

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

## Η Θερμοκρασία του Θαλασσινού Νερού

Η θερμοκρασία του νερού είναι από τις πλέον βασικές φυσικές παραμέτρους του, καθώς πολλές άλλες παράμετροι εξαρτούν την τιμή τους από την θερμοκρασία. Για παράδειγμα, η συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου στο νερό εξαρτάται από την θερμοκρασία με μία αντιστρόφως ανάλογη σχέση.

Η θερμοκρασία είναι μία θερμοδυναμική ιδιότητα κάθε ρευστού η οποία εκφράζει τη ποσότητα θερμικής ενέργειας που περιέχει στη μάζα του. Κύριες μονάδες μέτρησης θερμοκρασίας είναι οι βαθμοί Κελσίου ( $^{\circ}\text{C}$ ), οι βαθμοί Φαρενάιτ ( $^{\circ}\text{F}$ ) και οι βαθμοί Κέλβιν ( $^{\circ}\text{K}$ ). **Σώμα μηδενικής θερμότητας** σημαίνει ότι βρίσκεται σε θερμοκρασία  $-273^{\circ}\text{C}$  ή σε θερμοκρασία  $0^{\circ}\text{K}$  (απόλυτο μηδέν). Οι θερμομετρικές αυτές κλίμακες συνδέονται μεταξύ τους από τις σχέσεις:

$$^{\circ}\text{K} = 273,15 + ^{\circ}\text{C}$$

$$^{\circ}\text{C} = (^{\circ}\text{F} - 32) / 1.8$$

Η θερμότητα και θερμοκρασία συνδέονται μεταξύ τους μέσω της εξίσωσης της ειδικής θερμότητας, η οποία υπολογίζει τη θερμότητα ανά μονάδα όγκου  $Q$  (Joules/ $\text{m}^3$ ):

$$Q = \rho \times C_p \times T \quad (2.1)$$

Όπου  $\rho$  πυκνότητα νερού ( $\sim 1025 \text{ kg}/\text{m}^3$ ),  $C_p$  ειδική θερμότητα νερού ( $\sim 4182 \text{ J}/(\text{kg } ^{\circ}\text{K})$ ),  $T$  θερμοκρασία νερού ( $^{\circ}\text{K}$ ).

Η ροή θερμότητας εκφράζει την μεταβολή της θερμότητας στο χρόνο. Η μεταβολή αυτή εκφράζεται σε Watts:

$$1 \text{ W} = 1 \text{ J}/\text{s}$$

Σε κατάσταση ισορροπίας, η ροή θερμότητας ανά μονάδα επιφάνειας (Watts/ $\text{m}^2$ ) εκφράζει την ποσότητα θερμότητας που μεταφέρεται από την ατμόσφαιρα προς τον ωκεανό και αντίστροφα. Η ροή θερμότητας ανά μονάδα επιφάνειας ισούται με την ενέργεια ανά μονάδα χρόνου ανά μονάδα επιφάνειας. Δηλαδή:

$$1\text{J}/(1 \text{ m}^2 \times 1\text{sec}) = (1\text{J}/\text{sec})/1\text{m}^2 = 1\text{W}/\text{m}^2$$

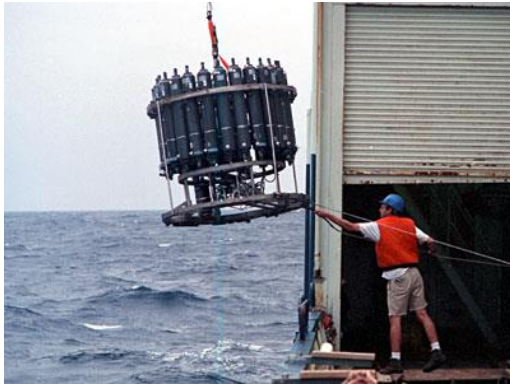
Χρησιμοποιώντας την παραπάνω εξίσωση (2.1) προκύπτει ότι η μεταβολή της θερμοκρασίας κατά 1°C σε στήλη νερού βάθους 100 μ και επιφάνειας 1 m<sup>2</sup> σε χρόνο 30 ημερών απαιτεί θερμότητα της τάξης:

$$Q = (\rho \times C_p \times \Delta T \times V) / \Delta t \quad (2.2)$$

$$Q = 1025 \text{ (kg/m}^3\text{)} \times 4182 \text{ (J/(kg }^\circ\text{K))} \times 1^\circ\text{K} \times 100 \text{ m}^3 / (30 \times 24 \times 3600 \text{ sec}) \\ = 165 \text{ W/m}^2$$

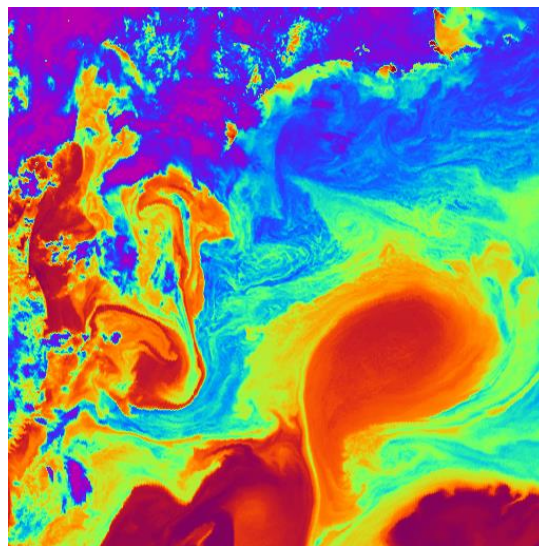
### Τρόποι Μέτρησης της Ωκεάνιας Θερμοκρασίας

1. Ανεστραμμένα θερμόμετρα Negretti (1874). Πρόκειται για ένα πολύ παλαιό και μη-χρησιμοποιούμενο σήμερα όργανο μέτρησης θερμοκρασίας νερού στη θάλασσα. Έχει ακρίβεια 0,004 °C και επαναληψιμότητα 0,002 °C.
2. Thermistors, είναι ηλεκτρονικά όργανα που χρησιμοποιούν διατάξεις πλατίνας ή λευκόχρυσου με ιδιότητα τη μεταβολή της ηλεκτρικής τους αντίστασης με τη μεταβολή της θερμοκρασίας. Διαθέτουν ακρίβεια ίση με 0,002 °C και επαναληψιμότητα 0,0005-0,001 °C.
3. Το CTD (Conductivity, Temperature, Depth) αποτελεί το κύριο επιστημονικό όργανο προσδιορισμού των φυσικών παραμέτρων του ωκεάνιου νερού (θερμοκρασία, αγωγιμότητα, πίεση) (Σχήμα 2.1). Το όργανο ρυθμίζεται πριν την δειγματοληψία για τον τρόπο λήψης δεδομένων, δηλ. με την μορφή προφίλ (μέτρηση θερμοκρασίας και άλλων παραμέτρων με το βάθος) ή σταθερό σε ένα σημείο (μέτρησης θερμοκρασίας και άλλων παραμέτρων σε ένα σταθερό σημείο παράγοντας δεδομένα χρονοσειράς). Το CTD συνήθως ρυθμίζεται να μετρά προφίλ, δηλ την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας με το βάθος. Κατεβαίνει σταδιακά από την επιφάνεια έως τον πυθμένα και ανά τακτά διαστήματα, π.χ., ανά 0,5 μ λαμβάνει μετρήσεις θερμοκρασίας (και άλλων ωκεανογραφικών παραμέτρων) τις οποίες αποθηκεύει στην εσωτερική μονάδα μνήμης του. Κατόπιν, μετά την δειγματοληψία τα δεδομένα μεταφέρονται σε Η/Υ για περαιτέρω επεξεργασία.



Σχήμα 2.1. Το όργανο CTD της εταιρείας Seabird (δεξιά) και μία ροζέτα από δειγματοληπτικές φυάλες με CTD στο κέντρο της (αριστερά).

4. Δορυφορικές εικόνες (satellite images) Δίνουν τη δυνατότητα συνοπτικής καταγραφής της επιφανειακής θερμοκρασίας του ωκεανού. Βασίζονται στη χρήση ενός παθητικού αισθητήρα (ραδιόμετρο) ο οποίος καταγράφει τη διαφορά στην εκπεμπόμενη υπέρυθη ακτινοβολία (Σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2. Δορυφορική εικόνα κατανομής θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας. Το πιο θερμό νερό φαίνεται με κόκκινο χρώμα, το πιο ψυχρό με μπλε χρώμα ενώ το πιο σκούρο μπλε-μωβ χρώμα στο πάνω αριστερό μέρος είναι σύννεφα.

5. Ωκεάνιοι παθητικά κινούμενοι πλωτήρες (drifters) οι οποίοι κινούνται παθητικά στην υδάτινη στήλη από τα ρεύματα ενώ ταυτόχρονα μετρούν τις φυσικές παραμέτρους του νερού, όπως η θερμοκρασία, η αλατότητα, κλπ.



Σχήμα 2.3. Παθητικά κινούμενος αισθητήρας Argo.

6. Αυτόνομα κινούμενα οχήματα (gliders), κινούνται μέσα στην υδάτινη στήλη διαγράφοντας μία τροχιά από την επιφάνεια έως τον πυθμένα και αντίστροφα, ενώ παράλληλα καταγράφουν τις συνθήκες θερμοκρασίας, αλατότητας και άλλων παραμέτρων. Κάθε φορά που το σύστημα βρίσκεται στην επιφάνεια της θάλασσας εκπέμπει τα δεδομένα που έχουν αποθηκευτεί στην εσωτερική μνήμη του προς ένα δορυφόρο και από εκεί τα δεδομένα μεταφέρονται σε ένα σταθμό βάσης για να είναι διαθέσιμα σε οποιονδήποτε χρήστη.



Σχήμα 2.4. Αυτόνομο κινούμενο όχημα (glider) με τρεις κεφαλές αισθητήρων μέτρησης φυσικοχημικών παραμέτρων νερού.

## Προσδιορισμός σημείου στερεοποίησης ωκεάνιου νερού

Ο προσδιορισμός της θερμοκρασίας κατά την οποία το ωκεάνιο νερό παγώνει αποτελεί συνάρτηση της αλατότητας και της πίεσης, και δίνεται ως:

$$T_f(S, p) = -0.0575S + 1.710523 \times 10^{-3} S^{3/2} - 2.154996 \times 10^{-4} S^2 - 7.53 \times 10^{-3} p$$

όπου S είναι η αλατότητα σε psu και p η πίεση σε dbars (~ βάθος σε μ). Θα πρέπει να θυμόμαστε ότι η αλατότητα και η πίεση υποβιβάζουν το σημείο πήξης. Έτσι στην Ανταρκτική το νερό της επιφάνειας έχει θερμοκρασία  $-1.8^{\circ}\text{C}$  ενώ σε βάθη 1000 μ η θερμοκρασία του φθάνει στους  $-2.5^{\circ}\text{C}$  χωρίς φυσικά να στερεοποιείται.

## Προσδιορισμός ωκεάνιων παραμέτρων με την γλώσσα R

Στο μάθημα της Φυσικής Ωκεανογραφίας θα κάνουμε εφαρμογή των όσων μάθαμε στο μάθημα «Προγραμματισμός H/Y με την γλώσσα R». Για τον σκοπό αυτό θα εγκαταστήσετε την γλώσσα R και το πακέτο R-Studio. Στην συνέχεια θα πρέπει να καλέσουμε ένα εξειδικευμένο πακέτο με ωκεανογραφικές συναρτήσεις, το πακέτο oce. Ανοίγουμε ένα νέο script και εισάγουμε τις εντολές:

```
install.packages("oce")
```

```
library(oce)
```

Δίνουμε ενδεικτικές τιμές αλατότητας νερού S, θερμοκρασίας νερού T και πίεσης νερού (δηλ. βάθους) p.

```
S = 35; T = 15; p = 0  
swTFreeze(S,T,p)
```

Η συνάρτηση swTFreeze υπολογίζει το σημείο στερεοποίησης νερού. Για τις παραπάνω ενδεικτικές τιμές το αποτέλεσμα είναι:

```
[1] -1.933132
```

## 2.1. Η Δυναμική Θερμοκρασία του Νερού (Potential Water temperature)

Η βύθιση μίας υδάτινης μάζας σε μεγαλύτερα βάθη, ειδικά πάνω από τα 1500 μ., αυξάνει τη πίεση στο εσωτερικό της, με αποτέλεσμα την αύξηση της εσωτερικής της ενέργειας. Αυτή η μεταβολή ωστόσο, δεν αντιστοιχεί σε μια αύξηση της θερμοκρασίας της λόγω αύξησης της ροής θερμότητας προς την υδάτινη μάζα αλλά οφείλεται ΜΟΝΟ στην αύξηση της υδροστατικής πίεσης, δηλ. της πίεσης που παράγει η υπερκείμενη υδάτινη στήλη.

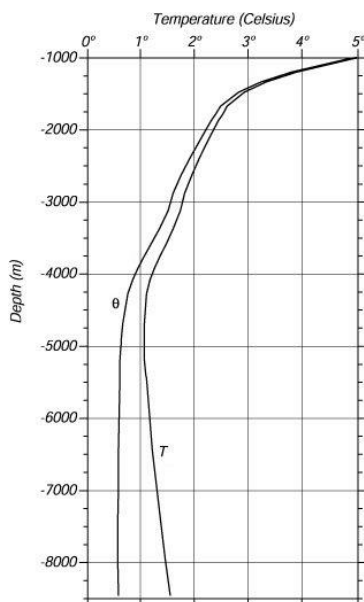
Συνεπώς, η βύθιση μίας υδάτινης μάζας πάνω από τα 1500 μ οδηγεί σε αύξηση της υδροστατικής πίεσης που ασκείται πάνω στην υδάτινη μάζα. Η αύξηση της πίεσης οδηγεί στην μείωση του όγκου της υδάτινης μάζας, άρα σε αύξηση της πυκνότητάς της. Καθώς η μάζα συμπιέζεται, **τα μόρια νερού έρχονται πιο κοντά μεταξύ τους και παράγεται θερμότητα λόγω συμπίεσης και όχι λόγω εισροής θερμότητας από το περιβάλλον.** Έτσι σε μεγαλύτερα βάθη το νερό εμφανίζεται πιο θερμό από ότι πραγματικά αντιστοιχεί στις συνθήκες θερμότητας που επικρατούν στα βάθη αυτά.

Με τρόπο αντίστοιχο, η άνοδος της υδάτινης μάζας έχει σαν αποτέλεσμα της μείωση της πίεσης που αυτή δέχεται, οπότε ο όγκος της αυξάνει και η πυκνότητά της μειώνεται, οπότε η υδάτινη μάζα ψύχεται. Για να μπορέσουμε να καταγράψουμε την θερμοκρασία που αντιστοιχεί στην πραγματική ροή θερμότητας στον ωκεανό και να εξαλείψουμε την επίδραση της πίεσης στην θερμοκρασία, εισάγουμε την έννοια της **δυναμικής θερμοκρασίας (potential water temperature)**. Συνεπώς, η καταγραφή της θερμοκρασίας από τα παραπάνω όργανα μέτρησης ονομάζεται **επιτόπια θερμοκρασία (in-situ temperature)**, ενώ η διορθωμένη θερμοκρασία ώστε να παραληφθεί η επίδραση της πίεσης σε μεγάλα βάθη καλείται **δυναμική θερμοκρασία**.

**Δυναμική Θερμοκρασία είναι η θερμοκρασία που θα είχε μία υδάτινη μάζα αν μετακινούνταν αδιαβατικά (χωρίς ανταλλαγές θερμότητας με το περιβάλλον) σε ένα άλλο επίπεδο πίεσης.**

**Αδιαβατική Μεταβολή είναι η μεταβολή που συμβαίνει όταν η υδάτινη μάζα ΔΕΝ ανταλλάσει θερμότητα με το περιβάλλον της.**

Συνεπώς, για να ξεπεράσουμε την επίδραση της συμπίεσης στις καταγραφές της θερμοκρασίας, ορίζουμε τη δυναμική θερμοκρασία (συμβολίζεται με το  $\theta$ ), η οποία ορίζεται ως η θερμοκρασία μίας μάζας νερού στην επιφάνεια μετά την αδιαβατική της άνοδο από οποιοδήποτε βάθος. Καθώς η δυναμική θερμοκρασία δεν λαμβάνει υπόψη την επίδραση της πίεσης η οποία καταγράφεται από την επιτόπια θερμοκρασία, προκύπτει ότι **η δυναμική θερμοκρασία  $\theta$  είναι πάντοτε μικρότερη της επιτόπιας θερμοκρασίας  $T$** . Στο Σχήμα 2.5 δίνεται ένα προφίλ επιτόπιας θερμοκρασίας ( $T$ ), όπως θα το κατέγραφε ένας αισθητήρας θερμοκρασίας σε ένα CTD, και της διορθωμένης θερμοκρασίας για την επίδραση της υδροστατικής πίεσης ( $\theta$ ). Φαίνεται ότι έως περίπου τα 1.500 μ η επιτόπια και η δυναμική θερμοκρασία είναι σχεδόν ίσες. Μετά το βάθος των 1.500 μ, καθώς η πίεση αυξάνει διαρκώς, η επίδραση της αυξάνει την τιμή της επιτόπιας θερμοκρασίας προκαλώντας μία διαφορά μεταξύ  $T$  και  $\theta$  έως και 1°C στα 8.000 μ βάθος.



Σχήμα 2.5. Προφίλ θερμοκρασίας με το βάθος. Μετά τα 1.500 μ βάθος η επιτόπια θερμοκρασία  $T$  είναι πάντα υψηλότερη της δυναμικής θερμοκρασίας  $\theta$ .

## Προσδιορισμός δυναμικής θερμοκρασίας ωκεάνιου νερού

Ο προσδιορισμός της δυναμικής θερμοκρασίας είναι μια σύνθετη μη-γραμμική συνάρτηση ως προς την επιτόπια θερμοκρασία (T), την αλατότητα (S) και την πίεση (p), και δίνεται ως:

$$\begin{aligned} \theta(S,T,p) = & T - p(3,6504 \times 10^{-4} + 8,3198 \times 10^{-5} T - 5,4065 \times 10^{-7} T^2 + \\ & + 4,0274 \times 10^{-9} T^3) - p(S - 35)(1,7439 \times 10^{-5} - 2,9778 \times 10^{-7} T) - \\ & - p^2(8,9309 \times 10^{-7} - 3,1628 \times 10^{-8} T + 2,1987 \times 10^{-10} T^2) + \\ & + 4,1057 \times 10^{-9}(S - 35)p^2 - p^3(-1.6056 \times 10^{-10} + 5.0484 \times 10^{-12} T) \end{aligned}$$

Όπου T η επιτόπια θερμοκρασία σε °C, S είναι η αλατότητα σε psu και p η πίεση σε dbars. Για να ελέγξουμε την ορθότητα των αποτελεσμάτων μας θεωρούμε υδάτινη μάζα με T = 5°C και S = 35.00 η οποία βυθίζεται αδιαβατικά από την επιφάνεια σε βάθος 4000 μ. Η επιτόπια θερμοκρασία της αυξάνεται σε T = 5.45°C ενώ η δυναμική θερμοκρασία της είναι  $\theta = 5.00^\circ\text{C}$ .

## Προσδιορισμός δυναμικής θερμοκρασίας με την γλώσσα R

Θα χρησιμοποιήσουμε πάλι το εξειδικευμένο πακέτο ωκεανογραφικών συναρτήσεων, το πακέτο oce. Ανοίγουμε ένα νέο script και εισάγουμε τις εντολές:

```
install.packages("oce")
```

```
library(oce)
```

Δίνουμε ενδεικτικές τιμές αλατότητας νερού S, θερμοκρασίας νερού T και πίεσης νερού (δηλ. βάθους) p.

```
S = 35; T = 15; p = 5000  
swTheta(S,T,p)
```

Η συνάρτηση swTheta υπολογίζει την δυναμική θερμοκρασία του νερού. Για τις παραπάνω ενδεικτικές τιμές το αποτέλεσμα είναι:

```
[1] 14.14161
```



Συνεπώς, μία υδάτινη μάζα με επιτόπια θερμοκρασία  $T = 15 \text{ }^\circ\text{C}$  σε βάθος 5000  $\mu$ , αν μετακινηθεί αδιαβατικά στην επιφάνεια της θάλασσας, όπου η επίδραση της υδροστατικής πίεσης είναι αμελητέα, η θερμοκρασία της θα είναι 14,14  $^\circ\text{C}$ .

Για να υπολογιστεί η επιτόπια θερμοκρασία αν η υδάτινη μάζα βυθιστεί αδιαβατικά από την επιφάνεια έως το βάθος των 4000  $\mu$ , γράφουμε:

$S = 35; T = 5; p_1 = 0; p_2 = 4000$   
 $\text{swTheta}(S,T,p_1,p_2)$

[1] 5.428655

Άρα, η άνοδος της πίεσης θα προκαλέσει αύξηση της επιτόπιας θερμοκρασίας στους 5.42  $^\circ\text{C}$ . Αντίστροφα, η άνοδος της μάζας θα της μειώσει και πάλι την θερμοκρασία στους 5 $^\circ\text{C}$ .

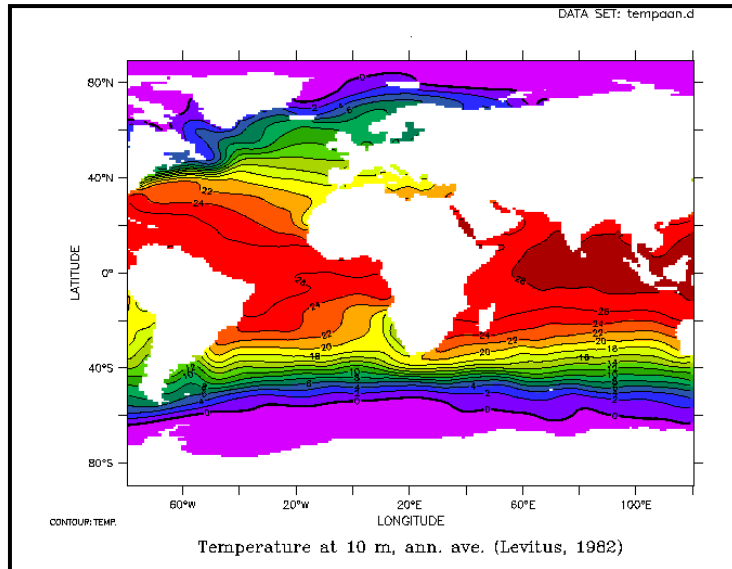
$S = 35; T = 5.42; p_1 = 0; p_2 = 4000$   
 $\text{swTheta}(S,T,p_2,p_1)$

[1] 4.991577

## 2.2. Επιφανειακή Κατανομή Θερμοκρασίας

Η θερμοκρασία του ωκεάνιου νερού στην επιφάνεια ρυθμίζεται από παράγοντες όπως: α) η ροή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας,  $Q_s$ , β) η ροή θερμότητας λόγω επαφής με την ατμόσφαιρα, γ) την ροή θερμότητας που μεταφέρουν τα οριζόντια ωκεάνια ρεύματα, δ) την ροή θερμότητας που μεταφέρεται κατά την κατακόρυφη ανάμειξη της υδάτινης στήλης, και ε) την ροή θερμότητας που μεταφέρεται κατά την επιφανειακή απορροή, δηλ. την απορροή των ποταμών. Όλους αυτούς τους όρους θα τους μελετήσουμε αναλυτικά σε επόμενο κεφάλαιο.

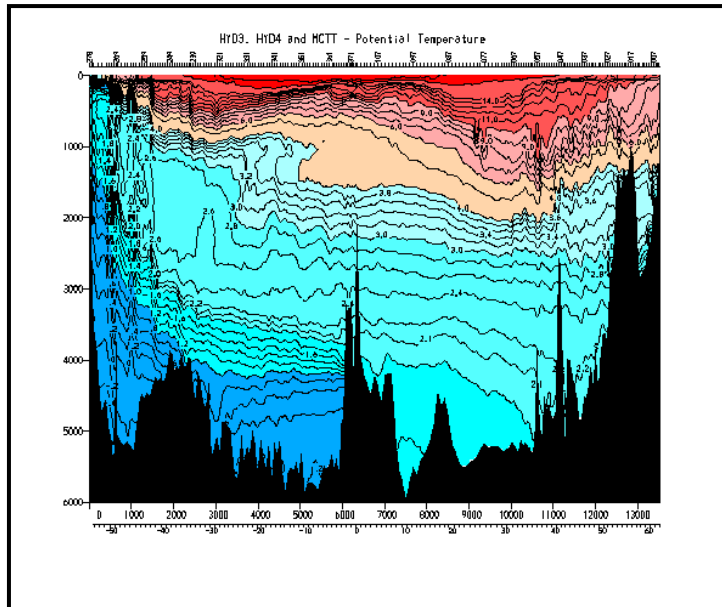
Η κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας στους ωκεανούς είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους (Σχήμα 2.6). Γενικά, η ζωνώδης κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας με τις υψηλές τιμές κοντά στον Ισημερινό και τη συνεχή ελάττωση προς τους πόλους, αντιστοιχεί πλήρως με τη κατανομή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας ( $Q_s$ ) που εισέρχεται στους ωκεανούς.



Σχήμα 2.6. Επιφανειακή κατανομή θερμοκρασίας νερού στον Ατλαντικό Ωκεανό.

Το Σχήμα 2.6 παρουσιάζει την μέση επιφανειακή κατανομή της θερμοκρασίας. Παρατηρούμε ότι η θερμοκρασία από 28°C στον Ισημερινό πέφτει στους 18°C στις τροπικές περιοχές και γίνεται -2°C στους πόλους. Οι ισόθερμες καμπύλες (καμπύλες που ενώνουν σημεία ίσης θερμοκρασίας) στους ωκεανούς αναπτύσσονται γενικά παράλληλα με το γεωγραφικό πλάτος. Μεγάλες παρεκκλίσεις από τη παραλληλία εμφανίζονται κοντά στις ακτές των ηπείρων. Οι παρεκκλίσεις αυτές **οφείλονται στην ύπαρξη ρευμάτων (currents) και αναβλύσεων (upwelling)**. Για παράδειγμα, οι χαμηλές θερμοκρασίες κατά μήκος των ανατολικών ακτών του Καναδά και οι υψηλές τιμές κατά μήκος των ακτών της Γαλλίας-Αγγλίας οφείλονται στα ρεύματα Labrador και Gulf Stream. Οι χαμηλές θερμοκρασίες στις ακτές της Αγκόλας οφείλονται σε αναβλύσεις βαθιών υδάτων.

Το Σχήμα 2.7 παρουσιάζει τη μέση μεταβολή της θερμοκρασίας κατά μήκος ενός μεσημβρινού. Παρατηρούμε ότι στον Ισημερινό και τις τροπικές περιοχές η ισόθερμες καμπύλες είναι σχετικά οριζόντιες, γεγονός που δείχνει την σημαντική θερμική στρωμάτωση των περιοχών αυτών. Όσο κινούμαστε σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη οι ισόθερμες αποκτούν κλίση και συνδέουν την επιφάνεια του ωκεανού με τα μεγαλύτερα βάθη, γεγονός που δείχνει την έντονη κατακόρυφη ανάμειξη και την βύθιση υδάτινων μαζών στις περιοχές αυτές. Έτσι, ο ωκεανός στις πολικές περιοχές μεταφέρει εύκολα το νερό της επιφάνειας που κατά βάση είναι ψυχρό σε μεγαλύτερα βάθη συμβάλλοντας έτσι στην οξυγόνωση των περιοχών μεγάλου βάθους.



Σχήμα 2.7. Διαμήκης τομή κατανομής θερμοκρασίας κατά μήκος ενός μεσημβρινού στον Ατλαντικό Ωκεανό.

### Δημιουργία χάρτη παγκόσμιας κατανομής μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας ωκεανών με την γλώσσα R

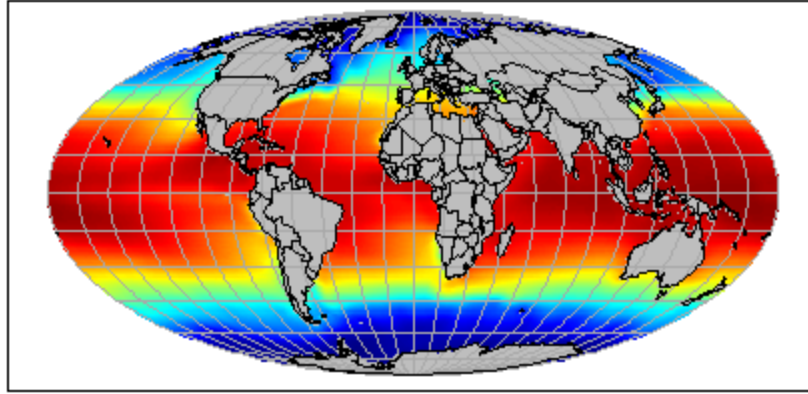
Θα χρησιμοποιήσουμε την ωκεανογραφική βάση δεδομένων Levitus με δεδομένα μέσης θερμοκρασίας από τεράστιο πλήθος CTD που έγιναν σε διάφορα σημεία του ωκεανού. Τα δεδομένα από την ωκεανογραφική βάση Levitus βρίσκονται πλέον καταχωρημένα στο πακέτο `oce` της R.

Εισάγουμε τον παρακάτω κώδικα

```
install.packages(c("oce", "ocedata", "rgdal"))

library(oce); library(ocedata); library(rgdal)

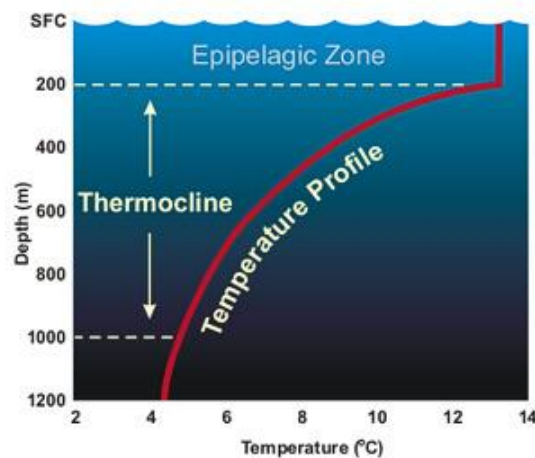
data(levitus, package="ocedata")
cm <- colormap(zlim=c(-2, 30), col=oce.colorsJet)
data(coastlineWorld)
mapPlot(coastlineWorld, projection="+proj=moll", grid=FALSE)
mapImage(levitus$longitude, levitus$latitude, levitus$SST,
         colormap=cm)
mapGrid()
mapLines(coastlineWorld)
```



Σχήμα 2.8. Αποτέλεσμα κώδικα R με τον χάρτη μέσης θερμοκρασίας ωκεανών.

### 2.3. Κατανομή Θερμοκρασίας με το Βάθος

Η μέση ωκεάνια θερμοκρασία είναι  $3,8^{\circ}\text{C}$  και ακόμη και στον Ισημερινό η μέση ωκεάνια θερμοκρασία δεν ξεπερνά τους  $4,9^{\circ}\text{C}$ . Η υδάτινη στήλη στους ωκεανούς διακρίνεται σε τρία στρώματα: α) το επιφανειακό ή καλά αναμειγμένο (well-mixed layer), β) το στρώμα του μόνιμου θερμοκλινούς (permanent thermocline layer), και γ) το στρώμα μεγάλου βάθους (bottom layer).



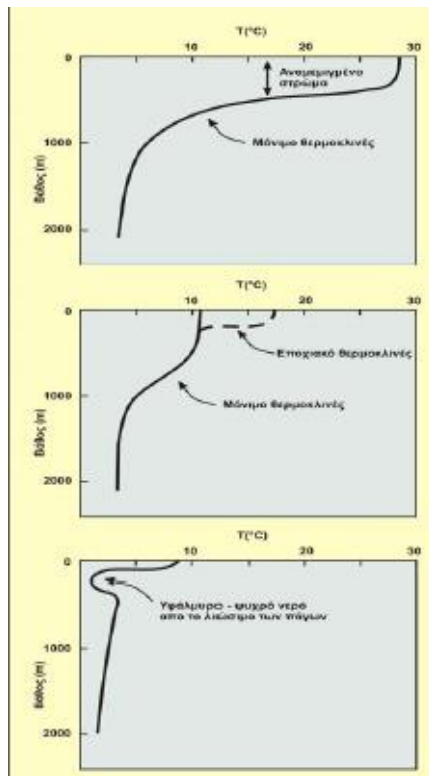
Σχήμα 2.8. Επιφανειακή ζώνη πλήρους ανάμειξης (0 – 200 μ) και ζώνη θερμοκλινούς (απότομης πτώσης της θερμοκρασίας με το βάθος, 200 - 1.000 μ).

- Το επιφανειακό στρώμα εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι τα 200 μ. βάθος και διακρίνεται από σχετικά ομοιόμορφη θερμοκρασία σε όλο το πάχος του. Το στρώμα αυτό αναπτύσσεται κυρίως στον Ισημερινό και σε τροπικές περιοχές, αλλά λείπει από τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.

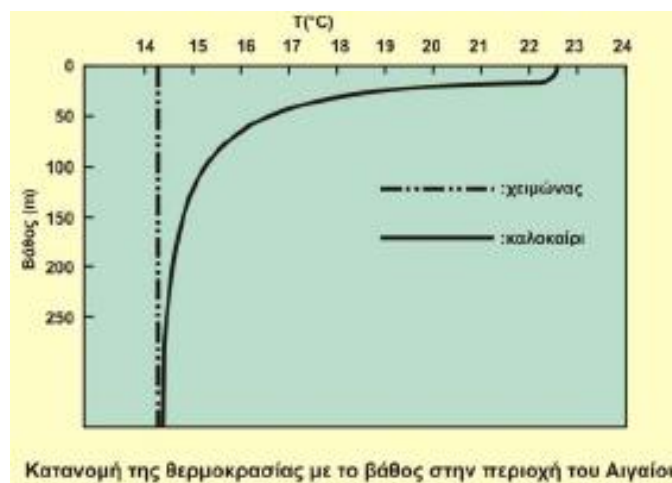
- Το στρώμα του μόνιμου θερμοκλινούς εκτείνεται από τα 200-1.500 μ. και χαρακτηρίζεται από απότομη πτώση της θερμοκρασίας με το βάθος κατά 8-15°C. Το θερμοκλινές είναι έντονο (μεγάλη θερμοβαθμίδα) στα χαμηλά και μέσα πλάτη, ενώ λείπει από τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (Σχήμα 2.8). **Το θερμοκλινές αυτό καλείται μόνιμο ή κύριο διότι διατηρείται όλες τις εποχές του χρόνου.**
- Το στρώμα μεγάλου βάθους εκτείνεται από τα 1000 μ. ως το πυθμένα και χαρακτηρίζεται από χαμηλή θερμοκρασία η οποία παραμένει σχεδόν αμετάβλητη σε όλο το πάχος του.

Η θερμοκρασία είναι ομοιόμορφη σε όλο το πάχος του επιφανειακού στρώματος, λόγω της πλήρους μείξης που υφίσταται το στρώμα αυτό από το κυματισμό. Στα μικρά γεωγραφικά πλάτη, η θερμοκρασιακή δομή του στρώματος αυτού είναι σχεδόν αμετάβλητη, στα μέσα όμως γεωγραφικά πλάτη η θερμοκρασιακή δομή μεταβάλλεται εποχιακά λόγω των σημαντικών εποχιακών μεταβολών της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας. Το χειμώνα, ο έντονος κυματισμός προκαλεί πλήρη μείξη σε όλο το πάχος του επιφανειακού στρώματος, οπότε η θερμοκρασία είναι χαμηλή και ομοιόμορφη. Το καλοκαίρι, η ένταση των κυματισμών είναι μικρή, με αποτέλεσμα η τυρβώδης μείξη να είναι ελάχιστη, οπότε **η θερμοκρασία αυξάνει έντονα στην επιφάνεια λόγω συσσώρευσης θερμότητας και δημιουργείται το εποχιακό θερμοκλινές (seasonal thermocline) (Σχήμα 2.9).**

Το Σχήμα 2.10 παρουσιάζει την εξέλιξη μίας υδάτινης στήλης το χειμώνα και το καλοκαίρι. Τον χειμώνα η στήλη είναι πλήρως αναμιγμένη λόγω της μείωσης της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας και της επίδρασης του ανέμου. Το καλοκαίρι η στήλη είναι στρωματοποιημένη λόγω της ανόδου της ηλιακής ακτινοβολίας και της μείωσης της έντασης των ανέμων.

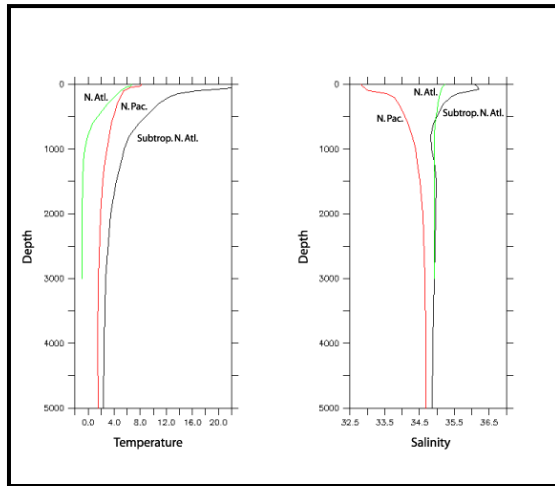


Σχήμα 2.9. Μόνιμο και εποχιακό θερμοκλίνας.

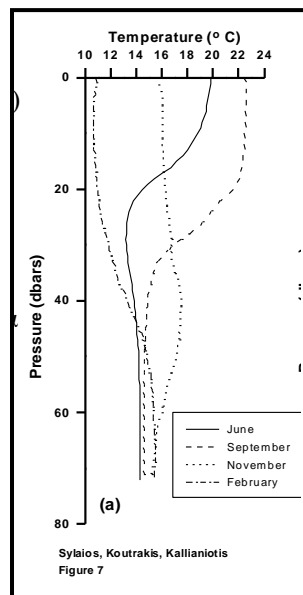


Σχήμα 2.10. Κατακόρυφη κατανομή θερμοκρασίας τον χειμώνα και το καλοκαίρι.

Εκτός από το εποχιακό θερμοκλίνας, στα μέσα γεωγραφικά πλάτη απαντάται και το ημερήσιο θερμοκλίνας (diurnal thermocline), το οποίο είναι ιδιαίτερα έντονο την άνοιξη, το καλοκαίρι και το φθινόπωρο.



Σχήμα 2.11. Κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας στο Β. Ατλαντικό, το Β. Ειρηνικό και την υποτροπική ζώνη του Β. Ατλαντικού.



Σχήμα 2.12. Εποχιακό θερμοκλίνας στο Στρυμονικό Κόλπο.