

Παράκτια Υδραυλική & Τεχνολογία

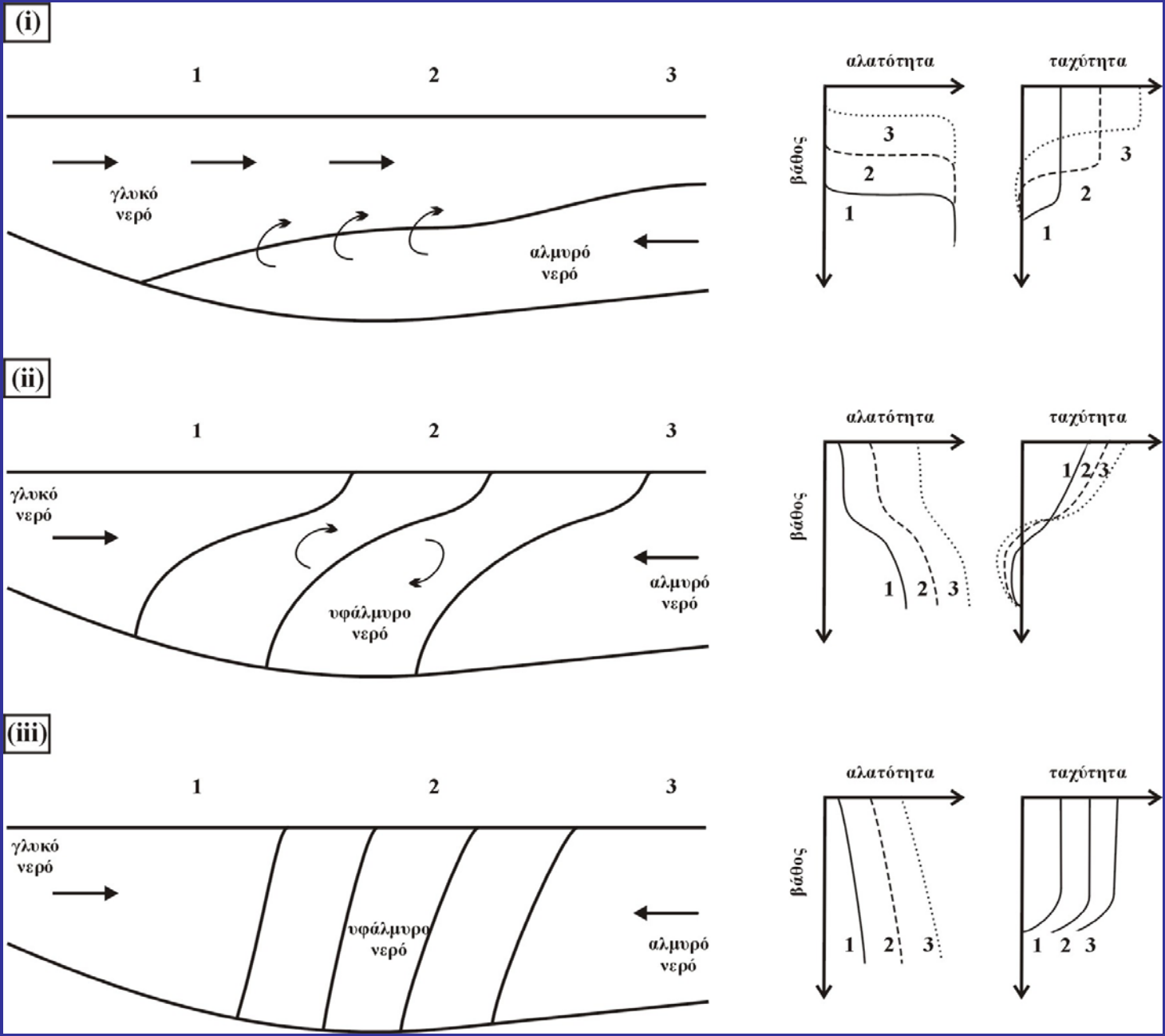
Διείσδυση Αλμυρής Σφήνας σε Ποταμοεκβολή

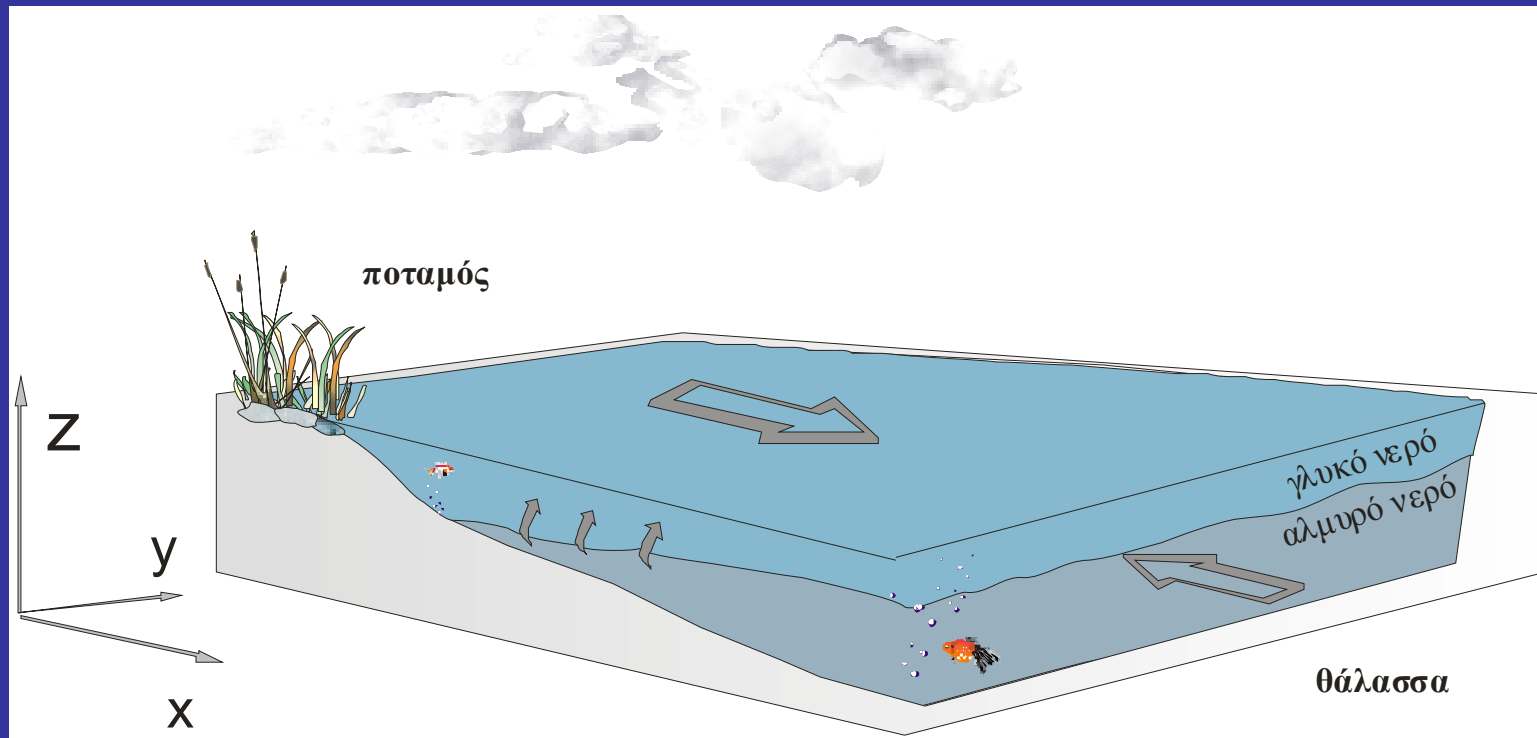
Δρ. Γιώργος Συλαίος
Ωκεανογράφος – Επ. Καθηγητής ΤΜΠ-ΔΠΘ

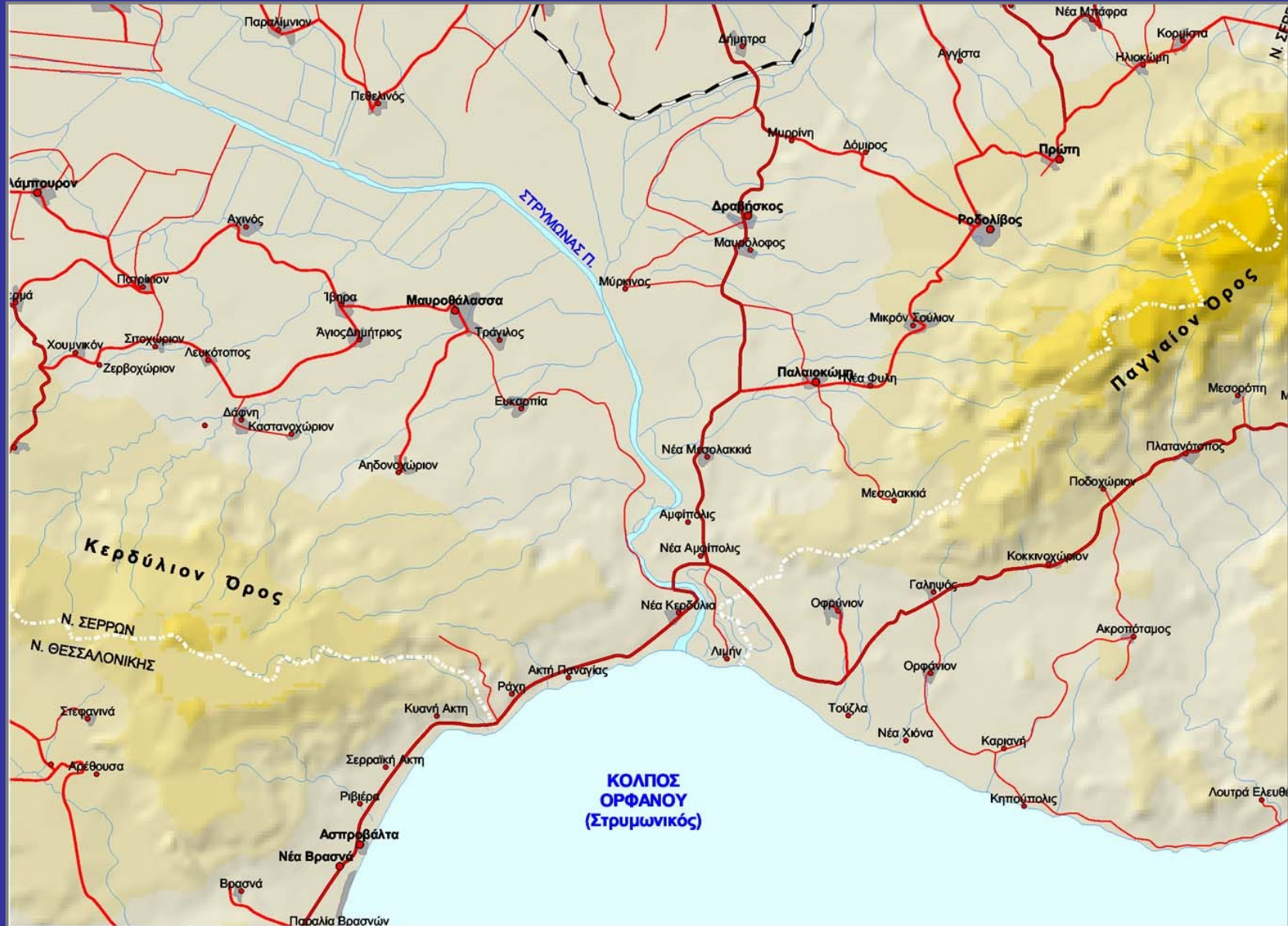
Τι είναι Ποταμοεκβολή

1. Ορισμός κατά Pritchard (1967): Ως εκβολή ορίζεται ένας ημί-έγκλειστος παράκτιος όγκος νερού, ο οποίος έχει ελεύθερη επικοινωνία με την ανοικτή θάλασσα και εντός του οποίου το θαλασσινό νερό υφίσταται σημαντική αραίωση με το γλυκό που προέρχεται από τις επιφανειακές απορροές.

2. Ορισμός κατά Fairbridge (1980): Ως εκβολή θεωρείται μια εσοχή της θάλασσας που εκτείνεται εντός της κοιλάδας ποταμού μέχρι το όριο στο οποίο η παλίρροια προκαλεί ανύψωση της επιφάνειας του νερού και που συνήθως χωρίζεται σε τρία τμήματα: α) το θαλάσσιο τμήμα ή κάτω τμήμα της εκβολής, όπου υπάρχει ελεύθερη επικοινωνία με την ανοικτή θάλασσα β) το ενδιάμεσο τμήμα της εκβολής, όπου η μείξη του γλυκού και του αλμυρού νερού είναι έντονη και γ) το ποτάμιο ή άνω τμήμα της εκβολής, όπου κυριαρχεί το γλυκό νερό, αλλά υπόκεινται σε έντονη παλιρροιακή δράση. Τα όρια μεταξύ των τμημάτων είναι μεταβαλλόμενα και εξαρτώμενα από τις συνεχείς αλλαγές της ποτάμιας παροχής και της παλιρροιακής επίδρασης.

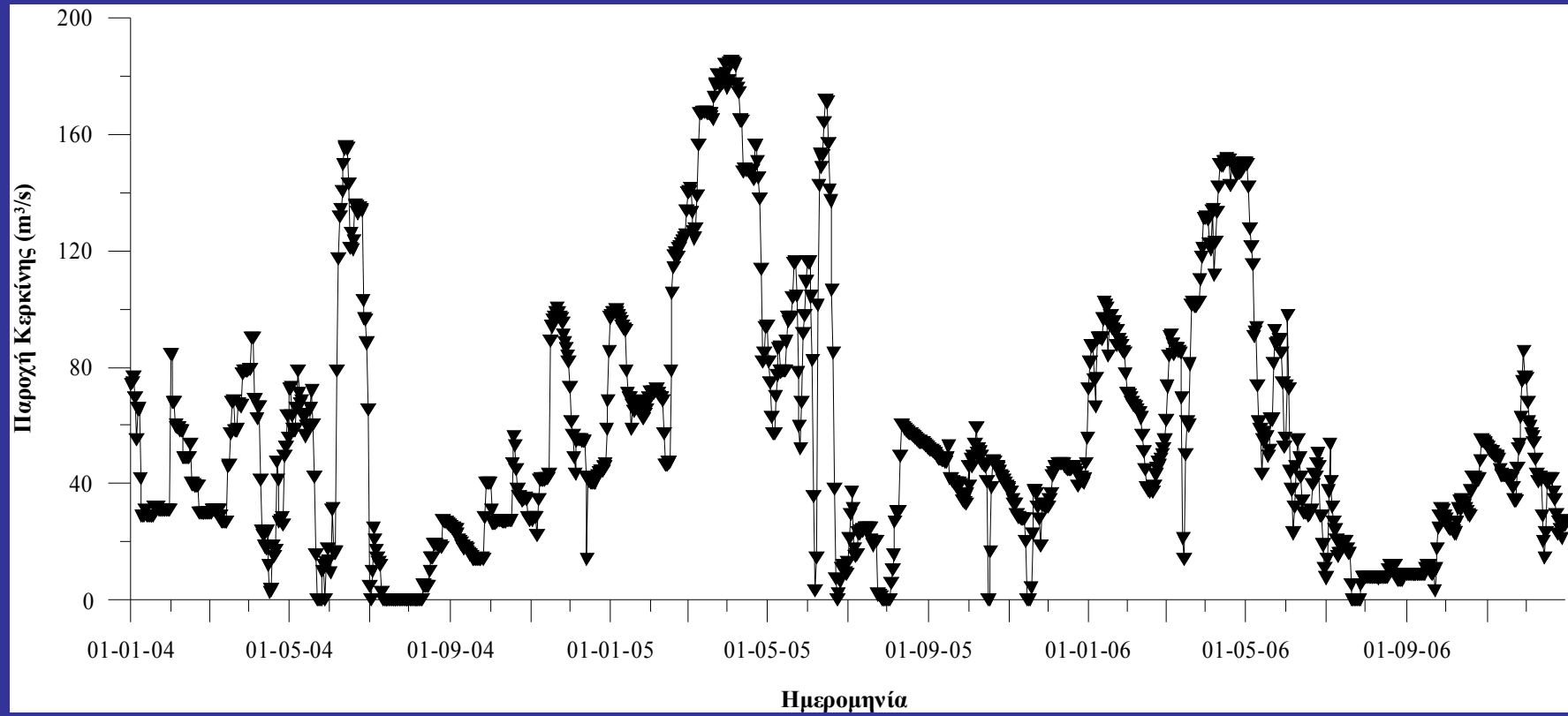






Πίνακας 2.1. Εκτιμήσεις υδρογραφικών χαρακτηριστικών του ποταμού Στρυμόνα από διάφορους ερευνητές.

Ερευνητής	Συνολικό μήκος (km)	Συνολική έκταση λεκάνης απορροής (km ²)	Έκταση λεκάνης απορροής εντός ελλαδικού χώρου (km ²)
Ψιλοβίκος (1994)	-	17.152	6.353
Κωτούλας (1995)	360	17.329	6.295
Χατζηγιαννάκης (1999)	315	18.329	7.294



Πίνακας 1. Μερική λίστα εξοπλισμού που θα χρησιμοποιηθεί στο πρόγραμμα.

Όργανα Μετρήσεων	Τύπος	Παράμετροι
Ροόμετρο I	Valeport, 105	Ταχύτητα, διεύθυνση
Ροόμετρο II	Valeport, 801	Ταχύτητα v_x
Ροόμετρο III	Nortek, Vector	Ταχύτητα v_x, v_y, v_z , πίεση, διεύθυνση, θερμοκρασία
Σταθμήμετρο	Valeport, VLR 740	Στάθμη ύδατος
CTD	Idronaut 301	Αγωγιμότητα, θερμοκρασία
Οξυγονόμετρο	WTW, Oxi 197	Διαλυμένο οξυγόνο
pH-μετρο	WTW, pH 197	pH
Πολυμετρικό όργανο μέτρησης ποιότητας νερού	YSI, 6820	Διαλυμένο οξυγόνο, pH, θερμοκρασία, πίεση, αγωγιμότητα, N-νιτρικών, νιτρωδών, αμμωνιακών, θολερότητα
Αγωγιμόμετρο	WTW, LF 197	Αγωγιμότητα
Μετεωρολογικός Σταθμός	ELE	Ύψος βροχής, ηλιακή ακτινοβολία, πίεση, θερμοκρασία και υγρασία αέρα, θερμοκρασία εδάφους, ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου

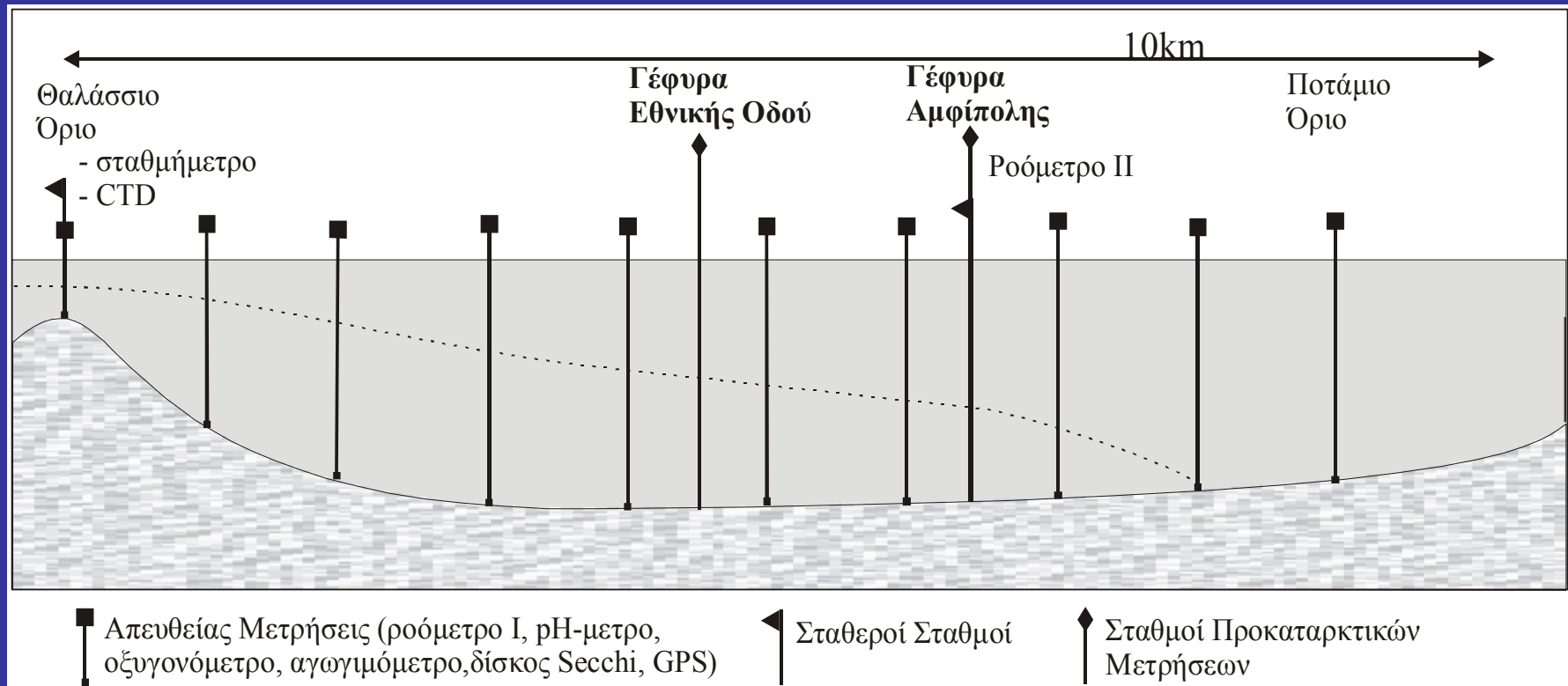


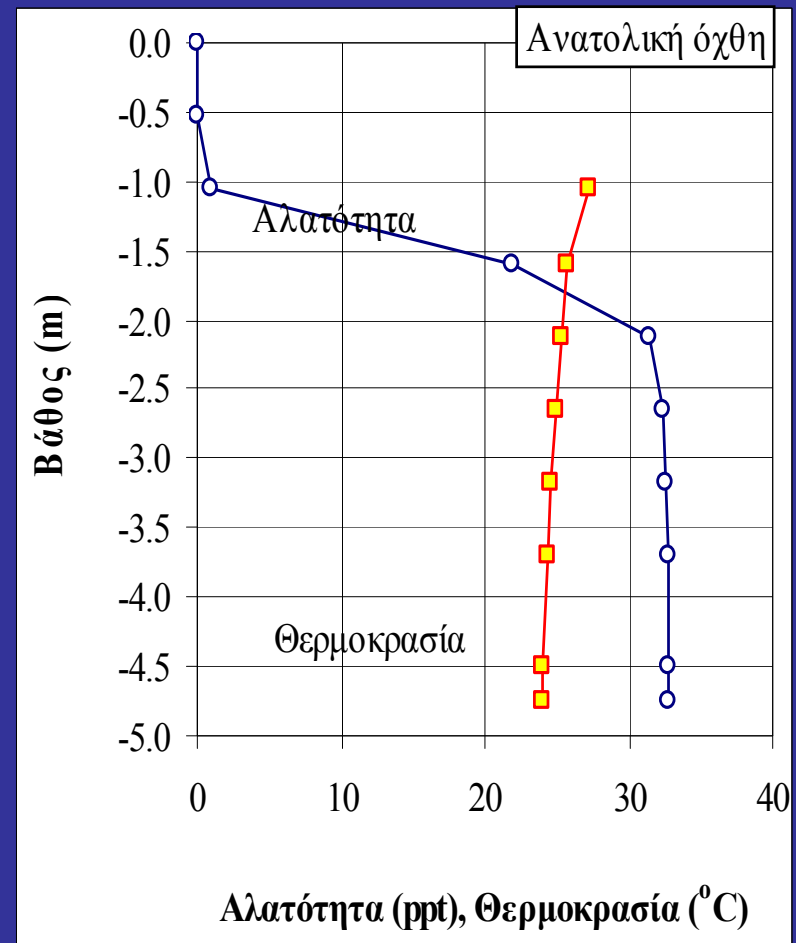
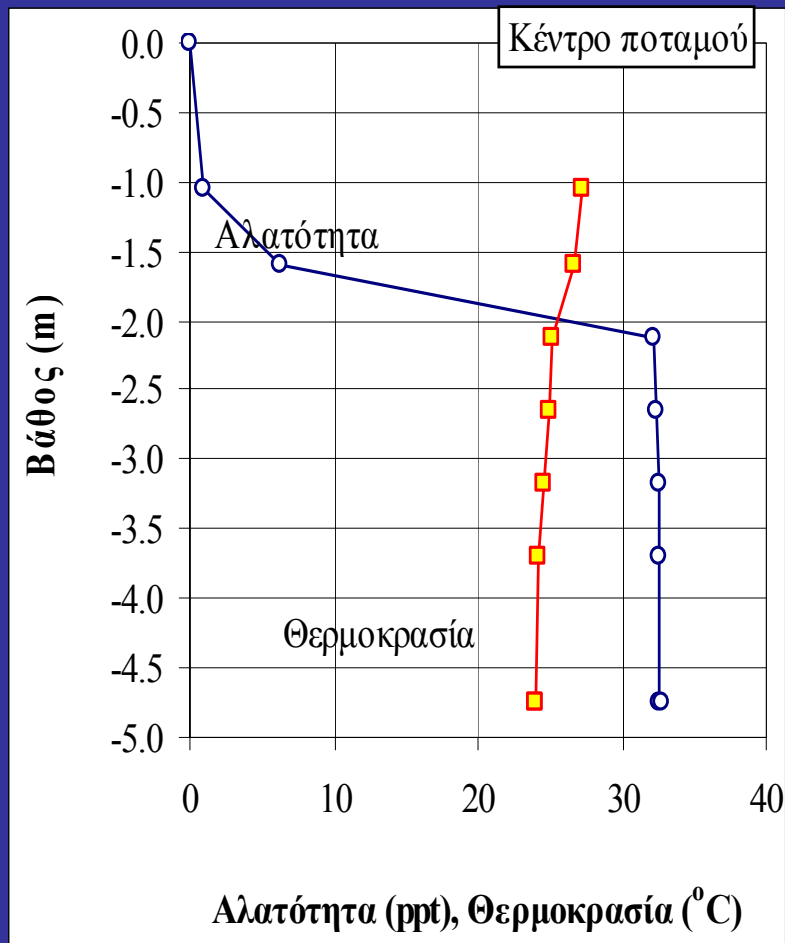


Table 1. Field monitoring program at Strymon River Estuary, in accordance to river discharge and tidal status.

Date	Sampling type	Survey Upstream River End (km)	River Discharge (m ³ /s)	Tidal Range (m)
19/06/2002	Temporal (anchored at station 9)	---	n.d	0.21
03/11/2002	Temporal (anchored at station 2)	---	96*	0.26
08/11/2002	Temporal (anchored at station 2)	---	71*	0.34
30/04/2003	Temporal (anchored at station 2) and 1 up-estuary transect	8.1	78*	n.d
21/06/2003	1 up-estuary transect	3.0	n.d	0.10
05/07/2003	4 up-estuary transects	3.8	54.3	n.d
17/07/2003	3 up-estuary transects	6.2	6.1	0.10
22/08/2003	3 up-estuary transects	4.4	29.6	0.07
31/08/2003	4 up-estuary transects	4.6	31.8	0.10
16/07/2004	3 up-estuary transects	6.1	18.9	0.10
25/07/2004	3 up-estuary transects	6.1	29.4	0.07
31/07/2004	3 up-estuary transects	5.1	22.7	0.13
18/08/2004	4 up-estuary transects	4.6	34.0	0.13
28/08/2004	4 up-estuary transects	4.1	48.9	0.14

n.d: no data available

* Data provided by Kerkin Lake Management Authority



Πλευρική κατανομή αλμυρής σφήνας

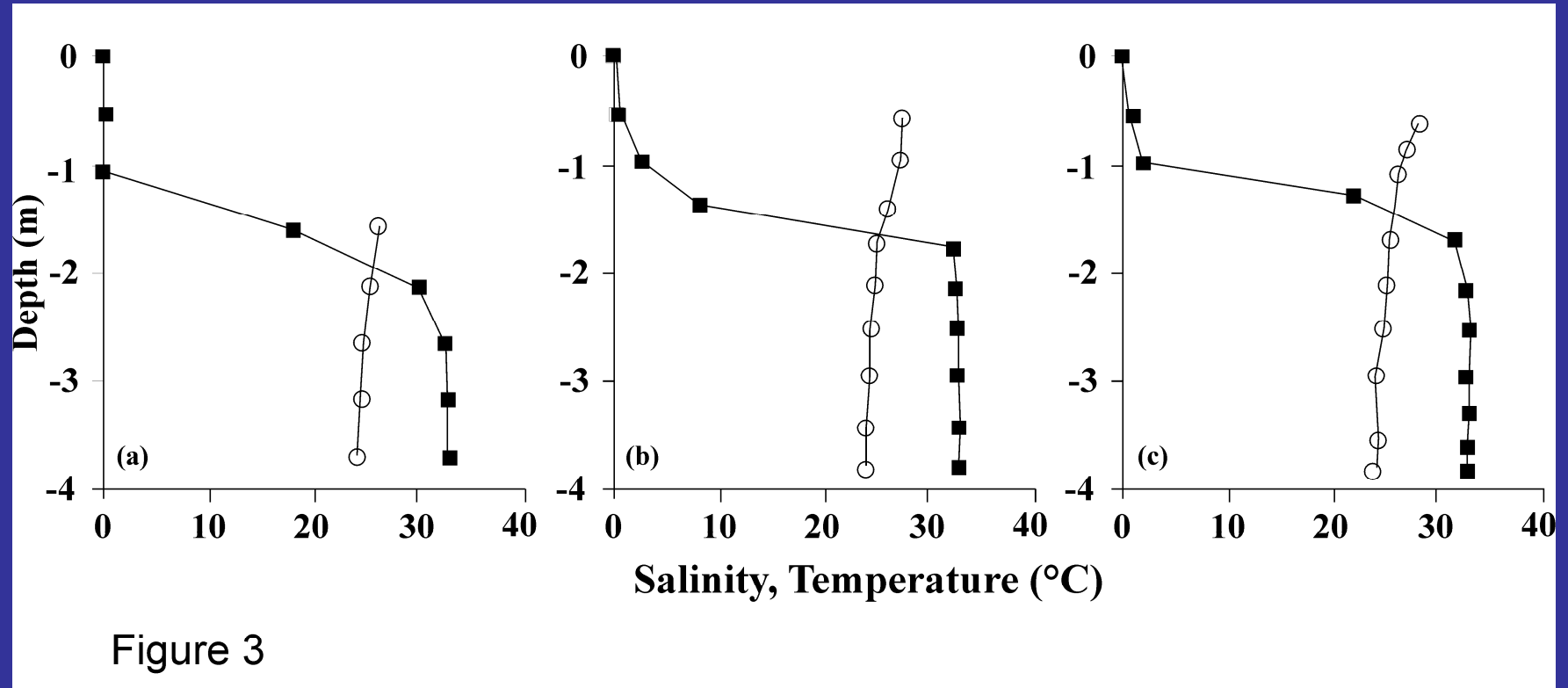
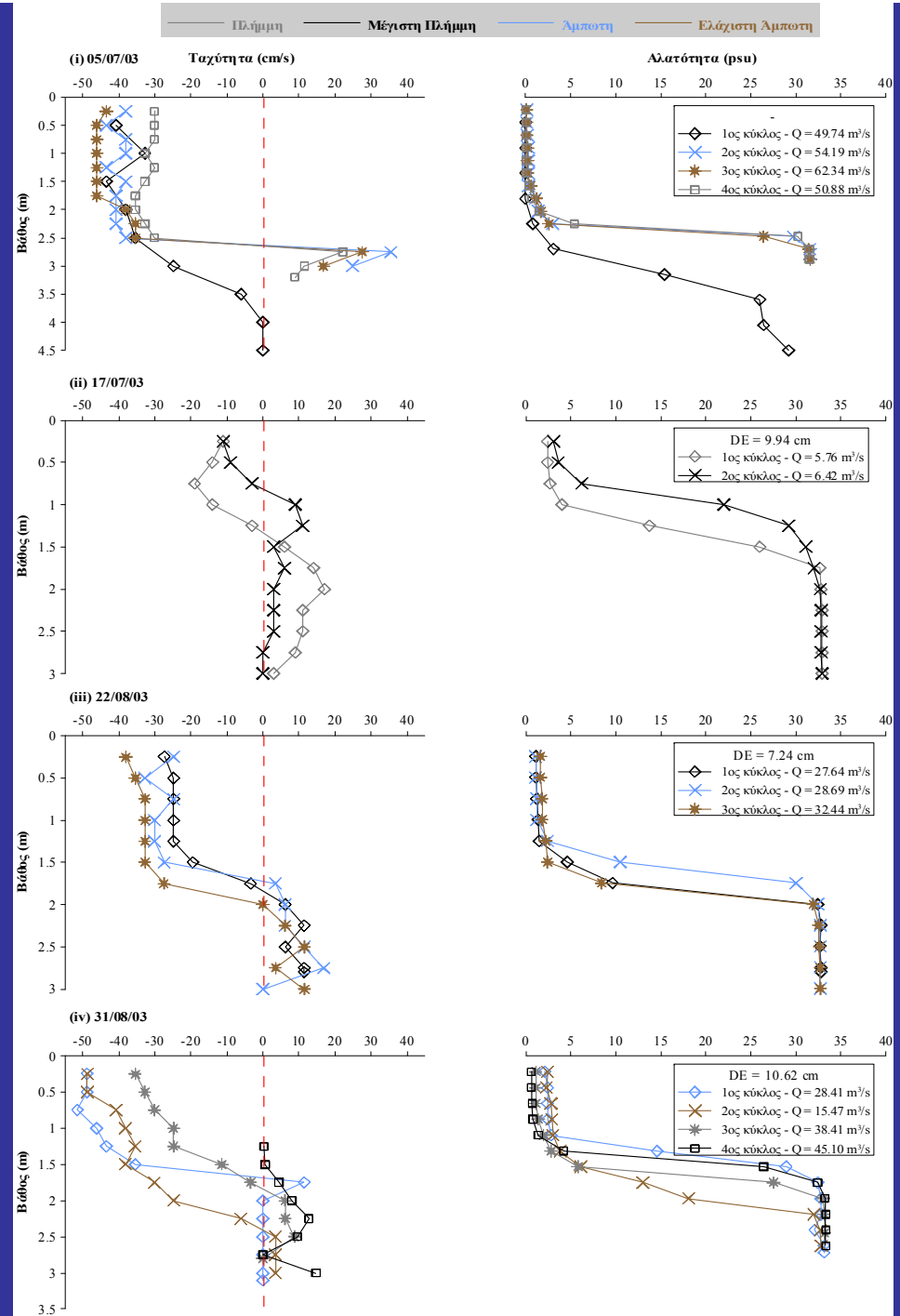
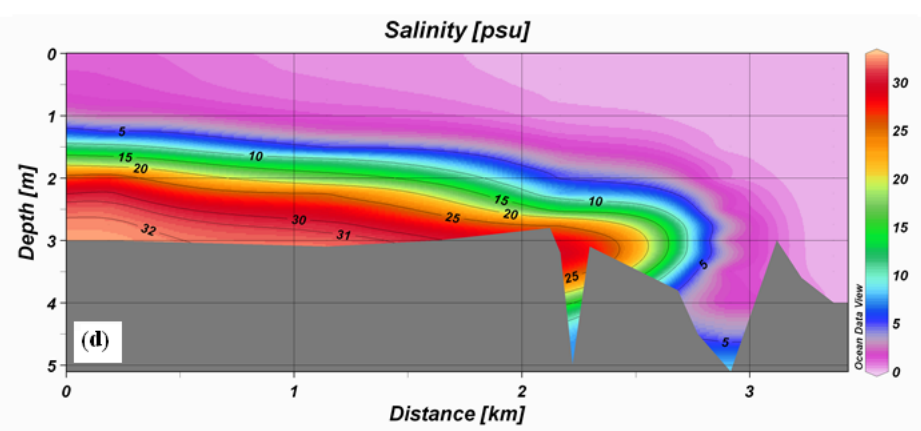
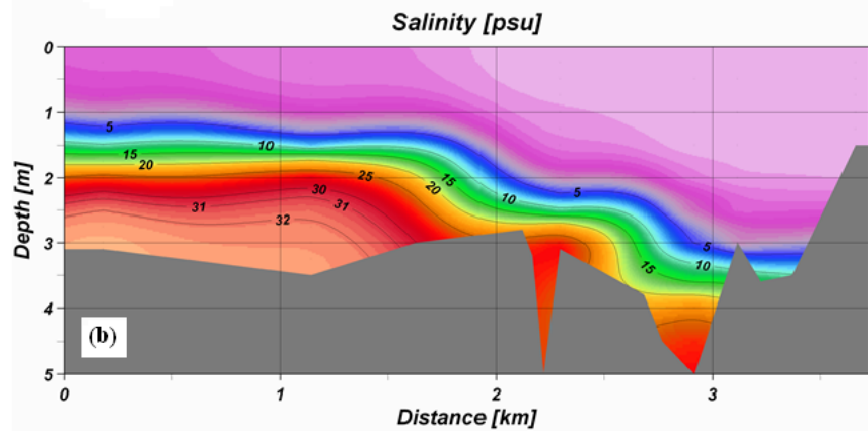
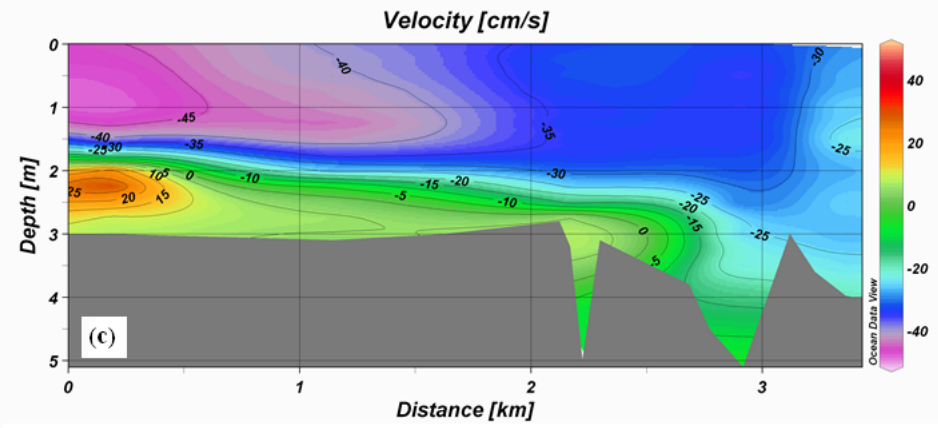
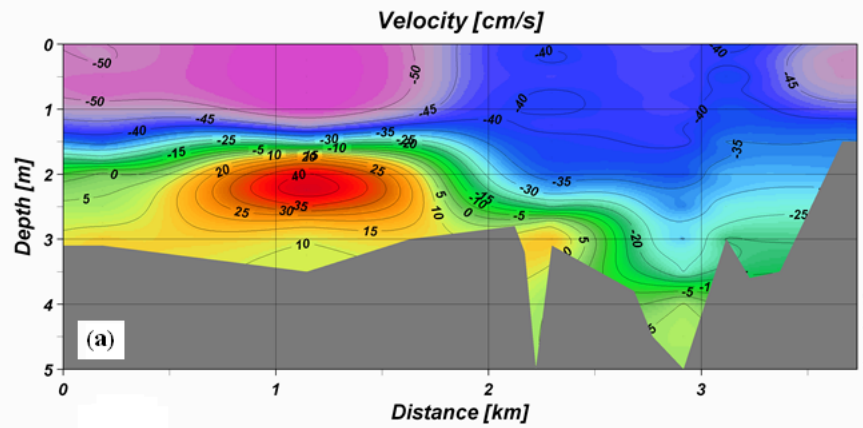


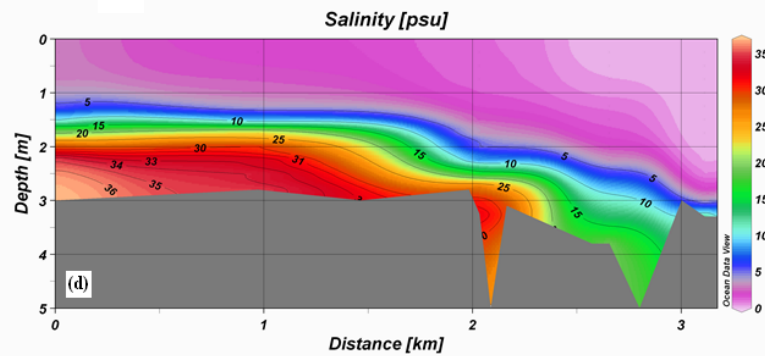
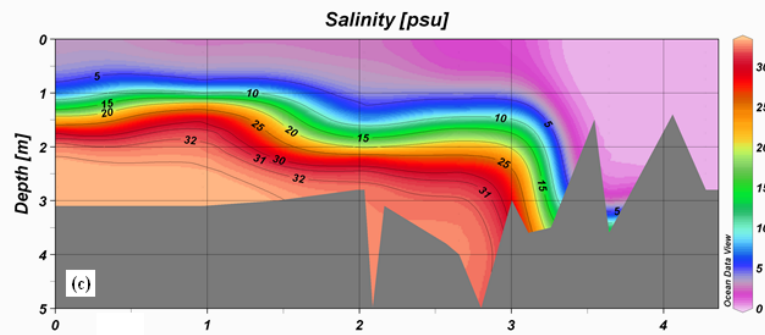
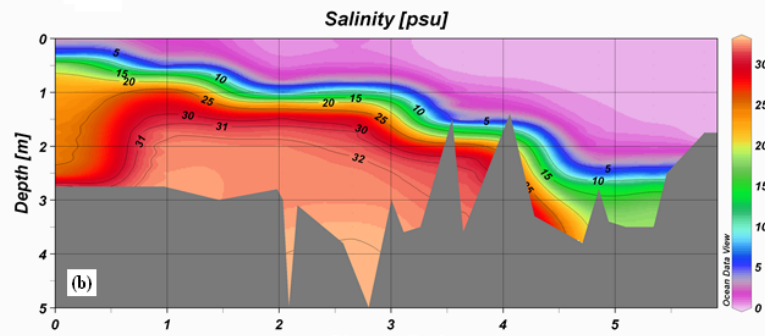
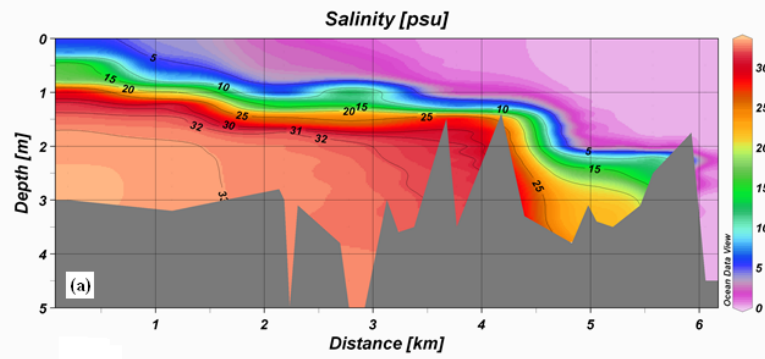
Figure 3

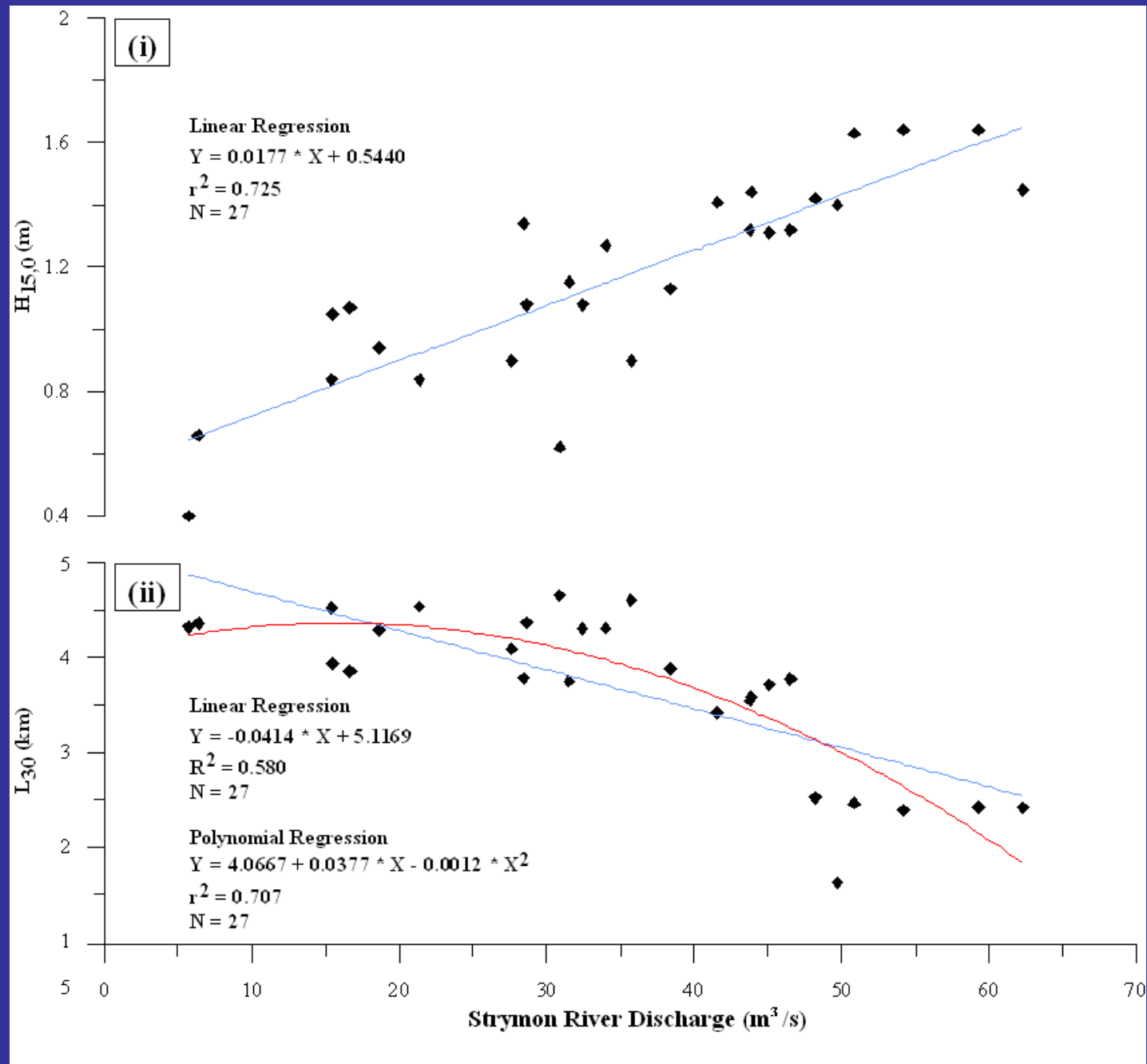


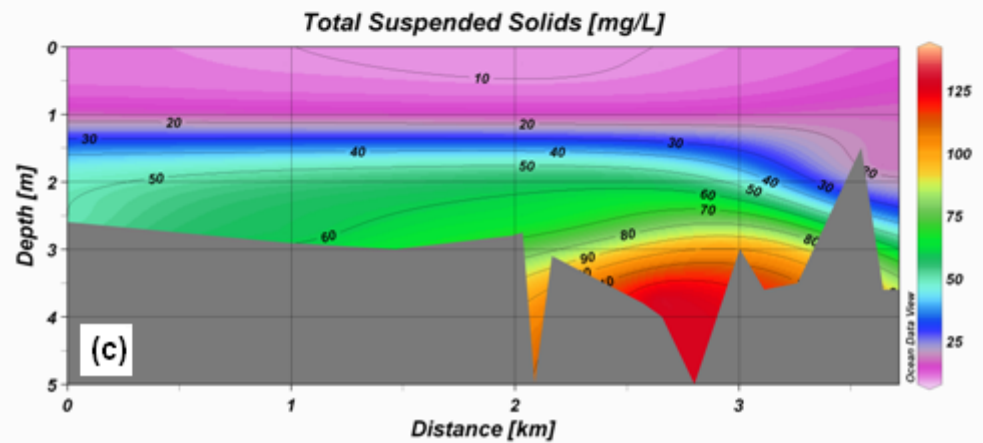
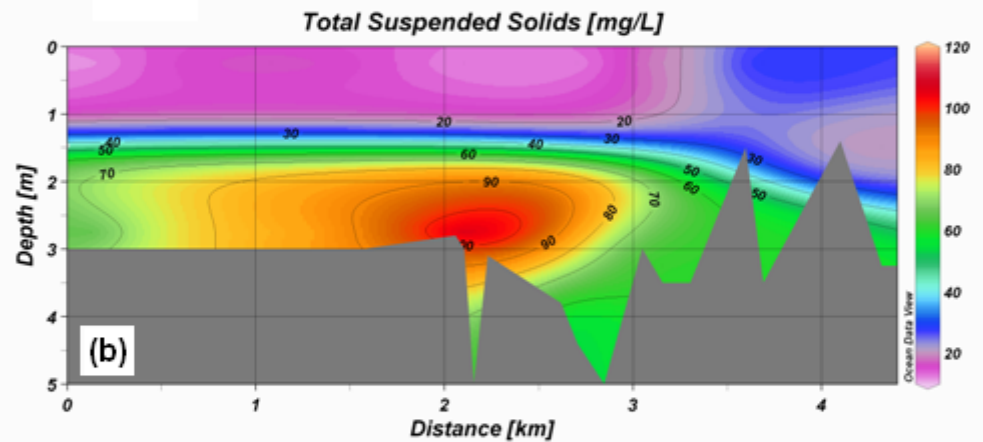
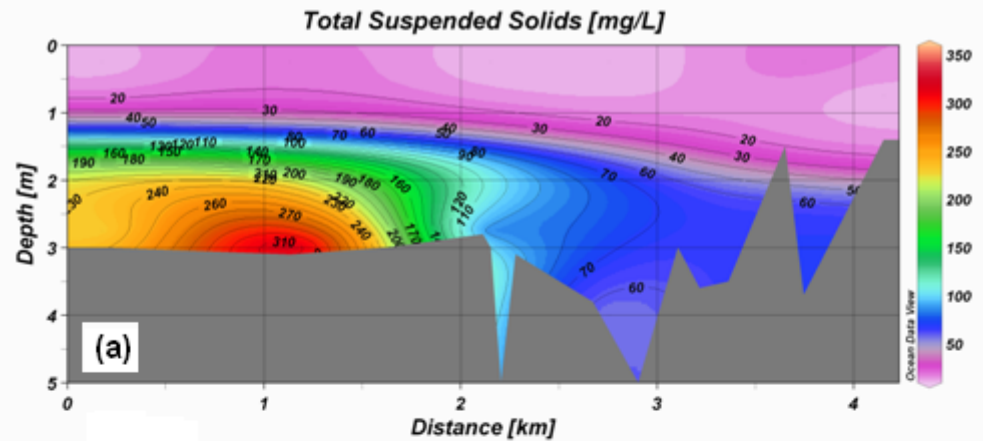


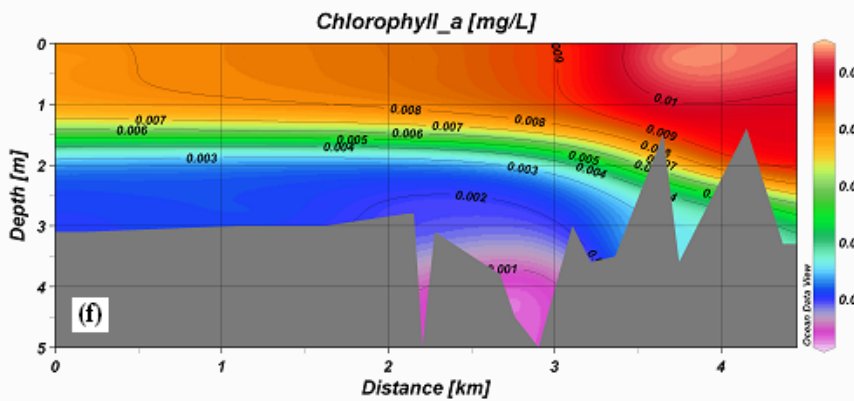
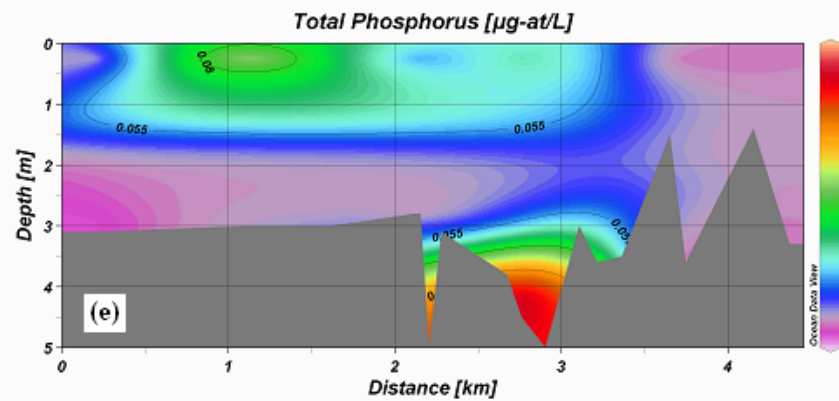
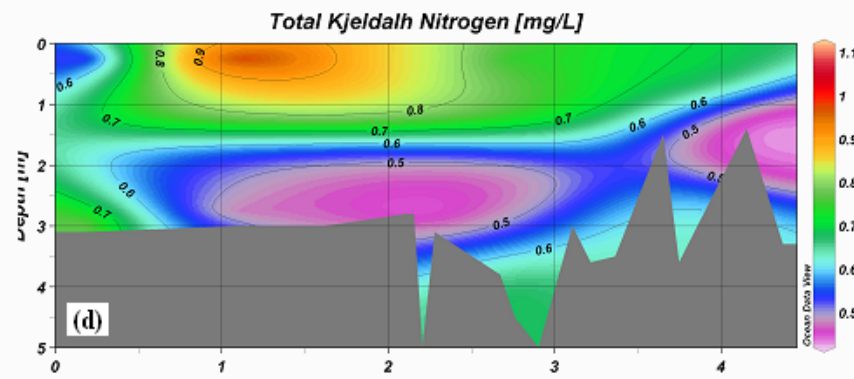
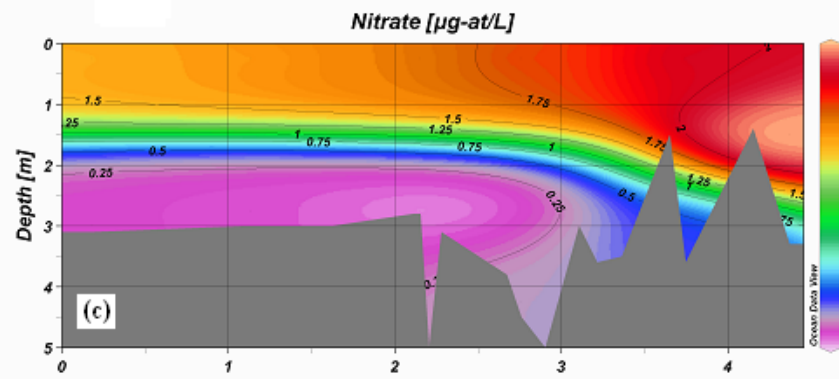
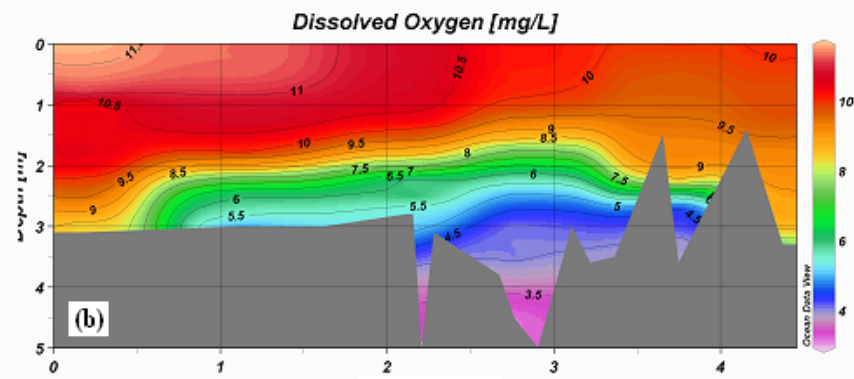
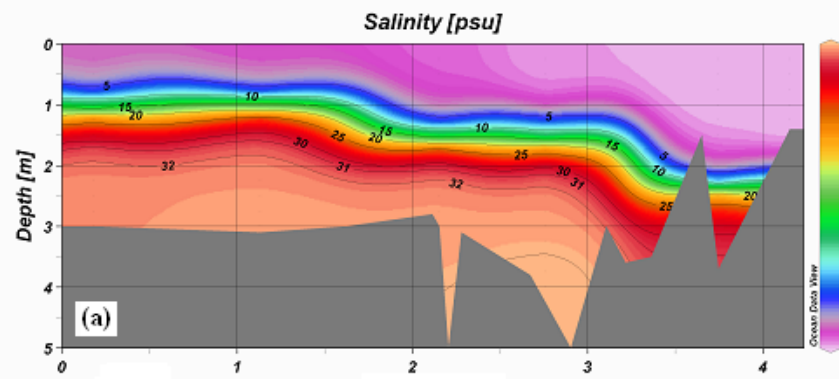
Πλήμνη

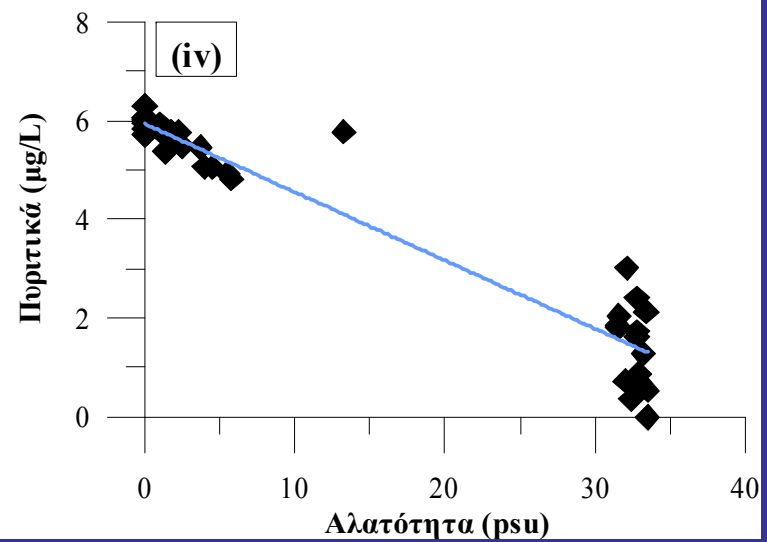
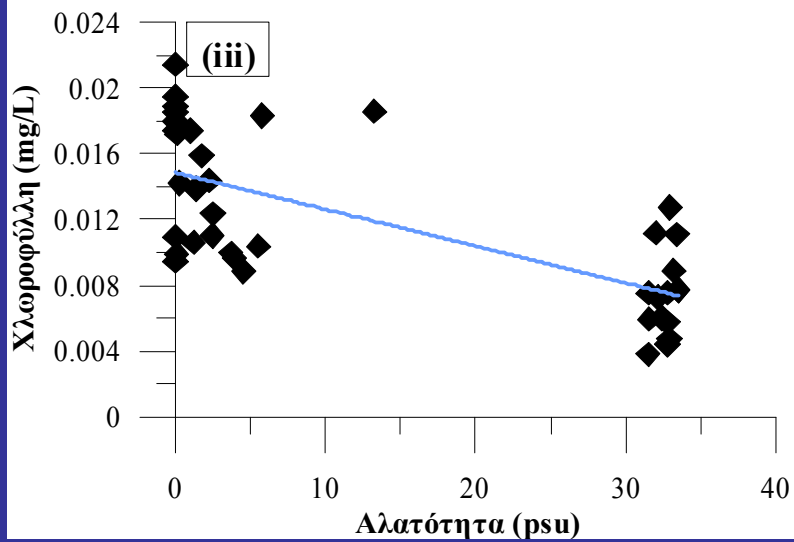
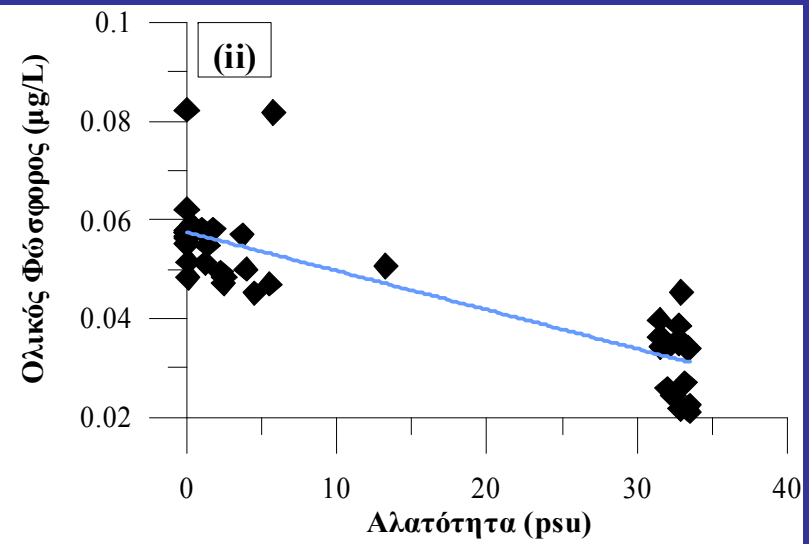
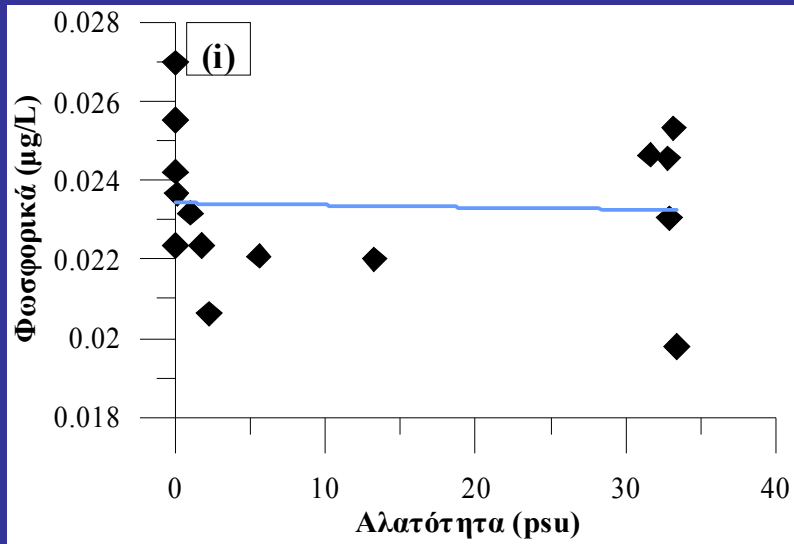
Άμπωτη

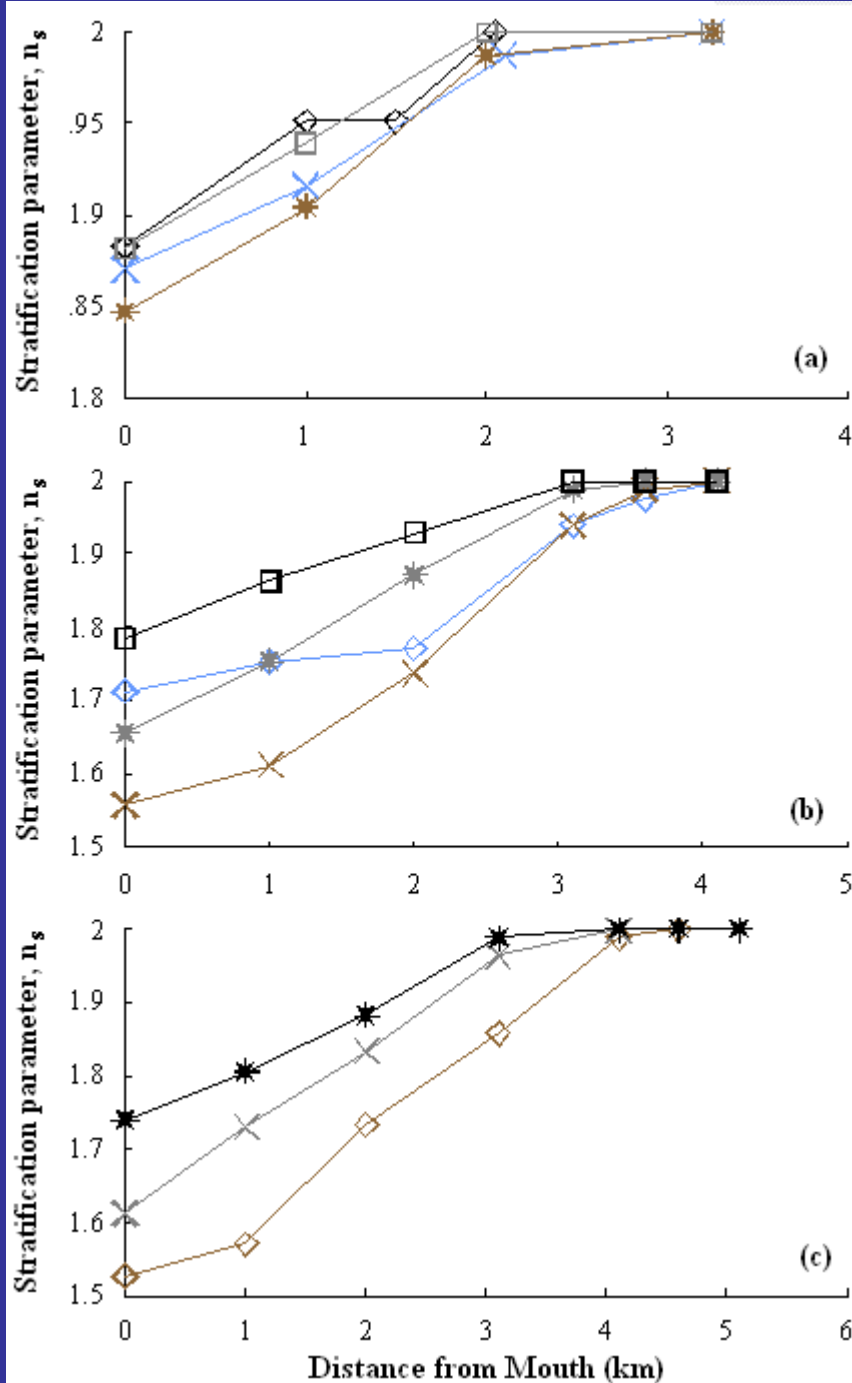












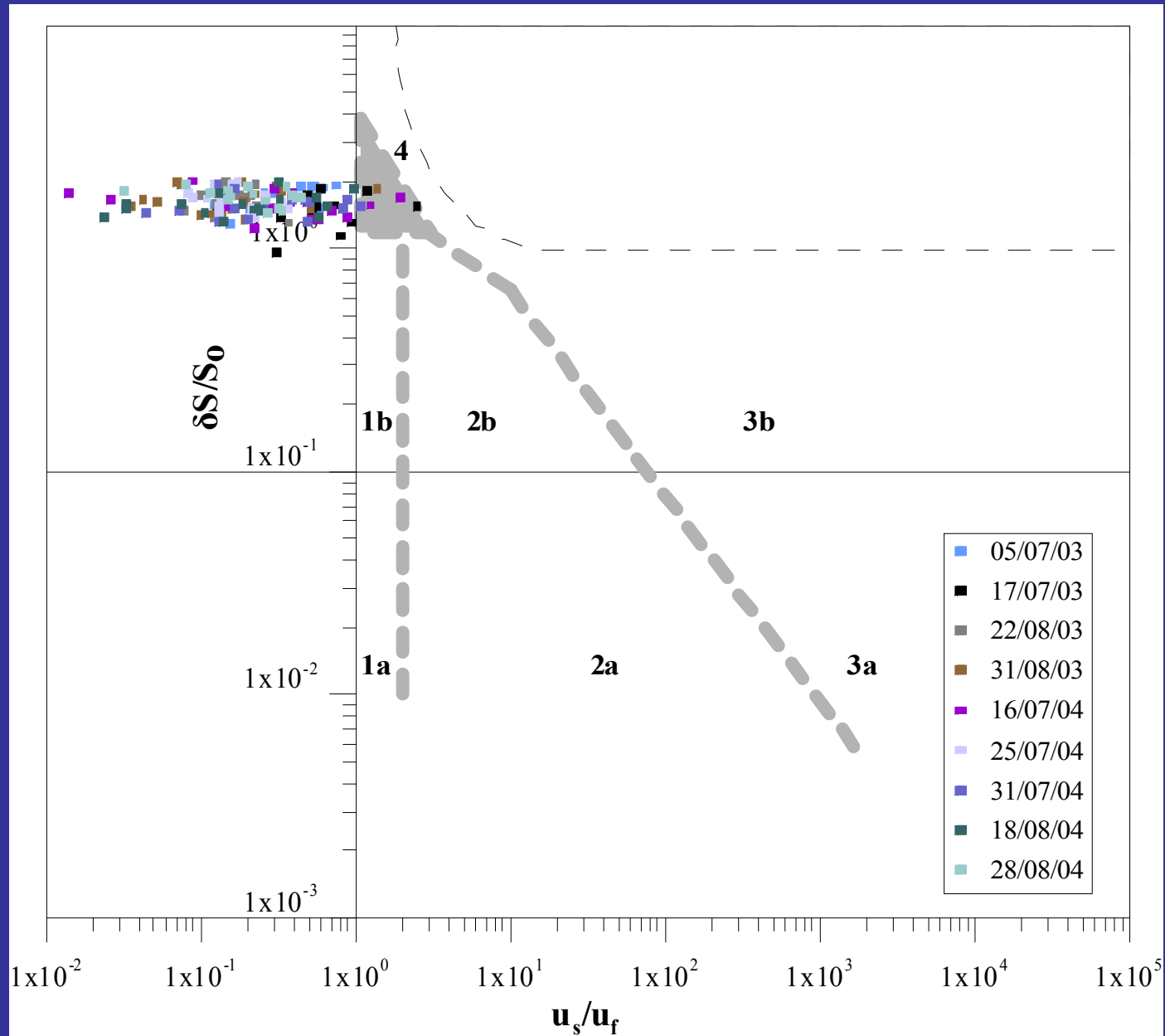
Παράμετρος Στρωματοποίησης

$$n_s = \frac{\delta S}{S'_m}$$

$$\delta S = S_{bott} - S_{surf}, S'_m = 1/2(S_{bott} + S_{surf})$$

Αν $n_s < 0.1$, τότε η στήλη είναι πλήρως αναμιγμένη,
 Αν $0.1 < n_s < 1.0$ τότε η στήλη είναι μερικώς αναμιγμένη,
 Αν $n_s > 1.0$ τότε επικρατεί στρωματοποίηση και διείσδυση αλμυρής σφήνας

Διάγραμμα Hansen & Rattray (1965)



$$Fr_{\rho} = \frac{v_r}{v_{\rho}} = \frac{v_r}{\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_m} \cdot gh}}$$

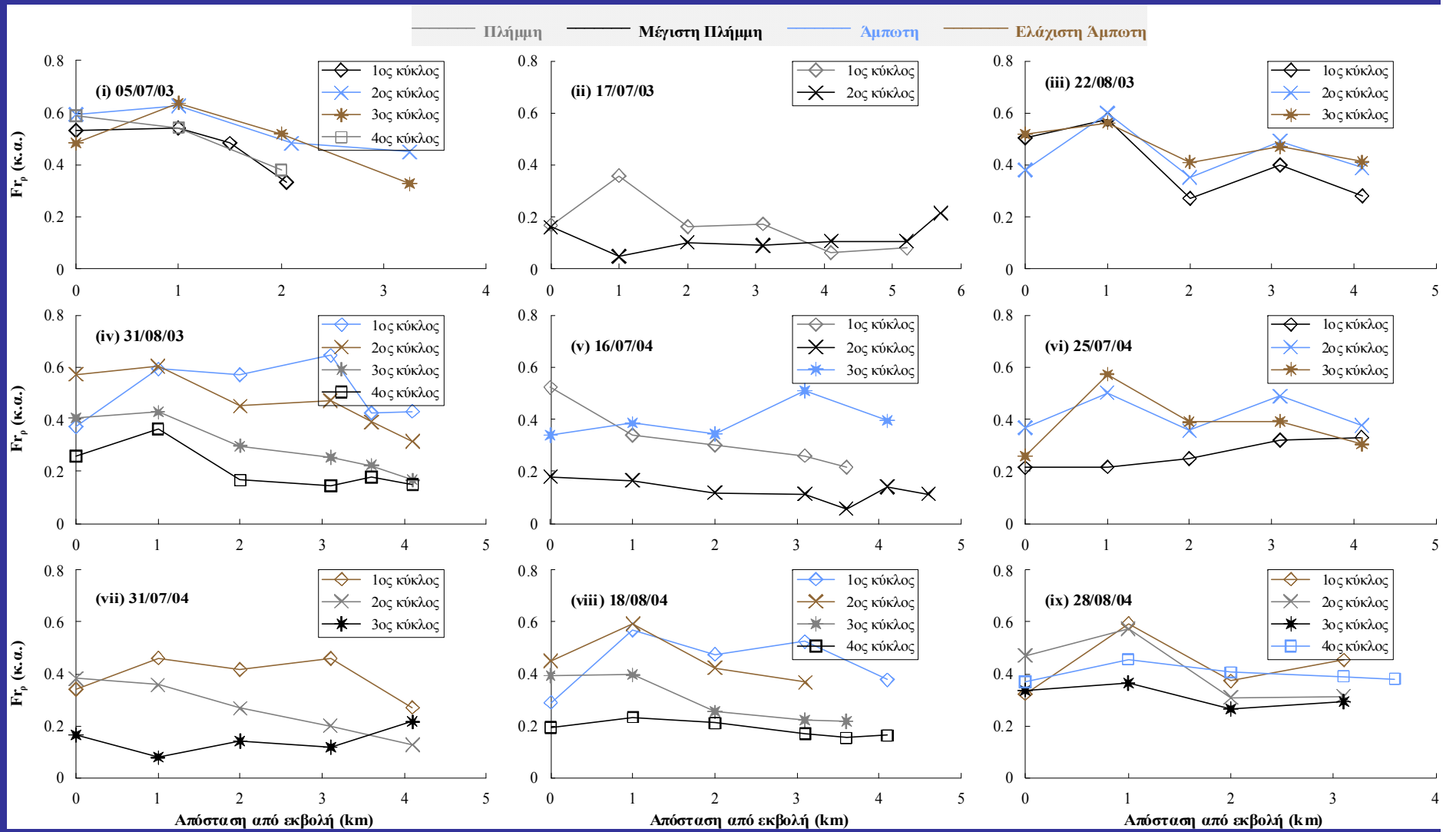
Πυκνομετρικός αριθμός Froude εκφράζει το λόγο της ταχύτητας του ποταμού προς την πυκνομετρική ταχύτητα

$$\frac{h_{s0}}{h_0} = 1 - Fr_{\rho}^{2/3}$$

h_{s0} : πάχος στρώματος αλμυρού νερού στο χώρο του στομίου
 h_0 : πάχος στρώματος γλυκού νερού

Όταν $Fr > 1$ υπάρχει απουσία εισόδου αλμυρού νερού, καθώς $h_{s0}/h_0 \leq 0$.

Ο πυκνομετρικός αριθμός Froude συσχετίζεται με την παλίρροια, παρουσιάζοντας αυξημένα μεγέθη κατά την ελάχιστη άμπωτη και άμπωτη και χαμηλότερα μεγέθη κατά τη μέγιστη πλήμμη και πλήμμη



$$Ri = \frac{g \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)}{\rho \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2}$$

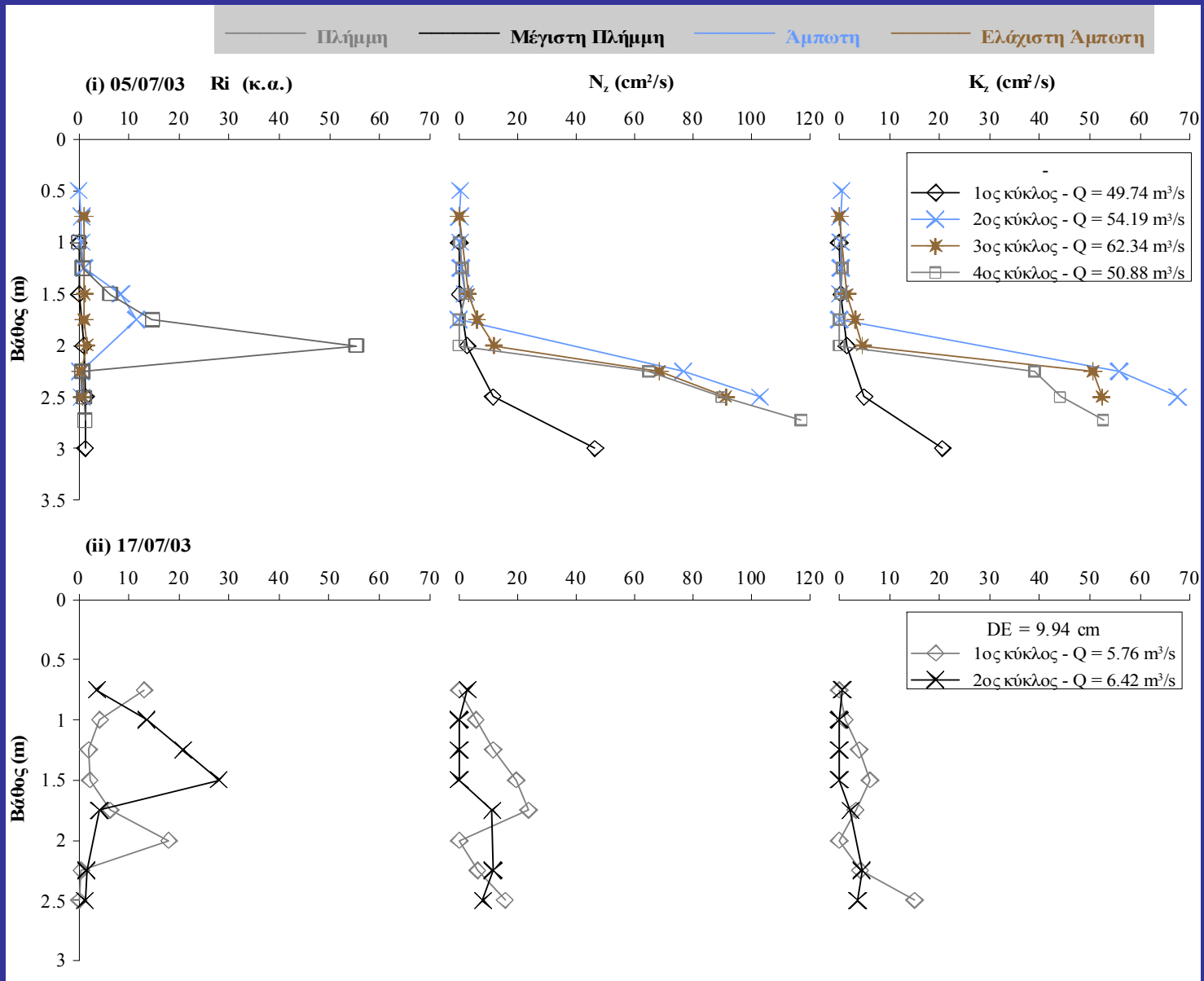
Local Richardson Number

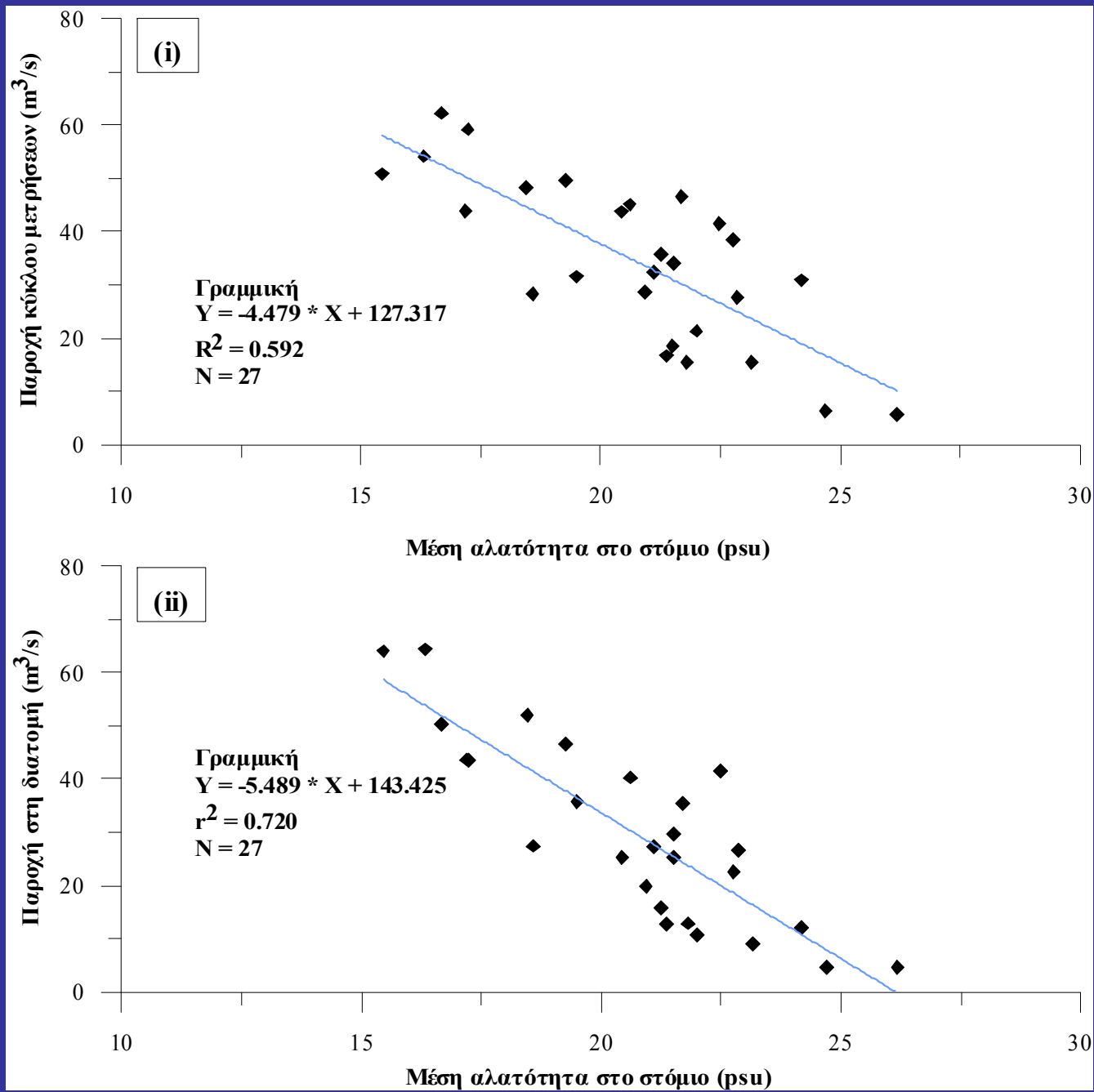
$$N_z = K_z (1 + Ri), \quad Ri \leq Ri_c$$

$$N_z = K_z = BK, \quad Ri \geq Ri_c$$

$$K_z = BK + k_1^2 z^2 \left(1 - \frac{z}{H} \right)^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \left(1 - \frac{Ri}{Ri_c} \right)^{1/2}$$

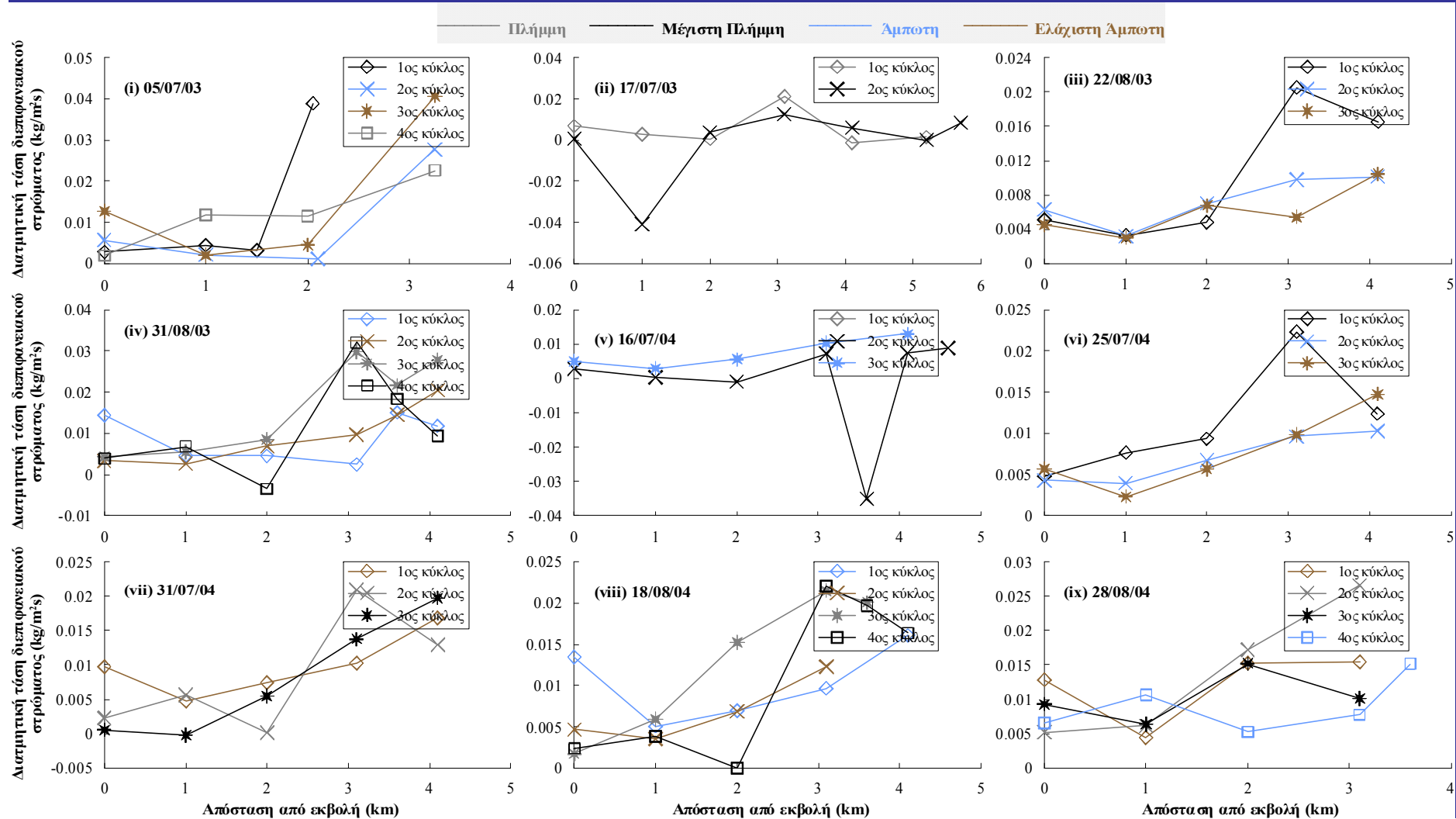
Συντελεστές της κατακόρυφης
τυρβώδους διάχυσης και του
κατακόρυφου τυρβώδους
ιξώδους, K_z και N_z

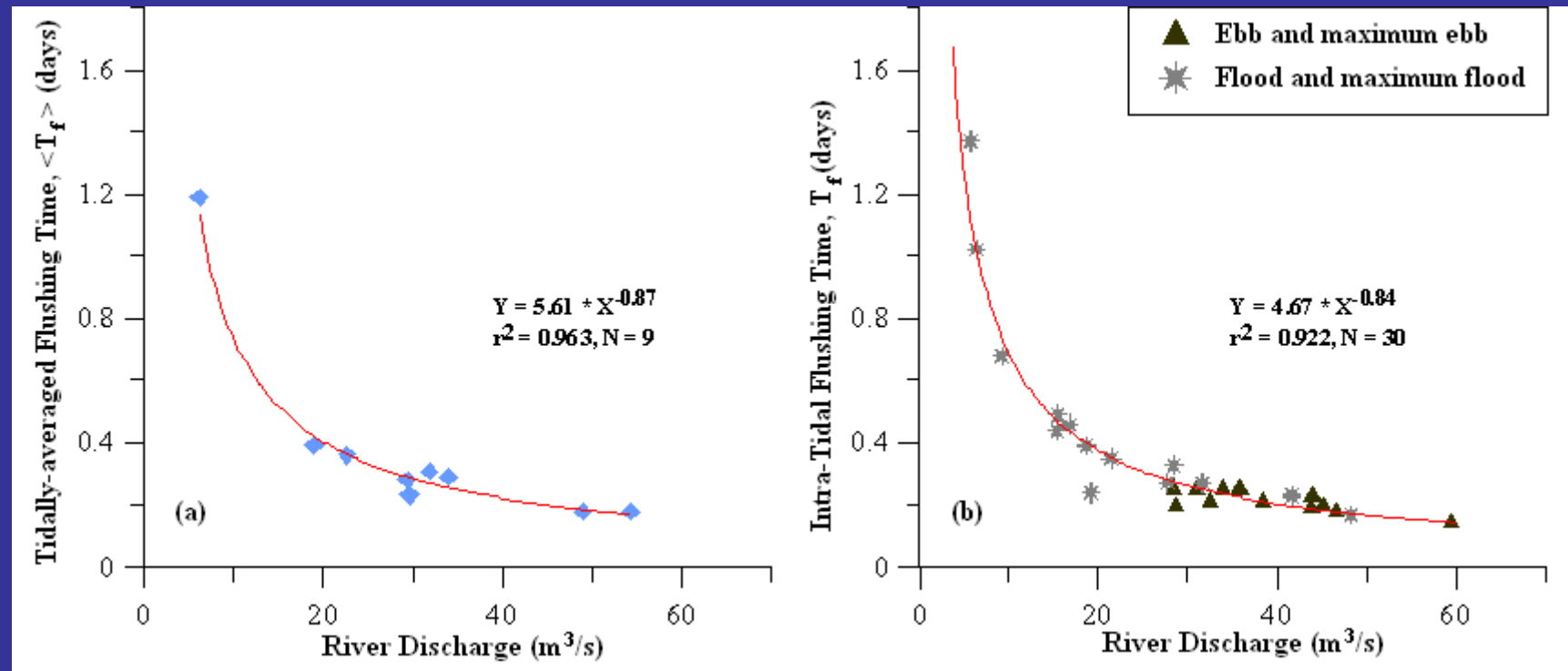




$$\tau = f \frac{\rho_r}{8} |u_f - u_s| (u_f - u_s)$$

Διεπιφανειακή διατμητική τάση





The flushing time is defined as the time taken to replace the existing freshwater in the estuary at a rate equal to the river discharge (Dyer, 1997), i.e.,

$$T_f = \frac{F}{Q}$$

where F is the total volume of freshwater in Strymon River Estuary at various tidal phases and Q is the corresponding river discharge.

Table 2. Tidally and spatial average values of physical, chemical and biological parameters at the freshwater layer (F) and the salt water layer (S) of Strymon River Estuary.

Date	Water Type	Temperature (°C)	Salinity	DO (mg/l)	pH	BOD (mg/l)	TSS (mg/l)	NO ₂ (μM)	NO ₃ (μM)	NH ₄ (μM)	TKN (mg/l)	PO ₄ (μM)	TP (μM)	SiO ₂ (μM)	Chl-α (mg/l)
7/2003	F	27.88	1.33	11.68	7.92	2.90	37.89	0.033	1.34		0.16	2.32	6.82		0.008
	S	27.56	28.93	9.97	7.81	7.83	62.13	0.147	0.60		0.13	1.69	6.59		0.002
7/2003	F	27.23	3.08	16.82	8.27	0.00	20.21	0.054	1.00		0.83	3.08	7.68		0.008
	S	26.45	27.70	6.94	7.81	0.00	102.49	0.026	0.42		1.31	3.00	9.10		0.005
8/2003	F	26.99	2.24	10.53	6.43	6.12	15.33	0.050	1.79		0.51	0.28	1.44		0.007
	S	27.37	31.24	6.53	6.34	5.52	114.01	0.034	0.35		0.86	0.06	1.19		0.004
8/2003	F	25.93	2.28	9.35	7.80	11.12	16.67	0.010	3.31		0.97	0.48	1.60		0.008
	S	27.10	30.01	6.83	7.76	10.55	73.33	0.005	0.51		0.81	0.30	0.67		0.003
7/2004	F	25.37	2.45	5.63	7.87	4.60	26.43	0.010	5.97	0.45	4.12	0.01	0.04	193.44	0.003
	S	25.37	29.59	4.27	7.86	4.20	99.28	0.006	4.53	0.36	2.87	0.00	0.03	79.31	0.005
7/2004	F	27.43	2.06	5.20	7.87	7.98	17.96	0.010	2.42	0.68	2.51	0.02	0.03	165.20	0.004
	S	26.84	28.84	2.98	7.80	18.53	74.15	0.006	0.98	1.04	3.50	0.02	0.03	88.64	0.003
7/2004	F	26.03	3.03	4.01	7.78	10.84	13.32	0.010	1.50	0.32	1.89	0.02	0.05	161.60	0.013
	S	26.20	32.06	3.19	7.91	11.12	40.59	0.004	0.33	0.33	1.85	0.01	0.03	68.90	0.007
8/2004	F	24.71	2.80	6.51	7.82	8.86	9.38	0.009	0.66	0.30	3.92	0.02	0.06	146.33	0.023
	S	26.34	32.45	4.42	7.73	6.28	110.55	0.003	0.41	0.26	3.62	0.01	0.05	50.34	0.010
8/2004	F	24.00	2.08	5.25	7.69	8.32	15.88	0.009	2.10	0.08	1.92	0.03	0.07	93.94	0.014
	S	23.32	32.92	5.30	7.74	6.06	72.12	0.015	1.27	0.13	2.22	0.02	0.04	32.60	0.005

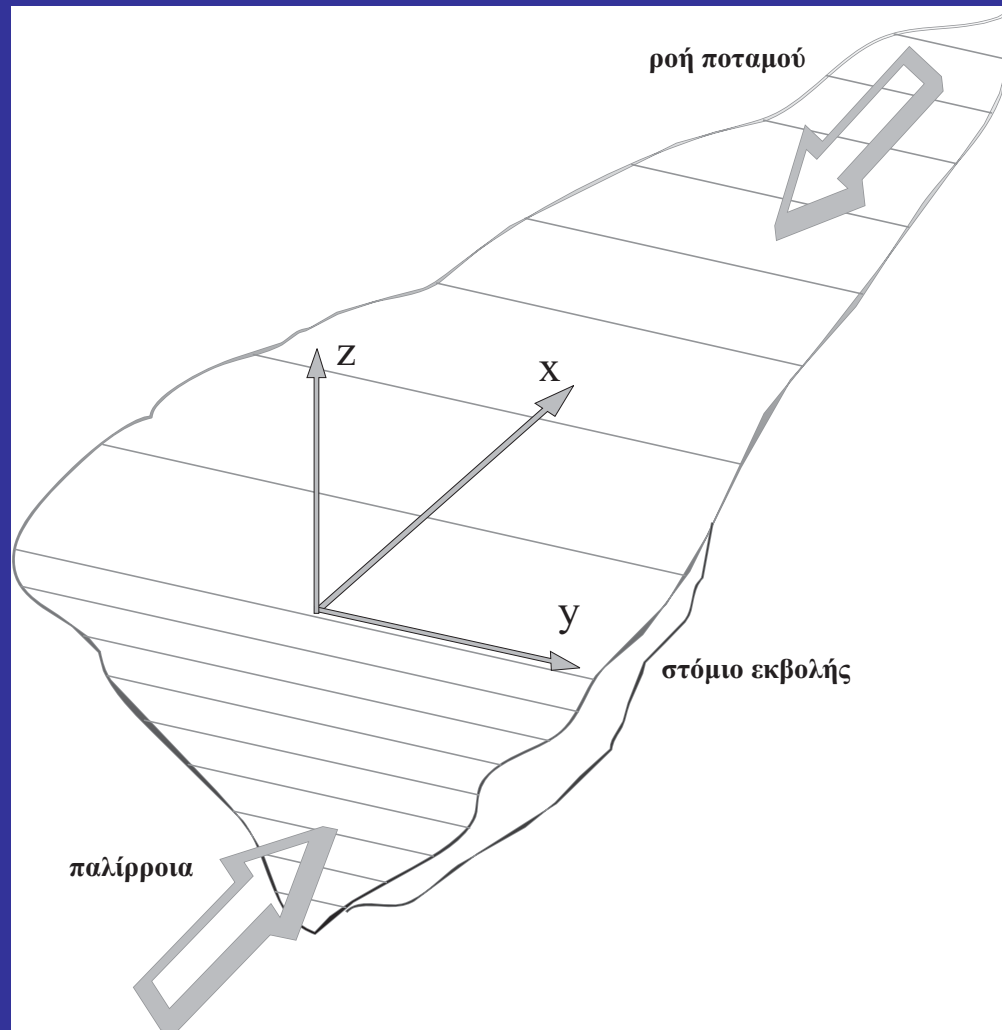
Table 3. Pearson correlation coefficients' matrix between water quality variables along Strymon River Estuary (n=94).

	Salinity	Temperature	D.O.	pH	BOD	TSS	NO ₂	NO ₃	NH ₄	TKN	PO ₄	TP	SiO ₂	Chl-a
Salinity	1.00													
Temperature	0.01	1.00												
D.O.	-0.35	0.36	1.00											
pH	-0.11	0.28	0.58*	1.00										
BOD	0.05	-0.06	-0.48*	-0.28	1.00									
TSS	0.71*	0.01	-0.16	-0.09	-0.10	1.00								
NO ₂	-0.08	0.22	0.27	0.16	-0.11	-0.07	1.00							
NO ₃	-0.62*	-0.26	-0.11	-0.03	-0.06	-0.21	-0.08	1.00						
NH ₄	0.72*	0.05	-0.43	0.40	0.65*	0.07	0.18	0.05	1.00					
TKN	0.03	-0.38	-0.50*	-0.19	0.24	0.02	-0.31	0.23	0.34	1.00				
PO ₄	-0.09	0.29	0.53*	0.35	-0.48*	0.00	0.34	-0.22	-0.04	-0.38	1.00			
TP	-0.03	0.31	0.52*	0.39*	-0.46*	0.09	0.35	-0.23	-0.60*	-0.39*	0.84*	1.00		
SiO ₂	-0.86*	0.29	0.38	0.38	-0.04	-0.72*	0.46	0.48	0.27	0.13	0.08	-0.16	1.00	
Chl-a	-0.33	-0.29	0.08	-0.06	0.00	-0.16	-0.09	-0.06	-0.61*	0.13	-0.06	-0.13	0.76*	1.00

Table 4. Salt wedge intrusion length L_S to river discharge relations for various estuaries.

Estuary	Salt wedge intrusion length L_S (km)	R^2	Regression type	Publication
Incomati Estuary	$0.0022 Q^2 - 0.6367 Q + 32.789$	0.58	Polynomial	Brockway et al., 2006
Swan River Estuary	$23.71 Q^{(-0.544)}$		Hyperbolic	Kurup et al., 1998
Danube River – Sulina branch	$8 \times 10^7 Q^{(-2.517)}$	0.99	Hyperbolic	van der Tuin, 1991
West Dvina River	$4 \times 10^7 Q^{(-2.089)}$	0.99	Hyperbolic	van der Tuin, 1991
Senegal River,	$0.0005 Q^2 - 0.6512 Q + 211.62$	0.92	Polynomial	van der Tuin, 1991
Strymon River	$- 0.0012 Q^2 + 0.0377 Q + 4.0667$	0.71	Polynomial	Present Study

Το διδιάστατο μαθηματικό ομοίωμα



Οι βασικές εξισώσεις που βρίσκουν εφαρμογή στην επίλυση του ομοιώματος είναι οι ακόλουθες:

- α) της συνέχειας
- β) της συνέχειας ολοκληρωμένης κατά το πλάτος,
- γ) της διατήρησης της ορμής,
- δ) της διατήρησης του άλατος και
- ε) της κατάστασης

Οι εξισώσεις απλουστεύονται με την εισαγωγή ορισμένων παραδοχών, συγκεκριμένα:

- Το νερό θεωρείται ασυμπίεστο.
- Τα μεγέθη του μοριακού ιξώδους και της μοριακής διάχυσης θεωρούνται αμελητέα.
- Η υδροστατική παραδοχή που ορίζει ότι το βάρος του νερού ισούται με την υδροστατική πίεση.
- Η παραδοχή Boussinesq που ορίζει ότι οι χωρικές και χρονικές μεταβολές της πυκνότητας του νερού θεωρούνται αμελητέες, εκτός από τους όρους στους οποίους η πυκνότητα πολλαπλασιάζεται με τη βαρύτητα

- Η παραδοχή των δύο διαστάσεων στο κατακόρυφο επίπεδο, η οποία συνεπάγεται μικρό και σχετικά ομοιόμορφο πλάτος καναλιού, έτσι ώστε όλες οι μεταβλητές εκτός της πλευρικής ταχύτητας, v , να θεωρούνται αμετάβλητες κατά τη διεύθυνση y . Επιπλέον, θεωρείται ότι η μέση πλευρική ταχύτητα, v , είναι μηδενική.
- Η βαθμίδα της ατμοσφαιρικής πίεσης θεωρείται αμελητέα.
- Η τάση στον πυθμένα και η ταχύτητα συνδέονται με την εξίσωση Manning.
- Η σχέση μεταξύ πυκνότητας και αλατότητας θεωρείται γραμμική.

α) Η εξίσωση της συνέχειας:

$$\frac{\partial}{\partial x}(Bu) + \frac{\partial}{\partial z}(Bw) = 0$$

β) Η εξίσωση της συνέχειας ολοκληρωμένης κατά το πλάτος:

$$\frac{\partial}{\partial t}(B_\eta \eta) + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-d}^{\eta} (uB) dz = 0$$

γ) Η εξίσωση της διατήρησης της ορμής:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(Bu) + \frac{\partial}{\partial x}(Buu) + \frac{\partial}{\partial z}(Buw) - \frac{\partial}{\partial x} \left(BN_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(BN_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ & + ku|u| \left[1 + \left(\frac{\partial B}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} + Bg \frac{\bar{\rho}}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial x} + gB(z + \eta) \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} = 0 \end{aligned}$$

όπου

$$\bar{\rho} = \frac{1}{(z + \eta)} \int_{-d}^{\eta} \rho dz$$

δ) Η εξίσωση της διατήρησης του άλατος:

$$\frac{\partial}{\partial t}(BS) + \frac{\partial}{\partial x}(BuS) + \frac{\partial}{\partial z}(BwS) - \frac{\partial}{\partial x}\left(BK_x \frac{\partial S}{\partial x}\right) - \frac{\partial}{\partial z}\left(BK_z \frac{\partial S}{\partial z}\right) = 0$$

ε) Η εξίσωση της κατάστασης:

$$\rho = \rho_o (\alpha + \beta S)$$

Αρχικές συνθήκες

Η ανάπτυξη ενός ομοιώματος στις περισσότερες περιπτώσεις ξεκινά με απουσία ταχυτήτων και οριζόντια ελεύθερη επιφάνεια, δηλαδή $\eta=0$ στο $t=0$. Εντούτοις, στο ομοίωμα που μελετάται το πεδίο ταχυτήτων θα είναι ανάλογο της σταθερής κυκλοφορίας, που οφείλεται κυρίως στην παροχή του ποταμού. Συνεπώς, την αρχική συνθήκη σχετικά με την οριζόντια ταχύτητα αποτελεί η παροχή του ποταμού Q , διαιρούμενη από το εμβαδόν της διατομής σε κάθε διατομή i του πλέγματος.

$$u_{i,t=0} = \frac{Q}{B_i (H_i + \eta_{i,t=0})}$$

Αναλόγως, την αρχική συνθήκη για το πεδίο αλατότητας αποτελεί η γραμμική κατανομή της αλατότητας από το στόμιο προς την κεφαλή της εκβολής

$$\left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_{t=0} = C$$

Οριακές Συνθήκες στην ελεύθερη επιφάνεια

Η διατήρηση άλατος προϋποθέτει ότι δεν υπάρχουν ροές άλατος από την ελεύθερη επιφάνεια του νερού, δηλαδή:

$$K_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad \text{στο } z = \eta$$

Η επιφανειακή διατμητική τάση είναι αποτέλεσμα της δράσης του ανέμου στην περίπτωση που συνυπολογίζεται η κυκλοφορία που οφείλεται στον άνεμο. Η μεταφορά ορμής στη διεπιφάνεια αέρα-νερού διέπεται από έναν περίπλοκο μηχανισμό, όμως, αν η κατανομή της ταχύτητας του ανέμου πάνω από τη διεπιφάνεια θεωρηθεί λογαριθμική, ο καθορισμός της οριακής τάσης είναι εφικτός

$$\tau_{wind} = \rho_a w_*^2$$

$$w_* = c_s^{1/2} w'$$

ρ_a : πυκνότητα του αέρα, 1.225 kg/m³; w_* : διατμητική ταχύτητα αποτέλεσμα της δράσης του ανέμου, m/s; w' : ταχύτητα ανέμου στο ύψος των 10 m πάνω από την ελεύθερη επιφάνεια του νερού, m/s; c_s : συντελεστής επιφανειακής σύρσης

Ο αδιάστατος συντελεστής αντίστασης υπολογίζεται, είτε με απ' ευθείας μετρήσεις στο πεδίο, είτε από ημι-εμπειρικές σχέσεις, όπως (Csanady 1982):

$$c_s = 1.6 \times 10^{-3} \quad \text{όταν } w \leq 7 \text{ m/s}$$

$$c_s = 2.5 \times 10^{-3} \quad \text{όταν } w \geq 10 \text{ m/s}$$

και (Wang and Connor 1975):

$$c_s = (1.1 + 0.0536w)10^{-3}$$

Η οριζόντια συνιστώσα της τάσης που δημιουργεί ο άνεμος είναι δυνατό να εκφραστεί ως συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου

$$\tau_{wind} = c_s \rho_a w^2 \sin \psi$$

όπου, ψ : η γωνία μεταξύ της διεύθυνσης του ανέμου και του άξονα x της εκβολής

Συνεπώς, ο όρος της κατακόρυφης ροής της ορμής στην επιφάνεια της εκβολής μπορεί να αποδοθεί από κατάλληλες τιμές της διατμητικής τάσης που οφείλεται στον άνεμο

$$\left(BN_z \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z=\eta} = B_{z=\eta} \tau_{wind}$$

Οριακές Συνθήκες στον πυθμένα

Ομοίως, δεν θεωρούνται ροές άλατος από τον πυθμένα του καναλιού, δηλαδή

$$K_z \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad \text{στο } z = -d$$

Η τριβή που ασκείται στο παλιρροιακό ρεύμα στην επιφάνεια του πυθμένα μπορεί να υπολογιστεί με την εφαρμογή πρόβλεψης (extrapolation) στην υδραυλική θεωρία των ανοικτών καναλιών:

$$\tau_{bottom} = k |u_{\Delta}| u_{\Delta} \quad \text{στο } z = -d$$

όπου u_{Δ} υπολογίζεται σε απόσταση 1 m από τον πυθμένα

Ο αδιάστατος συντελεστής k εξαρτάται κυρίως από την τραχύτητα του πυθμένα

$$k = \frac{g}{C^2} \quad [Chezy]$$

Επιπλέον, είναι αναγκαίος ο υπολογισμός της τριβής που οφείλεται στην παρουσία των πλευρικών τοιχωμάτων του καναλιού.

$$\tau_s = ku|u| \left[1 + \left(\frac{\partial B}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}$$

Οριακές Συνθήκες στο ανοικτό θαλάσσιο όριο

Το θαλάσσιο όριο αποτελεί μια νοερή γραμμή που διαχωρίζει την περιοχή προσομοίωσης από την παράκτια ζώνη. Συνήθως, ως θαλάσσιο όριο επιλέγεται το φυσικό όριο της εκβολής στην περιοχή του στομίου

Η χρονική διακύμανση της επιφάνειας της θάλασσας στο όριο μπορεί να υπολογιστεί με δύο μεθόδους

α) Με στατιστική ανάλυση χρονοσειρών δεδομένων διακύμανσης στο θαλάσσιο όριο

$$\eta = A_o \cos(\omega t - \varphi)$$

β) Από μετρήσεις διάρκειας μίας μόνο ημέρας, κατά την οποία έχει καταγραφεί το μέγιστο της υψηλής και το ελάχιστο της χαμηλής στάθμης της επιφάνειας της θάλασσας (μέθοδος four-cosine, Chiang and Lee 1982)

$$\eta = \frac{1}{2}(\eta_k + \eta_{k+1}) \cos \frac{\pi(t - t_k)}{t_{k+1} - t_k}, \quad k = 1 \rightarrow 4$$

Η πιο απλή, και πιθανότατα η λιγότερο ρεαλιστική, μέθοδος είναι η θεώρηση σταθερής αλατότητας στο θαλάσσιο όριο κατά τη φάση της πλήμμης.

$$\eta(x, t)$$

στο $x = 0 \forall t$

$$S(x, z, t)$$

στο $x = 0 \forall z, t$

Οριακές Συνθήκες στο ποτάμιο όριο

Ο καθορισμός της παροχής του ποταμού στην κεφαλή της εκβολής είναι ουσιώδης. Η αλατότητα πάνω από το ποτάμιο όριο θεωρείται είτε μηδενική, είτε περιορίζεται, έτσι ώστε να μην υπάρχει καθαρή ροή άλατος μέσω της τελευταίας διατομής που αντιπροσωπεύει το ποτάμιο όριο

$$S(x, z, t) = 0 \vee S_o$$

στο $x = L \forall z, t$

$$u(x, z, t) = \frac{Q}{(d + \eta)B}$$

στο $x = L \forall t$

Παραμετροποίησης Τύρβης

Η γενική μορφή των συντελεστών τύρβης είναι

$$K_z = K_o f(Ri)$$

$$N_z = N_o f(Ri)$$

Θεωρώντας ότι $K_o = N_o \geq N_z \geq K_z$, για $Ri \geq 0$ και $N_z, K_z \rightarrow 0$, όταν $Ri \rightarrow \infty$ σε συνθήκες σταθερές κατά την κατακόρυφη διεύθυνση,

$$N_z = N_o (1 + m\beta Ri)^{-p}$$

$$K_z = K_o (1 + \beta Ri)^{-q}$$

$$Ri = \frac{g \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)}{\rho \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2}$$

Εξισώσεις K_z , N_z

Ερευνητές

$$N_z = 5 + 50(1 + 10 Ri)^{-1/2}$$

[4.51]

Munk and Anderson 1948

$$K_z = 50(1 + 3.3 Ri)^{-2/3}$$

$$N_z = 5 + 0.25H|U|(1 + 7 Ri)^{-1/4}$$

[4.52]

Bowden and Hamilton 1975

H : βάθος στήλης νερού

$|U|$: απόλυτη ταχύτητα ολοκληρωμένη κατά το βάθος

$$K_z = 2.5 + 0.25H|U|(1 + Ri)^{-7/4}$$

$$N_z = K_z(1 + Ri), \quad Ri \leq Ri_c$$

Blumberg 1978

$$N_z = K_z = BK, \quad Ri \geq Ri_c$$

[4.53]

BK : σταθερά

k : σταθερά

σ : ο λόγος z/H

$$K_z = BK + k^2 z^2 \left(1 - \frac{z}{H}\right)^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \left(1 - \frac{Ri}{Ri_c}\right)^{1/2}$$

$$N_z = l_m^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \exp(-4 Ri)$$

[4.54]

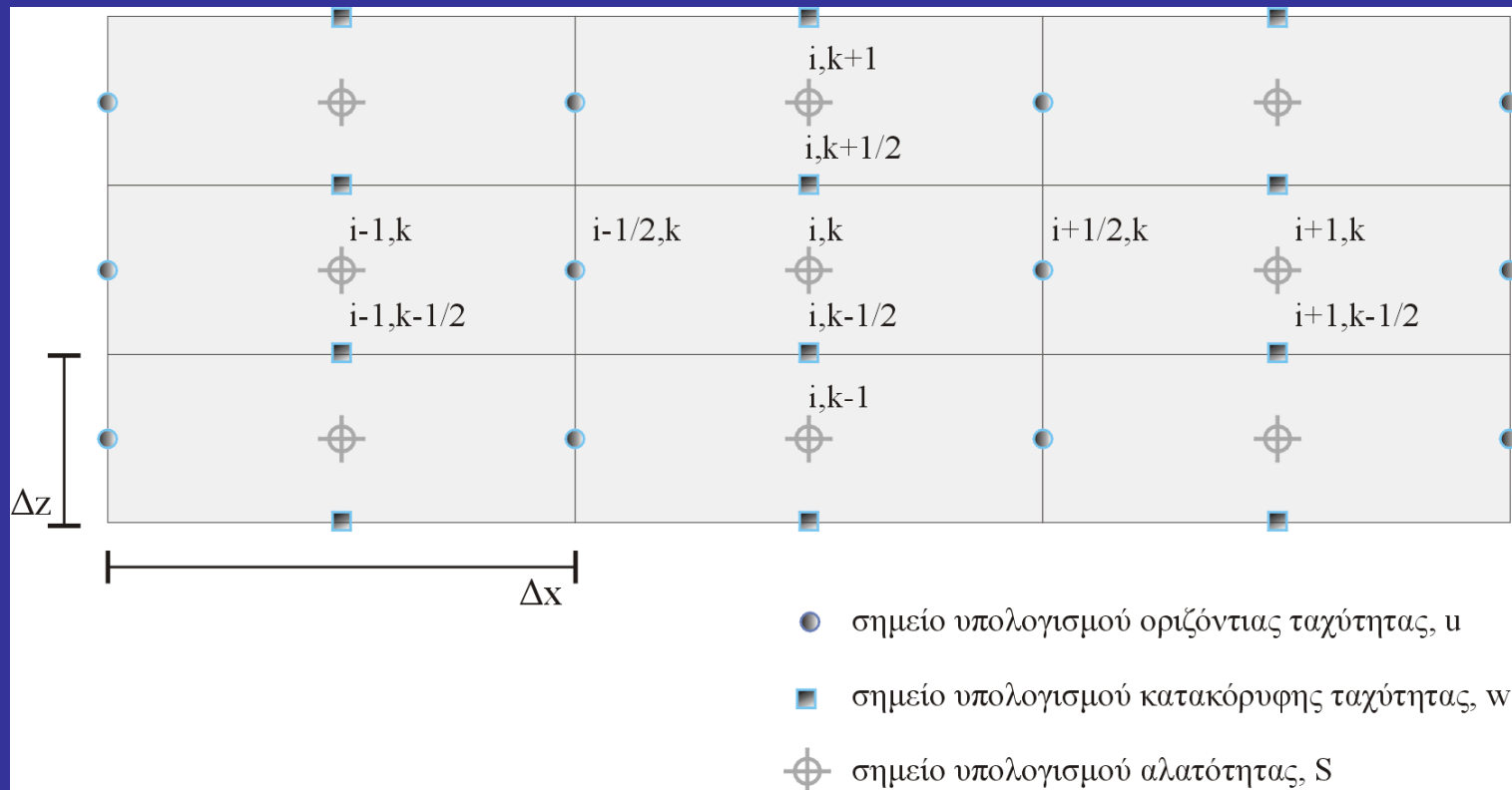
Perrels and Karelse 1981

$$K_z = l_m^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \exp(-15 Ri)$$

l_m : μήκος μείξης

Υπολογιστικό Πλέγμα

Το πλέγμα διακριτοποίησης είναι ορθογώνιο και αντιστοιχεί σε καρτεσιανές συντεταγμένες. Η λύση λαμβάνεται στο επίπεδο (x,z) στο υπό μελέτη δισδιάστατο πρόβλημα, ενώ κατά την κατεύθυνση y το πλέγμα επεκτείνεται μόνο σε μια σειρά κελιών. Τα σημεία του πλέγματος ορίζονται με μοναδικό τρόπο, χρησιμοποιώντας το δείκτη i,k , όπου i ο αύξων αριθμός αρίθμησης κατά τη διεύθυνση x και k ο αύξων αριθμός κατά τη διεύθυνση z



Ευστάθεια αριθμητικής λύσης

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{gH}}$$

Κριτήριο CFL για τους όρους μεταφοράς μάζας

$$\frac{4K\Delta t}{(\Delta x)^2} \leq 1$$

Κριτήριο για τους όρους διάχυσης

$$\Delta z > 4\eta_{\max}$$

Κριτήριο για την ανύψωση της ελεύθερης στάθμης θάλασσας

A TWO-DIMENSIONAL BRANCHING MODEL FOR SOUTHAMPTON WATER AND ITS TRIBUTARY ESTUARIES

GEORGIOS SYLAIOS

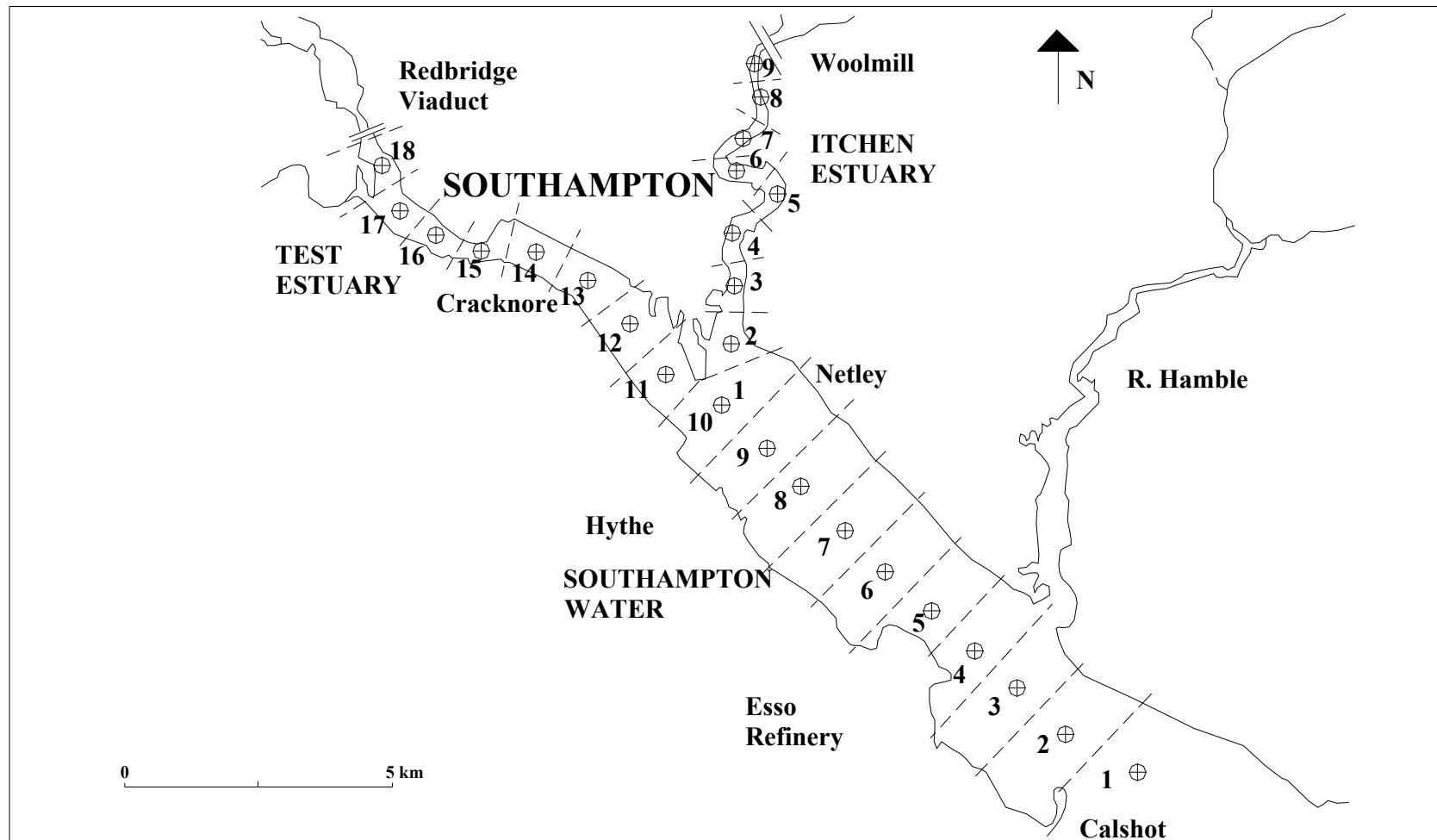
*National Agricultural Research Foundation, Institute of Fisheries Research,
Nea Peramos 640 07, Kavala, Greece.*

SIMON R. BOXALL

*Southampton Oceanography Centre, University of Southampton, European Way, Empress
Dock, SO14 3ZH, U.K.*

ABSTRACT

A two-dimensional laterally averaged numerical model was developed to study the vertical variations of tidal hydrodynamic properties at the narrow, partially-mixed estuarine channel of Southampton Water and its tributary estuaries River Test and Itchen, South England. Salinity and current profiling data at three representative areas were used for comparison to model predictions. A σ plane transformation was used in the vertical dimension to alleviate problems associated with fixed grid model application. Vertical eddy coefficients of viscosity and diffusivity were calculated using direct observations and semi-empirical arguments, and their range of variation within the tidal cycle was used to tune the model in advance. Model predictions of salinity and horizontal velocity spatial and temporal variability compare favorably with the available field data.



SYLAIOS & BOXALL
FIGURE 1

Figure 1. Segmentation of Southampton Water and Test and Itchen tributary channels, for the application of the 2-D laterally-averaged numerical model.

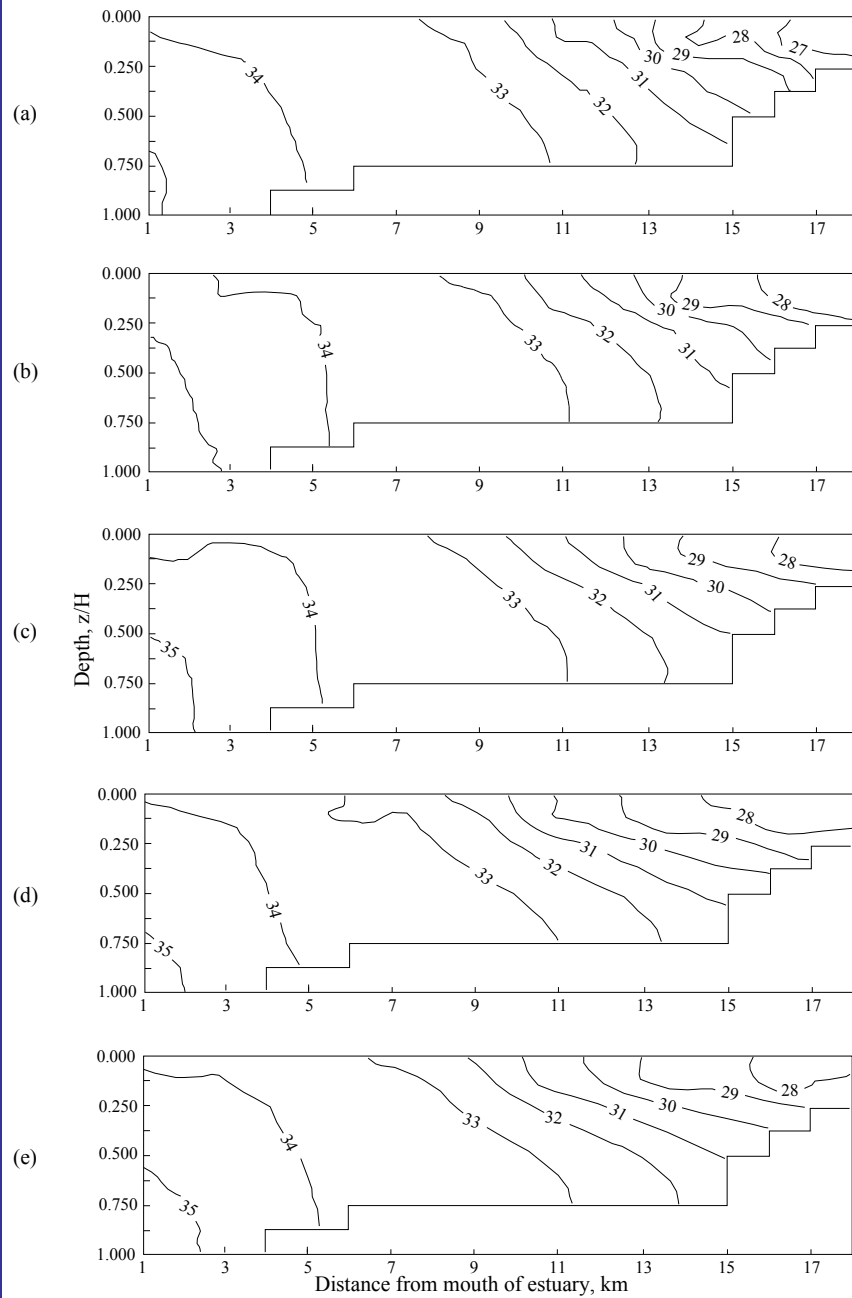


Figure 4. Spatial distribution of salinity, in ppt, at the main channel of Southampton Water and Test Estuary, for (a) $t=62.0$ hr., (b) $t=65.0$ hr., (c) $t=68.0$ hr., (d) $t=71.0$ hr. and (e) $t=75.0$ hr. from model initiation during a neap tidal simulation.

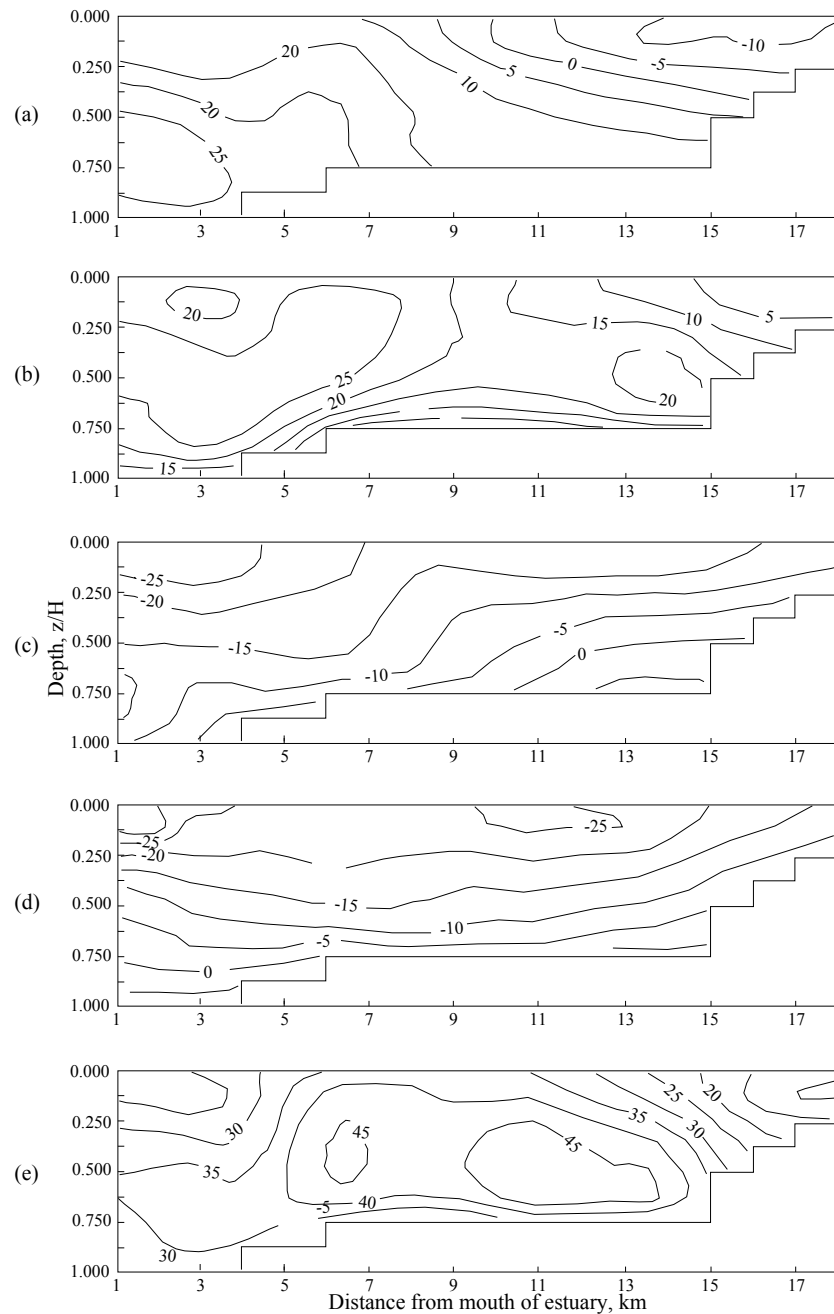


Figure 5. Spatial distribution of horizontal velocity, in cm/sec, at the main channel of Southampton Water and Test Estuary, for (a) t=62.0 hr., (b) t=65.0 hr., (c) t=68.0 hr., (d) t=71.0 hr. and (e) 75.0 hr. from model initiation during a neap tidal simulation

(b) SYLAIOS & BOXALL
FIGURE 5

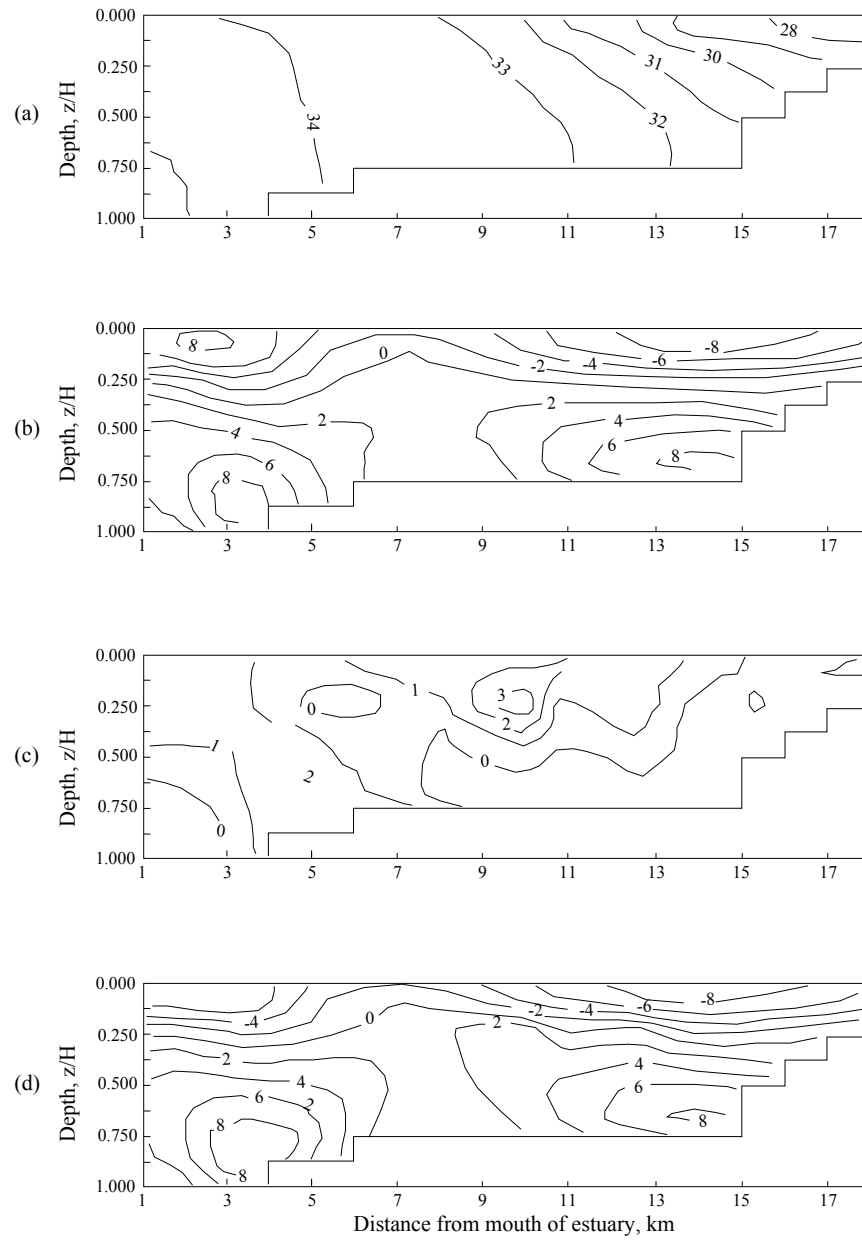


Figure 6. Spatial distribution of (a) residual salinity, in ppt, (b) eulerian velocity, in cm/sec, (c) Stokes velocity, in cm/sec, and (d) Lagrangian velocity, in cm/sec, at Southampton Water and Test Estuary.

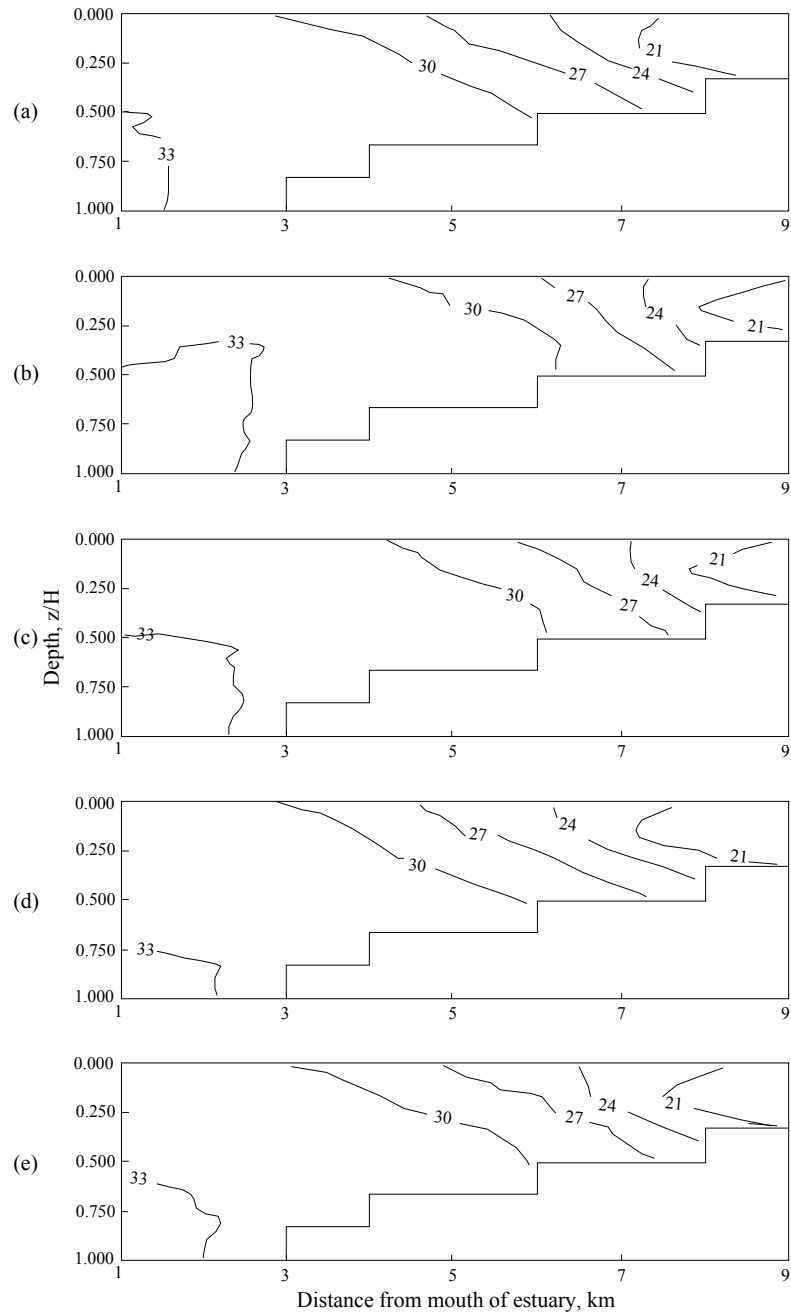


Figure 7. Spatial distribution of salinity, in ppt, at the main channel of Itchen Estuary, for (a) $t=62.0$ hr., (b) $t=65.0$ hr., (c) $t=68.0$ hr., (d) $t=71.0$ hr. and (e) 75.0 hr. from model initiation during a neap tidal simulation

SYLAIOS & BOXALL
FIGURE 7

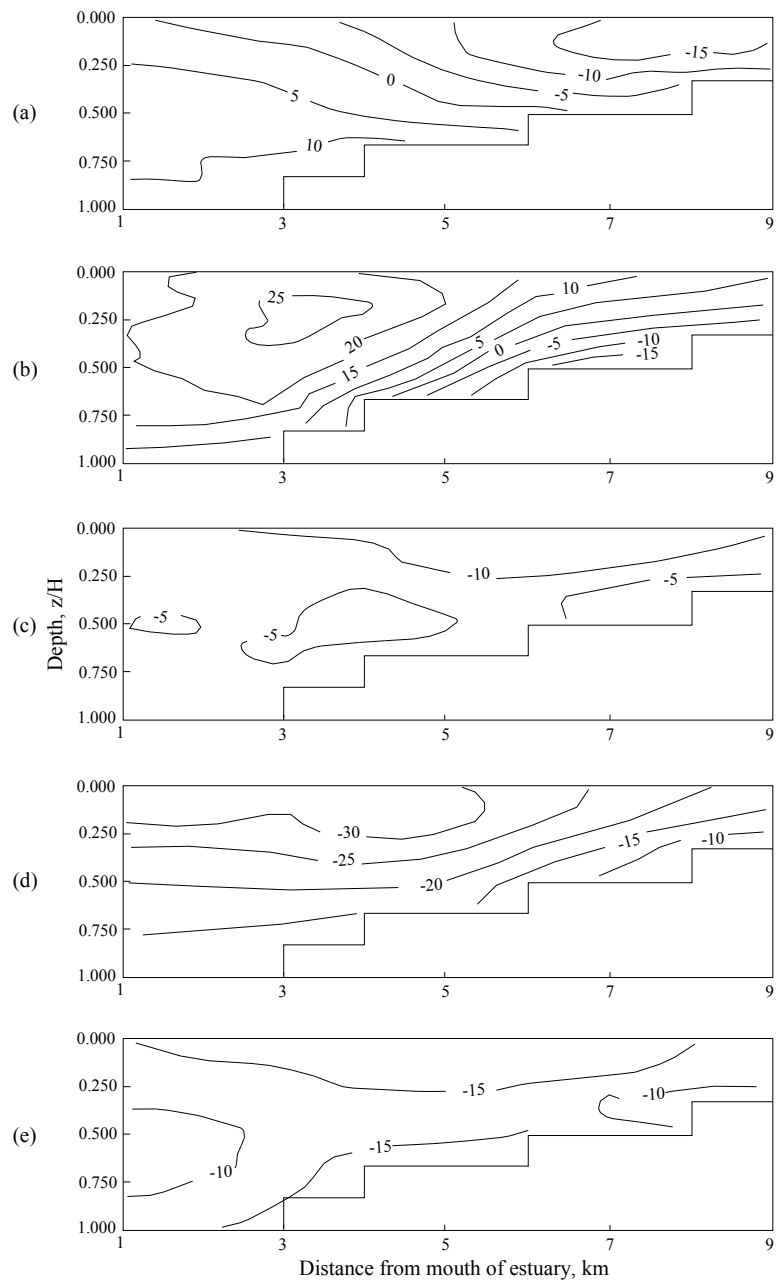
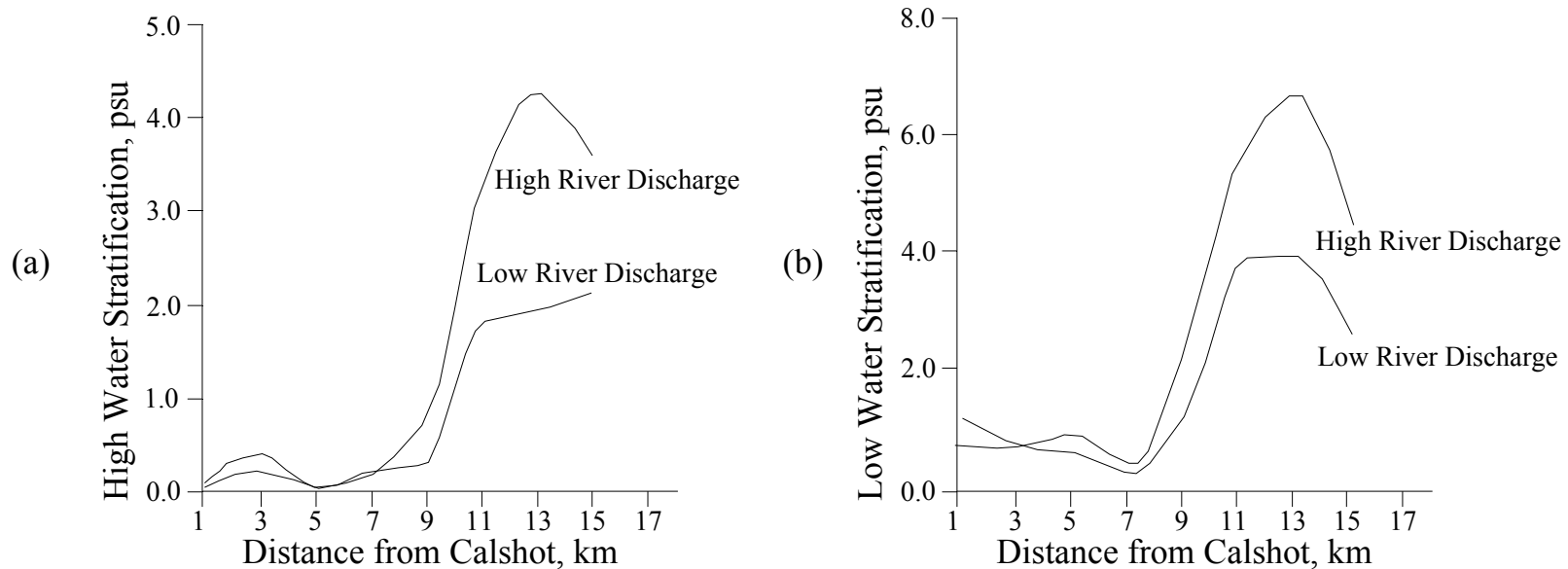
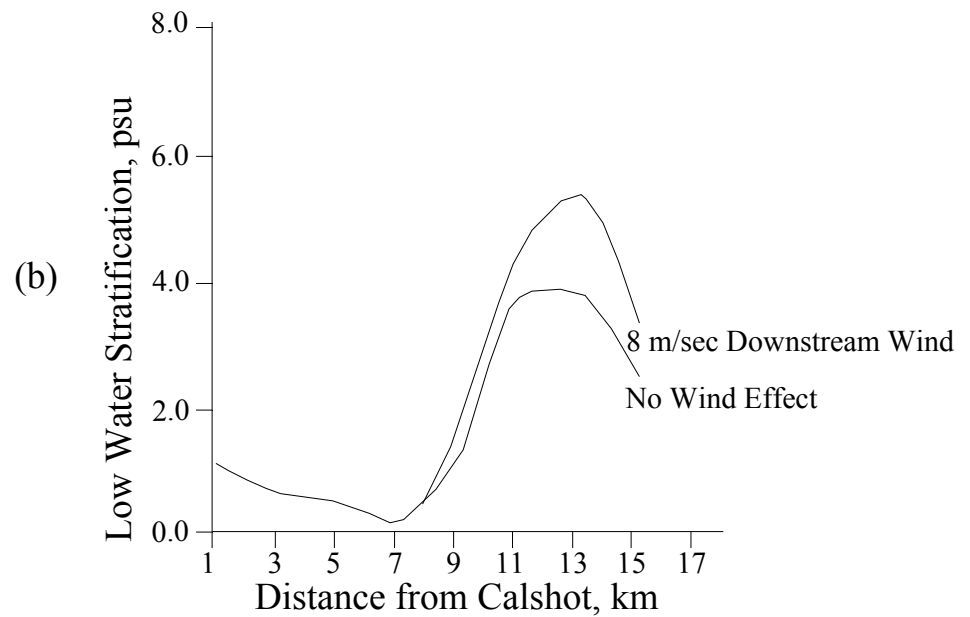
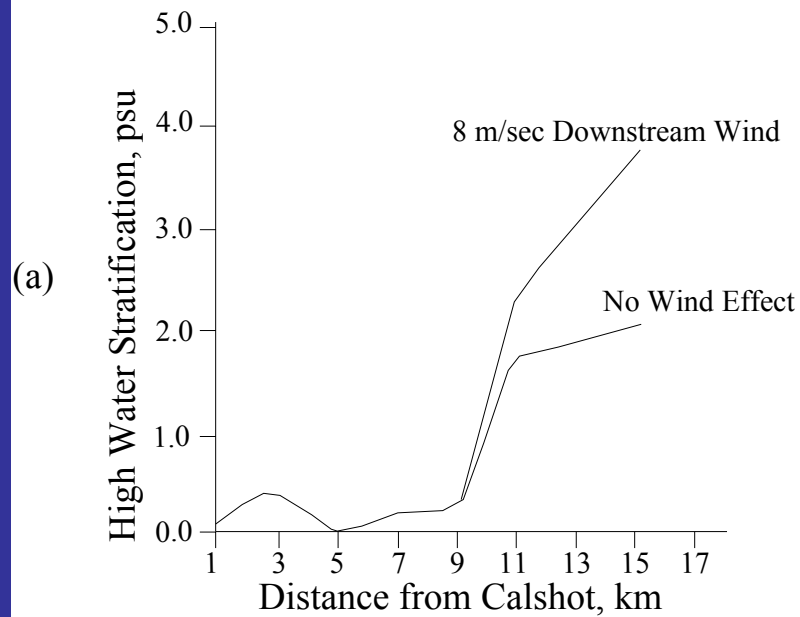


Figure 8. Spatial distribution of horizontal velocity, in cm/sec, at the main channel of Itchen Estuary, for (a) $t=62.0$ hr., (b) $t=65.0$ hr., (c) $t=68.0$ hr., (d) $t=71.0$ hr. and (e) $t=75.0$ hr. from model initiation during a neap tidal simulation



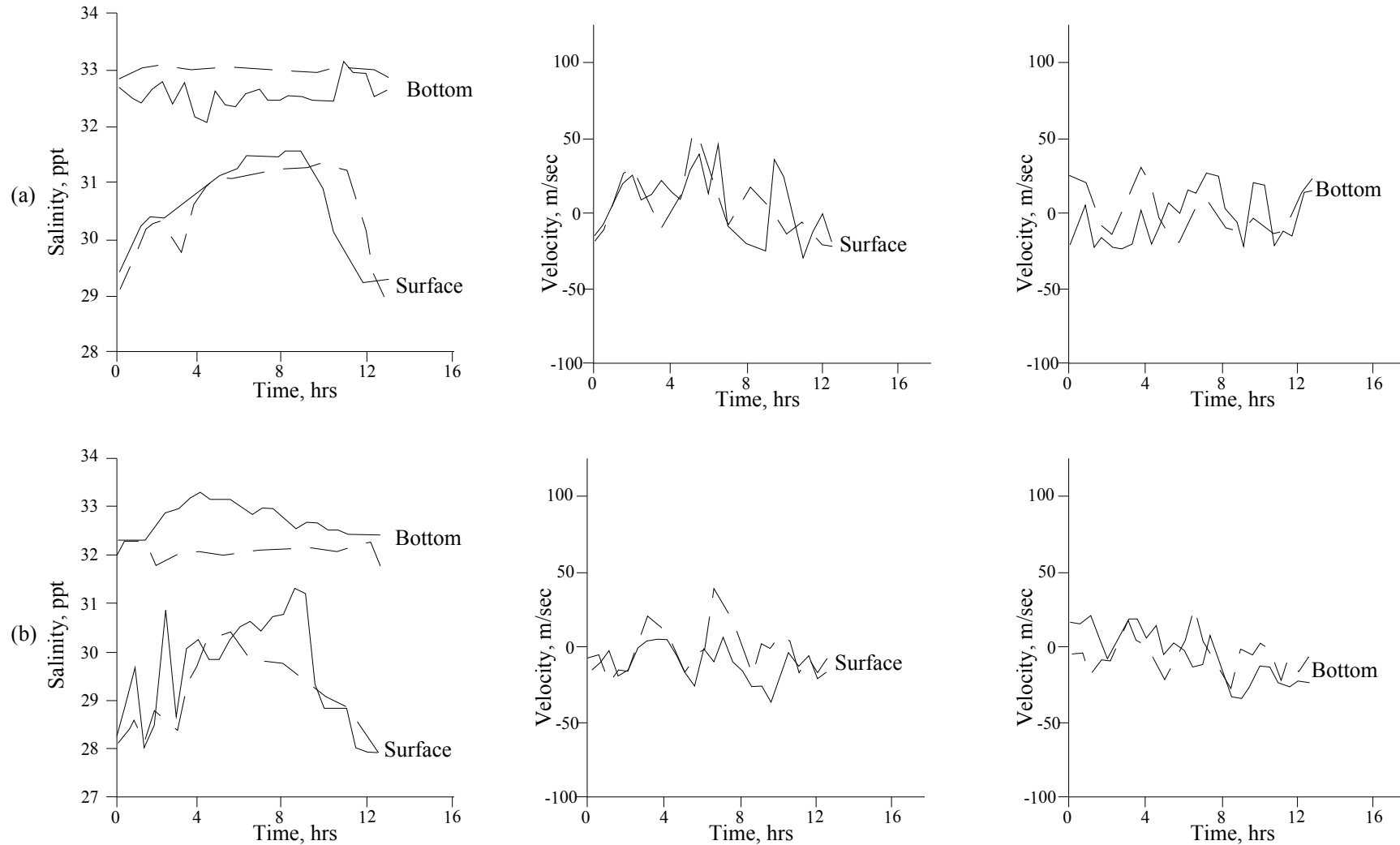
SYLAIOS & BOXALL
FIGURE 9

Figure 9. Spatial distribution of (a) high and (b) low water stratification, in ppt, along Southampton Water and Test Estuary, under different river discharge conditions



SYLAIOS & BOXALL
FIGURE 11

Figure 11. Spatial distribution of (a) high and (b) low water stratification, in ppt, along Southampton Water and Test Estuary, under different wind effect



SYLAIOS & BOXALL
FIGURE 3

Figure 3. Comparison of observed (solid line) to computed (dashed line) salinity and velocity temporal variability, for (a) Netley (section 9) and (b) Cracknore (section 13) under neap tidal conditions

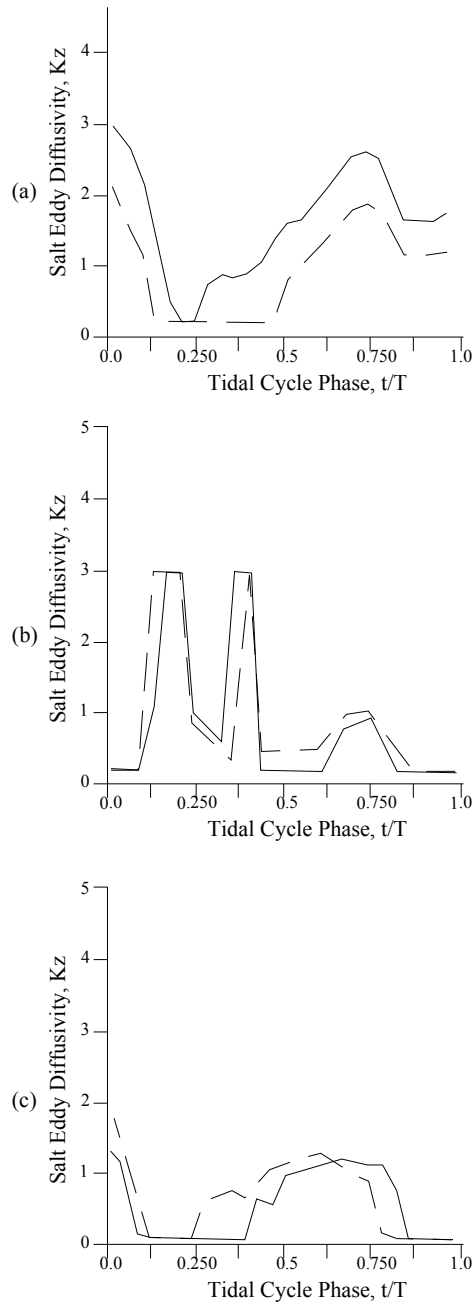


Figure 10. Temporal variability of the computed vertical salt eddy diffusion coefficient, at the mid-depth of the water column, at (a) Calshot (section 2), (b) Netley (section 9) and (c) Cracknore (section 13), under low (solid line) and high (dashed line) river discharge

Βαθμονόμηση συντελεστή
τραχύτητας, n



Βαθμονόμηση παραμέτρων
 k_1 , BK συντελεστών τύρβης
Υψηλή παροχή

Βαθμονόμηση παραμέτρων
 k_1 , BK συντελεστών τύρβης
Χαμηλή παροχή



Εξακρίβωση



Έλεγχος ορίου παροχής



Έλεγχος επίδρασης
παλίρροιας



Προσθήκη ανέμου

ΒΑΘΜΟΝΟΜΗΣΗ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟΥ ΟΜΟΙΩΜΑΤΟΣ ΠΟΤΑΜΟΥ ΣΤΡΥΜΟΝΑ

Συντελεστής προσδιορισμού, r^2

$$r^2 = \frac{\left[N \left(\sum_{i=1}^N x_i y_i \right) - \left(\sum_{i=1}^N x_i \right) \left(\sum_{i=1}^N y_i \right) \right]^2}{\left[N \sum_{i=1}^N x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N x_i \right)^2 \right] \left[N \sum_{i=1}^N y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N y_i \right)^2 \right]}$$

όπου,

x_i : μέτρηση πεδίου (ανεξάρτητη μεταβλητή)

y_i : αποτέλεσμα ομοιώματος (εξαρτημένη μεταβλητή)

\bar{x} : μέση τιμή μετρήσεων πεδίου

\bar{y} : μέση τιμή αποτελεσμάτων ομοιώματος

N : αριθμός μετρήσεων ή αποτελεσμάτων πεδίου

Κλίση, γ

$$\gamma = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}$$

Η κλίση της γραμμής παλινδρόμησης, γ , που προσαρμόζεται μεταξύ των αποτελεσμάτων του ομοιώματος y , και των δεδομένων πεδίου x , αποτελεί δείκτη του βαθμού εκτίμησης του ομοιώματος. Όταν $\gamma > 1$, το ομοίωμα υπερεκτιμά τις μετρούμενες ποσότητες, ενώ όταν $\gamma < 1$, το ομοίωμα υποεκτιμά τις μετρούμενες ποσότητες. Στην περίπτωση που ισχύει $\gamma = 1$ υπάρχει ταύτιση μεταξύ x και y

Συντελεστής Nash-Sutcliffe, *NSC*

$$NSC = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}$$

Ο συντελεστής Nash-Sutcliffe *NSC*, αποτελεί δείκτη της ικανότητας του ομοιώματος να αποδίδει τιμές πλησίον της γραμμής 1:1. Η τιμή του κυμαίνεται στο διάστημα $[-\infty, 1]$ και όσο προσεγγίζει τη μονάδα, τόσο καλύτερα το ομοίωμα εκφράζει τα δεδομένα. Στην περίπτωση που $NSC=0$ το ομοίωμα είναι τόσο ακριβές, όσο και η μέση τιμή των δεδομένων πεδίου (Nash and Sutcliffe 1970).

Κανονικοποιημένη αντικειμενική συνάρτηση, *NOF*

$$NOF = \frac{RMSE}{x}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N}}$$

Η βέλτιστη τιμή για το κριτήριο *NOF* είναι η μηδενική, ωστόσο το ομοίωμα θεωρείται αξιόπιστο, όταν η τιμή κυμαίνεται στο διάστημα $[0,1]$ (Hession et al. 1994, Kornecki et al. 1999).

Στατιστικό του Theil, *U-statistic*

$$U - statistic = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N y_i^2} + \sqrt{\sum_{i=1}^N x_i^2}}$$

Η βέλτιστη τιμή για το κριτήριο *U-statistic* είναι η μηδενική, ωστόσο το ομοίωμα θεωρείται αξιόπιστο, όταν η τιμή κυμαίνεται στο διάστημα $[0,1]$ (Theil 1966).

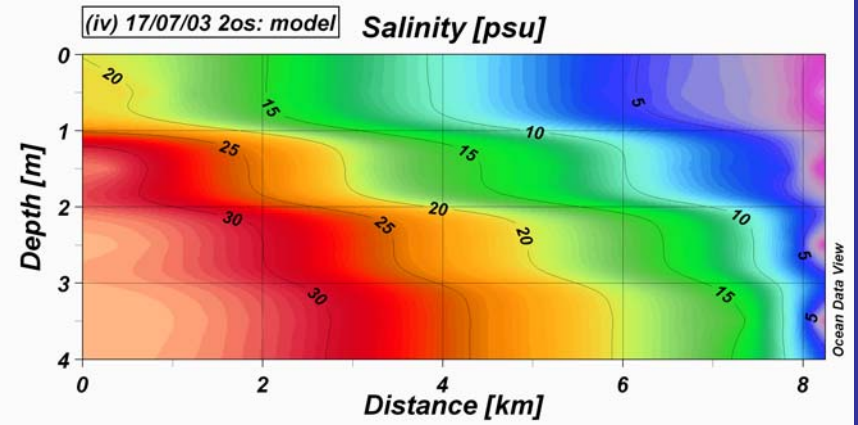
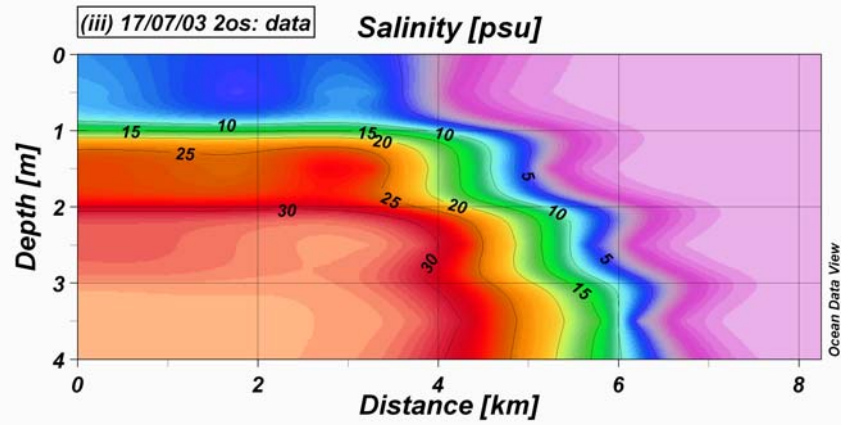
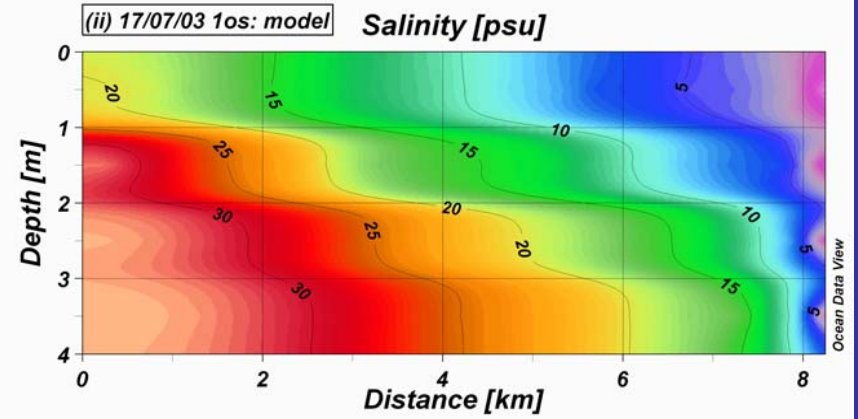
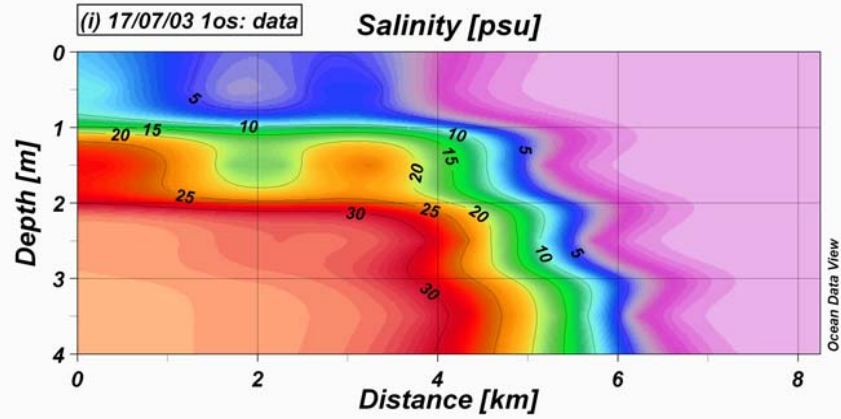
Βαθμονόμηση του συντελεστή τραχύτητας Manning

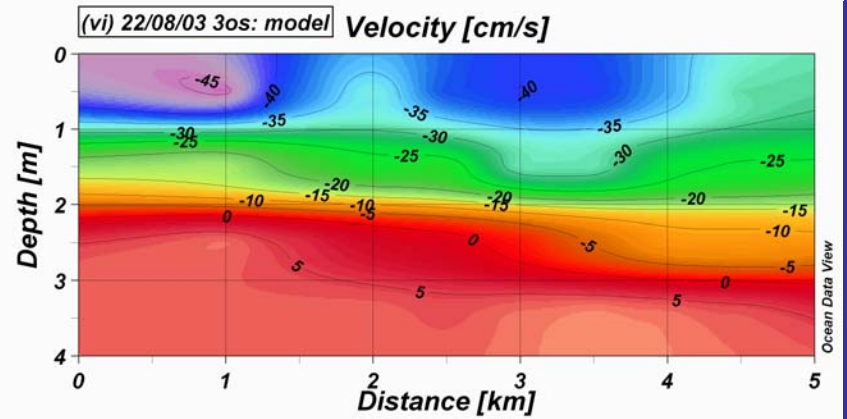
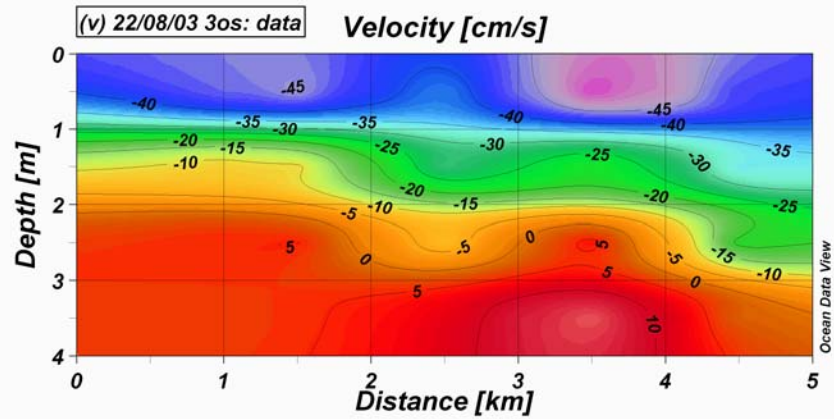
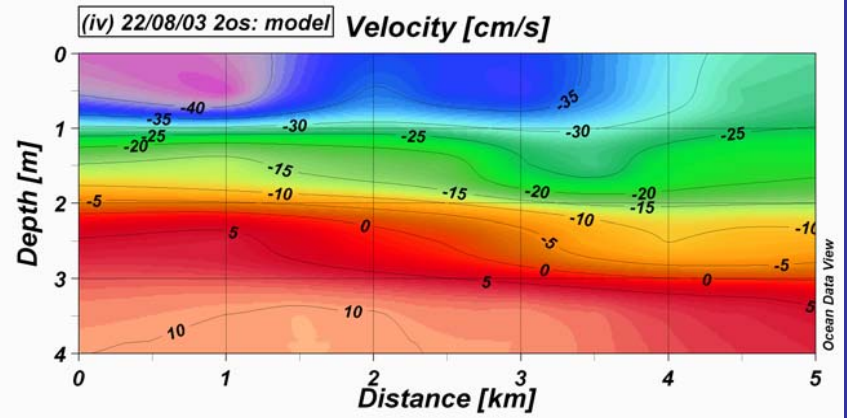
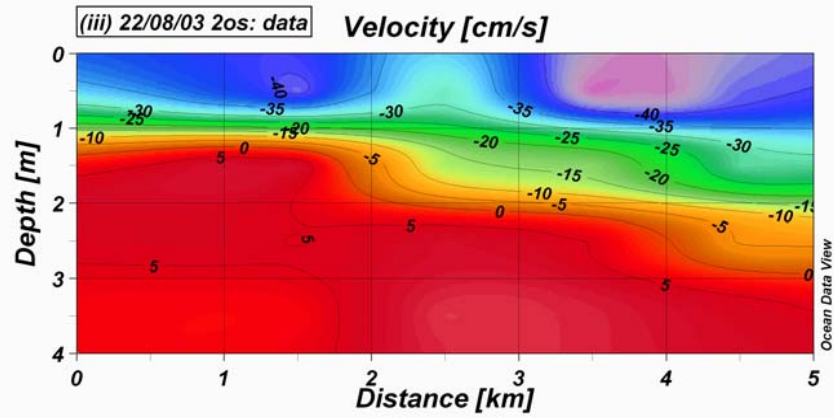
$$n = 0.035 - 0.040$$

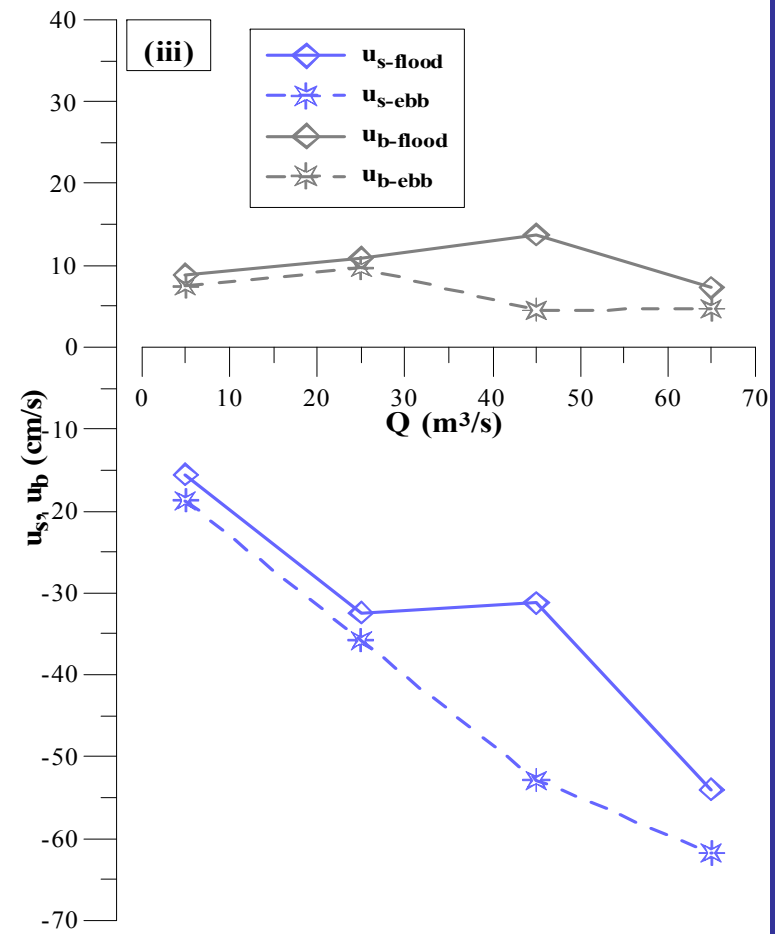
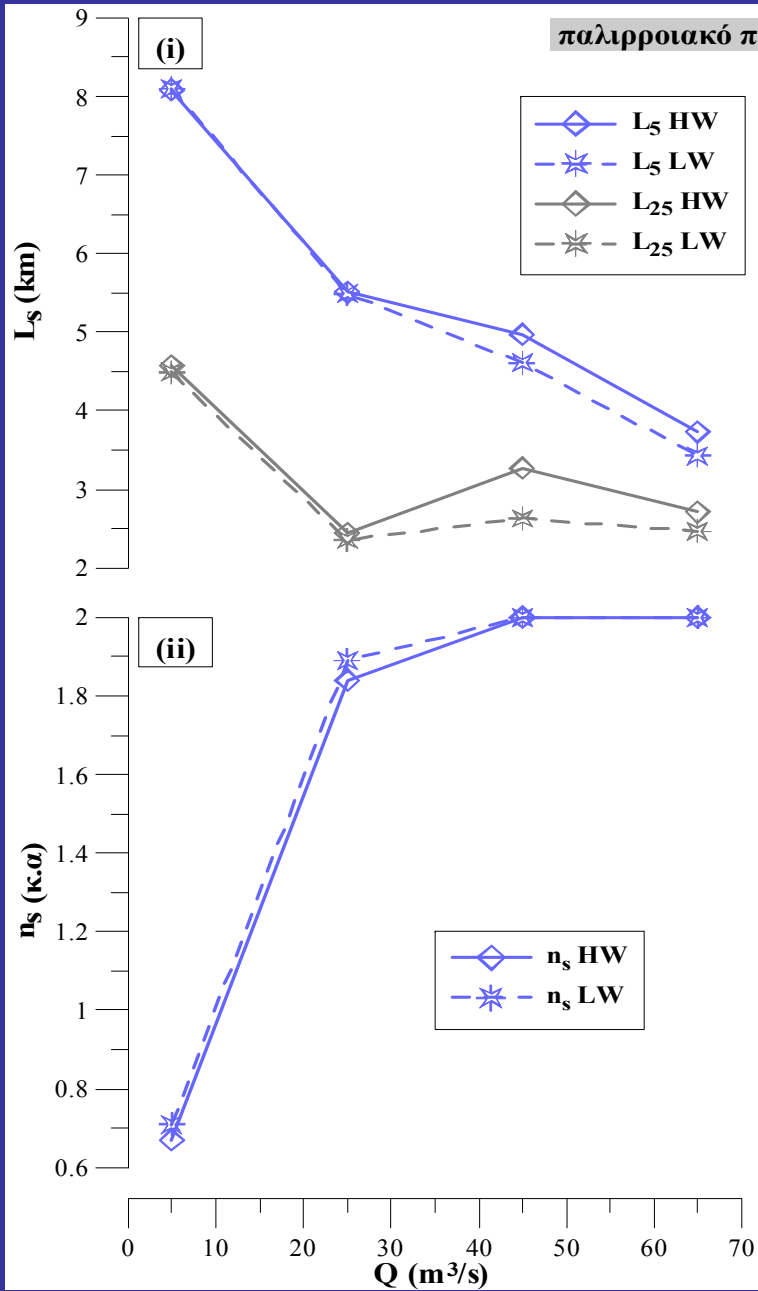
Συντελεστής Τραχύτητας, n	Παράμετρος, k _l	Κύκλος Μετρήσεων	r ²	γ	NSC	NOF	U-stat	N
n=0.030	k_l=0.005	1 ^{ος}	0.725	0.862	0.567	0.921	0.243	68
		2 ^{ος}	0.763	0.852	0.674	0.791	0.217	68
		3 ^{ος}	0.780	0.915	0.690	0.797	0.212	68
	k_l=0.010	1 ^{ος}	0.732	0.866	0.591	0.895	0.238	68
		2 ^{ος}	0.773	0.855	0.697	0.763	0.211	68
		3 ^{ος}	0.789	0.914	0.716	0.764	0.205	68
	k_l=0.020	1 ^{ος}	0.845	0.776	0.836	0.567	0.177	68
		2 ^{ος}	0.826	0.726	0.798	0.622	0.201	68
		3 ^{ος}	0.828	0.749	0.798	0.643	0.203	68
	k_l=0.030	1 ^{ος}	0.562	0.390	0.285	1.183	0.469	68
		2 ^{ος}	0.492	0.340	0.187	1.250	0.511	68
		3 ^{ος}	0.463	0.331	0.171	1.305	0.522	68
n=0.035	k_l=0.005	1 ^{ος}	0.785	0.883	0.719	0.743	0.204	68
		2 ^{ος}	0.814	0.859	0.788	0.638	0.182	68
		3 ^{ος}	0.828	0.900	0.808	0.628	0.175	68
	k_l=0.010	1 ^{ος}	0.788	0.885	0.728	0.730	0.201	68
		2 ^{ος}	0.818	0.860	0.797	0.625	0.179	68
		3 ^{ος}	0.830	0.901	0.814	0.618	0.173	68
	k_l=0.020	1 ^{ος}	0.841	0.755	0.814	0.603	0.193	68
		2 ^{ος}	0.814	0.701	0.760	0.678	0.225	68
		3 ^{ος}	0.807	0.712	0.753	0.712	0.231	68
	k_l=0.030	1 ^{ος}	0.510	0.358	0.219	1.237	0.498	68
		2 ^{ος}	0.443	0.310	0.124	1.297	0.539	68
		3 ^{ος}	0.428	0.304	0.118	1.346	0.547	68

		0	0.125	0.25	0.375	0.5	0.625	0.75	0.875	1
n=0.040	k₁=0.005	1 ^o s	0.860	0.802	0.856	0.531	0.162	68		
		2 ^o s	0.860	0.760	0.841	0.553	0.176	68		
		3 ^o s	0.863	0.792	0.844	0.566	0.175	68		
	k₁=0.010	1 ^o s	0.862	0.798	0.856	0.532	0.164	68		
		2 ^o s	0.858	0.755	0.835	0.563	0.180	68		
		3 ^o s	0.857	0.779	0.832	0.588	0.184	68		
	k₁=0.020	1 ^o s	0.821	0.723	0.774	0.666	0.218	68		
		2 ^o s	0.787	0.665	0.707	0.750	0.255	68		
		3 ^o s	0.551	0.387	0.274	1.221	0.477	68		
	k₁=0.030	1 ^o s	0.469	0.332	0.163	1.281	0.522	68		
		2 ^o s	0.402	0.285	0.069	1.337	0.562	68		
		3 ^o s	0.409	0.001	-0.484	1.746	0.998	68		
	n=0.045	k₁=0.005	1 ^o s	0.869	0.787	0.851	0.541	0.170	68	
			2 ^o s	0.856	0.737	0.813	0.600	0.196	68	
			3 ^o s	0.838	0.749	0.796	0.648	0.207	68	
k₁=0.010		1 ^o s	0.866	0.778	0.842	0.556	0.176	68		
		2 ^o s	0.848	0.726	0.798	0.622	0.205	68		
		3 ^o s	0.828	0.735	0.778	0.675	0.217	68		
k₁=0.020		1 ^o s	0.566	0.387	0.278	1.189	0.474	68		
		2 ^o s	0.501	0.342	0.187	1.249	0.512	68		
		3 ^o s	0.470	0.336	0.176	1.301	0.520	68		
k₁=0.030		1 ^o s	0.432	0.308	0.113	1.318	0.544	68		
		2 ^o s	0.371	0.265	0.026	1.367	0.582	68		
		3 ^o s	0.359	0.001	-0.485	1.746	0.999	68		

Η τιμή που επιλέχθηκε για το συντελεστή Manning ήταν $n=0.039$, καθώς συγκέντρωσε τις καλύτερες τιμές των στατιστικών κριτηρίων κατά τον έλεγχο των αποτελεσμάτων της αλατότητας σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα της ταχύτητας.

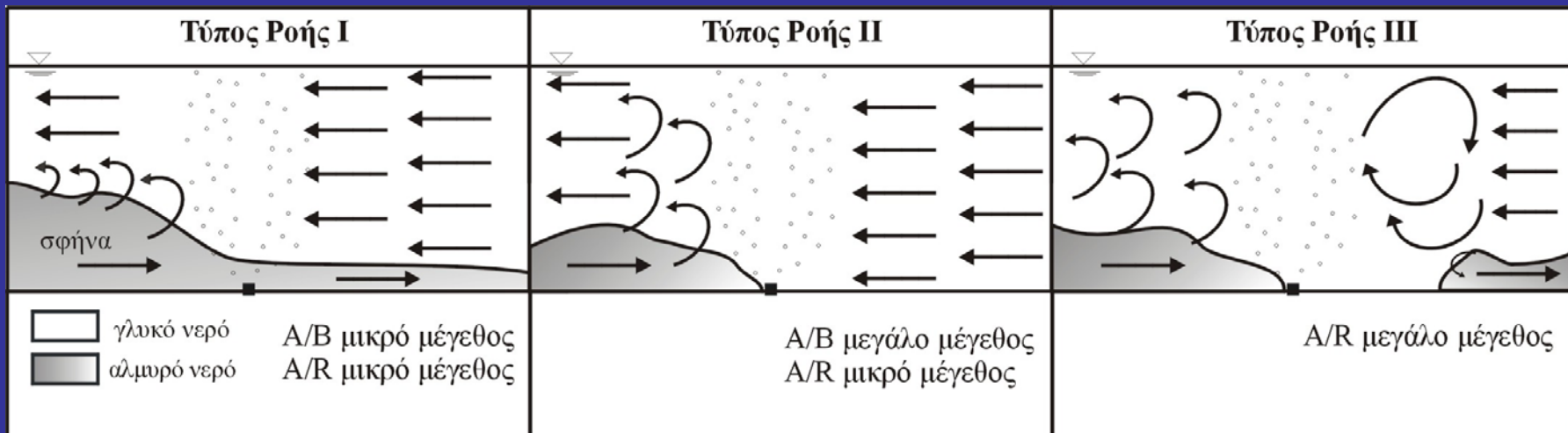






Η μέθοδος κουρτίνας αέρα

. Η αέρια κουρτίνα είναι ένα πνευματικό εμπόδιο που αποτελείται από φυσαλίδες αέρα (Ministry of Transport 1993). Συμπιεσμένος αέρας οδηγείται σε ένα διάτρητο σωλήνα που τοποθετείται στον πυθμένα του καναλιού, εγκάρσια στη ροή, σχηματίζοντας κατακόρυφη αέρια κουρτίνα που ενεργεί σαν τοίχος στην είσοδο του αλμυρού νερού. Όταν η διάταξη βρίσκεται σε λειτουργία, οι φυσαλίδες ανέρχονται, παρασύροντας στην κίνησή τους το περιβάλλον νερό. Όταν η δύναμη της άνωσης που ενεργεί στις φυσαλίδες εξισωθεί με την δύναμη βαρύτητας του περιβάλλοντος νερού, τότε η αέρια κουρτίνα παρεμποδίζει την παράσυρση του νερού.



Οι εξωτερικές δυνάμεις που ενεργούν στην αέρια κουρτίνα είναι η άνωση λόγω της παρουσίας της A , η δύναμη εισόδου της στάσιμης σφήνας B , και η δύναμη αδράνειας της ροής του γλυκού νερού R .

$$A = (q_a g)^{1/3}$$

$$B = (g' h_a)^{1/2}$$

$$R = \frac{q_f}{h}$$

$$g' = \left(\frac{\rho_s - \rho_r}{\rho_r} \right) g$$

q_a : παροχή αέρα ανά μονάδα πλάτους, m^2/s

g : επιτάχυνση της βαρύτητας, m/s^2

g' : αναγόμενη επιτάχυνση της βαρύτητας, m/s^2

h_a : ύψος αλμυρής σφήνας στη θέση τοποθέτησης της διάταξης κουρτίνας αέρα, απουσία της εφαρμογής, m

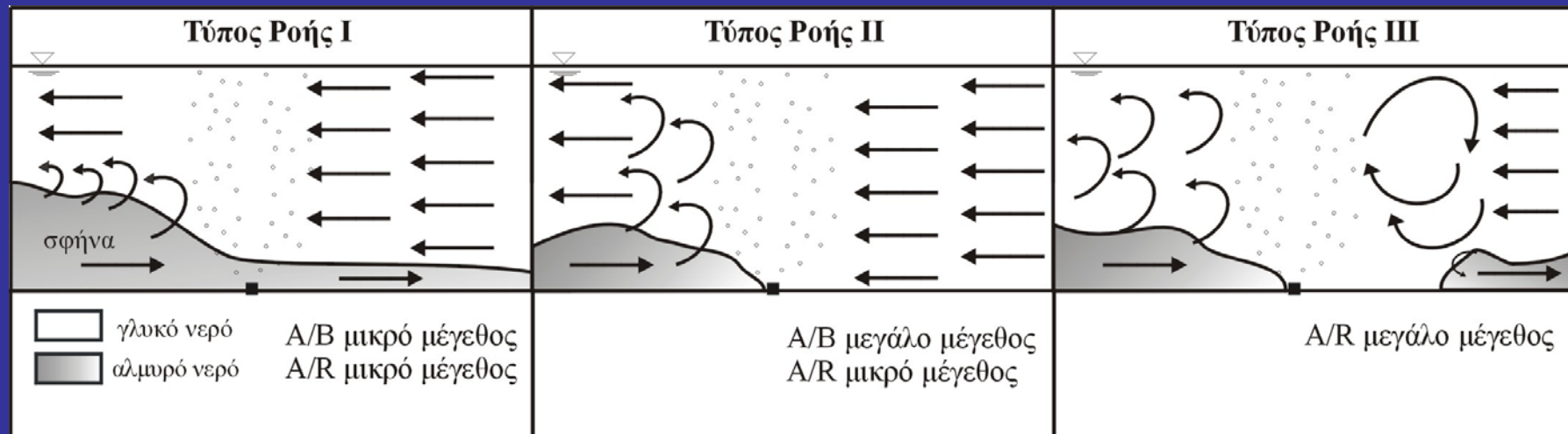
q_f : παροχή ποταμού ανά μονάδα πλάτους, m^2/s

h : βάθος νερού, m

$$a = \frac{A/B}{A/R} = \frac{R}{B} = Fr_{\rho} \left(\frac{h_a}{h} \right)^{1/2}$$

Fr_{ρ} : πυκνομετρικός αριθμός Froude,

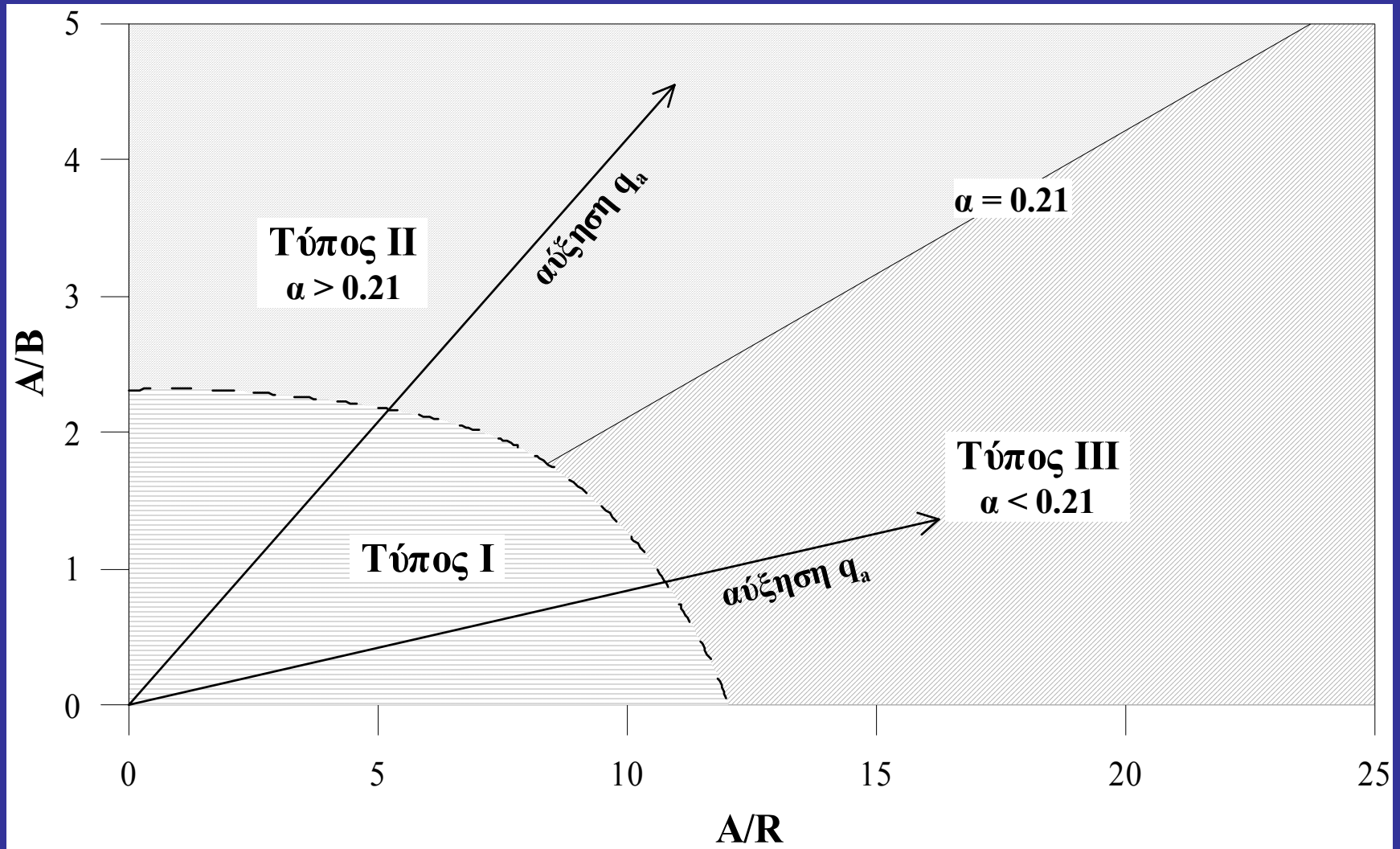
$$Fr_{\rho} = \frac{q_r}{(g'h^3)^{1/2}}$$



Στον τύπο ροής I, η διάταξη της κουρτίνας αέρα δεν ανακόπτει τη στάσιμη σφήνα, παρά μειώνει την κατακόρυφη ανάπτυξή της.

Στον τύπο ροής II, η στάσιμη σφήνα περιορίζεται πλήρως από τη λειτουργία της κουρτίνας αέρα.

Στον τύπο ροής III, η σφήνα περιορίζεται, αλλά ένα τμήμα της παραμένει ανάντη της διάταξης, δηλαδή η απομάκρυνση του άλατος συμβαίνει μόνο στον περιβάλλοντα χώρο της διάταξης.



Εφαρμογή στην εκβολή του Στρυμόνα

Η μέθοδος της κουρτίνας αέρα εφαρμόστηκε στην εκβολή του Στρυμόνα. Η χωροθέτηση της διάταξης ήταν τέτοια, ώστε να επιτραπεί η λειτουργία των τριών αντλιοστασίων για την κάλυψη των αρδευτικών αναγκών της περιοχής που βρίσκονται ανάντη της γέφυρας της νέας Εθνικής Οδούς και η λειτουργία τους περιορίζεται λόγω της παρουσίας του αλμυρού νερού στην εκβολή.

Οι τιμές των παροχών που δοκιμάστηκαν ήταν $5 \text{ m}^3/\text{s}$, $25 \text{ m}^3/\text{s}$, $45 \text{ m}^3/\text{s}$ και $65 \text{ m}^3/\text{s}$, θεωρώντας συνθήκες τετραγωνισμού με παλιρροιακό εύρος 7 cm και συνθήκες συζυγίας με παλιρροιακό πλάτος 14 cm

Δοκιμάστηκαν μεγέθη παροχής αέρα, $0.01 \text{ m}^2/\text{s}$, $0.10 \text{ m}^2/\text{s}$, $0.15 \text{ m}^2/\text{s}$, $0.20 \text{ m}^2/\text{s}$ και $0.25 \text{ m}^2/\text{s}$ με σκοπό την εύρεση της ενεργειακά οικονομικότερης λύσης.

