Τμήμα Δασολογίας & Διαχείρισης Περιβάλλοντος & Φυσικών Πόρων
Εργαστήριο Διευθέτησης Ορεινών Υδάτων και Διαχείρισης Κινδύνου
Προπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών

Τεχνική Υδρολογία

Κεφάλαιο 6ο : Υδρολογία Υπόγειων Νερών

Φώτιος Π. ΜΑΡΗΣ
Αναπλ. Καθηγητής

6.1 ΓΕΝΙΚΑ

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται οι υδρογεωλογικές παράμετροι, η ταξινόμηση των υπόγειων υδροφορέων, οι αρχές της κίνησης των υπόγειων νερών, η υδραυλική των υδρογεωτρήσεων (μόνιμη και μη μόνιμη ροή) και οι μέθοδοι εκτίμησης των υδρογεωλογικών παραμέτρων σε υπό πίεση και ελεύθερους υδροφορείς.

Το νερό που υπάρχει στη φύση και χρησιμοποιείται από τον άνθρωπο διακρίνεται σε *επιφανειακό* και *υπόγειο.* Επιφανειακό νερό είναι το νερό των λιμνών και των ποταμών, ενώ υπόγειο νερό είναι αυτό που είναι αποθηκευμένο ή κινείται κάτω από την επιφάνεια του εδάφους.

Τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά που διαφοροποιούν τους υπόγειους από τους επιφανειακούς πόρους μπορούν να συνοψισθούν ως εξής (Λατινόπουλος, 1986):

α) **Χωρική κατανομή.** Τα επιφανειακά νερά εμφανίζονται τοπικά (λίμνες) ή ακολουθούν συγκεκριμένη πορεία (ποτάμια), ενώ τα υπόγεια νερά καταλαμβάνουν πολύ μεγαλύτερες επιφάνειες. Από άποψη, λοιπόν, εγκαταστάσεων για την εκμετάλλευση τους, τα επιφανειακά νερά απαιτούν πολλές φορές ιδιαίτερα δαπανηρά συστήματα μεταφοράς, ενώ τα υπόγεια ικανοποιούν σχετικά εύκολα την τοπική ζήτηση με απευθείας αντλήσεις.

β) **Χρονική μεταβλητότητα.** Τα υπόγεια νερά παρουσιάζουν πολύ μικρή μεταβλητότητα στη διάρκεια του χρόνου, ενώ στα επιφανειακά η μεταβλητότητα τους είναι φανερή. Έτσι, τα υδάτινα αποθέματα που αποθηκεύονται στο έδαφος είναι συνήθως μεγάλα και μπορούν να καλύψουν τις ανάγκες σε διάφορες χρονικές περιόδους.

γ) **Κόστος εγκαταστάσεων και λειτουργίας.** Τα έργα συλλογής επιφανειακών νερών έχουν τεράστιο κόστος (φράγματα, ταμιευτήρες, αγωγοί μεταφοράς κλπ.), ενώ το κόστος λειτουργίας τους είναι συνήθως μικρό, Αντίθετα το κόστος των εγκαταστάσεων εκμετάλλευσης υπόγειων νερών (γεωτρήσεις, αντλιοστάσια κλπ.) είναι πολύ χαμηλό, ενώ το κόστος της λειτουργίας και της συντήρησης τους είναι σημαντικό, ιδιαίτερα όταν η άντληση γίνεται από βαθιά υδροφόρα στρώματα.

δ) **Ποιότητα νερού.** Πρόκειται για ένα πολύ σημαντικό θέμα στην εκμετάλλευση και διαχείριση των υδατικών πόρων. Τα υπόγεια νερά είναι λιγότερο εκτεθειμένα στη ρύπανση από τα επιφανειακά. Ωστόσο η διαδικασία εξυγίανσης, εφόσον διαπιστωθεί κάποιο φαινόμενο ρύπανσης, είναι πολύ δύσκολη και εξαιρετικά δαπανηρή.

Τέλος, θα πρέπει να σημειωθεί ότι τα υπόγεια υδροφόρα στρώματα εξυπηρετούν πολλαπλούς στόχους όπως (Bear, 1979):

α) Αποτελούν πηγές παροχής νερού. Είναι η πιο βασική βεβαίως λειτουργία. Λόγω της επαναπλήρωσης των αποθεμάτων με τις κατακρημνίσεις, τα υπόγεια νερά θεωρούνται ανανεώσιμοι πόροι.

β) Συνιστούν δεξαμενές αποθήκευσης. Ιδιαίτερα τα επιφανειακό υδροφόρα στρώματα, λόγω της άμεσης δυνατότητας ανανέωσης των αποθεμάτων, αλλά και των τεράστιων όγκων τους, μπορούν να αποθηκεύσουν εξαιρετικά μεγάλες ποσότητες. Η αποθηκευτική ικανότητα των στρωμάτων αυτών μπορεί να αυξηθεί ακόμα περισσότερο με την τεχνική του τεχνητού εμπλουτισμού.

γ) **Λειτουργούν ως αγωγοί μεταφοράς**. Η λειτουργία αυτή μπορεί να ενεργοποιηθεί μόνο με την παρέμβαση του ανθρώπινου παράγοντα (π.χ. με τη μεταβολή των τοπικών υδραυλικών συνθηκών).

δ) **Μπορούν να λειτουργήσουν ως φίλτρα καθαρισμού**. Με διάφορες τεχνικές τεχνητού εμπλουτισμού, ακάθαρτα επιφανειακά νερά μπορούν να διηθηθούν στο έδαφος για μερικό ή πλήρη καθαρισμό τους.

ε) **Μπορούν να ρυθμίσουν παροχές επιφανειακών νερών**. Η λειτουργία αυτή μπορεί να πραγματοποιηθεί τόσο στα ποτάμια όσο και στις πηγές, με τη ρύθμιση της στάθμης των υπόγειων νερών (π.χ. με αντλήσεις) στα υδροφόρα στρώματα που επικοινωνούν υδραυλικά με επιφανειακά νερά.

Σύμφωνα με όλα τα παραπάνω, η σημασία των υπόγειων νερών στην εκμετάλλευση και τη διαχείριση των υδατικών πόρων είναι προφανής. Στα πλαίσια, λοιπόν, του παρόντος κεφαλαίου, δίνεται η βασική γνώση και πληροφορία για τη θεωρία, τις μεθόδους και τις τεχνικές που απαιτούνται στην αντιμετώπιση των πιο συνηθισμένων προβλημάτων στα οποία κυριαρχεί η κίνηση των υπόγειων νερών, χωρίς να γίνεται αναφορά του σημαντικότατου προβλήματος που αποτελεί η ρύπανση των υπόγειων νερών και των τεχνικών εξυγίανσης που χρησιμοποιούνται.

6.2 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΕΔΑΦΩΝ ΚΑΙ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ

Το *πορώδες n* ενός εδάφους (ή και πετρώματος) είναι το μέγεθος που μετράει τον όγκο των διάκενων ή πόρων που υπάρχουν σε ένα συνολικό όγκο και εκφράζεται σαν λόγος του όγκου των διάκενων U_n προς το συνολικό όγκο του εδάφους U που περιλαμβάνει και τα διάκενα αυτά, δηλαδή:

$$n = \frac{U_n}{U}$$

Ο δείκτης πόρων e μετρά το ποσοστό των διάκενων ως προς το συνολικό όγκο του στερεού ορίζεται, λοιπόν, από τη σχέση:

$$e = \frac{U_n}{U_s}$$

Έτσι πορώδες και δείκτης πόρων εξ ορισμού συνδέονται σύμφωνα με τη σχέση:

$$e = n/(1-n)$$

Η ειδική απόδοση ή ενεργό πορώδες S_y ενός εδάφους ή πετρώματος είναι το πηλίκο του όγκου U_y, που στη φάση του κορεσμού μπορεί να κινηθεί μέσα στα διάκενα του μέσου εξαιτίας δυνάμεων βαρύτητας, προς το συνολικό όγκο, δηλαδή:

$$S_y = U_y/U$$

Το ότι η τιμή του ενεργού πορώδους δεν είναι η ίδια πάντα με το πορώδες του ίδιου εδάφους, οφείλεται στο γεγονός ότι εξαιτίας των τριχοειδών δυνάμεων, που είναι ισχυρότερες στα συνεκτικά εδάφη, ένα μέρος του συνολικού όγκου του νερού δεν μπορεί να στραγγιστεί με τη βαρύτητα και παραμένει στο έδαφος. Όταν, λοιπόν, σταματήσει η διαδικασία στράγγισης, παραμένει στον υδροφορέα ένας όγκος νερού U_r που μετριέται με την ειδική κατακράτηση S_r όπου:

$$S_r = U_r / U$$

Από τις παραπάνω σχέσεις και από τον ορισμό των αντίστοιχων μεγεθών είναι φανερό ότι:

$$U_n = U_y + U_r$$

$$n = S_y + S_r$$

Άμεσα συνδεδεμένη με τα παραπάνω είναι και η αποθηκευτικότητα των υπόγειων υδροφορέων. Η παράμετρος αυτή διαφέρει στους περιορισμένους και στους φρεάτιους υδροφορείς (περιγράφονται στην επόμενη ενότητα). Έτσι, η αποθηκευτικότητα, S, ενός περιορισμένου υδροφορέα ορίζεται από τον όγκο ΔU του νερού που απομακρύνεται (ή προστίθεται) από τη μονάδα οριζόντιας επιφάνειας A του υδροφορέα, εξαιτίας μοναδιαίας πτώσης (ή αύξησης) Δφ του πιεζομετρικού φορτίου. Η αποθηκευτικότητα ορίζεται από τη σχέση:

$$S = \Delta U / \left(A \Delta \phi \right)$$

και είναι αδιάστατο μέγεθος. Είναι φανερό ότι στους υπό πίεση υδροφορείς η αποθηκευτικότητα εξαρτάται από τη συμπιεστότητα του νερού, καθώς και από την ελαστικότητα του στερεού σκελετού του πετρώματος που το περικλείει. Μεγάλη τιμή της αποθηκευτικότητας σημαίνει μεγαλύτερη ικανότητα απόδοσης ή παραλαβής νερού στο συγκεκριμένο όγκο αναφοράς και κατά συνέπεια μεγαλύτερη δυνατότητα εκμετάλλευσης του υδροφορέα.

Η αποθηκευτικότητα ενός φρεατίου υδροφορέα ορίζεται με τον ίδιο τρόπο. Θεωρώντας ότι εξαιτίας της ροής ένας όγκος νερού ΔU απομακρύνεται από συγκεκριμένη έκταση A ενός φρεατίου υδροφορέα, η στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας θα πέσει χαμηλότερα, έστω κατά Δh. Έτσι, όμοια και με την παραπάνω σχέση η αποθηκευτικότητα του υδροφορέα είναι:

$$S = \Delta U / A\Delta h$$

Η διαφορά, όμως, δεν βρίσκεται μόνο στο γεγονός ότι στη μια περίπτωση έχουμε πτώση πιεζομετρικού φορτίου ενώ στη δεύτερη πτώση στάθμης. Στον υπό πίεση υδροφορέα η απομάκρυνση του νερού οφείλεται στη συμπιεστότητα των κόκκων του εδάφους και του ρευστού, ενώ στο φρεάτιο υδροφορέα μείωση της στάθμης σημαίνει απομάκρυνση ή μεταφορά νερού με βαρύτητα, από τον όγκο των διάκενων της συγκεκριμένης έκτασης, σε μια άλλη θέση. Η αποθηκευτικότητα, λοιπόν, των φρεατίων υδροφορέων, δεν είναι τίποτε άλλο παρά το ενεργό τους πορώδες, και φυσικά από άποψη μεγέθους είναι πολύ μεγαλύτερη από την αποθηκευτικότητα των ίδιων γεωλογικών σχηματισμών κάτω από συνθήκες ροής υπό πίεση (Αφτιάς, 1992).

6.3 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ

Η ροή του νερού στους υδροφορείς αναφέρεται συνήθως ως ροή σε πορώδη μέσα, αφού έτσι ονομάζονται όλα τα πετρώματα και τα εδάφη που αποτελούνται από ένα στερεό σκελετό, με τη μορφή συνάθροισης στερεών κόκκων που διαχωρίζονται και περιβάλλονται από διάκενα, δηλαδή πόρους ή ρωγμές. Όταν πάντως οι ρηγματώσεις έχουν μεγάλες διαστάσεις, η ροή διαφοροποιείται και αντιμετωπίζεται ως ιδιαίτερη κατηγορία φαινομένου (ροή σε ρηγματωμένα μέσα).

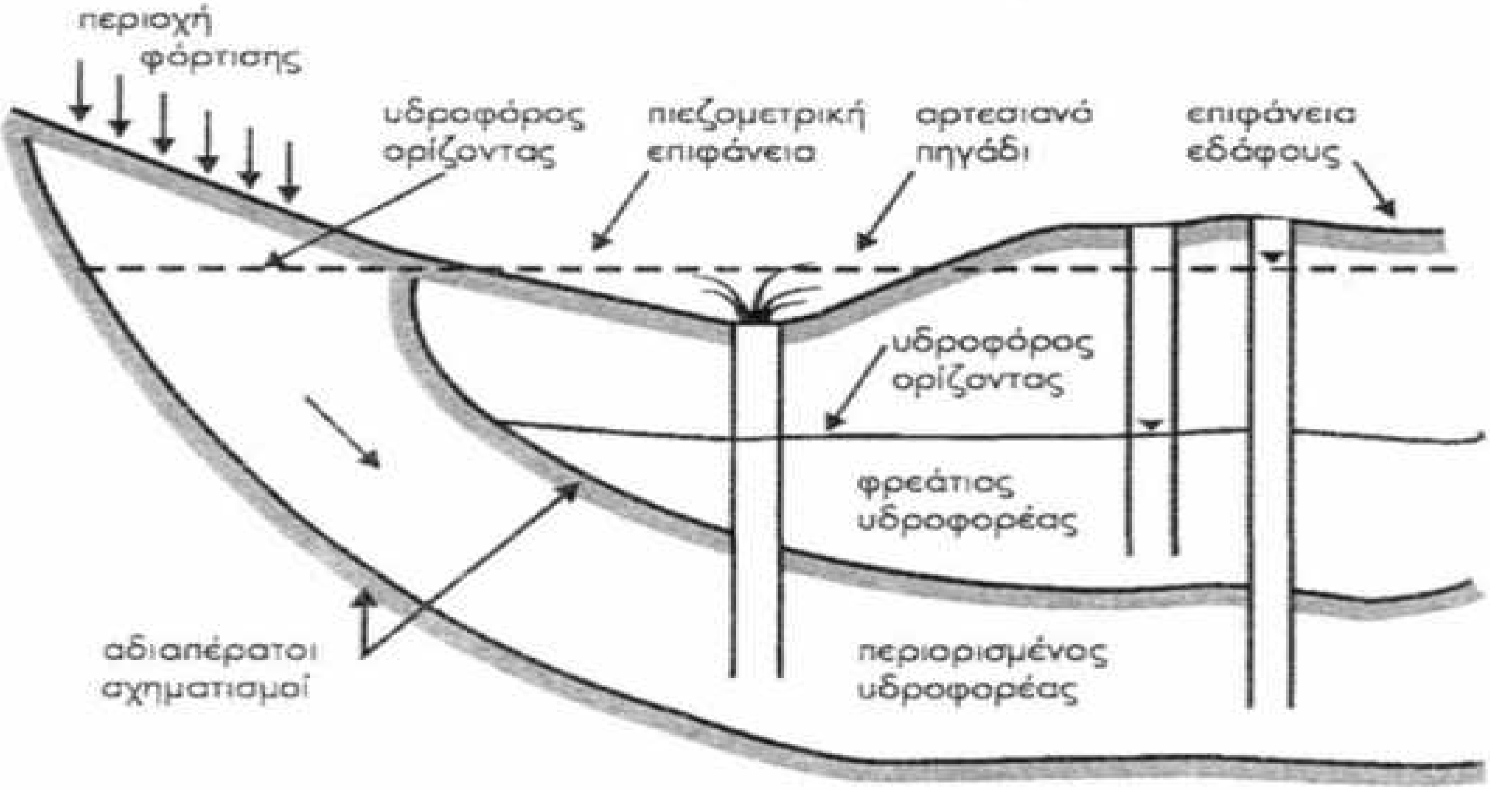
Το βασικό κριτήριο για τη γενική ταξινόμηση των υδροφορέων αποτελεί η θέση της ανώτατης στάθμης του νερού στο έδαφος, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.1. Θεωρώντας μια τυχαία κατακόρυφη τομή του εδάφους παρατηρούνται δύο ζώνες στις οποίες η κίνηση του νερού γίνεται με τελείως διαφορετικό τρόπο:

α) η ζώνη αερισμού (ή ακόρεστη ζώνη) και

β) η ζώνη κορεσμού (ή κορεσμένη ζώνη) (Σχήμα 6.2).

Εφόσον υπάρχει το άνω όριο της ζώνης κορεσμού, αυτό καλείται υδροφόρος (ή φρεάτιος) ορίζοντας, ενώ όταν μελετώνται ειδικά προβλήματα κίνησης των υπόγειων νερών, χρησιμοποιείται και ο συνώνυμος όρος ελεύθερη επιφάνεια (του υπόγειου νερού).

Επειδή τα περισσότερα προβλήματα που αφορούν στη διαχείριση των υπόγειων υδατικών πόρων αναφέρονται στους υδατικούς όγκους που κινούνται ή αποθηκεύονται στη ζώνη κορεσμού, η παρακάτω περιγραφή περιορίζεται στους συγκεκριμένους μηχανισμούς κίνησης του νερού και τα σχετικά φαινόμενα που παρατηρούνται μόνο στη ζώνη αυτή.



Σχήμα 6.1 Κατακόρυφη τομή εδάφους.

Η κλασική, λοιπόν, ταξινόμηση των υδροφορέων γίνεται λαμβάνοντας υπόψη τόσο τη γεωλογική δομή όσο και τις τοπικές υδραυλικές συνθήκες.

Έτσι ένας υδροφορέας λέγεται ότι είναι περιορισμένος ή υπό πίεση, αν περιορίζεται από πάνω και από κάτω από αδιαπέρατους γεωλογικούς σχηματισμούς, που θα αναφέρονται σαν αδιαπέρατα στρώματα. Χαρακτηριστικό του υπό πίεση υδροφορέα είναι ότι αν ανοιχτεί ένα πηγάδι μέσα σ' αυτόν, η στάθμη του νερού στο πηγάδι θα ανέβει ψηλότερα από το πάνω αδιαπέρατο στρώμα και ίσως φθάσει μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Αν λοιπόν, κατασκευασθεί σωστά (όσο αφορά το φίλτρο που θα τοποθετηθεί), αυτό το πηγάδι παρατήρησης ή όπως συνήθως λέγεται το πιεζόμετρο, τότε η στάθμη του νερού σ' αυτό θα δείχνει το πιεζομετρικό φορτίο στο συγκεκριμένο σημείο.

Πιεζομετρική επιφάνεια κατά συνέπεια, **είναι η ιδεατή εκείνη επιφάνεια που θα οριζόταν από τις στάθμες πιεζόμετρων, που θα ανοίγονταν σε διάφορα σημεία κατά την οριζόντια έκταση του συγκεκριμένου υδροφορέα.**

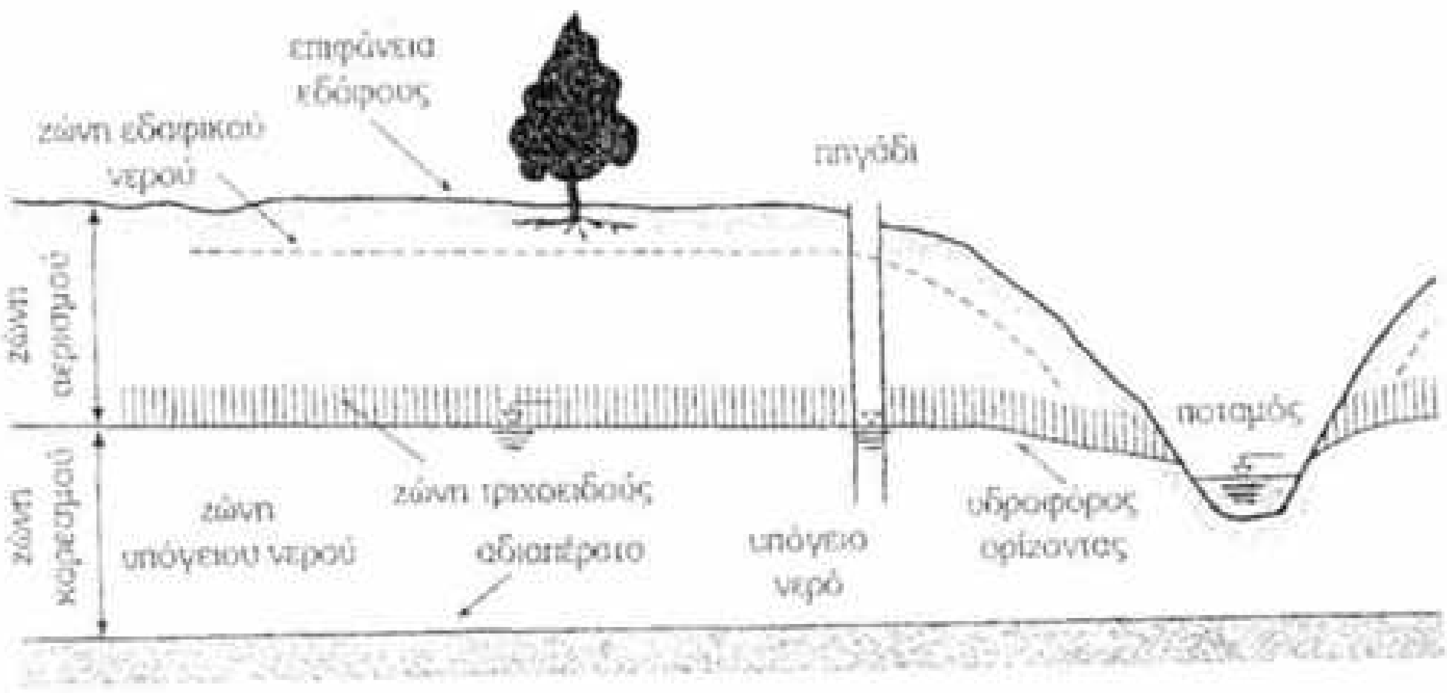
Ένας περιορισμένος υδροφορέας λέγεται ***αρτεσιονός,*** **όταν η στάθμη της πιεζομετρικής του επιφάνειας βρίσκεται υψηλότερα από τη στάθμη του εδάφους.** Αν στην περίπτωση αυτή ανοιχθεί ένα πηγάδι, τότε το νερό θα τρέχει από αυτό, εξαιτίας της μεγάλης του πίεσης, χωρίς τη βοήθεια αντλητικού συγκροτήματος (αρτεσιανό πηγάδι).

Η δεύτερη μεγάλη κατηγορία υδροφορέων αφορά αυτούς όπου, ενώ το κάτω όριο συμπίπτει με ένα αδιαπέρατό στρώμα, το πάνω όριο τους είναι η ελεύθερη επιφάνεια του υπόγειου νερού.

Έτσι κύριο χαρακτηριστικό των υδροφορέων αυτών, που ονομάζονται υδροφορείς με ελεύθερη επιφάνεια ή φρεάτιο υδροφορείς, είναι ότι τροφοδοτούνται απευθείας με διηθούμενο από την επιφάνεια του εδάφους νερό, εκτός αν και πάλι περιορίζονται από κάποιο υπερκείμενο αδιαπέρατό στρώμα το οποίο όμως, για να ισχύει ο χαρακτηρισμός, θα πρέπει να βρίσκεται ψηλότερα από τη θέση της ελεύθερης επιφάνειας. Από την τελευταία παρατήρηση, φαίνεται ότι κάτω από συνθήκες έντονης απόληψης νερού από ένα περιορισμένο υδροφορέα (π.χ. από μεγάλες αντλήσεις), είναι δυνατό να προκληθούν ευνοϊκές συνθήκες για την εμφάνιση ελεύθερης επιφάνειας σε ένα τμήμα του.

Υπάρχουν περιπτώσεις όπου το πάνω ή το κάτω ή και τα δυο στρώματα που οριοθετούν ένα περιορισμένο υδροφορέα δεν είναι τελείως αδιαπέρατα (ημιπερατά). Παρόλη τη μεγάλη αντίσταση που προκαλούν οι σχηματισμοί αυτοί στην κίνηση του νερού, όταν πρόκειται για υδροφορείς μεγάλης έκτασης, η ποσότητα του νερού που μπορεί να μπει στον κύριο υδροφορέα είναι πολλές φορές σημαντική. Στην περίπτωση αυτή, ο υδροφορέας χαρακτηρίζεται ως *υπό πίεση* με διαρροή.

Είναι βέβαια δύσκολο να εκτιμηθεί από μια επιτόπου διερεύνηση κατά πόσο ένα στρώμα θα πρέπει να θεωρηθεί σαν ημιπερατά ή όχι, πάντως η πρακτική είναι να χαρακτηρίζονται έτσι μικρού, σε σχέση με τον κύριο υδροφορέα, πάχους στρώματα με μικρή ικανότητα διήθησης (μικρή διαπερατότητα). Αντίστοιχα με τους περιορισμένους, υπάρχουν και οι φρεάτιοι υδροφορείς με διαρροή όπου βέβαια το ημιπερατά στρώμα αποτελεί το κάτω όριο τους.



Σχήμα 6.2 Ταξινόμηση υπόγειων υδροφορέων.

6.4 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΠΕΔΙΟΥ

Η κατανομή και η κίνηση των υπόγειων νερών μπορεί να ερευνηθεί και να αναλυθεί είτε με επιτόπου είτε με θεωρητικές μεθόδους. Όμως, οποιαδήποτε θεωρητική μελέτη προϋποθέτει κάποια υδραυλικά δεδομένα από το πεδίο και τα πιο βασικά είναι οι στάθμες της ελεύθερης επιφάνειας και τα πιεζομετρικά φορτία που μετρούνται στα πιεζόμετρα και στα πηγάδια παρατήρησης.

Ένα πιεζόμετρο αποτελείται από μια σωλήνωση που είναι διάτρητη μόνο στο κάτω άκρο της και που τοποθετείται διανοίγοντας κατακόρυφα τον υπό μελέτη υδροφορέα. Με το πιεζόμετρο μετριέται η πίεση, δηλαδή το πιεζομετρικό φορτίο σε ένα συγκεκριμένο σημείο ενός περιορισμένου υδροφορέα, εκεί όπου βρίσκεται το διάτρητο άκρο του.

Εκτός από τις ερευνητικές γεωτρήσεις, που στοχεύουν στη διερεύνηση των γεωλογικών και υδρογεωλογικών χαρακτηριστικών των διαφόρων εδαφών και πετρωμάτων, και που η τεχνολογία και η χρήση τους είναι διαφορετική, υπάρχουν δύο τύποι γεωτρήσεων που αφορούν στην υδραυλική των υπόγειων ροών και γίνονται για την παρατήρηση και την εκμετάλλευση των υπόγειων νερών.

Ένα πηγάδι παρατήρησης αποτελείται από ένα διάτρητο σε όλο το μήκος του σωλήνα που, αντίθετα με το πιεζόμετρο, δε στεγανοποιείται ως προς τον υδροφορέα που τον περιβάλλει. Έτσι, θεωρητικά τουλάχιστον, το πηγάδι αυτό δεν προκαλεί κανένα εμπόδιο στην υπόγεια ροή. Είναι φυσικό ότι μια τέτοια σωλήνωση δε θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για τη μέτρηση του πιεζομετρικού φορτίου σε περιορισμένους υδροφορείς, αφού τελικά θα έδινε μια τιμή που δε θα ήταν ούτε πιεζομετρικό φορτίο ούτε στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας αλλά συνδυασμός τους.

Τέλος, το πηγάδι εκμετάλλευσης κατασκευάζεται κυρίως για άντληση είτε από φρεάτιο είτε από περιορισμένο υδροφορέα. Χρησιμοποιείται όμως και για μετρήσεις της στάθμης ή του πιεζομετρικού φορτίου.

Στη δεύτερη περίπτωση, του περιορισμένου δηλαδή υδροφορέα, το φορτίο που μετριέται είναι μια μέση τιμή κατά το ύψος του φιλτραρισμένου τμήματος του υδροφορέα.

Οι τιμές λοιπόν που παίρνονται από πιεζόμετρα και πηγάδια εκμετάλλευσης γενικά διαφέρουν και ισούνται μόνον όταν δεν υπάρχει ροή στον υπόψη υδροφορέα.

6.5 ΤΟ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ

Η κίνηση του νερού στους υδροφορείς εξαρτάται τόσο από τα υδροδυναμικά χαρακτηριστικά τους όσο και τις τοπικές συνθήκες ροής. Ο πιο θεμελιώδης νόμος της υδραυλικής των υπόγειων ροών, που διατυπώθηκε από τον Γάλλο μηχανικό Darcy και φέρει το όνομα του, αφορά στις εξισώσεις κίνησης των υπόγειων νερών και στη γενική του μορφή γράφεται ως εξής (Hermance, 1999):

$$Q = K A J$$

Όπου: Q είναι η παροχή οποιασδήποτε υπόγειας ροής, K είναι παράμετρος του πορώδους μέσου που χαρακτηρίζει τη διαπερατότητα του και καλείται υδραυλική αγωγιμότητα, A είναι το εμβαδόν της διατομής του υδροφορέα μέσα από την οποία γίνεται η ροή και J είναι η υδραυλική κλίση της ελεύθερης ή πιεζομετρικής επιφάνειας. Η υδραυλική αγωγιμότητα έχει μονάδες ταχύτητας και η τιμή της εξαρτάται τόσο από το ρευστό όσο και από το πορώδες μέσο.

Έτσι οι εξισώσεις κίνησης στις τρεις διευθύνσεις x_i (i=1,2,3) που χαρακτηρίζουν ένα γενικά ανισότροπο και ετερογενές μέσο ενός αρτεσιανού συστήματος γράφονται:

$$q_i = -K_u \frac{\partial \ddot{}}{\partial x_i} = nV_i$$

Στις παραπάνω σχέσεις οι συνιστώσες της παροχής Q στις τρεις διευθύνσεις έχουν αντικατασταθεί από τις συνιστώσες της ειδικής παροχής ή ταχύτητα διήθησης, q = Q/ A , που εξ ορισμού ισούται με q = nV , όπου V η ταχύτητα ροής και n το πορώδες του εδάφους και έχει διαστάσεις ταχύτητας.

Πέραν των παραπάνω παραμέτρων, στο μαθηματικό πρόβλημα των υπόγειων ροών συμμετέχουν - όπως θα φανεί και παρακάτω - δύο ακόμα υδροδυναμικές παράμετροι του υδροφορέα:

α) η μεταφορικότητα T, που χαρακτηρίζει την ικανότητα ενός υδροφορέα να μεταφέρει νερό και που ισούται με το γινόμενο της υδραυλικής αγωγιμότητας του υδροφορέα K, επί το πάχος του b, και

β) η αποθηκευτικότητα S, που όπως προαναφέρθηκε, εκφράζει την ποσότητα του νερού που αποδίδεται ανά μονάδα επιφάνειας του υδροφορέα, εξαιτίας μιας μοναδιαίας μεταβολής στο υδραυλικό φορτίο.

Η εξίσωση ροής σε υδροφορείς, στη γενική της μορφή, βασίζεται στην αρχή της διατήρησης της μάζας του ρευστού (νερού) στο πορώδες μέσο (έδαφος). Συνδυάζοντας, λοιπόν, τη σχέση που προκύπτει από την αρχή αυτή με τον νόμο του Darcy (παραπάνω σχέση), καταλήγουμε στην εξής διαφορική εξίσωση που ισχύει για ετερογενές και ανισότροπο μέσο (Bear, 1979):

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij}\frac{\partial\,\ddot{}}{\partial x_i}\right)=S_s\frac{\partial\,\ddot{}}{\partial t}$$

όπου *t* ο χρόνος και S_s παράμετρος που ονομάζεται ειδική αποθηκευτικότητα του πορώδους μέσου (συνήθως $S = S_s b$).

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, τα περισσότερα προβλήματα ροής, λύνονται ως διδιάστατα οριζόντια, κάνοντας την υπόθεση της υδραυλικής θεώρησης.

Υπάρχουν, όμως και ειδικές περιπτώσεις όπου απαιτείται η επίλυση προβλημάτων, κυρίως για φρεάτιους υδροφορείς, στο κατακόρυφο επίπεδο.

Για το λόγο αυτό, η περιγραφή των μαθηματικών μοντέλων που επιλύουν τους διάφορους τύπους μαθηματικών προβλημάτων διαχωρίζεται στις δύο αυτές κατηγορίες.

6.6 Η ΓΕΝΙΚΗ ΕΞΙΣΩΣΗ ΡΟΗΣ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΑΤΩΝ

Η παραπάνω ανάλυση γενικεύεται εύκολα για τρισδιάστατη ροή, θεωρώντας ένα διαφορικό όγκο αναφοράς *dx dy dz.* Με την ίδια πορεία υπολογισμών θα καταλήξουμε στην ακόλουθη, αντίστοιχη με την εξίσωση συνέχειας, σχέση (Gupta, 1989):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s\frac{\partial h}{\partial t}+W$$

όπου, εκτός από τη τρισδιάστατη θεώρηση του πεδίου ροής, έχει γίνει και η προσθήκη του όρου φόρτισης *W,* με διαστάσεις $[L*T^{-1}]$, που εκφράζει τις εξωτερικές εισόδους ή εξόδους (διαρροές) νερού. Η εξίσωση αυτή ισχύει γενικά για ομογενή, ετερογενή, ισότροπα και ανισότροπα μέσα.

Για ισότροπο (ομογενές ή ετερογενές) μέσο η παραπάνω εξίσωση γράφεται απλούστερα:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s\frac{\partial h}{\partial t}+W$$

και για ομογενές και ισότροπο μέσο γράφεται:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}=\frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{W}{K}$$

Στην περίπτωση μόνιμης ροής χωρίς όρο φόρτισης, στην οποία δεν υπάρχει μεταβολή στο πεδίο ροής με το χρόνο, οι παραπάνω εξισώσεις απλοποιούνται σημαντικά, αφού μηδενίζεται το δεξιό μέλος τους. Έτσι, η εξίσωση μόνιμης ροής σε ετερογενές ανισότροπο μέσο γράφεται (για το σύστημα συντεταγμένων των κυρίων αξόνων):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)=0$$

και η εξίσωση μόνιμης ροής σε ομογενές και ισότροπο μέσο γίνεται:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=0$$

Η τελευταία σχέση είναι γνωστή ως εξίσωση Laplace.

Η γενική εξίσωση των υπόγειων νερών περιγράφει τόσο την κίνηση του νερού στους υπό πίεση υδροφορείς όσο και στους ελεύθερους. Στην περίπτωση των υπό πίεση υδροφορέων και χωρίς να λαμβάνεται υπόψη ο όρος φόρτισης W, η γενική εξίσωση για ανισότροπο και ανομοιογενές μέσο τροποποιείται ως εξής:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

ενώ για ισότροπο και ομογενές είναι:

$$\left(K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}\right)+\left(K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right)+\left(K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2}\right)=S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

Στην περίπτωση των ελεύθερων υδροφορέων, κάνοντας την παραδοχή της οριζόντιας ροής και χωρίς να λαμβάνεται υπόψη ο όρος φόρτισης W, η γενική εξίσωση για ανισότροπο και ανομοιογενές μέσο τροποποιείται ως εξής:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x h \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y h \frac{\partial h}{\partial y}\right)=S_y \frac{\partial h}{\partial t}$$

Η παραπάνω εξίσωση είναι γνωστή ως εξίσωση Bousinesq. Γραμμικοποίηση αυτής της εξίσωσης μπορεί να συμβεί, όταν η αλλαγή στην πτώση της στάθμης είναι μικρή σχετικά με το πάχος του υδροφορέα, όπου το ύψος h αντικαθίσταται με το πάχος του υδροφορέα b. Για ένα ομογενή υδροφορέα η εξίσωση μετατρέπεται ως εξής:

$$\left(K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \right) + \left(K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) = \frac{S_y}{b} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Η ολοκλήρωση του μαθηματικού προβλήματος γίνεται με την προσθήκη των αρχικών και των οριακών συνθηκών. Ως αρχική συνθήκη για έναν αυθαίρετα οριζόμενο χρόνο t=0 ορίζεται η κατανομή του πιεζομετρικού (ή του υδραυλικού) φορτίου στην αρχή του φαινομένου και έχει τη γενική μορφή *h=f(x,y,0)*, όπου *f* είναι μια γνωστή συνάρτηση σε κάθε σημείο *x*, *y* του οριζόντιου πεδίου ροής.

Οι τύποι των οριακών συνθηκών που συνήθως χρησιμοποιούνται σε προβλήματα υπόγειων ροών είναι τρεις:

α) συνθήκες γνωστού φορτίου, $φ=f_1(x,y,t)$,

β) συνθήκες γνωστής παροχής $Q'_n=f_2(x,y,t)$,

όπου Q'_n η ανά μονάδα μήκους και κάθετα στην οριακή καμπύλη διηθούμενη παροχή και

γ) συνθήκες ημιπερατού ορίου.

Η πιο συνηθισμένη εφαρμογή της συνθήκης γνωστού φορτίου, αφορά στα όρια υδραυλικής επικοινωνίας του υδροφορέα με επιφανειακά νερά (ποτάμια, λίμνες θάλασσες), η αντίστοιχη γνωστής παροχής χρησιμοποιείται για αδιαπέρατα όρια (μηδενική διηθούμενη παροχή), ενώ η οριακή συνθήκη ημιπερατού ορίου εφαρμόζεται σε περιπτώσεις μερικά φραγμένης κοίτης ποταμού ή λίμνης, λόγω απόθεσης λεπτόκοκκων υλικών που μειώνει την υδραυλική επικοινωνία υδροφορέα-αποδέκτη.

Από τα παραπάνω, προκύπτει ότι η αντιμετώπιση των περιορισμένων υδροφορέων, στους οποίους τα όρια είναι γεωμετρικώς καθορισμένα, είναι απλούστερη. Στους φρεάτιους υδροφορείς, το γεγονός ότι το άνω όριο της ροής (όριο ελεύθερης επιφάνειας) δεν είναι γεωμετρικώς καθορισμένο, αλλά προσδιορίζεται από τη συνθήκη μηδενισμού της πίεσης, εισάγει σημαντική δυσκολία.

Πολύ συχνά τα προβλήματα ροής σε φρεάτιους υδροφορείς απλοποιούνται με τη λεγόμενη υπόθεση Dupuit, σύμφωνα με την οποία η ροή μπορεί να θεωρηθεί πρακτικώς οριζόντια (εφόσον βέβαια η κλίση του φρεατίου ορίζοντα είναι μικρή). Οι συνέπειες αυτής της υπόθεσης είναι ότι (α) η κατακόρυφη συνιστώσα της ειδικής παροχής είναι μηδενική, (β) οι οριζόντιες συνιστώσες της ειδικής παροχής είναι σταθερές καθ’ ύψος σε κάθε κατακόρυφη γραμμή και (γ) το υδραυλικό ύψος σε κάθε κατακόρυφη γραμμή είναι σταθερό καθ’ ύψος.

6.7 ΑΝΑΛΥΤΙΚΕΣ ΛΥΣΕΙΣ ΜΟΝΙΜΗΣ ΡΟΗΣ

Η μόνιμη ροή που αναπαρίσταται από την εξίσωση Laplace, μπορεί να επιλυθεί με βάση τη θεωρία των μερικών διαφορικών εξισώσεων. Για συνθήκες πραγματικής ροής, οι λύσεις πρέπει να ικανοποιούν τις οριακές συνθήκες σχετικά με τα πιεζομετρικά φορτία. Το πορώδες υλικό θεωρείται ομογενές και ισότροπο σε όλες τις περιπτώσεις.

6.7.1 Υπό πίεση υδροφορέας

Η ροή στη γεώτρηση που διαπερνά ολόκληρο το πάχος του υδροφόρου στρώματος σε ένα ομογενή και ισότροπο υδροφορέα είναι ακτινωτά συμμετρική. Η ακτίνα της γεώτρησης μετράται από το κέντρο της γεώτρησης (Σχήμα 6.3). Για έναν ισότροπο και ομογενή υδροφορέα, η εξίσωση που αναφέρεται στη μόνιμη ροή είναι (Freeze and Cherry, 1979):

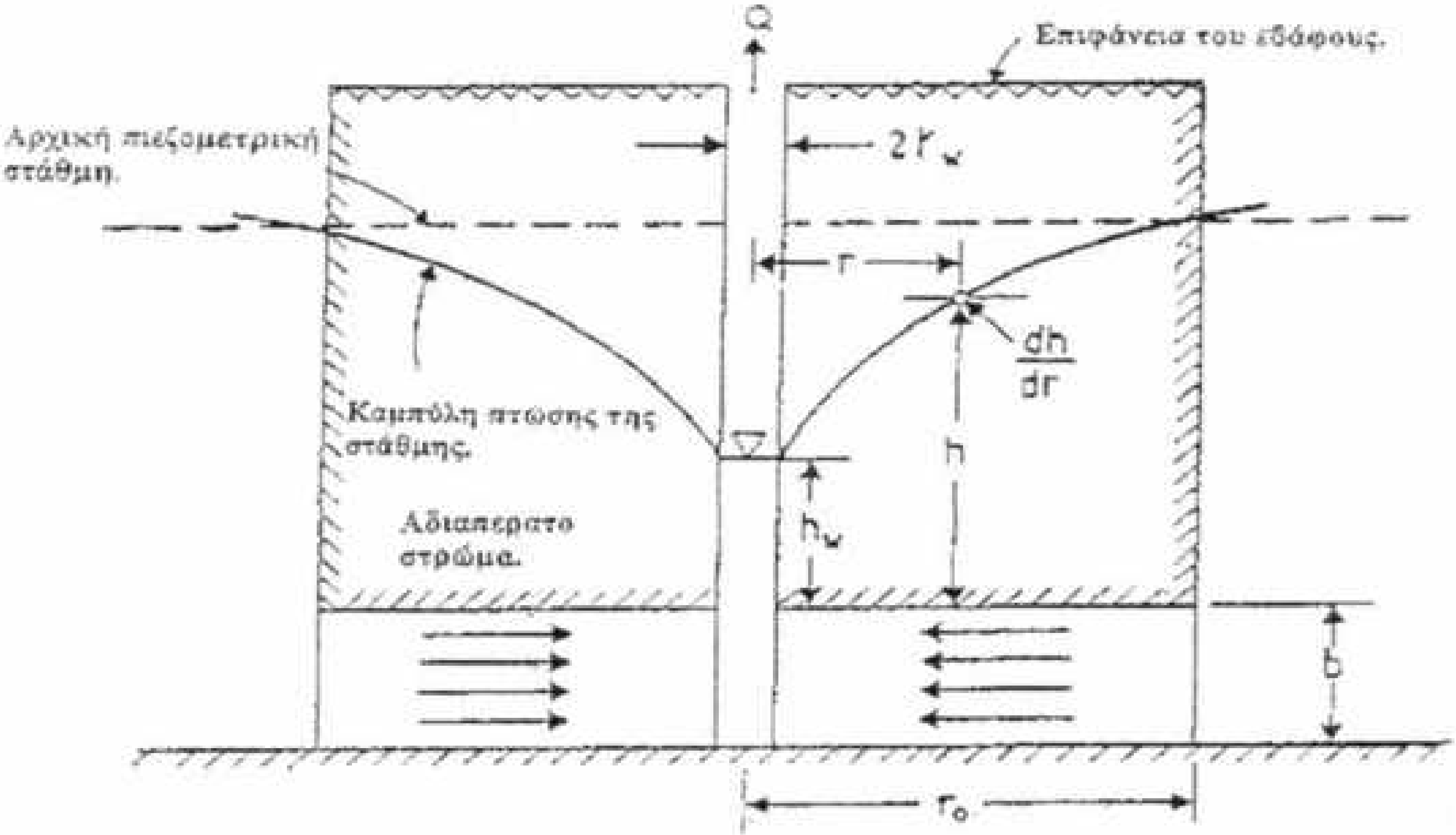
$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0$$

Χρησιμοποιώντας πολικές συντεταγμένες, δηλαδή:

$$x = r \cos \theta$$

$$y = r \sin \theta$$

$$r = \left(x^2 + y^2\right)^{1/2} \qquad \theta = \tan^{-1}\left(\frac{y}{x}\right)$$



Σχήμα 6.3 Υπό πίεση ή περιορισμένος υδροφορέας.

η εξίσωση της υπόγειας ροής λαμβάνει τη μορφή:

$$\frac{d^2h}{dr^2}+\frac{1}{r}\frac{dh}{dr}=0 \qquad \left[L^{-1}\right]$$

ή

$$\frac{1}{r}\frac{d}{dr}\left(r\frac{dh}{dr}\right)=0$$

που σημαίνει ότι το γινόμενο:

$$r\frac{dh}{dr}=C_1, C_1$$ ±²~¯£° ά

Η παροχή προκύπτει από το νόμο Darcy, χρησιμοποιώντας ως επιφάνεια A την παράπλευρη επιφάνεια κυλίνδρου ακτίνας r και ύψους b, σύμφωνα με την εξίσωση:

$$Q = 2\pi rbK \frac{dh}{dr}$$

η οποία αν λυθεί ως προς h δίνει:

$$h = \frac{Q}{2\pi bK} \ln r + C_2$$

Εφαρμόζοντας δύο φορές την τελευταία εξίσωση, για αποστάσεις R και r και αφαιρώντας κατά μέλη, λαμβάνεται:

$$h = \frac{Q}{2\pi bK} \ln \frac{r}{R} + H \qquad [L]$$

όπου: *H* = το πιεζομετρικό φορτίο σε απόσταση *R*

h = το πιεζομετρικό φορτίο σε κάθε απόσταση *r*

Q = η παροχή άντλησης

b = το πάχος του υδροφορέα

bK= η μεταφορικότητα

Η παραπάνω εξίσωση θα μπορούσε να εξαχθεί και με την ολοκλήρωση της εξίσωσης Darcy:

$$Q = 2\pi rbK\frac{dh}{dr}$$

$$\int_h^H dh = \frac{Q}{2b\pi K}\int_r^R \frac{dr}{r}$$

6.7.2 Ελεύθερος υδροφορέας

Η ανάλυση του ελεύθερου υδροφορέα γίνεται με τις παραδοχές Dupuit, όπου δηλαδή θεωρείται ότι

α) η ροή είναι οριζόντια και

β) η ταχύτητα της ροής είναι ανάλογη της υδραυλικής κλίσης.

Μία βασική διαφορά ανάμεσα στη ροή ενός υπό πίεση υδροφορέα και ενός ελεύθερου είναι ότι στον ελεύθερο το πάχος του υδροφορέα μεταβάλλεται και ως εκ τούτου μεταβάλλεται και η διατομή παροχέτευσης νερού στη γεώτρηση άντλησης. Η σχέσεις που αναφέρθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο εδώ γίνονται:

$$Q = 2\pi rhK \frac{dh}{dr}$$

αφού η παροχή δεν εξαρτάται από το πάχος του υδροφορέα *b* αλλά από τη στάθμη του νερού *h.* Η τελευταία λαμβάνει τη μορφή:

$$hdh = \frac{Q}{2\circledR K}\frac{dr}{r}$$

η επίλυση της οποίας δίνει:

$$h^2 = \frac{Q}{\circledR K}\ln r + C_2$$

Εφαρμόζοντας πάλι την τελευταία εξίσωση για αποστάσεις r (με στάθμη h) και R (με στάθμη H) και αφαιρώντας κατά μέλη, λαμβάνεται:

$$h^2 = \frac{Q}{\circledR K}\ln\frac{r}{R} + H^2 \quad \left[L^2\right]$$

ή

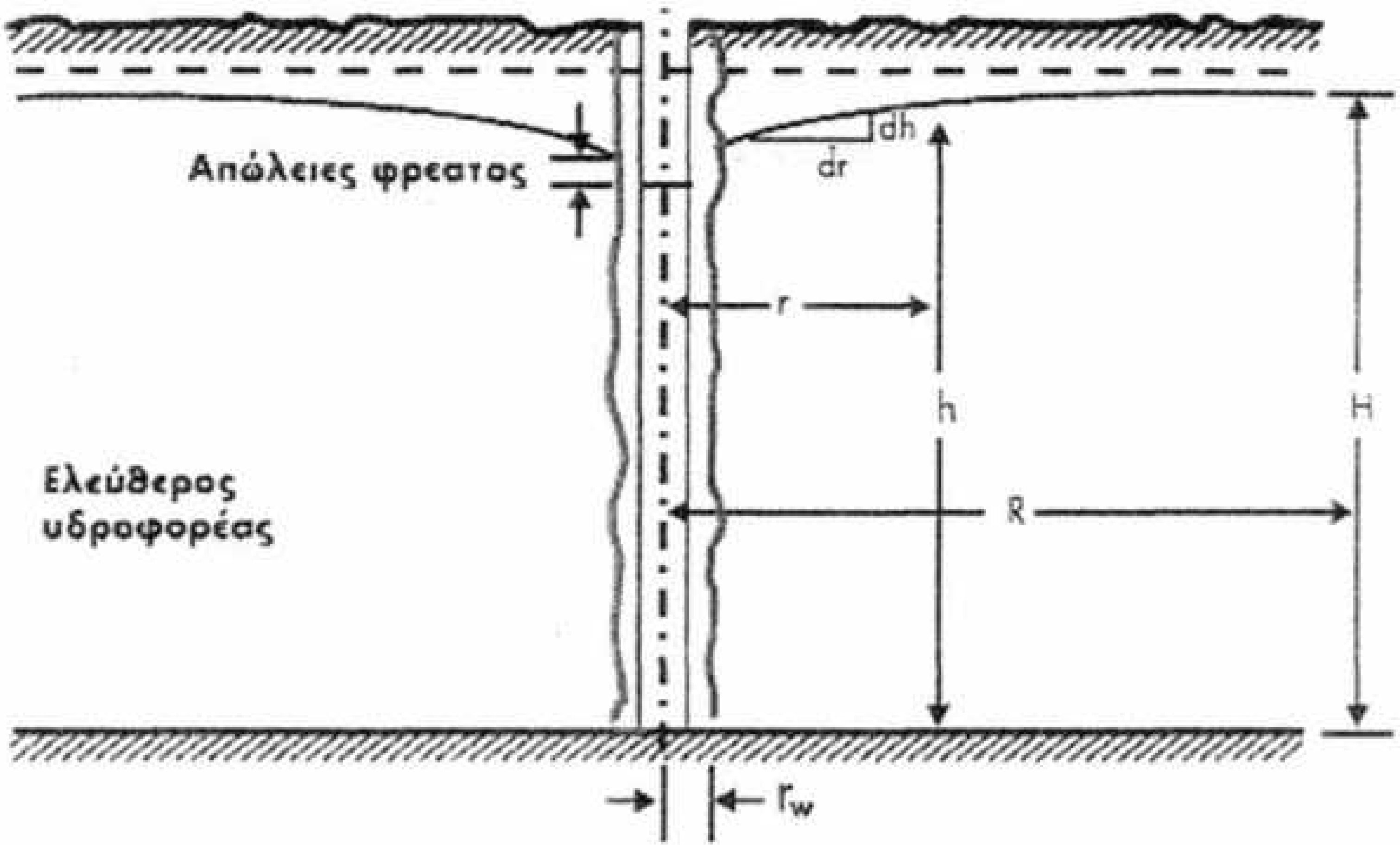
$$H^2 - h^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R}{r} \quad \left[L^2 \right]$$

Η παραπάνω εξίσωση θα μπορούσε να εξαχθεί και με την ολοκλήρωση της εξίσωσης Darcy:

$$Q = 2 \pi r h k \frac{dh}{dr}$$

$$\int_h^H h\, dh = \frac{Q}{2 \pi K} \int_r^R \frac{dr}{r}$$

Τα παραπάνω μεγέθη απεικονίζονται στο Σχήμα 6.4.



Σχήμα 6.4 Ελεύθερος ή φρεάτιος υδροφορέας.

6.7.3 Ημιπεριορισμένος υδροφορέας

Στην περίπτωση του ημιπεριορισμένου υδροφορέα, αυτός περιορίζεται ανάμεσα σε ένα κάτω αδιαπέρατο στρώμα και ένα πάνω ημιπερατό. Επάνω από το ημιπερατό στρώμα είναι ένας ελεύθερος υδροφορέας, και αρχικά το πιεζομετρικό φορτίο του ημιπεριορισμένου υδροφορέα συμπίπτει με τη στάθμη του ελεύθερου υδροφορέα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.5. Με την άντληση από τον ημιπεριορισμένο υδροφορέα, δημιουργείται μία πιεζομετρική διαφορά ανάμεσα στον ελεύθερο υδροφορέα και τον υπό πίεση, επιτρέποντας ροή από το ημιπερατό στρώμα. Η ροή θεωρείται οριζόντια στον υπό πίεση υδροφορέα και κατακόρυφη στο ημιπερατό στρώμα. Στη γενική εξίσωση προστίθεται ένας όρος που αναπαριστά τη διαρροή από τον ελεύθερο υδροφορέα στον ημιπεριορισμένο:

$$q' = K' \frac{H_0 - h}{b'}$$

Ως εκ τούτου η εξίσωση για ημιπεριορισμένο υδροφορέα σε μονοδιάστατη μορφή είναι:

$$Kb\frac{d^2h}{dr^2}+Kb\frac{1}{r}\frac{dh}{dr}+\frac{K'}{Kbb'}s=0$$

Για πτώση στάθμης s = H_0 –h:

$$-\frac{d^2s}{dr^2}-\frac{1}{r}\frac{ds}{dr}+\frac{K'}{Kbb'}s=0$$

ή

$$\frac{d^2s}{dr^2}+\frac{1}{r}\frac{ds}{dr}-\frac{s}{B^2}=0 \quad \left[L^{-1}\right]$$

Η επίλυση της τελευταίας διαφορικής εξίσωσης δίνει:

$$s = C_1 K_0\left(\frac{r}{B}\right) + C_2 \Gamma_0\left(\frac{r}{B}\right) \quad [L]$$

όπου:

s = η πτώση στάθμης

Γ_o (r/B) = η τροποποιημένη συνάρτηση Bessel πρώτης τάξης

K_0 (r/B) = η τροποποιημένη συνάρτηση Bessel δεύτερης τάξης

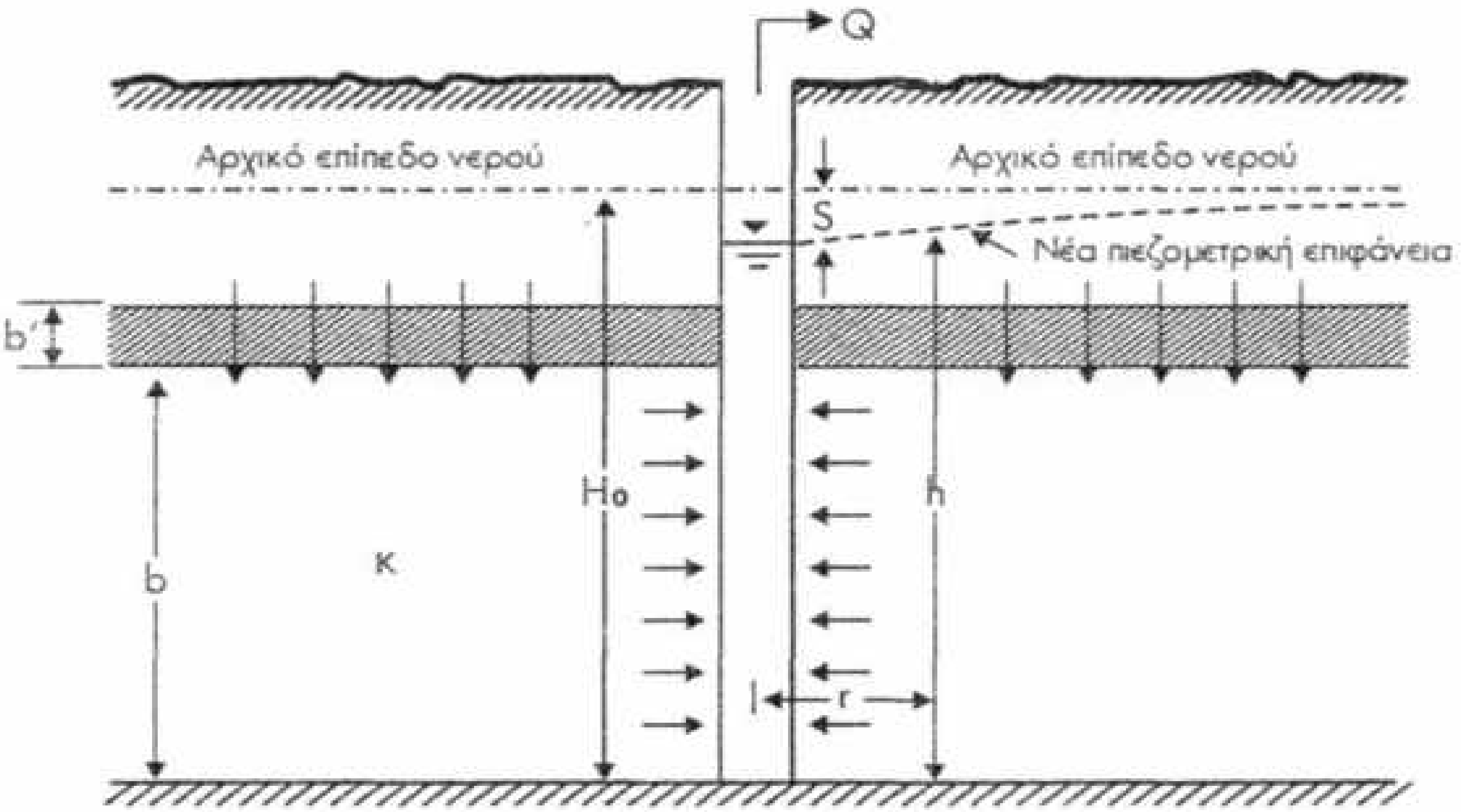
C_1, C_2 = σταθερές που προκύπτουν από οριακές συνθήκες

Η τελική εξίσωση για έναν απεριόριστης έκτασης ημιπεριορισμένο υδροφορέα είναι:

$$s = \frac{Q}{2 \circledR T} K_0\left(\frac{r}{B}\right) \quad [L]$$

Οι τιμές K_0 (r/B) για διάφορες τιμές r/B πινακοποιούνται. Για r/B<0.05 η παραπάνω εξίσωση γράφεται:

$$s = \frac{Q}{2\text{®}\,T}\ln\left(1.123\,\frac{B}{r}\right) \quad [L]$$



Σχήμα 6.5 Ημιπεριορισμένος υδροφορέας.

6.8 ΘΕΩΡΙΑ ΕΙΔΩΛΩΝ

Η εφαρμογή της γενικής εξίσωσης της υπόγειας ροής προϋποθέτει ότι τα όρια του υδροφορέα είναι απεριόριστα. Όλοι οι υδροφορείς ωστόσο, περιβάλλονται είτε από αδιαπέρατα στρώματα είτε από σταθερής τροφοδοσίας όρια, όπως λίμνες και ποτάμια.

Στην περίπτωση που γεωτρήσεις άντλησης βρίσκονται κοντά σε τέτοια όρια, οι εξισώσεις για απεριόριστο υδροφορέα είναι μη εφαρμόσιμες και για την αντιμετώπιση αυτών των περιπτώσεων είναι απαραίτητη η χρήση της θεωρίας των ειδώλων, όπου γεωτρήσεις - είδωλα χρησιμοποιούνται για τη δημιουργία προϋποθέσεων απεριόριστου υδροφορέα. Στο παρόν κεφάλαιο εξετάζονται δύο περιπτώσεις, η μία πλησίον ποταμού και η άλλη πλησίον αδιαπέρατου στρώματος.

6.8.1 Γεώτρηση πλησίον ποταμού

Κατά μήκος του ποταμού υπάρχει ένα σταθερό πιεζομετρικό φορτίο. Ως εκ τούτου ο κώνος πτώσης της υπόγειας στάθμης πρέπει να απολήγει στην επιφάνεια του ποταμού.

Αυτό μπορεί να επιτευχθεί, εάν μία γεώτρηση είδωλο που εμπλουτίζει τον υπόγειο υδροφορέα βρίσκεται στην άλλη πλευρά του ποταμού, σε ίση απόσταση από αυτόν με την αρχική γεώτρηση, σύμφωνα με το Σχήμα 6.6.

Η γεώτρηση εμπλουτισμού λειτουργεί με την ίδια παροχή με εκείνη της γεώτρησης άντλησης, έτσι ώστε η πτώση στάθμης της γεώτρησης που οφείλεται στην άντληση, να είναι ίση με την άνοδο της στάθμης που οφείλεται στον εμπλουτισμό και οι δύο στάθμες να εξομοιώνονται κατά μήκος του ποταμού, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.7.

Έστω ότι η απόσταση της γεώτρησης άντλησης από το ποτάμι είναι α Για σημείο με συντεταγμένες (x, y), οι αποστάσεις της γεώτρησης άντλησης και εμπλουτισμού από το συγκεκριμένο σημείο είναι αντίστοιχα:

$$r_1 = \sqrt{(a-x)^2 + y^2} \quad \text{©~§} \quad r_2 = \sqrt{(a+x)^2 + y^2}$$

Η πτώση στάθμης εξαιτίας της πραγματικής γεώτρησης είναι:

$$s_1 = \frac{Q}{2\text{®} bK} \ln \frac{a}{r_1}$$

ενώ η γεώτρηση είδωλο, δημιουργεί άνοδο στάθμης ίση με:

$$s_2 = -\frac{Q}{2\text{®} bK} \ln \frac{a}{r_2}$$

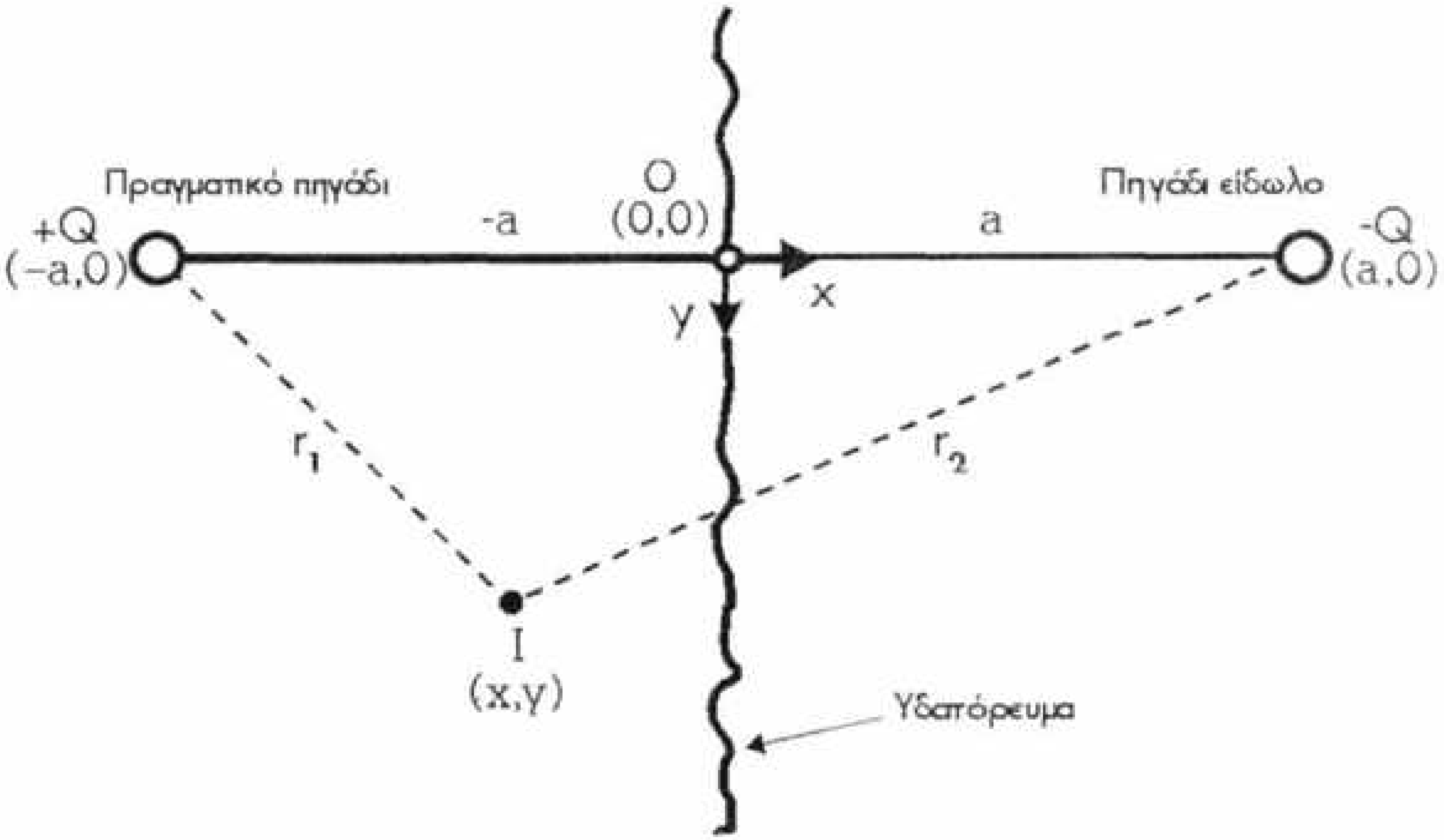
Η τελική πτώση στάθμης στο σημείο (x, y) θα είναι ίση με το άθροισμα της πτώσης στάθμης που οφείλεται στην πραγματική γεώτρηση και της ανόδου της στάθμης εξαιτίας της παρουσίας του υδατορεύματος, δηλαδή:

$$s = s_1 + s_2 = \frac{Q}{4\text{®}bK} \ln \frac{y^2 + (a+x)^2}{y^2 + (a-x)^2} \quad [L]$$

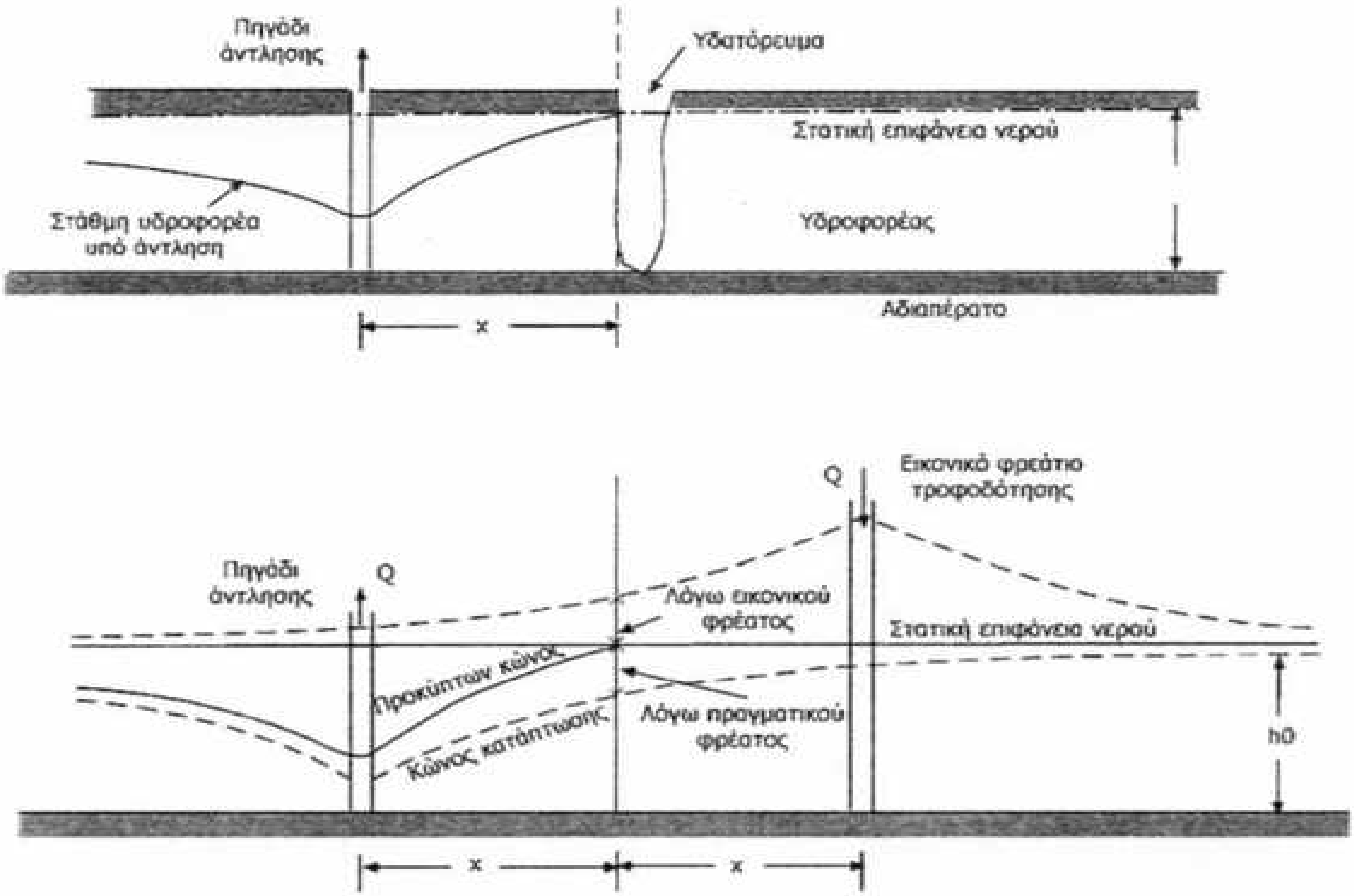
όπου:

a = η οριζόντια απόσταση του ποταμού από τη γεώτρηση

x,y = οι συντεταγμένες του σημείου όπου αναζητείται η πτώση στάθμης



Σχήμα 6.6 Απόσταση των γεωτρήσεων άντλησης και επανοτροφοδοσίας από το ποτάμι.



Σχήμα 6.7 Συνδυασμός πτώσης στάθμης των γεωτρήσεων άντλησης και επανατροφοδοσίας.

6.8.2 Γεώτρηση πλησίον αδιαπέρατων ορίων

Στην περίπτωση αυτή δεν υπάρχει ροή πέραν του αδιαπέρατου στρώματος. Εάν μία γεώτρηση είδωλο τοποθετηθεί από την άλλη πλευρά του στρώματος και αντλεί με την ίδια παροχή, τότε οι πτώσεις στάθμης θα συναντηθούν στο αδιαπέρατο όριο, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.8. Εάν η ακτίνα επιρροής είναι *R, τότε η πτώση στάθμης για κάθε γεώτρηση δίνεται από τη σχέση:*

$$s = \frac{Q}{2{\circledR} bK}\ln\frac{R^{2}}{r_1 r_2}[L]$$

όπου:

r_1, r_2 = οι αποστάσεις όπως ορίζονται παραπάνω και

R = η ακτίνα επιρροής.

6.10 ΑΠΩΛΕΙΕΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ

Η συνολική πτώση στάθμης σε μία γεώτρηση αποτελείται από δύο συνιστώσες. Η μία είναι η πτώση S_a που παρατηρείται στο εξωτερικό μέρος της γεώτρησης και η άλλη S_w καθώς το νερό μετακινείται μέσω των φίλτρων στην αντλία. Η δεύτερη πτώση είναι γνωστή ως απώλειες λόγω διαμόρφωσης της γεώτρησης και δίνεται από τη σχέση:

$$s_w = CQ^n [L]$$

όπου:

C= σταθερά, $<0.5 \, min^2/m^5$, για καλή σχεδίαση γεώτρησης

n = η δύναμη της παροχής συνήθως 2

Οι συνολικές απώλειες γεώτρησης για κατάσταση ισορροπίας (συνθήκες μόνιμης ροής) είναι:

$$s_t = \frac{2.3Q}{2\text{®}\,T} \log \frac{r_0}{r_w + CQ^n} [L]$$

ενώ για κατάσταση μη ισορροπίας (συνθήκες μη μόνιμης ροής) είναι:

$$s_t = \frac{2.3Q}{4\text{®}\,T} \log \frac{2.25Tt}{r_w^2 S} + CQ^n [L]$$

Η απόδοση της γεώτρησης δίνεται από τη σχέση:

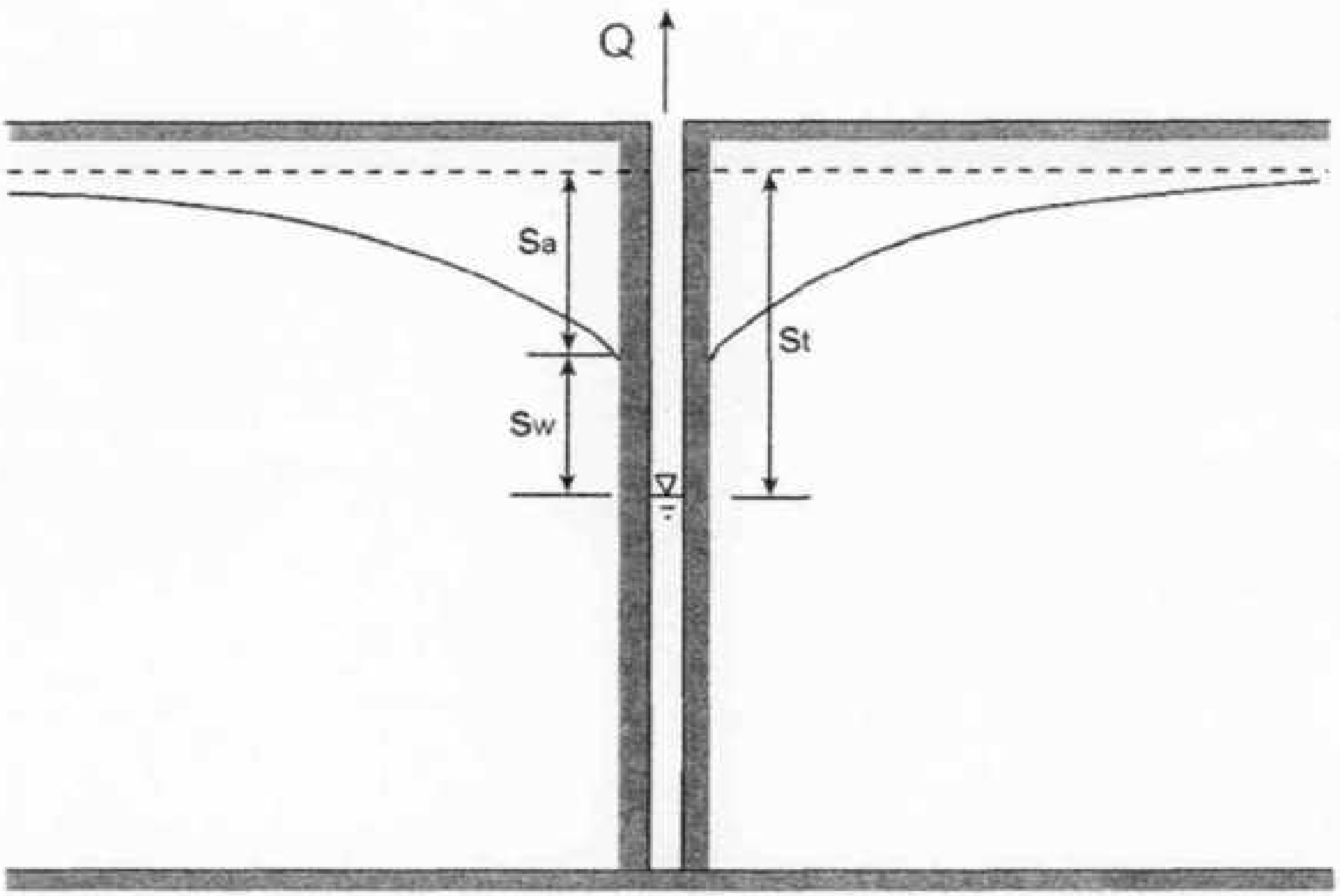
$$E = \frac{s_a}{s_t} \times 100 \left[\text{~¢§ά±2~2-}\right]$$

ή αλλιώς:

$$E = \left(1 - \frac{s_w}{s_t}\right) \times 100 [\sim ¢§ά±^2\sim^2-]$$

Ειδική ικανότητα είναι η απόδοση της γεώτρησης για μοναδιαία πτώση στάθμης:

$$a = \frac{Q}{s_t}\left[L^2 T^{-1}\right]$$



Σχήμα 6.17 Απώλειες γεώτρησης.

6.11 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΔΟΚΙΜΑΣΤΙΚΩΝ ΑΝΤΛΗΣΕΩΝ

Οι δοκιμές άντλησης και επαναφοράς (drawdown and recovery tests) έχουν σαν σκοπό να εκτιμήσουν τις βασικές παραμέτρους των υδροφορέων στη γειτονική περιοχή της γεώτρησης που γίνεται το τεστ. Τα τεστ άντλησης είναι ένας τρόπος εκτίμησης και προσδιορισμού των παραμέτρων από ελεγχόμενο πείραμα και όχι από ιστορικά στοιχεία του υδροφορέα. Οι παράμετροι του υδροφορέα που εκτιμώνται είναι η παροχετευτικότητα (transmissivity) T και ο συντελεστής εναποθήκευσης (storativity) S.

Ανάλογα με τη φύση του τεστ και τα στοιχεία που συλλέγονται, είναι δυνατόν να εκτιμηθούν και άλλες παράμετροι π.χ. ο συντελεστής διαρροής (leakage factor) λ, πληροφορίες για τις οριακές συνθήκες (boundary conditions) κ.λ.π.

Κατά τη διάρκεια της δοκιμής σε μια γεώτρηση, η άντληση πρέπει να γίνεται με σταθερή παροχή Q_w ενώ οι μεταβολές της πτώσης στάθμης της υπό άντληση γεώτρησης καταγράφονται με την πάροδο του χρόνου (drawdown test). Η αντίστοιχη καταγραφή γίνεται και σε μια ή περισσότερες σε ηρεμία γειτονικές γεωτρήσεις (interference test) εφόσον σε αυτές υπάρχει δυνατότητα μέτρησης της στάθμης.

Τα στοιχεία που προκύπτουν από την καταγραφή, όταν εισαχθούν στην κατάλληλη εξίσωση πτώσης στάθμης - χρόνου, παρέχουν τις παραμέτρους που προαναφέραμε.

Η επιλογή της κατάλληλης εξίσωσης είναι ίσως το πιο δύσκολο βήμα ενός τεστ άντλησης, αφού η εξίσωση αυτή εξαρτάται από τις οριακές συνθήκες του υδροφορέα, τη γεωλογία, τη διαρροή ανάμεσα στα υδροφόρα στρώματα κλπ. Εδώ πρέπει να γίνουν υποθέσεις, βασιζόμενοι σε προηγούμενες γεωλογικές πληροφορίες, αφού δεν υπάρχει συστηματική θεωρία για την επιλογή της κατάλληλης εξίσωσης.

Υποθέτουμε λοιπόν ότι τα υδροφόρα στρώματα συμπεριφέρονται σαν αντιπροσωπευτικός υδροφορέας, αφού η ροή στα στρώματα αυτά είναι πρακτικά οριζόντια. Οι αδιαπέρατοι σχηματισμοί που βρίσκονται μεταξύ των διαπερατών δε συμμετέχουν υδραυλικά.

Η δοκιμαστική άντληση, ένα πείραμα με το οποίο προσδιορίζονται χαρακτηριστικά του υδροφορέα γίνεται σε δύο φάσεις: τη φάση άντλησης και τη φάση επαναφοράς. Η άντληση ξεκινά με σταθερή παροχή Q οπότε η στάθμη στη γεώτρηση αρχίζει να πέφτει, Η πτώση στάθμης s είναι συνάρτηση του χρόνου t από την έναρξη της άντλησης. Όταν η στάθμη σταματήσει να πέφτει (αυτό συμβαίνει όταν ο υδροφορέας φτάσει σε κατάσταση ισορροπίας), σταματά η άντληση, και η στάθμη αρχίζει πάλι να ανεβαίνει.

6.12 ΕΜΠΛΟΥΤΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ

Εμπλουτισμός ονομάζεται η αναπλήρωση των αποθεμάτων υπόγειου νερού από τα επιφανειακά αποθέματα. Η βροχόπτωση είναι ένας φυσικός τρόπος εμπλουτισμού μιας λεκάνης.

Ο τεχνητός εμπλουτισμός μιας λεκάνης γίνεται με μια ποικιλία μεθόδων, όταν είναι απαραίτητο να επαυξηθούν τα υπόγεια αποθέματα νερού.

Υπάρχουν πέντε συνήθεις τεχνικές τεχνητού εμπλουτισμού, με την πρώτη από τις πέντε να διαχωρίζεται σε 4 υποκατηγορίες:

1. Επιφανειακή τροφοδοσία νερού

α. Μέθοδος λεκάνης

Νερό που εκτρέπεται ή αντλείται από υδατόρευμα, γεμίζει μία ή σειρά από μικρές φυσικές λεκάνες και διηθούμενο μέσα στο έδαφος τροφοδοτεί τον υπόγειο υδροφορέα. Ο ρυθμός τροφοδοσίας έχει αποδειχτεί ότι είναι άμεσα ανάλογος με τη διαφορά στάθμης μεταξύ του νερού τροφοδοσίας και της στάθμης του υδροφορέα και μειώνεται με το χρόνο λόγω πλήρωσης των εδαφικών πόρων.

β. Μέθοδος υδατορεύματος - αγωγού

Με τη μέθοδο αυτή ενισχύεται η έτσι και αλλιώς σημαντική τροφοδοσία του υπόγειου υδροφορέα από υδατορεύματα, με διαρρύθμιση της κοίτης και κατασκευή φραγμάτων και αναχωμάτων.

γ. Μέθοδος τάφρου

Με λογική αντίστοιχη με αυτήν της μεθόδου υδατορεύματος - αγωγού, κατασκευάζεται μια σειρά από ρηχές τάφρους, επίπεδης κοίτης, η μία κοντά στην άλλη, με το νερό να εκτρέπεται από υδατόρευμα προς αυτές,

δ. Μέθοδος κατάκλισης

Είναι η απλούστερη και πιο οικονομική μέθοδος τροφοδοσίας. Παρόμοια με τη μέθοδο λεκάνης, μόνο που εδώ η έκταση τροφοδοσίας είναι φυσική, με τεχνητά αναχώματα στα άκρα της, σε περίπτωση που το ανάγλυφο δεν ευνοεί την κατάκλιση.

2. Λάκκοι τροφοδοσίας

Η εκσκαφή ενός λάκκου τροφοδοσίας, είναι μια πολύ αποτελεσματική μέθοδος τεχνητού εμπλουτισμού, στην περίπτωση που υπάρχει σε μικρό βάθος κάτω από την αδιαπέρατη επιφάνεια, διαπερατό εδαφικό στρώμα. Συχνά ο πυθμένας του λάκκου καλύπτεται με χαλίκια.

3. Φρέατα τροφοδοσίας

Αυτά είναι αντίστοιχα με τα φρέατα άντλησης, με αντίστροφη όμως λειτουργία, μια και τροφοδοτούνται με νερό από την επιφάνεια. Γύρω από αυτά δημιουργείται ένας κώνος ανύψωσης, που είναι το είδωλο του κώνου κατάπτωσης. Οι τύποι των φρεάτων άντλησης ισχύουν και στα φρέατα τροφοδοσίας.

4. Επιφερόμενη τροφοδοσία

Αυτή γίνεται σε ένα υδραυλικά συνδεδεμένο σύστημα υδροφορέα - υδατορεύματος, όταν αντλείται νερό από ένα γειτονικό πηγάδι. Σε αυτήν την περίπτωση, η αυξημένη άντληση από το πηγάδι, δημιουργεί μεγαλύτερη υδραυλική κλίση, στην τροφοδοσία του υδροφόρου ορίζοντα από το υδατόρευμα και συνεπώς καλύτερο εμπλουτισμό.

5. Διάθεση λυμάτων

Χρησιμοποιώντας λύματα που έχουν υποστεί δευτεροβάθμια επεξεργασία, για την τροφοδοσία του υδροφορέα, επιτυγχάνεται όχι μόνο ο εμπλουτισμός του υδροφορέα αλλά και η περαιτέρω επεξεργασία των λυμάτων.

6.13 ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗ

Η ανάμιξη αλμυρού και γλυκού νερού είναι το πιο συχνό πρόβλημα ρύπανσης του υπόγειου νερού που οφείλεται κυρίως στην είσοδο του θαλάσσιου νερού σε παράκτιους υδροφορείς.

6.13.1 Διεπιφάνεια αλμυρού και γλυκού νερού

Στο Σχήμα 6.18 δίνεται η διατομή ενός παράκτιου υδροφορέα. Σε κάθε σημείο της διεπιφάνειας η πίεση του υπερκείμενου γλυκού νερού εξισορροπεί την πίεση του υποκείμενου αλμυρού, ισχύει δηλαδή η σχέση:

$$\rho_s g Z = \rho_f g \left(Z + h\right)$$

ή

$$Z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h \left[L\right]$$

όπου:

ρ_s = η πυκνότητα του αλμυρού νερού

ρ_f = η πυκνότητα του γλυκού νερού

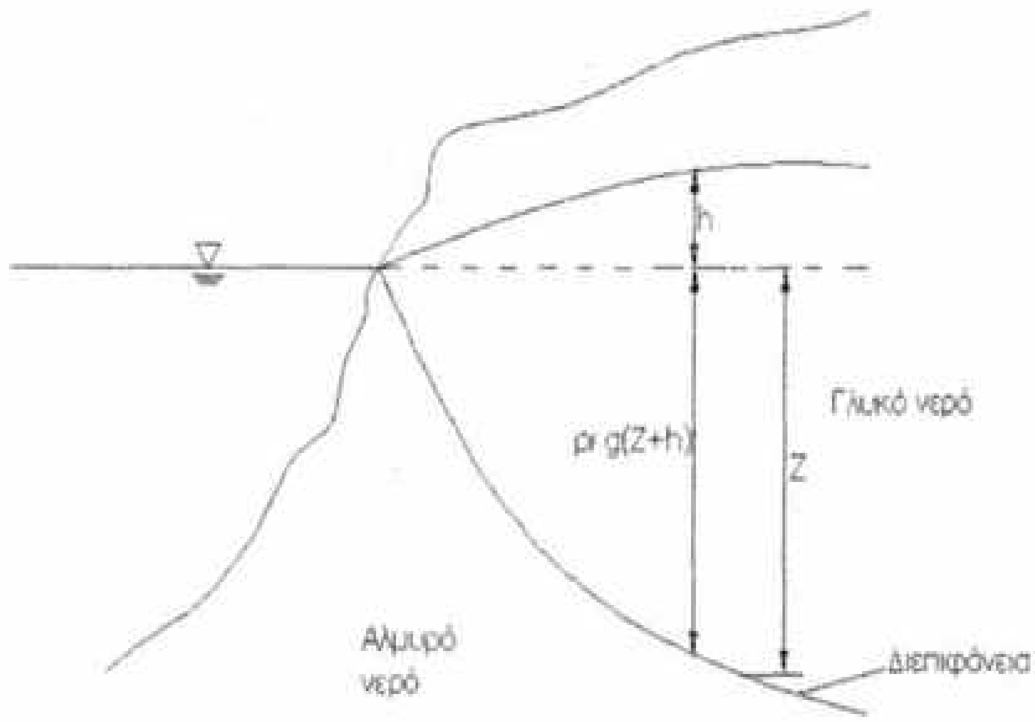
Z= το βάθος της διεπιφάνειας σε κάθε σημείο και

h = το πιεζομετρικό ύψος πάνω από την επιφάνεια της *θάλασσας* σε κάθε σημείο

Η τελευταία σχέση ονομάζεται εξίσωση των Ghyben - Herberg και αγνοεί την κίνηση του νερού. Για τυπικές τιμές πυκνότητας ρ_s = 1.025 και ρ_f = 1.0, η εξίσωση λαμβάνει τη μορφή:

$$Z = 40h$$

δηλαδή το θαλασσινό νερό συναντάται σε βάθος ίσο με 40 φορές το ύψος του γλυκού νερού, όπως άλλωστε παρατηρείται και στη πράξη.



Σχήμα 6.18 Ισορροπία γλυκού και αλμυρού νερού σε ελεύθερο παράκτιο υδροφορέα.

6.13.2 Κώνος ανύψωσης αλμυρού νερού

Στην περίπτωση όπου ένα στρώμα αλμυρού νερού βρίσκεται κάτω από τη ζώνη του γλυκού νερού και ένα πηγάδι αντλεί μόνο από τη στρώση γλυκού, παρατηρείται μια ανύψωση της διεπιφάνειας αλμυρού και γλυκού νερού, όπως φαίνεται στην Σχήμα 6.19. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως κώνος ανύψωσης.

Μετά τη σταθεροποίηση του, το φαινόμενο, περιγράφεται από τη σχέση:

$$Z = \frac{Q\rho_f}{2\pi dK\left(\rho_s - \rho_f\right)}[L]$$

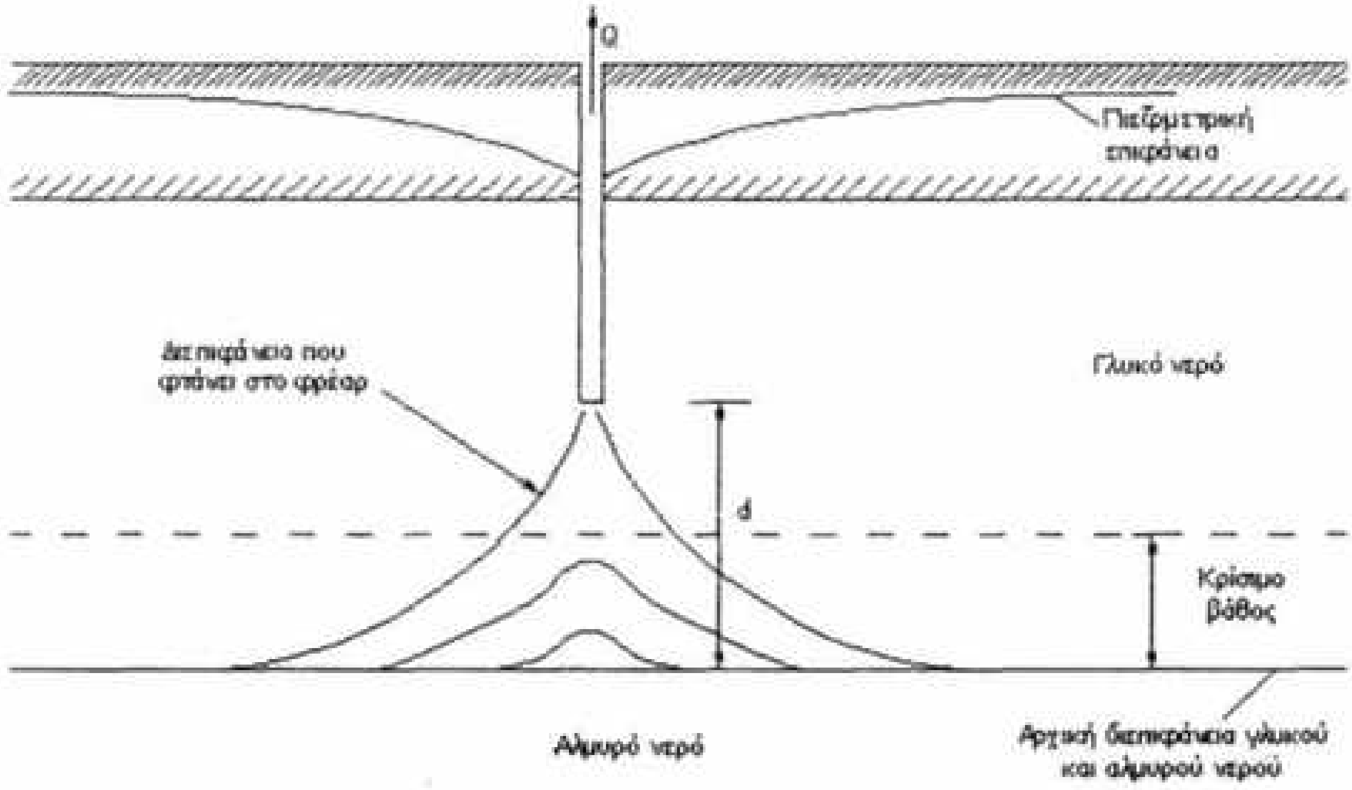
όπου:

K = η υδραυλική αγωγιμότητα

d = το βάθος της αρχικής διεπιφάνειας γλυκού - αλμυρού νερού κάτω από τον πυθμένα του φρέατος

Όταν η ανύψωση γίνει κρίσιμη (π.χ, Z/d = 0.3 με 0.5) το αλμυρό νερό φτάνει στο φρέαρ, ρυπαίνοντας έτσι την τροφοδοσία. Συνεπώς η μέγιστη παροχή ώστε να κρατηθεί η ανύψωση κάτω από το κρίσιμο όριο, μπορεί να υπολογιστεί αντικαθιστώντας Z = 0.5d στην τελευταία εξίσωση:

$$Q_{max} = ® d^2 K \frac{\circ_s - \circ_f}{\circ_f} \left[L^3 T^{-1} \right]$$



Σχήμα 6.19 Κώνος ανύψωσης αλμυρού νερού κάτω από φρέαρ άντλησης.