} nelle 24 o meglio ancora 48 ore precedenti l'istante considerato. In questo modo si ottiene una sovrapposizione tra curva dei valori misurati T_{s0} e calcolati dal modello T_s decisamente soddisfacente in corrispondenza di tutte le stazioni di misura della temperatura dell'acqua prese in considerazione, ad esclusione della stazione *Venezia-3* che rappresenta un caso particolare in virtù della sua posizione; l'andamento stimato della temperatura del fondo è anch'esso accettabile dal punto di vista teorico, in quanto segue il trend caratteristico della temperatura dell'acqua ma con una variabilità decisamente inferiore, in accordo con l'ipotesi che l'inerzia opposta al fondo alla variazione termica notevolmente superiore a quella dell'acqua. lo stesso non si può dire di quanto ottenuto calcolando la media mobile su una finestra temporale precedente l'istante considerato di ampiezza pari a 6 ore: in questo caso infatti, i valori calcolati di T_s risultano ancora soddisfacenti, ma la T_{sp} stimata mostra una variabilità eccessiva.

Anche i risultati ottenuti stimando T_{sp} come media mobile dei valori calcolati dal modello, e non misurati, nelle 24 o 48 ore precedenti sono soddisfacenti: si può quindi ipotizzare che affinando la stima degli scambi di calore all'interfaccia aria-acqua, adattando le formule utilizzate al particolare caso dell'ambiente lagunare, questa soluzione possa essere quella definitiva, permettendo di svincolare il modello dalla preliminare conoscenza dei valori di temperatura dell'acqua e consentendo così la sua applicazione a scopo previsionale.

I risultati forniti dal modello utilizzando, a parità di altri parametri, i dati relativi alla velocità del vento registrati presso le due stazioni in corrispondenza delle quali sono disponibili misure di tale grandezza differiscono in modo rilevante in numerosi intervalli di tempo: il vento è quindi un parametro fondamentale nella stima della temperatura dell'acqua e influisce in particolare sui flussi di calore legati alla convezione e all'evaporazione. Assumendo un vento costante su tutta la laguna si rischia quindi di commettere un errore importante

nella stima di T_s ; è dunque fondamentale disporre di un modello bidimensionale in grado di ricostruire la distribuzione nello spazio della velocità del vento V in base alle misure eseguite in corrispondenza di alcune posizioni specifiche.

La copertura nuvolosa, che influisce sulla radiazione emessa dall'atmosfera, è un parametro di cui è difficile reperire dati storici. Si verifica però che l'effetto sul calcolo della temperatura dell'acqua legato ad un errore, anche rilevante, nella stima di tale grandezza è trascurabile: assegnando quindi un valore plausibile alla nuvolosità e assumendolo costante nell'intero periodo in esame si commette un errore trascurabile nella stima di T_s .

La scelta della formula con cui descrivere la scabrezza della superficie libera z_0 tra le due presentate nei capitoli precedenti non influisce in modo rilevante sulla stima della temperatura dell'acqua, se non in caso di vento molto intenso. Entrambe le espressioni sono però applicabili a rigore in ambienti molto diversi da quello lagunare, soprattutto in termini di profondità del fondale: nello sviluppo futuro dello studio della dinamica della temperatura in un bacino lagunare potrebbe essere consigliabile approfondire il tema della caratterizzazione della scabrezza della superficie libera, cercando di individuare una formula specifica per il particolare ambiente di interesse.

Capitolo 4

Modello Bidimensionale

I risultati descritti nel capitolo precedente e ottenuti con il modello puntuale forniscono indicazioni importanti per raggiungere l'obiettivo finale del lavoro di tesi, cioè l'integrazione del modello morfodinamico bidimensionale della laguna di Venezia concepito e sviluppato dai ricercatori del Dipartimento ICEA dell'Università di Padova attraverso l'implementazione di un **modulo dell'evoluzione della temperatura**.

Con l'aggiunta di questo modulo, il modello, che già permette di simulare l'idrodinamica, il moto ondoso, il trasporto solido e l'evoluzione del fondo, sarà in grado di determinare anche la dinamica della temperatura nel bacino lagunare, determinandone l'evoluzione sia temporale che spaziale, in funzione delle forzanti assegnate come dati di input.

Le formule utilizzate per determinare i flussi di calore all'interfaccia aria-acqua e acqua-fondale sono quelle descritte al paragrafo 1.2.1 e implementate nel capitolo precedente per lo sviluppo del modello a scala puntuale dello scambio termico relativo all'unità di superficie del bacino lagunare.

4.1 Descrizione del Modello di Temperatura

Il modello bidimensionale della Laguna calcola le diverse quantità di interesse appoggiandosi ad una griglia a maglie triangolari, sufficientemente estesa da coprire tutta la superficie della Laguna stessa e un'ampia porzione di mare ad essa antistante.

Questa griglia è comune a tutti i moduli di cui è costituito il modello, così da facilitare lo scambio di informazioni calcolate da ciascuno di essi e favorirne l'accoppiamento.

Il modulo di evoluzione della temperatura risolve l'equazione bidimensionale (1.20) riportata al paragrafo 1.2.

Per essere implementata nel modello numerico, l'equazione (1.20) viene discretizzata come segue, ed esplicitata in funzione del valore aggiornato della temperatura stessa:

$$T(t + \Delta t) = T(t) + \Delta t \sum_{j=1}^{N_e} \left(\frac{F_{T,j}(t)}{\frac{A_j}{3} Y_j} - \eta_j \frac{H_{N,j}(t)}{C_j} \right) \quad [^{\circ}C], \quad (4.1)$$

dove:

- Δt : timestep di calcolo;
- $T(t)$: temperatura nodale all'istante di calcolo precedente (già calcolata);
- $T(t + \Delta t)$: temperatura all'istante di calcolo corrente;
- j : pedice che identifica l'elemento della griglia di calcolo considerato;
- N_e : numero di elementi che hanno come vertice il nodo considerato;
- $F_{Tj}(t)$: flusso di calore orizzontale (comprende sia la componente convettiva che dispersiva);
- A_j : superficie del j-esimo elemento;
- Y_j : livello in corrispondenza della maglia considerata;
- η_j : frazione di superficie bagnata dell'elemento;
- H_{Nj} : flusso di calore verticale netto;
- C_j : capacità termica riferita all'j-esimo elemento all'istante corrente.

I flussi orizzontale e verticale sono valutati all'istante precedente in quanto i valori di temperatura da cui dipendono non sono noti all'istante corrente; sono noti invece i risultati l'idrodinamica (portate e livelli) e le caratteristiche del moto ondoso, già calcolati dai moduli corrispondenti. La capacità termica C_j riferita all'elemento in esame si calcola con la formula (3.2).

In altre parole, nello schema di calcolo sia gli scambi termici verticali sia i flussi orizzontali (convettivo e dispersivo) sono calcolati sul singolo elemento di calcolo triangolare e assemblati a livello nodale.

I **dati di input** richiesti come forzanti da fornire al modello al fine di eseguire la simulazione, relativi a tutta la durata del periodo considerato, sono:

- il *livello di marea* h ;
- la *velocità del vento* V ;
- la *direzione del vento* D ;
- la *radiazione solare* R_{sw} ;
- la *temperatura dell'aria* T_a ;
- l'*umidità relativa* U_r ;
- la *pressione atmosferica* p ;
- la *temperatura del fondo* T_{sp} ;
- la *nuvolosità* (frazione di cielo coperto) N .

Il **livello di marea** fornito al modello è quello misurato presso la piattaforma del CNR, di cui si è già parlato al paragrafo (3.1.1), collocata al largo della Laguna. Tale forzante è imposta ai nodi che costituiscono il limite del dominio lato mare.

Le misure di **velocità del vento** utilizzate come forzanti sono quelle registrate presso le stazioni di *Chioggia Diga Sud* e delle *Saline*.

In base alle misure disponibili in questi due posizioni, il *modulo del vento* permette di ricostruire la distribuzione spaziale del vento, sia in termini di intensità che di direzione, su tutta la superficie della Laguna (come descritto al paragrafo 1.1). In particolare, sulla base di precedenti analisi condotte sul campo di vento in Laguna, si considerano rappresentative della zona centro-meridionale della Laguna stessa le misure di Chioggia, mentre quelle delle Saline caratterizzano il vento che insiste sulla porzione settentrionale.

Radiazione solare, temperatura dell'acqua, umidità specifica e nuvolosità si assumono variabili nel tempo ma distribuite uniformemente su tutto il dominio di calcolo in ogni istante; i valori registrati presso una singola stazione di misura si considerano quindi rappresentativi di tutta l'area lagunare. Questa assunzione appare plausibile in base alle osservazioni fatte al paragrafo (3.2.1), dove si è osservato che i valori misurati presso le diverse stazioni differiscono in modo limitato e seguono un andamento molto simile.

La **pressione atmosferica** si assume costante sia nel tempo che nello spazio e pari alla

media dei valori registrati nell'intero periodo considerato: le variazioni di questa grandezza sono infatti limitate, e soprattutto l'effetto sulle componenti di scambio termico che influenzano l'evoluzione della temperatura dell'acqua superficiale in Laguna è del tutto trascurabile (come si è osservato attraverso l'analisi di sensibilità discussa al capitolo (2)).

Non avendo a disposizione misure dirette della **temperatura del fondo**, questa viene stimata in base alla temperatura dell'acqua misurata dalle sonde multiparametriche presenti in laguna, come già fatto in precedenza con il modello puntuale.

In particolare vengono proposte e confrontate due diverse soluzioni per la stima di T_{sp} , a cui corrispondono altrettante versioni del modello bidimensionale:

- *I*: la prima soluzione prevede di assegnare alla temperatura del fondo un valore costante sia nel tempo che nello spazio. Note le misure della temperatura dell'acqua in corrispondenza delle dieci sonde multiparametriche disponibili in Laguna, si calcola la media dei valori misurati presso ciascuna di esse durante l'intero periodo in esame; la temperatura del fondo si assume pari alla media dei valori così ottenuti;
- *II*: la seconda soluzione assegna invece al fondo una temperatura costante nel tempo, ma variabile nello spazio. La distribuzione spaziale di T_{sp} è determinata assegnando al fondo in ciascuno dei punti corrispondenti alla posizione di una delle sonde multiparametriche una temperatura pari alla media della temperatura misurata dalla sonda stessa nell'arco dell'intero periodo considerato. In base alla temperatura del fondo assegnata in corrispondenza di queste posizioni e assumendo un certo valore per la temperatura del fondo del mare stimato in base alle registrazioni di temperatura raccolte alla piattaforma CNR, si ricostruisce la distribuzione spaziale della T_{sp} su tutto il dominio considerato.



Figura 4.1: posizioni in cui sono collocate le sonde multiparametriche.

Il modello non calcola i flussi di calore verticali sulle maglie che costituiscono il mare: la temperatura del fondo assegnata ad esse non ha alcuna rilevanza dal punto di vista computazionale.

Infine è necessario **inizializzare la temperatura dell'acqua superficiale** caratteristica di ciascuno dei nodi della griglia all'istante iniziale della simulazione.

A tale scopo si utilizza la stessa procedura descritta per l'assegnazione della temperatura del fondo con la seconda versione del modello: ai punti corrispondenti alle posizioni delle sonde si assegna la temperatura dell'acqua misurata dalla sonda stessa all'istante iniziale del periodo considerato nella simulazione; al mare si assegna invece una temperatura uniforme caratteristica del mare stesso nel periodo in esame secondo le indicazioni fornite dalle piattaforme CNR.

In questo caso, la temperatura assegnata in mare è rilevante ai fini del calcolo, in quanto durante le diverse fasi di marea si ha un flusso alternato in entrata e in uscita dalla Laguna di acqua del mare la cui temperatura influenza la quella in Laguna, soprattutto nelle zone prossime alle bocche di porto.

4.2 Simulazioni

Per verificare la capacità del modello bidimensionale di riprodurre la dinamica della temperatura in Laguna sono state eseguite alcune simulazioni preliminari prendendo in considerazione uno dei periodi già analizzati al capitolo precedente con il modello puntuale.

Il *periodo scelto* per valutare l'efficacia del modulo di evoluzione della temperatura implementato nel modello morfodinamico 2D è quello compreso tra il 06/07/2010 e il 12/07/2010.

L'evoluzione temporale della temperatura dell'acqua calcolata dal modello bidimensionale in corrispondenza delle sonde multiparametriche *Venezia-1*, *Venezia-2* e *Venezia-3* è stata confrontata con le misure dirette della temperatura dell'acqua effettuate in corrispondenza delle sonde stesse e con i valori calcolati utilizzando il modello puntuale nel capitolo precedente.

Con ciascuna versione proposta del modello sono state eseguite diverse simulazioni:

- una prima simulazione si estende su tutto il periodo considerato, partendo però da una condizione idrodinamica statica, in cui le portate, e di conseguenza i flussi orizzontali di calore, sono nulli e il livello è lo stesso in corrispondenza di tutti i nodi. Il modello necessita quindi di qualche ora per portarsi a regime e raggiungere una condizione idrodinamica realistica;
- in una seconda simulazione si sono utilizzati invece i dati di input relativi al primo

giorno di simulazione per "attivare" dal punto di vista idrodinamico la Laguna; la simulazione della dinamica della temperatura inizia quindi il secondo giorno (07/07), a partire però da una condizione idrodinamica realistica;

- ciascuna delle precedenti simulazioni è stata ripetuta associando al coefficiente di scambio termico con il fondo k_1 , unico parametro di calibrazione del modello, due diversi valori. I valori considerati del parametro, in base al range individuato attraverso l'applicazione del modello puntuale, sono: $k_1 = 50$ e $k_1 = 100 \text{ W}/(m^2K)$.

I risultati ottenuti dalle simulazioni sono quindi confrontati tra loro al fine di ricavare utili indicazioni per lo sviluppo del modulo di evoluzione della temperatura.

4.2.1 Dati

I dati di input relativi al periodo oggetto di studio utilizzati come forzanti nelle simulazioni sono riportati in figura (4.2).

In particolare, le misure di temperatura dell'aria T_a , radiazione solare R_{sw} e umidità relativa U_r considerati sono quelli registrati presso la stazione ARPAV di Chioggia.

Come osservato al paragrafo (3.2.1), i valori misurati per ciascuna di queste grandezze in corrispondenza delle stazioni di Chioggia e Cavallino sono molto simili: considerando che le due stazioni occupano posizioni molto diverse, in quanto la prima si trova nella zona Sud mentre la seconda si trova nella zona Nord della Laguna, l'ipotesi di poter assumere costante istante per istante su tutta la superficie della Laguna stessa il valore di ciascuno dei parametri considerati appare ragionevole.

Solo le misure registrate presso la stazione di Venezia differiscono in modo apprezzabile: queste risentono però della posizione della stazione stessa, la quale si trova in un ambiente fortemente antropizzato; i dati ad essa corrispondenti si possono quindi considerare rappresentativi della sola area urbana di Venezia, e quindi poco importanti se si considera la Laguna nella sua interezza.

Per la velocità e la direzione del vento si considerano le misure di entrambe le stazioni disponibili in quanto, come sottolineato in precedenza, a partire da queste due serie temporali di valori il modello è in grado di ricostruire la distribuzione spaziale del vento stesso su tutta la Laguna.

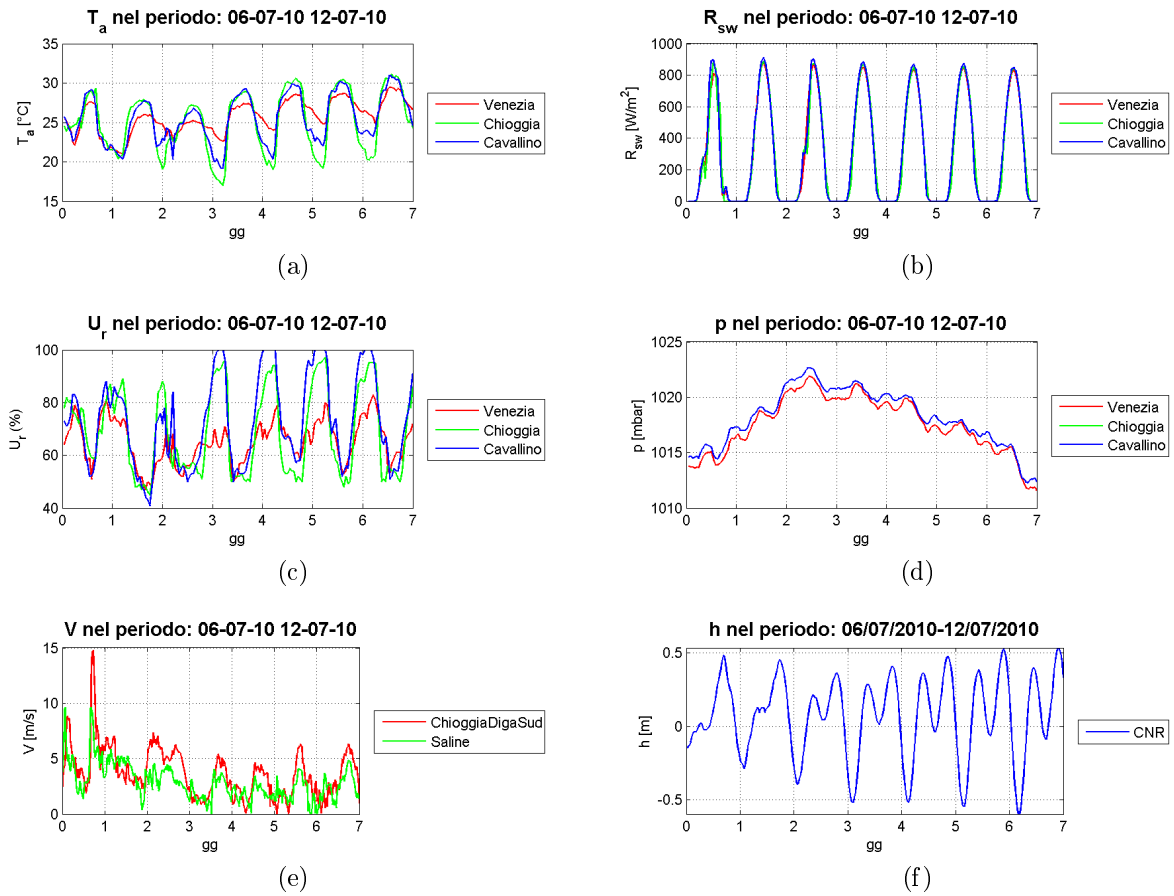


Figura 4.2: dati di input del modello.

Il livello di marea l è quello misurato presso la piattaforma "Acqua Alta" del CNR, collocata in mare di fronte alla Laguna; sulla base delle forzanti meteorologiche e di marea, il modello determina l'idrodinamica lagunare, calcolando le portate e i livelli in corrispondenza di ciascun punto del dominio di calcolo.

La temperatura del fondo T_{sp} viene stimata in base alla temperatura dell'acqua registrata in corrispondenza delle dieci sonde parametriche a disposizione in Laguna. In particolare, in base a quanto già accennato in precedenza, a seconda della versione utilizzata del modello, la temperatura del fondo è:

- I : costante su tutto il dominio e pari a: $T_{sp} \approx 28^\circ C$;
- II : caratterizzata dalla distribuzione spaziale riportata in figura (4.3). Questa distribuzione è stata determinata come descritto in precedenza, assegnando una temperatura del fondo del mare pari a $26^\circ C$, valore che si ritiene plausibile in funzione della tempera-

tura media dell'acqua misurata in Laguna e alla temperatura dell'acqua caratteristica del mare nel periodo considerato.

La temperatura registrata dalle sonde multiparametriche è utilizzata inoltre per inizializzare la temperatura dell'acqua stessa, stimandone la distribuzione spaziale all'istante iniziale di ciascuna simulazione. In relazione alle simulazioni che andranno eseguite, interessa determinare la distribuzione spaziale della temperatura dell'acqua corrispondente agli istanti $t = 0$ ore e $t = 24$ ore dall'inizio del periodo oggetto di studio: la stima ottenuta per ciascuno di questi istanti è riportata rispettivamente in figura (4.4a) e (4.4b).

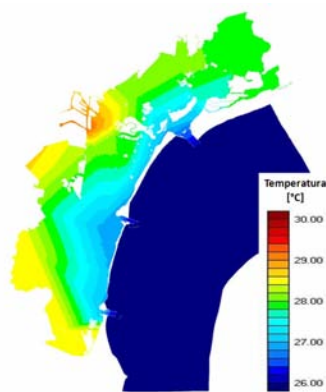


Figura 4.3: distribuzione spaziale stimata della temperatura al fondo con la versione (II) del modello.

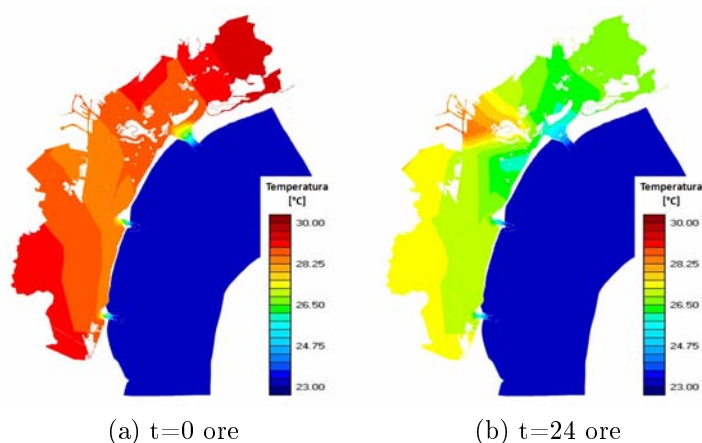


Figura 4.4: distribuzione spaziale della temperatura dell'acqua corrispondente agli istanti iniziali delle simulazioni eseguite.

4.2.2 Risultati: modello (I)

La versione (I) del modello bidimensionale assegna una temperatura al fondo costante nel tempo e nello spazio, pari alla media delle temperature misurate dalle sonde multiparametriche nel periodo oggetto di studio.

In figura (4.5) si riporta la distribuzione spaziale della temperatura dell'acqua stimata in alcuni istanti del secondo giorno del periodo oggetto di analisi attraverso una simulazione il cui istante iniziale coincide con la mezzanotte del primo giorno e che parte da una condizione idrodinamica statica.

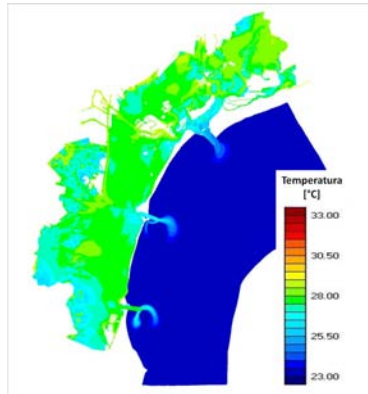
In figura (4.6) si riporta invece la distribuzione spaziale della temperatura stimata negli stessi istanti da una simulazione il cui istante iniziale coincide con la mezzanotte del secondo giorno e parte da una condizione idrodinamica inizializzata; tale condizione è determinata in base ai valori delle forzanti registrati nelle prime 24 ore.

L'istante $t = 24$ ore rappresenta quindi la distribuzione spaziale ottenuta come risultato del calcolo nelle prime 24 ore per la prima simulazione (4.5a), mentre per la seconda coincide con la distribuzione iniziale della temperatura imposta in base ai dati misurati a disposizione (4.6a). La seconda rappresenta quindi una distribuzione della temperatura verosimilmente corretta in quanto basata sui dati misurati.

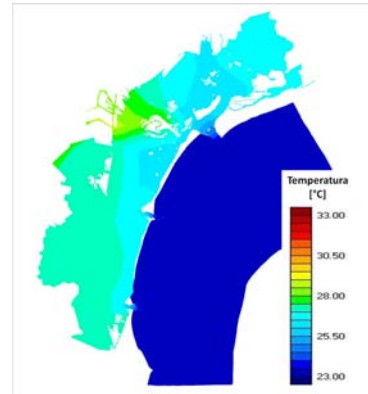
Confrontando queste due distribuzioni si osserva che le differenze sono contenute: questo significa che la distribuzione della temperatura riprodotta dopo 24 ore di simulazione è simile alla distribuzione determinata in base ai dati misurati, dimostrando a distanza di 24 ore il modello perde memoria delle condizioni idrodinamiche iniziali. Era già stato dimostrato che l'idrodinamica perde completamente memoria delle condizioni statiche di partenza dopo due cicli di marea, così si è verificato che nel tempo necessario all'idrodinamica per "attivarsi" la dinamica della temperatura non risente in modo eccessivamente negativo del processo fornendo a distanza di 24 ore valori coerenti con le misure.

Se si considerano le distribuzioni spaziali della temperatura determinate rispettivamente alle ore 6 e 12 del secondo giorno attraverso le due simulazioni, si osserva che queste sono praticamente identiche, a dimostrazione che nel calcolo si è persa completamente memoria delle condizioni iniziali.

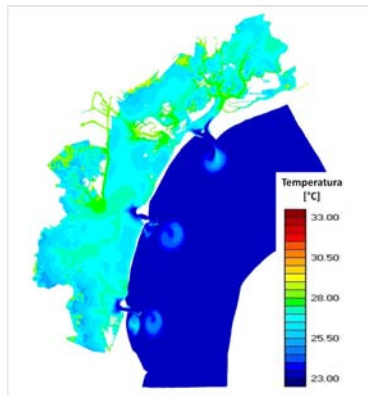
Dopo aver condotto questa analisi volta a stimare l'effetto delle condizioni iniziali dell'idrodinamica sui risultati, nel seguito tutte le simulazioni sono state condotte a partire da una condizioni idrodinamiche inizializzate, in quanto questa è ritenuto la soluzione più corretta da punto di vista teorico.



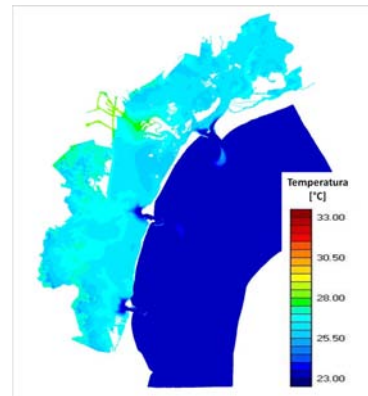
(a) t=24 ore



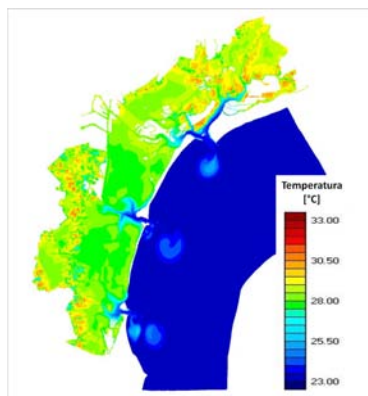
(a) t=24 ore



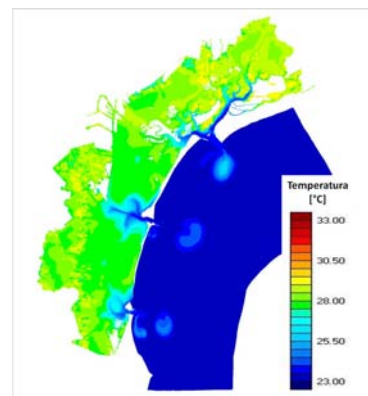
(b) t=30 ore



(b) t=30 ore



(c) t=36 ore



(c) t=36 ore

Figura 4.5: distribuzione spaziale della temperatura calcolata con condizioni idrodinamiche non inizializzate.

Figura 4.6: distribuzione spaziale della temperatura calcolata con condizioni idrodinamiche inizializzare.

4. MODELLO BIDIMENSIONALE

In figura (4.7) si confrontano i valori di temperatura dell'acqua calcolati con la versione (I) del modello in funzione del valore assegnato al coefficiente di scambio termico con il fondo k_1 in corrispondenza delle stazioni *Venezia-1*, *Venezia-2* e *Venezia-3*, le stesse considerate con il modello puntuale; i risultati del calcolo sono inoltre confrontati con le misure dirette della temperatura dell'acqua registrate presso ciascuna stazione, al fine di valutare quale valore di k_1 permetta di ottenere i risultati migliori.

In generale, il modello dimostra, considerando che si tratta ancora di una versione preliminare, di riuscire a descrivere in modo soddisfacente l'evoluzione della temperatura dell'acqua T_s in Laguna: l'andamento della stessa è risultato in sufficiente accordo con le misure in tutte le stazioni esaminate.

I risultati del calcolo con i diversi valori di k_1 sono praticamente gli stessi nei primi giorni, mentre tendono a scostarsi con il procedere della simulazione: in particolare, i valori ottenuti con $k_1 = 50 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$ risultano maggiori rispetto a quelli ottenuti con $k_1 = 100 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$. Il valore del coefficiente di scambio termico che permette di ottenere i risultati migliori con la versione (I) del modello è $k_1 = 100 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$.

Il risultato forse più interessante evidenziato dai grafici riportato riguarda la stazione *Venezia-3* in cui il modello 2D, a differenza del modello puntuale, è in grado di riprodurre i diversi picchi a frequenza subgiornaliera, sinonimo che l'ipotesi fatta in precedenza sull'influenza della marea nel determinare tali picchi è realistica e soprattutto è ben descritta dal modello.

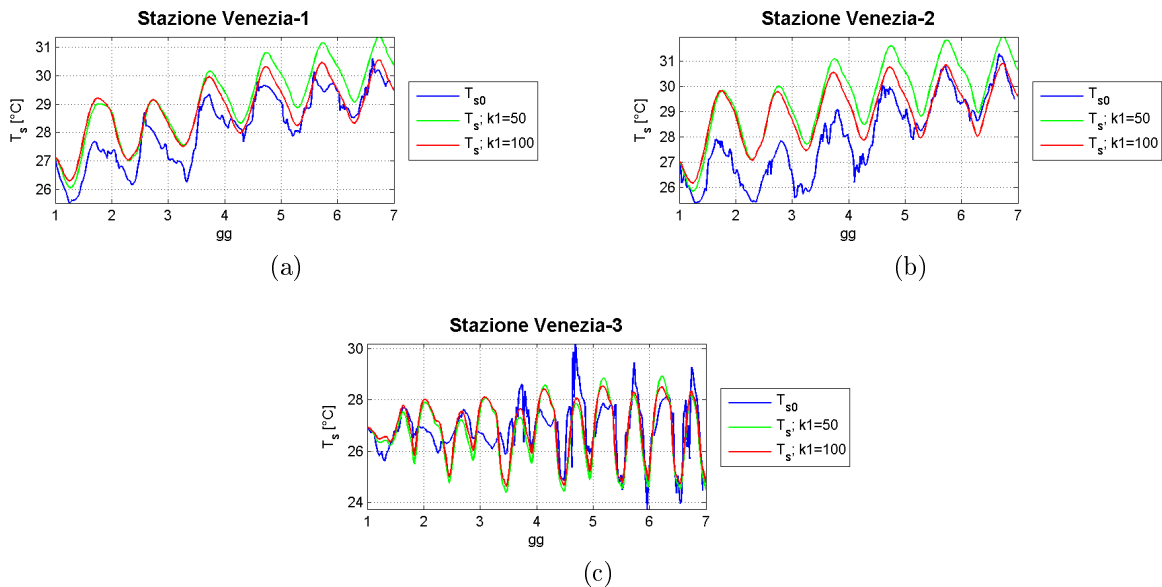


Figura 4.7: temperatura dell'acqua calcolata dal modello (I) in funzione del valore assegnato al coefficiente di scambio termico con il fondo k_1 .

In figure (4.8) e (4.9) si riportano rispettivamente l'andamento temporale del livello di mare

registrato presso la stazione del CNR nel corso del quarto giorno del periodo oggetto di studio (cioè il 09/07) e le distribuzioni spaziali di temperatura stimate dal modello 2D in diversi istanti dello stesso giorno assumendo $k_1 = 100 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$; i punti evidenziati in figura (4.8) corrispondono agli istanti in cui sono riportate le distribuzioni spaziali della temperatura in figura (4.9).

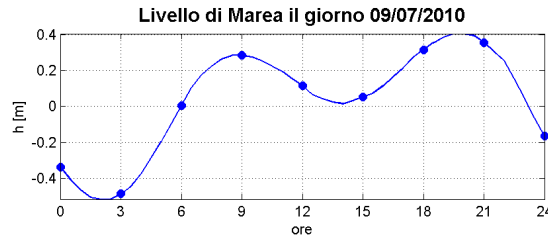


Figura 4.8: andamento temporale del livello di marea il giorno 09/07/2010.

È interessante osservare come la temperatura dell'acqua diminuisca durante la notte per aumentare invece durante le ore centrali del giorno, quando l'irraggiamento solare raggiunge il suo picco, per ridursi nuovamente al calare del sole: come osservato dall'analisi dei risultati forniti dal modello puntuale, il contributo più rilevante al flusso netto di calore all'interfaccia aria-acqua è infatti legato alla radiazione "short-wave" emessa dal sole che raggiunge la superficie libera, la quale è nulla di notte ma raggiunge un picco molto elevato se comparato con gli altri flussi durante le ore centrali del giorno.

Dalle immagini è possibile inoltre valutare l'effetto delle diverse fasi di marea sulla temperatura in Laguna. Si osserva come all'aumentare del livello di marea, ovvero durante la fase di flusso di marea, si registri una riduzione della temperatura in prossimità delle bocche di porto determinata dall'ingresso di acqua più fresca dal mare; al contrario, quando il livello di marea diminuisce, ovvero durante la fase di riflusso, la temperatura alle bocche di porto aumenta in quanto l'acqua più fresca del mare, entrata in Laguna durante la fase precedente di marea, esce e ad essa si sostituisce l'acqua della Laguna caratterizzata da una temperatura maggiore.

È interessante soprattutto osservare che a metà giornata si ha una piccola riduzione del livello di marea, a cui corrisponde una parziale fuoriuscita dell'acqua fresca del mare; successivamente il livello torna a crescere e di conseguenza l'acqua del mare penetra nuovamente in Laguna, determinando un nuovo abbassamento della temperatura dell'acqua in prossimità delle bocche di porto. È questo il fenomeno che determina il diverso comportamento osservato presso la stazione *Venezia-3* rispetto alle stazioni più interne.

Un altro aspetto degno di nota è il ruolo fondamentale svolto dai canali lagunari nell'ingresso dell'acqua del mare in laguna; essi infatti costituiscono una via preferenziale per la penetrazione dell'acqua dal mare in Laguna, consentendo ad essa di raggiungere anche alcune zone lontane dalle bocche, soprattutto nella parte settentrionale.

4. MODELLO BIDIMENSIONALE

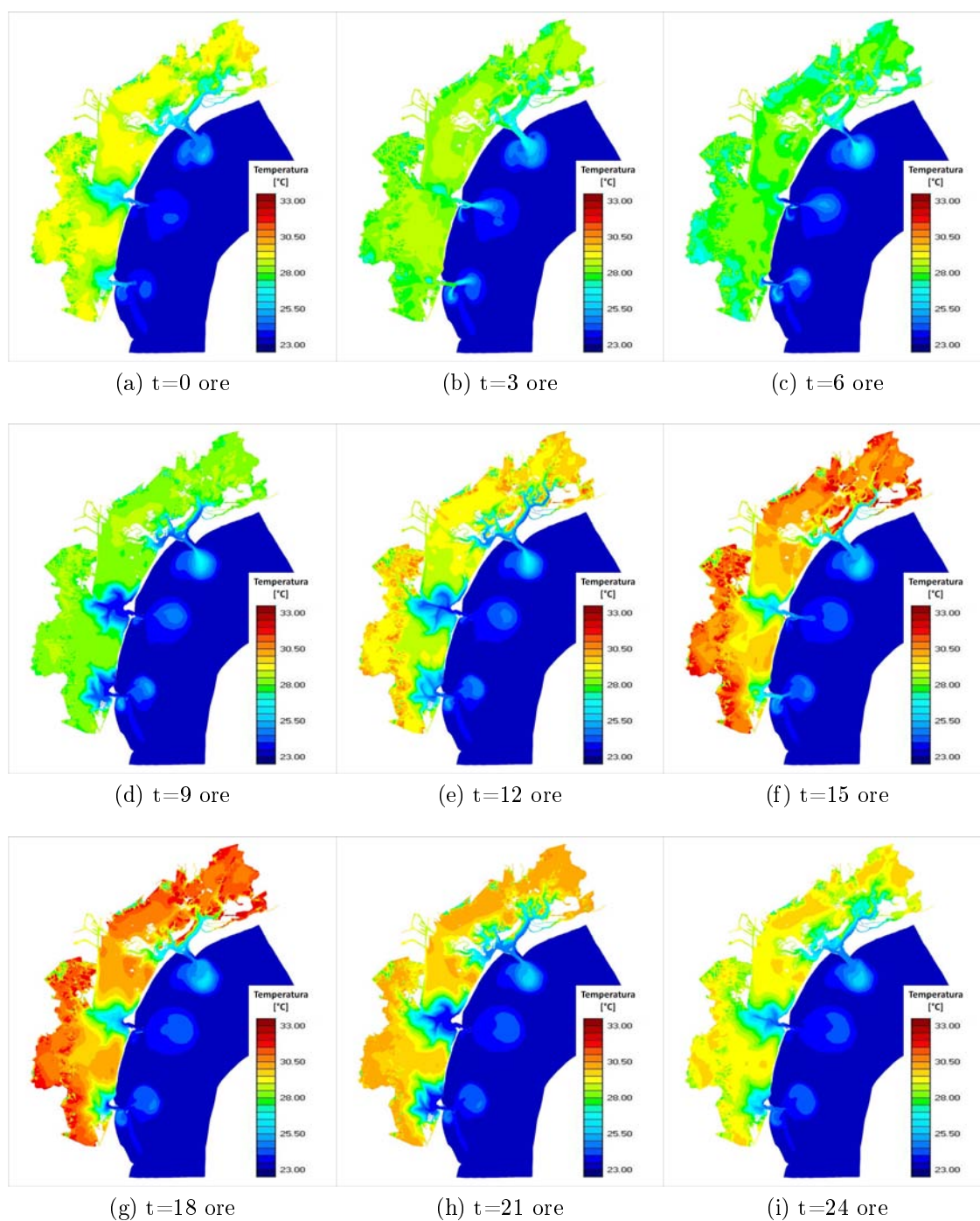


Figura 4.9: distribuzione spaziale della temperatura dell'acqua determinata con il modello (I) in diversi istanti del giorno 09/07/2010.

Si osserva infine che i valori massimi e minimi di temperatura dell'acqua, escludendo le zone che risentono in modo diretto dell'ingresso di acqua dal mare, sono calcolati dal modello in corrispondenza delle aree caratterizzate da profondità limitate: al ridursi della profondità

del fondale, e quindi del tirante d'acqua, si riduce infatti anche l'inerzia opposta dal bacino alla variazione di temperatura; a parità di altre condizioni quindi, in queste zone è maggiore la variazione della temperatura.

I "pennacchi" che si osservano di fronte alle bocche di porto, caratterizzati da una temperatura maggiore rispetto al resto del mare, sono causati dall'uscita dell'acqua dal bacino lagunare nel corso delle varie fasi di marea. In particolare, l'acqua che esce dalla Laguna durante la fase di riflusso della marea viene risucchiata all'interno durante la successiva fase di flusso solo in minima parte, a causa del comportamento asimmetrico delle bocche: a causa della loro forma, stretta e protesa verso il mare, le bocche hanno un effetto "getto" sull'acqua che esce dalla Laguna, la quale viene di conseguenza spinta troppo lontano dalle bocche stesse per essere coinvolta nella successiva fase di flusso.

4.2.3 Risultati: modello (II)

La versione (II) del modello bidimensionale assume una temperatura al fondo costante nel tempo ma variabile nello spazio, in funzione della temperatura media dell'acqua misurata presso ciascuna delle sonde multiparametriche disponibili in Laguna; la distribuzione spaziale della T_{sp} ottenuta è riportata in figura (4.3).

Come nel paragrafo precedente, le immagini in figura (4.10) e (4.11) consentono di valutare gli effetti di una condizione idrodinamica non inizializzata sul calcolo dell'evoluzione spaziale e temporale della temperatura in Laguna.

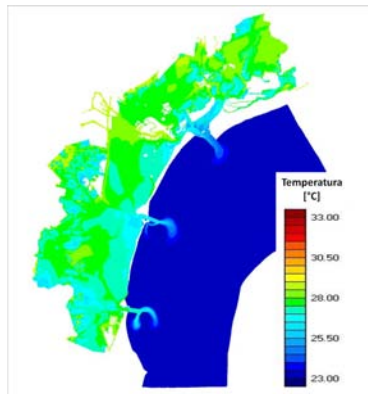
Anche in questo caso si osserva che dopo 24 ore di simulazione il modello ha perso memoria delle condizioni idrodinamiche sbagliate di partenza.

Le differenze tra i risultati delle due diverse simulazioni eseguite con la versione (II) del modello sono se possibile ancora più contenute di quelle osservate precedentemente con la versione (I): già all'istante $t = 24$ ore la distribuzione spaziale stimata a partire da una condizione idrodinamica non inizializzata risulta molto simile alla condizione iniziale imposta per la seconda simulazione basandosi sui dati misurati; le differenze diventano sempre inferiori negli istanti successivi.

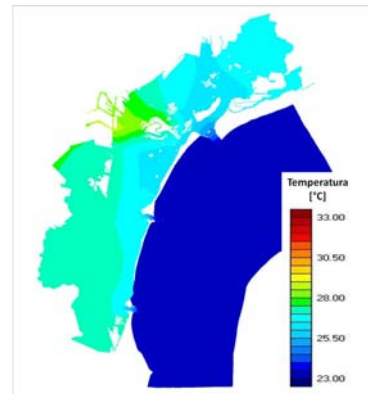
In figura (4.12) sono riportati i grafici in cui si confronta la temperatura dell'acqua calcolata attraverso il modello bidimensionale (II) nei punti corrispondenti alle posizioni delle sonde multiparametriche *Venezia-1*, *Venezia-2* e *Venezia-3* utilizzando due diversi valori del coefficiente di scambio termico con il fondo: $k_1 = 50$ e $k_1 = 100$ $W/(m^2K)$.

Le osservazioni che seguono da tale confronto sono le stesse fatte in precedenza per il modello (I): la stima della temperatura dell'acqua fornita dalle simulazioni è già soddisfacente considerando che il modello è ancora in versione preliminare e necessita di un ulteriore affinamento; la differenza tra la stima ottenuta con i due valori di k_1 è limitata agli ultimi giorni del periodo in esame, e mostra che è preferibile assegnare al coefficiente di scambio con il fondo valore $k_1 = 100$ $W/(m^2K)$.

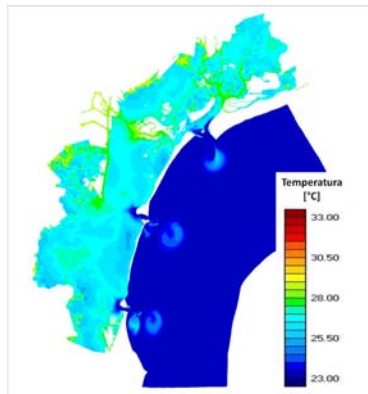
Anche in questo caso è evidente la capacità del modello di riprodurre ancora meglio che nel caso precedente l'andamento della temperatura in corrispondenza della stazione *Venezia-3* con i suoi picchi a frequenza subgiornaliera indotti dallo scambio idrico con il mare.



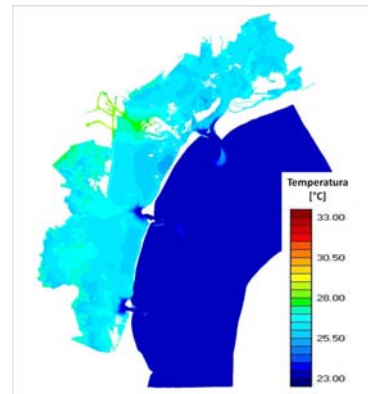
(a) t=24 ore



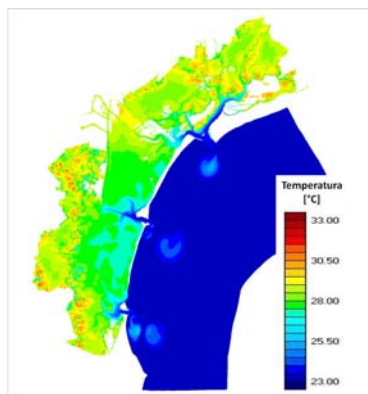
(a) t=24 ore



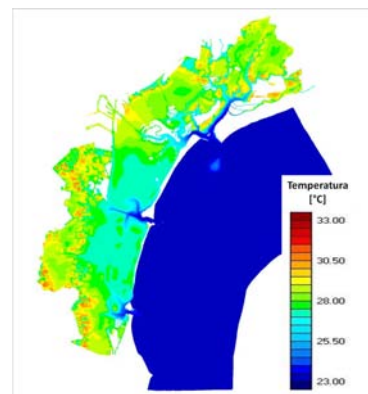
(b) t=30 ore



(b) t=30 ore



(c) t=36 ore



(c) t=36 ore

Figura 4.10: distribuzione spaziale della temperatura calcolata con condizioni idrodinamiche non inizializzate.

Figura 4.11: distribuzione spaziale della temperatura calcolata con condizioni idrodinamiche inizializzare.

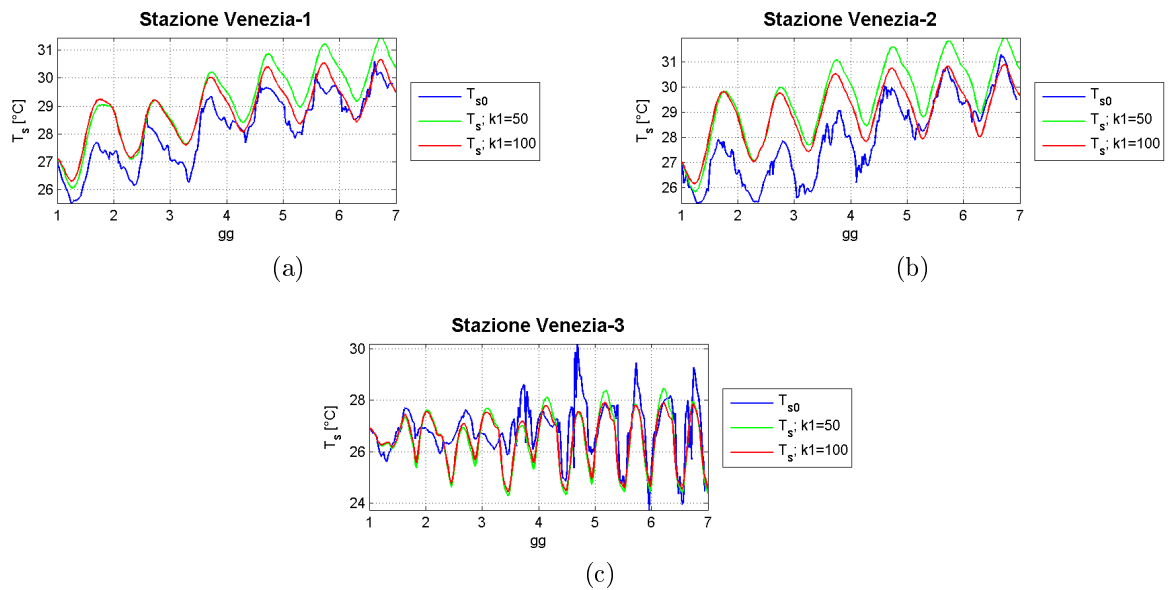


Figura 4.12: temperatura dell'acqua calcolata dal modello (B) in funzione del valore assegnato al coefficiente di scambio termico con il fondo k_1 .

In figura (4.13) si riportano infine le distribuzioni spaziali di temperatura dell'acqua stimate con la versione (II) del modello in corrispondenza degli stessi istanti del quarto giorno del periodo oggetto di studio (quindi il giorno 09/07) considerati in precedenza, sempre assumendo $k_1 = 100 \text{ W}/(m^2 K)$.

Le osservazioni che derivano dalle distribuzioni spaziali stimate nei diversi istanti sono le stesse viste evidenziate in precedenza per la versione (I) del modello.

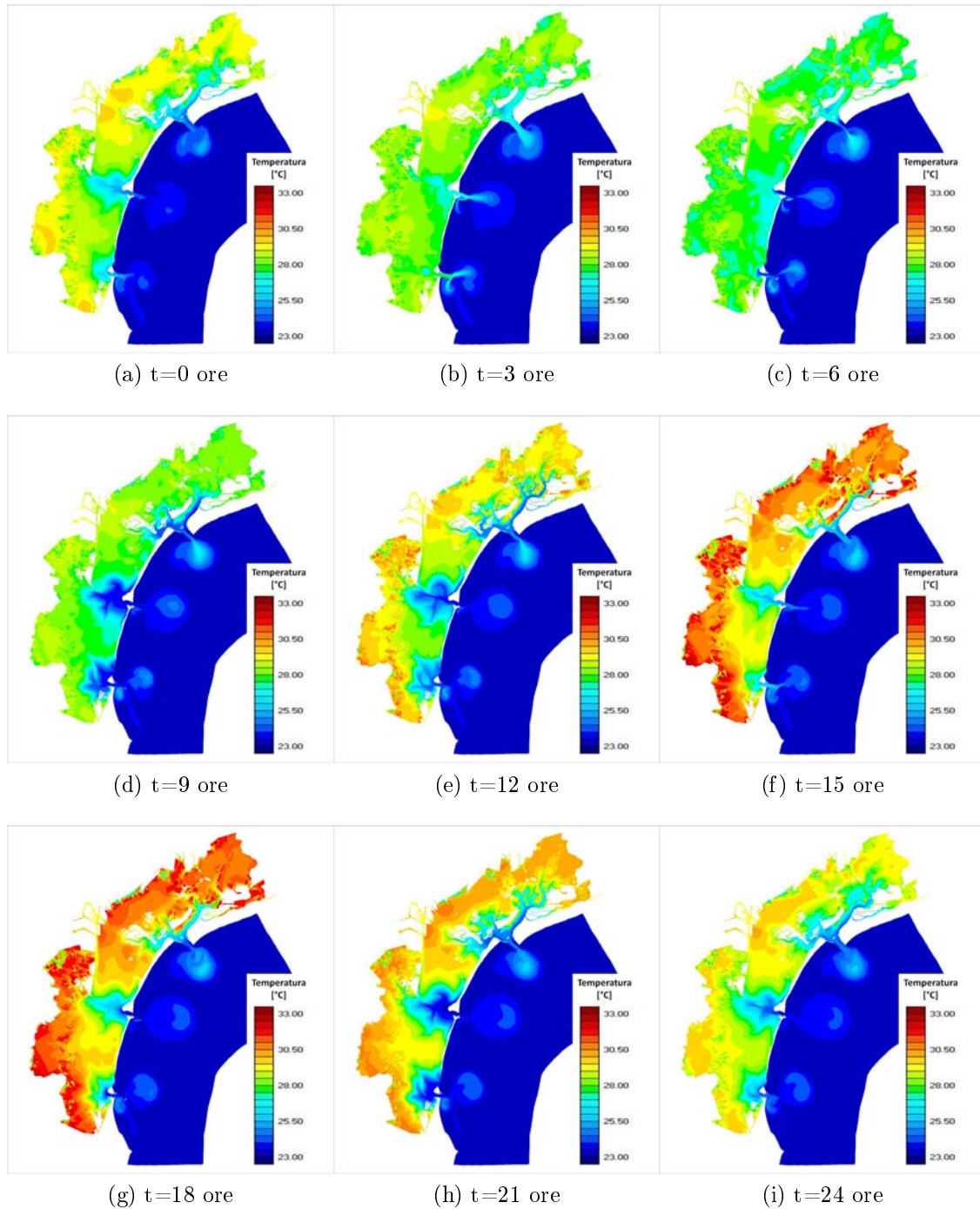


Figura 4.13: distribuzione spaziale della temperatura dell'acqua determinata con il modello (B) in diversi istanti del giorno 09/07/2010.

4.2.4 Risultati: confronto

L'analisi dei risultati ottenuti con le due versioni proposte del modello bidimensionale ha dimostrato che, tra i due valori considerati per il coefficiente k_1 , quello che permette di ottenere una stima migliore dell'evoluzione temporale e spaziale della temperatura in Laguna è $k_1 = 100 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$.

In questo paragrafo si confrontano quindi i risultati forniti dalle due diverse versioni del modello assegnando tale valore al coefficiente di scambio termico con il fondo.

In particolare si analizza con maggiore dettaglio l'evoluzione temporale della temperatura dell'acqua stimata dal modello in corrispondenza delle sonde *Venezia-1*, *Venezia-2* e *Venezia-3*; il confronto viene esteso anche ai risultati forniti in corrispondenza degli stessi punti di misura con il modello puntuale, sempre con $k_1 = 100 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$ e nell'ipotesi di temperatura al fondo costante nell'arco di tutto il periodo considerato (paragrafo 3.2.3). L'evoluzione temporale della T_s determinata con i diversi modelli è riportata in figura (4.14)

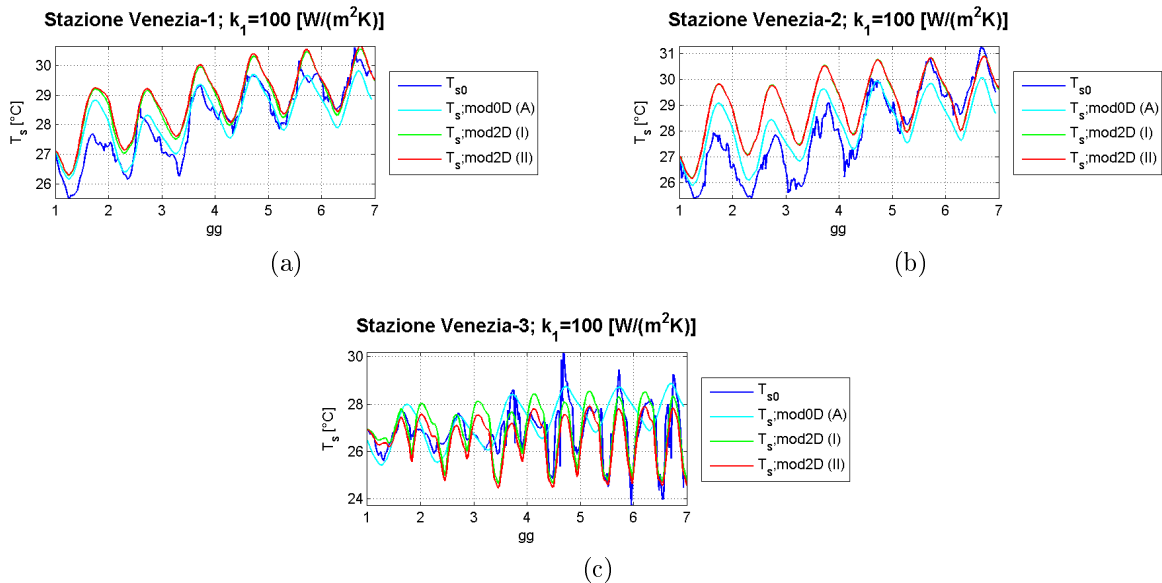


Figura 4.14: confronto dei risultati ottenuti dall'applicazione dei diversi modelli, con coefficiente di scambio termico con il fondo $k_1 = 100 \text{ W}/(\text{m}^2\text{K})$.

I risultati forniti dalle due versioni del modello bidimensionale appaiono praticamente identici considerando le stazioni *Venezia-1* e soprattutto *Venezia-2*: le curve che rappresentano l'evoluzione temporale della temperatura dell'acqua T_s stimata con le due diverse soluzioni adottate per la stima della temperatura al fondo risultano infatti quasi sovrapposte.

Diverso è invece il caso della stazione *Venezia-3*: qui i minimi delle due curve assumono

circa gli stessi valori, mentre i massimi differiscono in modo rilevante in funzione del modello considerato. In particolare i valori calcolati con la versione (II) del modello, con il quale la temperatura al fondo T_{sp} si considera costante nel tempo ma non nello spazio, risultano sempre inferiori a quelli calcolati con il modello (I), che assume invece T_{sp} costante sia nel tempo che nello spazio.

Quanto osservato è dovuto al fatto che il valore assegnato alla temperatura al fondo con il modello (I) è adeguato a descrivere la condizione reale in corrispondenza delle prime due stazioni, ma non della terza: in particolare la temperatura dell'acqua superficiale, e di conseguenza anche quella del fondo avendo assunto che siano in qualche modo correlate, in corrispondenza della stazione *Venezia-3* è mediamente più bassa rispetto a quella misurata in corrispondenza delle altre stazioni a causa della sua posizione che la espone agli effetti legati all'ingresso in laguna di acqua dal mare, più fresca nel periodo dell'anno preso in considerazione nella simulazione.

Questo risultato conferma come sia importante caratterizzare la distribuzione spaziale della temperatura del fondo al fine di descrivere in modo opportuno i processi termici che interessano il bacino lagunare e come l'approccio utilizzato con il modello (II), sia pur più sofisticato di quello del modello (I), non sia forse ancora sufficientemente realistico non prendendo in considerazione la variabilità temporale della temperatura del fondo stesso.

Le informazioni di maggiore interesse si ottengono tuttavia confrontando i risultati del modello bidimensionale con quelli precedentemente ricavati utilizzando il modello puntuale in corrispondenza delle stesse stazioni di misura.

Considerando le stazioni *Venezia-1* e *Venezia-2* si nota che i valori di temperatura dell'acqua superficiale calcolati con il modello bidimensionale sono maggiori rispetto a quelli calcolati con il modello puntuale, e in genere rappresentano una sovrastima rispetto a quelli misurati; sarà quindi necessario affinare il modello in modo ottenere una stima più accurata di T_s .

Molto più interessanti sono però le indicazioni fornite dal confronto tra i risultati ottenuti con i diversi modelli in corrispondenza della stazione *Venezia-3*.

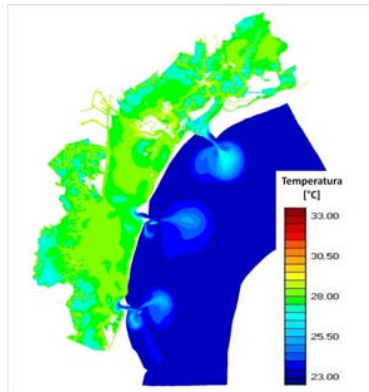
Come osservato in precedenza, il modello puntuale risulta inadatto a descrivere l'evoluzione temporale della temperatura dell'acqua superficiale in questa posizione: mentre presso le altre due stazioni si registra un unico ciclo di crescita e decrescita giornaliero di T_s , in corrispondenza della sonda *Venezia-3* se ne registrano due. L'ipotesi avanzata per spiegare questo fenomeno, caratteristico della stazione, è che esso sia funzione della particolare posizione occupata dalla sonda. Quest'ultima è infatti collocata in prossimità della bocca di porto di Malamocco, ed è logico quindi pensare che risenta in modo diretto delle correnti di marea e del conseguente trasporto da parte di queste ultime di acqua a temperatura più

fresca (visto il periodo considerato) proveniente dal mare; poiché il modello puntuale non considera l'effetto di tale correnti, esso non può descrivere in modo adeguato tale fenomeno. Come già accennato, l'ipotesi precedente viene confermata dai risultati ottenuti con il modello bidimensionale, il quale invece è in grado di riprodurre l'idrodinamica lagunare e il conseguente trasporto di calore orizzontale legato alle correnti idrodinamiche: l'evoluzione temporale della T_s determinata con entrambe le versioni del modello bidimensionale mostra, come quella misurata, due picchi nell'arco della giornata, ognuno corrispondente ad una fase di marea. In particolare, il primo picco di T_s corrisponde alla prima fase di riflusso della marea, con conseguente fuoriuscita dell'acqua fresca proveniente dal mare alla quale si sostituisce l'acqua a temperatura maggiore della laguna. Si dimostra così che tale fenomeno è appunto legato alle correnti di marea e che l'ipotesi avanzata in precedenza era corretta. L'utilizzo di un modello bidimensionale nella descrizione della dinamica della temperatura in Laguna risulta quindi fondamentale.

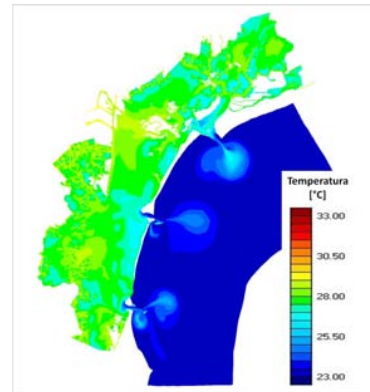
In figura (4.15) e (4.16) sono riportate le distribuzioni spaziali della temperatura dell'acqua calcolata rispettivamente con il modello bidimensionale (I) e (II) in diversi istanti nell'arco del giorno 09/07/2010, intermedio rispetto all'intero periodo oggetto di studio.

Si osserva come, assumendo un'opportuna distribuzione spaziale della temperatura al fondo, piuttosto che un unico valore attribuito a tutta la superficie della Laguna, si ottenga una distribuzione della T_s caratterizzata da una maggiore variabilità. In particolare ciò che appare evidente è che la temperatura stimata in prossimità delle bocche di porto, soprattutto nell'area compresa tra Chioggia e Malamocco, risulta mediamente inferiore utilizzando il modello (II): questo risulta in linea con quanto ci si attende, in quanto la zona considerata è la più esposta all'effetto dell'ingressione di acqua dal mare durante le diverse fasi marea ed è caratterizzata dai fondali più profondi.

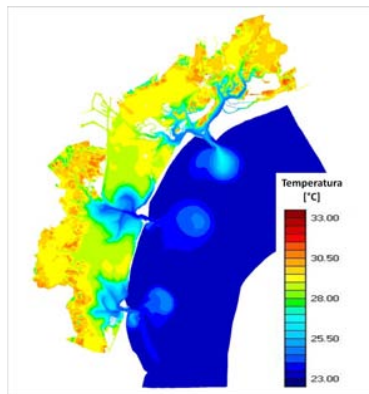
La possibilità di risalire alla distribuzione spaziale della temperatura del fondo è quindi importante al fine di descrivere in modo soddisfacente i fenomeni di interesse.



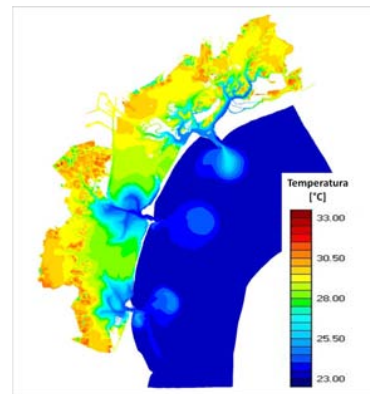
(a) t=6 ore



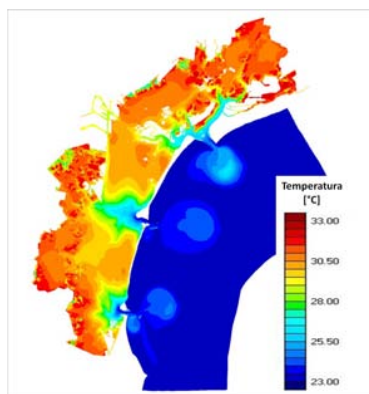
(a) t=6 ore



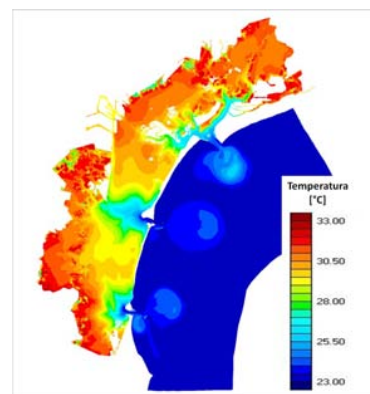
(b) t=12 ore



(b) t=12 ore



(c) t=18 ore



(c) t=18 ore

Figura 4.15: distribuzione spaziale della temperatura calcolata utilizzando il modello (A) in corrispondenza di alcuni istanti del giorno 09/07/2010.

Figura 4.16: distribuzione spaziale della temperatura calcolata utilizzando il modello (B) in corrispondenza di alcuni istanti del giorno 09/07/2010.

4.3 Osservazioni conclusive sul modello 2D

Nonostante il modulo di evoluzione della temperatura implementato ad integrazione del modello bidimensionale rappresenti una soluzione preliminare che necessita di essere perfezionata da diversi punti di vista, i risultati ottenuti dalla sua applicazione, se confrontati con le misure dirette, sono molto positivi: nonostante i valori stimati possono differire da quelli misurati in alcuni intervalli, l'andamento temporale viene colto dal modello in modo soddisfacente.

È interessante osservare come l'utilizzo del modello bidimensionale permetta di considerare l'effetto dovuto al trasporto di calore orizzontale determinato dalle correnti di marea in Laguna, trascurato invece dal modello puntuale: questo influenza soprattutto la temperatura dell'acqua in prossimità delle bocche di porto, dove l'alternarsi delle fasi di marea determina l'ingresso e l'uscita di acqua a diversa temperatura dal mare; ne deriva un particolare andamento della temperatura, che mostra due picchi nell'arco della giornata, mentre nelle stazioni più interne se ne registra solo uno. Questo fenomeno, che il modello puntuale non è in grado di descrivere, viene rappresentato in modo appropriato utilizzando il modello bidimensionale.

La distribuzione spaziale della temperatura dell'acqua in Laguna e la ricostruzione del suo sviluppo nel tempo permette di apprezzare come in corrispondenza delle zone caratterizzate dai fondali più bassi la variazione della temperatura sia più rilevante: al ridursi del fondale, e quindi del tirante, si riduce infatti l'inerzia termica opposta alla variazione della temperatura.

Le distribuzioni spaziali determinate in diversi istanti nell'arco di un giorno permettono inoltre di osservare l'effetto dell'ingresso e della fuoriuscita dell'acqua dal mare in funzione delle diverse fasi di marea; si nota anche il ruolo importante dei canali lagunari, i quali costituiscono delle vie preferenziali per la penetrazione in Laguna dell'acqua salata del mare.

Chiaramente tutti questi aspetti legati alla distribuzione spaziale della temperatura, pur risultando ragionevoli, necessitano di un ulteriore possibile conforto da parte di dati misurati. In tal senso risulta particolarmente importante un confronto con le informazioni ritraibili dall'analisi di immagini satellitari, dalle quali possono essere ricavate mappe di temperatura con risoluzione particolarmente elevata.

L'applicazione delle due versioni proposte del modello bidimensionale dimostra la necessità di stimare in modo adeguato la distribuzione spaziale della temperatura del fondo, in quanto come ci si poteva aspettare questa varia in modo sensibile dalle zone interne della Laguna a quelle prossime alle bocche di porto, così come la temperatura dell'acqua.

Suggeriscono in particolare che sarebbe opportuno introdurre una stima della temperatura del fondo che introduca anche una sua variazione nel tempo: a tal fine le soluzioni proposte per il modello puntuale al capitolo precedente possono rappresentare interessanti spunti per lo sviluppo del modulo di evoluzione della temperatura nel modello bidimensionale.

Conclusioni

L'evoluzione della temperatura in un bacino lagunare è un fenomeno complesso, funzione di numerosi processi fisici, la cui modellazione non è quindi agevole.

L'implementazione di un modulo nel modello morfodinamico bidimensionale della laguna di Venezia che permetta di descrivere la dinamica della temperatura in modo realistico rappresenta quindi un lavoro impegnativo.

In questo lavoro di tesi è stata descritta l'implementazione di una versione preliminare del modulo stesso, che fornisce un'ottima base per gli sviluppi futuri. I risultati ottenuti sono già di per sé interessanti, a conferma che le espressioni utilizzate per descrivere gli scambi di calore che interessano il bacino sono corrette, anche se potrebbe essere necessario modificarle in seguito al fine di adattare al caso particolare oggetto di studio.

La prima fase del lavoro è consistita nell'individuare le espressioni con cui caratterizzare i diversi flussi di calore per unità di superficie libera che meglio si adattano al caso oggetto di studio, e cioè quello di un bacino lagunare. In letteratura non sono state trovate formule appositamente sviluppate, e quindi si sono utilizzate le espressioni ricavate in ambienti il più possibile affini a quello di interesse.

È stata quindi realizzata un'analisi di sensibilità delle formule stesse, al fine di individuare i parametri da cui dipendono e che devono essere forniti al modello come dati di input; l'analisi di sensibilità ha permesso in particolare di capire l'effetto di ciascuno di questi parametri sui diversi contributi di scambio termico e di verificare che i valori ottenuti fossero realistici.

Di tutte le variabili individuate come forzanti del problema, la pressione atmosferica è risultata essere quella di minore importanza: la sua variazione all'interno del range di valori che può realisticamente assumere determina infatti variazioni del tutto trascurabili dei termini in cui compare. Per semplificare il modello è quindi possibile assumere la pressione costante, associando ad essa un valore costante rappresentativo del periodo che si desidera descrivere.

L'implementazione del modulo di evoluzione della temperatura nel modello bidimensionale è

stata preceduta dallo sviluppo di un modello puntuale del fenomeno che si desidera rappresentare, al fine di valutare a scala locale se le espressioni utilizzate permettano di ottenere una stima della temperatura confrontabile con i dati misurati.

I risultati ricavati sono positivi e permettono di individuare un range di valori da assegnare all'unico parametro di calibrazione del modello, cioè il coefficiente di scambio termico con il fondo, con cui si ottiene la migliore correlazione tra valori calcolati e misurati della temperatura.

Il modello puntuale consente inoltre di valutare diverse soluzioni per la stima della temperatura del fondo, che rappresenta uno dei dati di input di cui però non sono disponibili misure dirette. La temperatura del fondo è stata quindi stimata in funzione della temperatura dell'acqua, prima di quella misurata e poi di quella calcolata dal modello, dimostrando che per ottenere risultati soddisfacenti si deve considerare una variazione temporale di questo parametro in modo da seguire il trend che caratterizza la temperatura dell'acqua stessa. Tali risultati hanno dimostrato, in particolare, come il fondo lagunare risenta, per effetto dei bassi tiranti e di conseguenza dell'esposizione all'irraggiamento solare, delle dinamiche proprie di evoluzione temporale della temperatura dell'acqua, che rendono non accettabile assumere la temperatura del fondo costante come può essere fatto invece per bacini più profondi.

L'applicazione del modello puntuale permette inoltre di verificare che assumere la nuvolosità costante nell'arco di tutta una simulazione non comporta un errore significativo: questo risultato è confortante in quanto è difficile reperire informazioni relative a questa grandezza.

In base alle indicazioni ricavate dai risultati forniti dal modello puntuale è stato quindi implementato il modulo di evoluzione della temperatura nel modello bidimensionale della laguna di Venezia.

L'applicazione del modello risulta soddisfacente: in particolare la ricostruzione dell'evoluzione spaziale oltre che temporale della temperatura in laguna permette di osservare l'effetto legato al trasporto di calore ad opera delle correnti di marea. I valori calcolati sono sufficientemente corretti se confrontati con i dati misurati, considerando che quella sviluppata rappresenta una versione preliminare del modulo: è particolarmente interessante verificare che solo l'utilizzo di un modello bidimensionale capace di descrivere l'idrodinamica lagunare e i flussi orizzontali di calore ad essa correlati permette di rappresentare in modo soddisfacente il fenomeno in tutti i punti della laguna, verificando che le inesattezze legate alla stima della temperatura ottenuta con il modello puntuale in alcune posizioni esaminate, soprattutto in prossimità delle bocche di porto, dipendevano appunto dal fatto che quest'ultimo non era in grado di rappresentare l'effetto delle correnti.

Si verifica inoltre la necessità di: fornire una stima della distribuzione spaziale della temperatura del fondo al fine di descrivere in modo opportuno l'evoluzione della temperatura in ogni zona della Laguna.

I risultati suggeriscono inoltre come sia opportuno introdurre anche una stima della evolu-

CONCLUSIONI

zione temporale della temperatura del fondo, come fatto con il modello puntuale.

Bibliografia

- Armanini, A. (1995). «Non-uniform sediment transport: dynamics of the active layer.» In: *Journal of Hydraulic Research* 33(5), pp. 611–622.
- Battjes, J.A. e J.P.F.M. Janssen (1978). «Energy loss and set-up due to breaking of random waves.» In: *Proceedings of 16th International Conference on Coastal Engineering*.
- Bignami, F., S. Marullo, R. Santoleri e M.E. Schiano (1995). *Long-wave radiation budget in the Mediterranean Sea*. Vol. 100 (C2).
- Breugem, W.A. e L.H. Holthuijsen (2007). «Generalized shallow water wave growth from Lake George.» In: *Journal of waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, Vol 133(3)* 133(3). DOI: 10.1061/(ASCE)0733-950X(2007)133:3(177).
- Brocchini, M., M. Wurtele, G. Umgiesser e S. Zecchetto (1995). «Calculation of a mass-consistent two-dimensional wind-field with divergence control.» In: *Journal of Applied Meteorology* 34(11), pp. 2543–2555.
- Brunt, D. (1932). *Notes on radiation in the atmosphere*. Vol. 58.
- Carniello, L., L. D’Alpaos e A. Defina (2011). «Modeling wind-waves and tidal flows in shallow microtidal basins.» In: *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 2, pp. 907–912.
- Carniello, L., A. Defina e L. D’Alpaos (2005). «A combined wind wave-tidal model for the Venice Lagoon, Italy». In: *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 110. DOI: 10.1029/2004JF000232.
- (2009). «Simulation of wind Waves in shallow microtidal basins: application to the Venice Lagoon.» In: *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2009*.
- Clark, N.E., R.M. Eber L. and Laurs, J.A. Rennere e J.F.T. Saur (1974). *Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961-71*.
- CNR-ismar-Ancona, cur. (2008). *Il mare Adriatico*. URL: ancona.ismar.cnr.it.
- Cressman, G.P. (1959). «An operational objective analysis system.» In: *Monthly Weather Review* 87, pp. 367–374.
- D’Alpaos, L. e A. Defina (1993). «Venice Lagoon hydrodynamics simulation by coupling 2D and 1D finite element models». In: *Proceedings of the 8th Conference of Finite Elements in Fluids. New Trend and Application*, pp. 917–926.

- D'Alpaos, L. e A. Defina (1995). «Modellazione matematica del comportamento idrodinamico di zone a barena solcate da una rete di canali minori». In: *Rapporti e Studi, Ist. Veneto di Scienze, Lettere ed Arti* XII, pp. 353–372.
- (2007). «Mathematical modeling of tidal hydrodynamics in shallow Lagoons: a review of open issues and application to the Venice Lagoon». In: *Computers and Geosciences* 33, pp. 476–496. DOI: 10.1016/j.cageo.2006.07.009.
- Defina, A. (2000). «Two Dimensional Shallow Flow Equations for Partially Dry Areas». In: *Water Resources Research* 36(11), pp. 3251–3264.
- (2003). «Numerical experiments on bar growth». In: *Water Resources Research* 36(11).
- Donelan, M.A., B. LeMehaute e D.M. Hanes (1990). «Air-sea interaction.» In: *The Sea*, pp. 239–292.
- Efimova, N.A. (1961). *On methods of calculating monthly values of net long-wave radiation*. Vol. 10.
- Hasselmann, K. (1974). «On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping.» In: *Boundary-Layer Meteorology* 6, pp. 107–127.
- Hesselman, K. et al. (1973). «Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)». In: *Deutsches Hydrographisches Zeitschrift Supplement* 12(A8), pp. 1–95.
- Hirano, M. (1971). «River bed degradation with armouring.» In: *Transactions Japan Society of Civil Engineering*.
- (1972). «Studies on variation and equilibrium state of a river bed composed of non-uniform material.» In: *Transaction Japan Society of Civil Engineering* 4, pp. 128–129.
- Komen, G.J., K. Hasselmann e S. Hasselmann (1984). «On the existence of a fully developed wind-sea spectrum.» In: *Journal of Physical Oceanography* 14, pp. 1271–1285.
- Langford, T. (1990). *Ecological Effects of Thermal Discharges*.
- LeMéhauté, B. (1962). «On non saturated breakers and the wave run-up.» In: *Proceedings of 8th International Conference on Coastal Engineering*, pp. 569–587.
- Marani, M. (2003). *Processi e modelli dell'idrometeorologia, un'introduzione*.
- Ministero delle infrastrutture e dei Trasporti - Magistrato delle Acque di Venezia, consorzio Consorzio Venezia Nuova, cur. (2013). URL: www.salve.it.
- Pritchard, D. e A.J. Hogg (2003). «Cross-shore sediment transport and the equilibrium morphology of mud flats under tidal current.» In: *Journal of Geophysical Research - Earth Surface* 108(C10), p. 3313. DOI: 10.1029/2002JC001570.
- Ris, R.C., N. Booij e L.H. Holthuijsen (1999). «A third-generation wave model for coastal regions.» In: *Part II, Verification, J. Geophys. Res.*
- Smith, S.D. et al. (1992). «Sea surface wind stress and drag coefficient: the HEXOS results.» In: *Bound Layer Meteor.* 60, pp. 109–142.
- Swinbank, W.C. (1963). *Long-wave radiation from clear skies*. Vol. 89.

BIBLIOGRAFIA

Young, I.R. e L.A. Verhagen (1996). «The growth of fetch limited waves in water of finite depth. Parth 1: Total energy and peak frequency.» In: *Costal Engineering* 29(1-2), pp. 47–78.

Ringraziamenti

Un ringraziamento speciale va innanzitutto i miei genitori, Antonio e Antonella, che mi hanno dato la possibilità di dedicarmi agli studi, che mi hanno sostenuto e sopportato in questi anni e che hanno sempre creduto in me, anche quando io stesso non pensavo di farcela.

Ringrazio poi tutti i miei amici, che non mi hanno mai fatto mancare la loro compagnia, indispensabile per dimenticare esami e preoccupazioni.

Ringrazio i miei compagni e amici di università, che hanno condiviso con me fatiche e soprattutto tante soddisfazioni, e hanno reso speciali questi anni che grazie a loro sono stati molto più che semplici anni di studio. Non me ne abbiano tutti gli altri, ma un ringraziamento speciale va a Gigi, con cui ho condiviso praticamente ogni giorno di università e che ancora oggi è qui a sostenermi.

Un sentito ringraziamento va al mio relatore, il prof. Luca Carniello, per la disponibilità e la professionalità, ma soprattutto per la fiducia dimostrata nei miei confronti e la serenità che mi ha trasmesso in questi mesi. Ci tengo poi a ringraziare la prof.ssa Sonia Silvestri per gli utili consigli e l'aiuto forniti nello sviluppo di questo lavoro di tesi.

Infine ringrazio la mia ragazza, che più di tutti mi è stata vicina in questi anni, sostenendomi sempre, regalandomi tante gioie e sopportando, soprattutto nei periodi in cui mi sono trovato più sotto pressione, i tanti lati negativi del mio carattere che in genere gli altri si possono risparmiare: grazie Elisa!

Grazie a tutti, senza di voi non ce l'avrei mai fatta!