



Πανεπιστήμιο Αιγαίου

Τμήμα Επιστημών της Θάλασσας-Σχολή Περιβάλλοντος

Ανοικτό ακαδημαϊκό μάθημα

Μέθοδοι Προσομοίωσης και Εφαρμογές

Διδάσκοντες: Γ. Τσιρτσής, Καθηγητής

Δρ Β. Κολοβογιάννης, ΕΔΙΠ



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



Άδειες Χρήσης

- Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό υπόκειται σε άδειες χρήσης Creative Commons.
- Για εκπαιδευτικό υλικό, όπως εικόνες, που υπόκειται σε άλλου τύπου άδειας χρήσης, η άδεια χρήσης αναφέρεται ρητώς.



Χρηματοδότηση

- Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό έχει αναπτυχθεί στα πλαίσια του εκπαιδευτικού έργου του διδάσκοντα.
- Το έργο «**Ανοικτά Ακαδημαϊκά Μαθήματα στο Πανεπιστήμιο Αιγαίου**» έχει χρηματοδοτήσει μόνο τη αναδιαμόρφωση του εκπαιδευτικού υλικού.
- Το έργο υλοποιείται στο πλαίσιο του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση» και συγχρηματοδοτείται από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο) και από εθνικούς πόρους.



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



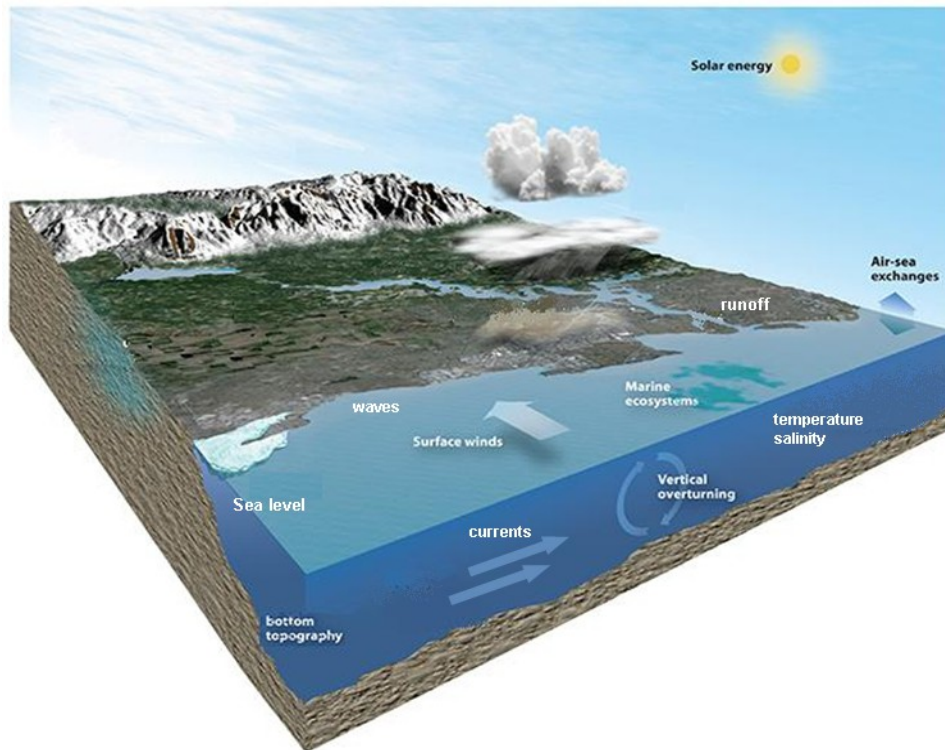
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ & ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ, ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ & ΑΘΛΗΤΙΣΜΟΥ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



11. ΜΟΝΤΕΛΑ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ

Βασική επιδίωξη των μοντέλων προσομοίωσης της θαλάσσιας δυναμικής είναι η ρεαλιστική περιγραφή και αναπαραγωγή των κατανομών στο χώρο και το χρόνο των πεδίων ταχυτήτων και άλλων φυσικών μεταβλητών όπως η θερμοκρασία και η αλατότητα (Kantha and Clayson 2000, Kämpf 2010). Οι εξισώσεις που χρησιμοποιούνται (οι πρωτογενείς εξισώσεις – primitive equations), δανεισμένες από την ρευστομηχανική, είναι δοκιμασμένες και κοινά αποδεκτές (Nihoul 1999). Οι μεταβλητές κατάστασης των μοντέλων αυτών είναι οι συνιστώσες της ταχύτητας V στους τρεις άξονες, η θερμοκρασία T , η αλατότητα S , και σε ορισμένες περιπτώσεις η ανύψωση της ελεύθερης στάθμης η . Υπομοντέλα περιγραφής της τύρβης (π.χ. Mellor and Yamada 1982) χρησιμοποιούνται για την παραμετροποίηση της κατακόρυφης τυρβώδους ανάμιξης-διάχυσης και για τον υπολογισμό μεγεθών που σχετίζονται με την τυρβώδη ροή, όπως η τυρβώδης κινητική ενέργεια k , ο ρυθμός απόσβεσης (dissipation rate) αυτής ε ή η τυπική κλίμακα τύρβης \mathcal{L} (turbulent mixing length). Ο τύπος των αριθμητικών σχημάτων που χρησιμοποιούνται, ο τρόπος διακριτοποίησης στην κατακόρυφο (z -επίπεδα, σίγμα-συντεταγμένες, ισόπυκνα), ο τρόπος υπολογισμού της τυρβώδους ανάμιξης - διάχυσης, η χρήση ή μη της υδροστατικής προσέγγισης είναι μερικές από τις διαφορές των βασικότερων μοντέλων αλλά και τομείς συνεχούς εξέλιξής τους (Ezer et al. 2002, Griffies et al. 2010).



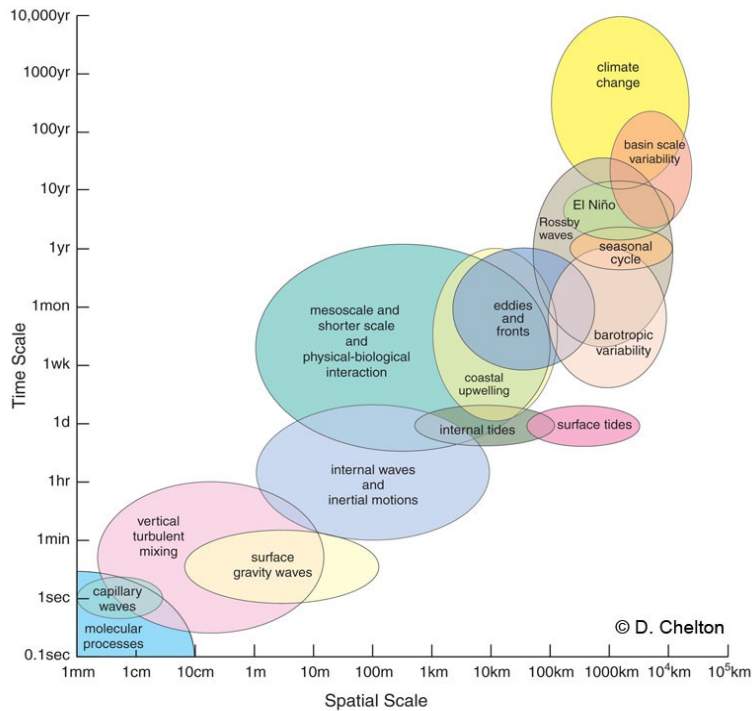
Σχήμα 11.1. Σχηματική αναπαράσταση μερικών από τις διεργασίες και μεταβλητές που λαμβάνει υπόψη του ένα υδροδυναμικό μοντέλο για τον παράκτιο χώρο (University Corporation for Atmospheric Research, 2013, τροποποιημένο).

Οι διαφορικές εξισώσεις της κίνησης, της συνέχειας και της διατήρησης της θερμότητας και του άλατος γράφονται σε μορφή πεπερασμένων διαφορών συνήθως, για να λυθούν με αριθμητικές μεθόδους (Mathews 1992) σε κάποια γλώσσα προγραμματισμού, συνηθέστερα σε FORTRAN (Kantha and Clayson 2000). Η επιλογή της περιοχής εφαρμογής του μοντέλου και η διακριτοποίησή του στο χώρο και το χρόνο αποτελούν κρίσιμο στάδιο στην ανάπτυξη μιας αριθμητικής προσομοίωσης (Hearn 2008). Η περιοχή χωρίζεται σε στοιχειώδη χωρικά βήματα dx , dy - και dz αν το μοντέλο είναι τρισδιάστατο (χωρική διακριτοποίηση – ανάλυση). Δημιουργείται έτσι ένα πλέγμα (κάναβος), στο κάθε κελί του οποίου επιλύονται οι εξισώσεις και ανανεώνονται οι τιμές των μεταβλητών σε κάθε βήμα χρόνου dt (χρονική διακριτοποίηση). Απαραίτητος είναι ο υπολογισμός του βάθους σε κάθε σημείο του πλέγματος, δηλαδή η βαθυμετρία της περιοχής μελέτης είναι ένα από τα δεδομένα εισόδου του μοντέλου.

Η επίλυση του συστήματος των εξισώσεων του μοντέλου αποτελεί ουσιαστικά ένα πρόβλημα αρχικών και οριακών τιμών (Mathews 1992, Griebel et al. 1998). Επομένως, η επαρκής περιγραφή των αρχικών και κυρίως των οριακών συνθηκών αποτελεί ένα ακόμα βασικό στάδιο και είναι καθοριστικής σημασίας για μία επιτυχή αριθμητική προσομοίωση. Πρέπει να παρέχονται τιμές θερμοκρασίας, αλατότητας και ταχύτητας στα ανοιχτά όρια που γειτνιάζουν με τη θάλασσα μάζα που είναι εκτός υπολογιστικού πεδίου, όπως επίσης τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας. Για τον προσδιορισμό των οριακών συνθηκών, λαμβάνονται υπόψη οι μηχανισμοί διέγερσης του συστήματος (forcing functions): (α) στην διεπιφάνεια θάλασσας-ατμόσφαιρας πρέπει να καθοριστούν οι ροές θερμότητας, νερού (εξάτμιση μείον βροχόπτωση) και ορμής (τάση ανέμου), (β) στα κλειστά όρια θάλασσας-στεριάς όπου οι ανταλλαγές τίθενται ίσες με μηδέν (εκτός αν έχουμε παροχές, π.χ. από ποτάμια), (γ) στα ανοιχτά όρια του υπολογιστικού πεδίου, όπου υπάρχει επίδραση της ευρύτερης θάλασσας περιοχής με την περιοχή ενδιαφέροντος. Οι αρχικές συνθήκες περιγράφουν το σύστημα όταν $t=0$. Οι αρχικές κατανομές θερμοκρασίας και αλατότητας μπορεί να είναι ομοιόμορφες στο εσωτερικό της θάλασσας μάζας ή τρισδιάστατες, που προσεγγίζουν καλύτερα την πραγματικότητα.

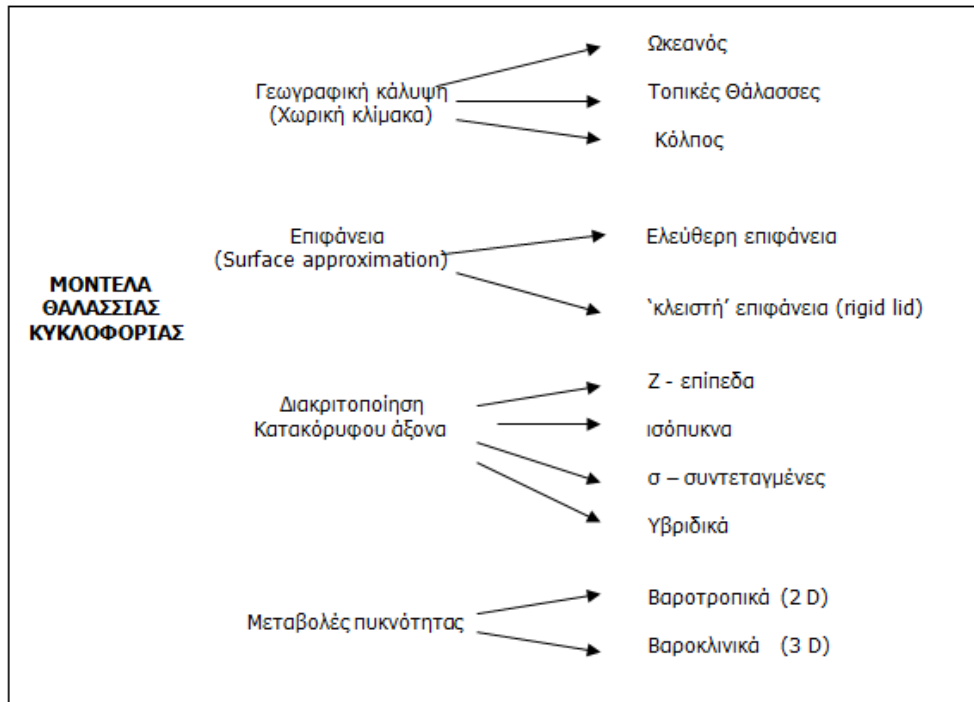
Το σύστημα των παραπάνω εξισώσεων συμπληρώνεται (κλείνει) με τη χρήση πρόσθετων εξισώσεων που περιγράφουν την τυρβώδη φύση των κινήσεων του θαλασσινού νερού (αν και οι μηχανισμοί των τυρβωδών φαινομένων δεν είναι ακόμα απόλυτα κατανοητοί). Στα πιο εκλεπτυσμένα μοντέλα χρησιμοποιείται συνήθως ένα υπομοντέλο τύρβης για τον υπολογισμό της τυρβώδους διάχυσης (π.χ Mellor and Yamada 1982). Ο υπολογισμός των τιμών των μεταβλητών σε κάθε βήμα χρόνου dt (ο υπολογισμός δηλαδή των νέων πεδίων ταχυτήτων, θερμοκρασίας, αλατότητας κ.ο.κ) γίνεται με την ολοκλήρωση του συστήματος των εξισώσεων στο χρόνο ή αλλιώς, την εκτέλεση του μοντέλου.

Η κυκλοφορία των υδάτινων μαζών στη θάλασσα είναι αποτέλεσμα πλήθους διεργασιών και φαινομένων, όπως οι επιφανειακές ανταλλαγές θερμότητας, νερού και ορμής (δράση ανέμου) με την ατμόσφαιρα, οι μεταβολές πυκνότητας που σχετίζονται με διαφορετικές μάζες νερού, η επίδραση αστρονομικών δυνάμεων (παλίρροιες) και φαινόμενα διατμητικών τάσεων (Pond and Pickard 1983, Knauth 1997). Αυτοί οι μηχανισμοί διέγερσης προκαλούν κινήσεις στους ωκεανούς και τις θάλασσες που καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα από χωρικές και χρονικές κλίμακες: από λίγα εκατοστά και μέτρα έως εκατοντάδες χιλιόμετρα και από δευτερόλεπτα - ώρες έως υπερδεκαετίες - εκατονταετίες (Σχήμα 11.2).



Σχήμα 11.2. Χωρικές και χρονικές κλίμακες φυσικών διεργασιών και φαινομένων στη θάλασσα (Oregon State University 2013).

Στις σχεδόν τέσσερις δεκαετίες που χρησιμοποιούνται τα υδροδυναμικά μοντέλα για τη διερεύνηση της λειτουργίας των θαλασσών έχει γίνει κατανοητό ότι κανένα μοντέλο δεν μπορεί να περιγράψει και να αναπαράγει με ακρίβεια όλα τα φαινόμενα κυκλοφορίας σε όλες τις κλίμακες (James 2002). Αυτό συμβαίνει τόσο λόγω περιορισμών που εξακολουθεί να επιβάλλει η διαθέσιμη ισχύς των υπολογιστικών συστημάτων μέχρι σήμερα, όσο και λόγω της ατελούς γνώσης και άρα περιγραφής ορισμένων φυσικών φαινομένων, όπως οι τυρβώδεις ροές. Έτσι, οι προσπάθειες μοντελοποίησης έχουν διαφοροποιηθεί: κάποια μοντέλα περιγράφουν καλύτερα την ωκεάνια θερμόαλη κυκλοφορία μεγάλης κλίμακας και τους μέσης κλίμακας σχηματισμούς (mesoscale eddies), άλλα εστιάζουν στο επιφανειακό αναμεμιγμένο στρώμα της θάλασσας, ενώ άλλα έχουν αναπτυχθεί πρωτίστως για παράκτιες εφαρμογές πάνω από την ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα (Kantha and Clayson 2000). Στο Σχήμα 11.3 παρουσιάζεται μια ταξινόμηση των υδροδυναμικών μοντέλων σύμφωνα με τα κυριότερα κριτήρια που έχουν επικρατήσει στην ωκεανογραφία (Ocean Models 2013).



Σχήμα 11.3. Κατηγοριοποίηση υδροδυναμικών μοντέλων ανάλογα με τα χαρακτηριστικά που τα διαφοροποιούν (Ocean Models 2013, τροποποιημένο).