

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

ΘΕΡΜΙΚΑ ΙΣΟΖΥΓΙΑ ΩΚΕΑΝΩΝ

Η θερμοκρασία, η αλατότητα και η πυκνότητα του θαλασσινού νερού ποικίλλουν στο χώρο και το χρόνο. Σε γενικές γραμμές μπορεί να λεχθεί ότι το νερό των ωκεανών στο χώρο παρουσιάζει μία οριζόντια στρωμάτωση με το βάθος, ενώ επιφανειακά παρουσιάζει μία ζώνωση από τον Ισημερινό προς τους Πόλους. Σχετικά με τον χρόνο, οι παράμετροι που χαρακτηρίζουν το θαλασσινό νερό μεταβάλλονται, αλλά μακροπρόθεσμα παραμένουν σταθεροί.

Στα επόμενα κεφάλαια θα εξετάσουμε την επιφανειακή κατανομή και τη κατανομή με το βάθος των πιο πάνω παραμέτρων, καθώς η μελέτη των κατανομών αυτών θα μας επιτρέψει να βγάλουμε πολύτιμα συμπεράσματα σχετικά με τη κυκλοφορία του νερού στους ωκεανούς.

6.1. Ισοζύγιο Θερμότητας (Heat Budget)

Όπως έχει εξηγηθεί, η θερμοκρασία των ωκεανών μεταβάλλεται στο χώρο και στο χρόνο. Οι μεταβολές αυτές προκύπτουν σαν αποτέλεσμα της μεταφοράς θερμότητας μέσω ρευμάτων, απορρόφηση ηλιακής ενέργειας ή απώλεια θερμότητας λόγω εξάτμισης, κλπ. Το μέγεθος και ο χαρακτήρας των θερμοκρασιακών αυτών μεταβολών εξαρτάται από το καθαρό ρυθμό θερμικής ροής, δηλαδή από τη διαφορά του ποσού της εισερχόμενης (incoming) και απερχόμενης (outgoing) ακτινοβολίας, και οι υπολογισμοί που αναφέρονται στους ρυθμούς θερμικής ροής ονομάζονται θερμικά ισοζύγια (heat budgets).

Το σύμβολο Q αναπαριστά τη μέση ροή θερμότητας σε joules/sec/m^2 , ή W/m^2 στη διάρκεια ενός 24ώρου ή ενός έτους.

Οι συνιστώσες της θερμικής ροής σε μία υδάτινη μάζα είναι:

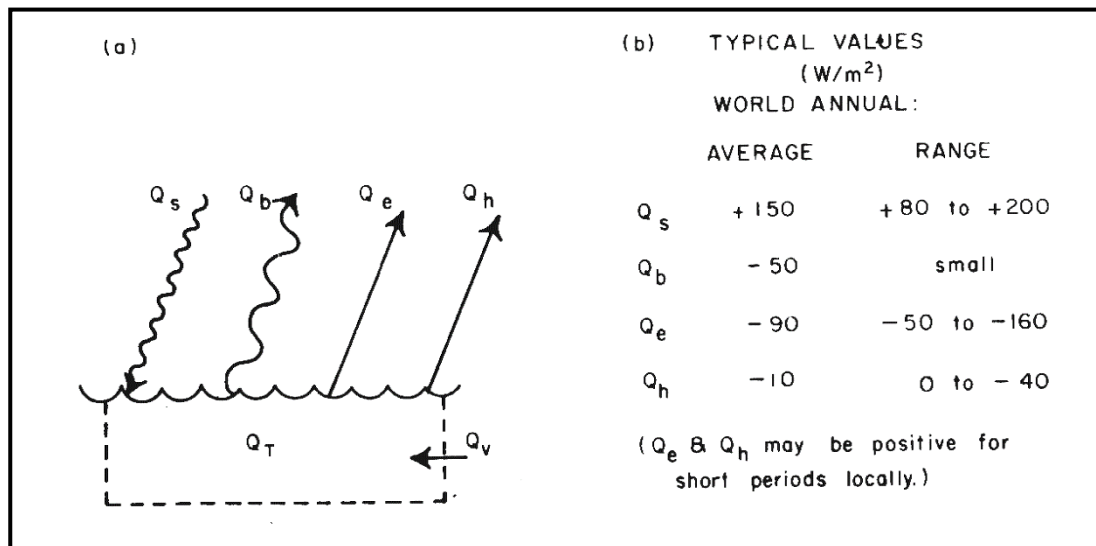
- Q_s , ο ρυθμός εισροής ηλιακής ενέργειας στην επιφάνεια της θάλασσας (solar radiation),
- Q_b , ο καθαρός ρυθμός απώλειας θερμότητας της θάλασσας μέσω της εκπομπής μεγάλου μήκους ακτινοβολίας προς την ατμόσφαιρα και το διάστημα (back radiation),
- Q_h , ο ρυθμός εισροής/εκροής θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας λόγω επαφής με την ατμόσφαιρα (conduction),
- Q_e , ο ρυθμός εισροής/εκροής θερμότητας λόγω εξάτμισης/συμπύκνωσης, και
- Q_v , ο ρυθμός εισροής/εκροής θερμότητας λόγω οριζόντιων ρευμάτων (μεταφορά μάζας – advection).

Άλλες πηγές θερμότητας σχετίζονται με το εσωτερικό της Γης, τη μεταβολή της κινητικής ενέργειας των κυμάτων στη παράκτια ζώνη, την απελευθέρωση θερμότητας από χημικές ή πυρηνικές αντιδράσεις, οι οποίες όμως θεωρούνται αμελητέες.

Το ισοζύγιο θερμότητας για κάθε υδάτινο σώμα εκφράζεται από την εξίσωση :

$$+Q_s + Q_b + Q_h + Q_e + Q_v = Q_T \quad (6.1)$$

όπου Q_T είναι το συνολικό κέρδος ή απώλεια θερμότητα του υδάτινου σώματος στη χρονική περίοδο αναφοράς (Σχήμα 6.1).



Σχήμα 6.1. Σχηματικό διάγραμμα όρων του θερμικού ισοζυγίου και τυπικές μέσες ετήσιες τιμές και εύρη τιμών των όρων αυτών.

Η παραπάνω εξίσωση μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό των ισοζυγίων θερμότητας, όταν ο κάθε όρος της προσδιοριστεί αριθμητικά, έχοντας θετικό πρόσημο για εισροή θερμότητας στην υδάτινη μάζα και αρνητικό πρόσημο για εκροή θερμότητας από αυτή. Στη πραγματικότητα οι τιμές του όρου Q_s είναι πάντα θετικές, οι τιμές του όρου Q_b είναι πάντα αρνητικές, και οι όροι Q_h και Q_e είναι γενικά αρνητικοί, αλλά μπορεί να γίνουν θετικοί σε ορισμένες περιπτώσεις. Τέλος, ο όρος Q_v γίνεται θετικός κατά την εισροή θερμού νερού ή την εκροή ψυχρού νερού από τη περιοχή μελέτης, και αρνητικός αντίστροφα. Οι παραπάνω όροι ροής θερμότητας θα πρέπει να πολλαπλασιαστούν με την επιφάνεια της υπό μελέτης περιοχής για τον υπολογισμό της συνολικής θερμικής ενέργειας που ευθύνεται για την άνοδο ή τη πτώση της θερμοκρασίας του νερού.

Η μη μεταβολή της θερμοκρασίας μίας υδάτινης μάζας στο χρόνο, δεν σημαίνει ότι δεν υπάρχει ροή θερμότητας από και προς τη μάζα αυτή, αλλά ότι το αλγεβρικό άθροισμα των όρων του θερμικού ισοζυγίου είναι μηδέν.

Σύμφωνα με το Νόμο του Stefan κάθε σώμα με θερμοκρασία μεγαλύτερη του απολύτου μηδενός (-273°C) εκπέμπει θερμότητα με ρυθμό ανάλογο της τέταρτης δύναμης της απόλυτης θερμοκρασίας του. Η ενέργεια αυτή εκπέμπεται με τη μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας με εύρος μηκών κύματος. Η κατανομή της ενέργειας δεν είναι ίδια για κάθε μήκος κύματος του παραπάνω φάσματος, αλλά είναι σημαντικά μεγαλύτερη σε ένα μήκος κύματος λ_m το οποίο προσδιορίζεται από το Νόμο του Wien, ως: $\lambda_m \times T = 2897 \mu\text{m } ^\circ\text{K}$, όπου T η απόλυτη θερμοκρασία του σώματος που εκπέμπει την ακτινοβολία. Έτσι, ένα σώμα υψηλής θερμοκρασίας εκπέμπει ακτινοβολία σε μικρά μήκη κύματος, και αντίστροφα.

Ο Ήλιος έχει θερμοκρασία της τάξης των 6000°K και εκπέμπει ακτινοβολία προς κάθε κατεύθυνση με ρυθμό ανάλογο των 6000^4 . Σύμφωνα με το Νόμο του Wien, η ενέργεια αυτή, συγκεντρώνεται γύρω από το μήκος κύματος των $0.5 \mu\text{m}$. Το 50% της ενέργειας βρίσκεται στο ορατό τμήμα του φάσματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, ενώ το 99% έχει μήκος κύματος μικρότερο των $4\mu\text{m}$. Η ενέργεια αυτή καλείται ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος, και αποτελεί τη πηγή του όρου Q_s στο θερμικό ισοζύγιο. Η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία Q_b αντιπροσωπεύει την ηλεκτρομαγνητική

ενέργεια που εκπέμπεται από τη Γη (ξηρά και θάλασσα) με ρυθμό ανάλογο της απόλυτης θερμοκρασίας της Γης. Θεωρώντας τους $17^{\circ}\text{C} = 290^{\circ}\text{K}$ ως μία μέση θερμοκρασία της θάλασσας, η ακτινοβολία εκπέμπεται με ρυθμό 290^4 . Καθώς η θερμοκρασία της θάλασσας είναι χαμηλότερη από αυτή του Ηλίου, η ακτινοβολία που εκπέμπεται συγκεντρώνεται σε υψηλά μήκη κύματος, της τάξης των $10\mu\text{m}$ (υπεριώδες φάσμα). Το 90% της ακτινοβολίας που εκπέμπει η θάλασσα βρίσκεται στο φάσμα μήκους κύματος των 3 έως $80\mu\text{m}$, το οποίο ονομάζεται φάσμα μεγάλου μήκους κύματος.

Ο όρος Q_s

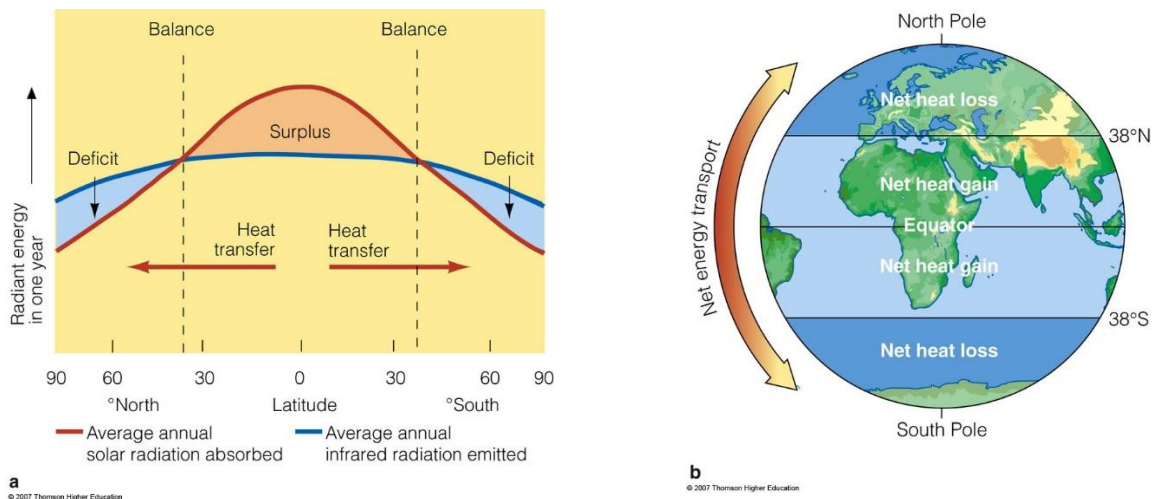
Αναφέρεται στην **προσπίπτουσα μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία** που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας. Μόνο ένα μικρό τμήμα της συνολικής ηλιακής ακτινοβολίας φθάνει στην γήινη ατμόσφαιρα. Από τα 100 μέρη της εισερχόμενης μικρού μήκους ηλιακής ακτινοβολίας, τα 29 διασπείρονται στο διάστημα, τα 19 απορροφώνται από την ατμόσφαιρα και τα σύννεφα, και περίπου τα 4 ανακλώνται από την επιφάνεια της θάλασσας. Τα υπόλοιπα 48 μέρη της εισερχόμενης ακτινοβολίας εισέρχονται στη θάλασσα. Ένα μικρό ποσοστό τους αντανακλάται προς τα πάνω από τα σωματίδια του νερού και το υπόλοιπο αποτελεί τον όρο Q_s .

Ο όρος Q_s εξαρτάται από έναν αριθμό παραγόντων :

1. το μήκος της ημέρας, το οποίο μεταβάλλεται με την εποχή και το γεωγραφικό πλάτος,
2. την απορρόφηση της εισερχόμενης ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα. Η απορρόφηση εξαρτάται από τη παρουσία σκόνης και υδρατμών στην ατμόσφαιρα, και την ανύψωση του Ηλίου. Όταν ο Ήλιος βρίσκεται σε κατακόρυφη θέση, η ακτινοβολία κινείται στην ατμόσφαιρα διανύοντας τη μικρότερη απόσταση, οπότε η απορρόφηση είναι ελάχιστη. Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι μεγαλύτερη όταν ο Ήλιος βρίσκεται σε θέσεις μικρότερες ή μεγαλύτερες των 90° .
3. την επίδραση των σύννεφων, τα οποία απορροφούν κι διασπείρουν την ηλιακή ακτινοβολία,

4. την ανάκλαση από την επιφάνεια της θάλασσας, η οποία εξαρτάται από την ανύψωση του Ηλίου και τη κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας (ήρεμη ή κυματώδης).

Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία μεταβάλλεται εποχιακά μεταξύ $0 - 330 \text{ W/m}^2$ στους Πόλους και μεταξύ $380 - 440 \text{ W/m}^2$ στον Ισημερινό. Προκύπτει επομένως ότι η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία δεν είναι ομοιόμορφα κατανομημένη στην επιφάνεια της Γης. Ως προς τη μέση τιμή Q_s υπάρχει ένα πλεόνασμα ακτινοβολίας στους τροπικούς και ένα έλλειμμα στους Πόλους. Αυτό προκαλεί τη μεταφορά θερμότητας μέσω των ωκεανών και της ατμόσφαιρας από τον Ισημερινό προς τους Πόλους. Η ανάγκη ανακατανομής της ενέργειας αποτελεί τη κύρια κινητήρια δύναμη της ωκεάνιας και ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας.



Σχήμα 6.2. (α) Κατανομή προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας με το γεωγραφικό πλάτος, δημιουργία πλεονάσματος στην Τροπική/Υποτροπική Ζώνη και ελλείματος στις Πολικές περιοχές, (β) Οριζόντια μεταφορά θερμότητας από Ζώνες Πλεονάσματος στις Ζώνες Ελλείματος.

Ο όρος Q_b

Η εξερχόμενη ροή θερμότητας Q_b , αφορά την **απώλεια θερμότητας λόγω εκπομπής από τη θάλασσα της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας**. Η ακτινοβολία αυτή

προσδιορίζεται υπολογίζοντας το ρυθμό απώλειας της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας και αφαιρώντας τη από την εισερχόμενη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία. Ο Angstrom (1920) έδειξε ότι ο καθαρός ρυθμός απώλειας της θερμότητας εξαρτάται από την απόλυτη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας και από τη ποσότητα υγρασίας της ατμόσφαιρας ακριβώς πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Η θερμοκρασία της θάλασσας προσδιορίζει το ρυθμό απώλειας της θερμότητας, ενώ η υγρασία της ατμόσφαιρας προσδιορίζει τη μεγάλου μήκους θερμότητα που μεταφέρεται στη θάλασσα από την ατμόσφαιρα, καθώς τα σύννεφα και οι υδρατμοί αποτελούν τη μόνη πηγή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας. Οι τιμές του Q_b για ωκεάνιες συνθήκες (χωρίς σύννεφα) κυμαίνονται μεταξύ 115 έως 70 W/m^2 , με τις υψηλές τιμές να λαμβάνουν χώρα σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας και χαμηλής υγρασίας και αντίστροφα. Η τιμή του Q_b είναι αντιστρόφως ανάλογη της θερμοκρασίας για τον εξής λόγο:

Η αύξηση της θερμοκρασίας έχει σαν αποτέλεσμα μεγαλύτερη εκπομπή θερμότητας, αλλά συνοδεύεται από αύξηση της σχετικής υγρασίας στην ατμόσφαιρα. Η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας ακολουθεί αυτή της θάλασσας, όμως η ποσότητα των υδρατμών αυξάνεται εκθετικά, με αποτέλεσμα η εκπομπή ακτινοβολίας της ατμόσφαιρας προς τη θάλασσα να αυξάνεται γρηγορότερα από την εκπομπή ακτινοβολίας της θάλασσας προς την ατμόσφαιρα. Το αποτέλεσμα είναι η μείωση του όρου Q_b καθώς η θερμοκρασία της θάλασσας αυξάνει.

Ο όρος Q_b εξαρτάται από τους εξής παράγοντες :

1. την επίδραση των νεφών, τα οποία αυξάνουν την επιστρεφόμενη ακτινοβολία, έτσι ώστε η καθαρή ροή απώλειας θερμότητας να μειώνεται.
2. την επίδραση του πάγου και της χιονοκάλυψης, τα οποία μεταβάλλουν σημαντικά το θερμικό ισοζύγιο. Στη περίπτωση απουσίας πάγου ή χιονιού, η ανάκλαση της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας, Q_s , είναι σχετικά μικρή (10-15%), και το ποσοστό που απορροφάται είναι μεγάλο. Όταν η επιφάνεια καλυφθεί με πάγο ή χιόνι, η ανάκλαση της ακτινοβολίας είναι υψηλή (50-80%) και η απορρόφηση πολύ μικρή. Ωστόσο, ο ρυθμός απώλειας θερμότητας, Q_b , είναι περίπου ίδιος σε κάθε περίπτωση, οπότε κατά τη παγοκάλυψη ή τη χιονοκάλυψη της επιφάνειας της θάλασσας, υπάρχει

μείωση της εισερχόμενης θερμότητας κατά ($Q_s - Q_b$). Το αποτέλεσμα αυτό προκαλεί τη διατήρηση του πάγου, αμέσως μετά το σχηματισμό του.

Η ροή επανεκπεμπόμενης θερμότητας Q_b δίνεται από την σχέση:

$$Q_b = 5.23 \times 10^{-8} \times (273 + T_s)^4 \quad (\text{W/m}^2) \quad (6.2)$$

Ο όρος Q_h

Ο όρος αυτός αφορά τη **μεταφορά θερμότητας λόγω επαφής**, δηλ. το κέρδος ή την απώλεια θερμότητας μίας μάζας νερού λόγω επαφής με τη πιο θερμή ή πιο ψυχρή ατμόσφαιρα. Ο ρυθμός αύξησης ή ελάττωσης της θερμικής ενέργειας μίας μάζας νερού εξαρτάται από τη κατακόρυφη βαθμίδα θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα, το συντελεστή θερμικής αγωγιμότητας K , και την ειδική θερμότητα του αέρα σε συνθήκες σταθερής πίεσης, C_p .

$$Q_h = -C_p \times K \times \left(\frac{dT}{dz} \right) \quad (6.3)$$

Σε περιπτώσεις αναφοράς σε μικρούς όγκους νερού, όπου ο αέρας είναι συνήθως στατικός, η μεταφορά θερμότητας λόγω επαφής γίνεται με τυχαίες κινήσεις των μορίων του αέρα. Ο συντελεστής K ονομάζεται **συντελεστής μοριακής αγωγιμότητας της θερμότητας** (molecular conductivity coefficient of heat). Η ποσότητα αυτή είναι σταθερή για κάθε αέριο σε συγκεκριμένη θερμοκρασία. Ωστόσο, στη φύση, και ειδικότερα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, η κίνηση του αέρα είναι συνήθως τυρβώδης. Αποτέλεσμα αυτών είναι ο σχηματισμός αερίων δινών (eddies) που μεταφέρουν τις ιδιότητες του αέρα στο εσωτερικό τους. Στις περιπτώσεις αυτές, η θερμότητα μεταφέρεται μέσω των συντελεστών τυρβώδους αγωγιμότητας της θερμότητας (A_h), οπότε ο όρος Q_h γράφεται:

$$Q_h = -C_p \times A_h \times \left(\frac{dT}{dz} \right) \quad (6.4)$$

Η παραπάνω εξίσωση γράφεται και ως:

$$Q_h = \rho_a C_p C_s W (T_s - T_a) \quad (6.5)$$

όπου ρ_a είναι η πυκνότητα του αέρα ($\sim 1,2 \text{ kg/m}^3$), C_p η ειδική θερμότητα του αέρα ($\sim 1030 \text{ J/(kg } ^\circ\text{K)}$), C_s ο συντελεστής θερμικής μεταφοράς λόγω επαφής ($\sim 1 \times 10^{-3}$), W η

ταχύτητα του ανέμου (σε m/s), T_s η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας ($^{\circ}\text{K}$), T_a η θερμοκρασία του αέρα ($^{\circ}\text{K}$).

Άσκηση 6.1.

Έστω υδάτινη μάζα με θερμοκρασία $24,4^{\circ}\text{C}$ έρχεται σε επαφή με αέρια μάζα θερμοκρασίας 17°C η οποία κινείται με ταχύτητα $0,2\text{ m/s}$. Να υπολογιστεί η ροή ανταλλαγής θερμότητας ατμόσφαιρας – υδρόσφαιρας λόγω της επαφής τους.

Από την εξίσωση (6.5) έχουμε:

$$Q_h = \rho_a C_p C_s W (T_s - T_a) =$$

$$1,2 (\text{kg/m}^3) \times 1030 (\text{J}/(\text{kg } ^{\circ}\text{K})) \times 10^{-3} \times 0,2 (\text{m/s}) \times (24,4 - 17,0) (^{\circ}\text{K}) =$$
$$-2,7 \text{ W/m}^2$$

Άρα, η υδάτινη μάζα χάνει θερμότητα η οποία μεταφέρεται στην πιο ψυχρή αέρια μάζα. Η απώλεια της θερμότητας θα οδηγήσει σταδιακά στην πτώση της θερμοκρασίας της υδάτινης μάζας.

Ο όρος Q_e

Ο όρος αυτός αναφέρεται στην απώλεια θερμότητας λόγω εξάτμισης. Είναι πολύ σημαντικός, αλλά δύσκολος στο προσδιορισμό του όρος. Υπάρχουν τρεις μέθοδοι για το προσδιορισμό του Q_e . Οι δύο αναφέρονται σε μετρήσεις του ρυθμού εξάτμισης, ενώ η τρίτη στη μέθοδο της ροής.

Ο ρυθμός απώλειας θερμότητας που ακολουθεί την εξάτμιση δίνεται από τη σχέση:

$$Q_e = F_e L_t \tag{6.6}$$

όπου F_e είναι ο ρυθμός εξάτμισης του νερού σε $\text{kg}/\text{sec}/\text{m}^2$ της επιφάνειας της θάλασσας, και L_t η εσωτερική θερμότητα (latent heat) της εξάτμισης.

Για το απεσταγμένο νερό $L_t = 2494 - 2.2T$ (kJ/kg) όπου T η θερμοκρασία του νερού σε ($^{\circ}\text{C}$). Για το προσδιορισμό του F_e χρησιμοποιούμε εξατμισίμετρο. Άλλος τρόπος είναι οι συνεχείς μετρήσεις αλατότητας, από την άνοδο της οποίας προσδιορίζουμε την εξάτμιση του νερού.

Ο μέσος ρυθμός εξάτμισης στον ωκεανό είναι 120 εκ. ανά έτος. Τοπικές τιμές κυμαίνονται μεταξύ 30-40 εκ./έτος σε υψηλά γεωγραφικά πλάτη μέχρι 200 εκ./χρόνο στους τροπικούς.

Η μέθοδος της ροής (flow method) προσδιορίζει τον ρυθμό εξάτμισης F_e σύμφωνα με το τύπο:

$$F_e = -A_e \frac{df}{dz} \quad (6.7)$$

όπου A_e είναι ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης των υδρατμών στον αέρα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, και df/dz η βαθμίδα της συγκέντρωσης των υδρατμών ως προς το ύψος.

Άλλη ημι-εμπειρική εξίσωση είναι:

$$F_e = 1.4 \times (e_s - e_a) \times W \quad (6.8)$$

όπου e_s είναι η πίεση των κορεσμένων υδρατμών πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας (kPa), e_a η πραγματική πίεση των υδρατμών του αέρα σε ύψος 10 μ. από την επιφάνεια της θάλασσας (kPa), και W η ταχύτητα του ανέμου σε m/sec. Ο ρυθμός εξάτμισης F_e έχει μονάδες (kg/day/m²).

Έτσι η συνολική ροή θερμότητας λόγω εξάτμισης γράφεται:

$$Q_e = \rho_a \times L_t \times C_L \times W \times (e_s - e_a) \quad (6.9)$$

όπου ρ_a είναι η πυκνότητα αέρα (~1,2 kg/m³), L_t είναι η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης (για 15°C είναι 2461 kJ/kg άρα $2,4 \times 10^6$ J/kg), C_L είναι ο συντελεστής μεταφοράς λανθάνουσας θερμότητας (~ $1,2 \times 10^{-3}$), W είναι η ταχύτητα του ανέμου (m/s), e_s είναι η τάση υδρατμών αέριας μάζας σε συνθήκες κορεσμού (kPa) και e_a η πραγματική τάση υδρατμών (kPa). Η τιμή του e_a δίνεται από τη κορεσμένη πίεση των υδρατμών επί τη σχετική υγρασία με τη μορφή κλάσματος, π.χ., για θερμοκρασία αέρα 15°C η πίεση των κορεσμένων υδρατμών είναι 1.71 kPa. Αν η σχετική υγρασία είναι 85% τότε η πραγματική πίεση των υδρατμών είναι $1.71 \times 0.85 = 1.45$ kPa.

Άσκηση 6.2.

Να υπολογιστεί η ροή θερμότητας λόγω εξάτμισης στην παραπάνω θαλάσσια περιοχή αν η τάση υδρατμών κορεσμού είναι 1,64 kPa και η σχετική υγρασία ατμόσφαιρας 72%.

Υπολογίζουμε την λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης L_t ως

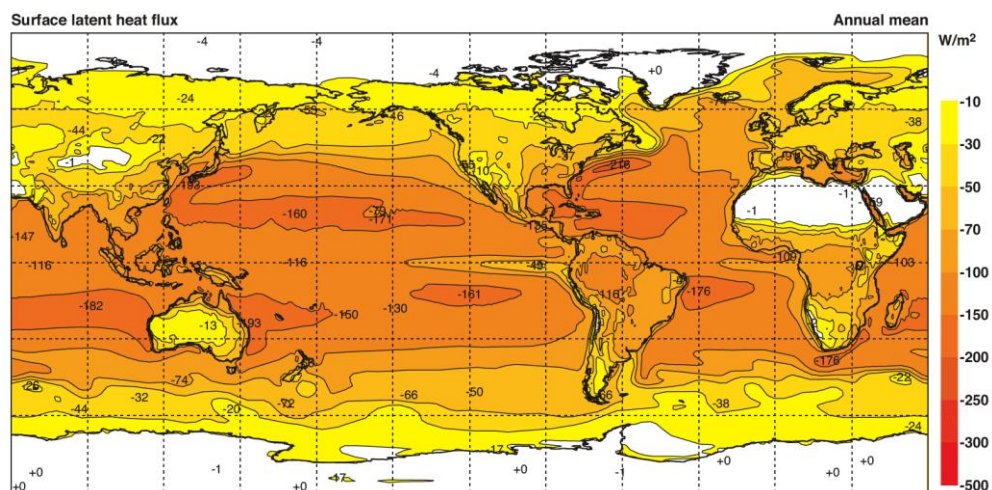
$$L_t = 2494 - 2.2 T = 2494 - 2,2 \times 24,4 = 2440 \text{ (kJ/kg)} = 2,4 \times 10^6 \text{ (J/kg)}$$

Από την σχέση (6.9) υπολογίζουμε

$$Q_e = \rho_a \times L_t \times C_L \times W \times (e_s - e_a) = 1,2 \text{ (kg/m}^3) \times 2,4 \text{ (J/kg)} \times 1,2 \times 10^{-3} \times 0,8 \text{ (m/s)} \times (1,64 - 0,72 \times 1,64) = 7,5 \text{ W/m}^2$$

Στις περισσότερες περιοχές του ωκεανού, η τιμή του e_s είναι μεγαλύτερη του e_a με αποτέλεσμα η τιμή του F_e να είναι θετική και άρα και η τιμή του Q_e να είναι θετική στις περιοχές αυτές. Ωστόσο, **η ποσότητα αυτή μπαίνει με αρνητικό πρόσημο στην εξίσωση του θερμικού ισοζυγίου**, διότι η εξάτμιση αναφέρεται σε απώλεια θερμότητας.

Εφόσον ο ωκεανός είναι κατά 0.3 °K θερμότερος της ατμόσφαιρας, θα υπάρχει απώλεια θερμότητας λόγω εξάτμισης. Μόνο σε περιοχές όπου η ατμόσφαιρα είναι θερμότερη του ωκεανού, και η υγρασία είναι επαρκής για τη συμπύκνωση των υδρατμών, η ροή θερμότητας έχει αντίθετο πρόσημο.



Σχήμα 6.3. Κατανομή απώλειας θερμότητας λόγω εξάτμισης.