

Παράκτια Υδραυλική & Τεχνολογία

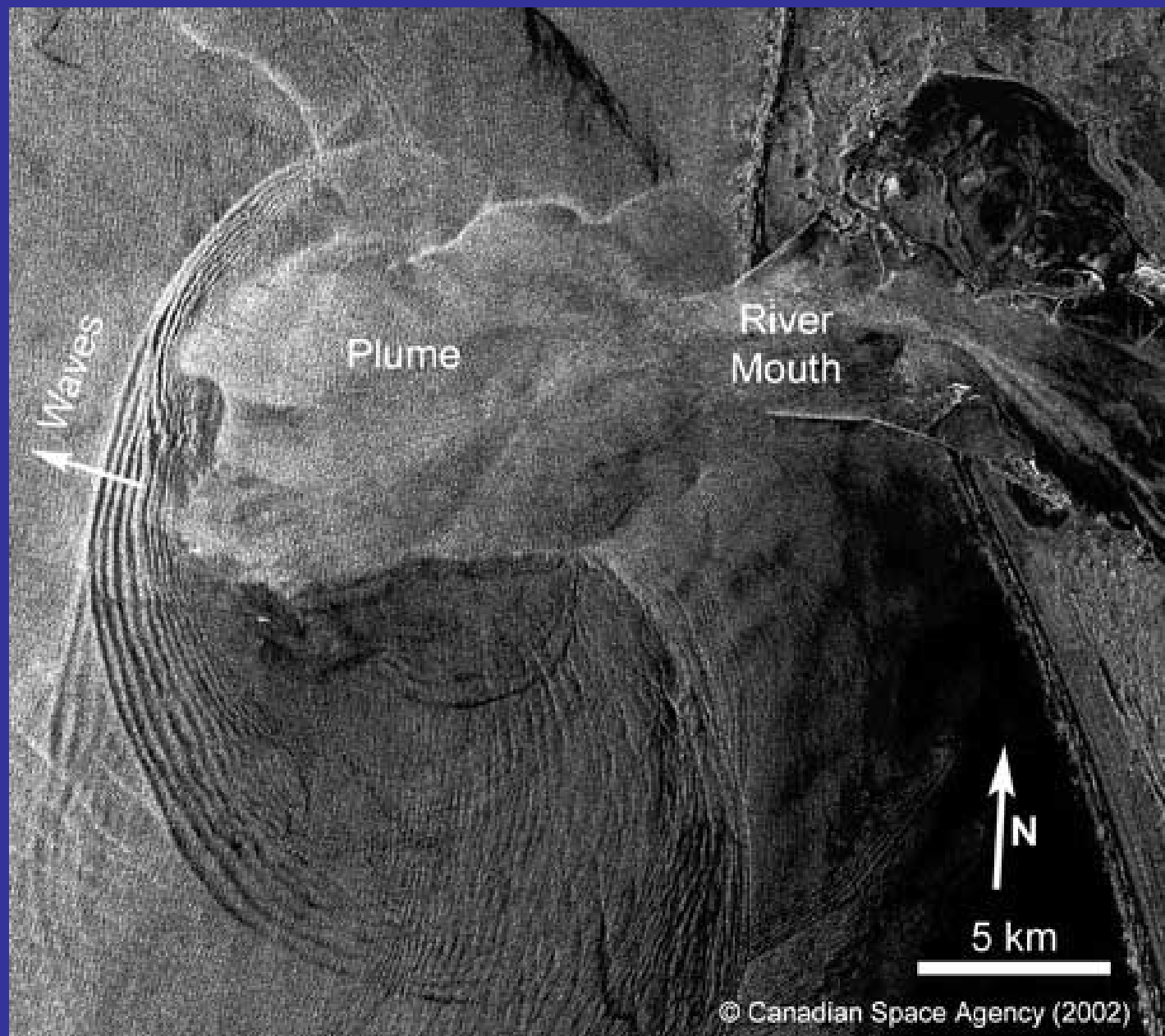
Πλούμια Ποταμών

Δρ. Γιώργος Συλαίος
Ωκεανογράφος – Επ. Καθηγητής ΤΜΠ-ΔΠΘ

Τοπικές πηγές άνωσης (buoyancy) κατά μήκος μίας ακτογραμμής αντιπροσωπεύουν το κύριο μηχανισμό παραγωγής παράκτιων ρευμάτων και ανάμειξης υδάτινων μαζών.

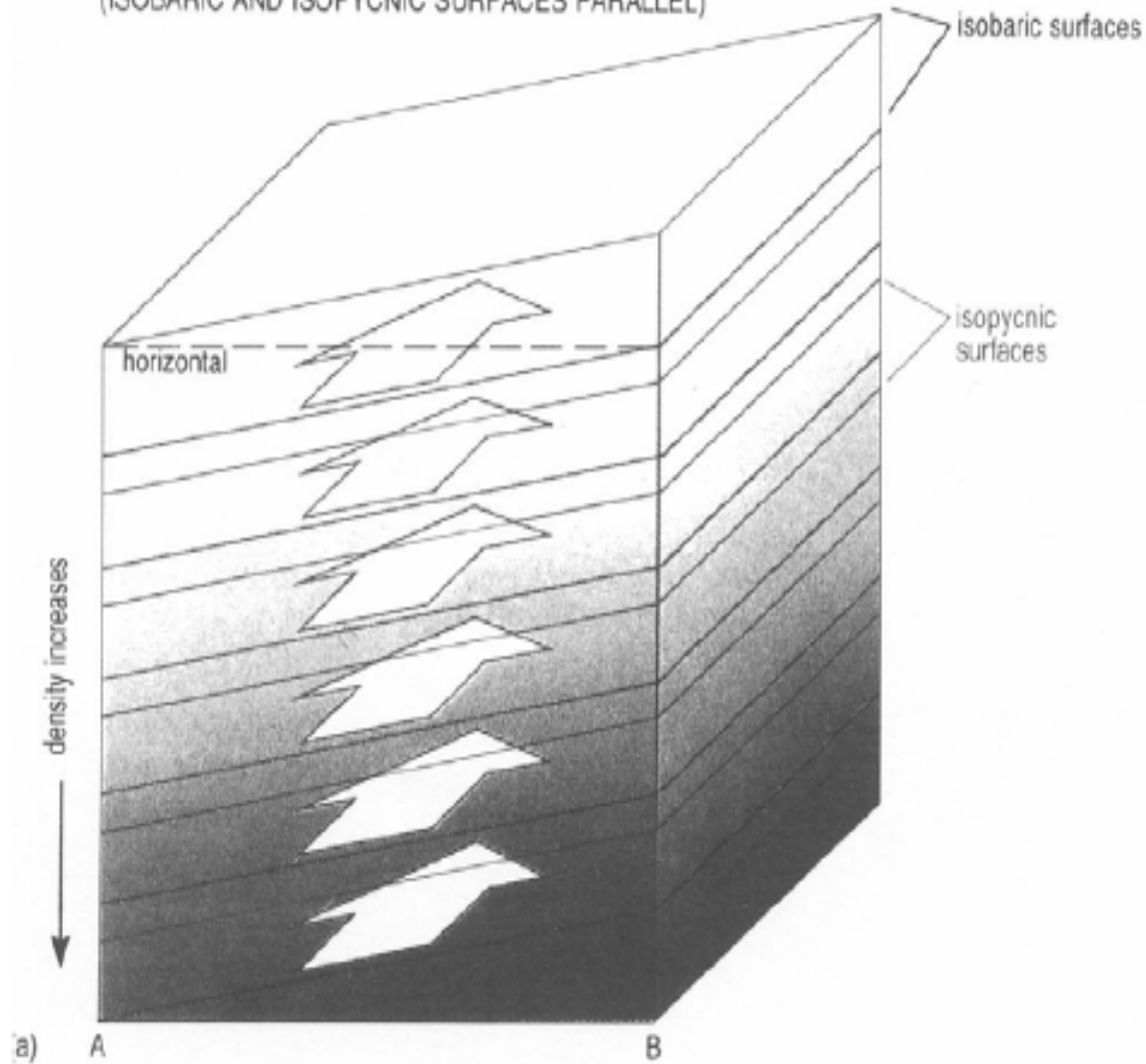
Αυτές οι πηγές άνωσης σχετίζονται με τη παρουσία **ποτάμιων εκροών** ή με την **ανταλλαγή** μεταξύ δύο γειτονικών λεκανών **νερού με διαφορετικές πυκνότητες**.

Καθώς η ανωστική ροή εισέρχεται στη μεγαλύτερης πυκνότητας παράκτια ζώνη, δημιουργείται ένα επιφανειακό πλούμιο, το οποίο διαχωρίζεται πλήρως από το πυκνότερο νερό μέσω ενός **μετώπου (front)**.



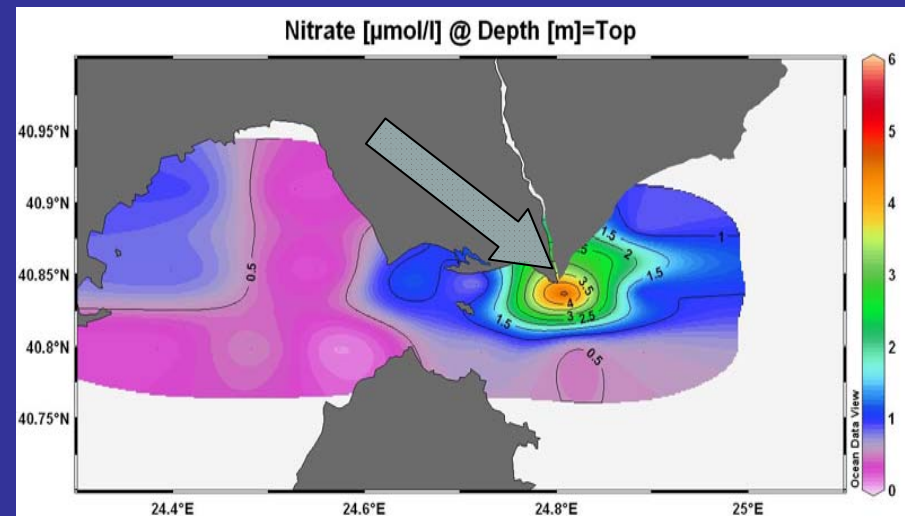
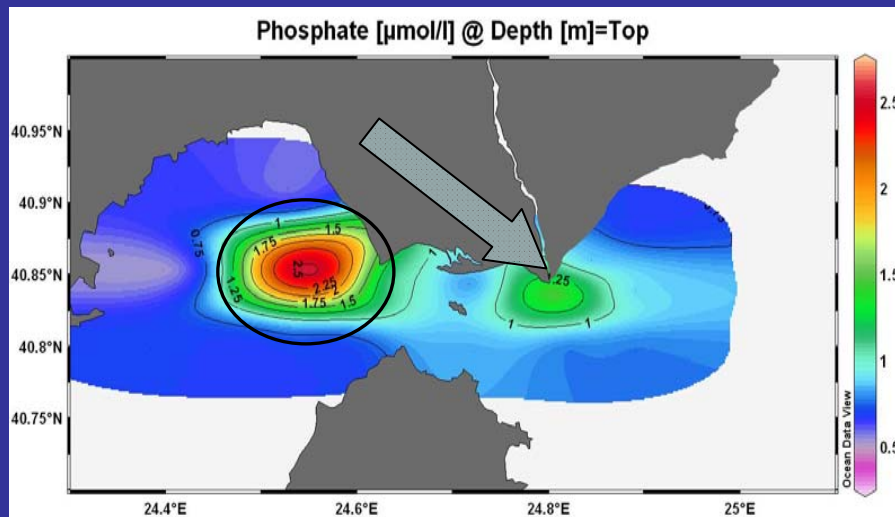
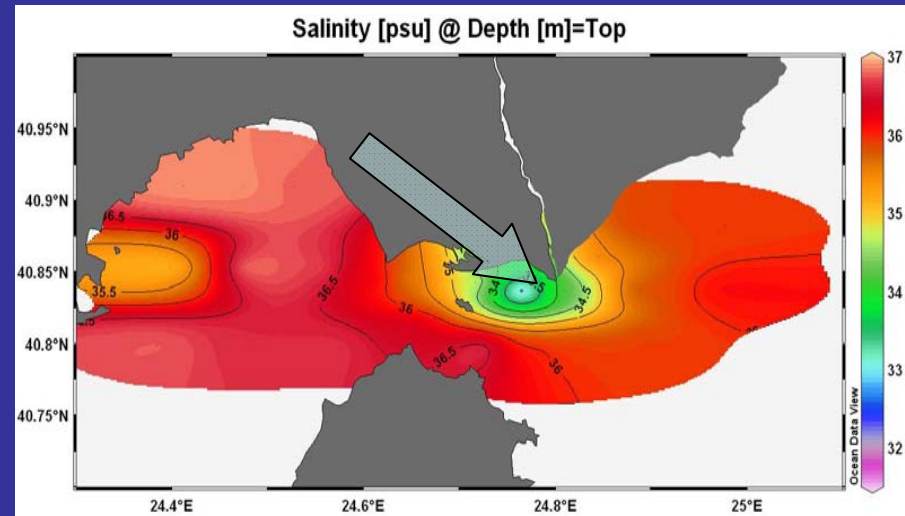
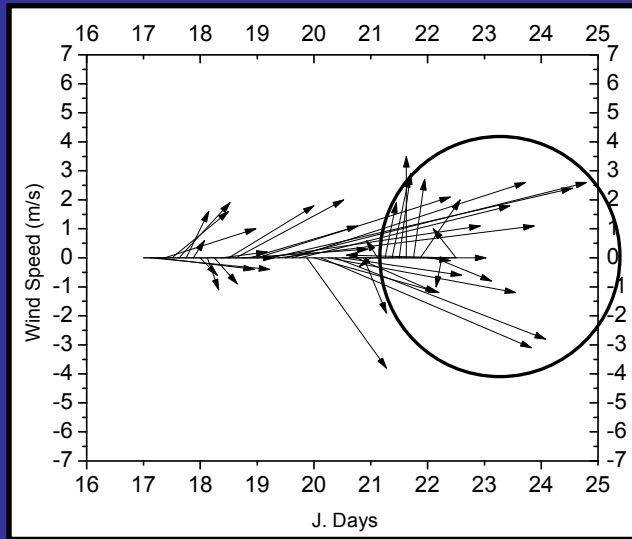
© Canadian Space Agency (2002)

BAROTROPIC CONDITIONS
(ISOBARIC AND ISOPYCNIC SURFACES PARALLEL)



RESULTS – RIVER PLUME (VERY LOW RIVER FLOW)

January 2007



Η δομή του πλουμίου μπορεί να πάρει διάφορα σχήματα, εξαρτώμενα από:

- τη κίνηση του περιβάλλοντος νερού,
- τη τοπογραφία της ακτογραμμής,
- τη βαθυμετρία της παράκτιας περιοχής,
- τη παροχή εκροής ποταμού και
- τον άνεμο.

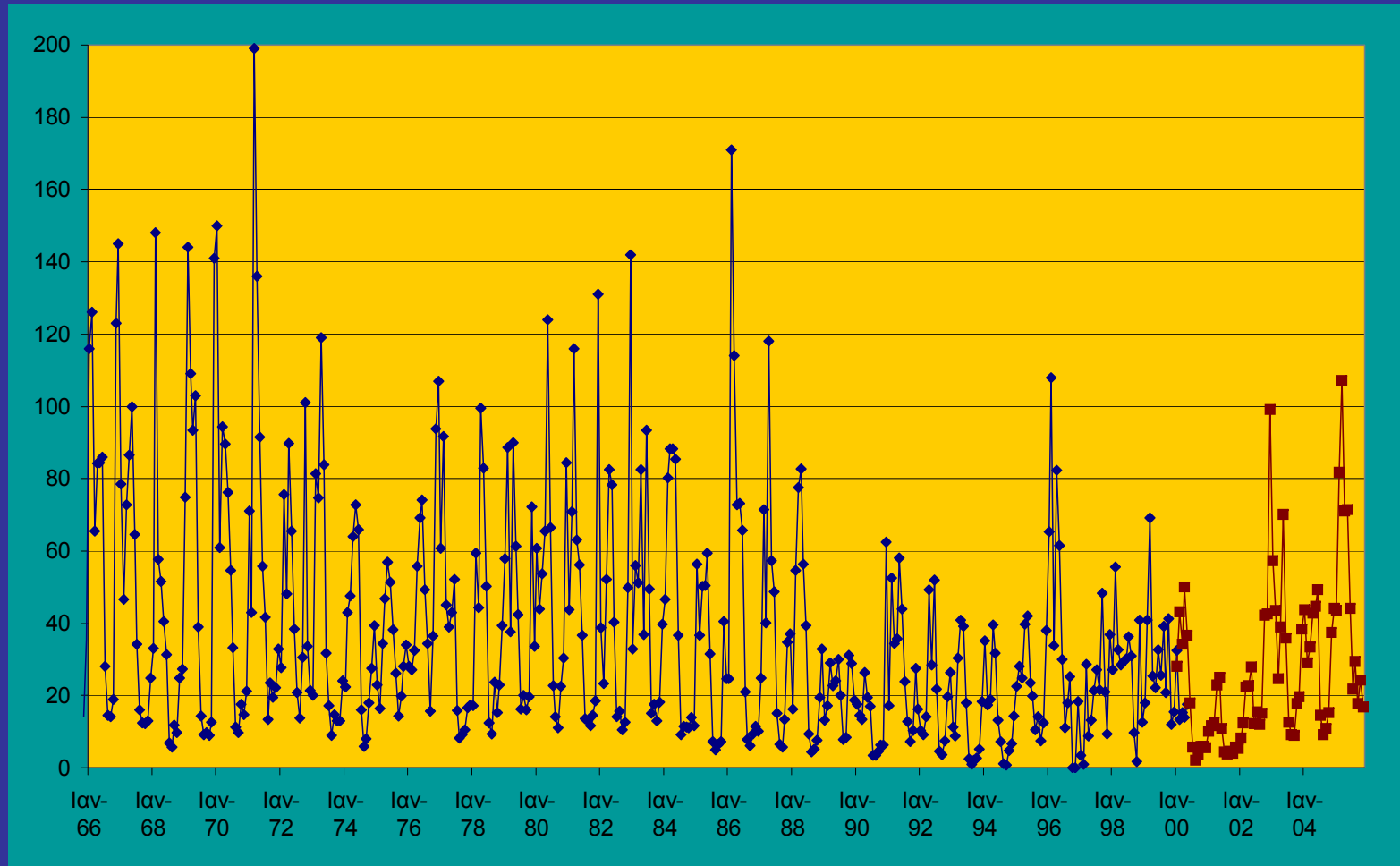
Επίδραση Ποτάμιας Παροχής στη Δομή του Πλούμιου

Τα πλούμια των ποταμών έχουν διαφορετική συμπεριφορά, ανάλογα με την παροχή του ποταμών.

Συνήθως τα πλούμια μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις από τις εκβολές λόγω μεγάλης ποτάμιας παροχής. Η κατάσταση αυτή συναντάται κυρίως τον χειμώνα και την άνοιξη. Σε αντίθετη περίπτωση μικρότερες ποτάμιες παροχές εμφανίζονται κατά το καλοκαίρι και το φθινόπωρο.

Η ποτάμια παροχή είναι η δύναμη η οποία ωθεί το πλούμιο να εμπλακεί στην ευρύτερη **γεωστροφική κυκλοφορία**.

HISTORIC RIVER DISCHARGE DATA (Temenos)



- **Continuous reduction of mean river discharge**
- Higher mean monthly flow : 199 m³/sec (March 1971)
- Lowest mean monthly flow: 0.83 m³/sec (September 1994)

Οι ποτάμιες παροχές πάνω από ένα όριο, δημιουργούν ισχυρά μέτωπα στα όρια του πλουμίου, σχηματίζοντας έτσι μία **ισχυρή διεπιφάνεια** η οποία διαχωρίζει το νερό του πλουμίου με το θαλασσινό νερό.

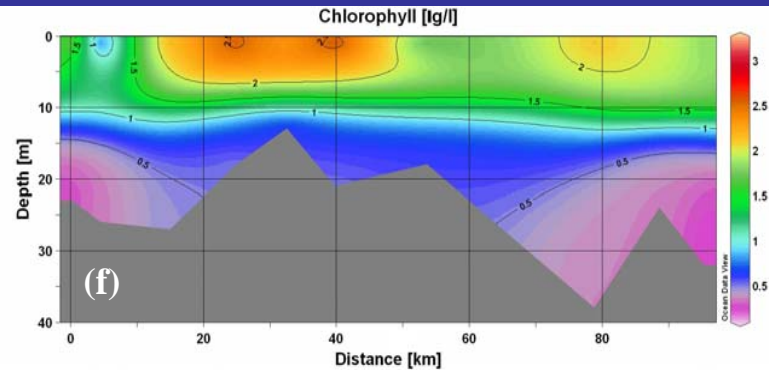
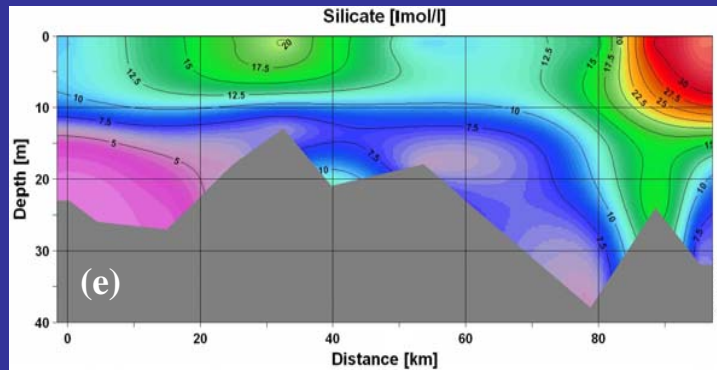
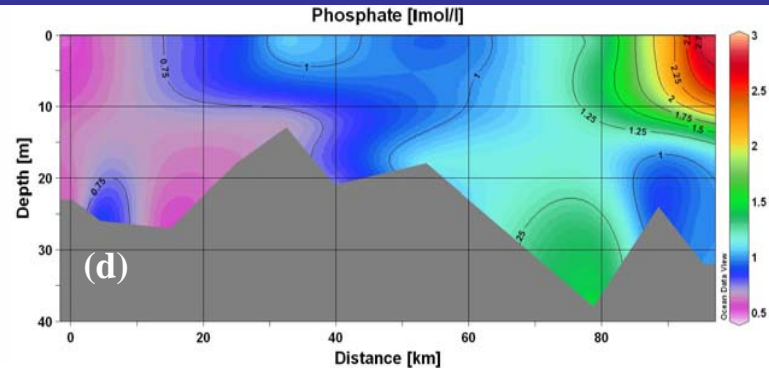
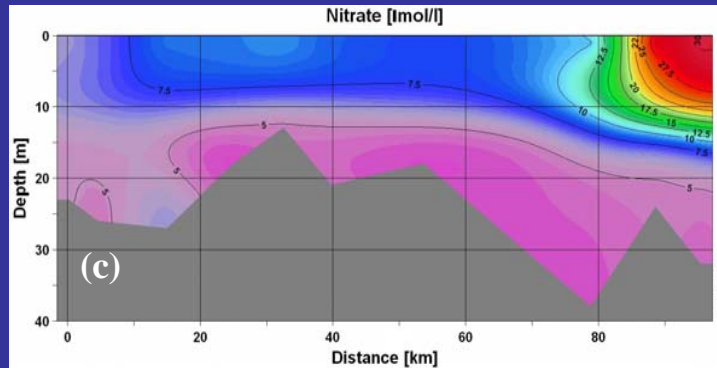
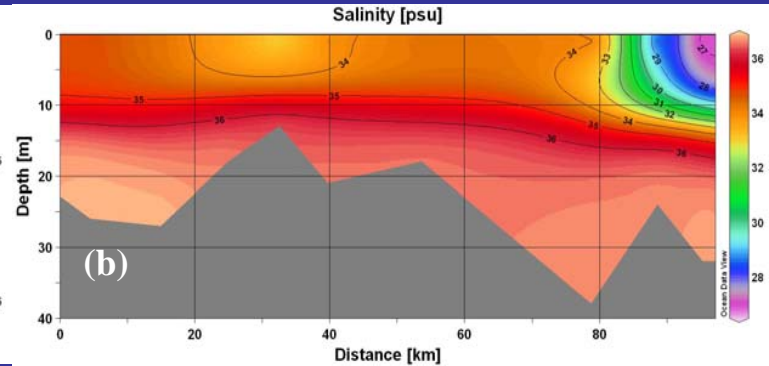
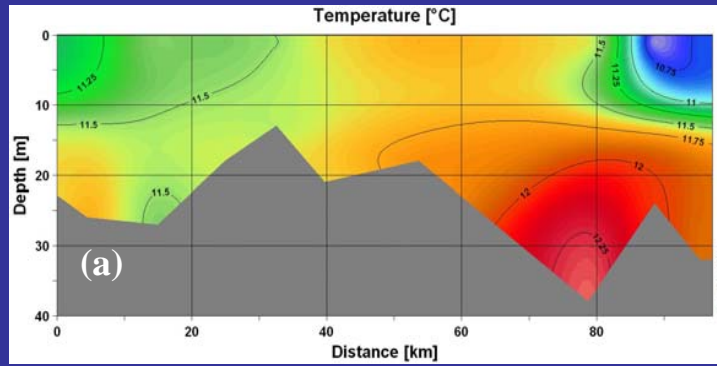
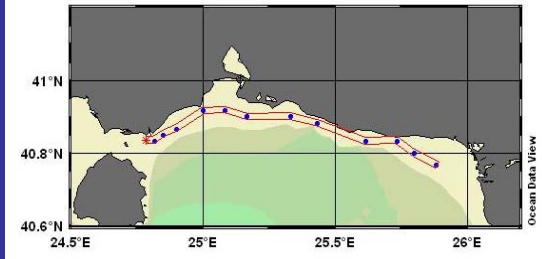
Τα δυναμικά αυτά όρια που δημιουργούνται καταστούν **απαγορευτική την ανάμιξη** του γλυκού με το θαλασσινό νερό και έτσι επιτρέπουν τη **μεταφορά των αιωρούμενων σωματιδίων** σε μεγάλη απόσταση από το δέλτα του ποταμού.

Παράλληλα, μπορεί να επιδράσει και ο άνεμος, ο οποίος μπορεί να έχει αρνητική επίδραση στην απομάκρυνση του πλουμίου, παρά τη υψηλή ποτάμια παροχή. Για να απομακρυνθεί το πλούμιο σε μεγάλη απόσταση απαιτείται η **συνέργεια υψηλής παροχής και ευνοϊκής ανεμογενούς δραστηριότητας**.

Επίδραση Μετεωρολογικών Συνθηκών στη Δομή Πλουμίου

Σημαντικό ρόλο στην εισαγωγή και την συμπεριφορά των φυσικών και χημικών παραμέτρων από τον ποταμό στο θαλάσσιο περιβάλλον διαδραματίζουν οι μετεωρολογικές συνθήκες.

Σημαντικό ρόλο στη στην επέκταση και τη κίνηση του πλουμίου διαδραματίζει και η ανεμογενής δραστηριότητα. Το πλούμιο καταλαμβάνει το επιφανειακό στρώμα της υδάτινης μάζας και συνήθως έχει μικρό πάχος κυμαινόμενο από 0,5 έως 10 μ. Λόγω του μικρού του πάχους το πλούμιο επηρεάζεται σημαντικά από την ανεμογενή δραστηριότητα η οποία μαζί με την επίδραση θαλάσσιων ρευμάτων, ωθούν το πλούμιο να εισέλθει στην γεωστροφική υδάτινη κυκλοφορία της περιοχής.



Η επίδραση του ανέμου και η κατεύθυνση του πλουμίου **συσχετίζονται μη-γραμμικά** διότι το πλούμιο ακολουθεί τη κατεύθυνση του ανέμου με διαφορά μερικών ωρών.

Το πλούμιο αρχικά **εκτρέπεται λόγω της δύναμης Coriolis**, ενώ στη συνέχεια το σχήμα του **επηρεάζεται άμεσα από τον άνεμο**. Άνεμοι με μικρότερη ένταση έχουν την ικανότητα να δημιουργούν περισσότερα του ενός πλούμια.

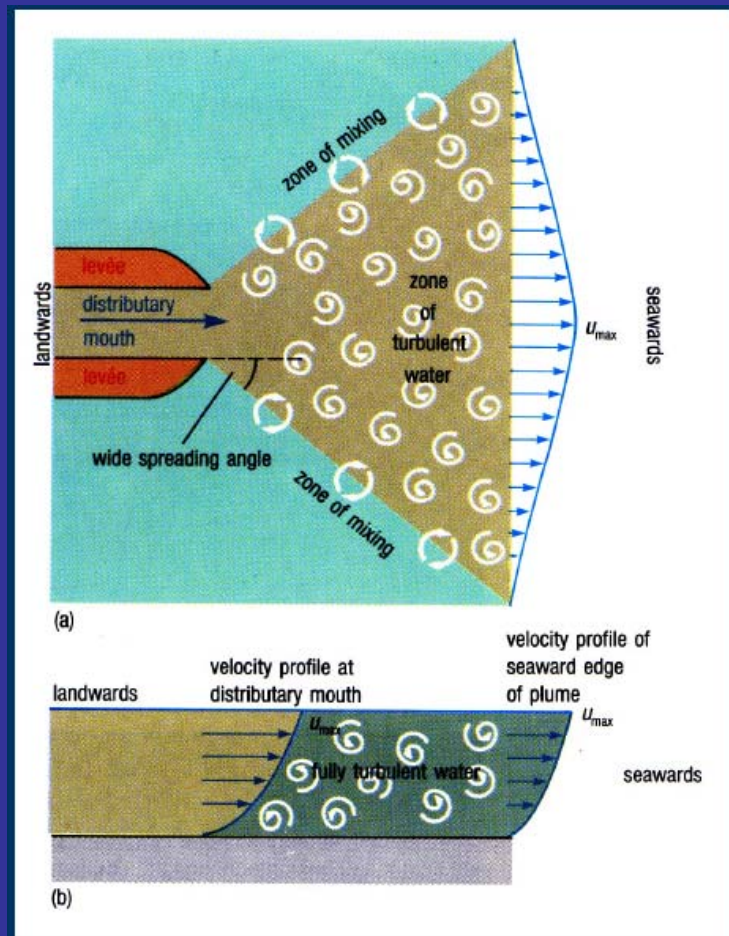
Γενικά μπορούμε να πούμε ότι η ανεμογενής δραστηριότητα είναι από τις κύριες αιτίες οι οποίες επηρεάζουν τη διεύθυνση κίνησης του πλουμίου, όταν αυτό δεν απομακρύνεται σε μεγάλη απόσταση από τις εκβολές για να πάρει μέρος στη γενικότερη γεωστροφική κυκλοφορία της περιοχής.

Επίδραση θαλάσσιων ρευμάτων στη δομή πλουμίου

Συνήθως τα θαλάσσια ρεύματα αποτελούν ισχυρό δυναμικό παράγοντα μεταφοράς, όταν το πλούμιο είναι ικανό κάτω από την επίδραση της υψηλής παροχής και του ευνοϊκού ανέμου να ενσωματωθεί με την ευρύτερη υδάτινη κυκλοφορία της περιοχής.

Πολλές φορές τα θαλάσσια ρεύματα σε συνδυασμό με τον έντονο κυματισμό, είναι υπεύθυνα για τη μείωση του πάχους της διεπιφάνειας που διαχωρίζει το γλυκό από το θαλασσινό νερό. Αυτό το γεγονός συμβαίνει λόγω της τύρβης που αναπτύσσεται λόγω των ρευμάτων, με αποτέλεσμα να αυξάνεται συνεχώς η επιφάνεια μείξης γλυκού και θαλασσινού νερού. Ο μηχανισμός αυτός είναι ο κύριος υπεύθυνος για την άμεση καθίζηση των αιωρούμενων στερεών που φέρει το ποτάμι στη περιοχή των εκβολών του.

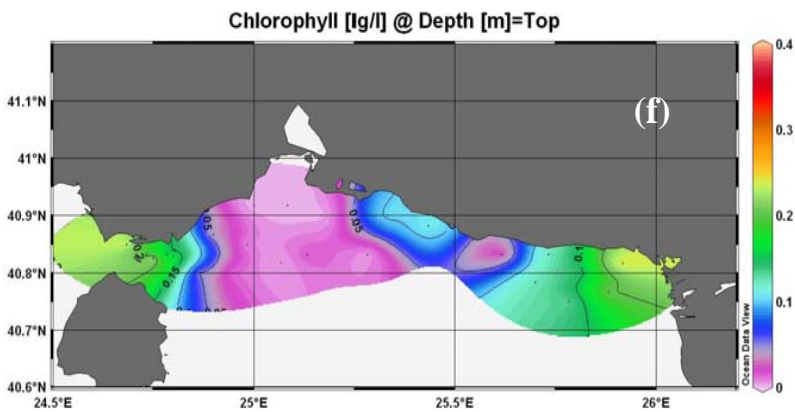
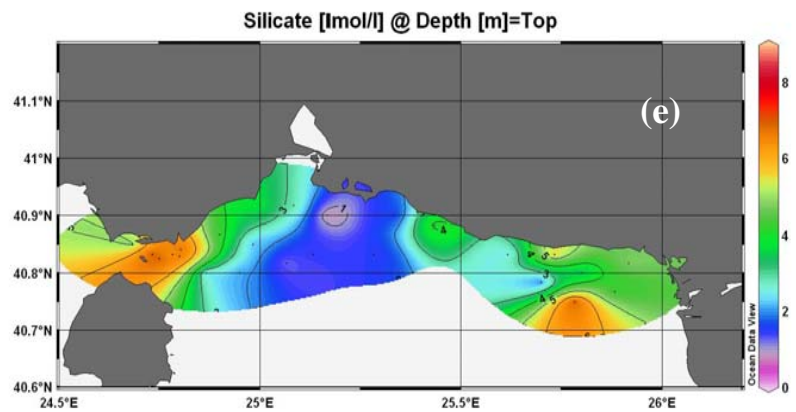
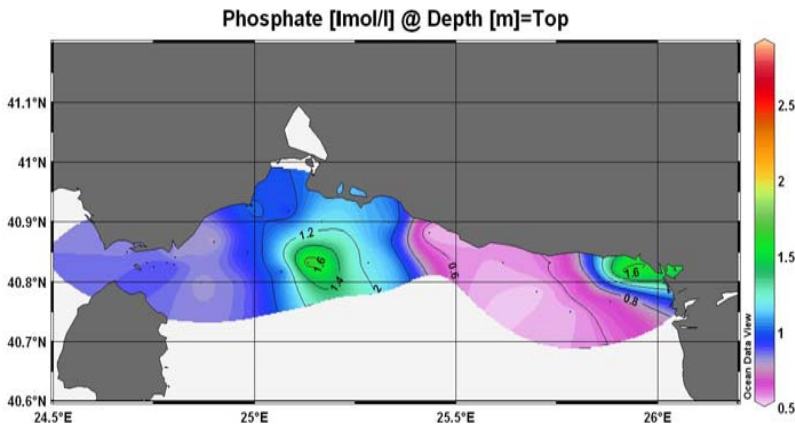
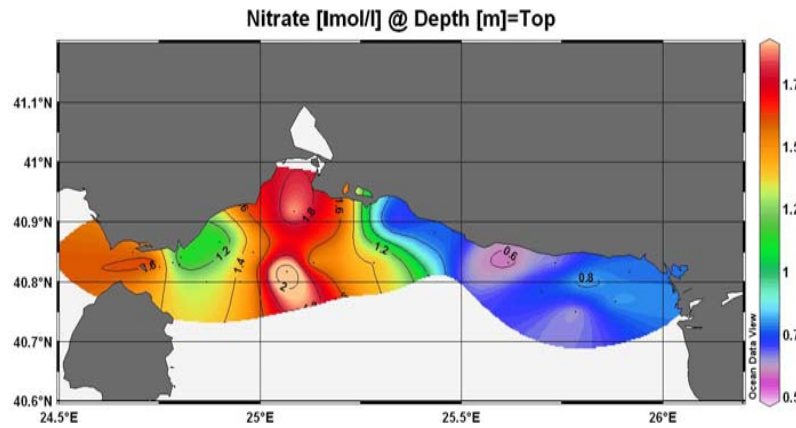
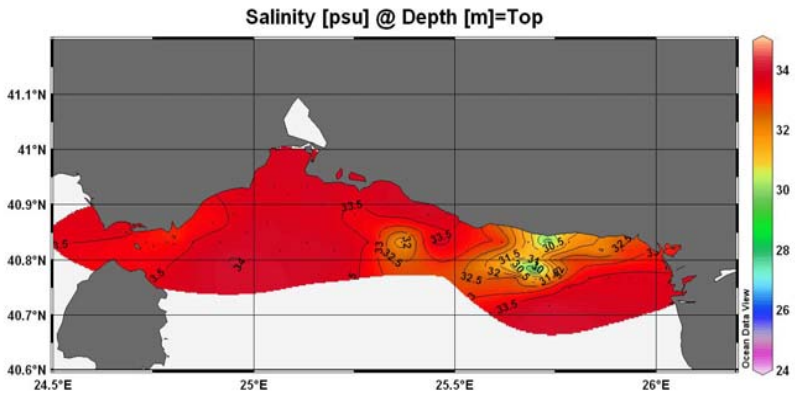
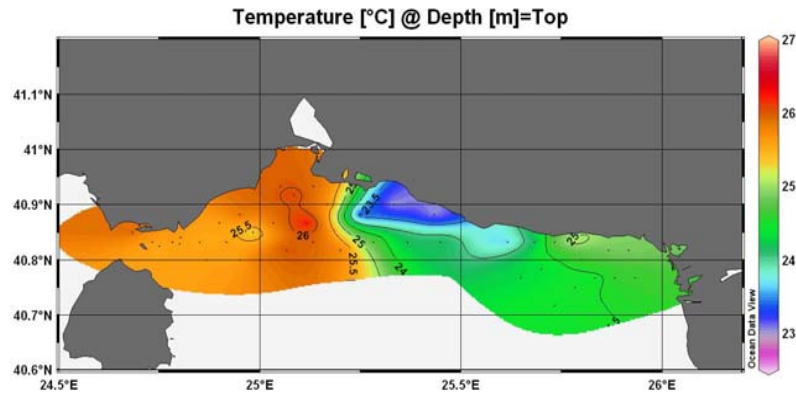
Επίσης τα θαλάσσια ρεύματα είναι ο κύριος υπεύθυνος μηχανισμός για την επαναιώρηση του ιζήματος και τη μεταφορά των λεπτόκοκκων σωματιδίων σε μεγαλύτερες αποστάσεις από τις εκβολές.

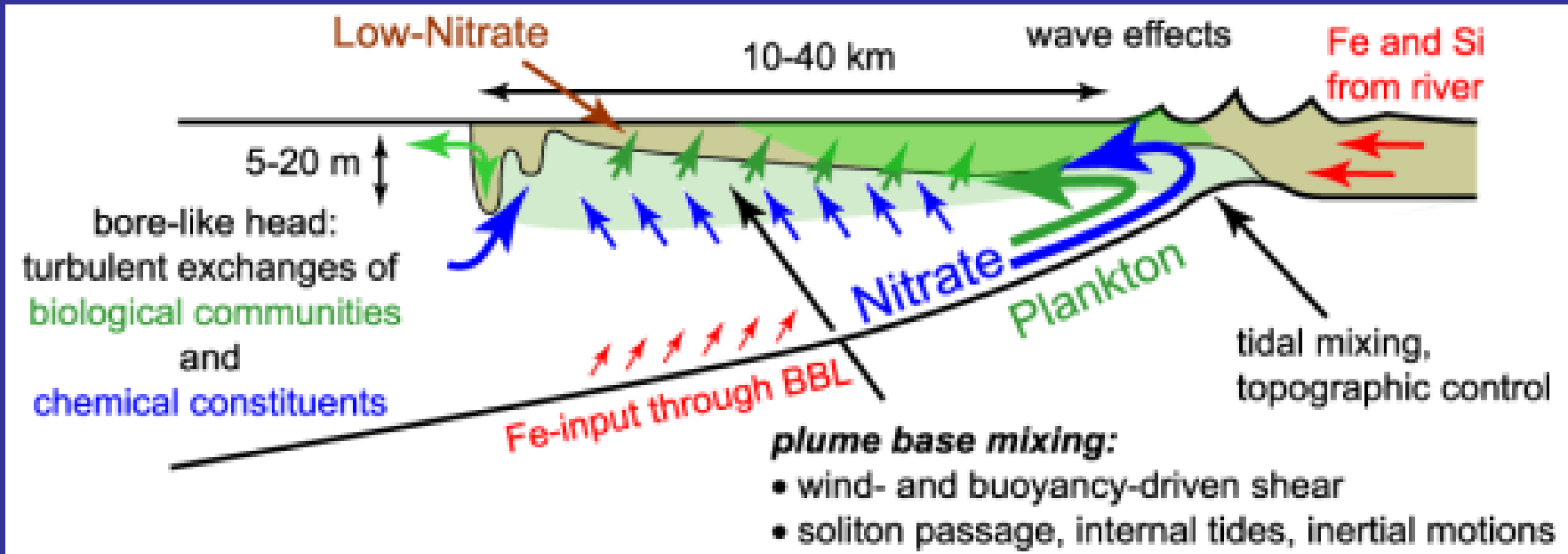


Σκαρίφημα ανάμειξης πλουμίου μετώπου σε κάτοψη και τομή

Περιβαλλοντική σημασία πλουμίων

Τα πλούμια αποτελούν τους κύριους παράγοντες σύνδεσης του χερσαίου και του ωκεάνιου περιβάλλοντος καθώς μεταφέρουν σημαντικές ποσότητες οργανικών και ανόργανων διαλυμένων και σωματιδιακών ενώσεων του αζώτου, του φωσφόρου και του άνθρακα, μεταβάλλοντας έτσι το κύκλο των στοιχείων αυτών στη παράκτια ζώνη.





Σε κάποιες περιπτώσεις, το πλούμιο καταλαμβάνει **ολόκληρη την υδάτινη στήλη**, ακόμη και σε βάθη μεγαλύτερα από το βάθος εκροής. Το παραγόμενο παράκτιο ρεύμα παραμένει σε επαφή με το πυθμένα, σε αρκετή απόσταση από το ποτάμιο στόμιο, με τη διεπιφάνεια γλυκού – αλμυρού νερού να εκτείνεται από την επιφάνεια ως το πυθμένα.

Bottom – advected plume

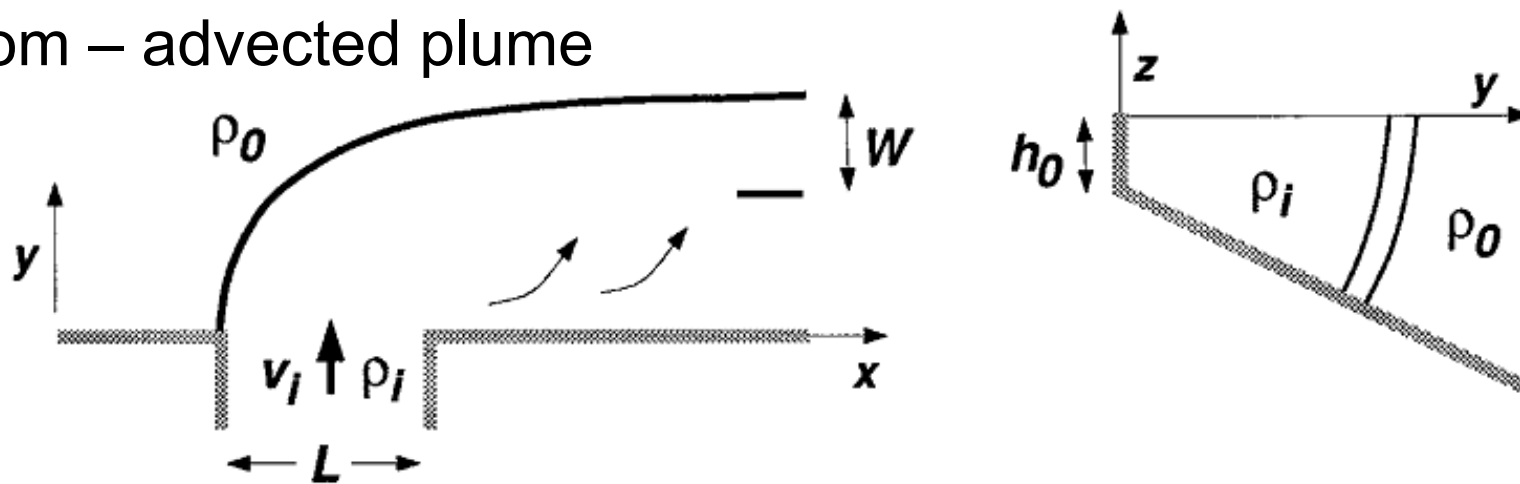


FIG. 1. Schematic of a bottom-advected plume.

Η οριζόντια εξάπλωση φθάνει τα 100 χλμ και η κατακόρυφη τα 200 μ

Σε άλλες περιπτώσεις, η ροή **περιορίζεται στην επιφάνεια**, σχηματίζοντας ένα λεπτό στρώμα, με το πυκνότερο περιβάλλον νερό να βρίσκεται από κάτω του. Το πλούμιο αυτό μπορεί να επεκταθεί σε μεγάλες αποστάσεις μακριά από το στόμιο, μη έχοντας καμία επαφή με το πυθμένα, παρά μόνο στη περιοχή πολύ κοντά στο ποτάμιο στόμιο.

Surface – advected plume

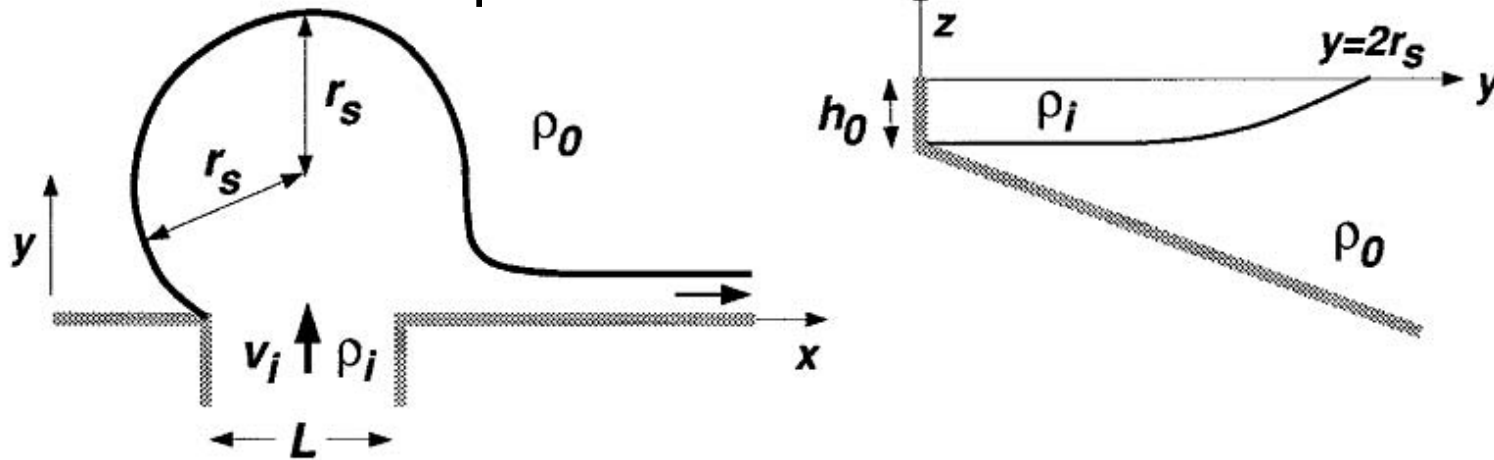


FIG. 2. Schematic of a surface-advected plume.

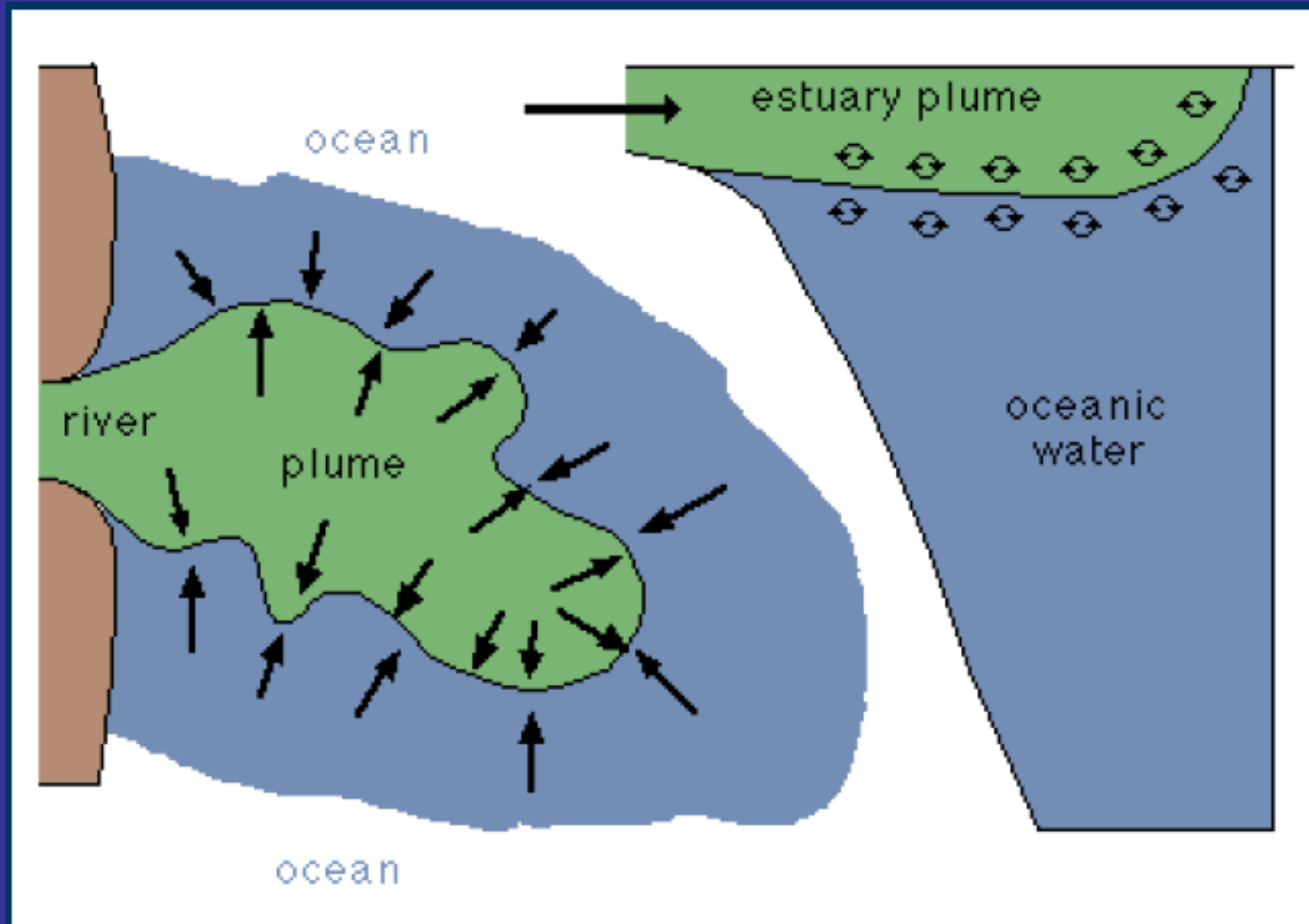
Η οριζόντια εξάπλωση φθάνει τα 10 - 15 χλμ και η κατακόρυφη τα 10 μ

Φυσικά, τα περισσότερα πλούμια, συνήθως βρίσκονται μεταξύ των δύο αυτών άκρων, των πυθμιαία μεταφερόμενων και των επιφανειακά μεταφερόμενων πλουμίων. Αυτά τα ενδιάμεσα πλούμια προκύπτουν όταν η ανωστική ροή εκτείνεται προς τον ωκεανό, διατηρώντας την επαφή της με το πυθμένα για κάποια απόσταση, πέρα από την οποία το πλούμιο αποκολλάται και εκτείνεται καθαρά επιφανειακά.

Συνεπώς, υπάρχει η ' κοντινή περιοχή' (nearshore field) όπου το πλούμιο συμπεριφέρεται ως πυθμιαία μεταφερόμενη ροή και η ' μακρινή περιοχή' (offshore field) όπου το πλούμιο συμπεριφέρεται ως επιφανειακά μεταφερόμενη ροή.

Ο Garvine (1987) έδειξε η κίνηση του πλούμιου νερού υπόκειται στην επίδραση της δύναμης Coriolis η οποία στο Βόρειο Ημισφαίριο εκτρέπει το πλούμιο νερό προς τα δεξιά της ποτάμιας εκβολής. Άλλος παράγοντας εκτροπής είναι η κατά βάση **διαμήκης ροή** του περιβάλλοντος νερού, η οποία προκαλεί μία **ισχυρή αντι-κυκλωνική κυκλοφορία εντός του πλουμίου**.

Η ανάμειξη του πλουμίου με το θαλασσινό νερό περιορίζεται από τη διαφορά πυκνότητας, η οποία απαντάται σε μία λεπτή επιφάνεια μεταξύ του γλυκού και του υποκείμενου θαλασσινού νερού. Το θαλασσινό νερό σταδιακά εισέρχεται μέσα στο πλούμιο κάτω από τυρβώδεις συνθήκες, οπότε το πλούμιο υφίσταται **‘αραίωση’** καθώς μετακινείται προς την ανοιχτή θάλασσα, λόγω της τύρβης που δημιουργείται από τον άνεμο και από εσωτερικό κυματισμό μέσα στο πλούμιο.



Σχήμα 1. Σκαρίφημα επέκτασης και κίνησης του ποτάμιου πλουμίου σε κάτοψη και τομή.

Κατάταξη πλουμίων σε πυθμιαία και επιφανειακά μεταφερόμενα πλούμια

Θεωρούμε την έξοδο πλουμίου από ένα ποτάμιο στόμιο πλάτους L και βάθους h_0 με ομοιόμορφη πλευρικά ταχύτητα u_i και πυκνότητα ρ_i .

Η μεταφορά στη μετωπική ζώνη πλάτους W είναι:

$$T_b = \frac{1}{2} u_z h_b^2 W,$$

Όπου u_z είναι η κατακόρυφη βαθμίδα διαμήκους ταχύτητας, με $u=0$ στο πυθμένα, και h_b είναι το κρίσιμο βάθος.

Η γεωστροφική εξίσωση δίνει:

$$u_z = g\rho_y/\rho_0 f \approx g'/fW,$$

Όπου $g' = g\Delta\rho/\rho_0$ και f η παράμετρος Coriolis.

Αντικαθιστώντας στη παραπάνω εξίσωση και παίρνοντας τη μεταφορά T_b ίση με τη ροή εισροής $Lu_i h_0$ έχουμε:

$$h_b = (2Lv_i h_0 f/g')^{1/2}.$$

Χρησιμοποιούμε τη τιμή του h_b για να εντοπίσουμε το πλούμιο σε κάθε παράκτια μορφολογία ακτογραμμής.

Θεωρώντας ότι το βάθος της παράκτιας ζώνης αυξάνεται πλευρικά προς την ανοικτή θάλασσα, ως:

$$h = h_0 + sy,$$

Όπου s είναι η κλίση του πυθμένα και y η οριζόντια εγκάρσια στην ακτή απόσταση. Μπορούμε να υπολογίσουμε την εγκάρσια κρίσιμη θέση του πλουμίου, προσδιορίζοντας τη τιμή του h_b

$$y_b = \begin{cases} h_0[(2Lv_i f/g'h_0)^{1/2} - 1]/s, & h_b > h_0 \\ 0, & h_b < h_0. \end{cases}$$

Προκύπτει ότι η τιμή του y_b είναι θετική, αν $h_b > h_0$ δηλ. το κρίσιμο βάθος είναι μεγαλύτερο της ισοβαθούς εισροής του πλουμίου.

Μόνο κάτω από αυτή τη συνθήκη σχηματίζεται πυθμιαία μεταφερόμενο πλούμιο. Αυτό απαιτεί υψηλές ταχύτητες εκροής στο στόμιο (u_i) και/ή ασθενείς πυκνοβαθμίδες (μικρές τιμές g'). Στη πραγματικότητα, τα h_b και y_b αυξάνουν όσο το g' τείνει στο μηδέν.

Αν το κρίσιμο βάθος είναι μικρότερο του βάθους του ποτάμιου στομίου ($h_b < h_o$) τότε δεν σχηματίζεται πυθμιαία μεταφερόμενο πλούμιο ($y_b = 0$).

	Nestos (low Q)	Nestos (high Q)
L	50	50
h(o)	3	3
A	150	150
Q	40	150
u	0.27	1.00
rho(i)	1010	1010
rho(s)	1027	1027
g'	0.16	0.16
h(b)	0.22	0.43

Κατανόηση της δυναμικής των πλουμίων

Εξίσωση συνέχειας $\nabla \cdot \mathbf{u} = 0$

Εξίσωση Κίνησης $\rho_0 [\partial \mathbf{u} / \partial t + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}] = -\nabla P + \rho \mathbf{g} + \rho_0 \nu \nabla^2 \mathbf{u}$

Εξίσωση Διατήρησης Μάζας $\partial \rho / \partial t + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \rho = \kappa D \nabla^2 \rho$

Το ερώτημα είναι:

Υπό ποιες συνθήκες επηρεάζεται το ποτάμιο πλούμιο από τη δύναμη Coriolis?

Ανάλυση Διαστάσεων Όρων Εξισώσεων

Για να καταλάβουμε τις συνθήκες υπό τις οποίες η δύναμη Coriolis είναι σημαντική, εκτιμούμε τη τάξη μεγέθους του κάθε όρου της εξίσωσης κίνησης.

Τοπικός Όρος:

$$|\rho_0[\partial u/\partial t]| \sim \rho_0 U/T$$

Όρος Μεταφοράς Μάζας:

$$|\rho_0[(u \cdot \nabla)u]| \sim \rho_0 U^2/L$$

Όρος Coriolis:

$$|\rho_0[2\Omega \times u]| \sim 2\rho_0 \Omega U$$

Πιεσοβαθμίδα:

$$|[-\nabla P']| \sim (\Delta P)/L$$

Βαρύτητα - Άνωση:

$$|[\rho'g]| \sim (\Delta\rho)g$$

Όροι διάχυσης:

$$|[\rho_0\nu \nabla^2 u]| \sim \rho_0\nu U/L^2$$

Θα συγκρίνουμε κάθε όρο από τους παραπάνω διαιρώντας τον με τον όρο Coriolis

Τοπικός Όρος:

$$|\rho_0[\partial u/\partial t]| \sim \rho_0 U/\tau$$

Όρος Coriolis:

$$|\rho_0[2\Omega \times u]| \sim 2\rho_0\Omega U$$

$$T = 1/(2\Omega\tau)$$

Όρος Μεταφοράς Μάζας:

$$|\rho_0[(u \cdot \nabla)u]| \sim \rho_0 U^2/L$$

Όρος Coriolis:

$$|\rho_0[2\Omega \times u]| \sim 2\rho_0\Omega U$$

$$Ro = U/2\Omega L$$

Rossby number

Πιεσοβαθμίδα:

$$|[-\nabla P']| \sim (\Delta P)/L$$

Όρος Coriolis:

$$|\rho_0[2\Omega \times u]| \sim 2\rho_0\Omega U$$

$$\Pi = (\Delta P)/2\Omega L U$$

Βαρύτητα - Άνωση:

$$|[\rho'g]| \sim (\Delta\rho)g$$

Όρος Coriolis:

$$|\rho_0[2\Omega \times u]| \sim 2\rho_0\Omega U$$

$$Bu = (\Delta\rho)g/2\rho_0\Omega U \quad \text{Burger number}$$

Όροι διάχυσης:

$$|[\rho_0\nu\nabla^2u]| \sim \rho_0\nu U/L^2$$

Όρος Coriolis:

$$|\rho_0[2\Omega \times u]| \sim 2\rho_0\Omega U$$

$$Ek = \nu/2\Omega L^2$$

Ekman number

Για να είναι σημαντική η επίδραση του όρου Coriolis, θα πρέπει κάθε ένα από τους παραπάνω όρους να είναι $O(10^{-1})$ ή μικρότερος, εκτός από τη πιεσοβαθμίδα.

Γενικά, η περιστροφή της Γης είναι σημαντική όταν η χρονική κλίμακα είναι μεγαλύτερη της περιόδου περιστροφής ($\sim \Omega^{-1}$), και άρα $T \ll 1$ και η ροή θεωρείται σταθερή.

Για ένα ποτάμι με τυπική ταχύτητα 10^{-1} m.s^{-1} , σε γεωγραφικό πλάτος 50°N και με γωνιακή ταχύτητα περιστροφής $\Omega_{Earth} = 7.27 \times 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$ η τυπική τιμή Ro θα είναι $O(10^{-1})$ ή $L > 9 \text{ km}$. Συνεπώς, αν η επέκταση του πλουμίου είναι $L \ll 9 \text{ km}$ τότε η επίδραση της περιστροφής της Γης δεν θεωρείται σημαντική.

Ο αριθμός Burger (Bu) μπορεί επίσης να γραφεί

$$Bu = (Ro) (Ri) (L/H),$$

Όπου Ri είναι ο αριθμός bulk Richardson number που ορίζεται ως

$$Ri = (\Delta\rho)gH/\rho_0U^2.$$

Η συνδυασμένη παράμετρος $(Ro)(Ri)$ πολλές φορές αναφέρεται ως παράμετρος ταξινόμησης (Maxworthy & Browand, 1975).

Ροές υπό την επίδραση της περιστροφικότητας

$$[(Ro)(Ri)] < 1$$

Ροές υπό την επίδραση της στρωματοποίησης

$$[(Ro)(Ri)] > 1.$$

Τέλος, εκτιμήσεις του Ekman number Ek εξαρτώνται από τη τιμή του τυρβώδους ιξώδους που χρησιμοποιείται στον αριθμητή.

Τυπικές τιμές κυμαίνονται από $3.0 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Nihoul *et al* 1978) to $1 \times 10^2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Bowden, 1983) για παράκτιες περιοχές, οπότε για κλίμακες μήκους μεγαλύτερες των 50 m και των 3 km, αντίστοιχα, η επίδραση της τριβής μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα, σε σχέση με την επίδραση της δύναμης Coriolis.

Αδιάστατοι αριθμοί πλουμίων

Ορίζουμε τη παράμετρο Burger S και τον αριθμό Rossby Ro .

$$S = \frac{\sqrt{g' h_o}}{fL}$$

Ο αριθμός Burger S εκφράζει το μέτρο επίδρασης της άνωσης στη παράκτια κυκλοφορία.

$$Ro = \frac{u_i}{fL}$$

Ο αριθμός Rossby Ro εκφράζει το μέτρο επίδρασης της μη-γραμμικής μεταφοράς ορμής στη παράκτια κυκλοφορία.

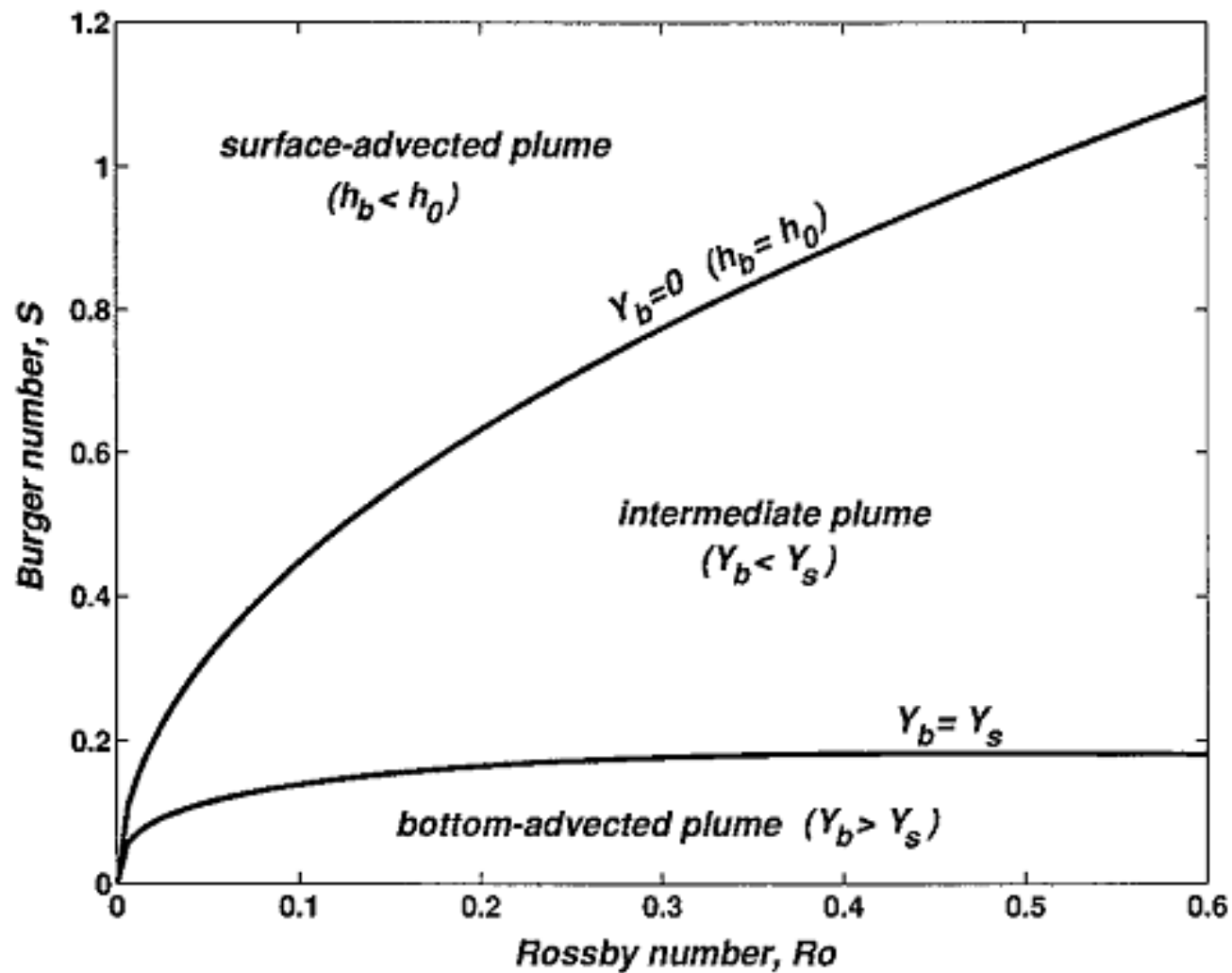


FIG. 3. Regions of various plume types based on the theory of section 2 with $h_0/sL = 0.278$.

Εσωτερικός αριθμός Froude

$$F_I = \frac{Ro}{S}$$

Αδρανειακή ακτίνα Rossby

$$L_I = \frac{u_i}{f}$$

Βαροκλιτική ακτίνα Rossby

$$L_B = \frac{\sqrt{g' h_o}}{f}$$

$$S = \frac{\sqrt{g' h_o}}{fL}$$

Μικρή τιμή S σημαίνει ότι η πλούμια ροή είναι πλήρως εξαρτώμενη από τη βαθυμετρία και δεν δημιουργούνται τοπικές περιδυνήσεις.

Μεσαίες τιμές S σημαίνουν την εμφάνιση μίας αντι-κυκλωνικής προσκολλημένης στο πυθμένα ροής.

Υψηλές τιμές S σημαίνουν μη-εξαρτώμενες από το πυθμένα αντι-κυκλωνικές ροές.

Αριθμός Kelvin ποτάμιου στομίου

$$K_M = \frac{L_M}{L_B}$$

Όπου L_M είναι το πλάτος του πλουμίου κοντά στο στόμιο του ποταμού

Μέγιστη πλούμια εξάπλωση

$$W_S = L_B \frac{2(3 + F_I^2)}{(2 + F_I^2)^{1/2}}$$

Αν $K \ll 1$ τότε το πλούμιο είναι μικρής κλίμακας, αν $K \gg 1$ τότε το πλούμιο είναι μεγάλης κλίμακας



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com



Continental Shelf Research 26 (2006) 217–235

CONTINENTAL SHELF
RESEARCH

www.elsevier.com/locate/csr

Hydrographic variability, nutrient distribution and water mass dynamics in Strymonikos Gulf (Northern Greece)

Georgios Sylaios*, Emmanuil Koutrakis, Argyris Kallianiotis

National Agricultural Research Foundation, Fisheries Research Institute, Nea Peramos 640 07, Kavala, Greece

Received 15 May 2004; received in revised form 8 November 2005; accepted 10 November 2005

Available online 4 January 2006

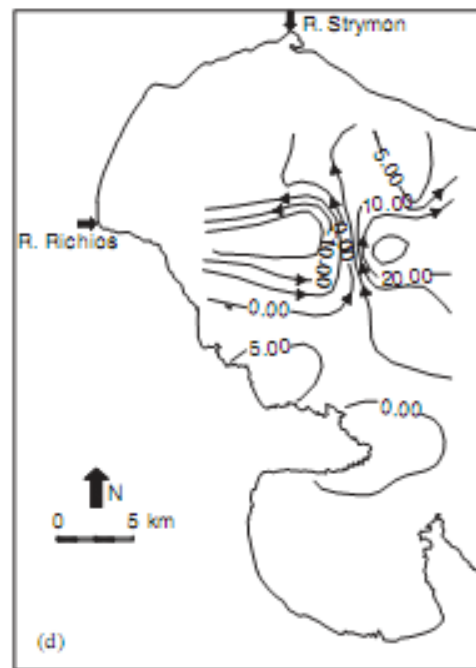
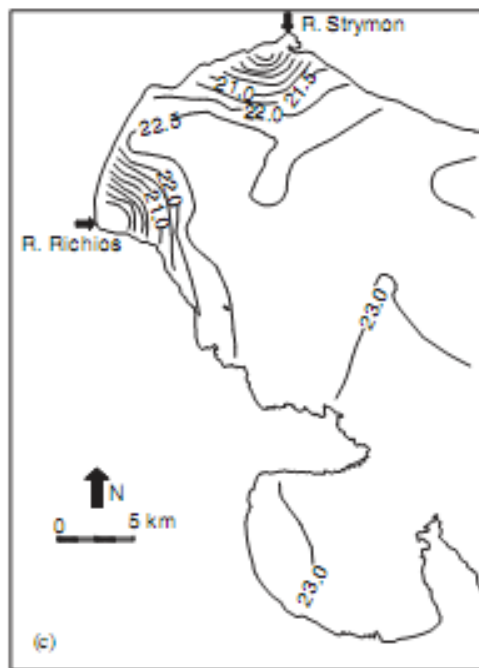
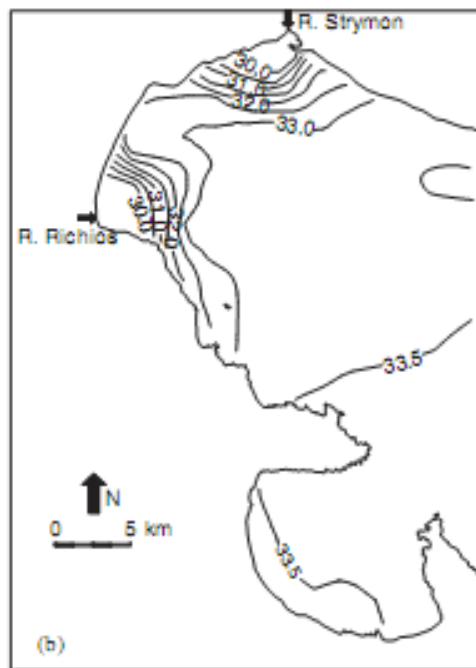
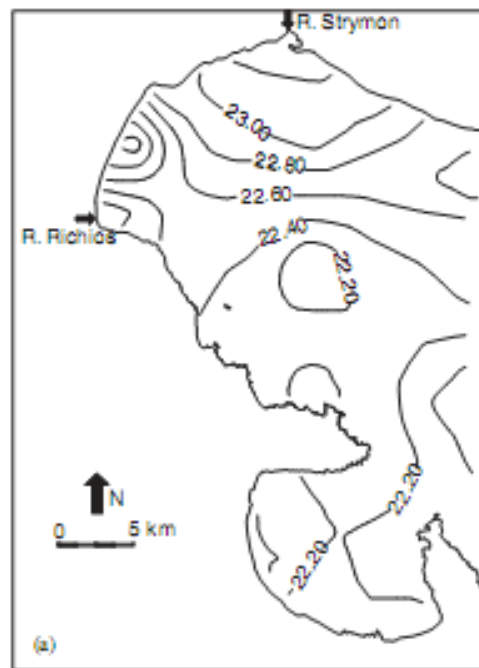
Abstract

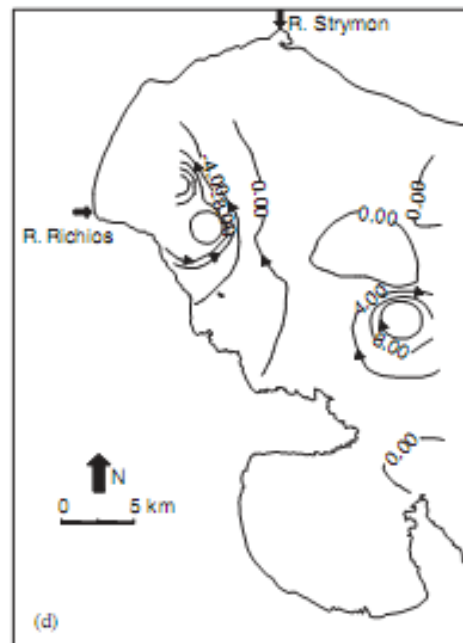
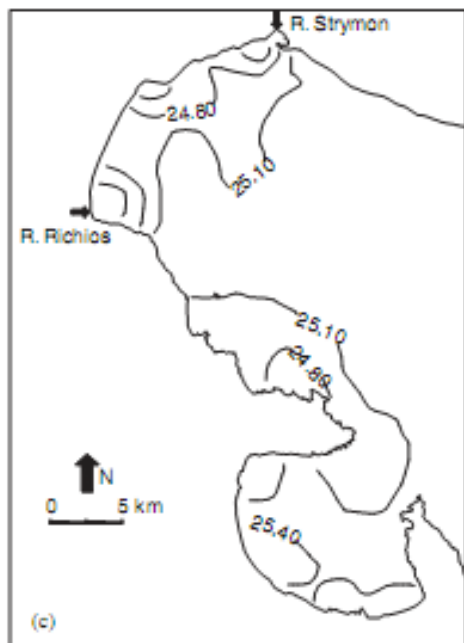
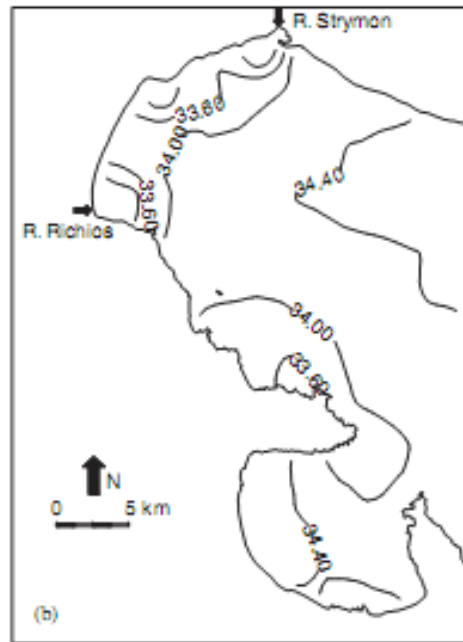
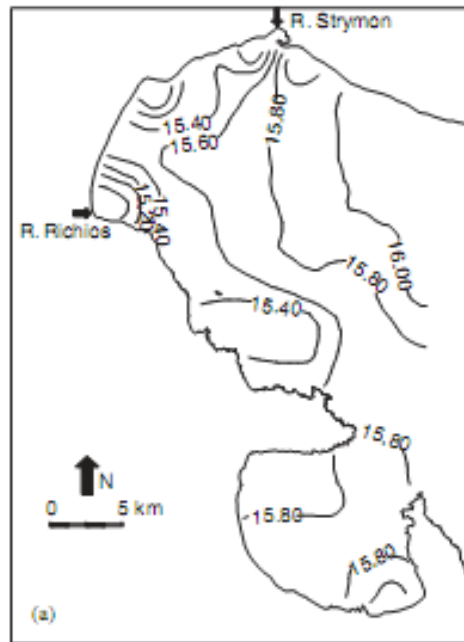
Four seasonal hydrographic sampling cruises, covering a grid of 36 stations, were organized in the area of Strymonikos and Ierissos Gulfs, in Northern Greece, during 1997–1998. The aim of the study was to provide insight into the spatial and seasonal variability of physical and chemical oceanographic parameters, to define the baroclinic circulation, and to describe the dynamics of Strymon River plume area and the related freshwater and nutrient transport processes. Results, in all cruises, indicated the relatively limited contribution of river inputs, the strong influence of Black Sea Water (BSW) in

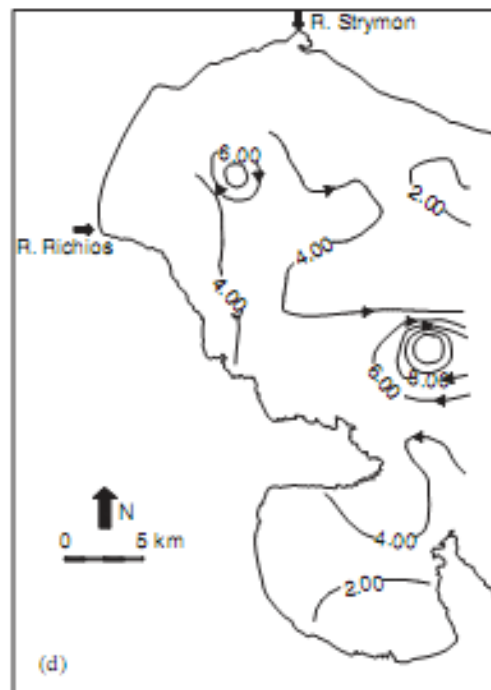
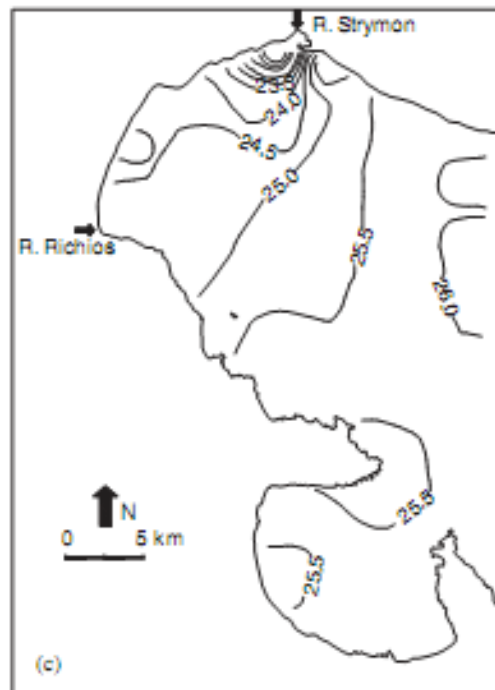
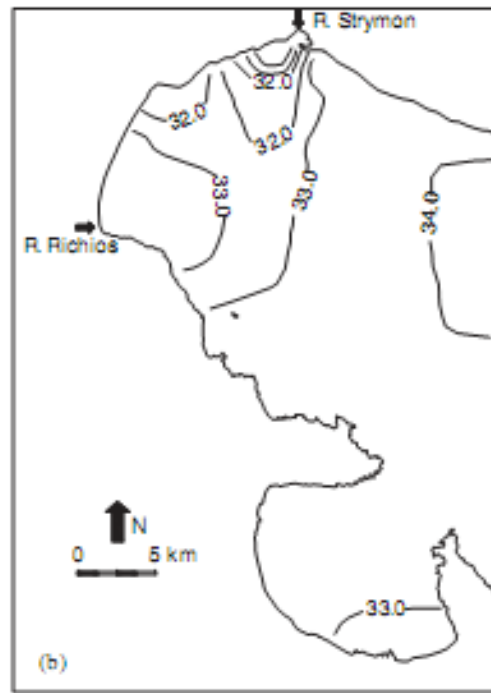
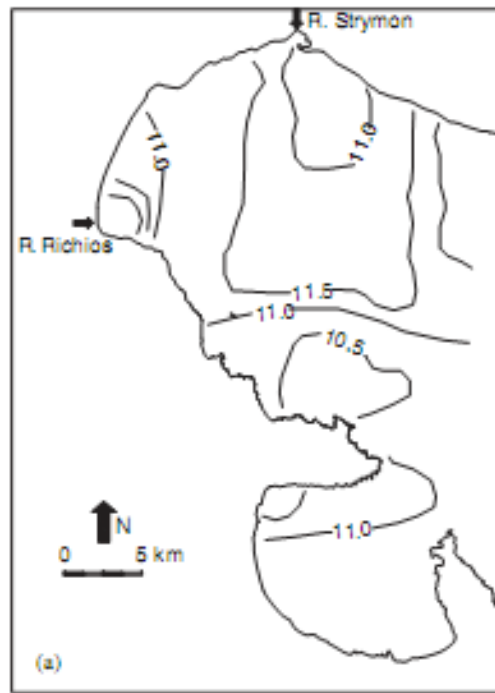
Table 1

Summary of key physical parameters of Strymonikos Gulf during the four sampling cruises

	June 1997	September 1997	November 1997	February 1998
Sea surface temperature (°C)	19.82	22.57	15.69	10.88
Sea surface salinity	33.58	32.71	34.10	33.00
Sea surface density (σ_t)	23.73	22.32	25.12	25.24
Mean Gulf's temperature (°C)	15.91	17.45	16.37	13.17
Mean Gulf's salinity	36.93	36.24	36.26	36.29
Mean Gulf's density (σ_t)	27.23	26.32	26.63	27.33
Strymon River discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	12.5	3	43	147
Reference salinity	34.5	33.0	34.5	34.5
Freshwater volume (10^6m^3)	26.2	12.6	33.6	65.8
Freshwater surface coverage (km^2)	218	128	170	300
Freshwater residence time (d)	24.3	48.6	9.0	5.2
Freshwater surface elevation (m)	0.12	0.09	0.19	0.21







Strymon River plume data

Fresh Water Density	kg/m ³	1020	1020	1020	1020
Sea Water Density	kg/m ³	1027	1026	1027	1027
Reduced Gravity (g')	m/sec ²	0.07	0.06	0.07	0.07
Fresh Water Layer Depth (Hf)	m	1.5	1	2	4
Water Column Depth at Mouth (D)	m	30	30	30	30
Coriolis Parameter (f)	sec(-1)	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
Rossby Radius of Deformation (Rd)	m	3087	2355	3533	4815
River Mouth Width (W)	m	90	90	90	90
Fresh Water Area (A)	m ²	135	90	180	360
Fresh Water Velocity at Mouth (U)	m/sec	0.1	0.03	0.2	0.4
Inertial Rossby Radius (Ri)	m	926	333	2389	4083
Plume Width	m	3500	5500	6500	7000
Plume Depth	m	1	2	0.5	4
Plume Cross-sectional Area	m ²	3500	11000	3250	28000
Plume Velocity	m/sec	0.004	0.0003	0.01	0.01
Plume Width (Simpson)	m	3167	2395	3657	5172
Baroclinic Rossby radius (Rdi)	m	3167	2395	3657	5172
Froude Number (Fi)		0.29	0.14	0.65	0.79
Plume Width (Yankovsky)	m	13533	10178	16088	23139
Mouth Kelvin Number (Km)		1.11	2.30	1.78	1.35

Table 3
 Seasonal variation of Strymon River plume parameters

	June 1997	September 1997	November 1997	February 1998
Strymon River discharge (m^3s^{-1})	12.5	3	43	147
Mouth freshwater layer depth (m)	1.5	1	2	4
Mouth freshwater velocity (m s^{-1})	0.1	0.03	0.2	0.4
Internal Froude number, F_1	0.29	0.15	0.65	0.8
Inertial Rossby radius, L_i (km)	0.9	0.4	2.4	4
Baroclinic Rossby radius, L_B (km)	3.1	2.5	3.7	5.1
Mouth Kelvin number, K_m	1.11	2.30	1.78	1.35
Maximum plume expansion, W_S (km)	13.5	10	16	23
Observed plume expansion (km)	12.3	9.7	11.5	18.8



Figure 1.1. Satellite image (light reflectance) of the Southern North Sea highlighting the presence of suspended particulate matter in the Dutch coastal zone (NASA OrbView).

Μαθηματική προσομοίωση πλουμίων

Το μαθηματικό ομοίωμα DELFT 3D

Εξίσωση Συνέχειας

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Εξισώσεις Κίνησης

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - fv + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} - F_x - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial vu}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} + fu + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - F_y - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) = 0$$

Υδροστατική εξίσωση

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$$

Όροι Τριβής

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(2\nu_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(2\nu_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right)$$

Προσδιορισμός Πίεσης

$$P(x, y, z, t)_z = P_{atm} + g\rho(\eta)\eta + \int_z^\eta b dz$$

$$b = -g(\rho - \rho(\eta))/\rho(\eta)$$

Άνωση

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

Προσδιορισμός κατακόρυφης ταχύτητας στην επιφάνεια

$$w = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y}$$

Προσδιορισμός κατακόρυφης ταχύτητας στον πυθμένα

$$\frac{\partial S_{sal}}{\partial t} + \frac{\partial u S_{sal}}{\partial x} + \frac{\partial v S_{sal}}{\partial y} + \frac{\partial w S_{sal}}{\partial z} - F_S - \frac{\partial}{\partial z} \left(D_V \frac{\partial S_{sal}}{\partial z} \right) = S_{ss}$$

Εξίσωση Διατήρησης Άλατος

$$F_S = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_H \frac{\partial S}{\partial y} \right)$$

$$F_T = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_H \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_H \frac{\partial T}{\partial y} \right)$$

Όροι Οριζόντιας Διάχυσης Άλατος

Εξίσωση Διατήρησης Θερμότητας

$$\frac{\partial T_{temp}}{\partial t} + \frac{\partial u T_{temp}}{\partial x} + \frac{\partial v T_{temp}}{\partial y} + \frac{\partial w T_{temp}}{\partial z} - F_T - \frac{\partial}{\partial z} \left(D_V \frac{\partial T_{temp}}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho} Q_H + S_{ss}$$

Εξίσωση Κατάστασης

$$\rho = \rho(S_{sal}, T_{temp})$$

Μετασχηματισμός κατακόρυφου άξονα

$$\sigma_z = \frac{z - \eta}{h + \eta}$$

Οριακές συνθήκες

$$V_V \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_s^x(x, y, t)}{\rho_o}$$

$$V_V \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_s^y(x, y, t)}{\rho_o}$$

$$\tau_s^x = \rho_o C_a u_{10m} \sqrt{u_{10m}^2 + v_{10m}^2} \quad \text{and} \quad \tau_s^y = \rho_o C_a v_{10m} \sqrt{u_{10m}^2 + v_{10m}^2}$$

Αναδιανομή ορμής λόγω επίδρασης ανέμου στην επιφάνεια

$$V_V \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_b^x(x, y, t)}{\rho_o}$$

$$V_V \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_b^y(x, y, t)}{\rho_o}$$

$$\tau_b^x = \rho_o C_D u_b \sqrt{u_b^2 + v_b^2}$$

$$\tau_b^y = \rho_o C_D v_b \sqrt{u_b^2 + v_b^2}$$

Αναδιανομή ορμής λόγω επίδρασης τριβής πυθμένα

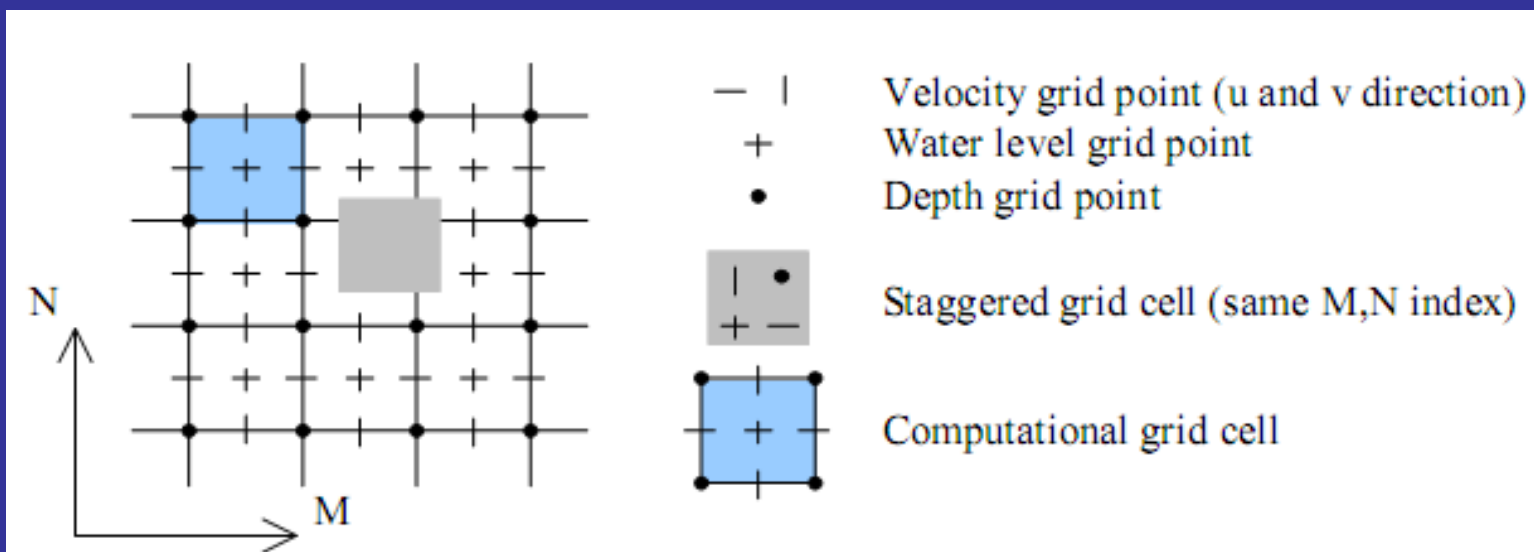


Figure 3.1. Schematized staggered grid

$$CFL_{wave} = \frac{\Delta t}{\Delta s} \sqrt{gh}$$

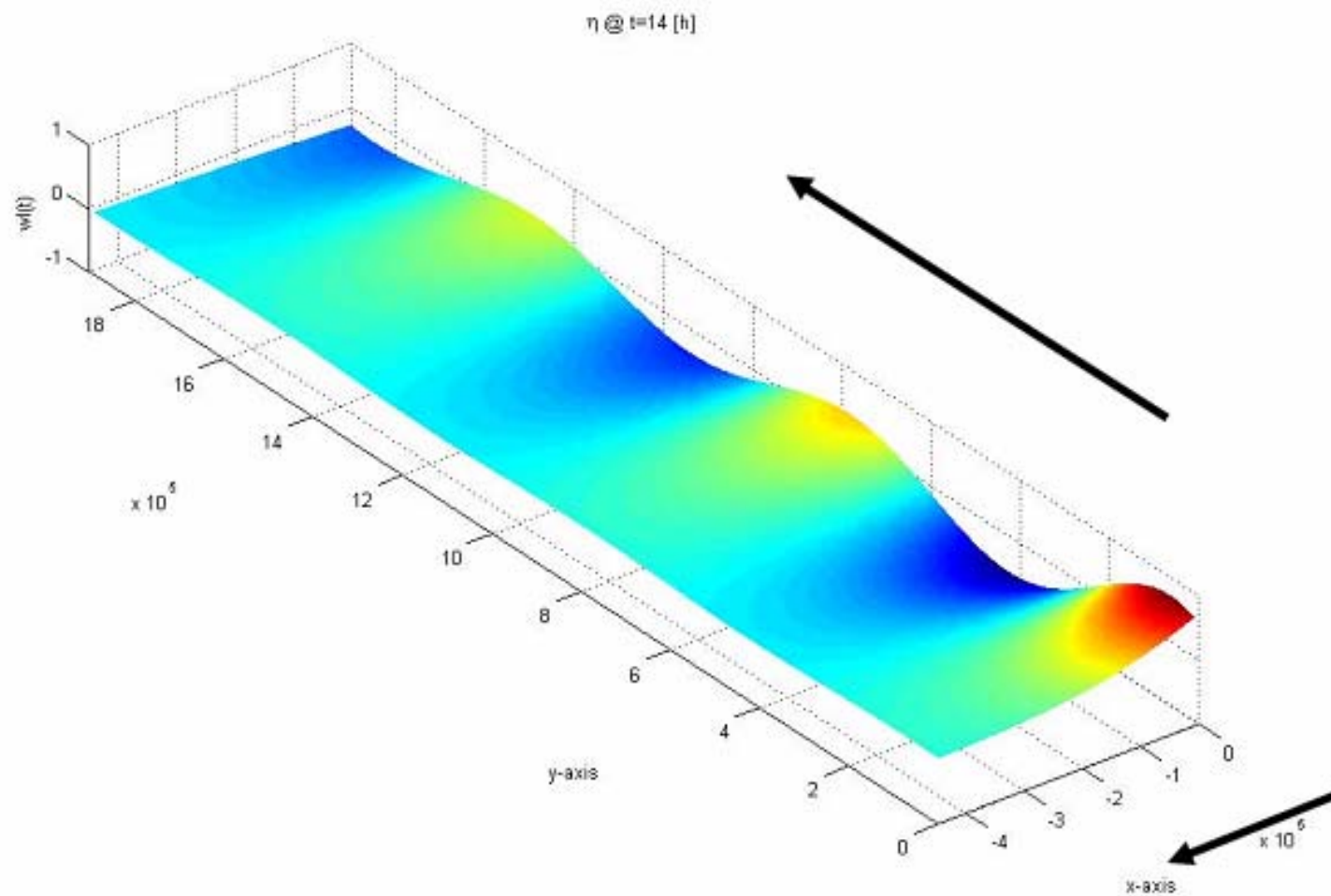


Figure 4.8. Tidal wave in shallow basin (450km cross-shore, 1900km alongshore)

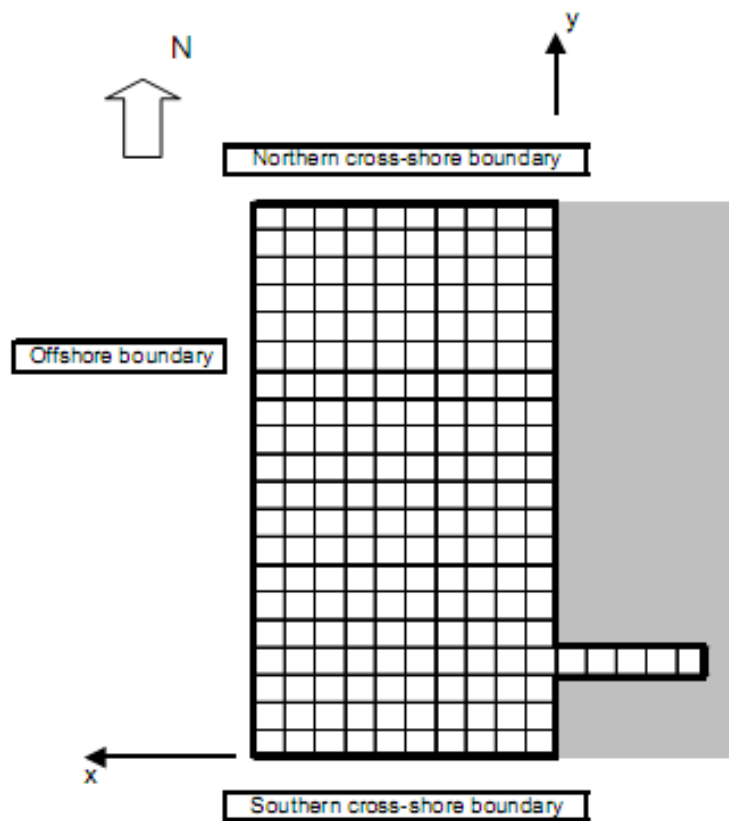


Figure 5.1. Plan view of the basin

Property	Value	Unit
Horizontal resolution	2000x2000	[m]
Vertical resolution	5	layers
Depth	25	[m]
Bottom roughnes height	0.033333	[m]
Time step	10	[min]
Vertical viscosity	0.0001	[m ² /s]
Vertical diffusivity	0.0001	[m ² /s]
Horizontal viscosity	10	[m ² /s]
Horizontal diffusivity	10	[m ² /s]
Advection scheme	cyclic	[-]

Table 5.1. Parameters used in this chapter

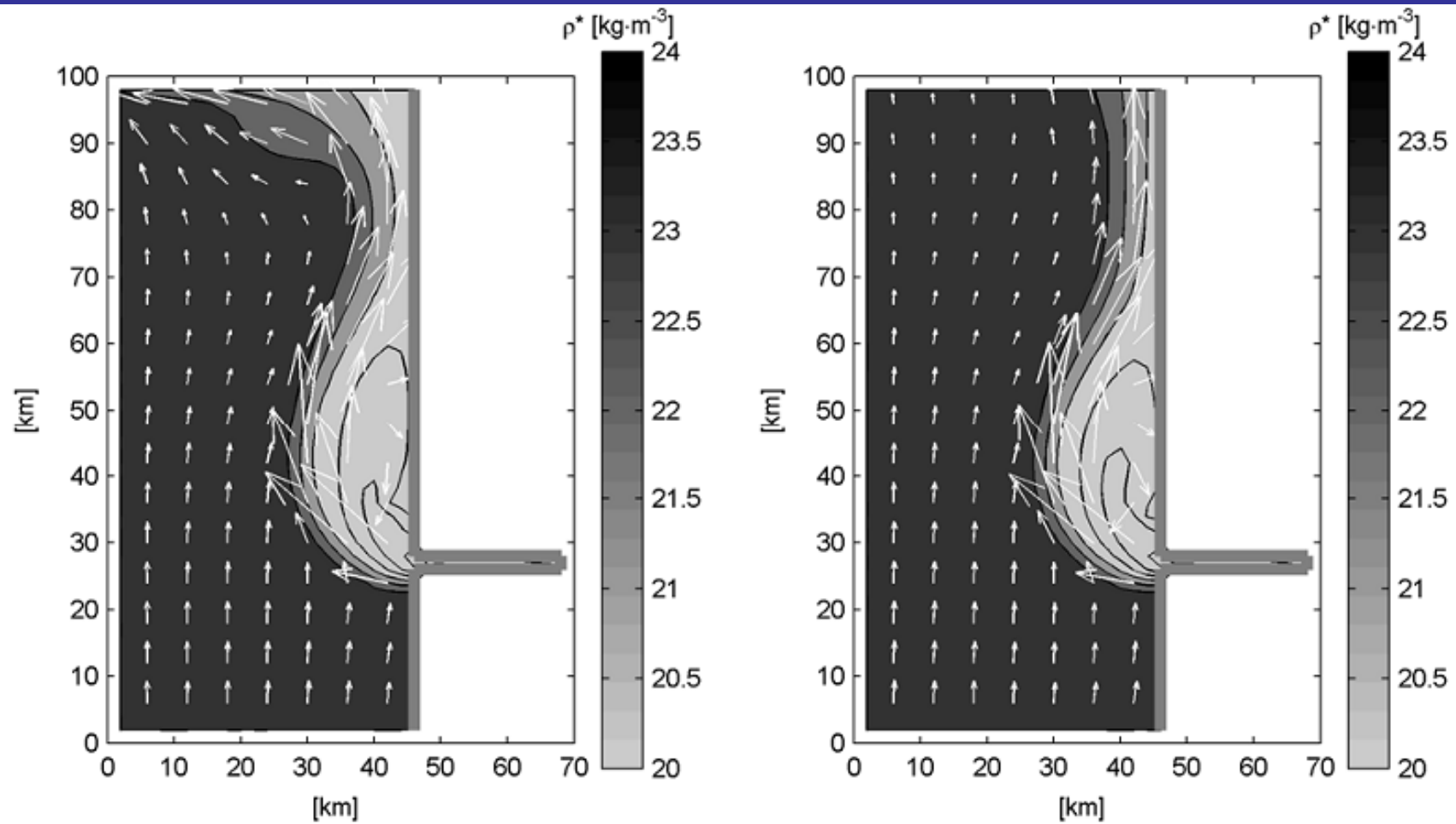


Figure 5.2a,b. Salinity and velocity in the surface layer in case of a Riemann (left) and a water level gradient (right) boundary in the north; isolines at every 0.5 PPT

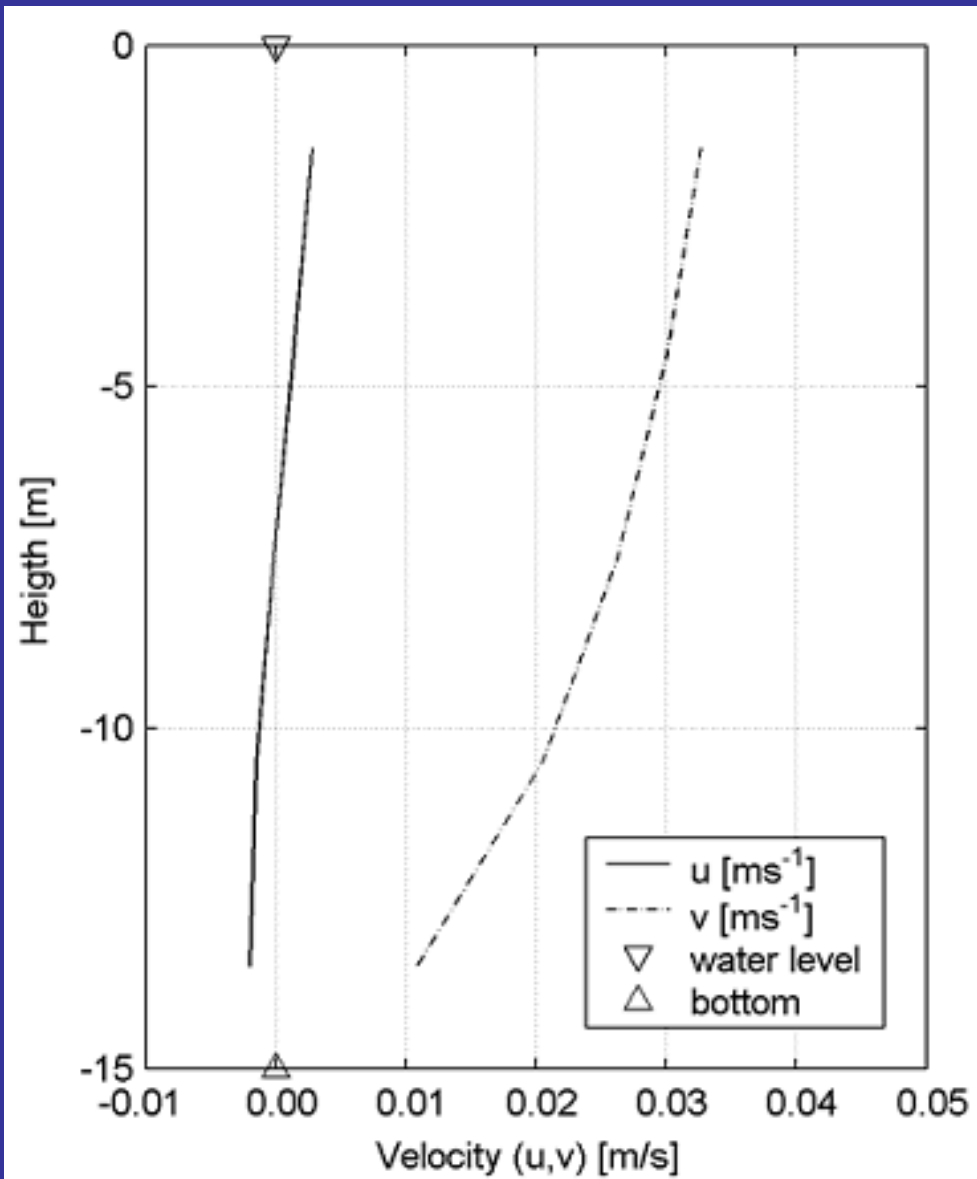


Figure 5.5. Cross-shore (u) and alongshore (v) velocity profile in an observation point along the coast

Influence of Coriolis

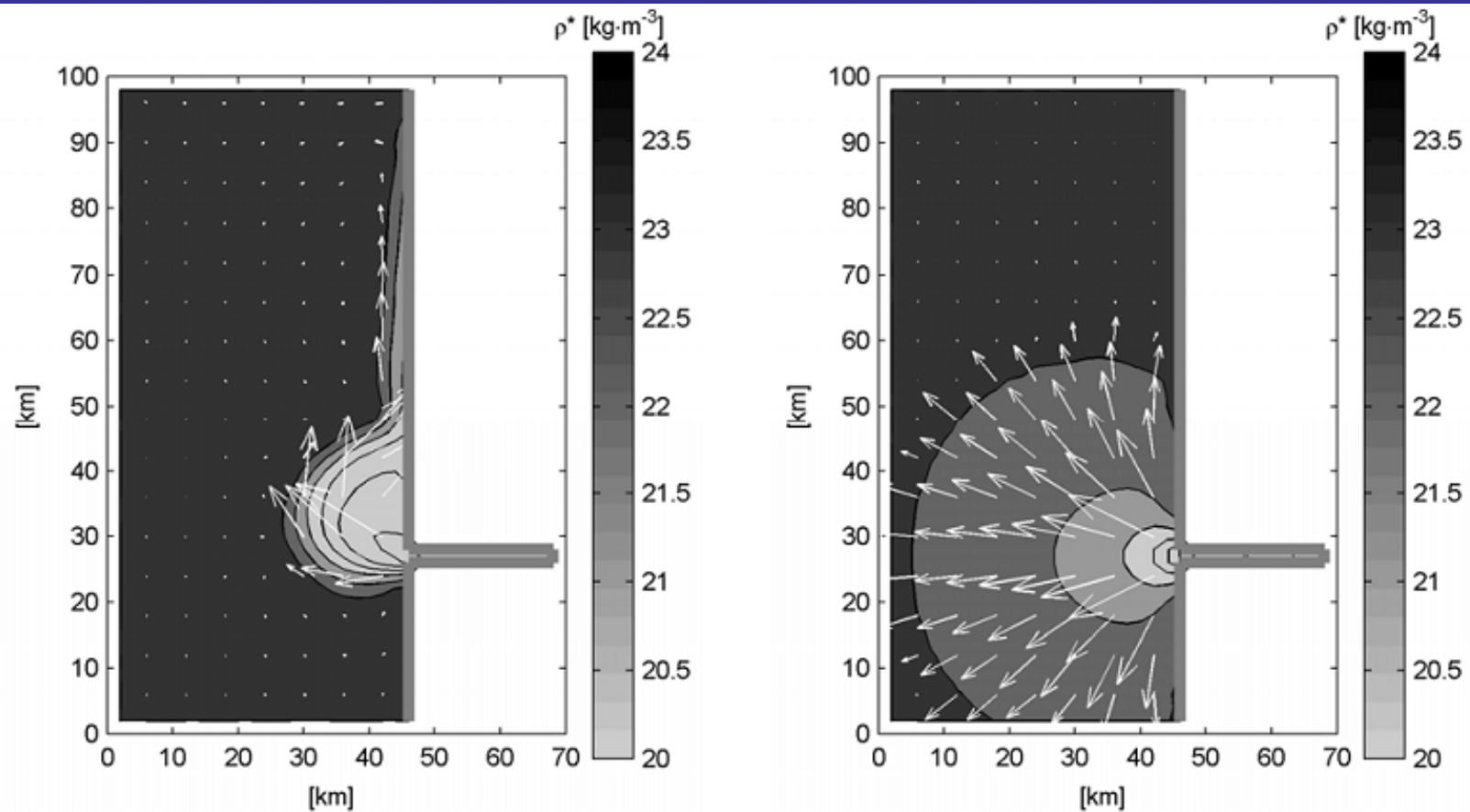


Figure 5.14a,b. Salinity and velocity in the surface layer in case of Coriolis (left) and no Coriolis (right); isolines at every 0.5 PPT.

Influence of tidal forcing and an ambient current

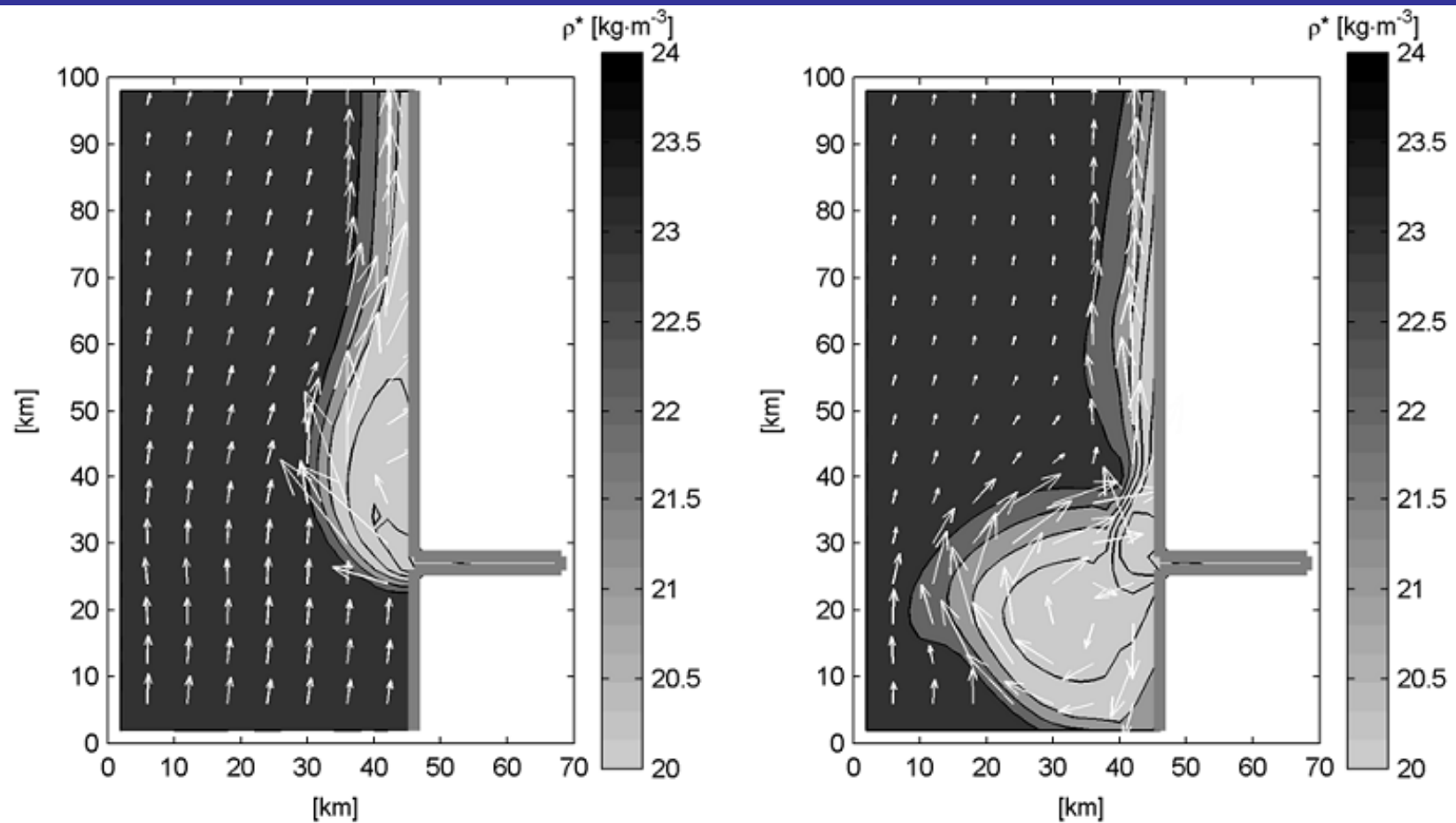


Figure 5.15a,b. Salinity and velocity in the surface layer in case of ambient current (left) and no ambient current (right); isolines at every 0.5 PPT.

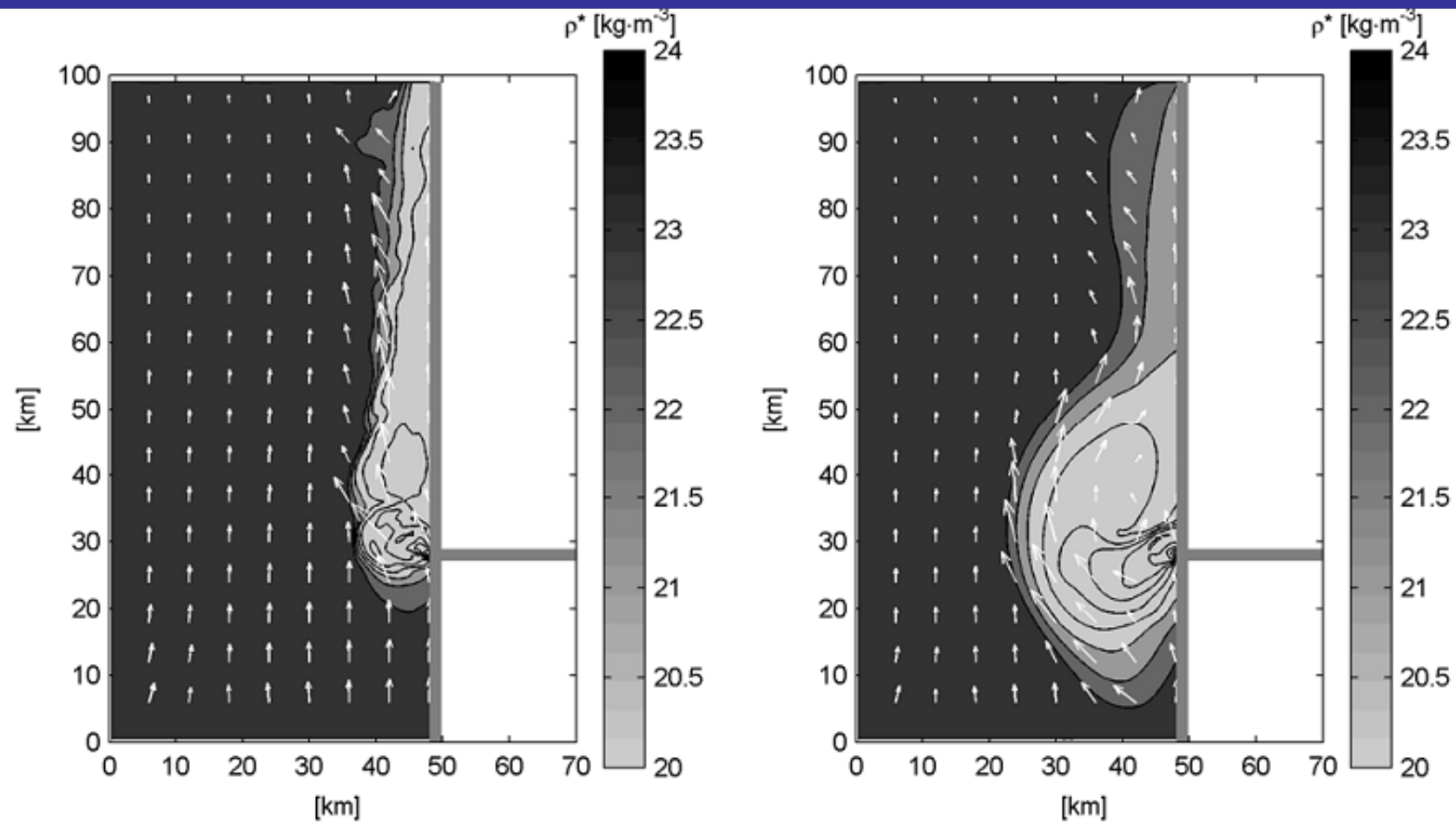
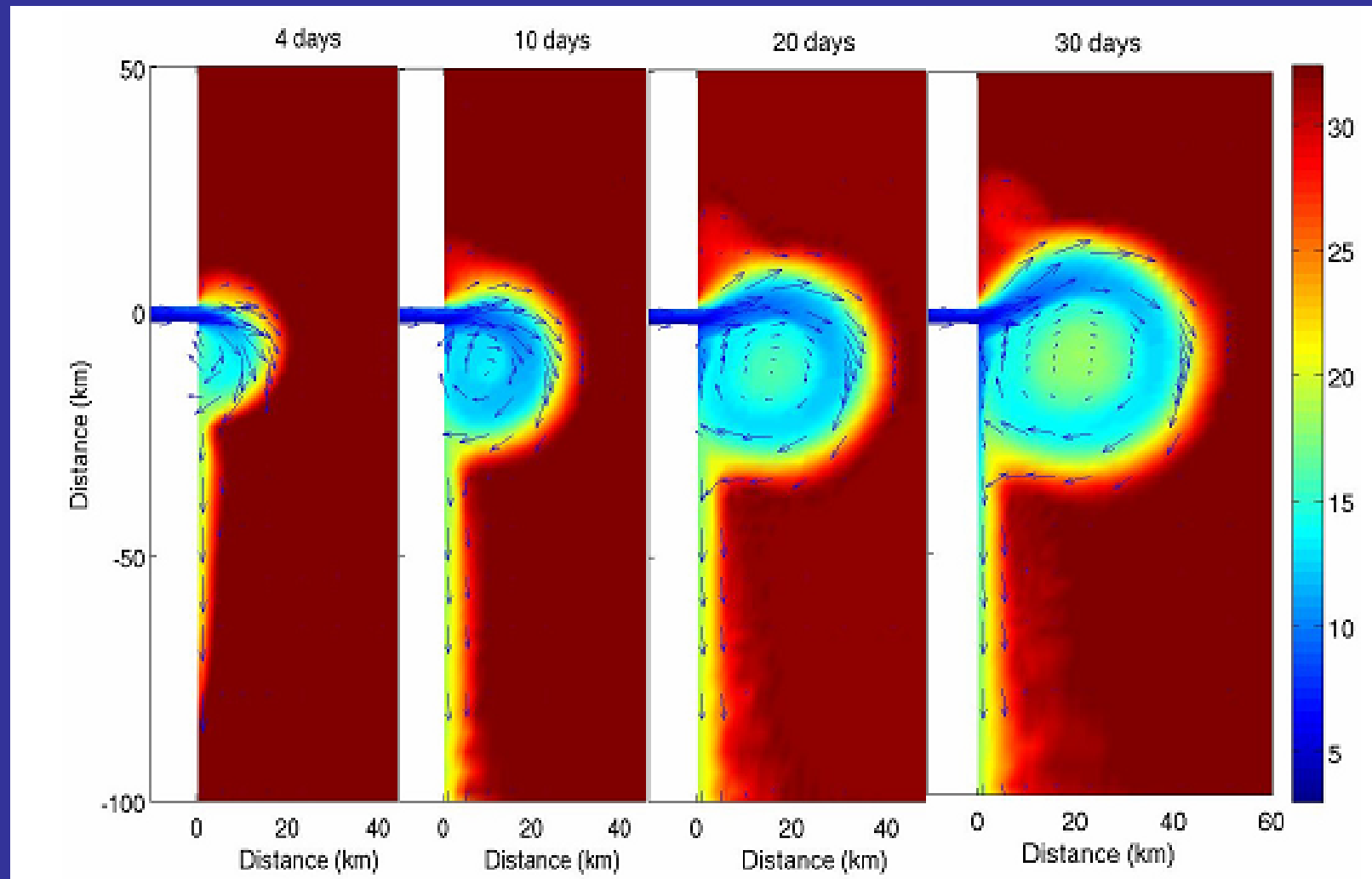
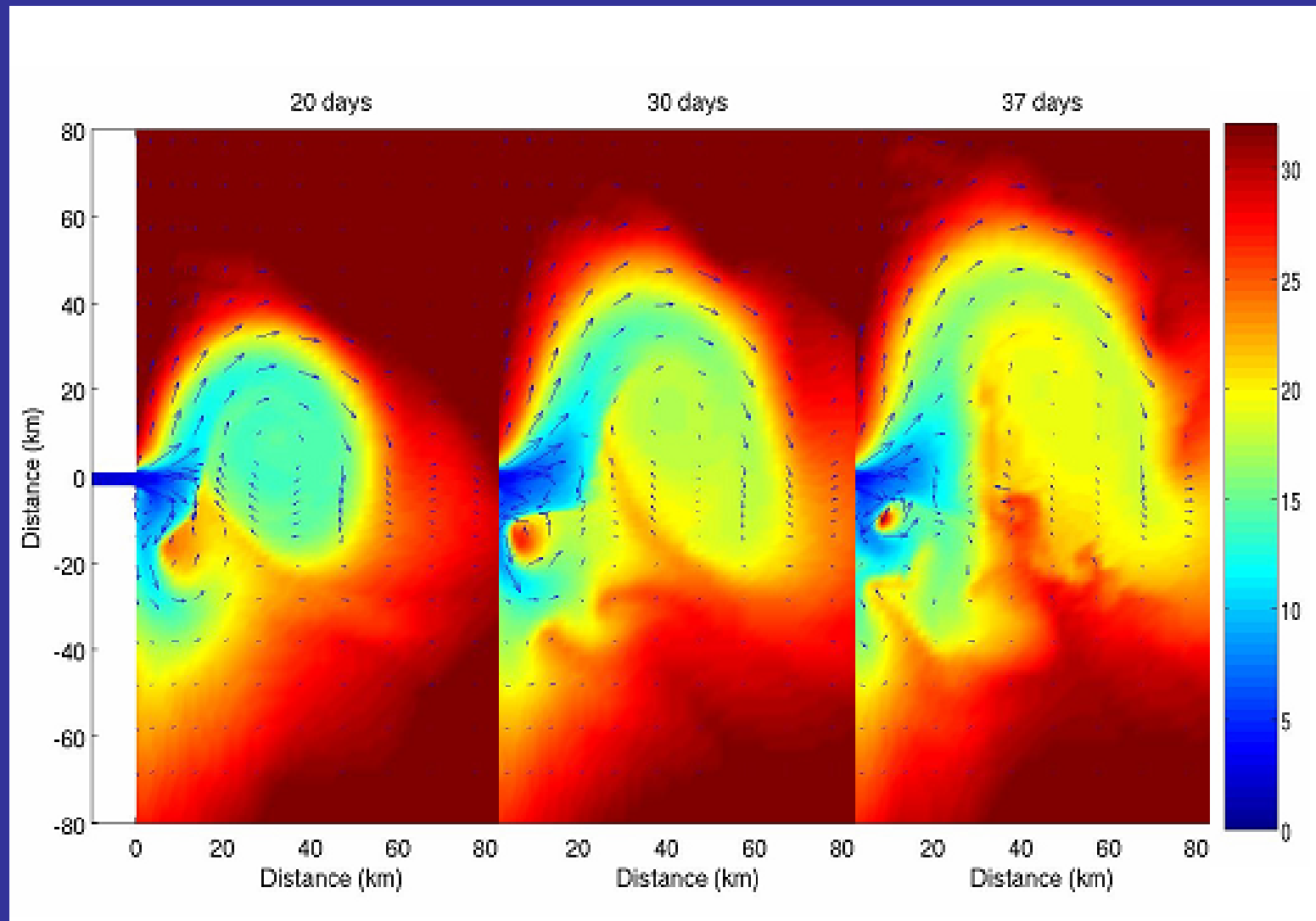


Figure 5.16a,b. Salinity and velocity in the surface layer in case of a plume influenced by tidal forcing and respectively an ambient current (left) and no ambient current (right) after 1t tidal cycles; isolines at every 0.5 PPT

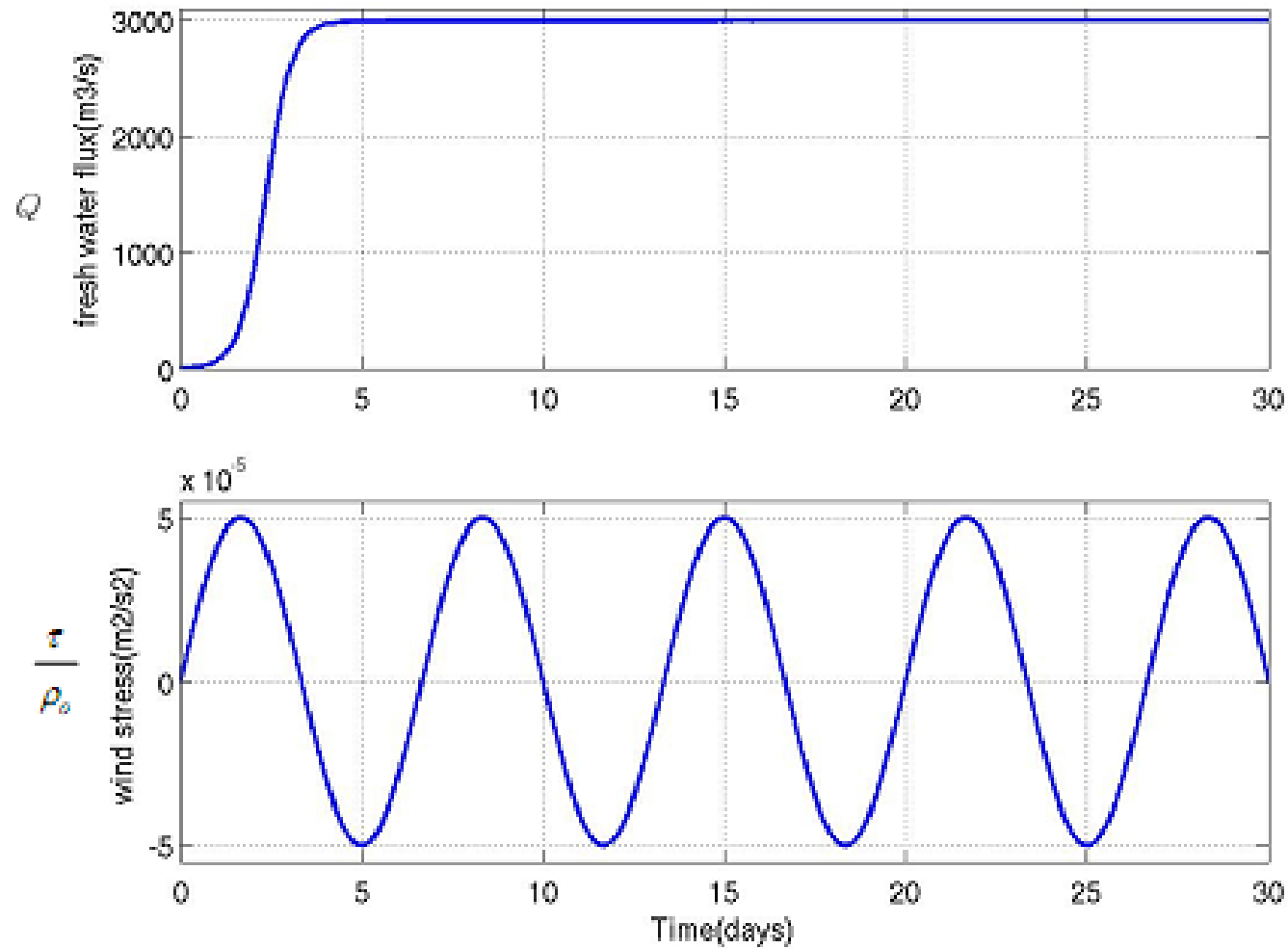
Εφαρμογή Ομοιώματος ROMS



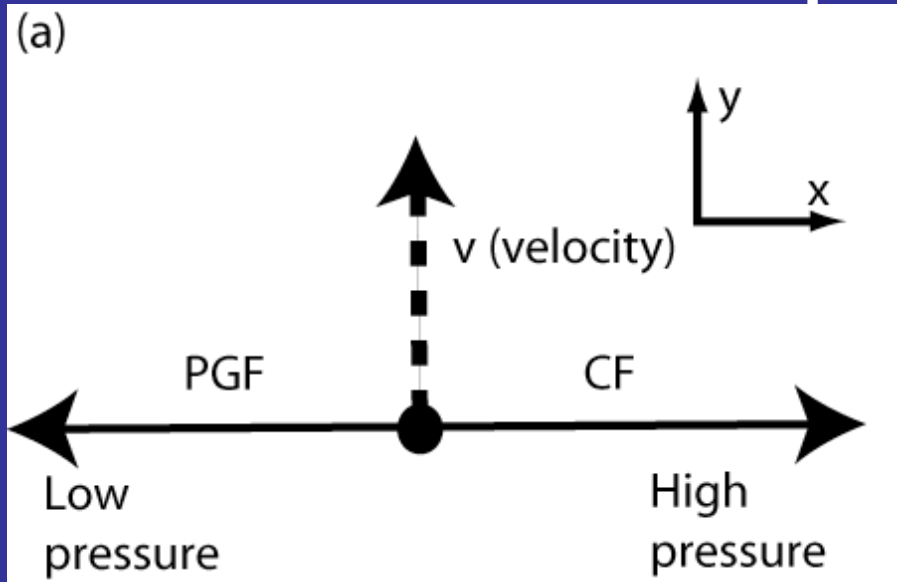
Upwelling στο κατάντι τμήμα πλουμίου



Οριακές συνθήκες



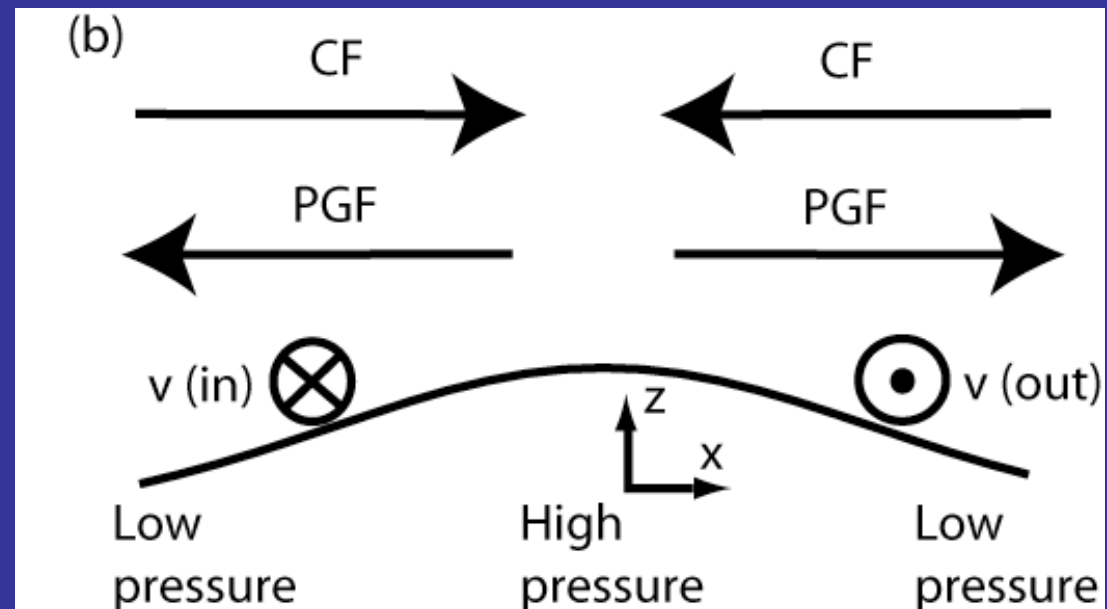
Γεωστροφική Ροή

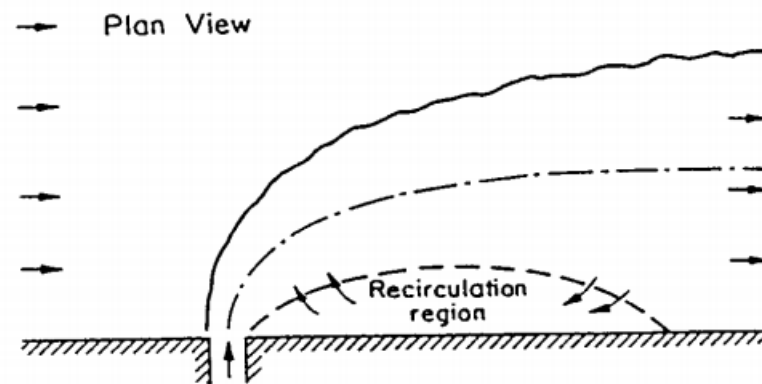
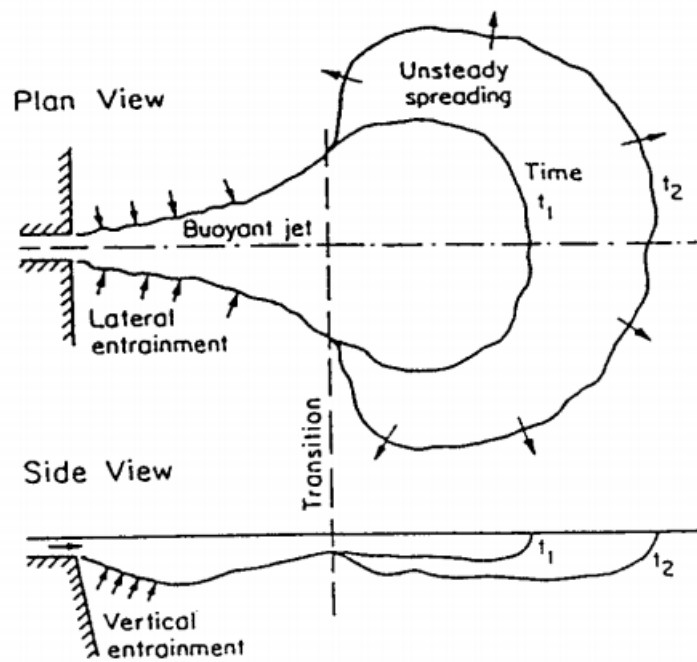


Κάτοψη ωκεανού
(Βόρειο Ημισφαίριο)

Τομές ωκεανού

Όπως μία μπάλα που κυλά από την υψηλή προς τη χαμηλή πίεση, εκτρέπεται όμως προς τα δεξιά της κίνησής της λόγω Coriolis





Τρισδιάστατα Μαθηματικά Ομοιώματα

http://stommel.tamu.edu/~baum/ocean_models.html

BOM – Bergen Ocean Model

A three-dimensional hydrodynamic multi-purpose model for coastal and shelf seas, which is coupled to biological, resuspension and contaminant models, and resolves mesoscale to seasonal scale processes.

<http://www.mi.uib.no/BOM/>

COHERENS <http://www.mumm.ac.be/~patrick/mast/>

A 3-D hydrodynamic multi-purpose model for coastal and shelf seas. The main features are:

- a physical component with modules for currents, salinity and temperature;
- a module for simulating biological cycling processes;
- a sediment module describing the deposition and erosion of suspended organic and inorganic material;
- Eulerian and Lagrangian modules to simulate the advective-diffusive transport of contaminants

POM – Princeton Ocean Model

The Princeton Ocean Model directory. POM is a sigma coordinate, free surface, primitive equation ocean model, which includes a turbulence sub-model. It was developed in the late 1970's by Blumberg and Mellor, with subsequent contributions from other people. The model has been used for modeling of estuaries, coastal regions and open oceans

<http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/>

ROMS (Regional Ocean Modeling System)

A free-surface, hydrostatic, primitive equation ocean model that uses stretched, terrain-following coordinates in the vertical and orthogonal curvilinear coordinates in the horizontal. The features include:

high-order advection schemes; accurate pressure gradient algorithms; several subgrid-scale parameterizations, e.g. horizontal mixing of momentum and tracers along vertical levels, geopotential (constant depth) surface, or isopycnic (constant density) surfaces; both local and nonlocal closure schemes for the vertical mixing parameterization, with the former based on level 2.5 turbulent kinetic energy equations and the latter on the K-profile, boundary layer formulation; atmospheric, oceanic and benthic boundary layers; biological modules; radiation boundary conditions; a split-explicit time-stepping scheme to separately advance the free-surface and vertically integrated momentum equations for the barotropic and baroclinic components of the flow; time-stepping constraints to exactly maintain both volume conservation and the constancy preservation properties needed for tracer equations; vertical discretization using stretched terrain-following coordinates; horizontal discretization using boundary fitted, orthogonal curvilinear coordinates on a staggered Arakawa C-grid;