



Ricerca di Sistema elettrico

# **Interazione aria-mare nella regione mediterranea: valutazioni (dei flussi di calore) basate su misure dirette, stime satellitari e modelli**

Salvatore Marullo, Alcide Di Sarra, Giandomenico Pace

Report RdS/PAR2020/105

## INTERAZIONE ARIA-MARE NELLA REGIONE MEDITERRANEA: VALUTAZIONI (DEI FLUSSI DI CALORE) BASATE SU MISURE DIRETTE, STIME SATELLITARI E MODELLI

Salvatore Marullo, Alcide Di Sarra, Giandomenico Pace

Aprile 2021

### Report Ricerca di Sistema Elettrico

Accordo di Programma Ministero dello Sviluppo Economico - ENEA

Piano Triennale di Realizzazione 2019-2021 - II annualità

Obiettivo: *Tecnologie*

Progetto: 1.8 Energia elettrica dal mare

Work package: (*Energia elettrica dal mare*)

Linea di attività: Studio dell'interazione aria-mare nella regione mediterranea: valutazioni basate su misure dirette, stime satellitari e modelli (LA1.11)

Responsabile del Progetto: Gianmaria Sannino ENEA

Responsabile del Work package: Gianmaria Sannino ENEA

Il presente documento descrive le attività di ricerca svolte all'interno dell'Accordo di collaborazione "*Piano triennale di realizzazione 2019-2021 della ricerca di sistema elettrico nazionale*"

Responsabile scientifico ENEA: Gianmaria Sannino

Responsabile scientifico Politecnico di Torino: Giuliana Mattiazzo

## Indice

SOMMARIO .....	4
1 INTRODUZIONE.....	5
2 DESCRIZIONE DELLE ATTIVITÀ SVOLTE E RISULTATI.....	7
2.1 FLUSSI DI CALORE: VALUTAZIONE DELLA RIANALISI ERA5 .....	7
2.2 CONFRONTO CON I DATI IN SITU: LA BOA DI LAMPEDUSA.....	12
2.2.1 <i>Parametri meteorologici</i> .....	14
2.2.2 <i>Flussi radiativi</i> .....	15
3 CONCLUSIONI .....	17
4 BIBLIOGRAFIA .....	18

## Sommario

*Titolo: Studio dell'interazione aria-mare nella regione mediterranea: valutazioni basate su misure dirette, stime satellitari e modelli*

Questo rapporto fornisce un panorama aggiornato della capacità di stima dei flussi di calore tra atmosfera ed oceano, tenendo conto delle formulazioni empiriche attualmente utilizzate e dei dati modellistici forniti dai distributori istituzionali, focalizzando su quelli più recenti forniti dal Climate Data Store (CDS) gestito da ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) nell'ambito del Copernicus Climate Change Service su incarico dell'Unione Europea.

Misure dirette di flussi di calore tra mare ed atmosfera sono estremamente rare ma, al contempo, essenziali per la valutazione delle stime disponibili e dell'impatto degli errori di tali stime sulle previsioni meteomarine e climatiche. In questo contesto l'osservatorio climatico dell'ENEA di Lampedusa rappresenta un'opportunità unica per una valutazione rigorosa della nostra conoscenza e delle nostre capacità predittive dei fenomeni e delle variabili che regolano l'interazione tra il mare e l'atmosfera. La linea di attività si sviluppa in due anni successivi dedicati alla valutazione delle formulazioni (prima fase) e dell'impatto delle stesse sui modelli numerici di previsione (seconda fase)

Nella prima parte di questo rapporto è dettagliatamente descritta la valutazione dei dati di flusso di calore e di alcuni parametri meteorologici di rilevanza estratti dalla recente rianalisi (ERA5) e si dimostra la congruenza della nuova rianalisi con lo stato dell'arte delle conoscenze scientifiche e con i vincoli di chiusura del bilancio nel mar Mediterraneo.

Nella seconda parte si descrive il confronto con misure dirette effettuate sulla boa dell'ENEA ancorata al largo dell'isola di Lampedusa nel canale di Sicilia. L'analisi focalizza sulle misure di flussi radiativi, ovvero bilanci per visibile (insolazione) e infrarosso termico, e sulla valutazione delle variabili meteorologiche che contribuiscono al calcolo delle quattro componenti dello scambio di calore tra aria e mare quando vengono usate formule empiriche.

## 1 Introduzione

Gli scambi, ovvero i flussi di quantità di moto, calore, acqua e gas all'interfaccia aria-mare rappresentano il modo con cui l'oceano interagisce con l'atmosfera definendo il suo bilancio di energia e massa e quindi il suo ruolo nell'equilibrio del sistema climatico globale. D'altra parte, le interazioni tra l'atmosfera e l'oceano influenzano anche, e in larga misura, il clima e l'evoluzione meteorologica a scala regionale e locale.

La determinazione delle componenti del bilancio termico superficiale è quindi fondamentale per la comprensione del bilancio idrologico e del clima regionale, soprattutto in regioni come il Mediterraneo; un bacino semichiuso, relativamente piccolo, circondato da regioni continentali con orografia complessa e chiari vincoli in termini di chiusura del bilancio di massa e di calore.

Misure dirette di flussi di calore tra mare ed atmosfera sono estremamente rare ma, al contempo, essenziali per la valutazione delle stime disponibili e dell'impatto degli errori di tali stime sulle previsioni meteorologiche e climatiche. Particolarmente rare sono le misure dirette in mare dei flussi turbolenti ovvero dei flussi di calore latente e sensibile. Se ne dispone solo in maniera occasionale in un numero estremamente limitato di siti. Questa scarsità di informazioni è dovuta alle oggettive difficoltà di operare tali misure in ambiente marino. In particolare alla difficoltà di misurare componenti verticali dei venti e fluttuazioni ad alta frequenza di temperatura ed umidità su navi oceanografiche (o di opportunità) e boe riuscendo a minimizzare le distorsioni di flusso dovute al movimento e alla forma della piattaforma che ospita gli strumenti.

In assenza di misure dirette, i flussi di calore all'interfaccia aria-mare possono essere stimati in termini di quantità meteorologiche operativamente misurabili o simulabili nell'ambito di servizi di previsione ed analisi meteorologiche.

Negli ultimi decenni sono state sviluppate varie parametrizzazioni dei flussi turbolenti con vari livelli di sofisticazione che vanno dal "inertial-dissipation method" (Pond et al., 1971, Large and Pond, 1982, Edison et al., 1991), essenzialmente un'applicazione della teoria di Kolmogorov per la stima dei flussi turbolenti nello strato dell'atmosfera più prossimo alla superficie, fino ai "bulk aerodynamic methods" basati sulla teoria di similarità di Monin-Obukhov (Monin and Obukhov, 1954, Garrat, 1977, Fairall et al., 1996).

Nella pratica, anche al fine di poter disporre di una significativa quantità di stime di flussi all'interfaccia aria-mare, l'approccio più diffuso, anche nell'ambito della modellistica numerica del clima, è quello di utilizzare metodi più empirici. L'idea alla base di queste formulazioni empiriche è quella di stimare le varie componenti degli scambi di calore (o quantità di moto) tra aria e mare legando il trasferimento turbolento a micro scala a quantità macroscopiche facilmente misurabili quali, ad esempio, intensità del vento in prossimità della superficie, umidità e temperatura.

Partendo dalle formule per la stima dei flussi di calore sensibile ( $Q_H$ ) e latente ( $Q_E$ ) e dello stress del vento in termini di "Reynolds Averages" (Fairall et al., 1996), si può scrivere:

$$Q_H = \rho_a c_{pa} \langle w'T' \rangle = -\rho_a c_{pa} u_* T_* \quad (1.1)$$

$$Q_E = \rho_a L_e \langle w'q' \rangle = -\rho_a L_e u_* q_* \quad (1.2)$$

$$\tau = \rho_a \langle w'u' \rangle = -\rho_a u_*^2 \quad (1.3)$$

$w'$ ,  $T'$ ,  $q'$  e  $u'$  rappresentano rispettivamente le fluttuazioni turbolente della componente verticale del vettore vento, della temperatura, del mixing ratio e della componente orizzontale del vento e le variabili ( $\cdot$ ) possono essere considerate come parametri di scala in termini di teoria di similarità di Monin-Obukhov (Fairall et al. 1996, Hill, 1989). La parentesi  $\langle \rangle$  indicano la media sull' "Ensemble" che, di fatto, vengono approssimate con medie nel tempo o nello spazio di serie finite di dati.

La versione "bulk" delle 1.1 - 1.3, dove i flussi scalari e le componenti dello stress del vento sono espresse in termini di variabili macroscopiche comunemente misurate nella pratica meteorologica, è:

$$Q_H = \rho_a c_{pa} C_h \bar{W} (T_s - T_a) \quad (1.4)$$

$$Q_E = \rho_a L_e C_e \bar{W} (q_s - q_a) \quad (1.5)$$

$$\tau_l = \rho_a C_d \bar{W} (u_{sl} - u_l) \quad (1.5)$$

$C_h$ ,  $C_e$  e  $C_d$  sono i coefficienti di trasferimento turbolento rispettivamente per il flusso di calore sensibile, latente e stress del vento;  $\rho_a$  è la densità dell'aria;  $L_e$  è il calore latente di evaporazione  $W$  è il valor medio del vento relativamente alla superficie del mare ad un'altezza stabilita;  $T_s$  è la temperatura all'interfaccia aria-mare;  $T_a$  è la temperatura dell'aria;  $q_a$  e  $q_s$  sono rispettivamente l'umidità specifica a un'altezza di riferimento e l'umidità di saturazione alla temperatura superficiale del mare  $T_s$ , eventualmente corretto per l'effetto della salinità. Infine la differenza  $u_{sl} - u_l$  rappresenta la velocità del vento relativa rispetto alla corrente superficiale  $u_{sl}$ . Per quanto riguarda i valori da usare per i coefficienti di trasferimento turbolento  $C_h$ ,  $C_e$  e  $C_d$ , esiste un'ampia letteratura che, in pratica, suggerisce come stimare il loro valore in funzione di variabili meteorologiche usualmente disponibili sia come risultato di modelli operativi che di misure normalmente effettuate dalle stazioni meteorologiche (Kondo, 1975, Fairall et al., 1996; Kara et al., 2005).

Il bilancio di calore all'interfaccia aria-mare si chiude infine considerando il contributo delle componenti radiative, ovvero: Il flusso radiativo ad onda corta (insolazione) e quello ad onda lunga (infrarosso termico). Il bilancio radiativo ad onda corta rappresenta la componente più importante del bilancio totale di calore seguito dalla perdita di calore dovuta all'evaporazione (flusso di calore latente), dal bilancio ad onda lunga e infine dal calore sensibile. A scala globale i valori medi per le varie componenti, ricavate dalla recente rianalisi ECMWF per il periodo 1979-2019 (ERA5) e il netto (eq. 1.6) dedotto dalla somma con segno delle varie componenti sono riportati in tabella 1.

$$Q_{net} = SW + LW + Q_E + Q_H \quad (1.6)$$

	SW	LW	Qe	Q <sub>h</sub>	Q <sub>net</sub>
ERA5 (1979-2019)	174.4	-54.1	-100.0	-12.0	8.3
Wild et al. 2015 (Multi Model Mean 2000-2004)	174.3	-54.0	-104.8	-13.6	1.9

**Tabella 1.** Valori medi globali delle componenti nette del bilancio di calore all'interfaccia aria-mare dedotti dalla rianalisi ERA5. Le unità sono in W/m<sup>2</sup>. Le quantità positive rappresentano flussi dall'atmosfera verso il mare.

Anche nel caso del bilancio radiativo le misure dirette in mare non sono certamente abbondanti ma comunque decisamente più diffuse rispetto a quelle di flussi turbolenti anche in relazione alla relativa minore complessità di esecuzione. Questo ha permesso il fiorire di varie formulazioni basate su regressioni per la stima di coefficienti di formule empiriche finalizzate a minimizzare differenze con misure dirette.

Per quanto riguarda le più note formule empiriche per la stima delle due componenti del bilancio radiativo una prima introduzione al problema con esempio di esercizio di validazione, con focus sul mar Mediterraneo, è descritta in Schiano et al. (1993) e in Bignami et al. (1995), Schiano (1996).

In molti contesti operativi e vari modelli numerici di circolazione oceanica il bilancio ad onda corta (insolazione) è calcolato sulla base di un adattamento della formula di Reed (1977) e Simpson e Paulson (1979) proposto da Rosati and Miyakoda (1988):

$$SW = SW_{clear} (1 - 0.62C + 0.0019\beta)(1 - \alpha) \quad (1.7)$$

Dove  $SW_{clear}$  rappresenta la radiazione solare che raggiunge la superficie del mare in condizioni di cielo sereno,  $C$  è la frazione di copertura nuvolosa,  $\beta$  è l'altitudine del Sole a mezzogiorno e  $\alpha$  è l'albedo superficiale. Questa è la formulazione utilizzata nella maggior parte degli OGCM (Ocean General Circulation Model) per il calcolo del bilancio ad onda corta all'interfaccia aria-mare venendo trattata come sorgente di calore piuttosto che come condizione al contorno come nel caso della somma calore latente sensibile e ad onda lunga.

Per quanto riguarda l'onda lunga in particolare diverse formulazioni empiriche sono state sviluppate principalmente nella seconda metà del secolo scorso (Brunt, 1932; Anderson, 1954; Berliand and Berliand, 1952; Swinbak, 1963; Efimova, 1971; Clark et al., 1974; Bunker, 1976; Hastenrath and Lamb, 1978; Bignami et al. 1995). Tutte queste formule empiriche producono stime del bilancio radiativo ad onda lunga come funzione della temperatura superficiale del mare (SST), temperatura dell'aria ( $T_a$ ), pressione di vapore d'acqua  $e$  (o umidità  $q$ ) e copertura nuvolosa  $c$ . La più recente in particolare (Bignami et al. 1995), è stata costruita sulla base di dati mediterranei e basa la stima del bilancio su SST,  $T_a$  e  $c$ , ovvero:

$$LW \uparrow\downarrow = \epsilon\sigma T_s^4 - [\sigma T_a^4(0.653 + 0.00535e)](1 + 0.1762c^2) \quad (1.8)$$

La formula di Bignami è utilizzata nella maggior parte dei modelli di circolazione del Mediterraneo e rappresenta a tutt'oggi la migliore alternativa all'uso di complessi modelli radiativi. Negli anni seguenti, la formula di Bignami e quella di Clark sono state rivisitate (Josey et al. 2003) per valutarne le performances anche in ambiente non Mediterraneo utilizzando i dati di una crociera oceanografica nel periodo 24 Aprile - 31 Maggio 1998 anche per sviluppare una nuova ulteriore parametrizzazione capace di ridurre le incertezze specialmente in ambiente extra tropicale.

## 2 Descrizione delle attività svolte e risultati

### 2.1 Flussi di calore: valutazione della rianalisi ERA5

Le attività svolte, nell'ambito di questa parte del progetto, per la valutazione di prodotti di bilancio di calore all'interfaccia aria-mare disponibili da distributori istituzionali e di formule empiriche si sviluppano in due distinte fasi successive. Nella prima fase viene effettuata una valutazione dei prodotti di flussi di calore distribuiti da ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) attraverso il CDS (Climate Data Store). Il CDS è l'infrastruttura di base che supporta l'implementazione del Servizio Cambiamenti Climatici di Copernicus (C3S) fornendo Variabili Climatiche Essenziali (ECV), analisi climatiche, rianalisi, proiezioni e indicatori a scala temporale e spaziale rilevanti per le strategie di adattamento e mitigazione per varie aree di beneficio settoriali e sociali.

I prodotti analizzati sono relativi al netto delle quattro componenti del flusso totale di calore da ERA5 (L'ultima rianalisi climatica di ECMWF), ovvero utilizzando la nomenclatura CDS:

1. Surface net solar radiation (SSR)
2. Surface sensible heat flux
3. Surface latent heat flux
4. Surface net thermal radiation

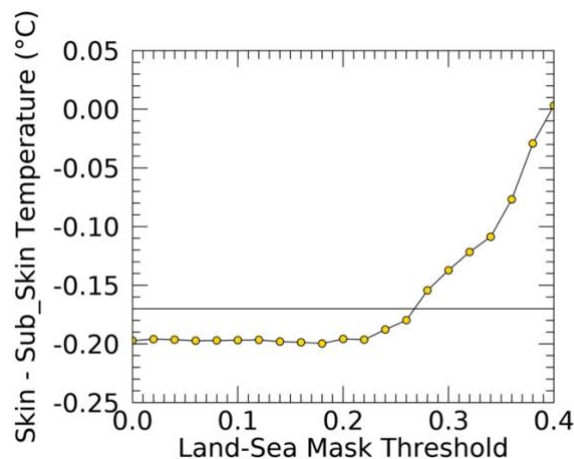
Questi quattro prodotti sono disponibili, sia alla superficie del mare che su terra, e sono costituiti da dati orari privi di gap, forniti su una griglia regolare di  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ , che copre il periodo dal 1979 ad oggi. L'elaborazione dei dati ERA5 è effettuata da ECMWF utilizzando "Earth System model IFS, cycle 41r2" (Documentazione IFS <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/16648-part-iv-physical-processes>).

Gli stessi dati sono disponibili alla stessa risoluzione spaziale anche in termini di medie mensili. In questo caso, così come nel caso dei dati orari, la serie temporale è stata estesa agli anni precedenti il

1979 per coprire il periodo 1950-1978, per un totale di 70 anni completi (1950-2019). L'estensione al 1950 è comune, per il momento, considerata preliminare.

Prima di proseguire nei calcoli per le varie componenti va evidenziato un aspetto spesso trascurato nella maggior parte dei lavori sul Mediterraneo, ovvero la definizione di un criterio oggettivo per l'attribuzione di ogni punto di griglia al mare o alla terra che, evidentemente, può influire in maniera non trascurabile sulle stime dei bilanci in mare. In effetti, in ERA5 è disponibile una maschera terra-mare che indica, per ogni punto di griglia, la frazione di appartenenza al mare o alla terra. Un criterio oggettivo per fissare il corretto limite del valore letto nella maschera terra-mare non è disponibile. Infatti fissando una soglia troppo bassa, vicina allo zero, si evita sicuramente di includere nel calcolo punti di griglia contaminati dalla terra ma si escludono porzioni del bacino che contribuiscono al bilancio. Nel caso del Mediterraneo fissando la soglia a zero buona parte del mar Egeo risulta esclusa dal calcolo.

Una soluzione accettabile per definire un plausibile compromesso è utilizzare il dato di fatto che, su mare, la differenza tra temperatura pellicolare (skt) e temperatura sub-pellicolare (SST) deve essere negativa per costruzione in quanto, in ERA5, la skt è calcolata sottraendo alla SST un valore funzione di alcuni parametri ambientali (sezione 8.10.1 in Documentazione IFS <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/16648-part-iv-physical-processes>) sulla base di Fairall et al. (1996). Ne consegue che scelte della soglia terra-mare che producono differenze medie skt-SST non negative sono da evitare. La figura 1 mostra l'andamento della differenza skt-SST in funzione del valore della soglia scelta confrontandolo con il valore atteso per tale differenza. Sulla base di questi calcoli la soglia per dividere i punti di griglia marini da quelli terrestri è stata fissata a 0.27.



**Figure 1.** Differenza tra valori medi di temperatura pellicolare (skt) e sub pellicolare (SST) in funzione della soglia scelta per la selezione dei punti di griglia di mare nel periodo 1950-2019. La linea continua orizzontale rappresenta il valore atteso della differenza media tra le due temperature (-0.17 °C) (Pimentel et al., 2019, Saux-Picart and Legendre, 2018, Donlon et al., 2002).

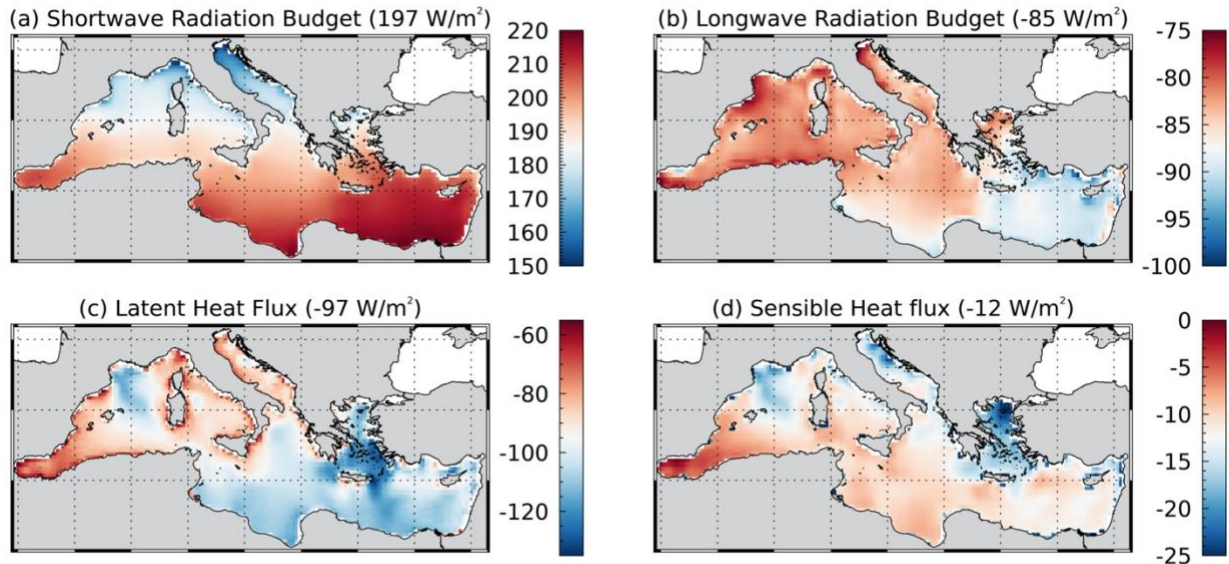
I valori medi delle componenti del flusso di calore per il Mediterraneo sono riportati in tabella 2.

	SW	LW	Qe	Q <sub>h</sub>	Q <sub>net</sub>
1950-1978	195.4	-84.7	-98.0	-12.5	0.2
1979-2019	198.0	-84.7	-96.7	-11.5	5.1
1950-2019	196.9	-84.7	-97.2	-11.9	3.1

**Tabella 2.** Valori medi nel Mediterraneo delle componenti nette del bilancio di calore all'interfaccia aria-mare dedotti dalla rianalisi ERA5. Le unità sono in W/m<sup>2</sup>. Le quantità positive rappresentano flussi dall'atmosfera verso il mare.



La distribuzione spaziale dei campi medi (1950-2019) delle quattro componenti del bilancio di calore nel Mediterraneo sono riportati in figura 1 mentre il bilancio totale, risultante dalla somma delle quattro componenti, è mostrato in figura 2.

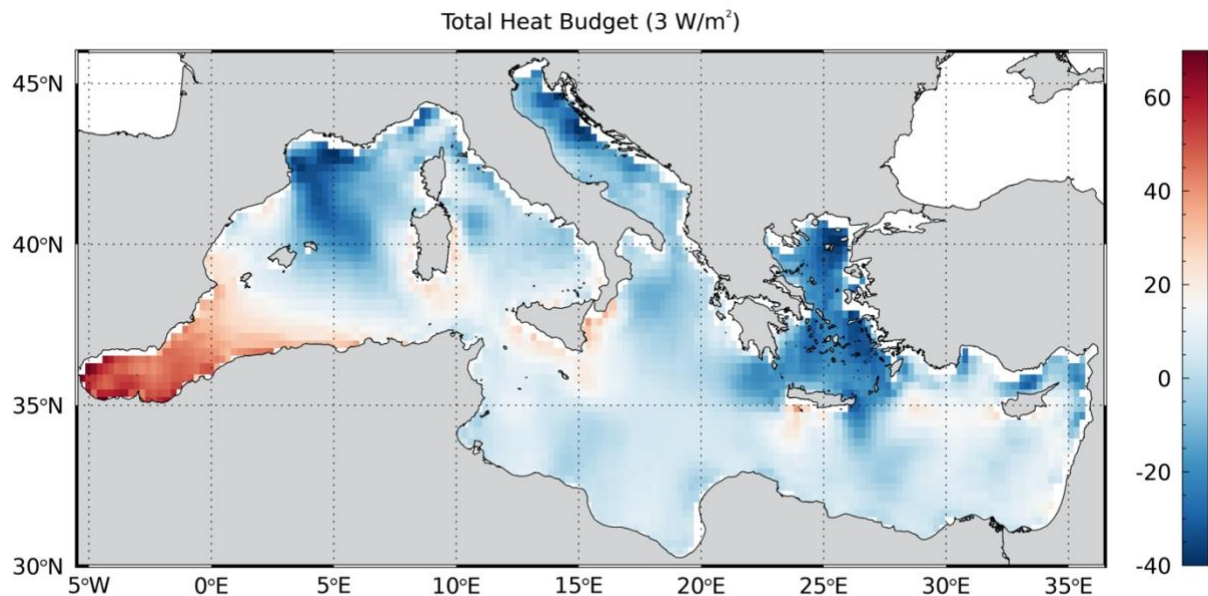


**Figure 2.** ERA5 Bilancio medio per le quattro component del flusso di calore dal 1950 al 2019. (a) Onda corta, (b) Onda Lunga, (c) Latente, (d) Sensibile. Unità:  $W/m^2$ .

La distribuzione spaziale delle 4 componenti del flusso così come quella del bilancio totale rivelano immediatamente l'effetto dei processi di interazione tra l'oceano e l'atmosfera. Senza andare troppo nei dettagli, del resto ampiamente descritti in letteratura, si osserva chiaramente nelle componenti turbolente, ovvero flussi di calore latente e sensibile, la perdita di calore dal mare verso l'atmosfera nelle zone del golfo del Leone e dell'Egeo-Levantino interessate rispettivamente dall'influenza del Mistral e degli Etesii; due venti settentrionali e secchi che favoriscono l'evaporazione dal mare e lo scambio di calore sensibile.

Sorprende, comunque, il risultato del bilancio totale Mediterraneo che, a dispetto di quanto riportato in letteratura mostra un risultato netto positivo compreso tra 3 e 4  $W/m^2$  a seconda di come venga fissato il limite di appartenenza dei punti di griglia alla terra o al mare.

Nel passato sono stati effettuati diversi studi per stimare il bilancio netto degli scambi di calore tra oceano ed atmosfera nel Mediterraneo i quali hanno fornito valori compresi tra -11 e +22  $W/m^2$ . (Bethoux, 1979; Bunker et al., 1982; Castellari et al., 1998; Gilman and Garrett, 1994; Matsoukas et al., 2005; May, 1986; Pettenuzzo et al., 2010)



**Figure 3.** ERA5, Bilancio totale di calore dal 1950 al 2019. Unità:  $W/m^2$ .

Attualmente non esiste un set di misure in situ, sufficientemente ben distribuito nello spazio e nel tempo, tale da permettere una validazione delle stime modellistiche. D'altra parte, però, nel caso del mar Mediterraneo, per la sua struttura di bacino semichiuso, è possibile imporre la condizione che il flusso di calore guadagnato attraverso lo stretto di Gibilterra a causa dell'avvezione, debba essere compensato da una perdita netta di calore alla superficie quando si media su un periodo di tempo abbastanza lungo. Recentemente Sanchez-Gomez et al. [2011] hanno compilato un elenco di stime medie annuali a lungo termine derivate da modelli regionali basati su ERA-40 trovando valori di bilancio compresi tra  $-40$  e  $+13 W/m^2$  con un valore medio di  $-9 \pm 21 W/m^2$  che comunque rappresenta una robusta preferenza verso valori negativi, cioè flussi netti di calore dal mare verso l'atmosfera. Questa leggera preferenza per i valori negativi è confermata da un relativamente recente lavoro di Criado-Aldeanueva et al. (2012). Più recentemente Song and Yu (2017) hanno presentato varie stime del bilancio di calore per il Mediterraneo che variano da  $-19$  a  $+21 W/m^2$  con una media di circa  $2 W/m^2$ . Ancora un valore positivo in stridente contrasto con le stime di flusso di calore a Gibilterra che implicherebbero, per chiudere il bilancio del Mediterraneo, una perdita netta di calore verso l'atmosfera.

**Table 2.** Basin-Averaged Annual-Mean Budget of  $Q_{net}$  (Unit:  $W m^{-2}$ ) and Four Individual Components, SW, LW, LH, and SH (Unit:  $W m^{-2}$ )<sup>a</sup>

Name	$Q_{net}$	SW	LW	LH	SH
NCEP 1	$1 (\pm 116)$	$191 (\pm 75)$	$-79 (\pm 2)$	$-97 (\pm 31)$	$-14 (\pm 14)$
NCEP 2	$9 (\pm 133)$	$216 (\pm 89)$	$-83 (\pm 1)$	$-111 (\pm 34)$	$-12 (\pm 15)$
CFSR	$8 (\pm 119)$	$207 (\pm 83)$	$-85 (\pm 2)$	$-105 (\pm 27)$	$-10 (\pm 10)$
ERA-interim	$7 (\pm 114)$	$198 (\pm 81)$	$-84 (\pm 2)$	$-95 (\pm 27)$	$-11 (\pm 10)$
JRA-55	$-12 (\pm 109)$	$198 (\pm 77)$	$-79 (\pm 6)$	$-112 (\pm 25)$	$-19 (\pm 9)$
MERRA	$21 (\pm 122)$	$203 (\pm 80)$	$-89 (\pm 7)$	$-82 (\pm 23)$	$-11 (\pm 7)$
CORE2	$-19 (\pm 117)$	$182 (\pm 76)$	$-81 (\pm 9)$	$-101 (\pm 23)$	$-19 (\pm 14)$
NOCSv2	$4 (\pm 93)$	$149 (\pm 61)$	$-45 (\pm 3)$	$-88 (\pm 27)$	$-12 (\pm 6)$
OAFux+ISCCP	$3 (\pm 124)$	$185 (\pm 79)$	$-76 (\pm 4)$	$-93 (\pm 34)$	$-13 (\pm 15)$

<sup>a</sup>Not that  $Q_{net} = SW + LW + LH + SH$ . The values in the parentheses denote the seasonal STD.

**Tabella 3.** Lista dei flussi di calore per componente (da Song and Yu 2017)

Per quanto riguarda l'andamento temporale delle quattro componenti e del bilancio totale è interessante notare che non si osservano apprezzabili discontinuità tra le due rianalisi prima e dopo il 1979 (figura 4) lasciando intravedere la concreta opportunità di poter utilizzare l'intera serie come

sequenza consistente di flussi per lo studio delle variabilità su scale interannuali e, in una certa misura, multidecadali.

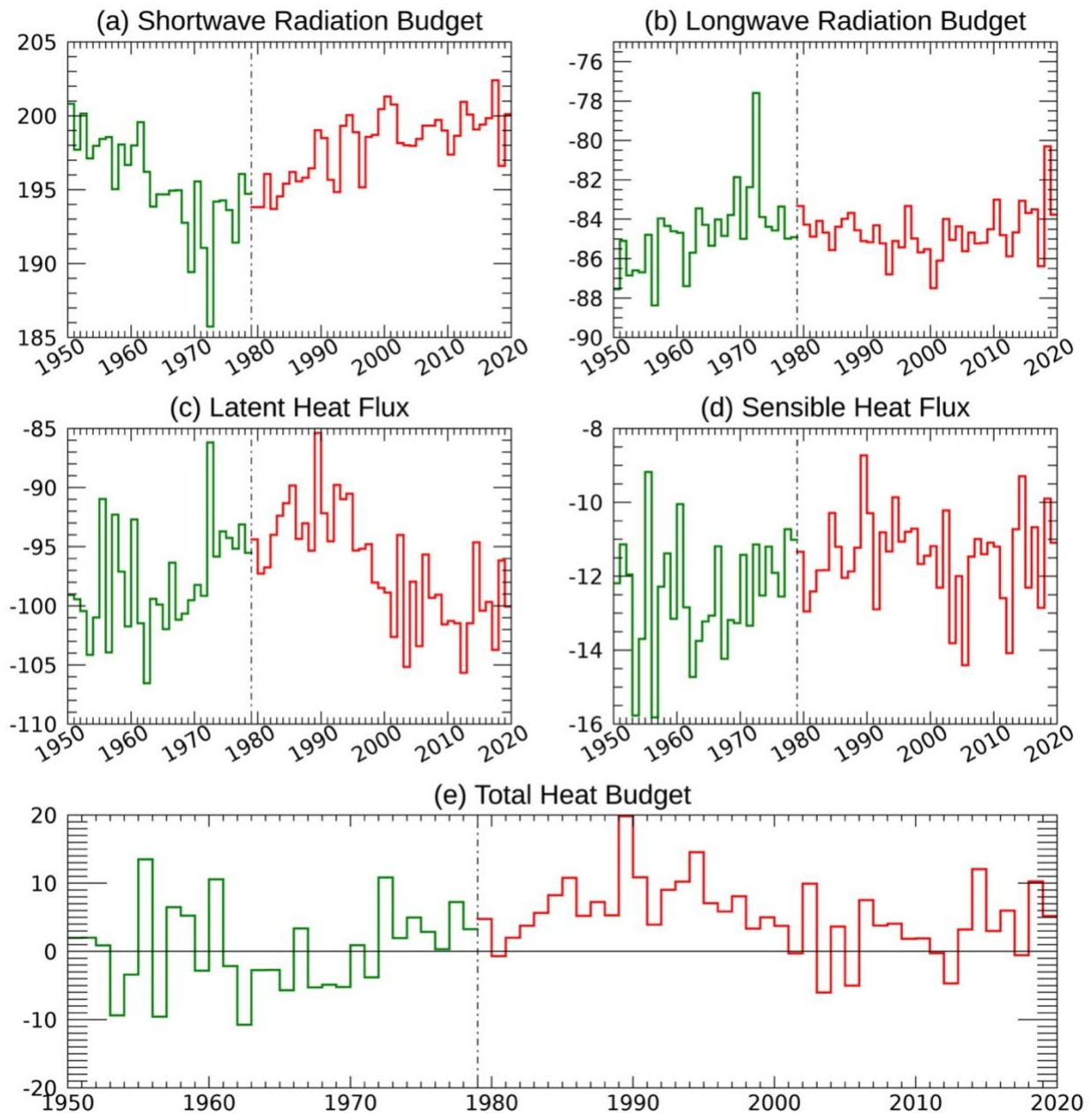
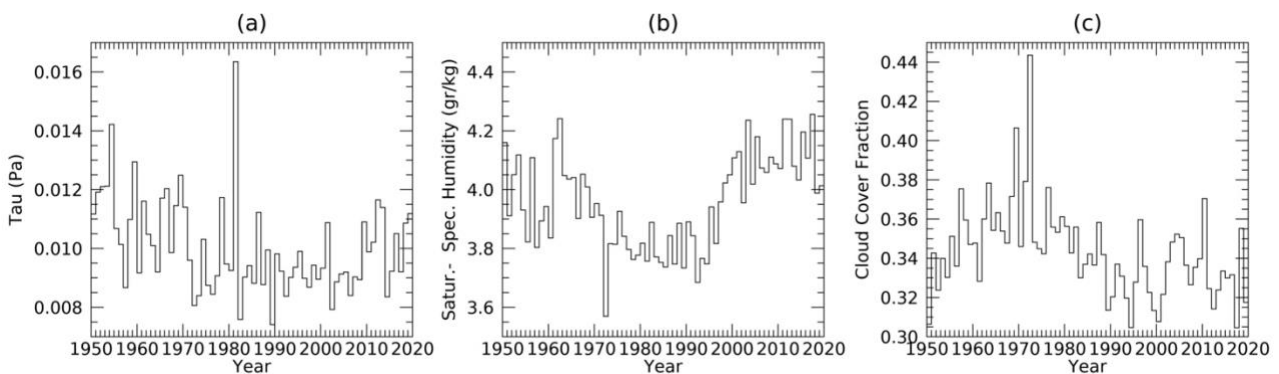


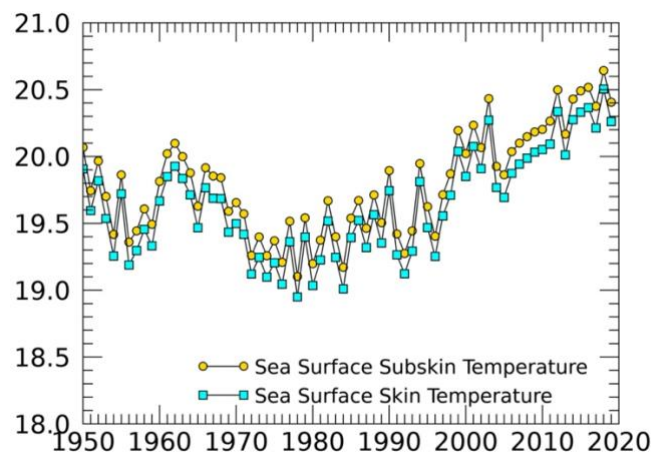
Figura 4. Andamento temporale della media annuale delle quattro componenti e del bilancio totale di calore del Mediterraneo. (a) Bilancio ad onda corta, (b) Bilancio ad onda lunga, (c) flusso di calore latente, (d) flusso di calore sensibile, (e) Bilancio totale. Le unità di misura sono  $W/m^2$ . Valori positivi indicano un flusso di calore dall'atmosfera verso il mare, valori negativi dal mare verso l'atmosfera. In rosso sono riportate le medie annuali per il prodotto ERA5 1979-2019 mentre in verde sono riportati i valori medi relativi all'estensione 1950-1978.

Il bilancio ad onda corta e la perdita di calore dal mare verso l'atmosfera causata dall'evaporazione (flusso di calore latente) in particolare suggeriscono la presenza di una chiara oscillazione multidecadale su scale di 30-40 anni caratterizzate da un minimo di insolazione nel 1972 e da un minimo di evaporazione nel 1989 (massimo dei valori negativi in figura 4c). È interessante notare che al minimo di insolazione del 1972 corrispondono massimi isolati nell'evoluzione temporale del flusso di calore latente e del bilancio ad onda lunga (figure 4a, 4b e 4c) ovvero situazioni con ridotte perdite di calore

verso l'atmosfera per evaporazione e bilancio radiativo a onda lunga. In corrispondenza dei picchi del 1972 si osserva un massimo assoluto evidentemente al di fuori delle tipiche oscillazioni nei 70 anni in esame della copertura nuvolosa (fig. 5c) che certamente ha un ruolo importante non solo per l'insolazione ma anche per il flusso dall'atmosfera verso l'oceano della radiazione nell'infrarosso termico. Lo stesso anno mostra un minimo assoluto della differenza tra l'umidità di saturazione alla temperatura superficiale del mare (tipicamente quella pellicolare) e l'umidità specifica, entrambe derivate dai valori di parametri medi mensili. Questa minore differenza contribuisce al ridotto rilascio di calore latente verso l'atmosfera. Analoghe deviazioni dalle oscillazioni tipiche dei 70 anni in esame non sono osservabili nelle serie temporali dello stress del vento (fig. 5a) e della temperatura superficiale del mare (fig. 6).



**Figura 5.** Variabili meteorologiche, o derivate, che influenzano le quattro componenti del bilancio di calore. (a) Stress del vento derivato dai venti medi mensili, (b) differenza tra umidità di saturazione alla SST e umidità specifica, (c) Frazione di copertura nuvolosa.



**Figura 6.** Andamento temporale della temperatura superficiale media annuale nel Mediterraneo dal 1950 al 2019. Cerchi gialli Temperatura sub-pellicolare quadrati celesti temperatura pellicolare.

## 2.2 Confronto con i dati in situ: La boa di Lampedusa

L'analisi qualitativa dei prodotti ERA5 e delle variabili che contribuiscono agli scambi di calore tra atmosfera ed oceano nel Mar Mediterraneo, pone diversi problemi sull'affidabilità delle stime delle 4 componenti ma, principalmente, pone ancora una volta l'accento sul mai completamente risolto problema della consistenza tra lo scambio di calore tra Mediterraneo ed

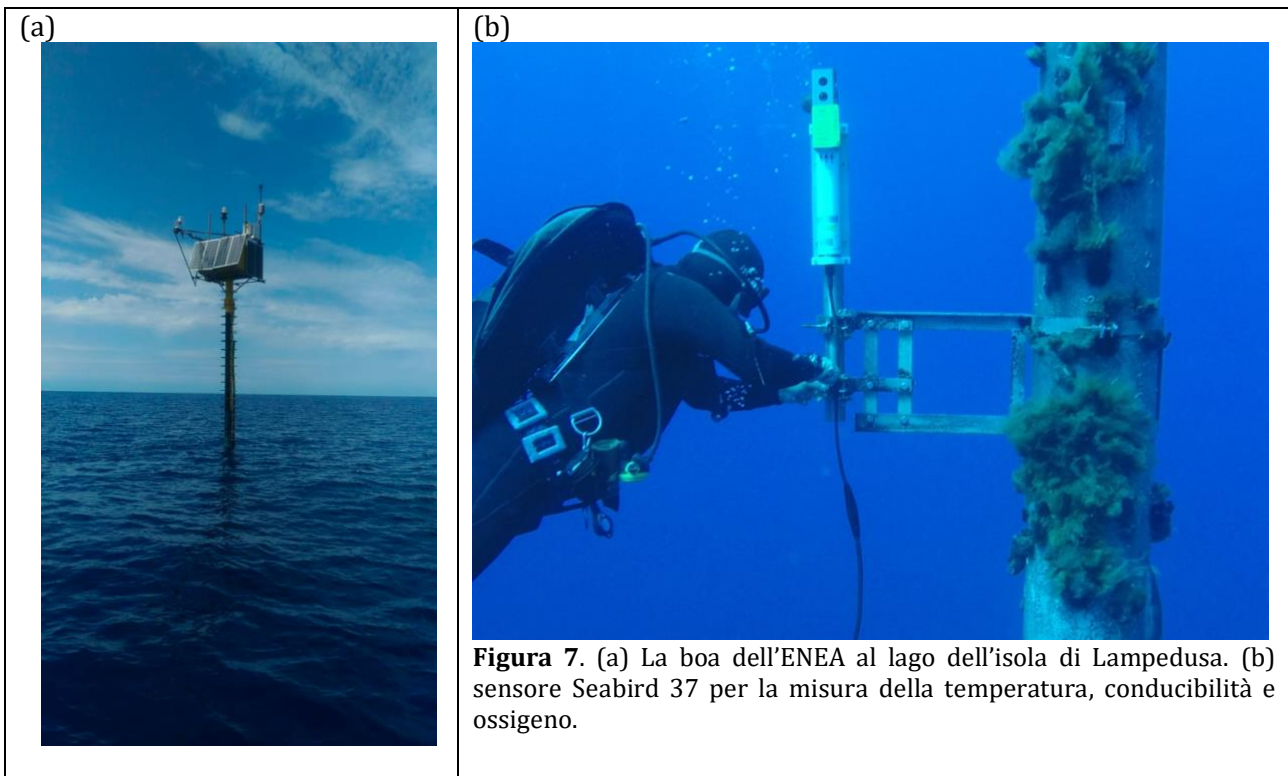
Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra e il bilancio di calore aria-mare integrato su tutta la superficie del bacino. Sanchez-Gomez et al. (2011) ricordano che le varie stime del flusso di calore entrante da Gibilterra verso il Mediterraneo oscillano tra un minimo di  $3 \text{ W/m}^2$  a un massimo di  $12 \text{ W/m}^2$  (Béthoux 1979; Bunker et al. 1982; McDonald et al. 1994; Harzallah, 2018), in palese contrasto con quanto da noi trovato utilizzando la rianalisi ERA5 o con quanto trovato da precedenti autori (tabella 3). In assenza di stime più affidabili, basate su sufficientemente lunghe serie temporali di misure nello stretto di Gibilterra, l'unica strada percorribile per valutare la bontà delle stime di flussi di calore tra l'atmosfera e l'oceano è quella di effettuare confronti tra misure dirette di flussi effettuate in situ e dei parametri che modulano la variabilità degli stessi, ovvero:

- Temperatura superficiale del Mare
- Temperatura dell'aria in prossimità della superficie (tipicamente a 2 m dalla superficie)
- Temperatura di "dew point" o di punto di rugiada (tipicamente a 2 m dalla superficie)
- Copertura Nuvolosa (frazione)
- Intensità del vento (tipicamente a 10 m dalla superficie)
- Pressione atmosferica alla superficie.

La temperatura dell'aria insieme a quella di "dew point" contribuiscono al calcolo dell'umidità specifica. Questi parametri sono quelli che tipicamente entrano nelle formule empiriche per il calcolo dei flussi (vedi sezione 1). Misure dei parametri elencati sono abbastanza frequenti essendo di norma inclusi nelle operazioni di routine delle stazioni meteorologiche anche se raramente disponibili su mare. Per quanto riguarda invece le misure dirette delle quattro componenti del bilancio di calore alcuni dati sui flussi radiativi sono disponibili mentre le misure dirette dei flussi turbolenti sono estremamente rare e limitate a periodi limitati in occasione di esperimenti specifici.

La boa di Lampedusa rappresenta una delle poche situazioni Mediterranee dove buona parte delle informazioni necessarie per la misura dei flussi di calore sono state acquisite da per tempi abbastanza lunghi (dal 2017 in poi) e con continuità. Questo permette di effettuare validazioni dirette dei parametri meteorologici che entrano nelle formule empiriche e delle componenti radiative del bilancio di calore per periodi lunghi almeno tanto quanto un intero ciclo annuale.

La boa di Lampedusa (fig. 7a) è un Osservatorio Oceanografico situato mare aperto ( $35.49^\circ\text{N}$ ,  $12.47^\circ\text{E}$ ) e composto da una boa strumentata con vari sensori dedicati alla ricerca delle interazioni aria-mare e alla validazione di osservazioni satellitari; la boa è stata installata nel mese di agosto del 2015. Sulla boa, oltre alla misura dei parametri meteorologici sopra elencati vengono effettuate con continuità misure di flussi radiativi utilizzando i radiometri Kipp and Zonen CMP21 e CGR4 per la misura della radiazione incidente ad onda corta e onda lunga.

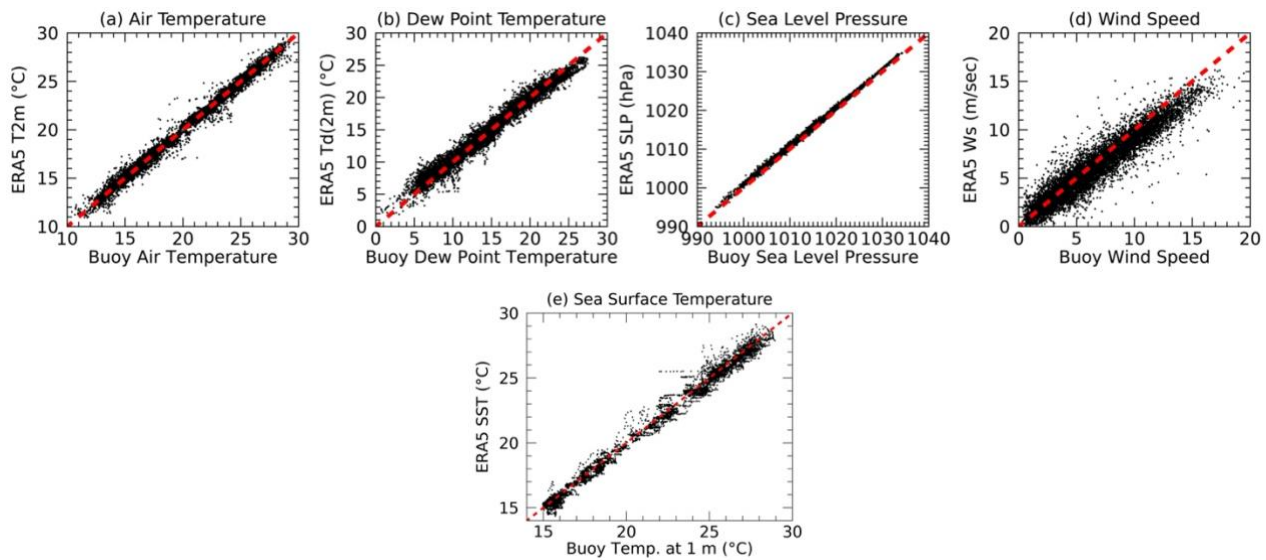


**Figura 7.** (a) La boa dell'ENEA al lago dell'isola di Lampedusa. (b) sensore Seabird 37 per la misura della temperatura, conducibilità e ossigeno.

Al di sotto della superficie del mare sono installati i sensori per la misura della temperatura dell'acqua alle profondità di 1, 2 (Seabird 39) e 18 metri (Seabird 37 che include anche la misura della salinità e dell'ossigeno) (fig. 7b).

### 2.2.1 Parametri meteorologici

Il confronto tra le stime orarie di ERA5 e le principali variabili meteorologiche che contribuiscono alla stima dei flussi di calore tra mare ed atmosfera è mostrato in figura 8. Tutti gli "Scatter Plots" mostrano un buon accordo qualitativo tra le stime di ERA5 e le misure in situ suggerendo un cauto ottimismo per la bontà delle successive stime delle varie componenti del flusso di calore. Quantitativamente, in termini di metriche statistiche standard la distanza tra le stime ERA5 e le misure in situ è mostrato in tabella 4. In generale la differenza tra le misure in situ e le stime da rianalisi sono decisamente piccole e apparentemente non dipendenti dal valore della variabile. Fa eccezione il caso dell'intensità del vento che, all'aumentare dell'intensità, mostra una crescente tendenza della rianalisi alla sottostima della misura in situ. Questo è quantitativamente confermato dal valore della pendenza della retta di regressione tra misura sulla boa e ERA5; decisamente più distante dal valore unitario rispetto agli altri parametri in esame (Tabella 4). Un simile effetto di dipendenza del bias dall'intensità del vento è stato già osservato da Ruti et al. (2008) confrontando dati di vento misurati nel golfo del Leone, nel mar Ligure e nell'Egeo con stime ERA40, analisi ECMWF, NCEP e NCEP "blended" con dati scatterometrici. È comunque che l'effetto di dipendenza del bias dall'intensità del vento è decisamente ridotto nel caso della nuova rianalisi ERA5.



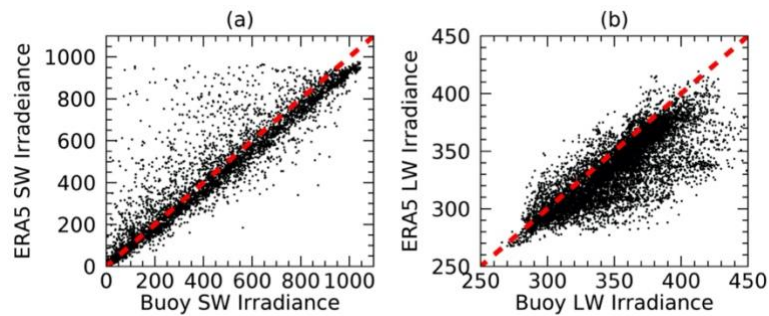
**Figura 8.** Confronto tra le misure delle principali variabili meteorologiche che contribuiscono alla stima dei flussi di calore aria-mare e le stime ERA5. (a) Temperatura dell’aria, (b) Temperatura di “dew point”, (c) Pressione atmosferica al livello del mare, (d) intensità del vento, (e) Temperatura superficiale del mare. I dati si riferiscono al periodo 1 Giugno 2017 -1 Giugno 2018.

**Tabella 4.** Statistica delle differenze tra stime ERA5 e misure in situ. Valori negativi del bias indicano sottostime della rianalisi. \* La SST (oraria) in tabella è stata dedotta dalla “skin” SST aggiungendo il valore medio della differenza con la “subskin” (0.17°C) per renderla più confrontabile con la misura del sensore a 1 m di profondità,. I dati si riferiscono al periodo 1 Giugno 2017 -1 Giugno 2018.

	Bias	RMSE	R	Slope
Air Temperature (°C)	-0.01	0.47	0.9949	0.99
Dew Point Temperature (°C)	0.08	0.99	0.9844	0.93
Sea Level Pressure (hPa)	0.64	0.35	0.9983	0.94
Wind Speed (m/s)	-0.56	1.22	0.9438	0.85
*SST (°C)	-0.11	0.44	0.9953	0.99

### 2.2.2 Flussi radiativi

Nel caso della boa di Lampedusa Gli strumenti montati a bordo della boa danno la possibilità di verificare direttamente, sia pur su un singolo punto di misura ma per un periodo di tempo che copre tutta la variabilità stagionale, le stime ERA5 di radiazione incidente sulla superficie del mare (irradianza) sia ad onda corta (visibile) che onda lunga (infrarosso termico). In questo caso la dispersione dei dati intorno alla retta di perfetto accordo è molto più accentuata che nel caso delle variabili meteorologiche di pertinenza



**Figura 9.** Confronto tra irradianza ad onda corta (a) e onda lunga (b) stimata da ERA5 e misurata dagli strumenti installati sulla boa. I dati orari si riferiscono al periodo 1° giugno 2017 -1° giugno 2018

	Bias	RMSE	R	Slope
ERA5 SW Irradiance (W/m <sup>2</sup> )	0.96	77.60	0.9659	0.95
ERA5 LW Irradiance (W/m <sup>2</sup> )	-17.11	20.70	0.7870	0.68

**Tabella 5.** Statistica delle differenze tra stime ERA5 e misure in situ di irradianza ad onda corta e lunga. I dati si riferiscono al periodo 1° giugno 2017 -1° giugno 2018

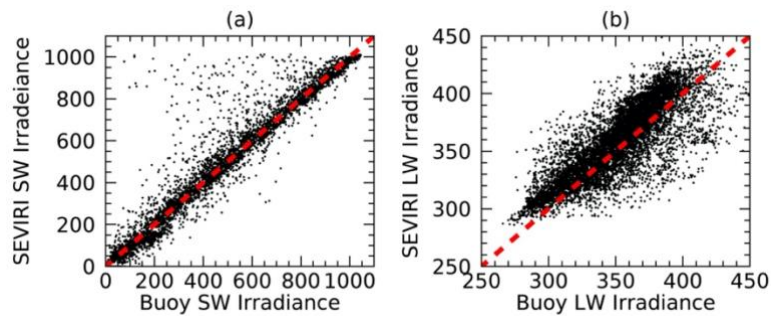
Un'ulteriore sorgente di dati orari di irradianza è rappresentata da alcuni prodotti derivati dalle misure di **satelliti geostazionari** operanti nelle bande del visibile e dell'infrarosso. I prodotti relativi alle irradiazioni, ovvero Surface Solar Irradiance (SSI) e Downward Longwave Irradiance (DLI), sono prodotti operativamente e con continuità da "EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility" (OSI SAF). L'algoritmo utilizzato da OSI SAF per derivare il valore istantaneo di SSI è una parametrizzazione fisica applicata separatamente ad ogni pixel e si sviluppa in una sequenza di passaggi che includono la calibrazione dei conteggi in riflettanza bi-direzionale, la conversione dalla banda stretta del satellite alla banda più larga dello spettro solare, la conversione della riflettanza bi-direzionale in albedo planetaria, la parametrizzazione per cielo sereno (Frouin and Chertock, 1992) ed infine una parametrizzazione dell'effetto della copertura nuvolosa (Brisson et al., 1999).

Per quanto riguarda l'irradianza ad onda lunga l'algoritmo utilizzato da OSI SAF è una parametrizzazione empirica che utilizza le uscite del modello di "Numerical Weather Prediction (NWP)" di ECMWF per calcolare l'irradianza ad onda lunga in caso di cielo sereno correggendola con le informazioni sulla nuvolosità ottenute dal satellite. La stima di questa irradianza va considerata istantanea in quanto le informazioni sulle nubi, i tipi di nubi derivate dalla classificazione NWP SAF, per i casi notturni, e l'Irradianza Solare (SSI), per i casi diurni, sono istantanee.

Questi passaggi sono descritti con un certo dettaglio nel Product Users Manual (PUM) di OSI SAF. ([http://www.osi-saf.org/lml/doc/osisaf\\_cdop2\\_ss1\\_pum\\_geo\\_flux.pdf](http://www.osi-saf.org/lml/doc/osisaf_cdop2_ss1_pum_geo_flux.pdf)) sia per l'irradianza ad onda corta che a onda lunga.

Le statistiche del confronto tra misure satellitari e dati della boa mostrano risultati del tutto confrontabili con quelli di ERA5 (Tabella 6). L'onda corta satellitare presenta un bias più alto di quello di ERA5 ma con un RMSE un po' più alto e valori di correlazione e pendenza del tutto confrontabili con quelli di ERA5. Nel caso dell'onda lunga il satellite presenta un valore del Bias decisamente più contenuto in presenza di valori di RMSE e correlazione simili a quelli trovati per ERA5 ma pendenza meno lontana dal valore unitario.





**Figura 10.** Confronto tra irradianza ad onda corta (a) e onda lunga (b) stimata da SEVIRI e misurata dagli strumenti installati sulla boa. I dati si riferiscono al periodo 1° giugno 2017 -1° giugno 2018

	Bias	RMSE	R	Slope
SEVIRI SW Irradiance (W/m <sup>2</sup> )	6.06	62.86	0.9795	1.02
SEVIRI LW Irradiance (W/m <sup>2</sup> )	6.55	21.23	0.7922	0.77

**Tabella 5.** Statistica delle differenze tra misure di SEVIRI e le misure in situ di irradianza ad onda corta e lunga. I dati si riferiscono al periodo 1° giugno 2017 - 1° giugno 2018

### 3 Conclusioni

L'analisi dei prodotti disponibili per la stima dei flussi di calore all'interfaccia aria-mare nel Mediterraneo ha evidenziato una serie di opportunità e di limitazioni che possono tradursi in raccomandazioni e valutazioni per gli utenti dei prodotti meteorologici disponibili da modelli (Copernicus Data Service, ad esempio) e di relazioni empiriche per la stima delle componenti del flusso di calore. Tali raccomandazioni/valutazioni sono qui elencate in forma riassuntiva:

- L'estensione di ERA5 al periodo precedente il 1979 fino al 1950 rappresenta una consistente estensione della serie 1979 – 2019 (e oltre).
- I calcoli per la chiusura del bilancio di calore del Mediterraneo basati su ERA5 (incluso l'estensione al 1950) mostrano uno sbilanciamento rispetto ai valori stimati del flusso a Gibilterra
- Lo sbilanciamento è particolarmente evidente per la serie originale 1979-2019.
- L'andamento temporale del bilancio netto di calore negli ultimi 70 anni (così come visto da ERA5) non presenta significative tendenze positive o negative.
- La serie suggerisce la presenza di oscillazioni decadali/multi-decadali.
- ERA5 riproduce con ottima accuratezza i parametri meteorologici che modulano la variabilità dei flussi di calore all'interfacci aria mare attraverso formule empiriche o modelli numerici. Solo nel caso del vento si osserva una certa tendenza di ERA5 a sottostimare l'intensità per valori alti.
- La disponibilità di dati meteorologici ed oceanografici acquisiti nel sito di Lampedusa permette di operare una puntuale ma efficace valutazione delle incertezze per i pertinenti parametri meteo forniti da ERA5.
- Per quanto riguarda i flussi di calore una valutazione è possibile solo per le componenti radiative, misurate con continuità sulla boa ENEA di Lampedusa, mentre, per quanto riguarda i flussi turbolenti, misure dirette non sono attualmente possibili.

- Le stime ERA5 di radiazione incidente sulla superficie del mare sia ad onda corta che onda lunga mostrano una dispersione dei dati intorno alla retta di perfetto accordo molto più accentuata che nel caso delle variabili meteorologiche che le modulano. Nel caso del bilancio ad onda corta si osserva una sovrastima di quasi  $1 \text{ W/m}^2$  mentre per l'onda lunga la sottostima è di ben  $17 \text{ W/m}^2$ . Stime analoghe operate sulla base dei dati forniti dai satelliti geostazionari mostrano una sovrastima di  $6-7 \text{ W/m}^2$  sia per l'onda corta che per l'onda lunga con RMS leggermente migliori rispetto a quelli che si osservano per ERA5.

## 4 Bibliografia

Anderson, E. R. (1954). Energy-budget studies. *Water loss investigations: Lake Hefner studies. USGS Professional Paper, 269*, 71-119.

Bignami, F., Marullo, S., Santoleri, R., & Schiano, M. E. (1995). Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 100(C2)*, 2501-2514.

Berliand, M. E., & Berliand, T. G. (1952). Measurement of the effective radiation of the Earth with varying cloud amounts. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz, 1*, 64-78.

Bethoux, J. P. (1979). Budgets of the Mediterranean Sea-Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanologica acta, 2(2)*, 157-163.

Brisson, A., Le Borgne, P., & Marsouin, A. (1999). Development of algorithms for surface solar irradiance retrieval at O&SI SAF low and mid latitudes. *Eumetsat Ocean and Sea Ice SAF internal project team report, 69*, 71-73.

Brunt, D. (1932). Notes on radiation in the atmosphere. I. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 58(247)*, 389-420.

Bunker, A. F., Charnock, H., & Goldsmith, R. A. (1982). A note on the heat balance of the Mediterranean and Red Seas. *J. Mar. Res, 40*, 73-84.

Castellari, S., Pinardi, N., & Leaman, K. (1998). A model study of air-sea interactions in the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems, 18(1-3)*, 89-114.

Clark, N. E., Eber, L. E., Laurs, R. M., Renneer, J. A., & Saur, J. F. T. (1974). Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961-71.

Criado-Aldeanueva, F., Soto-Navarro, F. J., & García-Lafuente, J. (2012). Seasonal and interannual variability of surface heat and freshwater fluxes in the Mediterranean Sea: budgets and exchange through the Strait of Gibraltar. *International Journal of Climatology, 32(2)*, 286-302.

Donlon, C. J., Minnett, P. J., Gentemann, C., Nightingale, T. J., Barton, I. J., Ward, B., & Murray, M. J. (2002). Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research. *Journal of Climate, 15(4)*, 353-369.

Edson, J. B., Fairall, C. W., Mestayer, P. G., & Larsen, S. E. (1991). A study of the inertial-dissipation method for computing air-sea fluxes. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 96(C6)*, 10689-10711.

Efimova, N. A. (1961). On methods of calculating monthly values of net longwave radiation. *Meteorol. Gidrol.*, 10, 28-33.

Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., & Young, G. S. (1996). Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C2), 3747-3764.

Frouin, R., & Chertock, B. (1992). A technique for global monitoring of net solar irradiance at the ocean surface. Part I: Model. *Journal of Applied meteorology*, 31(9), 1056-1066.

Garratt, J. R. (1977). Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly weather review*, 105(7), 915-929.

Gilman, C., & Garrett, C. (1994). Heat flux parameterizations for the Mediterranean Sea: The role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C3), 5119-5134.

Harzallah, A., Jordà, G., Dubois, C., Sannino, G., Carillo, A., Li, L., ... & Akhtar, N. (2018). Long term evolution of heat budget in the Mediterranean Sea from Med-CORDEX forced and coupled simulations. *Climate Dynamics*, 51(3), 1145-1165.

Josey, S. A., Pascal, R. W., Taylor, P. K., & Yelland, M. J. (2003). A new formula for determining the atmospheric longwave flux at the ocean surface at mid-high latitudes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C4).

Hastenrath, S., & Perter J. Lamb. (1978). *Heat budget atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans*. University of Wisconsin Press.

Hill, R. J. (1989). Implications of Monin–Obukhov similarity theory for scalar quantities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(14), 2236-2244.

Kara, A. B., Hurlburt, H. E., & Wallcraft, A. J. (2005). Stability-dependent exchange coefficients for air–sea fluxes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(7), 1080-1094.

Kondo, J. (1975). Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorology*, 9(1), 91-112.

Large, W. G., & Pond, S. (1982). Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *Journal of physical Oceanography*, 12(5), 464-482.

Matsoukas, C., Banks, A. C., Hatzianastassiou, N., Pavlakis, K. G., Hatzidimitriou, D., Drakakis, E., P. W. Stackhouse, and I. Vardavas, (2005). Seasonal heat budget of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C12).

May, P. W. (1986). A brief explanation of Mediterranean heat and momentum flux calculations, NORDA Code 322. *Nav Oceanogr Atmos Res Lab*, 5.

McDonald, A. M., Candela, J., & Bryden, H. L. (1994). An estimate of the net heat transport flux through the strait of Gibraltar, seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea, Coastal Estuarine Study. *La Violette (ed)*, 46, 12-32.

Monin A. S. and A. M. Obukhov, "Osnovnye Zakonomernosti Turbulentnogo Peremesivaniya v Prizemnom sloe Atmosfery," Trudy Geofizicheskogo Instituta Akademiyi Nauk SSSR, Vol. 24, 1954, pp. 163-187. (in Russian)

Pettenuzzo, D., Large, W. G., & Pinardi, N. (2010). On the corrections of ERA-40 surface flux products consistent with the Mediterranean heat and water budgets and the connection between basin surface total heat flux and NAO. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C6).

Pimentel, S., Tse, W. H., Xu, H., Denaxa, D., Jansen, E., Korres, G., ... & Storto, A. (2019). Modeling the Near-Surface Diurnal Cycle of Sea Surface Temperature in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(1), 171-183.

Pond, S., Phelps, G. T., Paquin, J. E., McBean, G., & Stewart, R. W. (1971). Measurements of the turbulent fluxes of momentum, moisture and sensible heat over the ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(6), 901-917.

Reed, R. K. (1977). On estimating insolation over the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7(3), 482-485.

Rosati, A., & Miyakoda, K. (1988). A general circulation model for upper ocean simulation. *Journal of Physical Oceanography*, 18(11), 1601-1626.

Ruti, P. M., Marullo, S., D'Ortenzio, F., & Tremant, M. (2008). Comparison of analyzed and measured wind speeds in the perspective of oceanic simulations over the Mediterranean basin: Analyses, QuikSCAT and buoy data. *Journal of Marine Systems*, 70(1-2), 33-48.

Sanchez-Gomez, E., Somot, S., Josey, S. A., Dubois, C., Elguindi, N., & Déqué, M. (2011). Evaluation of Mediterranean Sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. *Climate dynamics*, 37(9-10), 2067-2086.

Saux-Picart, S., & Legendre, G. (2018). MSG/SEVIRI sea surface temperature data record product user manual, OSI-250. [https://doi.org/10.15770/EUM\\_SAF\\_OSI\\_0004](https://doi.org/10.15770/EUM_SAF_OSI_0004)

Schiano, M. E., Santoleri, R., Bignami, F., Leonardi, R. M., Marullo, S., & Böhm, E. (1993). Air-sea interaction measurements in the west Mediterranean Sea during the Tyrrhenian Eddy Multi-Platform Observations Experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98(C2), 2461-2474.

Schiano, M. E. (1996). Insolation over the western Mediterranean Sea: a comparison of direct measurements and Reed's formula. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C2), 3831-3838.

Simpson, J. J., & Paulson, C. A. (1979). Mid-ocean observations of atmospheric radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105(444), 487-502.

Song, X., & Yu, L. (2017). Air-sea heat flux climatologies in the Mediterranean Sea: Surface energy balance and its consistency with ocean heat storage. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(5), 4068-4087.

Swinbank, W. C. (1963). Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89(381), 339-348.

Wild, M., Folini, D., Hakuba, M. Z., Schär, C., Seneviratne, S. I., Kato, S., ... & König-Langlo, G. (2015). The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models. *Climate Dynamics*, 44(11-12), 3393-3429.