

---

---

## **Κεφάλαιο 6      Εισαγωγή στην υπόγεια υδρολογία**

---

---

### **6.1    Γενικές έννοιες**

Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 1, τα αποθέματα του υπόγειου νερού αποτελούν περίπου το 30% του συνολικού γλυκού νερού, ή το 99% των υγρών αποθεμάτων γλυκού νερού της Γης. Επειδή, ωστόσο, το νερό δεν αποτελεί αποθεματικό φυσικό πόρο, αλλά ανανεώσιμο, αυτοί οι αριθμοί δεν είναι αντιπροσωπευτικοί της σημασίας του υπόγειου νερού ως υδατικού πόρου, την οποία υπερεκτιμούν. Πιο ενδεικτικά είναι τα ποσοστά συμμετοχής του υπόγειου νερού στο ετήσιο παγκόσμιο υδατικό ισοζύγιο. Έτσι, τα υπόγεια νερά που καταλήγουν με υπόγεια απορροή στους ωκεανούς είναι μόνο το 2% των κατακρημνισμάτων που πέφτουν στην ξηρά, ή το 4% της συνολικής απορροής. Η επιφανειακή απορροή συμμετέχει στο ετήσιο υδατικό ισοζύγιο της Γης σε πολύ μεγαλύτερες ποσότητες (περίπου 20 φορές). Όμως και η δεύτερη αυτή σειρά αριθμών είναι πλασματική, γιατί, όπως είδαμε στο κεφάλαιο 5, μεγάλο μέρος των επιφανειακών νερών έχει υπάρξει προηγουμένως ως υπόγειο νερό που τροφοδότησε, μέσω των εκφορτίσεων των πηγών, την επιφανειακή απορροή. Κατά συνέπεια, η πραγματική συμμετοχή του υπόγειου νερού στο ετήσιο παγκόσμιο υδρολογικό ισοζύγιο είναι πολύ μεγαλύτερη από τα παραπάνω ποσοστά 2% και 4%.

Ανάμεσα στην επιφανειακή και την υπόγεια απορροή υπάρχει σημαντική διαφορά ως προς τη χρονική κλίμακα εξέλιξης. Με τα μεγέθη φυσι-

κών αποθεμάτων και ισοζυγίων που δίνονται στο κεφάλαιο 1, διαπιστώνουμε εύκολα ότι ο μέσος χρόνος παραμονής του επιφανειακού νερού στους ποταμούς είναι της τάξης του μισού μήνα. Αντίστοιχα, θεωρώντας (σε χονδροειδή προσέγγιση) ότι το 25% - 50% του επιφανειακού νερού έχει προέλθει από εκροή υπόγειων νερών, μπορούμε να εκτιμήσουμε ότι ο μέσος χρόνος παραμονής του νερού στους υπόγειους ταμιευτήρες είναι 400 - 800 χρόνια. Στην πραγματικότητα, αυτός ο μέσος χρόνος παραμονής κυμαίνεται γεωγραφικά σε διάφορες περιοχές της Γης από μερικά χρόνια μέχρι μερικές χιλιετίες.

Η βραδεία κίνηση του νερού στη φάση της υπόγειας απορροής έχει ορισμένες χαρακτηριστικές συνέπειες:

1. Οι νόμοι κίνησης του νερού χαρακτηρίζονται από ήπιες γραμμικές ή σχεδόν γραμμικές σχέσεις παροχής - ενεργειακών απωλειών.
2. Η τροφοδοσία των επιφανειακών υδάτινων σωμάτων από τα υπόγεια νερά γίνεται με ομαλούς, σχεδόν ομοιόμορφους ρυθμούς, σε αντίθεση με τους έντονα μεταβαλλόμενους και διαλείποντες ρυθμούς της πλημμυρικής απορροής.
3. Από διαχειριστική άποψη, τα υπόγεια υδάτινα σώματα μπορούν να θεωρηθούν ως φυσικοί ταμιευτήρες, πλησιάζοντας ως προς τη συμπεριφορά τους τις φυσικές και τεχνητές επιφανειακές λίμνες.
4. Η ρύπανση των υπόγειων νερών εξελίσσεται με ιδιαίτερα βραδείους ρυθμούς με αποτέλεσμα, η κακή διαχείρισή τους να οδηγεί πολλές φορές σε πρακτικώς μη αναστρέψιμα αποτελέσματα.

Παρά τους κατ' αρχήν απλούς νόμους της κίνησης των υπόγειων νερών, η μελέτη τους είναι κατ' εξοχήν δύσκολη υπολογιστικά. Οι δυσκολίες προκαλούνται από την έντονη γεωγραφική μεταβλητότητα (ανομοιομορφία) και ανισοτροπία των χαρακτηριστικών των υδροφορέων, από τη δυσχέρεια ακριβούς γνώσης τόσο της γεωμετρίας, όσο και των χαρακτηριστικών των υδροφορέων, και από την ανάπτυξη των υπόγειων ροών σε δύο ή τρεις χωρικές διαστάσεις (σε αντίθεση με την κατά κανόνα μονοδιάστατη εικόνα των επιφανειακών ροών). Για τους παραπάνω λόγους, η μελέτη των υπόγειων νερών προϋποθέτει καλές γνώσεις υδραυλικής, υδρολογίας, γεωλογίας και υδρογεωλογίας. Επί πλέον είναι απαραίτητη η χρήση αριθμητικών μοντέλων επίλυσης των διαφορικών εξισώσεων της υπόγειας ροής, με χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή, ενώ

οι αβεβαιότητες των δεδομένων και παραδοχών προϋποθέτουν την έμπειρη κρίση του υπεύθυνου μηχανικού.

Για τους ίδιους λόγους, αυτό το εισαγωγικό κεφάλαιο δεν φιλοδοξεί να δώσει πλήρη άποψη της υπόγειας υδρολογίας και των μεθοδολογιών της, αλλά αρκείται σε μια σύντομη και σαφή παρουσίαση των κυριότερων εννοιών, αρχών και μεθόδων. Οι υποσημειώσεις και βιβλιογραφικές παραπομπές θα επιτρέψουν πάντως στον ενδιαφερόμενο αναγνώστη την εμβάθυνση στο αντικείμενο.

## 6.2 Πορώδη μέσα και υδροφορείς

### 6.2.1 Η έννοια του πορώδους μέσου

Ορισμένοι εδαφικοί και γενικότερα γεωλογικοί σχηματισμοί επιτρέπουν τη διείσδυση αλλά και την κυκλοφορία του νερού μέσω αυτών. Από υδραυλική άποψη εντάσσονται στη γενική κατηγορία του *πορώδους μέσου*. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν ίζηματογενή, μη πλήρως στερεοποιημένα εδάφη, ή και στερεοποιημένα πετρώματα που έχουν όμως αποκτήσει ρωγμές, είτε από χημική διάβρωση (ασβεστόλιθοι) είτε από ρηγμάτωση (εκρηξιγενή, μεταμορφωσιγενή). Οι χαρακτηριστικοί τύποι των πορώδων μέσων απεικονίζονται στο Σχ. 6.1.

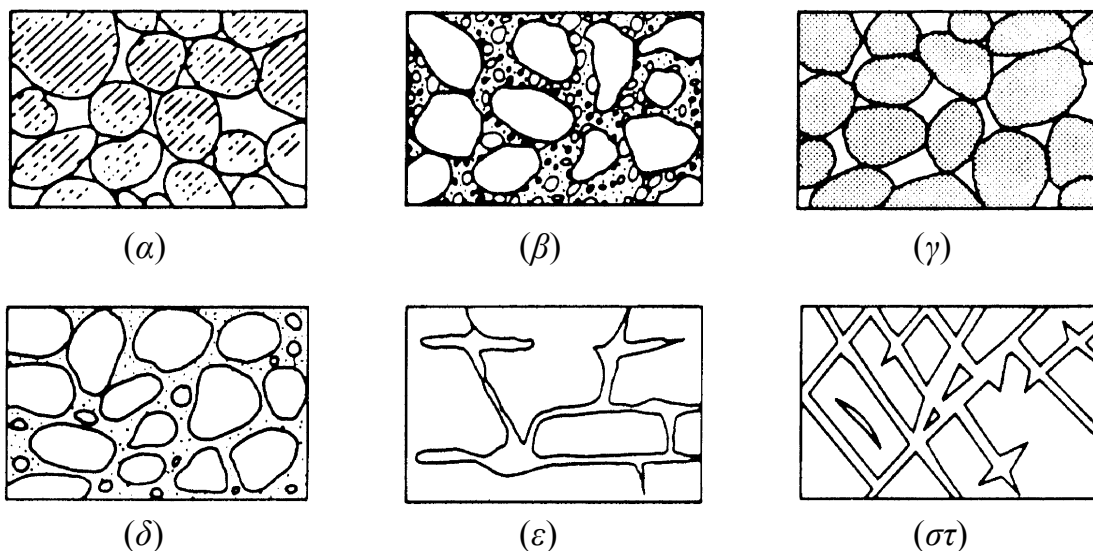
Τα πορώδη μέσα χαρακτηρίζονται από τις στατικές και τις δυναμικές υδραυλικές ιδιότητές τους. Ως “δεξαμενές νερού” έχουν κύριο χαρακτηριστικό τη χωρητικότητά τους, ενώ ως “αγωγοί διέλευσης νερού” χαρακτηρίζονται από τις αντιστάσεις που προβάλλουν στην κίνηση του νερού. Η τεχνική υδρολογία ενδιαφέρεται και για τα δύο αυτά χαρακτηριστικά, με έμφαση στο δυναμικό τους χαρακτήρα (μεταβολές αποθήκευσης, κίνηση νερού).

Το κύριο στατικό χαρακτηριστικό ενός πορώδους μέσου, που επιδρά στις ιδιότητες τόσο της αποθήκευσης, όσο και της αντίστασης στην κίνηση του νερού μέσα σε αυτό, είναι το *ογκομετρικό πορώδες*, ή απλώς *πορώδες*, το οποίο ορίζεται ως ο λόγος του όγκου των διακένων ( $V_v$ ) προς το συνολικό όγκο ( $V_T$ ) του πορώδους μέσου:

$$n = \frac{V_v}{V_T} \quad (6.1)$$

και είναι αδιάστατος αριθμός. Αναλυτικότερη παρουσίαση του πορώδους και των άλλων υδραυλικών χαρακτηριστικών των πορωδών μέσων γίνεται πιο κάτω, στο εδάφιο 6.3.2.

Ένα πορώδες μέσο είναι *ομογενές* από γενική ή υδραυλική άποψη όταν οι γενικές ή οι υδραυλικές ιδιότητές του είναι ανεξάρτητες της θέσης του σημείου αναφοράς (δεν μεταβάλλονται στο χώρο). Σε αντίθετη περίπτωση είναι *ετερογενές*. Το πορώδες μέσο είναι *ισότροπο* όταν οι γενικές ή οι υδραυλικές ιδιότητές του είναι ανεξάρτητες από τη διεύθυνση προς την οποία εξελίσσονται (ή μελετώνται) τα γενικά ή υδραυλικά φαινόμενα. Σε αντίθετη περίπτωση είναι *ανισότροπο*.



**Σχ. 6.1** Διάφοροι τύποι διάταξης κόκκων και διακένων σε πορώδη μέσα. (α) Καλά διαβαθμισμένη ιζηματογενής απόθεση με μεγάλο πορώδες· (β) ελάχιστα διαβαθμισμένη ιζηματογενής απόθεση με χαμηλό πορώδες· (γ) καλά διαβαθμισμένη ιζηματογενής απόθεση που αποτελείται από πορώδεις κόκκους, με υψηλό συνολικό πορώδες· (δ) καλά διαβαθμισμένη ιζηματογενής απόθεση με χαμηλό πορώδες λόγω της πλήρωσης των διακένων από ορυκτά υλικά· (ε) πέτρωμα που απέκτησε πορώδες μετά από χημική διάλυση· (στ) πέτρωμα που απέκτησε πορώδες μετά από ρηγμάτωση (πηγή: Meinzer, 1923).

## 6.2.2 Αποθήκευση και κίνηση του νερού σε πορώδη μέσα

Τα διάκενα των γεωλογικών πορωδών μέσων είναι δυνατό να περιέχουν νερό, αέρα ή μείγμα νερού και αέρα. Στην πρώτη περίπτωση το πορώδες μέσο βρίσκεται σε κορεσμένη κατάσταση και η ροή σε αυτό λέγεται *κορεσμένη ροή*. Στην περίπτωση που στους πόρους υπάρχει μείγμα νερού

και αέρα, το πορώδες μέσο βρίσκεται σε ακόρεστη κατάσταση και η ροή σε αυτό λέγεται *ακόρεστη ροή*.

Μια άλλη χαρακτηριστική κατάσταση του τρόπου αποθήκευσης και κίνησης του νερού στα πορώδη γεωλογικά μέσα βασίζεται στο μέγεθος της πίεσης του νερού. Όπως φαίνεται στην εδαφική τομή του Σχ. 6.2, σε κάποιο βάθος κάτω από το έδαφος η πίεση του νερού είναι ίση με την ατμοσφαιρική (κατά σύμβαση,  $p = 0$ ). Η επιφάνεια στην οποία συμβαίνει αυτό, αντίστοιχη της ελεύθερης επιφάνειας του νερού σε ροές σε επιφανειακούς αγωγούς, ονομάζεται *φρεάτιος* (ή *υπόγειος*) *ορίζοντας*. Κάτω από το φρεάτιο ορίζοντα το μέσο βρίσκεται σε κορεσμένη κατάσταση και η πίεση του νερού είναι μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής (θετική). Το νερό αυτής της ζώνης είναι γνωστό ως *υπόγειο νερό*. Η ζώνη πάνω από το φρεάτιο ορίζοντα, γνωστή ως *αβαθής ζώνη*, έχει πιο πολύπλοκη δομή και τυπικά διαχωρίζεται σε τρεις επί μέρους ζώνες.\* Αμέσως πάνω από το φρεάτιο ορίζοντα, το μέσο βρίσκεται σε κορεσμένη (ή σχεδόν κορεσμένη) κατάσταση, με τη διαφορά ότι η πίεση εδώ είναι μικρότερη της ατμοσφαιρικής (αρνητική). Στη ζώνη αυτή κυριαρχούν οι δυνάμεις επιφανειακής τάσης. Τα διάκενα του πορώδους μέσου δρουν ως τριχοειδείς σωλήνες, οι οποίοι ανυψώνουν το νερό πάνω από το φρεάτιο ορίζοντα. Για τους λόγους αυτούς, η εν λόγω ζώνη είναι γνωστή ως *ζώνη τριχοειδούς ανύψωσης*, ή *κορεσμένη μυζητική ζώνη*. Πάνω απ' αυτή τη ζώνη βρίσκεται η *ενδιάμεση ζώνη*, στην οποία το νερό κινείται λόγω της βαρύτητας προς τα κάτω, ενώ η πίεση είναι (σε απόλυτη τιμή) ισχυρότερη από αυτή που μπορούν να αντισταθμίσουν οι δυνάμεις τριχοειδούς. Τέλος, η ανώτερη ζώνη, γνωστή ως *ζώνη ριζών* (ή *ζώνη εδαφικής υγρασίας*) κυριαρχείται από την παρουσία των ριζών των φυτών. Το νερό εισέρχεται σε αυτή από την επιφάνεια του εδάφους και εξέρχεται κατά ένα μέρος μέσω της εξατμοδιαπνοής και κατά το υπόλοιπο μέρος μέσω της βαρυτικής στράγγισης.

Στο κεφάλαιο αυτό ενδιαφερόμαστε για την αποθήκευση και κίνηση στη ζώνη του υπόγειου νερού μόνο. Η κίνηση του υπόγειου νερού προκαλείται κυρίως<sup>†</sup> από τις διαφορές στη μηχανική ενέργεια του νερού από

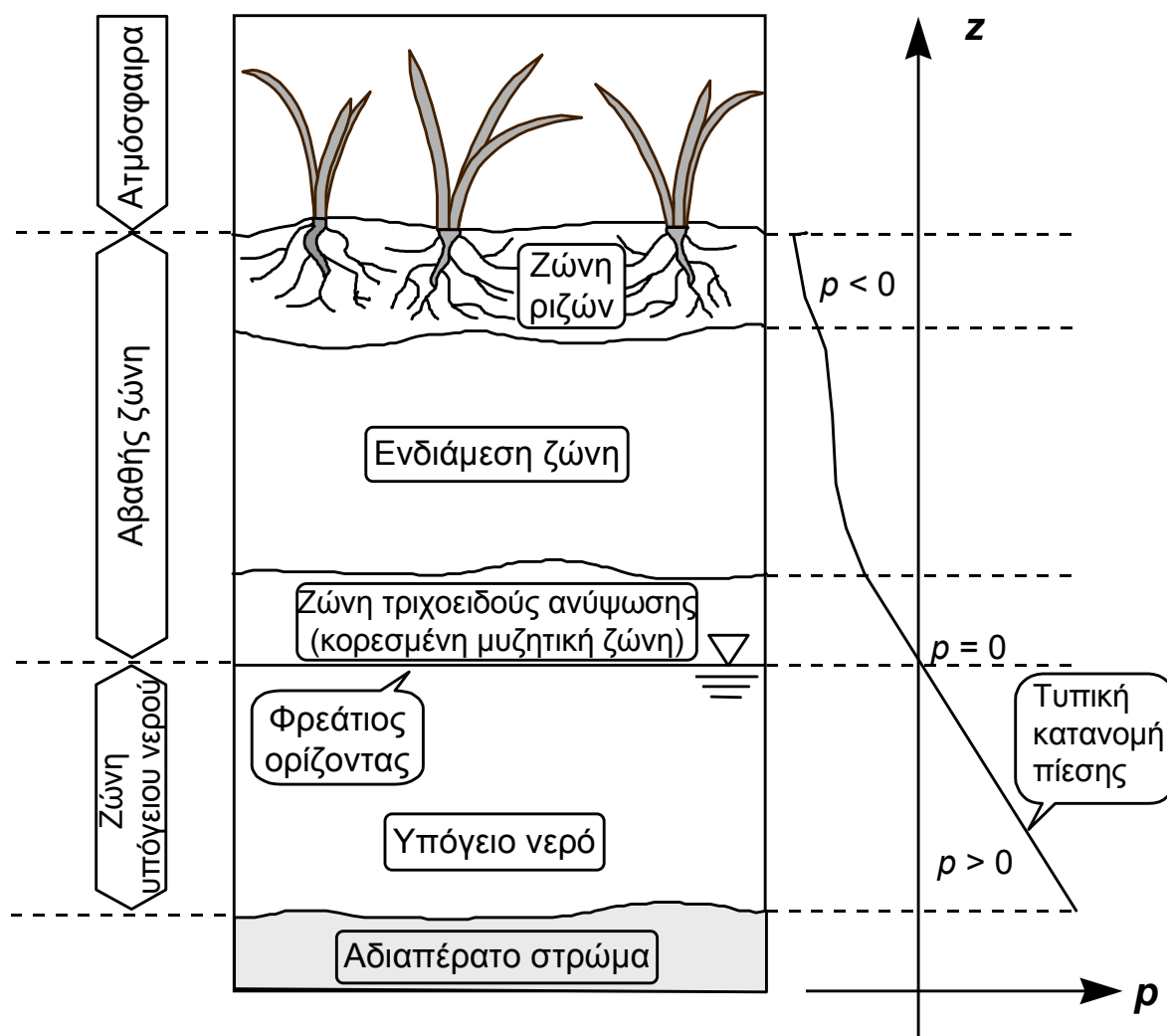
---

\* Στην πραγματικότητα μπορεί κατά περίπτωση να απουσιάζουν ή να συγχέονται φυσικώς αυτές οι επί μέρους ζώνες.

† Σε πολλές περιπτώσεις η κίνηση του νερού επηρεάζεται και από άλλου είδους δυναμικά πεδία, τα οποία προκαλούνται από ωσμωτικές πιέσεις, δυνάμεις προσ-

σημείο σε σημείο. Δεδομένου ότι οι ταχύτητες των υπόγειων ροών είναι πολύ μικρές, η κινητική ενέργεια του νερού μπορεί σχεδόν πάντα να αγνοηθεί (εκτός από περιπτώσεις ροής σε σπήλαια κτλ.), οπότε η μηχανική ενέργεια ανά μονάδα βάρους του νερού είναι

$$h = z + \frac{p}{\rho g} \quad (6.2)$$



Σχ. 6.2 Χαρακτηριστικές ζώνες νερού και κατανομή της πίεσης σε μια κατακόρυφη τομή πορώδους εδαφικού υλικού.

όπου  $z$  η στάθμη του σημείου μέτρησης πάνω από ένα (αυθαίρετο) επίπεδο αφετηρίας,  $p$  η πίεση του νερού στο σημείο μέτρησης,  $\rho$  η πυκνότητα του νερού και  $g$  η επιτάχυνση βαρύτητας. Τα μεγέθη  $h$ ,  $z$  και  $p/\rho g$

ρόφησης, διαφορές θερμοκρασίας, διαφορές συγκέντρωσης χημικών ουσιών κ.ά. (βλ. Remson et al., 1971, σσ. 10-22).

έχουν διαστάσεις μήκους και αναφέρονται ως *υδραυλικό ύψος* (ή *ύψος ενέργειας*), *γεωμετρικό ύψος* και *ύψος πίεσης*, αντίστοιχα. Τα ύψη αυτά αντιπροσωπεύουν την *ολική μηχανική ενέργεια*, τη *δυναμική ενέργεια θέσης* και την *ενέργεια πίεσης* ανά μονάδα βάρους του νερού, αντίστοιχα.

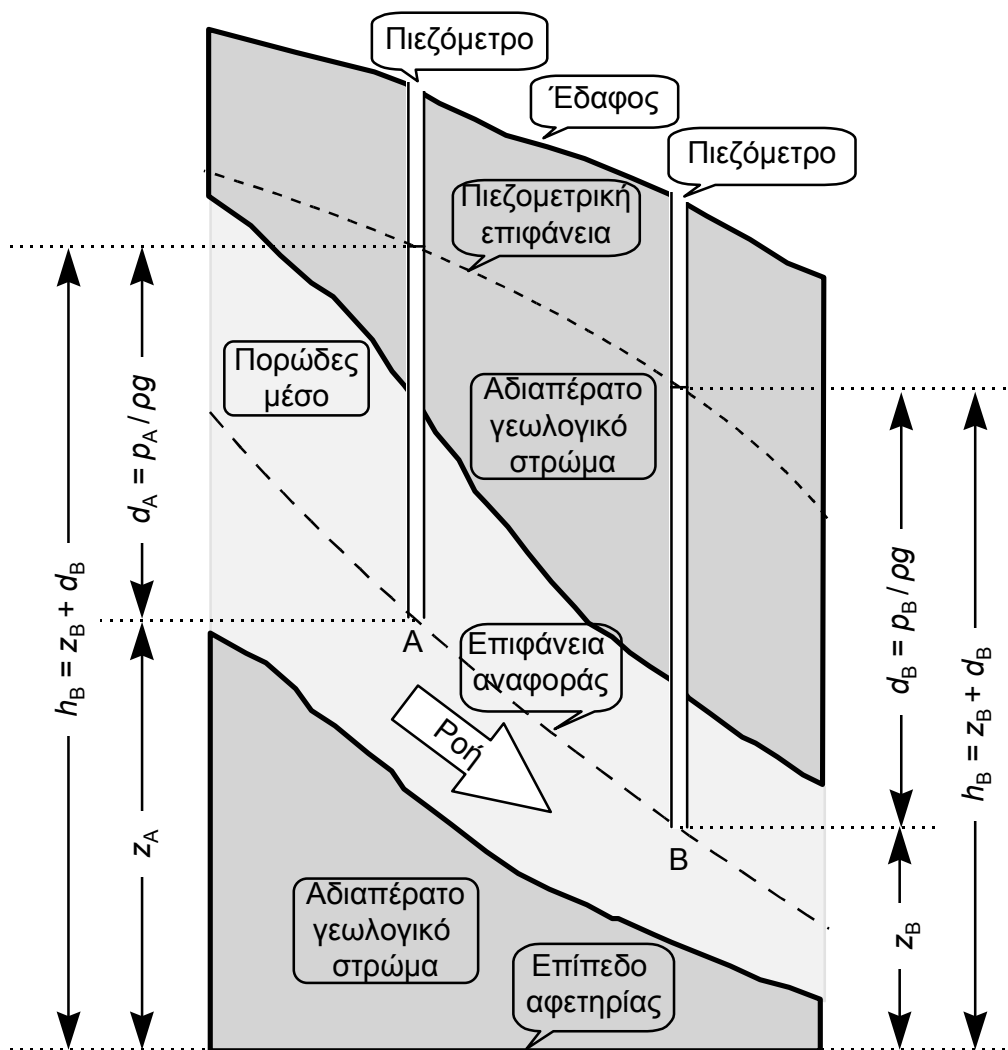
Η μέτρηση του υδραυλικού ύψους και των συνιστωσών του γίνεται μέσω *πιεζομέτρων*. Πιεζόμετρο είναι ένας κατακόρυφος σωλήνας, ο οποίος συνδέει ένα σημείο του πορώδους μέσου με την ατμόσφαιρα. Πρακτικά αυτό γίνεται με τη διάνοιξη μιας *ερευνητικής γεώτρησης* (ή *γεώτρησης παρατήρησης*, βλ. Σχ. 6.3 και Σχ. 6.4). Η διαφορά της ελεύθερης στάθμης του νερού στο πιεζόμετρο από τη στάθμη του κάτω άκρου του (π.χ. σημείο A στο Σχ. 6.3) είναι το ύψος πίεσης ( $d_A = p_A / \rho g$ ). Αντίστοιχα, η διαφορά της ελεύθερης στάθμης του νερού στο πιεζόμετρο από το επίπεδο αφετηρίας, είναι το υδραυλικό ύψος  $h_A = z_A + d_A$ .

Ας θεωρήσουμε μια οποιαδήποτε ιδεατή επιφάνεια (επιφάνεια αναφοράς) που εκτείνεται μέσα σε ένα κορεσμένο πορώδες μέσο (Σχ. 6.3). Σε κάθε σημείο αυτής της επιφάνειας ορίζεται το ύψος πίεσης  $p/\rho g$ , όπου  $p$  η πίεση στο συγκεκριμένο σημείο. Ο γεωμετρικός τόπος των σημείων που βρίσκονται σε κατακόρυφη απόσταση  $p/\rho g$  πάνω από την επιφάνεια αναφοράς σχηματίζει μια άλλη ιδεατή επιφάνεια, γνωστή ως *πιεζομετρική επιφάνεια*. Οποιοδήποτε σημείο αυτής της πιεζομετρικής επιφάνειας μπορεί να υλοποιηθεί αν τοποθετηθεί ένα πιεζόμετρο στο αντίστοιχο σημείο της επιφάνειας αναφοράς (π.χ. σημεία A και B στο Σχ. 6.3).

Όταν δεν υπάρχει ροή (το νερό είναι ακίνητο) η κατανομή της πίεσης στη ζώνη του υπόγειου νερού είναι *υδροστατική*, που χαρακτηρίζεται από σταθερό υδραυλικό ύψος σε κάθε σημείο του κορεσμένου πορώδους μέσου, ήτοι

$$h = z + \frac{p}{\rho g} = \text{σταθερό} \quad (6.3)$$

Είναι φανερό ότι οποιαδήποτε επιφάνεια αναφοράς και αν επιλέξουμε, στην περίπτωση ακίνητου νερού, η πιεζομετρική επιφάνεια είναι ένα οριζόντιο επίπεδο που ταυτίζεται με το φρεάτιο ορίζοντα.



Σχ. 6.3 Διευκρινιστικό σκαρίφημα του υδραυλικού ύψους, των συνιστωσών του, και της πιεζομετρικής επιφάνειας.

Στη γενική περίπτωση που υπάρχει ροή νερού, η πιεζομετρική επιφάνεια ούτε είναι οριζόντια, ούτε είναι πάντα ίδια για όλες τις επιφάνειες αναφοράς. Ωστόσο, αν η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας της ροής είναι (ή μπορεί να θεωρηθεί) μηδενική, η εξίσωση (6.3) εξακολουθεί να ισχύει, όχι στο συνολικό χώρο του πορώδους μέσου, αλλά σε κάθε κατακόρυφη γραμμή.\* Έτσι, και σε αυτή την περίπτωση η πιεζομετρική επιφάνεια είναι ανεξάρτητη της επιφάνειας αναφοράς, χωρίς όμως να είναι οριζόντιο επίπεδο. Πάντως, στα περισσότερα πρακτικά προβλήματα η ροή μπορεί να θεωρηθεί πρακτικώς οριζόντια, πράγμα που μας επιτρέπει να μιλάμε για μια μοναδική πιεζομετρική επιφάνεια, χωρίς να κάνουμε μνεία της επιφάνειας αναφοράς.

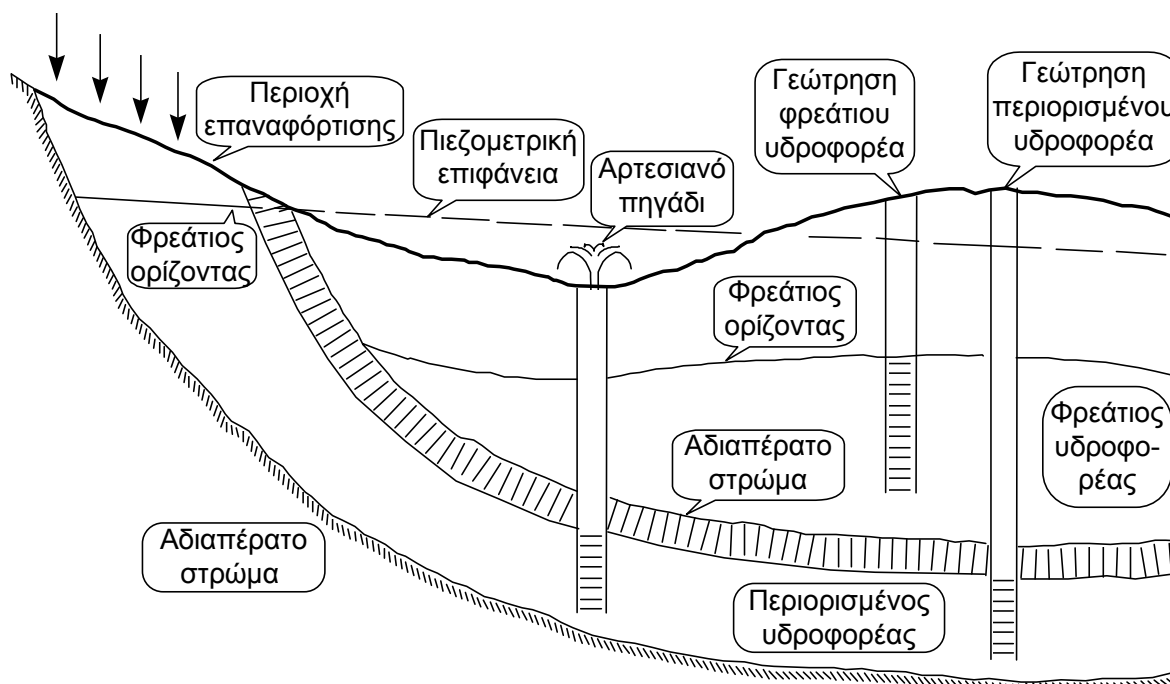
\* Αυτό είναι συνέπεια του νόμου του Darcy (βλ. εδάφιο 6.3.1).



### 6.2.3 Υδροφορείς και κατάταξή τους

Μια γεωλογική μονάδα η οποία μπορεί να αποθηκεύσει μια αξιόλογη ποσότητα νερού και να τη μεταφέρει με ρυθμό υδρολογικά σημαντικό ονομάζεται *υπόγειος υδροφορέας* ή απλώς *υδροφορέας* (Dingman, 1994, σ. 305). Ένας διακεκριμένος υδροφορέας έχει χαρακτηριστικά αποθήκευσης και μεταφοράς που μπορούν να θεωρηθούν σχετικά ομοιόμορφα και η κίνηση του νερού σε αυτόν μπορεί να θεωρηθεί ως το πεδίο ροής που προκαλείται από ένα πεδίο δυναμικής ενέργειας με απλή γεωμετρία.

Οι υδροφορείς ταξινομούνται, με βάση τη φύση του άνω ορίου τους, σε δύο κύριες κατηγορίες: τους *φρεάτιους* και τους *περιορισμένους*, οι οποίοι διευκρινίζονται παραστατικά στο Σχ. 6.4.



Σχ. 6.4 Σχηματική παράσταση φρεάτιων και περιορισμένων υδροφορέων.

Πιο συγκεκριμένα, οι *φρεάτιοι* (ή *ελεύθεροι* ή *με ελεύθερη επιφάνεια*) *υδροφορείς* είναι εκείνοι, στους οποίους το άνω όριο είναι ο φρεάτιος ορίζοντας. Κατά κανόνα το όριο αυτό είναι μεταβλητό στο χρόνο. Η τροφοδοσία των φρεάτιων υδροφορέων γίνεται από το νερό που διηθείται άμεσα από το υπερκείμενο έδαφος ή από γειτονικά επιφανειακά υδάτινα σώματα, κινούμενο κατακόρυφα υπό την επίδραση της βαρύτητας.

Οι *περιορισμένοι* (ή *υπό πίεση*) *υδροφορείς* είναι εκείνοι των οποίων τα άνω και κάτω όρια ορίζονται από γεωλογικούς σχηματισμούς πρακτικά *αδιαπέρατους*. Τα όρια των περιορισμένων υδροφορέων είναι στα-

θερά στο χρόνο. Η τροφοδοσία τους με νερό γίνεται συνήθως από μια περιοχή τους που έρχεται σε επαφή με το έδαφος χωρίς να μεσολαβεί αδιαπέρατο στρώμα (βλ. Σχ. 6.4). Προφανώς η πίεση στο άνω όριο των περιορισμένων υδροφορέων δεν είναι ίση με την ατμοσφαιρική αλλά μεγαλύτερη. Σε περίπτωση που η πιεζομετρική επιφάνεια βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, ο υδροφορέας ονομάζεται *αρτεσιανός*.

Ασφαλώς οι παραπάνω δύο τύποι υδροφορέων αποτελούν ιδεατές καταστάσεις. Στην πραγματικότητα μπορεί ένας υδροφορέας να εμφανίζει κατά περιοχές χαρακτηριστικά και των δύο κατηγοριών. Εξ άλλου τα όρια των υδροφορέων της μιας ή της άλλης κατηγορίας μπορεί να μην είναι αδιαπέρατα (είτε επειδή το σε επαφή γεωλογικό στρώμα έχει μη μηδενική διαπερατότητα, είτε λόγω τοπικών διαρροών σε ρήγματα κτλ.), οπότε μιλούμε για *φρεάτιους υδροφορείς με διαρροή και περιορισμένους υδροφορείς με διαρροή*.

Μερικές φορές η διάταξη των πετρωμάτων μπορεί να οδηγήσει σε σχηματισμό μικρού μεγέθους φρεάτιων οριζόντων τοπικού χαρακτήρα, πάνω από το γενικό φρεάτιο ορίζοντα της περιοχής. Στις περιπτώσεις αυτές μιλούμε για *επικρεμάμενους υδροφορείς*.

## 6.3 Βασικές αρχές της υπόγειας ροής

### 6.3.1 Ο νόμος του Darcy

Οι μικροσκοπικές διαστάσεις των “σωλήνων” μιας υπόγειας ροής σε συνδυασμό με τις πολύ μικρές ταχύτητες ροής οδηγούν κατά κανόνα σε πλήρη υπεροχή των δυνάμεων συνεκτικότητας έναντι των δυνάμεων αδρανείας, δηλαδή σε στρωτή δίαιτα ροής. Το σχετικό μέγεθος των δυνάμεων αδρανείας έναντι των δυνάμεων συνεκτικότητας δίνει ο χαρακτηριστικός (αδιάστατος) αριθμός Reynolds

$$\mathcal{R} = \frac{q d}{\nu} \quad (6.4)$$

όπου  $q$  η παροχή ανά μονάδα γεωμετρικής επιφάνειας κάθετης στη ροή,  $d$  η μέση διάμετρος εδαφικών κόκκων, και  $\nu$  η κινηματική συνεκτικότητα του νερού. Πειράματα έδειξαν ότι σε κοκκώδη εδάφη η δίαιτα παραμένει στρωτή, εφόσον ο αριθμός  $\mathcal{R}$  έχει τιμές μικρότερες της μονάδας, ενώ οι

αποκλίσεις δεν είναι σημαντικές για τιμές του  $\mathcal{R}$  που δεν ξεπερνούν το 10.

Είναι όμως φανερό ότι το πολύπλοκο σχήμα των “σωλήνων” μιας υπόγειας ροής και, γενικότερα, η χαοτική γεωμετρία του δικτύου των πόρων, δεν επιτρέπει την ακριβή μαθηματική αναπαράσταση της ροής στη πραγματική μικροσκοπική κλίμακά της.\* Για το λόγο αυτό επιχειρήθηκε η μακροσκοπική θεώρηση των αντιστάσεων του πορώδους μέσου (ως συνόλου) στη ροή, σε αντιστοιχία με το πρόβλημα των συνολικών απωλειών φορτίου σε αγωγούς συναρτήσεως των μακροσκοπικών γεωμετρικών δεδομένων (υγρής διατομής, υδραυλικής ακτίνας) και υδραυλικών δεδομένων (μέσης ταχύτητας).

Τη μακροσκοπική λύση έδωσε πρώτος ο Darcy το 1854, μετά από πειραματική μελέτη†. Θα δώσουμε κατ’ αρχήν τη διατύπωση του νόμου

---

\* Υπενθυμίζεται ότι στην πραγματική μικροσκοπική κλίμακα ισχύουν οι γνωστές εξισώσεις της ρευστομηχανικής, δηλαδή η (βαθμωτή) εξίσωση συνέχειας

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = 0$$

και η (διανυσματική) εξίσωση Navier-Stokes

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} = -\nabla \left( gz + \frac{p}{\rho} \right) + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \mathbf{u}$$

όπου  $\mathbf{u} \equiv (u_x, u_y, u_z)$  το διάνυσμα της ταχύτητας ροής,  $p$  η πίεση,  $z$  το υψόμετρο,  $g$  η επιτάχυνση βαρύτητας,  $\rho$  και  $\mu$  η πυκνότητα και η συνεκτικότητα του ρευστού (νερού), αντίστοιχα, και  $\nabla \equiv (\partial / \partial x, \partial / \partial y, \partial / \partial z)$  ο τελεστής Hamilton (οι χωρικές συντεταγμένες συμβολίζονται με  $x, y$  και  $z$ , και η χρονική με  $t$ ). Οι εξισώσεις αυτές θεωρητικά αρκούν για τον προσδιορισμό των αγνώστων  $\mathbf{u}$  και  $p$ . Στο μακροσκοπικό επίπεδο η παραπάνω εξίσωση συνέχειας οδηγεί σε μια ανάλογη εξίσωση (βλ. υποσημείωση στη σ. 368) εκφρασμένη βάσει μακροσκοπικών χαρακτηριστικών της ροής, ενώ η εξίσωση Navier-Stokes αντικαθίσταται από την εξίσωση του Darcy (βλ. και επόμενη υποσημείωση).

† Ο Darcy κατάστρωσε το φερόνυμο νόμο του μελετώντας πειραματικά το υδραυλικό μέρος του προβλήματος διέλευσης του πόσιμου νερού της πόλης Dijon μέσω φίλτρων από άμμο για τον καθαρισμό του. Αργότερα αποδείχτηκε ότι ο νόμος του Darcy προκύπτει και θεωρητικά ως συνέπεια του νόμου Hagen-Poiseuille που διέπει τη στρωτή ροή μέσω των λεπτών διακένων των πορωδών μέσων (βλ. π.χ. Domenico and Schwartz, 1990, σ. 62 καθώς και την υποσημείωση στη σ. 363). Έτσι, ο νόμος του Darcy μπορεί να θεωρηθεί συνέπεια της εξίσωσης Navier-Stokes, σε μακροσκοπικό επίπεδο, με τις παραδοχές ότι (α) το πορώδες μέσο δεν έχει ασυνέχειες τύπου μεγάλων ρωγμών ή σχισμών, (β) το

του Darcy σε ισότροπο μέσο\* και στη συνέχεια θα δούμε πώς αυτή γενικεύεται για ανισότροπο μέσο.

Θεωρούμε μια τριδιάστατη ροή που αναπτύσσεται σε ένα ισότροπο πορώδες μέσο και επιλέγουμε ένα οποιοδήποτε σημείο αναφοράς μέσα στο πεδίο ροής και μια τυχαία διεύθυνση  $x$  (η οποία δεν ταυτίζεται κατ' ανάγκη με την κύρια διεύθυνση της ροής). Αν στο σημείο αναφοράς υπάρχει μη μηδενική υδραυλική κλίση  $\partial h / \partial x$ , κατά μήκος της διεύθυνσης  $x$ , τότε, σύμφωνα με το νόμο του Darcy, θα υπάρχει και μη μηδενική συνιστώσα ροής προς την κατεύθυνση που μειώνεται το υδραυλικό ύψος, με παροχή ανά μονάδα επιφάνειας  $q_x$ , γραμμικά ανάλογη της υδραυλικής κλίσης:

$$q_x = -K \frac{\partial h}{\partial x} \quad (6.5)$$

Η παροχή ανά μονάδα επιφάνειας ονομάζεται *ειδική παροχή* και έχει διαστάσεις ταχύτητας. Ο συντελεστής αναλογίας  $K$  έχει επίσης διαστάσεις ταχύτητας, ονομάζεται (κορεσμένη) *υδραυλική αγωγιμότητα* και αποτελεί μέτρο της ικανότητας ενός ρευστού (εν προκειμένω του νερού) να μετακινείται μέσω των διακένων ενός πορώδους μέσου. Η τιμή της εξαρτάται τόσο από το ρευστό, όσο και από το πορώδες μέσο. Το αρνητικό πρόσημο δείχνει ότι η κίνηση του νερού γίνεται κατά την κατεύθυνση μείωσης του υδραυλικού ύψους.

Η ειδική παροχή  $q_x$  αντιπροσωπεύει μια εικονική μέση ταχύτητα και ακριβέστερα είναι η παροχή ανά μονάδα *γεωμετρικής* επιφάνειας κάθετης στη διεύθυνση  $x$ , η οποία συμπεριλαμβάνει την επιφάνεια τόσο των διακένων, όσο και των στερεών υλικών. Η πραγματική μέση ταχύτητα  $u_x$ , που ονομάζεται *μέση ταχύτητα πόρων* (ή απλώς *ταχύτητα*), συνδέεται με την ειδική παροχή με τη σχέση

$$u_x = \frac{q_x}{n_e} \quad (6.6)$$

---

πεδίο δυνάμεων περιορίζεται στις δυνάμεις βαρύτητας και πίεσης και ( $\gamma$ ) η ροή είναι μονοφασική (κορεσμένη, χωρίς παρουσία αέρα).

\*Η αρχική διατύπωση του νόμου Darcy αφορά σε μονοδιάστατη μόνιμη ροή σε ομογενές και ανισότροπο μέσο. Ο νόμος γενικεύεται για τριδιάστατη μόνιμη ή μη μόνιμη ροή.

όπου  $n_e$  είναι το ποσοστό της επιφάνειας που καταλαμβάνουν οι πόροι του εδαφικού υλικού, μέσω των οποίων πραγματοποιείται η ροή, το οποίο αναφέρεται ως *επιφανειακό πορώδες*.\*

Όπως προαναφέρθηκε, ο νόμος του Darcy ισχύει για συνθήκες στρωτής ροής που απαντώνται στις περισσότερες περιπτώσεις υπόγειων ροών. Εξαιρέσεις από τον κανόνα της στρωτής ροής αποτελούν οι ροές σε καρστικούς ασβεστολίθους και, γενικότερα, σε πετρώματα με διακλάσεις μεγάλου ανοίγματος, που υπόκεινται σε μεγάλες υδραυλικές κλίσεις, όπου η σχέση ανάμεσα στην ειδική παροχή και την υδραυλική κλίση γίνεται μη γραμμική.

Για την πλήρη περιγραφή της (μακροσκοπικής) δυναμικής του πεδίου ροής θα πρέπει να γραφεί η εξίσωση του Darcy σε τριδιάστατη μορφή, ήτοι

$$\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = -K \begin{bmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix}, \text{ ή } \mathbf{q} = -K \text{ grad } (h) \quad (6.7)$$

Οι εξισώσεις (6.5) και (6.7) ισχύουν, όπως προαναφέραμε, για ισότροπα μέσα, στα οποία η υδραυλική αγωγιμότητα  $K$  είναι ένα βαθμωτό μέγεθος, ανεξάρτητο της διεύθυνσης  $x$  (ίδια για όλες τις διευθύνσεις). Όμως τα πραγματικά εδάφη είναι συνήθως ανισότροπα, δηλαδή, η υδραυλική αγωγιμότητα προς κάποια διεύθυνση ( $x$ ) είναι διαφορετική απ' ότι είναι σε άλλη διεύθυνση ( $y$ ). Τυπικοί λόγοι αγωγιμοτήτων σε διαφορετικές διευθύνσεις που έχουν μετρηθεί σε ανισότροπα εδαφικά μέσα είναι 1 : 2 έως 1 : 10, ενώ σε στρωματωμένα γεωλογικά μέσα έχουν μετρηθεί και λόγοι της τάξης του 1 : 100. Στα ανισότροπα μέσα η ειδική παροχή κατά μια ορισμένη διεύθυνση  $x$  δεν εξαρτάται μόνο από την υδραυλική κλίση  $\partial h / \partial x$  στην ίδια διεύθυνση, αλλά και από τις κλίσεις στις κάθετες διευθύνσεις  $y$  και  $z$ . Εξ άλλου, η διεύθυνση της ροής δεν ταυτίζεται με τη διεύθυνση της μέγιστης υδραυλικής κλίσης (όπως συμ-

\* Σύμφωνα με τον Bear (1979, σ. 62) το επιφανειακό πορώδες είναι ίσο με το ογκομετρικό (ενεργό) πορώδες.

βαίνει σε ένα ισότροπο μέσο) αλλά στρέφεται προς τη διεύθυνση της μέγιστης υδραυλικής αγωγιμότητας. Έτσι, ο νόμος του Darcy για ανισότροπο μέσο γράφεται στη μητρική μορφή

$$\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = - \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix} \quad \text{ή} \quad \mathbf{q} = -\mathbf{K} \text{ grad}(h) \quad (6.8)$$

όπου το μητρώο (ακριβέστερα, ο τανυστής) υδραυλικής αγωγιμότητας  $\mathbf{K} \equiv [K_{ij}]$  είναι συμμετρικό (π.χ.  $K_{xy} = K_{yx}$ ). Το μέγεθος  $K_{xx}$  παριστάνει την υδραυλική αγωγιμότητα του μέσου που καθορίζει την ειδική παροχή κατά τη διεύθυνση  $x$ , λόγω υδραυλικής κλίσης κατά την ίδια διεύθυνση  $x$ . Αντίστοιχα, το μέγεθος  $K_{xy}$  παριστάνει την υδραυλική αγωγιμότητα του μέσου που καθορίζει την ειδική παροχή κατά τη διεύθυνση  $x$ , λόγω υδραυλικής κλίσης κατά τη διεύθυνση  $y$ , κ.ο.κ. Οι συνιστώσες  $K_{ij}$  εξαρτώνται προφανώς από το σύστημα συντεταγμένων που έχει επιλεγεί. Στα κείμενα κλασικής ρευστομηχανικής και τανυστικής ανάλυσης (π.χ., Ξανθόπουλος, 1975 · Bear, 1972) δίνονται οι κανόνες μετασχηματισμού των συνιστωσών αυτών από ένα σύστημα συντεταγμένων σε ένα άλλο. Στα ίδια κείμενα αποδεικνύεται ότι είναι πάντα δυνατό να βρεθεί ένα ορθοκανονικό σύστημα συντεταγμένων, στο οποίο μηδενίζονται όλοι οι μη διαγώνιοι όροι του τανυστή. Οι άξονες αυτού του συστήματος ονομάζονται *κύριες διευθύνσεις του ανισότροπου μέσου*. Σε αυτό το σύστημα συντεταγμένων προφανώς απλοποιείται η εξίσωση του Darcy, δεδομένου ότι η παροχή κατά τη διεύθυνση ενός (οποιουδήποτε) από τους τρεις κύριους άξονες δεν εξαρτάται από τις κλίσεις του υδραυλικού ύψους στους άλλους δύο άξονες. Έτσι η (6.8) γράφεται

$$\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\ -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\ -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix} \quad (6.9)$$

όπου για απλοποίηση του συμβολισμού στο σύστημα των κύριων αξόνων θέσαμε  $K_x := K_{xx}$ ,  $K_y := K_{yy}$  και  $K_z := K_{zz}$ .\*

### 6.3.2 Υδραυλικές ιδιότητες πορωδών μέσων

**Ενεργό πορώδες, ειδική απόδοση.** Στο εδάφιο 6.2.1 έχει οριστεί το (συνολικό ογκομετρικό) πορώδες ( $n$ ) ως ο όγκος των διακένων προς το συνολικό όγκο του πορώδους μέσου. Το πορώδες που οφείλεται στα διάκενα μεταξύ των εδαφικών κόκκων ονομάζεται *πρωτογενές πορώδες*, ενώ αυτό που οφείλεται στις ρωγμές των πετρωμάτων ή στη χημική διάβρωση που αυτά έχουν υποστεί (π.χ. καρστικοί ασβεστόλιθοι· βλ. και Σχ. 6.1) ονομάζεται *δευτερογενές πορώδες*. Χαρακτηριστικές τιμές του συνολικού πορώδους για διάφορα γεωλογικά μέσα δίνονται στον Πίν. 6.1.

Ωστόσο, από την άποψη της υπόγειας ροής το πορώδες δεν είναι απολύτως ενδεικτικό μέγεθος. Πιο ενδεικτικό είναι το *ενεργό πορώδες*, παρόλο που για τον ορισμό του δεν υπάρχει γενική συμφωνία των διάφορων ερευνητών. Έτσι, σε ορισμένα συγγράμματα (π.χ. Smith and Wheatcraft, 1993, σ. 6.9) το ενεργό πορώδες ορίζεται ως ο λόγος του όγκου των διακένων, τα οποία συνδέονται μεταξύ τους σχηματίζοντας διαδρομές ροής, προς το συνολικό όγκο του μέσου. Ως συνέπεια αυτού του ορισμού, δεν περιλαμβάνει τον όγκο των απομονωμένων ή τυφλών διακένων. Σε άλλα συγγράμματα (π.χ., Bear, 1979, σ. 204) το ενεργό πορώδες ορίζεται ως ο λόγος του όγκου του νερού που αποστραγγίζεται με βαρύτητα από ένα κορεσμένο πορώδες μέσο προς το συνολικό όγκο του μέσου. Σε αυτή την περίπτωση ορισμού, το ενεργό πορώδες δεν περιλαμβάνει τόσο τον όγκο των τυφλών διακένων όσο και τον όγκο που

---

\* Η συγγραμμικότητα των ειδικών παροχών με τις κλίσεις ενέργειας στους κύριους άξονες οδηγεί στη συμμετρία του ταυυστή  $\mathbf{K}$  σε οποιοδήποτε σύστημα συντεταγμένων, που προαναφέρθηκε.

κατακρατείται στο μέσο από ελκτικές δυνάμεις ανάμεσα στα μόρια του νερού αφενός και του εδαφικού ιστού αφετέρου. Είναι πάντως προφανές ότι ο τελευταίος αυτός ορισμός ανταποκρίνεται στην υδραυλική θεώρηση του μέσου ως αγωγού, μέσα από τις ενεργές διαστάσεις του οποίου διέρχεται το μετακινούμενο νερό (βλ. και ανάλυση του εδαφίου 4.5.2 για την υγροσκοπική διαβροχή). Γενικά, σε μη συνεκτικά υλικά το ενεργό πορώδες είναι συνήθως χαμηλότερο από το συνολικό πορώδες κατά 0.02-0.05 (Smith and Wheatcraft, 1993, σ. 6.9). Σε συνεκτικά (αργιλώδη) εδάφη το ενεργό πορώδες μειώνεται μέχρι σχεδόν μηδενισμού. Σε ρηγματωμένα πετρώματα μπορεί να είναι μία τάξη μεγέθους μικρότερο από το συνολικό πορώδες (Domenico and Schwartz, 1990, σ. 27).

**Πίν. 6.1** Χαρακτηριστικές τιμές του πορώδους και της ειδικής απόδοσης για διάφορα γεωλογικά μέσα (πηγή: Dingman, 1994).

Γεωλογικό μέσο	Πορώδες			Ειδική απόδοση		
	Ελάχ.	Μέσ.	Μέγ.	Ελάχ.	Μέσ.	Μέγ.
<i>Αλλουβιακές αποθέσεις</i>						
Άργιλος	0.34	0.42	0.57	0.01	0.06	0.18
Πηλός	0.34	0.46	0.51	0.01	0.20	0.39
Λεπτόκκοκη άμμος	0.26	0.43	0.53	0.01	0.33	0.46
Μέση άμμος	0.29	0.39	0.49	0.16	0.32	0.46
Χονδρόκκοκη άμμος	0.31	0.39	0.46	0.18	0.30	0.43
Λεπτόκοκκο χαλίκι	0.25	0.34	0.39	0.13	0.28	0.40
Μέσο χαλίκι	0.24	0.32	0.44	0.17	0.24	0.44
Χονδρόκοκκο χαλίκι	0.24	0.28	0.37	0.13	0.21	0.25
<i>Ιζηματογενή πετρώματα</i>						
Ψαμμίτης	0.14	0.35	0.49	0.02	0.24	0.41
Ιλύολιθος	0.29	0.35	0.48	0.01	0.12	0.33
Αργιλικός σχιστόλιθος	0.01	0.06	0.10			
Ασβεστόλιθος	0.07	0.30	0.56	0.02	0.14	0.36
Δολομίτης	0.19	0.26	0.33			
<i>Εκρηξιγενή πετρώματα</i>						
Γρανίτης (εξαλλοιωμένος μανδύας)	0.34	0.45	0.57			
Γάβρος (εξαλλοιωμένος μανδύας)	0.42	0.43	0.45			
Βασάλτης	0.03	0.17	0.35			
Ηφαιστειακή τόφα	0.07	0.31	0.55	0.02	0.21	0.47



Παραπλήσια με το ενεργό πορώδες είναι η *ειδική απόδοση*, ο ορισμός της οποίας συμπίπτει πρακτικώς με τον παραπάνω δεύτερο ορισμό του ενεργού πορώδους, είναι γενικά αποδεκτός και επιπλέον επιτρέπει την άμεση μέτρησή της.\* Έτσι η ειδική απόδοση ορίζεται ως ο όγκος νερού που απελευθερώνεται κατά την ταπείνωση του φρεάτιου ορίζοντα ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα μείωσης της στάθμης, δηλαδή

$$S_y = \frac{\Delta V}{F \Delta z} \quad (6.10)$$

όπου  $S_y$  η ειδική απόδοση,  $\Delta V$  η μεταβολή του αποθηκευμένου όγκου νερού για μείωση της στάθμης του φρεάτιου ορίζοντα κατά  $\Delta z$  και  $F$  η οριζόντια επιφάνεια. Το ποσοστό του όγκου νερού που κατακρατείται, αντιστεκόμενο στη βαρύτητα, όταν ταπεινώνεται η στάθμη του φρεάτιου ορίζοντα, ονομάζεται *ειδική κατακράτηση* ( $S_r$ ). Προφανώς, η ειδική απόδοση, η ειδική κατακράτηση και το (συνολικό) πορώδες είναι αδιάστατα μεγέθη, και συνδέονται με τη σχέση

$$S_y + S_r = n \quad (6.11)$$

**Ειδική αποθήκευση, αποθηκευτικότητα.** Κάθε μείωση ή αύξηση στην πίεση νερού σε ένα υδροφορέα συνοδεύεται με αντίστοιχη μείωση ή αύξηση και στον όγκο του νερού που είναι αποθηκευμένο σε αυτόν. Για την ποσοτική έκφραση της σχέσης ανάμεσα στις μεταβολές πίεσης και αποθήκευσης χρησιμοποιούνται δύο εξαρτημένες παράμετροι, η *ειδική αποθήκευση*  $S_s$  και η *αποθηκευτικότητα* (ή *συντελεστής αποθήκευσης*)  $S$ . Η ειδική αποθήκευση ορίζεται ως ο όγκος νερού που απομακρύνεται από ένα υδροφορέα μετά από μείωση της πίεσης, ανά μονάδα όγκου του υδροφορέα και ανά μονάδα μείωσης του υδραυλικού ύψους, δηλαδή

$$S_s = \frac{\Delta V}{V \Delta h} \quad (6.12)$$

όπου  $\Delta V$  ο όγκος νερού που απομακρύνεται,  $V$  ο όγκος του υδροφορέα και  $\Delta h$  η μείωση του υδραυλικού ύψους. Αντίστοιχα, η αποθηκευτικό-

---

\*Γι' αυτούς τους λόγους στο κείμενο αυτό χρησιμοποιείται κατ' αποκλειστικότητα, η ειδική απόδοση αντί του ενεργού πορώδους.

τητα ορίζεται ως ο όγκος νερού που απομακρύνεται από ένα υδροφορέα ανά μονάδα οριζόντιας επιφάνειας του υδροφορέα και ανά μονάδα μείωσης του υδραυλικού ύψους, δηλαδή

$$S = \frac{\Delta V}{F \Delta h} \quad (6.13)$$

όπου  $F$  η οριζόντια επιφάνεια του υδροφορέα. Είναι φανερό ότι η ειδική αποθήκευση έχει διαστάσεις  $[L^{-1}]$ , ενώ η αποθηκευτικότητα είναι αδιάστατο μέγεθος, και τα δύο μεγέθη συνδέονται με τη σχέση

$$S = b S_s \quad (6.14)$$

όπου  $b$  το πάχος του υδροφορέα.

Σε φρεάτιους υδροφορείς, όπου το υδραυλικό ύψος ταυτίζεται με το γεωμετρικό ύψος, η μείωση του αποθηκευμένου όγκου του νερού  $\Delta V$  μετά από μείωση του υδραυλικού ύψους (δηλαδή, ταπείνωση της στάθμης)  $\Delta h = \Delta z$  οφείλεται στο άδειασμα ενός τμήματος του πορώδους μέσου (αυτού που βρίσκεται μέσα στη ζώνη πάχους  $\Delta z$ ), στο οποίο το νερό αντικαθίσταται από αέρα. Από τη σύγκριση των εξισώσεων (6.13) και (6.10) προκύπτει άμεσα ότι η αποθηκευτικότητα ενός φρεάτιου υδροφορέα ταυτίζεται με την ειδική απόδοσή του.

Αντίθετα, σε ένα περιορισμένο υδροφορέα η μείωση της πίεσης δεν συνοδεύεται με αντικατάσταση του νερού του υδροφορέα από αέρα, αφού ο υδροφορέας δεν επικοινωνεί με τον ελεύθερο αέρα και συνεπώς παραμένει κορεσμένος σε όλο του το πάχος. Στην περίπτωση αυτή, η μείωση της πίεσης έχει τις εξής δύο συνέπειες: (1) ο όγκος του αποθηκευμένου νερού διαστέλλεται ελαστικά, λόγω της μικρότερης πίεσης, και (2) ο υδροφορέας συστέλλεται και ο όγκος των πόρων του μειώνεται, καθώς το βάρος των υπερκείμενων υλικών εξισορροπείται σε μεγαλύτερο βαθμό από τις δυνάμεις του στερεού ιστού του υλικού (αφού η υδραυλική πίεση έχει μειωθεί). Έτσι στους περιορισμένους υδροφορείς η ειδική αποθήκευση συνδέεται με τη συμπιεστότητα του νερού ( $\beta$ ) και τη συμπιεστότητα του πορώδους μέσου ( $\alpha$ ), και δίνεται από τη σχέση

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta) \quad (6.15)$$

Τυπικά η συμβολή των μηχανισμών ελαστικής διαστολής του νερού και συστολής του εδαφικού σκελετού, στο μέγεθος της ειδικής αποθή-

κευσης, είναι περίπου 40% και 60%, αντίστοιχα (Bear, 1979, σ. 89). Είναι βέβαια προφανές ότι τα απόλυτα μεγέθη της συμβολής και των δύο αυτών μηχανισμών, είναι εξαιρετικά μικρά, αν συγκριθούν με το μηχανισμό της βαρυτικής αποστράγγισης του νερού σε συνθήκες παρουσίας αέρα. Για το λόγο αυτό, η αποθηκευτικότητα των περιορισμένων υδροφορέων συνήθως κυμαίνεται από  $10^{-6}$  μέχρι  $5 \times 10^{-3}$ , δηλαδή είναι μία έως πέντε τάξεις μεγέθους μικρότερη από αυτή των φρεάτιων υδροφορέων.

**Υδραυλική αγωγιμότητα, διαπερατότητα και μεταφορικότητα.** Όπως είδαμε στο εδάφιο 6.3.1, ο ορισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας  $K$  γίνεται μέσω του νόμου του Darcy (γι' αυτό και το μέγεθος αναφέρεται συχνά ως  $K$  του Darcy). Χαρακτηριστικές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για το νερό που κινείται σε διάφορα γεωλογικά μέσα δίνονται στο Σχ. 6.5. Επισημαίνεται το κατά πολλές τάξεις μεγέθους εύρος διακύμανσης της τιμής του  $K$  στους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς.

Όπως προαναφέραμε, η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας εξαρτάται τόσο από το ρευστό, όσο και από το πορώδες μέσο. Η ανάγκη διαχωρισμού της επίδρασης των ιδιοτήτων του ρευστού από τις ιδιότητες του μέσου, οδήγησε τον Boussinesq (το 1902) στη χρησιμοποίηση ενός άλλου μεγέθους, της (γεωμετρικής) διαπερατότητας ( $k$ ) η οποία ορίζεται από την εξίσωση

$$k = \frac{K \nu}{g} \quad (6.16)$$

όπου  $\nu$  είναι η κινηματική συνεκτικότητα του ρευστού και  $g$  η επιτάχυνση βαρύτητας.\* Η διαπερατότητα είναι ιδιότητα μόνο του μέσου.

---

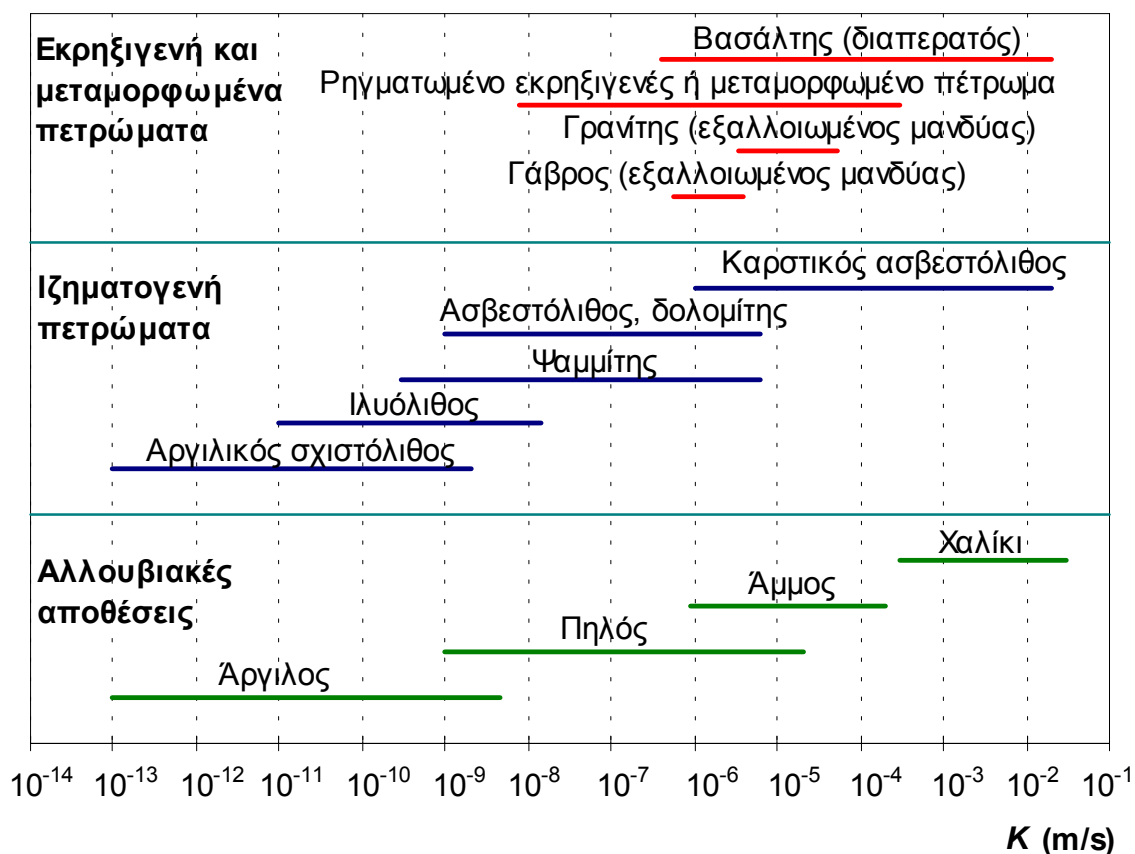
\* Στη μονοδιάστατη, κατά τον άξονα  $x$ , στρωτή ροή μέσω σωλήνα διαμέτρου  $r$ , η μέση ταχύτητα ροής υπολογίζεται εύκολα με αναλυτικό τρόπο και είναι

$$u_x = - \frac{gr^2}{8\nu} \frac{\partial h}{\partial x}$$

Αλλά κατά Darcy (παίρνοντας υπόψη και την (6.6))

$$u_x = - \frac{K}{n_e} \frac{\partial h}{\partial x}$$

άρα



Σχ. 6.5 Διαστήματα μεταβολής της υδραυλικής αγωγιμότητας για διάφορα γεωλογικά μέσα (με βάση στοιχεία των Domenico and Swartz, 1990).

Σε ανισότροπους υδροφορείς, όπως είδαμε στο εδάφιο 6.3.1 η περιγραφή της υδραυλικής αγωγιμότητας απαιτεί τρεις τουλάχιστον παραμέτρους, τις υδραυλικές αγωγιμότητες στις τρεις κύριες διευθύνσεις. Σε ετερογενείς υδροφορείς, που στην πραγματικότητα αποτελούν τον κανόνα, η υδραυλική αγωγιμότητα αλλάζει από θέση σε θέση. Ωστόσο, πολύ συχνά χρησιμοποιείται η ιδιότητα της ομογένειας ως μια απλουστευτική προσέγγιση, η οποία γενικά είναι επαρκής για μια συγκεκριμένη, κατά περίπτωση, χωρική κλίμακα. Έτσι, για μια περιοχή με μέγεθος που καθορίζεται από αυτή την χωρική κλίμακα, χρησιμοποιείται μια ενιαία μέση τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας, η οποία είναι γνωστή ως *αντιπροσωπευτική υδραυλική αγωγιμότητα*.

$$K = \frac{g}{\nu} \frac{r^2}{8n_e}$$

Προφανώς ο όρος  $r^2 / 8n_e = k$  εξαρτάται μόνο από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της διατομής και γενικευόμενος σε τυχούσα διατομή ορίζει τη γεωμετρική διαπερατότητα.

Σε περίπτωση οριζόντιας μονοδιάστατης ή διδιάστατης ροής σε ένα ομογενές και ισότροπο στρώμα με δεδομένο πάχος  $b$ , χρησιμοποιείται πολύ συχνά μια παράγωγη παράμετρος, η *μεταφορικότητα*,  $T$ , η οποία ορίζεται από την εξίσωση

$$T = K b \quad (6.17)$$

Διευκρινίζεται ότι η παράμετρος αυτή δεν έχει νόημα για πιο σύνθετες ροές σε τρεις διαστάσεις.

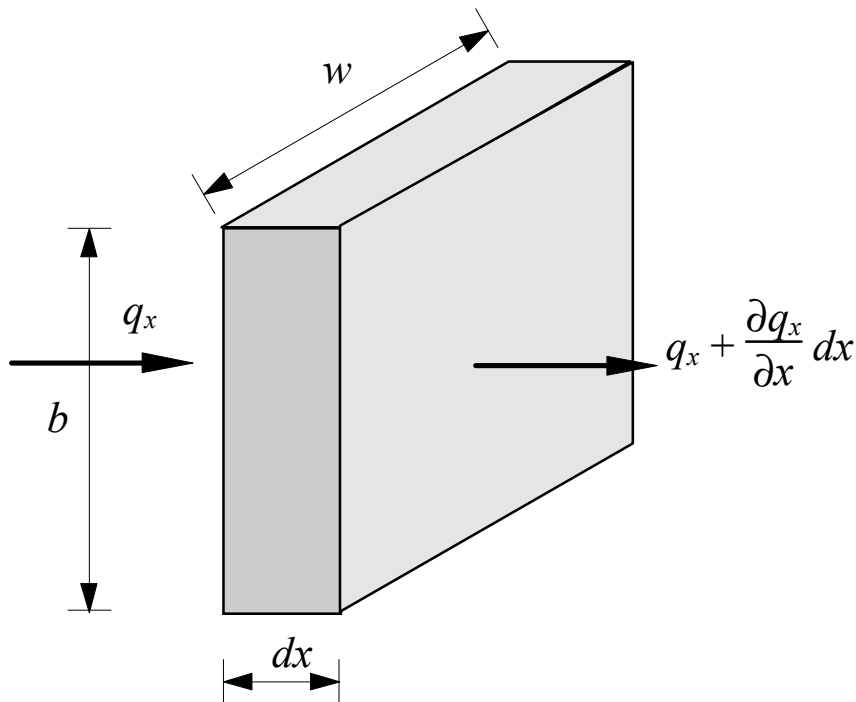
## 6.4 Μαθηματικά μοντέλα υπόγειων ροών

### 6.4.1 Παραγωγή της μονοδιάστατης εξίσωσης ροής σε πορώδες μέσο

Αν και στην πράξη οι υπόγειες ροές είναι διδιάστατες ή τριδιάστατες, η μονοδιάστατη μαθηματική προσέγγιση μορφοποιεί το όλο φαινόμενο και αρκετές φορές το αποδίδει με ικανοποιητική ακρίβεια σε συγκεκριμένες χωρικές ενότητες. Εξ άλλου, λόγω της απλότητάς της, η μονοδιάστατη ροή προσφέρεται για αμεσότερη αντίληψη της μαθηματικής περιγραφής της ροής. Έτσι, στο εδάφιο αυτό θα εξαγάγουμε την εξίσωση της μονοδιάστατης ροής, χρησιμοποιώντας απλές θεωρήσεις, ενώ στο επόμενο εδάφιο θα γενικεύσουμε την εξίσωση στις τρεις διαστάσεις.

Στη μονοδιάστατη ροή σε ισότροπο μέσο, η κίνηση του νερού γίνεται σε μία μόνο διεύθυνση, έστω την  $x$ , οπότε  $q_x \neq 0$ , ενώ στις άλλες δύο διευθύνσεις θα έχουμε  $q_y = q_z = 0$ . Από την εξίσωση του Darcy (6.5) προκύπτει ότι  $\partial h / \partial x \neq 0$ , ενώ  $\partial h / \partial y = 0$  και  $\partial h / \partial z = 0$ , πράγμα που σημαίνει ότι το υδραυλικό ύψος μεταβάλλεται μόνο κατά τη διεύθυνση  $x$ , ενώ στις διευθύνσεις  $y$  και  $z$  παραμένει σταθερό.

Στο Σχ. 6.6 φαίνεται μια διαφορική “φέτα” (όγκος αναφοράς) πορώδους υδροφορέα μήκους  $dx$ , ύψους  $b$ , πλάτους  $w$  και όγκου  $b w dx$ . Η ειδική παροχή που εισέρχεται στην αριστερή έδρα του όγκου αναφοράς είναι  $q_x$ , ενώ η παροχή που εξέρχεται από τη δεξιά έδρα θα είναι  $q_x + (\partial q_x / \partial x) dx$ . Στις άλλες έδρες δεν υπάρχει εισροή ή εκροή, επειδή, όπως υποθέσαμε, η ροή είναι μονοδιάστατη. Η μάζα νερού που εισέρχεται στον όγκο αναφοράς, σε διαφορικό χρόνο  $dt$ , θα είναι  $m_1 = \rho q_x b w dt$ . Η μάζα



**Σχ. 6.6** Επεξηγηματικό σκαρίφημα για την παραγωγή της εξίσωσης συνέχειας για μονοδιάστατη υπόγεια ροή.

νερού που εξέρχεται θα είναι  $m_2 = \rho [q_x + (\partial q_x / \partial x) dx] b w dt$ .<sup>\*</sup> Στον ίδιο χρόνο θα υπάρχει μεταβολή του υδραυλικού ύψους ίση με  $(\partial h / \partial t) dt$ . Κατά συνέπεια, σύμφωνα με όσα αναπτύχθηκαν στο εδάφιο 6.3.2, θα υπάρχει μεταβολή στην αποθηκευμένη στον όγκο αναφοράς μάζα νερού, ίση με  $\Delta m = \rho \Delta V = \rho S_s (b w dx) (\partial h / \partial t) dt$ . Προφανώς ισχύει

$$m_1 - m_2 = \Delta m \quad (6.18)$$

ή ισοδύναμα

$$\rho q_x b w dt - \rho \left( q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} dx \right) b w dt = \rho S_s b w dx \frac{\partial h}{\partial t} dt \quad (6.19)$$

η οποία μετά τις πράξεις γράφεται

---

<sup>\*</sup>Εδώ έχουμε δεχτεί σιωπηρά ότι η πυκνότητα  $\rho$  παραμένει σταθερή κατά μήκος του άξονα  $x$ . Η παραδοχή αυτή (και κατά συνέπεια, και η εξίσωση (6.20), στην οποία οδηγούμαστε) είναι επαρκής για τα πρακτικά προβλήματα υπόγειων ροών, αλλά δεν παύει να αποτελεί μια απλούστευση, αφού, όπως είδαμε, σε περιορισμένους υδροφορείς πρέπει να παίρνεται υπόψη η συμπιεστότητα του νερού. Θα ήταν ακριβέστερο να γράφαμε  $m_2 = [\rho q_x + [\partial(\rho q_x) / \partial x] dx] b w dt$ .

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6.20)$$

Η (6.20) αποτελεί την εξίσωση συνέχειας της μονοδιάστατης υπόγειας ροής. Αν στο αριστερό μέλος της αντικαταστήσουμε την ειδική παροχή από το νόμο του Darcy (6.5), προκύπτει η εξίσωση της μονοδιάστατης ροής για ισότροπο μέσο, στη μορφή

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial h}{\partial x} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6.21)$$

Αν επιπλέον το πορώδες μέσο είναι και ομογενές, τότε η υδραυλική αγωγιμότητα είναι σταθερή, τότε η (6.21) γράφεται

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6.22)$$

Η (6.22) είναι γνωστή ως (μονοδιάστατη) *εξίσωση διάχυσης* ή *εξίσωση Fourier*. Η επίλυση είτε της (6.21), είτε της (6.22) για γνωστές οριακές και αρχικές συνθήκες (βλ. εδάφιο 6.4.3) οδηγεί στον υπολογισμό του υδραυλικού φορτίου  $h$  σε κάθε σημείο του υδροφορέα και σε κάθε χρονική στιγμή.

Η παραπάνω ανάλυση εξακολουθεί να ισχύει και για ανισότροπο μέσο, υπό την προϋπόθεση ότι η διεύθυνση  $x$ , στην οποία εξελίσσεται η ροή, ταυτίζεται με μία από τις τρεις κύριες διευθύνσεις της διαπερατότητας του πορώδους μέσου. Σε αυτή την περίπτωση οι εξισώσεις (6.21) και (6.22) ισχύουν με τη μόνη διαφορά ότι το  $K$  θα πρέπει να αντικατασταθεί από το  $K_x$ , την υδραυλική αγωγιμότητα κατά τον κύριο άξονα  $x$ . Αν η διεύθυνση της ροής σε ανισότροπο μέσο δεν ταυτίζεται με μία από τις τρεις κύριες διευθύνσεις, τότε η ροή παύει να είναι μονοδιάστατη, οπότε αντιμετωπίζεται με τις εξισώσεις του επόμενου εδαφίου.

#### 6.4.2 Η γενική εξίσωση ροής σε τριδιάστατο χώρο

Η παραπάνω ανάλυση γενικεύεται εύκολα για τριδιάστατη ροή αν αντί της διαφορικής “φέτας” αναφοράς θεωρήσουμε ένα διαφορικό όγκο αναφοράς  $dx dy dz$ . Με την ίδια πορεία υπολογισμών θα καταλήξουμε στην ακόλουθη, αντίστοιχη με την (6.20) εξίσωση συνέχειας

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} - \frac{\partial q_z}{\partial z} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + W \quad (6.23)^*$$

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

Στην περίπτωση ετερογενούς και ανισότροπου μέσου, επιλέγοντας σύστημα συντεταγμένων ίδιο με το κύριο σύστημα αξόνων του τανυστή υδραυλικής αγωγιμότητας, μπορούμε να αντικαταστήσουμε στο αριστερό μέλος της (6.23) τις ειδικές παροχές από το νόμο του Darcy στη μορφή (6.9), οπότε προκύπτει η γενική εξίσωση ροής, στη μορφή

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + W \quad (6.24)^\dagger$$

Η εξίσωση ροής είναι πιο πολύπλοκη στην περίπτωση διαφορετικού συστήματος συντεταγμένων, αφού οι ειδικές παροχές στην (6.23) θα δίνονται από την (6.8) αντί της (6.9).

---

\*Το μακροσκοπικό αντίστοιχο της εξίσωσης συνέχειας της ρευστομηχανικής (βλ. υποσημείωση σ. 355) είναι

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{q}) = 0,$$

αποτέλεσμα της διατήρησης της μάζας  $m(V) = \iiint \rho n dV$  στον όγκο του συνολικού πορώδους μέσου, ή, ισοδύναμα, του μηδενισμού της ολικής παραγωγής  $Dm/Dt$  στον όγκο αναφοράς  $dV$ . Αυστηρή απόδειξη της εξίσωσης αυτής, μέσω μαθηματικών κανόνων μετάβασης από το μικροσκοπικό στο μακροσκοπικό χώρο, μπορεί να βρει ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης στο παράρτημα του συγγράμματος του Bear (1979, σσ. 513-517). Στο ίδιο σύγγραμμα (σσ. 89-94) υπάρχει και αυστηρότερη απόδειξη της εξίσωσης (6.23) (χωρίς τον όρο φόρτισης). Για την εξαγωγή της (6.23) από την παραπάνω γενική μακροσκοπική εξίσωση συνέχειας, υποτίθεται ότι η χωρική μεταβολή της πυκνότητας ( $\nabla \rho$ ) είναι αμελητέα χωρίς απαραίτητα να συμβαίνει το ίδιο για την τοπική χρονική μεταβολή της ( $\partial \rho / \partial t$ ).

†Εδώ θεωρήθηκε ότι η υδραυλική αγωγιμότητα δεν επηρεάζεται από μεταβολές της πυκνότητας, ούτε από τη μεταβολή όγκου του πορώδους μέσου (λόγω μεταβολής του υδραυλικού ύψους). Παρόλα αυτά, η (6.24) είναι επαρκής για σχεδόν όλα τα πρακτικά προβλήματα



Για ισότροπο (ομογενές ή ετερογενές) μέσο η (6.24) γράφεται απλούστερα

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + W \quad (6.25)$$

ενώ για ομογενές και ισότροπο μέσο γράφεται

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{W}{K} \quad (6.26)$$

Στην περίπτωση μόνιμης ροής χωρίς όρο φόρτισης, στην οποία δεν υπάρχει μεταβολή στο πεδίο ροής με το χρόνο, οι εξισώσεις (6.24)-(6.26) απλοποιούνται σημαντικά, αφού μηδενίζεται το δεξιό μέλος τους. Έτσι, η εξίσωση μόνιμης ροής σε ετερογενές ανισότροπο μέσο γράφεται (για το σύστημα συντεταγμένων των κυρίων αξόνων)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (6.27)$$

και η εξίσωση μόνιμης ροής σε ομογενές και ισότροπο μέσο γράφεται

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (6.28)$$

Η (6.28) είναι γνωστή ως εξίσωση Laplace.\*

\* Η εξίσωση Laplace προκύπτει εύκολα και από τη μακροσκοπική εξίσωση συνέχειας (βλ. υποσημείωση σ. 368), η οποία για συνθήκες μόνιμης ροής και αμελητέες χωρικές διαφορές πυκνότητας ( $\nabla \rho = 0$ ) γράφεται

$$\nabla \mathbf{q} = 0$$

Αντικαθιστώντας στην παραπάνω το διάνυσμα  $\mathbf{q}$  από την έκφραση του νόμου Darcy για ομογενές και ισότροπο μέσο ((6.7)) παίρνουμε

$$\nabla (-K \nabla h) = -K \nabla^2 h = 0$$

οπότε για  $K \neq 0$ ,

$$\nabla^2 h = 0$$

(βλ. και Ξανθόπουλος, 1969).

### 6.4.3 Μεθοδολογία επίλυσης των εξισώσεων υπόγειας ροής

Για την επίλυση της διαφορικής εξίσωσης (6.24) ή των διάφορων απλοποιημένων μορφών της είναι απαραίτητο να καθοριστούν οι ακόλουθες δομικές, οριακές και αρχικές συνθήκες:

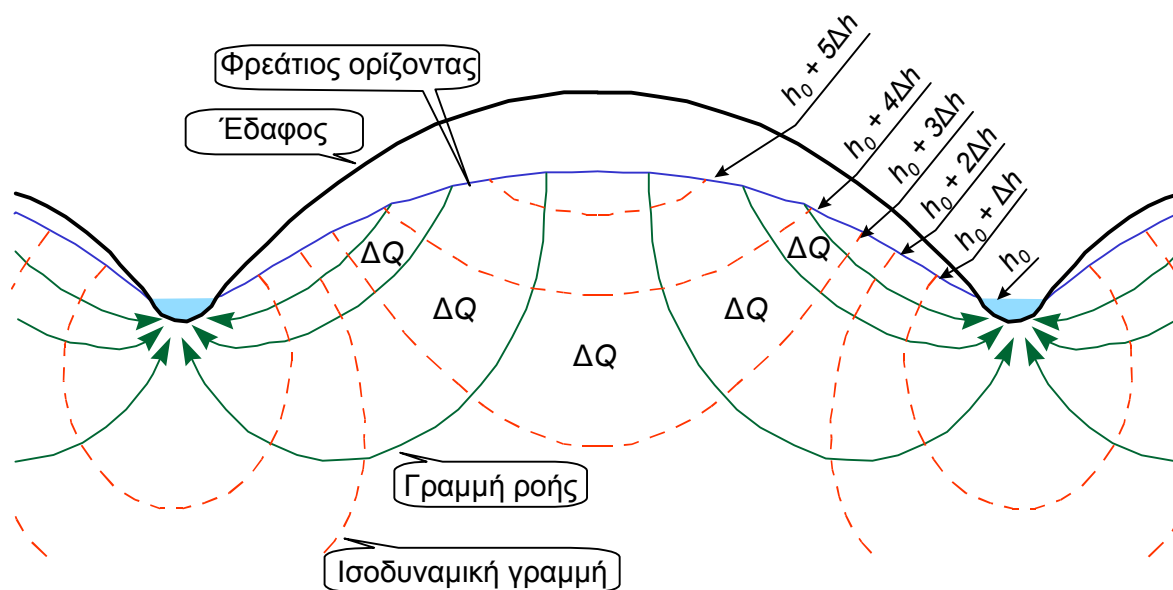
1. Οι δομικές συνθήκες του υδροφορέα περιλαμβάνουν
  - τη γεωμετρία του υδροφορέα, δηλαδή τις συντεταγμένες των γεωμετρικών ορίων του  $(x_b, y_b, z_b)$ .
  - τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του υδροφορέα, δηλαδή τις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας και της ειδικής αποθήκευσης σε κάθε σημείο του.
2. Οι οριακές συνθήκες του συστήματος ροής, αποτελούν τη μαθηματική έκφραση των ιδιοτήτων του πεδίου ροής στα όρια  $(x_b, y_b, z_b)$ . Ειδικότερα γίνεται διάκριση σε:
  - αδιαπέρατα όρια, για τα οποία μηδενίζεται η ειδική παροχή σε διεύθυνση κάθετη προς αυτά.
  - όρια δεξαμενών, δηλαδή διεπιφάνειες μεταξύ ελεύθερου και υπόγειου νερού, όπου είναι γνωστά τα υδραυλικά ύψη  $h(x_b, y_b, z_b)$ .
  - όρια εξόδου στον ελεύθερο αέρα, από τα οποία το υπόγειο νερό εξέρχεται ως ελεύθερο νερό από το έδαφος, όπου ισχύει  $p(x_b, y_b, z_b) = 0$ .
  - όρια ελεύθερης επιφάνειας, μέσα στον υδροφορέα, για τα οποία ισχύει και πάλι η συνθήκη μηδενισμού της πίεσης ( $p(x_b, y_b, z_b) = 0$ ) αλλά δεν είναι γεωμετρικώς προκαθορισμένα, ούτε σταθερά στο χρόνο.
3. Οι αρχικές συνθήκες, δηλαδή η περιγραφή της κατάστασης του πεδίου ροής, σε όλα τα σημεία του, στο χρόνο  $t = 0$ . Προφανώς, σε περίπτωση μόνιμων ροών, όπου ισχύουν οι εξισώσεις (6.27) και (6.28)) δεν έχει νόημα ο καθορισμός αρχικών συνθηκών.

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

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

Η αναλυτική επίλυση των εξισώσεων ροής είναι δυνατή μόνο σε πολύ ειδικές απλές περιπτώσεις. Έτσι, σε συνθήκες μόνιμης ροής, η αναλυτική επίλυση της εξίσωσης Laplace είναι δυνατή σε διδιάστατη μορφή για διάφορες σχετικά απλές γεωμετρίες (Tóth, 1962· Ξανθόπουλος, 1969). Σε συνθήκες μη μόνιμης ροής, μια χαρακτηριστική περίπτωση αναλυτικής επίλυσης είναι η ροή με ακτινική συμμετρία σε άπειρο υδροφορέα γύρω από μία γεώτρηση, η οποία αναπτύσσεται στο εδάφιο 6.4.4.

Η χρησιμότητα των αναλυτικών επιλύσεων εξαντλείται στην κατανόηση της γενικής συμπεριφοράς των υπόγειων ροών, στην αναγωγή ορισμένων σύνθετων περιπτώσεων σε απλές, με έτοιμες αναλυτικές λύσεις, και την εξαγωγή βασικών παραμέτρων των υδροφορέων. Η επιχειρησιακή μελέτη και αξιοποίηση των πραγματικών υδροφορέων σύνθετης γεωμετρίας και γεωλογίας δεν καλύπτεται από τέτοιες απλουστεύσεις. Στις τελευταίες περιπτώσεις η επίλυση της εξίσωσης ροής γίνεται μόνο με αριθμητικές μεθόδους. Ειδικότερα, χρησιμοποιείται είτε η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών, είτε η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων (για μια εισαγωγή στη χρήση των μεθόδων αυτών σε προβλήματα υπόγειων ροών, βλ. Wang and Anderson, 1982, καθώς και Λατινόπουλο, 1986). Σήμερα, η ανάπτυξη της τεχνολογίας των υπολογιστών έχει καταστήσει σχετικά απλή την αριθμητική επίλυση πολλών προβλημάτων υπόγειων ροών. Διάφορα υπολογιστικά πακέτα έχουν αναπτυχθεί και οι δυνατότητές τους συνεχώς βελτιώνονται (για μια επισκόπηση των υπολογιστικών πακέτων επίλυσης προβλημάτων υπόγειων νερών, βλ. Anderson et al., 1993). Πάντα, όμως, είναι απαραίτητη η εκτίμηση της καταλληλότητας των παραδοχών κάθε έτοιμου μοντέλου σε σχέση με τις ειδικές συνθήκες του προς μελέτη πραγματικού προβλήματος.

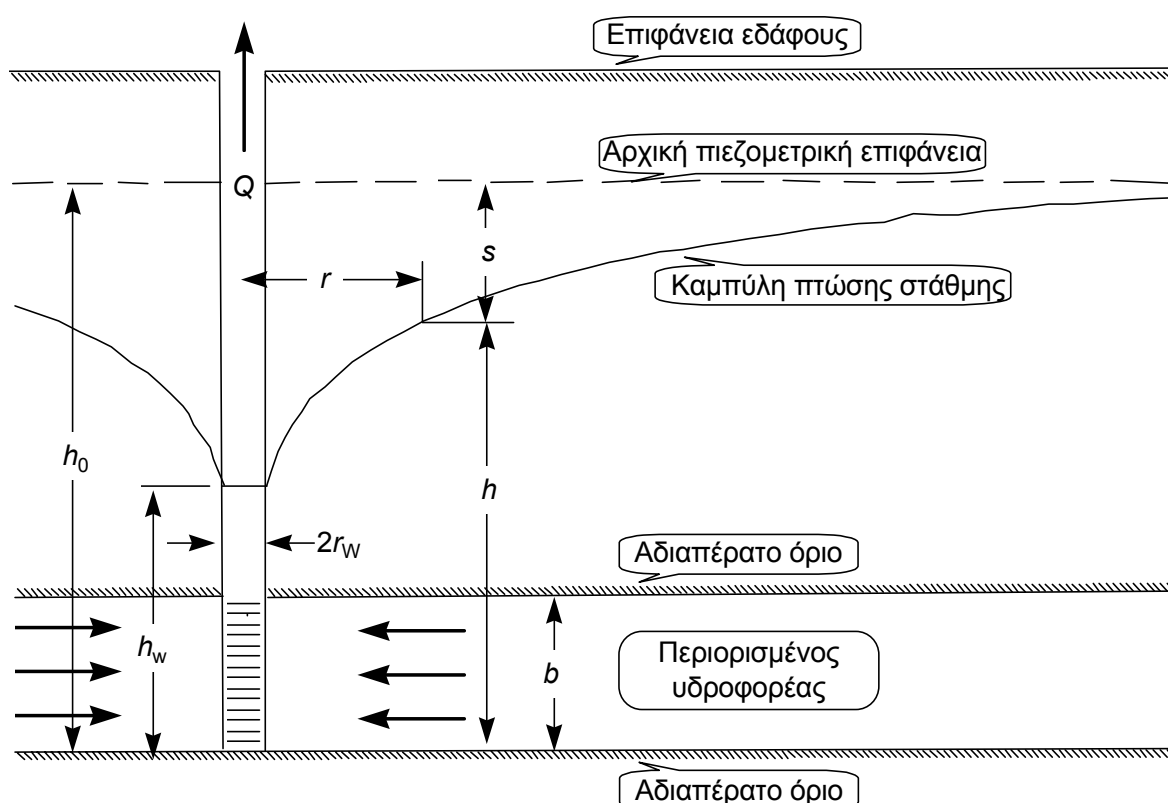


Σχ. 6.7 Παράδειγμα δικτύου ροής σε φρεάτιο υδροφορέα με μόνιμη ροή.

Η επίλυση της εξίσωσης ροής οδηγεί στην εύρεση του δυναμικού πεδίου του υδραυλικού ύψους  $h$  σε όλα τα σημεία του συστήματος ροής. Συχνά, το πεδίο ροής “οπτικοποιείται” με τη χάραξη του δικτύου ροής σε συγκεκριμένες διατομές του υδροφορέα. Ένα παράδειγμα δικτύου ροής φαίνεται στο Σχ. 6.7. Το δίκτυο ροής αποτελείται από δύο ομάδες γραμμών, τις ισοδυναμικές γραμμές και τις γραμμές ροής. Οι πρώτες είναι οι γραμμές που ενώνουν τα σημεία ίσου υδραυλικού ύψους και χαράσσονται με δεδομένη ισοδιάσταση  $\Delta h$ . Οι δεύτερες είναι γραμμές παράλληλες με την κατεύθυνση ροής και χαράσσονται σε τρόπο ώστε μεταξύ οποιωνδήποτε διαδοχικών γραμμών ροής να περνά σταθερή ειδική παροχή. Στην περίπτωση μόνιμης ροής σε ομογενές και ισότροπο μέσο, δηλαδή διαφορικής εξίσωσης τύπου Laplace (6.28), οι ισοδυναμικές γραμμές και οι γραμμές ροής είναι κάθετες μεταξύ τους.

#### 6.4.4 Υδραυλική των υδρογεωτρήσεων

Μια τυπική αναλυτική επίλυση της εξίσωσης μη μόνιμης ροής αφορά στο πεδίο ροής γύρω από υδρογεώτρηση. Όπως θα δούμε στο εδάφιο 6.4.5 οι εξισώσεις που προκύπτουν έχουν άμεση και ευρύτατη εφαρμογή στην εκτίμηση των χαρακτηριστικών ενός υδροφορέα.



Σχ. 6.8 Ακτινική ροή σε οριζόντιο περιορισμένο υδροφορέα.

Ας θεωρήσουμε τον οριζόντιο περιορισμένο υδροφορέα του Σχ. 6.8, ο οποίος έχει σταθερό πάχος  $b$  και άπειρη έκταση (και ως προς τις δύο οριζόντιες διαστάσεις). Ο υδροφορέας θεωρείται ομογενές και ισότροπο μέσο με μεταφορικότητα  $T$  και αποθηκευτικότητα  $S$ , ενώ δεν υπάρχει φόρτιση ή διαρροή από και προς τα γειτονικά στρώματα. Σε μια θέση του υδροφορέα έχει διανοιγεί κατακόρυφη υδρογεώτρηση και θεωρείται ότι η αποθήκευση νερού μέσα σε αυτή είναι αμελητέα. Στο χρόνο  $t = 0$ , το υδραυλικό φορτίο στον υδροφορέα είναι παντού σταθερό, ίσο με  $h_0$ . Την ίδια χρονική στιγμή ξεκινά η άντληση νερού από την υδρογεώτρηση με σταθερή παροχή  $Q$ .

Εξαιτίας της κυκλικής συμμετρίας η εξίσωση ροής (6.26) μπορεί να γραφεί απλούστερα χρησιμοποιώντας πολικές συντεταγμένες, ήτοι

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6.29)$$

Στην παραπάνω εξίσωση έχει παραλειφθεί ο μηδενικός όρος φόρτισης  $W$ , ενώ έχει χρησιμοποιηθεί η ιδιότητα (άμεση συνέπεια των (6.14) και (6.17))  $S_s / K = S / T$ . Ο Theis (1935) έδειξε ότι η λύση της διαφορικής

εξίσωσης (6.29) για τις οριακές και αρχικές συνθήκες που περιγράφηκαν πιο πάνω είναι η ακόλουθη:

$$s(r, t) := h_0 - h(r, t) = \frac{Q}{4 \pi T} W[u(r, t)] \quad (6.30)$$

όπου με  $s(r, t)$  συμβολίζεται η πτώση του υδραυλικού ύψους στο χρόνο  $t$  και σε απόσταση  $r$  από την υδρογεώτρηση, ενώ

$$W[u(r, t)] := \int_{u(r, t)}^{\infty} \frac{e^{-\xi}}{\xi} d\xi \quad (6.31)$$

και

$$u(r, t) := \frac{S r^2}{4 T t} \quad (6.32)^*$$

Το μέγεθος  $W$  είναι γνωστό στη μαθηματική ορολογία ως *εκθετικό ολοκλήρωμα* και στην τεχνική ορολογία ως *συνάρτηση πηγαδιού*. Η (6.30) αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως εξίσωση του Theis. Το ολοκλήρωμα της (6.31) έχει τα ακόλουθα εναλλακτικά αναπτύγματα σε απειροσειρές, τα οποία χρησιμοποιούνται για υπολογιστικούς σκοπούς (το πρώτο για μικρές τιμές του  $u$  και το δεύτερο για μεγάλες):

$$W(u) = -0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots \quad (6.33)$$

$$W(u) \approx \frac{e^{-u}}{u} \left( 1 - \frac{1!}{u} + \frac{2!}{u^2} - \frac{3!}{u^3} + \dots \right) \quad (6.34)$$

Ακριβείς πινακοποιημένες τιμές της συνάρτησης  $W(u)$  δίνονται στα βιβλία υπόγειας υδραυλικής και υδρολογίας (π.χ. Bear, 1979· Λατινόπουλος, 1986, Dingman, 1994) καθώς και σε εγχειρίδια μαθηματικών πινάκων (π.χ. Spiegel, 1968). Στην πράξη, όμως, είναι επαρκής η χρήση των ακόλουθων προσεγγιστικών εξισώσεων που καταργούν τη χρήση πινάκων:

---

\* Επισημαίνεται ότι το μέγεθος  $u$  εδώ είναι αδιάστατος αριθμός και δεν πρέπει να συγχέεται με την ταχύτητα, για την οποία χρησιμοποιείται το ίδιο σύμβολο.

$$W(u) \approx \begin{cases} -0.5772 - \ln u & u < 0.05 \\ \frac{0.71 e^{-1.03 u}}{u^{0.754} + 0.17} & 0.05 \leq u \leq 9 \\ \frac{e^{-u} (u - 1)}{u^2} & u > 9 \end{cases} \quad (6.35)$$

Η πρώτη και η τρίτη από τις (6.35) έχουν προκύψει από τα αναπτύγματα (6.33) και (6.34), αντίστοιχα, χρησιμοποιώντας μόνο τους δύο πρώτους όρους τους. Η δεύτερη έχει βρεθεί από τον Κουτσογιάννη (1996) μετά από αριθμητική διερεύνηση. Το σφάλμα προσέγγισης της (6.35) δεν υπερβαίνει το 2% σε κανένα σημείο.

Για μικρές τιμές του  $u$  ( $u < 0.05$ ) χρησιμοποιώντας την πρώτη από τις προσεγγίσεις (6.35), η εξίσωση (6.30) γράφεται

$$s(r, t) := h_0 - h(r, t) = \frac{Q}{4 \pi T} \ln \frac{2.25 T t}{r^2 S} \quad (6.36)$$

Η τελευταία έκφραση είναι γνωστή ως εξίσωση του Jacob και, όπως θα δούμε παρακάτω, αποτελεί τη βάση της μεθόδου Jacob για την εκτίμηση των παραμέτρων των υδροφορέων (Cooper and Jacob, 1946· Jacob, 1950).

Μια σημαντική και χρήσιμη ιδιότητα της λύσης της εξίσωσης (6.29) είναι ότι η πτώση του υδραυλικού ύψους σε μια οποιαδήποτε θέση ενός υδροφορέα, όταν λειτουργούν περισσότερες από μία γεωτρήσεις, είναι ίση με το άθροισμα των πτώσεων υδραυλικού ύψους που θα προκαλούσε στη δεδομένη θέση καθεμιά από τις ανεξάρτητες γεωτρήσεις ξεχωριστά.

Είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε ότι εφαρμόζοντας την (6.36) για δύο διαφορετικές αποστάσεις  $r_1$  και  $r_2$  ( $r_1 < r_2$ ) και συνδυάζοντάς τις παίρνουμε την ακόλουθη εξίσωση, στην οποία έχει απαλειφθεί ο χρόνος:

$$s(r_1, t) - s(r_2, t) = h(r_2, t) - h(r_1, t) = \frac{Q}{2 \pi T} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (6.37)$$

Η τελευταία εξίσωση αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως εξίσωση *μόνιμης ροής* σε υδρογεώτρηση ή *εξίσωση Thiem*.<sup>\*</sup> Η εφαρμογή της προϋποθέτει τη γνώση του υδραυλικού ύψους σε δύο σημεία. Τονίζουμε, ωστόσο, ότι

<sup>\*</sup> Έχει εξαχθεί για πρώτη φορά από τον Thiem το 1906.

σε ένα υδροφορέα άπειρης οριζόντιας έκτασης με τις συνθήκες άντλησης που έχουν τεθεί παραπάνω θεωρητικώς δεν αποκαθίσταται ποτέ μόνιμη ροή. Το συμπέρασμα αυτό προκύπτει από την εξίσωση Thies (6.30), η οποία (σε συνδυασμό με τις (6.31) και (6.32)) δείχνει ότι η πτώση του υδραυλικού ύψους αυξάνεται συνεχώς με την πάροδο του χρόνου. Εξ άλλου η εξίσωση Thiem (6.37) δείχνει ότι η πτώση του υδραυλικού ύψους δεν μηδενίζεται σε κανένα σημείο του άπειρου υδροφορέα. Παρόλα αυτά, στην πράξη γίνεται συχνά η παραδοχή μόνιμης ροής μετά από κάποιο μεγάλο χρόνο  $t$ , κάνοντας και ορισμένες πρόσθετες θεωρήσεις σε τρόπο ώστε να μην παραβιάζονται φυσικοί νόμοι. Έτσι, θεωρείται ότι υπάρχει κάποια απόσταση  $R = r_2$ , που ονομάζεται ακτίνα επιρροής, πέρα από την οποία η πτώση του υδραυλικού ύψους είναι μηδενική. Άρα, η συνθήκη του άπειρου υδροφορέα αντικαθίσταται από την οριακή συνθήκη  $s(R) = 0$ , με την παράλληλη υπόθεση ότι η εισρέουσα παροχή στον κύλινδρο ακτίνας  $R$  είναι ίση με την αντλούμενη παροχή  $Q$ , γιατί διαφορετικά δεν μπορούν να αποκατασταθούν συνθήκες μόνιμης ροής. Βέβαια, η εξίσωση (6.37) έχει προκύψει με τη θεώρηση υδροφορέα άπειρης έκτασης, αλλά παραμένει πρακτικώς εφαρμόσιμη και για την περίπτωση της πεπερασμένης αλλά αρκετά μεγάλης ακτίνας επιρροής.

Η παραπάνω ανάλυση αναφέρεται σε περιορισμένους υδροφορείς. Ωστόσο, μπορεί να θεωρηθεί ότι ισχύει και για φρεάτιους υδροφορείς, με την προϋπόθεση ότι η μέση πτώση στάθμης είναι αρκετά μικρότερη (π.χ.,  $< 10\%$ ) της αρχικής στάθμης του υδροφορέα  $h_0$ , μετρούμενης από το κάτω όριο του υδροφορέα (Watson and Burnett, 1993, σ. 356). Με αυτή την προϋπόθεση, μπορεί να θεωρηθεί ότι ισχύει η υπόθεση Dupuit (ροή πρακτικώς οριζόντια), ενώ η μεταφορικότητα  $T$  του υδροφορέα μπορεί να προσεγγίζεται από την αρχική της τιμή,  $T = K h_0$ . Ακριβέστερη λύση στο πρόβλημα της μη μόνιμης ροής σε φρεάτιο υδροφορέα έχει δοθεί από τον Neuman (1975· βλ. και Bear, 1979, σσ. 331-339· Domenico and Schwartz, 1990, σ. 160). Σε αυτή την ακριβέστερη λύση λαμβάνεται υπόψη το γεγονός ότι, στο αρχικό στάδιο της άντλησης, η ροή διέπεται από τις ελαστικές ιδιότητες του νερού και του πορώδους μέσου, οπότε και υπεισέρχεται η ελαστική αποθήκευση  $S_s$  στην εξίσωση ροής, ενώ στο τελικό στάδιο η ροή χαρακτηρίζεται από τη στράγγιση του εδάφους (το άδειασμα των διακένων), οπότε και υπεισέρχεται η ειδική απόδοση  $S_y$  στην εξίσωση της ροής.



**Εφαρμογή 6.4.4**

Φρεάτιος υδροφορέας είναι ομογενής και ισότροπος και έχει υδραυλική αγωγιμότητα  $5 \times 10^{-5}$  m/s και ειδική απόδοση 18%. Το ολικό κατακόρυφο πάχος του, από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το κάτω αδιαπέρατο όριο του είναι 25 m, ενώ ο φρεάτιος ορίζοντας βρίσκεται 4 m κάτω από το έδαφος. Στον υδροφορέα έχει διανοιγεί υδρογεώτρηση διαμέτρου 20 cm, από την οποία αντλείται παροχή 4 L/s με σταθερό ρυθμό.

α. Να υπολογιστεί η πτώση στάθμης στην παρειά της γεώτρησης καθώς και σε αποστάσεις 1, 10 και 100 m από τη γεώτρηση και σε χρόνους 1, 12 και 96 h από την έναρξη της άντλησης, χρησιμοποιώντας (προσεγγιστικά) την εξίσωση Theis.

Επειδή ο υδροφορέας είναι φρεάτιος, η αποθηκευτικότητα του θα είναι ίση με την ειδική απόδοσή του (βλ. εδάφιο 6.3.2), ήτοι  $S = 0.18$ . Το αρχικό υδραυλικό ύψος, το οποίο συμπίπτει με τη στάθμη του φρεάτιου ορίζοντα, μετρούμενη από το κάτω αδιαπέρατο όριο του υδροφορέα, είναι  $h_0 = 25 - 4 = 21$  m. Κατά συνέπεια, η μεταφορικότητα του υδροφορέα είναι

$$T = K h_0 = 5 \times 10^{-5} \times 21 = 1.05 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

Ο συντελεστής του  $W$  στην (6.30) είναι

$$Q / 4 \pi T = 4 \times 10^{-3} / (4 \times 3.14 \times 1.05 \times 10^{-3}) = 0.303$$

Στην παρειά της γεώτρησης ( $r = 0.1$  m) μετά από μία ώρα άντλησης σύμφωνα με την (6.32), θα έχουμε

$$u(0.1 \text{ m}, 3600 \text{ s}) = \frac{0.18 \times 0.1^2}{4 \times 1.05 \times 10^{-3} \times 3600} = 1.19 \times 10^{-4}$$

Από την (6.35) προκύπτει

$$W(u) = -0.5772 - \ln(1.19 \times 10^{-4}) = 8.459$$

και κατά συνέπεια η πτώση στάθμης θα είναι

$$s(0.1 \text{ m}, 3600 \text{ s}) = 0.303 \times 8.459 = 2.56 \text{ m}$$

Οι υπολογισμοί για τους υπόλοιπους χρόνους και τις αποστάσεις δίνονται στον Πίν. 6.2. Για τον υπολογισμό των  $W(u)$  χρησιμοποιείται κάθε φορά η κατάλληλη από τις τρεις σχέσεις (6.35) (π.χ., για  $r = 10$  m και  $t = 3600$  s έχουμε  $u = 1.190$  και

$$W(u) = 0.71 \times \exp(-1.03 \times 1.190) / (1.190^{0.754} + 0.17) = 0.159).$$

Πίν. 6.2 Αποτελέσματα των υπολογισμών της Εφαρμογής 6.4.4.

$r$ (m)	$t$ (s)	$u$	$W(u)$	$s$ (m)
0.1	3600	$1.190 \times 10^{-04}$	8.459	2.56
0.1	43200	$9.921 \times 10^{-06}$	10.944	3.32
0.1	345600	$1.240 \times 10^{-06}$	13.023	3.95
1	3600	0.01190	3.854	1.17
1	43200	$9.921 \times 10^{-04}$	6.339	1.92
1	345600	$1.240 \times 10^{-04}$	8.418	2.55
10	3600	1.190	0.159	0.05
10	43200	0.09921	1.857	0.56
10	345600	0.01240	3.813	1.16
100	3600	119.0	0.000	0.00
100	43200	9.921	0.000	0.00
100	345600	1.240	0.147	0.04

Παρατηρούμε ότι σε αποστάσεις μεγαλύτερες του 1 m από τη γεώτρηση η πτώση της στάθμης παραμένει σε ποσοστό κάτω του 10% του  $h_0$  (για τους χρόνους που ελέγχονται) πράγμα που δείχνει ότι το σφάλμα από την υπόθεση οριζόντιας ροής δεν είναι σημαντικό. Ωστόσο, σε μικρότερες αποστάσεις, το σφάλμα αυτό δεν είναι αμελητέο, επειδή οι πτώσεις στάθμης είναι μεγαλύτερες. Εξ άλλου, στην παραπάνω επίλυση έχουμε αγνοήσει τελείως την επίδραση των ελαστικών ιδιοτήτων της αποθήκευσης (εισάγοντας την ειδική απόδοση στη θέση της αποθηκευτικότητας), γεγονός που εισάγει ανακρίβεια στα αποτελέσματα, η οποία οφείλεται στο γεγονός ότι η στράγγιση του νερού, καθώς μειώνεται η πίεση, δεν είναι στιγμιαία.

*β. Αν θεωρηθεί ότι η ακτίνα επιρροής της γεώτρησης είναι η απόσταση στην οποία η πτώση στάθμης είναι  $1 \text{ cm}^*$ , να βρεθεί η εξίσωση μεταβολής της ακτίνας επιρροής συναρτήσει του χρόνου. Πόση θα είναι η*

\* Στη βιβλιογραφία (π.χ. Bear, 1979, σ. 322) η ακτίνα επιρροής ορίζεται ως η απόσταση στην οποία μηδενίζεται η πτώση στάθμης και χρησιμοποιείται η εξίσωση Jacob (6.36) για τον προσδιορισμό της. Ωστόσο, αυτή η θεώρηση είναι αντιφατική: Για να μηδενιστεί η πτώση στάθμης θα πρέπει  $W(u) = 0$  (από την (6.30)) οπότε από την (6.31) ή την (6.34) προκύπτει ότι θα πρέπει  $u = +\infty$ . Τότε όμως δεν ισχύει η εξίσωση Jacob, που όπως είδαμε αποτελεί καλή προσέγγιση της ακριβούς λύσης μόνο για πολύ μικρές τιμές του  $u$ . Για  $u = +\infty$  η (6.32) οδηγεί σε απειρισμό της ακτίνας επιρροής για κάθε πεπερασμένη τιμή του χρόνου. Για την αποφυγή αυτού του αδιεξόδου θα πρέπει να ορίσουμε την ακτίνα επιρροής υποθέτοντας κάποια μικρή, αλλά όχι μηδενική τιμή της πτώσης στάθμης, και αυτό ακριβώς έχουμε κάνει σε αυτή την εφαρμογή.

ακτίνα επιρροής μετά από ένα μήνα συνεχούς άντλησης; Για πόσο χρόνο θα πρέπει να αντλείται συνεχώς νερό από την υδρογεώτρηση, για να γίνει η ακτίνα επιρροής 1 km;

Για  $s = 0.01$  m, από την (6.30) θα έχουμε

$$W(u) = 0.01 / 0.303 = 0.03299$$

Από την (6.35) μετά από δοκιμές βρίσκουμε  $u = 2.289$ . Πράγματι, ισχύει

$$W(2.289) = 0.71 \times \exp(-1.03 \times 2.289) / (2.289^{0.754} + 0.17) = 0.03299$$

Από την (6.32) προκύπτει ότι

$$2.289 = (0.18 / 4 \times 1.05 \times 10^{-3}) (r^2 / t)$$

απ' όπου εξάγεται η εξίσωση

$$r = 0.2311 \sqrt{t} \quad (r \text{ σε m, } t \text{ σε s}) \quad \text{ή} \quad r = 13.87 \sqrt{t} \quad (r \text{ σε m, } t \text{ σε h})$$

Μετά από ένα μήνα θα είναι  $r = 13.87 \sqrt{30 \times 24} = 372.2$  m. Για να γίνει η ακτίνα επιρροής 1 km, θα πρέπει να λειτουργεί συνεχώς η γεώτρηση για χρόνο  $t = (1000 / 13.87)^2 = 5198$  h = 217 ημέρες.

#### 6.4.5 Εκτίμηση των παραμέτρων υδροφορέα

Η λύση της εξίσωσης της ροής γύρω από υδρογεώτρηση, η οποία αναπτύχθηκε στο εδάφιο 6.4.4, επιτρέπει την εκτίμηση των ιδιοτήτων του υδροφορέα  $T$  (ή  $K$ ) και  $S$  (ή  $S_s$ ) μετά από επί τόπου *δοκιμαστική άντληση* από υδρογεώτρηση και μέτρηση ορισμένων χαρακτηριστικών του συστήματος ροής. Έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι αξιοποίησης των μετρήσεων αυτών για την εκτίμηση των ιδιοτήτων του υδροφορέα, που όλες στηρίζονται στη σύγκριση του πραγματικού πεδίου ροής με το μοντελοποιημένο πεδίο ροής που προκύπτει από τη λύση της (6.29). Προϋπόθεση, βέβαια, για μια αξιόπιστη εκτίμηση, είναι η ικανοποιητική προσέγγιση των πραγματικών συνθηκών του υδροφορέα από τις θεωρητικές υποθέσεις και οριακές συνθήκες, με βάση τις οποίες επιλύθηκε η (6.29) (οριζόντιος υδροφορέας μεγάλων διαστάσεων κτλ.).

Η διαδικασία της δοκιμαστικής άντλησης περιλαμβάνει την άντληση δεδομένης παροχής από μια υδρογεώτρηση για ένα χρονικό διάστημα και την καταγραφή της στάθμης σε μια ή περισσότερες γειτονικές γεωτρήσεις παρατήρησης (ή πιεζόμετρα), σε διάφορες χρονικές στιγμές. Γενικά, όσο περισσότερες γεωτρήσεις παρατήρησης υπάρχουν, τόσο πιο αξιόπι-

στα και πιο αντιπροσωπευτικά είναι τα αποτελέσματα, αλλά, φυσικά, τόσο μεγαλύτερο είναι και το κόστος της όλης επιχείρησης. Τα δεδομένα που λαμβάνονται υφίστανται στη συνέχεια επεξεργασία, με βάση την οποία βρίσκονται οι ζητούμενες παράμετροι. Παρακάτω θα περιγραφεί μία από αυτές της μεθόδους, η μέθοδος Jacob (σε μια υπολογιστική παραλλαγή της), ενώ ο αναγνώστης που ενδιαφέρεται για μια πλήρη περιγραφή όλου του φάσματος των μεθόδων επεξεργασίας παραπέμπεται στα εξειδικευμένα βιβλία υπόγειων νερών (π.χ. Λατινόπουλος, 1986· Domenico and Schwartz, 1990· Watson and Burnett, 1993).

Αν υπάρχει μόνο μια γεώτρηση παρατήρησης σε απόσταση  $r$  από τη γεώτρηση δοκιμαστικής άντλησης, τότε καταγράφεται η πτώση στάθμης  $s(r, t)$  σε διάφορες χρονικές στιγμές  $t$ . Σε σχετικά μεγάλους χρόνους, για τους οποίους θα ισχύει  $u < 0.05$  (ή ακριβέστερα  $u < 0.01$ ) ισχύει με μεγάλη ακρίβεια η εξίσωση Jacob (6.36), η οποία μπορεί να γραφεί στη μορφή

$$s(r, t) = \frac{Q}{4 \pi T} \left( \ln \frac{2.25 T}{r^2 S} + \ln t \right) = a + b \ln t \quad (6.38)$$

όπου

$$a := \frac{Q}{4 \pi T} \ln \frac{2.25 T}{r^2 S}, \quad b := \frac{Q}{4 \pi T} \quad (6.39)$$

Κατά συνέπεια το πρόβλημα του προσδιορισμού των παραμέτρων του υδροφορέα ανάγεται σε πρόβλημα γραμμικής παλινδρόμησης (εκτίμηση των παραμέτρων  $a$  και  $b$  της (6.38)). Οι παράμετροι  $T$  και  $S$  προκύπτουν στη συνέχεια από τις ακόλουθες εξισώσεις, συνέπειες των (6.39):

$$T = \frac{Q}{4 \pi b}, \quad S = \frac{2.25 T}{r^2 \exp(a / b)} \quad (6.40)$$

Σε περίπτωση που υπάρχουν περισσότερες από μία γεωτρήσεις παρατήρησης, η μέθοδος αναπροσαρμόζεται εύκολα με χρήση του  $\ln(t/r^2)$  ως ανεξάρτητης μεταβλητής στη θέση του  $\ln t$ .

#### Εφαρμογή 6.4.5

Από γεώτρηση σε περιορισμένο οριζόντιο ομογενή και ισότροπο υδροφορέα κατακόρυφου πάχους 12 m αντλείται παροχή 7 L/s ενώ κατα-

γράφεται η πτώση στάθμης σε πιεζόμετρο που απέχει 90 m από τη γεώτρηση άντλησης. Οι καταγραφές της πτώσης στάθμης δίνονται στον Πίν. 6.3, μαζί με τους χρόνους στους οποίους καταγράφηκαν (για ευκολία δίνονται και οι λογάριθμοι των χρόνων, αφού μετατράπηκαν σε s). Να υπολογιστούν οι παράμετροι  $T$ ,  $K$ ,  $S_s$  και  $S$  του υδροφορέα με τη μέθοδο Jacob.

**Πίν. 6.3** Δεδομένα πτώσης στάθμης του πιεζομέτρου της Εφαρμογής 6.4.5 συναρτήσει του χρόνου.

$t$ (min)	$\ln [t$ (s)]	$s$ (m)	$t$	$\ln [t$ (s)]	$s$ (m)
3 min	5.19	0.02	4 h	9.57	0.52
6 min	5.89	0.06	8 h	10.27	0.62
15 min	6.80	0.16	24 h	11.37	0.78
30 min	7.50	0.23	48 h	12.06	0.87
1 h	8.19	0.31	96 h	12.75	0.98
2 h	8.88	0.43			

Αρχικά απεικονίζουμε τα δεδομένα (ζεύγη σημείων ( $\ln t$ ,  $s$ )) στο διάγραμμα του Σχ. 6.9. Παρατηρούμε ότι, αν αφαιρεθούν τα πρώτα τρία σημεία, τα υπόλοιπα οκτώ σχηματίζουν ευθεία. Υπολογίζουμε με τη μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης τους συντελεστές της ευθείας και βρίσκουμε  $b = 0.143$  και  $a = -0.849$  (για να μη γίνει σφάλμα εξαιτίας ασυνεπών μονάδων έχουμε μετατρέψει προηγουμένως όλα τα μεγέθη στο σύστημα SI).

Εφαρμόζοντας την (6.40) βρίσκουμε άμεσα ότι η μεταφορικότητα του υδροφορέα είναι

$$T = 7 \times 10^{-3} / (4 \times 3.14 \times 0.143) = 3.90 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

και η αποθηκευτικότητα του

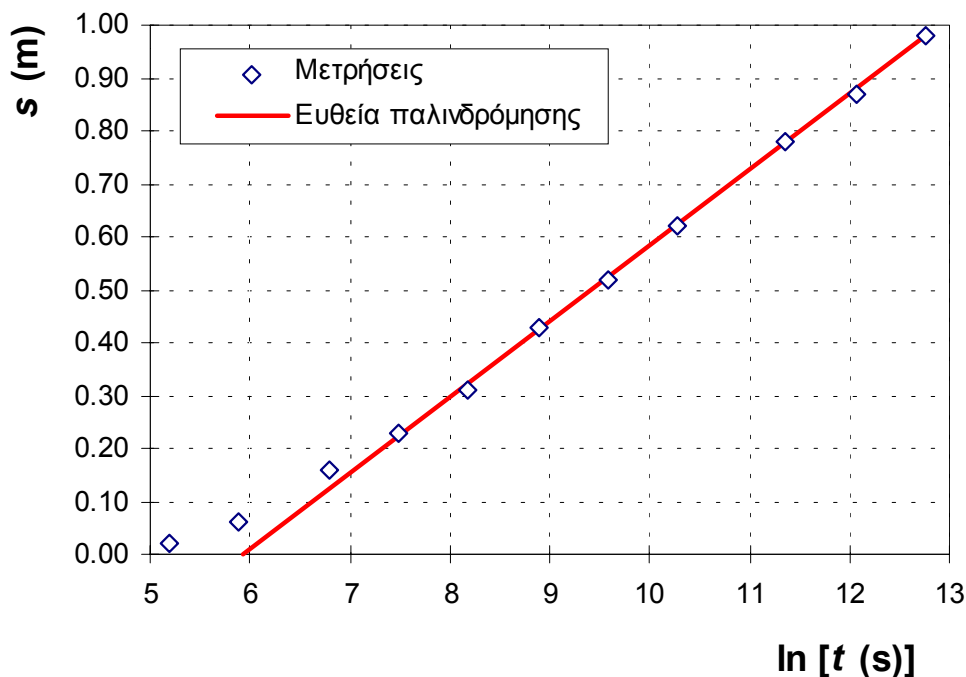
$$S = 2.25 \times 3.90 \times 10^{-3} / [90^2 \times \exp(-0.849/0.143)] = 4.10 \times 10^{-4}$$

Η υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφορέα θα είναι

$$K = 3.90 \times 10^{-3} / 12 = 3.25 \times 10^{-4} \text{ m/s}$$

και η ειδική αποθήκευση

$$S_s = 4.10 \times 10^{-4} / 12 = 3.42 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}.$$



Σχ. 6.9 Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου Jacob (για την Εφαρμογή 6.4.5).

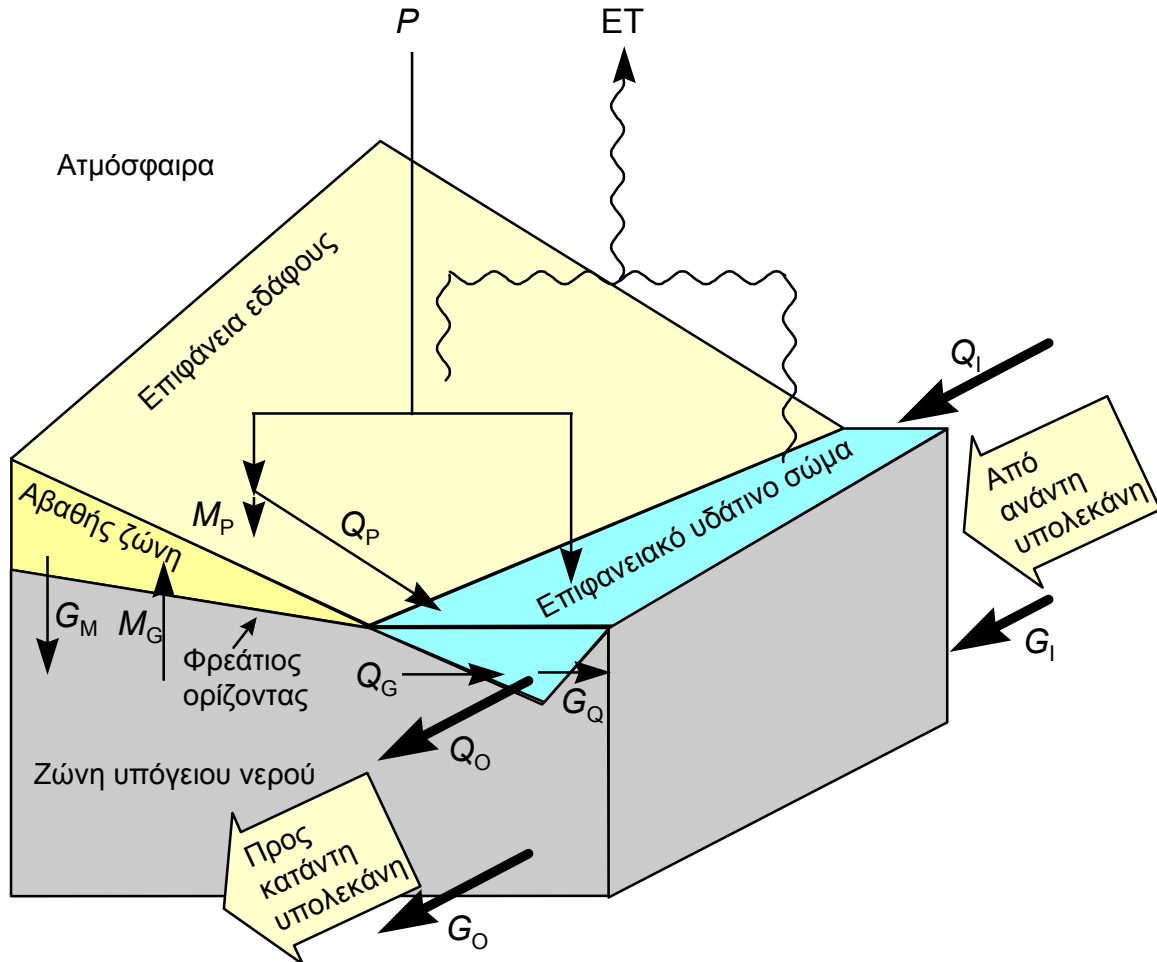
## 6.5 Η συμμετοχή των υπόγειων νερών στο υδατικό ισοζύγιο

Στην ενότητα αυτή θα δώσουμε μια λεπτομερή εικόνα του υδατικού ισοζυγίου μιας περιοχής, επικεντρώνοντας στον τρόπο με τον οποίο συμμετέχουν σε αυτό τα υπόγεια νερά. Πρέπει να σημειώσουμε ότι και αν ακόμα καταστρωθεί μια γενική εξίσωση για κάθε δυνατή περίπτωση υδατικού ισοζυγίου μιας λεκάνης απορροής, θα ήταν όχι μόνο δύσχρηστη αλλά και πρακτικώς άχρηστη. Για το λόγο αυτό, κάθε λεκάνη ή τμήμα λεκάνης απαιτεί προσεκτική ανάλυση των συνιστωσών του ισοζυγίου, της οποίας έπεται η κατάστρωση των εξισώσεων ισοζυγίου.

### 6.5.1 Όγκοι αναφοράς και συνιστώσες ισοζυγίου

Για να γραφεί μια εξίσωση υδατικού ισοζυγίου θα πρέπει προηγουμένως να καθοριστούν με ακρίβεια (α) ο όγκος αναφοράς, στον οποίο αφορά, (β) η χρονική κλίμακα (ή το χρονικό βήμα) μελέτης, (γ) οι φυσικές διακινήσεις (είσοδοι και έξοδοι) στον όγκο αναφοράς αυτό, (δ) οι τεχνητές

απολήψεις από τον όγκο αναφοράς και οι επιστροφές προς αυτόν, και (ε) τα μεγέθη της μεταβλητής αποθήκευσης στον όγκο αναφοράς και τη χρονική κλίμακα που έχουν επιλεγεί.



Σχ. 6.10 Σχηματική παράσταση των όγκων αναφοράς και των συνιστωσών του υδατικού ισοζυγίου.

**Όγκοι αναφοράς.** Κατά μήκος ενός ποταμού, θεωρούμε δύο διαδοχικές διατομές οι οποίες ορίζουν τις αντίστοιχες υπολεκάνες. Επικεντρώνουμε την προσοχή μας στο ενδιάμεσο τμήμα μεταξύ των δύο υπολεκανών, το οποίο παριστάνουμε, εντελώς σχηματικά, στο Σχ. 6.10.

Στο σχήμα αυτό έχουμε διακρίνει τρεις βασικούς επί μέρους όγκους αναφοράς: (α) τα επιφανειακά υδάτινα σώματα (ποτάμιο δίκτυο, λίμνες), (β) την αβαθή ζώνη, δηλαδή την εδαφική ζώνη που περιέχει νερό με πίεση χαμηλότερη της ατμοσφαιρικής, και (γ) τη ζώνη υπόγειου νερού (υπόγειοι υδροφορείς), που περιέχει νερό σε συνθήκες κορεσμού και με πίεση μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής (βλ. και εδάφιο 6.2.2). Χαρακτηρι-

στική διεπιφάνεια μεταξύ της αβαθούς ζώνης και της ζώνης υπόγειου νερού είναι ο φρεάτιος ορίζοντας.

**Πίν. 6.4** Ανάλυση και συσχετισμός των όγκων αναφοράς και των συνιστωσών υδατικού ισοζυγίου.

Σύμβολο	Ονομασία	Προέλευση	Προορισμός
$P$	Κατακρημνίσματα	Ατμόσφαιρα	Έδαφος, επιφανειακά υδάτινα σώματα
$E$	Εξατμοδιαπνοή	Έδαφος, επιφανειακά υδάτινα σώματα, φυτά	Ατμόσφαιρα
$M_P$	Διήθηση	Έδαφος	Αβαθής ζώνη
$M_G$	Τριχοειδής ανύψωση	Υπόγειοι υδροφορείς	Αβαθής ζώνη
$Q_I$	Επιφανειακή εισροή	Ανάντη επιφανειακά υδάτινα σώματα	Επιφανειακά υδάτινα σώματα
$Q_O$	Επιφανειακή εκροή	Επιφανειακά υδάτινα σώματα	Κατάντη επιφανειακά υδάτινα σώματα
$Q_P$	Άμεση απορροή	Έδαφος	Επιφανειακά υδάτινα σώματα
$Q_G$	Εκφόρτιση υδροφορέων	Υπόγειοι υδροφορείς	Επιφανειακά υδάτινα σώματα
$G_I$	Υπόγεια εισροή	Ανάντη υπόγειοι υδροφορείς	Υπόγειοι υδροφορείς
$G_O$	Υπόγεια εκροή	Υπόγειοι υδροφορείς	Κατάντη υπόγειοι υδροφορείς
$G_M$	Επαναφόρτιση από έδαφος (ή βαθιά διήθηση)	Αβαθής ζώνη	Υπόγειοι υδροφορείς
$G_Q$	Επαναφόρτιση από επιφανειακά υδάτινα σώματα	Επιφανειακά υδάτινα σώματα	Υπόγειοι υδροφορείς

Ο συνολικός όγκος αναφοράς, ο οποίος συμπεριλαμβάνει και τους τρεις επί μέρους όγκους, αποτελεί ένα ανοικτό σύστημα, το οποίο επικοινωνεί με γειτονικά συστήματα και συγκεκριμένα (α) με την ατμόσφαιρα,



(β) με το ανάντη τμήμα λεκάνης (εφόσον υπάρχει τέτοιο) και (γ) με το κατάντη τμήμα της λεκάνης ή τον αποδέκτη της λεκάνης. Χαρακτηριστικές διεπιφάνειες μεταξύ των διαφορετικών συστημάτων είναι το έδαφος (διεπιφάνεια μεταξύ αβαθούς ζώνης και ατμόσφαιρας) και οι κατακόρυφες παρειές μεταξύ του υπό εξέταση συστήματος και των ανάντη και κατάντη τμημάτων λεκάνης. Το κάτω όριο του όγκου αναφοράς έχει καθοριστεί σε αρκετά μεγάλο βάθος, ώστε η υπόγεια ροή κάτω από αυτό να είναι αμελητέα.

**Διακινήσεις.** Οι φυσικές εισοδοι και έξοδοι σε όλους τους επί μέρους όγκους αναφοράς του συστήματος που εξετάζουμε (διακινήσεις νερού από μια ζώνη σε άλλη) φαίνονται στο Σχ. 6.10 και διευκρινίζονται στον Πίν. 6.4. Ο συμβολισμός που ακολουθείται γενικά βασίζεται στα σύμβολα  $Q$ ,  $M$  και  $G$ , τα οποία συμβολίζουν ποσότητες νερού που εισρέουν στα επιφανειακά υδάτινα σώματα, την αβαθή ζώνη και τη ζώνη υπόγειου νερού, αντίστοιχα. Τα ίδια σύμβολα, όταν χρησιμοποιούνται ως δείκτες, δείχνουν την προέλευση της κάθε διακίνησης νερού. Επί πλέον, χρησιμοποιούνται ως δείκτες τα σύμβολα  $I$  και  $O$  για να δείξουν τη διακίνηση από το ανάντη τμήμα λεκάνης και προς το κατάντη τμήμα λεκάνης αντίστοιχα. Στις εξισώσεις ισοζυγίου οι διακινήσεις εκφράζονται ως όγκοι ή ισοδύναμα ύψη νερού.

Οι περισσότερες από τις φυσικές διακινήσεις νερού έχουν ήδη αναλυθεί στα προηγούμενα κεφάλαια. Εδώ απομένει να περιγράψουμε τις παρακάτω διακινήσεις που σχετίζονται με τη ζώνη υπόγειου νερού:

1. Η επαναφόρτιση των υδροφορέων από την αβαθή ζώνη,  $G_M$ , πραγματοποιείται με το μηχανισμό της βαθιάς διήθησης.
2. Η επαναφόρτιση των υδροφορέων από τα επιφανειακά υδάτινα σώματα,  $G_Q$ , πραγματοποιείται σε περιοχές όπου, στη διεπιφάνεια του επιφανειακού υδάτινου σώματος με τον υπόγειο υδροφορέα, η πίεση προς την πλευρά του πρώτου είναι μεγαλύτερη από αυτήν προς την πλευρά του τελευταίου. Σημειώνεται ότι, πολύ συχνά, ένα επιφανειακό υδάτινο σώμα βρίσκεται πάνω από την αβαθή ζώνη και δεν υπάρχει άμεση διεπιφάνεια με τον υπόγειο υδροφορέα (κάτι που δεν φαίνεται στο Σχ. 6.10). Σε αυτές τις περιπτώσεις είναι προφανές ότι υπάρχει θετική διαφορά πίεσης μεταξύ επιφανειακού υδάτινου σώματος και υποβάθρου, αλλά η επαναφόρτιση γίνεται έμμεσα, αφού μεσολαβήσει

μια φάση κίνησης του νερού σε συνθήκες ακόρεστης ροής στην αβαθή ζώνη.

3. Η *εκφόρτιση υδροφορέων*,  $Q_G$ , διακίνηση αντίστροφη της  $G_O$ , πραγματοποιείται σε περιοχές όπου υπάρχει αρνητική διαφορά πίεσης μεταξύ του επιφανειακού υδάτινου σώματος και του σε επαφή υδροφορέα. Συχνά η εκφόρτιση ενός υπόγειου υδροφορέα δεν γίνεται σε ήδη σχηματισμένο επιφανειακό υδάτινο σώμα (όπως φαίνεται στο Σχ. 6.10), αλλά στο έδαφος (πηγή νερού), οπότε και είναι υπεύθυνη για το σχηματισμό του επιφανειακού υδάτινου σώματος στη θέση της πηγής.
4. Η *τριχοειδής ανύψωση*,  $M_G$ , αποσπά νερό από τους υδροφορείς, μεταφέροντάς το προς τα πάνω, στην αβαθή ζώνη, με το μηχανισμό των δυνάμεων τριχοειδούς.
5. Η *υπόγεια εισροή*,  $G_I$ , αποτελεί την τροφοδοσία του τμήματος λεκάνης που εξετάζουμε από ανάντη υδροφορείς, οι οποίοι βρίσκονται σε συνθήκες μεγαλύτερης πίεσης. Η διακίνηση αυτή μπορεί να υπάρχει ακόμη και αν το τμήμα λεκάνης που εξετάζουμε αποτελεί ολόκληρη επιφανειακή υπολεκάνη, με την έννοια ότι το ανάντη όριό του είναι ο υδροκρίτης της λεκάνης. Σε αυτή την περίπτωση το αντίστοιχο μέγεθος της επιφανειακής εισροής  $Q_I$  είναι μηδενικό, αλλά το  $G_I$  δεν είναι απαραίτητα μηδενικό, δεδομένου ότι ο υδροκρίτης της υπόγειας υπολεκάνης δεν ταυτίζεται πάντα με αυτόν της επιφανειακής.
6. Η *υπόγεια εκροή*,  $G_O$ , αποτελεί την τροφοδοσία του τμήματος λεκάνης που εξετάζουμε προς κατάντη υδροφορείς, οι οποίοι βρίσκονται σε συνθήκες χαμηλότερης πίεσης, ή ακόμη και προς τη θάλασσα.

**Τεχνητές απολήψεις και επιστροφές.** Πρόκειται για ανθρώπινες παρεμβάσεις στο φυσικό υδατικό σύστημα. Οι απολήψεις νερού γίνονται για την κάλυψη συγκεκριμένων υδατικών αναγκών (π.χ., άρδευση, ύδρευση κτλ.). Οι επιστροφές νερού περιλαμβάνουν ένα τμήμα των απολήψεων που αποδίδεται πάλι στο φυσικό υδατικό σύστημα (π.χ., στραγγίσματα αρδευτικού νερού). Οι χρήσεις του νερού διακρίνονται σε *καταναλωτικές* και *μη καταναλωτικές* (βλ. ενότητα 1.4). Στις μη καταναλωτικές χρήσεις οι επιστροφές είναι ίσες με τις απολήψεις και, γι' αυτό μπορούν να παραλειφθούν κατά τη σύνταξη του ισοζυγίου.

**Αποθηκεύσεις.** Αποθήκευση νερού γίνεται κατ' αρχήν και στους τρεις επί μέρους όγκους αναφοράς που προαναφέρθηκαν. Στην πραγματικό-

τητα στο ισοζύγιο δεν ενδιαφέρει το απόλυτο μέγεθος της αποθήκευσης, αλλά η διαφορά ( $\Delta S$ ) στην αρχή και το τέλος του χρονικού βήματος που εξετάζεται. Η σημαντικότητα των αποθηκεύσεων στο ισοζύγιο εξαρτάται σαφώς από τη χρονική κλίμακα μελέτης και συγκεκριμένα:

1. Η αποθήκευση των επιφανειακών σωμάτων  $\Delta S_Q$  περιλαμβάνει δύο συνιστώσες: την αποθήκευση στο ποτάμιο δίκτυο και την αποθήκευση στις φυσικές λίμνες και τους τεχνητούς ταμιευτήρες. Η πρώτη είναι σημαντική στην ωριαία ή την ημερήσια κλίμακα (σε μεγάλα ποτάμια, π.χ. στο Νείλο, ακόμη και στη μηνιαία), αλλά είναι αμελητέα σε μεγαλύτερες κλίμακες. Η δεύτερη είναι σημαντική σε μηνιαία, ετήσια ή ακόμη και υπερετήσια κλίμακα, ανάλογα με την αποθηκευτική ικανότητα των λιμνών ή ταμιευτήρων.
2. Η αποθήκευση της αβαθούς ζώνης  $\Delta S_M$  είναι σημαντική σε μηνιαία κλίμακα και μη σημαντική σε ετήσια ή μεγαλύτερη κλίμακα.
3. Η αποθήκευση της ζώνης υπόγειου νερού  $\Delta S_G$  είναι σημαντική σε ετήσια ή και υπερετήσια κλίμακα, ανάλογα με το μέγεθος, την μεταφορικότητα και την αποθηκευτικότητα των υδροφορέων.

### 6.5.2 Εξισώσεις ισοζυγίου - Χαρακτηριστικά μεγέθη υπόγειας απορροής

Για τις εξισώσεις ισοζυγίου που θα αναπτύξουμε σε αυτό το εδάφιο θα κάνουμε δύο βασικές παραδοχές: (α) η χρονική κλίμακα μελέτης είναι υπερετήσια, και πάντως μεγαλύτερη από το μέσο χρόνο παραμονής του νερού στους υπόγειους υδροφορείς, και (β) δεν υπάρχουν σημαντικές ανθρωπογενείς παρεμβάσεις στο φυσικό υδατικό σύστημα. Η πρώτη παραδοχή μας επιτρέπει να αγνοήσουμε τις αποθηκεύσεις στο σύστημα και η δεύτερη καθιστά αμελητέες τις απολήψεις και επιστροφές. Επομένως, οι εξισώσεις που θα αναπτύξουμε περιλαμβάνουν μόνο τις φυσικές διακινήσεις νερού.

Θεωρώντας ως όγκο αναφοράς το συνολικό σύστημα του Σχ. 6.10 και κάτω από τις παραδοχές που προαναφέρθηκαν, μπορούμε να γράψουμε την εξίσωση ισοζυγίου ως

$$(P + Q_I + G_I) - (E + Q_O + G_O) = 0 \quad (6.41)$$

ή ισοδύναμα

$$(P - E) - (Q_O - Q_I) - (G_O - G_I) = 0 \quad (6.42)$$

Με τις ίδιες συνθήκες και για όγκο αναφοράς που ταυτίζεται με τη ζώνη υπόγειου νερού, η εξίσωση ισοζυγίου γράφεται

$$(G_M + G_Q + G_I) - (M_G + Q_G + G_O) = 0 \quad (6.43)$$

Παρακάτω θα αξιοποιήσουμε τις εξισώσεις ισοζυγίου (6.41) - (6.43), προκειμένου να ορίσουμε και να υπολογίσουμε ορισμένα χαρακτηριστικά μεγέθη της επιφανειακής, υπόγειας και συνολικής (μικτής) απορροής και τις σχέσεις ανάμεσα στα μεγέθη αυτά (οι ορισμοί των μεγεθών βασίζονται κυρίως στον Dingman, 1994, χωρίς όμως να ταυτίζονται).

1. *Καθαρή επαναφόρτιση των υπόγειων υδροφορέων*

Ορίζεται ως

$$G_N := G_M + G_Q - M_G \quad (6.44)$$

και αναφέρεται επίσης στην ελληνική υδρογεωλογική βιβλιογραφία ως *κατείσδυση*. Περιγράφει ποσοτικά το φυσικό εμπλουτισμό των υπόγειων υδροφορέων στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς. Χρησιμοποιώντας την καθαρή επαναφόρτιση όπως ορίζεται στην (6.44), μπορούμε να απλοποιήσουμε την εξίσωση ισοζυγίου για την ζώνη υπόγειου νερού (6.43), στη μορφή

$$(G_N - Q_G) - (G_O - G_I) = 0 \quad (6.45)$$

2. *Συνολική φυσική υδρολογική παραγωγή*

Περιγράφει την ποσότητα νερού που πραγματικά έχει “παραχθεί” στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς. Ορίζεται ως η διαφορά εισροών και εκροών στις διατομές εισόδου και εξόδου του εξεταζόμενου όγκου αναφοράς, ήτοι

$$P := (Q_O - Q_I) + (G_O - G_I) \quad (6.46)$$

Λόγω της (6.42) έχει την ισοδύναμη έκφραση

$$P = P - E \quad (6.47)$$

Η συνολική υδρολογική παραγωγή αναλύεται κατ’ αρχήν σε δύο όρους, τον όρο επιφανειακής απορροής  $P'_Q$  και τον όρο υπόγειας ροής  $P'_G$ , όπου

$$P'_Q := Q_0 - Q_1, \quad P'_G := G_0 - G_1, \quad P'_Q + P'_G = P \quad (6.48)$$

Παρατηρούμε ότι οι δύο αυτοί όροι δεν είναι απολύτως αντιπροσωπευτικοί δείκτες των ποσοτήτων των επιφανειακών και υπόγειων νερών που “παράγονται” στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς. Αυτό μπορεί εύκολα να διαπιστωθεί από το γεγονός ότι οι όροι αυτοί μπορούν να πάρουν και αρνητικές τιμές, ενώ, ασφαλώς, σε κάθε περίπτωση η συνολική υδρολογική παραγωγή είναι θετική. Έτσι, ο όρος επιφανειακής απορροής μπορεί να γίνει αρνητικός αν υπάρχουν σημαντικές επαναφορτίσεις υπόγειων υδροφορέων από επιφανειακά υδάτινα σώματα. Αντίστοιχα ο όρος υπόγειας απορροής μπορεί να γίνει αρνητικός αν υπάρχει σημαντική εκφόρτιση υδροφορέων στο εξεταζόμενο τμήμα της λεκάνης. Για τους λόγους αυτούς οι φυσικές παραγωγές επιφανειακού και υπόγειου νερού δεν ταυτίζονται με τα μεγέθη  $P'_Q$  και  $P'_G$ , αντίστοιχα, αλλά ορίζονται με διαφορετικό τρόπο, όπως φαίνεται αμέσως πιο κάτω.

### 3. Φυσική παραγωγή επιφανειακού νερού

Περιγράφει την ποσότητα επιφανειακής απορροής που πραγματικά έχει “παραχθεί” στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς και ορίζεται ως

$$P_Q := (Q_0 - Q_1) + G_Q = P'_Q + G_Q \quad (6.49)$$

### 4. Φυσική παραγωγή υπόγειου νερού

Περιγράφει την ποσότητα υπόγειας απορροής που πραγματικά έχει “παραχθεί” στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς και ορίζεται ως

$$P_G := (G_0 - G_1) + Q_G = P'_G + Q_G \quad (6.50)$$

Παρατηρούμε ότι λόγω της (6.45) η φυσική παραγωγή υπόγειου νερού ταυτίζεται με την καθαρή επαναφόρτιση, ήτοι

$$P_G = G_N \quad (6.51)$$

Επίσης, παρατηρούμε ότι το άθροισμα των παραγωγών επιφανειακού και υπόγειου νερού δεν ταυτίζεται με την συνολική υδρολογική παραγωγή, αλλά την υπερβαίνει, ήτοι

$$P_G + P_Q = P + Q_G + G_Q \geq P \quad (6.52)$$

Αυτή η φαινομενική ασυμφωνία αντικατοπτρίζει το γεγονός ότι ένα τμήμα της απορροής, το  $Q_G + G_Q$ , έχει υπάρξει σε ένα χρονικό διάστημα (ή σε μια περιοχή) ως υπόγειο νερό και σε ένα άλλο διάστημα (ή περιοχή) ως επιφανειακό νερό.

5. Δείκτες σχετικής φυσικής παραγωγής

Οι δείκτες αυτοί είναι αδιάστατα μεγέθη που εκφράζουν τους λόγους των επί μέρους φυσικών παραγωγών προς τη συνολική υδρολογική παραγωγή. Ορίζονται με τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\pi'_Q := \frac{P'_Q}{P}, \quad \pi_Q := \frac{P_Q}{P}, \quad \pi'_G := \frac{P'_G}{P}, \quad \pi_G := \frac{P_G}{P} \quad (6.53)$$

όπου προφανώς ισχύει

$$\pi'_Q + \pi'_G = 1, \quad \pi_Q + \pi_G \geq 1 \quad (6.54)$$

6. Συντελεστές απορροής

Οι συντελεστές αυτοί είναι επίσης αδιάστατα μεγέθη που εκφράζουν τους λόγους της συνολικής και των επί μέρους φυσικών παραγωγών προς τον όγκο των κατακρημνισμάτων στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς. Ορίζονται με τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\psi := \frac{P_Q}{P}, \quad \psi'_Q := \frac{P'_Q}{P}, \quad \psi_Q := \frac{P_Q}{P}, \quad \psi'_G := \frac{P'_G}{P}, \quad \psi_G := \frac{P_G}{P} \quad (6.55)$$

όπου προφανώς ισχύει

$$\psi'_Q + \psi'_G = \psi, \quad \psi_Q + \psi_G \geq \psi \quad (6.56)$$

Είναι προφανές ότι οι εξισώσεις ισοζυγίου (6.41) - (6.43) δεν αρκούν για την εκτίμηση όλων των διακινήσεων νερού που υπεισέρχονται σε αυτό. Απλώς μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση μιας ή δύο συνιστωσών, όταν είναι γνωστές οι υπόλοιπες. Όπως είναι γνωστό, τα κατακρημνίσματα και η επιφανειακή απορροή μπορούν να μετρηθούν με ικανοποιητική ακρίβεια, ενώ δεν συμβαίνει το ίδιο με τις υπόλοιπες συνιστώσες. Έτσι, η ακριβής γνώση του συνόλου των συνιστωσών του ισοζυγίου, απαιτεί το συνδυασμό μετρήσεων, μαθηματικών μοντέλων, εμπειρικών τεχνικών, εμπειρίας και κρίσης μηχανικού. Ενδεικτικά αναφέρονται μερικές από τις τεχνικές που επιστρατεύονται κατά περίπτωση

για την εκτίμηση των συνιστωσών ισοζυγίου, εκτός από τις άμεσες μετρήσεις κατακρημνισμάτων και επιφανειακής απορροής που προαναφέρθηκαν:

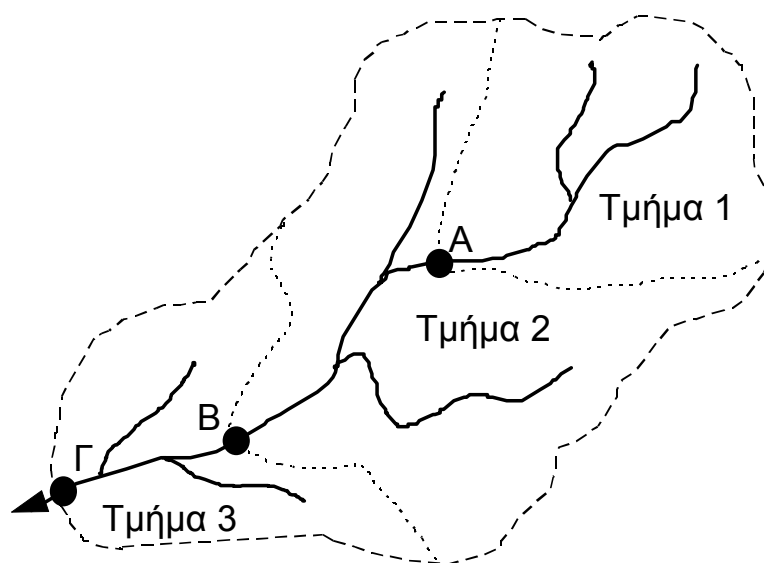
- μετρήσεις των παροχών των πηγών·
- μετρήσεις της πιεζομετρίας των υδροφορέων·
- εργαστηριακές ή επί τόπου μετρήσεις των χαρακτηριστικών των υδροφορέων·
- μετρήσεις συγκέντρωσης χημικών ιχνηθετών ή ραδιοϊσοτόπων (σταθερών ή ραδιενεργών)·
- αναλυτική επεξεργασία των πλημμυρογραφημάτων σε συνεχή χρόνο·
- τοπικές απλοποιημένες εκτιμήσεις πεδίων ροής βασισμένες στο νόμο του Darcy·
- χρήση εννοιολογικών υδρολογικών μοντέλων με συνιστώσες υπόγειας απορροής·
- επίλυση πλήρων μαθηματικών μοντέλων συνδυασμένης επιφανειακής και υπόγειας ροής·

Για αναλυτικότερη παρουσίαση των σχετικών μεθοδολογιών παραπέμπουμε μεταξύ άλλων στους Dingman, 1994, Domenico and Schwartz, 1990 και Anderson et al., 1993. Στην εφαρμογή που ακολουθεί δίνουμε ένα απλοποιημένο παράδειγμα για την απόκτηση μιας προσεγγιστικής εικόνας υδατικού ισοζυγίου, χρησιμοποιώντας μόνο άμεσες μετρήσεις, εύλογες παραδοχές και κρίση μηχανικού.

### **Εφαρμογή 6.5.2**

*Στη λεκάνη απορροής του Σχ. 6.11 λειτουργούν τρεις υδρομετρικοί σταθμοί στις θέσεις A, B, και Γ, καθώς και ένα αρκετά ανεπτυγμένο δίκτυο βροχομετρικών και μετεωρολογικών σταθμών. Οι υδροκρίτες στις θέσεις A, B και Γ ορίζουν τα αντίστοιχα τρία τμήματα της λεκάνης που φαίνονται στο Σχ. 6.11, με εμβαδά που φαίνονται στον Πίν. 6.5. Η λεκάνη βρίσκεται σε φυσική κατάσταση, χωρίς αξιόλογη εκμετάλλευση επιφανειακών ή υπόγειων νερών. Η γεωλογική και υδρογεωλογική εξέταση της λεκάνης έδειξε ότι υπάρχουν αξιόλογοι καρστικοί υδροφορείς που επαναφορτίζονται κυρίως από το έδαφος, ενώ η επαναφόρτιση από το ποτάμιο δίκτυο δεν είναι τόσο σημαντική. Επίσης έδειξε ότι δεν υπάρχει υπόγεια τροφοδοσία από υδροφορείς εκτός της λεκάνης. Από τις μετρήσεις μιας εικοσαετούς περιόδου έχουν εξαχθεί ή εκτιμηθεί οι μέσες υπερετήσιες τιμές των χαρακτηριστικών μεγεθών που φαίνονται στον Πίν. 6.5, για κάθε τμήμα της λεκάνης. Ειδικότερα, η βροχόπτωση*

και η επιφανειακή εκροή έχουν προκύψει άμεσα από τις αντίστοιχες μετρήσεις. Η πραγματική εξατμοδιαπνοή έχει εκτιμηθεί με βάση μετεωρολογικά δεδομένα, συγκριτική μελέτη με γειτονικές λεκάνες και κρίση μηχανικού. Η εκφόρτιση υδροφορέων έχει εκτιμηθεί από μετρήσεις της παροχής των πηγών στα τμήματα της λεκάνης. Ζητείται η εκτίμηση των συνιστωσών του μέσου ετήσιου ισοζυγίου και των αντίστοιχων αδιάστατων συντελεστών (σχετικές φυσικές παραγωγές και συντελεστές απορροής) των τμημάτων 1, 2 και 3, καθώς και των υπολεκανών ανάντη των θέσεων Β (τμήματα 1 και 2) και Γ (τμήματα 1, 2 και 3).



Σχ. 6.11 Σχηματικό διάγραμμα της λεκάνης και των υπολεκανών απορροής για την Εφαρμογή 6.5.2.

Πίν. 6.5 Δεδομένα συνιστωσών ισοζυγίου για την Εφαρμογή 6.5.2.

Τμήμα	1	2	3
Έκταση, $F$ , km <sup>2</sup>	285	620	312
Κατακρημνίσματα, $P$ , mm	1350	1212	1185
Εξατμοδιαπνοή, $ET$ , mm	480	500	520
Εκφόρτιση υδροφορέων, $Q_G$ , m <sup>3</sup> /s	2.1	5.7	6.3
Επιφανειακή εκροή, $Q_O$ , m <sup>3</sup> /s	5.9	18.1	27.2

Αφού το ισοζύγιο γίνεται σε κλίμακα μέση υπερετήσια και τα δεδομένα προέρχονται από μακρά περίοδο 20 ετών, είναι δυνατόν να αμεληθούν οι αποθηκεύσεις νερού στις εξισώσεις ισοζυγίου. Εξ



άλλου, αφού δεν υπάρχει αξιολογη εκμετάλλευση νερού στη λεκάνη, οι όροι απολήψεων και επιστροφών είναι αμελητέοι. Κατά συνέπεια, στις εξισώσεις ισοζυγίου υπεισέρχονται μόνο οι όροι διακινήσεων. Χρησιμοποιούμε ως βασική μονάδα τα  $\text{hm}^3$  ανά έτος και κάνουμε γι' αυτό τις κατάλληλες μετατροπές στα μεγέθη.

Για το τμήμα 1 θα έχουμε:

$$P = 1350 \times 10^{-3} \times 285 \times 10^6 = 385 \times 10^6 \text{ m}^3 = 385 \text{ hm}^3$$

$$E = 480 \times 10^{-3} \times 285 \times 10^6 = 137 \times 10^6 \text{ m}^3 = 137 \text{ hm}^3$$

Συνεπώς η συνολική υδρολογική παραγωγή της λεκάνης θα είναι

$$\Pi = P - E = 385 - 137 = 248 \text{ hm}^3$$

Η επιφανειακή εισροή θα είναι προφανώς μηδενική, αφού το τμήμα 1 είναι το πλέον ανάντη τμήμα της λεκάνης. Η επιφανειακή εκροή είναι

$$Q_0 = 5.9 \times 86\,400 \times 365.25 = 186 \times 10^6 \text{ m}^3 = 186 \text{ hm}^3$$

Άρα

$$\Pi'_Q = Q_0 - Q_1 = 186 \text{ hm}^3$$

Από την (6.48) προκύπτει

$$\Pi'_G = G_0 - G_1 = \Pi - \Pi'_Q = 248 - 186 = 62 \text{ hm}^3$$

Η υπόγεια εισροή στο τμήμα 1 είναι μηδενική, δεδομένου ότι δεν υπάρχει υπόγεια τροφοδοσία από εξωτερικές λεκάνες. Κατά συνέπεια

$$G_0 = \Pi'_G + G_1 = 62 + 0 = 62 \text{ hm}^3$$

Η εκφόρτιση υδροφορέων θα είναι

$$Q_G = 2.1 \times 86\,400 \times 365.25 = 66 \times 10^6 \text{ m}^3 = 66 \text{ hm}^3$$

ενώ η επαναφόρτιση των υδροφορέων από το ποτάμιο δίκτυο είναι αμελητέα, ήτοι  $G_Q \approx 0$ . Έτσι, η φυσική παραγωγή επιφανειακού νερού θα είναι, σύμφωνα με την (6.49),

$$\Pi_Q := \Pi'_Q + G_Q = 186 + 0 = 186 \text{ hm}^3 = \Pi'_Q$$

ενώ η φυσική παραγωγή υπόγειου νερού θα είναι, σύμφωνα με την (6.50)

$$\Pi_G := \Pi'_G + Q_G = G_N = 62 + 66 = 126 \text{ hm}^3 > \Pi'_G$$

**Πίν. 6.6** Υπολογισμοί και αποτελέσματα συνιστωσών και δεικτών ισοζυγίου για την Εφαρμογή 6.5.2.

Τμήμα λεκάνης	1	2	3	1 και 2	1, 2 και 3
Όγκοι διακινήσεων, hm <sup>3</sup>					
$P$	385	751	370	1136	1506
ET	137	310	162	447	609
$\Pi = P - ET$	248	441	207	689	897
$Q_I$	0	186	571	0	0
$Q_O$	186	571	858	571	858
$\Pi'_Q = \Pi_Q = Q_O - Q_I$	186	385	287	571	858
$\Pi'_G = G_O - G_I$	62	56	-80	118	39
$G_I$	0	62	118	0	0
$G_O$	62	118	39	118	39
$Q_G$	66	180	199	246	445
$\Pi_G = G_N = \Pi'_G + Q_G$	128	236	119	364	483
Αδιάστατοι δείκτες					
$\pi'_Q = \pi_Q = \Pi_Q / \Pi$	0.75	0.87	1.38	0.83	0.96
$\pi'_G = \Pi'_G / \Pi$	0.25	0.13	-0.38	0.17	0.04
$\pi_G = \Pi_G / \Pi$	0.52	0.54	0.57	0.53	0.54
$\psi_Q = \Pi_Q / P$	0.48	0.51	0.78	0.50	0.57
$\psi'_G = \Pi'_G / P$	0.16	0.08	-0.22	0.10	0.03
$\psi_G = \Pi_G / P$	0.33	0.31	0.32	0.32	0.32
$\psi = \Pi / P$	0.64	0.59	0.56	0.61	0.60

Εφαρμόζοντας τις εξισώσεις (6.53) και (6.55) υπολογίζουμε εύκολα τους διάφορους αδιάστατους δείκτες, οι οποίοι δίνονται στη δεύτερη στήλη του Πίν. 6.6.

Με παρόμοια διαδικασία υπολογίζουμε και δίνουμε στον Πίν. 6.6 τις συνιστώσες του ισοζυγίου για τα τμήματα 2 και 3, παρατηρώντας ότι οι εισερχόμενες παροχές  $Q_I$  και  $G_I$  για αυτά τα τμήματα αυτά είναι ίσες με τις εξερχόμενες παροχές των αμέσως ανάντη τμημάτων. Η ίδια διαδικασία γίνεται και για τις συνιστώσες ισοζυγίου των υπολεκάνων ανάντη των θέσεων Β (τμήματα 1 και 2) και Γ (τμήματα 1, 2 και 3), όπου, όμως, οι εισερχόμενες παροχές είναι μηδενικές, αφού οι υπολεκάνες καλύπτουν την περιοχή μέχρι το πιο ανάντη άκρο της λεκάνης

Παρατηρώντας τα αποτελέσματα του Πίν. 6.6 διαπιστώνουμε τα ακόλουθα:

1. Στο τμήμα 3 το μέγεθος  $P'_G = G_0 - G_1$  προκύπτει αρνητικό, γεγονός που σημαίνει ότι η επαναφόρτιση των υδροφορέων στο τμήμα αυτό είναι μικρότερη από την εκφόρτισή τους. Στα άλλα τμήματα η επαναφόρτιση είναι μεγαλύτερη από την εκφόρτιση.
2. Ο συντελεστής συνολικής (επιφανειακής και υπόγειας) απορροής  $\psi$  παρουσιάζει μια ελαφρά πτωτική τάση όσο προχωρούμε προς τα κατάντη. Έτσι ξεκινά από 0.64 στην υπολεκάνη ανάντη του Α και φτάνει την τιμή 0.60 στο σύνολο της λεκάνης (ανάντη του Γ). Αυτό είναι εύλογο και οφείλεται στην μείωση των κατακρημνισμάτων και την αύξηση της εξατμοδιαπνοής με τη μείωση του υψομέτρου.
3. Ο συντελεστής επιφανειακής απορροής  $\psi_Q = \psi'_Q$ , η τιμή του οποίου προσδιορίζεται με ικανοποιητική ακρίβεια, πολύ μεγαλύτερη από την αντίστοιχη των συντελεστών υπόγειας και συνολικής απορροής, πλησιάζει πολύ το συντελεστή συνολικής απορροής στο σύνολο της λεκάνης (0.57 έναντι 0.60). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το μεγαλύτερο μέρος των υπόγειων επαναφορτίσεων έχουν ήδη εκφορτιστεί στις πηγές της συγκεκριμένης λεκάνης. Σε πιο ανάντη τμήματα ο συντελεστής επιφανειακής απορροής έχει μικρότερες τιμές (με ελάχιστη τιμή 0.48 στο τμήμα 1) λόγω των σχετικά μεγαλύτερων υπόγειων επαναφορτίσεων.
4. Ο συντελεστής υπόγειας απορροής  $\psi_G$  παρουσιάζει σταθερότητα στο σύνολο της λεκάνης με τιμή ελαφρά μεγαλύτερη του 0.30. Το ίδιο συμβαίνει και με τη σχετική παραγωγή υπόγειου νερού  $\pi_G$ , η τιμή της οποίας ξεπερνά ελαφρώς το 0.50. Αυτό σημαίνει ότι πάνω από τη μισή ποσότητα της υδρολογικής παραγωγής της λεκάνης διακινείται υπόγεια σε κάποια φάση της διαδρομής της. Ωστόσο, μόνο το 4% της υδρολογικής παραγωγής παραμένει ως υπόγεια απορροή στην έξοδο Γ της λεκάνης, όπως δείχνει η αντίστοιχη τιμή του δείκτη  $\pi'_G$ .

## 6.6 Η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών

### 6.6.1 Υδρολογικές όψεις της εκμετάλλευσης των υπόγειων νερών

Στο εδάφιο 6.5.2 είδαμε πώς γράφονται οι εξισώσεις ισοζυγίου σε υπερετήσια κλίμακα, στην περίπτωση που οι απολήψεις από το φυσικό σύστημα είναι μηδενικές. Εδώ θα δούμε, θεωρώντας και πάλι τους όγκους αναφοράς του Σχ. 6.10, πώς τροποποιούνται οι εξισώσεις στην περίπτωση που εκμεταλλευόμαστε το υπόγειο υδατικό δυναμικό του

συστήματος, μέσω της διάνοιξης μιας σειράς γεωτρήσεων και της άντλησης νερού απ' αυτές, παίρνοντας από τους υδροφορείς του μια ετήσια απόληψη  $A_G$ . Στην περίπτωση αυτή, δεν είναι βέβαιο ότι μπορούμε να αγνοήσουμε τις διαφορές στην αποθήκευση της ζώνης υπόγειου νερού  $\Delta S_G$ . Έτσι, η εξίσωση ισοζυγίου (6.42) για το συνολικό (επιφανειακό και υπόγειο) σύστημα τροποποιείται και γίνεται

$$\Delta S_G = (P - E) - (Q_O - Q_I) - (G_O - G_I) - A_G \quad (6.57)$$

Με τις ίδιες συνθήκες και για όγκο αναφοράς που ταυτίζεται με τη ζώνη υπόγειου νερού, η εξίσωση ισοζυγίου (6.45) τροποποιείται και γίνεται

$$\Delta S_G = (G_N - Q_G) - (G_O - G_I) - A_G \quad (6.58)$$

Ας θεωρήσουμε τώρα ότι το σύστημα του Σχ. 6.10 βρίσκεται αρχικώς στη φυσική του κατάσταση, οπότε ισχύουν οι εξισώσεις ισοζυγίου (6.42) και (6.45). Στη συνέχεια αλλάζει η κατάσταση του συστήματος, εξαιτίας της εκμετάλλευσής του με μια σταθερή ετήσια απόληψη από τους υδροφορείς,  $A_G$ , οπότε ισχύουν οι εξισώσεις (6.57) και (6.58). Για διάκριση εισάγουμε στο συμβολισμό της δεύτερης περίπτωσης τονούμενα σύμβολα. Επιπλέον υποθέτουμε ότι δεν αλλάζει η κλιματική και φυσιογραφική κατάσταση του συστήματος, οπότε  $P = P'$  και  $E = E'$ , καθώς και ότι η κατάσταση του αμέσως ανάντη τμήματος λεκάνης έχει παραμείνει σταθερή, οπότε  $Q_I = Q'_I$  και  $G_I = G'_I$ . Οι υπόλοιπες συνιστώσες του ισοζυγίου είναι εύλογο ότι θα μεταβληθούν. Αφαιρώντας την εξίσωση (6.42) από την (6.57) και κάνοντας τις απαλοιφές και τις αλγεβρικές πράξεις παίρνουμε

$$A'_G = -(Q'_O - Q_O) - (G'_O - G_O) - \Delta S_G \quad (6.59)$$

Αντίστοιχα, αφαιρώντας την (6.45) από την (6.58), μετά τις πράξεις παίρνουμε

$$A'_G = (G'_N - G_N) - (Q'_G - Q_G) - (G'_O - G_O) - \Delta S_G \quad (6.60)$$

Οι δύο τελευταίες εξισώσεις μας περιγράφουν ποσοτικά τις επιπτώσεις (ή τις προϋποθέσεις) της εκμετάλλευσης των υδροφορέων στο υδατικό ισοζύγιο. Έτσι, σύμφωνα με την (6.59), η απόληψη της ποσότητας  $A'_G$  από τους υδροφορείς θα έχει συνέπεια (ή και προϋποθέτει):

- είτε τη μείωση της επιφανειακής εκροής ( $Q'_o < Q_o$ ),
- είτε τη μείωση της υπόγειας εκροής ( $G'_o < G_o$ ),
- είτε τη μείωση της αποθήκευσης υπόγειου νερού ( $\Delta S_G < 0$ ),
- είτε οποιοδήποτε συνδυασμό των παραπάνω.

Αντίστοιχα, σύμφωνα με την (6.60), η απόληψη της ποσότητας  $A'_G$  από τους υδροφορείς θα έχει συνέπεια (ή και προϋποθέτει):

- είτε την αύξηση της καθαρής επαναφόρτισης των υδροφορέων ( $G'_N > G_N$ ),
- είτε τη μείωση της εκφόρτισης των υδροφορέων ( $Q'_G < Q_G$ ), πράγμα που εξηγεί τη μείωση της επιφανειακής εκροής που συζητήθηκε αμέσως πιο πάνω,
- είτε τη μείωση της υπόγειας εκροής ( $G'_o < G_o$ , όπως ακριβώς βρέθηκε και πιο πάνω),
- είτε τη μείωση της αποθήκευσης υπόγειου νερού ( $\Delta S_G < 0$ , όπως ακριβώς βρέθηκε και πιο πάνω),
- είτε οποιοδήποτε συνδυασμό των παραπάνω.

Ας δούμε τώρα τους φυσικούς μηχανισμούς με τους οποίους πραγματοποιούνται οι μεταβολές αυτές, αλλά και τις τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την ενίσχυση των αντίστοιχων μηχανισμών.

Θα πρέπει πρώτα να παρατηρήσουμε ότι οποιαδήποτε εκμετάλλευση των υπόγειων νερών μέσω γεωτρήσεων επιφέρει την, τοπική ή ευρύτερη, ταπείνωση της στάθμης των υδροφορέων. Έτσι, σε ένα αρχικό τουλάχιστον στάδιο θα υπάρχει μείωση της αποθήκευσης υπόγειου νερού. Βέβαια, κατά κανόνα ο τελικός στόχος είναι να σταθεροποιηθούν οι στάθμες των υδροφορέων, με την κατάλληλη πολιτική διαχείρισης, έτσι ώστε τελικά, μετά από το αρχικό στάδιο, να μην υπάρχει μεταβολή της αποθήκευσης σε υπερετήσια κλίμακα. Στην περίπτωση αυτή η εκμετάλλευση αφορά στα *ανανεώσιμα υπόγεια αποθέματα*, το οποία αναπληρώνονται με τη διαδικασία της επαναφόρτισης, έτσι ώστε τελικά να υπάρχει ισοζύγιο εισροών και εκροών. Βεβαίως, ο χρόνος που χρειάζεται για να αποκατασταθεί η ισορροπία εισροών και εκροών, μπορεί στην πραγματικότητα να είναι πολύ μεγάλος, της τάξης των εκατοντάδων ετών, εξαρτώμενος από τα μεγέθη και τα χαρακτηριστικά (υδρολογικά, υδραυλικά, γεωλογικά) της λεκάνης και των υδροφορέων, καθώς και τη διάταξη και τους ρυθμούς άντλησης των γεωτρήσεων. Αν εξακολουθεί να μειώνεται

συνεχώς η αποθήκευση ( $\Delta S_G < 0$ ) κατά τη διάρκεια της εκμετάλλευσης των υδροφορέων, χωρίς η εκμετάλλευση να τείνει σε κάποιο σημείο ισορροπίας εισροών - εκροών (κάτι που συνήθως προκαλείται από κακή διαχείριση και είναι γνωστό ως *υπερεκμετάλλευση*), τότε η απόληψη επεκτείνεται και στα λεγόμενα *γεωλογικά αποθέματα*, τα οποία δεν αναπληρώνονται πλέον με τη διαδικασία της επαναφόρτισης.

Η αύξηση της καθαρής επαναφόρτισης των υδροφορέων προκαλείται αυτόματα από την ταπείνωση της στάθμης τους, με τους εξής μηχανισμούς (Dingman, 1994, σ. 355):

1. Η μείωση της στάθμης τείνει να αυξήσει τις κατακόρυφες κλίσεις πίεσης στην ακόρεστη ζώνη, πράγμα που αυξάνει το ρυθμό διήθησης (Freeze, 1971). Ωστόσο, μετά από κάποιο σημείο, η αυξημένη απόσταση του φρεάτιου ορίζοντα από το έδαφος αυξάνει το αποθηκευμένο στη ρηχή ζώνη νερό, το οποίο γίνεται διαθέσιμο για εξατμοδιαπνοή, πράγμα που αντιστρατεύεται την αύξηση της επαναφόρτισης.
2. Ο σχηματισμός των ζωνών κατάπτωσης της στάθμης από γεωτρήσεις που βρίσκονται κοντά σε υδατορεύματα, αντιστρέφει τυχόν θετικές κλίσεις πίεσης μεταξύ υδατορεύματος-υδροφορέα, ή ενισχύει τυχόν αρνητικές κλίσεις, κάτι που προφανώς αυξάνει το ρυθμό επαναφόρτισης του υδροφορέα από το υδατόρευμα.
3. Η ταπείνωση των φρεάτιων οριζόντων σε επίπεδα δυσπρόσιτα από τις ρίζες των δέντρων, μπορεί να μειώσει την τριχοειδή ανύψωση και την εξατμοδιαπνοή, πράγμα που αυξάνει την καθαρή επαναφόρτιση.

Πέρα όμως από τους παραπάνω φυσικούς μηχανισμούς, η επαναφόρτιση είναι δυνατό να ενισχυθεί σημαντικά με τεχνητό τρόπο. Ο τεχνητός εμπλουτισμός των υπόγειων επιτυγχάνεται με δύο κατηγορίες μεθόδων, τις άμεσες και τις έμμεσες ή επαγωγικές. Οι άμεσες μέθοδοι αφορούν στη μεταβίβαση επιφανειακού νερού στους υπόγειους υδροφορείς. Αυτή γίνεται με συστήματα έργων που περιλαμβάνουν τη συλλογή και μεταφορά επιφανειακών νερών, και την υπεδάφια διάθεσή τους, με το μηχανισμό της διήθησης, είτε μέσω επιφανειακών έργων (τάφρων, λεκανών φόρτισης), είτε μέσω υπόγειων έργων (γεωτρήσεων). Οι έμμεσες μέθοδοι, των οποίων ο χαρακτήρας είναι πιο περιορισμένος, στηρίζονται στη δημιουργία αρνητικών κλίσεων πίεσης μεταξύ επιφανειακών υδάτινων σωμάτων και υπόγειων υδροφορέων, μέσω της άντλησης νερού από τους

υδροφορείς (π.χ., άντληση από γεώτρηση δίπλα σε ποτάμι, βλ. και παραπάνω σημείο 2). Στον τεχνητό εμπλουτισμό συμβάλλουν έμμεσα, ακόμη, οι επιστροφές στραγγισμάτων από τα περισσεύματα των αρδεύσεων μέσω των στραγγιστικών τάφρων, καθώς και οι διαρροές από ταμιευτήρες, από δίκτυα άρδευσης, ύδρευσης, αποχέτευσης, ή και από απορροφητικούς βόθρους. Ασφαλώς στις τελευταίες περιπτώσεις ο εμπλουτισμός μπορεί να συνοδεύεται από ποιοτική υποβάθμιση των υπόγειων νερών.

Η μείωση της εκφόρτισης των υδροφορέων προκαλείται αυτόματα, λόγω της ταπείνωσης της στάθμης τους. Όπως είδαμε, αυτό έχει συνέπεια τη μείωση της συνολικής επιφανειακής απορροής.

Ο ίδιος μηχανισμός (η ταπείνωση της στάθμης) ευθύνεται και για τη μείωση της υπόγειας εκροής. Σε μερικές περιπτώσεις η μείωση της υπόγειας απορροής επιτυγχάνεται και με πρόσθετα μέτρα, όπως είναι η κατασκευή υπόγειων διαφραγμάτων (π.χ. κουρτίνες τσιμεντενέσεων).

### 6.6.2 Συνδυασμένη εκμετάλλευση υπόγειων και επιφανειακών νερών

Από την ανάλυση του εδαφίου 6.6.1 γίνεται φανερό ότι υπάρχει σαφής σύνδεση της εκμετάλλευσης του επιφανειακού και του υπόγειου νερού. Κατά συνέπεια η εκμετάλλευση των επιφανειακών και υπόγειων νερών θα πρέπει πάντα να μελετάται σε συνδυασμό.

Η συνολική υδρολογική παραγωγή μιας λεκάνης, όπως ορίζεται με την εξίσωση (6.46), η οποία αποτελεί και την οροφή του εκμεταλλεύσιμου (επιφανειακού και υπόγειου) υδατικού δυναμικού, είναι δεδομένη (ίση με τη διαφορά κατακρημνισμάτων και εξατμοδιαπνοής, βλ. εξίσωση (6.47)) και δεν μπορεί πρακτικώς να τροποποιηθεί με τεχνολογικά έργα.\* Έτσι, κάθε αύξηση στην εκμετάλλευση του υπόγειου νερού κατά κανόνα μειώνει το εκμεταλλεύσιμο επιφανειακό δυναμικό. Εξαίρεση στον κανόνα αυτό αποτελεί η περίπτωση όπου η εκμετάλλευση του υπόγειου νερού στοχεύει στη μείωση της υπόγειας εκροής,  $G_0$  (π.χ., άντληση από υδροφορείς που εκρέουν προς τη θάλασσα).

---

\* Βέβαια, μείζονες αλλαγές στη χρήση γης της λεκάνης απορροής που προκαλούνται είτε από φυσικές καταστροφές (πυρκαγιές κτλ.), είτε από αναπτυξιακές δραστηριότητες (εκτεταμένη άρδευση κτλ.) μεταβάλλουν την ποσότητα της εξατμοδιαπνοής, ενώ και η βροχόπτωση και η εξατμοδιαπνοή υπόκεινται σε φυσικές ή ανθρωπογενείς κλιματικές μεταβολές.

Σε περιοχές που υπάρχουν (ή προγραμματίζονται) μεγάλα υδραυλικά έργα εκμετάλλευσης του επιφανειακού δυναμικού (ταμιευτήρες υπερετήσιας ρύθμισης) δεν έχει νόημα η εκμετάλλευση του νερού των ανάντη υπόγειων υδροφορέων (αφού το μεγαλύτερο μέρος του δυναμικού αυτών των υδροφορέων θα συλληφθεί, τελικώς, στους επιφανειακούς ταμιευτήρες). Ωστόσο, τέτοια μείζονος σημασίας υδραυλικά έργα δεν μπορούν προφανώς να κατασκευαστούν σε κάθε λεκάνη, για λόγους τεχνικούς, οικονομικούς ή περιβαλλοντικούς. Όπως είδαμε ήδη και στο κεφάλαιο 1 χωρίς τέτοια έργα, οι πρακτικώς εκμεταλλεύσιμες ποσότητες επιφανειακού νερού είναι πολύ μικρό ποσοστό της παραγωγής επιφανειακού νερού, λόγω της εντονότατης χρονικής διακύμανσης της επιφανειακής απορροής.

Στις τελευταίες περιπτώσεις αποκτά προτεραιότητα η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών. Ασφαλώς, αυτή η εκμετάλλευση δεν προϋποθέτει την κατασκευή ταμιευτήρων, αφού οι υδροφορείς πρακτικώς συμπεριφέρονται ως ταμιευτήρες υπερετήσιας εξίσωσης. Αλλά η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών παρουσιάζει συχνά και άλλα πλεονεκτήματα, έναντι αυτής των επιφανειακών:

- Πολλές φορές οι υδροφορείς αναπτύσσονται κάτω από τις εκτάσεις όπου γίνεται η κατανάλωση του νερού, οπότε αποφεύγεται η κατασκευή μεγάλων έργων μεταφοράς.
- Οι γεωτρήσεις εκμετάλλευσης των υπόγειων νερών μπορούν να κατασκευάζονται και να λειτουργούν αυτόνομα και ανεξάρτητα η μια από την άλλη, κάτι που ευνοεί τη σταδιακή ανάπτυξη του συστήματος εκμετάλλευσης.
- Κατά κανόνα η ποιότητα του υπόγειου νερού είναι καλύτερη από αυτή του επιφανειακού.\*

Σημαντικό μειονέκτημα της εκμετάλλευσης των υπόγειων νερών είναι η απαραίτητη άντληση του νερού, συχνά από μεγάλα βάθη, η οποία συνεπάγεται σημαντική ενεργειακή, άρα και οικονομική, επιβάρυνση. Έτσι, για μεγάλης κλίμακας ανάπτυξη υδατικών πόρων, το συνολικό κόστος

---

\* Ωστόσο, σε περίπτωση ρύπανσης του υπόγειου νερού, ο υδροφορέας μπορεί να αχρηστευτεί για πολλά χρόνια, επειδή η διαδικασία της απορρύπανσης εξελίσσεται με πολύ αργούς ρυθμούς, σε αντίθεση με τους αντίστοιχους των επιφανειακών υδάτινων σωμάτων.



κατασκευής και λειτουργίας των έργων εκμετάλλευσης υπόγειου νερού διαμορφώνεται σε πολύ μεγαλύτερα επίπεδα από τα αντίστοιχα των έργων εκμετάλλευσης επιφανειακού νερού.

### 6.6.3 Άλλες επιπτώσεις της εκμετάλλευσης του υπόγειου νερού

Εκτός από τις επιπτώσεις που αφορούν στην ποσοτική ανακατανομή των συνιστωσών του υδατικού ισοζυγίου, οι οποίες συζητήθηκαν στα εδάφια 6.6.1 και 6.6.2, η συστηματική άντληση υπόγειου νερού έχει συχνά και άλλες επιπτώσεις. Έτσι:

1. Η άντληση υπόγειου νερού σε νησιωτικές και παράκτιες περιοχές μετακινεί τη *διεπιφάνεια* (ή *μεταβατική ζώνη*) που σχηματίζεται ανάμεσα στο υπόγειο γλυκό νερό και το νερό της θάλασσας. Το υπόγειο μέτωπο του θαλασσινού νερού προωθείται προς την ξηρά (*εισχώρηση θαλασσινού νερού*) και μετά από κάποιο χρονικό διάστημα αντλείται ποιοτικά υποβαθμισμένο νερό (*υφαλμύριση*) ή ακόμη και θαλασσινό νερό. Αυτή η επίπτωση μπορεί να είναι πρακτικώς μη αντιστρεπτή, αφού η επαναφορά στην προϋπάρχουσα φυσική κατάσταση μπορεί να διαρκέσει πάρα πολλά χρόνια.
2. Ανάλογα φαινόμενα παρατηρούνται σε υδροφορείς που γειτνιάζουν με άλλους υδροφορείς που περιέχουν νερό χαμηλότερης ποιότητας ή μολυσμένο με ρυπογόνες ουσίες.
3. Η ταπείνωση της στάθμης των φρεάτιων υδροφορέων και η αφαίρεση σημαντικών ποσοτήτων νερού από περιορισμένους υδροφορείς μπορεί να προκαλέσει καθιζήσεις των εδαφών, δεδομένου ότι το βάρος των υπερκείμενων υλικών εξισορροπείται σε μεγαλύτερο βαθμό από δυνάμεις που αναπτύσσονται στο στερεό ιστό του εδαφικού υλικού, αφού η υδραυλική πίεση μειώνεται.

### 6.6.4 Ασφαλής απόδοση

Παλιότερα επικρατούσε η άποψη ότι η απολήψιμη ποσότητα νερού από τους υπόγειους υδροφορείς δεν πρέπει να υπερβαίνει τη φυσική επαναφόρτιση. Όπως όμως είδαμε στα προηγούμενα εδάφια, η αρχή αυτή δεν είναι σωστή, δεδομένου ότι η εκμετάλλευση του υπόγειου νερού ανακατανέμει ποσοτικά τις συνιστώσες του υδατικού ισοζυγίου. Έτσι, είναι δυνατό να αντλούνται ποσότητες μεγαλύτερες από τη φυσική επαναφόρ-

τιση, είτε εις βάρος της εκφόρτισης (βασικής ροής), είτε από το περίσσειμα της ενισχυμένης επαναφόρτισης που θα προκληθεί από την εκμετάλλευση. Ωστόσο, η ανεξέλεγκτη αύξηση της εκμετάλλευσης μπορεί να έχει σημαντικές αρνητικές επιπτώσεις, μερικές από τις οποίες συζητήσαμε πιο πάνω. Υπάρχει επομένως κάποιο όριο ασφαλείας, το οποίο λέγεται *ασφαλής απόδοση* και ορίζεται ως η ετήσια ποσότητα νερού που μπορεί να αποληφθεί χωρίς να προκαλεί ανεπιθύμητα αποτελέσματα (Todd, 1959, σ. 200).

Ο όρος “ανεπιθύμητα αποτελέσματα” είναι βέβαια ασαφής και πολύ γενικός. Τα παρακάτω σημεία διευκρινίζουν το περιεχόμενο αυτού του όρου (Dingman, 1994, σ. 359):

1. Η υπεράνληση υπόγειου νερού προκαλεί καθιζήσεις εδαφών (βλ. σημείο 3 στο εδάφιο 6.6.3).
2. Η ταπείνωση της στάθμης των φρεάτιων οριζόντων ή της πίεσης των περιορισμένων υδροφορέων αυξάνει το κόστος άντλησης σε γραμμική αναλογία.
3. Η ταπείνωση ενός φρεάτιου υδροφορέα από ένα κάτοχο γεώτρησης μπορεί να οδηγήσει γειτονικές αβαθέστερες γεωτρήσεις σε αστοχία, δημιουργώντας ουσιαστικά και νομικά προβλήματα.
4. Η μείωση της επιφανειακής απορροής των ποταμών μπορεί να θέσει σε κίνδυνο τα οικοσυστήματά τους και να περιορίσει τις απολήψεις επιφανειακού νερού.
5. Η μείωση της επιφανειακής ή υπόγειας τροφοδοσίας των λιμνών και των υγροτόπων οδηγεί σε μείωση της στάθμης και της έκτασής τους, πράγμα που μπορεί να θέσει σε κίνδυνο τα οικοσυστήματά τους και να περιορίσει τις τυχόν απολήψεις νερού από αυτά τα υδάτινα σώματα.
6. Η μείωση της εκροής υπόγειου γλυκού νερού προς τη θάλασσα μπορεί να έχει δυσμενείς συνέπειες στα παράκτια οικοσυστήματα.
7. Η υπεράνληση νερού σε παράκτιες περιοχές προκαλεί εισχώρηση του θαλασσινού νερού (βλ. σημείο 1 στο εδάφιο 6.6.3).

Πολλές περιοχές της Ελλάδας αλλά και της υδρογείου έχουν υποστεί τις παραπάνω συνέπειες από την κακή εκμετάλλευση των υπόγειων νερών. Πρέπει ωστόσο να τονίσουμε, ότι οι παραπάνω υδρολογικές επιπτώσεις και οι οικονομικές, κοινωνικές, περιβαλλοντικές και νομικές

συνέπειές τους δεν είναι τόσο εύκολο να εκτιμηθούν σε μια “εφάπαξ” μελέτη, εξαιτίας της εμφανούς πολυπλοκότητας του όλου θέματος. Έτσι, η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών απαιτεί συνεχή επιστημονική και τεχνική παρακολούθηση και διαρκή επανεκτίμηση των όρων, συνθηκών και έργων εκμετάλλευσης. Άλλωστε και το ίδιο το μέγεθος της ασφαλούς απόδοσης δεν μπορεί να είναι εξ αρχής γνωστό, αλλά η εκτίμησή του διαρκώς βελτιώνεται, παράλληλα με την αξιοποίηση των υπόγειων νερών.