



Ελληνική Δημοκρατία
Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό
Ίδρυμα Ηπείρου

Στραγγίσεις (Θεωρία)

Ενότητα 5 : Κίνηση του νερού στο έδαφος I
Δρ. Μενέλαος Θεοχάρης



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ & ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ, ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ & ΑΘΛΗΤΙΣΜΟΥ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ

4.1 Γενικά

Όπως *προαναφέρθηκε*, το νερό που βρίσκεται μέσα στο έδαφος, διακρίνεται σε τέσσερες βασικές κατηγορίες ήτοι *στο υγροσκοπικό νερό*, *στο υμενώδες νερό*, *στο τριχοειδές νερό* και *στο βαρυτητικό νερό* ή ελεύθερο νερό.

Από τις κατηγορίες αυτές εκείνη που ενδιαφέρει βασικά τις στραγγίσεις είναι το βαρυτητικό νερό. Γενικά η κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος, το οποίο έδαφος χαρακτηρίζεται σαν ένα πορώδες μέσο, είναι πολύπλοκη.

Η κίνηση αυτή μπορεί, ωστόσο, να θεωρηθεί, κατά απλουστευμένο τρόπο, σαν αποτέλεσμα συμβολής δύο βασικά δυνάμεων που οφείλονται στη βαρύτητα και στη διαφορά της υδροστατικής πίεσης μεταξύ δύο σημείων της ροής. Οι παραπάνω δυνάμεις, για απλούστευση, θα λέγονται υδραυλικό φορτίο το οποίο μπορεί να είναι σταθερό (θεωρητικά), ή μεταβαλλόμενο. Έτσι, αν διανοιχθεί π.χ. μία τάφρος στο έδαφος για την απομάκρυνση του νερού που περισσεύει, η ροή του εδαφικού νερού σ' αυτή μπορεί να γίνεται με σταθερό υδραυλικό φορτίο (θεωρητική περίπτωση), οπότε και χαρακτηρίζεται ως σταθερή ή με μεταβαλλόμενο υδραυλικό φορτίο, οπότε η ροή χαρακτηρίζεται ως ασταθής.

Η κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος γίνεται κατά τις τρεις διαστάσεις αλλά στη μελέτη ειδικών περιπτώσεων μπορεί να εξετάζεται κατά μία (μονοδιάστατη ροή), κατά δύο (επίπεδη ροή) ή και κατά τις τρεις διαστάσεις (τριδιάστατη ροή).

Στα επόμενα εκτίθενται τα υδροδυναμικά προβλήματα της ροής του εδάφους. Αρχικά εξετάζεται η διείσδυση του νερού, και στη συνέχεια, η κίνηση του μέσα στο έδαφος.

4.2 Οι βασικές αρχές της κίνησης του νερού στο έδαφος

Για την εξαγωγή των θεμελιωδών τύπων, οι οποίοι διέπουν την κίνηση των ρευστών, μερική περίπτωση της οποίας είναι η ροή του νερού μέσα στο έδαφος, εφαρμόζονται οι βασικές αρχές της υδραυλικής, οι αναφερόμενες στο έργο και την ενέργεια.

Η ενέργεια ορίζεται ως η ικανότητα για παραγωγή έργου. Στα ρευστά η ενέργεια υπάρχει σε τρεις μορφές ήτοι τη δυναμική ενέργεια, την ενέργεια πίεσης και την κινητική ενέργεια.

Η δυναμική ενέργεια της μονάδας βάρους νερού που ρέει, ισούται με z , όπου z η υψομετρική διαφορά της από τη συμφωνηθείσα αφετερία μέτρησης των υψομέτρων.

Η ενέργεια πίεσης της μονάδας βάρους νερού που ρέει ισούται με $\frac{p}{\rho \cdot g}$, όπου p είναι η πίεση του νερού στην υπόψη θέση και ρ είναι η πυκνότητα του νερού.

Η κινητική ενέργεια της μονάδας βάρους νερού που ρέει με ταχύτητα V ισούται με $\frac{V^2}{2g}$, όπου g είναι ή επιτάχυνση της βαρύτητας.

Στην πραγματικότητα, σε τυχούσα μονάδα βάρους νερού είναι δυνατό να υπάρχουν και οι τρεις μορφές ενέργειας.

Το σύνολο επομένως της ενέργειας της μονάδας βάρους του νερού εκφράζεται με την εξίσωση :

$$h = z + \frac{p}{\rho \cdot g} + \frac{V^2}{2g} \quad (4.1)$$

Αυτή η διατύπωση της ενέργειας, στην περίπτωση της ροής του νερού μέσα στο έδαφος, απλουστεύεται διότι η κινητική ενέργεια, λόγω της μικρής τιμής της ταχύτητας, είναι αμελητέα και μπορεί να παραλείπεται στους υπολογισμούς.

Επομένως

$$h = z + \frac{p}{\rho \cdot g} \quad (4.2)$$

Η συνολική ενέργεια, h , θα αναφέρεται στο εξής ως **υδραυλικό φορτίο**. Αυτό μετρείται στα εδάφη που είναι κορεσμένα με νερό με ένα απλό πιεζόμετρο, και στα μη κορεσμένα με ένα τασίμετρο. Προφανώς η ροή πραγματοποιείται πάντοτε προς τα σημεία, στα οποία το υδραυλικό φορτίο έχει μικρότερη τιμή.

4.3 Ο νόμος του Darcy

4.3.1 Η έκφραση του νόμου του Darcy

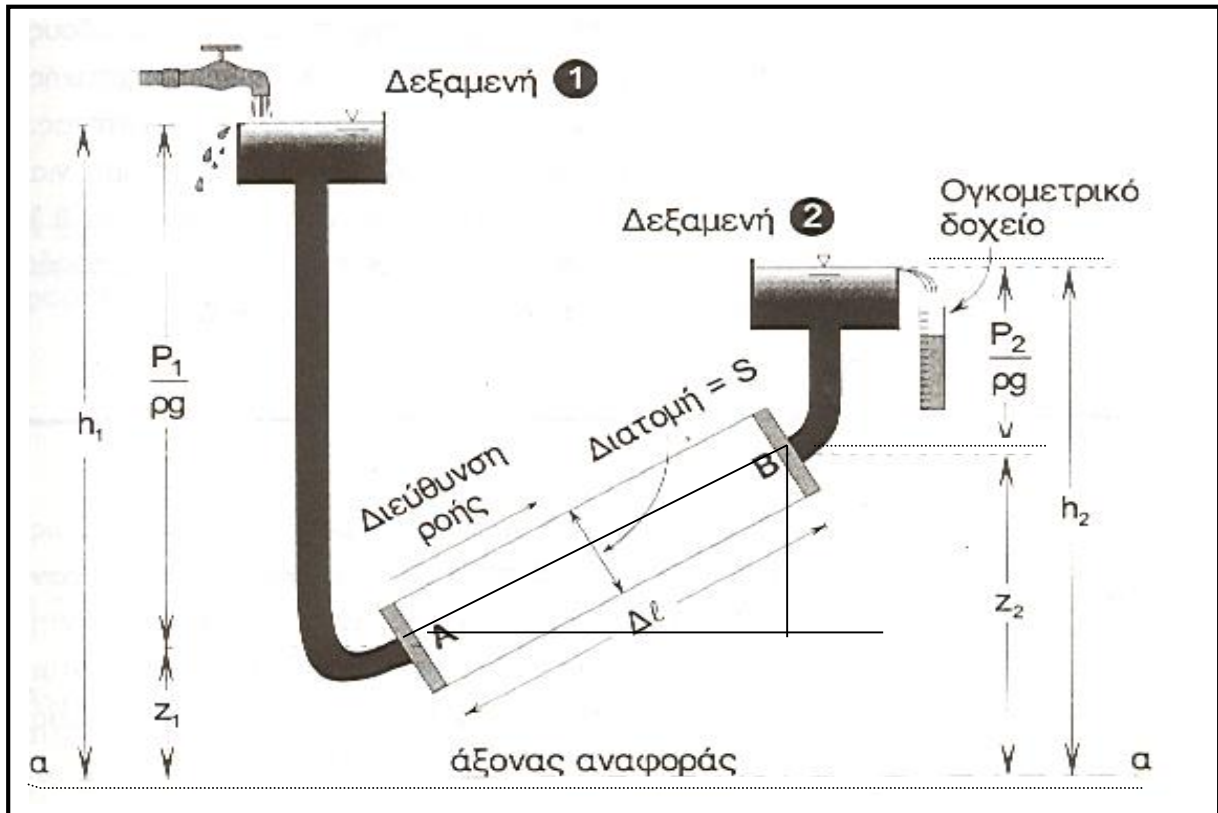
Οι γενικές εξισώσεις κίνησης των ρευστών, δηλ. οι εξισώσεις Navier-Stokes, δεν παρουσιάζουν κανένα ενδιαφέρον στη μικροκλίμακα του διάκενου, γιατί εξαιτίας του πολύπλοκου σχήματος των ορίων, είναι αδύνατη η επίλυση ακόμα και των στοιχειωδέστερων περιπτώσεων ροής. Φαίνεται λοιπόν αναγκαία η αντικατάσταση της πολύπλοκης μορφής της πραγματικής επιφάνειας των διάκενων με μια άλλη συμβατική μορφή, που η αναλυτική εξίσωσή της επιτρέπει την ολοκλήρωση των εξισώσεων κίνησης στις συνήθεις απλές περιπτώσεις.

Η μακροσκοπική εξέταση των προβλημάτων της υπόγειας υδραυλικής επιτυγχάνεται με τον εμπειρικό νόμο του Darcy, που διατυπώθηκε το 1854 και αποτελεί το θεμελιώδη νόμο κίνησης της υπόγειας υδραυλικής. Για τη διατύπωση αυτού του νόμου ο Darcy έκανε ένα σύνολο πειραμάτων με τη συσκευή που φαίνεται στο σχήμα 4.1.

Σ' αυτήν, ανάμεσα από τις δύο δεξαμενές, υπήρχε ένας σωλήνας με εμβαδόν διατομής S γεμάτος με πορώδες υλικό, κορεσμένο με νερό. Εξαιτίας της υψομετρικής διαφοράς που υπήρχε στις στάθμες του νερού στις δύο δεξαμενές, το νερό κινιόταν κατά τη διεύθυνση που φαίνεται στο σχήμα. Ένα ογκομετρικό δοχείο μετά τον εκχειλιστή της δεύτερης δεξαμενής, χρησιμοποιε για τη μέτρηση της παροχής, Q , που περνούσε μέσα από το πορώδες υλικό.

Ο Darcy εκτελώντας πολλά πειράματα διαπίστωσε ότι η παροχή Q είναι ανάλογη προς:

- α. Την επιφάνεια S
- β. Τη διαφορά φορτίου $h_1 - h_2$
- γ. Το αντίστροφο του μήκους Δl του πορώδους υλικού
- δ. Ένα συντελεστή αναλογίας, K , ο οποίος ονομάζεται **υδραυλική αγωγιμότητα** και εξαρτάται τόσο από τα χαρακτηριστικά του πορώδους υλικού όσο και από τα χαρακτηριστικά του κινούμενου ρευστού, και έχει διαστάσεις ταχύτητας.



Σχήμα 4.1. Η πειραματική συσκευή του Darcy

Μαθηματικά ο νόμος του Darcy διατυπώθηκε ως εξής:

$$Q = -K.S. \frac{(h_2 - h_1)}{\Delta \ell} \quad (4.3)$$

Από τη σχέση (4.3.) προκύπτει:

$$Q = -K.S. \frac{(z_2 + \frac{P_2}{\gamma} - z_1 - \frac{P_1}{\gamma})}{\Delta \ell} = -\frac{K.S}{\Delta \ell} \left((z_2 - z_1) + \frac{P_2 - P_1}{\rho \cdot g} \right) = -\frac{K.S.}{\Delta \ell} \cdot \left(\frac{P_2 - P_1}{\rho \cdot g} - \Delta \ell \cdot \eta\mu\varphi \right) =$$

$$= -K.S. \cdot \left[\frac{P_2 - P_1}{\rho \cdot g \cdot \Delta \ell} - \eta\mu\varphi \right] \quad (4.4)$$

Ειδικές περιπτώσεις :

$$\text{Για οριζόντια στήλη είναι } \varphi = 0^0 \text{ οπότε } Q = -K.S. \frac{(P_2 - P_1)}{\rho \cdot g \cdot \Delta \ell} \quad (4.5)$$

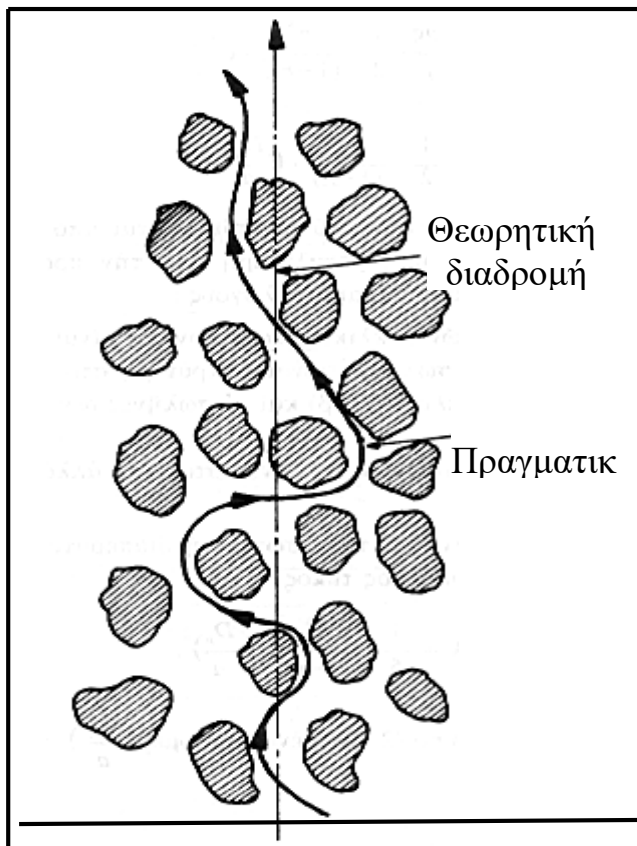
$$\text{Για κατακόρυφη στήλη είναι } \varphi = 90^0 \text{ οπότε } Q = -K.S. \cdot \left[\frac{(P_2 - P_1)}{\rho \cdot g \cdot \Delta \ell} - 1 \right] \quad (4.6)$$

Ο λόγος $\frac{Q}{S} = V$, που είναι η παροχή ανά μονάδα επιφάνειας, έχει διαστάσεις ταχύτητας $[L \cdot T^{-1}]$ και ονομάζεται **ταχύτητα Darcy** ή **ταχύτητα διαστάλαξης** (seepage velocity). Το αρνητικό πρόσημο των παραπάνω εξισώσεων δείχνει ότι η ροή λαμβάνει χώρα κατά την έννοια των ελαττωμένων πιεζομετρικών φορτίων.

Η ταχύτητα διαστάλαξης δεν παριστάνει την πραγματική ταχύτητα με την οποία κινείται το νερό στο πορώδες υλικό, αλλά είναι μια υποθετική ταχύτητα, που ορίζεται από την παροχή που περνά από μια διατομή.

Η πραγματική ταχύτητα μεταβάλλεται ακανόνιστα στη μικροκλίμακα των πόρων και ο νόμος του Darcy, ως μακροσκοπικός νόμος, δεν μπορεί να την περιγράψει. Σχηματική παράσταση της πραγματικής και της θεωρητικής διαδρομής του νερού μέσα στο έδαφος παρουσιάζεται στο σχήμα 4.2.

Εάν η **πραγματική μέση ταχύτητα** δια μέσου των πόρων είναι V_{π} , τότε η πραγματική διατομή που συμμετέχει στην κίνηση είναι $S_{\pi} = S \cdot n_e$, όπου n_e είναι το **ενεργό (ή αποτελεσματικό) πορώδες** του εδάφους δηλαδή το ποσοστό του πορώδους που περικλείει όλους τους πόρους που μετέχουν στην κίνηση.



Σχήμα 4.2. Πραγματική και θεωρητική διαδρομή του νερού μέσα στο έδαφος

Μια σειρά από απλά πειράματα οδηγούν σε μια γενίκευση του νόμου του Darcy για ομογενή και ισότροπα πορώδη μέσα, η οποία μπορεί να εκφραστεί από τη διανυσματική εξίσωση:

$$\vec{V} = -K \cdot \text{grad } h = -K \cdot \nabla h \quad (4.7)$$

όπου \vec{V} είναι ο όγκος εκροής του νερού ανά μονάδα επιφάνειας ανά μονάδα χρόνου [$L^3 L^{-2} T^{-1}$], ή η ταχύτητα διαστάλαξης, K ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας, που έχει διαστάσεις ταχύτητας [LT^{-1}], h το πιεζομετρικό φορτίο [L] και $\text{grad } h$ η κλίση του πιεζομετρικού φορτίου.

Δεδομένου ότι το πιεζομετρικό ύψος ή φορτίο $h = \frac{p}{\rho \cdot g} + z$ είναι μια αριθμητική ποσότητα και ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας μια σταθερή αναλογία, μπορούμε να ορίζουμε την ποσότητα:

$$\Phi = -K \left(\frac{p}{\rho \cdot g} + z \right) = -Kh \quad (4.8)$$

που είναι μια αριθμητική ποσότητα. Η ποσότητα Φ ονομάζεται δυναμικό ταχύτητας και έχει διαστάσεις (L^2T^{-1}).

Από τις εξισώσεις (4.7) και (4.8) συμπεραίνεται ότι τα $\vec{V} = \nabla \Phi$ και ∇h είναι διανυσματικές ποσότητες και ότι η ταχύτητα διαστάλαξης V είναι πάντοτε κάθετη στην επιφάνεια ίσου δυναμικού της μορφής:

$$\Phi = -Kh = \text{σταθερό} \quad \text{ή} \quad h = \text{σταθερό}$$

Από τη διανυσματική εξίσωση (4.7) και για ανισότροπο πορώδες μέσο μπορούν να γραφτούν οι τρεις συνιστώσες ταχύτητες του νόμου του Darcy για οποιοδήποτε σύστημα συντεταγμένων.

Έτσι για τις καρτεσιανές συντεταγμένες (x, y, z) είναι:

$$V_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}, \quad V_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y}, \quad V_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z}. \quad (4.9a, \beta, \gamma)$$

όπου K_x, K_y, K_z οι συντελεστές υδραυλικής αγωγιμότητας στις x, y, z διευθύνσεις.

4.3.2 Πεδίο ισχύος του νόμου του Darcy

Ο νόμος του Darcy, ως εμπειρικός νόμος, δεν έχει απεριόριστα όρια εφαρμογής. Ισχύει μόνο, όταν ο αριθμός Reynolds παίρνει τιμές μικρότερες από μια κρίσιμη τιμή. Ο αριθμός Reynolds για τη ροή των ρευστών μέσα σε πορώδες υλικό ορίζεται από τη σχέση:

$$R_e = \frac{V_D d_{10}}{\nu} \quad (4.10)$$

όπου V_D είναι η ταχύτητα διαστάλαξης, ν είναι η κινηματική συνεκτικότητα του ρευστού και d_{10} είναι η χαρακτηριστική μέση διάμετρος των κόκκων του πορώδους υλικού, όπως ορίζεται στην παράγραφο 2.3.4.1 (είναι μία διάμετρος τέτοια ώστε το 10 % του πορώδους υλικού κατά βάρος να απαρτίζεται από κόκκους με μικρότερη διάμετρο από αυτή ενώ το 90 % να απαρτίζεται από κόκκους με διάμετρο μεγαλύτερη απ' αυτήν). Η χαρακτηριστική αυτή διάμετρος d_{10} υπολογίζεται από την κοκκομετρική καμπύλη του υλικού.

Όταν ο αριθμός Reynolds που ορίζεται από τη σχέση 4.10, είναι μικρότερος από 1, τότε ισχύει ο νόμος του Darcy. Πολλοί συγγραφείς δίνουν διάφορες άλλες κρίσιμες τιμές μεγαλύτερες της μονάδας και μικρότερες του 10. Πάντως, για τις πρακτικές εφαρμογές, ο νόμος του Darcy δίνει αποτελέσματα με ικανοποιητική προσέγγιση, όταν $R_e < 10$. Εξ άλλου, στις συνηθισμένες πρακτικές εφαρμογές της Υπόγειας Υδραυλικής, οι παροχές είναι τόσο μικρές, ώστε να μπορεί να εφαρμόζεται πάντα ο νόμος του Darcy. Εξαιρέση αποτελούν οι ροές σε χοντρόκοκα πορώδη υλικά.

Για $R_e > 10$ δεν υπάρχει γραμμική σχέση μεταξύ παροχής και κλίσης υδραυλικού φορτίου και η απόκλιση αυτή από τον νόμο του Darcy αποδόθηκε αρχικά στην τυρβώδη διάταξη της ροής. Νεώτερες παρατηρήσεις έδειξαν ότι η τυρβώδης διάταξη της ροής μέσα σε πορώδες υλικό αρχίζει για $R_e > 400$ ως 600 και κατά συνέπεια οι πρώτες αποκλίσεις από το νόμο

του Darcy δεν οφείλονται στην τυρβώδη δίαυτα, αλλά στις δυνάμεις αδράνειας, που είναι σημαντικές για $Re > 3$.

Για τη μεταβατική ζώνη ($10 < Re < 600$) όπου η ροή είναι ταχύτερη ή οι κόκκοι του πορώδους υλικού αρκετά μεγάλοι, βρέθηκε από πειράματα ότι η σχέση μεταξύ της ταχύτητας V και της υδραυλικής κλίσης $grad h$ δεν είναι γραμμική.

Αν και δεν έχει προσδιορισθεί επακριβώς εν τούτοις πρέπει να υπάρχει και ένα κατώτερο όριο ισχύος του νόμου του Darcy για πάρα πολύ βραδεία ροή, όταν οι μοριακές δυνάμεις είναι σημαντικές.

Στην πράξη είμαστε επιφυλακτικοί ως προς την ισχύ του νόμου του Darcy σε υδροφόρα στρώματα από χαλίκια, σχιστογενή και καρστικά πετρώματα κλπ., λόγω ύπαρξης μεγάλων αγωγών πορώδους, καθώς και σε κανονικά υδροφόρα στρώματα στις περιοχές κοντά στα τοιχώματα των φρεατίων ή των στραγγιστικών τάφρων, όπου οι ταχύτητες είναι σχετικά μεγάλες λόγω της μεγάλης κλίσης του υδραυλικού φορτίου.

Όσον αφορά τη μεταβολή της ροής με το χρόνο, παραδεχόμαστε ότι ο νόμος του Darcy ισχύει για την ασταθή ή μη μόνιμη ροή, όπως και για τη μόνιμη ροή, με μόνο περιορισμό ότι η ροή πρέπει να είναι βραδεία, δηλαδή οι δυνάμεις αδράνειας να μπορούν να θεωρηθούν αμελητέες σε σύγκριση με τις δυνάμεις τριβής. Η παραδοχή αυτή έχει επαληθευθεί πειραματικά και θεωρητικά (Polubarionova - Kochina, 1962).

Στην περίπτωση μη κορεσμένης ροής ο νόμος του Darcy ισχύει με τις παραπάνω μορφές, αλλά η υδραυλική αγωγιμότητα K δεν είναι σταθερή, αλλά μονοτονική συνάρτηση της περιεχόμενης υγρασίας ή της πίεσης του εδαφικού νερού και για διάκριση ονομάζεται τριχοειδής αγωγιμότητα.

4.3.3 Η υδραυλική αγωγιμότητα

Για τα απλά πειράματα του Darcy, ο συντελεστής της υδραυλικής αγωγιμότητας K , της εξίσωσης (4.3) ή (4.9) είναι μια σταθερή αναλογίας, της οποίας η τιμή παραμένει αμετάβλητη για το ίδιο δείγμα πορώδους υλικού και εφ' όσον το ρευστό παραμένει αμετάβλητο, όπως για παράδειγμα το νερό σταθερής θερμοκρασίας, χωρίς φυσικοχημικές αλλοιώσεις.

Αν όμως μεταβάλουμε τις ιδιότητες του ρευστού, όπως το ειδικό βάρος, ή τη συνεκτικότητα αυτού, ή τις γεωμετρικές ιδιότητες του πορώδους υλικού, ο νόμος του Darcy εξακολουθεί να ισχύει με τη μορφή της εξίσωσης (4.9), όμως οι τιμές του K θα μεταβληθούν.

Πράγματι αν στα πειράματα μεταβληθεί κατά σειρά ένας μόνο από τους παραπάνω παράγοντες και συγκριθεί η τιμή του K προς αυτόν, διαπιστώνεται ότι η τιμή του K είναι: α) ανάλογη προς την τιμή του ειδικού βάρους γ , του ρευστού, β) αντίστροφα ανάλογη προς την τιμή της συνεκτικότητας μ , και γ) ανάλογη προς το τετράγωνο της μέσης διαμέτρου d των κόκκων του πορώδους υλικού. Εξυπακούεται ότι πρέπει να περιμένουμε και κάποια μεταβολή του K , που οφείλεται στο σχήμα των κόκκων, του τρόπου διάστρωσής τους κλπ.

Τα παραπάνω πειραματικά δεδομένα μπορούν να εκφραστούν με τη σχέση:

$$K = C \cdot d^2 \cdot \frac{\gamma}{\mu} \quad (4.11)$$

όπου C καλείται, παράγοντας σχήματος (shape factor), είναι αδιάστατος και περιλαμβάνει τις επιδράσεις του σχήματος, της διάστρωσης και συσκευασίας των κόκκων, τις αποκλίσεις του μεγέθους αυτών από τη μέση διάμετρο, καθώς και τις επιδράσεις του πορώδους.

Ορίζοντας την απόλυτη ή γεωμετρική διαπερατότητα του μέσου, k , που έχει διαστάσεις επιφάνειας L^2 , με τη σχέση:

$$k = C \cdot d^2 \quad (4.12)$$

και αντικαθιστώντας αυτήν στην εξίσωση (4.11), παίρνουμε:

$$K = k \frac{\gamma}{\mu} = k \cdot \frac{g}{\nu} \quad (4.13.)$$

όπου $g = \eta$ επιτάχυνση της βαρύτητας και $\nu = \eta$ κινηματική συνεκτικότητα.

Στα φυσικά εδάφη, ο συντελεστής της υδραυλικής αγωγιμότητας επηρεάζεται επιπλέον και από άλλους παράγοντες, όπως είναι η ανισοτροπία και ανομοιογένεια αυτών, οι διάφορες φυσικοχημικές μεταβολές, οι βιολογικές δραστηριότητες των μικροοργανισμών κλπ., οι οποίες δυστυχώς δεν μπορούν να συμπεριληφθούν στη μαθηματική διατύπωση των παραπάνω εξισώσεων. Οποσδήποτε όμως οι τιμές του K , οι οποίες λαμβάνονται από τις μετρήσεις στον αγρό περιλαμβάνουν και τις επιδράσεις των παραπάνω παραγόντων.

Ο συντελεστής της υδραυλικής αγωγιμότητας, K μετριέται με τις συνηθισμένες μονάδες μέτρησης της ταχύτητας όπως cm/sec , m/sec , m/ώρα ή και m/24ωρο .

Σε ακριβείς μετρήσεις του συντελεστή K πρέπει να σημειώνεται το είδος του χρησιμοποιούμενου ρευστού και η θερμοκρασία κατά τη διάρκεια των μετρήσεων. Αν το ρευστό είναι νερό μπορούμε να πάρουμε χωρίς σημαντικό σφάλμα την πυκνότητά του ίση με την μονάδα, αλλά η συνεκτικότητα του νερού μεταβάλλεται πολύ με τη θερμοκρασία.

Για θερμοκρασία 10°C η συνεκτικότητα του νερού είναι 1,303 centipoises, για 20°C αυτό είναι 1,002 centipoises και για 30°C είναι 0,789 centipoises. Επειδή η συνεκτικότητα του νερού είναι περίπου μια μονάδα για 20°C , μπορούμε να μετασχηματίσουμε τις τιμές του K_{x° για οποιαδήποτε θερμοκρασία σε τιμές K_{20° με τη σχέση:

$$K_{20^\circ} = K_{x^\circ} \cdot \left(\frac{\mu_{x^\circ}}{\mu_{20^\circ}} \right) \quad (4.14)$$

Ο συντελεστής της απόλυτης ή γεωμετρικής διαπερατότητας, k , μετριέται σε μονάδες επιφάνειας, όπως cm^2 ή m^2 . Οι τιμές του k ποικίλουν μεταξύ των τιμών 10^{-6} cm^2 (για γρανίτες) και 10^{-3} cm^2 (για χαλίκια). Οι Αμερικανοί Γεωλόγοι και Πετρελαιολόγοι χρησιμοποιούν τη μονάδα Darcy, που είναι:

$$1 \text{ darcy} = \frac{1 \text{ centipoise} \times 1 \text{ cm}^3 / \text{sec} / \text{cm}^2}{1 \text{ atm} / \text{cm}} = 0,987 \times 10^{-8} \text{ cm}^2.$$

Επειδή το darcy είναι σχετικά μεγάλη μονάδα, για τα περισσότερα από τα φυσικά εδάφη, στην πράξη χρησιμοποιείται και το millidarcy, που είναι:

$$1 \text{ millidarcy} = 10^{-3} \text{ darcy}.$$

Στη Γαλλία χρησιμοποιείται το darce, που είναι:

$$1 \text{ darce} = 1 \text{ m}^2 = 10^{-12} \text{ m}^2 = 10^{-8} \text{ cm}^2 = 1,013 \text{ darcy}.$$

Οι παραπάνω μονάδες αν και διαστατικά είναι ανομοιόμορφες και προκαλούν σύγχυση, εν τούτοις χρησιμοποιούνται ευρύτατα στη βιβλιογραφία.

Για να υπολογιστεί η τιμή του k , όταν είναι γνωστή η τιμή του συντελεστή K , χρησιμοποιείται η εξίσωση (4.13).

Για παράδειγμα έστω ότι για ένα έδαφος βρέθηκε ότι $K = 10 \frac{\text{cm}}{\omega\rho} = \frac{10}{3600} \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$ για νερό θερμοκρασίας 20°C .

Αν ληφθεί $\mu = 0,01$ poise, θα είναι:

$$k = K \frac{\mu}{\gamma} = \left(\frac{10}{3600} \right) \cdot \frac{0,01}{9810} = 2,84 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 = 2,84 \mu^2 = 2,84 \text{ darce} = 2,877 \text{ darcy}$$

Η εξίσωση 4.13 εφαρμόζεται κυρίως, όταν μελετώνται φαινόμενα διφασικών ροών. Όταν εξετάζονται μονοφασικές ροές, όπου το κινούμενο ρευστό είναι νερό, η εξίσωση 4.13 δεν εφαρμόζεται, γιατί ο συντελεστής σχετικής διαπερατότητας K έχει σταθερή τιμή για ένα ορισμένο πορώδες υλικό. Τιμές του K για τα διάφορα είδη εδαφών δίνονται στον πίνακα 4.1.

Πίνακας 4.1 Τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για διαφόρους τύπους εδαφών

Έδαφος	K (m/sec)	Έδαφος	K (m/sec)
1	2	1	2
Άργιλος	$< 10^{-9}$	Λεπτόκοκκη άμμος	$10^{-5}-10^{-4}$
Αμμώδης άργιλος	$10^{-9}-10^{-8}$	Χοντρόκοκκη άμμος	$10^{-4}-10^{-3}$
Ανθρακούχος άργιλος	$10^{-9}-10^{-7}$	Άμμος με χαλίκι	$10^{-3}-10^{-2}$
Ίλύς	$10^{-8}-10^{-7}$	Λεπτόκοκκα χαλίκια	$> 10^{-2}$
Εξαιρετικά λεπτόκοκκη άμμος	$10^{-6}-10^{-5}$		

4.3.4 Υπολογισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας

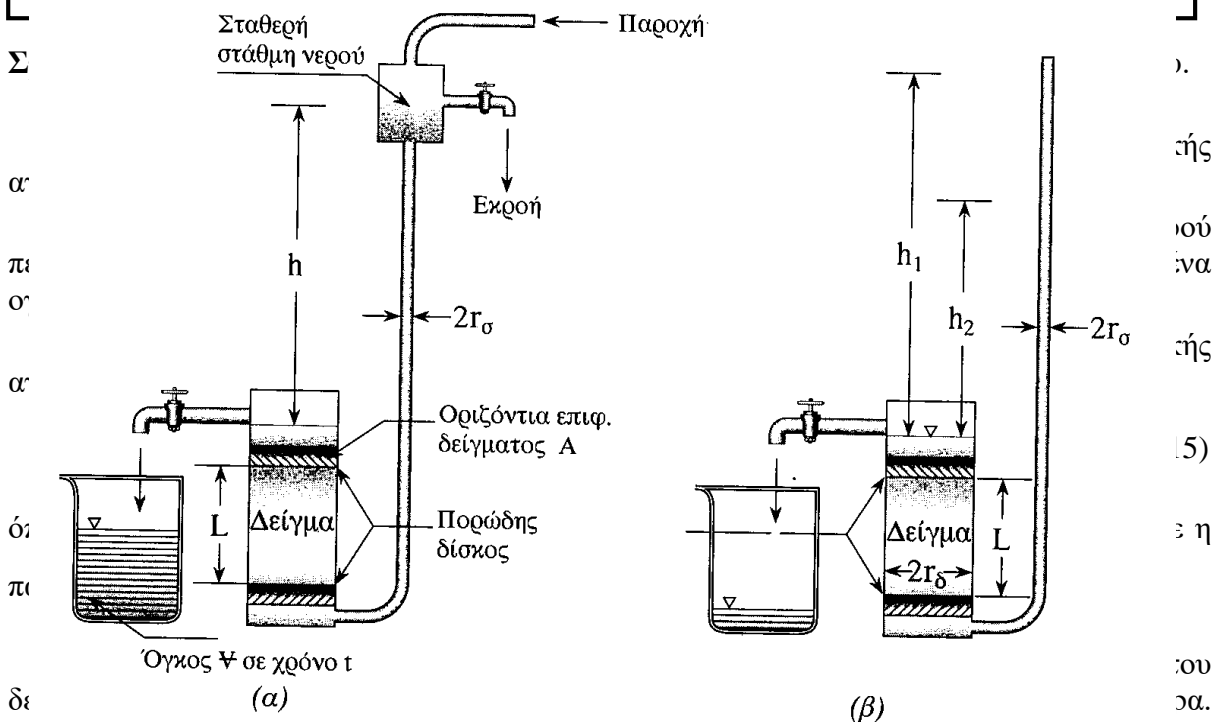
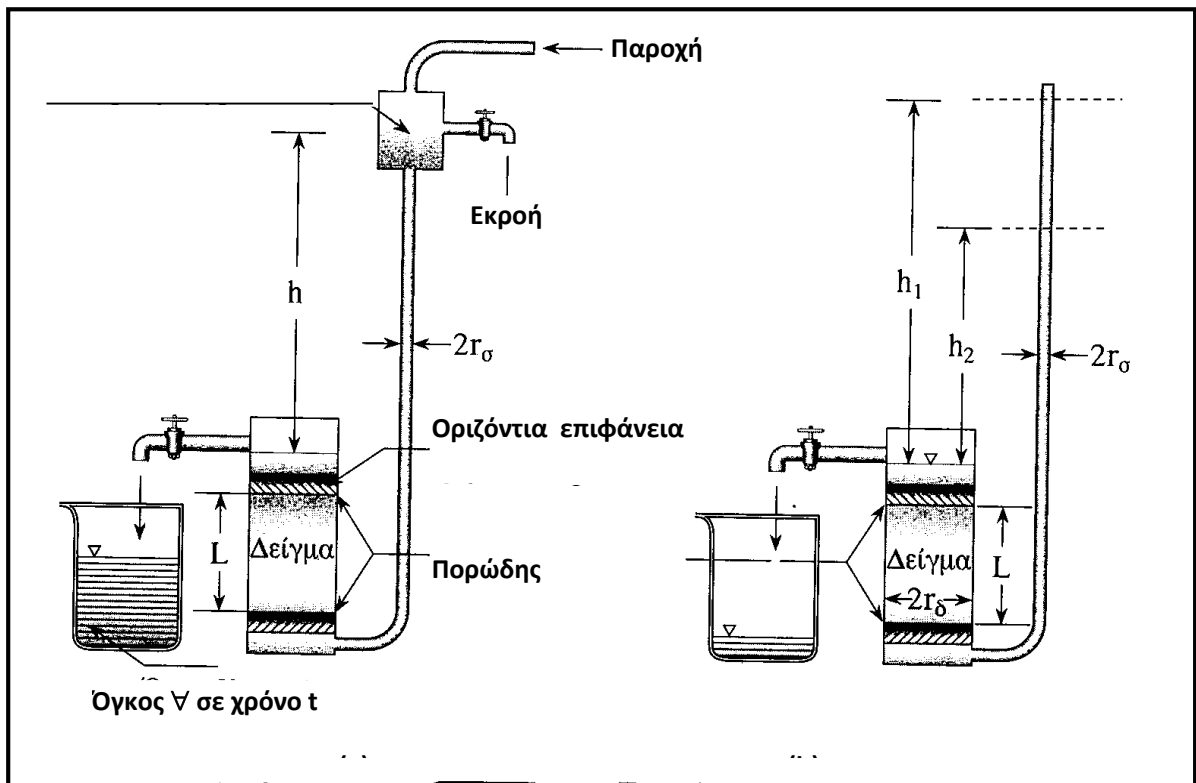
Ο υπολογισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας, K , μπορεί να γίνει με άμεσους και έμμεσους τρόπους.

Οι άμεσες μέθοδοι εφαρμόζονται στο εργαστήριο, ή στον αγρό. Οι πιο αξιόπιστες είναι αυτές που γίνονται στον αγρό, χρησιμοποιώντας τα δεδομένα δοκιμαστικών αντλήσεων στους διάφορους υδροφορείς. Οι μέθοδοι αυτές αναπτύχθηκαν αναλυτικά για τα διάφορα είδη υδροφορέων από τους Τερζίδη και Καραμούζη (1985). Υπάρχουν επίσης και άλλες μέθοδοι οι οποίες έχουν αναπτυχθεί για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας στον αγρό, όπως η μέθοδος του φρεατίου (Auger hole method) και η μέθοδος του πιεζομέτρου (Piezometer method), οι οποίες εφαρμόζονται κύρια στη μέτρηση του K στα επιφανειακά εδάφη για προβλήματα στραγγίσεων και αρδεύσεων.

4.3.4.1 Εργαστηριακός υπολογισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας

Ο εργαστηριακός υπολογισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας, αν και χρησιμοποιεί πολύ μικρά δείγματα του πορώδους μέσον, δίνει σχετικά ακριβή και επαναλήψιμα αποτελέσματα, τα οποία όμως δίνουν τις τιμές του K γι' αυτά τα δείγματα και είναι πολύ δύσκολο από αυτές τις τιμές να πάρουμε την ακριβή εικόνα για ολόκληρο το έδαφος.

Για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας στο εργαστήριο χρησιμοποιούνται ειδικές συσκευές σαν αυτές του σχήματος 4.3. οι οποίες λέγονται διαπερατόμετρα. Σ' αυτές καθώς το νερό κινείται μέσα από ένα μικρό δείγμα του πορώδους υλικού, παίρνονται μετρήσεις της παροχής του νερού και των απωλειών του φορτίου. Υπάρχουν δυο είδη διαπερατομέτρων, το διαπερατόμετρο σταθερού φορτίου (σχήμα 4.3a.) και το διαπερατόμετρο μεταβλητού φορτίου (σχήμα 4.3b.).



Ακόμα κάνοντας περισσότερες μετρήσεις σε ένα πείραμα, παίρνονται πιο σωστές τιμές του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας.

Στο διαπερατόμετρο του μεταβαλλόμενου πιεζομετρικού φορτίου, που φαίνεται στο σχήμα 4.3b., το νερό προστίθεται σε ένα υψηλό σωλήνα. Από εκεί κινείται με προς τα πάνω κίνηση μέσα από το κυλινδρικό δείγμα του πορώδους μέσον και συγκεντρώνεται με εκροή στο ειδικό ογκομετρικό δοχείο.

Κατά το πείραμα αυτό γίνονται μετρήσεις της πτώσης της στάθμης του νερού στο σωλήνα.

Η εξίσωση συνέχειας στο σωλήνα ισχύει με τη μορφή:

$$Q dt = -\pi r_{\sigma}^2 dh \quad \text{ή} \quad Q = -\pi r_{\sigma}^2 \frac{dh}{dt} \quad (4.16)$$

Από το νόμο του Darcy όμως, για την κίνηση του νερού μέσα από το δείγμα, προκύπτει :

$$Q = +\pi r_{\delta}^2 \cdot K \cdot \frac{h}{L} \quad (4.17)$$

Από τις σχέσεις (4.16) και (4.17) μετά την εκτέλεση των πράξεων προκύπτει :

$$K dt = -\left(\frac{r_{\sigma}}{r_{\delta}}\right)^2 \cdot L \cdot \frac{dh}{h}$$

η οποία αν ολοκληρωθεί από $t = 0$ ως t , για $h = h_1$ ως h_2 δίνει:

$$K = \left(\frac{r_{\sigma}}{r_{\delta}}\right)^2 \cdot \frac{L}{t} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (4.18)$$

όπου τα L , r_{σ} , r_{δ} , h_1 και h_2 φαίνονται στο σχήμα 4.3a.

Τα αποτελέσματα ενός δείγματος που παίρνονται με τα διαπερατόμετρα είναι δυνατόν να μη δίνουν την πραγματική τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας. Αυτό γιατί είναι αδύνατο να ληφθούν εντελώς αδιατάρακτα δείγματα, και αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την αλλαγή του πορώδους, της δομής και του προσανατολισμού των κόκκων του διαταραγμένου δείγματος, το οποίο με τη σειρά του τροποποιεί την υδραυλική αγωγιμότητα του πορώδους μέσου. Ακόμα πρέπει να προστεθεί ότι λόγω της ανομοιογένειας των υδροφορέων, δείγματα από διάφορα βάθη και θέσεις δίνουν τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας που έχουν διαφορετική τάξη μεγέθους.

Προτεινόμενη Βιβλιογραφία

1. Μενέλαος Θεοχάρης, “ Στραγγίσεις”, Τ.Ε.Ι. Ηπείρου, Άρτα, 2012.
2. Μενέλαος Θεοχάρης, “Ασκήσεις Στραγγίσεων”, Τ.Ε.Ι. Ηπείρου, Άρτα, 2012.
3. Θεοχάρης Μ.: " Στραγγίσεις " , Άρτα 204
4. Θεοχάρης Μ.: " Ασκήσεις Στραγγίσεων " , Άρτα 2005
5. Θεοχάρης Μ.: " Αρδεύσεις - Στραγγίσεις " , Άρτα 1998
6. Θεοχάρης Μ.: " Αρδεύσεις - Στραγγίσεις, Εργαστηριακές Ασκήσεις", Άρτα 1998
7. Daugerty - Franzini : "Υδραυλική" Τόμοι I , II, Εκδόσεις Πλαίσιο , Αθήνα.
8. Davis- Sorensen : " Handbook of applied Hydraulics" Third edition McGraw-Hill Book Company, 1969.
9. Hansen V. - Israelsen : "Αρδεύσεις. Βασικοί Αρχαί και Μέθοδοι . Μετάφραση από τους Α. Νικολαΐδη και Α. Κοκκινίδη ", Αθήνα 1961.
- 10.Καρακατσούλης Π. : " Αρδεύσεις - Στραγγίσεις και Προστασία των Εδαφών ", Αθήνα 1993.
- 11.Τερζίδης Γ. - Καραμούζης Δ. : "Υδραυλική Υπόγειων Νερών ", Εκδόσεις Ζήτη , Θεσσαλονίκη 1985.
- 12.Τερζίδης Γ. - Καραμούζης Δ. : "Στραγγίσεις Γεωργικών Εδαφών " Εκδόσεις Ζήτη , Θεσσαλονίκη 1986.
- 13.Τερζίδης Γ. : "Μαθήματα Υδραυλικής" , Τόμοι I ,II , III, Θεσσαλονίκη 1986.
- 14.Τερζίδης Γ. - Παπαζαφειρίου Ζ. : "Γεωργική Υδραυλική ", Εκδόσεις Ζήτη , Θεσσαλονίκη 1997.
- 15.Τζιμόπουλος Χ. : " Στραγγίσεις - Υδραυλική Φρεάτων ", Θεσσ/νίκη 1983.
16. Χαλκιάς Ν. : "Στραγγίσεις γαιών ", Αθήνα 1972.

Σημείωμα Αναφοράς

Θεοχάρης Μενέλαος, (2015). Στραγγίσεις (Θεωρία). ΤΕΙ Ηπείρου.
Διαθέσιμο από:

<http://eclass.teiep.gr/courses/TEXG107/>

Σημείωμα Αδειοδότησης

Το παρόν υλικό διατίθεται με τους όρους της άδειας χρήσης Creative Commons Αναφορά Δημιουργού-Μη Εμπορική Χρήση-Όχι Παράγωγα Έργα 4.0 Διεθνές [1] ή μεταγενέστερη. Εξαιρούνται τα αυτοτελή έργα τρίτων π.χ. φωτογραφίες, Διαγράμματα κ.λ.π., τα οποία εμπεριέχονται σε αυτό και τα οποία αναφέρονται μαζί με τους όρους χρήσης τους στο «Σημείωμα Χρήσης Έργων Τρίτων».

[1] <http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/deed.el>



Ο δικαιούχος μπορεί να παρέχει στον αδειοδόχο ξεχωριστή άδεια να χρησιμοποιεί το έργο για εμπορική χρήση, εφόσον αυτό του ζητηθεί.

Επεξεργασία: Δημήτριος Κατέρης

Άρτα, 2015



Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης