

ΙΩΑΝΝΗΣ Β. ΔΙΑΜΑΝΤΗΣ

**Καθηγητής
Τμήματος Πολιτικών Μηχανικών
Δημοκρίτειου Πανεπιστημίου Θράκης**

**ΥΠΟΓΕΙΑ ΝΕΡΑ
ΑΝΑΠΤΥΞΗ - ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ**

(Σημειώσεις για τους φοιτητές του 5^{ου} εξαμήνου)

ΞΑΝΘΗ 2009

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Οι σημειώσεις αυτές αποτελούν ένα μικρό βοήθημα για τους φοιτητές του 5ου εξαμήνου του Τμήματος Πολιτικών Μηχανικών, που έχουν επιλέξει το μάθημα " Υπόγεια Νερά- Προέλευση, Ανάπτυξη και Διαχείριση"

Περιλαμβάνουν θέματα από την επιστήμη της Γεωυδρολογίας (Groundwater Hydrology) η οποία μελετά την προέλευση, την κατανομή καθώς και την κίνηση του νερού στο υπέδαφος. Επίσης περιλαμβάνουν θέματα από την Υδρογεωλογία (Hydrogeology) η οποία μελετά τα γεωλογικά προβλήματα που αναφέρονται στα υπόγεια νερά.

Στην επιστήμη του Πολιτικού Μηχανικού, η οποία ασχολείται σε μεγάλο βαθμό για παράδειγμα με θεμελιώσεις στο έδαφος, με την κατασκευή έργων που φιλοξενούν ή μεταφέρουν (διοχετεύουν) νερό, με την κατασκευή δρόμων, πολλές φορές σε κορεσμένα με νερό εδάφη κ.λ.π., είναι απαραίτητες οι βασικές γνώσεις τόσο από την Γεωυδρολογία όσο και από την Υδρογεωλογία για την καλύτερη κατανόηση εκτός του υδρολογικού κύκλου του νερού και της ανάπτυξης και διαχείρισης των υπόγειων νερών. Στις θεμελιώσεις ο τρόπος αποστράγγισης μιας εκσκαφής είναι το σημαντικότερο στοιχείο στη θεμελίωση. Οι αποστραγγίσεις δρόμων και αεροδρομίων, επίσης, είναι εξ' ίσου σημαντικό γεγονός στη συγκοινωνιακή τεχνική. Προβλήματα υπόγειων νερών συνδέονται επίσης με τις κατασκευές σηράγγων, με την φέρουσα ικανότητα συνεκτικών εδαφών στις βαθιές θεμελιώσεις, με τα χωμάτινα φράγματα και γενικά τα στεγανοποιητικά σώματα. Η προστασία του περιβάλλοντος σήμερα απασχολεί όλες εξ' ίσου τις επιστήμες. Έτσι η μόλυνση των υπόγειων νερών, τα οποία αποτελούν τμήμα του περιβάλλοντος, αποτελεί το κυρίαρχο θέμα της σύγχρονης εποχής και η αντιμετώπισή του εξαρτάται από τη γνώση των συνθηκών του υπόγειου νερού και του γεωλογικού υλικού.

Πολλές φορές σε πολύπλοκα θέματα που σχετίζονται με τα υπόγεια νερά, θεωρείται απαραίτητη η συνεργασία πολλών ειδικοτήτων, που όμως κάθε μια θα πρέπει να γνωρίζει τα βασικά στοιχεία της άλλης. Για παράδειγμα για την κατασκευή έργων αποστράγγισης και άρδευσης απαιτούνται να γίνουν γνωστά ότι αφορά τη στοιχειώδη ροή του νερού στην περιοχή, έτσι χρειάζονται οι γνώσεις του υδρογεωλόγου για την εκτίμηση της μόνιμης απόδοσης των υδροφόρων συστημάτων, όσο όμως και οι υδραυλικές γνώσεις του Μηχανικού για τη μελέτη και την κατασκευή του έργου.

Στόχος λοιπόν του μαθήματος αυτού και κατά συνέπεια των σημειώσεων είναι να δώσουν επί πλέον στο Μηχανικό τις απαραίτητες αυτές γνώσεις από την Γεωυδρολογία και την Υδρογεωλογία έτσι ώστε να υπάρχει μια συνεχής και επικοδομητική συνεργασία στα μεγάλα έργα με στόχο τη συνεχή και ασφαλή τους λειτουργία.

Στα κεφάλαια που ακολουθούν γίνεται μια προσπάθεια μελέτης του υπόγειου νερού με ιδιαίτερη έμφαση στη σχέση του με το γεωλογικό περιβάλλον, τον τρόπο που μετακινείται, τη μεταβολή του χημισμού του, τον τρόπο προστασίας του κυρίως από τις ανθρώπινες δραστηριότητες και τέλος τη σωστή διαχείριση.

Η θεωρία κάθε κεφαλαίου θα συνοδεύεται με αντίστοιχες εφαρμοσμένες ασκήσεις που θα περιέχονται σε ιδιαίτερο τεύχος για την καλύτερη κατανόηση και τη σωστή εφαρμογή στην πράξη.

Νοέμβριος 2008

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	ii
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	iv
1. ΕΜΦΑΝΙΣΗ ΤΟΥ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ	1
1.1. Η ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΟΥ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΚΑΙ Ο ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ	1
1.1.1. Κατακρημνίσματα.....	5
1.1.1.1. Κατανομή των κατακρημνισμάτων στο χώρο, μέθοδοι υπολογισμού.....	7
1.1.1.2. Υπολογισμός του συνόλου των κατακρημνισμάτων μιας περιοχής.....	8
1.1.2. Εξατμισοδιαπνοή	10
1.1.2.1. Παράγοντες που ρυθμίζουν την εξατμισοδιαπνοή.....	12
1.1.2.2. Μέτρηση της εξατμισοδιαπνοής	13
1.1.3. Κατείσδυση	15
1.1.3.1. Παράγοντες που επηρεάζουν την κατείσδυση.	16
1.1.3.2. Μέτρηση κατείσδυσης.....	17
1.1.4. Επιφανειακή Απορροή	19
1.1.4.1. Παράγοντες που επηρεάζουν την απορροή.....	21
1.1.4.2. Υδρογράφημα.....	22
1.1.4.3. Μετρήσεις απορροής.....	22
2. ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ.....	25
2.1. ΓΕΝΙΚΑ	25
2.2. ΖΩΝΕΣ ΥΠΕΔΑΦΙΚΟΥ ΝΕΡΟΥ.....	25
3. ΥΔΡΟΦΟΡΙΑ ΣΤΟΥΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥΣ	29
3.1. ΥΔΡΟΦΟΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ.....	29
3.1.1. Υδροφορέας - οριζόντια και κατακόρυφη κατανομή του	30
3.1.1.1. Κατηγορίες Πετρωμάτων	30
3.2. ΚΥΡΙΟΤΕΡΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗΝ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ.....	31
3.2.1. Πορώδες.....	31
3.2.1.1. Παράγοντες που ρυθμίζουν το συνολικό πορώδες	33
3.2.2. Ενεργό πορώδες.....	34
3.3. ΤΥΠΟΙ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ	36
$P = P_a + P_g$	38
3.4. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ	41
3.4.1. Τρόπος απεικόνισης των υδροφόρων στρωμάτων.....	41
3.5. ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΛΕΚΑΝΗ - ΠΗΓΕΣ	47
3.5.1. Υδρογεωλογική λεκάνη	47
3.5.2. Πηγές.....	49
3.5.2.1. Καρστικές Πηγές.....	53
3.6. ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ-ΑΙΤΙΑ	57

4. ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΕΣ ΤΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ (ΑΠΟΘΗΚΕΥΣΗ - ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΝΕΡΟΥ)	62
4.1 ΓΕΝΙΚΑ	62
4.2. ΑΠΟΘΗΚΕΥΤΗΚΟΤΗΤΑ (ικανότητα προς αποθήκευση).....	62
4.1.1. Ελαστικότητα του υδροφορέα	64
4.2. ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ (ικανότητα μεταφοράς).....	65
4.2.1. Γενικά.....	65
4.2.2. Νόμος Darcy	66
4.2.3. Φαινομένη και πραγματική ταχύτητα ροής.....	67
4.3. ΠΕΡΑΤΟΤΗΤΑ	68
4.3.1. Υπολογισμός υδροπερατότητας.....	71
4.4. ΜΕΤΑΒΙΒΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑ	72
4.5. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΤΟΥ DARCY.....	74
4.6. ΔΙΚΤΥΑ ΡΟΗΣ (ορισμός, σχεδίαση, λύση)	77
4.6.1 Ερμηνεία πιεζομετρικών ή υδροϊσοϋψών χαρτών.	80
4.6.2. Γραφική λύση των δικτύων ροής.....	86
4.6.3 Εφαρμογές των δικτύων ροής.....	89
5. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΙΩΝ - ΡΟΗ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΠΡΟΣ ΠΗΓΑΔΙΑ (ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ).....	92
5.1 ΓΕΝΙΚΑ	92
5.1.1. Γενικές εξισώσεις ροής.....	92
5.2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΠΡΟΥΠΟΘΕΣΕΙΣ	96
5.3. ΑΣΤΑΘΗΣ ΑΚΤΙΝΩΤΗ ΡΟΗ ΣΕ ΑΡΤΕΣΙΑΝΟ (ΥΠΟ ΠΙΕΣΗ) ΥΔΡΟΦΟΡΟ ΠΡΟΣ ΕΝΑ ΑΝΤΛΟΥΜΕΝΟ ΠΗΓΑΔΙ	97
5.3.1. Υπολογισμός της πτώσης στάθμης που προκαλείται από την άντληση.....	97
5.3.2. Υπολογισμός T και S	98
5.3.2.1. Γραφική μέθοδος THEIS.....	99
5.3.2.2 Μέθοδος COOPER - JACOB.....	101
5.3.3.3. Γραφικές λύσεις της εξίσωσης COOPER & JACOB.....	102
5.3.3.4. Μέθοδος επανόδου της στάθμης.....	105
5.4. ΑΣΤΑΘΗΣ ΑΚΤΙΝΩΤΗ ΡΟΗ ΣΕ ΕΛΕΥΘΕΡΑ ΥΔΡΟΦΟΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΠΡΟΣ ΕΝΑ ΑΝΤΛΟΥΜΕΝΟ ΠΗΓΑΔΙ	107
5.4.1 Υπολογισμός πτώσης στάθμης που προκαλείται από την άντληση.....	107
5.4.1.1 Εξίσωση ροής.....	107
5.4.2 Υπολογισμός παραμέτρων T και S	109
5.5. ΣΤΑΘΕΡΗ ΑΚΤΙΝΩΤΗ ΡΟΗ (ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ)	113
5.5.1. Ακτινωτή ροή σ' ένα Αρτεσιανό Υδροφόρο.....	115
5.5.2. Σταθερή ακτινωτή ροή σ'ένα ελεύθερο υδροφόρο	116
5.6. ΥΔΡΟΦΟΡΑ ΜΕ ΔΙΑΡΡΟΗ.....	117
5.6.1 Βασικές προϋποθέσεις.....	117
5.6.2 Μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τις συνθήκες ισορροπίας και για ασταθείς συνθήκες.	118
6. ΤΕΧΝΗΤΟΣ ΕΜΠΛΟΥΤΙΣΜΟΣ (ΓΕΝΙΚΑ, ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ, ΜΕΘΟΔΟΙ)	119
6. 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	119
6.1.1. Σκοποί του τεχνητού εμπλουτισμού	119
6.1.2. Γενική Θεώρηση - Κριτήρια και Συνθήκες Εφαρμογής.....	121

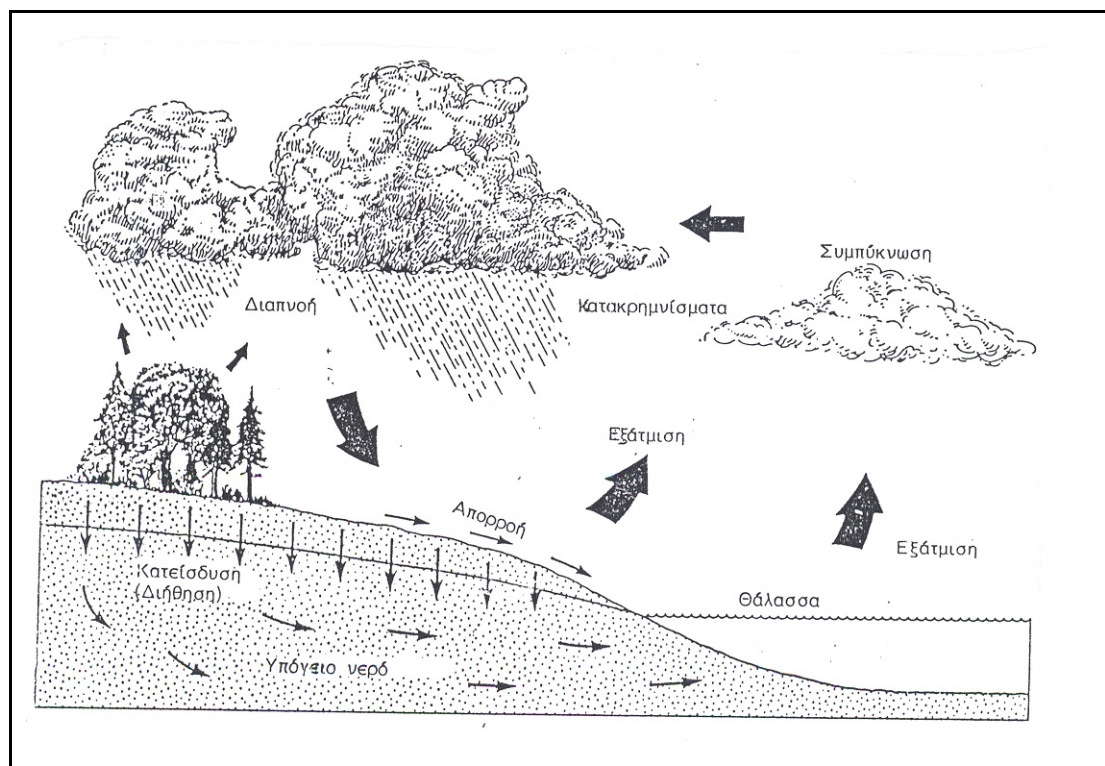
6.2. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΜΠΛΟΥΤΙΣΜΟΥ	123
6.2.1. Κατακλύσεις (μέθοδοι εμπλουτισμού απ'ευθείας στην επιφάνεια)	123
6.2.1.1. Μέθοδος Λεκάνης (Basin Method)	125
6.2.1.2. Μέθοδος Τάφρων και Αυλάκων (Ditch and Furrow Method).	126
6.2.1.3. Μέθοδος πλημμύρας (Flooding Method)	128
6.2.1.4. Μέθοδος Διευθέτησης Υδρορεύματος (Stream - Channel Method)	128
6.2.1.5. Μέθοδος άρδευσης (Irrigation Method).....	130
6.2.2. Μέθοδοι εμπλουτισμού απ' ευθείας στο υπέδαφος	131
6.2.2.1. Φυσικά ανοίγματα.....	131
6.2.2.2. Μέθοδος ορυγμάτων (PIT METHOD)	131
6.2.2.3. Αντίστροφη αποστράγγιση	132
6.2.2.4. Μέθοδος Πηγαδιών Εμπλουτισμού (Recharge Well Method)	132
6.2.3. Συνδυασμός επιφανειακού και υπεδάφικου εμπλουτισμού.....	135
6.2.3.1. Συνδυασμός λεκάνης εμπλουτισμού και "αποστραγγιστικού δικτύου".....	136
6.2.3.2. Συνδυασμός λεκανών με ορύγματα, εκσκαφές ή πηγάδια	136
6.2.4. Εμμεσος εμπλουτισμός.....	137
6.2.4.1. Επαγωγικός εμπλουτισμός (Induced Recharge).....	137
6.2.4.2. Συμπτωματικός Εμπλουτισμός (Indidental Recharge)	138
6.2.4.3. Διευθέτηση υδροφόρων.....	140
6.3. ΤΕΧΝΗΤΟΣ ΕΜΠΛΟΥΤΙΣΜΟΣ ΜΕ ΕΝΕΡΓΟΠΟΙΗΣΗ ΠΑΛΙΩΝ ΚΟΙΤΩΝ.	140
 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	 142

1. ΕΜΦΑΝΙΣΗ ΤΟΥ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ

1.1. Η ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΤΟΥ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΚΑΙ Ο ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

Ο υδρολογικός κύκλος είναι η σειρά των συμβάντων από τη στιγμή που το νερό πέφτει από την ατμόσφαιρα στη γη και την υδρόσφαιρα (τιμήματα της γης που καλύπτονται από νερό, όπως ωκεανοί, θάλασσες, λίμνες, ποταμοί, κ.λ.π.) και ξαναεπιστρέφει στην ατμόσφαιρα σχ.(1)

Η άμεση εξάτμιση του νερού από τις υδάτινες επιφάνειες της γης και η διαπνοή από τη βλάστηση μεταβάλλει το νερό σε ατμό και έτσι μπορεί να μεταφερθεί στον αέρα. Στα μεγάλα ύψη οι ατμοί αυτοί σχηματίζουν τα νέφη, από τα οποία με την συμπύκνωση το νερό υπό μορφή ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων (βροχή, χιόνι, χαλάζι κ.λ.π.), επιστρέφει στη γη. Η δράση των ανέμων έχει ως αποτέλεσμα τα κατακρημνίσματα να μην πέφτουν αναγκαστικά στην ίδια θέση ή στις ίδιες θέσεις από τις οποίες έλαβε χώρα η εξάτμιση.



Σχ. 1 Υδρολογικός κύκλος (από P.Charles and M.David)

Μέρος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων (P) ρέουν στην επιφάνεια της γής σχηματίζοντας την επιφανειακή απορροή (R), η οποία τροφοδοτεί τα επιφανειακά υδάτινα ρεύματα, λίμνες, έλη κ.λ.π., και μέρος τους πέφτει στις θάλασσες και τους ωκεανούς πριν αυτό εξατμισθεί (E) και συνδεθεί ξανά στον υδρολογικό κύκλο. Ενα άλλο μικρό μέρος καταναλώνεται από τη βλάστηση, ενώ το υπόλοιπο διηθείται στο έδαφος. Αυτό το διηθούμενο

τιμήμα μπορεί ή όχι να φτάσει τη στάθμη του υπόγειου νερού (I). Ακόμη μέρος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων εξατμίζεται πριν φτάσει στην επιφάνεια του εδάφους. Από τα παραπάνω προκύπτει η εξίσωση του υδρολογικού ισοζυγίου,

$$P=I+R+E$$

όπου **P** = τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

I = η ποσότητα που διηθείται

R = το ποσό, που απορρέει επιφανειακά (επιφανειακή απορροή) και

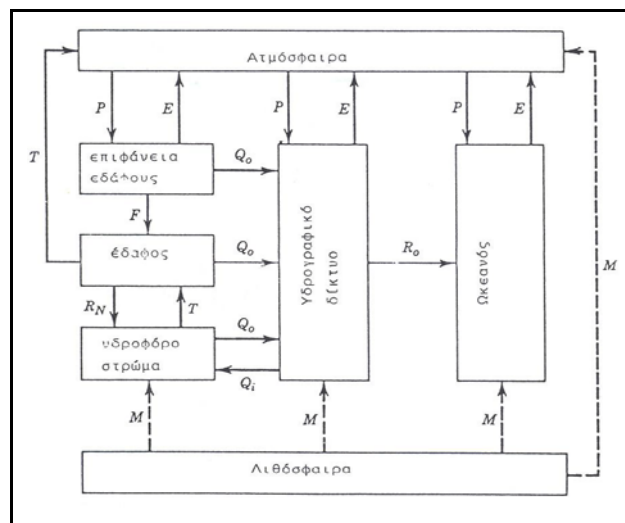
E = το ποσό, που εξατμίζεται ή διαπνέεται (εξατμισοδιαπνοή)

η οποία εκφράζει την ισότητα εισροών και εκροών σε μια υδρολογική λεκάνη. Η εξίσωση αυτή είναι χαρακτηριστική για κάθε περιοχή και η οποία με τη σειρά της καθορίζει την υδατική οικονομία της περιοχής. Οι φάσεις του υδρολογικού ισοζυγίου μπορούν να εκφραστούν σε όγκο νερού (m^3), σε ύψος νερού (mm), ή ακόμα σε εκατοστιαία σχέση ως προς τα κατακρημνίσματα.

Ο υδρολογικός κύκλος, όπως φάνηκε προηγουμένως, αποτελεί ένα δίκτυο εισροών-εκροών και τυπικά μπορεί να εκφραστεί ως:

$$\text{εισροές} - \text{εκροές} = \text{αλλαγή στα αποθέματα του υπεδάφικου νερού. (1)}$$

Η εσωτερική σχέση μεταξύ των συνιστωσών του υδρολογικού κύκλου μπορεί να απεικονιστεί με περισσότερες λεπτομέρειες σε μια κυκλική απεικόνιση (σχ.2). Στην απεικόνιση αυτή για άλλη μια φορά φαίνεται πως η ατμόσφαιρα κερδίζει υγρασία από τους ωκεανούς και τις υγρές επιφάνειες της ξηράς (E), την οποία επιστρέφει υπό μορφή κατακρημνισμάτων (P).



Σχ. 2 Στοιχεία κλειστού υδρολογικού κύκλου (κυκλικής μορφής)
(από P.Domenico and F. Schwartz 1990).

Τα κατακρημνίσματα, πριν και μόλις φτάσουν στην επιφάνεια της γης, διαμοιράζονται σε εξάτμιση προς την ατμόσφαιρα (E), σε επιφανειακή απορροή προς το υδρογραφικό δίκτυο (Q₀) και σε τροφοδοσία προς τους υπόγειους υδροφορείς (R_N).

Τα υπόγεια υδάτινα στρώματα (υδροφόρα) μπορούν επίσης να δεχτούν νερό από τα επιφανειακά υδατορεύματα (Q_i) όπως και να επελευθερώσουν νερό προς αυτά (Q_o). Ενα ακόμη μικρό μέρος από τα υδροφόρα μπορεί να διαπνευσθεί (T) μέσα από τις βαθιές ρίζες προς την ατμόσφαιρα.

Τα υδάτινα επιφανειακά ρεύματα μπορούν να δεχτούν νερό από τα υπόγεια υδροφόρα (Q_o), οπότε ενισχύεται η ροή τους, ή να τα τροφοδοτήσουν, οπότε μειώνεται η ροή τους.

Τα υδάτινα ρεύματα εκφορτώνουν, μετά από τις παραπάνω διαδικασίες, το νερό τους στα μεγάλα υδάτινα σώματα (θάλασσες, λίμνες κ.λ.π.) (R₀).

Τέλος από το σχήμα φαίνεται πως είναι δυνατή και μια συμβολή σε νερό ηφαιστειακής ή μαγματικής προέλευσης (M) σε όλους τους κόμβους.

Απομονώνοντας από το σχ.2. τα εξωτερικά σώματα προκύπτει το σχ.3, δηλ. τα στοιχεία του υδρολογικού κύκλου σε μορφή λεκάνης η οποία συγχρόνως δέχεται και τροφοδοτεί. Από αυτό το διάγραμμα η αρχική εξίσωση (1) μπορεί να μετασχηματισθεί ως εξής:

$$P - E - T - R_0 = \Delta S \quad (2)$$

Όπου ΔS είναι οι αθροιζόμενες αλλαγές σ' όλα τα υποεπιφανειακά νερά. Κάθε όρος της εξίσωσης μπορεί να μετρηθεί με μονάδα παροχής δηλ. όγκο ανά μονάδα χρόνου. Η παραπάνω εξίσωση πρέπει να ισχύει σε κάθε χρονική περίοδο. Αυτή η ισορροπία θα είναι δυνατή, αν προβλέψουμε τις συνολικές εισροές και εκροές, που λαμβάνουν μέρος σε μια κοινή χρονική περίοδο.

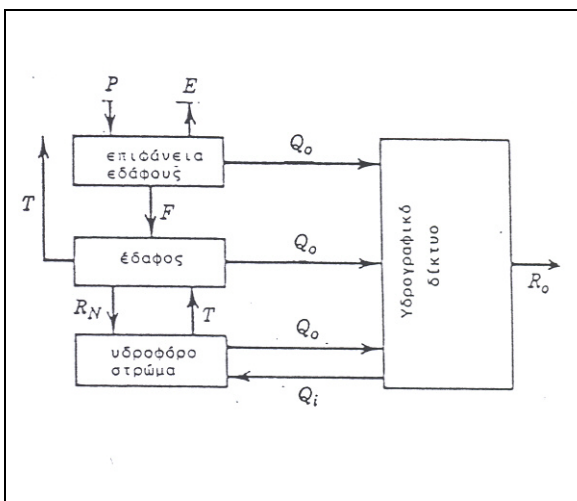
Η εξίσωση (2) μπορεί να αναλυθεί περαιτέρω ή να συντομευθεί ανάλογα με το ποιο μέρος του κύκλου ενδιαφέρει τον ερευνητή. Βεβαίως εξαρτάται και από τα διαθέσιμα δεδομένα βάσης και την περίοδο καταγραφής τους.

Για παράδειγμα, αν το ενδιαφέρον είναι για τη συνιστώσα των υπόγειων νερών, τότε η εξίσωση, που προκύπτει από το σχήμα 3, είναι:

$$R_N + Q_i - T - Q_o = \Delta S \quad (3)$$

Σε μεγάλες χρονικές περιόδους και θεωρώντας τη λεκάνη στη φυσική της κατάσταση, δηλ. ότι δεν αντλείται καθόλου νερό από τα υδροφόρα, τότε οι φυσικοί παράμετροι εισροών (R_N, Q_i) και εκροών (T, Q_o) ισορροπούν έτσι, που η αλλαγή στο αποθηκευμένο νερό στη μεγάλη αυτή χρονική περίοδο να θεωρείται μηδέν, δηλαδή:

$$R_N + Q_i = T + Q_o \quad (4)$$



Σχ. 3 Στοιχεία λεκάνης υδρολογικού κύκλου (από P.Domenico κ.α. 1990)

που σημαίνει απλά:

$$\text{εισροές} = \text{εκροές}$$

Εάν όμως λαμβάνει χώρα και άντληση, τότε η εξίσωση (3) γίνεται:

$$R_N + Q_i - T - Q_o - Q_p = \Delta S \quad (5)$$

όπου Q_p = αντλούμενες ποσότητες

Στην περίπτωση όμως που λαμβάνει χώρα άντληση των υπόγειων υδροφόρων, τότε αυτή συνήθως συνοδεύεται από μια πτώση της στάθμης του υπόγειου νερού. Η πτώση στάθμης έχει σαν συνέπεια να μηδενισθεί σχεδόν η ποσότητα του νερού που εξάγεται από τις βαθιές ρίζες ($T = 0$) και επίσης να σταματήσει η εκροή νερού προς το επιφανειακό υδρογραφικό δίκτυο ($Q_o = 0$). Επίσης βελτιώνονται οι συνθήκες φυσικού εμπλουτισμού, δηλ. συνήθως αυξάνουν οι ποσότητες R_N , εφόσον βέβαια υπάρχουν διαθέσιμα επιφανειακά νερά. Σε συντομία δημιουργούνται νέες συνθήκες, που αλλάζουν τις συνιστώσες του υπόγειου νερού και ως εκ τούτου διαμορφώνεται μια νέα εξίσωση που αφορά τα υπόγεια νερά.

$$R_N + Q_i - Q_p = \Delta S \quad (6)$$

Τα στοιχεία του υδρολογικού κύκλου που παρουσιάστηκαν σχηματικά και αναλυτικά προηγουμένως θα μπορούσαν να συμπληρωθούν και με τα εξής στοιχεία:

α) στατικά

Εκτίμηση του όγκου του νερού, που είναι διαθέσιμο στον κόσμο (Οι τιμές του πίνακα είναι επί 10^6) (πηγή U.S.Geological Survey 1981)

Ωκεανοί	1320 Km ³ ή 97.20%
Χιόνια και Πάγοι	30 Km ³ ή 2.15%
Υπόγειο νερό σε βάθος < 800m	4 Km ³ ή 0.31%
Υπόγειο νερό σε βάθος > 800m	4 Km ³ ή 0.31%
Εδαφική υγρασία	0.07 Km ³ ή 0.005%
Γλυκό νερό λιμνών	0.12 Km ³ ή 0.009%
Αλμυρό νερό λιμνών	0.10 Km ³ ή 0.008%
Ποταμοί	0.001 Km ³ ή 0.0001%
Ατμόσφαιρα (υδρατμοί)	0.013 Km ³ ή 0.001%

β) δυναμικά

Ο ετήσιος όγκος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στον κόσμο μπορεί να εκτιμηθεί ως το $0,5 \cdot 10^6 \text{ Km}^3$, περίπου το 0,04% του όγκου του νερού της γής ή 40 φορές ο όγκος των υδρατμών της ατμόσφαιρας. Αυτό σημαίνει ότι γίνεται μια πολύ γρήγορη ανανέωση της ατμοσφαιρικής υγρασίας. Ο μέσος χρόνος παραμονής των ατμών στην ατμόσφαιρα είναι μόνο 9 ημέρες.

Όπως προκύπτει λοιπόν από τα παραπάνω, πηγή του υπόγειου νερού είναι τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα. Η σχέση μεταξύ διηθούμενου νερού, ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, επιφανειακής απορροής και υπόγειων νερών είναι μάλλον, όπως φάνηκε, πολύπλοκη. Επηρεάζεται από φυσιογραφικούς, γεωλογικούς, μετεωρολογικούς και υδρολογικούς παράγοντες, όπως και από τις ανθρώπινες δραστηριότητες (χρήση του νερού, μόλυνση, κ.ά).

Για καλύτερη κατανόηση του υδρολογικού κύκλου θα αναλυθούν στη συνέχεια, οι παράμετροι του υδρολογικού ισοζυγίου δίνοντας έμφαση στον παράγοντα της κατείδυσης, ο οποίος σχετίζεται άμεσα με τα υπόγεια υδροφόρα στρώματα.

1.1.1. Κατακρημνίσματα

Είναι το σύνολο του ατμοσφαιρικού νερού που φτάνει στην επιφάνεια της γης με οποιαδήποτε μορφή. Ο μηχανισμός σχηματισμού τους και ο τρόπος διακίνησής τους στην ατμόσφαιρα είναι έξω από τους στόχους αυτών των σημειώσεων. Ενδιαφέρον, τόσο για τον μηχανικό όσο και για τον γεωλόγο, εμφανίζει ο τρόπος παρουσίασης των μετρήσεων των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και κύρια η κατανομή τους στο χώρο και στο χρόνο.

Κάθε χρόνο μία μεγάλη ποσότητα νερού πέφτει στην επιφάνεια της γης. Έχει υπολογιστεί ότι η μέση πλανητική ποσότητα ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων ανέρχεται στο ύψος των 900mm. Αριθμός που αντιπροσωπεύει μία μάζα περίπου $14 \cdot 10^6$ τόνους ανά δευτερόλεπτο. Η κατανομή τους όμως είναι πολύ ανομοιόμορφη από μία περιοχή σε άλλη, όπως επίσης μεταξύ των εποχών. Αυτό σημαίνει ότι δεν βρέχει ποτέ την ίδια στιγμή, έστω και σε μικρές ποσότητες, σ'ολόκληρη την επιφάνεια της γης ή ακόμη και στα όρια του νομού ή στην ίδια τη λεκάνη απορροής (πίνακας 1).

Η μέτρηση των κατακρημνισμάτων γίνεται με διάφορα όργανα, όπως τα βροχόμετρα, τα οποία μπορούν να είναι και αυτογραφικά(βροχογράφοι). Οι μετρήσεις που παίρνονται από τα διάφορα αυτά όργανα αφορούν το ύψος βροχής σε mm. Απ' αυτό υπολογίζεται το ετήσιο, το μηνιαίο ή το ημερήσιο ύψος για κάποιο ή κάποια συγκεκριμένα χρόνια ή μήνες.

Μία συστηματική επεξεργασία αναφερόμενη στα στοιχεία βροχής ενός σταθμού θα πρέπει να ακολουθήσει την εξής διαδικασία:

Θα πρέπει αρχικά να υπολογιστεί το ύψος κάθε επεισοδίου βροχής, καθώς και η διάρκειά του και η έντασή του. Εάν κατά τη διάρκεια μίας ημέρας υπάρχουν περισσότερα του ενός επεισόδια βροχής, αθροίζονται τα επιμέρους ύψη και βρίσκεται το ημερήσιο ύψος βροχής. Στη συνέχεια με την άθροιση των ημερησίων υψών υπολογίζεται το μηνιαίο ύψος βροχής. Τα

12 μηνιαία ύψη αθροίζονται και δίνουν το ετήσιο ύψος βροχής. Όταν υπάρχουν μετρήσεις βροχής περισσότερων ετών, τότε για τον υπολογισμό της ετήσιας βροχής της ζητούμενης περιόδου χρησιμοποιείται ο μέσος όρος των ετήσιων υψών. Το ίδιο συμβαίνει και για τους επί μέρους μήνες, υπολογίζονται τα μέσα μηνιαία ύψη (μέσο μηνιαίο ύψος περιόδου ετών) (Πίνακας 2)

ΠΙΝΑΚΑΣ 1 Μηνιαία ύψη βροχής γειτονικών βροχομετρικών σταθμών νομού Ξάνθης (1990).

ΜΗΝΑΣ ΣΤΑΘΜΟΣ	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
ΞΑΝΘΗΣ	0	51	3	133	21	19	4	6	36	53	114	191
ΣΕΜΕΛΗΣ	0	17	0	92	28	24	23	9	61	48	34	413
ΓΕΡΑΚΑ	0	45	1	163	51	47	17	18	51	47	28	770

ΠΙΝΑΚΑΣ 2 Μέσα μηνιαία και μέσα ετήσια ύψη βροχής βροχομετρικών σταθμών νομού Ξάνθης περιόδου 1975-1979.

ΣΤΑΘΜΟΣ ΜΗΝΑΣ	ΜΕΣΕΣ ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΚΑΙ ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ				
	ΓΕΝΙΣΣΕΑΣ	ΞΑΝΘΗΣ	ΓΕΡΑΚΑ	ΕΧΙΝΟΥ	ΛΕΙΒΑΛΙΤΗ
ΙΑΝ.	64.90	80.12	104.84	86.66	65.26
ΦΕΒΡ.	60.90	55.38	80.22	75.84	51.22
ΜΑΡΤ.	32.70	40.76	51.60	52.30	41.28
ΑΠΡ.	46.70	69.66	94.26	75.44	68.82
ΜΑΗΣ	98.72	125.30	111.56	65.88	119.16
ΙΟΥΝ.	30.10	55.58	52.12	32.52	87.36
ΙΟΥΛ.	46.00	46.84	61.18	49.56	74.28
ΑΥΓ.	25.14	63.60	53.36	49.0	88.98
ΣΕΠΤ.	54.98	54.60	70.00	71.42	47.82
ΟΚΤ.	69.58	130.82	116.24	108.8	96.97
ΝΟΕ.	104.64	130.82	178.28	113.76	123.88
ΔΕΚ.	36.70	48.40	65.14	28.08	45.56
ΕΤΗΣΙΟ	671.06	901.9	1038.8	809.3	910.60

Τέλος εδώ πρέπει να αναφερθεί ότι υπάρχουν μέθοδοι και διαδικασίες για τον έλεγχο τόσο της ομοιογένειας των μετρήσεων όσο και των λαθών της παρατήρησης, που οφείλονται είτε στην αλλαγή παρατηρητών είτε στην αλλαγή θέσεων του οργάνου. Επίσης υπάρχουν μέθοδοι για τη συμπλήρωση των στοιχείων που λείπουν.

1.1.1.1. Κατανομή των κατακρημνισμάτων στο χώρο, μέθοδοι υπολογισμού.

Όπως ήδη έχει αναφερθεί όλα τα σημεία μιας λεκάνης δεν δέχονται το ίδιο ύψος κατακρημνισμάτων. Διάφοροι παράγοντες επιδρούν στην κατανομή των κατακρημνισμάτων στο χώρο, έστω και αν αυτός αντιπροσωπεύει μία μικρή λεκάνη μερικών εκατοντάδων Km².

Οι σημαντικότεροι παράγοντες είναι:

Υψόμετρο.

Σε ομαλές ορεογραφικές συνθήκες συνήθως υπάρχει μία γραμμική σχέση μεταξύ υψόμετρου και ύψους κατακρημνισμάτων. Η σχέση αυτή εμφανίζει ένα ιδιαίτερα υψηλό συντελεστή συσχέτισης σε πεδινές και λοφώδεις περιοχές, ενώ αντίθετα σε περιοχές με έντονο ορεινό ανάγλυφο είναι αρκετά χαμηλός. Επίσης σε περιοχές μικρής έκτασης είναι συνήθως υψηλός ενώ αντίθετα σε εκτεταμένες περιοχές εμφανίζεται μέσος έως χαμηλός.

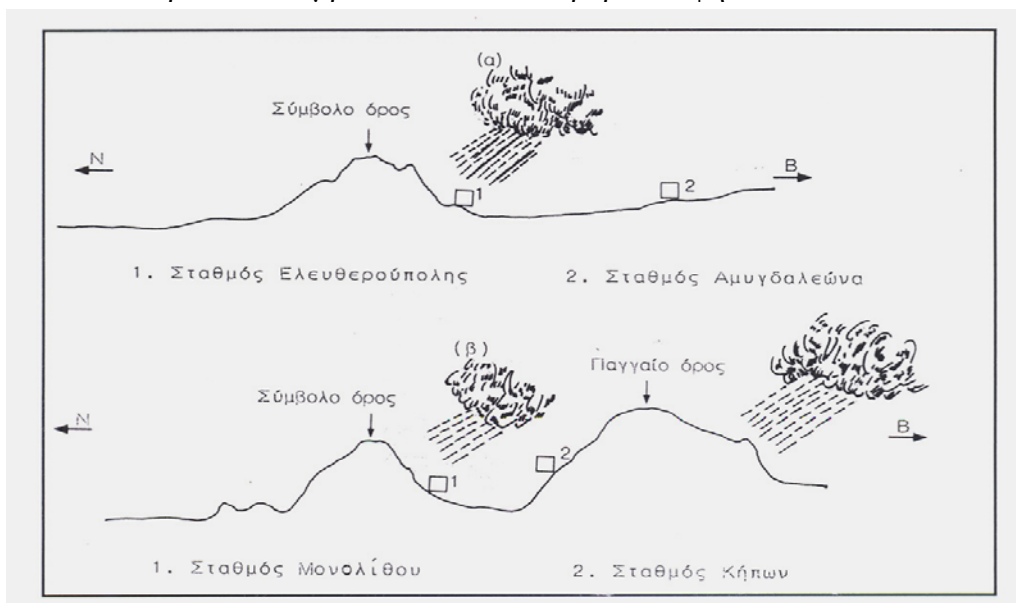
Φυσικογεωγραφικές συνθήκες.

Αποτελούν τον σημαντικότερο παράγοντα επηρεασμού της κατανομής των βροχοπτώσεων. Αυτές μοιράζονται ανάλογα με το ανάγλυφο της περιοχής (έντονο, αδρό, συχνές εναλλαγές βαθέων κοιλάδων και υψηλών ορεινών όγκων κ.λ.π.), τον προσανατολισμό ως προς τον ορίζοντα και τις πηγές παραγωγής υδρατμών (θάλασσα κ.λ.π), τη διεύθυνση και κλίση των πρανών ως προς τις πηγές υδρατμών, τις επικρατούσες διευθύνσεις των ανέμων για την περιοχή και γενικά την επίδραση του κλίματος.

Ως παράδειγμα μπορούν να αναφερθούν ορισμένοι βροχομετρικοί σταθμοί στους νομούς Καβάλας και Ξάνθης.

Στα σχήματα 4 και 5 φαίνονται διάφορες σχηματικές τομές της μορφολογίας των παραπάνω νομών σε διάφορες θέσεις. Στο σχ.4α οι δύο εικονιζόμενοι σταθμοί Ελευθερούπολης και Αμυγδαλεώνα Καβάλας βρίσκονται σχεδόν στο ίδιο υψόμετρο, παρουσιάζουν όμως μία αισθητή διαφορά στο μέσο ετήσιο ύψος βροχής, 865 mm και 610 mm αντίστοιχα. Αυτό οφείλεται στην παρεμβολή του Συμβόλου όρους στην κατεύθυνση των βορείων ανέμων, που συνήθως δημιουργούν και τις βροχοπτώσεις για την περιοχή και κατά συνέπεια και τις κατευθύνουν. Έτσι το παραπάνω όρος λειτουργεί σαν "κυματοθραύστης" στις βροχοπτώσεις από τις βόρειες κατευθύνσεις, που είναι και οι περισσότερο έντονες για την περιοχή. Στο σχήμα 4β αντίθετα φαίνεται ότι το Παγγαίο όρος και συγκεκριμένα η νότια πλευρά του δημιουργεί υπήνεμες συνθήκες για τους βόρειους ανέμους και τις αντίστοιχες βροχοπτώσεις (σταθμός Κήπων, ύψος βροχής 328mm), ενώ αντίθετα και εδώ οι βόρειες πλευρές του Συμβόλου όρους δημιουργούν ευνοϊκές συνθήκες (σταθμός Μονολίθου, ύψος βροχής 751mm). Στο σχήμα 5 απεικονίζεται τομή από περιοχές της ορεινής μάζας της Ροδόπης με τις έντονες ορεογραφικές συνθήκες, οι οποίες δημιουργούν μία εντελώς ανώμαλη κατανομή της βροχόπτωσης σε σχέση πάντα με το υψόμετρο. Ο σταθμός του Εχίνου υψόμετρο 340m και

ύψος βροχής 800mm (μικρό άνοιγμα κοιλάδας με αποτέλεσμα να δημιουργούνται συνθήκες εγκλωβισμού των νεφώσεων). Σταθμός Γέρακα 340 m υψόμετρο και 1240 mm ύψος βροχής (βρίσκεται σε βόρεια πλευρά ορεινού όγκου που σημαίνει ανακοπή των βορείων ανέμων). Φαίνεται λοιπόν από τα παραπάνω ότι οι μορφολογικές συνθήκες είναι από τους πλέον σημαντικούς παράγοντες που επηρεάζουν την κατανομή των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και θα πρέπει να λαμβάνονται πάντα σοβαρά υπόψη.



Σχ. 4 Σχηματική τομή μορφολογίας και διάταξης των ορέων σε διαφορετικές περιοχές στο νομό Καβάλας - Επηρεασμός της βροχοβαθμίδας από τη μορφολογία.



Σχ. 5 Σχηματική μορφή μορφολογίας της μάζας της Ροδόπης και διάταξης λεκανών της ορεινής ζώνης - Επηρεασμός της βροχοβαθμίδας από τη μορφολογία.

1.1.1.2. Υπολογισμός του συνόλου των κατακρημνισμάτων μιας περιοχής

Ο υπολογισμός μπορεί να γίνει ακολουθώντας διάφορες μεθόδους με βάση πάντα τα βροχομετρικά δεδομένα της περιοχής. Κάθε μέθοδος έχει τα δικά της πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα, ανάλογα με την περιοχή που πρόκειται να εφαρμοστεί και ιδιαίτερα με βάση αυτά που αναφέρθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο.

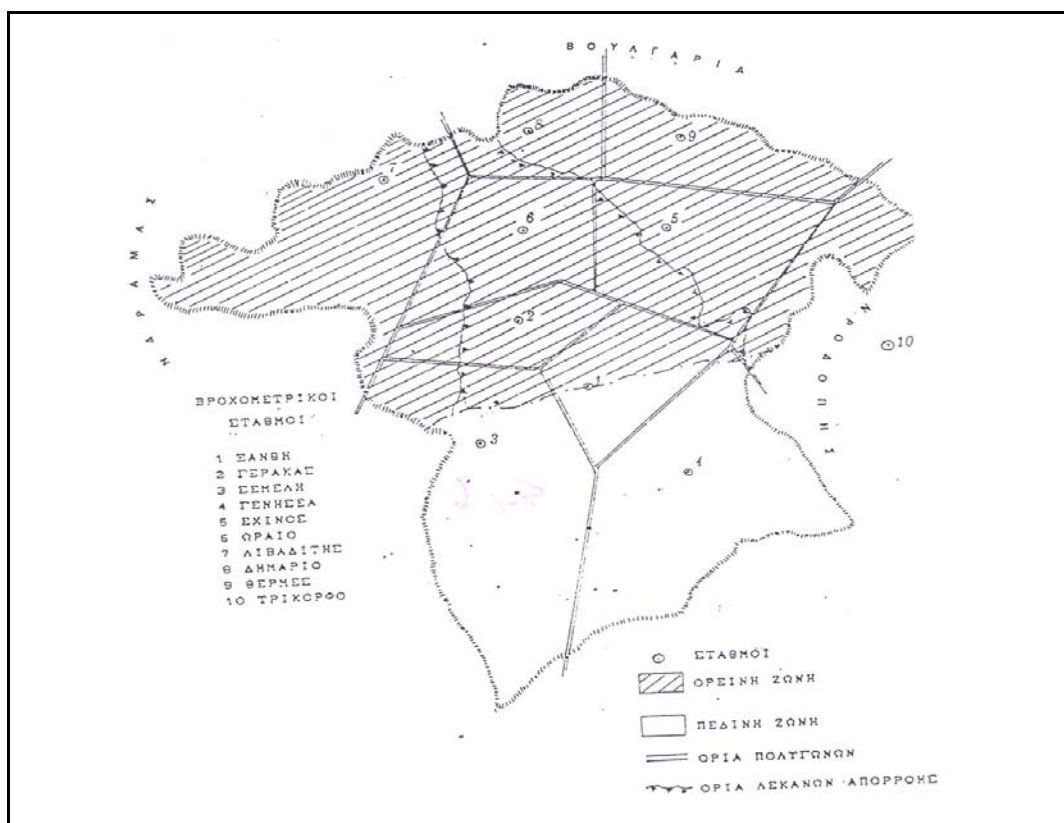
Οι μέθοδοι συνήθως που χρησιμοποιούνται είναι δύο:

α) η μέθοδος με τις ισοϋετείς καμπύλες, όπου ισοϋετής καμπύλη είναι η νοητή γραμμή της επιφάνειας του εδάφους που δέχεται το ίδιο ύψος κατακρημνισμάτων.

Η χάραξη των ισοϋετών καμπυλών γίνεται με βάση τρεις γειτονικούς βροχομετρικούς σταθμούς (μέθοδος τριγώνων), όπου η κατανομή βασίζεται μόνο στα τυχαία στοιχεία των σταθμών ή σε αριθμητική μέθοδο η οποία στηρίζεται αποκλειστικά στην επίδραση του υψόμετρου. Δεχόμαστε δηλαδή ότι μεταξύ των κατακρημνισμάτων και του υψόμετρου υπάρχει γραμμική σχέση $\psi = \alpha\chi + \beta$.

Επίσης βασιζόμενοι στην παραπάνω σχέση και απλουστεύοντας τη μέθοδο αυτή μπορεί να υπολογίσουμε το σύνολο των κατακρημνισμάτων με βάση τη σχέση και το μέσο υψόμετρο της περιοχής (μέθοδος βροχοβαθμίδας).

β) Μέθοδος των πολυγώνων (Thiessen). Η μέθοδος αυτή, σε αντίθεση με την προηγούμενη και ιδιαίτερα την αριθμητική μέθοδο, δεν λαμβάνει υπ' όψη της την υψομετρική κατανομή της όλης έκτασης, τη μορφή της λεκάνης και τη φορά των βροχοπτώσεων. Βασίζεται σε ορισμένες σημειακές τιμές (π.χ. μέσα ετήσια ή μέσα μηνιαία ύψη βροχής σταθμών) και ξεχωρίζει ορισμένες επιφάνειες (σχηματιζόμενα πολύγωνα), όπου έχουν επιρροή οι σταθμοί αυτοί. (σχ.6)



Σχ. 6 Πολύγωνα Thiessen για τον υπολογισμό της μέσης βροχόπτωσης στο νομό Ξάνθης

Στο παράρτημα των σημειώσεων θα αναφερθούν αναλυτικά οι τρόποι υπολογισμού του συνόλου των κατακρημνίσεων σε μία περιοχή με τις διάφορους μεθόδους.

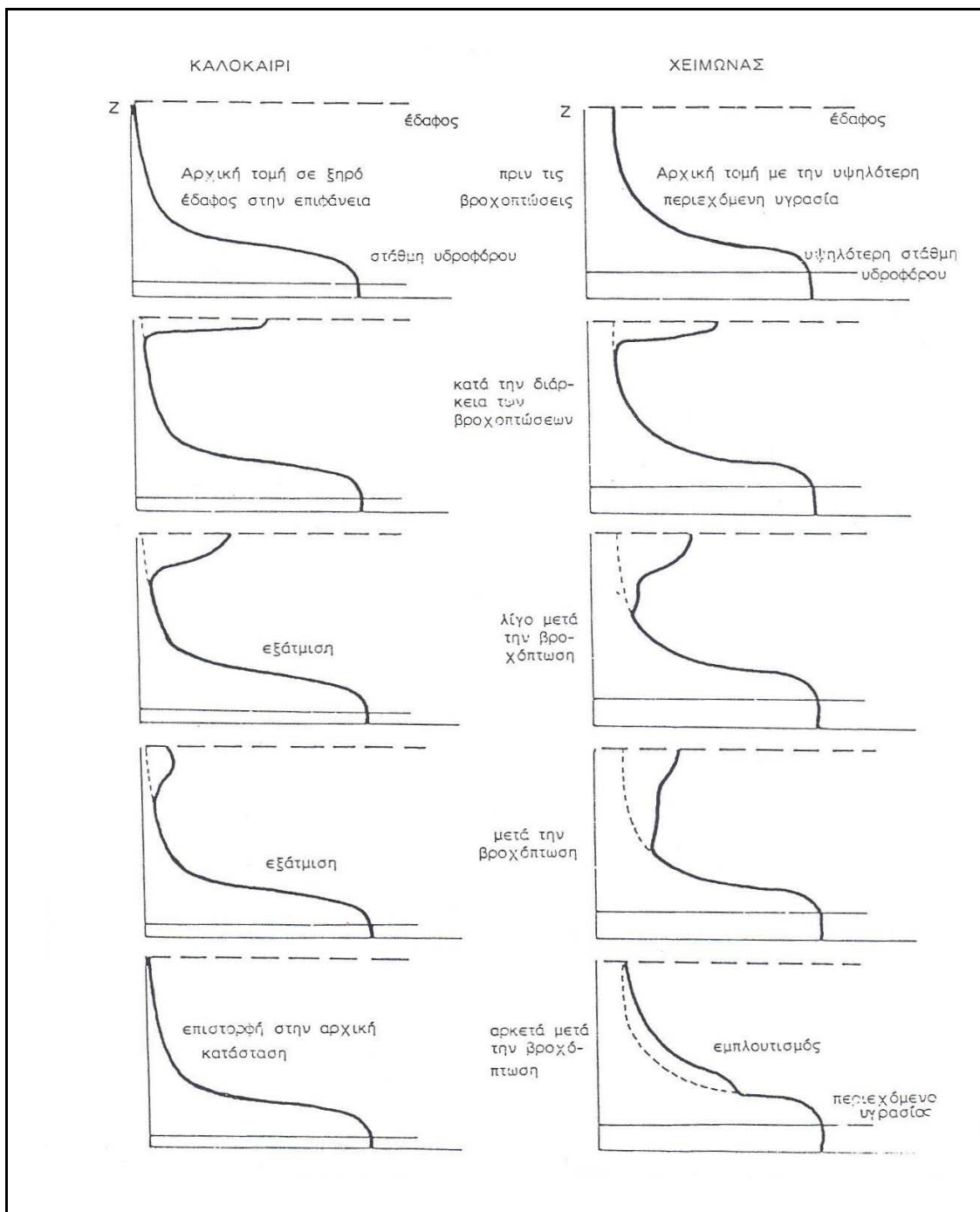
1.1.2. Εξατμισοδιαπνοή

Η εξατμισοδιαπνοή είναι το μέρος εκείνο των κατακρημνισμάτων, που επανέρχεται στην ατμόσφαιρα είτε εξατμιζόμενο από την επιφάνεια του εδάφους (E), είτε από τα πρώτα στρώματα του υπεδάφους, είτε από τις ελεύθερες επιφάνειες των υδάτινων σωμάτων (θάλασσα, λίμνες, ποταμοί κ.λ.π.), είτε από τη βροχή, μέχρις ότου αυτή φτάσει στο έδαφος, είτε τέλος από την διαπνοή των φυτών (T). Πρόκειται δηλαδή για κάθε είδους απώλεια νερού των κατακρημνισμάτων από εξάτμιση ή διαπνοή, που επανέρχεται όμως στην ατμόσφαιρα. Θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως το αντίθετο της βροχόπτωσης. Είναι ιδιαίτερα σημαντικός παράγοντας του υδρολογικού ισοζυγίου και ρυθμίζει σε σημαντικό βαθμό την υδατική οικονομία μιας περιοχής, σε συνάρτηση βέβαια και με πολλούς άλλους παράγοντες.

Η εξάτμιση, η οποία είναι ένα φυσικό φαινόμενο, λαμβάνει χώρα από

- ✓ την επιφάνεια του εδάφους
- ✓ την επιφάνεια φυτών και δένδρων (μετά από βροχόπτωση)
- ✓ την ελεύθερη επιφάνεια του νερού του υδρογραφικού δικτύου ή των προσωρινών μικροσυγκεντρώσεων νερού στην επιφάνεια της γης.
- ✓ από τα εντελώς επιφανειακά στρώματα του εδάφους και υπεδάφους. Στην περίπτωση αυτή θα πρέπει να επισημανθεί ότι το νερό εξασφαλίζεται από την υγρασία του εδάφους. Όταν αυτή εξαντληθεί από τα εντελώς επιφανειακά στρώματα, τότε προκαλείται μία ανοδική κίνηση νερού δια μέσου των τριχοειδών από τις βαθύτερες στρώσεις του εδάφους, γίνεται δηλαδή μία τροφοδοσία της εξάτμισης. Πολλές φορές αυτή η τροφοδοσία ξεκινά και από τον υδροφόρο ορίζοντα, όταν αυτός βρίσκεται αρκετά ψηλά. Όταν όμως βρίσκεται σε βάθος κάτω από 10-15m, τότε η εξάτμιση από τον υδροφόρο είναι αμελητέα ακόμη και στις τροπικές και ξηρές κλιματικές ζώνες. Κατ' αυτόν τον τρόπο η εξάτμιση προκαλεί μία βαθμιαία μείωση της υγρασίας μέχρι και την αποξήρανση, εκτός αν στο μεταξύ λάβει χώρα βροχόπτωση. Το φαινόμενο αυτό συντελείται με γρηγορότερους ή βραδύτερους ρυθμούς ανάλογα με την κοκομετρική σύσταση του εδάφους, το πορώδες και το βαθμό υγρασίας σε κατάσταση κορεσμού. Στα σχήματα 7 και 8 φαίνονται διαδοχικές χαρακτηριστικές τομές της υγρασίας στο έδαφος το καλοκαίρι και το χειμώνα πριν και μετά τη βροχόπτωση, απεικονίζονται επίσης οι εποχιακές διαφορές του ρυθμού εξάτμισης της εδαφικής υγρασίας. Το καλοκαίρι, όταν δεν υπάρχουν βροχοπτώσεις, η εξάτμιση προκαλεί την κίνηση του νερού προς την επιφάνεια από τα βαθύτερα υγρά στρώματα ή και από τον υδροφόρο δια μέσου των τριχοειδών.

Η διαπνοή, η οποία είναι ένα φυσιολογικό φαινόμενο, γίνεται από τα φυτά και επαναφέρει στην ατμόσφαιρα τεράστιες ποσότητες υδρατμών και έτσι ο ρόλος της είναι σημαντικός για το υδρολογικό ισοζύγιο. Αρκεί κανείς να φανταστεί το μικρό φυτό της γλάστρας, τι νερό καταναλώνει ιδιαίτερα κατά τους θερινούς μήνες και ακόμη ότι για τη δημιουργία ενός κιλού ξηράς φυτικής ουσίας πρέπει να διαπνευστεί ποσότητα νερού που κυμαίνεται από 300-1000 λίτρα.

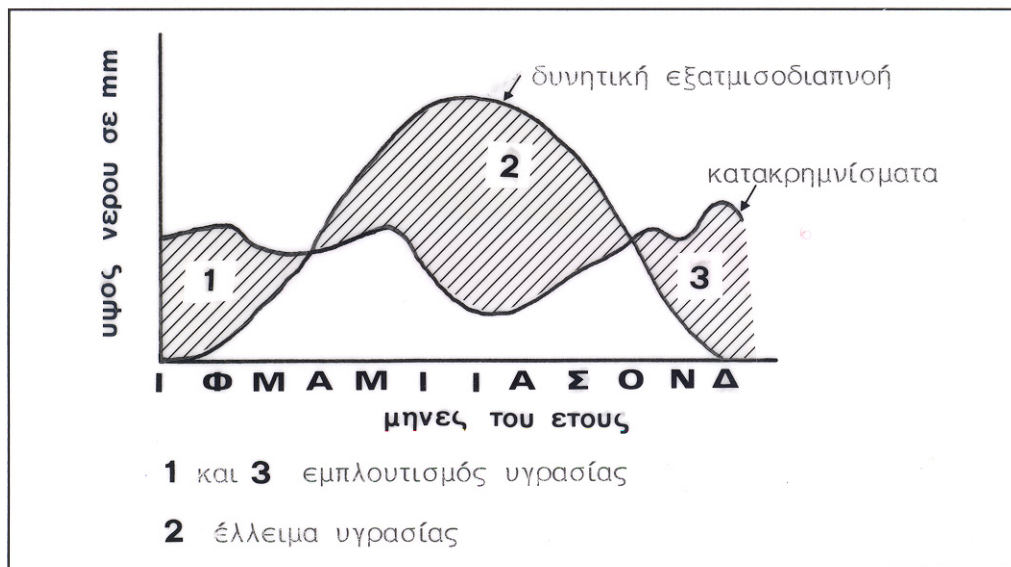


Σχ. 7 Χαρακτηριστικές αλλαγές υγρασίας σε προφίλ εδάφους σε διάφορες εποχές μετά από μία βροχόπτωση (από G.Marsily 1981).

Στην εξάτμιση και στη διαπνοή ιδιαίτερη σημασία έχει η προσφορά νερού έτσι ώστε να μπορεί να αντισταθμίζεται συνεχώς η εξατμισοδιαπνοή. Εάν η προσφορά είναι μεγάλη, τότε αυτή μπορεί να λάβει τη μέγιστη δυνατή της τιμή. Αυτή η οριακή τιμή που μπορεί να φτάσει η εξατμισοδιαπνοή αναφέρετε ως η δυναμική εξατμισοδιαπνοή. Πρόκειται για την τιμή αυτή που μπορεί να φτάσει αν η προσφορά νερού καλύπτει συνεχώς την απώλεια από

την εξάτμιση και τη διαπνοή σ' όλη την διάρκεια του υδρολογικού έτους. Στα εύκρατα κλίματα και ιδιαίτερα στο μεσογειακό, όπου ανήκει και η Ελλάδα, συνθήκες δυνητικής εξατμισοδιαπνοής μπορούν να υπάρξουν μόνο για περιορισμένα χρονικά διαστήματα (π.χ. χειμώνα ή τους πολύ βροχερούς μήνες).

Στην πραγματικότητα όμως δεν αντισταθμίζεται η εξατμισοδιαπνοή όλες τις εποχές λόγω της παρατηρούμενης έλλειψης νερού. Τότε η εξατμισοδιαπνοή, που παρατηρείται, αναφέρετε ως η πραγματική εξατμισοδιαπνοή, δηλαδή αυτή που πραγματικά λαμβάνει χώρα κάτω από τις πραγματικές υπάρχουσες κλιματικές συνθήκες. Πρόκειται για το πραγματικό μέγεθος της εξατμισοδιαπνοής και είναι αυτό που ενδιαφέρει στις υδρολογικές μελέτες. Η πραγματική εξατμισοδιαπνοή είναι πάντα λίγο ή πολύ μικρότερη από τη δυνητική.



Σχ. 8 Σχέση μεταξύ κατακρημνισμάτων και δυνητικής εξατμισοδιαπνοής (από P.Domenico F.Schwartz 1990)

1.1.2.1. Παράγοντες που ρυθμίζουν την εξατμισοδιαπνοή

Διάφοροι παράγοντες επιδρούν ρυθμιστικά στην εξάτμιση και τη διαπνοή. Οι σημαντικότεροι απ' αυτούς είναι:

α) Ατμοσφαιρικοί, όπως η θερμοκρασία του νερού και της ατμόσφαιρας και κατ' επέκταση η ηλιοφάνεια, η ταχύτητα του ανέμου, η υγρομετρική κατάσταση της ατμόσφαιρας, η ατμοσφαιρική πίεση, η ποιότητα του νερού (οι διαλυμένες ουσίες μειώνουν διαφορετικά την εξάτμιση) κ.λ.π.

β) Υδρογεωλογικοί, όπως η κοκκομετρία του εδάφους, το πορώδες, γενικά η λιθολογία, η υγρασία εδάφους κ.ά.

γ) Γεωγραφικοί, όπως το υψόμετρο και οι κλιματικές ζώνες

δ) Φυσιολογικοί, οι οποίοι επιδρούν κυρίως στη διαπνοή, όπως το είδος της χλωρίδας, η πυκνότητα της βλάστησης, το είδος του φυλλώματος, η ηλικία των φυτών, το βάθος των ριζών κ.α.

Πάνω από όλους τους παράγοντες για την πραγματική εξατμισοδιαπνοή ο πιο ουσιαστικός είναι τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα.

1.1.2.2. Μέτρηση της εξατμισοδιαπνοής

Οι πολυάριθμοι παράγοντες, που επιδρούν στην εξατμισοδιαπνοή, καθιστούν πολύ δύσκολη τη μέτρησή της.

Τα διάφορα όργανα που χρησιμοποιούνται (εξατμισίμετρα, λεκάνες εξάτμισης) δίνουν αποτελέσματα που δεν ανταποκρίνονται όμως στην πραγματική εξατμισοδιαπνοή, αλλά είναι κυρίως κλιματολογικοί δείκτες ή ανταποκρίνονται στη δυνητική εξατμισοδιαπνοή.

Άμεσες μετρήσεις, που και αυτές δεν είναι συνήθως ακριβείς, γίνονται με τους εξής τρόπους.

- ✓ **Με τα λυσίμετρα.** Σ' αυτά μετράται η κατείδυση και είναι γνωστά από παρακείμενα βροχόμετρα τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα. Η εξατμισοδιαπνοή είναι η διαφορά των κατακρημνισμάτων και της κατείδυσης, επειδή συνήθως στις εγκαταστάσεις λυσιμέτρων η απορροή είναι μικρή ή μηδέν.
- ✓ **Από τη διακύμανση της κατακόρυφης διαβάθμισης του υδρατμού.** Πρόκειται για μία αρκετά περιπλεγμένη μέθοδο.
- ✓ **Από την εξίσωση του υδρολογικού ισοζυγίου,** εφ' όσον όλοι οι άλλοι παράγοντες είναι γνωστοί.

Γιά τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής έχουν προταθεί σωρεία εμπειρικών τύπων, από τους οποίους οι περισσότεροι έχουν μόνο τοπική εφαρμογή. Υπάρχουν όμως και ορισμένοι απ' αυτούς που έχουν μία ευρεία γεωγραφικά και κλιματικά εφαρμογή.

Στη συνέχεια θα αναφερθούν οι σημαντικότεροι τύποι, τόσο για τον υπολογισμό της δυνητικής όσο και της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής.

Η δυνητική εξατμισοδιαπνοή μπορεί να υπολογιστεί από

α) τον τύπο του Thornthwaite (1948)

$$E_p = 1,6 \left(10 \frac{T}{I} \right) a$$

ο οποίος, γενικά είναι δύσχρηστος, επειδή εισάγονται πολλοί αριθμητικοί δείκτες με πολλά δεκαδικά ψηφία και επειδή παρουσιάζει και μία πολυπλοκότητα αριθμητικών πράξεων.

β) τον τύπο του L.Sera(1953)

$$E_{\Delta M} = 22,5 \left(\frac{I - E_{\mu}}{0,25} \right) \left(1 - \frac{r^2}{1000} \right) \rho^{0,0644 T_{\mu}}$$

ο οποίος προέκυψε από μέσες καταστάσεις κατανομής των κλιματικών συνθηκών. Γιά το λόγο αυτό τα αποτελέσματά του δεν μπορούν να θεωρηθούν πάντα ασφαλή. Ιδιαίτερα στην Ελλάδα δεν έχει τύχει καμιάς εφαρμογής.

γ) την **εξίσωση του Penman (1956)**, ο οποίος υπολογίζει την ημερήσια δυνητική εξατμισοδιαπνοή

$$E_p = \frac{AH - 0.27E}{A - 0.27}$$

δ) τον **τύπο του Turc** για τον υπολογισμό σε μηνιαία βάση.

$$E_p = 0.40 \frac{T}{T + 15} (I_g + 50)$$

Για την **πραγματική εξατμισοδιαπνοή** έχουν χρησιμοποιηθεί οι εξής προσεγγιστικοί τύποι

α. **Τύπος του Turc (1954)**

$$E_t = P / \sqrt{0.9 + P^2 / L^2}$$

Διατύπωσε τη σχέση βασιζόμενος στα αποτελέσματα σε άμεσες πραγματικές μετρήσεις σε 254 λεκάνες διασκορπισμένες σ' όλη σχεδόν την επιφάνεια της γης.

Ο τύπος του Turc φαίνεται πως έχει καλύτερη εφαρμογή σε περιοχές με υψηλό ετήσιο βροχομετρικό δείκτη >700mm ύψος βροχής και υψηλό συντελεστή απορροής, αλλά όχι υψηλή μέση θερμοκρασία. Στην Ελλάδα πρέπει να ειπωθεί πως δεν αποδείχθηκε σε όλες τις περιπτώσεις εφαρμόσιμος, ενώ αντίθετα σε πολλές περιπτώσεις αποδείχθηκε εφαρμόσιμος.

Βέβαια στον τύπο του Turc δεν υπολογίζεται ο παράγοντας χλωρίδα, ο οποίος πρέπει να ήταν διαφορετικός στις 254 λεκάνες που μετρήθηκε η πραγματική εξατμισοδιαπνοή. Για το λόγο αυτό έχουν προταθεί κατά καιρούς τροποποιημένοι τύποι του Turc.

Ο Turc διατύπωσε δύο άλλες σχέσεις που υπολογίζουν την εξατμισοδιαπνοή για ένα δεκαήμερο. Μια για την περίπτωση γυμνού εδάφους και μια για την περίπτωση φυλλοκαλυμμένου εδάφους. Επίσης έχει προταθεί ο τροποποιημένος τύπος που υπολογίζει την εξατμισοδιαπνοή σε μηνιαία βάση.

β) **τύπος του A. Coutagne (1954)**

$$E_c = p(1 - \lambda p) \text{ σε } m$$

Ο τύπος αυτός είναι εφαρμόσιμος και συνήθως έχει εφαρμογή σε περιοχές με χαμηλό υψόμετρο και σχετικά υψηλές μέσες θερμοκρασίες

γ) **Πρόταση Burdon-Papakis (από Καλλέργη 1985)**

Οι Burdon-Papakis πρότειναν για τους ανθρακικούς σχηματισμούς της Μεσογείου τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής ως εξής:

- ✓ Για περιοχές με ύψος βροχής πάνω από 1000mm το χρόνο να αφαιρείται ποσόν 500 mm από την βροχή των 150 ημερών (Νοεμβρίου μέχρι και Μαρτίου) καθώς και η

βροχόπτωση των υπόλοιπων μηνών. Το ποσό, που αφαιρείται, αποτελεί τη μέγιστη πιθανή πραγματική εξατμισοδιαπνοή.

- ✓ Για περιοχές με μέσο ετήσιο ύψος βροχής $250\text{mm} < Pa < 1000\text{mm}$. Η μέγιστη πιθανή πραγματική εξατμισοδιαπνοή ανέρχεται στο 50% της βροχής των 5 χειμερινών μηνών (Νοέμβριο έως Μάρτιο) συν όλο το ύψος βροχής των υπόλοιπων 7 μηνών.
- ✓ Για περιοχές με μέσο ετήσιο ύψος βροχής $< 250\text{ mm}$ η μέγιστη πιθανή πραγματική εξατμισοδιαπνοή ανέρχεται στο σύνολο της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης, εκτός των περιπτώσεων όπου η μεγάλη ένταση της βροχής ή άλλοι ευνοϊκοί παράγοντες, οδηγούν σε επιφανειακή συγκέντρωση και κατά συνέπεια σε κατείδυση.

Η πρόταση Burdon-Parakis δεν έχει επαληθευτεί στο πεδίο, όμως είναι δυνατή η χρησιμοποίησή της με κάποια περίσχεση, όταν δεν υπάρχουν άλλες δυνατότητες για τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής.

1.1.3. Κατείδυση

Κατείδυση είναι η διαδικασία με την οποία μέρος των κατακρημνισμάτων διαπερνά τα επιφανειακά στρώματα του εδάφους και κατόπιν κινείται στα βαθύτερα στρώματα με τελικό προορισμό τους υδροφόρους ορίζοντες.

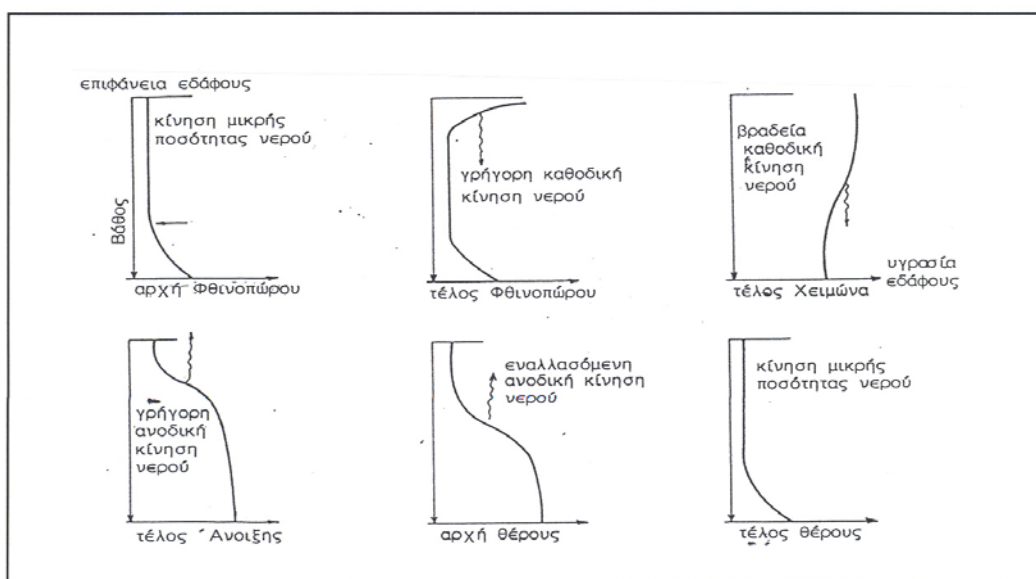
Η σχέση της κατείδυσης στην υδρολογία των υπόγειων νερών είναι πολύ σημαντική, αφού με αυτή τροφοδοτούνται κυρίως τα υδροφόρα στρώματα.

Αρχικά ένα μέρος του νερού της κατείδυσης συμπληρώνει το έλλειμα της εδαφικής υγρασίας (νερό κατακράτησης), και καθώς το περιεχόμενο νερό (εδαφικό) συνεχίζει να αυξάνει, τότε διασκορπίζεται προς τα κάτω και υγραίνει βαθύτερες ζώνες. Εάν η βροχή συνεχίζει για μεγάλο χρονικό διάστημα (π.χ. Χειμώνα), τότε η ύγραση προοδευτικά θα μεγαλώσει και τελικά θα διηθήσει προς την κορεσμένη ζώνη. Όμως η διαδικασία αυτή είναι πολύ αργή, εξαρτάται από το βάθος που βρίσκεται ο υδροφόρος και την περατότητα του εδάφους, δηλ. την ικανότητα του εδάφους να επιτρέπει το πέρασμα του νερού (υδραυλική αγωγιμότητα), και την εποχή του έτους (σχ.9). Η διαδικασία αυτή μπορεί να πάρει μία βδομάδα, ένα μήνα ή αρκετούς μήνες, μέχρις ότου το νερό φτάσει το υδροφόρο στρώμα.

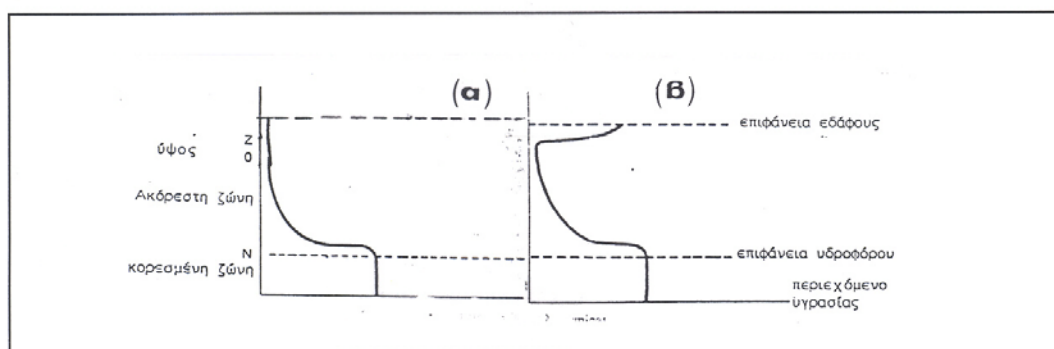
Στην περίπτωση μιας συνεχούς και μεγάλης ροής νερού στην επιφάνεια (π.χ. ραγδαία και συνεχής βροχόπτωση ή τεχνητό εμπλουτισμό) μπορεί να παρατηρηθεί μία μείωση στην ταχύτητα της κατείδυσης σε σύγκριση με μία μεγάλη αρχική τιμή (σχ.10). Για τις εύκρατες ζώνες μία γενική εκτίμηση του ύψους του νερού, που φυσικά κατειδύει στους υδροφόρους, είναι περίπου $300\text{mm}/\text{χρόνο}$, δηλ. περίπου $10\text{ λίτρα}/\text{s}/\text{Km}^2$.

Εδώ θα πρέπει να ξεχωρίσουμε δύο όρους που πολλές φορές χρησιμοποιούνται για την περιγραφή του ίδιου φαινομένου, τους όρους **διήθηση** και **κατείδυση**. Με τον όρο διήθηση εννοείται η κίνηση του νερού μέσα στην κορεσμένη ζώνη, δηλαδή η τροφοδοσία που γίνεται άμεσα στους υδροφόρους χωρίς την παρεμβολή της ακόρεστης ζώνης. Αυτό συνήθως γίνεται κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου, όταν η στάθμη του υπόγειου νερού σχεδόν συναντά την κοίτη σχ. (11). Με τον όρο κατείδυση θεωρείται η διαδικασία της καθόδου του νερού στην κορεσμένη ζώνη μέσα από την ακόρεστη, και αναφέρεται κυρίως στην απευθείας

κατείδυση της βροχής.



Σχ. 9 Εποχιακή μεταβολή της κατείδυσης σε περιοχή με υγρούς χειμώνες και ξηρά καλοκαίρια (Davis-DeWiest 1966)



Σχ. 10 Τυπικό προφίλ υγρασίας σ'ένα έδαφος (α) πριν και (β) κατά τη διάρκεια ισχυρής βροχόπτωσης (από G.Marsily 1981)

1.1.3.1. Παράγοντες που επηρεάζουν την κατείδυση.

Οι σημαντικότεροι από τους παράγοντες είναι:

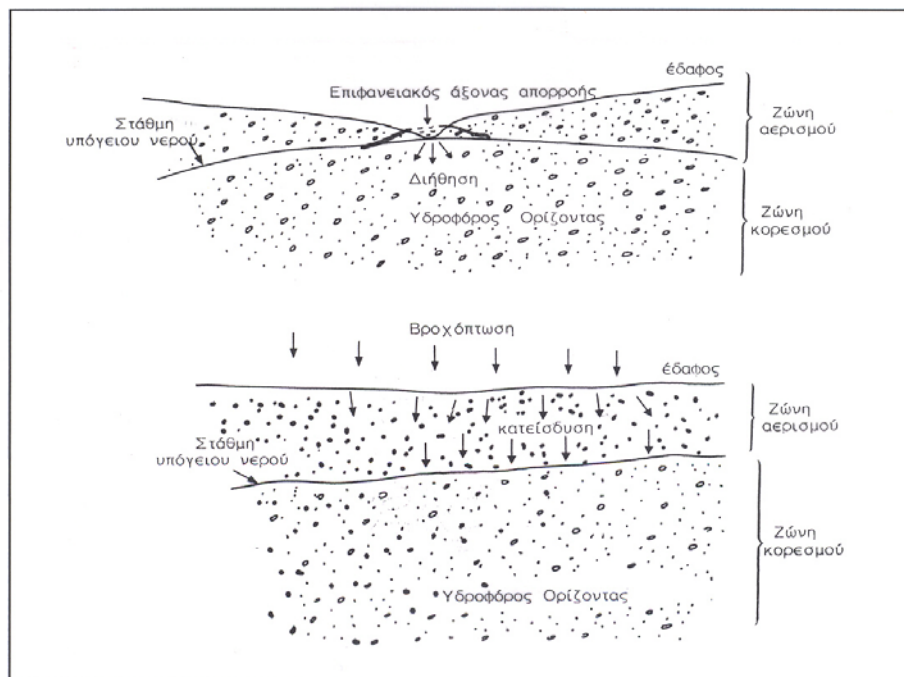
α) Τα κατακρημνίσματα, τόσο με την κατανομή τους μέσα στο υδρολογικό έτος όσο και με την ένταση των βροχοπτώσεων. Π.χ. βροχοπτώσεις με μικρή ένταση αλλά μεγάλη διάρκεια ευνοούν την κατείδυση, ενώ βροχοπτώσεις με μεγάλη ένταση προκαλούν περιορισμό της κατείδυσης.

β) Η υγρασία του εδάφους

Ο παράγοντας αυτός συνδυάζεται πάντα με τη φύση του εδάφους (παρουσία κολοειδών ή μή). Η κατείδυση εξαρτάται πάντα από το βαθμό κορεσμού των εδαφικών πόρων. Για παράδειγμα στο τέλος του θέρους, όταν η εδαφική υγρασία έχει εξαντληθεί από την κατανάλωση των φυτών, η κατείδυση των πρώτων βροχοπτώσεων είναι μεγάλη (σχ.9). Αυτή

κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου και του χειμώνα αρχικά καταναλώνεται για την επαναπλήρωση της υγρασίας του εδάφους και στη συνέχεια για την τροφοδοσία του υδροφόρου ορίζοντα. Την άνοιξη με την αύξηση της θερμοκρασίας και την αρχή της καλλιεργητικής περιόδου αρχίζει η κατανάλωση της εδαφικής υγρασίας. Οποιαδήποτε βροχόπτωση αυτήν την περίοδο επαναπληρώνει τις εδαφικές απώλειες. Τέλος κατά τη διάρκεια του θέρους έχει πλέον εξαντληθεί η εδαφική υγρασία και προς αναπλήρωσή της χρησιμοποιείται πολλές φορές και νερό από τα υδροφόρα (αντλήσεις). Την περίοδο αυτή η κατείδυση είναι μηδενική, γιατί οι τυχόν βροχοπτώσεις εξισορροπούν την εξατμισοδιαπνοή.

Στο σχήμα (9) λοιπόν παρουσιάζεται συνοπτικά η παραπάνω διαδικασία σε μία σειρά από κατακόρυφες τομές της υγρασίας του εδάφους.



Σχ. 11 Διάκριση της διήθησης (α) από την κατείδυση (β) των επιφανειακών νερών προς τους υπόγειους υδροφορείς

γ) **Οι παράγοντες που ρυθμίζουν την εξατμισοδιαπνοή** (θερμοκρασία, άνεμοι κ.λ.π.) και έτσι επιδρούν έμμεσα στην κατείδυση

δ) **έδαφος**, κλίση, μορφή εδάφους, βλάστηση, η οποία παίζει γενικά ευνοϊκό ρόλο στην κατείδυση είτε με την πυκνότητά της, είτε με τις ρίζες.

ε) **διάφοροι άλλοι παράγοντες**, όπως πάκτωση εδάφους (από διέλευση ζώων, μηχανημάτων, ανθρώπων κ.λ.π.) άρρωση του εδάφους, πορώδες, περατότητα εδάφους, βάθος υποκείμενου υδροφορέα

1.1.3.2. Μέτρηση κατείδυσης

Η μέτρηση της κατείδυσης μπορεί να γίνει με πάρα πολλούς τρόπους. Επειδή όμως εξαρτάται, τόσο από κλιματικούς παράγοντες όσο και από εδαφικά στοιχεία, δεν είναι εύκολος

ο ακριβής προσδιορισμός της για όλη την επιφάνεια της υδρολογικής λεκάνης ή και για κάθε είδος λεκάνης. Οι σημαντικότεροι τρόποι μέτρησης σήμερα είναι:

- ✓ με την παρακολούθηση της παροχής των πηγών, εφόσον γνωρίζουμε ακριβώς την επιφάνεια τροφοδοσίας των.
- ✓ με πειραματική μέθοδο (τροφοδότηση του εδάφους με νερό και παρακολούθηση της κατείδυσης). Η μέθοδος αυτή αποδίδει μόνο σε περίπτωση ομοιόμορφου εδάφους.
- ✓ με την παρακολούθηση της διακύμανσης της πιεζομετρικής στάθμης, εφόσον ο υδροφόρος ορίζοντας δέχεται μόνο τροφοδοσία από τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα.
- ✓ κατ' εκτίμηση από μετρήσεις σε αντίστοιχες περιοχές.
- ✓ έμμεσα από την εξίσωση του υδρολογικού ισοζυγίου.

Με βάση τα παραπάνω έχει υπολογιστεί από διάφορες μετρήσεις ότι ο συντελεστής ενεργής κατείδυσης (το μέρος της κατείδυσης που καταλήγει στους υδροφόρους ορίζοντες σε αντίθεση με την ολική κατείδυση) κυμαίνεται για διάφορους λιθολογικούς σχηματισμούς ως εξής (Σούλιος 1981):

Περιοχές ασβεστολιθικές (καρστικές) γενικά	28-55%
Περιοχές προσχωσιγενείς	10-25%
Περιοχές οφιολιθικές	4-8%
Περιοχές με φλύσχη, μάργες, σχιστόλιθους, φυλλίτες και παρόμοια	3-8%
Περιοχές γρανιτικές	5-12%
Περιοχές μολασσικών, ψαμμιτικών και παρεμφερών σχηματισμών	14-25%
Περιοχές ηφαιστειακών πετρωμάτων	3-8%
Περιοχές πρασινολίθων, γνευσίων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και παρεμφερών μεταμορφωμένων	3-7%

Φυσικά οι πιο πάνω τιμές είναι οι συνήθεις και δεν αποκλείονται αποκλίσεις προς τα πάνω ή προς τα κάτω.

Για τους καρστικούς σχηματισμούς η κατείδυση υπολογίζεται με τη μέθοδο Kessler

Μέθοδος Kessler (1965)

Ο Kessler από μετρήσεις στην πηγή Tettye (Ουγγαρία) πρότεινε τη χρήση μηνιαίων συντελεστών κατείδυσης που εκφράζουν το % της μέσης μηνιαίας βροχής που κατεισδύει στους καρστικούς σχηματισμούς. Τους πρώτους συντελεστές επρότεινε το 1957 και το 1965 τους αναθεώρησε. Οι συντελεστές Kessler (1965) είναι:

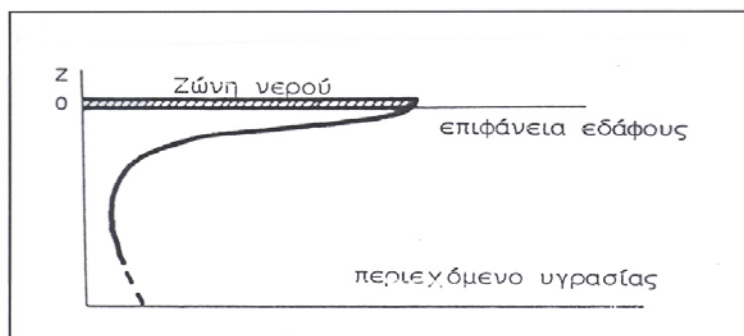
Μήνας	Συντελεστές Kessler %
Σεπτέμβριος	14,6
Οκτώβριος	12,8
Νοέμβριος	22,5
Δεκέμβριος	49,7
Ιανουάριος	43,4
Φεβρουάριος	77,5
Μάρτιος	113
Απρίλιος	60
Μάϊος	44,6
Ιούνιος	33,9
Ιούλιος	20,7
Αύγουστος	17,6

Τα μεγάλα νούμερα για τους μήνες Φεβρουάριο μέχρι και Μάιο οφείλονται στο λιώσιμο του χιονιού, που είχε πέσει τους προηγούμενους μήνες.

Πολλαπλασιάζοντας τους μηνιαίους συντελεστές Kessler επί τις μέσες μηνιαίες βροχοπτώσεις υπολογίζεται το ισοδύναμο βροχής σε mm της κατεΐσδυσης. Το άθροισμα των μηνιαίων ισοδυνάμων βροχής δίνουν την ετήσια κατεΐσδυση.

1.1.4. Επιφανειακή Απορροή

Εχει παρατηρηθεί ότι μετά από μια ισχυρή βροχόπτωση το έδαφος δεν είναι ικανό να απορροφήσει όλο το νερό. Μετά από ένα σύντομο χρονικό διάστημα από την έναρξη της βροχόπτωσης μέχρις ότου τα επιφανειακά στρώματα του εδάφους κορεσθούν, μια ποσότητα νερού εμφανίζεται στην επιφάνεια (σχ. 12). Τα ανώτερα στρώματα του εδάφους είναι κορεσμένα σε μια ζώνη όχι μεγάλου βάθους και η υγρασία δεν διασκορπίζεται γρήγορα έτσι



Σχ. 12 Εμφάνιση επιφανειακής απορροής στην επιφάνεια του εδάφους σε συνάρτηση με την περιεχόμενη σ'αυτό υγρασία.(από G.Marsily 1981)

ώστε να απορροφάται αρκετό από το νερό της βροχής, κατά συνέπεια μια ζώνη νερού

μετακινείται γύρω από την επιφάνεια του εδάφους πάνω και λίγο κάτω απ' αυτό (σχ.12). Αυτό είναι που ονομάζεται **επιφανειακή απορροή**.

Πολλές φορές στην περιγραφή της απορροής γίνεται μια διάκριση, η οποία είναι κάπως τεχνητή, και αφορά την καθαρά επιφανειακή απορροή (τμήμα ροής πάνω από την επιφάνεια του εδάφους) και της υποδερμικής ροής η οποία λαμβάνει χώρα στα πρώτα λίγα εκατοστά του εδάφους ή της βλάστησης, και η οποία μόλις συναντήσει υδατοστεγανό στρώμα κινείται παράλληλα με την επιφάνεια και συχνά ξαναεμφανίζεται στην επιφάνεια, που θεωρείται ένα συνηθισμένο γεγονός. Πρόκειται για το Q_0 του σχήματος 2

Η απορροή κινείται σχεδόν στη διαδρομή με την πιο απότομη κλίση και τροφοδοτεί έτσι το φυσικό υδρογραφικό δίκτυο του εδάφους (ρεύματα, χειμάρρους, ποταμούς, κ.λ.π).

Εδώ θα πρέπει να γίνει μια διάκριση των εννοιών επιφανειακής απορροής και ολικής απορροής. Με την έννοια **ολική απορροή**, που είναι η απορροή που υπολογίζεται, εννοείται το νερό που εξέρχεται από μια λεκάνη σε συγκεκριμένο σημείο, αδιάκριτα ποιας προέλευσης είναι, δηλ. επιφανειακό ή υπόγειο (νερό πηγών), και προστίθεται στα επιφανειακά. Πρόκειται για το R_0 του σχήματος 2. Αναφέροντας συνήθως τον όρο απορροή ή επιφανειακή απορροή σε συγκεκριμένο σημείο λεκάνης εννοείται η ολική απορροή. Αυτό θεωρείται φυσικό, αφού για την περίπτωση του υδατορεύματος στον υπολογισμό της επιφανειακής απορροής συμπεριλαμβάνεται και η υπόγεια απορροή, μια και η επιφανειακή του απορροή διαρκεί πολύ χρόνο μετά την πτώση της βροχής.

Η απορροή αποτελεί γενικά το συνολικό όγκο του νερού που αντιστοιχεί:

- i. στο μέρος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, που πέφτουν απ' ευθείας στην επιφάνεια του υδρογραφικού δικτύου.
- ii. στο μέρος, που πέφτει πάνω στην επιφάνεια και απορρέει δια μέσου του υδρογραφικού δικτύου χωρίς να κατεισδύει.
- iii. στην υποδερμική ροή
- iv. στο μέρος εκείνο του υπόγειου νερού που ανεβαίνει στην επιφάνεια υπό μορφή πηγών (υπόγεια απορροή).

Η απορροή έχει θεωρηθεί από μερικούς ερευνητές (Hoyt 1942, 1949) σαν ένας κύκλος που περιλαμβάνει πέντε φάσεις (Καλλέργης 1985):

α' φάση: αρχίζει από το τέλος της ξηράς περιόδου, μέχρι το διάστημα πριν ν' αρχίσουν οι βροχοπτώσεις. Σ' αυτή τη φάση η ροή μέσα στους κλάδους του υδρογραφικού δικτύου τροφοδοτείται από το στράγγισμα των υδροφόρων οριζόντων, που κατεβαίνουν από μεγαλύτερα υψόμετρα ή από τις πηγές των ορεινών κυρίως περιοχών. Στον Ελληνικό χώρο αυτή την περίοδο οι διάφοροι κλάδοι του υδρογραφικού δικτύου συμπύκνουν, κατά κανόνα, με τους άξονες της αποστράγγισης των υδροφόρων οριζόντων, όταν σ' αυτούς η υδροστατική επιφάνεια είναι υψηλή.

β` φάση: συμπίπτει με την αρχή των βροχοπτώσεων. Τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα σ' αυτή τη φάση μοιράζονται μεταξύ της απορροής στους διάφορους κλάδους του υδρογραφικού δικτύου, της κατακράτησης από βλάστηση, της κατεΐσδυσης στο έδαφος, της παροδικής συγκέντρωσης σε μορφολογικές ταπεινώσεις και της εξάτμισης.

Σ' αυτή τη φάση η απορροή στην πεδινή περιοχή είναι μικρή, εκτός από τις περιοχές, που αποτελούνται από υδατοστεγή πετρώματα.

γ` φάση: συνδέεται με την περίοδο, κατά την οποία συνεχίζεται η πτώση των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και που η έντασή της παρουσιάζει μεταβολές. Σ' αυτή την περίοδο προσεγγίζεται η "δυναμική" κατακράτηση του νερού από τα φυτά και η συγκέντρωση σε μορφολογικές ταπεινώσεις. Το περίσσειμα των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων τροφοδοτεί την απορροή. Η απορροή στην πεδινή περιοχή παρουσιάζεται, όταν το ποσό των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων είναι μεγαλύτερο από την ένταση της κατεΐσδυσης. Αυτό όμως το περίσσειμα του νερού φτάνει στους κλάδους του υδρογραφικού δικτύου μόνον όταν δεν κατακρατείται από τα πετρώματα πάνω στα οποία ρέει.

Σ' αυτή τη φάση αρχίζει ο εμπλουτισμός των υδροφόρων οριζόντων με το νερό της κατεΐσδυσης, καθώς και η τροφοδότησή τους από μερικούς κλάδους του υδρογραφικού δικτύου.

δ` φάση: συνδέεται με τη συνέχιση των βροχοπτώσεων μέχρι να κορεστεί με νερό η φυσική αποταμίευση. Τώρα υπάρχει πλεόνασμα σε νερό, μετά την εξάντληση της δυνατότητας να εμπλουτιστούν περισσότερο τα υδροφόρα στρώματα, και γι' αυτό κατευθύνεται προς τους κλάδους του υδρογραφικού δικτύου.

ε` φάση: αντιστοιχεί στην περίοδο που τελειώνουν οι βροχοπτώσεις και αρχίζει η πρώτη φάση (ξηρά περίοδος). Η ροή μέσα στους κλάδους του υδρογραφικού δικτύου συντηρείται από το στράγγισμα των υδροφόρων και των πηγών. Η φάση αυτή επικαλύπτεται κατά μεγάλο μέρος με την πρώτη.

1.1.4.1. Παράγοντες που επηρεάζουν την απορροή

Οι παράγοντες που ρυθμίζουν την απορροή, όπως γίνεται αντιληπτό, θα πρέπει γενικά να είναι οι ίδιοι με εκείνους που ρυθμίζουν την κατεΐσδυση. Αυτοί μπορούν να ομαδοποιηθούν σε δύο κατηγορίες:

- α. **στους κλιματικούς**, όπως βροχόπτωση, ένταση και κατανομή στον υδρολογικό χρόνο (αραιές βροχοπτώσεις ευνοούν την εξάτμισοδιαπνοή, ενώ συνεχείς βροχοπτώσεις ευνοούν την κατεΐσδυση και την απορροή).
- β. **στους φυσιογεωγραφικούς (i) της λεκάνης**, όπως τα χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής, κλίση εδάφους, προσανατολισμός, υψόμετρο, χρήση γαιών, κατεΐσδυση,

τύπος εδάφους, γεωλογικές και τοπογραφικές συνθήκες, παρουσία επιφανειακών νερών (λίμνες, τενάγη κ.ά), φύση εδάφους - υπεδάφους (ως προς την περατότητα) και (ii) **τα χαρακτηριστικά του υδρογραφικού δικτύου**, πυκνότητα, μεταφορική ικανότητα, διακλαδώσεις, κλίση κ.λ.π.

Από μετρήσεις σε λεκάνες με διαφορετική πετρογραφική σύσταση και σχεδόν ίδια τα υπόλοιπα στοιχεία, προέκυψαν οι συντελεστές επιφανειακής απορροής για κλιματικές συνθήκες παρόμοιες με τις ελληνικές (Σούλιος, 1981).

Περιοχές ασβεστολιθικές (καρστικές γενικά)	0 - 12%
Περιοχές προσχωσιγενείς (ανάλογα με την κλίση εδάφους και σύσταση)	5 - 25%
Περιοχές οφιολιθικές	30 - 50%
Περιοχές με φλύσχη, μάργες, φυλλίτες, αργιλικούς σχιστόλιθους και παρεμφερή	25 - 50%
Περιοχές γρανιτικές	25 - 45%
Περιοχές μολασσικών , ψαμμιτικών και παρεμφερών σχηματισμών	10 - 30%
Περιοχές ηφαιστειακών πετρωμάτων	25 - 50%
Περιοχές πρασινολίθων, γενεσίων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και παρεμφερών μεταμορφωμένων	30-55%

Περιπτώσεις που να έχουμε αποκλίσεις από τις συνήθεις πιο πάνω τιμές δεν αποκλείονται φυσικά.

1.1.4.2. Υδρογράφημα

Είναι το διάγραμμα της μεταβολής της παροχής ενός υδρορεύματος συναρτήσει του χρόνου κατά τη διάρκεια μιας βροχόπτωσης και μετά από αυτή. Ενα τέτοιο διάγραμμα μπορεί να μας δώσει χρήσιμα στοιχεία για την υδρολογική και υδρογεωλογική συμπεριφορά της λεκάνης.

1.1.4.3. Μετρήσεις απορροής

Για κάθε λεκάνη μπορούμε σε συγκεκριμένο σημείο να μετρήσουμε άμεσα την ολική απορροή. Η μέτρηση αυτή στηρίζεται σε μετρήσεις της στιγμιαίας παροχής στο δεδομένο σημείο που ενδιαφέρει για τη μελέτη (π.χ. θέση φράγματος).

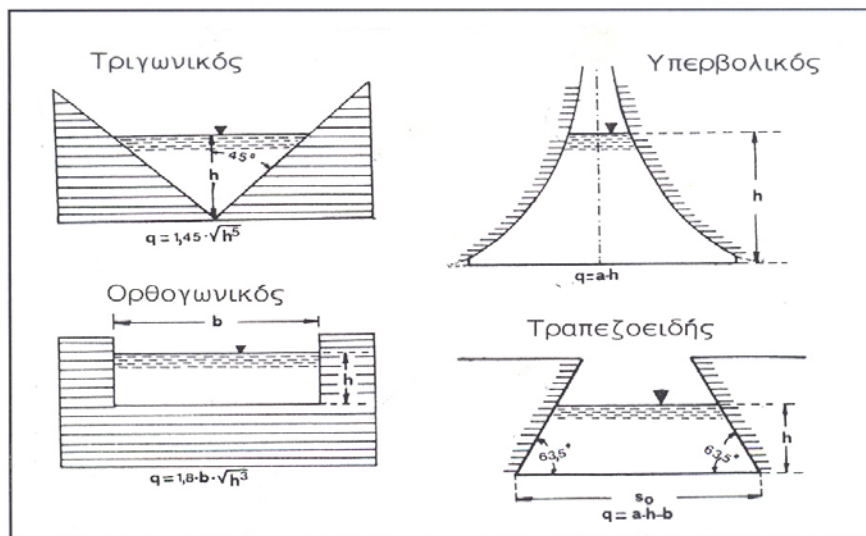
Η ολική παροχή στηρίζεται σε συνεχείς μετρήσεις της στιγμιαίας παροχής. Η συχνότητα αυτών εξαρτάται από το σκοπό για τον οποίο γίνονται οι μετρήσεις.

Τα στοιχεία που είναι απαραίτητα για τη μέτρηση της στιγμιαίας παροχής είναι το

εμβαδόν της διατομής του υδατικού ρεύματος στο ζητούμενο σημείο και η μέση στιγμιαία ταχύτητα ροής στη διατομή.

Με βάση λοιπόν τα παραπάνω ο τρόπος που μετράμε τη στιγμιαία παροχή είναι:

- α. **Μέθοδος του μυλίσκου.** Εδώ μετράται με όργανο η ταχύτητα του νερού σε γνωστή εκ των προτέρων διατομή.
- β. **Μέθοδος επιπέδοντος σώματος.** Πρόκειται για μια πρόχειρη μέθοδο εκτίμησης και όχι υπολογισμού.
- γ. **Μέθοδος χημική.** Πρόκειται για μέθοδο που απαιτεί εργαστηριακή εργασία.



Σχ. 13 Τύποι εκχειλιστών (από Σούλιος 1981).

- δ. **Μέθοδος των εκχειλιστών.** Αρχή της μεθόδου είναι να αναγκαστεί το ρεύμα νερού να περάσει από μια διατομή γεωμετρικού σχήματος γνωστών στοιχείων, οπότε από το ύψος του νερού σ' αυτό και με την βοήθεια διαφόρων μαθηματικών τύπων βρίσκεται η παροχή του ρεύματος. Στο σχ. 13 φαίνονται διάφοροι τύποι εκχειλιστών
- ε. **Μέθοδος ογκομετρικών δοχείων.** Αυτή η μέθοδος αφορά ρεύματα μικρής παροχής.

1.1.4.4. Εμπειρικοί τύποι υπολογισμού της απορροής.

Οι εμπειρικοί τύποι έχουν εφαρμογή σε ορισμένες περιοχές, με τις οποίες ταυτίζονται κυρίως οι κλιματολογικές συνθήκες με την περιοχή που προέκυψε ο τύπος.

Από την πληθώρα των τύπων που υπάρχουν θα αναφερθούν στη συνέχεια αυτοί που μπορεί να έχουν εφαρμογή στον ελληνικό χώρο σύμφωνα με το Σούλιο, 1981.

α.

$$R = \frac{kP}{1,8}$$

Ο παραπάνω τύπος στηρίζεται στα ετήσια κατακρημνίσματα P και τη μέση κλίση k (μεταφρασμένη επί %) Το R υπολογίζεται σε l/sec.Km².

Το αποτέλεσμα δεν είναι δεκτό παρά σαν ετήσιο άθροισμα, που ισοδυναμεί με τον όγκο R.

Ο τύπος αυτός προέκυψε από μελέτη σε ελληνικό έδαφος και προτείνεται για μη ασβεστολιθικές περιοχές ή για περιοχές όπου ο ασβεστόλιθος δεν ξεπερνά το 15%.

β. Τύπος A.Coutagne (1949). Στηρίζεται μόνο στα ετήσια κατακρημνίσματα.

$$R = 16.p^2$$

όπου R= l/sec.km² Τα αποτελέσματα είναι δεκτά και εδώ σαν ολικό ετήσιο άθροισμα.

γ. Σε περιοχές με σχετικά υψηλή θερμοκρασία και σε σχετικά υψηλά κατακρημνίσματα εφαρμόζεται ο τύπος:

$$R = 50,6.p^2 - 3,25p$$

όπου p= ετήσια κατακρημνίσματα και R= m³/sec.km² σαν ολικό ετήσιο άθροισμα.

Επίσης σε πολλές περιοχές έχουν εφαρμοστεί διάφοροι τροποποιημένοι εμπειρικοί τύποι, όπως για παράδειγμα για την περιοχή της Θράκης (Λεκάνη Κομψάτου Ποταμού). Έχει εφαρμοσθεί με σχετική επιτυχία ο τροποποιημένος τύπος του Coutagne που χρησιμοποιεί τη μέση ετήσια βροχόπτωση και τη μέση ετήσια θερμοκρασία .

$$R = \frac{P^2}{(0,8+0,14T)}$$

όπου P = ετήσια βροχόπτωση σε μέτρα

και T = ετήσια θερμοκρασία σε C⁰

Ο παραπάνω τύπος στηρίχθηκε όμως και σε διετείς πραγματικές μετρήσεις της απορροής και στη συνέχεια τροποποιήθηκε ως εξής.

$$R = \frac{60+0,0175(H_a^2)}{T_a}$$

όπου H_a = H_j+0.5H_{j-1} όπου H_j = μηνιαία βροχόπτωση

T_a = 2.5+T_{i-1}+0.5T_i, όπου T_i = η μηνιαία θερμοκρασία.

2. ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

2.1. ΓΕΝΙΚΑ

Από τη στιγμή κατά την οποία η βροχή φτάνει στο έδαφος αυτή κατεισδύει ανάλογα με την περατότητα του εδάφους. Για παράδειγμα εάν το έδαφος είναι αρκετά περατό τότε η ταχύτητα είναι μεγάλη. Η βαρύτητα στη συνέχεια οδηγεί το νερό προς τα κάτω, δια μέσου των κενών του εδάφους, με μια σημαντική όμως επιβράδυνση γιατί αρχίζουν να ενεργούν στις σταγόνες διάφορες μοριακές και τριχοειδείς δυνάμεις. Το νερό προσωρινά παραμένει στη ζώνη του εδάφους (το πλέον επιφανειακό εδαφικό στρώμα) και στη συνέχεια ανάλογα με την εποχή του έτους, συνεχίζει να κατέρχεται μέχρις ότου συναντήσει ένα αδιαπέρατο πέτρωμα ή έδαφος. Τότε αρχίζει να συγκεντρώνεται πάνω από αυτό το στρώμα. Κατ'αυτόν τον τρόπο δημιουργείται αμέσως πάνω από το αδιαπέρατο υλικό μια ζώνη πετρώματος ή εδάφους που όλα της τα κενά είναι γεμάτα με νερό. Πρόκειται για τη **ζώνη κορεσμού**. Ο χώρος πάνω από τη ζώνη αυτή είναι μερικώς πληρωμένος με νερό και μερικώς με αέρα. Πρόκειται για τη **ζώνη αερισμού**. Όλο το νερό, το οποίο καταλαμβάνει τα κενά κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, συνήθως ονομάζεται **υποεπιφανειακό νερό**. Ως **υπόγειο νερό** θεωρούμε μόνο αυτό της ζώνης κορεσμού.

2.2. ΖΩΝΕΣ ΥΠΕΔΑΦΙΚΟΥ ΝΕΡΟΥ

Με βάση τα προηγούμενα το νερό στο υπέδαφος μπορεί να διακριθεί σε δύο ζώνες:στη **ζώνη αερισμού** και στη **ζώνη κορεσμού**. (σχ.14)

A. Η ζώνη αερισμού αποτελείται από πόρους (διάκενα), που ορισμένα κατέχονται από νερό και ορισμένα από αέρα, δηλ. στη ζώνη αυτή απαντάται η διφασική ροή.

Η ζώνη αυτή υποδιαιρείται σε τρεις υποζώνες:

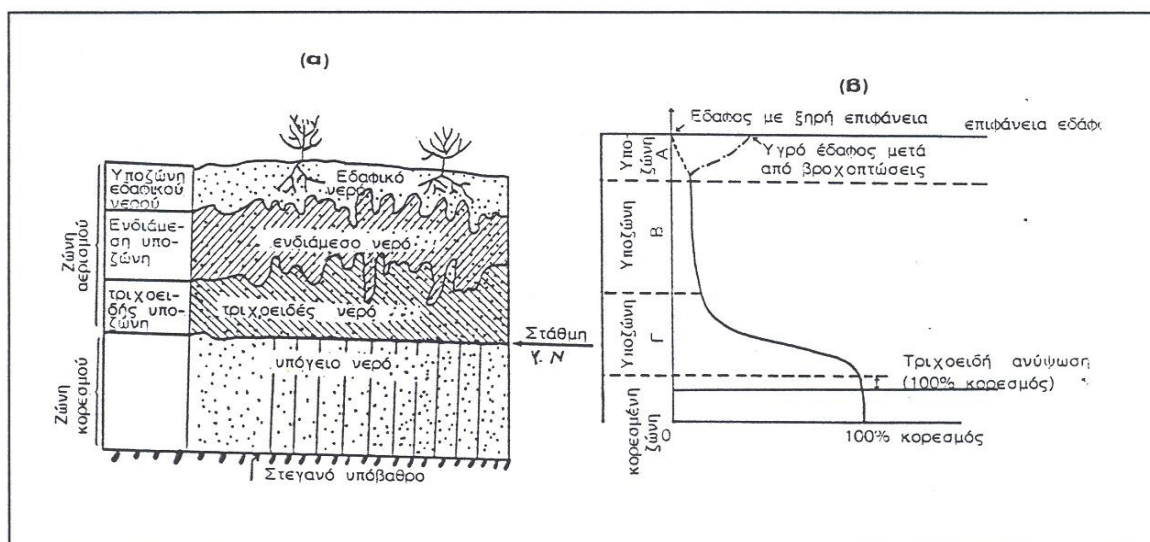
- στην υποζώνη του εδαφικού νερού
- στην ενδιάμεση υποζώνη με το ενδιάμεσο νερό
- και στην τριχοειδή υποζώνη με το τριχοειδές νερό.

Συνήθως μια και μόνη ζώνη αερισμού υπέρκειται μιας και μόνης ζώνης κορεσμού.

A1 Η πρώτη υποζώνη αυτήν του εδαφικού νερού όπως ονομάζεται, εκτείνεται από την επιφάνεια του εδάφους προς τα κάτω, μέχρι τη ζώνη των ριζών των φυτών. Το πάχος της μεταβάλλεται ανάλογα με τον τύπο του εδάφους, το κλίμα, τη βλάστηση και το βάθος της στάθμης του υδροφόρου. Το νερό που απαντάται στην υποζώνη αυτή έχει άμεση εξάρτηση από το νερό των πρόσφατων βροχοπτώσεων και από τις ζεστές και ξηρές συνθήκες που τις ακολουθούν και είναι το νερό που χρησιμοποιούν οι ρίζες των φυτών. Πλεόνασμα νερού, που προέρχεται από τις βροχοπτώσεις ή τις αρδεύσεις ή οποιαδήποτε άλλη σχετική διαδικασία, προχωρά μέχρι τη ζώνη κορεσμού και ενισχύει το νερό της ζώνης αυτής.

Το νερό που συγκρατείται στην εδαφική αυτή υποζώνη, μεταξύ των βροχοπτώσεων ή των αρδεύσεων, είναι το νερό που μπορεί να διατεθεί στα φυτά (Todd, 1980). Το ποσοστό του νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένα έδαφος μετά την ύγρανσή του, στην εδαφική ζώνη, όταν όμως η στράγγισή του αποβαίνει αμελητέα, συνήθως μετά από δύο ημέρες, (Todd, 1980) ονομάζεται "**ικανότητα του εδάφους**" (υδατοϊκανότητα) και αποτελεί το υγρό όριο του "διαθέσιμου νερού". Αντίθετα "**σημείο μαρασμού**", που αποτελεί το ξηρό όριο, είναι η ποσότητα του περιεχομένου στο έδαφος νερού, η οποία δημιουργεί συνθήκες συνεχούς μαρασμού για τα φυτά που αναπτύσσονται σ' αυτό. Το είδος του εδάφους και το είδος της χλωρίδας αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες για τα δύο παραπάνω όρια (Καλλέργης 1985).

A2 -η ενδιάμεση υποζώνη ή και "ρηγή υποζώνη, όπως πολλές φορές συνηθίζεται, εκτείνεται από τον πυθμένα της παραπάνω εδαφικής υποζώνης και φτάνει μέχρι το ανώτατο όριο της τριχοειδούς υποζώνης (σχήμα 14). Μέσα από την υποζώνη αυτή είναι αναγκασμένο να περάσει το νερό, το οποίο κινείται κατακόρυφα. Ένα μέρος του νερού στην υποζώνη αυτή ακινητοποιείται συγκρατούμενο με υγροσκοπικές και τριχοειδείς δυνάμεις. Πλεόνασμα νερού μεταναστεύει, προς τα κάτω, σαν βαρυτικό νερό.



Σχ. 14 Κατακόρυφη κατανομή του υπόγειου νερού (α) και κατακόρυφη κατανομή της περιεχόμενης υπεδαφικής υγρασίας (β).

A3 -τριχοειδής υποζώνη. Η υποζώνη αυτή εκτείνεται από την φρεατία επιφάνεια μέχρι το όριο της τριχοειδούς ανύψωσης του νερού. Το ύψος της τριχοειδούς ανύψωσης, ως γνωστόν, μεταβάλλεται αντίστροφα με τη διάμετρο των σωλήνων δηλ. στην προτεινόμενη περίπτωση το ύψος της ανύψωσης μεταβάλλεται αντίστροφα με το μέγεθος των διακένων του πορώδους μέσου.

B. -Ζώνη κορεσμού. Στη ζώνη αυτή όλα τα διάκενα είναι γεμάτα με νερό κάτω από υδροστατική πίεση. Η ροή εδώ είναι μονοφασική. Η ζώνη αυτή εκτείνεται κατακόρυφα από την πάνω επιφάνεια κορεσμού (που ποτέ δεν είναι σταθερή) μέχρι το στεγανό υπόβαθρο, και πρόκειται για την υδροφόρα ζώνη (υδροφόρο στρώμα). Στην ελεύθερη επιφάνεια η πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική πίεση και αποτελεί τη γνωστή στάθμη του νερού στις γεωτρήσεις και

τα πηγάδια. Η ποσότητα του νερού που κατεισδύει, όπως ήδη αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, εξαρτάται από πολλούς παράγοντες (ένταση και διάρκεια βροχής, τύπος εδάφους, υγρασία, βλάστηση κ.ά.). Η συνεχιζόμενη κατείσδυση οδηγεί σε μια αύξηση της ποσότητας του νερού στη ζώνη κορεσμού, η οποία προκαλεί μια ανύψωση της στάθμης του πόγειου νερού.

Σε συνθήκες στράγγισης κάτω από την επίδραση της βαρύτητας μόνο ένα μέρος του νερού της κορεσμένης ζώνης μπορεί να αποληφθεί, το δε υπόλοιπο συγκρατείται στη θέση του με μοριακές δυνάμεις και δυνάμεις επιφανειακής τάσης.

Αναλυτικότερα

Για την περίπτωση της ποσότητας του νερού που συγκρατείται χρησιμοποιείται ο όρος της **ειδικής κατακράτησης** (S_r) ενός εδάφους ή πετρώματος και είναι ο λόγος του όγκου του νερού W_r που συγκρατεί το πορώδες αυτό μέσο μετά από κορεσμό του, αντιδρώντας στη δύναμη της βαρύτητας, προς τον όγκο V του μέσου αυτού, δηλαδή:

$$S_r = W_r / V$$

(τόσο η ικανότητα του εδάφους, που αναφέρθηκε προσηγουμένως, όσο και η ειδική κατακράτηση αναφέρονται στο ίδιο νερό (υπεδαφικό νερό), αλλά σε διαφορετικές όμως ζώνες).

Για την περίπτωση του νερού που απελευθερώνεται χρησιμοποιείται ο όρος της **ειδικής απόδοσης** (S_y) ενός εδάφους ή πετρώματος που είναι ο λόγος του όγκου του βαρυτικού νερού W_y , δηλαδή του νερού που μπορεί να στραγγιστεί κάτω από την επίδραση της βαρύτητας, μετά από κορεσμό του πορώδους αυτού μέσου, προς τον όγκο V του μέσου αυτού (Dos Santos-Youhgs, 1969), δηλαδή:

$$S_y = W_y / V$$

Οι τιμές S_r και S_y μπορεί να εκφραστούν και %. Είναι φανερό ότι το άθροισμα του νερού κατακράτησης και εκείνου που αποδίδεται είναι ίσο με τα συνολικά κενά (πορώδες) του υδροφορέα, όπως αναλυτικά θα αναφερθεί σε επόμενο κεφάλαιο.

$$m = S_r + S_y$$

Οι τιμές της ειδικής απόδοσης εξαρτώνται από το μέγεθος των κόκκων, το σχήμα, την κατανομή των διάκενων, τη συμπύκνωση του στρώματος και το χρόνο της στράγγισης (McQueen, 1973). Μικρός μέσος όρος του μεγέθους των κόκκων δημιουργεί μεγαλύτερη κατακράτηση και κατά συνέπεια το μέσο εμφανίζει μικρότερη απόδοση. Η κατακράτηση και κατά συνέπεια η απόδοση εξαρτάται από τη συνολική έκταση της επιφάνειας των κόκκων. Λεπτόκοκκα υλικά έχουν μεγαλύτερη συνολική επιφάνεια απ' ό,τι τα αδρόκοκκα. Όσο μεγαλύτερη είναι η επιφάνεια των κόκκων τόσο μεγαλύτερο είναι το ποσοστό κατακράτησης.

Ετσι τα λεπτομερή ιζήματα έχουν μικρότερο συντελεστή ειδικής απόδοσης σε σύγκριση με τα αδρόκοκκα, ακόμη και αν αυτά έχουν το ίδιο πορώδες.

Στον πίνακα 3 δίνονται αντιπροσωπευτικές τιμές της ειδικής απόδοσης για διάφορα γεωλογικά υλικά. Οι τιμές της ειδικής απόδοσης του πίνακα μπορεί να ποικίλουν πάρα πολύ στα ίδια πετρώματα, που βρίσκονται όμως κάτω από διαφορετικές συνθήκες. Πρέπει να σημειωθεί ότι τα λεπτόκοκκα υλικά δίνουν λίγο νερό, ενώ τα χονδρόκοκκα υλικά απελευθερώνουν σημαντικές ποσότητες νερού, και γι' αυτό χρησιμεύουν σαν υδροφόροι.

Γενικά οι ειδικές αποδόσεις για παχείς χαλαρούς σχηματισμούς τείνουν να κατέβουν στο 7-15%, πράγμα που οφείλεται στην ανάμιξη υλικών διάφορης κοκκομετρικής σύνθεσης. Επίσης μείωση της ειδικής απόδοσης παρατηρείται με το βάθος, λόγω συμπίκνωσης. Μέτρηση της ειδικής απόδοσης μπορεί να γίνει στο εργαστήριο και στο πεδίο. Πιο προσεγγιστικά όμως αποτελέσματα δίνουν οι δοκιμαστικές αντλήσεις των γεωτρήσεων.

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 3. Αντιπροσωπευτικές τιμές της ειδικής απόδοσης (Johnson,1976)

Υ λ ι κ ό	Ειδική απόδοση %
Χαλίκια μεγάλου μεγέθους	23
Χαλίκια μέσου μεγέθους	24
Χαλίκια μικρού μεγέθους	25
Αμμος χονδρόκοκκη	27
Αμμος μεσόκοκκη	28
Αμμος λεπτόκοκκη	23
Ιλύς	8
Αργίλος	3
Ψαμμίτης λεπτόκοκκος	21
Ψαμμίτης μεσόκοκκος	27
Ασβεστόλιθος	14
Αμμος θινών	38
Πηλός	18
Τύρφη	44
Κρυσταλλικός σχιστόλιθος	26
Ιλύλιθος	12
Τόφφοι	21

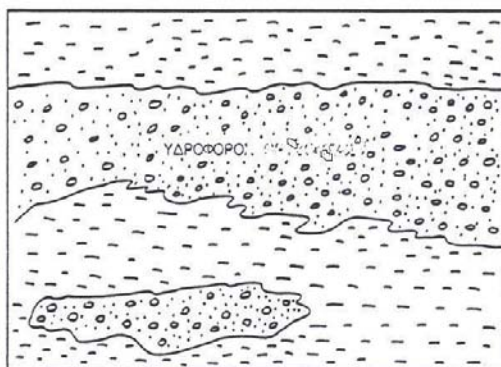
3. ΥΔΡΟΦΟΡΙΑ ΣΤΟΥΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥΣ

3.1. ΥΔΡΟΦΟΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ

Το νερό που κατεισδύει από τον υδρολογικό κύκλο, αφού διαπεράσει, όπως είδαμε, το έδαφος και τμήμα του υπεδάφους, προστίθεται στο υπόγειο νερό. Αυτό με τη σειρά του φιλοξενείται και μετακινείται σε διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς. Η συμπεριφορά των γεωλογικών σχηματισμών ως προς το νερό (υδρογεωλογική συμπεριφορά), διαφέρει για κάθε έναν απ' αυτούς.

Οι σχηματισμοί οι οποίοι έχουν την ικανότητα να αποθηκεύουν (πρόσληψη νερού) αλλά και να μετακινούν το νερό ονομάζονται **υδροφόρα στρώματα** ή απλά **υδροφόροι** ή πολλές φορές αναφέρονται και ως **υδροφόροι οριζόντες**. Η ικανότητα, είτε της αποθήκευσης είτε της μετακίνησης είτε και των δύο, διαφοροποιείται από υλικό σε υλικό και εξαρτάται, όπως θα δούμε στη συνέχεια, κυρίως από τα κενά του πετρώματος (πορώδες).

ως παραδείγματα υδροφόρων στρωμάτων μπορούν να αναφερθούν τα χαλαρά κοκκώδη υλικά, όπως άμμος, χαλίγια, κροκάλες, τα οποία αποθηκεύουν μεγάλες ποσότητες νερού και επιτρέπουν τη μετακίνησή του. σχ.15.



Σχ.15. Χαρακτηριστικός υδροφόρος σε χονδρόκοκκα υλικά

Γεωλογικοί σχηματισμοί, που έχουν την ικανότητα να προσλαμβάνουν νερό, αλλά δεν επιτρέπουν τη μετακίνησή του, έχουν μια ιδιαίτερη ονομασία και χαρακτηρίζονται ως **"ανυδροφόροι"**, δηλ. είναι αυτοί, που διαθέτουν μόνο σημαντική αποθηκευτική ικανότητα. Τυπικό παράδειγμα της περίπτωσης αυτής είναι η άργιλος και γενικά τα αργιλώδη πετρώματα τα οποία προσροφούν με ευκολία το νερό και με δυσκολία το αποχωρίζονται.

Τα γεωλογικά υλικά, τα οποία δεν αποθηκεύουν νερό και κατά συνέπεια ούτε μεταβιβάζουν (ασήμαντη αποθηκευτικότητα και μεταβιβαστικότητα), ονομάζονται **σ τ ε γ α - ν ά** ή **ά ν υ δ ρ α**. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν τα συμπαγή πετρώματα με επικεφαλής το γρανίτη.

Τέλος οι σχηματισμοί, οι οποίοι έχουν την ικανότητα να αποθηκεύουν νερό, αλλά διαθέτουν μικρή όμως μεταφορική ικανότητα, ονομάζονται **β ρ α δ υ δ ρ ο φ ό ρ α** πρόκειται για τα υλικά. αυτά που αποθηκεύουν σημαντικές ποσότητες νερού, αλλά μεταβιβάζουν

ελάχιστες. Παράδειγμα εδώ είναι η αμμώδης άργιλος, η ψιλή άμμος κ.λ.π..

Στον πίνακα 4, ταξινομούνται μερικά υλικά ανάλογα με την ικανότητά τους να αποθηκεύουν και να μεταβιβάζουν νερό (Mandel-Shifk, 1981).

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 4 Ενδεικτικές τιμές υδροπερατότητας και υδροχωρητικότητας (Mandel - Shiftan 1981, με τροποποιήσεις).

Σχηματισμός	Τιμή K σε cm/sec κατά προσέγγιση	Τιμή S	Χαρακτηρισμός
Χαλίκια μικρού μεγέθους	7.10-2	0,1	Υδροφόρο
Χονδρόκοκκη άμμος	2,3.10-2	0,1-0,25	Υδροφόρο
Λεπτόκοκκη άμμος	1,1.10-2	0,25-0,35	Υδροφόρο
Αμμοι και ιλύς	2,3.10-3	0,35	Βραδυδροφόρο
Αργίλος	1.10-7	--	Ανυδροφόρο
Αρτεσιανοί υδροφόροι	--	0,005-0,0005	

3.1.1. Υδροφορέας - οριζόντια και κατακόρυφη κατανομή του

Με τον όρο υδροφόρο, που αναφέρθηκε προηγουμένα, εννοείται τόσο το υλικό του γεωλογικού σχηματισμού όσο και το περιεχόμενο νερό. Με τον όρο όμως υδροφορέας εννοούμε μόνο το γεωλογικό υλικό, χωρίς το περιεχόμενο νερό.

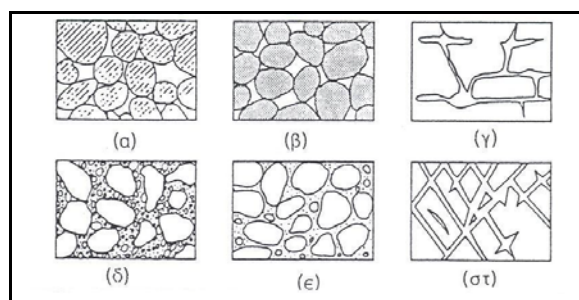
Ο υδροφορέας έχει μια ορισμένη οριζόντια και κατακόρυφη κατανομή, που επιβάλλεται από τις γεωλογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες. Συχνά συναντώνται υδροφορείς μεγάλης ή περιορισμένης έκτασης. Επίσης το βάθος τους κάθε φορά είναι διαφορετικό και περιορίζεται είτε στο δάπεδο είτε στην οροφή είτε και στα δύο από σχετικά αδιαπέρατους σχηματισμούς. Η οριζόντια και η κατακόρυφη κατανομή τους γενικά είναι συνάρτηση των γεωλογικών και υδρολιθολογικών συνθηκών κάθε περιοχής.

3.1.1.1. Κατηγορίες Πετρωμάτων

Σχετικά με την αποθήκευση αλλά και την κίνηση του υπόγειου νερού θα πρέπει να γίνει κατ' αρχή εδώ ένας θεμελιώδης διαχωρισμός των πετρωμάτων και σχηματισμών σε δύο κατηγορίες: σχ.16

- I. Τα κοκκώδη ή πορώδη πετρώματα** (ή κοκκώδεις σχηματισμοί). Είναι αυτά που έχουν διάκενα, τα οποία σχηματίστηκαν πρωτογενώς (πόροι). Τέτοια πετρώματα ή σχηματισμοί είναι φυσικά οι πρόσφατες γεωλογικές αποθέσεις, δηλ. τα χαλαρά κοκκώδη υλικά. Είναι επίσης από τα ιζηματογενή πετρώματα τα χαλαρά μολασσικά ιζήματα, κροκολοπαγή κ.ά., τα οποία, αν και παλαιότερα, διατηρούν την αρχική κοκκώδη δομή τους.

Π. Τα ρωγμώδη πετρώματα (ή οι ρωγματώδεις σχηματισμοί). Είναι αυτά, που τα κενά τους έχουν δευτερογενώς σχηματισθεί. Ένα τυπικό τέτοιο πέτρωμα είναι ο ασβεστόλιθος (οι ανθρακικοί σχηματισμοί γενικότερα). Επίσης μπορούν να αναφερθούν οι γρανίτες, οι οφιόλιθοι και άλλα πετρώματα, που δείχνουν παρόμοια συμπεριφορά, αλλά πάντως με μικρότερη ένταση και με διαβάθμιση αυτής της έντασης, που τείνει τελικά στο μηδενισμό της εκδήλωσης αυτών των ιδιοτήτων με το βάθος, όπως εξάλλου μπορεί να συμβεί και με τα μικροπερατά (κοκκώδη).



Σχ.16. Παραδείγματα πετρωμάτων με κενά διαφόρων τύπων (πρωτογενή κενά α,β,δ,ε-δευτερογενή γ, στ) (από Meinzer 1923)

Οι διαφορές μεταξύ των πετρωμάτων των δύο αυτών κατηγοριών ως προς τη συμπεριφορά τους απέναντι στο νερό είναι ιδιαίτερα μεγάλες, όπως μπορεί να φαντασθεί κανείς από τα λίγα πιά πάνω εκτεθέντα, αλλά και όπως θα φανεί στις επόμενες σελίδες. Θα πρέπει να διευκρινισθεί ότι ένα πέτρωμα μπορεί να είναι συγχρόνως και κοκκώδες και ρωγμώδες (μακροπερατό), οπότε έχει ιδιαίτερες ιδιότητες για το υπόγειο νερό.

Στη φύση δεν υπάρχει ποτέ, σε κλίμακα μεγαλύτερη της τάξης μερικών m^3 , εντελώς συμπαγές πέτρωμα ή συμπαγής σχηματισμός, δηλ. σχηματισμός που να μην παρουσιάζει ρωγμές, πόρους ή άλλου είδους κενά πρωτογενή ή δευτερογενή, τα οποία πληρώνονται από αέρια ή νερό. Έτσι το έδαφος και το υπέδαφος είναι στην πράξη ένα σύνθετο υλικό που συνίσταται από τρεις φάσεις: τη στερεά (που είναι τα στοιχεία ή τμήματα του πετρώματος), την υγρή (που είναι το νερό κυρίως και σπανιότατα το πετρέλαιο ή άλλα υγρά) και την αέρια (που είναι τα διάφορα αέρια). Αυτές οι φάσεις και οι τρεις μαζί ή ανά δύο αποτελούν τα συμπλέγματα στερεάς-υγρής-αέριας φάσης.

3.2. ΚΥΡΙΟΤΕΡΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗΝ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ

3.2.1. Πορώδες

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένα, η συμπεριφορά των σχηματισμών ως προς το νερό είναι διαφορετική. Αυτό οφείλεται αποκλειστικά στο διαφορετικό μέγεθος των τύπων των κενών του κάθε πετρώματος, μια και αναφέρθηκε ότι κανένα πέτρωμα στη φύση δεν είναι

απόλυτα συμπαγές, αλλά οι σχηματισμοί παρουσιάζονται με λιγότερες ή περισσότερες ασυνέχειες, δηλ. ρωγμές, πόρους, διάκενα, έγκοιλα κ.λ.π. (σχ.16).

Ο βαθμός και η ένταση, με τα οποία παρουσιάζονται τα κενά αυτά, εκφράζεται με μια υδρογεωλογική παράμετρο το **ολικό πορώδες**. Πορώδες (m) λοιπόν ονομάζεται ο λόγος του συνολικού όγκου των κενών (V_i) ενός πετρώματος προς τον ολικό του όγκο (V) ή $m=V_i/V$,ή σε ποσοστό $m=V_i/V \cdot 100$

Πρόκειται για απόλυτο αριθμό χωρίς διαστάσεις και μπορεί να εκφράζεται σαν κλάσμα ή σαν ποσοστό %. Είναι χρήσιμο στο σημείο αυτό να αντιδιαστείλουμε την έννοια του ολικού πορώδους για την υδρογεωλογία, που εκφράζει το σχετικό όγκο νερού που μπορεί να αποθηκευθεί σ' ένα τέτοιο πέτρωμα, προς εκείνο των γεωτεχνικών επιστημών, που εκφράζει το συμπαγές ενός πετρώματος, και γι' αυτό στην προκειμένη περίπτωση εκφράζεται ως "**δείκτης κενών**".

Στον πίνακα 5, αναφέρονται ορισμένες αντιπροσωπευτικές τιμές πορώδους. Οι τιμές του πίνακα αυτού είναι ενδεικτικές, γιατί μπορεί τα ίδια υλικά κάτω από άλλες συνθήκες να έχουν εντελώς διαφορετικές τιμές πορώδους.

ΠΙΝΑΚΑΣ 5 Αντιπροσωπευτικές τιμές πορώδους για διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς (Σούλιος 1981)

Σ Χ Η Μ Α Τ Ι Σ Μ Ο Σ	Π Ο Ρ Ω Δ Ε Σ
i. Σ υ ν ε κ τ ι κ ά π ε τ ρ ώ μ α τ α	
Ασβεστόλιθοι-Μάρμαρα (ανθρακικά γενικά)	0,5-17%
Οφιόλιθοι	0,1-3%
Γρανιτικά	0,1-2,5%
Ηφαιστειακά	0,1-3,5%
Πρασινόλιθοι, Γνεύσιοι, Μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι και παρεμφερή μεταμορφωμένα	0,05-2%
Φλύσχης, Φυλλίτης, Αργιλλικοί σχιστόλιθοι και παρεμφερή	8-30%
Ψαμμίτης, Μολάσσα	6-25%
ii. Μ η σ υ ν ε κ τ ι κ ά π ε τ ρ ώ μ α τ α κ α ι σ χ η μ α τ ι σ μ ο ί	
Μάργες	47-50%
Χαλίκια	25-40%
Χαλίκια και άμμος	25-30%
Άμμος	20-50%
Χαλίκια-άμμος-άργιλος	6-18%
Αργίλος	44-50%
Πηλοί πρόσφατοι	50-60%
Ιλύς	34-50%
Συνήθεις πρόσφατες αργιλοαμμώδεις προσχώσεις	6-18%
Γρανιτική αρένα	10-15%

3.2.1.1. Παράγοντες που ρυθμίζουν το συνολικό πορώδες

Οι παράγοντες αυτοί είναι διαφορετικοί για τις δύο κατηγορίες των πετρωμάτων, τα ρωγμώδη και τα κοκκώδη (πορώδη) πετρώματα, επειδή ακριβώς για κάθε μία από τις δύο αυτές κατηγορίες των πετρωμάτων είναι διαφορετικοί οι λόγοι, που δημιουργούν το πορώδες.

1. Για τα ρωγμώδη πετρώματα το πορώδες ρυθμίζεται από τα εξής:

- I. Την **πυκνότητα των ρωγμών**, δηλ. από το πόσες ρωγμές εντοπίζονται ανά μονάδα όγκου. Εννοείται ότι το πορώδες αυξάνει με την πυκνότητα αυτή.
- II. Το **άνοιγμα των ρωγμών** αυτών, μπορεί να είναι από κλάσμα του χλιοστού μέχρι της τάξης και αρκετών παλαμών, οπότε έχουμε χαίνουσες ρωγμές. Φυσικά υψηλό πορώδες δημιουργούν μόνο ρωγμές με σημαντικό άνοιγμα.
- III. Την **πυκνότητα και το μέγεθος εγκοίλων** διαφόρων μορφών και αιτιών δημιουργίας, που υπάρχουν μέσα στα πετρώματα. Αυτά βέβαια ταιριάζουν στους ανθρακικούς σχηματισμούς (κάρστ), αλλά μερικές φορές συναντώνται σπανιότερα και σε άλλους.

Οι ρωγμές παρατηρούνται σε όλα ανεξαρτήτως τα πετρώματα. Ομως παρουσιάζουν ταχεία ίαση στα αργιλώδη κυρίως γι' αυτό στα πετρώματα αυτά το πορώδες από τις ρωγμές είναι πραγματικά ανύπαρκτο.

Κατά ένα γενικό τρόπο η πυκνότητα και το άνοιγμα των ρωγμών αυτών μειώνεται με το βάθος των πετρωμάτων, με εξαίρεση τα ανθρακικά πετρώματα. Γι' αυτό σε όλα τα πετρώματα, εκτός από τα ανθρακικά, το πορώδες μειώνεται με το βάθος και πέρα από ένα ορισμένο βάθος το πορώδες τείνει να μηδενισθεί.

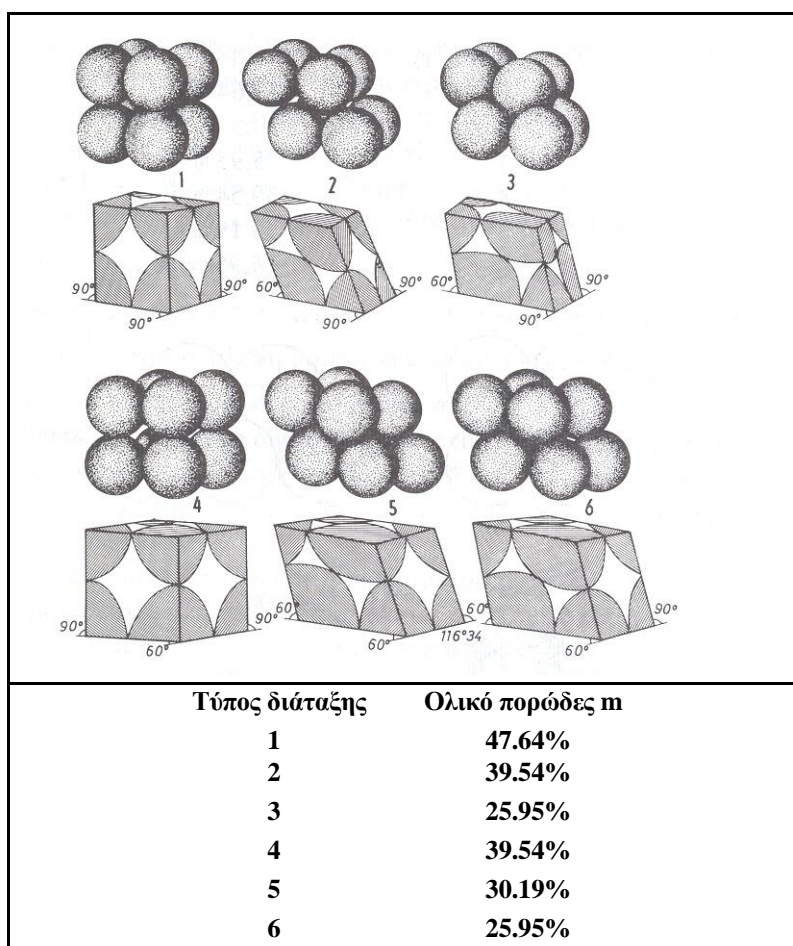
2. Για τα κοκκώδη πετρώματα το ποσοστό ρυθμίζεται από τα εξής:

- I. Το **σχήμα των κόκκων**. Αυτό, σε ένα ποσοστό, καθορίζει τη μορφή και τις διαστάσεις των πόρων ή κενών γενικά. Μπορούμε να το καταλάβουμε καλύτερα, αν αντικαταστήσουμε ένα σύναγμα υλικών από σφαιρικούς κόκκους με κυβικούς που έχουν την ίδια διάταξη και τον ίδιο βαθμό καθίζησης. Τότε οι κυβικοί κόκκοι έχουν πάντα μεγαλύτερο πορώδες. Γενικά ταγωνιώδη υλικά δημιουργούν μεγαλύτερο πορώδες από τα στρογγυλά (με καμπύλες επιφάνειες).
- II. Την **κοκκομετρική σύσταση του σχηματισμού**. Με τον όρο "**κοκκομετρική σύσταση**" εννοούμε τις αμοιβαίες διαστάσεις των κόκκων, δηλαδή την κατανομή της διαμέτρου των κόκκων σε συνάρτηση με το αντίστοιχο βάρος τους. Η κοκκομετρική σύσταση βρίσκεται με την κοκκομετρική ανάλυση και παριστάνεται γραφικά με τις **αθροιστικές κοκκομετρικές καμπύλες**, σπανιότατα με τα **ιστογράμματα συχνότητας**.
- III. Την **διάταξη των κόκκων**. Ο ρόλος της στον καθορισμό του πορώδους

γίνεται αντιληπτός, αν έχουμε ένα ομογενές υλικό με σφαιρικούς κόκκους. Τότε οι σφαιρικοί κόκκοι μπορούν να διαταχθούν π.χ. με κυβικό ή ρομβοεδρικό τρόπο (σχ. 17), οπότε φαίνονται καθαρά τα κενά που δημιουργούνται. Στο σχήμα λοιπόν φαίνονται ορισμένοι τρόποι διάταξης σφαιρικών κόκκων που έχουν την ίδια διάμετρο, αλλά με διαφορετικό ολικό πορώδες.

IV. Την κονίαση των κόκκων, τα αργιλικά υλικά, τα άλατα, τη συνίξηση και κυρίως τη διαγένεση.

Όλα αυτά προκαλούν μείωση του ολικού πορώδους. Η διαγένεση παρατηρείται σε παλαιότερες και συνήθως σε βαθύτερες προσχώσεις και αποθέσεις. Έτσι στα κοκκώδη πετρώματα παρατηρείται μείωση του πορώδους με το βάθος, όπως συμβαίνει συνήθως και στα ρωγμώδη, όπου παρατηρείται μείωση της διάβρωσης και του βαθμού ρώγμωσης, με εξαίρεση φυσικά τους καρστικούς σχηματισμούς.



Σχ.17. Τύποι διάταξης σφαιρικών κόκκων με το αντίστοιχο ολικό πορώδες των (Σούλιος 1981)

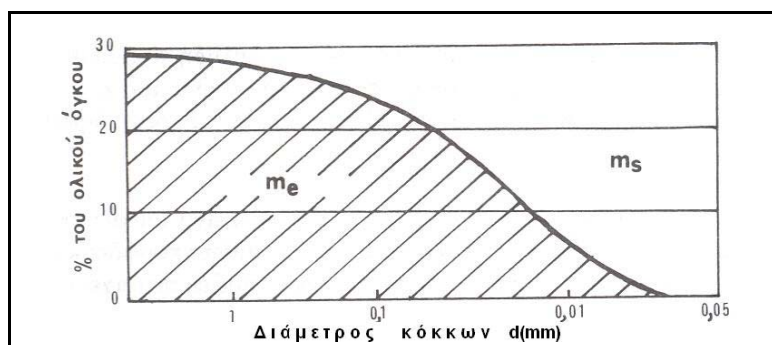
3.2.2. Ενεργό πορώδες

Ιδιαίτερη σημασία για την υδρογεωλογία δεν έχει απλά το ποσοστό του ολικού πορώδους, αλλά το ποσοστό των πόρων (κενών) του γεωλογικού σχηματισμού οι οποίοι

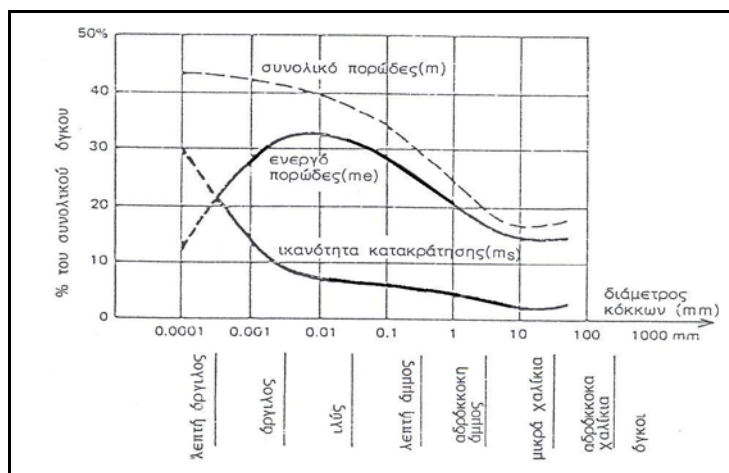
επικοινωνούν. Από το μέγεθος αυτό εξαρτάται η ικανότητα του πετρώματος να μετακινεί το νερό. Ένα πέτρωμα, με μεγάλο ολικό πορώδες, όπως η άργιλος, και με πολύ μικρό αριθμό πόρων να επικοινωνούν, χαρακτηρίζεται μόνο από την ικανότητα της αποθήκευσής του (ανυδροφόρο).

Το ποσοστό των διακένων (πόρων) σε ένα γεωλογικό υλικό, που επικοινωνούν μεταξύ τους, εκφράζεται με τον όρο "**ενεργό πορώδες**".

Το ενεργό πορώδες λοιπόν αναφέρεται στο ποσοστό διακένων, που διατίθενται για τη ροή του νερού και κάθε ρευστού, και εκφράζεται από το λόγο του όγκου των κενών που επικοινωνούν (V_e) προς το συνολικό όγκο του υλικού (V), δηλ. $m_e = V_e/V$ ή $m_e = V_e/V \cdot 100$. Εκφράζεται και αυτό σαν κλάσμα ή σαν ποσοστό επί %.



Σχ. 18. Σχέση μεταξύ ενεργού πορώδους και πορώδους κατάρτησης με τη μεταβολή της διαμέτρου των κόκκων (d_{10}) του σχηματισμού (από G. Castany 1968)



Σχ.19. Σχέσεις μεταξύ των τριών τύπων πορώδους (ολικού m_e , κατακράτησης m_s) με το ενεργό μέγεθος (d_{10} σε mm) των κοκκοδών χαλαρών υλικών (από Castany 1967)

Το ενεργό πορώδες ταυτίζεται με τον όγκο του νερού του υδροφόρου, που μπορεί να αποδοθεί κάτω από τις δυνάμεις της βαρύτητας, δηλαδή το S_r (ειδική απόδοση) ενός υδροφόρου που αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Αντίθετα το υπόλοιπο πορώδες, πέραν του ενεργού, ταυτίζεται με τον όγκο του νερού, που συγκρατείται στο υδροφόρο αντιδρώντας στις δυνάμεις βαρύτητας (ειδική κατακράτηση). Έτσι σε αντιδιαστολή με το

ενεργό πορώδες (m_e) αναφέρεται το πορώδες κατακράτησης (m_s). Σαν τέτοιο ορίζεται το σύνολο των πόρων, που δεν επικοινωνούν μεταξύ τους, δηλ. οι πόροι που συγκρατούν, νερό κατακράτησης, ενώ το ενεργό πορώδες διακινεί το ελεύθερο νερό.

Έτσι με βάση τα ανωτέρω προκύπτει η εξίσωση:

$$m = m_e + m_s$$

Η σχέση ενεργού και πορώδους κατακράτησης εξαρτάται συνήθως από το μέγεθος των κόκκων σχ.18. Έτσι στους λεπτόκοκκους σχηματισμούς σχεδόν το σύνολο του ολικού πορώδους ανήκει στο πορώδες κατακράτησης. Στο σχήμα 19 φαίνονται οι σχέσεις των τριών τύπων πορώδους (m , m_e , m_s) για διάφορους σχηματισμούς.

Γενικά πολλές φορές το ενεργό πορώδες ενός υλικού προσεγγίζει το ολικό πορώδες, όμως τις περισσότερες φορές, διαφέρει από 5-15% και σε ελάχιστες περιπτώσεις, όπως συμβαίνει γενικά για τα αργιλικά υλικά, διαφοροποιείται πάρα πολύ, για παράδειγμα στην άργιλο (βλέπε πίνακα που ακολουθεί):

υλικά	Ολικό πορώδες	ενεργό πορώδες
Άργιλος	50-60%	0-3%
αλλουβιακές άμμοι	25-35%	~10%
Χαλίκια	25-35%	~25%
Ψαμμίτες	5-25%	~10%
Κροκαλοπαγή	5-25%	~10%

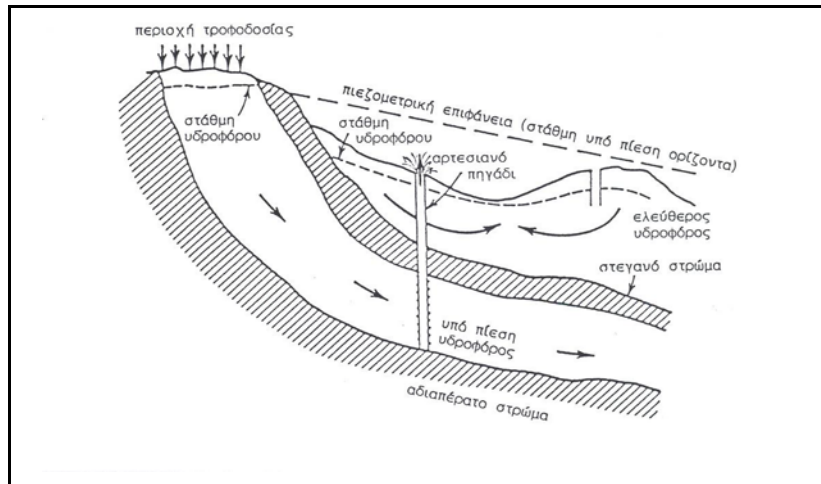
3.3. ΤΥΠΟΙ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ

Τα υδροφόρα στρώματα, ανάλογα με τη θέση τους στο υπέδαφος, τη θέση της επιφάνειας του νερού και τη θέση των στεγανών σχηματισμών, διακρίνονται σε δύο κύριους τύπους:

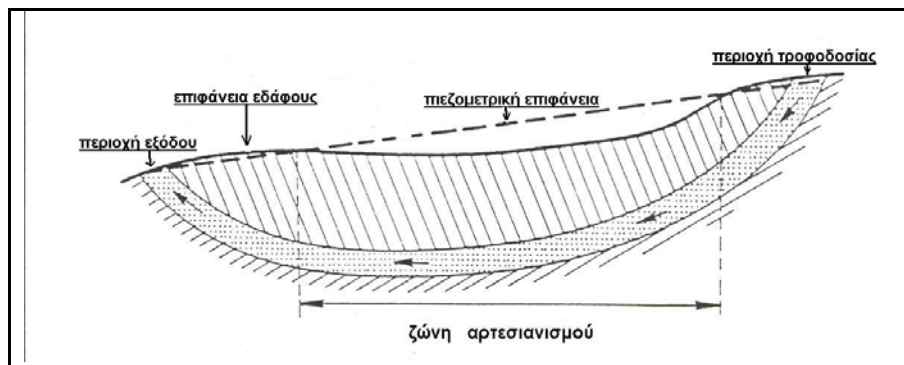
A. Στα ελεύθερα υδροφόρα στρώματα, τα οποία βρίσκονται πάνω από ένα στεγανό σχηματισμό και στα οποία η επιφάνεια του νερού βρίσκεται μέσα στο σώμα του υδροφορέα και δέχεται την κανονική ατμοσφαιρική πίεση (σχήμα 20). Έτσι τις περισσότερες φορές μόνο ένα μέρος του υδροφορέα είναι γεμάτο με νερό.

B. Στα υπό πίεση υδροφόρα, τα οποία περιορίζονται τόσο στο δάπεδό τους όσο και στην οροφή από στεγανούς σχηματισμούς. Έτσι όλο το σώμα του υδροφορέα είναι γεμάτο με νερό. Δηλαδή το νερό εδώ, λόγω της παρουσίας στην οροφή του υδροφόρου στεγανού σχηματισμού, είναι εγκλωβισμένο και βρίσκεται κάτω από πίεση μεγαλύτερη της

ατμοσφαιρικής. Η "ελεύθερη επιφάνεια", όπως θα λέγεται στο εξής πιεζομετρική επιφάνεια, είναι έξω από το σώμα του υδροφορέα (σχ.20). Όταν το υψόμετρο της πιεζομετρικής επιφάνειας είναι μεγαλύτερο του υψομέτρου της επιφάνειας του εδάφους, τότε εμφανίζεται ελεύθερη αρτεσιανή ροή από τις γεωτρήσεις, που έχουν διατρήσει το υπό πίεση αυτό στρώμα. Γι' αυτό τα υδροφόρα αυτά λέγονται και "**α ρ τ ε σ ι α ν ά**" σχ.20 και 21.



Σχ. 20. Σχηματική τομή που εικονίζει τη διαφορά μεταξύ ενός ελεύθερου και ενός υπό πίεση υδροφόρου. (από P.Domenica, F.Schwartz 1990).



Σχ.21. Παράδειγμα ενός υπό πίεση υδροφόρου με τη ζώνη αρτεσιανισμού.

Πέρα όμως από τις διαφορές, που αναφέρθηκαν για τους δύο τύπους των υδροφόρων, υπάρχουν αρκετές ακόμη που αναφέρονται τόσο στα χαρακτηριστικά τους όσο και στα υδραυλικά τους στοιχεία. σχ.20.

Γενικά θα μπορούσε να ειπωθεί ότι η επιφάνεια του νερού του ελεύθερου ορίζοντα είναι μια πραγματική επιφάνεια, η οποία έχει κυματοειδή μεταβαλλόμενη μορφή και κλίση και εξαρτάται από πολλούς παράγοντες που θα αναφερθούν αναλυτικά σε επόμενο κεφάλαιο. Αντίθετα η επιφάνεια των υπό πίεση υδροφόρων είναι φανταστική και συμπίπτει με το επίπεδο της υδροστατικής επιφάνειας στο υδροφόρο στρώμα. σχ.20 και 21.

Η επάνω επιφάνεια του ελεύθερου δέχεται την κανονική ατμοσφαιρική πίεση. Η πίεση

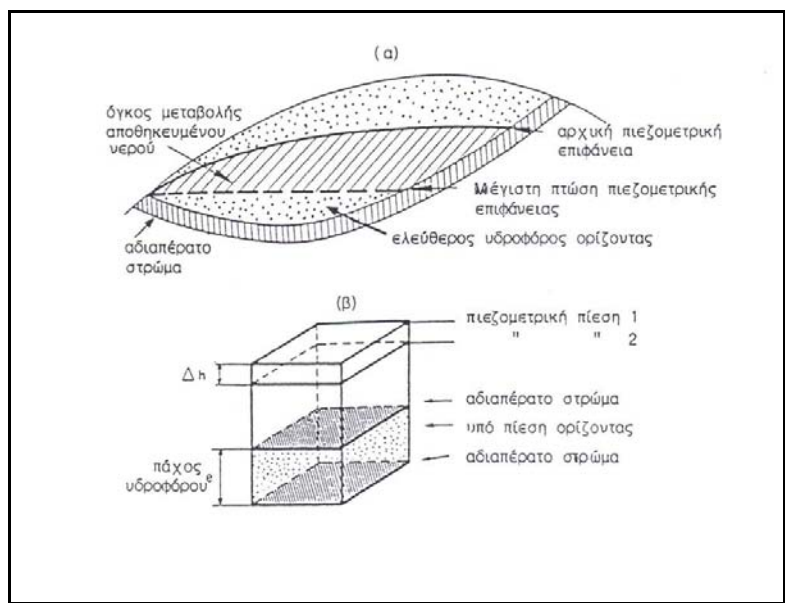
αυτή μέσα στο υδροφόρο αυξάνει όσο αυξάνει και το βάθος του. Η απόλυτη υδροστατική πίεση μέσα σ' ένα υδροφόρο στρώμα προκύπτει από το άθροισμα της ατμοσφαιρικής πίεσης πάνω στην επιφάνεια του νερού συν κάθε φορά την υδροστατική πίεση:

$$P = P_a + P_g$$

Η επιφάνεια ενός υδροφόρου υπό πίεση βρίσκεται κάτω από πίεση. Η επελευθέρωση της στάθμης σ' ένα τέτοιο υδροφόρο στρώμα δημιουργεί πάνω από την περιορισμένη επιφάνειά του (οροφή του στρώματος) μια στήλη νερού βάρους ίσο με την υδροστατική πίεση, που έχει το στρώμα στην ανώτερη περιορισμένη επιφάνειά του.

Η μεταβολή της στάθμης στο ελεύθερο στρώμα οφείλεται κυρίως στη μεταβολή του αποθηκευμένου νερού μέσα στους υδροφόρους. Αντίθετα στους υπό πίεση προέρχεται κυρίως από τη μεταβολή της πίεσης, που προκαλείται από την πτώση της πιεζομετρικής επιφάνειας σχ. 22.

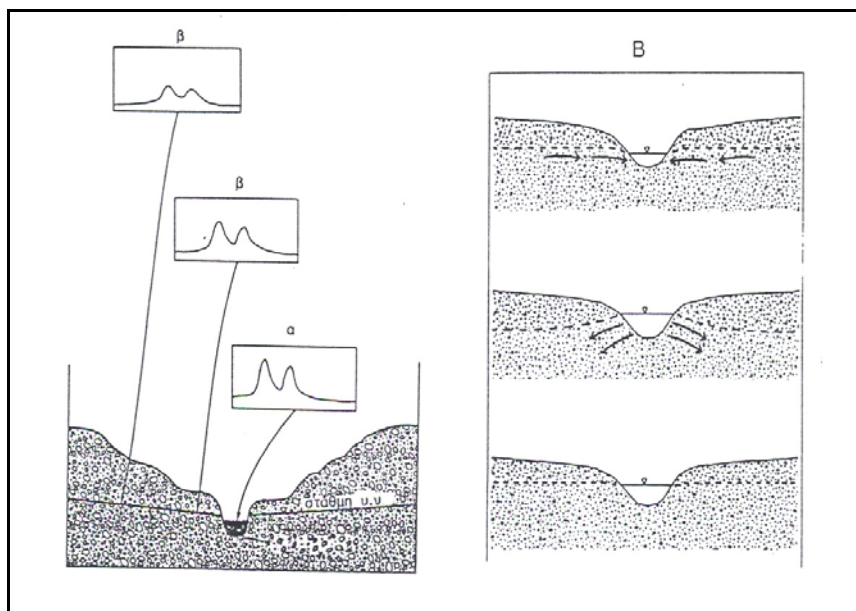
Η στάθμη μιας γεώτρησης, που έχει ανορυχθεί σε ελεύθερο υδροφόρο, συμπίπτει με την ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου, ενώ αντίθετα στις γεωτρήσεις, που έχουν ανορυχθεί σε υπό πίεση υδροφόρα, η στάθμη ανεβαίνει πάνω από το ύψος της ανώτερης επιφάνειας του στρώματος (σχήμα 21).



Σχ.22. Η επελευθέρωση νερού (α) σε ένα ελεύθερο υδροφόρο και (β) η πτώση στάθμης σ'ένα υπό πίεση (από G.Marsily 1981)

Σε υπό πίεση υδροφόρα στρώματα η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης προκαλεί διακυμάνσεις της στάθμης του υπόγειου νερού αντιστρόφως ανάλογες. Σε ελεύθερα υδροφόρα παρατηρούνται συνήθως διακυμάνσεις της στάθμης του υπόγειου νερού σε περιοχές κοντά σε ποταμούς (σχ.23). Όταν η στάθμη των ποταμών ανεβαίνει ψηλότερα από τη στάθμη των υπόγειων νερών, ο ποταμός τότε τροφοδοτεί τον υδροφόρο ορίζοντα. Σε αντίθετη περίπτωση ο

υδροφόρος ορίζοντας τροφοδοτεί τον ποταμό. Το μέγεθος αυτών των διακυμάνσεων εξαρτάται από τη διαφορά της στάθμης ποταμού - υδροφόρου στρώματος, από την απόσταση του σημείου μέτρησης από τις όχθες, από την διαπερατότητα του υδροφόρου, όπως και από το ενεργό πορώδες του γεωλογικού σχηματισμού.



Σχ.23. Σχέση διακύμανσης της στάθμης υδροφόρου προς τη διακύμανση της στάθμης γειτονικού επιφανειακού άξονα ροής (α)- Σχέσεις τροφοδοσίας μεταξύ υπόγειων υδροφοριών και επιφανειακού άξονα ροής (β). (από Groundwater and Wells).

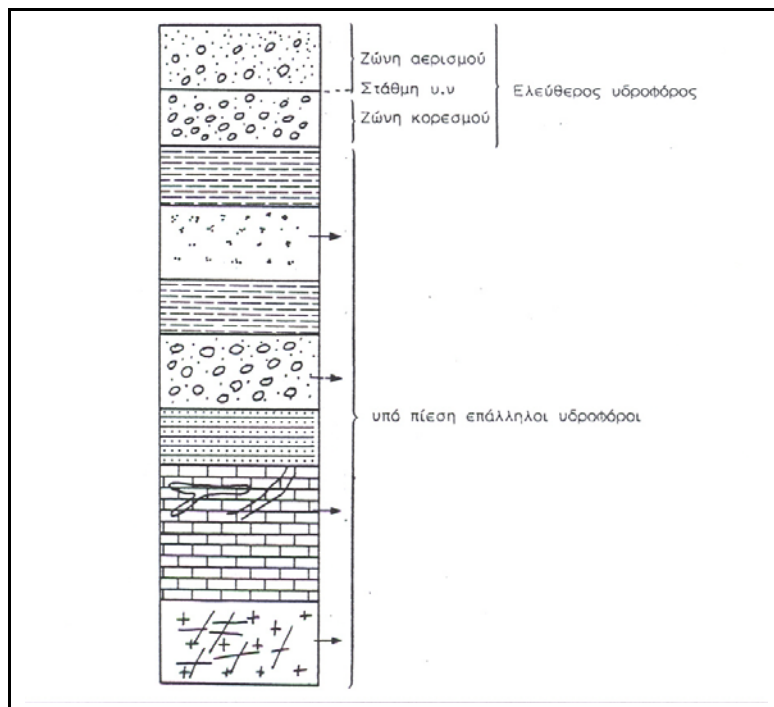
Τέλος η τροφοδοσία του ελεύθερου υδροφόρου εξασφαλίζεται κυρίως από την κατείδυση της βροχής, που πέφτει στο επιφανειακό του ανάπτυγμα, ενώ του υπό πίεση εξασφαλίζεται σε μικρό ποσοστό από την κατείδυση της βροχής, που πέφτει στο τμήμα εκείνο του υδροφόρου που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια και σε μεγαλύτερο ποσοστό οφείλεται κυρίως στις διηθήσεις του νερού των χειμάρρων στο προαναφερόμενο τμήμα. Επίσης ένα σημαντικό μέρος εξασφαλίζεται από τις πλευρικές και κατακόρυφες ροές από γειτονικά υδροφόρα (σχήμα 20).

Σε μια κατακόρυφη τομή του υπεδάφους, σε πολλές περιπτώσεις, παρατηρείται μια επαλληλία υδροφόρων στρωμάτων. Πρόκειται κυρίως για υπό πίεση υδροφόρα (επάλληλα υπό πίεση), εκτός από το ανώτερο, που συνήθως είναι ελεύθερο (σχήμα 24).

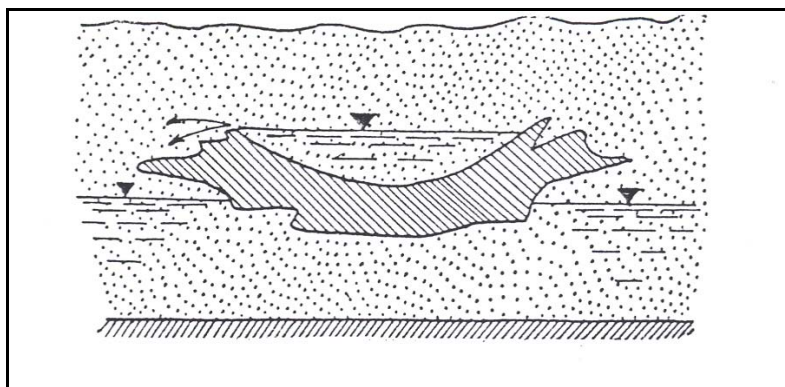
Μερικές φορές μέσα σ' ένα ελεύθερο υδροφόρο και ιδιαίτερα σε εκείνα τα τμήματα που δεν γεμίζουν με νερό, εντοπίζονται φακοί (σώματα περιορισμένης έκτασης) από στεγανό υλικό (συνήθως αργιλικό), με μια τέτοια διάταξη, που να μπορούν συγκρατήσουν ένα μέρος του νερού που κατεισδύει και να σχηματίσουν έναν υδροφόρο. Οι υδροφόροι αυτοί χαρακτηρίζονται ως "**αιωρούμενοι**" ή "**κρεμαστοί**" (σχήμα 25).

Η παρουσία τους οφείλεται σε πολλές αιτίες, όπως προαναφέρθηκε, είτε σε αποκοπή από τον κύριο υδροφόρο λόγω τεκτονικών διαταραχών, είτε λόγω ακαταστασίας δηλ. απόθεσης σε δελταϊκό περιβάλλον κ.ά. Θεωρούνται όμως πάρα πολύ επικίνδυνοι για τα

διάφορα έργα και χρήζουν ιδιαίτερης προσοχής. Πολλές φορές μπορούν να υπερεκτιμηθούν ή να υποτιμηθούν, δηλ. να μη ληφθούν καθόλου υπόψη, μια και δεν είναι εύκολο να διακριθούν και να ξεχωρίσουν από το κύριο υδροφόρο στρώμα.

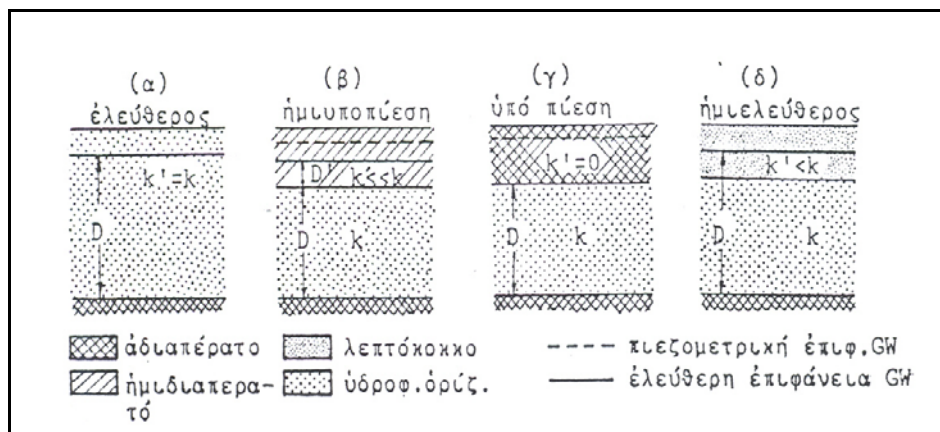


Σχ.24. Τομή εδάφους με χαρακτηριστικούς υδροφόρους



Σχ. 25. Αιωρούμενος (κρεμαστός) υδροφόρος.

Εκτός από τους δύο κύριους τύπους υδροφόρων στρωμάτων, που προαναφέρθηκαν, διακρίνονται και άλλες ενδιάμεσες μορφές, που συνήθως συναντώνται στην πραγματικότητα, όπως ο ημιελεύθερος, όταν δηλ. ο υδροφορέας εμφανίζει στην αρχή υλικά μικρότερης περατότητας απ' ό,τι ο κύριος υδροφορέας, ή ο ημιαρτεσιανός, όταν στη θέση ενός από τα στεγανά υπάρχει ένα υλικό ελάχιστα περατό ή με περατότητα γενικά κατά πολύ μικρότερη εκείνης του κυρίως υδροφορέα (σχήμα 26). Στην κατηγορία αυτή ανήκουν και τα στρώματα με διαρροή, που θα συναντήσουμε στο κεφάλαιο 5 (υπολογισμός υδραυλικών παραμέτρων).



Σχ.26. Διάφοροι τύποι υδροφόρων ($K =$ περατότητα, $D =$ πάχος υδροφόρου) (Δημόπουλος 1976)

3.4. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ

Για τον προσδιορισμό των υδροφόρων στρωμάτων είναι απαραίτητα ορισμένα στοιχεία τα οποία ομαδοποιούνται στις εξής κατηγορίες:

Γεωμετρικά στοιχεία. Πρόκειται για εκείνα που προσδιορίζουν το πάχος του υδροφόρου ή τη μορφή του δαπέδου και της οροφής του (ισοϋψείς βάσης ή οροφής).

Επίσης την έκτασή του και γενικά τη μορφή του.

Υδροδυναμικά στοιχεία. Πρόκειται για στοιχεία που προσδιορίζουν τη μορφή των πιεζομετρικών ή των ελεύθερων επιφανειών (ισοϋψείς πιεζομετρικών ή ελεύθερων επιφανειών).

Υδραυλικά στοιχεία. Είναι οι υδραυλικοί παράμετροι των υδροφόρων, όπως περατότητα k , μεταβιβαστικότητα T , συντελεστής αποθήκευσης S κ.λ.π.

Υδρολιθολογικά στοιχεία. Περιλαμβάνουν τη λιθολογική σύσταση ή τη στρωματογραφία του υδροφορέα.

Τα περισσότερα από τα παραπάνω στοιχεία θα αναφερθούν με περισσότερες λεπτομέρειες στα επόμενα κεφάλαια.

3.4.1. Τρόπος απεικόνισης των υδροφόρων στρωμάτων

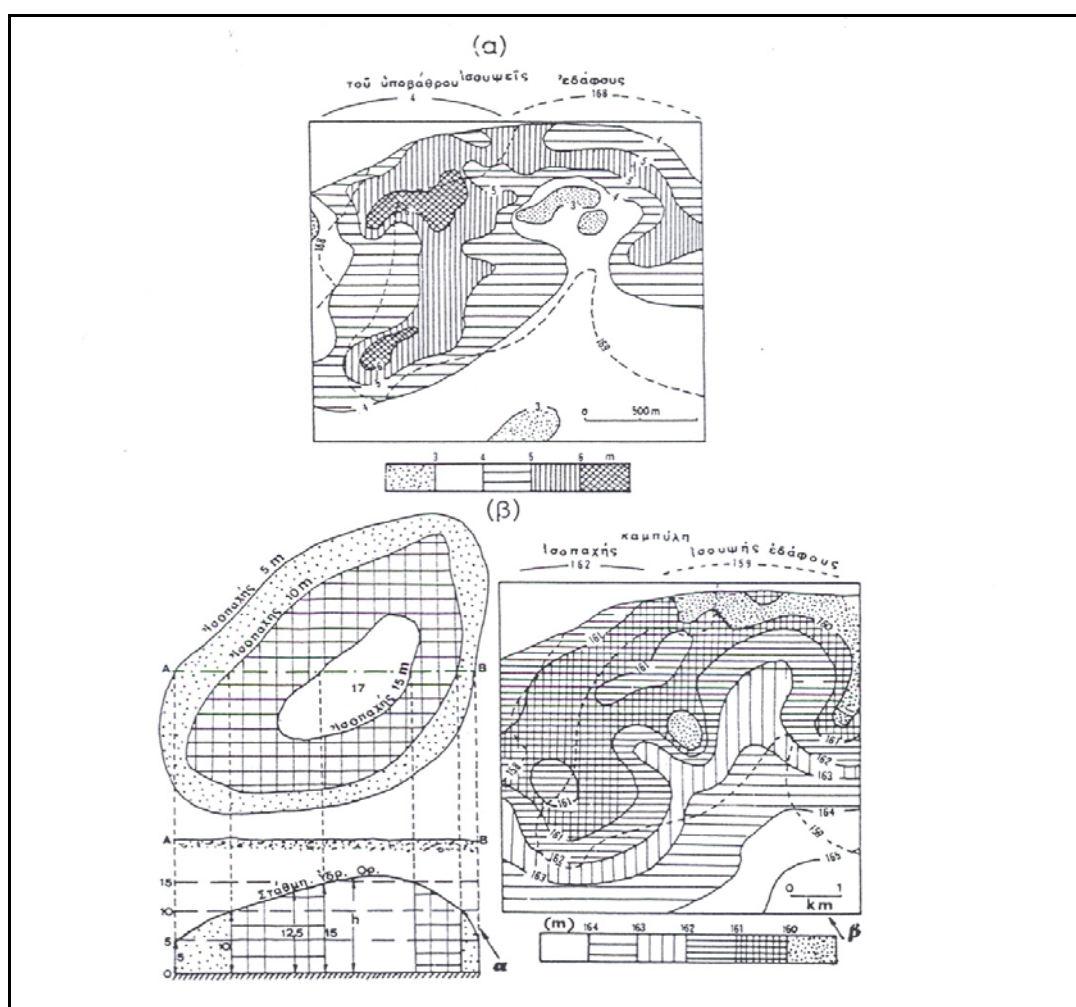
Ενα υδροφόρο είναι δυνατόν να έχει μια μεγάλη εξάπλωση, αλλά όμως, τα επί μέρους στοιχεία του μπορεί να διαφοροποιούνται από περιοχή σε περιοχή λόγω μεταβολής της κοκκομετρικής διαβάθμισης, της λιθολογικής του σύστασης, της παρουσίας αργιλικών, ή και λόγω της μεγαλύτερης απόστασης από περιοχή τροφοδοσίας κ.λ.π.

Η περιγραφή των υδροφόρων στρωμάτων και κατ' επέκταση των μεταβολών τους γίνεται με τους υδρογεωλογικούς χάρτες. Ενας τέτοιος χάρτης απεικονίζει είτε την κατανομή ενός στοιχείου του υδροφόρου, είτε ομάδες στοιχείων.

Ανάλογα με το τι απεικονίζουν, οι υδρογεωλογικοί χάρτες διακρίνονται σ' αυτούς που

απεικονίζουν;

- I. **Γεωμετρικά στοιχεία.** Ενα τέτοιο θεωρείται το πάχος του υδροφόρου. Συνήθως το πάχος δεν είναι το ίδιο σ' όλη την έκταση του υδροφόρου. Γι' αυτό πολλές φορές είναι αναγκαίο να προσδιοριστεί, για να εκτιμηθούν στη συνέχεια, με βάση αυτό κάποια άλλα χρήσιμα στοιχεία. Στους χάρτες παρουσιάζεται η μεταβολή του πάχους, είτε με πολλές ενδεικτικές τομές, είτε, όπως συνήθως γίνεται, με τις ισοπαχείς καμπύλες. Ισοπαχείς είναι οι καμπύλες που ενώνουν τα σημεία εκείνα του υδροφορέα, που έχουν το ίδιο πάχος (βλέπε χάρτες σχ.27). Επίσης είναι δυνατόν ένας χάρτης να απεικονίζει τη μορφή της επιφάνειας του στεγανού υποβάθρου ή της στεγανής οροφής ενός υδροφόρου όταν πρόκειται για υπό πίεση. Η απεικόνιση εδώ γίνεται με τις ισοϋψείς ή ισοβαθείς της βάσης ή της οροφής (χάρτες σχ.27).



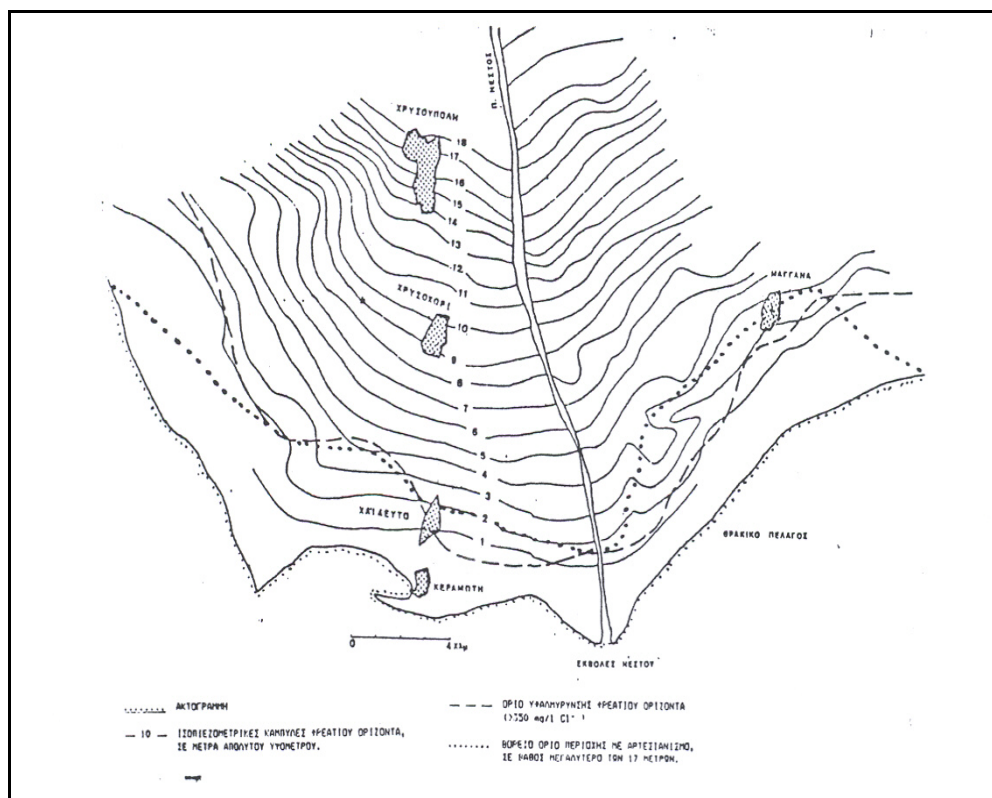
Σχ. 27. Ισοϋψείς του υποβάθρου υδροφόρων (α) και ισοπαχείς (β) (από Σούλιος 1981)

II. **Υδροδυναμικά στοιχεία**

Ο χάρτης που απεικονίζει υδροδυναμικά στοιχεία των υδροφόρων χαρακτηρίζεται και σαν πιεζομετρικός ή χάρτης των υδροϊσοϋψών. Απεικονίζει το σχήμα της ελεύθερης ή της πιεζομετρικής επιφάνειας των οποίων, όπως ήδη αναφέρθηκε, το σχήμα δεν είναι

ποτέ απόλυτα οριζόντιο, αλλά καθορίζεται από διάφορους παράγοντες, όπως η λιθολογική σύσταση του υδροφορέα, η υδραυλική του συμπεριφορά κ.ά.

Η πιεζομετρική ή ελεύθερη επιφάνεια με τις ισοπιεζομετρικές καμπύλες, δηλ. τις ισοϋψείς της πιεζομετρικής ή ελεύθερης επιφάνειας, ο τρόπος που απεικονίζονται οι υδροϊσοϋψείς και η σημασία τους στη μελέτη της υπόγειας ροής, του τρόπου τροφοδοσίας, καθώς και της διάταξης των υδροφόρων στρωμάτων και ιδιαίτερα στα τεχνικά έργα, θα αναφερθούν με περισσότερες λεπτομέρειες σε επόμενο κεφάλαιο. Στους χάρτες σχ. 28 απεικονίζονται οι πιεζομετρικές επιφάνειες διαφόρων περιοχών.



Σχ. 28. Ισοπιεζομετρικός χάρτης περιοχής Δέλτα Νέστου

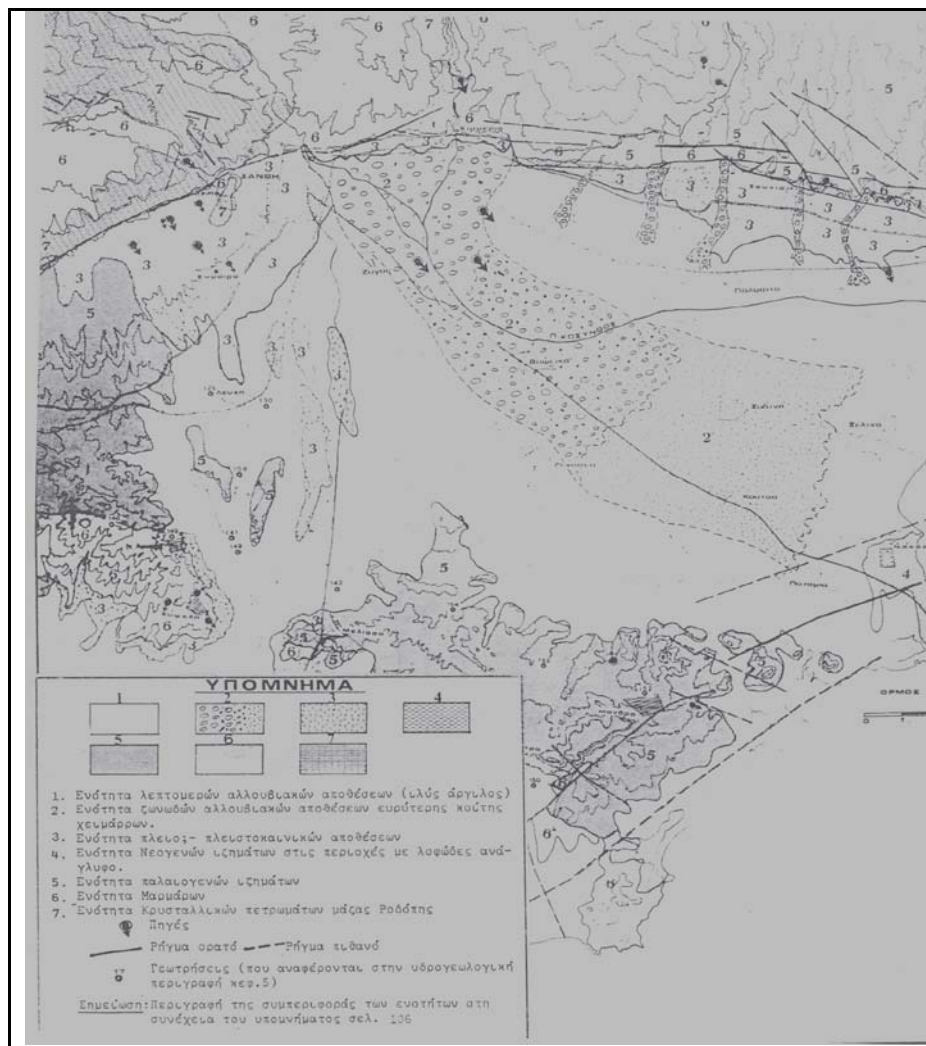
III. Λιθολογικά στοιχεία

Στους χάρτες αυτούς συνήθως έχει ομαδοποιηθεί το γεωλογικό υλικό ανάλογα με την υδρογεωλογική του συμπεριφορά. Επίσης οι υδρολιθολογικοί αυτοί χάρτες, όπως αλλιώς ονομάζονται, συμπληρώνονται και με άλλα χρήσιμα για την περίπτωση στρωματογραφικά και τεκτονικά στοιχεία της περιοχής, για καλύτερη διευκόνιση στην ερμηνεία των δυνατοτήτων των διαφόρων υδροφόρων που απεικονίζουν. Στο χάρτη σχ. 29 απεικονίζεται ένας υδρολιθολογικός χάρτης περιοχής λεκάνης λίμνης Βιστονίδας.

IV. Υδρολογικά στοιχεία

Οι χάρτες αυτοί απεικονίζουν, συνήθως, τις υπάρχουσες πηγές, γεωτρήσεις, πηγάδια

της υπό μελέτη περιοχής, καθώς και τις λεκάνες απορροής των επιφανειακών ρευμάτων. Συνοδεύονται πολλές φορές και με τα βροχομετρικά στοιχεία της περιοχής σχ.30.



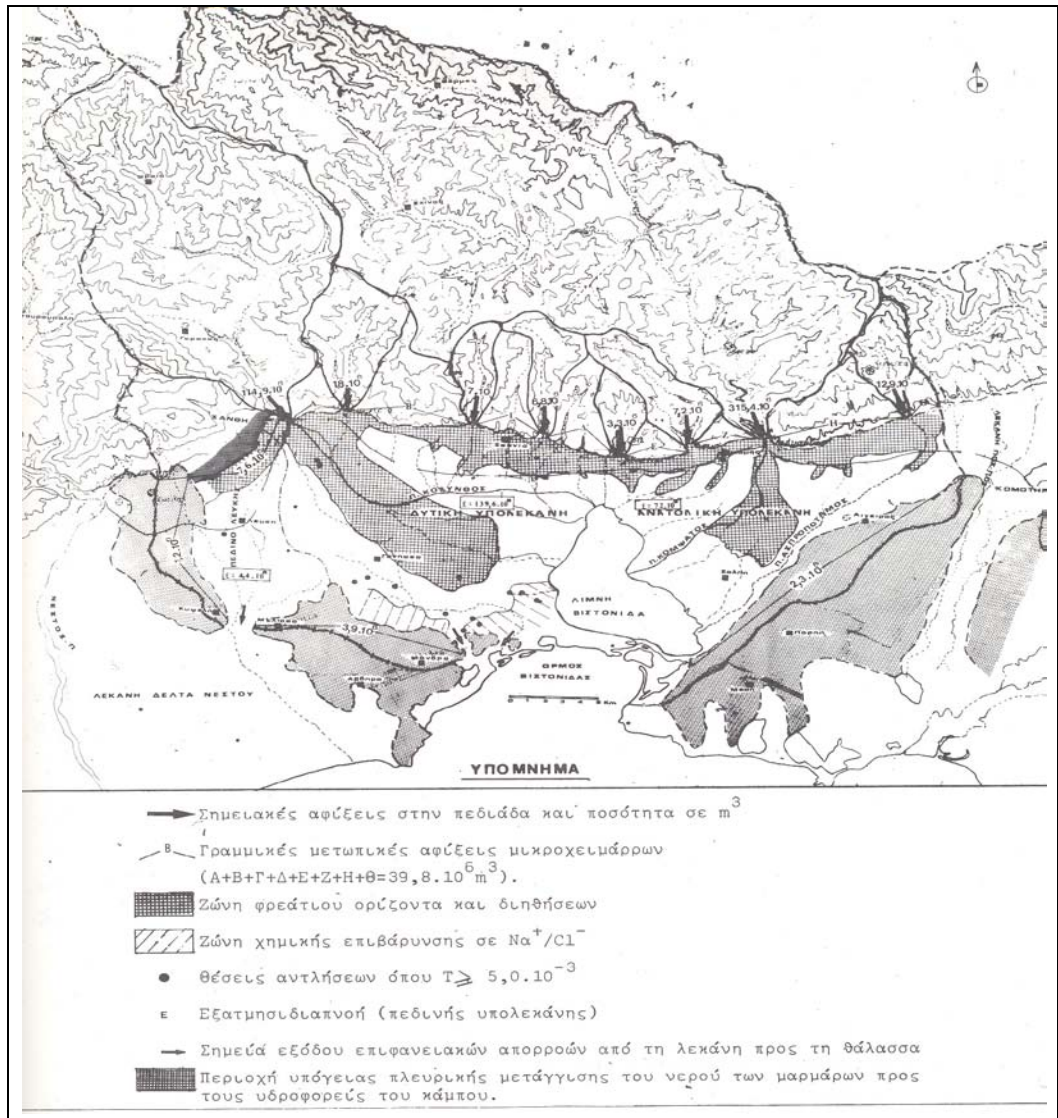
Σχ. 29. Υδρολιθολογικός χάρτης περιοχής λίμνης Βιστονίδας

V Υδραυλικά στοιχεία

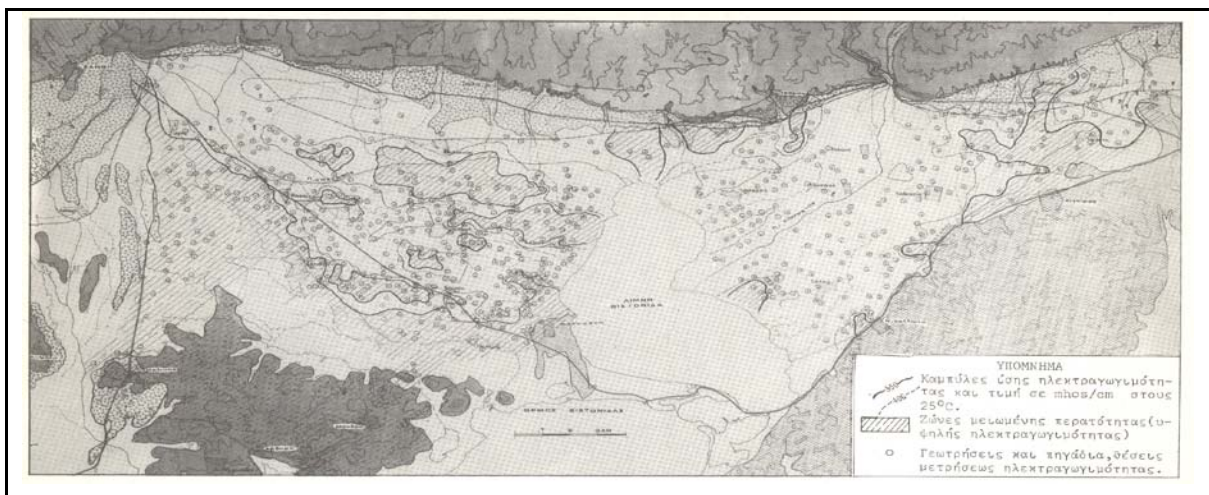
Απεικονίζουν τη διανομή των υδραυλικών στοιχείων (περατότητα, μεταβιβαστικότητα συντελεστή αποθήκευσης) σ' όλη την έκταση των υδροφόρων.

VI. Υδροχημικά στοιχεία

Είναι από τους πλέον σημαντικούς. Δίνουν αφ' ενός την κατανομή της περιεκτικότητας των χημικών στοιχείων του υπόγειου νερού στις διάφορες θέσεις, αφ' ετέρου δε και την χρονική τους μεταβολή με τη σύνταξη χαρτών σε διαφορετικές εποχές. Οι χάρτες αυτοί χρησιμεύουν, τόσο για τον εντοπισμό περιοχών με ατάλληλο

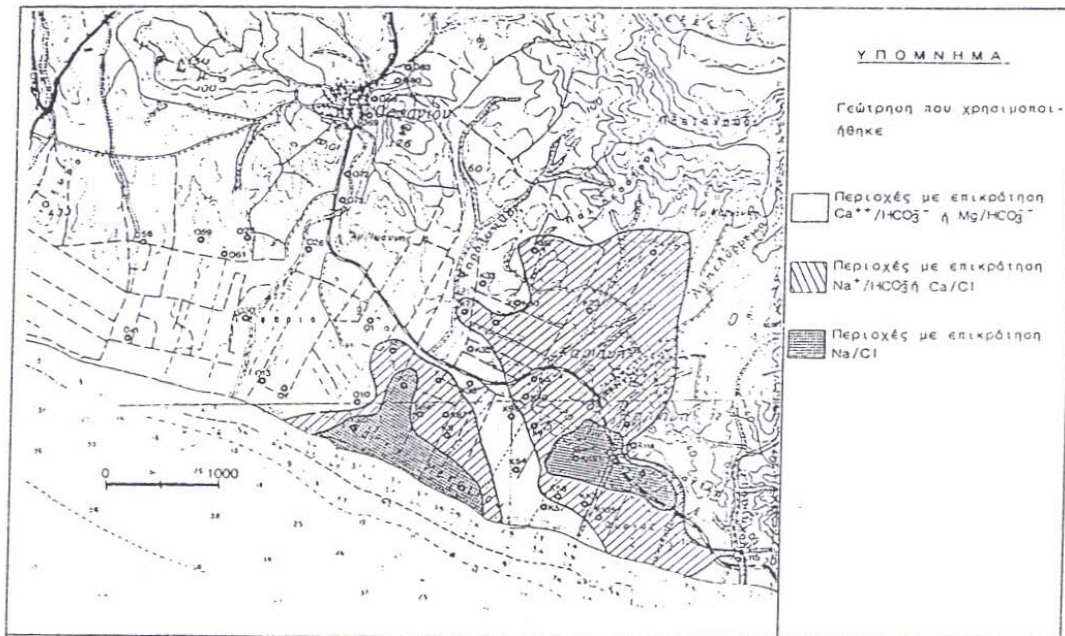


Σχ.30. Υδρολογικός χάρτης – χάρτης Υδατικού ισοζυγίου λεκάνης λίμνης Βιστονίδας

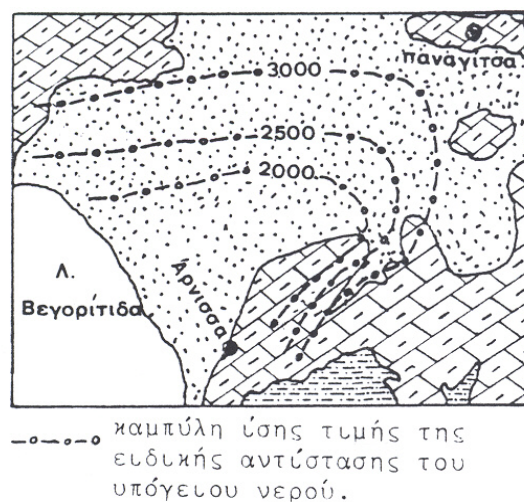


Σχ.31. Χάρτης διανομής ηλεκτραγωγιμότητας φρεατίου ορίζοντα περιοχής Βιστονίδας

νερό για κάποια χρήση (ύδρευση, άρδευση, βιομηχανία κ.λ.π), όσο όμως και για τον προσδιορισμό περιοχών με διαφορετική λιθολογική ή κοκκομετρική περατότητα, γενικά δηλαδή για τον εντοπισμό περιοχών με διαφορετικές υδρογεωλογικές συνθήκες.



Σχ. 32. Χάρτης περιοχής Κάριανης Καβάλας με το επικρατέστερο ανιόν - κατιόν υπόγειων υδροφοριών



Σχ. 33. Χάρτης με τις καμπύλες ίσης ειδικής αντίστασης του υπόγειου νερού της περιοχής Αρνισσας. (από Σούλιος 1981)

Στο σχήμα 31 παρουσιάζεται ένας χάρτης με τη διανομή της ηλεκτραγωγιμότητας των νερών των διαφόρων υδροφόρων ή και του ίδιου υδροφόρου στην περιοχή Λίμνης Βιστονίδας. Επίσης, στο σχήμα 32, απεικονίζεται το επικρατέστερο ιόν στα υπόγεια νερά των υδροφοριών της περιοχής.

VII. Στοιχεία δυναμικού υπόγειων νερών

Αναφέρονται στις ποσότητες ή τις μέγιστες γενικά παροχές, που μπορούν να αποδοθούν από τα διάφορα σημεία (πηγές, γεωτρήσεις, πηγάδια) των υδροφόρων που απεικονίζονται στο χάρτη, και γενικά των εκμεταλλεύσιμων παροχών από τις παραγωγικές γεωτρήσεις.

VIII. Φυσικά στοιχεία

Είναι απαραίτητο και χρήσιμο πολλές φορές να απεικονιστούν και τα φυσικά στοιχεία των υδροφοριών, όπως θερμοκρασία, ειδική ηλεκτρική αντίσταση, ηλεκτρομαγνητικά στοιχεία κ.λ.π. (σχήμα 33), ανάλογα με τη χρήση και το σκοπό του κάθε χάρτη. Όπως, για παράδειγμα, για τον εντοπισμό της δομής του υπεδάφους χρησιμοποιείται πολλές φορές η διανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ή η μεταβολή της θερμοκρασίας για τον εντοπισμό του πεδίου θερμομεταλλικών νερών κ.ά.

Ενας άλλος επίσης αριθμός από κατάλληλους χάρτες, που απεικονίζουν διάφορα στοιχεία των υδροφόρων, δίνουν χρήσιμες πληροφορίες, δηλ. στοιχεία απαραίτητα τόσο για την εκμετάλλευσή τους όσο και για την κατασκευή και λειτουργία διαφόρων τεχνικών έργων, που απαιτούν επέμβαση στα υδροφόρα στρώματα (περίπτωση τεχνητού εμπλουτισμού).

Φυσικά οι κλίμακες των παραπάνω χαρτών ποικίλουν ανάλογα με το τι περιγράφουν και για το σκοπό για τον οποίο έχουν συνταχθεί.

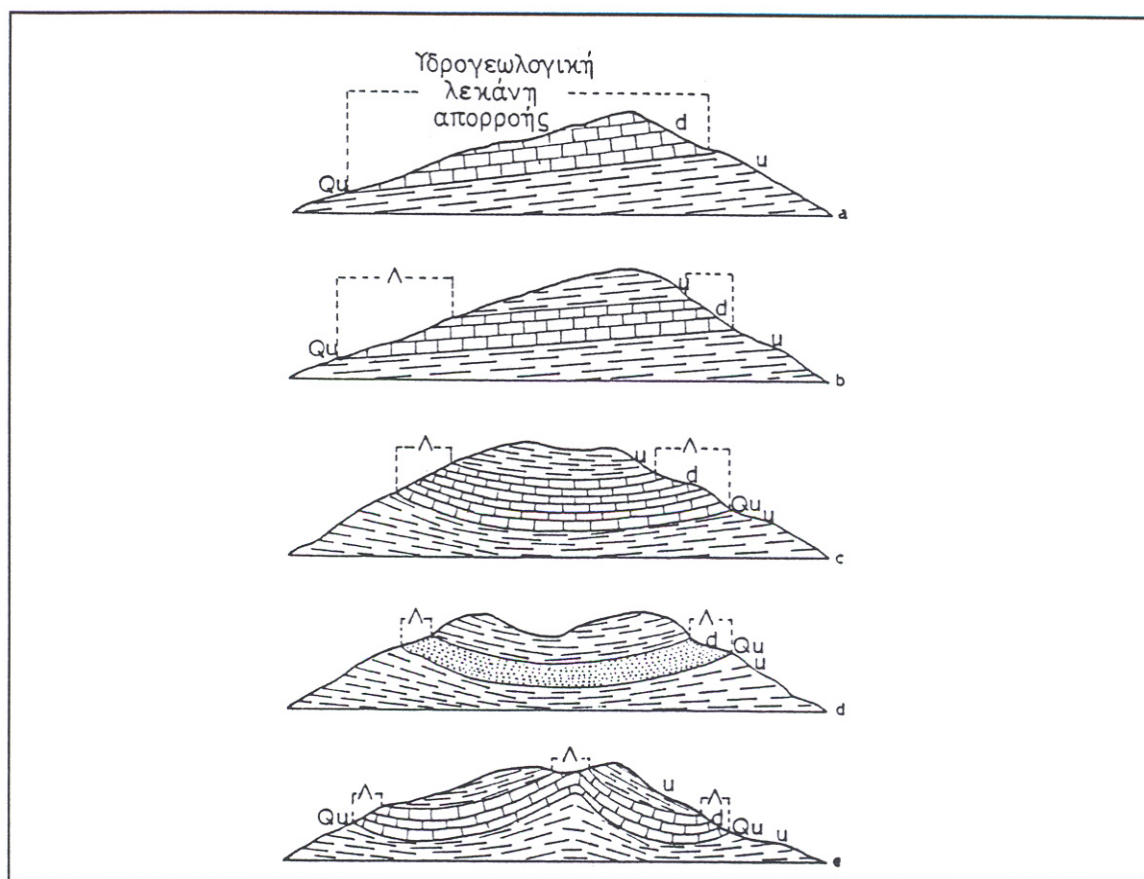
3.5 ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΛΕΚΑΝΗ - ΠΗΓΕΣ

3.5.1 Υδρογεωλογική λεκάνη

Βασικά στοιχεία για τον προσδιορισμό του δυναμικού των υπόγειων υδροφοριών αποτελούν, ο προσδιορισμός της υδρογεωλογικής τους λεκάνης και οι τυχόν πηγές, οι οποίες αποτελούν σημεία επιφανειακής εκφόρτισης των υδροφόρων στρωμάτων.

Στις μελέτες που έχουν σχέση με την εκτίμηση του υδατικού δυναμικού των υδροφοριών κυρίαρχο ρόλο παίζει η οριοθέτηση της περιοχής από την οποία το υδροφόρο τροφοδοτείται με επιφανειακά νερά αλλά και από την υπόγεια περιοχή από την οποία τα υπόγεια νερά φτάνουν στο σημείο εκφόρτωσης (πηγή, υδρόρεμμα) ή στο σημείο υδρομάστευσης (γεώτρηση). Συνήθως μια τέτοια υπόγεια περιοχή τροφοδοτεί όχι μόνο ένα υδροφόρο αλλά ένα σύστημα υδροφόρων. Το σύνολο αυτό της περιοχής που τροφοδοτεί με νερό ένα υπόγειο υδροφόρο στρώμα ή ένα σημείο εκφόρτισης (φυσικό ή τεχνητό) ορίζεται ως η **υδρογεωλογική λεκάνη** της πηγής ή της γεώτρησης. Η μονάδα αυτή είναι ακριβώς η αντίστοιχη της υδρολογικής λεκάνης η οποία τροφοδοτεί με νερό ένα σημείο του επιφανειακού άξονα ροής (υδρορεύματος). Αρκετές φορές οι δύο αυτές μονάδες υδρολογική-υδρογεωλογική συμπίπτουν, τις περισσότερες όμως φορές δεν έχουν καμία ταύτιση. Τα

περισσότερα ακραία παραδείγματα μιας τέτοιας περιοχής εντοπίζονται στις καρστικές περιοχές. Οι περιοχές τροφοδοσίας των υπόγειων υδρογεωλογικών λεκανών βρίσκονται είτε μέσα στα όρια κάποιας υδρολογικής λεκάνης, είτε κάτι που είναι συνηθισμένο, βρίσκονται εκτός των ορίων της. Η δεύτερη περίπτωση αναφέρεται συνήθως στις περιοχές, όπου το υδροπερατό πέτρωμα βγαίνει στην επιφάνεια εκτός υδρολογικής λεκάνης. Στο σχήμα 34 εντοπίζονται περιοχές τροφοδοσίας εκτός υδρολογικής λεκάνης απορροής μέσα στην οποία



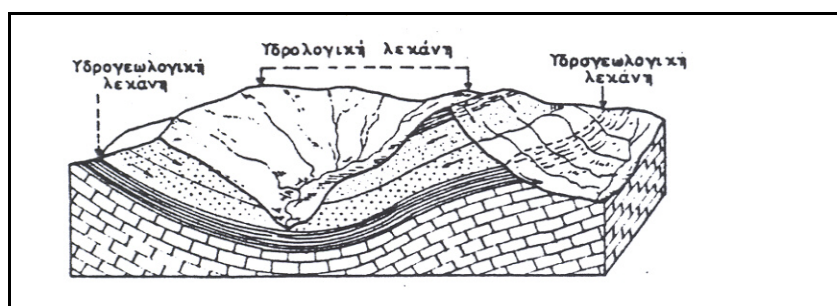
Σχ.34. Διάφορες μορφές των υδρογεωλογικών λεκανών απορροής (Λ) σε σχέση με τις πηγές (Q) (Thurner 1967)

εκδηλώνεται η πηγή εκφόρτισης των υπόγειων υδροφόρων.

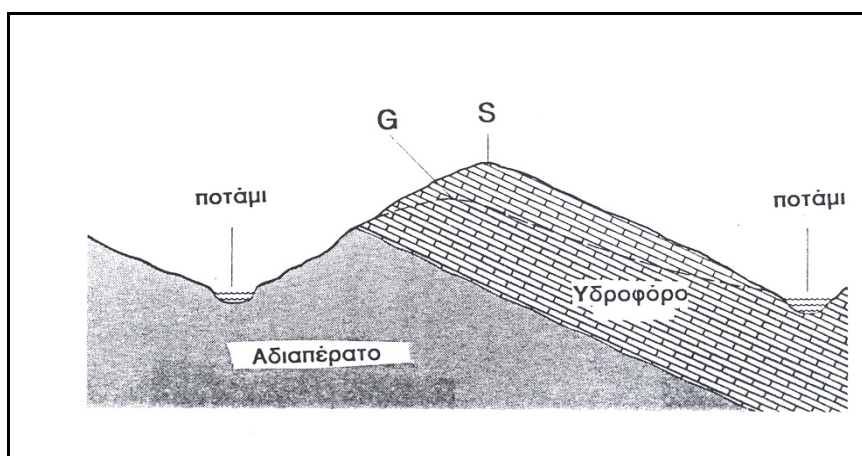
Όπως είναι γνωστό η παροχή ενός ποταμού εξασφαλίζεται κατά κύριο λόγο από τα επιφανειακά νερά που συγκεντρώνονται στην υδρολογική του λεκάνη. Όμως η τροφοδοσία του ποταμού συμπληρώνεται πολλές φορές και από την εκφόρτιση σ'αυτόν υπόγειων υδροφοριών (σχ.35). Έτσι στους ποταμούς αναφέρεται μια υδρολογική λεκάνη των επιφανειακών νερών και μια των υπόγειων οι οποίες άλλοτε συμπίπτουν (σχ.36α) και άλλοτε όχι (σχ.36β). Η πρώτη περίπτωση συνήθως συμβαίνει εάν τα πετρώματα είναι ομοιογενή και ισότροπα. Η κατεύθυνση της ροής είναι συνήθως από τις περιοχές εμπλουτισμού που καταλαμβάνουν τα υψηλότερα σημεία προς τις πηγές εκφόρτισης, που βρίσκονται στα χαμηλότερα σημεία.

3.5.2 Πηγές

Πηγές είναι τα σημεία όπου το νερό των υπόγειων υδροφόρων στρωμάτων εκφορτίζονται στην επιφάνεια υπό μορφή ενός ρεύματος νερού (σχ.37^α) συνεχόμενου ή με διακοπές δηλ. ο ρυθμός εκφόρτισης της πηγής μπορεί να είναι σταθερός ή γενικά μπορεί να ποικίλει, δηλαδή να είναι μόνιμος ή εφήμερος. Πολλές φορές εντοπίζονται σε μια περιοχή διάχυτα σημεία εκφόρτισης του υπόγειου νερού, αλλά η εκφόρτιση γίνεται με ένα πάρα πολύ αργό ρυθμό. Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιείται ο όρος της **διαρροής** των υπόγειων νερών (σχ.37β). Οι περιοχές της διαρροής συνήθως διακρίνονται είτε από την παρουσία μικρών τελμάτων είτε από την ανυπαρξία ροής, ανάλογα με το μέγεθος της διαρροής, το κλίμα και την τοπογραφία της περιοχής.



Σχ.35. Περίπτωση όπου η τροφοδοσία του ποταμού συμπληρώνεται και από την εκφόρτιση υπόγειων υδροφοριών (Desio 1959).

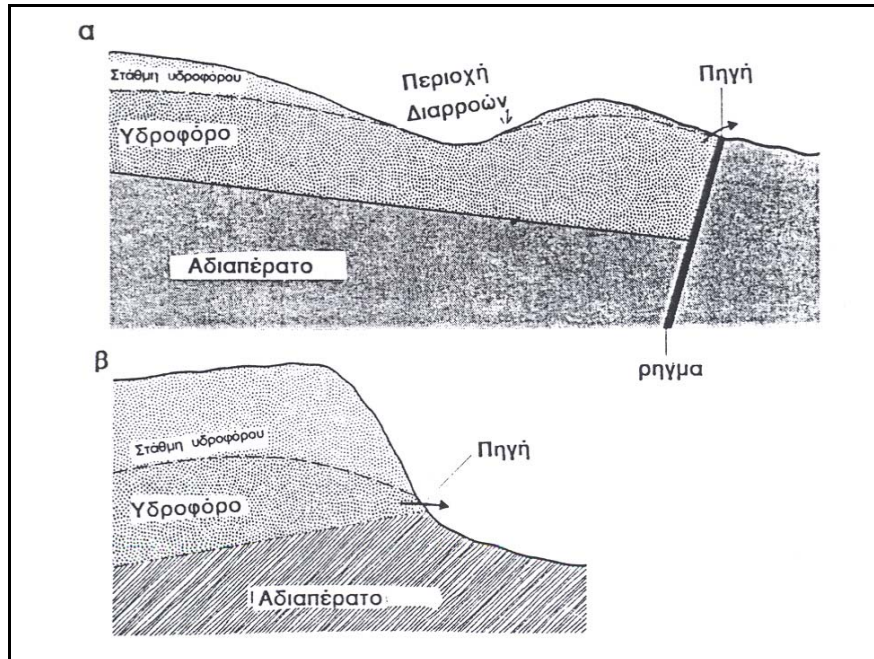


Σχ.36. Περιπτώσεις όπου α) συμπίπτουν και β) δεν συμπίπτουν οι υδροκρίτες υπόγειων (G) (υδρογεωλογικής λεκάνης) και επιφανειακών (S) νερών (υδρολογικής λεκάνης)

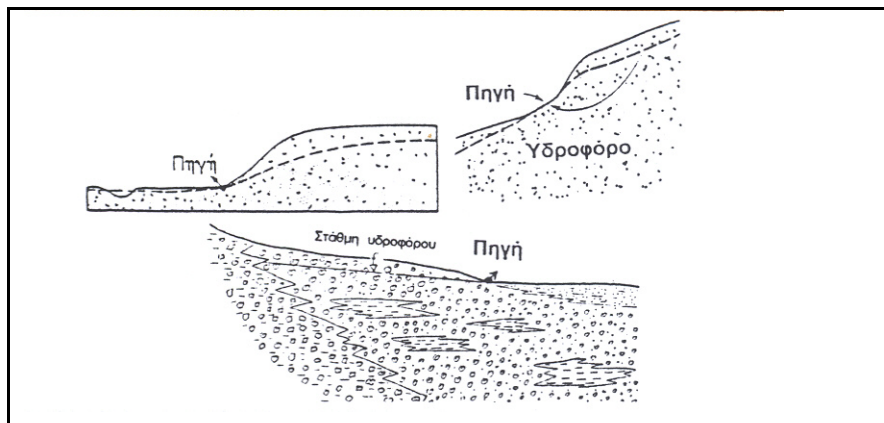
Εχουν προταθεί κατά καιρούς διάφοροι τρόποι ταξινόμησης των πηγών. Εύκολα μπορούμε να ξεχωρίσουμε από το σύνολο των πηγών, αυτές που προέρχονται από μεγάλο βάθος και δεν έχουν σχέση με τη βαρύτητα (Bryan 1919), πρόκειται κυρίως για τις θερμομεταλλικές πηγές. Οι υπόλοιπες οι οποίες σχετίζονται με τη βαρύτητα κατά τον Bryan, ανήκουν στην κατηγορία των βαρυτικών πηγών.

Μια άλλη σημαντική διάκριση γίνεται με βάση το είδος του γεωλογικού υλικού στο οποίο εκδηλώνεται η πηγή. Έτσι διακρίνουμε τις καρστικές πηγές που εκδηλώνονται στα ανθρακικά πετρώματα και πρόκειται συνήθως για τις μεγαλύτερες πηγές και ανάλογα όλες τις υπόλοιπες.

Η σημαντικότερη όμως διάκριση μεταξύ όλων των πηγών γίνεται με τις πηγές ταπεινώσεως και τις πηγές επαφής.



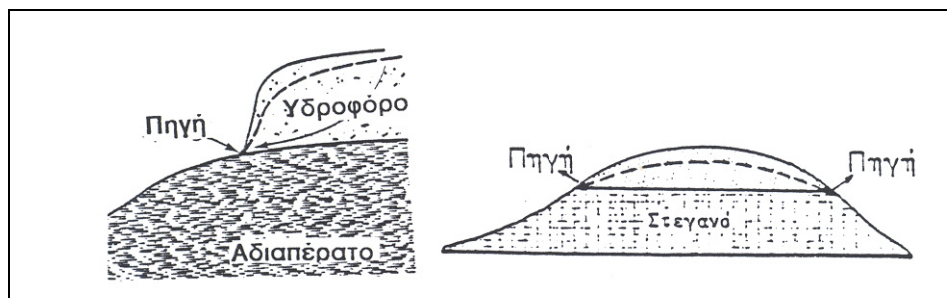
Σχ.37. Κοινές εμφανίσεις διαρροών (α) ή πηγών (α,β).



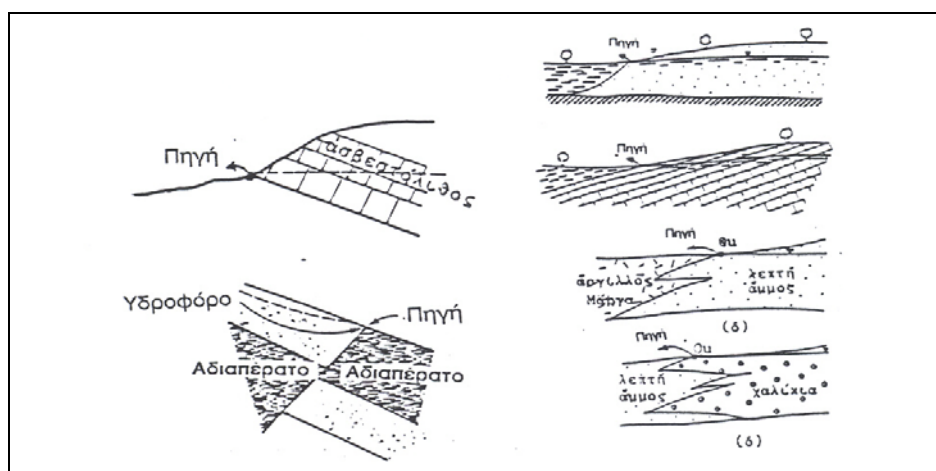
Σχ.38. Πηγές ταπεινώσεως

Οι πηγές ταπεινώσεως (σχ.38) σχηματίζονται εκεί όπου οι υπόγειοι υδροφορείς βγαίνουν στην επιφάνεια εξ αιτίας της ταπεινώσεως του εδάφους στη θέση εκείνη. Δηλαδή μια τοπογραφική ταπείνωση αποτελεί τον απλούστερο μηχανισμό για το σχηματισμό τέτοιων

πηγών. Οι πηγές αυτές για να λειτουργήσουν θα πρέπει η στάθμη του υδροφόρου να φτάσει στην επιφάνεια της ταπεινώσης. Έτσι λοιπόν πρόκειται συνήθως για διαλείπουσες πηγές.



Σχ.39. Πηγές επαφής (επαφή ομόρροπη με το πρανές)



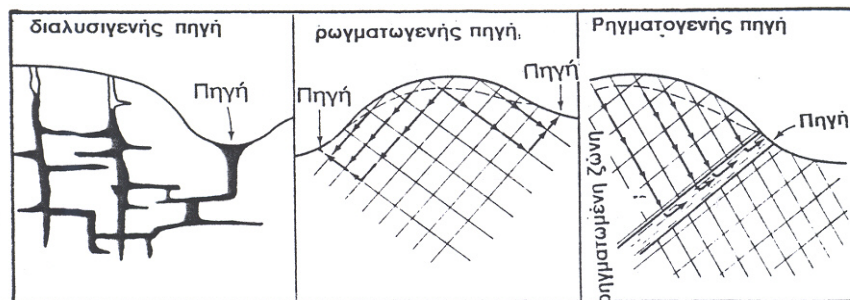
Σχ.40. Πηγές επαφής (υπερπλήρωσης, επαφή αντίροπη προς το πρανές).

Οι πηγές επαφής δημιουργούνται στην επαφή ενός υπερκείμενου περατού πετρώματος ή εδαφικού υλικού με ένα υποκείμενο αδιαπέρατο ή εν γένει λιγότερο περατό σχηματισμό από τον υπερκείμενο (σχ.39,40). Οι πηγές επαφής μπορεί να διακριθούν σε δύο περαιτέρω κατηγορίες σ' αυτές όπου το νερό εξέρχεται ακολουθώντας μόνο την δύναμη της βαρύτητας ή να αποτελούν πηγές υπερπλήρωσης. Στην πρώτη περίπτωση η επαφή των δύο σχηματισμών που αποτελούν και τη βάση του υπόγειου υδροφόρου θα πρέπει να κλίνει ομόρροπα με τα πρανά ή να είναι οριζόντια (σχ.39). Στην δεύτερη περίπτωση (υπερχείλιση) η επαφή είναι αντίροπη προς το πρανές (σχ.40α,β). Οι πηγές όμως αυτού του είδους (υπερχείλισης) προϋποθέτουν πολλές φορές την παρουσία ενός εμποδίου, μπροστά από το οποίο το νερό ανεβαίνει (σχ.40γ). Στον τύπο αυτό των πηγών ανήκουν επίσης και οι πηγές που παρουσιάζονται πολύ συχνά στη φύση και ιδιαίτερα σε πεδινά τμήματα και που οφείλονται στην αποσφίνωση διαφόρων υδροπερατών σχηματισμών μέσα σε αδιαπέρατους σχηματισμούς (σχ.40δ).

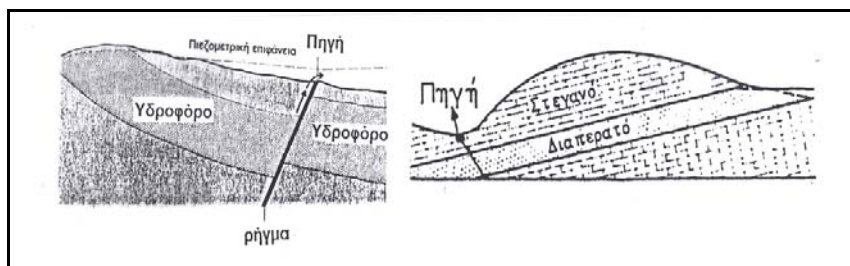
Μια ακόμη κατηγορία πηγών είναι αυτές που εκδηλώνονται σε στεγανά πετρώματα και οφείλονται στους αγωγούς ή το δευτερογενές πορώδες που σχηματίστηκε στα πετρώματα

αυτά. Επίσης ουσιαστικό ρόλο στην εμφάνιση τέτοιων πηγών παίζει η παρουσία ρηγμάτων (σχ.41).

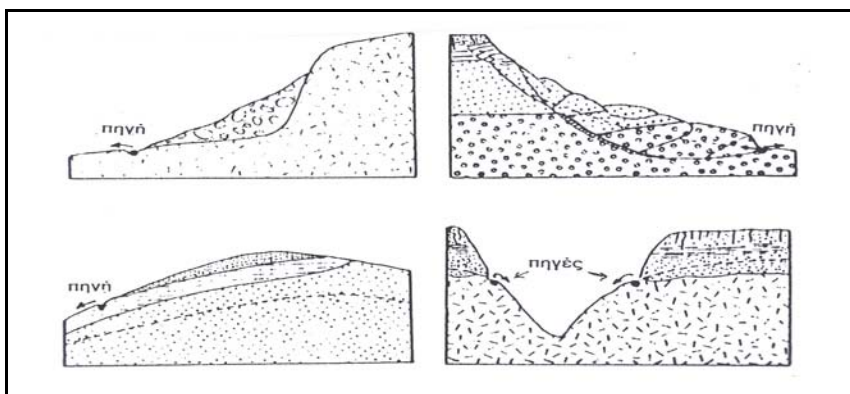
Αρτεσιανές πηγές σύμφωνα με τον Bryan (1919) είναι αυτές που προκύπτουν από την απελευθέρωση νερού με πίεση από αρτεσιανούς υδροφόρους με διέξοδο του νερού προς την επιφάνεια μέσα από ρήγμα ή εν γένει από μια φυσική διέξοδο (σχ.42).



Σχ.41. Τύποι πηγών σε στεγανά πετρώματα με δευτερογενές πορώδες α) διαλυσιγενής πηγή, β) ρωγματωγενής πηγή, γ) Ρηγματογενής πηγή.



Σχ.42. Αρτεσιανές πηγές



Σχ.43. Διάφοροι τύποι πηγών που οφείλονται σε διάφορα γεωλογικά γεγονότα α) κώνου κορημάτων, β) κατολίσθησης, γ) παλιών αλλουβίων (Tolman 1937).

Δευτερευόντως διακρίνονται διάφοροι τύποι μικροπηγών που οφείλουν συνήθως την παρουσία τους σε διάφορα γεγονότα που έχουν συμβεί κατά το παρελθόν, όπως σε παλιές κατολισθήσεις σε πρανή, στη ζώνη κορημάτων των κρασπέδων των ορεινών περιοχών, στον επιφανειακό αποσαθρωμένο μανδύα, σε παλιά αλλούβια κ.λ.π. (σχήμα 43).

3.5.2.1 Καρστικές Πηγές

Γίνεται μια ιδιαίτερη αναφορά στις πηγές αυτές λόγω του μεγέθους των και της συχνότερης εμφανισής των. Πρόκειται για πηγές που εκδηλώνονται μέσα από καρστικούς σχηματισμούς. Το χαρακτηριστικό τους είναι η έμμεση εξάρτηση από τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα. Οι πηγές αυτές εκδηλώνονται συνήθως στη βάση της διάβρωσης, στη στάθμη επιφανειακών υδάτινων σωμάτων (λίμνες, υδρορέματα) ή στη στάθμη της θάλασσας.

Ο αριθμός και το μέγεθος των πηγών εξαρτάται από την ωριμότητα του καρστικού συστήματος. Στο νεαρό καρστ απαντά ένας μεγάλος αριθμός πηγών, που όμως είναι μικρού μεγέθους αντίθετα σε ώριμο καρστ απαντούν λίγες αλλά μεγάλες σε μέγεθος πηγές.

Διάφοροι ερευνητές έχουν κατά καιρούς προτάξει διάφορα συστήματα ταξινόμησης των καρστικών πηγών στηριζόμενοι σε διάφορα χαρακτηριστικά των πηγών (δίαιτα, μορφολογία, γεωλογικές συνθήκες κ.λ.π).

Η επιτροπή για το καρστ της Διεθνούς Ένωσης Υδρογεωλόγων πρότεινε το 1975 την παρακάτω ταξινόμηση (από Καλλέργη 1985) σχ.44.

α) Ανάλογα με την προέλευση του νερού

- i. Ανάβλυση: πηγή που εκφορτίζει ένα καρστικό σύστημα.
- ii. Επανάβλυση: πηγή που τροφοδοτείται στο σύνολο ή μερικά από επιφανειακό υδατόρευμα.

β) Ανάλογα με τη δίαιτα

- i. Μόνιμη (ή συνεχής): πηγή με ροή όλο το χρόνο.
- ii. Παροδική (ή εποχιακή): πηγή με ροή κατά περιόδους.
- iii. Υπερχείλισης (ή υπερπλήρωσης): πηγή εποχική, που λειτουργεί ως πρόσθετο σημείο εκφόρτισης μιας πηγής συνεχούς ροής (μόνιμης).
- iv. Διαλείπουσα (ή περιοδική): πηγή με ρυθμικές μεγάλες διακυμάνσεις της παροχής. Η διακύμανση της παροχής μπορεί να φθάσει μέχρι το μηδενισμό της.
- v. Αποκάλυψη: πηγή που εμφανίζεται στην επιφάνεια της καρστικής μάζας μετά από ισχυρή βροχόπτωση.

γ) Ανάλογα με τη μορφολογία:

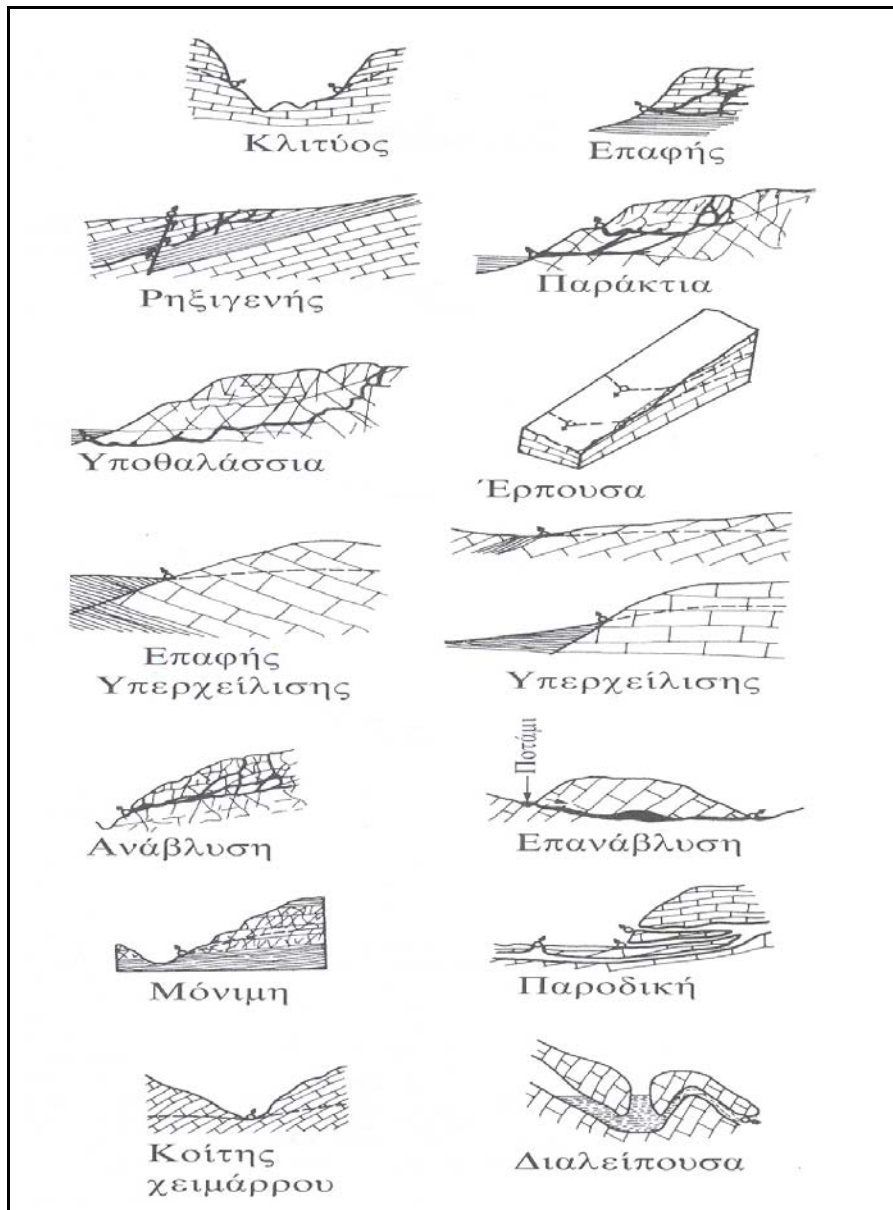
- i. Προσπελάσιμη: όταν το σημείο ανάβλυσης της πηγής είναι προσπελάσιμο στον παρατηρητή.
- ii. Μη προσπελάσιμη: όταν συμβαίνει το αντίθετο από την προηγούμενη περίπτωση.
- iii. Βωκλούζια (από την πηγή Vaucluse της Γαλλίας): όταν ο αγωγός ανάβλυσης είναι ανερχόμενος και προσπελάσιμος στον παρατηρητή (σχ.44)

δ) Ανάλογα με τη γεωγραφική ή γεωλογική θέση

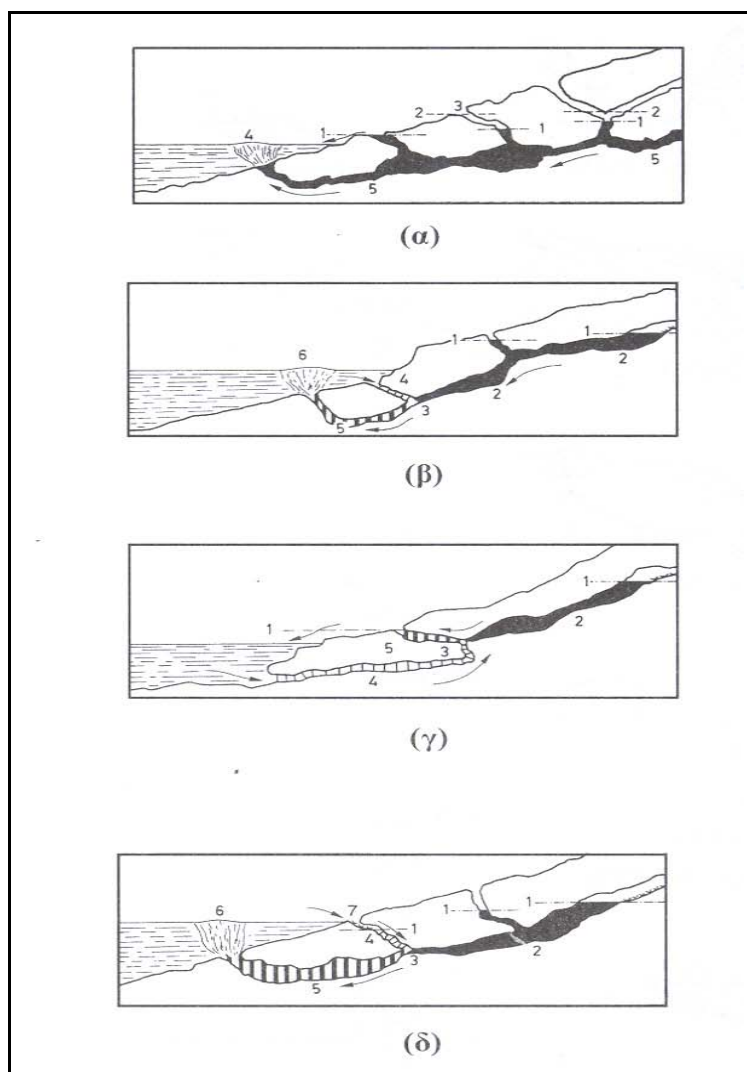
- i. Κοίτης χειμάρρου: αναβλύζει εκεί που η κοίτη του χειμάρρου κόβει την

πιεζομετρική επιφάνεια του υδροφόρου συστήματος από το οποίο τροφοδοτείται η πηγή.

- ii. Κλιτύος: η ανάβλυση είναι η τομή της πιεζομετρικής επιφάνειας και της κλιτύος.
- iii. Στρωματογενής: η ανάβλυση γίνεται στην επαφή στρωμάτων διάφορης υδραυλικής αγωγιμότητας.
- iv. Ρηξιγενής: Η δημιουργία της πηγής οφείλεται σε ρήγμα.
- v. Παράκτια: το σημείο ανάβλυσης βρίσκεται στην ακτή.
- vi. Υποθαλάσσια: το σημείο ανάβλυσης βρίσκεται στον πυθμένα της θάλασσας.
- vii. Έρπουσα: το σημείο ανάβλυσης μετακινείται ανάλογα με τη θέση, κάθε φορά, του μανδύα κορημάτων.



Σχ.44. Ταξινόμηση καρστικών πηγών (από Καλλέργη 2001).



Σχ.45. Παράκτιες και υποθαλάσσιες πηγές α) υποθαλάσσια γλυκού νερού, β) υφάλμυρη υποθαλάσσια, γ) υφάλμυρη, α) αλμυρή (από Καλλέργη 2001).

ε) Ανάλογα με τη θέση του καρστικού συστήματος ως προς το στεγανό υπόβαθρο

- i. Επαφής, χωρίς δυνατότητα μόνιμης αποθήκευσης νερού χαμηλότερα από το σημείο ανάβλυσης. Η στέρηση της πηγής σημαίνει και στέρηση του καρστικού συστήματος.
- ii. Εκχύλισης, με δυνατότητα μόνιμης αποθήκευσης νερού χαμηλότερα από το σημείο ανάβλυσης. Το καρστικό σύστημα εξακολουθεί να έχει απόθεμα νερού και μετά την πιθανή στέρηση της πηγής.
- iii. Επαφής -εκχύλισης: όπως στην προηγούμενη περίπτωση.

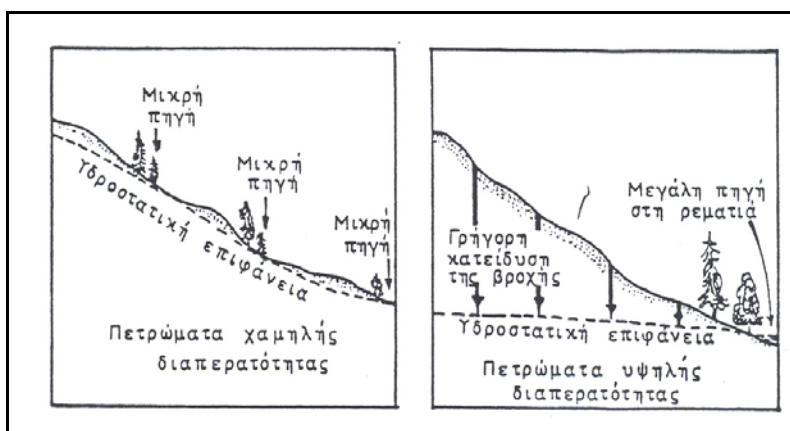
Μια ιδιαίτερη κατηγορία των καρστικών πηγών αποτελούν οι υποθαλάσσιες πηγές σχ.45, οι οποίες υποδιαιρούνται σε υποκατηγορίες ανάλογα με την ποιότητα του νερού όπως γλυκές πηγές υφάλμυρες πηγές, αλμυρές πηγές. Η διάκριση αυτή έχει άμεση σχέση με το ύψος της πιεζομετρικής στάθμης που τροφοδοτεί αυτές τις πηγές. Όταν αυτή είναι ψηλότερα της

στάθμης της θάλασσας τότε εκφορτίζεται γλυκό νερό στην αντίθετη περίπτωση εκφορτίζεται υφάλμυρο ή αλμυρό νερό σχ.45.

Η παροχή μιας πηγής εξαρτάται ουσιαστικά από το μέγεθος της περιοχής τροφοδοσίας από τις συνθήκες βροχόπτωσης στις λεκάνες απορροής, από το ποσοστό κατείδυσης του νερού της βροχής, καθώς επίσης και από την αποθηκευτική ικανότητα των πετρωμάτων.

Οι περισσότερες πηγές παρουσιάζουν μια διακύμανση της παροχής των, που το εύρος της έχει σχέση με το είδος των πηγών, σε συνδυασμό με την ένταση και τη διάρκεια του εμπλουτισμού.

Οι πηγές χαρακτηρίζονται από μια μόνιμη ροή, μόνιμες πηγές, και είναι αυτές οι οποίες αποστραγγίζουν συνήθως εκτεταμένους υδροφόρους και αποδίδουν νερό όλο το χρόνο. Διαλείπουσες πηγές είναι αυτές που δίνουν νερό μόνο για ορισμένα χρονικά διαστήματα συνήθως μηνών.



Σχ.46. Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας υδροφόρου - αριθμού και μεγέθους πηγών.

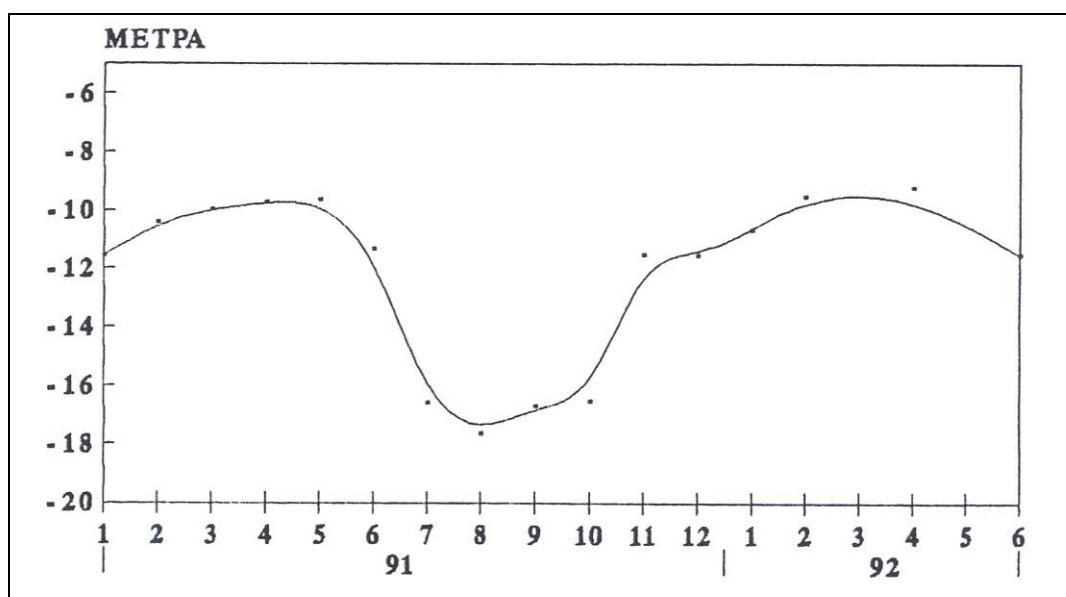
α) Πολλές μικρές πηγές, μικρή υδραυλική αγωγιμότητα. β) Μεγάλη πηγή, μεγάλη υδραυλική αγωγιμότητα (Davis-Dawiest 1966)

Η παρουσία πηγών και ιδιαίτερα πηγών επαφής πολλές φορές βοηθά στην χαρτογράφηση της επαφής περατών και αδιαπέρατων σχηματισμών. Γενικά οι πηγές αποτελούν ασφαλή ένδειξη του είδους της υδροφορίας μιας περιοχής (Καλλέργης 1985). Μεγάλος αριθμός μικρών πηγών στις παρυφές μιας κοιλάδας και στα κράσπεδα των λόφων γενικά μαρτυρούν ρηχό ελεύθερο υδροφόρο (φιλοξενείται στον επιφανειακό αποσαθρωμένο μανδύα) μικρής υδραυλικής αγωγιμότητας. Αντίθετα μεγάλες πηγές συγκεντρωμένες κυρίως στον πυθμένα της κοιλάδας μαρτυρούν την ύπαρξη σημαντικού ελεύθερου υδροφόρου (σχ.46).

Καταγράφοντας τις μεταβολές της παροχής μιας πηγής (υδρογράφημα) κατά τη διάρκεια ενός ή πολλών υδρολογικών ετών, προκύπτουν βασικά συμπεράσματα σχετικά με τα αποθέματα του υδροφόρου στρώματος, με την κατάσταση των πετρωμάτων του υδροφόρου (ρωγματωμένα ή με πρωτογενές πορώδες με μικρή ή μεγάλη περατότητα). Μεταβολές όμως στην κλίση της καμπύλης μπορούν πολλές φορές να αποδοθούν σε κατακόρυφες μεταβολές της διαπερατότητας μέσα στο υδροφόρο στρώμα.

3.6 ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΝΕΡΩΝ-ΑΙΤΙΑ

Κατά κανόνα η στάθμη των υδροφόρων δεν είναι σταθερή, παρουσιάζει μια αέναη διακύμανση κατά τη διάρκεια του έτους. Αυτό οφείλεται κυρίως στην επίδραση των βροχοπτώσεων αλλά και στο νερό που αντλείται κατά την αρδευτική περίοδο, δευτερευόντως όμως και σε ένα μεγάλο αριθμό άλλων παραγόντων. Η μεταβολή της στάθμης απεικονίζεται συνήθως με μια κυματοειδή καμπύλη γραμμή, η οποία στη διάρκεια του έτους παρουσιάζει ένα μέγιστο και ένα ελάχιστο (σχ.47). Οι ψηλές στάθμες (μέγιστο) εμφανίζονται κυρίως κατά το τέλος της άνοιξης ενώ οι χαμηλές (ελάχιστο) κατά το φθινόπωρο.



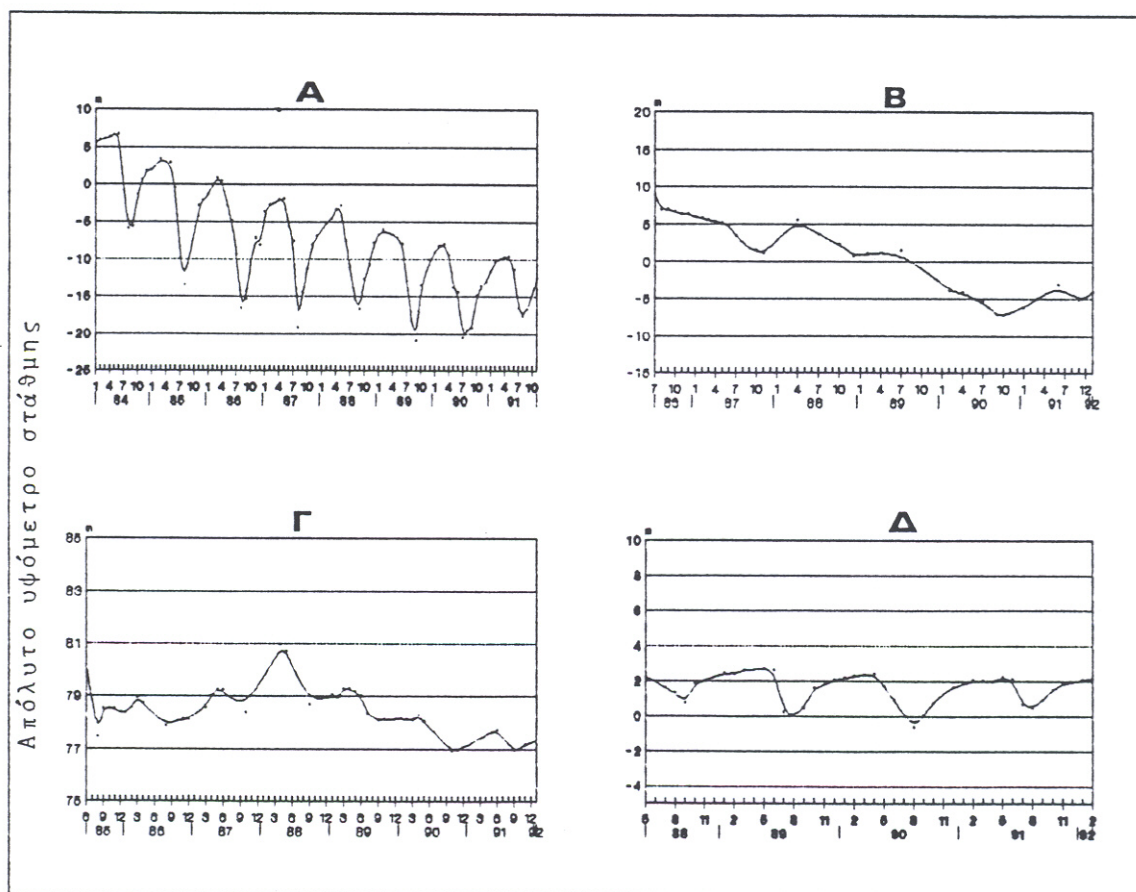
Σχ.47. Μορφή ετήσιας διακύμανσης της στάθμης σε μια γεώτρηση

Γενικά η μορφή της καμπύλης καθώς και το εύρος της (διαφορά μεταξύ μεγίστου και ελαχίστου) εξαρτώνται από το είδος του υδροφόρου (μεγαλύτερο συνήθως στους υπό πίεση απ' ότι στους ελεύθερους), την περατότητα, την τροφοδοσία και γενικά την διαίτα του υδροφόρου.

Παρατηρώντας τη μορφή των διαγραμμάτων μεταβολής της στάθμης σ' ένα υδρολογικό έτος μπορεί γενικά να προκύψει αν η λειτουργία του υδροφόρου είναι καλή ή όχι δηλ. αν η τροφοδοσία και η αποστράγγιση γίνονται χωρίς ιδιαίτερα κωλύματα ή το αντίθετο. Μια τέτοια εικόνα εμφανίζουν τα σχήματα (48α,δ), τα οποία χαρακτηρίζονται από μια γεωμετρική και γενικά συμμετρική μορφή για κάθε έτος. Αντίθετα το σχήμα (48β) εμφανίζει μια κακή λειτουργία του υδροφόρου πιθανώς λόγω μικρής περατότητας.

Παρακολουθώντας την πορεία της μεταβολής της στάθμης για μια σειρά ετών, γίνεται εύκολη η διάκριση των συνθηκών της ετήσιας διαίτας του υδροφόρου, ιδιαίτερα στις περιπτώσεις υπεράντλησης (σχ.48α,β). Στα σχήματα αυτά παρατηρείται μια τάση πτώσης της στάθμης του νερού για μια σειρά ετών και η οποία μπορεί να διατηρηθεί ακόμη για αρκετά χρόνια. Αυτό δείχνει και συγχρόνως επισημαίνει ότι οι απολήψεις νερού από τον υδροφόρο

ξεπερνούν τις ποσότητες τροφοδοσίας. Αντίθετα στο σχήμα 48δ και μερικώς στο σχήμα 48γ διακρίνεται η ισορροπία η οποία επικρατεί στις εισερχόμενες και εξερχόμενες ποσότητες νερού από τον υδροφόρο.



Σχ 48. Διάφορες μορφές υπερετήσιας μεταβολής της στάθμης σε γεωτρήσεις της Θράκης
 Α. Καλή λειτουργία - υπερεκμετάλλευση Β. Καλή λειτουργία - σωστή εκμετάλλευση
 Γ. Καλή λειτουργία Δ. Μέτρια λειτουργία - υπερεκμετάλλευση

Πέρα όμως από τις εποχιακές διακυμάνσεις που αναφέρθηκαν παραπάνω είναι δυνατόν να παρατηρηθεί και μικρής συνήθως περιόδου διακύμανση της στάθμης. Ως τέτοιες μπορούν να αναφερθούν οι μεταβολές που οφείλονται:

α. Περίπτωση γειτονικού ορίου τροφοδοσίας

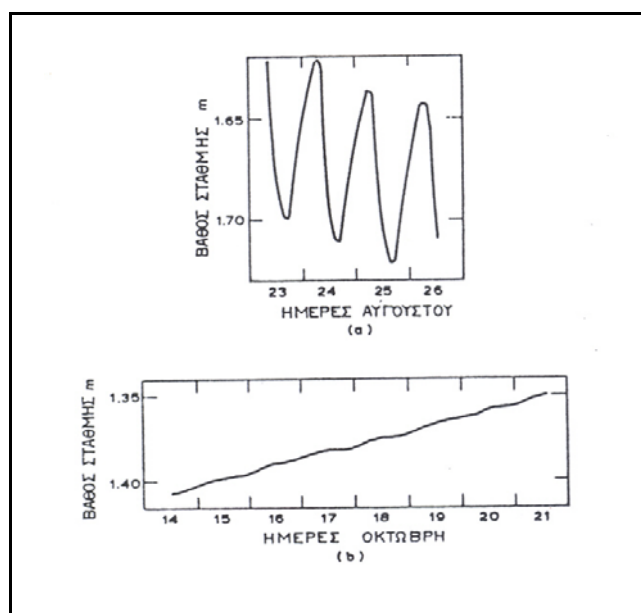
Ως τέτοιο νοείται για παράδειγμα η παρουσία ενός υδρορέμματος. Η μεταβολή της στάθμης γειτονικής γεώτρησης έχει άμεση σχέση και ανταποκρίνεται άμεσα στις μεταβολές της στάθμης του υδρορέμματος.

Έντονο παρουσιάζεται το φαινόμενο κατά τη διάρκεια πλημμυρών, όπου η στάθμη κοντά στο υδρορέμμα παρουσιάζει μια ξαφνική ανύψωση, η οποία παραμένει και για ένα χρονικό διάστημα μετά το τέλος της πλημμύρας, γιατί ένα μέρος του νερού έχει προσωρινά αποθηκευθεί στην όχθη.

β. Μεταβολή λόγω εξατμισοδιαπνοής

Κατά κανόνα στις περιοχές όπου ο υδροφόρος βρίσκεται ψηλά, κοντά στην επιφάνεια της γης, κυρίως κατά τους θερινούς μήνες, παρατηρείται πτώση της στάθμης λόγω εξατμησης μεγάλων ποσοτήτων νερού από τον υδροφόρο. Οι ποσότητες που εξατμίζονται εξαρτώνται από το βάθος του υδροφόρου και από την υφή του εδάφους.

Επίσης η διαπνοή των δένδρων και φυτών επιδρά στη μεταβολή της στάθμης. Οι διακυμάνσεις στην περίπτωση αυτή αρχίζουν με την εμφάνιση του φυλλώματος και σταματούν με την καταστροφή του. Επίσης εδώ οι διακυμάνσεις εξαρτώνται κατά κύριο λόγο από το βάθος του υδροφόρου, την εποχή και το είδος της βλάστησης (σχ.49).



Σχ.49. Επίδραση της διαπνοής στη στάθμη του υπόγειου νερού.
α. Το Καλοκαίρι, β. Μετά από παγετό (white 1932)

γ. Μεταβολή από μετεωρολογικά φαινόμενα

Οι μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης προκαλούν σημαντικές διακυμάνσεις της στάθμης του νερού στα πηγάδια. Η σχέση τους είναι αντίστροφη. (σχ.50)

Επίσης μικρές μεταβολές μπορεί να προκαλέσει ο άνεμος (λόγω μεταβολής της πίεσης του αέρα στο πηγάδι), ο παγετός (λόγω πήξης και τήξης του νερού πάνω από τους υδροφόρους).

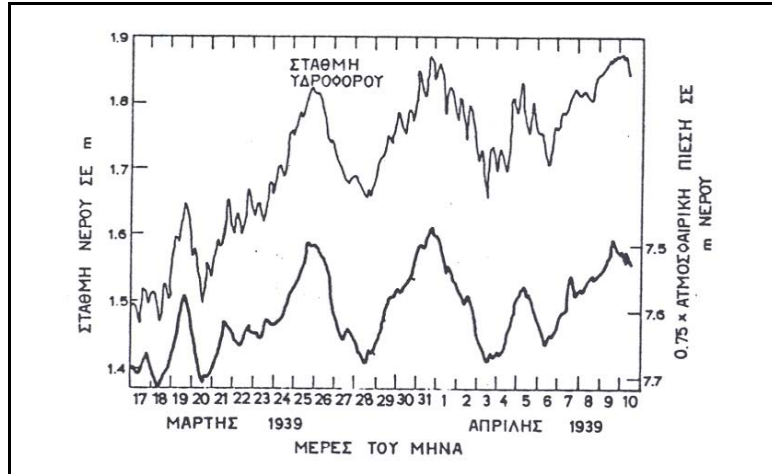
δ. Ωκεάνιες παλίρροιες

Οι ωκεάνιες παλίρροιες είναι φαινόμενα τα οποία επηρεάζουν τη στάθμη των υπόγειων νερών και επιδρούν κυρίως στους παράκτιους υδροφορείς.

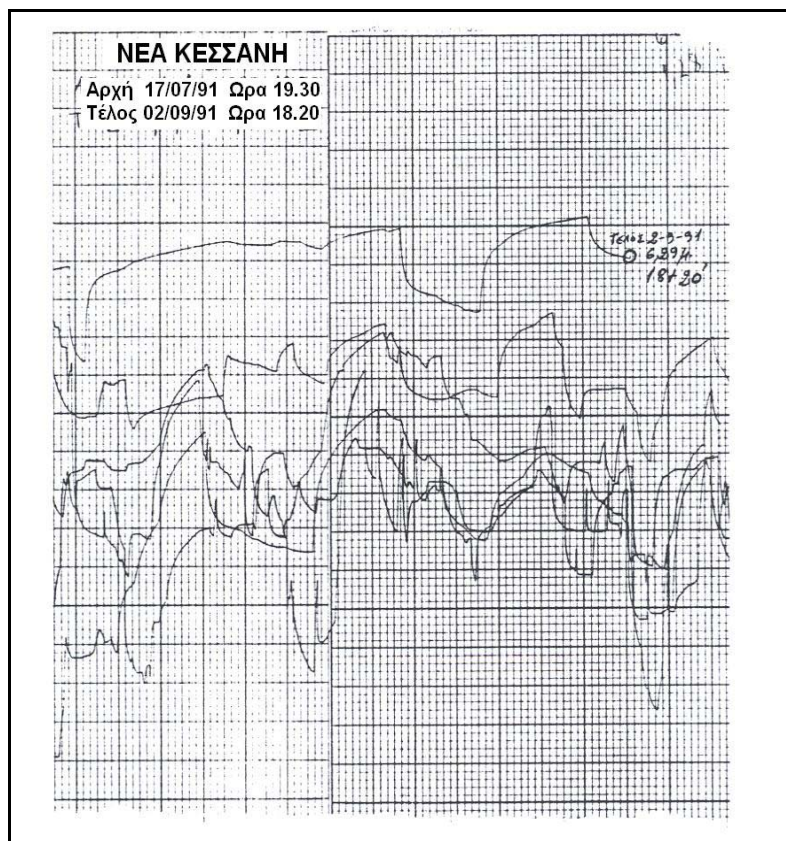
ε. Η αστικοποίηση

Η αστικοποίηση προκαλεί άμεσες μεταβολές στην υπόγεια στάθμη. Ο λόγος είναι η μείωση της τροφοδοσίας που προκαλείται στις αστικές περιοχές κυρίως λόγω πάκτωσης του

εδάφους (ασφαλτόστρωση, πλατείες, γήπεδα κ.λ.π.) και στη μεγαλύτερη εκμετάλλευση των νερών. Συνήθως τα αποτελέσματα της αστικοποίησης στα υπόγεια νερά εμφανίζονται με την πτώση της στάθμης και οι οποίες σε ορισμένες περιπτώσεις εκδηλώνονται και με τη μορφή καθιζήσεων.



Σχ.50. Μεταβολές της πιεζομετρικής στάθμης προκαλούμενες από διακυμάνσεις της ατμοσφαιρικής πίεσης (Robinson 1939)



Σχ.51. Καταγραφή της μεταβολής της στάθμης σε γεώτρηση της περιοχής Ν. Κεσσάνης Ξάνθης από αυτογραφικό σταθμηγράφο.

στ. Σεισμοί

Σε πολλές περιπτώσεις έχει παρατηρηθεί ότι οι σεισμοί επηρεάζουν τη στάθμη των υπόγειων νερών. Συνήθως οι πιο εντυπωσιακές περιπτώσεις είναι οι απότομες μεταβολές της στάθμης (ανύψωση, πτώση). Στο σεισμό της Θεσσαλονίκης το 1978 στο χώρο του επικέντρου (λίμνες Βόλβης, Λαγκαδά) και στην περιοχή μεταξύ των λιμνών παρατηρήθηκαν αρτεσιανές εμφανίσεις σε ορισμένες γεωτρήσεις της περιοχής.

Ακόμη συνηθισμένες είναι και οι μικρές διακυμάνσεις, που όμως επηρεάζονται από σεισμούς σε μακρύτερες αποστάσεις.

Οι μεταβολές στη στάθμη οφείλονται συνήθως στη συμπύκνωση ή αραιώση των ελαστικών αρτεσιανών υδροφόρων που προκαλούνται από το σεισμό

Τέλος αξιοσημείωτη είναι η περίπτωση μεταβολής στη στάθμη λόγω αλλαγής βάρους των υπερκείμενων στρωμάτων των υδροφόρων. Για παράδειγμα η διέλευση τρένου προκαλεί μια μεταβολή στα πηγάδια που βρίσκονται κοντά στις γραμμές. Αυτό προφανώς οφείλεται στη συμπύκνωση του υδροφορέα που προκαλείται από το επί πλέον βάρος.

Σημασία των διακυμάνσεων της στάθμης των υδροφόρων στρωμάτων.

Οι αυτογραφικοί σταθμηγράφοι δίνουν μια πιο λεπτομερή εικόνα της μεταβολής της στάθμης (σχ. 51). Η ανάλυση λοιπόν των υδρογραφημάτων μιας περιοχής δίνει αρχικά χρήσιμα συμπεράσματα για την ετήσια διαίτα των υδροφόρων. Παρατηρήσεις σε διάρκεια πολλών υδρολογικών ετών δίνουν σημάδια και συμπεράσματα τα οποία σύμφωνα με τον Καλέργη (1985) μπορούν να ταξινομηθούν ως εξής:

- α) Η διακύμανση της στάθμης των υδροφόρων γύρω από μια σταθερή μέση τιμή, μαρτυράει μια κατάσταση υδραυλικής ισορροπίας, η οποία συνήθως συνδέεται με σταθερές υδρολογικές συνθήκες.
- β) Ο υποβιβασμός της μέσης στάθμης του υπόγειου νερού, όταν συνδέεται με σταθερή μείωση του εύρους των ετήσιων διακυμάνσεων, υποδηλώνει ελαττωμένη φυσική αναπλήρωση του υδροφόρου, κάτι που μπορεί να οφείλεται σε παρατεινόμενη ξηρασία, στην αστικοποίηση (ελάττωση της ελεύθερης επιφάνειας) ή στη δέσμευση (κατασκευή ταμιευτήρων) της επιφανειακής απορροής.
- γ) Ο υποβιβασμός της μέσης στάθμης, όταν συνοδεύεται όμως με αύξηση του εύρους των ετήσιων διακυμάνσεων, σημαίνει αύξηση των απολήψεων υπόγειου νερού.
- δ) Σταθερά ανερχόμενες μέσες στάθμες, μπορεί να οφείλονται στις επιστροφές από την άρδευση, ή την αποχέτευση των λυμάτων (διαρροές από το δίκτυο), ή σε κλιματικές μεταβολές.

4. ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΕΣ ΤΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ (ΑΠΟΘΗΚΕΥΣΗ - ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΝΕΡΟΥ)

4.1 ΓΕΝΙΚΑ

Ένα υδροφόρο στρώμα, όπως ήδη πολλές φορές έχει αναφερθεί, επιτελεί δύο σπουδαίες λειτουργίες. Μια είναι αυτή που έχει σχέση με την αποθήκευση του νερού, που φτάνει στη μάζα του και μια με την κίνηση και τη μεταβίβαση του νερού. Τα τμήματα ενός υδροφορέα ενεργούν σαν θέσεις αποθήκευσης και συγχρόνως αποτελούν μέρος ενός δικτύου μεταβίβασης. Το υπόγειο νερό μέσα στους υδροφόρους σχηματισμούς σπάνια βρίσκεται σε ηρεμία. Κινείται συνέχεια μέσα από αυτό το δίκτυο, κάτω πάντα κάθε φορά από μια τοπική υδραυλική κλίση. Οι ταχύτητες της μετακίνησης ποικίλουν από λίγα μέτρα την ημέρα ως μερικά μέτρα το χρόνο. Έτσι, το νερό που περιέχεται σ' ένα υδροφόρο είναι προσωρινά αποθηκευμένο και εάν αυτό δεν χρησιμοποιηθεί, θα εκφορτωθεί σε πηγές, σε λίμνες, σε υδατορεύματα, στη θάλασσα ή και μέσα από αρτεσιανά πηγάδια.

Το σχήμα των ανοιγμάτων σ' ένα πέτρωμα ή ίζημα, το μέγεθος των όγκων τους και η εσωτερική τους σχέση παίζουν ένα ζωτικό ρόλο στα υδραυλικά χαρακτηριστικά ενός υδροφόρου.

4.2. ΑΠΟΘΗΚΕΥΤΗΚΟΤΗΤΑ (ικανότητα προς αποθήκευση)

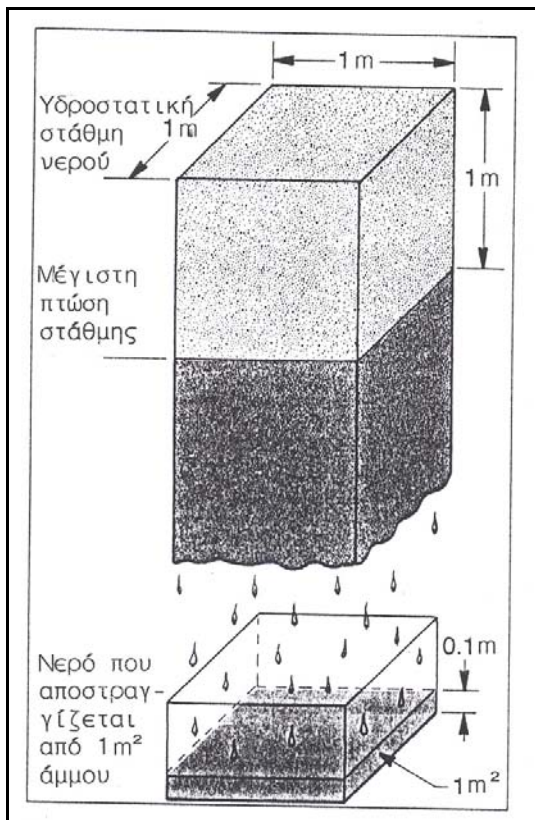
Δύο από τους σπουδαιότερους παράγοντες που επηρεάζουν την "ικανότητα προς αποθήκευση" είναι το πορώδες και η ειδική κατακράτηση. Το πρώτο έχει ήδη αναφερθεί στο κεφάλαιο 2 και αφορά την ποσότητα νερού που μπορεί να αποθηκευτεί σ' ένα κορεσμένο υδροφορέα και εκφράζεται συνήθως ως % του συνολικού όγκου του υδροφορέα.

Αν και ο όγκος του νερού, που περιέχεται σ' ένα καθορισμένο τμήμα του υδροφόρου, παρουσιάζει ενδιαφέρον, περισσότερη όμως σημασία έχει η ποσότητα του νερού που μπορεί πραγματικά να απελευθερωθεί από το αποθηκευμένο νερό, κάτω από τη δύναμη της βαρύτητας. Το πορώδες επίσης αντιπροσωπεύει τον συνολικό όγκο του νερού ενός υδροφόρου, που συγκρατείται σ' αυτόν, δείχνει την ποσότητα του νερού που μπορεί να αποδοθεί.

Όταν το νερό αποστραγγίζεται από ένα κορεσμένο υλικό (ελεύθερο υδροφόρο στρώμα) κάτω από τη δύναμη της βαρύτητας, το υλικό αυτό απελευθερώνει ένα μέρος μόνο του νερού που είναι αποθηκευμένο στους πόρους του. Πρόκειται για το μέρος που αντιπροσωπεύει την ειδική απόδοση, η οποία αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 2. (σχ.52). Με τον όρο ικανότητα αποθήκευσης ενός υδροφορέα εννοούμε σχεδόν πάντα την ποσότητα του νερού που μπορεί να απελευθερωθεί ή να αποθηκευτεί σ' έναν υδροφορέα. Αυτή η ικανότητα αποδίδεται ποσοτικά με το συντελεστή εναποθήκευσης (S) ενός υδροφόρου στρώματος.

Συντελεστής εναποθήκευσης ονομάζεται, ο λόγος του όγκου του νερού που απελευθερώνεται από ένα υδροφόρο στρώμα ορισμένου όγκου (μοναδιαία βάση), όταν η ελεύ

θηρη ή η πιεζομετρική στάθμη κατέβει κατά ένα μέτρο, δια του αντίστοιχου όγκου του



Σχ.52.Απεικόνιση της ειδικής απόδοσης ελεύθερου υδροφόρου στρώματος.

υδροφορέα φανταστικού (υπό πίεση) ή πραγματικού (ελεύθερου) που εκκενώθηκε (σχ.35).

Στην περίπτωση των ελεύθερων υδροφόρων στρωμάτων το νερό που απελευθερώνεται απ' αυτούς είναι αυτό που βρίσκεται μέσα στο ενεργό πορώδες. Εδώ ταυτίζεται η ειδική απόδοση S_y με το συντελεστή αποθήκευσης S . Αντίθετα το νερό που απελευθερώνεται από τους υπό πίεση υδροφόρους δεν προέρχεται στην ουσία από κανένα άδειασμα του υδροφόρου και οφείλεται στη μεταβολή της υδροστατικής πίεσης μέσα στον υδροφορέα λόγω πτώσης της πιεζομετρικής στάθμης, που έχει σαν συνέπεια τη συμπίεση του υδροφορέα και τη διαστολή του νερού

Για τους λόγους αυτούς ο συντελεστής εναποθήκευσης δεν ταυτίζεται στους υπό πίεση με την ειδική απόδοση αυτών ή γενικά με το ενεργό πορώδες, αλλά παρουσιάζεται μεταξύ τους κάποια απόκλιση και η σχέση που τα συνδέει είναι:

$$S = m_e p_o g b \left(\beta + \frac{\alpha}{m_e} \right)$$

όπου m_e = ενεργό πορώδες

g = επιτάχυνση βαρύτητας

b = πάχος του υδροφόρου στρώματος

p_o = πυκνότητα του νερού, υπό πίεση μιας ατμόσφαιρας

α = συντελεστής συμπιεστότητας του υδροφορέα

β = συντελεστής συμπιεστότητας του νερού.

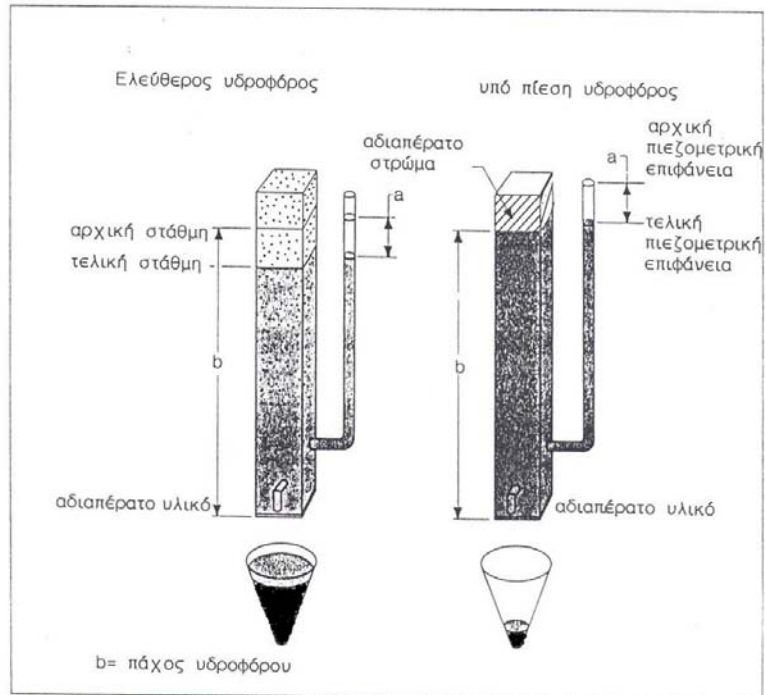
Ετσι λοιπόν προκύπτει ότι για την ίδια πτώση στάθμης σε ένα ελεύθερο και σ' ένα υπό πίεση υδροφόρο ο όγκος του νερού που απελευθερώνεται είναι πολύ μεγαλύτερος για τα ελεύθερα απ' ό,τι στα υπό πίεση (σχ. 53)

Με βάση το συντελεστή εναποθήκευσης μπορεί να υπολογισθεί ο όγκος νερού που απελευθερώνεται ή αποθηκεύεται σ' ένα υδροφόρο κατά τη μεταβολή της στάθμης του ως εξής:

$$V = V_o \cdot S$$

όπου $V_o = o$ όγκος του υδροφορέα μεταξύ της ανώτατης και κατώτατης στάθμης του και $S = o$ συντελεστής εναποθήκευσης.

Οι τιμές, που λαμβάνει ο συντελεστής S κυμαίνονται σε διαφορετικά όρια στα ελεύθερα απ' ό,τι στα υπό πίεση υδροφόρα. Στα ελεύθερα οι τιμές κυμαίνονται από 0.05-0.30 (5%-30%), δηλ. γενικά θα μπορούσε να ειπωθεί ότι το S είναι της τάξης του 10^{-1} έως 10^{-2} . Στα υπό πίεση είναι κατά πολύ μικρότερος του ενεργού πορώδους και κατά συνέπεια μικρότερος από τις τιμές που λαμβάνει στα ελεύθερα. Οι τιμές εδώ κυμαίνονται από 10^{-3} - 10^{-6} .



Σχ.53. Απεικόνιση του συντελεστή S (Heath & Trainer 1968)

Κατ' αντιστοιχία οι τιμές του S , που υπολογίζονται από τις

δοκιμαστικές αντλήσεις, μπορούν να καθορίσουν αν πρόκειται για ελεύθερο ή για υπό πίεση υδροφόρο στρώμα.

Ο υπολογισμός του S γίνεται κυρίως με τις δοκιμαστικές αντλήσεις, αλλά επειδή αυτός μεταβάλλεται άμεσα με το πάχος του υδροφόρου, επιτρέπεται έτσι ο υπολογισμός του κατ' εκτίμηση, αν δεν υπάρχουν άλλα στοιχεία, από τη σχέση $S = 3 \cdot 10^{-6} b$ (Lohman 1972), όπου b είναι το κορεσμένο πάχος του υδροφόρου σε m.

4.1.1. Ελαστικότητα του υδροφορέα

Η συμπίεση του υδροφορέα, στην περίπτωση των υπό πίεση υδροφόρων, παίζει ένα σημαντικό ρόλο τόσο στην ικανότητα αποθήκευσης όσο και στις παρατηρούμενες καθιζήσεις του εδάφους, μετά από εντατικές αντλήσεις των υπό πίεση υδροφόρων. Για το λόγο αυτό, στη συνέχεια, θα αναφερθούν πιο αναλυτικά ορισμένα στοιχεία για την ελαστικότητα του υδροφορέα.

Στη διαμόρφωση της ικανότητας προς αποθήκευση των αρτεσιανών υδροφόρων, όπως αναφέρθηκε προηγούμενα, σημαντικό ρόλο παίζει η ελαστικότητα του σκελετού του υδροφορέα, ενώ στην περίπτωση των ελευθέρων υδροφόρων η ελαστικότητα είναι ασήμαντη σε σχέση με την αποθηκευτικότητα.

Σύμφωνα με τους Ferris et al (1962) οι δυνάμεις που δρουν πάνω στη στεγανή ή ημιπερατή οροφή ενός αρτεσιανού υδροφόρου είναι:

- Το βάρος των υπερκείμενων στρωμάτων
- Οι άλλες φορτίσεις του εδάφους και

- Η ατμοσφαιρική πίεση.

Η ολική αυτή δύναμη $F_{ολ}$ εξισορροπείται από τη δύναμη (F_u), που γεμίζει τους πόρους (δύναμη των πόρων), και τη δύναμη που προκαλεί ο σκελετός του υδροφορέα (F_a),

$$F_{ολ} = F_u + F_a$$

Αυτό σημαίνει πως όταν η πίεση που ασκείται από το νερό ελαττώνεται και επειδή η $F_{ολ}$ είναι πάντα σχεδόν σταθερή, τότε αυξάνει η δύναμη που ακείται από το σκελετό του υδροφορέα, προκαλώντας έτσι μια ελαφρά συμπίεση. Επίσης η μείωση της πίεσης του νερού προκαλεί μια ελαφρά διαστολή του. Η ελαφρά λοιπόν συμπίεση του σκελετού και η διαστολή του νερού έχει σαν συνέπεια την απελευθέρωση του νερού στους υπό πίεση υδροφόρους. Αντιστρόφως, όταν σταματήσει η έξοδος του νερού και τροφοδοτείται ο υδροφορέας, τότε συμπιέζεται ελαφρά το νερό και διογκώνεται ο σκελετός. Ανάλογα λοιπόν με την ελαστικότητα του υδροφορέα και το βαθμό συμπίεσής του, δηλ. αν θα ξεπεραστεί ή όχι το όριο ελαστικότητας, θα αποκατασταθεί κατά συνέπεια ή όχι η αρχική πιεζομετρική στάθμη, ή πιθανώς να έχει σημειωθεί μια μορφή καθίζησης, που πολλές φορές γίνεται αισθητή στην επιφάνεια του υπερκείμενου εδάφους.

Η διαδικασία εισόδου και εξόδου νερού από ένα υπό πίεση υδροφόρο μπορεί να εξομοιωθεί με την είσοδο και έξοδο αέρα στο ελαστικό ενός αυτοκινήτου. Αυτό είναι πάντα γεμάτο με αέρα, υπό πίεση. Εάν ελευθερωθεί λίγος αέρας πέφτει ελαφρά η πίεσή του, όμως το ελαστικό παραμένει γεμάτο με αέρα. Ο αέρας είναι συμπιεστός, δηλ. αν τροφοδοτήσουμε το ελαστικό με επί πλέον αέρα, τότε συμπιέζουμε αυτόν, δηλ. προσεγγίζουμε περισσότερο τα μόρια, που τον συνθέτουν. Όταν τώρα ελευθερώσουμε αέρα, μερικά μόρια διαφεύγουν και τα παραμένοντα κινούνται πλέον χωριστά. Επίσης το περίβλημα των ελαστικών είναι ελαστικό, δηλ. διαστεύεται και αυξάνει ο όγκος του όταν εισέρχεται αέρας και μειώνεται, όταν αφαιρεθεί. Η ίδια διάταξη μπορεί να εφαρμοσθεί στους υδροφόρους υπό πίεση. Το νερό είναι συμπιεστό (όχι βέβαια τόσο συμπιεστό όσο ο αέρας), αλλά τα μόρια του νερού μπορούν λίγο να συσφιχθούν. Επίσης ο υδροφορέας είναι ελαστικός. Οι κόκκοι των ορυκτών, από τους οποίους αποτελείται, μπορούν με τη δύναμη της πίεσης του νερού να χωριστούν ελαφρά.

4.2. ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ (ικανότητα μεταφοράς)

4.2.1. Γενικά

Η κίνηση του υπόγειου νερού στα υδροφόρα στρώματα μπορεί να εκφραστεί με το νόμο του Darcy, ο οποίος προσδιορίζεται από μια σταθερά (K) το συντελεστή περατότητας. Επειδή εδώ εξετάζεται μόνο η κίνηση του νερού στα πορώδη, γι' αυτό ο συντελεστής αυτός στη συνέχεια θα ονομάζεται **συντελεστής υδροπερατότητας ή συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας**.

Για την κίνηση του υπόγειου νερού συνήθως χρησιμοποιούνται οι ισοδυναμικές καμπύλες, οι οποίες είναι οι νοητές εκείνες γραμμές ή διαφορετικά ο γεωμετρικός τόπος των σημείων εκείνων που έχουν το ίδιο υδραυλικό φορτίο Φ .

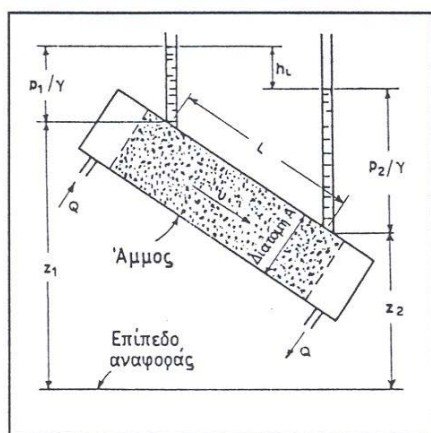
Ως γνωστόν στην υδραυλική ως υδραυλικό φορτίο (Φ) εννοείται το άθροισμα όλων των φορτίων (πιέσεων), δηλ.

$$\Phi = \frac{u^2}{2g} + \frac{P}{\gamma} + Z$$

όπου $\frac{u^2}{2g}$ = φορτίο ταχύτητας
 $\frac{P}{\gamma}$ = φορτίο πίεσης
 Z = φορτίο ύψους ή θέσης

Επειδή συνήθως τα υπόγεια νερά κινούνται με μικρές ταχύτητες, αυτό σημαίνει ότι ο όρος $u^2/2g$ είναι αμελητέος, έτσι στις περιπτώσεις κίνησης των υπόγειων νερών στα πορώδη μέσα το υδραυλικό φορτίο λαμβάνεται ίσο με το πιεζομετρικό φορτίο ($P/\gamma + Z$).

Η έννοια των παραπάνω για τα υπόγεια νερά σημαίνει πως οι ισοπιεζομετρικές καμπύλες (καμπύλες με το ίδιο υψόμετρο της επιφάνειας των υπόγειων νερών) σχεδόν ταυτίζονται με τις ισοδυναμικές καμπύλες. Έτσι λοιπόν προκύπτει πως η κίνηση του νερού γίνεται από περιοχές μεγάλου φορτίου σε περιοχές μικρότερου φορτίου. Οι γραμμές ροής, όπως θα δούμε σε επόμενο κεφάλαιο, είναι κάθετες στις ισοδυναμικές ή ισοπιεζομετρικές γραμμές (σχ.60).



Σχ.54. Περαιτόμετρο του Darcy (Todd 1980)

Η διαφορά του υδραυλικού φορτίου ($\Delta\phi$) μεταξύ δύο σημείων στην επιφάνεια του νερού ως προς την απόσταση (L) που διανύει το μόριο του νερού από το ένα στο άλλο σημείο καλείται **υδραυλική κλίση** (i)

$$i = \frac{\Delta\phi}{L}$$

Το πηλίκο αυτό στους υπόγειους υδροφόρους οριζόντες συμπίπτει με την εφαπτομένη της γωνίας κλίσης της πιεζομετρικής επιφάνειας $I = \eta\mu\omega$

4.2.2. Νόμος Darcy

Ο Darcy (1856) πρώτος μελέτησε πειραματικά τη ροή του νερού σε πορώδη μέσα και ιδιαίτερα σε οριζόντια στρώματα άμμου.

Για το πείραμά του ο Darcy χρησιμοποίησε μια συσκευή (σχ.54) που ονομάζεται **περαιτόμετρο Darcy**. Αποτελείτο από ένα κύλινδρο διατομής A , που ήταν γεμάτος με άμμο και στα άκρα του συνδέετο με κατακόρυφες σωλήνες, που χρησιμοποιούνταν σαν πιεζόμετρα

για τη μέτρηση της στάθμης του νερού.

Ο Darcy επανέλαβε πολλές φορές το πείραμα με την ίδια παροχή αλλά με διαφορετικά όμως δείγματα και με διαφορετικές θέσεις του κυλίνδρου δηλ. με διαφορετικές υδραυλικές κλίσεις. Έτσι υπολογίστηκε πως η παροχή Q , που διερχόταν από τον κύλινδρο διατομής A , δίνεται από τον τύπο:

$$Q = AK \frac{\Delta h}{L} = AKi \quad (1)$$

όπου i η υδραυλική κλίση και K = συντελεστής υδροπερατότητας, που εξαρτάται από το είδος του υλικού (θα αναλυθεί με περισσότερες λεπτομέρειες στη συνέχεια).

Η παραπάνω σχέση μπορεί επίσης απλά να γραφεί:

$$V = \frac{Q}{A} = -Ki \quad (2)$$

όπου V = η φαινόμενη ταχύτητα Darcy (το αρνητικό σημείο δηλώνει ότι η κίνηση του νερού γίνεται από μεγαλύτερο προς μικρότερο φορτίο).

Από τις εξισώσεις 1 και 2 που αποτελούν την μαθηματική έκφραση του τύπου του Darcy, προκύπτει ότι η ταχύτητα ροής είναι συνάρτηση της υδραυλικής κλίσης i και του συντελεστή υδροπερατότητας K του πορώδους μέσου.

Ο νόμος του Darcy είναι ο θεμελιώδης νόμος των ροών διήθησης και έχει ομοιότητες με άλλους υδραυλικούς ή και με άλλους γενικότερους φυσικούς νόμους, όπως ο νόμος του Ohm για τον ηλεκτρισμό, η εξίσωση μετάδοσης της θερμότητας κ.ά.

4.2.3. Φαινομένη και πραγματική ταχύτητα ροής.

Η ταχύτητα Darcy είναι μια φαινομένη ταχύτητα ροής, που ονομάζεται και **ειδική παροχή** $Q/A = V$, και δεν ανταποκρίνεται στη πραγματική ταχύτητα. Αυτό συμβαίνει για τους εξής λόγους:

-Ο τύπος του Darcy θεωρεί σαν εμβαδόν διατομής A όλη τη διατομή του αγωγού που περιέχει το πορώδες μέσο, όμως όπως είναι γνωστό, η κίνηση του νερού γίνεται μέσα από το ενεργό πορώδες, που σημαίνει, ότι η πραγματική διατομή είναι πολύ μικρότερη της A .

$$A_e = A \cdot m_e \quad (3)$$

A_e = η πραγματική διατομή

m_e = το ενεργό πορώδες

Συνδυασμός της εξίσωσης (3) με εκείνη του Darcy (2) δίνει τον τύπο της φαινομένης πραγματικής ταχύτητας V_e ,

$$Ve = \frac{V}{m_e} \quad (4)$$

η οποία είναι μεγαλύτερη εκείνης του Darcy κατά το λόγο του ενεργού πορώδους. Το ερώτημα όμως παραμένει αν και η προηγούμενη εξίσωση (4) δίνει την πραγματική ταχύτητα. Η απάντηση είναι όχι, γιατί η τροχιά, που θεωρείται ότι διαγράφει στον τύπο αυτό το μόριο του νερού, είναι ευθύγραμμη, ενώ ως γνωστό στην πραγματικότητα είναι πολύ σύνθετη, όπως αυτό μπορεί να φανεί από το σχ. 55.



Σχ. 55 Η θεωρητική και η πραγματική τροχιά του νερού

Ετσι λοιπόν προκύπτει ότι η πραγματική ταχύτητα είναι μεγαλύτερη της ταχύτητας της προηγούμενης εξίσωσης και κατά συνέπεια κατά πολύ μεγαλύτερη της ταχύτητας του Darcy, που σημαίνει ότι η ταχύτητα του Darcy δεν είναι παρά μια πλασματική μικροσκοπική ταχύτητα ροής διαμέσου του ενεργού μόνο πορώδους.

4.3. ΠΕΡΑΤΟΤΗΤΑ

Ως περατότητα ορίζεται η ευκολία ή η ικανότητα, με την οποία ένα πορώδες μέσο επιτρέπει το νερό να κινείται σ' αυτό. Από τη γενική εξίσωση ροής ή όπως αλλιώς λέγεται γενική εξίσωση απωλειών φορτίου:

$$\frac{igd}{V^2} = f\left(\frac{Vd}{\mu/\rho}\right) \text{ ή } Cf = f(Re) \text{ επειδή } Cf = \frac{igd}{V^2} \text{ και } Re = \frac{Vd}{\nu}$$

όπου d = τη διάμετρο του αγωγού ,
 V = την ταχύτητα ροής ρευστών
 ν = συντελεστής κινηματικού ιξώδους του ρευστού και
 ρ = η πυκνότητα ρευστού

η οποία εξίσωση δίνει την υδραυλική κλίση (i) σε συνάρτηση με τα διάφορα χαρακτηριστικά της ροής. Από αυτή, σύμφωνα με τα πειράματα του Nicuradse που προσδιόρισε τις απώλειες φορτίου με τον αριθμό Re , που ισχύει ο νόμος Darcy και σε συνδυασμό με τις προηγούμενες εξισώσεις, προέκυψε η μορφή:

$$Cf = \frac{a}{Re} \dots \text{ ή } \frac{igd}{V^2} = \frac{a\nu}{Vd}$$

όπου Cf = συντελεστής τριβής και εκφράζει τις απώλειες φορτίου λόγω ακριβώς της τριβής
 Re = ο αριθμός του Reynolds
 a = σταθερά που εξαρτάται από τη φύση του πετρώματος

και σύμφωνα με το νόμο του Darcy προκύπτει ότι:

$$K = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{gd^2}{\nu} \eta' \quad K = \frac{g}{\nu} \cdot \frac{d^2}{a}$$
$$\eta' K = \frac{\gamma}{\mu} \cdot \frac{d^2}{a}$$

όπου γ = ειδικό βάρος υγρού
 μ = κινηματικό ιξώδες υγρού

Δηλαδή η περατότητα εξαρτάται από δύο παράγοντες, τον γ/μ , που έχει σχέση με τα χαρακτηριστικά του ρευστού, και του d/a , που έχει σχέση με τα χαρακτηριστικά του μέσου.

Αυτός ο δεύτερος όρος εκφράζει την εσωτερική ή γεωμετρική περατότητα και συνήθως ονομάζεται διαπερατότητα $K_s = d^2/a$, δηλ. εκφράζει την ικανότητα του πετρώματος να επιτρέπει την κυκλοφορία ρευστών μέσα από τη μάζα του. Είναι μια ιδιότητα του μέσου και είναι ανεξάρτητη από τις ιδιότητες του ρευστού, και εκφράζεται σε μονάδες επιφάνειας (L^2).

Στις μονοφασικές ροές και ιδιαίτερα σ' αυτές, όπου το ρευστό είναι το νερό, όπως στους υπόγειους υδροφορείς, ως περατότητα χρησιμοποιείται ο όρος της αγωγιμότητας με μονάδες μέτρησης εκείνες της ταχύτητας. Χρησιμοποιούνται οι μονάδες m/s, cm/s, darcy κ.λ.π. Στην Ευρωπαϊκή βιβλιογραφία χρησιμοποιείται συνήθως το m/s. Μπορεί να ειπωθεί ότι υδροπερατότητα ή υδραυλική αγωγιμότητα είναι όροι που χρησιμοποιούνται περισσότερο από τους υδρογεωλόγους, υδρολόγους, υδραυλικούς κ.λ.π., ενώ η διαπερατότητα ή γενικά ο συντελεστής διαπερατότητας χρησιμοποιείται από τους γεωτεχ-νικούς μηχανικούς.

Πρακτικά προβλήματα, που για τη λύση τους απαιτούν τη μελέτη της περατότητας, είναι πολυάριθμα, όπως:

- Προβλήματα στράγγισης γαιών, στράγγισης δρόμων, σιδηροδρόμων κ.ά.
- Προσωρινή ή μόνιμη αποστράγγιση θέσεων, που έχουν επιλεγεί για θεμελιώσεις
- Για τη συμπίεστικότητα εδαφών κάτω από το φορτίο κατασκευών
- Για καθιζήσεις, που οφείλονται σε αντλήσεις πηγαδιών
- Διαρροές κάτω και μέσα από διάφορες υδραυλικές κατασκευές (φράγματα, τάφροι, σήραγγες κ.ά)

Όπως αναφέρθηκε προηγούμενα, η υδραυλική αγωγιμότητα εξαρτάται από την εσωτερική περατότητα πολλαπλασιαζόμενη επί το κλάσμα γ/μ , που τα στοιχεία του αποτελούν τα χαρακτηριστικά των ρευστών, $\{\gamma\}$ ειδικό βάρος και $\{\mu\}$ ιξώδες}. Αυτά τα χαρακτηριστικά μπορούν να μεταβληθούν και για το ίδιο το ρευστό με την αλλαγή της πίεσης και της θερμοκρασίας. Έτσι λοιπόν η υδραυλική αγωγιμότητα μπορεί να μεταβληθεί και για το ίδιο μέσο μόνο και μόνο με τη μεταβολή της θερμοκρασίας ή της πίεσης.

Ένα πέτρωμα με μεγάλο συντελεστή περατότητας παρουσιάζει μικρή σχετικά αντίσταση στη ροή του νερού, και έτσι σε συνδυασμό με μια μικρή σχετικά κλίση, που

σημαίνει μικρές απώλειες φορτίου, μπορεί να έχει μεγάλη ταχύτητα ροής διήθησης. Πέτρωμα όμως με μικρό συντελεστή περατότητας μπορεί να έχει μεγάλη ταχύτητα ροής διήθησης μόνο με μεγάλες κλίσεις, δηλ. με πολλές απώλειες φορτίου. Από τα παραπάνω προκύπτει πως το πέρασμα του νερού από ένα πέτρωμα μικρής περατότητας, εμφανίζει πολλές απώλειες, σε αντίθεση με το πέτρωμα μεγάλης περατότητας, όπου οι απώλειες είναι μικρές, για να επιτευχθεί η ίδια ταχύτητα ροής.

Συμβατικά μπορούμε να πούμε ότι τα πετρώματα διακρίνονται με βάση την περατότητά τους σε:

<i>διαπερατά, όταν έχουν</i>	$K > 10^{-5} m/s$
<i>ημιδιαπερατά, όταν έχουν</i>	$10^{-5} > K > 10^{-7} m/s$
<i>αδιαπέρατα, όταν έχουν</i>	$K < 10^{-7} m/s$

Η διαίρεση αυτή είναι αυθαίρετη και διαφοροποιείται από ερευνητή σε ερευνητή, αλλά όμως κυμαίνεται γύρω από τα παραπάνω αναφερόμενα όρια. Η διαίρεση αυτή γίνεται αποκλειστικά και μόνο για πρακτικούς λόγους.

Η υδροπερατότητα των γεωλογικών σχηματισμών εξαρτάται από μια σειρά φυσικών παραγόντων. Οι παράγοντες αυτοί δεν είναι όμως ίδιοι για τα πορώδη και τα ρωγματώδη πετρώματα.

Για τα πορώδη οι κυριώτεροι παράγοντες είναι:

Το μέγεθος, η διάταξη και το σχήμα των κόκκων, καθώς και το πορώδες και ιδιαίτερα το ενεργό πορώδες. Επίσης η θερμοκρασία του νερού και του πετρώματος προκαλεί μια σχετική επίδραση στην περατότητα, καθώς και τα εγκλείσματα αερίων, που συνήθως είναι του ατμοσφαιρικού αέρα. Ακόμη η συνίζηση (καθίζηση), γιατί μειώνει το ολικό πορώδες, η ιλύωση γιατί κλείνει τα κενά με την απόθεση ιλύος, αυτή συνήθως προκαλείται όταν το νερό ρέει πρώτα μέσα από αργιλο-ιλυώδη στρώματα. Η ιλύωση ευνοείται βασικά σε ροές με μικρή ταχύτητα. Αντίθετα ροές μεγάλης ταχύτητας προκαλούν το αντίθετο φαινόμενο, δηλ. τη διάβρωση (υπόγεια διάβρωση). Τέλος η διαγένεση, είναι εκείνη η διεργασία συσσωμάτωσης των ιζηματογενών υλικών σε συμπαγή με την παρέμβαση φυσικού συνδετικού υλικού. Η διεργασία αυτή προκαλεί τη μείωση του πορώδους.

Για τα ρωγματώδη πετρώματα οι κυριώτεροι παράγοντες είναι:

Η πυκνότητα του δικτύου των ρωγμών, το εύρος και η πυκνότητα και το μέγεθος των καρστικών εγκοίλων, ο βαθμός επούλωσης των ρωγμών. Επίσης σε μικρότερο βαθμό η θερμοκρασία και ο διαλυμένος αέρας και η καθίζηση υλικών.

Στον παρακάτω πίνακα φαίνονται οι συνηθισμένοι συντελεστές υδροπερατότητας για τα περισσότερα απαιτούμενα πετρώματα (από Σούλιο 1981).

Σχηματισμοί	Συντελεστής Περρατότητας K (m/sec)
Αργίλος, Αργίλος πλαστική	$10^{-8} - 10^{-10}$
Πηλοί, Σαπροπηλοί	$10^{-6} - 10^{-9}$
Αμμοάργιλλοι	$10^{-4} - 10^{-6}$
Αμμοι λεπτόκοκκοι	$10^{-3} - 10^{-4}$
Αμμοι μεσόκοκκοι	$10^{-2} - 10^{-4}$
Αμμοι χονδρόκοκκοι	$10^{-1} - 10^{-2}$
Χαλίκια	$10^0 - 10^{-1}$
Αμμοι χαλίκια	$10^{-2} - 10^{-3}$
Αμμοι-Χαλίκια-Πηλοί	$10^{-3} - 10^{-4}$
Μάργες	$10^{-6} - 10^{-9}$
Φλύσχης	$10^{-6} - 10^{-8}$
Ψαμμίτης	$10^{-3} - 10^{-5}$
Κροκαλοπαγή, Μολάσσειες	$10^{-4} - 10^{-5}$
Ασβεστόλιθοι, Μάρμαρα	$10^{-2} - 10^{-5}$
Σχιστόλιθοι διάφοροι	$10^{-6} - 10^{-9}$
Οφιόλιθοι	$10^{-5} - 10^{-8}$
Γνεύσιοι, Μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι Πρασινόλιθοι και παρεμφερή μεταμορφωμένα	$10^{-6} - 10^{-9}$
Γρανίτες και γενικά όξινοι πλουτωνίτες	$10^{-5} - 10^{-9}$
Ηφαιστειακά διάφορα	$10^{-6} - 10^{-9}$

4.3.1. Υπολογισμός υδροπερατότητας

Ο υπολογισμός της υδροπερατότητας μπορεί να γίνει εκτιμητικά με τη χρήση εμπειρικών τύπων, εργαστηριακά, καθώς και στο πεδίο με ιχνηθετήσεις και με αντλητικές δοκιμασίες ή με εισπιέσεις νερού σε γεωτρήσεις.

Ο πιό γνωστός από τους εμπειρικούς τύπους είναι ο τύπος του Hazen, κατά τον οποίο η υδροπερατότητα εκτιμάται μετά από κοκκομετρική ανάλυση του υδροφορέα από τον τύπο

$$K = cd_{10}^2,$$

όπου d_{10} το ενεργό μέγεθος και (c) ο συντελεστής που παίρνει τιμές 1 ή 10 ανάλογα με τις μονάδες που χρησιμοποιούνται.

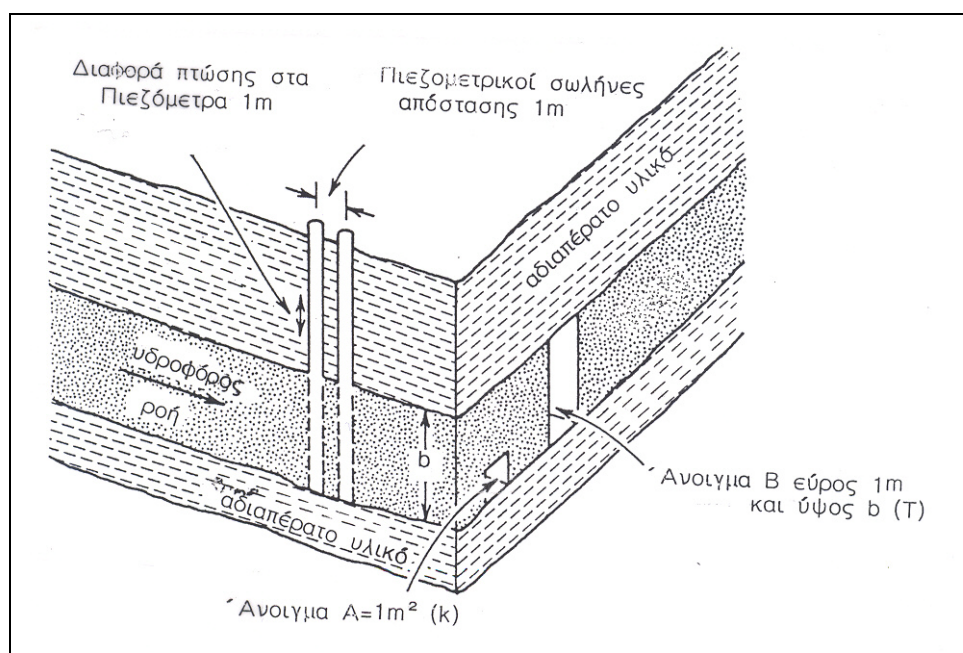
Υπάρχουν επίσης και άλλες εμπειρικές μέθοδοι που θα αναλυθούν στο παράρτημα.

Από τις εργαστηριακές μεθόδους εκείνη των περατοτήτων σταθερού και μεταβλητού φορτίου είναι οι πιο συνηθισμένες.

Τέλος οι πιο αξιόπιστες μέθοδοι είναι οι μέθοδοι πεδίου και ιδιαίτερα οι δοκιμαστικές αντλήσεις. Για περισσότερες λεπτομέρειες βλέπε κεφάλαιο 5.

4.4. ΜΕΤΑΒΙΒΑΣΤΙΚΟΤΗΤΑ

Ο Theis (1935) εισήγαγε για πρώτη φορά το γινόμενο K επί το πάχος (b) του υδροφόρου ($T = K \cdot b$) ως ένα απλό όρο για να χαρακτηρίσει την ικανότητα μεταφοράς ολόκληρου του πάχους ενός υδροφόρου, σε αντίθεση με το ίδιο το K που χαρακτηρίζει την ικανότητα ενός μοναδιαίου τμήματος του υδροφόρου (σχ.56). Τον όρο αυτό ονόμασε συντελεστή μεταβιβαστικότητας T , και ορίζεται ως ο ρυθμός ροής (σε m^3/s) μέσα από μια κατακόρυφη στήλη ενός κορεσμένου υδροφορέα μοναδιαίας βάσης και ύψος που καλύπτει όλο το κορεσμένο πάχος και με υδραυλική κλίση ίση με τη μονάδα.



Σχ.56. Απεικόνιση συντελεστών K και T σ' ένα υπό πίεση υδροφόρο (από Ferris et al 1962).

Ο συντελεστής μεταβιβαστικότητας T καλείται πολλές φορές από διάφορους ερευνητές και συντελεστής μεταφορικότητας ή και υδαταγωγιμότητας όπως κατά το παρελθόν καλείτο αδόκιμα από τους υδρογεωλόγους

Ο συντελεστής T αποτελεί μια θεμελιώδη υδραυλική παράμετρο των υδροφόρων στρωμάτων για την εκτίμηση του δυναμικού των, δίνοντας τόσο το δυναμικό τους σε παροχή όσο και το μέτρο σύγκρισης μεταξύ των διαφορετικών υδροφοριών μιας περιοχής. Επίσης η

γνώση της κατανομής του T δίνει το μεγάλο πλεονέκτημα της δυνατότητας επιλογής της πλέον κατάλληλης θέσης για την ανόρυξη μιας υδρογεώτρησης και της πρόβλεψης της αποδόσεώς της.

Ως μονάδες T στο διεθνές σύστημα χρησιμοποιούνται τα $m^3/ημ/m$ ή $m^2/ημ.$, συνήθως όμως μετράται σε m^2/s .

Από τον μετασχηματισμό της γνωστής εξίσωσης του Darcy προκύπτει :

$$Q = A.K.i \quad Q = (b.w)K.i$$

όπου b = το κορεσμένο πάχος του υδροφορέα

w = το μέτωπο μιας κατακόρυφης διατομής του υδροφορέα, μέσα από την οποία πραγματοποιείται η ροή

Επομένως

$$Q = Tiw$$

Για τον υπολογισμό του T χρησιμοποιούνται τρεις μέθοδοι :

- α) από τα στοιχεία των δοκιμαστικών αντλήσεων.
- β) από την ανάλυση των υδραυλικών ιδιοτήτων ενός υδροφορέα και
- γ) από τους υπολογισμούς που βασίζονται σε εργαστηριακές δοκιμές.
 - Η πρώτη μέθοδος βασίζεται στις παρατηρήσεις της πτώσης της στάθμης κατά τη διάρκεια δοκιμαστικής άντλησης σε γεώτρηση σε συνάρτηση με το χρόνο. Υπάρχουν αρκετές εξισώσεις που χρησιμοποιούν τα στοιχεία των αντλήσεων και περιγράφουν τη ροή κοντά στο πηγάδι και δίνουν την τιμή T , αν ο κώνος πτώσης (ακτίνα επίδρασης) είναι γνωστός. Οι εξισώσεις αυτές θα αναφερθούν σε επόμενο κεφάλαιο.
 - Η δεύτερη μέθοδος περιλαμβάνει κυρίως τον προσδιορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) των υδροφόρων. Πρόκειται για τις γνωστές εκτιμήσεις του K από την ανάλυση του μεγέθους των κόκκων, δειγμάτων του υδροφορέα από διάφορες θέσεις που λαμβάνονται είτε με γεωτρήσεις είτε από άλλα ερευνητικά μέσα. Ο T για ένα μεμονωμένο υδροφόρο στρώμα προσδιορίζεται στη συνέχεια από το γινόμενο $(K.b)$. Μεμονωμένες τιμές T για όλα τα στρώματα στη συνέχεια προσδιορίζουν τον T όλου του υδροφόρου.
 - Η τρίτη μέθοδος περιλαμβάνει δοκιμές σε δείγματα, που λαμβάνονται από το πεδίο με τη βοήθεια συσκευής παρόμοιας με το γνωστό περατόμετρο σταθερού φορτίου.

Από τις τρεις μεθόδους ο συντελεστής T που υπολογίζεται με τις δοκιμαστικές αντλήσεις είναι περισσότερο ακριβής και αντανακλά τις πραγματικές υδραυλικές συνθήκες μέσα στον υδροφορέα.

Οι τιμές από τις δύο άλλες μεθόδους είναι λιγότερο αξιόπιστες, αλλά μπορούν να δώσουν μια προσεγγιστική τιμή, η προσέγγιση της οποίας εξαρτάται από την ικανότητα του ερευνητή.

Οι τιμές T που υπολογίζονται με τις δύο αυτές μεθόδους δεν πρέπει να χρησιμοποιούνται χωρίς κριτική που να βασίζεται σε σημαντική εμπειρία.

4.5. ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΤΟΥ DARCY

A. Σταθερή ροή σ' ένα υπό πίεση υδροφόρο. (σχ.57)

Εάν υπάρχει σταθερή κίνηση του υπόγειου νερού σ' ένα υπό πίεση υδροφόρο, τότε θα πρέπει σ' αυτό συγχρόνως να παρατηρείται μια σταθερή κλίση της πιεζομετρικής του επιφάνειας. Για ροές αυτού του τύπου ο νόμος του Darcy μπορεί να χρησιμοποιηθεί ευθέως.

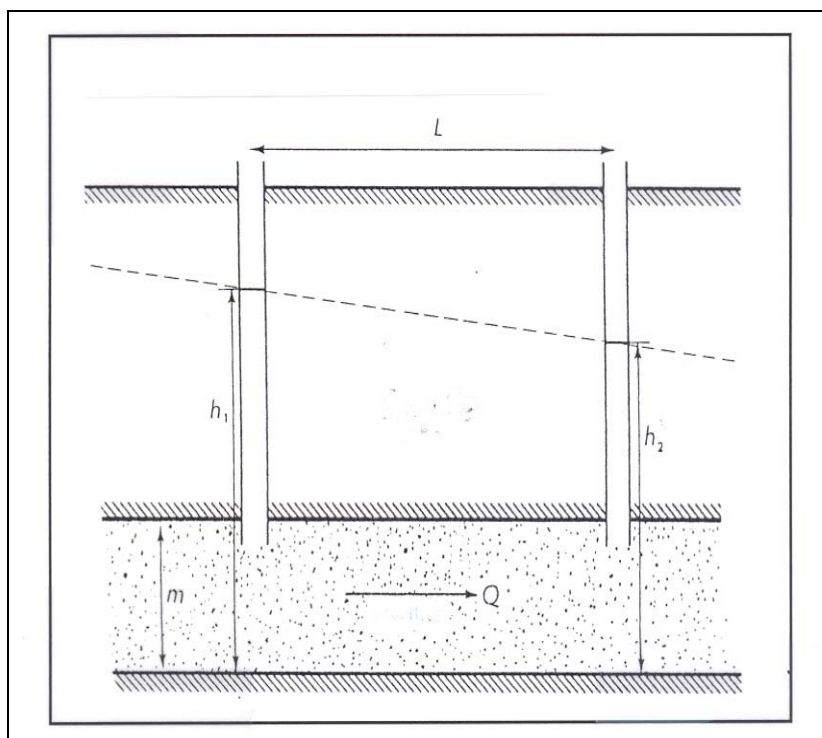
Στο σχήμα (57) απεικονίζεται ένα τμήμα υπό πίεση υδροφόρου ομοιόμορφου πάχους m . Η πιεζομετρική επιφάνεια παρουσιάζει μια ευθύγραμμη κλίση. Επίσης υπάρχουν δύο γεωτρήσεις παρατήρησης όπου μπορεί για τις θέσεις εκείνες να μετρηθεί το φορτίο.

Με την εξίσωση του Darcy μπορεί να υπολογισθεί η ποσότητα της ροής (παροχή) ανά μονάδα εύρους.

$$q = km \frac{dh}{L} \text{ / μονάδα εύρους}$$

Επίσης είναι δυνατόν να υπολογισθεί το φορτίο h σε μια οποιαδήποτε θέση, σε μια απόσταση a μεταξύ των δύο γεωτρήσεων.

$$q = -kb \frac{h_1 - h}{a} \quad h = h_1 - \frac{q}{kb} \cdot a$$

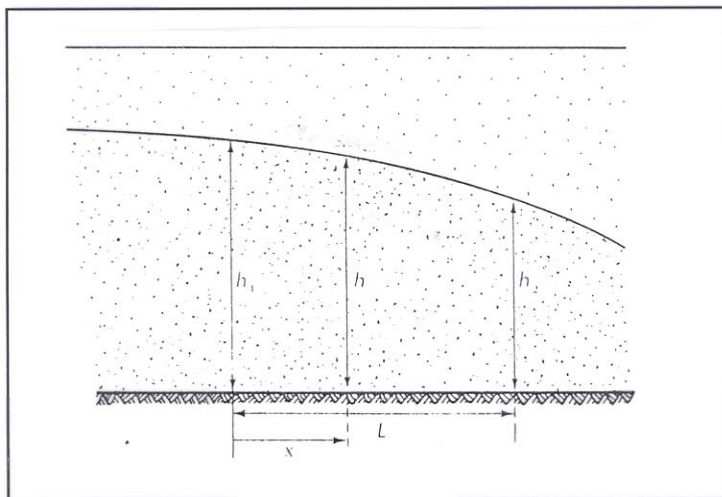


Σχ. 57 Σταθερή ροή σ' ένα υπό πίεση υδροφόρο ομοιόμορφου πάχους (m)

B. Σταθερή ροή σ' ένα ελεύθερο υδροφόρο

Σ' ένα ελεύθερο υδροφόρο στρώμα οι πολύπλοκες ροές, που δημιουργούνται εξ αιτίας του γεγονότος, ότι η στάθμη του αποτελεί το υψηλότερο όριο της περιοχής ροής, δεν λύνονται αποκλειστικά και μόνο από το νόμο του Darcy.

Θα θεωρήσουμε αρχικά μια ροή σε ελεύθερο υδροφόρο σχ.58, ο οποίος δεν δέχεται ούτε εμπλουτισμό (τροφοδοσία) αλλά δεν παρατηρούνται και απώλειες λόγω εξάτμισης. Έτσι λοιπόν η ποσότητα του νερού που διαπερνά τον υδροφόρο σε κάθε διατομή του από το αριστερό ως το δεξιό όριο είναι η ίδια. Με βάση το νόμο του Darcy σε κάθε διατομή εφ' όσον η Q είναι σταθερή η υδραυλική κλίση θα είναι αντιστρόφως ανάλογη προς τη διατομή δηλ. μικρή κλίση ανταποκρίνεται σε μεγάλη διατομή και το αντίστροφο (αυτό φαίνεται στο σχήμα 58). Γενικά η κλίση της επιφάνειας του νερού σ' ένα ελεύθερο υδροφόρο δεν είναι σταθερή. Αυτή αυξάνει κατά τη διεύθυνση της ροής.



Σχ. 58 Σταθερή ροή διαμέσου ελεύθερου υδροφόρου, που βρίσκεται πάνω σε αδιαπέρατη οριζόντια επιφάνεια.

Το παραπάνω πρόβλημα έχει λυθεί από τον Dupuit και η υπόθεσή του είναι γνωστή ως υπόθεση του Dupuit. Οι υποθέσεις που χρησιμοποίησε ο Dupuit ήταν:

- η υδραυλική κλίση είναι ίση προς την κλίση της επιφάνειας του ελεύθερου υδροφόρου
- για μικρές κλίσεις της επιφάνειας, οι γραμμές ροής είναι οριζόντιες και οι ισοδυναμικές γραμμές κάθετες.

Οι λύσεις που στηρίζονται σ' αυτές τις υποθέσεις έχουν υιοθετηθεί και είναι πολύ χρήσιμες σε πολλά πρακτικά προβλήματα.

Σύμφωνα με το νόμο του Darcy και τις υποθέσεις του Dupuit προκύπτει η εξίσωση του Dupuit:

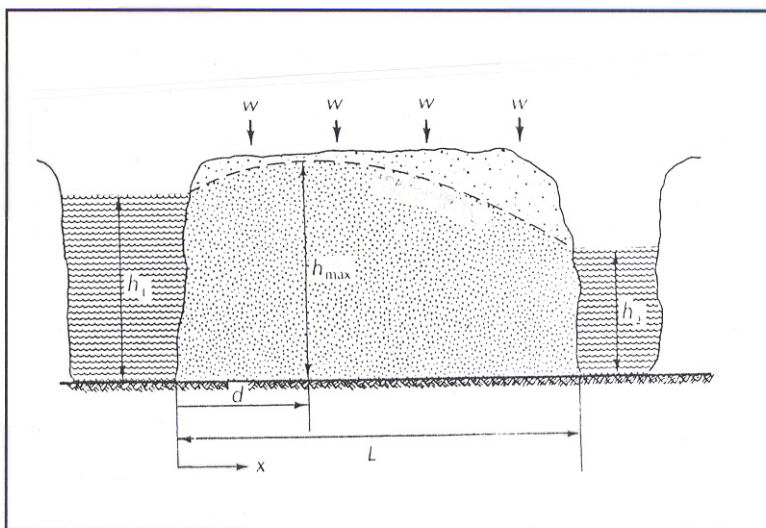
$$q = -\frac{1}{2}K \frac{(h_2^2 - h_1^2)}{L} \quad (1)$$

η οποία δίνει την ποσότητα της ροής ανά μονάδα εύρους του υδροφόρου μεταξύ δύο διατομών με κορεσμένο πάχος h_2 και h_1

Από την εξίσωση αυτή μπορεί επίσης να εκτιμηθεί το κορεσμένο πάχος του υδροφόρου σε μια ενδιάμεση θέση.

Για να παραμείνει σταθερή η ροή, οποιαδήποτε αλλαγή σ' αυτήν θα πρέπει να είναι ίση με το κέρδος (διήθηση) ή την απώλεια νερού (εξατμισοδιαπνοή) σε κάθε μήκος της επιφάνειας του υδροφόρου στο στοιχειώδες τμήμα.

Στην περίπτωση επιφανειακής τροφοδοσίας οι συνθήκες ροής είναι πλέον διαφορετικές. Όπως έχει ήδη αναφερθεί σε τέτοιες περιοχές οι γραμμές ροής απομακρύνονται από την περιοχή τροφοδοσίας ακτινωτά. Έτσι λοιπόν στον ελεύθερο υδροφόρο θα παρατηρείται μια ροή προς όλες τις κατευθύνσεις. Στο σχήμα 59 φαίνεται η ροή αυτή και προς τα αριστερά και προς τα δεξιά.



Σχ. 59 Ροή σε ελεύθερο υδροφόρο, η οποία δέχεται εξωτερική τροφοδοσία ή υποβάλλεται σε εξάτμιση.

Γνωρίζοντας το κορεσμένο πάχος h_1, h_2 σε σημεία που απέχουν L ή στην περίπτωση των οριακών συνθηκών του σχήματος 59 το βάθος των σωμάτων νερού (ποτάμι, κανάλι), μπορεί να υπολογισθεί το υψόμετρο της στάθμης οπουδήποτε μεταξύ των δύο σημείων.

$$h^2 = h_1^2 - \left(\frac{h_1^2 - h_2^2}{L}\right)X + \frac{W}{K}(L - X)X \quad (2)$$

όπου $W = \eta$ ταχύτητα ροής (τροφοδοσίας ή απώλειας).

Στην περίπτωση κατά την οποία δεν παρατηρείται απώλεια η τροφοδοσία νερού δηλ. $W = 0$ (σχ.58) τότε το υψόμετρο της ζητούμενης θέσης είναι:

$$h^2 = h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)X}{L} \quad (3)$$

Η παροχή q ανά μονάδα εύρους σ' οποιαδήποτε διατομή που απέχει από την αρχή X και σε συνδυασμό με την εξίσωση (2) και το νόμο του Darcy δίνεται από :

$$q_x = \frac{k(h_1^2 - h_2^2)}{2L} - W\left(\frac{L}{2} - X\right) \quad (4)$$

Εάν η επιφάνεια του υδροφόρου υποβάλλεται σε διήθηση (εμπλουτισμό) τότε παρατηρείται ένας υπόγειος υδροκρίτης. Στην περίπτωση αυτή η παροχή σε διατομή που περνά από τον υδροκρίτη είναι μηδέν δηλ. $q = 0$. Τότε εάν d η απόσταση του υδροκρίτη από την αρχή (h_1) από την εξίσωση (4) αφού $X = d$ προκύπτει :

$$d = \frac{L}{2} - \frac{K}{W} \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2L} \quad (5)$$

Όταν η απόσταση d είναι γνωστή τότε η ανύψωση της στάθμης του υδροφόρου στο σημείο του υδροκρίτη μπορεί να προσδιοριστεί από την εξίσωση (2).

Επομένως στα ελεύθερα υδροφόρα θα πρέπει να ξεχωρίσουμε τη ροή που δεν δέχεται εξωτερική τροφοδοσία ή απώλεια από και προς το εξωτερικό περιβάλλον. Στην περίπτωση αυτή η ποσότητα της ροής (παροχή) είναι η ίδια σε οποιαδήποτε διατομή μεταξύ των ακραίων θέσεων, θέσεις γεωτρήσεων και υπολογίζεται από την εξίσωση (1)

Εάν στον ελεύθερο υδροφόρο παρατηρείται, τροφοδοσία ή απώλεια, με ρυθμό ροής W τότε παρατηρείται ένα μέγιστο ή ελάχιστο φορτίο, μεταξύ των δύο οριακών θέσεων (θέσεις γεωτρήσεων ή διαφόρων τεχνικών έργων) και η παροχή Q ανά μονάδα εύρους διαφέρει σε κάθε διατομή ανάλογα με τη θέση της τομής (X) ως προς το σημείο με το μεγαλύτερο φορτίο με βάση την εξίσωση (4).

Για τις ακραίες θέσεις η παροχή υπολογίζεται με την παραπάνω εξίσωση (4) ως εξής:

-για τη θέση με το μεγαλύτερο φορτίο θεωρείται $X = L$.

-για τη θέση με το μικρότερο φορτίο θεωρείται $X = 0$.

4.6. ΔΙΚΤΥΑ ΡΟΗΣ (ορισμός, σχεδίαση, λύση)

Για συνοριακές συνθήκες σ' ένα υδροφόρο μπορούν να σχεδιαστούν οι ισοδυναμικές γραμμές και οι γραμμές ροής. Όπως έχει αναφερθεί **ισοδυναμικές** είναι οι γραμμές ίσου υδραυλικού φορτίου και οι **γραμμές ροής** που είναι πάντα κάθετες προς αυτές απεικονίζουν την διεύθυνση ροής. Έτσι σε ισότροπους υδροφορείς σχηματίζουν μικρά σχεδόν ισοδύναμα ορθογώνια. Τα ορθογώνια αυτά αποτελούν το **δίκτυο ροής**. (σχ.60).

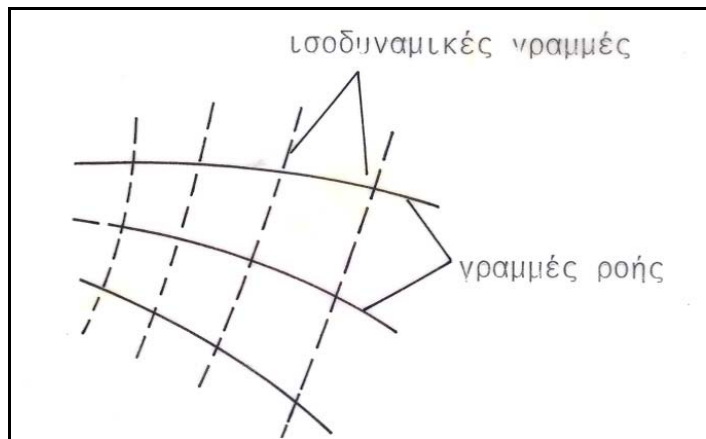
Η κατασκευή των δικτύων ροής είναι μια κατάλληλη μέθοδος για προβλήματα διαστάτης ροής σ' ένα ισότροπο μέσο και εφαρμόζεται ιδιαίτερα σε συνοριακές συνθήκες (υδραυλικά όρια). Ως τέτοιες για παράδειγμα μπορούν να θεωρηθούν οι ροές κάτω από ένα φράγμα (σχ.61), όπου ως **όρια** θεωρούνται, οι στεγανές επιφάνειες του φράγματος, η AB

(πάνω και κάτω από το έδαφος), και η ΓΔ όπως και κάθε άλλη αδιαπέρατη επιφάνεια κάθε κατασκευής. Σύμφωνα με την συνθήκη του **Neuman**, κατά την οποία η μεταβολή του υδραυλικού φορτίου σε αδιαπέρατες επιφάνειες κατά την κάθετη διεύθυνση προς αυτές είναι μηδέν, σημαίνει πως σε τέτοιες τεχνητές επιφάνειες οι ισοδυναμικές γραμμές είναι κάθετες και κατά συνέπεια οι γραμμές ροής είναι παράλληλες προς τα όρια αυτά. Επίσης όριο θεωρείται η επιφάνεια του εδάφους ΕΓ και ΔΖ, που θεωρούνται στην προκειμένη περίπτωση επιφάνειες διείσδυσης από τις οποίες διηθείται το νερό προς το υπέδαφος και αντίστροφα.

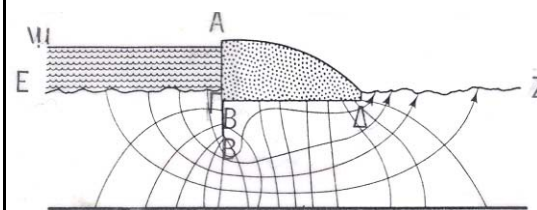
Σύμφωνα με τη συνθήκη του Dirichlet όπου κατά μήκος αυτών των επιφανειών το φορτίο είναι σταθερό σημαίνει πως τέτοιες επιφάνειες ταυτίζονται με μια ισοδυναμική επιφάνεια, επομένως οι ισοδυναμικές γραμμές είναι παράλληλες προς αυτές και οι γραμμές ροής κάθετες.

Η επιφάνεια ελεύθερου υδροφόρου στρώματος (σχ.62) θεωρείται επιφάνεια ροής. Επομένως εδώ η κίνηση γίνεται παράλληλα προς αυτήν και κατά συνέπεια οι ισοδυναμικές γραμμές είναι κάθετες προς αυτή. Αυτό επί πλέον σημαίνει πως το υδραυλικό φορτίο σε μια διεύθυνση σχετικά κατακόρυφη (εξαρτάται αν εξετάζουμε διδιάστατη ή τριδιάστατη ροή) (σχ.62), δεν μεταβάλλεται με το βάθος αλλά παραμένει σταθερό και ορίζεται ως το φορτίο αυτό που η ισοδυναμική γραμμή τέμνει την επιφάνεια του υδροφόρου (υψόμετρο στάθμης σ' εκείνο το σημείο).

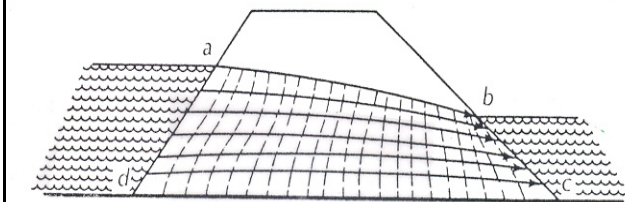
Στην περιοχή ροής σχεδιάζονται αρχικά και προσεκτικά ελάχιστες γραμμές ροής σε ίσα διαστήματα κατά μήκος όλου του εύρους της περιοχής. Αυτές βέβαια είναι μόνο ελάχιστες από ένα άπειρο αριθμό γραμμών, που μπορούν να σχεδιαστούν. Οι γραμμές ροής θα αρχίζουν και θα τελειώνουν σε υδραυλικά όρια, που αποτελούν ισοδυναμικές επιφάνειες και κάθετα προς



Σχ. 60 Δίκτυο ροής



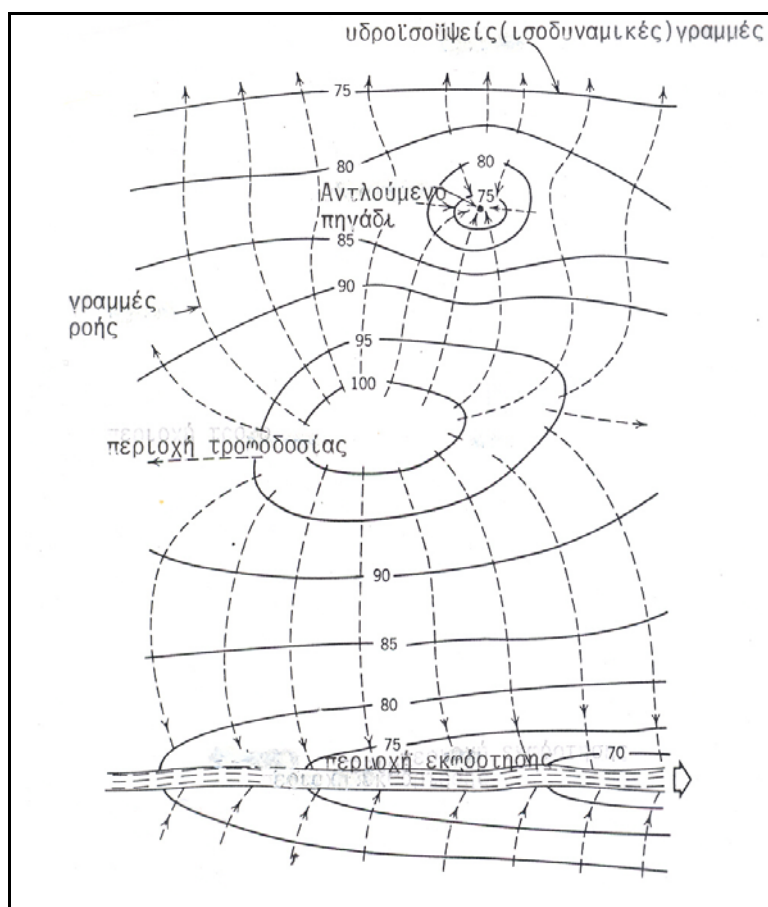
Σχ. 61 Απεικόνιση ροής κάτω από φράγμα με δίκτυο ροής.



Σχ. 62 Δίκτυο ροής σε χωμάτινο φράγμα

αυτές. Τέλος θα πρέπει να προστεθούν ενδιάμεσα όλες οι ισοδυναμικές γραμμές με στόχο τα σχηματιζόμενα παραλληλόγραμμα από την τομή των γραμμών (ροής και ισοδυναμικών) να είναι περίπου τετράγωνα και όσο το δυνατόν ισοδύναμα με τις σχετικά περισσότερο όμως άνισες γωνίες στα όρια του δικτύου.

Το σύνολο των ισοδυναμικών γραμμών αποτελούν την **ισοδυναμική επιφάνεια**, η οποία στους ελεύθερους υδροφόρους αναφέρεται ως υδροστατική και στους αρτεσιανούς ως πιεζομετρική ή ισοπιεζομετρική. Η γραφική τώρα παράσταση, πάνω σε ένα επίπεδο, των ισοδυναμικών γραμμών και των γραμμών ροής αποτελεί ένα **δίκτυο ροής ή χάρτη υδροϊσοϋψών ή ισοπιεζομετρικό χάρτη**. (σχ.63).



Σχ.63 Χάρτης υδροϊσοϋψών, που δείχνει με τις υδροϊσοϋψείς (ισοδυναμικές γραμμές) και τις γραμμές ροής, τις περιοχές τροφοδοσίας και αποστράγγισης των υπόγειων νερών. (Heath-Trainer 1968)

Η πρακτική σημασία των παραπάνω χαρτών πέραν των άλλων που θα αναφερθούν σε επόμενο κεφάλαιο, βρίσκεται στον εντοπισμό περιοχών εμπλουτισμού ή τροφοδοσίας των υπόγειων νερών με ιδιαίτερη σημασία στις περιπτώσεις εισπίεσης λυμμάτων, όπου οι περιοχές εμπλουτισμού αν δεχτούν λύματα ή χημικά κατάλοιπα, θεωρείται επικίνδυνο γιατί θα προκαλέσουν ρύπανση των υπόγειων νερών σε μια αρκετά μεγάλη κλίμακα. Επίσης η επιτυχημένη τοποθέτηση υδρομαστευτικών έργων στηρίζεται σε μεγάλο βαθμό στο

σχεδιασμό τέτοιων δικτύων (ροής, ή χαρτών). Ακόμη ο προσδιορισμός της σχέσης επιφανειακών αξόνων απορροής με τα υπόγεια νερά, είναι επίσης δυνατός με το σχεδιασμό τέτοιων δικτύων. Στο σχήμα 63 απεικονίζεται σ' ένα ισοπιεζομετρικό χάρτη η σχέση υπόγειων νερών και ποταμού καθώς και η σχέση τους με αντλούμενο πηγάδι. Τέλος ένα δίκτυο ροής μπορεί να χρησιμοποιηθεί για μια ποσοτική εκτίμηση της ροής των υπόγειων νερών με την βοήθεια εφαρμογής του νόμου του Darcy, κάτω βέβαια από ορισμένες προϋποθέσεις, όπως το μέσο να είναι ισότροπο, στρωτή και διδιάστατη η ροή, συνθήκες εφαρμογής του νόμου του Darcy κ.ά.

4.6.1 Ερμηνεία πιεζομετρικών ή υδροϊσοϋψών χαρτών.

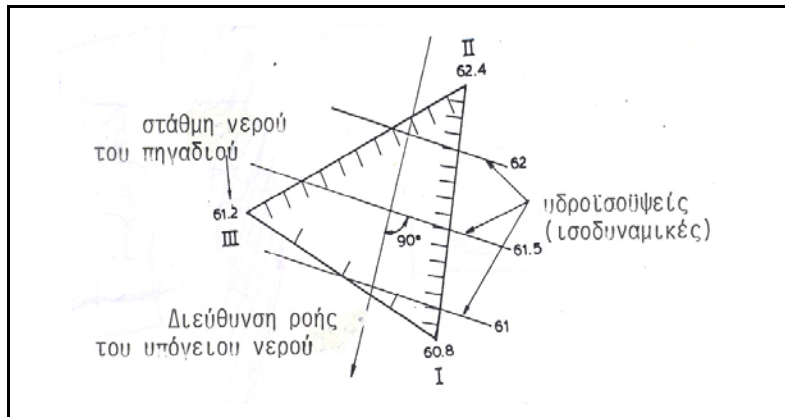
Η μορφή της επιφάνειας του υπόγειου νερού αποτελεί μια έκφραση των διαφόρων κινήσεων και φαινομένων του υπόγειου νερού. Έτσι ο προσδιορισμός της συμβάλει ουσιαστικά κάτω από προϋποθέσεις, στον προσδιορισμό του τύπου του υδροφόρου και της ροής του υπόγειου νερού, αλλά ακόμη και στην εκτίμηση των υδραυλικών χαρακτηριστικών του υδροφόρου καθώς επίσης και στη μεταβολή των αποθεμάτων σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα.

Την επιφάνεια του υπόγειου νερού (πιεζομετρική για τους υπό πίεση και ελεύθερη για τους ελεύθερους υδροφόρους) μπορούμε να την παρουσιάσουμε με τις ισοπιεζομετρικές (για υπό πίεση υδροφόρα), ή τις υδροϊσοϋψείς καμπύλες (για τα ελεύθερα υδροφόρα), όπως αναφέρθηκε και στην προηγούμενη παράγραφο. Οι καμπύλες αυτές αποτελούν τις ισοδυναμικές γραμμές ενός δικτύου ροής (σχ.63) που στο σύνολό του αποτελεί ένα χάρτη (ισοπιεζομετρικό ή υδροϊσοϋψή) που απεικονίζει τη μορφή της επιφάνειας του υπόγειου νερού. Το σχήμα της επιφάνειας δεν είναι ποτέ οριζόντιο. Γενικά καθορίζεται από πολλούς παράγοντες όπως η υδραυλική συμπεριφορά του υδροφορέα, οι "οριακές συνθήκες" και πολλές φορές τα γεωμετρικά στοιχεία του υδροφορέα.

Οι υδροϊσοϋψείς ή οι ισοπιεζομετρικές καμπύλες κατασκευάζονται όπως και οι ισοδυναμικές γραμμές ενός δικτύου ροής με τη μέθοδο των τριγώνων (σχ.64) χρησιμοποιώντας ορισμένα σημεία (γεωτρήσεις) όπου γνωρίζουμε τη στάθμη της επιφάνειας του νερού.

Οι χάρτες των υδροϊσοϋψών θα πρέπει να κατασκευάζονται με βάση τις στάθμες ενός όσο το δυνατόν συντόμου χρονικού διαστήματος (π.χ. εβδομάδας) και θα αναφέρονται στο μήνα που ανήκει το διάστημα αυτό. Ο λόγος είναι ότι η στάθμη ενός υδροφόρου ορίζοντα δεν είναι σταθερή αλλά κυμαίνεται σχεδόν αέναα, κατά τη διάρκεια του έτους (σχ.47), όπως πιο αναλυτικά παρουσιάστηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο.

Μπορούμε επίσης να κατασκευάσουμε ένα χάρτη για την ανώτατη και έναν για την κατώτατη ετήσια στάθμη. Οι χάρτες αυτού του είδους βοηθούν στον υπολογισμό, σε συνδυασμό όμως και με άλλες παραμέτρους, της μεταβολής των αποθεμάτων στον ετήσιο κύκλο του νερού.



Σχ. 64 Τρόπος σχεδίασης των ισοδυναμικών γραμμών (υδροϊσοϋψών) και της διεύθυνσης ροής (γραμμών ροής) του υπόγειου νερού από το απόλυτο υψόμετρο της στάθμης τριών πηγαδιών.

Για την κατασκευή των ισοπιεζομετρικών χαρτών θα πρέπει να λαμβάνονται υπ' όψη ορισμένα στοιχεία όπως το σύντομο διάστημα των μετρήσεων που αναφέρθηκε προηγουμένως, επίσης προτείνεται, αυτοί να κατασκευάζονται κατά τις περιόδους με χαμηλές ή υψηλές στάθμες γιατί οι συνθήκες που αντιστοιχούν τότε είναι σχετικά πιο αδιατάρακτες. Διαφορετικά στοιχεία (απότομες μεταβολές) που εμφανίζονται κατά τη σχεδίαση του χάρτη, θα πρέπει να αντιμετωπίζονται με σκεπτικισμό. Η διαφοροποίηση μπορεί να οφείλεται σε ένα αριθμό τυχαίων συμβάντων δηλ. στην πριν από λίγο άντληση μιας γεώτρησης, σε λάθος υπολογισμό του υψομέτρου ή ακόμη και στο γεγονός ότι η γεώτρηση υδρομαστεύει από ένα διαφορετικό υδροφόρο σύστημα.

Η ισοδιάσταση των χαρτών κυμαίνεται συνήθως από 1-20 μέτρα ανάλογα βέβαια με την κλίμακα του τοπογραφικού χάρτη που χρησιμοποιείται ως υπόβαθρο, αλλά και με την υδραυλική κλίση της επιφάνειας του νερού.

Σ' ένα χάρτη υδροϊσοϋψών διακρίνονται επίσης οι άξονες ροής (γραμμές ροής) του νερού των υδροφόρων των οποίων η επιφάνεια απεικονίζεται στο χάρτη. Οι άξονες ροής (γραμμές ροής) κατευθύνονται προς τις υδροϊσοϋψείς καμπύλες με το μικρότερο υδραυλικό φορτίο.

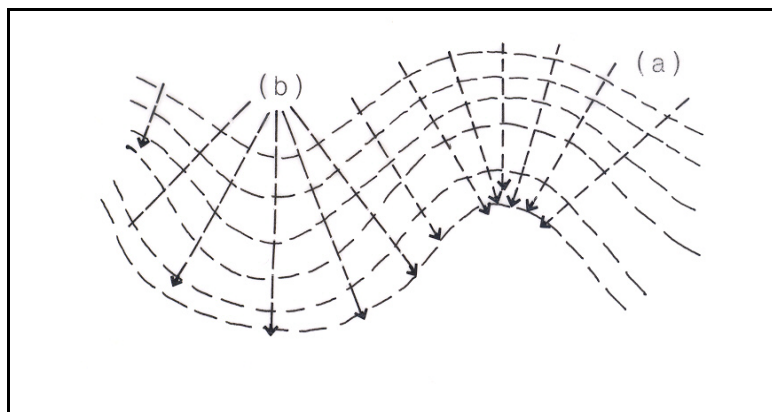
Συνήθως οι ισοδυναμικές γραμμές σ' ένα τέτοιο δίκτυο ροής είναι καμπύλες γραμμές ποικίλων ανοιγμάτων (σχ.65), και αντιστοιχούν έτσι σε κυρτώματα (αντίκλινα) ή κοιλώματα (σύγκλινα). Στην περίπτωση του "συγκλίνου", ο άξονάς του αντιστοιχεί σε ένα άξονα με αποκλίνουσες γραμμές ροής, ή όπως αλλιώς λέγεται σ' ένα άξονα τροφοδοσίας. Αντιστοιχεί δηλαδή σ' έναν υπόγειο υδροκρίτη, ο οποίος έχει την ίδια σχεδόν έννοια με τον επιφανειακό υδροκρίτη.

Στην περίπτωση "αντικλίνου" ο άξονάς του αντιστοιχεί σ' ένα άξονα υπόγειας αποστράγγισης πρόκειται δηλαδή εδώ για ένα άξονα που αποστραγγίζει τα υπόγεια νερά της γύρω περιοχής.

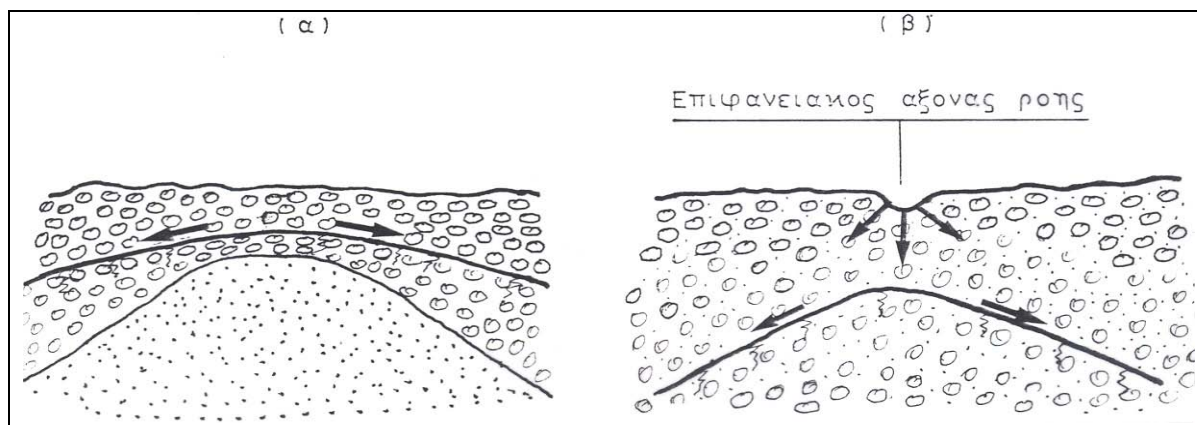
Πολλές φορές οι υπόγειοι άξονες αποκλίνουσας ροής (τροφοδοσίας) ταυτίζονται με επιφανειακούς άξονες ροής (σχ.66α) δηλ. συμπίπτουν με επιφανειακούς άξονες τροφοδοσίας.

Αυτό συμβαίνει γιατί η περατότητα του υλικού σε σχέση με το μέγεθος της διηθούμενης παροχής νερού δεν επιτρέπει την άμεση υπόγεια εκκένωση του νερού, με αποτέλεσμα να παρατηρείται ένα "φούσκωμα" του ορίζοντα. Επίσης τέτοιοι άξονες (αποκλίνουσας ροής) είναι δυνατόν να εμφανιστούν και σε περιοχές που αντιστοιχούν σε θύλακες ή σε μεταβάσεις προς υλικό μικρότερης περατότητας ή μικρότερου πάχους του καλής περατότητας υλικού (σχ.66β).

Η χάραξη πάνω στον πιεζομετρικό χάρτη των αξόνων τροφοδοσίας και των αξόνων στράγγισης επιτρέπει τον καθορισμό των ορίων των μεγάλων υδρολογικών μονάδων και των υδρογεωλογικών λεκανών (Castany 1968).



Σχ. 65.(α) Κυρτώματα (αντίκλινα) και (β) κοιλώματα (σύγκλινα) υδροϊσοϋψών που συμπίπτουν αντίστοιχα με συγκλίνουσες αποκλίνουσες και γραμμές ροής.

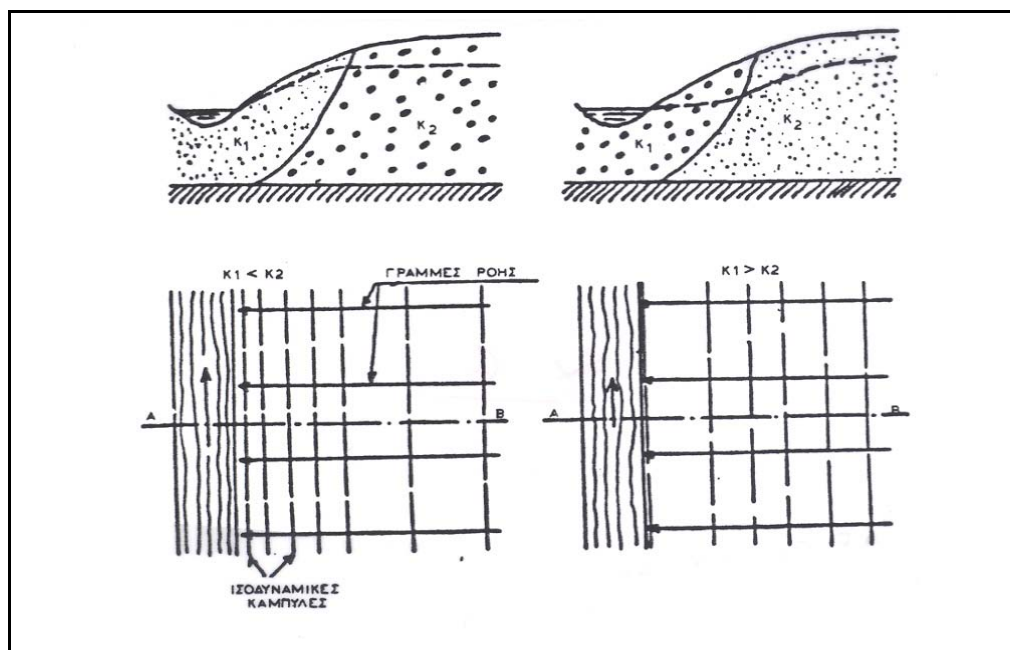


Σχ. 66 Αξονες αποκλίνουσας ροής που οφείλονται δε διαφορετικούς λόγους α) αναθόλωσης υποκείμενου υλικού μικρότερης περατότητας β) ταύτιση με επιφανειακό άξονα ροής.

Η πυκνότητα των ισοδυναμικών γραμμών σ' ένα χάρτη απεικονίζει το βαθμό κλίσης της επιφάνειας του νερού. Πυκνές γραμμές δηλ. μικρή απόσταση μεταξύ τους δηλώνει μια μεγάλη υδραυλική κλίση, αντίθετα στις περιοχές με μεγάλες αποστάσεις δηλώνεται μια μικρή υδραυλική κλίση.

Η πυκνωση ή η αραιωση των ισοδυναμικών γραμμών και κατά συνέπεια η μεταβολή της κλίσης της επιφάνειας του υδροφόρου εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Εάν πρόκειται

για ομοιογενές υλικό κυρίως από υδρογεωλογικής πλευράς που εντοπίζεται όμως και σε ομαλές μορφολογικές συνθήκες, τότε η διαφοροποίηση αναφέρεται στη διαφορά περατότητας η οποία είναι αντιστρόφως ανάλογη με τις κλίσεις (σχ.67) .

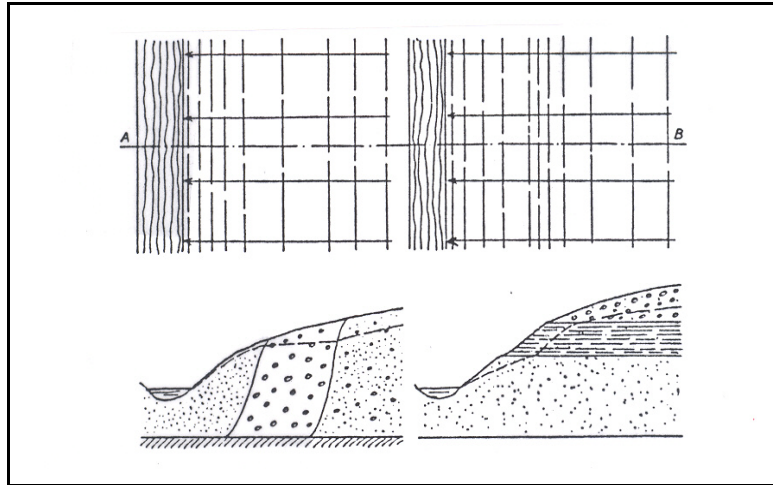


Σχ.67. Επίδραση της υδραυλικής αγωγιμότητας πάνω στο χάρτη των υδροϊσοϋψών (με πύκνωση ή αραιώση των γραμμών) (Castany 1963)

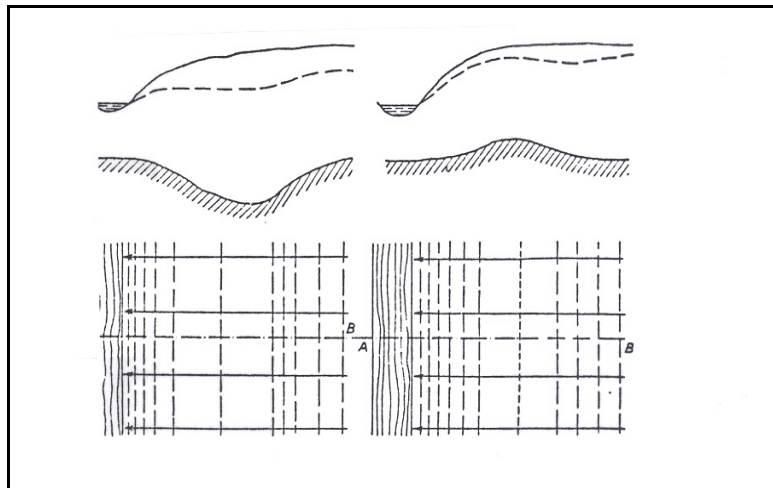
Στην αντίθετη περίπτωση αυτή η διαφοροποίηση εξαρτάται από τις διαφορετικές υδρογεωλογικές συνθήκες (πάχος υδροφόρου, αύξηση παροχής του υδροφόρου λόγω πλευρικών διηθήσεων κ.λ.π) και από τις διαφορετικές μορφολογικές κλίσεις.

Αξίζει επίσης να σημειωθεί στην περίπτωση ομοιόμορφης υδρογεωλογικής δομής η μοναδιαία παροχή νερού από τους υδροφόρους της περιοχής είναι μεγαλύτερη στην περιοχή με μεγάλη κλίση και αντιστρόφως. Συμπερασματικά λοιπόν θα μπορούσε να ειπωθεί πως όταν η απόσταση των ισοδυναμικών γραμμών σε μια περιοχή που απεικονίζεται σ' ένα πιεζομετρικό χάρτη είναι σταθερή, τότε όλα τα στοιχεία του υδροφόρου παραμένουν τα ίδια (σταθερά). Πρόκειται δηλαδή για ομοιόμορφη ροή. Όταν όμως μεταβάλλονται τότε αντίστοιχα η κλίση, η υδραυλική αγωγιμότητα (K) και η μοναδιαία παροχή μεταβάλλονται σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως (σχ.68). Πρόκειται δηλ. για μια ανομοιόμορφη ροή.

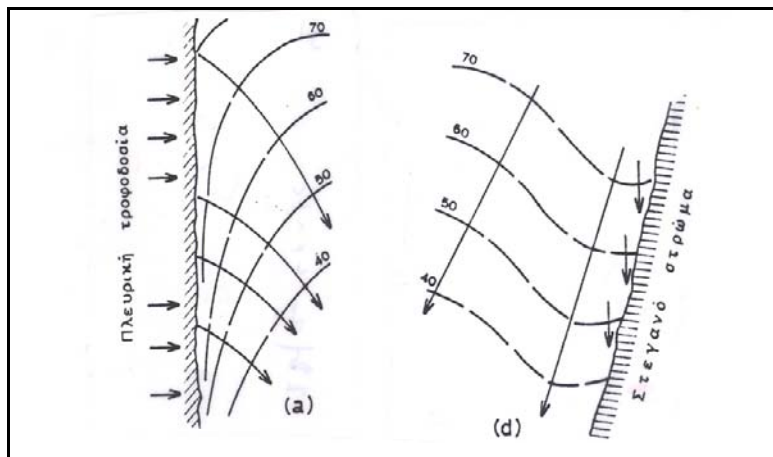
Εχει παρατηρηθεί πολλές φορές ότι η στάθμη του ελεύθερου υδροφόρου στρώματος ακολουθεί τη μορφή του ανάγλυφου (σχ.69). Ανάλογα με τη μορφή του χάρτη καθορίζεται ο τύπος ροής, αλλά ιδιαίτερα καθορίζεται η σχέση του υδροφόρου με τα γειτονικά κράσπεδα ή τα υδάτινα σώματα (λίμνες, ποταμοί, κ.λ.π). Στο σχήμα 70 διακρίνονται ορισμένα από τα παραπάνω χαρακτηριστικά, γραμμές ροής κάθετες ή πλάγιες προς τα κράσπεδα δηλώνουν μια έμμεση τροφοδοσία. Ποσοτικά η τροφοδοσία αυτή εξαρτάται από τη γωνία που σχηματίζουν οι γραμμές ροής με το όριο (κράσπεδα) αλλά σε συνδυασμό



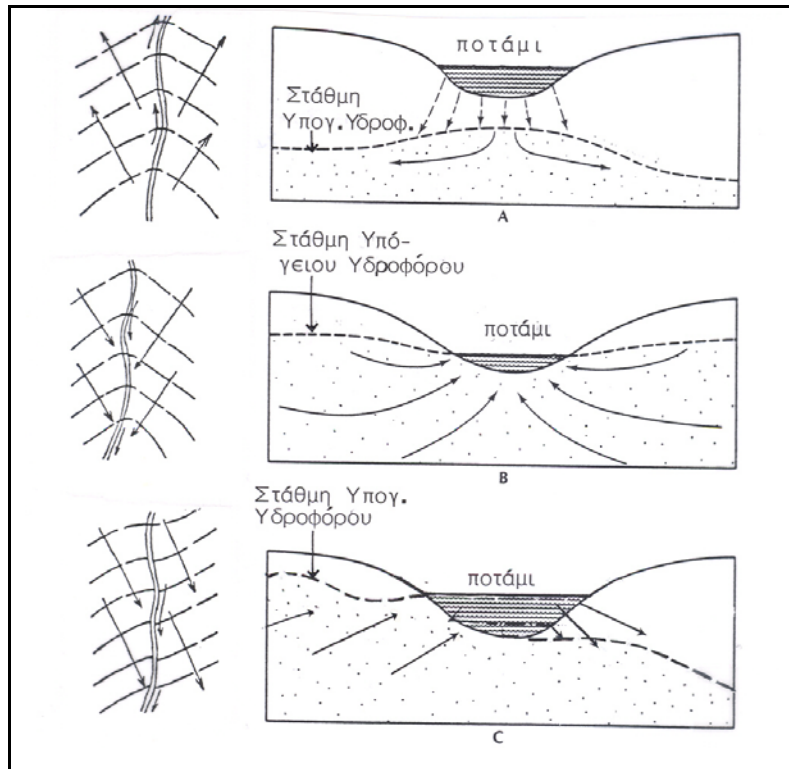
Σχ.68. Ανομοιόμορφη ροή. Διαφορετική απόσταση ισοδυναμικών γραμμών (κλίσης υδροφόρου) που οφείλεται στη διαφορετική υδραυλική αγωγιμότητα (Castany 1968)



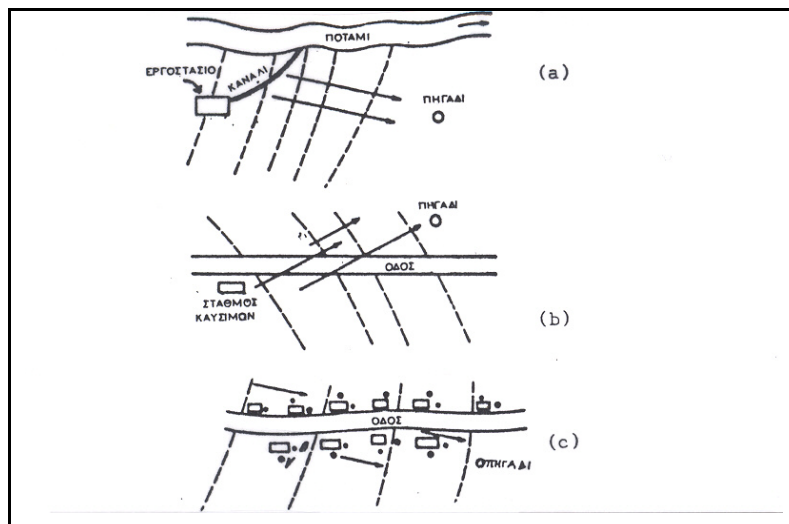
Σχ.69. Επίδραση της μορφολογίας του υποβάθρου πάνω στο χάρτη των υδροϊσοψών
α) ταπείνωση υποβάθρου, β) αναθόλωση υποβάθρου (Castany 1963).



Σχ.70. Απεικόνιση της τροφοδοσίας ή μή των υδροφόρων από τα κράσπεδα. (Castany 1963)



Σχ.71. Σχέσεις υδροφόρου - ποταμού Α. Τροφοδοσία του υδροφόρου από το ποτάμι Β. Τροφοδοσία του ποταμού από το υδροφόρο C. Μικτή περίπτωση



Σχ. 72. Σχέση πηγών ρύπανσης νερών πηγαδιών. α. Περίπτωση αποβλήτων εργοστασίων β. Περίπτωση βενζινάδικου και γ. Περίπτωση αποχετεύσεων οικισμού (Thurner 1967)

πάντα με την πύκνωση ή την αραιώση των υδροϊσοϋψών. Γραμμές ροής παράλληλες προς τα κράσπεδα δηλώνουν στεγανό σώμα. Επίσης στο σχήμα 71 φαίνεται ανάλογα με τα κυρτώματα και τα κοιλάματα των υδροϊσοϋψών πότε ένα υδροφόρο στρώμα τροφοδοτείται από ένα ποτάμι και πότε συμβαίνει το αντίθετο. Η σωστή σχεδίαση των ισοδυναμικών γραμμών (υδροϊσοϋψών) της επιφάνειας των υπόγειων νερών και κατά συνέπεια των γραμμών ροής

μπορεί να βοηθήσει στη σωστή τοποθέτηση των πηγαδιών ως προς διάφορες τοπικές εστίες ρύπανσης ή το αντίθετο δηλ. να εξετασθεί η περίπτωση πιθανής ρύπανσης υπαρχόντων πηγαδιών από νέες πηγές ρύπανσης (σχ.72)

4.6.2. Γραφική λύση των δικτύων ροής

Αφού σχεδιαστεί το δίκτυο ροής όπως προαναφέρθηκε, η παροχή Q για κάθε εγκάρσια διατομή του δικτύου υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$Q = Ki A \text{ (εξίσωση Darcy)}$$

Συνήθως η σχεδίαση του δικτύου ροής και κατά συνέπεια ο προσδιορισμός της διεύθυνσης ροής του υπόγειου νερού στηρίζεται στις μετρήσεις στάθμης σε τρία τουλάχιστον πηγάδια (σχ.64).

Στο δίκτυο ροής (σχ.73) θεωρώντας δύο διαδοχικές γραμμές ροής ως αδιαπέρατα όρια μια και δεν υπάρχει ροή κάθετη προς αυτές, μπορεί να υπολογιστεί η παροχή σε διάφορες θέσεις με την εξίσωση του Darcy.

Η παροχή στη διατομή θέση 1 μεταξύ δύο γραμμών ροής είναι:

$$q_1 = b_1 U_1$$

και η παροχή σε μια άλλη διατομή στη θέση 2 μεταξύ των ίδιων γραμμών ροής

$$q_2 = b_2 U_2$$

όπου b_1 και b_2 η απόσταση μεταξύ των δύο γραμμών ροής στις δύο θέσεις αντίστοιχα.

Επειδή στον ίδιο αγωγό η παροχή σε οποιαδήποτε διατομή είναι ίδια άρα $q_1 = q_2$ κατά συνέπεια:

$$b_1 V_1 = b_2 V_2 \quad \eta' \quad b_1 k_1 I_1 = b_2 k_2 I_2 \quad \eta' \quad \frac{k_1}{k_2} = \frac{b_2 I_2}{b_1 I_1}$$

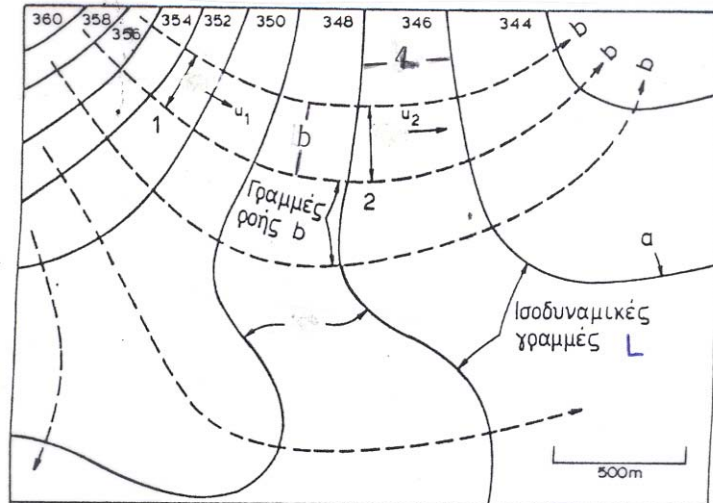
που k = η υδραυλική αγωγιμότητα

και I = η υδραυλική κλίση

Όταν οι γραμμές ροής είναι παράλληλες τότε $b_2 = b_1$ άρα η προηγούμενη εξίσωση γίνεται:

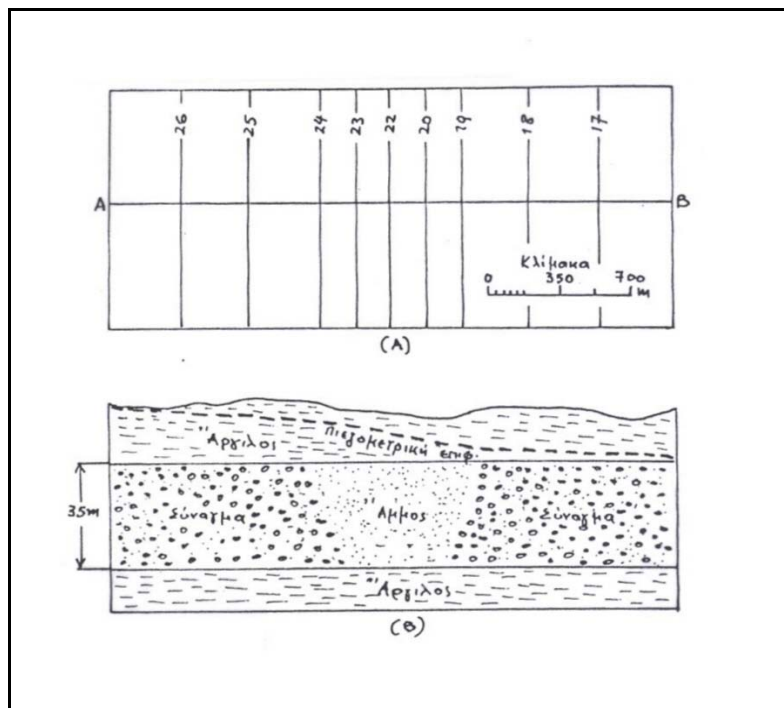
$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{I_2}{I_1}$$

Αυτή σημαίνει ότι σ' ένα αγωγό με ομοιόμορφη υπόγεια ροή η υδραυλική αγωγιμότητα είναι



Σχ. 73 Σχεδίαση δικτύου ροής με απόσταση ισοδυναμικών γραμμών L και γραμμών ροής b.

αντιστρόφως ανάλογη με την υδραυλική κλίση, δηλ. στις περιοχές όπου η υδραυλική αγωγιμότητα είναι μικρή τότε η υδραυλική κλίση θα είναι μεγάλη και κατά συνέπεια οι



Σχ. 74 Επίδραση της υδραυλικής αγωγιμότητας στην υδραυλική κλίση. Α. πιεζομετρικός χάρτης. Β. μεταβολή του k (Heath-Trainer 1968)

ισοδυναμικές γραμμές θα απεχουν μικρή απόσταση. Αντίθετα σε περιοχές με μεγάλη υδραυλική αγωγιμότητα η υδραυλική κλίση θα είναι μικρή και επομένως οι ισοδυναμικές γραμμές θα απέχουν απόσταση μεγάλη (σχ.74). Σύμφωνα με τα σχήματα (60,62) ένα δίκτυο ροής αποτελείται από N_f κανάλια ροής (αγωγοί μεταξύ δυο διαδοχικών γραμμών ροής) και N_b

ζεύγη ισοδυναμικών γραμμών.

Ανάμεσα λοιπόν σε δυο διαδοχικές γραμμές ροής (σχ.73), η παροχή q' οποιαδήποτε διατομή ανά μονάδα πάχους θα είναι

$$\Delta q = kIb / \text{ανά μονάδα πάχους}$$

όπου $b =$ η απόσταση μεταξύ δύο γραμμών ροής.

Αν L η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών ισοδυναμικών γραμμών, θεωρώντας δε, ότι μεταξύ των δύο διαδοχικών γραμμών υπάρχει σταθερή απώλεια φορτίου Δh τότε η συνολική διαφορά φορτίου σ'όλο το δίκτυο θα είναι

$$H = N_b \cdot \Delta h.$$

Όπου N_b ο αριθμός ζευγών ισοδυναμικών γραμμών.

Η παροχή μεταξύ δύο γραμμών ροής υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$\Delta q = k \frac{\Delta h}{L_s} \cdot b_s$$

Όταν το δίκτυο κατασκευάζεται έτσι ώστε τα ορθογώνια να είναι τετράγωνα τότε: $L = b$
Επομένως:

$$\Delta Q = k \cdot \Delta h \frac{b_s}{L_s} = k \cdot \Delta h$$

Έτσι λοιπόν για τα N_f κανάλια ροής έχουμε:

$$q = N_f \Delta q$$

Με βάση το συνολικό φορτίο του δικτύου η παροχή μεταξύ των ακραίων γραμμών ροής θα είναι:

$$q = \frac{N_f}{N_b} \cdot kH / \text{ανά μονάδα πάχους}$$

οπότε η συνολική παροχή Q σ' όλο το πάχος (m) στο δίκτυο θα είναι:

$$Q = \frac{N_f}{N_b} \cdot kHm$$

$H =$ η μεταβολή φορτίου σε δύο ακραίες θέσεις, δηλ. σε δύο ακραίες ισοδυναμικές γραμμές.

Παράδειγμα

Να υπολογισθεί η διαρροή νερού κάτω από το φράγμα βαρύτητας (σχ.75), που έχει μήκος 40m. Η απώλεια φορτίου μεταξύ της ανάντη (πλευρά λεκάνης) και της κατάντη είναι 20m. Η υδραυλική αγωγιμότητα των υλικών υπεδάφους κάτω από το φράγμα είναι $k = 30\text{m}/\eta\mu\epsilon\rho\alpha$.

Λύση

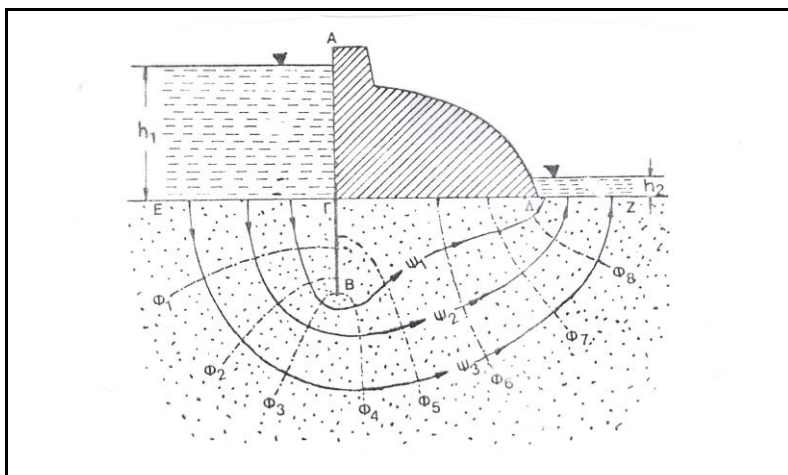
Με βάση τον τρόπο, σχεδιασμού του δικτύου ροής, έχουν σχεδιαστεί 4 κανάλια ροής ($N_f=4$) και 10 ζεύγη ισοδυναμικών γραμμών ($N_b = 10$).

Από τον αντίστοιχο τύπο η παροχή είναι:

$$Q = kH \frac{N_f}{N_b} = 30\text{m}/\eta\mu\epsilon\rho\alpha \cdot 20\text{m} \cdot \frac{4}{10} \text{ /ανά μονάδα εύρους}$$

$$Q = 240\text{m}^2 / \eta\mu\epsilon\rho\alpha \text{ /ανά μονάδα εύρους}$$

$$Q_{\text{ολ}} = 240\text{m}^2 / \eta\mu\epsilon\rho\alpha \cdot 40\text{m} = 9600\text{m}^3 / \eta\mu\epsilon\rho\alpha$$



Σχ.75 Ροή που πραγματοποιείται κάτω από ένα φράγμα (ψ γραμμές ροής και ϕ ισοδυναμικές) (Σούλιος 1986).

4.6.3 Εφαρμογές των δικτύων ροής

Εκτός από την ποσοτική εκτίμηση της ροής σ' ένα υδροφόρο σε συνοριακές συνθήκες όπως κατά τον υπολογισμό της παροχής κάτω από ένα φράγμα ή την παροχή νερού σ' ένα τεχνικό έργο που ανοίχθηκε στον υδροφόρο υπάρχουν πάρα πολλές εφαρμογές των δικτύων ροής όπως;

-Καθορισμός της μορφής του υδροφόρου.

-Εκτίμηση μερικών από τις υδραυλικές του ιδιότητες.

Ειδικότερα (Καλλέργης 1986):

α. Μπορεί να υπολογισθεί η μεταβιβατικότητα (T) εφ' όσον είναι γνωστή η παροχή Q του υπόγειου νερού μέσα από μια εγκάρσια τομή σ' έναν υδροφόρο ως εξής:

$$T = \frac{Q}{IL} \text{ (Walton 1970)}$$

Όπου I = η υδραυλική κλίση σε m/km.

L = η μέση εγκάρσια διατομή (εύρος) του υδροφόρου σε km. Το L συνήθως υπολογίζεται από τον πιεζομετρικό χάρτη του υδροφόρου.

β. Η υδραυλική κλίση i από την εξίσωση :

$$i = \frac{C}{W} \text{ (Foley et al 1953)}$$

όπου C = η διαφορά σε m ανάμεσα στις ακραίες ισοδυναμικές γραμμές του υδροφόρου ορίζοντα.

$$W = \frac{A}{L}$$

όπου A η επιφάνεια του υδροφόρου που περιορίζεται μεταξύ δύο ακραίων γραμμών ροής και της ισοδυναμικής επιφάνειας του υδροφόρου σε km^2

L = το μέσο μήκος των ισοδυναμικών γραμμών μεταξύ δύο ακραίων γραμμών ροής σε km.

γ. Ο συντελεστής υδροχωρητικότητας (S), μπορεί να εκτιμηθεί από τη μελέτη της διαφοράς της ποσότητας νερού που περνάει από διαδοχικές ισοδυναμικές καμπύλες που εντοπίζονται μεταξύ δύο γραμμών ροής, με την προϋπόθεση ότι δεν υπάρχουν αφίξεις νερού από την επιφάνεια ή τον πυθμένα του υδροφόρου.

Αυτός υπολογίζεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$S = \frac{Q_2 - Q_1}{\Delta h A} \text{ (Walton 1970)}$$

Όπου Δh = η μεταβολή φορτίου μεταξύ δύο διαδοχικών ισοδυναμικών γραμμών

A = η επιφάνεια μεταξύ δύο διαδοχικών ισοδυναμικών καμπυλών και των οριακών γραμμών ροής.

δ. Στην περίπτωση ενός υδροφόρου που υπόκειται ενός ημιπερατού στρώματος δια μέσου του οποίου τροφοδοτείται από ένα υδροφόρο στρώμα που υπέρκειται του ημιπερατού, μπορεί να υπολογισθεί η ποσότητα νερού Q, που εισρέει στον υδροφόρο από τον τροποποιημένο τύπο του Darcy (Walton, 1970).

$$Q_i = \frac{k\Delta h A}{m}$$

όπου m = το πάχος του ημιπερατού

k = ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας κατά την κατακόρυφο

A = η επιφάνεια του ημιπερατού από την οποία γίνεται η είσοδος νερού

Δh = η διαφορά φορτίου ανάμεσα στον υδροφόρο και στο υδροφόρο στρώμα που τροφοδοτείται με νερό.

Παράδειγμα βλέπε σχήμα (76).

Επίσης από την παραπάνω εξίσωση μπορεί αν είναι τα υπόλοιπα γνωστά να υπολογισθεί η υδραυλική αγωγιμότητα του ημιπερατού κατά την κατακόρυφη έννοια:

$$K' = \frac{Q_i m}{\Delta h A}$$

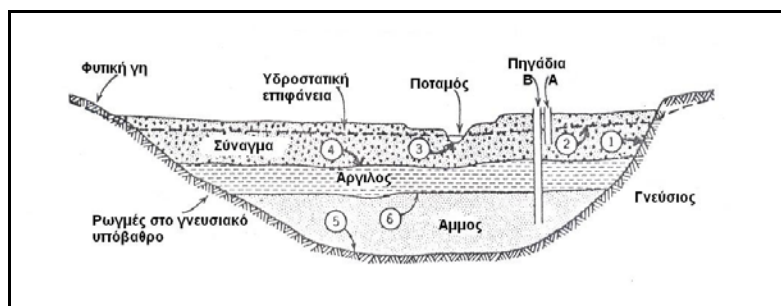
ε. Μπορεί να υπολογισθεί η πραγματική ταχύτητα ροής από την εξίσωση συνέχειας του Dalton.

$$V = \frac{Q}{SA}$$

όπου A = η διατομή υδροφόρου, η οποία σε συνδυασμό με τον εξίσωση του Darcy

$Q = KIA$ μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$V = \frac{K}{S} \quad (\text{Bulter 1957})$$



Σχ. 76 Διάφορα υδραυλικά όρια σε μία υποθετική γεωλογική τομή (Heath-Trainer 1968).

5. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΥΠΟΓΕΙΩΝ ΥΔΡΟΦΟΡΙΩΝ - ΡΟΗ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΠΡΟΣ ΠΗΓΑΔΙΑ (ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ)

5.1 ΓΕΝΙΚΑ

5.1.1. Γενικές εξισώσεις ροής

Όπως είναι γνωστό η κίνηση του νερού στα υπόγεια υδροφόρα ελέγχεται από το νόμο του Darcy και τις διάφορες βασικές διαφορικές εξισώσεις ροής, που έχουν προκύψει και οι οποίες είτε αφορούν μόνιμη είτε ασταθή ροή.

Βασίζονται στη βασική εξίσωση για τρισδιάστατη ροή σ' ένα ισότροπο και ομογενές πορώδες μέσον, που ισχύει για όλα τα είδη των υδροφόρων, κάτω από ελάχιστες τροποποιήσεις, όπως θα φανεί στη συνέχεια.

$$\frac{\theta^2 h}{\theta x^2} + \frac{\theta^2 h}{\theta y^2} + \frac{\theta^2 h}{\theta z^2} = \frac{S}{T} \frac{\theta h}{\theta t} \quad (1)$$

ή για διδιάστατη ροή:

$$\frac{\theta^2 h}{\theta x^2} + \frac{\theta^2 h}{\theta y^2} = \frac{S}{T} \frac{\theta h}{\theta t} \quad (2)$$

Στην περίπτωση μόνιμης ροής όπου δεν παρατηρείται αλλαγή του φορτίου με το χρόνο δηλ. $\theta h / \theta t = 0$ οι παραπάνω εξισώσεις μετασχηματίζονται αντίστοιχα για τρισδιάστατη ροή, που

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

αποτελεί την εξίσωση του Laplace για το δυναμικό της ροής κατά Hubbert και για διδιάστατη:

$$\frac{\theta^2 h}{\theta x^2} + \frac{\theta^2 h}{\theta y^2} = 0 \quad (4)$$

Οι παραπάνω εξισώσεις βασίζονται στην υπόθεση ότι όλο το νερό προέρχεται από το αποθηκευμένο στον υδροφόρο. Στο πεδίο όμως σε πολλές περιπτώσεις παρατηρείται ροή στον υδροφόρο από διαρροή μέσα από υπερκείμενο ημιπερατό σχηματισμό. Στην περίπτωση αυτή η

εξίσωση μετασχηματίζεται ως εξής:

$$\frac{\theta^2 h}{\theta x^2} + \frac{\theta^2 h}{\theta y^2} + \frac{e}{T} = \frac{S}{T} \frac{\theta h}{\theta t} \quad (5)$$

όπου $e = \eta$ ταχύτητα διαρροής και υπολογίζεται από τον τύπο:

$$e = K' \frac{(h_o - h)}{b'} \quad (6)$$

όπου K' = η υδραυλική αγωγιμότητα του ημιπερατού σχηματισμού

b' = το πάχος του ημιπερατού

h_o = το φορτίο στην κορυφή του ημιπερατού

h = το φορτίο στον υδροφόρο αμέσως κάτω του ημιπερατού.

Για τα ελεύθερα υδροφόρα ισχύει η ίδια εξίσωση (2) με την προϋπόθεση ότι η πτώση στάθμης στον υδροφόρο είναι πολύ μικρή συγκριτικά με το κορεσμένο πάχος.

$$\frac{\theta^2 h}{\theta x^2} + \frac{\theta^2 h}{\theta y^2} = \frac{S_y}{kb} \frac{\theta h}{\theta t} \quad (7)$$

όπου S_y = η ειδική απόδοση του υδροφόρου

b = το κορεσμένο πάχος του υδροφόρου

k = η υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφόρου

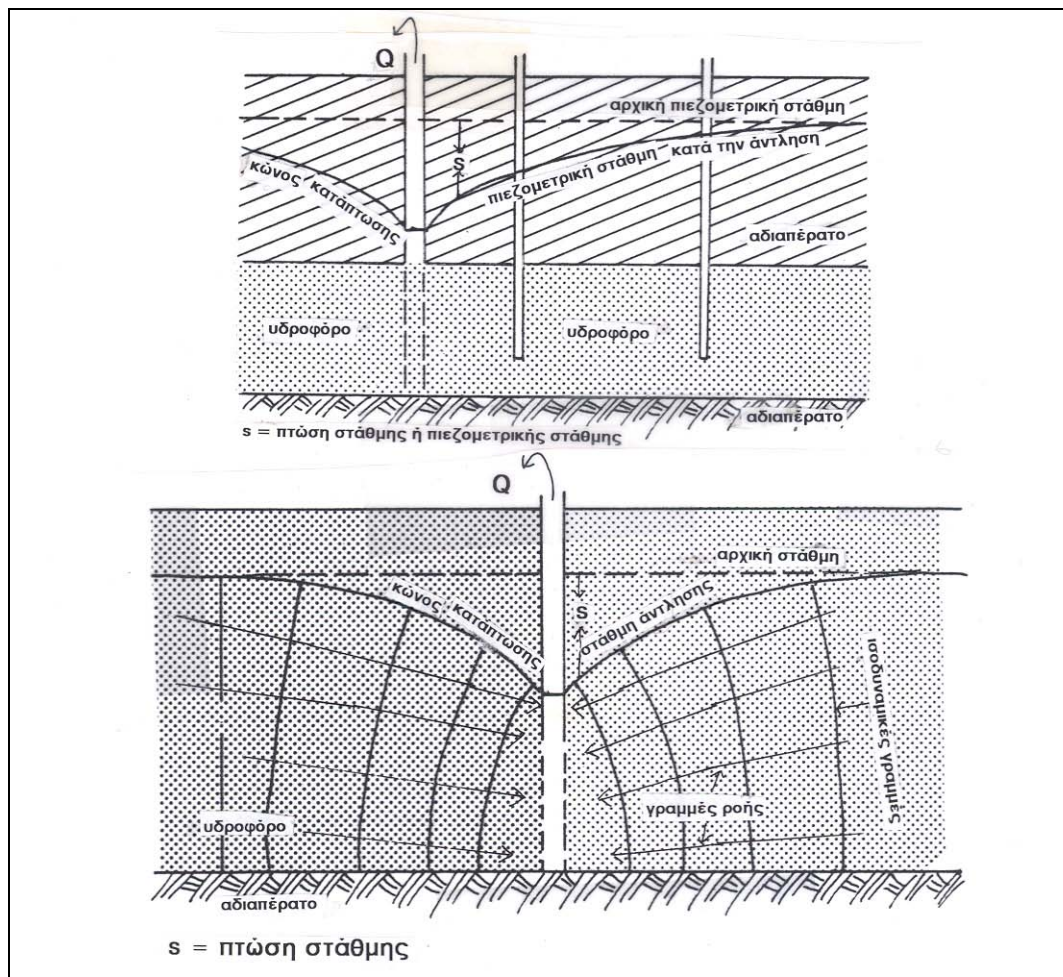
Οι παραπάνω εξισώσεις όπως θα φανεί και στη συνέχεια χρησιμοποιούνται για τη λήψη κλειστών αναλυτικών λύσεων σε ιδιαίτερα προβλήματα ροής υπόγειου νερού. Για τις λύσεις αυτές είναι απαραίτητη η παραδοχή ιδεωδών συνοριακών συνθηκών και ιδεώδους υδροφόρου. Τα αποτελέσματα συνήθως απλώς προσεγγίζουν τις πραγματικές συνθήκες στο πεδίο.

5.1.2 Κώνος κατάπτωσης

Ο υπολογισμός των υδραυλικών παραμέτρων των υδροφόρων στρωμάτων γίνεται με διάφορους τρόπους. Οι πιο ακριβείς θεωρούνται οι δοκιμαστικές αντλήσεις, που εκτελούνται στα υπόγεια υδροφόρα μέσα από τις γεωτρήσεις.

Κατά την άντληση μιας υδρογεώτρησης ή πηγαδιού το νερό συγκλίνει προς αυτή από όλες τις διευθύνσεις. Καθώς η στάθμη του νερού πέφτει λόγω της άντλησης σχηματίζεται γύρω από το πηγάδι ένας κώνος άντλησης ή **κώνος κατάπτωσης** όπως είναι γνωστός (σχ.77). Το σχήμα του κώνου μπορεί να προσδιοριστεί από το νόμο του Darcy με την υπόθεση όμως ότι ο

υδροφόρος έχει ακτινωτή επίπεδη συμμετρία δηλ. η τιμή της οριζόντιας αγωγιμότητας δεν εξαρτάται από τη διεύθυνση ροής από τον υδροφόρο προς το πηγάδι. Η ακτινωτή αυτή συμμετρία εκφράζεται με ένα σύστημα πολικών επιπέδων συντεταγμένων. Η θέση ενός σημείου σ' ένα τέτοιο σύστημα είναι ανάλογη προς την απόσταση και τη διεύθυνση από ένα σταθερό σημείο ή πόλος όπως ονομάζεται. Κατά τα πρώτα στάδια της άντλησης, το νερό λαμβάνεται από την αποθήκευσή του στο τμήμα του υδροφόρου, που βρίσκεται κοντά στην αντλούμενη υδρογεώτρηση. Η αφαίρεση του αποθηκευμένου αυτού νερού γίνεται με σχετικά γρήγορο ρυθμό. Βαθμιαία όμως ο κώνος κατάπτωσης εκτείνεται σε διαρκώς μεγαλύτερη απόσταση από το αντλούμενο πηγάδι με αποτέλεσμα να μειώνεται ο ρυθμός με τον οποίο πέφτει η στάθμη του νερού στον υδροφόρο. Αν η άντληση διαρκέσει αρκετά, είναι δυνατόν η στάθμη να σταματήσει κάποτε να υποχωρεί, δηλαδή είναι δυνατόν να σταθεροποιηθεί σε κάποιο επίπεδο, κάτω βέβαια από ορισμένες υδρολογικές συνθήκες.



Σχ.77 Κώνος κατάπτωσης γύρω από ένα αντλούμενο πηγάδι όπως αυτός φαίνεται Α. σε υπό πίεση υδροφόρο και Β. σε ελεύθερο υδροφόρο.

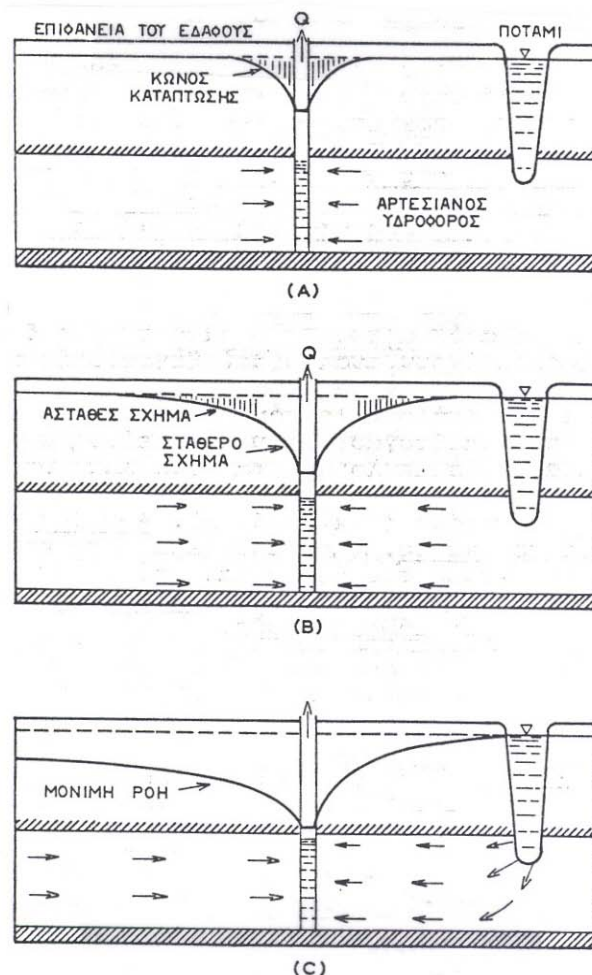
Με βάση το ρυθμό πτώσης της στάθμης μπορούν να διακριθούν δύο κυρίως καταστάσεις:

α) Μια ασταθής κατάσταση στην οποία ο ρυθμός της ροής στον υδροφόρο συνεχώς μεταβάλλεται και η στάθμη του νερού σ' αυτόν πέφτει (**ασταθής ή μη μόνιμη ροή ή κατάσταση μη ισορροπίας**).

β) Μια σταθερή κατάσταση, η οποία διαμορφώνεται όταν η ροή είναι σταθερή και η στάθμη του νερού στον υδροφόρο έχει σταματήσει να πέφτει (**μόνιμη ή συνεχής ροή ή κατάσταση ισορροπίας**).

Ειδικότερα στην αρχή της άντλησης, η απόληψη του νερού δημιουργεί τον κώνο κατάπτωσης γύρω από το αντλούμενο πηγάδι. Καθώς συνεχίζεται η άντληση ο κώνος κατάπτωσης βαθαίνει αλλά και διευρύνεται. Κατά τη διάρκεια αυτού του "πρώτου σταδίου" της άντλησης (σχ.78), η στάθμη του νερού πέφτει σε όλη την έκταση του κώνου κατάπτωσης, με αποτέλεσμα να αλλάζει και το σχήμα του κώνου (**κατάσταση μη ισορροπίας**).

Καθώς συνεχίζεται η άντληση, το κεντρικό κομμάτι του κώνου πλησιάζει ένα σχετικά σταθερό σχήμα, στην αρχή κοντά στο αντλούμενο πηγάδι και αργότερα βαθμιαία σε συνεχώς μεγαλύτερες αποστάσεις. Το "σχήμα" αυτό καθορίζεται από την υδραυλική κλίση



Σχ.78 Η μετάβαση από συνθήκες μη μόνιμης σε συνθήκες μόνιμης ροής κοντά σε αντλούμενο πηγάδι
A. κατάσταση μη ισορροπίας - ασταθές σχήμα κώνου **B.** Ενδιάμεση κατάσταση **Γ.** Κατάσταση ισορροπίας (σταθερό σχήμα κώνου) (Από Γ.Καλλέργη 1985).

που είναι απαραίτητη για να μεταβιβαστεί νερό από τον υδροφόρο προς το αντλούμενο πηγάδι. Κατά τη διάρκεια αυτού του "ενδιάμεσου σταδίου" η στάθμη του νερού συνεχίζει να πέφτει σε όλη την έκταση του κώνου αλλά ο ρυθμός της πτώσης της στάθμης είναι σχεδόν ομοιόμορφος στο κεντρικό κομμάτι του κώνου. Στο κομμάτι λοιπόν αυτό, το σχήμα του κώνου πλησιάζει πάρα πολύ ένα σταθερό σχήμα. Αντίθετα στο εξωτερικό του τμήμα, το σχήμα του κώνου εξακολουθεί να αλλάζει.

Στο "τελικό στάδιο" όταν ο κώνος φτάνει σε περιοχή τροφοδοσίας (υδρόρευμα, πίο "πλούσιος" υδροφόρος κ.λ.π) (σχ.78), τότε αρχίζει να μειώνεται η απόληψη υπόγειου νερού από τον υδροφόρο, χωρίς να μειωθεί όμως ο ρυθμός της άντλησης. Δηλαδή στο τελικό αυτό στάδιο ο κώνος κατάπτωσης παίρνει σταθερό σχήμα σε όλη την έκταση (**κατάσταση ισορροπίας**)

Για κάθε ένα από τα παραπάνω στάδια διαμόρφωσης του κώνου κατάπτωσης, έχουν αναπτυχθεί ξεχωριστές εξισώσεις, προκειμένου να υπολογιστούν τα υδραυλικά χαρακτηριστικά των υδροφόρων T και S. Ανάλογη λοιπόν θα πρέπει να είναι κάθε φορά και η επιλογή, κατά την επεξεργασία των στοιχείων των αντλητικών δοκιμασιών.

Η κύρια διαφορά ανάμεσα στις μεθόδους που αναφέρονται στη μόνιμη και μη μόνιμη ροή είναι ότι με αυτές που αναφέρονται στη μη μόνιμη ροή, είναι δυνατή η ανάλυση των υδρογεωλογικών συνθηκών οι οποίες αλλάζουν στο χρόνο καθώς και ο υπολογισμός του συντελεστή εναποθήκευσης S (υδροχωρητικότητας). Κάτι που δεν μπορεί να συμβεί με τις μεθόδους της μόνιμης ροής.

Στη συνέχεια του κεφαλαίου εξετάζεται η ροή του νερού προς το πηγάδι για δύο βασικούς λόγους:

1. Για τον υπολογισμό της πτώσης στάθμης γύρω από ένα πηγάδι όταν αντλείται με μια σταθερή παροχή και είναι γνωστά τα T και S του υδροφόρου.
2. Για τον υπολογισμό των T και S του υδροφόρου με την εκτέλεση μιας αντλητικής δοκιμασίας με σταθερή παροχή και μέτρηση της πτώσης στάθμης σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα.

Σήμερα υπάρχει μια μεγάλη βιβλιογραφία που αναφέρεται σε θέματα ροής υπόγειου νερού προς πηγάδια, μέρος της οποίας αναφέρεται στο τέλος.

5.2. ΒΑΣΙΚΕΣ ΠΡΟΥΠΟΘΕΣΕΙΣ

Για την εφαρμογή των βασικών εξισώσεων πέραν από τις συνθήκες ροής απαιτούνται και ορισμένες βασικές υποθέσεις που αφορούν τις υδραυλικές συνθήκες που επικρατούν στους υδροφόρους, καθώς και τα στοιχεία του πηγαδιού άντλησης και των γεωτρήσεων παρατήρησης. Παρακάτω αναφέρονται οι βασικές υποθέσεις που απαιτούνται σ' όλες τις περιπτώσεις που περιγράφονται στη συνέχεια. Κάθε περίπτωση όμως προϋποθέτει και επιπρόσθετες υποθέσεις που θα αναφέρονται χωριστά σε κάθε μία περίπτωση που θα εξετάζεται.

1. Το υδροφόρο στρώμα περιορίζεται στον πυθμένα από ένα στεγανό στρώμα.
2. Ο γεωλογικός σχηματισμός είναι οριζόντιος και απεριόριστης έκτασης.
3. Η πιεζομετρική επιφάνεια πριν από κάθε άντληση είναι οριζόντια.
4. Η πιεζομετρική επιφάνεια δεν αλλάζει με το χρόνο πριν την άντληση.
5. Όλες οι αλλαγές στη θέση της πιεζομετρικής επιφάνειας οφείλονται μόνο στην αντλητική δοκιμασία.
6. Το υδροφόρο είναι ομογενές και ισότροπο.
7. Όλες οι ροές προς το πηγάδι είναι ακτινωτές
8. Η ροή του υπόγειου νερού είναι οριζόντια.
9. Έχει εφαρμογή ο νόμος του Darcy.
10. Το υπόγειο νερό έχει σταθερή πυκνότητα και ιξώδες.
11. Το πηγάδι άντλησης και το πηγάδι παρατήρησης έχουν διατρήσει πλήρως τον υδροφορέα.
12. Το πηγάδι παρατήρησης είναι μικρής διαμέτρου και είναι 100% αποτελεσματικό.

5.3. ΑΣΤΑΘΗΣ ΑΚΤΙΝΩΤΗ ΡΟΗ ΣΕ ΑΡΤΕΣΙΑΝΟ (ΥΠΟ ΠΙΕΣΗ) ΥΔΡΟΦΟΡΟ ΠΡΟΣ ΕΝΑ ΑΝΤΛΟΥΜΕΝΟ ΠΗΓΑΔΙ

5.3.1. Υπολογισμός της πτώσης στάθμης που προκαλείται από την άντληση

Η πρώτη μαθηματική ανάλυση των αποτελεσμάτων της παροδικής πτώσης στάθμης (μη μόνιμη κατάσταση) σ' ένα υπό πίεση υδροφόρο στρώμα δημοσιεύτηκε από τον C.V. Theis (1935). Αυτός έκανε τις παρακάτω υποθέσεις επιπρόσθετα στις βασικές υποθέσεις της παραγράφου 1.2.

1. Το υδροφόρο στρώμα περιορίζεται από στεγανούς σχηματισμούς στον πυθμένα και στην οροφή.
2. Δεν υπάρχει πηγή επανατροφοδοσίας του υδροφόρου.
3. Ο υδροφόρος είναι συμπίεστος και το νερό απελευθερώνεται ακαριαία από το υδροφόρο με τη μείωση του φορτίου.
4. Το πηγάδι αντλείται με σταθερή παροχή.

Ο Theis μετά τους απαραίτητους μετασχηματισμούς της εξίσωσης κατέληξε στη μορφή:

$$\Delta s = \frac{Q}{4\pi T} \int_0^u \frac{e^{-u}}{U} du \quad (12)$$

που αποτελεί την **εξίσωση του Theis** ή την εξίσωση μη ισορροπίας η οποία μετά την ολοκλήρωσή της γίνεται:

$$\Delta s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (13)$$

Η συνάρτηση $W(u)$ είναι:

$$W(u) = [-0.57 + 216 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} + \dots]$$

$$\text{όπου } \rightarrow u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (14)$$

Όπου Q = η ταχύτητα ροής (παροχή) σε m^3 /ημέρα

Δs = η διαφορά υδραυλικού φορτίου σε m

T = η μεταβιβαστικότητα (σε m^2 /ημέρα)

η τιμή της συνάρτησης $W(u)$ δίνεται από πίνακες (Πίνακας 6) και ονομάζεται **συνάρτηση του πηγαδιού ή συνάρτηση του Theis**. Ο παραπάνω πίνακας καθιστά εύκολη τη λύση των προβλημάτων ροών κατά Theis.

5.3.2. Υπολογισμός T και S

Στην προηγούμενη παράγραφο υπολογίστηκε η πτώση στάθμης εάν ήταν γνωστές οι παράμετροι του πηγαδιού. Οι υδραυλικές αυτές παράμετροι συνήθως όμως προσδιορίζονται με τις δοκιμαστικές αντλήσεις των υδροφόρων στρωμάτων.

Η εξίσωση (13) μπορεί να αναδιαταχθεί ως εξής:

$$T = \frac{Q}{4\pi(\Delta s)} W(u) \quad (15)$$

όπου Q = η παροχή άντλησης σε m^3 /ημέρα

Δs = η πτώση σε m

$w(u)$ = η συνάρτηση του πηγαδιού u (αδιάστατο).

Επίσης η εξίσωση (14) μπορεί να επαναδιατυπωθεί ως εξής:

$$S = \frac{4Tut}{r^2} \quad (16)$$

όπου: S = συντελεστής εναποθήκευσης (υδροχωρητικότητα)

t = ο χρόνος από την αρχή της άντλησης (σε μέρες).

Πίνακας 6 Τιμές της συνάρτησης W(u) για τιμές του u (A) και για τιμές του 1/u (B).

		A														
		10 ⁰	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹²	10 ⁻¹³	10 ⁻¹⁴
	0,219	1,823	4,038	6,332	8,633	10,94	13,24	15,54	17,84	20,15	22,45	24,75	27,55	29,36	31,66	
	0,158	1,660	3,858	6,149	8,451	10,75	13,06	15,36	17,66	19,96	22,27	—	—	—	—	
	0,100	1,465	3,637	5,927	8,228	10,53	12,83	15,14	17,44	19,72	22,04	—	—	—	—	
	0,049	1,223	3,355	5,639	7,940	10,24	12,55	14,85	17,15	19,45	21,76	24,06	26,36	28,66	30,97	
	0,025	1,044	3,137	5,417	7,717	10,02	12,32	14,62	16,93	19,23	21,53	—	—	—	—	
	0,013	0,906	2,959	5,235	7,535	9,837	12,14	14,44	16,74	19,05	21,35	23,65	25,96	28,26	30,56	
	0,007	0,794	2,810	5,081	7,381	9,683	11,99	14,29	16,59	18,89	21,20	—	—	—	—	
	0,0038	0,702	2,681	4,948	7,247	9,550	11,85	14,15	16,06	18,76	21,06	23,36	25,67	27,97	30,27	
	0,0021	0,625	2,568	4,831	7,130	9,432	11,73	14,04	16,34	18,64	20,94	—	—	—	—	
	0,0011	0,560	2,468	4,726	7,024	9,326	11,63	13,93	16,23	18,54	20,84	23,14	25,44	27,75	30,05	
	0,00036	0,454	0,295	4,545	6,842	9,144	11,45	13,75	16,05	18,35	20,66	22,96	25,26	27,56	29,87	
	0,00011	0,374	2,151	4,392	6,688	8,990	11,29	13,60	15,90	18,20	20,50	22,81	25,11	27,41	29,71	
	0,000038	0,311	2,087	4,259	6,555	8,856	11,16	13,46	15,76	18,07	20,37	22,67	24,97	27,28	29,58	
	0,000012	0,260	1,919	4,142	6,437	8,739	11,04	13,34	15,05	17,95	20,25	22,55	24,86	27,16	29,40	

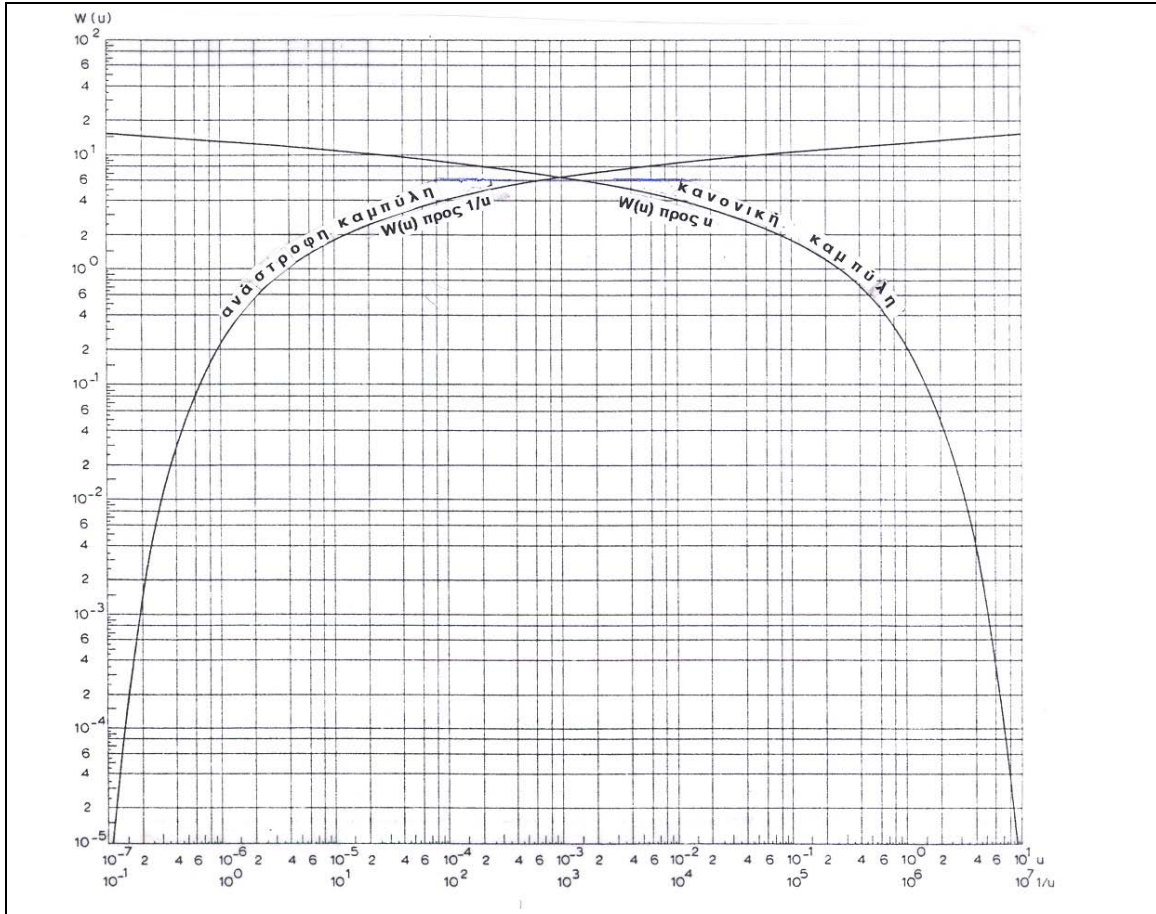
		B														
u		10 ⁰	10 ¹	10 ²	10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹	10 ¹⁰	10 ¹¹	10 ¹²	10 ¹³	10 ¹⁴
0	0,219	1,823	4,038	6,332	8,633	10,94	13,24	15,54	17,84	20,15	22,45	24,75	27,55	29,36	31,66	
3	0,158	1,660	3,858	6,149	8,451	10,75	13,06	15,36	17,66	19,96	22,27	—	—	—	—	
6	0,100	1,465	3,637	5,927	8,228	10,53	12,83	15,14	17,44	19,72	22,04	—	—	—	—	
0	0,049	1,223	3,355	5,639	7,940	10,24	12,55	14,85	17,15	19,45	21,76	24,06	26,36	28,66	30,97	
0	0,025	1,044	3,137	5,417	7,717	10,02	12,32	14,62	16,93	19,23	21,53	—	—	—	—	
3	0,013	0,906	2,959	5,235	7,535	9,837	12,14	14,44	16,74	19,05	21,35	23,65	25,96	28,26	30,56	
6	0,007	0,794	2,810	5,081	7,381	9,683	11,99	14,29	16,59	18,89	21,20	—	—	—	—	
0	0,0038	0,702	2,681	4,948	7,247	9,550	11,85	14,15	16,06	18,76	21,06	23,36	25,67	27,97	30,27	
2	0,0021	0,625	2,568	4,831	7,130	9,432	11,73	14,04	16,34	18,64	20,94	—	—	—	—	
0	0,0011	0,560	2,468	4,726	7,024	9,326	11,63	13,93	16,23	18,54	20,84	23,14	25,44	27,75	30,05	
6	0,00036	0,454	0,295	4,545	6,842	9,144	11,45	13,75	16,05	18,35	20,66	22,96	25,26	27,56	29,87	
2	0,00011	0,374	2,151	4,392	6,688	8,990	11,29	13,60	15,90	18,20	20,50	22,81	25,11	27,41	29,71	
5	0,000038	0,311	2,087	4,259	6,555	8,856	11,16	13,46	15,76	18,07	20,37	22,67	24,97	27,28	29,58	
1	0,000012	0,260	1,919	4,142	6,437	8,739	11,04	13,34	15,05	17,95	20,25	22,55	24,86	27,16	29,40	

5.3.2.1. Γραφική μέθοδος THEIS

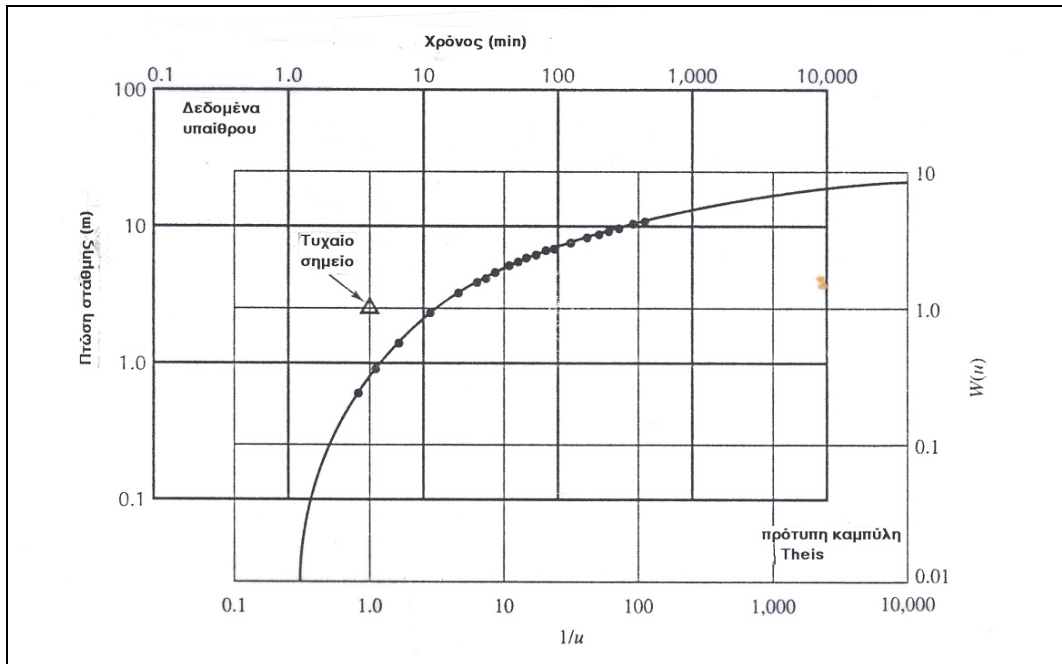
Ο Theis για τον υπολογισμό του S και του T ανέπτυξε μια γραφική λύση της οποίας η διαδικασία είναι η εξής:

Αρχικά με τη βοήθεια των τιμών του u ή 1/u και W(u), που λαμβάνονται από τον πίνακα 1 παράρτημα, κατασκευάζεται σε αμφιλογαριθμικό χαρτί η τυπική κανονική καμπύλη $W(u)=f(u)$ ή η ανάστροφη καμπύλη $W(u)=f(1/u)$ σχ.79.

Από τα δεδομένα της άντλησης κατασκευάζεται σε λογαριθμικό χαρτί, καμπύλη με άξονες την πτώση στάθμης (Δs) σε πηγάδι παρατήρησης ως προς το χρόνο (t) σε κλίμακα ίδια με εκείνη της τυπικής ή ανάστροφης καμπύλης. Τα σημεία που προκύπτουν στο διάγραμμα δεν συνδέονται μεταξύ τους. Ο χρόνος είναι συνήθως υπολογισμένος σε λεπτά (min).



Σχ.79 Καμπύλες του Theis ή πρότυπες καμπύλες (κανονική και ανάστροφη) (πηγή G.P.Kruseman 1991)



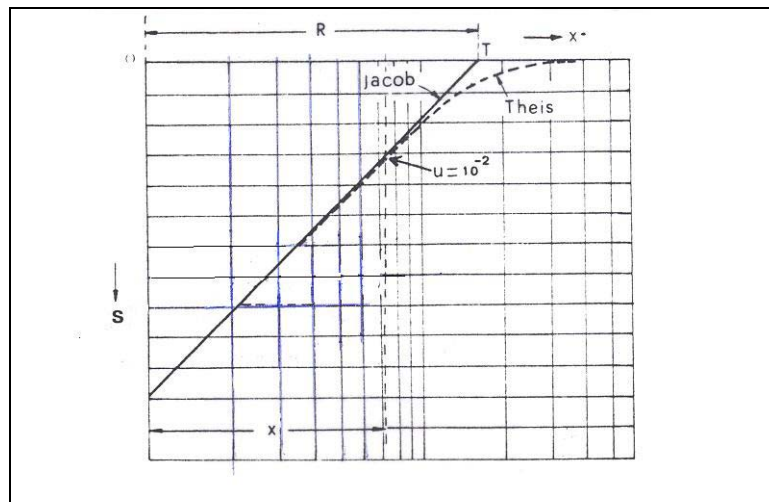
Σχ.80 Εφαρμογή της μεθόδου Theis. Σύμπτωση πειραματικής καμπύλης (από στοιχεία άντλησης) με την πρότυπη καμπύλη. Τυχαίο σημείο εκτός περιοχής ταύτισης.

Το διάγραμμα με τα δεδομένα εναποτίθεται στο διάγραμμα με την τυπική καμπύλη με παράλληλους τους άξονες και μετακινείται παράλληλα μέχρις ότου συμπέσουν κατά το δυνατόν οι δύο καμπύλες (σχ.80). Στη συνέχεια εκλέγεται ένα τυχαίο (αυθαίρετο) σημείο A συνήθως στην περιοχή της επικάλυψης των δύο καμπυλών και υπολογίζονται για το σημείο αυτό οι συντεταγμένες τους και στα δύο διαγράμματα, δηλαδή τις αριθμητικές τιμές των $W(u)$, u ή $1/u$, Δs και t ή t/r^2 . Το σημείο αυτό μπορεί και να μην ταυτίζεται με το τμήμα σύμπτωσης των δύο καμπυλών (Fetter 1994) (σχ.80). Η τομή των τιμών $W(u) = 1$ και $1/u = 1$ είναι ένα ιδιαίτερα κατάλληλο τυχαίο σημείο. Οι τιμές στη συνέχεια αντικαθίστανται στις εξισώσεις και υπολογίζονται οι T και S .

5.3.2.2 Μέθοδος COOPER - JACOB

Η εξίσωση του Theis που αναφέρθηκε αναλυτικά προηγουμένως και δίνει λύσεις σε προβλήματα ασταθών (μη μόνιμων ροών) προς πηγάδια (υδρογεωτρήσεις) είναι αφ' ενός αρκετά πολύπλοκη και αφ' ετέρου παρουσιάζει δυσχέρειες στην εφαρμογή της. Για παράδειγμα μπορεί να αναφερθεί ότι ο τρόπος με τον οποίο φέρουμε σε σύμπτωση την πρότυπη και την πειραματική καμπύλη είναι υποκειμενικός. Δύο διαφορετικές θέσεις σύμπτωσης δίνουν πολλές φορές αρκετά διαφορετικές τιμές T και S .

Για τους παραπάνω λόγους οι Cooper & Jacob (1946) απλοποίησαν σημαντικά τον Theis εισάγοντας πέρα από τις απλοποιητικές προτάσεις, που εισήγαγε ο Theis άλλη μία, η συνάρτηση $u = r^2 S / 4 T t$ να είναι πολύ μικρή συγκεκριμένα $u \leq 0.01$ ή $t \geq r^2 S / 0.04 T$. (σχ.81)



Σχ.81 Διαφορά των δύο πρότυπων καμπυλών Theis και Jacob, όπου διακρίνεται το όριο ισχύος του πρότυπου του Jacob (από Σούλιος 1986).

Για να πραγματοποιηθεί ο παραπάνω περιορισμός μια και ο λόγος $S/4T$ της συνάρτησης για κάθε υδροφόρο θεωρείται σταθερός θα πρέπει να έχουμε μικρές αποστάσεις πιεζομέτρων από τη γεώτρηση και μεγάλο χρόνο άντλησης. Για παράδειγμα σ' ένα υδροφόρο υπό πίεση (Σούλιος 1986) όπου: $S = 10^{-4}$ και $T = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

χρειάζεται σε $r=30\text{m}$ χρόνος $t=18\text{min}$ και σε $r=150\text{m}$, χρόνος $t=452\text{ min}$.

Γενικεύοντας τα παραπάνω μπορεί να ειπωθεί ότι στα υποπίεση όπου το S είναι γενικά μικρό απαιτείται μικρός σχετικά χρόνος, για την εκπλήρωση του περιοριστικού όρου για πιεζόμετρο που βρίσκεται σε μικρή απόσταση :

Έτσι λοιπόν ο Cooper & Jacob αντικατέστησαν τελείως τη συνάρτηση του πηγαδιού $W(u)$ από μια λογαριθμική συνάρτηση:

$$\Delta s = \frac{Q}{4 \cdot \Pi \cdot T} \cdot (-0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} \dots \pm \frac{(-u)^n}{n \cdot n!} \pm \dots) \quad (17)$$

$$\text{ο'που} \quad u = \frac{\tau^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t} \geq 0.01 \quad (18)$$

με την προϋπόθεση αυτή η σειρά με το μέλος $\ln u$ γίνεται αμελητέα και η εξίσωση μετασχηματίζεται σε:

$$\Delta s = \frac{Q}{4 \cdot \Pi \cdot T} \left(\ln \frac{1}{u} - \ln 1.78 \right) \quad (19)$$

και απλοποιείται ως :

$$\Delta s = \frac{2.3 \cdot Q}{4 \cdot \Pi \cdot T} \cdot \lg \frac{2.25 \cdot T \cdot t}{r^2 \cdot S}$$

ή

$$\Delta s = \frac{0.183 \cdot Q}{T} \cdot \lg \frac{2.25 \cdot T \cdot t}{r^2 \cdot S} \quad (20)$$

που αποτελεί τη **βασική εξίσωση των Cooper και Jacob.**

5.3.3.3. Γραφικές λύσεις της εξίσωσης COOPER & JACOB

Η εξίσωση των Cooper και Jacob έχει καλές εφαρμογές σε γραφικές παραστάσεις που μας επιτρέπουν κυρίως τον υπολογισμό των διαφόρων υδραυλικών παραμέτρων T και S ενός υδροφόρου στρώματος με βάση τα δεδομένα αντλήσεων. Ο υπολογισμός αυτός γίνεται με τρεις διαφορετικές λύσεις.

1η Λύση: διάγραμμα πτώσης στάθμης - χρόνος (Δs - $\log t$).

Από τα δεδομένα της άντλησης δηλ. από μια σειρά τιμών του ζεύγους πτώσης στάθμης - χρόνου άντλησης σχηματίζεται η ευθεία Cooper - Jacob (Δs , $\log t$) σε ημιλογαριθμικό χαρτί (το Δs σε δεκαδική κλίμακα). Η καμπύλη αυτή (σχ.82A) ανταποκρίνεται στην εξίσωση (20).

Ο υπολογισμός των υδραυλικών παραμέτρων T και S γίνεται από τις παρακάτω εξισώσεις που προέρχονται μετά από κατάλληλους μετασχηματισμούς της παραπάνω ευθείας σε:

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{C} \quad (21)$$

όπου $C =$ πτώση στάθμης που αντιστοιχεί σ' ένα λογαριθμικό κύκλο (σχ.82A)

και

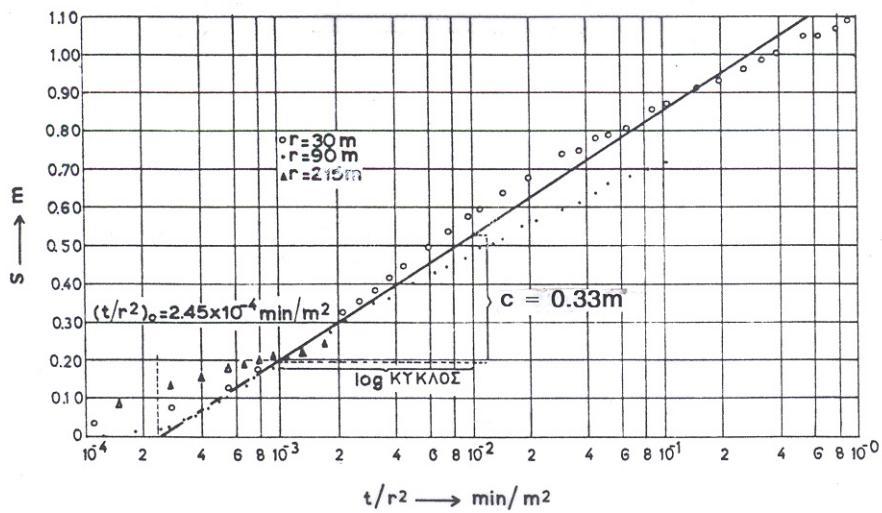
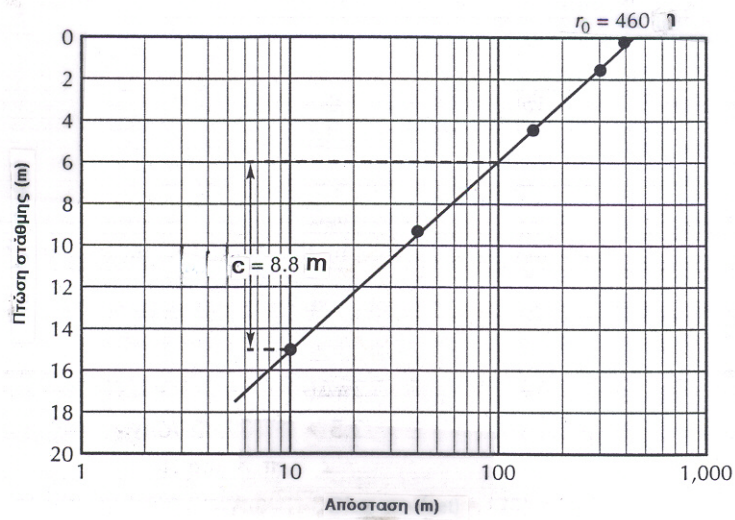
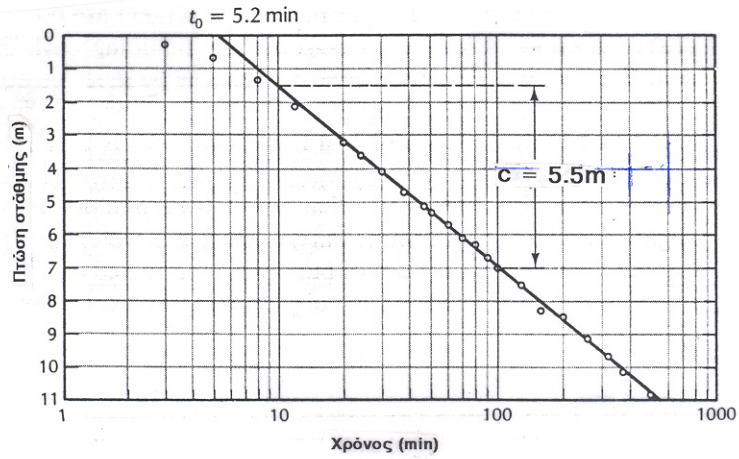
$$S = \frac{2.25 \cdot T \cdot t_0}{r^2} \quad (22)$$

όπου $t_0 =$ ο χρόνος που η ευθεία Cooper - Jacob τέμνει τον άξονα μηδέν πτώση στάθμης (θα πρέπει η τομή να γίνεται στο θετικό τμήμα του άξονα).

2η Λύση: απόσταση - πτώση στάθμης (Δs - $\log r$)

Εάν ταυτόχρονα γίνονται παρατηρήσεις σε τρία ή τέσσερα πιεζόμετρα, τότε χρησιμοποιείται η τροποποιημένη μέθοδος της ευθείας Jacob. Αν οι μετρήσεις στα πιεζόμετρα γίνονται τον ίδιο χρόνο, τότε βρίσκεται ότι η πτώση στάθμης ποικίλει με την απόσταση από το αντλούμενο πηγάδι σύμφωνα με την εξίσωση του Theis. Η πτώση στάθμης σχεδιάζεται σε αριθμητική κλίμακα σε αντίθεση με την απόσταση του πιεζομέτρου από το αντλούμενο πηγάδι, που σχεδιάζεται σε λογαριθμική κλίμακα (Δs , $\log r$). Η καμπύλη πτώσης στάθμης στα πιεζόμετρα πλησιάζοντας προς το πηγάδι άντλησης μεταπίπτει σε ευθεία γραμμή. Στη συνέχεια σχεδιάζεται μια ευθεία δια μέσου των δεδομένων σημείων που αφορούν τα πλησιέστερα πιεζόμετρα (σχ.82B). Η ευθεία αυτή προεκτείνεται μέχρι να τμήση τον άξονα μηδέν πτώση στάθμης. Το σημείο τομής είναι η απόσταση στην οποία δεν επηρεάζεται η στάθμη σε πιεζόμετρο (από τον κώνο κατάπτωσης) και σημειώνεται η r_0 .

Σημειώνεται εδώ ότι ενώ η κλίση της ευθείας στην περίπτωση του διαγράμματος (πτώση στάθμης - χρόνος) κλίνει από τα αριστερά προς τα δεξιά στο διάγραμμα (πτώση στάθμης - απόσταση) κλίνει αντίθετα δηλ. από τα δεξιά προς τα αριστερά (σχ.82A, 82B).



Σχ.82 Υπολογισμός των υδραυλικών παραμέτρων υδροφόρου στρώματος κατά Jacob A. 1^η λύση B. 2^η λύση Γ. 3^η λύση.

Από τις εξισώσεις:

$$T = \frac{2,3Q}{2\pi C} = \frac{0,366Q}{C} \quad (23)$$

$$S = \frac{2,25Tt}{r_o^2} \quad (24)$$

υπολογίζονται οι παράμετροι T και S.

3η Λύση: (Διάγραμμα $\Delta s - \log t/r^2$)

Η λύση αυτή είναι ένας συνδυασμός των προηγούμενων λύσεων. Αν χρησιμοποιηθούν εδώ μετρήσεις που έγιναν σ' ένα πιεζόμετρο τότε η λύση δεν διαφέρει της 1ης περίπτωσης. Αν όμως χρησιμοποιηθούν μετρήσεις που έγιναν σε περισσότερα του ενός πιεζόμετρα και μάλιστα αυτά να είναι διασκορπισμένα όχι μόνο σε διαφορετικές αποστάσεις αλλά και σε διαφορετικές κατευθύνσεις τότε παίρνεται μια μέση τιμή των υδραυλικών παραμέτρων. Αυτό έχει ιδιαίτερη σημασία σε έντονα ετερογενή (ανισότροπα εδάφη).

Το διάγραμμα έχει σαν δεκαδικό άξονα την πτώση στάθμης Δs και στο λογαριθμικό άξονα το λόγο t/r^2 (σχ.82Γ).

Οι παράμετροι υπολογίζονται από τις σχέσεις:

$$T = \frac{0,183 Q}{C} \text{ και}$$

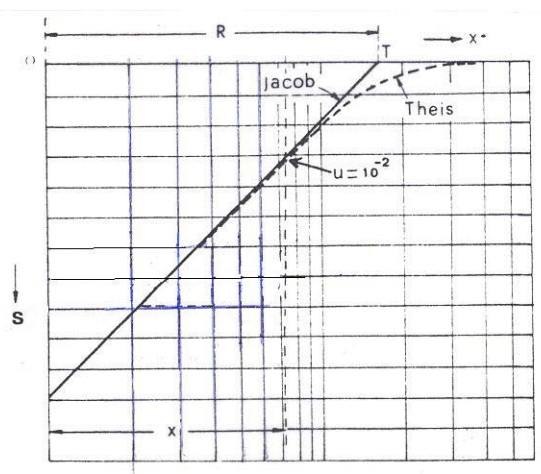
$$S = 2,25T \left(\frac{t}{r_o^2} \right)$$

όπου (t/r_o^2) είναι το σημείο τομής της ευθείας Jacob με τον άξονα όπου η $\Delta s = 0$.

5.3.3.4. Μέθοδος επανόδου της στάθμης

Στο τέλος μιας αντλητικής δοκιμασίας, όταν σταματήσει η άντληση, οι στάθμες του νερού στο αντλούμενο πηγάδι και τα πιεζόμετρα θα αρχίσουν να επανέρχονται προς την αρχική, πριν την άντληση, θέση τους. Αυτό το φαινόμενο είναι γνωστό σαν επάνοδος της στάθμης του υπόγειου νερού. Η διαφορά ανάμεσα στην αρχική, πριν την άντληση, στατική στάθμη και την στάθμη κατά το στάδιο της επανόδου για δεδομένη χρονική στιγμή είναι γνωστή σαν **υπολειπόμενη πτώση στάθμης ($\Delta s''$)** (σχ.83). Συνιστάται η μέτρηση της υπολειπόμενης πτώσης στάθμης s'' , (Καλλέργης 1985) γιατί η ανάλυση των στοιχείων της επανόδου της στάθμης μέσα στο αντλούμενο πηγάδι δίνει μια εκτίμηση του T ακόμη και χωρίς

πιεζόμετρο. Η παροχή τροφοδοσίας του πηγαδιού Q κατά την επάνοδο θεωρείται σταθερή και ίση προς τη μέση παροχή άντλησης, ενώ συνήθως οι παροχές κατά την άντληση μεταβάλλονται και είναι δύσκολος ο ακριβής έλεγχός τους στο πεδίο.



Σχ.83. Επεξεργασία στοιχείων δοκιμαστικής άντλησης με τη μέθοδο της επανόδου της στάθμης (Todd, 1980, από Καλλέργη 1985)

Αν αντληθεί ένα πηγάδι επί ένα γνωστό χρονικό διάστημα t και ακολούθως διακοπεί η άντληση, η μεταβολή της στάθμης στη συνέχεια είναι η ίδια ακριβώς σαν να συνεχιζότανε η άντληση και άρχιζε να λειτουργεί τη στιγμή της διακοπής της άντλησης, ένα υποθετικό πηγάδι εμπλουτισμού, με παροχή τροφοδοσίας ίση με την παροχή άντλησης.

Η υπολειπόμενη πτώση στάθμης υπολογίζεται από τη σχέση του Theis (1935) για μετρήσεις σε πιεζόμετρα

$$\Delta s'' = \frac{Q}{4\pi T} [w(u) - w(u')] \quad (25)$$

$$\text{ό'που } u = \frac{r^2 S}{4tT} \text{ και } u' = \frac{r^2 S'}{4T't}$$

Όπου t και t' αντίστοιχα οι χρόνοι από την έναρξη και από τη διακοπή της άντλησης

S και S' ο συντελεστής εναποθήκευσης κατά την άντληση και κατά την επάνοδο αντίστοιχα, και για μετρήσεις στην ίδια γεώτρηση (μικρές τιμές r και μεγάλες τιμές t')

$$\Delta s'' = \frac{0,138Q}{T} \log \frac{t}{t'} \quad (26)$$

Όπου t και t' χρόνοι από την έναρξη και τη διακοπή της άντλησης

Με την κατασκευή του διαγράμματος σε ημιλογαριθμικό χάρτη με άξονα Δs'', logt/t' σχηματίζεται η ευθεία Cooper - Jacob και με τα γνωστά υπολογίζεται το T από τη σχέση:

$$T = \frac{2,3Q}{4\pi\Delta s''} \quad (27)$$

Η αποθηκευτικότητα δεν μπορεί να υπολογιστεί με την μέθοδο αυτή, γιατί δεν είναι γνωστή η ακτίνα επίδρασης του πηγαδιού.

5.4. ΑΣΤΑΘΗΣ ΑΚΤΙΝΩΤΗ ΡΟΗ ΣΕ ΕΛΕΥΘΕΡΑ ΥΔΡΟΦΟΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΠΡΟΣ ΕΝΑ ΑΝΤΛΟΥΜΕΝΟ ΠΗΓΑΔΙ

5.4.1 Υπολογισμός πτώσης στάθμης που προκαλείται από την άντληση

5.4.1.1 Εξίσωση ροής

Η ροή του νερού σ' ένα ελεύθερο υδροφόρο προς ένα αντλούμενο πηγάδι, περιγράφεται από την παρακάτω εξίσωση του Withespoon 1965:

$$K_r \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{K_r}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + K_v \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (28)$$

όπου:

h = το κορεσμένο πάχος του υδροφόρου

r = η ακτίνα απόστασης από το αντλούμενο πηγάδι

z = το ύψος πάνω από τη βάση του υδροφόρου

S_s = η ειδική αποθήκευση

K_r = η ακτινωτή (οριζόντια) υδραυλική αγωγιμότητα

K_v = η κατακόρυφη υδραυλική αγωγιμότητα

t = ο χρόνος

Το νερό που εξάγεται κατά την άντληση ενός ελεύθερου υδροφόρου προέρχεται κυρίως από το ενεργό πορώδες (ταυτίζεται με την ειδική απόδοση όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο) και ελάχιστα προέρχεται από την ελαστική αποθήκευση (ειδική αποθήκευση).

Η εξίσωση της ροής για τα ελεύθερα υδροφόρα προς ένα πηγάδι έχει λυθεί κάτω από ένα αριθμό διαφορετικών συνθηκών και με τη χρήση μιας ποικιλίας μαθηματικών τύπων (Boulton et Streltsova 1975, Boulton 1954, 1955, 1963, 1973, Boulton et Pontin 1971, Stelfsova 1972, 1973, Dagan 1967, Neuman 1972, 1974, 1975 Gambolati, 1976). Οι πολλές και ποικίλες λύσεις σ' αυτές τις εξισώσεις μπορεί να οδηγήσουν σε σύγχυση. Όμως μια ποιοτική περιγραφή (της απάντησης) των αιτιών της πτώσης στάθμης του πηγαδιού προς τη δοκιμαστική άντληση

θα είναι χρήσιμη.

Ο Neuman (1972, 73, 74, 87) δημοσίευσε μια λύση για την παραπάνω εξίσωση (28). Η λύση χωρίζεται σε δύο μέρη. Το ένα αφορά το χρόνο από την στιγμή που η άντληση έχει αρχίσει και το νερό προέρχεται από την ειδική αποθήκευση και το άλλο πολύ αργότερα όταν το νερό προέρχεται από αποστράγγιση λόγω βαρύτητας με την αποθηκευτικότητα ίση προς την ειδική απόδοση.

Η λύση του Neuman προϋποθέτει τις ακόλουθες υποθέσεις επί πλέον αυτών που αναφέρθηκαν στην παράγραφο (5.2):

1. Ο υδροφόρος είναι ελεύθερος
2. Η ακόρεστη ζώνη δεν επηρεάζει την πτώση στάθμης
3. Το αρχικά αντλούμενο νερό προέρχεται ακαριαία από την απελευθέρωση νερού από την ελαστική αποθήκευση.
4. Τελικά το νερό προέρχεται από την αποθήκευση, στο ενεργό πορώδες, λόγω της βαρύτητας.
5. Η πτώση στάθμης είναι αμελητέα συγκρινόμενη με το κορεσμένο πάχος του υδροφόρου.
6. Η ειδική απόδοση είναι τουλάχιστον 10πλάσια της ελαστικής αποθήκευσης.
7. Ο υδροφόρος μπορεί να είναι ή να μην είναι ανισότροπος με την υδραυλική αγωγιμότητα σε οριζόντια (ακτινωτή) διεύθυνση να διαφέρει από την κατακόρυφη υδραυλική αγωγιμότητα.

Με τις παραπάνω υποθέσεις η λύση Neuman είναι:

$$\Delta s = \frac{Q}{4 \pi T} W(u_A, u_B, \Gamma) \quad (29)$$

όπου $W(u_A, u_B, \Gamma)$ είναι παράμετροι του πηγαδιού που αναφέρονται στη στάθμη του ελεύθερου υδροφόρου και είναι πινακοποιημένοι (Πίνακες 7) και

$$u_A = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

$$u_B = \frac{r^2 S_y}{4Tt}$$

$$\Gamma = \frac{r^2 K_v}{b^2 K_h}$$

όπου u_A αφορά τα πρώτα δεδομένα πτώσης στάθμης
και u_B αφορά τα υπόλοιπα δεδομένα

όπου

$\Delta s = \eta$ πτώση στάθμης

$Q = \eta$ παροχή άντλησης

T = η μεταβιβαστικότητα του ελεύθερου υδροφόρου

r = η ακτινωτή απόσταση από το πηγάδι άντλησης

S = ο συντελεστής αποθηκευτικότητας

S_y = η ειδική απόδοση του ελεύθερου υδροφόρου

K_h και K_v = η υδραυλική αγωγιμότητα στην κατακόρυφη και οριζόντια διεύθυνση αντίστοιχα

b = το αρχικά κορεσμένο πάχος του υδροφόρου.

5.4.2 Υπολογισμός παραμέτρων T και S

Από ορισμένους ερευνητές έχει υποδειχτεί ο (Neuman 1975, Streltsova, 1976, Walton 1979), μια γραφική μέθοδος για την ανάλυση των δεδομένων μιας δοκιμαστικής άντλησης. Η ανάλυση αυτή βασίζεται τόσο στις γενικές υποθέσεις της παράγραφος 5.2 όσο και σ' αυτές της προηγούμενης παραγράφου.

Χρησιμοποιούνται δύο ομάδες τυπικών καμπυλών. Οι τυπικές καμπύλες A, που είναι καλές για την αρχική πτώση στάθμης, όταν συμβαίνει ακαριαία απελευθέρωση νερού από την αποθήκευση του υδροφόρου. Όμως καθώς ο χρόνος περνά τα αποτελέσματα της αποστράγγισης λόγω βαρύτητας προκαλούν αποκλίσεις από τους τύπους καμπυλών κάτω από συνθήκες ισορροπίας που υπολογίζονται με την ομάδα καμπυλών A. Οι τυπικές καμπύλες B χρησιμοποιούνται για τα μετέπειτα στάδια, δηλ. όταν τα αποτελέσματα της αποστράγγισης λόγω βαρύτητας περιορίζονται. Ο τύπος B τελειώνει σε μια καμπύλη Theis. Το σχ.84 δείχνει τις δύο ομάδες των τυπικών καμπυλών για πλήρως διατρώμενα πηγάδια. Οι τιμές $W(u_A, \Gamma)$ και $W(u_B, \Gamma)$ βρίσκονται στους πίνακες 7 .

Τέλος χρησιμοποιείται η τυπική καμπύλη που σχεδιάστηκε σε λογαριθμικό χαρτί από τα δεδομένα της άντλησης με άξονες (χρόνος, πτώση στάθμης) στην ίδια κλίμακα με τις τυπικές και ακολουθείται στη συνέχεια η εξής διαδικασία:

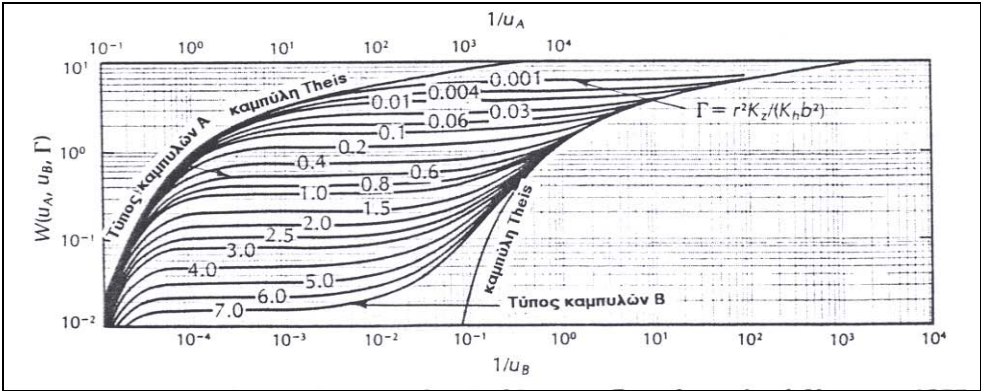
1. Επιθέτουμε **το πρώτο τμήμα της σχεδιαζόμενης καμπύλης** (τα πρώτα δεδομένα της άντλησης με τις τυπικές καμπύλες A με παράλληλους τους άξονες και τα δεδομένα να ταιριάζουν στην καμπύλη με την καλύτερη προσαρμογή. Σε οποιοδήποτε αυθαίρετο σημείο προσδιορίζονται οι τιμές $W(u_A, \Gamma)$ $1/u_A$, t και Δs . Η τιμή της Γ υπολογίζεται από την τυπική καμπύλη. Η τιμή του T βρίσκεται χρησιμοποιώντας τις τιμές αυτές και την εξίσωση (30):

$$T = \frac{Q}{4 \pi \Delta s} w(u_A, u_B, \Gamma) \quad (30)$$

Η αποθηκευτικότητα βρίσκεται από την εξίσωση (31):

$$S = \frac{4Tu_A t}{r^2} \quad (31)$$

2. Τα μετέπειτα δεδομένα πτώσης στάθμης επιθέτονται στη συνέχεια στην τυπική καμπύλη B για τις τιμές Γ της προηγούμενης προσδιορισθείσης τυπικής καμπύλης A. Μια καινούργια ομάδα αυθαίρετων σημείων προσδιορίζεται. Η τιμή της T , υπολογίζεται από την προηγούμενη εξίσωση (30). Θα πρέπει αυτή να είναι προσεγγιστικά ίδια με εκείνη που υπολογίστηκε από την τυπική καμπύλη A



Σχ.84 Τυπικές καμπύλες για την πτώση στάθμης ενός ελεύθερου υδροφόρου (από Neuman 1975).

Η εξίσωση (32) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της ειδικής απόδοσης:

$$S_y = \frac{4Tu_B t}{r^2} \quad (32)$$

3. Η τιμή της οριζόντιας υδραυλικής αγωγιμότητας υπολογίζεται από τον τύπο:

$$K_h = T/b \quad (33)$$

4. Η τιμή της κατακόρυφης υδραυλικής αγωγιμότητας μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας την τιμή Γ της προσδιορισμένης τυπικής καμπύλης από την εξίσωση:

$$K_v = \frac{\Gamma b^2 k_h}{r^2} \quad (34)$$

Η προηγούμενη ανάλυση βασίζεται σε πολύ μικρή τιμή πτώσης στάθμης συγκρινόμενη με το κορεσμένο πάχος του υδροφόρου. Εάν η πτώση στάθμης είναι σημαντική, μερικοί συγγραφείς (Neuman 1974) ισχυρίζονται ότι θα πρέπει να διορθωθεί.

Πίνακας 7Α Τιμές της συνάρτησης $W(u_B, \Gamma)$ για ελεύθερους υδροφόρους ορίζοντες
(από F.Driscoll 1986)

$1/u_A$	$\Gamma = 0.001$	$\Gamma = 0.01$	$\Gamma = 0.06$	$\Gamma = 0.2$	$\Gamma = 0.6$	$\Gamma = 1.0$	$\Gamma = 2.0$	$\Gamma = 4.0$	$\Gamma = 6.0$
4.0×10^{-1}	2.48×10^{-2}	2.41×10^{-2}	2.30×10^{-2}	2.14×10^{-2}	1.88×10^{-2}	1.70×10^{-2}	1.38×10^{-2}	9.33×10^{-3}	6.39×10^{-3}
8.0×10^{-1}	1.45×10^{-1}	1.40×10^{-1}	1.31×10^{-1}	1.19×10^{-1}	9.88×10^{-2}	8.49×10^{-2}	6.03×10^{-2}	3.17×10^{-2}	1.74×10^{-2}
1.4×10^0	3.58×10^{-1}	3.45×10^{-1}	3.18×10^{-1}	2.79×10^{-1}	2.17×10^{-1}	1.75×10^{-1}	1.07×10^{-1}	4.45×10^{-2}	2.10×10^{-2}
2.4×10^0	6.62×10^{-1}	6.33×10^{-1}	5.70×10^{-1}	4.83×10^{-1}	3.43×10^{-1}	2.56×10^{-1}	1.33×10^{-1}	4.76×10^{-2}	2.14×10^{-2}
4.0×10^0	1.02×10^0	9.63×10^{-1}	8.49×10^{-1}	6.88×10^{-1}	4.38×10^{-1}	3.00×10^{-1}	1.40×10^{-1}	4.78×10^{-2}	2.15×10^{-2}
8.0×10^0	1.57×10^0	1.46×10^0	1.23×10^0	9.18×10^{-1}	4.97×10^{-1}	3.17×10^{-1}	1.41×10^{-1}		
1.4×10^1	2.05×10^0	1.88×10^0	1.51×10^0	1.03×10^0	5.07×10^{-1}				
2.4×10^1	2.52×10^0	2.27×10^0	1.73×10^0	1.07×10^0					
4.0×10^1	2.97×10^0	2.61×10^0	1.85×10^0	1.08×10^0					
8.0×10^1	3.56×10^0	3.00×10^0	1.92×10^0						
1.4×10^2	4.01×10^0	3.23×10^0	1.93×10^0						
2.4×10^2	4.42×10^0	3.37×10^0	1.94×10^0						
4.0×10^2	4.77×10^0	3.43×10^0							
8.0×10^2	5.16×10^0	3.45×10^0							
1.4×10^3	5.40×10^0	3.46×10^0							
2.4×10^3	5.54×10^0								
4.0×10^3	5.59×10^0								
8.0×10^3	5.62×10^0								
1.4×10^4	5.62×10^0	3.46×10^0	1.94×10^0	1.08×10^0	5.07×10^{-1}	3.17×10^{-1}	1.41×10^{-1}	4.78×10^{-2}	2.15×10^{-2}

Πίνακας 7B Τιμές της συνάρτησης $W(u_\Delta, \Gamma)$ για ελεύθερους υδροφόρους ορίζοντες
(από F.Driscoll 1986)

$1/u_B$	$\Gamma = 0.001$	$\Gamma = 0.01$	$\Gamma = 0.06$	$\Gamma = 0.2$	$\Gamma = 0.6$	$\Gamma = 1.0$	$\Gamma = 2.0$	$\Gamma = 4.0$	$\Gamma = 6.0$
4.0×10^{-4}	5.62×10^0	3.46×10^0	1.94×10^0	1.09×10^0	5.08×10^{-1}	3.18×10^{-1}	1.42×10^{-1}	4.79×10^{-2}	2.15×10^{-2}
8.0×10^{-4}								4.80×10^{-2}	2.16×10^{-2}
1.4×10^{-3}								4.81×10^{-2}	2.17×10^{-2}
2.4×10^{-3}								4.84×10^{-2}	2.19×10^{-2}
4.0×10^{-3}					5.08×10^{-1}	3.18×10^{-1}	1.42×10^{-1}	4.88×10^{-2}	2.21×10^{-2}
8.0×10^{-3}					5.09×10^{-1}	3.19×10^{-1}	1.43×10^{-1}	4.96×10^{-2}	2.28×10^{-2}
1.4×10^{-2}					5.10×10^{-1}	3.21×10^{-1}	1.45×10^{-1}	5.09×10^{-2}	2.39×10^{-2}
2.4×10^{-2}					5.12×10^{-1}	3.23×10^{-1}	1.47×10^{-1}	5.32×10^{-2}	2.57×10^{-2}
4.0×10^{-2}					5.16×10^{-1}	3.27×10^{-1}	1.52×10^{-1}	5.68×10^{-2}	2.86×10^{-2}
8.0×10^{-2}				1.09×10^0	5.24×10^{-1}	3.37×10^{-1}	1.62×10^{-1}	6.61×10^{-2}	3.62×10^{-2}
1.4×10^{-1}			1.94×10^0	1.10×10^0	5.37×10^{-1}	3.50×10^{-1}	1.78×10^{-1}	8.06×10^{-2}	4.86×10^{-2}
2.4×10^{-1}			1.95×10^0	1.11×10^0	5.57×10^{-1}	3.74×10^{-1}	2.05×10^{-1}	1.06×10^{-1}	7.14×10^{-2}
4.0×10^{-1}			1.96×10^0	1.13×10^0	5.89×10^{-1}	4.12×10^{-1}	2.48×10^{-1}	1.49×10^{-1}	1.13×10^{-1}
8.0×10^{-1}	5.62×10^0	3.46×10^0	1.98×10^0	1.18×10^0	6.67×10^{-1}	5.06×10^{-1}	3.57×10^{-1}	2.66×10^{-1}	2.31×10^{-1}
1.4×10^0	5.63×10^0	3.47×10^0	2.01×10^0	1.24×10^0	7.80×10^{-1}	6.42×10^{-1}	5.17×10^{-1}	4.45×10^{-1}	4.19×10^{-1}
2.4×10^0	5.63×10^0	3.49×10^0	2.06×10^0	1.35×10^0	9.54×10^{-1}	8.50×10^{-1}	7.63×10^{-1}	7.18×10^{-1}	7.03×10^{-1}
4.0×10^0	5.63×10^0	3.51×10^0	2.13×10^0	1.50×10^0	1.20×10^0	1.13×10^0	1.08×10^0	1.06×10^0	1.05×10^0
8.0×10^0	5.64×10^0	3.56×10^0	2.31×10^0	1.85×10^0	1.68×10^0	1.65×10^0	1.63×10^0	1.63×10^0	1.63×10^0
1.4×10^1	5.65×10^0	3.63×10^0	2.55×10^0	2.23×10^0	2.15×10^0	2.14×10^0	2.14×10^0	2.14×10^0	2.14×10^0
2.4×10^1	5.67×10^0	3.74×10^0	2.86×10^0	2.68×10^0	2.65×10^0	2.65×10^0	2.64×10^0	2.64×10^0	2.64×10^0
4.0×10^1	5.70×10^0	3.90×10^0	3.24×10^0	3.15×10^0	3.14×10^0	3.14×10^0	3.14×10^0	3.14×10^0	3.14×10^0
8.0×10^1	5.76×10^0	4.22×10^0	3.85×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0
1.4×10^2	5.85×10^0	4.58×10^0	4.38×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0
2.4×10^2	5.99×10^0	5.00×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0
4.0×10^2	6.16×10^0	5.46×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0
8.0×10^2	6.47×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0
1.4×10^3	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0
2.4×10^3	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0
4.0×10^3	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0
8.0×10^3	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0
1.4×10^4	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0
2.4×10^4	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0
4.0×10^4	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1

Source: Adapted from S. P. Neuman, *Water Resources Research*, 11 (1975):329-42.

Η διορθωμένη πτώση στάθμης s' βρίσκεται από τη σχέση: (Hantush, 1956).

$$\Delta s' = \Delta s - [\Delta s^2 / 2 h_o] \quad (35)$$

Η διόρθωση αυτή είναι κανονικά αναγκαία για τα μετέπειτα στάδια πτώσης στάθμης. Εάν το Δs δηλ ($h_o - h$) είναι μικρό συγκρινόμενο με το h_o (κορεσμένο πάχος) η διόρθωση δεν είναι αναγκαία.

5.5. ΣΤΑΘΕΡΗ ΑΚΤΙΝΩΤΗ ΡΟΗ (ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ)

Εάν ένα πηγάδι αντλείται για μεγάλο χρονικό διάστημα τότε η στάθμη του νερού μπορεί να φθάσει σε κατάσταση ισορροπίας, δηλ. η στάθμη σταθεροποιείται σε κάποιο επίπεδο. Όταν επιτευχθεί η ισορροπία ο κώνος κατάπτωσης σταματά να μεγαλώνει επειδή έχει φτάσει σε κάποιο υδραυλικό όριο τροφοδοσίας. Η κατάσταση αυτή είναι γνωστή ως "**μόνιμη κατάσταση ή κατάσταση ισορροπίας**".

Η υδραυλική κλίση του κώνου κατάπτωσης προκαλεί το νερό να ρέει με μια σταθερή παροχή από το όριο τροφοδοσίας προς το πηγάδι. Η παροχή αυτή είναι η παροχή με την οποία αντλείται το πηγάδι. Η υπόθεση της ακτινωτής συμμετρίας εννοεί ότι το όριο τροφοδοσίας έχει μια ανόμοια κυκλική γεωμετρία εισχωρώντας γύρω από το αντλούμενο πηγάδι.

Ο J. Dupuit μελετώντας το 1863 τις ροές προς πηγάδια σε κατάσταση ισορροπίας, κατέληξε στις παρακάτω εξισώσεις. Για να καταλήξει όμως στις εξισώσεις αυτές στηρίχτηκε αρχικά στο νόμο του Darcy και έκανε ένα αριθμό απλοποιητικών προτάσεων (βασικές υποθέσεις παραγράφου 5.2).

α) Εξίσωση για ροές σε πηγάδια σε υπό πίεση στρώματα.

από το νόμο του Darcy προκύπτει

$$Q = (2 \Pi r b) K \left(\frac{dh}{dr} \right) \quad (36)$$

όπου Q = η παροχή άντλησης

r = η απόσταση της κυκλικής διατομής από το πηγάδι

b = το πάχος του υδροφόρου

K = η υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφόρου

dh/dr = η υδραυλική κλίση του υδροφόρου

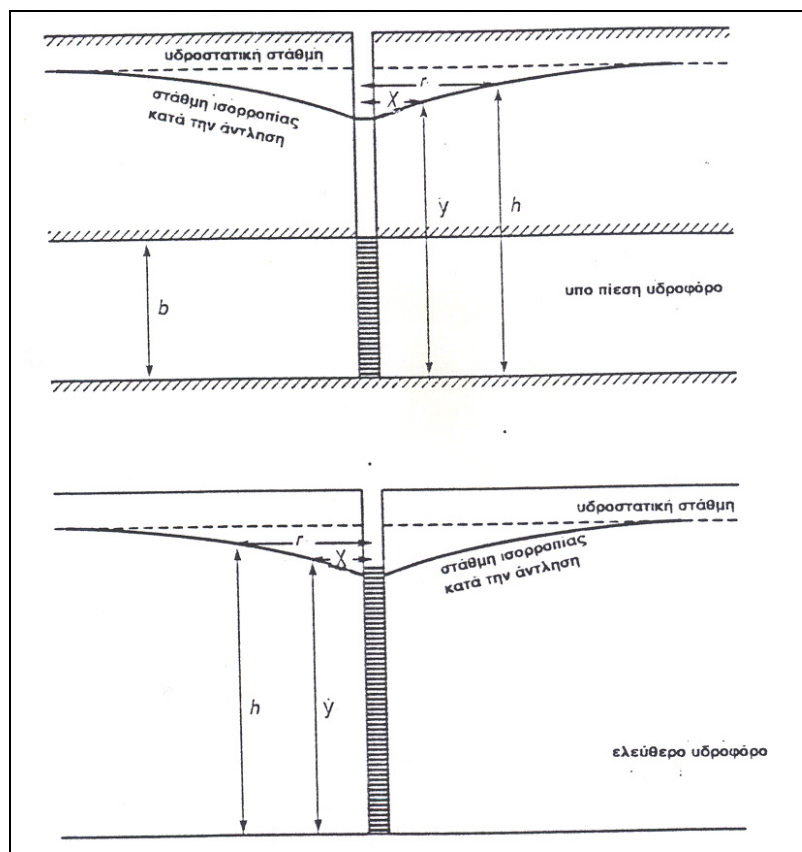
Μετά την ολοκλήρωση της εξίσωσης (36) με οριακές τιμές των H (αρχικό φορτίο, αρχικό κορεσμένο πάχος) και h τελικό φορτίο στην αντλούμενη γεώτρηση και λαμβάνοντας επίσης R την ακτίνα επίδρασης στην κατάσταση ισορροπίας και r την ακτίνα του πηγαδιού η αυτή γίνεται:

$$Q = 2\pi K b \frac{H-h}{\ln \frac{R}{r}} \quad Q = 2,73 k b \frac{H-h}{\log \frac{R}{r}} \quad (37)$$

Επίσης η εξίσωση για τη μορφή της πιεζομετρικής καμπύλης είναι:

$$y - h = (H - h) \frac{\ln \frac{X}{r}}{\ln \frac{R}{r}} \quad (38)$$

όπου y το φορτίο σε τυχαία θέση που απέχει x από τη γεώτρηση (σχ.85Α).



Σχ.85. Υπολογισμός του φορτίου σε ελεύθερο υδροφόρο σε κατάσταση ισορροπίας, σε σημείο που απέχει x από τη γεώτρηση.

β) Εξίσωση για ροές σε πηγάδια σε ελεύθερα υδροφόρα.

Με τις ίδιες προϋποθέσεις με την προηγούμενη περίπτωση κατέληξε στην εξής εξίσωση:

$$Q = \pi k \frac{H^2 - h^2}{\ln \frac{R}{r}} \quad Q = 1,366k \frac{H^2 - h^2}{\log \frac{R}{r}} \quad (39)$$

Η δε εξίσωση της πιεζομετρικής καμπύλης σύμφωνα με την προηγούμενη εξίσωση γίνεται:

$$y^2 - h^2 = (H^2 - h^2) \frac{\ln \frac{x}{r}}{\ln \frac{R}{r}} \quad (40)$$

όπου Q = η παροχή άντλησης

r = η απόσταση της κυκλικής διατομής από το πηγάδι

b = το πάχος του υδροφόρου

K = η υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφόρου

dh/dr = η υδραυλική κλίση του υδροφόρου

y = το φορτίο σε τυχαία θέση που απέχει x από την γεώτρηση (σχ.85B).

5.5.1. Ακτινωτή ροή σ' ένα Αρτεσιανό Υδροφόρο

Τους τύπους του Dupuit έκανε εφαρμόσιμους για πρώτη φορά ο Thiem (1906). Στην περίπτωση ροής προς το πηγάδι σ' ένα αρτεσιανό όταν πληρούνται οι προϋποθέσεις ότι δηλαδή:

- α) ο υδροφόρος περιορίζεται από στεγανό σχηματισμό στο δάπεδο και την οροφή
- β) Το πηγάδι αντλείται με σταθερή παροχή
- γ) Έχει επέλθει κατάσταση ισορροπίας.

Ο Thiem στηριζόμενος στα πρότυπα του Dupuit και χρησιμοποιώντας δύο πιεζόμετρα σε απόσταση r_1 και r_2 από το πηγάδι προέκυψε η εξίσωση:

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2\pi kb} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (41)$$

επειδή $T = K \cdot b$ η εξίσωση γίνεται:

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (42)$$

όπου h_1 και h_2 τα φορτία (στάθμης) στα πιεζόμετρα που απέχουν αντίστοιχα r_1 και r_2 από το πηγάδι.

Λύνοντας αυτήν ως προς T προκύπτει η

$$T = \frac{Q}{2 \Pi (h_2 - h_1)} \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (43)$$

που θεωρείται η εξίσωση του Thiem για τα αρτεσιανά υδροφόρα

Εάν η άντληση έχει προχωρήσει ως ένα σημείο όπου η πτώση στάθμης έχει σταθεροποιηθεί, τότε το φορτίο προσδιορίζεται σε δύο πηγάδια παρατήρησης που είναι τοποθετημένα σε διαφορετικές αποστάσεις από το πηγάδι. Η παροχή, το φορτίο και η απόσταση από το αντλούμενο, μετρούνται εύκολα και αντικαθιστούν τις αντίστοιχες τιμές στην εξίσωση (43) και έτσι υπολογίζεται το T.

Σημειώνεται ότι στην περίπτωση της σταθερής κατάστασης (κατάσταση ισορροπίας) δεν υπάρχει δυνατότητα πρόβλεψης του συντελεστή εναποθήκευσης (S), γιατί κάτω από συνθήκες ισορροπίας δεν παρατηρείται αλλαγή στο φορτίο με το χρόνο και το νερό δεν προέρχεται από το αποθηκευμένο. Έτσι η εξίσωση του Thiem δεν επαρκεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της αποθηκευτικότητας.

5.5.2. Σταθερή ακτινωτή ροή σ' ένα ελεύθερο υδροφόρο

Ο Theim επίσης παρήγαγε μια εξίσωση για σταθερή ακτινωτή ροή σ' ένα ελεύθερο υδροφόρο. Χρησιμοποιώντας επίσης δύο πιεζόμετρα σε απόσταση r_1 και r_2 από το πηγάδι

$$Q = (2 \pi r h) k \left(\frac{dh}{dr} \right) \quad (44)$$

(εξίσωση Thiem - Dupuit)

όπου h = το κορεσμένο πάχος του υδροφόρου

k = η υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφόρου

r = η ακτίνα του πηγαδιού

dh/dr = η υδραυλική κλίση

Η προηγούμενη εξίσωση μπορεί επίσης να διατυπωθεί και ως εξής

$$h dh = \frac{Q}{2 \Pi K} \frac{dr}{r} \quad (45)$$

Εάν χρησιμοποιηθούν δύο πηγάδια παρατήρησης με φορτία h_1 και h_2 και σε αποστάσεις r_1 και r_2 αντίστοιχα από το αντλούμενο πηγάδι και ολοκληρώνοντας την παραπάνω εξίσωση, με οριακές συνθήκες αυτά τα στοιχεία των πηγαδιών, τότε προκύπτει η εξίσωση (46)

$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{2\pi k} \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (46)$$

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

5.6. ΥΔΡΟΦΟΡΑ ΜΕ ΔΙΑΡΡΟΗ

Για τον υπολογισμό των υδραυλικών παραμέτρων ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν και τα υδροφόρα με διαρροή. Τέτοια υδροφόρα (με διαρροή) θεωρούνται τα σύνθετα εκείνα στρώματα, που αποτελούνται από ένα υποπίεση υδροφόρο, που διαχωρίζεται από ένα υπερκείμενο ελεύθερο υδροφόρο ή από την επιφάνεια του εδάφους από ένα ημιπερατό στρώμα σχ.86. Η ανάλυση αυτών των υδροφόρων για τον υπολογισμό των υδραυλικών παραμέτρων είναι έξω από τα ενδιαφέροντα αυτού του βιβλίου. Ομως κρίθηκε σκόπιμο για την πληρότητα του κεφαλαίου να αναφερθούν επιγραμματικά οι χρησιμοποιούμενες μέθοδοι και οι βασικές προϋποθέσεις εφαρμογής των.

5.6.1 Βασικές προϋποθέσεις

Οι προϋποθέσεις και οι συνθήκες κατώ από τις οποίες ισχύουν οι μέθοδοι για τα υδροφόρα με διαρροή είναι:

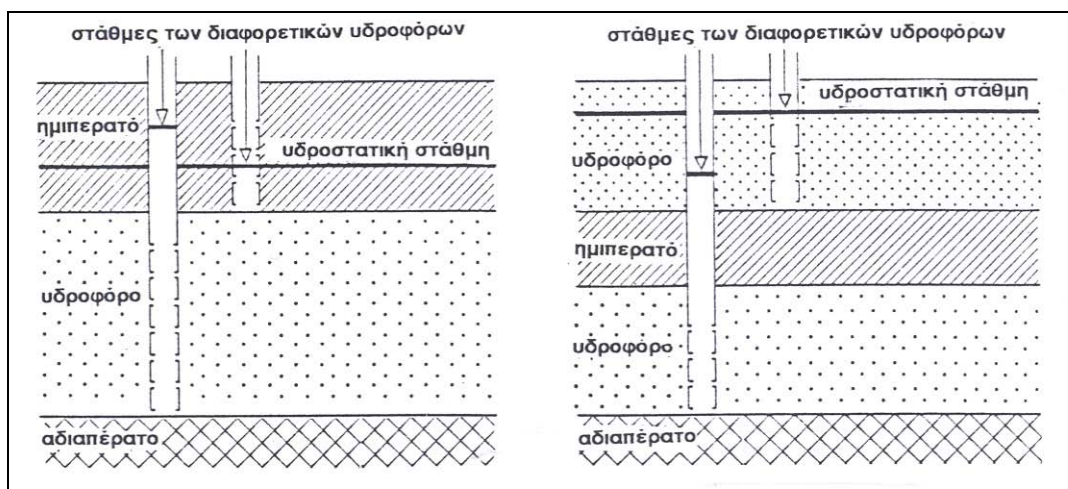
1. Το υδροφόρο πρέπει να είναι με διαρροή.
2. Οι γεωλογικοί σχηματισμοί (υδροφόρο και ημιπερατό) είναι οριζόντιοι και απεριόριστης έκτασης.
3. Η πιεζομετρική επιφάνεια και η υδροστατική επιφάνεια πριν από κάθε άντληση είναι οριζόντιες τουλάχιστον σε όλη την έκταση που επηρεάζεται από την άντληση.
4. Κατά την περίοδο της μη άντλησης η πτώση στάθμης στο υδροφόρο και στο ημιπερατό είναι αμελητέα.
5. Το υδροφόρο και το ημιπερατό είναι ομογενή, ισότροπα και ομοιόμορφου πάχους σε όλη την επιφάνεια που επηρεάζεται από την άντληση.
6. Έχει εφαρμογή ο νόμος του Darcy.
7. Το υπόγειο νερό έχει σταθερή πυκνότητα και ιξώδες.
8. Το πηγάδι άντλησης έχει διατρήσει πλήρως τον υδροφόρο και έτσι η ροή προς το πηγάδι άντλησης θεωρείται οριζόντια.
9. Η ροή στο ημιπερατό είναι κατακόρυφη.
10. Το πηγάδι παρατήρησης είναι μικρής διαμέτρου και είναι 100% αποτελεσματικό.
11. Το νερό από το υδροφόρο που απομακρύνεται από την αποθήκη και το νερό από το ημιπερατό που τροφοδοτεί το υδροφόρο προκαλούνται ταυτόχρονα με την μείωση του

- φορτίου.
12. Η διάμετρος του πηγαδιού είναι μικρή έτσι ώστε το αποθηκευμένο νερό στο πηγάδι να θεωρείται αμελητέο.
 13. Ο υδροφόρος αντλείται με σταθερή παροχή.

5.6.2 Μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τις συνθήκες ισορροπίας και για ασταθείς συνθήκες.

Οι συνηθισμένοι μέθοδοι όταν κατά την διάρκεια της άντλησης έχει επέλθει ισορροπία είναι: Μέθοδος De Glee, Μέθοδος Hantush-Jacob, Μέθοδος Hantush-De Glee (για υδροφόρα με αρτεσιανή ροή).

Για την περίπτωση όπου κατά την διάρκεια της άντλησης δεν έχει επέλθει ισορροπία οι συνηθισμένοι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται είναι: Μέθοδος Walton, Μέθοδος σημείου καμπής του Hantush, Μέθοδος καμπύλης του Hantush, Μέθοδος Newman-Witherspoon, Μέθοδος Week με τροποποιήσεις των μεθόδων καμπυλών, Walton και Hantush (για ατελή πηγάδια), Γραμμική μέθοδος Jacob (για παρατηρήσεις στο ίδιο αντλούμενο πηγάδι), Μέθοδος Hurr-Worthington (για παρατηρήσεις στο ίδιο αντλούμενο πηγάδι), Μέθοδος Hantush (σε πηγάδι με ελεύθερη ροή και μεταβλητή παροχή)



Σχ. 86 Χαρακτηριστικά υδροφόρα με διαρροή

6. ΤΕΧΝΗΤΟΣ ΕΜΠΛΟΥΤΙΣΜΟΣ (ΓΕΝΙΚΑ, ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ, ΜΕΘΟΔΟΙ)

6. 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η αυξανόμενη ζήτηση για νερό σε όλο τον κόσμο, έχει οδηγήσει στη συνειδητοποίηση ότι οι τεράστιες υπόγειες δεξαμενές νερού που σχηματίζουν τα υδροφόρα στρώματα αποτελούν πολύτιμες πηγές διάθεσης νερού αλλά και μέσα διευκόλυνσης για αποθήκευση νερού. Για παράδειγμα αναφέρεται ότι στις Η.Π.Α. το 95% του γλυκού νερού που είναι διαθέσιμο σ' όλη τη χώρα, συμπεριλαμβανομένων και των επιφανειακών υδάτινων όγκων, όπως μεγάλες λίμνες κ.λ.π., προέρχεται από την υπόγεια υδροφορία.

Η φυσική επαναπλήρωση των τεραστίων ποσοτήτων υπόγειου νερού που διατίθενται, συντελείται με πολύ αργούς ρυθμούς. Έτσι η υπέρμετρη και συνεχής άντληση υπόγειου νερού με ταχύτητα μεγαλύτερη εκείνης της επαναπλήρωσής του, οδηγεί σε πτώση της στάθμης του και σε περίπτωση μη θετικής και έγκαιρης παρέμβασης, οδηγεί τελικά σε ελάττωση της διαθέσιμης ποσότητας του υπόγειου νερού.

Στην προσπάθεια αύξησης της φυσικής διάθεσης του υπόγειου νερού, ο τεχνητός εμπλουτισμός των υπόγειων υδροφορέων αποβαίνει σημαντικότερος παράγοντας στη διαχείριση των υπόγειων νερών και ειδικά σε περιπτώσεις συνδυασμένης χρήσης επιφανειακών και υπόγειων νερών.

Ο τεχνητός εμπλουτισμός μπορεί να χαρακτηριστεί σαν μία διαδικασία αύξησης της φυσικής ροής του επιφανειακού νερού προς τους υδροφόρους με την κατασκευή κατάλληλων έργων, την κατάκλυση με νερό ή τη μεταβολή των φυσικών συνθηκών. Αποτελεί μια ουσιαστική διαδικασία ενίσχυσης του υπόγειου δυναμικού από επιφανειακά νερά με αποτέλεσμα τον περιορισμό του φαινομένου της λειψυδρίας η οποία τα τελευταία χρόνια σε πολλές περιοχές έχει ενταθεί. Η ένταση της λειψυδρίας έχει σχέση με την υπερεκμετάλλευση των υπόγειων νερών και την ανομβρία που παρατηρείται τα τελευταία χρόνια καθώς και τις διάφορες επεμβάσεις στο υδρογραφικό δίκτυο, όπου προκλήθηκαν περιορισμοί των επιφανειών διήθησης του επιφανειακού νερού με τελικό αποτέλεσμα τη μείωση των ποσοτήτων τροφοδοσίας των υπόγειων νερών σε σχέση με το παρελθόν.

Πολλές μέθοδοι εμπλουτισμού έχουν αναπτυχθεί όπως η κατάκλυση, ο εμπλουτισμός μέσω πηγαδιών ή εκσκαφών και ο εμπλουτισμός από επιφανειακά σώματα νερού μέσα από άντληση. Η επιλογή της πιο κατάλληλης μεθόδου είναι συνάρτηση της τοπογραφίας, της γεωλογίας, των εδαφών και της διαθέσιμης ποσότητας νερού που θα χρησιμοποιηθεί για τον εμπλουτισμό.

6.1.1. Σκοποί του τεχνητού εμπλουτισμού

Οι σκοποί του τεχνητού εμπλουτισμού είναι (Καλλέργης 1985):

- η διατήρηση ή αύξηση του φυσικού υπόγειου νερού σαν οικονομικού πόρου,
- ο συντονισμός της λειτουργίας των επιφανειακών και υπόγειων δεξαμενών νερού,
- η πρόληψη ή η καταπολέμηση ανεπιθύμητων αποτελεσμάτων πάνω στην ποσότητα, την ποιότητα του νερού, τα γεωμετρικά και υδροδυναμικά χαρακτηριστικά των υδροφόρων οριζόντων και η αντιμετώπιση προβλημάτων διείσδυσης της θάλασσας στους υδροφόρους ορίζοντες,
- η δημιουργία υπόγειας αποθήκευσης για τα εισαγόμενα στην περιοχή νερά,
- η αντιμετώπιση προβλημάτων καθίζησης του εδάφους,
- η επεξεργασία και αποθήκευση χρησιμοποιούμενων νερών προκειμένου να ξαναχρησιμοποιηθούν,
- η εξοικονόμηση ή παραγωγή ενέργειας με τη μορφή ζεστού ή κρύου νερού.

Εκτός από τις μελέτες και τα έργα που έχουν αποκλειστική εφαρμογή στον τεχνητό εμπλουτισμό, μεγάλες ποσότητες υγρών και αποβλήτων νερών παρέχουν ανεξέλεγκτο και απρόβλεπτο εμπλουτισμό. Τέτοιου είδους ακούσιου εμπλουτισμού μπορεί να έχουμε, εκτός των άλλων, από τα υγρά που διηθούνται από τη διάθεση των αποβλήτων, τις εργασίες διαχείρισης ή αποθήκευσης, κυρίως εκείνες τις μεθόδους που χρησιμοποιούν εκσκαφές, μεταλλεία και μικρές δεξαμενές, όπως επίσης από τα νερά που χρησιμοποιούνται για άρδευση, μερικά από τα οποία διηθούνται προς την υπόγεια στάθμη μεταφέροντας αυξημένες συγκεντρώσεις μιας σημαντικής ποικιλίας διαλυμένων αλάτων και αγροτικών χημικών. Όπως επίσης ακούσιο εμπλουτισμό μπορούμε να έχουμε και από υπόγειες κατασκευές, όπως δίκτυα σωληνώσεων και υπονόμους. Άλλες περιπτώσεις περιλαμβάνουν περιστασιακές διηθήσεις από ατυχήματα τρένων ή άλλα μέσα μεταφοράς ή από δεξαμενές αποθήκευσης διαφόρων τύπων ρευστών. Τέλος, μικρότερης κλίμακας εμπλουτισμό μπορεί να έχουμε από ξηρά πηγάδια, φρεάτια και κανάλια αποστράγγισης, γεωτρήσεις διάθεσης αποβλήτων, σπητικές δεξαμενές, καταβόθρες και υπαίθρια W.C.

Το νερό που χρησιμοποιείται συνήθως στον τεχνητό εμπλουτισμό περιλαμβάνει νερά από φυσικές ροές ποταμών, νερά μεταφερμένα από γειτονικές ροές ή ήρεμα νερά. Προϋπόθεση πάντως για την εφαρμογή του τεχνητού εμπλουτισμού είναι η ύπαρξη αρκετής ποσότητας νερού κατάλληλης ποιότητας. Σε μερικές περιοχές συλλέγεται το νερό της απορροής μετά από καταιγίδες ή ισχυρές βροχοπτώσεις και οδηγείται σε τάφρους ή λεκάνες για πρόσθετο εμπλουτισμό. Άλλη δυνατότητα είναι η χρήση επεξεργασμένων ή και μη επεξεργασμένων αποβλήτων, μέθοδος που γίνεται όλο και πιο ελκυστική από τεχνική αλλά και οικονομική άποψη, γιατί τα νερά που κανονικά διατίθενται για απόρριψη, μπορούν έτσι να τα διαχειριστούν κατάλληλα με επιφανειακά συστήματα απόθεσης από τα οποία συστήματα διηθούνται και τελικά μπορούν να καταλήξουν σε υπόγεια νερά.

Η τελευταία χρήση αποβλήτων και υγρών αποβλήτων που αναφέρθηκε εφαρμόστηκε στην Αθήνα των προχριστιανικών χρόνων, ενώ η μέθοδος εμπλουτισμού με άρδευση χρησιμοποιήθηκε στη Γερμανία τον 16ο αιώνα. Η μέθοδος αυτή διαδόθηκε σ'όλη την Ευρώπη και συνεχίστηκε στις αποικίες όπως στη Ν. Αφρική, Αυστραλία, Μεξικό, όπου πολλές από τις

μεγάλες φάρμες εφάρμοσαν υπόγεια στραγγιστήρια για να μεταφέρουν το πλεόνασμα του τεχνητού εμπλουτισμού σε γειτονικά ποτάμια.

Το τμήμα Οικονομικών και Κοινωνικών Υποθέσεων των Ηνωμένων Εθνών (1975) περιέγραψε 31 περιοχές, αποκλειστικά των Η.Π.Α., όπου ο τεχνητός εμπλουτισμός έχει εφαρμοστεί ή ερευνηθεί. Τα παραδείγματα που αναφέρονται δεν είναι εκτενή αλλά μάλλον δείχνουν την εκτεταμένη χρήση του τεχνητού εμπλουτισμού σ' ολόκληρο τον κόσμο. Έτσι η μεγαλύτερη χρήση του τεχνητού εμπλουτισμού σε 4 χώρες εκτός των Η.Π.Α. αποσκοπεί στην επαναπλήρωση μειωμένων αστικών και βιομηχανικών διαθέσιμων ποσοτήτων υπόγειων νερών ή στη βελτίωση της ποιότητάς τους. Προχωρημένες τεχνικές χρησιμοποιούνται στην Ισπανία, Ελβετία, Γερμανία, Γαλλία, Σουηδία, Ισραήλ, Αίγυπτο, Αλγερία, Ιράν και στη Λιθουανία, Τουρκμενιστάν, Ουζμπεκιστάν, Ουκρανία.

Ο τεχνητός εμπλουτισμός εφαρμόζεται επίσης ευρέως για τον έλεγχο της διείσδυσης της θάλασσας σε παράκτιες περιοχές της Αυστραλίας, των Κάτω Χωρών, Ισραήλ, Μαρόκο, Σενεγάλη, Ιαπωνία και Η.Π.Α. Στην Ιαπωνία ο τεχνητός εμπλουτισμός χρησιμοποιήθηκε στην αντιμετώπιση προβλημάτων καθιζήσεων σε περιοχές υπερβολικής άντλησης και στη Ρουμανία, Βουλγαρία και Γαλλία ο τεχνητός εμπλουτισμός συντελεί στην επαναπλήρωση του νερού άρδευσης που προέρχεται από υπόγειες τροφοδοσίες.

6.1.2. Γενική Θεώρηση - Κριτήρια και Συνθήκες Εφαρμογής

Ο τύπος του συστήματος του τεχνητού εμπλουτισμού που μπορεί να αναπτυχθεί σε μια περιοχή εξαρτάται ως ένα μεγάλο βαθμό από τις γεωλογικές και υδρολογικές συνθήκες που επικρατούν σ' αυτήν την περιοχή. Τα κριτήρια επιλογής του τύπου πέραν των οικονομικών παραγόντων θα πρέπει να είναι τουλάχιστον τα εξής:

- η προέλευση του νερού εμπλουτισμού,
- τα χημικά και φυσικά χαρακτηριστικά του νερού εμπλουτισμού,
- η διαθεσιμότητα ενός υδροφόρου στρώματος κατάλληλου για τεχνητό εμπλουτισμό,
- η πυκνότητα και η διαπερατότητα του υλικού που καλύπτει το υδροφόρο στρώμα εάν υπάρχει,
- η πυκνότητα και η διαπερατότητα του υδροφόρου στρώματος,
- τα χημικά χαρακτηριστικά του νερού του υδροφόρου στρώματος,
- η γεινίαση της υποψήφιας περιοχής εμπλουτισμού με κατάλληλο κώνο κατάπτωσης γειτονικής γεώτρησης ή πηγαδιού,
- η κατάλληλη υψομετρική διαφορά μεταξύ του υδροφόρου και της επιφάνειας εμπλουτισμού,
- η τοπογραφία της περιοχής,
- η διαθεσιμότητα της περιοχής.

Η διαθεσιμότητα του νερού, είτε σε μόνιμη είτε σε διακοπτόμενη βάση είναι από τα

πρώτα πράγματα που πρέπει να ληφθούν υπόψη σε οποιαδήποτε επιχείρηση εμπλουτισμού. Σε μερικές περιπτώσεις μπορεί να είναι απαραίτητη η κατασκευή έργων για την προσωρινή αποθήκευση στην επιφάνεια του εδάφους και επαύξηση του φυσικού εμπλουτισμού.

Τα χημικά και φυσικά χαρακτηριστικά του εμπλουτισμένου νερού είναι σημαντικά για διάφορους λόγους. Κατ' αρχήν η χημική ποιότητα του επιφανειακού νερού πρέπει να είναι εναρμονισμένη με αυτήν του υδροφόρου στρώματος για να αποφευχθούν χημικές αντιδράσεις που πιθανώς να μειώσουν τη διαπερατότητα του υδροφόρου στρώματος. Κατά δεύτερο λόγο είναι πολύ βασικό να μην περιέχει το νερό εμπλουτισμού τοξικά χημικά όπως βιομηχανικά απόβλητα ή φυτοφάρμακα γιατί έτσι θα μπορεί να μολυνθεί το υπόγειο νερό. Τέλος είναι καλύτερα να χρησιμοποιείται νερό με χαμηλό ποσοστό ιζημάτων (θολούρα) γιατί λεπτόκοκκα υλικά θα μπορούσαν να φράξουν το σύστημα του εμπλουτισμού και ίσως να μειώσουν τη διαπερατότητα ακόμα και του υδροφόρου στρώματος.

Για να εμπλουτιστεί το υδροφόρο στρώμα πρέπει να βρίσκεται κάτω από την υποψήφια περιοχή εμπλουτισμού. Σε περιοχές με περίπλοκες συνθήκες πάνω και κάτω από την επιφάνεια και ειδικότερα εκεί όπου υπάρχουν εναλλαγές χονδρόκοκκων και λεπτόκοκκων υλικών δεν είναι πάντα εύκολο να προσδιοριστούν οι εσωτερικές επικοινωνίες των υδροφόρων. Επιπλέον το υδροφόρο στρώμα πρέπει να έχει αρκετή διαπερατότητα ώστε να μπορεί να παρασύρει γρήγορα το εμπλουτισμένο νερό. Ένα υδροφόρο στρώμα που αντλείται από γεωτρήσεις, με υψηλή απόδοση, είναι κατάλληλο για τεχνητό εμπλουτισμό. Επιπλέον η περιοχή του εμπλουτισμού πρέπει να βρίσκεται μέσα στην επιρροή του κώνου κατάπτωσης των γεωτρήσεων έτσι ώστε το νερό εμπλουτισμού να έχει την ευκαιρία να ρέει με κλίση προς την κατεύθυνση της άντλησης παρά προς οποιαδήποτε αλλού.

Η πυκνότητα και η διαπερατότητα των υλικών που καλύπτουν το υδροφόρο στρώμα ασκεί μεγάλη επιρροή σε σχέση με το σύστημα του εμπλουτισμού που μπορεί να κατασκευαστεί. Όπου αυτά τα υλικά είναι μεγάλης πυκνότητας και χαμηλής περατότητας, χρησιμοποιούνται φρεάτια εμπλουτισμού. Όπου τα υλικά αυτά είναι μικρής πυκνότητας ή χαμηλής περατότητας, χρησιμοποιούνται λεκάνες κατάκλυσης, μεγάλα φρεάτια ή ακόμα και άρδευση.

Η στάθμη του νερού στο υδροφόρο στρώμα πρέπει να είναι χαμηλότερη από ότι η στάθμη του νερού στο σύστημα εμπλουτισμού ώστε το νερό να αναγκάζεται σε ροή διήθησης. Η διαφορά της στάθμης του νερού ή το βάθος του νερού στην κοιλάδα, είναι η κινητήρια δύναμη που επιτρέπει στο νερό να διηθείται.

Το τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής ενός πιθανού τεχνητού εμπλουτισμού μπορεί να περιορίζει το σχεδιασμό του εμπλουτισμού. Η κατάκλυση νερού, η άρδευση, τα συστήματα διευθέτησης γης απαιτούν επιφάνειες σχετικά επίπεδες, ενώ η τοπογραφία μπορεί να παίζει ελάχιστο ρόλο ή μηδαμινό σε ένα σύστημα εμπλουτισμού με πηγάδια έκχυσης.

Στις αστικές περιοχές η απόκτηση γης με σκοπό την εφαρμογή των μέσων εμπλουτισμού μπορεί να παρουσιάζει ένα σημαντικό εμπόδιο αφού οι καλύτερες περιοχές μπορεί να είναι ήδη προκατειλημμένες. Οι βιομηχανικές περιοχές θα πρέπει να αποφεύγονται αν είναι δυνατόν εξαιτίας της πιθανότητας μόλυνσης.

6.2. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΜΠΛΟΥΤΙΣΜΟΥ

Μια ποικιλία μεθόδων έχουν αναπτυχθεί για τον τεχνητό εμπλουτισμό των υπόγειων νερών οι οποίες μεταξύ τους δεν είναι ανεξάρτητες, αλλά οι τεχνικές αυτών των μεθόδων πολλές φορές συνδυάζονται διά μέσου της επιφάνειας και απ' ευθείας διά μέσου του υπεδάφους.

Οι βασικές κατηγορίες με βάση τις τεχνικές που χρησιμοποιούν για τεχνητό εμπλουτισμό και με τις επί μέρους μεθόδους είναι:

- α. Για εμπλουτισμό απ' ευθείας από την επιφάνεια του εδάφους (μέθοδοι κατάκλυσης).
Εδώ ανήκουν οι μέθοδοι:
 - πλημμύρας
 - Τάφρων και αυλάκων
 - Λεκάνης
 - Διευθέτηση υδρορεύματος
 - Πλεόνασμα νερού άρδευσης
- β. Για εμπλουτισμό απ' ευθείας από το υπέδαφος
 - φυσικά ανοίγματα
 - ορύγματα και εκσκαφές
 - αντιστροφή του αποστραγγιστικού δικτύου
 - πηγάδια (γεωτρήσεις εμπλουτισμού)
- γ. Συνδυασμός επιφανειακών και υπεδάφικών τεχνικών
 - Λεκάνες και υπόγεια αποστράγγιση
 - Λεκάνες με ορύγματα, εκσκαφές ή πηγάδια
- δ. Εμμεσες τεχνικές
 - Επαγωγικός εμπλουτισμός από επιφανειακό στρώμα νερού
 - Διευθέτηση υδροφόρων
 - Συμπτωματικός εμπλουτισμός

Στη συνέχεια περιγράφονται συνοπτικά οι διάφοροι μέθοδοι τεχνητού εμπλουτισμού (από Καλλέργη 1986 συμπληρωμένες σε ορισμένα σημεία):

6.2.1. Κατακλύσεις (μέθοδοι εμπλουτισμού απ' ευθείας στην επιφάνεια)

Είναι οι συνηθέστερες, οι πλέον απλούστερες και οι παλαιότερες μέθοδοι τεχνητού εμπλουτισμού. Σκοπός τους είναι η αύξηση της ποσότητας που κατεισδύει στο υπέδαφος και τροφοδοτεί τον ελεύθερο υδροφόρο ορίζοντα με την παροχέτευση νερού στην επιφάνεια του

εδάφους (Muckel, 1959). Η ταχύτητα εισόδου του νερού στο υπέδαφος εξαρτάται από τα υδρογεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής εμπλουτισμού και από τη διάρκεια που το νερό βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος. Η αποτελεσματικότητα ή η απόδοση του τεχνητού εμπλουτισμού μετριέται με την ταχύτητα ή την απόδοση του τεχνητού εμπλουτισμού η οποία μετριέται με την ταχύτητα κίνησης του νερού προς το υπέδαφος. Ο ρυθμός του εμπλουτισμού μειώνεται με το χρόνο. Επίσης μειώνεται μαζί με τη μέση διάμετρο των κόκκων του εδάφους.

Η διαδοχή υγρών και ξηρών περιόδων σε μια λεκάνη συντελεί σε μεγαλύτερο εμπλουτισμό από τη συνεχή κατάκλυση. Και αυτό παρά το γεγονός, ότι ο χρόνος, κατά τη διάρκεια του οποίου το νερό βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος, μειώνεται κατά το μισό. Η ξήρανση του εδάφους σκοτώνει τις μικροβιακές κοινότητες, που σε συνδυασμό με το "όργωμα" της επιφάνειας του εδάφους ξαναανοίγει τους πόρους του.

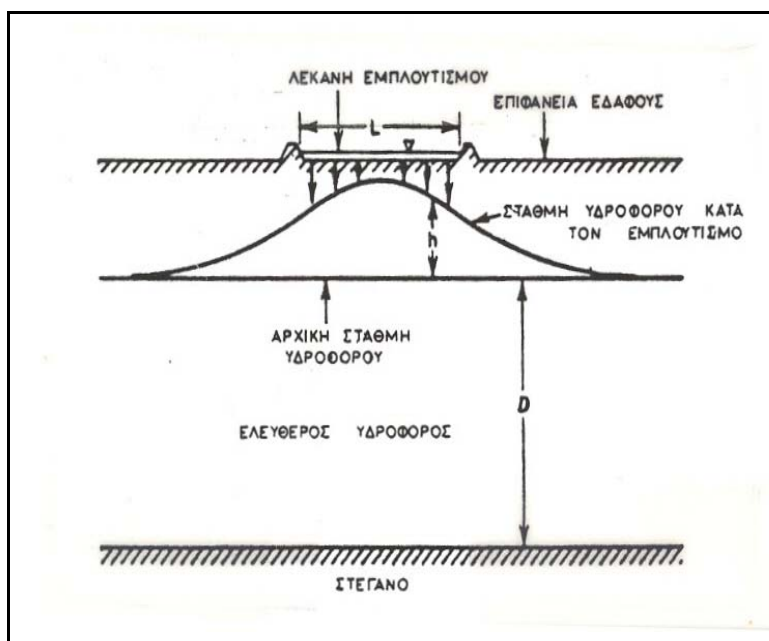
Η χλωρίωση του νερού (2-5mg/l Cl) είναι απαραίτητη καθώς και η αφαίρεση αιωρούμενων στερεών (ιλύς - άργιλος). Η κυμάτωση στις δεξαμενές μπορεί να αναταράξει τα ιζήματα του πυθμένα και να προκαλέσει απόφραξη των πόρων. Η υψηλή περιεκτικότητα Na στο νερό, μπορεί να αναταράξει τα ιζήματα του πυθμένα και να προκαλέσει απόφραξη των πόρων. Η υψηλή περιεκτικότητα Na στο νερό, μπορεί να προκαλέσει προβλήματα αποκροκίδωσης των κολλοειδών του εδάφους και απόφραξη των διόδων του νερού. Η επιφάνεια του νερού του εμπλουτισμού πρέπει να βρίσκεται 3-6 m ψηλότερα από την υδροστατική επιφάνεια του υδροφόρου. Ο εμπλουτισμός είναι ευθέως ανάλογος του φορτίου του νερού.

Οι Nightingale - Bianchi (1977), για την επίτευξη υψηλών ρυθμών εμπλουτισμού στις λεκάνες, προτείνουν:

- Το έδαφος για την ανέγερση των αναχωμάτων να προέρχεται από δανειοθαλάμους, ώστε τα βαριά σκαπτικά μηχανήματα να μην εργάζονται στις λεκάνες εμπλουτισμού
- Το νερό του εμπλουτισμού πρέπει να εισάγεται στο χαμηλότερο σημείο της λεκάνης, ώστε να αποφευχθεί η διάβρωσή της και η απόφραξη των πόρων στην επιφάνεια.
- Πρέπει να γίνει στην αρχή αποψίλωση και επιπέδωση της λεκάνης, εκτός αν εφαρμοστεί η μέθοδος της πλημμύρας.
- Προκειμένου να προληφθεί βιολογική απόφραξη των πόρων, πρέπει να ελαχιστοποιείται η ανάπτυξη υδρόβιας χλωρίδας.
- Ο εμπλουτισμός πρέπει να γίνεται κυρίως το καλοκαίρι, όταν η θερμοκρασία του νερού είναι υψηλή.

Για τον εμπλουτισμό είναι δυνατή η χρήση των αποβλήτων, τα οποία την τελευταία δεκαετία και παρά τις αντιρρήσεις του Παγκόσμιου Οργανισμού Υγείας (W.H.O), χρησιμοποιούνται ευρέως για άρδευση, βιομηχανική χρήση, κ.λ.π. (Braunstein 1973, Schmidt et al. 1978). Τα απόβλητα κατά κανόνα υφίστανται αυτοκαθαρισμό στο υπέδαφος, με την απομάκρυνση πολλών φυσικών, βιολογικών και χημικών συστατικών. Ο εμπλουτισμός με απόβλητα έχει τα πλεονεκτήματα ότι προκαλείται αποθήκευση μέχρι τη χρησιμοποίησή τους, ελαττώνονται οι εποχιακές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας τους, και "διαλύονται" μέσα στο "γνήσιο" υπόγειο νερό της περιοχής.

Όταν το νερό διηθείται από τον πυθμένα μια λεκάνης κατάκλυσης τότε η υδροστατική επιφάνεια σχηματίζει ένα υβώμα (σχ.87). Η γεωμετρία του υβώματος εξαρτάται από εκείνη



Σχ.87. Διάγραμμα ανύψωσης της υδροστατικής επιφάνειας κάτω από μια τετράγωνη λεκάνη εμπλουτισμού (Todd, 1980).

της λεκάνης, τα χαρακτηριστικά του υδροφόρου ορίζοντα, την παροχή και τη διάρκεια εμπλουτισμού (Bauman 1965, Bittinger - Tzeleas 1965, Hantush 1967, Haskell 1965).

Οι μέθοδοι κατάκλυσης ταξινομούνται ως εξής:

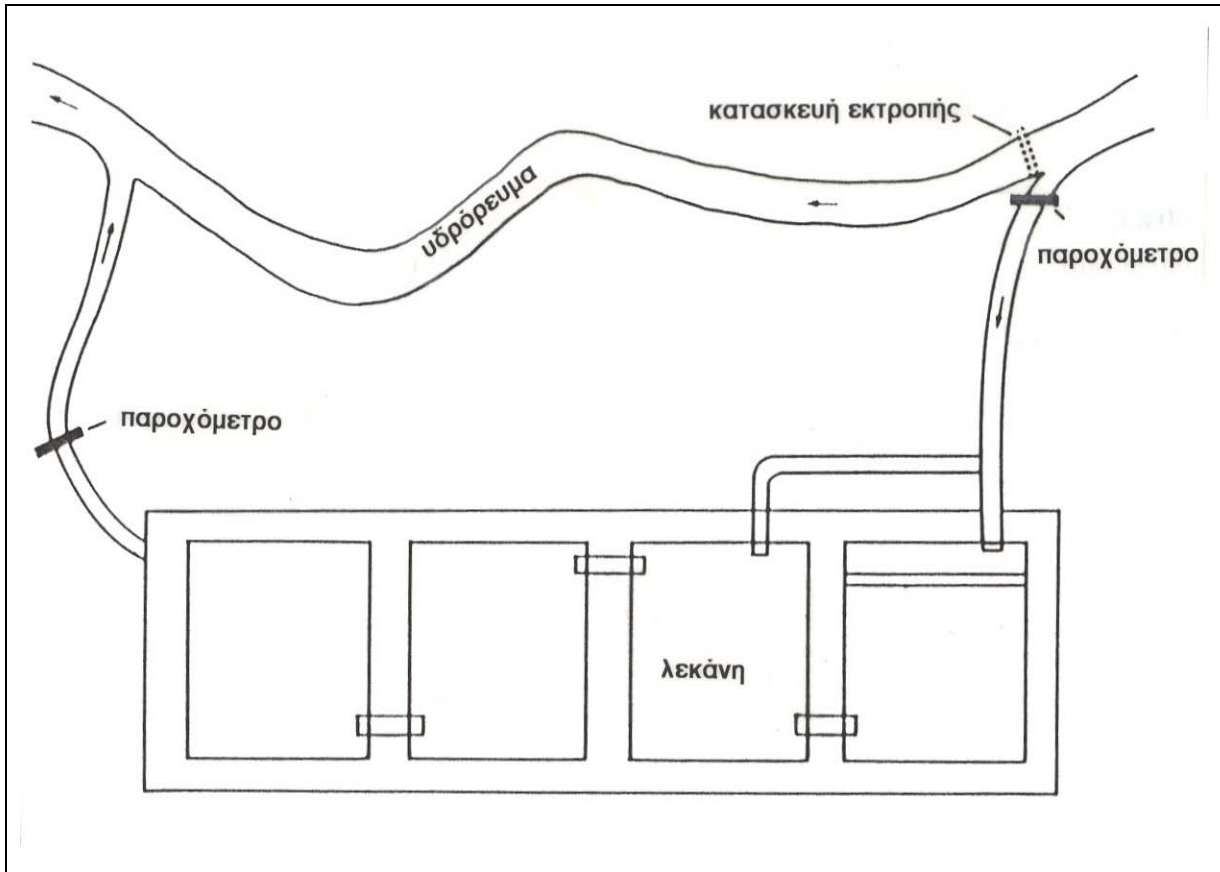
6.2.1.1. Μέθοδος Λεκάνης (Basin Method)

Πρόκειται για την πλέον ευνοϊκή μέθοδο εμπλουτισμού επειδή αυτές (λεκάνες) κάνουν αποτελεσματική χρήση όλο του χώρου και απαιτούν απλή μόνο συντήρηση.

Το νερό για τον εμπλουτισμό παροχετεύεται σε λεκάνες που σχηματίζονται με την κατασκευή αναχωμάτων, τάφρων ή εκσκαφών (σχ.88). Το μέγεθος και το σχήμα της λεκάνης προσαρμόζεται στην κλίση της επιφάνειας του εδάφους. Το νερό που θα χρησιμοποιηθεί στον εμπλουτισμό πρέπει να είναι απαλλαγμένο από ιλύ και γενικά από στερεά αιωρούμενα υλικά για να μη γίνει απόφραξη των πόρων της λεκάνης και μείωση της υδροπερατότητάς της. Περιοδική ανανέωση του πυθμένα της λεκάνης (ξύσιμο, σκάψιμο, κ.λ.π) είναι συχνά απαραίτητη. Όταν χρησιμοποιείται η απορροή των καταιγίδων και των ισχυρών βροχοπτώσεων, αρκεί κατά κανόνα μια λεκάνη, όταν όμως χρησιμοποιείται το νερό υδρορευμάτων απαιτείται σειρά από λεκάνες, συχνά παράλληλα προς το φυσικό υδρογραφικό δίκτυο (Bianchi - Muckel, 1970) (σχ.88). Το νερό οδηγείται σε μια τάφρο στην πιο ανάντη λεκάνη. Όταν γεμίσει, ξεχειλίζει προς τη δεύτερη κ.ο.κ. Το τυχόν πλεόνασμα νερού από την τελευταία

λεκάνη επιστρέφει στο υδρόρευμα.

Η μέθοδος της λεκάνης επιτρέπει την άμεση επαφή του νερού εμπλουτισμού με το 75-90% της περιοχής που θα εμπλουτιστεί. Το νερό του εμπλουτισμού πρέπει να απαλλαγεί από τα αιωρούμενα υλικά (ιλύς) αυτό γίνεται στη "λεκάνη κατακράτησης ιζήματος". Συχνά οι λεκάνες του συστήματος τίθενται περιοδικά εκτός λειτουργίας, προκειμένου να καθαριστούν. Αυτό γίνεται διαδοχικά για κάθε μια λεκάνη.



Σχ.88 Τυπική διάταξη σειράς λεκανών εμπλουτισμού παράπλευρα σε υδρόρευμα (τροποποιημένα από Bianchi and Muckel 1970).

Αυτή η μέθοδος εμπλουτισμού είναι η πιο συνηθισμένη γιατί χρειάζεται την πιο απλή κατασκευή. Η ταχύτητα κατείδυσης του νερού ποικίλει, όπως προαναφέρθηκε και κυμαίνεται από 0,1 ως 3m/ημέρα. Για αλλουβιακά εδάφη με κλίση 0,1-10% η ταχύτητα με την οποία διηθείται το νερό σε m/ημέρα δίνεται από τη σχέση του Todd (1981):

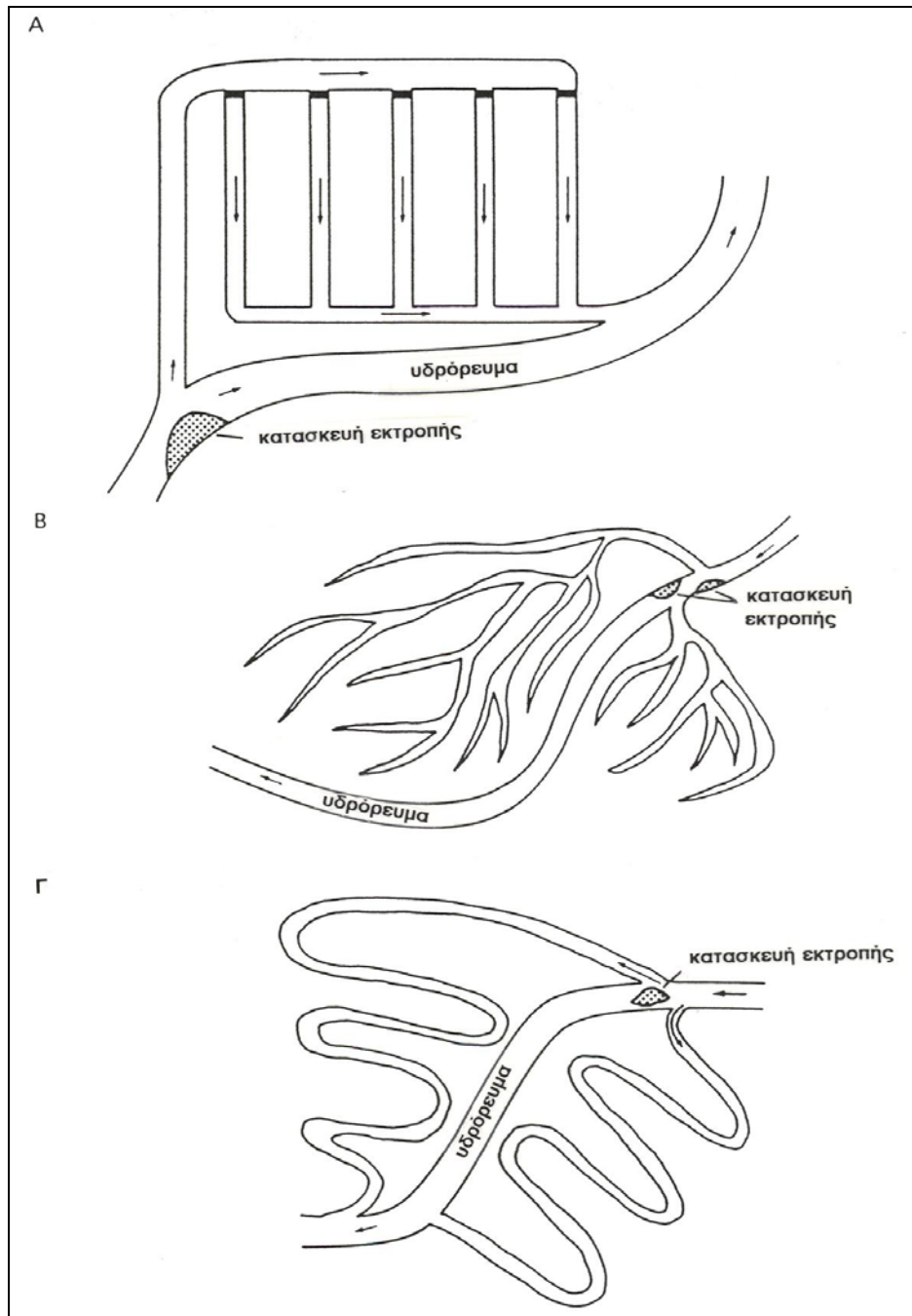
$$W = 0,65 + 0,56 i$$

όπου i η κλίση του εδάφους %.

6.2.1.2. Μέθοδος Τάφρων και Αυλάκων (Ditch and Furrow Method).

Στη μέθοδο αυτή ως πηγή νερού είναι το νερό υδρορεύματος. Το νερό διανέμεται σε

μια σειρά από τάφρους ή αυλάκια μικρού βάθους, επίπεδου πυθμένα και σε μικρή απόσταση μεταξύ τους, ώστε να μεγιστοποιηθεί η επιφάνεια επαφής νερού-εδάφους. Τα αυλάκια ή οι τάφροι μπορεί να έχουν (Muckel, 1959) μαιανδρική μορφή, ακολουθώντας τις ισοϋψείς, δενδροειδή μορφή όπου το κύριο κανάλι διακλαδίζεται σε δευτερεύοντα κ.ο.κ. ή πλευρική ως προς το κύριο κανάλι, δηλαδή κατασκευάζονται πλευρικά απ' αυτό μικρά κανάλια ή τάφροι



Σχ.89 Τυπικό σύστημα τεχνητού εμπλουτισμού τάφρων και αυλάκων Α.Πλευρική διάταξη Β. Δενδριτική διάταξη Γ. Μαιανδρική διάταξη. (από Takashi Asano 1985).

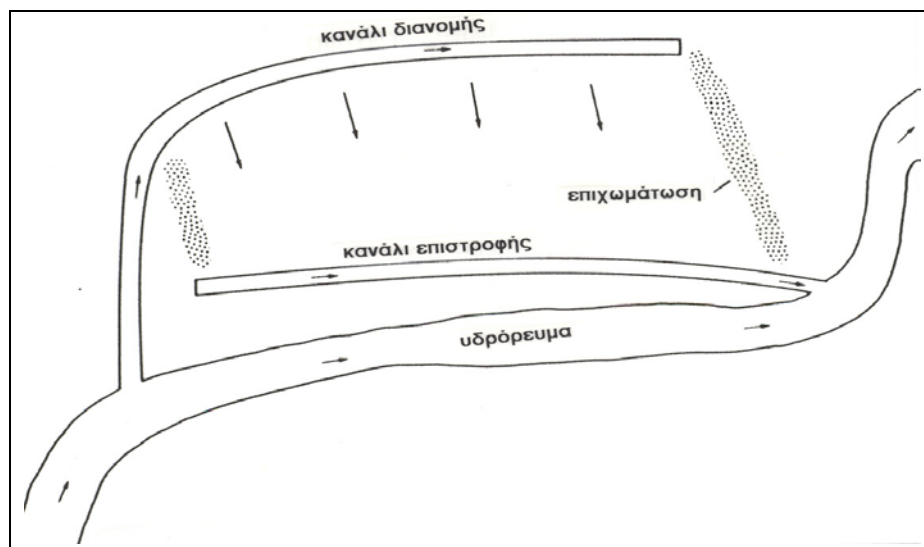
(σχ.89). Το πλάτος των τάφρων κυμαίνεται από 0,3 - 1, 8 m. Σε πολύ απότομες κλιτές θα

πρέπει να αποφευχθεί ή να ελαχιστοποιηθεί η επίδραση της διάβρωσης. Στο τέλος των έργων πρέπει να κατασκευάζεται μια τάφρος υδατοσυλλογής, η οποία θα παροχετεύει το πλεόνασμα νερού στο υδρόρευμα. Η μέθοδος αυτή είναι καλή για ανώμαλο έδαφος, αλλά η διήθηση λαμβάνει χώρα σε λιγότερο από το 10% όλης της επιφάνειας.

Επίσης η μέθοδος αυτή πλεονεκτεί όπου το νερό περιέχει υψηλά φορτία αιωρούμενων ιζημάτων. Γενικά το σύστημα αυτό μπορεί να μεταφέρει μεγάλα ποσοστά φερτών υλών διά μέσου του συστήματος των τάφρων και αυλάκων και στη συνέχεια να τα επιστρέψει στο υδατόρευμα.

6.2.1.3. Μέθοδος πλημμύρας (Flooding Method)

Εφαρμόζεται σε σχετικά επίπεδες περιοχές. Αντικείμενο εδώ είναι το νερό να απλωθεί, ώστε να κατακλύσει μια μεγάλη έκταση. Συνήθως κατασκευάζονται κανάλια και αυλάκια διανομής του νερού. Κατά κανόνα σχηματίζεται ένα στρώμα νερού μικρού πάχους, που κινείται αργά, ώστε να μην διαταραχτεί το έδαφος. Το νερό απλώνεται στην επιφάνεια από διάφορα σημεία (σχ.90) για την επίτευξη καλύτερων αποτελεσμάτων. Έχει αποδειχθεί ότι η υψηλότερη κατείδυση συμβαίνει σε περιοχές με αδιατάραχτη βλάστηση και αδιατάραχτο έδαφος. Είναι η φθηνότερη σε σχέση με τις προηγούμενες μεθόδους. Η περιοχή όπου εφαρμόζεται η μέθοδος αυτή θα πρέπει να περιχαρακωθεί από τάφρο ή ανάχωμα, ώστε να αποφευχθούν πλημμύρες σε περιόδους υψηλής απορροής. Τα μεγαλύτερα προβλήματα στη μέθοδο αυτή είναι η ρύπανση και οι μεγάλες ποσότητες που εξατμίζονται. Ως πλεονέκτημα μπορεί να αναφερθεί το χαμηλό κόστος κατασκευής και συντήρησης.

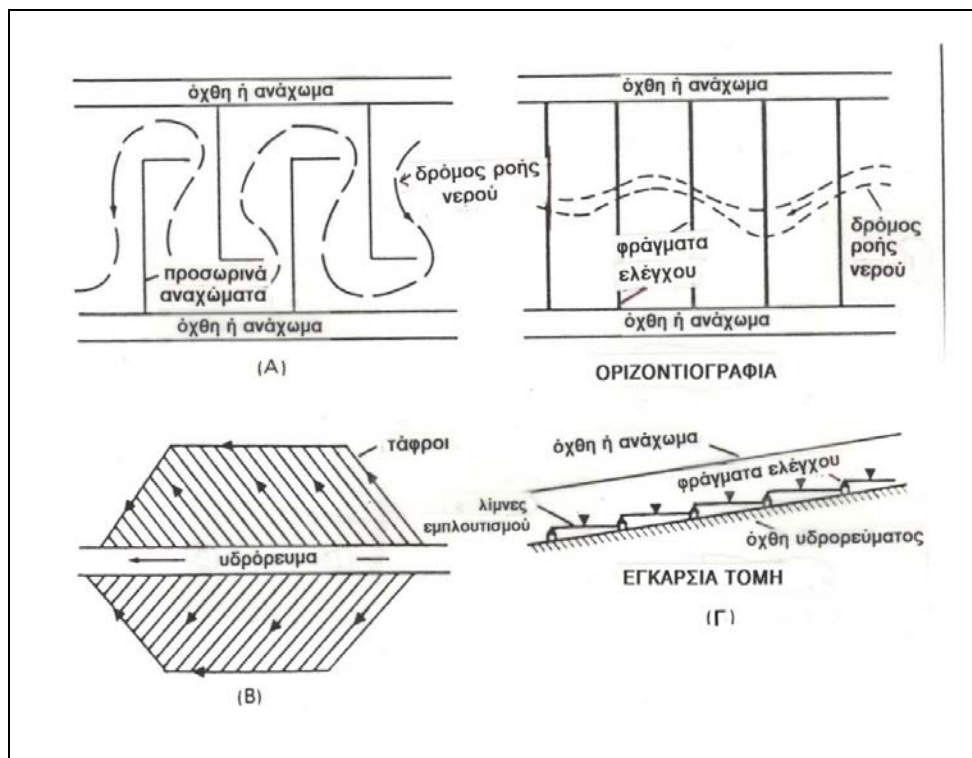


Σχ.90 Τυπική διάταξη συστήματος εμπλουτισμού με πλημμύρα (από Takashi Asano 1985).

6.2.1.4. Μέθοδος Διευθέτησης Υδρορεύματος (Stream - Channel Method)

Για να επιβραδυνθεί αφ' ενός η ροή του νερού μέσα στο υδρόρευμα, ώστε να του δοθεί

χρόνος να κατεισδύσει στο υπέδαφος και αφ' ετέρου να αυξηθεί η επιφάνεια τεχνητού εμπλουτισμού από τη φυσική κατείσδυση του νερού στο υδρορεύμα, απαιτούνται η κατάλληλη διαχείριση του νερού ανάντη και η κατασκευή έργων διευθέτησης ή άλλες διατάξεις της κοίτης του υδρορεύματος (σχ.91).



Σχ.91 Τεχνητός εμπλουτισμός με διευθέτηση υδρορεύματος Α. Εκτροπή Β. Μετάφρους Ψ. Φράγματα και λεκάνες ελέγχου. (από Takashi Asano 1985)

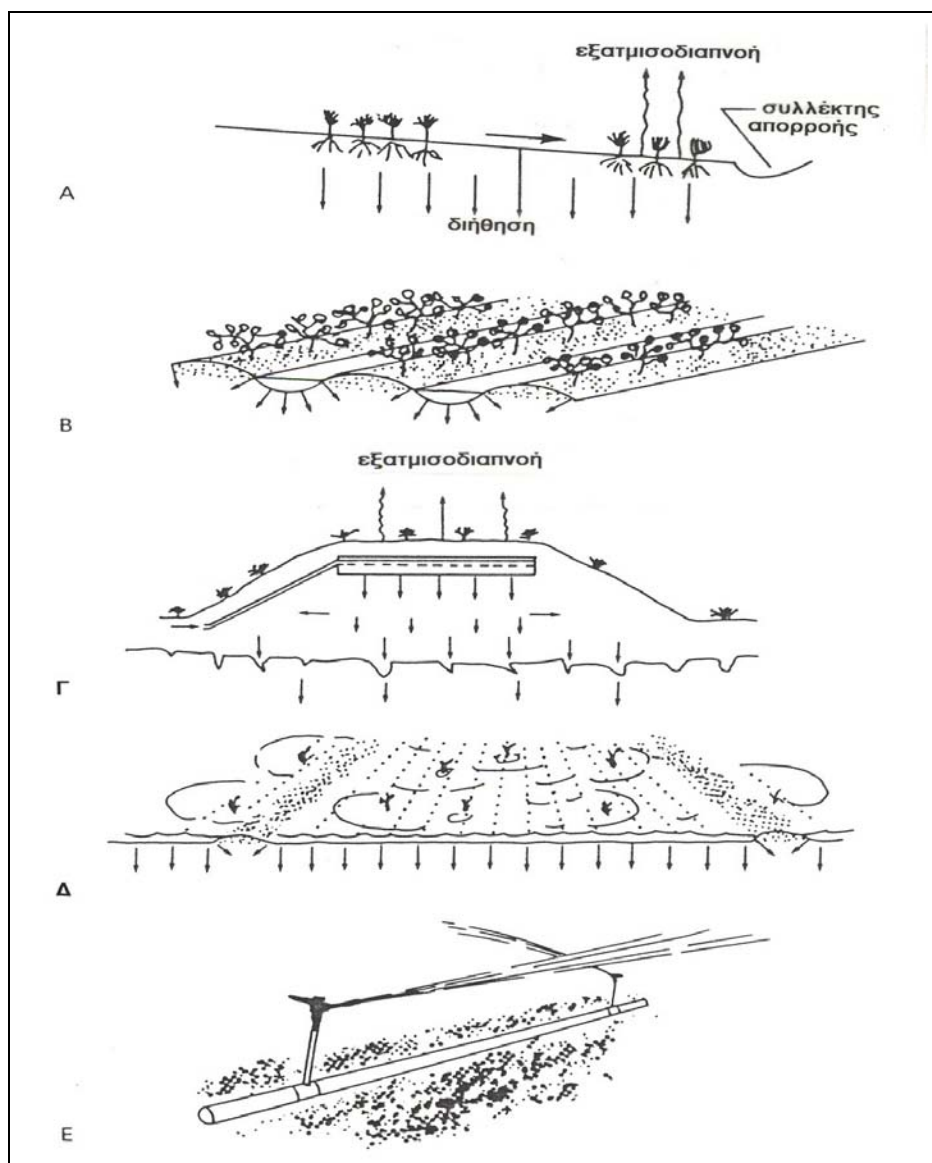
Ετσι κατασκευάζονται έργα διευθέτησης της κοίτης (εγκάρσια προς τη ροή, κλιμακωτά, χαμηλά φράγματα) για να ρυθμιστεί η απορροή και περιοριστεί η ταχύτητα ροής, ώστε να μην ξεπερνά την απορροφητική ικανότητα των κατάντη τμημάτων του υδρορεύματος. Εκτός από την κατασκευή των διαφραγμάτων άλλα έργα διευθέτησης είναι η διεύρυνση, επιπέδωση, εκσκαφή, δημιουργία τάφρων (σχ.91b), αναχωμάτων (σχ.91c) κ.λ.π.

Εμπλουτισμός με τη μέθοδο αυτή μπορεί να γίνει σε συνδυασμό με τη μέθοδο της πλημμύρας των τάφρων και αυλάκων και των λεκανών (σχ.91).

Εκεί που η κοίτη του υδρορεύματος είναι σκαμμένη σε βάθος, ενδείκνυται η κατασκευή αναχωμάτων ή διαφραγμάτων εγκάρσιων προς τη ροή, ώστε να δημιουργούνται μικρές λίμνες που καταλαμβάνουν ολόκληρη την κοίτη του υδρορεύματος. Τα έργα αυτά είναι συνήθως προσωρινά, φτιαγμένα από τα υλικά του πυθμένα του υδρορεύματος και καταρρέουν γρήγορα κατά τις υψηλές απορροές. Στην περίπτωση που οι κατασκευές είναι μόνιμες, δηλαδή φτιαγμένες από σκυρόδεμα, πρέπει να προβλεφτεί η αποφυγή δημιουργίας κινδύνων πλημμυρών.

6.2.1.5. Μέθοδος άρδευσης (Irrigation Method)

Είναι η μέθοδος που εφαρμόζεται σε αρδευόμενες περιοχές, όταν διατίθεται νερό άρδευσης, ιδιαίτερα κατά τις περιόδους της αγρανάπαυσης, το χειμώνα ή τις μη αρδευτικές περιόδους. Επειδή η μέθοδος της άρδευσης συνήθως εφαρμόζεται λόγω της παρουσίας υπερβολικού επιφανειακού νερού για το λόγο αυτό εφαρμόζεται συνήθως μια από τις προηγούμενες τεχνικές που περιγράφηκαν. Είναι πολύ φτηνή μέθοδος, γιατί χρησιμοποιείται το αρδευτικό σύστημα διανομής του νερού και δεν χρειάζεται προπαρασκευή το έδαφος. (σχ.92). Επειδή η μέθοδος της άρδευσης συνήθως εφαρμόζεται λόγω της παρουσίας υπερβολικού επιφανειακού νερού, για το λόγο αυτό εφαρμόζεται συνήθως μια από τις προηγούμενες τεχνικές που περιγράφηκαν.



Σχ.92 Τεχνικές άρδευσης Α. Επιφανειακή Β. Τάφρων και αυλάκων Γ. Υπεδαφική Δ. Πλημμύρας Ε. Καταιονισμού (από Takashi Asano 1985).

Το συνηθισμένο πρόβλημα της μεθόδου είναι η απόπλυση των εδαφών (leaching), είτε με τη μεταφορά αλάτων από τη ριζική ζώνη στο υπόγειο νερό, είτε με την απομάκρυνση λιπασμάτων του εδάφους, προκαλώντας έτσι μείωση της παραγωγής.

6.2.2. Μέθοδοι εμπλουτισμού απ' ευθείας στο υπέδαφος

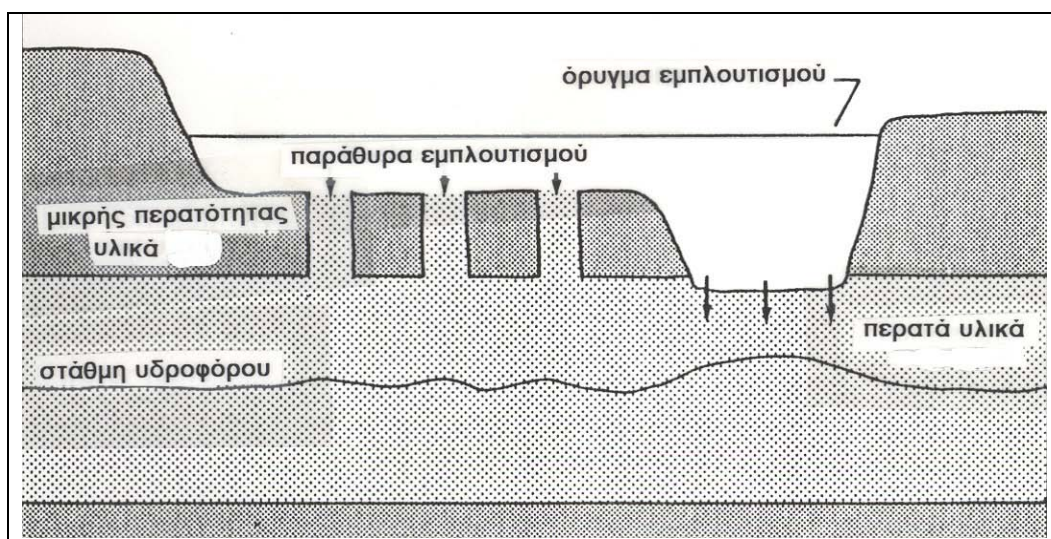
Οι μέθοδοι αυτοί χρησιμοποιούνται για να επιτευχθεί απ' ευθείας τροφοδοσία στα υδροφόρα. Συνήθως χρησιμοποιούνται όταν ένα ημιπερατό στρώμα διαχωρίζει την πηγή εμπλουτισμού από το υδροφόρο. Οι τεχνικές της μεθόδου αυτής περιλαμβάνουν έκχυση νερού σε φυσικά ανοίγματα, σε τάφρους, σε σωλήνες αποστραγγιστικού δικτύου.

6.2.2.1. Φυσικά ανοίγματα

Είναι αυτά που προέρχονται από σπάσιμο ή διάλυση ασβεστολίθων ή άλλων ευκολοδύαλιτων πετρωμάτων

6.2.2.2. Μέθοδος ορυγμάτων (PIT METHOD)

Συνήθως χρησιμοποιούνται εγκαταλειμμένα ορύγματα από δανειοθαλάμους χαλικιών και άμμου, προκειμένου να αποφευχθεί το υψηλό κόστος εκσκαφής του ορύγματος και μεταφοράς των υλικών εκσκαφής. Αν σε μικρό βάθος από την επιφάνεια του εδάφους υπάρχουν στρώματα μικρής υδραυλικής αγωγιμότητας, το όρυγμα θα πρέπει να ξεπεράσει και να φθάσει στα υλικά μεγαλύτερης υδραυλικής αγωγιμότητας (Kelly 1967-McWhorter - Brookman 1972) είτε μέσα από ένα μεγάλο κεντρικό όρυγμα, είτε διά μέσου μικρών ορυγμάτων σε ένα κεντρικό. (σχ.93).



Σχ.93 Μέθοδος εμπλουτισμού με ορύγματα και κανάλια (από Takashi Asano 1985).

Το βασικό πλεονέκτημα είναι, ότι η αιωρούμενη στο νερό ιλύς καθιζάνει στον πυθμένα του ορύγματος και δεν επικάθεται στα τοιχώματά του, λόγω της μεγάλης κλίσης τους (Bianchi - Muckel 1970). Κατά καιρούς, πάντως, πρέπει να χρησιμοποιείται νερό απαλλαγμένο αιωρούμενων στερεών, ώστε να ελαττώνεται η απόθεση ιλύος και να μειώνονται τα έξοδα αφαίρεσής της (Goss et al., 1973).

Για να επιτευχθεί το βέλτιστο αποτέλεσμα κατά τον εμπλουτισμό, πρέπει να δοθεί προσοχή στη γεωμετρία του ορύγματος (Dvorace - Scott 1963, Scot - Aron 1967). Στον πυθμένα, συνήθως, τοποθετείται φυσικό χαλίκι μεγέθους 3,5 - 6,5 mm, σε στρώμα πάχους 15 cm περίπου, που αφαιρείται όταν η απόθεση ιλύος, φθάσει το 1 Kg περίπου / 1 χαλικιού. Αυτό συμβαίνει τρεις με τέσσερις φορές το χρόνο.

6.2.2.3. Αντίστροφη αποστράγγιση

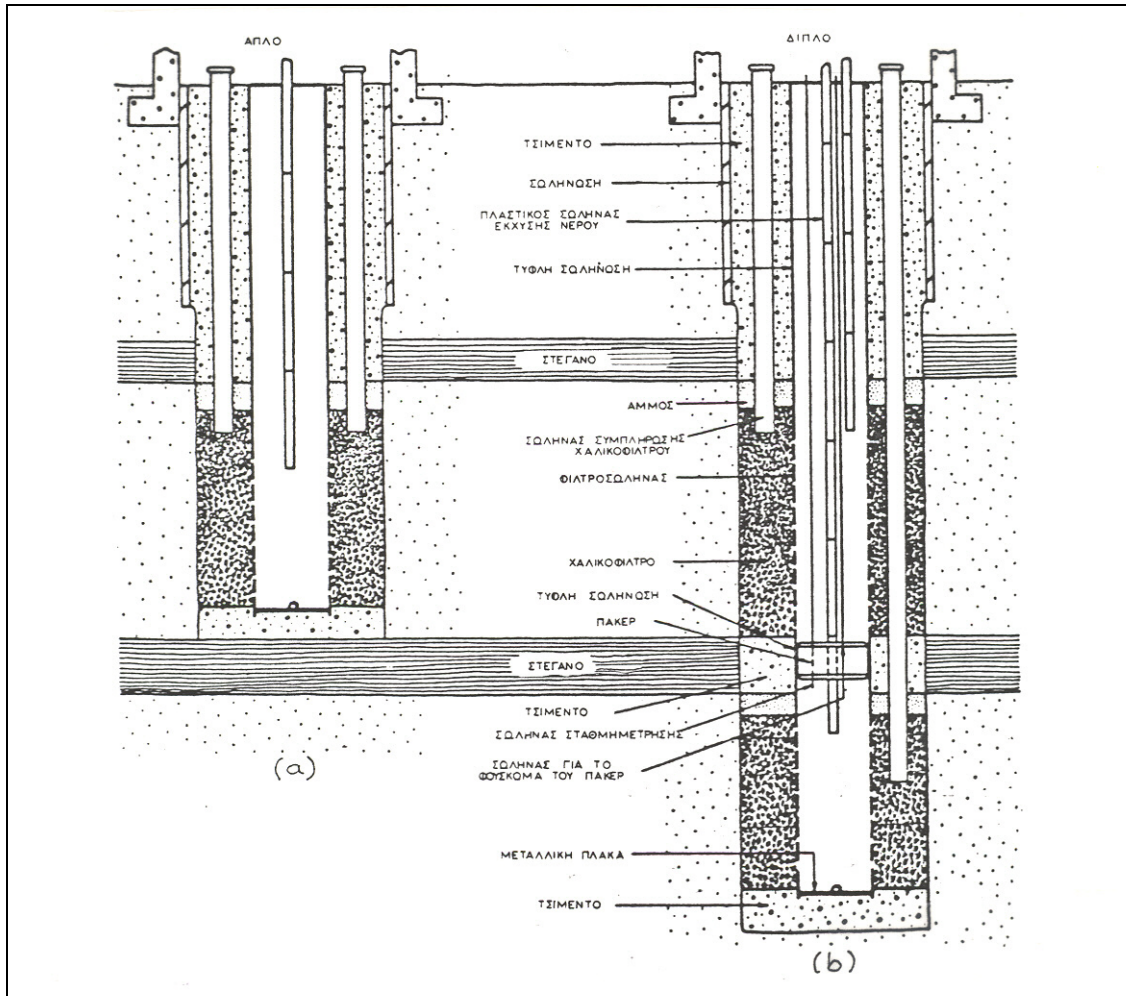
Στη μέθοδο αυτή το νερό διοχετεύεται σ' ένα υπόγειο δίκτυο αγωγών από το οποίο διηθείται στο έδαφος. Η διαδικασία αυτή είναι αντίστροφη της διαδικασίας κατά την οποία συγκεντρώνεται και απομακρύνεται νερό από την κορεσμένη ζώνη. Τα πλεονεκτήματα αυτής της μεθόδου είναι η ασήμαντη χρήση της επιφάνειας του εδάφους. Είναι επιθυμητή όπου η αξία της γης είναι ακριβή. Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί με επιτυχία στην Κύπρο όπου ένα δίκτυο υποεπιφανειακών τούνελ κατασκευάστηκε ακριβώς πάνω από τη στάθμη του νερού.

6.2.2.4. Μέθοδος Πηγαδιών Εμπλουτισμού (Recharge Well Method)

Ως πηγάδι εμπλουτισμού μπορεί να θεωρηθεί ένα πηγάδι που διαβιβάζει νερό από την επιφάνεια, σε υδροφόρους (Todd, 1980). Δεν πρέπει να συγχέονται τα πηγάδια εμπλουτισμού (σχ.94) με τα πηγάδια αποχέτευσης (disposal wells), στράγγισης (drain wells) και έκχυσης (injection wells) τα τελευταία εμπλουτίζουν υδροφόρους αλμυρού νερού με τοξικά βιομηχανικά απόβλητα, αλμυρά ή αλατούχα γενικά ρευστά. Τα πηγάδια εμπλουτισμού λειτουργούν κατά αντίστροφη φορά σε σχέση με τα πηγάδια άντλησης (σχ.95). Χρησιμοποιούνται για τον εμπλουτισμό βαθιών αρτεσιανών υδροφόρων ή εκεί όπου το επιβάλλουν λόγοι οικονομίας χώρου (οικιστικές περιοχές).

Όταν διαβιβαστεί νερό σε ένα τέτοιο πηγάδι, δημιουργείται κώνος εμπλουτισμού που έχει το ίδιο σχήμα αλλά είναι αντίθετος με τον κώνο κατάπτωσης που δημιουργείται κατά την άντληση (σχ.95α). Σε αρτεσιανούς υδροφόρους, όταν ο εμπλουτισμός γίνεται με "τέλεια" πηγάδια βγαίνει το θεωρητικό συμπέρασμα ότι η ποσότητα νερού που μπορεί να δεχτεί ένα πηγάδι εμπλουτισμού είναι ίση με την ποσότητα που μπορεί να αντληθεί από το ίδιο πηγάδι, όταν ο κώνος εμπλουτισμού έχει τις ίδιες διαστάσεις με τον κώνο κατάπτωσης. Στην πράξη όμως τα πράγματα δεν είναι έτσι (Rahman 1969, Rebhun-Schwartz 1968) και αυτό οφείλεται στη μείωση της περατότητας του φίλτρου και του υδροφόρου γύρω από το πηγάδι, λόγω απόθεσης αιωρούμενης ιλύος που περιέχει το νερό εμπλουτισμού (clogging effect) και τη μεταφορά στον υδροφόρο, από το νερό εμπλουτισμού, μεγάλων ποσοτήτων διαλυμένου αέρα.

Όταν το νερό περιέχει βακτήρια τότε μπορεί να αναπτυχθούν καλλιέργειες στη σωλήνωση του πηγαδιού και τη γύρω από αυτή περιοχή του υδροφόρου, οπότε προκαλείται μείωση της επιφάνειας ροής του νερού από το πηγάδι προς τον υδροφόρο. Ψηλή περιεκτικότητα του νερού σε Na μπορεί να προκαλέσει αποκροκίδωση του εδάφους, λόγω ανταλλαγής των ιόντων Na με ιόντα Ca του τελευταίου. Τα πιο πάνω ελαττώνουν προοδευτικά την ικανότητα εμπλουτισμού των πηγαδιών, γι' αυτό η χρήση της μεθόδου

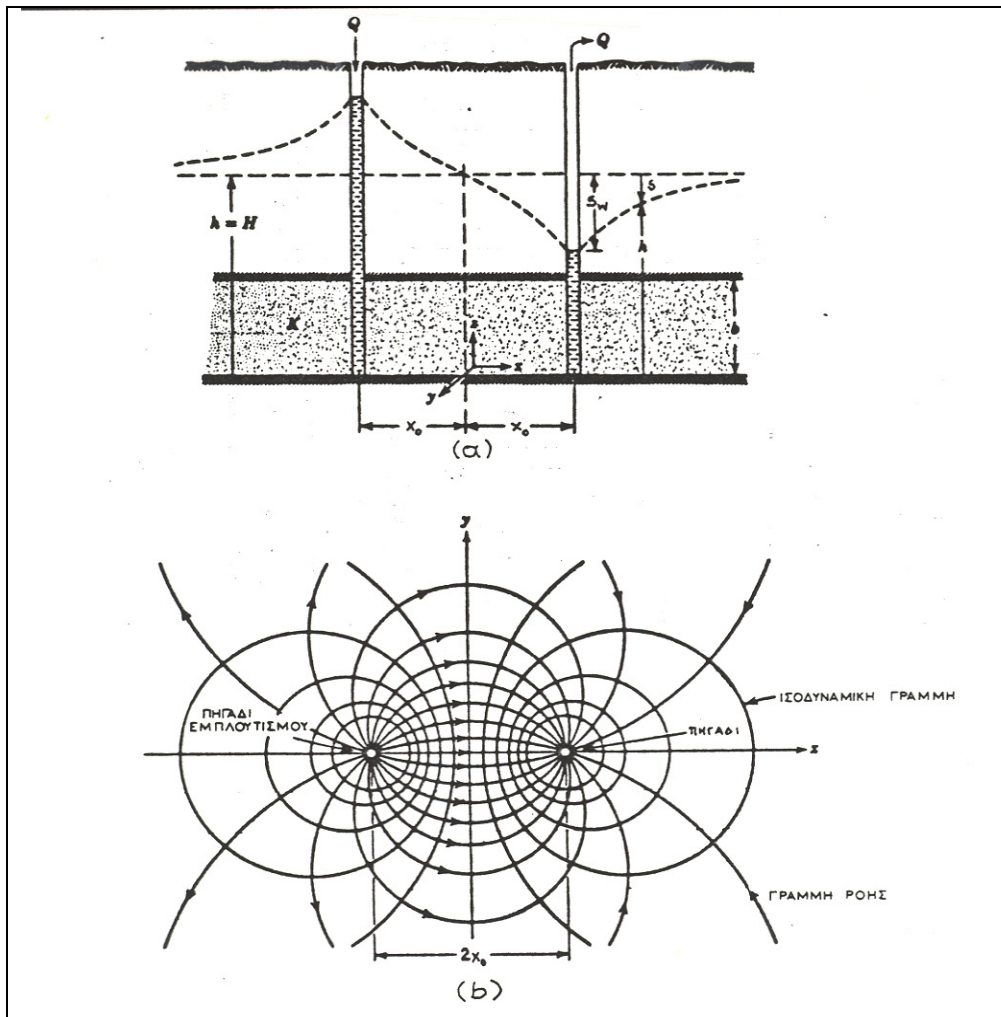


Σχ.94 Σηματική παράσταση απλού (α) και διπλού (β) πηγαδιού έκχυσης, που χρησιμοποιούνται για τεχνητό εμπλουτισμό στο Los Angeles (Milner in U.N.O. Water Series No 2, 1975).

αυτής πρέπει να γίνεται με περίσκεψη και ιδιαίτερα εκεί που προσφέρονται η περιοδική εκτέλεση διορθωτικών εργασιών στα πηγάδια (Hauder - Latspeing 1976, Valliant 1964).

Τα καρστικά πετρώματα και οι λάβες προσφέρονται καλύτερα για την εφαρμογή της μεθόδου. Είναι δυνατή η περιοδική χρησιμοποίηση των ίδιων πηγαδιών, άλλοτε σαν άντλησης και άλλοτε σαν εμπλουτισμού. Η μέθοδος μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για την αποχέτευση απορροών σηπτικών δεξαμενών και του πλεονάσματος αρδευτικού νερού ή επιφανειακής απορροής. Το νερό που χρησιμοποιείται για τεχνητό εμπλουτισμό πρέπει να υφίσταται χλωρίωση (3-5 mg χλωρίου/l νερού) και αερισμό. Επίσης να τσιμεντώνεται

υδατοστεγώς, εξωτερικά από τη σωλήνωση, το στεγανό τμήμα του πηγαδιού μέχρι τον αρτεσιανό υδροφόρο, ώστε να αποφεύγεται η προς τα πάνω ροή του νερού. Σε επίπεδες παράκτιες περιοχές, όπου δεν προσφέρεται η κατασκευή ταμιευτήρων και οι υδροφόροι ορίζοντες έχουν αλμυρίσει, ενδείκνυται η προσωρινή αποθήκευση γλυκού νερού στα πηγάδια, στα οποία προηγείται ο εμπλουτισμός και ακολουθεί η άντληση (Brown-Silney 1977, Esmail-Kimble 1967, Kumar - Kimble 1970). Η αποτελεσματικότητα της μεθόδου αυξάνεται με κάθε κύκλο " εμπλουτισμός - αποθήκευση - άντληση".



Σχ.95 (α) Πηγάδι άντλησης και εμπλουτισμού σε αρτεσιανό υδροφόρο και (β) δίκτυο ροής του συστήματος των δύο πηγαδιών (Davis DeWiest, 1966).

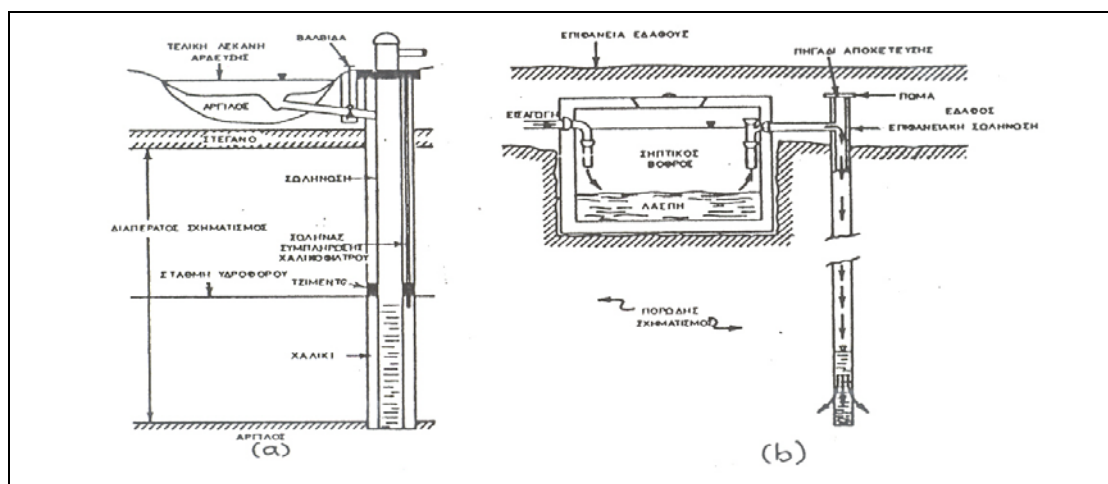
Η ποιότητα του νερού πρέπει να είναι πολύ καλή. Επιτυγχάνονται καλύτερα αποτελέσματα όταν το BOD < 5ppm, τα αιωρούμενα στερεά < 1ppm, τα φωσφορικά < 1ppm, ο ΦΕ < 0,5 ppm και η θολερότητα < 0, 3 μονάδες. Προκειμένου περί χρήσης αποβλήτων, η δαπάνη είναι αρκετά υψηλή για να φθάσει η ποιότητά τους να ικανοποιεί τα πιο πάνω όρια. Ετσι, η χρήση τους περιορίζεται μόνο όταν πρόκειται να αντιμετωπιστούν ειδικά προβλήματα, όπως η καθίζηση του εδάφους, η διείσδυση θαλασσινού νερού κ.λ.π. (Baier - Wesner 1971,

Schicht 1971).

Η αφαίρεση των ρύπων από τα απόβλητα, με τη διαδικασία του εμπλουτισμού κατά την υπόγεια διαδρομή τους, εξαρτάται από τη διάρκεια της, το μήκος της, το είδος και τις ιδιότητες του υδροφόρου. Γενικά, αφαιρούνται τα βακτήρια και οι ιοί, ελαττώνεται η περιεκτικότητα των νιτρικών, ενδεχόμενα ιχνοστοιχείων και βαρέων μετάλλων όχι όμως των διαλυτών αλάτων αυτά ισχύουν στην περίπτωση των κοκκωδών υδροφόρων οριζόντων με λεπτομερή στοιχεία. Στην περίπτωση των καρστικών υδροφόρων, ο εμπλουτισμός δεν έχει καμία επίδραση στην ποιότητα αποβλήτων, γι' αυτό πρέπει να αποφεύγεται γενικά η χρήση αποβλήτων για τον εμπλουτισμό καρστικών ή άλλων υδροφόρων με δευτερογενές πορώδες.

Η μέθοδος των πηγαδιών, τα τελευταία χρόνια, χρησιμοποιείται για την αποθήκευση του πλεονάζοντος ζεστού νερού, υψηλής ποιότητας, προκειμένου να χρησιμοποιηθεί για θέρμανση το χειμώνα και κλιματισμό το καλοκαίρι. Βρίσκεται όμως ακόμη στο στάδιο της έρευνας. Στο στάδιο των ερευνών βρίσκεται επίσης η θέρμανση του νερού με εκμετάλλευση της γεωθερμικής βαθμίδας. Χρησιμοποιείται ζευγάρι από δύο πηγάδια μεγάλου βάθους - συχνά βαθύτερα από 1000 μέτρα. Στο ένα διαβιβάζεται κρύο νερό που θερμαίνεται από το ζεστό, ξηρό πέτρωμα, στον πυθμένα του πηγαδιού και από το άλλο πηγάδι αντλείται νερό. Είναι αυτονόητο ότι τα πετρώματα θα είναι κατακερματισμένα σε μεγάλο βάθος και με μεγάλο δευτερογενές ενεργό πορώδες.

Πηγάδια εμπλουτισμού έχουν χρησιμοποιηθεί για την αποχέτευση των λυμάτων σηπτικών βόθρων (σχ.96α) του πλεονάσματος του αρδευτικού νερού (σχ.96b) καθώς και της επιφανειακής απορροής (Todd, 1980).



Σχ.96 Παραδείγματα σχεδιασμού πηγαδιών εμπλουτισμού (α) συνδυασμένη χρήση πηγαδιού για άρδευση και εμπλουτισμό (b) πηγάδι εμπλουτισμού, που χρησιμοποιείται για την αποχέτευση λυμάτων σηπτικού βόθρου σε σχηματισμούς λάβας. (Hauster-Lotspeich 1967 και Sceva 1968).

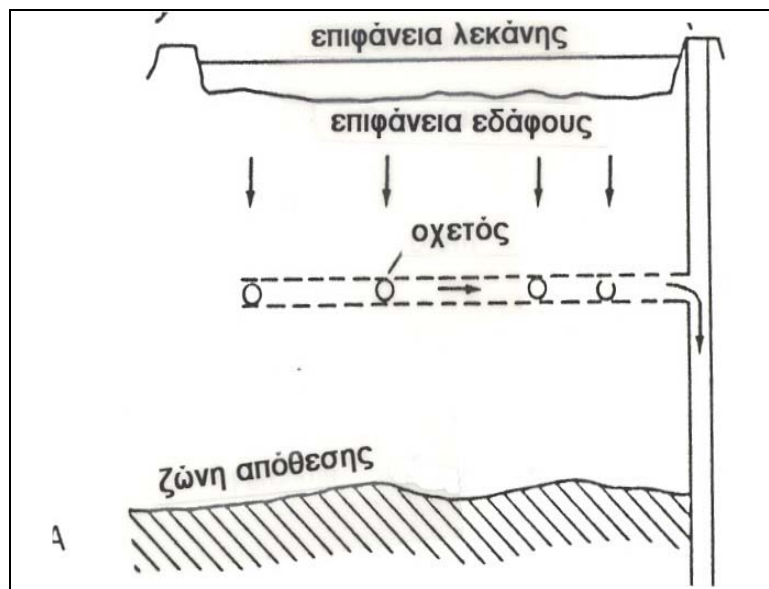
6.2.3. Συνδυασμός επιφανειακού και υπεδαφικού εμπλουτισμού

Πολλές από τις τεχνικές (μεθόδους) και των δύο προηγούμενων ομάδων μπορούν να

συνδυαστούν όταν απαιτείται ειδικός τρόπος εμπλουτισμού. Μεταξύ των πλεονεκτημάτων της επιφανειακής εφαρμογής είναι η εύκολη συντήρηση, μεγάλη επιφάνεια διήθησης και η ικανότητα να αποθηκεύεται νερό. Τα πλεονεκτήματα της υπεδάφιας εφαρμογής περιλαμβάνουν την τροφοδοσία σε βαθύτερους υδροφορείς και την απαίτηση για ελάχιστη γη. Ο συνδυασμός των δύο δεν απαιτεί ιδιαίτερη τεχνική απ' αυτή που αναπτύχθηκε χωριστά για κάθε ομάδα. Μερικές μέθοδοι όμως απαιτούν νέα χαρακτηριστικά όταν συνδυάζονται. Όπως για παράδειγμα.

6.2.3.1. Συνδυασμός λεκάνης εμπλουτισμού και "αποστραγγιστικού δικτύου"

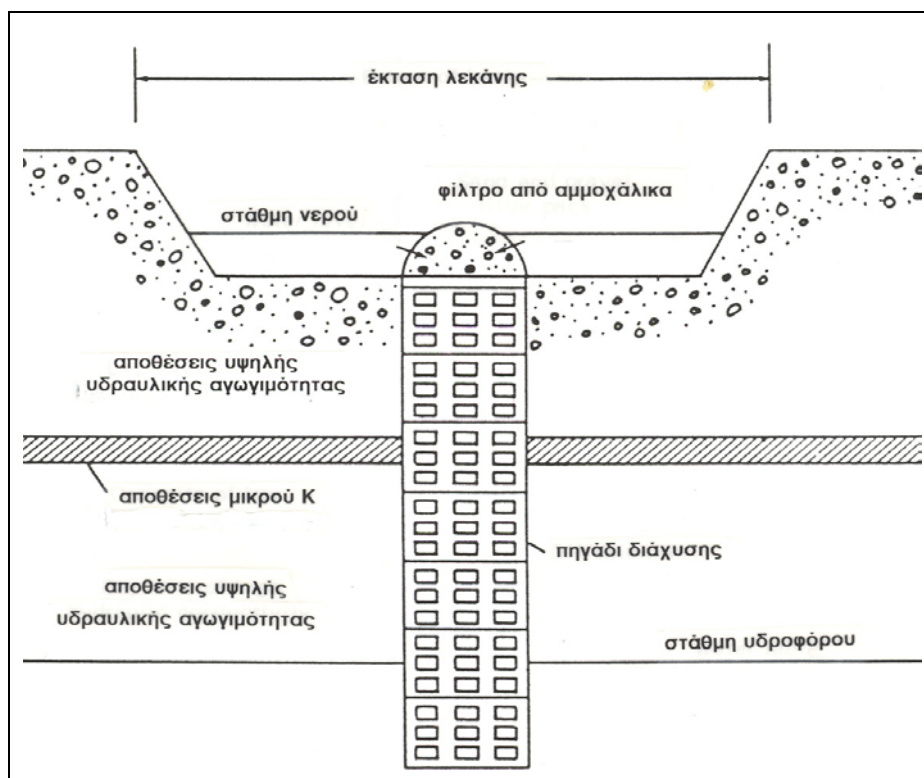
Όταν η λεκάνη εμπλουτισμού βρίσκεται πάνω σ' ένα παχύ στρώμα μικρής υδραυλικής αγωγιμότητας υλικών, τότε το δυναμικό εμπλουτισμού μπορεί να αυξηθεί σημαντικά με την τοποθέτηση σωλήνων συγκέντρωσης του νερού και διοχέτευσής του σε παρακείμενα πηγάδια. Το νερό έτσι διαπερνά πιο εύκολα τη ζώνη χαμηλής περατότητας και φτάνει στο βαθύ υδροφόρο (σχ.97).



Σχ.97 Υπεδαφικό σύστημα συγκέντρωσης και αποστράγγισης του νερού, συνδεδεμένο με ένα πηγάδι εμπλουτισμού (Bianchi et al 1978).

6.2.3.2. Συνδυασμός λεκανών με ορύγματα, εκσκαφές ή πηγάδια

Ο συνδυασμός αυτός χρησιμοποιείται για να μπορέσει το νερό εμπλουτισμού να διέλθει τάχιιστα στην περισσότερο περατή ζώνη που βρίσκεται κάτω από τη θέση εμπλουτισμού. Στο σχήμα 98 φαίνεται ένας τέτοιος συνδυασμός λεκάνης και γεώτρησης μέσα από την οποία το νερό διαπερνά τη ζώνη μικρής περατότητας.



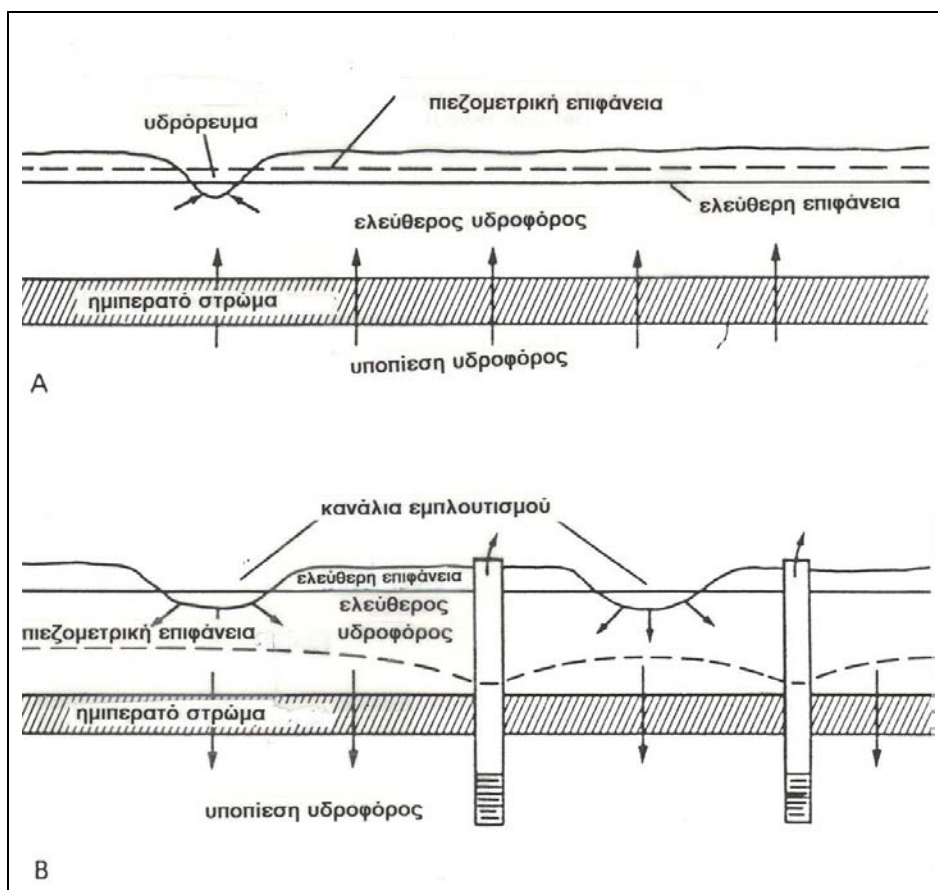
Σχ.98 Συνδυασμός λεκάνης και γεώτρησης εμπλουτισμού (από Takanshi Asano 1985).

6.2.4. Εμμεσος εμπλουτισμός

6.2.4.1. Επαγωγικός εμπλουτισμός (Induced Recharge)

Πρόκειται για έμμεση μέθοδο εμπλουτισμού. Ο επαγωγικός εμπλουτισμός συμβαίνει με την άντληση υπόγειου νερού σε μια περιοχή που γειτονεύει με ένα υδρόρευμα ή μια λίμνη. Η πτώση της στάθμης στον υδροφόρο θα προκαλέσει ισχυρή υδραυλική πτώση της στάθμης στον υδροφόρο, θα προκαλέσει ισχυρή υδραυλική κλίση από το επιφανειακό σώμα νερού προς τον υδροφόρο και συνεπώς αυξημένη ροή του νερού από το πρώτο προς το τελευταίο (σχ.99). Η μέθοδος είναι φθηνή και πολύ αποτελεσματική, ιδιαίτερα αν το σώμα επιφανειακού νερού είναι μια λίμνη ή υδρόρευμα με συνεχή ροή, οπότε εξασφαλίζεται ένας συνεχής εμπλουτισμός, έστω και αν σε γειτονική περιοχή πραγματοποιούνται απολήψεις μεγαλύτερες από τη φυσική αναπλήρωση του υδροφόρου.

Η ποσότητα του νερού που εισέρχεται με τη μέθοδο αυτή στο υδροφόρο στρώμα εξαρτιέται από το ρυθμό άντλησης, την υδραυλική αγωγιμότητα, το είδος του πηγαδιού άντλησης, την απόσταση του τελευταίου από το σώμα επιφανειακού νερού και τις υδραυλικές συνθήκες στον υδροφόρο. Αν το σώμα επιφανειακού νερού είναι υδρόρευμα θα πρέπει, η ταχύτητα ροής σ'αυτό να είναι σημαντική, ώστε να αποφευχθεί η απόθεση ιλύος που θα προκαλέσει απόφραξη στους πόρους της κοίτης.

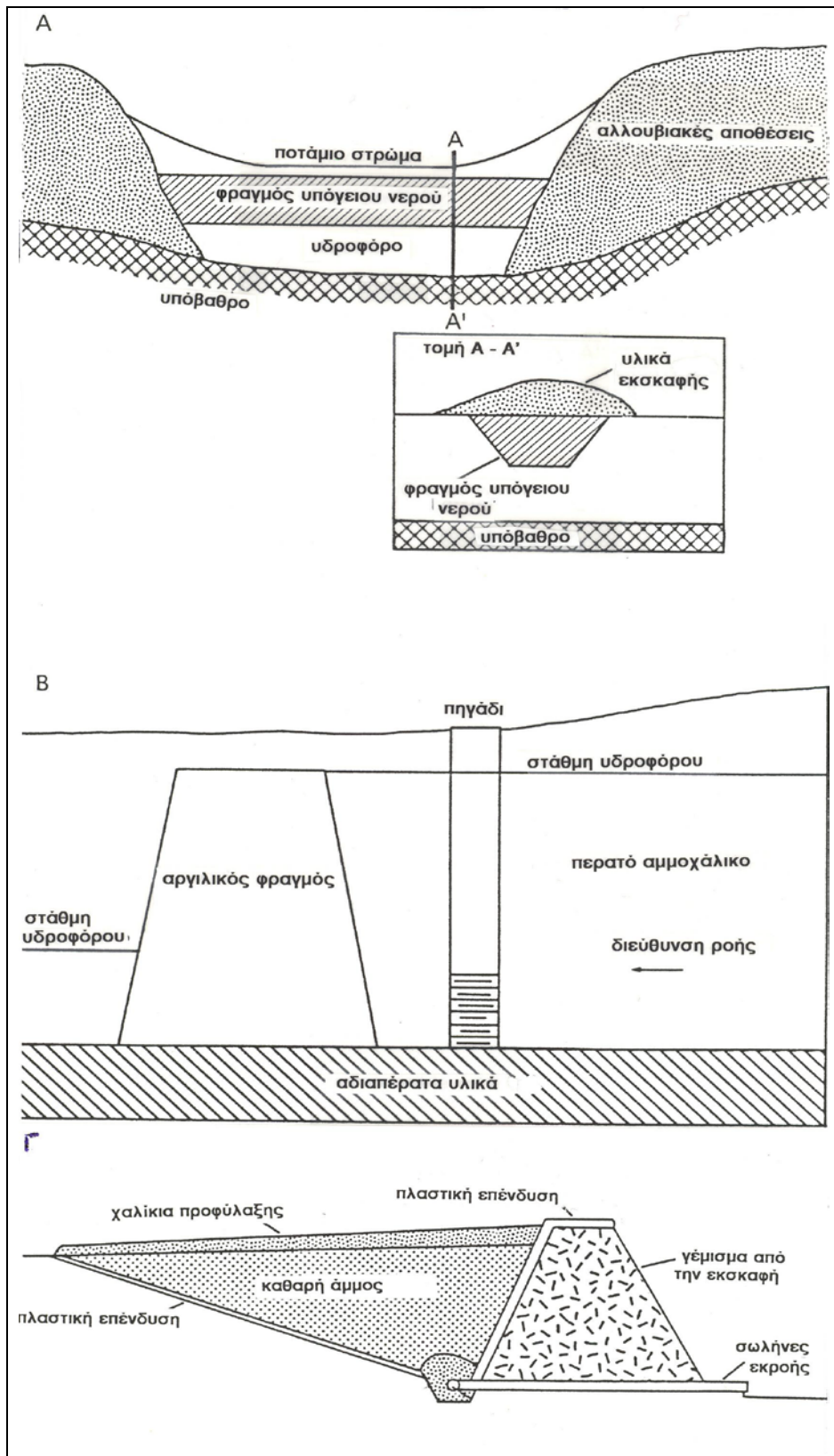


Σχ.99 Επαγωγικός εμπλουτισμός Α. Κατάσταση πρίν την άντληση Β. Μετά την άντληση (από Pettyjohn 1981)

Ο επαγωγικός εμπλουτισμός παρέχει νερό ελεύθερο οργανικών υλών και παθογόνων βακτηρίων (Kazman 1978, Klear 1953). Δοθέντος ότι, κατά κανόνα, το επιφανειακό νερό είναι φτωχότερο σε μεταλλικά συστατικά από το υπόγειο, το νερό που προέρχεται τελικά από την ανάμειξή του, λόγω επαγωγικού εμπλουτισμού είναι καλύτερης ποιότητας από το φυσικό υπόγειο νερό. Συνήθως χρειάζεται ελάττωση της περιεκτικότητας Fe και Cl καθώς και της ολικής σκληρότητας του επιφανειακού νερού.

6.2.4.2. Συμπτωματικός Εμπλουτισμός (Indidental Recharge)

Ο εμπλουτισμός αυτός είναι αποτέλεσμα των δραστηριοτήτων του ανθρώπου, που δεν συνδέονται κατ' αρχήν με τον τεχνητό εμπλουτισμό των υδροφόρων (Feth et al., 1965). Σ' αυτήν την κατηγορία ανήκει ο εμπλουτισμός που προέρχεται από το νερό της άρδευσης, των καταβοθρών, σηπτικών δεξαμενών, υπονόμων, αγωγών, καναλιών, κ.λ.π. Ποσοτικά, ο "συμπτωματικός" εμπλουτισμός υπερβαίνει κατά πολύ τον τεχνητό με τα διάφορα έργα. Έχει υπολογιστεί ότι το 30% του νερού της άρδευσης επιστρέφει στους ελεύθερους υδροφόρους. Συχνά, όμως, ο "συμπτωματικός" εμπλουτισμός προκαλεί προβλήματα ποιοτικής υποβάθμισης των υπόγειων νερών (μόλυνση - ρύπανση).



Σχ.100 Παραδείγματα διεύθησης υδροφόρων Α. με παρεμπόδιση της εξόδου ροής Β. με αύξηση της αποθηκευτικής ικανότητας (υπόγειο διάφραγμα) Γ. κατασκευή τεχνητού υδροφορέα (από Takashi Asano 1985)

6.2.4.3. Διευθέτηση υδροφόρων

Τα υδροφόρα μπορούν να διευθετηθούν με κατασκευές που εμποδίζουν τη ροή προς τα έξω ή με τεχνικές που δημιουργούν επιπρόσθετη ικανότητα αποθήκευσης.

Στο σχήμα 100 φαίνονται διάφορα έργα που διευθετούν τα υδροφόρα και έχουν κατασκευαστεί σε διάφορες χώρες.

6.3. ΤΕΧΝΗΤΟΣ ΕΜΠΛΟΥΤΙΣΜΟΣ ΜΕ ΕΝΕΡΓΟΠΟΙΗΣΗ ΠΑΛΙΩΝ ΚΟΙΤΩΝ.

Σε πολλές περιοχές της Ελλάδας, στις προηγούμενες δεκαετίες, κυρίως όπου η αυτάρκεια σε νερό ήταν δεδομένη, η πολιτεία χωρίς ιδιαίτερες μελέτες αναγκάστηκε να κατασκευάσει αντιπλημμυρικά έργα τα οποία αποσκοπούσαν στην εκτροπή, διευθέτηση ή τον περιορισμό κοιτών χειμάρρων και ποταμών που διέρχονταν από τα πεδινά τμήματα. Οι χειμάρροι αυτοί σ' όλες σχεδόν τις περιπτώσεις αποτελούσαν τον κύριο τροφοδότη των υπόγειων υδροφοριών του πεδινού τμήματος που διέσχίζαν και ιδιαίτερα στις περιπτώσεις όπου αυτοί μετά την έξοδό τους από την ορεινή ζώνη διαμοιράζονταν σε διάφορες κοίτες προς διάφορες κατευθύνσεις (σχ.101).

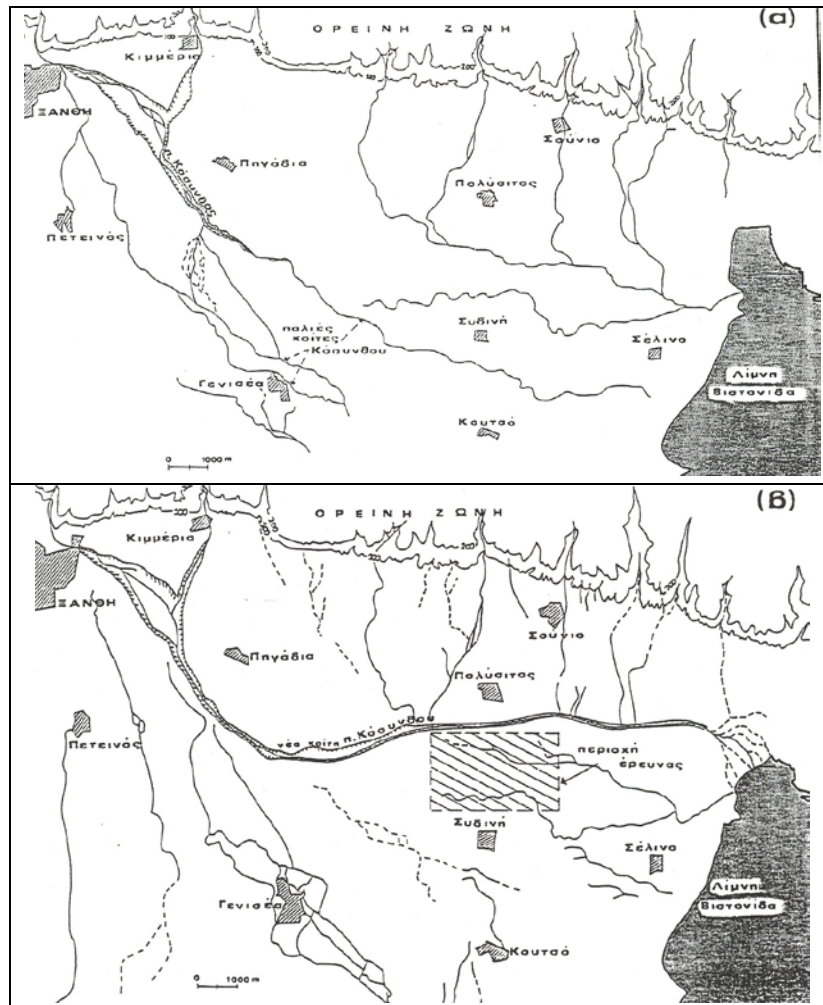
Ετσι λοιπόν σήμερα έχει διαμορφωθεί ένα άλλο καθεστώς τροφοδοσίας των υπόγειων νερών, εξ' αιτίας του περιορισμού των περιοχών διήθησης. Η κύρια τροφοδοσία πλέον για όλη την έκταση της κάθε περιοχής εξασφαλίζεται μόνο από τις περιοχές εξόδου του χειμάρρου προς την πεδινή ζώνη και κατά ένα ποσοστό από την απ' ευθείας κατείσδυση των βροχοπτώσεων. Αυτό συνεπάγεται σημαντική καθυστέρηση, αφού το νερό έχει να διανύσει πολλές φορές πολλά χιλιόμετρα και με πρόσθετο στοιχείο τη διαφορετική περατότητα κατά τη διαδρομή της ροής.

Όλα τα παραπάνω έχουν συντελέσει ουσιαστικά στον περιορισμό των διηθουμένων ποσοτήτων προς τους υπόγειους υδροφορείς. Συνδέοντας το γεγονός αυτό με την υπερεκμετάλλευση και την παρατηρούμενη ανομβρία μπορεί κανείς να αντιληφθεί γιατί τα τελευταία χρόνια όλο και εντείνεται η λειψυδρία ιδιαίτερα σε τέτοιες περιοχές. Αποτέλεσμα αυτού του γεγονότος είναι η σχεδόν εξαφάνιση του φρεάτιου και μερικώς υπό πίεση στρώματος και η συνεχιζόμενη χρόνο με το χρόνο εκβάθυνση των γεωτρήσεων.

Οι προοπτικές που διαγράφονται σήμερα για τέτοιες περιοχές με την ήδη προδιαγραμμένη κατάσταση εκμετάλλευσης θεωρούνται σχεδόν μή ευνοϊκές. Όμως ο τεχνητός εμπλουτισμός με την ενεργοποίηση των αδραντοποιημένων κοιτών μπορεί να συμβάλλει θετικά σε τέτοιες περιπτώσεις.

Μια τέτοια περιοχή αποτελεί το πεδινό τμήμα της λεκάνης της λίμνης Βιστωνίδας (υπολεκάνη Ξάνθης) σχήμα 101, όπου τα εγχειοβελτιωτικά έργα της δεκαετίας του ' 50 έχουν επηρεάσει και επηρεάζουν συνέχεια το καθεστώς των υπόγειων νερών. Η μόνη λύση για τη βελτίωση του σημερινού καθεστώτος είναι η επαναδραστηριοποίηση της φυσικής διαδικασίας εμπλουτισμού των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων με τα νερά των χειμάρρων που διήρχοντο από το πεδινό τμήμα.

Για την εφαρμογή της μεθόδου τεχνητού εμπλουτισμού απαιτείται μια συστηματική διερεύνηση της δομής των υδροφόρων στην περιοχή εμπλουτισμού και ο προσδιορισμός των στοιχείων ροής των υπόγειων υδροφοριών. Συγκεκριμένα στο στάδιο αυτό θα πρέπει να προσδιοριστεί η διανομή (επιφανειακή εξάπλωση) του υλικού της κοίτης με βάση την κοκκομετρία, η συνολική δομή των υλικών, οι υδραυλικές παράμετροι των υδροφόρων στρωμάτων της ευρύτερης της κοίτης περιοχής και τέλος ο προσδιορισμός της υπόγειας ροής με την σύνταξη πιεζομετρικών χαρτών. Στη συνέχεια πρέπει να ακολουθήσει ένα πειραματικό στάδιο για να φανεί αν οι υδροφορείς "λειτουργούν".



Σχ.101 Υδρογραφικό δίκτυο πεδινού τμήματος Ξάνθης πριν (α) και μετά την εκτροπή (β) του ποταμού Κόσυνθου (από Διαμαντής κ.α. 1993)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Με την παρακάτω βιβλιογραφία αναφέρονται από τη μια οι πηγές που χρησιμοποιήθηκαν για τη σύνταξη αυτών των σημειώσεων και από την άλλη δίνονται επί πλέον ορισμένα βασικά εγχειρίδια για την εμβάθυνση ορισμένων θεμάτων.

- Bouwer, H. (1978). Groundwater hydrology.
McGraw-Hill, New York, 480pp.
- Burdon, D., Papakis, N. (1953). Hand book of Karst hydrogeology with special reference to the carbonate aquifers of the Mediterranean region
Inst. Geology and Supsfc. Research, United Nations, Spec. Fund Karst Ground water
Inv. Athens 276 p.p.
- Bureau of Reclamation (1977). Groundwater manual
U.S. Dept. Interior 480 p.p.
- Castany, G. (1968). Prospection et exploitation des eaux souterraines.
Dunod, Paris 717 p.p.
- Chow, V.T., (1964). Handbook of applied hydrology.
McGraw-Hill New York 1453pp.
- Cedergren, H. (1989). Seepage, Drainage and Flow Nets.
John Wiley and sons New York 456pp.
- Coch, K.N. and Ludman, A. (1991). Physical Geology. Macmillan Publishing Company New York 678 pp
- Davis, S., Dewiest, R. (1966). Hydrogeology
John Wiley and Sons, New York 463p.p.
- Δημόπουλος, Γ (1983). Εφαρμοσμένη Γεωλογία . Τόμος Ι. Υδρογεωλογία.
Αριστοτέλειο Παν/μιο Θεσ/νίκης. Θεσ/νίκη.
- Dewiest, R. (1965). Geohydrology
John Wiley and Sons New York .366pp.
- Domenico P. (1972). Concepts and Models in groundwater hydrology.
Mc Graw-Hill. New York 405pp.
- Domenico, P., Schwartz, F. (1990). Physical and Chemical Hydrogeology
John Wiley and Sons New York 824pp.
- Driscoll, F., (1986). Groundwater and Wells 2 ed.
Johnson D, Paul, st. Minn 1108pp
- Johnson, A. (1967). Specific yield -compilation of specific yields for variuns materials.
U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1662-D 74pp.
- Fetter, C.W. (1994). Applied Hydrogeology. Macmillan College Publishing Company New York. Third Edition 691pp.
- Freeze, R. Cherry J (1979). Groundwater
Prentice - Hall, Englewood. Cliffs 604pp.

- Heath, R., Trainer, F. Introduction to ground-water hydrology.
John Wiley and Sons. New York. 284pp
- Καλλέργης, Γ. (1986). Εφαρμοσμένη Υδρογεωλογία.
Τεχνικό Επιμελητήριο Ελλάδας. Αθήνα.
- Kruseman, G.P. and De Ridder, N.A. (1991). Analysis and Evaluation of Pumping Test Data.
International Institute for Land Reclamation and Improvement, Netherlands.
- Linsley, R. (1958). Hydrology for engineers
McGraw-Hill New York.
- Lohman, S (1972). Ground-water hydraulics
U.S. Geological Survey Prof. Paper 708 , 70pp.
- Mandel, S. Shiftan, Z . (1981). Groundwater Resources Investigation and Development
Academic Press N.Y/London 269pp.
- Marsily, G. (1981). Quantitative Hydrogeology Groundwater Hydrology for Engineers
Academic Press, Inc. N.Y, London 44pp
- Milanovic, R. (1981). Karst Hydrogeology
Resources Publications Colorado. 281pp.
- Price, M. (1985). Introducing groundwater
George Allen and Unwin London 1985pp.
- Roscoe Moss Company (1990). Handbook of Ground Water Development.
John Wiley and Sons. New York 493pp.
- Saleem, Z. (1976). Advances in groundwater hydrology.
Amer. Water Resources Assoc. Minneapolis 333pp.
- Sharma, R (1987). A. Text book of Hydrology and Water Resources.
Dhanpat Rai and Sons Delhi 818pp.
- Simmers, I.(1988). Estimation of Natural Groundwater Recharge. NATO ASI Series 510pp
- Σούλιος, Γ. (1981). Γενική Υδρογεωλογία.
Θεσ/νίκη Τόμοι 2 σελ. 618.
- Takashi Asano (1985). Artificial Recharge of Groundwater. Butterworth Publishers London
767pp
- Turner, A. (1967). Hydrogeologie
Springer, Vienna 350pp.
- Walton, W. (1970). Groundwater resource evaluation
McGraw-Hill N.Y. 664pp.
- Water and Power Resources service (1981). Groundwater Manual
U.S. Denver Colo . 480pp.