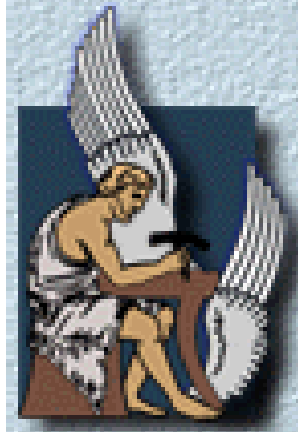


ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*‘Υδρολογική μελέτη και σενάρια διαχείρισης υπόγειου υδροφορέα περιοχής
Αγιάς Χανίων με χρήση μοντέλων προσομοίωσης’*

ΒΡΥΖΩΝΗΣ ΔΗΜΗΤΡΗΣ

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

Καρατζάς Γεώργιος (επιβλέπων)
Τσάνης Ιωάννης
Καραφίλης Ιάσωνας

ΧΑΝΙΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2007

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

‘ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ’

- 1.1 Εισαγωγή
- 1.2 Ταξινόμηση των υπόγειων υδάτων
- 1.3 Υδροφορείς
- 1.4 Παράμετροι υδροφορέων
- 1.5 Ομοιογένεια και ισοτροπία

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

‘ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ’

- 2.1 Εισαγωγή
 - 2.1.1 Μοντέλα υπόγειας ροής
 - 2.1.2 Πρωτόκολλο μοντελοποίησης
- 2.2 Εξισώσεις του μοντέλου υπόγειας ροής
 - 2.2.1 Εξισώσεις του συστήματος
 - 2.2.2 Οριακές συνθήκες
 - 2.2.2.1 Τύποι οριακών συνθηκών
 - 2.2.3 Προσομοίωση ακόρεστης ζώνης
 - 2.2.3.1 Μοντέλα πεπερασμένων διαφορών
 - 2.2.3.2 Μοντέλα πεπερασμένων στοιχείων
 - 2.2.4 Διαρροή

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

‘ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ’

- 3.1 Προσδιορισμός της περιοχής μελέτης
- 3.2 Ιστορικά
- 3.3 Υδρολογικά και μετεωρολογικά στοιχεία
- 3.4 Κλιματολογικά στοιχεία
 - 3.4.1 Γενικά
 - 3.4.2 Θερμοκρασία
 - 3.4.3 Υγρασία
 - 3.4.4 Βροχόπτωση
 - 3.4.5 Άνεμοι
 - 3.4.6 Νέφωση- Ηλιοφάνεια- Ομίχλη
- 3.5 Γεωλογία περιοχής μελέτης
- 3.6 Υδροφορία υπολεκάνης Αγκιάς
 - 3.6.1 Γενικά
 - 3.6.1.1 Καρστικοί σχηματισμοί
 - 3.6.1.2 Πορώδεις σχηματισμοί

3.6.1.3 Αδιαπέρατοι σχηματισμοί

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

‘ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΡΤC’

- 4.1 Εισαγωγή
 - 4.1.1 Θεμελιώδεις εξισώσεις
 - 4.1.2 Επίλυση του αλγορίθμου
- 4.2 Υπόγεια τρισδιάστατη ροή
 - 4.2.1 Θεμελιώδεις εξισώσεις
 - 4.2.2 Απαιτήσεις για τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων
 - 4.2.2.1 Απαιτήσεις για τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών
 - 4.2.2.2 Η κάθετη παράγωγος
 - 4.2.2.3 Η παράγωγος του χρόνου
- 4.3 Οριακές συνθήκες
 - 4.3.1 Καθορισμένο υδραυλικό ύψος
 - 4.3.2 Καθορισμένη ροή
 - 4.3.3 Τρίτου τύπου
- 4.4 Συνθήκες του υδροφόρου ορίζοντα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

‘ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΚΑΙ ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΤΟ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ ARGUS’

- 5.1 Εισαγωγή
- 5.2 Εισαγωγή δεδομένων στο λογισμικό Argus One
 - 5.2.1 Εισαγωγή
 - 5.2.2 Εισαγωγή δεδομένων

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

‘ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ’

- 6.1 Εισαγωγή
- 6.2 Υδραυλικά ύψη
- 6.3 Ταχύτητες υπογείων υδάτων
- 6.4 Αξιοπιστία μοντέλου (Μυλωνιανά)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

‘ΣΕΝΑΡΙΑ ΠΙΘΑΝΗΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ’

- 7.1 Εισαγωγή

- 7.2 Σενάριο I (Αύξηση της άντλησης κατά 10%)
7.3 Σενάριο II (Αύξηση της άντλησης κατά 25%)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

‘ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ’

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

‘ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ’

1.1 Εισαγωγή

Το νερό που υπάρχει στη φύση και που χρησιμοποιείται από τον άνθρωπο για διάφορες χρήσεις διακρίνεται σε επιφανειακό και υπόγειο. **Επιφανειακό** είναι το νερό των λιμνών και των ποταμών, ενώ **υπόγειο** είναι το νερό εκείνο το οποίο είναι αποθηκευμένο ή κινείται στο υπέδαφος και στους διάφορους υπόγειους γεωλογικούς σχηματισμούς.

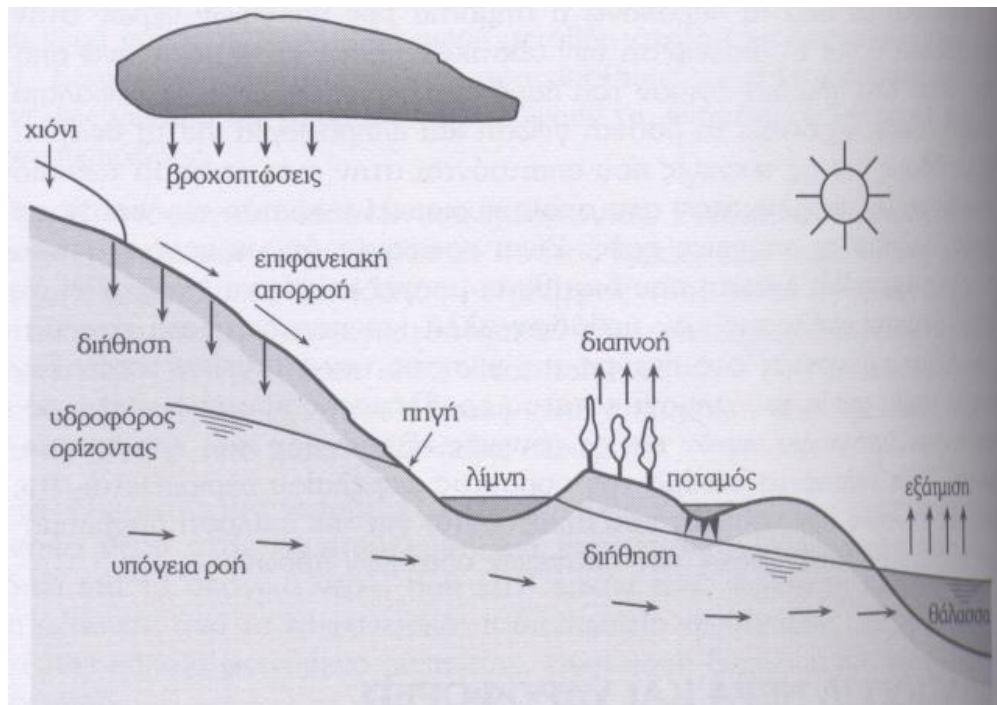
Ο συνολικός όγκος νερού που υπάρχει στη γη υπολογίζεται στα 1360 εκατομμύρια κυβικά χιλιόμετρα. Από αυτήν την ποσότητα, τα υπόγεια νερά αποτελούν μόνο ένα μικρό ποσοστό (0,6 %), δηλαδή περίπου $8 \times 10^6 \text{ km}^3$. Ο όγκος αυτός αντιστοιχεί στο 98 % του εκμεταλλεύσιμου πόρου σε υγρή κατάσταση, καθώς το νερό των ποταμών και των λιμνών είναι μικρότερο από το 0,03 % του συνολικού όγκου. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι σχεδόν η μισή ποσότητα των υπογείων υδάτων βρίσκεται σε τόσο μεγάλο βάθος που δεν επιτρέπει τη χρήση τους, τόσο εξαιτίας της χαμηλής ποιότητάς τους όσο και εξαιτίας της εξαιρετικά μεγάλης απαιτούμενης δαπάνης άντλησης.

Επιφάνεια ($\text{km}^2 \times 10^6$)	Όγκος ($\text{km}^3 \times 10^6$)	Όγκος (%)		Βάθος (m)	Χρόνος παραμονής
Ωκεανοί και Θάλασσες	361	1370	94	2500	~4000 χρόνια
Λίμνες - Αποθηκευτήρες	1,55	0,13	0,01	0,25	~10 χρόνια
Έλη	<0,1	<0,01	<0,01	0,007	1 – 10 χρόνια
Ανοιχτοί Αγωγοί	<0,1	<0,01	<0,01	0,003	2 εβδομάδες
Υγρασία Εδάφους	130	0,07	<0,01	0,13	2 εβδομάδες – 1 χρόνο
Υπόγεια νερά	130	60	4	120	2 εβδομάδες – 10000 χρόνια
Παγετώνες	17,8	30	2	60	10 – 10000 χρόνια
Ατμόσφαιρα	504	0,01	<0,01	0,025	~10 μέρες

Πίνακας 1.1: Υδατικό ισοζύγιο της γης

(Καρατζάς Γεώργιος Π., Σημειώσεις του μαθήματος «Ροή Υπογείων Υδάτων και Μεταφορά Ρύπων» του τμήματος Μηχανικών Περιβάλλοντος του Πολυτεχνείου Κρήτης, 2004)

Για την μελέτη των υπόγειων υδάτων είναι αναγκαίο να εξεταστεί το θέμα σφαιρικά και σε άμεσο συσχετισμό με τον Υδρολογικό Κύκλο καθώς η ανανέωση ενός σημαντικού μέρους του συνολικού όγκου των εκμεταλλεύσιμων υπόγειων νερών γίνεται με τη διήθηση των νερών των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, ενώ μεγάλο τμήμα τους χάνεται καθώς εκφορτίζεται στις θάλασσες και τους ωκεανούς.



Σχήμα 1.1 : Ο υδρολογικός κύκλος
(Τσακίρης Γ. 'Υδατικοί Πόροι: Ι. Τεχνική Υδρολογία' 1995)

Το Υδρολογικό Ισοζύγιο κάθε φυσικού συστήματος δίνεται από την εξίσωση:

$$P - R - G - E - T = \Delta S$$

όπου

- **P** ο ρυθμός κατακρήμνισης
- **R** ο ρυθμός επιφανειακής ροής
- **G** ο ρυθμός υπόγειας ροής
- **E** ο ρυθμός εξάτμισης
- **T** ο ρυθμός διαπνοής
- **ΔS** η μεταβολή του ρυθμού αποθήκευσης του ύδατος

Το υπόγειο νερό κινείται μέσα στα διάκενα εδαφών ή πετρωμάτων που χαρακτηρίζονται ως **διαπερατά** ή υδροπερατά. Οι όγκοι των γεωλογικών σχηματισμών στα οποία μπορεί να κινηθεί το υπόγειο νερό λέγονται **υδροφορείς** ή υδροφόρα στρώματα. (Χαρακτηριστικό παράδειγμα υδροφορέων αποτελούν αλλουβιακές αποθέσεις άμμων και χαλίκων). Αντίθετα τα λεγόμενα αδιαπέραστα στρώματα, ενώ έχουν την δυνατότητα να αποθηκεύσουν έστω και μικρές ποσότητες νερό πρακτικά δεν έχουν καμία δυνατότητα μεταφοράς του. (Κλασσικό παράδειγμα της κατηγορίας αυτής αποτελούν τα αργιλικά εδάφη). Ενδιάμεση κατηγορία των δυο παραπάνω αποτελούν εδάφη που έχουν σημαντικά μικρότερη των διαπερατών ικανότητα μεταφοράς νερού. Τα εδαφικά αυτά στρώματα χαρακτηρίζονται ως **ημιπερατά** (τυπικό παράδειγμα τους είναι οι φακοί αργίλου σε εναλλαγές με αμμώδη εδάφη).

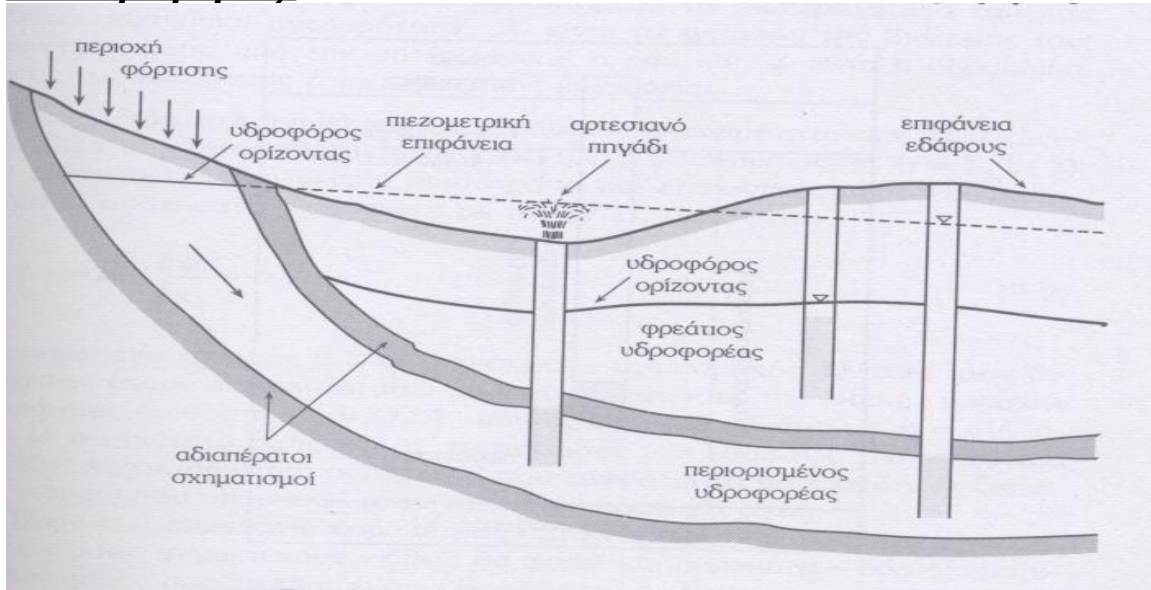
Η ροή του νερού στους υδροφορείς αναφέρεται συνήθως ως ροή σε πορώδη μέσα, αφού έτσι ονομάζονται όλα τα πετρώματα και τα εδάφη που αποτελούνται από έναστερεό σκελετό με τη μορφή συνάθροισης στερεών κόκκων που διαχωρίζονται και περιβάλλονται από διάκενα δηλαδή πόρους ή ρωγμές.
(Τσακίρης Γ. 'Υδατικοί Πόροι: Ι. Τεχνική Υδρολογία' 1995)

1.2 Ταξινόμηση των Υπογείων Υδάτων

Τα υπόγεια ύδατα κατανέμονται σε δύο ζώνες:

- **Ακόρεστη ζώνη**, είναι η ζώνη του υπεδάφους όπου οι εδαφικοί πόροι καταλαμβάνονται από αέρα και νερό (εκτός από την περίπτωση που καταλαμβάνονται μόνο με νερό – περίπτωση πλημμύρας).
- **Κορεσμένη ζώνη**, είναι η ζώνη όπου όλοι οι πόροι είναι πλήρεις από νερό και κάτω από υδροστατική πίεση. Η άνω επιφάνεια της ζώνης αυτής είναι ο υδροφόρος ορίζοντας, όπου η υδροστατική πίεση ισούται με την ατμοσφαιρική.

1.3 Υδροφορείς

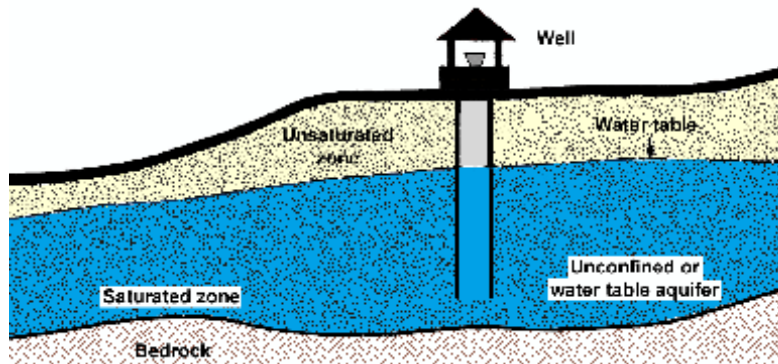


Σχήμα 1.2: Γενική μορφή υπογείων υδροφορέων
(Τσακίρης Γ. 'Υδατικοί Πόροι: Ι. Τεχνική Υδρολογία' 1995)

Υδροφορέας καλείται ο υπεδάφιος σχηματισμός που περιέχει σημαντικές ποσότητες διαπερατών υλικών κορεσμένων με νερό, τα οποία μπορούν να προμηθεύσουν φρέατα και πηγές με υδατικές ποσότητες.

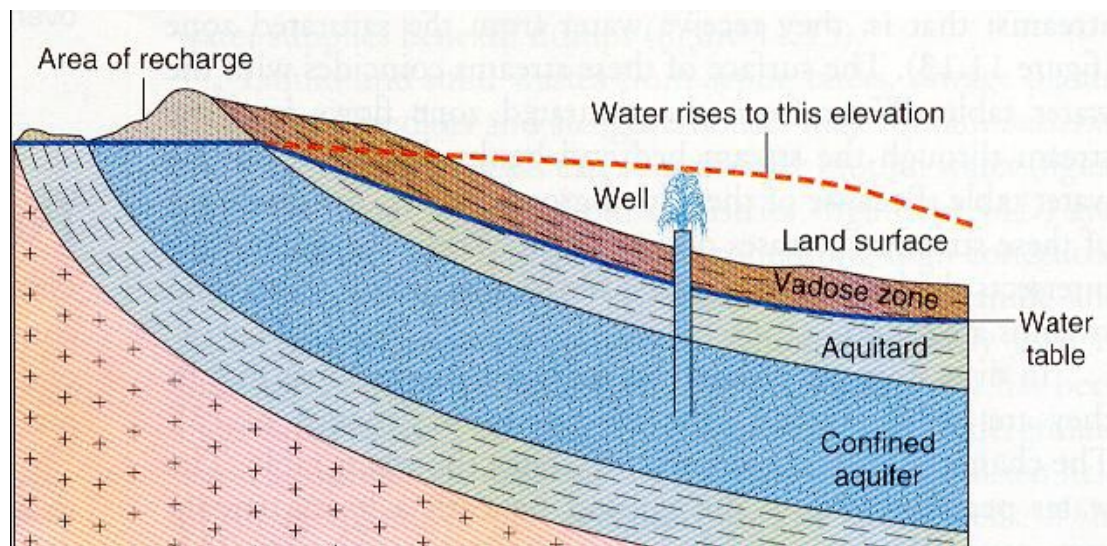
Οι υδροφορείς ανάλογα με τη θέση του υδροφόρου ορίζοντα ταξινομούνται σε:

- **Ελεύθερους**, των οποίων η ανώτερη επιφάνεια είναι ο υδροφόρος ορίζοντας.



Σχήμα 1.3: Ελεύθερος υδροφορέας
(www.mqtinfo.org/planningeduc0019.asp)

- **Περιορισμένους** ή αρτεσιανούς, οι οποίοι περιέχουν νερό υπό πίεση μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής και περιορίζονται στην άνω και κάτω επιφάνεια από αδιαπέρατα στρώματα.



Σχήμα 1.4: Περιορισμένος υδροφορέας
(Betsy Conclin, Dr Isiorho, Groundwater)

1.4 Παράμετροι Υδροφορέων

Οι υδροφορείς χαρακτηρίζονται από την ικανότητά τους να συγκρατούν και να μετακινούν νερό. Οι βασικές ιδιότητες που τους χαρακτηρίζουν είναι:

➤ **Πορώδες**

Είναι το ποσοστό του πετρώματος ή του εδάφους που δεν καταλαμβάνεται από στερεά υλικά και ορίζεται ως:

$$n = \frac{V_v}{V_o}$$

όπου

- V_v ο όγκος των κενών
- V_o ο συνολικός όγκος του δείγματος

Οι σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν το πορώδες είναι η κοκκομετρική σύνθεση, η διάταξη και το σχήμα των κόκκων, ενώ χαρακτηριστικές τιμές του πορώδους είναι:

Υλικά	Πορώδες (%)
<i>Μη διαστρωματοποιημένα υλικά</i>	
Χαλίκια	25-35
Άμμος	25-45
Ιλύς	35-50
Πηλός	45-55
Άμμος και Χαλίκια	20-30

Διαστρωματοποιημένα υλικά	
Αμμόλιθος	5-30
Δομολιτικοί Ασβεστόλιθοι	1-20
Καρστικοί Ασβεστόλιθοι	5-30
Σχιστόλιθος	1-10
Κυστοειδής βασάλτης	10-40
Αποσαθρωμένος βασάλτης	5-30
Πορώδης βράχος	10-60
Φρέσκος γρανίτης και γνευσίτης	0.01-2
Αποσαθρωμένος γρανίτης και γνευσίτης	1-15

Πίνακας 1.2: Χαρακτηριστικές τιμές του πορώδους
(Freeze and Cherry, 1979, Todd, 1980, Driscoll, 1986)

➤ **Νόμος του Darcy**

Ο Henry Darcy, μελέτησε τη ροή του νερού διαμέσου οριζόντιων στρωμάτων άμμου που συνήθως χρησιμοποιούνται σαν υδατικά φίλτρα. Το συμπέρασμα της μελέτης του ήταν ότι ο ρυθμός ροής (Q/A) διαμέσου πορώδους είναι ανάλογος των απωλειών φορτίου, ανάλογος ενός συντελεστή K που χαρακτηρίζει το πορώδες υλικό και αντιστρόφως ανάλογος του μήκους πορείας της ροής. Η διατύπωση αυτή είναι ο νόμος του Darcy και η μαθηματική έκφραση είναι :

$$\frac{Q}{A} = -K \frac{\Delta h}{L} \Rightarrow q = -K \frac{\Delta h}{L}$$

Όπου: Q : είναι η παροχή (L^3/T)
 A : είναι η επιφάνεια (L^2)
 K : είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)
 Δh : είναι η απώλεια φορτίου (L)
 L : είναι το μήκος της στήλης (L)
 q : είναι η ταχύτητα του Darcy ή ειδική παροχή (L/T)

Το αρνητικό πρόσημο δείχνει ότι η ταχύτητα της ροής είναι προς την κατεύθυνση που ελαττώνεται το φορτίο.

Η έκφραση $\Delta h/L$ συνήθως εμφανίζεται στην γενική της μορφή ως $\Delta h/dL$ και ονομάζεται **υδραυλική κλίση**.

Ο νόμος του Darcy ισχύει για αριθμούς Reynolds < 1 , έχει παρατηρηθεί όμως ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί μέχρι και για $Re = 10$. Στην περίπτωση των υπόγειων νερών η ροή συμβαίνει με $Re < 1$, πράγμα το οποίο εξασφαλίζει τη χρήση του νόμου Darcy χωρίς καμία προϋπόθεση, πλην των περιπτώσεων που υπάρχει μεγάλη υδραυλική κλίση, όπως κοντά σε φρέαρ άντλησης ή σε περιπτώσεις που υπάρχει τυρβώδης ροής όπως κοντά σε βασάλτη ή ασβεστόλιθο με μεγάλα ανοίγματα.

Η ταχύτητα του Darcy, εξ' ορισμού θεωρεί ότι η ροή λαμβάνει χώρα διαμέσου της ολικής επιφάνειας χωρίς όμως να λαμβάνει υπόψη το στερεό υλικό και τους πόρους. Ουσιαστικά όμως σε ένα πορώδες υλικό η ροή περιορίζεται μόνο εντός του χώρου των πόρων και η πραγματική ταχύτητα ορίζεται ως εξής :

$$q_p = \frac{Q}{nA} = \frac{q}{n} = -\frac{K}{n} \frac{dh}{dl}$$

όπου : q_p : είναι η ταχύτητα διήθησης (L/T)
 Q : είναι ο ρυθμός παροχής (L³/ T)
 A : είναι η επιφάνεια (L²)
 n : είναι το πορώδες
 q : είναι η ταχύτητα του Darcy ή ειδική παροχή (L/T)
 K : είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)
 dh : είναι η απώλεια φορτίου (L)
 dl : είναι το μήκος της στήλης (L)

➤ Υδραυλική αγωγιμότητα

Σε μια σειρά πειραμάτων που έγιναν σε ένα ομοιόμορφο, ιδεώδες, πορώδες μέσο το οποίο αποτελείται από υάλινες σφαίρες διαμέτρου d , ομοιόμορφα κατανεμημένες μελετήθηκε η ροή διάφορων ρευστών πυκνότητας ρ , ιξώδους μ και σταθερής υδραυλικής κλίσης dh/dl . Από τα αποτελέσματα προέκυψε ότι για την υδραυλική αγωγιμότητα ισχύει :

$$K = \frac{k\rho g}{\mu}$$

όπου : $k = Cd^2$ και ορίζεται ειδική διαπερατότητα του πορώδους μέσου.
 C συντελεστής που λαμβάνει υπόψη την ταξινόμηση μεγέθους των κόκκων.

➤ Ταχύτητα Διήθησης

Η ταχύτητα του Darcy θεωρεί ότι η ροή λαμβάνει χώρα διαμέσου της ολικής επιφάνειας χωρίς όμως να λαμβάνει υπόψη το στερεό υλικό και τους πόρους. Σε ένα πορώδες υλικό, όμως, η ροή περιορίζεται μόνο εντός του χώρου των πόρων και έτσι η πραγματική ταχύτητα ορίζεται ως εξής

$$q_p = \frac{Q}{nA} = \frac{q}{n} - \frac{K}{n} \frac{dh}{dl}$$

όπου: q_p η ταχύτητα διήθησης (L/T)

1 n το πορώδες (αδιάστατο)

2 dh η απώλεια φορτίου (L)

3 dl το μήκος της στήλης (L)

➤ **Συντελεστής Μεταβιβασιμότητας**

Ο όρος της μεταβιβασιμότητας χρησιμοποιείται ευρύτατα στην υπόγεια υδραυλική. Ορίζεται ως ο ρυθμός με τον οποίο νερό δεδομένου κινητικού ιξώδους μεταβιβάζεται διαμέσου υδροφορέα μοναδιαίου πλάτους με μοναδιαία υδραυλική κλίση.

$$T = K b$$

Όπου: T ο συντελεστής μεταβιβασιμότητας (L²/T)

1 K η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

2 b το κορεσμένο πάχος του υδροφορέα (L)

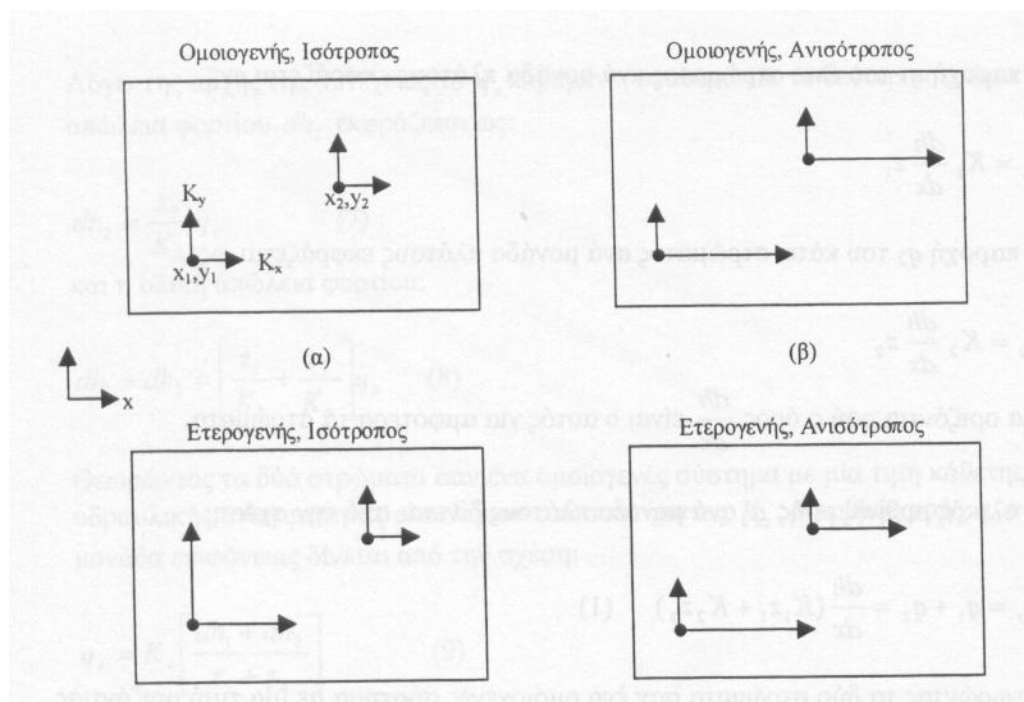
Η *μεταβιβασιμότητα των περιορισμένων υδροφορέων* είναι σταθερή, εφόσον το πάχος τους είναι αμετάβλητο. Αντίθετα, η *μεταβιβασιμότητα των ελεύθερων υδροφορέων* μεταβάλλεται χωρικά, καθώς το πάχος του υδροφορέα εξαρτάται σε κάθε θέση από τη στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα.

Στους περιορισμένους υδροφορείς η ικανότητα αποθήκευσης ύδατος οφείλεται στη συμπίεστικότητα του ύδατος και του υλικού. Αντίθετα, στους ελεύθερους υδροφορείς η ικανότητα αποθήκευσης ύδατος οφείλεται κυρίως στην πλήρωση ή εκκένωση των πόρων και πολύ λιγότερο στη συμπίεστικότητα του ύδατος και του υλικού. (Καρατζάς Γεώργιος Π., Σημειώσεις του μαθήματος «Ροή Υπογείων Υδάτων και Μεταφορά Ρύπων» του τμήματος Μηχανικών Περιβάλλοντος του Πολυτεχνείου Κρήτης, 2004)

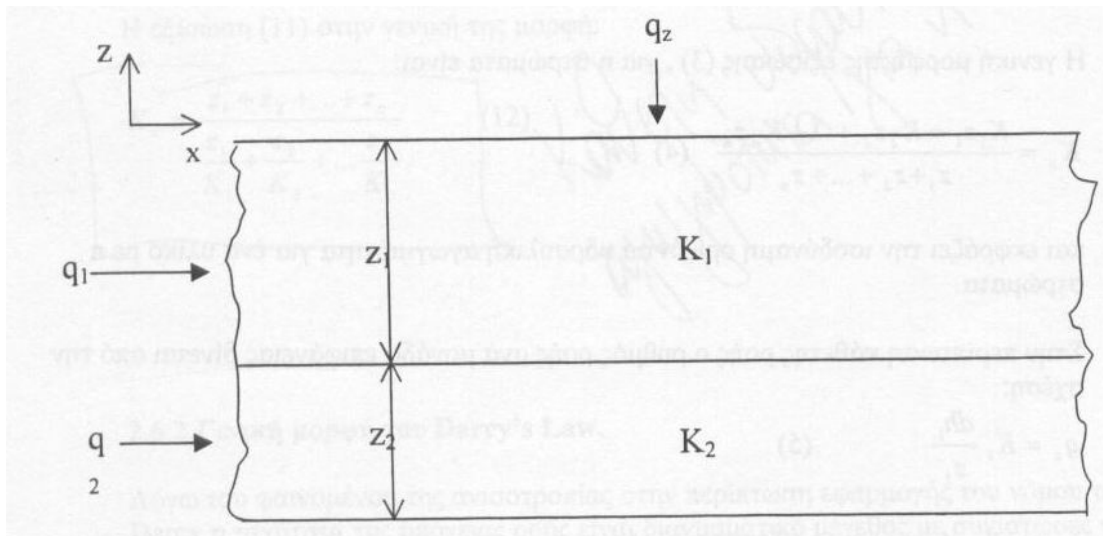
1.5 Ομοιογένεια και Ισοτροπία

Η υδραυλική αγωγιμότητα ενός υδροφορέα συνήθως μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο. Επίσης, είναι δυνατόν σε δεδομένο σημείο να μεταβάλλεται και ανάλογα με την κατεύθυνση. Στην πρώτη περίπτωση έχουμε την ιδιότητα της ομοιογένειας ή ετερογένειας και στην δεύτερη της ισοτροπίας ή ανισοτροπίας. Έτσι, ένας υδροφορέας μπορεί να χαρακτηριστεί ως :

- **Ομοιογενής**, όταν έχει τις ίδιες υδραυλικές ιδιότητες σε κάθε σημείο του.
- **Ετερογενής**, όταν οι υδραυλικές του ιδιότητες μεταβάλλονται χωρικά.
- **Ισότροπος**, όταν σε οποιοδήποτε δεδομένο σημείο οι υδραυλικές του ιδιότητες είναι ίδιες προς όλες τις κατευθύνσεις.
- **Ανισότροπος**, όταν σε οποιοδήποτε δεδομένο σημείο οι υδραυλικές του ιδιότητες διαφέρουν σε κάθε κατεύθυνση.



Σχήμα 1.5: Χαρακτηριστικές περιπτώσεις ομοιογένειας και ισοτροπίας
(Freeze and Cherry, 1979)



Σχήμα 1.6: Διαγραμματική αναπαράσταση δυο ισοτρόπων οριζοντίων στρωμάτων με διαφορετικό πάχος και υδραυλική αγωγιμότητα K

(Καρατζάς Γεώργιος Π., Σημειώσεις του μαθήματος «Ροή Υπογείων Υδάτων και Μεταφορά Ρύπων» του τμήματος Μηχανικών Περιβάλλοντος του Πολυτεχνείου Κρήτης, 2004)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

‘Θεωρητικό Υπόβαθρο’

2.1 Εισαγωγή

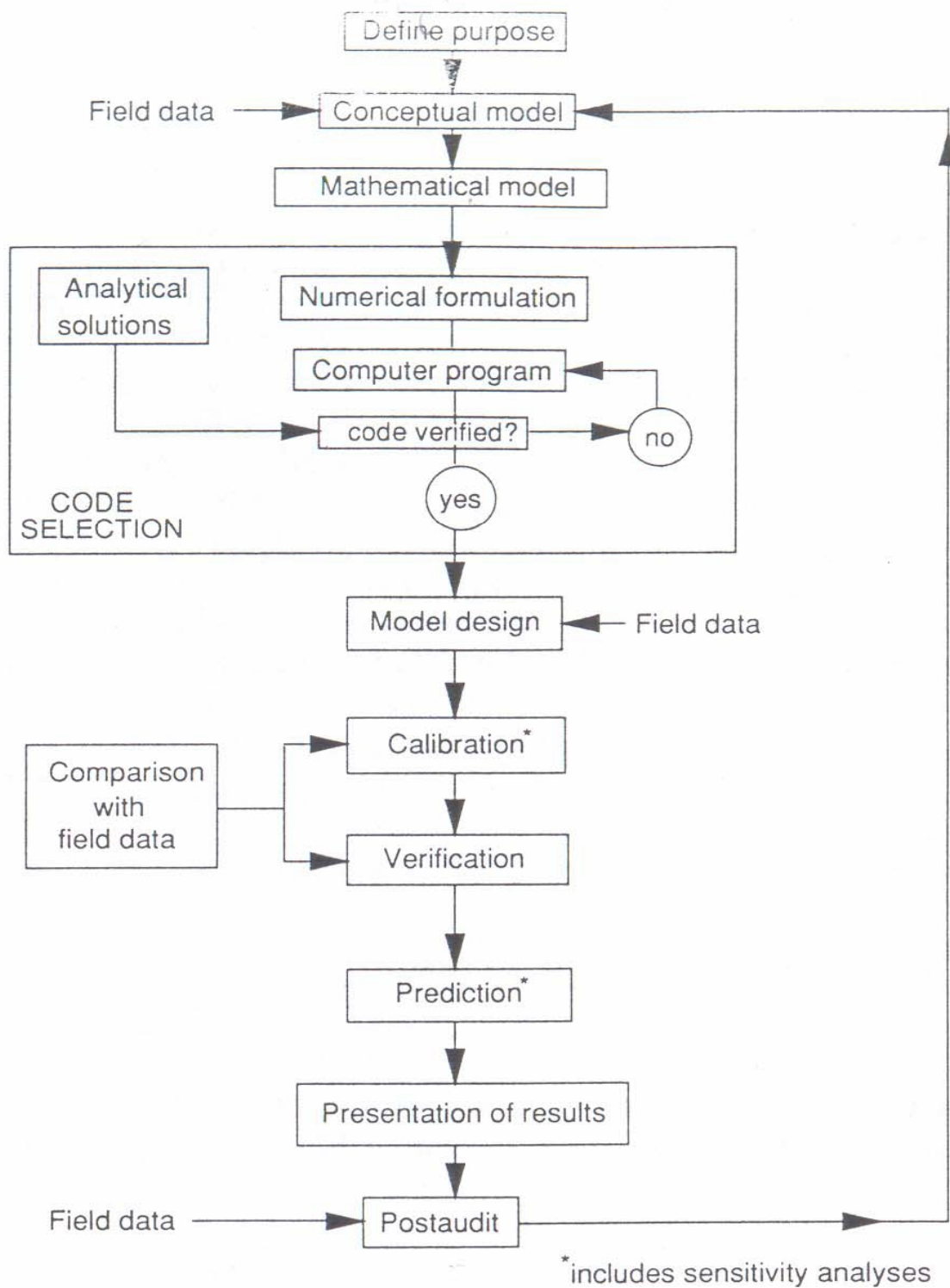
2.1.1 Μοντέλα υπόγειας ροής.

Τα περισσότερα περιβαλλοντικά προβλήματα που σχετίζονται με την συμπεριφορά των υπόγειων συστημάτων νερού επιλύονται με τη χρήση μοντέλων υπόγειας ροής. Γενικά με τον όρο ‘μοντέλο’ εννοούμε ένα τέχνασμα το οποίο αντιπροσωπεύει μια προσέγγιση της κατάστασης του πεδίου. Ένα μαθηματικό μοντέλο προσομοιώνει την υπόγεια ροή έμμεσα με τη χρήση θεμελιωδών εξισώσεων μέσω των οποίων αντιπροσωπεύουν τη φυσική διαδικασία η οποία λαμβάνει χώρα στο σύστημα, σε συνδυασμό με άλλες εξισώσεις για να περιγράψουν τα υδραυλικά ύψη ή τις παροχές κατά μήκος των ορίων του μοντέλου (οριακές συνθήκες). Για προβλήματα που εξαρτώνται από το χρόνο, οι εξισώσεις που περιγράφουν την αρχική κατάσταση για τα υδραυλικά ύψη του συστήματος είναι εξίσου απαραίτητες (αρχικές συνθήκες). Ένα

μαθηματικό μοντέλο μπορεί να επιλυθεί είτε αναλυτικά είτε αριθμητικά, και στις δύο περιπτώσεις όμως η επίλυση επιτυγχάνεται με τη βοήθεια ηλεκτρονικών υπολογιστών. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

2.1.2 Πρωτόκολλο μοντελοποίησης

Η μοντελοποίηση είναι ένας εξαιρετικός τρόπος στο να βοηθήσει στην οργάνωση και στη σύνθεση των δεδομένων του πεδίου. Έτσι τα βασικά βήματα του πρωτοκόλλου για την εφαρμογή ενός μαθηματικού μοντέλου που περιγράφει την υπόγεια ροή και την μεταφορά ρύπων είναι καταρχάς η ανάπτυξη του μοντέλου και στη συνέχεια ακολουθούν και άλλες διαδικασίες όπως η επιλογή του κώδικα του μοντέλου, η επαλήθευση, ο σχεδιασμός του μοντέλου, η βαθμονόμηση, η ανάλυση ευαισθησίας και η πρόβλεψη όπως παρουσιάζονται στο ακόλουθο σχήμα.



Σχήμα 2.1: Βασικά βήματα του πρωτοκόλλου για την εφαρμογή ενός μαθηματικού μοντέλου

(Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

2.2. Οι εξισώσεις του μοντέλου υπόγειας ροής

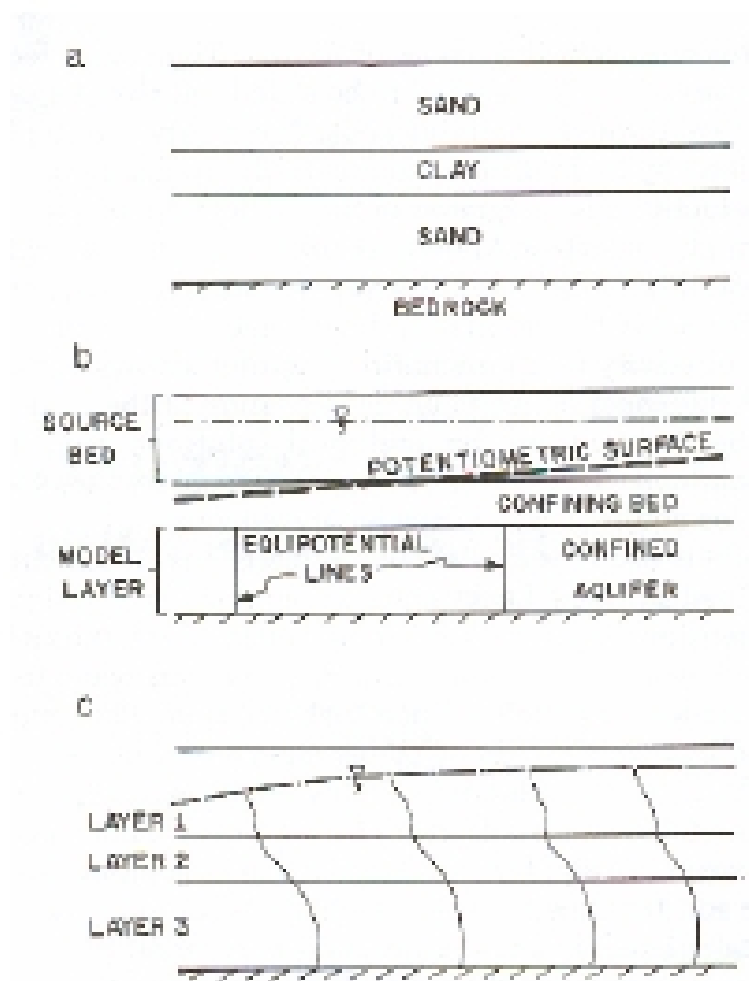
Μία πλήρης μαθηματική περιγραφή ενός μοντέλου περιλαμβάνει την εξίσωση, τις οριακές συνθήκες και τις αρχικές συνθήκες αν το πρόβλημα εξαρτάται από το χρόνο.

2.2.1. Εξισώσεις του συστήματος

Πριν τη διαφορίση μιας εξίσωσης του συστήματος υπάρχουν δύο θεωρήσεις για τα συστήματα υπόγειων υδάτων η θεώρηση υδροφορέα και η θεώρηση συστήματος ροής.

- Η θεώρηση υδροφορέα βασίζεται στη λογική των περιορισμένων και ελεύθερων υδροφορέων. Ο υδροφορέας αποτελείται από πορώδες υλικό και με δυνατότητα αποθήκευσης και μεταφοράς σημαντικών ποσοτήτων ύδατος σε πηγάδια. Ο περιορισμένος υδροφορέας καλύπτεται από ένα περιοριστικό στρώμα πορώδους υλικού που καθυστερεί την κίνηση του ύδατος, ενώ ο ελεύθερος υδροφορέας έχει για πάνω όριό του τον υδροφόρο ορίζοντα. Αυτή η θεώρηση βρίσκει εξαιρετική εφαρμογή στην περίπτωση ανάλυσης της ροής προς πηγάδια άντλησης και αποτελεί τη βάση για πολλές αναλυτικές λύσεις όπως εκείνες των Thiem, Theis και Jacob. Σε αυτή τη θεώρηση η ροή του υπόγειου ύδατος θεωρείται αυστηρά οριζόντια μεταξύ των υδροφορέων και αυστηρά κάθετη μεταξύ των περιοριστικών στρωμάτων. Η ικανότητα ενός υδροφορέα να μεταφέρει ύδωρ περιγράφεται από την υδραυλική διαπερατότητά του. Η θεώρηση υδροφορέα υπολογίζει από το ολοκλήρωμα της διαπερατότητας στην κατακόρυφη διάσταση ένα χαρακτηριστικό μέγεθος γνωστό ως μεταβιβασιμότητα, που ισούται με το γινόμενο της διαπερατότητας επί το πάχος της κορεσμένης ζώνης. Η μεταβιβασιμότητα ενός περιορισμένου ομογενούς και με σταθερό πάχος υδροφορέα είναι σταθερή ενώ αυτή ενός ελεύθερου υδροφορέα είναι πάντα μεταβλητή χωρικά αφού το πάχος της κορεσμένης ζώνης εξαρτάται από το υδραυλικό ύψος του υδροφόρου ορίζοντα. Βέβαια, αν και στις αναλυτικές λύσεις θεωρούνται σταθερές, τόσο η διαπερατότητα όσο και η μεταβιβασιμότητα είναι μεταβλητές χωρικά αφού οι υδροφορείς που συναντώνται στο πεδίο είναι πάντα ετερογενείς.

(Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)



Σχήμα 2.2: Θεωρήσεις συστημάτων υπογείων υδάτων

a. Γεωλογικό σύστημα

b. Θεώρηση υδροφορέα

c. Θεώρηση συστήματος ροής

(Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

- Με χρήση αυτής της θεώρησης προσομοιώνονται συστήματα δισδιάστατης ροής σε περιορισμένους και ελεύθερους υδροφορείς. Οι περιορισμένοι υδροφορείς με διαρροή μπορούν να προσομοιωθούν με μία ψευδο-τριδιάστατη προσέγγιση στην οποία η κάθετη ροή μέσα από τα περιοριστικά στρώματα αντιπροσωπεύεται από έναν όρο διαρροής που προσθέτει ή αφαιρεί ποσότητα ύδατος από τους υποκείμενους ή υπερκείμενους υδροφορείς του περιορισμένου υδροφορέα με διαρροή. Η ποσότητα της διαρροής εξαρτάται από την υδραυλική κλίση του περιορισμένου υδροφορέα καθώς και από το πάχος και την κάθετη διαπερατότητα του περιοριστικού στρώματος. Τα περιοριστικά στρώματα δεν είναι σαφώς προσομοιωμένα και η οριζόντια ροή σε αυτά δεν υπολογίζεται.

Η γενική μορφή της εξίσωσης του συστήματος για τη θεώρηση του υδροφορέα είναι:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} - R + L \quad (2.1)$$

όπου

$$L = -K_z' \frac{h_{source} - h}{b'}$$

Οι όροι στο αριστερό μέρος της εξίσωσης (2.1) αντιπροσωπεύουν οριζόντια ροή μέσω του υδροφορέα όπου h είναι το υδραυλικό ύψος και T_x και T_y είναι οι συνιστώσες της μεταβιβασιμότητας. Η τοποθέτηση των όρων T_x και T_y μέσα στα μερικά διαφορικά επιτρέπουν την χωρική μεταβολή τους (ετερογένεια), ενώ οι διαφορετικοί δείκτες για τις δύο διευθύνσεις επιτρέπει την εφαρμογή της εξίσωσης σε ανισότροπους υδροφορείς όπου $T_x \neq T_y$. Το S δηλώνει το συντελεστή αποθηκευτικότητας, το R είναι ένας όρος εμπλουτισμού ή άντλησης που στην εξίσωση θεωρείται θετικό (εμπλουτισμός). Αν συμβαίνει άντληση με ρυθμό W τότε στην εξίσωση πρέπει να τεθεί $R = -W$. Ο τελευταίος όρος στο δεξί μέρος της εξίσωσης (L) δηλώνει διαρροή από ένα περιοριστικό στρώμα όπου K_z' είναι η κάθετη υδραυλική αγωγιμότητά του, b' το πάχος του και h_{source} το υδραυλικό ύψος στο στρώμα που βρίσκεται στην άλλη πλευρά του περιοριστικού στρώματος.

Κατά την εφαρμογή της (2.1) σε ελεύθερο υδροφορέα γίνονται οι παραδοχές Dupuit πως:

- (1): οι γραμμές ροής είναι οριζόντιες και οι ισοδυναμικές γραμμές είναι κάθετες και
- (2): η υδραυλική κλίση είναι ίση με την κλίση του υδροφόρου ορίζοντα και ανεξάρτητη του βάθους.

Είναι γνωστό ότι $T_x = K_x h$ και $T_y = K_y h$, όπου h είναι η ανύψωση του υδροφόρου ορίζοντα από τον πυθμένα του υδροφορέα, δηλαδή το κορεσμένο πάχος, και μπορεί να μεταβάλλεται τόσο χωρικά όσο και χρονικά. Το S είναι η ειδική απόδοση και ο όρος της διαρροής συνήθως είναι μηδέν εκτός και εάν υπάρχει διαρροή από η προς κάποιο στρώμα κάτω από τον ελεύθερο υδροφορέα.

Από την εξίσωση (2.1) λείπει η συνιστώσα της μεταβιβασιμότητας στη διεύθυνση z . Αυτό οφείλεται στο ότι η μεταβιβασιμότητα στογγουλοποιείται στο μέσο όρο στην κάθετη διεύθυνση, αφού έχει θεωρηθεί ότι περιγράφεται η δισδιάστατη οριζόντια ροή σε έναν υδροφορέα και έτσι δεν ορίζεται η μεταβιβασιμότητα στην διεύθυνση z . Η υδραυλική διαπερατότητα ωστόσο περιγράφει τις ιδιότητες της μεταβίβασης σε ένα σημείο του υδροφορέα και για το λόγο αυτό έχει συνιστώσες και στις τρεις διευθύνσεις.

Στην περίπτωση της θεώρησης συστήματος ροής δε χρειάζεται η ταυτοποίηση καθ'αυτών των υδροφορέων και των περιοριστικών στρωμάτων αλλά η κατασκευή της τρισδιάστατης κατανομής της ροής, της υδραυλικής αγωγιμότητας και των ιδιοτήτων της αποθηκευτικότητας σε κάθε σημείο του συστήματος. Η θεώρηση αυτή επιτρέπει

τόσο οριζόντιες όσο και κάθετες συνιστώσες ροής στο σύστημα και έτσι επιτρέπει το χειρισμό της ροής είτε σαν δισδιάστατης είτε σε τρεις διαστάσεις.

Μια γενική μορφή της εξίσωσης του συστήματος είναι:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - R^* \quad (2.2)$$

όπου

K_x , K_y και K_z είναι οι συνιστώσες της υδραυλικής διαπερατότητας

S_s είναι η ειδική αποθηκευτικότητα

- R^* είναι ένας γενικός όρος εμπλουτισμού ή άντλησης που στην εξίσωση θεωρείται θετικό (εμπλουτισμός) και δηλώνει την εισροή στο σύστημα ανά μονάδα όγκου υδροφορέα ανά μονάδα χρόνου. Για την προσομοίωση άντλησης $R^* = -W$.

(Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

Εξίσωση Boussinesq

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, όταν η εξίσωση (2.1) χρησιμοποιείται για προσομοίωση ελεύθερων υδροφορέων, λαμβάνεται συνήθως :

$$T_x = K_x h \text{ και } T_y = K_y h$$

όπου h είναι το κορεσμένο πάχος του υδροφορέα.

Αντικαθιστώντας στην εξίσωση (2.1) προκύπτει η μη γραμμική εξίσωση Boussinesq:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (2.3)$$

όπου το L είναι μηδέν και ο συντελεστής αποθήκευσης είναι ίσος με την ειδική αποθηκευτικότητα.

Επειδή όμως ισχύει και ότι:

$$\frac{\partial h^2}{\partial x} = 2h \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$\frac{\partial h^2}{\partial y} = 2h \frac{\partial h}{\partial y}$$

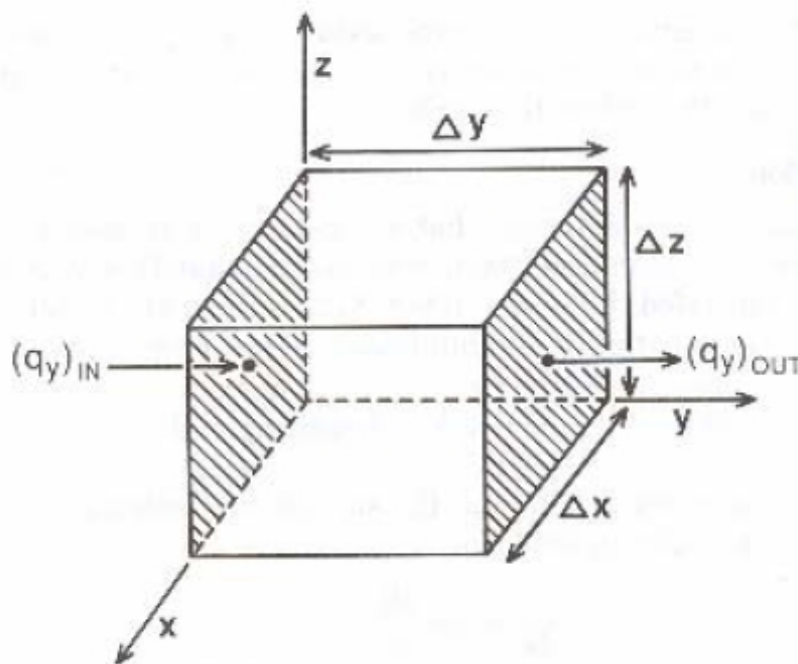
Η εξίσωση (2.3) παίρνει τη μορφή:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h^2}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h^2}{\partial y} \right) = 2S_y \frac{\partial h}{\partial t} - 2R \quad (2.4)$$

Η εξίσωση (2.4) είναι μη γραμμική επειδή ο όρος h είναι υψωμένο στη δεύτερη δύναμη στο αριστερό μέλος της εξίσωσης ενώ είναι στην πρώτη δύναμη στο δεξί. Αν και έχουν αναπτυχθεί αριθμητικές μέθοδοι για τη λύση της μη γραμμικής εξίσωσης, υπάρχει πιο εύκολος τρόπος να λυθεί το πρόβλημα. Αν είναι γνωστή μια τιμή του κορεσμένου πάχους του υδροφορέα η εξίσωση μπορεί να γραμμικοποιηθεί αποτελεσματικά σε ένα αριθμητικό μοντέλο. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

Παραγωγή των Εξισώσεων του Συστήματος

Η Εξίσωση 2.2 παραγωγίζεται από τη μαθηματική σύνδεση ενός υδατικού ισοζυγίου με το νόμο του Darcy. Η παραγωγή γίνεται παραδοσιακά με τη χρήση ενός κύβου αναφοράς από πορώδες υλικό το οποίο είναι αρκετά μεγάλο ώστε να είναι αντιπροσωπευτικό των ιδιοτήτων του πορώδους μέσου ενώ ταυτόχρονα είναι και αρκετά μικρό ώστε η αλλαγή του ρεύματος μέσα στον όγκο ελέγχου να είναι πολύ μικρή.



Σχήμα 2.3.: Ο μοναδιαίος όγκος ελέγχου που χρησιμοποιείται στην παραγωγή των εξισώσεων του συστήματος

(Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

Αυτός ο κύβος από πορώδες υλικό είναι γνωστός ως μοναδιαίος όγκος του πορώδους υλικού (Representative Elementary Volume – REV). Ο όγκος του ισούται με $\Delta x \Delta y \Delta z$. Η ροή του ύδατος μέσα από τον όγκο ελέγχου εκφράζεται από το ρυθμό άντλησης (q), όπου q είναι ένα διάνυσμα που μπορεί να εκφραστεί ως το άθροισμα των τριών συνιστωσών του q_x , q_y και q_z .

Δηλαδή:

$$q = q_x i_x + q_y i_y + q_z i_z \quad (2.6)$$

όπου i_x , i_y και i_z τα μοναδιαία διανύσματα των αξόνων x , y και z αντίστοιχα.

Το υδατικό ισοζύγιο (αρχή διατήρησης της μάζας) δηλώνει ότι:

$$\textbf{Έξοδος} - \textbf{Είσοδος} = \textbf{Αλλαγή στην Αποθήκευση} \quad (2.7)$$

Θεωρώντας τη ροή κατά μήκος του άξονα y του όγκου ελέγχου, η εισροή διέρχεται από επιφάνεια $\Delta x \cdot \Delta z$ και ισούται με $(q_y)_{IN}$ ενώ η εκροή είναι $(q_y)_{OUT}$. Ο ογκομετρικός ρυθμός εκροής μείον τον ογκομετρικό ρυθμό εισροής ισούται με:

$$[(q_y)_{OUT} - (q_y)_{IN}] \cdot \Delta x \cdot \Delta z \quad (2.8)$$

ή αλλιώς

$$\frac{(q_y)_{OUT} - (q_y)_{IN}}{\Delta y} (\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z) \quad (2.9)$$

και μετατρέποντας την εξίσωση σε μερική διαφορική η αλλαγή του ρυθμού ροής κατά μήκος του άξονα y είναι:

$$\frac{\partial q_y}{\partial y} (\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z) \quad (2.10)$$

Αντίστοιχες είναι και οι εξισώσεις της αλλαγής του ρυθμού ροής κατά μήκος των αξόνων x και z . Η ολική μεταβολή του ρυθμού ροής ισούται με την αλλαγή στην αποθήκευση και εκφράζεται ως:

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z = \text{αλλαγή στην αποθήκευση} \quad (2.11)$$

για να επιτραπεί επίσης η ύπαρξη μιας καταβόθρας (πηγάδι εμπλουτισμού) ή μιας πηγής (πηγάδι εμπλουτισμού) μέσα στον όγκο ελέγχου προστίθεται και ένας όρος $R^* \Delta x \Delta y \Delta z$ ο οποίος θεωρείται θετικός όταν πρόκειται για πηγή.

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \pm R^* \right) \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z = \text{αλλαγή στην αποθήκευση} \quad (2.12)$$

Από το δεξί μέλος της (2.7) η αλλαγή στην αποθήκευση ισούται με την ειδική αποθηκευτικότητα S_s , η οποία ορίζεται ως ο όγκος αποθηκευμένου νερού που απελευθερώνεται ανά μονάδα αλλαγής υδραυλικού ύψους και ανά μονάδα όγκου του υδροφορέα:

$$S_s = - \frac{\Delta V}{\Delta h \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z} \quad (2.13)$$

Η παραδοχή που γίνεται είναι ότι το ΔV είναι θετικό όταν το Δh είναι αρνητικό, ή αλλιώς ότι νερό απελευθερώνεται όταν το υδραυλικό ύψος μειώνεται. Ο ρυθμός αλλαγής της αποθήκευσης στον όγκο ελέγχου είναι:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \quad (2.14)$$

Από το συνδυασμό των (2.12) και (2.14) και διαίρεσή τους δια $\Delta x \Delta y \Delta z$ προκύπτει η τελική μορφή του ισοζυγίου μάζας του νερού:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = -S_s \frac{\partial h}{\partial t} + R^* \quad (2.15)$$

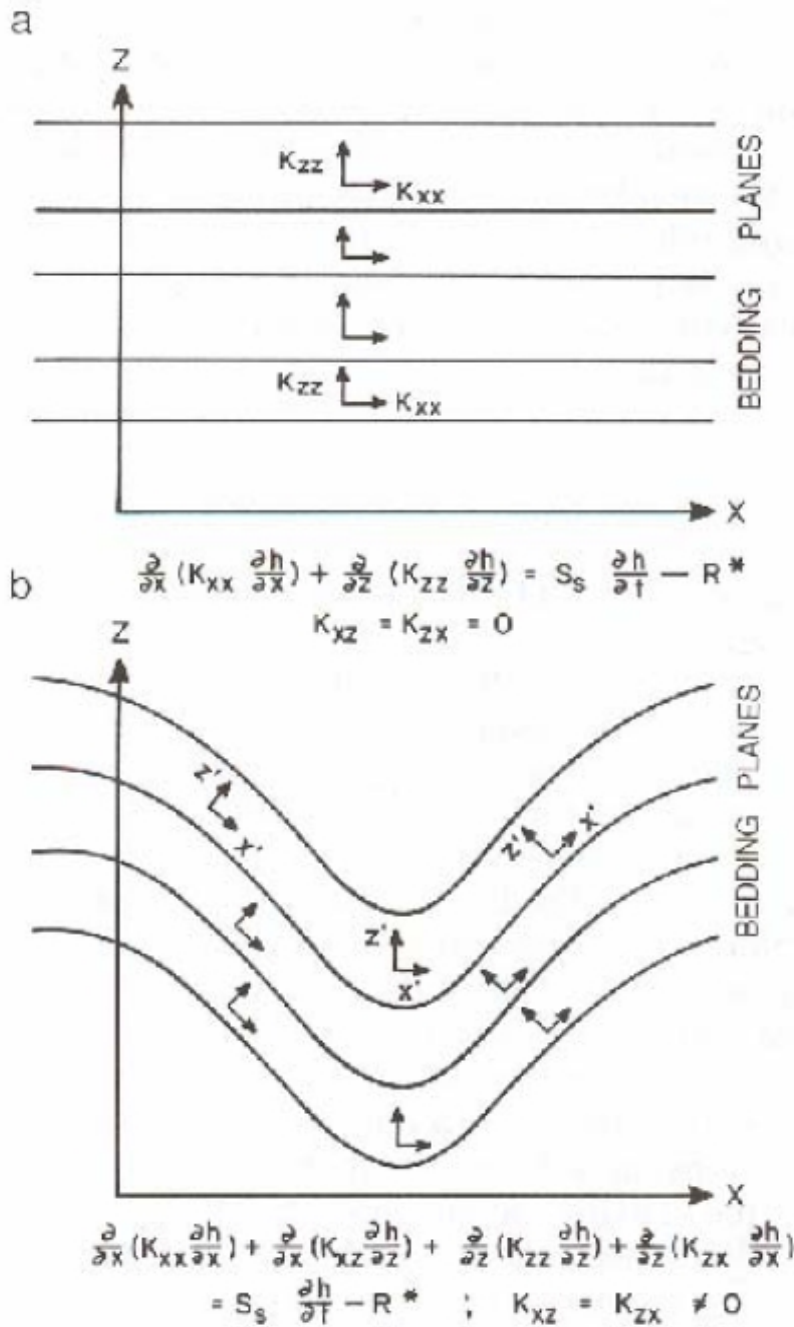
Η εξίσωση όμως αυτή έχει πολύ περιορισμένη χρήση αφού το q δεν είναι άμεσα μετρήσιμο. Όμως ο νόμος του Darcy δίνει μια σχέση μεταξύ των q και h και το υδραυλικό ύψος h είναι φυσικά άμεσα μετρήσιμο. Για τις τρεις διαστάσεις ο νόμος του Darcy γράφεται:

$$\begin{aligned} q_x &= -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\ q_y &= -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\ q_z &= -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned} \quad (2.16)$$

Όταν οι εξισώσεις (2.16) αντικατασταθούν στην (2.15) προκύπτει η (2.2). Η εξίσωση (2.1) παράγεται από την (2.2) θέτοντας $\partial h / \partial x = 0$, πολλαπλασιάζοντας με το b , προσθέτοντας τον όρο της διαρροής και θέτοντας $b \cdot S_s = S$ και $b \cdot R^* = R$. Στις εξισώσεις (2.1) και (2.2) θεωρείται ότι τα K_x , K_y και K_z (ή T_x , T_y) είναι συγγραμμικά με τους άξονες x , y και z . Αν η γεωλογία είναι τέτοια που να μην επιτρέπει την ευθυγράμμιση των κύριων διευθύνσεων της υδραυλικής αγωγιμότητας με ένα ορθογωνικό σύστημα συντεταγμένων, χρησιμοποιείται μια τροποποιημένη μορφή της εξίσωσης του συστήματος που χρησιμοποιεί όλα τα στοιχεία του πίνακα της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) που γράφεται ως εξής:

$$\bar{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

Τα στοιχεία του πίνακα μπορούν να μετρηθούν κατά τη διάρκεια ενός τεστ άντλησης, αλλά όταν οι κύριες διευθύνσεις είναι γνωστές, γίνεται στροφή των συντεταγμένων με τέτοιο τρόπο ώστε να μηδενίζονται τα στοιχεία του πίνακα που βρίσκονται εκτός της κύριας διαγωνίου. Αυτό επιτυγχάνεται ορίζοντας ένα καθολικό σύστημα συντεταγμένων για ολόκληρη της περιοχή μελέτης και τοπικά συστήματα συντεταγμένων για κάθε κελί ή στοιχείο του πλέγματος. Στα τοπικά συστήματα τα στοιχεία εκτός της κύριας διαγωνίου είναι μηδενικά. Μέσω της στροφής των συντεταγμένων είναι δυνατό να μετατραπούν εξισώσεις σχετικές με τα κύρια στοιχεία της υδραυλικής αγωγιμότητας στο τοπικό σύστημα αντίστοιχες με στοιχεία της υδραυλικής αγωγιμότητας στο καθολικό σύστημα.



Σχήμα 2.4.: Προσανατολισμός του συστήματος συντεταγμένων. α. Οι άξονες z και x είναι ευθυγραμμισμένοι με τις κύριες διευθύνσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας. β. Ορίζεται ένα καθολικό σύστημα x-z και τα τοπικά συστήματα x'-z' ευθυγραμμίζονται με τις κύριες συνιστώσες της υδραυλικής αγωγιμότητας

(Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

Όταν τα κύρια στοιχεία της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι συγγραμμικά με ένα ορθογωνικό σύστημα συντεταγμένων τα στοιχεία εκτός διαγωνίου είναι μηδενικά και ο δεύτερος δείκτης μπορεί να παραλειφθεί όπως στην εξίσωση (2.2). Οι εξισώσεις (2.1) και (2.2) υποθέτουν επίσης ότι η πυκνότητα είναι σταθερή. Η ροή που εξαρτάται από την πυκνότητα είναι ακόμα μια επιπλοκή σε προβλήματα που περιλαμβάνουν αλμυρό νερό όπως το πρόβλημα της υφαλμύρινσης. Εάν τα φαινόμενα της πυκνότητας είναι σημαντικά χρειάζεται μια διαφορετική εξίσωση του συστήματος και ένας αριθμητικός κώδικας ειδικός για την περίπτωση. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

Αριθμητικές Μέθοδοι

Αν απλοποιηθούν οι εξισώσεις (2.1) και (2.2) μπορούν να λυθούν αναλυτικά. Οι απλοποιήσεις συνήθως περιλαμβάνουν υποθέσεις ομοιογένειας και μονοδιάστατης ή δισδιάστατης ροής. Εκτός από τις εφαρμογές σε υδραυλική πηγαδιών, οι αναλυτικές λύσεις δε χρησιμοποιούνται σε πρακτικές εφαρμογές. Οι αριθμητικές λύσεις είναι πολύ πιο ευπροσάρμοστες και μέσω των υπολογιστών πιο εύκολες στη χρήση από τις πιο σύνθετες αναλυτικές λύσεις.

Στην προσομοίωση υπόγειου υδροφορέα χρησιμοποιούνται συνήθως οι παρακάτω πέντε κατηγορίες μοντέλων:

- i) πεπερασμένων διαφορών,
- ii) πεπερασμένων στοιχείων,
- iii) ολοκληρωμένων πεπερασμένων διαφορών,
- iv) η μέθοδος ολοκληρωμένης οριακής εξίσωσης και
- v) αναλυτικά στοιχεία.

Από αυτές οι δύο τελευταίες είναι σχετικά νέες τεχνικές και δεν είναι ευρέως διαδεδομένες. Η μέθοδος των ολοκληρωμένων πεπερασμένων διαφορών είναι στενά συνδεδεμένη με εκείνη των πεπερασμένων στοιχείων. Οι πεπερασμένες διαφορές και τα πεπερασμένα στοιχεία είναι οι πλέον διαδεδομένες μέθοδοι για επίλυση προβλημάτων ροής.

Ένα πρόγραμμα υπολογιστή, λύνει μία ομάδα αλγεβρικών εξισώσεων που δημιουργούνται από προσέγγιση των μερικών διαφορικών εξισώσεων (εξίσωση του συστήματος, οριακές συνθήκες και αρχικές συνθήκες) οι οποίες αποτελούν το μαθηματικό μοντέλο. Οι τεχνικές προσέγγισης όπως στις πεπερασμένες διαφορές και τα πεπερασμένα στοιχεία ενεργούν στο μαθηματικό μοντέλο και το μετατρέπουν σε μια μορφή που να μπορεί να λυθεί γρήγορα από έναν υπολογιστή. Η ομάδα των αλγεβρικών εξισώσεων που παράγεται με τον τρόπο αυτό μπορεί να εκφραστεί ως συνάρτηση πινάκων.

Η επιλογή ανάμεσα σε πεπερασμένες διαφορές ή πεπερασμένα στοιχεία εξαρτάται από το προς επίλυση πρόβλημα και την προτίμηση του χρήστη. Οι πεπερασμένες διαφορές είναι εύκολες στην κατανόηση και τον προγραμματισμό. Γενικά, απαιτούν λιγότερα στοιχεία για την κατασκευή του πλέγματος. Τα πεπερασμένα στοιχεία είναι καλύτερα στην προσέγγιση ορίων ακανόνιστου σχήματος από ότι οι πεπερασμένες διαφορές. (Οι ολοκληρωμένες πεπερασμένες διαφορές όμως μπορούν να χειριστούν τα ακανόνιστα όρια όπως και τα πεπερασμένα στοιχεία.) Είναι ευκολότερο να προσαρμοστεί το μέγεθος των μεμονωμένων στοιχείων όπως και η τοποθεσία των

ορίων με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων διευκολύνοντας τη διερεύνηση της επίδρασης που έχει στη λύση η διάταξη στο χώρο των κόμβων. Τα πεπερασμένα στοιχεία διαχειρίζονται επίσης καλύτερα τα εσωτερικά όρια όπως οι ελαττωματικές ζώνες και μπορούν να προσομοιώσουν καλύτερα σημειακές πηγές ή καταβόθρες, επιφάνειες με διαρροή και κινούμενους υδροφόρους ορίζοντες από ότι οι πεπερασμένες διαφορές. Για άλλους τύπους προβλημάτων η επιλογή μιας μεθόδου προσέγγισης βασίζεται συνήθως στην προτίμηση του χρήστη. Αν και κατά καιρούς έχουν υπάρξει άρθρα που υποστηρίζουν τη μία ή την άλλη μέθοδο, οι κρίσεις τους δεν είναι αντικειμενικές και πιο σωστή φαντάζει η γνώμη του Gray (1984) ότι «κάθε μέθοδος έχει ειδικά χαρακτηριστικά που μπορούν να είναι επιθυμητά για μια συγκεκριμένη εφαρμογή».

Αν και έχει αποδειχθεί ότι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών είναι μια ειδική περίπτωση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων – αν το πρόβλημα έχει κόμβους ανά ίσα διαστήματα οι παραγόμενες από τις δύο μεθόδους αλγεβρικές εξισώσεις είναι οι ίδιες – οι δύο μέθοδοι παρουσιάζουν διαφορές. Κυριότερη είναι η θεμελιώδης διαφορά φιλοσοφίας. Οι μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών υπολογίζουν μια τιμή για το υδραυλικό ύψος σε κάθε κόμβο που είναι επίσης και το μέσο υδραυλικό ύψος του κελιού γύρω από τον κόμβο αυτό. Δε γίνεται καμία υπόθεση για τον τρόπο που μεταβάλλεται το υδραυλικό ύψος από τον ένα κόμβο στον επόμενο. Αντίθετα, τα πεπερασμένα στοιχεία ορίζουν ακριβώς τη μεταβολή του υδραυλικού ύψους μέσα σε ένα στοιχείο με τη βοήθεια πολλαπλασιαστικών (βασικών) συναρτήσεων. Τα υδραυλικά ύψη υπολογίζονται για ευκολία από τους κόμβους, αλλά το υδραυλικό ύψος ορίζεται παντού μέσω βασικών συναρτήσεων.

Η γενική μορφή της έκφρασης των πεπερασμένων διαφορών για την εξίσωση (2.2) γράφεται για το υπολογιστικό μόριο του σχήματος 2.4.α ως εξής:

$$Bh_{i-1,j,k} + Ch_{i,j+1,k} + Dh_{i+1,j,k} + Eh_{i,j-1,k} + Fh_{i,j,k+1} + Gh_{i,j,k-1} + Hh_{i,j,k} = RHS_{i,j,k} \quad (2.18)$$

Η εξίσωση για το υδραυλικό ύψος στον κόμβο i, j, k ($h_{i,j,k}$) εμπεριέχει το υδραυλικό ύψος στον ίδιο τον κόμβο καθώς και τα υδραυλικά ύψη στους έξι γειτονικούς κόμβους. Κάθε υδραυλικό ύψος πολλαπλασιάζεται με ένα συντελεστή (B, C, D, E, F, G ή H) ο οποίος είναι μια συνάρτηση της υδραυλικής αγωγιμότητας μεταξύ των κόμβων. Ο συντελεστής H είναι επίσης συνάρτηση του όρου της αποθήκευσης. Ο όρος $RHS_{i,j,k}$ περιλαμβάνει την αποθήκευση και τους όρους εμπλουτισμού στο δεξί μέλος της εξίσωσης. Μια εξίσωση δισδιάστατης ροής για το σχήμα 2.4.β γράφεται:

$$\bar{B}h_{i-1,j} + \bar{C}h_{i,j+1} + \bar{D}h_{i+1,j} + \bar{E}h_{i,j-1} + \bar{H}h_{i,j} = RHS_{i,j} \quad (2.19)$$

όπου τα B, C, D, E και H είναι συντελεστές.

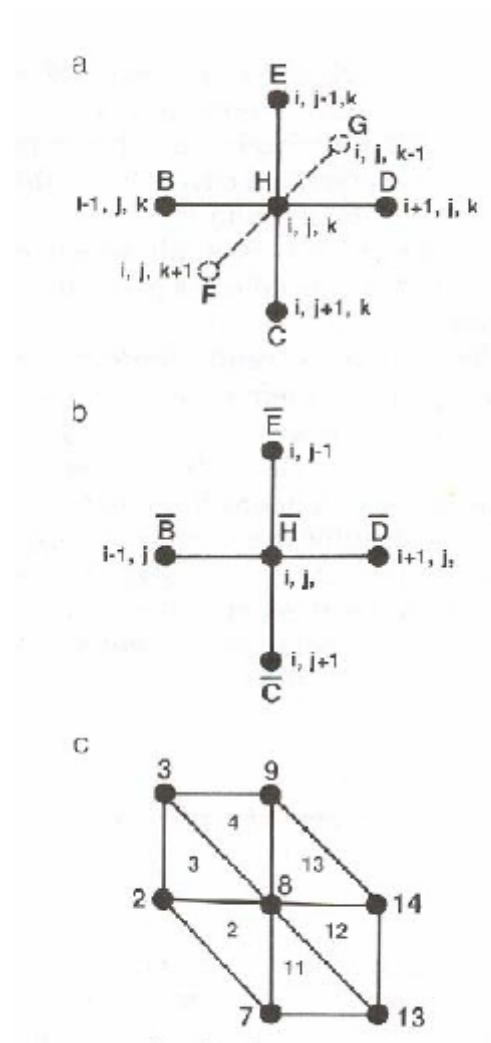
Και οι δύο παραπάνω εξισώσεις μπορούν να γραφούν ως εξισώσεις πινάκων υπό την μορφή

$$[A]\{h\} = \{f\},$$

όπου [A] ο πίνακας συντελεστών,

$\{h\}$ το διάνυσμα των άγνωστων υδραυλικών υψών και

$\{f\}$ το διάνυσμα των όρων του δεξιού μέλους (RHS) της εξίσωσης. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)



Σχήμα 2.5. Υπολογιστικά στοιχεία

a. Τρισδιάστατο στοιχείο πεπερασμένων διαφορών

b. Δισδιάστατο στοιχείο πεπερασμένων διαφορών

c. Κομμάτι με έξι πεπερασμένα στοιχεία γύρω από τον κόμβο 8.

(Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

2.2.2. Οριακές Συνθήκες

2.2.2.1. Τύποι οριακών συνθηκών

Τα μαθηματικά μοντέλα αποτελούνται από τις εξισώσεις του συστήματος, τις οριακές συνθήκες και τις αρχικές συνθήκες. Οι οριακές συνθήκες είναι η μαθηματική δήλωση που καθορίζουν την εξαρτημένη μεταβλητή (στάθμη-head) ή την παράγωγο αυτής (ροή-flux) στα όρια της περιοχής του προβλήματος.

Η σωστή επιλογή των οριακών συνθηκών είναι ένα σημαντικό βήμα στην κατασκευή του μοντέλου. Σε προσομοιώσεις σταθερής κατάστασης (steady-state), τα όρια καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό τη μορφή της ροής. Από μελέτες που έγιναν (Franke et al., 1987) εξάγεται το συμπέρασμα ότι η επιλογή των οριακών συνθηκών είναι το βήμα της προσομοίωσης που υπόκειται στα σοβαρότερα σφάλματα.

Τα φυσικά όρια των συστημάτων ροής υπογείων υδάτων σχηματίζονται από τη φυσική παρουσία ενός αδιαπέρατου στρώματος βράχου ή από ένα στρώμα επιφανειακού ύδατος. Άλλα όρια σχηματίζονται ως αποτέλεσμα υδρολογικών συνθηκών. Αυτά τα αόρατα όρια είναι υδραυλικά όρια που περιλαμβάνουν υπόγεια χωρίσματα και ποτάμια.

Τα υδρογεωλογικά όρια εκφράζονται από τους ακόλουθους τρεις τύπους μαθηματικών συνθηκών.

Τύπος 1: Όρια καθορισμένου υδραυλικού ύψους (Συνθήκες Dirichlet) για τα οποία το υδραυλικό ύψος είναι δεδομένο.

Τύπος 2: Όρια καθορισμένης ροής (Συνθήκες Neumann) για τα οποία η παράγωγος της ροής (flux) κατά μήκος του ορίου είναι δεδομένη. Μια οριακή συνθήκη μηδενικής ροής (αδιαπέρατου φράγματος) δίνεται τοποθετώντας τη σταθερή ροή ίση με το μηδέν.

Τύπος 3: Όρια εξαρτημένης από το υδραυλικό ύψος ροής (Συνθήκες Cauchy ή μικτού ορίου) για τα οποία η flux κατά μήκος του ορίου υπολογίζεται με δεδομένη μια τιμή του υδραυλικού ύψους στο όριο. Αυτός ο τύπος οριακής συνθήκης καλείται μερικές φορές συνθήκη μικτού ορίου επειδή συσχετίζει τις οριακές τιμές της στάθμης με τη ροή. Υπάρχουν αρκετοί τύποι ορίων ροής εξαρτημένης από το υδραυλικό ύψος.

Η τοποθέτηση μιας οριακής συνθήκης στο πλέγμα εξαρτάται από το αν το χρησιμοποιούμενο πλέγμα είναι πεπερασμένων διαφορών ή πεπερασμένων στοιχείων. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

2.2.3. Προσομοίωση ακόρεστης ζώνης

Ένας τρόπος για να προσομοιωθεί εμπλουτισμός είναι η χρήση ενός μοντέλου ροής στην ακόρεστη ζώνη για να καθοριστεί η πορεία του ύδατος που διηθείται προς τον υπόγειο υδροφόρο. Τα μοντέλα ακόρεστης ζώνης είναι θεωρητικά πιο πολύπλοκα και χρειάζονται περισσότερες παραμέτρους πεδίου από τα μοντέλα κορεσμένης ζώνης. Ακόμα η διήθηση που εισάγεται στο άνω όριο του μοντέλου ακόρεστης ζώνης θα φτάσει τελικά στον υδροφόρο ορίζοντα ως εμπλουτισμός εκτός και αν προσομοιωθεί εξατμισοδιαπνοή. Γι' αυτό το λόγο τα μοντέλα ακόρεστης ζώνης χρειάζονται ακόμα γνώση του ρυθμού εμπλουτισμού για να καθορίσουν την άνω οριακή συνθήκη. Από τα προηγούμενα φαίνεται ότι τα μοντέλα ακόρεστης ζώνης δε χρησιμοποιούνται εκτός και αν υφίστανται λόγοι που να δικαιολογούν την πρόσθετη πολυπλοκότητα που εμπεριέχεται σε αυτό το είδος μοντελοποίησης.

Κάποιοι ερευνητές χρησιμοποίησαν τα μοντέλα ακόρεστης ζώνης για να προσομοιώσουν τον χρονισμό της άφιξης του εμπλουτισμού στον υδροφόρο ορίζοντα. Η έξοδος του μοντέλου όμως μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ως εμπλουτισμός σε ένα μοντέλο κορεσμένης ζώνης. Το μειονέκτημα αυτής της προσέγγισης είναι ότι τα μοντέλα για κορεσμένη και ακόρεστη ζώνη είναι αποσυνδεδεμένα. Δηλαδή, το πλάτος της ακόρεστης ζώνης δεν μπορεί να μεταβάλλεται ως συνέπεια της μεταβατικής κίνησης του υδροφόρου ορίζοντα.

Εναλλακτικά ένα μοντέλο που περιλαμβάνει και την κορεσμένη και την ακόρεστη ζώνη θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση της απόκρισης του υδροφόρου στον εμπλουτισμό. Το πλεονέκτημα αυτού του τύπου μοντέλου είναι ότι το πεδίο ροής μεταξύ των δύο ζωνών είναι συνεχές και ο υδροφόρος ορίζοντας υπολογίζεται ως η επιφάνεια μηδενικής πίεσης ύδατος. Το μειονέκτημα χρήσης του συγκεκριμένου ή και οποιουδήποτε άλλου τύπου μοντέλου που περιέχει ακόρεστη ζώνη είναι η εισαγωγή σημαντικού βαθμού επιπλέον πολυπλοκότητας. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

2.2.3.1. Μοντέλα πεπερασμένων διαφορών

Στα μοντέλα πεπερασμένων διαφορών οι ροές κατά μήκος του υδροφόρου ορίζοντα αντιπροσωπεύουν έναν όγκο ύδατος που εφαρμόζεται στην άνω περιοχή του κελιού ανά μονάδα χρόνου. Το μοντέλο μπορεί να έχει ένα χωριστό πίνακα όπου να καταχωρεί τον εμπλουτισμό ή μπορεί ο εμπλουτισμός να προσομοιώνεται με πηγάδια. Στις τρισδιάστατες προσομοιώσεις ο εμπλουτισμός είναι πιο εύκολο να χειρισθεί όταν ο υδροφόρος ορίζοντας είναι πάντα αναμενόμενο να βρίσκεται στο ανώτερο στρώμα του μοντέλου. Τότε το ανώτερο στρώμα ορίζεται ως μη περιορισμένο και ένας πίνακας με τους ρυθμούς εμπλουτισμού ή άντλησης καθορίζεται για αυτό. Όταν ο υδροφόρος ορίζοντας περνάει από περισσότερα στρώματα είναι απαραίτητη η χρήση μιας διαφορετικής προσέγγισης. Μια εναλλακτική είναι η τοποθέτηση ενός κόμβου

εμπλουτισμού (φρέαρ εμπλουτισμού) σε κάθε κόμβο του υδροφόρου ορίζοντα. Μπορεί να προκύψουν όμως προβλήματα επειδή τα μοντέλα πεπερασμένων διαφορών δεν επιβεβαιώνουν ότι το ύψος του ύδατος ισούται με το υδραυλικό ύψος λόγω πίεσης συν το υδραυλικό ύψος λόγω θέσης ($h = z$) στον υδροφόρο ορίζοντα. Για παράδειγμα αν ο χρήστης ορίσει τη θέση του υδροφόρου ορίζοντα κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης, το μοντέλο θα συνεχίσει να εφαρμόζει τον εμπλουτισμό στους καθορισμένους κόμβους του υδροφόρου ορίζοντα ακόμα και αν αυτό προκαλέσει το υδραυλικό ύψος να υπερβεί την κορυφή του στρώματος. Για την αποφυγή αυτού του προβλήματος αναπτύσσονται διάφορα πακέτα που μπορούν να ακολουθήσουν τις μεταβολές του υδροφόρου ορίζοντα είτε προς τα πάνω είτε προς τα κάτω. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

2.2.3.2. Μοντέλα πεπερασμένων στοιχείων

Τα περισσότερα μοντέλα πεπερασμένων στοιχείων επιτρέπουν στο χρήστη να προσδιορίσει μια κατανεμημένη πηγή ως εμπλουτισμό σε ένα στοιχείο ενώ σημειακές πηγές ή καταβόθρες δίνονται σε κάποιο κόμβο. Η συναρμολόγηση της εξίσωσης του πίνακα όμως μέσα στον κώδικα απαιτεί την αναδιανομή των κατανεμημένων πηγών και καταβόθρων σε κόμβους. Ο κώδικας πολλαπλασιάζει τη ροή για κάθε στοιχείο που δίνει ο χρήστης επί την επιφάνεια του στοιχείου και μετά γίνεται διανομή του ύδατος αναλογικά σε κάθε κόμβο του στοιχείου.

Κάποιοι κώδικες πεπερασμένων στοιχείων περιλαμβάνουν ένα μεταβλητό υδροφόρο ορίζοντα με παραμόρφωση των ανώτερων στοιχείων του πλέγματος ώστε να εξασφαλιστεί ότι $h(x,y) = z(x,y)$ στους κόμβους του υδροφόρου ορίζοντα. Βέβαια, ο χρήστης πρέπει να προσέξει κατά τη δημιουργία του πλέγματος πεπερασμένων στοιχείων έχοντας υπ' όψιν την κίνηση του υδροφόρου ορίζοντα ώστε η παραμόρφωση να μην αυξήσει το λόγο των δύο διαστάσεων πέρα από το συνιστώμενο όριο του. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

2.2.4. Διαρροή

Η διαρροή αναφέρεται σε κίνηση ύδατος διαμέσου ενός στρώματος υλικού του οποίου η κάθετη υδραυλική αγωγιμότητα είναι μικρότερη από αυτήν του υδροφορέα. Η διαρροή μπορεί να μπαίνει ή να βγαίνει από τον υδροφορέα ανάλογα με τη σχετική διαφορά υδραυλικού ύψους μεταξύ του υδροφορέα και της πηγής που βρίσκεται από την άλλη πλευρά του στρώματος με διαρροή. Επιπλέον η κατεύθυνση και ο όγκος της διαρροής μπορεί να αλλάζει κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης καθώς το υδραυλικό ύψος του υδροφορέα αλλάζει. Η πηγή της διαρροής μπορεί να είναι ένας ελεύθερος υδροφορέας, μια λίμνη ή ένα ποτάμι.

Η διαρροή είναι ένα είδος ορίου εξαρτημένου από το υδραυλικό ύψος. Σε διδιάστατες προσομοιώσεις, η διαρροή μέσα από περιοριστικά στρώματα προσομοιώνεται με έναν όρο διαρροής. Η χρήση αυτού του όρου είναι επίσης ένας βολικός τρόπος

προσομοίωσης μερική διείσδυση από λίμνες και ποτάμια σε δισδιάστατα εμβαδικά μοντέλα. Σε μια προσομοίωση που χρησιμοποιεί την επιλογή της διαρροής, η πηγή της διαρροής δεν εμφανίζεται ρητά στο πλέγμα. Ο όγκος ύδατος που διαρρέει προστίθεται ή αφαιρείται από τον κόμβο που βρίσκεται ακριβώς κάτω από την πηγή της διαρροής. Εάν το υδραυλικό ύψος του υδροφορέα είναι μεγαλύτερο από εκείνο της πηγής, αφαιρείται ύδωρ από το μοντέλο. Στην αντίθετη περίπτωση προστίθεται ύδωρ μέσω διαρροής.

Σε κάθε περίπτωση όμως ο όγκος της διαρροής υπολογίζεται από τον τύπο:

$$Q_L^* = -K_z' \cdot \left(\frac{h_{source} - h}{b'} \right) \cdot w \cdot l$$

όπου K_z' είναι η κάθετη υδραυλική αγωγιμότητα του στρώματος από το οποίο γίνεται η διαρροή και b' είναι το πάχος του. Ο λόγος K_z'/b' είναι η *leacance*. Οι παράμετροι w και l είναι το πλάτος και το μήκος αντίστοιχα της πηγής, h_{source} το υδραυλικό της ύψος και h το υδραυλικό ύψος του υδροφορέα το οποίο υπολογίζεται από το μοντέλο. Ο χρήστης δίνει τις τιμές στα K_z' , b' , h_{source} , w και l .

Ο ογκομετρικός ρυθμός διαρροής (Q_L^*) πρέπει να μετατραπεί σε επιφανειακό ρυθμό διαρροής εφαρμοσμένο στην κορυφή του κελιού. Και εδώ παρουσιάζεται το πρόβλημα ότι η πηγή (η λίμνη ή το ποτάμι για παράδειγμα) μπορεί να είναι στενότερο από τα κελιά ή στοιχεία του μοντέλου. Τότε ο επιφανειακός ρυθμός διαρροής (L) θα πρέπει να προσαρμοστεί ούτως ώστε ο όγκος που πηγάζει από επιφάνεια $w \cdot l$ να είναι ίσος με το όγκο που εφαρμόζεται στο κελί ή στοιχείο ($\Delta x \cdot \Delta y$).

Δηλαδή,

$$Q_L^* = L \cdot \Delta x \cdot \Delta y$$

ή

$$L = Q_L^* / (\Delta x \cdot \Delta y)$$

Σε αυτή την περίπτωση στο μοντέλο πρέπει να μπει ο τροποποιημένος λόγος:

$$\left(\frac{K_z'}{b'} \right)_m = \frac{K_z'}{b'} \cdot \frac{w \cdot l}{\Delta x \cdot \Delta y}$$

Με τον ίδιο τρόπο υπολογίζονται και οι διαρροές προς υπονόμους με τη μόνη διαφορά ότι αν οι υπόνομοι λειτουργούν μόνο σαν καταβόθρες. Δηλαδή δεν υπάρχει διαρροή από αυτούς προς τον υδροφορέα ακόμα κι αν το υδραυλικό ύψος του υδροφορέα είναι μικρότερο από αυτό των υπονόμων. Οι υπόνομοι μπορούν να θεωρηθεί γενικότερα ότι αντιπροσωπεύουν τη λειτουργία απομάκρυνσης ύδατος των ορυχείων, λατομείων, αγροτικών αποχετευτικών αγωγών και αγωγών γύρω από χωματερές. (Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.)

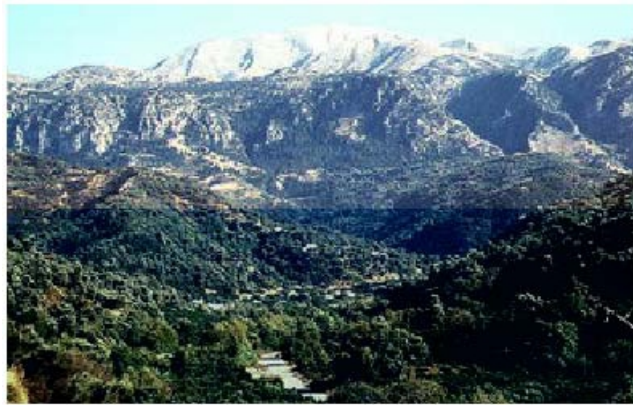
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

‘ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΥΠΟ ΜΕΛΕΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ’

3.1. Προσδιορισμός περιοχής μελέτης

Η Λεκάνη Κερίτη έχει έκταση 176 km² περίπου. Βρίσκεται στο βόρειο κεντρικό τμήμα της επαρχίας Κυδωνίας του νομού Χανίων, με διεύθυνση βοράς – νότος, σε απόσταση 12 περίπου χιλιομέτρων δυτικά της πόλης των Χανίων. Εκτείνεται από βορά από το Γεράνι έως τον Γαλατά φτάνοντας νοτίως τις κορυφές των Λευκών Ορέων. Περιλαμβάνει τους οικισμούς Βρύσσεσ, Βατόλακο, Κουφό, Αλικιανό, Σκινέ, Φουρνέ, Αγυιά, Βαρύπετρο, Ορθούνι, Καρές, Λάκκοι και Μεσκλά.

Η περιοχή ενδιαφέροντος στην περιοχή της Αγυιάς στην οποία εφαρμόστηκε η προσομοίωση με το πρόγραμμα ARGUS ONE είναι τμήμα της ευρύτερης Λεκάνης του Κερίτη. Έχει έκταση 30 km² περίπου και περιλαμβάνει την Αγυιά, Κουφό, Αλικιανό και Σκινέ. Στην περιοχή αυτή βρίσκονται τα περισσότερα σημεία εμφάνισης νερού ΣΕΝ, τα οποία αναφέρονται σε γεωτρήσεις, πηγάδια και πηγές.



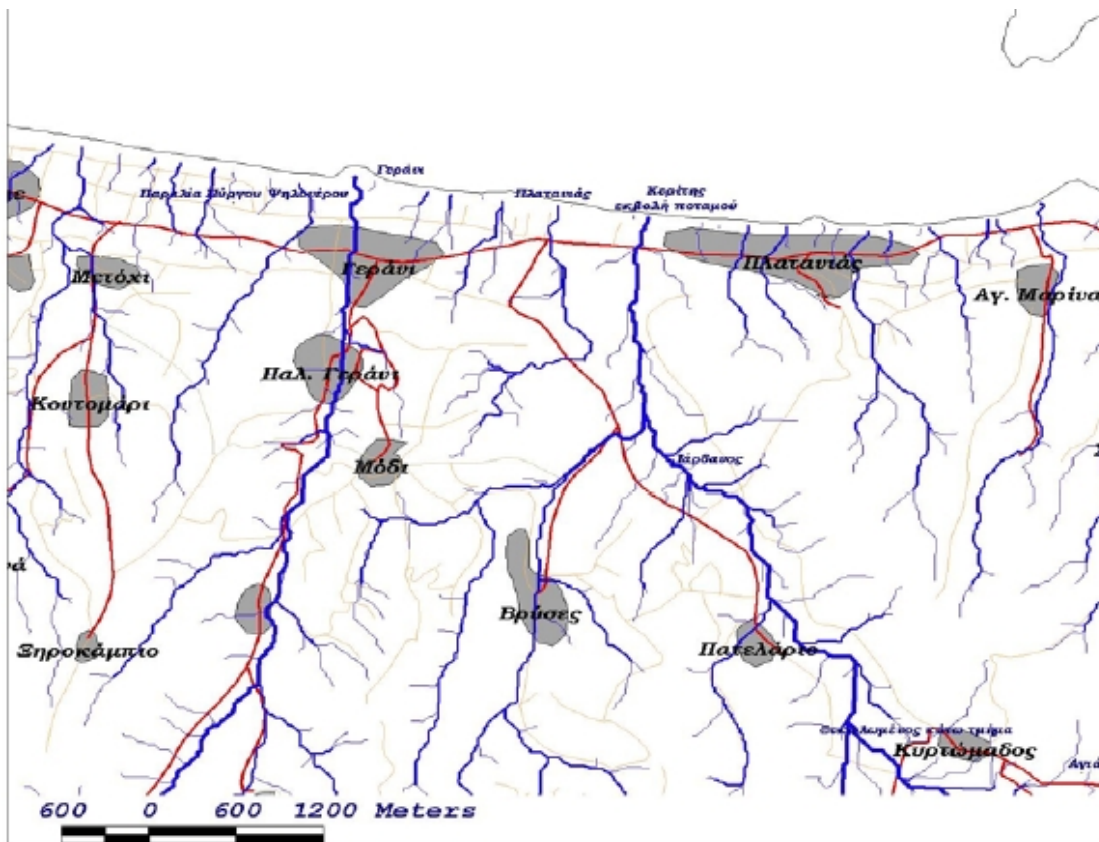
Εικόνα 1: Εικόνα της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης Κερίτη



Εικόνα 2: Αεροφωτογραφία της υπο μελέτης περιοχής (GoogleEarth)

3.2. Ιστορικά

Η ονομασία της λεκάνης του Κερίτη προέρχεται από τον ομώνυμο ποταμό, ο οποίος αναφέρεται από τον Όμηρο σαν Ιάρδανος, ονομασία που επανέρχεται για το κομμάτι της εκβολής του. Πρόκειται για ένα μεγάλο ποταμό με αμμώδεις όχθες ο οποίος καταλήγει στη θάλασσα στην περιοχή του Πλατανιά. Η παραλία, η εκβολή του ποταμού και η θαμνώδης έκταση δυτικά και ανατολικά είναι ενδιαφέρουσες περιοχές κατά τη διάρκεια της μετανάστευσης των πουλιών. Όλη η κοιλάδα έχει ενδιαφέρον λόγω της σημαντικής δεινρώδους ανάπτυξης. Η κοιλάδα του Φασά έχει ενδημικές φτέρες και συστάδες με καστανιές.



1 Εικόνα 3: Ποταμός, εκβολή και παραλία Κερίτη

2 (Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων, 2001)

Στον χειμάρρο Κερίτη εκβάλλουν οι παραπόταμοι ή παραχειμάρροι: Μεσκληανός, Μαύρος, Σκινιανός, Βαρσαμιώτης και της Αγιάς. Όλοι αυτοί μαζί με τον Κερίτη συνθέτουν το πρωτεύον αποχετευτικό δίκτυο της υδρολογικής λεκάνης.

Το νότιο τμήμα της λεκάνης απορροής αποτελεί τμήμα του ορεινού όγκου των Λευκών Ορέων. Το υδρογραφικό δίκτυο σε αυτό το τμήμα είναι αραιό με βαθιές χαραδρώσεις. Η βλάστηση επίσης είναι ελάχιστη.

Το ενδιάμεσο τμήμα είναι ημιορεινό και λοφώδες με πυκνότερο υδρογραφικό δίκτυο και πιο πλούσια βλάστηση. Περιλαμβάνει σχηματισμούς φυλλιτών και χαλαζιτών.

Το βόρειο τμήμα τέλος, είναι πεδινό, με πλούσια βλάστηση και υδροφορία. Εδώ βρίσκεται ο υγρότοπος της Αγιάς.

3(Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων, 2001)

3.3 Υδρολογικά και μετεωρολογικά δεδομένα

Τα χαρακτηριστικά των βροχομετρικών και μετεωρολογικών σταθμών που βρίσκονται εντός ή κοντά στην περιοχή μελέτης φαίνονται στον πίνακα 1. Οι αντίστοιχες χρονοσειρές που περιλαμβάνουν βροχόπτωση, θερμοκρασία και εξάτμιση φαίνονται στον πίνακα 2. Υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για την περίοδο 1977-1997.

Κωδικός σταθμού	Ονομασία	Τοποθεσία ΕΓΣΑ 87		Υψόμετρο (μ)
		X	Ψ	
MT4	Αλικιανός	492238,8	3922540	66,3
MT3	Αγροκήπιο	502876,3	3927430	8
MT41	Ταυρωνίτης	484018,4	3930876	15,4
RG20	Παλαιά Ρούματα	479746,3	3917260	316
RG29	Πρασσές	486286,5	3914250	520

πίνακας 1: Πίνακας σταθμών περιοχής μελέτης

4(Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων, 2001)

MT: Μετεωρολογικός σταθμός

RG: Βροχομετρικός σταθμός

Κωδικός σταθμού	Ονομασία	Κωδικός παραμέτρων	Περίοδος μετρήσεων	
			Έναρξη	Λήξη
MT4	Αλικιανός	PH	1/1971	8/1993
		TH	1/1971	12/1990
		EH	1/1986	12/1990
MT3	Αγροκήπιο	TH	1/1971	12/1990
		EH	1/1986	12/1990
		PH	1/1971	12/1990
MT41	Ταυρωνίτης	PH	1/1971	12/1990
RG20	Παλαιά Ρούματα	PH	9/1967	8/1997
RG29	Πρασσές	PH	12/1990	8/1997

πίνακας 2 : Περίοδος μετρήσεων σταθμών

5(Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων, 2001)

PH: βροχόπτωση

EH: εξάτμιση,

TH: θερμοκρασία

3.4 Κλιματολογικά στοιχεία

3.4.1 Γενικά

Ο τύπος κλίματος της Κρήτης είναι ένας μεταβατικός ενδιάμεσος τύπος μεταξύ του χερσαίου Μεσογειακού και ερημοειδούς Μεσογειακού, στο οποίο υπάγεται κυρίως η νοτιοανατολική Κρήτη. Το κύριο χαρακτηριστικό του κλίματος είναι η γλυκύτητα και η ηπιότητα. Η ψυχρή εποχή είναι ήπια και σε αυτό συντελεί η συχνή άφιξη στην περιοχή των θερμών και υγρών ΝΔ αερίων μαζών.

Ο νομός Χανίων ανήκει στις πεδινές και ημιορεινές περιοχές του στον ύφυγρο βιοκλιματικό όροφο με χειμώνα θερμό ήπιο ή ψυχρό, ενώ οι ορεινές περιοχές του ανήκουν στον υγρό βιοκλιματικό όροφο με χειμώνα ήπιο ή ψυχρό. Ένα πολύ μικρό μέρος των πολύ ορεινών περιοχών του νομού ανήκει στον υγρό βιοκλιματικό όροφο με χειμώνα δριμύ.

Ολόκληρη η παραλιακή ζώνη της βόρειας και νότιας Κρήτης έχει έντονο θερμομεσογειακό χαρακτήρα με αριθμό βιολογικώς ξηρών ημερών κατά τη θερμή και ξηρά περίοδο ($125 < \chi < 150$). Στις ημιορεινές και ορεινές περιοχές ο χαρακτήρας μετατρέπεται σε έντονο μεσο-μεσογειακό ($75 < \chi < 100$), ασθενή μεσο-μεσογειακό ($40 < \chi < 75$), υπομεσογειακό ($0 < \chi < 40$), ενώ μόνο η κορυφή των Λευκών Ορέων υπάγεται στον υποξηρικό ψυχρό με περίοδο υπόξηρη χαρακτήρα ($\chi = 0$). («Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

Συγκεκριμένα στην περιοχή ενδιαφέροντος το κλίμα είναι μεσογειακό με θερμό και ξηρό καλοκαίρι και βροχερό και ήπιο χειμώνα. Ο χειμώνας αρχίζει το δεύτερο δεκαήμερο του Νοεμβρίου και παρατείνεται μέχρι το Μάρτιο με πολλές βροχοπτώσεις. Η άνοιξη είναι μικρής διάρκειας, από τον Απρίλιο έως αρχές Μαΐου και παρουσιάζει μικρές βροχοπτώσεις. Το καλοκαίρι αρχίζει συνήθως μέσα Μαΐου και διαρκεί έως τέλη Σεπτεμβρίου με λίγες βροχοπτώσεις κατά το μήνα αυτό. Ολικοί παγετοί δεν εμφανίζονται στην περιοχή ενώ οι μερικοί ή λευκοί αποτελούν σπάνιο φαινόμενο. Οι χιονοπτώσεις είναι σπάνιες και δεν δημιουργούν πρόβλημα στα χαμηλά υψόμετρα. Το χαλάζι είναι ένα σπάνιο φαινόμενο στα χαμηλά υψόμετρα, έχει μικρό μέγεθος και δεν προκαλεί ζημιές. Η θερμοκρασία ελάχιστες φορές με εξαίρεση τα μεγάλα υψόμετρα (Ζούρβα) πέφτει υπό το μηδέν. Οι άνεμοι που παρατηρούνται συνήθως στην περιοχή είναι Δυτικοί και Βορειοδυτικοί μέσης εντάσεως. Οι παραπάνω λόγοι εξηγούν τη μεγάλη ευδοκίμηση των καλλιεργειών στην περιοχή και ειδικότερα των εσπεριδοειδών. («Διαχειριστικό σχέδιο για τον Υγρότοπο της Αγιάς», 1998)

3.4.2 Θερμοκρασία

(«Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

Στο νομό Χανίων υπάρχουν 5 σταθμοί μέτρησης της θερμοκρασίας αέρος, Αγροκηπίου, Αλικιανού, Καλυβών, Βάμου και Σούδας. Στη συγκεκριμένη μελέτη χρησιμοποιήθηκαν οι μετρήσεις του σταθμού του Αλικιανού, ο οποίος βρίσκεται εντός της περιοχής μελέτης.

Από την αξιολόγηση των θερμοκρασιακών δεδομένων του σταθμού προέκυψαν τα εξής:

Σταθμός °C	Μέση ετήσια θερμοκρασία	Μέση ελάχιστη μηνιαία θερμοκρασία	Μέση μέγιστη μηνιαία θερμοκρασία	Ετήσιο θερμομετρικό εύρος
Αλικιανός	16,96	8	26,0	18,0

Το κλίμα της Κρήτης θεωρείται προνομιούχο και αυτό οφείλεται στην κεντρική θέση που κατέχει η νήσος στην Ανατολική Μεσόγειο. Ο χειμώνας αρχίζει κατά τα μέσα Δεκεμβρίου και είναι ήπιος, ενώ ψυχρότερος μήνας του έτους είναι ο Φεβρουάριος ο οποίος διαφέρει ελάχιστα από τον Ιανουάριο. Θερμότερος μήνας του έτους είναι ο Ιούλιος με μέση υπερετήσια θερμοκρασία περίπου 25 °C. Ο Ιούνιος εμφανίζει χαμηλότερη θερμοκρασία τόσο από τον Ιούλιο όσο και από τον Αύγουστο, παρουσιάζοντας ίδια επίπεδα θερμοκρασίας με τον Σεπτέμβριο, ο οποίος παρουσιάζει μέση υπερετήσια θερμοκρασία περίπου 21,5 °C (Αλικιανός). Οι θερμοκρασίες αυτές προσδιορίζουν σε μεγάλο βαθμό τη χρονική διάρκεια της καλοκαιρινής περιόδου, η οποία στην περιοχή μελέτης καλύπτει τουλάχιστον 4 μήνες. Η εικόνα διαφοροποιείται σημαντικά στα ορεινά όπου οι μέσες θερμοκρασίες είναι χαμηλότερες, οι θερμοκρασιακές αποκλίσεις εντονότερες και οι θερμοκρασίες κατά τους χειμερινούς μήνες σημαντικά χαμηλότερες. Με βάσει τα παραπάνω μπορούμε να καταλήξουμε στα εξής συμπεράσματα:

Η πεδινή ζώνη της Κρήτης αποτελεί κλιματικά μια μετάβαση από το Μεσογειακό προς το ημιορεινό κλίμα. Χαρακτηρίζεται από μικρό ύψος βροχοπτώσεων, ήπιο χειμώνα και ξηρή περίοδο μεγάλης διάρκειας. Το θέρος λόγω θαλάσσιας αύρας και των ετήσιων ανέμων είναι σχετικά δροσερό και διαρκεί από τον Ιούνιο έως τον Σεπτέμβριο. Θερμότεροι μήνες είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος. Στην περιοχή αυτή δεν παρατηρείται ποτέ παγετός και η θερμοκρασία σπάνια πέφτει κάτω από 0 °C. Οι θερμοκρασιακές αποκλίσεις είναι ήπιες.

Η ορεινή ζώνη της Κρήτης εμφανίζει μεγαλύτερες θερμοκρασιακές αποκλίσεις, μέση ετήσια θερμοκρασία 2-3 °C χαμηλότερη από την πεδινή ζώνη. Η μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα ταυτίζεται με τα επίπεδα των πεδινών σταθμών, ενώ η μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα είναι κατά 3 °C χαμηλότερη. («Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

3.4.3 Υγρασία

(«Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

Η μέση ατμοσφαιρική σχετική υγρασία είναι σε ολόκληρη τη βόρεια Κρήτη ελάχιστη τον Ιούνιο και μέγιστη τον Δεκέμβριο. Μεταξύ των βορείων σταθμών η μέση ελάχιστη μηνιαία σχετική υγρασία μειώνεται από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Οι χαμηλές τιμές υγρασίας τους καλοκαιρινούς μήνες, ιδιαίτερα στη νότια Κρήτη, καθιστούν το θέρος ευχάριστο και δε δημιουργούν συνθήκες δυσφορίας.

3.4.4 Βροχόπτωση

(«Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

Η μέση ετήσια βροχόπτωση στη Κρήτη παρουσιάζει αύξηση από τα ανατολικά προς τα δυτικά και από νότια προς βόρεια. Στην πόλη της Σητείας η τιμή της είναι 490mm, στο Ηράκλειο 470mm ενώ στους σταθμούς Αλικιανού και Σούδας 824mm και 600mm αντίστοιχα.

Η Κρήτη γενικά παρουσιάζει σημαντική ανισοκατανομή του ετήσιου όγκου βροχόπτωσης, τόσο γεωγραφικά όσο και φυσιογραφικά, εμφανίζοντας βροχοβαθμίδα από τις μεγαλύτερες στην Ελλάδα.

Η μέση μηνιαία βροχόπτωση είναι μέγιστη τον Δεκέμβριο ή τον Ιανουάριο και ελάχιστη τον Ιούλιο και τον Αύγουστο, οι οποίοι είναι σχεδόν άνομβροι σε ολόκληρη την πεδινή Κρήτη. Το 25% της ετήσιας βροχόπτωσης συμβαίνει κατά τη διάρκεια του βροχότερου μήνα. Ο μηνιαίος αριθμός ημερών βροχής κυμαίνεται από 0,3 έως 15 ημέρες για Δεκέμβριο/Ιανουάριο και Ιούλιο/Αύγουστο αντίστοιχα. Ο μέσος αριθμός ημερών βροχής στην Κρήτη ανέρχεται σε 90 ημέρες περίπου.

Στον πίνακα που ακολουθεί δίνονται οι μέσες μηνιαίες και ετήσιες βροχοπτώσεις σε mm, η μέση τιμή ημερών βροχής κατά μήνα και έτος καθώς και η εξάτμιση όπως υπολογίστηκε από παρατηρήσεις 50 ετών στην περιοχή της λεκάνης της Αγιάς.

ΜΗΝΕΣ	Μέσες Μηνιαίες Βροχοπτώσεις	Ημέρες Βροχής	Εξάτμιση Απο Εξατμισόμετρο
Ιανουάριος	176,4	15,3	35
Φεβρουάριος	137	14,3	40
Μάρτιος	119,5	10,5	67
Απρίλιος	52,8	7	117
Μάιος	9,9	3,4	175
Ιούνιος	5,8	0,9	235
Ιούλιος	0,9	0,5	246
Αύγουστος	4,9	0,6	207
Σεπτέμβριος	24,3	2,7	142
Οκτώβριος	82,1	7,8	81
Νοέμβριος	111,2	11,4	3
Δεκέμβριος	125,9	14,5	30
ΕΤΟΣ	850,7	89	1412

3.4.5 Άνεμοι

(«Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

Καθόλη τη διάρκεια του έτους επικρατούν κυρίως βόρειοι και βορειοδυτικοί άνεμοι. Η νηνεμία καλύπτει ετήσιο ποσοστό της τάξης του 20 % στους πεδινούς σταθμούς της ανατολικής Κρήτης και το 30% στους ορεινούς. Η μέγιστη μηνιαία ένταση ανέμων εμφανίζεται στην Σητεία και την Ιεράπετρα τον Ιούλιο (5,82 και 6,84 m/sec αντίστοιχα). Στους σταθμούς δυτικής Κρήτης η μέγιστη μηνιαία ένταση ανέμων εμφανίζεται κατά το Φεβρουάριο και Μάρτιο, είναι δε σημαντικά χαμηλότερη της τάξης των 4 m/sec.

3.4.6 Νέφωση-ηλιοφάνεια-ομίχλη

(«Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

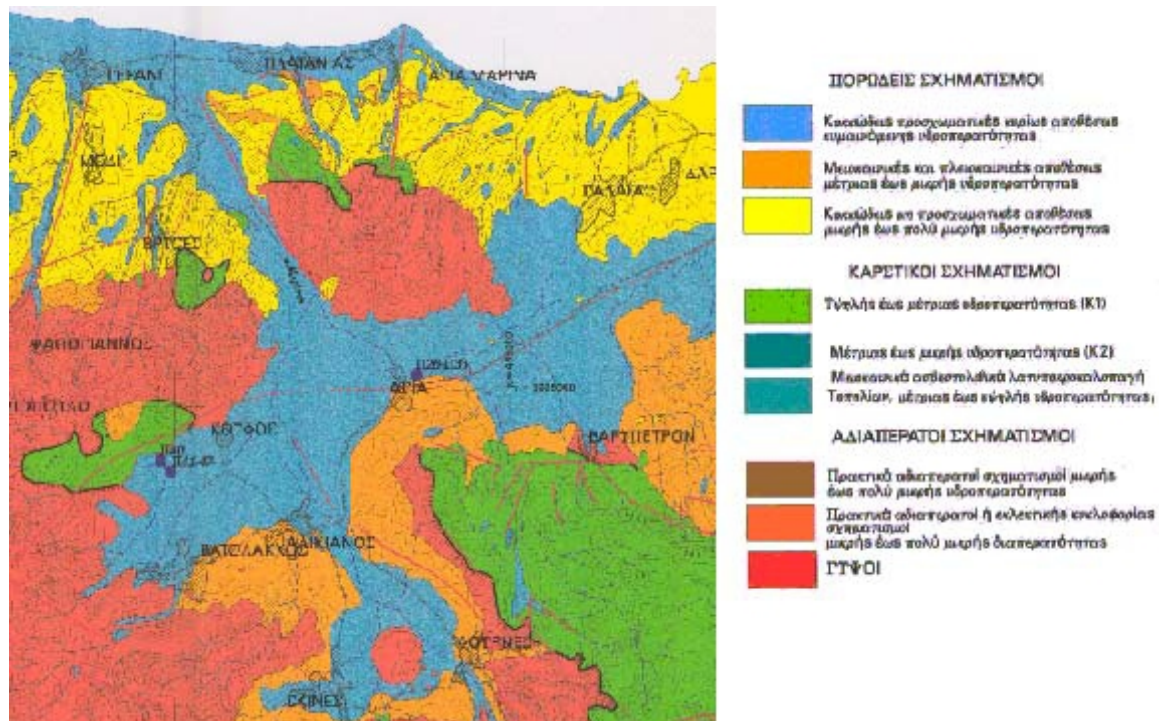
Η ηλιοφάνεια είναι ιδιαίτερα υψηλή σε ολόκληρο το νησί. Ο μέσος ετήσιος αριθμός ωρών ηλιοφάνειας ανέρχεται σε 2700 ώρες περίπου στη βόρεια Κρήτη, ενώ στη νότια είναι κατά 10% τουλάχιστον υψηλότερος ανερχόμενος σε 3000 περίπου ώρες. Ο αριθμός ωρών ηλιοφάνειας στην Ιεράπετρα είναι ο μεγαλύτερος στην Ελλάδα και φτάνει τις 3068.

Η μέση νέφωση κυμαίνεται μεταξύ 5/8 τον Ιανουάριο και 0,6-1/8 τον Ιούλιο. Ο μέσος αριθμός αιθρίων ημερών (νέφωση μεταξύ 0-1,5/8) κυμαίνεται μεταξύ 3 τον Ιανουάριο και 28 ημερών τον Ιούλιο περίπου στις πεδινές περιοχές, ενώ στις ορεινές ο αριθμός κατά τους θερινούς μήνες είναι κατά 30% μικρότερος.

Η ομίχλη, όπως και η πάχνη είναι σπάνιο φαινόμενο για την Κρήτη. Ο μέσος αριθμός ημερών ομίχλης είναι λιγότερος από 1 μέρα για τους πεδινούς σταθμούς και περίπου 15 για τους ορεινούς.

3.5 Γεωλογία περιοχής μελέτης

Η γεωλογική και τεκτονική δομή της ευρύτερης περιοχής Κερίτη, η παλαιογεωμορφολογική εξέλιξη και η υδρογεωλογική συμπεριφορά των διάφορων πετρολογικών σχηματισμών που συμμετέχουν στη γεωλογική δομή της περιοχής, αποτελούν τους βασικούς παράγοντες που έχουν καθορίσει τις υδρογεωλογικές συνθήκες και έχουν οδηγήσει στη δημιουργία των πηγών.



εικόνα 4: Λιθολογικός χάρτης περιοχής μελέτης

Το πιο παλιό γνωστό σύμπλεγμα πετρωμάτων στη Δυτική Κρήτη είναι τα στρώματα Ιονίου ζώνης. Οι σχηματισμοί αυτοί δομούν τη νότια και νοτιοανατολική εξεταζόμενη περιοχή και αναπτύσσονται σε μεγάλα υψόμετρα, κοντά στη ζώνη του υδροκρίτη. Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούν τον πυρήνα των Λευκών Ορέων.

Πάνω στους σχηματισμούς αυτούς βρίσκονται οι σκοτεινόμαυροι λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι και δολομίτες, με χαρακτηριστική θραυσματοπαγή και κυψελώδη υφή, ασβεστόλιθοι Τρυπαλίου. Είναι οι γνωστοί δολομιτικοί ασβεστόλιθοι της βορειοδυτικής περιμέτρου των Λευκών Ορέων. Οι σχηματισμοί αυτοί δεν εμφανίζουν σαφή στρώση και το πάχος τους ξεπερνάει τα 500 μέτρα.

Οι φυλλίτες με σημαντικές ενστρώσεις χαλαζιτών και ψαμμιτών, που απαντούν στα βόρεια και δυτικά του καλύματος Τρυπαλίου, είναι επωθημένοι στους ασβεστόλιθους αυτούς. Δομούν επίσης, την περιοχή βόρεια της Αγιάς και του Κουφού. Βόρεια της Αγιάς δεν υπάρχουν στοιχεία που να αποδεικνύουν ότι οι φυλλίτες είναι επωθημένοι σε ασβεστόλιθους Τρυπαλίου, ενώ δυτικότερα στην περιοχή Κουφού καταγράφεται η τεκτονική επαφή ασβεστόλιθων Τρυπαλίου και φυλλιτών. Οι μικρές εμφανίσεις στις

περιοχές αυτές ασβεστόλιθων της ζώνης Τριπόλεως δε φαίνεται να έχουν υδρογεωλογική σημασία, πιθανώς συνδέονται με τις γνωστές καρστικές υδροφορίες του Κερίτη.

Οι μεταλλικοί, νεογενείς και διλουβιακοί σχηματισμοί, απαντούν στη βόρεια περίμετρο της ασβεστολιθικής μάζας, από την Αγυιά μέχρι το ακρωτήριο Καλάμι, καθώς και στη βόρεια παράκτια ζώνη, από την πόλη των Χανίων και προς τα δυτικά. Στα νεογενή περιλαμβάνονται πορώδης μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και μάργες του Μειόκαινου, καθώς και μάργες, μαργαϊκοί ψαμμίτες, κροκαλομιγείς μάργες και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι του Πλειόκαινου. Οι διλουβιακοί σχηματισμοί απαντούν κυρίως στην περιοχή της Αγυιάς. Τέλος, οι πρόσφατες ολοκαινικές αποθέσεις σημειώνουν μεγάλη ανάπτυξη στην κοιλάδα Αγυιάς-Χανίων-Σούδας και στη λεκάνη Κουφού-Κερίτη. Στην κοιλάδα απαντούν κυρίως λεπτόκοκκοι αργιλοίλυαμμώδεις σχηματισμοί ενώ στη λεκάνη Κουφού-Κερίτη επικρατούν οι αδρομερείς κροκαλοαμμώδεις αποθέσεις, ποτάμιας προέλευσης.

Οι ασβεστολιθικές εμφανίσεις με τα χαμηλότερα υψόμετρα , σημειώνονται στην περιοχή των Μυλωνιανών και στον Κουφό. Και στις δυο παρατηρούνται μορφές παλαιότερων αναβλύσεων σε υψόμετρα υψηλότερα από τις σημερινές θέσεις των αντίστοιχων πηγών.

Στα Μυλωνιανά σε υψόμετρο 100 μ. περίπου υπάρχουν ίχνη που πιθανών να συνδέονται με λειτουργία πηγών σε παλαιότερη γεωλογική εποχή. Όμως η ελάττωση του πάχους της αργιλικής επικάλυψης των ασβεστολιθών στην περιοχή της Αγυιάς κατά μια φάση ανοδικής κινήσεως και διαβρώσεως και η εξασθένηση της υδατοστεγανότητας οδήγησε στην εμφάνιση των πηγών εκεί όπου υπάρχουν σήμερα

(«Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

3.6. ΥΔΡΟΦΟΡΙΑ ΥΠΟΛΕΚΑΝΗΣ ΑΓΥΙΑΣ

1

3.6.1. Γενικά

(«Υδρογεωλογική μελέτη του κάμπου Χανίων», 2001)

Οι πετρολογικοί σχηματισμοί που συμμετέχουν στη δομή της περιοχής διακρίνονται στις παρακάτω κατηγορίες σχηματισμών, ανάλογα με τα υδρολιθολογικά χαρακτηριστικά τους:

- 1• Καρστικούς – υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας
- 2• Καρστικούς – μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας
- 3• Καρστικούς – μειοκαινικούς - υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας
- 4• Πορώδεις μειοκαινικές και πλειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας
- 5• Πορώδεις προσχωματικούς - μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας
- 6• Πορώδεις μη προσχωματικούς - μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας
- 7• Πρακτικά αδιαπέρατους

3.6.1.1 Καρστικοί σχηματισμοί

Η κυκλοφορία του νερού στους καρστικούς σχηματισμούς γίνεται μέσω του δευτερογενούς πορώδους (ασυνέχειες και καρστικά κενά). Ανάλογα με την υδροπερατότητά τους διακρίνονται σε 3 κατηγορίες:

1• Ασβεστόλιθοι, δολομίτες, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και μάρμαρα υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας. Ο χαρακτηρισμός 'μέτριας υδροπερατότητας' αποδίδεται στα μη καρστικοποιημένα ή δολομιτωμένα τμήματα της μάζας των σχηματισμών αυτών. Στην κατηγορία αυτή κατατάσσονται οι έντονα καρστικοποιημένοι ανθρακικοί σχηματισμοί της ζώνης της Τρίπολης, τα ανθρακικά Τρυπαλίου και οι Τριαδικοί ασβεστόλιθοι και Δολομίτες της Ιονίου ζώνης, οι οποίοι αναπτύσσουν υπόγειες υδροφορίες που εκφορτίζονται μέσω μεγάλων καρστικών πηγών.

2

1• Ασβεστόλιθοι μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι ασβεστόλιθοι της ζώνης της Πίνδου και οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι Ουραϊκής – Ηωκαινικής ηλικίας Ιονίου ζώνης. Η κυκλοφορία του νερού στους σχηματισμούς αυτούς ελέγχεται από τις παρεμβολές πυριτολίθων, κερατολίθων, αργιλικών σχιστολίθων. Αναπτύσσονται εδώ μέσου έως μικρού δυναμικού υπόγειες υδροφορίες. Κατά θέσεις οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούν το υδρογεωλογικό όριο και υπόβαθρο των

υψηλής υδροπερατότητας ανθρακικών σχηματισμών, όταν έχουν μικρή υδροπερατότητα και η θέση τους το επιτρέπει.

2• Μειοκαινικά ασβεστολιθικά κυρίως λατυποκροκαλοπαγή Τοπολίων μέτριας έως υψηλής υδροπερατότητας. Παρουσιάζουν πρωτογενές και δευτερογενές πορώδες.

3.6.1.2 Πορώδεις σχηματισμοί

Η κυκλοφορία του νερού στους σχηματισμούς αυτούς πραγματοποιείται μέσω του πρωτογενούς πορώδους (πορώδες κόκκων). Ανάλογα με την υδροπερατότητά τους διακρίνονται σε 3 κατηγορίες:

1• Μειοκαινικές και Πλειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας. Αποτελούνται από τα κροκαλοπαγή και τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους των νεογενών σχηματισμών. Καταλαμβάνουν τις παρυφές των ορεινών ασβεστολιθικών όγκων και μερικές φορές τροφοδοτούνται πλευρικά από τους ασβεστολίθους όταν η πιεζομετρία το επιτρέπει. Στη μάζα τους αναπτύσσονται επιμέρους υπόγειες υδροφορίες μέσου ή μικρού δυναμικού.

2

3• Κοκκώδεις προσχωματικοί σχηματισμοί μέτριας έως υψηλής υδροπερατότητας. Περιλαμβάνονται οι αλλουβιακές αποθέσεις, οι ποτάμιες και θαλάσσιες αναβαθμίδες, τα κροκαλοπαγή ποτάμιας προέλευσης, τα πλευρικά κορήματα και οι κώνοι κορημάτων. Στις περιπτώσεις που οι σχηματισμοί των πλευρικών κορημάτων, των κώνων κορημάτων και των αναβαθμιδών καλύπτουν μικρή έκταση και έχουν μικρό πάχος, δεν έχουν υδρογεωλογική σημασία. Αναπτύσσονται ιδιαίτερα στις σύγχρονες αποθέσεις ποταμών και χειμάρρων με αξιόλογες φρεάτιες υδροφορίες. Κοντά στη θάλασσα οι υδροφορίες αυτές έχουν υποστεί έντονη υφαλμύριση.

4• Κοκκώδεις μη προσχωματικοί σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας. Περιλαμβάνονται οι πλειοκαινικές και μειοκαινικές μάργες, καθώς και ο αδιαίρετος σχηματισμός των νεογενών. Τοπικά στον αδιαίρετο σχηματισμό των νεογενών αναμένεται η ανάπτυξη υδροφοριών μέσα σε παρεμβολές κροκαλοπαγών ή μαργαϊκών ασβεστολίθων. Σε ορισμένα σημεία αναπτύσσονται στρώματα γύψου που παρουσιάζουν αξιόλογη υδροφορία, υποβαθμισμένη όμως λόγω των θειικών ιόντων.

3.6.1.3 Αδιαπέρατοι σχηματισμοί

Πρόκειται για πρακτικά αδιαπέρατους ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμούς με μικρή έως πολύ μικρή υδροπερατότητα. Στην κατηγορία αυτή κατατάσσονται το τεκτονικό κάλυμμα των φυλλιτών – χαλαζιτών, ο φλύσχης και πρώτος φλύσχης της ζώνης της Πίνδου, ο φλύσχης της ζώνης της Τρίπολης και οι σχιστόλιθοι με Posidonia της Ιονίου ζώνης. Μέσα στο σύστημα φυλλιτών – χαλαζιτών παρεμβάλλονται συχνά ζώνες μαρμάρων που έχουν τοπική υδρογεωλογική

σημασία σε συνδυασμό με τις ζώνες κερματισμού του τεκτονικού αυτού καλύμματος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

‘Περιγραφή του μοντέλου PTC’

4.1 Εισαγωγή

- Σκοπός του μοντέλου PTC (Princeton Transport Code) είναι να εισάγει τη μεθοδολογία που χρησιμοποιείται για την επίλυση χωρικών διαφορικών εξισώσεων που περιγράφουν την υπόγεια ροή και τη μεταφορά ρύπων. Το μοντέλο έχει σχεδιαστεί κυρίως για τους πρακτικούς υδρολόγους παρά για τους θεωρητικούς με αποτέλεσμα να επικεντρώνεται κυρίως στις αριθμητικές μεθόδους επίλυσης και στη βιβλιογραφία για τις πηγές του νερού και όχι στις λεπτομέρειες για την ανάπτυξη των εξισώσεων και στην ανάλυση του λάθους. (D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

Παρακάτω δίνονται οι θεμελιώδεις εξισώσεις του μοντέλου καθώς και η επίλυση του αλγορίθμου

4.1.1 Θεμελιώδεις Εξισώσεις

Το μοντέλο PTC χρησιμοποιεί το ακόλουθο σύστημα χωρικών διαφορικών εξισώσεων για αναπαραστήσει την υπόγεια ροή σε σχέση με το υδραυλικό ύψος h :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - S \frac{\partial h}{\partial t} + Q = 0 \quad (4.1)$$

όπου η υπόγεια ταχύτητα Darcy για κάθε κατεύθυνση είναι :

$$V_x = -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \quad V_y = -K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \quad V_z = -K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad (4.2)$$

και η μεταφορά ρύπων περιγράφεται από τη συγκέντρωση c :

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left[D_{xx} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{xy} \frac{\partial c}{\partial y} + D_{xz} \frac{\partial c}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D_{yx} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{yy} \frac{\partial c}{\partial y} + D_{yz} \frac{\partial c}{\partial z} \right] + \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{zx} \frac{\partial c}{\partial x} + D_{zy} \frac{\partial c}{\partial y} + D_{zz} \frac{\partial c}{\partial z} \right] - \left[V_x \frac{\partial c}{\partial x} + V_y \frac{\partial c}{\partial y} + V_z \frac{\partial c}{\partial z} \right] + \\ + Q(c^w - c) - \theta [1 + E(c)] \left(\frac{\partial c}{\partial t} \right) = 0 \end{aligned} \quad (4.3)$$

- Και οι τρεις εξισώσεις προέρχονται από την αρχή διατήρησης της μάζας και από το νόμο του Darcy ενώ η διαδικασία που ακολουθείται για την επίλυση αυτών είναι: υπολογίζεται το υδραυλικό ύψος h από την εξίσωση (4.1), υπολογίζονται οι ταχύτητες του Darcy V_x, V_y, V_z από την (4.2) και στη συνέχεια υπολογίζεται η συγκέντρωση του ρυπαντή c από την (4.3).

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three - Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

4.1.2 Επίλυση του Αλγορίθμου

Για την επίλυση των παραπάνω εξισώσεων σε σύνθετα φυσικά συστήματα απαιτούνται αριθμητικές μέθοδοι, και ειδικά για συστήματα πεδίου όπου για το υπολογιστικό μέρος χρησιμοποιούνται τρισδιάστατες εξισώσεις ο φόρτος εργασίας είναι πολύ μεγάλος. Το μοντέλο PTC εμπεριέχει ένα μοναδικό διαχωριστικό αλγόριθμο για την επίλυση τέτοιων τρισδιάστατων εξισώσεων, ο οποίος μειώνει το υπολογιστικό μέρος σημαντικά. Ο αλγόριθμος περιλαμβάνει με μια διακριτική ευχέρεια το πεδίο ορισμού σε οριζόντια και παράλληλα στρώματα μέσα στα οποία χρησιμοποιούνται πεπερασμένα στοιχεία για την εύστοχη αναπαράσταση του ακανόνιστου πεδίου ορισμού. Τα στρώματα συνδέονται κάθετα με πεπερασμένες διαφορές ενώ η μέθοδος της υδρόβιας ένωσης των πεπερασμένων στοιχείων με τις πεπερασμένες διαφορές εξασφαλίζει τη δυνατότητα για να ισχύσει η διαχωριστική διαδικασία. Κατά τη διάρκεια της επανάληψης μιας χρονικής περιόδου όλοι οι υπολογισμοί χωρίζονται σε δύο μέρη, στο πρώτο όπου όλα τα οριζόντια πεπερασμένα στοιχεία επιλύονται ανεξάρτητα το ένα από το άλλο και στο δεύτερο όπου επιλύονται όλες οι κάθετες εξισώσεις σε κάθε δεσμό του στρώματος.

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

4.2 Υπόγεια τρισδιάστατη ροή

4.2.1 Θεμελιώδεις εξισώσεις

- Το μοντέλο PTC καθορίζει τα χαρακτηριστικά της υπόγειας ροής του συστήματος επιλύοντας για το υδραυλικό ύψος χρησιμοποιώντας μεθόδους πεπερασμένων στοιχείων και πεπερασμένων διαφορών μεσώ των ακόλουθων χωρικών διαφορικών εξισώσεων:

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial}{\partial z} \right) - S \frac{\partial}{\partial t} + \sum_{i=0}^r Q_i \delta(x - x_i) \delta(y - y_i) \delta(z - z_i) = 0 \quad (4.4)$$

όπου χρησιμοποιούνται σαν βασικές μονάδες το μήκος [L], ο χρόνος [T] και η μάζα [M].

h είναι το υδραυλικό ύψος [L],
 K_{xx} είναι η υδραυλική αγωγιμότητα στην x οριζόντια κατεύθυνση [LT⁻¹],
 K_{yy} είναι η υδραυλική αγωγιμότητα στην y οριζόντια κατεύθυνση [LT⁻¹],
 K_{zz} είναι η υδραυλική αγωγιμότητα στην z (κάθετη) κατεύθυνση [LT⁻¹],
S ο ειδικός συντελεστής αποθηκευτικότητας [L⁻¹],
 Q_i ο όρος της πηγής/ καταβύθισης στη θέση i [L³T⁻¹]
(π.χ. πηγάδια, θετικές τιμές δηλώνουν άντληση)
 δ είναι η Δέλτα συνάρτηση και
r ο αριθμός των σημείων πηγών/ καταβύθισης.

4.2.2 Απαιτήσεις για τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων

Το διαχωριστικό σχέδιο που χρησιμοποιεί το μοντέλο PTC για να λύσει την εξίσωση (4.4) εμπεριέχει στρωγγυλοποιήσεις στους όρους που περιέχουν τις παραγώγους των x και y χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των πεπερασμένων

στοιχείων, η οποία στα οριζόντια επίπεδα είναι ευρύτατα διαδεδομένη. Η μέθοδος αυτή υποθέτει ότι υπάρχει ένα απειρίοστο άθροισμα συναρτήσεων που αναπαριστούν ακριβώς την λύση των χωρικών διαφορικών εξισώσεων που περιγράφουν την υπόγεια ροή. Μία πεπερασμένη προσέγγιση σε μορφή σειράς είναι :

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

$$h(x, y, z, t) \sim \hat{h}(x, y, z, t) = \sum_{i=0}^N h_i(z, t) w_i(x, y) \quad (4.5)$$

όπου

h το υδραυλικό ύψος [L],
 \hat{h} η σειρά προσέγγισης του h [L],
 h_i ένας εκκρεμής συντελεστής [L],
 w_i μία συνάρτηση (αδιάστατη) βάσης (παρεμβολής) και
 N ο αριθμός των κόμβων στο πλέγμα των πεπερασμένων στοιχείων

Η σειρά προσέγγισης (4.5) προωθεί μια ακριβή αναπαράσταση καθώς το N πλησιάζει στο άπειρο (το \hat{h} πλησιάζει το h). Με μια προσεκτική επιλογή της συνάρτησης βάσης w_i , ο εκκρεμής συντελεστής h_i μετατρέπεται σε τιμή υδραυλικού ύψους στους κόμβους με συντεταγμένες (x, y, z) . Ένας τρόπος για τον υπολογισμό του συντελεστή με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων είναι η χρήση συνεχόμενων ξεχωριστών βημάτων στη συνάρτηση βάσης η οποία είναι μη μηδενική πέρα από μια μικρή υποπεριοχή του συνολικού πεδίου ορισμού. Καθώς αρκετά διαφορετικά είδη συναρτήσεων βάσης μπορούν να χρησιμοποιηθούν, το μοντέλο PTC χρησιμοποιεί ξεχωριστές γραμμικές συναρτήσεις ανάμεσα στους παρακείμενους κόμβους των σημείων. Η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων προέρχεται διαπιστώνοντας ότι ο διαφορικός συντελεστής L (στην εξίσωση 4.4) όταν συντελεί στο h που είναι ίσο με μηδέν, τότε στο συντελεστή L της προσεγγιστικής συνάρτησης παρουσιάζεται ένα λάθος. Με μαθηματικούς όρους η εξίσωση (4.4) μπορεί να γραφτεί ως:

$$L(h)=0 \quad (4.6)$$

ενώ

$$L(\hat{h})=R \quad (4.7)$$

όπου R το παραμένων λάθος.

Για την επίλυση της εξίσωσης (4.4) με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων πρέπει να ελαχιστοποιηθεί το παραμένων λάθος R . Αυτό επιτυγχάνεται λαμβάνοντας υπόψη ένα ολοκληρωμένο σύστημα συναρτήσεων w_i και εξαναγκάζοντας το παραμένων λάθος R να είναι εφικτό για όλες τις τιμές του w_i οπότε στην πραγματικότητα το R πλησιάζει στο μηδέν γεγονός που σημαίνει ότι αποκομίζεται η λύση της εξίσωσης (4.4). Με μαθηματικούς όρους αυτό σημαίνει :

$$L(\hat{h}) = L(h)$$

όταν το $R=0$.

4.2.2.1 Απαιτήσεις για τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών

Η μαθηματική σχέση που περιγράφει τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών είναι:

$$Ah + B \frac{\partial}{\partial t} v + f = 0 \quad (4.8)$$

όπου τα A και B είναι μαθηματικοί πίνακες με διαστάσεις $N \times N$ και οι όροι h , $\partial h / \partial t$, v και f είναι διανύσματα στήλης με μήκος N . Τα στοιχεία A, B v και f είναι :

$$A_{ij} = \iint_{\Omega} \left[K_{xx} \frac{\partial w_i}{\partial x} \frac{\partial w_j}{\partial x} + K_{yy} \frac{\partial w_i}{\partial y} \frac{\partial w_j}{\partial y} \right] dx dy \quad (4.9)$$

$$B_{ij} = \iint_{\Omega} S w_i w_j dx dy \quad (4.10)$$

$$f_i = - \iint_{\Omega} Q w_i dx dy - \int_{\sigma} \left[K_{xx} \frac{\partial \hat{h}}{\partial x} l_x + K_{yy} \frac{\partial \hat{h}}{\partial y} l_y \right] w_i d\sigma \quad (4.11)$$

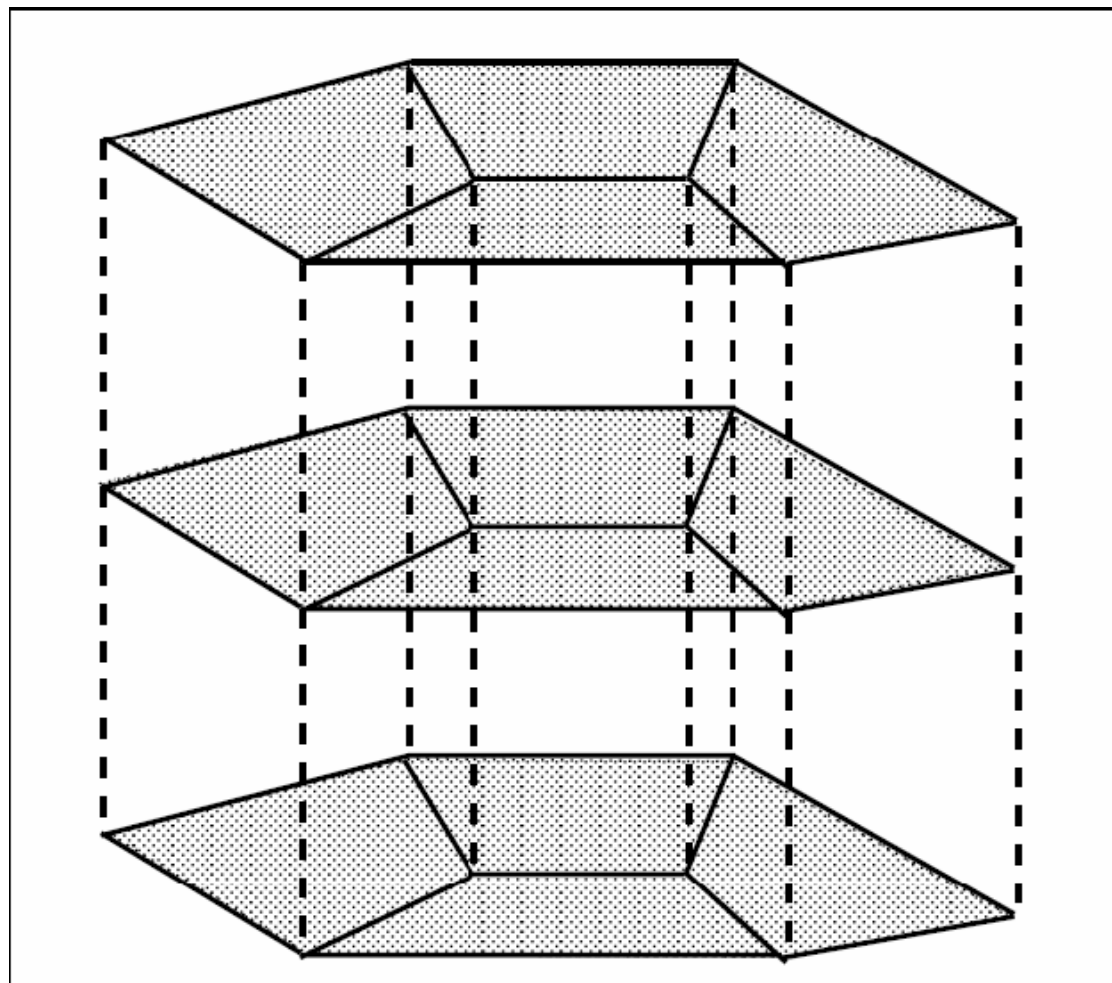
$$v_i = \sum_{j=1}^N \left[\iint_{\Omega} \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{zz} \frac{\partial h_j}{\partial z} \right) w_i w_j dx dy \right] \quad (4.12)$$

όπου στην f περιέχονται οι γνωστές οριακές συνθήκες.

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

4.2.2.2 Η κάθετη παράγωγος

Το κεντρικό γνώρισμα στον κώδικα του μοντέλου PTC είναι η χρήση κεντρικής διαφοροποίησης για τα διάφορα διαστήματα στην z κατεύθυνση στην εξίσωση (4.12). Αυτή η κάθετη διαφοροποίηση ολοκληρώνεται με τη βοήθεια οριζόντιου πλέγματος πεπερασμένων στοιχείων, τα οποία αντικαθιστούνται από στρώματα με κόμβους τον έναν πάνω στον άλλο όπως φαίνεται στο σχήμα.



Σχήμα 4.1 :Σχηματική αναπαράσταση ενός οριζόντιου πλέγματος πεπερασμένων στοιχείων, τα οποία αντικαθιστούνται από στρώματα με κόμβους τον έναν πάνω στον άλλο και παίρνουν τρισδιάστατη μορφή.

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

Αυτό σημαίνει ότι η κάθετη κατεύθυνση σε μια δυσδιάστατη εξίσωση πεπερασμένων διαφορών μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως μια προσέγγιση της εξίσωσης (4.12). Χρησιμοποιώντας το k ως κάθετο δείκτη και με $k=1$ το στρώμα του πυθμένα, η προσέγγιση μπορεί να γραφτεί ως :

$$v \cong C_k^+ (h_{k+1} - h_k) - C_k^- (h_k - h_{k-1}) \quad (4.13)$$

όπου η αρμονία υποδηλώνει ότι οι ιδιότητες του γειτονικού στρώματος χρησιμοποιούνται για να καθοριστούν τα στοιχεία $C^+ k$, ο κάθετος όρος μεταξύ του στρώματος k και $k+1$, και $C^- k$ ο κάθετος όρος μεταξύ του στρώματος k και $k-1$

$$C_{ij;k}^{\pm} = \iint_{\Omega} \frac{2}{\Delta z_k \left[\Delta z_{k\pm 1} / (K_{zz})_k + \Delta z_k / (K_{zz})_{k\pm 1} \right]} w_i w_j dx dy \quad (4.14)$$

όπου $(\Delta z)_k$ είναι το πάχος του στρώματος k στο σημείο της προσέγγισης. Η αρμονία υποδηλώνει ότι δίδεται περισσότερη ρεαλιστική ποσότητα όταν αντιμετωπίζονται καταστάσεις με φυσική ετερογένεια. Με αντικατάσταση της εξίσωσης (4.13) στην (4.8) προκύπτει η ακόλουθη σχέση για τυπικά στρώματα k :

$$A_k h_k + B_k \frac{\partial h_k}{\partial t} - [C_k^+ (h_{k+1} - h_k) - C_k^- (h_k - h_{k-1})] + f_k = 0 \quad (4.15)$$

όπου το h_k αντικαθιστά τον παράγοντα h του υδραυλικού ύψους στο στρώμα k , $k=1,2,\dots,M$, και M ο αριθμός των στρωμάτων στην z κατεύθυνση.

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

4.2.2.3 Η παράγωγος του χρόνου

Από εμπειρικούς λόγους έχει αποδειχθεί ότι μία ενδεχόμενη προσέγγιση διαφοράς κατευθυνόμενη προς τα πίσω με την παραγωγή του χρόνου εξασφαλίζει την πιο ακριβή λύση για προβλήματα υπόγειας ροής. Σύμφωνα μ' αυτή την προσέγγιση, ο κύριος λόγος που χρησιμοποιείται είναι για να προσεγγίσει την παράγωγο του

χρόνου και τις χωρικές παραγώγους που δίνονται σε καινούργια επίπεδα χρόνου. Οπότε εφαρμόζοντας την παράγωγο του χρόνου στην (4.15) για κάθε στρώμα προκύπτει η παρακάτω εξίσωση όπου εξασφαλίζεται με ένα σύστημα $M \times N$ εξισώσεων με N αγνώστους από την (4.5) για κάθε M στρώματα.

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

$$A_k h_k^{(t+\Delta t)} + \frac{(B_D)_k}{\Delta t} [h_k^{(t+\Delta t)} - h_k^t] - \\ - [C_k^+ (h_{k+1} - h_k) - C_k^- (h_k - h_{k+1})]^{t+\Delta t} + f_k^t = 0 \quad (4.16)$$

4.3 Οριακές συνθήκες.

Το μοντέλο PTC προσαρμόζει τρεις τύπους οριακών συνθηκών στην εξίσωση της ροής. Αυτοί οι τρεις τύποι είναι οι συνθήκες Dirichlet (καθορισμένου υδραυλικού ύψους), του Neumann (καθορισμένης ροής) και οι συνθήκες τρίτου τύπου (της διαρροής). Οι οριακές συνθήκες μπορούν να προσαρμοστούν από το χρήστη κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης και η προεπιλεγμένη συνθήκη για όλα τα όρια είναι μηδέν. Αυτό συνεπάγεται περιορισμένο υδροφόρα με αδιαπέραστο πυθμένα καθώς και αδιαπέραστα στρώματα γύρω από αυτόν. Επιλέγοντας διαφορετικές οριακές συνθήκες κατά μήκος της περιοχής, ο χρήστης μπορεί να αναπαραστήσει άλλες υδρολογικές συνθήκες.

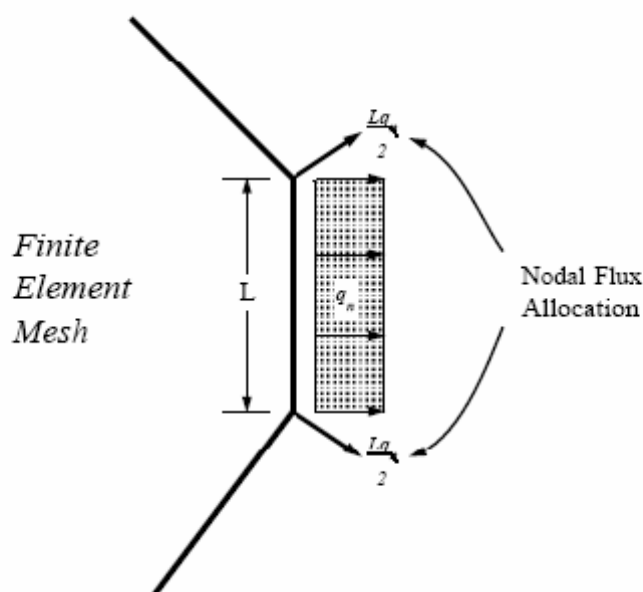
(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

4.3.1 Καθορισμένο Υδραυλικό Ύψος

Τα όρια καθορισμένου ύψους καθορίζονται δηλώνοντας τους κόμβους και τις τιμές του υδραυλικού ύψους σε καθένα από αυτούς. Το πρόγραμμα αυτόματα ορίζει τις γραμμές και τις στήλες του πίνακα των συντελεστών που σχετίζονται με αυτούς τους κόμβους, ως σταθερούς όρους. Αφού οι κόμβοι που έχουν σταθερό υδραυλικό ύψος παραλείπονται από την μαθηματική εξίσωση του πίνακα, τότε απομένουν $(N \times M - NC)$ εξισώσεις με $(N \times M - NC)$ αγνώστους, με NC τον ολικό αριθμό των κόμβων με σταθερό υδραυλικό ύψος στην περιοχή μελέτης.

4.3.2 Καθορισμένη Ροή

Η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων παρέχει ένα πολύ απλό μέσο καθορισμού των οριακών συνθηκών. Με την εφαρμογή του θεωρήματος του Green προκύπτει ένα οριακός όρος στις εξισώσεις του μοντέλου. Όταν η ροή θεωρείται σταθερή κατά μήκος ενός στοιχείου με μήκος L η ολοκλήρωση των σχέσεων θα δίνει τις κομβικές κατανομές όπως φαίνεται στο σχήμα.



Σχήμα 4.2: Κομβική κατανομή της ροής q κατά μήκος ενός στοιχείου μήκους L . Για γραμμικά στοιχεία, κάθε κόμβος έχει ισοδύναμη βαρύτητα.

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three – Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

Έτσι ο χρήστης χρειάζεται μόνο να ορίσει την ογκομετρική ροή σε ένα κόμβο για να αναπαραστήσει τη ροή κατά μήκος του ορίου. Η ροή λόγω άντλησης εισάγεται επίσης μαθηματικά με τον ίδιο τρόπο. Για την διευκόλυνση της εισαγωγής ομοιόμορφης διήθησης, το πρόγραμμα επιτρέπει τον καθορισμό μιας κομβικής ροής διήθησης και αυτόματα κάνει ολοκλήρωση της περιοχής για να καθοριστεί η ογκομετρική ροή.

4.3.3 Τρίτου Τύπου

Στις οριακές συνθήκες τρίτου τύπου εισάγεται ένας όρος αγωγιμότητας διαρροής (leakage conductance) ο οποίος είναι η υδραυλική αγωγιμότητα προς την

απόσταση και ολοκληρώνεται στην περιοχή για να αναπαραστήσει την κάθετη διαρροή. Με κατάλληλο ορισμό της παραμέτρου που δηλώνεται από το χρήστη, μπορεί να οριστεί οποιαδήποτε διαρροή.

4.4 Συνθήκες του υδροφόρου ορίζοντα

Οι οριακές συνθήκες που απαιτούνται σε έναν ελεύθερο υδροφορέα είναι δύο και εφαρμόζονται στο πάνω στρώμα του υδροφόρου ορίζοντα. Μια σχηματική αναπαράσταση που περιλαμβάνει την κίνηση αυτού και το μέγεθος της διείσδυσης $R(x,y,t)$ παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.3. Το σταθερό υψόμετρο του πάνω ορίου στο πεδίο ορισμού της ροής δίδεται από

$$z = z_{M+1}(x, y, t)$$

και το πραγματικό υψόμετρο της στάθμης του νερού από

$$z = z_{WT}(x, y, t).$$

Η πρώτη οριακή συνθήκη δηλώνει ότι το επίπεδο του υδροφόρου ορίζοντα στο ανώτερο στρώμα (h_M) καθορίζει το πάχος του ανώτερου στρώματος

$$(z_{WT} - z_M).$$

Σύμφωνα μ' αυτό για κάθε κόμβο απαιτείται :

$$(z_{WT})_i = (h_M)_i \quad (4.17)$$

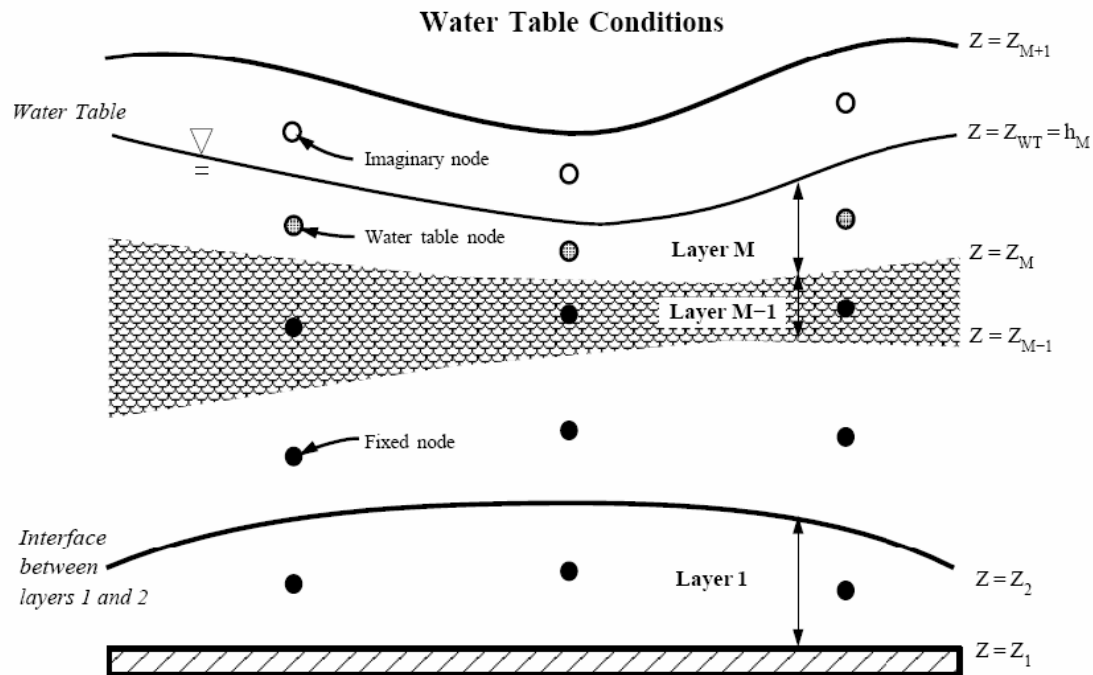
Επίσης υποτίθεται ότι το επίπεδο του υδροφόρου ορίζοντα βρίσκεται πάντα στην κορυφή του ανώτερου στρώματος ($k=M$). Έτσι όταν το μοντέλο υπολογίζει τα υδραυλικά ύψη στο ανώτερο στρώμα, κάνει έλεγχο και για το εάν οι τιμές του h_M στους κόμβους βρίσκονται ανάμεσα από τις τιμές:

$$z_M \leq h_M \leq z_{M+1} \quad (4.18)$$

Η δεύτερη οριακή συνθήκη περιγράφει την προσωρινή ανταπόκριση του υδροφόρου ορίζοντα στη διείσδυση. Ορίζοντας ως S_y το ενεργό πορώδες στη στάθμη του νερού, οι εξισώσεις ορίζονται ως:

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} + K_z \frac{\partial h}{\partial z} = R$$

(4.19)



Σχήμα 4.3: Ο υδροφόρος ορίζοντας και οι συνθήκες που επικρατούν στο πάνω όριο. Η επιφάνεια δηλώνεται με $z=z_1$, $z=z_2$ είναι καθορισμένα όρια στο χώρο και ορίζουν τα στρώματα. Προσοχή: ο κινούμενος υδροφόρος ορίζοντας WT $z=z$ πρέπει να ικανοποιεί τη συνθήκη $Z_M \leq Z_{wt} \leq Z_{M+1}$

(D. K. Badu, G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld, S. A. Stothoff, Chemical Transport By Three - Dimensional Groundwater Flows, 1997.)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

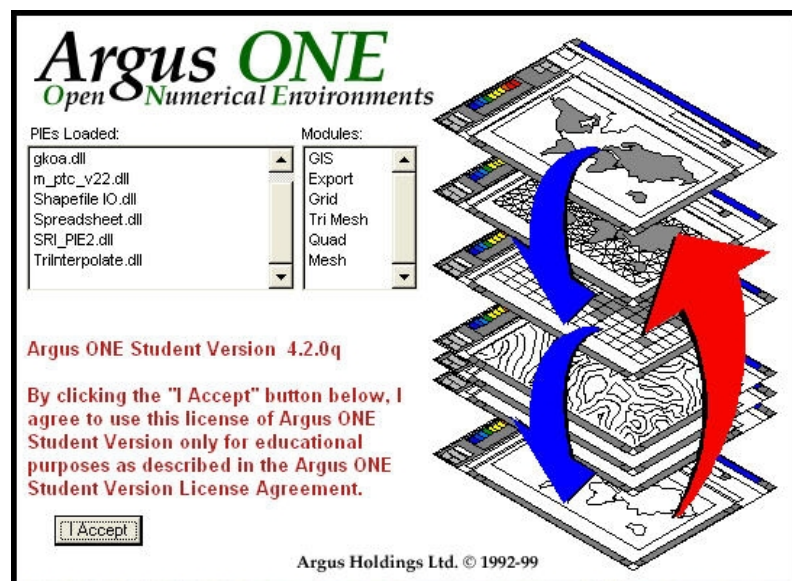
‘ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΚΑΙ ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΤΟ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ ARGUS’

5.3 Εισαγωγή

Για την προσομοίωση της κίνησης των υπογείων υδάτων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα ARGUS ONE Student Version 4.2.0.q σε συνδυασμό με το PTC (Princeton Transport Code).

Το ARGUS ONE είναι ένα πρόγραμμα που δημιουργεί πλέγματα πεπερασμένων στοιχείων ή διαφορών και απεικονίζει με απλό τρόπο τα αποτελέσματα. Περιέχει ένα σύνολο εργαλείων που επιτρέπουν την εισαγωγή ψηφιοποιημένων χαρτών, επεξεργασία τμήματός τους και τη δημιουργία πλέγματος. Επιτρέπει επίσης τη εισαγωγή διαφόρων μεταβλητών στο πλέγμα, όπως τιμές, συγκεντρώσεις, σημειακά δεδομένα κτλ. Αυτό γίνεται μέσω των επιπέδων πληροφορίας ‘layers’. Τέλος, τα δεδομένα που σχηματίζονται μέσω του προγράμματος μπορούν να εξαχθούν σε format κατάλληλο για οποιοδήποτε αριθμητικό κωδικό.

Το επίπεδο πληροφορίας ‘layer’ είναι το βασικό στοιχείο με το οποίο λειτουργεί το πρόγραμμα. Μπορεί να περιγραφεί ως ένα διάφανο φύλλο όπου εγγράφονται όλες οι πληροφορίες. Σχεδιάζοντας το πεδίο ορισμού, πλέγματα, grids, χάρτες σε διαφορετικές διαφάνειες οι οποίες μπορούν να μετακινηθούν πάνω-κάτω, να διαγραφούν ή να αποκρύπτον, ο χρήστης μπορεί να προσθέσει ή να μεταβάλλει τμήματα της μελέτης με γραφικό τρόπο.



Διαφορετικά είδη πληροφορίας μπορούν να αποθηκευτούν σε ειδικού τύπου επίπεδα 'layer'. Τα βασικά στοιχεία με τα οποία λειτουργεί το πρόγραμμα, δηλαδή πεδίο ορισμού, πλέγματα και grids ορίζονται στα layer 'Domain', 'Mesh' και 'Grid' αντίστοιχα. Τα υπόλοιπα layers είναι 'πληροφορία', 'χάρτες' και 'δεδομένα'. Τα layer μπορούν να σχηματιστούν ή και να διαγραφούν από τον χρήστη.

- Τα layer 'πληροφορίας' χρησιμοποιούνται για τη σύνδεση μεταβλητών με το πλέγμα ή το grid. Για παράδειγμα, είναι δυνατός ο ορισμός της διαπερατότητας του εδάφους.
- Τα layer 'χάρτες' χρησιμοποιούνται για την εισαγωγή ψηφιοποιημένων χαρτών. Αυτό επιτρέπει στον χρήστη να εξαγάγει τα όρια του πεδίου ορισμού από το χάρτη ή απλά να χρησιμοποιήσει το χάρτη ως σημείο αναφοράς.

Τα layer 'δεδομένων' χρησιμοποιούνται για την εισαγωγή δεδομένων άλλων προγραμμάτων (PTC κυρίως) στο ARGUS ONE. Τα δεδομένα αυτά χρησιμοποιούνται για διάφορες χρήσεις, όπως είναι η δημιουργία γραφικής απόδοσης των αποτελεσμάτων του PTC. (ARGUS ONE Student Version 4.2.0.q LantchBook)

5.4 **ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΤΟ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ Argus One**

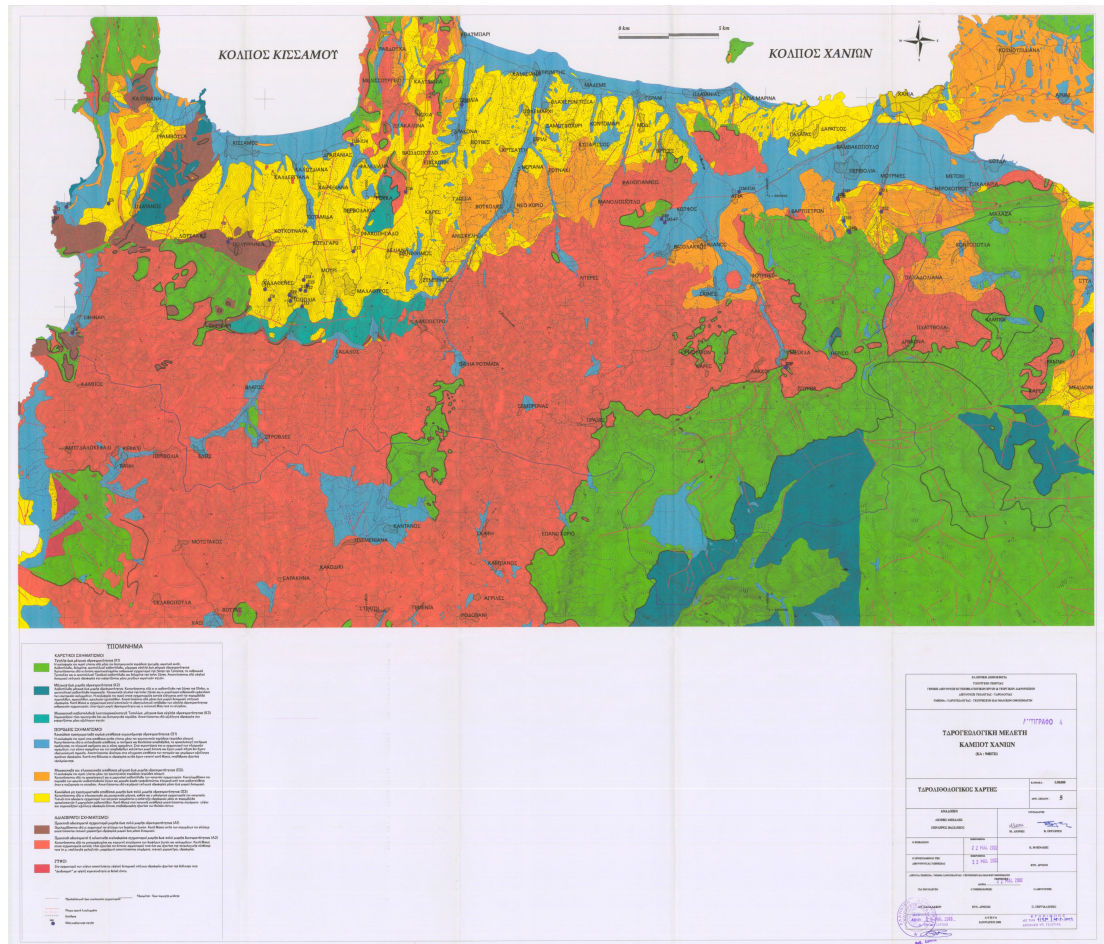
5.4.1 Εισαγωγή

Για να προσομοιωθεί η περιοχή της λεκάνης του Κερίτη με το PTC απαιτείται η εισαγωγή μιας σειράς στοιχείων που αφορούν τις γεωλογικές και υδρολογικές συνθήκες που επικρατούν εκεί (υδραυλική αγωγιμότητα, διαρροή, βροχόπτωση, θέσεις των γεωτρήσεων άντλησης, παροχή των γεωτρήσεων άντλησης και χρονική διάρκεια προσομοίωσης). Μόλις εφαρμοστεί το PTC θα εμφανιστούν σε ένα αρχείο Word Pad τα υδραυλικά ύψη του κάθε κόμβου του πλέγματος (κάνναβος) της περιοχής μελέτης καθώς και οι ταχύτητες των υπογείων υδάτων.

Η διαδικασία που ακολουθείται για την εισαγωγή των απαραίτητων στοιχείων στο PTC είναι η ακόλουθη:

5.2.2 Εισαγωγή δεδομένων

1.Εισαγωγή των χαρτών της περιοχής μελέτης. Ρυθμίζουμε την κλίμακα στο μοντέλο ούτως ώστε να αντιστοιχεί με τον χάρτη που έχουμε (1:50000). Οι χάρτες που εισάγουμε είναι ένας υδρολογικός καθώς και ένας γεωλογικός ο οποίος μας δίνει πληροφορίες σχετικά με τη γεωλογία της περιοχής και την υδραυλική αγωγιμότητα του κάθε γεωλογικού σχηματισμού.



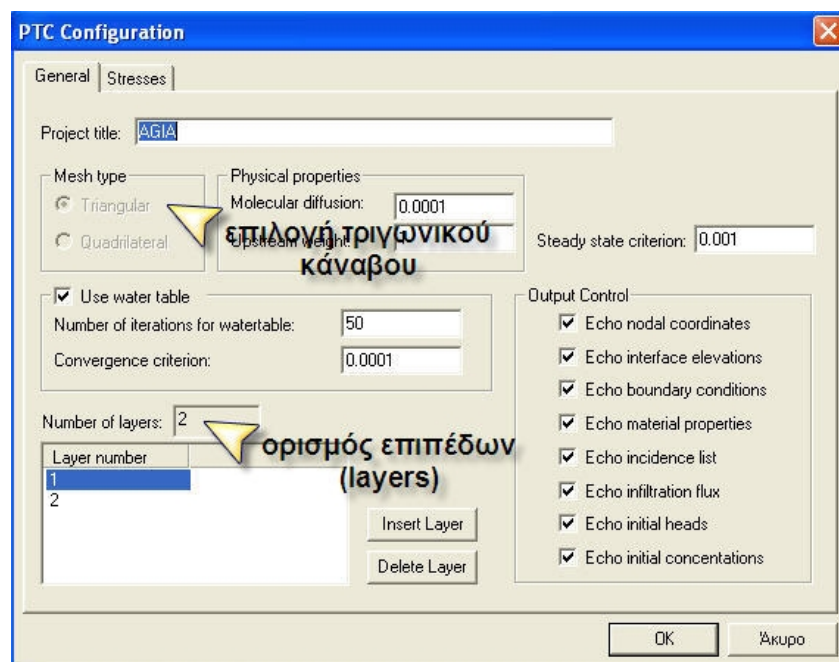
Εικόνα 1: Γεωλογικός χάρτης



Εικόνα 2: Υδρολογικός χάρτης

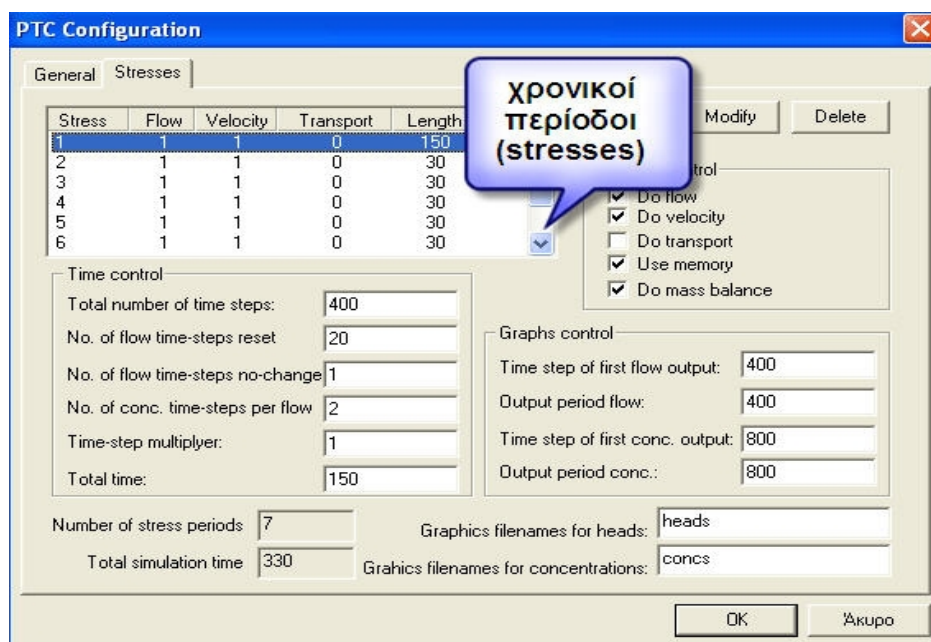
2.Επιλογή του τριγωνικού κάναβου γιατί έχει μεγαλύτερη ακρίβεια από τον δεύτερο που μπορούμε να επιλέξουμε(ορθογωνικό).

3. Ορισμός 2 επιπέδων (layers) από τα οποία πραγματοποιείται η άντληση. Το πρώτο εκτείνεται από υψόμετρο 0 έως τα 100 μέτρα (που θεωρούμε το υψόμετρο της θάλασσας), και το δεύτερο από τα 100 μέτρα έως την επιφάνεια του εδάφους.

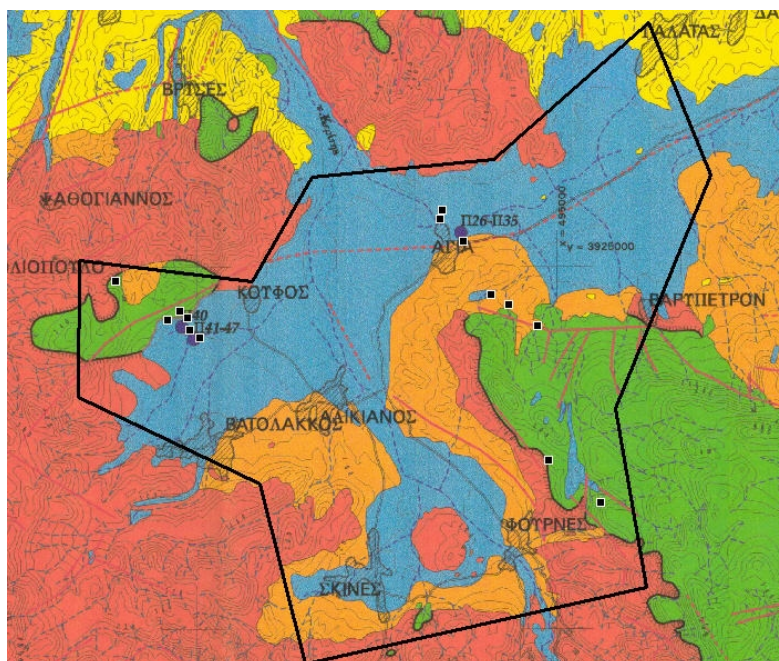


4.Καθορισμός των χρονικών παραμέτρων στην περιοχή μελέτης(stresses). Το μοντέλο θα τρέξει για 1 έτος χωρισμένο σε 7 περιόδους (**stress 1**: Οκτώβριος-

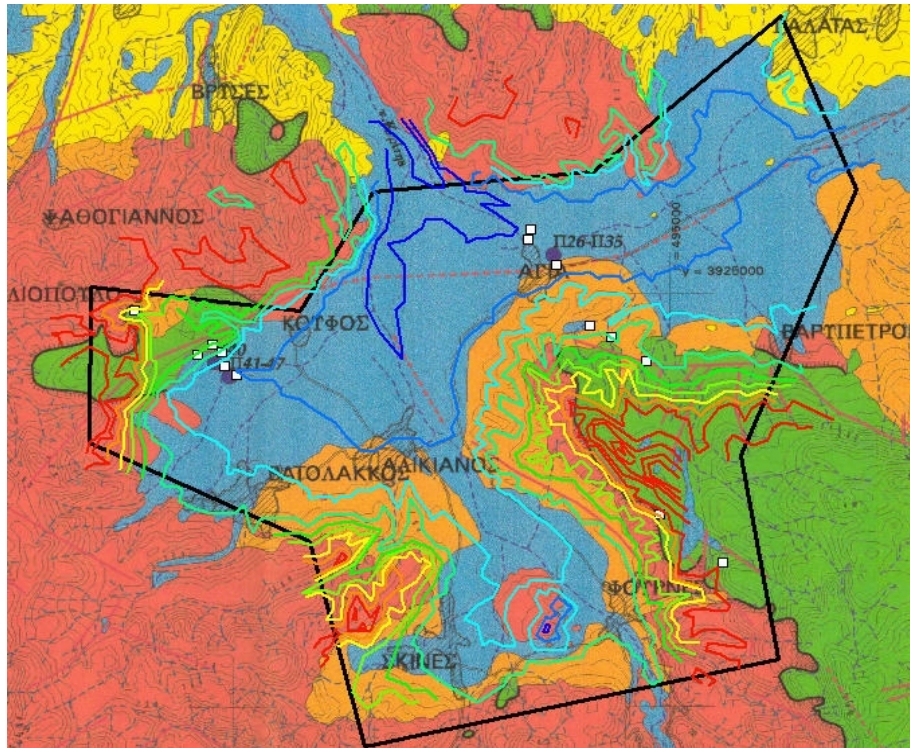
Μάρτιος, **stress 2**: Απρίλιος, **stress 3**: Μάιος, **stress 4**: Ιούνιος, **stress 5**: Ιούλιος, **stress 6**: Αύγουστος, **stress 7**: Σεπτέμβριος)



5.Εισαγωγή του ορίου της περιοχής μελέτης στο μοντέλο.



6. Εισαγωγή ισοϋψών γραμμών στην περιοχή μελέτης Στη συνέχεια έγινε ψηφιοποίηση των ισοϋψών καμπυλών που βρίσκονται στην περιοχή και τοποθετήθηκαν οι θέσεις των γεωτρήσεων άντλησης και των πηγών. Οι ισοϋψείς τοποθετήθηκαν στο layer L2, δεδομένου ότι το layer L1 έχει σταθερή τιμή 100 μέτρα.



7. Ορισμός ζωνών υδραυλικής αγωγιμότητας Οι κυριότεροι σχηματισμοί είναι οι πορώδεις οι οποίοι διακρίνονται σε 3 κατηγορίες:

1• Πορώδεις μειοκαινικές και πλειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας ($8 \cdot 10^{-4} \text{m/sec}$ ή $69,12 \text{m/day}$)

2

3• Πορώδεις προσχωματικοί - μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας ($6 \cdot 10^{-4} \text{m/sec}$ ή $51,84 \text{m/day}$)

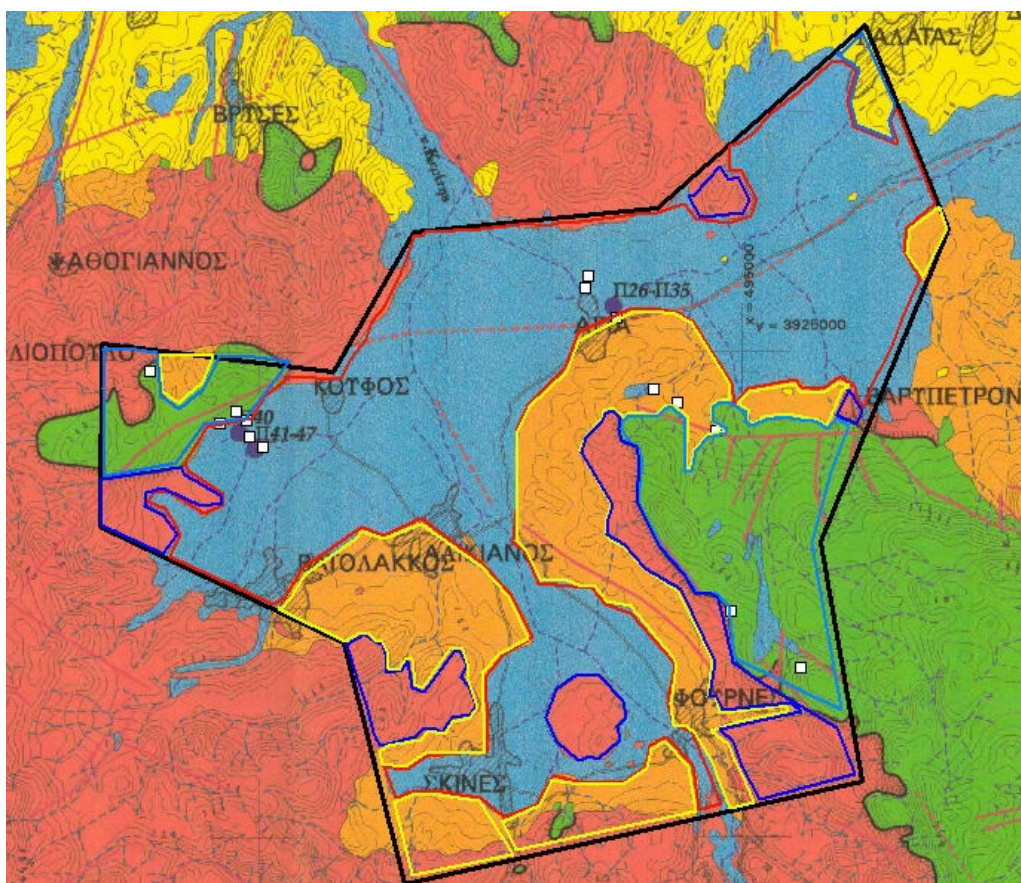
4

• Πορώδεις μη προσχωματικοί-μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (10^{-4}m/sec ή $8,64 \text{m/day}$)

5

1• Οι πρακτικά αδιαπέρατοι σχηματισμοί χαρακτηρίζονται από την τιμή 10^{-8}m/sec ή $0,000864 \text{m/day}$.

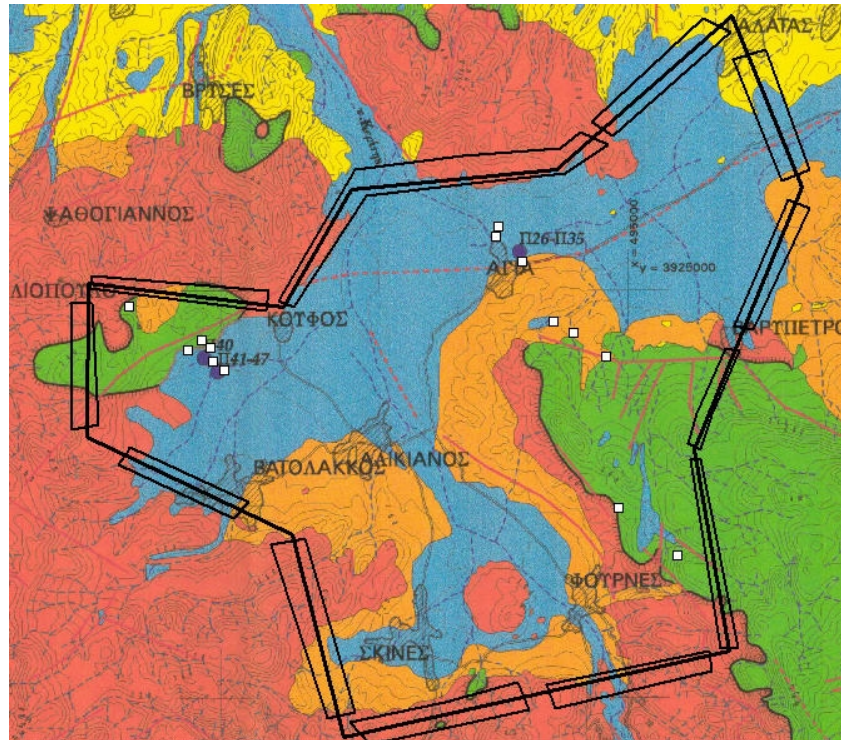
Οι παραπάνω τιμές είναι ίδιες και για τα δυο στρώματα. Παρατηρούμε όμως ότι ένας καρστικός σχηματισμός στο ένα επίπεδο έχει υδραυλική αγωγιμότητα ίση με 10m/day ενώ στο επίπεδο 2 έχει τιμή ίση με 300m/day . Αυτό συμβαίνει λόγω της ύπαρξης ενός ρήγματος στο επίπεδο 2 το οποίο έχει σπάσει σε πολλαπλά σημεία το σχηματισμό αποδίδοντας του πολύ μεγαλύτερη υδροπερατότητα.



8. Ορισμός οριακών συνθηκών

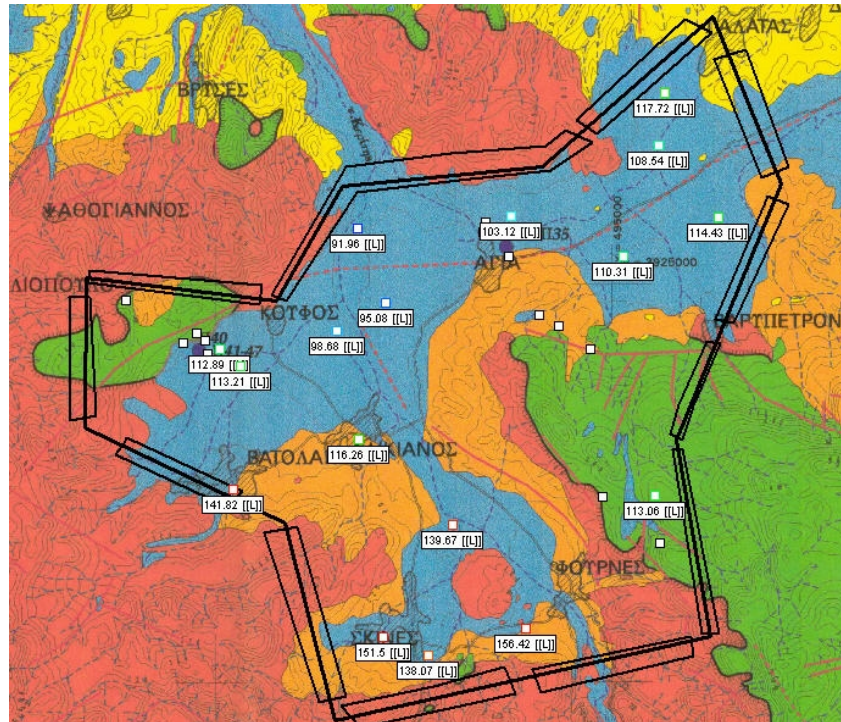
Στη συνέχεια ορίστηκαν οι οριακές συνθήκες, (Boundary Condition) στα επίπεδα του μοντέλου μας. Επιλέχθηκαν β' είδους συνθήκες (σταθερή ροή για όλη την περιοχή) και έπειτα εισάγαμε τις τιμές σε κάθε χρονική περίοδο μας.

Οι τιμές στις οριακές συνθήκες αντιπροσωπεύουν τις υποθετικές τιμές εισροών(+) & εκροών(-). Οι σημειακές τιμές είναι διαφορετικές, δεδομένου ότι αναπαριστούν τις παροχές από τις αντλήσεις των γεωτρήσεων και τις εκφορτίσεις των πηγών κατά τη διάρκεια των περιόδων μας.

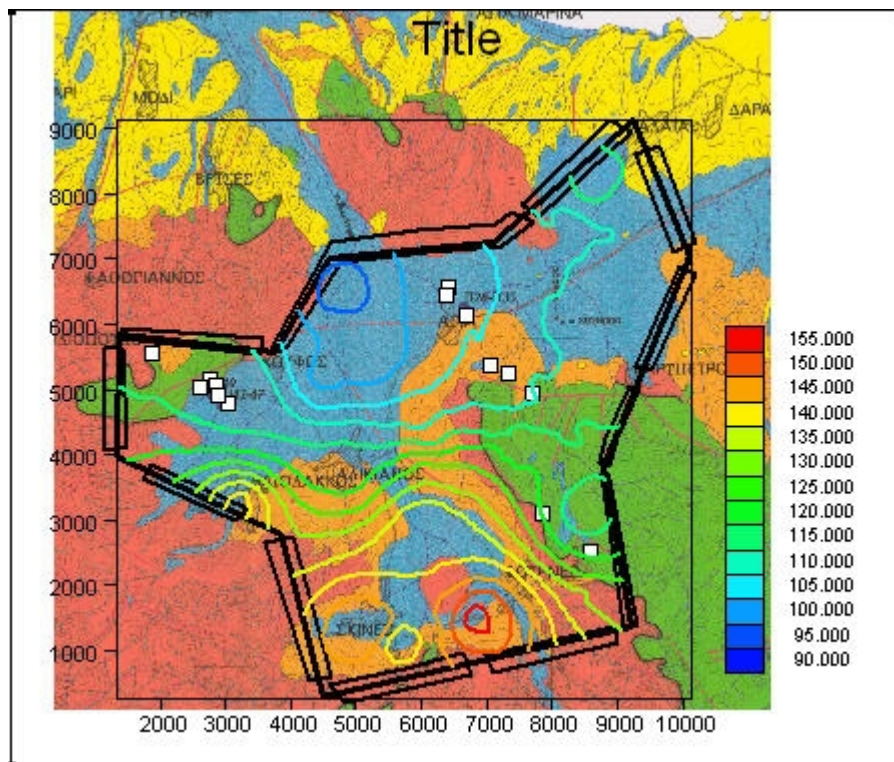


9. Εισαγωγή των αρχικών υδραυλικών υψών (Initial heads)

Από μετρήσεις στο πεδίο είχαμε αρχικά κάποια δεδομένα σχετικά με τα αρχικά υδραυλικά ύψη σημειακά. Έτσι τα εισαγάγαμε προς διευκόλυνση του μοντέλου μας και βελτιστοποίηση των αποτελεσμάτων μας.



Έπειτα με την μέθοδο γραμμικής παρεμβολής (interpolation method) πήραμε το παρακάτω γράφημα.



10. Εισαγωγή βροχόπτωσης

Στο επίπεδο αυτό προσδιορίζεται η διήθηση λόγω βροχόπτωσης. Ορίζουμε ως μέση τιμή βροχόπτωσης 0.0005m/ημέρα (150 mm/μήνα) κατά τους χειμερινούς μήνες και μηδενική τιμή για τη θερινή περίοδο.

Layer Parameters:

Name	Units	Type	Value
<input checked="" type="checkbox"/> Rain Stress1	[L]/[T]	Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0.0005
Rain Stress2	[L]/[T]	Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0
Rain Stress3	[L]/[T]	Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0
Rain Stress4	[L]/[T]	Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0
Rain Stress5	[L]/[T]	Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0
Rain Stress6	[L]/[T]	Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0
Rain Stress7	[L]/[T]	Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0

11. Εισαγωγή πορώδους

Ορίζουμε μια μέση τιμή 0.4 πορώδες για την περιοχή μας ανεξαρτήτως layer

Layer Parameters:

Name	Units	Type	Value
<input checked="" type="checkbox"/> Porosity		Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0.4

12. Εισαγωγή αποθηκευτικότητας

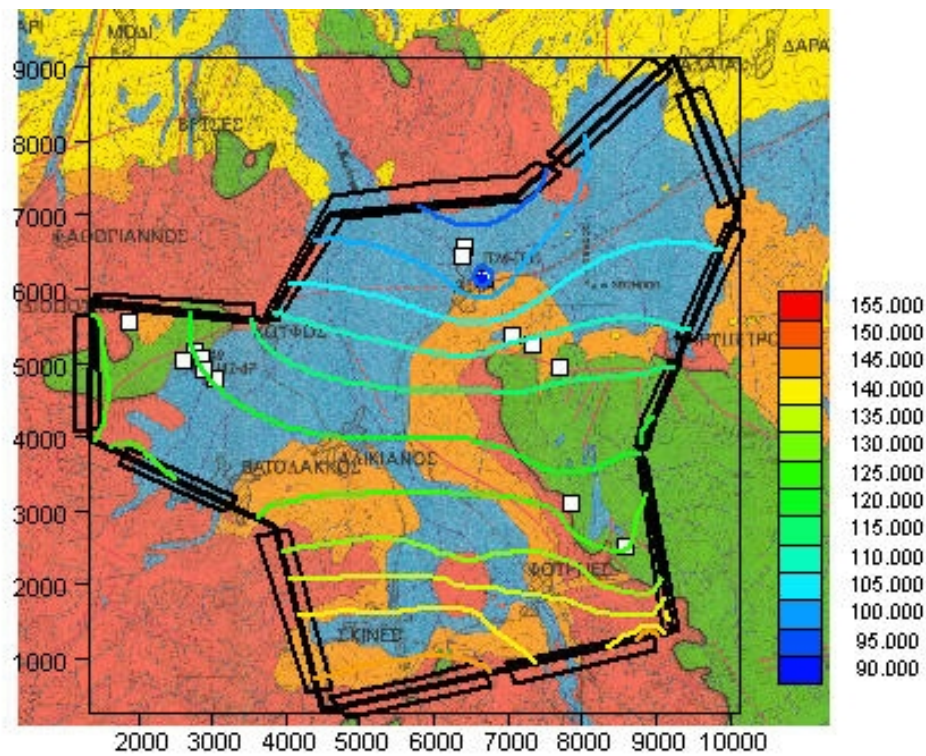
Ορίζουμε μια μέση τιμή 0.0001 αποθηκευτικότητας για την περιοχή μας ανεξαρτήτως layer και ανεξαρτήτως χρονικής περιόδου.

Layer Parameters:

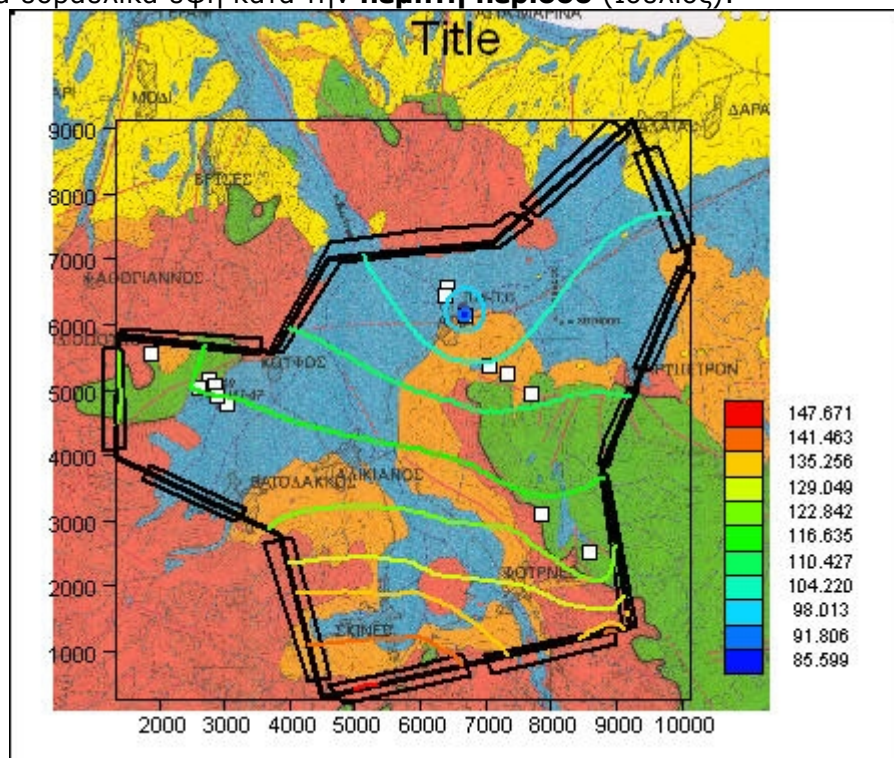
Name	Units	Type	Value
<input checked="" type="checkbox"/> Storativity L1		Real	<input checked="" type="checkbox"/> 0.0001

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

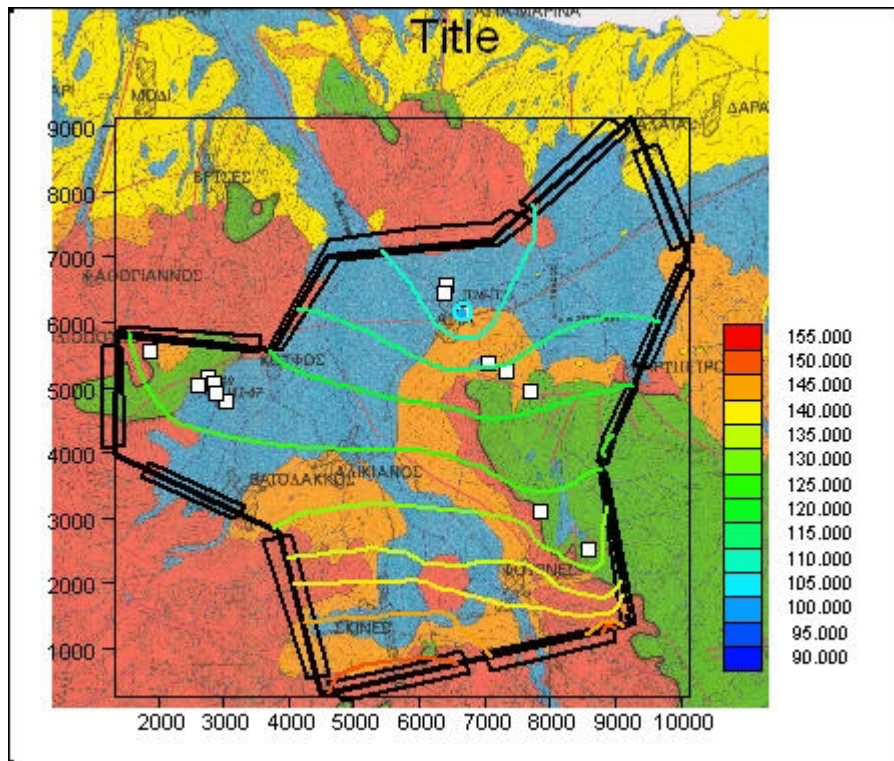
‘ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ’



- Τα υδραυλικά ύψη κατά την **πέμπτη περίοδο** (Ιούλιος):



- Τα υδραυλικά ύψη κατά την **έβδομη περίοδο** (Σεπτέμβριος):



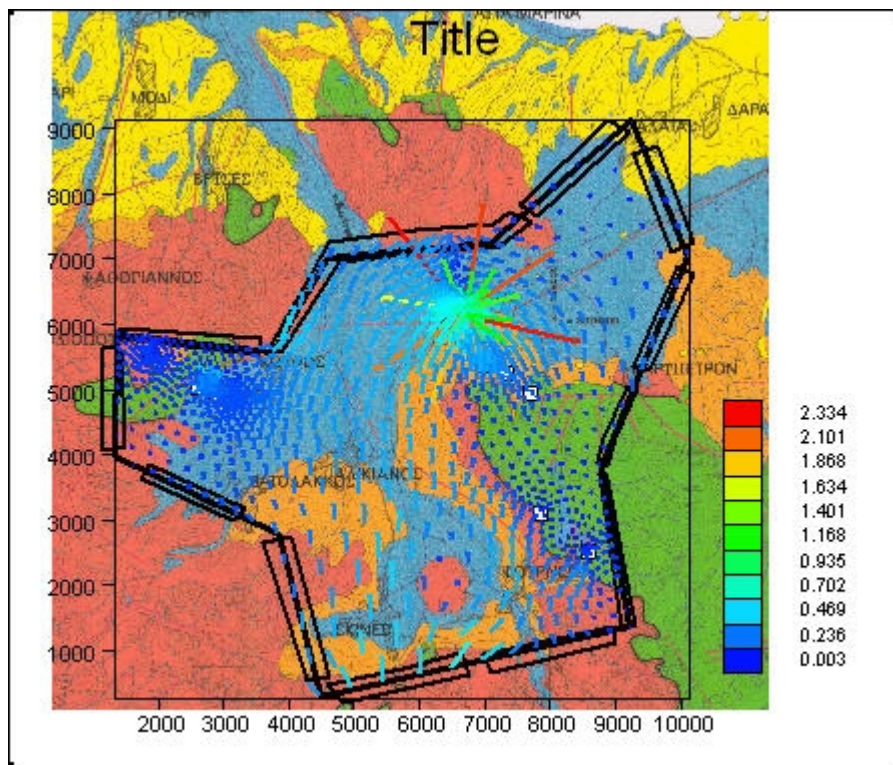
Παρατηρούμε ότι τα αρχικά μας ύψη κυμαίνονται από 150 μέτρα στα νότια της περιοχής μας ,όπου γίνεται εισροή υπογείων υδάτων, έως τα 90 μέτρα στις περιοχές που είναι κοντά στη θάλασσα, μιας και η θάλασσα αποτελεί σημείο εκφόρτισης.

Στην πρώτη περίοδο (Οκτώβρης – Μάρτης) τα αντίστοιχα ύψη μας κυμαίνονται από 145 έως 90 μέτρα. Δηλαδή έχουμε μια πτώση στάθμης της τάξης των 5 μέτρων. Πολύ μικρή αυτή η πτώση μιας και τα πηγάδια μας αντλούν ελάχιστα και επίσης η βροχόπτωση καλύπτει και ένα μικρό μέρος της πτώσης στάθμης.

Στην πέμπτη περίοδο (Ιούλιος) τα ύψη μας τώρα κυμαίνονται από 90 μέτρα (κοντά στην πηγή) έως 140 μέτρα. Δηλαδή η πτώση στάθμης μας τώρα ανέβηκε στα 10 μέτρα. Απολύτως λογικό αυτό αφού γνωρίζουμε ότι οι περισσότερες γεωτρήσεις δουλεύουν στο μέγιστο τους εκείνη την περίοδο λόγω της μηδαμινής βροχόπτωσης κατά τη θερινή περίοδο αλλά και λόγω άρδευσης των χωραφιών της περιοχής.

Στην έβδομη περίοδο (Σεπτέμβρης) τα υδραυλικά μας ύψη δεν παρουσιάζουν κάποια ιδιαίτερη αλλαγή από αυτά της πέμπτης περιόδου. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι δεν έχουμε μεγάλες διαφορές στις αντλήσεις των γεωτρήσεων μεταξύ αυτών των μηνών.

6.3 Ταχύτητες υπογείων υδάτων



Στην πρώτη περίοδο (Οκτώβρης –Μάρτης) οι γεωτρήσεις είναι ανενεργές και οι ανάγκες σε ύδρευση καλύπτονται από τις παροχές των πηγών. Γι αυτό το λόγο παρατηρούμε και πολύ μεγάλη τάση του νερού να διαφύγει προς τη θάλασσα, που όπως προαναφέραμε αποτελεί το μέσο εκφόρτισης του υδροφορέα μας.

Στην πέμπτη περίοδο (Ιούλιος) οι γεωτρήσεις μας δουλεύουν στο μέγιστο τους και γι αυτό και παρατηρείται στα αποτελέσματα μας μια πολύ μεγάλη στροφή του νερού προς τις γεωτρήσεις άντλησης.

Στην έβδομη περίοδο (Σεπτέμβρης) οι γεωτρήσεις εξακολουθούν να αντλούν μεγάλες ποσότητες νερού και έτσι το νερό εξακολουθεί να έχει φορά προς τις γεωτρήσεις, χωρίς κάποια ιδιαίτερη ποιοτική διαφορά με τα αποτελέσματα της πέμπτης περιόδου.

6.4 Αξιοπιστία μοντέλου (Μυλωνιανά)

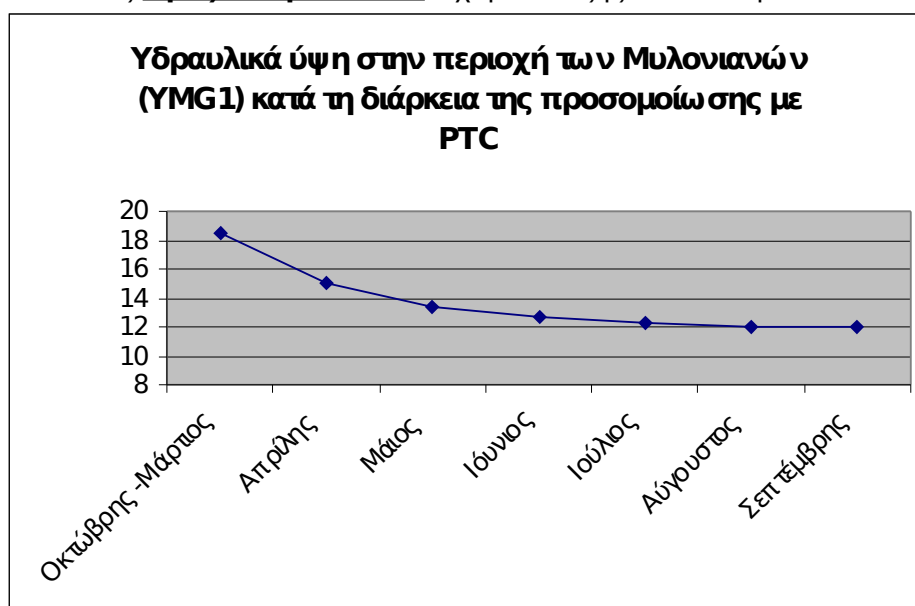
Για μια πιο πλήρη εικόνα της αξιοπιστίας του μοντέλου και κατά πόσο τα αποτελέσματα του είναι αντιπροσωπευτικά θα κάνουμε μια σύγκριση αποτελεσμάτων πεδίου και μοντέλου.

Αυτό θα γίνει με τη σύγκριση των τιμών των υδραυλικών υψών στην περιοχή των Μυλωνιανών (YGM1).

- Από τις μετρήσεις πεδίου είχαμε τα εξής αποτελέσματα:



- Από τις τιμές του μοντέλου είχαμε τα εξής αποτελέσματα:



Από τη σύγκριση των δυο γραφημάτων παρατηρούμε ότι τόσο οι τιμές των μετρήσεων του πεδίου όσο και οι τιμές που μας έδωσε το μοντέλο σχεδόν συμπίπτουν. Κατά την ίδια χρονική περίοδο (stress) και τα δυο γραφήματα μας παρουσιάζουν την ίδια πτώση στάθμης, της τάξης των 5.5m.

Άρα ευλόγα διαπιστώνουμε ότι το μοντέλο μας έδωσε πολύ αξιόπιστα αποτελέσματα και θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση του υπόγειου υδροφορέα της περιοχής για την παρούσα φάση αλλά και για την ανάδειξη ασφαλών συμπερασμάτων σε πιθανά μελλοντικά σενάρια ροής .

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

‘ΣΕΝΑΡΙΑ ΠΙΘΑΝΗΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ’

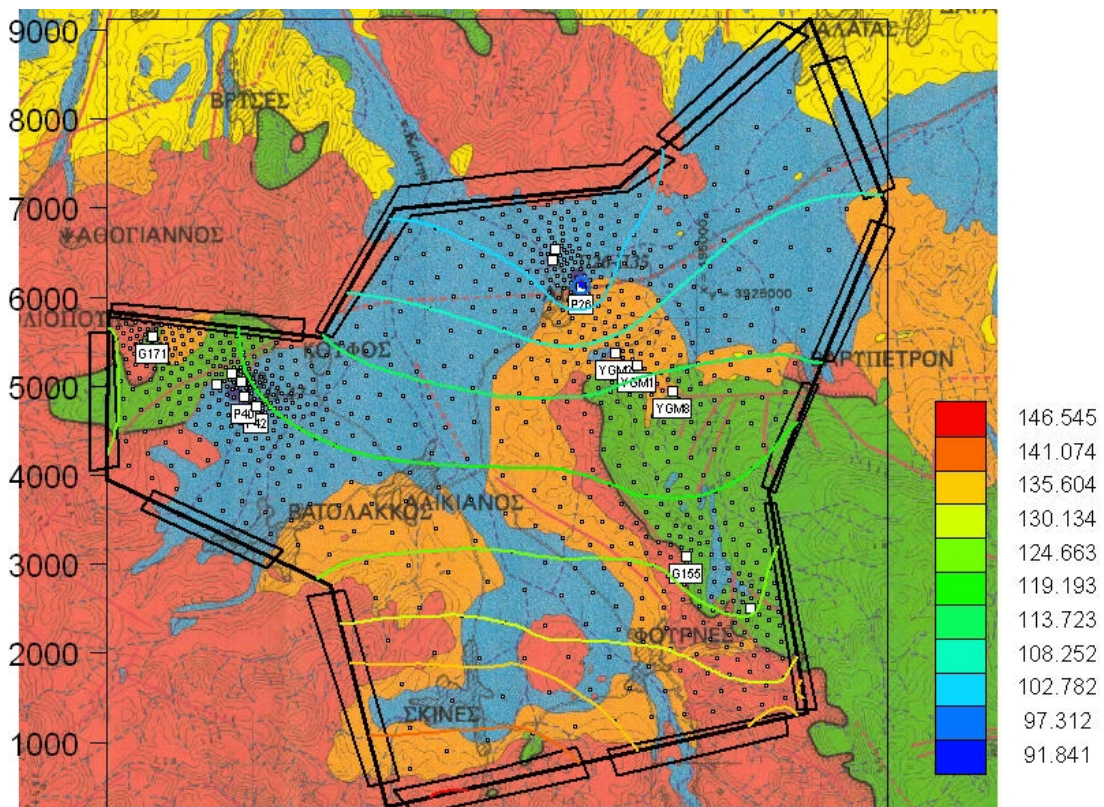
7.1 Εισαγωγή

Για την καλύτερη μελέτη του παρόντος υδροφορέα χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος των σεναρίων. Με το μοντέλο ‘PTC’ επιλέξαμε την προσομοίωση των υδραυλικών υψών της υπό μελέτης περιοχής σε δυο πιθανά μελλοντικά σενάρια. Την αύξηση των αντλούμενων ποσοτήτων νερού από τα γειτονικά με την πηγή μας πηγάδια κατά 10% και κατά 25% με σκοπό να δούμε τη συμπεριφορά του υδροφορέα σε αυτές τις οριακά αυξημένες αντλήσεις.

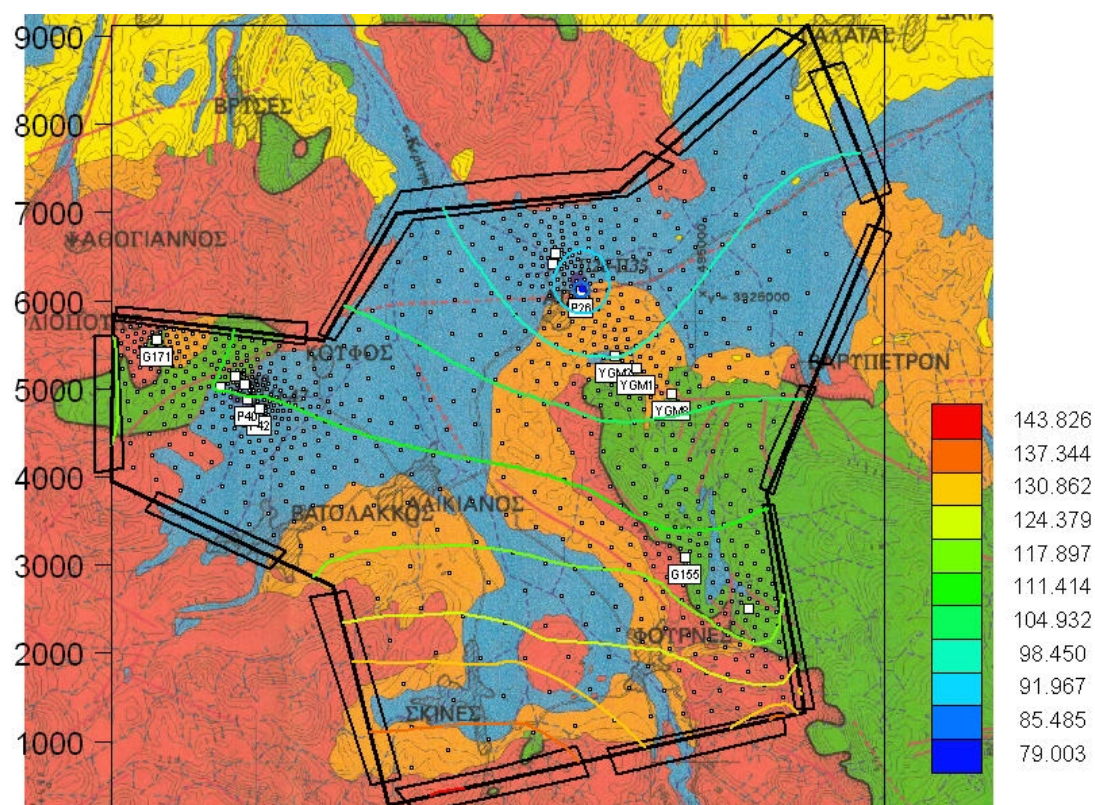
7.2 Σενάριο I (Αύξηση της άντλησης κατά 10%)

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το μοντέλο μας είναι τα εξής:

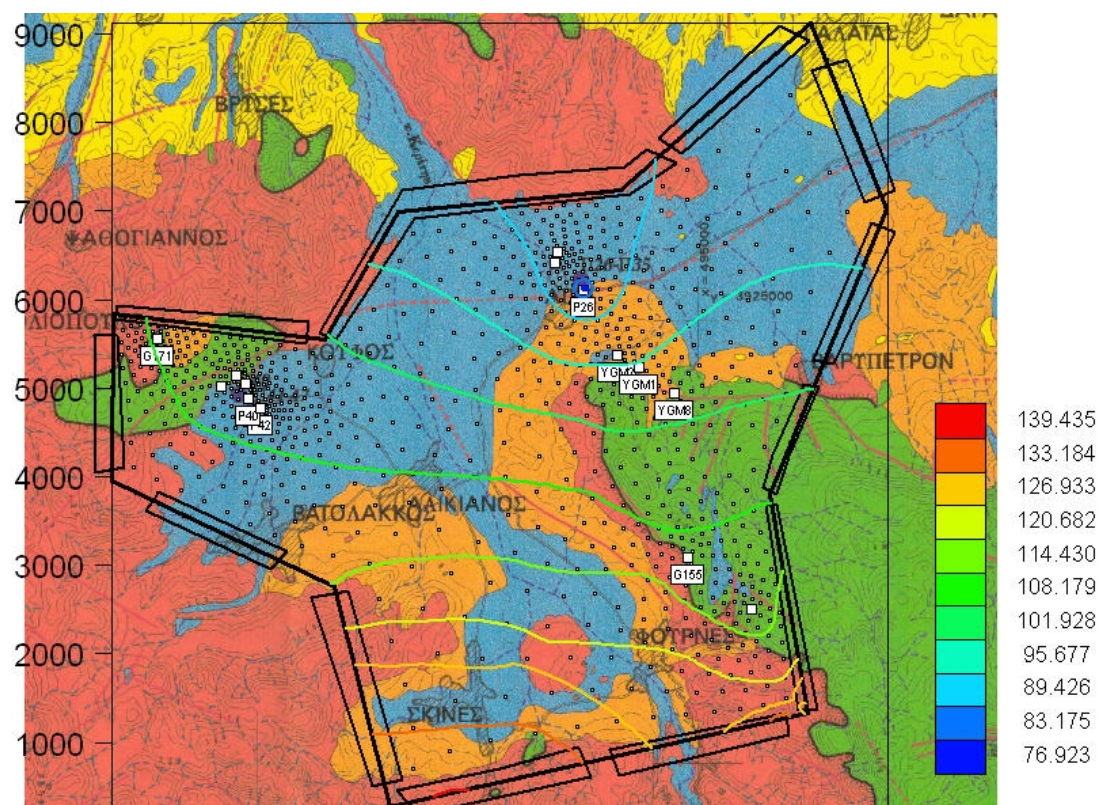
- Τα υδραυλικά ύψη κατά την **πρώτη περίοδο** (Οκτώβριος – Μάρτιος):



- Τα υδραυλικά ύψη κατά την **πέμπτη περίοδο** (Ιούλιος):



- Τα υδραυλικά ύψη κατά την **έβδομη περίοδο** (Σεπτέμβριος):



Στο παρόν σενάριο παρατηρούμε ότι τα υδραυλικά μας ύψη κυμαίνονται σε χαμηλότερα επίπεδα σε σχέση με τα κανονικά τους. Εύλογο το γεγονός αφού αυξήσαμε την άντληση κατά 10%. Αναλυτικά παρατηρείται:

Στην πρώτη περίοδο (Οκτώβρης – Μάρτης) τα υδραυλικά μας ύψη κυμαίνονται από 146 έως 91 μέτρα. Δηλαδή έχουμε μια επιπρόσθετη πτώση στάθμης γύρω στο 1 μέτρο σε κάθε σημείο της υπό μελέτης περιοχής. Σχεδόν αμελητέα αυτή η πτώση λόγω του ότι ο χειμώνας αποτελεί 'νεκρή' περίοδο για τις αντλήσεις και υπάρχει και αυξημένη βροχόπτωση.

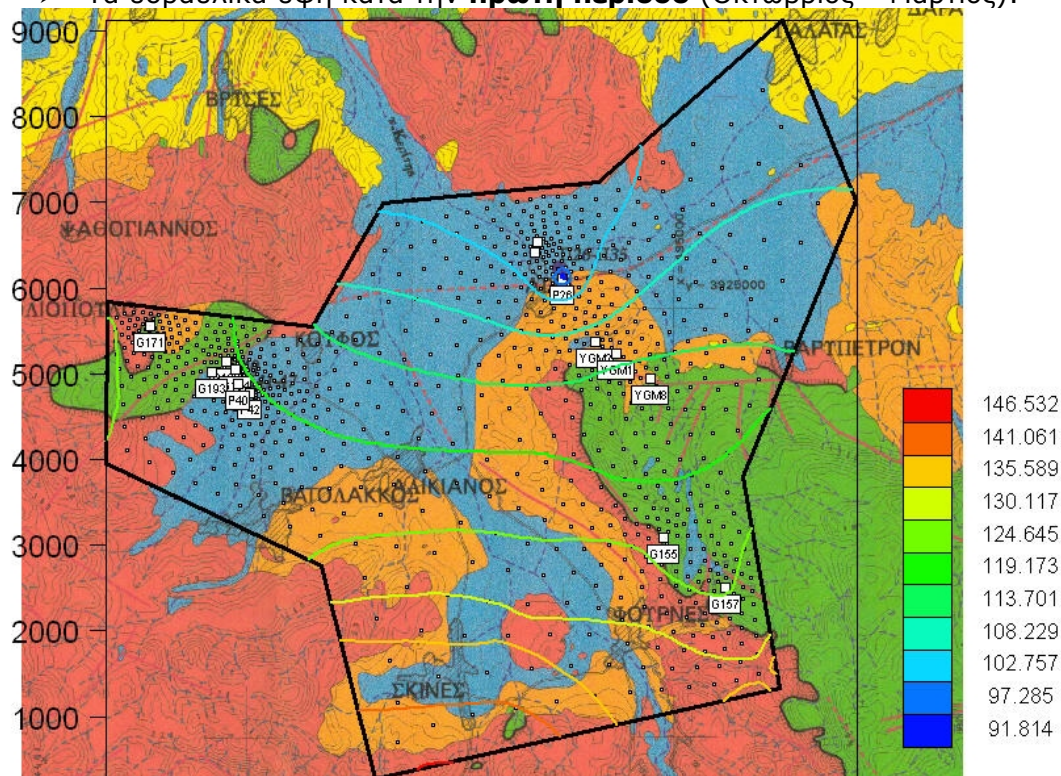
Στην πέμπτη περίοδο (Ιούλιος) τα ύψη μας τώρα κυμαίνονται από 79 μέτρα (κοντά στην πηγή) έως 143 μέτρα. Παρατηρείται μια πτώση στάθμης 14 μέτρων. Δηλαδή μια επιπρόσθετη πτώση 4 μέτρων. Απολύτως λογικό αυτό αφού γνωρίζουμε ότι οι περισσότερες γεωτρήσεις δουλεύουν στο μέγιστο τους εκείνη την περίοδο λόγω της μηδαμινής βροχόπτωσης κατά τη θερινή περίοδο αλλά και λόγω άρδευσης των χωραφιών της περιοχής.

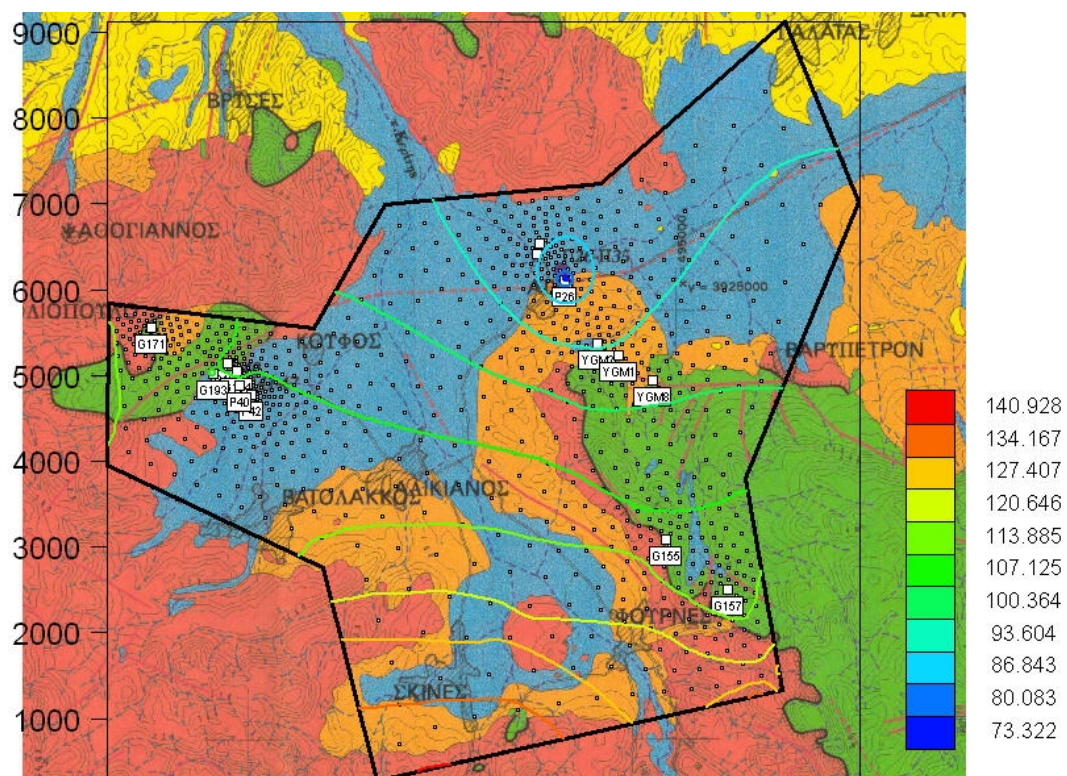
Στην έβδομη περίοδο (Σεπτέμβρης) τα υδραυλικά μας ύψη τώρα κυμαίνονται από 139 έως 76 μέτρα. Παρατηρείται μια επιπλέον πτώση στάθμης 7 μέτρων. Το μικρότερο νούμερο, σε σχέση με την πτώση της πέμπτης περιόδου, οφείλεται στο γεγονός ότι δεν έχουμε τόσο μεγάλες διαφορές στις αντλήσεις των γεωτρήσεων μεταξύ αυτών των μηνών όσο είχαμε μεταξύ της πρώτης και της πέμπτης περιόδου

7.3 Σενάριο II (Αύξηση της άντλησης κατά 25%)

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το μοντέλο μας είναι τα εξής:

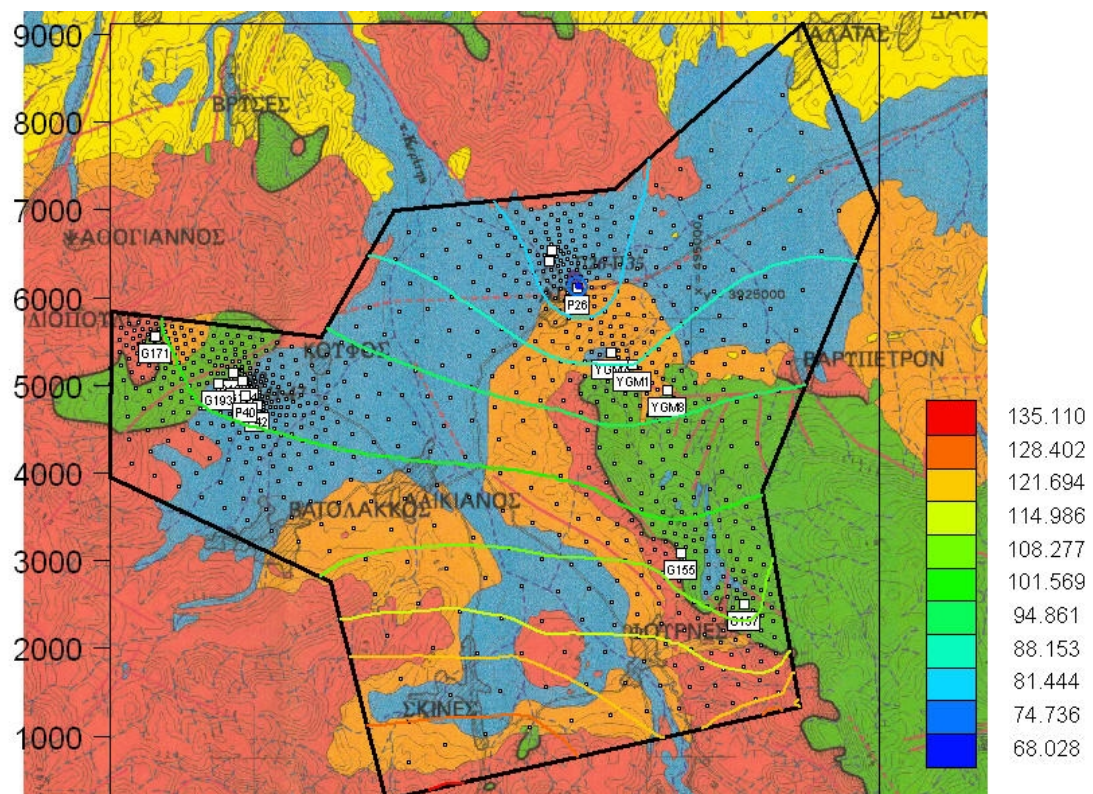
- Τα υδραυλικά ύψη κατά την **πρώτη περίοδο** (Οκτώβριος – Μάρτιος):





➤ Τα υδραυλικά ύψη κατά την **πέμπτη περίοδο** (Ιούλιος):

➤ Τα υδραυλικά ύψη κατά την **έβδομη περίοδο** (Σεπτέμβριος):



Στο 2^ο σενάριο παρατηρούμε μια επιπλέον πτώση. Αναλυτικότερα:

Στην πρώτη περίοδο (Οκτώβρης – Μάρτης) τα υδραυλικά μας ύψη κυμαίνονται από 146 έως 91 μέτρα. Δεν παρατηρείται δηλαδή καμία επιπλέον διατάραξη του υδροφόρου ορίζοντα.

Στην πέμπτη περίοδο (Ιούλιος) τα ύψη μας τώρα κυμαίνονται από 73 μέτρα (κοντά στην πηγή) έως 140 μέτρα. Παρατηρείται μια επιπρόσθετη πτώση 9 μέτρων σε σχέση με το 1^ο σενάριο. Δηλ. 13 μέτρα σε σχέση με τον αρχικό υδροφόρο. Πλέον ο υδροφόρος αρχίζει και υποχωρεί αισθητά.

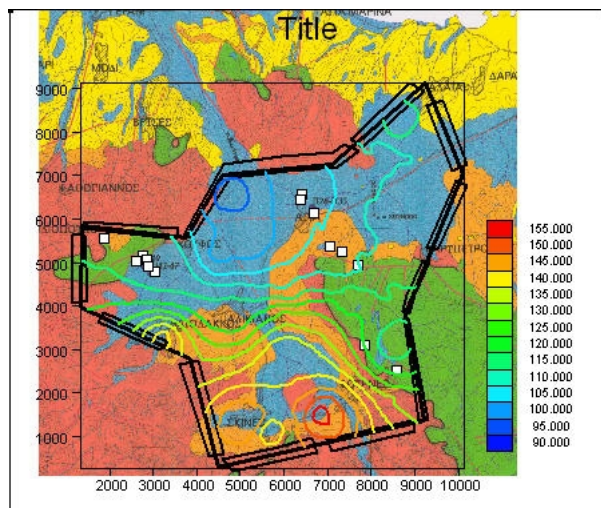
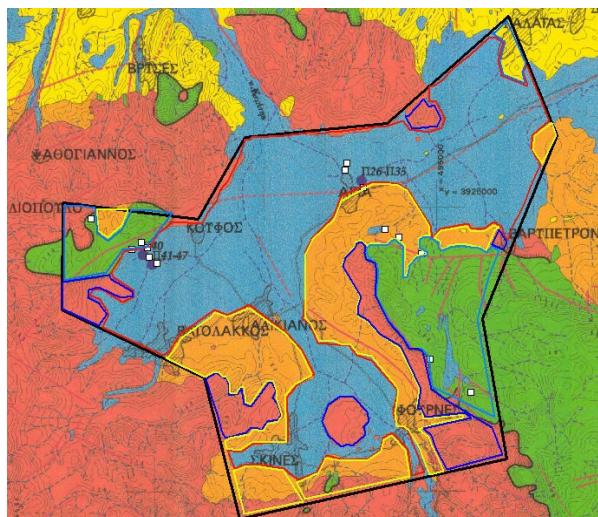
Στην έβδομη περίοδο (Σεπτέμβρης) τα υδραυλικά μας ύψη τώρα κυμαίνονται από 135 έως 68 μέτρα. Παρατηρείται μια επιπλέον πτώση στάθμης 12 μέτρων, δηλαδή συνολικά 19 μέτρων. Ο υδροφόρος έχει ξεπεράσει το κρίσιμο σημείο του και πλέον η υποχώρηση είναι πολύ μεγάλη και χρίζει ιδιαίτερης προσοχής και άμεσων μέτρων για την αποκατάσταση του.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

‘ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ’

Σύμφωνα με τα γεωλογικά στοιχεία της περιοχής, παρατηρούμε ότι είναι αρκετά υδροπερατή. Στον κύριο όγκο της η τιμή της υδροπερατότητας είναι στα 69,12m/day. Όμως στην περιοχή μεταξύ της περιοχής του Βαρύπετρου και του Φουρνέ παρατηρείται ένας καρστικός σχηματισμός που στο ένα επίπεδο έχει υδραυλική αγωγιμότητα ίση με 10m/day ενώ στο 2^ο επίπεδο η τιμή του ανέρχεται στα 300 m/day, λόγω ενός ρήγματος.

Η κατεύθυνση ροής του συστήματος μας είναι από νότια προς τα βόρεια. Ο ορεινός όγκος φορτίζει την περιοχή με νερό η οποία αποφορτίζεται φυσικά στη θάλασσα καθώς και κατόπιν ανθρώπινης παρέμβασης στις γεωτρήσεις.



Τα αρχικά υδραυλικά ύψη, όπως παρουσιάζονται και στον παρακείμενο πίνακα, παρατηρούμε ότι παρουσιάζουν ομαλή μείωση από νότια προς βόρεια, πράγμα το οποίο συμφωνεί και με τα υδρογεωλογικά στοιχεία της περιοχής καθώς και με την κατεύθυνση ροής.

Γενικά η ευρύτερη περιοχή της Αγιάς δεν φαίνεται να αντιμετωπίζει κάποιο πρόβλημα σχετικά με τα αποθέματα νερού στον υδροφόρο ορίζοντα ακόμα και παρά το

γεγονός της ύπαρξης αρκετών γεωτρήσεων στην περιοχή.

Σύμφωνα με το πρώτο σενάριο, με μια αύξηση της άντλησης της τάξης του 10%, ο υδροφόρος ορίζοντας φαίνεται να παρουσιάζει μια σχετική αντοχή στην επιπρόσθετη καταπόνηση. Το χειμώνα η επιπρόσθετη πτώση των υδραυλικών υψών ανέρχεται στο ένα μέτρο. Τον Ιούλιο ανέρχεται στα 4 μέτρα με κορύφωση το Σεπτέμβριο στα 7 μέτρα. Όλες αυτές οι πτώσεις αποτελούν μια πίεση αλλά δεν φαίνεται ως κάτι το μη αντιστρεπτό και έξω από τα λογικά επίπεδα.

Όμως σύμφωνα και με το δεύτερο σενάριο, με μια άντληση αυξημένη κατά 25%, ο υδροφόρος φαίνεται να καταπονείται πέρα από τα δυνατά του όρια. Ο χειμώνας

δεν παρουσιάζει καμιά απολύτως διαφορά μιας και η αριθμητική αύξηση της άντλησης είναι μικρή. Όμως το καλοκαίρι, και ειδικότερα το μήνα Ιούλιο, τα πράγματα αλλάζουν αρκετά. Η πτώση τώρα από τα 4 μέτρα που μετρήθηκε κατά το πρώτο σενάριο, τώρα έχει ανέλθει στα 13. Και το Σεπτέμβρη από τα 7 στα 19 μέτρα. Φαίνεται πλέον ότι ο υδροφόρος ορίζοντας αδυνατεί να αντεπεξέλθει σε μια τόσο αυξημένη άντληση και υποχωρεί με μεγάλους ρυθμούς. Ίσως και ανεπανόρθωτα.

Έτσι από όλα τα παραπάνω καταλαβαίνουμε ότι ο υπόγειος υδροφορέας της περιοχής της Αγιάς δεν παρουσιάζει κανένα πρόβλημα με τις υπάρχουσες ποσότητες άντλησης. Παρουσιάζει δε και μια σχετική ανθεκτικότητα όσον αφορά μικρές σχετικά αυξήσεις στις τιμές άντλησης. Όταν όμως αυτές αυξάνονται αρκετά τότε η υποχώρηση του υδροφορέα είναι μεγάλη.

Έτσι συμπεραίνουμε ότι και στο εγγύς μέλλον ο υδροφορέας δεν θα παρουσιάσει κάποιο πρόβλημα σχετικά με τη υδρομάστευση στην οποία υπόκειται, αν οι γεωτρήσεις δεν αυξήσουν σημαντικά το ποσό άντλησης τους.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Βιβλία

1. Mary P. Anderson, William W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.
2. Γεώργιος Π. Καρατζάς, Ροή Υπογείων Υδάτων και Μεταφορά Ρύπων, Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Πολυτεχνείου Κρήτης, 2002.
3. Γ. Τσακίρης, Υδατικοί Πόροι: Η Τεχνική Υδρολογία, Εκδόσεις Συμμετρία, 1995.
4. Γεώργιος Χ. Σούλιος, Γενική Υδρογεωλογία, University Studio Press, 1986.
5. Υδρογεωλογική Μελέτη Υπολεκάνης Κερίτη. Έργο ΥΠΕΧΩΔΕ, Ι.Γ.Μ.Ε. Παράρτημα Κρήτης .
6. Chester D. Rail, Groundwater Contamination, Technomic Publishing Company, 1989.
7. Betsy Conclin, Dr Isiorho, Groundwater,

Ιστοσελίδες

11. www.water.usgs.gov
12. www.emy.gr
13. www.astm.org
14. www.europa.eu.int

Δημοσιεύσεις

15. Chemical Transport By three Dimensional Groundwater, D.K. Babu, G.F. Pinder, A. Niemi, D.P. Ahlfeld . S.A. Stotho_84-WR-3 Revised June 1997

Λογισμικά

16. Argus One
17. Google Earth