ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Διπλωματική Εργασία:

Διαχείριση Υπόγειου Υδροφορέα με χρήση Μοντέλου 3-D στην ευρύτερη Περιοχή Πηγών Αγιάς Χανίων

ΤΑΠΟΓΛΟΥ ΕΥΔΟΚΙΑ

<u>Εξεταστική Επιτροπή:</u>

Καρατζάς Γεώργιος (Επιβλέπων)

Νικολαΐδης Νικόλαος

Παρανυχιανάκης Νικόλαος

Χανιά, 2010

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες

Με το πέρας της παρούσας διπλωματικής εργασίας θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή κ. Καρατζά Γεώργιο για την ευκαιρία που μου έδωσε να ασχοληθώ με το συγκεκριμένο θέμα καθώς και για την προθυμία, την υπομονή και την αμέριστη συμβολή του κατά την διεκπεραίωση της εργασίας.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω όλο το δυναμικό του Εργαστηρίου Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής και ιδιαίτερα τη μεταδιδακτορική ερευνήτρια Δρ. Δόκου Ζωή και τον υποψήφιο διδάκτορα Τριχάκη Ιωάννη για τη συνεργασία και την υποστήριξη που μου προσέφεραν καθ’ όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της εργασίας αυτής.

Τέλος θέλω να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ στους φίλους μου και στην οικογένεια μου για την ηθική συμπαράσταση τους όλα αυτά τα χρονιά.

Πρόλογος

Τα υπόγεια ύδατα αποτελούν σημαντικό κομμάτι της ανθρώπινης ζωής, οπότε η μελέτη της κατάστασης τους αποτελεί για τον άνθρωπο πολύτιμο εργαλείο, προσφέροντας σημαντικές πληροφορίες για την διαχείριση και την αξιοποίηση τους.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία παρουσιάζεται η υδρογεωλογία της ευρύτερης περιοχής πηγών Αγιάς Χανίων και προσομοιώνεται η υπόγεια ροή με χρήση του τρισδιάστατου μοντέλου ροής υπογείων υδάτων και μεταφοράς ρύπων PTC (Princeton Transport Code). Σκοπός της εργασίας αυτής είναι η αξιολόγηση της υπάρχουσας κατάστασης των υδατικών πόρων της προαναφερθείσας περιοχής και η μελέτη των επιπτώσεων που θα υπάρχουν σε περιπτώσεις είτε αύξησης της παροχής ήδη υπαρχόντων γεωτρήσεων, είτε διάνοιξης νέων.

Στο Κεφάλαιο 1 παρατέθηκαν κάποιες βασικές έννοιες της υδρολογίας και της υπόγειας ροής με ιδιαίτερη αναφορά στους υδροφορείς και τις ιδιότητες τους.

Στο Κεφάλαιο 2 αναφέρεται στη μοντελοποίηση της ροής των υπογείων υδάτων. Συγκεκριμένα αναλύονται τα είδη των μοντέλων που μπορούν να χρησιμοποιηθούν, η διαδικασία μοντελοποίησης, καθώς επίσης και οι βασικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται σε κάθε περίπτωση. Τέλος, γίνεται αναφορά στα είδη πλεγμάτων που μπορεί να χρησιμοποιηθούν κατά την μοντελοποίηση και στα είδη των οριακών συνθηκών.

Στο Κεφάλαιο 3 περιγράφεται το μοντέλο PTC και παρατίθενται οι βασικές εξισώσεις που χρησιμοποιεί για την επίλυση των προβλημάτων ροής, τόσο για την περίπτωση χρήσης της μεθόδου πεπερασμένων στοιχείων, όσο και για την περίπτωση χρήσης πεπερασμένων διαφορών.

Στο Κεφάλαιο 4 περιγράφεται η περιοχή μελέτης και γίνεται αναφορά σε κλιματολογικά, μετεωρολογικά και γεωλογικά στοιχεία της περιοχής.

Στο Κεφάλαιο 5 γίνεται σύντομη περιγραφή του προγράμματος Argus ONE και της προέκτασης PTC. Επιπλέον αναφέρονται τα δεδομένα που εισήχθησαν στο πρόγραμμα και οι οριακές συνθήκες που προέκυψαν κατά τη διαδικασία της βαθμονόμησης.

Στο Κεφάλαιο 6 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του μοντέλου, τόσο για την αρχική κατάσταση, όσο και για μια σειρά σεναρίων αύξησης των παροχών των γεωτρήσεων που βρίσκονται στην περιοχή. Αρχικά εξετάζεται η περίπτωση διπλασιασμού των παροχών των ήδη υπαρχόντων γεωτρήσεων και στη συνέχεια εξετάζεται η περίπτωση εγκατάστασης δύο νέων γεωτρήσεων τόσο με μέτρια παροχή όσο και με μεγάλη.

Τέλος στο Κεφάλαιο 7 παρουσιάζονται τα συμπεράσματα και οι προτάσεις που εξήχθησαν από αυτή την εργασία.

Περίληψη

Η περιοχή πηγών Αγιάς είναι μια τοποθεσία που παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον καθώς έχει έντονη υδροφορία, και ως εκ τούτου είναι η περιοχή όπου βρίσκονται οι περισσότερες των γεωτρήσεων, πηγαδιών και πηγών του νομού Χανίων, από τις οποίες τροφοδοτείται η πόλη των Χανίων και οι γύρω περιοχές με νερό, τόσο για ύδρευση όσο και για άρδευση.

Στην παρούσα εργασία η προσομοίωση γίνεται με χρήση του τρισδιάστατου μοντέλου ροής υπογείων υδάτων και μεταφοράς ρύπων PTC (Princeton Transport Code). Για την εφαρμογή του μοντέλου απαιτούνται στοιχεία που αφορούν την περιοχή μελέτης.

Λαμβάνοντας υπόψη τόσο τα κλιματολογικά και μετεωρολογικά στοιχεία όσο και γεωλογικά στοιχεία της περιοχής, δημιουργείται ένα μοντέλο το οποίου η βαθμονόμησή γίνεται σύμφωνα με κάποιες μετρήσεις πεδίου. Αφού βαθμονομηθεί, το μοντέλο χρησιμοποιείται για την εξέταση μιας σειράς σεναρίων αύξησης των παροχών των γεωτρήσεων που βρίσκονται στην περιοχή.

Από την αρχική μοντελοποίηση της περιοχής και για τις υπάρχουσες συνθήκες, προέκυψε ότι τα αρχικά υδραυλικά ύψη της περιοχής είναι αρκετά πάνω από το ύψος της θάλασσας προσδίδοντας στο σύστημα αρκετή αντοχή. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται και από τα σενάρια που μελετήθηκαν, όπου για διπλασιασμό των παροχών συγκεκριμένων γεωτρήσεων παρατηρήθηκε περιορισμένη και βραχυπρόθεσμη μείωση των υδραυλικών υψών. Επιπλέον εξετάστηκε η περίπτωση διάνοιξης νέων γεωτρήσεων τόσο με μικρή παροχή ($1200 m^3/h$), όσο και για μεγαλύτερη ($2400 m^3/h$). Στην πρώτη περίπτωση παρατηρήθηκε σχετικά μεγάλη πτώση του υδραυλικού ύψους, το οποίο όμως επανερχόταν στα αρχικά επίπεδα μετά το τέλος της περιόδου άντλησης. Αντίθετα, στη δεύτερη περίπτωση το υδραυλικό ύψος μειώνεται αρκετά και δεν επανέρχεται με την ίδια ευκολία στα αρχικά επίπεδα.

Από την μελέτη των σεναρίων που αναφέρθηκαν παραπάνω προκύπτει ότι σε περιπτώσεις λειψυδρίας μπορεί να αυξηθεί η παροχή ορισμένων γεωτρήσεων, ενώ αν κριθεί απαραίτητο μπορεί να γίνει διάνοιξή νέων γεωτρήσεων σε προμελετημένες θέσεις και με μικρή παροχή έτσι ώστε να μην υπάρχει μόνιμη ταπείνωση του υδροφόρου ορίζοντα

Abstract

The purpose of this study is to simulate the groundwater flow, using a three dimensional, finite-element simulation program called PTC (Princeton Transport Code) combined with the GIS based program Argus ONE.

Taking into consideration the climatology, weather and geology of the study area, a groundwater flow model is constructed and calibrated. Calibration is the process of refining the model representation of the hydrogeologic framework, hydraulic properties, and boundary conditions to achieve a desired degree of correspondence between the model simulations and observations of the ground-water flow system. The calibration is a prerequisite for making predictions with the model.

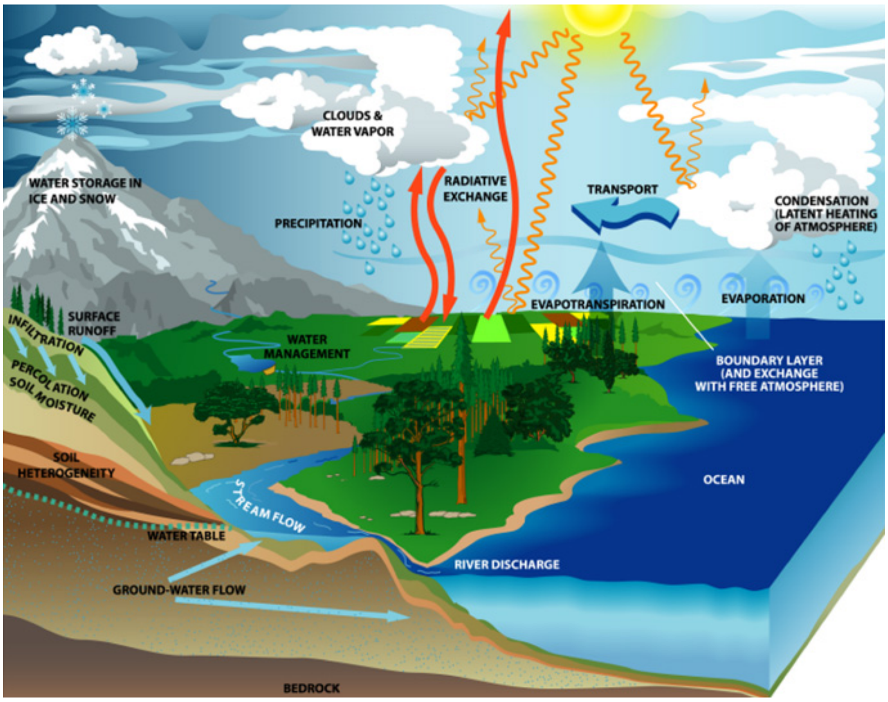
After the calibration of the model for the current conditions, it is shown that the initial hydraulic heads are above sea level, thus the system is resistant to sudden changes. This fact is also verified by the various scenarios studied. In the first scenario, the pumping rate of all the wells in the model domain was doubled and we observed that the hydraulic heads dropped only for a short time period. The second and third scenarios involved the installation of two new wells, which operated only for the summer season, with pumping rate of 1200 m^3/h for the second scenario and 2400m^3/h for the third. In the second case, the drop in the hydraulic heads was large, but after the end of the pumping period, the hydraulic heads were restored to their initial height. Furthermore, in the third case the drop of the hydraulic heads was massive, but they did not return to their initial heads with the same ease.

Given the above results, we conclude that in cases of drought, the pumping rate of specific wells can be increased, and it is necessary to install wells in predetermined locations, with specific pump rate, in order not to cause problems to the aquifer in the future.

1. Βασικές έννοιες υπόγειας υδραυλικής

1.1 Υδρολογικός Κύκλος

Το νερό που υπάρχει στην φύση και μπορεί να χρησιμοποιηθεί από τον άνθρωπο μπορεί να διαχωριστεί σε δύο κατηγορίες, το επιφανειακό και το υπόγειο. Το επιφανειακό νερό περιλαμβάνει το νερό που υπάρχει στις λίμνες και στα ποτάμια, ενώ το υπόγειο νερό αναφέρεται στις υδάτινες ποσότητες που υπάρχουν μέσα στο υπέδαφος και στους διάφορους υπόγειους γεωλογικούς σχηματισμούς. Για τη μελέτη των υπόγειων νερών είναι αναγκαίο να εξεταστεί το θέμα σφαιρικά και σε άμεσο συσχετισμό με το γενικότερο υδρολογικό κύκλο. Ο υδρολογικός κύκλος, ή αλλιώς ο κύκλος του νερού, περιγράφει την παρουσία και την κυκλοφορία του νερού στην επιφάνεια της γης, καθώς και κάτω και πάνω απ' αυτή. Στο σχήμα 1.1 φαίνεται μια σχηματική αναπαράσταση του υδρολογικού κύκλου (Καρατζάς Γ. , 2003).



Σχήμα 1.1 Ο υδρολογικός κύκλος
(http://envifriends.blogspot.com/2009/06/blog-post_09.html)

Η ηλιακή ακτινοβολία πέφτοντας στο νερό της θάλασσας και των ηπείρων, δηλαδή στις λίμνες, τα ποτάμια και στο έδαφος προκαλεί εξάτμιση. Από την εξάτμιση του νερού δημιουργούνται οι υδρατμοί οι οποίοι συμπυκνώνονται στην ατμόσφαιρα και με την μορφή των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων επιστρέφουν στην γη. Από το σύνολο της εξάτμισης, το 10% επιστρέφει στις ηπείρους και το υπόλοιπο 90% στις θάλασσες και τους ωκεανούς. Ένα μέρος του μετεωρικού νερού δεν φτάνει ποτέ στη γη γιατί είτε εξατμίζεται κατά τη διαδρομή του, είτε εξατμίζεται από την βλάστηση στην οποία πέφτει. Από το νερό που πέφτει στη γη ένα μέρος του ρέει στην επιφάνεια και συγκεντρώνεται στους ποταμούς και αυτοί με τη σειρά τους καταλήγουν στις λίμνες και στη θάλασσα. Ένα άλλο μέρος περνά στο επιφανειακό στρώμα και προσλαμβάνεται από τις ρίζες των φυτών. Το υπόλοιπο νερό τείνει να φτάσει στα βαθύτερα στρώματα, αλλά στην προσπάθεια αυτή ένα μέρος του παρακρατείται από τους κόκκους των πετρωμάτων σχηματίζοντας το υδροσκοπικό νερό, ένα άλλο τμήμα του νερού που εγκλωβίζεται στα ανοίγματα των πετρωμάτων, αποτελώντας το τριχοειδές νερό. Το υπόλοιπο τμήμα καταφέρνει να κατεισδύσει βαθιά στον υδροφορέα, και είναι το νερό που εμπλουτίζει τα υπόγεια νερά. Η απορροή αυτή, είτε επιφανειακή είτε υπόγεια καταλήγει στην θάλασσα όπου και θα γίνει μια νέα εξάτμιση. Αυτή η συνεχιζόμενη διαδικασία αποτελεί τον υδρολογικό κύκλο. Ο υδρολογικός κύκλος δεν είναι πάντα μια τυποποιημένη διαδικασία, ακόμα και ο χρόνος πραγματοποίησης του δεν είναι ίδιος, αλλά εξαρτάται από παράγοντες όπως η γεωγραφική θέση και η εποχή του έτους. Επίσης, οι ανθρώπινες παρεμβάσεις προκαλούν σοβαρές αλλαγές στον υδρολογικό κύκλο (Μήτρακας, 2001).

Το υδρολογικό ισοζύγιο που αντιπροσωπεύει τον υδρολογικό κύκλο είναι το ισοζύγιο 1.1

$$P - R - G - E - T = \Delta S \qquad (1.1)$$

Όπου: P: Βροχόπτωση

R: Επιφανειακή απορροή

G: Υπόγεια ροή

E: Εξάτμιση

T: Διαπνοή

ΔS: Μεταβολή ρυθμού αποθήκευσης νερού

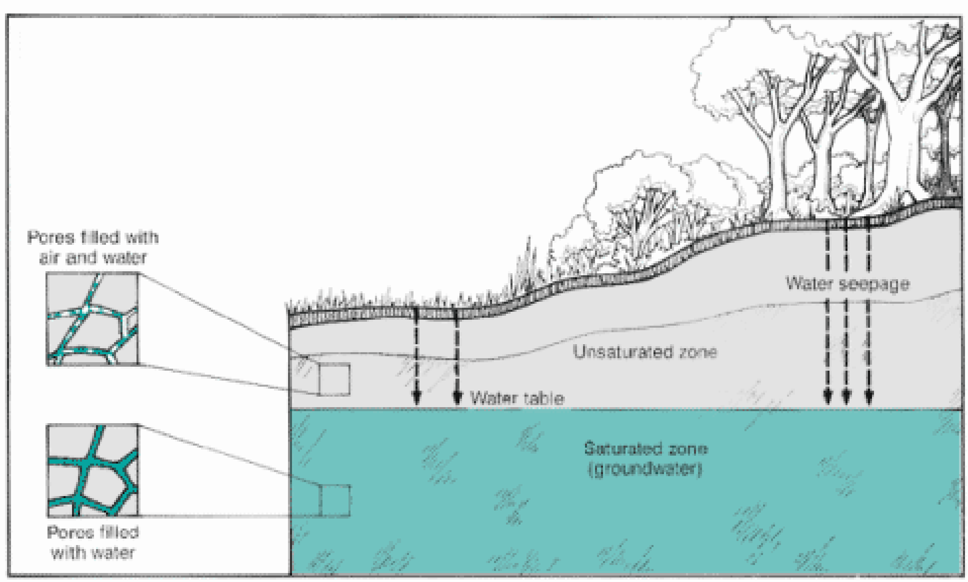
1.2 Ταξινόμηση των υπογείων υδάτων

Καθώς το νερό διηθείται προς το υπέδαφος δημιουργούνται δύο ζώνες, η ακόρεστη και η κορεσμένη.

Ακόρεστη ζώνη ή μη κορεσμένη ζώνη χαρακτηρίζεται η ζώνη του υπεδάφους όπου οι εδαφικοί πόροι καταλαμβάνονται από αέρα και ύδωρ ταυτόχρονα. Χωρίζεται σε δύο κατηγορίες: τη ζώνη του εδαφικού ύδατος, η οποία επεκτείνεται από την εδαφική επιφάνεια μέχρι το τέλος της ζώνης του ριζικού συστήματος, και τη ζώνη τριχοειδών φαινομένων, όπου επεκτείνεται από τον υδροφόρο ορίζοντα μέχρι του ορίου που παρατηρούνται τριχοειδή φαινόμενα.

Κορεσμένη ζώνη χαρακτηρίζεται η ζώνη του υπογείου ύδατος, όπου όλοι οι πόροι και οι ρωγμές των πετρωμάτων είναι πλήρεις ύδατος και χαρακτηρίζεται από πίεση μικρότερη της υδροστατικής. Το ανώτερο όριο της κορεσμένης ζώνης καλείται υδροφόρος ορίζοντας και η πίεση σε αυτό το σημείο είναι ίση με την ατμοσφαιρική (Καρατζάς Γ. , 2003).

Σχηματικά οι δύο αυτές ζώνες απεικονίζονται στο σχήμα 1.2



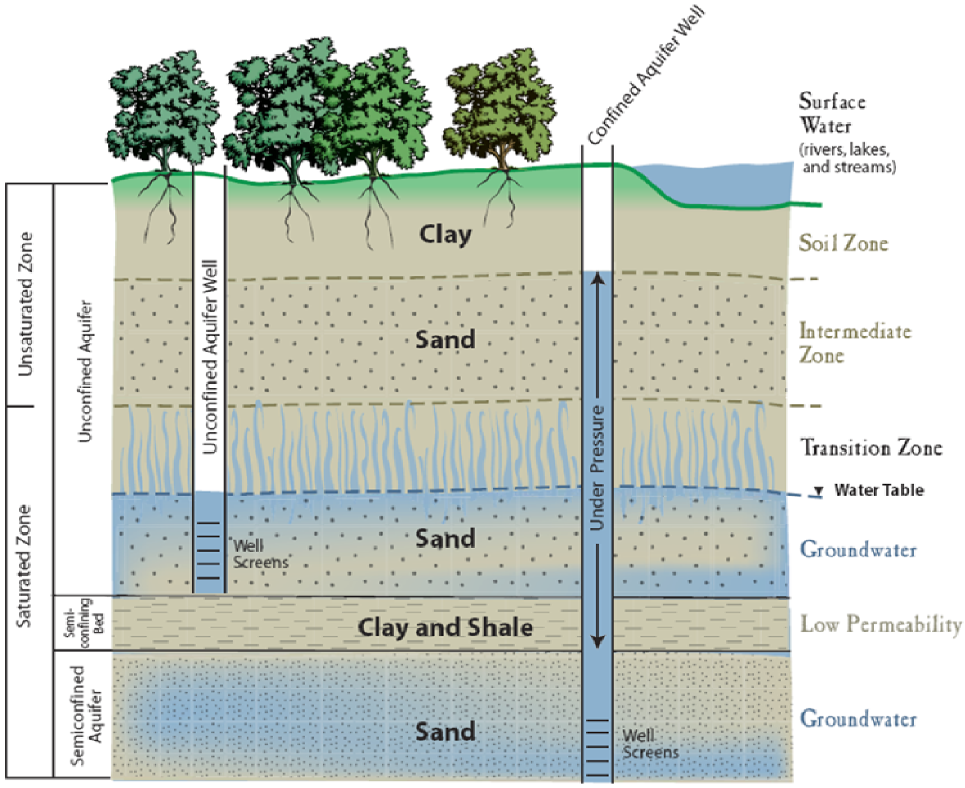
Σχήμα 1.2: Ακόρεστη-Κορεσμένη ζώνη
(http://www.water.ca.gov/groundwater/groundwater_basics/hydrologic_cycle.cfm)

1.3 Υδροφορείς

Ως υδροφορέας ορίζεται ένας υπεδάφιος σχηματισμός που περιέχει σημαντικές ποσότητες διαπερατών υλικών κορεσμένων με νερό και τα οποία προμηθεύουν φρέατα και πηγές με υδατικές ποσότητες. Οι περισσότεροι υδροφορείς εκτείνονται σε μεγάλη έκταση και μπορούν να θεωρηθούν υπόγειες δεξαμενές.

Οι υδροφορείς μπορούν να ταξινομηθούν ανάλογα με τη θέση του υδροφόρου ορίζοντα σε δύο κατηγορίες, τους ελεύθερους και τους περιορισμένους.

Στους ελεύθερους υδροφορείς η ανώτερη επιφάνεια είναι ο υδροφόρος ορίζοντας. Αντίθετα σε έναν περιορισμένο υδροφορέα το νερό βρίσκεται υπό πίεση μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής και περιορίζεται στην άνω και κάτω επιφάνεια από αδιαπέρατα στρώματα (Καρατζάς Γ. , 2003).



Σχήμα 1.3: Περιορισμένος και Ελεύθερος Υδροφορέας
(http://www.water.ca.gov/groundwater/groundwater_basics/hydrologic_cycle.cfm)

1.4 Παράμετροι Υδροφορέων

Οι υδροφορείς μπορούν να χαρακτηριστούν από την ικανότητα τους να συγκρατούν και να μετακινούν νερό. Η πιο χαρακτηριστική ιδιότητα ενός υδροφορέα είναι το πορώδες, δηλαδή το ποσοστό του πετρώματος ή του εδάφους που δεν καταλαμβάνεται από στερεά υλικά. (Καρατζάς Γ. , 2003)

1.4.1 Πορώδες

Το πορώδες μπορεί να υπολογιστεί από τον τύπο 1.2

$$n = \frac{V_V}{V_o} \qquad (1.2)$$

Όπου n: Πορώδες

V_v: Όγκος των κενών

V_o: Συνολικός όγκος του δείγματος

Εξαρτάται από τον τρόπο και τις συνθήκες σχηματισμού των πετρωμάτων καθώς και τις διεργασίες που επιτελούνται κατά τη γένεση τους. Οι παράγοντες που επηρεάζουν το πορώδες είναι:

- Κοκκομετρική σύνθεση του εδάφους
- Διάταξη των κόκκων του εδάφους
- Σχήμα των κόκκων του εδάφους

Τυπικές τιμές πορώδους για διάφορα υλικά φαίνονται στον παρακάτω πίνακα:

Υλικό	Πορώδες (%)
Μη διαστρωματοποιημένα υλικά	
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 1.1: Εύρος πορώδους για διάφορα υλικά

(Freeze & Cherry, 1979)

Μια άλλη χαρακτηριστική ιδιότητα ενός υδροφορέα που συνδέεται με το πορώδες είναι το ενεργό πορώδες.

Ενεργό πορώδες είναι το ποσοστό των πόρων που είναι διαθέσιμο για την ροή του ρευστού. Διαφέρει από το πορώδες καθώς ένα ποσοστό των πόρων δεν επικοινωνούν μεταξύ τους, οπότε δεν είναι και διαθέσιμα για την ροή (Καρατζάς Γ. , 2003).

Το ενεργό πορώδες μπορεί να υπολογιστεί από τον τύπο 1.3

$$n_e = \frac{V_Y}{V_o} \qquad (1.3)$$

Όπου n_e: Ενεργό πορώδες

V_Y: Όγκος νερού που μπορεί να στραγγιστεί κάτω από την επίδραση της βαρύτητας, δηλαδή ο όγκος νερού που περιέχεται εντός των ενεργών πόρων

V_o: Συνολικός όγκος του δείγματος

1.4.2 Υδραυλική Αγωγιμότητα

Νόμος του Darcy

Ο Henry Darcy (1803 – 1858) μελέτησε τη ροή του ύδατος 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 του ενός συντελεστή K που χαρακτηρίζει το πορώδες υλικό και αντιστρόφως ανάλογος του μήκους της πορείας ροής. Η μαθηματική έκφραση του νόμου του Darcy είναι:

$$\frac{Q}{A} = -K\frac{\Delta h}{L} \Rightarrow q = -K\frac{\Delta h}{L} \qquad (1.4)$$

Όπου Q: Παροχή

A: Επιφάνεια

K: Υδραυλική αγωγιμότητα

Δh: Απώλεια φορτίου- Υδραυλική κλίση

L: Μήκος της στήλης

q: Ταχύτητα του Darcy ή ειδική παροχή

Το αρνητικό πρόσημο στην σχέση 1.4 δείχνει ότι η ταχύτητα της ροής είναι προς την κατεύθυνση που ελαττώνεται το φορτίο.

Για να μπορέσει να χρησιμοποιηθεί ο νόμος του Darcy πρέπει ο αριθμός Reynolds να είναι μικρότερος του 1. Έχει όμως παρατηρηθεί ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί μέχρι και για αριθμό Reynolds ίσο με 10. Στην περίπτωση των υπογείων υδάτων η ροή συμβαίνει με Re<1, οπότε εξασφαλίζεται η χρήση του νόμου του Darcy χωρίς καμία προϋπόθεση, πλην των περιπτώσεων όπου έχουμε έντονη υδραυλική κλίση (Καρατζάς Γ. , 2003).

Ταχύτητα διήθησης

Για την ταχύτητα του Darcy, η ροή λαμβάνει χώρα διαμέσου της ολικής επιφάνειας, χωρίς όμως να λαμβάνεται υπόψη το στέρεο υλικό και τους πόρους. Ουσιαστικά όμως σε ένα πορώδες υλικό η ροή περιορίζεται μόνο εντός του χώρου των πόρων και η πραγματική ταχύτητα ορίζεται από την σχέση 1.5

$$q_p = \frac{Q}{nA} = \frac{q}{n} = -\frac{K}{n}\frac{dh}{dl} \qquad (1.5)$$

Όπου q_p: Ταχύτητα διήθησης

Q: Ρυθμός παροχής

A: Επιφάνεια

n: Πορώδες

q: Ταχύτητα Darcy

K: Υδραυλική αγωγιμότητα

dh: Απώλεια φορτίου

dl: Μήκος της στήλης

Υδραυλική αγωγιμότητα - Ειδική διαπερατότητα

Από μία σειρά πειραμάτων που έγιναν σε ομοιόμορφο, ιδεώδους πορώδους μέσο και από σύγκριση των αποτελεσμάτων των πειραμάτων αυτών με το νόμο του Darcy προέκυψε για την υδραυλική αγωγιμότητα η εξίσωση 1.6

$$K = \frac{\kappa \rho g}{\mu} \qquad (1.6)$$

Όπου κ: Ειδική διαπερατότητα του πορώδους μέσου που δίνεται από τον τύπο $\kappa = Cd^2$

K: Υδραυλική αγωγιμότητα

Στον πίνακα 1.2 φαίνονται οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για διάφορους τύπους εδάφους

Τύπος εδάφους	Υδραυλική Αγωγιμότητα, K (cm/s)
Άργιλος	10^{-9}-10^{-6}
Ιλύς	10^{-7}-10^{-3}
Άμμος	10^{-5}-10^{-1}
Χαλίκι	10^{-1}-10^{-2}

Πίνακας 1.2:Χαρακτηριστικές τιμές υδραυλικής αγωγιμότητα (Freeze & Cherry, 1979)

<u>Συντελεστής μεταβιβασιμότητας</u>

Ως συντελεστής μεταβιβασιμότητας ορίζεται ο ρυθμός με τον οποίον νερό δεδομένου κινητικού ιξώδους μεταβιβάζεται διαμέσου μοναδιαίου πλάτους ενός υδροφορέα με μοναδιαία υδραυλική κλίση και εκφράζεται μαθηματικά από την σχέση 1.7

$$T = Kb \qquad (1.7)$$

Όπου K: Υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους

b: Κορεσμένο βάθος του υδροφορέα

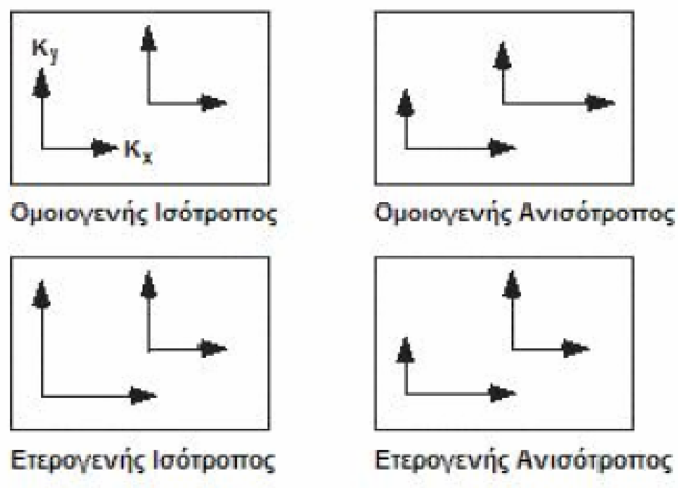
<u>Ομοιογένεια και ισοτροπία</u>

Η υδραυλική αγωγιμότητα ενός υδροφορέα συνήθως μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο. Επίσης σε δεδομένο σημείο είναι δυνατόν να μεταβάλλεται και ανάλογα με την κατεύθυνση. Στην πρώτη περίπτωση έχουμε την ιδιότητα της ομοιογένειας ή ετερογένειας και στη δεύτερη περίπτωση της ισοτροπίας ή ανισοτροπίας.

Συγκεκριμένα:

- Ομοιογενής χαρακτηρίζεται ένας υδροφορέας που έχει τις ίδιες υδραυλικές ιδιότητες σε κάθε σημείο του
- Ετερογενής χαρακτηρίζεται ένας υδροφορέας του οποίου οι υδραυλικές ιδιότητες αλλάζουν χωρικά
- Ισότροπος χαρακτηρίζεται ένας υδροφορέας ο οποίος σε οποιοδήποτε ορισμένο σημείο που έχει τις ίδιες υδραυλικές ιδιότητες προς όλες τις κατευθύνσεις
- Ανισότροπος χαρακτηρίζεται ένας υδροφορέας με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες σε κάθε κατεύθυνση

Στο σχήμα 1.4 παρουσιάζονται σχηματικά οι περιπτώσεις ομοιογένειας και ανισοτροπίας



Σχήμα 1.4: Περιπτώσεις ομοιογένειας και ανισοτροπίας (Freeze & Cherry, 1979)

Γενική μορφή του νόμου του Darcy

Λόγω του φαινομένου της ανισοτροπίας κατά την εφαρμογή του νόμου του Darcy, η ταχύτητα της υπόγειας ροής είναι διανυσματικό μέγεθος με συνιστώσες στις τρείς κατευθύνσεις x, y και z (Καρατζάς Γ. , 2003).

Εάν ο άξονας του συστήματος των συντεταγμένων είναι κάθετος στην διεύθυνση των στρωμάτων και οι άλλοι παράλληλοι τότε για τις τρείς διευθύνσεις ισχύουν οι εξισώσεις 1.8-1.10.

Στην διεύθυνση x:

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \qquad (1.8)$$

Στην διεύθυνση y:

$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \qquad (1.9)$$

Στην διεύθυνση z:

$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (1.10)$$

Σε όλες τις άλλες περιπτώσεις ο νόμος του Darcy εμφανίζεται στην γενική του μορφή:

$$q_x = -k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{xz} \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (1.11)$$

$$q_y = -k_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{yz} \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (1.12)$$

$$q_z = -k_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} - k_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} - k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (1.13)$$

Γενικά η υδραυλική αγωγιμότητα είναι ένας τανυστής με εννέα όρους , ο οποίος σε μορφή πίνακα είναι:

$$K = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \qquad (1.14)$$

2. Μοντελοποίηση ροής υπογείων υδάτων

Τα περισσότερα περιβαλλοντικά προβλήματα που σχετίζονται με τη συμπεριφορά των υπόγειων συστημάτων νερού επιλύονται με τη χρήση μοντέλων υπόγειας ροής. Μοντέλο καλείται οποιοδήποτε εργαλείο που περιγράφει προσεγγιστικά την πραγματική κατάσταση του πεδίου. Υπάρχουν δύο είδη μοντέλων, τα φυσικά και τα μαθηματικά. Τα φυσικά μοντέλα, όπως οι εργαστηριακές στήλες άμμου, προσομοιώνουν την ροή άμεσα. Αντίθετα τα μαθηματικά μοντέλα προσομοιώνουν την ροή έμμεσα, χρησιμοποιώντας βασικές εξισώσεις που θεωρούνται αντιπροσωπευτικές των φυσικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στο σύστημα, καθώς επίσης και εξισώσεις που περιγράφουν τις οριακές ή τις αρχικές συνθήκες (Anderson & Woessner, 1992).

Τα μαθηματικά μοντέλα μπορούν να επιλυθούν είτε με αριθμητικές είτε με αναλυτικές μεθόδους. Οι αριθμητικές μέθοδοι προτιμούνται σε περιπτώσεις πολύπλοκων προβλημάτων, καθώς για να λυθεί ένα τέτοιο πρόβλημα με την αναλυτική μέθοδο πρέπει να γίνουν πολλές απλοποιήσεις. Γενικά όσο λιγότερες υποθέσεις γίνονται κατά την δημιουργία του μοντέλου, τόσο πιο περίπλοκο είναι αυτό (Anderson & Woessner, 1992).
Συγκεκριμένα οι περιπτώσεις στις οποίες χρησιμοποιείται κάθε μέθοδος είναι :

Αναλυτικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται όταν:

- Τα δεδομένα πεδίου δείχνουν ότι η υπόγεια ροή είναι σχετικά απλή
- Όταν απαιτείται μια αρχική εκτίμηση της ροής και των υδρογεωλογικών συνθηκών

Αριθμητικοί μέθοδοι χρησιμοποιούνται όταν:

- Τα δεδομένα πεδίου υποδηλώνουν ότι η ροή είναι σχετικά πολύπλοκη

- Η κατεύθυνση των υπογείων υδάτων, οι υδρογεωλογικές συνθήκες και τα σημεία εμφάνισης νερού, ποικίλουν ανάλογα με την εποχή

Μονοδιάστατα μοντέλα ροής χρησιμοποιούνται για:

- Αρχικές εκτιμήσεις όπου ο βαθμός ετερογένειας του υδροφόρου ορίζοντα ή η ανισοτροπία δεν είναι γνωστά.
- Περιοχές όπου ένας πιθανός δέκτης είναι στη διεύθυνση ροής μιας πηγής μολυσματικών παραγόντων.

Διδιάστατα μοντέλα ροής χρησιμοποιούνται για:

- Προβλήματα που περιλαμβάνουν μια ή περισσότερες πηγές υπογείων υδάτων
- Περιοχές όπου η κατεύθυνση της ροής των υπογείων υδάτων είναι προφανώς σε δύο διαστάσεις (π.χ. ακτινωτά ροή κοντά σε πηγάδια, ενιαίο υδροφόρο ορίζοντα με σχετικά μικρή κατακόρυφη υδραυλική αγωγιμότητα)
- Περιοχές όπου ο υδροφορέας έχει έντονες διακυμάνσεις στις υδραυλικές του ιδιότητες.

Τρισδιάστατα μοντέλα ροής χρησιμοποιούνται όταν:

- Οι υδραυλικές ιδιότητες είναι γνωστές
- Έχουμε εμφάνιση πολλαπλών υδροφορέων
- Η κατακόρυφη κίνηση των υπογείων υδάτων είναι σημαντική

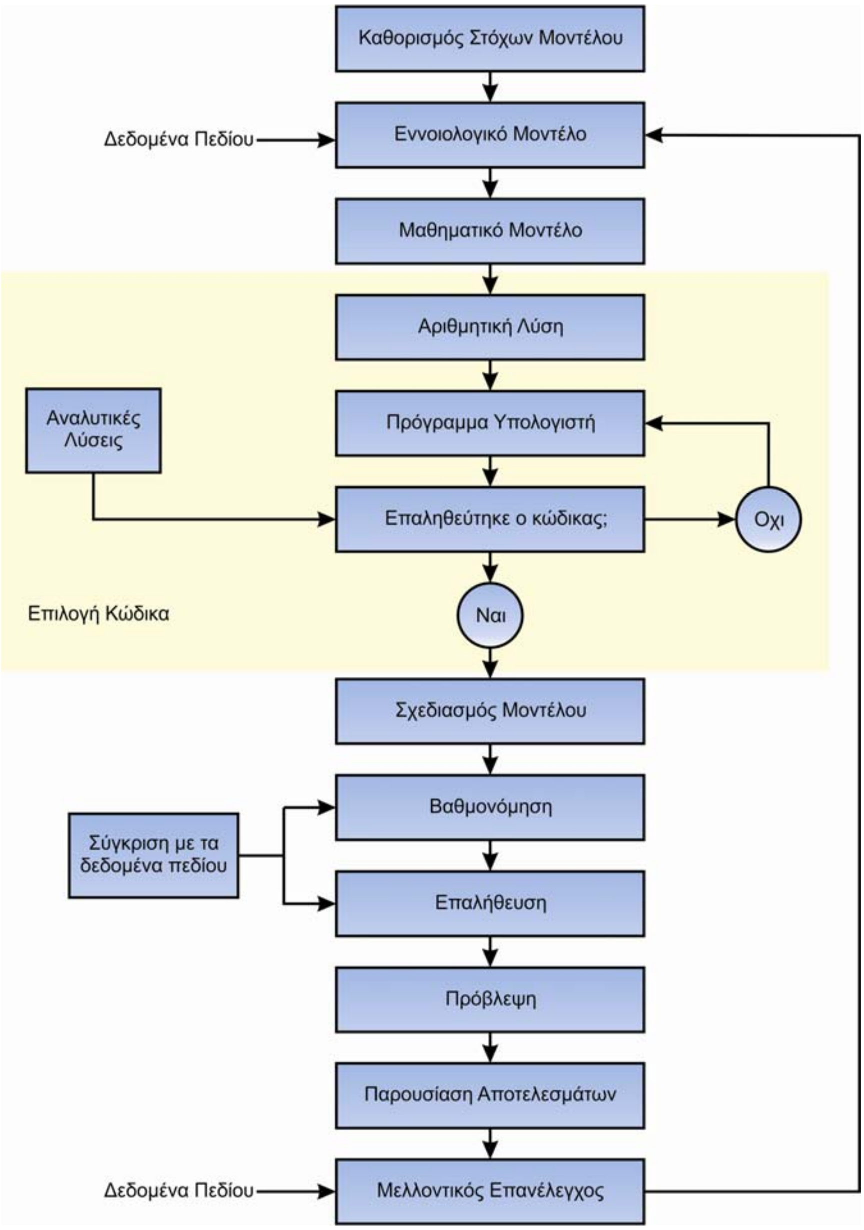
Η ανάπτυξη ενός μοντέλου για μια συγκεκριμένη περιοχή προσφέρει χρήσιμες πληροφορίες που αφορούν:

1. Την πρόβλεψη της μελλοντικής κατάστασης του συστήματος
2. Την ερμηνεία του συστήματος
3. Την γενική ανάλυση της ροής στην περιοχή μελέτης

2.1 Διαδικασία μοντελοποίησης

Αν κριθεί απαραίτητη η χρήση αριθμητικού μοντέλου, ακολουθείται η διαδικασία της ανάπτυξης του μοντέλου. Αρχικά πρέπει να προσδιοριστεί ο στόχος του μοντέλου, ο οποίος υποδηλώνει ποια θα είναι η βασική εξίσωση και ποιός θα είναι ο κώδικας που θα χρησιμοποιηθεί. Στη συνέχεια πρέπει να δημιουργηθεί το θεμελιώδες μοντέλο του συστήματος. Σε αυτό το σημείο χρησιμοποιούνται δεδομένα του πεδίου που αφορούν το υδατικό ισοζύγιο καθώς επίσης και άλλοι παράμετροι του υδροφορέα. Από τα παραπάνω στοιχεία μπορεί να επιλεγεί η βασική εξίσωση και ο κώδικας που θα χρησιμοποιηθεί. Τόσο ο κώδικας όσο και η βασική εξίσωση πρέπει να επικυρωθούν πριν χρησιμοποιηθούν. Για να επαληθευτεί η βασική εξίσωση πρέπει να γνωρίζουμε αν περιγράφει επακριβώς τις φυσικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στο σύστημα. Στην επαλήθευση του κώδικα πρέπει να αποδειχθεί ότι ο κώδικας αυτός έχει πιο αντιπροσωπευτικά αποτελέσματα σε σχέση με άλλες αναλυτικές ή αριθμητικές μεθόδους. Ακολουθεί ο σχεδιασμός του μοντέλου, ο οποίος περιλαμβάνει την επιλογή των χρονικών βημάτων, τον προσδιορισμό των οριακών και των αρχικών συνθηκών καθώς επίσης και την επιλογή κάποιων παραμέτρων για τον υδροφορέα και τις περιόδους βροχόπτωσης. Ένα από τα βασικότερα βήματα στη μοντελοποίηση είναι η βαθμονόμηση, σκοπός της οποίας είναι να επιβεβαιώσουμε ότι το μοντέλο παράγει τα ίδια αποτελέσματα, υδραυλικά ύψη και ροή, με αυτά που μετρήθηκαν στο πεδίο. Η βαθμονόμηση γίνεται με τη μέθοδο της δοκιμής και σφάλματος, αλλάζοντας δηλαδή κάποιες παραμέτρους του συστήματος μέχρι τα αποτελέσματα του μοντέλου να είναι ίδια με αυτά του πεδίου. Στη συνέχεια πρέπει να γίνει ανάλυση της ευαισθησίας της βαθμονόμησης, η οποία πραγματοποιείται για να προσδιοριστεί η αβεβαιότητα του βαθμονομημένου μοντέλου. Ακολουθεί η επαλήθευση του μοντέλου, χρησιμοποιώντας δεδομένα πεδίου, τα οποία δεν είχαν χρησιμοποιηθεί για τη βαθμονόμηση του. Από αυτό το σημείο και μετά μπορεί να γίνει πρόβλεψη της μελλοντικής κατάστασης. Η αβεβαιότητα των προβλέψεων προέρχεται από την αβεβαιότητα που υπάρχει στη διαδικασία της βαθμονόμησης. Για αυτό το λόγο πραγματοποιείται ανάλυση της ευαισθησίας των προβλέψεων με σκοπό να ποσοτικοποιηθεί η αβεβαιότητα. Μετά το τέλος αυτής της διαδικασίας παρουσιάζεται ο σχεδιασμός του μοντέλου και των αποτελεσμάτων του. Τέλος, έχουμε την μελλοντική επαλήθευση του μοντέλου, η οποία μπορεί να διαρκέσει πολλά χρόνια και βάση αυτής μπορεί να χρειαστεί να επανασχεδιαστεί το μοντέλο, καθώς με την παραπάνω διαδικασία αποκτάται μια σε βάθος κατανόηση του συστήματος (Anderson & Woessner, 1992).

Τα στάδια της μοντελοποίησης φαίνονται στο σχήμα 2.1



Σχήμα 2.1:Στάδια μοντελοποίησης

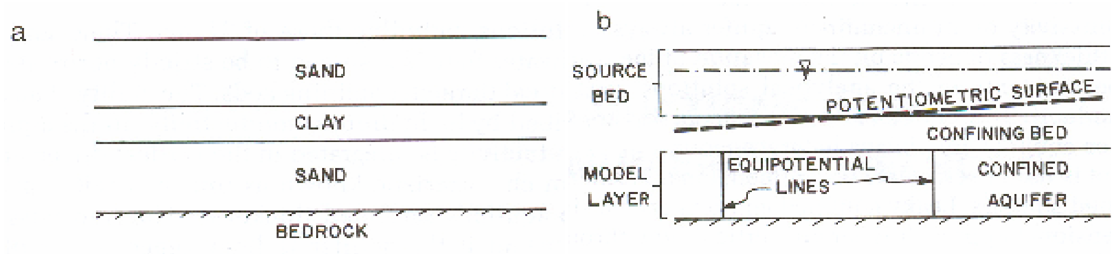
2.2 Βασικές εξισώσεις

Μια πλήρης μαθηματική περιγραφή ενός μοντέλου περιλαμβάνει τη βασική εξίσωση, τις οριακές συνθήκες και τις αρχικές συνθήκες, αν το πρόβλημα εξαρτάται από τον χρόνο. Για την δημιουργία της βασικής εξίσωσης πρέπει να επιλεχθεί μια από τις δύο θεωρήσεις για τα συστήματα υπόγειων υδάτων, είτε η θεώρηση υδροφορέα, είτε η θεώρηση συστήματος ροής.

Η θεώρηση του υδροφορέα βασίζεται στην έννοια των περιορισμένων και των ελεύθερων υδροφορέων. Ο περιορισμένος υδροφορέας καλύπτεται από ένα περιοριστικό στρώμα πορώδους υλικού, το οποίο περιορίζει την κίνηση του νερού, ενώ ο ελεύθερος υδροφορέας έχει ως ανώτερο όριο του τον υδροφόρο ορίζοντα. Αυτή η θεώρηση είναι ιδιαίτερα χρήσιμη όταν θέλουμε να εξετάσουμε τη ροή του νερού προς πηγάδια άντλησης, ενώ επιπλέον είναι η βάση για πολλές αναλυτικές μεθόδους, όπως αυτή των Thiem, Theis και Jacob. Η παραδοχή που γίνεται σε αυτή τη θεώρηση είναι ότι η υπόγεια ροή μεταξύ των υδροφορέων είναι οριζόντια και διαμέσου των αδιαπέρατων στρωμάτων είναι μόνο κάθετη. Η ικανότητα ενός υδροφορέα να μεταφέρει νερό περιγράφεται από την υδραυλική αγωγιμότητα του. Η έννοια της υδραυλικής αγωγιμότητας συνδέεται με αυτή της μεταβιβασιμότητας Η μεταβιβασιμότητα ενός περιορισμένου, ομογενούς και με σταθερό πάχος υδροφορέα είναι σταθερή, ενώ αυτή ενός ελεύθερου υδροφορέα μεταβάλλεται συνεχώς χωρικά, αφού το πάχος της κορεσμένης ζώνης εξαρτάται από το ύψος του υδροφόρου ορίζοντα (Anderson & Woessner, 1992).

2.2.1 Θεώρηση του Υδροφορέα

Η θεώρηση του υδροφορέα χρησιμοποιείται για να προσομοιωθεί διδιάστατη, οριζόντια ροή σε περιορισμένους και ελεύθερους υδροφορείς. Περιορισμένοι υδροφορείς με διαρροή μπορούν να προσομοιωθούν με ψευδό-τριδιάστατη προσέγγιση, όπου η κατακόρυφη ροή μεταξύ περιορισμένων στρωμάτων μπορεί να αντικατασταθεί από έναν όρο διαρροής, ο οποίος θα προσθέτει ή θα αφαιρεί νερό από τον υπερκείμενο ή υποκείμενο υδροφορέα. Η ποσότητα νερού που θα διαρρέει εξαρτάται από την υδραυλική κλίση κατά μήκος του αδιαπέρατου στρώματος, το πάχος του και την οριζόντια υδραυλική αγωγιμότητα του. Τα υδραυλικά ύψη στα αδιαπέρατα στρώματα δεν τυγχάνουν ενδιαφέροντος και για αυτό το λόγο δεν υπολογίζονται κατά την προσομοίωση, ενώ οι ισοδυναμικές γραμμές χαράσσονται μόνο για τον περιορισμένο υδροφορέα.



Σχήμα 2.2 Θεωρήσεις συστημάτων υπογείων υδάτων
α.Γεωλογικό σύστημα
b. Θεώρηση υδροφορέα
(Anderson & Woessner, 1992)

Η γενική μορφή της βασικής εξίσωσης ροής είναι η 2.1

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

Όπου $L = -K_z' \frac{h_{\pi\eta\gamma\eta\varsigma} - h}{b'}$

h: Υδραυλικό ύψος

T_x ,T_y: Συνιστώσες της μεταβιβασιμότητας

S: Συντελεστής αποθήκευσης

R: Όρος άντλησης /εμπλουτισμού (θετικός για εμπλουτισμό)

L: Διαρροή διαμέσου του αδιαπέρατου στρώματος

K_z': Υδραυλική αγωγιμότητα αδιαπέρατου στρώματος

b’: Πάχος αδιαπέρατου στρώματος

$h_{πηγής}$: Υψόμετρο της πηγής

Από την παραπάνω εξίσωση λείπει η συνιστώσα της μεταβιβασιμότητας στη διεύθυνση z. Αυτό οφείλεται στο ότι η μεταβιβασιμότητα προσδιορίζεται από τον μέσο όρο στην κάθετη διεύθυνση, αφού έχει θεωρηθεί ότι περιγράφεται η διδιάστατη οριζόντια ροή σε έναν υδροφορέα. Η διαπερατότητα ωστόσο περιγράφει τις ιδιότητες της μεταβίβασης σε ένα σημείο του υδροφορέα και για το λόγο αυτό έχει συνιστώσες και στις τρεις διευθύνσεις.

Κατά την εφαρμογή της παραπάνω εξίσωσης σε ελεύθερο υδροφορέα γίνονται οι παραδοχές Dupuit:

- Οι γραμμές ροής είναι οριζόντιες και οι ισοδυναμικές γραμμές είναι κάθετες
- Η υδραυλική κλίση είναι ίση με την κλίση του υδροφόρου ορίζοντα και ανεξάρτητη του βάθους

Επιπλέον είναι γνωστό ότι $T_x=K_xh$ και $T_y=K_yh$, όπου h η ανύψωση του υδροφόρου ορίζοντα από τον πυθμένα του υδροφορέα. Το S είναι η ειδική αποθηκευτικότητα και ο όρος της διαρροής συνήθως είναι μηδέν, εκτός αν υπάρχει διαρροή από ή προς κάποιο στρώμα κάτω από τον ελεύθερο υδροφορέα. Αντικαθιστώντας αυτές τις σχέσεις στην βασική εξίσωση προκύπτει η μη γραμμική εξίσωση Boussinesq 2.2:

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_x h \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_y h \frac{\partial h}{\partial y}) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} - R \qquad (2.2)$$

Επιπλέον ισχύει:

$$\frac{\partial h^2}{\partial x} = 2h \frac{\partial h}{\partial x} \qquad (2.3)$$

και

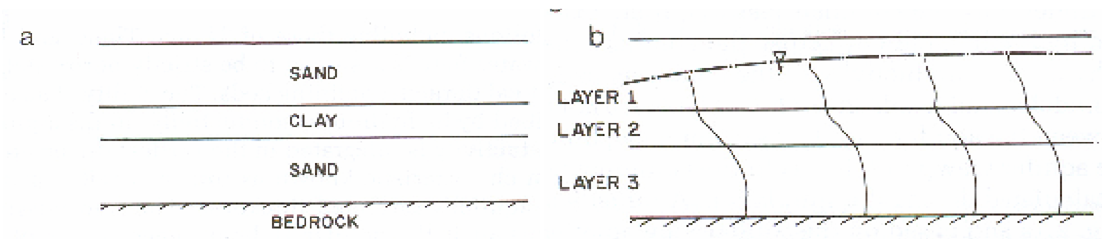
$$\frac{\partial h^2}{\partial y} = 2h \frac{\partial h}{\partial y} \qquad (2.4)$$

Οπότε τελικά προκύπτει η εξίσωση 2.5

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_x \frac{\partial h^2}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_y \frac{\partial h^2}{\partial y}) = 2S_y \frac{\partial h}{\partial t} - 2R \quad (2.5)$$

2.2.2 Θεώρηση του Συστήματος ροής

Στην περίπτωση της θεώρησης του συστήματος ροής υπολογίζονται τα υδραυλικά ύψη στους περιορισμένους και ελεύθερους υδροφορείς και στα αδιαπέρατα στρώματα, για τα οποία και χαράσσονται ισοδυναμικές γραμμές, ενώ η ροή μπορεί να θεωρηθεί διδιάστατη ή τρισδιάστατη.



Σχήμα 2.3: Θεωρήσεις συστημάτων υπογείων υδάτων
a.Γεωλογικό σύστημα
b. Θεώρηση συστήματος ροής
(Anderson & Woessner, 1992)

Η γενική μορφή της βασικής εξίσωσης είναι η 2.6

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_y \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial h}{\partial z}) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - R^* \qquad (2.6)$$

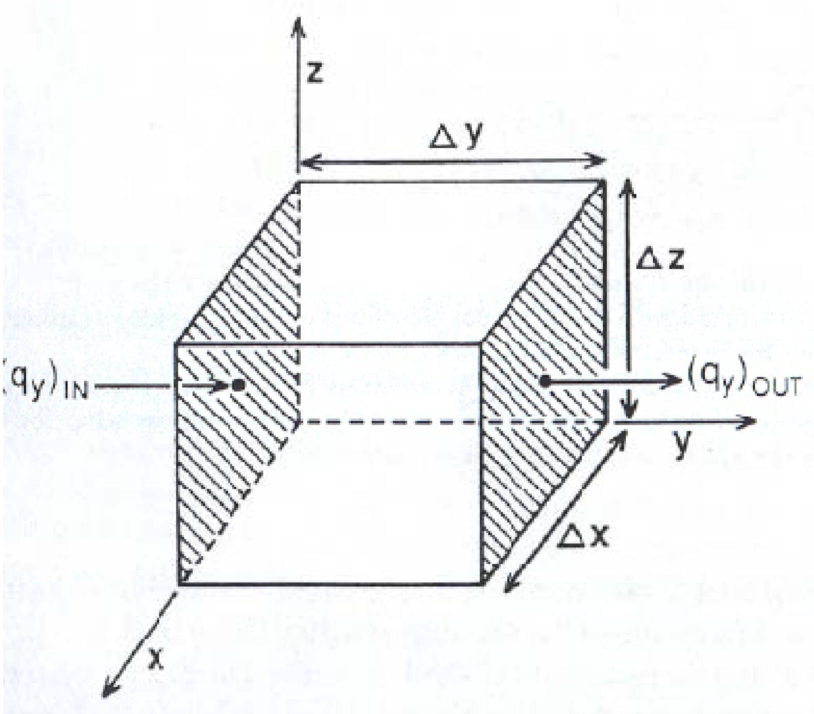
Όπου K_x, K_y, K_z: Συνιστώσες της υδραυλικής αγωγιμότητας

S_s: Ειδική αποθηκευτικότητα

R: Όρος άντλησης /εμπλουτισμού (θετικός για εμπλουτισμό)

<u>Παραγώγιση των βασικών εξισώσεων</u>

Η παραγώγιση γίνεται με την χρήση ενός όγκου αναφοράς από πορώδες υλικό, το οποίο είναι αρκετά μεγάλο ώστε να είναι αντιπροσωπευτικό των ιδιοτήτων του πορώδους μέσου, ενώ ταυτόχρονα είναι αρκετά μικρό ώστε η αλλαγή του υδραυλικού ύψους μέσα σε αυτό να είναι σχετικά μικρή. Αυτός ο κύβος είναι γνωστός και ως αντιπροσωπευτικός στοιχειώδης όγκος (REV: Representative Elementary Volume) και έχει όγκο ίσο με $\Delta_x\Delta_y\Delta_z$.



Σχήμα 2.4: Αντιπροσωπευτικός στοιχειώδης όγκος
(Anderson & Woessner, 1992)

Η ροή του ύδατος μέσα από τον όγκο ελέγχου εκφράζεται από το ρυθμό άντλησης (q) για τον οποίο ισχύει η εξίσωση 2.7

$$q = q_x i_x + q_y i_y + q_z i_z \qquad (2.7)$$

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

Από την αρχή διατήρησης της μάζας γνωρίζουμε ότι ισχύει το ισοζύγιο 2.8

$$Εκροή - Εισροή = Αλλαγή\ στην\ αποθήκευση \qquad (2.8)$$

Θεωρώντας τη ροή κατά μήκος του άξονα y του όγκου ελέγχου, η εισροή διέρχεται από επιφάνεια $\Delta_x\Delta_z$ και ισούται με $(q_y)_{in}$, ενώ η εκροή $(q_y)_{out}$. Έτσι η διαφορά του ογκομετρικού ρυθμού εκροής μείον ογκομετρικό ρυθμό εισροής κατά μήκος του άξονα y δίνεται από την εξίσωση 2.9

$$\left[\left(q_y\right)_{out} - \left(q_y\right)_{in}\right] \Delta_x \Delta_z = \left[\frac{\left(q_y\right)_{out} - \left(q_y\right)_{in}}{\Delta_y}\right] \Delta_x \Delta_y \Delta_z \qquad (2.9)$$

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

$$\frac{\partial q_y}{\partial y} \Delta_x \Delta_y \Delta_z \qquad (2.10)$$

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 στην εξίσωση 2.11

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

Για την περίπτωση ύπαρξης μέσα στον όγκο αναφοράς πηγαδιών εμπλουτισμού ή άντλησης προσθέτουμε στην παραπάνω εξίσωση έναν όρο $R^{*}\Delta x \Delta y \Delta z$, ο οποίος είναι θετικός στην περίπτωση του εμπλουτισμού. Οπότε η παραπάνω εξίσωση μετατρέπεται στην 2.12

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

Η αλλαγή στην αποθηκευτικότητα 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. Δηλαδή καταλήγουμε στην σχέση 2.13

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

Σε αυτό το σημείο γίνεται η παραδοχή ότι το ΔV είναι θετικό όταν το Δh είναι αρνητικό, ή αλλιώς ότι νερό απελευθερώνεται όταν το υδραυλικό ύψος μειώνεται. Έτσι ο ρυθμός αλλαγής της αποθηκευτικότητας στον όγκο ελέγχου είναι αυτός που δίνεται στην εξίσωση 2.14

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

Από τον συνδυασμό των παραπάνω εξισώσεων και διαίρεση τους με ΔxΔyΔz προκύπτει η τελική μορφή του ισοζυγίου μάζας του νερού 2.15

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

Η εξίσωση αυτή έχει περιορισμένη χρήση αφού η παροχή δεν είναι άμεσα μετρήσιμη. Όμως ο νόμος του Darcy δίνει μια σχέση μεταξύ της παροχής και του υδραυλικού ύψους, το οποίο είναι άμεσα μετρήσιμο. Για τις τρείς διαστάσεις ο νόμος του Darcy είναι ο εξής:

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \qquad (2.16)$$

$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \qquad (2.17)$$

$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \qquad (2.18)$$

Στις αρχικές εξισώσεις θεωρήσαμε ότι οι συνιστώσες της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι παράλληλες με του άξονες x,y,z. Εάν, ωστόσο λόγω της γεωλογίας της περιοχής αυτό δεν συμβαίνει τότε το διάνυσμα των υδραυλικών αγωγιμοτήτων έχει την παρακάτω μορφή της εξίσωσης 2.19

$$\bar{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xy} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \qquad (2.19)$$

Τα στοιχεία αυτού του πίνακα μπορούν να προσδιοριστούν κατά την διάρκεια ενός τεστ άντλησης, αλλά όταν οι κύριες διευθύνσεις είναι γνωστές, γίνεται στροφή των συντεταγμένων με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε να μηδενίζονται τα στοιχεία του πίνακα που βρίσκονται εκτός της κύριας διαγωνίου. Αυτό γίνεται ορίζοντας ένα καθολικό σύστημα συντεταγμένων για ολόκληρη την περιοχή μελέτης και τοπικά συστήματα συντεταγμένων για κάθε στοιχείο του πλέγματος. Στα τοπικά συστήματα τα στοιχεία εκτός της κύριας διαγωνίου της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι μηδενικά. Στρέφοντας το σύστημα συντεταγμένων είναι δυνατό να παραχθούν εξισώσεις σχετικές με τα βασικά στοιχεία της υδραυλικής αγωγιμότητας στο τοπικό σύστημα, αντίστοιχες με στοιχεία της υδραυλικής αγωγιμότητας στο καθολικό σύστημα (Anderson & Woessner, 1992).

2.2.3 Αριθμητικές μέθοδοι

Στην μοντελοποίηση της κίνησης των υπογείων υδάτων, χρησιμοποιούνται συνήθως οι παρακάτω πέντε κατηγορίες μοντέλων:

- Πεπερασμένων διαφορών
- Πεπερασμένων στοιχείων
- Πεπερασμένοι όγκοι
- Ολοκληρωμένων πεπερασμένων διαφορών
- Μέθοδος ολοκληρωμένης οριακής εξίσωσης
- Αναλυτικά στοιχεία

Τα περισσότερα προβλήματα υπογείων υδάτων απαιτούν ακριβή προσομοίωση της ροής, και συγκεκριμένα η ακρίβεια των αποτελεσμάτων από μοντέλα μεταφοράς μάζας, εξαρτάται από τη ταχύτητα της ροής που υπολογίζεται από κάποιο μοντέλο ροής. Αυτή η απαίτηση οδήγησε στην ανάπτυξη πολλών αριθμητικών μοντέλων. Η τεχνική των πεπερασμένων διαφορών (Gray, 1982; Anderson and Wang, 1982 ; Lewis, 1982) και των πεπερασμένων στοιχείων είναι από τις πρώτες που χρησιμοποιήθηκαν για διάφορους τύπους ροής, και εφαρμόζεται ευρέως.

Ένας μεγάλος αριθμός αριθμητικών μεθόδων που έχουν να κάνουν με την υπόγεια ροή αναπτύχθηκαν στην συνέχεια (πεπερασμένα στοιχεία (finite elements - FE), ενσωματωμένες πεπερασμένες διαφορές (integrated finite difference - IFD) , πεπερασμένοι όγκοι (finite volume – FV). Όλες αυτές οι ευρέως χρησιμοποιημένες μέθοδοι έχουν χρησιμοποιηθεί ήδη στις εφαρμογές υπόγειων νερών, και μερικοί από τους αντίστοιχους κώδικες έχουν αναπτυχθεί και έχουν εφαρμοστεί επιτυχώς. Στον πίνακα 2.1 αναφέρονται διάφοροι κώδικες που χρησιμοποιούνται ευρέως για την προσομοίωση προβλημάτων ροής υπογείων υδάτων (Loundyi, Falconer, & Lin, 2007).

Κώδικας	Μέθοδος επίλυσης	Αναφορά
AQUIFEM-N	FE	(Townley, 1990)
FEMWATER	FE	(Lin et al., 1997)
FTWORK	FD	(Faust et al., 1993)
MODFLOW	FD	(McDonald & Harbaugh, 1988)
SUTRA	FE-IFD	(Voss, 1984)

Πίνακας 2.1: Διάφοροι κώδικες που χρησιμοποιούνται ευρέως για την προσομοίωση προβλημάτων ροής υπόγειων υδάτων
(Loundyi, Falconer & Lin, 2007)

Η μέθοδος των ολοκληρωμένων πεπερασμένων στοιχείων είναι στενά συνδεδεμένη με αυτή των πεπερασμένων στοιχείων. Γενικά οι μέθοδοι των πεπερασμένων στοιχείων και των πεπερασμένων διαφορών είναι αυτές οι οποίες χρησιμοποιούνται περισσότερο. Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών είναι πιο εύκολη στην κατανόηση και τον προγραμματισμό, ενώ επιπλέον απαιτεί λιγότερα δεδομένα. Η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων προσεγγίζει καλύτερα όρια που έχουν ακανόνιστο σχήμα, καθώς είναι ευκολότερη η προσαρμογή των θέσεων των ορίων και το μέγεθος κάθε στοιχείου ξεχωριστά. Επιπλέον, τα πεπερασμένα στοιχεία είναι καλύτερα στο χειρισμό εσωτερικών ορίων και μπορούν να προσομοιώσουν σημειακές πηγές, δεξαμενές, επιφάνειες με διαρροή και κινούμενους υδροφόρους ορίζοντες καλύτερα από ότι οι πεπερασμένες διαφορές. Για άλλου είδους προβλήματα η επιλογή της μίας μεθόδου ή της άλλης βασίζεται συνήθως στην προτίμηση του χρήστη. Αν και κατά καιρούς έχουν υπάρξει άρθρα που υποστηρίζουν την μία ή την άλλη μέθοδο, οι κρίσεις τους δεν είναι αντικειμενικές και πιο σωστή φαίνεται η άποψη του Gray (1984) ότι ‘‘Κάθε μέθοδος έχει ειδικά χαρακτηριστικά που μπορούν να είναι επιθυμητά για μια συγκεκριμένη εφαρμογή’’.

Παρόλο που έχει αποδειχθεί ότι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών είναι μια ειδική περίπτωση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων, οι δύο αυτές μέθοδοι παρουσιάζουν διαφορές. Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών υπολογίζει μια τιμή για το υδραυλικό ύψος σε κάθε κόμβο που είναι επίσης και το μέσο υδραυλικό ύψος του κελιού γύρω από τον κόμβο αυτό. Δεν γίνεται, δηλαδή, καμία υπόθεση για το 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 συναρτήσεων. Τα υδραυλικά ύψη υπολογίζονται για ευκολία στους κόμβους, αλλά το υδραυλικό ύψος ορίζεται παντού με χρήση βασικών συναρτήσεων (Anderson & Woessner, 1992).

2.3 Κατασκευή του εννοιολογικού μοντέλου και σχεδιασμός πλέγματος

2.3.1 Εννοιολογικό μοντέλο

Το εννοιολογικό μοντέλο αποτελεί μια γραφική αναπαράσταση του υπό εξέταση συστήματος, συχνά με την μορφή διατομής ή διαγράμματος με κουτιά και είναι αυτό που καθορίζει τις διαστάσεις του αριθμητικού μοντέλου και το σχεδιασμό του πλέγματος. Ο σκοπός της ανάπτυξης του εννοιολογικού μοντέλου είναι η απλοποίηση του πραγματικού προβλήματος και η οργάνωση των δεδομένων, έτσι ώστε το σύστημα να αναλύεται πιο εύκολα. Θεωρητικά, όσο πιο κοντά στην πραγματικότητα βρίσκεται το εννοιολογικό μοντέλο, τόσο πιο ακριβές θα είναι το αριθμητικό μοντέλο. Σύμφωνα με τους Anderson and Woessner (1992), τρία είναι τα βασικά βήματα που ακολουθούνται κατά τη διάρκεια κατασκευής του εννοιολογικού μοντέλου:

1. Προσδιορισμός των υδροστρωματογραφικών μονάδων

   Οι υδροστρωματογραφικές μονάδες προκύπτουν από τον συνδυασμό των στοιχείων που αφορούν τη γεωλογία και την υδρογεωλογία της περιοχής. Περιλαμβάνουν γεωλογικές μονάδες με παρόμοιες υδρογεωλογικές ιδιότητες και είναι ιδιαίτερα χρήσιμες για την προσομοίωση γεωλογικών συστημάτων σε τοπική κλίμακα.

2. Προσδιορισμός του υδατικού ισοζυγίου

   Το υδατικό ισοζύγιο περιλαμβάνει τις πηγές νερού του συστήματος, την αναμενόμενη διεύθυνση της ροής, καθώς επίσης και τα σημεία εξόδου του νερού. Το υδατικό ισοζύγιο προκύπτει από τα δεδομένα του πεδίου, έτσι ώστε να αντιπροσωπεύει το μέγεθος των εισροών και των εκροών, όπως επίσης και τις αλλαγές στην αποθηκευτικότητα. Κατά τη διαδικασία της βαθμονόμησης το υδατικό ισοζύγιο που προσδιορίστηκε από τα δεδομένα του πεδίου, συγκρίνεται με αυτό που υπολογίστηκε από το μοντέλο.

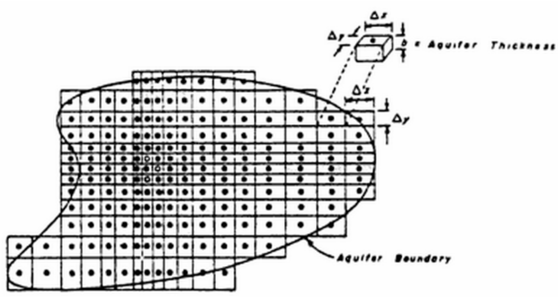
3. Καθορισμός του συστήματος ροής

   Για τον καθορισμό της κίνησης του υπόγειου νερού είναι απαραίτητες υδρολογικές και γεωχημικές πληροφορίες, όπως η εξατμισοδιαπνοή, η επιφανειακή απορροή και τα υδραυλικά ύψη. Το ύψος του νερού αρχικά χρησιμοποιείται για τον γενικότερο προσδιορισμό της διεύθυνσης, τις περιοχές εισροής και εκροής νερού και τη σχέση μεταξύ των υδροφορέων και των επιφανειακών υδάτων. Επιπλέον μπορούν να χρησιμοποιηθούν γεωχημικά στοιχεία, όπως οι συγκεντρώσεις κάποιων κατιόντων (Ca^{2+},Mg^{2+}, Na^{+}) και κάποιων ανιόντων(SO_4^{2-},HCO_3^{-} , Cl^{-}), η θερμοκρασία και το pH.

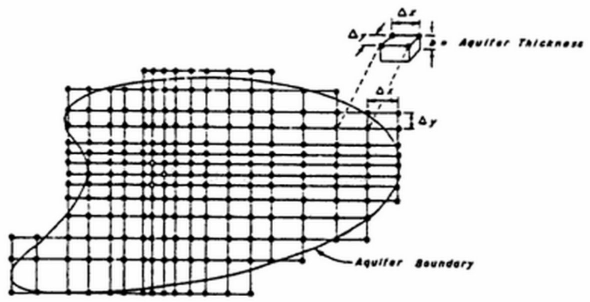
2.3.2 .Σχεδιασμός πλέγματος

Σε ένα αριθμητικό μοντέλο, το πλέγμα των κόμβων μαζί με τα πεπερασμένα στοιχεία ή τις πεπερασμένες διαφορές αποτελούν το πεδίο εργασίας. Το εννοιολογικό μοντέλο καθορίζει τα επίπεδα που απαιτούνται, ενώ μαζί με το είδος του μοντέλου που θα χρησιμοποιηθεί καθορίζουν τις διαστάσεις του πλέγματος (American Society of Civil Engineers, 1996).

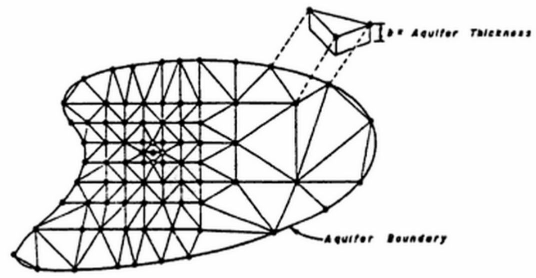
Τα πλέγματα πεπερασμένων διαφορών χωρίζονται σε δύο κατηγορίες: αυτά που έχουν σαν κέντρο το κελί και αυτά που έχουν σαν κέντρο το δίκτυο. Οι δύο αυτές περιπτώσεις διαχωρίζονται καθώς στην πρώτη οι οριακές συνθήκες ροής λαμβάνονται στα άκρα των κελιών, ενώ στη δεύτερη πάνω στον κόμβο. Τα διάφορα πλέγματα πεπερασμένων στοιχείων και διαφορών φαίνονται στα σχήματα 2.5, 2.6 και 2.7



Σχήμα 2.5: Πλέγμα πεπερασμένων διαφορών με κέντρο το κάθε κελί
(American Society of Civil Engineers, 1996)



Σχήμα 2.6: Πλέγμα πεπερασμένων διαφορών με κέντρο το δίκτυο των κελιών που περιβάλουν κάθε στοιχείο
(American Society of Civil Engineers, 1996)



Σχήμα 2.7: Πλέγμα πεπερασμένων στοιχείων με τριγωνικά στοιχεία
(American Society of Civil Engineers, 1996)

Τα πλέγματα πεπερασμένων στοιχείων προσφέρουν μεγαλύτερη ευχέρεια κατά το σχεδιασμό του πλέγματος. Τα διδιάστατα στοιχεία είναι είτε τριγωνικά είτε τετράπλευρα, ενώ τα τρισδιάστατα είναι τετράεδρα, εξάεδρα ή πρίσματα. Το είδος της συνάρτησης παρεμβολής που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των υδραυλικών υψών μέσα στο κελί καθορίζει το κατά πόσο αυτό θα είναι γραμμικό, τετραγωνικό ή κυβικό (American Society of Civil Engineers, 1996).

Το οριζόντιο επίπεδο του πλέγματος πρέπει να είναι ευθυγραμμισμένο με τις κύριες συνιστώσες του διανύσματος της υδραυλικής αγωγιμότητας στους άξονες x,y (K_x, K_y). Ο κατακόρυφος άξονας του μοντέλου, όταν χρησιμοποιείται πρέπει και αυτός να είναι ευθυγραμμισμένος με την z συνιστώσα της υδραυλικής αγωγιμότητας, πράγμα το οποίο δεν είναι πάντα πρακτικό, όπως στην περίπτωση που το τελευταίο στρώμα είναι σε κλίση σε σχέση με την επιφάνεια (American Society of Civil Engineers, 1996).

Σε ένα μοντέλο πεπερασμένων διαφορών είναι επίσης σημαντικό να προσανατολίζεται το πλέγμα έτσι ώστε να ελαχιστοποιείται ο αριθμός των κόμβων που βρίσκονται έξω από τα όρια της υπό εξέταση περιοχής (ανενεργοί κόμβοι). Στα μοντέλα πεπερασμένων στοιχείων δε χρειάζεται η παραπάνω διαδικασία, καθώς τα στοιχεία προσαρμόζονται ακριβώς στα όρια της περιοχής.

Η απόσταση που επιλέγεται μεταξύ των κόμβων είναι επίσης σημαντική και εξαρτάται από παράγοντες όπως η αναμενόμενη καμπυλότητα του υδροφόρου ορίζοντα, η μεταβολή των υδραυλικών υψών, η μεταβλητότητα των χαρακτηριστικών του υδροφορέα, η έκταση της περιοχής μελέτης και οι αλλαγές σε άντληση/εμπλουτισμό και επαναφόρτιση/εκκένωση επιφανειακών πηγών (Anderson & Woessner, 1992).

Προσδιορισμός του πλέγματος

Τα δεδομένα που χρειάζονται για ένα μοντέλο ροής υπογείων υδάτων χωρίζονται στα φυσικά, τα οποία περιλαμβάνουν τοπογραφικά στοιχεία όπως το πάχος και η έκταση των υδροστρωματογραφικών μονάδων και τα υδρογεωλογικά, τα οποία μπορεί να αλλάξουν κατά τη διάρκεια της βαθμονόμησης και αποτελούνται από στοιχεία για τα υδραυλικά ύψη, την πυκνότητα ροής και τα χαρακτηριστικά του υδροφορέα. Η εύρεση των παραπάνω πληροφοριών είναι απαραίτητη και πολλές φορές σχετικά δύσκολη καθώς υπάρχουσες αναφορές κρίνονται σε αρκετές περιπτώσεις ανεπαρκείς (Anderson & Woessner, 1992).

2.3.3 Μεταφορά των στοιχείων στο πλέγμα

Στην περίπτωση που προσομοιώνεται ανισότροπος υδροφορέας, πρέπει να υπάρχουν πληροφορίες και για τις τρεις κύριες συνιστώσες του διανύσματος της υδραυλικής αγωγιμότητας K_x,K_y και K_z . Η οριζόντια ανισοτροπία μπορεί να παρουσιαστεί και ως ο λόγος του K_x προς K_y, ενώ η κατακόρυφη ανισοτροπία ως ο λόγος του K_x ως προς το K_z. Οριζόντια ανισοτροπία μπορεί να προκληθεί από σειρά ''σπασιμάτων'' ή από ιζηματογενείς σχηματισμούς. Αντίστοιχα κατακόρυφη ανισοτροπία μπορεί να προκληθεί από στρώματα ιζημάτων, αλλά μπορεί να επηρεαστούν από ''σπασιμάτων'' και από ιζηματογενείς δομές.

Σε μικρή κλίμακα μπορεί να παρουσιαστούν ισοτροπικές υδρογεωλογικές μονάδες. Παρολαυτά για τα περισσότερα προβλήματα υπόγεια ροής είναι πολύ δύσκολο, έως αδύνατο, να μοντελοποιηθεί μια τέτοια γεωλογική μονάδα. Όταν το πάχος του στρώματος του μοντέλου ($B_{i,j}$) είναι πολύ μεγαλύτερο από το πάχος του ισότροπου στρώματος (b_{ijk}), μπορεί να υπολογιστεί η υδρολογικά ισοδύναμη οριζόντια και κάθετη υδραυλική αγωγιμότητα του στρώματος του μοντέλου από τους τύπους 2.20-2.22

$$(\boldsymbol{K_x})_{i,j} = \sum_{k=1}^{m} \frac{K_{i,j,k} b_{i,j,k}}{B_{i,j}} \qquad (2.20)$$

$$(\boldsymbol{K_z})_{i,j} = \frac{B_{i,j}}{\sum_{k+1}^{m} (b_{i,j,k}/K_{i,j,k})} \qquad (2.21)$$

$$\boldsymbol{B_{i,j}} = \sum_{k=1}^{m} b_{i,j,k} \qquad (2.22)$$

Ο Heanre (1985) συνέστησε την εξίσωση 2.23 που αποδίδεται στον Theis για την διόρθωση της επίδρασης της στρωματοποίησης κεκλιμένων στρωματογραφικών μονάδων, οι οποίες στο μοντέλο προσομοιώνονται ως οριζόντια στρώματα.

$$\frac{K_x}{K_y} = \frac{R}{1-(1-R)\cos^2 A} \qquad (2.23)$$

Όπου K_x: Οριζόντια υδραυλική αγωγιμότητα στην διεύθυνση x

K_y: Οριζόντια υδραυλική αγωγιμότητα στην διεύθυνση y

R: Λόγος της υδραυλικής αγωγιμότητας στην διεύθυνση x προς την διεύθυνση y

A: Γωνία της κλίσης

Κατά την μεταφορά των δεδομένων του πεδίου στο πλέγμα ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δοθεί στην αντιστοίχηση τους στην κλίμακα του μοντέλου, καθώς επίσης και των χαρακτηριστικών των υδροφορέων σε κάθε υδροστρωματολογική μονάδα του μοντέλου (Anderson & Woessner, 1992).

2.4 Οριακές συνθήκες

2.4.1 Είδη οριακών συνθηκών

Οι οριακές συνθήκες είναι μαθηματικές σχέσεις που προσδιορίζουν μια εξαρτημένη μεταβλητή (υδραυλικό ύψος) ή μια παράγωγο σχέση (ροή) στα όρια της υπό μελέτη περιοχής. Η σωστή επιλογή οριακών συνθηκών είναι ένα σημαντικό βήμα για την κατασκευή του μοντέλου. Σε προσομοιώσεις σταθερής ροής, τα όρια καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό το είδος της ροής. Σύμφωνα με τους (Franke, Reilly & Bennett, 1987) τα σοβαρότερα λάθη κατά την διάρκεια της μοντελοποίησης γίνονται κατά τον προσδιορισμό των οριακών συνθηκών.

Τα φυσικά όρια ενός συστήματος υπόγειας ροής σχηματίζονται από την παρουσία αδιαπέρατου πετρώματος ή μια μεγάλη μάζα επιφανειακού νερού. Άλλα όρια, που προκύπτουν από τις υδρογεωλογικές συνθήκες της περιοχής, είναι νοητά και αποτελούν τα υδραυλικά όρια.

Τα υδραυλικά όρια εκφράζονται από τους τρείς ακόλουθους τύπους μαθηματικών συναρτήσεων:

- Τύπος 1: Συνθήκες σταθερού υδραυλικού ύψους (συνθήκες Dirichlet), για τις οποίες το υδραυλικό ύψος είναι δεδομένο
- Τύπος 2: Συνθήκες σταθερής ροής (συνθήκες Neumann), για τις οποίες η παράγωγος της ροής κατά μήκος του ορίου είναι δεδομένη. Μια οριακή συνθήκη μηδενικής ροής προσδιορίζεται ορίζοντας τη σταθερή ροή ίση με μηδέν
- Τύπος 3: Συνθήκες ροής εξαρτημένης από το υδραυλικό ύψος (Συνθήκες Cauchy ή μικτού ορίου), για τις οποίες η ροή κατά μήκος του ορίου

υπολογίζεται με δεδομένη μια τιμή του υδραυλικού ύψους στο όριο. Αυτός ο τύπος οριακής συνθήκης καλείται πολλές φορές συνθήκη μικτού ορίου επειδή συσχετίζει τις οριακές τιμές της στάθμης με την ροή.

Η τοποθέτηση μιας οριακής συνθήκης στο πλέγμα εξαρτάται από το είδος του πλέγματος που χρησιμοποιείται (Anderson & Woessner, 1992).

3. Περιγραφή του μοντέλου PTC

3.1 Εισαγωγή

3.1.1 Βασική εξίσωση

Ο κώδικας PTC χρησιμοποιεί το παρακάτω σύστημα μερικών διαφορικών εξισώσεων για να περιγράψει τη ροή των υπογείων υδάτων, η οποία περιγράφεται από το υδραυλικό ύψος, h, στην εξίσωση 3.1

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)-S\frac{\partial h}{\partial t}+Q=0 \quad (3.1)$$

Οι συνιστώσες της ταχύτητας των υπόγειων νερών είναι:

$$V_x=-K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\ ,\ V_y=-K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\ ,V_z=-K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z} \qquad (3.2)$$

Η μεταφορά ρύπων μπορεί να περιγραφεί από την συγκέντρωση, c, στην εξίσωση 3.3

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[D_{xx}\frac{\partial c}{\partial x}+D_{xy}\frac{\partial c}{\partial y}+D_{xz}\frac{\partial c}{\partial z}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[D_{yx}\frac{\partial c}{\partial x}+D_{yy}\frac{\partial c}{\partial y}+D_{yz}\frac{\partial c}{\partial z}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[D_{zx}\frac{\partial c}{\partial x}+D_{zy}\frac{\partial c}{\partial y}+ D_{zz}\frac{\partial c}{\partial z}\right]-\left[V_x\frac{\partial c}{\partial x}+V_y\frac{\partial c}{\partial y}+V_z\frac{\partial c}{\partial z}\right]+Q(c^w-c)-\theta[1+E(c)]\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right)=0 \qquad (3.3)$$

Οι παραπάνω εξισώσεις είναι παράγωγες της αρχής διατήρησης της μάζας και του νόμου του Darcy. Οι ορισμοί των παραπάνω συμβόλων θα αναλυθούν παρακάτω. Η επίλυση των εξισώσεων αυτών γίνεται με τη εξής σειρά: αρχικά επιλύεται η εξίσωση για τα υδραυλικά ύψη , h, στη συνέχεια υπολογίζονται οι ταχύτητες του Darcy V_x, V_y, V_z και τελικά η εξίσωση για τη συγκέντρωση του ρυπαντή (Babuet al., 1997).

3.1.2 Αλγόριθμος επίλυσης του PTC

Η επίλυση του παραπάνω συστήματος εξισώσεων για περίπλοκα φυσικά συστήματα απαιτεί την χρήση μαθηματικών μεθόδων. Για συστήματα σε κλίμακα πεδίου, η υπολογιστική προσπάθεια που σχετίζεται με την επίλυση των τρισδιάστατων εξισώσεων είναι πολύ μεγάλη. Ο κώδικας PTC χρησιμοποιεί έναν μοναδικό διαχωριστικό αλγόριθμο για την επίλυση των τρισδιάστατων εξισώσεων, ο οποίος μειώνει σημαντικά το υπολογιστικό φορτίο.

Ο αλγόριθμος περιλαμβάνει τον διαχωρισμό των επιπέδων σε παράλληλα και οριζόντια επίπεδα. Σε κάθε επίπεδο γίνεται διακριτοποίηση με την χρήση των πεπερασμένων στοιχείων (Pinder & Gray, 1977) με σκοπό να επιτευχθεί η ακριβής απεικόνιση ακαθόριστων σχημάτων. Τα επίπεδα συνδέονται μεταξύ τους με διακριτοποίηση πεπερασμένων διαφορών. Αυτή η υβριδική σύζευξη της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων και αυτή των πεπερασμένων διαφορών παρέχει τη δυνατότητα εφαρμογής της διαχωριστικής διαδικασίας (splitting algorithms). Κατά τη διάρκεια μιας επανάληψης συγκεκριμένου χρόνου, όλοι οι υπολογισμοί χωρίζονται σε δύο στάδια. Στο πρώτο βήμα οι οριζόντιοι διαχωρισμοί πεπερασμένων στοιχείων επιλύονται ανεξάρτητα, ενώ στο δεύτερο βήμα επιλύονται οι κάθετες εξισώσεις που συνδέουν τα επίπεδα (Babu et al., 1997).

3.2 Τρισδιάστατη ροή υπογείων υδάτων

3.2.1 Βασικές εξισώσεις

Ο κώδικας PTC προσδιορίζει τα χαρακτηριστικά της ροής των συστημάτων υπόγειας ροής επιλύοντας για τα υδραυλικά ύψη μέσω της μερικής διαφορικής εξίσωσης 3.4

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right)-S\frac{\partial h}{\partial t}+\sum_{i=1}^{r}Q_i\cdot\delta(x-x_i)\cdot\delta(y-y_i)\cdot\delta(z-z_i)=0 \quad (3.4)$$

Όπου:

h: Υδραυλικό ύψος [L]

K_{xx}: Υδραυλική αγωγιμότητα στην x οριζόντια διεύθυνση [LT^{-1}]

K_{yy}: Υδραυλική αγωγιμότητα στην y οριζόντια διεύθυνση [LT^{-1}]

K_{zz}: Υδραυλική αγωγιμότητα στην z κατακόρυφη διεύθυνση [LT^{-1}]

S: Ειδική αποθηκευτικότητα [L^{-1}]

Q_i: Άντληση/πηγή στην τοποθεσία i [L^3T^{-1}] (θετική για πηγή) δ(): Συνάρτηση του δέλτα του Dirac

i: Αριθμός των αντλήσεων/πηγών

Για ευκολία ο τελευταίος όρος θεωρείται ίσος με Q

Η βασική εξίσωση επιλύεται αριθμητικά χρησιμοποιώντας είτε μεθόδους πεπερασμένων στοιχείων, είτε πεπερασμένων διαφορών (Babu et al., 1997).

3.2.2 Εφαρμογή μεθόδου πεπερασμένων στοιχείων

Το διαχωριστικό σχέδιο ενεργειών που χρησιμοποιεί ο PTC για την επίλυση της βασικής εξίσωσης περιλαμβάνει την προσέγγιση των όρων της (3.4) που περιέχουν παραγώγους των x και y με χρήση μεθόδων πεπερασμένων στοιχείων. Τα πεπερασμένα στοιχεία έχουν ευρεία χρήση σε οριζόντια επίπεδα.

Η μέθοδος πεπερασμένων στοιχείων υποθέτει ότι υπάρχει ένα άπειρο άθροισμα συναρτήσεων που θα αντιπροσωπεύει ακριβώς τη λύση της μερικής διαφορικής εξίσωσης που περιγράφει την υπόγεια ροή.

Μια πεπερασμένη προσέγγιση αυτής της σειράς είναι αυτή που αναφέρεται στην εξίσωση 3.5

$$h \sim \hat{h} = \sum_{i=1}^{N} h_i(z,t) w_i(x,y) \qquad (3.5)$$

όπου:

h: Υδραυλικό ύψος, [L]

$\hat{h}$: Προσεγγιστική σειρά του h, [L]

h_i: Μη καθορισμένος συντελεστής, [L]

w_i: Βασική συνάρτηση [αδιάστατη]

N: Αριθμός τον κόμβων του δικτύου πεπερασμένων στοιχείων

Η προσεγγιστική σειρά δίνει μια ακριβή σχέση όσο το N πλησιάζει το άπειρο (το $\hat{h}$ πλησιάζει το h). Με μια προσεκτική επιλογή των βασικών συναρτήσεων w_i, οι μη καθορισμένοι συντελεστές h_i γίνονται οι τιμές των υδραυλικών υψών στους κόμβους με συντεταγμένες (x,y,z). Βασική για την υπολογιστική αποτελεσματικότητα της μεθόδου πεπερασμένων στοιχείων είναι η χρήση συνεχών βασικών συναρτήσεων με ξεχωριστά βήματα, οι οποίες είναι μη μηδενικές μόνο πάνω από ένα μικρό κομμάτι της περιοχής μελέτης. Ενώ πολύ τύποι βασικών συναρτήσεων μπορούν να χρησιμοποιηθούν (Lapidus & Pinder, 1982), ο κώδικας PTC χρησιμοποιεί γραμμικές βασικές συναρτήσεις με ξεχωριστά βήματα ανάμεσα σε γειτονικούς κόμβους πεπερασμένων στοιχείων.

Η μέθοδος πεπερασμένων στοιχείων συνεχίζει επισημαίνοντας ότι αν και ο διαφορικός τελεστής L, που λειτουργεί στο h, ισούται με μηδέν, όταν το L λειτουργεί στην προσεγγιστική συνάρτηση εισάγεται ένα σφάλμα. Έτσι με μαθηματικούς τύπους η (3.4) γράφεται ως:

$$L(h) = 0 \qquad (3.6)$$

ενώ,

$$L(\hat{h}) = R \qquad (3.7)$$

Οπού R: Υπολειμματικό σφάλμα

Για την επίλυση της (3.5) με χρήσης της μεθόδου πεπερασμένων στοιχείων προσπαθούμε να ελαχιστοποιήσουμε το υπολειμματικό σφάλμα R. Αυτό γίνεται αρχικά με τη θεώρηση μιας ολόκληρης σειράς w_j. Αν το υπολειμματικό σφάλμα R εξαναγκαστεί να γίνει ορθογώνιο, για κάθε πιθανή τιμή του w_j, ουσιαστικά εξαναγκάζεται να μηδενιστεί και με αυτό το τρόπο επιτυγχάνεται μια λύση της (3.5). Διαφορετικά έχουμε:

$$L(\hat{h}) = L(h) \text{ όταν } R = 0 \qquad (3.8)$$

Σύμφωνα με τους Babu et al (1997) ο κώδικας PTC χρησιμοποιεί την ίδια ομάδα συναρτήσεων για τις συναρτήσεις βάρους w_j όπως και για τις βασικές εξισώσεις w_i, διαδικασία που ονομάζεται μέθοδος Galerkin. Επομένως, τα w_i και w_j χρησιμοποιούνται εναλλακτικά στο υπόλοιπο αυτής της εργασίας.

Με περαιτέρω ανάλυση προκύπτει η εξίσωση 3.9

$$\iint_{\Omega} \left[K_{xx}\left(\sum_{j=1}^{N} h_j \frac{\partial w_j}{\partial x}\right)\frac{\partial w_i}{\partial x} + K_{yy}\left(\sum_{j=1}^{N} h_j \frac{\partial w_j}{\partial y}\right)\frac{\partial w_i}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zz}\frac{\partial}{\partial z}\sum_{j=1}^{N} h_j w_j\right) w_i + S\frac{\partial}{\partial t}\left(\sum_{j=1}^{N} h_j w_j\right) w_i - Q w_i\right] dx\,dy - \int_{\sigma} \left[K_{xx}\frac{\partial \hat{h}}{\partial x} l_x + K_{yy}\frac{\partial \hat{h}}{\partial y} l_y\right] w_i\, d\sigma = 0 \qquad (3.9)$$

Όπου:

i=1,2,…,N

Ω: Περιοχή ολοκλήρωσης που καλύπτει ολόκληρη την οριζόντια τομή της περιοχής ροής

l_x, l_y: Συνημίτονα κατεύθυνσης των γωνιών που σχηματίζονται μεταξύ του κανονικού και του διατμητικού ορίου σ, στους άξονες x και y αντίστοιχα.

3.2.3 Εφαρμογή μεθόδου πεπερασμένων διαφορών

Με χρήση των διανυσμάτων η εξίσωση 3.9 γίνεται:

$$\boldsymbol{A}h + \boldsymbol{B}\frac{\partial h}{\partial t} - v + f = 0 \qquad (3.10)$$

Όπου τα **A** και **B** είναι N×N πίνακες και τα h, $\partial h/\partial t$, v και f είναι διανύσματα στήλης μήκους N. Τα στοιχεία των **A, B,** v και f είναι αυτά που αναφέρονται στις εξισώσεις 3.11-314

$$A_{i,j} = \iint_{\Omega} \left[K_{xx}\frac{\partial w_i}{\partial x}\frac{\partial w_j}{\partial x} + K_{yy}\frac{\partial w_i}{\partial y}\frac{\partial w_j}{\partial y}\right] dx\,dy \qquad (3.11)$$

$$B_{i,j} = \iint_{\Omega} S w_i w_j\, dx\,dy \qquad (3.12)$$

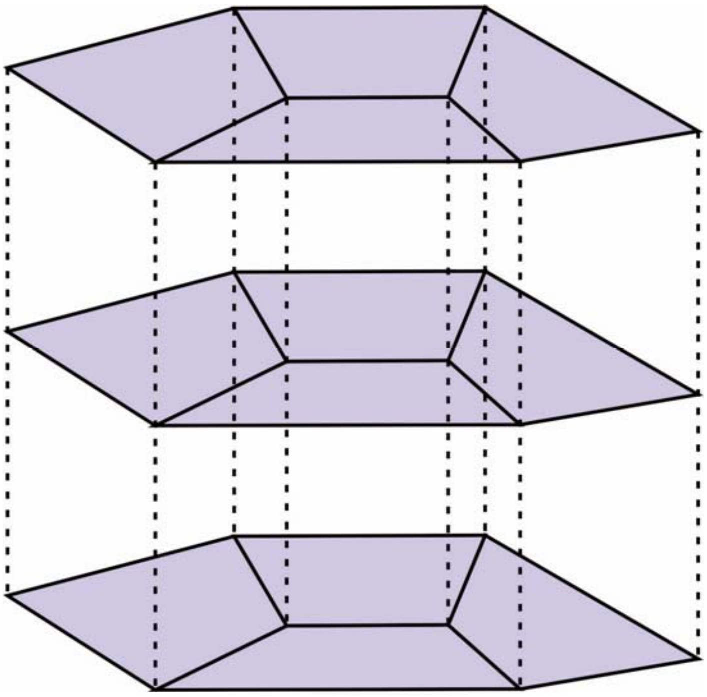
$$f_i = -\iint_{\Omega} Q w_i\, dx\,dy - \int_{\sigma} \left[K_{xx}\frac{\partial \hat{h}}{\partial x} l_x + K_{yy}\frac{\partial \hat{h}}{\partial y} l_y\right] w_i\, d\sigma \qquad (3.13)$$

$$v_i = \sum_{j=1}^{N} \left[\iint_{\Omega} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h_j}{\partial z} \right) w_i w_j \, dx \, dy \right] \qquad (3.14)$$

Όπου το f περιλαμβάνει τις γνωστές οριακές συνθήκες.

<u>Η κάθετη παράγωγος</u>

Βασικό χαρακτηριστικό αυτού του υπολογιστικού κώδικα είναι η χρήση ενός σχήματος κεντρικών διαφορικών εξισώσεων για τις χωρικές παραγώγους της εξίσωσης (3.14) στη z κατεύθυνση. Η κάθετη διακριτοποίηση επιτυγχάνεται με την επανάληψη των οριζόντιων δικτύων πεπερασμένων στοιχείων σε στρώματα, με τους κόμβους να βρίσκονται ο ένας πάνω στον άλλο, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1



Σχήμα 3.1: Σχηματική αναπαράσταση ενός οριζόντιου πλέγματος πεπερασμένων στοιχείων, στοιβαγμένα το ένα πάνω στο άλλο, δημιουργώντας την τρισδιάστατη διακριτοποίηση (Babu et al., 1997)

Αυτό σημαίνει ότι στην οριζόντια διεύθυνση μπορεί να χρησιμοποιηθεί μια μονοδιάστατη εξίσωση πεπερασμένων διαφορών για την προσέγγιση της εξίσωσης (3.14). Χρησιμοποιώντας για κάθετο δείκτη κ, όπου k=1 για το κατώτερο στρώμα, αυτή η προσέγγιση γραμμένη σε μορφή διανυσμάτων δίνει την σχέση 3.15

$$\mathrm{v} \cong C_k^{+}(h_{k+1} - h_k) - C_k^{-}(h_k - h_{k-1}) \qquad (3.15)$$

όπου ο αρμονικός μέσος των παρακείμενων στρωμάτων χρησιμοποιείται για τον καθορισμό των στοιχείων του C_k^{+}, κάθετου όρου μεταξύ των στρωμάτων k και k+1, και C_k^{-} ο κάθετος όρος μεταξύ των στρωμάτων k και k+1

$$C_{i,j,k}^{\pm} = \iint_{\Omega} \frac{2}{\Delta z_k\left[(\Delta z/K_{zz})_{k\pm1} + (\Delta z/K_{zz})_k\right]} w_i w_j \, dx \, dy \quad (3.16)$$

Όπου Δz_k το πάχος του k στρώματος στο σημείο της προσέγγισης. Ο αρμονικός μέσος δίνει τα πιο ακριβή αποτελέσματα σε ετερογενείς περιπτώσεις, οι οποίες είναι και οι πιο κοινές. Έτσι από τις παραπάνω εξισώσεις για ένα τυπικό k στρώμα προκύπτει η εξίσωση 3.17

$$A_k h_k + B_k \frac{\partial h_k}{\partial t} - \left[C_k^{+}(h_{k+1} - h_k) - C_k^{-}(h_k - h_{k-1})\right] + f_k = 0 \qquad (3.17)$$

Όπου το h_k αντιπροσωπεύει το διάνυσμα των υδραυλικών υψών h στο k στρώμα, k=1,2,…,M με M τον αριθμό των στρωμάτων στην z διεύθυνση.

Η παράγωγος του χρόνου

Η πιο ακριβής λύση για προβλήματα υπόγειας ροής είναι η προσέγγιση της παραγώγου του χρόνου με οπίσθια διαφορά (backward difference). Στην αναπαράσταση οπίσθιας διαφοράς χρησιμοποιείται διόρθωση πρώτης τάξης για να προσεγγιστεί η παράγωγος του χρόνου και οι χωρικές παράγωγοι καταγράφονται στο νέο χρονικό επίπεδο.

Έτσι χρησιμοποιώντας αυτό το σύστημα για την παράγωγου του χρόνου στην εξίσωση (3.17) προκύπτει για κάθε στρώμα:

$$A_k h_k^{t+\Delta t} + \frac{(B_D)_k}{\Delta t}[h_k^{t+\Delta t} - h_k^t] - [C_k^+(h_{k+1} - h_k) - C_k^-(h_k - h_{k-1})]^{t+\Delta t} + f_k^t = 0 \quad (3.18)$$

Η παραπάνω εξίσωση είναι η πλήρως διακριτοποιημένη μορφή της (3.1) και έχει ως αποτέλεσμα M×N εξισώσεις, όπου N είναι άγνωστοι σε κάθε M στρώμα (Babu et al., 1997).

3.2.4 Οριακές συνθήκες

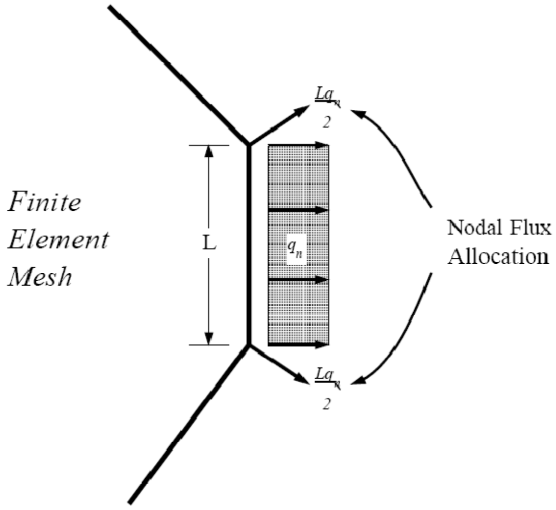
Ο κώδικας PTC δέχεται τριών τύπων οριακές συνθήκες στις εξισώσεις ροής. Οι τρείς τύποι αυτοί είναι του Dirichlet (συγκεκριμένο υδραυλικό ύψος), του Neumann (συγκεκριμένη ροή) και του τρίτου τύπου (διαρροή). Οι οριακές συνθήκες μπορούν να τροποποιηθούν από τον χρήστη κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης. Η προεπιλεγμένη τιμή των οριακών συνθηκών για τα όρια της περιοχής μελέτης είναι δευτέρου τύπου με ροή ίση με μηδέν, δηλαδή θεωρείται περιορισμένος υδροφορέας με αδιαπέρατο το τελευταίο στρώμα, όπως επίσης και τις πλάγιες πλευρές. Επιλέγοντας διαφορετικές οριακές συνθήκες κατά μήκος του πεδίου που έχει οριστεί, ο χρήστης μπορεί να προσομοιώσει διαφορετικές υδρολογικές συνθήκες (Babu et al., 1997).

<u>1^ου^ Τύπου: Συγκεκριμένο υδραυλικό ύψος</u>

Τα όρια με συγκεκριμένο υδραυλικό ύψος μπορούν να οριστούν προσδιορίζοντας τους κόμβους στους οποίους έχουμε συγκεκριμένο υδραυλικό ύψος, καθώς επίσης και το υδραυλικό ύψος σε αυτούς. Ο κώδικας στη συνέχεια υπολογίζει τις γραμμές και τις στήλες του πίνακα που σχετίζονται με αυτούς τους κόμβους. Όταν οι κόμβοι με σταθερό ύψος απαλείφουν από τις εξισώσεις του πίνακα, θα παραμείνουν ($N \times M\text{-}N_c$) εξισώσεις με ($N \times M\text{-}N_c$) αγνώστους, όπου N_c ο αριθμός των κόμβων στους οποίους έχουμε σταθερό υδραυλικό ύψος.

2ου Τύπου: Σταθερή ροή

Η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων παρέχει ένα πολύ απλό τρόπο προσδιορισμού των οριακών συνθηκών 2ου είδους. Με την εφαρμογή του θεωρήματος του Green προκύπτει ένας 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 3.2



Σχήμα 3.2: Κομβική κατανομή της ροής διαμέσου ενός στοιχείου μήκους L (Babu et al., 1997)

Έτσι ο χρήστης πρέπει 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 τη 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.

Τρίτου τύπου

Οι οριακές συνθήκες διαρροής προκύπτουν αντικαθιστώντας στην εξίσωση (3.13) την σχέση (3.19)

$$Q = k_L(h_{j,L}^t - h_{j,k}^t) \qquad (3.19)$$

Όπου $h_{j,k}^t$: Άγνωστο υδραυλικό ύψος στον κόμβο j, στο στρώμα k σε χρόνο t

$h_{j,k}^t$: Αντίστοιχο υδραυλικό ύψος στο σημείο διαρροής

k_L: Αγωγιμότητα της διαρροής (η υδραυλική αγωγιμότητα διαιρεμένη με την απόσταση)

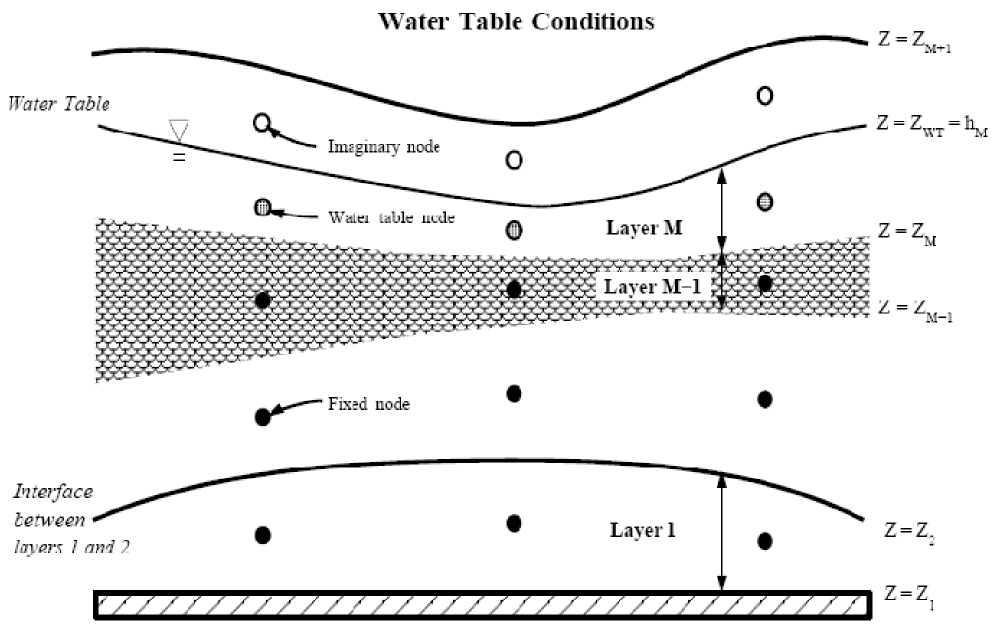
Συνθήκες για τον υδροφόρο ορίζοντα

Η επιβολή οριακών συνθηκών για τον υδροφόρο ορίζοντα ή για ελεύθερο υδροφορέα απαιτεί την εφαρμογή δύο οριακών συνθηκών, οι οποίες εφαρμόζονται στο επίπεδο του νερού στο ανώτερο στρώμα. Στο σχήμα που ακολουθεί υπάρχει μια σχηματική αναπαράσταση που περιλαμβάνει ένα κινούμενο υδροφορέα , ο οποίος υπόκειντιαι σε διήθηση μεγέθους R(x,y,t). Το σταθερό υψόμετρο του ανώτερου ορίου της περιοχής ροή δίνεται από την σχέση 3.20

$$z = z_{M+1}(x, y, t) \qquad (3.20)$$

Και το πραγματικό υψόμετρο του υδροφορέα δίνεται από τη σχέση 3.21

$$z = z_{WT}(x, y, t) \qquad (3.21)$$



Σχήμα 3.3: 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
(Babu et al., 1997)

Η πρώτη οριακή συνθήκη υποδηλώνει ότι το επίπεδο του νερού στο ανώτερο στρώμα (h_M) ορίζει το πάχος του υδροφορέα στο ανώτερο στρώμα ($z_{WT} - z_M$). Σύμφωνα με τα παραπάνω σε κάθε κόμβο πρέπει να ισχύει η σχέση 3.22

$$(z_{WT})_i = (h_M)_i \qquad (3.22)$$

Έχει θεωρηθεί ότι ο υδροφόρος ορίζοντας βρίσκεται πάντα μέσα στο ανώτερο στρώμα (k=M). Έτσι όταν το πρόγραμμα υπολογίζει τα υδραυλικά ύψη στο ανώτερο στρώμα, ελέγχει αν οι τιμές h_M στους κόμβους είναι μέσα στο εύρος των υψομέτρων που αναφέρονται στην σχέση 3.23

$$z_M \leq h_M \leq z_{M+1} \qquad (3.23)$$

Ο κώδικας PTC εμφανίζει μήνυμα λάθους στην περίπτωση που η παραπάνω σχέση παραβιαστεί και στην συνέχεια το πρόγραμμα τερματίζεται. Επιπλέον πρέπει να ικανοποιούνται οι αρχικές συνθήκες για τα υδραυλικά ύψη. Αφού το z_{WT} προσδιορίζει το πάχος του ανώτερου στρώματος, το οποίο εμφανίζεται στους πίνακες συντελεστών, η εξίσωση (3.22) εισάγει τη μη γραμμικότητα στη λύση των εξισώσεων του συστήματος ροής. Αυτή η μη γραμμικότητα διευθετείται μέσω επαναλήψεων στο δεύτερο βήμα του διαχωριστικού αλγόριθμου (Babu et al., 1997).

Η δεύτερη οριακή συνθήκη για τον υδροφορέα περιγράφει τη μεταβλητή απόκριση του υδροφόρου ορίζοντα στην διήθηση. Θεωρώντας S_y την ειδική απόδοση κοντά στον υδροφόρο ορίζοντα προκύπτει η εξίσωση 3.24

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} + K_z \frac{\partial h}{\partial z} = R \qquad (3.24)$$

4. Περιγραφή της περιοχής μελέτης

4.1 Προσδιορισμός της περιοχής μελέτης

Η λεκάνη Κερίτη έχει συνολική έκταση περίπου 178 Km^2. Έχει διεύθυνση τον άξονα Βοράς- Νότος και βρίσκεται στο βόρειο κεντρικό τμήμα της επαρχίας Κυδωνίας του νομού Χανιών, σε απόσταση περίπου 15 km από την πόλη των Χανίων. Εκτείνεται στο βορά από το Γεράνι μέχρι τον Πλατανιά και νοτίως φτάνει μέχρι τις κορυφές των Λευκών Ορέων. Η λεκάνη του Κεριτη ανήκει κατά το μεγαλύτερο μέρος της στο δήμο Μουσούρων, αλλά και στους δήμους Πλατανιά, Θερίσσου και Νέας Κυδωνίας. Περιλαμβάνει 19 κοινότητες και εντός και περιμετρικά της περιοχής της λεκάνης βρίσκονται τα χωριά Φουρνές, Σκηνές, Ασκόρδαλος, Αλικιανός, Βατόλακκος, Κουφός, Αγιά, Μεσκλά, Βρύσσες, Λάκκοι, Βαρύπετρο, Πλατανιάς, Γεράνι και Κάρες.

Η περιοχή ενδιαφέροντος, στην οποία εφαρμόστηκε η προσομοίωση με το πρόγραμμα Argus One και με χρήση του κώδικα PTC (Princeton Transport Code), είναι η περιοχή της Αγιάς, που αποτελεί τμήμα της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης Κερίτη. Έχει συνολική έκταση περίπου 30 Km^2 και περιλαμβάνει τμήματα των περιοχών της Αγιάς, του Αλικιανού, του Κουφού και του Σκινέ. Στην περιοχή αυτή υπάρχουν πολυάριθμα σημεία εμφάνισης νερού, και συγκεκριμένα γεωτρήσεις, πηγάδια και πηγές. (Λιονής & Περλέρος, 2001)

4.2 Περιγραφή της περιοχής μελέτης

Η ονομασία της λεκάνης του Κερίτη προέρχεται από τον ομώνυμο ποταμό, ο οποίος αναφέρεται από τον Όμηρο σαν Ιαρδανός, 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 και πηγάζει από τα Λευκά όρη σε υψόμετρο περίπου 1900 m. Το δέλτα του ποταμού, που είναι στη τουριστική περιοχή Πλατανιά, καθώς και η τεχνητή λίμνη στη περιοχή της Αγιάς, είναι προστατευόμενες περιοχές από το δίκτυο NATURA 2000 (κωδικός GR434006). Όλη η κοιλάδα έχει ενδιαφέρον λόγω της σημαντικής δεντρώδους ανάπτυξης. Η κοιλάδα του Φασά έχει ενδημικές φτέρες και συστάδες με καστανιές. Στο χείμαρρο Κερίτη εκβάλλουν οι παραπόταμοι ή παραχείμαρροι Μεσκλιανός, 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. Γενικά η βλάστηση είναι ελάχιστη με εξαίρεση το ενδιάμεσο τμήμα που είναι ημιορεινό και λοφώδες με πυκνότερο υδρογραφικό δίκτυο, όπου η βλάστηση είναι πιο πλούσια. Περιλαμβάνει σχηματισμούς φυλλιτών και χαλαζιτών. Το βόρειο τμήμα τέλος, είναι πεδινό, με πλούσια βλάστηση και υδροφορία. Σε αυτό το τμήμα βρίσκεται ο υγρότοπος της Αγιάς (Καρατζάς & Νικολαΐδης, 2010).

Η τεχνητή λίμνη της Αγιάς δημιουργήθηκε πάνω σε ένα μικρό παραπόταμο του ποταμού Κερίτη, κατά την περίοδο 1927-1928, παρότι πολλοί υποστηρίζουν ότι δημιουργήθηκε πάνω σε έναν εκτεταμένο βάλτο, με την κατασκευή φράγματος. Η σημερινή τεχνητή λίμνη διακόπτει ουσιαστικά τη συνέχεια ενός παραπόταμου του Κερίτη, ενώ τροφοδοτείται με νερό από πηγές και το υπόλοιπο υδρογραφικό δίκτυο της λεκάνης απορροής της λίμνης. Ενδεικτικά οι εισροές προς τη λίμνη προέρχονται από τις υπερχειλίσεις των παραλίμνιων πηγών και από τις απορροές του υδρογραφικού δικτύου της λεκάνης απορροής της λίμνης, όπως είναι κυρίως ποτάμια και ρέματα που βρίσκονται ανάντη της λίμνης. Οι εκροές της λίμνης αφορούν κυρίως την υδροληψία του Υ.Η.Σ./Δ.Ε.Η. μόνο την χειμερινή περίοδο με προσαγωγούς από το θυρόφραγμα, την υδροληψία του δυτικού κλάδου του Ο.Α.ΔΥ.Κ., όπου μέσω του προσαγωγού της Δ.Ε.Η. τροφοδοτείται ο αγωγός Πατελαρίου, την εξάτμιση και τις απώλειες – διηθήσεις στον πυθμένα της λίμνης (Καρατζάς & Νικολαΐδης, 2010).

Η στάθμη της λίμνης δεν παραμένει σταθερή σε ετήσια βάση, καθώς εξαρτάται από τις υδρολογικές συνθήκες της περιοχής, αλλά και από την ένταση των χρήσεων του νερού. Η ανώτερη στάθμη, που ορίζεται αναγκαστικά από την υπερχείλιση είναι σε υψόμετρο 38 m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, ενώ το βαθύτερο σημείο του πυθμένα βρίσκεται στα 34 m. Στα 36 m έχει οριστεί η στάθμη για την ασφάλεια των φυσιολογικών διεργασιών του υγροτόπου της Αγιάς.

Η επιφανειακή λεκάνη απορροής της λίμνης είναι διαφορετική από εκείνη του ποταμού Κερίτη, που διατρέχει την περιοχή και περιλαμβάνει κυρίως τις πλαγιές βόρεια του χωριού Βαρύντρου. Στα ανατολικά ο παραπόταμος Ξεκολωμένος παροχετεύει τα νερά του στην λίμνη. Ο ποταμός Κερίτης, που διατρέχει την περιοχή στα δυτικά της λίμνης Αγυιάς, στο μεγαλύτερο τμήμα του χαρακτηρίζεται ως ποταμός περιοδικής ροής και είναι τυπικός οικότοπος Μεσογειακού ποταμού. Το ανάντη από την περιοχή της λίμνης τμήμα του ποταμού χαρακτηρίζεται ως χείμαρρος, ενώ κατάντη και εφόσον υπάρχουν διαθέσιμα – πλεονάζοντα νερά από τη λίμνη, είναι δυνατό να δημιουργηθεί μόνιμη ροή αλλά περιορισμένης έκτασης και διάρκειας, καθώς η καρστική υδροτροφοδοσία και γεωμορφολογά της περιοχής δημιουργεί και πάλι τη διακοπτόμενη ροή του ποταμού (Λιονής & Περλέρος, 2001).

4.3 Υδρολογικά και μετεωρολογικά δεδομένα

Τα χαρακτηριστικά των βροχομετρικών και μετεωρολογικών σταθμών που βρίσκονται εντός ή κοντά στην περιοχή μελέτης φαίνονται στον Πίνακα 4.1.

Κωδικός σταθμού	Ονομασία	Τοποθεσία ΕΓΣΑ ΄87		Υψόμετρο (m)
		X	Y	
MT4	Αλικιανός	492238	3922549	66,3
MT3	Αγροκήπιο	502876,3	3927430	8
MT41	Ταυρωνίτης	484018,4	3930876	15,4
RG20	Παλαιά Ρουματα	479746,3	3917260	316
RG29	Πρασσές	486286,5	3914250	520

Πίνακας 4.1: Πίνακας σταθμών περιοχής μελέτης

4.4 Κλιματολογικά στοιχεία

4.4.1 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<X<150). Στις ημιορεινές και ορεινές περιοχές ο χαρακτήρας μετατρέπεται σε έντονο μεσο-μεσογειακό (75<X<100), ασθενή μεσο-μεσογειακό (40<X<75), υπομεσογειακό (0<X<40), ενώ μόνο η κορυφή των Λευκών Ορέων υπάγεται στον υποξηρικό ψυχρό με περίοδο υπόξηρη χαρακτήρα.(X=0) (Λιονής & Περλέρος, 2001).

Η μορφολογία του εδάφους και η θέση της Κρήτης στο κέντρο της Μεσογείου έχουν άμεση επίδραση στο κλίμα του νομού Χανίων, που χαρακτηρίζεται εύκρατο μεσογειακό και ιδιαίτερα ξηροθερμικό, με την ηλιοφάνεια να καλύπτει το 70% των ημερών του έτους. Ο χειμώνας είναι ήπιος, και ο καιρός από το Νοέμβριο μέχρι τον Μάρτιο χαρακτηρίζεται κρύος, όχι όμως παγερός, με συχνές βροχοπτώσεις.

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 δε 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 (Λιονής & Περλέρος, 2001).

4.4.2 Θερμοκρασία

Στο νομό Χανίων υπάρχουν 5 σταθμοί μέτρησης της θερμοκρασίας αέρος, του Αγροκηπίου, του Αλικιανού, των Καλυβών, του Βάμου και της 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	Μέση ετήσια θερμοκρασία °C	Μέση ελάχιστη μηνιαία θερμοκρασία °C	Μέση μέγιστη μηνιαία θερμοκρασία °C	Ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος °C
Αλικιανός	16,96	8	26	18

Πίνακας 4.2: Θερμοκρασιακά δεδομένα για τον μετεωρολογικό σταθμό του Αλικιανού (Λιονής & Περλέρος, 2001)

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 ετήσια 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^{o}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 βάση τα παραπάνω μπορούμε να καταλήξουμε στα εξής συμπεράσματα:

- Η πεδινή ζώνη της Κρήτης αποτελεί κλιματικά μια μετάβαση από το Μεσογειακό προς το ημιερημικό 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^{o}C. Οι θερμοκρασιακές αποκλίσεις είναι ήπιες.

- Η ορεινή ζώνη της Κρήτης εμφανίζει μεγαλύτερες θερμοκρασιακές αποκλίσεις, μέση ετήσια θερμοκρασία 2-3^{o}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^{o}C χαμηλότερη.

4.4.3 Υγρασία

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 (Λιονής & Περλέρος, 2001).

4.4.4 Βροχόπτωση

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 490 mm, στο Ηράκλειο 470 mm ενώ στους σταθμούς Αλικιανού και Σούδας 824 mm και 600 mm 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 15 ημέρες για Δεκέμβριο/Ιανουάριο έως 0,3 για τον Ιούλιο/Αύγουστο. 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 (Λιονής & Περλέρος, 2001).

Μήνες	Μέσες Μηνιαίες Βροχοπτώσεις (mm)	Ημέρες βροχής (days/month)	Εξάτμιση από εξατμισόμετρο (mm)
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
Έτος	850,7	88,9	1378

Πίνακας 4.3: Δεδομένα Βροχόπτωσης (Λιονής & Περλέρος, 2001)

4.4.5 Άνεμοι

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 (Λιονής & Περλέρος, 2001).

4.4.6 Ηλιοφάνεια- Νέφωση- Ομίχλη

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 (Λιονής & Περλέρος, 2001).

4.5 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. Γεωλογικά η λεκάνη Κερίτη χαρακτηρίζεται από τέσσερις κύριους γεωλογικούς σχηματισμούς όπως αναφέρει ο Τσαΐμος (2009)

- **Ανθρακικά πετρώματα**: Καταλαμβάνουν το ΝΑ τμήμα της λεκάνης Κερίτη, και επεκτείνονται πολύ νοτιότερα, και πέραν των ορίων της εν λόγω υδρολογικής λεκάνης, έως τον κύριο ασβεστολιθικό όγκο των Λευκών Ορέων. Αποτελούνται από ασβεστολιθικά και δολομιτικά πετρώματα και μπορούν να ομαδοποιηθούν γενικότερα σε καρστικούς σχηματισμούς. Χαρακτηρίζονται γενικά από υψηλή υδροπερατότητά και η ύπαρξη τους ευνοεί δημιουργία υπόγειων υδροφορέων.

Οι σχηματισμοί αυτοί δεν εμφανίζουν σαφή στρώση και το πάχος τους ξεπερνάει τα 500 μέτρα.

- **Φυλλίτες -Χαλαζίτες**: Συναντώνται στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης και εμφανίζονται σε μικρότερη έκταση και στο βόρειο τμήμα της. Είναι γενικά μη υδατοπερατοί σχηματισμοί και αποτελούν συνήθως τα όρια των υπογείων υδάτων. Οι φυλλίτες με σημαντικές ενστρώσεις χαλαζιτών και ψαμμιτών δομούν, 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.

- **Νεογενείς σχηματισμοί** : Στην λεκάνη Κερίτη αναπτύσσονται τα κροκαλοπαγή, νότια της Αγιάς και στο βορειοδυτικό κομμάτι της λεκάνης στην περιοχή του Γερανίου και των Βρυσσών. Είναι ανθρακικής προέλευσης με ανθρακικό συνδετικό υλικό, με γνώρισμα την υδροπερατότητά τους. Στα νεογενή πετρώματα περιλαμβάνονται πορώδεις μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και μάργες του Μειόκαινου, καθώς και μάργες, μαργαϊκοί ψαμμίτες, κροκαλομιγείς μάργες και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι του Πλειόκαινου. Οι διλουβιακοί σχηματισμοί απαντώνται κυρίως στην περιοχή της Αγιάς.

- **Τεταρτογενείς σχηματισμοί**: Είναι οι νεότερες αποθέσεις και αποτελούνται από αδρομερή εν γένει υλικά, καθώς και αργίλους, άμμους και καταλαμβάνουν ένα σημαντικό τμήμα της λεκάνης στην περιοχή Αγιάς, Αλικιανού, Βατόλακκου, Σκηνέ, Κουφού, με σημαντικό πάχος και αξιόλογη υδροφορία. Οι σχηματισμοί αυτοί όσον αφορά το πάχος τους αλλά και την υδροφορία που παρουσιάζουν, δεν έχουν διερευνηθεί πλήρως. Οι νεογενείς και τεταρτογενείς σχηματισμοί μπορούν να ομαδοποιηθούν, λόγω των παραπλήσιων χαρακτηριστικών τους, στους προσχωματικούς σχηματισμούς. Οι πρόσφατες ολοκαινικές αποθέσεις σημειώνουν μεγάλη ανάπτυξη στην κοιλάδα Αγιάς-Χανίων-Σούδας και στη λεκάνη Κουφού-Κερίτη. Στην κοιλάδα απαντώνται κυρίως λεπτόκοκκοι αργιλοϊλυαμμώδεις σχηματισμοί ενώ στη λεκάνη Κουφού- Κερίτη επικρατούν οι αδρομερείς κροκαλοαμμώδεις αποθέσεις, ποτάμιας προέλευσης.

4.6. Υδρολιθολογική ταξινόμηση γεωλογικών σχηματισμών

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που συναντώνται στη νήσο Κρήτη ταξινομήθηκαν με βάση την υδρολιθολογική τους συμπεριφορά και διαχωρίστηκαν στις κατηγορίες που περιγράφονται παρακάτω.

4.6.1 Καρστικοί σχηματισμοί

Η κυκλοφορία του νερού στους καρστικούς σχηματισμούς γίνεται μέσω του δευτερογενούς πορώδους (ασυνέχειες και καρστικά κενά). Ανάλογα με την υδροπερατότητά τους διακρίνονται από τους Περλέρος και συν. (2004) σε 3 κατηγορίες:

- Υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας (Κ1)

  Η κυκλοφορία του νερού γίνεται εδώ μέσω του δευτερογενούς πορώδους (ρωγμές, καρστικά κενά). Σε αυτή την κατηγορία κατατάσσονται ασβεστόλιθοι, δολομίτες, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και μάρμαρα υψηλής έως μέτριας διαπερατότητας. Επιπλέον περιλαμβάνουν τους έντονα καρστικοποιημένους ανθρακικούς σχηματισμούς της ζώνης της Τρίπολης, τα ανθρακικά Τρυπαλίου και τους κρυσταλλικούς Τριαδικούς ασβεστόλιθούς και δολομίτες της Ιονίου ζώνης. Σε τέτοιου είδους πετρώματα αναπτύσσονται υψηλού δυναμικού υπόγειες υδροφορίες που εκφορτίζονται μέσω μεγάλων καρστικών πηγών

- Μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (Κ2)

  Σε αυτή την κατηγορία κατατάσσονται ασβεστόλιθοι μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας. Περιλαμβάνονται εδώ οι ασβεστόλιθοι της ζώνης της Πίνδου, οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι Ιουρασικής-Ηωκαινικής ηλικίας της Ιονίου ζώνης και οι μικρότερες ανθρακικές εμφανίσεις των εσωτερικών καλυμμάτων. Η κυκλοφορία του νερού στους σχηματισμούς αυτούς ελέγχεται από τις παρεμβολές πυριτόλιθων, κερατόλιθων και αργιλικών σχιστόλιθων. Αναπτύσσονται σε αυτή την περίπτωση μέσου ή μικρού δυναμικού υπόγειες υδροφορίες. Ανάλογα με τη θέση τους, οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούν το υδρογεωλογικό υπόβαθρο των υψηλής υδροπερατότητας ανθρακικών σχηματισμών, όταν έχουν μικρή υδροπερατότητα και η τεκτονική τους θέση το επιτρέπει.

- Μειοκαινικά ασβεστολιθικά λατυποκροκαλοπαγή Τοπολίων, μέτριας έως υψηλής διαπερατότητας (Κ3)

  Τα πετρώματα αυτά παρουσιάζουν τόσο πρωτογενές όσο και δευτερογενές πορώδες. Αναπτύσσονται σε αυτά αξιόλογες υδροφορίες που εκφορτίζονται μέσω αξιόλογων πηγών.

4.6.2 Πορώδεις σχηματισμοί

Η κυκλοφορία του νερού στους σχηματισμούς αυτούς πραγματοποιείται μέσω του πρωτογενούς πορώδους (πορώδες κόκκων). Ανάλογα με την υδροπερατότητά τους διακρίνονται από τους Περλέρος και συν. (2004) σε 3 κατηγορίες:

- Κοκκώδεις προσχωματικές κυρίως αποθέσεις κυμαινόμενης υδροπερατότητας (Π1)

  Η κυκλοφορία του νερού στις αποθέσεις αυτές γίνεται μέσω του πρωτογενούς πορώδους. Σε αυτή την κατηγορία κατατάσσονται οι αλλουβιακές αποθέσεις, οι ποτάμιες και θαλάσσιες αναβαθμίδες, τα κροκαλοπαγή ποτάμιας προέλευσης, τα πλευρικά κορήματα και οι κώνοι κορημάτων. Σε περιπτώσεις που οι σχηματισμοί των πλευρικών κορημάτων, των κώνων κορημάτων και των αναβαθμίδων καλύπτουν μικρή έκταση και έχουν μικρό πάχος, δεν έχουν υδρογεωλογική σημασία. Αναπτύσσονται κυρίως στις σύγχρονες αποθέσεις των ποταμών και των χειμάρρων αξιόλογες φρεάτιες υδροφορίες. Κοντά στη θάλασσα οι υδροφορίες αυτές έχουν υποστεί, κατά θέσεις, υποβάθμιση εξαιτίας υφαλμύρινσης.

- Μειοκοινικές και πλειοκοινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (Π2)

  Σε αυτή την περίπτωση η κυκλοφορία του νερού γίνεται μέσω του πρωτογενούς πορώδους. Σε αυτή την κατηγορία κατατάσσονται τα κροκαλοπαγή και οι μαργαΐκοί ασβεστόλιθοι των νεογενών σχηματισμών. Καταλαμβάνουν τις παρυφές των ορεινών ασβεστολιθικών όγκων και μερικές φορές τροφοδοτούνται πλευρικά από του ασβεστόλιθους, όταν η πιεζομετρία το επιτρέπει. Αναπτύσσονται εδώ επιμέρους υπόγειες υδροφορίες, μέσου έως μικρού δυναμικού
- Κοκκωειδείς μη προσχωματικές αποθέσεις μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (Π3)

  Σε αυτή την κατηγορία κατατάσσονται οι πλειοκαινικές και μειοκαινικές μάργες, καθώς και ο αδιαίρετος σχηματισμός του νεογενούς. Τοπικά στον αδιαίρετο σχηματισμό των νεογενών αναμένεται η ανάπτυξη υδροφοριών μέσα σε παρεμβολές κροκαλοπαγών ή μαργαΐκών ασβεστόλιθων. Κατά θέσεις στις νεογενείς αποθέσεις αναπτύσσονται στρώματα γύψου που παρουσιάζουν αξιόλογη υδροφορία έντονα υποβαθμισμένη εξαιτίας των θειΐκών ιόντων

4.6.3 Αδιαπέραστοι σχηματισμοί

Πρόκειται για πρακτικά αδιαπέραστους ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμούς. Ανάλογα με την υδροπερατότητά τους διακρίνονται από τους Περλέρος, και συν. (2004) σε 2 κατηγορίες:

- Πρακτικά αδιαπέρατοι σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (Α1)
  Σε αυτή την κατηγορία περιλαμβάνονται σχηματισμοί του φλύσχη των διαφόρων ζωνών. Κατά θέσεις εντός των στρωμάτων του φλύσχη αναπτύσσονται τοπικού χαρακτήρα υδροφορίες μικρού έως μέσου δυναμικού.

- Πρακτικά αδιαπέρατοι ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής διαπερατότητας (Α2)
  Σε αυτή την κατηγορία περιλαμβάνονται τα μεταμορφωμένα και πυρογενή πετρώματα των διαφόρων ζωνών και καλυμμάτων. Κατά θέσεις στους σχηματισμούς αυτούς, τόσο εξαιτίας του έντονου κερματισμού τους όσο και εξαιτίας της πετρολογικής σύνθεσης τους, αναπτύσσονται επιμέρους, τοπικού χαρακτήρα, υδροφορίες.

4.6.4 Γύψοι

Στο σχηματισμό των γύψων αναπτύσσονται υψηλού δυναμικού υπόγεια υδροφορία εξαιτίας της διάλυσης τους (‘ψευδοκαρστ’) με υψηλή περιεκτικότητα σε θειϊκά ιόντα (Περλέρος και συν., 2004).

4.7 Γεωλογικοί σχηματισμοί στην περιοχή μελέτης

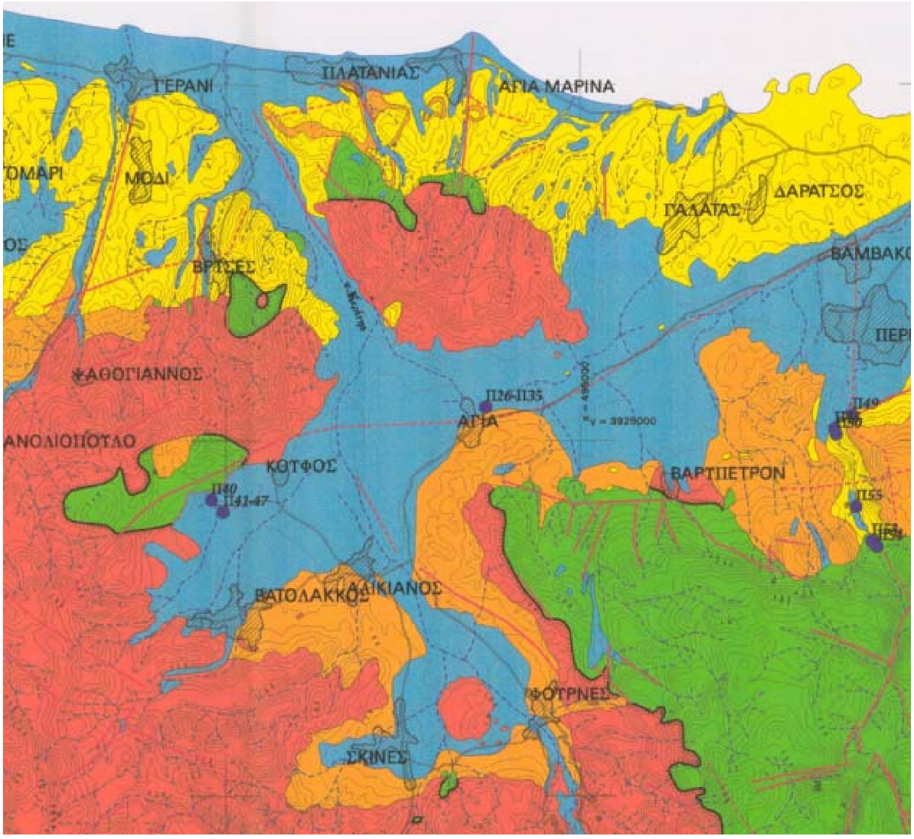
Οι πετρολογικοί σχηματισμοί που συμμετέχουν στη δομή της περιοχής, σύμφωνα με τους Καρατζάς και Νικολαΐδης (2010), διακρίνονται στις παρακάτω κατηγορίες σχηματισμών, όπως φαίνονται στον γεωλογικό χάρτη 4.1 ανάλογα με τα υδρολιθολογικά χαρακτηριστικά τους:

- Πορώδεις μειοκαινικές και πλειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας. Η υδραυλική αγωγιμότητα που χρησιμοποιήθηκε κατά την μοντελοποίηση για τους σχηματισμούς αυτούς ελήφθη από τα τέστ άντλησης που έγιναν στην περιοχή και είναι ίση με 300 m/day. Η περιοχή που βρίσκονται αυτοί οι σχηματισμοί φαίνονται με πράσινο χρώμα στον παρακάτω γεωλογικό χάρτη. (Σχήμα 4.1)

- Πορώδεις προσχωματικοί – μέτρια έως μικρής υδροπερατότητας. Η υδραυλική αγωγιμότητα για αυτά τα πετρώματα είναι ίση με 51,84 m/day και είναι σημειωμένα στον γεωλογικό χάρτη με πορτοκαλί χρώμα.

- Πορώδεις μη προσχωματικοί σχηματισμοί μικρής υδροπερατότητας. Η υδραυλική αγωγιμότητα για αυτά τα πετρώματα είναι ίση με 8,64 m/day, και είναι σημειωμένα στον χάρτη με μπλέ χρώμα.

- Πρακτικά αδιαπέρατοι σχηματισμοί, οι οποίοι είναι σημειωμένοι με κόκκινο χρώμα και έχουν υδραυλική αγωγιμότητα ίση με $8{,}6 \cdot 10^{-5}$ m/day .



Σχήμα 4.1: Γεωλογικοί σχηματισμοί στην περιοχή μελέτης

5. Προετοιμασία μοντέλου

Για την προσομοίωση της κίνησης των υπογείων υδάτων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα ARGUS ONE 4.2.0.w σε συνδυασμό με το μοντέλο **P**rinceton **T**ransport **C**ode (PTC).

5.1 Σύντομη περιγραφή του προγράμματος Argus One – PTC PIE

Το Argus One είναι ένα πρόγραμμα που δημιουργεί πλέγματα πεπερασμένων στοιχείων και πεπερασμένων διαφορών. Επιτρέπει μέσω μιας σειράς εργαλείων που διαθέτει την εισαγωγή ψηφιοποιημένων χαρτών, την εξαγωγή αποτελεσμάτων και την αυτόματη δημιουργία πλεγμάτων. Επιπλέον είναι δυνατή η αντιστοίχηση μεταβλητών τόσο σε ολόκληρο το πλέγμα όσο και σε συγκεκριμένους κόμβους ή στοιχεία του πλέγματος, όπως τιμές για αρχικές και οριακές συνθήκες. Αυτή η αντιστοίχηση γίνεται με τα διάφορα επίπεδα (layers). Η εξαγωγή των αποτελεσμάτων μπορεί να γίνει σε μορφή που να είναι αναγνωρίσιμη από κάθε αριθμητικό κώδικα (Olivares, 1999).

Τα επίπεδα (layers) είναι το βασικό στοιχείο κατά τη λειτουργία του προγράμματος. Μπορεί να παρομοιαστεί σαν ένα διαφανές χαρτί πάνω στο οποίο ο χρήστης εισάγει τις πληροφορίες του κατά περίπτωση εξεταζόμενου σχεδίου. Σχεδιάζοντας το πεδίο ορισμού, πλέγματα και χάρτες σε διαφορετικά επίπεδα τα οποία μπορούν να μετακινηθούν, να διαγραφούν ή να αποκρύπτουν, ο χρήστης μπορεί να προσθέσει ή να μεταβάλλει τμήματα της μελέτης με γραφικό τρόπο (Olivares, 1999).

Διαφορετικά είδη πληροφοριών μπορούν να αποθηκευτούν σε συγκεκριμένους τύπους επιπέδων. Τα βασικά είδη επιπέδων που χρησιμοποιούνται είναι τα εξής:

- Επίπεδα πληροφοριών (Information layers): Χρησιμοποιούνται για τον συσχετισμό των μεταβλητών με το πλέγμα. Για παράδειγμα σε τέτοιου είδους επίπεδα προσδιορίζεται η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους.

- Επίπεδα χαρτών (Map layers): Χρησιμοποιούνται για την εισαγωγή ψηφιοποιημένων χαρτών. Αυτό επιτρέπει στο χρήστη να προσδιορίσει τα όρια του πεδίου ορισμού από το χάρτη ή απλά να χρησιμοποιήσει το χάρτη ως σημείο αναφοράς. Τα επίπεδα χαρτών, επιπλέον, επιτρέπουν την κατασκευή γραφημάτων ισοδυναμικών γραμμών ή επιφανειών τριών διαστάσεων.

- Επίπεδα δεδομένων (Data layers): Χρησιμοποιούνται για την εισαγωγή δεδομένων άλλων προγραμμάτων στο Argus One. Τα δεδομένα αυτά έχουν πολλαπλές χρήσεις, όπως είναι η δημιουργία γραφικής απόδοσης διάφορων αποτελεσμάτων.

Τα παραπάνω επίπεδα μπορούν να δημιουργηθούν ή να καταργηθούν από τον χρήστη. Κάθε φορά που το πρόγραμμα εκκινεί, δημιουργείται ένα απλό περιβάλλον που αποτελείται από επτά επίπεδα (Domain Outline, Density, TriMesh, QuadMesh, Grid, Data και Maps). Για να χρησιμοποιηθεί το περιβάλλον Argus για την μοντελοποίηση προβλημάτων υπόγειας ροής, πρέπει να χρησιμοποιηθεί η προέκταση PTC (PTC plug-in extension), έτσι ώστε να αλλάξει η δομή των επιπέδων και να τροποποιηθούν αρκετές άλλες επιλογές (Olivares, 1999).

Το PTC GUI-PIE εγκαθιστά τις εντολές επιλογών στο μενού PIEs. Έτσι λειτουργεί ως πίνακας ελέγχου για τη δημιουργία νέων σχεδίων PTC, την επεξεργασία των παραμέτρων ήδη υπαρχόντων αρχείων PTC και την επεξεργασία των αποτελεσμάτων του PTC.
Τα επίπεδα που δημιουργούνται όταν αρχίζει ένα νέο σχέδιο PTC είναι τα παρακάτω:

- PTC Domain Outline: Αυτό το επίπεδο χρησιμοποιείται για τον ορισμό της περιοχής μελέτης. Ουσιαστικά είναι μια γραφική αναπαράσταση σε ένα επίπεδο της επιφάνειας που θα εξεταστεί. Γενικά είναι ένα κλειστό πολύγωνο, που προσομοιάζει τον πραγματικό χάρτη της περιοχής ενδιαφέροντος.

- PTC Mesh Density: Η πυκνότητα χρησιμοποιείται για να ορίσει το επιθυμητό μέσο μήκος της πλευράς των στοιχείων του πλέγματος, όταν αυτό δημιουργείται αυτόματα από το πρόγραμμα.
- PTC Mesh: Αυτό το επίπεδο χρησιμοποιείται για τη δημιουργία του πλέγματος, τριγωνικού ή τετραγωνικού ανάλογα με την επιλογή που έγινε κατά την δημιουργία του σχεδίου PTC.
- PTC Data: Χρησιμοποιείται για την εισαγωγή δεδομένων από εξωτερικά προγράμματα στο Argus One.
- Maps: Το επίπεδο αυτό χρησιμοποιείται για την εισαγωγή ψηφιοποιημένων χαρτών.
- PTC Output Graphs: Χρησιμοποιείται για τη δημιουργία γραφικών για τα υδραυλικά ύψη και για τις συγκεντρώσεις από το επίπεδο PTC Data.
- Rain: Αυτό το επίπεδο χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της διήθησης της βροχής στο ανώτερο στρώμα.
- Bottom Elevation: Αυτό το επίπεδο χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό του υψομέτρου στο κατώτερο στρώμα.

Εκτός από τα επίπεδα που ήδη αναφέρθηκαν, δημιουργούνται και τα παρακάτω επίπεδα τα οποία περιέχουν πληροφορίες και σχετίζονται με τον αριθμό των στρωμάτων που έχουμε ορίσει. Κάποια από αυτά τα στρώματα που αναφέρονται στις οριακές συνθήκες περιέχουν μεταβλητές που σχετίζονται με τις διάφορες χρονικές περιόδους μελέτης. Για κάθε γεωλογικό στρώμα δημιουργούνται τα παρακάτω επίπεδα:

- Elevation L1: Το επίπεδο αυτό χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό του υψομέτρου του στρώματος.

- Conductivity L1: Το επίπεδο αυτό χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας. Περιέχει τρείς μεταβλητές, μια για κάθε διεύθυνση: xConductivity L1, yConductivity L1, and zConductivity L1.
- Initial Heads L1: Αρχικές συνθήκες για την ροή (υδραυλικά ύψη).
- Storativity L1: Αποθηκευτικότητα.
- BC Flow L1: Οριακές συνθήκες για την ροή. Αυτό το επίπεδο περιέχει δύο ή περισσότερες μεταβλητές: BC Type L1 και BC Stress[j]. Ο δείκτης j σχετίζεται με τον αριθμό των χρονικών περιόδων μελέτης. Η μεταβλητή BC Type μπορεί να έχει την τιμή 1 ή 2, όπου το 1 αντιπροσωπεύει οριακή συνθήκη τύπου 1 (Dirichlet), δηλαδή σταθερό υδραυλικό ύψος και το 2 οριακή συνθήκη τύπου 2, δηλαδή σταθερή ροή.
- Dispersivity L1: Διασπορά. Περιέχει τρείς μεταβλητές, μια για κάθε διεύθυνση: xDispersivity L1, yDispersivity L1, zDispersivityL1.
- Porosity L1: Πορώδες.
- Adsorption L1: Προσρόφηση. Περιέχει τρείς μεταβλητές: alpha, beta και gamma.
- Initial Concentration L1: Αρχικές συνθήκες μεταφοράς ρύπου (συγκεντρώσεις).
- BC Transport L1: Οριακές συνθήκες για την μεταφορά ρύπου. Αυτό το επίπεδο περιέχει δύο ή περισσότερες μεταβλητές: BC Type L1 και BC Stress[j]. Ο δείκτης j σχετίζεται με τον αριθμό των χρονικών περιόδων μελέτης. Η μεταβλητή BC Type μπορεί να πάρει τιμή 1 ή 2, όπου με 1 αντιπροσωπεύει οριακή συνθήκη τύπου 1 δηλαδή συγκεκριμένη τιμή συγκέντρωσης σε κάποιον κόμβο (Dirichlet) και με 2 σταθερή συγκέντρωση του ρύπου στο εισερχόμενο νερό.
- BC Leakage L1: Οριακές συνθήκες για διαρροή. Αυτό το επίπεδο έχει τρείς μεταβλητές: Reference_h_L1, Conductance_L1, Reference_c_L1.

Τέλος δημιουργούνται δύο ακόμη επίπεδα. Αυτά τα επίπεδα εμφανίζονται στο τέλος της λίστας των επιπέδων και δεν επηρεάζονται από τον αριθμό των γεωλογικών στρωμάτων που έχουν οριστεί:

- PTC xvelocities: Χρησιμοποιείται για την εισαγωγή την V_x συνιστώσα της ταχύτητας που προσδιορίστηκε από το PTC στην περιοχή μελέτης.
- PTC yvelocities: Χρησιμοποιείται για την εισαγωγή την V_y συνιστώσα της ταχύτητας που προσδιορίστηκε από το PTC στην περιοχή μελέτης.

Τα βήματα που εμπλέκονται στη δημιουργία, την εκτέλεση και την αξιολόγηση ενός μοντέλου υπογείων υδάτων σύμφωνα με τον Pinder (2002) είναι τα εξής:

1. Μετά την εκκίνηση του Argus One, ο χρήστης μπορεί να ξεκινήσει την ανάπτυξη ενός μοντέλου επιλέγοντας New PTC Project από το μενού PIEs.

2. Στη συνέχεια εμφανίζεται ένα παράθυρο διαλόγου το οποίο παρουσιάζει επιλογές όπως τον τύπο του πλέγματος και τον αριθμό των γεωλογικών στρωμάτων. Η επιλογή που γίνεται επηρεάζει το είδος των γεωχωρικών καλύψεων (επίπεδα πληροφοριών και δεδομένων) που απαιτούνται για μια προσομοίωση του PTC, δεδομένα που είναι διαθέσιμα στο χρήστη για την εισαγωγή πληροφοριών και για τη διαχείριση τους.

3. Στη συνέχεια ο χρήστης μπορεί να εισάγει παραμέτρους ελέγχου της προσομοίωσης (όπως το χρονικό βήμα). Όταν ολοκληρωθεί η εισαγωγή των δεδομένων ή η επεξεργασία αυτών των τιμών, ο χρήστης κλείνει το παράθυρο διαλόγου και επιστρέφει στο παράθυρο του Argus One.

4. Έπειτα ο χρήστης πρέπει να τροποποιήσει τις εξ’ορισμού πληροφορίες σε κάθε επίπεδο πληροφοριών, σχεδιάζοντας ανοιχτά σχήματα, κλειστά σχήματα ή

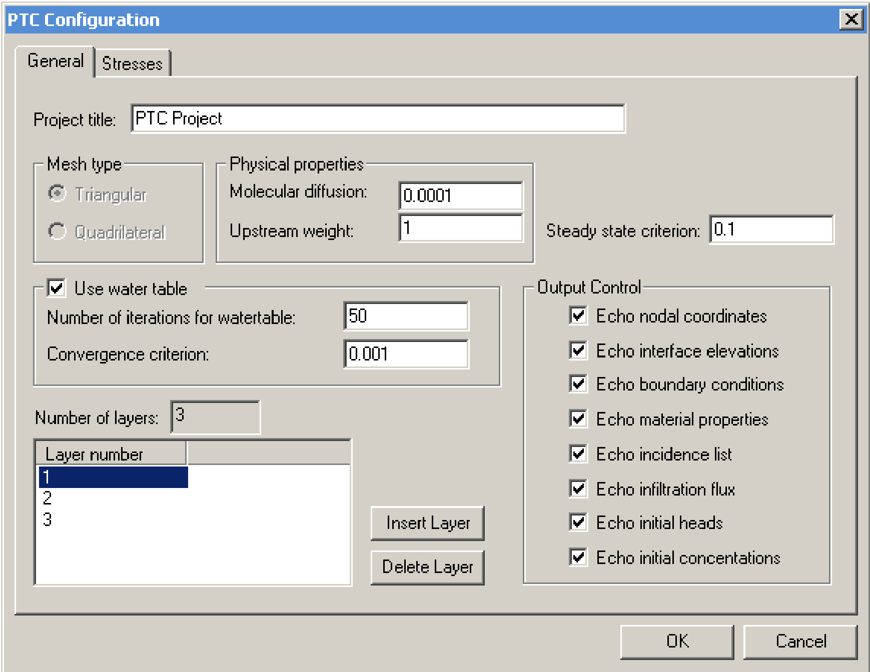
σημεία που θα αντιπροσωπεύουν τις επιθυμητές χωρικές κατανομές υδρογεωλογικών ή γεωλογικών παραμέτρων (πηγές, καταβόθρες και οριακές συνθήκες). Επιπλέον πρέπει να προσδιοριστεί η επιθυμητή πυκνότητα του πλέγματος πεπερασμένων στοιχείων. Εκτός από τη χειροκίνητη σχεδίαση, τα παραπάνω δεδομένα μπορούν να εισαχθούν απευθείας από άλλες εφαρμογές που μπορούν να δημιουργήσουν είτε απλά αρχεία κειμένου (text files), αρχεία Autocad (DXF) είτε Shape files.

5. Ο χρήστης ζητά από το Argus One τη δημιουργία πλέγματος πεπερασμένων στοιχείων. Πριν από την εκτέλεση του PTC ο χρήστης μπορεί να τροποποιήσει οποιοδήποτε από τα χωρικά ή μη δεδομένα που έχουν ήδη εισαχθεί.

6. Στη συνέχεια επιλέγεται το επίπεδο PTC Mesh και από το μενού PIEs εξάγει τις χωρικές και μη πληροφορίες επιλέγοντας Run PTC. Σε αυτό το σημείο το Argus One συμπληρώνει ένα αρχείο που περιέχει όλα τα δεδομένα εισόδου σε τοποθεσία που έχει οριστεί από τον χρήστη και αρχίζει η διαδικασία της προσομοίωσης του PTC. Όταν η προσομοίωση ολοκληρωθεί ο χρήστης μπορεί να παραστήσει γραφικά τα αποτελέσματα μέσω του Argus One.

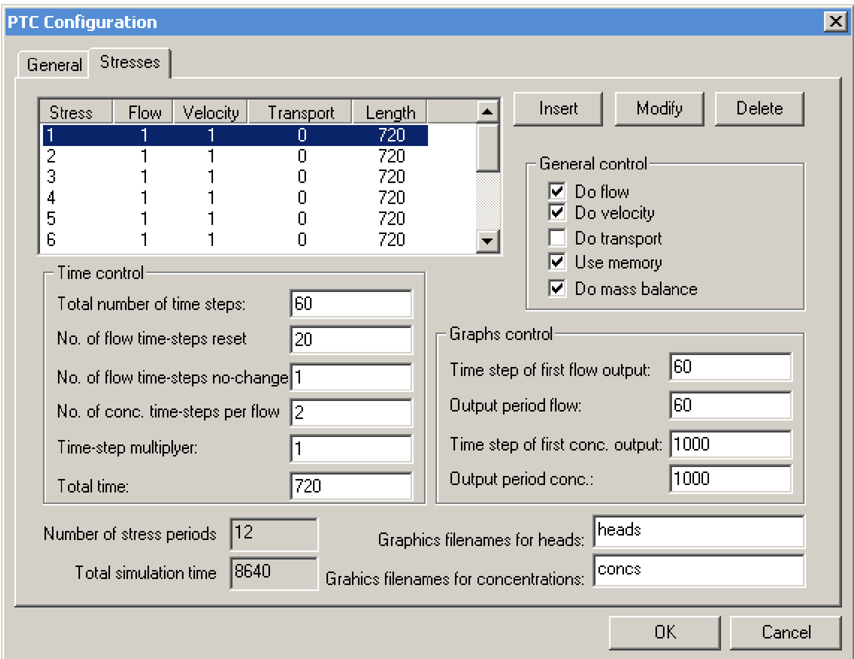
5.2 Εισαγωγή δεδομένων

Από τα πρώτα στοιχεία που καθορίζονται στο μοντέλο είναι το είδος του πλέγματος πεπερασμένων στοιχείων που θα χρησιμοποιηθεί. Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιήθηκε τριγωνικό πλέγμα καθώς είναι πιο ακριβές από το τετραγωνικό. Στη συνέχεια προσδιορίζεται το είδος του υδροφορέα, που στην εξεταζόμενη περίπτωση είναι ελεύθερος, και αριθμός των επιθυμητών στρωμάτων, που αντιστοιχούν σε γεωλογικούς σχηματισμούς και στη συγκεκριμένη περίπτωση είναι 3. Για την επίλυση του προβλήματος επιλέχθηκε το χρονικό διάστημα του ενός έτους. Το παράθυρο εισαγωγής των παραμέτρων που αφορούν την μοντελοποίηση παρουσιάζεται στο σχήμα 5.1



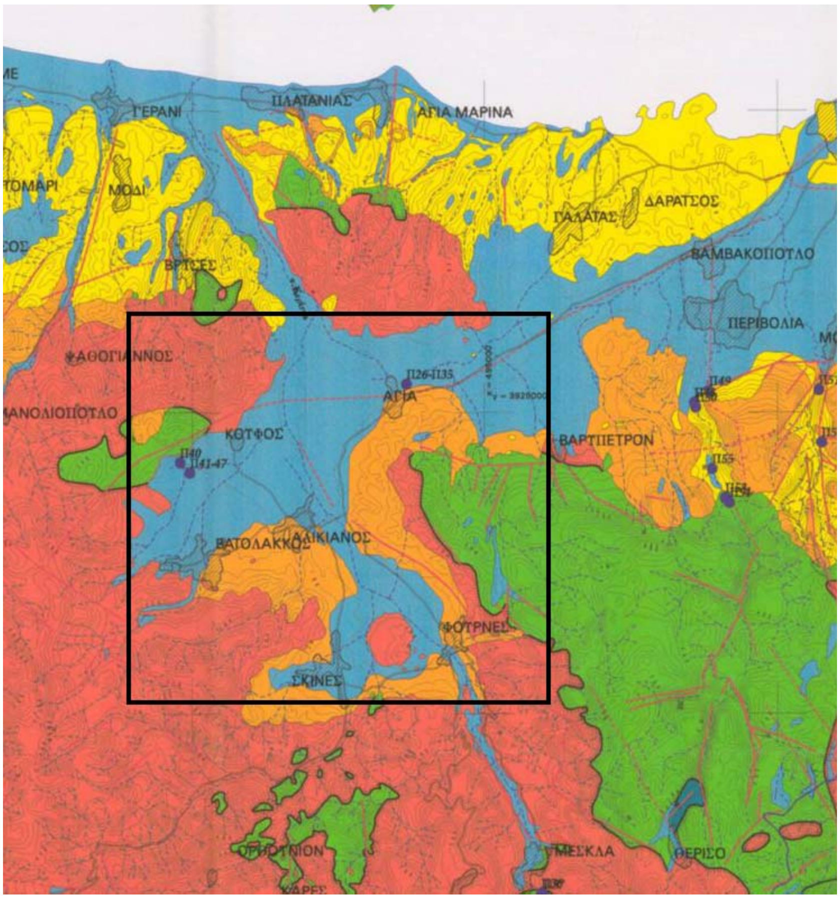
Σχήμα 5.1: Προσδιορισμός παραμέτρων μοντελοποίησης- Αριθμός επιπέδων, τύπος πλέγματος

Η προσομοίωση έγινε για 12 χρονικές περιόδους (12 Stresses), καθεμία από τις οποίες είχε διάρκεια 30 ημερών, όπως φαίνεται και στο σχήμα 5.2.

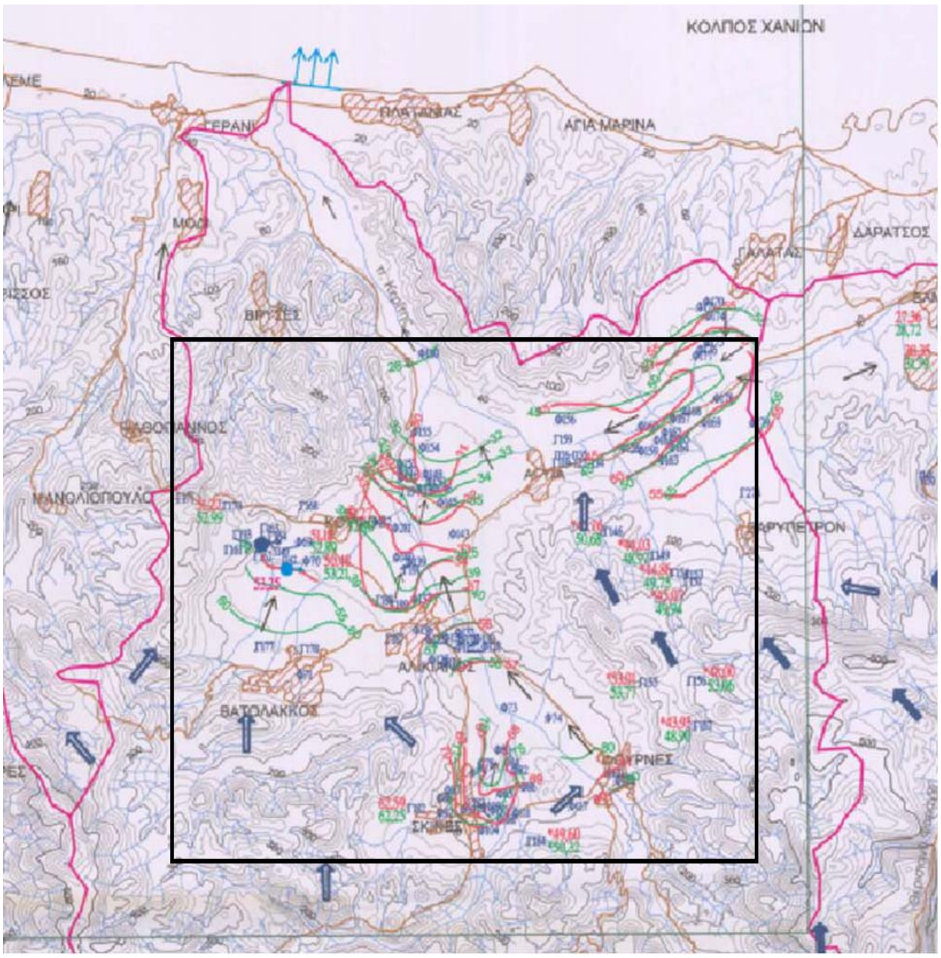


Σχήμα 5.2: Προσδιορισμός παραμέτρων μοντελοποίησης- Αριθμός-μέγεθος χρονικών περιόδων μοντελοποίησης

Έπειτα εισάγονται στο πρόγραμμα οι χάρτες της περιοχής μελέτης. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν δυο χάρτες, ο πρώτος αφορούσε την γεωλογία της περιοχής και κατ'επέκταση την υδραυλική αγωγιμότητα, ενώ ο δεύτερος είχε να κάνει με την υδρολογία της περιοχής και συγκεκριμένα με τα υδραυλικά ύψη. Η περιοχή της μελέτης παρουσιάζεται στα σχήματα 5.3 και 5.4

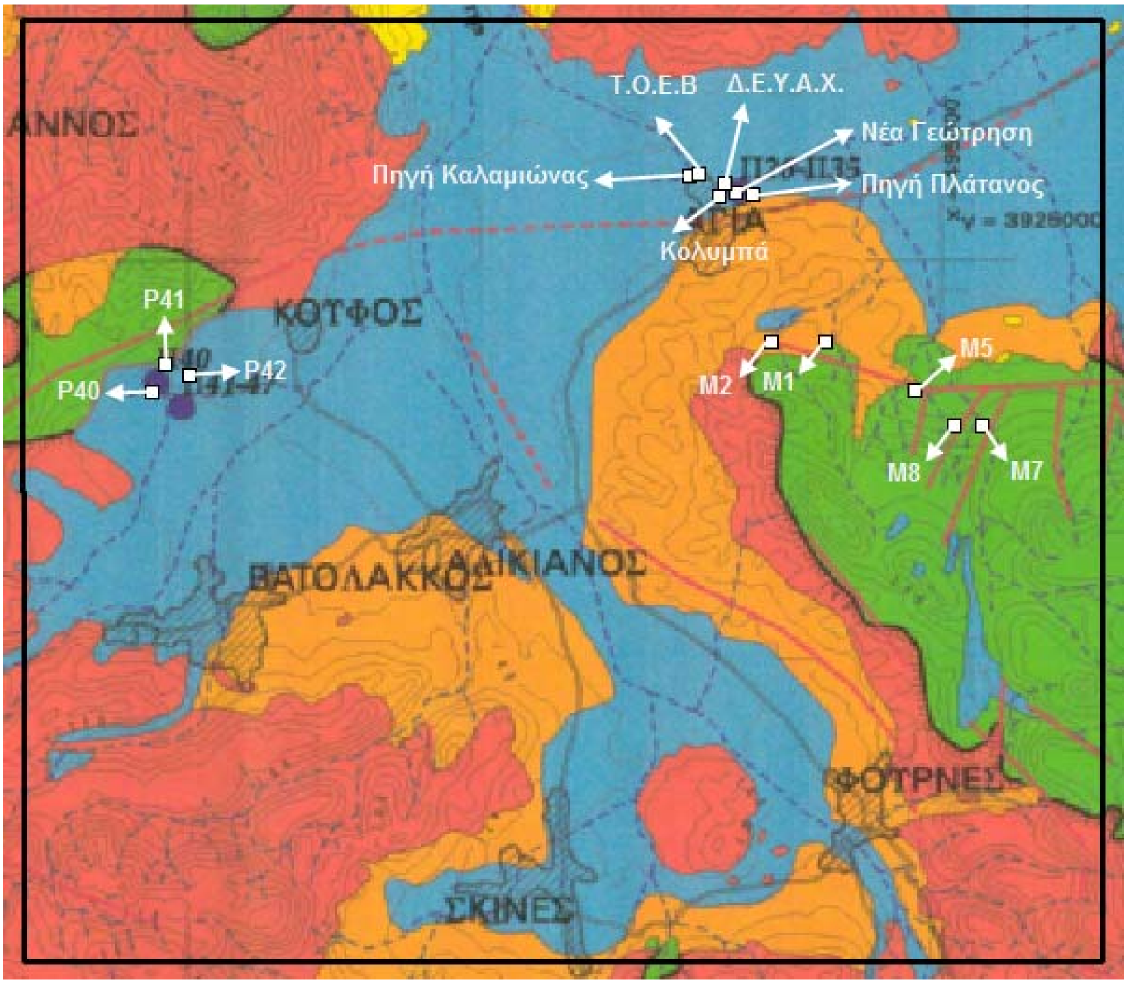


Σχήμα 5.3:Γεωλογικός χάρτης και περιοχή μελέτης



Σχήμα 5.4: Περιοχή μελέτης και υδραυλικά ύψη

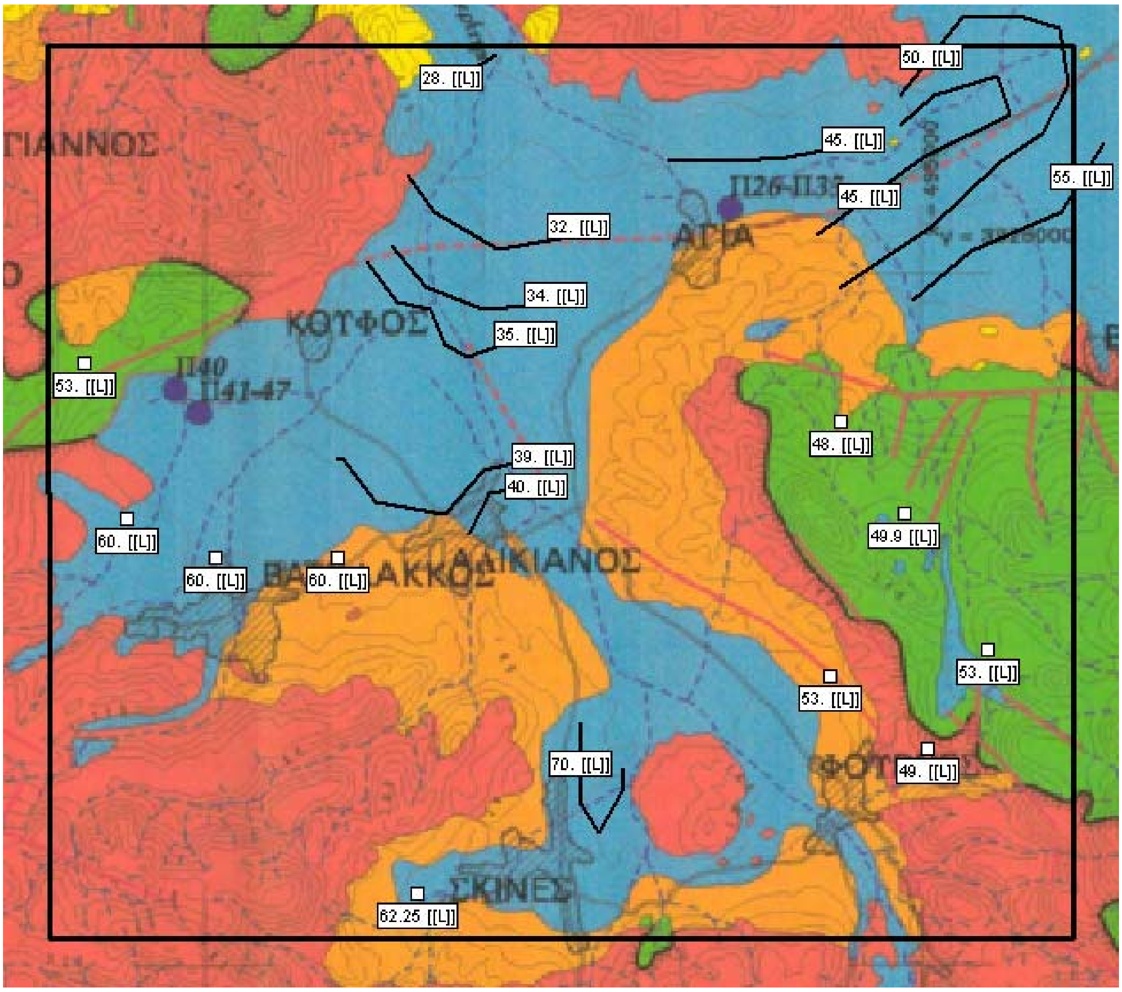
Η κλίμακα των χαρτών αυτών προσαρμόστηκε έτσι ώστε να αλληλοεπικαλύπτονται. Επιπλέον εισήχθησαν τα σημεία στα οποία υπάρχουν γεωτρήσεις (BC Flow L1). Αφού προσδιορίστηκαν τα όρια της περιοχής μελέτης και τοποθετήθηκαν οι γεωτρήσεις στο επίπεδο ορισμού της περιοχής μελέτης, όπως φαίνεται στην εικόνα 5.5, είμαστε σε θέση να προσδιορίσουμε τις υπόλοιπες μεταβλητές του συστήματος



Σχήμα 5.5 Γεωτρήσεις στην περιοχή μελέτης

Ορίζουμε ως πυκνότητα του πλέγματος (PTC Mesh Density) για όλο το πεδίο 250, ενώ στις γεωτρήσεις ίσο με 20, καθώς σε αυτά τα σημεία θέλουμε πιο πυκνό πλέγμα έτσι ώστε να έχουμε πιο ακριβή αποτελέσματα.

Στη συνέχεια εισάγουμε τα αρχικά υδραυλικά ύψη, τα οποία γνωρίζουμε από μετρήσεις πεδίου, στα επίπεδα Initial Heads L1, L2, L3, οπότε προκύπτει το σχήμα 5.6



Σχήμα 5.6: Αρχικά υδραυλικά ύψη στην περιοχή μελέτης

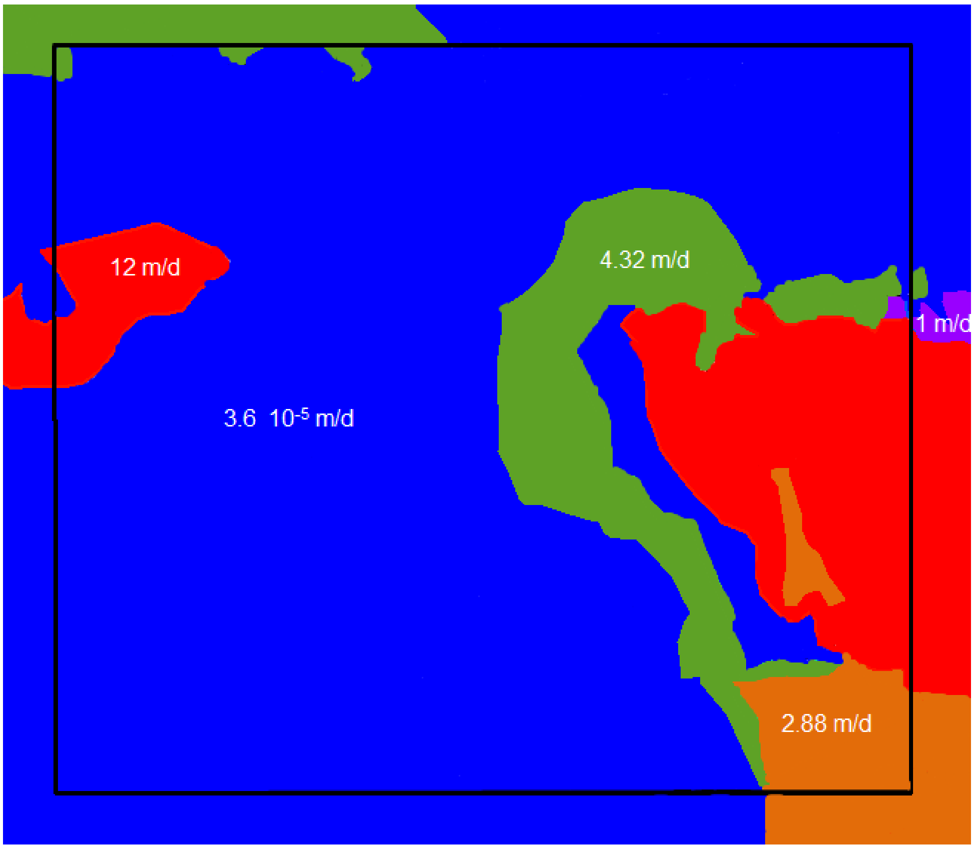
Έπειτα προσδιορίζεται το υψόμετρο του κάθε στρώματος. Για το 1^{o} επίπεδο το υψόμετρο ορίζεται στα 15m (Elevation L1=15m), για το 2^{o} στα 20m (Elevation L2=20m), ενώ για το 3^{o} ορίζεται ίσο με το υψόμετρο της περιοχής, το οποίο το έχουμε εισάγει από Shape file με την μορφή σημείων.

Για τη σωστή μοντελοποίηση απαραίτητη είναι επίσης και η εισαγωγή στο μοντέλο της ποσότητας της βροχής που διηθείται. Συγκεκριμένα για τις χρονικές περιόδους 1-5 (Ιανουάριο – Μάιο) και 11-12 (Νοέμβριο – Δεκέμβριο) θεωρήσαμε ότι η ποσότητα βροχής που διηθείται είναι ίση με 0,00006, ενώ για τις υπόλοιπες περιόδους (Ιούνιο –

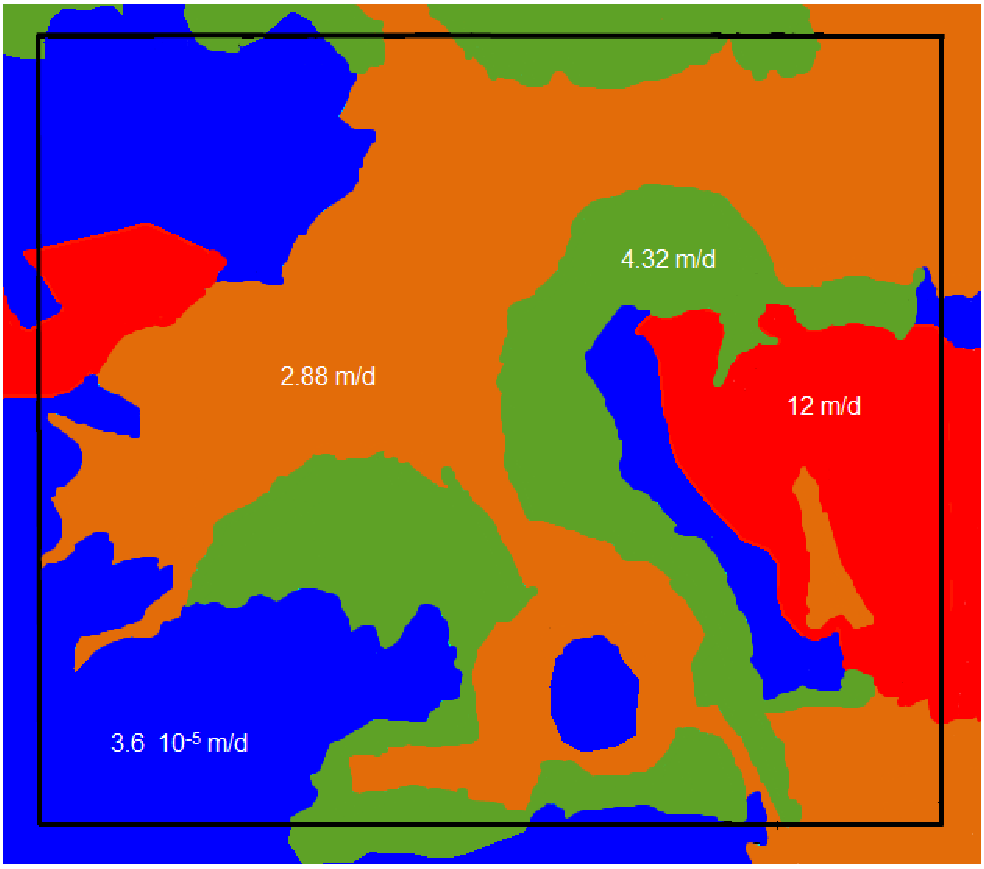
Οκτώβριο) θεωρούμε ότι η ποσότητα που διηθείται είναι μηδενική, καθώς κατά τους θερινούς μήνες η βροχόπτωση είναι ελάχιστη.

Η αποθηκευτικότητα ορίστηκε και στα τρία επίπεδα ίση με 0,0001 και το πορώδες ίσο με 0,4 ομοίως και για τα τρία επίπεδα.

Επιπλέον για κάθε στρώμα ορίζεται η υδραυλική αγωγιμότητα στις τρείς διευθύνσεις. Η υδραυλική αγωγιμότητα έχει την ίδια τιμή στη x και y διεύθυνση, ενώ στην z διεύθυνση ισούται με το 10% της αγωγιμότητας στα άλλα δύο στρώματα. Για το κατώτερο στρώμα (Layer 1) θεωρήσαμε την υδραυλική αγωγιμότητα ίση με 12 m/d στην x και y διεύθυνση και 1,2 m/d για την z. Για τα άλλα δύο στρώματα η αγωγιμότητα ορίστηκε όπως φαίνεται στα παρακάτω σχήματα 5.7 και 5.8



Σχήμα 5.7:Υδραυλική Αγωγιμότητα στο επίπεδο 2 (Conductivity L2)



Σχήμα 5.8: Υδραυλική Αγωγιμότητα στο επίπεδο 3 (Conductivity L3)

Στη συνέχεια πρέπει για κάθε γεώτρηση ή πηγή να προσδιορίσουμε την παροχή για κάθε περίοδο μελέτης. Οι τιμές αυτές είναι οριακές συνθήκες δευτέρου τύπου καθώς σε κάθε χρονική περίοδο έχουμε δεδομένη παροχή άντλησης. Οι τιμές αυτές εισάγονται στο επίπεδο BC Flow όπου εισάγουμε για κάθε γεώτρηση και για κάθε περίοδο τις τιμές που φαίνονται στον πίνακα 5.1.

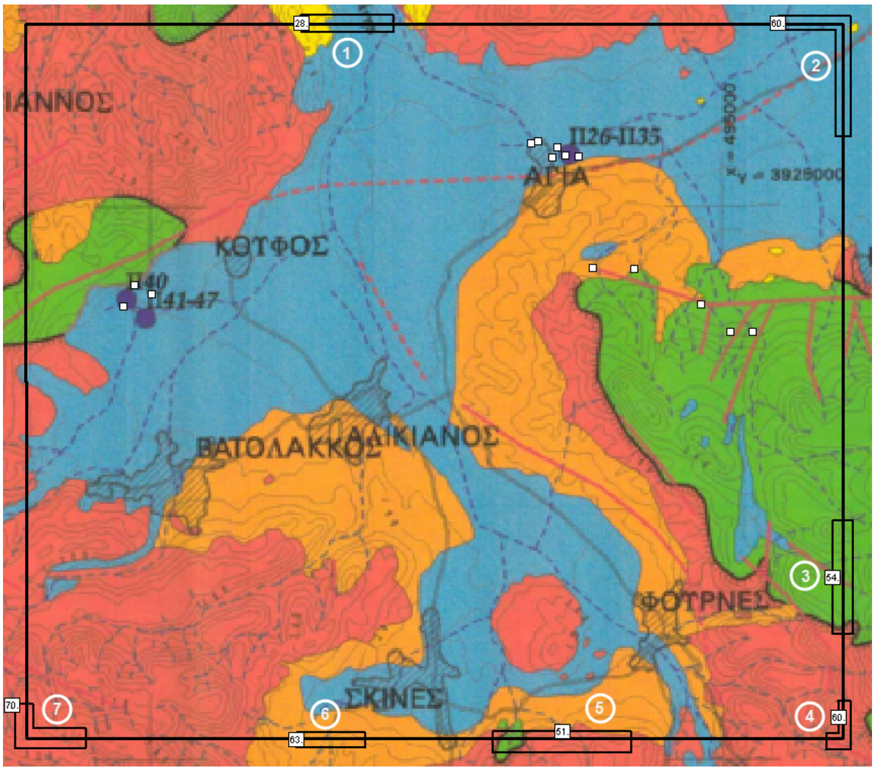
Χρονική περίοδος	M1, M2,M5, M7 (m^3/h)	M8 (m^3/h)	ΔΕΥΑΧ (m^3/h)	ΤΟΕΒ (m^3/h)	Πηγή Κολυμπά (m^3/h)	Νέα Γεώτρηση (m^3/h)	Πηγή Καλαμιώνας (m^3/h)	P40 (m^3/h)	P41 (m^3/h)	P42 (m^3/h)	Πηγή Πλάτανος (m^3/h)
1	0	0	-315	0	-2630	-225	-1195	0	0	0	-2150
2	0	0	-315	0	-2870	-225	-1305	0	0	0	-2350
3	0	0	-315	0	-2905	-225	-1320	0	0	0	-2376
4	0	0	-315	0	-2940	-225	-1335	0	0	0	-2400
5	-675	-400	-315	-2750	-1195	-225	-543	-240	-250	-340	-980
6	-675	-400	-315	-2750	-1046	-225	-475	-240	-250	-340	-856
7	-675	-400	-315	-2750	-262	-225	-120	-240	-250	-340	-215
8	-675	-400	-315	-2750	-121	-225	-55	-240	-250	-340	-100
9	-675	-400	-315	-2750	-12	-225	-6	-240	-250	-340	-10
10	-675	-400	-315	-2750	-590	-225	-268	-240	-250	-340	-482
11	0	0	-315	0	-2155	-225	-980	0	0	0	-1765
12	0	0	-315	0	-2230	-225	-1013	0	0	0	-1825

Πίνακας 5.1: Παροχή γεωτρήσεων για κάθε χρονική περίοδο

5.3 Βαθμονόμηση

Στην συνέχεια ακολούθησε η διαδικασία της βαθμονόμησης, η οποία πραγματοποιήθηκε συγκρίνοντας τις τιμές του υδραυλικού ύψους που μετρήθηκαν στο πεδίο με τα αποτελέσματα του μοντέλου για την ίδια χρονική περίοδο. Κατά την βαθμονόμηση χρησιμοποιήθηκαν τόσο οριακές συνθήκες $1^{ου}$ όσο και $2^{ου}$ τύπου. Σε αυτές τις περιπτώσεις οι τιμές που βάζουμε στις οριακές συνθήκες αντιπροσωπεύουν τιμές υδραυλικού ύψους ή τιμές εισροών ή εκροών. Συγκεκριμένα από τις μετρήσεις πεδίου γνωρίζουμε ότι στην πηγή Καλαμιώνας το υδραυλικό ύψος τον Ιανουάριο είναι ίσο με 37,5 m, ενώ τον Αύγουστο είναι ίσο με 35,5 m. Επιπλέον γνωρίζουμε ότι στην περιοχή των Μυλωνιανών τον Ιανουάριο το υδραυλικό ύψος είναι ίσο με 51 m και τον Αύγουστο ίσο με 48 m.

Οι οριακές συνθήκες $1^{ου}$ τύπου χρησιμοποιήθηκαν κατά την βαθμονόμηση φαίνονται στο σχήμα 5.9



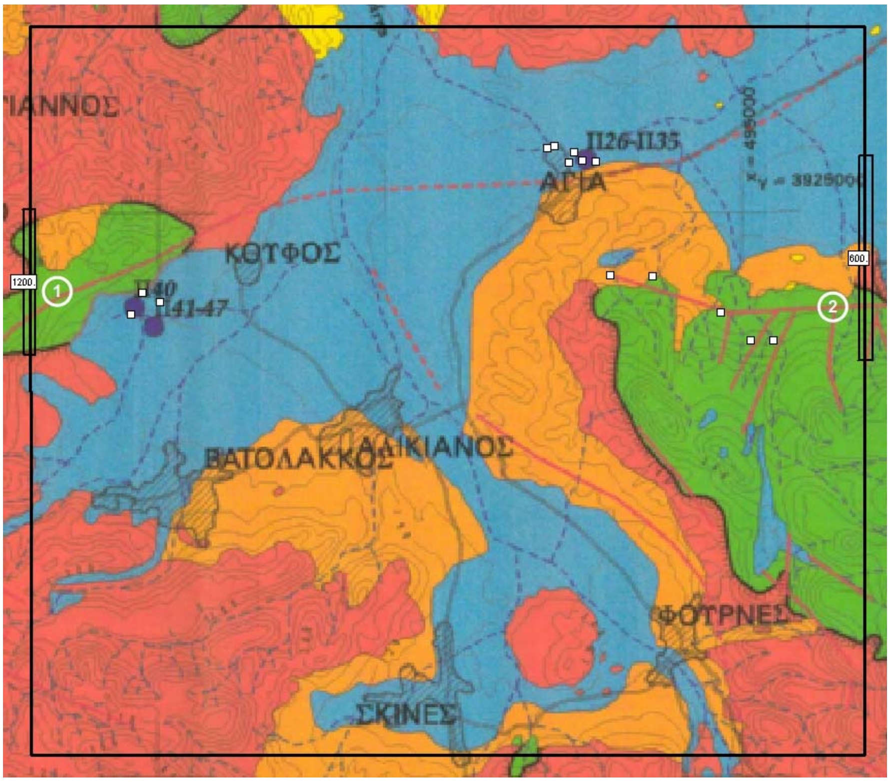
Σχήμα 5.9 Οριακές συνθήκες $1^{ου}$ τύπου

Σε αυτά τα όρια οι τιμές που δόθηκαν για τις διαφορετικές χρονικές περιόδους φαίνονται στον πίνακα 5.2

Χρονικές Περίοδοι (Stresses)	Οριακή Συνθήκη 1 (m)	Οριακή Συνθήκη 2 (m)	Οριακή Συνθήκη 3 (m)	Οριακή Συνθήκη 4 (m)	Οριακή Συνθήκη 5 (m)	Οριακή Συνθήκη 6 (m)	Οριακή Συνθήκη 7 (m)
1	28	60	54	60	51	63	70
2	28	60	54	60	51	63	70
3	28	60	54	60	51	63	70
4	28	60	54	60	51	63	70
5	25	58	50	58	49	60	70
6	25	56	50	58	49	60	65
7	23	54	50	58	49	60	65
8	22	43	46	54	48	56	60
9	22	43	46	54	48	56	60
10	25	52	50	58	49	60	70
11	26	56	52	60	51	63	70
12	28	60	54	60	51	63	70

Πίνακας 5.2: Τιμές οριακών συνθηκών 1ου τύπου

Οι οριακές συνθήκες 2ου τύπου χρησιμοποιήθηκαν φαίνονται στο σχήμα 5.10



Σχήμα 5.1: Οριακές συνθήκες 2ου τύπου

Σε αυτά τα όρια οι τιμές που δόθηκαν για τις διαφορετικές χρονικές περιόδους φαίνονται στον πίνακα 5.3

Χρονικές Περίοδοι (Stresses)	Οριακή Συνθήκη 1 (m^3/h)	Οριακή Συνθήκη 2 (m^3/h)
1	1200	600
2	1200	600
3	1200	600
4	1200	600
5	800	400
6	500	300
7	100	80
8	50	50
9	50	50
10	400	200
11	800	500
12	1200	600

Πίνακας 5.3: Τιμές οριακών συνθηκών 2^{ου} τύπου

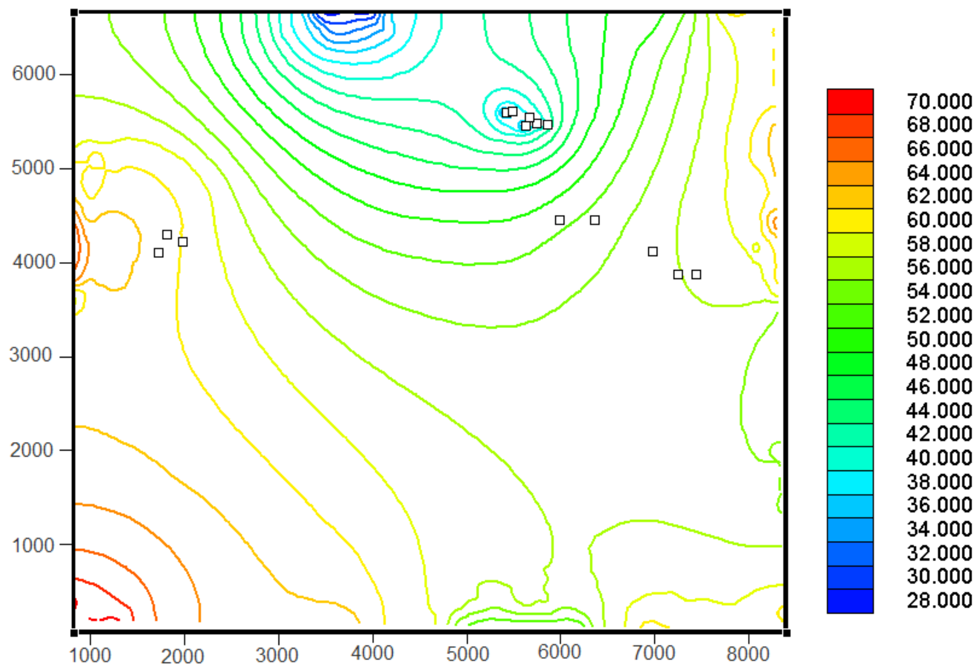
6. Αποτελέσματα του μοντέλου-Σενάρια

6.1 Αρχική Κατάσταση

Για την παρουσίαση των αποτελεσμάτων επιλέχθηκε ο μήνας Ιανουάριος, όπου έχουμε την μεγάλύτερη εκροή υδάτων από τις πηγές, και ο Αύγουστος όπου έχουμε μεγάλη παροχή άντλησης από τις γεωτρήσεις.

Περίοδος Ιανουαρίου

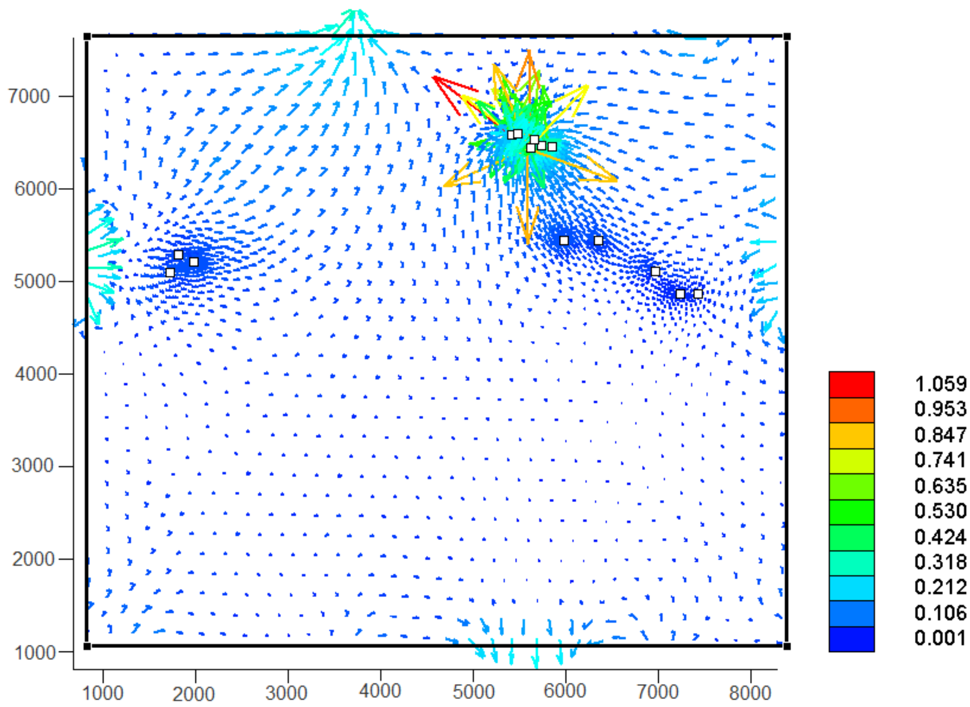
Τα αποτελέσματα των υδραυλικών υψών στο τέλος της περιόδου φαίνονται στο σχήμα 6.1



Σχήμα 6.1:Υδραυλικά ύψη για τον Ιανουάριο για την αρχική κατάσταση

Παρατηρούμε ότι η κύρια φόρτιση του συστήματος γίνεται από την ανατολική και νότια πλευρά και μικρή εισροή γίνεται από βόρειο-ανατολικά και βόρειο-δυτικά. Η εκροή λαμβάνει χώρα μόνο από το βόρειο τμήμα. Το υδραυλικό ύψος στην πηγή κυμαίνεται στα 37,5 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας και στην περιοχή των Μυλωνιανών στα 51 m πάνω από την θάλασσα.

Επιπλέον από την μοντελοποίηση προέκυψε και η ταχύτητα των υπογείων υδάτων της περιοχής μελέτης. Στο σχήμα 6.2 φαίνεται η κατανομή των ταχυτήτων καθώς επίσης και τα σημεία εκροής.

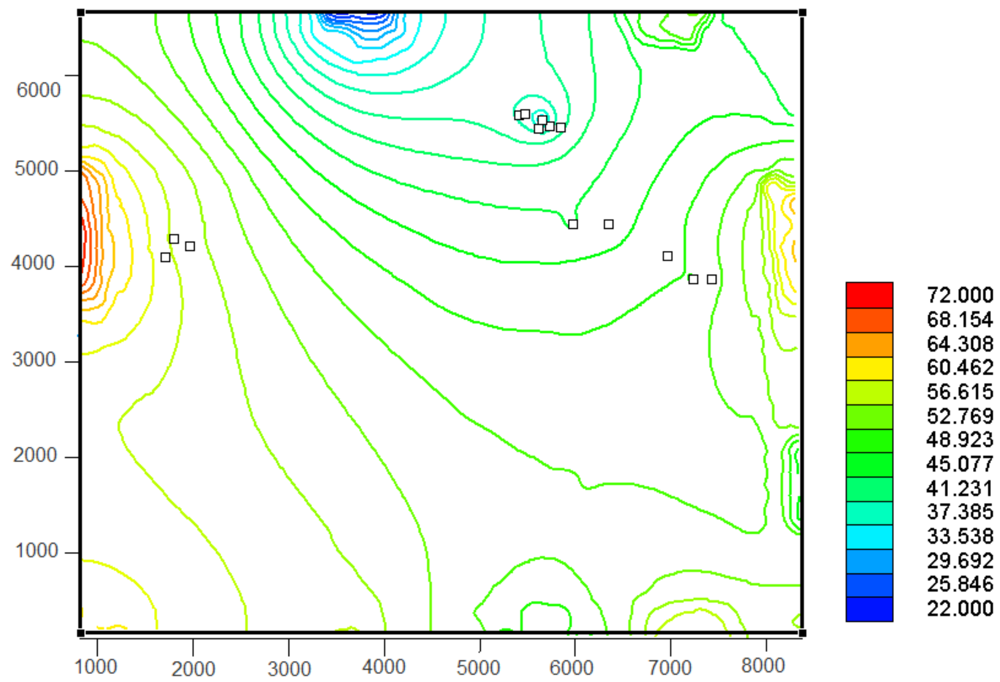


Σχήμα 6.2: Ταχύτητες υπογείων υδάτων για την αρχική κατάσταση τον Ιανουάριο

Παρατηρούμε ότι παρουσιάζονται μικρές ταχύτητες σε όλη την περιοχή εκτός από τα σημεία εκφορτίσεων όπως στις πηγές και στις γεωτρήσεις.

<u>Περίοδος Αυγούστου</u>

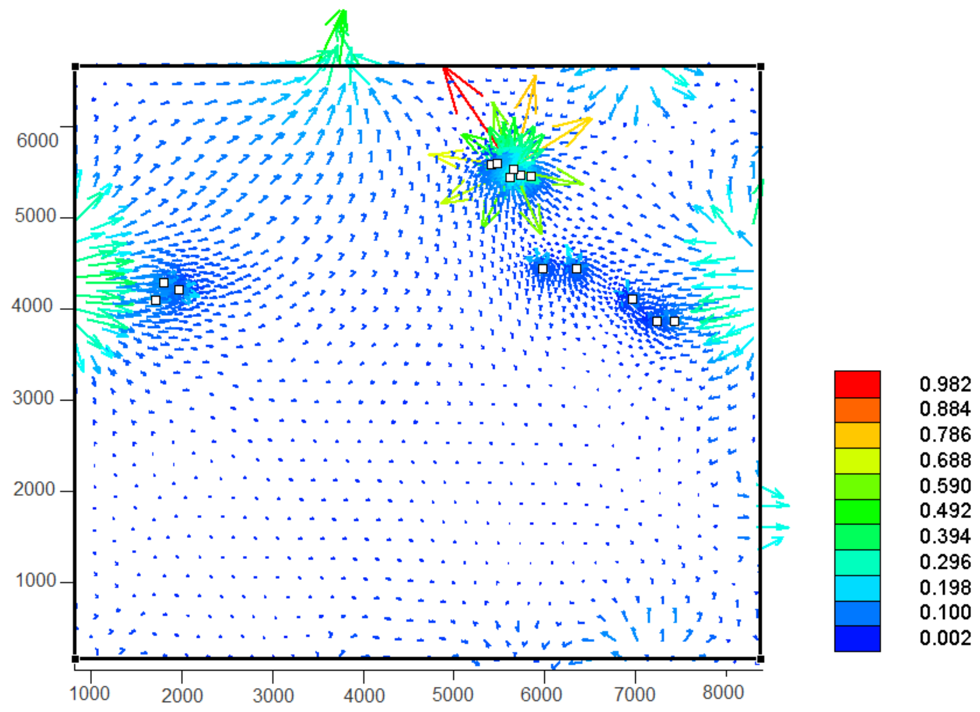
Τα αποτελέσματα των υδραυλικών υψών στο τέλος της περιόδου φαίνονται στο σχήμα 6.3



Σχήμα 6.3: Υδραυλικά ύψη για τον Αύγουστο για την αρχική κατάσταση

Παρατηρούμε ότι το υδραυλικό ύψος στην πηγή κυμαίνεται στα 35,5 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας, ενώ στην περιοχή των Μυλωνιανών κυμαίνεται στα 48 m . Οι διαφορές αυτών των υδραυλικών υψών σε σχέση με τον Ιανουάριο είναι μικρές, περίπου 2 με 3 m και για τις δύο περιοχές. Λαμβάνοντας υπόψη ότι κατά τη θερινή περίοδο λαμβάνουν χώρα αντλήσεις με τις μέγιστες παροχές και ότι η διήθηση της βροχής είναι μηδαμινή λόγω των περιορισμένων βροχοπτώσεων συμπεραίνουμε ότι η παροχή των αντλήσεων μπορεί να αυξηθεί .

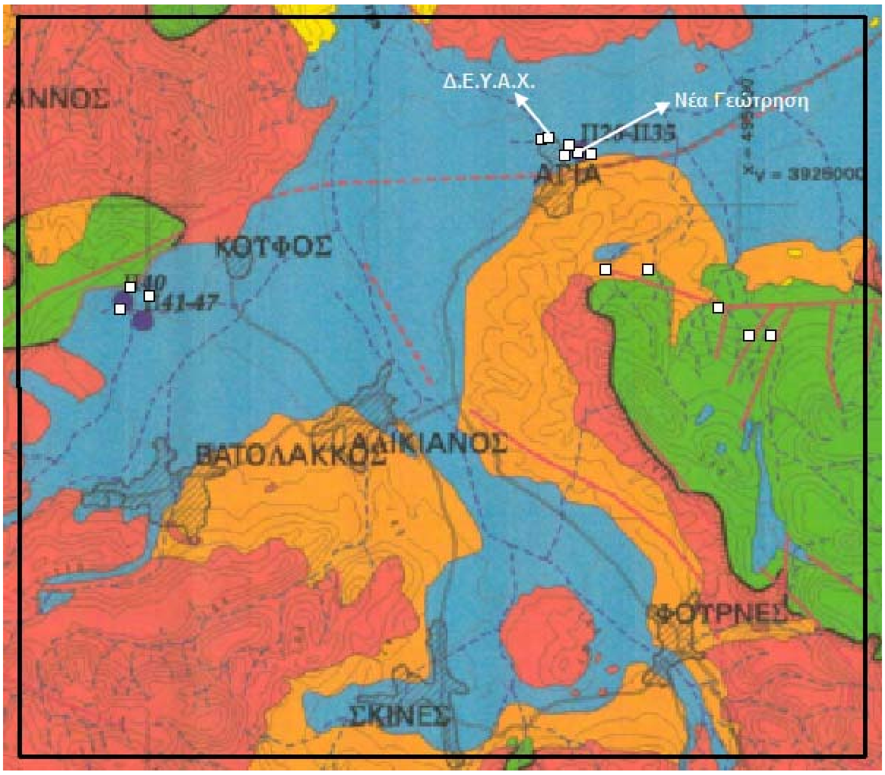
Επιπλέον από το διάγραμμα κατανομής ταχύτητας (σχήμα 6.4) παρατηρούμε ότι και σε αυτή την περίπτωση οι ταχύτητες είναι σχετικά μικρές εκτός από τα σημεία άντλησης και εκφόρτισης πηγών.



Σχήμα 6.4: Ταχύτητες υπογείων υδάτων για την αρχική κατάσταση τον Αύγουστο

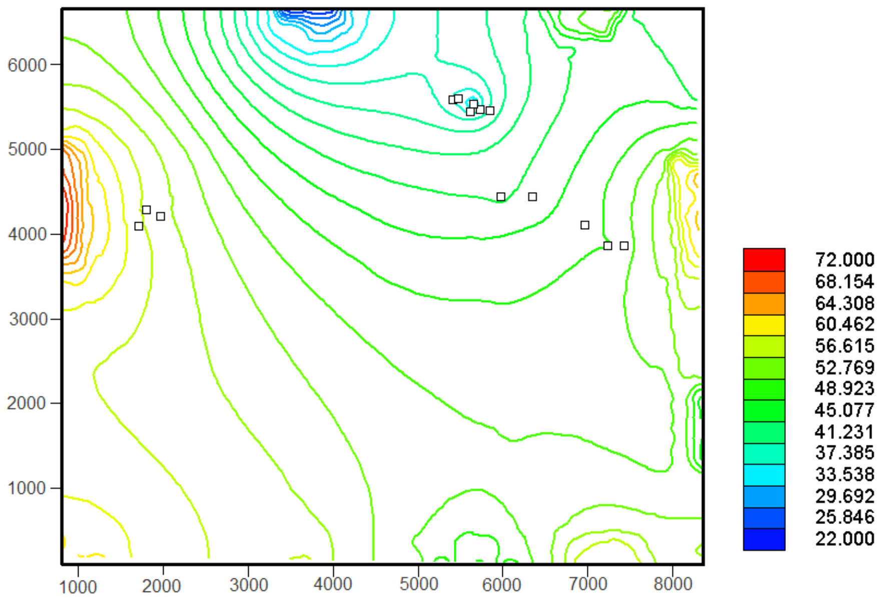
6.2 Σενάριο1ο – Διπλασιασμός Αντλήσεων Δ.Ε.Υ.Α.Χ. κατά τους θερινούς μήνες

Στην περίπτωση αυτή εξετάζεται το ενδεχόμενο διπλασιασμού της παροχής των γεωτρήσεων της Δ.Ε.Υ.Α.Χ. (Δ.Ε.Υ.Α.Χ. και Νέα Γεώτρηση) για τους μήνες Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο. Οι θέσεις των γεωτρήσεων αυτών φαίνονται στο σχήμα 6.5.

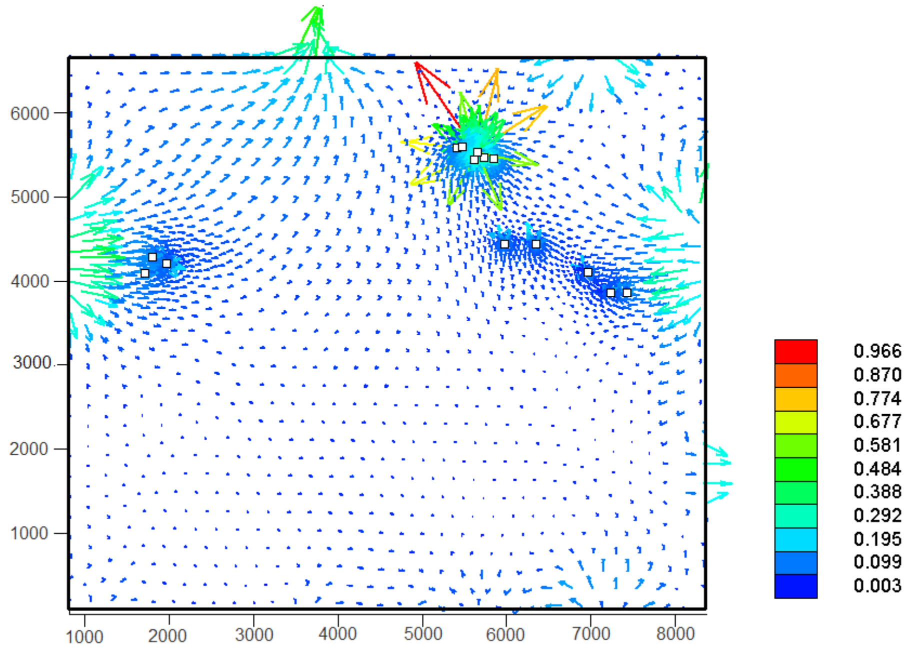


Σχήμα 6.5: Θέσεις γεωτρήσεων που αλλάζουν παροχές στο 1ο σενάριο

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης φαίνονται στα σχήματα 6.6 και 6.7



Σχήμα 6.6: Υδραυλικά ύψη κατά τον Αύγουστο για το 1ο σενάριο

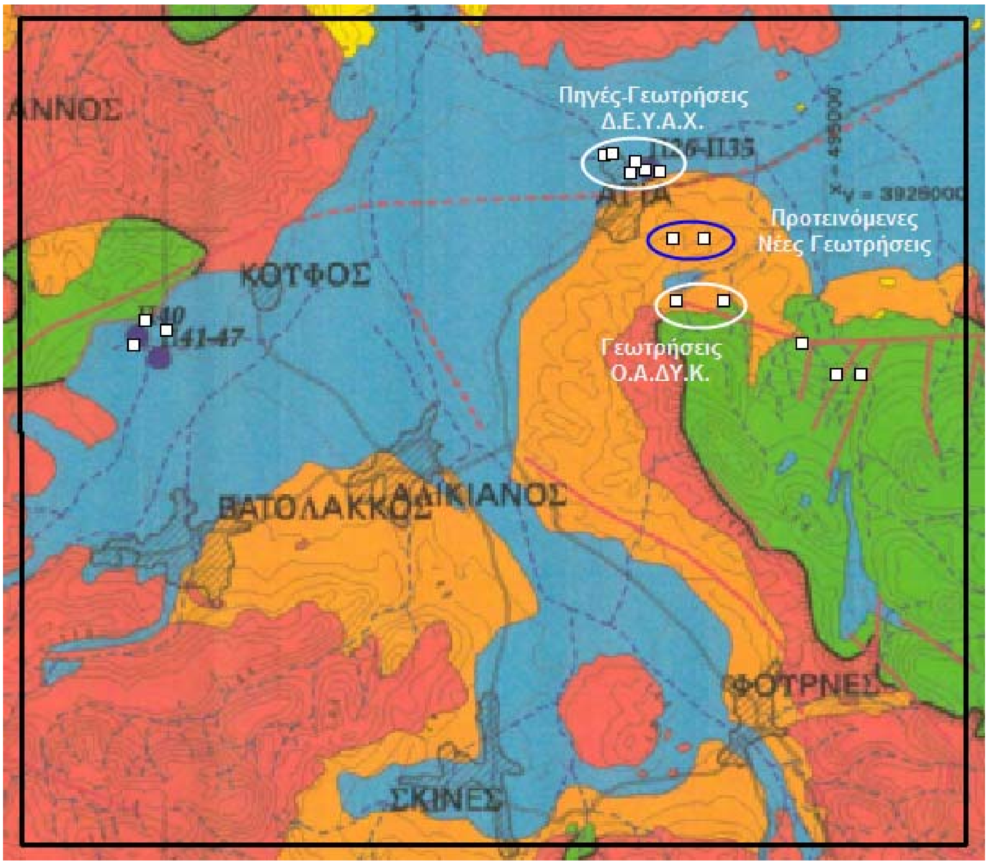


Σχήμα 6.7: Ταχύτητες υπογείων υδάτων για το 1ο σενάριο τον Αύγουστο

Συγκρίνοντας τα παραπάνω αποτελέσματα με τις τιμές για τον Αύγουστο χωρίς διπλασιασμό, παρατηρούμε ότι η πτώση του υδραυλικού ύψους στις πηγές είναι 0,8-1 m, και συγκεκριμένα η ελάχιστη τιμή που παρατηρείται είναι ίση με 34,5 m. Στην περιοχή των Μυλωνιανών η επίδραση είναι μηδαμινή. Επιπλέον παρατηρούμε ότι οι ταχύτητες των υπογείων υδάτων δεν επηρεάζεται και οι ταχύτητες παραμένουν μικρές σχεδόν σε όλο το πεδίο εκτός από τις περιοχές που λαμβάνουν χώρα αντλήσεις, και ιδιαίτερα στην περιοχή των πηγών οπού οι ταχύτητες είναι σαφώς μεγαλύτερες από το υπόλοιπο πεδίο, αλλά σχεδόν ίδιες με την αρχική περίπτωση.

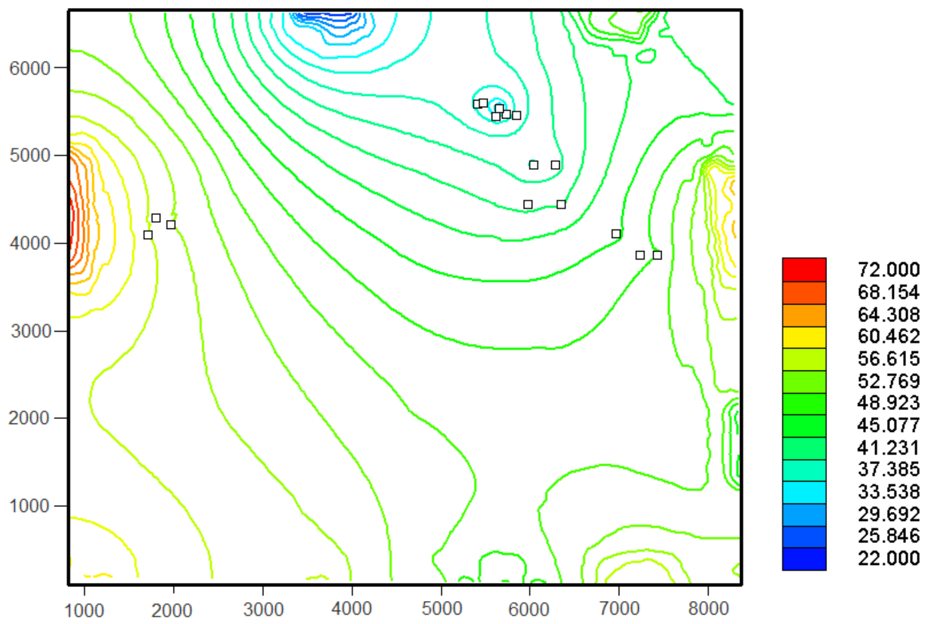
6.3 Σενάριο2ο –Εγκατάσταση δύο νέων γεωτρήσεων για άντληση κατά τους θερινούς μήνες

Στο σενάριο αυτό εισήχθησαν στο μοντέλο δύο νέες γεωτρήσεις μεταξύ των γεωτρήσεων του Ο.Α.ΔΥ.Κ και των πηγών. Η ακριβής τοποθεσία των γεωτρήσεων αυτών φαίνεται στο σχήμα 6.8.

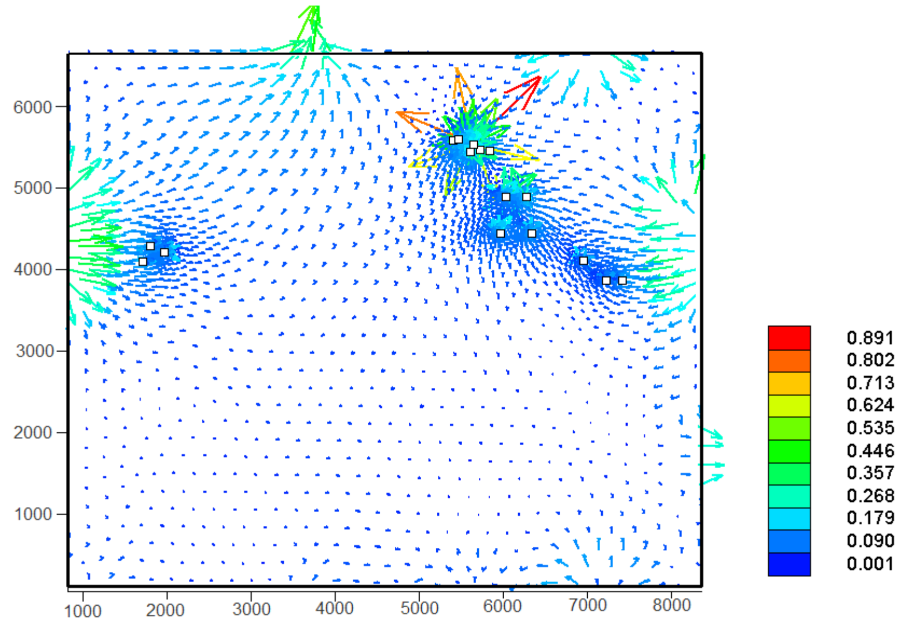


Σχήμα 6.8: Θέσεις προτεινόμενων νέων γεωτρήσεων

Η κάθε μία από τις παραπάνω γεωτρήσεις θα έχει ρυθμό άντλησης 1200 m^3/h και θα λειτουργεί μόνο τους θερινούς μήνες. Στα διαγράμματα 6.9 και 6.10 φαίνονται τα αποτελέσματα της μοντελοποίησης



Σχήμα 6.9: Υδραυλικά ύψη κατά τον Αύγουστο για το 2^{ο} σενάριο

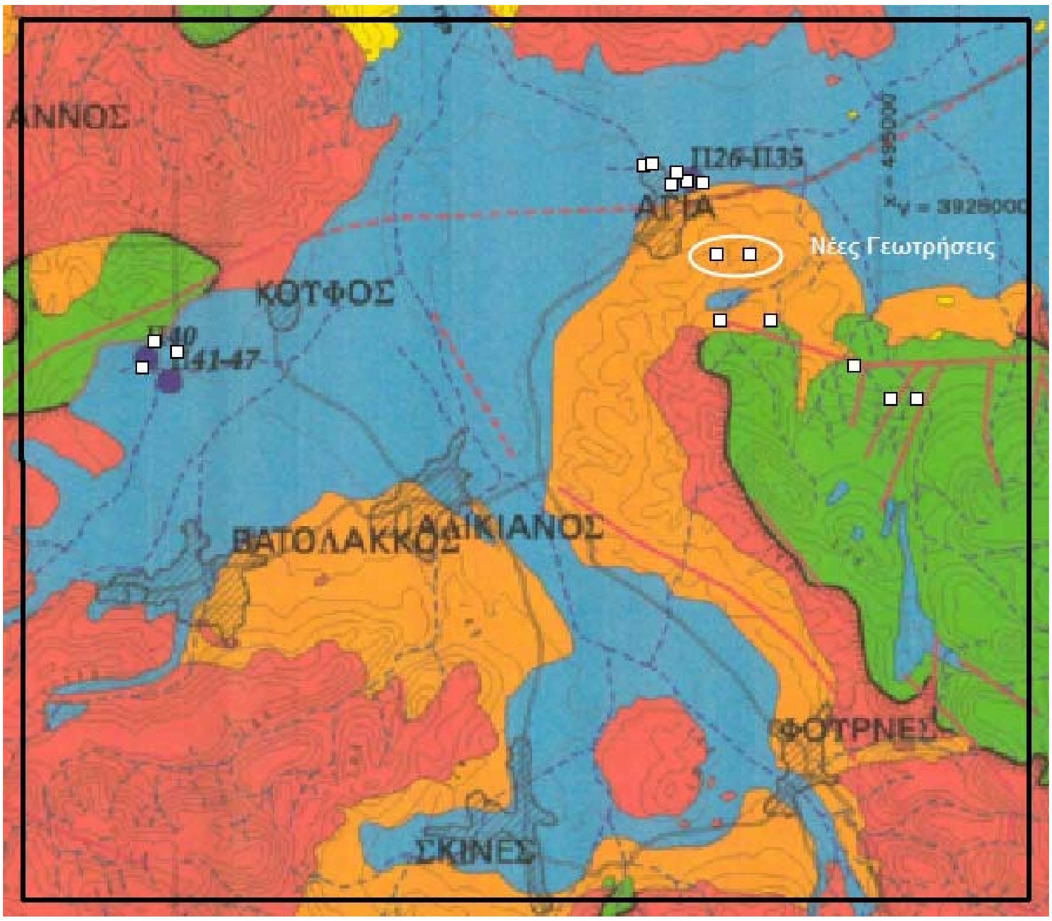


Σχήμα 6.10: Ταχύτητες υπογείων υδάτων για το 2^{ο} σενάριο τον Αύγουστο

Το σενάριο αυτό παρουσιάζει μεγαλύτερη επίπτωση στο σύστημα χωρίς όμως να μειώνεται σημαντικά τα υδραυλικά ύψη. Συγκεκριμένα, στην περιοχή των πηγών το υδραυλικό ύψος μειώνεται στα 29-33 m. Παρολαυτά ακόμα και για τη μεγαλύτερη πτώση του υδραυλικού ύψους είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι το σύστημα ανακάμπτει πλήρως μετά το τέλος της περιόδου άντλησης. Επιπλέον, παρατηρούμε ότι οι ταχύτητες στην περιοχή των πηγών μειώνεται, ενώ στην περιοχή των γεωτρήσεων του Ο.Α.ΔΥ.Κ. αυξάνονται. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι η παροχή των νέων γεωτρήσεων είναι σχετικά μεγάλη.

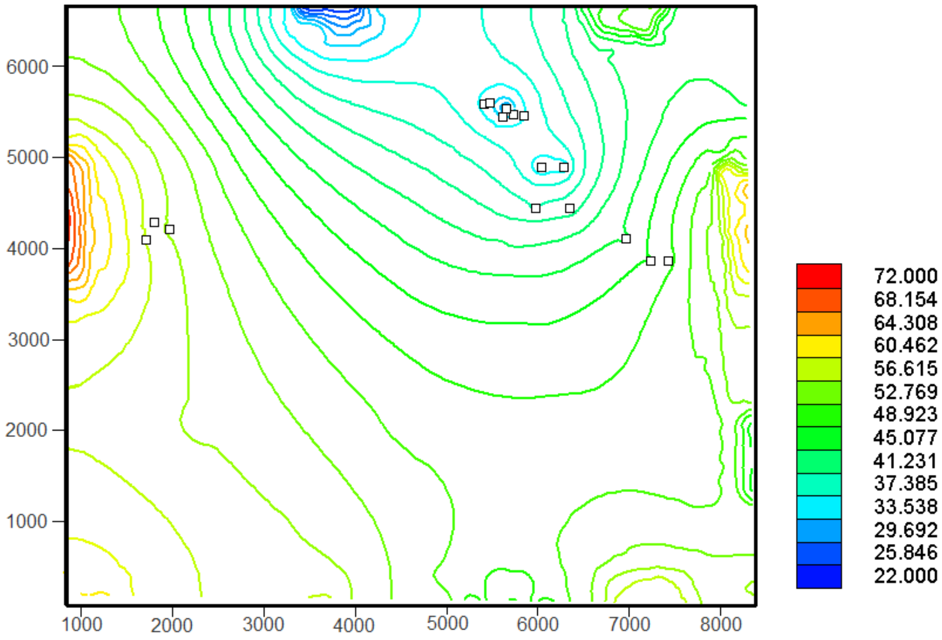
6.4 Σενάριο 3ο – Διπλασιασμός των παροχών των δύο νέων γεωτρήσεων κατά τους θερινούς μήνες

Στο σενάριο αυτό διπλασιάζεται η παροχή των δύο γεωτρήσεων που εγκαταστάθηκαν κατά την μελέτη του 2ου σεναρίου. Συγκεκριμένα οι δύο γεωτρήσεις που φαίνονται στο σχήμα 6.11 θα έχουν παροχή 2400 m^3/h για τους μήνες Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο.

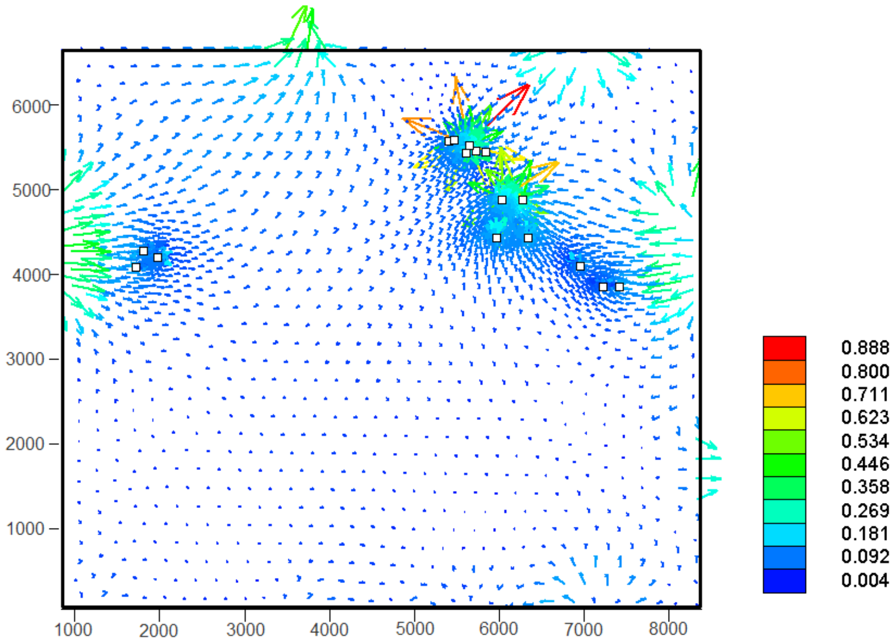


Σχήμα 6.11: Θέσεις γεωτρήσεων που αλλάζουν παροχή στο 3ο σενάριο

Τα αποτελέσματα της μοντελοποίησης φαίνονται στα διαγράμματα 6.12 και 6.13.



Σχήμα 6.12: Υδραυλικά ύψη κατά τον Αύγουστο για το 3ο σενάριο



Σχήμα 6.13: Ταχύτητες υπογείων υδάτων για το 3ο σενάριο τον Αύγουστο

Το σενάριο αυτό παρουσιάζει την μεγαλύτερη επίπτωση στο σύστημα σε σχέση με τα άλλα δύο σενάρια. Συγκεκριμένα στην περιοχή των πηγών το υδραυλικό ύψος μειώνεται στα 27-30 m. Επιπλέον στην περιοχή των νέων προτεινόμενων γεωτρήσεων το υδραυλικό ύψος μειώνεται στα 33m από τα 45m που είχαν υπολογιστεί στο πρώτο σενάριο. Παρολαυτά, επειδή η άντληση από τις γεωτρήσεις αυτές γίνεται μόνο κατά τους 3 θερινούς μήνες, το σύστημα ,αν και πιο αργά σε σχέση με το δεύτερο σενάριο, επανέρχεται. Επιπλέον παρατηρούμε ότι ομοίως με το δεύτερο σενάριο, οι ταχύτητες στην περιοχή των πηγών μειώνεται, ενώ στην περιοχή των γεωτρήσεων του Ο.Α.ΔΥ.Κ. αυξάνονται. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι η παροχή των νέων γεωτρήσεων είναι σχετικά μεγάλη.

7. Συμπεράσματα- Προτάσεις

- Το υπο μελέτη υπόγειο σύστημα της Αγιάς εμφανίζεται σαν ένα κλειστό κύκλωμα, με τη κύρια εισροή του υπόγειου ύδατος να γίνεται από τη νότια και ανατολική πλευρά, δηλαδή από την πλευρά που βρίσκονται μεγάλοι ορεινοί όγκοι. Επιπλέον υπάρχει μικρή εισροή υδάτων από τη δυτική πλευρά του συστήματος. Κατά κύριο λόγο η ροή γίνεται από το νότο προς βορρά. Το σημείο εκροής του συστήματος είναι στα βόρεια της περιοχής καθώς επίσης και κατόπιν ανθρώπινης παρεμβάσεως σε γεωτρήσεις.

- Τα αρχικά υδραυλικά ύψη της περιοχής είναι αρκετά πάνω από το ύψος της θάλασσας προσδίδοντας στο σύστημα αρκετή αντοχή στις υπάρχουσες συνθήκες. Συγκεκριμένα στις πηγές της Αγιάς το υδραυλικό ύψος κυμαίνεται μεταξύ 37,5 m (κατά την χειμερινή περίοδο) και 35,5 m (κατά την θερινή περίοδο).

- Τα υπόγεια ύδατα της περιοχής των γεωτρήσεων Υ.Ε.Β. που βρίσκονται στα δυτικά της περιοχής μελέτης δεν αναμιγνύονται με εκείνα των υπόλοιπων γεωτρήσεων και των πηγών Αγιάς. Αυτό υποστηρίζεται και από το γεγονός ότι κατά τη μελέτη των σεναρίων διπλασιασμού παροχών ή εγκατάστασης νέων γεωτρήσεων στην ανατολική πλευρά της περιοχής μελέτης δεν παρατηρήθηκε μείωση του υδραυλικού ύψους στη δυτική πλευρά της περιοχής. Αυτό οφείλεται και στο γεγονός ότι στη δυτική πλευρά έχουμε αυξημένη εισροή υδάτων.

- Γενικότερα ο διπλασιασμός των ρυθμών άντλησης των γεωτρήσεων της Δ.Ε.Υ.Α.Χ. κατά τους θερινούς μήνες έχει μικρή επίδραση στο σύστημα και είναι μόνο τοπικές.

- Η εγκατάσταση δύο νέων γεωτρήσεων μεταξύ των γεωτρήσεων του Ο.Α.ΔΥ.Κ. και των γεωτρήσεων της Δ.Ε.Υ.Α.Χ. έχει σημειακή μόνο επίδραση με υδραυλικά ύψη στις πηγές περίπου στα 29m, όταν η αρχική τιμή για το ίδιο σημείο είναι περίπου στα 35m.

- Ο διπλασιασμός των ρυθμών άντλησης των νέων γεωτρήσεων που τοποθετούνται μεταξύ των γεωτρήσεων του Ο.Α.ΔΥ.Κ. και των γεωτρήσεων της Δ.Ε.Υ.Α.Χ. έχει μερική επίδραση σε ολόκληρη την ανατολική πλευρά του συστήματος, αλλά τα υδραυλικά ύψη παραμένουν αρκετά υψηλά με ελάχιστο τα 27 m από το επίπεδο της θάλασσας.

- Για να γίνει πιο ακριβής προσομοίωση του υπόγειου υδροφορέα είναι απαραίτητη η συλλογή περισσότερων υδρογεωλογικών στοιχείων καθώς ένα μεγάλο μέρος της επιτυχίας ή μη της προσομοίωσης βασίζεται στη γνώση της γεωλογία της περιοχής. Συγκεκριμένα είναι απαραίτητα στοιχεία που αφορούν τα είδη των σχηματισμών που υπάρχουν στην περιοχή μελέτης και των υδραυλικών ιδιοτήτων τους.

- Ένα άλλο μεγάλο πρόβλημα της υπόγειας υδραυλικής είναι η έλλειψη επαρκών μετρήσεων. Έχοντας έναν επαρκή αριθμό μετρήσεων είναι εφικτή η καλύτερη βαθμονόμηση του μοντέλου, μέσω της οποίας μπορούμε να προσδιορίσουμε τις παραμέτρους του υδροφορέα και κατ’επέκταση την ακριβέστερη πρόβλεψη των μελλοντικών συνθηκών στην περιοχή μελέτης.

- Τέλος είναι απαραίτητη η λήψη ακριβών μετρήσεων που αφορούν τα υδραυλικά ύψη στις γεωτρήσεις. Τα πιο συχνά λάθη που γίνονται κατά την μέτρηση της στάθμης μιας γεώτρησης είναι:

- Λανθασμένη ανάγνωση της μετροταινίας.
- Κομμένο σταθμήμετρο στην άκρη του, χωρίς να αφαιρείται το τμήμα που λείπει από την μέτρηση.
- Πρόωρη ένδειξη του σταθμήμετρου λόγω αυξημένης υγρασίας στις βαθειές γεωτρήσεις.
- Αλλαγή του σημείου από το οποίο έχει οριστεί να γίνεται η σταθμημέτρηση.
- Εσφαλμένη καταγραφή από ανθρώπινο λάθος.
- Καταγραφή της μέτρησης κατ’εκτίμηση.
- Καταγραφή της στάθμης κατά τη διάρκεια άντλησης.

Βιβλιογραφία

Ελληνική Βιβλιογραφία

Καρατζάς, Γ. (2003). *Σημειώσεις μαθήματος Ροής Υπογείων Υδάτων και Μεταφοράς Ρύπων του Τμήματος Μηχανικών Περιβάλλοντος Πολυτεχνείου Κρήτης.*

Καρατζάς, Γ., & Νικολαΐδης, Ν. (2010). *Ειδικό σχέδιο διαχείρισης των υδατικών πόρων για τις λεκάνες απορροής των ποταμών Κερίτη-Θερίσου και Κοιλιάρη.*

Λιονής, Μ., & Περλέρος, Β. (2001). *Υδρολογική Μελέτη Κάμπου Χανίων.* Υπ. Γεωργίας, Γενική Διεύθυνση Εγγειοβελτιωτικών Έργων και Γεωργικών Διαρθρώσεων.

Μήτρακας, Μ. (2001). *Ποιοτικά χαρακτηριστικά και επεξεργασία νερού.* Θεσσαλονίκη : Εκδόσεις Τζιόλα.

Περλέρος, Παπαμαστοράκης, Κριτσωτάκης, & Δρακοπούλου. (2004). Υπόγειο υδατικό δυναμικό Κρήτης. Προβλήματα και προοπτικές. *Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής εταιρείας, Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου* . Θεσσαλονίκη.

Διεθνής βιβλιογραφία

American Society of Civil Engineers. (1996). *Hydrology Handbook.* American Society of Civil Engineers.

Anderson, M. P., & Woessner, W. W. (1992). *Applied Groundwater Modelling: Simulation of Flow and Adjective Transport.* Academic Press.

Anderson, M., & Wang, H. (1982). *Introduction to groundwater modelling, finite difference and finite element methods .* New York: W.H. Freeman and Company.

Babu, D., Pinder, G., Niemi, A., Ahlfeld, D., & Stotholf, S. (1997). *Chemical transport by three-dimensional groundwater flows.*

Faust, C., Sims, P., Spalding, C., Anderson, P., Lester, B., & Shape, M. (1993). FTWORK: Groundwater flow and solute transport in three dimensions. *GeoTrans, sterling*.

Franke, O., Reilly, T., & Bennett, G. (1987). Definition of boundary and initial conditions in the analysis of saturated ground-water flow systems; an introduction. *USGS, Techniques or water-resources investigations* .

Freeze, R., & Cherry, J. (1979). *Groundwater.* Pentice-Hall.

Gray, W. (1982). Comparison of finite difference and finite element methods. *NATO/ASI Mechanics of fluids in porous media - New Approach in Research, University of Delaware*.

Lapidus, L., & Pinder, G. (1982). *Numerical solution and part differential equations in science and engineering.* New York: John Wiley.

Lewis, R. (1982). Finite element models for flow through porous media. *NATO/ASI Mechanics of fluids in porous media - New Approach in Research, University of Delaware*.

Lin, H., Richards, D., Yeh, G., Cheny, H., & Jones, N. (1997). *FEMWATER: A three-Dimentional finite element computer model for simulating density dependent flow and transport in variably saturated media.* Vicksburg: U.S. Army corps of Engineers.

Loundyi, D., Falconer, R., & Lin, B. (2007). Mathematical development and verification of a non-orthogonal finite volume model for groundwater flow applications. *Advances in Water Resources*.

McDonald, M., & Harbaugh, A. (1988). *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model.* U.S. Geological SurveyTechniques of Water Resources Investigations.

Olivares, J.-L. (1999). *Argus ONE-PTC interface, v. 2.2 User's guide.*

Pinder, G. F., & Gray, W. G. (1977). *Finite element simulation in surface and subsurface hydrology.* New York: Academic Press, Inc.

Townley, L. (1990). *AQUIFEM-N: A multi-layered finite element aquifer flow model, users manual and description.* Perth, Western Australia: CSIRO Division of Water Resources.

Voss, C. (1984). *A finite element simulation model for saturated–unsaturated, fluid-density-dependent ground-water flow with energy transport or chemically-reactive single-species solute transport.* US Geological Survey Water Resources Investigation Report 84-4369.

Ιστοσελίδες

http://envifriends.blogspot.com/2009/06/blog-post_09.html

http://www.water.ca.gov/groundwater/groundwater_basics/hydrologic_cycle.cfm

http://www2.nau.edu/~doetqp-p/courses/env303a/lectures.htm