



Agenzia Nazionale per le Nuove Tecnologie,  
l'Energia e lo Sviluppo Economico Sostenibile



*Ministero dello Sviluppo Economico*

RICERCA DI SISTEMA ELETTRICO

Modello climatico regionale

*Sandro Calmanti, Alessandro Dell'Aquila*

## MODELLO CLIMATICO REGIONALE

Sandro Calmanti, Alessandro Dell'Aquila (ENEA)

Settembre 2011

Report Ricerca Sistema Elettrico

Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico – ENEA

Area: Produzione di energia elettrica e protezione dell'ambiente

Progetto: Studi e valutazioni sul potenziale energetico delle correnti marine

Responsabile Progetto: Gianmaria Sannino, ENEA

# MODELLO CLIMATICO REGIONALE

*Sviluppo, caratteristiche tecniche*

## Sommario

1. Introduzione .....	1
2. RegCM3. Caratteristiche tecniche .....	3
2.1 Cenni storici.....	3
2.2 Le griglie orizzontali e verticali di RegCM3 .....	4
2.3 La dinamica del RegCM3.....	6
2.4 La fisica del RegCM3.....	7
2.5 Il Modulo dei fiumi .....	12
2.6 Modulo ciclo diurno della temperatura superficiale del mare .....	14
3. Impostazioni del modello per l'area mediterranea .....	17
3.1 Uscite del modello.....	17
3.2 Selezione del dominio .....	20
4. Simulazioni.....	22
Bibliografia .....	23

# 1. INTRODUZIONE

L'area del bacino Euro-Mediterraneo (Figura 1) possiede caratteristiche peculiari dal punto di vista geo-morfologico: una complessa topografia composta di importanti rilievi montuosi (Alpi, Appennini, Pirenei, Balcani) linee di costa frastagliate, una continua compenetrazione di mare e terre emerse (penisola italiana ed ellenica) e isole di piccole e grandi dimensione disseminate nel bacino (Baleari, Sicilia, Sardegna, Corsica, Creta e Cipro).

Le peculiarità geo-morfologiche rendono l'area Euro-Mediterranea molto complessa dal punto di vista meteo-climatico.

Innanzitutto, nel bacino del Mediterraneo, avvengono forti interazioni aria-mare, con scambi di energia (flussi di calore) e massa (precipitazione, evaporazione). Ad esempio, i forti venti freddi e secchi, provenienti dal continente Eurasiatico, favoriscono l'evaporazione sull'intero bacino (Mariotti et al., 2002; Struglia et al., 2004) e nel regime climatico attuale l'apporto annuale di acqua dolce, dovuto ai fiumi e delle piogge, non è sufficiente a bilanciare la quantità d'acqua persa per evaporazione.

I regimi di vento sono per altro guidati dalla complessa orografia che circonda il bacino Mediterraneo. Nel Mediterraneo occidentale, un tipico esempio di vento intenso è il Maestrale, che soffia attraverso le valli del Rodano, Garonna e nel Golfo del Leone e su tutta la Corsica e la Sardegna attraverso lo Stretto di Bonifacio. Un altro esempio è la Bora, che soffia in direzione sud-ovest, sull'Adriatico settentrionale. Molte località costiere del bacino occidentale (ad esempio il Golfo di Genova) e orientale (ad esempio, l'isola di Cipro) sono anche centri di ciclogenese (formazione di sistemi depressionari con circolazione ciclonica) indotta topograficamente (ad esempio, Buzzi e Tibaldi 1978; Alpert et al, 1995).

Nel corso degli ultimi decenni, sono stati sviluppati diversi modelli climatici regionali (MCR) con l'obiettivo generale di produrre informazioni a scala locale per gli studi di valutazione di impatto e adattamento alle fluttuazioni climatiche (Giorgi 2006a). Il principale vantaggio che si ha nell'uso di MCR rispetto ai modelli climatici globali (MCG) è l'ottimizzazione delle risorse di calcolo rispetto alla possibilità di incrementare la risoluzione spaziale e quindi di migliorare la descrizione dell'interazione fra la dinamica atmosferica e la superficie, sia dal punto di vista delle interazioni aria-mare che dal punto di vista dell'interazione con la topografia e della descrizione degli effetti dell'uso del suolo.

Gli studi nel campo della modellistica del clima hanno caratterizzato la regione Euro-Mediterranea come una delle aree in cui la maggior parte scenari di stabilizzazione della concentrazione di CO<sub>2</sub> sopra 400ppm sono suscettibili di produrre effetti di rilievo sui regimi pluviometrici oltre fluttuazioni della temperatura di ampiezza superiore a quella registrata durante gli ultimi secoli (Giorgi et al 2004, Dequé et al. 2005). In uno scenario di riscaldamento, il potenziale inaridimento della regione Euro-Mediterranea è per lo più attribuito ad un spostamento verso nord dei disturbi sinottici provenienti dall'Atlantico, in grado di generare condizioni atmosferiche più stabili durante la maggior parte dell'anno, soprattutto in estate (Giorgi e Lionello, 2008).



**Figura 1.** Mappa dell'area Euro-Mediterranea (fonte: preparato per Wikipedia su base NASA World Wind [http://it.wikipedia.org/wiki/File:Mediterranean\\_Sea\\_political\\_map-it.svg](http://it.wikipedia.org/wiki/File:Mediterranean_Sea_political_map-it.svg))

Una valutazione quantitativa delle fluttuazioni a lungo termine del ciclo idrologico sulla regione Euro-Mediterranea è stata condotta da Sanchez e coautori (2009) analizzando simulazioni prodotte con modelli sia globali che regionali nel quadro del progetto europeo ENSEMBLES. Questa valutazione multi-modello mostra che l'aumento dell'evaporazione insieme alla diminuzione delle precipitazioni, della portata dei fiumi e dell'ingresso di acqua proveniente dal Mar Nero, contribuiscono ad un potenziale deficit aggiuntivo del 40% del bilancio idrico regione Euro-Mediterranea, rispetto al valore attualmente stimato di circa 1 mm/anno (Mariotti et al., 2002).

Lo scopo di questo rapporto tecnico è di descrivere le principali caratteristiche del modello ad area limitata adottato da ENEA/UTMEA-CLIM per il *downscaling* dinamico delle simulazioni di clima globale e di illustrare le componenti aggiuntive che sono state implementate sia per migliorare l'accuratezza del modello nella descrizione dei processi fisici caratteristici dell'area Euro-Mediterranea (principalmente le interazioni aria-mare) sia per aumentare la capacità di fornire dati utili per studi di impatto.

In particolare, nel rapporto descriviamo l'implementazione di uno schema di rappresentazione della temperatura pellicolare della superficie del mare e le principali caratteristiche dello schema di calcolo della portata dei fiumi.

Il documento è organizzato come segue. Nella sezione 2 si descrivono le componenti del modello atmosferico, nella sezione 3 viene descritta la configurazione del modello adottata sull'area Euro-Mediterranea e nella sezione 4 vengono descritte le simulazioni regionali programmate.

## 2. REGCM3. CARATTERISTICHE TECNICHE

### 2.1 Cenni storici

L'idea che i modelli ad area limitata utilizzati per le previsioni meteorologiche potessero essere impiegati anche per gli studi sul clima è stata proposta in origine da Dickinson e coautori (1989) e Giorgi (1990). Questo uso alternativo dei modelli ad area limitata si basa sull'assunzione che campi meteorologici a larga scala, prodotti da modelli di circolazione generale, possano fornire le condizioni iniziali e le condizioni al contorno per un modello climatico regionale ad alta risoluzione, senza alcuna interazione del modello regionale verso il modello globale che lo forza. La prima generazione del modello descritto in questa nota – RegCM – è stato sviluppato a partire dalla versione a mesoscala del modello MM4 del National Center for Atmospheric Research - Pennsylvania State University (PSU-NCAR) alla fine degli anni 80 (Dickinson et al. 1989, Giorgi, 1989), usato per lo più per previsioni meteorologiche a 3-7 giorni.

La componente dinamica del modello RegCM è stata derivata da quella del modello MM4, un modello idrostatico e comprimibile (ovvero che tiene conto delle variazioni di densità dell'aria) a coordinate verticali sigma, e basato su schemi di calcolo alle differenze finite. Successivamente è stato introdotto uno schema di integrazione temporale esplicito unitamente ad uno schema per la riduzione della diffusione orizzontale in presenza di ripide pendenze topografiche (Giorgi et al. 1993a, Giorgi et al. 1993b). Di conseguenza, il nucleo dinamico del modello RegCM è simile a quello della versione idrostatica del MM5, l'attuale modello a mesoscala in uso all'NCAR, evoluzione del modello MM4 (Grell et al. 1994a). Nell'ottica di utilizzo del modello per studi, sono state introdotte una serie di parametrizzazioni fisiche non presenti nel MM4, per lo più nell'ambito della descrizione del bilancio radiativo e nella descrizione dei processi fisici che avvengono in corrispondenza della superficie terrestre. Tutto questo ha portato alla prima generazione del RegCM (Dickinson et al. 1989, Giorgi 1990b) che includeva anche il Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, (BATS) (Dickinson et al. 1986) per la rappresentazione dei processi superficiali, lo schema di trasferimento radiativo dell'NCAR Community Climate Model (CCM) versione CCM1, uno schema per la riproduzione dello strato limite planetario a media risoluzione, lo schema di convezione cumuliforme di Kuo (Anthes 1977) e lo schema di umidità esplicito di Hsie et al. (1984).

Un primo importante aggiornamento della fisica del modello e degli schemi numerici, descritto in Giorgi et al. 1993a, Giorgi et al. 1993b), ha portato ad una seconda generazione del RegCM, di seguito RegCM2. La fisica di RegCM2 era basata su quella della NCAR CCM2 (Hack et al. 1993), e sul modello a mesoscala MM5 (Grell et al. 1994a). In particolare, il pacchetto CCM2 (Briegleb 1992) è stato utilizzato per la descrizione del trasferimento radiativo; lo schema non-locale per la descrizione dello strato limite (Holtslag et al. 1990) ha sostituito lo schema locale precedente; lo schema di descrizione delle nubi di Grell (1993) è stato aggiunto come opzione e l'ultima versione di BATS (Dickinson et al. 1993) è stata inclusa nel modello.

Negli ultimi anni, nell'attuale versione del RegCM (RegCM3) utilizzata nelle simulazioni descritte in questo rapporto tecnico, sono stati introdotti alcuni nuovi schemi di fisica,

sulla base della più recente versione del CCM, il CCM3 (Kiehl et al. 1996). In primo luogo, il pacchetto CCM2 riguardante il trasferimento radiativo è stato sostituito da quello del CCM3. Nel pacchetto CCM2, erano presi in considerazione solo gli effetti di H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> e delle nuvole mentre lo schema CCM3 include anche l'effetto dei gas serra (NO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CFC), degli aerosol atmosferici, e delle particelle di ghiaccio nelle nubi. Le altre modifiche principali sono nel campo dei processi di nubi e precipitazioni. Lo schema originario per il trattamento dell'umidità (Hsie et al. 1984), computazionalmente troppo pesante per essere utilizzato in simulazione climatiche, è stato sostituito con una versione semplificata. Nello schema semplificato è inclusa una equazione prognostica che rappresenta la formazione delle nuvole, l'avvezione e il rimescolamento turbolento, la ri-evaporazione in condizioni sub-saturo, e la conversione del vapor d'acqua in pioggia. La novità principale di questo schema non risiede ovviamente nella descrizione microfisica ma nel fatto che la variabile che rappresenta la quantità d'acqua nella nube è direttamente utilizzata nel calcolo di trasferimento radiativo attraverso la nube. Questa nuova funzionalità ha aggiunto un elemento molto importante per la descrizione dell'interazione tra il ciclo idrologico simulato e del bilancio energetico.

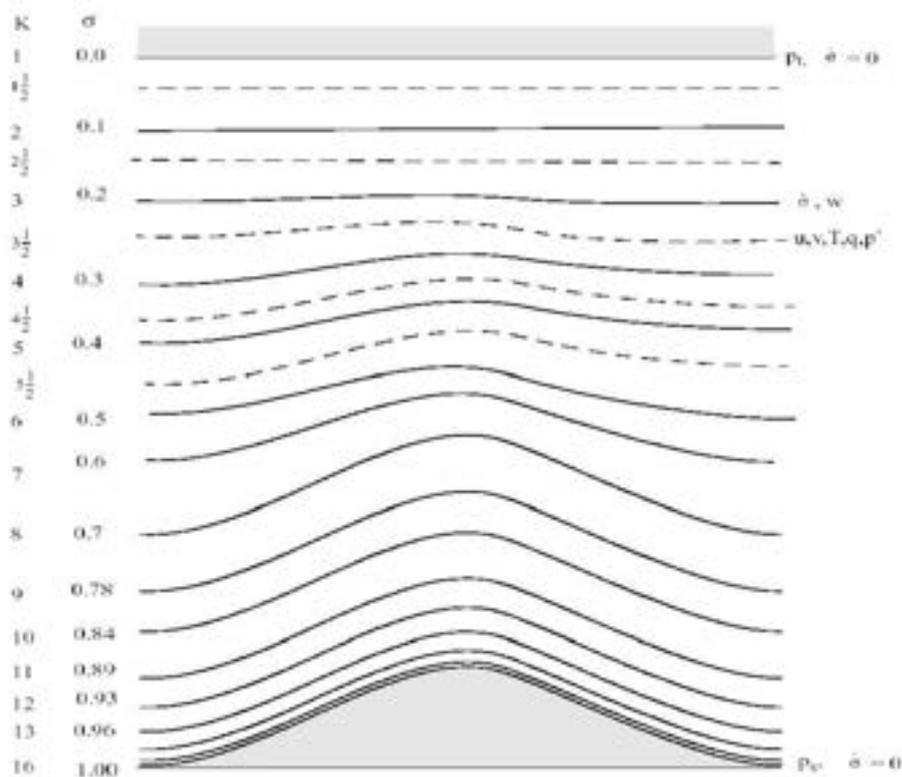
Nella versione RegCM3, ulteriori cambiamenti nella fisica del modello includono un nuovo schema di nuvole a larga scala del sistema e uno schema di precipitazioni che tiene conto variabilità delle nuvole al disotto della risoluzione del modello (Pal et al. 2000), un nuova parametrizzazione dei flussi oceanici (Zeng et al. 1998), e uno schema di convezione (Betts 1986). Altri miglioramenti in RegCM3 coinvolgono i dati in ingresso. Gli archivi Land USGS Global Cover Characterization e Global 30 Arc-Second Elevation sono ora utilizzati per creare il file che descrive l'orografia. Inoltre, le rianalisi prodotte da NCEP e da ECMWF globale possono essere utilizzate come condizioni iniziali e al contorno.

## 2.2 Le griglie orizzontali e verticali di RegCM3

Le coordinate verticali nel RegCM in prossimità del suolo seguono da vicino l'andamento del terreno mentre più in quota tendono ad approssimare le superfici isobariche, come riportato in Figura 2. Questo tipo di coordinate verticale viene denominato come livelli  $\sigma$  (sigma) e sono definite dalla seguente relazione:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t}$$

dove  $p$  è la pressione,  $p_t$  è la pressione costante al vertice dell'atmosfera,  $p_s$  è la pressione superficiale. Come mostrato in Figura 2, il valore di  $\sigma$  alla sommità dell'atmosfera è 0, mentre in superficie è 1. La risoluzione del modello verticale è definita da un insieme di valori compresi tra 0 e 1, non necessariamente equidistanti. In genere la risoluzione è più fitta nei livelli più prossimi alla superficie ma può essere modificata a seconda delle specifiche esigenze dell'esperimento.



**Figura 2: Rappresentazione schematica della struttura verticale del modello RegCM3 nella configurazione adottata per le previste simulazioni sul Mediterraneo**

Il modello utilizza come dati in ingresso campi meteorologici sulle superfici di pressione, interpolati in fase di preprocessamento sulle coordinate verticali adottate dal modello. Durante la fase di preprocessamento, le variabili superficiali in ingresso (che comprendono l'elevazione, l'uso del suolo e la temperatura della superficie del mare) ed i campi meteorologici tridimensionali che forniscono le condizioni iniziali e al contorno (temperature, umidità, vento) vengono anche interpolati orizzontalmente da un grigliato sorgente latitudine-longitudine ad un grigliato finale ad alta risoluzione. Il grigliato finale può essere strutturato secondo una proiezione di Mercatore, secondo una proiezione conforme di Lambert, oppure secondo una proiezione stereografica polare.

La griglia orizzontale ha uno sfasamento di Arakawa-Lamb B per le variabili vettoriali (il campo di vento) rispetto alle variabili scalari. Tutto questo è illustrato in Figura 3, dove si può vedere che le variabili scalari (T, q, p, etc.) sono definite al centro della griglia, mentre le velocità del vento verso est (u) e verso nord (v) sono definite agli angoli. I punti centrali della griglia sono indicati in Figura 3 con delle croci, gli angoli con dei cerchi (ad esempio la velocità orizzontale del vento è definita sui cerchi). Tutte le variabili di cui sopra sono definite nel mezzo di ogni livello verticale  $\sigma$  del modello, rappresentato dalle linee tratteggiate in Figura 2. Al contrario la velocità verticale del vento è calcolata sui livelli  $\sigma$  (linee continue di Figura 2).

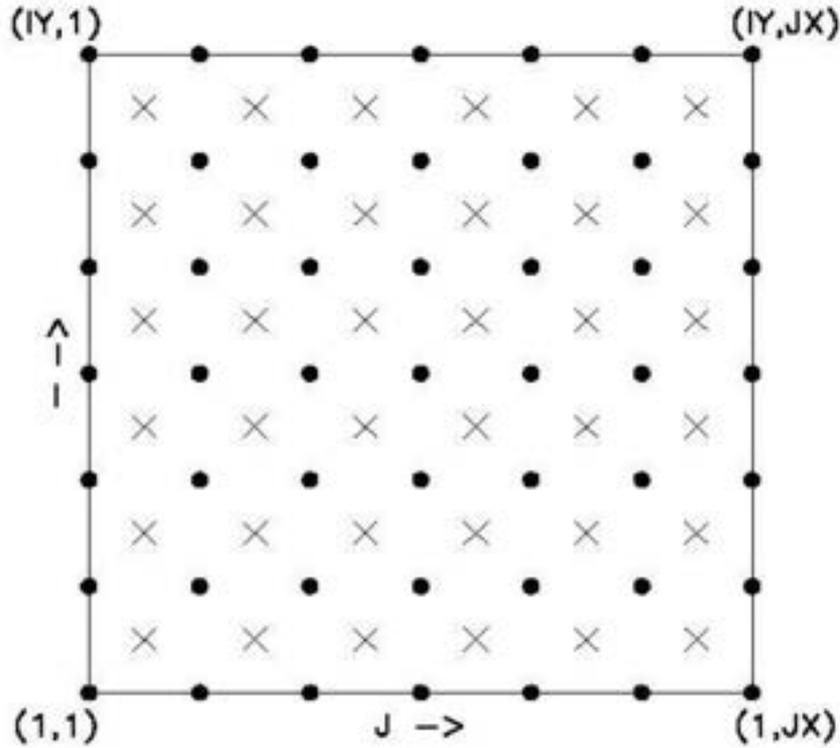


Figura 3: Rappresentazione schematica della griglia orizzontale sfasata di Arakawa-B. Sui punti indicati con il cerchio vengono definite le componenti della velocità orizzontale del vento, sulle croci le restanti variabili scalari.

### 2.3 La dinamica del RegCM3

Le equazioni che descrivono la dinamica del modello e la loro discretizzazione numerica sono riportate in Grell et al 1994. Riporteremo qui solo la loro formulazione standard.

**Equazioni di conservazione del momento orizzontale:**

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = -m^2 \left( \frac{\partial p^* u u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v u / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - m p^* \left[ \frac{R T_v}{(p^* + p_t / \sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \right] + f p^* v + F_H u + F_V u$$

$$\frac{\partial p^* v}{\partial t} = -m^2 \left( \frac{\partial p^* u v / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - m p^* \left[ \frac{R T_v}{(p^* + p_t / \sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \right] + f p^* u + F_H v + F_V v,$$

Dove  $u$  e  $v$  sono rispettivamente la componente verso est e verso nord del vento,  $T_v$  è la temperatura virtuale,  $\phi$  è l'altezza del geopotenziale,  $f$  è il parametro di Coriolis,  $R$  è la costante dei gas per l'aria secca,  $m$  è il fattore di scala per la proiezione adottata (Polare Stereografica, Mercatore o Lambert),  $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$ ,  $F_H$  e  $F_V$  gli effetti della diffusione orizzontale e verticale;  $p^* = p_s - p_t$ .

**Equazione di continuità e della velocità verticale**

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left( \frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma}.$$

L'integrale verticale di quest'ultima viene utilizzato per calcolare la variazione nel tempo della pressione superficiale del modello.

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left( \frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right) d\sigma.$$

Dopo aver calcolato la tendenza della pressione superficiale  $\frac{dp^*}{dt}$ , la velocità verticale in coordinate  $\sigma$  ( $\dot{\sigma}$ ) per ogni livello verticale può essere calcolata dalla seguente equazione

$$\dot{\sigma} = -\frac{1}{p^*} \int_0^\sigma \frac{\partial p^*}{\partial t} + m^2 \left[ \left( \frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right) \right] d\sigma',$$

dove  $\sigma'$  è la variabile d'integrazione e  $\dot{\sigma}(\sigma=0) = 0$ .

### Equazione della termodinamica

L'equazione della termodinamica è

$$\frac{\partial p^* T}{\partial t} = -m^2 \left( \frac{\partial p^* uT/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vT/m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{RT_v \omega}{c_{pm} (\sigma + P_t/p_{ast})} + \frac{p^* Q}{c_{pm}} + F_H T + F_V T,$$

dove  $c_{pm}$  è il calore specifico per aria umida a pressione costante,  $Q$  è il riscaldamento diabatico, e  $\omega = p^* \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp^*}{dt}$  con  $\frac{dp^*}{dt} = \frac{\partial p^*}{\partial t} + m \left( u \frac{\partial p^*}{\partial x} + v \frac{\partial p^*}{\partial y} \right)$ .

### Equazione Idrostatica

L'equazione idrostatica è applicata per calcolare l'altezza del geopotenziale dalla temperatura virtuale  $T_v$ :

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + p_t/p^*)} = -RT_v \left[ 1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1},$$

dove  $T_v = T(1 + 0.608q_v)$ ,  $q_v$ ,  $q_c$  and  $q_r$  sono rispettivamente i rapporti di mescolamento del vapor d'acqua; dell'acqua o del ghiaccio nelle nubi; della pioggia o della neve.

## 2.4 La fisica del RegCM3

### Schema di trasferimento radiativo

RegCM3 utilizza lo schema di trasferimento radiativo del CCM3 NCAR, descritto in Kiehl et al. 1996. Per quanto riguarda la componente solare, lo schema tiene conto dell'effetto di  $O_3$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$  e  $O_2$ , seguendo la approssimazione di  $\delta$ -Eddington (Kiehl et al. 1996) su 18 intervalli spettrali da 0,2 a 5  $\mu m$ . La dispersione della radiazione

all'interno delle nubi e la parametrizzazione dell'assorbimento seguono il modello descritto da Slingo (1989), in cui le proprietà ottiche delle goccioline di acqua nella nube (spessore ottico di estinzione, l'albedo di singola dispersione, e parametro di asimmetria) sono espressi in termini del contenuto di acqua liquida nella nuvola e del raggio efficace della gocciolina. Per nubi cumuliformi, il calcolo della copertura totale della colonna si basa su uno schema di sovrapposizione casuale dal livello di modello più basso, dove si inizia a formare la nuvola, fino al più alto, dove la formazione della nube termina. La copertura da nubi cumuliformi è inoltre funzione della distanza orizzontale tra i punti di griglia. Lo spessore dello strato di nubi è considerato pari a quello dei corrispondenti livelli del modello, con differente contenuto di acqua a seconda dell'altezza delle nubi.

### **Schemi superficiali**

Gli scambi atmosfera-suolo vengono trattati attraverso il modulo BATS1E (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme), descritto in dettaglio da Dickinson et al. (1993). BATS è un modello sviluppato per descrivere il ruolo della vegetazione e dell'umidità del suolo nel modificare gli scambi di quantità di moto, energia e vapore acqueo tra superficie e atmosfera. Il modello ha uno strato di vegetazione, uno strato di neve, uno strato superficiale del suolo (spesso 10 cm), un livello sottostante di spessore 1-2 m (strato radicale), e infine un terzo strato di suolo profondo di 3 metri di spessore. La temperatura del suolo è calcolata attraverso la risoluzione di equazioni prognostiche del tipo "azione-reazione" di Deardoff (1978). La temperatura di foglie è calcolata in modo diagnostico attraverso un bilancio energetico tra i flussi di calore sensibile, flussi radiativi, e flussi di calore latente. La descrizione dell'idrologia del suolo è ottenuta attraverso equazioni predittive per il contenuto di acqua nei vari strati del suolo. Queste equazioni tengono conto della precipitazione, dello scioglimento della neve, dell'evapotraspirazione, del deflusso d'acqua dei fiumi, dell'infiltrazione d'acqua al di sotto delle radici, e dello scambio d'acqua tra i vari strati del suolo. La copertura nevosa è calcolata in modo prognostico tenendo conto della precipitazione nevosa, dello scioglimento, e della sublimazione. La precipitazione è considerata nevosa se la temperatura del livello atmosferico più basso livello è inferiore a 271 K.

Il calore sensibile, il vapore acqueo, e i flussi di quantità di moto in superficie sono calcolati utilizzando un coefficiente di resistenza standard della superficie calcolata attraverso una teoria di similarità dello strato superficiale. Tale coefficiente di resistenza dipende dalla rugosità superficiale e dalla stabilità atmosferica nello strato superficiale. Il tasso di evapotraspirazione dipende dalla disponibilità di acqua nel suolo. BATS ha 20 tipi di vegetazione diversi (Dickinson et al. 1986) per il calcolo dell'albedo del suolo.

### **Flussi superficiali aria-mare**

Per la descrizione dei flussi aria-mare viene utilizzata la parametrizzazione introdotta da Zeng et al nel 1998. In tale approssimazione i flussi di calore sensibile  $Q_s$ , di calore latente  $Q_L$  e di momento ( $\tau$ ) vengono definite come:

$$\tau = \rho_a u_*^2 (u_x^2 + u_y^2)^{1/2} / u$$

$$Q_S = -\rho_a C_{pa} u_* \theta_*$$

$$Q_L = -\rho_a L_e u_* q_*$$

dove  $u_x$  e  $u_y$  sono le componenti medie del vento verso est e verso nord,  $u_*$  è la velocità di attrito del vento,  $\theta_*$  è il parametro di scala della temperatura,  $q_*$  è il parametro di scala dell'umidità specifica,  $\rho_a$  è la densità dell'aria,  $C_{pa}$  è il calore specifico dell'aria, e  $L_e$  è il calore latente di evaporazione.

La figura 4 mostra un esempio della dipendenza del flusso di calore sensibile  $Q_S$  dalla temperatura dell'aria  $T_a$ , dalla temperatura superficiale del mare TSM, dall'intensità del vento  $U$  e dall'umidità dell'aria  $q_a$  (che determinano i parametri di scala  $\theta_*$  e  $q_*$ ).

La differenza fra la temperatura dell'aria  $T_a$  e la temperatura superficiale del mare TSM ha la funzione principale di fissare la soglia per il cambiamento di segno del flusso di calore. Quando  $TSM > T_a$  la stratificazione nello strato limite atmosferico è instabile e la convezione turbolenta trasporta il calore in modo efficiente dalla superficie del mare verso l'atmosfera. Nel caso di stratificazione stabile ( $TSM < T_a$ ) i flussi di calore sono determinati principalmente dalla turbolenza di scorrimento.

Il grafico di figura 4 illustra anche il ruolo della velocità del vento nel modulare gli scambi di calore. Nel caso di vento forte ( $U=15$  m/s nell'esempio mostrato in figura), a causa del mescolamento efficiente, il flusso di calore sensibile è approssimativamente una funzione lineare della differenza fra TSM e  $T_a$ . Nel caso di vento debole ( $U=5$  m/s nell'esempio riportato in figura) la dipendenza del flusso di calore dal gradiente verticale di temperatura è non lineare. La pendenza della relazione fra flusso di calore e gradiente di temperatura cambia drasticamente in corrispondenza della transizione stabile-instabile dello strato limite atmosferico. In particolare per stratificazione stabile ( $TSM < T_a$ ) i flussi di calore si riducono considerevolmente.

La dipendenza di  $Q_S$  dall'umidità specifica  $q_a$  è trascurabile. Ad esempio, in Figura 4, il raddoppio dell'umidità specifica produce una curva della dipendenza di  $Q_S$  da TSM che è indistinguibile dalla curva originale.

Il flusso di calore latente  $Q_L$  ha una dipendenza dai parametri fisici simile a quella discussa per  $Q_S$ . Esiste tuttavia una differenza significativa per quanto riguarda la dipendenza dall'umidità specifica: livelli elevati di umidità specifica corrispondono a flussi di calore latente decrescenti. (Figura 5).

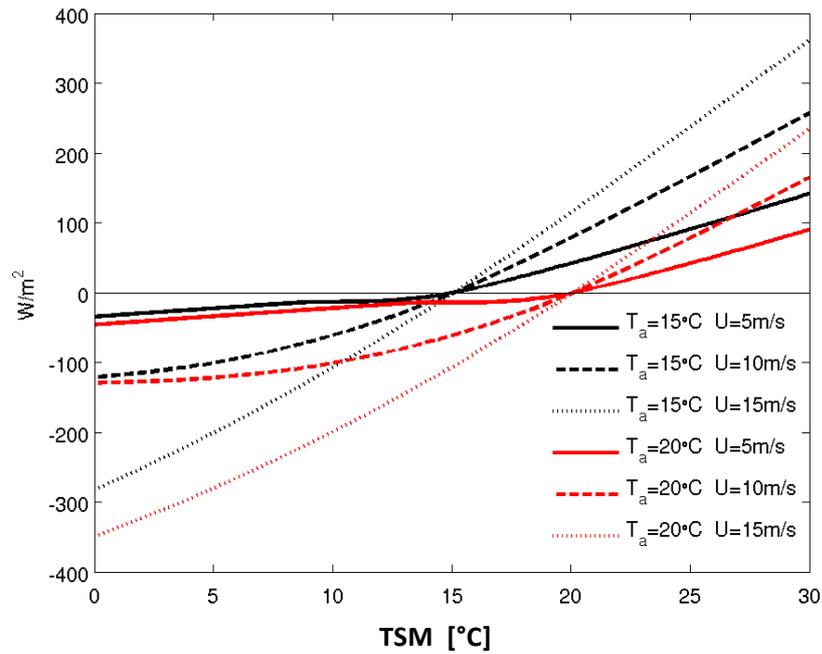


Figura 4. Flusso di calore sensibile in funzione di TSM, della temperatura dell'aria  $T_a$  e dell'intensità del vento  $U$  secondo la formulazione di Zeng et al. (1998). La legenda indica il valore dei parametri utilizzati per le curve riportate in figura. Il valore dell'umidità specifica è fissato a  $q_a = 0.01 \text{ Kg/Kg}$ .

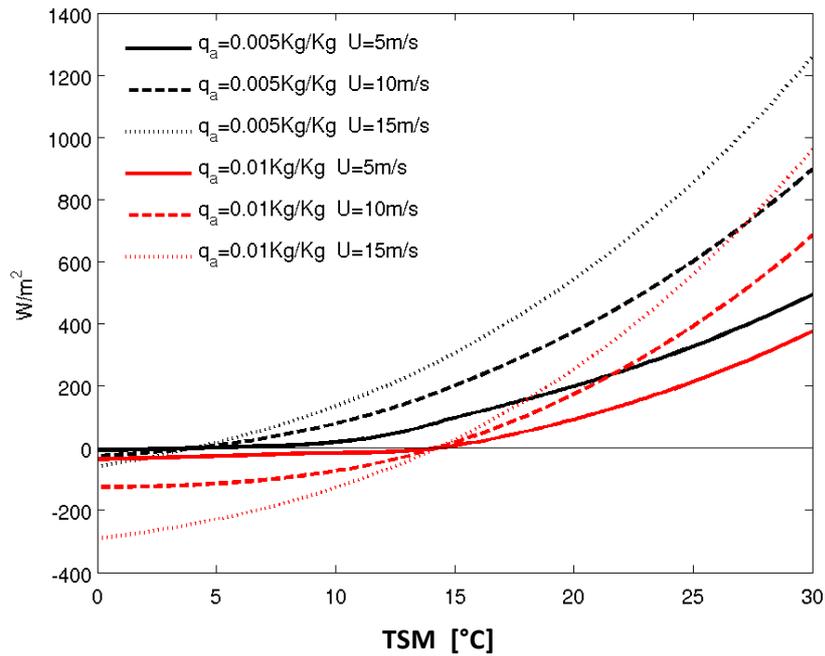


Figura 5. Flusso di calore latente in funzione di TSM, umidità specifica  $q_a$  e intensità del vento  $U$  secondo la formulazione di Zeng et al. (1998). La legenda indica il valore dei parametri utilizzati per le curve riportate in figura. La temperatura dell'aria è fissata al valore  $T_a = 15^{\circ}C$ .

## Strato limite planetario

Lo schema per la descrizione dello strato limite planetario, sviluppato da (Holtsag et al. 1990) è basato sul concetto di diffusione non-locale che tiene conto di flussi contro-gradiente da perturbazioni a grande scala verso un'atmosfera instabile ben mescolata. I flussi verticali all'interno dello strato limite planetario sono descritti da:

$$F_c = -K_c \left( \frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right)$$

dove  $\gamma_c$  è il termine “contro-gradiente” che descrive il trasporto non locale dovuto alla convezione profonda in assenza di umidità. Al di fuori dello strato limite  $\gamma_c$  è assunto essere uguale a zero.

La diffusività delle perturbazioni  $K_c$  è data da:

$$K_c = k w_t z \left( 1 - \frac{z^2}{h} \right)$$

dove  $k$  è la costante di Von Karman,  $w_t$  è la velocità convettiva turbolenta e  $h$  è l'altezza dello strato limite planetario

## Schema per la precipitazione convettiva

Dato che il RegCM3 non è pensato per arrivare ad una risoluzione così elevata da poter risolvere esplicitamente la convezione all'interno delle nubi (che ha una scala caratteristica di qualche centinaio di metri), sono stati implementati tre diversi schemi che permettano la descrizione parametrizzata della precipitazione convettiva: lo schema di Grell (Grell 1993); lo schema di Kuo modificato (Anthes 1977); e lo schema di Betts-Miller.

Lo schema di Grell (Grell 1993), selezionato per le simulazioni pianificate sull'area mediterranea, considera le nubi come l'insieme di due circolazioni stazionarie, una ascensionale e una discendente. Si assume che non avvenga nessun mescolamento tra le masse d'aria interne alla nube e quelle esterne, se non in corrispondenza della base e della sommità della nube. Dunque, il flusso di massa è costante con l'altezza all'interno della nube. I livelli iniziali di sollevamento e di ridiscesa delle masse d'aria corrispondono rispettivamente ai livelli di massimo e minimo di energia statica umida. Il regime di Grell viene attivato quando una massa d'aria raggiunge la condizione di convezione umida e la condensazione all'interno della corrente ascensionale viene calcolata considerando il sollevamento di una particella satura. Il flusso di massa discendente ( $m_0$ ) dipende da quello ascensionale ( $m_b$ ) secondo la seguente relazione:

$$m_0 = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b$$

dove  $I_1$  è la condensazione normalizzata durante il sollevamento,  $I_2$  è l'evaporazione normalizzata durante la discesa dell'aria, e  $\beta$  è la frazione di acqua condensata nella corrente ascensionale che ri-evapora durante la circolazione discendente.  $\beta$  dipende dal profilo verticale del vento e in genere ha un valore tra 0.3 e 0.5.

La precipitazione convettiva viene calcolata in base alla relazione  $P_{conv} = I_1 m_b (1 - \beta)$

Nello schema di Grell, il tasso di riscaldamento e di variazione dell'umidità vengono determinati sia dai flussi d'aria alla sommità e alla base della nube, sia dai flussi interni, tenendo conto dell'effetto di raffreddamento dovuto alla discesa di aria umida. Data la natura assai semplificata dello schema di Grell, in RegCM3 sono state introdotte diverse ipotesi di *chiusura*, cioè schemi per la determinazione dei parametri del modello. Nella configurazione utilizzata per l'area mediterranea, la chiusura adottata è quella di Fritsch e Chappell (1980), secondo cui i flussi convettivi dipendono dal grado di instabilità dell'atmosfera assumendo un equilibrio statistico tra i processi di convezione e quelli a larga scala.

### Schema per la precipitazione a larga scala

Lo schema SUBEX (Subgrid Explicit Moisture Scheme, uno dei nuovi componenti introdotti in RegCM3) viene utilizzato per trattare le nubi non convettive e la precipitazione associata alla dinamica di larga scala. Lo schema SUBEX tiene conto della variabilità delle nubi ad una scala più fine di quella della griglia del modello, legando la copertura nuvolosa all'umidità relativa all'interno della cella e alla quantità d'acqua all'interno della nube, secondo il modello descritto in Sundqvist et al. (1989). La frazione del punto coperto dalle nubi, FN (Frazione Nuvolosa), è determinata da:

$$FN = \sqrt{\frac{RH - RH_{\min}}{RH_{\max} - RH_{\min}}}$$

Dove  $RH_{\min}$  è la soglia di umidità relativa in corrispondenza della quale inizia la formazione di nubi, e  $RH_{\max}$  è il valore di riferimento dell'umidità relativa per cui FC diviene pari ad 1.

La precipitazione P si forma quando il contenuto d'acqua della nube supera la cosiddetta soglia di auto conversione  $Q_c^{th}$  secondo la seguente relazione:

$$P = C_{ppt} \left( \frac{Q_c}{FC} - Q_c^{th} \right) FC$$

dove  $1/C_{ppt}$  può essere considerato il tempo caratteristico per la conversione delle gocce interne alle nubi in gocce di pioggia. La soglia  $Q_c^{th}$  è legata al contenuto di acqua liquida della nube secondo l'equazione  $Q_c^{th} = C_{acs} 10^{-49+0.013T}$  dove T è la temperatura in gradi Celsius, e  $C_{acs}$  è il fattore di scala di autoconversione. Si assume che la precipitazione cada istantaneamente. Una descrizione dettagliata del modulo SUBEX è riportata in Pal et al. (2000).

## 2.5 Il Modulo dei fiumi

Rispetto alla versione standard del RegCM3, nelle simulazioni descritte in questo rapporto tecnico è stato inserito un modello interattivo della portata dei fiumi. Tale schema è stato implementato in questa configurazione in vista dello sviluppo della

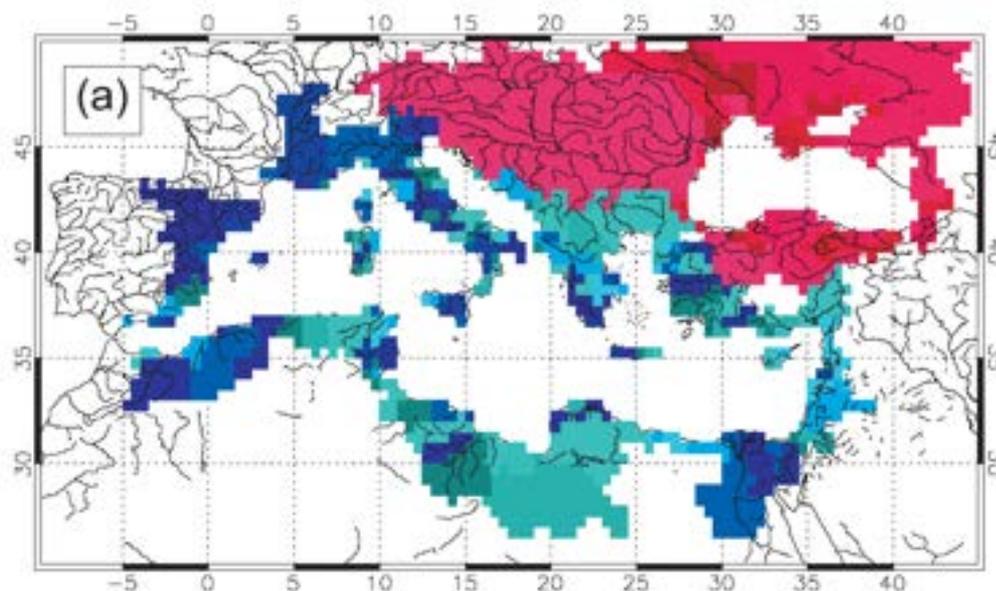
versione accoppiata atmosfera-oceano per la regione mediterranea. All'interno di tale architettura, lo schema dei fiumi fornirà alla componente oceanica del sistema accoppiato un flusso di acqua dolce, localizzato alle foci dei maggiori fiumi, consistente con le precipitazioni all'interno del bacino idrografico del Mediterraneo.

IRIS (Interactive River Scheme) è uno schema per la stima della portata dei fiumi a partire dal deflusso idrico totale simulato dal modello (vedi nella sezione 2.4, "Schemi superficiali"). Gli schemi superficiali tengono conto, a scale temporali ben distinte, dei diversi componenti del ciclo idrologico (ad esempio, la neve disciolta viene considerata come una componente della precipitazione disponibile con un ritardo caratteristico) e distribuiscono l'acqua disponibile nei diversi termini dell'equazione di bilancio. L'affidabilità del campo di deflusso simulato dipende chiaramente sia dalla qualità della parametrizzazione del suolo che dalla affidabilità dei campi di precipitazione previsti. Su scale di tempo sufficientemente lunghe le quattro componenti del ciclo idrologico terrestre si considerano in equilibrio:

$$P = R + E + \Delta S$$

dove  $P$  è la precipitazione cumulata,  $E$  è l'evaporazione cumulata,  $\Delta S$  è la variazione di capacità del suolo di accumulare acqua e  $R$  è il deflusso totale cumulato. Tale ipotesi di equilibrio è in effetti un vincolo assai stringente per i modelli di suolo a più strati, la cui violazione potrebbe impedire la conservazione della massa d'acqua totale all'interno del modello e, quindi, compromettere il calcolo della portata prevista. La portata dei fiumi viene calcolata integrando spazialmente su bacini idrografici distinti il campo totale di deflusso simulato medio.

Lo schema IRIS è basato sull'archivio TRIP (Total Runoff Integrated Pathway), che riporta informazioni sulla direzione del flusso d'acqua sul terreno su una griglia globale regolare a risoluzione spaziale di  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . Seguendo la classificazione introdotta da TRIP, abbiamo rilevato 186 distinte foci di fiumi che sfociano direttamente nel Mar Mediterraneo, e ulteriori 50 che contribuiscono alla immissione di acqua dolce del Mar Nero. Il bacino di raccolta relativo a ogni fiume è stato ricostruito utilizzando iterativamente TRIP. I bacini sono stati poi riportati su una griglia regolare ad una risoluzione orizzontale di  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  per la regione Euro-Mediterranea di interesse (Figura 6).



**Figura 6: Ricostruzione dei bacini idrografici dei maggiori fiumi delle regione Mediterranea: in blu i bacini di fiumi che sfociano direttamente nel Mediterraneo, in rosso i bacini dei fiumi che sfociano nel Mar Nero.**

La griglia a risoluzione più elevata è stata ottenuta semplicemente interpolando dal grigliato originale, e non contiene tutte le informazioni aggiuntive rispetto all'archivio originale di TRIP.

I campi di deflusso sono dunque interpolati su quest'ultima griglia e poi direttamente integrati sui singoli bacini idrografici. Le portate di ciascun fiume vengono fornite come dato cumulato mensile.

## 2.6 Modulo ciclo diurno della temperatura superficiale del mare

La temperatura superficiale del mare (TSM) è una grandezza fisica chiave nella descrizione delle interazioni aria mare.

Nella modellistica atmosferica, dalle applicazioni di assimilazione dei dati alla modellistica previsionale, ci si riferisce solitamente alla TSM per indicare prodotti derivati dall'integrazione di misure satellitari e di misure in situ effettuate ad una profondità che può andare da pochi centimetri a pochi metri. (Reynolds and Smith, 1994). Nei modelli oceanici e nei modelli accoppiati oceano-atmosfera il termine TSM si riferisce invece alla temperatura dello strato superficiale del modello, corrispondente di solito ai primi 10m.

Le misure dei profili di temperatura nei primi metri della superficie oceanica (Fairall et al., 1996a) mostrano che fra la temperatura  $T_S$  dei primi millimetri della superficie del mare (direttamente influenzata dagli scambi di calore con l'atmosfera e dall'emissione di radiazione infrarossa) e la temperatura  $T_M$  dei successivi primi metri interessati

dall'assorbimento di radiazione solare possono esistere differenze di qualche grado (fino a 3K osservati durante campagne di osservazione nel Pacifico Tropicale).

Nei modelli previsionali e nei modelli climatici è importante descrivere con sufficiente accuratezza il ciclo diurno della temperatura superficiale  $T_S$  e la differenza fra  $T_M$  e  $T_S$ . In particolare, nei modelli accoppiati oceano-atmosfera, gli errori commessi nella descrizione della temperatura superficiale  $T_S$  danno il contributo principale all'errore totale sulla descrizione degli scambi di calore all'interfaccia aria mare. Ad esempio, Fairall et al. (1996b) mostrano che per calcolare il bilancio di calore con una accuratezza di circa  $10 \text{ W m}^{-2}$  è necessario specificare la TSM (intesa da ora in avanti come temperatura superficiale  $T_S$ ) con una accuratezza di circa  $\pm 0.2\text{K}$ . Nel caso dell'area mediterranea, errori di questa entità possono influenzare in maniera significativa gli scambi aria-mare.

Esistono diverse formulazioni del modello che fornisce la differenza fra  $T_S$  e  $T_M$ , basate su differenti ipotesi riguardo l'equilibrio fra il trasferimento turbolento di calore fra oceano e atmosfera e l'assorbimento della radiazione solare (p.es Clayson and Curry, 1996; Genetemann, 2003; Webster et al., 1996; Beljaars 1997). Il gruppo di ricerca dell'International Centre for Theoretical Physics (ICTP) di Trieste che mantiene e sviluppa il modello RegCM, attualmente in uso presso UTMEA-CLIM, ha implementato nella versione 4.0 di RegCM la versione del modello  $T_S$  descritto da Zeng and Beljaars (2005). La versione 3.0 di RegCM, in uso presso UTMEA-CLIM, sulla quale è anche basato il sistema accoppiato PROTHEUS descritto da Artale e coautori (2009) non include originariamente un modello per l'evoluzione del ciclo diurno della  $T_S$ . Vista la potenziale criticità del parametro  $T_S$  nella descrizione delle interazioni aria-mare sull'area del Mediterraneo abbiamo implementato una versione del modello di Zeng e Beljaars per il ciclo TSM diurno (TSMd) nella versione 3.0 di RegCM. L'obiettivo finale e la successiva implementazione dello schema TSMd nella versione accoppiata oceano atmosfera (sistema PROTHEUS).

### Formulazione modello TSMd

Nella formulazione del modello TSMd di Zeng e Beljaars si considera la formulazione diffusiva per il trasferimento di calore in un fluido turbolento:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_o - k_o) \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{\rho_o c_o} \frac{\partial R}{\partial z}$$

dove il pedice  $O$  indica grandezze riferite alla componente oceanica,  $T$  è la temperatura dell'oceano  $z$  è la profondità (definita positivamente verso il basso),  $\rho_o$  e  $c_o$  sono la densità e la capacità termica dell'acqua di mare,  $K_o$  e  $k_o$  sono i coefficienti di diffusione turbolenta e molecolare e  $R$  è la radiazione solare netta, definita positivamente verso il basso.

Lo schema di Zeng e Beljaars (2005) si basa sulla disaggregazione fra il bilancio termico del sotto-strato molecolare superficiale di piccolo spessore  $R$  e il bilancio termico dello strato di oceano immediatamente al di sotto, dello spessore di qualche metro.

Zeng e Beljaars assumono che lo strato superficiale di spessore  $\delta$  sia sempre in equilibrio e che il gradiente termico sia dovuto all'equilibrio tra il flusso di calore (latente+sensibile+raffreddamento radiativo) e l'assorbimento di una frazione (non meno del 5%) della radiazione solare incidente totale.

Nello strato inferiore invece, la tendenza della temperatura è dovuta allo sbilanciamento fra la radiazione assorbita, cioè quella residuale dello strato superficiale, e il flusso di calore turbolento. Ipotizzando una dipendenza funzionale standard del coefficiente di mescolamento dalla stratificazione e dagli effetti di scorrimento turbolento (basato sulla lunghezza di Monin-Obukhov), e assumendo una precisa forma analitica del profilo di temperatura, l'evoluzione della differenza di temperatura negli strati superficiali è:

$$\frac{\partial}{\partial t}(T_{-\delta} - T_{-d}) = \frac{Q + R_s - R(-d)}{d\rho_o c_o \nu(\nu+1)} - \frac{(\nu+1)ku_{*w}}{d\phi_t(d/L)}(T_{-\delta} - T_{-d})$$

dove  $\delta$  e  $d$  rappresentano rispettivamente la profondità dello strato pellicolare e la profondità in corrispondenza della quale non si osserva più una variazione diurna della temperatura ( $d \approx 3m$ );  $Q$  è il flusso di calore totale (sensibile+latente) mentre  $R_s$  e  $R(-d)$  rappresentano la radiazione solare assorbita in superficie e alla profondità  $d$ ;  $\nu = 0.3$  è una costante empirica selezionata in maniera tale che in presenza di un flusso di radiazione solare di  $1000 \text{ W m}^{-2}$  e l'equilibrio fra gli ultimi due termini nell'equazione, la differenza  $(T_{-\delta} - T_{-d})$  sia di circa 3 K in condizioni di vento leggero.

In figura 7 riportiamo un esempio di confronto fra il dato settimanale della rianalisi ERA-Interim e la temperatura pellicolare prodotta dal modello utilizzando la rianalisi ERA-Interim come forzante. L'esempio, basato sulla simulazione dell'anno 1989, mette in evidenza la capacità del modello della temperatura pellicolare di descrivere i picchi giornalieri di temperatura dovuti al riscaldamento solare.

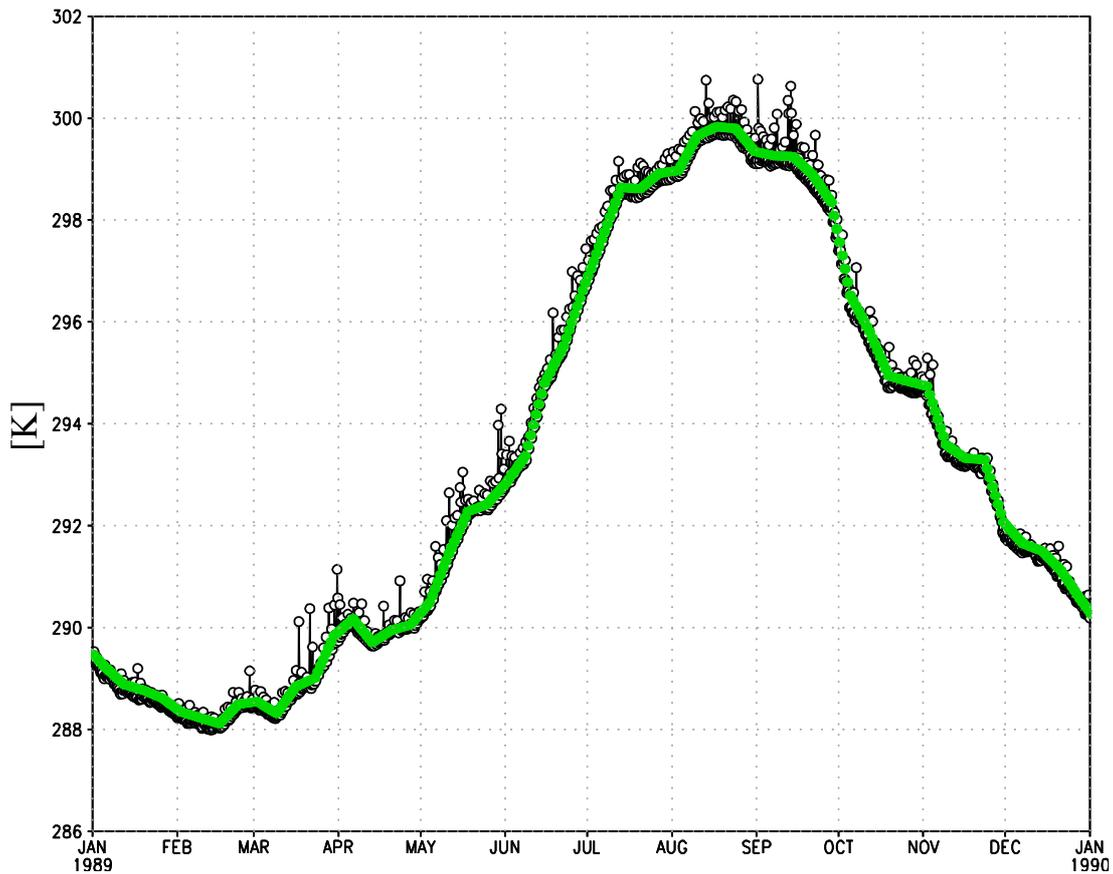


Figura 7: Esempio della temperatura superficiale pellicolare dell'oceano nel punto di griglia 20E 35N. Confronto fra il dato settimanale della rianalisi ERA-INTERIM (linea verde) e la temperatura pellicolare prodotta dal modello utilizzando la rianalisi ERA-INTERIM come forzante (linea nera).

### 3. IMPOSTAZIONI DEL MODELLO PER L'AREA MEDITERRANEA

#### 3.1 Uscite del modello

Le uscite standard del modello vengono salvate ogni 3 ore in formato binario (leggibile da programmi di grafica georeferenziata come GRADS) in tre diversi tipi di archivi: "SRF" (dove vengono riportati i campi superficiali bidimensionali), "ATM" (dove vengono riportati i campi atmosferici sia bidimensionali che tridimensionali) e "RAD" (dove vengono riportati i campi relativi agli effetti radiativi). Nella tabella seguente riportiamo tutti i campi in uscita standard del modello suddivisi nei relativi archivi.

Questi campi vengono post-processati e convertiti in formato auto-descrittivo ("NETCDF"), interpolati su livelli di pressione dai livelli  $\sigma$  su cui vengono originariamente calcolati e salvati, e mediati su diverse scale di tempo (giornaliere, settimanali, mensili).

<b>Nome variabile</b>	<b>Dimensione</b>	<b>Campi superficiali SRF</b>
<b>u10m</b>	LATxLON	Vento verso est a 10m
<b>v10m</b>	LATxLON	Vento verso nord a 10m
<b>uvdrag</b>	LATxLON	Resistenza superficiale
<b>tg</b>	LATxLON	Temperatura superficiale
<b>tlef</b>	LATxLON	Temperatura di fogliame
<b>t2m</b>	LATxLON	Temperatura dell'aria a 2m
<b>q2m</b>	LATxLON	Umidità specifica a 2m
<b>ssw</b>	LATxLON	Umidità del suolo (strato superiore)
<b>rsw</b>	LATxLON	Umidità del suolo (strato radicale)
<b>tpr</b>	LATxLON	Precipitazione totale
<b>evp</b>	LATxLON	Evapotraspirazione
<b>runoff</b>	LATxLON	Deflusso superficiale
<b>scv</b>	LATxLON	Copertura nevosa
<b>sena</b>	LATxLON	Flusso di calore sensibile
<b>flw</b>	LATxLON	Flusso netto di energia infrarossa
<b>fsw</b>	LATxLON	Flusso netto di energia solare assorbita
<b>flwd</b>	LATxLON	Flusso discendente di radiazione infrarossa
<b>sina</b>	LATxLON	Flusso incidente di energia solare
<b>prcv</b>	LATxLON	Precipitazione convettiva
<b>psb</b>	LATxLON	Pressione superficiale
<b>zpbl</b>	LATxLON	Altezza dello strato limite planetario
<b>tgmax</b>	LATxLON	Temperatura superficiale massima
<b>tgmin</b>	LATxLON	Temperatura superficiale minima
<b>t2max</b>	LATxLON	Temperatura dell'aria a 2m massima
<b>t2min</b>	LATxLON	Temperatura dell'aria a 2m minima
<b>w10max</b>	LATxLON	Velocità del vento a 10 metri massima
<b>ps_min</b>	LATxLON	Pressione superficiale minima

Tabella 1. Lista delle uscite contenute nei file SRF

Nome variabile	Dimensione	Campi atmosferici ATM
<b>u</b>	QUOTAxLATxLON	Vento verso est
<b>v</b>	QUOTAxLATxLON	Vento verso nord
<b>w</b>	QUOTAxLATxLON	Velocità verticale del vento
<b>t</b>	QUOTAxLATxLON	Temperatura dell'aria
<b>qv</b>	QUOTAxLATxLON	Umidità specifica dell'aria
<b>qc</b>	QUOTAxLATxLON	Rapporto di mescolamento dell'acqua nelle nubi
<b>psa</b>	LATxLON	Pressione superficiale
<b>tpr</b>	LATxLON	Precipitazione totale
<b>tgb</b>	LATxLON	Temperatura superficiale
<b>swt</b>	LATxLON	Contenuto totale di acqua nel suolo
<b>rno</b>	LATxLON	Infiltrazione accumulata

Tabella 2. Lista delle uscite contenute nei file ATM

Nome variabile	Dimensione	Campi Radiativi RAD
<b>clid</b>	QUOTAxLATxLON	Copertura nuvolosa
<b>clwp</b>	QUOTAxLATxLON	Percorso medio dell'acqua liquida nelle nubi
<b>qrs</b>	QUOTAxLATxLON	Tasso di saldamento solare
<b>qrl</b>	QUOTAxLATxLON	Tasso di raffreddamento infrarosso
<b>frsa</b>	LATxLON	Flusso solare assorbito in superficie
<b>frla</b>	LATxLON	Raffreddamento superficiale nell'infrarosso
<b>clrst</b>	LATxLON	Flusso totale solare assorbito (cielo limpido)
<b>clrss</b>	LATxLON	Flusso superficiale solare assorbito (cielo limpido)
<b>clrlt</b>	LATxLON	Flusso alla sommità dell'atmosfera infrarosso uscente netto (cielo limpido)
<b>clrls</b>	LATxLON	Raffreddamento nell'infrarosso superficiale (cielo limpido)
<b>solin</b>	LATxLON	Radiazione solare incidente istantanea
<b>sabtp</b>	LATxLON	Flusso totale infrarosso assorbito
<b>firtp</b>	LATxLON	Flusso alla sommità dell'atmosfera infrarosso uscente netto
<b>psa</b>	LATxLON	Pressione superficiale

Tabella 3. Lista delle uscite contenute nei file RAD

## 3.2 Selezione del dominio

Per le simulazioni programmate e che verranno descritte nella sezione successiva, sono state implementate due diverse configurazioni: **EuroMed\_small** e **EuroMed\_large**.

Entrambe le configurazioni sono caratterizzate dalla medesima risoluzione verticale con 18 livelli  $\sigma$  (riportata in Figura 2). Differiscono nella risoluzione orizzontale e nelle dimensioni del dominio, che comporta a sua volta un diverso tempo di calcolo e una differente dimensione dei file di uscita prodotti dal modello. Entrambi i domini sono stati definiti in modo tale da poter suddividere il carico computazionale su 40 processori in parallelo.

Configurazione **Euro\_Med\_small** (Figura 8): in tale configurazione il dominio è costituito da una griglia 150x160 con una risoluzione orizzontale di 30 Km proiettata secondo la proiezione conforme di Lambert. Il passo temporale con cui vengono risolte le equazioni della dinamica e della fisica è di 75s.

Configurazione **Euro\_Med\_large** (Figura 9): tale configurazione è stata implementata nell'ambito del coordinamento internazionale MED-CORDEX in modo da includere interamente la Turchia nel dominio. In tale configurazione il dominio è costituito da una griglia 192x240 con una risoluzione orizzontale di 25 Km proiettata anche in questo caso secondo la proiezione conforme di Lambert. Lo step temporale con cui vengono risolte le equazioni della dinamica e della fisica è di 75s.

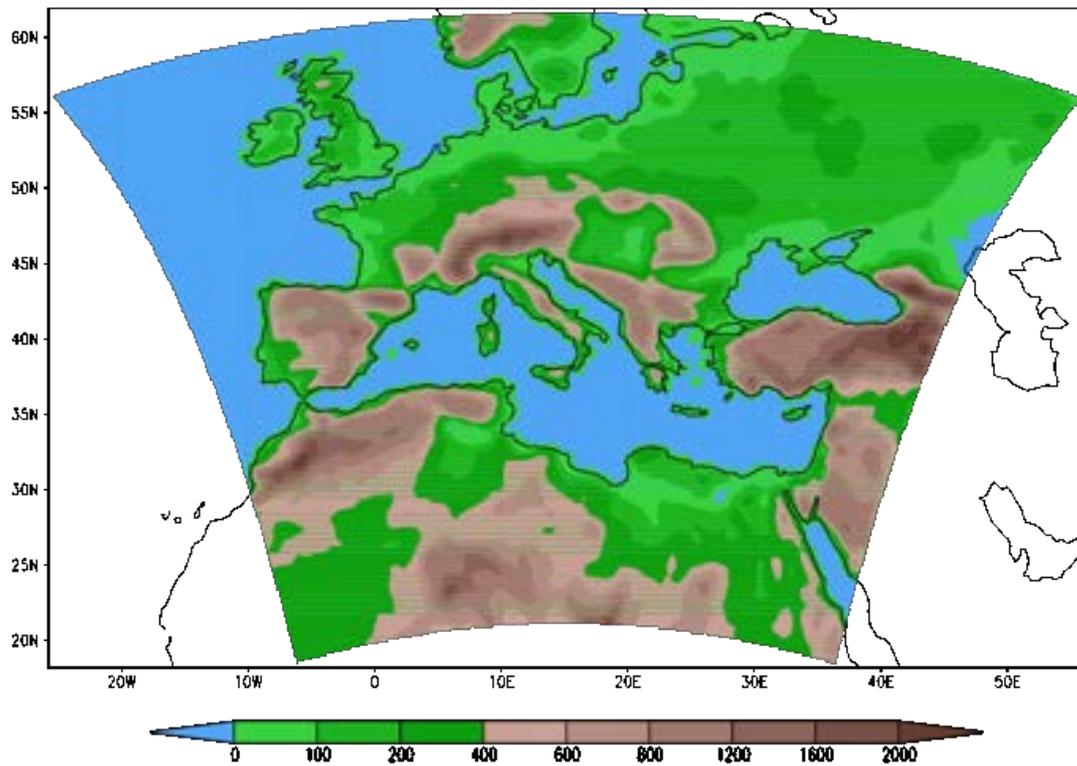


Figura 8: Dominio Euro\_Med-small con la topografia associata (elevazione espressa in metri).

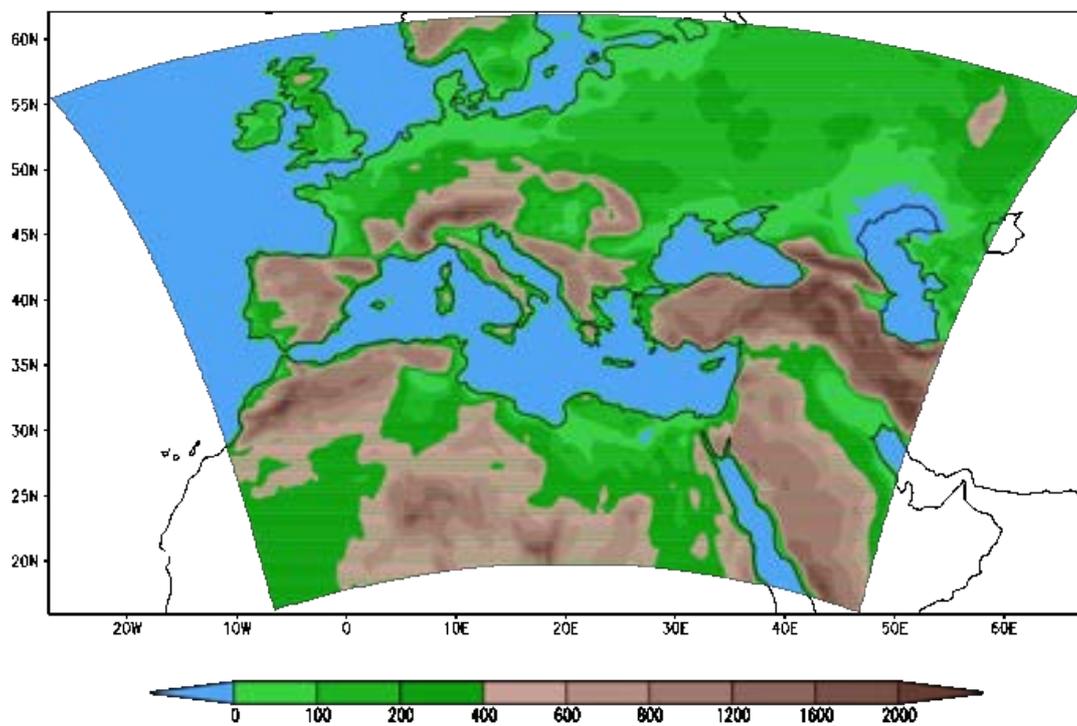


Figura 9: Dominio Euro\_Med-large con la topografia associata (elevazione espressa in metri).

## 4. SIMULAZIONI

Sono state programmate diverse simulazioni regionali che si differenziano per il periodo in esame e per il tipo di condizioni al contorno utilizzate. La configurazione del modello in termini di schemi e parametrizzazioni rimane inalterata.

Simulazione ERA40: Le condizioni al contorno laterali (temperatura, umidità, vento) sono ottenute dalla rianalisi globale ERA40, sviluppata presso l'ECMWF (Simmons e Gibson, 2000) per il periodo di 43 anni 1958-2000. La rianalisi globale ERA40 è prodotta assimilando differenti tipi di dati meteo-climatici (satellite, navi, aerei, stazioni meteorologiche) in un modello di circolazione globale. I dati, con una risoluzione temporale di 6 ore, sono resi pubblici su un grigliato regolare di passo pari a 2.5° su 23 livelli di pressione anche se il modello operativo ha una risoluzione più elevata. Le temperature della superficie marina sono ottenute dall'archivio Global Ice and Sea Surface Temperature (GISST) prodotto dalla UKMO (Rayner et al., 2006).

Simulazione ERA-Interim: Le condizioni al contorno laterali (temperatura, umidità, vento) sono ottenute dalla rianalisi globale di recente produzione ERA-Interim sviluppata presso l'ECMWF (Simmons et al. 2007; Uppala et al. 2008) dal 1989 al tempo presente. I principali progressi nell'assimilazione dei dati di ERA-Interim rispetto a ERA-40 sono: schemi di assimilazioni ottimizzati, una maggiore risoluzione orizzontale, una nuova analisi dell'umidità, la fisica del modello è stata migliorata. Inoltre sono stati presi in considerazione nuovi dati osservativi. Nella rianalisi ERA-Interim i dati, con una risoluzione temporale di 6 ore, sono resi pubblici su un grigliato regolare di passo pari a 0.75° su 37 livelli di pressione. Le temperature della superficie marina sono anche in questo caso ottenute dall'archivio Global Ice and Sea Surface Temperature (GISST) prodotto dalla UKMO (Rayner et al., 2006).

Simulazione EH5OM-20C3M: Le condizioni al contorno laterale per l'atmosfera dal 1951-2000 sono ottenute dalla simulazione globale accoppiata ECHAM5-MPIOM 20c3m (run3) inclusa nel Quarto Rapporto IPCC. Le concentrazioni di anidride carbonica sono quelle di riferimento per il XX secolo. I dati, con una risoluzione temporale di 6 ore, sono resi pubblici su un grigliato regolare di passo pari a 2.5° su 31 livelli verticali di pressione.

Simulazione EH5OM-A1B: Le condizioni al contorno laterale per l'atmosfera dal 2001-2050 sono ottenute dalla simulazione globale accoppiata ECHAM5-MPIOM SRES A1B (run3) inclusa nel Quarto Rapporto IPCC. Le concentrazioni di anidride carbonica sono quelle di riferimento per lo scenario di sviluppo A1B. I dati, con una risoluzione temporale di 6 ore, sono resi pubblici su un grigliato regolare di passo pari a 2.5° su 31 livelli verticali di pressione.

## BIBLIOGRAFIA

- Alpert, P, Stein U, Tsidulko M, 1995: Role of sea fluxes and topography in eastern Mediterranean cyclogenesis. *The Global atmosphere and ocean system*,
- Anthes, R. (1977). A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Monthly Weather Review* .
- Artale V., Calmanti S., Carillo A., Dell'Aquila A., Herrmann M., Pisacane G., Ruti P.M., Sannino G., Struglia M.V., Giorgi F., Bi X., Pal J. S., Rauscher S., The PROTHEUS Group. 2009 An atmosphere–ocean regional climate model for the Mediterranean area: assessment of a present climate simulation. *Clim. Dyn.*
- Beljaars, A. C. M. (1997), Air-sea interaction in the ECMWF model, paper presented at Seminar on Atmosphere-Surface Interactions, Eur. Cent. For Med. Range Weather Forecasts, Reading, U. K., 8–12 Sept.
- Briegleb, B. (1992). Delta-eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model, *Journal of Geophysical Research* .
- A. Buzzi, S. Tibaldi 1978: Cyclogenesis in the lee of the Alps: a case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*,
- Clayson, C. A., and J. A. Curry (1996), Determination of surface turbulent fluxes for the Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment: Comparison of satellite retrievals and in situ measurements, *J. Geophys. Res.*,
- Deardoff, J. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *Journal of Geophysical Research* .
- Dickinson, R., Kennedy, P., Henderson-Sellers, A. and Wilson, M. (1986). Biosphere atmosphere transfer scheme (bats) for the NCAR community climate model, Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Dickinson, R., Errico, R., Giorgi, F. and Bates, G. (1989). A regional climate model for the western United States, *Climate Change* .
- Dickinson, R., Henderson-Sellers, A. and Kennedy, P. (1993). Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the NCAR community climate model, Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Fairall C., W., Bradley E. F., Godfrey J. S., Wick G. A., Edson J. B., 1996: Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature.
- Fritsch J.M. and C.F. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part 1: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*,
- Gentemann, C. L., C. J. Donlon, A. Stuart-Menteth, and F. J. Wentz (2003), Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements, *Geophys. Res. Lett.*
- Giorgi, F. (1989). Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fires, *Journal of Geophysical Research* .

Giorgi, F. (1990a). Sensitivity of simulated wintertime precipitation and soil hydrology simulation over the western United States to lower boundary specifications, *Atmos.Ocean* .

Giorgi F., 1990b: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate*,.

Giorgi, F. , 2006a: Regional climate modeling: Status and Perspectives. *Journal de Physique*, IV,

Giorgi, F. , 2006b: Climate change Hot-Spots.

Giorgi, F., Bates, G. and Nieman, S. (1993a). The multi-year surface climatology of a regional atmospheric model over the western United States, *Journal of Climate* .

Giorgi F and Lionello P. 2008 Climate change projections for the Mediterranean region *Glob. Planet. Change* **63** 90–104

Giorgi, F., Marinucci, M. and Bates, G. (1993b). Development of a second generation regional climate model (regcm2) i: Boundary layer and radiative transfer processes, *Monthly Weather Review* .

Grell, G. (1993). Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Monthly Weather Review*

Grell, G. A., Dudhia, J. and Stauer, D. R. (1994a). A description of the fifth-generation Penn state/NCAR mesoscale model (MM5), Technical report, National Center for Atmospheric Research.

Hack, J., Boville, B., Briegleb, B., Kiehl, J., Rasch, P. and Williamson, D. (1993). Description of the NCAR community climate model (CCM2), Technical report, National Center for Atmospheric Research.

Holtstlag, A., de Bruijn, E. and Pan, H.-L. (1990). A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Monthly Weather Review*

Hsie, E., Anthes, R. and Keyser, D. (1984). Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere, *Journal of Atmospheric Sciences* .

Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G., Boville, B., Breigleb, B., Williamson, D. and Rasch, P. (1996). Description of the NCAR community climate model (CCM3), Technical Report NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research.

Mariotti, A., Struglia MV., Zeng N., Lau KM (2002), The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea, *J. Clim.*

Pal, J., Small, E. and Eltahir, E. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*

Rayner, N.A.; Parker, D.E.; Horton, E.B.; Folland, C.K.; Alexander, L.V.; Rowell, D.P.; Kent, E.C.; Kaplan, A. UKMO - GISST/MOHMATN4/MOHSST6 - Global Ice coverage

and SST (1856-2006), [Internet]. UK Meteorological Office, 2006, Date of citation. Available from <http://badc.nerc.ac.uk/data/gisst/>

Reynolds R. W., and Smith T. M., 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Clim.*

Simmons AJ, Gibson JK (2000) The ERA-40 Project Plan, ERA-40 project report series no. 1 ECMWF

Simmons AS, Uppala DD, Kobayashi S (2007) ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards, ECMWF Newsletter

Slingo, J. (1989). A gcm parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds, *Journal of Atmospheric Sciences* .

Struglia M.V., Mariotti A., Filogrosso A. 2004 "River discharge into the Mediterranean Sea: climatology and aspects of the observed variability" *Journ. of Clim.*

Sundqvist, H., Berge, E. and Kristjansson, J. (1989). The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *Journal of Climate* .

Uppala S, Dee D, Kobayashi S, Berrisford P, Simmons A (2008) Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. ECMWF Newsletter

Webster, P. J., C. A. Clayson, and J. A. Curry (1996), Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific, *J. Clim.*.

Zeng X., Beljaars A., 2005: A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *Geophys. Res. Lett.*,

Zeng X., Zhao M., Dickinson R. E., 1998: Intercomparison of Bulk Aerodynamic Algorithms for the Computation of Sea Surface Fluxes using TOGA COARE and TAO Data. *J. Climate*