

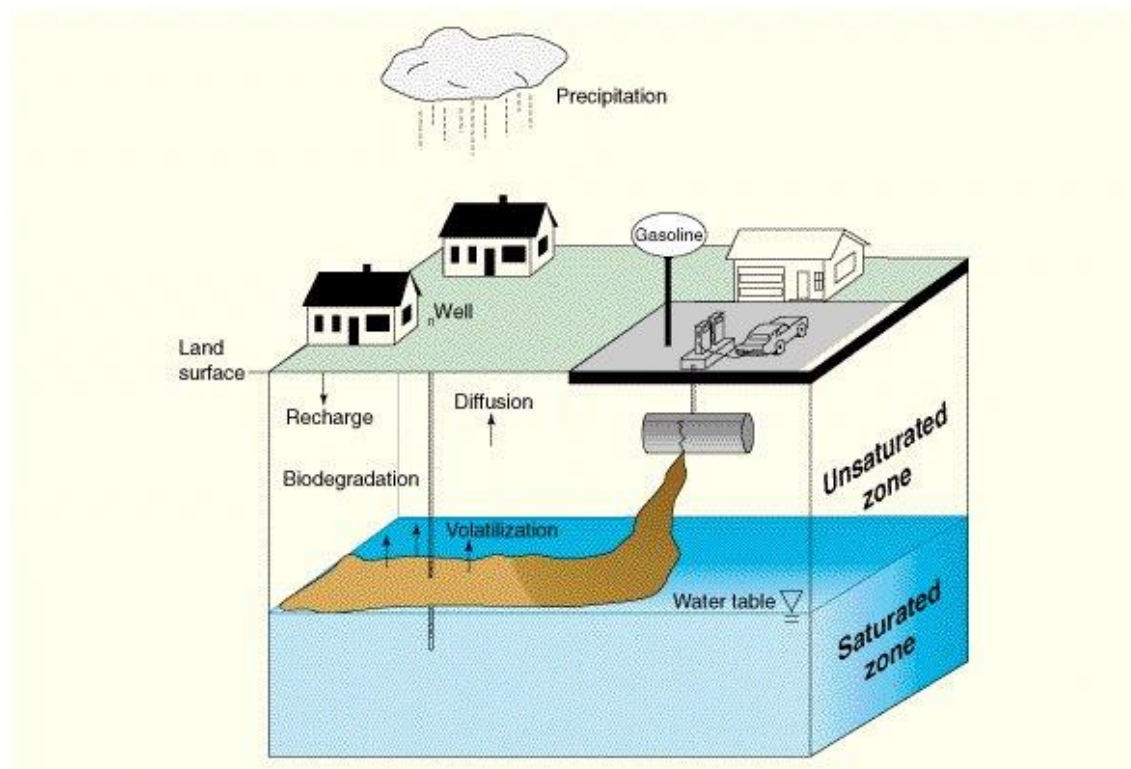


ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΡΟΗ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ ΚΑΙ ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΡΥΠΩΝ

Πανεπιστημιακές Σημειώσεις

Γεώργιος Π. Καρατζάς
Καθηγητής



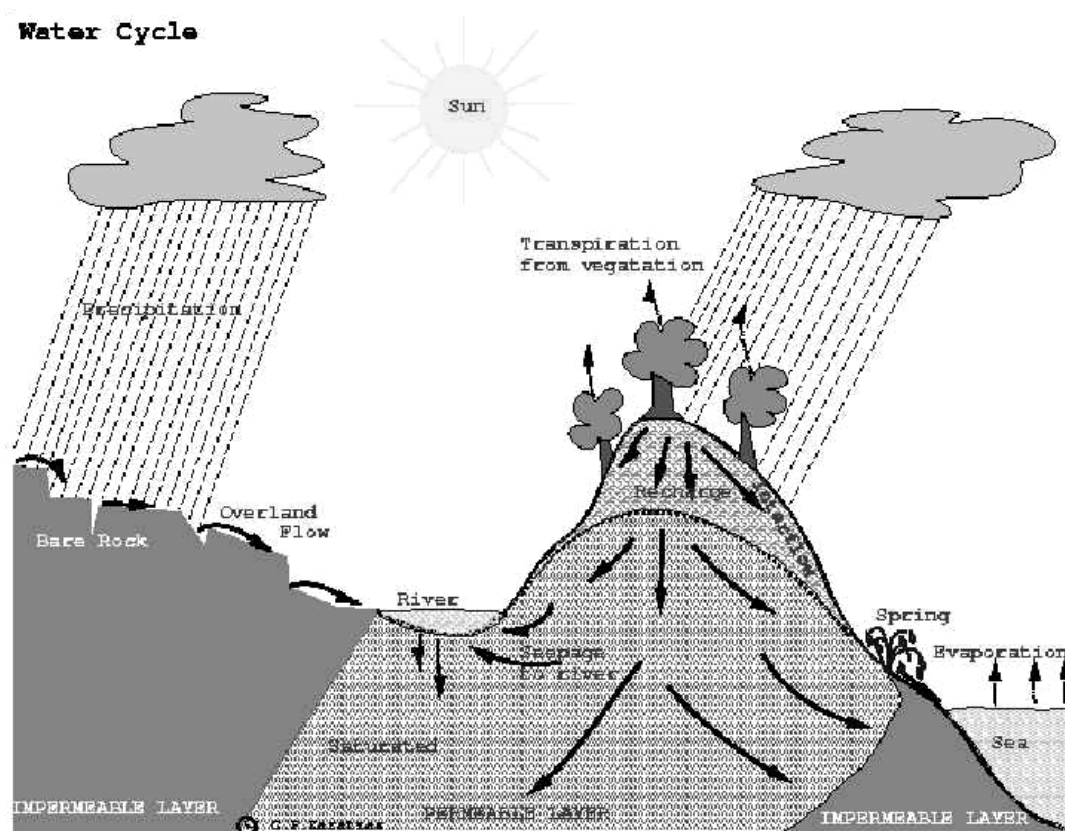
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 : ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΟΡΙΣΜΟΣ

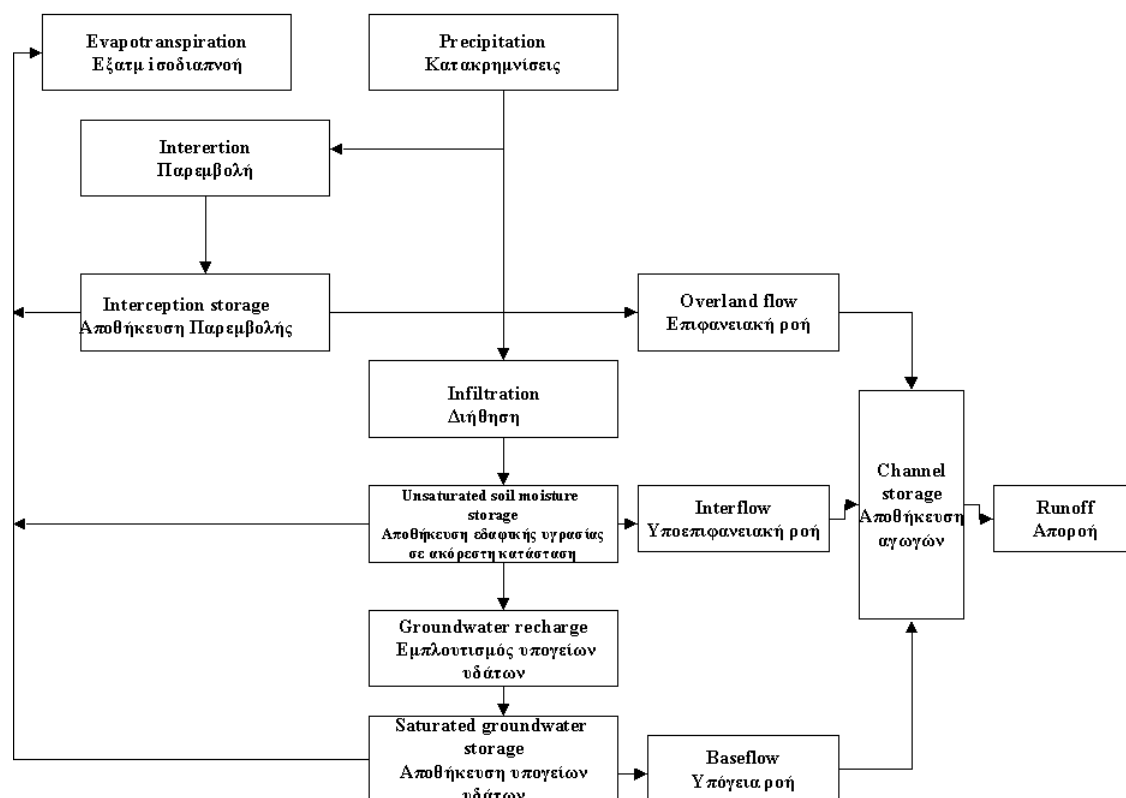
Γενικά ο όρος **υπόγεια ύδατα** συνήθως αναφέρεται στις υδάτινες ποσότητες που υπάρχουν μέσα στο υπέδαφος και στους διάφορους υπόγειους γεωλογικούς σχηματισμούς. Ειδικά όμως για την μελέτη των υπογείων υδάτων είναι αναγκαίο να εξετάσουμε το θέμα σφαιρικά και σε άμεσο συσχετισμό με τον ευρύτερο Υδρολογικό Κύκλο.

1.2 Ο ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

Μια γραφική αναπαράσταση του Υδρολογικού Κύκλου δίνεται στο Σχήμα 3. 1



Σχήμα 3. 1 : Ο Υδρολογικός Κύκλος.



Σχήμα 3. 2: Διαγραμματική Αναπαράσταση του Υδρολογικού Κύκλου.

Πίνακας 1.1: Υδατικό Ισοζύγιο του Πλανήτη μας (Freeze and Cherry, 1979).

	Επιφάνεια (Km ² * 10 ⁶)	Όγκος (Km ³ * 10 ⁶)	Όγκος (%)	Βάθος (m)	Χρόνος παραμονής
Ωκεανοί και θάλασσες	361	1370	94	2500	~ 4000 χρόνια
Λίμνες - Αποθηκευτήρες	1,55	0,13	0,01	0,25	~ 10 χρόνια
Έλη	< 0,1	< 0,01	< 0,01	0,007	1 - 10 χρόνια
Ανοικτοί Αγωγοί	< 0,1	< 0,01	< 0,01	0,003	~ 2 εβδομάδες
Υγρασία Εδάφους	130	0,07	< 0,01	0,13	2 εβδομ. - 1 χρόνο
Υπόγεια Ύδατα	130	60	4	120	2 εβδομ. - 10000 χρόνια
Παγετώνες	17,8	30	2	60	10 - 1000 χρόνια
Ατμόσφαιρα	504	0,01	< 0,01	0,025	~ 10 μέρες

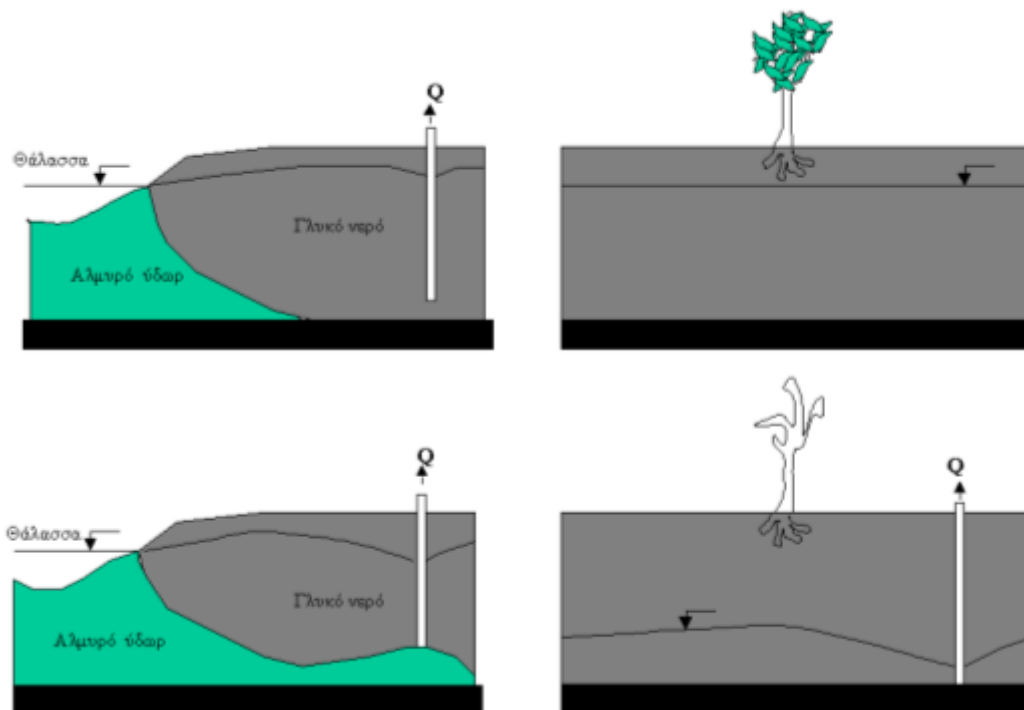
Από την σύγκριση προκύπτει ότι:

Ο ρόλος των υπογείων υδάτων είναι πολύ σημαντικός και θα πρέπει να διαχειρίζονται ορθολογικά τόσο **ποσοτικά** όσο και **ποιοτικά**.

Οι προϋποθέσεις γι' αυτό είναι:

1. Γνώση των νόμων που διέπουν την κίνηση των υπογείων υδάτων.
2. Γνώση των μηχανισμών εμπλουτισμού των υπογείων υδάτων.
3. Γνώση των μηχανισμών διεύθυνσης και εξάπλωσης ρύπων εντός των υπογείων υδάτων.

Παραδείγματα μη ορθολογικής Διαχείρισης.

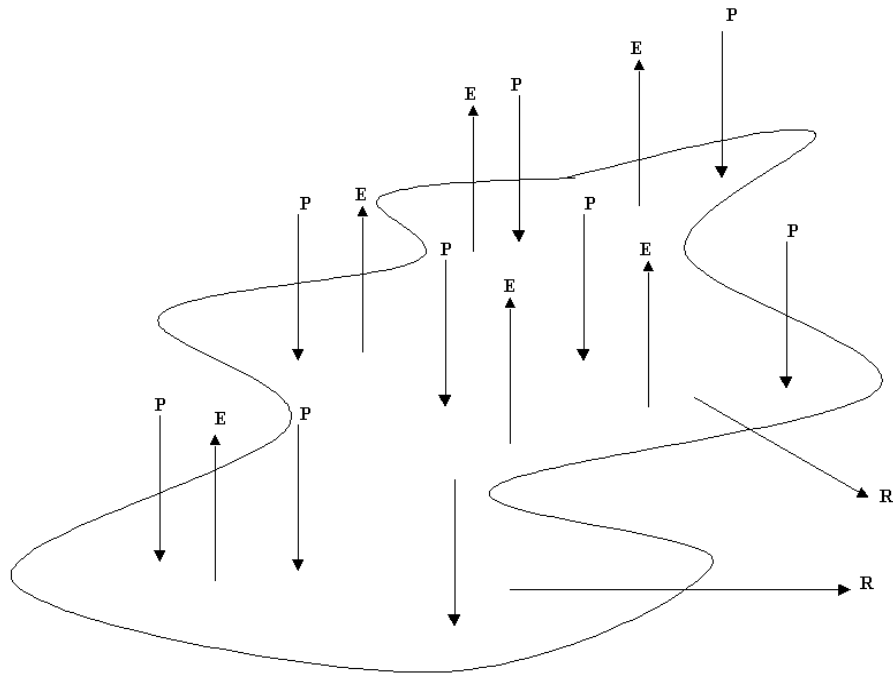


Σχήμα 3. 3

1.3 ΥΔΑΤΙΚΟ ΙΣΟΖΥΓΙΟ

1. Απλά Συστήματα

Αδιαπέραστη Επιφάνεια (π.χ. Επιφάνεια Parking)



Σχήμα 3. 4: Ορισμός συστήματος μη διαπερατής επιφάνειας.

Η εξίσωση του Μοντέλου:

Ισοζύγιο Μάζας:

ΕΙΣΡΟΗ – ΕΚΡΟΗ $\pm$ ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΑΖΑΣ = ΣΥΣΣΩΡΕΥΣΗ ΜΑΖΑΣ

$$P - E - R \pm 0 = S$$

Όπου: **P** είναι ο ρυθμός κατακρήμνισης

E ο ρυθμός εξατμισοδιαπνοής

R ο ρυθμός επιφανειακής ροής

S ο ρυθμός αποθήκευσης.

2. Σύνθετα Συστήματα

Ισοζύγιο Μάζας:

$$\text{ΕΙΣΡΟΗ} - \text{ΕΚΡΟΗ} \pm \text{ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΑΖΑΣ} = \text{ΣΥΣΣΩΡΕΥΣΗ ΜΑΖΑΣ}$$

$$\mathbf{P} - \mathbf{E} - \mathbf{R} - \mathbf{I} \pm \mathbf{Reaction} = \mathbf{S}$$

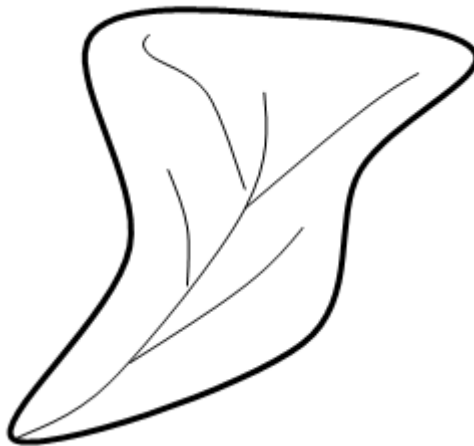
Όπου: **I** είναι ο ρυθμός της διήθησης

Reaction είναι ο ρυθμός αντίδρασης

οι υπόλοιπες παράμετροι όπως ορίσθηκαν στα Απλά Συστήματα.

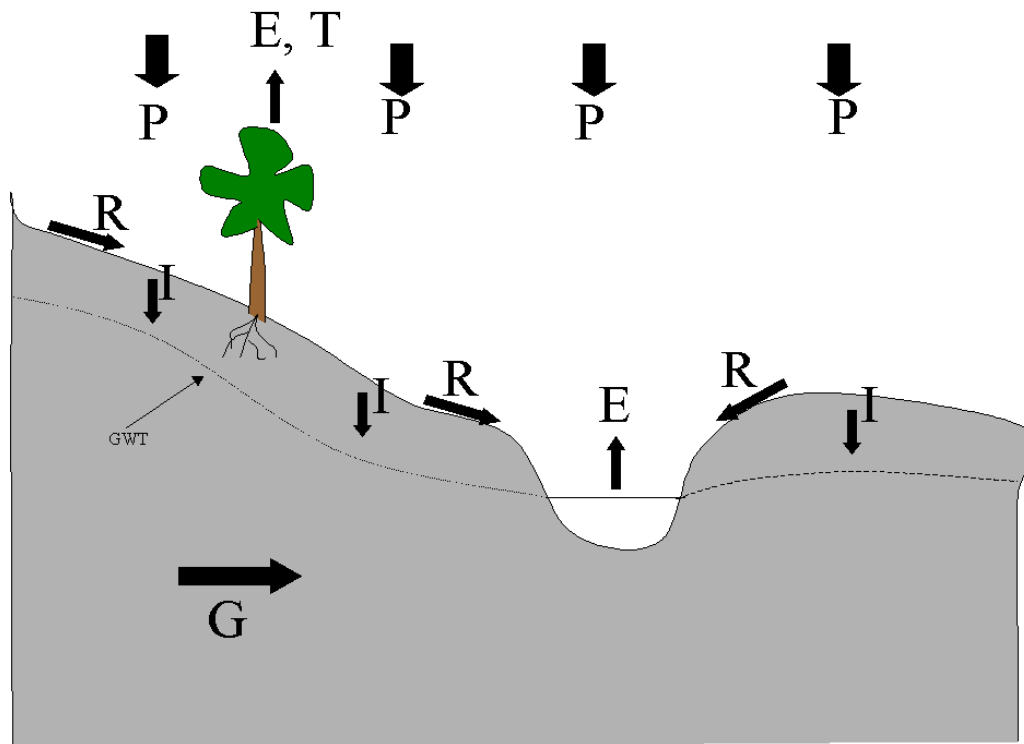
1.4 ΣΥΝΘΕΤΑ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ

Λεκάνης Απορροής: Μία τοπογραφικά ορισμένη περιοχή η οποία αποστραγγίζεται είτε από ένα ρέμα ή από ένα σύστημα συγκοινωνούντων ρεμάτων τα οποία καταλήγουν σε κάποιο μοναδικό σημείο απορροής.



Σχήμα 3. 5 : Σχηματική παράσταση Λεκάνης Απορροής.

1.5 ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΛΟΓΙΚΟ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ



ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟ ΙΣΟΖΥΓΙΟ

Υπεράνω της επιφάνειας

$$P + \underbrace{(R_{in} - R_{out})}_{\Delta R} - E_{ab} - T_{ab} - I = \frac{dM}{dt} = \Delta S_{ab} = \text{Αλλαγή του ρυθμού αποθήκευσης επιφανειακών υδάτων.}$$

Υποκάτω της επιφάνειας

$$I + \underbrace{(G_{in} - G_{out})}_{\Delta G} - E_{gr} - T_{gr} = \frac{dM}{dt} = \Delta S_{gr} = \text{Αλλαγή του ρυθμού αποθήκευσης υπογείων υδάτων.}$$

Καθαρό Ισοζύγιο

$$P - \Delta R - \Delta G - E - T = \Delta S$$

1.6 ΕΞΑΤΜΙΣΗ (EVAPORATION) Ε

Εξάτμιση του ύδατος λαμβάνει χώρα σε ελεύθερες υδατικές επιφάνειες όπως λίμνες, υδατοδεξαμενές, κλπ.

Κινητήριος Δύναμη: Η ηλιακή ακτινοβολία η οποία θερμαίνει τα ύδατα και τον αέρα.

Παράγοντες που επηρεάζουν:

- Θερμοκρασία ύδατος
- Θερμοκρασία και απόλυτη υγρασία της αέρινης μάζας που έρχεται σε άμεση επαφή με το υδάτινο σώμα.
- Άνεμος

Παράγοντες που συντελούν σε λανθασμένη μέτρηση είναι:

- Δυνατή βροχόπτωση.
- Πτηνά.
- Κίνηση Ανέμου.

1.7 ΑΝΑΠΝΟΗ (TRANSPIRATION) , T

Ορίζεται ως η διαδικασία κατά την οποία το ύδωρ περνάει από την υγρή φάση στην φάση του ατμού διαμέσου του μεταβολισμού των φυτών.

$T = f$ (ηλιακού φωτός, θερμοκρασίας, υγρασίας, είδος φυτού, βάθος ύδατος, ποιότητας ύδατος (αλμυρότητα), είδος εδάφους κλπ.)

1.8 ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗ (EVAPOTRANSPIRATION) , ET

Σε μετρήσεις πεδίου είναι δύσκολο να μετρηθεί χωριστά η εξάτμιση και η αναπνοή. Στην πραγματικότητα όμως ενδιαφερόμαστε να υπολογίσουμε την ολική απώλεια ύδατος από το πεδίο μελέτης και δεν έχει ιδιαίτερη σημασία να καθορίσουμε αν αυτή η απώλεια προέρχεται από εξάτμιση ή αναπνοή. Για τον λόγο αυτό στην πραγματικότητα συνδυάζουμε αυτές τις δύο διεργασίες σε μία και την ονομάζουμε *εξατμισοδιαπνοή*.

Δυναμική Εξατμισοδιαπνοή (Potential Evapotranspiration) : Η απώλεια ύδατος η οποία θα συμβεί εάν σε καμία χρονική στιγμή δεν παρατηρείται έλλειμμα ύδατος εντός του εδάφους για χρήση από την βλάστηση.

Πραγματική Εξατμισοδιαπνοή (Actual Evapotranspiration): Το πραγματικό ποσόν της εξατμισοδιαπνοής που λαμβάνει χώρα κάτω από τις συνθήκες πεδίου.

1.9 ΚΑΤΑΚΡΗΜΝΙΣΗ – ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (PRECIPITATION) P

Κατηγορίες μορφών βροχοπτώσεων με βάση το φυσικό μηχανισμό δημιουργίας τους:

- Βροχοπτώσεις που οφείλονται σε κινήσεις θερμών και ψυχρών μετώπων (Frontal Precipitation) .
- Βροχοπτώσεις που οφείλονται σε φαινόμενα μεταφοράς θερμότητας (Convective Process).
- Βροχοπτώσεις που οφείλονται σε ορογραφικές επιδράσεις (Orographic Effects).

Μέτρηση της Βροχόπτωσης

Οποιοδήποτε ανοικτό δοχείο θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για την μέτρηση της βροχόπτωσης (Rain gage - βροχόμετρο). Στην Αμερική χρησιμοποιείται δοχείο διαμέτρου 20.3 cm (8 in) και στον Καναδά 9 cm (3.57 in).

Το βροχόμετρο (Rain gage) θα πρέπει να τοποθετείται όσο γίνεται πλησιέστερα προς το έδαφος, έτσι ώστε να αποφεύγεται η επίδραση του ανέμου, καθώς επίσης σε ανοικτό χώρο μακριά από δέντρα και κτήρια. Οι μετρήσεις παίρνονται καθημερινά.

Επίσης υπάρχουν βροχόμετρα τα οποία μπορούν να παίρνουν τις μετρήσεις αυτόματα.

Γενικά για την μέτρηση του ύψους βροχόπτωσης μίας περιοχής χρειάζεται ένας αριθμός βροχόμετρων διανεμημένων ομοιόμορφα έτσι ώστε να υπολογισθεί ορθά ένας μέσος όρος πραγματικού ύψους (effective uniform depth, **EUD**).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 : ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ

2.1. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

1. Ακόρεστη Ζώνη (Unsaturated Zone) - Υπόγεια ύδατα εκτός της ζώνης αερισμού (Σχήμα 2.1)
2. Κορεσμένη Ζώνη (Saturated Zone) - Υπόγεια ύδατα (Σχήμα 2.1)

2.1.1 Ακόρεστη ζώνη

Ακόρεστη ζώνη ή μη κορεσμένη ζώνη χαρακτηρίζεται η ζώνη του υπεδάφους όπου οι εδαφικοί πόροι καταλαμβάνονται από αέρα και ύδωρ συγχρόνως (εκτός από περιπτώσεις που προσωρινά καταλαμβάνονται μόνο με ύδωρ - περίπτωση πλημμύρας).

Υποζώνες της ακόρεστης ζώνης

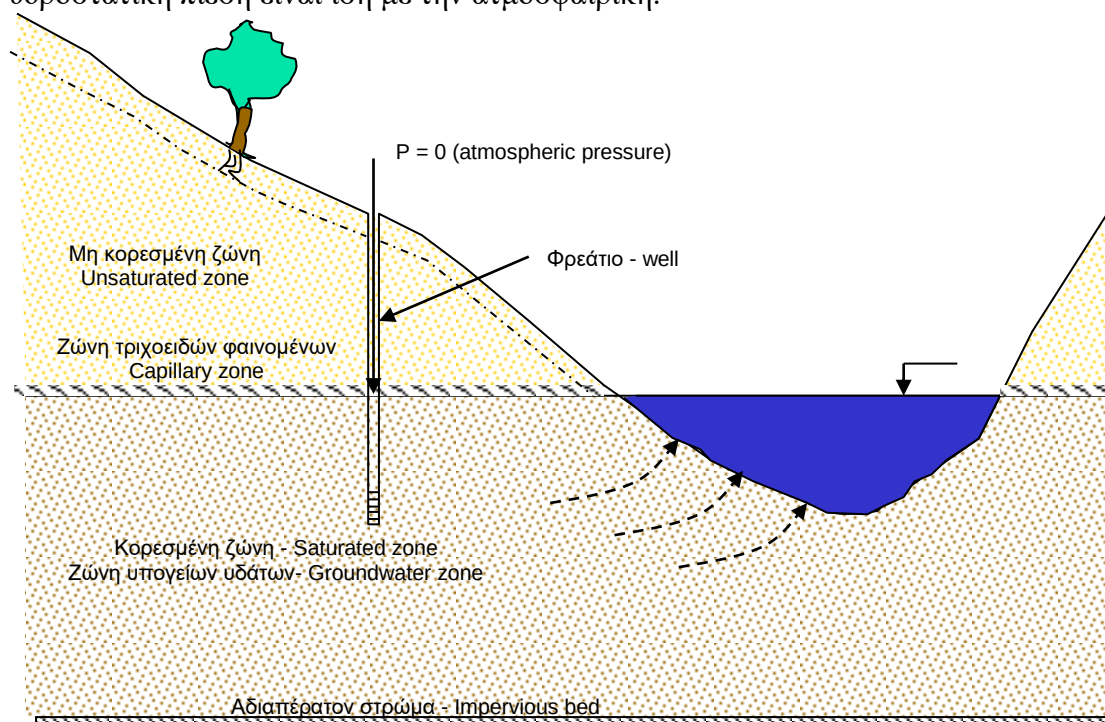
- α. Ζώνη του εδαφικού ύδατος (Soil Water Zone) - επεκτείνεται από την εδαφική επιφάνεια μέχρι του τέλους της ζώνης του ριζικού συστήματος.
- β. Ζώνη Τριχοειδών Φαινομένων (Capillary Zone) - επεκτείνεται από τον υδροφόρο ορίζοντα μέχρι του ορίου που παρατηρούνται τριχοειδή φαινόμενα (π.χ. για χαλικάδια εδάφη περίπου σε 1/4 inch, για πηλώδη μεγαλύτερο από 3 πόδια).

2.1.1.1 Είδη υδάτων

- α. Υμενοειδές ύδωρ (Pellicular water) - μη κινούμενο ύδωρ που συγκρατείται από τάσεις τριχοειδών φαινομένων και υδροσκοπικές δυνάμεις.
- β. Ύδωρ βαρύτητας - επιπλέον ύδωρ που κινείται υπό την επίδραση της βαρύτητας.
- γ. Εδαφικό ύδωρ

2.1.2 Κορεσμένη Ζώνη (Zone of saturation) - Ζώνη του υπόγειου ύδατος

- α. Όλοι οι πόροι είναι πλήρεις ύδατος και κάτω από υδροστατική πίεση
- β. Η άνω επιφάνεια της κορεσμένης ζώνης είναι ο υδροφόρος ορίζοντας όπου η υδροστατική πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική.



Σχήμα 2.1. Ταξινόμηση Υπογείων Υδάτων.

2.2 ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ (AQUIFERS)

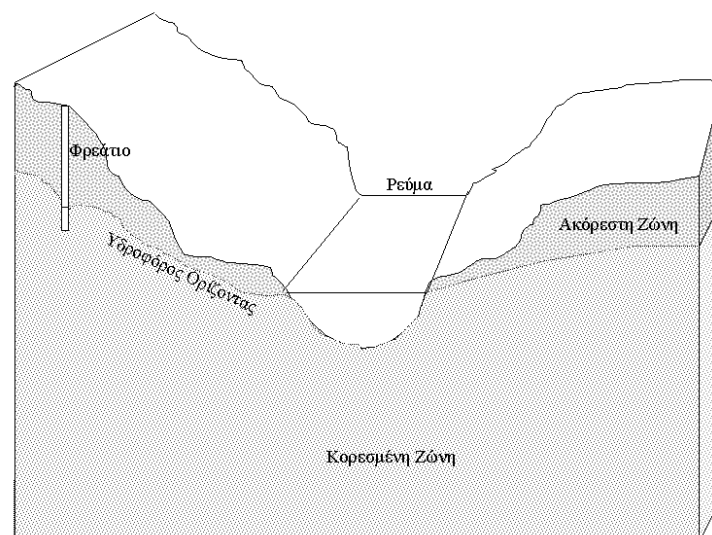
Ορισμός: Υδροφορέας είναι ένας υπεδάφιος σχηματισμός που περιέχει σημαντικές ποσότητες διαπερατών υλικών κορεσμένων με ύδωρ και τα οποία προμηθεύουν φρέατα και πηγές με υδατικές ποσότητες. Τυπικά παραδείγματα τέτοιων σχηματισμών συνίστανται από άμμο (sand) και χάλικες (gravels).

Οι περισσότεροι υδροφορείς εκτείνονται σε μεγάλη έκταση και μπορούν να θεωρηθούν σαν υπόγειες δεξαμενές.

Οι υδροφορείς ταξινομούνται ως ελεύθεροι (unconfined) και περιορισμένοι (confined). Η ταξινόμηση γίνεται με βάση την θέση του υδροφόρου ορίζοντα.

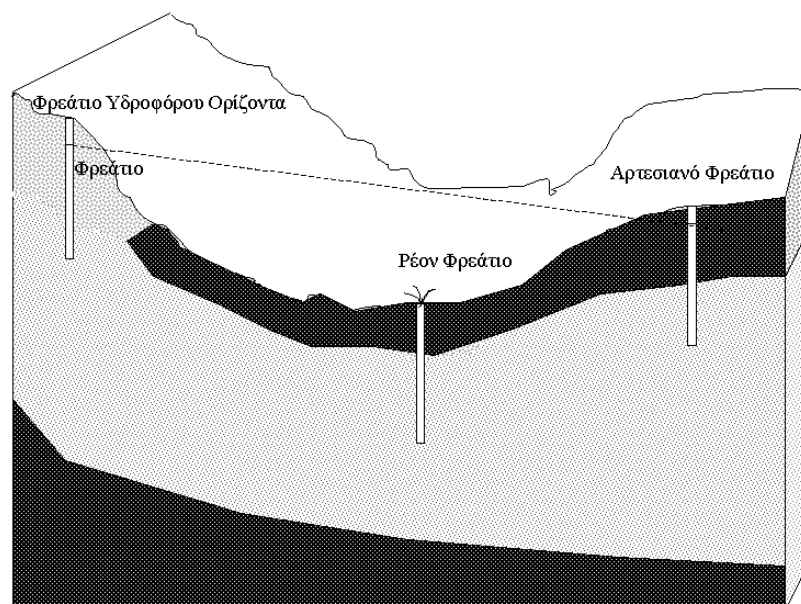
Οι περιορισμένοι υδροφορείς πολλές φορές ονομάζονται αρτεσιανοί υδροφορείς.

- α. Ελεύθερος Υδροφορέας: Η ανώτερη επιφάνειά του είναι ο υδροφόρος ορίζοντας (Σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2 : Ελεύθερος Υδροφόρας.

β. Περιορισμένος Υδροφόρας: Γενικά περιέχει ύδωρ υπό πίεση μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής και περιορίζεται στην άνω και κάτω επιφάνεια από αδιαπέραστα στρώματα (Σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.3 : Περιορισμένος Υδροφόρας.

γ. Σύγκριση με έννοιες της Ρευστομηχανικής
Περιορισμένοι υδροφορείς = κλειστοί αγωγοί υπό πίεση
Ελεύθεροι υδροφορείς = Ανοικτοί αγωγοί

Είδη Υδροφορέων

Άμμος και χάλικες (μη στερεοποιημένα υλικά) (Sand and gravel – unconsolidated).

Πετρώματα με ρωγμές (στερεοποιημένα υλικά) (Fractured rock – consolidated).

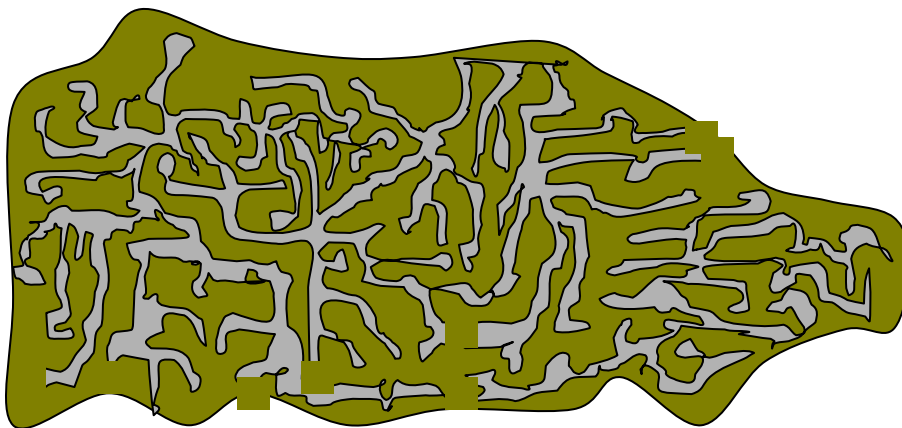
Ασβεστολιθικοί (Carbonate rock – limestone)

Ηφαιστειογενή πετρώματα (Volcanic Rock)

2.3 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ (Aquifer Parameters)

Οι υδροφορείς μπορεί να χαρακτηρίζονται από την ικανότητά τους να συγκρατούν και να μετακινούν ύδωρ. Οι ιδιότητες που τους χαρακτηρίζουν είναι:

Πορώδες (Porosity) [n , ϵ]



Σχήμα 2.4

α. Πορώδες είναι το ποσοστό του πετρώματος ή του εδάφους που δεν καταλαμβάνεται από στερεά υλικά (κενοί πόροι) και ορίζεται ως:

$$\text{Πορώδες : } n = \frac{V_v}{V_o}$$

Όπου V_v : όγκος των κενών

V_o : συνολικός όγκος του δείγματος

β. Χαρακτηριστικές τιμές πορώδους:

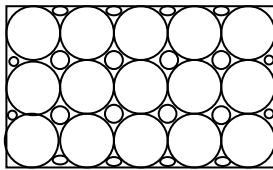
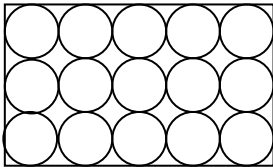
Αμμώδη εδάφη $\approx 0.45 - 0.55$

Πηλός - Άργιλος $\approx 0.40 - 0.60$

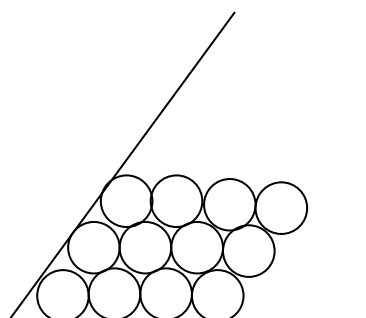
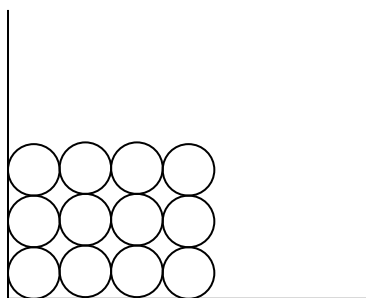
Ασβεστολιθικά ≈ 0.20

γ. Παράγοντες που επηρεάζουν το πορώδες

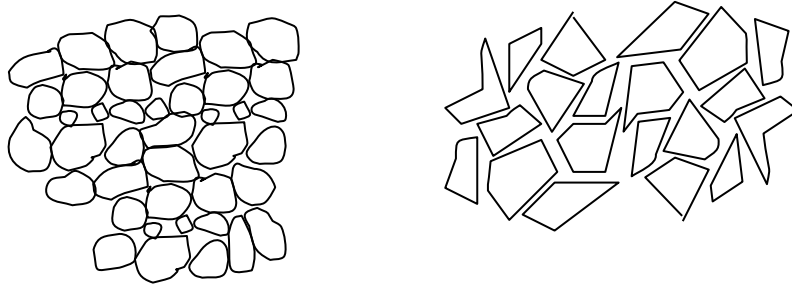
i) Κοκκομετρική σύνθεση (grain-size distribution)



ii) Διάταξη των κόκκων (Packing)



iii) Σχήμα των κόκκων (Shape of the grains)



δ. Ενεργό πορώδες (effective porosity, n_e) ή Ειδική Απόδοση (specific yield)

Ενεργό πορώδες είναι το ποσοστό των πόρων που είναι διαθέσιμο για τη ροή του ρευστού. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι ένα ποσοστό των πόρων i δεν επικοινωνούν μεταξύ τους (dead-end porous).

$$n_e = \frac{V_y}{V_o}$$

Όπου V_y : ο όγκος νερού που μπορεί να στραγγιστεί κάτω από την επίδραση της βαρύτητας, δηλαδή ο όγκος νερού που περιέχεται εντός των ενεργών πόρων

V_o : ο συνολικός όγκος εδάφους

Ιζηματογενή πετρώματα : δεν έχουν διαφορές μεταξύ n και n_e

Αργιλώδη εδάφη : έχουν σημαντικές διαφορές μεταξύ n και n_e

ε. Ειδική Συγκράτηση

$$S_r = n - n_e$$

ζ. Μηχανική Ταξινόμηση Εδαφών σύμφωνα με το American Society of Testing Materials.

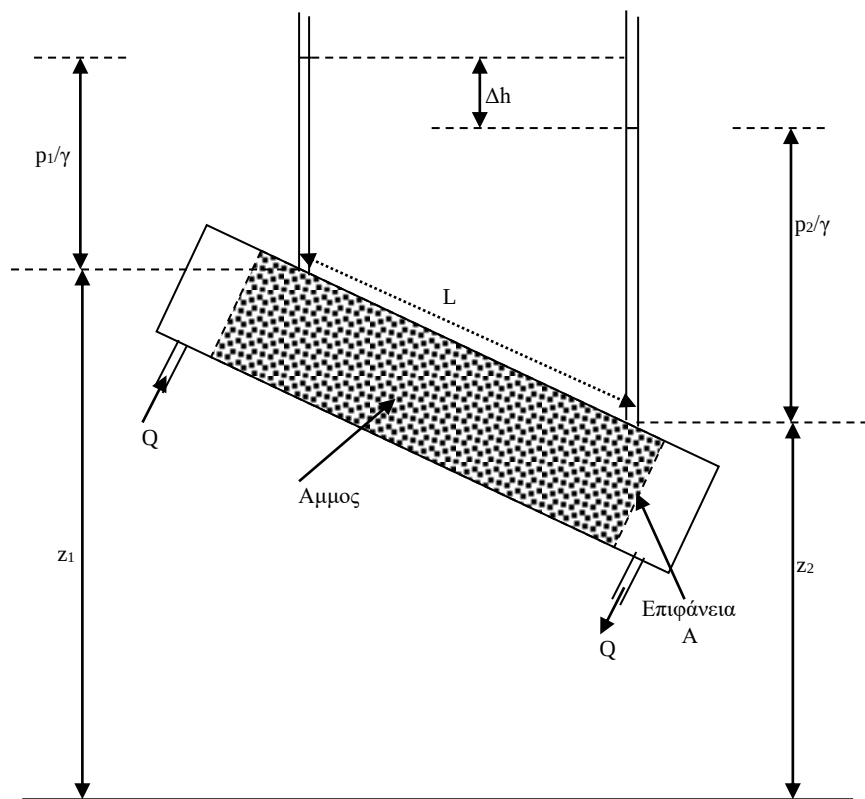
2.4 ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ (Hydraulic conductivity) (K)

Νόμος του Darcy – Darcy's Law

Το 1856 ο Henry Darcy (γάλλος μηχανικός υδραυλικής) μελέτησε την ροή του ύδατος διαμέσου οριζοντίων στρωμάτων άμμου που συνήθως χρησιμοποιούνται σαν υδατικά φίλτρα.

Το συμπέρασμα της μελέτης του ήταν ότι ο ρυθμός ροής (Q/A) διαμέσου πορώδους είναι ανάλογος των απωλειών φορτίου, ανάλογος ενός συντελεστή K που χαρακτηρίζει το πορώδες υλικό και αντιστρόφως ανάλογος του μήκους πορείας της ροής.

Η ανωτέρω διατύπωση είναι γνωστή σαν το Νόμο του Darcy (Darcy's Law) (Σχήμα 2.5)



Σχήμα 2.5 Το πείραμα του Darcy (Darcy's Law).

Η μαθηματική έκφραση του νόμου του Darcy:

$$\frac{Q}{A} = -K \frac{\Delta h}{L}$$
$$q = -K \frac{\Delta h}{L}$$

Όπου:

Q : είναι η παροχή (L^3/T)
 A : είναι η επιφάνεια (L^2)

K : είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)
 Δh : είναι η απώλεια φορτίου που εκφράζεται ως $(p_1/\gamma + z_1) - (p_2/\gamma + z_2)$ (L)
 L : είναι το μήκος της στήλης (L)
 q : είναι η ταχύτητα του Darcy ή ειδική παροχή (L/T)
 Το αρνητικό πρόσημο δείχνει ότι η ταχύτητα της ροής είναι προς την κατεύθυνση που ελαττώνεται το φορτίο.

Η έκφραση $\Delta h/L$ συνήθως εμφανίζεται στην γενική της μορφή ως $\Delta h/dl$ και ονομάζεται *υδραυλική κλίση (hydraulic gradient)*.

2.4.1 Ταχύτητα Διήθησης (Seepage velocity)

Η ταχύτητα του Darcy, εξ ορισμού, θεωρεί ότι η ροή λαμβάνει χώρα δια μέσου της ολικής επιφάνειας χωρίς όμως να λαμβάνει υπόψη το στερεό υλικό και τους πόρους. Ουσιαστικά όμως σε ένα πορώδες υλικό η ροή περιορίζεται μόνο εντός του χώρου των πόρων και η πραγματική ταχύτητα ορίζεται ως εξής:

$$q_p = \frac{Q}{nA} = \frac{q}{n} = -\frac{K}{n} \frac{dh}{dl}$$

Όπου:

q_p : είναι η ταχύτητα διήθησης (seepage velocity) (L/T)
 Q : είναι ο ρυθμός παροχής (L^3/T)
 A : είναι η επιφάνεια (L^2)
 n : είναι το πορώδες
 q : είναι η ταχύτητα του Darcy ή ειδική παροχή (L/T)
 K : είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)
 dh : είναι η απώλεια φορτίου (L)
 dl : είναι το μήκος της στήλης (L)

Τυπικές τιμές της ταχύτητας διήθησης κυμαίνονται μεταξύ 1.5 m/day και 1.5 m/year (5 ft/day – 5 ft/year).

2.4.2 Κριτήριο χρήσης του νόμου του Darcy:

Βασικά ο νόμος του Darcy ισχύει για Reynold numbers, $Re < 1$. Έχει όμως παρατηρηθεί ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί μέχρι και $Re = 10$ χωρίς να υπάρχει σοβαρό σφάλμα.

Στην περίπτωση των υπογείων υδάτων η ροή συμβαίνει με $Re < 1$, πράγμα το οποίο εξασφαλίζει την χρήση του νόμου του Darcy, χωρίς καμία προϋπόθεση, πλην των περιπτώσεων όπου έχουμε μεγάλη υδραυλική κλίση π.χ. κοντά σε ένα φρέαρ άντλησης, και σε περιπτώσεις που έχουμε τυρβώδη ροή π.χ. περιπτώσεις που έχουμε βασάλτη ή ασβεστόλιθο με μεγάλα ανοίγματα.

2.4.3 Υδραυλική αγωγιμότητα και ειδική διαπερατότητα (permeability)

Εάν θεωρήσουμε μία σειρά πειραμάτων ενός ομοιόμορφου ιδεώδους πορώδους μέσου, το οποίο αποτελείται από υάλινες σφαίρες διαμέτρου d , ομοιόμορφα κατανεμημένες, και δια μέσου του οποίου μελετάμε την ροή διαφόρων ρευστών που χαρακτηρίζονται από την πυκνότητα τους ρ , το ιξώδες μ , και σταθερή υδραυλική κλίση dh/dl , παρατηρούμε ότι:

$$q \propto d^2$$

$$q \propto \rho g$$

$$q \propto \frac{1}{\mu}$$

Σε συνδυασμό όλων των ανωτέρω και του πειράματος του Darcy όπου $q \propto -\frac{dh}{dl}$

έχουμε μία νέα έκφραση του νόμου του Darcy:

$$q = -\frac{Cd^2 \rho g}{\mu} \frac{dh}{dl} \quad (1)$$

όπου C είναι κάποιος συντελεστής που λαμβάνει υπόψη την ταξινόμηση μεγέθους των κόκκων, την σφαιρικότητα των κόκκων και την διάταξή τους. Οι υπόλοιπες παράμετροι ορίζονται όπως στα προηγούμενα.

Συγκρίνοντας την εξίσωση (1) με την αρχική μορφή του νόμου του Darcy προκύπτει ότι:

$$K = \frac{k\rho g}{\mu}$$

όπου

$$k = Cd^2$$

και ορίζεται ως η ειδική διαπερατότητα του πορώδους μέσου.

Η ειδική διαπερατότητα είναι συνάρτηση μόνο του πορώδους μέσου σε αντίθεση με την υδραυλική αγωγιμότητα K και εκφράζεται σε μονάδες επιφάνειας (L^2), (Freeze and Cherry, 1979)

2.4.4 Συντελεστής Μεταβιβασιμότητας (Transmissivity) (T)

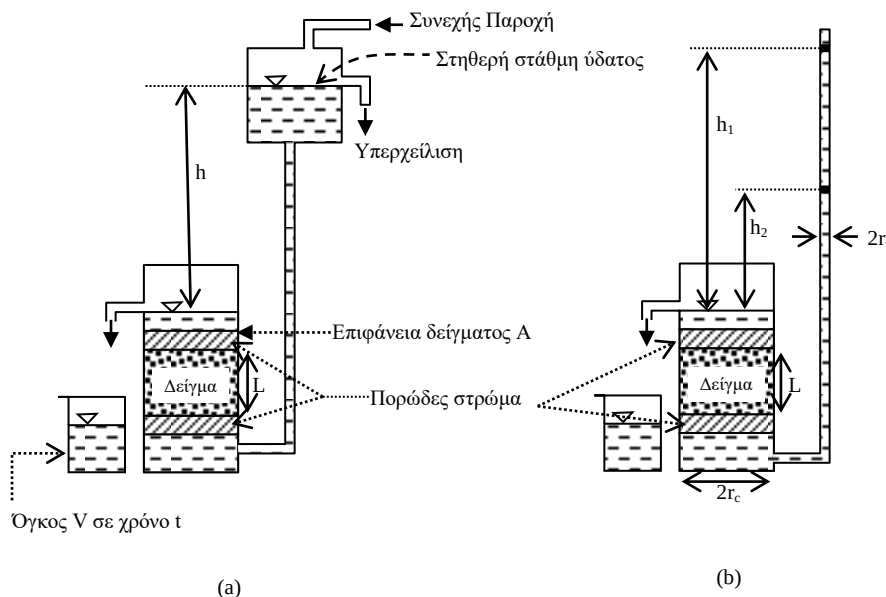
Ο όρος της μεταβιβασιμότητας (T) χρησιμοποιείται ευρύτατα στην υπόγεια υδραυλική. Ορίζεται σαν ο ρυθμός με τον οποίο ύδωρ δεδομένου κινητικού ιξώδους μεταβιβάζεται δια μέσου μοναδιαίου πλάτους ενός υδροφορέα με μοναδιαία υδραυλική κλίση και εκφράζεται μαθηματικά ως:

$$T = Kb = (m/day)(m) = m^2/day$$

όπου b είναι το κορεσμένο βάθος του υδροφορέα.

2.5 ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

2.5.1 Εργαστηριακές Μέθοδοι



Σχήμα 2.6 Εργαστηριακές μέθοδοι μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας. (α) Σταθερό φορτίο - (β) Ελαττούμενο φορτίο

(α) Διαπερατόμετρο (Permiameter) σταθερού φορτίου (Σχήμα 2.6α)

Χρησιμοποιώντας το νόμο του Darcy:

$$K = \frac{VL}{Ath}$$

(β) Διαπερατόμετρο (Permiameter) ελαττούμενου φορτίου (Σχήμα 2.6β)

Βασίζεται στην αρχή ότι ο ρυθμός παροχής \$Q\$ μέσα στο σωλήνα πρέπει να είναι ίσος εκείνου που περνάει μέσα από το δείγμα και που εκφράζεται με τον νόμο του Darcy:

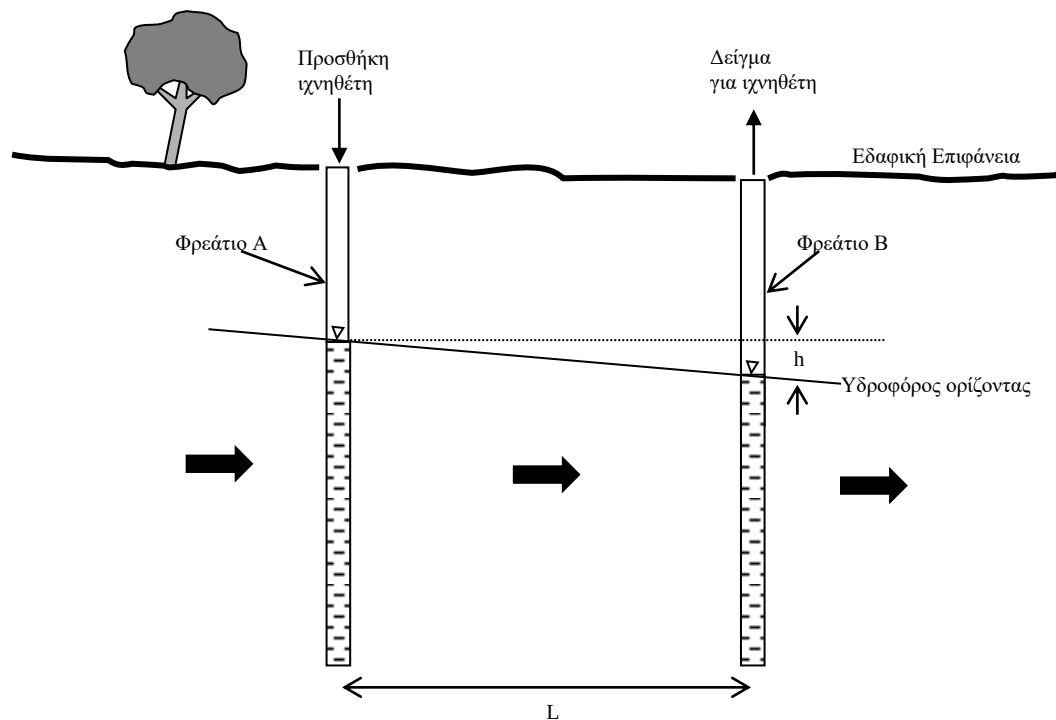
$$\pi r_t^2 \frac{dh}{dt} = \pi r_c^2 K \frac{h}{L}$$

$$K = \frac{r_t^2 L}{r_c^2 t} \ln \frac{h_1}{h_2}$$

2.5.2 Αναλύσεις Ιχνηθετών (Tracer Test)

Μετρήσεις πεδίου της υδραυλικής αγωγιμότητας γίνονται με την χρήση υδατικών ιχνηθετών. Συγκεκριμένα, μετράται ο χρόνος μετάβασης που χρειάζεται ένας ιχνηθέτης για να διανύσει την απόσταση \$L\$ μεταξύ των δύο φρεάτων παρατήρησης (Σχήμα 2.7).

Συνηθεις ιχνηθέτες είναι ιόντα χλωρίου και βρωμίου.



Σχήμα 2.7 Κατά μήκος τομή ενός ελεύθερου υδροφορέα στην περίπτωση μίας ανάλυσης ιχνηθέτη (tracer test) για τον καθορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας.

Η ταχύτητα διήθησης δίνεται από την σχέση:

$$q_s = \frac{K}{n} \frac{h}{L} \quad (\alpha)$$

όπου K είναι η υδραυλική αγωγιμότητα, n είναι το πορώδες, h είναι η διαφορά του υδραυλικού φορτίου και L η απόσταση μεταξύ των φρεάτων παρατήρησης.

Επίσης εξ ορισμού:

$$q_s = \frac{L}{t} \quad (\beta)$$

Από τις σχέσεις (α) και (β) προκύπτει:

$$K = \frac{nL^2}{ht}$$

Αν και η μέθοδος εμφανίζεται γενικά απλή, τα αποτελέσματα είναι μόνο απλές εκτιμήσεις λόγω των εξής περιορισμών:

Τα φρέατα παρατηρήσεων πρέπει να είναι πολύ κοντά, διαφορετικά η μέτρηση του χρόνου μπορεί να είναι μεγάλης διάρκειας.

Εάν η κατεύθυνση της ροής δεν είναι γνωστή επακριβώς είναι δυνατόν ο ιχνηθέτης να μην εμφανισθεί στο φρέαρ δειγματοληψίας. Σε μία τέτοια περίπτωση η

εγκατάσταση πολλαπλών φρεάτων δειγματοληψίας θα μπορούσε να είναι η λύση του προβλήματος πλην όμως ο σχεδιασμός καθίσταται πολύπλοκος και δαπανηρός.

Εάν ο υδροφορέας αποτελείται από πολλαπλά στρώματα με διαφορετική υδραυλική αγωγιμότητα είναι δυνατόν να γίνει λανθασμένος υπολογισμός της μέσης τιμής της υδραυλικής αγωγιμότητας του υδροφορέα (Todd, 1980).

2.5.3 Η μέθοδος άντλησης των φρεάτων

Η πιο αξιόπιστη μέθοδος υπολογισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας η οποία θα αναλυθεί μεταγενέστερα (Todd, 1980).

2.5.4 Εμπειρικές Μέθοδοι

Ο τύπος του Hazen:

$$K(m/sec) = 0.0116d_{10}^2(mm)$$

Τυπικές τιμές της Υδραυλικής Αγωγιμότητας (K) δίνονται στο τέλος αυτού του Κεφαλαίου .

2.6 ΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΑ ΚΑΙ ΙΣΟΤΡΟΠΙΑ (Homogeneity and Isotropy)

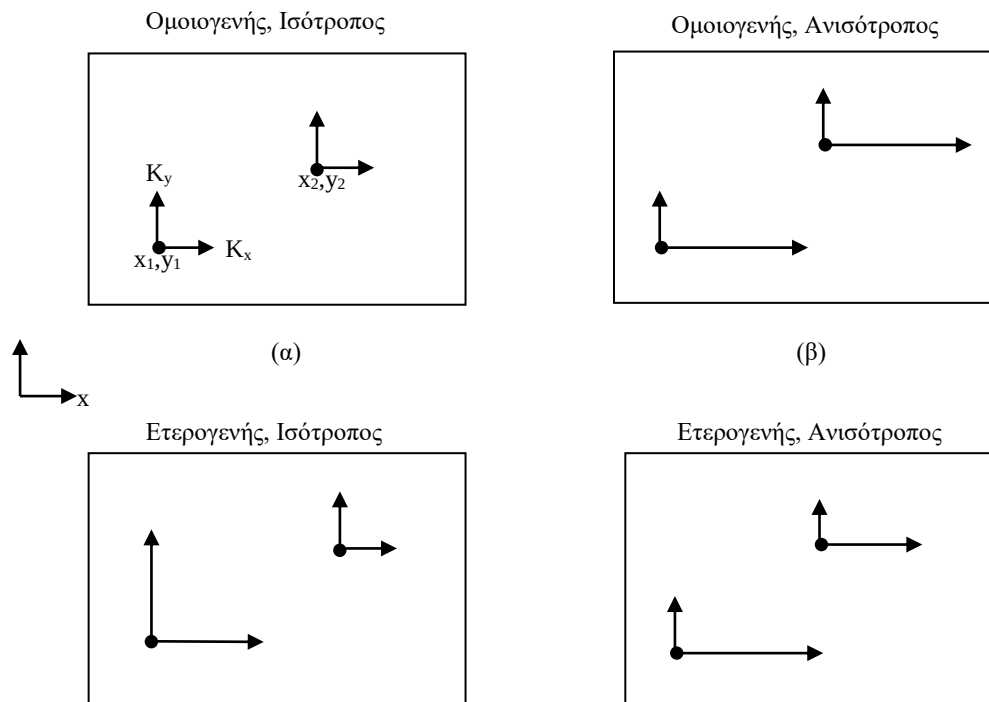
Η υδραυλική αγωγιμότητα ενός υδροφορέα συνήθως μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο. Επίσης σε δεδομένο σημείο είναι δυνατόν να μεταβάλλεται και ανάλογα με την κατεύθυνση. Στην πρώτη περίπτωση έχουμε την ιδιότητα της ομοιογένειας ή ετερογένειας και στην δεύτερη της ισοτροπίας ή ανισοτροπίας.

Ομοιογενής (homogeneous) χαρακτηρίζεται ένας υδροφορέας που έχει τις ίδιες υδραυλικές ιδιότητες σε κάθε σημείο του.

Ετερογενής (heterogeneous) χαρακτηρίζεται ο υδροφορέας του οποίου οι υδραυλικές ιδιότητες αλλάζουν χωρικά.

Ισότροπος (isotropic) χαρακτηρίζεται ο υδροφορέας ο οποίος σε οποιοδήποτε ορισμένο σημείο του έχει τις ίδιες υδραυλικές ιδιότητες προς όλες τις κατευθύνσεις.

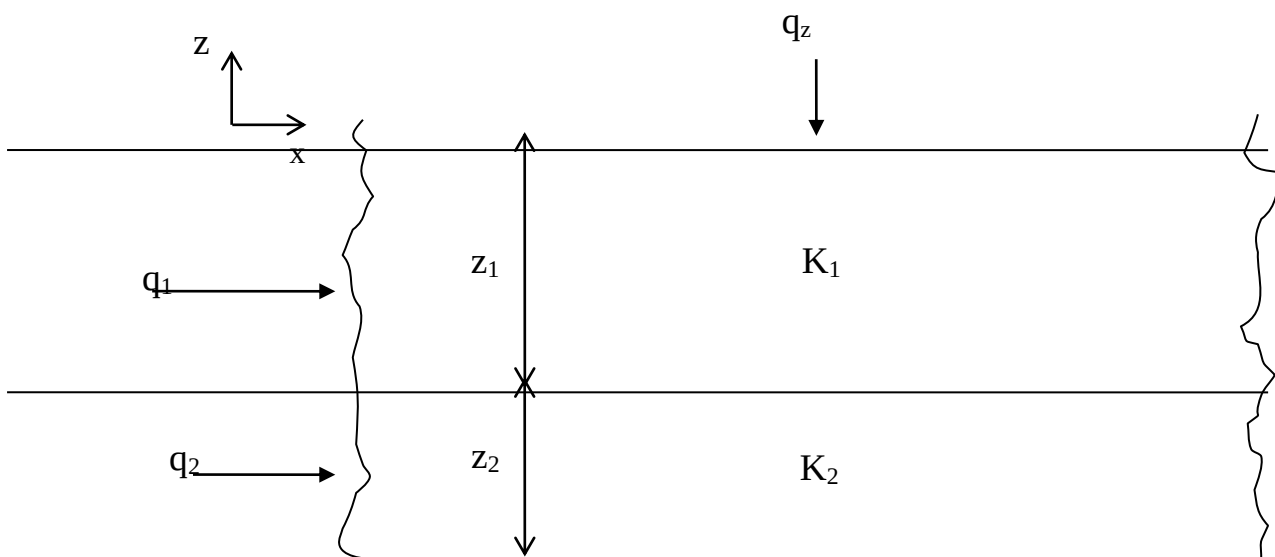
Ανισότροπος (anisotropic) χαρακτηρίζεται ο υδροφορέας με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες σε κάθε κατεύθυνση.



Σχήμα 2.8 Χαρακτηριστικές περιπτώσεις ομοιογένειας και ανισοτροπίας (Freeze and Cherry, 1979).

2.6.1 Ανισοτροπία και Υδραυλική Αγωγιμότητα (K)

Ας θεωρήσουμε ένα υδροφορέα ο οποίος αποτελείται από δύο οριζόντια στρώματα, έκαστο ισοτροπικό με διαφορετικό πάχος (z) και υδραυλική αγωγιμότητα (K). (Σχήμα 2.9).



Σχήμα 2.9: Διαγραμματική αναπαράσταση δύο ισοτρόπων οριζοντίων στρωμάτων με διαφορετικό πάχος και υδραυλική αγωγιμότητα, K .

Η παροχή q_1 του άνω στρώματος ανά μονάδα πλάτους εκφράζεται ως:

$$q_1 = K_1 \frac{dh}{dx} z_1$$

Η παροχή q_2 του κάτω στρώματος ανά μονάδα πλάτους εκφράζεται ως:

$$q_2 = K_2 \frac{dh}{dx} z_2$$

Για οριζόντια ροή ο όρος $\frac{dh}{dx}$ είναι ο αυτός για αμφότερα τα στρώματα.

Ο ολικός ρυθμός ροής q_x ανά μονάδα πλάτους δίνεται από την σχέση:

$$q_x = q_1 + q_2 = \frac{dh}{dx} (K_1 z_1 + K_2 z_2) \quad (1)$$

Θεωρώντας τα δύο στρώματα σαν ένα ομοιογενές σύστημα με μία τιμή οριζόντιας υδραυλικής αγωγιμότητας ολοκλήρου του συστήματος K_x , ο ρυθμός ροής q_x ανά μονάδα πλάτους δίνεται από την σχέση:

$$q_x = K_x \frac{dh}{dx} (z_1 + z_2) \quad (2)$$

Συνδυασμός των εξισώσεων (1) και (2) παρέχει την σχέση:

$$K_x = \frac{K_1 z_1 + K_2 z_2}{z_1 + z_2} \quad (3)$$

Η γενική μορφή της εξίσωσης (3), για n στρώματα είναι:

$$K_x = \frac{K_1 z_1 + K_2 z_2 + \dots + K_n z_n}{z_1 + z_2 + \dots + z_n} \quad (4)$$

και εκφράζει την ισοδύναμη οριζόντια υδραυλική αγωγιμότητα για ένα υλικό με n στρώματα.

Στην περίπτωση κάθετης ροής ο ρυθμός ροής ανά μονάδα επιφάνειας δίνεται από την σχέση:

$$q_z = K_1 \frac{dh_1}{z_1} \quad (5)$$

όπου dh_1 είναι η απώλεια φορτίου μέσα στο πρώτο στρώμα. Λύνοντας την εξίσωση (5) ως προς την απώλεια φορτίου dh_1 έχουμε:

$$dh_1 = \frac{z_1}{K_1} q_z \quad (6)$$

Λόγω της αρχής της συνεχείας το q_z παραμένει σταθερό για το δεύτερο στρώμα και η απώλεια φορτίου dh_2 εκφράζεται ως:

$$dh_2 = \frac{z_2}{K_2} q_z \quad (7)$$

και η ολική απώλεια φορτίου:

$$dh_1 + dh_2 = \left[\frac{z_1}{K_1} + \frac{z_2}{K_2} \right] q_z \quad (8)$$

Θεωρώντας τα δύο στρώματα σαν ένα ομοιογενές σύστημα με μία τιμή κάθετης υδραυλικής αγωγιμότητας ολοκλήρου του συστήματος K_z , ο ρυθμός ροής q_x ανά μονάδα επιφάνειας δίνεται από την σχέση:

$$q_z = K_z \left[\frac{dh_1 + dh_2}{z_1 + z_2} \right] \quad (9)$$

ή

$$dh_1 + dh_2 = \left[\frac{z_1 + z_2}{K_z} \right] q_z \quad (10)$$

Συνδυασμός των (8) και (10) παρέχει την σχέση:

$$K_z = \frac{z_1 + z_2}{\frac{z_1}{K_1} + \frac{z_2}{K_2}} \quad (11)$$

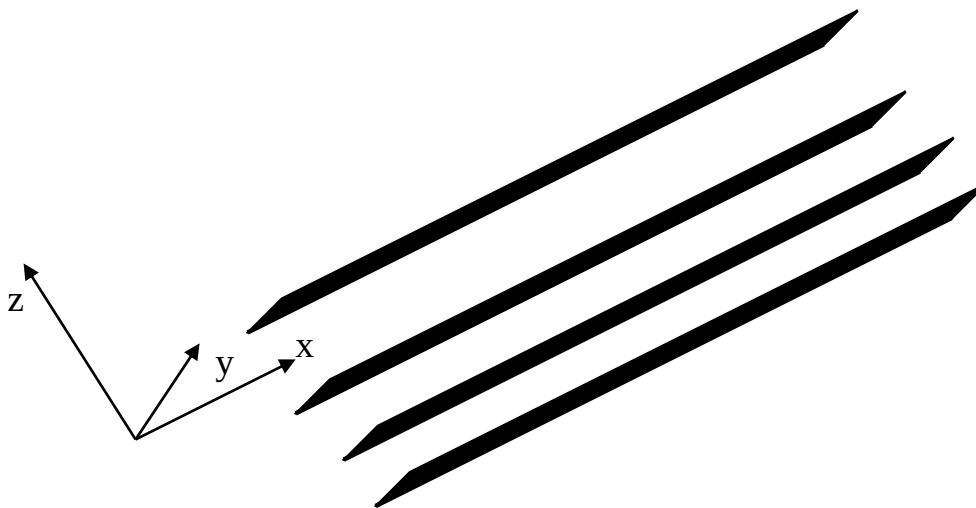
Η εξίσωση (11) στην γενική της μορφή:

$$K_z = \frac{z_1 + z_2 + \dots + z_n}{\frac{z_1}{K_1} + \frac{z_2}{K_2} + \dots + \frac{z_n}{K_n}} \quad (12)$$

2.6.2 Γενική μορφή του Darcy's Law.

Λόγω του φαινομένου της ανισοτροπίας στην περίπτωση εφαρμογής του νόμου του Darcy η ταχύτητα της υπόγειας ροής είναι διανυσματικό μέγεθος με συνιστώσες στις τρεις κατευθύνσεις x,y και z.

Εάν ο άξονας του συστήματος των συντεταγμένων είναι κάθετος στην διεύθυνση των στρωμάτων και οι άλλοι παράλληλοι (Σχήμα 2.10) τότε:



Σχήμα 2.10 : Άξονες συστήματος συντεταγμένων σε σχέση με την διεύθυνση των στρωμάτων.

Στην διεύθυνση $-x$

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}$$

Στην διεύθυνση $-y$

$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y}$$

Στην διεύθυνση $-z$

$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

Σε όλες τις άλλες περιπτώσεις ο νόμος του Darcy εμφανίζεται στην γενική του μορφή:

$$q_x = -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$q_y = -K_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$q_z = -K_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

2.7 ΚΛΙΣΗ ΚΑΙ ΥΔΡΑΥΛΙΚΟ ΦΟΡΤΙΟ

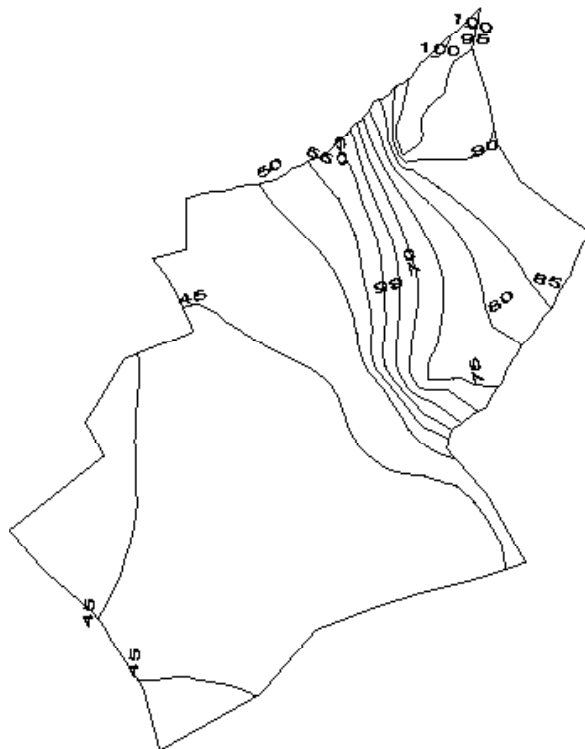
Εάν θεωρήσουμε το ολικό φορτίο (φορτίο δυναμικού + φορτίο πίεσης) ενός υδροφορέα (ελεύθερου ή αρτεσιανού) σαν μία παράμετρο τότε είναι δυνατόν να δημιουργήσουμε ένα χάρτη ισοϋψών καμπύλων (συνδέοντας τα σημεία ίσων φορτίων) οι οποίες καλούνται *ισοδυναμικές γραμμές (equipotential lines)*. Οι

ισοδυναμικές γραμμές προκύπτουν από σύνδεση των σημείων με το ίδιο υδραυλικό ύψος (h). Ένας τέτοιος χάρτης ισοδυναμικών γραμμών μοιάζει με τοπογραφικό χάρτη όπου οι ισοδυναμικές γραμμές είναι οι αντίστοιχες των ισοϋψών καμπύλων (Σχήμα 2.11). Στην περίπτωση τρισδιάστατης αναπαράστασης οι ισοδυναμικές γραμμές εμφανίζονται ως ισοδυναμικές επιφάνειες.

Η κλίση του υδραυλικού φορτίου (gradient of h) συμβολίζεται ως $grad\ h$ και είναι διανυσματικό μέγεθος (έχει απόλυτη τιμή και διεύθυνση).

$$grad\ h = \frac{dh}{ds}$$

Η κατεύθυνση του διανύσματος $grad\ h$ έχει διεύθυνση **κάθετο** προς τις ισοδυναμικές γραμμές.



Σχήμα 2.11. Ισοδυναμικές γραμμές.

Εάν το $grad\ h$ είναι ίσο με το μηδέν, ουσιαστικά δεν υπάρχει υδραυλική κλίση προς την κατεύθυνση που αναφέρεται και επομένως δεν υπάρχει υπόγεια ροή.

Ιδιότητες του βαθμωτού, διανύσματος και τανυστή του υδραυλικού ύψους και της υδραυλικής αγωγιμότητας.

Το υδραυλικό ύψος h είναι ένας βαθμωτός (scalar).

Η υδραυλική κλίση $\frac{dh}{dl}$ είναι ένα διάνυσμα με μέτρο και φορά.

$$\text{grad } h = i \frac{\partial h}{\partial x} + j \frac{\partial h}{\partial y} + k \frac{\partial h}{\partial z}$$

Όπου: i, j, k είναι τα μοναδιαία διανύσματα στην x, y, και z κατεύθυνση αντίστοιχα.

Η μαθηματική έκφραση: $i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z}$ πολλακις συμβολίζεται με το αναδέλτα ∇

(deloperator).

Η υδραυλική αγωγιμότητα στην γενική της μορφή είναι ένας τανυστής με εννέα όρους. Σε μορφή πίνακα είναι :

$$K = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix}$$

Εάν $K_{xy} = K_{yx}$ και $K_{xz} = K_{zx}$ και $K_{yz} = K_{zy}$ τότε ο τανυστής της υδραυλικής αγωγιμότητας χαρακτηρίζεται συμμετρικός (με έξι μόνο όρους).

Εάν το σύστημα αξόνων (της υδραυλικής αγωγιμότητας) συμπίπτει με τους κύριους άξονες τότε ο τανυστής του K γίνεται:

$$K = \begin{bmatrix} K_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & K_{zz} \end{bmatrix}$$

Για ισότροπους υδροφορείς:

$$K = \begin{bmatrix} K & 0 & 0 \\ 0 & K & 0 \\ 0 & 0 & K \end{bmatrix}$$

Με βάση τα ανωτέρω:

$$q_x = -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$q_y = -K_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$q_z = -K_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

Για την περίπτωση που οι άξονες της υδραυλικής αγωγιμότητας K συμπίπτουν με τους άξονες του συστήματος, τότε είναι:

$$q_x = -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$q_y = -K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$q_z = -K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z}$$

Για ισότροπους υδροφορείς:

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial x} - K \frac{\partial h}{\partial y} - K \frac{\partial h}{\partial z}$$

$$q = -K \operatorname{grad} h$$

$$q = -K \nabla h$$

2.7.1 Σχέση της κατεύθυνση υπόγειας ροής και του grad h

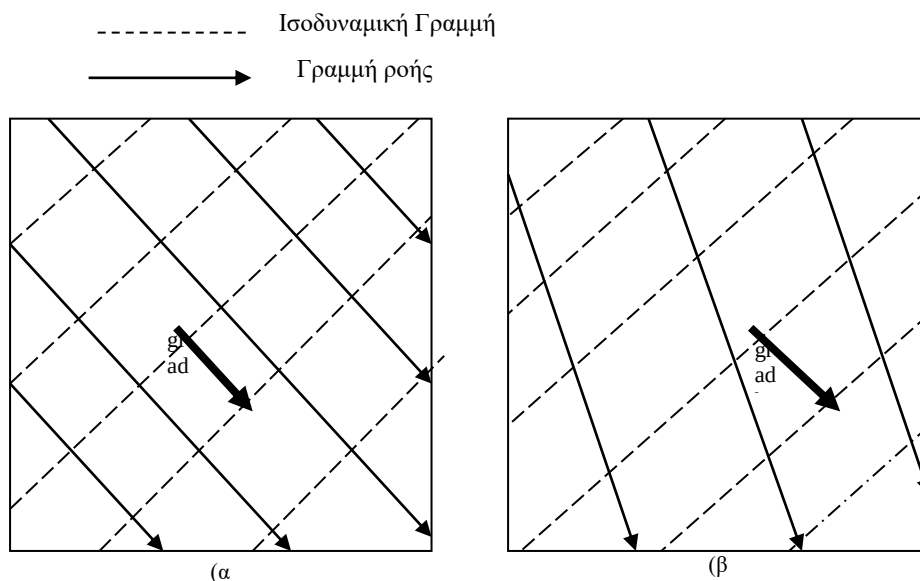
Σε ισότροπους υδροφορείς η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας K είναι η αυτή προς όλες τις κατευθύνσεις. Σε αυτή την περίπτωση η διεύθυνση της υπόγειας ροής είναι παράλληλος με το διάνυσμα grad h το οποίο σημαίνει ότι θα είναι κάθετος προς τις ισοδυναμικές γραμμές.

Σε ανισότροπους υδροφορείς η κατεύθυνση της υπόγειας ροής δεν είναι παράλληλος με το διάνυσμα grad h και επομένως δεν είναι κάθετος προς τις ισοδυναμικές γραμμές. Η μόνη περίπτωση που μπορεί η κατεύθυνση της υπόγειας ροής σε ανισότροπα περιβάλλοντα να είναι κάθετος των ισοδυναμικών γραμμών είναι όταν ένας από τους κύριους άξονες της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι παράλληλος του grad h.

Γραμμή ροής είναι μία νοητή γραμμή η οποία αποτυπώνει την διαδρομή την οποία ακολουθεί ένα σωματίδιο υπόγειου ύδατος καθώς ρέει μέσα στον υδροφόρο. Οι γραμμές ροής βοηθάνε στο να αναπαραστήσουμε την μετακίνηση του υπόγειου ύδατος.

Σε ένα ισότροπο υδροφόρο οι γραμμές ροής τέμνουν τις ισοδυναμικές γραμμές σε ορθή γωνία (Σχήμα 2.12(α)).

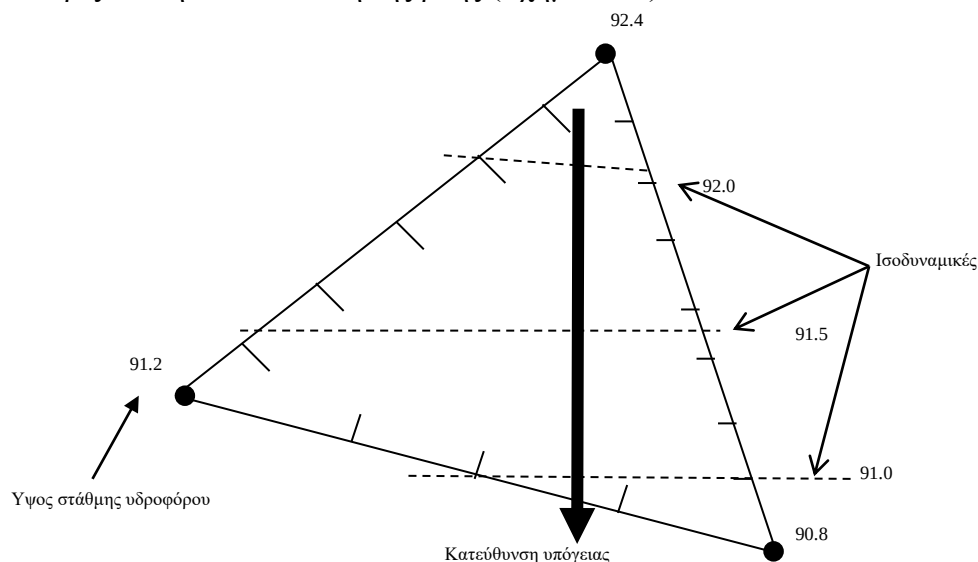
Σε ένα ανισότροπο υδροφόρο οι γραμμές ροής τέμνουν τις ισοδυναμικές γραμμές κατά μια γωνία που ορίζεται από τον βαθμό ανισοτροπίας και τον προσανατολισμό του grad h (Σχήμα 2.12(β)).



Σχήμα 2.12 Σχέση γραμμών ροής, ισοδυναμικών γραμμών και $\text{grad } h$
(α) Ισότροπος υδροφορέας (β) Ανισότροπος υδροφορέας.

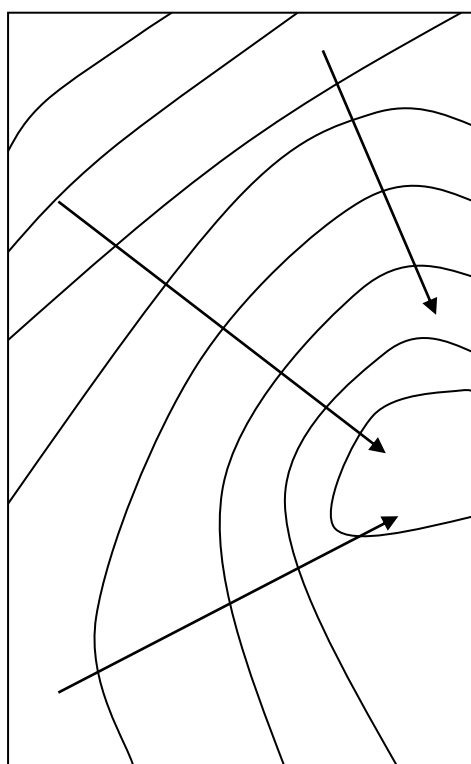
2.7.2 Καθορισμός κατεύθυνσης υπόγειας ροής

Για τον καθορισμό της κατεύθυνσης της υπόγειας ροής βασικά απαιτούνται τρία φρέατα παρατήρησης όπου μετράται το ύψος της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα. Με βάση τις μετρήσεις αυτές ο χάρτης των ισοδυναμικών καμπύλων είναι δυνατόν να σχεδιασθεί. Οι γραμμές ροής που τέμνουν κάθετα τις ισοδυναμικές γραμμές καθορίζουν την κατεύθυνση της ροής (Σχήμα 2.13).

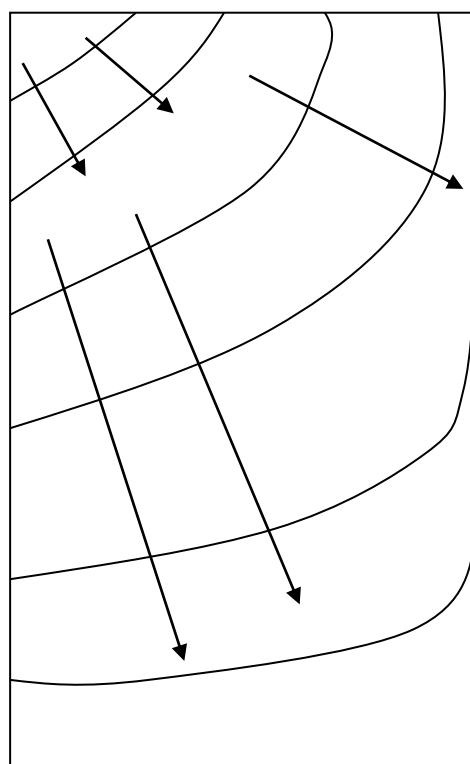


Σχήμα 2.13 Προσδιορισμός κατεύθυνσης υπόγειας ροής.

Χάρτες ισοδυναμικών (contour maps) της στάθμης του υπογείου ύδατος μαζί με τις γραμμές ροής είναι χρήσιμα στοιχεία για τον προσδιορισμό της θέσης τοποθέτησης φρεάτων. Κοίλες ισοδυναμικές γραμμές είναι ένδειξη εισροής υπόγειου ύδατος, καμπύλες ισοδυναμικές γραμμές είναι ένδειξη εκροής υπόγειου ύδατος (Σχήμα 2.14).



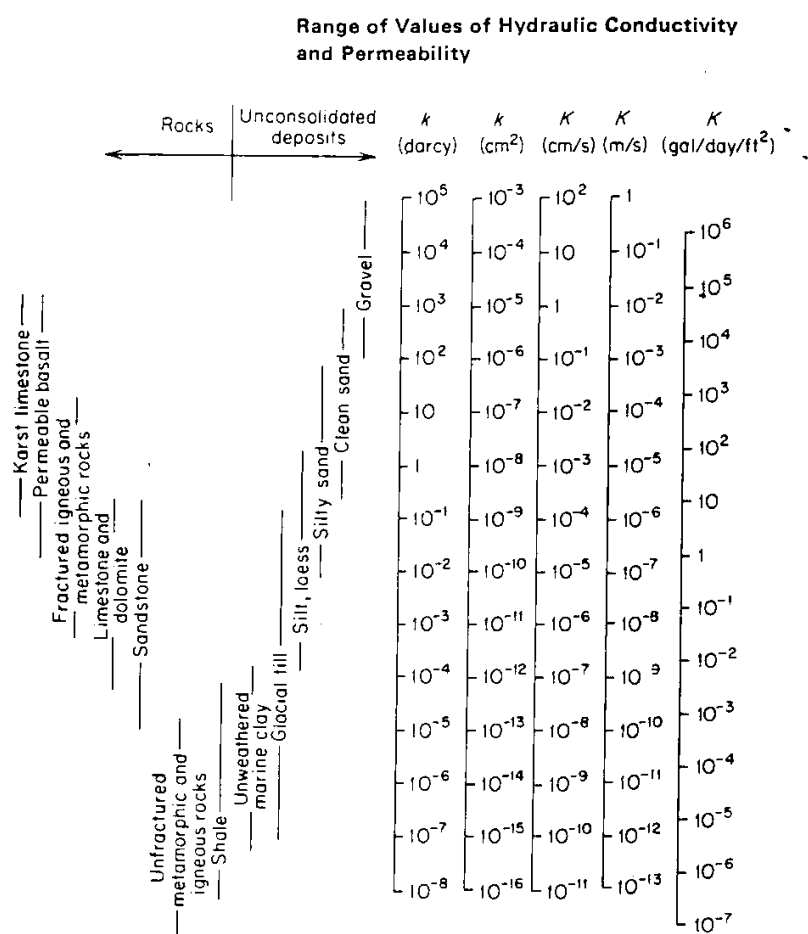
(a)



(b)

Σχήμα 2.14 (a) Περίπτωση εισροής υπόγειου ύδατος (b) Περίπτωση εκροής υπόγειου ύδατος.

ΤΥΠΙΚΕΣ ΤΙΜΕΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ (K) (Freeze and Cherry, 1979).



Conversion Factors for Permeability and Hydraulic Conductivity Units

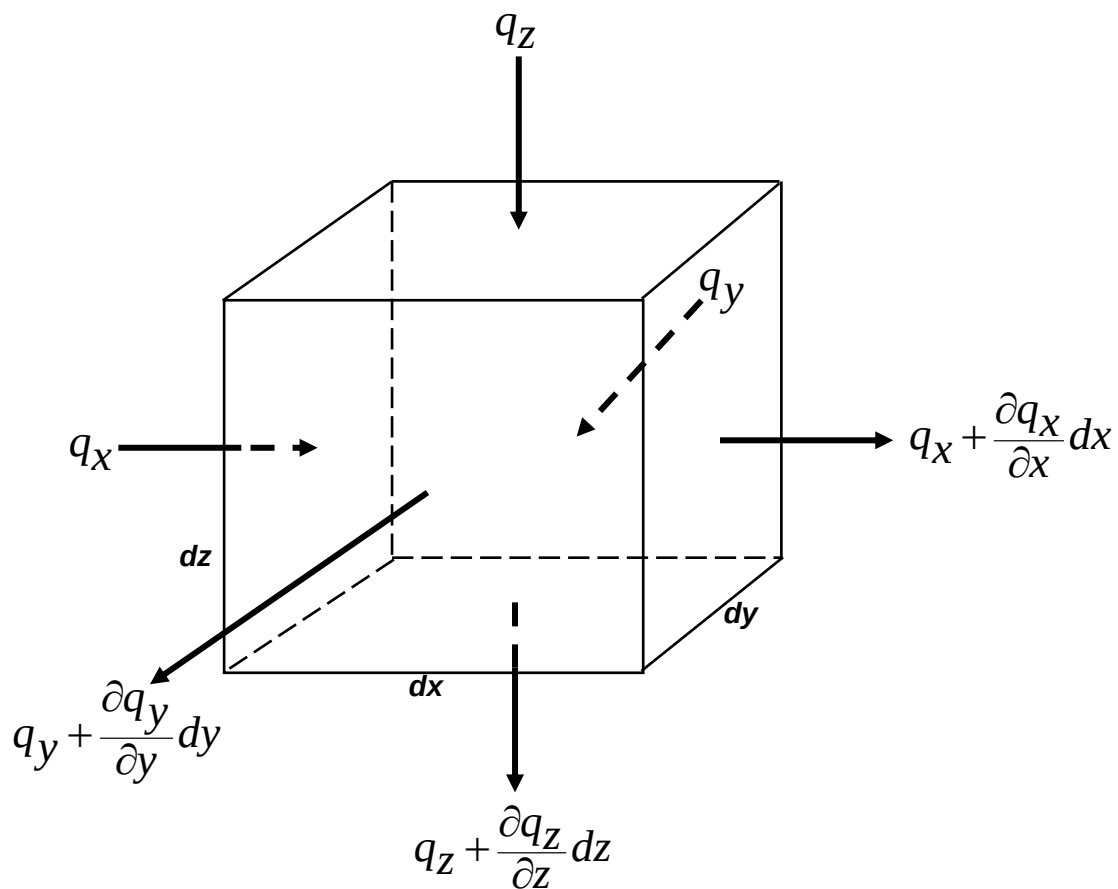
	Permeability, k^*			Hydraulic conductivity, K		
	cm ²	ft ²	darcy	m/s	ft/s	U.S. gal/day/ft ²
cm ²	1	1.08×10^{-3}	1.01×10^8	9.80×10^2	3.22×10^3	1.85×10^9
ft ²	9.29×10^2	1	9.42×10^{10}	9.11×10^5	2.99×10^6	1.71×10^{12}
darcy	9.87×10^{-9}	1.06×10^{-11}	1	9.66×10^{-6}	3.17×10^{-5}	1.82×10^1
m/s	1.02×10^{-3}	1.10×10^{-6}	1.04×10^5	1	3.28	2.12×10^6
ft/s	3.11×10^{-4}	3.35×10^{-7}	3.15×10^4	3.05×10^{-1}	1	6.46×10^5
U.S. gal/day/ft ²	5.42×10^{-10}	5.83×10^{-13}	5.49×10^{-2}	4.72×10^{-7}	1.55×10^{-6}	1

*To obtain k in ft², multiply k in cm² by 1.08×10^{-3} .

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 : ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΡΟΗΣ

3.0 ΓΕΝΙΚΗ ΕΞΙΣΩΣΗ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΡΟΗΣ

Σύμφωνα με τον Νόμο Διατήρησης της Μάζας αν θεωρήσουμε ένα μικρό μοναδιαίο όγκο κορεσμένου πορώδους υλικού (Representative Elementary Volume – REV), τότε δεν υπάρχει αλλαγή στην μάζα ενός ρευστού.



Σχήμα 3.0

$$\text{POH (in)} - \text{POH(out)} = 0$$

POH - In

POH -Out

$$q_x d_z d_y$$

$$(q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} d_x) d_z d_y$$

$$q_y d_x d_z$$

$$(q_y + \frac{\partial q_y}{\partial y} d_y) d_x d_z$$

$$q_z d_y d_x$$

$$(q_z + \frac{\partial q_z}{\partial z} d_z) d_y d_x$$

Επομένως,

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} d_x d_y d_z - \frac{\partial q_y}{\partial y} d_y d_x d_z - \frac{\partial q_z}{\partial z} d_z d_x d_y = 0$$

ή

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

Όπου για ισότροπους υδροφορείς,

$$q_x = -K \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$q_y = -K \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2)$$

$$q_z = -K \frac{\partial h}{\partial z}$$

Από (1) και (2) έχουμε

$$-\frac{\partial(-K \frac{\partial h}{\partial x})}{\partial x} - \frac{\partial(-K \frac{\partial h}{\partial y})}{\partial y} - \frac{\partial(-K \frac{\partial h}{\partial z})}{\partial z} = 0$$

ή

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (3)$$

ή

$$\nabla^2 h = 0$$

Η Εξίσωση (3) είναι η **γενική εξίσωση μόνιμης ροής (steady state)** σε ομοιογενείς και ισότροπους υδροφορείς.

Για μη σταθερές συνθήκες, η ειδική αποθηκευτικότητα (specific storage) είναι:

$$S = -\frac{\Delta V_w}{\Delta V} = -\frac{\Delta V_w}{\Delta_x \Delta_y \Delta_z} = -\frac{\Delta V_w}{\Delta_x \Delta_y h}$$

$$\frac{S h}{\Delta t} = -\frac{\Delta V_w}{\Delta_x \Delta_y \Delta t} = -\frac{q_w}{\Delta t} \Rightarrow$$

$$-\frac{q_w}{\Delta t} = \frac{S h}{\Delta t} \Rightarrow -\frac{q_w}{\Delta t} = \frac{S dh}{dt} \quad \Delta t \rightarrow 0$$

Εξίσωση ροής για μη σταθερές συνθήκες (unsteady state):

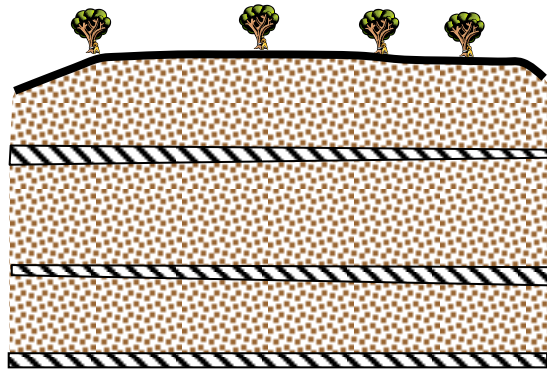
$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

3.1 Εξισώσεις Υπόγειας Ροής

Γενικά

Στις πλείστες των περιπτώσεων η υπόγεια ροή λαμβάνει χώρα εντός εδαφικών στρωμάτων τα οποία συνίστανται από ύδατο-διαπερατά υλικά και τα οποία καθορίζονται κάτωθεν και άνωθεν (εκτός ορισμένων περιπτώσεων) με χαμηλής διαπερατότητας γεωυλικά. (Σχήμα 3.1)

Τα στρώματα αυτά είναι ως επί το πλείστον οριζόντια ή σχεδόν οριζόντια και επομένως η υπόγεια η ροή στα υδατοπερατά μέρη αυτών (υδροφορείς) μπορεί να θεωρηθεί οριζόντια. Τα χαμηλής διαπερατότητας στρώματα που παρεμβάλλονται μεταξύ των υδροφόρων στρωμάτων χαρακτηρίζονται ως διαχωριστικά. Εάν τα διαχωριστικά στρώματα τα οποία παρεμβάλλονται μεταξύ των υδροφορέων είναι εντελώς αδιαπέραστα οι υδροφορείς χαρακτηρίζονται ως περιορισμένοι (confined aquifers). Στην περίπτωση κατά την οποία υπάρχει κάποια διαρροή από τα διαχωριστικά στρώματα (είτε από άνωθεν είτε από κάτωθεν) ο υδροφορέας χαρακτηρίζεται ημι-περιορισμένος (semi-confined) ή υδροφορέας με διαρροή. Σε μία τέτοια κατάσταση αν και υπάρχει μία κάθετος ροή στον υδροφορέα εντούτοις η ροή και πάλι χαρακτηρίζεται οριζόντια λόγω του ότι οι ποσότητες του ύδατος που διαρρέουν είναι σχετικά πολύ μικρότερες των ποσοτήτων ύδατος που κινούνται οριζόντια. Μια τελευταία περίπτωση υδροφορέων είναι οι ελεύθεροι υδροφορείς (unconfined) όπου το άνω όριο του υδροφορέα είναι ο υδροφόρος ορίζοντας.

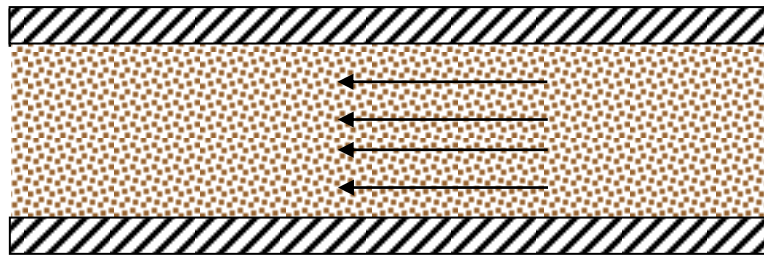


Σχήμα 3. 1

3.1.1 Περιορισμένοι Υδροφορείς

Σε περιορισμένους υδροφορείς τους οποίους πρακτικά θεωρούμε οριζόντιους δεν υπάρχει ροή από άνωθεν και κάτωθεν (Σχήμα 3. 2) . Επομένως στην περίπτωση αυτή η συνιστώσα της κάθετης ροής μπορεί να αγνοηθεί και να θεωρηθεί ότι το υδραυλικό ύψος ϕ είναι ανεξάρτητο το z , δηλαδή

$$\phi = \phi(x, y) \quad (3.1)$$



Σχήμα 3. 2 Περιορισμένος Υδροφορέας

Το ανωτέρω ισχύει για τις πλείστες των περιπτώσεων σε περιορισμένους υδροφορείς και ουσιαστικά ορίζει ότι η ροή ανά μονάδα επιφάνειας έχει μόνο δύο συνιστώσες την q_x και q_y , όπου

$$\begin{aligned} q_x &= -k \frac{\partial \phi}{\partial x} \\ q_y &= -k \frac{\partial \phi}{\partial y} \end{aligned} \quad (3.2)$$

όπου k είναι η υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφορέα.

Εάν ο υδροφορέας είναι σε κατάσταση πλήρους κορεσμού και ασυμπίεστος, τότε δεν λαμβάνει χώρα αποθηκευτικότητα υπογείου ύδατος και επομένως στην εξίσωση της συνέχειας για όγκο ελέγχου με διαστάσεις Δx , Δy και πάχος b το δεξιό μέρος ισούται με μηδέν (ροή εξόδου – ροή εισόδου = 0). Αναλυτικότερα:

$$\frac{\partial}{\partial x}(q_x b) + \frac{\partial}{\partial y}(q_y b) = 0 \quad (3.3)$$

Αντικατάσταση της Εξίσωσης (3.2) στην (3.3) δίνει:

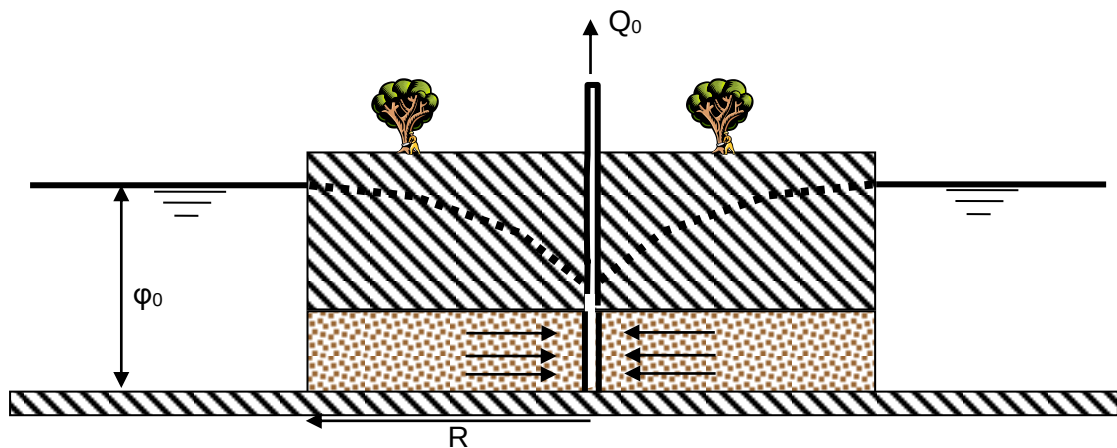
$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T \frac{\partial \phi}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T \frac{\partial \phi}{\partial y}\right) = 0 \quad (3.4)$$

Η εξίσωση (3.4) είναι η βασική εξίσωση μόνιμης ροής για περιορισμένους υδροφορείς, όπου $T = kb$ είναι ο συντελεστής μεταβιβασιμότητας του υδροφορέα. Εάν ο συντελεστής T είναι σταθερός τότε η Εξίσωση (3.4) λαμβάνει την μορφή της εξίσωσης του Laplace (δια δύο διαστάσεις), δηλαδή:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = 0 \quad (3.5)$$

3.1.2 Μόνιμη Ακτινωτή Ροή σε Περιορισμένους Υδροφορείς

Για να αποδείξουμε την εξίσωση ακτινωτής μόνιμης ροής σε περιορισμένο υδροφορέα θεωρούμε την περίπτωση όπου έχουμε κυκλικό νησί όπου στο κέντρο του υπάρχει φρέαρ άντλησης (Σχήμα 3. 3). Στην περίπτωση αυτή είναι ευκολότερο να κάνουμε χρήση σφαιρικών συντεταγμένων r και θ , διότι όπως έχει αποδειχθεί το υδραυλικό ύψος ϕ είναι συνάρτηση μόνο της ακτίνας r .



Σχήμα 3. 3. Ακτινωτή Ροή σε Περιορισμένους Υδροφορείς

Κάνοντας χρήση των Κανόνων της Αλυσιδωτής Παραγωγίσης (chain rule) λαμβάνουμε:

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{d\phi}{dr} \frac{\partial r}{\partial x} \Rightarrow \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} = \left(\frac{d^2 \phi}{dr^2} \frac{\partial r}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial r}{\partial x} \right) + \frac{d\phi}{dr} \frac{\partial^2 r}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} = \left(\frac{d^2 \phi}{dr^2} \right) \left(\frac{\partial r}{\partial x} \right)^2 + \frac{d\phi}{dr} \frac{\partial^2 r}{\partial x^2}$$

και

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \left(\frac{d^2 \phi}{dr^2} \right) \left(\frac{\partial r}{\partial y} \right)^2 + \frac{d\phi}{dr} \frac{\partial^2 r}{\partial y^2}$$

Επομένως

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \left(\frac{d^2 \phi}{dr^2} \right) \left[\left(\frac{\partial r}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial r}{\partial y} \right)^2 \right] + \frac{d\phi}{dr} \left(\frac{\partial^2 r}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 r}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (3.6)$$

Έχοντας υπόψη ότι:

$$\begin{aligned} r = \sqrt{(x^2 + y^2)} &\Rightarrow \frac{\partial r}{\partial x} = \frac{x}{\sqrt{x^2 + y^2}} \text{ και } \frac{\partial r}{\partial y} = \frac{y}{\sqrt{x^2 + y^2}} \\ &\Rightarrow \frac{\partial^2 r}{\partial x^2} = -\frac{y^2}{(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}} \text{ και } \frac{\partial^2 r}{\partial y^2} = -\frac{x^2}{(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}} \end{aligned} \quad (3.7)$$

και αντικαθιστώντας τους αντίστοιχους όρους στην Εξίσωση (3.6) λαμβάνουμε:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \left(\frac{d^2 \phi}{dr^2} \right) \left[\left(\frac{x}{\sqrt{x^2 + y^2}} \right)^2 + \left(\frac{y}{\sqrt{x^2 + y^2}} \right)^2 \right] + \frac{d\phi}{dr} \left(-\frac{y^2}{(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}} - \frac{x^2}{(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}} \right) = 0$$

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \left(\frac{d^2 \phi}{dr^2} \right) \left(\frac{x^2 + y^2}{x^2 + y^2} \right) + \frac{d\phi}{dr} \left(-\frac{x^2 + y^2}{(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}} \right) = 0$$

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \frac{d^2 \phi}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{d\phi}{dr} = 0 \quad (3.8)$$

Η προς επίλυση διαφορική εξίσωση είναι:

$$\frac{d^2 \phi}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{d\phi}{dr} = 0 \quad (3.9)$$

η οποία μπορεί επίσης να παρουσιαστεί ως:

$$\frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r \frac{d\phi}{dr} \right) = 0 \quad (3.10)$$

Μετά από διαδοχικές ολοκληρώσεις της Εξίσωσης (3.10) η γενική μορφή της λύσης είναι:

$$\phi = A \ln r + B \quad (3.11)$$

όπου A και B είναι σταθερές που θα πρέπει να προσδιορισθούν από τις οριακές συνθήκες.

Οι οριακές συνθήκες είναι:

- i. Σε απόσταση $r = R$ (ακτίνα επίδρασης του φρέατος άντλησης) το υδραυλικό ύψος $\phi = \phi_0$
- ii. Σε απόσταση r ίση με την ακτίνα του r_w του φρέατος υπάρχει ρυθμός ροής ίσος με τον ρυθμό άντλησης Q_0 . Ο ολικός ρυθμός ροής κατά βάθος του φρέατος άντλησης δίνεται από την σχέση $2\pi r b q_r$, όπου b είναι το πάχος του περιορισμένου υδροφορέα και q_r είναι η ταχύτητα του Darcy η οποία εκφράζεται ως $q_r = -k \frac{d\phi}{dr}$. Επομένως:

$$2\pi r b q_r = -2\pi r b k \frac{d\phi}{dr} = -2\pi r T \frac{d\phi}{dr} = -Q_0$$

και

$$\frac{d\phi}{dr} = \frac{Q_0}{2\pi r T}$$

όπου το αρνητικό πρόσημο στον όρο $Q_0(-Q_0)$ δεικνύει ότι η ροή λόγω άντλησης είναι στην αρνητική κατεύθυνση από εκείνη της ακτίνας r . Αντίθετα, θετικό πρόσημο εμφανίζεται στην περίπτωση κατά την οποία το φρέαρ λειτουργεί ως φρέαρ εμπλουτισμού.

Κάνοντας χρήση των οριακών συνθηκών (i) και (ii), οι συντελεστές A και B της Εξίσωσης (3.11) προσδιορίζονται ως :

$$A = \frac{Q_0}{2\pi T} \text{ και } B = \phi_0 - \frac{Q_0}{2\pi T} \ln R \quad (3.12)$$

Συνδυασμός των Εξισώσεων (3.11) και (3.12) δίνει:

$$\begin{aligned}\phi &= \frac{Q_0}{2\pi T} \ln r + \phi_0 - \frac{Q_0}{2\pi T} \ln R \\ \phi &= \phi_0 + \frac{Q_0}{2\pi T} (\ln r - \ln R) \\ \phi &= \phi_0 + \frac{Q_0}{2\pi T} \ln \left(\frac{r}{R} \right)\end{aligned}\tag{3.13}$$

Η Εξίσωση (3.13) είναι η γενική εξίσωση μόνιμης ακτινωτής ροής σε περιορισμένους υδροφορείς με άντληση.

Η δε πτώση στάθμης s σε απόσταση r από το φρέαρ υπολογίζεται ως:

$$s = \phi_0 - \phi = -\frac{Q_0}{2\pi T} \ln \left(\frac{r}{R} \right)\tag{3.14}$$

Λόγω του ότι $r > R$ η τιμή του $\ln(\)$ στην Εξίσωση (3.13) είναι πάντοτε αρνητική το υδραυλικό ύψος ϕ είναι πάντοτε μικρότερο του οριακού ϕ_0 (θεωρώντας ότι το Q_0 αναφέρεται σε άντληση) Επομένως, εάν υπάρχει άντληση από το έδαφος το υδραυλικό ύψος στην ακτίνα επίδρασης του φρέατος χαμηλώνει όπως είναι και το αναμενόμενο..

Το ύψος του ύδατος στο φρέαρ μπορεί να υπολογισθεί από την Εξίσωση (3.13) θέτοντας $r = r_w$, δηλαδή

$$\phi_w = \phi_0 + \frac{Q_0}{2\pi T} \ln \left(\frac{r_w}{R} \right)\tag{3.15}$$

Σε εφαρμογές πεδίου ο ρυθμός άντλησης Q_0 συνήθως παράγεται από κάποια αντλία. Η αντλία επομένως χαρακτηρίζεται από την σχέση μεταξύ ρυθμού άντλησης (Q_0) και της πτώσης της στάθμης s ($\phi - \phi_0$) (drawdown).

Η λύση της Εξίσωσης (3.13) είναι ανεξάρτητη της ακτίνας του φρέατος r_w , το οποίο σημαίνει ότι η επίδραση του φρέατος στο υδραυλικό ύψος εξαρτάται μόνο από το ρυθμό άντλησης και όχι από την ακτίνα του φρέατος. Με βάση το συμπέρασμα αυτό κάποιος θα μπορούσε να επιλέξει την κατασκευή φρέατος άντλησης με μικρή ακτίνα με σκοπό την εύκολη και οικονομική εγκατάσταση του. Εξετάζοντας όμως την Εξίσωση (3.15) για μικρές τιμές του r_w η τιμή του $\ln(\)$ λαμβάνει τις μέγιστες δυνατές τιμές αποτέλεσμα του οποίου είναι η μεγάλη πτώση του υδραυλικού ύψους μέσα στο φρέαρ. Μια τέτοια κατάσταση είναι πολύ πιθανόν να δημιουργεί σενάριο στο οποίο η αντλία αδυνατεί να παράγει ρυθμό άντλησης Q_0 . Επομένως πρακτικά θα πρέπει να αποφεύγεται η κατασκευή φρεάτων με πολύ μικρή ακτίνα (Verruijt, 1982).

3.1.2 Ημι-Περιορισμένοι Υδροφορείς (Περιορισμένοι Υδροφορείς με διαρροή)

Ένας ημι-περιορισμένος υδροφορέας χαρακτηρίζεται ένα υδροφόρο στρώμα το οποίο περιορίζεται (άνωθεν και κάτωθεν) από δύο γεωλογικούς σχηματισμούς χαμηλής διαπερατότητας, ένας εκ των οποίων παρουσιάζει διαρροή (θετική ή αρνητική) η οποία επιδρά στην παροχή του υδροφορέα (Σχήμα 3. 4). Αν και η διαρροή είναι ροή κάθετης κατεύθυνσης, εντούτοις θεωρούμε ότι λόγω του ότι είναι σημαντικά μικρότερη της κύριας ροής του υδροφορέα, δεν επηρεάζεται η αρχική υπόθεση για οριζόντια ροή και επομένως μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι γενικές εξισώσεις με επιπρόσθετους τους όρους της διαρροής.

Η εξίσωση της συνέχειας στην περίπτωση αυτή για όγκο ελέγχου με διαστάσεις Δx , Δy και πάχος b είναι η ίδια με τις Εξισώσεις (3.3) και (3.4) με μόνη διαφορά στο δεξιό μέλος της εξίσωσης (ισούται με τη διαρροή) :

$$\frac{\partial}{\partial x}(q_x b) + \frac{\partial}{\partial y}(q_y b) = L \quad (3.16)$$

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T \frac{\partial \phi}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T \frac{\partial \phi}{\partial y}\right) = L \quad (3.17)$$

όπου: L είναι η διαρροή εκφραζόμενη ως παροχή ανά μονάδα επιφάνειας. Εάν η διαρροή λαμβάνει χώρα δια μέσου γεωλογικού στρώματος πάχους d και υδραυλικής αγωγιμότητας k' τότε με χρήση του Νόμου του Darcy μπορεί να εκφρασθεί ως :

$$L = k' \frac{\phi' - \phi}{d} \quad (3.18)$$

όπου: ϕ' είναι το υδραυλικό ύψος στον υδροφορέα πάνω από το στρώμα που λαμβάνει χώρα η διαρροή.

Η Εξίσωση (3.18) μπορεί επίσης να γραφεί ως:

$$L = \frac{\phi' - \phi}{c} \quad (3.19)$$

όπου: c είναι η αγωγιμότητα (conductance) του στρώματος χαμηλής διαπερατότητας δια μέσου του οποίου λαμβάνει χώρα η διαρροή και ορίζεται ως : $c = \frac{d}{k'}$.

Αντικατάσταση της Εξίσωσης (3.19) στην (3.17) δίνει:

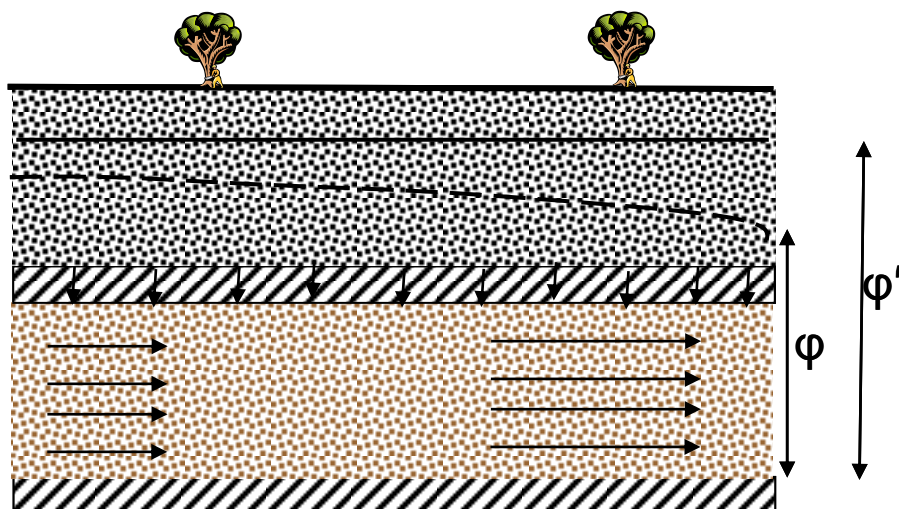
$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T \frac{\partial \phi}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T \frac{\partial \phi}{\partial y}\right) - \frac{\phi' - \phi}{c} = 0 \quad (3.20)$$

Για σταθερό συντελεστή μεταβιβασιμότητας T η Εξίσωση (3.20) μπορεί να γραφεί:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} - \frac{\phi' - \phi}{\lambda^2} = 0 \quad (3.21)$$

όπου λ είναι ο συντελεστής διαρροής με μονάδες μήκους και $\lambda^2 = Tc$

Η Εξίσωση (3.21) είναι η γενική εξίσωση μόνιμης ροής σε περιορισμένους υδροφορείς με διαρροή δια μέσου του άνω στρώματος (Verruijt, 1982).



Σχήμα 3. 4. Ημι-Περιορισμένος Υδροφορέας (με διαρροή από το άνω στρώμα)

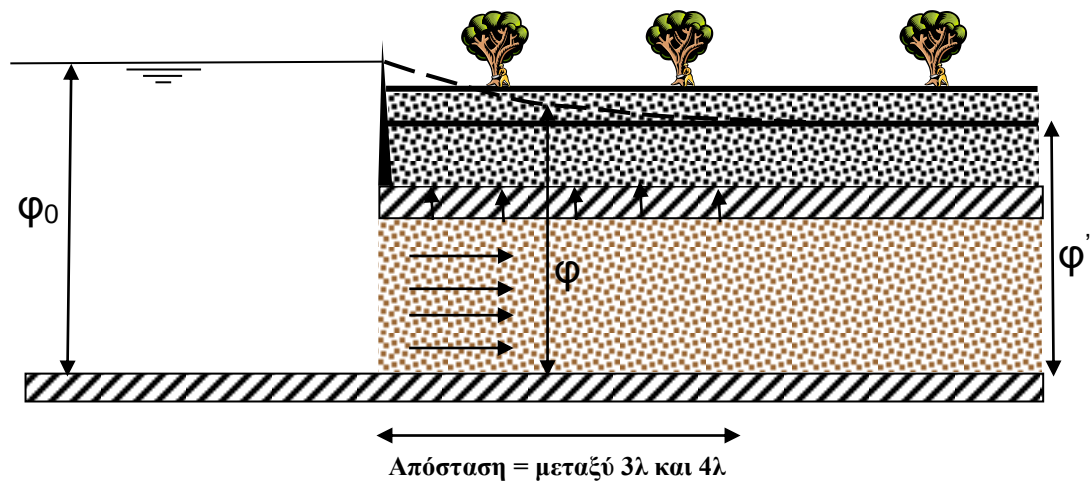
Μονοδιάστατη Ροή σε Ημι-Περιορισμένους Υδροφορείς

Θεωρούμε την περίπτωση ημι-περιορισμένου υδροφορέα ο οποίος ευρίσκεται σε επαφή με τεχνικό κανάλι. Ο άνω υδροφορέας (ελεύθερος) εμποδίζεται να έλθει σε επαφή με το τεχνικό κανάλι με την κατασκευή φράγματος και έχει υδραυλικό ύψος ϕ' χαμηλότερο του ύψους ύδατος στο τεχνικό κανάλι (Σχήμα 3. 5). Επομένως, ο ημι-περιορισμένος υδροφορέας παρουσιάζει διαρροή προς τον άνω υδροφορέα.

Το υδραυλικό ύψος ϕ για μονοδιάστατη ροή εντός του ημι-περιορισμένου υδροφορέα δύναται να υπολογισθεί από την Εξίσωση (3.21) :

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} - \frac{\phi - \phi'}{\lambda^2} = 0 \quad (3.22)$$

χωρίς τον όρο $\frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2}$ διότι θεωρούμε ροή μόνο προς την κατεύθυνση x .



Σχήμα 3. 5. Μονοδιάστατη Ροή σε Ημι-Περιορισμένο Υδροφορέα (με διαρροή από το άνω στρώμα)

Η γενική μορφή της λύσης της Εξίσωσης (3.22) είναι:

$$\phi = \phi' + A \exp\left(\frac{x}{\lambda}\right) + B \exp\left(-\frac{x}{\lambda}\right) \quad (3.23)$$

Οι σταθερές A και B της Εξίσωσης (3.23) μπορούν να προσδιορισθούν από τις οριακές συνθήκες.

Στην αριστερή πλευρά του υδροφορέα ($x=0$) το υδραυλικό ύψος ισούται με το ύψος του ύδατος μέσα στο τεχνικό κανάλι. Σε μία μεγάλη απόσταση από το κανάλι ($x=\infty$) το υδραυλικό ύψος του υδροφορέα ισούται με το υδραυλικό ύψος ϕ' , δηλαδή:

$$\begin{aligned} x=0: \quad \phi &= \phi_0 \\ x \rightarrow \infty: \phi &= \phi' \end{aligned} \quad (3.24)$$

Συνδυασμός των Εξισώσεων (3.23) και (3.24) δίνει:

$$\begin{aligned} A &= 0 \\ B &= \phi_0 - \phi' \end{aligned} \quad (3.25)$$

Με αντικατάσταση των σχέσεων (3.25) στην Εξίσωση (3.23) λαμβάνουμε:

$$\phi = \phi' + (\phi_0 - \phi') \exp\left(-\frac{x}{\lambda}\right) \quad (3.26)$$

Η Εξίσωση (3.26) είναι η γενική λύση υπολογισμού του υδραυλικού ύψους ϕ για μονοδιάστατη ροή σε περιορισμένο υδροφορέα με διαρροή από την άνω επιφάνεια.

Επίσης η ίδια εξίσωση μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της ολικής παροχής Q σε οποιαδήποτε απόσταση x από το τεχνικό κανάλι.

Η ολική παροχή δίνεται από την σχέση:

$$Q = q_x bL = -k \frac{d\phi}{dx} bL \quad (3.27)$$

όπου: k είναι η υδραυλική αγωγιμότητα του ημι-περιορισμένου υδροφορέα, b το πάχος του, L το μήκος του καναλιού που έρχεται σε επαφή με τον υδροφορέα, και $\frac{d\phi}{dx}$ η υδραυλική κλίση του ημι-περιορισμένου υδροφορέα που υπολογίζεται από την Εξίσωση (3.26) ως:

$$\frac{d\phi}{dx} = -\left[\frac{\phi_0 - \phi'}{\lambda}\right] \exp\left(-\frac{x}{\lambda}\right) \quad (3.28)$$

Αντικατάσταση της Εξίσωσης (3.28) στην (3.27) δίνει:

$$Q = kbL \left[\frac{\phi_0 - \phi'}{\lambda}\right] \exp\left(-\frac{x}{\lambda}\right) \quad (3.29)$$

Για $x=0$, δηλαδή στο σημείο που έχουμε την επαφή του ημι-περιορισμένου υδροφορέα με το κανάλι

$$Q = kbL \left[\frac{\phi_0 - \phi'}{\lambda}\right] \quad (3.30)$$

Παρατηρώντας τις Εξισώσεις (3.29) και (3.26) βλέπουμε ότι για μεγάλες τιμές του x , δηλαδή απομάκρυνση από το κανάλι, η παροχή ελαττώνεται και ουσιαστικά μηδενίζεται το δε υδραυλικό ύψος του υδροφορέα $\phi = \phi'$. Σημαντικό ρόλο στις ανωτέρω εξισώσεις παίζει ο λόγος $\frac{x}{\lambda}$ όπου για τιμές αυτού μεταξύ 3 και 4 (δηλαδή για $\exp(-3)$ και $\exp(-4)$) ο δεύτερος όρος των εξισώσεων αυτών σχεδόν μηδενίζεται. Επομένως για αποστάσεις μεταξύ $x=3\lambda$ και $x=4\lambda$ η επίδραση του καναλιού στον ημι-περιορισμένο υδροφορέα μηδενίζεται και ουσιαστικά μπορεί να θεωρηθεί ότι ο υδροφορέας έχει διάσταση που τείνει στο άπειρο (σύμφωνα πάντα με τις υπάρχουσες συνθήκες) (Verruijt, 1982).

Ακτινωτή Ροή σε Ημι-Περιορισμένους Υδροφορείς

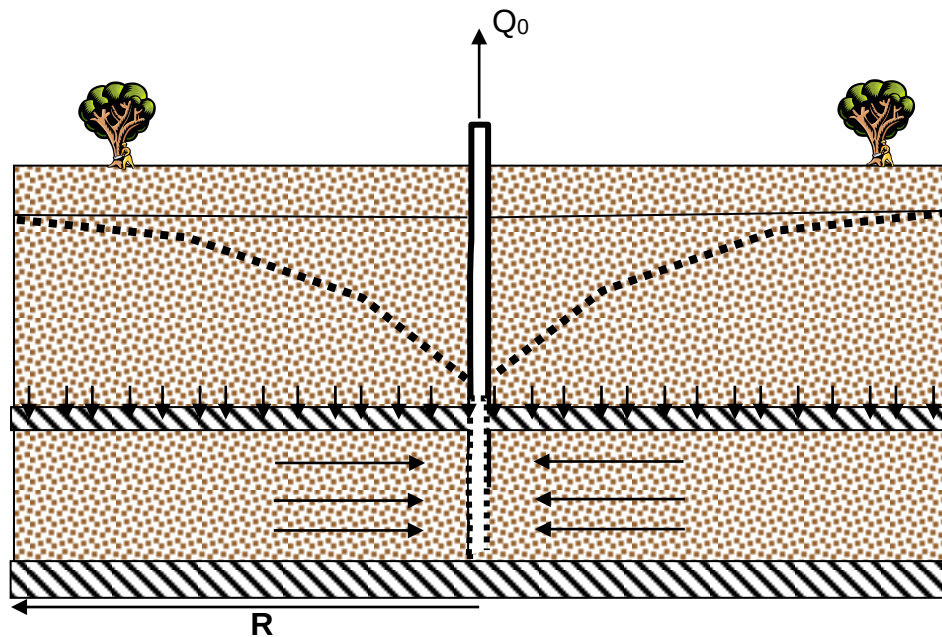
Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιούμε την ίδια εξίσωση για ακτινωτή ροή σε περιορισμένους υδροφορείς (Εξίσωση 3.9) (Σχήμα 3. 6) με την διαφορά ότι εισάγουμε στην εξίσωση και τον όρο της διαρροής:

$$\frac{d^2\phi}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{d\phi}{dr} - \frac{\phi - \phi'}{\lambda^2} = 0 \quad (3.31)$$

Η γενική λύση της Εξίσωσης 3.31 δίνεται από την σχέση:

$$\phi = \phi' + AI_0\left(\frac{r}{\lambda}\right) + BK_0\left(\frac{r}{\lambda}\right) \quad (3.32)$$

όπου $I_0()$ και $K_0()$ η τροποποιημένη συνάρτηση του Bessel πρώτου και δευτέρου είδους αντίστοιχα (Παράρτημα). Οι οριακές συνθήκες για τον προσδιορισμό των



Σχήμα 3. 6. Ακτινωτή Ροή σε Ημι-Περιορισμένο Υδροφορέα (με διαρροή από το άνω στρώμα)

παραμέτρων A και B είναι οι ίδιες που χρησιμοποιήσαμε για τους περιορισμένους υδροφορείς:

$$r = r_w : \frac{d\phi}{dr} = \frac{Q_0}{2\pi r T}$$

και

$$r \rightarrow \infty : \phi = \phi'$$
(3.33)

Για τις ανωτέρω οριακές συνθήκες προκύπτει ότι:

$$A = 0$$

και

$$B = -\frac{Q_0}{2\pi T} \frac{1}{\left(\frac{r_w}{\lambda}\right) K_1(r_w / \lambda)}$$
(3.34)

Αντικατάσταση της (3.34) στην (3.32) δίνει:

$$\phi = \phi' - \frac{Q_0}{2\pi T} K_0\left(\frac{r}{\lambda}\right)$$
(3.35)

Και στην παρούσα περίπτωση η παράμετρος λ είναι που καθορίζει την ζώνη επίδραση του φρέατος. Για τιμή του $\frac{r}{\lambda} = 4$ η τιμή του είναι $K_0 = 0,0112$, το οποίο

σημαίνει για ακτίνα επίδραση r ίση περίπου με 4λ η επίδραση του φρέατος στον υδροφόρο ορίζοντα είναι πολύ μικρή και βασικά για τιμές μεγαλύτερες του 4 μηδενίζεται (Verruijt, 1982).

3.1.3 Ελεύθεροι Υδροφορείς (Φρεατικοί Υδροφορείς)

Ένας ελεύθερος υδροφορέας είναι ένα υδροφόρο στρώμα εντός του οποίου η άνω επιφάνεια του υπογείου ύδατος χαρακτηρίζεται ως μία διεπιφάνεια με ατμοσφαιρικό αέρα. Θεωρητικά θεωρούμε ότι αυτή η διεπιφάνεια είναι απότομη, δηλαδή ότι υπάρχει ευδιάκριτος και έντονος διαχωρισμός μεταξύ της κορεσμένης και της ακόρεστης ζώνης. Στην πραγματικότητα όμως αυτός ο σαφής διαχωρισμός δεν υφίσταται διότι λόγω των τριχοειδών φαινομένων υπάρχει μια μεταβατική ζώνη υπόγειου ύδατος όπου ο βαθμός κορεσμού S κυμαίνεται μεταξύ 0 και 1.

Ως **φρεατική επιφάνεια** ορίζεται η επιφάνεια των σημείων του υδροφορέα όπου η πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Είναι πιθανόν λόγω των τριχοειδών φαινομένων ο υδροφόρος ορίζοντας να συναντάται υψηλότερα της φρεατικής επιφάνειας. Η διαφορά αυτή εκφράζεται ως ύψος ύδατος λόγω τριχοειδών (capillary height) και συμβολίζεται με h_c . Για υδροφορείς μεγάλου βάθους είναι κατανοητό ότι η διαφορά μεταξύ υδροφόρου ορίζοντα και φρεατικής επιφάνειας είναι πολύ μικρή και βασικά μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα (Σχήμα 3. 7).

Το κύριο πρόβλημα στην περίπτωση των ελεύθερων υδροφορέων είναι η κάθετη κίνηση των σωματιδίων ύδατος. Λόγω του ότι ο υδροφόρος ορίζοντας δεν είναι οριζόντιος είναι πιθανόν κάποιο σωματίδιο ύδατος να κινηθεί από υψηλότερη θέση σε χαμηλότερη. Εντούτοις λόγω του ότι έχει παρατηρηθεί ότι στις πλείστες των περιπτώσεων η συνιστώσα της κάθετης ροής είναι πολύ μικρότερη των οριζοντίων συνιστωσών, και συγκεκριμένα της τάξης μεγέθους 1: 100, στην εξίσωση της συνέχειας ο όρος $\frac{\partial \phi}{\partial z}$ μηδενίζεται και επομένως η μεταβολή του υδραυλικού ύψους

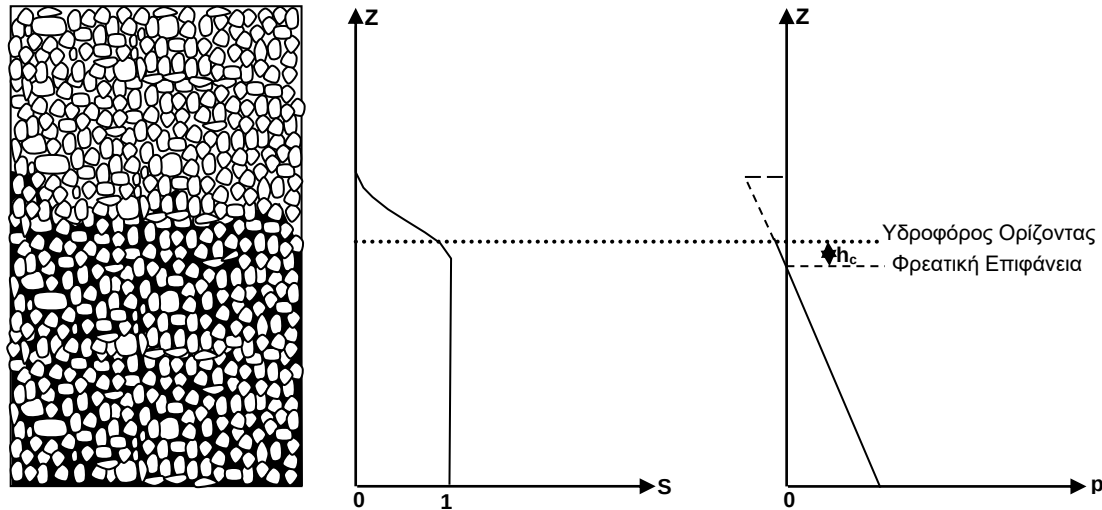
σε συνάρτηση με το βάθος αγνοείται πλήρως. Η υπόθεση αυτή είναι γνωστή και ως υπόθεση του Dupuit (Dupuit's assumption), και η φυσική σημασία είναι ότι σε οποιοδήποτε σημείο του ελεύθερου υδροφορέα κατά μήκος μιας κάθετης γραμμής το υδραυλικό ύψος παραμένει σταθερό. Από μελέτες έχει διαπιστωθεί ότι αν και η χρήση της υπόθεσης του Dupuit εισάγει κάποιο υπολογιστικό σφάλμα, το σφάλμα αυτό είναι σχετικά μικρό.

Λόγω του ότι στην επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα η πίεση είναι μηδέν (ατμοσφαιρική) το υδραυλικό ύψος σε ελεύθερο υδροφορέα ισούται με το υψόμετρο αυτού από τον πυθμένα του υδροφορέα ο οποίος θεωρείται αδιαπέραστος και επομένως:

$$\phi = h(x, y) \quad (3.36)$$

Η ειδική παροχή (παροχή ανά μονάδα επιφάνειας) στην περίπτωση ελεύθερου υδροφορέα στις δύο κατευθύνσεις x και y με βάση τον Νόμο του Darcy είναι:

$$q_x = -k \frac{\partial h}{\partial x}, \quad q_y = -k \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3.37)$$



Σχήμα 3. 7. Υδροφόρος Ορίζοντας και Φρεατική Επιφάνεια σε Ελεύθερο Υδροφορέα.

Για μόνιμη ροή και με τις ίδιες προϋποθέσεις που χρησιμοποιήσαμε για περιορισμένους υδροφορείς, δηλαδή ότι δεν έχουμε αποθηκευτικότητα λόγω κορεσμού και μη συμπιεστότητας του ύδατος, η εξίσωση της συνέχειας σε ελεύθερο υδροφορέα με φυσικό εμπλουτισμό (διήθηση λόγω βροχόπτωσης) (Σχήμα 3. 8) μπορεί να εκφρασθεί μαθηματικά ως:

$$\frac{\partial}{\partial x}(q_x h) + \frac{\partial}{\partial y}(q_y h) + (N_{out} - N_{in}) = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(q_x h) + \frac{\partial}{\partial y}(q_y h) + (0 - N_{in}) = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(q_x h) + \frac{\partial}{\partial y}(q_y h) - N_{in} = 0 \quad (3.38)$$

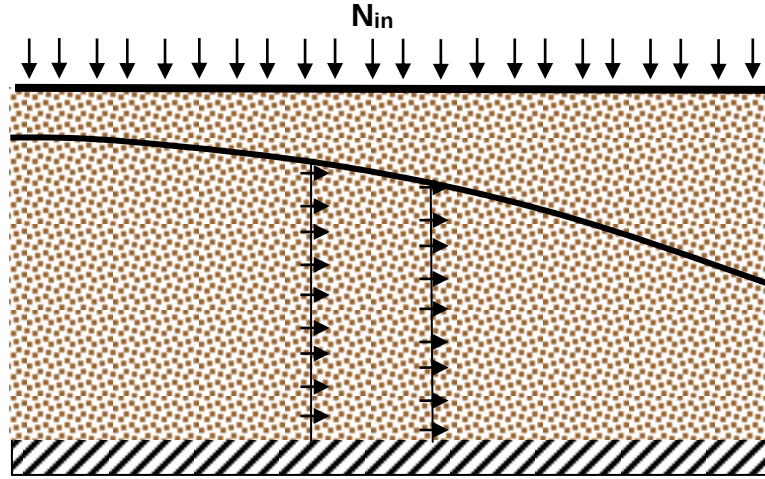
όπου N_{in} ο ρυθμός διήθησης.

Αντικαθιστώντας τις σχέσεις (3.37) στην Εξίσωση (3.38) λαμβάνουμε:

$$\frac{\partial}{\partial x}(-k \frac{\partial h}{\partial x} h) + \frac{\partial}{\partial y}(-k \frac{\partial h}{\partial y} h) - N_{in} = 0$$

$$-\frac{\partial}{\partial x}(k \frac{\partial h}{\partial x} h) - \frac{\partial}{\partial y}(k \frac{\partial h}{\partial y} h) - N_{in} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(k \frac{\partial h}{\partial x} h) + \frac{\partial}{\partial y}(k \frac{\partial h}{\partial y} h) + N_{in} = 0 \quad (3.39)$$



Σχήμα 3. 8. Ελεύθερος Υδροφορέας.

Στην Εξίσωση (3.39) έχουμε:

$$h \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{1}{2} \frac{\partial(h^2)}{\partial x}, \quad h \frac{\partial h}{\partial y} = \frac{1}{2} \frac{\partial(h^2)}{\partial y} \quad (3.40)$$

Αντικατάσταση των σχέσεων (3.40) στην Εξίσωση (3.39) δίνει:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k}{2} \frac{\partial(h^2)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{k}{2} \frac{\partial(h^2)}{\partial y} \right) + N_{in} = 0 \quad (3.41)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial(h^2)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial(h^2)}{\partial y} \right) + 2N_{in} = 0 \quad (3.42)$$

Η Εξίσωση (3.42) είναι η γενική εξίσωση ροής σε ελεύθερο υδροφορέα με φυσικό εμπλουτισμό.

Εάν ο υπό μελέτη υδροφορέας είναι ομοιογενής, δηλαδή η υδραυλική αγωγιμότητα k είναι σταθερή, η Εξίσωση (3.42) λαμβάνει την μορφή:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial(h^2)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial(h^2)}{\partial y} \right) + \frac{2N_{in}}{k} = 0$$

$$\frac{\partial^2(h^2)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(h^2)}{\partial y^2} + \frac{2N_{in}}{k} = 0 \quad (3.43)$$

Εάν δεν υπάρχει φυσικός εμπλουτισμός η Εξίσωση (3.43) δίνει:

$$\frac{\partial^2(h^2)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(h^2)}{\partial y^2} = 0 \quad (3.44)$$

Θέτοντας $h^2 = \Phi$ η Εξίσωση (3.44) λαμβάνει ακριβώς την ίδια μορφή με την εξίσωση ροής σε περιορισμένους υδροφορείς.

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} = 0 \quad (3.45)$$

Με τον μετασχηματισμό αυτό η μη γραμμική διαφορική Εξίσωση (3.44) μετατρέπεται σε μια γραμμική διαφορική εξίσωση (3.45) η οποία εύκολα μπορεί να επιλυθεί (Verruijt, 1982).

Μονοδιάστατη Ροή σε Ελεύθερους Υδροφορείς

Στο παρόν παράδειγμα παρουσιάζουμε την απλή περίπτωση μονοδιάστατης υπόγειας ροής σε ελεύθερο υδροφορέα χωρίς διήθηση, ο οποίος δεξιά και αριστερά περιορίζεται από δύο παράλληλα κανάλια όπως δείχνει το Σχήμα 3. 9 που ακολουθεί. Η γενική εξίσωση (3.45) για μονοδιάστατη (1-D) μόνιμη ροή σε ελεύθερο υδροφορέα λαμβάνει την μορφή:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} = 0 \Rightarrow \frac{\partial^2 (h^2)}{\partial x^2} = 0 \quad (3.46)$$

Η γενική λύση της Εξίσωσης (3.46) είναι:

$$\Phi = h^2 = Ax + B \quad (3.47)$$

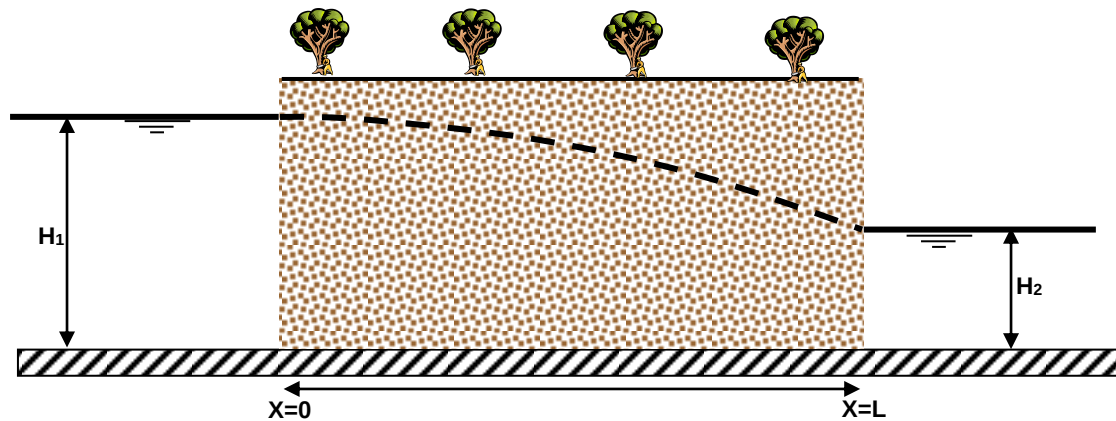
Οι σταθερές A και B στην εξίσωση (3.47) ορίζονται με βάση τις οριακές συνθήκες:

$$\begin{aligned} x = 0 : h &= H_1 \\ x = L : h &= H_2 \end{aligned} \quad (3.48)$$

Με βάση τις σχέσεις (3.48) και την Εξίσωση (3.47) λαμβάνουμε:

$$A = \frac{H_2^2 - H_1^2}{L} \quad \text{και} \quad (3.49)$$

$$B = H_1^2$$



Σχήμα 3. 9. Μονοδιάστατη Ροή σε Ελεύθερο Υδροφόρα.

Συνδυασμός των (3.49) και (3.47) δίνει:

$$h^2 = H_1^2 + \frac{H_2^2 - H_1^2}{L} x \quad (3.50)$$

Η ολική παροχή Q δια μέσου επιφάνειας ύψους h και πλάτους B (κάθετα στο επίπεδο της σελίδας) δύναται να υπολογισθεί ως:

$$Q = Bhq_x = -kBh \frac{dh}{dx} = -\frac{1}{2} kB \frac{d(h^2)}{dx} \quad (3.51)$$

Η παράγωγος $\frac{d(h^2)}{dx}$ υπολογίζεται από την Εξίσωση (3.50) ως:

$$\frac{d(h^2)}{dx} = \frac{H_2^2 - H_1^2}{L} \quad (3.52)$$

Αντικατάσταση της (3.52) στην (3.51) δίνει:

$$Q = \frac{kB(H_1^2 - H_2^2)}{2L} \quad (3.53)$$

Η ίδια ακριβώς μαθηματική έκφραση δύναται να παραχθεί θεωρώντας ότι

$$Q = qA \quad (3.54)$$

και υπολογίζοντας την ειδική παροχή q με βάση τον Νόμο του Darcy,

$$q = k \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (3.55)$$

Η επιφάνεια A εκφράζεται ως η επιφάνεια του μέσου ύψους $\frac{H_1 + H_2}{2}$ και πάχους B, δηλαδή:

$$A = B \frac{H_1 + H_2}{2} \quad (3.56)$$

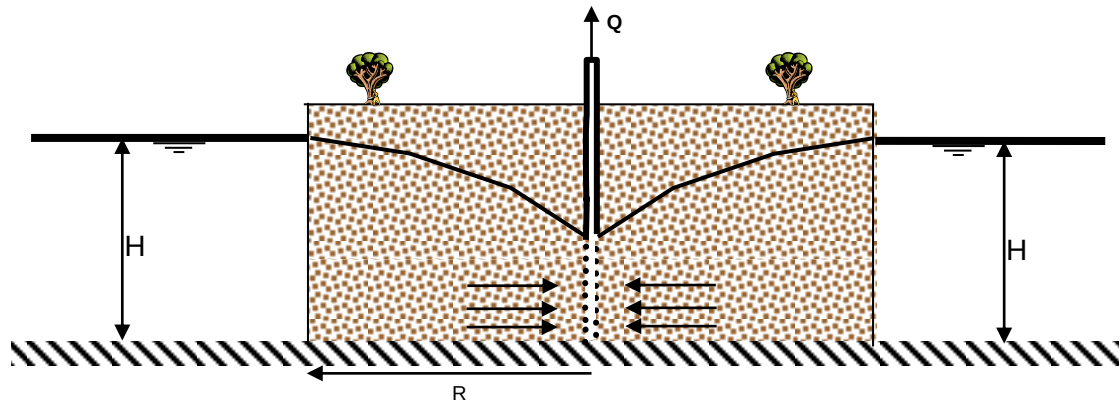
Αντικαθιστώντας τις Εξισώσεις (3.55) στην (3.56) στην Εξίσωση (3.54) λαμβάνουμε:

$$Q = \frac{kB(H_1^2 - H_2^2)}{2L} \quad (3.57)$$

Οι εξισώσεις (3.53) και (3.57) είναι ταυτόσημες (Verruijt, 1982).

Ακτινωτή Ροή σε Ελεύθερους Υδροφορείς

Χρησιμοποιούμε το ίδιο παράδειγμα όπως και στην περίπτωση των περιορισμένων υδροφορέων, δηλαδή κυκλικό ελεύθερο υδροφόρα στο κέντρο του οποίου υπάρχει φρέαρ άντλησης (Σχήμα 3. 10).



Σχήμα 3. 10. Ακτινωτή Ροή σε Ελεύθερο Υδροφόρα.

Η μετασχηματισμένη εξίσωση της ροής σε ελεύθερους υδροφορείς όπως αποδείχθηκε (Εξίσωση 1.45) είναι $\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} = 0$ με $\Phi = h^2$. Η εξίσωση αυτή είναι ταυτόσημη με την Εξίσωση (3.5) για περιορισμένους υδροφορείς οπότε και εφαρμόζουμε την ίδια διαδικασία προσδιορισμού της λύσης. Δηλαδή:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} = 0 \quad (3.58)$$

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial r} = 0 \quad (3.59)$$

Η γενική λύση της Εξίσωσης (3.59) έχει την μορφή:

$$\Phi = h^2 = A \ln r + B \quad (3.60)$$

Για τον προσδιορισμό των σταθερών A και B χρησιμοποιούμε τις οριακές συνθήκες:

$$\begin{aligned} r = R : h = H \\ r = r_w : 2\pi r h q_r = -\pi k r \frac{d(h^2)}{dr} = -Q_0 \end{aligned} \quad (3.61)$$

Συνδυασμός των σχέσεων (3.61) και της Εξίσωσης (3.60) δίνει:

$$A = \frac{Q_0}{\pi k}, \quad B = H^2 - \frac{Q_0}{\pi k} \ln R \quad (3.62)$$

Αντικατάσταση των A και B στην Εξίσωση (3.60) δίνει:

$$h^2 = H^2 + \frac{Q_0}{\pi k} \ln \left(\frac{r}{R} \right) \quad (3.63)$$

Η Εξίσωση (3.63) είναι η γενική εξίσωση υπολογισμού της φρεατικής επιφάνειας σε ελεύθερο υδροφορέα στο κέντρο του οποίου υπάρχει γεώτρηση που αντλεί με παροχή Q_0 και έχει ακτίνα επίδρασης R.

Η πτώση της στάθμης s στην παρούσα περίπτωση δύναται να υπολογισθεί ως:

$$s = H - h \quad (3.64)$$

Από την Εξίσωση (3.63) έχουμε:

$$h^2 = (H - s)^2 = H^2 - 2Hs + s^2 = H^2 - 2Hs \left(1 - \frac{s}{2H} \right) \quad (3.65)$$

ή

$$h^2 - H^2 = -2Hs \left(1 - \frac{s}{2H} \right) \quad (3.66)$$

Συνδυασμός των Εξισώσεων (3.63) και (3.66) παρέχει:

$$s \left(1 - \frac{s}{2H} \right) = -\frac{Q_0}{2\pi k H} \ln \left(\frac{r}{R} \right) \quad (3.67)$$

Η Εξίσωση (3.67) είναι η εξίσωση για τον ακριβή προσδιορισμό της πτώσης στάθμης σε ελεύθερους υδροφορείς. Σε περιπτώσεις υδροφορέων με μεγάλο βάθος και μικρή πτώση άντλησης (χαμηλοί ρυθμοί άντλησης) ο όρος $\frac{s}{2H}$ σχεδόν μηδενίζεται οπότε ο υπολογισμός του s ουσιαστικά γίνεται παρόμοιος όπως και στην περίπτωση του περιορισμένου υδροφορέα. Για καλλίτερη όμως ακρίβεια θεωρούμε ότι θα πρέπει για τον υπολογισμό του s να χρησιμοποιείται η Εξίσωση (3.67) (Verruijt, 1982).

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Η διαφορική εξίσωση:

$$\frac{d^2 y}{dx^2} + \frac{1}{x} \frac{dy}{dx} - y = 0 \quad (\text{Π.1})$$

έχει την γενική λύση

$$y = A_1 I_0(x) + A_2 K_0(x) \quad (\text{Π.2})$$

όπου

$$I_0(x) = 1 + \frac{\left(\frac{x}{2}\right)^2}{(1!)^2} + \frac{\left(\frac{x}{2}\right)^4}{(2!)^2} + \frac{\left(\frac{x}{2}\right)^6}{(3!)^2} + \dots = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{\left(\frac{x}{2}\right)^{2k}}{(k!)^2} \quad (\text{Π.3})$$

είναι η τροποποιημένη συνάρτηση του Bessel πρώτου είδους , και

$$K_0(x) = -\left(\ln \frac{x}{2} + C\right) I_0(x) + \sum_{k=1}^{\infty} \left[\sum_{j=1}^k \left(\frac{1}{j}\right) \right] \frac{\left(\frac{x}{2}\right)^{2k}}{(k!)^2} \quad (\text{Π.4})$$

είναι η τροποποιημένη συνάρτηση του Bessel δευτέρου είδους , με $C = 0.577215665$ (σταθερά του Euler).

Η παράγωγος της συνάρτησης $I_0(x)$ είναι η συνάρτηση $I_1(x)$, όπου:

$$I_1(x) = \frac{d}{dx} I_0(x) = \frac{x}{2} \left[1 + \frac{\left(\frac{x}{2}\right)^2}{2(1!)^2} + \frac{\left(\frac{x}{2}\right)^4}{3(2!)^2} + \frac{\left(\frac{x}{2}\right)^6}{4(3!)^2} + \dots \right] \quad (\text{Π.5})$$

και η παράγωγος της συνάρτησης $K_0(x)$ είναι η συνάρτηση $-K_1(x)$, όπου:

$$\frac{d}{dx} K_0(x) = -K_1(x) = -\left[\left(\ln \frac{x}{2} + C\right) I_1(x) - \frac{1}{x} - \frac{1}{2} I_1(x) - \frac{9}{4} I_3(x) - \dots \right] \quad (\text{Π.6})$$

και $I_n(x)$ να είναι η πρώτου είδους τροποποιημένη συνάρτηση του Bessel n βαθμού.

Τυπικές τιμές των $I_0(x)$, $I_1(x)$, $K_0(x)$ και $K_1(x)$ δίνονται στον Πίνακα που ακολουθεί (Tuma, 1978) (Verruijt, 1982).

Πίνακας Ι.

x	I₀(x)	I₁(x)	K₀(x)	K₁(x)
0.0	1.000	0.0000	∞	∞
0.1	1.0025	0.0501	2.4271	9.8538
0.2	1.0100	0.1005	1.7527	4.7740
0.3	1.0226	0.1517	1.3725	3.0560
0.4	1.0404	0.2040	1.1145	2.1844
0.5	1.0635	0.2579	0.9244	1.6564
0.6	1.0920	0.3137	0.7775	1.3028
0.7	1.1263	0.3719	0.6605	1.0503
0.8	1.1665	0.4329	0.5653	0.8618
0.9	1.2130	0.4971	0.4867	0.7165
1.0	1.2661	0.5652	0.4210	0.6019
1.1	1.3262	0.6375	0.3656	0.5098
1.2	1.3937	0.7147	0.3185	0.4346
1.3	1.4693	0.7973	0.2782	0.3726
1.4	1.5534	0.8861	0.2436	0.3208
1.5	1.6467	0.9817	0.2138	0.2774
1.6	1.7500	1.0848	0.1880	0.2406
1.7	1.8640	1.1963	0.1655	0.2094
1.8	1.9896	1.3172	0.1459	0.1826
1.9	2.1277	1.4482	0.1288	0.1597
2.0	2.2796	1.5906	0.1139	0.1399
2.1	2.4463	1.7455	0.1008	0.1228
2.2	2.6291	1.8280	0.0893	0.1079
2.3	2.8296	2.0978	0.0791	0.0950
2.4	3.0493	2.2981	0.0702	0.0837
2.5	3.2898	2.5167	0.0624	0.0739
2.6	3.5533	2.7554	0.0554	0.0653
2.7	3.8416	3.0161	0.0493	0.0577
2.8	4.1573	3.3011	0.0438	0.0511
2.9	4.5028	3.6126	0.0390	0.0453
3.0	4.8808	3.9534	0.0347	0.0402
3.1	5.2945	4.3262	0.0310	0.0356
3.2	5.7472	4.7342	0.0276	0.0316
3.3	6.2426	5.1810	0.0246	0.0281
3.4	6.7848	5.6701	0.0220	0.0250
3.5	7.3782	6.2058	0.0196	0.0222
3.6	8.0277	6.7927	0.0175	0.0198
3.7	8.7386	7.4358	0.0156	0.0176
3.8	9.5169	8.1404	0.0140	0.0157
3.9	10.3690	8.9128	0.0125	0.0140
4.0	11.3019	9.7595	0.0112	0.0125

3.2 ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΕΝΟΣ – ΑΡΤΕΣΙΑΝΟΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΑΣ – ΜΟΝΙΜΗ ΡΟΗ ΜΙΑΣ ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗΣ

Εάν υπάρχει σταθερή κίνηση του υπόγειου ύδατος σε ένα περιορισμένο υδροφορέα τότε υπάρχει κάποια κλίση της επιφάνειας του δυναμικού στον υδροφορέα.

Επίσης είναι γνωστό ότι το ύδωρ θα κινείται σε κατεύθυνση αντίθετο του $\text{grad}h$. Σε μία τέτοια περίπτωση ο νόμος του Darcy μπορεί να εφαρμοσθεί ως:

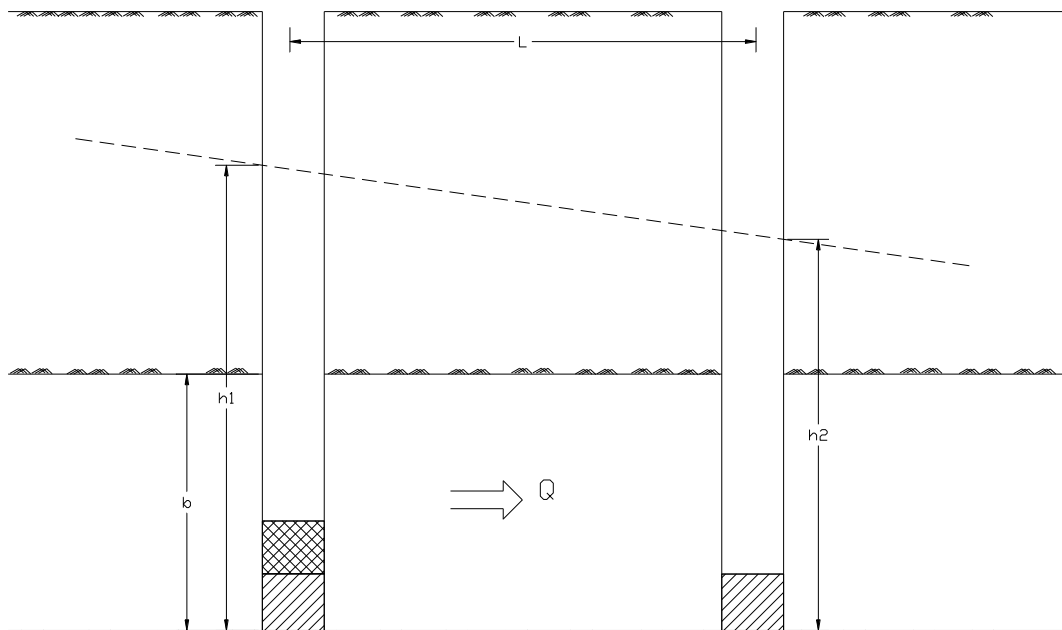
$$q' = K b \frac{dh}{dl} \quad (I)$$

Όπου: K είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

b είναι το πάχος του υδροφορέα (L)

$\frac{dh}{dl}$ είναι η κλίση της επιφάνειας δυναμικού

q' είναι η ροή ανά μονάδα πλάτους (L^2/T)



Σχήμα 3.11. Σταθερή ροή δια μέσου αρτεσιανού υδροφορέα με ομοιόμορφο πάχος.

Με βάση την σχέση (I) το υδραυλικό ύψος h σε μία απόσταση x μεταξύ h_1 και h_2 μπορεί να υπολογισθεί από την σχέση

$$h = h_1 - \frac{q'}{Kb} x$$

όπου x είναι η απόσταση όπου το υδραυλικό ύψος είναι h_1 (Σχήμα 3.11).

Παράδειγμα:

Ένας περιορισμένος υδροφορέας έχει πάχος 33 m και πλάτος 7 km. Δύο φρέατα παρατηρήσεων εγκαθίστανται κατά μήκος της διεύθυνσης ροής και σε απόσταση 1.2 km. Το υδραυλικό ύψος στο φρέαρ (1) είναι 97.5 m και στο φρέαρ (2) είναι 89 m. Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι 1.2m/d. α) Ποία είναι η ολική ημερήσια ροή δια μέσου του υδροφορέα; β) Ποίο είναι το υψόμετρο της επιφάνειας δυναμικού στο σημείο (A) που απέχει 0.3 km από το φρέαρ (1) και 0.9 km από το φρέαρ (2);

Λύση:

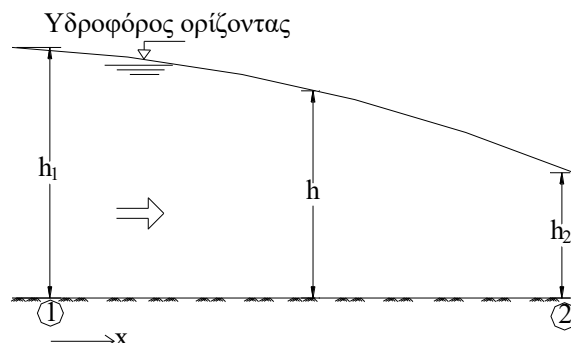
$$\begin{aligned} \alpha) \quad Q &= -Kb \frac{dh}{dl} \times \text{πλάτος} \\ &= 1.2 \text{ m/day} \times 33\text{m} \times \frac{(97.5 - 89.0)\text{m}}{1200\text{m}} \times 7000\text{m} \\ &= 2000 \text{ m}^3/\text{day} \end{aligned}$$

$$\beta) \quad h = h_1 - \frac{q'}{Kb} x \quad \text{όπου } q' = \frac{2000\text{m}^3/\text{day}}{7000\text{m}}$$

$$h = 97.5 - \frac{0.29\text{m}^2/\text{day}}{1.2\text{m}/\text{day} \times 33\text{m}} \times 300 = 95.3 \text{ m}$$

3.3 ΕΛΕΥΘΕΡΟΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΑΣ - ΜΟΝΙΜΗ ΡΟΗ ΜΙΑΣ ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗΣ

Στην περίπτωση αυτή το πρόβλημα είναι περισσότερο περίπλοκο για το λόγο ότι ο υδροφόρος ορίζοντας είναι και το άνω όριο της περιοχής ροής. Με άλλα λόγια το σχήμα του υδροφόρου ορίζοντα καθορίζει την κατανομή της ροής αλλά συγχρόνως η κατανομή ροής καθορίζει το σχήμα του υδροφόρου ορίζοντα.



Σχήμα 3.12. Σταθερή ροή δια μέσου ελεύθερου υδροφορέα.

Στο σχήμα 3.12, αριστερά η κορεσμένη ζώνη έχει υδραυλικό ύψος h_1 και δεξιά h_2 το οποίο είναι μικρότερο του h_1 κατά ποσότητα h_1-h_2 . Εάν υποθέσουμε ότι δεν έχουμε βροχόπτωση ή εξατμισοδιαπνοή η ποσότητα του ύδατος που περνάει από την θέση (1) θα πρέπει να είναι η ίδια αυτής της ποσότητας της (2). Με βάσει τον νόμο του Darcy για να συμβαίνει αυτό θα πρέπει η υδραυλική κλίση στην θέση (2) να είναι μεγαλύτερη από την θέση (1) λόγω του ότι η κατά πλάτος επιφάνεια στην θέση (2) είναι μικρότερη αυτής της θέσης (1). Επομένως η υδραυλική κλίση σε έναν ελεύθερο υδροφορέα δεν παραμένει σταθερή.

Για να λυθεί το πρόβλημα στην περίπτωση αυτή κάνουμε κάποιες παραδοχές γνωστές ως παραδοχές Dupuit οι οποίες είναι:

Η υδραυλική κλίση είναι ίση με την κλίση του υδροφόρου ορίζοντα

Για υδροφόρους ορίζοντες με μικρή υδραυλική κλίση οι γραμμές ροής είναι οριζόντιες και οι ισοδυναμικές γραμμές κάθετες.

Στην περίπτωση αυτή ο νόμος του Darcy εφαρμόζεται ως εξής:

$$q' = -K h \frac{dh}{dl}$$

Όπου: h είναι το κορεσμένο πάχος του υδροφορέα.

Οι οριακές συνθήκες είναι: $x = 0 \quad h = h_1$
 $x = L \quad h = h_2$

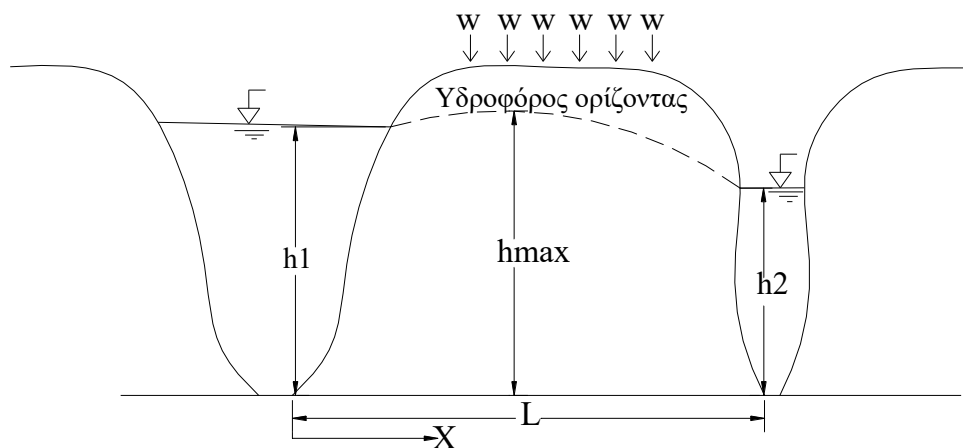
$$\therefore \int_0^L q' dx = -K \int_{h_1}^{h_2} h dh$$

$$q' x \Big|_0^L = -K \frac{h^2}{2} \Big|_{h_1}^{h_2}$$

$$q' L = -K \left(\frac{h_2^2}{2} - \frac{h_1^2}{2} \right)$$

$$q' = \frac{1}{2} K \left(\frac{h_1^2 - h_2^2}{L} \right) \text{ (εξίσωση Dupuit)}$$

Η **εξίσωση Dupuit** μπορεί να επεκταθεί και για την περίπτωση που έχουμε και βροχόπτωση (διήθηση) οπότε έχουμε (Σχήμα 3.13):



Σχήμα 3.13. Ροή σε ελεύθερο υδροφορέα με εμπλουτισμό λόγω βροχόπτωσης

$$q'_x = \frac{K(h_1^2 - h_2^2)}{2L} - w\left(\frac{L}{2} - x\right)$$

Όπου: q'_x = είναι η ροή ανά μονάδα πλάτους σε απόσταση x (L^2/T)

x = είναι η απόσταση από την αρχή των αξόνων (L)

K = είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

h_1 = είναι το υδραυλικό ύψος στην αρχή (L)

L = η απόσταση από την αρχή των αξόνων στο σημείο που μετράται το ύψος h_2 (L)

w = ρυθμός βροχόπτωσης (διήθησης) (L/T).

Το υδραυλικό ύψος σε απόσταση x μπορεί να υπολογισθεί από την σχέση:

$$h = \sqrt{h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)x}{L} + \frac{w}{K}(L - x)x}$$

Όπου:

h = είναι το υδραυλικό ύψος στη θέση x (L)

x = είναι η απόσταση από την αρχή των αξόνων

h_1 = είναι το υδραυλικό ύψος στην αρχή

h_2 = είναι το υδραυλικό ύψος σε απόσταση L (L)

L = είναι η απόσταση από την αρχή μέχρι το σημείο που μετράται το υδραυλικό ύψος h_2 (L)

K = είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

w = είναι ο ρυθμός βροχόπτωσης (L/T)

Παράδειγμα:

Ένας ελεύθερος υδροφορέας έχει υδραυλική αγωγιμότητα 0.0020 cm/s και πορώδες 0.27 . Ο υδροφορέας αποτελείται από στρώμα άμμου με ομοιόμορφο πάχος 31 m ,

μετρούμενο από την επιφάνεια του εδάφους. Στο φρέαρ (1) ο υδροφόρος ορίζοντας είναι 21 m κάτω από την επιφάνεια του εδάφους. Στο φρέαρ (2), το οποίο απέχει 175 m από το φρέαρ (1), ο υδροφόρος ορίζοντας είναι 23.5 m από την επιφάνεια. Να υπολογισθούν α) η εκροή ανά μονάδα πλάτους β) η μέση ταχύτητα στο φρέαρ (1) γ) το ύψος του υδροφόρου ορίζοντα στο μέσο της απόστασης μεταξύ των δύο φρεάτων.

Λύση:

$$\alpha) \quad q' = \frac{K(h_1^2 - h_2^2)}{2L}$$

$$h_1 = 31\text{m} - 21\text{m} = 10\text{m}$$

$$h_2 = 31\text{m} - 23.5\text{m} = 7.5\text{m}$$

$$L = 175\text{m}$$

$$q' = 1.7\text{m/d} \times \frac{10^2\text{m}^2 - 7.5^2\text{m}^2}{2 \times 175\text{m}} = 0.21\text{m}^2/\text{d} \text{ ανά μονάδα πλάτους}$$

$$\beta) \quad v_x = \frac{Q}{n_e A}$$

$$Q = q' \times \text{μοναδιαίο πλάτος}$$

$$A = h_1 \times \text{μοναδιαίο πλάτος}$$

$$v_x = \frac{q'}{n_e h_1} = \frac{0.21\text{m}^2/\text{d}}{0.27 \times 10\text{m}} = 0.08 \text{ m/d}$$

$$\begin{aligned} \gamma) \quad h &= \sqrt{h_1^2 - (h_1^2 - h_2^2) \frac{x}{L}} \\ &= \sqrt{(10\text{m})^2 - [(10\text{m})^2 - (7.5\text{m})^2] \left(\frac{87.5\text{m}}{175\text{m}}\right)} \\ &= 8.8\text{m} \end{aligned}$$

3.4 Ικανότητα αποθήκευσης του ύδατος (storativity).

Μηχανισμοί αποθήκευσης:

Συμπιεστότητα ύδατος

Συμπιεστότητα υλικού

Πλήρωση ή εκκένωση πόρων

Περιορισμένος υδροφορέας

Η ικανότητα αποθήκευσης οφείλεται στους μηχανισμούς (1) + (2) (όχι στον (3) γιατί δεν υπάρχουν κενά).

Συντελεστής ειδικής αποθηκευτικότητας S_0 σε ένα κορεσμένο πορώδη σχηματισμό εκφράζει το ποσό του αποθηκευμένου ύδατος που αποδίδεται, από μία μονάδα όγκου του υδροφόρου στρώματος για μία μονάδα πτώσης του φορτίου, και εκφράζεται:

Επίσης,

$$S_0 = \rho g (\alpha + n \beta)$$

Όπου:

α = συμπιεστότητα εδάφους

β = συμπιεστότητα ύδατος

ρ = πυκνότητα ύδατος

n = πορώδες

Συμπιεστότητα: [m²/N]

Άργιλος	10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁸
Άμμος	10 ⁻⁷ - 10 ⁻⁹
Χαλίκια	10 ⁻⁸ - 10 ⁻¹⁰
Ύδωρ	4,4 × 10 ⁻¹⁰

Συντελεστής συνολικής αποθηκευτικότητας:

$$S = \int_0^b S_0(z) dz$$

Ελεύθερος υδροφορέας

Η ικανότητα αποθήκευσης οφείλεται στους μηχανισμούς (1) + (2) + (3), και μάλιστα (1),(2) << (3)

$$S = \int_0^b S_0(z) dz + n_{ef} \cong n_{ef}$$

Όπου: n_{ef} = πορώδες στην περιοχή της ελεύθερης επιφάνειας

Τυπικές τιμές S

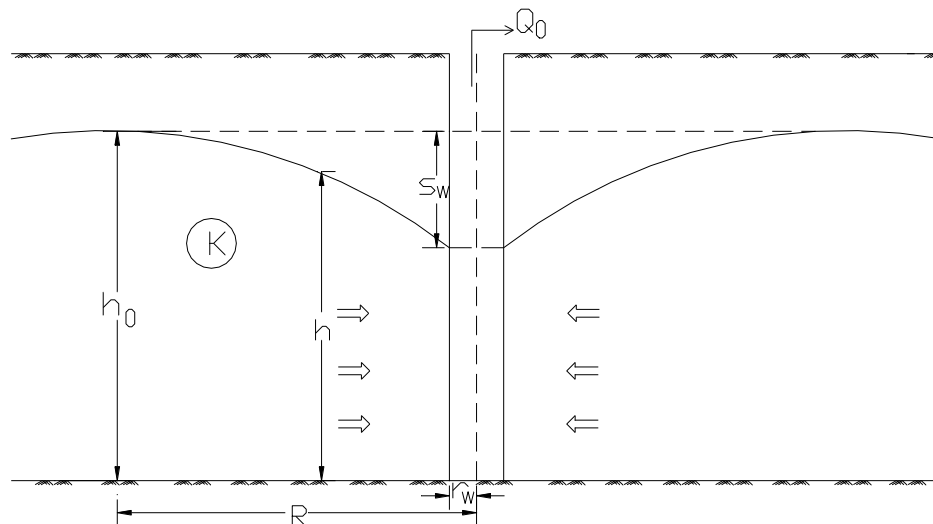
$S = 10^{-2} - 10^{-4}$ για περιορισμένο υδροφορέα

$S = n_{ef} = 0,15 - 0,60$ για ελεύθερο υδροφορέα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 : ΡΟΕΣ ΣΕ ΦΡΕΑΤΑ – ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΦΡΕΑΤΩΝ

4.1. ΡΟΕΣ ΠΡΟΣ ΦΡΕΑΤΑ

Ακτίνα Επιρροής Φρέατος: είναι η απόσταση από το φρέαρ στην οποία η μεταβολή της στάθμης του υπόγειου ύδατος (λόγω άντλησης) είναι αμελητέα.



Εμπειρικές και ημι-εμπειρικές σχέσεις για τον υπολογισμό της ακτίνας επιρροής (Bear, Hydraulics of Groundwater, 1979)

Lembke (1886,1887)

$$R = h_0 (K/2N)^{1/2}$$

Weber (Schultze, 1924)

$$R = 2.45 (h_0 K t/n_e)^{1/2}$$

Kusakin (Aravin+Numerov,1953)

$$R = 1.9 (h_0 K t/n_e)^{1/2}$$

Sichardt (Chertousov,1962)

$$R = 3000 s_w (K)^{1/2}$$

Kusakin (Chertousov,1949)

$$R = 575 s_w (K_f h_0)^{1/2}$$

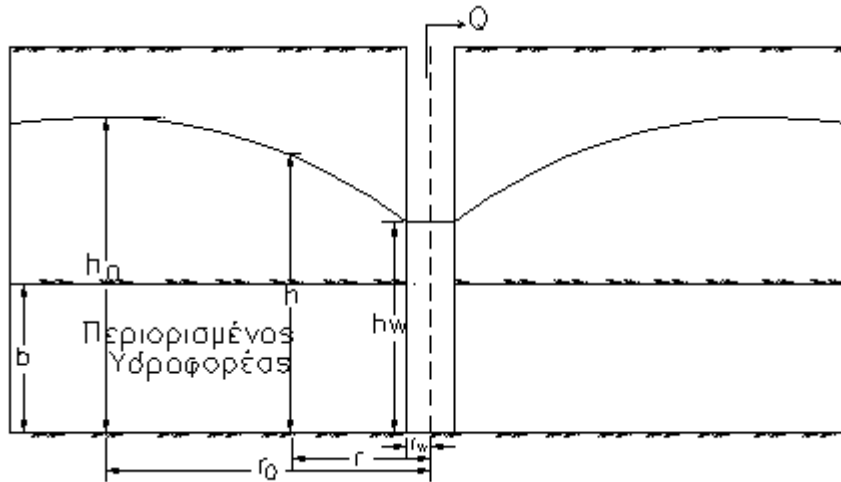
Όπου:

t (sec) = χρόνος άντλησης

n_e = ενεργό πορώδες

N (m/sec) = ποσότητα εμπλουτισμού από βροχόπτωση
 h_0 (m) = στάθμη του υπόγειου ύδατος πριν από την άντληση
 s_w (m) = πτώση στάθμης στο φρέαρ
 K (m/sec) = υδραυλική αγωγιμότητα

4.1.1 Σχέση πτώση στάθμης – παροχής σε περιορισμένο υδροφορέα (μόνιμη ροή)



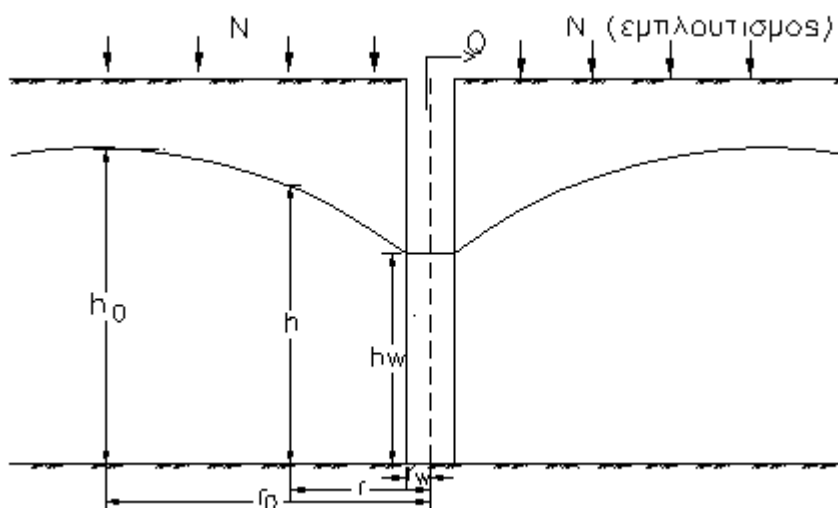
Σχήμα 4.1

$$h = h_0 + \frac{Q}{2\pi K b} \ln\left(\frac{r}{r_0}\right)$$

Για τον υπολογισμό του h_w

$$h_w = h_0 + \frac{Q}{2\pi K b} \ln\left(\frac{r_w}{r_0}\right)$$

4.1.2 Σχέση πτώση στάθμης – παροχής σε ελεύθερο υδροφορέα (μόνιμη ροή)



Σχήμα 4.2

$$h^2 = h_0^2 + \frac{N}{2K} (r_0^2 - r^2) + \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{r}{r_0}$$

4.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΕΝΟΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΑ

Πέραν του πορώδους ενός υδροφορέα άλλες παράμετροι που χρειάζεται πολλές φορές να προσδιορισθούν είναι η υδραυλική αγωγιμότητα K (hydraulic conductivity), ο συντελεστής μεταβιβασιμότητας T (transmissivity) και ο συντελεστής αποθηκευτικότητας S .

Οι παράμετροι αυτοί μπορούν να καθορισθούν με δοκιμαστική άντληση του υδροφορέα (aquifer test) όπου τοποθετούμε /εγκαθιστούμε μία σειρά φρεάτων άντλησης και φρεάτων παρατήρησης.

Βασικές προϋποθέσεις για τη δοκιμαστική άντληση υδροφορέα.

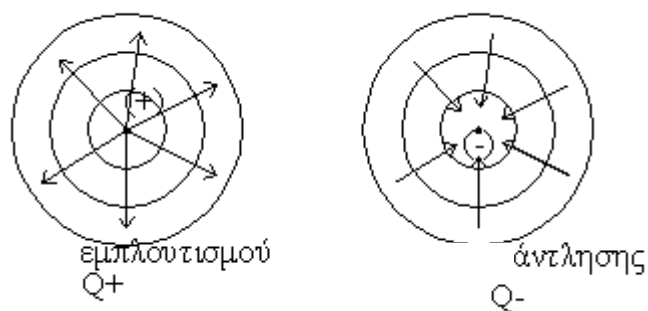
Όλα τα φρέατα άντλησης έχουν φιλτροσωλήνα (που επιτρέπει την άντληση ύδατος) μόνο στον υδροφορέα που γίνεται η δοκιμή (test).

Όλα τα φρέατα παρατήρησης έχουν φιλτροσωλήνα (screen)) μόνο στον υδροφορέα που γίνεται η δοκιμή.

Τα φρέατα άντλησης και τα φρέατα παρατήρησης έχουν φιλτροσωλήνα (screen) δια μέσου του ολικού πάχους του υδροφορέα.

Σταθερή Ακτινική Ροή

Η ροή γύρω από ένα φρέαρ είναι κυκλική.

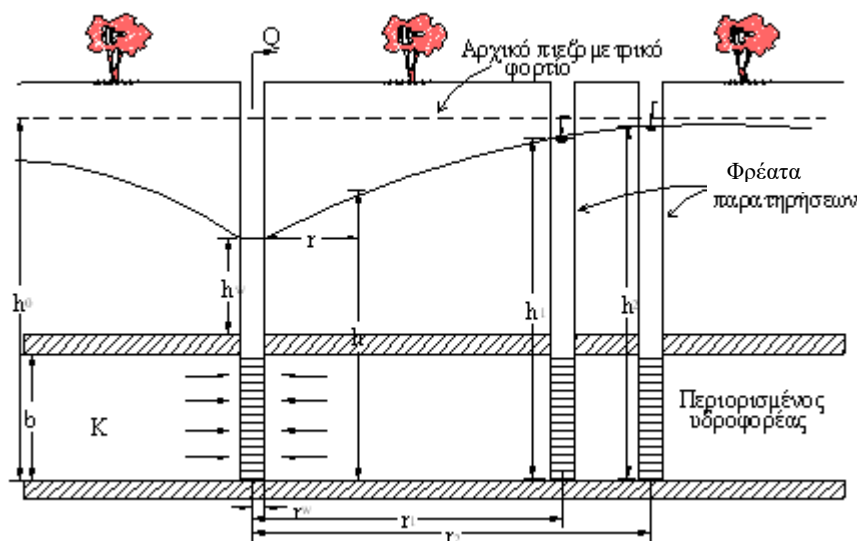


4.2.1 Περιορισμένος υδροφορέας – Μόνιμη ροή

Για τον προσδιορισμό του συντελεστή μεταβιβασιμότητας T (transmissivity) χρησιμοποιούμε την εξίσωση που παρουσιάσαμε προηγούμενα για την σχέση πτώση στάθμης – παροχής επιλύοντας την ως προς Kb :

$$T = Kb = \frac{Q}{2\pi(h_2 - h_1)} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

Επομένως για τον προσδιορισμό του Q χρειάζονται ένα φρέαρ άντλησης και δύο παρατηρήσεων (βλέπε σχήμα που ακολουθεί).



Σχήμα 4.3 Περιορισμένος υδροφορέας – Μόνιμη ροή

Η εξίσωση

$$T = K b = \frac{Q}{2\pi(h_2 - h_1)} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

είναι γνωστή σαν η εξίσωση της ισορροπίας ή εξίσωση του Thiem.

Βασικά θα μπορούσε το φρέαρ άντλησης να θεωρηθεί και σαν φρέαρ παρατήρησης πλην όμως αυτό αποφεύγεται λόγω του ότι λόγω τριβών και απωλειών από το κόσκινο άντλησης είναι δυνατό να επέλθει λάθος υπολογισμός του h_w (να είναι λιγότερο της πραγματικής τιμής). Για το λόγο αυτό πάντα θεωρείται ασφαλέστερο να έχουμε δύο φρέατα παρατήρησης και ένα άντλησης.

Παράδειγμα

Ένα φρέαρ εντός περιορισμένου υδροφορέα αντλεί με ρυθμό 220 gal/min. Μετρήσεις της πτώσης της υδατικής στάθμης σε δύο φρέατα παρατήρησης δείχνουν ότι η υδατική στάθμη σταθεροποιείται μετά από 1270 min άντλησης. Το φρέαρ (1) είναι 26 ft από το φρέαρ άντλησης και έχει υδραυλικό φορτίο 29,34 ft πάνω από την άνω επιφάνεια του κλειστού υδροφορέα. Το φρέαρ (2) είναι 73 ft από το φρέαρ άντλησης και έχει υδραυλικό φορτίο 32.56ft πάνω από την άνω επιφάνεια του υδροφορέα. Χρησιμοποιώντας την εξίσωση του Thiem υπολογίσατε τον συντελεστή μεταβιβασιμότητας T του υδροφορέα.

Λύση

Μετατροπή gal/min σε ft³/day

$$220 \frac{\text{gal}}{\text{min}} \times \frac{1 \text{ ft}^3}{7,48 \text{ gal}} \times \frac{1440 \text{ min}}{1 \text{ day}} = 42400 \text{ ft}^3/\text{day}$$

$$T = \frac{Q}{2\pi(h_2 - h_1)} \ln \frac{r_2}{r_1} = \frac{42400 \text{ ft}^3 / \text{day}}{2\pi(32,56 \text{ ft} - 29,34 \text{ ft})} \ln\left(\frac{73 \text{ ft}}{26 \text{ ft}}\right) = 2170 \text{ ft}^2/\text{day}$$

4.2.2 Ελεύθερος Υδροφόρεας – Μόνιμη ροή

Στην περίπτωση αυτή έχουμε:

$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)$$

Εξίσωση Thiem για ελεύθερο υδροφόρεα

$$K = \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)$$

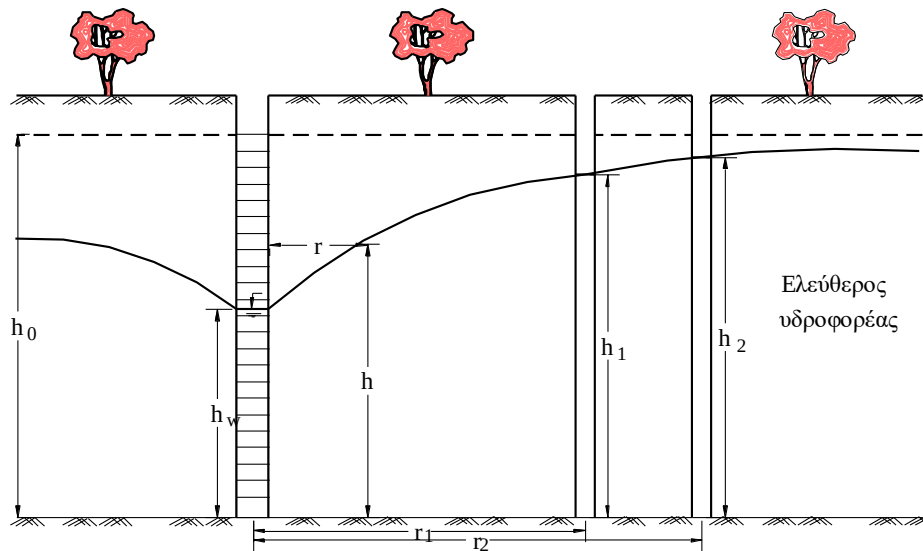
Όπου:

K = υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

Q = ρυθμός άντλησης (L³/T)

h_1 = υδραυλικό φορτίο (ύψος) σε απόσταση r_1 από το φρέαρ άντλησης

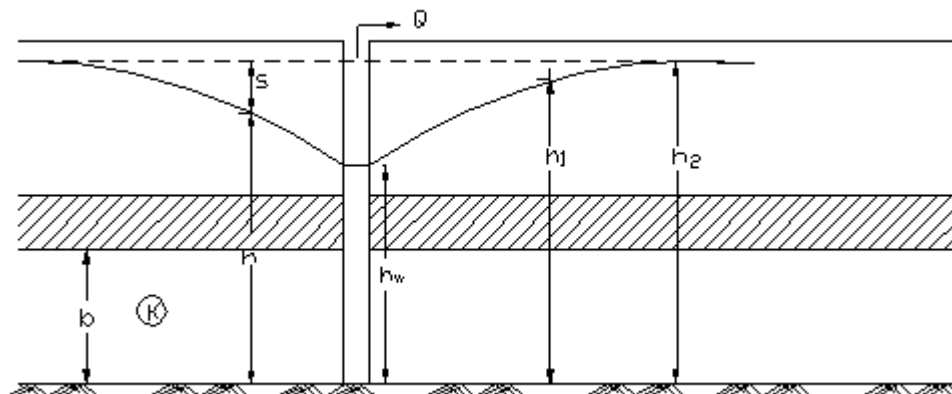
h_2 = υδραυλικό φορτίο (ύψος) σε απόσταση r_2 από το φρέαρ άντλησης.



Σχήμα 4.4 Ελεύθερος Υδροφόρεας – Μόνιμη ροή

4.2.3 Μη-μόνιμες ροές προς φρέατα (Μέθοδος Theis) - Προσδιορισμός συντελεστή μεταβιβασιμότητας T και αποθήκευσης.

Περιορισμένος υδροφορέας (Μέθοδος Theis)



Σχήμα 4.5 Περιορισμένος Υδροφορέας

$$\text{Πτώση στάθμης : } s = \frac{Q}{4\pi Kb} W(u) \quad (\text{Theis})$$

$$\text{Όπου: } W(u) = -0,5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} \dots \dots (\text{συνάρτηση φρέατος})$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Kbt}$$

Όπου: S = συντελεστής αποθήκευσης

t = ο χρόνος

και οι υπόλοιποι παράγοντες όπως ορίστηκαν στα προηγούμενα.

Όταν ο προσδιορισμός γίνεται με την μέθοδο του Theis ισχύουν οι εξής παραδοχές:

Ο υδροφορέας παρουσιάζει μεγάλη έκταση (θεωρητικά άπειρη).

Ο υδροφορέας είναι ομοιογενής, ισότροπος και έχει παντού το ίδιο πάχος.

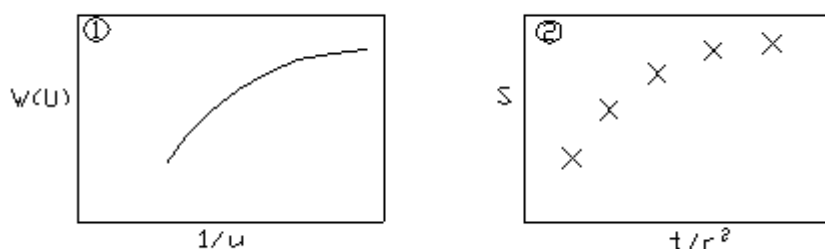
Πριν την έναρξη της άντλησης η επιφάνεια του υπογείου νερού είναι (περίπου) οριζόντια.

Η αντλούμενη παροχή είναι σταθερή.

Το φρέαρ διαπερνάει όλο το πάχος του υδροφορέα.

ΒΗΜΑΤΑ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ THEIS

Σε λογαριθμικό χαρτί σχεδιάζουμε την συνάρτηση $W(u) = f(1/u)$ (οι τιμές δίνονται στην επόμενη σελίδα).



Σε λογαριθμικό χαρτί της ίδιας κλίμακας που είναι η συνάρτηση $W(u) = f(1/u)$ σχεδιάζουμε την $s = f(t/r^2)$.

- * Εάν είναι ένα μόνο φρέαρ σχεδιάζουμε $s = f(t)$
- * Εάν έχουμε μέτρηση μιας χρονικής στιγμής μόνο σχεδιάζουμε $s = f(1/r^2)$

Values of the function $W(u)$ for various values of u

u	$W(u)$	u	$W(u)$	u	$W(u)$	u	$W(u)$
1×10^{-10}	22.45	7×10^{-8}	15.90	4×10^{-5}	9.55	1×10^{-2}	4.04
2	21.76	8	15.76	5	9.33	2	3.35
3	21.35	9	15.65	6	9.14	3	2.96
4	21.06	1×10^{-7}	15.54	7	8.99	4	2.68
5	20.84	2	14.85	8	8.86	5	2.47
6	20.66	3	14.44	9	8.74	6	2.30
7	20.50	4	14.15	1×10^{-4}	8.63	7	2.15
8	20.37	5	13.93	2	7.94	8	2.03
9	20.25	6	13.75	3	7.53	9	1.92
1×10^{-9}	20.15	7	13.60	4	7.25	1×10^{-1}	1.823
2	19.45	8	13.46	5	7.02	2	1.223
3	19.05	9	13.34	6	6.84	3	0.906
4	18.76	1×10^{-6}	13.24	7	6.69	4	0.702
5	18.54	2	12.55	8	6.55	5	0.560
6	18.35	3	12.14	9	6.44	6	0.454
7	18.20	4	11.85	1×10^{-3}	6.33	7	0.374
8	18.07	5	11.63	2	5.64	8	0.311
9	17.95	6	11.45	3	5.23	9	0.260
1×10^{-8}	17.84	7	11.29	4	4.95	1×10^0	0.219
2	17.15	8	11.16	5	4.73	2	0.049
3	16.74	9	11.04	6	4.54	3	0.013
4	16.46	1×10^{-5}	10.94	7	4.39	4	0.004
5	16.23	2	10.24	8	4.26	5	0.001
6	16.05	3	9.84	9	4.14		

Source: Adapted from L. K. Wenzel, *Methods for Determining Permeability of Water-Bearing Materials with Special Reference to Discharging Well Methods*. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 887, 1942.

Το φύλλο με την συνάρτηση $s = f(t/r^2)$ τίθεται πάνω στο φύλλο με την συνάρτηση $W(u) = f(1/u)$ και μετακινείται μέχρι η συνάρτηση $s = f(t/r^2)$ και η συνάρτηση $W(u) = f(1/u)$ να συμπίσουν. Κατά την μετακίνηση οι άξονες των διαγραμμάτων να παραμένουν παράλληλοι.

Διαλέγουμε ένα τυχαίο σημείο Α στην περιοχή που οι καμπύλες $W(u)$ και $s = f(t/r^2)$ συμπίπτουν και προσδιορίζουμε για το σημείο αυτό τις τιμές $W(u)$ και $1/u$ από το ένα διάγραμμα και τις τιμές s και t/r^2 από το άλλο διάγραμμα. Το σημείο Α δεν χρειάζεται να βρίσκεται πάνω στις καμπύλες $W(u)$ και $s = f(t/r^2)$ και συνήθως διαλέγουμε έτσι ώστε να είναι $W(u) = 1$ και $1/u = 1,0$

Με τις τιμές $W(u)$, s και Q προσδιορίζουμε την μεταβιβασιμότητα από την σχέση

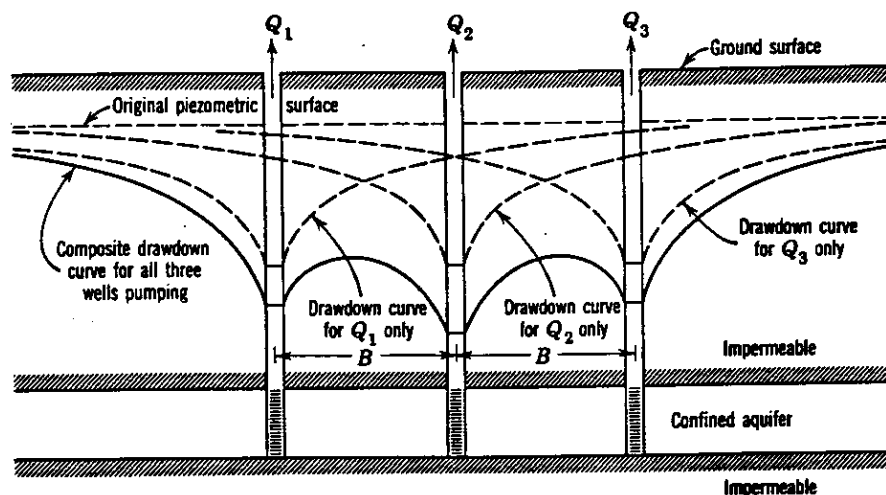
$$T = \frac{Q}{4\pi s} W(u)$$

και τον συντελεστή αποθήκευσης από την σχέση

$$S = 4T \left(\frac{t}{r^2} \right) u$$

4.3 ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΜΕ ΠΟΛΛΑΠΛΑ ΦΡΕΑΤΑ ΑΝΤΛΗΣΗΣ

Στην περίπτωση αυτή η ολική πτώση της στάθμης σε οποιοδήποτε σημείο είναι το άθροισμα των επιμέρους πτώσεων της στάθμης από κάθε φρέαρ χωριστά.



Σχήμα 4.6 Πολλαπλά φρέατα άντλησης

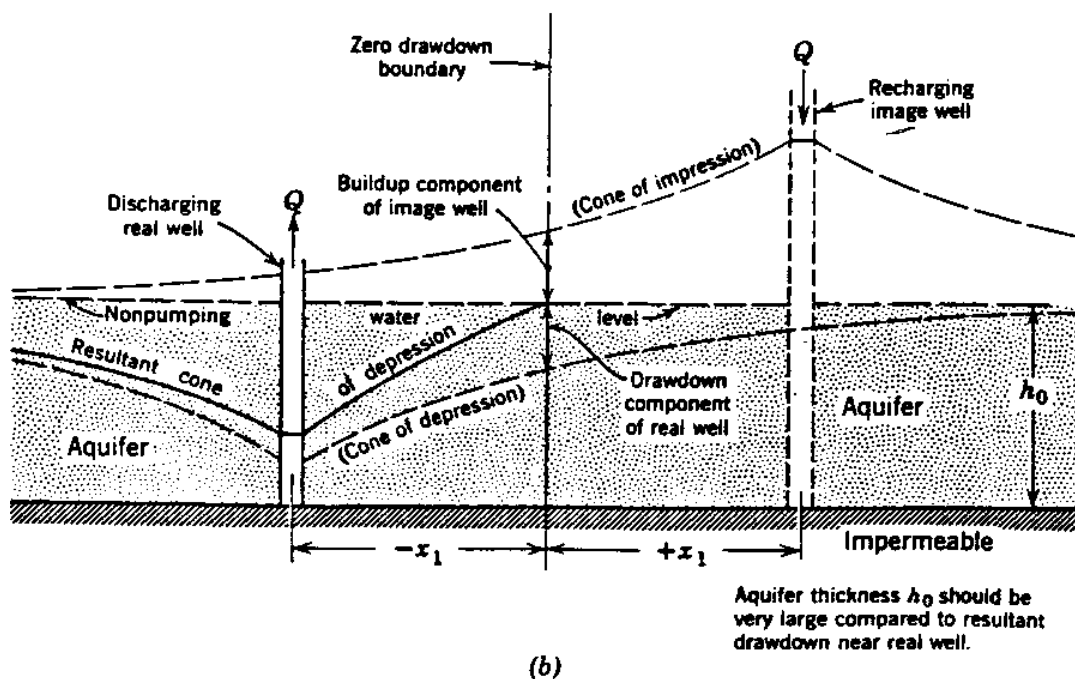
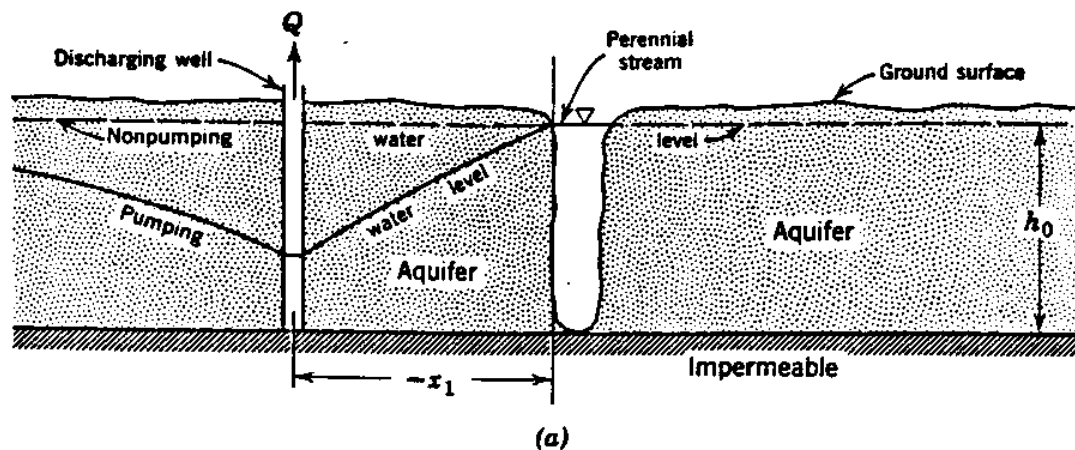
$$h = h_0 + \frac{1}{2\pi T} \sum_{i=1}^n q_i \ln\left(\frac{r_i}{R_i}\right) \quad r_i < R_i$$

4.4 Φρέατα κοντά σε οριακά σημεία (ποτάμια αδιαπέραστο υλικό)

Όταν ένα φρέαρ άντλησης βρίσκεται κοντά σε ένα οριακό σημείο η προϋπόθεση της ανάλυσης ότι ο υδροφορέας είναι μεγάλης έκτασης δεν ισχύει.

Στην περίπτωση αυτή εφαρμόζουμε την αρχή της “υπέρθεσης” (superposition) όπου θεωρούμε φανταστικά φρέατα και εφαρμόζουμε τις ίδιες θεωρίες όπως και στα προηγούμενα.

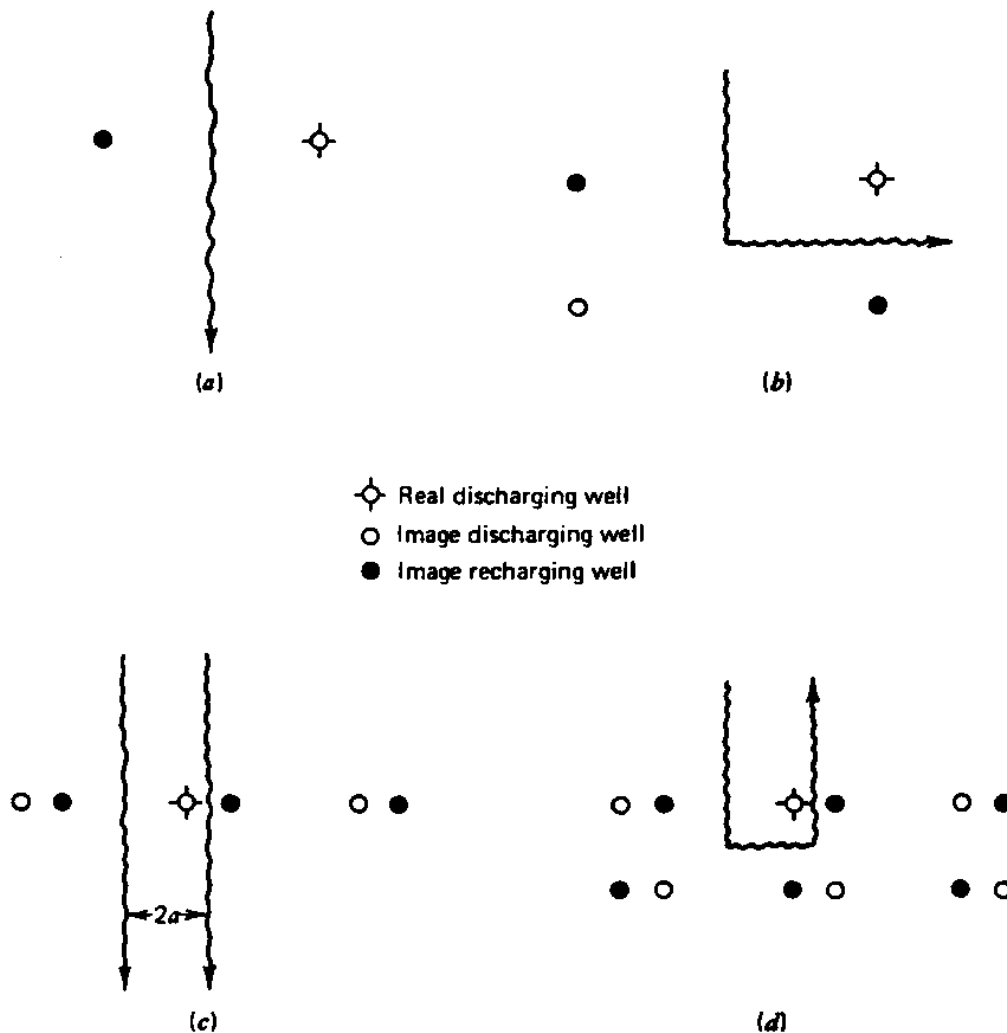
Φρέαρ άντλησης κοντά σε ποτάμι



Σχήμα 4.7 Σε τομή. α) Φρέαρ άντλησης κοντά σε μόνιμης ροής ποτάμι
β) Ισοδύναμο Υδραυλικό σύστημα σε ελεύθερο υδροφορέα.

Στην περίπτωση αυτή θεωρούμε “φανταστικό” φρέαρ σε απόσταση ίσης της απόστασης του πραγματικού φρεατίου από το ποτάμι σε θέση συμμετρική, το οποίο θεωρούμε ότι εμπλουτίζει τον υδροφόρα με ρυθμό εμπλουτισμού $Q = Q$ άντλησης.

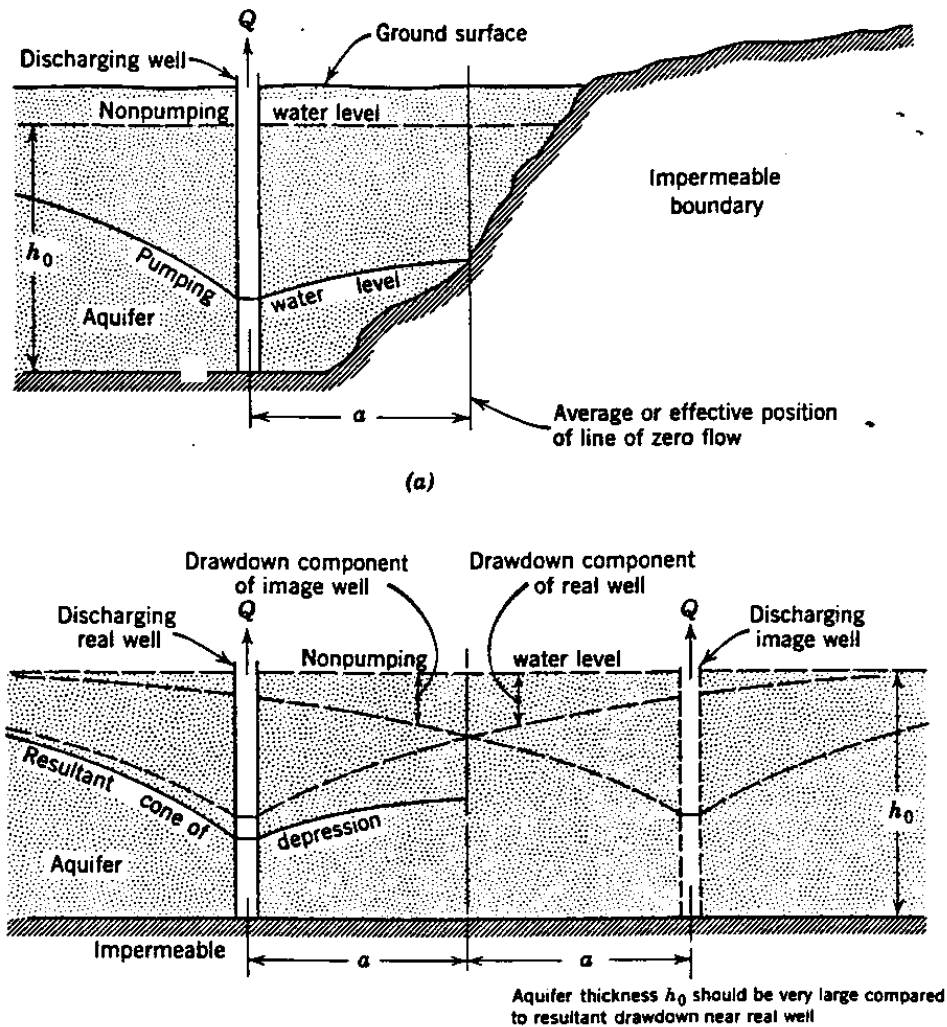
Ειδικές περιπτώσεις



Σχήμα 4.8 Φανταστικά συστήματα φρεάτων για υδροφορείς που περικλείονται από ποτάμια διαφορετικής κατεύθυνσης: α) ευθύγραμμο ποτάμι β) ποτάμι που σχηματίζει ορθή γωνία γ) δύο παράλληλα ποτάμια δ) ποτάμι σχήματος U. Θεωρητικά, τα φανταστικά ποτάμια στο γ) και δ) τοποθετούνται απεριόριστα αριστερά και δεξιά του ποταμού.

4.5 Φρέαρ άντλησης κοντά σε αδιαπέραστο υλικό

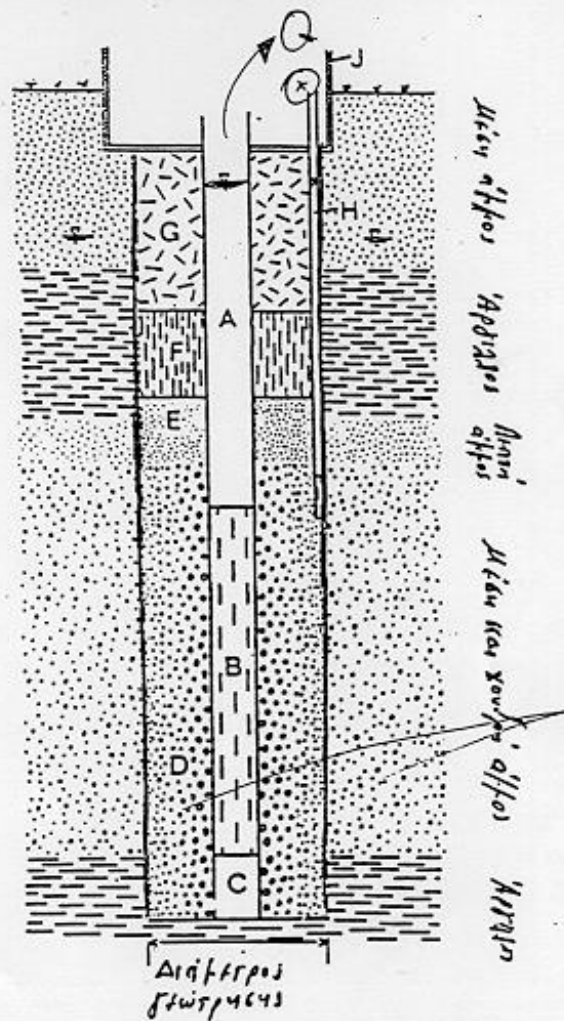
Σχήμα 4.9 σε τομή: α) Φρέαρ άντλησης κοντά σε αδιαπέραστο υλικό β) Ισοδύναμο Υδραυλικό σύστημα σε απεριόριστο υδροφορέα.



Σχήμα 4.9

Στην περίπτωση αυτή θεωρούμε ότι το “φανταστικό” συμμετρικό φρέαρ αντλεί με ίσο ρυθμό άντλησης όπως και το πραγματικό έτσι ώστε να επιτύχουμε συνθήκες ροής ίσης με μηδέν κατά μήκος του αδιαπέραστου υλικού.

Κατασκευαστική λεπτομέρεια φρέατος άντλησης



- A, C : συμπαγής σωλήνας
- B : πλέγμα (φιλτροσωλήνας)
- D : φίλτρο από χαλίκι
- E : φίλτρο από άμμο
- F : αδιαπέρατο διάφραγμα (άργιλλος)
- G : Υλικό από τη γεώτρηση
- H : πηγάδι παρατηρήσεων
- J : φρεάτιο

Συνήθης διάμετρος γεώτρησης :
400 mm - 1200 mm

Σχήμα 4.10

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 : ΡΥΠΑΝΣΗ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

5.1 ΠΗΓΕΣ ΡΥΠΑΝΣΗΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ					
I	II	III	IV	V	VI
Πηγές που έχουν σχεδιασθεί για απόρριψη διαφόρων ουσιών 	Πηγές που έχουν σχεδιασθεί για την αποθήκευση, κατεργασία και ίσως και απόρριψη ουσιών. 	Πηγές που έχουν σχεδιασθεί να περιέχουν ουσίες κατά την διάρκεια μεταφοράς των. 	Πηγές συνεπεία άλλων σχεδιασμένων δραστηριοτήτων. 	Πηγές που γίνονται δίοδοι ρυπασμένου ύδατος προς τους υδροφορείς. 	Φυσικές πηγές αποτέλεσμα ανθρωπίνων δραστηριοτήτων. 
1.Υπόγειες δεξαμενές αποχετεύσεων. 2.Φρέατα αποχέτευσης 3.Χρήσεις γαιών	1. ΧΥΤΑ 2.Χώροι εναπόθεσης αποβλήτων. 3. Επιφανειακές κοιλότητες (λάκκοι, στέρνες, λιμνοθάλασσες). 4. Απόβλητα ορυχείων. 5. Σωροί υλικών. 6.Νεκροταφεία 7.Χώροι ταφής ζώων. 8. Υπεράνω του εδάφους δεξαμενές. 9. Υπόγειες δεξαμενές. 10. Χώροι ανοικτής καύσης. 11. Χώροι ραδιενεργών αποβλήτων.	1. Συστήματα σωληνώσεων. 2. Υλικά που μεταφέρονται και μεταγγίζονται.	1. Άρδευση 2. Χρήση μυκητοκτόνων. 3. Χρήση λιπασμάτων. 4. Απόβλητα από χώρους εκτροφής ζώων. 5. Χρήση αλατιού για αποπαγοποίηση. 6. Χρήση αποσκληριντικών ύδατος 7. Επιφανειακή απορροή. 8. Διείσδυση από ατμοσφαιρικούς ρυπαντές.	1. Φρέατα παραγωγής. 2.Φρέατα μετρήσεων και παρατηρήσεων. 3. Εκσκαφές δομικών έργων.	1. Αλληλοεπιδράσεις υπογείων και επιφανειακών υδάτων. 2. Φυσικές διαρροές. 3. Εισροή θαλασσίου ύδατος εντός υδροφόρων 'γλυκού' ύδατος.

5.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΡΥΠΩΝ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

5.2.1 Ανόργανοι ρύποι

Σκληρότητα (hardness) : Σχετίζεται με διαλυμένα μέταλλα με σθένος ≥ 2 (Ca^{++} , Mg^{++} , Fe^{+++}) και εκφράζεται σε mg/l ισοδύναμου CaCO_3 .

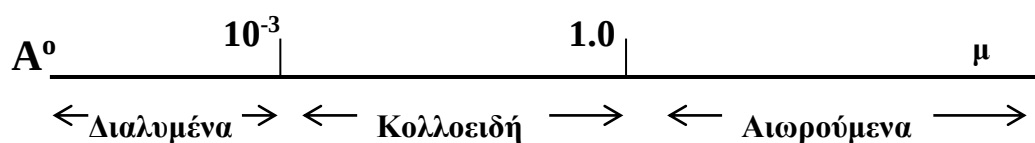
<u>Τύπος Ύδατος</u>	<u>Σκληρότητα</u>
Πολύ μαλακό	<15
Μαλακό	15 ÷ 50
Ενδιάμεσα σκληρό	50 ÷ 100
Σκληρό	100 ÷ 200
Πολύ σκληρό	>200

Μέθοδοι κατεργασίας:

Ανταλλαγή ιόντων (Ion exchange)
Lime-Soda Ash Technology

Άλλοι διαλύτες (Na^+)

Σωματίδια



α) Ολικά στερεά ή ολικό υπόλοιπο (TS) [Total solids(TS) – Total residue] Είναι η μάζα των στερεών ανά μονάδα όγκου ύδατος που παραμένει μετά από εξάτμιση.

β) Ολικά αιωρούμενα στερεά – Ολικά μη διαπερατά από φίλτρο (TSS) [Total suspended solids – Total non filterable (TSS)]-Η μάζα ανά μονάδα όγκου που παραμένει στο φίλτρο.

γ) Ολικά διαλυμένα στερεά (TDS) [Total dissolved solids].

$$\text{TDS} = \text{TS} - \text{TSS}$$

Συνήθως στην πλειοψηφία τους είναι ανόργανα άλατα.

Ταξινόμηση ύδατος με βάση TDS:

Τύπος

	<u>TDS (mg/l)</u>
Fresh-Γλυκό	<1000
Brackish-Υφάλμυρο	1000 ÷ 35000
Seawater-θαλάσσιο	≈35000
Brine-Αλμυρό	>35000

Μέθοδοι κατεργασίας:

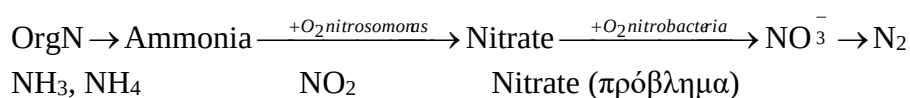
Απόσταξη (Distillation)

Αντίστροφη όσμωση (Reverse Osmosis)

Υπερδιήθηση (Ultra filtration)

Ηλεκτροδιάλυση (Electrodialysis)

Αζωτο



Φωσφόρος

Απορρυπαντικά (detergents)

Λιπάσματα (fertilizers)

Απορρίμματα (human wastes)

Νάτριο (Sodium)

Σε υψηλά επίπεδα ελαττώνει την μεταβιβασιμότητα του εδάφους.

5.2.2 Οργανικοί ρύποι

BOD: δεν είναι σημαντικής σημασίας όσο στα επιφανειακά ύδατα.

COD: δύσκολο να μετρηθεί το πραγματικό λόγω του ότι μετράει και διαλυμένα μέταλλα.

TOC: μέτρηση του ολικού οργανικού άνθρακα (Total organic carbon).

Μικροβιολογικοί ρύποι

COLIFORMS → FECAL STREPTOCOCCI

Βακτήρια και ιοί μπορούν να απομακρυνθούν με απολύμανση ή με φυσικό διαχωρισμό (κατακάθιση και διήθηση).

Τοξικές και επικίνδυνες ουσίες

Βαρέα Μέταλλα: Hg, Cb, Fe, Cu, Pb, Zn, Cr, As.

Απομάκρυνση:

Ανταλλαγή ιόντων (Ion exchange)

Καθίζηση (Precipitation)

Οργανικές χημικές ουσίες:

(Μυκητοκτόνα βιομηχανικές ουσίες αποβλήτων, λιπάσματα, κ.λ.π.)

5.3 ΤΥΠΟΙ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΡΥΠΩΝ

1. Εμπειρικά Μοντέλα (Empirical Models).

Χαρακτηρίζονται από συμπερασματικές θεωρίες (Deductive approach).

data → generalization

Καθορισμένα Μοντέλα (Deterministic Models).

Ακολουθούν μία επαγωγική μεθοδολογία βασιζόμενη σε γενικές αρχές (π.χ. ισοζύγιο μάζας) και εφαρμόζονται στο πεδίο.

3. Στοχαστικά Μοντέλα (Stochastic Models).

Βασίζονται σε θεωρία πιθανοτήτων και τυχαίων μεταβλητών (probability and randomness).

5.4 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΜΑΖΩΝ ΣΕ ΚΟΡΕΣΜΕΝΑ ΕΛΑΦΗ

Σε αυτό το κεφάλαιο θα εξετάσουμε την μεταφορά ουσιών διαλυμένες σε υπόγεια ύδατα. Αυτό είναι γνωστό ως “μεταφορά μάζας” ή “μεταφορά διαλυμένης ουσίας”. Οι μέθοδοι που παρουσιάζονται σε αυτό το κεφάλαιο βασίζονται σε μερικές διαφορικές εξισώσεις της διάχυσης που έχουν μελετηθεί για ομοιογενές μέσο (Ogata and Banks 1961, Ogata 1970, Bear 1972, Ogata and Verruijt 1987). Αυτές οι εξισώσεις είναι παρόμοιες με τις γνωστές διαφορικές εξισώσεις ροής υγρών. Πρόσφατα έχει γίνει μεγάλη πρόοδος στη θεωρία μεταφοράς μαζών σε απάντηση του μεγάλου ενδιαφέροντος σε προβλήματα υπόγειας ρύπανσης.

5.5 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΛΟΓΩ ΔΙΑΦΟΡΑΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΩΝ - ΔΙΑΧΥΣΗ

Μία διαλυμένη ουσία στο νερό κινείται από μία περιοχή υψηλής συγκέντρωσης προς μία άλλη χαμηλής συγκέντρωσης. Αυτό είναι γνωστό ως ‘μοριακή διάχυση’ ή ‘διάχυση’. Διάχυση συμβαίνει όσο υπάρχει μεταβολή συγκέντρωσης ακόμη και εάν το υγρό δεν κινείται. Η μάζα του υγρού που διαχύνεται είναι ανάλογη της διαφοράς (κλίσης) των συγκεντρώσεων και μπορεί να εκφραστεί από τον πρώτο νόμο του Fick ως εξής:

$$F = -D_d (dC/dx) \quad (5.1)$$

Όπου: F = ροή μάζας της διαλυμένης ουσίας ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου.

D_d = σταθερά της διάχυσης (L^2/T)

C = συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας (M/L^3)

dC/dx = μεταβολή της συγκέντρωσης ($M/L/L^3$)

Το αρνητικό πρόσημο δηλώνει ότι η κίνηση είναι από περιοχές μεγάλης συγκέντρωσης προς περιοχές μικρότερης συγκέντρωσης. Τιμές της σταθεράς D_d για ιόντα στο νερό στους 25°C φαίνονται στον Πίνακα 5.1. Δεν ποικίλει πολύ με την συγκέντρωση, αλλά είναι εξαρτώμενη από την θερμοκρασία, είναι περίπου 50% χαμηλότερη η τιμή της στους 5°C (Robinson and Stokes 1965).

Για συστήματα όπου η συγκέντρωση αλλάζει με τον χρόνο, εφαρμόζεται ο δεύτερος νόμος του Fick και είναι ως εξής:

$$\partial C / \partial t = D_d \partial^2 C / \partial x^2 \quad (5.2)$$

Όπου: $\partial C / \partial t$ = αλλαγή της συγκέντρωσης με τον χρόνο ($\text{M/L}^3/\text{T}$)

Σε πορώδη υλικά, η διάχυση δεν μπορεί να προχωρήσει τόσο γρήγορα όσο στο ύδωρ, διότι τα ιόντα πρέπει να ακολουθήσουν μακρύτερες διαδρομές όπως ταξιδεύουν γύρω από τους πόρους. Για να εξηγηθεί αυτό χρησιμοποιείται η πραγματική σταθερά διάχυσης D^* (effective diffusion coefficient).

$$D^* = \omega D_d \quad (5.3)$$

Όπου ω είναι μία σταθερά που σχετίζεται με την στροφική ή ελικοειδή κίνηση (στρεβλότητα, tortuosity) (Bear 1972). Η στρεβλότητα (Tortuosity), T , είναι ένας παράγοντας εξαρτώμενος από το σχήμα της γραμμής ροής που ακολουθούν τα μόρια του νερού στα πορώδη υλικά. Εάν L είναι σε ευθεία γραμμή η απόσταση μεταξύ των άκρων μιας καμπύλης γραμμής ροής L_e η στρεβλότητα T ορίζεται ως $(L/L_e)^2$ (Carman 1937, Bear 1972). Σύμφωνα με αυτό τον ορισμό στρεβλότητα σε πορώδη υλικά είναι πάντοτε μικρότερη του 1 διότι η γραμμή ροής που τα μόρια του νερού ακολουθούν παρεκκλίνει γύρω από τα στερεά μόρια. Οι γραμμές ροής κατά πλάτος ενός αντιπροσωπευτικού δείγματος καλά ταξινομημένου ιζήματος συνήθως είναι μικρότερες από αυτές ενός φτωχού διαβαθμισμένου ιζήματος στο οποίο οι μικρότεροι κόκκοι γεμίζουν τα κενά μεταξύ των μεγαλύτερων κόκκων. Έτσι το καλά διαβαθμισμένο ίζημα τείνει να έχει χαμηλότερη τιμή στρεβλότητας σε σχέση με το φτωχότερα διαβαθμισμένο ίζημα.

Πίνακας 5.1 Σταθερά της διάχυσης στο νερό στους 25⁰C.

Cations	
H ⁺	9.31 x10 ⁻⁹ m ² /sec
Na ⁺	1.33 x10 ⁻⁹ m ² /sec
K ⁺	1.96 x10 ⁻⁹ m ² /sec
Rb ⁺	2.06 x10 ⁻⁹ m ² /sec
Cs ⁺	2.07 x10 ⁻⁹ m ² /sec
Mg ²⁺	7.05 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Ca ²⁺	7.93 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Sr ²⁺	7.94 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Ba ²⁺	8.48 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Ra ²⁺	8.89 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Mn ²⁺	6.88 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Fe ²⁺	7.19 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Cr ³⁺	5.94 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Fe ³⁺	6.07 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec
Anions	
OH ⁻	5.27 x10 ⁻⁹ m ² /sec
F ⁻	1.46 x10 ⁻⁹ m ² /sec
Cl ⁻	2.03 x10 ⁻⁹ m ² /sec
Br ⁻	2.01 x10 ⁻⁹ m ² /sec
HS ⁻	1.73 x10 ⁻⁹ m ² /sec
HCO ₃ ⁻	1.18 x10 ⁻⁹ m ² /sec
SO ₄ ²⁻	1.07 x10 ⁻⁹ m ² /sec
CO ₃ ²⁻	9.55 x10 ⁻¹⁰ m ² /sec

Η τιμή του ω , που πάντα είναι μικρότερη του 1, μπορεί να υπολογισθεί από πειράματα διάχυσης στα οποία ένα διάλυμα διαχέεται κατά πλάτος ενός πορώδους υλικού. Ο Perkins και Johnson (1963) βρήκαν ότι το ω ήταν ίσο με 0,7 από μελέτες που έκαναν με στήλες άμμου χρησιμοποιώντας ομοιόμορφη άμμο. Σύμφωνα με τον Freeze και Cherry (1979) το ω κυμαίνεται από 0,5 έως 0,01 για εργαστηριακές μελέτες χρησιμοποιώντας γεωλογικά υλικά.

Η διάχυση προκαλεί μία διαλυμένη ουσία να απλώνεται από το μέρος που εμφανίζεται, προς το πορώδες υλικό ακόμη και σε περιπτώσεις που δεν λαμβάνει χώρα υπόγεια ροή υδάτων. Η εικόνα 2.1 δείχνει την κατανομή μίας διαλυμένης ουσίας με συγκέντρωση C_0 που εμφανίζεται την χρονική στιγμή t_0 για διάστημα από $(x-a)$ μέχρι $(x+a)$. Τις χρονικές στιγμές t_1 και t_2 , η διαλυμένη ουσία εξαπλώθηκε, προκαλώντας χαμηλότερη συγκέντρωση στο διάστημα από $(x-a)$ μέχρι $(x+a)$, αλλά αυξημένη συγκέντρωση έξω από αυτό το διάστημα.

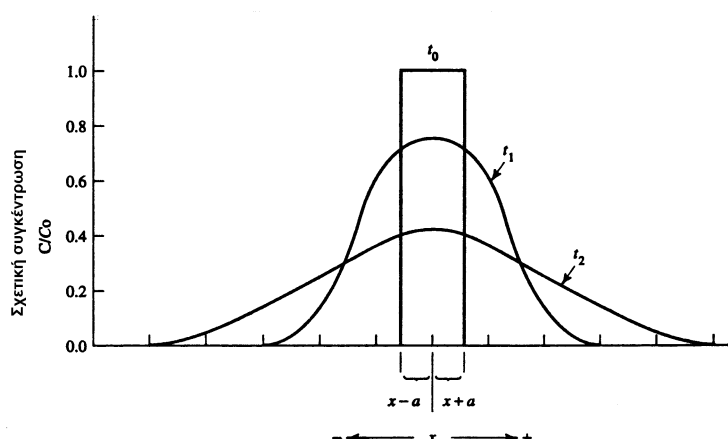
Η συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας ακολουθεί κανονική ή Gaussian κατανομή και περιγράφεται από δύο τιμές, την μέση τιμή της συγκέντρωσης $\bar{C}$, και το τετράγωνο της διακύμανσης (variance), σ_c^2 .

Ο πραγματικός συντελεστής διάχυσης, (effective diffusion coefficient) D^* ορίζεται ως:

$$D^* = \frac{\sigma_c^2}{2t} \quad (5.4)$$

Αυτός είναι ένας εναλλακτικός ορισμός σε σχέση με αυτόν της εξίσωσης 5.3.

Η διαδικασία της διάχυσης είναι πολύπλοκη λόγω του γεγονότος ότι τα ιόντα πρέπει να παραμένουν ηλεκτρικά ουδέτερα όταν διαχέονται. Εάν υπάρχει NaCl τα θετικά ιόντα Na^+ δεν διαχέονται ταχύτερα από τα Cl^- εκτός εάν υπάρχουν άλλα αρνητικά ιόντα στην περιοχή μέσα στην οποία τα θετικά ιόντα Na^+ διαχέονται. Εάν η διαλυμένη ουσία απορροφάται πάνω στην επιφάνεια του πορώδους υλικού, η καθαρή τιμή της διάχυσης θα είναι προφανώς μικρότερη από αυτή για μία επιφάνεια που δεν απορροφά την ουσία.



Σχήμα 5.1. Κατανομή προσθήκης διαλυμένης ουσίας με τον χρόνο λόγω διάχυσης. Η ουσία εκχύθηκε μέσα στον υδροφορέα την χρονική στιγμή t_0 με αρχική συγκέντρωση C_0 .

Διάχυση συμβαίνει όταν η συγκέντρωση ενός χημικού στοιχείου σε ένα στρώμα είναι μεγαλύτερη από ότι σε ένα άλλο γειτονικό στρώμα. Για παράδειγμα, στερεά απόβλητα που περιέχουν υψηλή συγκέντρωση χλωριούχων ιόντων μπορούν να τοποθετηθούν κατ' ευθείαν πάνω στον επενδυμένο με πηλό πυθμένα χώρου υγειονομικής ταφής σκουπιδιών. Η συγκέντρωση των χλωριούχων στα προϊόντα διήθησης που περιέχονται στα στερεά απόβλητα είναι τόσο μεγαλύτερη απ' ότι είναι η συγκέντρωση των χλωριούχων στο νερό των πόρων της πηλώδους επένδυσης που μπορεί να θεωρηθεί ίση με το μηδέν, σαν παραδοχή προκειμένου για τον καθορισμό μιας συντηρητικής εκτίμησης της μέγιστης τιμής διάχυσης. Εάν τα στερεά απόβλητα και η πηλώδη επένδυση είναι και τα δύο κορεσμένα, τα χλωριούχα ιόντα θα διαχέονται από τα στερεά απόβλητα - όπου η συγκέντρωση τους είναι μεγαλύτερη - προς την πηλώδη επένδυση, ακόμη κι αν δεν υπάρχει ροή υγρού. Η συγκέντρωση των χλωριούχων στα στερεά απόβλητα, C_0 , υποτίθεται ότι είναι σταθερή στο χρόνο, διότι μπορεί να αντικατασταθεί από διαλυμένα πρόσθετα χλωριούχα. Η συγκέντρωση των χλωριούχων στην πηλώδη επένδυση, $C_i(x,t)$, σε απόσταση x , από την κοινή διαχωριστική επιφάνεια των στερεών αποβλήτων (interface) και σε χρονική στιγμή t μετά την τοποθέτηση των αποβλήτων, μπορεί να ορισθεί από την εξίσωση 5.5 (Crank, 1956). Αυτή είναι μία λύση της εξίσωσης 5.2 για κατάλληλες οριακές και αρχικές συνθήκες.

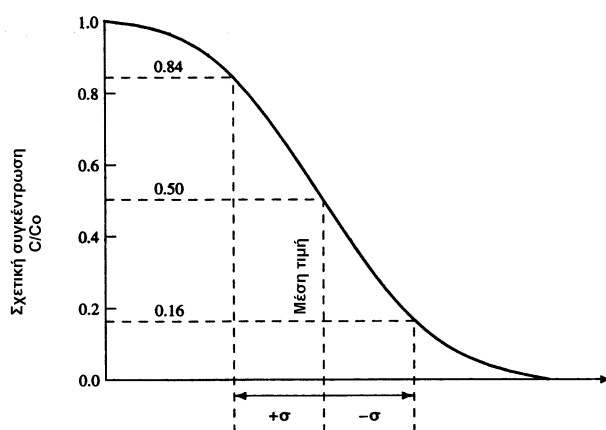
$$C_i(x,t) = C_0 \operatorname{erfc} \frac{x}{2(D^*t)^{0.5}} \quad (5.5)$$

Όπου:

C_i = η συγκέντρωση σε απόσταση x από την πηγή, και σε χρόνο t , μετά που άρχισε η διάχυση.

C_0 = η αρχική συγκέντρωση, η οποία παραμένει σταθερή

erfc = συμπληρωματική συνάρτηση σφάλματος (complementary error function (παράρτημα Α)



Σχήμα 5.2 Η καμπύλη διάχυσης όπως προβλέπει η συμπληρωματική συνάρτηση σφάλματος (complementary error function).

Η συμπληρωματική συνάρτηση σφάλματος (complementary error function)(erfc), είναι μία μαθηματική συνάρτηση που σχετίζεται με την κανονική ή Gaussian κατανομή. Αυτό σημαίνει ότι η λύση που περιγράφηκε προηγουμένως στην εξίσωση

(5.5) είναι κανονικά κατανομημένη, όπως αναμένεται για την διάχυση. Το Σχ. 5.2 δείχνει το διάγραμμα της σχετικής συγκέντρωσης μίας ουσίας που διαχέεται από μία περιοχή με συγκέντρωση C_0 , προς μία περιοχή με αρχική συγκέντρωση μηδενική.

Η συμπληρωματική συνάρτηση σφάλματος (complementary error function) βρίσκεται υπό μορφή πίνακα (πίνακας που ακολουθεί), και σχετίζεται με τη συνάρτηση σφάλματος (erf) με την σχέση:
 $erfc(B) = 1 - erf(B)$

Η τιμή του $erfc(B)$ είναι 0 για όλες τις θετικές τιμές του B μεγαλύτερες του 3 και 1 για 0. Για μερικές εφαρμογές ίσως είναι αναγκαίο να υπολογισθεί το $erfc$ ενός αρνητικού αριθμού. Το παράρτημα Α δεν δίνει αρνητικές τιμές του $erfc(B)$ για αρνητικές τιμές του B . Αυτά υπολογίζονται από την σχέση:

$$erfc(-B) = 1 + erf(B)$$

Το $erf(B)$ ορίζεται ως:

$$erf(B) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^B e^{-t^2} dt$$

Η παραπάνω εξίσωση δεν λύνεται αναλυτικά. Εντούτοις, υπολογίστηκε στο παράρτημα Α υπό μορφή πίνακα. Επίσης μπορεί να υπολογισθεί από την αναλυτική εξίσωση:

$$erf(B) = \sqrt{1 - \exp\left(-\frac{4B^2}{\pi}\right)}$$

Οι τιμές του $erfc(B)$ κυμαίνονται από 0 έως +2, και η μέγιστη τιμή του $erf(B)$ είναι 1 για το 3 και όλους τους μεγαλύτερους αριθμούς.

Παράδειγμα.

Υποθέτουμε ότι για $D=1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ και $\omega=0,5$ το D^* είναι $5 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$. Υπολογίστε τον λόγο της συγκέντρωσης C_i/C_0 , σε απόσταση 5m μετά από 100 yr διάχυσης.

Λύση:

Μετατροπή των 100 ετών σε sec:

$$100 \text{ yr} \times 365 \text{ da/yr} \times 1440 \text{ min/da} \times 60 \text{ sec/min} = 3,15 \times 10^9 \text{ sec.}$$

Μεταφορά τιμών στην εξίσωση 2.5:

$$\frac{C_i}{C_0} = erfc \frac{5}{2(5 \times 10^{-10} \text{ m}^2 / \text{sec} \times 3,15 \times 10^9 \text{ sec})^{0,5}}$$

3. Λύση:

$$\frac{C_i}{C_0} = erfc\left(\frac{5}{2,51}\right) = erfc(1,99) = 0,005$$

Σε 100 χρόνια, η διάχυση, σε πάνω από 5m απόσταση θα προκαλέσει μία συγκέντρωση που είναι 0,5% της αρχικής συγκέντρωσης.

Από το προηγούμενο πρόβλημα είναι προφανές ότι η διάχυση δεν είναι ένας ιδιαίτερα γρήγορος τρόπος μεταφοράς διαλυμένων ουσιών. Η διάχυση είναι ο κυρίαρχος τρόπος μεταφοράς ουσιών μόνο σε χαμηλής διαπερατότητας υδρογεωλογικά πετρώματα. Εντούτοις, είναι δυνατόν οι ουσίες να κινούνται δια μέσου πορώδους ή ρωγμώδους μέσου με διάχυση ακόμη και αν δεν υπάρχει υπόγεια ροή υδάτων.

x	erf (x)	erfc (x)
0	0	1.0
0.05	0.056372	0.943628
0.1	0.112463	0.887537
0.15	0.167996	0.832004
0.2	0.222703	0.777297
0.25	0.276326	0.723674
0.3	0.328627	0.671373
0.35	0.379382	0.620618
0.4	0.428392	0.571608
0.45	0.475482	0.524518
0.5	0.520500	0.479500
0.55	0.563323	0.436677
0.6	0.603856	0.396144
0.65	0.642029	0.357971
0.7	0.677801	0.322199
0.75	0.711156	0.288844
0.8	0.742101	0.257899
0.85	0.770668	0.229332
0.9	0.796908	0.203092
0.95	0.820891	0.179109
1.0	0.842701	0.157299
1.1	0.880205	0.119795
1.2	0.910314	0.089686
1.3	0.934008	0.065992
1.4	0.952285	0.047715
1.5	0.966105	0.033895
1.6	0.976348	0.023652
1.7	0.983790	0.016210
1.8	0.989091	0.010909
1.9	0.992790	0.007210
2.0	0.995322	0.004678
2.1	0.997021	0.002979
2.2	0.998137	0.001863
2.3	0.998857	0.001143
2.4	0.999311	0.000689
2.5	0.999593	0.000407
2.6	0.999764	0.000236
2.7	0.999866	0.000134
2.8	0.999925	0.000075
2.9	0.999959	0.000041
3.0	0.999978	0.000022
∞	1.00000	0.00000

5.6 ΣΥΜΜΕΤΑΦΟΡΑ (Transport by Advection)

Διαλυμένες ουσίες μεταφέρονται με την ροή υπογείων υδάτων. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται ‘συναγωγή’ (advection). Η ποσότητα της ουσίας που μεταφέρεται είναι συνάρτηση της συγκέντρωσής της στα υπόγεια ύδατα και της ποσότητας του νερού της υπόγειας ροής. Για μονοδιάστατη ροή σε μία κατά πλάτος τομή του πορώδους υλικού η ποσότητα του νερού της υπόγειας ροής είναι ίση με την μέση γραμμική ταχύτητα πολλαπλασιασμένη με το ενεργό πορώδες. Μέση γραμμική ταχύτητα v_x (average linear velocity) είναι η τιμή της ροής (flux) του νερού σε κατά πλάτος τομή ενός πορώδους υλικού. Δεν είναι η μέση τιμή της ταχύτητας στην οποία τα μόρια του νερού κινούνται κατά μήκος των γραμμών ροής η οποία είναι μεγαλύτερη από την μέση γραμμική ταχύτητα που οφείλεται στην στρεβλότητα (Tortuosity). Το ενεργό πορώδες (the effective porosity), n_e , είναι το πορώδες δια μέσου του οποίου υφίσταται ροή. Νεκροί πόροι δεν περιλαμβάνονται στο ενεργό πορώδες (effective porosity).

$$v_x = \frac{K}{n_e} \frac{dh}{dl} \quad (5.6)$$

Όπου:

v_x = μέση γραμμική ταχύτητα (L/T)

K = υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

n_e = ενεργό πορώδες

dh/dl = υδραυλική κλίση (L/L)

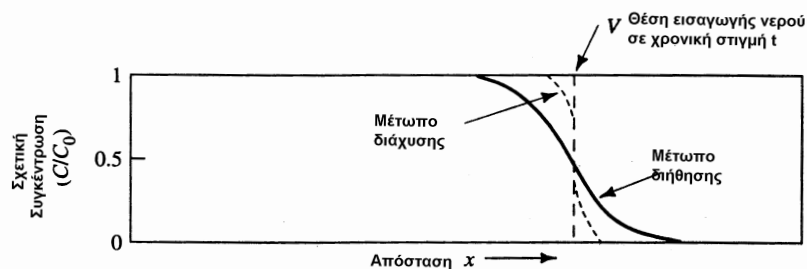
Η μονοδιάστατη ροή μάζας, F_x λόγω οριζόντιας μεταφοράς είναι ίση με την ποσότητα του ύδατος που ρέει, πολλαπλασιασμένη με την συγκέντρωση των διαλυμένων στερεών, και δίδεται από την εξίσωση 5.7

$$F_x = v_x n_e C \quad (5.7)$$

Η μονοδιάστατη εξίσωση οριζόντιας μεταφοράς είναι:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v_x \frac{\partial C}{\partial x} \quad (5.8)$$

Λύση της εξίσωσης δίδει απότομη μορφή καμπύλης συγκέντρωσης. Στο ανερχόμενο σκέλος της καμπύλης η συγκέντρωση είναι ίση με αυτή όταν εισέρχεται το υπόγειο νερό ενώ στο άλλο σκέλος της καμπύλης η συγκέντρωση είναι αμετάβλητη από την αρχική τιμή. Αυτό είναι γνωστό ως plug flow, και όλο το υγρό των πόρων είναι αντικαταστημένο από την εισερχόμενη ουσία. Η απότομη αλληλεπίδραση από την plug flow φαίνεται στο Σχ. 5.3. Η κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή στην θέση V απεικονίζει μέτωπο καμπύλης που οφείλεται μόνο στην ‘οριζόντια μεταφορά’ (advection).



Σχήμα 5.3 Οριζόντια μεταφορά και επίδραση της διαμήκου διασποράς και διάχυσης στην μεταφορά διαλυμένης ουσίας σε μονοδιάστατη ροή.

Λόγω της ετερογένειας των γεωλογικών υλικών η μεταφορά ουσιών σε διαφορετικά στρώματα έχει σαν αποτέλεσμα να προκύπτουν καμπύλες συγκέντρωσης διαλυμένης ουσίας με ποικίλες τιμές σε κάθε στρώμα. Εάν κάποιος πετύχει δείγμα νερού από γεώτρηση που εισχωρεί σε μερικά στρώματα με σκοπό την καταγραφή μιας διαλυμένης μολυσματικής ουσίας, τότε το δείγμα νερού θα είναι σύνθεση από νερό κάθε στρώματος. Εξ' αιτίας του γεγονότος ότι θα μεταφερθούν διαλυμένες ουσίες με διαφορετικές ταχύτητες σε κάθε στρώμα, το σύνθετο δείγμα θα είναι μείγμα από ρυπασμένο ύδωρ προερχόμενο από ένα στρώμα και από μη ρυπασμένο υπόγειο ύδωρ προερχόμενο από διαφορετικό στρώμα όπου η μέση γραμμική ταχύτητα είναι χαμηλότερη. Στο σύνθετο δείγμα η συγκέντρωση του ρύπου είναι λιγότερη από ότι θα ήταν στην πηγή της ρύπανσης.

Παράδειγμα:

Διαλυμένα νιτρώδη σε συγκέντρωση 18,0 mg/L αναμιγνύονται με υπόγεια ύδατα με ταχύτητα 0,331 m/day μέσα σε υδροφόρο ορίζοντα με πορώδες 0,225. Υπόγειο ύδωρ από τον υδροφόρο αδειάζει σε ρυάκι. Ποία είναι η ροή μάζας ανά επιφάνεια των νιτρωδών στο ρυάκι εάν ο υδροφόρος ορίζοντας είναι 1,80 m βάθος και 123 m πλάτος;

Λύση:

Από την εξίσωση 5.7 η μονοδιάστατη ροή μάζας ανά επιφάνεια είναι:

$$F_x = v_x n_e C$$

$$\text{Δίδεται: } v_x = 0,331 \text{ m/day}$$

$$n_e = 0,225$$

$$C = 18,0 \text{ mg/L}$$

Για να είναι σύμφωνες οι μονάδες η συγκέντρωση θα πρέπει να είναι σε gm/m^3 .

$$C = 18,0 \text{ mg/L} \times 1/1000 \text{ gm/mg} \times 1000 \text{ L/m}^3$$

$$C = 18,0 \text{ gm/m}^3$$

Η μονοδιάστατη ροή μάζας ανά επιφάνεια είναι:

$$F_x = 0,331 \text{ m/day} \times 0,225 \times 18,0 \text{ gm/m}^3$$

$$F_x = 1,34 \text{ gm/day-m}^2$$

Η εκροή μέσα στο ρυάκι είναι η μονοδιάστατη ροή μάζας ανά επιφάνεια πολλαπλασιασμένη με την κατά πλάτος τομή όπου ο υδροφορέας εκρέει μέσα στο ρυάκι.

$$\text{Ολική ροή} = 1,34 \text{ gm/da-m}^2 \times 1,80 \text{ m} \times 123 \text{ m} = 297 \text{ gm/da}$$

5.7 ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑ (Mechanical Dispersion)

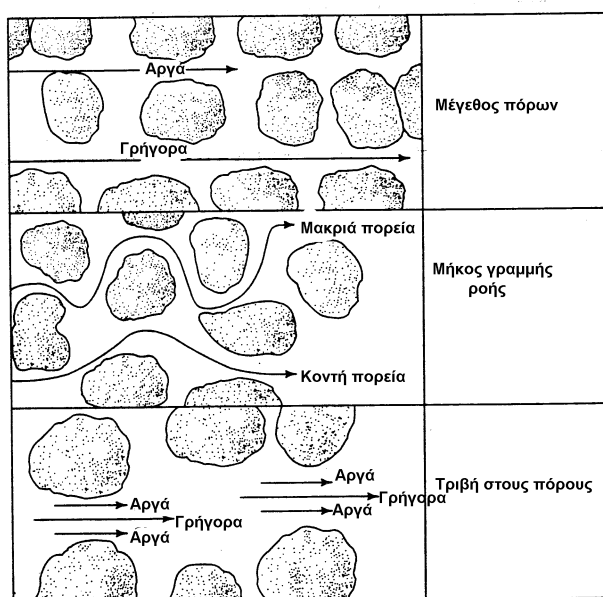
Τα υπόγεια ύδατα κινούνται με ταχύτητες που μπορεί να είναι είτε μικρότερες είτε μεγαλύτερες από την μέση γραμμική ταχύτητα. Σε μακροσκοπική κλίμακα υπάρχουν τρεις βασικές αιτίες για αυτό το φαινόμενο.

1. Όπως το υγρό κινείται δια μέσου των πόρων, η ταχύτητα είναι μεγαλύτερη στο μέσο των πόρων απ' ό τι κατά μήκος των πλευρών.

Μερικά από τα μόρια του υγρού ταξιδεύουν στο πορώδες υλικό κατά μήκος μεγαλύτερων διαδρομών απ' ό τι άλλα μόρια που εκτελούν την ίδια γραμμική απόσταση.

Μερικοί πόροι είναι μεγαλύτεροι από άλλους και έτσι επιτρέπουν στο υγρό να κινείται γρηγορότερα.

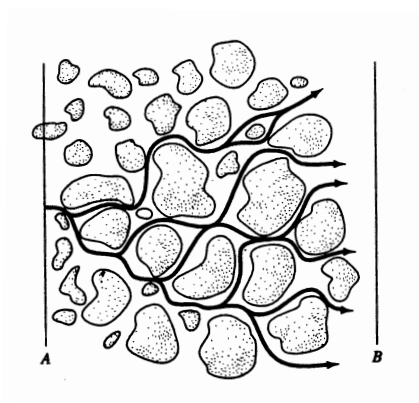
Οι παραπάνω παράγοντες διασαφηνίζονται στο Σχήμα 5.4.



Σχήμα 5.4. Παράγοντες που προκαλούν διαμήκη διασπορά σε μεμονωμένους πόρους.

Εάν όλα τα υπόγεια ύδατα που περιέχουν διαλυμένες ουσίες ήταν να ταξιδεύουν με ακριβώς την ίδια τιμή, θα μπορούσε να αντικατασταθεί το νερό που δεν περιέχει διαλυμένη ουσία και να δημιουργηθεί μία ασυνεχής διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ των δύο υδάτων. Εν τούτοις εξ' αιτίας των ουσιών που εισέρχονται και αναμιγνύονται στα μονοπάτια της ροής, το νερό δεν ταξιδεύει με την ίδια ταχύτητα. Αυτή η ανάμιξη ονομάζεται μηχανική διασπορά (mechanical dispersion) και έχει ως

αποτέλεσμα την διάλυση των ουσιών στην ροή. Η ανάμιξη που συμβαίνει κατά μήκος των διαδρομών της ροής ονομάζεται διαμήκης διασπορά (longitudinal dispersion).



Σχήμα 5.5. Γραμμές ροής σε πορώδη υλικά που προκαλούν πλευρική υδροδυναμική διασπορά.

Ένα μέτωπο διαλυμένης ουσίας τείνει να απλώνεται σε διευθύνσεις κάθετα με την κατεύθυνση ροής, διότι στους πόρους τα μονοπάτια ροής αποκλίνουν όπως φαίνεται στο Σχ. 5.5. Το αποτέλεσμα αυτού είναι να αναμιγνύονται σε διευθύνσεις κάθετες προς την κατεύθυνση ροής και ονομάζεται εγκάρσια διασπορά (transverse dispersion).

Εάν υποθέσουμε ότι μηχανική διασπορά (mechanical dispersion) μπορεί να περιγραφεί από το νόμο της διάχυσης του Fick (εξισώσεις 5.1 και 5.2) και ότι η ποσότητα της μηχανικής διασποράς είναι συνάρτηση της μέσης γραμμικής ταχύτητας, τότε μπορούμε να εισάγουμε μία σταθερά. Αυτή είναι ίση με μία ιδιότητα του υλικού που ονομάζεται συντελεστής δυναμικής διασποράς (dynamic dispersivity, ή απλά dispersivity), α , πολλαπλασιασμένη με την μέση γραμμική ταχύτητα. Εάν i είναι η κύρια κατεύθυνση ροής, ισχύουν οι παρακάτω ορισμοί:

Συντελεστής επιμήκους μηχανικής διασποράς (coefficient of longitudinal mechanical dispersion) : $\alpha_i v_i$

Όπου:

v_i = μέση γραμμική ταχύτητα στην i κατεύθυνση (L/T)

α_i = συντελεστής δυναμικής διασποράς (dynamic dispersivity) στην i κατεύθυνση (L)

και

Συντελεστής εγκάρσιας μηχανικής διασποράς (coefficient of transverse mechanical dispersion) = $\alpha_j v_i$

Όπου:

v_i = μέση γραμμική ταχύτητα στην i κατεύθυνση (L/T)

α_j = συντελεστής δυναμικής διασποράς , dynamic dispersivity, στην j κατεύθυνση (L)

5.8 ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑ (Hydrodynamic Dispersion)

Η μέθοδος της μοριακής διάχυσης δεν ξεχωρίζει από την μηχανική διασπορά στα κινούμενα υπόγεια ύδατα. Τα δύο είναι συνδυασμένα και καθορίζουν μία παράμετρο που ονομάζεται συντελεστής υδροδυναμικής διασποράς, D , (Hydrodynamic dispersion coefficient), και εκφράζεται με τις παρακάτω εξισώσεις:

$$D_L = \alpha_L v_i + D^* \quad (5.11a)$$

$$D_T = \alpha_T v_i + D^* \quad (5.11b)$$

Όπου:

D_L = Σταθερά Υδροδυναμικής Διασποράς παράλληλη στην κύρια κατεύθυνση ροής (διαμήκης), (longitudinal).

D_T = Σταθερά Υδροδυναμικής Διασποράς κάθετα στην κύρια κατεύθυνση ροής (εγκάρσια), (transverse)

α_L = συντελεστής διαμήκης δυναμικής διασποράς (longitudinal dynamic dispersivity)

α_T = συντελεστής εγκάρσιας δυναμικής διασποράς (transverse dynamic dispersivity)

Το Σχήμα 5.3 δείχνει την επίδραση της διάχυσης και της μηχανικής διασποράς στην σχετική συγκέντρωση (C/C_0) μιας διαλυμένης ουσίας που εγχύθηκε μέσα σε πορώδες υλικό κάτω από συνθήκες μιας κατεύθυνσης ροής και δρα ως ανιχνευτής. Η κατακόρυφη γραμμή στο V αντιπροσωπεύει την μεταφορά των ουσιών χωρίς διασπορά. Επίσης στο διάγραμμα φαίνονται τα αποτελέσματα της διάχυσης και της μηχανικής διασποράς.

Η εξελικτική πορεία της υδροδυναμικής διασποράς διασαφηνίζεται στο σχήμα 5.6. Μάζα διαλυμένης ουσίας εμφανίζεται στιγμιαία στον υδροφορέα τη χρονική στιγμή t_0 και για διάστημα $\chi=0+\alpha$. Η αρχική συγκέντρωση είναι C_0 . Το κινούμενο υπόγειο ύδωρ μεταφέρει την μάζα της διαλυμένης ουσίας μαζί του. Κατά την εξέλιξη, η διαλυμένη ουσία (solute slug) απλώνεται, έτσι η μέγιστη συγκέντρωση μειώνεται με τον χρόνο, όπως φαίνεται από την χρονική στιγμή t_1 έως t_2 . Το μοντέλο της διάχυσης για υδροδυναμική διασπορά προλέγει ότι η καμπύλη συγκέντρωσης θα έχει Gaussian κατανομή που περιγράφεται από τον μέσο όρο και από την διακύμανση (variance). Σύμφωνα με αυτή την κατανομή, οι σταθερές της διαμήκους και της εγκάρσιας υδροδυναμικής διάχυσης περιγράφονται ως εξής:

$$D_L = \frac{\sigma_L^2}{2t} \quad (5.12a)$$

$$D_T = \frac{\sigma_T^2}{2t} \quad (5.12b)$$

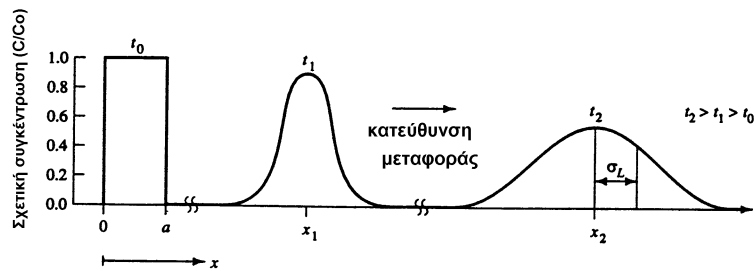
Όπου:

t = χρόνος

σ_T^2 = μεταβλητότητα ή εγκάρσια διασπορά (variance of the transverse spreading of the plume)

σ_L^2 = μεταβλητότητα ή επιμήκης διασπορά (variance of the

longitudinal spreading of the plume)



Σχήμα 5.6. Μεταφορά και εξάπλωση του προστιθέμενης ουσίας με τον χρόνο οφειλόμενη σε οριζόντια μεταφορά και διασπορά. Η ουσία εγχύθηκε στο $x=0+a$, την χρονική στιγμή t_0 με συγκέντρωση C_0 . Η υπόγεια ροή είναι προς τα δεξιά.

5.9 Η εξίσωση συναγωγής – διασποράς για μεταφορά διαλυμένων ουσιών. (The Advection-Dispersion Equation for Solute Transport)

Στην αρχική αυτή φάση θεωρούμε ότι το πορώδες υλικό είναι ομοιογενές, ισοτροπικό, κορεσμένο και ότι οι συνθήκες ροής είναι τέτοιες ώστε να μπορεί να εφαρμοσθεί ο νόμος του Darcy.

Βασικά θεωρούμε τον όγκο ελέγχου και εξετάζουμε τις ροές ανά μονάδα επιφανείας που εισέρχονται και εξέρχονται από τον αντιπροσωπευτικό βασικό όγκο (representative elementary volume, REV).

Θεωρούμε μέση γραμμική ταχύτητα v με συνιστώσες v_x, v_y, v_z .

Η συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας C , εκφράζεται ως η μάζα ανά όγκο διαλύτη (δηλαδή στην περίπτωση του ρύπου, η μάζα του ρύπου ανά όγκο ύδατος που λαμβάνει χώρα η διάλυση).

Η μάζα της διαλυμένης ουσίας ανά μονάδα όγκου του υδροφορέα εκφράζεται σαν το γινόμενο της συγκέντρωσης C επί το πορώδες n_e .

Το πορώδες θεωρείται σταθερό διότι ο υδροφορέας θεωρήθηκε ομοιογενής.

Ας θεωρήσουμε την γενική περίπτωση για μεταφορά μάζας προς την i κατεύθυνση όπου έχουμε συναγωγή (advection) και διασπορά (dispersion):

Ο όρος της συναγωγής (advection):

$$v_i n_e C_d A$$

Ο όρος της διασποράς (dispersion):

$$n_e D_i \frac{\partial C}{\partial i} dA$$

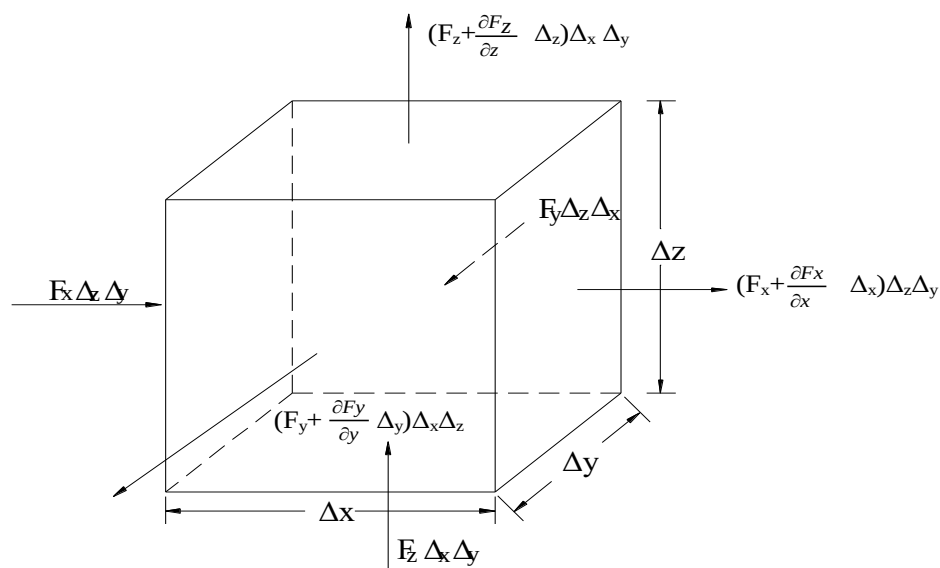
Όπου: dA είναι το εμβαδόν της καθέτου προς την ροή διατομής.

Η ολική μάζα της διαλυμένης ουσίας ανά μονάδα επιφανείας, με βάση τα ανωτέρω, θα είναι το άθροισμα των δύο όρων δηλαδή:

$$F_i = v_i n_e C - n_e D_i \frac{\partial C}{\partial i}$$

Όπου το αρνητικό πρόσημο προκύπτει από ότι είχαμε προαναφέρει δηλαδή ότι η διασπορά λαμβάνει χώρα από περιοχές με μεγαλύτερη συγκέντρωση σε περιοχές με μικρότερη συγκέντρωση.

Ας θεωρήσουμε τώρα τον αντιπροσωπευτικό όγκο:



Επομένως:

Ολική εισερχόμενη ποσότητα:

$$F_x \Delta z \Delta y + F_y \Delta z \Delta x + F_z \Delta x \Delta y$$

Ολική εξερχόμενη ποσότητα:

$$(F_x + \frac{\partial F_x}{\partial x} \Delta x) \Delta z \Delta y + (F_y + \frac{\partial F_y}{\partial y} \Delta y) \Delta x \Delta z + (F_z + \frac{\partial F_z}{\partial z} \Delta z) \Delta x \Delta y$$

Οπότε η διαφορά των δύο αυτών ποσοτήτων είναι:

$$-(\frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial F_z}{\partial z}) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (1)$$

και η οποία ουσιαστικά αντιπροσωπεύει την αλλαγή στην ποσότητα μάζας μέσα στον όγκο ελέγχου.

Ο ρυθμός αλλαγής της μάζας μέσα στο REV είναι:

$$n_e \frac{\partial C}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (2)$$

Με βάση τον νόμο διατήρησης της μάζας ο ρυθμός αλλαγής της μάζας μέσα στον όγκο (REV) είναι ίσος με την διαφορά της εισερχόμενης και εξερχόμενης μάζας. Δηλαδή από τις σχέσεις (1) και (2) έχουμε:

$$\frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial F_z}{\partial z} = - n_e \frac{\partial C}{\partial t}$$

Αντικαθιστώντας τα F_x , F_y και F_z με τα ίσα τους:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (v_x n_e C - n_e D_x \frac{\partial C}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial (v_y n_e C - n_e D_y \frac{\partial C}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial (v_z n_e C - n_e D_z \frac{\partial C}{\partial z})}{\partial z} = - n_e \frac{\partial C}{\partial t} \\ & \therefore \left[\frac{\partial}{\partial x} (D_x \frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (D_y \frac{\partial C}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (D_z \frac{\partial C}{\partial z}) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial x} (v_x C) + \frac{\partial}{\partial y} (v_y C) + \frac{\partial}{\partial z} (v_z C) \right] = \\ & = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (3) \end{aligned}$$

Η εξίσωση (3) είναι η τρισδιάστατη εξίσωση μεταφοράς μάζας για συντηρητική ουσία (conservative substance), δηλαδή δεν αντιδρά με το πορώδες υλικό ή δεν αποσυντίθεται βιολογικά ή ραδιενεργά.

Για ομοιογενές υλικό οι συντελεστές D_x , D_y , D_z θα πρέπει να παραμένουν αμετάβλητοι με τον χώρο. Πλην όμως λόγω του γεγονότος η υδροδυναμική διασπορά (hydrodynamic dispersion) είναι συνάρτηση της κατεύθυνσης της ροής ακόμη και σε ισοτροπικά, ομοιογενή μέσα.

$$D_x \neq D_y \neq D_z$$

Σε περιπτώσεις που η μέση γραμμική ταχύτητα v_x είναι ομοιόμορφος στο χώρο, η εξίσωση της μεταφοράς μάζας για μονοδιάστατη ροή σε ομοιογενές, και ισοτροπικό μέσο παίρνει την μορφή:

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t}$$

Για την ίδια περίπτωση η εξίσωση μεταφοράς μάζας για δισδιάστατη ροή (2-D) (δηλαδή λαμβάνει χώρα ροής στην Y κατεύθυνση με κύρια κατεύθυνση ροής την X κατεύθυνση) δίδεται από την σχέση:

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t}$$

Όπου: D_L = η επιμήκης υδροδυναμική διασπορά (L^2/T)

$D_T = \eta$ εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά (L^2/T)

5.10 ΔΙΑΧΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΣΠΟΡΑ (Diffusion Vs Dispersion)

Από ότι προαναφέραμε η Υδροδυναμική Διασπορά (hydrodynamic dispersion) εκφράζεται σαν το άθροισμα της μηχανικής διασποράς και της διάχυσης.

Λογικά θα έπρεπε να εμφανίζονται στην εξίσωση μεταφοράς μάζας σαν ξεχωριστοί όροι, πλην όμως σε πολλές περιπτώσεις υπόγειας ροής η διάχυση δεν είναι σημαντικός παράγων και είναι δυνατόν να αγνοηθεί.

Το ερώτημα είναι:

Πότε ο ρόλος της διάχυσης είναι σημαντικός και πρέπει να λαμβάνεται υπ' όψη;

Την απάντηση μας την δίνει ο αριθμός του Peclet, (Peclet number). Ο αριθμός του Peclet είναι ένας αδιάστατος αριθμός (dimensionless number) ο οποίος μπορεί να συσχετίσει την ισχύ (βαθμό) της μεταφοράς μάζας με συναγωγή (advection) με την ισχύ της μεταφοράς μάζας με διασπορά ή διάχυση (dispersion ή diffusion).

Ο αριθμός του Peclet στην γενική του μορφή είναι:

$$P_e = \frac{v_x d}{D}$$

Όπου: v_x = η μέση γραμμική ταχύτητα

d = η μέση διάμετρος των κόκκων του πορώδους υλικού

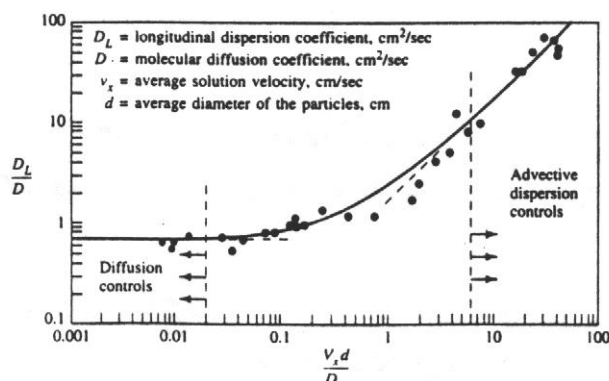
D = ο συντελεστής της μοριακής διάχυσης.

Σε μερικές περιπτώσεις είναι δυνατόν να δούμε τον αριθμό του Peclet και ως:

$$P_e = \frac{v_x d}{D^*}$$

Όπου: D^* είναι ο πραγματικός συντελεστής διάχυσης όπως ορίστηκε στα προηγούμενα, $D^* = \omega D$.

Στο σχήμα που ακολουθεί δίνεται η σχέση του αριθμού Peclet και του λόγου D_L/D και πάρθηκε από πειραματικές μελέτες.



Σχήμα 5.7. Πειραματικά δεδομένα για στήλη καθαρής άμμου.

Για ροή με μηδενική ταχύτητα ο συντελεστής της επιμήκους υδροδυναμικής διασποράς δίδεται από την σχέση:

$$D_L = \alpha_L V_x + D^* \Rightarrow D_L = D^*$$

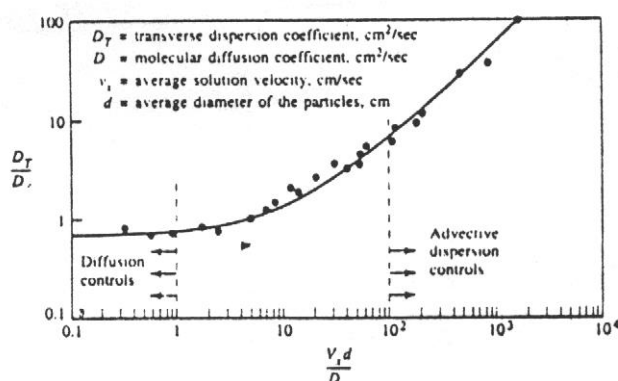
Αντικαθιστώντας $D^* = \omega D$, τότε:

$$D_L = \omega D \Rightarrow \frac{D_L}{D} = \omega$$

Δηλαδή ο λόγος $\frac{D_L}{D}$ αποδεικνύεται σταθερός, ίσος με το ω , πράγμα που διαπιστώνεται και από τα πειραματικά δεδομένα του προηγούμενου σχήματος. Συγκεκριμένα από τα πειραματικά δεδομένα διαπιστώνεται ότι για μικρές ταχύτητες ο λόγος $\frac{D_L}{D}$ παραμένει σταθερός και ίσος περίπου με 0,7, δηλαδή η τιμή του ω όπως αυτή την είχαμε αναφέρει για την περίπτωση της άμμου. Η ζώνη στην οποία ο λόγος $\frac{D_L}{D}$ παραμένει σταθερός δείχνεται στο σχήμα με την ευθεία γραμμή. Στην ζώνη αυτή κυρίαρχο ρόλο παίζει η διάχυση ενώ η διασπορά μπορεί να αγνοηθεί. Στην ζώνη μεταξύ 0,04 και 6 η οποία χαρακτηρίζεται σαν μεταβατική ζώνη αμφότεροι οι όροι διάχυσης και επιμήκους διασποράς εμφανίζονται να έχουν ίση σπουδαιότητα.

Για τιμές Peclet μεγαλύτερες του 6 τον κύριο λόγο παίζει η διασπορά ενώ η διάχυση μπορεί να αγνοηθεί. Δηλαδή σε περιοχές με υψηλή ταχύτητα, η ανάμιξη των διαλυμένων ουσιών γίνεται βασικά λόγω της διαδικασίας της διασποράς.

Όσον αφορά την εγκάρσια μεταφορά μάζας, πειραματικά αποδεικνύεται ότι η καμπύλη έχει την αυτή συμπεριφορά όπως και στην επιμήκη πλην όμως για αριθμούς Peclet περίπου 100 φορές μεγαλύτερους. Αυτό σημαίνει ότι η διάχυση παίζει σημαντικό ρόλο στην περίπτωση της εγκάρσιας μεταφοράς για αριθμούς Peclet πολύ μεγαλύτερους απ' ότι την επιμήκη.



Σχήμα 5.8.

5.11 ΑΝΑΛΥΤΙΚΕΣ ΛΥΣΕΙΣ ΤΗΣ ΕΞΙΣΩΣΗΣ ΣΥΜΜΕΤΑΦΟΡΑΣ-ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ (Analytical Solutions of the Advective –Dispersion Equation).

Οι εξισώσεις μεταφοράς μάζας μπορούν να λυθούν είτε αναλυτικά είτε αριθμητικά. Οι αναλυτικές λύσεις προϋποθέτουν κανονικά γεωμετρικά σχήματα και ομοιογενείς υδροφορείς. Οι αριθμητικές μέθοδοι δεν προϋποθέτουν τίποτα από τα ανωτέρω πλην όμως χρειάζεται μεγάλη προσοχή ώστε να αποφεύγεται το αριθμητικό σφάλμα το οποίο συσσωρευμένο δίνει λύσεις πολύ μακριά των πραγματικών.

Οριακές και Αρχικές Συνθήκες (Boundary and Initial Conditions).

Για να πάρουμε μοναδική λύση σε μία διαφορική εξίσωση θα πρέπει να ορίσουμε κάποιες αρχικές και οριακές συνθήκες. Γενικώς οι αρχικές συνθήκες είναι να περιγράψουν την τιμή μιας παραμέτρου (στην περίπτωση μας της συγκέντρωσης της διαλυμένης ουσίας) σε κάποιο αρχικό χρόνο ίσο με το μηδέν. Οι οριακές συνθήκες ορίζουν την αλληλεπίδραση της υπό μελέτης περιοχής με το εξωτερικό της περιβάλλον.

Τύποι οριακών συνθηκών για την λύση της εξίσωσης μεταφοράς μάζας.

1. Τύπος I-First type: Σταθερή Συγκέντρωση
(Fixed concentration)

2. Τύπος II-Second type: Σταθερή κλίση $\left(\frac{\Delta C}{\Delta x} \right)$
(Fixed gradient)

3. Τύπος III-Third type: Μεταβλητή ροή ανά μονάδα επιφανείας
(Variable flux)

Παραδείγματα:

i) $C(0, t) = C_0 \quad t \geq 0$, όπου 0: χώρος, t: χρόνος
Σημαίνει για οποιαδήποτε χρονική στιγμή ($t \geq 0$) η συγκέντρωση στη θέση $x=0$ παραμένει σταθερή και ίση με γνωστή συγκέντρωση C_0 . (Πρώτος Τύπος Οριακή Συνθήκη)

ii) $C(x, 0) = 0 \quad x \geq 0$
Σημαίνει η αρχική συγκέντρωση (κατά την χρονική στιγμή $t=0$) είναι ίση με το 0 παντού (είτε $x=0$ είτε $x>0$). (Πρώτος Τύπος)

iii) $C(\infty, t) = 0 \quad x \geq 0$
Σημαίνει ότι το σύστημα είναι πολύ μεγάλο και η συγκέντρωση παραμένει ίση με μηδέν στο $x=\infty$ σε οποιαδήποτε χρονική στιγμή (ακόμη και για πολύ μεγάλους χρόνους). (Πρώτος Τύπος)

$$\text{iv)} \quad C(x, 0) = C_i \quad x \geq 0$$

Σημαίνει ότι η αρχική συγκέντρωση σε όλο το μήκος είναι ίση με C_i . (Αρχική συνθήκη)

$$\left. \frac{dC}{dx} \right|_{x=0} = f(t) \quad \text{ή} \quad \left. \frac{dC}{dx} \right|_{x=\infty} = f(t)$$

Όπου: $f(t)$ σταθερή συνάρτηση.

Σημαίνει σταθερή κλίση, η διαφορά συγκεντρώσεων στην θέση $x=0$ ή $x=\infty$ είναι σταθερή μέσα σε μία μικρή απόσταση dx .

Κοινή περίπτωση $\frac{dC}{dx} = 0$ (Δεύτερου Τύπου).

$$-D \frac{\partial C}{\partial x} + v_x C \Big|_{x=0} = C_0$$

Σημαίνει σταθερή ροή ανά μονάδα επιφανείας με σταθερή προστιθέμενη συγκέντρωση.

5.11.1 Εφαρμογές της εξίσωσης μεταφοράς μάζας.

Μονοδιάστατη απότομη βαθμιδωτή αλλαγή της συγκέντρωσης (Πρώτου Τύπου Οριακή Συνθήκη) (One dimensional step change in Concentration).

Στήλες άμμου χρησιμοποιούνται για πειραματικές μελέτες για τον προσδιορισμό των συντελεστών της διάχυσης και της διασποράς (για εργαστηριακές κλίμακες).

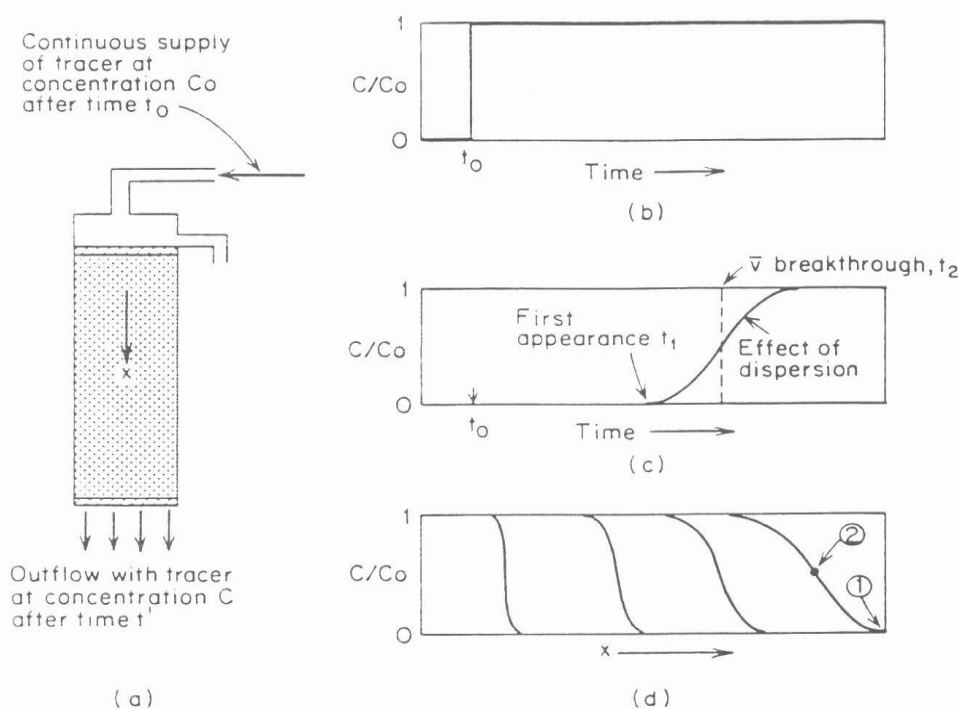
Η στήλη αρχικά γεμίζεται με άμμο και μετά προστίθεται ύδωρ μέχρι τον πλήρη κορεσμό της. Το ύδωρ κανονίζεται να ρέει δια μέσου της στήλης με σταθερό ρυθμό. Σε κάποια χρονική στιγμή το καθαρό εισαγόμενο ύδωρ αντικαθίσταται με ύδωρ στο οποίο έχει διαλυθεί κάποια ποσότητα μιας ουσίας.

Η αρχική συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας μέσα στην στήλη είναι μηδέν, και η συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας μέσα στο εισαγόμενο ύδωρ είναι C_0 .

Το νερό που εξέρχεται από την στήλη συγκεντρώνεται δειγματοληπτικά ανά χρονικά διαστήματα και γίνεται ανάλυση για τον προσδιορισμό της σχετικής συγκέντρωσης,

$\frac{C}{C_0}$, σε σχέση με τον χρόνο.

Η περίπτωση αυτή καλείται "πρόβλημα σταθερής- βαθμιδωτής συνάρτησης" (fixed-step function) (Σχήμα 5.9).



Σχήμα 5.9.Επιμήκης διασπορά μιας ουσίας που περνάει διαμέσου στήλης πορώδους υλικού. α)στήλη με σταθερή ροή και συνεχή παροχή της ουσίας μετά από χρόνο t_0 β)σχέση σταθερής βαθμιδωτής εισαγωγής ανιχνευτή γ)σχετική συγκέντρωση ανιχνευτή στην έξοδο από την στήλη (η διακεκομμένη γραμμή υποδεικνύει plug flow συνθήκη, και η συνεχής γραμμή διασαφηνίζει τα αποτελέσματα της μηχανικής διασποράς και της μοριακής διάχυσης). δ)καμπύλες συγκέντρωσης σε στήλη σε διάφορες χρονικές στιγμές.

Οι οριακές και αρχικές συνθήκες του προβλήματος είναι:

$$\begin{aligned} C(x,0) &= 0 \quad x \geq 0 \quad \text{Αρχική συνθήκη} \\ C(0,t) &= C_0 \quad t \geq 0 \quad \text{Οριακή συνθήκη} \\ C(\infty,t) &= 0 \quad t \geq 0 \quad \text{Οριακή συνθήκη} \end{aligned}$$

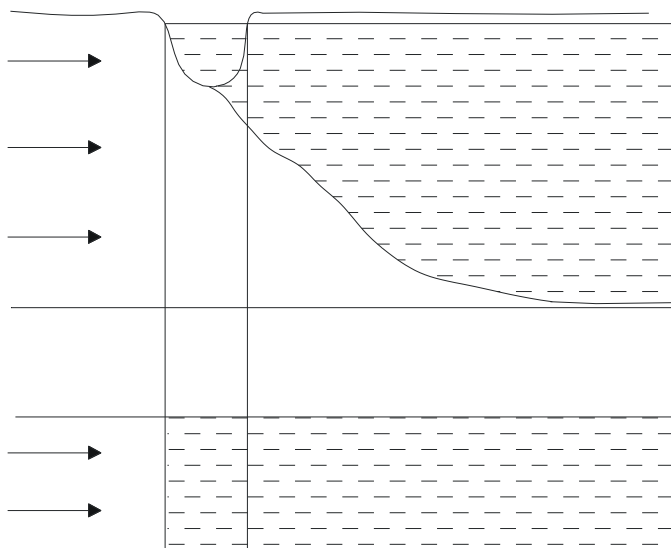
Η λύση της εξίσωσης μεταφοράς μάζας για την παρούσα περίπτωση είναι:

$$C = \frac{C_0}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{L - v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) + \exp \left(\frac{v_x L}{D_L} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{L + v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) \right] \quad (1)$$

5.11.2 Μονοδιάστατη Συνεχής Έκχυση Διαλυμένης Ουσίας μέσα στο πεδίο ροής

Στην πραγματικότητα (αληθινό κόσμο) δεν υπάρχουν πολλές περιπτώσεις όπου έχουμε απότομη αλλαγή στην συγκέντρωση του ύδατος που εισέρχεται εντός ενός υδροφορέα. Στις περισσότερες περιπτώσεις είναι που έχουμε διαρροή ρυπασμένου ύδατος εντός του υπογείου ύδατος που ρέει μέσα στον υδροφορέα.

Για την περίπτωση της μονοδιάστατης ροής, μπορεί να θεωρηθεί το σενάριο στο οποίο έχουμε ένα ποτάμι (κανάλι, ρεύμα) το οποίο εκρέει ρυπασμένο ύδωρ μέσα σε ένα υδροφορέα, υπό την μορφή μιας πηγής ρύπανσης η οποία μπορεί να θεωρηθεί σαν μία ευθεία γραμμή.



Σχήμα 5.10

Ο ρυθμός έκχυσης θεωρείται σταθερός, με το ποσό της μάζας που εκχύνεται να είναι ανάλογο της διάρκειας της έκχυσης.

Η αρχική συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας εντός του υδροφορέα είναι ίση με το μηδέν και η συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας που εκχύνεται είναι C_0 .

Η διαλυμένη ουσία είναι ελεύθερη να διασπαρθεί προς τα ανάντη και τα κατόντη του σημείου έκχυσης.

Οι οριακές και αρχικές συνθήκες είναι:

$$C(x,0) = 0 \quad -\infty < x < +\infty \quad \text{Αρχική συνθήκη}$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} n_e C(x,t) dx = C_0 n_e v_x t \quad t > 0 \quad \text{Οριακή συνθήκη}$$

$$C(\infty,t) = 0 \quad t \geq 0 \quad \text{Οριακή συνθήκη}$$

Η λύση αυτού του προβλήματος είναι:

$$C = \frac{C_0}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{L - v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) - \exp \left(\frac{v_x L}{D_L} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{L + v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) \right] \quad (2)$$

Η παρούσα εξίσωση (2) είναι παρόμοια της εξίσωσης (1) με την μόνη διαφορά ότι ο δεύτερος όρος της αγκύλης αφαιρείται στην εξίσωση (2) ενώ προστίθεται στην εξίσωση (1).

Ο Sauty (1980) έδωσε μία απλοποιημένη μορφή της εξίσωσης (2) την οποία θεωρεί ότι δίνει λύσεις, (κάτω υπό ορισμένες συνθήκες) πολύ παρόμοιες της αρχικής.

Η εξίσωση την οποία προτείνει ο Sauty (1980) είναι:

$$C = \frac{C_0}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{L - v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) \right] \quad (3)$$

Ας εξετάσουμε όμως τις συνθήκες κάτω υπό τις οποίες η εξίσωση (2) μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην μορφή της εξίσωσης (3).

Αρχικά θα πρέπει να αναφέρουμε μία άλλη έκφραση του αριθμού Peclet (Peclet number) η οποία έχει υιοθετηθεί από πολλούς ερευνητές και είναι:

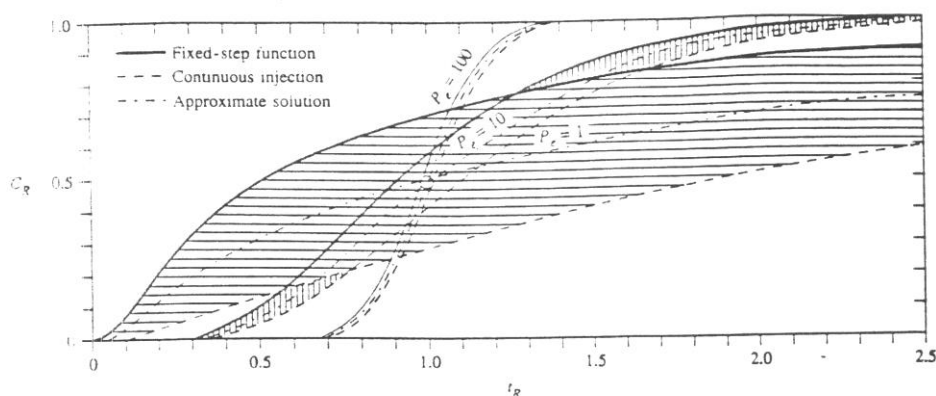
$$Pe = \frac{v_x L}{D_L}$$

Δηλαδή αντί της διαμέτρου των κόκκων d χρησιμοποιείται κάποιο άλλο χαρακτηριστικό μήκος L , που είναι η απόσταση από το σημείο που γίνεται η έκχυση μέχρι το σημείο που γίνεται η μέτρηση της συγκέντρωσης.

Με βάση τα ανωτέρω για αριθμούς Peclet μικρότερους ή ίσους του 10 είναι αναγκαίο να χρησιμοποιείται η πλήρης μορφή της εξίσωσης δηλαδή η εξίσωση (2). Για αριθμούς Peclet μεγαλύτερους του 10 η εξίσωση (3) μπορεί να χρησιμοποιηθεί ανεπιφύλακτα εφ' όσον αποδεικνύεται ότι η λαμβανόμενη λύση είναι πολύ πλησίον της αρχικής μορφής.

Δηλαδή για μεγάλους αριθμούς Peclet ο δεύτερος όρος της εξίσωσης (2) γίνεται ελάχιστος και μπορεί να αγνοηθεί, οπότε έχουμε την εξίσωση (3).

Τα ανωτέρω συμπεράσματα συνοψίζονται στο σχήμα που ακολουθεί, που μας παρουσιάζει συγκριτικές λύσεις των εξισώσεων (1),(2), (3) για διαφορετικούς αριθμούς Pe .



Σχήμα 5.11. Αδιάστατες καμπύλες για συνεχή έκχυση ρύπου σε μονοδιάστατης ροής πεδίο.

5.11.3 Αδιαστατικές μορφές των εξισώσεων (1), (2) και (3)

Οι εξισώσεις (1), (2) και (3) μπορούν να εκφραστούν υπό μορφή αδιαστατική.

1. Αδιαστατική μορφή της εξίσωσης (1) - Μονοδιάστατη απότομη βαθμιδωτή αλλαγή της συγκέντρωσης

$$C_R(t_R, Pe) = 0.5 \left\{ \operatorname{erfc} \left[\left(\frac{Pe}{4t_R} \right)^{1/2} (1 - t_R) \right] + \exp(Pe) \operatorname{erfc} \left[\left(\frac{Pe}{4t_R} \right)^{1/2} (1 + t_R) \right] \right\}$$

Όπου:

$$t_R = \frac{v_x t}{L}$$

$$C_R = \frac{C}{C_0}$$

$$Pe = \frac{v_x L}{D_L}$$

erfc = η συμπληρωματική συνάρτηση σφάλματος (complementary error function)

2. Αδιαστατική μορφή εξίσωσης (2) - Μονοδιάστατη συνεχής έκχυση διαλυμένης ουσίας.

$$C_R(t_R, Pe) = 0.5 \left\{ \operatorname{erfc} \left[\left(\frac{Pe}{4t_R} \right)^{1/2} (1 - t_R) \right] - \exp(Pe) \operatorname{erfc} \left[\left(\frac{Pe}{4t_R} \right)^{1/2} (1 + t_R) \right] \right\}$$

Αδιαστατική μορφή εξίσωσης (3) - Απλοποιημένη μορφή της εξίσωσης (2).

$$C_R(t_R, P_e) = 0.5 \left\{ \operatorname{erfc} \left[\left(\frac{P_e}{4t_R} \right)^{1/2} (1 - t_R) \right] \right\}$$

5.11.4 Εκτίμηση του συντελεστή δυναμικής διασποράς α_m

Όπως θα μελετήσουμε αργότερα ο συντελεστής δυναμικής διασποράς α με βάση πειραματικές μελέτες έχει βρεθεί ότι μπορεί να εκτιμηθεί ως εξής:

$$\alpha_m = 0,83 (\log L_s)^{2,414}$$

δηλαδή ο συντελεστής επιμήκους δυναμικής διασποράς μπορεί να εκτιμηθεί ότι:

$$\alpha_L = 0,83 (\log L)^{2,414}$$

Όπου: L η απόσταση που ενδιαφερόμαστε να πάρουμε την μέτρηση.

Παράδειγμα: Μονοδιάστατη συνεχής έκχυση ρύπου στο υπέδαφος.

Εργοστάσια παραγωγής τρουσιών χρησιμοποιούν μεγάλα ξύλινα βαρέλια (ή δεξαμενές) να παράγουν τα προϊόντα τους. Σε ένα από αυτά τα εργοστάσια έχουμε διαρροή αλμυρού ύδατος (άλμης) κατευθείαν στην επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα. Η συγκέντρωση του χλωριούχου άλατος (chloride) μέσα στην άλμη είναι 1575 mg/L. Η ροή του υδροφορέα που δέχεται την άλμη είναι βασικά μονοδιάστατη και έχει τα ακόλουθα χαρακτηριστικά:

Υδραυλική αγωγιμότητα = $2,93 \times 10^{-4} \text{ms}^{-1}$

Υδραυλική κλίση = 0,00678

Πραγματικό πορώδες (effective porosity) = 0,259

Εκτιμώμενος συντελεστής διάχυσης του χλωριούχου άλατος = $2 \times 10^{-9} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$

Υπολογίσετε την συγκέντρωση του χλωριούχου άλατος σε μία απόσταση 125m από το διαρρέον βαρέλι μετά από 6 μήνες αφ' ότου έλαβε χώρα η διαρροή.

Λύση

1. Υπολογισμός v_x :

$$v_x = \frac{K}{n_e} \frac{dh}{dl} = \frac{2,93 \times 10^{-4} \text{ms}^{-1}}{0,259} \times 0,00678 = 7,67 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$$

2. Υπολογισμός του συντελεστή υδροδυναμικής διασποράς D_L :

$$D_L = \alpha_L v_x + D^*$$

Όπου:

$$v_x, D^* \text{ γνωστά (} v_x \text{ υπολογίστηκε στο προηγούμενο)}$$

$$\alpha_L = 0,83(\log L)^{2,414} = 0,83(\log 125)^{2,414} \text{ m} = \underline{4,96\text{m}}$$

Οπότε:

$$D_L = 4,96\text{m} \times 7,67 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1} + 2 \times 10^{-9} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$$

$$= 3,80 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1} + 2 \times 10^{-9} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{ (ο β' όρος πολύ μικρός σε σχέση με τον α' όρο, άρα αγνοείται)}$$

$$\underline{= 3,80 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}}$$

3. Μετατροπή του χρόνου σε sec.

$$\text{6μήνες} = 0,5\text{y} \times 365 \frac{\text{days}}{\text{year}} \times 1440 \frac{\text{min}}{\text{day}} \times 60 \frac{\text{sec}}{\text{min}} = 1578 \times 10^7 \text{s}$$

Εξετάζουμε εάν μπορεί να χρησιμοποιηθεί η απλοποιημένη μορφή της εξίσωσης (3) δηλαδή η εξίσωση (2).

$$P_e = \frac{v_x L}{D_L} \cong 25$$

Άρα μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε την εξίσωση (2) εφ' όσον $P_e > 25$

$$5. \quad C = \frac{C_0}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{L - v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) \right]$$

$$C = \frac{1575 \text{mgL}^{-1}}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{125\text{m} - (7,67 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1} \times 1578 \times 10^7 \text{s})}{2\sqrt{3,80 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \times 1578 \times 10^7 \text{s}}} \right) \right]$$

$$C = 787,5 \operatorname{erfc} \left(\frac{125 - 121}{2\sqrt{5,99 \times 10^2}} \right) \text{mg L}^{-1}$$

$$C = 787,5 \operatorname{erfc} \left(\frac{4}{2 \times 24,49} \right) \text{mg L}^{-1}$$

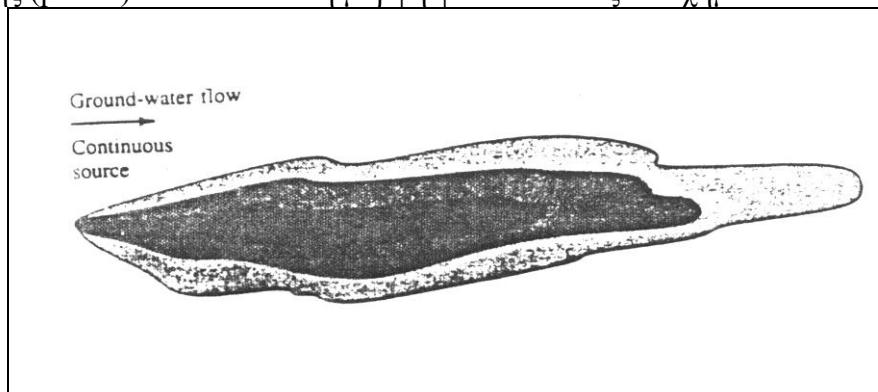
$$C = 787,5 \operatorname{erfc}(0,0816) \text{mg L}^{-1}$$

$$C = 787,5 \times 0,909 \text{mg L}^{-1}$$

$$\underline{C = 715 \frac{\text{mg}}{\text{L}}}$$

5.11.5 Συνεχής έκχυση μέσα σε ομοιόμορφο δισδιάστατο πεδίο ροής. (Continuous injection into a uniform two-dimensional flow field).

Εάν ένας ρύπος εκχύνεται συνεχώς μέσα σε ένα ομοιόμορφο πεδίο ροής από μία σημειακή πηγή η οποία όμως εκτείνεται σε όλο το βάθος του υδροφορέα η ζώνη ρύπανσης (plume) σε δισδιάστατη μορφή φαίνεται όπως το σχήμα που ακολουθεί.



Σχήμα 5.12 Ζώνη ρύπανσης από συνεχή έκχυση μέσα σε δισδιάστατο πεδίο ροής.

Ο ρύπος απλώνεται κατά μήκος του άξονα ροής λόγω της επιμήκους διασποράς και κάθετα προς τον άξονα ροής λόγω εγκάρσιας διασποράς.

Αυτός ο τύπος ρύπανσης λαμβάνει χώρα σε περιπτώσεις που έχουμε ένα φρεάτιο αποχέτευσης που εκχύνει ρύπους καθ' όλο το βάθος του. Σε δισδιάστατη απεικόνιση είναι μία σημειακή πηγή ρύπανσης.

Η δισδιάστατη μορφή της εξίσωσης μεταφοράς μάζας είναι:

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (4)$$

Ο όρος $v_y \frac{\partial C}{\partial y}$ δεν παρουσιάζεται στην εξίσωση λόγω του ότι θεωρούμε ότι η ταχύτητα v_y είναι πολύ μικρή και θεωρείται ίση με μηδέν.

Το φρεάτιο έκχυσης θεωρείται ότι είναι στην θέση $x=0$, $y=0$ και ότι έχουμε ομοιόμορφη ροή με ταχύτητα v_x παράλληλη προς τον άξονα του x . Για μία συνεχή έκχυση στο σημείο $x=0$, $y=0$ θεωρούμε συγκέντρωση ρύπου C_0 με ρυθμό εισαγόμενης παροχής (στο φρεάτιο) Q και με βάθος φορέα b .

Με βάση τις συνθήκες που περιγράψαμε η λύση της εξίσωσης (4) είναι:

$$C(x,y) = \frac{C_0 (Q/b)}{2\pi (D_L D_T)^{1/2}} \exp\left(-\frac{v_x x}{2D_L}\right) K_0 \left[\left(\frac{v_x^2}{4D_L} \left(\frac{x^2}{D_L} + \frac{y^2}{D_T} \right) \right)^{1/2} \right]$$

Όπου:

K_0 = η συνάρτηση του Bessel (second kind and zero order) (δίνονται οι τιμές στον πίνακα)

Q = ο ρυθμός άντλησης εντός του υδροφορέα

b = βάθος του υδροφορέα που λαμβάνει η έκχυση

Παράδειγμα

Υγρά απόβλητα που περιέχουν φθοριούχα (fluoride) με συγκέντρωση 133 mg/l ρίχνονται εντός φρεατίου που βρίσκεται σε ένα αβαθή υδροφορέα πάχους 1,75 m με ρυθμό 3,66 m³/day για μερικά χρόνια. Η μέση γραμμική ταχύτητα του υπογείου ύδατος είναι 0,187 m/day. Υποθέτουμε ότι η εγκάρσια διασπορά είναι 10% της επιμήκου διασποράς. Εάν το φρεάτιο βρίσκεται σε θέση $x_0=0$ και $y_0=0$ τι θα είναι η συγκέντρωση των φθοριούχων σε ένα φρεάτιο που βρίσκεται στην θέση $x=123$ m και $y=16$ m; Θεωρείστε ότι τα φθοριούχα είναι μη αντιδρώντα και μη απορροφούμενα μέσα στον υδροφορέα.

1. Υπολογισμός του α_L :

$$\alpha_L = 0,83 (\log (L))^{2,414}$$

$$\alpha_L = 0,83 (\log (123))^{2,414}$$

$$\alpha_L = 4,919\text{m}$$

2. Υπολογισμός του D_L και D_T :

$$D_L = v_x \alpha_L$$

$$D_L = 0,187\text{m/da} \times 4,919\text{m} = 0,920\text{m}^2/\text{da}$$

$$D_T = 0,10 \times D_L$$

$$D_T = 0,092\text{m}^2/\text{da}$$

3. Υπολογισμός της συγκέντρωσης:

$$C = \frac{C_0 (Q/b)}{2\pi (D_L D_T)^{1/2}} \exp\left(\frac{v_x x}{2D_L}\right) K_0 \left[\left(\frac{v_x^2}{4D_L} \left(\frac{x^2}{D_L} + \frac{y^2}{D_T} \right) \right)^{1/2} \right]$$

$$C = \frac{133\text{mg/L} \times (3,66\text{m}^3/\text{da}/1,75\text{m})}{2 \times \pi \times (0,92\text{m}^2/\text{da} \times 0,092\text{m}^2/\text{da})^{1/2}} \times \exp\left(\frac{0,187\text{m/da} \times 123\text{m}}{2 \times 0,92\text{m}^2/\text{da}}\right)$$

$$K_0 \left[\left(\frac{0,187^2 \text{m}^2/\text{da}^2}{4 \times 0,92\text{m}^2/\text{da}} \left(\frac{123^2 \text{m}^2}{0,92\text{m}^2/\text{da}} + \frac{16^2 \text{m}^2}{0,092\text{m}^2/\text{da}} \right) \right)^{1/2} \right]$$

$$C = \frac{278,0\text{mg/L}}{1,828} \exp\left(\frac{23,0}{1,87}\right) K_0(13,52) \text{mg/L}$$

$$C = 152 \times 268337 \times 4,544 \times 10^{-7} \text{mg/L}$$

$$\underline{C = 18,5 \text{mg/L}}$$

APPENDIX B

Bessel Functions

MODIFIED BESSEL FUNCTIONS OF THE SECOND KIND AND ZERO ORDER, $K_0(x)$

x	$K_0(x)$	x	$K_0(x)$	x	$K_0(x)$
0.010	4.721	0.040	3.336	0.070	2.780
0.011	4.626	0.041	3.312	0.071	2.766
0.012	4.539	0.042	3.288	0.072	2.752
0.013	4.459	0.043	3.264	0.073	2.738
0.014	4.385	0.044	3.241	0.074	2.725
0.015	4.316	0.045	3.219	0.075	2.711
0.016	4.251	0.046	3.197	0.076	2.698
0.017	4.191	0.047	3.176	0.077	2.685
0.018	4.134	0.048	3.155	0.078	2.673
0.019	4.080	0.049	3.134	0.079	2.660
0.020	4.028	0.050	3.114	0.080	2.647
0.021	3.980	0.051	3.094	0.081	2.635
0.022	3.933	0.052	3.075	0.082	2.623
0.023	3.889	0.053	3.056	0.083	2.611
0.024	3.846	0.054	3.038	0.084	2.599
0.025	3.806	0.055	3.019	0.085	2.587
0.026	3.766	0.056	3.001	0.086	2.576
0.027	3.729	0.057	2.984	0.087	2.564
0.028	3.692	0.058	2.967	0.088	2.553
0.029	3.657	0.059	2.950	0.089	2.542
0.030	3.623	0.060	2.933	0.090	2.531
0.031	3.591	0.061	2.916	0.091	2.520
0.032	3.559	0.062	2.900	0.092	2.509
0.033	3.528	0.063	2.884	0.093	2.499
0.034	3.499	0.064	2.869	0.094	2.488
0.035	3.470	0.065	2.853	0.095	2.478
0.036	3.442	0.066	2.838	0.096	2.467
0.037	3.414	0.067	2.823	0.097	2.457
0.038	3.388	0.068	2.809	0.098	2.447
0.039	3.362	0.069	2.794	0.099	2.437

Source: Adapted from M. S. Hantush, "Analysis of Data From Pumping Tests in Leaky Aquifers," *Transactions, American Geophysical Union* 37 (1956):702—14.

MODIFIED BESSEL FUNCTIONS OF THE SECOND KIND AND ZERO ORDER, $K_0(x)$

x	$K_0(x)$	x	$K_0(x)$	x	$K_0(x)$
0.10	2.427	0.60	0.777	1.0	0.421
0.11	2.333	0.61	0.765	1.1	0.366
0.12	2.248	0.62	0.752	1.2	0.318
0.13	2.169	0.63	0.740	1.3	0.278
0.14	2.097	0.64	0.728	1.4	0.244
0.15	2.030	0.65	0.716	1.5	0.214
0.16	1.967	0.66	0.704	1.6	0.188
0.17	1.909	0.67	0.693	1.7	0.165
0.18	1.854	0.68	0.682	1.8	0.146
0.19	1.802	0.69	0.671	1.9	0.129
0.20	1.753	0.70	0.660	2.0	0.114
0.21	1.706	0.71	0.650	2.1	0.101
0.22	1.662	0.72	0.640	2.2	0.0893
0.23	1.620	0.73	0.630	2.3	0.0791
0.24	1.580	0.74	0.620	2.4	0.0702
0.25	1.541	0.75	0.611	2.5	0.0623
0.26	1.505	0.76	0.601	2.6	0.0554
0.27	1.470	0.77	0.592	2.7	0.0493
0.28	1.436	0.78	0.583	2.8	0.0438
0.29	1.404	0.79	0.574	2.9	0.0390
0.30	1.372	0.80	0.565	3.0	0.0347
0.31	1.342	0.81	0.557	3.1	0.0310
0.32	1.314	0.82	0.548	3.2	0.0276
0.33	1.286	0.83	0.540	3.3	0.0246
0.34	1.259	0.84	0.532	3.4	0.0220
0.35	1.233	0.85	0.524	3.5	0.0196
0.36	1.207	0.86	0.516	3.6	0.0175
0.37	1.183	0.87	0.509	3.7	0.0156
0.38	1.160	0.88	0.501	3.8	0.0140
0.39	1.137	0.89	0.494	3.9	0.0125
0.40	1.114	0.90	0.487	4.0	0.0112
0.41	1.093	0.91	0.480	4.1	0.0100
0.42	1.072	0.92	0.473	4.2	0.0089
0.43	1.052	0.93	0.466	4.3	0.0080
0.44	1.032	0.94	0.459	4.4	0.0071
0.45	1.013	0.95	0.452	4.5	0.0064
0.46	0.994	0.96	0.446	4.6	0.0057
0.47	0.976	0.97	0.440	4.7	0.0051
0.48	0.958	0.98	0.433	4.8	0.0046
0.49	0.941	0.99	0.427	4.9	0.0041
0.50	0.924			5.0	0.0037
0.51	0.908				
0.52	0.892				
0.53	0.877				
0.54	0.861				
0.55	0.847				
0.56	0.832				
0.57	0.818				
0.58	0.804				
0.59	0.791				

MODIFIED BESSEL FUNCTIONS OF THE SECOND KIND AND ZERO ORDER, $K_0(x)$

x	$K_0(x)$	x	$K_0(x)$
5.0	3.69×10^{-3}	7.6	2.24×10^{-4}
5.1	3.31×10^{-3}	7.7	2.01×10^{-4}
5.2	3.00×10^{-3}	7.8	1.81×10^{-4}
5.3	2.66×10^{-3}	7.9	1.63×10^{-4}
5.4	2.39×10^{-3}	8.0	1.46×10^{-4}
5.5	2.14×10^{-3}	8.1	1.32×10^{-4}
5.6	1.92×10^{-3}	8.2	1.18×10^{-4}
5.7	1.72×10^{-3}	8.3	1.07×10^{-4}
5.8	1.54×10^{-3}	8.4	9.59×10^{-5}
5.9	1.39×10^{-3}	8.5	8.63×10^{-5}
6.0	1.24×10^{-3}	8.6	7.76×10^{-5}
6.1	1.12×10^{-3}	8.7	6.98×10^{-5}
6.2	1.00×10^{-3}	8.8	6.28×10^{-5}
6.3	9.00×10^{-4}	8.9	5.65×10^{-5}
6.4	8.08×10^{-4}	9.0	5.09×10^{-5}
6.5	7.26×10^{-4}	9.1	4.58×10^{-5}
6.6	6.52×10^{-4}	9.2	4.12×10^{-5}
6.7	5.86×10^{-4}	9.3	3.71×10^{-5}
6.8	5.26×10^{-4}	9.4	3.34×10^{-5}
6.9	4.73×10^{-4}	9.5	3.01×10^{-5}
7.0	4.25×10^{-4}	9.6	2.71×10^{-5}
7.1	3.82×10^{-4}	9.7	2.44×10^{-5}
7.2	3.43×10^{-4}	9.8	2.19×10^{-5}
7.3	3.08×10^{-4}	9.9	1.97×10^{-5}
7.4	2.77×10^{-4}	10.0	1.78×10^{-5}
7.5	2.49×10^{-4}		

5.11.6 Συνέχεια στην περίπτωση της συνεχούς έκχυσης σε ομοιόμορφο δισδιάστατο πεδίο.

Η εξίσωση που δόθηκε προηγουμένως είναι:

$$C(x,y) = \frac{C_0(Q/b)}{2\pi(D_L D_T)^{1/2}} \exp\left(\frac{v_x x}{2D_L}\right) K_0\left[\left(\frac{v_x^2}{4D_L}\left(\frac{x^2}{D_L} + \frac{y^2}{D_T}\right)\right)^{1/2}\right]$$

Στην ανωτέρω εξίσωση δεν εμφανίζεται ο όρος 't' του χρόνου και ο λόγος είναι ότι η εξίσωση έχει προκύψει από ολοκλήρωση κάποιων μαθηματικών εκφράσεων στις οποίες θεωρείται ότι ο χρόνος πηγαίνει στο άπειρο δηλαδή για μεγάλα χρονικά διαστήματα όπου θεωρούμε ότι έχουν επιτευχθεί σταθερές συνθήκες (steady state).

Εάν τα θεωρούμενα χρονικά διαστήματα δεν είναι πολύ μεγάλα η θεωρούμενη μαθηματική έκφραση της εξίσωσης είναι:

$$C(x,y,t) = \frac{C_0(Q/b)}{4\pi(D_L D_T)^{1/2}} \exp\left(\frac{v_x x}{2D_L}\right) [W(0,B) - W(t_D,B)]$$

Όπου:

$$t_D = \frac{v^2 t}{4D_L}$$

$$B = \sqrt{\frac{v_x^2 x^2}{4D_L^2} + \frac{v_y^2 y^2}{4D_L D_T}}$$

και οι τιμές της μαθηματικής έκφρασης $W(t_D, B)$ δίνονται στον πίνακα που ακολουθεί.

APPENDIX C, $W(t_D, B)$ Values

VALUES OF THE FUNCTION $W(t, B)$ FOR VARIOUS VALUES OF t_D

$t_D \backslash B$	0.002	0.004	0.006	0.008	0.01	0.02	0.04	0.06	0.08
0	12.7	11.3	10.5	9.89	9.44	8.06	6.67	5.87	5.29
0.000002	12.1	11.2	10.5	9.89	9.44	8.06	6.67	5.87	5.29
0.000004	11.6	11.1	10.4	9.88	9.44	8.06	6.67	5.87	5.29
0.000006	11.3	10.9	10.4	9.87	9.44	8.06	6.67	.87	5.29
0.000008	11.0	10.7	10.3	9.84	9.43	8.06	6.67	5.87	5.29
0.00001	10.8	10.6	10.2	9.80	9.42	8.06	6.67	5.87	5.29
0.00002	10.2	10.1	9.84	9.58	9.30	8.06	6.67	5.87	5.29
0.00004	9.52	9.45	9.34	9.19	9.01	8.03	6.67	5.87	5.29
0.00006	9.13	9.08	9.00	8.89	8.77	7.98	6.67	5.87	5.29
0.00008	8.84	8.81	8.75	8.67	8.57	7.91	6.67	5.87	5.29
0.0001	8.62	8.59	8.55	8.48	8.40	7.84	6.67	5.87	5.29
0.0002	7.94	7.92	7.90	7.86	7.82	7.50	6.62	5.86	5.29
0.0004	7.24	7.24	7.22	7.21	7.19	7.01	6.45	5.83	5.29
0.0006	6.84	6.84	6.83	6.82	6.80	6.68	6.27	5.77	5.27
0.0008	6.55	6.55	6.54	6.53	6.52	6.43	6.11	5.69	5.25
0.001	6.33	6.33	6.32	6.32	6.31	6.23	5.97	5.61	5.21
0.002	5.64	5.64	5.63	5.63	5.63	5.59	5.45	5.24	4.98
0.004	4.95	4.95	4.95	4.94	4.94	4.92	4.85	4.74	4.59
0.006	4.54	4.54	4.54	4.54	4.54	4.53	4.48	4.41	4.30
0.008	4.26	4.26	4.26	4.26	4.26	4.25	4.21	4.15	4.08
0.01	4.04	4.04	4.04	4.04	4.04	4.03	4.00	3.95	3.89
0.02	3.35	3.35	3.35	3.35	3.35	3.35	3.34	3.31	3.28
0.04	2.68	2.68	2.68	2.68	2.68	2.68	2.67	2.66	2.65
0.06	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.29	2.29	2.28	2.27
0.08	2.03	2.03	2.03	2.03	2.03	2.03	2.02	2.02	2.01
0.1	1.82	1.82	1.82	1.82	1.82	1.82	1.82	1.82	1.81
0.2	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22	1.22
0.4	0.702	0.702	0.702	0.702	0.702	0.702	0.702	0.702	0.701
0.6	0.454	0.454	0.454	0.454	0.454	0.454	0.454	0.454	0.454
0.8	0.311	0.311	0.311	0.311	0.311	0.311	0.311	0.310	0.310
1	0.219	0.219	0.219	0.219	0.219	0.219	0.219	0.219	0.219
2	0.049	0.049	0.049	0.049	0.049	0.049	0.049	0.049	0.049
4	0.0038	0.0038	0.0038	0.0038	0.0038	0.0038	0.0038	0.0038	0.0038
6	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004
8	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Source: After M. S. Hantush, "Analysis of data from Pumping Tests in Leaky Aquifers," *Transactions, American Geophysical Union*, 37 (1956):702—14.

$W(f_D, B)$ Values

$f_D \backslash B$	0.1	0.2	0.4	0.6	0.8	1	2	4	6	8
0	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.000002	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.000004	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.000006	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.000008	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.00001	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.00002	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.00004	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.00006	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.00008	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.0001	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.0002	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.0004	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.0006	4.85	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.0008	4.84	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.001	4.83	3.51	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.002	4.71	3.50	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.004	4.42	3.48	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.006	4.18	3.43	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.008	3.98	3.36	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.01	3.81	3.29	2.23	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.02	3.24	2.95	2.18	1.55	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.04	2.63	2.48	2.02	1.52	1.13	0.842	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.06	2.26	2.17	1.85	1.46	1.11	0.839	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.08	2.00	1.94	1.69	1.39	1.08	0.832	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.1	1.80	1.75	1.56	1.31	1.05	0.819	0.228	0.0223	0.0025	0.0003
0.2	1.22	1.19	1.11	0.996	0.857	0.715	0.227	0.0223	0.0025	0.0003
0.4	0.700	0.693	0.665	0.621	0.565	0.502	0.210	0.0223	0.0025	0.0003
0.6	0.453	0.450	0.436	0.415	0.387	0.354	0.177	0.0222	0.0025	0.0003
0.8	0.310	0.308	0.301	0.289	0.273	0.254	0.144	0.0218	0.0025	0.0003
1	0.219	0.218	0.213	0.206	0.197	0.185	0.114	0.0207	0.0025	0.0003
2	0.049	0.049	0.048	0.047	0.046	0.044	0.034	0.011	0.0021	0.0003
4	0.0038	0.0038	0.0038	0.0037	0.0037	0.0036	0.0031	0.0016	0.0006	0.0002
6	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0004	0.0003	0.0002	0.0001	0
8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Παράδειγμα

Μία υπόγεια δεξαμενή (εξ' ολοκλήρου εντός του εδάφους) παλαιότερα χρησιμοποιήθηκε για αποθήκευση βενζίνης. Σήμερα η δεξαμενή χρησιμοποιείται για αποθήκευση ύδατος. Η δεξαμενή έχει μία πανταχόθεν διαρροή με ρυθμό $1,93 \text{ m}^3/\text{year}$. Το νερό που περιέχει εμφανίζεται να περιέχει βενζίνη με συγκέντρωση ίση με $12950 \text{ } \mu\text{g}/\text{lit}$. Το υπόγειο ύδωρ το οποίο είναι ακριβώς κάτω από την διαρρέουσα δεξαμενή έχει κατεύθυνση προς βορρά. Ένα φρέαρ που χρησιμοποιείται για άντληση πόσιμου ύδατος βρίσκεται στην θέση $123,5 \text{ m}$ βόρεια και $7,2 \text{ m}$ ανατολικά. Η μέση γραμμική ταχύτητα του υπόγειου ύδατος προσδιορίστηκε να είναι $0,235 \text{ m}/\text{day}$, η επιμήκης διασπορά (συντελεστής) 12 m , η εγκάρσια $1,2 \text{ m}$ και το βάθος του υδροφορέα $1,0 \text{ m}$. Ποια θα είναι η συγκέντρωση της βενζίνης στο φρέαρ μετά από 2 χρόνια;

Λύση

Υπολογισμός D_L και D_T :

Αγνοώντας την διάχυση:

$$D_L = \alpha_L v_x = 12 \text{ m} \times 0,235 \text{ m}/\text{day} = 2,82 \text{ m}^2/\text{day}$$

$$D_T = \alpha_T v_x = 1,2 \text{ m} \times 0,235 \text{ m}/\text{day} = 0,282 \text{ m}^2/\text{day}$$

Υπολογισμός B:

$$B = \sqrt{\frac{(v_x x)^2}{4D_L^2} + \frac{(v_x y)^2}{4D_L D_T}} = \sqrt{\frac{(0,235 \text{ m}/\text{day} \times 123,5 \text{ m})^2}{4 \times (2,82 \text{ m}^2/\text{day})^2} + \frac{(0,235 \text{ m}/\text{day} \times 7,2 \text{ m})^2}{4 \times 2,82 \text{ m}^2/\text{day} \times 0,282 \text{ m}^2/\text{day}}} \\ = \sqrt{26,8 + 0,91} = 5,26$$

Υπολογισμός t_D :

$$t_D = \frac{v_x^2 t}{4D_L} = \frac{(0,235 \text{ m}/\text{day})^2 \times 730 \text{ day}}{4 \times 2,82 \text{ m}^2/\text{day}} = 3,57$$

Υπολογισμός των $W[0,B]$ και $W[t_D,B]$ από τους πίνακες:

$$W[0,B] = W[0, 5,26] = 0,0098$$

$$W[t_D,B] = W[3,57, 5,26] = 0,0019$$

Υπολογισμός της συγκέντρωσης:

Μετατροπή του Q σε m^3/day

$$Q = 1,93 \text{ m}^3/\text{year} \times \frac{1 \text{ year}}{365 \text{ days}} = 0,0053 \text{ m}^3/\text{day}.$$

C=

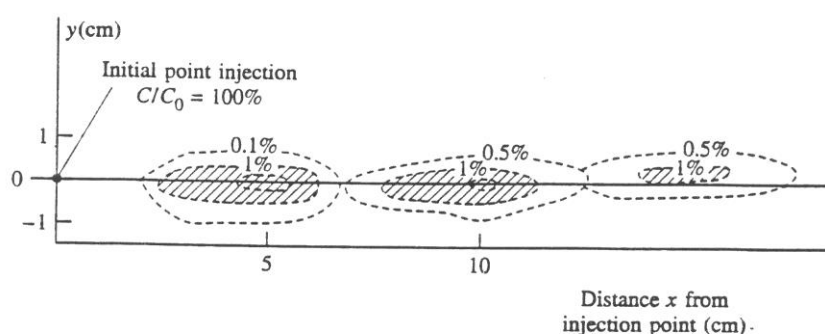
$$\frac{12950 \mu\text{g}/\text{L} \times 0,0053 \text{ m}^3/\text{day} / 1 \text{ m}}{4\pi(2,82 \text{ m}^2/\text{day} \times 0,282 \text{ m}^2/\text{day})^{1/2}} \exp\left(\frac{0,236 \text{ m}/\text{day} \times 123,5 \text{ m}}{2 \times 2,82 \text{ m}^2/\text{day}}\right) \times [0,0098 - 0,0019]$$

$$C = 0,0084 \mu\text{g}/\text{L}$$

5.11.7 Έκχυση ορισμένης ποσότητας μάζας (slug) σε ομοιόμορφο δισδιάστατο πεδίο. (Slug injection into a uniform two-dimensional flow field)

Εάν μία ποσότητα ρύπου εκχύνεται σε όλο το βάθος ενός δισδιάστατου ομοιόμορφου πεδίου υπόγειας ροής για μία μικρή περίοδο χρόνου, μετακινείται προς την κατεύθυνση της ροής και διασπείρεται με τον χρόνο.

Στο σχήμα που ακολουθεί δείχνεται η αλλαγή της συγκέντρωσης καθώς ταξιδεύει στο χώρο από μία περιορισμένου χρόνου έκχυση, (Bear, 1961).

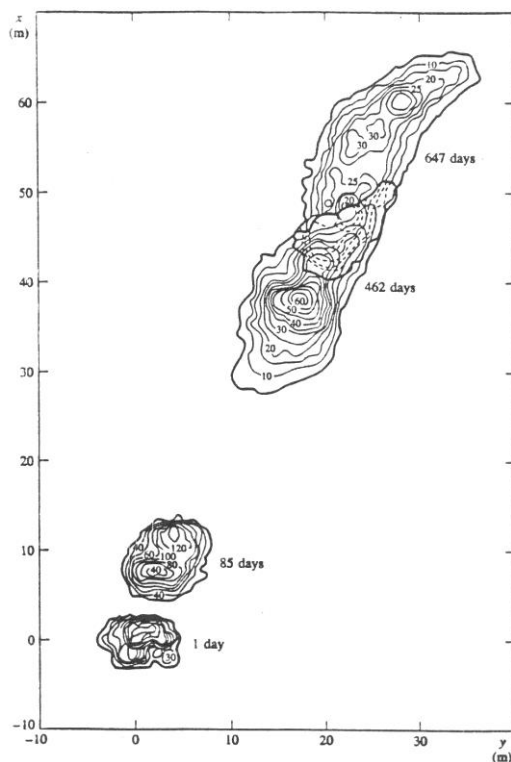


Σχήμα 5.13

Στο επόμενο σχήμα δείχνεται η διασπορά μιας ζώνης ρύπανσης χλωριούχων (chloride) τα οποία εκχύθηκαν σε ένα υδροφορέα, σε ένα μεγάλης κλίμακας τεστ που έγινε στο πεδίο. Η ζώνη ρύπανσης (plume) σε αυτή την περίπτωση φαίνεται πιο περίπλοκη από την προηγούμενη (σχήμα προηγούμενο) η οποία έλαβε χώρα στο εργαστήριο. Αυτό οφείλεται στις ανομοιογένειες που εμφανίζονται στον αληθινό κόσμο και στο γεγονός ότι η ουσία είναι δυνατόν να μην ακολουθεί το μοντέλο της διασποράς (περίπτωση που η ουσία αντιδρά με το έδαφος ή απορροφάται από το έδαφος).

Εάν η συγκέντρωση της εκχυμένης ουσίας είναι C_0 , και η έκχυση λαμβάνει χώρα σε μία επιφάνεια A στο σημείο (x_0, y_0) , η συγκέντρωση στο σημείο (x, y) την χρονική στιγμή t μετά την έκχυση δίνεται από την σχέση:

$$C(x,y,t) = \frac{C_0 A}{4\pi(D_L D_T)^{1/2}} \exp \left[-\frac{((x - x_0) - v_x t)^2}{4D_L t} - \frac{(y - y_0)^2}{4D_T t} \right]$$



Σχήμα 5.14 Συγκέντρωση χλωριούχων σε 1 ημέρα, 85 ημέρες, 462 ημέρες και 647 ημέρες μετά την έκχυση σε αβαθή υδροφορέα, (κατακόρυφα).

Παράδειγμα

Ένα βυτιοφόρο μεταφέρει ύδωρ που περιέχει 1275 mg/L διαλυμένης βενζίνης και τυγχάνει να ανατραπεί λόγω δυστυχήματος. Η διάχυση που γίνεται, παρέχει έναν όγκο ύδατος ικανό να προκαλέσει κορεσμό σε μία περιοχή 5 m² του αβαθή υδροφορέα που υπόκειται του σημείου που έγινε το δυστύχημα. Ο υδροφορέας περιέχει ύδωρ που κινείται με μέση γραμμική ταχύτητα 0,45 m/day. Οι τιμές των συντελεστών επιμήκους και εγκάρσιας διασποράς είναι 2,1 m²/day και 0,21 m²/day αντίστοιχα. Κοντά στο χώρο του δυστυχήματος υπάρχει κάποιο φρέαρ που ανήκει σε κάποιο εξοχικό σπίτι. Εάν το κέντρο έκχυσης ορισθεί να είναι στο σημείο x₀=0, y₀=0 η θέση του φρέατος ευρίσκεται στην θέση x= 72m και y=5,5m. Οι ιδιοκτήτες του εξοχικού, εντός του οικοπέδου του οποίου ευρίσκεται το φρέαρ, χρησιμοποιούν το ύδωρ του φρέατος για πόσιμη χρήση. Οι ιδιοκτήτες δεν ευρίσκονται στο εξοχικό κατά το χρόνο της έκχυσης και επιστρέφουν μετά 200 μέρες. Υπάρχει κίνδυνος αν χρησιμοποιήσουν το ύδωρ του φρέατος για πόσιμη χρήση;

Λύση:

$$C = \frac{C_0 A}{4\pi(D_L D_T)^{1/2}} \exp \left[-\frac{((x - x_0) - v_x t)^2}{4D_L t} - \frac{(y - y_0)^2}{4D_T t} \right] =$$

$$\frac{1275 \text{ mg} / \text{L} \times 5 \text{ m}^2}{4\pi \times 200 \text{ days} \sqrt{2,1 \text{ m}^2 / \text{day} \times 0,21 \text{ m}^2 / \text{day}}} \exp \left[- \frac{((72 \text{ m} - 0) - (0,45 \text{ m} / \text{day} \times 200 \text{ days}))^2}{4 \times 2,1 \text{ m}^2 / \text{day} \times 200 \text{ days}} - \frac{(5,5 \text{ m})^2}{4 \times 0,21 \text{ m}^2 / \text{day} \times 200 \text{ days}} \right]$$

$$C = 3,82 \exp(0,372) = 3,82 \times 0,6892 = 2,63 \text{ mg/L}$$

Θεωρώντας ότι το επιτρεπόμενο όριο βενζίνης είναι 5 mg/L το ύδωρ του φρέατος δεν θεωρείται άμεσα να είναι σε επικίνδυνα επίπεδα.

Από πολλές ερευνητικές μελέτες έχει αποδειχθεί ότι στην περίπτωση έκχυσης ορισμένης ποσότητας μιας ουσίας η μέγιστη συγκέντρωση συναντάται στο κέντρο της ζώνης ρύπανσης (plume) ή στο κέντρο της μάζας (center of mass).

Εάν η ροή είναι προς την κατεύθυνση του x-άξονα, και η έκχυση έλαβε χώρα στο σημείο $x_0=0$, $y_0=0$ το κέντρο μάζας μιας συντηρητικής ουσίας (ουσία που δεν αντιδρά) κατά την χρονική στιγμή t μετά την έκχυση θα είναι στην θέση $x = v_x t$ και $y=0$. Αντικαθιστώντας τις τιμές αυτές στην προηγούμενη εξίσωση έχουμε:

$$C_{\max} = \frac{C_0 A}{4\pi(D_L D_T)^{1/2}} \exp \left[- \frac{((v_x t - 0) - v_x t)^2}{4D_L t} - \frac{(0 - 0)^2}{4D_T t} \right] =$$

$$C_{\max} = \frac{C_0 A}{4\pi(D_L D_T)^{1/2}} \exp(0)$$

Και λόγω του ότι $\exp(0) = e^0 = 1$

$$C_{\max} = \frac{C_0 A}{4\pi \sqrt{(D_L D_T)}}$$

Η κατανομή του ρύπου μέσα στην ζώνη ρύπανσης όπως έχουμε προαναφέρει ακολουθεί μία κανονική ή Gaussian κατανομή.

Η σταθερή απόκλιση μίας τέτοιας κατανομής υπολογίζεται ως:
(Σταθερή απόκλιση=Standard deviation)

$$\sigma_x = \sqrt{2D_L t} \quad \sigma_y = \sqrt{2D_T t}$$

Εξ ορισμού της κανονικής κατανομής το 99,7% της μάζας του ρύπου θα περιέχεται μέσα σε μία περιοχή που αντιστοιχεί σε τρεις σταθερές αποκλίσεις από το κέντρο μάζας της ζώνης ρύπανσης. Επομένως η ζώνη ρύπανσης μπορεί να ορισθεί από το κέντρο της μάζας και $3\sigma_x$ και $3\sigma_y$.

Παράδειγμα

Ένα βυτιοφόρο μεταφέρει διαλυμένη άλμη με συγκέντρωση χλωριούχου 2130 mg/L. Το βυτιοφόρο εκτρέπεται της πορείας του και εκχύνει την άλμη σε μία περιοχή 455 ft². Κάτω από αυτή την περιοχή βρίσκεται αβαθής υδροφορέας ο οποίος έχει μία μέση γραμμική ταχύτητα υπογείου ύδατος ίση με 1,23 ft/day. Που θα βρίσκεται το κέντρο

της μάζας της ζώνης ρύπανσης μετά από 133 ημέρες, ποια θα είναι η μέγιστη συγκέντρωση και πόσο θα εξαπλωθεί η ρύπανση από το κέντρο της μάζας;

Λύση:

1. Το κέντρο μάζας μετά 133 ημέρες υπολογίζεται ότι θα βρίσκεται σε απόσταση:

$$x = v_x t = 1,23 \text{ ft/day} \times 133 \text{ days} = 164 \text{ ft.}$$

2. Η μέγιστη συγκέντρωση στο κέντρο της μάζας υπολογίζεται από την σχέση:

$$C_{\max} = \frac{C_0 A}{4\pi t \sqrt{(D_L D_T)}}$$

Υπολογισμός του D_L και D_T :

$$\alpha_L = 0,83(\log L)^{2,414} = 5,66 \text{ ft}$$

$$D_L = \alpha_L v_x = 5,66 \text{ ft} \times 1,23 \text{ ft/day} = 6,96 \text{ ft}^2/\text{day}$$

Εφ' όσον δεν έχουμε άλλη πληροφορία για το D_T θεωρούμε:

$$D_T = 0,1 D_L = 0,1 \times 6,96 \text{ ft}^2/\text{day} = 0,696 \text{ ft}^2/\text{day}$$

Υπολογισμός του $C_{\max}$:

$$C_{\max} = \frac{2130 \text{ mg/L} \times 455 \text{ ft}^2}{4 \times \pi \times 133 \text{ days} \sqrt{6,96 \text{ ft}^2/\text{day} \times 0,696 \text{ ft}^2/\text{day}}} = 263 \text{ mg/L}$$

Υπολογισμός του μεγέθους της ζώνης ρύπανσης:

$$\sigma_x = \sqrt{2 D_L t} \quad \sigma_T = \sqrt{2 D_T t}$$

$$\sigma_x = \sqrt{2 \times 6,96 \text{ ft}^2/\text{day} \times 133 \text{ days}}$$

$$\sigma_x = 43,0 \text{ ft}$$

$$\sigma_T = \sqrt{2 \times 0,696 \text{ ft}^2/\text{day} \times 133 \text{ days}}$$

$$\sigma_T = 13,6 \text{ ft}$$

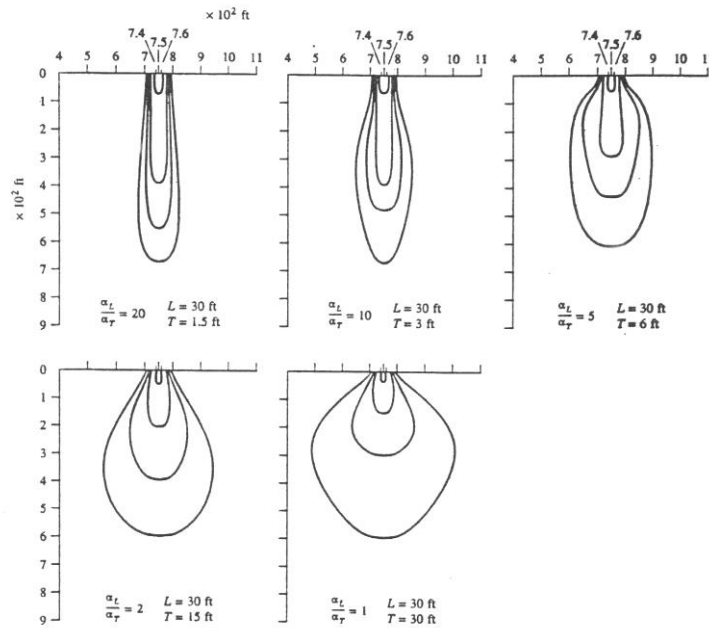
Επομένως, η άκρη της ζώνης ρύπανσης είναι $3\sigma_x$ από το κέντρο της μάζας δηλαδή 129 ft και η ζώνη ρύπανσης έχει απλωθεί εγκαρσίως $3\sigma_y$ δηλαδή 40,8ft.

5.11.8 Επιδράσεις του Συντελεστή Εγκάρσιας Δυναμικής Διασποράς (α_T)

Ο λόγος του συντελεστή επιμήκους ως προς το συντελεστή εγκάρσιας δυναμικής διασποράς (α_L/α_T) μέσα σε ένα υδροφορέα παίζει σημαντικό ρόλο όσον αφορά το σχήμα της ζώνης ρύπανσης.

Όσο μικρότερος είναι ο λόγος a_L/a_T τόσο ευρύτερη είναι η ζώνη ρύπανσης.

Οι εικόνες που ακολουθούν δείχνουν διάφορα σχήματα ζώνης ρύπανσης σε ένα πεδίο δύο διαστάσεων. Ο μόνος παράγων που αλλάζει είναι η σχέση του συντελεστή επιμήκους δυναμικής διασποράς ως προς το συντελεστή της εγκάρσιας δυναμικής διασποράς.



Σχήμα 5.15 Επιδράσεις της μεταβολής του λόγου a_L/a_T στην εξάπλωση μολυσματικής ουσίας από συνεχή πηγή.

Οι ανωτέρω εικόνες δείχνουν το πόσο σημαντικό είναι να έχουμε γνώση της επιμήκους και εγκάρσιας διασποράς.

Στην βιβλιογραφία υπάρχουν πολύ λίγα δεδομένα σχετικά με την σχέση της επιμήκους και της εγκάρσιας διασποράς. Από λίγες μελέτες πεδίου που έχουν γίνει έχει βρεθεί ότι ο λόγος a_L/a_T κυμαίνεται από 6 μέχρι 20 (Anderson 1979, Kelbtz et. al.1980).

5.11.9 Τεστς για τον καθορισμό της διασποράς.

Εργαστηριακά τεστ.

Διάχυση και διασπορά μπορούν να καθορισθούν χρησιμοποιώντας στήλες που έχουν πληρωθεί με το προς εξέταση πορώδες υλικό.

Τα αποτελέσματα των μελετών αυτών συνήθως παρουσιάζονται κάνοντας χρήση του όρου "όγκος πόρων" (pore volume).

Ένας "όγκος πόρων" ορίζεται ως το εμβαδόν της επιφάνειας της στήλης επί το μήκος της στήλης επί το πορώδες (ALn).

Η μονάδα του ρυθμού παροχής από την στήλη ορίζεται ως η γραμμική ταχύτητα επί το πορώδες επί το εμβαδόν της επιφάνειας (v_x n A).

Η ολική παροχή για μία ορισμένη περίοδο χρόνου ορίζεται ως το γινόμενο του χρόνου επί το ρυθμό παροχής.

Ο ολικός αριθμός του "όγκου των πόρων" U, είναι η ολική παροχή διαιρούμενη δια του όγκου ενός όγκου πόρων.

$$U = \frac{v_x n A t}{A L n} = \frac{v_x t}{L} = t_R \quad (\text{αδιαστατικός αριθμός})$$

Η μονοδιάστατη εξίσωση της διασποράς είναι:

$$C = \frac{C_0}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{L - v_x t}{2\sqrt{D_L t}} \right) \right]$$

Με βάση τα ανωτέρω η εξίσωση αυτή μπορεί να εκφρασθεί ως:

$$\frac{C}{C_0} = 0,5 \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{1 - U}{2\sqrt{UD_L / v_x L}} \right) \right]$$

Όπου:

U = ο αριθμός των όγκων των πόρων που συγκεντρώνεται (ένας όγκος πόρων ίσος με τον όγκο της στήλης επί το πορώδες)

L = το μήκος της στήλης

Οι συγκεντρώσεις της ουσίας μετρώνται με συλλογή δειγμάτων για διάφορους όγκους πόρων U. Σε χαρτί "γραμμικής πιθανότητας" κάνουμε γραφική παράσταση των εκφράσεων $\frac{C}{C_0}$ και $[(U - 1)/\sqrt{U}]$.

Εάν η γραφική παράσταση παρέχει ευθεία γραμμή αυτό σημαίνει ότι τα δεδομένα μας ακολουθούν τις προδιαγραφές της κανονικής κατανομής και ότι η εξίσωση

συναγωγής- διασποράς ισχύει. Η κλίση της ευθείας σχετίζεται με τον συντελεστή της επιμήκους υδροδυναμικής διασποράς.

Η τιμή του D_L μπορεί να προσδιορισθεί ως εξής:

$$D_L = \left(\frac{v_x L}{8} \right) \left(J_{0,84} - J_{0,16} \right)^{\frac{1}{2}}$$

Όπου:

$$J_{0,84} = \left[(U - 1) / \sqrt{U} \right] \text{ όταν } \frac{C}{C_0} = 0,84$$

$$J_{0,16} = \left[(U - 1) / \sqrt{U} \right] \text{ όταν } \frac{C}{C_0} = 0,16$$

Εφ' όσον $D_L = \alpha_L v_x + D^*$

$$\alpha_L = \frac{D_L - D^*}{v_x}$$

Η μέση γραμμική ταχύτητα μπορεί να προσδιορισθεί από την ποσότητα του ύδατος που συγκεντρώνεται σαν εκροή από την στήλη ανά μονάδα χρόνου διαιρούμενη με το γινόμενο της επιφάνειας επί το πορώδες. Ο συντελεστής πραγματικής διάχυσης D^* μπορεί είτε να μετρηθεί, είτε να εκτιμηθεί από πίνακες, είτε να αγνοηθεί.

Παράδειγμα

Μία στήλη εδαφικού υλικού είναι 40 cm σε μήκος. Απιονισμένο νερό ρέει δια μέσω της στήλης με ταχύτητα $1,35 \times 10^{-2}$ cm/sec. Η πηγή του ρευστού αλλάζει με ύδωρ, συγκέντρωσης 300 mg/L χλωριούχων. Μετά 500 sec, t_1 , η συγκέντρωση των χλωριούχων ήταν 48 mg/L και μετά 4000 sec, t_2 , ήταν 252 mg/L. Ποιος είναι ο συντελεστής υδροδυναμικής διασποράς του υλικού της στήλης;

Λύση:

Αριθμός όγκων πόρων:

$$U = v_x t / L$$

Για την πρώτη μέτρηση την στιγμή t_1 :

$$U = 1,35 \times 10^{-2} \text{ cm/s} \times \frac{500 \text{ s}}{40 \text{ cm}} = 0,17 \text{ pore volume}$$

Για t_2 :

$$U = 1,35 \times 10^{-2} \text{ cm/s} \times \frac{4000 \text{ s}}{40 \text{ cm}} = 1,35 \text{ pore volume}$$

Την στιγμή t_1 :

$$\frac{C}{C_0} = \frac{48}{300} = 0,16 \text{ για pore volume } 0,17$$
$$\frac{(U-1)}{\sqrt{U}} = \frac{0,17-1}{\sqrt{1,17}} = \frac{0,17-1}{\sqrt{0,17}} = -2,01$$

Την στιγμή t_2 :

$$\frac{C}{C_0} = \frac{252}{300} = 0,84 \text{ για pore volume } 1,35$$
$$\frac{(U-1)}{\sqrt{U}} = \frac{1,35-1}{\sqrt{1,35}} = 0,30$$

Επομένως:

$$D_L = \left(\frac{v_x L}{8} \right) (J_{0,84} - J_{0,16})^{1/2}$$
$$D_L = \frac{1}{8} (1,35 \times 10^{-2} \text{ cm/sec} \times 40 \text{ cm}) \times (0,30 - (-2,01))^{1/2}$$
$$D_L = 0,1026 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

5.11.10 Τεστ πεδίου για εκτίμηση του συντελεστή δυναμικής διασποράς.

Ο συντελεστής δυναμικής διασποράς (α_L) καθορίζεται με δύο τρόπους:

Εάν υπάρχει ζώνη ρύπανσης μέσα στον υδροφορέα και οι συγκεντρώσεις του ρύπου είναι γνωστές τότε χαρτογραφούνται και χρησιμοποιούμε την εξίσωση συναγωγής-διασποράς όπου λύνουμε με τον συντελεστή δυναμικής διασποράς να είναι άγνωστος.

Ο Pinder (1973) χρησιμοποίησε αυτή την μέθοδο σε μία περίπτωση πεδίου όπου με χρήση μαθηματικού μοντέλου προσπάθησε να προσδιορίσει τους συντελεστές α_L και α_T . Βασικά από μετρήσεις δημιούργησε ένα χάρτη με την ζώνη ρύπανσης (ίσο-συγκεντρωτικές καμπύλες) (concentration contours) και με την χρήση του μοντέλου άρχισε να δίνει διάφορες τιμές στο α_L και α_T . Το μοντέλο βασικά έλυνε την εξίσωση της συναγωγής-διασποράς και προσπαθούσε να ταυτίσει τις ισοσυγκεντρωτικές καμπύλες του μοντέλου με εκείνες των μετρήσεων.

Οι τιμές των α_L και α_T με τις οποίες επιτεύχθηκε η καλύτερη ταύτιση θεωρήθηκαν ως οι πραγματικές τιμές.

Μία από τις δυσκολίες αυτής της μεθόδου είναι ότι οι συγκεντρώσεις και ο όγκος στην πηγή ρύπανσης δεν είναι συχνά γνωστές με επακριβή στοιχεία.

Μία πιο κοινή μέθοδος είναι η χρήση ιχνηθέτη ο οποίος εισάγεται εντός του εδάφους με τοποθέτησή του εντός φρέατος. Μετά ακολουθεί συγκέντρωση δειγμάτων στα κατάντη του σημείου εισαγωγής του ιχνηθέτη, σε τακτά χρονικά διαστήματα. Επίσης η μέθοδος του ιχνηθέτη έχει εφαρμοσθεί και για τεστ ενός φρέατος ή τεστ δύο φρεάτων. Η διαφορά του με την προηγούμενη γενική περίπτωση που περιγράφηκε ανωτέρω είναι ότι στην περίπτωση αυτή ο ιχνηθέτης εισάγεται εντός του φρέατος (ή φρέατα αν είναι δύο) και κατόπιν υπόγειο ύδωρ που περιέχει τον ιχνηθέτη αρχίζει να αντλείται από το ίδιο φρέαρ.

Ας δούμε όμως αναλυτικότερα την εφαρμογή της μεθόδου αυτής και πως προσδιορίζουμε τις τιμές α_L και α_T .

5.11.11 Τεστ ιχνηθέτη με χρήση ενός φρέατος

Στην περίπτωση αυτή έχουμε εισαγωγή μιας διαλυμένης ουσίας εντός του υδροφορέα. Η συγκέντρωση της ουσίας εντός του εισαγόμενου ύδατος είναι γνωστή. Επίσης έχουμε έλεγχο του όγκου του ύδατος που εισέρχεται εντός του υδροφορέα. Μετά το πέρας εισαγωγής ύδατος αρχίζει η άντληση όπου και πάλι κρατάμε έλεγχο του εξαγόμενου ύδατος. Τόσο κατά την εισαγωγή όσο και κατά την εξαγωγή κρατάμε μετρήσεις των χρόνων. Οι ταχύτητες του ύδατος που εισάγεται και αντλείται είναι πολύ μεγαλύτερες της ταχύτητας των υπογείων υδάτων.

Η τρισδιάστατη εξίσωση της συναγωγής-διασποράς όπως την έχουμε δει στο παρελθόν είναι:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (v_x C) - \frac{\partial}{\partial y} (v_y C) - \frac{\partial}{\partial z} (v_z C) = \frac{\partial C}{\partial t}$$

η οποία σε κυκλικές συντεταγμένες για ακτινωτή ροή (radial flow) δύναται να εκφρασθεί ως:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(D_r \frac{\partial C}{\partial r} \right) + \frac{D}{r} \frac{\partial C}{\partial r} - u \frac{\partial C}{\partial r} = \frac{\partial C}{\partial t}$$

και με επιπλέον επεξεργασία δύναται να πάρει την μορφή που ακολουθεί (Hoopes and Harleman 1967):

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial r} = \alpha_L u \frac{\partial^2 C}{\partial r^2} + \frac{D^*}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial C}{\partial r} \right)$$

Χρησιμοποιώντας την εξίσωση αυτή οι Gelhar και Collini (1970) προσδιόρισαν μία μαθηματική έκφραση σύμφωνα με την οποία μπορεί να υπολογίζεται η συγκέντρωση του ύδατος το οποίο αντλείται με βάση την εξής εξίσωση:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left[\frac{\left(\frac{u_p}{u_i} - 1 \right)}{\frac{16}{3} \frac{\alpha_L}{R_f} \sqrt{\left[2 - \left(1 - \frac{u_p}{u_i} \right)^{1/2} \left(1 - \frac{u_p}{u_i} \right) \right]}} \right] \quad (1)$$

Όπου:

u_p = συγκεντρωτικός όγκος του ύδατος που αντλήθηκε κατά διάφορες χρονικές περιόδους

u_i = ολικός όγκος ύδατος που εισήχθη κατά την περίοδο εισαγωγής του ιχνηθέτη

R_f = η θέση του μετώπου του εισαγόμενου ύδατος κατά το τέλος της περιόδου (χρόνου) εισαγωγής το οποίο ορίζεται ως εξής:

$$R_f = \left(\frac{Q t}{\pi b n} \right)^{1/2}$$

Όπου Q: ρυθμός εισαγωγής (παροχή) εισαγωγής

t: ο ολικός χρόνος εισαγωγής

b: πάχος υδροφορέα

n: πορώδες

Πώς γίνεται ο προσδιορισμός α_L :

Από συγκέντρωση δειγμάτων κατά διάφορα χρονικά διαστήματα προσδιορίζουμε τους λόγους $\frac{C}{C_0}$ και $\frac{U_p}{U_i}$ και δημιουργούμε μία γραφική παράσταση των δεδομένων.

Εν συνεχεία, με βάση την εξίσωση (I) και για διάφορες τιμές του α_L προσπαθούμε να ταυτίσουμε κατά το καλύτερο δυνατόν πειραματικά και θεωρητικά δεδομένα.

Η τιμή του α_L με την καλύτερη ταύτιση είναι η πραγματική τιμή που αποδεχόμαστε.

Παράδειγμα

Ένα τεστ προσδιορισμού του συντελεστή α_L γίνεται με την μέθοδο του ενός φρέατος σε ένα υπόγειο υδροφορέα άμμου με μία μέση τιμή υδραυλικής αγωγιμότητας $\kappa = 1.4 \times 10^{-2}$ cm/sec και πορώδες 0,38.

Το φρέαρ εισαγωγής (injection well) είχε διάμετρο 5.7 m και είχε διαπερατό φίλτρο (screen) καθ' όλο το βάθος του υδροφορέα. Καθαρό ύδωρ εισαγόταν στον υδροφορέα με σταθερή παροχή για 24 ώρες πριν αρχίσει το τεστ έτσι ώστε να διασφαλισθούν οι σταθερές συνθήκες. Ο ιχνηθέτης που χρησιμοποιήθηκε κατά την διάρκεια του τεστ ήταν ^{131}I , ένα ραδιενεργό ιώδιο, το οποίο προστέθηκε στο ύδωρ.

Σε όλες τις μετρήσεις έγινε η διόρθωση όσον αφορά την ραδιενεργό αποσύνθεση του ιωδίου.

Στο φρέαρ έγιναν δύο τεστ. Το πρώτο τεστ SWI είχε μία παροχή (ρυθμό) εισαγωγής ύδατος ίση με 0,886 L/sec και η εισαγωγή συνέχισε για 1,25 ημέρες. Ο ολικός όγκος

ύδατος που εισήχθηκε ήταν $95,6 \text{ m}^3$ και το μέτωπο εισαγωγής (δηλ. ύδατος που περιέχει ιώδιο ^{131}I) έφθασε σε μία μέση ακτινωτή απόσταση 3.13 m από το φρέαρ. Στη συνέχεια έγινε άντληση για 2 ημέρες με τον ίδιο ρυθμό, όπως και κατά την εισαγωγή του και ολικός όγκος ύδατος που αντλήθηκε ήταν 153 m^3 .

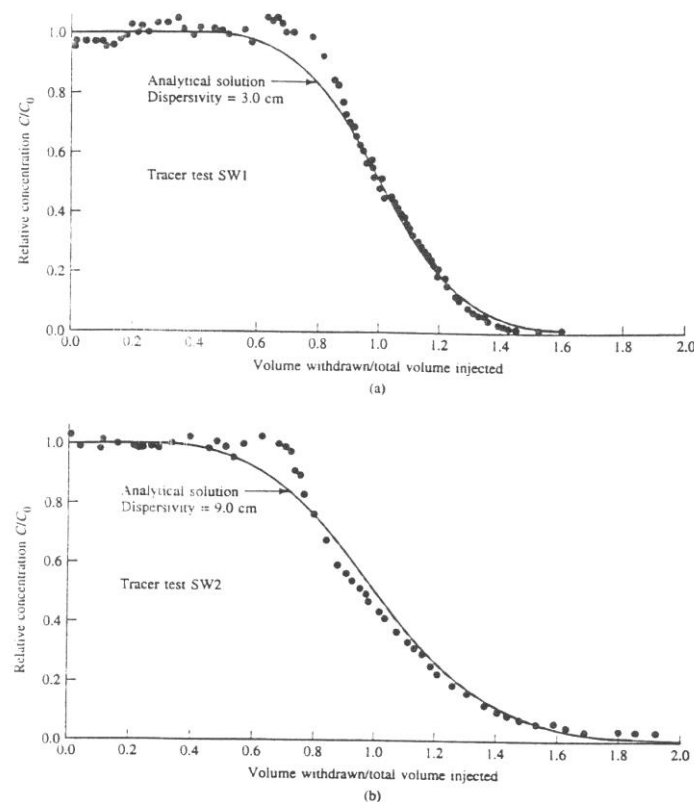
Το δεύτερο τεστ, SW2 ήταν μακρύτερης διάρκειας. Το εισαγόμενο ύδωρ με τον ιχνηθέτη προστέθηκε με ρυθμό εισαγωγής $0,719 \text{ L/sec}$ για $3,93$ ημέρες.

Ο ολικός όγκος ύδατος που προστέθηκε ήταν 244 m^3 και η μέση απόσταση που έφθασε το μέτωπο εισαγόμενου ύδατος ήταν $4,99 \text{ m}$ από το φρέαρ. Κατά την διάρκεια άντλησης ο ολικός όγκος που αντλήθηκε ήταν 886 m^3 για μια περίοδο 16.4 ημέρες και με ρυθμό άντλησης $0,606 \text{ L/sec}$.

Τα αποτελέσματα του τεστ δείχνονται στα σχήματα που ακολουθούν. Σχετικές συγκεντρώσεις C/C_0 χρησιμοποιήθηκαν για την γραφική αναπαράσταση ως προς την έκφραση U_p/U_i .

Οι τελείες αντιπροσωπεύουν τιμές πεδίου και η συνεχής γραμμή είναι υπολογισμένες με βάση την εξίσωση (I).

Αρκετές καμπύλες πριν την τελική ελήφθησαν για διάφορες τιμές του α_L μέχρι να επιτευχθεί η ταύτιση θεωρητικών και πραγματικών τιμών.



Σχήμα. 5.16 Σύγκριση των τιμών C/C_0 από πειραματική μέτρηση και από αναλυτική λύση.

Στο πρώτο τεστ επιτεύχθηκε ταύτιση των καμπυλών για $\alpha_L=3 \text{ cm}$. Στο δεύτερο τεστ επιτεύχθηκε ταύτιση για $\alpha_L=9 \text{ cm}$.

Τα δύο τεστ δείχνουν ότι ο προσδιορισμός του α_L είναι άμεσα συνδεδεμένος με την κλίμακα που χρησιμοποιείται. Δηλ. στο δεύτερο τεστ είχαμε πολύ περισσότερο όγκο νερού στην δειγματοληψία μας απ' ότι στο πρώτο τεστ, αποτέλεσμα του οποίου ήταν και η μεγαλύτερη τιμή του α_L .

5.11.12 Επιδράσεις της κλίμακας στην διασπορά

Από τα προηγούμενα τεστ διαπιστώνουμε ότι όσο μεγαλύτερο είναι το εύρος της ροής τόσο μεγαλύτερη τιμή του α_L χρειαζόμαστε για να ταυτίσουμε θεωρητικά και πραγματικά αποτελέσματα.

Ο συντελεστής επιμήκους δυναμικής διασποράς α_L που προσδιορίζεται στο εργαστήριο ονομάζεται μακροδιασπορά (macrodispersion). Από πειράματα έχει βρεθεί ότι σε πολλές περιπτώσεις οι τιμές που προσδιορίζονται εργαστηριακά είναι δυνατό να είναι πολύ μικρότερες των τιμών που προσδιορίζονται στο πεδίο. Συγκεκριμένα οι Pickens και Grisak (1981) ανέφεραν ότι για τον ίδιο υδροφορέα οι εργαστηριακές τιμές α_L ήταν 0,035 cm και οι τιμές από τεστ πεδίου 30 cm.

Το ερώτημα είναι που οφείλονται αυτές οι τεράστιες διαφορές των τιμών.

Βασικά οι κύριες αιτίες είναι:

- 1) στο ότι η διασπορά που λαμβάνει χώρα στο εργαστηριακό επίπεδο οφείλεται σε διαφορές ταχυτήτων μέσα στους πόρους (ανάλογα με το μέγεθος του πόρου αλλάζει η ταχύτητα σε αντίθεση η διασπορά που λαμβάνει χώρα στο πεδίο δεν οφείλεται μόνο στις διαφορές ταχυτήτων ανάμεσα στους πόρους αλλά και στις διαφορές ταχυτήτων που δημιουργούνται από το γεγονός ότι το ύδωρ λόγω ανομοιογενούς περιβάλλοντος ταξιδεύει μέσω διαφόρων περιοχών του υδροφορέα με διαφορετική υδραυλική αγωγιμότητα.
- 2) ότι για τον προσδιορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας οι μέθοδοι που ακολουθούνται είναι μέθοδοι προσδιορισμού μιας μέσης τιμής αυτής, χωρίς να λαμβάνονται υπ' όψιν οι επιμέρους τιμές αυτής.

Το συμπέρασμα που λαμβάνουμε από τα ανωτέρω είναι ότι ο συντελεστής α_L είναι καλύτερα να προσδιορίζεται από μετρήσεις (test) πεδίου και όχι εργαστηριακά.

Όσον αφορά τα test πεδίου διαπιστώσαμε ότι και στην περίπτωση αυτή είναι δυνατό να έχουμε διαφορετικές τιμές του α_L για το ίδιο υλικό, στον ίδιο υδροφορέα.

Για τον λόγο αυτό, για έναν ακριβή προσδιορισμό του α_L θα πρέπει να χρησιμοποιήσουμε επιπλέον θεωρία και ανάλυση των αποτελεσμάτων.

Στην περίπτωση αυτή χρειάζεται η χρήση θεωρίας στοχαστικών μοντέλων όπου με διάφορες στατιστικές μεθόδους γίνεται ανάλυση των αποτελεσμάτων και προσδιορισμός του α_L επακριβέστερα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ- ΕΠΙΒΡΑΔΥΝΣΗ - ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗ ΤΩΝ ΔΙΑΛΥΜΕΝΩΝ ΟΥΣΙΩΝ (Transformation - retardation, attenuation of solutes).

6.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ουσίες διαλυμένες στο υπόγειο ύδωρ υπόκεινται σε διάφορες διαδικασίες δια μέσου των οποίων είναι δυνατόν να απομακρυνθούν από το ύδωρ. π.χ. 1) είναι δυνατόν να απορροφηθούν από τις επιφάνειες των κόκκων του πορώδους υλικού του υδροφορέα 2) μπορεί να απορροφηθούν από οργανικό άνθρακα ο οποίος τυχόν να βρίσκεται εντός του υδροφορέα 3) είναι δυνατό να γίνει χημική κατακάθιση 4) να λάβει χώρα βιοαποικοδόμηση 5) να λάβουν χώρα χημικές αντιδράσεις οξείδωσης 6) ραδιενεργά συνθετικά είναι δυνατόν να αποσυντεθούν.

Στην περίπτωση της απορρόφησης, πολλές διαλυμένες ουσίες μετακινούνται πολύ πιο αργά δια μέσου του υδροφορέα απ' ότι το υπόγειο ύδωρ που τις μεταφέρει. Το φαινόμενο αυτό το αποκαλούμε ΕΠΙΒΡΑΔΥΝΣΗ (RETARDATION).

Στην περίπτωση της βιοαποικοδόμησης, ραδιενεργού εξασθένησης και κατάθισης ναι μεν θα ελαττωθεί η συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας μέσα στην ζώνη ρύπανσης, πλην όμως δεν είναι απαραίτητο να παρατηρηθεί και επιβράδυνση στην ταχύτητα μετακίνησης του ρύπου.

Επομένως η γνωστή εξίσωση για μονοδιάστατη ροή συναγωγής-διασποράς μπορεί να διαφοροποιηθεί τώρα με την εισαγωγή του όρου της επιβράδυνσης.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{B_d}{\theta} \frac{\partial C^*}{\partial t} + \left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{r \times n} \quad (A)$$

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = \text{Διασπορά}$$

$$v_x \frac{\partial C}{\partial x} = \text{Συναγωγή}$$

$$\frac{B_d}{\theta} \frac{\partial C^*}{\partial t} = \text{Απορρόφηση}$$

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{r \times n} = \text{Αντίδραση}$$

Όπου:

C = συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας μέσα στο ύδωρ

t = χρόνος

D_L = συντελεστής επιμήκους διασποράς

v_x = μέση γραμμική ταχύτητα υπογείου ύδατος

B_d = πυκνότητα του κύριου όγκου του υδροφορέα

θ = ογκομετρική περιεκτικότητα υγρασίας

C* = ποσό της διαλυμένης ουσίας (μάζα) ανά μονάδα όγκου στερεού (εδαφικού υλικού)

r x n = δείκτης βιολογικής ή χημικής αντίδρασης που λαμβάνει χώρα

6.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΕΣ ΡΟΦΗΣΗΣ

Οι επεξεργασίες ρόφησης συμπεριλαμβάνουν προσρόφηση, χημορρόφηση, ανταλλαγή ιόντων και απορρόφησης (absorption, chemisorption and ion exchange-absorption).

Προσρόφηση είναι η επεξεργασία σύμφωνα με την οποία μία διαλυμένη ουσία προσκολλάται πάνω σε μία στερεή επιφάνεια. Ανταλλαγή ιόντων είναι η επεξεργασία κατά την οποία κατιόντα της διαλυμένης ουσίας έλκονται σε μία περιοχή όπου υπάρχει αρνητικά φορτισμένο ορυκτό υλικό και κατακρατούνται στην επιφάνεια αυτή από ηλεκτροστατικές δυνάμεις. Ανταλλαγή ιόντων μπορεί να λάβει χώρα σε περιοχές θετικά φορτισμένες όπου έχουμε την παρουσία υλικών όπως σίδηρος, αλουμίνιο ή πηλώδες πέτρωμα.

Χημορόφηση λαμβάνει χώρα όταν η διαλυμένη ουσία ενσωματώνεται με ένα κατακάθισμα, ή με το έδαφος ή με μία βραχώδη επιφάνεια δια μέσο μιας χημικής αντίδρασης.

Απορρόφηση λαμβάνει χώρα όταν τα σωματίδια του υδροφορέα είναι πορώδη (δηλ. με εσωτερικό κενό) έτσι ώστε η διαλυμένη ουσία μπορεί να διαχυθεί εντός των σωματιδίων και να απορροφηθεί από τις εσωτερικές επιφάνειες.

Στο παρόν κεφάλαιο ο όρος "προσρόφηση" συμπεριλαμβάνει όλους τους ανωτέρω όρους ρόφησης της διαλυμένης ουσίας.

Η επεξεργασία με την οποία ο ρύπος, ο οποίος αρχικά βρίσκεται στο υπόγειο νερό ως διαλυμένη ουσία, αρχίζει να κατανέμεται μεταξύ της στερεάς και της υγρής φάσης καλείται διαχωρισμός.

Η απορρόφηση προσδιορίζεται πειραματικά με την μέτρηση του ποσού της διαλυμένης ουσίας που μπορεί να απορροφηθεί από το έδαφος ή το βράχο ή γενικά το πορώδες υλικό.

Η ικανότητα ενός στερεού να απορροφήσει μία διαλυμένη ουσία είναι συνάρτηση της συγκέντρωσης της διαλυμένης ουσίας.

Τα αποτελέσματα πειραματικών μελετών περιλαμβάνουν την γραφική αναπαράσταση της συγκέντρωσης της διαλυμένης ουσίας ως προς το ποσό αυτής που απορροφήθηκε από το στερεό. Η γραφική αυτή παράσταση καλείται Ισοθερμική Γραμμή.

Εάν η διαδικασία απορρόφησης είναι ταχεία σε σχέση με την ταχύτητα του ύδατος η διαλυμένη ουσία βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με την επιφάνεια απορρόφησης. Αυτή η περίπτωση (κατά την οποία έχουμε ισορροπία απορρόφησης) ονομάζεται ισοθερμική ισορροπία απορρόφησης (equilibrium sorption isotherm).

Εάν η διαδικασία απορρόφησης είναι αργή τότε είναι δυνατό η διαλυμένη ουσία να μην βρίσκεται σε ισορροπία με την απορροφούσα φάση οπότε έχουμε την περίπτωση της κινητικής απορρόφησης (Kinetic sorption).

6.3 ΑΝΤΙΔΡΑΣΕΙΣ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ

6.3.1 Γραμμική Ισοθερμική απορρόφηση

Εάν υπάρχει μία γραμμική σχέση μεταξύ του ποσού της διαλυμένης ουσίας που απορροφάται πάνω σε μία στερεή φάση, C^* , και της συγκέντρωσης της διαλυμένης ουσίας C , η ισοθερμική απορρόφηση του C σαν συνάρτηση του C^* γραφικά δίνει ευθεία γραμμή και μπορεί να γραφεί υπό την μορφή της μαθηματικής εξίσωσης:

$$C^* = k_d C$$

Όπου:

C^* =μάζα διαλυμένης ουσίας που απορροφάται ανά μονάδα βάρους του στερεού απορρόφησης (mg/kg)

C = συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας (mg/L)

K_d = συντελεστής (L/kg).

Ο συντελεστής k_d είναι γνωστός ως συντελεστής κατανομής (distribution coefficient) και ισούται με την κλίση της ισοθερμικής γραμμικής απορρόφησης.

Αν στην εξίσωση (Α) αντικαταστήσουμε τον όρο $C^* = k_d C$ λαμβάνουμε:

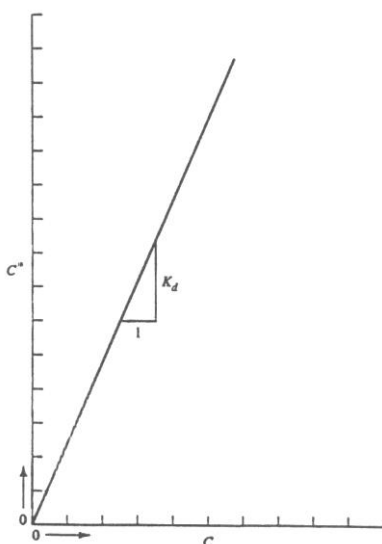
$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{B_d}{\theta} \frac{\partial (k_d C)}{\partial t}$$

ή

$$\frac{\partial C}{\partial t} \left(1 + \frac{B_d}{\theta} k_d \right) = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x}$$

Όπου:

$$\left(1 + \frac{B_d}{\theta} k_d \right) = r_f = \text{συντελεστής επιβράδυνσης}$$



Σχήμα 6.1 Σχέση Γραμμικής Ισοθερμικής απορρόφησης C^* και C ως μία ευθεία γραμμή.

6.3.2 Ισοθερμική απορρόφηση τύπου Freundlich

Στην περίπτωση αυτή:

$$C^* = KC^N$$

Όπου: K, N = σταθερές.

Η ανωτέρω εξίσωση μπορεί να μετατραπεί σε γραμμική μορφή:

$$\log C^* = \log k + N \log C$$

όπου με γραφική αναπαράσταση σε log-log paper δύναται να προσδιοριστούν οι σταθερές K και N.

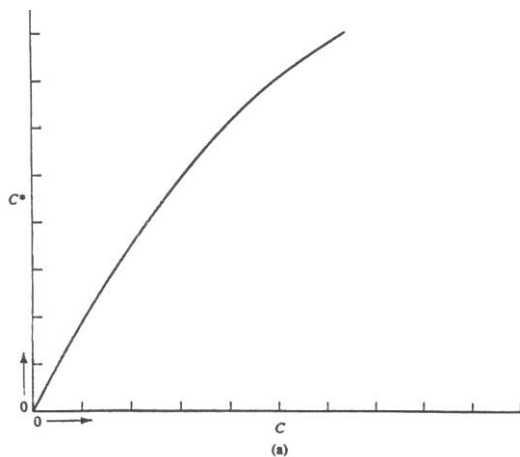
Αντικαθιστώντας $C^* = KC^N$ στην εξίσωση (A) έχουμε:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial y} - \frac{B_d}{\theta} \frac{\partial (KC^N)}{\partial t}$$

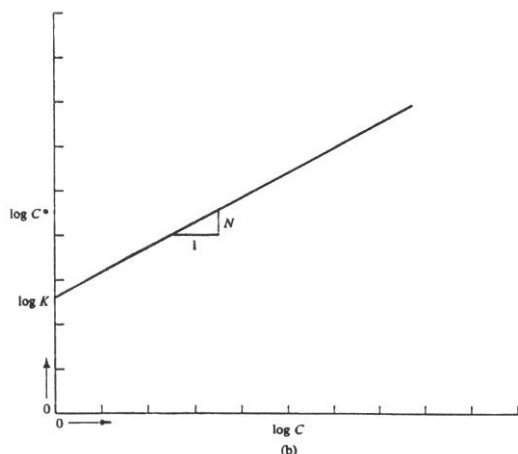
ή

$$\frac{\partial C}{\partial t} \left(1 + \frac{B_d K N C^{N-1}}{\theta} \right) = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x}$$

όπου $\left(1 + \frac{B_d K N C^{N-1}}{\theta} \right) = \Gamma_{ff} = \text{Freundlich συντελεστής ισοθερμικής απορρόφησης.}$



Σχήμα 6.2 Γραφική παράσταση μη γραμμικής μορφής μεταξύ C^* και C .



Σχήμα 6.3 Γραφική παράσταση μεταξύ $\log C^*$ και $\log C$ γραμμικής μορφής.

6.3.3 Ισοθερμική Απορρόφηση Langmuir (Langmuir Sorption Isotherm).

Η ισοθερμική απορρόφηση Langmuir αναπτύχθηκε με την ιδέα ότι μία στερεά επιφάνεια έχει διάφορες περιοχές όπου η απορρόφηση λαμβάνει χώρα. Όταν όλες αυτές οι περιοχές απορρόφησης έχουν κορεσθεί, η επιφάνεια δεν απορροφά πλέον μάζα της διαλυμένης στο ύδωρ ουσίας.

Η μορφή της εξίσωσης του Langmuir είναι:

$$\frac{C}{C^*} = \frac{1}{k C^{eq}} + \frac{C}{C^{eq}}$$

Όπου:

C = η συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας μέσα στο ύδωρ (mg/L)

C^* = μάζα της διαλυμένης ουσίας που απορροφήθηκε ανά μονάδα ξηρού βάρους της στερεάς φάσης (mg/kg)

k = ένας συντελεστής (σταθερός) που σχετίζεται με την ενέργεια δέσμευσης (L/mg)

C^{eq} = η μεγίστη ποσότητα της διαλυμένης ουσίας η οποία μπορεί να απορροφηθεί από την στερεά φάση (mg/kg)

ή

$$C^* = \frac{k C^{eq} C}{1 + k C}$$

Αντικαθιστώντας στην εξίσωση μεταφοράς μάζας:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{B_d}{\theta} \frac{\partial \left(\frac{kC^{eq}C}{1+kC} \right)}{\partial t}$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} \left[1 + \frac{B_d}{\theta} \left(\frac{kC^{eq}}{(1+kC)^2} \right) \right] = DL \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x}$$

$$1 + \frac{B_d}{\theta} \left(\frac{kC^{eq}}{(1+kC)^2} = r_{fC} \right)$$

Σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως π.χ. απορρόφηση φωσφόρου σε έδαφος, έχει βρεθεί ότι η γραφική παράσταση C/C^* και C δίνει καμπύλες με δύο τμήματα ευθέων γραμμών. Αυτό έχει ερμηνευθεί ότι λαμβάνουν χώρα δύο είδη απορροφήσεων με διαφορετικές ενέργειες δέσμευσης. Σε τέτοια περίπτωση, η Ισοθερμική απορρόφηση δύο επιφανειών του Langmuir (Langmuir two-surface sorption isotherm) δίδεται από την σχέση:

$$\frac{C^*}{C} = \frac{k_1 C_1^{eq}}{1+k_1 C} + \frac{k_2 C_2^{eq}}{1+k_2 C}$$

6.3.4 Λύση της εξίσωσης μεταφοράς για τη κοινή περίπτωση Ισοθερμικής γραμμικής απορρόφησης.

Η εξίσωση μεταφοράς μάζας με απορρόφηση στην περίπτωση της γραμμικής ισοθερμικής όπως έχουμε δει δίνεται από την σχέση:

$$\frac{\partial C}{\partial t} R = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x}$$

Η λύση της εξίσωσης αυτής δίδεται από την σχέση:

$$C = \frac{M/R}{2nA \left(\pi \frac{D_L}{R} t \right)^{1/2}} \exp \left[\frac{- \left(x - \frac{v_x}{R} t \right)^2}{4 \left(\frac{D_L}{R} t \right)} \right] \quad (\alpha)$$

όπου:

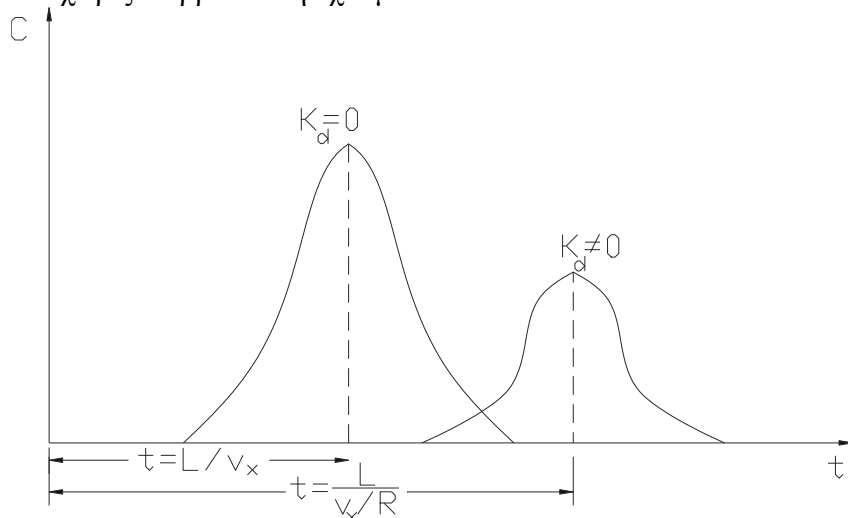
R = είναι ο συντελεστής επιβράδυνσης

$$R = 1 + \frac{B_d}{\theta} K_d$$

M = η ολική μάζα που εισάγεται στο σύστημα. Η μάζα αυτή είναι ουσιαστικά η μάζα της διαλυμένης ουσίας-ρυπαντή που εισάγεται σε ένα σύστημα κάποιου πορώδους υλικού.

Η εξίσωση (α) έχει παρόμοια έκφραση όπως η εξίσωση έκχυσης ορισμένης ποσότητας μάζας που μελετήσαμε στο παρελθόν. Η διαφορά είναι ότι στην περίπτωση αυτή έχει θεωρηθεί και η επιβράδυνση.

Αν αναπαραστήσουμε γραφικά την συγκέντρωση με το χρόνο για τις περιπτώσεις με και χωρίς επιβράδυνση έχουμε:



Σχήμα 6.4 .

6.4 ΑΠΟΡΡΟΦΗΣΗ

Όπως προαναφέραμε είναι δυνατό που η απορρόφηση να απαιτεί χρονικό διάστημα σχετικά μεγάλο για να πετύχει κατάσταση ισορροπίας. Πλην όμως σε περιπτώσεις που ο ρυθμός ροής είναι σχετικά υψηλός είναι δυνατό ο χρόνος επαφής της διαλυμένης ουσίας με τη στερεά φάση να μην είναι αρκετός για να επιτευχθεί ισορροπία. Σε μία τέτοια περίπτωση έχουμε συνθήκες μη ισορροπίας όπου είναι δυνατό να συμβαίνει μία από τις ακόλουθες καταστάσεις:

Ο ρυθμός απορρόφησης είναι συνάρτηση της συγκέντρωσης της διαλυμένης ουσίας που παραμένει μέσα στο ύδωρ και ουσία που απορροφάται δεν απελευθερώνεται (εκροφάται) στην υγρά φάση.

Η περίπτωση αυτή είναι η αποκαλούμενη "μη ανατρέψιμη πρώτου-βαθμού κινητική απορρόφηση" (irreversible first-order kinetic sorption) και περιγράφεται από την σχέση:

$$\frac{\partial C^*}{\partial t} = K_1 C$$

$$\text{και } \frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{B_d}{\theta} \frac{\partial C^*}{\partial t}$$

Εάν ο ρυθμός απορρόφησης σχετίζεται με το ποσό της ουσίας που έχει ήδη απορροφηθεί και η αντίδραση λαμβάνει χώρα και αντιστρόφως, τότε έχουμε την περίπτωση "ανατρέψιμης γραμμικής κινητικής απορρόφησης" και (reversible linear kinetic sorption) και δίδεται από την σχέση:

$$\frac{\partial C^*}{\partial t} = k_2 C - k_3 C^*$$

Όπου:

k_2 = η σταθερά προσρόφησης

k_3 = η σταθερά εκρόφησης

Εάν υπάρχει αρκετός χρόνος επαφής τότε επιτυγχάνεται η ισορροπία στην γενική περίπτωση, όπου:

$$\frac{\partial C^*}{\partial t} = 0 \Rightarrow k_2 C = k_3 C^* \Rightarrow C^* = \frac{k_2}{k_3} C \Rightarrow C^* = KC$$

όπου ουσιαστικά είναι η γραμμική ισοθερμική απορρόφηση.

6.5 ΒΙΟΑΠΟΙΚΟΔΟΜΗΣΗ (BIODEGRADATION)

Η βιοαποικοδόμηση είναι μία διαδικασία όπου λαμβάνουν χώρα βιοχημικές αντιδράσεις με την μεσολάβηση μικροοργανισμών. Σε γενικές γραμμές, κατά την διαδικασία της βιοαποικοδόμησης μία οργανική ουσία οξειδώνεται (χάνει ηλεκτρόνια) από κάποιο δέκτη ηλεκτρονίων, ο οποίος και ουσιαστικά μειώνεται δηλ. κερδίζει ηλεκτρόνια.

Κάτω από αερόβιες ή οξυγονικές περιβαλλοντικές συνθήκες, το οξυγόνο συνήθως ενεργεί σαν δέκτης ηλεκτρονίων όπου είναι παρόν.

Όταν το οξυγόνο δεν είναι παρόν οι μικροοργανισμοί μπορούν να χρησιμοποιούν οργανικά χημικά ή ανόργανα ανιόντα σαν εναλλακτικούς δέκτες ηλεκτρονίων κάτω από αναερόβιες συνθήκες.

Οι οργανισμοί υπεύθυνοι για την βιοαποικοδόμηση μπορούν να χωρισθούν σε δύο κατηγορίες με βάση την ικανότητά τους να δραστηριοποιούνται κάτω από διαφορετικές συνθήκες.

Μικροοργανισμοί βιοαποικοδόμησης:

Ολιγότροφοι (Οργανισμοί που ενεργοποιούνται με την παρουσία χαμηλών συγκεντρώσεων οργανικού άνθρακα, μία συνθήκη πολύ κοινή στην υπόγεια επιφάνεια).	Εύτροφοι (Ενεργοποιούνται κάτω από συνθήκες υψηλών συγκεντρώσεων οργανικού άνθρακα και δεν ενεργούν κάτω από χαμηλές συγκεντρώσεις).
---	---

Επίσης οι οργανισμοί μπορεί να κατανεμηθούν με βάση την δίαιτα τους:

Μικροοργανισμοί:

Χημότροφοι (Παίρνουν ενέργεια από οξειδώσεις οργανικών ή ανόργανων ουσιών)	Αυτότροφοι (Έχουν την ικανότητα να συνθέτουν τον κυτταρικό τους άνθρακα από απλές ενώσεις όπως π.χ. CO ₂).	Ετερότροφοι (Απαιτούν σταθερές οργανικές τιμές άνθρακα).
---	---	---

Κύρια και δευτερεύοντα υλικά ανάπτυξης των μικροοργανισμών (Primary and secondary Substrates)

Όταν η ρυπαντική ουσία χρησιμοποιείται από τους μικροοργανισμούς σαν "primary substrate" τότε είναι η πηγή ενέργειας και άνθρακα αυτών. Κάτω από αυτές τις συνθήκες, η βιοαποικοδόμηση στο πεδίο μπορεί να επαυξάνεται με το να εισάγουμε κατάλληλους δέκτες ηλεκτρονίων και τροφικό υλικό (nutrients) μέσα στον υδροφόρο. Τα κύτταρα που αυξάνονται πάνω στο substrate μπορούν μερικές φορές να αποικοδομούν άλλες ουσίες οι οποίες αποκαλούνται δευτερεύοντα υλικά ανάπτυξης (secondary substrate). Τα δευτερεύοντα υλικά όμως δεν παρέχουν υψηλά ποσοστά ενέργειας στους μικροοργανισμούς.

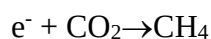
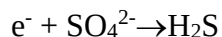
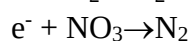
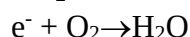
6.5.1 Βασικές προϋποθέσεις για βιοαποικοδόμηση

Παρουσία καταλλήλων οργανισμών. Οι μικροοργανισμοί εντός του ύδατος των υδροφορέων είναι σχεδόν αμετάβλητα βακτήρια. Γενικά, είναι προτιμητέο να έχουμε αυτόχθονους μικροοργανισμούς οι οποίοι να είναι ικανοί να αποικοδομούν την ρυπαντική ουσία.

Πηγή ενέργειας. Οργανικός άνθρακας απαιτείται σαν πηγή ενέργειας και χρησιμοποιείται από τους μικροοργανισμούς για την κυτταρική τους διατήρηση και ανάπτυξη. Ο οργανικός άνθρακας μεταλλάσσεται σε ανόργανο άνθρακα, ενέργεια και ηλεκτρόνια.

Πηγή άνθρακα. Περίπου το 50% του ξηρού βάρους των βακτηρίων είναι άνθρακας. Οργανικές χημικές ουσίες είναι οι πηγές άνθρακα και ενέργειας συγχρόνως.

Δέκτες ηλεκτρονίων. Μερικά χημικά πρέπει να δέχονται τα ηλεκτρόνια που απελευθερώνονται από την πηγή ενέργειας. Τυπικοί δέκτες είναι: O_2 , NO_3^- , SO_4^{2-} , και CO_2 .



Θρεπτικά υλικά (nutrients). Τα απαιτούμενα θρεπτικά υλικά συμπεριλαμβάνουν άζωτο (nitrogen), φώσφορο (phosphorous), ασβέστιο (calcium), μαγνήσιο (magnesium), σίδηρο (iron) και ιχνοστοιχεία.

Αποδεκτές συνθήκες περιβάλλοντος: π.χ. Θερμοκρασία, pH, αλμυρότητα, υδροστατική πίεση, ακτινοβολία, συγκέντρωση ρυπαντικής ουσίας.

6.5.2 Βιοαποικοδόμηση των οργανικών ουσιών στο υπέδαφος.

Τα πλέον αερόβια βιοαποικοδομούμενα οργανικά στο υπέδαφος έχουν αποδειχθεί : Πετρελαιοκοί Υδρογονάνθρακες (Petroleum Hydrocarbons) όπως gasoline, crude oil, heating oil, fuel oil, lude oil waste.

Συγκεκριμένα:

$\left\{ \begin{array}{l} \text{benzene} \\ \text{Toluene} \\ \text{xylene} \\ \text{ethylobenz ene} \end{array} \right\}$ πολύ αποικοδομούμενα

Άλλες ουσίες:

$\left\{ \begin{array}{l} \text{alcohols} \\ \text{ketones} \\ \text{glycols} \end{array} \right\}$ επίσης αεροβιακά αποικοδομούμενα

6.5.3 Κινητική της Βιοαποικοδόμησης (kinetics of Bioremediation).

Η πλέον κοινή έκφραση που χρησιμοποιείται ευρύτατα για την μελέτη του ρυθμού βιοαποικοδόμησης είναι η εξίσωση του Monod(1942).

$$\mu = \mu_{\max} \frac{C}{K_C + C}$$

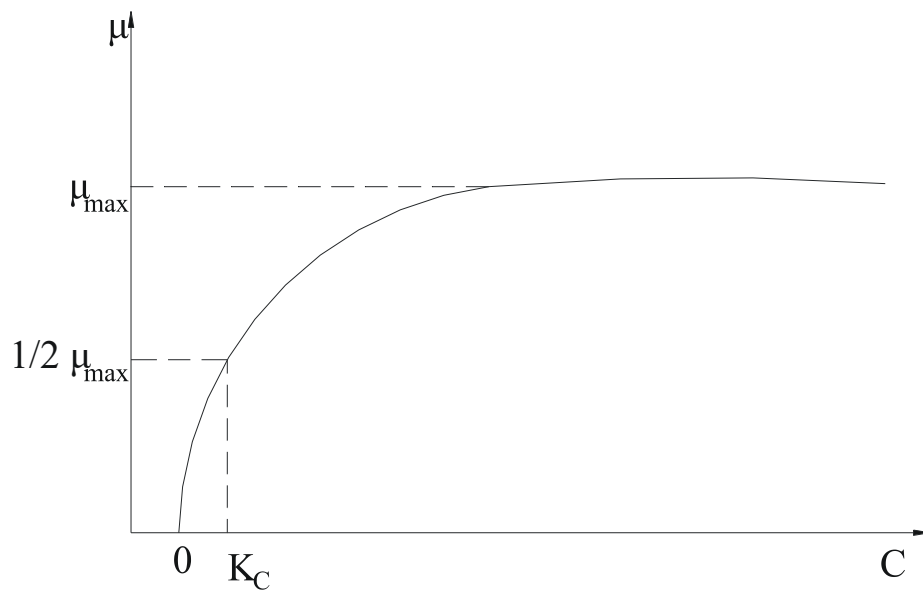
Όπου:

μ = ρυθμός ανάπτυξης (1/T)

$\mu_{\max}$ = ο μέγιστος ρυθμός ανάπτυξης (1/T)

C = η συγκέντρωση της ρυπαντικής ουσίας που αποτελεί το substrate των μικροοργανισμών (mg/L)

K_C = σταθερά μισό-κορεσμού (half-saturation constant) και ορίζεται σαν εκείνη η συγκέντρωση του ρύπου που αναλογεί στο ήμισυ της μέγιστης ανάπτυξης των μικροοργανισμών.



Σχήμα 6.5 Κινητική της Βιοαποικοδόμησης

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΥΠΟΓΕΙΑ ΡΟΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΜΑΖΑΣ ΣΤΗΝ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΖΩΝΗ

7.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι μηχανισμοί της ροής και της μεταφοράς μάζας στην ακόρεστη ζώνη είναι πολύ πιο περίπλοκοι από εκείνους της κορεσμένης ζώνης.

Αυτό οφείλεται στις επιδράσεις των τριχοειδών φαινομένων (capillary forces) και τα μη γραμμικά χαρακτηριστικά του εδάφους. Σε ένα ακόρεστο μέσο, ένα μέρος του χώρου των πόρων καλύπτεται από ύδωρ και ένα μέρος με αέρα και το ολικό πορώδες ορίζεται σαν το άθροισμα των δύο περιεκτικότητων υγρασίας :

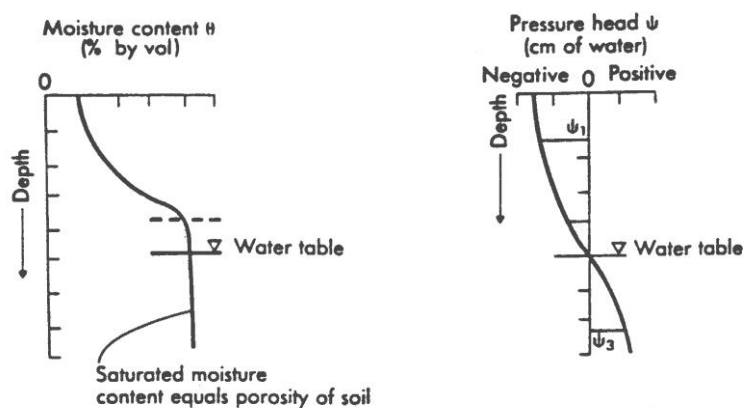
$$n = \theta_w + \theta_a$$

Η περιεκτικότητα υγρασίας θ_w ορίζεται σαν ο λόγος του όγκου του ύδατος ως προς τον ολικό όγκο του πορώδους μέσου.

Για κορεσμένα υλικά $n=\theta_w$, για ακόρεστα $n>\theta_w$.

Η ακόρεστη ζώνη ή "vadose zone" αποτελείται από το μέρος του εδάφους όπου η περιεκτικότητα υγρασίας είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους και όπου η πίεση του ύδατος εντός του εδαφικού υλικού είναι αρνητική.

Στο σχήμα που ακολουθεί παρουσιάζεται η αλλαγή της περιεκτικότητας υγρασίας και του ύψους πίεσης ψ με το βάθος.



Σχήμα 7.1 Αλλαγή της περιεκτικότητας υγρασίας και του ύψους πίεσης ψ με το βάθος.

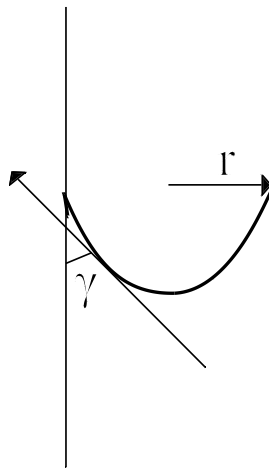
Κοντά στον υδροφόρο ορίζοντα, μία παρυφή τριχοειδών φαινομένων παρατηρείται (capillary fringe) όπου το ψ έχει μία μικρή αρνητική τιμή. Σ' αυτή την περιοχή, οι πόροι είναι κεκορεσμένοι, αλλά η πίεση εντός των πόρων είναι ελαφρώς μικρότερη της ατμοσφαιρικής. Η ζώνη αυτή των τριχοειδών είναι μικρή για αμμώδη εδάφη αλλά μπορεί να φθάσει ακόμη και τα 2m για λεπτόκοκκα εδάφη.

Εξ' ορισμού το ύψος πίεσης (pressure head) είναι αρνητικό σε όλα τα σημεία υπεράνω του υδροφόρου ορίζοντα και θετικό σε όλα τα σημεία κάτω από αυτόν. Η τιμή του ψ είναι μεγαλύτερη του μηδενός στην κεκορεσμένη ζώνη κάτω από τον υδροφόρο ορίζοντα και ίση με το μηδέν στον υδροφόρο ορίζοντα.

Το αρνητικό ύψος ψ μετράται με ένα ειδικό όργανο που καλείται tensiometer.

Το ύδωρ στην ακόρεστη ζώνη απορροφάται σαν ένα λεπτό στρώμα (film) πάνω στην επιφάνεια των κόκκων και κρατείται ισχυρά από αυτούς λόγω της αρνητικής πίεσης ή πίεσης απορρόφησης. Καθώς περισσότερο ύδωρ προστίθεται στους πόρους η κίνηση του ύδατος περιορίζεται λόγω των ισχυρών δυνάμεων που εμφανίζονται από τα τριχοειδή φαινόμενα. Τελικά, μία συνεχής υγρή φάση δημιουργείται η οποία τελικά εγκλωβίζει τον αέρα μέσα στους μεγάλους πόρους. Πλήρης κορεσμός ύδατος στην ακόρεστη ζώνη γενικώς ουδέποτε επιτυγχάνεται λόγω του εναπομένοντα εγκλωβισμένου αέρα.

Αν θεωρήσουμε τους εδαφικούς πόρους σαν μικρούς σωληνίσκους με ακτίνα r , τότε το ύδωρ εντός αυτών σχηματίζει μία καμπυλότητα μεταξύ της επιφάνειας επαφής ύδατος-αέρα και η διαφορά πίεσης μεταξύ των δύο αυτών επιφανειών καλείται πίεση τριχοειδών (capillary pressure).



Σχήμα 7.2 capillary pressure

Η πίεση τριχοειδών υπολογίζεται από την σχέση:

$$p = \frac{2 \sigma \cos \gamma}{r}$$

Όπου:

σ είναι η επιφανειακή τάση

r η ακτίνα του σωληνίσκου

γ η επιφανειακή γωνία μεταξύ των δύο ρευστών.

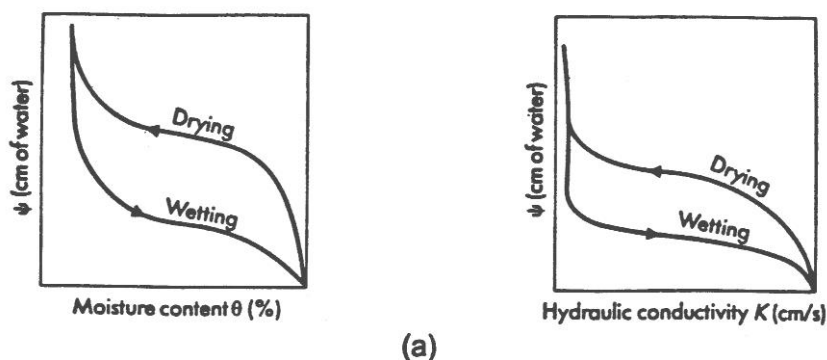
7.2 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΕΣ ΚΑΜΠΥΛΕΣ ΕΔΑΦΟΥΣ-ΥΔΑΤΟΣ (Soil-water characteristic curves).

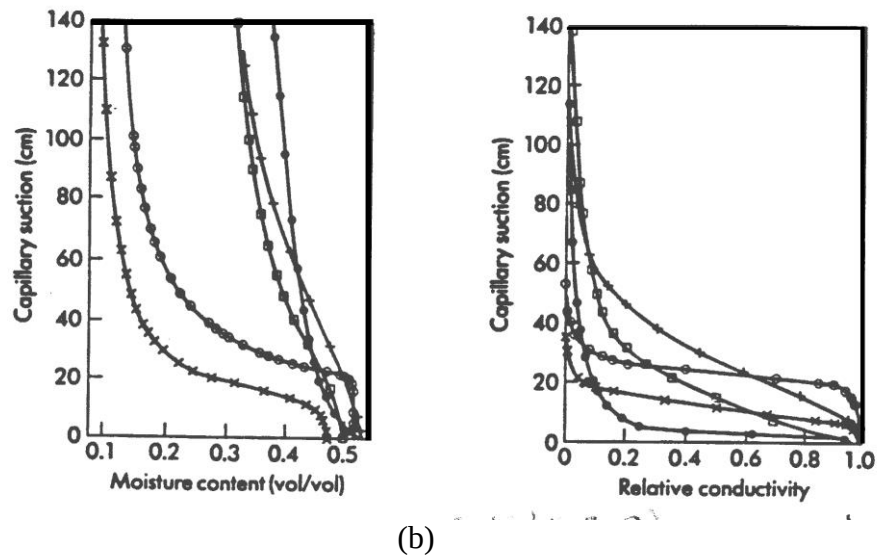
Η υδραυλική αγωγιμότητα $K(\theta)$ σχετίζει την ταχύτητα και την υδραυλική κλίση στην εξίσωση του νόμου του Darcy. Η περιεκτικότητα υγρασίας θ ορίζεται σαν ο λόγος του όγκου του ύδατος ως προς τον ολικό όγκο μιας μονάδας του πορώδους υλικού. Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής, αμφότερες οι παράμετροι θ και K είναι συναρτήσεις του τριχοειδούς ύψους απορρόφησης ψ .

Έχει παρατηρηθεί πειραματικά ότι οι σχέσεις θ - ψ διαφέρουν σημαντικά για διαφόρους τύπους εδαφών.

Στα σχήματα που ακολουθούν φαίνονται χαρακτηριστικές καμπύλες αποστράγγισης και διαβροχής.

Οι καμπύλες δείχνουν ότι η υδραυλική αγωγιμότητα και η περιεκτικότητα υγρασίας σε ένα ακόρεστο έδαφος αυξάνουν με την μείωση του ψ (capillary suction).





(b)
Σχήμα 7.3 Χαρακτηριστικές καμπύλες για α)ύγγρανση (Wetting) και αποξήρανση (drying) εδαφών και β)διαφορετικούς τύπους εδαφών. Source:Bedient and Huber, 1992. Addison Wesley Publishing Co., Inc. Reprinted by permission.

Σε ατμοσφαιρική πίεση, ένα έδαφος είναι κεκορεσμένο όταν η περιεκτικότητα ύδατος είναι ίση με την κεκορεσμένη περιεκτικότητα υγρασίας θ_s . Το έδαφος αρχικά παραμένει κεκορεσμένο καθώς η πίεση των τριχοειδών (capillary pressure) μειώνεται σταδιακά. Τελικά, το νερό θα αρχίζει να απορρέει από το έδαφος καθώς η πίεση μειώνεται και η περιεκτικότητα υγρασίας θα συνεχίζει να μειώνεται μέχρι να φθάσει μία ελάχιστη τιμή περιεκτικότητας ύδατος θ_r .

Μία πειραματική έκφραση υπολογισμού της περιεκτικότητας ύδατος ενός ακόρεστου εδάφους σε σχέση με το ύψος της πίεσης των τριχοειδών ψ έχει διατυπωθεί από τους Brooks and Corey (1964).

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_b} \right)^{-\lambda}$$

Όπου:

θ = ογκομετρική περιεκτικότητα ύδατος

θ_s = ογκομετρική περιεκτικότητα ύδατος σε κατάσταση κορεσμού

θ_r = ελάχιστη τιμή περιεκτικότητας ύδατος

ψ = τριχοειδές ύψος απορρόφησης (capillary suction head)

ψ_b = τιμή του ψ όπου $\theta = \theta_s$ (από την καμπύλη ψ - θ)

λ = πειραματική παράμετρος.

Επίσης οι ανωτέρω έχουν ορίσει τον πραγματικό κορεσμό (effective saturation), S_e ως:

$$S_e = \frac{S_w - \theta_r}{1 - \theta_r}$$

Όπου: $S_w = \frac{\theta}{\theta_s}$, ο λόγος κορεσμού.

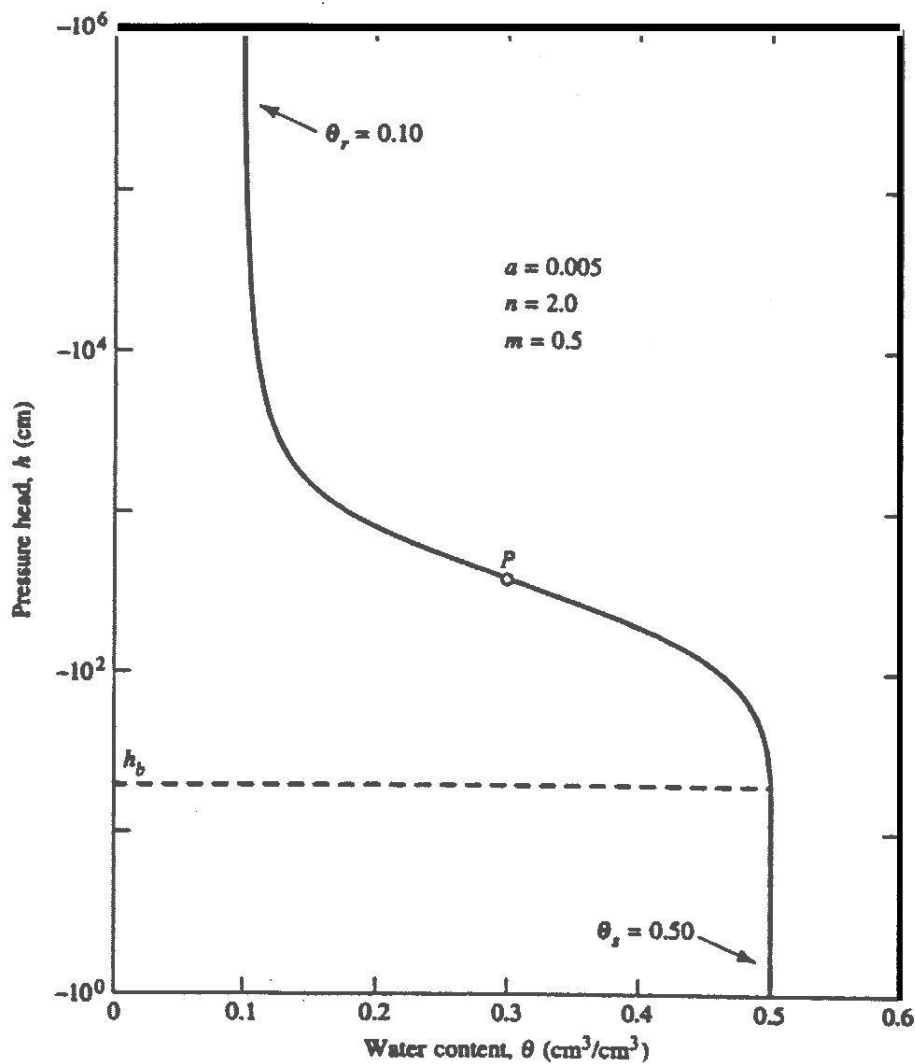
Παρόμοια μαθηματική έκφραση του θ έχει δοθεί επίσης από τον Van Genuchten(1980),όπου:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (a |\psi|^n)\right]^m}$$

$$\text{Όπου: } n = \frac{1}{1-m}, \quad \alpha = \frac{1}{\psi_b} (2^{1/m} - 1)^{1-m}$$

και m είναι παράμετρος που εκτιμάται από την καμπύλη εδάφους - ύδατος.

Σχήμα 7.4 τυπική καμπύλη εδάφους-ύδατος.



EXAMPLE Construct a soil water curve for a loamy sand using the values in Table 4.1.

PROBLEM Equation 4.10 can be rearranged as:

$$m = 1 - \frac{1}{n}$$

The value of n for loamy sand is 2.28, so that

$$m = 1 - \frac{1}{2.28} = 0.56$$

Other values for the van Genuchten soil parameters are;

$$\alpha = 0.124$$

$$\theta_s = 0.41$$

$$\theta_r = 0.057$$

These values, plus m and n can be substituted into Equation 4.9 along with assumed values of the matric potential, ψ , in order to find the corresponding volumetric water content.

TABLE Average values of the van Genuchten soil parameters obtained by experimental means [Carsel and Parrish, 1988].

Soil Texture	Porosity (ratio)	Residual Water Content (ratio)	Saturated Hydraulic Conductivity (cm/hour)	α Parameter (cm ⁻¹)	n Parameter (dimensionless)
Clay loam	0.41	0.095	0.26	0.019	1.31
Loam	0.43	0.078	1.04	0.036	1.56
Loamy sand	0.41	0.057	14.59	0.124	2.28
Silt	0.46	0.034	0.25	0.016	1.37
Silt loam	0.45	0.067	0.45	0.020	1.41
Silty clay	0.36	0.070	0.02	0.005	1.09
Silty clay loam	0.43	0.089	0.07	0.010	1.23
Sand	0.43	0.045	29.70	0.145	2.68
Sandy clay	0.38	0.100	0.12	0.027	1.23
Sandy clay loam	0.39	0.100	1.31	0.059	1.48
Sandy loam	0.41	0.065	4.42	0.075	1.89

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha|\psi|)^n]^m}$$

$$\theta = 0.057 + \frac{0.41 - 0.057}{[1 + (0.124\text{cm}^{-1}|\psi|)^{2.28}]^{0.56}}$$

Assume values of ψ of 0 cm, -5 cm, -10 cm, -20 cm, -40 cm, -80 cm, -100 cm, -250 cm and -500 cm. The results are:

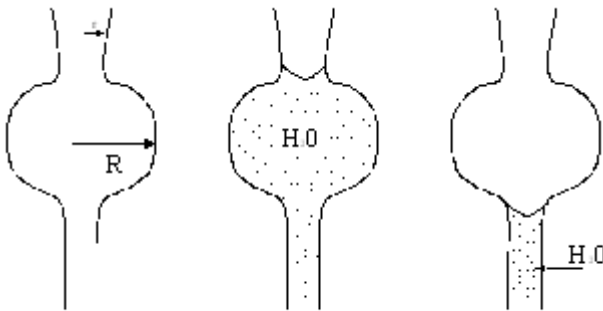
ψ	θ
0 cm	0.41
-5 cm	0.357
-10 cm	0.262
-20 cm	0.160
-40 cm	0.102
-80 cm	0.076
-100 cm	0.071
-250 cm	0.061
-500 cm	0.057

7.3 ΥΣΤΕΡΗΣΗ (Hysteresis)

Εάν θεωρήσουμε ένα δείγμα εδάφους το οποίο είναι κεκορεσμένο και εφαρμόσουμε κάποια πίεση απορρόφησης η καμπύλη που λαμβάνουμε από γραφική αναπαράσταση των μετρήσεων περιεκτικότητας ύδατος και πίεσης ονομάζεται καμπύλη αποξήρανσης (drying curve). Εάν το δείγμα στη συνέχεια επανακορεσθεί η λαμβανόμενη καμπύλη ονομάζεται καμπύλη ύγρανσης (wetting curve). Στις πλείστες των περιπτώσεων αυτές οι δύο καμπύλες δεν είναι ταυτόσημες. Το φαινόμενο αυτό καλείται Υστέρηση (Hysteresis).

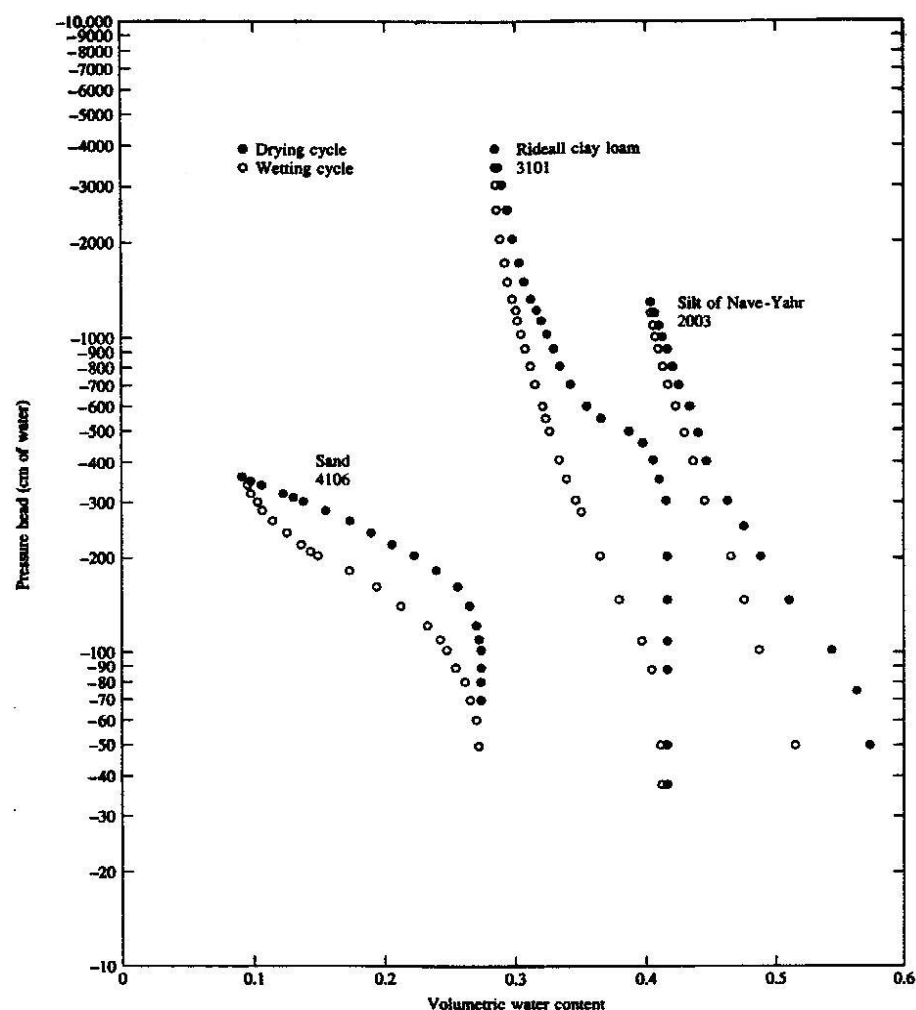
Τα αίτια του φαινομένου της Υστέρησης οφείλονται:

Στο γεωμετρικό σχήμα των πόρων. Βασικά ένας πόρος χαρακτηρίζεται από δύο ακτίνες, α) την ακτίνα λαιμού r και την μέγιστη ακτίνα R .



Σχήμα 7.5 Υστέρηση

Όπως αποδείξαμε στα προηγούμενα η πίεση $\psi_r = \frac{\partial \sigma \cos \gamma}{r}$ (όπου σ η επιφανειακή τάση). Ο πόρος αποξηραίνεται όταν εφαρμοσθεί ψ που είναι περισσότερο αρνητική από το ψ_r και ο πόρος υγραίνεται όταν το ψ πέσει χαμηλότερα του ψ_r (περισσότερο αρνητική πίεση). Λόγω του ότι $R > r$ και συνεπώς $\psi_r > \psi_R$ κατά την ύγρανση απαιτείται λιγότερο αρνητική πίεση απ' ότι στην αποξήρανση (βλέπε σχήμα που ακολουθεί).



Σχήμα 7.6 Σχέση εδάφους και κατακράτησης ύδατος για τρία διαφορετικά εδάφη για κύκλους αποξήρανσης και ύγρανσης.

Ο αέρας που εγκλωβίζεται μέσα στους πόρους κατά την διάρκεια του κύκλου της ύγρανσης ελαττώνει την περιεκτικότητα ύδατος του εδάφους.

7.4 ΜΗ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ

Όταν ένα εδαφικό υλικό (rock or sediment) είναι κεκορεσμένο όλοι οι πόροι είναι πλήρεις ύδατος και οι περισσότεροι από αυτούς μεταφέρουν ύδωρ. Μόνο οι "κλειστοί" (dead-end) πόροι δεν συμμετέχουν στην μεταφορά ύδατος.

Ακόρεστα εδάφη έχουν χαμηλότερη υδραυλική αγωγιμότητα διότι μέρος του πόρου καλύπτεται από αέρα και επομένως δεν είναι δυνατόν να συμβάλει στην μεταφορά ύδατος.

Στην περίπτωση που ένα κεκορεσμένο έδαφος αποξηραίνεται οι μεγάλοι πόροι εκκενούνται πρώτοι φαινόμενο το οποίο δημιουργεί μεγάλη μείωση της ικανότητας του εδαφικού υλικού να μεταφέρει ύδωρ.

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση της περιεκτικότητας ύδατος θ του υλικού δηλαδή $K=K(\theta)$ η οποία επίσης μπορεί να εκφρασθεί και ως συνάρτηση του πιεζομετρικού ύψους ψ δηλαδή $K=K(\psi)$.

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα έχει παρατηρηθεί ότι επηρεάζεται από την θερμοκρασία του ύδατος. Μία αλλαγή θερμοκρασίας από $2^\circ C$ στους $25^\circ C$ μπορεί να επιφέρει δεκαπλάσια αύξηση της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας.

Ο Van Genuchten (1980) μας έδωσε δύο μαθηματικές εκφράσεις βάσει των οποίων μπορεί να υπολογισθεί η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα τόσο σαν συνάρτηση της περιεκτικότητας ύδατος (θ) του υλικού όσο και σαν συνάρτηση του πιεζομετρικού ύψους h .

$$K(\theta) = K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2$$

Όπου:

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$$

$K(\theta)$ = ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα σε περιεκτικότητα ύδατος θ

K_s = κεκορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα

m = Van Genuchten εδαφική παράμετρος

$$K(h) = K_s \frac{\left\{ 1 - (ah)^{n-1} [1 + (ah)^n]^{-m} \right\}^2}{[1 + (ah)^n]^{m/2}}$$

Όπου:

$K(h)$ = ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα σε πιεζομετρικό ύψος h

h = πιεζομετρικό ύψος

m = Van Genuchten εδαφική παράμετρος

n = Van Genuchten εδαφική παράμετρος

α = Van Genuchten εδαφική παράμετρος

Ο νόμος του Darcy για την περίπτωση της ακόρεστης ροής και πάλι ισχύει πλην όμως στην περίπτωση αυτή η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση της περιεκτικότητας υγρασίας, δηλαδή:

$$v = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z}$$

Όπου:

v = η ταχύτητα του Darcy.

z = βάθος κάτω από την επιφάνεια

h = ύψος = $z + \psi$

ψ = πίεση απορρόφησης
 K_θ = ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα
 θ = ογκομετρική περιεκτικότητα υγρασίας.

Η υδραυλική αγωγιμότητα στην ακόρεστη ζώνη μπορεί να υπολογισθεί με εργαστηριακές μετρήσεις και μετρήσεις πεδίου όπου αμφότερες είναι μέθοδοι δύσκολες, χρονοβόρες και πολύπλοκες.

7.5 ΡΟΗ ΣΤΗΝ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΖΩΝΗ

Ο υδροφόρος ορίζοντας ορίζει το όριο μεταξύ της ακόρεστης και κεκορεσμένης ζώνης και ορίζεται από την επιφάνεια στην οποία η πίεση του υγρού P είναι ακριβώς ατμοσφαιρική ή $P = 0$. Επομένως το ολικό υδραυλικό ύψος $h = \psi + z$, όπου $\psi = P/\rho g$, το ύψος της τριχοειδούς πίεσης.

Η εξίσωση της ακόρεστης ροής προκύπτει όπως ακριβώς και στην περίπτωση της κορεσμένης ροής με συνδυασμό της εξίσωσης της συνέχειας και της εξίσωσης του Darcy για την ακόρεστη περίπτωση. Η εξίσωση αυτή πρωτοπαρουσιάστηκε από τον Richards το 1931:

$$-\left[\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} \right] = \frac{\partial}{\partial t} \rho \theta$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

Όπου:

θ = ογκομετρική περιεκτικότητα υγρασίας
 z = απόσταση κάτω από την θάλασσα
 ψ = τριχοειδής απορρόφηση (πίεση σε cm ύδατος)
 $K(\theta)$ = ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα.

Η εξίσωση του Richard είναι μία μη γραμμική μερική διαφορική εξίσωση που είναι πολύ δύσκολη να επιλυθεί. Για απλοποίηση θεωρεί ότι:

Η παρουσία του αέρα μπορεί να αγνοηθεί
 Το ύδωρ είναι ασυμπίεστο
 Το εδαφικό υλικό δεν παραμορφώνεται.

Το δυσκολότερο μέρος της επίλυσης είναι ο καθορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους απ' όπου εκτιμώνται οι τιμές της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας.

Συνοψίζοντας τις διαφορές ακόρεστης και κεκορεσμένης ζώνης έχουμε:

Ακόρεστη ζώνη

- α) Λαμβάνει χώρα πάνω από τον υδροφόρο ορίζοντα και την τριχοειδή αιχμή.
- β) Οι εδαφικοί πόροι είναι μερικώς πλήρεις με ύδωρ, η περιεκτικότητα υγρασίας θ είναι μικρότερη από το πορώδες n .
- γ) Η πίεση του ρευστού p είναι μικρότερη της ατμοσφαιρικής, το ύψος πίεσης ψ είναι αρνητικό.
- δ) Το υδραυλικό ύψος h πρέπει να μετρηθεί με τενσιόμετρο.
- ε) Η υδραυλική αγωγιμότητα K και η περιεκτικότητα υγρασίας θ είναι αμφότερες συναρτήσεις του ύψους πίεσης ψ .

Κεκορεσμένη ζώνη

- α) Λαμβάνει χώρα κάτω από τον υδροφόρο ορίζοντα.
- β) Οι εδαφικοί πόροι είναι πλήρεις με ύδωρ και η περιεκτικότητα υγρασίας θ ισούται με το πορώδες n .
- γ) Η πίεση p είναι μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής, και επομένως το ύψος ψ είναι μεγαλύτερο από το μηδέν.
- δ) Το υδραυλικό ύψος h μπορεί να μετρηθεί με πιεζόμετρο.
- ε) Η υδραυλική αγωγιμότητα K δεν είναι συνάρτηση του ύψους πίεσης ψ .

7.6 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΜΑΖΑΣ ΣΤΗΝ ΑΚΟΡΕΣΤΗ

Η διάχυση μιας ουσίας μέσα στην εδαφική υγρασία κάτω από σταθερές συνθήκες (steady-state) δίνεται από την σχέση:

$$J = -D_s^*(\theta) \frac{dC}{dz}$$

Όπου:

J = το ποσόν της μάζας ανά μονάδα επιφανείας ανά μονάδα χρόνου.

$D_s^*(\theta)$ = ο συντελεστής εδαφικής διάχυσης το οποίο είναι συνάρτηση της περιεκτικότητας ύδατος και στρεβλότητας του εδάφους.

$\frac{dC}{dz}$ = διαφορά συγκεντρώσεων μέσα στο εδαφικό ύδωρ.

Υπό μη σταθερές συνθήκες η εξίσωση είναι:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_s^*(\theta) \frac{\partial C}{\partial z} \right]$$

Στην γενική της μορφή η εξίσωση μεταφοράς μάζας δίνεται από την σχέση:

$$\frac{\partial(B_d C^*)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial(v \theta C)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_s \theta \frac{\partial C}{\partial z} \right)$$

Όπου:

Bd : η μέση πυκνότητα του εδαφικού υλικού

C*: η συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας που συγκρατείται από την στερεά φάση των πόρων

θ : η ογκομετρική εδαφική υγρασία

v : μέση γραμμική ταχύτητα της εδαφικής υγρασίας

Ds : ο συντελεστής διάχυσης της εδαφικής υγρασίας που είναι συνάρτηση του θ και του v.

7.8 ΥΓΡΑ ΣΤΗ ΜΗ ΥΔΑΤΩΔΗ ΦΑΣΗ - NAPLS NON AQUEOUS PHASE LIQUIDS - NAPLS

Υγρά στη μη υδατώδη φάση (NAPLs) είναι υδρογονάνθρακες οι οποίοι δεν διαλύονται εντός του ύδατος.

Αυτά τα μη αναμειγνύόμενα ρευστά έχουν διαφορετική συμπεριφορά και ιδιότητες διαφορετικές όταν βρίσκονται εντός του υπεδάφους σε σύγκριση με τα ρευστά που αναμειγνύονται με το υπόγειο ύδωρ.

Στην περίπτωση που έχουμε ανάμειξη κάποιου ρευστού με το υπόγειο ύδωρ τα συστατικά της ζώνης ρύπανσης είναι συνήθως δύσκολο να διακριθούν με γυμνό μάτι και ταξιδεύουν μαζί με το υπόγειο ύδωρ.

Το αντίθετο συμβαίνει με τα NAPLs. Είναι ορατά, σε μορφή ελαίου και των οποίων η μετακίνηση εξαρτάται από τους εξής παράγοντες:

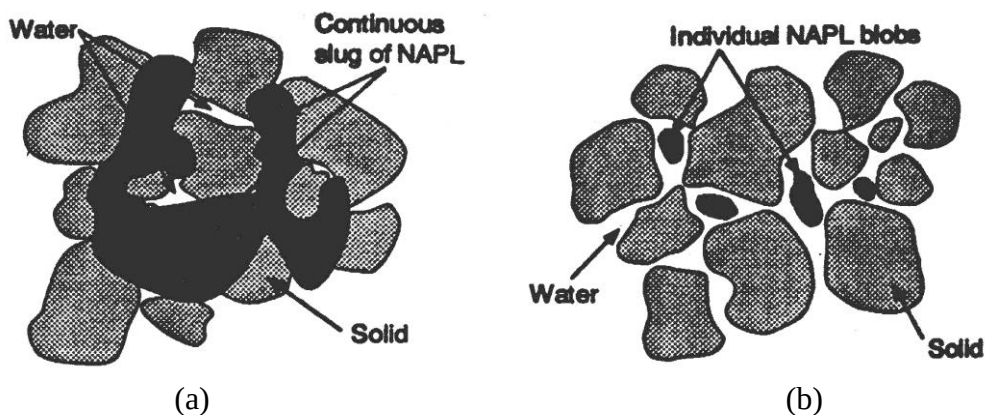
-βαρύτητα

-άνωση

-δυνάμεις τριχοειδών φαινομένων

Η συμπεριφορά των NAPLS εντός του υπεδάφους ποικίλει. Βασικά ταξιδεύουν εντός της ακόρεστης ζώνης με καθοδική πορεία και κατόπιν τα ελαφρά (LNAPLS) επικάθονται και επιπλέουν επί του υδροφόρου ορίζοντα, ενώ τα βαρύτερα πυκνότερα (DNAPLS) ταξιδεύουν εντός της κορεσμένης ζώνης με καθοδική πορεία και πάλι.

Ένα NAPL εισέρχεται εντός του εδαφικού υλικού (πόρων) λόγω των υδροστατικών πιέσεων που εξασκεί το ίδιο το NAPL στο πορώδες υλικό. Αρχικά το NAPL εμφανίζεται υπό συνεχή μορφή από την πηγή ρύπανσης και χαρακτηρίζεται σαν NAPL "ελεύθερης φάσης" (Free phase NAPL). Με την χρονική εξασθένιση της πηγής το NAPL είναι δυνατόν να αφήσει την "ελεύθερη φάση" και να εμφανίζεται υπό μορφή φυσαλίδων-σταγόνων εντός του πορώδους υλικού (βλέπε σχήμα που ακολουθεί).



Σχήμα 7.7 a)Free-phase versus (b)residual NAPL.

Υπολειμματικός κορεσμός (Residual saturation) είναι μία από τις κύριες παραμέτρους σε προβλήματα εξυγίανσης υπογείων υδάτων και ορίζεται ως το κλάσμα του ολικού όγκου των πόρων που καταλαμβάνεται από υπολειμματικό NAPL.

Η μελέτη των NAPLS έχει λάβει ιδιαίτερη προσοχή λόγω του ότι η εξυγίανση εδαφών με υπολειμματικά αυτών είναι πολύ δύσκολη και σε πολλές περιπτώσεις ίσως και αδύνατη. Εναπομείναντα NAPLS εντός του υπεδάφους γίνονται συνεχείς πηγές ρυπαντών που διαλύονται εντός του υπογείου ύδατος.

7.9 ΒΑΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ NAPLS

ΜΟΝΟΣΥΣΤΑΤΙΚΑ-ΠΟΛΥΣΥΣΤΑΤΙΚΑ NAPLS (Single vs. Multicomponent NAPLS).

Τα NAPLS είναι δυνατό να αποτελούνται είτε από μία και μόνο χημική ουσία είτε από ένα μείγμα πολύπλοκο με συστατικά από μερικές ή ακόμη και από εκατοντάδες χημικές ουσίες π.χ. Διαρροή καθαρής Trichloroethylene (TCE) δημιουργεί NAPL μονοσυστατικό. Σε αντίθεση, η gasoline δημιουργεί ένα NAPL που αποτελείται από ένα μεγάλο αριθμό αρωματικών και αλειφατικών υδρογονανθράκων. Το να καταλάβουμε και να προβλέψουμε την συμπεριφορά ενός πολυσυστατικού NAPL είναι πολύ πιο δύσκολο από εκείνη του μονοσυστατικού.

ΣΥΣΧΕΤΙΣΜΟΣ ΜΑΖΑΣ ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΩΝ ΣΤΗ ΔΙΑΛΥΜΕΝΗ ΦΑΣΗ ΚΑΙ ΣΤΗ ΦΑΣΗ ΤΟΥ NAPL.

Στις περισσότερες περιπτώσεις πεδίου η ολική μάζα του ρυπαντή στη φάση του NAPL είναι πολύ μεγαλύτερη της ολικής μάζας του διαλυμένου ρυπαντή.

Αυτό γίνεται φανερό και από τις συγκεντρώσεις που αναφέρονται, όσον αφορά τον διαλυμένο ρυπαντή γίνεται αναφορά "μέρη στο εκατομμύριο ή "δισεκατομμύριο" (ppm

or ppb) ενώ για το ρυπαντή NAPL γίνεται αναφορά ως ποσοστό των ανοικτών πόρων που καταλαμβάνονται από το NAPL.

Παράδειγμα

Μία διαρρέουσα υπόγεια δεξαμενή απελευθερώνει 1000gal από gasoline (πυκνότητας 0,9g/mL) στο υπέδαφος. Μετά ένα χρόνο η διαλυμένη ζώνη ρύπανσης είναι 1000ft σε μήκος, 100ft σε πλάτος και 10ft σε βάθος. Η μέση συγκέντρωση στη ζώνη ρύπανσης είναι 1 mg/L και το πορώδες 0,3. Εάν υποθέσουμε ότι δεν χάθηκε υδρογονάνθρακας από εξάτμιση ή βιοαποικοδόμηση, πόση μάζα από την αρχική που απελευθερώθηκε είναι στην διαλυμένη φάση και πόση στη φάση του NAPL?

Λύση:

Μάζα gasoline που απελευθερώθηκε:

$$M_g = (1000\text{gal}) \left(3,78 \frac{\text{l}}{\text{gal}}\right) \left(1000 \frac{\text{ml}}{\text{l}}\right) \left(0,9 \frac{\text{g}}{\text{ml}}\right) \left(1 \frac{\text{kg}}{1000\text{g}}\right) = 3402 \text{ kg}$$

Όγκος ρυπασμένου υπογείου ύδατος στη ζώνη ρύπανσης:

$$V = (1000\text{ft}) (100\text{ft}) (10\text{ft}) (0,30) \left(28,3 \frac{\text{L}}{\text{ft}^3}\right) = 8,49 \times 10^6 \text{ L}$$

Διαλυμένη μάζα υδρογονάνθρακα:

$$M_d = (8,49 \times 10^6 \text{L}) (1\text{mg/L}) \left(\frac{\text{kg}}{10^6\text{mg}}\right) = 8,5 \text{ kg}$$

Ολική μάζα = 3402kg

Διαλυμένη μάζα = 8,5kg (2%)

NAPL μάζα = 3393,5kg (99,8%)

ΔΥΣΚΟΛΙΑ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣ ή ΑΠΟΥΣΙΑΣ ΤΩΝ NAPLs.

Σε μερικές περιπτώσεις ο προσδιορισμός των NAPLs στο υπέδαφος είναι σχετικά εύκολος, και συγκεκριμένα αυτό γίνεται με την συλλογή δειγμάτων από φρεάτια παρατηρήσεων όπου τα NAPLs εμφανίζονται στην ελεύθερη μορφή τους.

Σε άλλες όμως περιπτώσεις όπου τα NAPLs είναι εγκλωβισμένα εντός του υπεδάφους και δεν ρέουν εντός φρέατος παρατήρησης τότε ο προσδιορισμός της παρουσίας τους γίνεται δύσκολος, περίπλοκος και ίσως αδύνατος.

ΔΥΣΚΟΛΙΑ ΑΠΟΜΑΚΡΥΝΣΗΣ ΕΓΚΛΩΒΙΣΜΕΝΩΝ NAPLs.

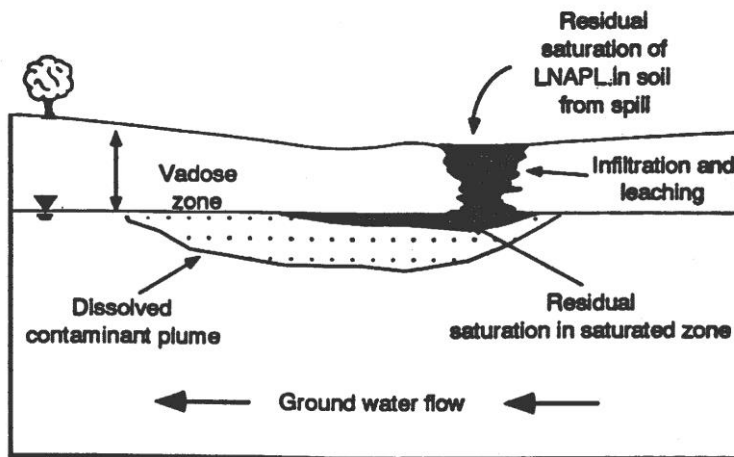
Λόγω των ισχυρών δυνάμεων τριχοειδών φαινομένων που αναπτύσσονται μεταξύ εδάφους και NAPLs η απομάκρυνσή των καθίσταται δύσκολη και ίσως αδύνατη.

ΤΥΠΟΙ NAPLS

LNAPLs →ειδική βαρύτητα μικρότερη της ειδικής βαρύτητας ύδατος (επιπλέοντα).

DNAPLs →ειδική βαρύτητα μεγαλύτερη της ειδικής βαρύτητας ύδατος (καταβυθιζόμενα).

Συμπεριφορά LNAPLs



Σχήμα 7.8 : Typical LNAPL release.

Τυπικά χημικά που συμπεριφέρονται σαν LNAPLs.

TABLE Chemicals Typically Associated with an LNAPL Release

Aromatics

Benzene

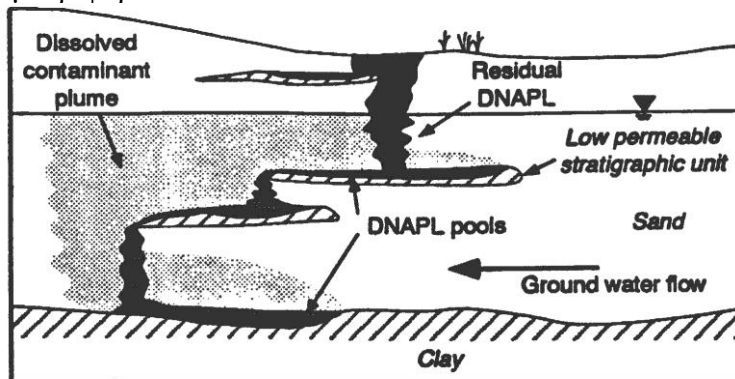
Ethyl benzene

Toluene

Xylenes

Naphtalene

Συμπεριφορά DNAPLs



Σχήμα 7.9 : Typical DNAPL release.

Τυπικά χημικά που συμπεριφέρονται σαν DNAPLs.

TABLE Chemicals Typically Associated with a DNAPL Release

Halogenated Volatiles	Nonhalogenated Semivolatiles
Chlorobenzene	2-Methyl naphthalene
1,2-Dichloropropane	<i>o</i> -Cresol
1,1-Dichloroethane	<i>p</i> -Cresol
1,1-Dichloroethylene	2,4-Dimethylphenol
1,2-Dichloroethane	<i>m</i> -Cresol
<i>trans</i> -1,2-Dichloroethylene	Phenol
<i>cis</i> -1,2-Dichloroethylene	Naphthalene
1,1,1-Trichloroethane	Benzo[<i>a</i>]anthracene
Methylene chloride	Fluorene
1,1,2-Trichloroethane	Acenaphthene
Trichloroethylene	Anthracene
Chloroform	Dibenzo[<i>a,h</i>]anthracene
Carbon tetrachloride	Fluoranthene
1,1,2,2-Tetrachloroethane	Pyrene
Tetrachloroethylene	Chrysene
Ethylene dibromide	2,4-Dinitrophenol
Halogenated Semivolatiles	Miscellaneous
1,4-Dichlorobenzene	Coal tar
1,2-Dichlorobenzene	Creosote
Aroclor 1242, 1254, 1260	
Chlordane	
Dieldrin	
2,3,4,6-Tetrachlorophenol	
Pentachlorophenol	

7.10 ΜΕΤΑΦΟΡΑ NAPL ΣΕ ΕΠΙΠΕΔΟ ΠΟΡΟΥ

Η μεταφορά NAPL στους πόρους λαμβάνει χώρα όταν έχουμε αρκετή πίεση από πλευράς NAPL που να δημιουργεί δυνάμεις εισχώρησης στο "λαιμό" του πόρου έτσι ώστε να εκτοπίζεται τυχόν αέρας ή ύδωρ που καταλαμβάνει τον όγκο του πόρου. Το ποσό της πίεσης που απαιτείται εξαρτάται από τις δυνάμεις των τριχοειδών φαινομένων που εξασκούνται σε αμφοτέρες τις πλευρές του "λαιμού" του πόρου.

Ο τρόπος με τον οποίο οι τριχοειδείς δυνάμεις ενεργούν πάνω στα δύο υγρά (εισερχόμενο και απωθούμενο) μπορούν να εξηγηθούν μερικώς με την θεωρία της διαβρεκτικότητας (wettability). Το υγρό που εισέρχεται εντός του πόρου καλείται "διαβρέχον υγρό" (wetting fluid) και το υγρό που απωθείται καλείται "μη διαβρέχον υγρό" (nonwetting fluid).

Η διαβρεκτικότητα (wettability) ορίζεται σαν η τάση ενός υγρού να απλωθεί πάνω σε μία στερεά επιφάνεια ευκολότερα από ένα άλλο υγρό.

Αυτή η ιδιότητα μετράται με το να παρατηρούμε την γωνία επαφής του υπό δοκιμή υγρού πάνω σε μία επιφάνεια όταν περιβάλλεται από μεγάλο όγκο ενός άλλου υγρού. Εάν η γωνία ϕ (γωνία επαφής) (contact angle) είναι μικρότερη των 70° το υγρό χαρακτηρίζεται διαβρέχον (wetting), εάν $\phi > 110^\circ$ το υγρό είναι μη διαβρέχον και εάν $70^\circ < \phi < 110^\circ$ τότε το υγρό χαρακτηρίζεται ουδέτερο όσον αφορά την διαβρεκτικότητα. (βλέπε σχήμα που ακολουθεί).

Test fluid: water
Background fluid: NAPL

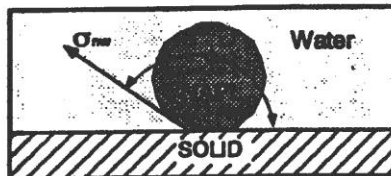
$$\phi < 70^\circ$$

Conclusion: Water is
wetting fluid

Test fluid: NAPL
Background fluid: water

$$\phi > 110^\circ$$

Conclusion: NAPL is
non-wetting fluid



ϕ = contact angle

Fluid relationships:

System	Wetting fluid	Non wetting fluid
air:water	water	air
air: NAPL	NAPL	air
water:NAPL	water	NAPL
air:NAPL:water	water>organic>air	air

Σχήμα 7.10: Διαβρεκτικότητα (Wettability configurations.)

Γενικά:

**Το ύδωρ είναι σχεδόν πάντοτε το διαβρέχον υγρό (wetting fluid) όταν αναμιγνύεται με αέρα ή NAPLs στο υπέδαφος.

**NAPLs συμπεριφέρονται σαν διαβρέχοντα υγρά όταν αναμιγνύονται με αέρα αλλά είναι μη διαβρέχοντα όταν συνδυάζονται με ύδωρ στο υπέδαφος.

ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

Τα υπόγεια ύδατα σαν υδατικός πόρος παίζουν σημαντικό ρόλο στην ανάπτυξη και την αειφορική ή βιώσιμη ύπαρξη των οικοσυστημάτων. Επίσης παίζουν σημαντικό ρόλο στην αγροτική, βιομηχανική και οικιστική ανάπτυξη.

Η διαχείριση των υπογείων υδάτων θα πρέπει να βασίζεται στην πλήρη κατανόηση των χαρακτηριστικών των υπογείων υδάτων καθώς επίσης και στην κλίμακα του συστήματος στο οποίο εφαρμόζεται η διαχείριση.

Σε ορισμένες περιπτώσεις, όσο αφορά την κλίμακα, έχουμε να διαχειριστούμε τοπικά το σύστημα (δηλαδή έκταση ή κλίμακα συστήματος μερικών εκταρίων ή μερικών τετραγωνικών χιλιομέτρων), ενώ σε άλλες περιπτώσεις έχουμε να διαχειριστούμε συστήματα περιφερειακά, η κλίμακα των οποίων μπορεί να ανέρχεται σε εκατοντάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα.

Η πλήρης κατανόηση ενός συστήματος υπογείων υδάτων, απαιτεί σημαντικό ποσό πληροφοριών και δεδομένων και ερμηνεία αυτών από υδρογεωλόγους και μηχανικούς με ειδικές γνώσεις στην υδραυλική των υπογείων υδάτων. Επίσης απαιτούνται σε κάποιο ποσοστό και γνώσεις μοντελοποίησης.

Για την πλήρη και ορθολογική διαχείριση των υπογείων υδάτων, απαιτείται ακόμα η γνώση μεθόδων βελτιστοποίησης.

Οι βασικές κατηγορίες διαχείρισης υπογείων υδάτων είναι:

1. Ποιοτική διαχείριση (groundwater quantity management)
2. Ποσοτική διαχείριση (groundwater quality management)
3. Διαχείριση με φαινόμενο υφαλμύρισης (saltwater intrusion)

1. ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

Για την ανάλυση ενός συστήματος υπογείων υδάτων απαιτούνται τα εξής:

1. Προσδιορισμός των ορίων του υδροφορέα ή των υδροφορέων που πρόκειται να διαχειριστούμε.
2. Γνώση των ιδιοτήτων του υδροφορέα (υδραυλική αγωγιμότητα, K , T , n)
3. Προσδιορισμός πηγών εισροής του συστήματος (τι είδους επαναφόρτιση έχουμε)
4. Προσδιορισμός των εκροών του συστήματος (αντλήσεις και υπόγειες ποσότητες που εξέρχονται του συστήματος)
5. Αλλαγές που μπορεί να συμβαίνουν στο σύστημα με το χρόνο.

Όλα τα παραπάνω, θα μπορούσαν να περιγραφούν με μία έκφραση, υδατική ισορροπία του συστήματος ή υδατικό ισοζύγιο.

Η πληροφορία για τα χαρακτηριστικά του συστήματος απαιτεί:

1. Υδρογεωλογικές μετρήσεις και λήψη δειγμάτων.
2. Ανάλυση των Pump test (δεδομένων)
3. Δεδομένα σχετικά με την υδρολογία της υπό μελέτη περιοχής (βροχόπτωση, επιφανειακή απορροή, εξατμισοδιαπνοή, επίπεδα ύδατος σε λίμνες και ποτάμια).
4. Δεδομένα υδραυλικών υψών σε διάφορα σημεία.
5. Δεδομένα για τυχόν αντλήσεις και εκροές που λαμβάνουν χώρα στο σύστημα.

Για μια βιώσιμη ανάπτυξη ενός τέτοιου συστήματος η διαχείρισή του θα πρέπει να είναι τέτοια ώστε, να μην έχουμε διακυμάνσεις του συστήματος για μικρά χρονικά διαστήματα αλλά σε μακροχρόνια πορεία ο μέσος όρος των διακυμάνσεων πρέπει να είναι σε ισορροπία.

Δηλαδή:

Παίρνοντας τον μέσο όρο για μία μακρά περίοδο ετών, ο όγκος του νερού που εισέρχεται στο σύστημα θα πρέπει να είναι περίπου ίσος με τον όγκο του νερού που εξέρχεται από το σύστημα.

Οι διάφορες μορφές ανάπτυξης είναι δυνατόν να επηρεάσουν τις εισροές και τις εκροές του συστήματος. Το σύστημα των υπογείων υδάτων σταδιακά προσαρμόζεται σε μία νέα κατάσταση ισορροπίας με αλλαγές στα υδραυλικά ύψη και στις οριακές συνθήκες.

Εάν οι αλλαγές αυτές είναι σχετικά μικρές είναι δυνατόν να γίνουν δεκτές για μία αειφορική ανάπτυξη του συστήματος. Επίσης σε πολλές περιπτώσεις οι αλλαγές είναι σημαντικές όσο αφορά τα υδραυλικά ύψη και τα χαρακτηριστικά της ροής του συστήματος και αναγκαστικά το σύστημα μεταβαίνει σε μια νέα κατάσταση ισορροπίας με επιπτώσεις που δεν είναι αποδεκτές. Είναι σημαντικό εδώ να τονιστεί ότι η κίνηση του υπογείου ύδατος είναι γενικά πολύ αργή και ότι ο όγκος των αποθηκευμένων υπογείων υδάτων είναι πολύ μεγαλύτερος από τον όγκο του ύδατος που φορτίζει ή εκφορτίζει το σύστημα (σε ετήσια βάση). Αυτό σημαίνει ότι σε ορισμένες περιπτώσεις ίσως χρειαστούν δεκαετίες για να εντοπίσουμε μια αλλαγή στην κατάσταση ισορροπίας του συστήματος.

Επίσης, είναι σημαντικό ότι για τη μελέτη των υπογείων συστημάτων, όσο αφορά την ανάλυση θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη και η αλληλεπίδραση των επιφανειακών υδάτων με τα υπόγεια συστήματα. Με το ίδιο σκεπτικό ένα σύστημα υπογείων υδάτων θα πρέπει να αναλύεται όσο αφορά και την υδροχημική του ισορροπία. Αυτό επιτυγχάνεται με αναλύσεις των εισροών, εκροών και του αποθηκευμένου ύδατος για τυχόν εμφάνιση χημικών συστατικών που επηρεάζουν την ποιότητα του συστήματος.

Παράδειγμα η εισροή του θαλασσινού ύδατος.

Μια τέτοια ανάλυση απαιτεί μεγάλο αριθμό δειγμάτων για μέτρηση των συγκεντρώσεων καθώς επίσης δεδομένα σχετικά με την ροή του συστήματος το οποίο θα μας επιτρέψει τον υπολογισμό των φορτίων του ρυπαντή.

2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

Ο βασικός σκοπός διαχείρισης των υπογείων υδάτων είναι η προστασία αυτού του υδατικού πόρου και η διαβεβαίωση ότι η χρήση του υπόγειου ύδατος για διάφορους ευεργετικούς σκοπούς (ύδρευση, άρδευση), δεν επηρεάζει την βιώσιμη ανάπτυξη του συστήματος. Καταστάσεις στις οποίες απαιτείται άμεση επέμβαση διαχείρισης είναι:

1. Σημαντική μείωση του αποθηκευμένου ύδατος
2. Σημαντική μείωση των υδραυλικών υψών ή πιέσεων.
3. Σημαντική μείωση των εισροών του συστήματος.
4. Χειροτέρευση (υποβάθμιση) της ποιότητας του ύδατος.
5. Αλλαγή χρήσεων γης όσο αφορά την υπερκείμενη του υδροφορέα περιοχή.

6. Κοινωνικοοικονομικές επιδράσεις (πχ η οικιστική ανάπτυξη της περιοχής η οποία πιθανόν να απαιτήσει την εγκατάσταση πολλαπλών γεωτρήσεων άντλησης).



Το νερό που είναι αποθηκευμένο στους υδροφορείς υπόκειται στην επίδραση διαφόρων πηγών ρύπανσης. Η ρύπανση αυτή δεν προέρχεται πάντοτε από ανθρωπογενείς ενέργειες. Πχ η περίπτωση υψηλής αλατότητας του υπογείου νερού, λόγω ύπαρξης πετρωμάτων με υψηλή αλατότητα.

Λόγω του μεγάλου όγκου και της μικρής σχετικά ταχύτητας θα πρέπει να έχουμε πάντοτε υπόψη ότι η ρύπανση είναι μία διαδικασία σχετικά αργή και σε πολλές περιπτώσεις παίρνει χρόνια για να διαγνωσθεί.

Κύριο πρόβλημα ρύπανσης αποτελούν οι μη σημειακές ή κατανεμημένες πηγές ρύπανσης όπως πχ εφαρμογή λιπασμάτων, μυκητοκτόνων και ζιζανιοκτόνων σε μεγάλες εκτάσεις όπου ο υποκείμενο υδροφορέας βρίσκεται σε σχετικά μικρό βάθος.

Σε αστικά περιβάλλοντα την κύρια πηγή ρύπανσης υπογείων υδάτων αποτελούν οι άπειρες σημειακές πηγές ρύπανσης.

3. ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΗΣ ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗΣ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ

3.1 Εισαγωγή

Με τον όρο υφαλμύρινη υπογείων υδροφορέων, εννοείται η εισροή σε αυτούς, αλμυρού ύδατος, με παράλληλη αύξηση της αλατότητας τους σε δεδομένη τοποθεσία και βάθος. Αποτελεί ξεχωριστή κατηγορία της υπόγειας ροής και παρατηρείται τόσο σε ελεύθερους όσο και σε περιορισμένους υδροφορείς [1].

Η υφαλμύρινη είναι ένα αρκετά σημαντικό πρόβλημα για τις παράκτιες περιοχές σε όλο τον κόσμο. Οι διαστάσεις του προβλήματος είναι ορατές, δεδομένου ότι το 60 με 70 % του παγκοσμίου πληθυσμού ζει σε παράκτιες περιοχές.

Ακόμη και ελάχιστες ποσότητες θαλασσινού ύδατος μπορούν να προκαλέσουν την ποιοτική υποβάθμιση των πολύτιμων υδροφόρων στρωμάτων. Ο κίνδυνος της υφαλμύρινης εξ άλλου είναι άμεσα συνδεδεμένος με την μείωση των ποσοτήτων των φρέσκων υδάτων. Η αύξηση του πληθυσμού και η οικονομική ανάπτυξη έχει ως άμεσο αποτέλεσμα την αύξηση των αναγκών σε αποθέματα φρέσκου ύδατος.

Το φαινόμενο της υφαλμύρινης των υπογείων υδάτων είναι έντονο και στην Ελλάδα, ενώ όλα δείχνουν ότι στο μέλλον θα οξυνθεί. Σε πολλές παράκτιες περιοχές της ηπειρωτικής Ελλάδας αλλά κυρίως στα νησιά είναι γεγονός ότι η στάθμη στους υπόγειους υδροφορείς μειώνεται κατά 5 μέτρα ετησίως (200 μ. τα τελευταία 40 χρόνια), ενώ το βάθος άντλησης ύδατος φτάνει και τα 300 μ. Στην ουσία η υφαλμύρινη είναι απτή απόδειξη της άναρχης και ανορθολογικής διαχείρισης του υδατικού δυναμικού.

Από το σύνολο του νερού που χρησιμοποιείται στην ύδρευση και άρδευση, το 1/3 προέρχεται από υπόγειους υδροφορείς. Το ποσοστό αυτό αυξάνει συνεχώς, ανάλογα με την απαίτηση σε νερό, καθώς, διαθέτει υψηλή ποιότητα σε σχέση με το νερό των επιφανειακών υδροφορέων και ταυτόχρονα τα αποθέματα του είναι μεγαλύτερα.

Η υφαλμύρινη ενός υπόγειου υδροφορέα μπορεί να έχει δύο αιτίες:

1. Φυσική, λόγω της ύπαρξης θαλασσινού ύδατος και άλμης που βρίσκεται σε κατώτερα γεωλογικά στρώματα
2. Ανθρωπογενής, για τους εξής λόγους: της διείσδυσης στο έδαφος είτε του αλατιού που χρησιμοποιείται για την τήξη του πάγου είτε των υγρών διασταλλαγμάτων διήθησης των χωματερών, είτε λόγω υπεράντλησης υπόγειου ύδατος από παράκτιες περιοχές.

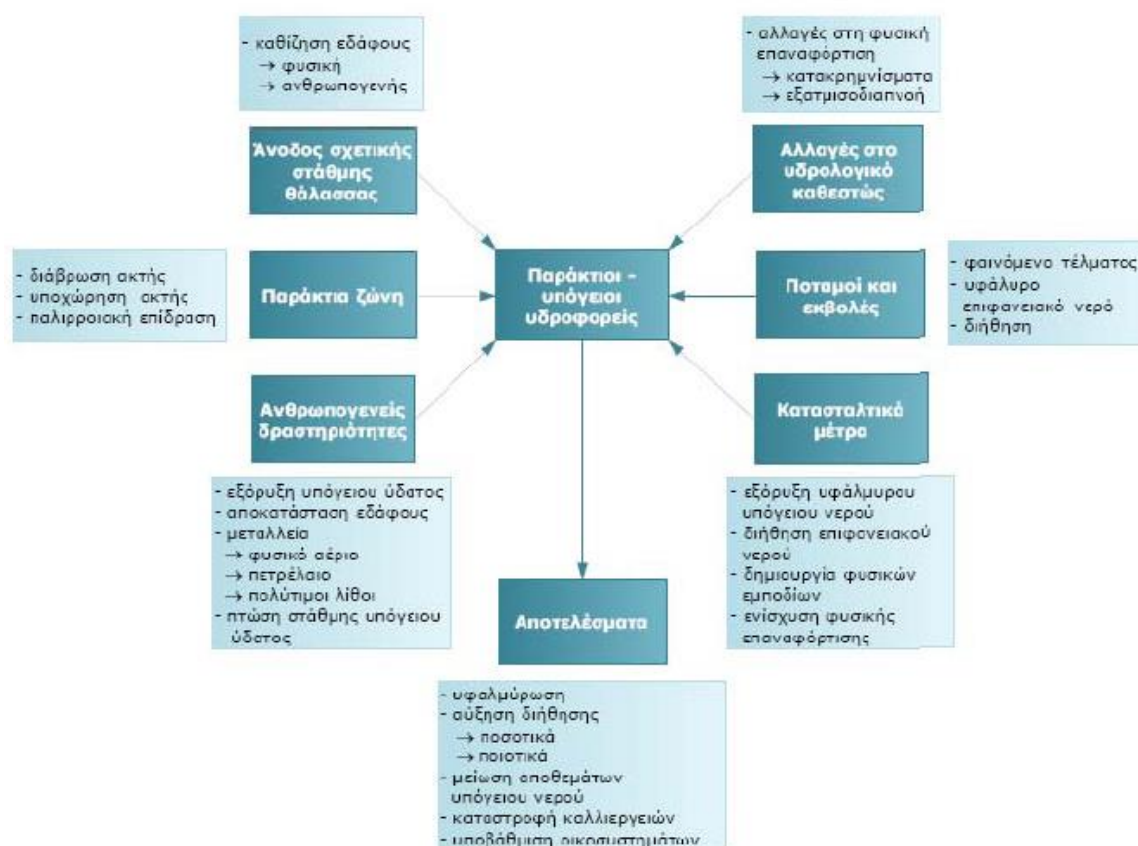
Υπόγειοι υδροφορείς που βρίσκονται πλησίον της παράκτιας ζώνης φαίνεται να δέχονται, τις περισσότερες και ταυτόχρονα μεγαλύτερες πιέσεις και αποτελούν το τμήμα της υπόγειας ροής ύδατος, που εμφανίζει τη μεγαλύτερη ευαισθησία. Στο σχήμα που ακολουθεί (Σχήμα 5), γίνεται μια συνοπτική αναπαράσταση, των εξωτερικών πιέσεων που ασκούνται στους παράκτιους υπόγειους υδροφορείς [1].

Όταν σε έναν υδροφορέα εισχωρήσει αλμυρό ύδωρ μέρος του αλατιού προσροφάται στην επιφάνεια των στερεών, δυσκολεύοντας τη διαδικασία αναστροφής και την αποκατάσταση του υδροφορέα. Η αργή κίνηση του υπόγειου ύδατος αυξάνει επίσης το χρόνο αποκατάστασης. Η αλατότητα στο ύδωρ είναι επικίνδυνη για την υγεία των ανθρώπων και των ζώων, καταστρέφει τις καλλιέργειες και αχρηστεύει τα χωράφια, ενώ διαβρώνει σωλήνες και λέβητες σε βιομηχανικές χρήσεις. Γι' αυτό το λόγο η υφαλμύρινη ενός υδροφορέα γλυκού ύδατος σημαίνει και την απώλεια αυτού του υδροφορέα ως πηγή ύδατος [3].

ΕΠΙΠΕΔΑ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

Αν και στις περισσότερες περιπτώσεις η συγκέντρωση του ρυπαντή εκφράζεται σε ppm, στην περίπτωση της υφαλμύρινης είναι ευκολότερο να γίνεται χρήση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας (EC) του νερού που περιέχει διαλυμένα άλατα. Νερό υψηλής αλμυρότητας έχει ανάλογα υψηλή ηλεκτρική αγωγιμότητα. Η μονάδα μέτρησης είναι το microSiemens per cm ($\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$), το οποίο μερικές φορές αναφέρεται και ως EC μονάδες.

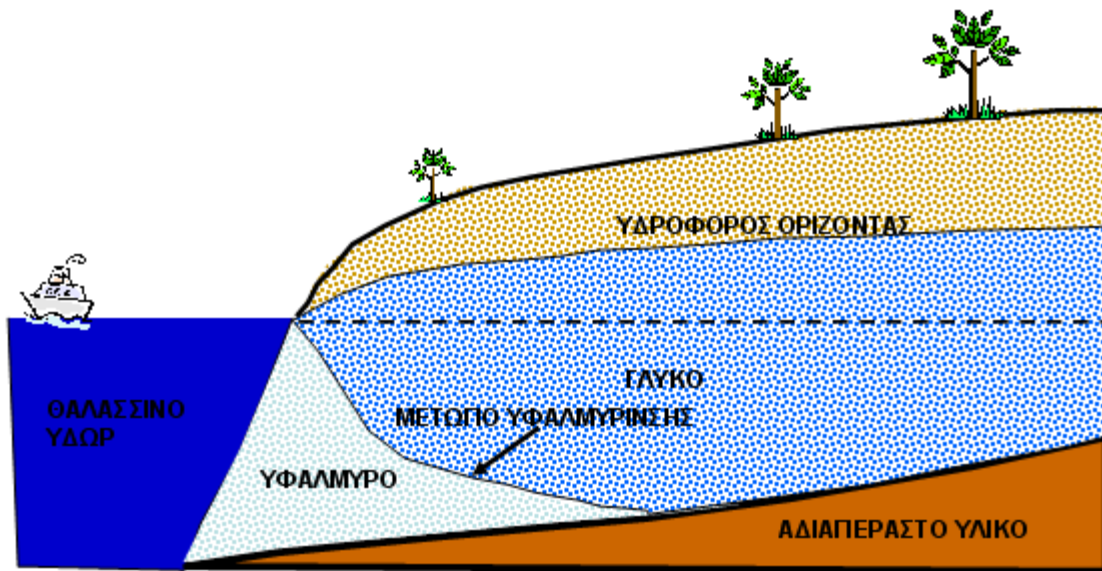
Κατηγορίες ύδατος	EC ($\text{mS} \cdot \text{cm}^{-1}$)
Γλυκό	0-800
Οριακά υφάλμυρο	800-1600
Υφάλμυρο	1600-4800
Αλμυρό	> 4800
Θαλασσινό	~50000



Σχήμα 5. Ασκούμενες επιδράσεις στους παράκτιους-υπόγειους υδροφορείς, [1]

3.2 Μηχανισμός της υφαλμύρινης

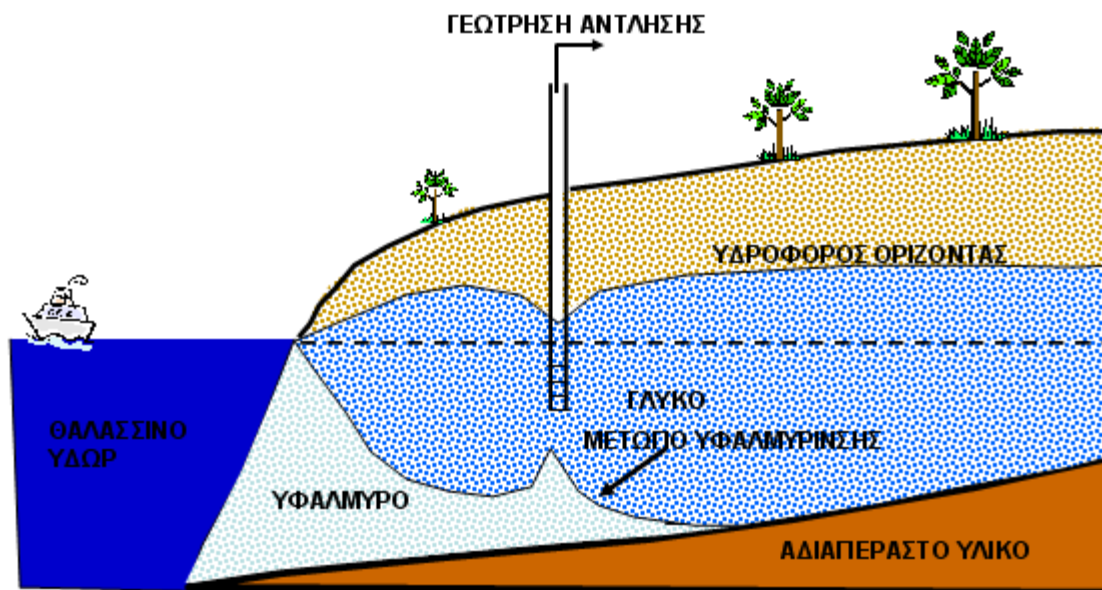
Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6 επειδή το θαλασσινό ύδωρ είναι βαρύτερο, τείνει να κινείται κάτω από το στρώμα του φρέσκου ύδατος. Οι πιέσεις αυτές αυξάνουν με το βάθος του ύδατος με αποτέλεσμα να έχουμε βαθύτερη εισχώρηση του θαλασσινού ύδατος στα μεγαλύτερα βάθη.



Σχήμα 6: Ο μηχανισμός της υφαλμύρινης.

Ωστόσο, η υδραυλική κλίση του φρέσκου ύδατος (που οφείλεται στον συνεχή εμπλουτισμό λόγω βροχόπτωσης) μειώνεται προς την ακτή, με αποτέλεσμα να κινείται τελικά προς τη θάλασσα. Χωρίς αυτή τη δύναμη το θαλασσίνο ύδωρ θα κινούνταν σταδιακά προς τα ανάντη, τείνοντας να καταλάβει ολόκληρο τον υδροφορέα που βρίσκεται κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Αυτή η ορμή του φρέσκου ύδατος προβάλλει αντίσταση στην κίνηση του θαλασσινού ύδατος λόγω πυκνότητας και ουσιαστικά επιφέρει μία κατάσταση ισορροπίας, που απεικονίζεται στο Σχήμα 6 ως η διεπιφάνεια του μετώπου της υφαλμύρινης με τον υπόγειο υδροφορέα. Ο πόδας της θαλασσινής σφήνας (toe) αποτελεί το σημείο μέγιστης διείσδυσης.

Το πρόβλημα της υφαλμύρινης είναι δυνατό να επιδεινωθεί σε περιπτώσεις όπου έχουμε ανθρωπογενείς παρεμβάσεις σε παράκτιες περιοχές. Η πλέον τυπική ανθρωπογενής παρέμβαση είναι η άντληση υπογείου ύδατος από γεωτρήσεις που ευρίσκονται πλησίον της παράκτιας ζώνης. Ο αφαιρούμενος όγκος υπόγειου ύδατος έχει σαν αποτέλεσμα την μείωση του ύψους του υπογείου ύδατος με αποτέλεσμα να μειώνεται και η αντίσταση διείσδυσης του θαλασσινού ύδατος. Επιπλέον, η άντληση είναι δυνατό να δημιουργήσει ένα κώνο ανύψωσης του αλμυρού ύδατος κάτω από την γεώτρηση άντλησης (Σχήμα 7). Η παρατεταμένη άντληση σε μια τέτοια περίπτωση είναι δυνατό να έχει σαν αποτέλεσμα την άντληση αλμυρού ύδατος.



Σχήμα 7. Επιπτώσεις της άντλησης στο φαινόμενο της υφαλμύρινης

3.3 Αντιμετώπιση της υφαλμύρινης

Η επίδραση των διαφόρων ανθρωπίνων δραστηριοτήτων στην υφαλμύρινη των παράκτιων υδροφορέων, δεν εντοπίζεται συχνά εγκαίρως, καθώς η πτώση της πιεζομετρικής στάθμης του υπόγειου ύδατος, συντελείται σε βάθος χρόνου, με αποτέλεσμα να μη γίνεται άμεσα αντιληπτή. Τις περισσότερες φορές, δηλαδή, έχει ήδη εισχωρήσει μεγάλος όγκος αλμυρού ύδατος στον υδροφορέα, μέχρι να τεθεί ζήτημα περί αντιμετώπισης του προβλήματος.

Ακόμα και για αυτές τις περιπτώσεις όμως, έχουν αναπτυχθεί κάποιες μέθοδοι, προκειμένου να αναχαιτιστεί ή τουλάχιστον να καθυστερήσει η εξάπλωση του φαινομένου. [1, 3, 4]

3.3.1. Έλεγχος αντλήσεως

Σε φρεάτια, που αντλούν ύδωρ, από έναν παράκτιο υδροφορέα, μπορεί να ελαττωθεί ο ρυθμός άντλησής τους ή να μετατοπιστεί η θέση τους. Με αυτόν τον τρόπο, είναι δυνατόν να αυξηθεί η στάθμη του υδροφορέα και κατ' επέκταση να μειωθεί η κίνηση του

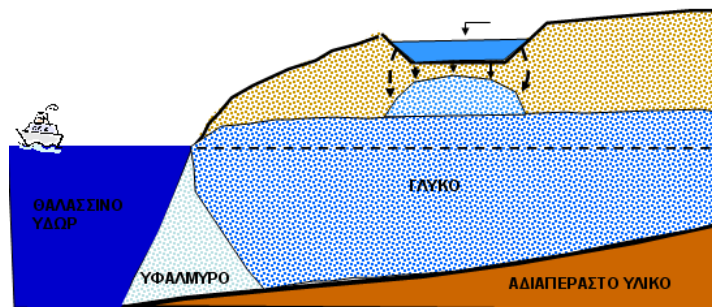
ύδατος προς τη θάλασσα, αποτρέποντας έτσι, την επιδείνωση του φαινομένου της υφαλμύρινης. [4]

3.3.2. Τεχνητός εμπλουτισμός

Ο τεχνητός εμπλουτισμός αποτελεί μέθοδο ενίσχυσης της εισροής πλεοναζόντων ποσοτήτων ύδατος στα υδροφόρα στρώματα εντός του εδάφους. Το πρόσθετο αυτό ύδωρ, μπορεί να είναι επιφανειακό ή να προέρχεται από παρακείμενο υδροφόρο στρώμα. Πρόκειται, δηλαδή, για μια μέθοδο αποθήκευσης ύδατος σε περιόδους περίσσειας, ώστε αυτό να μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε περιόδους λειψυδρίας. Η εφαρμογή του, περιλαμβάνει ένα μεγάλο εύρος τεχνικών διαδικασιών, που στοχεύουν προς τη συγκεκριμένη κατεύθυνση και οι οποίες επιλέγονται με βάση τα χαρακτηριστικά (γεωλογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες) της εκάστοτε περιοχής [4].

Οι πλέον γνωστές μέθοδοι τεχνητού εμπλουτισμού είναι:

1. *Επιφανειακή κατάκλιση*: Το ύδωρ συγκεντρώνεται σε λεκάνες που έχουν εκσκαφθεί σε συγκεκριμένη περιοχή και από εκεί διηθείται στα βαθύτερα εδαφικά στρώματα.
2. *Επιφανειακή πλημμύρα* : Καθορίζεται μια περιοχή, η οποία πλημμυρίζει και στην συνέχεια, αναμένεται το ύδωρ να διεισδύσει μέσω του υπεδάφους στον υπόγειο υδροφορέα (Σχήμα 8).

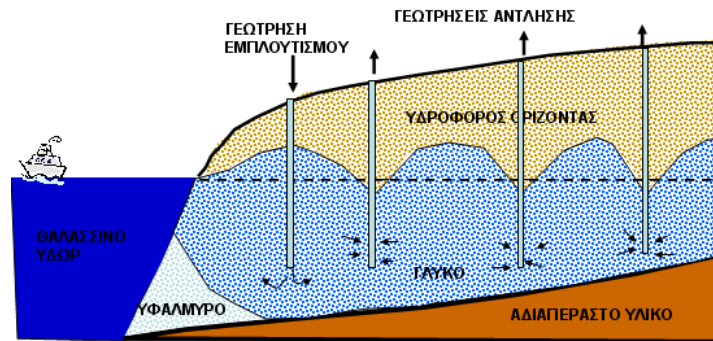


Σχήμα 8. Εφαρμογή επιφανειακής πλημμύρας

3. *Τάφροι και αυλάκια* : Σε περιοχές με κατάλληλα τοπογραφικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά, χρησιμοποιείται μια σειρά από αυλάκια τα οποία συνήθως καταλήγουν σε μία μεγαλύτερη τάφρο, όπου και διηθείται το ύδωρ. Το ύδωρ που

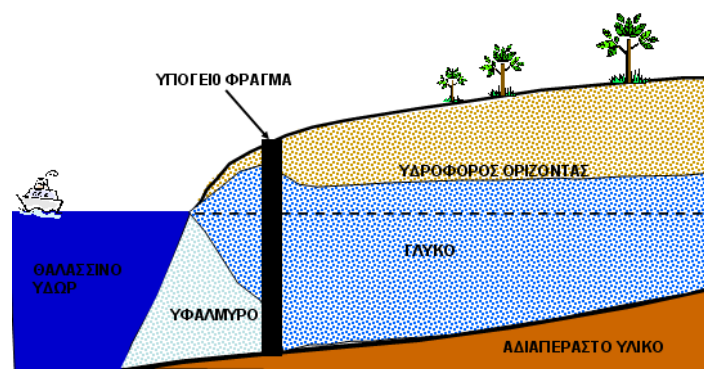
δεν μπορεί να διηθηθεί μεταφέρεται και πάλι μέσω αυλακιών και έτσι αποφεύγεται η συσσώρευση αδρανούς υλικού.

4. *Φρεάτια εμπλουτισμού* : Επιτυγχάνει τον άμεσο εμπλουτισμό των υδροφορέων και αποτελεί κατάλληλη λύση, όταν υπάρχει αδιαπέραστο στρώμα μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και του υδροφορέα.
5. *Φρεάτια άντλησης – εμπλουτισμού* :Ανάλογα με την εποχή χρησιμοποιούνται φρεάτια άντλησης ή εμπλουτισμού για την επίτευξη αντίστασης απέναντι στο μέτωπο της υφαλμύρισης (Σχήμα 9).



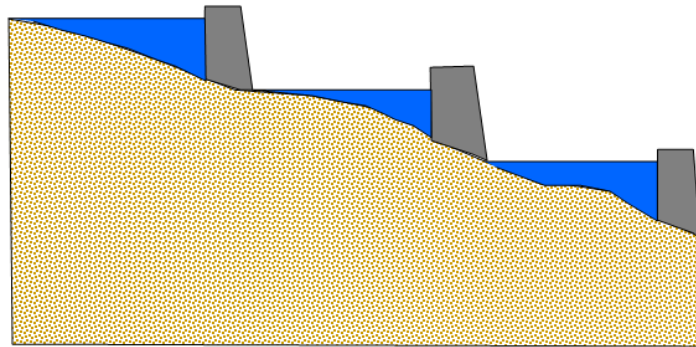
Σχήμα 9. Δημιουργία φραγμού με εμπλουτισμό και άντληση

6. *Υπόγεια φράγματα* : Τοποθετούνται στεγανοποιητικά διαφράγματα εντός των υδροφορέων σε σημεία πλησίον της ακτής (Σχήμα 10). [8]



Σχήμα 10. Υπόγειο φράγμα πλησίον της ακτής

7. *Διευθετήσεις στις κοίτες των χειμάρρων* : Κατασκευάζονται μικρά φράγματα κατά μήκος των χειμάρρων όπου συσσωρεύονται ποσότητες ύδατος. Αυλάκια πλησίον της κοίτης μεταφέρουν το ύδωρ σε άλλες περιοχές στις οποίες και διηθείται (Σχήμα 11). [8]



Σχήμα 11. Μικρά φράγματα κατά μήκος της κοίτης χειμάρρων.

ΒΑΣΙΚΑ ΜΕΤΡΑ ΚΑΙ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΕΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΤΗΣ ΥΦΑΛΜΥΡΥΝΣΗΣ

1. Χρήση προχωρημένης τεχνολογίας γεωφυσικών μεθόδων σε συνδυασμό με όργανα διάνοιξης υψηλής ακρίβειας και προχωρημένης τεχνολογικής ανάπτυξης.
2. Χαρτογράφηση γεωχημικών δεδομένων και ανάλυση των ισοτόπων (μετρήσεις).
3. Τεστ άντλησης γεωτρήσεων στο πεδίο.
4. Προσδιορισμός της ηλικίας του ενός του υδροφορέα υφάλμυρου ύδατος.

4. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΠΕΔΙΟΥ

Ο προσδιορισμός της ζώνης υφαλμύρινσης είναι ένα από τους βασικότερους σκοπούς σε μελέτες διαχείρισης παράκτιων υδροφορέων. Σε τέτοιες περιπτώσεις για την περιοχή μελέτης γίνεται συγκέντρωση δεδομένων πεδίου όπως η τοπογραφία, η γεωλογία, η υδρολογία, τα μετεωρολογικά δεδομένα, οι χρήσεις γαιών, η καταγραφή υπαρχόντων γεωτρήσεων και οι ρυθμοί άντλησης αυτών με σκοπό την δημιουργία μαθηματικού μοντέλου προσομοίωσης του φυσικού συστήματος. Τα μοντέλα αυτά έχουν την δυνατότητα να προσομοιώνουν την υπόγεια ροή και την μεταφορά ρύπων στο υπέδαφος. Με την χρήση μαθηματικών εξισώσεων είναι δυνατόν να γίνει ακριβής προσδιορισμός της ζώνης υφαλμύρινσης. Η επιβεβαίωση και βελτίωση των αποτελεσμάτων του μοντέλου γίνεται με μετρήσεις στο πεδίο.

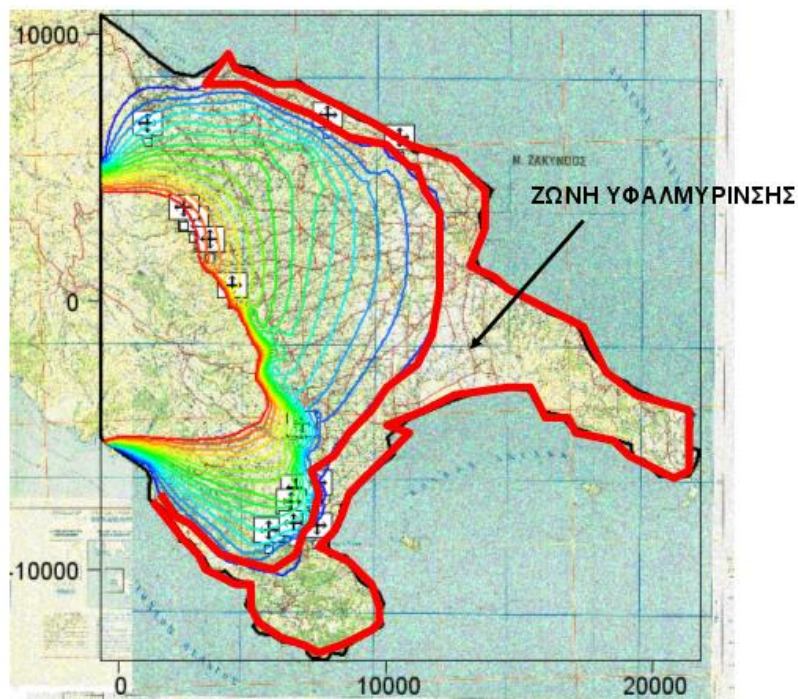
Τρεις περιπτώσεις προσδιορισμού της ζώνης υφαλμύρινσης με χρήση μαθηματικών μοντέλων και μετρήσεων πεδίου παρουσιάζονται κατωτέρω:

1. Χερσόνησος Ηρακλείου Κρήτης (Σχήμα 12) [3].



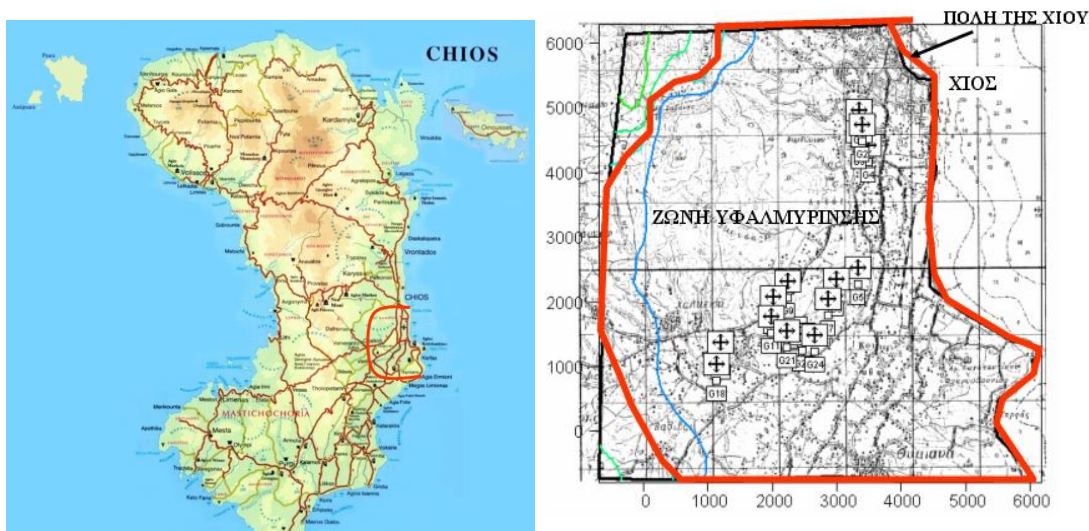
Σχήμα 12. Προσδιορισμός Ζώνη Υφαλμύρινης στη Χερσόνησο Ηρακλείου

2. Νοτιοανατολική Ζάκυνθος (Σχήμα 13) [6]



Σχήμα 13. Προσδιορισμός Ζώνη Υφαλμύρινης στη Νοτιοανατολική Ζάκυνθο

3. Ανατολικό Κεντρικό Τμήμα Νήσου Χίου (Σχήμα 14) [5 και 7]

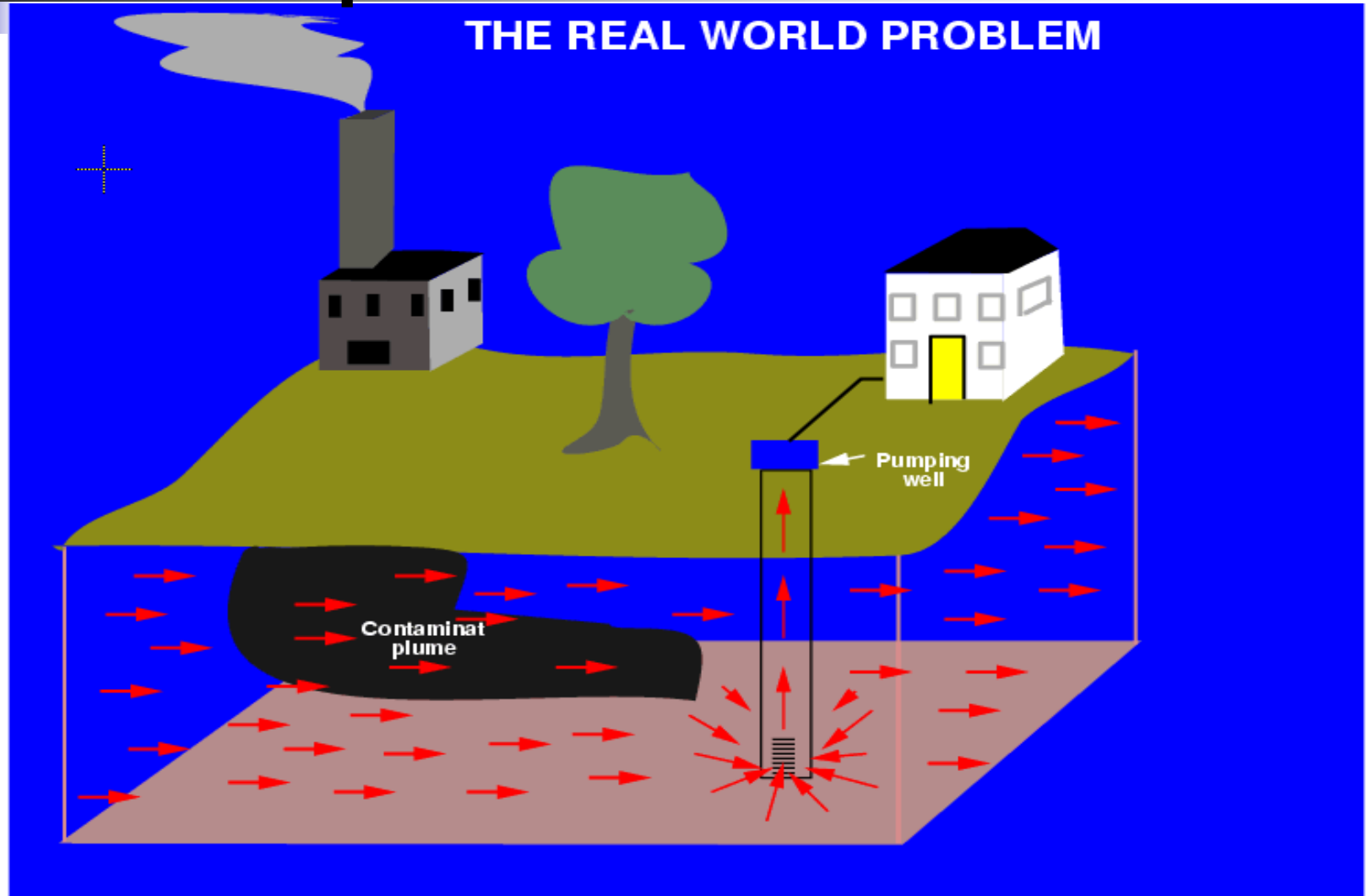


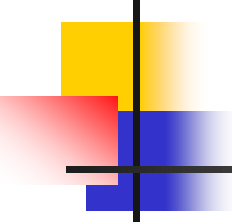
Σχήμα 14. Προσδιορισμός Ζώνη Υφαλμύρινης στο ανατολικό κεντρικό τμήμα της νήσου Χίου

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Δαουλάρη Γ., *‘Μοντελοποίηση της υπόγειας ροής και προσδιορισμός υφάλμυρης ζώνης του υπόγειο υδροφορέα περιοχής Φαλάσαρνα Χανίων’*, Διπλωματική εργασία, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2007.
2. Καρατζάς Γ., *‘Ροή υπόγειων υδάτων και μεταφορά ρύπων’*, Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2005.
3. Καρτεράκης Σ., *Διαχείριση των υπογείων υδάτων με μεθόδους προσομοίωσης και βελτιστοποίησης*, Μεταπτυχιακή διατριβή, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2005.
4. Κουνάντου Π., *‘Καρστικοί υδροφορείς – αναχαίτιση φαινομένου υφαλμύρωσης στην περιοχή Χερσονήσου Ηρακλείου Κρήτης προσομοιώνοντας τη μέθοδο του τεχνητού εμπλουτισμού’*, Μεταπτυχιακή διατριβή, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2006.
5. Λουκάς Κ., *‘Προσομοίωση της Υπόγειας Ροής στη Περιοχή των Γεωτρήσεων του Νομού Χίου’*, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος Πολυτεχνείο Κρήτης, 2007.
6. Σταματέλου Τ-Ε., *‘Υδρολογική -Διαχειριστική Μελέτη και Προσδιορισμός της Ζώνης Υφαλμύρινης Νήσου Ζακύνθου με χρήση Μοντέλων Ροής Υπογείων Υδάτων’*, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος Πολυτεχνείο Κρήτης, 2007.
7. Φυτίλης Ν., *‘Προσδιορισμός των ζωνών ρύπανσης Na, Mg, Cl⁻, NO₃ και SO₄ των υπογείων υδάτων της περι- αστικής περιοχής της πόλεως Χίου, νήσου Χίου με χρήση μοντέλου υπόγειας ροής και μεταφοράς μάζας’*, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος Πολυτεχνείο Κρήτης, 2007.
8. www.awi.de, Alfred Wegner Institute

Εξυγίανση Ρυπασμένων Εδαφών και Υπογείων Υδάτων .





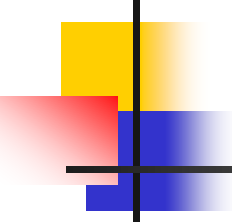
Τύποι Πηγών Ρύπανσης

ΧΩΡΙΚΑ

- Σημειακές Πηγές (Point Sources)
- Κατανεμημένες Πηγές (Distributed Sources)

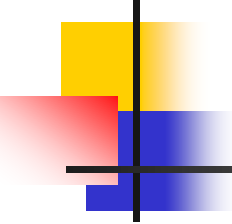
ΧΡΟΝΙΚΑ

- Στιγμιαίες Πηγές (Instant Sources)
- Μικρής Διάρκειας Πηγές (Temporary Sources)
- Μακράς Διάρκειας Πηγές (Long-Term or Continuous Sources)



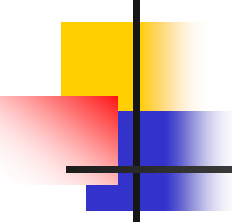
Προκαταρτικές Ενέργειες για την Εξυγίανση Υπεδάφιας Ρύπανσης

- Συλλογή υδρογεωλογικών δεδομένων, καθορισμός υδροφορέα, εντοπισμός της πηγής ρύπανσης εντός του υδροφορέα (κορεσμένη ή ακόρεστη ζώνη).
- Χημικός προσδιορισμός του ρυπαντή.
- Καθορισμός του τύπου της πηγής ρύπανσης και της συγκέντρωσης.
- Προσδιορισμός του όγκου του ρυπαντή στη πηγή.



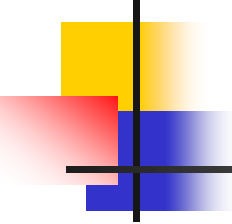
Προκαταρτικές Ενέργειες για την Εξυγίανση Υπεδάφιας Ρύπανσης

- Ακριβής προσδιορισμός της θέσης της πηγής ρύπανσης (αν είναι εφικτό).
- Ακριβής προσδιορισμός του χρόνου έναρξης της ρύπανσης (αν είναι εφικτό).
- Εξέταση πιθανότητας απομάκρυνσης της πηγής ρύπανσης με εκσκαφή του εδάφους.
- Εξέταση πιθανότητας απομόνωσης της πηγής με κάλυψη από αδιαπέραστο υλικό.



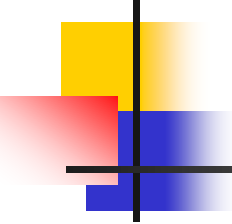
Προσδιορισμός Μεθόδου Εξυγίανσης

- Εάν η πηγή ρύπανσης είναι αδύνατο να απομακρυνθεί ή να απομονωθεί, τότε είναι απαραίτητο να προσδιορισθεί η μέθοδος εξυγίανσης.
- Η μέθοδος εξυγίανσης βασικά καθορίζεται λαμβάνοντας υπόψη όλα τα ανωτέρω και συγχρόνως το οικονομικό κόστος.
- Η πλέον κλασική μέθοδος εξυγίανσης ρυπασμένου υπεδάφιου συστήματος, με την ρύπανση να εντοπίζεται στην κορεσμένη ζώνη, είναι η μέθοδος της **ΑΝΤΛΗΣΗΣ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ (PUMP AND TREAT)**.



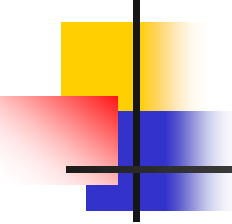
ΑΝΤΛΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ (PUMP AND TREAT)

- Απαραίτητη διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου Άντλησης και Επεξεργασίας είναι ο ακριβής προσδιορισμός της πηγής ρύπανσης, καθώς επίσης ο προσδιορισμός της εξάπλωσης του ρυπαντή εντός του υπεδάφους (ζώνη ρύπανσης – contaminant plume).
- Για τον προσδιορισμό της ζώνης ρύπανσης είναι απαραίτητο να γίνει χωρική δειγματοληψία.
- Εάν είναι οικονομικά εφικτό μεγάλος αριθμός δειγμάτων, εξασφαλίζει ακριβέστερο προσδιορισμό της ζώνης ρύπανσης.



ΑΝΤΛΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ (PUMP AND TREAT)

- Μετά τον προσδιορισμό της ζώνης ρύπανσης θα πρέπει να καθορισθεί τρόπος περιορισμού της μετάδοσης του ρύπου στα κατάντη της κατεύθυνσης της ροής. Δηλαδή προσδιορισμός ζώνης εγκλωβισμού (capture zone) του ρυπαντή (containment of the contaminant).
- Η ζώνη εγκλωβισμού πρέπει απαραίτητα να περιέχει ολόκληρη την ζώνη ρύπανσης και όχι μέρος αυτής.

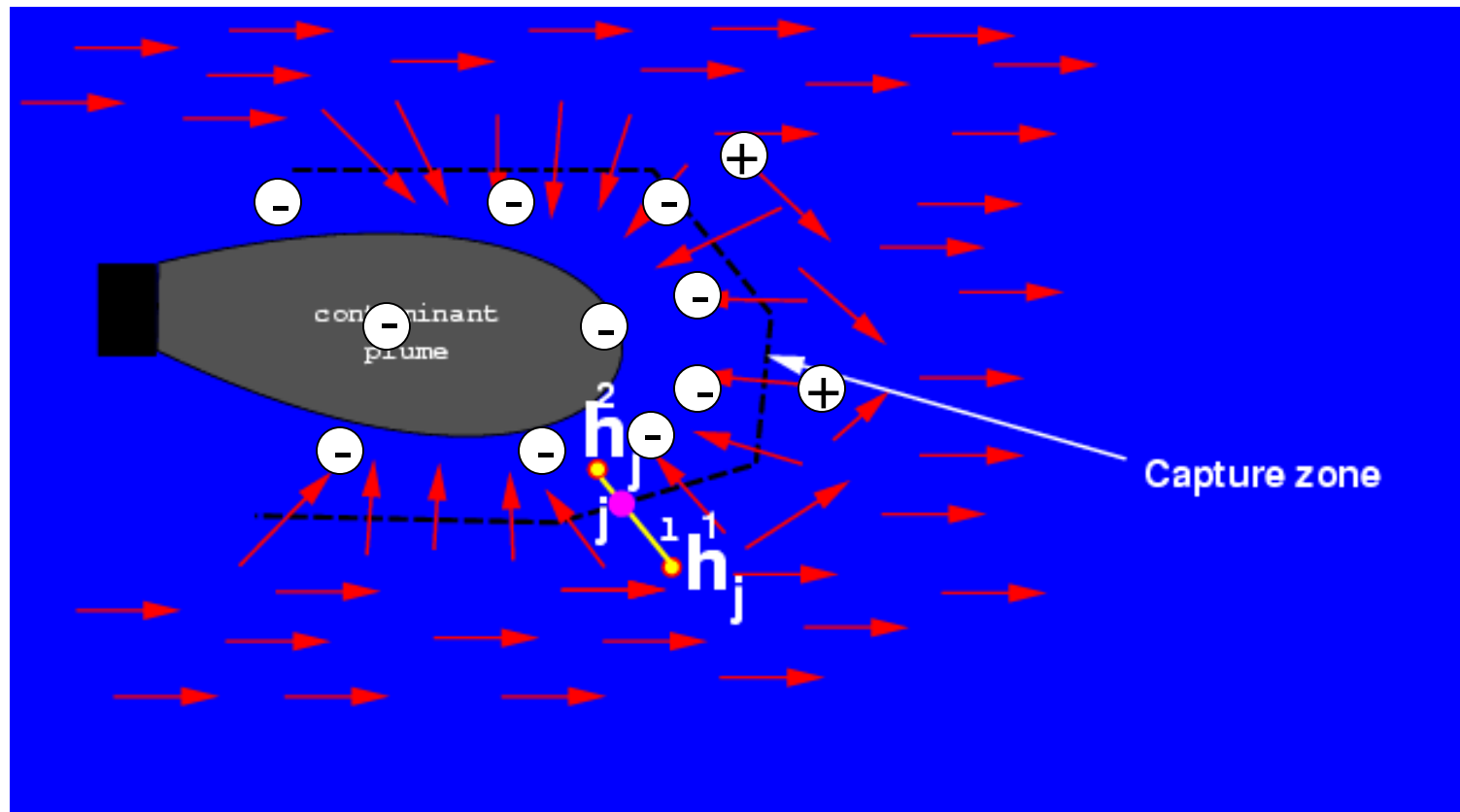


ΑΝΤΛΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ (PUMP AND TREAT)

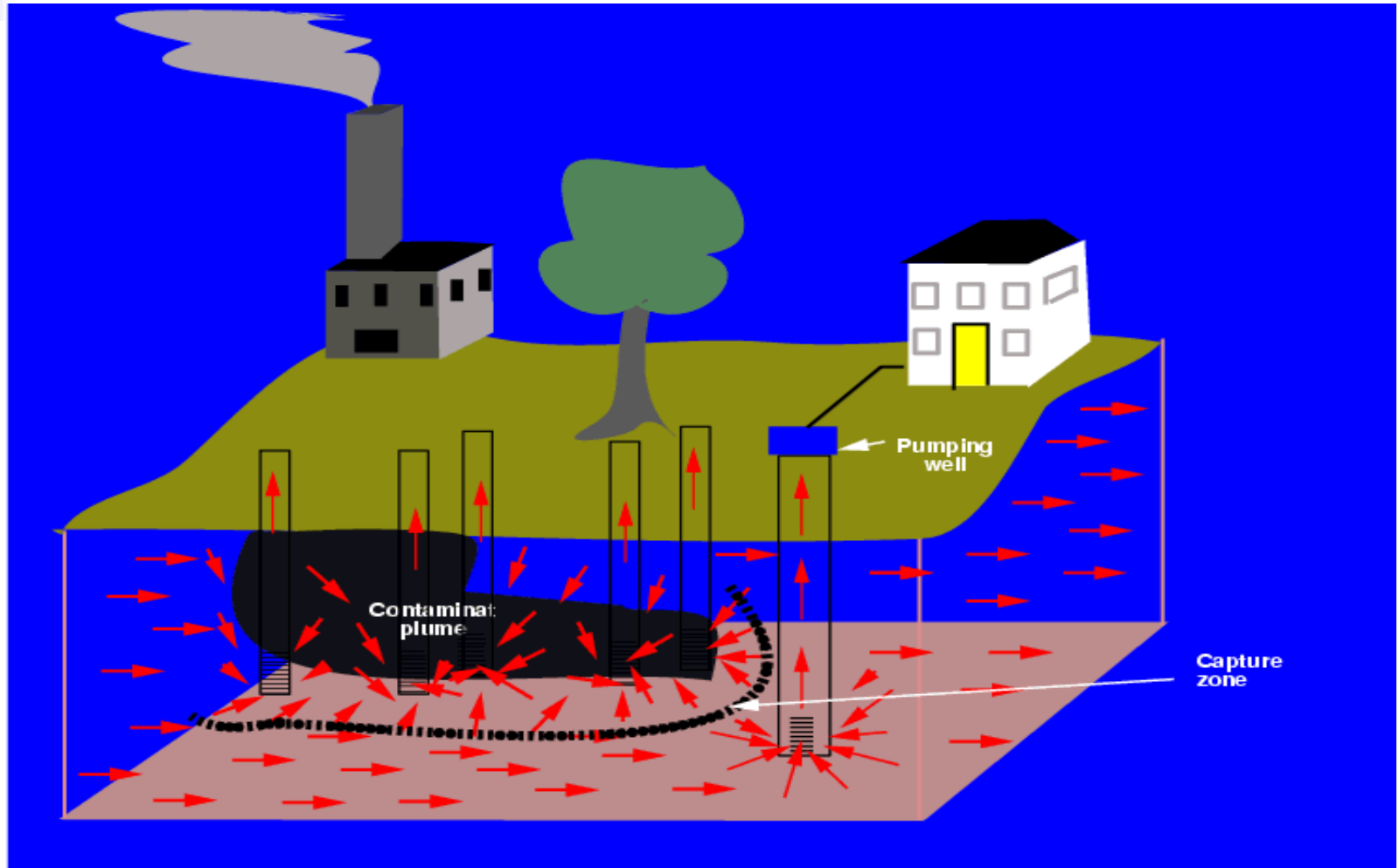
- Ένας τρόπος επίτευξης του εγκλωβισμού είναι η αλλαγή της κατεύθυνσης ροής με αλλαγή της υδραυλικής κλίσης, δηλ. επηρεάζοντας τα υδραυλικά ύψη (ολικά δυναμικά).
- Ο ανωτέρω στόχος επιτυγχάνεται με ομοιόμορφο κατανομή φρεάτων άντλησης εντός της ζώνης εγκλωβισμού ή και φρεάτων εμπλουτισμού εξωτερικά αυτής (γύρω από την περίμετρο).
- Η ανωτέρω μέθοδο έχει τη διεθνή ονομασία **Hydraulic Gradient Control**.

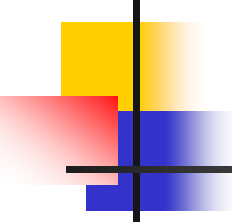
ΑΝΤΛΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ (PUMP AND TREAT)

Θα πρέπει σε όλα τα σημεία της περιμέτρου $h^1 > h^2$



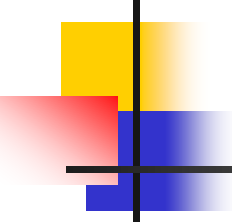
ΑΝΤΛΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ (PUMP AND TREAT)





ΑΝΤΛΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ (PUMP AND TREAT)

- Το αντλούμενο νερό επεξεργάζεται με διάφορες φυσικοχημικές ή βιολογικές διεργασίες και είτε επιστρέφεται στο υδροφόρο (αν είναι πλήρως καθαρό) με φρέατα εμπλουτισμού είτε διοχετεύεται προς άλλες χρήσεις.



ΑΝΤΛΗΣΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ (PUMP AND TREAT)

- Μετά την επίτευξη του περιορισμού μετάδοσης του ρύπου η διαδικασία συνεχίζεται με φρέατα άντλησης μέσα από την ζώνη ρύπανσης για την απομάκρυνση της μάζας του ρυπαντή.
- Κατά την διάρκεια της διαδικασίας αυτής το σύστημα φρεάτων αλλαγής της υδραυλικής κλίσης παραμένει ενεργό.