

Tecnologie Optoelettroniche per Applicazioni Marine

Misure di temperature in ambiente marino

A cura di:

Iavarone M¹., Passaro S.¹., D'Adamo R¹., Vallefucio M¹., Tamburrino S¹.,
Contiero M.¹

(1) Istituto di Scienze Marine ISMAR-CNR SS di Napoli

Sommario

1. Introduzione	Errore. Il segnalibro non è definito.
2. Introduzione alle misure di temperatura in acqua di mare.....	4
3. Stratificazione della colonna d'acqua	5
a. Strato misto.....	6
b. Miscelazione meccanica	6
c. Miscelazione convettiva	7
d. Termocline principale e stagionale.....	7
e. Strato di acque profonde	8
4. Misure di temperatura in acqua di mare.	9
a. Misure di temperatura applicate all'oceanografia	9
b. Misure di temperatura applicate ai rischi ed alle risorse geologiche	11
c. Valutazione del rischio.....	11
d. Aspetto economico delle emissioni di fluidi.	12
d. Strumentazioni e sensori per lo studio della colonna d'acqua.....	12
5. Ipotesi sulle caratteristiche desiderate dell'array per misure di temperatura	13
5.1. Individuazione definizione delle specifiche	13
5.2. Architettura del sotto-sistema di monitoraggio della temperatura.....	15
6. Riferimenti bibliografici.....	18

Indice delle Figure

Figura 1: CTD (Conductivity, Temperature and Depth) per misure oceanografiche; 5

Figura 2: Macro-classificazione stratigrafica della colonna d'acqua; 6

Figura 3: Anomalie di temperatura superficiali; 8

Figura 4: Anomalie di temperatura SST della colonna d'acqua ascrivibili a El Niño La Niña (a sinistra). Emissioni di fluidi dai fondali dell'isola vulcanica Panarea (a destra); 11

Figura 5: Schema di deposizione e contenuto medio di noduli polimetallici in ambiente vulcanico profondo; 12

Figura 6: Attività di temperatura (cast "Tow-Yo") per cartografia di emissioni di fluidi sul Marsili Seamount (Mar Tirreno Sud-Orientale); 13

Figura 7: Ipotesi schematica per la realizzazione dell'array di sensori in fibra ottica; 16

Figura 8: Schema a blocchi del funzionamento dell'array di sensori per misure di temperatura da realizzare nell'ambito del progetto; 17

1. Introduzione (misure di temperatura in acqua di mare)

Comprendere il comportamento, l'evoluzione e le caratteristiche del mare è una questione essenziale per affrontare alcune grandi sfide attuali in materia di ambiente: il cambiamento climatico, il ciclo del carbonio, l'acidificazione degli oceani, le variazioni della circolazione marina e i loro effetti, ecc. Per questo, il numero di studi sul mare è in aumento da alcuni anni a questa parte. La temperatura del sistema-mare è esplicitamente menzionata nell'allegato III della Marine Strategy Framework Directive (2008) come uno dei parametri che richiedono maggiore attenzione. Le misurazioni significative e coerenti della temperatura dell'acqua di mare sono essenziali per comprendere la sua influenza in quasi tutti i processi marini, nonché per comprendere i meccanismi di scambio di calore tra il mare e l'atmosfera.

Attualmente, la temperatura dell'acqua di mare viene misurata principalmente da tre diversi metodi. Nella prima, le misurazioni della temperatura vengono eseguite tramite l'osservazione satellitare (Werdell et al., 2003; Madura et al., 2004). Un secondo metodo consiste nell'attaccare i termometri alle boe e il loro dispiegamento in queste posizioni fisse (Lavín et al., 2009). Nella terza, la temperatura dell'acqua di mare è misurata in campagne di ricerca, da parte di navi, dove vengono lanciati diversi array, CTD (Williams, 2010), al fine di eseguire misure di conduttività, temperatura e profondità (Smethie et al., 2011). Ogni metodo presenta, ovviamente, vantaggi e/o svantaggi rispetto agli altri. In particolare, le misurazioni della temperatura mediante satelliti non sono in grado di fornire dati a profondità superiori a 1 m, le boe forniscono misurazioni a profondità fissa nella colonna d'acqua, mentre le campagne di ricerca non forniscono misurazioni per periodi lunghi.



Figura 1: CTD (Conductivity, Temperature and Depth) per misure oceanografiche

Il CTD (De Luca et al., 2013. Di Martino et al., 2014; Passaro et al., 2015; Contiero et al., 2017; Figura 1) è lo strumento più comunemente usato all'interno della comunità scientifica per le misurazioni marine in colonna d'acqua. Le misurazioni del profilo di temperatura dell'acqua con

questo strumento implicano l'intervento manuale mediante l'implementazione di un CTD in un *profiler*. Il CTD viene calato in mare dalle imbarcazioni di ricerca con un argano, procedendo ad una specifica coordinata dalla superficie del mare al fondo marino (sono, quindi, misure eseguite in un punto e in un momento specifici). Durante le operazioni di calata, il CTD registra la temperatura dell'acqua marina e altre variabili in memorie fisiche alloggiare nella struttura, mentre in altri casi si procede ad una verifica in tempo reale delle variazioni di temperatura attraverso cablaggi specifici in fibra ottica in grado di portare il segnale sullo schermo dell'operatore in tempo reale.

Un'altra tecnica per eseguire misurazioni con i CTD consiste nell'uso di veicoli sottomarini (Roemmich et al., 2009). Questi veicoli si muovono normalmente, seguendo le correnti d'acqua. Tali sistemi di misura formano profili verticali in un intervallo di 10 giorni e poi, attraverso un satellite (e tramite opportuno processing dei dati), mediante procedure di controllo qualità, sono disponibili su “*open repository*”.

Altre due diverse opzioni consentono il monitoraggio del profilo della temperatura dell'acqua in una posizione specifica e per un lungo periodo. Un'opzione è l'uso di un argano permanente su una boa di superficie o sul fondo del mare, muovendo periodicamente un CTD lungo la verticale. L'altra opzione è quella di schierare una serie di termistori accoppiati su una linea di ormeggio con un induttivoscopio per fornire misurazioni in tempo reale. Gli svantaggi di questi due sistemi risiede nei consumi energetici per il sistema di verricello e quindi il numero di punti di misurazione per l'array di termistori. Negli ultimi anni si sono anche realizzate tecniche di misura basate sull'uso di elettrometri distribuiti lungo un cavo ottico, che permettono di determinare il profilo della temperatura dell'acqua di mare e la temperatura superficiale dell'acqua in corrispondenza delle sezioni dove sono allocati i sensori.

Dalla letteratura scientifica sono emersi alcuni recenti lavori relativi all'impiego delle tecnologie in fibra ottica per lo studio della temperatura in ambiente marino (García Izquierdo et al., 2018; Qi-lu et al., 2018, Duraibabu, D., et al del 2017, Arnon, A., et al del 2014), dai quali risulta che l'utilizzo della tecnologia in fibra ottica consente di superare i limiti delle tecnologie convenzionali in termini di consumo di energia, capacità di monitoraggio continuo e sincrono lunga tutta l'estensione verticale della colonna d'acqua.

2. Stratificazione della colonna d'acqua

La colonna d'acqua è un concetto utilizzato in oceanografia per descrivere le caratteristiche fisiche (temperatura, salinità, penetrazione della luce) e chimiche (pH, ossigeno disciolto, salinità) in acqua di mare a diverse profondità. La colonna d'acqua si estende dalla superficie al fondo dell'oceano (fino agli 11.000 m di profondità della Fossa delle Marianne nell'Oceano Pacifico). Le caratteristiche fisiche e chimiche determinano la distribuzione degli organismi viventi nell'oceano. In superficie, la luce solare fornisce la fotosintesi, mentre procedendo verso il fondo l'effetto della luce solare scompare e la temperatura diminuisce (fino a 2 ° C a grandi profondità). Solo gli organismi capaci di resistere all'aumento della pressione (1 bar per 10 m) possono sopravvivere e svilupparsi in ambienti così estremi.

Le caratteristiche fisiche e chimiche possono variare da un oceano all'altro ma anche in base a diverse forzature come le correnti orizzontali e verticali o l'effetto di elementi esterni che possono creare anomalie chimiche. Lo studio della colonna d'acqua consente di comprendere i legami tra organismi viventi e parametri ambientali, la circolazione dell'acqua su larga scala e il trasferimento di materia tra le masse d'acqua. Un metodo tipicamente utilizzato per definire la struttura interna delle masse

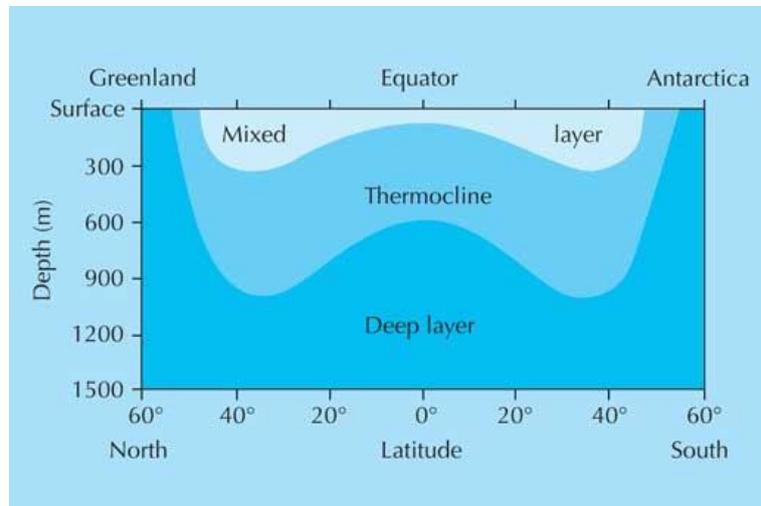


Figura 2: Macro-classificazione stratigrafica della colonna d'acqua

d'acqua è basato sulla suddivisione in strati caratterizzati da differenze delle proprietà chimico – fisiche, analogamente a quanto succede per l'atmosfera (Figura 2). Usando le informazioni di temperatura contro profili di profondità, gli oceani mostrano una struttura sequenziale con almeno tre strati-base: lo strato misto, il termocline principale e lo strato di acque profonde. In buona sostanza, quindi, profondità e temperatura sono le caratteristiche che definiscono il concetto di colonna d'acqua.

a. Strato misto

Lo strato misto è lo strato superiore del modello oceanico a tre strati. È uno strato di temperature calde piuttosto costanti che, a latitudini medie, si estende dalla superficie fino a una profondità massima di circa 450 metri, o 1500 piedi. Questo strato prende il nome dai processi di miscelazione che determinano le sue temperature calde abbastanza costanti. I due processi di miscelazione sono classificati come meccanici e convettivi.

b. Miscelazione meccanica

Questo processo di miscelazione è causato da azioni delle onde, tempeste di superficie, ecc. L'azione delle onde suscita l'acqua. L'acqua superficiale più calda viene spinta verso il basso, dove si mescola con l'acqua di fondo mare (più fredda). Alla fine, viene prodotto uno strato di acqua con una temperatura abbastanza costante. Questo processo è più importante in estate che in inverno, perché le acque superficiali sono molto più calde e meno dense rispetto alle acque profonde, producendo così una colonna d'acqua stabile. Il processo di miscelazione meccanica è più rapido e irregolare rispetto al processo di miscelazione convettiva.

c. Miscelazione convettiva

Questo processo si verifica a seguito di cambiamenti nella stabilità dell'acqua. Quando le acque superficiali diventano più dense delle acque profonde, esiste una condizione instabile. Tale condizione può verificarsi quando si verifica un aumento della salinità superficiale dovuto all'evaporazione o alla formazione di ghiaccio o ad una diminuzione della temperatura dell'acqua superficiale. Una diminuzione della temperatura di $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$ o un aumento della salinità di $0,01\text{ ‰}$, è sufficiente per avviare il processo di miscelazione convettiva. Nel primo caso, ad esempio, una massa d'aria polare o artica fredda che si muove sopra l'acqua calda raffredda l'acqua superficiale prima che possa raffreddare l'acqua di fondo. Mentre le acque superficiali si raffreddano e diventano più fredde e dense delle acque di fondo, affondano. Mentre l'acqua di superficie più fredda affonda, l'acqua della superficie inferiore più calda e meno densa sale verso la superficie per sostituirla. Questo processo continua finché l'acqua non viene completamente miscelata, la differenza di densità eliminata e la colonna d'acqua stabilizzata. Anche se i venti e l'azione delle onde risultante sono generalmente più forti durante l'inverno, la miscelazione convettiva, causata dalle temperature più fredde dell'aria invernale, produce uno strato misto più profondo di quello che può essere ottenuto mediante miscelazione meccanica. È per questo motivo che la miscelazione convettiva è considerata la più importante delle due ed è il processo predominante dell'inverno. Il processo di convezione è più forte nelle acque del nord dove i gradienti di temperatura e salinità verticali non sono estremi e le acque superficiali subiscono un alto grado di raffreddamento. La miscelazione convettiva attribuita ai cambiamenti di salinità è più evidente nei mari del Mediterraneo e del Mar Rosso, dove l'evaporazione supera di gran lunga le precipitazioni. Quando ciò si verifica, lo strato misto normalmente raggiunge una profondità maggiore di quella che si otterrebbe individualmente da ciascun processo.

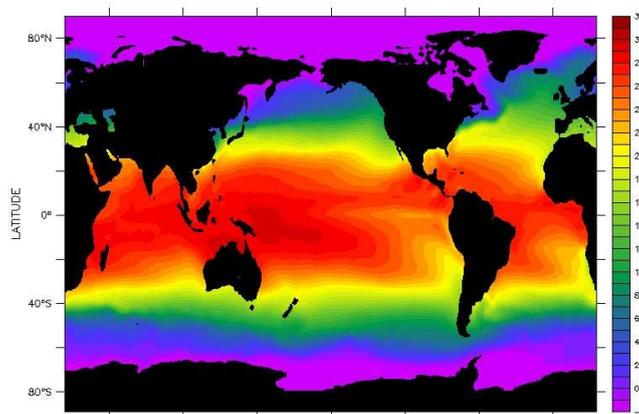


Figura 3: Anomalie di temperatura superficiali.

d. Termoclino principale e stagionale.

Il termoclino principale è lo strato centrale dell'oceano. Si trova alla base dello strato misto ed è contrassegnato da una rapida diminuzione della temperatura dell'acqua con la profondità. Alle latitudini elevate non vi è alcun cambiamento marcato della temperatura dell'acqua con le stagioni, mentre nelle medie latitudini si sviluppa un termoclino stagionale con l'avvicinarsi dell'estate. Questo termoclino stagionale proviene dal graduale riscaldamento delle acque superficiali. Il riscaldamento

si svolge nella parte superiore delle centinaia di metri di superficie e provoca la sovrapposizione del termoclino stagionale sul termoclino principale. I profili di temperatura-salinità del termoclino estivo mostrano che influisce su una gamma di profondità molto più ampia rispetto a qualsiasi altro periodo dell'anno. Nella nostra illustrazione, il termoclino stagionale ha uno spessore di circa 35 metri (da 90 a 125 metri di profondità). Si noti inoltre che il profilo della temperatura invernale non mostra alcun termoclino stagionale. Lo strato misto si estende fino a una profondità superiore a 160 metri. Con l'arrivo dell'estate, l'acqua si scalda a 25 ° C e lo strato misto si estende fino a una profondità di circa 90 metri. Il termoclino ora esiste tra 90 e 125 metri. In estate, il termoclino stagionale è più profondo e copre una gamma più ampia di profondità rispetto a qualsiasi altra stagione dell'anno. Con l'approssimarsi dell'autunno, lo strato misto continua a guidare il termoclino più in profondità, ma l'acqua all'interno dello strato misto è più fredda di quanto fosse in estate. Proprio come in primavera, l'acqua più fredda nello strato misto diminuisce la gamma di profondità coperta dal termoclino. A basse latitudini, i piccoli cambiamenti stagionali della temperatura rendono difficile la distinzione tra termocline stagionali e permanenti.

e. Strato di acque profonde

Lo strato di acque profonde si considera a profondità maggiori di 1.200 metri. Questo strato è caratterizzato da temperature fredde piuttosto costanti, generalmente inferiori a 4 ° C. Alle alte latitudini in inverno, l'acqua è fredda da cima a fondo. Il profilo di temperatura verticale è essenzialmente isotermico (nessun cambiamento di temperatura con profondità). A basse latitudini, lo strato misto si estende fino a una profondità di circa 90-100 metri. Qui si incontra il termoclino principale e la temperatura scende di circa 8 ° C in più rispetto alle medie latitudini.

Poiché l'acqua profonda rappresenta la stragrande maggioranza del volume oceanico mondiale, la temperatura media dell'acqua di mare è bassa; circa il 75% del volume dell'oceano ha una temperatura compresa tra 0 ° e 5 ° C. La stessa percentuale scende in un intervallo di salinità tra 34-35 ppt (Pinet 1996). Le temperature della superficie possono variare da sotto il punto di congelamento vicino ai poli a 35 ° C nei mari tropicali ristretti, mentre la salinità può variare da 10 a 41 ppt (1,0-4,1%), dove i gradienti sono bassi, una termoclina con gradienti alti e un abisso poco stratificato.

In termini di temperatura, gli strati dell'oceano sono altamente dipendenti dalla latitudine; il termoclino è pronunciato ai tropici, ma inesistente nelle acque polari (Marshak 2001). L'aloclina di solito si trova vicino alla superficie, dove l'evaporazione aumenta la salinità nei tropici, o l'acqua di fusione la diluisce in regioni polari. Queste variazioni di salinità e temperatura con la profondità cambiano la densità dell'acqua di mare, creando la picnoclina (Pinet., 1996)

La temperatura superficiale marina, in inglese Sea Surface Temperature (SST), è la temperatura dell'acqua del mare (oceani o mari interni) alla superficie. L'esatto significato di "superficie" varia secondo il metodo di misurazione utilizzato ed è compreso tra 1 millimetro e 20 metri al di sotto della superficie del mare. Le anomalie della temperatura superficiale marina costituiscono un importante fattore predittivo per l'assetto della circolazione atmosferica.

Le masse d'aria nell'atmosfera terrestre sono infatti fortemente influenzate dalle temperature della superficie del mare che viene così a costituire una cosiddetta "forzante" della circolazione atmosferica. Temperature superficiali del mare calde sono causa di *ciclogenese* tropicale sopra gli oceani. La temperatura superficiale marina subisce cambiamenti su scala giornaliera, ma in misura

assai minore rispetto alla temperatura della massa d'aria sovrastante, a causa del calore specifico maggiore dell'acqua rispetto all'aria.

Le correnti oceaniche (come, per esempio, la Corrente del Golfo) e, più in generale, la circolazione termoalina globale influenzano significativamente la temperatura media della superficie marina. La risalita di acqua dal fondo marino (upwelling) causa il raffreddamento significativo della superficie marina corrispondente; al contrario, una corrente più calda e salina che si inabissa, cedendo parte della propria energia termica, causa un riscaldamento della superficie marina corrispondente (Macdonald, 1995).

3. Misure di temperatura in acqua di mare.

La temperatura della superficie marina è stata una delle prime variabili oceanografiche misurate. Già nel diciottesimo secolo Benjamin Franklin ha rilevato, mediante termometro a mercurio, le temperature dell'Oceano Atlantico attraversato durante un viaggio dall'America verso l'Europa. In tempi più recenti la temperatura dell'acqua marina veniva misurata dai collettori di aspirazione delle grandi navi, tuttavia il calore della sala macchine falsava le temperature (Emery e Thomson, 2001). Pertanto sono state poste boe negli oceani aperti che misurano la temperatura dell'acqua ad una profondità di 3 metri. Cambiando, quindi, metodi e profondità di misurazione, i dati sull'andamento delle temperature marine sono stati falsati negli ultimi 130 anni e questo può aver introdotto un pregiudiziale rialzo di temperatura marina (Marshall, 2010). La misurazione della temperatura deve sempre specificare la profondità alla quale è stata rilevata perché la temperatura può variare molto a seconda della profondità, in particolare nelle giornate soleggiate e scarsamente ventose quando si ha un elevato gradiente di temperatura verticale (termoclino diurno; Barale et al., 2010). Le misure di temperatura superficiale del mare si limitano alla porzione superiore del mare nota come *near-surface layer* (Figura 3).

a. Misure di temperatura applicate all'oceanografia

Ad oggi, la temperatura in acqua di mare viene misurata con diverse tecniche, che vanno dai rilievi *in situ* a quelli satellitari e in continuo o discontinui nel tempo. Dal 1967 sono disponibili misurazioni mediante satelliti meteorologici. Nel 1970 sono stati pubblicati i primi dati sulle misurazioni effettuate (Rao et al., 2014). Dal 1982, l'uso del satellite è diventato sempre più comune ed è stato possibile valutare la variazione spaziale e temporale delle temperature superficiali marine in modo sempre più accurato. Le misurazioni della temperatura dal satellite si sono dimostrate comunque del tutto sovrapponibili a quelle rilevate in situ (National Research Council, 1997; Emery et al., 2001). La misurazione dal satellite avviene rilevando la radiazione delle acque oceaniche in due o più lunghezze d'onda all'interno della parte infrarossa dello spettro elettromagnetico. Queste lunghezze d'onda sono scelte perché si trovano entro il picco di radiazione di corpo oscuro previsto dalla Terra e sono in grado di trasmettere adeguatamente le radiazioni anche attraverso l'atmosfera (Harwood, 1971; Maurer, 2002; Kishtawal, 2005). Mediante le misurazioni satellitari è possibile fornire una vista sinottica della distribuzione della temperatura superficiale degli oceani con frequenti rilevazioni altrimenti impossibili da ottenere con le boe (Figura 3), ma la loro ricaduta è applicabile al massimo fino ad 1 m di profondità. La temperatura superficiale marina, proprio come la temperatura dell'aria, varia al variare dell'altezza del sole sull'orizzonte (variazione giornaliera), ma in misura molto minore

a causa del maggiore calore specifico dell'acqua. Nei giorni soleggiati, in calma di vento, la variazione può essere anche di 6 °C (Barale, 2010).

La variazione di temperatura (media) superficiale si trasferisce nelle profondità marine a una velocità di 10 metri ogni 15 giorni, il che spiega il fatto che sui fondali di alcuni bacini chiusi, come il mare d'Ara, si tocchi la temperatura massima a dicembre e la minima a maggio-giugno. La presenza di zone più calde o più fredde della norma in determinate aree oceaniche costituisce un'anomalia nella distribuzione della temperatura delle superfici oceaniche. Nel campo della meteorologia sono stati adottati una serie di indici che studiano le anomalie superficiali di temperatura su medio-lungo periodo, ovvero le: *Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO), le *Pacific Decadal Oscillation* (PDO), *EL Niño Southern Oscillation* (ENSO).

El Niño è definito dagli scostamenti prolungati delle temperature superficiali dell'Oceano Pacifico rispetto al valore medio. La definizione accettata è un riscaldamento o un raffreddamento di almeno 0,5 °C dalla media nelle acque dell'Oceano Pacifico. In genere, questa anomalia si verifica a intervalli irregolari di 2-7 anni e dura da nove mesi a due anni con una durata media di 5 anni. La fase calda è denominata *El Niño*, l'oscillazione contraria (più fredda, in movimento dal Sud America verso il Continente africano) viene detta *La Niña* (Su et al.,2014; Figura 4).

La temperatura superficiale del mare influisce sul comportamento dell'atmosfera terrestre sovrastante, quindi è fondamentale tenerla in considerazione nei modelli atmosferici. Se la temperatura della superficie del mare è importante per la ciclogenesi tropicale, lo è altrettanto anche per determinare la formazione di nebbia di mare e della brezza marina. Il calore delle acque sottostanti può modificare in modo significativo una massa d'aria su distanze di almeno 35/40 Km. Per esempio, una massa d'acqua fredda modifica la traiettoria dei cicloni extratropicali. La presenza di zone di bassa pressione e, quindi, di precipitazioni sulle zone di mare freddo in superficie e caldo in profondità tende a persistere poiché viene trasmesso verso l'alto il calore delle profondità oceaniche che a sua volta causa evaporazione e quindi ulteriori precipitazioni.

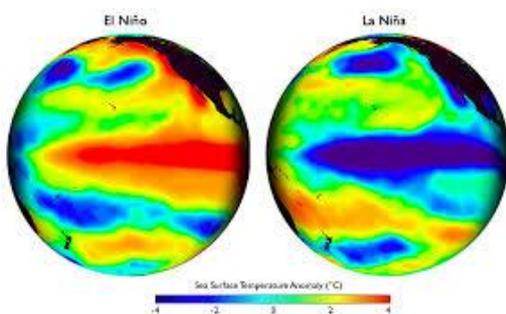


Figura 4: Anomalie di temperatura SST della colonna d'acqua ascrivibili a El Niño La Niña (A sinistra). Emissioni di fluidi dai fondali dell'isola vulcanica Panarea (a destra).

b. Misure di temperatura applicate ai rischi ed alle risorse geologiche

Studi legate alle anomalie di temperatura e, più in generale, alle variazioni chimico-fisiche della colonna d'acqua si sono rivelati determinanti per localizzare e cartografare le emissioni di fluidi in ambiente marino. La misura di temperatura permette, specie se in lunga serie temporale, di evidenziare eventuali trend di variazione. Inoltre, se messa in relazione con altre misure (trattati di conducibilità, temperatura, profondità, pressione, light-backscatter, Eh, pH, ossidi di zolfo e metano), permette anche di individuare le possibili sorgenti alla base delle eventuali variazioni nel tempo.

La temperatura può infatti variare anche significativamente per evoluzione di fenomeni vulcanici sottomarini (caso Panarea, isole Eolie, temperature dei fluidi idrotermali aumentate da 60 a 130°C in occasione dell'esplosione sottomarina di bassa energia del novembre 2002; Figura 4). Tali studi hanno un duplice interesse, ovvero:

- 1) La valutazione del rischio associato all'attività emittiva dei fluidi, che in caso di anomalie positive di temperatura possono essere indicative non solo dei sistemi di frattura dai quali i fluidi risalgono ma anche del potenziale interessamento di magmi.
- 2) Le geo-risorse, in quanto spesso tali emissioni di fluidi, in particolare se calde, sono legate alla presenza di potenziali elementi che rivestono un potenziale interesse dal punto di vista economico, ovvero la geotermia e la potenziale presenza di metalli di interesse minerario.

c. Valutazione del rischio.

Le condizioni principali che portano alla formazione di un'emissione idrotermale sono essenzialmente l'area di fratturazione, che consente la percolazione dell'acqua, ed il sistema di fratture (spesso strutturalmente controllate) che favorisce la fuoriuscita di fluidi ad elevata pressione. Diversi elementi vengono inclusi o ceduti dal flusso idrotermale durante la risalita, secondo modalità complesse in cui un ruolo chiave viene svolto dai valori di pressione dei fluidi. In ambiente marino, le emissioni idrotermali si verificano in settori vulcanici caratterizzati dalla presenza di sistemi di fratture, e sono particolarmente tipici lungo le dorsali medio-oceaniche come la East Pacific Rise e la Dorsale Medio Atlantica. L'alta pressione di queste profondità espande significativamente il delta termico nel quale l'acqua rimane allo stato liquido. Alcuni camini idrotermali formano strutture cilindriche emergenti composte da minerali dissolti nel fluido della sorgente, che tendono a precipitare a causa dello shock termico nella zona di contatto fra il plum e l'acqua marina. La conseguente precipitazione dei minerali favorisce la formazione di strutture che possono raggiungere altezze di 60-80 m rispetto al fondo mare. Benché la stragrande maggioranza dei *vents* idrotermali avvenga in acque profonde, fenomeni più o meno simili sono riportati in letteratura anche per acque meno profonde (ad es., la Secca delle Fumose nel Golfo di Pozzuoli). Implicitamente, la mappatura delle emissioni idrotermali consente di evidenziare potenziali allineamenti di vents e, di conseguenza, la presenza di sistemi di fratture.

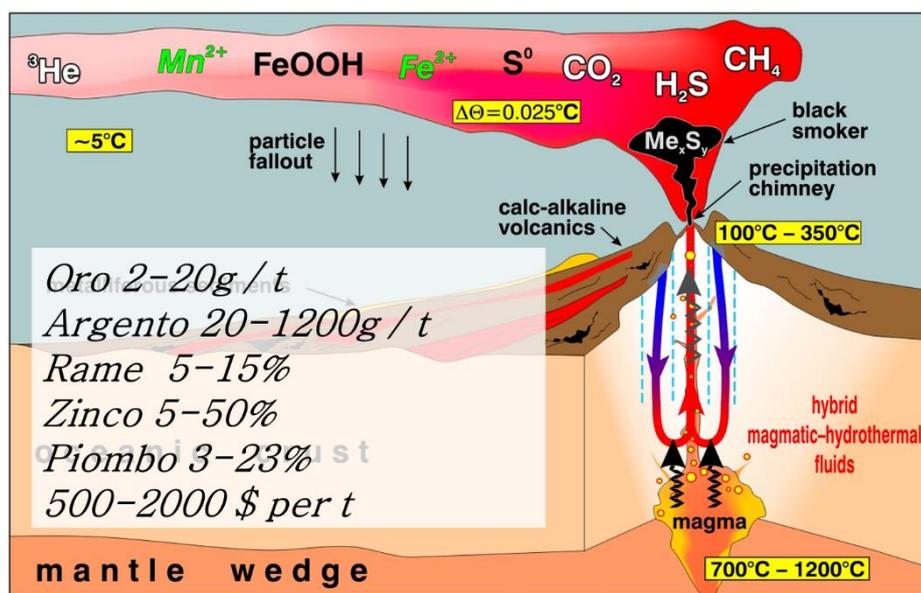


Figura 5: Schema di deposizione e contenuto medio di noduli polimetallici in ambiente vulcanico profondo.

d. Aspetto economico delle emissioni di fluidi.

L'aumento significativo della richiesta di mercato di metalli quali rame, nichel e cobalto per uso commerciale ha spinto l'attenzione delle compagnie minerarie a focalizzare l'attenzione sui giacimenti di noduli poli-metallici in acque profonde (Figura 5). Esplorazioni in acque internazionali finalizzate allo sfruttamento di questi giacimenti vedono attualmente impiegate multinazionali sovietiche, cinesi e indiane del campo minerario. L'investimento sulle conoscenze tecnologiche, e in particolare sull'evoluzione dei sistemi per il recupero in profondità dei noduli poli-metallici, ha impiegato complessivamente questi paesi per circa mezzo miliardo di dollari. Benché attualmente ancora poco operativa, l'estrazione mineraria in ambiente marino è una delle questioni aperte a livello internazionale, sulle quali la ricerca scientifica e tecnologica, sia pubblica che privata, continua ad investire risorse. L'attenzione è concentrata all'ambiente vulcanico, ed in particolare in settori dove le emissioni idrotermali sono in grado di produrre elevate concentrazioni di minerali con elevato potenziale economico. Ad oggi lo studio dei depositi idrotermali nel mar Tirreno risulta ancora non sistematico, sebbene la prima scoperta di tali depositi risalga agli anni 60 e numerosi studi successivi abbiano messo in luce la molteplicità degli ambienti di formazione delle forme minerali principali e la molteplicità dei depositi connessi, e quindi adeguato alle richieste scientifiche se si considera il numero ristretto di campionature rispetto all'estensione del mar Tirreno e le potenzialità esplorative in termini strumentali nonché interpretative, attualmente disponibili (Figura 6).

d. Strumentazioni e sensori per lo studio della colonna d'acqua

A seconda dello studio, vengono distribuiti vari strumenti oceanografici diversi. Generalmente, i profili verticali sono fatti di temperatura, salinità, parametri chimici in un punto definito lungo la colonna d'acqua. I profili verticali sono spesso realizzati lungo una sezione tracciata sulla superficie oceanica, ottenendo così una vista bidimensionale della distribuzione dei parametri studiati.

I profili vengono acquisiti utilizzando una sonda CTD la cui funzione principale è rilevare come la conduttività e la temperatura della colonna d'acqua cambino in relazione alla profondità. Se combinati con i dati di temperatura, è possibile utilizzare le misurazioni di salinità per determinare la densità dell'acqua marina, che è una forza motrice primaria per le correnti oceaniche principali. Altri strumenti e sensori sono spesso associati al CTD per ottenere dati sull'ossigeno disciolto, sulla presenza di particelle, sulla fluorescenza e persino sulle correnti. Vengono spesso utilizzati anche sensori sperimentali per misurare metalli in tracce e venute di gas.

4. Ipotesi sulle caratteristiche desiderate dell'array per misure di temperatura

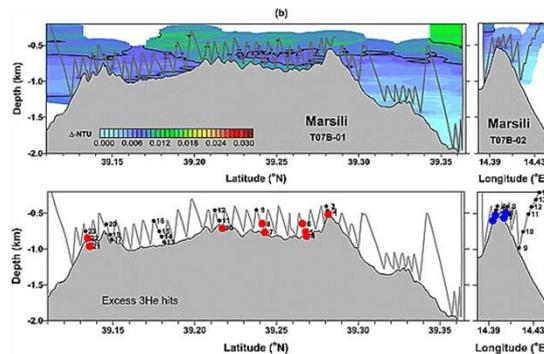


Figura 6: Attività di temperatura (cast “Tow-Yo”) per cartografia di emissioni di fluidi sul Marsili Seamount (Mar Tirreno Sud-Orientale).

La soluzione ideale nell'ambito delle problematiche legate a campagne di misura della temperatura per scopi oceanografico/geologici in aree costiere ci sembra quella della realizzazione di un cavo modulare, in grado di acquisire misure di temperatura in continuo e in modalità “dinamica”, ovvero in condizioni di traino attivo da parte di un'imbarcazione, che posseda specifiche paragonabili a quelli delle sensoristica standard esistente in commercio. La realizzazione di un cavo modulare sensorizzato in fibra ottica per la misura di temperatura consentirebbe fasi esplorative molto più veloci, abbattendo anche il costo connesso alle acquisizioni, in quanto abbasserebbe il rischio determinato dall'utilizzo di un CTD e consentirebbe di studiare tecniche di acquisizione che restituiscano dati in tempi decisamente ridotti e a maggiore densità. Più in generale, la sfida tecnologica connessa alla realizzazione del cavo sensorizzato è particolarmente intrigante, in quanto aprirebbe una serie di possibili applicazioni che richiedono valutazioni lungo tutta la colonna d'acqua (ad es., correntometria, abbondanza del pescato, etc.) anche se con altri tipi di sensore. Dal punto di vista tecnologico, comunque, la soluzione del problema complesso di array denso di sensori su cavo in fibra ottica aprirebbe, anche se realizzata su un singolo sensore (ovvero quello di temperatura), una significativa frontiera nel monitoraggio non “puntuale” sulla colonna d'acqua dei fenomeni fisici (e potenzialmente chimici) che caratterizzano l'ambiente marino.

5.1. Individuazione definizione delle specifiche

Oggi è nota l'esistenza di fumarole nere negli oceani Atlantico e Pacifico, a una profondità media di 2100 metri. La temperatura dell'acqua alla sorgente può superare i 400 °C, ma essa non bolle a causa dell'elevata pressione a cui è sottoposta a quelle profondità. L'acqua emessa è estremamente acida: il suo pH può scendere fino a 2,8. Dal punto di vista della composizione chimica, si è verificato che i *black smokers* del Pacifico, mediamente situati a profondità di 2100 m, sono caratterizzati da composizioni percentuali pari al 28% di zinco, al 43% di ferro e al 6% di rame, spesso con bio-associazioni collegate ai vents essenzialmente costituiti da anfipodi. Tali forme di vents sono ricche di anidridi (matrici anidritiche, composte da zinco, rame, ferro e solfuri misti di rame e ferro) nello stadio meno maturo, mentre in quelle mature si aggiungono solfuri di magnesio, silicio, e potassio. I *white smokers* (o fumarole bianche) sono caratterizzati da emissioni di minerali più chiari, quali quelli contenenti bario, calcio e silicio e da emissioni di acque a temperature inferiori, comprese tra i 100 e i 300 °C. In acque meno profonde (meno di 50 m), le alterazioni di temperatura possono essere sicuramente inferiori (anche a meno di 1°C), da cui scaturisce la necessità di rilevare con sensori a capacità di accuratezza di almeno 0.5°C. Un elemento essenziale, quindi, per una corretta cartografia di emissioni idrotermali è connessa alla rilevazione di alcuni parametri lungo tutta la colonna d'acqua con la tecnica del tow-yo. Tale tecnica, però, soffre di due principali problemi correlati alle caratteristiche delle strumentazioni attualmente esistenti sul mercato, ovvero:

A) Le attuali strumentazioni utilizzate per il rilievo dei vents idrotermali costituiscono l'adattamento di strumentazioni CTD, essenzialmente nate per l'oceanografia. Su queste stazioni il sensore di temperatura è puntiforme, per cui le stazioni sono calate in profondità (fin quasi sul fondo) e recuperate durante un tragitto specifico di immersione-risalita (vedi figura), con evidente perdita di risoluzione (o di tempo).

B) Il costo della strumentazione CTD, molto elevato, che suggerisce un approccio molto "conservativo" in particolare nella fase di avvicinamento al sul polo. Inoltre, il peso della stazione è particolarmente rilevante, per cui è impensabile ipotizzare sistemi trainanti profondi che consentano un riassetto della stazione con l'imbarcazione. Ne deriva l'impossibilità di effettuare le operazioni di acquisizione con la tecnica del "tow-yo" a velocità superiori ai 2-2.5 Kn.

In questo progetto verranno progettati e realizzati sensori di temperatura (una cortina con sensori di temperatura) per la misura di profili di temperatura di una colonna d'acqua. Questi sensori verranno testati a varie profondità (non oltre i 50 metri).

Al fine di definire le specifiche tecniche e prestazionali dei sensori di temperatura da progettare è stato eseguito uno studio delle principali caratteristiche dei sensori di temperatura puntiformi esistenti sul mercato.

Fra i sensori presi in esame per le misure in campo oceanografico citiamo il Thermistor Betatherm 100K6A1 (installato sulla CS547A Conductivity and Temperature Probe (CTD) della Campbell Scientific, caratterizzato da (Campbell Scientific inc, 2019).

Range 0° to 50°C.

Accuracy Error ±0.4°C

Sebbene molto usato, questo sensore risulta fra i meno precisi in termini di accuratezza, mentre risultano molto più performanti i sensori Valeport, Seabird, Andeera, tipicamente utilizzati in ambito oceanografico (Yamada et al., 1994; Davies et al., 1997; Poremba et al., 1999; Niu and Wang, Hagan and Nalli, 2001; Pearce et al., 2001; Furevik, T., 2001; Lee et al., 2013; 2017; Mingyue et al., 2018; Junhyeok and Myoung-Jin, 2019; Zhang et al., 2019; Arikajnen; et al., ., 2014., Vinš et al., 2019), con caratteristiche pressoché standard:

Range -10° to 60°

Accuracy Error 0.1 °C

Straordinaria risulta l'ingegnerizzazione in termini di adattamento alla pressione di tali sensori (anche fino a 5000 m di profondità). Tali sensori sono del tutto analoghi a quelli utilizzati in ambito geologico per le venute di fluidi (Eckhardt et al., 1997; de Ronde et al., 2001, 2003 and 2006; Baker et al., 2002 and 2006; Lupton et al., 2011; Rogers et al., 2012; Passaro et al., 2016 a, 2016b and 2018; Somma et al., 2016; Cocchi et al., 2017; Ventura et al., 2018).

Sebbene le caratteristiche dei sensori siano molto spinte dal punto di vista della risoluzione e dell'accuratezza, bisogna senz'altro stressare la difficoltà di alcuni parametri ad essere acquisiti in remoto ed in modalità "dinamica", ovvero con trascinamento dell'array di misura, più punti in misura contemporanea ed in continuo. Le modalità stesse di acquisizione previste tendono a rendere complessa la veridicità delle misure, in seguito agli ovvi problemi di trascinamento e cavitazione legati alla modalità "in continuo" che si preferirebbe attuare. Per cui ci sembrano ottimali le seguenti caratteristiche:

Range 5° to 60° C

Risoluzione 0.5 °C

Potrebbe risultare estremamente significativo, in termini di qualità delle misure, l'utilizzo di un sensore di pressione in coda all'array, che sia in grado di fornire un'indicazione utile sulla profondità della parte finale del cavo stesso e, di conseguenza, un elemento utile per risalire alla posizione di ogni singolo elementi di misura piazzato sull'array.

5.2. Architettura del sotto-sistema di monitoraggio della temperatura.

Al fine di consentire il monitoraggio in modalità dinamica e continua dei profili di temperatura a diverse profondità, la catena di sensori (array) dovrà essere calata in mare e trascinata per mezzo di un'imbarcazione. Risulta necessario pertanto, dotare l'imbarcazione di uno specifico dispositivo tipo argano-verricello sul quale avvolgere la catena di sensori ed in grado di consentirne sia il rilascio verticale, per l'immersione in mare, sia il trascinamento ed il successivo recupero, così come riportato in figura 7.

In questo contesto, particolare attenzione sarà richiesta alla selezione del materiale con cui rivestire la catena di sensori, dovendo quest'ultima risultare flessibile per poter essere avvolto agevolmente sul verricello.

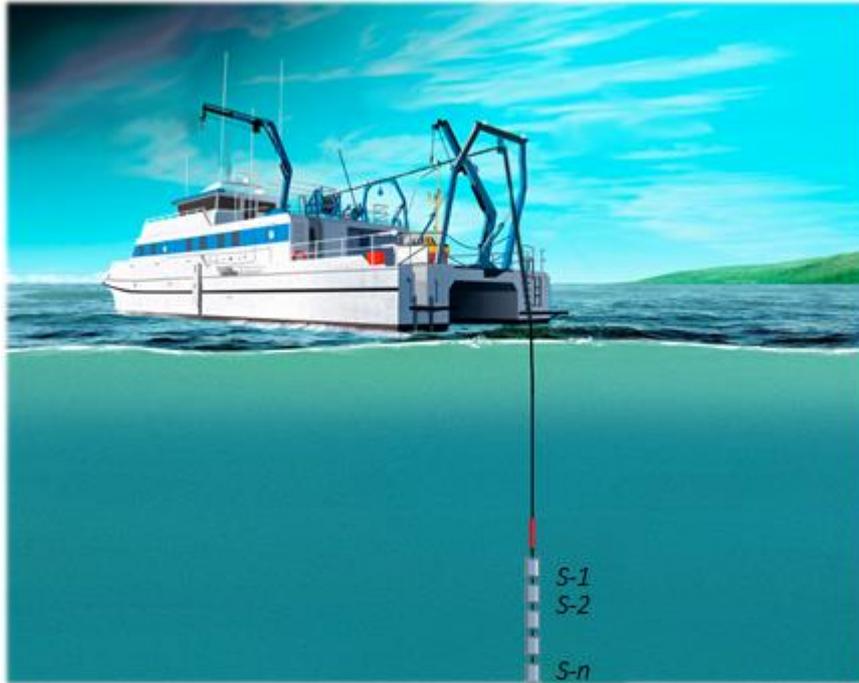


Figura 7: Ipotesi schematica per la realizzazione dell'array di sensori in fibra ottica

L'architettura del sistema di monitoraggio, in relazione alle esigenze tecniche imposte dal particolare contesto applicativo, prevede l'impiego dei seguenti dispositivi e componenti funzionali:

- Sistema di interrogazione (centralina optoelettronica) da progettare sulla base dei requisiti dei sensori e sulle specifiche condizioni di monitoraggio;
- Array di sensori di temperatura e pressione da progettare sulla base dei requisiti funzionali e applicativi;
- Personal computer e software di elaborazione con interfaccia utente da progettare sulla base degli specifici hardware impiegati.

Di seguito è riportato uno schema a blocchi che sintetizza l'architettura del sistema di monitoraggio:



Figura 8: Schema a blocchi del funzionamento dell'array di sensori per misure di temperatura da realizzare nell'ambito del progetto.

L'architettura complessiva prevede quindi un **PC** dotato di una specifica **interfaccia utente** per la visualizzazione in tempo reale dei segnali acquisiti dai **sensori**; in particolare, l'interfaccia utente sarà basata su un modulo software in grado di interfacciare il **sistema hardware di interrogazione** dei sensori con un software dedicato all'elaborazione dei segnali ed il monitoraggio in tempo reale dei parametri d'interesse (Figura 8).

5. Riferimenti bibliografici

Marine Strategy Framework Directive, Directive 2008/56/EC of the European Parliament and of the Council. <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX:32008L0056> (accessed 13 December 2017).

Werdell P.J., Franz B.A., Lefler J.T., Robinson W.D., Boss E., 2013. Retrieving marine inherent optical properties from satellites using temperature and salinity-dependent backscattering by seawater, *Opt. Express* 21 (26) 32611.

Madura H., Piatkowski T., Powiada E., 2004. Multispectral precise pyrometer for measurement of seawater surface temperature, *Infrared Phys. Technol.*, vol. 46, no. 1–2 SPEC. ISS., pp. 69–73.

Lavín A., Somavilla R., Arteché J.L., Rodríguez C., Cano D., Ruiz-Villareal M., 2009. The Spanish Institute of Oceanography (IEO) coastal observing system at the southern bay of Biscay, new real-time development: the ocean-meteorological AGL Buoy, in: *OCEANS'09 IEEE Bremen: Balancing Technology with Future Needs*.

A.J. Williams, CTD (conductivity, temperature, depth) profiler, in: *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 2010, pp. 708–717.

Smethie W.M., Chayes D., Perry R., Schlosser P., 2011. A lightweight vertical rosette for deployment in ice-covered waters, *Deep Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 58 (4) (2011) 460–467.

Roemmich D. et al., 2009. The argo program: observing the global oceans with profiling floats. *Oceanography* 22 (2) (2009) 34–43.

Contiero M., Musella S., Iavarone M., Ventura G., Russo R., Manna A., Cositore M., Galeotti L., D'Amore D., Urzì F., Raspagliesi M., Passaro S., 2017. Campagna Oceanografica SAFE_2016. Rapporto tecnico e delle attività.

Salvatore Passaro, Roberta Laterza, Guido Ventura, Luciano Giannini, Stella Tamburrino, Serena Gherardi, Biagio De Luca, 2015. Campagna Oceanografica SAFE_2014. Rapporto tecnico e delle attività (Rapporto tecnico).

Gabriella Di Martino, Salvatore Passaro, Mario Sprovieri, Elvira Oliveri, Marianna Del Core, Anna Traina, Lorena Corrado, Veronica Ciaramitaro, Alessandra Mirrione, Dario Filardo, Vincenzo Manna, Mauro Musanti, Maria Bonsignore, Tiziana Laurenza, Biagio De Luca, Stefano Carito, Serena Gherardi, Salvatore Mazzola, 2013. Campagna Oceanografica ANOMCITY_2013. Rapporto tecnico e delle attività. Rapporto tecnico.

Biagio De Luca, Mario Sprovieri, Marco Barra, Marianna Del Core, Gabriella Di Martino, Sara Innangi, Elvira Oliveri, Salvatore Passaro, Stella Tamburrino, Nadia Sabatino, Renato Tonielli, Anna Traina, Serena Gherardi, Antonino Di Maria, Salvatore Mazzola. 2013. Campagna Oceanografica ANOMCITY_2012. Rapporto tecnico e delle attività. Rapporto tecnico

Aguzzi J., et al., 2011. The new seafloor observatory (OBSEA) for remote and long-term coastal ecosystem monitoring, *Sensors* 11(6) (2011)

- C. García Izquierdo, A. Garcia-Benadí, P. Corredera, S. Hernandez, A. Gonzalez Calvo, J. del Río Fernandez, M. Nogueres-Cervera, C. Pulido de Torres, D. del Campo, 2018. Traceable sea water temperature measurements performed by optical fibers. *Measurement*, 127, Pages 124-133.
- Duraibabu, D., Leen, G., Toal, D., Newe, T., Lewis, E., & Dooly, G. (2017). Underwater depth and temperature sensing based on fiber optic technology for marine and fresh water applications. *Sensors*, 17(6), 1228.
- Arnon, A., Lensky, N. G., & Selker, J. S. (2014). High-resolution temperature sensing in the Dead Sea using fiber optics. *Water Resources Research*, 50(2), 1756-1772.
- Emery W. J., Thomson R. E., D, 2001. *ata analysis methods in physical oceanography*, Gulf Professional Publishing, 2001, pp. 24–25, ISBN 978-0-444-50757-0.
- Marshall Michael, 2010. Ships and buoys made global warming look slower, in *New Scientist*, 16 novembre 2010.
- Rao P. K., Smith W. L, Koffler R., 1972. Global Sea-Surface Temperature Distribution Determined From an Environmental Satellite. in *Monthly Weather Review*, vol. 100, n° 1, gennaio 1972, pp. 10–14.
- Barale V., 2010. *Oceanography from Space: Revisited*, Springer, p. 263, ISBN 978-90-481-8680-8.
- Pinet, Paul R., 1996. *Invitation to Oceanography (3rd ed.)*. St. Paul, MN: West Publishing Co. ISBN 0-7637-2136-0.
- Marshak, Stephen, 2001. *Earth: Portrait of a Planet*. New York: W.W. Norton & Company. ISBN 0-393-97423-5.
- Macdonald A. M., 1995. Oceanic fluxes of mass, heat, and freshwater: a global estimate and perspective. Falmouth, Mass.: Massachusetts Institute of Technology and the Woods Hole Oceanographic Institution. p. 12. WHOI Theses. Retrieved August 30, 2014. <http://hdl.handle.net/1912/5620>
- National Research Council, 1997. NII 2000 Steering Committee, *The unpredictable certainty: information infrastructure through 2000; white papers*, National Academies.
- Emery W. J., Baldwin D. J., Schlüssel P., Reynolds R. W., 2001. Accuracy of in situ sea surface temperatures used to calibrate infrared satellite measurements. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, C2, 15 febbraio 2001, p. 2387,
- Maurer J., 2002. *Infrared and microwave remote sensing of sea surface temperature (SST)*, University of Hawaii, 2002.
- Kishtawal C. M., 2005. Meteorological Satellites. In *Satellite Remote Sensing and GIS Applications in Agricultural Meteorology*, , p. 73.
- Harwood R., 1971. Mapping the Atmosphere From Space, in *New Scientist*, vol. 51, n° 769, p. 623.

Su J., et al., 2014. The Initiation and Developing Mechanisms of Central Pacific El Niños. *Journal of Climate* 27(12):4473-4485.

Campbell Scientific inc., 2019. CS547A Conductivity and Temperature Probe and A547 Interface. Revision: 10/11

Qi-lu Wu, Yong Zhao, Ya-nan Zhang, Shi-xuan Liu, Qiang Zhao, Shi-zhe Chen, 2019. Theoretical analysis of seawater depth and temperature measurement with C-type micro-structured fiber grating, *Optical Fiber Technology*, Volume 47, Pages 133-140.

Junhyeok Jeon, Myoung-Jin Kim, 2019. CO₂ storage and CaCO₃ production using seawater and an alkali industrial by-product. *Chemical Engineering Journal*. 122180, ISSN 1385-8947, <https://doi.org/10.1016/j.cej.2019.122180..>

Miming Zhang, Wei Gao, Jinpei Yan, Yanfang Wu, Christa A. Marandino, Keyhong Park, Liqi Chen, Qi Lin, Guobin Tan, Meijiao Pan, 2019. An integrated sampler for shipboard underway measurement of dimethyl sulfide in surface seawater and air. *Atmospheric Environment*, Volume 209, Pages 86-91.

Mingyue Lin, Xueping Hu, Dawei Pan, Haitao Han, 2018. Determination of iron in seawater: From the laboratory to in situ measurements. *Talanta*, Volume 188, Pages 135-144,

Vinš V., Hykl J., Hrubý J., 2019. Surface tension of seawater at low temperatures including supercooled region down to – 25 °C. *Marine Chemistry*, Volume 213, Pages 13-23.

Niu, M., Wang, J. 2017. Variation in the distribution of wintering anchovy *Engraulis japonicus* and its relationship with water temperature in the central and southern Yellow Sea. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 35 (5), pp. 1134-1143.

Sonnewald, M., Janssen, R., 2014. Recent spreading of *Xandarovula patula* (Mollusca: Gastropoda: Ovulidae) towards the central North Sea suggests a link to rising water temperatures. *ANZIAM Journal*, 5 (3).

Lee, H., Cho, S., Kim, W., Kang, D., 2013. The diel vertical migration of the sound-scattering layer in the Yellow Sea Bottom Cold Water of the southeastern Yellow Sea: Focus on its relationship with a temperature structure. *Acta Oceanologica Sinica*, 32 (9), pp. 44-49.

Niu, M.-X., Li, X.-S., Zhao, G.-X., 2012. Spatial distribution of wintering *Engraulis japonicus* and its relationship with the inter-annual variations of water temperature in central and southern Yellow Sea. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 23 (2), pp. 552-558.

Sonnewald, M., Janssen, R., 2012. Recent spreading of *Xandarovula patula* (Mollusca: Gastropoda: Ovulidae) towards the central North Sea suggests a link to rising water temperatures. *Marine Biodiversity Records*, 5, art. no. e58.

Xu, Z.-L., Gao, Q., Chen, J.-J., Cai, M., Chen, H., Huang, M.-L., 2008. Yield-Density model on adaptation of *Ctenophora* to water temperature and salinity in East China Sea. (2008) *Chinese Journal of Ecology*, 27 (1), pp. 68-72.

- Pearce, A.F., Skirving, W.J., Barton, I.J., Lynch, M.J., Michael, K.J., 2001. Validation of satellite-derived sea-surface temperatures in Australian tropical, temperate and polar waters. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 1, pp. 249-251.
- Hagan, D.E., Nalli, N.R., 2001. Tropical water vapor correction for remotely sensed sea surface temperature: Results using narrowband window radiance profiles from TOGA COARE. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106 (C6), art. no. 1999JC000143, pp. 11423-11436.
- Furevik, T., 2001. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980-1996. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48 (2), pp. 383-404.
- Poremba, K., Dürselen, C.-D., Stoeck, T., 1999. Succession of bacterial abundance, activity and temperature adaptation during winter 1996 in parts of the German Wadden Sea and adjacent coastal waters. *Journal of Sea Research*, 42 (1), pp. 1-10.
- Davies, J.M., Dunne, R.P., Brown, B.E., 1997. Coral bleaching and elevated sea-water temperature in Milne Bay Province, Papua New Guinea, 1996. *Marine and Freshwater Research*, 48 (6), pp. 513-516.
- Yamada, S., Tanaka, E., Ogawa, G., 1994. Management Policies of Fishery Utilizing Information on Sea Water Temperature and Stock Survey. *Fisheries science*, 60 (6), pp. 629-633.
- Baker, E. T., J. A. Resing, S. L. Walker, F. Martinez, B. Taylor, and K. Nakamura (2006), Abundant hydrothermal venting along melt-rich and melt-free ridge segments in the Lau back-arc basin, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07308, doi:10.1029/2005GL025283.
- Baker, E.T., G.J. Massoth, C.E.J. de Ronde, J.E. Lupton, and B.I.A. McInnes (2002), Observations and sampling of an ongoing subsurface eruption of Kavachi Volcano, Solomon Islands, May 2000, *Geology*, 30, 975-978.
- de Ronde, C. E. J., M. D. Hannington, P. Stoffers, I. C. Wright, R. G. Ditchburn, A. G. Reyes, E. T. Baker, C. J. Massoth, J. E. Lupton, S. L. Walker, R. R. Greene, C. W. R. Soong, J. Ishibashi, G.T. Lebon, C. J. Bray, and J. A. Resing (2006), Evolution of a submarine magmatic-hydrothermal system: Brothers Volcano, southern Kermadec Arc, New Zealand, *Econ. Geol.*, 100, 1096-1133.
- de Ronde, C.E.J. , E.T. Baker, G.J. Massoth, J.E. Lupton, I.C. Wright, R.A. Feely and R.R. Greene (2001), Intra-oceanic subduction-related hydrothermal venting, Kermadec volcanic arc, New Zealand, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 193, 359-369.
- de Ronde, C.E.J., G.J. Massoth, E.T. Baker, and J.E. Lupton (2003), Submarine hydrothermal venting related to volcanic arcs, Giggenbach Memorial Volume, In *Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth*, eds., S.F. Simmons and I. Graham, *Soc. of Econ. Geol.*, 10, 91-110.
- Eckhardt, J.-D., G.P. Glasby, H. Puchelt, and Z. Berner (1997), Hydrothermal manganese crusts from Enarete and Palinuro Seamounts in the Tyrrhenian Sea, *Mar. Georesources & Geotechnol.*, 15, 175-208.

Passaro Salvatore, Barra Marco, Saggiomo Roberto, Di Giacomo Simone, Leotta Antonio, Uhlen Helge, Mazzola Salvatore, 2013. Multi-resolution morpho-bathymetric survey results at the Pozzuoli-Baia underwater archaeological site (Naples, Italy). *Journal of Archaeological Science*, 40 (2), 1268-1278.

Lupton, J., C. de Ronde, M. Sprovieri, E.T. Baker, P.P. Bruno, F. Italiano, S. Walker, K. Faure, M. Leybourne, K. Britten, and R. Greene (2011): Active hydrothermal discharge on the submarine Aeolian Arc. *J. Geophys. Res.*, 116, B02102, doi: 10.1029/2010JB007738

Passaro S., Sacchi M., Tamburrino S., Ventura G., 2018. Fluid Vents, Flank Instability, and Seafloor Processes along the Submarine Slopes of the Somma-Vesuvius Volcano, Eastern Tyrrhenian Margin. *Geosciences*, 8, 60.

Ventura G., Passaro S., Tamburrino S., Vallefucio M., Sacchi M., 2016. A model-estimation of gas overpressure in gas saturated layers in a volcanic setting: a case study from the Banco della Montagna (Naples Bay, Italy). *Proceedings of the 1st IMEKO TC-4 International Workshop on Metrology for Geotechnics (Benevento, Italy, March 17-18, 2016)*, 313-317.

Passaro S., Tamburrino S., Vallefucio M., Gherardi S., Sacchi M., Ventura G., 2016. High-resolution morpho-bathymetry of the Gulf of Naples, Eastern Tyrrhenian Sea. *Journal of Maps*, 12(4), 203-210, DOI: 0.1080/17445647.2016.1191385

Passaro S., Tamburrino S., Vallefucio M., Tassi F., Vaselli O., Giannini L., Chiodini G., Caliro S., Sacchi M., Luca Rizzo A., Ventura G., 2016. Seafloor doming driven by degassing processes unveils sprouting volcanism in coastal areas. *Scientific Reports* 6, 22448; doi: 10.1038/srep22448

Somma R., Iuliano S., Matano F., Molisso F., Passaro S., Sacchi M., Troise C., De Natale G. 2015. High resolution morpho-bathymetry of Pozzuoli Bay, Southern Italy. *Journal of Maps*, 12(2), 222-230. DOI: 10.1080/17445647.2014.1001800

Cocchi L., Passaro S., Caratori Tontini F., Ventura F., 2017. Volcanism in slab tear faults is larger than in island-arcs and back-arcs. *Nature Communications* 8, Article number: 1451 (2017), doi:10.1038/s41467-017-01626-w.

<https://www.seatemperature.org/>