

ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ

Γ. Α. Τερζίδης και Δ. Ν. Καραμούζης

Ομότιμος Καθηγητής

Καθηγητής

Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης



Θεσσαλονίκη

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το νερό είναι ένας από τους πιο θεμελιώδεις παράγοντες της ύπαρξης και διατήρησης των ζωντανών οργανισμών στη γή, και η μεγαλύτερη διαθέσιμη αποθήκη του φρέσκου νερού βρίσκεται στους υδροφορείς κάτω από την επιφάνεια του εδάφους. Αυτό τό υπόγειο νερό αντλούμενο στην επιφάνεια μπορεί να χρησιμοποιηθεί αμέσως για τις διάφορες ανάγκες των ανθρώπων, των ζώων και των φυτών. Οι συνεχώς αυξανόμενες ανάγκες σε νερό επέσπευσαν την ανάπτυξη και διαχείριση των υπόγειων υδάτινων πόρων. Σαν αποτέλεσμα, οι τεχνικές του εντοπισμού και της κίνησης των υπόγειων νερών έχουν βελτιωθεί, καλύτερα μηχανήματα γιά την ανόρυξη και άντληση των γεωτρήσεων έχουν αναπτυχθεί, ορθολογιστικές μέθοδοι διαχείρισης έχουν καθιερωθεί, και η εντατική έρευνα των τελευταίων χρόνων έχει συμβάλει σημαντικά στην κατανόηση και εμπέδωση της επιστήμης της Υδραυλικής των Υπόγειων Νερών.

Σ' αυτό τό βιβλίο, έγινε μια προσπάθεια να παρουσιασθούν οι νόμοι και οι εξισώσεις που διέπουν τη ροή και την αποθήκευση των υπόγειων νερών στα υδροφόρα στρώματα με υδραυλική προσέγγιση. Αυτό σημαίνει ότι έγιναν αρκετές απλοποιήσεις στην πολύπλοκη πραγματική κίνηση του νερού μέσα σε πορώδη υλικά, έτσι ώστε οι εξισώσεις που προκύπτουν να έχουν απλούστερη μορφή για να επιδέχονται αναλυτικές ή και αριθμητικές λύσεις. Η εξιδανίκευση αυτή με την υδραυλική προσέγγιση δεν αλλοιώνει σημαντικά τα πραγματικά προβλήματα και οδηγεί σε απλές, χρήσιμες και σωστές για την πράξη λύσεις τους.

Επειδή τό βιβλίο αυτό γράφτηκε κυρίως για Γεωπόνους, Γεωλόγους και Μηχανικούς, που ασχολούνται με προβλήματα των υπόγειων νερών, έγινε προσπάθεια να μη χρησιμοποιηθούν μαθηματικά υψηλής στάθμης. Για τον όποιο επιστήμονα, που θα μελετήσει αυτό τό βιβλίο για μάθηση, θεωρείται ότι έχει τό μαθηματικό υπόβαθρο ενός τεταρτοετή φοιτητή Γεωπονίας, δηλαδή τις στοιχειώδεις βασικές γνώσεις του διαφορικού και ολοκληρωτικού λογισμού, τη μερική παραγωγή και στοιχεία διαφορικών εξισώσεων και αριθμητικής ανάλυσης. Από υδραυλική και γεωλογική άποψη σαν υπόβαθρο θεωρούνται τα στοιχεία της γενικής υδραυλικής και υδρολογίας κι' ένα εισαγωγικό μάθημα γεωλογίας. Οποσδήποτε, έχει ληφθεί μέριμνα ώστε όποιες μαθηματικές και υδραυλικές έννοιες χρησιμοποιούνται εδώ να περιγράφονται συνοπτικά στο κείμενο ή στα παραρτήματα του βιβλίου.

Ανεξάρτητα όμως από τις μαθηματικές και υδραυλικές γνώσεις, που χρειάζονται για την εξαγωγή και επίλυση των εξισώσεων στα γενικά και κατά υδροφορέα ειδικά προβλήματα των υπόγειων νερών, οι τελικές αναλυτικές λύσεις ή μαθηματικοί τύποι, που προκύπτουν, περιγράφονται και επεξηγούνται αναλυτικά και τονίζονται ιδιαίτερα οι παραδοχές και συνθήκες για τις οποίες ισχύουν. Οι κατά περίπτωση ειδικές συναρτήσεις, που εμπεριέχονται στους διάφορους μαθηματικούς τύπους, περιγράφονται και παρουσιάζονται με διαγράμματα ή αριθμητικούς πίνακες στα παραρτήματα του βιβλίου. Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στη λεπτομερή και κατά βήματα εφαρμογή των διάφορων μαθηματικών τύπων σε πρακτικά προβλήματα. Τα παραδείγματα που ακολουθούν και είναι παρμένα από πραγματικά προβλήματα της διεθνούς και ελληνικής βιβλιογραφίας, βοηθούν στην καλύτερη εμπέδωση και κατανόηση της θεωρίας. Οι περιγραφές των εφαρμογών και οι λύσεις των παραδειγμάτων δεν απαιτούν ιδιαίτερες μαθηματικές γνώσεις και μπορούν να κατανοηθούν εύκολα από το Γεωπόνο και Γεωλόγο της πράξης.

Το βιβλίο αυτό γράφτηκε σαν διδακτικό ενός εξαμηνιαίου μαθήματος Υδραυλικής Υπόγειων Νερών στην ειδίκευση των Εγγείων Βελτιώσεων του Τμήματος Γεωπονίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η ύλη του επιλέχθηκε από τη διεθνή και ελληνική βιβλιογραφία, που χρησιμοποίησαν οι συγγραφείς κατά τη διδασκαλία του μαθήματος τα τελευταία δέκα χρόνια. Χωρίζεται σε πέντε κεφάλαια και η διάρθρωσή της ακολούθησε μια μέση οδό αυτής που καθιερώθηκε στη διεθνή βιβλιογραφία και κυρίως στα διδακτικά βιβλία που χρησιμοποιούνται στις χώρες: Η.Π.Α., Ε.Σ.Σ.Α., Ολλανδία, Ισραήλ και Ιράκ. Βέβαια, η παραπάνω ύλη δεν καλύπτει το σύνολο των προβλημάτων της υδραυλικής των υπόγειων νερών. Ελπίζουμε όμως, ότι πολύ σύντομα θα παρουσιάσουμε σε ξεχωριστό τόμο πιά πολύπλοκα προβλήματα που λύνονται ή αναλυτικά με υψηλότερης στάθμης μαθηματικά, όπου οι συνθήκες το επιτρέπουν, ή με αριθμητικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα μονοδιάστατης και διδιάστατης ροής, που τα τελευταία χρόνια έχουν παρουσιάσει αλματώδη ανάπτυξη.

Τα χειρόγραφα αυτού του βιβλίου δακτυλογραφήθηκαν με προσοχή από την κ. Νίκη Τάκου, όλα δε τα σχέδια σχεδιάστηκαν με επιμέλεια από την κ. Αθηνά Σιγανού-Χαλούλα. Μεγάλη βοήθεια στη διόρθωση των δοκιμών είχαμε από τη βοηθό κ. Νίκη Κалаϊτζίδου-Πάικου. Το εξώφυλλο φιλοτεχνήθηκε από τον κ. Κώστα Τερζίδη.

Όλους αυτούς καθώς και άλλους που βοήθησαν στην τελική εμφάνιση αυτού του βιβλίου, ευχαριστούμε θερμά.

Θεσσαλονίκη, Ιανουάριος 1985

Γ. Α. ΤΕΡΖΙΔΗΣ
Δ. Ν. ΚΑΡΑΜΟΥΖΗΣ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1.	ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ	
1.1.	Έννοιες και ορισμοί υπόγειων νερών	
1.1.1.	Το νερό της γης	1
1.1.2.	Υδρολογικός κύκλος	2
1.1.3.	Γεωλογικοί σχηματισμοί και υπόγεια νερά	5
1.1.4.	Πίεση, πιεζομετρικό φορτίο και υπόγεια στάθμη	9
1.1.5.	Τύποι υδροφόρων στρωμάτων	9
1.2.	Νόμος του Darcy	
1.2.1.	Γενικότητες	13
1.2.2.	Μορφές και πεδίο ισχύος του Νόμου του Darcy	16
1.2.3.	Υδραυλική αγωγιμότητα	19
1.2.4.	Μονάδες μέτρησης των K και k	21
1.2.5.	Εργαστηριακός υπολογισμός υδραυλικής αγωγιμότητας	22
1.2.6.	Εφαρμογές του Νόμου του Darcy σε διαστρωμένα εδάφη	25
2.	ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΣΥΝΕΧΕΙΑΣ ΚΑΙ ΚΙΝΗΣΗΣ	
2.1.	Εξισώσεις σε σύστημα καρτεσιανών συντεταγμένων	
2.1.1.	Γενικότητες	29
2.1.2.	Εξίσωση συνέχειας σε σταθερό όγκο ελέγχου	31
2.1.3.	Εξίσωση κίνησης	36
2.1.4.	Εξίσωση συνέχειας σε παραμορφούμενο όγκο ελέγχου	43
2.2.	Εξισώσεις σε σύστημα κυλινδρικών συντεταγμένων	
2.2.1.	Γενικότητες	47
2.2.2.	Εξίσωση συνέχειας	48
2.2.3.	Εξίσωση κίνησης	53
3.	ΣΤΑΘΕΡΗ ΡΟΗ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ	
3.1.	Κλειστοί με πίεση υδροφορείς	
3.1.1.	Μονοδιάστατη κίνηση του υπόγειου νερού	63
3.1.2.	Παράδειγμα υπολογισμού παροχής σε κλειστό υδροφορέα	65
3.1.3.	Κίνηση του νερού προς φρεάτιο άντλησης	67
3.1.4.	Υπολογισμός της διοχετευτικότητας T με τη μέθοδο Thiem	70
3.1.5.	Παράδειγμα υπολογισμού της διοχετευτικότητας T με τη μέθοδο Thiem	72
3.2.	Ημίκλειστοι με πίεση υδροφορείς	

3.2.1.	Μονοδιάστατη κίνηση του υπόγειου νερού	75
3.2.2.	Κίνηση του νερού προς φρεάτιο άντλησης	83
3.2.3.	Άντληση υδροφορέα άπειρης και ημίπειρης έκτασης	86
3.2.4.	Άντληση υδροφορέα περιορισμένης έκτασης	92
3.2.5.	Υπολογισμός υδρογεωλογικών παραμέτρων με τη μέθοδο De Glee	96
3.2.6.	Υπολογισμός υδρογεωλογικών παραμέτρων με τη μέθοδο Hantush-Jacob	100
3.2.7.	Παράδειγμα υπολογισμού υδρογεωλογικών παραμέτρων ημίκλειστου υδροφορέα	102
3.2.8.	Ακτινική ροή σε ημίκλειστο υδροφορέα δύο στρώσεων	107
3.3.	Ελεύθεροι ή φρεατικοί υδροφορείς	
3.3.1.	Μονοδιάστατη κίνηση του υπόγειου νερού	114
3.3.2.	Κίνηση του νερού προς φρεάτιο άντλησης	117
3.3.3.	Υπολογισμός της διοχετευτικότητας T με τη μέθοδο των Jacob-Thiem	120
3.3.4.	Παράδειγμα υπολογισμού της διοχετευτικότητας T ελεύθερου υδροφορέα	121
4.	ΑΣΤΑΘΗΣ ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΚΛΕΙΣΤΟ ΜΕ ΠΙΕΣΗ ΥΔΡΟΦΟΡΕΑ	
4.1.	Ακτινική ροή υπόγειου νερού προς φρεάτιο άντλησης	
4.1.1.	Επίλυση μαθηματικού ομοιώματος με τη μέθοδο ομοιότητας	125
4.1.2.	Υπολογισμός παραμέτρων με την πρώτη μέθοδο του Jacob	131
4.1.3.	Υπολογισμός παραμέτρων με τη δεύτερη μέθοδο του Jacob	134
4.1.4.	Υπολογισμός παραμέτρων με την τρίτη μέθοδο του Jacob	135
4.1.5.	Υπολογισμός παραμέτρων με τη μέθοδο του Theis	136
4.1.6.	Υπολογισμός παραμέτρων με τη μέθοδο του Ven Te Chow	139
4.1.7.	Θεωρητική ανάλυση της μεθόδου Ven Te Chow	141
4.1.8.	Παράδειγμα υπολογισμού T και S κλειστού με πίεση υδροφορέα	146
4.2.	Επαναφορά της πιεζομετρικής στάθμης	
4.2.1.	Επαναφορά μετά από μια συνεχόμενη άντληση	158
4.2.2.	Υπολογισμός των T και S με τη μέθοδο επαναφοράς	160
4.2.3.	Παράδειγμα υπολογισμού T και S με τη μέθοδο επαναφοράς	164
4.2.4.	Περιοδική άντληση υδροφορέων με σταθερή παροχή	166
4.2.5.	Παράδειγμα υπολογισμού υπολειμματικής πιεζομετρικής πτώσης μετά από περιοδική άντληση σταθερής παροχής	172
4.2.6.	Περιοδική άντληση υδροφορέων με μεταβαλλόμενη παροχή	174
4.2.7.	Παράδειγμα υπολογισμού υπολειμματικής πιεζομετρικής πτώσης μετά από περιοδική άντληση μεταβαλλόμενης παροχής	177
4.3.	Άντληση με μεταβαλλόμενη παροχή	
4.3.1.	Υπολογισμός παραμέτρων με τη μέθοδο του Sternberg	179
4.3.2.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων με τη μέθοδο του Sternberg	183
4.4.	Φρεάτια ελεύθερης εκροής	
4.4.1.	Κίνηση του νερού προς φρεάτιο	187
4.4.2.	Υπολογισμός παραμέτρων με τη μέθοδο Jacob-Lohman I	198
4.4.3.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων με τη μέθοδο Jacob-Lohman I	200
4.4.4.	Υπολογισμός παραμέτρων με τη μέθοδο Jacob-Lohman II	202
4.4.5.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων με τη μέθοδο Jacob-Lohman II	204

4.5.	Προσδιορισμός ορίων υδροφόρων στρωμάτων	
4.5.1.	Γενικότητες	206
4.5.2.	Αναγνώριση ορίων από δεδομένα δοκιμαστικής άντλησης	207
4.5.3.	Προσδιορισμός σχήματος και θέσης ενός ορίου	210
4.5.4.	Παράδειγμα προσδιορισμού είδους και θέσης ορίου	215
4.5.5.	Προσδιορισμός σχήματος και θέσης πολλαπλών ορίων	220
4.6.	Απόσταση φρεατίων άντλησης	
4.6.1.	Υπολογισμός απόστασης δύο φρεατίων σε απεριόριστο υδροφορέα	223
4.6.2.	Παράδειγμα υπολογισμού απόστασης σε απεριόριστο υδροφορέα	225
4.6.3.	Υπολογισμός απόστασης δύο φρεατίων σε υδροφορέα με αδιαπέρατο όριο	226
4.6.4.	Παράδειγμα υπολογισμού φρεατίων άντλησης σε υδροφορέα με αδιαπέρατο όριο	231
4.6.5.	Υπολογισμός απόστασης δύο φρεατίων σε υδροφορέα με όριο επαναπλήρωσης	234
4.6.6.	Παράδειγμα υπολογισμού απόστασης φρεατίων σε υδροφορέα με όριο επαναπλήρωσης	239
4.7.	Εμπλουτισμός κλειστού με πίεση υδροφορέα	
4.7.1.	Γενικότητες	241
4.7.2.	Εμπλουτισμός με φρεάτιο σταθερής στάθμης	242
5.	ΑΣΤΑΘΗΣ ΑΚΤΙΝΙΚΗ ΡΟΗ ΣΕ ΗΜΙΚΛΕΙΣΤΟΥΣ ΚΑΙ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ	
5.1.	Ροή προς φρεάτιο σε ημικλειστούς υδροφορείς	
5.1.1.	Επίλυση μαθηματικού ομοιώματος με τη μέθοδο ομοιότητας	249
5.1.2.	Υπολογισμός υδρογεωλογικών παραμέτρων με τη μέθοδο Walton	256
5.1.3.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων με τη μέθοδο Walton	258
5.1.4.	Υπολογισμός υδρογεωλογικών παραμέτρων με την πρώτη μέθοδο Hantush	262
5.1.5.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων με την πρώτη μέθοδο Hantush	268
5.1.6.	Υπολογισμός υδρογεωλογικών παραμέτρων με τη δεύτερη μέθοδο Hantush	276
5.1.7.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων με τη δεύτερη μέθοδο Hantush	279
5.1.8.	Υπολογισμός υδρογεωλογικών παραμέτρων με την τρίτη μέθοδο Hantush	284
5.1.9.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων με την τρίτη μέθοδο Hantush	289
5.2.	Ασταθής ροή σε ελεύθερους υδροφορείς	
5.2.1.	Κίνηση του νερού προς φρεάτιο άντλησης	292
5.2.2.	Υπολογισμός υδρογεωλογικών παραμέτρων από τη διορθωμένη πιεζομετρική πτώση	295
5.2.3.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων από τη διορθωμένη πιεζομετρική πτώση	296
5.2.4.	Υπολογισμός υδρογεωλογικών παραμέτρων από το πιεζομετρικό φορτίο	300
5.2.5.	Παράδειγμα υπολογισμού παραμέτρων από το πιεζομετρικό φορτίο	301
	ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ	305
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι	313
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ	321
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	351

ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ

1.1. Έννοιες και ορισμοί υπόγειων νερών

1.1.1. Το νερό της γης

Από την αρχή της δημιουργίας, το συνολικό ποσό του νερού της γης παραμένει σταθερό και υπολογίζεται ότι είναι περίπου 1,6 πεντάκις εκατομμύρια κυβικά μέτρα ($1,6 \times 10^{18} m^3$) ή 48×10^{45} μόρια H_2O . Ένα μέρος όμως απ' αυτό το νερό δεν είναι ελεύθερο αλλά είναι χημικά συνδεδεμένο μέσα στις διάφορες ουσίες της γης. Υπολογίζεται ότι αυτό το χημικό νερό σήμερα είναι περίπου 230 τετράκις εκατομμύρια κυβικά μέτρα ($2,3 \times 10^{17} m^3$) και ελαττώνεται κάθε χρόνο περίπου κατά 170 δισεκατομμύρια κυβικά μέτρα ($1,7 \times 10^{11} m^3$). Η τελευταία αυτή ποσότητα ανεβαίνει από το εσωτερικό της γης στην επιφάνειά της, σαν καινούργιο ή νεανικό νερό, που τελικά προστίθεται στα αποθέματα του επιφανειακού και υπόγειου νερού της γης.

Σύμφωνα με αυτούς τους αριθμούς, το σημερινό ποσό του ελεύθερου νερού της γης είναι περίπου 1,37 πεντάκις εκατομμύρια κυβικά μέτρα ($1,37 \times 10^{18} m^3$), που αντιστοιχεί σ' ένα στρώμα πάχους 2.700 m, αν ξαπλωθεί σ' όλη την επιφάνεια της γης (510 τρις εκατομμύρια m^2) ή σ' ένα βάθος νερού των 3700 m πάνω από τις περιοχές μόνο των θαλασσών και ωκεανών (374 τρις εκατομμύρια m^2). Από το συνολικό αυτό ποσό του ελεύθερου νερού της γης περίπου το 97,2% είναι αρμυρό νερό που δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη γεωργία ή για οικιακές και βιομηχανικές ανάγκες. Επίσης και το νερό που βρίσκεται στη γη σα χιόνι ή πάγος (2,1%) και σαν υδρατμοί στην ατμόσφαιρα (0,001 %) δε μπορεί να χρη-

σιμοποιηθεί για τους παραπάνω σκοπούς. Έτσι μόνο το υπόλοιπο 0,6% του ελεύθερου νερού, που λέγεται και φρέσκο νερό, είναι διαθέσιμο για τις ανάγκες της κοινωνίας μας. Αυτό το ποσοστό των 0,6% αντιστοιχεί μόνο σε 8,2 τετράκις εκατομμύρια κυβικά μέτρα νερού, που αν ξαπλωθεί πάνω στη στερεή επιφάνεια της γης (136 τρις εκατομμύρια m^2) θα έχει ένα βάθος περίπου 60 *m*. Από αυτόν τον αριθμό φαίνεται καθαρά ότι χρειάζεται να εξασκηθεί αυστηρή οικονομία στην αριθμό 1 ύλη του κόσμου, όπως είναι το φρέσκο νερό. Από το απόθεμα του φρέσκου νερού της γης, δηλαδή των 8,2 τετράκις εκατομμυρίων κυβικών μέτρων, το 98,8% βρίσκεται κάτω από την επιφάνεια της γης (υπόγεια νερά) και μόνο το 1,2% βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια της γης στους ποταμούς και στις λίμνες του γλυκού νερού. Από το συνολικό ποσό των 8,1 τετράκις εκατομμυρίων κυβικών μέτρων του υπόγειου νερού, περίπου το 50% βρίσκεται σε βάθος μεγαλύτερο των 800 *m* που δε μπορούμε ή δε συμφέρει να το χρησιμοποιήσουμε, όπως και ένα ποσοστό 0,6% που αποτελεί την εδαφική υγρασία. Οπότε το φρέσκο νερό που μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε για τις ανάγκες της κοινωνίας μας αποτελείται περίπου από 4,1 τετράκις εκατομμύρια κυβικά μέτρα (97,62%) υπόγειου νερού και 100 τρις εκατομμύρια κυβικά μέτρα (2,38%) επιφανειακού νερού των ποταμών και λιμνών.

Αν και σήμερα χρησιμοποιείται, από τον άνθρωπο και τα ζώα, πίο πολύ το επιφανειακό φρέσκο νερό, παρ' όλα αυτά οι παραπάνω αριθμοί υποδειχνουν ότι πρέπει να στραφούμε στη χρησιμοποίηση των υπόγειων νερών που είναι και περισσότερα. Επιπλέον τα επιφανειακά νερά μολύνονται ευκολότερα και γρηγορότερα απ' ό,τι τα υπόγεια νερά.

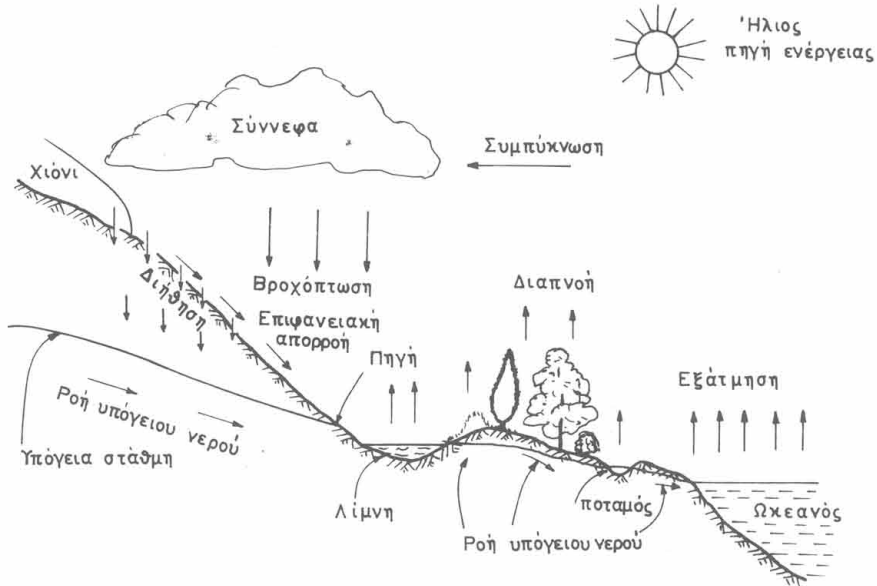
1.1.2. Υδρολογικός κύκλος

Το φρέσκο νερό δεν είναι ορυκτό, σαν το πετροκάρβουνο και το πετρέλαιο, που η κατανάλωσή του σημαίνει αποσύνθεση και καταστροφή και τα αποθέματά του εξαντλούνται χωρίς τη δυνατότητα δημιουργίας νέων κοιτασμάτων.

Αντίθετα, όταν το νερό χρησιμοποιείται για γεωργικές ή οικιακές και βιομηχανικές ανάγκες μπορεί η ποιότητά του να χειροτερέψει ή και η κατάστασή του ν' αλλάξει (υδρατμοί), οπωσδήποτε όμως εξακολουθεί να παραμένει νερό. Το πίο σπουδαίο είναι ότι το νερό που χρησιμοποιήθηκε μπορεί να ξαναγίνει φρέσκο από την ίδια τη φύση είτε με τη διαδικασία της εξάτμισης-συμπύκνωσης-βροχής ή με τη διήθηση στο έδαφος και εμπλουτισμό των υδροφόρων στρωμάτων.

Γενικά το νερό της γης, είτε βρίσκεται σαν υδρατμοί στην ατμό-

σφαιρα είτε σαν επιφανειακό νερό στους ποταμούς, στις λίμνες, στις θάλασσες και στους ωκεανούς ή και σαν υπόγειο νερό μέσα στους πόρους του εδάφους και στα υδροφόρα στρώματα, δεν παραμένει σε ακινησία, αλλά παίρνει μέρος σε μία συνεχή κυκλοφοριακή κίνηση που είναι γνωστή στην υδρολογία σαν *υδρολογικός κύκλος*. Το σχήμα 1.1 επεξηγεί σχηματικά τον υδρολογικό κύκλο του νερού της γης.

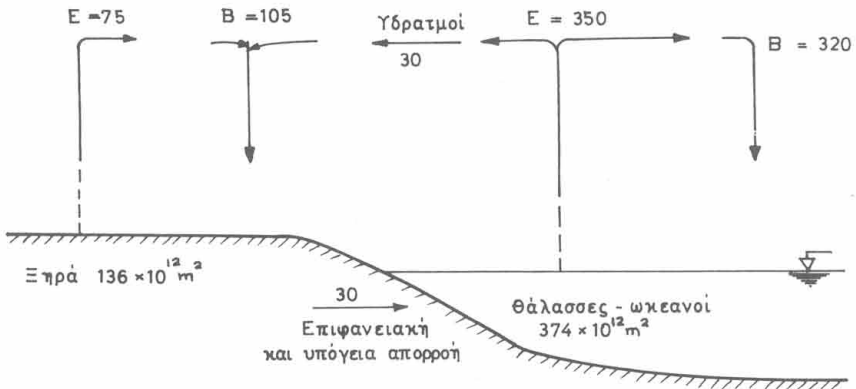


Σχήμα 1.1. Υδρολογικός κύκλος.

Το νερό που σχηματίζεται από τη συμπύκνωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα πέφτει στη γη σα βροχή, χαλάζι ή χιόνι. Ένα μέρος εξατμίζεται στη διάρκεια της πτώσης του. Ένα άλλο μέρος εξατμίζεται από την υγρή επιφάνεια της γης σχεδόν αμέσως μετά την πτώση του και όσο διάστημα αυτή είναι υγρή. Από το υπόλοιπο, ένα μέρος διηθείται κάτω από την επιφάνεια της γης και ένα άλλο μέρος, που περισσεύει μετά από το γέμισμα διαφόρων ανωμαλιών της επιφάνειας της γης, απορρέει επιφανειακά προς τα ρέματα, τους ποταμούς και τις λίμνες για να καταλήξει τελικά στις θάλασσες και στους ωκεανούς ενώ ταυτόχρονα εξατμίζεται από την ελεύθερη επιφάνεια και διηθείται από τον πυθμένα, αν και όπου οι συνθήκες το επιτρέπουν. Από το νερό που διηθήθηκε κάτω από την επιφάνεια της γης, ένα μέρος χρησιμοποιείται από τα φυτά και τελικά επανέρχεται στην ατμόσφαιρα με τη διαπνοή ή την ξήρανση και

αποσύνθεσή τους, ένα άλλο μέρος επανέρχεται στην επιφάνεια με την τριχοειδή κίνηση και εξατμίζεται και το υπόλοιπο διηθείται βαθύτερα και προστίθεται στα αποθέματα του υπόγειου νερού. Αυτό το υπόγειο νερό δεν παραμένει στάσιμο αλλά κινείται μέσα από τους πόρους του εδάφους σε μία κατεύθυνση από το ψηλότερο προς το χαμηλότερο δυναμικό. Αργά ή γρήγορα ένα μέρος επανέρχεται μόνο του στην επιφάνεια της γης, είτε σαν επιφανειακή πηγή και είναι ορατό ή σαν υποβρύχια πηγή στις κοίτες των ποταμών, λιμνών και θαλασσών και είναι αόρατο. Ένα άλλο μέρος επανέρχεται στην επιφάνεια με τεχνητά μέσα όπως είναι η άντληση και η υδρομάστευση. Οι ποσότητες αυτές του υπόγειου νερού είτε ανακυκλώνονται με την εξάτμιση - συμπύκνωση - βροχόπτωση - διήθηση ή καταλήγουν τελικά στους ωκεανούς με επιφανειακή απορροή, από όπου ξαναρχίζουν τον υδρολογικό κύκλο με την εξάτμιση. Φυσικά ένα μεγάλο μέρος των υπόγειων νερών καταλήγει κατ' ευθείαν στους ωκεανούς, όπου η εξάτμιση τα επαναφέρει στην ατμόσφαιρα και κλείνουν ή επαναρχίζουν τον υδρολογικό τους κύκλο.

Το Σχήμα 1.2 επεξηγεί σχηματικά και με χονδρικούς υπολογισμούς τους όγκους του νερού που μετακινούνται ετήσια κατά τον υδρολογικό κύκλο σ' όλη την υδρόγειο.



E = Εξατμισοδιαπονή

B = Βροχόπτωση

Σχήμα 1.2. Παγκόσμιες μετακινήσεις νερού [σε τρισεκατομμύρια (10^{12}) $\text{m}^3/\text{έτος}$].

Πάνω στην ξηρή επιφάνεια της γης η κυκλοφοριακή κίνηση δίνει από βροχόπτωση 105 τρισεκατομμύρια κυβικά μέτρα νερό το έτος ($105 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{έτος}$), τα οποία για να αναπληρώσουν τα 8,2 τετράκις εκατομμύρια κυβικά μέτρα ($8,2 \times 10^{15} \text{ m}^3$), που είναι διαθέσιμα για τις

ανάγκες της κοινωνίας μας, θα χρειασθούν 78 έτη χωρίς εξάτμιση. Επειδή όμως από τα 105 τα 75 τρισεκατομμύρια κυβικά μέτρα νερό το έτος, εξατμίζονται και άρα μένουν καθαρά μόνο 30 τρισεκατομμύρια κυβικά μέτρα το έτος για αναπλήρωση, τα οποία προέρχονται από την εξάτμιση των θαλασσών και ωκεανών, τότε θα χρειασθούν 273 έτη, κατά μέσο όρο, για να αντικατασταθεί το απόθεμα του νερού της ξηράς με φρέσκο νερό που θα προκύψει από την εξάτμιση του νερού των θαλασσών και των ωκεανών. Οι αριθμοί αυτοί είναι ενδεικτικοί και βασίζονται στην παραδοχή ότι όλες οι υδάτινες μάζες κινούνται με μία σταθερή ταχύτητα. Επειδή όμως τα επιφανειακά νερά κινούνται πάρα πολύ γρήγορα, σε σύγκριση με τα υπόγεια νερά, και από τα υπόγεια νερά, αυτά με μεγαλύτερη κλίση δυναμικού κινούνται γρηγορότερα απ' αυτά με μικρότερη ή και μηδενική κλίση, και επιπλέον υπάρχουν στρώματα σε πολύ μεγάλη απόσταση από τους ωκεανούς και τις θάλασσες, άρα στην πραγματικότητα θα πρέπει να υπάρχουν αποθέματα υπόγειου νερού που ποτέ δεν αναπληρούνται ή αλλιώς συμμετέχουν στον υδρολογικό κύκλο με άπειρο χρόνο.

1.1.3. Γεωλογικοί σχηματισμοί και υπόγεια νερά

Τα υπόγεια νερά βρίσκονται αποθηκευμένα μέσα στους πόρους και στα κενά των εδαφών και των γεωλογικών σχηματισμών σε διάφορα βάθη από την επιφάνεια της γης. Ανάλογα με την ύπαρξη ή όχι διαφοράς δυναμικού ανάμεσα σε δύο θέσεις, στο χώρο που υπάρχουν τα υπόγεια νερά, αυτά κινούνται στην κατεύθυνση του μικρότερου δυναμικού με ταχύτητα που είναι ανάλογη της διαφοράς δυναμικού και της διαπερατότητας του πορώδους μέσου.

Ένας γεωλογικός σχηματισμός λέγεται *υδροφόρο στρώμα* ή *υδροφόρεας (aquifer)*, όταν περιέχει στους πόρους και στα κενά του μεγάλη ποσότητα υπόγειου νερού, που μπορεί να μετακινηθεί εύκολα και οικονομικά και να χρησιμοποιηθεί από τον άνθρωπο για τις διάφορες ανάγκες του. Τα καλά υδροφόρα στρώματα αποτελούνται συνήθως από αλουβιακές αποθέσεις άμμων και χαλικιών.

Ένας γεωλογικός σχηματισμός λέγεται *αδιαπέρατο* ή *υδατοστεγές στρώμα (aquiclude)*, όταν περιέχει στους πόρους του υπόγειο νερό που δε μπορεί να μετακινηθεί εύκολα σε σημαντική ποσότητα, λόγω της πολύ μικρής διαπερατότητάς του. Τα αδιαπέρατα στρώματα αποτελούνται συνήθως από αργιλικές αποθέσεις που περιορίζουν ή απομονώνουν γειτονικά υδροφόρα στρώματα.

Ένας γεωλογικός σχηματισμός λέγεται *άνυδρο στρώμα (aquifuge)*,

όταν δεν περιέχει και ούτε επιτρέπει τη μετακίνηση υπόγειου νερού. Γεωλογικοί σχηματισμοί από στερεό γρανίτη ανήκουν σ' αυτή την κατηγορία.

Ας υποθέσουμε ότι σ' έναν όγκο V_0 από ένα πορώδες υλικό (έδαφος ή πέτρωμα) τα στερεά υλικά καταλαμβάνουν έναν όγκο V_s και οι πόροι και τα κενά έναν όγκο V_v . Ο όγκος των κενών μπορεί να υποδιαιρεθεί στον όγκο V_w , που καταλαμβάνεται από το νερό και στον όγκο V_g , που καταλαμβάνεται από τα αέρια. Ο λόγος του όγκου των κενών V_v προς το συνολικό όγκο V_0 του πορώδους υλικού λέγεται *πορώδες (capacity)* και συμβολίζεται με το γράμμα n , δηλαδή:

$$n = \frac{V_v}{V_0} \quad (1.1.1)$$

Για τα εδάφη και για γεωλογικούς σχηματισμούς που προέκυψαν από αποθέσεις φερτών υλικών, η τιμή του πορώδους εξαρτάται από το σχήμα, το μέγεθος και τον τρόπο απόθεσης των στερεών τεμαχιδίων και από το βαθμό συγκόλλησης και συμπίεσής τους. Αντιπροσωπευτικές τιμές πορώδους για διάφορα εδάφη και πετρώματα φερτών υλικών παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα:

ΠΙΝΑΚΑΣ 1.1 Αντιπροσωπευτικές τιμές πορώδους

Υλικά	τιμή πορώδους n %
κοινά εδάφη	50 – 60
αργιλικά	45 – 55
ιλυώδη	40 – 50
ανάμικτη μέση ως χονδρή άμμος	35 – 40
ομοιόμορφη άμμος	30 – 40
λεπτή ως μέση άμμος	30 – 35
χαλικώδη	30 – 40
χαλίκια και άμμος	20 – 35
αμμώδη πετρώματα	10 – 30

Στην εδαφομηχανική χρησιμοποιείται πιο συχνά, αντί του πορώδους, ο *λόγος των κενών (void ratio)* e , που ορίζεται από τη σχέση:

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (1.1.2)$$

Επειδή όμως $V_0 = V_v + V_s$ ή $V_s = V_0 - V_v$, η σχέση (1.1.2) γίνεται

$$e = \frac{V_v}{V_0 - V_v} = \frac{V_v/V_0}{1 - V_v/V_0}$$

και τελικά με τη χρησιμοποίηση της σχέσης (1.1.1) έχουμε

$$e = \frac{n}{1 - n} \quad (1.1.3)$$

Αν όλοι οι πόροι και τα κενά του πορώδους υλικού είναι γεμάτα με νερό, λέμε ότι το πορώδες υλικό είναι *κορεσμένο (saturated)*. Αν όλοι οι πόροι και τα κενά δεν είναι γεμάτα με νερό, αλλά υπάρχει συγχρόνως και αέρας ή άλλα αέρια, λέμε ότι το πορώδες υλικό είναι *μη κορεσμένο ή ακόρεστο (unsaturated)*. Ο λόγος του όγκου του νερού V_w προς τον όγκο των πόρων και κενών V_v λέγεται *βαθμός κορεσμού* και συμβολίζεται με το γράμμα S , δηλαδή :

$$S = \frac{V_w}{V_v} \quad (1.1.4)$$

Για τα κορεσμένα πορώδη υλικά έχουμε $S = 1$.

Στην εδαφοφυσική χρησιμοποιείται ο όρος *ογκομετρικό περιεχόμενο υγρασίας (volumetric moisture content) c* και ορίζεται από τη σχέση:

$$c = \frac{V_w}{V_0} \quad (1.1.5)$$

Από τις σχέσεις (1.1.1), (1.1.4) και (1.1.5) έχουμε:

$$c = n S \quad (1.1.6)$$

Για τα κορεσμένα πορώδη υλικά, στα οποία είναι $S = 1$, το περιεχόμενο υγρασίας ισούται με το πορώδες.

Αν έχουμε ένα πορώδες υλικό κορεσμένο με νερό και το αφήσουμε να στραγγίσει με την επίδραση της βαρύτητας, τότε ένα μέρος μόνο θα στραγγίσει και το υπόλοιπο θα κατακρατηθεί λόγω των δυνάμεων συνοχής, συναφείας και τριχοειδών. Αν V_{wr} είναι ο όγκος του κατακρατηθέντος νερού και V_{wy} είναι ο όγκος του αποδοθέντος νερού, λόγω της βαρύτητας, τότε ορίζουμε την *ειδική κατακράτηση (specific retention) S_r* , και την *ειδική απόδοση (specific yield) S_y* σε νερό του πορώδους υλικού με τις παρακάτω σχέσεις:

$$S_r = \frac{V_{wr}}{V_0} \quad (1.1.7)$$

και

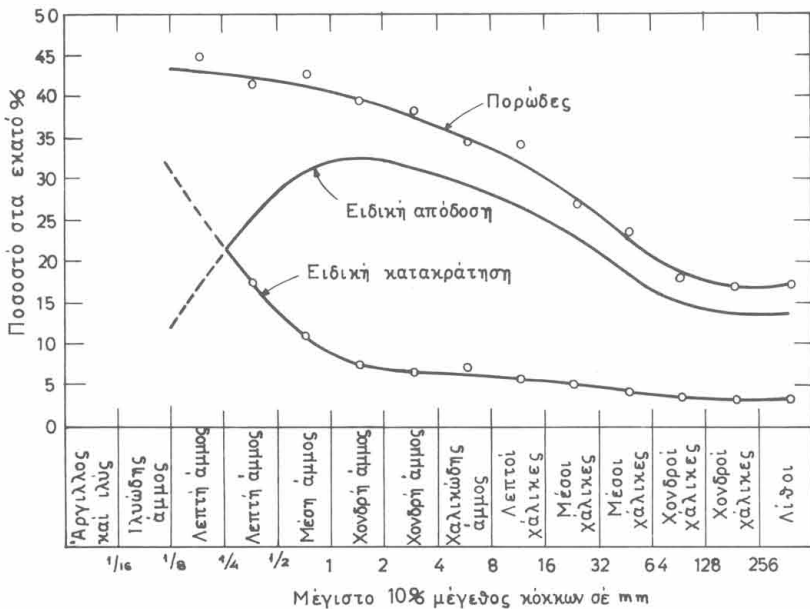
$$S_y = \frac{V_{wy}}{V_0}, \quad (1.1.8)$$

όπου V_0 είναι ο συνολικός όγκος του πορώδους υλικού.

Η ειδική απόδοση σε νερό του πορώδους υλικού λέγεται πολλές φορές και αποτελεσματικό πορώδες (*effective porosity*) n_e . Επειδή όμως $V_{wr} + V_{wy} = V_w$, είναι φανερό ότι:

$$n = S_r + S_y = S_r + n_e . \quad (1.1.9)$$

Δηλαδή η ειδική απόδοση σε νερό ή το αποτελεσματικό πορώδες είναι μικρότερο από το πορώδες του υλικού. Στα ιλυώδη εδάφη το αποτελεσματικό πορώδες είναι πολύ μικρότερο από το πορώδες, ενώ στα αμμώδη και χαλικιώδη εδάφη οι δύο αυτές ποσότητες είναι σχεδόν ίσες μεταξύ τους. Το Σχήμα 1.3 δίνει μία ποσοτική πληροφορία μέσω των τιμών του πορώδους, της ειδικής απόδοσης και της ειδικής κατακράτησης, από μετρήσεις σε μία περιοχή του *Los Angeles* της Καλιφόρνιας.



Σχήμα 1.3. Πορώδες, ειδική απόδοση και ειδική κατακράτηση (σε παραλιακή περιοχή Καλιφόρνιας, *Eckis 1934*).

Το αποτελεσματικό πορώδες n_e χρησιμοποιείται συνήθως σε σχέση με τη ροή του υπόγειου νερού και εκφράζει το μερικό όγκο των πόρων, μέσα απ' όπου το νερό είναι ελεύθερο να κινηθεί, ανά μονάδα συνολικού όγκου του πορώδους υλικού.

1.1.4. Πίεση, πιεζομετρικό φορτίο και υπόγεια στάθμη

Η πίεση που εξασκείται από το υπόγειο νερό στους πόρους και στα κενά του πορώδους υλικού λέγεται *πίεση πόρων* (*pore pressure*). Συνήθως εκφράζεται σαν φορτίο πίεσης ή *ύψος πίεσης* p/γ_w . Το φορτίο πίεσης σ' ένα πόρο είναι θετικό ή μεγαλύτερο της ατμοσφαιρικής πίεσης αν ο πόρος βρίσκεται μέσα στην κορεσμένη περιοχή του πορώδους υλικού και είναι αρνητικό ή μικρότερο της ατμοσφαιρικής πίεσης αν ο πόρος βρίσκεται μέσα στη μη κορεσμένη περιοχή του πορώδους υλικού. Το αρνητικό φορτίο πίεσης λέγεται και κενό εδαφικής υγρασίας ή *τάση εδαφικής υγρασίας* (*soil moisture tension*) και έχει θετικές τιμές $h_t = -p/\gamma_w$. Η κατακόρυφη απόσταση z ενός πόρου από ένα επίπεδο αναφοράς λέγεται *ύψος ή φορτίο θέσης* και μετριέται θετικά προς τα πάνω. Το άθροισμα του φορτίου ή ύψους πίεσης και του φορτίου ή ύψους θέσης λέγεται *πιεζομετρικό φορτίο ή πιεζομετρικό ύψος*, h , οπότε είναι:

$$h = \frac{p}{\gamma_w} + z . \quad (1.1.10)$$

Η επιφάνεια του υπόγειου νερού η οποία αποτελείται από όλα τα σημεία που έχουν πίεση ίση με την ατμοσφαιρική (ή μηδενική πίεση οργάνου) λέγεται *υπόγεια στάθμη*. Κάτω από την υπόγεια στάθμη οι πόροι είναι κορεσμένοι και έχουν πίεση πόρου πάντοτε θετική. Πάνω από την υπόγεια στάθμη η πίεση πόρου είναι πάντοτε αρνητική ή μικρότερη από την ατμοσφαιρική πίεση, χωρίς αυτό να σημαίνει ότι όλοι οι πόροι πάνω από την υπόγεια στάθμη είναι μη κορεσμένοι. Συνήθως υπάρχει μια ζώνη τριχοειδούς ανύψωσης, της οποίας η περιοχή που βρίσκεται κοντά στην υπόγεια στάθμη είναι μεν κορεσμένη αλλά με πίεση πόρου μικρότερη της ατμοσφαιρικής.

1.1.5. Τύποι υδροφόρων στρωμάτων

Τα περισσότερα υδροφόρα στρώματα καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις και μπορούν να θεωρηθούν σα μεγάλες υπόγειες δεξαμενές εναποθήκευσης του υπόγειου νερού, γι' αυτό ονομάζονται και *υδροφορείς*. Το νερό εισέρχεται στις υπόγειες αυτές δεξαμενές με φυσική ή τεχνητή εισροή, κινείται κάτω από την επίδραση της βαρύτητας και εξέρχεται στην επιφάνεια της γης είτε με εκροή από φυσικές πηγές ή με τεχνητή άντληση από φρεάτια. Συνήθως, ο ετήσιος όγκος του νερού που εξέρχεται ή εισέρχεται στα υδροφόρα στρώματα, αντιπροσωπεύει μόνο ένα μικρό ποσοστό της συνολικής τους χωρητικότητας σε αποθήκευση. Τα υδροφόρα στρώματα ή οι υδροφορείς μπορούν να διακριθούν σε τέσσε-

ρις τύπους, ανάλογα με την παρουσία ή απουσία της υπόγειας στάθμης και ανάλογα με την υδατοστεγανότητα των στρωμάτων που τα περιορίζουν.

Ένα υδροφόρο στρώμα λέγεται *ελεύθερος ή μη περιορισμένος (unconfined)* ή *φρεάτιος (phreatic) υδροφορέας*, αν επικάθεται πάνω σε αδιαπέρατο υπόστρωμα και το υπόγειο νερό του σχηματίζει ελεύθερη κάτω από ατμοσφαιρική πίεση υπόγεια στάθμη, η οποία αποτελεί την πάνω επιφάνεια της ζώνης κορεσμού. Η υπόγεια στάθμη σ' έναν ελεύθερο υδροφορέα μπορεί να διακυμαίνεται γύρω από το οριζόντιο επίπεδο και να έχει κλίση ανάλογα με τις περιοχές όπου γίνεται άντληση ή εισροή και ανάλογα με τη διαπερατότητά του. Η ιδανική περίπτωση της οριζόντιας υπόγειας στάθμης είναι σπάνια και μπορεί να συμβαίνει μόνο για μια σχετικά μικρή περιοχή. Οι υδρογεωλογικές σταθερές ή παράμετροι που χαρακτηρίζουν έναν ελεύθερο υδροφορέα είναι ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητάς του (*hydraulic conductivity*) K , ο οποίος έχει διαστάσεις ταχύτητας [$L \cdot T^{-1}$] και η ειδική απόδοσή του (*Specific yield*) σε νερό S_y , η οποία είναι αδιάστατη και έχει τάξη μεγέθους 10^{-1} ως 10^{-2} .

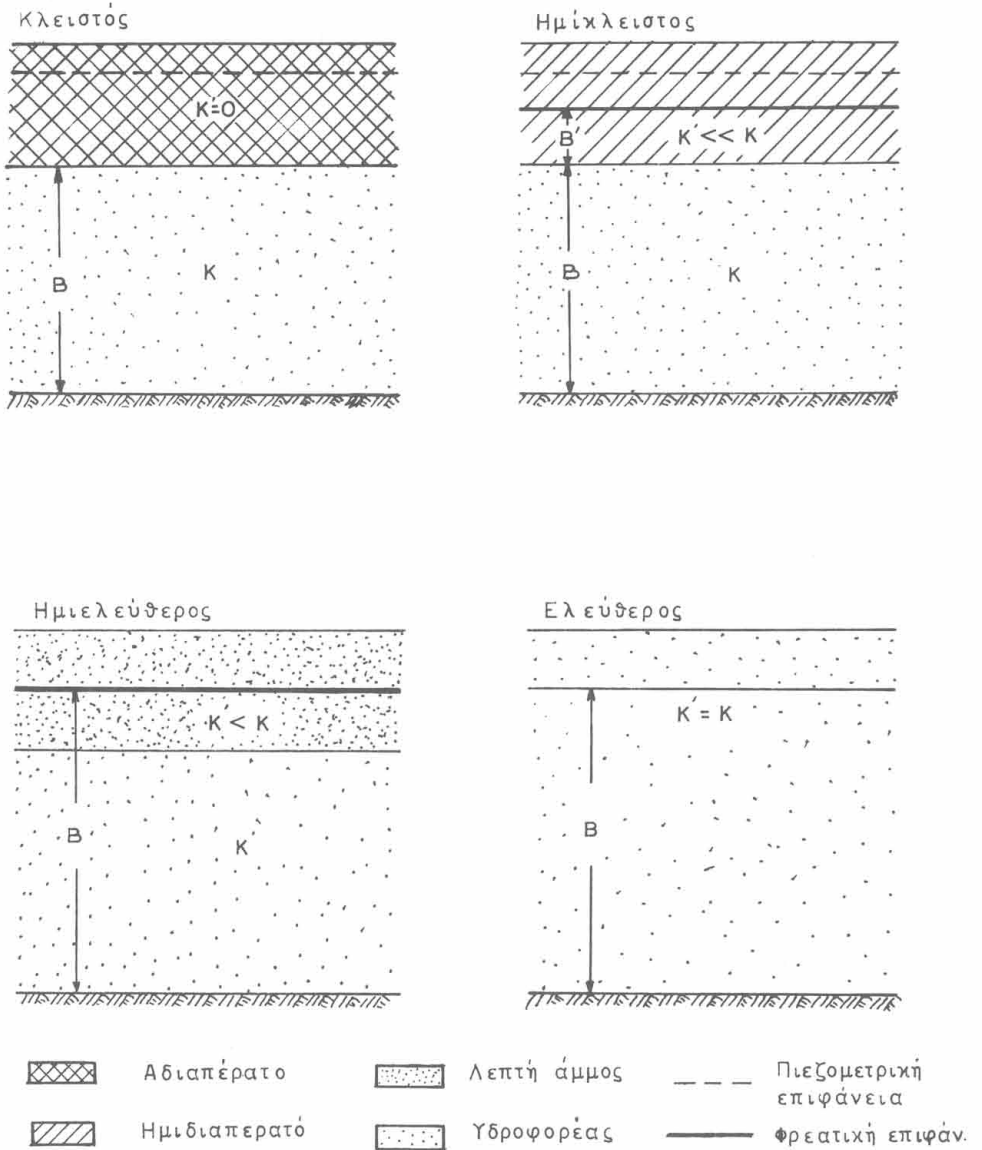
Ένα υδροφόρο στρώμα λέγεται *κλειστός ή περιορισμένος (confined)* με πίεση υδροφορέας, όταν το υπόγειο νερό του είναι περιορισμένο μεταξύ δύο σχετικά αδιαπέρατων στρωμάτων και βρίσκεται κάτω από πίεση μεγαλύτερη από την ατμοσφαιρική. Αν ένα φρεάτιο παρατήρησης ή ένα πιεζόμετρο διαπερνά έναν κλειστό με πίεση υδροφορέα, τότε το ελεύθερο νερό μέσα στο πιεζόμετρο θ' ανέβει σε τόσο ύψος όσο είναι το πιεζομετρικό ύψος ή φορτίο του υπόγειου νερού του υδροφορέα. Η φανταστική επιφάνεια που σχηματίζεται από τις τιμές του πιεζομετρικού φορτίου σε έναν αριθμό πιεζομέτρων λέγεται *πιεζομετρική επιφάνεια*. Αν αυτό το πιεζομετρικό ύψος είναι μεγαλύτερο από την απόσταση της επιφάνειας του εδάφους από το άνω αδιαπέρατο επίστρωμα, τότε το νερό θα ρέει ελεύθερα από το πιεζόμετρο ή το φρεάτιο. Σ' αυτή την περίπτωση ο υδροφορέας λέγεται *αρτεσιανός* και το φρεάτιο, από το οποίο γίνεται η εκμετάλλευση του υπόγειου νερού, λέγεται *αρτεσιανό φρεάτιο (artesian well)* ή *φρεάτιο ελεύθερης εκροής (flowing well)*. Οι υδρογεωλογικές παράμετροι που χαρακτηρίζουν έναν κλειστό ή έναν αρτεσιανό υδροφορέα είναι ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητάς του K , το πάχος του B , η διοχετευτικότητα ή παροχετευτικότητά του (*transmissivity or transmissibility*), $T = KB$, η οποία έχει διαστάσεις [$L^2 \cdot T^{-1}$], και ο συντελεστής εναποθήκευσης ή αποθήκευσης (*storage coefficient*) S , ο οποίος είναι αδιάστατος και έχει τάξη μεγέθους 10^{-3} ως 10^{-6} .

Ένα υδροφόρο στρώμα λέγεται *ημίκλειστος με πίεση (semiconfined)* ή *κλειστός με διαρροή (Leaky - confined)* υδροφορέας, όταν τουλάχιστο

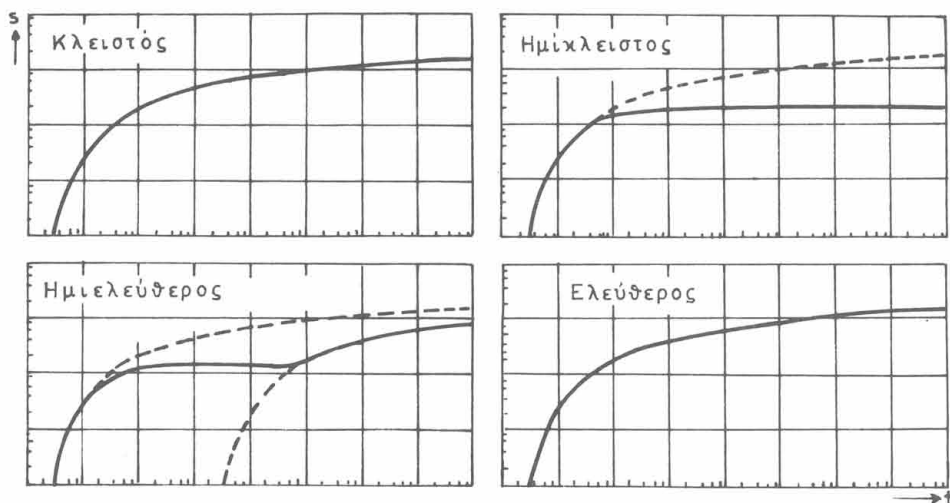
ένα από τα στρώματα που τον περιορίζουν είναι ημιδιαπερατό, αλλά η οριζόντια συνιστώσα της ροής στο ημιδιαπερατό στρώμα είναι ασήμαντη. Οι υδρογεωλογικές παράμετροι που χαρακτηρίζουν έναν ημίκλειστο υδροφορέα είναι ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητάς του K , το πάχος του B , η διοχευτικότητα του $T = KB$, ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας K' και το πάχος B' του ημιδιαπερατού στρώματος, η υδραυλική αντίσταση $c = B'/K'$ αυτού, η οποία έχει διαστάσεις χρόνου $[T]$ και ο παράγοντας διαρροής $\lambda = \sqrt{KBc}$ του συστήματος, ο οποίος έχει διαστάσεις μήκους $[L]$. Εκείνο που χαρακτηρίζει έναν ημίκλειστο υδροφορέα είναι ότι η τιμή του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας K' του ημιδιαπερατού στρώματος είναι κατά πολύ μικρότερη από την τιμή του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας K του υδροφορέα, δηλαδή $K' \ll K$.

Τέλος ένα υδροφόρο στρώμα λέγεται ημιελεύθερος (*semiunconfined*) ή φρεατικός με διαρροή (*Leaky phreatic*) υδροφορέας, όταν τουλάχιστον ένα από τα στρώματα που τον περιορίζουν είναι ημιδιαπερατό, στο οποίο η οριζόντια συνιστώσα της ροής είναι αρκετά σημαντική και έτσι δεν μπορεί να παραβλεφθεί. Οι υδρογεωλογικές παράμετροι που χαρακτηρίζουν έναν ημιελεύθερο υδροφορέα είναι η υδραυλική αγωγιμότητα K , το πάχος B και η διοχευτικότητα T αυτού, ο συντελεστής αποθήκευσης αρχικής περιόδου (*early time coefficient*) S_A και η καθυστερούμενη ειδική απόδοση (*delayed specific yield*) S_y του υδροφορέα. Επίσης ο αδιάστατος συντελεστής $\gamma = 1 + S_y/S_A$ και ο αποτελεσματικός συντελεστής αποθήκευσης (*effective storage coefficient*) $S = S_A + S_y = \gamma S_A$. Ακόμα στις υδρογεωλογικές παράμετρος των ημιελεύθερων υδροφορέων ανήκουν ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας K' και το πάχος B' του ημιδιαπερατού στρώματος, ο δείκτης καθυστέρησης του *Boulton* (*Boulton delay index*) $1/a$, ο οποίος έχει διαστάσεις χρόνου $[T]$ (ημέρες), είναι μια εμπειρική σταθερή και εκφράζει την επίδραση των K' και B' με ανάλογο τρόπο προς την υδραυλική αντίσταση c του ημιδιαπερατού στρώματος ενός ημίκλειστου υδροφορέα και ο παράγοντας στράγγισης (*drainage factor*) $\lambda_A = \sqrt{KB/aS_0}$, ο οποίος έχει διαστάσεις μήκους $[L]$ και αντιστοιχεί στον παράγοντα διαρροής των ημίκλειστων υδροφορέων. Εκείνο που χαρακτηρίζει έναν ημιελεύθερο υδροφορέα είναι ότι η τιμή του συντελεστή K' του ημιδιαπερατού στρώματος είναι μικρότερη από τον συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας K του υδροφορέα, δηλαδή $K' < K$, αλλά η διαφορά τους δεν είναι τόσο μεγάλη όση στους ημίκλειστους υδροφορείς.

Στο σχήμα 1.4 δίνονται παραστατικά οι διάφοροι τύποι των υδροφορέων και στο σχήμα 1.5 δίνονται οι τυπικές καμπύλες της πιεζομετρικής πτώσης για τους τέσσερεις τύπους των υδροφορέων.



Σχήμα 1.4. Βασικοί τύποι υδροφορέων.



Σχήμα 1.5. Καμπύλες πιεζομετρικών πτώσεων τύπων υδροφορέων.

1.2. Νόμος του Darcy

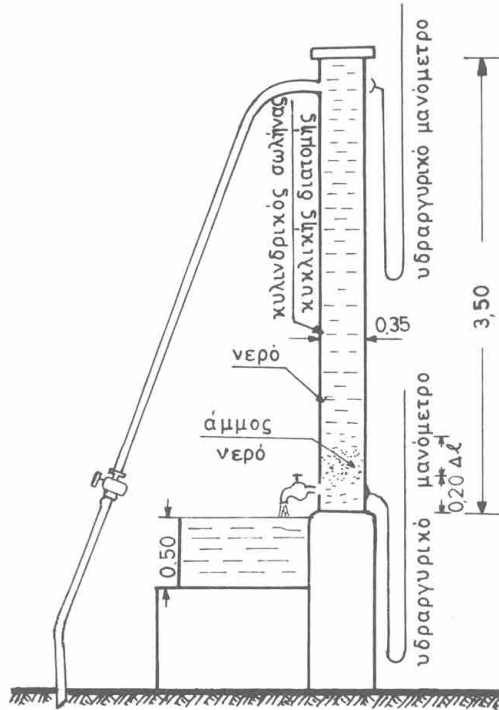
1.2.1. Γενικότητες

Το έτος 1856 ο Γάλλος Μηχανικός *Henry Darcy* δημοσίευσε στο Παρίσι μία τεχνική μελέτη, επέκτασης και βελτίωσης του συστήματος ύδρευσης της γενέτειράς του πόλης *Dijon*, που αποτελούνταν από 647 σελίδες κειμένου και από έναν «άτλαντα» σχεδιαγραμμάτων. Σε ένα παράρτημα της παραπάνω εργασίας στις σελίδες 590 ως 594 και με τον τίτλο «Προσδιορισμός του Νόμου της Ροής του Νερού Μέσα από Άμμο» ο *Darcy* περιγράφει τις παρατηρήσεις και πειράματα, που εκτέλεσε κατά τις περιόδους από 29 Οκτωβρίου ως 2 Νοεμβρίου 1855 και από 18 ως 19 Φεβρουαρίου 1856, σχετικά με τα φίλτρα διήθησης, που έπρεπε να χρησιμοποιηθούν για να δώσουν ορισμένη ποσότητα καθαρού νερού.

Το Σχήμα 1.6 δείχνει την πειραματική συσκευή του *Darcy*. Αυτή αποτελείται από ένα κατακόρυφο σιδερένιο σωλήνα, διαμέτρου 0,35 m και μήκους 3,50 m, κλειστό και στα δύο άκρα. Σε απόσταση 0,20 m από τον πυθμένα τοποθετήθηκε ένα οριζόντιο δικτυωτό πλέγμα, υποστηριζόμενο από σιδερένιες ράβδους, πάνω στο οποίο υπήρχε στήλη άμμου ύψους περίπου ενός μέτρου.

Το νερό έμπαινε από το πάνω άκρο της συσκευής της και έβγαινε από το κάτω άκρο της με μία στρόφιγγα. Η ροή του νερού μπορεί να

ρυθμιστεί με βαλβίδες και να μετρηθεί στο δοχείο περισυλλογής, διαστάσεων $1\text{ m}^2 \times 0,50\text{ m}$. Η μέτρηση των πιέσεων γινόταν με υδραργυρικά μανόμετρα, των οποίων οι αναγνώσεις ήταν σε ισοδύναμα μέτρα νερού.



Σχήμα 1.6. Πειραματική συσκευή του Darcy.

Τα πειράματα γίνονταν κατά σειρές, με διαφορετικό δείγμα άμμου για κάθε σειρά και σταδιακά αυξανόμενη παροχή του νερού. Για κάθε τιμή της παροχής σημειώνονταν η διαφορά του μανομετρικού ύψους σε μέτρα νερού. Το Σχήμα 1.7 δείχνει τη γραμμική σχέση, που υπάρχει μεταξύ της παροχής και της διαφοράς του μανομετρικού ύψους, για δύο διαφορετικά δείγματα άμμου.

Στη σελίδα 594 ο Darcy παρουσιάζει μία στοιχειώδη μαθηματική ανάλυση των παρατηρήσεων και πειραμάτων του και καταλήγει στο συμπέρασμα ότι η παροχή όγκου νερού που κινείται μέσα σε ορισμένη σύσταση άμμο είναι ανάλογη του φορτίου και αντίστροφα ανάλογη του πάχους της διαπερωμένης στρώσης.

Η μαθηματική διατύπωση των παραπάνω είναι: