Πολυτεχνείο Κρήτης

Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος

Δημήτριος Αρ. Γαλάνης

Διπλωματική Εργασία

«Σύγκριση Μεθόδων Παρεμβολής Δεδομένων Πεδίου Σε Μοντέλα Υπόγειας Ροής Και Μεταφοράς Μάζας»

Εξεταστική Επιτροπή

Καρατζάς Γεώργιος (Επιβλέπων)

Νικολαΐδης Νικόλαος

Καραφύλλης Ιάσων

Χανιά, Νοέμβριος 2007

Ολοκληρώνοντας την παρούσα διπλωματική εργασία θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο Καρατζά Π. Γεώργιο, καθηγητή του τμήματος Μηχανικών Περιβάλλοντος, για την πολύτιμη βοήθεια που μου προσέφερε καθώς και την κυρία Παπαδοπούλου Μαρία, ερευνητική συνεργάτιδα του τμήματος, για την άψογη συνεργασία. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της εξεταστικής επιτροπής τον καθηγητή κύριο Νικολαΐδη Νικόλαο και τον επίκουρο καθηγητή κύριο Ιάσωνα Καραφύλλη.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

Πίνακας Εικόνων V

Πίνακας Πινάκων IX

Πίνακας Συμβόλων X

Περίληψη XI

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: Υπόγεια Υδρολογία. 1

1.1 Εισαγωγή. 1

1.2 Βασικές Έννοιες Υπόγειας Υδρολογίας. 2

1.2.1 Ταξινόμηση Των Υπόγειων Υδάτων. 2

1.2.2 Υδροφορείς Και Αδιαπέρατα Στρώματα. 3

1.2.3 Πορώδες. 5

1.2.4 Υδραυλικοί Παράμετροι Υδροφορέων. 6

1.2.4.1 Ενεργό Πορώδες. 6

1.2.4.2 Ειδική Απόδοση – Ειδική Συγκράτηση. 6

1.2.4.3 Αποθηκευτικότητα. 8

1.2.4.4 Ειδική Αποθήκευση. 8

1.2.5 Υδραυλική Αγωγιμότητα. 9

1.2.6 Ομοιογένεια Και Ισοτροπία. 10

1.2.7 Συντελεστής Μεταβιβασιμότητας. 11

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: Υπόγεια Ροή. 12

2.1 Το Ύδωρ Σε Κίνηση. 12

2.2 Νόμος Darcy. 13

2.3 Γενική Μορφή Του Νόμου Του Darcy. 15

2.4 Γενική Εξίσωση Μόνιμης Ροής. 17

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: Μοντελοποίηση Υπόγειας Ροής. 20

3.1 Εισαγωγή. 20

3.2 Κατηγορίες Μοντέλων. 21

3.3 Αριθμητικά Μοντέλα. 22

3.3.1 Διαδικασία Δημιουργίας Ενός Αριθμητικού Μοντέλου. 22

3.3.2 Σχεδιασμός Του Θεμελιώδους Μοντέλου. 26

3.3.3 Τρόποι Θεώρησης Συστημάτων Υπόγειας Ροής. 27

3.3.4 Επίλυση Προβλημάτων Υπόγειας Ροής. 29

3.3.5 Κατασκευή Του Πλέγματος. 30

3.3.5.1 Πλέγματα Πεπερασμένων Διαφορών. 30

3.3.5.2 Πλέγματα Πεπερασμένων Στοιχείων. 31

3.3.6 Οριακές Συνθήκες. 32

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: Περιγραφή Του Προγράμματος argus ONE και Του Μοντέλου ptc. 33

4.1 Το Πρόγραμμα Argus ONE. 33

4.2 Ο Αλγόριθμος PTC. 34

4.2.1 Εισαγωγή. 34

4.2.2 Επίλυση Κύριας Εξίσωσης με χρήση του αλγόριθμου PTC. 36

4.2.2.1 Εφαρμογή Της Μεθόδου Των Πεπερασμένων Στοιχείων. 36

4.2.2.2 Εφαρμογή Της Μεθόδου Των Πεπερασμένων Διαφορών. 40

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: Ανάλυση Δεδομένων. 43

5.1 Εκτίμηση Τιμών Σε Τυχαία Πεδία. 43

5.2 Μέθοδοι Εκτίμησης Δεδομένων. 44

5.2.1 Εισαγωγή. 44

5.2.2 Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης. 46

5.2.3 Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης. 48

5.2.4 Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονιάς Καμπύλης. 49

5.2.5 Μέθοδος Παρεμβολής. 50

5.2.6 Μέθοδος Του Αντίστροφου Της Απόστασης Στο Τετράγωνο. 53

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: Περιγραφή Περιοχής Μελέτης. 55

6.1 Γενικά Στοιχεία. 55

6.2 Δραστηριότητες. 56

6.3 Μετεωρολογικά Στοιχεία. 57

6.4 Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά – Γεωλογία. 60

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: Σύγκριση Μεθόδων Παρεμβολής Δεδομένων Πεδίου. 64

7.1 Δημιουργία Υδρολογικού Μοντέλου. 64

7.2 Αποτελέσματα. 68

7.2.1 Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης. 68

7.2.2 Μέθοδος Της Πλησιέστερης Καμπύλης. 69

7.2.3 Μέθοδος Της Πλησιέστερης Γειτονίας. 70

7.2.4 Μέθοδος Παρεμβολής. 71

7.2.5 Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο. 72

7.3 Σύγκριση Αποτελεσμάτων. 73

7.3.1 Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης – Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης. 73

7.3.2 Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης – Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονιάς. 75

7.3.3 Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης – Μέθοδος Παρεμβολής. 78

7.3.4 Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης – Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο. 79

7.3.5 Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονίας – Μέθοδος Παρεμβολής. 80

7.3.6 Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονίας – Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο. 81

7.3.7 Μέθοδος Παρεμβολής – Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο. 82

7.4 Συμπεράσματα - Προτάσεις. 84

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8: Βιβλιογραφία 86

ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Σχήμα 1.1: Ο Υδρολογικός Κύκλος. (Πηγή: U.S. Geological Survey) 1

Σχήμα 1.2: Ταξινόμηση Υπόγειων Υδάτων (Πηγή: Εγκυκλοπαίδεια Britannica) 2

Σχήμα 1.3: Ελεύθερος Υδροφορέας (Πηγή: *Applied Hydrogeology,* 3rd edition) 3

Σχήμα 1.4: Περιορισμένος Υδροφορέας (Πηγή: *Environmental Enlightenment* #129) 4

Σχήμα 1.5: Διαστήματα μεταβολής της υδραυλικής αγωγιμότητας για διάφορα γεωλογικά μέσα. (Πηγή: *Τεχνική Υδρολογία,* 1999) 9

Σχήμα 1.6: Χαρακτηριστικές περιπτώσεις υδραυλικών ιδιότητων. (α) Ομοιογενής και Ισότροπος, (β) Ομοιογενείς και Ανισότροπος, (γ) Ετερογενής και Ισότροπος και (δ) Ετερογενής και Ανισότροπος. 10

Σχήμα 1.7: Παράδειγμα ανισότροπου υδροφορέα. Ο προσανατολισμός των κόκκων του πορώδους μέσου επηρεάζει την υδραυλική αγωγιμότητα. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, η υδραυλική αγωγιμότητα στην οριζόντια διεύθυνση είναι μεγαλύτερη από την υδραυλική αγωγιμότητα στην κάθετη διεύθυνση (Πηγή: California Department of Public Health) 11

Σχήμα 2.1: Το πείραμα του *Darcy* (*Darcy's Law*) 14

Σχήμα 2.2: Μοναδιαίος όγκος κορεσμένου υλικού. (Πηγή: Stanford University, School of Earth Sciences, lecture notes) 17

Σχήμα 3.1: Βήματα της πρωτοκόλλου για την δημιουργία της μοντέλου (Πηγή: *Mary P. Anderson, William W. Woessner,* 1992) 25

Σχήμα 3.2: Δισδιάστατα πλέγματα πεπερασμένων διαφορών. (Πηγή: *Mary P. Anderson, William W. Woessner,* 1992) 30

Σχήμα 3.3: Δισδιάστατα πλέγματα πεπερασμένων στοιχείων. Οι αριθμοί των κόμβων φαίνονται, ενώ σε κύκλο είναι αυτοί των στοιχείων. Και της δύο περιπτώσεις η οριακή συνθήκη συμπίπτει με της κόμβους. (Πηγή: *Mary P. Anderson, William W. Woessner,* 1992) 31

Σχήμα 3.4: Τύποι δισδιάστατων πεπερασμένων στοιχείων. (Πηγή: *Mary P. Anderson, William W. Woessner,* 1992) 32

Σχήμα 4.1: Τα επίπεδα του Argus One. (Πηγή: Argus One User Guide) 33

Σχήμα 4.2: Σχηματική αναπαράσταση των οριζόντιων πλεγμάτων πεπερασμένων στοιχείων το ένα πάνω στο άλλο, κατασκευάζοντας με αυτό τον τρόπο την τρισδιάστατη διακριτοποίηση. (Πηγή: PTC Manual 1997) 35

Σχήμα 5.1: Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001) 47

Σχήμα 5.2: Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001) 48

Σχήμα 5.3: Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονιάς. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001) 49

Σχήμα 5.4: Μέθοδος Παρεμβολής. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001) 52

Σχήμα 5.5: Μέθοδος Τετραγώνου του Αντίστροφου της Απόστασης. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001) 53

Σχήμα 6.1: Εικόνα της περιοχής της Χερσονήσου από δορυφόρο. (Πηγή: Google Earth) 55

Σχήμα 6.2: Πανοραμική όψη της Χερσονήσου, όπου είναι εμφανής η τουριστική εκμετάλλευση της περιοχής. (Πηγή: Δήμος Χερσονήσου). 56

Σχήμα 6.3: Ραβδόγραμμα Βροχόπτωσης.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.). 57

Σχήμα 6.4: Ραβδόγραμμα Ανέμων.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.) 59

Σχήμα 6.5**:** Γεωλογικός χάρτης περιοχής Χερσονήσου. (Πηγή: Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών - Ι.Γ.Μ.Ε.) 63

Σχήμα 7.1: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο της ακριβής καμπύλης. 68

Σχήμα 7.2: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης. 69

Σχήμα 7.3: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο της πλησιέστερης γειτονίας. 70

Σχήμα 7.4: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο της παρεμβολής. 71

Σχήμα 7.5: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο. 72

Σχήμα 7.6: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση των μεθόδων της ακριβής καμπύλης και της πλησιέστερης καμπύλης. 73

Σχήμα 7.7: Κόμβοι στους οποίους η μέθοδος της ακριβής καμπύλης αδυνατεί να δώσει κάποια τιμή. 74

Σχήμα 7.8: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση των μεθόδων της πλησιέστερης καμπύλης και της πλησιέστερης γειτονιάς. 75

Σχήμα 7.9: Διάγραμμα στο οποίο εμφανίζονται τα σημεία στα οποία η μέθοδος της πλησιέστερης καμπύλης δίνει κατά πολύ μεγαλύτερες τιμές από την μέθοδο της πλησιέστερης γειτονιάς. 76

Σχήμα 7.10: Διάγραμμα στο οποίο εμφανίζονται τα σημεία στα οποία η μέθοδος της πλησιέστερης γειτονιάς δίνει κατά πολύ μεγαλύτερες τιμές από την μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης. 77

Σχήμα 7.11: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης καμπύλης και της μεθόδου παρεμβολής. 78

Σχήμα 7.12: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης καμπύλης και της μεθόδου του αντίστροφου της απόστασης στο τετράγωνο. 79

Σχήμα 7.13: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης γειτονίας και της μεθόδου παρεμβολής. 80

Σχήμα 7.14: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης γειτονίας και της μεθόδου του αντίστροφου της απόστασης στο τετράγωνο. 81

Σχήμα 7.15: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της παρεμβολής και της μεθόδου του αντίστροφου της απόστασης στο τετράγωνο. 82

Σχήμα 7.16: Διάγραμμα στο οποίο εμφανίζονται τα σημεία στα οποία η μέθοδος της παρεμβολής δίνει κατά πολύ μεγαλύτερες τιμές από την μέθοδο του αντιστρόφου της απόστασης στο τετράγωνο. 83

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1.1: Τυπικές τιμές πορώδους για διάφορα υλικά (*Heath, R. C.*, 1983)................ 5

Πίνακας 1.2: Τυπικές τιμές πορώδους, ειδικής απόδοσης και ειδικής συγκράτησης για διάφορα υλικά (*Heath, R. C.*, 1983). 7

Πίνακας 6.1: Θερμοκρασίες του νομού Ηρακλείου την περίοδο 1955-1998.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.). 58

Πίνακας 6.2: Μετεωρολογικά δεδομένα νομού Ηρακλείου περίοδος 1955-1998.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.)... 58

Πίνακας 6.3: Ανεμολογικά δεδομένα σταθμού Ηρακλείου Κρήτης.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.). 59

Πίνακας 7.1: Τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας όπως προέκυψαν από την βιβλιογραφία. 65

Πίνακας 7.2: Ρυθμοί άντλησης γεωτρήσεων. 66

ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΥΜΒΟΛΩΝ

n	Πορώδες
V	Όγκος
$\mathbf{S_y}$	Ειδική Απόδοση
$\mathbf{S_r}$	Ειδική Συγκράτηση
S	Αποθηκευτικότητα (Συντελεστής Αποθήκευσης)
$\mathbf{S_s}$	Ειδική Αποθήκευση
A	Εμβαδό Επιφάνειας
P	Υδροστατική Πίεση
$\mathbf{U_n}$	Πραγματική Ταχύτητα
K	Υδραυλική Αγωγιμότητα
T	Συντελεστής Μεταβιβασιμότητας
γ	Ειδικό Βάρος
ρ	Πυκνότητα
Q	Παροχή
q	Ειδική Παροχή (Φαινομενική Ταχύτητα, Ταχύτητα Darcy)
$\mathbf{q_p}$	Ταχύτητα Διήθησης
L	Μήκος Γραμμής Ροής
$\Re e$	Αριθμός *Reynolds*
v	Κινηματικό Ιξώδες
b	Πάχος υδροφορέα
W	Ρυθμός άντλησης / εμπλουτισμού

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εξετάζει την επίδραση των μεθόδων παρεμβολής δεδομένων στην εκτίμηση της μελλοντικής συμπεριφοράς ενός υπόγειου υδροφορέα. Πιο συγκεκριμένα αναλύονται οι διαφορετικές μέθοδοι κατανομής που παρέχει το πρόγραμμα *Argus ONE*, πάνω σε ένα υδρολογικό μοντέλο που έχει ήδη δημιουργηθεί σε αυτό το πρόγραμμα.

Ο προσδιορισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας σε ένα πεδίο είναι εξαιρετικά δύσκολος και πρακτικά ανέφικτος. Αυτό συμβαίνει γιατί για τον ακριβή προσδιορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας θα πρέπει να γίνει λήψη γεωλογικών καρότων, το κόστος των οποίων είναι απαγορευτικό, ώστε οι τιμές που θα προκύψουν να είναι αρκετές και ικανές να περιγράψουν με ακρίβεια την συγκεκριμένη παράμετρο στο πεδίο μελέτης. Ακόμα και αν το κόστος των γεωλογικών καρότων δεν ήταν απαγορευτικό, η λήψη μεγάλου αριθμού καρότων θα οδηγούσε στην αλλοίωση του πεδίου, αφού οι τρύπες που θα δημιουργούνταν σε μία τέτοια περίπτωση θα άλλαζαν πλήρως τις υδραυλικές ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών. Για τους παραπάνω λόγους είναι αναγκαία η επιλογή και χρήση της κατάλληλης μεθόδου κατανομής δεδομένων σε κάθε μοντέλο προσομοίωσης υπόγειας ροής.

Στην παρούσα εργασία, αρχικά γίνεται μια σύντομη περιγραφή των ειδών υδροφορέων, των υδραυλικών ιδιοτήτων τους και των εξισώσεων που περιγράφουν την κίνηση του υπόγειου νερού. Αναλύονται τα μοντέλα προσομοίωσης της υπόγειας ροής ενώ αναφέρονται τα βασικά χαρακτηριστικά και ο τρόπος λειτουργίας τους. Περιγράφονται το πρόγραμμα Argus ONE και ο αλγόριθμος PTC, με εκτενή αναφορά στον τρόπο λειτουργίας του προγράμματος και τον τρόπο επίλυσης των εξισώσεων υπόγειας ροής. Τέλος ακολουθεί, μια σύντομη αναφορά στις μεθόδους κατανομής που θα εξεταστούν όπου περιγράφεται ο τρόπος λειτουργίας τους και το αποτέλεσμα που αναμένεται από την χρήση τους.

Η εξέταση της επίδρασης των μεθόδων κατανομής έγινε σε ένα υδρογεωλογικό μοντέλο που είχε δημιουργηθεί για την περιοχή της Χερσονήσου (Ηρακλείου) και για το λόγο αυτό γίνεται μια σύντομη αναφορά των βασικών στοιχείων της περιοχής (μορφολογία, γεωλογία και κλιματικά στοιχεία). Τέλος παρουσιάζονται αναλυτικά τα

στοιχεία που εισάγονται στο μοντέλο και ο τρόπος με τον οποίο δίνονται οι τιμές αυτές. Γίνεται παρουσίαση της εκτίμησης της μελλοντικής κατάστασης του υδροφορέα, ανάλογα την μέθοδο που χρησιμοποιείται για την κατανομή των δεδομένων και ακολουθεί μια σύγκριση των μεθόδων κατανομής που χρησιμοποιήθηκαν ενώ παρουσιάζονται και οι τυχόν διαφορές στην μελλοντική συμπεριφορά του υδροφορέα.

Ως αποτέλεσμα της εργασίας αυτής προέκυψε ότι τυχόν λανθασμένη επιλογή του τρόπου κατανομής δεδομένων θα είχε καίρια επίδραση στην εκτίμηση της συμπεριφοράς ενός συστήματος υπόγειας ροής, οδηγώντας σε εσφαλμένα συμπεράσματα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΥΠΟΓΕΙΑ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ.

1.1 Εισαγωγή.

Η **υπόγεια υδρολογία** είναι ο κλάδος της υδρολογίας ο οποίος ασχολείται με την ύπαρξη, κίνηση και την ποιότητα των υπόγειων υδάτων. Ο όρος **υπόγεια ύδατα** συνήθως αναφέρεται στις υδάτινες ποσότητες που υπάρχουν μέσα στο υπέδαφος και στους διάφορους υπόγειους σχηματισμούς. Τα υπόγεια νερά είναι μέρος του υδρολογικού κύκλου (Σχήμα 1.1), δημιουργούνται όταν μέρος των ατμοσφαιρικών κατακρημνίσεων που πέφτει στην επιφάνεια της Γης, κινείται μέσα από τα διάκενα των εδαφών ή των πετρωμάτων, σε διάφορα βάθη από την επιφάνεια της γης. Τα υπόγεια νερά είναι δυνατόν να επιστρέψουν στην επιφάνεια είτε μέσω της διαδικασίας της εξάτμισης, είτε εκρέοντας σε επιφανειακούς υδατικούς σχηματισμούς.

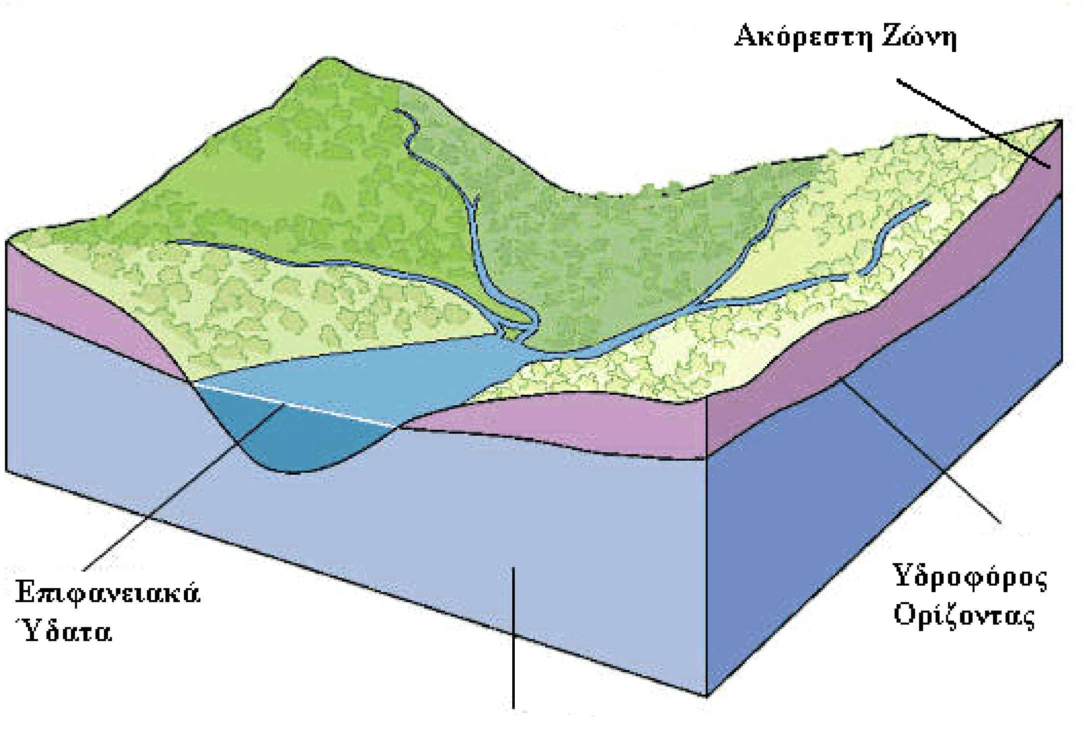
Σχήμα 1.1: Ο Υδρολογικός Κύκλος. (Πηγή: U.S. Geological Survey)

Τα υπόγεια ύδατα αποτελούν το 14% του γλυκού νερού που συμμετέχει στον υδρολογικό κύκλο. Για το λόγο αυτό κρίνεται απαραίτητη η μελέτη τους για την ορθολογικότερη χρήση και αξιοποίηση τους, τόσο στην ύδρευση των πόλεων, όσο στην άρδευση και στην βιομηχανία.[**1**]

1.2 Βασικές Έννοιες Υπόγειας Υδρολογίας.

1.2.1 Ταξινόμηση Των Υπόγειων Υδάτων.

Όλα τα ύδατα που βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια, αναφέρονται ως υπόγεια ύδατα. Τα υπόγεια ύδατα χωρίζονται σε δύο ζώνες. Στην ζώνη που ξεκινάει ακριβώς κάτω από την επιφάνεια, στην οποία οι εδαφικοί πόροι καταλαμβάνονται από αέρα και ύδωρ συγχρόνως, η ζώνη αυτή αναφέρεται ως **ακόρεστη ζώνη.** Η ακόρεστη ζώνη βρίσκεται πάντα πάνω από μία ζώνη στην οποία όλοι οι πόροι είναι πλήρεις ύδατος και κάτω από υδροστατική πίεση, η ζώνη αυτή αναφέρεται ως **κορεσμένη ζώνη.** Η νοητή επιφάνεια όπου η υδροστατική πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική, καλείται **υδροφόρος ορίζοντας** (Σχήμα 1.2) [**2**], ενώ σε αρκετή βιβλιογραφία αναφέρεται και ως **φρεάτιος ορίζοντας.**

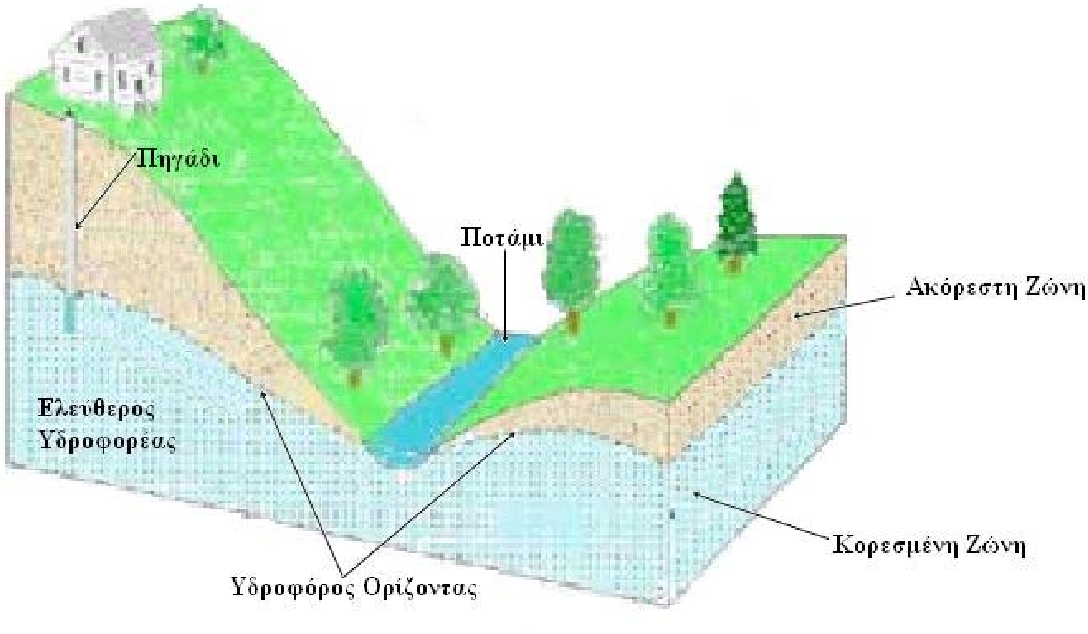


Σχήμα 1.2: Ταξινόμηση Υπόγειων Υδάτων (Πηγή: Εγκυκλοπαίδεια Britannica)

1.2.2 Υδροφορείς Και Αδιαπέρατα Στρώματα.

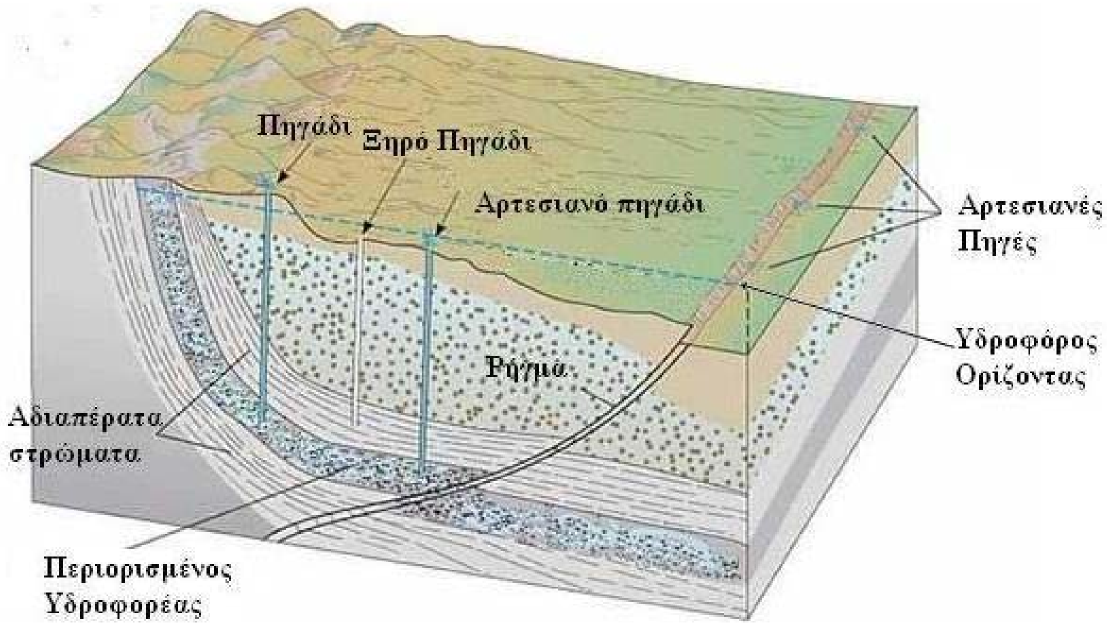
Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια διακρίνονται σε υδροφορείς και αδιαπέρατα στρώματα**.** **Υδροφορέας** είναι ένας γεωλογικός σχηματισμός, ο οποίος περιέχει σημαντικές ποσότητες διαπερατών υλικών και μπορεί να τροφοδοτήσει με υδατικές ποσότητες πηγές και φρέατα. **Αδιαπέρατο στρώμα** είναι ένα πέτρωμα το οποίο δεν επιτρέπει την κίνηση του υπόγειου νερού είτε από είτε προς γειτονικούς υδροφορείς.

Οι υδροφορείς διαχωρίζονται σε δύο κύριες κατηγορίες. Στην πρώτη κατηγορία το υπόγειο ύδωρ γεμίζει εν μέρει τον υδροφορέα, επιτρέποντας με αυτό τον τρόπο στην ανώτερη επιφάνεια της κορεσμένης ζώνης να κινείται ελεύθερα είτε προς τα πάνω είτε προς τα κάτω. Οι υδροφορείς αυτοί καλούνται **ελεύθεροι υδροφορείς** (Σχήμα 1.3)**.** Στους ελεύθερους υδροφορείς η πίεση στην ανώτερη επιφάνεια του κορεσμένου στρώματος είναι ίση με την ατμοσφαιρική και επομένως ταυτίζεται με τον υδροφόρο ορίζοντα.[**1**]



Σχήμα 1.3: Ελεύθερος Υδροφορέας (Πηγή: *Applied Hydrogeology,* 3rd edition)

Στην δεύτερη κατηγορία, το υπόγειο ύδωρ γεμίζει πλήρως τον υδροφορέα ο οποίος είναι επικαλυμμένος από ένα αδιαπέρατο στρώμα, για το λόγο αυτό η πίεση στην ανώτερη επιφάνεια του κορεσμένου στρώματος είναι μεγαλύτερη από την ατμοσφαιρική (δεν υπάρχει ταύτιση με τον υδροφόρο ορίζοντα). Οι υδροφορείς αυτοί ονομάζονται **περιορισμένοι υδροφορείς** (Σχήμα 1.4)**,** ενώ αρκετές φορές αναφέρονται και ως **αρτεσιανοί υδροφορείς** ή **υδροφορείς υπό πίεση.**



Σχήμα 1.4: Περιορισμένος Υδροφορέας (Πηγή: *Environmental Enlightenment* #129)

Εκτός από αυτές τις δύο κύριες κατηγορίες, υπάρχουν και οι περιπτώσεις των ημίκλειστων υδροφορέων με πίεση (ή κλειστοί με διαρροή) και των ημι-ελεύθερων (ή φρεατίων με διαρροή) οι οποίες εξετάζονται ξεχωριστά. [**3**]

1.2.3 Πορώδες.

Ο λόγος του όγκου των πόρων προς των συνολικό όγκο του εδάφους ή του πετρώματος ονομάζεται **πορώδες.** Το πορώδες είναι ένα αδιάστατο μέγεθος και εκφράζεται είτε ως δεκαδικό κλάσμα είτε ως ποσοστό. Έτσι:

$$\boldsymbol{n = \frac{V_t - V_s}{V_t} = \frac{V_v}{V_t}} \qquad (1.1)$$

όπου n είναι το πορώδες ως δεκαδικός κλάσμα, V_t είναι ο ολικός όγκος του υπό εξέταση εδάφους (ή πετρώματος), V_s είναι ο όγκος των στερεών στο δείγμα ενώ V_v είναι ο όγκος των κενών. Το πορώδες που οφείλεται στα διάκενα μεταξύ των εδαφικών κόκκων ονομάζεται **πρωτογενές πορώδες**, ενώ αυτό που οφείλεται στις ρωγμές των πετρωμάτων ή στη χημική διάβρωση που αυτά έχουν υποστεί (π.χ. καρστικοί ασβεστόλιθοι) ονομάζεται **δευτερογενές πορώδες.** Χαρακτηριστικές τιμές του πορώδους για διάφορα γεωλογικά μέσα δίνονται στον Πίνακα 1.1.[**1**]

Πίνακας 1.1: Τυπικές τιμές πορώδους για διάφορα υλικά (*Heath, R. C.*, 1983)

Υλικό	Πρωτογενές Πορώδες	Δευτερογενές Πορώδες
Μάρμαρα Με ασυνέχειες Συμπαγές	 48 26	 - -
Έδαφος	55	-
Άργιλος	50	-
Άμμος	25	-
Χάλικες	20	-
Ασβεστόλιθος	10	10
Αμμόπετρα	10	1
Γρανίτης	-	0,1
Βασάλτης	10	1

1.2.4 Υδραυλικοί Παράμετροι Υδροφορέων.

1.2.4.1 Ενεργό Πορώδες.

Το πορώδες είναι σημαντικό στην υπόγεια υδραυλική καθώς παρέχει την πληροφορία για την μέγιστη ποσότητα ύδατος που μπορεί να περιέχει ένα υλικό όταν είναι κορεσμένο. Εξίσου σημαντικό είναι να είναι γνωστή και η ποσότητα του ύδατος που είναι διαθέσιμη για να τροφοδοτήσει ένα πηγάδι ή μια πηγή.

Για το λόγο αυτό ορίζεται το **ενεργό πορώδες** ως ο λόγος του όγκου των διάκενων, τα οποία συνδέονται μεταξύ τους σχηματίζοντας διαδρομές ροής, προς τον συνολικό όγκο του μέσου. Ως συνέπεια, δεν περιλαμβάνει τον όγκο των απομονωμένων ή τυφλών διακένων. (*Smith and Wheatcraft*, 1993).[1]

Σε άλλα συγγράμματα (π.χ. *Bear*, 1979)[1] το ενεργό πορώδες ορίζεται ως ο λόγος του όγκου του νερού προς το συνολικό όγκο του μέσου. Σε αυτή την περίπτωση ορισμού, το ενεργό πορώδες δεν περιλαμβάνει τόσο τον όγκο των τυφλών διακένων όσο και τον όγκο που κατακρατείται στο μέσο από ελκτικές δυνάμεις ανάμεσα στα μόρια του νερού αφενός και του εδαφικού ιστού αφετέρου. Ο ορισμός αυτός ανταποκρίνεται στην υδραυλική θεώρηση του μέσου ως αγωγού, μέσα από τις ενεργές διαστάσεις του οποίου διέρχεται το μετακινούμενο ύδωρ. [**4**]

1.2.4.2 Ειδική Απόδοση – Ειδική Συγκράτηση.

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

$$\boldsymbol{S_y = \frac{\Delta V}{A \cdot \Delta z}} \qquad (1.2)$$

[1] Οι συγκεκριμένες παραπομπές έγιναν από τους συγγραφείς της πηγής [**4**]

όπου S_y η ειδική απόδοση, ΔV η μεταβολή του αποθηκευμένου όγκου νερού για μείωση της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα κατά Δz και A η οριζόντια επιφάνεια. Το ποσοστό του όγκου νερού που κατακρατείται, αντιστεκόμενο στη βαρύτητα, όταν ταπεινώνεται η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα, ονομάζεται **ειδική συγκράτηση** και συμβολίζεται με S_r. Προφανώς, η ειδική απόδοση και η ειδική κατακράτηση είναι και αυτά αδιάστατα μεγέθη, και συνδέονται με το πορώδες με την παρακάτω σχέση.[**4**]

$$\boldsymbol{S_y + S_r = n} \qquad (1.3)$$

Χαρακτηριστικές τιμές για τα παραπάνω μεγέθη βρίσκονται στον Πίν. 1.2

Πίνακας 1.2: Τυπικές τιμές πορώδους, ειδικής απόδοσης και ειδικής συγκράτησης για διάφορα υλικά (*Heath, R. C.*, 1983).

Υλικό	Πορώδες n	Ειδική Απόδοση S_y	Ειδική Συγκράτηση S_s
Έδαφος	55	40	15
Άργιλος	50	2	48
Άμμος	25	22	3
Χάλικες	20	19	1
Ασβεστόλιθος	20	18	2
Αμμόπετρα	11	6	5
Γρανίτης	0,1	0,09	0,01
Βασάλτης	11	8	3

1.2.4.3

1.2.4.4 Αποθηκευτικότητα.

Η **αποθηκευτικότητα** ή **συντελεστής αποθήκευσης,** είναι ο όγκος του νερού, που ένα πορώδες μέσο θα αποβάλει, ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα μείωσης του υδραυλικού ύψους.

$$\boldsymbol{S} = \frac{\Delta \boldsymbol{V}}{\boldsymbol{A} \cdot \Delta \boldsymbol{h}} \qquad (1.4)$$

όπου S η αποθηκευτικότητα, ΔV ο όγκος του νερού που απομακρύνεται, A η οριζόντια επιφάνεια του πορώδους μέσου και Δh η μείωση του υδραυλικού ύψους.[**4**]

1.2.4.5 Ειδική Αποθήκευση.

Η **ειδική αποθήκευση,** ορίζεται ως ο όγκος του νερού που απομακρύνεται από ένα πορώδες μέσο μετά από μείωση της πίεσης, ανά μονάδα όγκου του πορώδους μέσου και ανά μονάδα υδραυλικού ύψους.

$$\boldsymbol{S_s} = \frac{\Delta \boldsymbol{V}}{\boldsymbol{V} \cdot \Delta \boldsymbol{h}} \qquad (1.5)$$

όπου S_s η ειδική αποθήκευση, ΔV ο όγκος του νερού που απομακρύνεται, V ο ολικός όγκος του πορώδους μέσου και Δh η μείωση του υδραυλικού ύψους. [**4**]

Για περιορισμένους υδροφορείς, η ειδική αποθήκευση προκύπτει και από την εξίσωση:

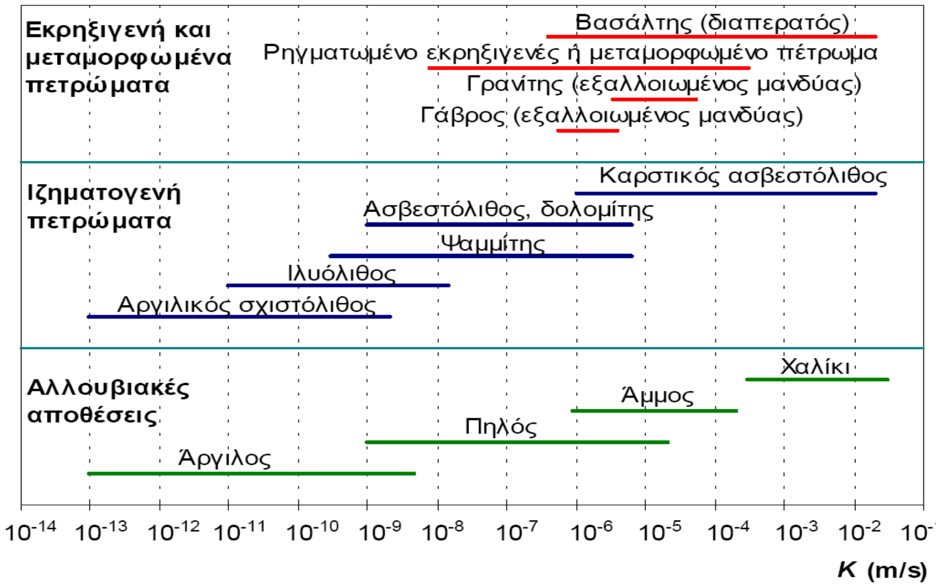
$$\boldsymbol{S_s} = \boldsymbol{\rho} \cdot \boldsymbol{g} \cdot \left(\boldsymbol{\alpha} + \boldsymbol{\beta} \cdot \boldsymbol{n}\right) \qquad (1.6)$$

Όπου ρ η πυκνότητα του νερού, α η συμπιεστότητα του εδάφους, β η συμπιεστότητα του νερού, n το πορώδες και g η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Για ελεύθερους υδροφορείς, η ειδική αποθήκευση, παίρνει την τιμή του πορώδους της ελεύθερης επιφάνειας

1.2.5 Υδραυλική Αγωγιμότητα.

Η **υδραυλική αγωγιμότητα** αποτελεί μέτρο της ικανότητας ενός ρευστού να κινείται μέσω των διακένων ενός πορώδους μέσου. Η τιμή της εξαρτάται από διάφορα χαρακτηριστικά του εδάφους και του ρευστού των πόρων, όπως το μέγεθος των κόκκων, τον δείκτη των πόρων, τα λοιπά χαρακτηριστικά τον πόρων (κατανομή, σχήμα, συνέχεια κ.α.), το βαθμό κορεσμού και το ιξώδες του περιεχόμενου ρευστού. Γενικά είναι αποδεκτό ότι η υδραυλική αγωγιμότητα είναι ανάλογη του τετραγώνου της αντιπροσωπευτικής διαμέτρου d_{10}[1] όπως και του τετραγώνου του δείκτη πόρων, αντιστρόφως ανάλογη του ιξώδους του ρευστού, ενώ η τυχόν παρουσία αέρα που συνεπάγεται μείωση του βαθμού κορεσμού παρεμποδίζει την κίνηση του ρευστού προκαλώντας μείωση της διαπερατότητας. Τυπικές τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας για τις διάφορες βασικές κατηγορίες εδαφών δίνονται στο διάγραμμα που ακολουθεί (Σχήμα 1.5). [**5**]



Σχήμα 1.5: Διαστήματα μεταβολής της υδραυλικής αγωγιμότητας για διάφορα γεωλογικά μέσα. (Πηγή: *Τεχνική Υδρολογία,* 1999[2])

---

[1] Η αντιπροσωπευτική διάμετρος d_{10} είναι η διάμετρος του κόσκινου, από το οποίο διέρχεται μόνο το 10% του δείγματος. Η διάσταση αυτή φαίνεται ότι γενικά πλησιάζει τις διαστάσεις των κενών του εδάφους.

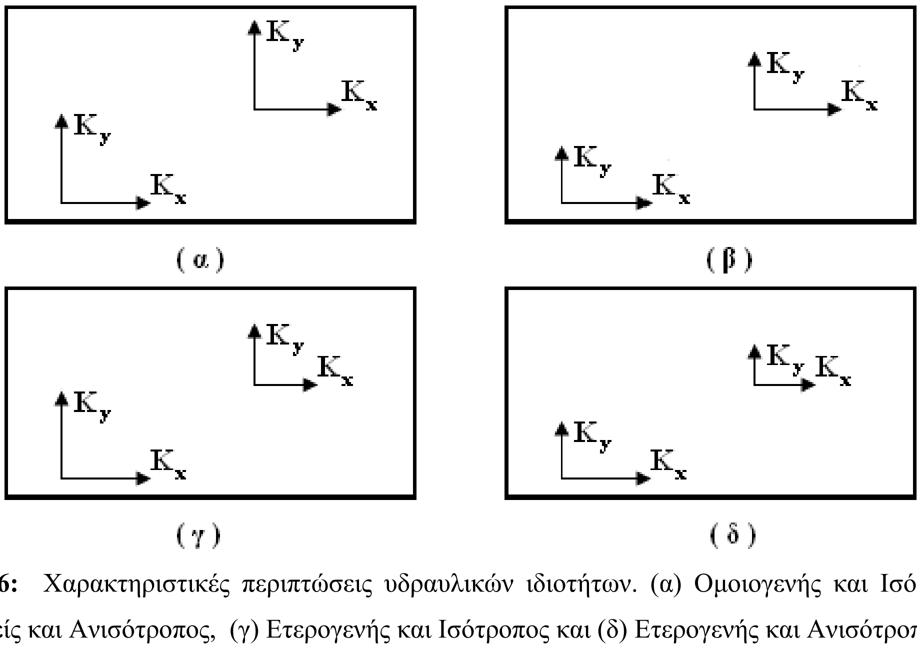
[2] Τα στοιχεία για το συγκεκριμένο σχήμα προέρχονται από τους Domenico και Swartz,1990.

1.2.6 Ομοιογένεια Και Ισοτροπία.

Σε συνθήκες πεδίου η υδραυλική αγωγιμότητα, δεν παραμένει σταθερή, συνήθως μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο. Αυτό συμβαίνει γιατί η σύσταση του εδάφους καθώς και η διάταξη των κόκκων του υλικού δεν είναι ίδια από σημείο σε σημείο. Επίσης είναι δυνατό σε δεδομένο σημείο η υδραυλική αγωγιμότητα να μεταβάλλεται ανάλογα με την κατεύθυνση. Για το λόγο αυτό κρίνεται απαραίτητο ο χαρακτηρισμός του εκάστοτε υδροφορέα ανάλογα με τη διατήρηση ή μη των υδραυλικών του ιδιοτήτων.

Έτσι, χαρακτηρίζεται ως **ομοιογενής,** ο υδροφορέας που έχει τις ίδιες υδραυλικές ιδιότητες σε κάθε σημείο του, δηλαδή η υδραυλική αγωγιμότητα παραμένει σταθερή για κάθε διεύθυνση σε όλη την έκταση του υδροφορέα. Σε περίπτωση που οι υδραυλικές ιδιότητες του υδροφορέα αλλάζουν χωρικά τότε χαρακτηρίζεται **ετερογενής**.

Οι υδροφορείς στους οποίους η υδραυλική αγωγιμότητα έχει την ίδια τιμή προς όλες τις διευθύνσεις χαρακτηρίζονται ως **ισότροποι**. Ενώ αντίθετα οι υδροφορείς στους οποίους η υδραυλική αγωγιμότητα με διαφορετικές τιμές σε κάθε κατεύθυνση καλούνται **ανισότροποι** (Σχήμα 1.7). [**2**]



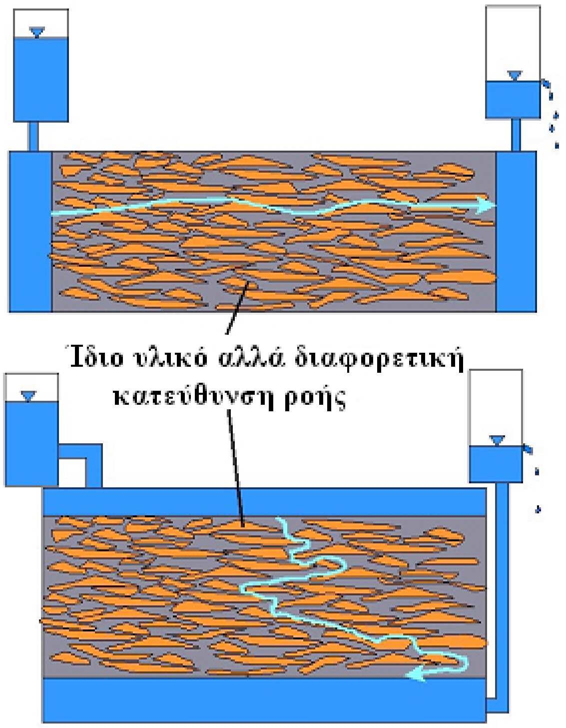
Σχήμα 1.6: Χαρακτηριστικές περιπτώσεις υδραυλικών ιδιοτήτων. (α) Ομοιογενής και Ισότροπος, (β) Ομοιογενείς και Ανισότροπος, (γ) Ετερογενής και Ισότροπος και (δ) Ετερογενής και Ανισότροπος.

1.2.7 Συντελεστής Μεταβιβασιμότητας.

Ο συντελεστής μεταβιβασιμότητας, ορίζεται ως ο ρυθμός με τον οποίο ύδωρ δεδομένου κινητικού ιξώδους μεταβιβάζεται δια μέσου μοναδιαίου πλάτους ενός υδροφορέα με μοναδιαία υδραυλική κλίση και εκφράζεται μαθηματικά ως:

$$\boldsymbol{T = K \cdot b} \qquad (1.7)$$

όπου b το κορεσμένο βάθος του υδροφορέα. [**2**]



Σχήμα 1.7: Παράδειγμα ανισότροπου υδροφορέα. Ο προσανατολισμός των κόκκων του πορώδους μέσου επηρεάζει την υδραυλική αγωγιμότητα. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, η υδραυλική αγωγιμότητα στην οριζόντια διεύθυνση είναι μεγαλύτερη από την υδραυλική αγωγιμότητα στην κάθετη διεύθυνση (Πηγή: California Department of Public Health)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΥΠΟΓΕΙΑ ΡΟΗ.

2.1 Το Ύδωρ Σε Κίνηση.

Το υπόγειο ύδωρ δε μένει στάσιμο, αλλά κινείται μέσα από τους πόρους του εδάφους σε μια κατεύθυνση από το ψηλότερο προς το χαμηλότερο δυναμικό. Ανάλογα με την ύπαρξη ή όχι διαφοράς δυναμικού ανάμεσα σε δύο θέσεις, στο χώρο που υπάρχει υπόγειο ύδωρ, αυτό κινείται στην κατεύθυνση του μικρότερου δυναμικού με ταχύτητα που είναι ανάλογη της διαφοράς δυναμικού και της διαπερατότητας του πορώδους μέσου.

Το συνολικό δυναμικό (h_t) σύμφωνα με τον *Bernoulli*[1] αποτελείται από τρεις συνιστώσες:

$$h_t = h_u + h_p + h_e$$ όπου

$$h_u = \frac{U^2}{2 \cdot g}$$ όρος ταχύτητας

(συνήθως έχει μη σημαντικές τιμές και παραλείπεται)

$$h_p = \frac{P}{\gamma_w}$$ όρος πίεσης

$$h_e = y$$ όρος υψομέτρου

Η τυχόν διαφορά λοιπόν της τιμής του h_t μεταξύ δύο σημείων κατά μήκος μιας γραμμής ροής, προκαλεί την κίνηση του ύδατος.[2] [**5**]

---

[1] Daniel Bernoulli, Ολλανδός μαθηματικός του $18^{ου}$ αιώνα (1700 – 1782)

[2] Η κίνηση του ύδατος επηρεάζεται και από άλλου είδους δυναμικά πεδία τα οποία προκαλούνται από οσμωτικές πιέσεις, δυνάμεις προσρόφησης, διαφορές θερμοκρασίας, διαφορές συγκέντρωσης χημικών ουσιών κ.ά. (Remson et al., 1971). [**4**]

2.2 Νόμος Darcy.

Η διάμετρος των πόρων μέσα στους οποίους πραγματοποιείται η υπόγεια ροή είναι πολύ μικρή. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με τις πολύ μικρές ταχύτητες ροής οδηγούν κατά κανόνα σε πλήρη υπεροχή των δυνάμεων συνεκτικότητας έναντι των δυνάμεων αδράνειας, δηλαδή σε στρωτή ροή. Το σχετικό μέγεθος των δυνάμεων αδράνειας έναντι των δυνάμεων συνεκτικότητας δίνει ο χαρακτηριστικός (αδιάστατος) αριθμός Reynolds:

$$\mathbf{\Re e} = \frac{\mathbf{q} \cdot \boldsymbol{d}}{\boldsymbol{v}} \qquad (2.1)$$

όπου q η **ειδική παροχή** (παροχή ανά μονάδα γεωμετρικής επιφάνειας κάθετη στη ροή), d η μέση διάμετρος εδαφικών κόκκων, και v το κινηματικό ιξώδες (συνεκτικότητα) του νερού.

Στην περίπτωση των υπόγειων υδάτων η ροή είναι στρωτή ($\Re e < 1$) ενώ δεν υπάρχουν σημαντικές αποκλίσεις για αριθμούς *Reynolds* που δε ξεπερνούν την τιμή 10.

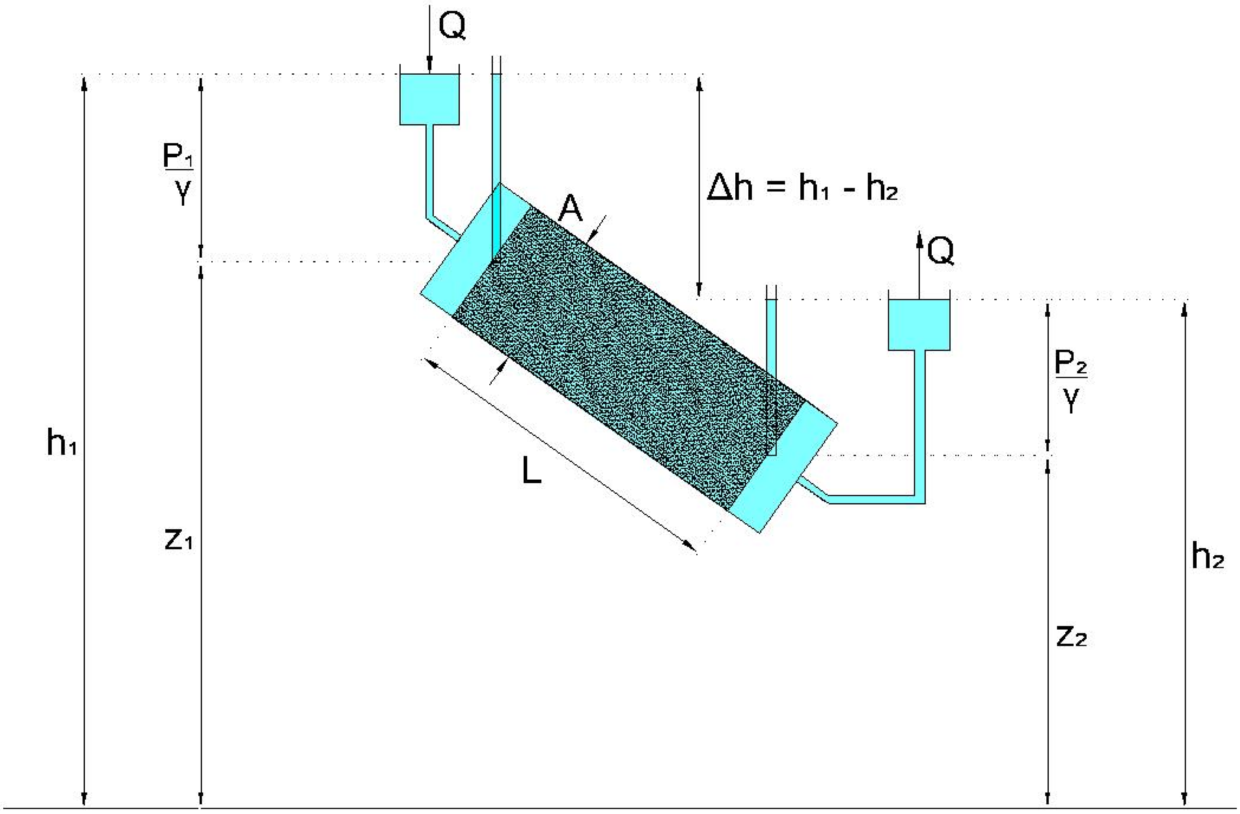
Η χαοτική γεωμετρία του δικτύου των πόρων, δεν επιτρέπει την ακριβή μαθηματική αναπαράσταση της ροής στην πραγματική μικροσκοπική κλίμακά της. Για το λόγο αυτό επιχειρήθηκε η μακροσκοπική θεώρηση των αντιστάσεων του πορώδους μέσου (ως συνόλου) στη ροή, σε αντιστοιχία με το πρόβλημα των συνολικών απωλειών φορτίου σε αγωγούς συναρτήσει των μακροσκοπικών γεωμετρικών δεδομένων (υγρής διατομής, υδραυλικής ακτίνας) και υδραυλικών δεδομένων (μέσης ταχύτητας).[**4**]

Πρώτος ο *Henry Darcy*[1] στα τέλη του 1855, ξεκίνησε μια σειρά πειραμάτων με σκοπό τον προσδιορισμό της σχέσης μεταξύ της ογκομετρικής ροής του ύδατος διαμέσου στρωμάτων άμμου, τα οποία συνήθως χρησιμοποιούνταν ως υδατικά φίλτρα, και της απώλειας υδραυλικού φορτίου.

Το συμπέρασμα της μελέτης του ήταν ότι ο ρυθμός ροής (Q/A) διαμέσου πορώδους μέσου είναι ανάλογος των απωλειών φορτίου, ανάλογος της υδραυλικής

[1] Γάλλος μηχανικός υδραυλικής (1803-1858).

αγωγιμότητας και αντιστρόφως ανάλογος του μήκους πορείας της ροής. Η διατύπωση αυτή είναι γνωστή ως **Νόμος του *Darcy*** (Σχήμα 2.1).



Σχήμα 2.1: Το πείραμα του *Darcy* (*Darcy's Law*)

Η μαθηματική έκφραση του νόμου του *Darcy* για ένα ισότροπο μέσο σε μία διεύθυνση, δίνεται από την σχέση:

$$\frac{Q}{A} = -K \cdot \frac{\Delta h}{L} \qquad \text{ή} \qquad q = -K \cdot \frac{\Delta h}{L} \tag{2.2}$$

όπου Q η παροχή, Α η επιφάνεια της τομής της στήλης, Κ η υδραυλική αγωγιμότητα του μέσου, L το μήκος της γραμμής ροής, Δh η απώλεια φορτίου και q η ειδική παροχή. Το αρνητικό πρόσημο δείχνει ότι η κίνηση του νερού γίνεται προς την κατεύθυνση που ελαττώνεται το φορτίο. [**2**]

2.3 Γενική Μορφή Του Νόμου Του Darcy.

Ο νόμος του *Darcy* όπως περιγράφτηκε προηγουμένως, βρίσκει εφαρμογή μόνο σε εργαστηριακές συνθήκες στην περίπτωση εξέτασης μονοδιάστατης ροής. Λόγο του φαινομένου της ανισοτροπίας, στο πεδίο η ροή πραγματοποιείται με διαφορετική ταχύτητα σε κάθε συνιστώσα x,y και z. Επομένως για την πλήρη περιγραφή της ροής στο πεδίο είναι αναγκαίο η εξίσωση του *Darcy* (Εξίσωση 2.2) να γραφεί στην τρισδιάστατη μορφή της. Δηλαδή:

Για την διεύθυνση x:

$$\boldsymbol{q_x = -K_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z}}$$

Για την διεύθυνση y:

$$\boldsymbol{q_y = -K_{yx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z}}$$

Για την διεύθυνση z:

$$\boldsymbol{q_z = -K_{zx} \cdot \frac{\partial h}{\partial z} - K_{zy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z}}$$

ή στη μητρωική μορφή:

$$\boldsymbol{\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = -\begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix}} \qquad (2.3)$$

Το μητρώο υδραυλικής αγωγιμότητας είναι συμμετρικό, δηλαδή $\boldsymbol{[K]_{ij} = [K]_{ji}}$

Έχει αποδειχθεί από αρκετούς ερευνητές (*Ξανθόπουλος*, 1975, *Bear*, 1972)[1] ότι είναι πάντα εφικτό, να επιλεχθεί ένα ορθοκανονικό σύστημα συντεταγμένων, τέτοιο ώστε να μηδενίζονται όλοι οι μη διαγώνιοι όροι του μητρώου. Οι άξονες αυτοί ονομάζονται **κύριες διευθύνσεις του ανισότροπου μέσου**. Σε αυτό το σύστημα, απλοποιείται η εξίσωση του *Darcy*, δεδομένου ότι η παροχή κατά τη διεύθυνση οποιουδήποτε από τους τρεις κύριους άξονες (x, y και z), δεν εξαρτάται από τις υδραυλικές κλίσεις στους άλλους δύο άξονες. Έτσι η εξίσωση 2.3, παίρνει την απλοποιημένη μορφή:

$$\begin{bmatrix} \boldsymbol{q}_x \\ \boldsymbol{q}_y \\ \boldsymbol{q}_z \end{bmatrix} = -\begin{bmatrix} \boldsymbol{K}_x \cdot \dfrac{\partial \boldsymbol{h}}{\partial \boldsymbol{x}} \\ \boldsymbol{K}_y \cdot \dfrac{\partial \boldsymbol{h}}{\partial \boldsymbol{y}} \\ \boldsymbol{K}_z \cdot \dfrac{\partial \boldsymbol{h}}{\partial \boldsymbol{z}} \end{bmatrix} \qquad (2.4)$$

Επομένως για τις επιμέρους διευθύνσεις η ταχύτητα της υπόγειας ροής θα είναι:

Για την διεύθυνση x: $\boldsymbol{q}_x = -\boldsymbol{K}_x \cdot \dfrac{\partial \boldsymbol{h}}{\partial \boldsymbol{x}}$

Για την διεύθυνση y: $\boldsymbol{q}_y = -\boldsymbol{K}_y \cdot \dfrac{\partial \boldsymbol{h}}{\partial \boldsymbol{y}}$

Για την διεύθυνση z: $\boldsymbol{q}_z = -\boldsymbol{K}_z \cdot \dfrac{\partial \boldsymbol{h}}{\partial \boldsymbol{z}}$

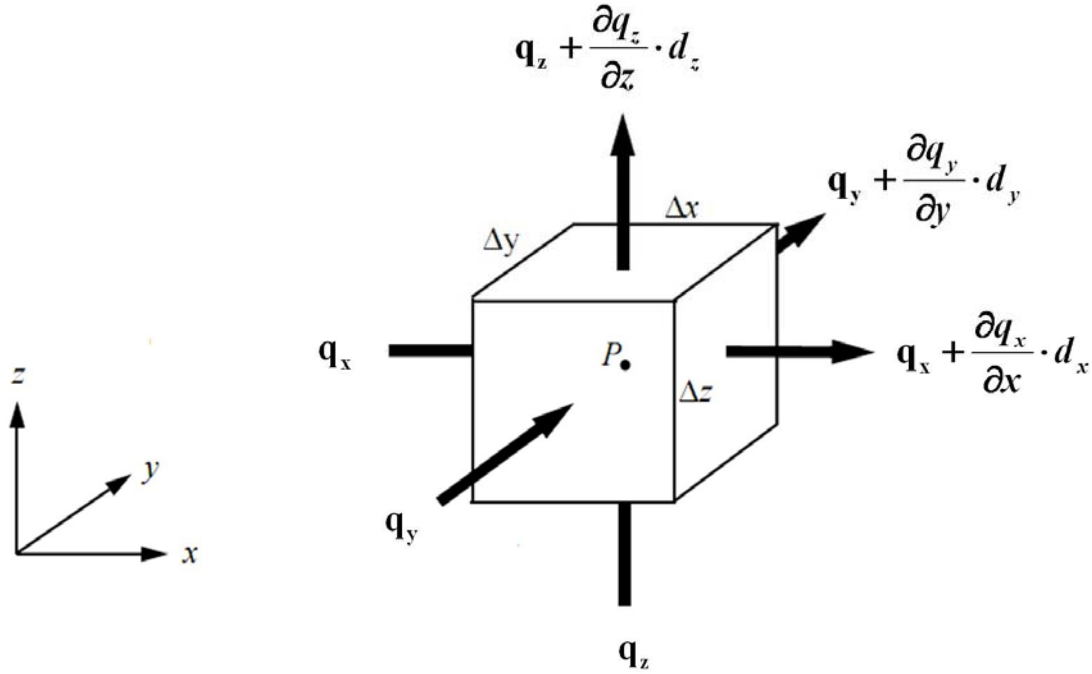
(Για απλοποίηση του συμβολισμού K_x=K_{xx}, K_y=K_{yy} και K_z= K_{zz}) [**4**]

[1] Η παραπομπή γίνεται από τους συγγραφείς της πηγής [**4**]

2.4 Γενική Εξίσωση Μόνιμης Ροής.

Η κύρια εξίσωση υπόγειας ροής, προκύπτει από την εφαρμογή του **Νόμου Διατήρησης της Μάζας** (Αρχή Της Συνέχειας), σε ένα μοναδιαίο όγκο κορεσμένου πορώδους υλικού (Σχήμα 2.2). Ως μοναδιαίος όγκος θεωρείτε ο κύβος του υλικού που είναι αρκετά μεγάλος ώστε να έχει τις ιδιότητες του πορώδους υλικού και αρκετά μικρός ώστε η αλλαγή του υδραυλικού δυναμικού μέσα στον κύβο να θεωρείται αμελητέα . Από όπου προκύπτει ότι:

$$\Delta m = m_{in} - m_{out} \tag{2.5}$$



Σχήμα 2.2: Μοναδιαίος όγκος κορεσμένου υλικού. (Πηγή: Stanford University, School of Earth Sciences, lecture notes)

Η μάζα του ύδατος που εισέρχεται στον όγκο αναφοράς σε διαφορικό χρόνο dt θα είναι:

$$\mathbf{m_{in}} = \boldsymbol{\rho} \cdot \left(\mathbf{q_x} \cdot d_y \cdot d_z + \mathbf{q}_z \cdot d_x \cdot d_y + \mathbf{q}_y \cdot d_x \cdot d_z \right) \cdot dt \tag{2.6}$$

Η μάζα του ύδατος που θα εξέρχεται από τον όγκο αναφοράς στο ίδιο χρονικό διάστημα, θα δίνεται από την σχέση:

$$\mathbf{m_{out}} = \boldsymbol{\rho} \cdot \left(\left(\mathbf{q_x} + \frac{\partial q_x}{\partial x} \cdot d_x \right) \cdot d_y \cdot d_z + \left(\mathbf{q_z} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \cdot d_z \right) \cdot d_x \cdot d_y + \left(\mathbf{q_y} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \cdot d_y \right) \cdot d_x \cdot d_z \right) \cdot dt$$

(2.7)

Ενώ η μεταβολή στον αποθηκευμένο όγκο νερού στον όγκο αναφοράς στον διαφορικό χρόνο dt θα είναι:

$$\Delta m = \rho \cdot \Delta V \Rightarrow \left(\Delta V = S_s \cdot V \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \cdot dt \text{ από την } (1.5) \right)$$

$$\Delta m = \rho \cdot S_s \cdot V \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \cdot dt \Rightarrow \left(V = dx \cdot dy \cdot dz \right)$$

$$\Delta m = \frac{\rho \cdot S_s \cdot dx \cdot dy \cdot dz \cdot \partial h}{\partial t} \cdot dt \qquad (2.8)$$

Αντικαθιστώντας τις 2.6, 2.7, 2.8 στην 2.5 προκύπτει:

$$\frac{\rho \cdot S_s \cdot dx \cdot dy \cdot dz \cdot \partial h}{\partial t} \cdot dt = \boldsymbol{\rho} \cdot \left(\mathbf{q_x} \cdot d_y \cdot d_z + \mathbf{q}_z \cdot d_x \cdot d_y + \mathbf{q}_y \cdot d_x \cdot d_z \right) \cdot dt -$$
$$\boldsymbol{\rho} \cdot \left(\left(\mathbf{q_x} + \frac{\partial q_x}{\partial x} \cdot d_x \right) \cdot d_y \cdot d_z + \left(\mathbf{q_z} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \cdot d_z \right) \cdot d_x \cdot d_y + \left(\mathbf{q_y} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \cdot d_y \right) \cdot d_x \cdot d_z \right) \cdot dt \Rightarrow$$

$$S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \qquad (2.9)$$

Επιλέγοντας σύστημα συντεταγμένων ίδιο με το κύριο σύστημα αξόνων του τανυστή υδραυλικής αγωγιμότητας μπορεί να χρησιμοποιηθεί η απλοποιημένη εξίσωση του *Darcy,* για τρισδιάστατη ροή (2.4) κατά την οποία ισχύει ότι:

$$q_x = -K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$q_y = -K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$q_z = -K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z}$$

Αντικαθιστώντας τα q_x, q_y και q_z στην εξίσωση (2.9) προκύπτει η γενική εξίσωση μόνιμης ροής για τρεις διαστάσεις για ετερογενή ανισότροπο υδροφορέα, η οποία θα είναι:

$$S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial\left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}\right)}{\partial y} + \frac{\partial\left(K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z}\right)}{\partial z} \tag{2.10}$$

Ενώ σε περίπτωση που υπάρχει άντληση ή εμπλουτισμός από κάποιο πηγάδι, τότε η εξίσωση παίρνει την εξής μορφή:

$$S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W = \frac{\partial\left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}\right)}{\partial y} + \frac{\partial\left(K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z}\right)}{\partial z} \tag{2.11}$$

όπου W ο ρυθμός άντλησης / εμπλουτισμού.

Σε περίπτωση που περίπτωση διαφορετικού συστήματος συντεταγμένων η τελική εξίσωση θα είναι πιο περίπλοκη, αφού τα q_x, q_y και q_z θα δίνονται από την 2.3.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΡΟΗΣ.

3.1 Εισαγωγή.

Τα μοντέλα, είναι ένα σύγχρονο εργαλείο για την πρακτική ή θεωρητική αποτίμηση της υπόγειας ροής. Δεν μπορούν να θεωρηθούν ως ακριβείς αναπαραστάσεις του πραγματικού κόσμου επειδή δεν είναι εφικτή η μεταφορά της πολυπλοκότητας των φυσικών υδρογεωλογικών συστημάτων σε ένα ξεχωριστό μοντέλο. Η κύρια εφαρμογή των μοντέλων είναι η πρόβλεψη της μελλοντικής συμπεριφοράς του υπόγειου υδροφορέα. Παρόλο που κάποια συμπεράσματα μπορούν να προκύψουν χρησιμοποιώντας μηχανικές ή γεωλογικές γνώσεις, λόγω της πολυπλοκότητας του συστήματος υπόγειας ροής και των παραγόντων που μπορούν να την επηρεάσουν, καθίστανται μη αξιόπιστα. Για το λόγο αυτό, είναι απαραίτητη η δημιουργία του μοντέλου υπόγειας ροής.

Γενικά, τα μοντέλα είναι θεμελιώδεις περιγραφές ή προσεγγίσεις που περιγράφουν φυσικά συστήματα χρησιμοποιώντας μαθηματικές εξισώσεις. Αναπαριστώντας μια απλοποιημένη μορφή της υδρολογικού συστήματος κάνοντας χρήση μαθηματικών εξισώσεων, λογικά εναλλακτικά σενάρια μπορούν να προβλεφθούν, να δοκιμαστούν και να συγκριθούν. Η χρησιμότητα του μοντέλου εξαρτάται από το πόσο καλά οι μαθηματικές εξισώσεις προσεγγίζουν το φυσικό σύστημα που μοντελοποιείται.

Τα μοντέλα υπόγειας ροής, περιγράφουν την υπόγεια ροή χρησιμοποιώντας μαθηματικές εξισώσεις βασισμένες σε συγκεκριμένες παραδοχές. Οι παραδοχές αυτές τυπικά αφορούν τη διεύθυνση ροής, τη γεωμετρία του υδροφορέα, τους μηχανισμούς μεταφοράς ρύπων και τις χημικές αντιδράσεις. Εξαιτίας των παραδοχών που γίνονται στις μαθηματικές εξισώσεις, καθώς και των σφαλμάτων που εμπεριέχουν οι τιμές των δεδομένων που απαιτεί το μοντέλο, τα μοντέλα θα πρέπει να αντιμετωπίζονται ως προσεγγίσεις και όχι ως ακριβείς αναπαραστάσεις των συνθηκών πεδίου. Παρόλα αυτά, τα μοντέλα εξομοίωσης της υπόγειας ροής αποτελούν τον καλύτερο τρόπο ανάλυσης ή πρόβλεψης της επίδρασης μιας συγκεκριμένης ενέργειας. [**6**]

3.2 Κατηγορίες Μοντέλων.

Τα **αναλυτικά μοντέλα**, είναι μαθηματικά μοντέλα τα οποία έχουν κλειστού τύπου λύση. Δηλαδή ως μαθηματική λύση, δίνεται μια συγκεκριμένη τιμή. Στην κατηγορία αυτή των μοντέλων, συμπεριλαμβάνουμε συστήματα τα οποία μπορούν να περιγραφούν πλήρως από ένα σύνολο εξισώσεων. Με την επίλυση των εξισώσεων αυτών, το αρχικό σύστημα μπορεί να περιγραφεί με απόλυτη ακρίβεια και πληρότητα.

Τα **αριθμητικά μοντέλα**, είναι μαθηματικά μοντέλα τα οποία χρησιμοποιούν κάποια αριθμητική μέθοδο με διαδικασία χρονικού βήματος, έτσι ώστε να μπορούν να περιγράψουν την συμπεριφορά του μοντέλου σε όλη τη χρονική διάρκεια. Η μαθηματική λύση δίνεται με την μορφή του πίνακα ή του γραφήματος.

Για την επίλυση προβλημάτων υπόγειας ροής μπορούν να χρησιμοποιηθούν και οι δύο τύποι μαθηματικών μοντέλων. Για την περιγραφή του συστήματος υπόγειας ροής, είναι απαραίτητη η χρήση πολύπλοκων εξισώσεων. Για τη λύση της με χρήση αναλυτικών μοντέλων, συνήθως γίνεται απλούστευση των εξισώσεων με αποτέλεσμα η λύση που δίνουν να μην αντιπροσωπεύει το σύστημα και να εμπεριέχει ένα μεγάλο ποσοστό σφάλματος. Σε αντίθεση με την επίλυση των αριθμητικών μοντέλων, δεν χρειάζεται να γίνουν απλουστεύσεις στην κύρια εξίσωση, με αποτέλεσμα η λύση της να εμπεριέχει πολύ μικρότερο ποσοστό σφάλματος. Το κύριο πλεονέκτημα των αναλυτικών μοντέλων σε σχέση με τα αριθμητικά, είναι ότι επειδή επιλύουν την κύρια εξίσωση μία φορά, δεν έχουν υψηλές απαιτήσεις υπολογιστικού συστήματος, σε αντίθεση με τα αριθμητικά μοντέλα, τα οποία απαιτούν μεγάλο πλήθος επεξεργασιών και υπολογισμό τεράστιου όγκου δεδομένων.

Τα τελευταία χρόνια με την πρόοδο της τεχνολογίας των υπολογιστών η χρήση των αριθμητικών μοντέλων για την επίλυση προβλημάτων υπόγειας ροής είναι πλέον πιο διαδεδομένη καθώς με την υπάρχουσα τεχνολογία η επίλυσή της δεν είναι τόσο χρονοβόρα. Εκτός αυτού, δίνουν απαντήσεις για την συμπεριφορά του συστήματος καθ' όλη την χρονική διάρκεια, δίνοντας με αυτό τον τρόπο πολύτιμες πληροφορίες στο χρήστη.[**7**]

3.3 Αριθμητικά Μοντέλα.

3.3.1 Διαδικασία Δημιουργίας Ενός Αριθμητικού Μοντέλου.

Σε περίπτωση που αποφασιστεί ότι είναι απαραίτητη η χρήση αριθμητικού μοντέλου, θα πρέπει να ακολουθηθεί μια συγκεκριμένη διαδικασία έτσι ώστε το μοντέλο να αντιπροσωπεύει όσο το δυνατόν καλύτερα τις πραγματικές συνθήκες. Τα βήματα που περιλαμβάνει το πρωτόκολλο δημιουργίας του αριθμητικού μοντέλου φαίνονται στο Σχήμα 3.1 και αναλύονται ως εξής:

1. Καθορισμός του **σκοπού** του προβλήματος. Ο σκοπός του προβλήματος θα καθορίσει την κύρια εξίσωση που θα χρησιμοποιηθεί καθώς και ποιος τύπος κώδικα θα επιλεχθεί.

2. Σχεδιασμός του **θεμελιώδους μοντέλου** του συστήματος. Σε αυτό το στάδιο, προσδιορίζονται οι υδροστρωματογραφικές μονάδες και τα όρια του συστήματος. Συλλέγονται μετρήσεις και πληροφορίες για το υδρολογικό ισοζύγιο της περιοχής, τιμές που αφορούν τις υδραυλικές ιδιότητες του υδροφορέα καθώς και τυχόν υδρολογικές τάσεις. Σε αυτό το στάδιο συνιστάται η επίσκεψη στο πεδίο, ώστε ο προγραμματιστής να παραμείνει στην πραγματικότητα της περιοχής και να πάρει τις κατάλληλες αποφάσεις τις παραδοχές που θα γίνουν κατά την κατασκευή του μοντέλου.

3. Επιλογή της κύριας εξίσωσης που περιγράφει το φαινόμενο και του κατάλληλου **προγραμματιστικού κώδικα**. Κώδικας είναι ένα πρόγραμμα του υπολογιστή που περιέχει τον αλγόριθμο που επιλύει το μαθηματικό μοντέλο αναλυτικά. Σε αυτό το στάδιο είναι απαραίτητη τόσο η επαλήθευση της κύριας εξίσωσης όσο και του αλγόριθμου. Η επαλήθευση της κύριας εξίσωσης γίνεται για να διαπιστωθεί αν αυτή περιγράφει ορθά τις φυσικές διεργασίες ενώ η επαλήθευση του αλγόριθμου γίνεται για να διαπιστωθεί αν ο αλγόριθμος επιλύει σωστά την εξίσωση. Για την επαλήθευση του αλγόριθμου γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων του με αποτελέσματα που προέκυψαν από αναλυτικά μοντέλα.

4. **Σχεδιασμός μοντέλου**. Το εννοιολογικό μοντέλο τίθεται σε κατάλληλη μορφή για μετατροπή σε αλγόριθμο. Αυτό το βήμα περιλαμβάνει μια σειρά διαδικασιών όπως, η επιλογή και ο σχεδιασμός του πλέγματος, η επιλογή των χρονικών βημάτων, ο καθορισμός των επιπέδων, ο προσδιορισμός των αρχικών και των οριακών συνθηκών καθώς και η προκαταρκτική επιλογή των τιμών για τις υδραυλικές παραμέτρους του υδροφορέα και τις υδρολογικές τάσεις.

5. **Βαθμονόμηση του μοντέλου**. Σκοπός της βαθμονόμησης είναι να αποδειχθεί ότι τα αποτελέσματα του μοντέλου ταυτίζονται με τις γνωστές τιμές. Σε αυτό το σημείο ελέγχεται και η επαναληψιμότητα του μοντέλου (Η ικανότητα του δηλαδή να δίνει τα ίδια αποτελέσματα όταν δεν αλλάζουν οι αρχικές συνθήκες). Η βαθμονόμηση γίνεται με τη ρύθμιση των παραμέτρων του μοντέλου, είτε χρησιμοποιώντας συναρτήσεις δοκιμής και σφάλματος είτε ειδικών προγραμμάτων που έχουν αναπτυχθεί για το λόγο αυτό.

6. **Ανάλυση ευαισθησίας**. Το βαθμονομημένο μοντέλο παρουσιάζει αβεβαιότητα είτε εξαιτίας κάποιων παραδοχών που έχουν γίνει είτε λόγω αδυναμίας να καθοριστεί η ακριβής χωρική (και χρονική) κατανομή των τιμών των παραμέτρων στην περιοχή μελέτης. Υπάρχει ακόμα ενδεχόμενο σφάλμα και στον καθορισμό των οριακών συνθηκών. Στο στάδιο αυτό, υπολογίζεται το πόσο επιδρά κάθε δεδομένο στο τελικό αποτέλεσμα. Το στάδιο αυτό είναι σημαντικό ώστε να καθοριστεί πια δεδομένα έχουν μεγαλύτερη βαρύτητα στο αποτέλεσμα, άρα και ποια δεδομένα πρέπει να υπολογιστούν με μεγαλύτερη ακρίβεια.

7. **Επαλήθευση μοντέλου**. Για μεγαλύτερη εμπιστοσύνη στα αποτελέσματα του μοντέλου, λαμβάνει χώρα η επαλήθευση του μοντέλου με τη χρήση των βαθμονομημένων τιμών για τον υπολογισμό μιας σειράς τιμών που είναι ήδη γνωστές από τις μετρήσεις πεδίου.

8. **Πρόβλεψη**. Είναι το στάδιο στο οποίο ελέγχεται η αντίδραση του μοντέλου σε μελλοντικά γεγονότα. Το μοντέλο τρέχει με τις τιμές που έχουν προκύψει από τη βαθμονόμηση, εκτός από αυτές που αναμένεται να αλλάξουν μελλοντικά. Για να λειτουργήσει το μοντέλο πρέπει να γίνει εκτίμηση των μελλοντικών τιμών

των μεταβλητών που πρόκειται να αλλάξουν. Η αβεβαιότητα σε μια πρόβλεψη προκύπτει από την αβεβαιότητα που προκύπτει από τη λειτουργία του βαθμονομημένου μοντέλου και την ανικανότητα να υπολογιστούν οι ακριβείς τιμές για τις μεταβλητές που αλλάζουν μελλοντικά.

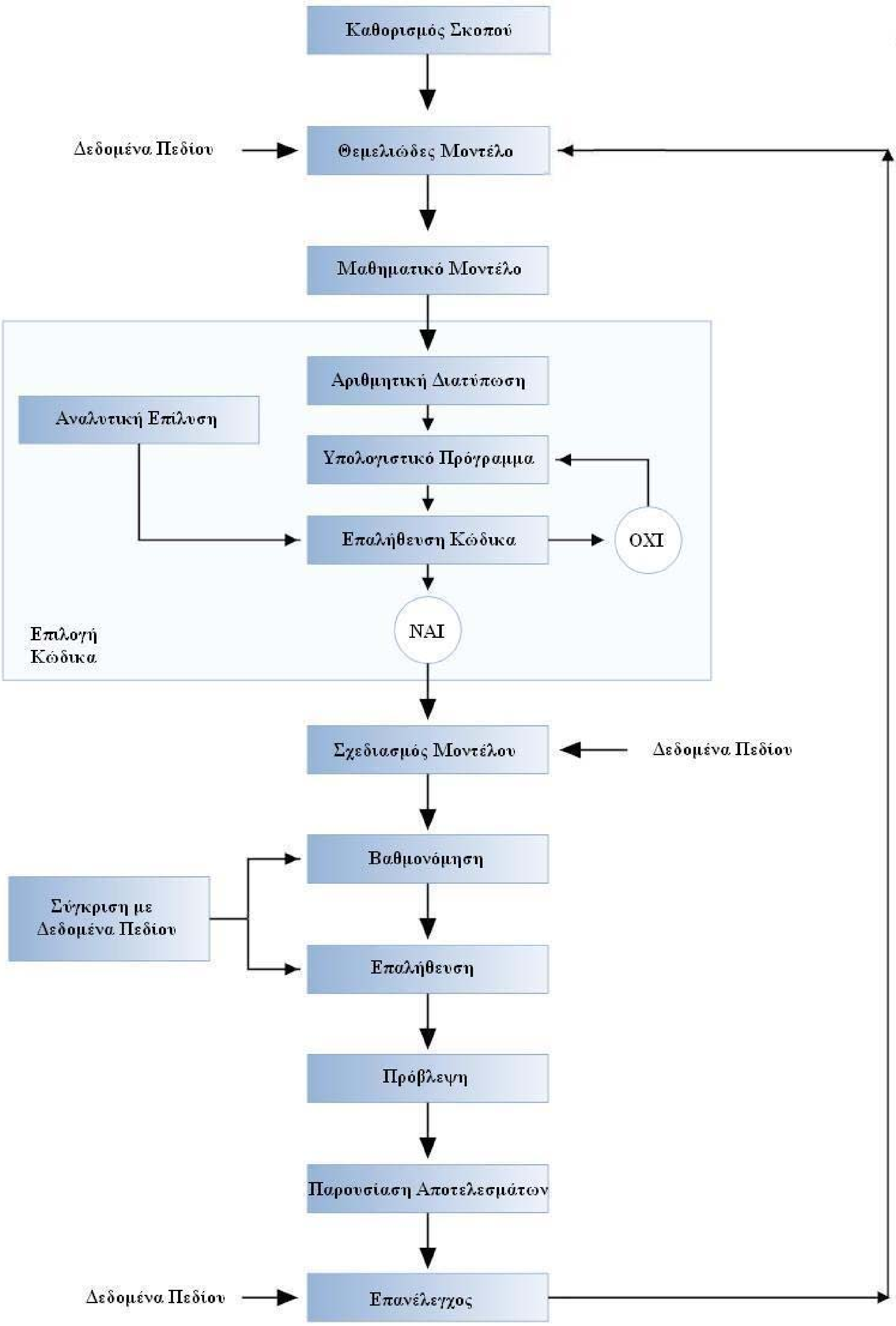
9. **Προφητική ανάλυση ευαισθησίας**. Εφαρμόζεται για να ποσοτικοποιηθεί η επίδραση της αβεβαιότητας στην πρόβλεψη. Οι εκτιμούμενες μελλοντικές τιμές προσομοιώνονται προκειμένου να εξεταστεί η επίδραση στο μοντέλο πρόβλεψης.

10. **Παρουσίαση του σχεδιασμού του μοντέλου και των αποτελεσμάτων**. Η διαυγής παρουσίαση του σχεδιασμού του μοντέλου και των αποτελεσμάτων είναι θεμελιώδης προκειμένου να γίνεται κατανοητή και μεταδοτική η προσπάθεια μοντελοποίησης.

11. **Επανέλεγχος**. Ο επανέλεγχος ολοκληρώνεται αρκετά χρόνια μετά την ολοκλήρωση του μοντέλου. Νέα δεδομένα από το πεδίο συλλέγονται για να διαπιστωθεί κατά πόσο η πρόβλεψη του μοντέλου ήταν σωστή. Ο επανέλεγχος θα πρέπει να γίνει σε τέτοιο χρονικό διάστημα, από όταν έγινε η πρόβλεψη, ώστε να έχει εξασφαλιστεί ότι μπόρεσαν να λάβουν χώρα σημαντικές μεταβολές.

12. **Επανασχεδιασμός του μοντέλου**. Με βάση τη μελλοντική επαλήθευση του μοντέλου προκύπτουν νέες πληροφορίες για το σύστημα και για το πως αυτό συμπεριφέρεται οδηγώντας έτσι σε αλλαγές στο θεμελιώδες μοντέλο ή τις παραμέτρους του.

Η παραπάνω διαδικασία είναι απαραίτητη ώστε το μοντέλο που θα προκύψει να θεωρείται έγκυρο. Παρόλα αυτά, συνήθως πραγματοποιούνται μόνο τα έξι πρώτα στάδια, καθώς δεν υπάρχουν δεδομένα ώστε να πραγματοποιηθούν και τα υπόλοιπα στάδια. [**8**]



Σχήμα 3.1: Βήματα του πρωτοκόλλου για τη δημιουργία του μοντέλου (Πηγή: *Mary P. Anderson, William W. Woessner,* 1992)

3.3.2 Σχεδιασμός Του Θεμελιώδους Μοντέλου.

Ο σκοπός της κατασκευής του θεμελιώδους μοντέλου είναι να απλοποιηθεί το πρόβλημα του πεδίου και να οργανωθούν τα πολύπλοκα δεδομένα του, έτσι ώστε όλο το σύστημα να μπορεί να αναλυθεί άμεσα. Η απλοποίηση του συστήματος είναι απαραίτητη επειδή ολόκληρη η ανακατασκευή του πεδίου είναι ανέφικτη. Για την κατασκευή του θεμελιώδους μοντέλου είναι απαραίτητα τρία βήματα:

1. **Ο καθορισμός των υδρογραφικών μονάδων**. Σε αυτό το βήμα καθορίζονται οι γεωλογικές πληροφορίες που περιέχονται σε γεωλογικούς χάρτες συνδυάζονται με δεδομένα της υδρογεωλογίας για να καθοριστούν οι υδρογραφικές μονάδες που θα χρησιμοποιηθούν στο μοντέλο. Κατά τη διάρκεια κατασκευής του μοντέλου τα τοπικά συστήματα ροής, οι υδροφορείς και τα αδιαπέρατα στρώματα καθορίζονται έτσι ώστε να χρησιμοποιηθούν ως βάση των υδρογραφικών μονάδων.

2. **Ο καθορισμός του υδατικού ισοζυγίου**. Στο δεύτερο βήμα γίνεται εισαγωγή στο μοντέλο τα σημεία εισόδου και εξόδου του νερού στο σύστημα, καθώς και των αναμενόμενων κατευθύνσεων ροής. Οι εισροές περιέχουν την υπόγεια εναπόθεση από βροχόπτωση, την επιφανειακή ροή ή την εναπόθεση από επιφανειακά νερά. Οι εκροές περιέχουν εξόδους σε ανεξάντλητες πηγές, εναπόθεση σε ρέματα, εξατμισοδιαπνοή και άντληση. Το υδατικό ισοζύγιο, θα πρέπει να συγκεντρώνει την έκταση αυτών των ροών και να υπολογίζει τις αλλαγές στην αποθηκευτικότητα του υδροφορέα.

3. **Ο καθορισμός του συστήματος της ροής**. Στο τελευταίο βήμα, χρησιμοποιούνται οι υδρολογικές πληροφορίες (βροχόπτωση, εξάτμιση, επιφανειακή απορροή κ.ά.) για να γίνει αντιληπτή η κίνηση του υπόγειου νερού. Η στάθμη του νερού χρησιμοποιείται για να γίνει εκτίμηση της γενικής διεύθυνσης της υπόγειας ροής, καθώς και των περιοχών εμπλουτισμού, απεμπλουτισμού του συστήματος. [**8**]

3.3.3 Τρόποι Θεώρησης Συστημάτων Υπόγειας Ροής.

Για να προκύψει η βασική εξίσωση του μοντέλου είναι απαραίτητο να οριστεί πρώτα ο τρόπος με τον οποίο θα μελετηθεί το σύστημα. Υπάρχουν δύο θεμελιώδεις σκοπιές εξέτασης του συστήματος υπογείων υδάτων, από άποψη υδροφορέα και από άποψη συστήματος ροής.

Η εξέταση του συστήματος ως προς τον υδροφορέα βασίζεται στον καθορισμό του τύπου του υδροφορέα. Ο τρόπος αυτός προτιμάται στην περίπτωση ανάλυσης της ροής σε πηγάδια άντλησης και αποτελεί τη βάση για τις αναλυτικές λύσεις. Σε αυτή την περίπτωση, η ροή του υπόγειου ύδατος θεωρείται αυστηρά οριζόντια στα διαπερατά στρώματα και αυστηρά κάθετη στα αδιαπέρατα.

Με εξέταση ως προς τον υδροφορέα, προσομοιώνονται συστήματα δισδιάστατης ροής σε περιορισμένους και ελεύθερους υδροφορείς. Στην περίπτωση των περιορισμένων υδροφορέων με διαρροή γίνεται μια ψευδο-τρισδιάστατη προσέγγιση στην οποία η κάθετη ροή, μέσα από τα περιοριστικά στρώματα, αντιπροσωπεύεται από έναν όρο διαρροής που προσθέτει ή αφαιρεί ποσότητα ύδατος από τους υποκείμενους ή υπερκείμενους υδροφορείς.

Μια γενική μορφή της κύριας εξίσωσης στην περίπτωση εξέτασης από την οπτική γωνία του υδροφορέα είναι η εξής:

$$\frac{\partial\left(T_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(T_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}\right)}{\partial y} = S \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W + L \qquad (3.1)$$

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

και T_x, T_y οι συντελεστές μεταβιβασιμότητας για τις διευθύνσεις x,y αντίστοιχα, h το υδραυλικό ύψος, W ο ρυθμός άντλησης / εμπλουτισμού και L η διαρροή διαμέσου του αδιαπέρατου στρώματος. Στην 2^η εξίσωση h_{source} είναι το υδραυλικό ύψος πριν το αδιαπέρατο στρώμα και h μετά από αυτό, τέλος με b΄ συμβολίζεται το πάχος του υδροφορέα.

Στην περίπτωση ελεύθερου υδροφορέα, είναι ευρέως διαδεδομένο να θεωρείται ότι $\boldsymbol{T_x = K_x \cdot h}$ και $\boldsymbol{T_y = K_y \cdot h}$, όπου h το κορεσμένο πάχος του υδροφορέα. Αντικαθιστώντας τα T_x, T_y, στην εξίσωση 3.1 προκύπτει μια μη γραμμική εξίσωση, γνωστή ως εξίσωση **Boussinesq:**

$$\frac{\partial\left(K_y \cdot h \cdot \dfrac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x}+\frac{\partial\left(K_y \cdot h \cdot \dfrac{\partial h}{\partial y}\right)}{\partial y}=S \cdot \frac{\partial h}{\partial t}+W+L \qquad (3.2)$$

όπου οι διαρροές (L) είναι μηδέν και η αποθηκευτικότητα είναι ίση με την ειδική απόδοση $\left(S = S_y\right)$. Είναι προφανές ότι:

$$\frac{\partial h^2}{\partial x}=2 \cdot h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \quad \text{και} \quad \frac{\partial h^2}{\partial y}=2 \cdot h \cdot \frac{\partial h}{\partial y}$$

Άρα η εξίσωση μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$\frac{\partial\left(K_y \cdot \dfrac{\partial h^2}{\vartheta x}\right)}{\partial x}+\frac{\partial\left(K_y \cdot \dfrac{\partial h^2}{\partial y}\right)}{\partial y}=2 \cdot S_y \cdot \frac{\partial h}{\partial t}+2 \cdot W \qquad (3.3)$$

Στην περίπτωση που το σύστημα υπόγειας ροής μελετάται από την οπτική γωνία του συστήματος ροής, δε χρειάζεται η ταυτοποίηση καθαυτών των υδροφορέων και των περιοριστικών στρωμάτων αλλά η κατασκευή της τρισδιάστατης κατανομής της ροής, της υδραυλικής αγωγιμότητας και των ιδιοτήτων της αποθηκευτικότητας σε κάθε σημείο του συστήματος. Η θεώρηση αυτή επιτρέπει τόσο οριζόντιες όσο και κάθετες συνιστώσες ροής στο σύστημα και έτσι επιτρέπει το χειρισμό της ροής είτε σαν δισδιάστατη είτε σαν τρισδιάστατη.[**8**] Σε αυτήν την περίπτωση ως κύρια εξίσωση χρησιμοποιείται η 2.11 δηλαδή:

$$S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t}+W=\frac{\partial\left(K_x \cdot \dfrac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x}+\frac{\partial\left(K_y \cdot \dfrac{\partial h}{\partial y}\right)}{\partial y}+\frac{\partial\left(K_z \cdot \dfrac{\partial h}{\partial z}\right)}{\partial z}$$

3.3.4 Επίλυση Προβλημάτων Υπόγειας Ροής.

Κάνοντας τις κατάλληλες παραδοχές, οι εξισώσεις 2.11 και 3.1 μπορούν να επιλυθούν με τη χρήση αναλυτικών μοντέλων. Οι παραδοχές αυτές συνήθως είναι υποθέσεις ομοιογένειας και μονοδιάστατης ή δισδιάστατης ροής. Εκτός από ελάχιστες περιπτώσεις (π.χ. ροές προς φρέατα) οι αναλυτικές λύσεις δεν είναι διαδεδομένες. Εν αντιθέσει, χρησιμοποιούνται οι αριθμητικοί τρόποι επίλυσης οι οποίοι είναι πιο ευπροσάρμοστοι, ενώ με την ευρέως διαδεδομένη διαθεσιμότητα υπολογιστών, είναι πλέον πιο εύχρηστα από ορισμένες πολύπλοκες αναλυτικές λύσεις.

Στην προσομοίωση της υπόγειας ροής χρησιμοποιούνται συνήθως οι επόμενες πέντε αριθμητικές μέθοδοι:

- οι πεπερασμένες διαφορές
- τα πεπερασμένα στοιχεία
- οι ολοκληρωμένες πεπερασμένες διαφορές
- η οριακή ολοκληρωμένη εξίσωση
- τα αναλυτικά στοιχεία

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

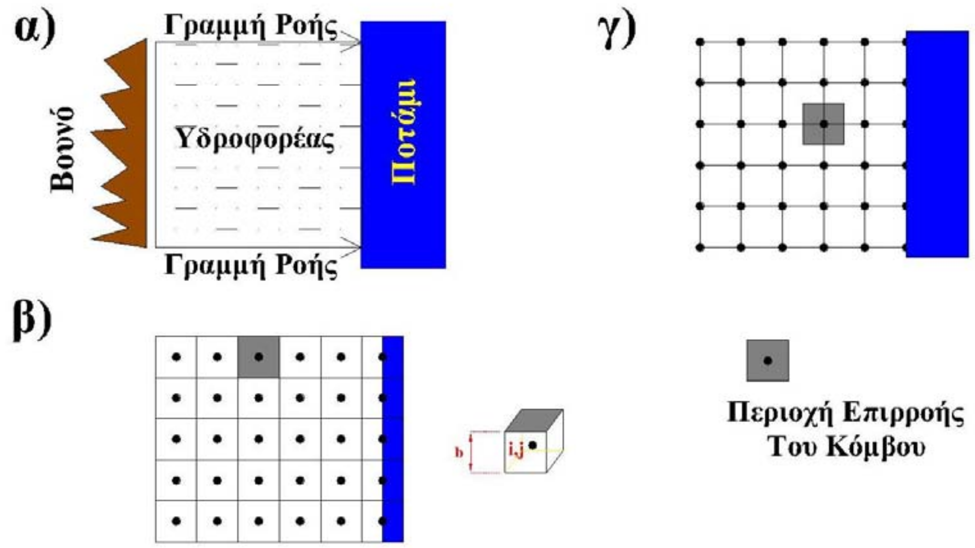
Η επιλογή ανάμεσα στις πεπερασμένες διαφορές και στα πεπερασμένα στοιχεία εξαρτάται από τη φύση του προβλήματος και τις προτιμήσεις του χρήστη. Οι πεπερασμένες διαφορές είναι εύκολες στην κατανόηση και στον προγραμματισμό και γενικά απαιτούν λιγότερα δεδομένα. Τα πεπερασμένα στοιχεία προσομοιώνουν καλύτερα όρια ακανόνιστης μορφής, μπορούν να αντιμετωπίσουν καλύτερα εσωτερικές οριακές συνθήκες και μπορούν να προσομοιώσουν σημειακές πηγές και να μετατοπίσουν τον υδροφόρο ορίζοντα καλύτερα από τις πεπερασμένες διαφορές. [**8**]

3.3.5 Κατασκευή Του Πλέγματος.

Σε ένα αριθμητικό μοντέλο, η περιοχή μελέτης του προβλήματος αντικαθίσταται από μια διακριτή περιοχή που αποτελείται από μια σειρά κόμβων και σχετίζεται με τις πεπερασμένες διαφορές ή τα πεπερασμένα στοιχεία. Το κομβικό πλέγμα δημιουργεί το πλαίσιο εργασίας του αριθμητικού μοντέλου. Η επιλογή κώδικα πεπερασμένων διαφορών ή πεπερασμένων στοιχείων επιδρά στην κατασκευή του πλέγματος.

3.3.5.1 Πλέγματα Πεπερασμένων Διαφορών.

Υπάρχουν δύο τύποι πλέγματος για πεπερασμένες διαφορές. Το **πλέγμα πεπερασμένων διαφορών με κέντρο το στοιχείο** (Block-centered finite difference grid) και το **πλέγμα πεπερασμένων διαφορών με κέντρο τον βρόχο** (Mesh-centered finite difference grid). Η κύρια διαφορά της έγκειται στο τρόπο που αντιμετωπίζουν τις οριακές συνθήκες ροής. Στην προσέγγιση του στοιχείου οι οριακές συνθήκες είναι πάντα στην άκρη του στοιχείου. Στα πλέγματα με κέντρο τον βρόχο, η οριακή συνθήκη συμπίπτει με τον κόμβο (Σχήμα 3.2) [**8**]



Σχήμα 3.2: Δισδιάστατα πλέγματα πεπερασμένων διαφορών. (Πηγή: *Mary P. Anderson, William W. Woessner,* 1992)

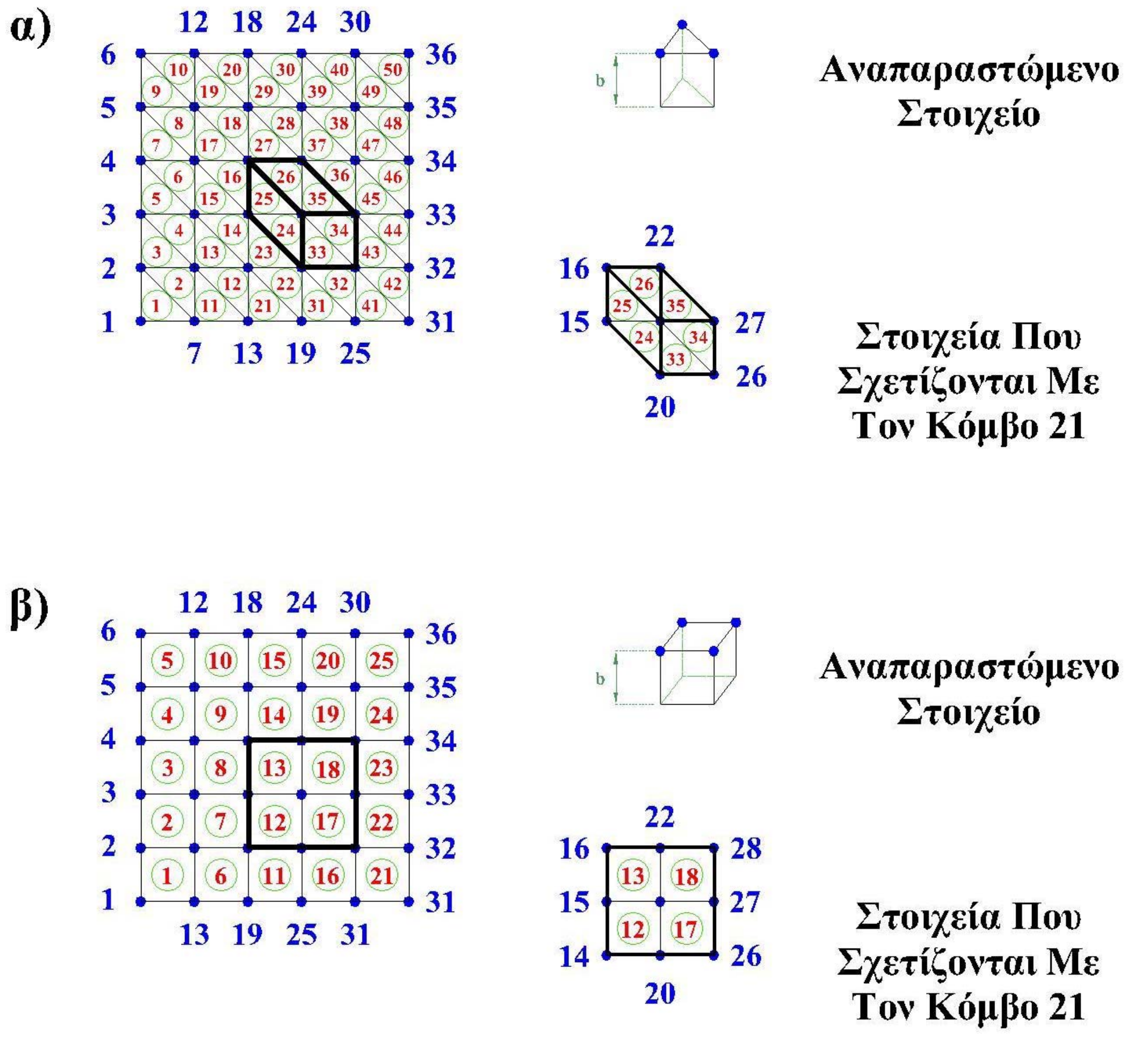
α) Περιοχή μελέτης.

Β) Πλέγμα με κέντρο το στοιχείο, το ποτάμι οριοθετείται πάνω στους κόμβους. Το πλέγμα είναι μεγαλύτερο από την περιοχή μελέτης.

Γ) Πλέγμα με κέντρο τον κόμβο, το ποτάμι συμπίπτει με τους κόμβους.

3.3.5.2 Πλέγματα Πεπερασμένων Στοιχείων.

Τα πεπερασμένα στοιχεία δίνουν μεγαλύτερη ευελιξία στην κατασκευή του πλέγματος. Τα δισδιάστατα στοιχεία είναι είτε τρίγωνα είτε τετράπλευρα (Σχήμα 3.3). Η φύση της συνάρτησης παρεμβολής που χρησιμοποιείτε για τον καθορισμό των τιμών του στοιχείου, καθορίζει αν το στοιχείο είναι γραμμικό, τετραγωνικό (2^{ου} βαθμού) ή κυβικό (3^{ου} βαθμού) (Σχήμα 3.4). Τα περισσότερα προγράμματα χρησιμοποιούν γραμμικά στοιχεία. [**8**]



Σχήμα 3.3: Δισδιάστατα πλέγματα πεπερασμένων στοιχείων. Οι αριθμοί των κόμβων φαίνονται, ενώ σε κύκλο είναι αυτοί των στοιχείων. Και στις δύο περιπτώσεις η οριακή συνθήκη συμπίπτει με τους κόμβους. (Πηγή: *Mary P. Anderson, William W. Woessner,* 1992)

α) Τριγωνικά πεπερασμένα στοιχεία.

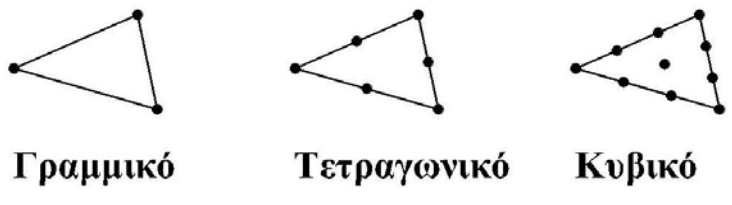
Β) Τετράπλευρα πεπερασμένα στοιχεία.

3.3.6 Οριακές Συνθήκες.

Τα μαθηματικά μοντέλα αποτελούνται από μια κύρια εξίσωση και τις οριακές και αρχικές της συνθήκες. Οι οριακές συνθήκες είναι μαθηματικοί περιορισμοί που καθορίζουν την εξαρτημένη μεταβλητή (υδραυλικό ύψος) ή την παράγωγο της (ταχύτητα υπόγειας ροής) στα όρια της περιοχής μελέτης.

Η σωστή επιλογή των οριακών συνθηκών είναι ένα κρίσιμο βήμα στον σχεδιασμό του μοντέλου. Στις εξομοιώσεις σταθερών συνθηκών (steady-state), οι οριακές συνθήκες παίζουν καθοριστικό ρόλο στην διαμόρφωση της μορφής της ροής. Τα όρια μπορεί να οφείλονται στην πράξη σε διάφορες αιτίες. Ενδεικτικά, τα φυσικά όρια των συστημάτων ροής υπογείων υδάτων σχηματίζονται από τη φυσική παρουσία ενός αδιαπέρατου στρώματος βράχου ή από ένα στρώμα επιφανειακού ύδατος, ενώ διαφορετικού τύπου όρια σχηματίζονται ως αποτέλεσμα υδρολογικών συνθηκών, της ύπαρξης υπόγειων χωρισμάτων και ποταμών. Τα υδρογεωλογικά όρια εκφράζονται από τους ακόλουθους τρεις τύπους μαθηματικών συνθηκών:

- Όρια καθορισμένου υδραυλικού ύψους (Συνθήκες Dirichlet), για τα οποία το υδραυλικό ύψος είναι σταθερό.
- Όρια καθορισμένης ροής (Συνθήκες Neumann), για τα οποία η παράγωγος της ροής κατά μήκος του ορίου είναι σταθερή.
- Όρια εξαρτημένης από το υδραυλικό ύψος ροής (Συνθήκες Cauchy ή μικτού ορίου), για τα οποία η ροή κατά μήκος του ορίου υπολογίζεται με δεδομένη μία τιμή του υδραυλικού ύψους στο όριο. Αυτός ο τύπος οριακής συνθήκης καλείται συνθήκη μικτού ορίου επειδή συσχετίζει τις οριακές τιμές της στάθμης με τη ροή.[**8**]



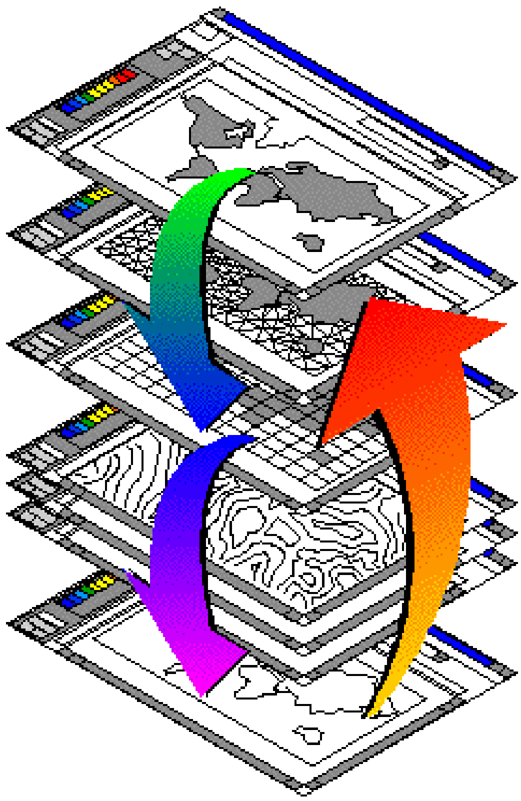
Σχήμα 3.4: Τύποι δισδιάστατων πεπερασμένων στοιχείων. (Πηγή: *Mary P. Anderson, William W. Woessner,* 1992)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ARGUS ONE ΚΑΙ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ PTC.

4.1 Το Πρόγραμμα Argus ONE.

Το πρόγραμμα ***Argus ONE*** είναι ένα προηγμένο γραφικό λογισμικό προεπεξεργασίας και μετεπεξεργασίας που μπορεί να συνδυαστεί με αρκετούς κώδικες μοντελοποίησης υπόγειας ροής. Το *Argus ONE,* έχει ορισμένα χαρακτηριστικά που το κάνουν ιδιαίτερα ευέλικτο για τους σχεδιαστές μοντέλων που επιθυμούν να κατασκευάσουν ένα μοντέλο GUI (**G**raphical **U**ser **I**nterface – γραφικής αλληλεπίδρασης με τον χρήστη) και για τους σχεδιαστές των μοντέλων.

Το *Argus ONE,* είναι ένα πρόγραμμα εύκολο στην χρήση του, το οποίο μπορεί εύκολα να διαχειριστεί και να προετοιμάσει τις πληροφορίες που αφορούν την περιοχή μελέτης, έτσι ώστε να χρησιμοποιηθούν ως δεδομένα στο αριθμητικό μοντέλο υπόγειας ροής. Οι πληροφορίες αυτές αποθηκεύονται σε διαφορετικά επίπεδα, τα οποία ο χρήστης μπορεί να τα βλέπει ή να αλληλεπιδρά μαζί τους. Νέα επίπεδα μπορούν να δημιουργηθούν από το χρήστη, ως μαθηματικές ή λογικές σχέσεις άλλων επιπέδων, από δεδομένα που εισάγονται στο πρόγραμμα *Argus ONE,* ή από καμπύλες που σχεδιάζονται από τον χρήστη.[**9**]



Σχήμα 4.1: Τα επίπεδα του Argus One. (Πηγή: Argus One User Guide)

4.2 Ο Αλγόριθμος PTC.

4.2.1 Εισαγωγή.

Ο αλγόριθμος PTC (Princeton Transport Code), είναι ένα τρισδιάστατο μοντέλο προσομοίωσης υπόγειας ροής και μεταφοράς. Ο αλγόριθμος είναι γραμμένος σε γλώσσα προγραμματισμού *Fortran 77,* ενώ για την εισαγωγή των δεδομένων και την εμφάνιση των αποτελεσμάτων χρησιμοποιεί το πρόγραμμα *Argus ONE.* Ο αλγόριθμος PTC εξετάζει τα συστήματα των υπόγειων υδάτων από την άποψη του συστήματος υπόγειας ροής. Για το λόγο αυτό ως κύρια εξίσωση χρησιμοποιεί την (2.11):

$$\boldsymbol{S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + W = \frac{\partial\left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}\right)}{\partial y} + \frac{\partial\left(K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z}\right)}{\partial z}}$$

όπου η ταχύτητα υπόγειας ροής, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως θα είναι:

$$\boldsymbol{q_x = -K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}}$$

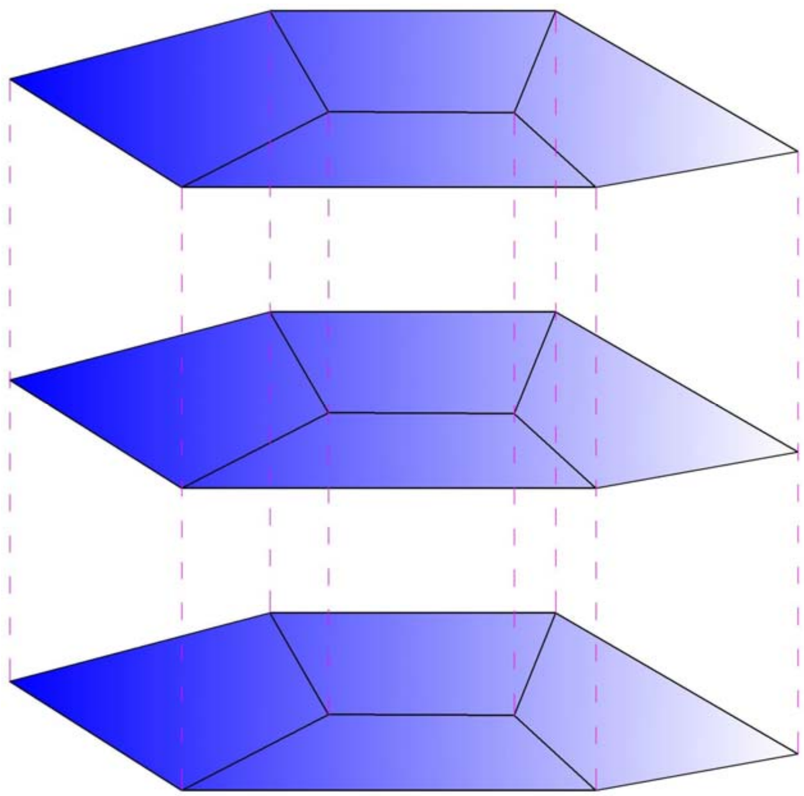
$$\boldsymbol{q_y = -K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}}$$

$$\boldsymbol{q_z = -K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z}}$$

Για την επίλυση των παραπάνω εξισώσεων σε σύνθετα φυσικά συστήματα απαιτείται η χρήση αριθμητικών μεθόδων. Όσον αφορά τα συστήματα πεδίου, το υπολογιστικό μέρος στην επίλυση της αριθμητικής διακριτοποίησης των τρισδιάστατων εξισώσεων, είναι μεγάλο. Το μοντέλο PTC εμπεριέχει ένα μοναδικό διαχωριστικό αλγόριθμο για την επίλυση τέτοιων τρισδιάστατων εξισώσεων, ο οποίος μειώνει σημαντικά το υπολογιστικό μέρος.

Ο αλγόριθμος διαχωρίζει το μοντέλο σε παράλληλα περίπου οριζόντια στρώματα. Σε κάθε στρώμα χρησιμοποιείται μια διακριτοποίηση πεπερασμένων στοιχείων (Pinder

And Gray)[1] επιτρέποντας με αυτόν τον τρόπο την ακριβή αναπαράσταση των γεωμετρικών ανωμαλιών που παρουσιάζουν οι ακανόνιστες περιοχές. Τα στρώματα συνδέονται κάθετα με διακριτοποίηση πεπερασμένων διαφορών (Σχήμα 4.2). Αυτή η υβριδική μέθοδος συνδυασμού των πεπερασμένων στοιχείων και των πεπερασμένων διαφορών παρέχει την δυνατότητα εφαρμογής της διαχωριστικής διαδικασίας. Κατά τη διάρκεια μιας επανάληψης συγκεκριμένου χρόνου, όλοι οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται σε δύο στάδια. Στο πρώτο στάδιο επιλύονται όλοι οι οριζόντιοι διαχωρισμοί πεπερασμένων στοιχείων ξεχωριστά ο ένας με τον άλλο. Στο δεύτερο στάδιο, επιλύονται οι κάθετες εξισώσεις των πεπερασμένων διαφορών, οι οποίες συνδέουν τα διάφορα επίπεδα που σχηματίζουν τα οριζόντια στρώματα.[**10**]



Σχήμα 4.2: Σχηματική αναπαράσταση των οριζόντιων πλεγμάτων πεπερασμένων στοιχείων το ένα πάνω στο άλλο, κατασκευάζοντας με αυτό τον τρόπο την τρισδιάστατη διακριτοποίηση. (Πηγή: PTC Manual 1997)

[1] Η παραπομπή γίνεται από τους συγγραφείς της πηγής [**10**]

4.2.2 Επίλυση Κύριας Εξίσωσης με χρήση του αλγόριθμου PTC.

Το *PTC,* προσδιορίζει τα χαρακτηριστικά ενός συστήματος υπόγειων υδάτων, λύνοντας την παρακάτω μερική διαφορική εξίσωση με σκοπό την εύρεση των υδραυλικών υψών.

$$\frac{\partial\left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}\right)}{\partial y} + \frac{\partial\left(K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z}\right)}{\partial z} - S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + \sum_{i=1}^{r} Q_i \cdot \delta\left(x - x_i\right) \cdot \delta\left(y - y_i\right) \cdot \delta\left(z - z_i\right) = 0$$

(4.1)

όπου Q_i ένας όρος σχετικός με την εκροή ή την κατείσδυση στην περιοχή i, δ( ) η συνάρτηση δέλτα του *Dirac* και ρ ο αριθμός των σημείων εκροής ή κατείσδυσης.

Για απλοποίηση ο τελευταίος όρος της εξίσωσης θα αναπαρίσταται με Q.

Η κύρια εξίσωση (4.1) επιλύεται αριθμητικά από το *PTC* χρησιμοποιώντας τις μεθόδους των πεπερασμένων στοιχείων και πεπερασμένων διαφορών.[**10**]

4.2.2.1 Εφαρμογή Της Μεθόδου Των Πεπερασμένων Στοιχείων.

Η επίλυση κατά την οριζόντια διεύθυνση πραγματοποιείται με προσέγγιση των όρων της εξίσωσης (4.1) που περιέχουν παραγώγους των x και y με πεπερασμένα στοιχεία. Η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων θεωρεί την ύπαρξη ενός άπειρου αθροίσματος συναρτήσεων, οι οποίες αναπαριστούν με ακρίβεια τη λύση της μερικής διαφορικής εξίσωσης που περιγράφει την υπόγεια ροή. Μια πεπερασμένη προσεγγιστική μορφή της ακολουθίας αυτής είναι:

$$h\left(x, y, z, t\right) \approx \widehat{h}\left(x, y, z, t\right) = \sum_{i=1}^{N} h_i\left(z, t\right) \cdot w_i\left(x, y\right) \qquad (4.2)$$

όπου h το υδραυλικό ύψος, $\widehat{h}$ η προσεγγιστική σειρά του h, h_i ένας μη καθορισμένος συντελεστής, w_i μια αδιάστατη συνάρτηση παρεμβολής και N ο αριθμός των κόμβων στο δίκτυο των πεπερασμένων στοιχείων.

Η προσεγγιστική σειρά (4.2) παρέχει μία ακριβή αναπαράσταση καθώς το N τείνει στο άπειρο, δηλαδή το $\hat{h}$ τείνει στο h. Με προσεκτική επιλογή των συναρτήσεων w_i, οι αδιευκρίνιστοι συντελεστές h_i γίνονται οι τιμές του υδραυλικού ύψους στους κόμβους με συντεταγμένες (x,y,z). Κλειδί για την υπολογιστική ακρίβεια της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων είναι η χρήση τμηματικής προσέγγισης συνεχών συναρτήσεων, οι οποίες είναι μη μηδενικές μόνο σε μια μικρή υποπεριοχή της συνολικής περιοχής. Ο αλγόριθμος *PTC* χρησιμοποιεί τμηματικές γραμμικές συναρτήσεις παρεμβολής, μεταξύ των κόμβων των γειτονικών πεπερασμένων στοιχείων.

Η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων συνεχίζει, σημειώνοντας ότι, παρόλο που ο ολοκληρωτικός παράγοντας L όταν παραγωγίζεται ως προς h είναι μηδέν, όταν το L παραγωγίζεται στην προσεγγιστική συνάρτηση εισέρχεται ένα σφάλμα. Σε μαθηματική διατύπωση αυτό γράφεται ως εξής:

$$\boldsymbol{L(h) = 0} \qquad (4.3)$$

όταν

$$\boldsymbol{L(\hat{h}) = R} \qquad (4.4)$$

όπου R, το υπολειπόμενο σφάλμα.

Η εξίσωση (4.2) λύνεται επιτυχώς όταν το υπολειπόμενο σφάλμα τείνει στο μηδέν. Αυτό επιτυγχάνεται λαμβάνοντας υπ’ όψιν μια σειρά συναρτήσεων w_j. Αν ο υπολειμματικός συντελεστής R, εξαναγκαστεί να είναι ορθογώνιος για κάθε πιθανή τιμή των w_j, τότε ουσιαστικά εξαναγκάζεται το R να γίνει μηδέν και με αυτόν τον τρόπο να δώσει την λύση της (4.2).

$$\boldsymbol{L(\hat{h}) = L(h)} \text{ αν και μόνο αν } \boldsymbol{R = 0} \qquad (4.5)$$

Ο αλγόριθμος του *PTC,* χρησιμοποιεί την ίδια σειρά συναρτήσεων ως συναρτήσεις βάρους w_j και ως βασικές συναρτήσεις w_i, αυτή η τεχνική ονομάζεται μέθοδος του Galerkin. Επομένως, τα w_j και w_i χρησιμοποιούνται εναλλακτικά στο υπόλοιπο αυτής της εργασίας.

Δυστυχώς, η συνθήκη που εκφράστηκε στην (4.5) μπορεί να πραγματοποιηθεί μόνο όταν το Ν τείνει στο άπειρο και οι υπολογιστές μπορούν να χρησιμοποιήσουν μόνο πεπερασμένους αριθμούς. Αναγκαστικά λοιπόν, θεωρείται ένα υποσύνολο πεπερασμένων αριθμών w_i, με i = 1, 2, … , N, που γενικά έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία μιας προσεγγιστικής λύσης και όχι ακριβούς. Από τον ορισμό των ορθογώνιων συναρτήσεων, αυτές οι Ν συνθήκες μπορούν να εκφραστούν ως:

$$\iint_{\Omega} L\left(\hat{h}\right)\cdot w_i \cdot dx \cdot dy = 0 \qquad i=1,2\ldots, N \tag{4.6}$$

όπου το πεδίο ολοκλήρωσης Ω καλύπτει ολόκληρο την οριζόντια τομή της περιοχής όπου παρατηρείται η ροή. Εισάγοντας τον ορισμό της εξίσωσης (2.2) για κάθε συνάρτηση βάρους w_i προκύπτει:

$$\iint_{\Omega}\left[\frac{\partial\left(K_x\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial x}\right)}{\partial x}+\frac{\partial\left(K_y\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial y}\right)}{\partial y}+\frac{\partial\left(K_z\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial z}\right)}{\partial z}-S_s\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial t}+Q\right]\cdot w_i\cdot dx\cdot dy=0 \tag{4.7}$$

Ακολουθώντας την συνηθισμένη τακτική ολοκλήρωσης στην δισδιάστατη περίπτωση, οι x και οι y όροι της εξίσωσης μπορούν να ολοκληρωθούν με βάση το θεώρημα του *Green:*

$$\begin{gathered}\iint_{\Omega}\left[K_x\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial x}\cdot\frac{\partial(w_i)}{\partial x}+K_y\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial y}\cdot\frac{\partial(w_i)}{\partial y}\right]\cdot dx\cdot dy - \int_{\sigma}\left[K_x\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial x}\cdot l_x+K_y\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial y}\cdot l_y\right]\cdot w_i\cdot d\sigma \\ \int_{\Omega}\int\left[\frac{\partial\left(K_z\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial z}\right)}{\partial z}\right]\cdot w_i\cdot dx\cdot dy+\int_{\Omega}\int\left[S\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial t}-Q\right]\cdot w_i\cdot dx\cdot dy=0\end{gathered} \tag{4.8}$$

όπου, l_x και l_y είναι τα ημίτονα κατεύθυνσης ανάμεσα στο κανονικό και στο κάθετο σύνορο σ (το dσ αντιστοιχεί σε ένα απειροελάχιστο μήκος κατά μήκος του συνόρου).

Με αντικατάσταση της (4.2) στην (4.8) ολοκληρώνει την διακριτοποίηση της (4.1) με χρήση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων.

$$\int_{\Omega}\int\left[K_x\cdot\left(\sum_{j=1}^{N}h_j\cdot\frac{\partial w_j}{\partial x}\right)\cdot\frac{\partial w_i}{\partial x}+K_y\cdot\left(\sum_{j=1}^{N}h_j\cdot\frac{\partial w_j}{\partial y}\right)\cdot\frac{\partial w_i}{\partial y}-\frac{\partial\left(K_z\cdot\frac{\partial\sum_{j=1}^{N}h_j\cdot w_j}{\partial z}\right)}{\partial z}\cdot w_i\right.$$
$$\left.+S\cdot\frac{\partial\left(\sum_{j=1}^{N}h_j\cdot w_j\right)}{\partial t}\cdot w_i-Q\cdot w_i\right]\cdot dx\cdot dy-\int_{\sigma}\left[K_x\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial x}\cdot l_x+K_y\cdot\frac{\partial\hat{h}}{\partial y}\cdot l_y\right]\cdot w_i\cdot d\sigma=0 \tag{4.9}$$

όπου i=1,2, … , N. Η αντικατάσταση έγινε με τέτοιο τρόπο, ώστε η ποσότητα μέσα στις αγκύλες να αντιστοιχεί στη ροή κατά μήκος του κάθετου ορίου σ της οριζόντιας περιοχής. Αυτός ο όρος αναπαριστά μια οριακή συνθήκη για την οριζόντια ροή.

Στο οριζόντιο επίπεδο σε δεδομένη χρονική στιγμή η διακριτοποίηση πεπερασμένων στοιχείων στην (4.9) δίνει N εξισώσεις για N άγνωστους συντελεστές (υδραυλικά ύψη) που καθορίστηκαν στην εξίσωση (4.2). Έτσι η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων μετατρέπει τις παραγώγους των άγνωστων αρχικά υδραυλικών υψών ως προς x και y σε παραγώγους γνωστών συναρτήσεων βάσης.

Ως βοήθεια των υπολογισμών του ισοζυγίου μάζας, όλες οι εξισώσεις πολλαπλασιάζονται με το πάχος του στρώματος. [**10**]

4.2.2.2 Εφαρμογή Της Μεθόδου Των Πεπερασμένων Διαφορών.

Μετά το πέρας της οριζόντιας επίλυσης της εξίσωσης της ροής με την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων ξεκινά η κάθετη επίλυση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Η εξίσωση (4.9) μπορεί να γραφεί με τη μορφή πινάκων ως εξής:

$$\boldsymbol{A}\cdot\boldsymbol{h}+\boldsymbol{B}\cdot\frac{\partial \boldsymbol{h}}{\partial \boldsymbol{t}}-\boldsymbol{v}+\boldsymbol{f}=\boldsymbol{0} \tag{4.10}$$

όπου **A** και **B** είναι πίνακες διαστάσεων $(N\times N)$ και **h**, $\frac{\partial \boldsymbol{h}}{\partial \boldsymbol{t}}$, **v** και **f** είναι διανύσματα στήλης μήκους N. Οι τιμές που παίρνουν οι παραπάνω μεταβλητές είναι οι εξής:

$$\boldsymbol{A}_{ij}=\int_{\Omega}\int\left[\boldsymbol{K}_x\cdot\left(\sum_{j=1}^{N}\boldsymbol{h}_j\cdot\frac{\partial \boldsymbol{w}_j}{\partial \boldsymbol{x}}\right)\cdot\frac{\partial(\boldsymbol{w}_i)}{\partial \boldsymbol{x}}+\boldsymbol{K}_y\cdot\left(\sum_{j=1}^{N}\boldsymbol{h}_j\cdot\frac{\partial \boldsymbol{w}_j}{\partial \boldsymbol{y}}\right)\cdot\frac{\partial(\boldsymbol{w}_i)}{\partial \boldsymbol{y}}\right]\cdot \boldsymbol{dx}\cdot \boldsymbol{dy} \tag{4.11.α}$$

$$\boldsymbol{B}_{ij}=\int_{\Omega}\int \boldsymbol{S}\cdot\boldsymbol{w}_i\cdot\boldsymbol{w}_j\cdot\boldsymbol{dx}\cdot\boldsymbol{dy} \tag{4.11.β}$$

$$\boldsymbol{f}_i=\int_{\Omega}\int \boldsymbol{Q}\cdot\boldsymbol{w}_i\cdot\boldsymbol{dx}\cdot\boldsymbol{dy}-\int_{\sigma}\left[\boldsymbol{K}_x\cdot\frac{\partial\hat{\boldsymbol{h}}}{\partial \boldsymbol{x}}\cdot\boldsymbol{l}_x+\boldsymbol{K}_y\cdot\frac{\partial\hat{\boldsymbol{h}}}{\partial \boldsymbol{y}}\cdot\boldsymbol{l}_y\right]\cdot\boldsymbol{w}_i\cdot\boldsymbol{d\sigma} \tag{4.11.γ}$$

$$\boldsymbol{v}_i=\sum_{j=1}^{N}\left[\int_{\Omega}\int\frac{\partial\left(\boldsymbol{K}_z\cdot\frac{\partial\left(\sum_{j=1}^{N}\boldsymbol{h}_j\right)}{\partial \boldsymbol{z}}\right)}{\partial \boldsymbol{z}}\cdot\boldsymbol{w}_j\cdot\boldsymbol{w}_i\cdot\boldsymbol{dx}\cdot\boldsymbol{dy}\right] \tag{4.11.δ}$$

όπου το διάνυσμα $\boldsymbol{f}$ περιέχει γνώστες οριακές συνθήκες.[**10**]

<u>Η κάθετη παράγωγος.</u>

Το κύριο χαρακτηριστικό του αλγορίθμου είναι η χρήση ενός κεντρικού διαχωριστικού πλάνου των χωρικών παραγώγων στην κατεύθυνση z. Η κάθετη διακριτοποίηση επιτυγχάνεται με την απαίτηση ότι τα οριζόντια πλέγματα πεπερασμένων στοιχείων πρέπει να επαναλαμβάνονται σε στρώματα με κόμβους στοιβαγμένους ο ένας πάνω στον άλλο (Σχήμα 4.2). Αυτό σημαίνει ότι στην κάθετη διεύθυνση μια μονοδιάστατη εξίσωση πεπερασμένων διαφορών μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσεγγίσει την (2.11.δ). Χρησιμοποιώντας το k ως ένα κάθετο δείκτη (με $k=1$ για το κατώτερο στρώμα), η προσέγγιση αυτή μπορεί να γραφεί με την μορφή πινάκων ως εξής:

$$\boldsymbol{v} \cong \boldsymbol{C}_k^{+}\left(\boldsymbol{h}_{k+1}-\boldsymbol{h}_k\right)-\boldsymbol{C}_k^{-}\left(\boldsymbol{h}_k-\boldsymbol{h}_{k-1}\right) \qquad (4.12)$$

όπου ο αρμονικός μέσος των ιδιοτήτων του γειτονικού στρώματος χρησιμοποιείται για να καθορίσει τα στοιχεία του $\boldsymbol{C}_k^{+}$, δηλαδή του κάθετου όρου μεταξύ του στρώματος k και του στρώματος k+1 και $\boldsymbol{C}_k^{-}$, δηλαδή του κάθετου όρου μεταξύ του στρώματος k και του στρώματος k-1.

$$\boldsymbol{C}_{ij;k}^{\pm}=\int_{\Omega}\int\frac{\mathbf{2}}{\Delta \boldsymbol{z}_k\cdot\left(\dfrac{\Delta \boldsymbol{z}_{k\pm 1}}{\left(\boldsymbol{K}_z\right)_k}+\dfrac{\Delta \boldsymbol{z}_k}{\left(\boldsymbol{K}_z\right)_{k\pm 1}}\right)}\cdot\boldsymbol{w}_i\cdot\boldsymbol{w}_j\cdot\boldsymbol{dx}\cdot\boldsymbol{dy} \qquad (4.13)$$

όπου $\left(\Delta z_k\right)$είναι το πάχος του στρώματος k στο σημείο της προσέγγισης. Ο αρμονικός μέσος δίδει τις περισσότερο ρεαλιστικές ποσότητες σε ετερογενείς συνθήκες που συνήθως συναντώνται στο πεδίο.

Με αντικατάσταση της εξίσωσης (4.12) στην (4.10) προκύπτει η ακόλουθη σχέση για το τυπικό στρώμα k:

$$\boldsymbol{A}_k\cdot\boldsymbol{h}_k+\boldsymbol{B}_k\cdot\frac{\partial \boldsymbol{h}_k}{\partial \boldsymbol{t}}-\left[\boldsymbol{C}_k^{+}\left(\boldsymbol{h}_{k+1}-\boldsymbol{h}_k\right)-\boldsymbol{C}_k^{-}\left(\boldsymbol{h}_k-\boldsymbol{h}_{k-1}\right)\right]+\boldsymbol{f}_k=\mathbf{0} \qquad (4.14)$$

όπου το h_k αναπαριστά το διάνυσμα h των υδραυλικών υψών στο επίπεδο k, με $k=1,\ 2,\ \dots\ M,$ και M ο αριθμός των στρωμάτων στην διεύθυνση z.[**10**]

<u>Η παράγωγος του χρόνου.</u>

Από την εμπειρία των προγραμματιστών, έχει αποδειχθεί, ότι μια ενδεχόμενη προσέγγιση διαφοράς προς τα πίσω, με την παράγωγο του χρόνου παρέχει την πιο ακριβή λύση για τα προβλήματα υπόγειας ροής. Στην προσέγγιση της διαφοράς προς τα πίσω, χρησιμοποιείται ένα σύστημα διόρθωσης πρώτης τάξης, ώστε να προσεγγιστεί η χρονική παράγωγος και οι χωρικές παράγωγοι να γραφούν για το νέο επίπεδο χρόνου. Εφαρμόζοντας το, στην παράγωγο του χρόνου στην (4.14) για κάθε επίπεδο θα ισχύει:

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

(4.15)

Η εξίσωση (4.15) είναι η πλήρης διακριτοποίηση της (4.1) και παρέχει ένα σύστημα $M \times N$ εξισώσεις με N άγνωστες παραμέτρους στην (4.2) για κάθε ένα από τα M επίπεδα.[**10**]

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.

5.1 Εκτίμηση Τιμών Σε Τυχαία Πεδία.

Στις υδρογεωλογικές μελέτες, είναι πρακτικά αδύνατο να είναι γνωστές οι τιμές σε όλα τα σημεία της περιοχής μελέτης. Για το λόγο αυτό, είναι αναγκαία η εκτίμηση των τιμών της κάθε παραμέτρου στα σημεία που δεν υπάρχουν δεδομένα από μετρήσεις.

Η μεταβολή μίας ιδιότητας στο χώρο περιγράφεται με τη βοήθεια ενός πεδίου τυχαίων μεταβλητών. Ο όρος «Εκτίμηση» περιλαμβάνει όλες τις μαθηματικές διαδικασίες που επιτρέπουν τον υπολογισμό των τιμών του πεδίου σε σημεία στα οποία δεν υπάρχουν μετρήσεις της ιδιότητας. Η εκτίμηση μπορεί να είναι είτε σημειακή, αν αναφέρεται στην τιμή του πεδίου σε ένα συγκεκριμένο σημείο, είτε γενική, οπότε αποσκοπεί στον υπολογισμό μιας χαρακτηριστικής τιμής που περιγράφει ολόκληρη την περιοχή. Προφανώς η εκτίμηση του πεδίου προϋποθέτει την ύπαρξη ενός πρότυπου χωρικής εξάρτησης, έτσι ώστε η τιμή της ιδιότητας να επηρεάζεται από τις γειτονικές τιμές του πεδίου. Αυτή η αλληλεξάρτηση καθιστά εφικτή τη σημειακή εκτίμηση όπου δεν υπάρχουν μετρήσεις βάσει της συμπεριφοράς σε γειτονικά σημεία. Σε πολλές περιπτώσεις, ο τελικός στόχος είναι η εκτίμηση σε ένα σύνολο σημείων και όχι σε ένα μεμονωμένο σημείο. Αυτό μπορεί να επιτευχθεί με επανάληψη της σημειακής εκτίμησης σε όλα τα σημεία ενδιαφέροντος.

Υπάρχουν διάφοροι μέθοδοι εκτίμησης που στηρίζονται σε παρόμοιες αρχές. Η βασική ιδέα είναι πως η τιμή στο σημείο εκτίμησης δίνεται από ένα συνδυασμό (γραμμικό ή μη γραμμικό) των γειτονικών τιμών. Η εκτιμούμενη τιμή προκύπτει από την βελτιστοποίηση κάποιου στατιστικού μέτρου (π.χ. από την μεγιστοποίηση της πιθανότητας ή από την ελαχιστοποίηση του σφάλματος της εκτίμησης).[**11**]

5.2 Μέθοδοι Εκτίμησης Δεδομένων.

5.2.1 Εισαγωγή.

Σε κάθε πρόγραμμα που χρησιμοποιείται για υδρογεωλογικές μελέτες, σημαντικό ρόλο για την αξιοπιστία του αποτελέσματος παίζει η αξιοπιστία των δεδομένων. Η αξιοπιστία τους εξαρτάται τόσο από το ενδεχόμενο σφάλμα που υπάρχει ήδη στις τιμές των μετρήσεων, όσο και από τον τρόπο που επιλέγεται να εισαχθούν οι τιμές στο πρόγραμμα και από τον τρόπο με τον οποίο ερμηνεύονται από αυτό, έτσι ώστε να επιτευχθεί όσο το δυνατόν καλύτερη περιγραφή της παραμέτρου για την περιοχή μελέτης.

Για το λόγο αυτό, σε κάθε υδρογεωλογική μελέτη πρέπει να δοθεί ιδιαίτερο βάρος τόσο στον τρόπο με τον οποίο εισάγονται οι τιμές της κάθε μεταβλητής, όσο και στην μέθοδο που χρησιμοποιείται για την κατανομή των τιμών της στους κόμβους που έχουν δημιουργηθεί, έτσι ώστε να περιγράφεται όσο το δυνατόν καλύτερα η περιοχή μελέτης.

Η εισαγωγή των δεδομένων στο πρόγραμμα ***ARGUS ONE*** (και κατ' επέκταση στην εφαρμογή ***PTC***) μπορεί να γίνει με τους εξής τρόπους:

- Εισαγωγή της τιμής της παραμέτρου για όλη την περιοχή μελέτης.
- Εισαγωγή τιμών σε ορισμένα σημεία.
- Εισαγωγή δεδομένων μέσω ανοιχτών ισοδυναμικών καμπυλών.
- Εισαγωγή δεδομένων μέσω κλειστών ισοδυναμικών καμπυλών.

Αν εξαιρεθεί η πρώτη περίπτωση στην οποία οι κόμβοι (ή τα στοιχεία) παίρνουν την τιμή που έχει δοθεί για όλη την περιοχή μελέτης στις υπόλοιπες περιπτώσεις είναι αναγκαία η χρησιμοποίηση κατάλληλων μεθόδων για την εκτίμηση της παραμέτρου σε κάθε κόμβο του πλέγματος.

Στην παρούσα υδρογεωλογική μελέτη, οι περισσότερες παράμετροι είχαν σταθερή τιμή για όλη την περιοχή μελέτης. Εξαίρεση αποτέλεσαν, οι παράμετροι του υψομέτρου και της υδραυλικής αγωγιμότητας, στις οποίες οι τιμές εισήχθησαν από τοπογραφικό και γεωλογικό χάρτη αντίστοιχα, με την χρήση ισοδυναμικών καμπυλών (είτε ανοιχτών είτε κλειστών).

Όσον αφορά το υψόμετρο, παρατηρήθηκε ότι η μέθοδος που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της παραμέτρου σε κάθε κόμβο, δεν έχει επίδραση στο τελικό αποτέλεσμα (υδραυλικά ύψη, ταχύτητες υπόγειας ροής, συγκέντρωση υφιστάμενου ρύπου), ενώ αντίθετα στην περίπτωση της υδραυλικής αγωγιμότητας η μέθοδος που θα χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της τιμής της παραμέτρου σε κάθε κόμβο του πλέγματος που έχει δημιουργηθεί, παίζει καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση των τελικών αποτελεσμάτων, καθώς παρατηρήθηκαν μεγάλες διακυμάνσεις στις τελικές τιμές των υδραυλικών υψών στην περιοχή μελέτης.

Το πρόγραμμα ***ARGUS ONE*** δίνει στο χρήστη τη δυνατότητα χρήσης οχτώ διαφορετικών μεθόδων εκτίμησης τιμών. Στις υδρογεωλογικές μελέτες, μπορούν να χρησιμοποιηθούν πέντε από αυτές. Οι οποίες είναι:

- Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης
- Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης
- Μέθοδος Παρεμβολής
- Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο
- Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονιάς

Η καταλληλότερη μέθοδος για την καλύτερη κατανομή δεδομένων μιας μεταβλητής στην περιοχή μελέτης, αλλάζει από περιοχή σε περιοχή και εξαρτάται τόσο από τη διακύμανση των τιμών της μεταβλητής, όσο και από τον αριθμό των σημείων στα οποία είναι γνωστή η τιμή της μεταβλητής. Η μέθοδος μπορεί να επηρεαστεί και από το συνολικό αριθμό των στοιχείων που επιλέγεται για να περιγράψει την περιοχή μελέτης.

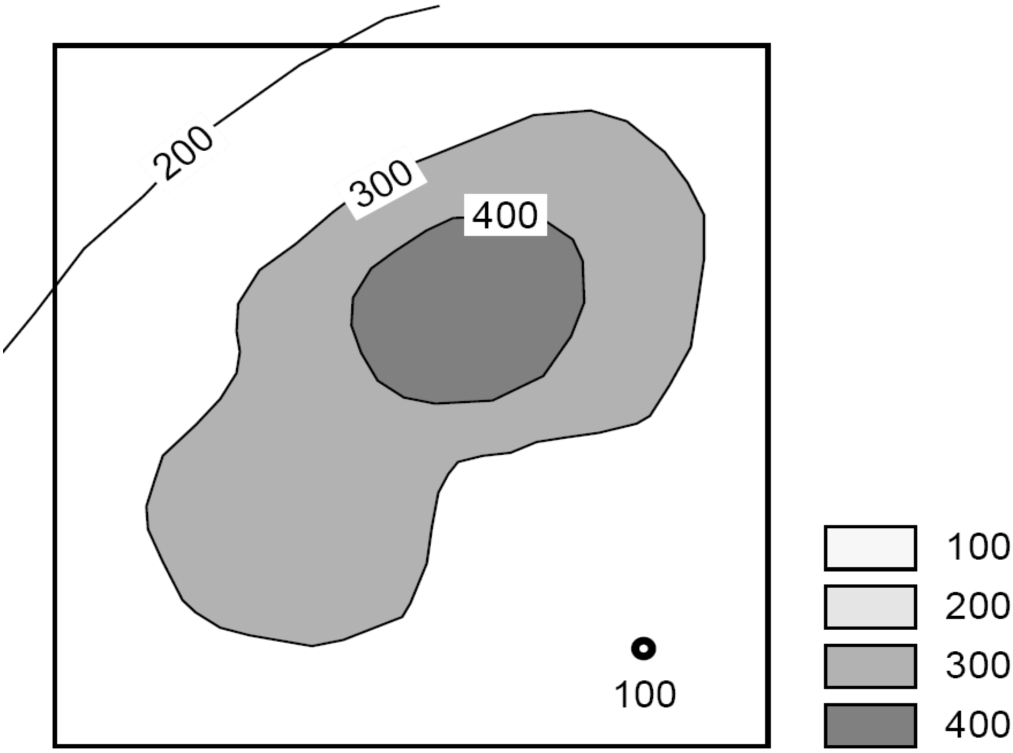
Στη συνέχεια του κεφαλαίου αυτού αναπτύσσονται θεωρητικά οι μέθοδοι κατανομής δεδομένων οι οποίες είναι διαθέσιμες στο πρόγραμμα *ARGUS ONE*.

5.2.2 Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης.

Η μέθοδος της **Ακριβής Καμπύλης** (Exact Contour Method), είναι η πιο απλή μέθοδος εκτίμησης. Δεν χρησιμοποιεί κάποια εξίσωση, ή κάποιο μαθηματικό μοντέλο, για την εκτίμηση των τιμών των κόμβων, αλλά οι κόμβοι λαμβάνουν την τιμή της κλειστής καμπύλης από την οποία περικλείονται. Οι ανοιχτές καμπύλες και οι σημειακές τιμές είναι ανεξάρτητες και δεν έχουν καμία επίδραση στις γειτονικές περιοχές, για το λόγο αυτό επηρεάζουν μόνο τους κόμβους που βρίσκονται ακριβώς κάτω από την καμπύλη ή το σημείο. Σε περίπτωση που κάποιος κόμβος δεν περικλείεται από κάποια κλειστή καμπύλη ή δεν βρίσκεται ακριβώς κάτω από μία ανοιχτή καμπύλη ή μία σημειακή τιμή, τότε ο κόμβος αυτός λαμβάνει την τιμή που έχει δοθεί για όλο το επίπεδο.

Από τον τρόπο που λειτουργεί η μέθοδος αυτή, είναι προφανές ότι οι εφαρμογές της είναι εξαιρετικά περιορισμένες καθώς μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα μόνο στην περίπτωση που η εισαγωγή δεδομένων έχει γίνει με την χρήση κλειστών ισοδυναμικών καμπύλων και οι τιμές τις παραμέτρου είναι σταθερές για μεγάλες επιφάνειες και δεν παρατηρούνται μεγάλες μεταβολές στην τιμή της παραμέτρου.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.1, η χρήση της μεθόδου της **Ακριβής Καμπύλης**, θα έχει το εξής αποτέλεσμα: Οι κόμβοι που βρίσκονται στην περιοχή που περικλείεται από την κλειστή καμπύλη του 400, θα πάρουν τη συγκεκριμένη τιμή. Το ίδιο θα συμβεί με τους κόμβους που περικλείονται στην περιοχή ανάμεσα στην καμπύλη του 300 και του 400, οι οποίοι θα πάρουν την τιμή 300. Οι κόμβοι που βρίσκονται εκτός των δύο καμπύλων θα πάρουν την αρχική τιμή που έχει δοθεί για όλο το επίπεδο, στην προκειμένη περίπτωση μηδέν. Εξαίρεση αποτελούν οι κόμβοι που ενδεχομένως να βρίσκονται ακριβώς κάτω από την ανοιχτή καμπύλη του 200, που θα πάρουν την τιμή 200 και ο κόμβος (αν υπάρχει) που βρίσκεται κάτω από το σημείο όπου δίνεται η τιμή 100.

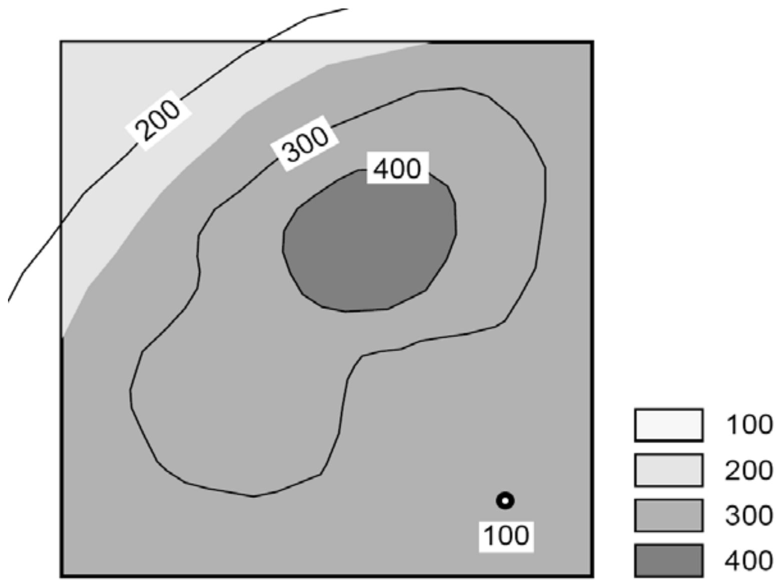


Σχήμα 5.1: Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001)

Η μέθοδος της **Ακριβής Καμπύλης** είναι η προεπιλεγμένη μέθοδος και συνίσταται η χρήση της στον καθορισμό των οριακών συνθηκών ροής είτε αυτές είναι τύπου Ι είτε είναι τύπου ΙΙ.[**12**]

5.2.3 Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης.

Η μέθοδος **Πλησιέστερης Καμπύλης** (Nearest Contour Method), μπορεί να χρησιμοποιηθεί με οποιοδήποτε είδος καμπυλών για να εκτιμήσει την τιμή της μεταβλητής σε κάθε κόμβο. Λειτουργεί, με τον ίδιο τρόπο όπως η μέθοδος **Ακριβής Καμπύλης** όσο αφορά τις περιοχές που περικλείονται ανάμεσα σε κλειστές καμπύλες, αλλά στην περίπτωση ύπαρξης και ανοιχτών καμπυλών, η τιμή που λαμβάνει ο κόμβος, είναι της πιο κοντινής σε αυτόν καμπύλης. Και σε αυτή τη μέθοδο τα σημεία δεν επηρεάζουν την περιοχή γύρω τους παρά μόνο τον κόμβο που βρίσκεται κάτω από αυτά, σε περίπτωση που υπάρχει. Ενώ τυχόν προεπιλεγμένη τιμή για το επίπεδο θα αγνοηθεί, αφού οι κόμβοι θα πάρουν την τιμή της πλησιέστερης σε αυτούς καμπύλης.

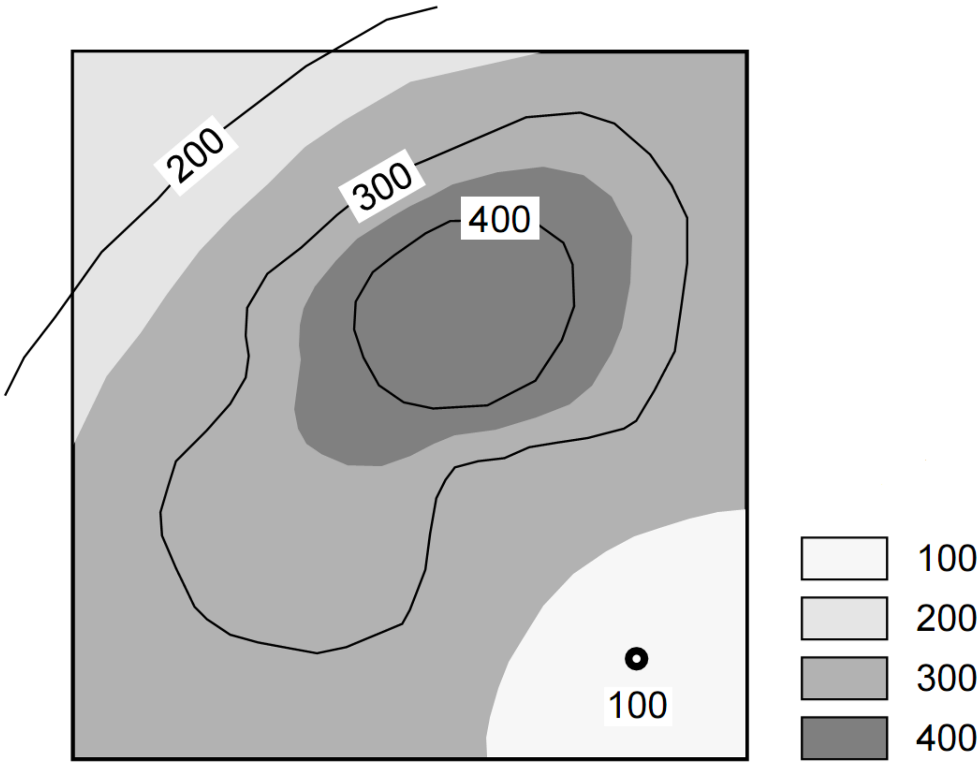


Σχήμα 5.2: Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001)

Έτσι η κατανομή των τιμών στο προηγούμενο παράδειγμα θα είναι ως εξής, οι κόμβοι που βρίσκονται στις περιοχές μεταξύ των καμπύλων του 300 και του 400 θα πάρουν τις ίδιες τιμές που πήραν και στην περίπτωση της μεθόδου της **Ακριβής Καμπύλης,** οι υπόλοιποι κόμβοι θα πάρουν είτε την τιμή της πλησιέστερης ισοδύναμης καμπύλης, ανεξάρτητα αν αυτή είναι κλειστή ή ανοιχτή. Εξαίρεση θα αποτελεί ενδεχόμενος κόμβος που θα βρίσκεται κάτω από την σημειακή τιμή του 100. [**12**]

5.2.4 Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονιάς Καμπύλης.

Η μέθοδος της **Πλησιέστερης Γειτονιάς** (Nearest Neighbor Contour Method), είναι μία μη-εξομαλυμένη μέθοδος, που μπορεί να χρησιμοποιηθεί με καμπύλες (κλειστές ή ανοικτές) ή σημεία. Ο αλγόριθμος της μεθόδου αυτής, επιλέγει την τιμή του πλησιέστερου σημείου (του οποίου η τιμή είναι γνωστή) στον κόμβο και αγνοεί όλα τα υπόλοιπα γνωστά σημεία.



Σχήμα 5.3: Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονιάς. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001)

Σε αντίθεση με τις δύο προηγούμενες μεθόδους, στην περιοχή που περικλείεται από την κλειστή καμπύλη των 300, οι κόμβοι αντί να πάρουν την τιμή της ισοϋψούς των 300, λαμβάνουν την τιμή της πλησιέστερης σε αυτούς καμπύλης. Επίσης, η σημειακή τιμή των 100 δεν επηρεάζει μόνο τον κόμβο που βρίσκεται ακριβώς από κάτω της, άλλα και όλους τους κόμβους που βρίσκονται πλησιέστερα σε αυτήν από ότι στις υπόλοιπες καμπύλες.[**12**]

5.2.5 Μέθοδος Παρεμβολής.

Η μέθοδος **Παρεμβολής** (Interpolation Method) συνήθως χρησιμοποιείται όταν η εισαγωγή των δεδομένων έχει γίνει με σημειακές τιμές, έτσι ώστε να δημιουργηθεί μια ομαλοποιημένη κατανομή. Επιπλέον, μπορεί να χρησιμοποιηθεί και μεταξύ καμπυλών έτσι ώστε να μην υπάρχουν απότομες μεταβολές. Όταν τα δεδομένα είναι λίγα, ενδέχεται να υπάρχουν απότομες μεταβολές.

Η παρεμβολή του Argus ONE, βασίζεται στην μέθοδο του *Αντίστροφου Της Απόστασης Ως Συντελεστή Βαρύτητας*. Το ακριβές μαθηματικό υπόβαθρο δεν είναι προσβάσιμο, και δεν είναι εφικτή η αποκομιδή περισσότερων πληροφοριών για την ακριβή λειτουργία της μεθόδου. Όπως είναι εμφανές στο Σχήμα 5.4, ο αλγόριθμος που χρησιμοποίει το Argus One για την παρεμβολή, δεν χρησιμοποιεί το σύνολο των τιμών των γνωστών σημείων, αλλά περιορίζεται στην χρήση των γειτονικών. Ο ακριβής προσδιορισμός της γειτονιάς δεν είναι εφικτός.

Γενικά, οι μέθοδοι που χρησιμοποιούν τον αντίστροφο της απόστασης ως συντελεστή βαρύτητας, θεωρούν ότι όλα τα σημεία της περιοχής μελέτης είναι ως ένα βαθμό εξαρτημένα μεταξύ τους, βάσει της απόστασης. Κατά συνέπεια ο υπολογισμός της τιμής της παραμέτρου σε ένα σημείο εξαρτάται από τις τιμές των σημείων δεδομένων. Οι καμπύλες εξετάζονται ως ανεξάρτητα σημεία.

Μια γενική μορφή για τον προσδιορισμό μιας τιμής u για ένα δεδομένο σημείο x χρησιμοποιώντας τον αντίστροφο της απόστασης ως συντελεστή βαρύτητας είναι η εξής:

$$\boldsymbol{u}(\boldsymbol{x}) = \frac{\sum_{k=0}^{N} \boldsymbol{w}_k(\boldsymbol{x}) \cdot \boldsymbol{u}_k}{\sum_{k=0}^{N} \boldsymbol{w}_k(\boldsymbol{x})} \tag{5.1}$$

με

$$w_{ij} = \frac{1}{d_{ij}^{\,P}} \qquad (5.2)$$

και

$$d_{ij} = \sqrt{\left(x_i - x_j\right)^2 + \left(y_i - y_j\right)^2} \qquad (5.3)$$

όπου x_i,y_i οι συντεταγμένες του γνωστού σημείου i, x_j,y_j οι συντεταγμένες του άγνωστου κόμβου j, P ένας θετικός πραγματικός αριθμός, N ο αριθμός των γνωστών σημείων και w_{ij} ο συντελεστής βαρύτητας που προκύπτει για αυτή την περίπτωση. Είναι προφανές ότι ο συντελεστής βαρύτητας που προκύπτει για τους πλησιέστερους κόμβους είναι κατά πολύ μεγαλύτερος από τους πιο απομακρυσμένους.[**13**]

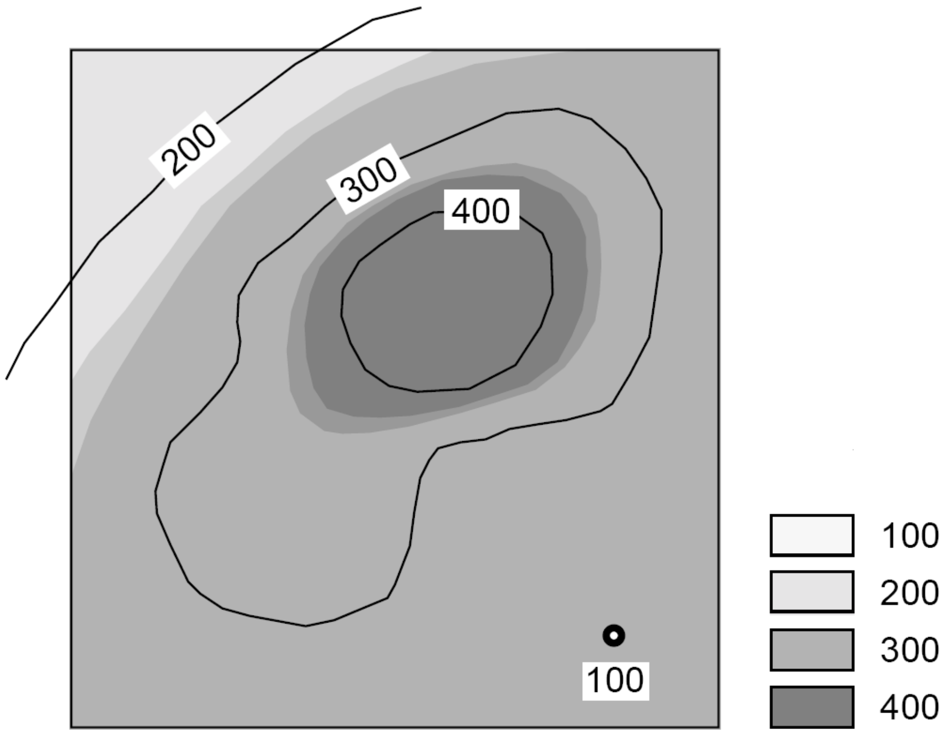
Επειδή ορισμένες φορές, οι κόμβοι που σχηματίζει το πλέγμα μπορεί να συμπίπτουν με τα γνωστά σημεία (δηλαδή η απόσταση τους να είναι μηδέν), έχει επικρατήσει η εξής μορφή:

$$w_{ij} = \frac{1}{c + d_{ij}^{\,P}} \qquad (5.4)$$

όπου εισάγεται μια πολύ μικρή σταθερά, c, έτσι ώστε να αποφευχθεί υπερχείλιση αλγορίθμου. Έτσι η τιμή που αποκτά ο κόμβος δίνεται από την σχέση:

$$u_j = \frac{\sum_{i=1}^{n} w_{ij} \cdot u_i}{\sum_{i=1}^{n} w_{ij}} \qquad (5.5)$$

Από τα παραπάνω, είναι προφανές ότι αν χρησιμοποιηθούν μεγαλύτεροι εκθέτες οι πλησιέστεροι κόμβοι, θα έχουν περισσότερη επιρροή στην τιμή που θα πάρει ο κόμβος.



Σχήμα 5.4: Μέθοδος Παρεμβολής. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code using Argus ONE, 2001)

Έτσι εφαρμόζοντας την μέθοδο **Παρεμβολής** στο προηγούμενο παράδειγμα θα προκύψει η παραπάνω κατανομή. Δηλαδή, ανάμεσα στις ισοδύναμες καμπύλες, θα σχηματιστούν κάποιες ζώνες στις οποίες η τιμή της μεταβλητής θα αλλάζει σταδιακά. Η κύρια διαφορά με τη μέθοδο της **Πλησιέστερης Καμπύλης**, είναι ότι οι τιμές της μεταβλητής δεν αλλάζουν απότομα και ότι ακόμα και μια κλειστή καμπύλη δεν καθορίζει από μόνη της τις τιμές των κόμβων που περιλαμβάνει. Επίσης η σημειακή τιμή του 100, πλέον δεν δίνει τιμή μόνο στον κόμβο που βρίσκεται από κάτω, αλλά επηρεάζει και τους γειτονικούς κόμβους. Και σε αυτήν τη μέθοδο, η αρχική τιμή της παραμέτρου που δίνεται για το επίπεδο, αγνοείται.

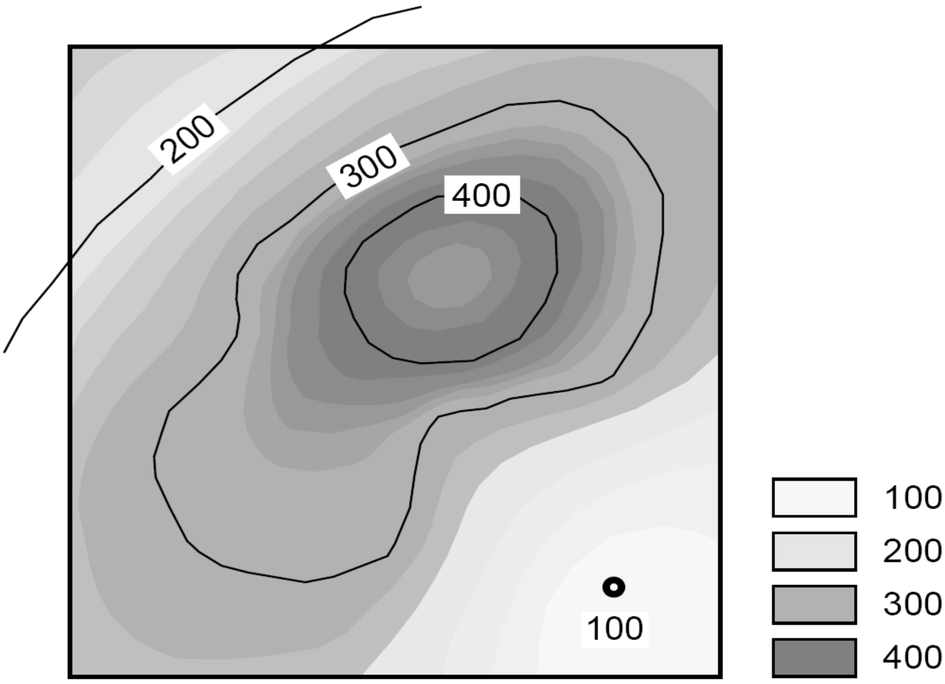
Η μέθοδος της **Παρεμβολής**, θεωρείται κατάλληλη για την κατανομή δεδομένων μιας μεταβλητής, όταν είναι γνωστές οι τιμές της σε ξεχωριστές περιοχές και είναι γνωστό ότι η τιμή της αλλάζει σταδιακά μέσα στο χώρο (π.χ. το υψόμετρο).[**12**]

5.2.6 Μέθοδος Του Αντίστροφου Της Απόστασης Στο Τετράγωνο.

Η μέθοδος **Του Αντίστροφου Της Απόστασης Στο Τετράγωνο** (Inverse Distance Squared) είναι η πιο συνηθισμένη μορφή των μεθόδων που χρησιμοποιούν τον αντίστροφο της απόστασης ως συντελεστή βαρύτητας. Ουσιαστικά αποτελούν μια εξέλιξη των μεθόδων που χρησιμοποιούσαν τον σταθμισμένο μέσο ως συντελεστή βαρύτητας. Η μέθοδος αυτή είναι η πιο συνηθισμένη μορφή των μεθόδων που χρησιμοποιούν τον αντίστροφο της απόστασης ως συντελεστή βαρύτητας (***Inverse Distance Weighting***) υψωμένο σε κάποια δύναμη (στην περίπτωση της Μεθόδου του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο, ο αντίστροφος της απόστασης υψώνεται στο “τετράγωνο”) ο οποίος πολλαπλασιάζεται με την τιμή του γειτονικού γνωστού κόμβου.

Ουσιαστικά, οι τιμές των αγνώστων κόμβων προκύπτουν από την (5.5) αν στην (5.4) το P πάρει την τιμή δύο. Δηλαδή:

$$w_{ij} = \frac{1}{c + d_{ij}^{\,2}} \qquad (5.4)$$



Σχήμα 5.5: Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο. (Πηγή: A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey’s SUTRA Code using Argus ONE, 2001)

Η μέθοδος του αντιστρόφου της απόστασης στο τετράγωνο, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για κατανομή δεδομένων που έχουν εισαχθεί στο μοντέλο, είτε με χρήση καμπυλών (κλειστών ή ανοιχτών), είτε με χρήση σημειακών τιμών. Οι καμπύλες αντιμετωπίζονται σαν να ήταν οι κορυφές τους ευδιάκριτα σημεία. Έτσι, η μέθοδος αυτή, μπορεί να δώσει ψευδή τεχνουργήματα παρεμβολής στις καμπύλες με λίγες κορυφές.

Εφαρμόζοντας την μέθοδο αυτή στο προηγούμενο παράδειγμα, προκύπτει το αποτέλεσμα του σχήματος 5.5. Είναι εμφανές, ότι η μέθοδος αυτή έχει μια ομαλότερη μεταβολή στις τιμές της από την μέθοδο Παρεμβολής, με την οποία παρουσιάζει τη μεγαλύτερη ομοιότητα, (αφού όπως αναφέρθηκε νωρίτερα, ανήκουν στην ίδια κατηγορία μεθόδων). Η μέθοδος αυτή εμφανίζει μια παλινδρόμηση, έναντι ενός τοπικού μέσου, για αυτό είναι δυνατό να αλλάζουν οι τιμές των κόμβων μέσα σε μια κλειστή καμπύλη, η μετά από μια ανοιχτή, σε αντίθεση με τη μέθοδο Παρεμβολής που παρέμεναν σταθερές. Έτσι στο παράδειγμα, παρατηρείται μια μείωση των τιμών εντός της καμπύλης του 400 και μια αύξηση των τιμών μετά την καμπύλη του 200. Αυτό μπορεί να εξηγηθεί, από το γεγονός ότι στον καθορισμό της τιμής κάθε άγνωστου κόμβου, συμμετέχουν **όλα** τα γνωστά σημεία.

Με τον τρόπο λειτουργίας της μεθόδου αυτής, αρκεί μια ανοιχτή καμπύλη, ή ακόμα και ένα σημείο για να πάρουν κάποια τιμή όλοι οι κόμβοι. Για το λόγο αυτό, η αρχική τιμή επιπέδου αγνοείται και σε αυτή την περίπτωση.[**12**]

Το ακριβές μαθηματικό υπόβαθρο της συγκεκριμένης μεθόδου δεν είναι προσβάσιμο, αφού πρόκειται για μια επέκταση του αρχικού προγράμματος η οποία έγινε από μια ανεξάρτητη ερευνητική ομάδα, η οποία δεν έχει δημοσιεύσει μέχρι στιγμής τις ακριβείς σχέσεις που χρησιμοποιεί η μέθοδος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.

6.1 Γενικά Στοιχεία.

Ο δήμος ***Χερσονήσου***, βρίσκεται στα βορειανατολικά του νομού Ηρακλείου, περίπου 25km ανατολικά της πόλης του Ηρακλείου, και έχει σαν έδρα του την ***Χερσόνησο.*** Πρόκειται για ένα παραθαλάσσιο δήμο και δημοφιλή τουριστικό προορισμό. Η έκταση του ορίζεται από τα βόρεια παράλια του κέντρου της Κρήτης, έως τις κορυφογραμμές των Λασιθιώτικων βουνών. Σύμφωνα με την απογραφή του 2001 ο δήμος έχει συνολικά 8.497 κατοίκους και έκταση 70.984 στρέμματα.(Πηγή: Υπουργείο Εσωτερικών).

Σχήμα 6.1: Εικόνα της περιοχής της Χερσονήσου από δορυφόρο. (Πηγή: Google Earth)

Διοικητικά ο σημερινός Δήμος Χερσονήσου εκτείνεται από τη περιοχή του Αποσελέμη ως το χωριό Κερά και περιλαμβάνει τα χωριά Ανάληψη, Χερσόνησο, Λιμάνι Χερσονήσου, Πισκοπιανό, Κουτουλουφάρι, Ποταμιές, Σφεντύλι, Αβδού, Γωνιές, και δυο μικρότερους αγροτικούς οικισμούς, τα Αγριανά και τα Χατζανά.

6.2 Δραστηριότητες.

Η Χερσόνησος είναι γνωστή ως ο πιο οργανωμένος τουριστικός προορισμός της Κρήτης. Είναι γνωστή για τις υψηλής ποιότητας ξενοδοχειακές εγκαταστάσεις, τις συνεδριακές υποδομές, αλλά και για τις φυσικές ομορφιές στο παράκτιο τμήμα της.

Οι τουριστικές δραστηριότητες αναπτύσσονται κυρίως στην περιοχή του Λιμένα και στο παραθαλάσσιο τμήμα (Εικόνα 6.2). Μέχρι τα μέσα της δεκαετίας του ’60 η κύρια απασχόληση του πληθυσμού ήταν η γεωργία και η κτηνοτροφία (90-95%), ενώ οι υπόλοιπες δραστηριότητες κάλυπταν το 4-5%. Σήμερα παρατηρείται μια πλήρης αντιστροφή των δεδομένων με την συντριπτική πλειοψηφία των κατοίκων να απασχολείται στον τριτογενή τομέα. (Πηγή: Υπουργείο Εσωτερικών).

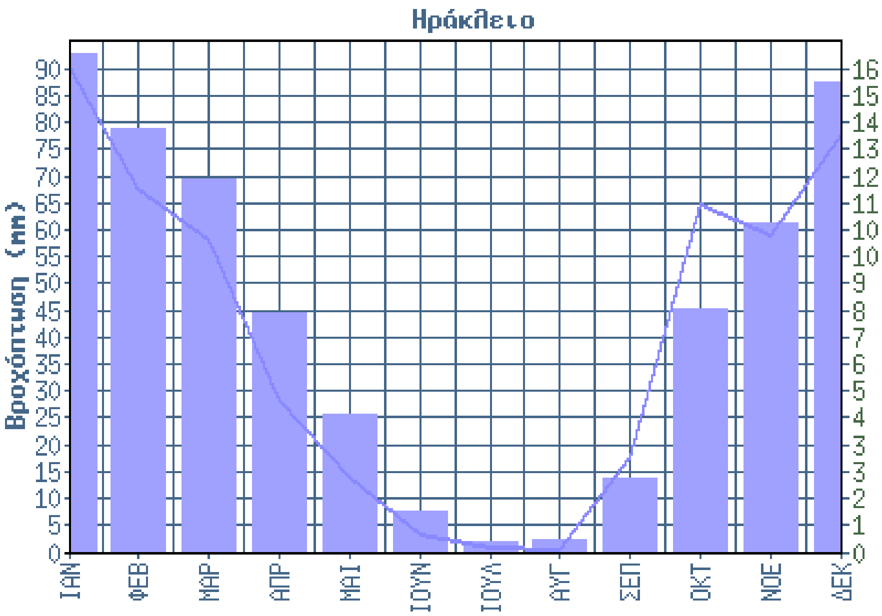
Σχήμα 6.2: Πανοραμική όψη της Χερσονήσου, όπου είναι εμφανής η τουριστική εκμετάλλευση της περιοχής. (Πηγή: Δήμος Χερσονήσου).

Η αύξηση της ζήτησης νερού κατά την διάρκεια της τουριστικής περιόδου καλύπτεται με την χρήση γεωτρήσεων. Αποτέλεσμα είναι το παράκτιο τμήμα να υφαλμυρώνεται με την είσοδο της θάλασσας, τις περιόδους ταπείνωσης της στάθμης (θερινή περίοδος), λόγω της φυσικής εκφόρτισης του συστήματος και της υπερεκμετάλλευσης.

6.3 Μετεωρολογικά Στοιχεία.

Το κλίμα της περιοχής της Χερσονήσου, και γενικά το βόρειο τμήμα του νομού Ηρακλείου, ανήκει στον ημίξηρο βιοκλιματικό όροφο με χειμώνα θερμό. Από πλευράς χαρακτήρων μεσογειακού βιοκλίματος ολόκληρη η παραλιακή ζώνη της βόρειας Κρήτης έχει έντονο θερμομεσογειακό χαρακτήρα με αριθμό βιολογικώς ξηρών ημερών κατά τη θερμή και ξηρά περίοδο (125<Χ<150).Από την άποψη της ηπιότητας και των μεταβολών το κλίμα της Κρήτης θεωρείται προνομιούχο και οφείλεται στην κεντρική θέση που κατέχει η νήσος στην Ανατολική Μεσόγειο. Ο χειμώνας αρχίζει συνήθως κατά τα μέσα Δεκεμβρίου και είναι ήπιος. Ο ψυχρότερος μήνας του έτους είναι ο Φεβρουάριος που διαφέρει ελάχιστα θερμομετρικά από τον Ιανουάριο. Η διαφορά τους όμως τόσο με τον Δεκέμβριο όσο και με τον Μάρτιο είναι αισθητή. (Πίνακας 6.1) Το θέρος είναι θερμό και ξηρό ενώ οι βροχοπτώσεις μπορεί να θεωρηθούν ικανοποιητικές κατά την διάρκεια του έτους. Η περίοδος των βροχοπτώσεων είναι κυρίως τους χειμερινούς μήνες από Οκτώβριο μέχρι Μάρτιο. (Εικόνα 6.3,Πίνακας 6.2).

Στην συνέχεια παρουσιάζονται οι κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούν στην ευρύτερη περιοχή σύμφωνα με τα δεδομένα του Μετεωρολογικού Σταθμού Ηρακλείου που δίνονται για την περίοδο 1955-1998.



Σχήμα 6.3: Ραβδόγραμμα Βροχόπτωσης.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.).

Πίνακας 6.1: Θερμοκρασίες του νομού Ηρακλείου την περίοδο 1955-1998.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.).

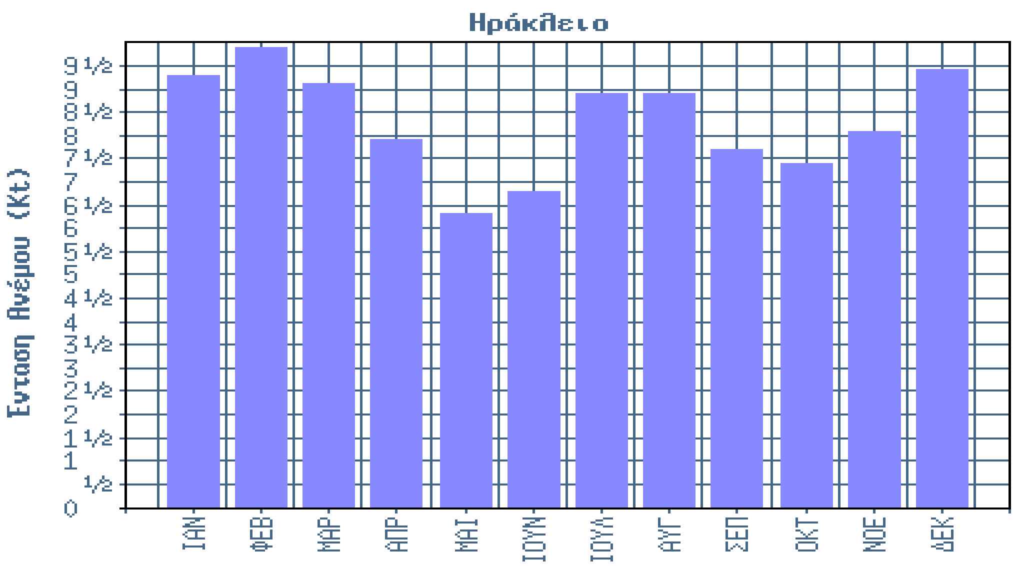
Μήνας	Απόλυτη Μέγιστη (^oC)	Απόλυτη Ελάχιστη (^oC)	Μέση Μέγιστη (^oC)	Μέση Ελάχιστη (^oC)	Μέση Τιμή (^oC)
Ιανουάριος	24,8	0,2	15,3	9,0	12,1
Φεβρουάριος	29,2	0,2	15,5	9,0	12,2
Μάρτιος	29,4	0,3	16,7	9,7	13,4
Απρίλιος	35,6	4,2	20,0	11,9	16,5
Μάιος	38,0	6,0	23,5	15,0	20,3
Ιούνιος	41,3	12,2	27,3	19,1	24,4
Ιούλιος	43,6	12,5	28,7	21,7	26,2
Αύγουστος	42,0	16,6	28,5	21,8	26,0
Σεπτέμβριος	39,5	12,0	26,4	19,3	23,5
Οκτώβριος	37,0	8,7	23,4	16,5	20,0
Νοέμβριος	31,6	4,4	20,0	13,4	16,6
Δεκέμβριος	28,5	2,4	17,0	10,8	13,7

Πίνακας 6.2: Μετεωρολογικά δεδομένα νομού Ηρακλείου περίοδος 1955-1998.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.).

Μήνας	Βαρομετρική Πίεση (mm Hg)	Σχετική Υγρασία (%)	Μέση Νέφωση (8)	Βροχόπτωση (mm)	Ταχύτητα Ανέμου (m/sec)
Ιανουάριος	1017,1	68,0	5,3	90,1	3,8
Φεβρουάριος	1016,0	66,1	5,1	67,6	4,0
Μάρτιος	1014,9	65,9	4,8	58,2	4,0
Απρίλιος	1013,3	61,6	3,7	28,5	3,4
Μάιος	1013,6	60,8	2,9	14,2	2,3
Ιούνιος	1012,6	56,3	1,4	3,5	3,0
Ιούλιος	1011,0	56,5	0,6	1,0	4,0
Αύγουστος	1011,4	58,3	0,7	0,6	4,0
Σεπτέμβριος	1014,6	61,2	1,8	17,7	3,4
Οκτώβριος	1016,7	65,5	3,6	64,9	3,2
Νοέμβριος	1017,5	67,7	4,7	59,0	3,0
Δεκέμβριος	1016,8	67,7	5,1	77,9	4,0

Πίνακας 6.3: Ανεμολογικά δεδομένα σταθμού Ηρακλείου Κρήτης.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.).

Beaufort	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	CALM	SUM
0									17,527	17,527
1	0,855	0,537	0,372	0,613	1,468	0,603	0,307	0,646		5,401
2	4,360	2,279	0,953	2,312	5,149	1,884	1,183	3,725		21,845
3	4,941	1,435	0,603	1,183	2,695	0,865	1,490	9,082		22,294
4	4,229	0,438	0,142	0,657	2,421	0,679	1,326	10,649		20,541
5	1,665	0,142	0,033	0,351	1,589	0,449	0,362	3,571		8,162
6	0,690	0,033	0,011	0,208	0,898	0,208	0,088	1,019		3,155
7	0,164	0,011	0,011	0,066	0,274	0,055	0,022	0,142		0,745
8	0,055	0,000	0,000	0,033	0,110	0,011	0,011	0,044		0,264
9	0,011	0,000	0,000	0,011	0,011	0,000	0,000	0,011		0,044
10	0,000	0,000	0,000	0,011	0,011	0,000	0,000	0,000		0,022
>11	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000
SUM	16,970	4,875	2,125	5,445	14,626	4,754	4,789	28,889	17,527	100,000



Σχήμα 6.4: Ραβδόγραμμα Ανέμων.(Πηγή: Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία – Ε.Μ.Υ.)

6.4 Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά – Γεωλογία.

Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής δεν είναι ιδιαίτερα αναπτυγμένο. Το απότομο ανάγλυφο και η συχνή εναλλαγή διαπερατών και αδιαπέρατων γεωλογικών σχηματισμών σε συνδυασμό με το μικρό εύρος του νησιού έχει ευνοήσει το σχηματισμό χειμάρρων και την εμφάνιση πηγών και όχι τον σχηματισμό μεγάλων ποταμών

Γενικά, η Κρήτη αποτελείται από ένα αυτόχθονο έως παραυτόχθονο σύστημα πετρωμάτων που περιλαμβάνει την ημιμεταμορφωμένη ενότητα των πλακωδών ασβεστόλιθων και τους υποκείμενους ασβεστόλιθους, δολομίτες, με παρεμβολές σχιστόλιθων, ένα αλλόχθονο σύστημα αποτελούμενο από διάφορα επιμέρους καλύμματα επωθημένο πάνω στο αυτόχθονο και από τα νεότερα ιζήματα του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς.

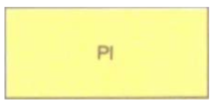
Στην περιοχή μελέτης, απαντώνται εννέα διαφορετικοί υδρολιθολογικοί σχηματισμοί (Σχήμα 6.5).

- Λάτυπες, διαφόρων μεγεθών, κυρίως ανθρακικής σύστασης αναμεμιγμένες με ερυθρογή, χαλαρές και κατά θέσεις ελαφρά συγκολλημένες.

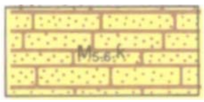
- Ιζήματα της παράκτιας περιοχής, άμμοι ακτών και θαλάσσιες αναβαθμίδες της περιόδου του Τεταρτογενούς και της εποχής των Πλειστόκαινου – Ολόκαινου

- Λατυποπαγή που αποτελούνται από θραύσματα προνεογένους ασβεστόλιθου χρώματος ανοικτού έως σκούρου, με ασβεστιτική συνδετική ύλη, τα οποία προς τα πάνω μεταβαίνουν σε πολύμικτα κροκαλοπαγή με *Pecten* και *Ostrea.* Ο σχηματισμός εντάσσεται στην περίοδο του Τεταρτογενούς και της εποχής του Πλειστόκαινου.

- Ο σχηματισμός της Φοινικιάς, που αποτελείται από λευκές ομογενείς μάργες ή μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και φαιού



χρώματος μάργες, συχνά αμμούχες, με λεπτοστρωματώδεις παρεμβολές, που μεταβαίνουν προς τα πάνω σε καστανωπές άμμους και/ή ασβεστολιθικούς ψαμμίτες. Η βάση του σχηματισμού αποτελείται τοπικά από ένα όχι καλά διαβαθμισμένο μαργαϊκό λατυποπαγές με συστατικά από λευκές ομογενείς μάργες και ασβεστόλιθους, και μάργες του σχηματισμού της Αγίας Βαρβάρας, πρασινωπές αργίλους και προνεογενή πετρώματα. Ο σχηματισμός ανήκει στην περίοδο του Νεογενούς και την εποχή του Πλειόκαινου.

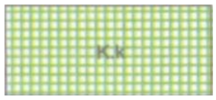


- Ο σχηματισμός της Αγίας Βαρβάρας, που αποτελείται από βιοκλαστικούς, εν μέρει λατυποπαγείς ή κροκαλοπαγείς ασβεστόλιθους και υφαλώδεις ασβεστόλιθους. Χρονολογείτε στην εποχή του Μειόκαινου(βαθμίδα Τορτόνιο-Μεσσήνιο) και της περιόδου του Νεογενούς.

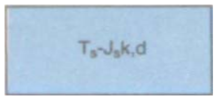
- Ο σχηματισμός της Αμπελούζου, αποτελείται από πετρώματα Νεογενούς ηλικίας. Χαρακτηρίζεται από ακανόνιστες εναλλαγές από θαλάσσια, υφάλμυρα και ποτάμια κροκαλοπαγή, καστανόχρωμες άμμους, ιλυόλιθους και γκρίζες ιλυούχες ή αμμούχες άργιλοι ή μάργες. Στα κατώτερα και μεσαία τμήματα του σχηματισμού εντοπίζονται υπολείμματα υφάλων με κοράλλια, φύκη και υδρόζωα.

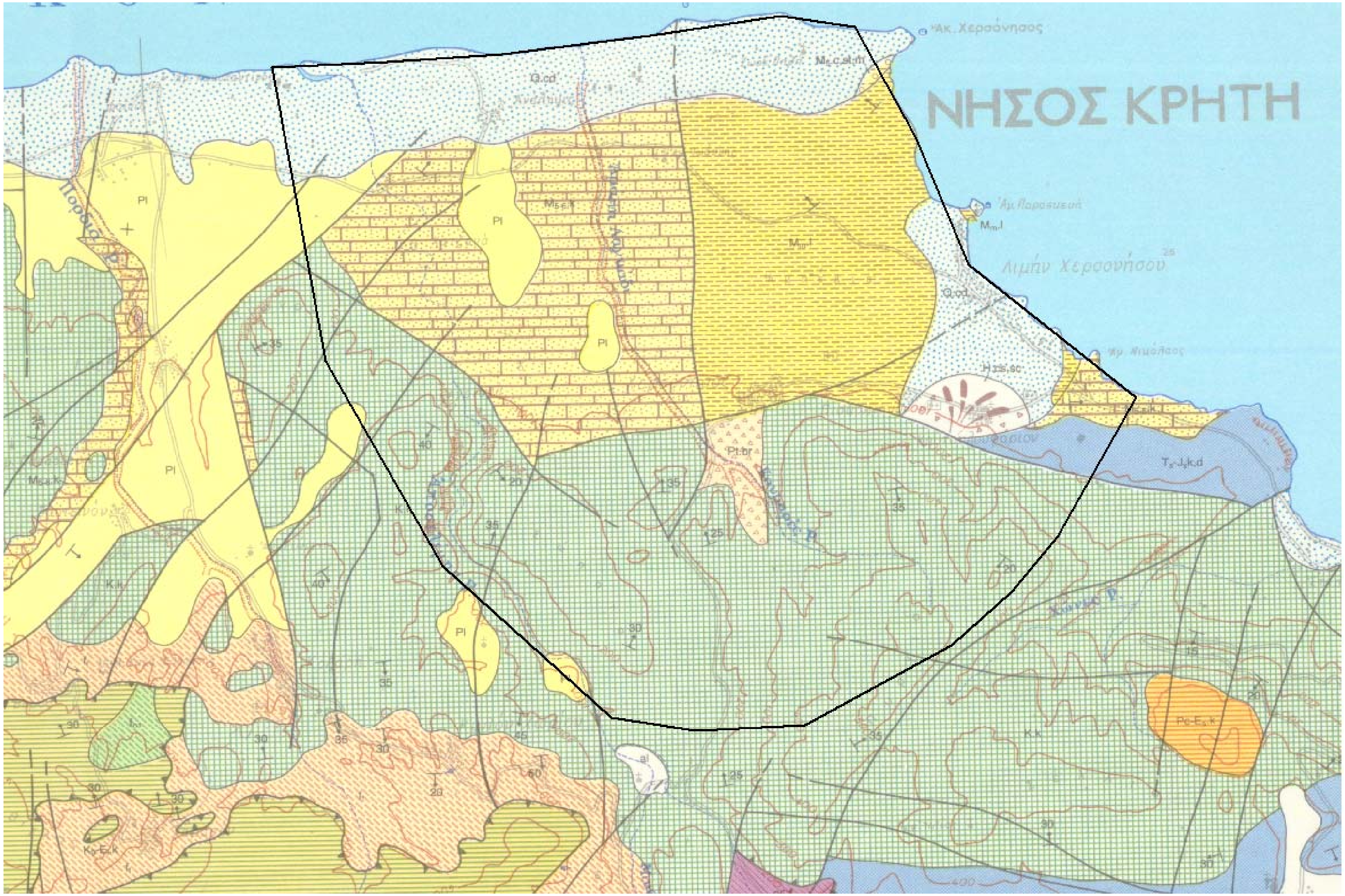
- Ο σχηματισμός Βιάννου, που αποτελείτε από γενικά καλά στρωμένες ποταμολιμναίες αργίλους διαφόρων χρωμάτων, από ιλυούχες άργιλους και καλά διαβαθμισμένες καστανωπές άμμους. Στο κατώτερο τμήμα του σχηματισμού εντοπίζονται παρεμβολές πολύμικτων κροκαλοπαγών. Ενώ σε ορισμένα επίπεδα υπάρχουν ασβεστόλιθοι με *Planorbis* και λιγωτικές παρεμβολές. Και αυτός ο σχηματισμός ανήκει στην εποχή του Μειόκαινου της περιόδου του Νεογενούς.

- Ασβεστόλιθους της κρητιδικής περιόδου.



- Ασβεστόλιθοι, δολομιτικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες, οι οποίοι αποτελούν τη βάση του τεκτονικού καλύμματος των εξωτερικών ζωνών και βρίσκονται κατά κανόνα πάνω στην φυλλιτική - χαλαζιτική σειρά με αποτέλεσμα στη βάση τους να είναι κατά θέσεις μυλονιτιωμένοι, λόγω του τεκτονισμού αυτών. Τα κατώτερα μέλη τους αποτελούνται από ημικρυσταλλικούς δολομίτες, παχυστρωματώδεις μέχρι άστρωτους, τεφρούς, ενώ τα ανώτερα μεταπίπτουν σε ασβεστολίθους και δολομιτικούς ασβεστόλιθους μεσοστρωματώδεις, τεφρόλευκους μέχρι τερφρόμαυρους. Στο σύνολο τους είναι καρστικοί και κυρίως στα ανώτερα μέλη. Τα παραπάνω ανθρακικά πετρώματα στην επαφή τους με την υποκείμενη φυλλιτική – χαλαζιτική σειρά, αρχίζουν συνήθως με πετρώματα ιουρασικής ηλικίας και μόνο κατά θέσεις με ανωτριαδικής.





Σχήμα 6.5: Γεωλογικός χάρτης περιοχής Χερσονήσου. (Πηγή: Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών - Ι.Γ.Μ.Ε.)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΠΑΡΕΜΒΟΛΗΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΠΕΔΙΟΥ.

7.1 Δημιουργία Υδρολογικού Μοντέλου.

Για να γίνει η σύγκριση των μεθόδων για την εκτίμηση των τιμών μιας μεταβλητής είναι απαραίτητη η δημιουργία ενός μοντέλου. Στην παρούσα εργασία, δημιουργήθηκε ένα μοντέλο για την υδρογεωλογική μελέτη της περιοχής της Χερσονήσου με την βοήθεια του αλγόριθμου του ***PTC***.

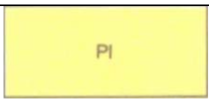
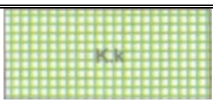
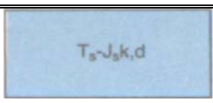
Για την δημιουργία του μοντέλου, ήταν απαραίτητη η εισαγωγή κάποιων στοιχείων ώστε να γίνει η περιγραφή της περιοχής. Τα στοιχεία αυτά, αφορούν το υψόμετρο, τη βροχόπτωση, το πορώδες, τις αρχικές οριακές συνθήκες, την εισαγωγή των πηγαδιών άντλησης και των παροχών τους και τέλος εισαγωγή των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας, η οποία τελικά θα εξεταστεί κατά πόσο επηρεάζει το τελικό αποτέλεσμα, ανάλογα με τον τρόπο εκτίμησης της τιμής της.

Όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 5, το PTC είναι ένα πρόγραμμα που επιτρέπει την γραφική αλληλεπίδραση μεταξύ του χρήστη και του προγράμματος. Έτσι παρέχει τη δυνατότητα οι τιμές μεταβλητών να δίνονται με τη χρήση καμπυλών (ανοικτών ή κλειστών) που σχεδιάζονται από το χρήστη. Εισάγοντας στο μοντέλο τις εικόνες του τοπογραφικού και του γεωλογικού χάρτη της περιοχής με την κατάλληλη κλίμακα έτσι ώστε οι αποστάσεις στην εικόνα να προσεγγίζουν τις πραγματικές αποστάσεις, είναι εφικτός ο σχεδιασμός τόσο των ισοϋψών της περιοχής όσο και ο καθορισμός των διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών. Για την εισαγωγή του υψομέτρου χρησιμοποιήθηκε ο τοπογραφικός χάρτης της περιοχής (Πηγή: Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών – Ι.Γ.Μ.Ε.) ενώ για τον καθορισμό των γεωλογικών σχηματισμών ο αντίστοιχος γεωλογικός. Στη συνέχεια εισήχθησαν οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας κάθε σχηματισμού που προέκυψαν από την βιβλιογραφία[1]. Οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για κάθε γεωλογικό σχηματισμό παρατίθενται στον

[1] Εκτός από τις υδραυλικές αγωγιμότητες των γεωλογικών σχηματισμών, δόθηκε και η τιμή 1 για όλο το επίπεδο, έτσι ώστε να μπορεί να εκτελεστεί το πρόγραμμα ακόμα και αν η μέθοδος κατανομής δεν δώσει κάποια τιμή για κάποιον κόμβο.

Πίνακα 7.1. Στους γεωλογικούς σχηματισμούς θεωρήθηκε ότι υπάρχει ισοτροπία στο επίπεδο (K_x=K_y) ενώ στην κάθετη διεύθυνση η υδραυλική αγωγιμότητα είναι κατά 90% μικρότερη ($K_z=0,1 \cdot K_x$). Για τον καθορισμό του ύψους των γεωλογικών σχηματισμών, στο αρχικό υψόμετρο προστέθηκε και το πάχος του υδροφορέα το οποίο θεωρήθηκε ίσο με 100 m.

Πίνακας 7.1: Τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας όπως προέκυψαν από την βιβλιογραφία.

Γεωλογικός Σχηματισμός		Χαρακτηριστικά Πετρώματα	Υδραυλική Αγωγιμότητα (m/day) (για τις διευθύνσεις x,y)
H cs,sc		Κορήματα λατυπών ανθρακικής σύνθεσης	173,2
Q cd		Άμμος	430,0
Pt,br		Λατυποπαγή	6,4
Pl		Μάργες, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι	0,15
$M_{5\text{-}6}$ k		Βιοκλαστικοί λατυποπαγείς Ασβεστόλιθοι	5,2
M_5 c,st,m		Κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, μάργες	4,32
M_m l		Άργιλος	0,6048
K k		Ασβεστόλιθος	12,96
$T_5 - J_5$ k,d		Ασβεστόλιθος, δολομίτες	8,64

Με την βοήθεια του επιβλέποντα καθηγητή κ. Γ. Καρατζά και της ερευνητικής συνεργάτιδας κ. Μ. Παπαδοπούλου, οι γεωτρήσεις που βρίσκονται στην περιοχή μελέτης, ομαδοποιηθήκαν και αντί του συνολικού τους αριθμού χρησιμοποιήθηκαν πέντε γεωτρήσεις των οποίων οι παροχές άντλησης δίνονται στον Πίνακα 7.2.

Πίνακας 7.2: Ρυθμοί άντλησης γεωτρήσεων.

Γεώτρηση	Ρυθμός άντλησης (m^3/day)
1	1800
2	576
3	631,5
4	1935,9
5	100

Η ακτογραμμή χρησιμοποιήθηκε ως οριακή συνθήκη τύπου Ι και έλαβε την τιμή 100m (αφού θεωρήθηκε ότι το πάχος του υδροφορέα είναι 100m και ότι το υψόμετρο στην ακτογραμμή είναι μηδέν). Ενώ για την προσομοίωση της εισροής του υπόγειου νερού στην περιοχή μελέτης από παρακείμενους υδροφορείς, χρησιμοποιήθηκαν οριακές συνθήκες τύπου ΙΙ και οι τιμές τους ληφθήκαν από προηγούμενη μελέτη της περιοχής.

Η βροχόπτωση υπολογίστηκε συνολικά για την περιοχή μελέτης. Από τα στοιχεία του Μετεωρολογικού σταθμού του Ηρακλείου προκύπτει ότι το ετήσιο ύψος βροχής στην περιοχή μελέτης ανέρχεται στα 483.2 mm βροχής. Σύμφωνα με την υδρολογική μελέτη του βόρειου νομού Ηρακλείου, το ποσοστό του όγκου της βροχόπτωσης που διηθείται είναι 11% για αδιαπέρατους σχηματισμούς και 23% για τους διαπερατούς. Η περιοχή μελέτης έχει συνολική έκταση 3566,17 ha από τα οποία περίπου το 80% ανήκει σε υδροπερατούς σχηματισμούς (2836,26 ha) ενώ το υπόλοιπο 20% σε αδιαπέρατους (729,91 ha). Ενώ από την έκταση των διαπερατών σχηματισμών πρέπει να αφαιρεθεί ένα ποσοστό της τάξης του 30% το οποίο αντιστοιχεί στις κατοικήσιμες περιοχές στις οποίες η διήθηση είναι αμελητέα. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η διήθηση για τους υδροπερατούς σχηματισμούς θα είναι:

$$\mathbf{0,60 \cdot 0,23 \cdot 483,2 \cdot \mathit{mm} = \; \mathit{56,68\ mm/year}}$$

ενώ για τους αδιαπέρατους:

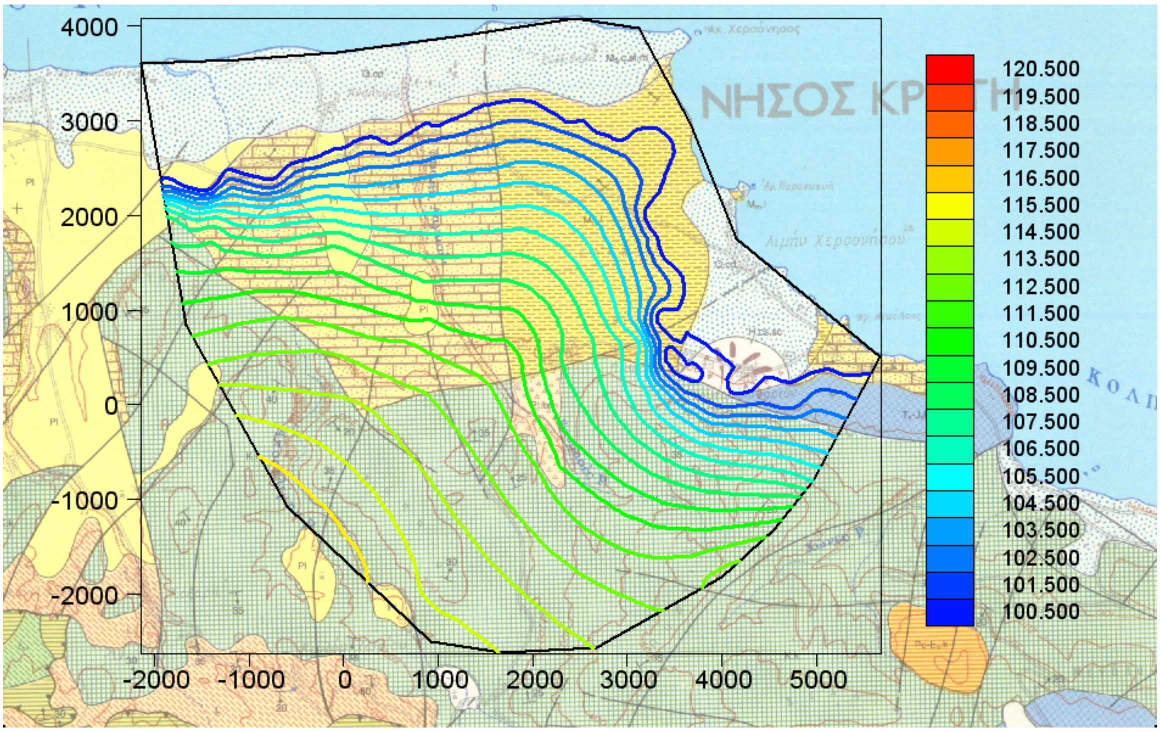
$$\mathbf{0,20 \cdot 0,11 \cdot 483,2 \cdot \mathit{mm} = \; \mathit{10,63\ mm/year}}$$

Επομένως η συνολική διηθούμενη ποσότητα ύδατος ανά έτος θα είναι 67,31 mm/year. Θεωρώντας ότι όλη η βροχόπτωση γίνεται τους χειμερινούς μήνες (από τα δεδομένα του Πίνακα 6.2, η βροχόπτωση όντως είναι αμελητέα τους θερινούς μήνες) και ότι αυτή έχει διάρκεια 180 μέρες προκύπτει ότι η διήθηση θα είναι 0,000374 m/d.

7.2 Αποτελέσματα.

7.2.1 Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης.

Εφαρμόζοντας την μέθοδο της ακριβής καμπύλης για την εκτίμηση των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας, προέκυψε το αποτέλεσμα του σχήματος 7.1 για τα υδραυλικά ύψη της περιοχής.



Σχήμα 7.1: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο της ακριβής καμπύλης.

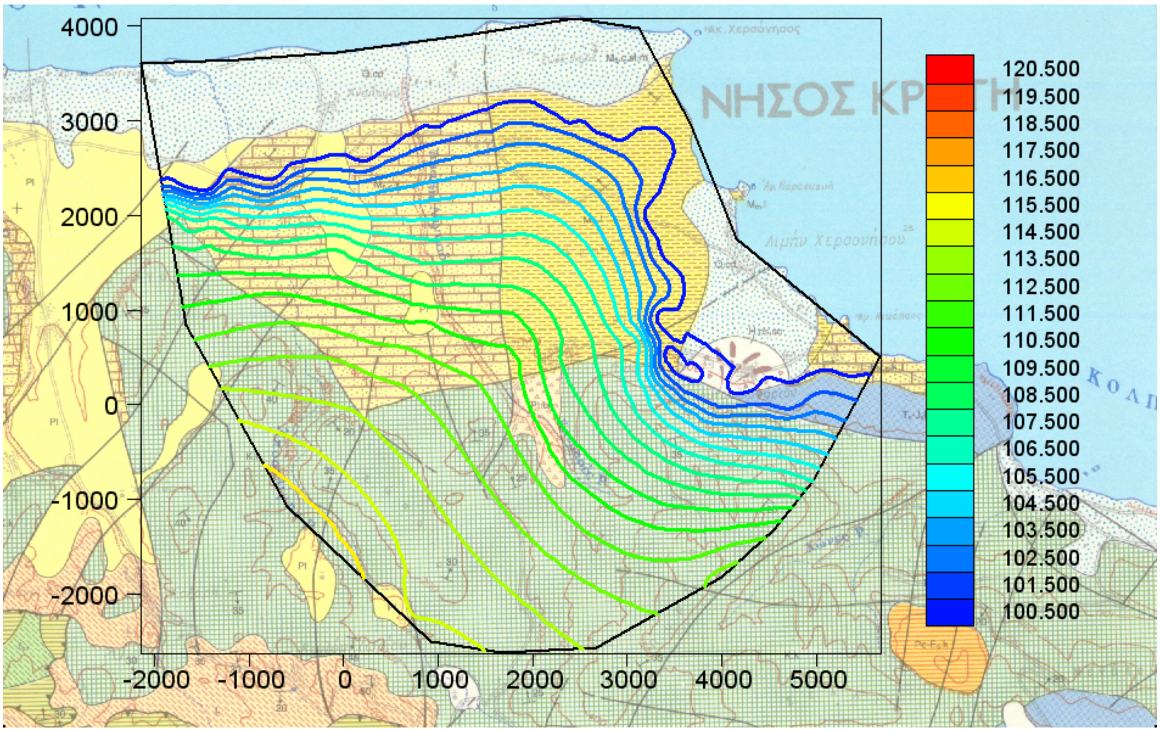
Στο παραπάνω διάγραμμα, παρατηρείται ένα εύρος υδραυλικών υψών από 100 έως 117m. Ενώ η ισοϋψής των 102,5m που θεωρείται σημαντική, λόγω της σχέσης των *Ghyben – Hertzberg*[1], βρίσκεται σε μια απόσταση 1-1,5km από την ακτή.

---

[1] Η σχέση των Ghyben – Herzberg είναι ένα πολύ απλουστευμένο μοντέλο, το συμπέρασμα του όποιου είναι ότι για κάθε μέτρο υδραυλικού ύψους του γλυκού νερού πάνω από τη στάθμη της θάλασσας, η διεπιφάνεια ωθείται σαράντα μέτρα προς τα κάτω. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, έχει γίνει η υπόθεση ότι ο υδροφορέας έχει πάχος 100m, όποτε αν το υδραυλικό ύψος είναι μεγαλύτερο από 102,5m τότε δεν υπάρχει πρόβλημα υφαλμύρινσης.

7.2.2 Μέθοδος Της Πλησιέστερης Καμπύλης.

Αν οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας προσδιοριστούν με την μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης, η κατανομή των υδραυλικών υψών θα έχει τη μορφή του σχήματος 7.2.

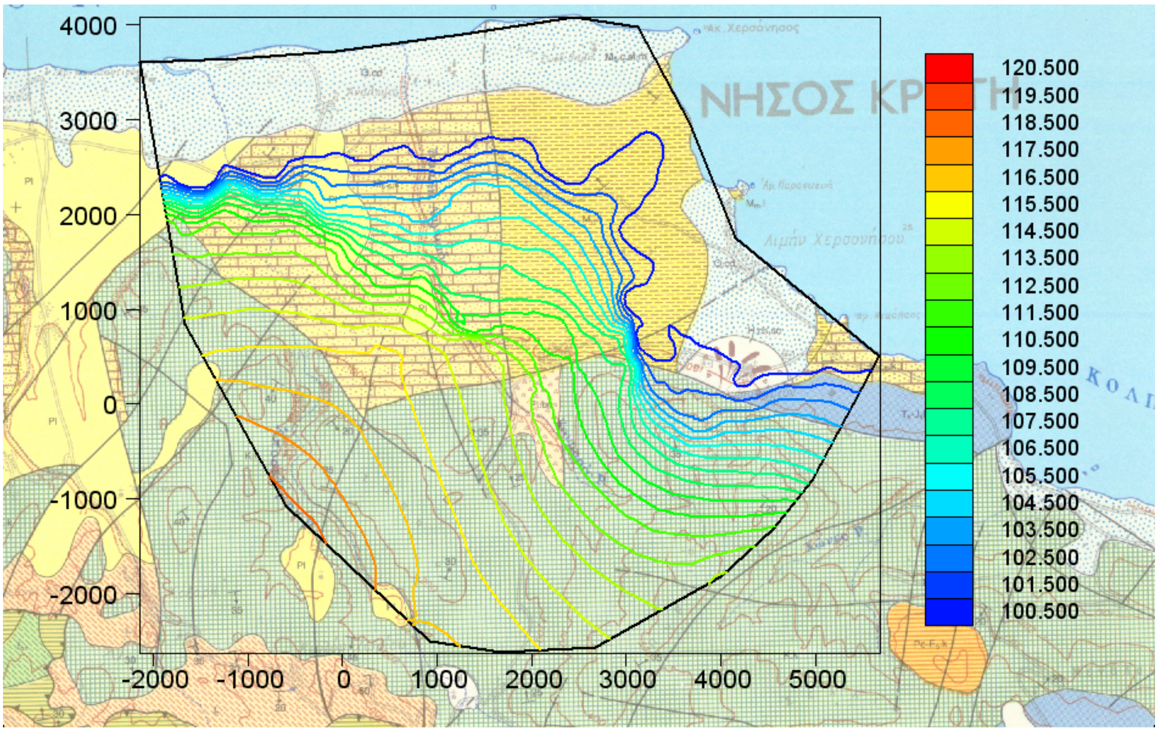


Σχήμα 7.2: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης.

Είναι εμφανές ότι η μέθοδος της πλησιέστερης καμπύλης έχει την ίδια συμπεριφορά, ως προς τη μεταβολή των υδραυλικών υψών με τη μέθοδο της ακριβής καμπύλης. Γεγονός που αναμενόταν και από τη θεωρία των δύο μεθόδων. Από το διάγραμμα φαίνεται ότι δεν υπάρχουν απότομες μεταβολές στα υδραυλικά ύψη.

7.2.3 Μέθοδος Της Πλησιέστερης Γειτονίας.

Η χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης γειτονίας, θα έχει επίδραση στη διαμόρφωση των υδραυλικών υψών με τον τρόπο που φαίνεται στο σχήμα 7.3.

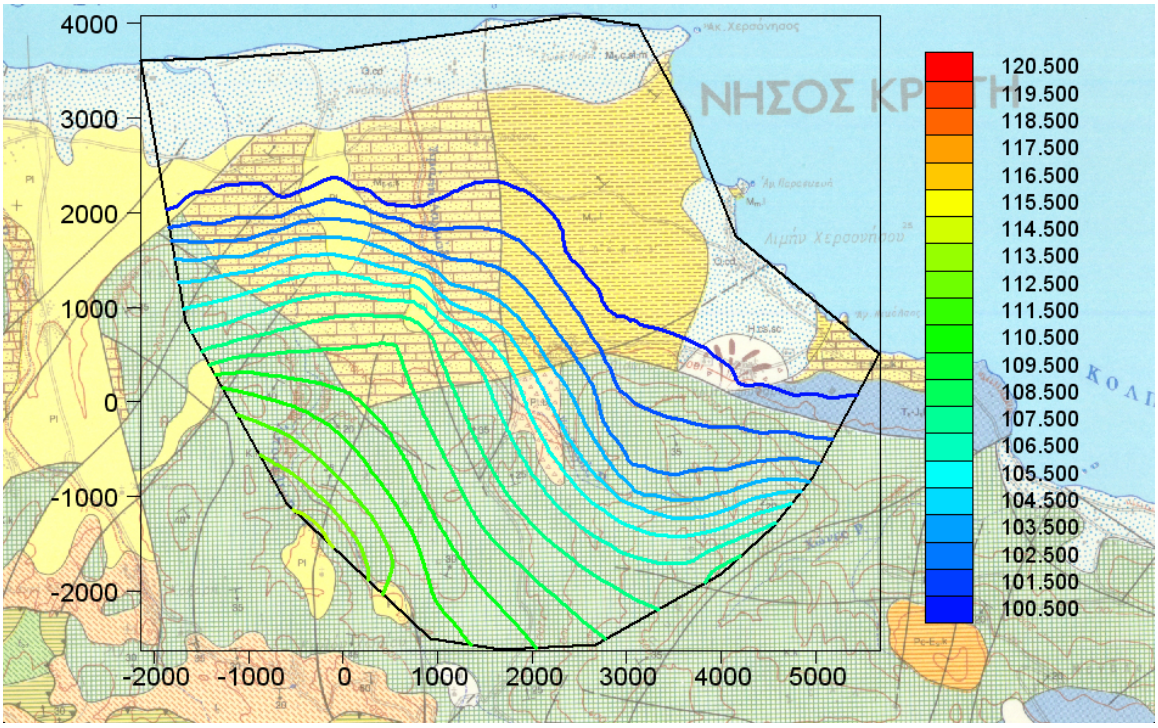


Σχήμα 7.3: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο της πλησιέστερης γειτονίας.

Η μέθοδος αυτή θα οδηγήσει σε αύξηση των τιμών του υδραυλικού ύψους στα όρια της περιοχής μελέτης, αφού θα εμφανιστούν σημεία με υδραυλικό ύψος 19m. Ενώ παρατηρείται και μια απότομη μεταβολή των υδραυλικών υψών από τα 109 στα 100m. Και σε αυτήν την περίπτωση η ισοϋψής των 102,5m εμφανίζεται σε μια απόσταση από την ακτή 1-1,5km.

7.2.4 Μέθοδος Παρεμβολής.

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της παρεμβολής για την κατανομή των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας, τα υδραυλικά ύψη διαμορφώθηκαν ως εξής:

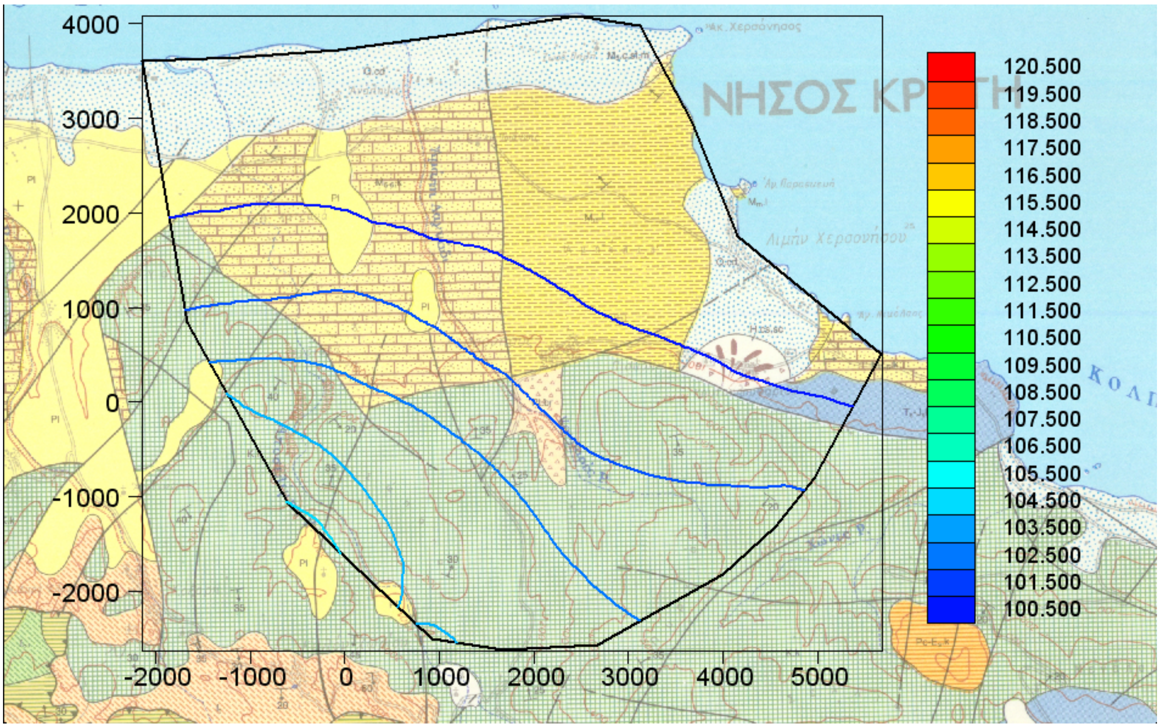


Σχήμα 7.4: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της παρεμβολής.

Η χρήση της μεθόδου της παρεμβολής για την κατανομή των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας θα οδηγήσει στη μείωση του εύρους των εμφανιζόμενων υδραυλικών υψών, αφού το μέγιστο εμφανιζόμενο υδραυλικό ύψος θα είναι 114m. Ενώ η καμπύλη των 102,5 m, με βάση αυτή την μέθοδο εμφανίζεται κατά 1km πιο “μέσα” από ότι συνέβαινε στις προηγούμενες μεθόδους.

7.2.5 Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο.

Εφαρμόζοντας την τελευταία μέθοδο εκτίμησης που εξετάστηκε, προέκυψε το εξής αποτέλεσμα:



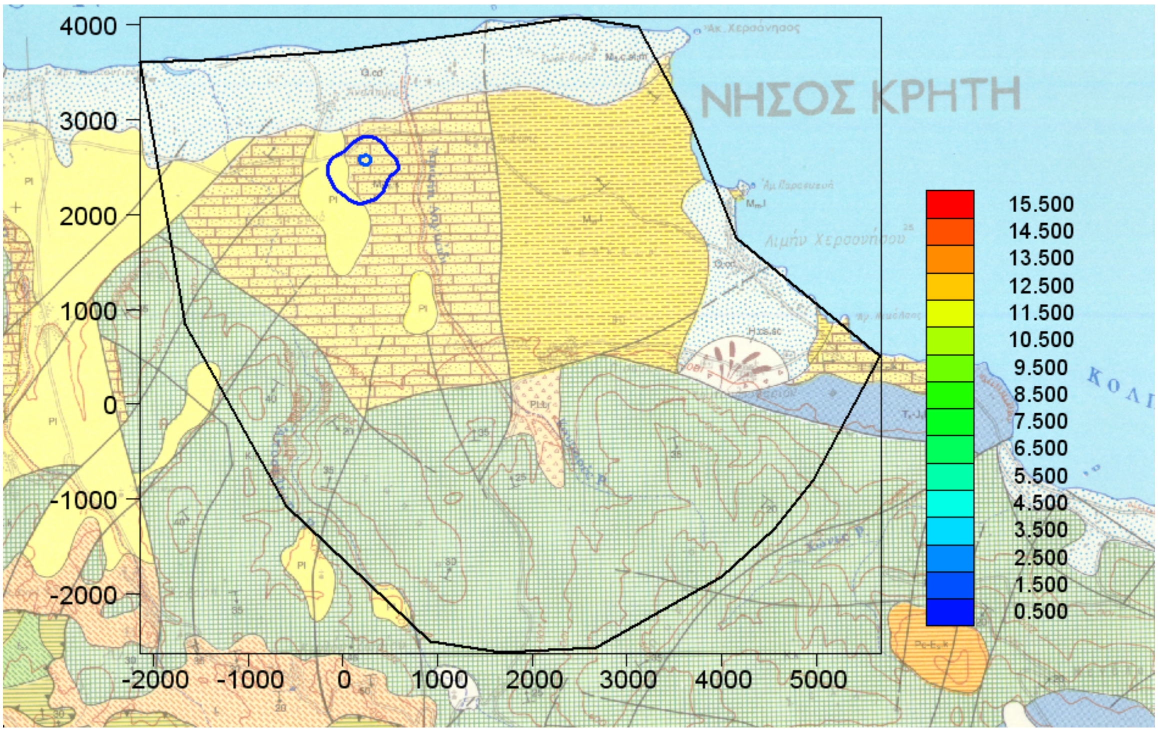
Σχήμα 7.5: Διάγραμμα με τα υδραυλικά ύψη που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την μέθοδο του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο.

Η μέθοδος αυτή εμφανίζει το μικρότερο εύρος στις τιμές των υδραυλικών υψών. Καθώς το υδραυλικό ύψος δεν εμφανίζεται σε κανένα σημείο να ξεπερνάει τα 106m. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η ισοϋψής καμπύλη των 102,5m να εμφανίζεται σε αποστάσεις 3,5 έως και 4,5 km από την ακτογραμμή.

7.3 Σύγκριση Αποτελεσμάτων.

7.3.1 Μέθοδος Ακριβής Καμπύλης – Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης.

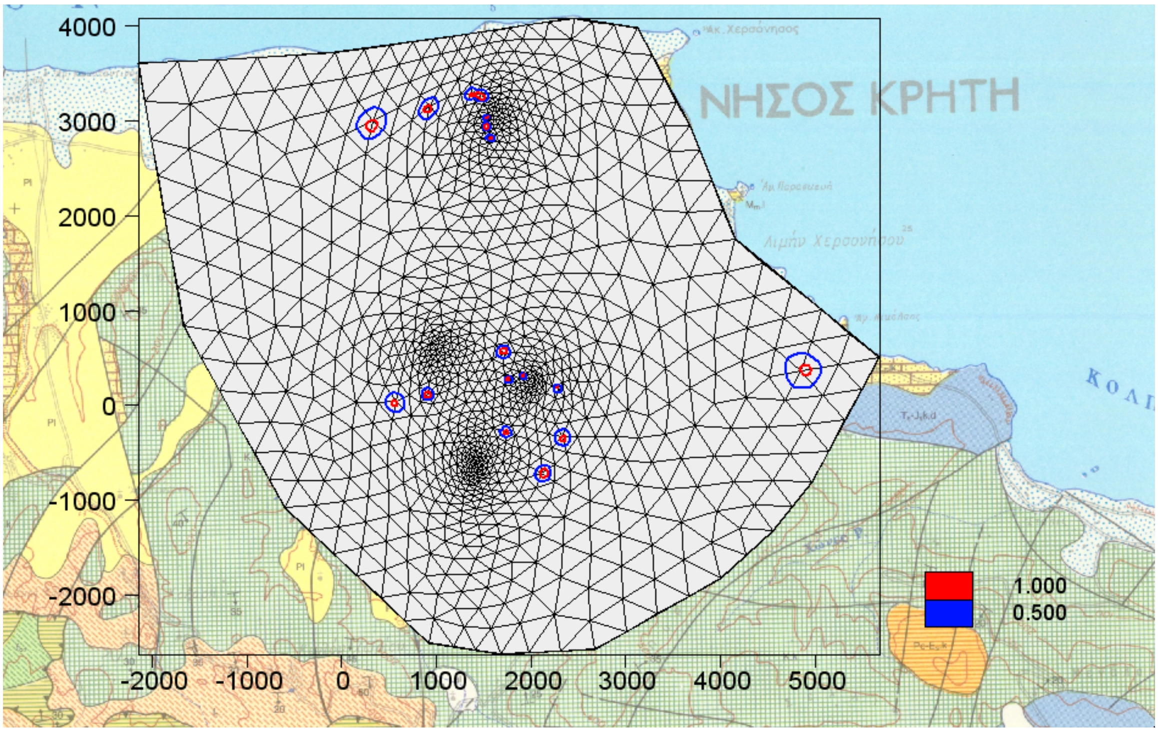
Οι δύο αυτές μέθοδοι έδωσαν παραπλήσια αποτελέσματα, αυτό είναι εμφανές και στο διάγραμμα που ακολουθεί.



Σχήμα 7.6: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση των μεθόδων της ακριβής καμπύλης και της πλησιέστερης καμπύλης.

Όπως είναι εμφανές από το παραπάνω διάγραμμα η χρήση αυτών των δύο μεθόδων θα οδηγήσει σχεδόν όλα τα στοιχεία να λάβουν την ίδια τιμή υδραυλικού ύψους. Ενώ σε ένα σημείο μόνο εμφανίζεται μια διαφορά της τάξης του 1,5m. Δεν παρατηρούνται άλλες διαφορές μεταξύ των δύο μεθόδων, όσο αφορά τα υδραυλικά ύψη που προκύπτουν, γεγονός που αναμενόταν από το θεωρητικό υπόβαθρο των δύο μεθόδων, αφού αντιμετωπίζουν τις κλειστές καμπύλες με τον ίδιο τρόπο. Η διαφορά που προέκυψε έγκειται στην αντιμετώπιση που έχουν οι δύο μέθοδοι στους κόμβους που θα βρεθούν ενδιάμεσα σε δύο κλειστές ισοδυναμικές καμπύλες, στους οποίους η μέθοδος της ακριβής καμπύλης αδυνατεί να δώσει κάποια τιμή, ενώ η μέθοδος της πλησιέστερης καμπύλης δίνει την τιμή της πλησιέστερης ισοδυναμικής.

Μετά από έλεγχο που πραγματοποιήθηκε, διαπιστώθηκε ότι η μέθοδος της ακριβής καμπύλης απέτυχε να δώσει κάποια τιμή σε 19 κόμβους. Ο έλεγχος έγινε με τον εξής τρόπο, οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας εισήχθησαν σε υπολογιστικό πρόγραμμα (MATLAB) και εξετάστηκε ποιοι κόμβοι έχουν την ίδια τιμή υδραυλικής αγωγιμότητας με την τιμή που είχε δοθεί για όλη την περιοχή μελέτης. Στην συνέχεια αν είχαν την ίδια τιμή λάμβαναν την τιμή 1 διαφορετικά τους δίνονταν η τιμή 0. Έτσι προέκυψε το αποτέλεσμα που φαίνεται στο σχήμα 7.7.

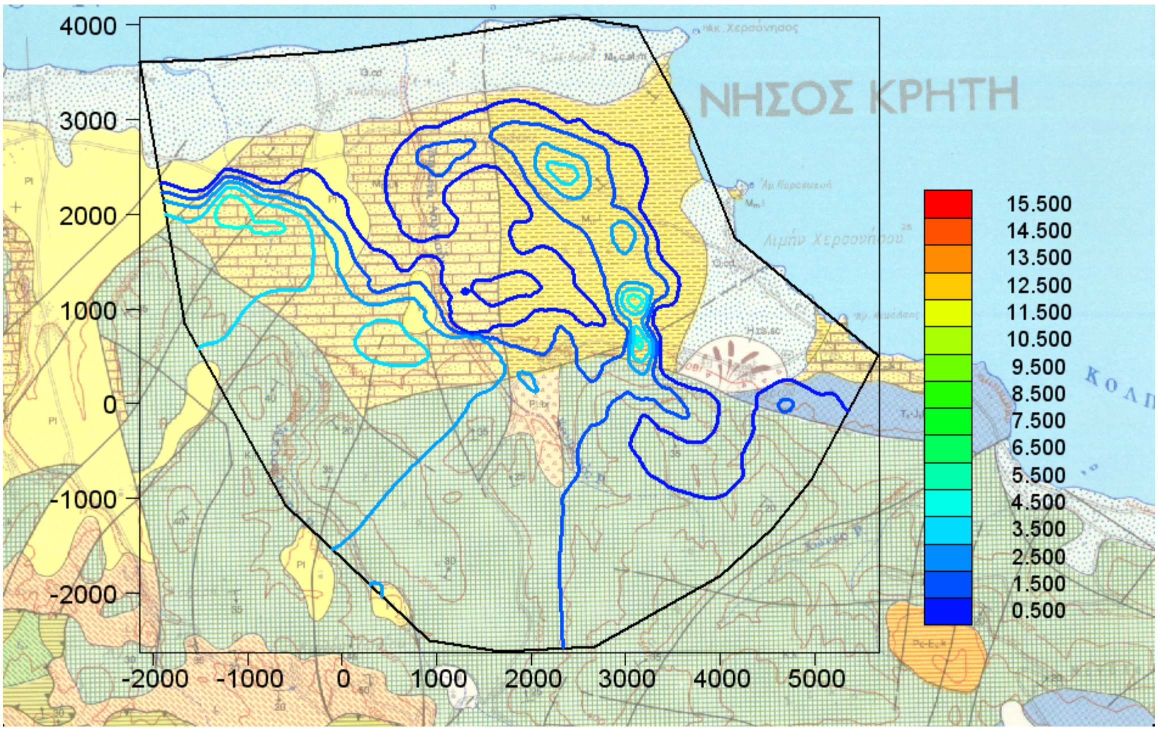


Σχήμα 7.7: Κόμβοι στους οποίους η μέθοδος της ακριβής καμπύλης αδυνατεί να δώσει κάποια τιμή.

Για τους λόγους αυτούς, δεν θα γίνει σύγκριση της μεθόδου της ακριβής καμπύλης με τις υπόλοιπες, αφού τα συμπεράσματα που θα ισχύουν για την μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης θα ισχύουν και για αυτήν.

7.3.2 Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης – Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονιάς.

Από την θεωρία των δύο μεθόδων, αναμενόταν τα αποτελέσματα τους να ταυτίζονται, αφού και οι δύο μέθοδοι θεωρητικά έχουν την ίδια συμπεριφορά απέναντι στις κλειστές καμπύλες που χρησιμοποιήθηκαν για της εισαγωγή των δεδομένων της υδραυλικής αγωγιμότητας. Παρόλα αυτά, οι δύο μέθοδοι, όπως είναι εμφανές και στο σχήμα 7.9, παρουσίασαν σημαντικές διαφορές.



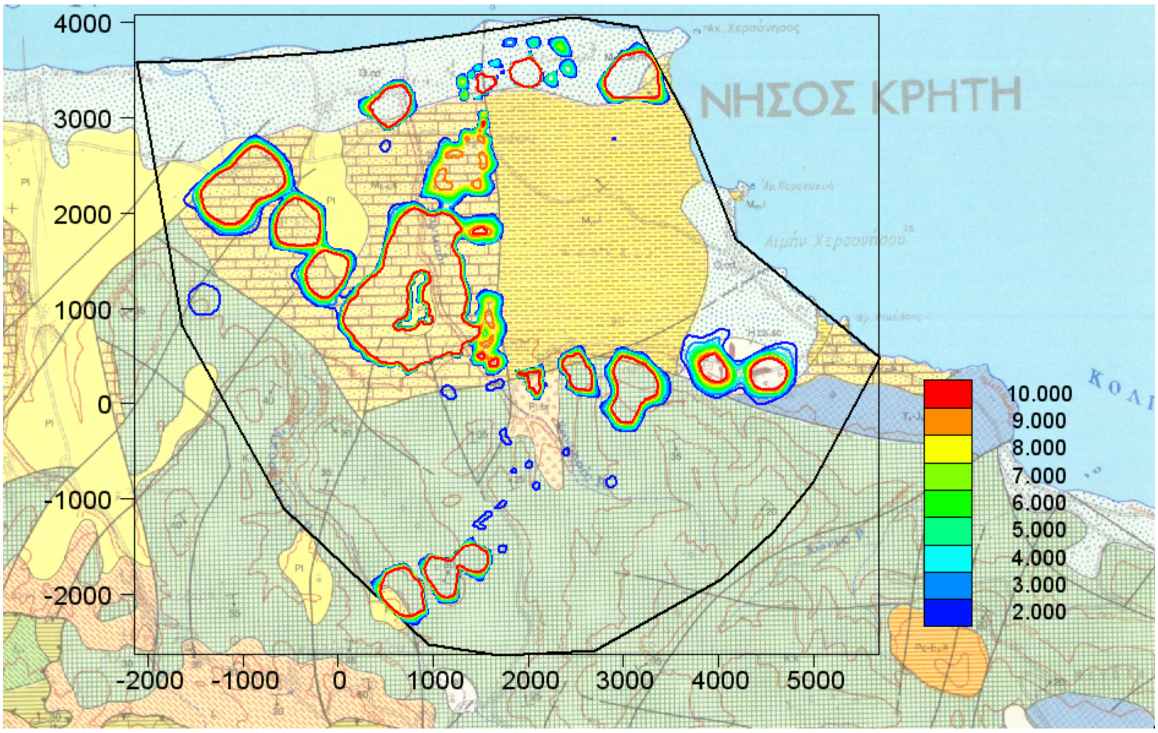
Σχήμα 7.8: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση των μεθόδων της πλησιέστερης καμπύλης και της πλησιέστερης γειτονιάς.

Οι διαφορές που εμφανίζονται στα υδραυλικά ύψη δεν έχουν μια ομοιόμορφη κατανομή, αντίθετα, εμφανίζονται σημαντικές διαφορές σε συγκεκριμένα σημεία και σε ορισμένα σημεία οι διαφορές πλησιάζουν τα 5m και εμφανίζονται κυρίως πάνω ή πλησίον αδιαπέρατων σχηματισμών. Από τα σχήματα 7.2, 7.3 προκύπτει λόγω των παραπάνω διαφορών, στη μέθοδο της πλησιέστερης γειτονιάς η μεταβολή των υδραυλικών υψών να γίνεται πιο ομαλά από ότι στη μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης στην οποία η μεταβολή των υδραυλικών υψών είναι πιο απότομη. Δεν παρατηρούνται σημαντικές αποκλίσεις στις αποστάσεις της ισοϋψούς των 102,5m.

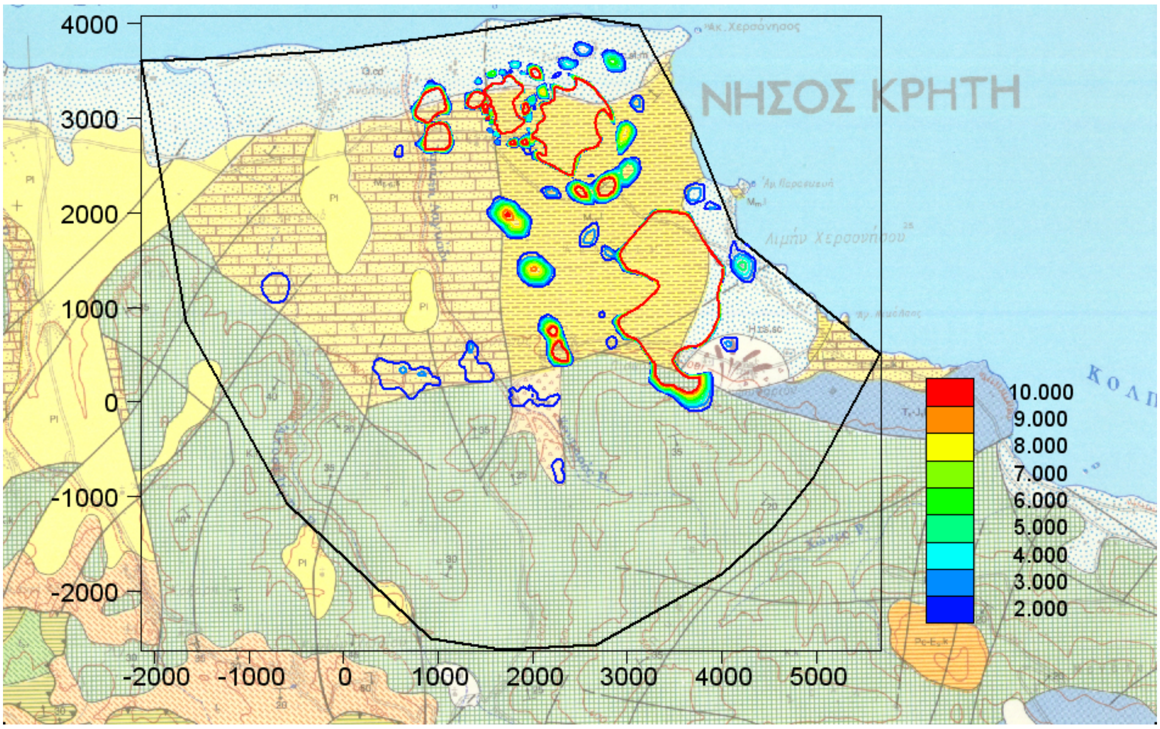
Για να βρεθεί η αιτία της διαφοροποίησης των δύο αυτών μεθόδων, υπολογίστηκαν οι λόγοι:

$$\frac{K_{NC}}{K_{NN}} \quad \text{και} \quad \frac{K_{NN}}{K_{NC}}$$

Έτσι προέκυψαν τα παρακάτω διαγράμματα, όπου εμφανίζονται τα σημεία στα οποία οι δύο μέθοδοι, έχουν σημαντικές διαφορές.



Σχήμα 7.9: Διάγραμμα στο οποίο εμφανίζονται τα σημεία στα οποία η μέθοδος της πλησιέστερης καμπύλης δίνει κατά πολύ μεγαλύτερες τιμές από την μέθοδο της πλησιέστερης γειτονιάς.

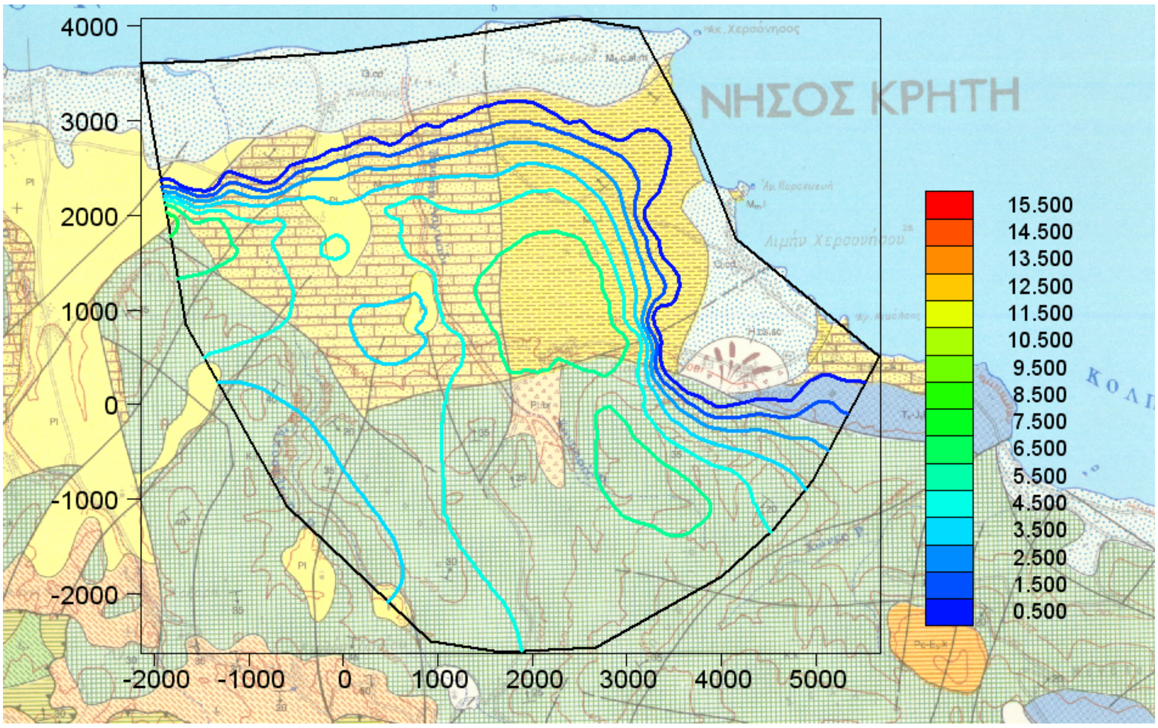


Σχήμα 7.10: Διάγραμμα στο οποίο εμφανίζονται τα σημεία στα οποία η μέθοδος της πλησιέστερης γειτονιάς δίνει κατά πολύ μεγαλύτερες τιμές από την μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης.

Από τα παραπάνω διαγράμματα είναι εμφανές ότι η μέθοδος της πλησιέστερης γειτονιάς δίνει λανθασμένες τιμές σε ορισμένες περιπτώσεις. Αυτό προφανώς οφείλεται στο γεγονός ότι αντιμετωπίζει τις κλειστές καμπύλες ως ένα σύνολο σημείων, επομένως αν το πλήθος των σημείων που δημιουργούνται δεν είναι μεγάλο, σε γειτονικές περιοχές είναι δυνατό να δίνονται λανθασμένες τιμές, κάτι το οποίο φαίνεται στην περίπτωση του αργιλικού στρώματος και των γειτονικών του περιοχών.

7.3.3 Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης – Μέθοδος Παρεμβολής.

Οι δύο αυτές μέθοδοι, είχαν αρκετά μεγάλες διαφορές στις τιμές του υδραυλικού ύψους.



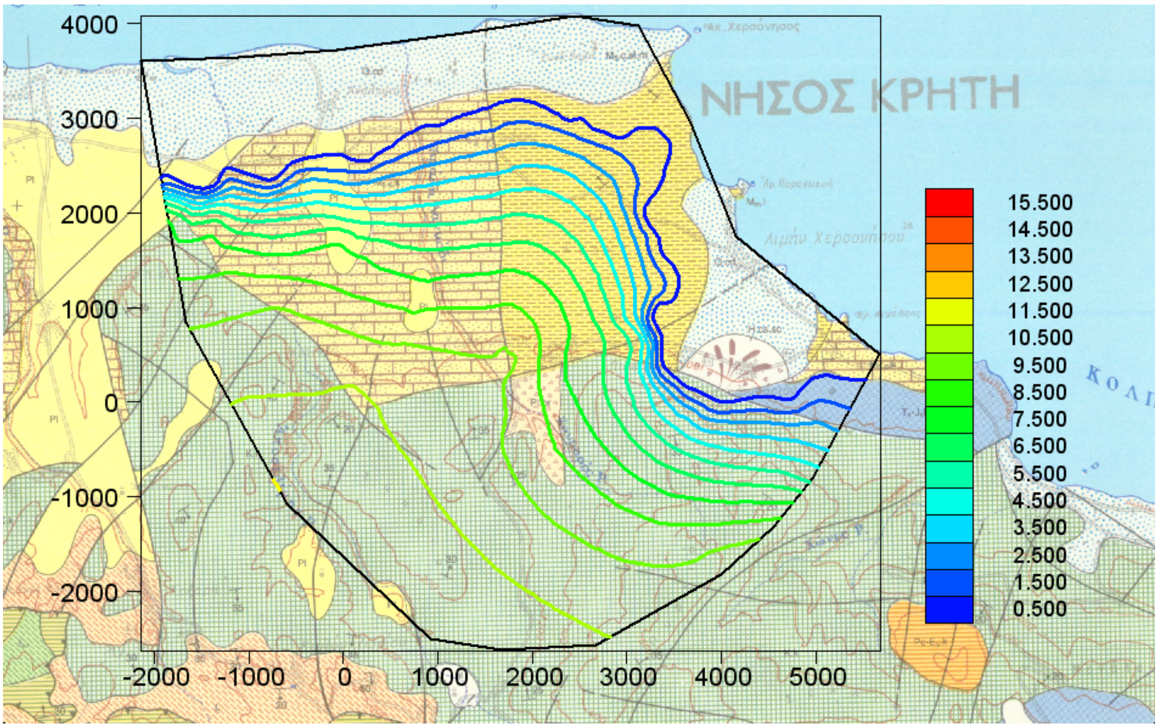
Σχήμα 7.11: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης καμπύλης και της μεθόδου παρεμβολής.

Όπως και στην περίπτωση της πλησιέστερης γειτονιάς, οι μεγαλύτερες διαφορές εμφανίζονται στα όρια των αδιαπέρατων με αυτά των διαπερατών σχηματισμών. Αυτό ήταν αναμενόμενο από τη θεωρία αφού η μέθοδος της παρεμβολής δημιουργεί μια ζώνη εξομάλυνσης ανάμεσα σε γεωλογικούς σχηματισμούς που έχουν μεγάλη διαφορά υδραυλικής αγωγιμότητας, σε αντίθεση με τη μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης η οποία δημιουργεί απότομες μεταβολές.

Η ζώνη εξομάλυνσης αυξάνει την υδραυλική αγωγιμότητα στα όρια των αδιαπέρατων σχηματισμών, ευνοώντας τη μετακίνηση του νερού. Για το λόγο αυτό στη μέθοδο της παρεμβολής υπάρχει μικρότερο εύρος τιμών και λιγότερες απότομες αλλαγές υδραυλικού ύψους από τη μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης.

7.3.4 *Μέθοδος Πλησιέστερης Καμπύλης – Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο.*

Με τη μέθοδο του αντίστροφου της απόστασης στο τετράγωνο, η μέθοδος της πλησιέστερης καμπύλης εμφανίζει τις μεγαλύτερες διαφορές όσον αφορά τις τελικές τιμές των υδραυλικών υψών.

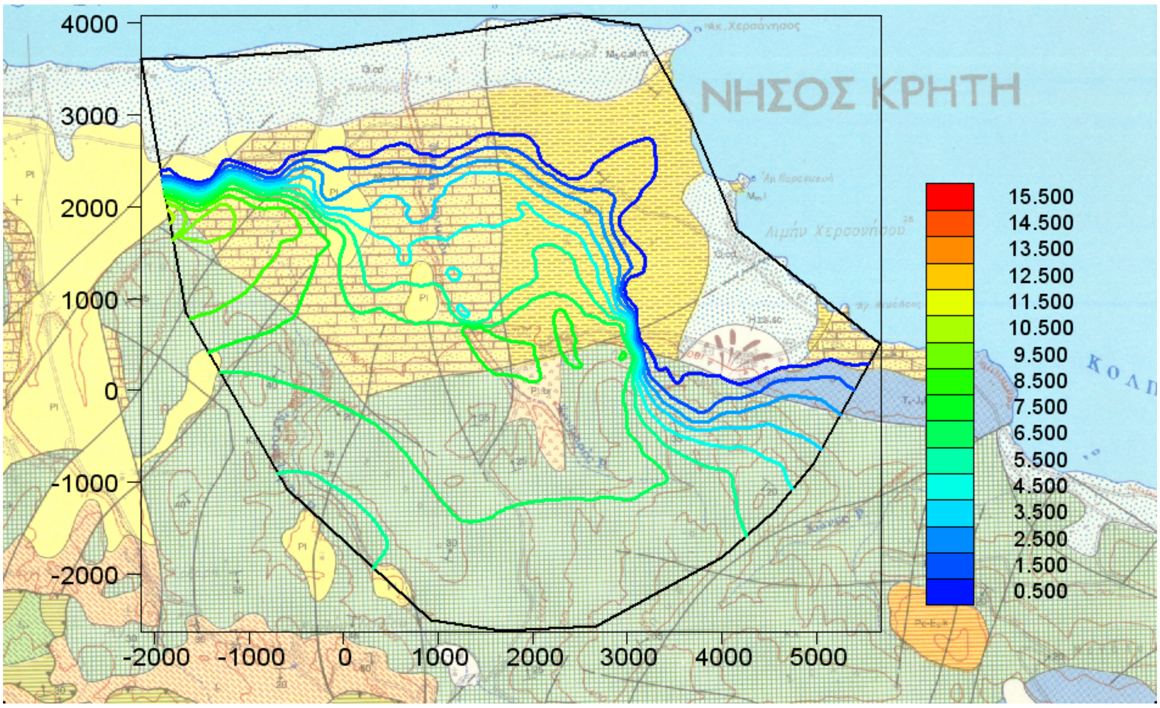


Σχήμα 7.12: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης καμπύλης και της μεθόδου του αντίστροφου της απόστασης στο τετράγωνο.

Όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα, οι διαφορές δεν επικεντρώνονται σε κάποια σημεία, αλλά είναι παράλληλες στις ισοϋψείς που εμφανίζονται στη μέθοδο της πλησιέστερης καμπύλης. Ο λόγος που συμβαίνει αυτό είναι το γεγονός ότι η μέθοδος του αντίστροφου της απόστασης στο τετράγωνο, θεωρεί ότι όλα τα σημεία του επιπέδου έχουν κάποια εξάρτηση μεταξύ τους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τα αδιαπέρατα στρώματα αργίλου και μαργών, να επηρεάζονται από τα διαπερατά στρώματα άμμου και ασβεστόλιθου με αποτέλεσμα να λαμβάνουν αρκετά υψηλές τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας.

7.3.5 Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονίας – Μέθοδος Παρεμβολής.

Οι διαφορές που εμφανίζονται σε αυτές τις μεθόδους, οφείλονται τόσο στο γεγονός ότι η μέθοδος της παρεμβολής δημιουργεί μια ζώνη εξομάλυνσης όσο και στο ότι η μέθοδος της πλησιέστερης γειτονίας όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως δίνει λανθασμένες τιμές σε ορισμένους κόμβους. Οι διαφορές των δύο μεθόδων, στις τελικές τιμές των υδραυλικών υψών, όπως προέκυψαν μετά από την επεξεργασία των αποτελεσμάτων, φαίνονται στο σχήμα 7.12.

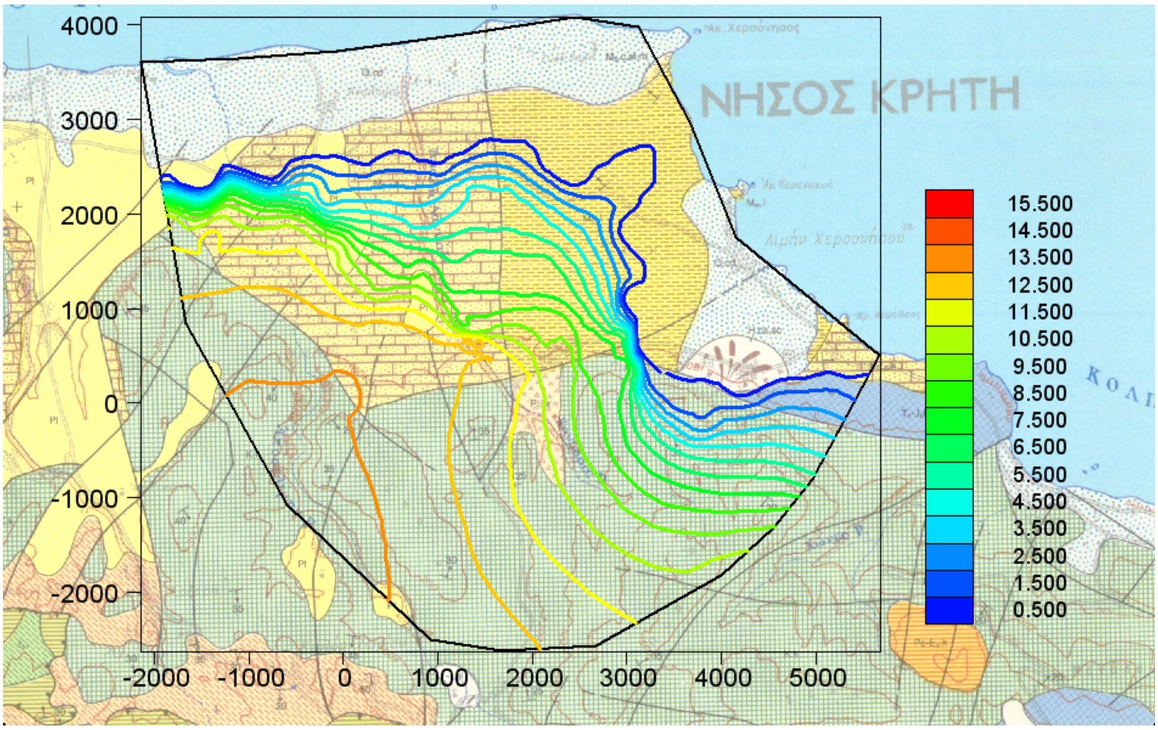


Σχήμα 7.13: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης γειτονίας και της μεθόδου παρεμβολής.

Οι διαφορές μεγιστοποιούνται στα όρια του αργιλικού στρώματος, όπως άλλωστε αναμενόταν αφού η υδραυλική αγωγιμότητα του εμφανίζει τη μεγαλύτερη μεταβολή. Μεγάλη διαφορά εμφανίζεται και στο σημείο που ξεκινούν οι ισοϋψείς. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι με τη μέθοδο της παρεμβολής, τα αδιαπέρατα στρώματα αποκτούν υψηλές τιμές διαπερατότητας με αποτέλεσμα να μην εμφανίζονται μεγάλα υδραυλικά ύψη, σε αντίθεση με τη μέθοδο της πλησιέστερης γειτονιάς, στην οποία δεν υπάρχουν σημαντικές μεταβολές στην υδραυλική αγωγιμότητα των αδιαπέρατων σχηματισμών.

7.3.6 Μέθοδος Πλησιέστερης Γειτονίας – Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο.

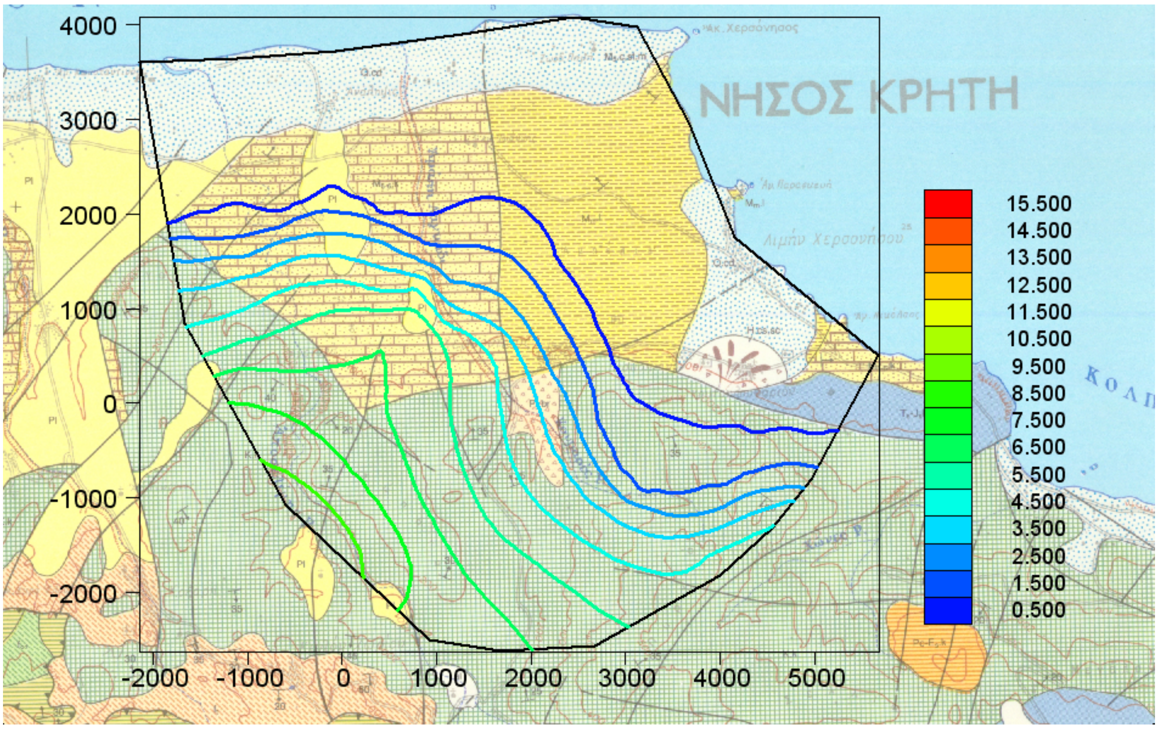
Οι δύο αυτές μέθοδοι εμφανίζουν τις μεγαλύτερες διαφορές στα υδραυλικά ύψη που σχηματίζονται (Σχήμα 7.14). Αυτό συμβαίνει γιατί η μέθοδος του αντίστροφου της απόστασης υποθέτει ότι όλα τα σημεία είναι εξαρτημένα μεταξύ τους, με αποτέλεσμα να αυξάνει την υδραυλική αγωγιμότητα των αδιαπέρατων σχηματισμών (και κατά συνέπεια την μείωση των υδραυλικών υψών), ενώ η μέθοδος της πλησιέστερης γειτονίας με τον τρόπο που λειτούργησε έδωσε χαμηλές τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας στις παρακείμενες, σε αδιαπέρατους σχηματισμούς, περιοχές, δυσκολεύοντας με αυτόν τον τρόπο τη μετακίνηση του νερού.



Σχήμα 7.14: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της πλησιέστερης γειτονίας και της μεθόδου του αντίστροφου της απόστασης στο τετράγωνο.

7.3.7 *Μέθοδος Παρεμβολής – Μέθοδος του Αντίστροφου της Απόστασης στο Τετράγωνο.*

Και οι δύο αυτές μέθοδοι, ανήκουν στην ευρύτερη κατηγορία των μεθόδων που χρησιμοποιούν την απόσταση ως συντελεστή βαρύτητας. Η μέθοδος της παρεμβολής όμως δεν προϋποθέτει εξάρτηση όλων των σημείων μεταξύ τους αλλά μόνο των γειτονικών σημείων. Έτσι προκύπτουν σημαντικές διαφορές στα υδραυλικά ύψη.(Σχήμα 7.15)

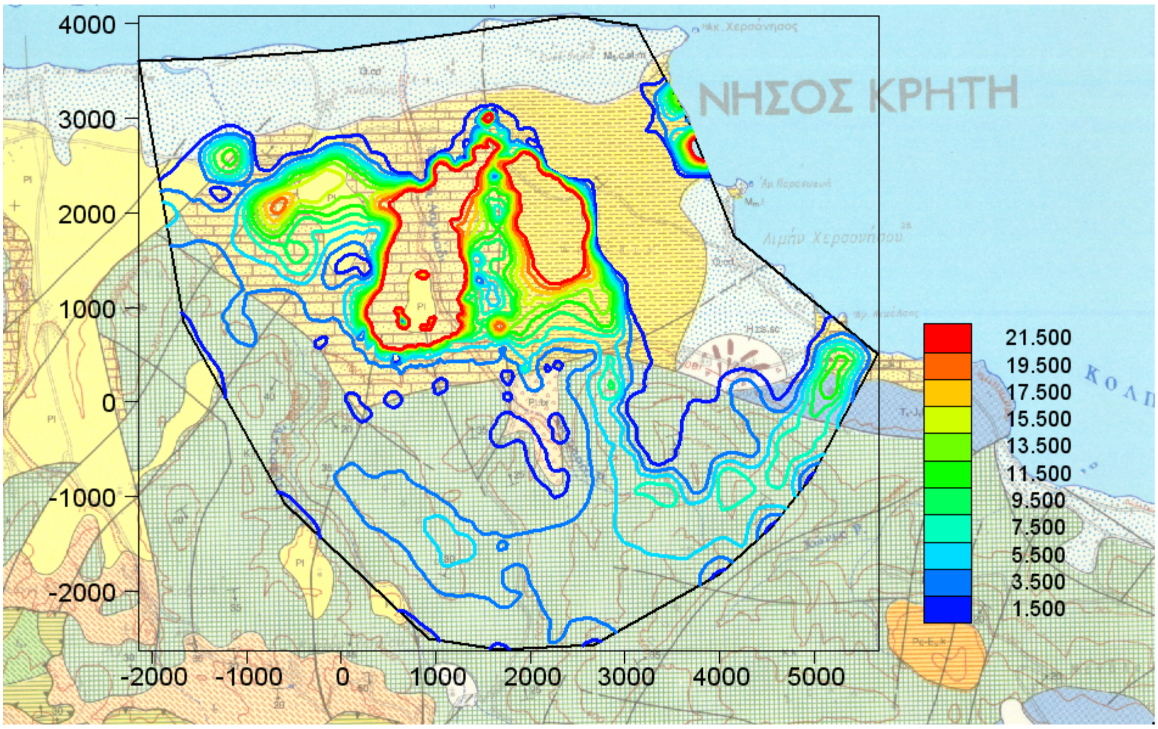


Σχήμα 7.15: Απεικόνιση των διαφορών που δημιουργήθηκαν στα υδραυλικά ύψη με χρήση της μεθόδου της παρεμβολής και της μεθόδου του αντίστροφου της απόστασης στο τετράγωνο.

Για να γίνει πιο κατανοητή η διαφορά λειτουργίας μεταξύ των δύο μεθόδων, υπολογίστηκε ο λόγος:

$$\frac{K_{InvDist}}{K_{Int}}$$

δημιουργώντας με αυτόν τον τρόπο το παρακάτω διάγραμμα (Σχήμα 7.16), όπου είναι εμφανής η επίδραση που έχουν τα γειτονικά στρώματα στις περιοχές που βρίσκονται μακριά από τις κλειστές καμπύλες.



Σχήμα 7.16: Διάγραμμα στο οποίο εμφανίζονται τα σημεία στα οποία η μέθοδος της παρεμβολής δίνει κατά πολύ μεγαλύτερες τιμές από τη μέθοδο του αντιστρόφου της απόστασης στο τετράγωνο.

Στο παραπάνω διάγραμμα, είναι εμφανής η έντονη επίδραση των γειτονικών γεωλογικών σχηματισμών στις περιοχές που βρίσκονται μακριά από τα όρια των γεωλογικών σχηματισμών δίνοντας τιμές πολλαπλάσιες της πραγματικής.

7.4 Συμπεράσματα - Προτάσεις.

Στη συγκεκριμένη διπλωματική εργασία, οι συγκρίσεις των παραπάνω μεθόδων έγιναν σε ένα απλουστευμένο σύστημα. Οι απλουστεύσεις που έγιναν στο σύστημα ήταν:

- Θεωρήθηκε ότι το πάχος κάθε στρώματος είναι 100m και ότι δεν υπάρχουν παρεμβολές άλλων γεωλογικών σχηματισμών σε αυτά.
- Οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας προέκυψαν βιβλιογραφικά, λαμβάνοντας υπόψη μόνο το χαρακτηριστικό πέτρωμα κάθε γεωλογικού σχηματισμού.
- Οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας εισήχθησαν στο πρόγραμμα με κλειστές ισοδυναμικές γραμμές υποθέτοντας με αυτό τον τρόπο ομοιογένεια για κάθε γεωλογικό σχηματισμό.

Με βάση τις παραπάνω παραδοχές, το καλύτερο αποτέλεσμα φαίνεται να το δίνει η μέθοδος της πλησιέστερης καμπύλης. Καθώς όπως αναφέρθηκε, η μέθοδος της ακριβής καμπύλης αδυνατεί να δώσει τιμές σε ορισμένους κόμβους, η μέθοδος της πλησιέστερης γειτονιάς δίνει λανθασμένες τιμές σε ορισμένους κόμβους, ενώ η μέθοδος του αντιστρόφου της απόστασης στο τετράγωνο υποθέτει εξάρτηση όλων των σημείων της περιοχής μελέτης μεταξύ τους κάτι που δεν ισχύει στην προκειμένη περίπτωση αφού οι γεωλογικοί σχηματισμοί είναι εντελώς διαφορετικοί ο ένας με τον άλλο και οι υδραυλικές τους ιδιότητες εξαρτώνται από τη σύνθεση των γεωλογικών σχηματισμών και όχι από τις υδραυλικές ιδιότητες των γειτονικών στρωμάτων. Η μέθοδος της παρεμβολής, θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί αλλά η υπόθεσή της για ζώνη εξομάλυνσης δεν ισχύει πάντα καθώς σε αρκετές περιπτώσεις οι αλλαγές των γεωλογικών σχηματισμών (επομένως και των υδραυλικών ιδιοτήτων τους) γίνονται απότομα.

Η μέθοδος της πλησιέστερης καμπύλης είναι εξαιρετικά απλή και για να γίνει χρήση της πρέπει να γίνουν οι παραδοχές που αναφέρθηκαν προηγουμένως. Οι παραδοχές αυτές θα οδηγούσαν σε σημαντικά σφάλματα επηρεάζοντας τόσο τα υδραυλικά ύψη όσο και την κατεύθυνση ροής. Άλλο ένα μειονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι και ότι δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί όταν οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας έχουν προκύψει από σημειακές μετρήσεις.

Για τους παραπάνω λόγους, ενδιαφέρον θα ήταν μελλοντικά να εξεταστεί ποια μέθοδος, ή ποιος συνδυασμός μεθόδων ανταποκρίνεται καλύτερα, όταν η εισαγωγή των δεδομένων της υδραυλικής αγωγιμότητας γίνεται με χρήση σημειακών τιμών που θα αντιπροσωπεύουν πειραματικές μετρήσεις.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8: ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Heath R. C. «*Basic Ground-Water Hydrology»,* U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2220, 1983.
2. Καρατζάς Γ. Π., «Ροή Υπογείων Υδάτων και Μεταφορά Ρύπων», Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Μηχανικών Περιβάλλοντος, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά, 2004.
3. Τερζίδης Γ. Α. και Δ. Ν. Καραμούζης, «Υδραυλική Υπογείων Νερών», Εκδόσεις Ζήτης, 1985.
4. Κουτσογιάννης Δ. και Θ. Ξανθόπουλος, «*Τεχνική Υδρολογία* Έκδοση 3» Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1999.
5. Τσότσος Σ. Σ., «Εδαφομηχανική, Θεωρία, Μέθοδοι, Εφαρμογές», Εκδόσεις Βερβερίδης Φ. και Π. Πολυχρονίδης Α.Ε., 1991.
6. Ghosh E. N. C. και K. D. Sharma, «Groundwater Modelling and Management», Capital Publishing Company, New Delhi, 2006.
7. Γαροφαλάκης Γ. Δ., «Προσομοίωση Πληροφοριακών Συστημάτων 2η Έκδοση», Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Τμήμα Μηχανικών Η/Υ Και Πληροφορικής, Πανεπιστήμιο Πατρών, Πάτρα, 1999.
8. Anderson M. P. και W. W. Woessner, «Applied Groundwater Modeling - Simulation of Flow and Advective Transport», Academic Press, 1992.
9. Olivares J. L., «Argus One – PTC interface, v.2.2 User's Guide», PTC Manual , 1997.
10. Babu D. K., G. F. Pinder, A. Niemi, D. P. Ahlfeld και S. A. Stothoff, «Chemical Transport By Three-Dimensional Groundwater Flows», PTC Manual , 1997.
11. Χριστόπουλος Δ. Θ., «Ανάλυση Δεδομένων», Μεταπτυχιακές Σημειώσεις, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά, 2004.
12. Voss C. I., D. Boldt και A. M. Shapiro, «A Graphical-User Interface for the U.S. Geological Survey's SUTRA Code Using Argus One (For Simulation Of Variable-Density Saturated-Unsaturated Ground-Water Flow With Solute Or Energy Transport)», U.S. Geological Survey, 1997.

13. Shepard D. S., «A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data», «Proceedings of the Association for Computing Machinery National Conference», New York, 1968.

14. Willy D. J. , «The Handbook of Groundwater Engineering», CRC PressSpringer, 1999.

15. Todd D. K., «*Groundwater Hydrology* 2nd edition», John Wiley & Sons, New York, 1980.

16. Fetter, C. W. «*Applied Hydrogeology*, 3rd edition», Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, Inc, 1994.

17. Πρακτικά 9^{ου} Πανελλήνιου Συνεδρίου της Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Εκδόσεις Τζιόλα, 2003.

18. USAE, «Engineering and Design- Groundwater Hydrology», Department of the Army, US Army corps of Engineers, Washington, 1999.

19. Pinder G. F., «Groundwater Modeling Using Geographical Information Systems», John Wiley & Sons, New York, 2002.

20. Καπαγερίδης I. K., «Εισαγωγή Στη Γεωστατιστική», Εκδόσεις Ιών, Αθήνα, 2006.

21. Αχιλλέως Γ., «Διδακτορική Διατριβή: Διερεύνηση Σφαλμάτων στις Διαδικασίες Ψηφιακής Καταγραφής Υψομετρικών Καμπύλων Και Δημιουργίας Ψηφιακών Μοντέλων Υψομέτρων», Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2002.

22. Swan A. R. H., M. Sandilands, «Introduction to Geological Data Analysis», Blackwell Science Ltd, 1995.

23. Davis J. C., «Statistics And Data Analysis In Geology 2nd Edition», John Wiley & Sons, New York, 1986.

24. «Argus ONE User Guide: Argus Open Numerical Environments – A GIS Modeling System», Argus Documentation.