

ΦΥΣΙΚΗ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ

ΜΑΘΗΜΑ 2

Η Θερμοκρασία του Θαλασσινού Νερού

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Γ. Συλαίος

Θερμοκρασία Νερού (Water Temperature)

Πλέον βασική φυσική παράμετρος του νερού

Πολλές άλλες παράμετροι εξαρτούν την τιμή τους από την θερμοκρασία.

Π.χ., διαλυμένα αέρια (DO)

- Θερμό νερό – Χαμηλή συγκέντρωση κορεσμού σε DO
- Ψυχρό νερό – Υψηλή συγκέντρωση κορεσμού σε DO

Θερμοκρασία Νερού (Water Temperature)

Εκφράζει τη ποσότητα της θερμικής ενέργειας που περιέχει μία υδάτινη μάζα.

Μονάδες μέτρησης: ($^{\circ}\text{C}$), ($^{\circ}\text{F}$), ($^{\circ}\text{K}$)

Υδάτινη μάζα μηδενικής θερμότητας σημαίνει ότι σε θερμοκρασία -273°C ή 0°K (απόλυτο μηδέν).

Οι θερμομετρικές αυτές κλίμακες συνδέονται μεταξύ τους από τις σχέσεις:

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

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

Σύνδεση Θερμότητας - Θερμοκρασίας Νερού

Η ποσότητα θερμότητας ανά μονάδα όγκου (Joules/m^3) ενός σώματος είναι: $Q = \rho \times C_p \times T$

όπου ρ η πυκνότητα νερού (kg/m^3)

C_p η ειδική θερμότητα νερού ($\text{J/kg } ^\circ\text{C}$)

T (θερμοκρασία σε $^\circ\text{C}$),

Q (θερμότητα ανά μονάδα όγκου, J/m^3)

Πως αλλάζει η θερμοκρασία ενός σώματος ?

Ροή Θερμότητας

$$\frac{dQ}{dt}$$

- Αν η ροή θερμότητας έχει πρόσημο θετικό (+) αν η κατεύθυνσή της είναι από το εξωτερικό περιβάλλον προς το σώμα. Τότε η θερμοκρασία του σώματος αυξάνει.
- Η ροή θερμότητας έχει πρόσημο αρνητικό (-) αν η κατεύθυνσή της είναι από το σώμα προς το εξωτερικό περιβάλλον. Τότε η θερμοκρασία του σώματος μειώνεται.

Η ροή θερμότητας εκφράζεται σε Watts:

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

Ροή Θερμότητας (Heat Flux)

- Η ροή θερμότητας ανά μονάδα επιφάνειας ισούται με την ενέργεια ανά μονάδα χρόνου ανά μονάδα επιφάνειας. Δηλαδή:
- $1\text{J}/(1\text{ m}^2 \times 1\text{ sec}) = (1\text{J}/\text{sec})/1\text{m}^2 = 1\text{W}/\text{m}^2$

Στη θάλασσα η κύρια ανταλλαγή θερμότητας γίνεται από την επιφάνεια της θάλασσας από/προς την ατμόσφαιρα.

Σε κατάσταση ισορροπίας, η ροή θερμότητας ανά μονάδα επιφάνειας (W/m^2) εκφράζει την ποσότητα θερμότητας που μεταφέρεται από την ατμόσφαιρα προς τον ωκεανό και αντίστροφα.

Άσκηση 1

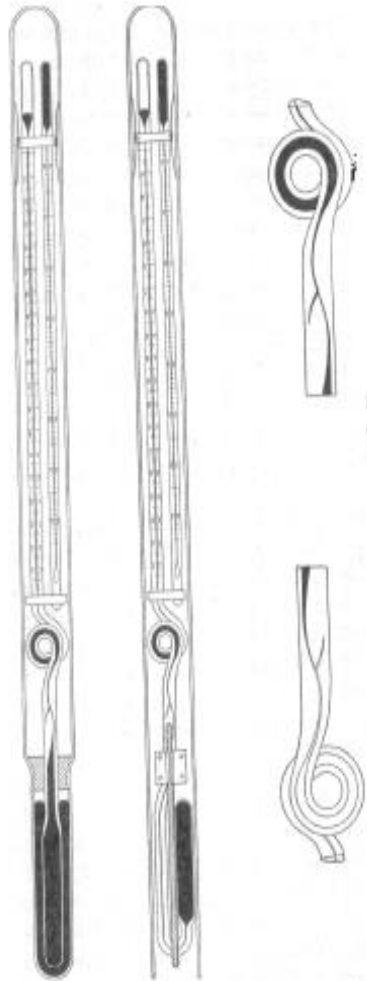
Να υπολογιστεί η ροή θερμότητας που απαιτείται να εισέλθει από την ατμόσφαιρα ώστε να μεταβληθεί η θερμοκρασία μίας στήλης νερού πάχους 100 m και εμβαδού 1 m² κατά 1°C σε μια περίοδο 30 ημερών?

$$Q = (\rho C_p \Delta T V) / \Delta t = (1025 \text{ [kg/m}^3\text{]} 4182 \text{ [J/(kg } ^\circ\text{C)] } 1 \text{ [}^\circ\text{C]} 100 \text{ [m}^3\text{)])} / (30 * 24 * 3600 \text{ [sec]}) = 165 \text{ W}$$

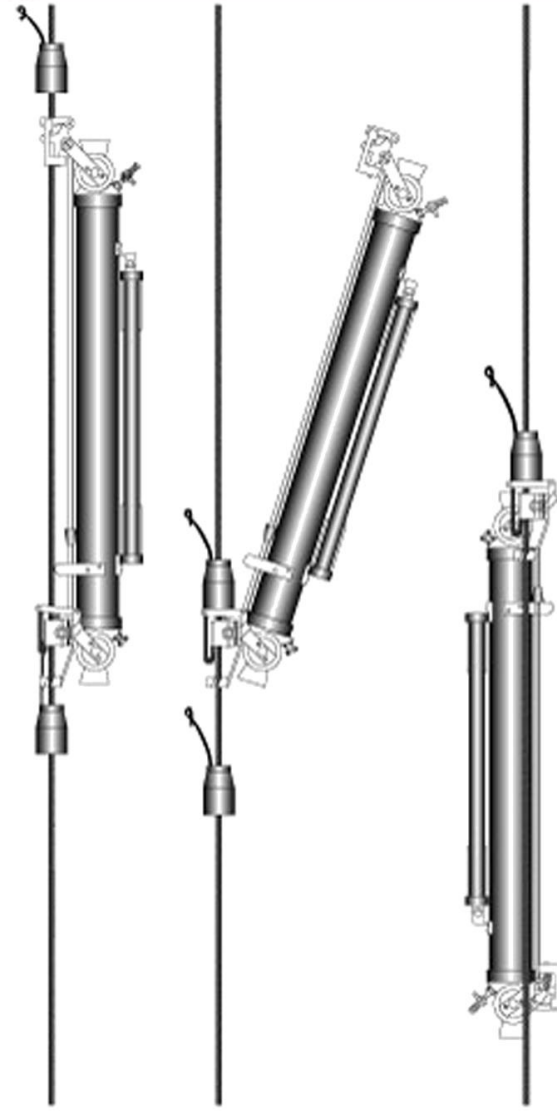
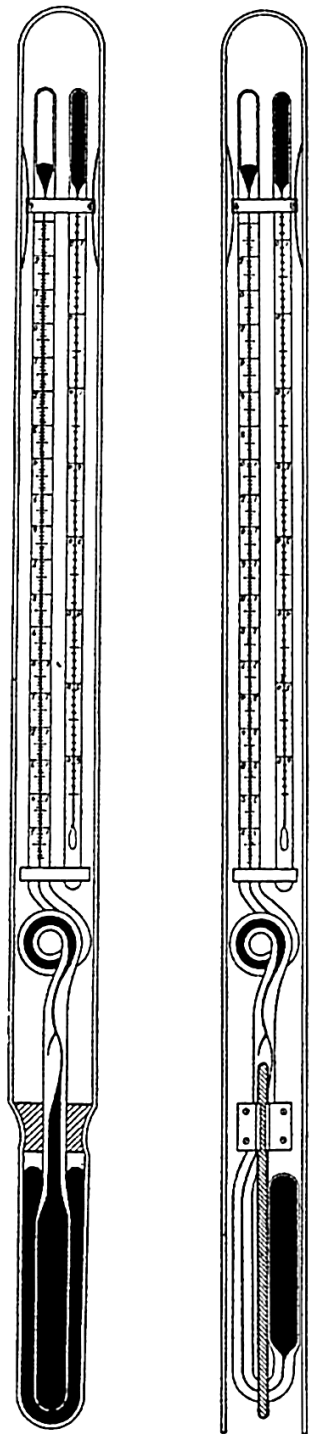
Άρα ροή θερμότητας ανά μονάδα επιφάνειας: 165 W/m²

Μέθοδοι μέτρησης Θερμοκρασίας Νερού

-Ανεστραμμένα θερμόμετρα Negretti
Ακρίβεια 0.004°C και επαναληψιμότητα 0.002°C



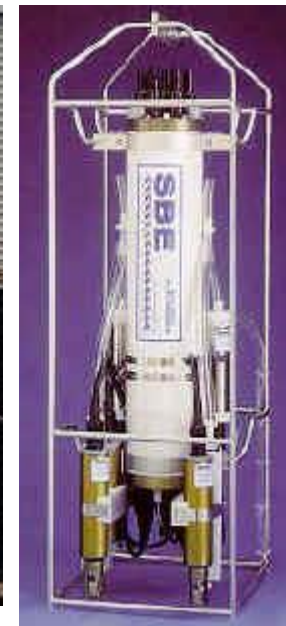
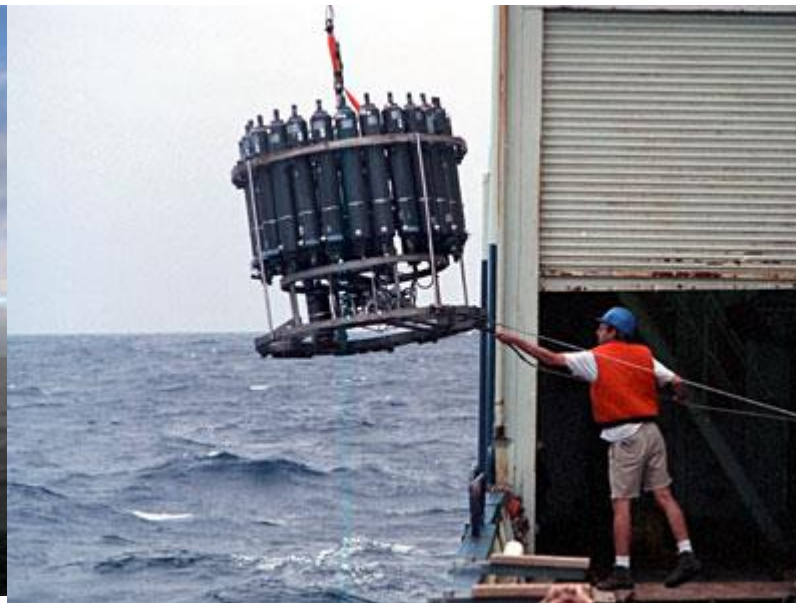
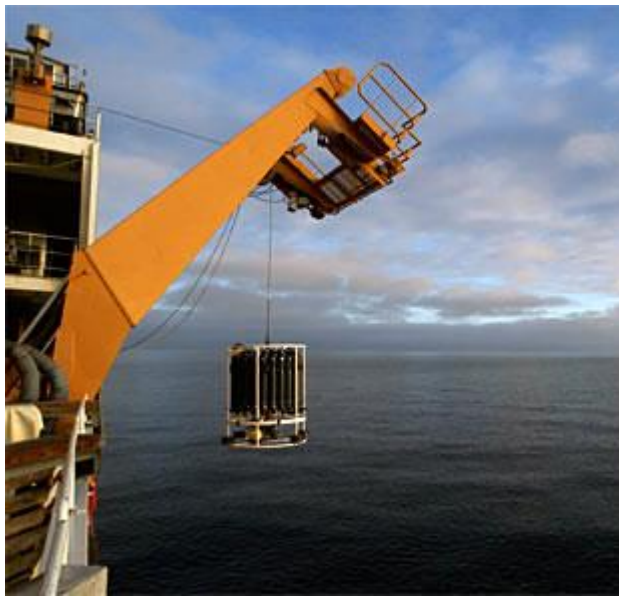
- Thermistors (Ακρίβεια 0.002°C και επαναληψιμότητα 0.0001°C)
Είναι διατάξεις πλατίνας ή λευκόχρυσου με ιδιότητα τη μεταβολή της ηλεκτρικής τους αντίστασης με τη μεταβολή της θερμοκρασίας.



**Nansen water bottles
before (I), during (II), and
after (III) reversing.
(From Dietrich et al. 1980)**

Μέθοδοι μέτρησης Θερμοκρασίας Νερού

- CTD (Conductivity – Temperature- Depth)
Αποτελεί το κύριο επιστημονικό όργανο προσδιορισμού των φυσικών παραμέτρων του ωκεάνιου νερού.

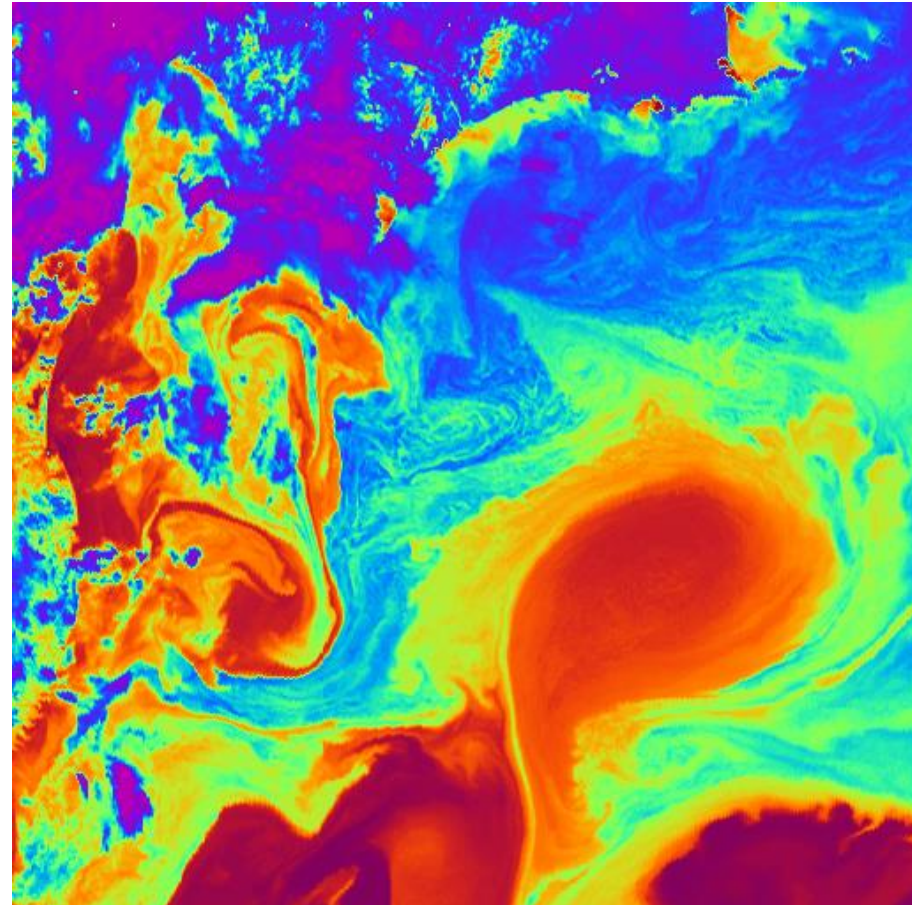


Μέθοδοι μέτρησης Θερμοκρασίας Νερού

Δορυφορικές εικόνες

Δίνουν τη δυνατότητα συνοπτικής καταγραφής της επιφανειακής θερμοκρασίας του ωκεανού.

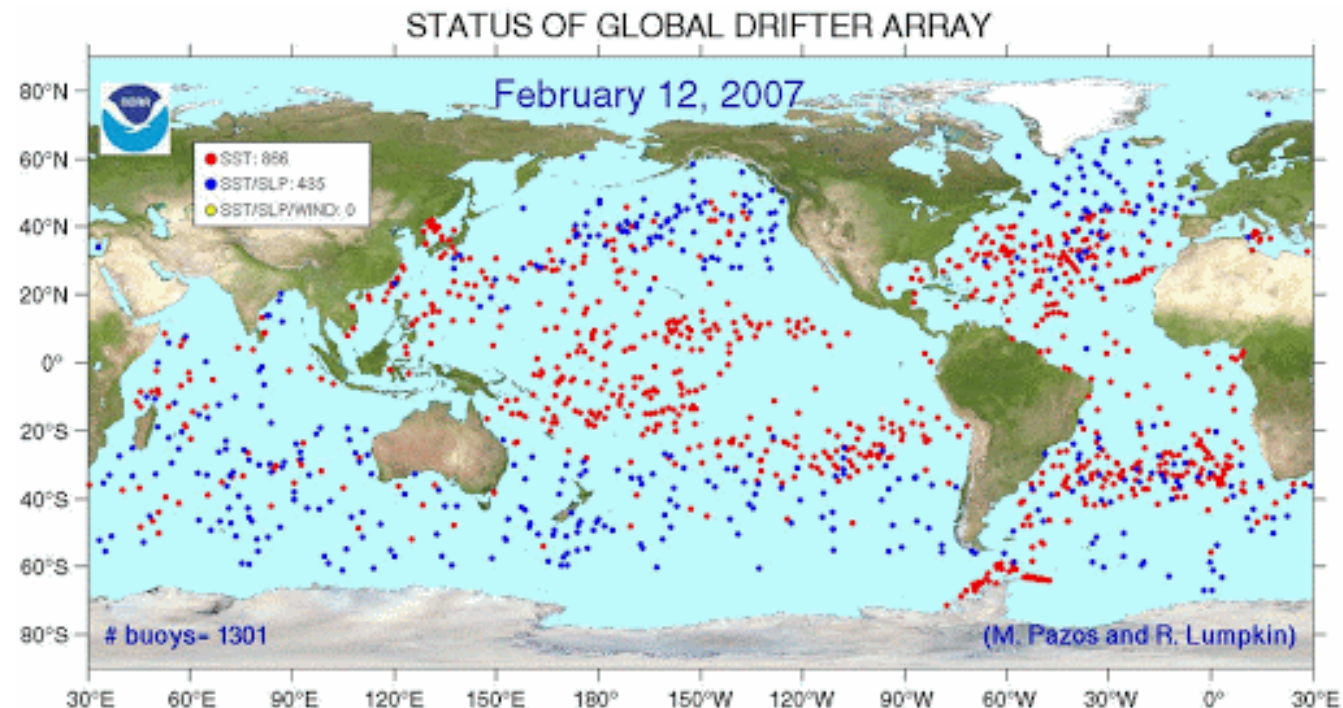
Βασίζονται στη χρήση ενός παθητικού αισθητήρα (ραδιόμετρο) ο οποίος καταγράφει τη διαφορά στην εκπεμπόμενη υπέρυθη ακτινοβολία.



Μέθοδοι μέτρησης Θερμοκρασίας Νερού



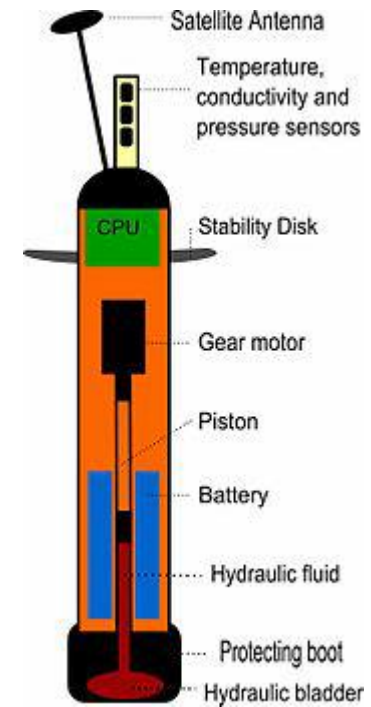
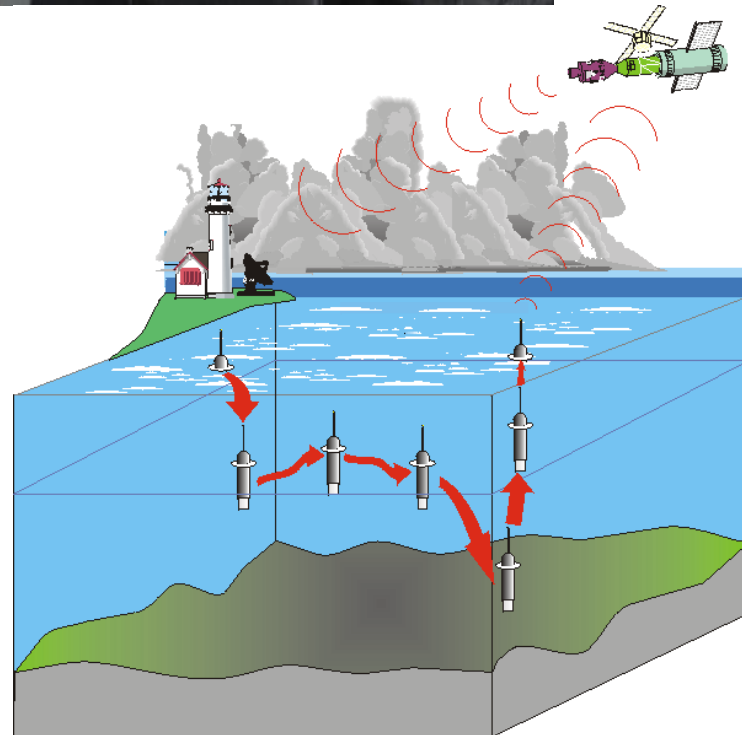
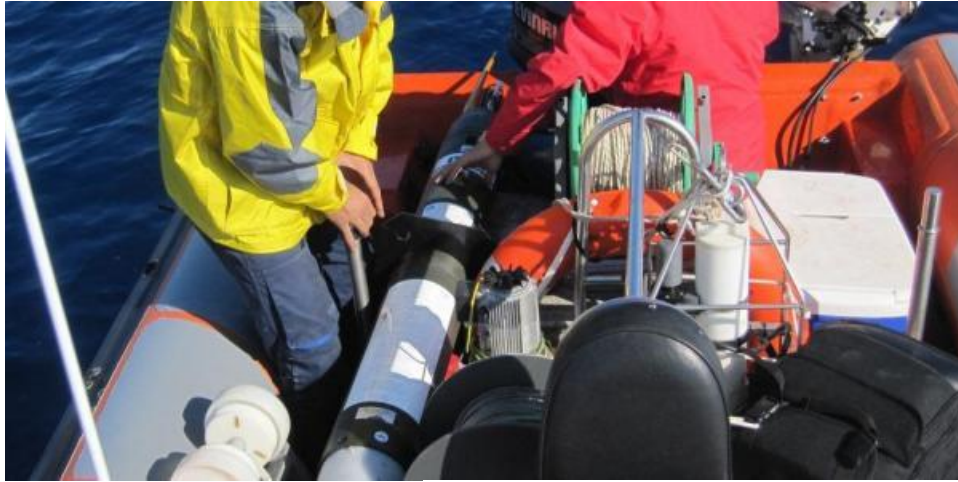
Ωκεάνιοι πλωτήρες (ocean drifters).
Κινούνται παθητικά στον ωκεανό από τα
ρεύματα και ταυτόχρονα μετρούν φυσικές
παραμέτρους του νερού (όπως η
θερμοκρασία, η αλατότητα, κλπ.)



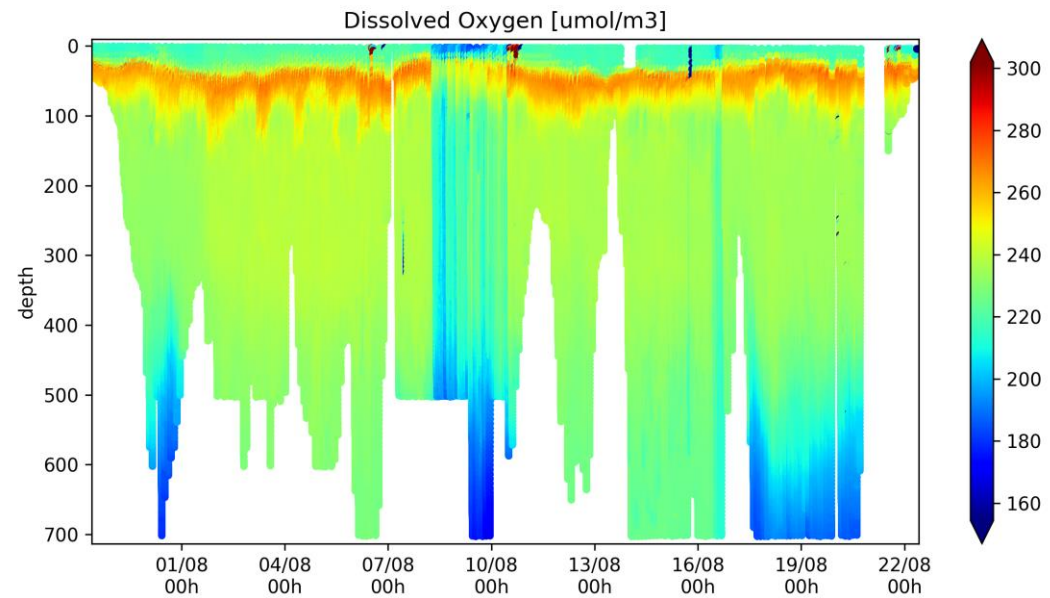
Ωκεάνιοι Πλωτήρες

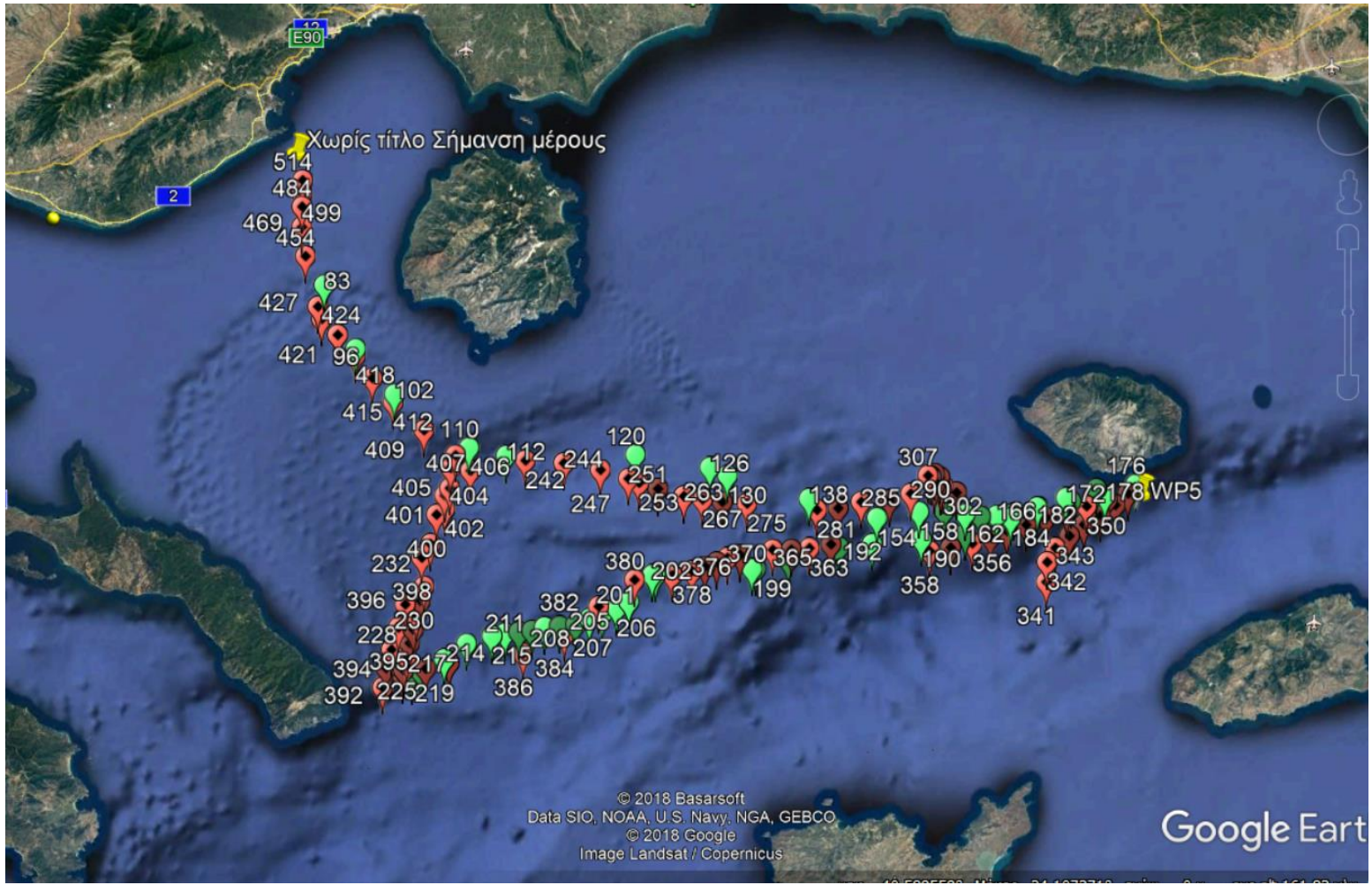


Ωκεάνιοι Πλωτήρες



Glider Deployment





Σημείο στερεοποίησης ωκεάνιου νερού

Ο προσδιορισμός της θερμοκρασίας κατά την οποία το ωκεάνιο νερό παγώνει αποτελεί συνάρτηση της αλατότητας και της πίεσης που αυτό βρίσκεται:

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

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°C ενώ σε βάθη 1000 μ η θερμοκρασία του φθάνει στους -2.5°C .

Προσδιορισμός ωκεάνιων παραμέτρων με την γλώσσα R

Στο μάθημα της Φυσικής Ωκεανογραφίας θα κάνουμε εφαρμογή των όσων μάθαμε στο μάθημα «Προγραμματισμός Η/Υ 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")
```

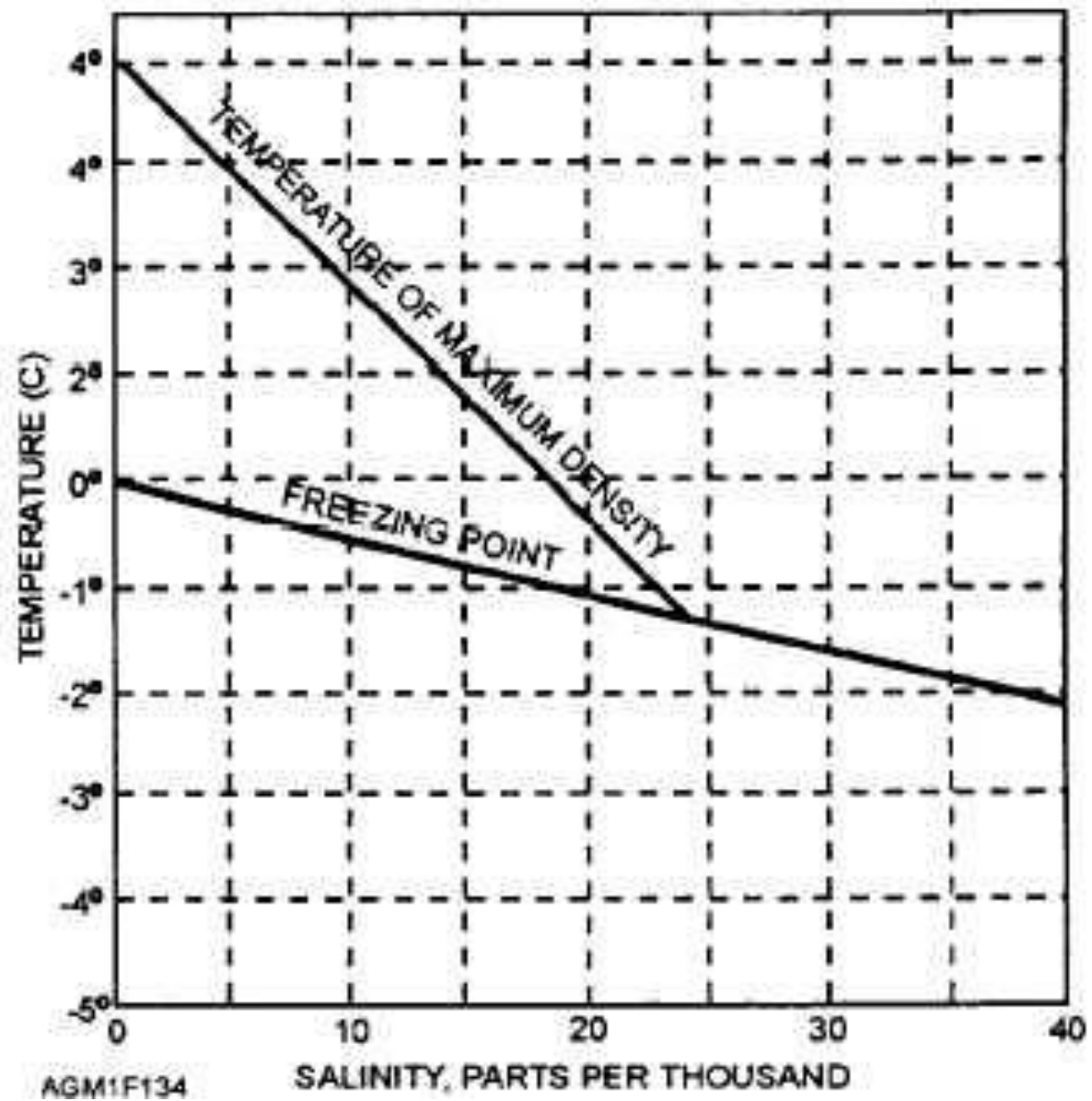
```
library(oce)
```

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
```



AGM1F134

SALINITY, PARTS PER THOUSAND

Δυναμική Θερμοκρασία (Potential Temperature)

Η βύθιση μίας υδάτινης μάζας αυξάνει τη πίεση στο εσωτερικό της με αποτέλεσμα την αύξηση της εσωτερικής της ενέργειας. Αυτή η μεταβολή ωστόσο, δεν αντιστοιχεί σε αύξηση της θερμοκρασίας της λόγω αύξησης της ροής θερμότητας προς την υδάτινη μάζα.

Άρα: βύθιση υδάτινης μάζας → αύξηση πίεσης → μείωση του όγκου → αύξηση πυκνότητας → αύξηση θερμοκρασίας

Άνοδος υδάτινης μάζας → μείωση πίεσης → αύξηση του όγκου → μείωση πυκνότητας → μείωση θερμοκρασίας

Δυναμική Θερμοκρασία (Potential Temperature)

Παράδειγμα:

Η βύθιση μίας υδάτινης μάζας από την επιφάνεια σε βάθη 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.

Άρα, σε μεγαλύτερα βάθη το νερό εμφανίζεται πιο θερμό από ότι πραγματικά αντιστοιχεί στις συνθήκες θερμότητας που επικρατούν στα βάθη αυτά.

Δυναμική και Επιτόπια Θερμοκρασία

Αντίστοιχα:

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 στην θερμοκρασία σε μεγάλα βάθη καλείται **δυναμική θερμοκρασία**.

Δυναμική Θερμοκρασία (Potential Temperature)

Ορισμός:

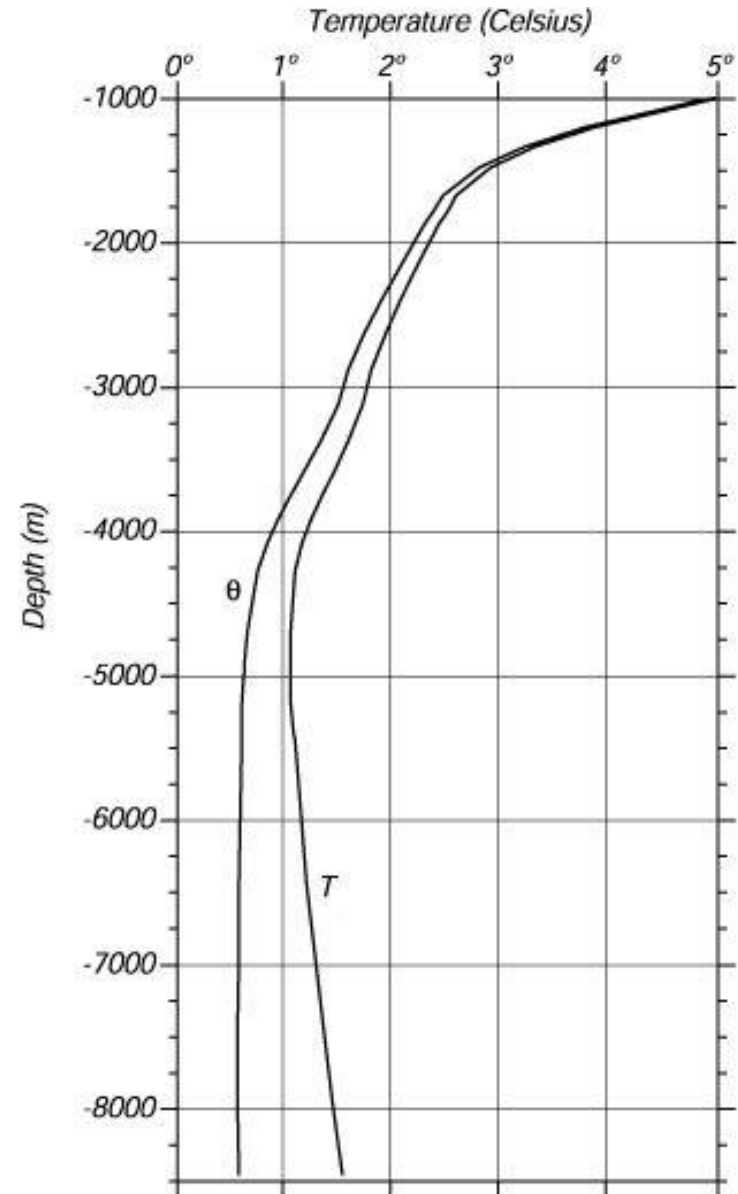
Δυναμική Θερμοκρασία είναι η θερμοκρασία που θα είχε μία υδάτινη μάζα αν μετακινούνταν αδιαβατικά (χωρίς ανταλλαγές θερμότητας με το περιβάλλον) σε ένα άλλο επίπεδο πίεσης.

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

Δυναμική Θερμοκρασία (Potential Temperature)

Για να ξεπεράσουμε την επίδραση της συμπίεσης στις καταγραφές της θερμοκρασίας, ορίζουμε τη παράμετρο θ , η οποία ορίζεται ως η θερμοκρασία μίας μάζας νερού στην επιφάνεια μετά την αδιαβατική της άνοδο από οποιοδήποτε βάθος.

Άρα, η δυναμική θερμοκρασία θ είναι πάντοτε μικρότερη της επιτόπιας θερμοκρασίας T .



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 $^{\circ}\text{C}$, S είναι η αλατότητα σε psu και p η πίεση σε dbars. Για να ελέγξουμε την ορθότητα των αποτελεσμάτων μας θεωρούμε υδάτινη μάζα με $T = 5^{\circ}\text{C}$ και $S = 35.00$ η οποία βυθίζεται αδιαβατικά από την επιφάνεια σε βάθος 4000 μ . Η επιτόπια θερμοκρασία της αυξάνεται σε $T = 5.45^{\circ}\text{C}$ 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 $5000 \text{ } \mu$, αν μετακινηθεί αδιαβατικά στην επιφάνεια της θάλασσας, όπου η επίδραση της υδροστατικής πίεσης είναι αμελητέα, η θερμοκρασία της θα είναι $14,14 \text{ }^\circ\text{C}$.

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

```
S = 35; T = 5; p1 = 0; p2 = 4000  
swTheta(S,T,p1,p2)
```

```
[1] 5.428655
```

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

```
S = 35; T = 5.42; p1 = 0; p2 = 4000  
swTheta(S,T,p2,p1)
```

```
[1] 4.991577
```

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, Q_h ,

γ) την ροή θερμότητας που μεταφέρουν τα οριζόντια ωκεάνια ρεύματα,

δ) την ροή θερμότητας που μεταφέρεται κατά την κατακόρυφη ανάμειξη της υδάτινης στήλης, και

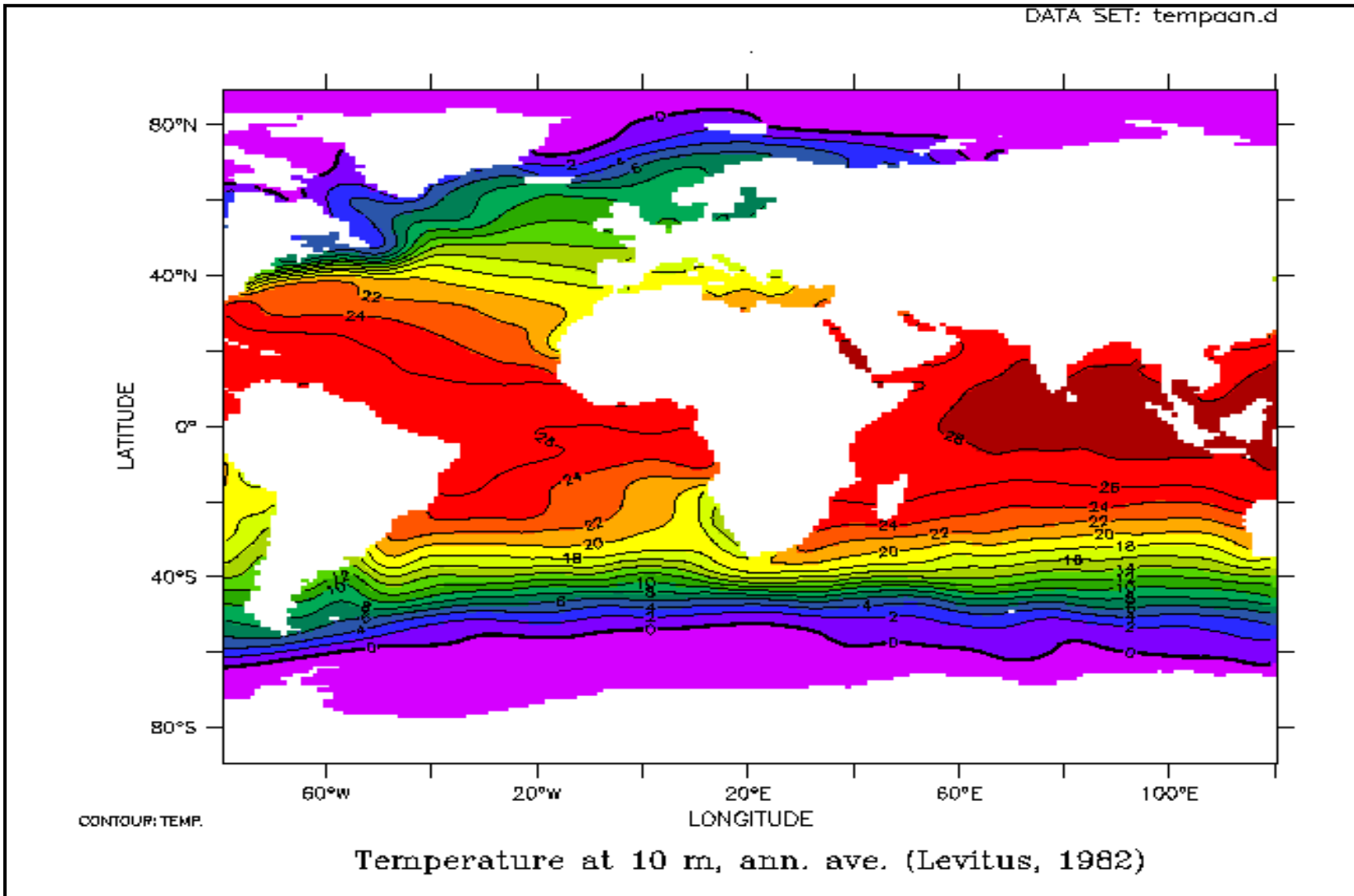
ε) την ροή θερμότητας που μεταφέρεται κατά την επιφανειακή απορροή, δηλ. την απορροή των ποταμών.

Επιφανειακή Κατανομή Θερμοκρασίας

Η κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας στους ωκεανούς είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους.

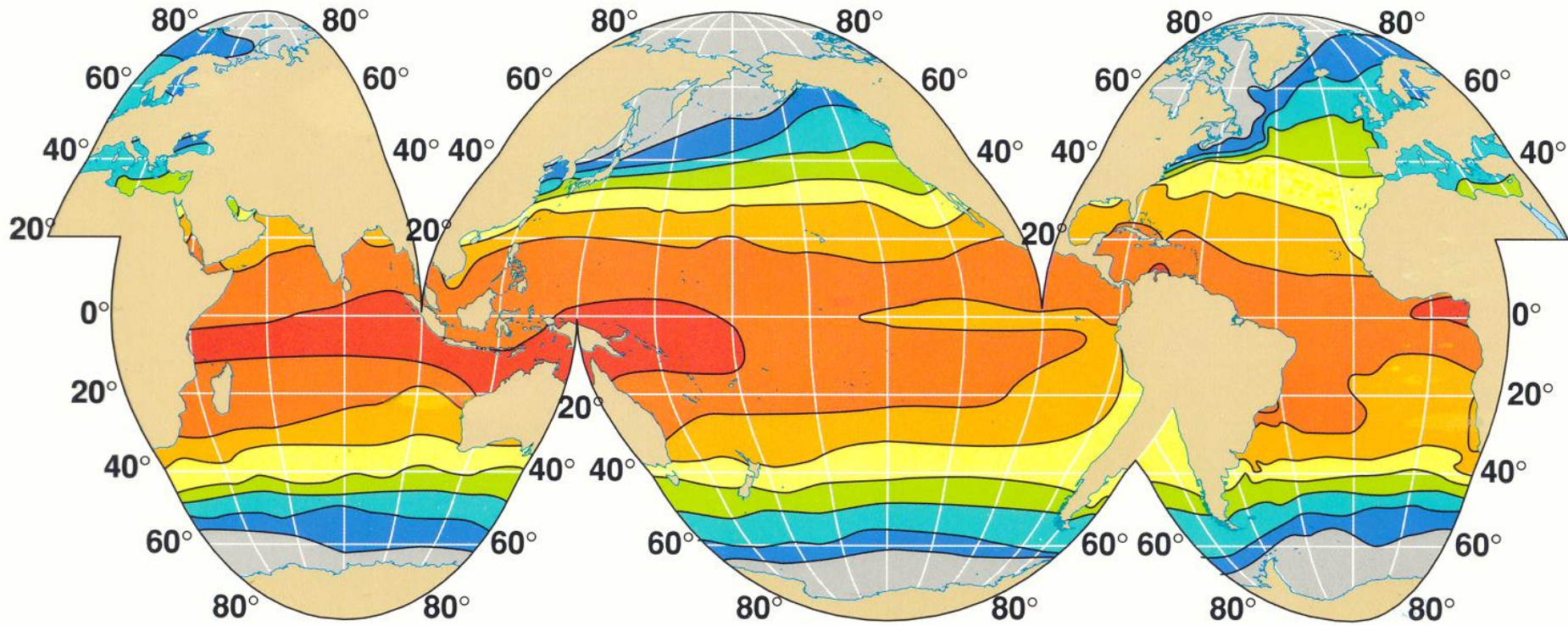
Η ζωνώδης κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας με τις υψηλές τιμές κοντά στον Ισημερινό και τη συνεχή ελάττωση προς τους πόλους, αντιστοιχεί πλήρως με τη κατανομή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας (Q_s) που εισέρχεται στους ωκεανούς.

Επιφανειακή Κατανομή Θερμοκρασίας



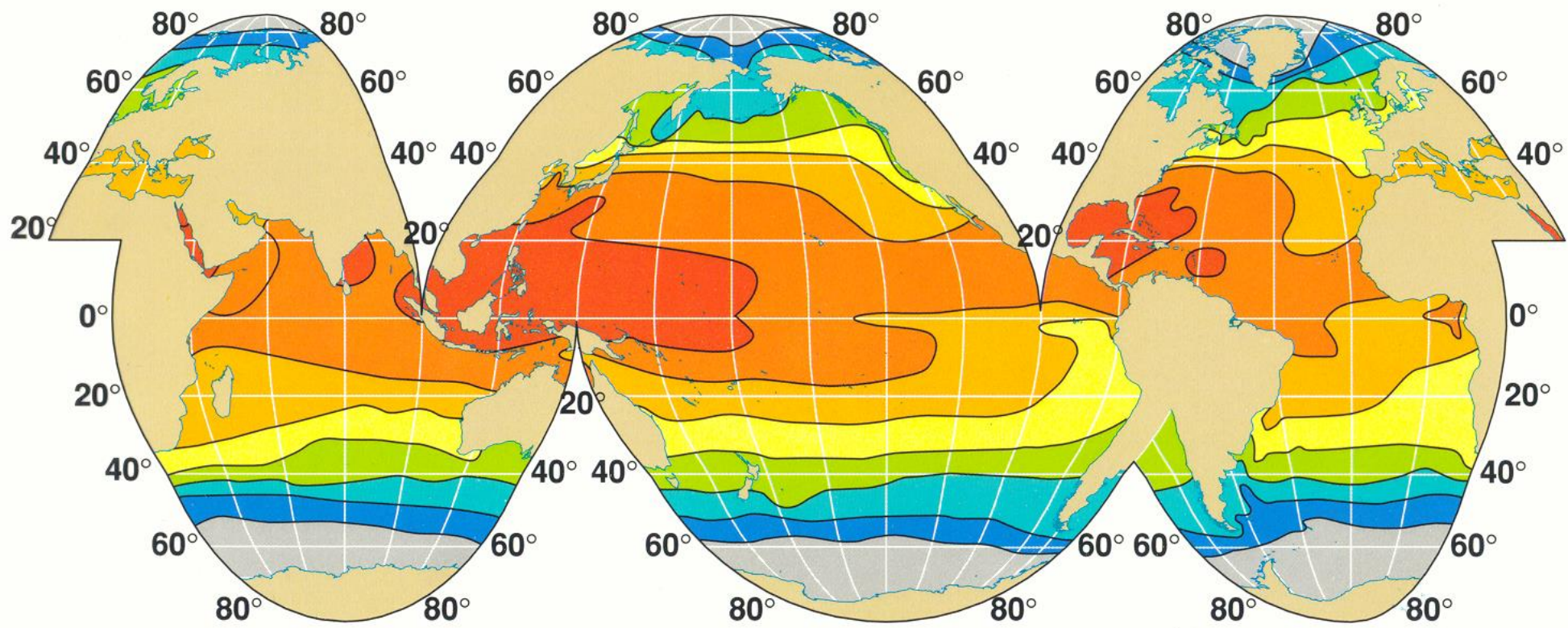
- Κύρια χαρακτηριστικά:
- Ζωνώδης κατανομή θερμοκρασίας με το γεωγραφικό πλάτος
 - Αποκλίσεις από τη παραλληλία εμφανίζονται στα περιθώρια των ηπείρων, λόγω παράκτιων ρευμάτων και τοπικών αναβλύσεων (upwellings).

Επιφανειακή Κατανομή Θερμοκρασίας



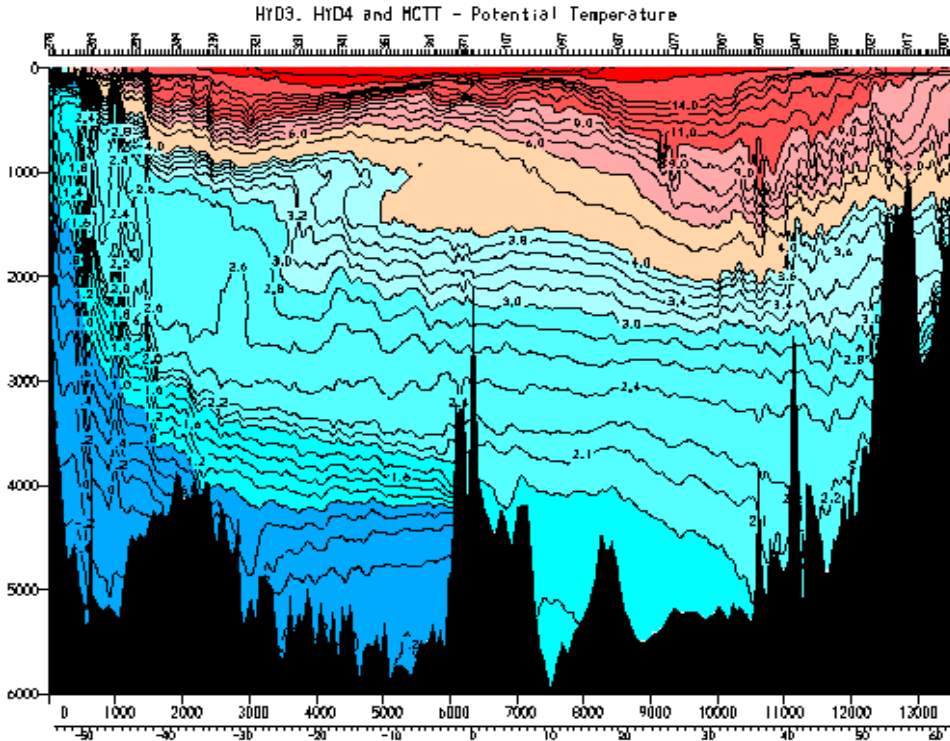
(a) February

Επιφανειακή Κατανομή Θερμοκρασίας



(b) August

Κατανομή Θερμοκρασίας κατά μήκος Μεσημβρινού



- Ισημερινός και τροπικές περιοχές: οι ισόθερμες καμπύλες είναι σχετικά οριζόντιες, γεγονός που δείχνει την σημαντική θερμική στρωμάτωση των περιοχών αυτών.
- Πολικές περιοχές: οι ισόθερμες αποκτούν κλίση και συνδέουν την επιφάνεια του ωκεανού με τα μεγαλύτερα βάθη, άρα επικρατεί έντονη κατακόρυφη ανάμειξη και 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.

```
install.packages("oce","ocedata")
library(oce); library(ocedata)

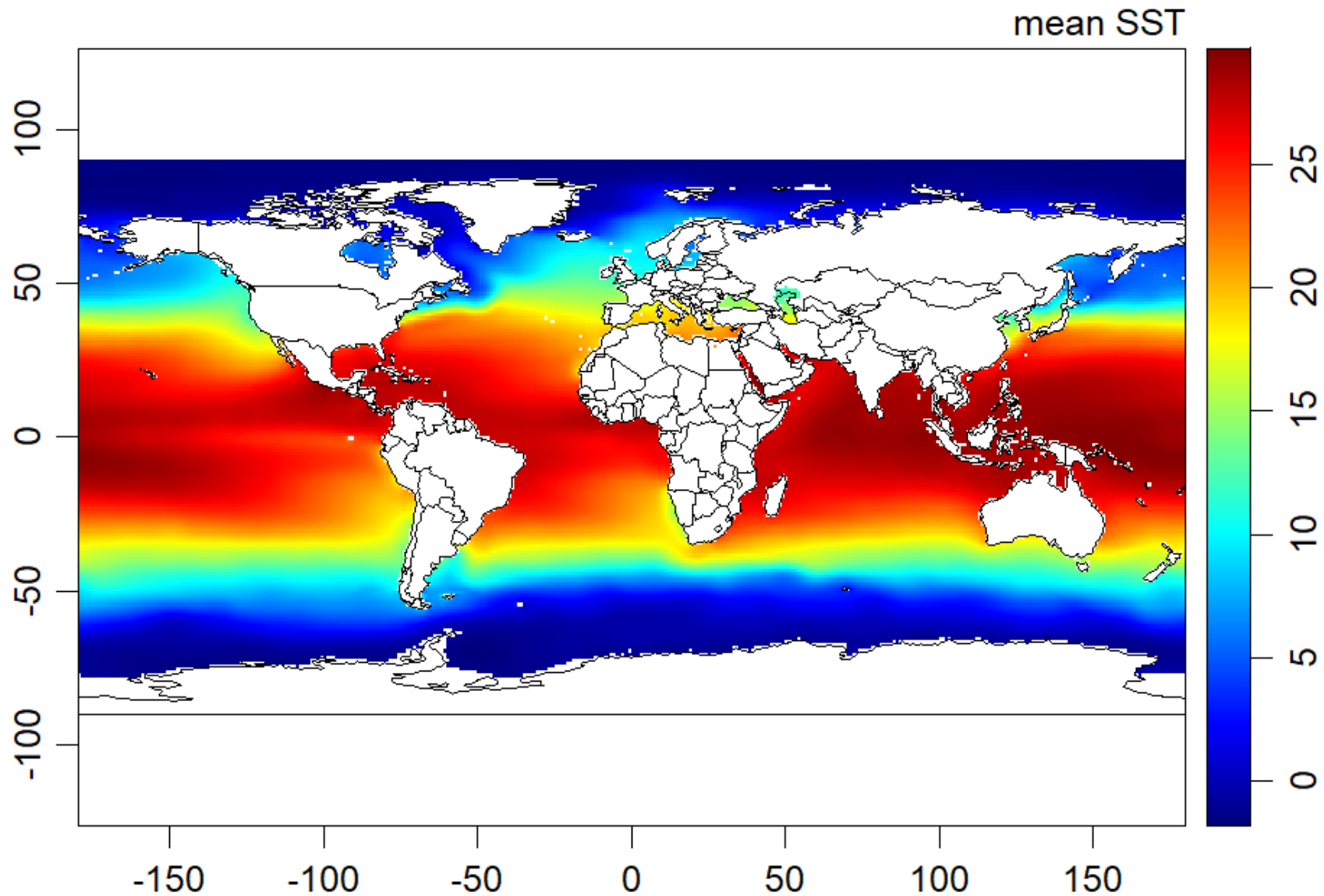
#load the levitus data
data(levitus, package = "ocedata")

#load the world coastline data
data(coastlineWorld)

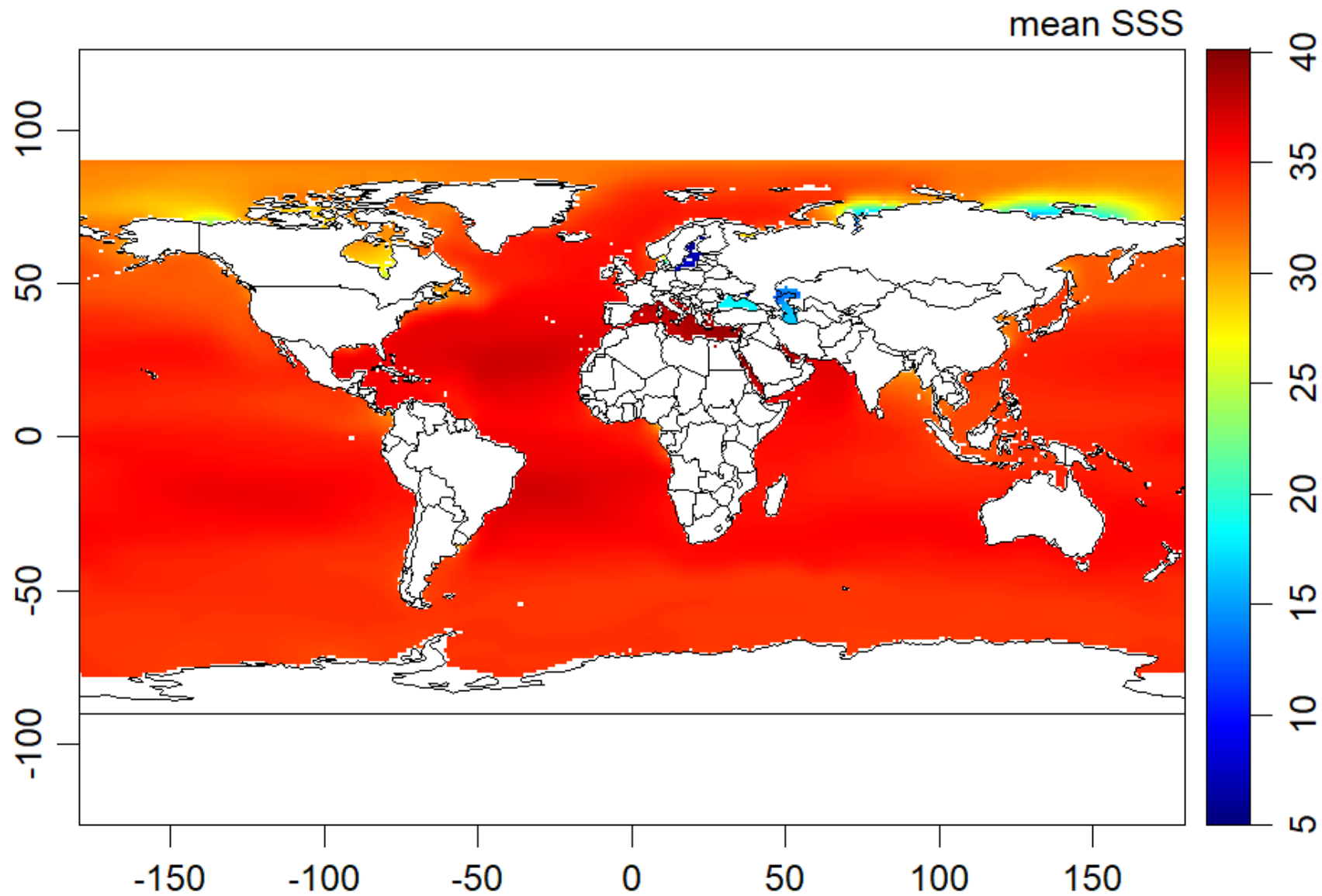
#make the plot of Sea Surface Temperature
imagep(levitus$longitude, levitus$latitude, levitus$SST,
        zlab="mean SST", col=oceColorsJet, asp=1)
lines(coastlineWorld[["longitude"]], coastlineWorld[["latitude"]])

#make the plot of sea surface salinity
imagep(levitus$longitude, levitus$latitude, levitus$SSS,
        zlab="mean SSS", col=oceColorsJet, asp=1)
lines(coastlineWorld[["longitude"]], coastlineWorld[["latitude"]])
```

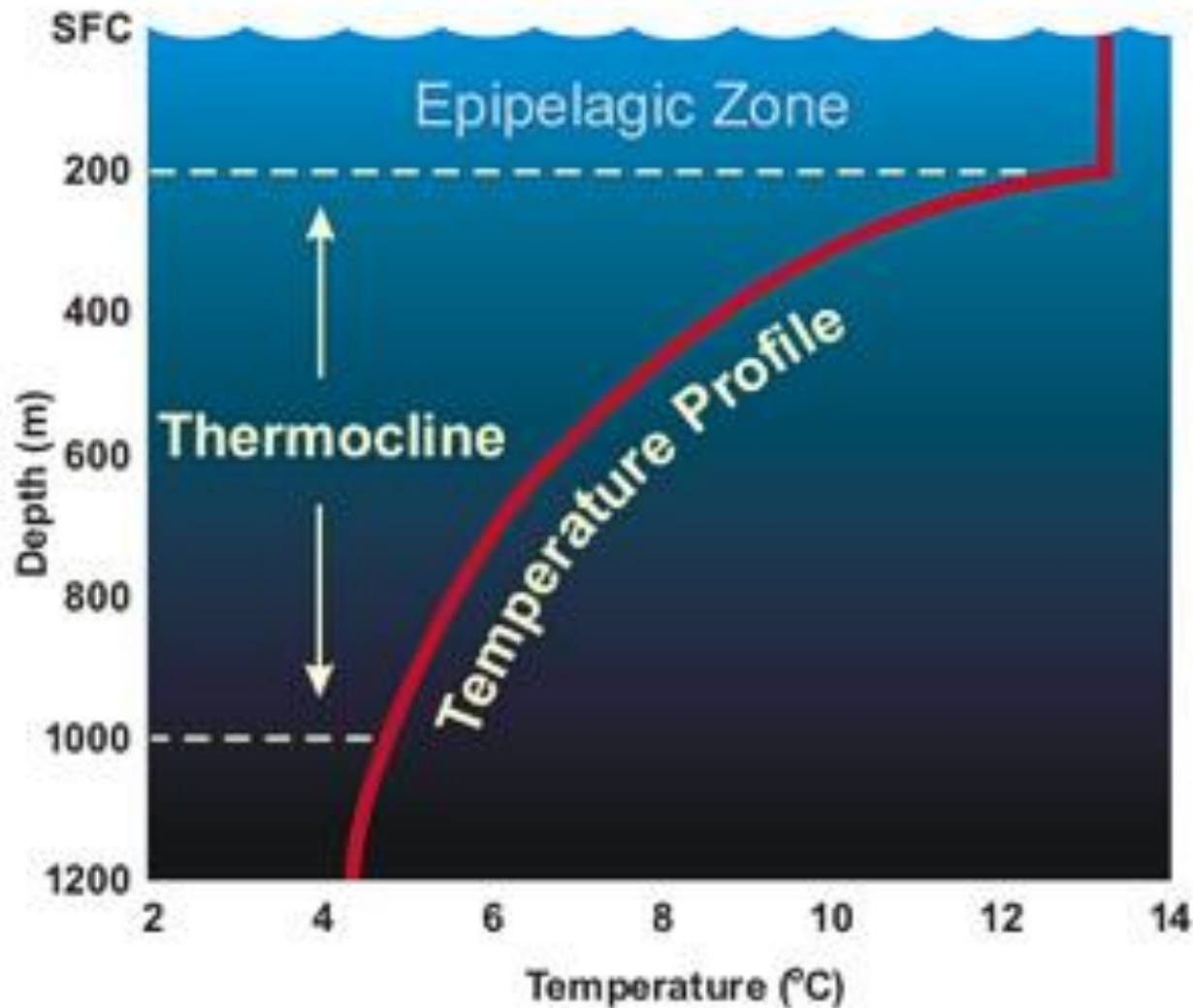
Αποτέλεσμα κώδικα R με τον χάρτη μέσης θερμοκρασίας ωκεανών



Αποτέλεσμα κώδικα R με τον χάρτη μέσης αλατότητα ωκεανών

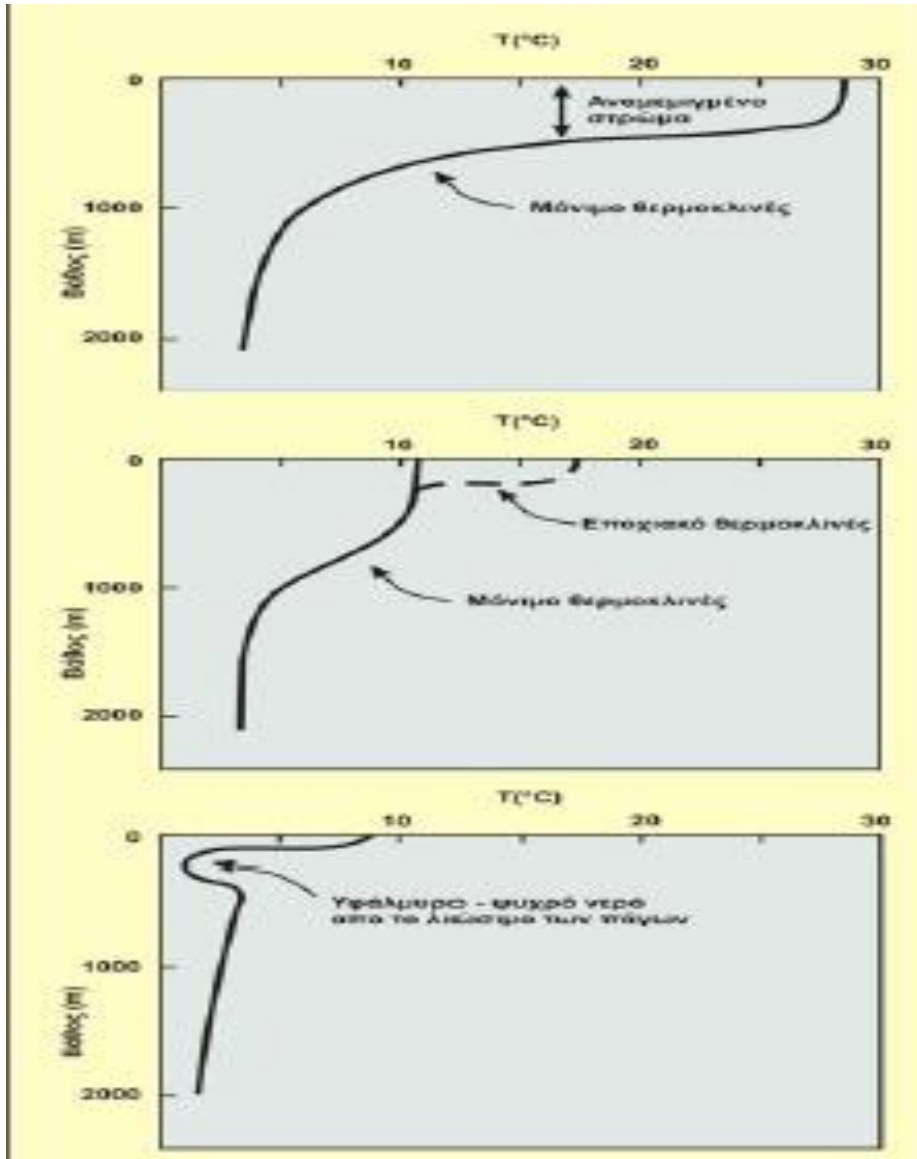


Κατανομή Θερμοκρασίας με το Βάθος



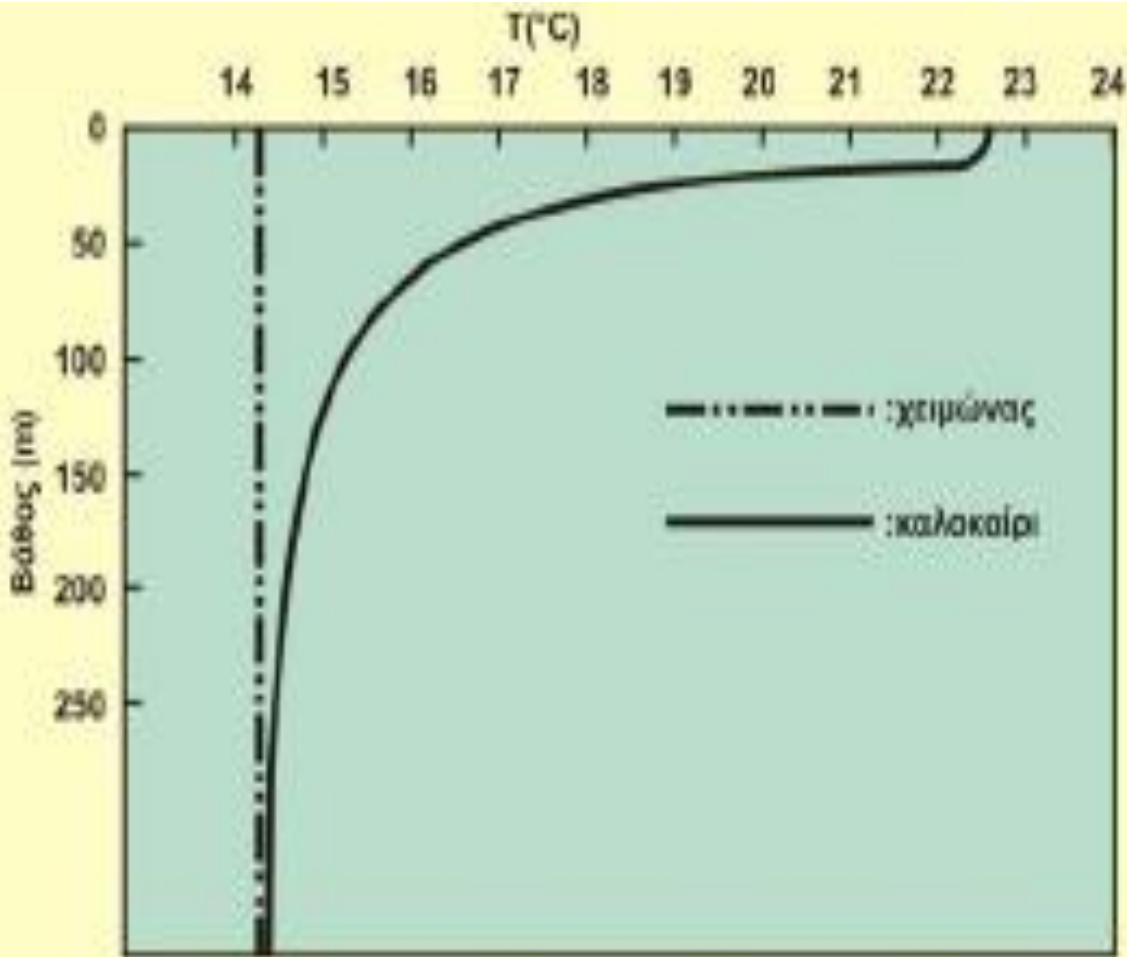
- Μέση ωκεάνια θερμοκρασία: $3,8^{\circ}\text{C}$
- Διάκριση στήλης σε τρία στρώματα:
- Α) Επιφανειακό ή καλά αναμιγμένο, (0-200 μ). Κυρίως στον Ισημερινό και τις τροπικές περιοχές
- Β) Στρώμα μόνιμου θερμοκλινούς, (200 – 1500 μ), απότομη πτώση θερμοκρασίας με το βάθος
- Γ) Στρώμα Πυθμένα (κάτω των 1000 μ), χαμηλή και αμετάβλητη θερμοκρασία

Κατανομή Θερμοκρασίας με το Βάθος



- Στα μικρά γεωγραφικά πλάτη, η θερμοκρασία είναι σχεδόν αμετάβλητη,
- Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη η θερμοκρασία μεταβάλλεται εποχιακά λόγω εποχιακών μεταβολών ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας.
- Το χειμώνα, ο έντονος κυματισμός προκαλεί πλήρη μείξη στο επιφανειακό στρώμα, οπότε χαμηλή και ομοιόμορφη θερμοκρασία.
- Το καλοκαίρι, χαμηλή τυρβώδης μείξη, αύξηση θερμοκρασίας στην επιφάνεια και δημιουργία **εποχιακού θερμοκλινούς (seasonal thermocline)**

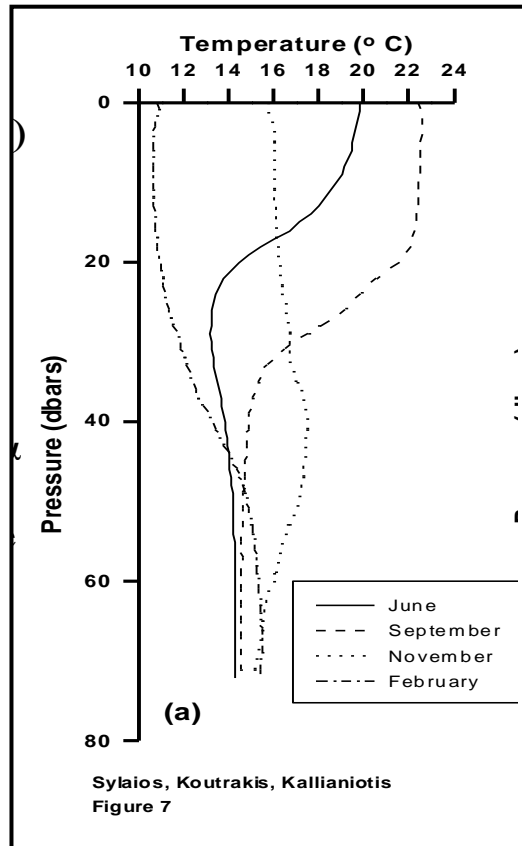
Κατανομή Θερμοκρασίας με το Βάθος



Κατανομή της θερμοκρασίας με το βάθος στην περιοχή του Αιγαίου

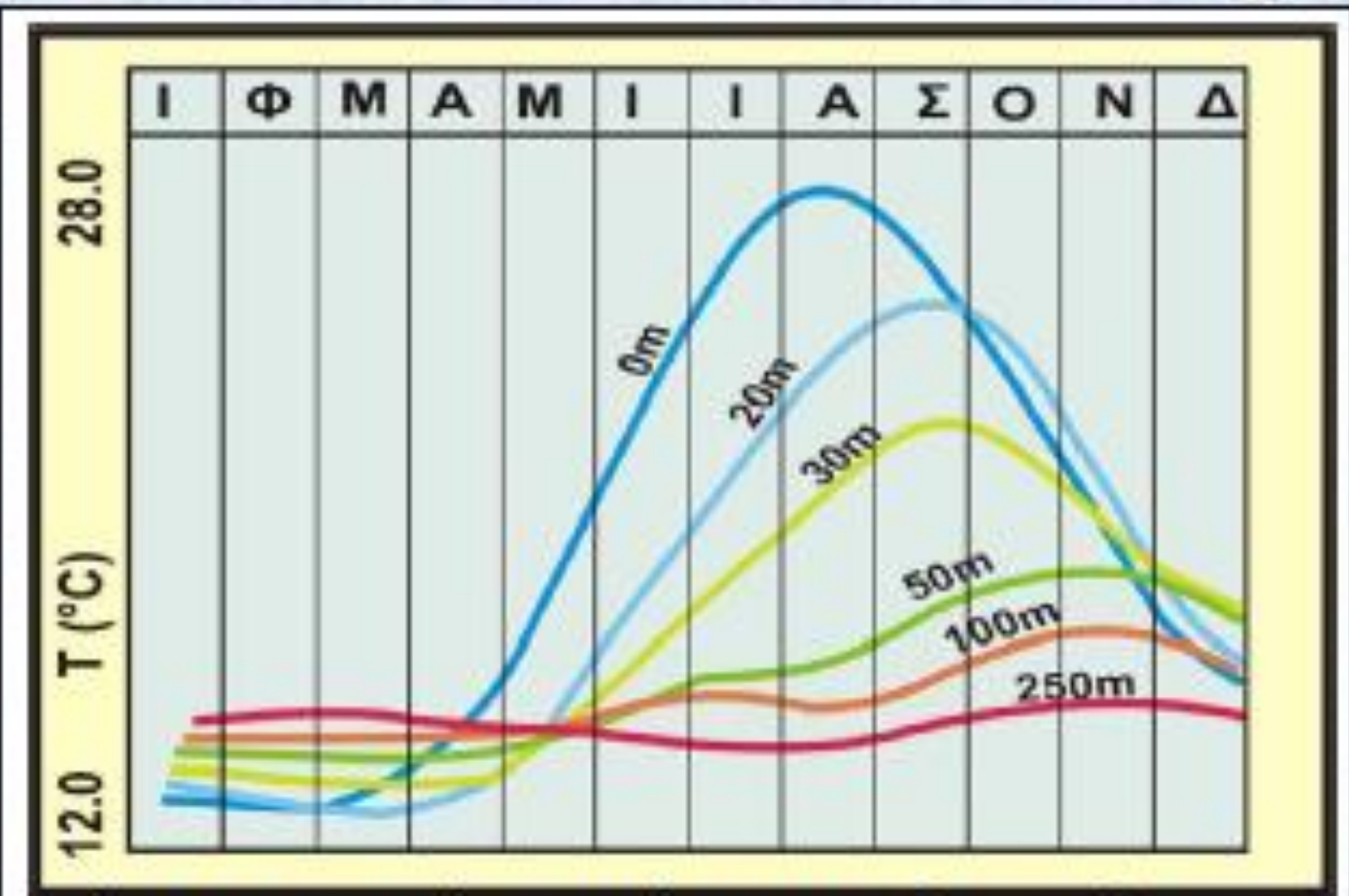
- Το χειμώνα, ο άνεμος και ο έντονος κυματισμός προκαλούν πλήρη μείξη στο επιφανειακό στρώμα, οπότε χαμηλή και ομοιόμορφη θερμοκρασία.
- Το καλοκαίρι, χαμηλή τυρβώδης μείξη, συσσώρευση θερμότητας στην επιφάνεια και αύξηση θερμοκρασίας, άρα δημιουργία εποχιακού θερμοκλινούς (seasonal thermocline)

Κατανομή Θερμοκρασίας με το Βάθος



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

Εποχιακό θερμοκλινές στο Στριμονικό Κόλπο



Σχήμα 4.10. Εποχιακή κατανομή θερμοκρασίας για διάφορα βάθη στο Αιγαίο.