

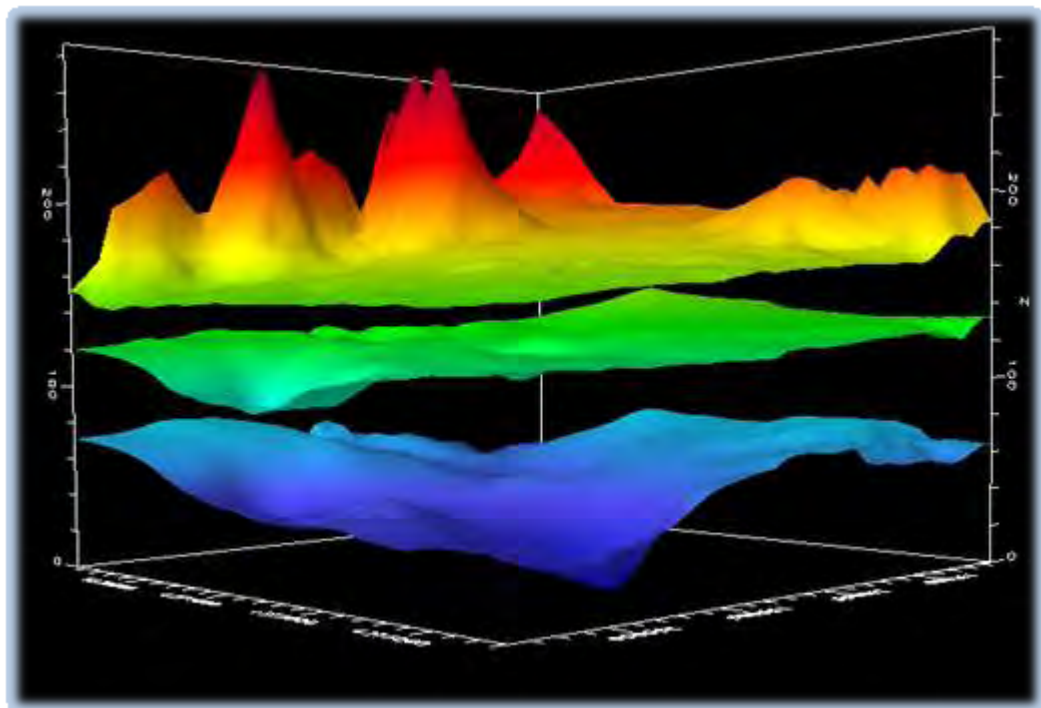
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ
ΣΠΟΥΔΩΝ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

*“Προσομοίωση υπόγειου υδροφορέα για ορθολογική άρδευση
καλλιεργειών”*

ΔΟΛΜΕΣ ΣΙΜΟΣ του ΑΘΑΝΑΣΙΟΥ

ΓΕΩΠΟΝΟΣ του ΓΕΩΠΟΝΙΚΟΥ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΥ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ
ΕΙΔΙΚΟΤΗΤΑΣ ΓΕΩΡΓΙΑΣ ΚΑΙ ΒΕΛΤΙΩΣΗΣ ΦΥΤΩΝ



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ:

ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ – ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ ΜΑΡΙΑ

(Καθηγήτρια Γεωπονικής Σχολής Πανεπιστημίου Θεσσαλίας)

Βόλος 2013

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Μετά την ολοκλήρωση της διατριβής μου, νιώθω την υποχρέωση να ευχαριστήσω θερμά όλους όσους με βοήθησαν να συνεχίσω τις σπουδές μου και να ολοκληρώσω τον Μεταπτυχιακό κύκλο σπουδών, στη Σχολή Γεωπονικών Επιστήμων του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Πρωτίστως ευχαριστώ την επιβλέπουσα καθηγήτρια Κα Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη για την πολύτιμη βοήθεια της. Τον λέκτορα του εργαστηρίου υδραυλικής Κων Ηρακλή Χαλκίδη για την αμέριστη βοήθεια του τόσο επιστημονικά όσο και ηθικά και εν γένει ολόκληρη την Πανεπιστημιακή Κοινότητα της Σχολής Γεωπονικών Σπουδών.

Τέλος θέλω να ευχαριστήσω με όση αγάπη έχω τους δικούς μου ανθρώπους. Την μητέρα μου που είναι αρωγός από την πρώτη μέρα της ζωής μου σε όλες τις προσπάθειες μου δείχνοντας απεριόριστη υπομονή, συμπάρασταση και κατανόηση και φυσικά την γυναίκα μου που υπεραγαπώ και την τεσσάρων μηνών κορούλα μου που υπεραγαπώ και λατρεύω και οι οποίες δίνουν νόημα και σκοπό στη ζωή και στα όνειρα μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	7
1.1	Περίληψη	7
1.2	Πρόλογος	7
1.3	Σκοπός και Μεθοδολογία	10
1.4	Εισαγωγή	12
1.4.1	Διαχείριση υπόγειων υδατικών πόρων	13
1.4.2	Μαθηματικά μοντέλα και διαχείριση υπόγειων υδατικών πόρων	15
1.5	Μαθηματικό μοντέλο προσομοίωσης της κίνησης του νερού στο έδαφος	22
1.5.1	Εξίσωση διατήρησης της μάζας	22
1.5.2	Εξίσωση κίνησης	28
1.5.3	Θεμελιώδεις εξισώσεις ροής σε υδροφορείς	33
2	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΤΩΝ ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ	40
2.1	Γενικότητες	40
2.2	Μέθοδος πεπερασμένων διαφορών	40
2.3	Πεπερασμένες διαφορές μερικών διαφορικών εξισώσεων	43
2.4	Γενική θεωρία Συνέπειας, Σύγκλισης και Ευστάθειας	46
3	ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ MODFLOW	49
3.1	Μαθηματικό μοντέλο προσομοίωσης (Modflow)	49
3.1.1	Γενικά	49
3.1.2	Διακριτοποίηση	50
3.1.3	Εξίσωση Πεπερασμένων Διαφορών	51
3.1.4	Διαδικασίες μοντελοποίησης υπογείων νερών με το VisualModflow	60
3.1.4.1	Γενική διαδικασία	63
3.1.4.2	Διαδικασία ροής του υπόγειου νερού	65
3.1.4.3	Διαδικασία παρατηρήσεων	67
3.1.4.4	Διαδικασία ευαισθησίας	69
3.1.4.5	Διαδικασία εκτίμησης παραμέτρων	69
3.1.4.6	Διαδικασία επίλυσης	70
3.2	Βασικά στάδια ανάπτυξης ενός μοντέλου προσομοίωσης στο Modflow και απαιτούμενα δεδομένα	75
3.2.1	Οριακές Συνθήκες	75
3.2.2	Αποτύπωση Γεωτρήσεων (Well Screen Intervals)	75
3.2.3	Υδραυλική αγωγιμότητα	76
3.2.4	Αποθηκευτικότητα	77
3.2.5	Αρχική στάθμη υπόγειου υδροφορέα	77
3.2.6	Συνθήκες σταθερού φορτίου	77
3.2.7	River	77

3.2.8	Recharge	79
4	ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	80
4.1	Περιοχή Μελέτης	80
4.1.1	Γενικά Στοιχεία Θεσσαλίας και Περιοχής Μελέτης	80
4.1.2	Γεωμορφολογικά – Γεωλογικά χαρακτηριστικά Θεσσαλίας και Περιοχή Μελέτης	83
4.1.3	Κλίμα	84
4.1.4	Υδάτινοι πόροι	86
4.1.5	Υπόγεια νερά	86
4.1.6	Ζώνες υδροφορίας	87
5	ΕΦΑΡΜΟΓΗ	91
5.1	Μηχανή Modflow	91
5.2	Στοιχεία υδροφορέα Παλαιομονάστηρο - Γόμφοι - Λυγαριά – Καλύβια	91
5.3	Γεωτρήσεις (Wells)	95
5.3.1	Γεωτρήσεις Άντλησης (Pumping Wells)	95
5.3.2	Πιεζόμετρα Παρατήρησης (Head observation wells)	98
5.4	Ιδιότητες	100
5.4.1	Οριακές Συνθήκες	100
5.4.2	Αρχικές Τιμές	101
5.4.3	Υδραυλική Αγωγιμότητα (Conductivity)	102
5.4.4	Αποθηκευτικότητα (Storage)	106
5.4.5	Αρχική Στάθμη Υπόγειου Υδροφορέα (InitialHeads)	109
5.5	Οριακές Συνθήκες (Boundaries)	110
5.5.1	Σταθερού Φορτίου (Constant Head)	110
5.5.2	Ποτάμι (River)	112
5.5.3	Επαναπλήρωση (Recharge)	115
6	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	118
6.1	Αποτελέσματα (Output)	118
6.2	Συμπεράσματα	121
7	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	124
8	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι – ΤΟΜΕΣ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ	129
9	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ - ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ	151
10	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙΙ - ΣΤΑΘΜΗΜΕΤΡΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΠΟΤΑΜΩΝ	152

Σχήματα

Σχήμα 1-1: Πρωτόκολλο κατάρτισης ενός μοντέλου υπόγειων νερών. Προέλευση: Anderson and Woessner (1992) μετά από προσαρμογή	18
Σχήμα 1-2: Διάγραμμα ροής της διαδικασίας κατάρτισης ενός μοντέλου (HarmoniQuA). Προέλευση: (Old, Packman, & Scholten, 2005).	20
Σχήμα 1-3: Υδροφόρο στρώμα υπό πίεση	22
Σχήμα 1-4: Στοιχειώδης όγκος ελέγχου.	24
Σχήμα 1-5 (α, β): Ανομοιογενής και ισότροπος υπό πίεση υδροφορέας με διαρροή	35
Σχήμα 2-1: Κάναθος πεπερασμένων διαφορών.	41
Σχήμα 2-2: Κάναθος πεπερασμένων διαφορών με μεταβλητό χωρικό βήμα.	41
Σχήμα 2-3: Τρισδιάστατο δίκτυο πεπερασμένων διαφορών.	42
Σχήμα 2-4: Προσέγγιση παραγώγων με την μέθοδο πεπερασμένων διαφορών.	42
Σχήμα 2-5: Παράδειγμα ασταθούς αριθμητικής λύσης.	43
Σχήμα 3-1: Χωρική διακριτοποίηση ενός τρισδιάστατου υδροφορέα.	50
Σχήμα 3-2: Το κελί (i,j,k) και τα έξι γειτονικά του.	52
Σχήμα 3-3: Ροή από το κελί $(i,j-1,k)$ στο (i,j,k) κατά τη διεύθυνση γραμμών.	53
Σχήμα 3-4: Διάγραμμα ροής MODFLOW. Προέλευση: (Harbaugh, Banta, Hill, & McDonald, 2000)	62
Σχήμα 3-5: Κάτοψη και τομή δικτύου υπολογισμών με 5 σειρές, 5 στήλες και 3 στρώσεις	64
Σχήμα 3-6: Ομαδοποίηση των στοιχείων σε κάθετες τομές κατά τη μέθοδο της υπερχαλάρωσης.	70
Σχήμα 3-7: Ο πίνακας των συντελεστών για την τομή (i) .	73
Σχήμα 4-1: Στάθμη νερού – Πορταϊκού Ποταμού (ΕΘΙΑΓΕ, 2001)	90
Σχήμα 5-1: Εκφόρτιση υδροφορέα για τιμή υδραυλικής αγωγιμότητας 4×10^{-3} m/sec	102
Σχήμα 5-2: Καλή συσχέτιση του υδροφορέα για $K=7E^{-7}$ στην περιοχή του Pz25	103
Σχήμα 5-3: Καλή συσχέτιση του υδροφορέα για $K=2E^{-6}$ στην περιοχή του D47	103
Σχήμα 5-4: Εκφόρτιση του πιεζόμετρου D47	104
Σχήμα 5-5: Αρχικές τιμές αποθηκευτικότητας	107
Σχήμα 5-6: Καλή προσομοίωση των αποτελεσμάτων	108
Σχήμα 5-7: Υδραυλική αγωγιμότητα παρόμοια με του υπόγειου υδροφορέα	115
Σχήμα 6-1: Γραφική παράσταση συσχέτισης πραγματικών και υπολογιζόμενων τιμών των δύο πιεζόμετρων	118
Σχήμα 6-2: Γραφική παράσταση συσχέτισης πραγματικών και υπολογιζόμενων τιμών για το πιεζόμετρο D-47	119
Σχήμα 6-3: Γραφική παράσταση συσχέτισης πραγματικών και υπολογιζόμενων τιμών για το πιεζόμετρο Pz-25	119
Σχήμα 6-4: Στατιστική απεικόνιση των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης	120

Πίνακες

Πίνακας 1-1: Χρήσεις νερού στην Ελλάδα	13
Πίνακας 5-1: Ρυθμός Άντλησης (m ³ /day) των γεωτρήσεων της περιοχής μελέτης	95
Πίνακας 5-2: Μηνιαίες μετρήσεις στάθμης πιεζόμετρων D47 και Pz25 (πηγή, Περιφέρεια Θεσσαλίας)	99
Πίνακας 5-3: Απεικόνιση σε πίνακα του Modflow των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας και στις τρεις διαστάσεις, για τις ενεργές ζώνες που χρησιμοποιήσαμε.	105
Πίνακας 5-4: Τιμές των δύο ζωνών αποθηκευτικότητας	107
Πίνακας 5-5: Στοιχεία πιεζόμετρου Γόμφων PZ54	111
Πίνακας 5-6: Μηνιαία ύψη βροχής (mm) μετεωρολογικού σταθμού Τρικάλων	116
Πίνακας 5-7: Μηνιαίες μετρήσεις βροχομετρικού σταθμού Στουρναραϊκών	116

Εικόνες

Εικόνα 3-1: Αποτύπωση γεώτρησης στο <i>Visual Modflow</i>	75
Εικόνα 3-2: Σχηματική απεικόνιση των ορίων του ποταμού (<i>River Boundary</i>)	78
Εικόνα 4-1: Υδρολογικό διαμέρισμα Θεσσαλίας (Πηγή: «Μελέτη για το εθνικό πρόγραμμα διαχείρισης και προστασίας των υδατικών πόρων», 2008, ΥΠΕΧΩΔΕ - ΕΜΠ)	81
Εικόνα 4-2: Λεκάνη Παλαιομονάστηρου – Γόμφοι – Λυγαριά – Καλύβια	82
Εικόνα 4-3: Περιοχή Μελέτης – Υδροφορέας αγροτικής περιοχής ΔΔ Παλαιομονάστηρου	83
Εικόνα 4-4: Υπερετήσια βροχόπτωση στον Ελλαδικό χώρο	85
Εικόνα 4-5 : Υπερετήσια βροχόπτωση στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας	85
Εικόνα 4-6: Υπόγειοι υδροφορείς της περιφέρειας Θεσσαλίας	89
Εικόνα 5-1: Περιοχή Μοντέλου (εισαγωγή δορυφορικής εικόνας από <i>Google Earth</i>)	92
Εικόνα 5-2: Οριοθέτηση περιοχής μελέτης (εισαγωγή χάρτη αναδασμού του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου)	92
Εικόνα 5-3: Εισαγωγή κελιών – Δημιουργία υπολογιστικού πλέγματος (<i>grid</i>)	93
Εικόνα 5-4: Ορισμός ανενεργών κελιών	93
Εικόνα 5-5: Διαμόρφωση ανάγλυφου εδάφους	94
Εικόνα 5-6: Γραφική απεικόνιση του υπό μελέτη υδροφορέα	94
Εικόνα 5-7: Οθόνη εισαγωγής δεδομένων του <i>Visual Modflow</i>	96
Εικόνα 5-8: Θέση των γεωτρήσεων άντλησης στην περιοχή μελέτης	96
Εικόνα 5-9: Απεικόνιση του ρυθμού άντλησης των γεωτρήσεων σε σχέση με το χρόνο.	97
Εικόνα 5-10: Γεωγραφική θέση πιεζομέτρων D47 και Pz25	98
Εικόνα 5-11: Παράθυρα εισαγωγής δεδομένων των πιεζομέτρων στο υπολογιστικό πρόγραμμα <i>Visual Modflow</i>	99
Εικόνα 5-12: Περιοχή μελέτης	100
Εικόνα 5-13: Οριοθέτηση υπόγειου υδροφορέα	101
Εικόνα 5-14: Σχηματική απεικόνιση των ζωνών υδραυλικής αγωγιμότητας στην περιοχή μελέτης	105
Εικόνα 5-15: Δημιουργία δύο ζωνών αποθηκευτικότητας	108
Εικόνα 5-16: Δοκιμαστικές αρχικές τιμές για <i>InitialHeads</i>	109
Εικόνα 5-17: Ζώνες διαβάθμισης της αρχικής στάθμης του υπόγειου υδροφορέα	110
Εικόνα 5-18: Εισαγωγή δεδομένων στο <i>Modflow</i>	110
Εικόνα 5-19: Απεικόνιση οριακής συνθήκης στην νοτιοανατολική πλευρά της περιοχής μελέτης	111
Εικόνα 5-20: Πίνακας εισαγωγής δεδομένων στο <i>Modflow</i>	112
Εικόνα 5-21: Ορισμός θέσης ποταμού, στο μοντέλο.	112
Εικόνα 5-22: Πίνακας εισαγωγής δεδομένων στο <i>Modflow</i>	113
Εικόνα 5-23: Ισοΰψεις στην περιοχή μελέτης	114
Εικόνα 5-24 : Βροχομετρικοί Σταθμοί Νομού Τρικάλων (Περιφέρεια Θεσσαλίας), που περιβάλλουν την περιοχή μελέτης.	116
Εικόνα 5-25: Ενεργά κελιά του <i>Layer 1</i> , που δέχονται το νερό της βροχής	117
Εικόνα 5-26: Εισαγωγή τιμών μηνιαίου ύψους βροχόπτωσης, στο <i>Modflow</i>	117

1.1 ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Αντικείμενο της παρούσας μελέτης είναι η προσομοίωση ενός φυσικού υδροφορέα με λογισμικό μοντελοποίησης υπογείων υδάτων. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκε το υπολογιστικό πρόγραμμα Visual Modflow 4.2 για την διερεύνηση του υπόγειου υδροφορέα του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου στο Ν. Τρικάλων. Η περιοχή μελέτης καλύπτει μια έκταση περίπου 10km² και προσομοιώνει δισδιάστατη μη μόνιμη ροή. Τα βήματα που ακολουθήθηκαν για την πραγματοποίηση της προσομοίωσης είναι η εισαγωγή των δεδομένων στο μοντέλο, ο ορισμός των οριακών συνθηκών, η διερεύνηση των βασικών υδρολογικών παραμέτρων (υδραυλική αγωγιμότητα-K και αποθηκευτικότητα-S), η στατιστική επεξεργασία και η ανάλυση των αποτελεσμάτων καθώς και η επαλήθευσή τους. Στην περιοχή μελέτης υπάρχουν 19 γεωτρήσεις και δύο πιεζόμετρα παρατήρησης της υπόγειας στάθμης του νερού. Στην εισαγωγή των δεδομένων, χρησιμοποιήθηκαν οι μηνιαίες παρατηρήσεις φορτίου της περιόδου 2005-2006, των δύο αυτών πιεζομέτρων. Οι τιμές των δύο (2) υδρογεωλογικών παραμέτρων προσδιορίστηκαν κατά τη ρύθμιση του μοντέλου. Μετά από διερεύνηση τιμών επήλθε ο διαχωρισμός της κάθε παραμέτρου σε ζώνες διαφορετικής τιμής. Η υδραυλική αγωγιμότητα χωρίστηκε σε τρεις (3) ζώνες ενώ η αποθηκευτικότητα σε δύο (2) ζώνες. Το μοντέλο αξιολογήθηκε με ποσοτικά και ποιοτικά στατιστικά κριτήρια, η ανάλυση ευαισθησίας έδειξε ότι οι πραγματικές με τις υπολογιζόμενες τιμές της υπόγειας στάθμης των δύο πιεζομέτρων συγκλίνουν και ότι το μοντέλο προσομοιώνει ικανοποιητικά τη λειτουργία του φυσικού συστήματος. Από την επαλήθευση του μοντέλου και για το δεύτερο έτος επιβεβαιώθηκαν τα συμπεράσματα της ρύθμισης και της ανάλυσης ευαισθησίας.

1.2 ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Το νερό αποτελεί τη βάση της ζωής και της εξέλιξης του πλανήτη μας και ταυτόχρονα το κύριο στοιχείο της ανάπτυξης των κοινωνιών και του πολιτισμού του ανθρώπου. Στη φύση το νερό είναι άφθονο αφού τα 2/3 της επιφάνειας της γης καλύπτονται από ωκεανούς και θάλασσες. Το υπόλοιπο 1/3 κατέχουν οι ήπειροι, οι οποίες φιλοξενούν τους ποταμούς και τις λίμνες στην επιφάνεια τους και τους υπόγειους υδροφορείς στο βάθος.

Οι υδατικοί πόροι μέσω των διεργασιών του υδρολογικού κύκλου αποτελούν ανανεώσιμους πόρους του πλανήτη μας και για τον λόγο αυτό δίνουν τη δυνατότητα της αειφορίας.

Η αφθονία του νερού και η αειφορία όμως, περιορίζονται από τη χωρική και χρονική ανισοκατανομή τους στην επιφάνεια των ηπείρων. Οι περιορισμοί αυτοί επιβάλλουν τη λήψη μέτρων διαχείρισης και διατήρησης του πολύτιμου αυτού αγαθού, όχι μόνο σε επίπεδο κρατών και ηπείρων αλλά και σε παγκόσμιο επίπεδο.

Η χώρα μας έχει σημαντικό υδατικό δυναμικό άνισα καταμεμημένο στο χώρο. με πλούσια υδατικά διαμερίσματα στη Δυτική Ελλάδα, φτωχότερα υδατικά διαμερίσματα στη Ανατολική Ελλάδα και πενιχρά υδατικά διαμερίσματα στα νησιά της. Λόγω του Μεσογειακού της κλίματος, το υδατικό αυτό δυναμικό είναι επίσης άνισα καταμεμημένο στο χρόνο, αφού οι βροχές εκδηλώνονται κατά τη

χειμερινή περίοδο με τις μικρότερες ανάγκες σε νερό, ενώ η ξηρασία εκδηλώνεται κατά τη θερινή περίοδο με τις μεγαλύτερες ανάγκες σε νερό.

Είναι αναγκαίο επομένως να υπάρξει στη Ελλάδα πολιτική διαχείρισης των υδάτινων πόρων, έτσι ώστε να ικανοποιηθούν οι ανάγκες σε άρδευση, ύδρευση, βιομηχανία και ενέργεια και ταυτόχρονα να διατηρηθεί η ποσότητα των υδατικών πόρων και του φυσικού περιβάλλοντος σε καλή κατάσταση.

Τα τελευταία χρόνια στη χώρα παρουσιάζεται έντονο το πρόβλημα της κακής διαχείρισης των υπόγειων υδροφορέων. Η υπεράντληση εκ μέρους των παραγωγών χωρίς να λαμβάνουν υπόψη μελλοντικές καταστάσεις, επέφερε δυσμενείς επιπτώσεις στους υπόγειους υδατικούς πόρους. Έτσι δημιουργήθηκαν φαινόμενα όπως η υφαλμύρωση παράκτιων υπόγειων υδροφορέων καθώς και η εξάντληση άλλων, με ανεπανόρθωτες βλάβες για το περιβάλλον και για την μελλοντική παραγωγικότητα των περιοχών αυτών.

Η ανησυχία για τους υδατικούς πόρους του πλανήτη μας, παρότρυνε τους υδρολόγους και τους επιστήμονες που ασχολούνται με την Υδραυλική να μελετήσουν σε βάθος τα προβλήματα των υδροφορέων και της διαχείρισής τους.

Η μελέτη των υπόγειων υδροφορέων περιλαμβάνει ουσιαστικά την κίνηση του υπόγειου νερού η οποία περιγράφεται από μερικές διαφορικές εξισώσεις παραβολικής μορφής.

Διάφοροι ερευνητές, έχουν κατά καιρούς ασχοληθεί με την εξαγωγή αναλυτικών λύσεων των απλοποιημένων διαφορικών εξισώσεων, με αξιόλογα αποτελέσματα (Polubarinova - Kochina, 1962), (Bear, Hydraulicofgroundwater, 1979) κ.α..

Η δυσκολία ωστόσο εξαγωγής γενικής εφαρμογής αναλυτικών λύσεων, οδήγησε στην εφαρμογή αριθμητικών μεθόδων για την λύση αυτών των εξισώσεων. Με την ραγδαία εξέλιξη των υπολογιστών, το ενδιαφέρον στράφηκε ακόμη περισσότερο προς τις αριθμητικές λύσεις. Έτσι άρχισαν να αναπτύσσονται μαθηματικά μοντέλα, τα οποία κάνοντας χρήση αριθμητικών μεθόδων, προσομοίωναν διάφορες φυσικές καταστάσεις. Αρχικά χρησιμοποιήθηκε η τεχνική των πεπερασμένων διαφορών και ακολούθησε η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων.

Οι (Gambolati, Gatto, & Freeze, 1974), επιχειρούν με ένα σχήμα πεπερασμένων στοιχείων, να μελετήσουν την επίδραση των αντλήσεων στα φαινόμενα καθίζησης των εδαφών, της πόλεως της Βενετίας.

Οι (Konikow & Bredehoeft, 1974), αναπτύσσουν ένα σχήμα πεπερασμένων διαφορών, για να προσομοιώσουν τις διακυμάνσεις της συγκέντρωσης των διαλυμένων στερεών, σε μια περιοχή που αρδεύεται από ένα ποτάμι και τον υδροφορέα, στην περιοχή Arkansas του Colorado, υπό την επίδραση ημίξηρου κλίματος.

Οι (Towner & Wilson, 1976), αναπτύσσουν ένα δυναμικό μαθηματικό μοντέλο, πεπερασμένων στοιχείων, για κίνηση υπογείων νερών.

Ο (Tzimonopoulos, 1978), αναπτύσσει ένα μαθηματικό μοντέλο τετραγωνικών πεπερασμένων στοιχείων, για κίνηση υπογείων νερών σε φρεατικούς υδροφορείς και χρησιμοποιεί τον μετασχηματισμό Ω για την σύνδεση των χωρικών και τοπικών συντεταγμένων των κομβικών σημείων του κάθε στοιχείου.

Οι (Sada Costa, Wilson J., 1979), με ένα μαθηματικό μοντέλο πεπερασμένων στοιχείων, προσομοιώνουν την ανάπτυξη θαλάσσιας σφήνας, σε παράκτιους υδροφορείς.

Ο (Καραμούζης, 1980), αναπτύσσει τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων για ασταθή δισδιάστατη κίνηση του νερού σε ελεύθερα υδροφόρα στρώματα.

Οι (Τζιμόπουλος & Φωτιάδης, 1983), για τον τεχνητό εμπλουτισμό ενός υδροφορέα εφαρμόζουν ένα μαθηματικό μοντέλο πεπερασμένων διαφορών (χρησιμοποιώντας την μέθοδο εναλλασσομένων κατευθύνσεων ADI).

Οι (Τερζίδης, Μπαμπατζιμόπουλος, & Καραμούζης, 1983), παρουσίασαν μια εργασία με τίτλο "Κριτική Θεώρηση Αναλυτικών και Αριθμητικών Λύσεων σε προβλήματα Υπογείων Νερών και Στράγγισης".

Στο Εργαστήριο Γενικής και Γεωργικής Υδραυλικής και Εγγείων Βελτιώσεων, έχει αναπτυχθεί από τους Τερζίδη και Μπαμπατζιμόπουλο (1987) ένα μαθηματικό μοντέλο πεπερασμένων διαφορών (χρησιμοποιεί την μέθοδο εναλλασσομένων κατευθύνσεων ADI) και έχει εφαρμοσθεί επιτυχώς στην πεδιάδα της Πιερίας.

Η Καλαϊτζίδου - Παϊκού (1989), παρουσίασε ένα μαθηματικό μοντέλο πεπερασμένων στοιχείων, για την επίλυση της ασταθούς δισδιάστατης κίνησης του υπόγειου νερού, σε κεκλιμένο υδροφορέα.

Ο (Walton, AnalyticalGroundwaterModeling, 1989) και (Walton, 1995), ο οποίος, προγραμματίζει σε γλώσσα BASIC και FORTRAN αναλυτικές και αριθμητικές λύσεις (χρησιμοποιώντας πεπερασμένες διαφορές), κίνησης και ρύπανσης υπογείων νερών, ενώ αναπτύσσει βοηθητικά προγράμματα χειρισμού, παρόμοιων καταστάσεων και σε περιβάλλον Windows.

Ο (Aral, 1990), χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων και προσομοιώνει τη σταθερή και ασταθή κατάσταση σε σύστημα υδροφορέων, παρέχοντας τη δυνατότητα γραφικής απεικόνισης των αποτελεσμάτων.

Οι (Anderson & Woessner, 1992), περιγράφουν στοιχεία από τα πιο γνωστά μαθηματικά μοντέλα πεπερασμένων διαφορών και πεπερασμένων στοιχείων, τα οποία προσομοιώνουν καταστάσεις κίνησης ή μεταφοράς και ρύπανσης υπογείων υδάτων.

Η παρούσα εργασία έχει δοθεί από την Καθηγήτρια της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας κα Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, στο πλαίσιο της μεταπτυχιακής διατριβής του Διατμηματικού Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας και στην ειδίκευση της Γεωργικής Υδραυλικής.

Στην εργασία που ακολουθεί, διερευνάται ο πραγματικός υδροφορέας της αγροτικής περιοχής του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου στο Νομό Τρικάλων. Με το πρόγραμμα VisualModflow v.4.2 το οποίο χρησιμοποιεί τη μέθοδο υπολογισμού των πεπερασμένων διαφορών (full implicit) επιτυγχάνεται η προσομοίωση του υδροφορέα. Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης τεκμηριώνονται με την ανάλυση ευαισθησίας μεταξύ των πραγματικών και των υπολογισθέντων τιμών στις στάθμες των πιεζομέτρων.

Η διάρθρωση αυτής της εργασίας έχει γίνει σε έξι κεφάλαια, των οποίων η δομή, συνοπτικά, έχει ως εξής:

Στο πρώτο κεφάλαιο, γίνεται αναφορά στο αντικείμενο της παρούσας διατριβής, στη διαχείριση των υπόγειων υδατικών πόρων και στα μαθηματικά μοντέλα.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφεται η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών που χρησιμοποιεί το πρόγραμμα Modflow.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται το λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε για την ανάπτυξη του μοντέλου υπόγειων νερών της περιοχής μελέτης.

Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται η περιγραφή της περιοχής μελέτης.

Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η διαδικασία εισαγωγής των δεδομένων, σε κάθε στάδιο του μοντέλου ώστε να επιτευχθεί η προσομοίωση του υδροφορέα.

Τέλος στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής και τα συμπεράσματα που εξάγονται από αυτήν την εργασία.

1.3 ΣΚΟΠΟΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Σκοπός και στόχος της παρούσας διατριβής είναι η ανάλυση και διερεύνηση όλων των σταδίων της διαδικασίας κατάρτισης και εφαρμογής ενός μαθηματικού μοντέλου υπόγειων νερών, ώστε να επιτευχθεί η προσομοίωση ενός πραγματικού υδροφορέα. Μέρος αυτής της ανάλυσης αποτελεί και ο εντοπισμός και η αντιμετώπιση σφαλμάτων. Η διερεύνηση πραγματοποιείται μέσω της κατάρτισης κι εφαρμογής ενός μοντέλου για τα υπόγεια νερά του Δ. Δ. Παλαιομονάστηρου του Νομού Τρικάλων.

Στο πλαίσιο της διατριβής αναλύθηκαν:

1. Η περιγραφή, οι διαδικασίες και τα στάδια ανάπτυξης του θεμελιώδους μοντέλου.
2. Η περιγραφή της περιοχής μελέτης.
3. Η εφαρμογή ρύθμισης του μοντέλου για την προσομοίωση του υδροφόρου φορέα.
4. Η εξαγωγή των αποτελεσμάτων και η επαλήθευση της μεθόδου.

Το μοντέλο που αναπτύχθηκε καλύπτει μια έκταση περίπου 10 km² και προσομοιώνει δισδιάστατη μη μόνιμη ροή. Για την κατάρτιση του χρησιμοποιήθηκε το υπολογιστικό πρόγραμμα Visual MODFLOW v.4.2., στο οποίο ακολουθήθηκαν τα εξής βήματα, για την περιγραφή και την προσομοίωση του υπό μελέτη υδροφορέα:

- 1) **Δημιουργία του μοντέλου** με:
 - a) Εισαγωγή των χαρτών και των σχεδίων της περιοχής μελέτης, για την γεωαναφορά των οποίων χρησιμοποιήθηκε το σύστημα συντεταγμένων ΕΓΣΑ΄ 87.
 - b) Δημιουργία του πλέγματος (grid), αποτελούμενο από ενεργά και μη ενεργά κελιά.
 - c) Ορισμού των επιπέδων (layers), στα οποία διαχωρίζεται το υπέδαφος.
 - d) Επιλογή του τύπου της ροής του μοντέλου.
 - e) Επιλογή της μηχανής υπολογισμού της ροής (Flow Engine) του Modflow.
 - f) Ορισμού της χρονικής διάρκειας της προσομοίωσης και των χρονικών βημάτων.
- 2) **Εισαγωγή των πραγματικών δεδομένων** της περιοχής μελέτης, τα οποία προέκυψαν από τα στοιχεία της Δ/σης Υδάτων της Περιφέρειας Θεσσαλίας (Περιφέρεια Θεσσαλίας, 2005-2006). Τα δεδομένα αυτά αφορούν τις γεωτρήσεις, τα πιεζόμετρα, τον Πορταϊκό ποταμό και το ύψος της βροχόπτωσης για τα έτη 2005-2006.
- 3) Ορισμός **Οριακών Συνθηκών** του μοντέλου μας.

4) Διερεύνηση των **Βασικών Υδρολογικών Παραμέτρων** που χαρακτηρίζουν έναν υδροφορέα, δηλαδή, η υδραυλική αγωγιμότητα (K) και η αποθηκευτικότητα (S).

5) **Επαλήθευση** του μοντέλου.

Στην περιοχή μελέτης υπάρχουν 19 γεωτρήσεις, από τις τομές των οποίων προκύπτει η δομή του υπεδάφους καθώς και οι παροχές κάθε μίας ξεχωριστά. Επίσης υπάρχουν δύο πιεζόμετρα παρατήρησης της υπόγειας στάθμης του νερού. Για την εισαγωγή των δεδομένων στο Modflow, χρησιμοποιήθηκαν οι μηνιαίες παρατηρήσεις φορτίου της περιόδου 2005-2006, των δύο αυτών πιεζομέτρων.

Για την δημιουργία του μοντέλου θέσαμε οριακές συνθήκες, απαραίτητες για την προσομοίωση του υπόγειου υδροφορέα του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου. Στη νότια πλευρά της περιοχής μελέτης όπου έχουμε τον ορεινό όγκο της ευρύτερης περιοχής, δεν έχουμε κίνηση υπόγειου ύδατος συνεπώς οι οριακές συνθήκες του υδροφορέα ορίσθηκαν ως μηδενικής παροχής (zero flux boundaries conditions). Στη δυτική πλευρά της περιοχής μελέτης την οποία διασχίζει ο Πορταϊκός ποταμός, θέσαμε οριακή συνθήκη μεταβλητού φορτίου, σύμφωνα με τη στάθμη του νερού μέσα στο ποτάμι. Στην νοτιοανατολική πλευρά στην οποία βρίσκεται πολύ κοντά το πιεζόμετρο D47, θέσαμε οριακές συνθήκες σταθερού φορτίου, τις οποίες μεταβάλλουμε ανά μήνα σύμφωνα με τα δεδομένα του πιεζομέτρου των Γόμφων και τέλος για το υπόλοιπο τμήμα της ανατολικής πλευράς, έπειτα από δοκιμές θεωρήθηκε μηδενικής ροής (zero flux boundaries conditions). Για την οριοθέτηση του πυθμένα, ελήφθησαν υπόψη τα βάθη των γεωτρήσεων όπως απεικονίζονται στις τομές τους. Και με τη διαδικασία του Kriging επετεύχθη η χωρική κατανομή αυτής της σημειακής πληροφορίας.

Οι τιμές των δύο (2) υδρογεωλογικών παραμέτρων προσδιορίστηκαν κατά τη ρύθμιση του μοντέλου. Μετά από διερεύνηση τιμών, οι οποίες είχαν σαν βάση την βιβλιογραφία, αποτυπώθηκε η χωρική δομή των υδρογεωλογικών παραμέτρων του υδροφορέα, με διαχωρισμό της κάθε παραμέτρου σε ζώνες διαφορετικής τιμής. Η υδραυλική αγωγιμότητα χωρίστηκε σε τρεις (3) ζώνες ενώ αποθηκευτικότητα σε δύο (2) ζώνες.

Το μοντέλο αξιολογήθηκε με ποσοτικά και ποιοτικά κριτήρια (στατιστικές παράμετροι και γραφικές παραστάσεις των αποτελεσμάτων). Με την ανάλυση ευαισθησίας ελέγχθηκε κατά πόσο οι πραγματικές με τις υπολογιζόμενες τιμές της υπόγειας στάθμης των δύο πιεζομέτρων συγκλίνουν. Από την αξιολόγηση προέκυψε ότι το μοντέλο προσομοιώνει ικανοποιητικά τη λειτουργία του φυσικού συστήματος.

Η επαλήθευση του μοντέλου προέκυψε από το γεγονός ότι η προσομοίωση του υδροφορέα είναι ικανοποιητική και στο πρώτο και στο δεύτερο έτος. Με την επαλήθευση επιβεβαιώθηκαν τα συμπεράσματα της ρύθμισης και της ανάλυσης ευαισθησίας.

Γενικά πρέπει να σημειωθεί ότι το πλήθος και η ποιότητα των διαθέσιμων δεδομένων για την περιοχή μελέτης είναι καθοριστικής σημασίας για την κατάρτιση ενός μαθηματικού μοντέλου υπόγειων νερών και την αποτελεσματική προσομοίωση της λειτουργίας του φυσικού συστήματος. Για τη ρύθμιση ενός μοντέλου μη μόνιμης ροής πρέπει να χρησιμοποιηθεί αρκετά μεγάλος αριθμός παρατηρήσεων, με ικανοποιητική για τις διαστάσεις του προβλήματος χωρική και χρονική κατανομή, που να αντιπροσωπεύουν την αντίδραση του συστήματος κάτω από διαφορετικές συνθήκες. Έτσι αυξάνεται η αξιοπιστία των προβλέψεων του μοντέλου.

Όπως φάνηκε από την ανάλυση όλων των σταδίων, κατά την κατάρτιση μοντέλων υπόγειων νερών με τη βοήθεια σύγχρονων πακέτων λογισμικού, όλες οι διαδικασίες που γίνονται αυτόματα

(π.χ. παρεμβολές σε μετρήσεις) και όλες οι προεπιλογές του λογισμικού κατάρτισης πρέπει να ελέγχονται και ο χρήστης να γνωρίζει τον τρόπο λειτουργίας τους και το θεωρητικό τους υπόβαθρο. Ο χρήστης δεν πρέπει να αρκείται στην απλή εφαρμογή του προγράμματος βασιζόμενος στις προεπιλεγμένες τιμές των παραμέτρων της μεθόδου βελτιστοποίησης. Οι κατάλληλες τιμές αυτών των παραμέτρων, για κάθε συγκεκριμένο μοντέλο, προκύπτουν μετά από διερεύνηση.

1.4 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η πολιτική βιώσιμης διαχείρισης του περιβάλλοντος έχει παγκόσμια χαρακτηριστικά. Η διαχείριση των υδατικών πόρων, του σημαντικότερου ίσως φυσικού πόρου, θα πρέπει να αντιμετωπίζεται σε αυτό το συνολικό πλαίσιο. Οι υδατικοί πόροι αποτελούν βασική παράμετρο της αναπτυξιακής διαδικασίας και της ισορροπίας των οικοσυστημάτων. Παγκοσμίως εντοπίζονται σημαντικά προβλήματα γύρω από την επάρκεια και τη διαχείριση τους. Βασικοί παράγοντες αυτής της έντασης είναι η αύξηση της κατανάλωσης, λόγω της πληθυσμιακής αύξησης και της βελτίωσης του βιοτικού επιπέδου, και η υιοθέτηση παραγωγικών και αναπτυξιακών μοντέλων αδιάφορων για τους φυσικούς πόρους.

Στην Ευρωπαϊκή Ένωση, αναγνωρίζεται η ανάγκη δράσης για την αποφυγή μακροπρόθεσμης επιδείνωσης της ποιότητας και της ποσότητας των γλυκών υδάτων, και τη διαμόρφωση μιας συνολικής πολιτικής για την προστασία τους. Μιας πολιτικής που στοχεύει στη διατήρηση και τη βελτίωση του υδάτινου περιβάλλοντος. Η υδατική πολιτική, που διαμορφώθηκε με την Οδηγία 2000/60/ΕΚ της 23-10-2000, θεωρείται ότι πρέπει να αποβλέπει στην Ολοκληρωμένη Διαχείριση των Υδατικών Πόρων. Η πολιτική της Ευρωπαϊκής Ένωσης στον τομέα του περιβάλλοντος συμβάλλει στην επιδίωξη των στόχων "διατήρησης, προστασίας και βελτίωσης της ποιότητας του περιβάλλοντος, καθώς και συνετής και ορθολογικής χρησιμοποίησης των φυσικών πόρων, με βάση τις αρχές της προφύλαξης και της προληπτικής δράσης, την αρχή της επανόρθωσης των καταστροφών του περιβάλλοντος, κατά προτεραιότητα, στην πηγή καθώς και την αρχή "ο ρυπαίνων πληρώνει". Στην Ευρωπαϊκή Ένωση υπάρχει ποικιλία συνθηκών και αναγκών, οι οποίες απαιτούν διαφορετικές ειδικές λύσεις. Η ποικιλομορφία αυτή λαμβάνεται υπόψη υιοθετώντας τη Λεκάνη Απορροής Ποταμού ως πλαίσιο σχεδιασμού και εκτέλεσης μέτρων προστασίας και βιώσιμης χρήσης του ύδατος.

Στην Ελλάδα, οι διαφορετικές ανά περιοχή υδρολογικές και γεωμορφολογικές συνθήκες σε συνδυασμό με την άνιση κατανομή των υδατικών πόρων και του πληθυσμού και την εποχικότητα της ζήτησης, δεν ευνοούν την κάλυψη των αναγκών για τις διάφορες χρήσεις του νερού. Η διαχείριση των υδατικών πόρων γίνεται αποσπασματικά, από πολλούς φορείς, με αλληλεπικαλυπτόμενες αρμοδιότητες. Στο πλαίσιο του Ν. 1739/87 καθορίστηκαν τα υδατικά διαμερίσματα της χώρας καθώς και οι βασικές αρχές προγραμματισμού, διαχείρισης, αξιοποίησης, χρήσης και προστασίας των υδατικών πόρων. Με στόχο την εναρμόνιση του Εθνικού Δικαίου με την Οδηγία 2000/60/ΕΚ για τα νερά, διαμορφώθηκε το νέο θεσμικό πλαίσιο για την προστασία και διαχείριση των υδάτων (Ν. 3199/2003) με τις ακόλουθες βασικές αρχές:

- Ολοκληρωμένη και βιώσιμη διαχείριση των υδατικών πόρων.
- Ανάκτηση του κόστους για τις παρεχόμενες υπηρεσίες υδάτων καθώς και του περιβαλλοντικού και κοινωνικού κόστους με βάση την αρχή "ο ρυπαίνων πληρώνει", αφού

συνεκτιμηθούν και τα κοινωνικά, περιβαλλοντικά και οικονομικά αποτελέσματα της ανάκτησης, καθώς και οι γεωγραφικές και κλιματολογικές συνθήκες της κάθε περιοχής.

- Συμμετοχή στη διαχείριση του νερού όλων των ενδιαφερόμενων μερών. Ένταξη, ενεργοποίηση και συμμετοχή στη λήψη των αποφάσεων όλων των φορέων της τοπικής κοινωνίας και των χρηστών του νερού.

Η γεωργία αποτελεί για την Ελλάδα το σημαντικότερο χρήστη νερού, όπως φαίνεται και από τον Πίνακα 1-1 (Μπαλτάς & Μιμίκου, 2005), λόγω της αύξησης των αρδευόμενων εκτάσεων και της χρήσης δυναμικών καλλιεργειών με αυξημένες ανάγκες σε νερό.

Πίνακας 1-1: Χρήσεις νερού στην Ελλάδα

Αστική ($\times 10^6$) m^3	Αγροτική ($\times 10^6$) m^3	Βιομηχανική ($\times 10^6$) m^3	Ενεργειακή ($\times 10^6$) m^3	Σύνολο ($\times 10^6$) m^3
870	7428	128	122	8548
Αστική %	Αγροτική %	Βιομηχανική %	Ενεργειακή %	Σύνολο %
10.7	86.3	1.6	1.5	100

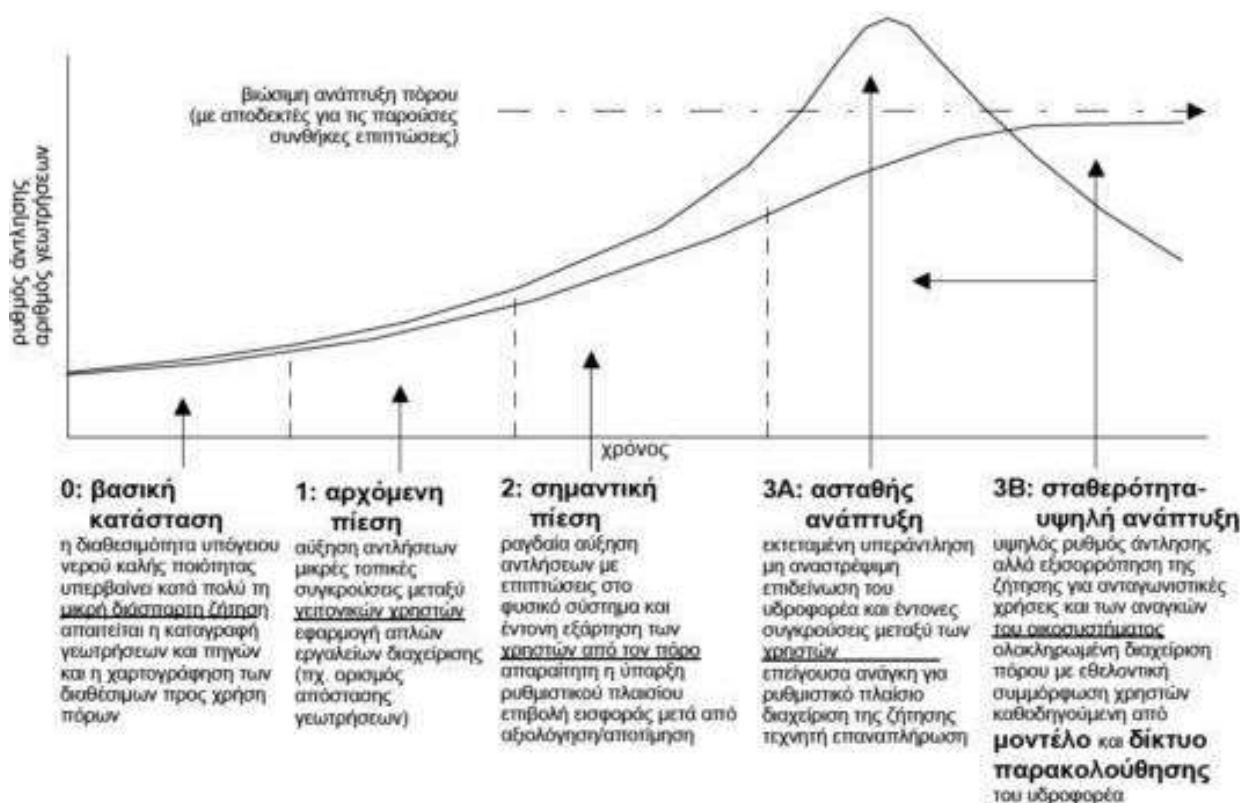
Σε πολλές περιοχές της Ελλάδας, η πλήρης κάλυψη των αναγκών της άρδευσης από επιφανειακό νερά δεν είναι εφικτή, γιατί η αιχμή της ζήτησης συμπίπτει με την ξηρή περίοδο, κατά την οποία οι παροχές των επιφανειακών νερών ελαττώνονται ή μηδενίζονται. Αυτό οδήγησε στην κάλυψη μέρους ή του συνόλου των αρδευτικών αναγκών από τα υπόγεια νερά. Η ραγδαία αύξηση των αντλήσεων, χωρίς την ύπαρξη σχεδίων βιώσιμης διαχείρισης των υδροφορέων, είχε ως συνέπεια την εξάντληση και την ποιοτική υποβάθμιση του υπόγειου υδατικού δυναμικού πολλών περιοχών. Για παράδειγμα, ποσοστό 85% των παράκτιων υδροφορέων έχει υποστεί υφαλμύρωση η οποία οφείλεται στην ανθρώπινη δραστηριότητα (Βουδούρης, Δοσκαλόκη, & Scheidleder, 2005).

1.4.1 Διαχείριση υπόγειων υδατικών πόρων

Τα υπόγεια νερά αποτελούν σημαντικό τμήμα των υδατικών πόρων. Η διαχείριση των υπόγειων νερών έχει ως στόχο την ισορροπημένη και ορθολογική εκμετάλλευσή τους, όσον αφορά την ποσότητα και την ποιότητα τους, καθώς και την αλληλεπίδρασή τους με τα επιφανειακά νερά. Οι συνέπειες της αλόγιστης εκμετάλλευσής γίνονται αντιληπτές από τους φορείς διαχείρισης και τους χρήστες όταν παρουσιαστεί μείωση της απόδοσης των γεωτρήσεων ή και υποβάθμιση της ποιότητας του αντλούμενου νερού. Αν συνεχιστεί η υπεράντληση μπορεί να προκληθεί σοβαρή πτώση της στάθμης του υπόγειου νερού, διείσδυση αλμυρού νερού αν ο υδροφορέας βρίσκεται σε επαφή με τη θάλασσα, ακόμα και καθίζηση εδαφών. Είναι ουσιώδους σημασίας να αναγνωριστεί ότι η διαχείριση του υπόγειου νερού αφορά τόσο τη διαχείριση της ζήτησης (χρήστες του νερού) όσο και τη διαχείριση του υδροφορέα: η κοινωνικοοικονομική διάσταση είναι εξίσου σημαντική με την υδρογεωλογική διάσταση.

Το υπόγειο νερό χρησιμοποιείται στη γεωργία, στη βιομηχανία και την παραγωγή πόσιμου νερού. Εξασφαλίζει επίσης τη μόνιμη ροή των επιφανειακών υδάτων. Χερσαία και υδάτινα οικοσυστήματα επηρεάζονται άμεσα ή έμμεσα από τη διαθεσιμότητα και την ποιότητα του υπόγειου νερού. Η διαχείριση των υπόγειων νερών, ως κομμάτι της διαχείρισης των υδατικών πόρων, θα

πρέπει να επιτυγχάνει την εξισορρόπηση του κόστους και του οφέλους που προκύπτουν από τις διαχειριστικές δράσεις. Θα πρέπει δηλαδή να εξασφαλίζει, κατά το δυνατό, τις ανάγκες των διαφόρων χρηστών (συμπεριλαμβανομένων των οικοσυστημάτων που άμεσα ή έμμεσα εξαρτώνται από αυτά), αποτρέποντας την υποβάθμιση του υδρογεωλογικού συστήματος από το οποίο καλύπτονται οι ανάγκες αυτές. Από την υδρογεωλογική σκοπιά, θα πρέπει να κατανοηθεί η λειτουργία κάθε υδροφορέα ή συστήματος υδροφορέων και η δυνατότητα ανταπόκρισης του συγκεκριμένου υδροφορέα ή συστήματος σε διαφορετικά επίπεδα ζήτησης, καθώς επίσης και η αλληλεπίδραση του με επιφανειακά νερό (φόρτιση- εκφόρτιση). Τα αποτελέσματα της υπεράντλησης μπορεί να είναι βραχυπρόθεσμα και αναστρέψιμα ή μακροπρόθεσμα και σχεδόν μη αναστρέψιμα. Στο Σχήμα 1 παρουσιάζονται τα διάφορα στάδια ανάπτυξης ενός υδροφορέα και οι αντίστοιχες ανάγκες διαχείρισης (Tuinhof, Dumars, Foster, Kemper, Gardufio, & Nanni). Σε πρακτικό επίπεδο, διευκολύνει η διάκριση επιπέδων ανάπτυξης των υπόγειων υδατικών πόρων και αντίστοιχων εργαλείων και δράσεων διαχείρισης, με στόχο πάντα την πρόληψη της υποβάθμισης τους και την προστασία τους, προς όφελος των σημερινών αλλά και των μελλοντικών αναγκών. Τα τεχνικά εργαλεία τα οποία είναι απαραίτητα να αναπτυχθούν για τη διαχείριση ενός υδροφορέα εξελίσσονται σταδιακά, ξεκινώντας από τη βασική κατανόηση και γνώση του υδροφορέα, τη διαμόρφωση ενός θεωρητικού μοντέλου βασιζόμενου σε δεδομένα πεδίου (conceptual model), την κατάρτιση μαθηματικού μοντέλου για την προσομοίωση διαφόρων σεναρίων άντλησης και τέλος τη σύνδεση του μοντέλου αυτού με μοντέλα λήψης απόφασης χρησιμοποιούμενα γκι τη διαχείριση του υπόγειου νερού (decision support models). Παράλληλα εξελίσσονται και τα τεχνικά εργαλεία που αφορούν την ποιότητα του υπόγειου νερού, καθώς και το δίκτυο ποσοτικής και ποιοτικής παρακολούθησης του υδροφορέα.



Σχήμα 1: Στάδια ανάπτυξης ενός υδροφορέα και αντίστοιχες ανάγκες διαχείρισης. Προέλευση: Tuinhofet al. (-) μετά από προσαρμογή

1.4.2 Μαθηματικά μοντέλα και διαχείριση υπόγειων υδατικών πόρων

Τα μαθηματικά μοντέλα υπόγειων νερών προσομοιώνουν την κίνηση του νερού έμμεσα, χρησιμοποιώντας μια εξίσωση αντιπροσωπευτική των φυσικών διαδικασιών του συστήματος, μας] με εξισώσεις που περιγράφουν το φορτίο ή την παροχή στα όρια του μοντέλου (οριακές συνθήκες). Αν το πρόβλημα είναι εξαρτώμενο και από το χρόνο, χρησιμοποιείται και μια εξίσωση που περιγράφει την αρχική κατανομή του φορτίου στο σύστημα (αρχική συνθήκη). Το πρόβλημα μπορεί να λυθεί, συνήθως με τη χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή, είτε αναλυτικά (αναλυτικό μοντέλο) είτε με χρήση μιας αριθμητικής μεθόδου (αριθμητικά μοντέλα). Η χρήση αναλυτικών μοντέλων προϋποθέτει το να ισχύουν κάποιες παραδοχές που απλοποιούν το πρόβλημα και για το λόγο αυτό εφαρμόζονται συνήθως σε προβλήματα πολύ μικρής κλίμακας. Για προβλήματα μεγαλύτερης κλίμακας και περισσότερο σύνθετα χρησιμοποιούνται τα αριθμητικά μοντέλα. Η χρήση των αριθμητικών μοντέλων άρχισε τη δεκαετία του 1960, επεκτάθηκε τη δεκαετία του 1980 με την αύξηση της υπολογιστικής ισχύος και μνήμης των υπολογιστών και στην εποχή μας έχει πλέον γενικευθεί.

Το σύνολο των εντολών που χρησιμοποιούνται για την επίλυση ενός μοντέλου με υπολογιστή αποτελούν το πρόγραμμα ή κώδικα. Το πρόγραμμα είναι γενικής χρήσης ενώ ένα νέο μοντέλο σχεδιάζεται για κάθε εφαρμογή και περιλαμβάνει τις αρχικές και οριακές συνθήκες το δίκτυο υπολογισμών και τις τιμές των παραμέτρων του προγράμματος συγκεκριμένα για την περιοχή εφαρμογής και τις υδρολογικές πιέσεις που ασκούνται στο υπό μελέτη σύστημα.

Τα μαθηματικά μοντέλα υπόγειων νερών χρησιμοποιούνται ως πλαίσιο εργασίας για την οργάνωση δεδομένων πεδίου, καθώς και ως εργαλεία για τον προσδιορισμό της θέσης και των χαρακτηριστικών των ορίων του, την αποτίμηση της δυναμικότητας του. Στις περισσότερες περιπτώσεις στόχος της κατάρτισης ενός μοντέλου υπόγειων νερών είναι η πρόβλεψη των συνεπειών μιας προτεινόμενης δράσης και με αυτή την έννοια τα μοντέλα υπόγειων νερών είναι αναπόσπαστο και ιδιαίτερης σημασίας κομμάτι οποιουδήποτε σχεδίου διαχείρισης υδατικών πόρων. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τη σύγχρονη διεθνή τάση οι αποφάσεις που αφορούν τη διαχείριση να στηρίζονται σε αποτελέσματα μοντέλων πρόβλεψης. Ειδικότερα για τα κράτη μέλη της Ευρωπαϊκής Ένωσης η Οδηγία 2000/60/EK απαιτεί τα σχέδια διαχείρισης των υδατικών πόρων και οι σχετικές αποφάσεις που λαμβάνονται στο πλαίσιο αυτών, να στηρίζονται σε μοντέλα των υδατικών πόρων (επιφανειακών και υπόγειων) (Wasson, et al., 2003), (Irvin, et al., 2004) & (Καβαλιεράτου, 2007).

Ταυτόχρονα, υπάρχει διεθνώς και μια τάση αμφισβήτησης της αξιοπιστίας των μοντέλων και της χρησιμότητάς τους ως εργαλεία υποστήριξης αποφάσεων, γενικότερα (Scholten & Udinkten Cate, 1996), αλλά και ειδικότερα όσο αφορά τα μοντέλα υπόγειων νερών. Υπάρχουν αρκετά παραδείγματα σφαλμάτων, είτε στην κατάρτιση του μοντέλου είτε στην εφαρμογή του, αδυναμίας υποστήριξης του μοντέλου και των αποτελεσμάτων του, αδιαφάνειας όσον αφορά τα ενδιάμεσα στάδια κατάρτισης και τα δεδομένα στα οποία στηρίχτηκε αυτή (Anderson & Woessner, Applied Groundwater Modeling, 1992), (Middlemis, 2000), (Refsgaard & Henriksen, 2002) (Ardito, Jordan, Lavenue, & Ruskauff, 2004). Συχνά τα μοντέλα χρησιμοποιούνται χωρίς να είναι γνωστή εκ των προτέρων η αξιοπιστία των προβλέψεων τους ή παραβιάζοντας τις παραδοχές και τις οριακές συνθήκες που ενυπάρχουν σ' αυτά (American Society for Testing and Materials (ASTM), 1992). Όλα αυτά έχουν ως αποτέλεσμα την έλλειψη εμπιστοσύνης στα μοντέλα ως εργαλεία υποστήριξης αποφάσεων. Αυτό είναι περισσότερο έντονο όχι τόσο στην επιστημονική κοινότητα, αλλά στους φορείς που είναι υπεύθυνοι για την χάραξη και εφαρμογή της διαχειριστικής πολιτικής και ιδίως στο ευρύτερο κοινό, που καλείται να αποδεχτεί και να υποστηρίξει την πολιτική αυτή.

Οι δύο προαναφερθείσες αντίθετες μεταξύ τους τάσεις, από τη μία η επεκτεινόμενη χρήση των μοντέλων και από την άλλη η έλλειψη εμπιστοσύνης στα αποτελέσματά τους, καθιστούν επιτακτική την ανάγκη για υιοθέτηση κατευθυντήριων γραμμών και διαδικασιών για την κατάρτιση και εφαρμογή των μοντέλων υπόγειων νερών, αλλά και για τον έλεγχο και την αξιολόγηση τους.

Η ανάγκη για οδηγίες κατάρτισης μοντέλων υπόγειων νερών διαφέρει από χώρα σε χώρα, κυρίως γιατί δε βρίσκονται όλες οι χώρες στο ίδιο στάδιο ανάπτυξης όσον αφορά τη δημιουργία και τη χρήση μοντέλων υπόγειων νερών. Για παράδειγμα, οι ΗΠΑ ήταν από τις πρωτοπόρες στη σύνταξη οδηγιών, από τις αρχές της δεκαετίας του 1990, γιατί η πρακτική εφαρμογή των μοντέλων υπόγειων νερών είχε ήδη προοδεύσει εκεί περισσότερο από ότι σε οποιαδήποτε άλλη χώρα. Συστηματική αναφορά στις λίγες υπάρχουσες δημοσιευμένες οδηγίες που εφαρμόζονται στα διάφορα κράτη, γίνεται από τον (Middlemis, 2000) και τους (Refsgaard&Henriksen, 2002).

Στις ΗΠΑ οι σχετικές οδηγίες έχουν σχεδιαστεί από την American Society for Testing and Materials (ASTM), σε μια περίοδο από το 1993 ως το 1997 και περιέχονται σε συνολικά δέκα επιμέρους οδηγίες που αφορούν διαφορετικά στάδια της διαδικασίας κατάρτισης ενός μοντέλου υπόγειων νερών:

- ASTM D5447-93 Standard Guide for Application of a Ground-Water Flow Model to a Site-Specific Problem.
- ASTM D5490-93 Standard Guide for Comparing Ground-Water Flow Model Simulations to Site Specific Information
- ASTM D5610-94 Standard Guide for Defining Initial Conditions in Ground-Water Flow Modeling
- ASTM D5611-94 Standard Guide for Conducting a Sensitivity Analysis for a Ground-Water Flow Model Application
- ASTM D5718-95 Standard Guide for Documenting a Ground-Water Flow Model Application
- ASTM D5880-95 Standard Guide for Subsurface Flow and Transport Modeling
- ASTM D5979-96 Standard Guide for Conceptualization and Characterization of Ground-Water Systems
- ASTM D5981-96 Standard Guide for Calibrating a Ground-Water Flow Model Application
- ASTM D6025-96 Standard Guide for Developing and Evaluating Ground-Water Modeling Codes
- ASTM D6171-97 Standard Guide for Documenting a Ground-Water Modelling Code

Επίσης, μια ειδική έκδοση της ASTM, "Subsurface fluid flow (ground-water and vadose zone) modeling" (1996), περιέχει 24 εργασίες από ένα συμπόσιο στο Denver του Colorado, οι οποίες αναφέρονται στα τυπικά στάδια της διαδικασίας κατάρτισης ενός μοντέλου υπόγειων νερών και στην εφαρμογή των προαναφερθεισών οδηγιών της ASTM.

Στο Ενωμένο Βασίλειο η κατάρτιση μοντέλων υπόγειων νερών γίνεται από ιδιωτικές εταιρείες. Στην Αγγλία και την Ουαλία ο έλεγχος των μοντέλων γίνεται από την Environment Agency (EA), ενώ στην Σκωτία από την Scottish Environment Protection Agency (SEPA) (Packman, 2002). Η EA έχει καθορίσει τα στάδια που πρέπει να ακολουθούνται και τα κριτήρια που πρέπει να πληρούν τα

μοντέλα, τόσο κατά την κατάρτιση όσο και κατά τον έλεγχο αυτών (Modelling Guidance Notes - Groundwater, Template Project Brief -Groundwater modelling, 1999), (Καβαλιεράτου, 2007).

Οι ολλανδικές οδηγίες (VanWaveren, et al., 1999) είναι γενικής μορφής αναπτύχθηκαν με τη συνεργασία όλων των ενδιαφερόμενων μερών (πανεπιστήμια, ερευνητικά ινστιτούτα, σύμβουλοι και τελικοί χρήστες) και αφορούν ένα γενικό πλαίσιο, που περιλαμβάνει μοντέλα βροχής-απορροής υδροδυναμικά, υπόγειων νερών, ποιότητας νερού κλπ.

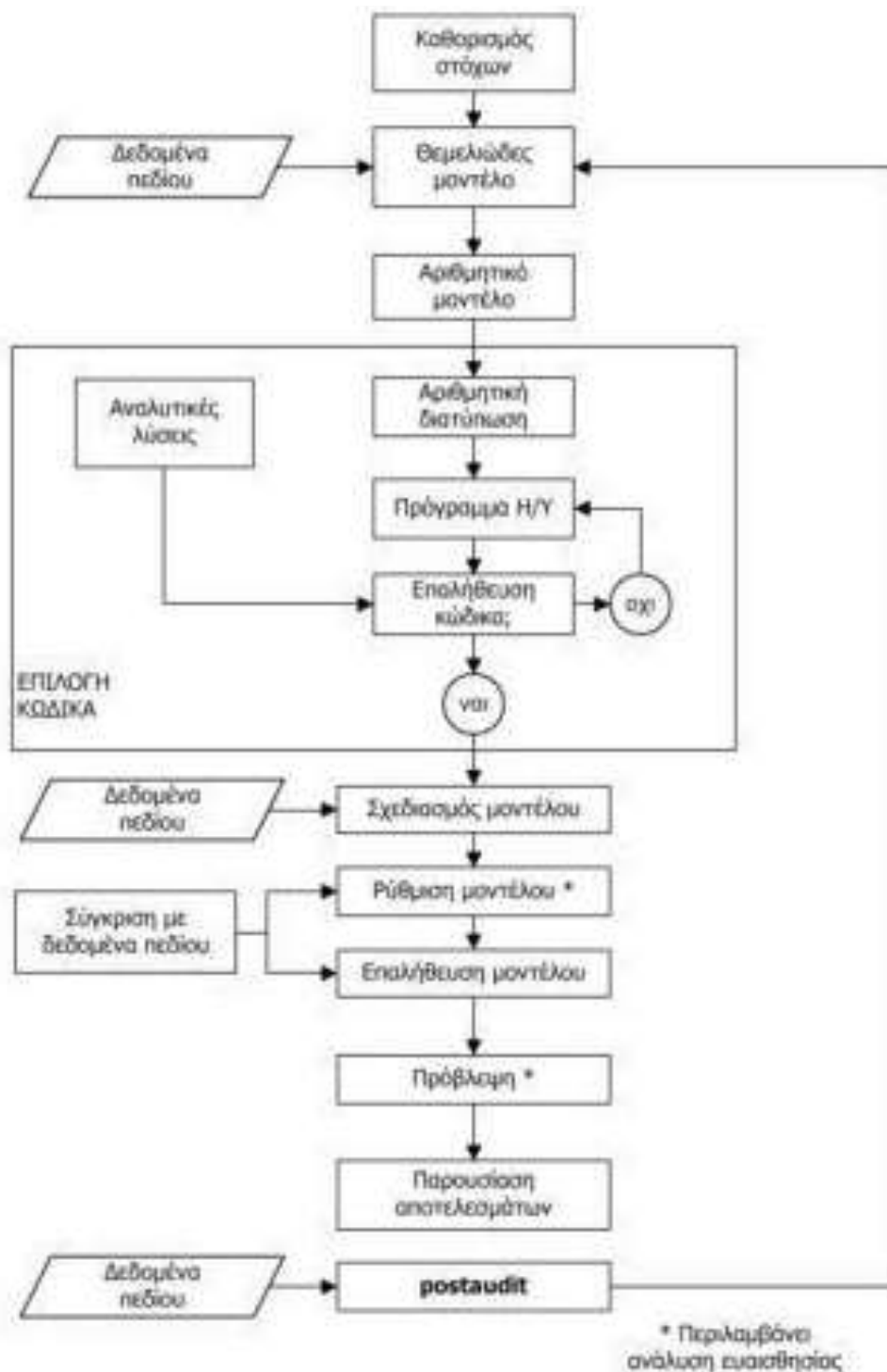
Στην Αυστραλία, οι οδηγίες (Middlemis, 2000) δομήθηκαν πάνω στη διαδικασία κατάρτισης ενός μοντέλου υπόγειων νερών και καλύπτουν με αρκετή λεπτομέρεια κάθε στάδιο αυτής.

Για τη Δανία οι οδηγίες συνίστανται από ένα εγχειρίδιο καλής πρακτικής (Good modelling practice handbook), (Henriksen, 2001), το οποίο περιλαμβάνει λεπτομερείς τεχνικές συμβουλές για διάφορα θέματα σχετικά με την κατάρτιση των μοντέλων υπόγειων νερών.

Όσον αφορά τα κράτη της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης και την Ελλάδα, δεν υπάρχουν αντίστοιχες οδηγίες που να αφορούν είτε την κατάρτιση μοντέλων υπόγειων νερών είτε κάποια προβλεπόμενη διαδικασία ελέγχου αυτών από αρμόδιους φορείς.

Από την Ευρωπαϊκή Ένωση χρηματοδοτήθηκε το ερευνητικό έργο με τίτλο "Harmonising Quality Assurance in model based catchment and river basin management" (HarmoniQuA, 2002-2005), αναφορά από (Καβαλιεράτου, 2007), στο οποίο συμμετείχαν φορείς από 10 χώρες (Ολλανδία, Δανία, Ελλάδα, Ενωμένο Βασίλειο, Γαλλία, Γερμανία, Σουηδία, Ουγγαρία, Πορτογαλία και Τσεχία), με στόχο την ανάπτυξη γενικών οδηγιών, που να καλύπτουν όλα τα πεδία που περιλαμβάνονται στην Οδηγία 2000/60/ΕΚ, μεταξύ αυτών και τα υπόγεια νερά. Αποτέλεσμα αυτού του προγράμματος ήταν η δημιουργία γνωσιακής βάσης (knowledge base) και λογισμικού (Modeling Supporting Tool - MoST) ως εργαλεία για την υποστήριξη της κατάρτισης μοντέλων διαχείρισης των υδατικών πόρων σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης.

Πολύ σημαντική συμβολή στη σύνθεση της διαδικασίας κατάρτισης ενός μοντέλου υπόγειων νερών, υπήρξε το πρωτόκολλο των (Anderson & Woessner, 1992), αναφορά από (Καβαλιεράτου, 2007), το οποίο ενέπνευσε τις περισσότερες από τις μεταγενέστερες οδηγίες. Το πρωτόκολλο αυτό παρουσιάζεται στο Σχήμα 1-1. Περιγράφει τα κύρια σημεία μιας μεθοδολογίας για όλα τα στάδια δημιουργίας ενός μοντέλου.



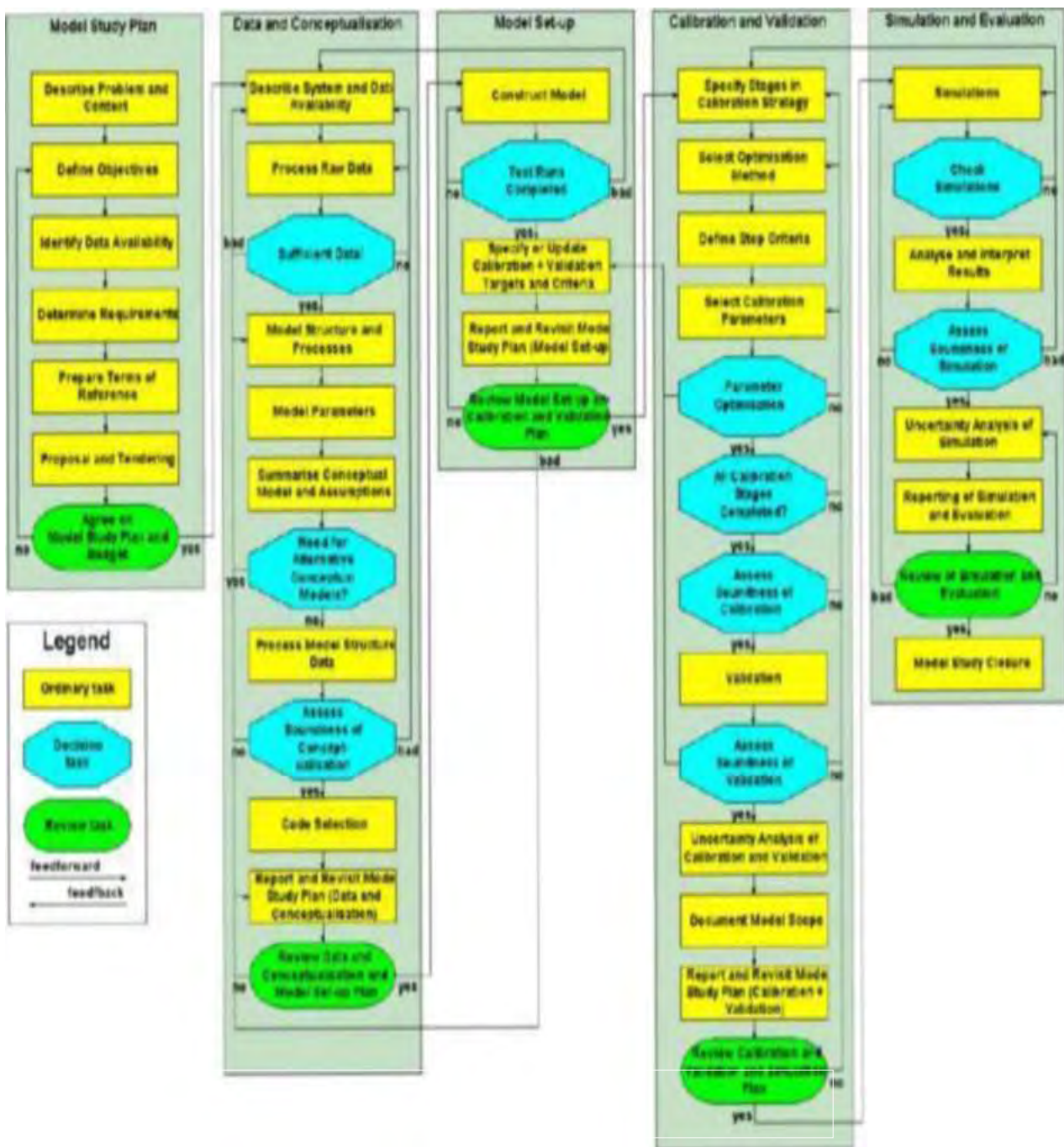
Σχήμα 1-1: Πρωτόκολλο κατάρτισης ενός μοντέλου υπόγειων νερών. Προέλευση: Anderson and Woessner (1992) μετά από προσαρμογή

Την ίδια περίπου δομή ακολουθούν και οι προαναφερθείσες οδηγίες, οι οποίες έχουν ένα επιπλέον βασικό κοινό χαρακτηριστικό, το ότι προβλέπουν-απαιτούν κύκλους επανάληψης κάποιων σταδίων με βάση τα αποτελέσματα των επόμενων (feedback) ή και τη συλλογή νέων δεδομένων. Αυτοί οι κύκλοι ανάδρασης μεταξύ των σταδίων κατάρτισης ενός μοντέλου είναι εμφανείς στο διάγραμμα ροής που παρουσιάζεται στο Σχήμα 1-2 (HarmoniQuA (Old, Packman, & Schloten, 2005)). Η δημιουργία και η χρήση ενός μοντέλου δεν είναι μια πορεία ευθύγραμμη. Κάθε μοντέλο, για να παραμείνει ένα χρήσιμο εργαλείο, θα πρέπει να εμπλουτίζεται συνεχώς με νέα δεδομένα και, αν

απαιτείται, να τροποποιείται με βάση αυτά. Είναι πιθανό, να χρειαστεί αλλαγή στο σχεδιασμό του αριθμητικού μοντέλου, στον κώδικα που έχει επιλεγεί ή ακόμα και στο θεωρητικό μοντέλο πάνω στο οποίο στηρίχτηκε το αριθμητικό μοντέλο, καθώς η γνώση για την περιοχή μελέτης εμπλουτίζεται από τα νέα δεδομένα πεδίου (Sun, 1994), (Hill M. , 1998)&(Bredehoeft, 2005).

Η δημιουργία μοντέλων συνδέεται άμεσα με την εφαρμογή κάποιου λογισμικού. Το λογισμικό αυτό γενικά μπορεί να διακριθεί σε τρεις κατηγορίες: ερευνητικό, κοινής κτήσης (public domain) και εμπορικό. Το ερευνητικό λογισμικό διαμορφώνεται από τους ίδιους τους ερευνητές και είναι πιο εξειδικευμένο. Σ' αυτήν την περίπτωση, της δημιουργίας του κώδικα που χρησιμοποιεί ένα μοντέλο, είναι πολύ σημαντική η διαδικασία ελέγχου της αξιοπιστίας του κώδικα, πριν αυτός χρησιμοποιηθεί σε οποιοδήποτε εφαρμογή. Το λογισμικό κοινής κτήσης συνήθως δεν είναι ιδιαίτερα φιλικό προς το χρήστη, σε πολλές περιπτώσεις όμως δίνεται στο χρήστη η δυνατότητα τροποποίησης του κώδικα, ώστε να προσαρμοστεί στις ανάγκες μιας συγκεκριμένης εφαρμογής. Συνήθως η χρήση του απαιτεί εξειδικευμένες γνώσεις. Στο εμπορικό λογισμικό ο χρήστης δεν έχει πρόσβαση στον κώδικα. Στις ΗΠΑ το εμπορικό λογισμικό συνήθως βασίζεται σε κάποιον κώδικα κοινής κτήσης (διατιθέμενο από πανεπιστήμια ή κυβερνητικές υπηρεσίες), ο οποίος ενσωματώνεται σε ένα Σύστημα Γεωγραφικής Πληροφορίας (περιβάλλον GIS) και συνδέεται με βάση δεδομένων.

Στην Ευρώπη, συνήθως ο κώδικας στον οποίο βασίζεται το εμπορικό λογισμικό αποτελεί ιδιοκτησία της εταιρείας και είναι ενσωματωμένος σε κάποιο γραφικό περιβάλλον διασύνδεσης με το χρήστη (Graphical User Interface - GUI), μαζί με κάποια βάση δεδομένων. Γενικό, η χρήση των εμπορικών πακέτων λογισμικού δεν απαιτεί ιδιαίτερες γνώσεις: η κατάρτιση ενός μοντέλου με τη χρήση λογισμικού μπορεί εύκολα να καταλήξει σε απλή ενημέρωση της βάσης δεδομένων με τα δεδομένα που αφορούν την περιοχή μελέτης (Gijssbers, 2002), καθώς τα εμπορικά πακέτα εμπεριέχουν και προκαθορισμένες τιμές για τις παραμέτρους του κώδικα που χρησιμοποιούν. ΓΓ αυτό από καιρό έχουν εκφραστεί ανησυχίες που αφορούν την εφαρμογή σύνθετου και εξειδικευμένου λογισμικού από άπειρους ή και με ελλιπή κατάρτιση χρήστες, η οποία μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένα και παραπλανητικά αποτελέσματα (Middlemis, 2000). Οι ίδιες ανησυχίες εκφράζονται και από την ελληνική επιστημονική κοινότητα. Το ότι στην Ελλάδα δεν υπάρχουν επίσημες οδηγίες-προδιαγραφές κατάρτισης και τεκμηρίωσης των μοντέλων, επιτείνει το πρόβλημα.



Σχήμα 1-2: Διάγραμμα ροής της διαδικασίας κατάρτισης ενός μοντέλου (HarmoniQuA).
 Προέλευση: (Old, Packman, & Schloten, 2005).

Κατά την κατάρτιση ενός μοντέλου, η επιλογή του κώδικα στηρίζεται στη δυνατότητα του να αναπαραστήσει ικανοποιητικά τις διαδικασίες ροής του υπό μελέτη συστήματος υπόγειων νερών και στο είδος, το πλήθος και την ποιότητα των δεδομένων. Το MODFLOW, το οποίο αναπτύχθηκε από την U.S. Geological Survey (McDonald & Harbaugh, 1988), ανήκει στην κατηγορία του λογισμικού κοινής κτήσης και θεωρείται ως πρόγραμμα-οδηγός για την εξέλιξη των αριθμητικών μοντέλων υπόγειων νερών. Αυτό οφείλεται στο ότι ο κώδικας του έχει επαληθευτεί με συγκρίσεις με πολλές αναλυτικές λύσεις έχει αξιολογηθεί από πολλούς ανεξάρτητους κριτές (peer reviews) και έχει

χρησιμοποιηθεί επιτυχώς για την προσομοίωση πολλών διαφορετικών υδρογεωλογικών συστημάτων σε όλο τον κόσμο (Middlemis, 2000). Το σημαντικότερο ίσως πλεονέκτημα του είναι η αρθρωτή δομή του: αποτελείται από υπομονάδες (modules), οι οποίες ενεργοποιούνται ή απενεργοποιούνται από το χρήστη, ανάλογα με το ποιες υδρολογικές διαδικασίες είναι απαραίτητο να προσομοιωθούν. Αυτό, σε συνδυασμό με το ότι ο κώδικας διατίθεται ελεύθερα στο διαδίκτυο, διευκολύνει τη συνεχή βελτίωση του προγράμματος με τροποποιήσεις των παλιών ή προσθήκες νέων διαδικασιών και βελτιωμένων αριθμητικών μεθόδων. Η ευρεία διάδοση του και το πλήθος των απαιτούμενων για την εφαρμογή του δεδομένων, οδήγησε στη δημιουργία προγραμμάτων για την εισαγωγή των δεδομένων αυτών μέσα από γραφικό περιβάλλον (PMWin, Modflow-GUI for Argus ONE, Visual Modflow, GMS, Groundwater Vistas).

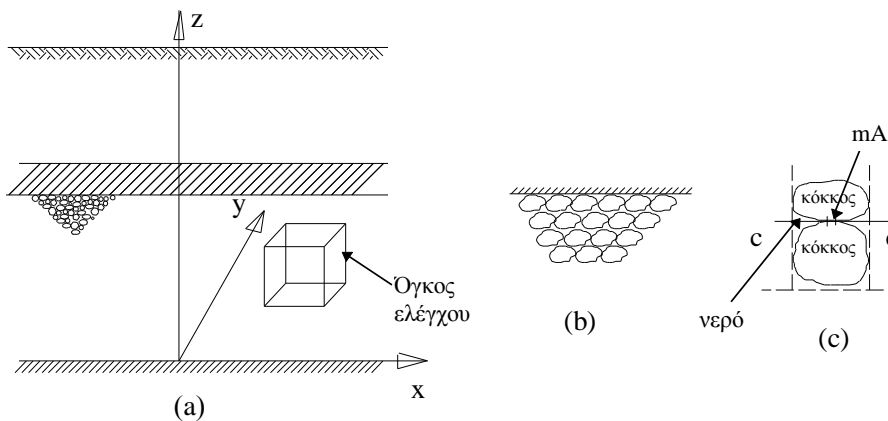
Η κατάρτιση αριθμητικών μοντέλων υπόγειων νερών απαιτεί τη συλλογή πολλών υδρογεωλογικών δεδομένων πεδίου και δεδομένων που προέρχονται από την ποσοτικοποίηση πληροφοριών, την ταξινόμηση τους και τον έλεγχο της ποιότητάς τους. Τα δεδομένα αυτά είναι στην πλειοψηφία τους χωρικά και σε μερικές περιπτώσεις και χρονικά κατανομημένα. Λόγω της χωρικής κατανομής τους, ο χειρισμός τους είναι πολύ πιο αποτελεσματικός μέσα από το περιβάλλον ενός συστήματος γεωγραφικής πληροφορίας (geographic Information system - GIS), το οποίο παρέχει επίσης τη δυνατότητα της γραφικής απεικόνισης των αποτελεσμάτων (Pinder, 2002). Μια τεχνική σύνδεσης ενός μοντέλου υπόγειων νερών με GIS είναι η επικοινωνία τους με κατάλληλα διαμορφωμένα αρχεία εισόδου/εξόδου. Η τεχνική αυτή έχει το πλεονέκτημα ότι τα δύο προγράμματα παραμένουν ανεξάρτητα και μπορούν να εξελίσσονται με διαφορετικό ρυθμό. Μια άλλη τεχνική είναι η ενσωμάτωση του μοντέλου σε ένα περιβάλλον GIS (ή και το αντίστροφο). Η τεχνική αυτή απαιτεί πιο εξειδικευμένες γνώσεις προγραμματισμού και διαχείρισης δεδομένων και αυτό σε κάποιες περιπτώσεις περιορίζει τη δυνατότητα μελλοντικών αλλαγών, η ανταλλαγή δεδομένων όμως είναι πλήρως αυτοματοποιημένη (Gogu, Carabin, Hallet, Peters, & Dassargues, 2001).

1.5 ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

1.5.1 Εξίσωση διατήρησης της μάζας.

Το νερό που απελευθερώνεται από ένα υδροφόρο στρώμα, είναι το αποτέλεσμα της μεταβολής του όγκου των πόρων λόγω της συμπίεσότητας του υδροφορέα, και της μεταβολής της πυκνότητας του νερού λόγω της μεταβολής της πίεσης του νερού των πόρων.

Θεωρείται ένα υπόγειο υπό πίεση υδροφόρο στρώμα (Σχήμα 1-3a) και μία οριζόντια τομή C-C στην διεπιφάνεια επαφής αντιπροσωπευτικών κόκκων του εδάφους (Bear, *Hydraulic of groundwater*, 1979)(Σχήμα 1-3c).



Σχήμα 1-3: Υδροφόρο στρώμα υπό πίεση

Το ολικό βάρος του εδάφους και του νερού πάνω από το επίπεδο C-C, ισορροπείται από τις τάσεις του στερεού μητρώου σ και από την πίεση του νερού p , οπότε μπορεί να γραφεί η ακόλουθη σχέση :

$$\sigma \cdot A = p \cdot (1-m) \cdot A + \sigma_s \cdot m \cdot A \Rightarrow \sigma = p \cdot (1-m) + \sigma_s \cdot m \quad (1.1)$$

Επειδή η τιμή του m είναι πολύ μικρή, γίνεται παραδεκτό για το νερό ότι η πίεση των πόρων είναι ίση με $p \cdot (1-m) \approx p$.

Κατά τον Terzaghi, το γινόμενο $m \cdot \sigma_s$ ονομάζεται ενεργή τάση του στερεού μητρώου και συμβολίζεται με σ' (Terzaghi, 1969). Έτσι η (1.1) γράφεται :

$$\sigma = p + \sigma' \quad (1.2)$$

Κατά την άντληση νερού από το υδροφόρο στρώμα παρατηρείται μείωση της πίεσης των πόρων, ενώ η ολική τάση σ μένει αμετάβλητη γιατί το υπερκείμενο βάρος παραμένει σταθερό. Ισχύει λοιπόν $d\sigma = 0$, και με παραγωγή της σχέσης (1.2), προκύπτει:

$$dp = - d\sigma' \quad (1.3)$$

Εισάγεται τώρα η έννοια του συντελεστή συμπιεστότητας του εδάφους α σαν ο λόγος της ανηγμένης μεταβολής του ολικού όγκου του πορώδους μέσου προς τη μεταβολή της ενεργής τάσης (Νόμος του Hooke):

$$\alpha = -\frac{1}{U_b} \cdot \frac{dU_b}{d\sigma'} \quad (1.4)$$

Η σχέση μεταξύ του όγκου του στερεού μητρώου U_s (για ορισμένη μάζα), και του ολικού όγκου U_b , είναι η ακόλουθη :

$$U_s = (1-n) \cdot U_b \quad (1.5)$$

όπου n είναι το πορώδες.

Επειδή η συμπιεστότητα των κόκκων του εδάφους είναι μικρή σε σχέση με την συμπιεστότητα του νερού και της μεταβολής του πορώδους, γίνεται παραδεκτό ότι ο όγκος του στερεού μητρώου U_s είναι σταθερός (Jacob, 1950). Από την παραπάνω σχέση προκύπτει:

$$dU_s = 0 = -dn \cdot U_b + (1-n) dU_b \Rightarrow \frac{dU_b}{U_b} = \frac{dn}{1-n} \quad (1.6)$$

Από τις (1.3), (1.4), (1.6) προκύπτει :

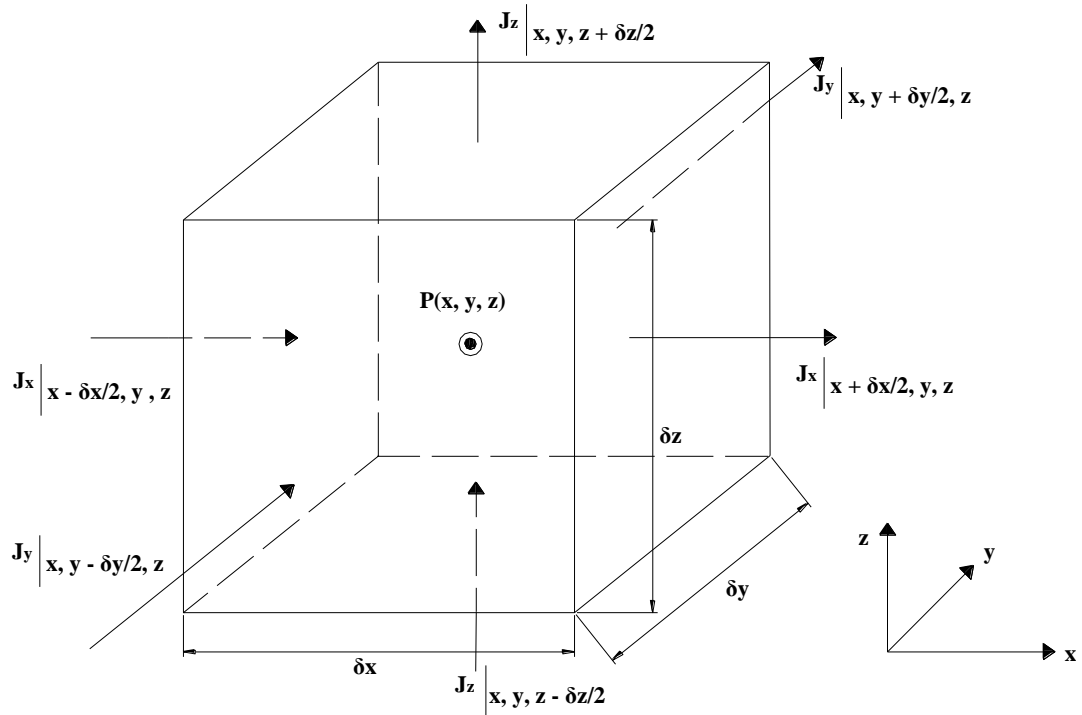
$$\frac{1}{1-n} dn = -\alpha \cdot d\sigma' = \alpha \cdot dp \quad (1.7)$$

Η συμπιεστότητα ενός ρευστού εκφράζεται με το συντελεστή συμπιεστότητας β που είναι το αντίστροφο του μέτρου ελαστικότητας E . Για ισοθερμικές συνθήκες όπου η θερμοκρασία παραμένει σταθερή ισχύει :

$$\beta = \frac{1}{E} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial p} \quad (1.8)$$

όπου ρ : η πυκνότητα.

Θεωρείται ένας στοιχειώδης όγκος ελέγχου (Σχήμα 1-4) με διαστάσεις δx , δy , δz με κέντρο στο σημείο $P(x, y, z)$ και ο οποίος βρίσκεται μέσα σε ένα υπόγειο υδροφόρο στρώμα όπου επικρατούν συνθήκες ροής. Θεωρείται ότι η θέση και το σχήμα του παραμένουν αμετάβλητα κατά την διάρκεια της ροής του νερού μέσω αυτού. Ωστόσο η ποσότητα και η σύσταση του περιεχομένου μπορεί να μεταβάλλονται συναρτήσει του χρόνου.



Σχήμα 1-4: Στοιχειώδης όγκος ελέγχου.

Στην παρούσα ανάλυση, νερό και στερεά εισέρχονται και εξέρχονται στον όγκο ελέγχου δια μέσου των επιφανειών του και ο στόχος είναι να καταγραφεί το ισοζύγιο ή η αρχή διατήρησης, για την μάζα του νερού που εισέρχεται, εξέρχεται και αποθηκεύεται στον όγκο αυτόν. Στην υδροδυναμική αυτή η αντιμετώπιση αναφέρεται ως Eulerian προσέγγιση, (Eulerian approach) σε αντιδιαστολή με την Lagrangian προσέγγιση (Lagrangian approach) στην οποία εξετάζεται πώς κινείται μια συγκεκριμένη μάζα νερού μέσα σε ένα πορώδες μέσο.

Έστω τώρα ότι "**J**" είναι η μάζα του νερού που ρέει ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου στο σημείο $P(x,y,z)$ και έχει πυκνότητα " ρ ", οπότε $\mathbf{J}=\rho\mathbf{q}$.

Ο όγκος του νερού που εξέρχεται τώρα ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου, από την κάθετη πλευρά στον άξονα x , μπορεί να εκφραστεί από την παρακάτω εξίσωση:

$$J_x \Big|_{x+\frac{\delta x}{2}, y, z} = J_x \Big|_x + \frac{\partial J_x}{\partial x} \Big|_x \frac{\delta x}{2} + \dots (1.9)$$

Η ποσότητα του νερού που εισέρχεται ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου από την άλλη κάθετη πλευρά στον άξονα του x , μπορεί να εκφραστεί από την εξίσωση:

$$J_x \Big|_{x-\frac{\delta x}{2}, y, z} = J_x \Big|_x - \frac{\partial J_x}{\partial x} \Big|_x \frac{\delta x}{2} + \dots (1.10)$$

Η διαφορά των μαζών εισροής εκροής σε χρόνο δt μπορεί να εκφραστεί από την αφαίρεση των παραπάνω εξισώσεων και τον πολλαπλασιασμό τους επί την επιφάνεια της κάθετης πλευράς $\delta y \delta z$ και του χρόνου δt :

$$(1.10)-(1.9) = -\left[\frac{\partial J_x}{\partial x} \delta x\right] \delta y \delta z \delta t \quad (1.11)$$

ομοίως για τις άλλες δύο διευθύνσεις y και z προκύπτουν τα εξής:

$$-\left[\frac{\partial J_y}{\partial y} \delta y\right] \delta x \delta z \delta t \quad (1.12)$$

$$-\left[\frac{\partial J_z}{\partial z} \delta z\right] \delta x \delta y \delta t \quad (1.13)$$

Προσθέτοντας τις τρεις τελευταίες εξισώσεις προκύπτει η συνολική διαφορά της μάζας εισροής από την εκροή για ολόκληρο τον όγκο ελέγχου, σε χρόνο δt . Οπότε προκύπτει η σχέση:

$$-\left[\frac{\partial J_x}{\partial x} + \frac{\partial J_y}{\partial y} + \frac{\partial J_z}{\partial z}\right] \delta x \delta y \delta z \delta t = -\nabla \cdot \mathbf{J} \delta U \delta t \quad (1.14)$$

Για την γενική περίπτωση στην οποία παρατηρούνται εξωτερικές εισροές και εκροές νερού (π.χ από αντλήσεις, εμπλουτισμούς, επικοινωνία με άλλους υδροφόρους κ.τ.λ.), θέτουμε τον όρο " $-\rho w$ " που εκφράζει την εισροή ή εκροή ανά μονάδα όγκου (U) και ανά μονάδα χρόνου (t).

Σύμφωνα με την αρχή διατήρησης της μάζας θα πρέπει η μάζα της σχέσης (1.14) συν τις εξωτερικές επιδράσεις ($-\rho w$) να ισούται με την μεταβολή της μάζας του όγκου ελέγχου ως προς τον χρόνο (t). Η μεταβολή της μάζας ως προς το χρόνο εκφράζεται ως εξής :

$$m|_{t+\delta t} - m|_t = [(\rho n)|_{t+\delta t} - (\rho n)|_t] \delta U \quad (1.15)$$

Από τον συνδυασμό των εξισώσεων (1.14) και (1.15) προκύπτει:

$$-\nabla \cdot \mathbf{J} \delta U \delta t - \rho w \delta U \delta t = [(\rho n)|_{t+\delta t} - (\rho n)|_t] \delta U \Rightarrow$$

$$\Rightarrow \left. \begin{array}{l} -\nabla \cdot \mathbf{J} - \rho w = \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} \\ \mathbf{J} = \rho \vec{q} \end{array} \right\} \Rightarrow -\nabla \cdot (\rho \vec{q}) - \rho w = \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} \quad (1.16)$$

Η ίδια εξίσωση (1.16) λαμβάνεται με εφαρμογή του "θεωρήματος μεταφοράς του Reynolds"

$$\frac{d}{dt} \iiint \rho n dV = \iiint \left[\frac{\partial(\rho n)}{\partial t} + \text{div}(\rho n \vec{V}) \right] dV = 0 \quad (I)$$

Η εξίσωση (I) είναι το θεώρημα μεταφοράς του Reynolds και ισούται με μηδέν '0' σύμφωνα με το αξίωμα διατήρησης της μάζας. Αν ληφθούν υπόψη μας και διάφορες επιδράσεις λόγω κυρίως αντλήσεων, διαρροών από γειτονικούς υδροφορείς κ.τ.λ. τότε εισάγεται ένας όρος (ρw) που εκφράζει αυτές τις επιδράσεις ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου. Με την εισαγωγή ενός τέτοιου όρου, όπως προτείνεται από τους De Groot και Mazur (1962) και (Bear, 1972) η εξίσωση (I) παίρνει πιο γενική μορφή και γράφεται ως εξής:

$$\frac{d}{dt} \iiint \rho n dV = \iiint \left[\frac{\partial(\rho n)}{\partial t} + \text{div}(\rho n \vec{V}) \right] dV + \iiint \rho w dV = 0 \quad (II)$$

Από την (II) συνεπάγεται κατευθείαν το εξής:

$$\Rightarrow \left. \begin{array}{l} \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho n \vec{V}) + \rho w = 0 \\ \vec{V} = \frac{\vec{q}}{n} \end{array} \right\} \Rightarrow -\nabla \cdot (\rho \vec{q}) - \rho w = \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} \quad (III)$$

Για τις συνθήκες που ισχύει η εξίσωση (1.3) και με την υπόθεση ότι η πυκνότητα μεταβάλλεται συναρτησί μόνο της πίεσης p δηλ. $\rho = \rho(p)$ τότε το δεύτερο μέλος της εξισώσεως (1.16) παίρνει την μορφή:

$$\frac{\partial(\rho n)}{\partial t} = \rho \frac{\partial n}{\partial t} + n \frac{\partial \rho}{\partial t} = \left(\rho \frac{\partial n}{\partial p} + n \frac{\partial \rho}{\partial p} \right) \frac{\partial p}{\partial t} \quad (1.17)$$

Από τις σχέσεις (1.7), (1.8) προκύπτει :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \alpha \cdot (1-n) \cdot \frac{\partial p}{\partial t}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \beta \cdot \rho \cdot \frac{\partial p}{\partial t}$$

οι οποίες αν αντικατασταθούν στην (1.17) προκύπτει:

$$\frac{\partial(\rho n)}{\partial t} = [\beta \cdot n + \alpha \cdot (1-n)] \cdot \rho \cdot \frac{\partial p}{\partial t} \quad (1.18)$$

Θέτοντας

$$S_s = \rho \cdot g \cdot [\beta \cdot n + \alpha \cdot (1-n)] \quad (1.19)$$

προκύπτει:

$$\frac{\partial(\rho n)}{\partial t} = \frac{S_s}{g} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} \quad (1.20)$$

Η ποσότητα S_s ονομάζεται ειδική αποθηκευτικότητα και αποτελείται από δύο όρους:

- Ο όρος $\alpha \cdot (1-n)$, εκφράζει την αποθηκευμένη μάζα του νερού που αποδίδεται λόγω της διαστολής του νερού ανά μονάδα όγκου και ανά μονάδα πτώσεως φορτίου.
- Ο όρος $\beta \cdot n$, εκφράζει την αποθηκευμένη μάζα του νερού που αποδίδεται λόγω της συμπίεσης των πόρων ανά μονάδα πτώσεως του φορτίου.

Οι διαστάσεις της ειδικής αποθηκευτικότητας προκύπτουν ως εξής :

$$[\rho] = F L^{-4} T^2$$

$$[g] = L T^{-2}$$

$$[\beta] = [\alpha] = F^{-1} L^2$$

$$\text{άρα } [S_s] = L^{-1}$$

Η συμπιεστότητα του νερού επηρεάζει κατά το ίδιο ποσοστό την ειδική αποθηκευτικότητα του υδροφορέα όπως και η συμπιεστότητα του πορώδους, και δεν πρέπει να παραλείπεται.

Οι σχέσεις (1.17) έως (1.20), αντικαθιστούμε στην σχέση (1.16) και λαμβάνουμε την παρακάτω εξίσωση:

$$-\nabla \cdot (\rho \vec{q}) - \rho w = \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} \Rightarrow -\left\{ \frac{\partial(\rho \vec{q}_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho \vec{q}_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho \vec{q}_z)}{\partial z} \right\} - \rho w = \frac{S_s}{g} \frac{\partial p}{\partial t} \quad (1.21)$$

Η παραπάνω διαφορική εξίσωση είναι η γενικευμένη εξίσωση συνέχειας για τη ροή ενός συμπιεστού ρευστού μέσα σε ένα συμπιεστό κι' ελαστικό πορώδες υλικό. Αν το πορώδες υλικό είναι ασυμπίεστο ($\alpha=0$), και αν το ρευστό είναι ασυμπίεστο θα έχουμε ($\beta=0$) και ρ =σταθερό, οπότε και η παραπάνω εξίσωση παίρνει πιο απλές μορφές.

1.5.2 Εξίσωση κίνησης.

Με παραγωγή της εξίσωσης συνέχειας (1.21) λαμβάνεται:

$$\begin{aligned} \rho(\nabla \cdot \vec{q}) + \vec{q}(\nabla \cdot \rho) + \rho w &= -\frac{S_s}{g} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} \Rightarrow \\ \Rightarrow \rho \cdot \left\{ \frac{\partial(q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(q_z)}{\partial z} \right\} + \left\{ q_x \cdot \frac{\partial \rho}{\partial x} + q_y \cdot \frac{\partial \rho}{\partial y} + q_z \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z} \right\} + \rho w &= -\frac{S_s}{g} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} \end{aligned} \quad (1.22)$$

Εισάγεται σαν εξαρτημένη μεταβλητή το πιεζομετρικό φορτίο h , που ορίζεται από τη σχέση :

$$h = z + \frac{1}{g} \cdot \int_{p_0}^p \frac{d\xi}{\rho(\xi)} \quad (1.23)$$

Η παραπάνω σχέση καλείται δυναμικό του Hubbert (Hubbert, 1940). Από τις σχέσεις (1.23) και (1.8) και σύμφωνα με τον κανόνα παραγωγής του Leibnitz για τη μερική παραγωγή των ολοκληρωμάτων, προκύπτουν οι παρακάτω σχέσεις :

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{1}{\rho \cdot g} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho^2 \cdot g \cdot \beta} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} ,$$

$$\frac{\partial h}{\partial y} = \frac{1}{\rho \cdot g} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{1}{\rho^2 \cdot g \cdot \beta} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} ,$$

(1.24)

$$\frac{\partial h}{\partial z} = 1 + \frac{1}{\rho \cdot g} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} = 1 + \frac{1}{\rho^2 \cdot g \cdot \beta} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} ,$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho \cdot g} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} .$$

Από τις παραπάνω σχέσεις λαμβάνεται:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho^2 \cdot g \cdot \beta \cdot \frac{\partial h}{\partial x} ,$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \rho^2 \cdot g \cdot \beta \cdot \frac{\partial h}{\partial y} ,$$

(1.25)

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho^2 \cdot g \cdot \beta \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) ,$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \rho \cdot g \cdot \frac{\partial h}{\partial t} .$$

Ο νόμος του Darcy, για ανομοιογενές και ανισότροπο μέσο (K μεταβλητό) γράφεται ως εξής:

$$\vec{q} = -\overline{\overline{K}} \cdot \nabla \cdot h \quad (1.26)$$

Η Υδραυλική Αγωγιμότητα $\overline{\overline{K}}$ είναι τανυστής 2ας τάξεως συμμετρικός και δίνεται ως εξής:

$$\overline{\overline{K}} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} ,$$

οπότε η ταχύτητα Darcy θα είναι:

$$\vec{q} = \begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = - \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix} \Rightarrow$$

$$q_x = - \left[K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{xz} \frac{\partial h}{\partial z} \right]$$

$$\Rightarrow q_y = - \left[K_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{yz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] \quad (1.27)$$

$$q_z = - \left[K_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right]$$

Οι εξισώσεις (1.27) μπορούν να γραφούν εν συντομία με τους άφωρους δείκτες του Αϊνστάιν (Einstein) ως εξής:

$$q_i = -K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \quad (i=1, 2, 3 \text{ και } j=1, 2, 3) \quad (1.27 \text{ α})$$

Με βάση την (1.27), ο όρος $\nabla \cdot \vec{q}$ της εξίσωσης (1.22) μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \vec{q} &= \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{xz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[K_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{yz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \\ &\quad - \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} + K_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} + K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] \end{aligned} \quad (1.28)$$

Η εξίσωση (1.28) μπορεί επίσης να γραφεί εν συντομία με τους άφωρους δείκτες του Αϊνστάιν (Einstein) ως εξής:

$$\nabla \cdot \vec{q} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right). \quad (i=1, 2, 3 \text{ και } j=1, 2, 3) \quad (1.28 \text{ α})$$

Θεωρώντας το κύριο σύστημα των αξόνων X, Y, Z το παραπάνω μητρώο του τανυστή της Υδραυλικής Αγωγιμότητας παίρνει την μορφή

$$\bar{\mathbf{K}} = \begin{bmatrix} \mathbf{K}_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{K}_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{K}_{zz} \end{bmatrix},$$

οπότε και ο όρος $\nabla \cdot \vec{q}$ της εξίσωσης (1.22) γράφεται ως εξής:

$$\nabla \cdot \vec{q} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\mathbf{K}_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[\mathbf{K}_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[\mathbf{K}_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] \quad (1.29)$$

Εισάγοντας τις σχέσεις (1.24), (1.25) και (1.29) στη σχέση (1.22), προκύπτει:

$$\begin{aligned} & -\rho \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\mathbf{K}_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mathbf{K}_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{K}_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right\} - \\ & -\rho^2 \cdot g \cdot \beta \cdot \left\{ \mathbf{K}_{xx} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + \mathbf{K}_{yy} \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 + \mathbf{K}_{zz} \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right)^2 \right\} + \quad (1.30) \\ & + \mathbf{K}_{zz} \cdot \rho^2 \cdot g \cdot \beta \cdot \frac{\partial h}{\partial z} + \rho w = -S_s \cdot \rho \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \end{aligned}$$

Παραλείποντας το δεύτερο όρο της (1.30), επειδή είναι πολύ μικρός καθώς επίσης και τον όρο για τον ίδιο λόγο (Τερζίδης & Καραμούζης, 1985), προκύπτει τελικά η τρισδιάστατη διαφορική εξίσωση:

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\mathbf{K}_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mathbf{K}_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{K}_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) \right\} - w = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1.31)$$

η οποία χρησιμοποιείται στο υπολογιστικό πρόγραμμα MODFLOW.

Μια άλλη αντιμετώπιση της κίνησης του νερού στους υπόγειους υδροφορείς είναι αυτή που θεωρεί την κίνηση οριζόντια. Κατά τον Bear (Χαλκίδης, 2001) είναι σημαντικό να χρησιμοποιούνται ως κύριες υδραυλικές παράμετροι η Αποθηκευτικότητα S (Storativity) και η διοχετευτικότητα T (Transmissivity) όταν θεωρείται η κίνηση στον υδροφόρο οριζόντια.

Η αποθηκευτικότητα που ορίζεται και σαν συντελεστής αποθήκευσης S (Storage coefficient) είναι αδιάστατο μέγεθος και μπορεί να ερμηνευτεί σαν το ποσό του αποθηκευμένου νερού που αποδίδεται από μια στήλη ενός υδροφόρου με διατομή ίση με τη μονάδα, για μοναδιαία πτώση φορτίου. Η διοχετευτικότητα T , ορίζεται ως ο ρυθμός με τον οποίο το νερό, με επικράτηση του κινηματικού ιξώδους, μεταβιβάζεται μέσω της μοναδιαίας διατομής του υδροφόρου με υδραυλική κλίση ίση με τη μονάδα και έχει διαστάσεις $T=L^2T^{-1}$.

Ο Bear για την αποθηκευτικότητα S στους υπό πίεση υδροφορείς δίνει την παρακάτω έκφραση:

$$S = \frac{\Delta U_w}{A \cdot \Delta h} \quad (1.32)$$

όπου:

A = η συνολική επιφάνεια του υδροφορέα

Δh = η μεταβολή του φορτίου

ΔU_w = η μεταβολή του όγκου του νερού που υποβάλλεται στις μετατροπές της πίεσης.

Κατά τον Bear, αν προτιμείται η τρισδιάστατη έκφραση της ροής στους υπόγειους υδροφορείς, τότε οι υδραυλικές παράμετροι που πρέπει να χρησιμοποιούνται είναι η Υδραυλική Αγωγιμότητα K και η ειδική αποθήκευση S_s . Επειδή αυτοί οι παράμετροι αναφέρονται σε διαφορετικό μοντέλο ροής των υπογείων υδάτων θα πρέπει να αποφεύγεται ο συσχετισμός με τις συνήθεις σχέσεις $T = K B$ και $S = S_s B$ (B είναι το πάχος του υδροφορέα).

Ιδιαίτερα για την αποθηκευτικότητα, των υπό πίεση υπόγειων υδροφορέων, έχουν δοθεί διάφορες εκφράσεις από τους ερευνητές.

Ο De Wiest (Χαλκίδης, 2001), έχει προτείνει την έκφραση της ειδικής αποθήκευσης S_s (Specific storage), όπως δίνεται από την σχέση (1.19), ως προς ένα απαραμόρφωτο μοναδιαίο όγκο του υδροφόρου στρώματος.

$$S_s = \rho \cdot g \cdot [\beta \cdot n + \alpha \cdot (1-n)]$$

Η ειδική αποθήκευση που εισάγεται από τον De Wiest είναι διαφορετική από αυτή που προσδιόρισε ο Jacob (1940), ο οποίος θεώρησε παραμόρφωση του στοιχειώδους όγκου στην εξίσωση συνεχείας και έδωσε την έκφραση

$$S = S_s \cdot b = \rho \cdot g \cdot (\alpha + n\beta) \cdot B$$

Για την περίπτωση ενός υδροφόρου στρώματος υπό πίεση με ομοιόμορφο βάθος b , το οποίο μεταβάλλεται με το χρόνο ($B=B(t)$), ο De Wiest εισάγει το μέσο υδραυλικό φορτίο και καταλήγει σε μια εξίσωση που ο συντελεστής αποθήκευσης S δίνεται από την σχέση:

$$S = \rho g B (\alpha + n\beta)$$

και η διοχετευτικότητα από τη σχέση:

$$T = KB$$

Όπως παρατηρεί ο De Wiest ο συντελεστής αποθήκευσης έχει την ίδια έκφραση με αυτή που προτάθηκε αρχικά από τον Jacob πλην όμως δεν προκύπτει ως γινόμενο της ειδικής αποθήκευσης με το πάχος του υδροφορέα, όπως θεώρησε ο Jacob.

Ο Bear στην ανάλυση του εκφράζει τον συντελεστή συμπιεστότητας α' , λαμβάνοντας υπόψη και την κίνηση των στερεών κόκκων και ορίζεται για σταθερή μάζα κινούμενων στερεών.

$$\alpha' = -\frac{1}{U_b} \cdot \frac{d_s(U_b)}{d\sigma'}$$

Με τον παραπάνω συντελεστή συμπιεστότητας α' εκφράζει την ειδική αποθήκευση S_s με την σχέση:

$$S_s = \rho \cdot g \cdot (\alpha' + \beta \cdot n) ,$$

η οποία αναφέρεται ως προς κινούμενους κόκκους με ταχύτητα V_s και η ακριβής εξίσωση ως προς σταθερό σύστημα αναφοράς είναι:

$$K \cdot \nabla^2 h - 2 \cdot \rho \cdot g \cdot K \cdot \beta \cdot \frac{\partial h}{\partial z} = S_s \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial t} - V_s \right) .$$

Η εξίσωση του De Wiest θεωρείται κατά τον Bear ότι είναι προσεγγιστική, διότι μεταχειρίστηκε τις παραδοχές:

- Ότι $\vec{q} = -K \cdot \vec{grad} h^*$ και
- $h^* \approx h$

όπου h^* αναφέρεται σε κινούμενους κόκκους.

Επίσης ο De Marsily ξεκινώντας με τις ίδιες παραδοχές του Bear, δίνει τον ειδικό συντελεστή αποθήκευσης με τύπο (Marsily, 1986):

$$S_s = \rho \cdot g \cdot n \cdot \left(\beta_l - \beta_s + \frac{\alpha}{n} \right)$$

β_l : ο συντελεστής συμπιεστότητας του νερού $\approx 5 \cdot 10^{-10} Pa^{-1}$

β_s : ο συντελεστής συμπιεστότητας των στερεών κόκκων (Για την άμμο είναι $\approx 2 \cdot 10^{-10} Pa^{-1}$)

α : ο συντελεστής συμπιεστότητας του μέσου ($\alpha = \frac{dV}{d\sigma}$).

Στην πράξη ο συντελεστής β_s συχνά παραλείπεται και ο ειδικός συντελεστής αποθήκευσης γίνεται ίδιος με τον συντελεστή του Bear.

Ο Irmay (1968) εισάγει την ανάλυση του όγκου ελέγχου και προσδιορίζει την ειδική αποθήκευση του όγκου:

$$S_o = \rho \cdot g \cdot [\beta \cdot n + \alpha' \cdot (1 - n)]$$

Τέλος, ο Cooper (1969) εισάγει ένα παρόμοιο σύστημα αναφοράς με τον Bear και καταλήγει στα ίδια αποτελέσματα.

1.5.3 Θεμελιώδεις εξισώσεις ροής σε υδροφορείς

Όταν γίνεται παραδεκτό ότι η ροή είναι οριζόντια, σε έναν υδροφορέα με διαρροή ή σε έναν κλειστό υδροφορέα (περίπτωση συνηθισμένων προβλημάτων που συναντιούνται στην φύση), τότε η λύση του προβλήματος αντιμετωπίζεται με την θεώρηση του μέσου υδραυλικού φορτίου h_m που προτείνεται από τον (De Wiest, 1966). Οπότε για έναν υδροφορέα πάχους b θα προκύπτει:

$$h_m(x,y,t) = \frac{1}{b} \cdot \int_0^b h(x,y,z,t) \cdot dz \quad (1.33)$$

με την προϋπόθεση ότι $h(b) = h(0) = h_m$ (1.33a)

Άλλες παραδοχές που γίνονται σύμφωνα με τον Bear (Χαλκίδης, 2001) είναι οι εξής:

- Η ταχύτητα των κόκκων είναι τόσο μικρή (σε σχέση με το λόγο q/n) που η ειδική παροχή q , στις παρακάτω εξισώσεις, μπορεί να εκφραστεί από το νόμο του Darcy.

$$-\text{div}(\rho q) = \rho S_0 \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{με } S_0 \equiv S_{0h} = \rho g[\alpha(1-n) + \beta n]$$

$$\text{div } q = 0$$

- Εάν το μέσο είναι ανομοιογενές η υδραυλική αγωγιμότητα K μεταβάλλεται στο χώρο εξαρτώμενη από την πυκνότητα ρ .

- Η αποθηκευτικότητα S_0 και η Υδραυλική αγωγιμότητα K δεν επηρεάζονται από τις μεταβολές του πορώδους n (κατά την παραμόρφωση του μέσου). Υποτίθεται ότι τέτοιες μεταβολές είναι μικρές σε σχέση με το αρχικό πορώδες n . Το ίδιο ισχύει και για την πυκνότητα ρ .

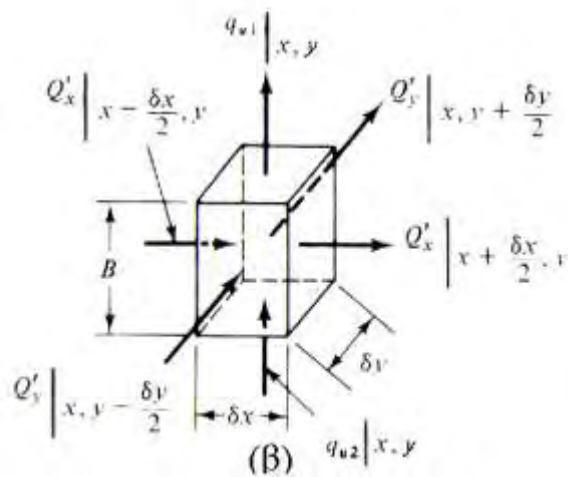
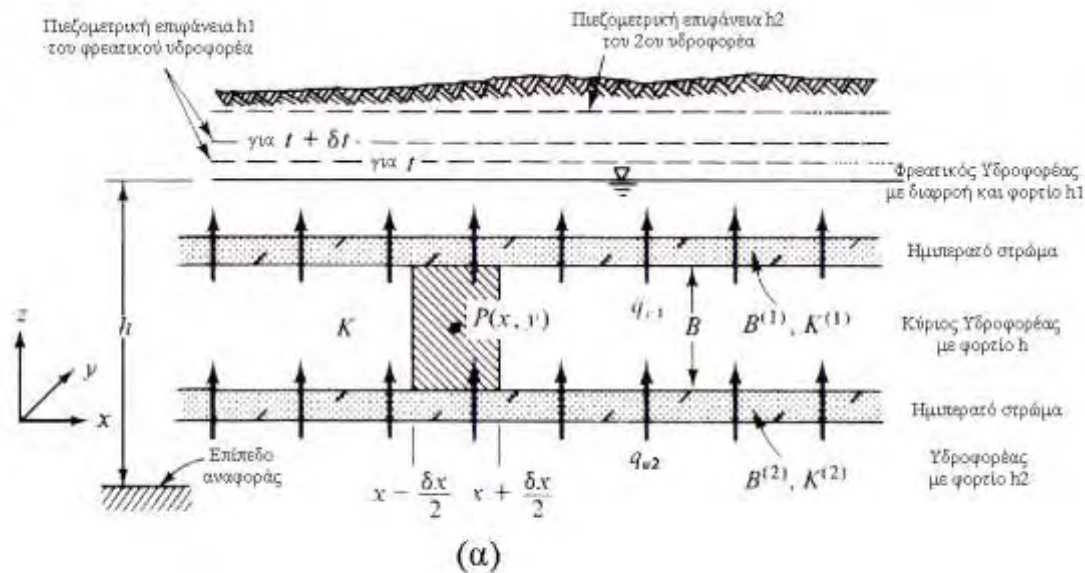
- Γίνεται παραδεκτό ότι οι χωρικές μεταβολές της πυκνότητας ρ είναι πολύ μικρότερες από τις τοπικές και προσωρινές, οπότε:

$$q \cdot \text{grad } \rho \ll n \frac{\partial \rho}{\partial t}$$

Σε ότι αφορά τους υδροφορείς ορίζεται ότι ένας υπό πίεση υδροφορέας με διαρροή είναι ένας υδροφόρος με ημιπερατά στρώματα στο πάνω και κάτω μέρος του υδροφορέα. Για την κατάταξη ενός υδροφορέα, η διαρροή (εντός ή εκτός αυτού) πρέπει να γίνεται διαμέσου του άνω στρώματος του υδροφορέα ή διαμέσου του πυθμένα τα οποία ως συνήθως είναι λεπτά στρώματα (σε σχέση με το πάχος του υδροφορέα) και η υδραυλική αγωγιμότητα τους είναι πολύ μικρότερη από αυτή του υδροφορέα.

Η ροή στα ημιπερατά στρώματα θεωρείται κάθετη σε αντίθεση με την ροή στον υδροφορέα που λαμβάνεται οριζόντια και ως παραδοχή, αγνοείται η αποθήκευση στα ημιπερατά στρώματα.

Για την περαιτέρω ανάλυση, θεωρείται η περίπτωση ενός ανομοιογενούς και ισότροπου υπό πίεση υδροφορέα με διαρροή όπως φαίνεται στο σχήμα (1-5).



Σχήμα 1-5 (α, β): Ανομοιογενής και ισότροπος υπό πίεση υδροφορέας με διαρροή

Λαμβάνεται ένας όγκος ελέγχου, σχήμα 1-5 (β), και θεωρείται ότι η κίνηση του νερού μέσα στον υδροφόρο γίνεται κατά κύριο λόγο οριζόντια. Για τον υπολογισμό του ισοζυγίου της μάζας του νερού χρησιμοποιείται η ειδική παροχή που διέρχεται από κάθε πλευρά του όγκου ελέγχου, οπότε μπορεί να γραφεί:

ο όγκος που εξέρχεται ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου, από την κάθετη πλευρά στον άξονα x , μπορεί να εκφραστεί από την παρακάτω εξίσωση.

$$Q_x \Big|_{x+\frac{\delta x}{2}, y} = Q_x \Big|_x + \frac{\partial Q_x}{\partial x} \Big|_x \frac{\delta x}{2} + \dots \quad (1.34)$$

Ενώ η ποσότητα που εισέρχεται ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου από την άλλη κάθετη πλευρά στον άξονα του x , μπορεί να εκφραστεί από την εξίσωση:

$$Q_x \Big|_{x-\frac{\delta x}{2}, y} = Q_x \Big|_x - \frac{\partial Q_x}{\partial x} \Big|_x \frac{\delta x}{2} + \dots \quad (1.35)$$

Η διαφορά των μαζών εισροής εκροής σε χρόνο δt μπορεί να εκφραστεί από την αφαίρεση των παραπάνω εξισώσεων και τον πολλαπλασιασμό τους επί την επιφάνεια της κάθετης πλευράς $\delta y \delta z$ και του χρόνου δt , οπότε προκύπτει:

$$(1.35) - (1.34) = - \left[\frac{\partial Q_x}{\partial x} \delta x \right] \delta y \delta t \quad (1.36)$$

Ομοίως και κατά την y διεύθυνση προκύπτει:

$$- \left[\frac{\partial Q_y}{\partial y} \delta y \right] \delta x \delta t \quad (1.37)$$

ενώ κατά την z διεύθυνση υπάρχει η διαρροή των ημιπερατών στρωμάτων η οποία εκφράζεται από την σχέση:

$$(q_{u2} - q_{u1}) \delta x \delta y \quad (1.38)$$

Προσθέτοντας τις τρεις τελευταίες εξισώσεις προκύπτει η συνολική διαφορά της μάζας εισροής από την εκροή για ολόκληρο τον όγκο ελέγχου, σε χρόνο δt . Από τον ορισμό της αποθηκευτικότητας, εξίσωση (1.32) προκύπτει ότι η διαφορά αυτή θα ισούται με $S \cdot \Delta h(x, y, t) \cdot \Delta x \cdot \Delta y$. Διαιρώντας στην συνέχεια και τα δυο μέλη με $\delta x \delta y \delta t$ προκύπτει η σχέση:

$$- \left[\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right] + (q_{u2} - q_{u1}) = S \frac{\partial h(x, y, t)}{\partial t} \quad (1.39)$$

όπου:

S η αποθηκευτικότητα (αδιάστατο μέγεθος) από την εξίσωση (1.32)

$h(x, y, t)$ είναι το πιεζομετρικό φορτίο του υδροφορέα [L]

q_{u1} και q_{u2} είναι οι κάθετοι παράγοντες διαρροής [$L^3/L^2/T$] διαμέσου του άνω και κάτω στρώματος, που περιορίζουν τον υδροφορέα, αντίστοιχα.

Συμβολίζοντας με $h1(x, y, t)$ και $h2(x, y, t)$ το πιεζομετρικό φορτίο του άνω και κάτω υδροφορέα αντίστοιχα, οι οποίοι επικοινωνούν με τον κύριο υδροφορέα δια μέσου των ημιπερατών στρωμάτων, εκφράζονται οι κάθετοι παράγοντες διαρροής ως εξής:

$$q_{u1} = K^1 \frac{h - h_1}{b^1} = \frac{h - h_1}{\sigma^1} \quad (1.40)$$

$$q_{u2} = K^2 \frac{h_2 - h}{b^2} = \frac{h_2 - h}{\sigma^2} \quad (1.41)$$

όπου $\sigma^1 = \frac{b^1}{K^1}$ και $\sigma^2 = \frac{b^2}{K^2}$ είναι οι αντιστάσεις των ημιπερατών στρωμάτων σε διαστάσεις χρόνου [T].

Ο (Hantush, 1964) αναφέρει τον συντελεστή $\sigma^i = \frac{b^i}{K^i}$ ως συντελεστή διαρροής (Coefficient of leakage) και ορίζεται ως το μέγεθος της κάθετης ροής (εισορή ή εκροής) σε έναν υδροφορέα, ανά μονάδα επιφάνειας του ημιπερατού στρώματος, όταν το δυναμικό μεταβάλλεται κατά μια μονάδα.

Λαμβάνοντας την γενική περίπτωση στην οποία παρατηρούνται εξωτερικές εισροές και εκροές νερού (π.χ από αντλήσεις, εμπλουτισμούς, κ.τ.λ.), εισάγεται ο όρος "Q= - ρw" που εκφράζει την εισορή ή εκροή ανά μονάδα όγκου (U) και ανά μονάδα χρόνου (t). Με τον όρο αυτό (Q(x,y,t)) και θέτοντας τις εξισώσεις (1.40) και (1.41), η εξίσωση (1.39) γίνεται:

$$-\nabla' \cdot Q' + q_{u2} - q_{u1} + Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \Leftrightarrow -\nabla' \cdot Q' + \frac{h_1 - h}{\sigma^1} + \frac{h_2 - h}{\sigma^2} + Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1.42)$$

Ο όρος $\nabla' \cdot Q'$ υπολογίζεται ως εξής:

Από το νόμος του Darcy, για ανομοιογενές και ανισότροπο μέσο (K, T μεταβλητά) και εφόσον θεωρήθηκε η ροή οριζόντια, ο όρος Q' γράφεται ως εξής:

$$Q' = -\bar{\bar{T}} \cdot \nabla' \cdot h \quad (1.43)$$

Η διοχετευτικότητα $\bar{\bar{T}}$ είναι τανυστικό μέγεθος 2ας τάξεως και δίνεται ως εξής:

$$\bar{\bar{T}} = \begin{bmatrix} T_{xx} & T_{xy} \\ T_{yx} & T_{yy} \end{bmatrix} .$$

Οπότε θα είναι:

$$Q' = \begin{bmatrix} Q'_x \\ Q'_y \end{bmatrix} = - \begin{bmatrix} T_{xx} & T_{xy} \\ T_{yx} & T_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \end{bmatrix} \Rightarrow \begin{aligned} Q'_x &= - \left[T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} + T_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] \\ Q'_y &= - \left[T_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} + T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] \end{aligned} \quad (1.44)$$

Οι εξισώσεις (1.44) μπορούν να γραφούν εν συντομία με τους άφωνους δείκτες του Αϊνστάιν (Einstein) ως εξής:

$$Q'_i = -T_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \quad (i=1, 2, 3 \text{ και } j=1, 2, 3) \quad (1.44 \text{ α})$$

$$\text{Όμως } -\nabla \cdot Q' = - \begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Q'_x \\ Q'_y \end{bmatrix} \quad (1.45)$$

Οπότε από την 1.44 και την 145 παίρνουμε:

$$\nabla \cdot Q' = \frac{\partial}{\partial x} \left[T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} + T_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[T_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} + T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] \quad (1.46)$$

Η εξίσωση (1.46) μπορεί επίσης να γραφεί εν συντομία με τους άφωνους δείκτες του Αϊνστάιν (Einstein) ως εξής:

$$\nabla \cdot Q' = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(T_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) \quad (i=1, 2, 3 \text{ και } j=1, 2, 3) \quad (1.46 \text{ α})$$

Θεωρώντας το κύριο σύστημα των αξόνων X, Y το παραπάνω μητρώο του τανυστή της διοχετευτικότητας $\bar{\bar{T}}$ παίρνει την μορφή:

$$\bar{\bar{T}} = \begin{bmatrix} T_{xx} & 0 \\ 0 & T_{yy} \end{bmatrix},$$

οπότε και ο όρος $\nabla \cdot \vec{q}$ της εξίσωσης (1.46) γράφεται ως εξής:

$$\nabla \cdot \mathbf{Q}' = \frac{\partial}{\partial x} \left[T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] . \quad (1.47)$$

Εισάγοντας τη σχέση (1.47), στη σχέση (1.42), θα έχουμε :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{h_1 - h}{\sigma^1} + \frac{h_2 - h}{\sigma^2} + Q = S \frac{\partial h}{\partial t} . \quad (1.48)$$

Στην περίπτωση που υπάρχει μόνο ένα ημιδιαπερατό στρώμα, εκφράζεται ο συντελεστής διαρροής σ' ίσος με $\sigma' = \frac{b'}{K'}$ και από την (1.48) προκύπτει η διδιάστατη διαφορική εξίσωση:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + Q + \frac{K'}{b'} (h_a - h) = S \frac{\partial h}{\partial t} . \quad (1.49)$$

2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΤΩΝ ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ

2.1 ΓΕΝΙΚΟΤΗΤΕΣ

Οι αναλυτικές λύσεις των διαφορικών εξισώσεων, οι οποίες χρησιμοποιούνται για την επίλυση των διαφορών φυσικών προβλημάτων, γενικά προϋποθέτουν "ιδανικό χαρακτήρα" εφαρμογής ενός προβλήματος. Έτσι, η εξαγωγή αναλυτικών λύσεων στις περιπτώσεις όπου αυτή είναι δυνατή, συνήθως προϋποθέτει μια σειρά παραδοχών, οι οποίες απλουστεύουν το πρόβλημα.

Η θεωρία της αριθμητικής ανάλυσης, σε συνδυασμό με τη χρήση ηλεκτρονικών υπολογιστών, μπορεί σε αρκετές περιπτώσεις, να παρακάμψει το προηγούμενο πρόβλημα. Το μειονέκτημα των διαφορών μεθόδων της αριθμητικής ανάλυσης, είναι ότι οι λύσεις που λαμβάνονται είναι προσεγγιστικές, σε αντίθεση με τις "αναλυτικές λύσεις" οι οποίες είναι ακριβείς. Οι "αριθμητικές λύσεις", όπως αυτές εξαγονται χρησιμοποιώντας διάφορες μεθόδους της αριθμητικής ανάλυσης, εισάγουν σφάλματα.

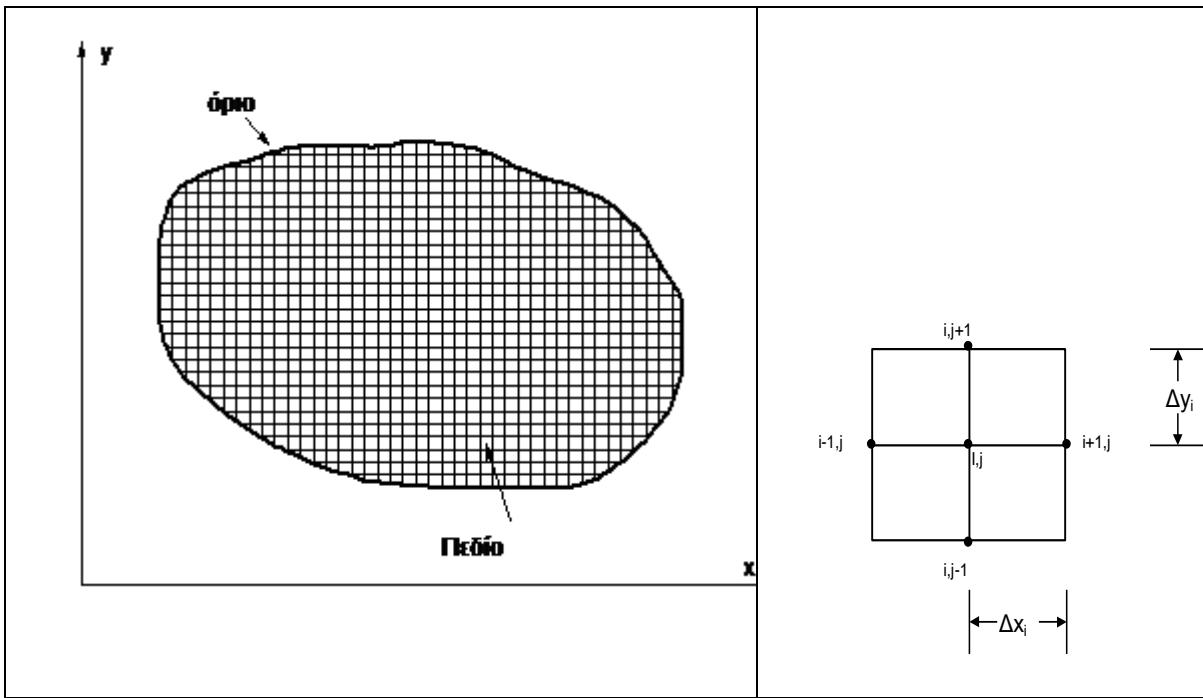
Τα σφάλματα που υπεισέρχονται σε αυτές τις μεθόδους περιλαμβάνουν τα **σφάλματα στρογγυλοποίησης** και τα **σφάλματα αποκοπής**. Τα σφάλματα στρογγυλοποίησης, οφείλονται στην "ικανότητα" των υπολογιστών να συγκρατούν ένα ορισμένο αριθμό σημαντικών ψηφίων, ενώ τα σφάλματα αποκοπής, οφείλονται στη χρήση από τον υπολογιστή ορισμένων μόνο όρων μιας "άπειρης σειράς".

Επιπρόσθετα σφάλματα που εισάγονται αν και δεν έχουν άμεση σχέση με την αριθμητική μέθοδο που χρησιμοποιείται, είναι τα **σφάλματα μορφοποίησης του προβλήματος**, λόγω προσεγγίσεων ή εξιδανικεύσεων παραμέτρων που συνθέτουν το φυσικό πρόβλημα, καθώς και τα **σφάλματα μετρήσεων**.

Η εξασφάλιση κάποιας λύσης, πιστοποιείται συνήθως με την εισαγωγή κάποιου κριτηρίου σύγκλισης, μικρότερου του συνολικού σφάλματος. Υπάρχουν διάφορες αριθμητικές μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την επίλυση προβλημάτων όπως η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών, η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων, η μέθοδος των οριακών στοιχείων κ.τ.λ. Ωστόσο οι μέθοδοι που κυρίως έχουν επικρατήσει, είναι αυτή των πεπερασμένων διαφορών και των πεπερασμένων στοιχείων.

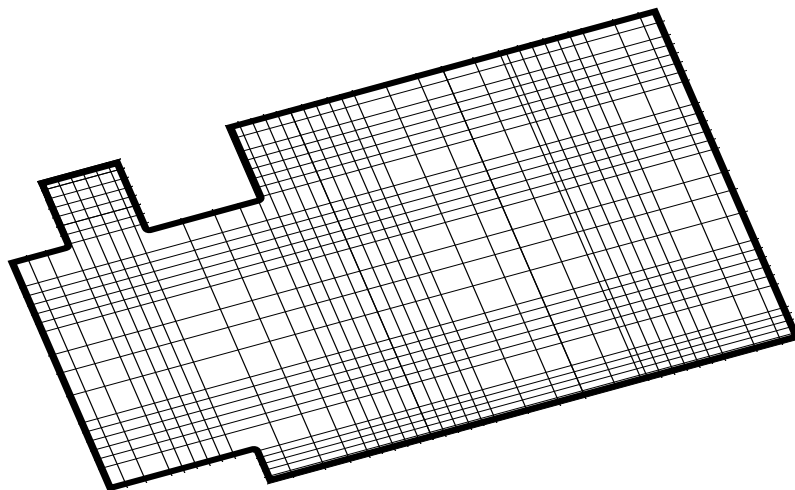
2.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ

Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, η περιοχή λύσης της διαφορικής εξίσωσης που εξετάζεται, διακριτοποιείται με τη χάραξη ενός δικτύου γραμμών, παράλληλων προς τους άξονες (Μπαμπατζιμόπουλος, 1991) (Σχήμα 2-1).



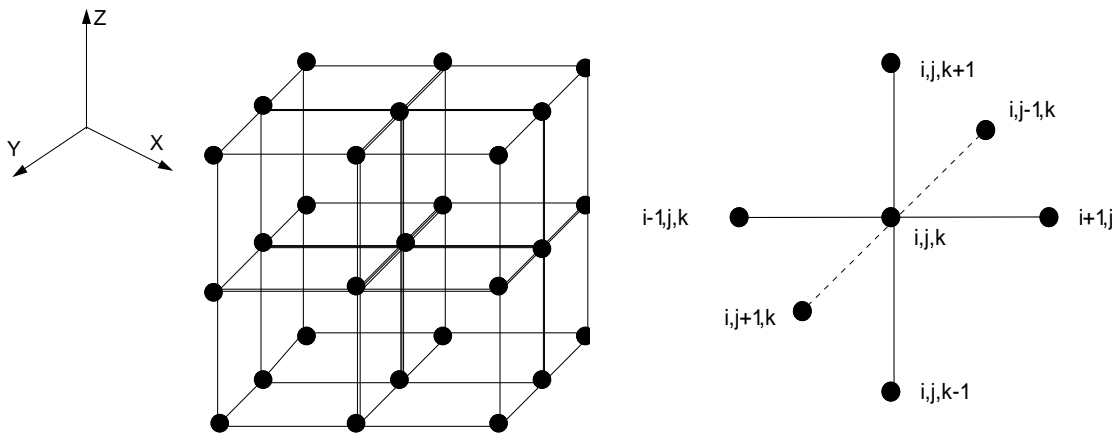
Σχήμα 2-1: Κάναβος πεπερασμένων διαφορών.

Το βήμα που χρησιμοποιείται κατά την χάραξη του δικτύου, στους επιμέρους άξονες, μπορεί να διαφέρει, τόσο μεταξύ των αξόνων, όσο και κατά τον ίδιο άξονα (όχι όμως τελείως αυθαίρετα) (Σχήμα 2-2) .



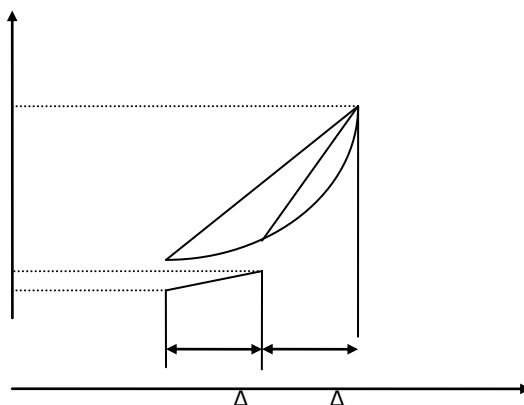
Σχήμα 2-2: Κάναβος πεπερασμένων διαφορών με μεταβλητό χωρικό βήμα.

Τα σημεία τομής των γραμμών αυτών αποτελούν τους **κόμβους** του δικτύου, επάνω στους οποίους επιλύεται η διαφορική εξίσωση. Το δίκτυο περιορίζεται από το όριο του, το οποίο είναι συνάρτηση των οριακών συνθηκών της συγκεκριμένης διαφορικής εξίσωσης. Ανάλογα με τη φύση του προβλήματος μπορούν να χρησιμοποιηθούν και τρισδιάστατα δίκτυα πεπερασμένων διαφορών (Σχήμα 2-3).



Σχήμα 2-3: Τρισδιάστατο δίκτυο πεπερασμένων διαφορών.

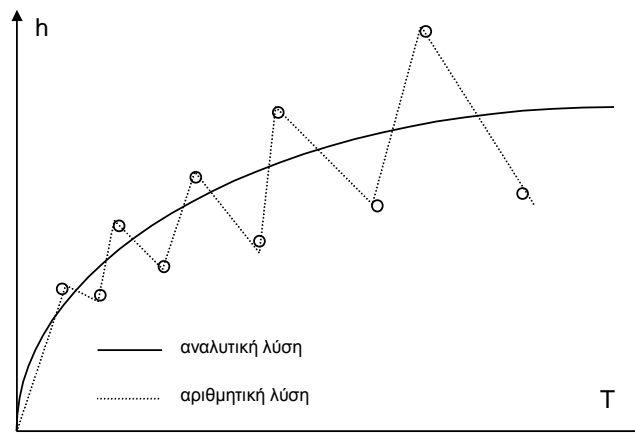
Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών, προσεγγίζει τις συνεχείς παραγώγους της διαφορικής εξίσωσης του φυσικού προβλήματος, με τη μεταβολή των εξαρτημένων μεταβλητών, σε σχέση με τη μεταβολή στο χώρο ή στο χρόνο (Σχήμα 2-4). Η διαδικασία που χρησιμοποιείται για την προσέγγιση των παραγώγων αυτών, είναι η ανάπτυξη των συναρτήσεων σε σειρές Taylor.



Σχήμα 2-4: Προσέγγιση παραγώγων με την μέθοδο πεπερασμένων διαφορών.

Η επίλυση διαφορικών εξισώσεων με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών τελικά οδηγεί σε ένα σύστημα αλγεβρικών εξισώσεων από τη λύση του οποίου προκύπτει και η λύση του αρχικού προβλήματος. Αν η επίλυση κάποιας διαφορικής εξίσωσης περιλαμβάνει μεταβολές με το χρόνο,

τότε για την **ευστάθεια** του προβλήματος, πρέπει να ικανοποιούνται κάποια κριτήρια, τα οποία εξαρτώνται κυρίως, από τη σχέση του χωρικού - χρονικού βήματος. Η επιλογή διαφορετικής σχέσης, οδηγεί σε διακυμάνσεις γύρω από την πραγματική λύση, με μεγέθυνση του σφάλματος στο χρόνο (Σχήμα 2-5).



Σχήμα 2-5: Παράδειγμα ασταθούς αριθμητικής λύσης.

2.3 ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΜΕΡΙΚΩΝ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ

Έως σήμερα, τα προβλήματα των μερικών διαφορικών εξισώσεων έχουν μελετηθεί πολύ, πλην όμως η μαθηματική θεωρία, η μοναδικότητα και η καλή τοποθέτηση τους, δεν έχουν ολοκληρωθεί πλήρως, όπως στην περίπτωση των κλασικών διαφορικών εξισώσεων.

Επιπροσθέτως εκτός από μερικά προβλήματα που λύνονται από ρητά σχήματα, οι αναλυτικές μέθοδοι που εξελίχθηκαν για την επεξεργασία των μερικών διαφορικών εξισώσεων είναι, σε γενικές γραμμές, μη εφαρμόσιμες στην επίλυση ενός μεγάλου αριθμού προβλημάτων. Στο εξής, όπως άλλωστε θα περιμέναμε, η θεωρία των αριθμητικών μεθόδων για τις μερικές διαφορικές εξισώσεις είναι κάπως αποσπασματική. Όπου η θεωρία των διαφορικών εξισώσεων είναι καλά ανεπτυγμένη υπάρχει και μία ανάλογη ανάπτυξη των αριθμητικών μεθόδων. Αλλά οι διαφορικές μέθοδοι που είναι σε πρωταρχικό στάδιο, συνήθως δεν επιτρέπουν την κατασκευή ενός σχήματος αυθαίρετα μεγάλης ακρίβειας. Για συγκεκριμένα συστήματα μερικών διαφορικών εξισώσεων έχουν παρουσιαστεί προσεγγίσεις αριθμητικών μεθόδων υψηλής ακρίβειας, για παράδειγμα το γραμμικό σύστημα εξισώσεων υπερβολικού τύπου πρώτης τάξεως με δυο αγνώστους, ενώ για άλλες περιπτώσεις (όπως η απλή περίπτωση της εξίσωσης του Laplace στο τετράγωνο) μόνο σχετικά χαμηλής ακρίβειας μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί. Επίσης, στην αντίθετη περίπτωση της χρήσης αριθμητικών μεθόδων για προβλήματα συνηθισμένων διαφορικών εξισώσεων, η ευκολία με την οποία κάποιος μπορεί να χρησιμοποιήσει τις πεπερασμένες διαφορές σε σύγχρονους υπολογιστές για να λύσει προβλήματα με μερικές διαφορικές εξισώσεις, πολλές φορές περιορίζεται α) από το μέγεθος της μνήμης του Η/Υ, β) από την ταχύτητα επεξεργασίας του Η/Υ, γ) δυσκολίες στον προγραμματισμό.

Λόγω της μη ολοκληρωμένης θεωρίας που διέπει τις μεθόδους των πεπερασμένων διαφορών, παρουσιάζονται τα κυριότερα σημεία για τα παρακάτω προβλήματα:

$$\alpha) \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0 \quad \text{εξίσωση του Laplace} \quad (2-3.1\alpha)$$

$$\beta) \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = 0 \quad \text{εξίσωση του κύματος} \quad (2-3.1\beta)$$

$$\gamma) \frac{\partial u}{\partial t} - \alpha^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = 0 \quad \text{εξίσωση διάχυσης ή εξίσωση μετάδοσης της θερμότητας.} \quad (2-3.1\gamma)$$

Σε κάθε μία από τις εξισώσεις (2-3.1) πρέπει να προσδίνονται βοηθητικές σχέσεις, οι οποίες ονομάζονται οριακές και / ή αρχικές συνθήκες, που εξυπηρετούν στην ολοκληρωμένη τοποθέτηση ενός "κατανοητού προβλήματος". Αυτές οι συνθήκες σχετίζονται με τον χώρο, έστω D , στον οποίο οι εξισώσεις (2-3.1) πρόκειται να λυθούν.

Όταν το πρόβλημα προκύπτει από μια εφαρμογή στη φύση είναι συνήθως ξεκάθαρο το ποιες πρέπει να είναι αυτές οι συνθήκες. Κάποια πολύ γνωστά παραδείγματα, για κάθε μια από τις εξισώσεις (2-3.1) δίνονται αντίστοιχα παρακάτω.

$$u = f(x,y) \quad (2-3.2\alpha.i)$$

για (x,y) στα όρια του χώρου D ή με $\frac{\partial}{\partial n}$ που δίνει την παράγωγο.

$$\alpha u + \beta \frac{\partial u}{\partial n} = f(x,y) \quad (2-3.2\alpha.ii)$$

για (x,y) στα όρια του χώρου D .

$$u(0,x) = f(x,y), \quad \frac{\partial u(0,x)}{\partial t} = g(x), \quad -\infty < x < \infty \quad (2-3.2\beta.i)$$

όπου $D \equiv \{(t,x) | t \geq 0, \quad -\infty < x < \infty\}$, π.χ., $D =$ ημιεπίπεδο ή

$$\begin{cases} u(0,x) = f(x), \quad \frac{\partial u(0,x)}{\partial t} = g(x) \\ u(t,a) = \alpha(t), u(t,b) = \beta(t), \quad t > 0 \end{cases} \quad (2-3.2\beta.ii)$$

όπου $D \equiv \{(t,x) | t \geq 0, \quad \alpha \leq x \leq b\}$, π.χ., $D =$ ημι-στήλη

$$u(0,x) = f(x,y), \quad -\infty < x < \infty \quad (2-3.2\gamma.i)$$

όπου D είναι το ημιεπίπεδο, ή

$$\begin{cases} u(0,x) = f(x), \quad \alpha \leq x \leq b \\ u(t,\alpha) = \alpha(t), u(t,b) = \beta(t), \end{cases} \quad (2-3.2\gamma.ii)$$

όπου D είναι η ημι-στήλη

Εάν οι εξισώσεις (2-3.2α), (2-3.2β) και (2-3.2γ) ικανοποιούν κατάλληλες συνθήκες, τότε κάθε σύνολο των σχέσεων (i) και (ii) συνδεδεμένο με τις αντίστοιχες εξισώσεις (2-3.1) παρέχει καλά ή κατάλληλα τοποθετημένο πρόβλημα (well-posed ή properly-posed κατά τον Hadamard [20]). Αυτό συνεπάγεται ότι καθένα από αυτά τα προβλήματα έχει υποχρεωτικά μια πεπερασμένη λύση, τέτοια ώστε να είναι μοναδική και να εξαρτάται συνεχώς από τα δεδομένα (π.χ. μικρές αλλαγές στα f , g , a και β επιφέρουν αντίστοιχα μικρές αλλαγές στη λύση).

Υπάρχουν πάρα πολύ συνδυασμοί οριακών και αρχικών συνθηκών οι οποίες μαζί με τις εξισώσεις (2-3.1α,β,γ) (ή και ακόμα πιο γενικές εξισώσεις) αποτελούν κατάλληλα τοποθετημένα προβλήματα. Αυτά είναι τα προβλήματα για τα οποία αιτιολογημένα αναπτύχθηκε η θεωρία της προσέγγισης των πεπερασμένων διαφορών.

Για ευκολία, έστω ο χώρος D με όριο C να βρίσκεται σε έναν τριών διαστάσεων χώρο με μεταβλητές (x,y,t) . Καλύπτεται αυτή η περιοχή με, ένα δίκτυο, ή πλέγμα, ή με βρόχους, ή με ένα δίκτυο διακεκριμένων σημείων (x_i, y_j, t_k) που δίνονται από τις σχέσεις:

$$x_i = x_0 + i\delta x, \quad y_j = y_0 + j\delta y, \quad t_k = t_0 + k\delta t \quad i, j, k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

Λαμβάνονται τα χωρικά και χρονικά βήματα $(\delta x, \delta y, \delta t)$ του δικτύου έτσι ώστε να είναι κατάλληλα διαμορφωμένα. Το σύνολο των κόμβων του δικτύου μπορεί να διαιρεθεί σε τρεις διαφορετικές κατηγορίες: D_δ , οι εσωτερικοί κόμβοι του δικτύου, C_δ , οι οριακοί κόμβοι του δικτύου και οι υπόλοιποι που είναι εξωτερικοί κόμβοι. Εδώ πάλι χάριν ευκολίας θεωρούμε το χώρο C σε αντικατάσταση της περιοχής των συντεταγμένων της επιφάνειας. Οι συγκεκριμένοι κανόνες για τον συμβολισμό των κόμβων του δικτύου για κάθε ιδιαίτερη κατηγορία θα δοθούν παρακάτω σε παραδείγματα.

Στα σημεία των D_δ, C_δ , η συνάρτηση $u(x,y,t)$ προσεγγίζεται από μια συνάρτηση του υπολογιστικού δικτύου, $U(x_i, y_j, t_k)$. Είναι βολικό να συμβολίζονται τα στοιχεία της συνάρτησης του δικτύου όπως φαίνονται παρακάτω:

$$U(x_i, y_j) = U_{i,j} \quad U(x_i, y_j, t_k) = U_{i,j}^k \quad \text{κ.τ.λ.}$$

Κυρίως, γίνεται συχνή χρήση της μεταβολής του πηλίκου, των διαφορών της συνάρτησης του δικτύου (για την προσέγγιση των μερικών διαφορικών). Για το σκοπό αυτό δίνεται παρακάτω ένας τρόπος γραφής του πηλίκου των διαφορών της συνάρτησης του δικτύου:

$$U_x(x, y, t) \equiv \frac{U(x + \delta x, y, t) - U(x, y, t)}{\delta x} \quad (2-3.3\alpha)$$

$$U_x^-(x, y, t) \equiv \frac{U(x, y, t) - U(x - \delta x, y, t)}{\delta x} \quad (2-3.3\beta)$$

$$U_{\bar{x}}(x, y, t) \equiv \frac{1}{2} [U_x(x, y, t) + U_x^-(x, y, t)] \quad (2-3.3\gamma)$$

Οι εξισώσεις (2-3.3α,β,γ) είναι αντίστοιχα, η προς τα εμπρός, η προς τα πίσω και η κεντρική διαφορά κατά το x . Μπορεί επίσης να γραφεί το αριστερό μέρος των εξισώσεων (2-3.3) ως U_x , U_x^- και $U_{\bar{x}}$. Αυτός ο εύχρηστος συμβολισμός έχει εισαχθεί από τον Courant, Friedrichs και Lewy σε ένα θεμελιώδους σημασίας άρθρο σε πεπερασμένες διαφορές για μερικές διαφορικές εξισώσεις. Για

τις άλλες μεταβλητές προφανώς μπορούν να γραφούν για τις ανάλογες εξισώσεις (2-3.3) $U_y, U_x,$ κτλ. Επίσης γίνεται εύκολα κατανοητό ότι θα ισχύουν ανάλογες με τις παρακάτω ιδιότητες:

$$U_{xy} = U_{yx}, \quad U_{\bar{x}\bar{t}} = U_{\bar{t}\bar{x}}, \quad \text{κτλ.}$$

Ιδιαίτερης σημασίας περίπτωση είναι η κεντρική διαφορά δευτέρας τάξεως που μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$U_{\bar{y}\bar{y}} = U_{\bar{y}\bar{y}} = \frac{1}{(\delta y)^2} [U(x, y + \delta y, t) - 2U + U(x, y - \delta y, t)] \quad (2-3.4)$$

Για παράδειγμα είναι δυνατό να γραφεί μια προσέγγιση της εξίσωσης (2-3.1a) του Laplace, αντικαθιστώντας τις δεύτερης τάξης παραγώγους με κεντρικές διαφορές δευτέρας τάξεως, οπότε για κάθε κόμβο (x, y) που ανήκει στο D_δ θα γράφεται ως εξής:

$$\Delta_\delta U(x, y) \equiv U_{\bar{x}\bar{x}}(x, y) + U_{\bar{y}\bar{y}}(x, y) \quad (2-3.5)$$

Επίσης, για κάθε κόμβο (x_j, y_k) που ανήκει στο D_δ μπορεί να ξαναγραφεί η παραπάνω εξίσωση (3.5) ως εξής:

$$\Delta_\delta U_{j,k} \equiv \frac{U_{j+1,k} - 2U_{j,k} + U_{j-1,k}}{(\delta x)^2} + \frac{U_{j,k+1} - 2U_{j,k} + U_{j,k-1}}{(\delta y)^2} \quad (2-3.6)$$

2.4 ΓΕΝΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ ΣΥΝΕΠΕΙΑΣ, ΣΥΓΚΛΙΣΗΣ ΚΑΙ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ

Μια μερική διαφορική εξίσωση μπορεί να παρασταθεί συμβολικά όπως παρακάτω:

$$L(u) = f(P), \quad P \in D, \quad (2-3.7a)$$

με την συνθήκη ότι μόνο οι όροι από τους οποίους εξαρτάται η μεταβλητή u συμπεριλαμβάνονται στο αριστερό μέρος της παραπάνω εξίσωσης και όλοι οι ανομοιογενείς όροι εμπεριέχονται στην f [π.χ. f είναι μια συνάρτηση μόνο εξαρτημένων μεταβλητών $P \equiv (t, x, y, \dots)$]. Ο χώρος στον οποίο η εξίσωση (2-3.7a) ικανοποιείται συμβολίζεται με D . Το σύνολο των κόμβων με το οποίο περιγράφονται οι δεδομένες αρχικές και οριακές συνθήκες συμβολίζεται με C . Οι συνθήκες που πρέπει να ικανοποιεί η u πάνω στο C μπορούν να δοθούν ως ακολούθως:

$$B(u) = g(P), \quad P \in C. \quad (2-3.7\beta)$$

Η (2-3.7β) απλώς παρουσιάζει μόνο τις συνθήκες που επιβάλλονται στα μεταβλητά μέρη της C. Θα μελετηθούν μόνο προβλήματα για τα οποία υπάρχει μοναδική και λεία λύση u για κάθε δεδομένο σε κάποια τάξη της συνάρτησης λείανσης {f, g} (λείο σημαίνει ικανοποιητικά διαφορίσιμο).

Θεωρείται τώρα ένα δίκτυο για τις εξαρτημένες μεταβλητές του προβλήματος (2-3.7) με βήματα $\Delta t, \Delta x, \Delta y, \dots$. Κάποιοι από τους κόμβους του δικτύου που βρίσκονται στο εσωτερικό του χώρου D συμβολίζονται με D_Δ . Ομοίως οι οριακοί κόμβοι του δικτύου συμβολίζονται με C_Δ . Υπάρχουν διάφοροι τρόποι με τους οποίους μπορεί να γίνει αυτό, εξαρτάται πάντα πια μέθοδος πεπερασμένων διαφορών χρησιμοποιείται. Προφανώς οι κόμβοι του δικτύου που κείτονται στο χώρο C μπορεί να συμπεριλαμβάνονται στο χώρο C_Δ αλλά συχνά επιθυμούμε να συμπεριλαμβάνονται επίσης και τα σημεία τομής της περιοχής C με τις γραμμές του πλέγματος. (είναι γεγονός ότι, σε μερικά προβλήματα, κόμβοι που βρίσκονται έξω από το χώρο C είναι δυνατόν να συμπεριλαμβάνονται στο C_Δ και κόμβοι έξω από το χώρο D να συμπεριλαμβάνονται στο D_Δ).

Στους κόμβους $D_\Delta + C_\Delta$ μια προσέγγιση πεπερασμένων διαφορών U βρίσκεται ως η λύση κάποιας σύνθεσης διαφορικών εξισώσεων. Αυτό μπορεί να παρουσιαστεί συμβολικά ως ακολούθως:

$$L_\Delta(U) = f(P), \quad P \in D_\Delta. \quad (2-3.8\alpha)$$

Η (3.8α) προσεγγίζει την (1α) και η προσέγγιση της οριακή συνθήκης δίνεται από τη σχέση:

$$B_\Delta(U) = g(P), \quad P \in C_\Delta. \quad (2-3.8\beta)$$

Φυσικά είναι επιθυμητό, το αποτέλεσμα της λύσης της U των πεπερασμένων διαφορών της εξίσωσης (2-3.8) να είναι μια κοντινή προσέγγιση της λύσης u της εξίσωσης (2-3.7) στους αντίστοιχους κόμβους των $D_\Delta + C_\Delta$ για όλα τα δεδομένα.

Για την αξιολόγηση της προσέγγισης εισάγονται οι έννοιες της *συνέπειας* (consistency), της σύγκλισης (convergence) και της ευστάθειας (stability) του υπολογιστικού σχήματος που χρησιμοποιείται.

Συνέπεια (consistency): Έστω μια οποιαδήποτε συνάρτηση $\phi(t, x, y, \dots)$ με αρκετούς και συνεχείς όρους μερικών διαφορικών στο χώρο $D + C$. Για κάθε τέτοια συνάρτηση και για κάθε σημείο $P \in D_\Delta$, τίθεται:

$$\tau\{\phi(P)\} \equiv L(\phi(P)) - L_\Delta(\phi(P)) \quad (2-3.9)$$

και για κάθε σημείο $P \in C_\Delta$, τίθεται:

$$\beta\{\phi(P)\} \equiv B(\phi(P)) - B_\Delta(\phi(P)) \quad (2-3.10)$$

Τότε το πρόβλημα των πεπερασμένων διαφορών (2-3.8) είναι σύμφωνο με το πρόβλημα (2-3.7) εάν:

$$\|\tau\{\phi\}\| \rightarrow 0, \quad \|\beta\{\phi\}\| \rightarrow 0 \quad (2-3.11)$$

όταν $\Delta t \rightarrow 0, \Delta x \rightarrow 0, \Delta y \rightarrow 0, \dots$. Με τον συμβολισμό αυτόν $\|\cdot\|$ παρουσιάζονται νόρμες στα κατάλληλα σύνολα των D_Δ και C_Δ . Το $\tau\{\phi\}$ και το $\beta\{\phi\}$ ονομάζονται τοπικά σφάλματα αποκοπής (κολοβώσεως).

Σύγκλιση (convergence): Έστω πάλι ότι u είναι η λύση του προβλήματος (2-3.7), και έστω ότι U είναι η λύση των πεπερασμένων διαφορών του προβλήματος (2-3.8). Η λύση των πεπερασμένων διαφορών συγκλίνει στην ακριβή λύση εάν:

$$\|u(P) - U(P)\| \rightarrow 0 \quad (2-3.12)$$

για όλα τα $P \in D_{\Delta+} \cup C_\Delta$ όταν $\Delta t \rightarrow 0, \Delta x \rightarrow 0, \Delta y \rightarrow 0, \dots$, και με τον συμβολισμό αυτόν $\|\cdot\|$ παριστάνεται μια νόρμα στο D_Δ και C_Δ .

Ευστάθεια (stability): Ένα σχήμα πεπερασμένων διαφορών που καθορίζεται από τελεστές πεπερασμένων διαφορών $L_\Delta(\cdot)$ και $B_\Delta(\cdot)$ είναι ευσταθές εάν υπάρχει μια πεπερασμένη θετική ποσότητα K , ανεξάρτητη από το υπολογιστικό βήμα του πλέγματος, έτσι ώστε:

$$\|U\| \leq K(\|L_\Delta(U)\| + \|B_\Delta(U)\|) \quad (2-3.13)$$

για όλες τις συναρτήσεις του δικτύου που ορίζονται στο χώρο $D_{\Delta+} \cup C_\Delta$. (Οι νόρμες $\|\cdot\|$ ορίζονται για τις συναρτήσεις του δικτύου στο $D_{\Delta+} \cup C_\Delta$). Εάν η σχέση (2-3.13) ισχύει για όλα τα υπολογιστικά βήματα που χρησιμοποιούνται στο δίκτυο, τότε το σχήμα των γραμμικών πεπερασμένων διαφορών $\{L_\Delta, B_\Delta\}$ είναι ευσταθές άνευ όρων. Εάν η σχέση (2-3.13) ισχύει για περιορισμένη μόνο οικογένεια υπολογιστικών βημάτων στα οποία τα $\Delta t, \Delta x, \Delta y, \dots$, μπορούν να γίνουν αυθαίρετα μικρά, τότε το υπολογιστικό σχήμα των $\{L_\Delta, B_\Delta\}$ είναι ευσταθές υπό όρους.

3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ MODFLOW

3.1 ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ (MODFLOW).

3.1.1 Γενικά.

Στη γενική περίπτωση που το μέσο είναι μη ομογενές και ανισότροπο η κίνηση του υπόγειου νερού μέσα σ' ένα πορώδες μέσο, μπορεί να περιγραφεί από την παρακάτω τρισδιάστατη εξίσωση με μερικές παραγώγους, η οποία προκύπτει από την διαδικασία που ακολουθήθηκε στο 2ο Κεφάλαιο:

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

όπου:

K_{xx} , K_{yy} , K_{zz} οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά μήκος των διευθύνσεων x, y, z , αντίστοιχα, σε μονάδες $[L T^{-1}]$,

h το πιεζομετρικό φορτίο σε $[L]$,

$$W = \rho \cdot g \cdot \beta \cdot K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \quad \text{οι εξωτερικές εισροές ή εκροές νερού ανά μονάδα όγκου σε } [T^{-1}]$$

S_s η ειδική αποθηκευτικότητα του πορώδους υλικού σε $[L^{-1}]$, ή το αποτελεσματικό πορώδες ανά μέτρο βάθους του υδροφορέα

t ο χρόνος $[T]$.

Τα S_s , K_{xx} , K_{yy} , K_{zz} μπορεί να είναι συναρτήσεις του χώρου ($S_s = S_s(x, y, z)$, $K_{xx} = K_{xx}(x, y, z)$) και το W συνάρτηση τόσο του χώρου όσο και του χρόνου ($W = W(x, y, z, t)$). Η εξίσωση (3.1) περιγράφει την κίνηση του υπόγειου νερού κάτω από συνθήκες μη μόνιμης ροής, σε μη ομογενές και μη ισότροπο μέσο με την προϋπόθεση ότι οι κύριοι άξονες της υδραυλικής αγωγιμότητας, ταυτίζονται με τους άξονες του καρτεσιανού συστήματος συντεταγμένων.

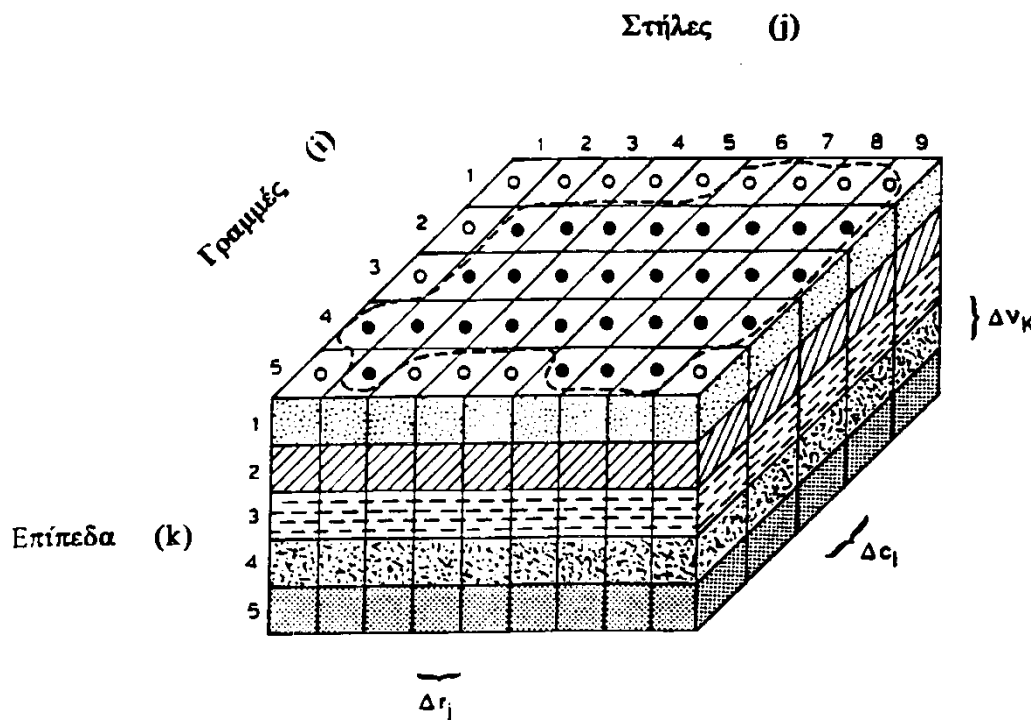
Η εξίσωση (3.1) σε συνδυασμό με τις οριακές συνθήκες στα όρια του υδροφορέα και με καθορισμό αρχικής συνθήκης πιεζομετρίας, αποτελεί ένα μαθηματικό μοντέλο ενός υπόγειου υδροφορέα. Εκτός από πολύ απλά συστήματα υδροφορέων, αναλυτικές λύσεις της εξίσωσης (3.1) είναι πολύ δύσκολο και τις περισσότερες φορές αδύνατο να επιτευχθούν. Γι' αυτό το λόγο έχουν αναπτυχθεί τα τελευταία χρόνια μαθηματικά μοντέλα που στηρίζονται σε αριθμητικές μεθόδους επίλυσης των διαφορικών εξισώσεων και δίνουν προσεγγιστικές λύσεις. Τέτοιες αριθμητικές μέθοδοι είναι οι πεπερασμένες διαφορές, τα πεπερασμένα στοιχεία, τα πολλαπλά κελιά, τα οριακά στοιχεία κ.α. Το μοντέλο Modflow με τη βοήθεια του οποίου γίνεται η επίλυση της εξίσωσης, χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών στις τρεις διαστάσεις, όπου το συνεχές σύστημα που περιγράφεται από την εξίσωση (3.1), αντικαθίσταται από ένα πεπερασμένο αριθμό διακριτών σημείων τόσο ως προς το χώρο, όσο και ως προς το χρόνο. Οι μερικές παράγωγοι αντικαθίστανται από όρους που υπολογίζονται ως διαφορές στην πιεζομετρία για τα συγκεκριμένα αυτά σημεία και η διαδικασία αυτή τελικά οδηγεί σε συστήματα γραμμικών αλγεβρικών εξισώσεων με διαφορές.

Η αριθμητική λύση των συστημάτων αυτών δίνει τιμές για το φορτίο σε συγκεκριμένα σημεία και για συγκεκριμένα χρονικά βήματα. Οι τιμές αυτές αποτελούν μία προσέγγιση στην αναλυτική λύση της εξίσωσης η οποία, σε αντίθεση με την αριθμητική, δίνει συνεχείς τιμές της κατανομής φορτίου, για οποιοδήποτε σημείο και σε οποιοδήποτε χρόνο.

3.1.2 Διακριτοποίηση.

Στο Σχήμα 3-1, φαίνεται μία χωρική διακριτοποίηση ενός υδροφορέα, με ένα πλέγμα ορθογώνιων και προσανατολισμένων, προς το καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων, υποπεριοχών που λέγονται κελιά (cells). Κάθε υποπεριοχή αποτελείται από ένα χαρακτηριστικό σημείο, το οποίο είναι το κέντρο βάρους του κελιού, και στο οποίο ζητείται να υπολογιστεί η τιμή του h . Χρησιμοποιούνται δείκτες (i,j,k) όπου :

- $i = 1, 2, \dots, nrow,$ αντιπροσωπεύει τον αριθμό των γραμμών,
- $j = 1, 2, \dots, ncol,$ αντιπροσωπεύει τον αριθμό των στηλών,
- $k = 1, 2, \dots, nlay,$ αντιπροσωπεύει τον αριθμό των επιπέδων στην κατακόρυφη διεύθυνση.



- όριο υδροφορέα
- Ενεργό κελί
- Ανενεργό κελί

Σχήμα 3-1: Χωρική διακριτοποίηση ενός τρισδιάστατου υδροφορέα.

Κατά το σχηματισμό των εξισώσεων του μοντέλου, έγινε η υπόθεση ότι τα επίπεδα αντιπροσωπεύουν οριζόντιες υδρογεωλογικές μονάδες. Έτσι ο δείκτης k σημαίνει αλλαγές πάνω στην

κατακόρυφο ζμε φορά από πάνω προς τα κάτω. Το ίδιο ισχύει και για τους άλλους δύο άξονες. Τόσο οι γραμμές, που είναι παράλληλες στον χάξονα όσο και οι στήλες που είναι παράλληλες στον γάξονα, δίνουν μεταβολές κατά γκαι χαντίστοιχα. Το μήκος ενός κελιού κατά τη διεύθυνση των γραμμών σε μία δεδομένη στήλη j , γράφεται Δr_j , ενώ κατά τη διεύθυνση των στηλών σε μία δεδομένη γραμμή i , γράφεται Δc_i , και το πάχος του κελιού για ένα δεδομένο επίπεδο Δv_k . Δηλαδή ένα κελί με συντεταγμένες $(i,j,k)=(4,8,3)$ έχει όγκο $\Delta V = \Delta r_8 \cdot \Delta c_4 \cdot \Delta v_3$.

3.1.3 Εξίσωση Πεπερασμένων Διαφορών

Η ανάπτυξη της διαφορικής εξίσωσης (3.1) υπό μορφή πεπερασμένων διαφορών, απαιτεί την εφαρμογή της εξίσωσης συνέχειας. Με την προϋπόθεση ότι η πυκνότητα του υπόγειου νερού είναι σταθερή, η εξίσωση συνέχειας που εκφράζει το ισοζύγιο της ροής για ένα κελί, δίνεται από την έκφραση :

$$\Sigma Q_i = S_s \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \Delta V \quad (3.2)$$

όπου

ΣQ_i το σύνολο των πραγματοποιούμενων εισροών ή εκροών στα όρια του κελιού που προέρχονται από γειτονικά κελιά [L^3T^{-1}].

S_s η ειδική αποθηκευτικότητα ή το αποτελεσματικό πορώδες ανά μέτρο βάθους του υδροφορέα. Μπορεί να οριστεί και σαν τον όγκο του νερού που αντλείται ανά μονάδα όγκου του υδροφορέα και ανά μονάδα μεταβολής της πιεζομετρίας. [L^{-1}],

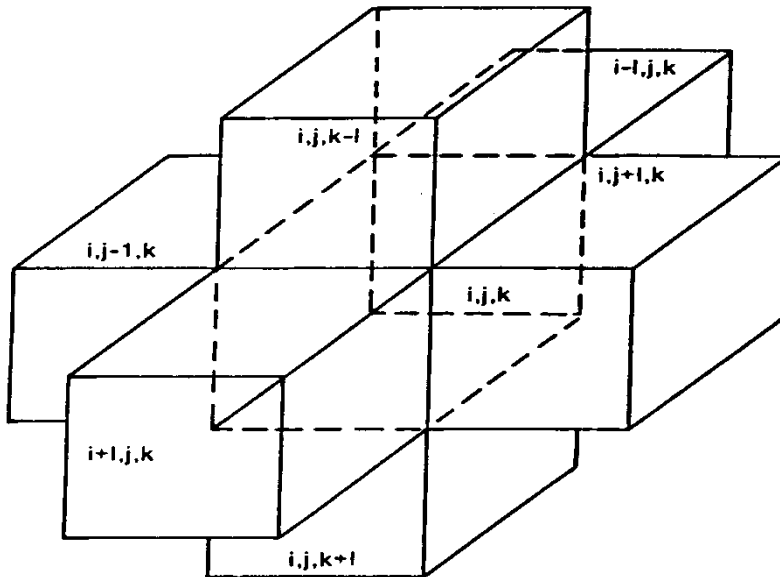
ΔV ο όγκος του κελιού [L^3],

Δh η μεταβολή της πιεζομετρίας [L],

Δt το χρονικό βήμα [T].

Οι όροι στο δεξί μέλος της (3.2), είναι ισοδύναμοι με τον όγκο του νερού που αποθηκεύεται σ'ένα χρονικό διάστημα Δt , κατά το οποίο παρατηρείται αλλαγή της στάθμης κατά Δh .

Σύμφωνα με το Σχήμα 3-2., υπάρχει ένα κεντρικό κελί (i,j,k) , και έξι γειτονικά του τα εξής: $(i-1,j,k)$, $(i+1,j,k)$, $(i,j-1,k)$, $(i,j+1,k)$, $(i,j,k-1)$, $(i,j,k+1)$.



Σχήμα 3-2: Το κελί (i,j,k) και τα έξι γειτονικά του.

Η εισροή στο (i,j,k) λαμβάνεται με θετικό πρόσημο, ενώ η εκροή λαμβάνεται με αρνητικό πρόσημο .

Σύμφωνα με το νόμο του Darcy θα ισχύει :

1.) Ροή από το κελί $(i,j-1,k)$, στο (i,j,k) κατά τη διεύθυνση γραμμών :

(σχήμα 3.3.).

$$q_{i,j-1/2,k} = K_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k \cdot \frac{(h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta r_{j-1/2}} \quad (3.3)$$

όπου :

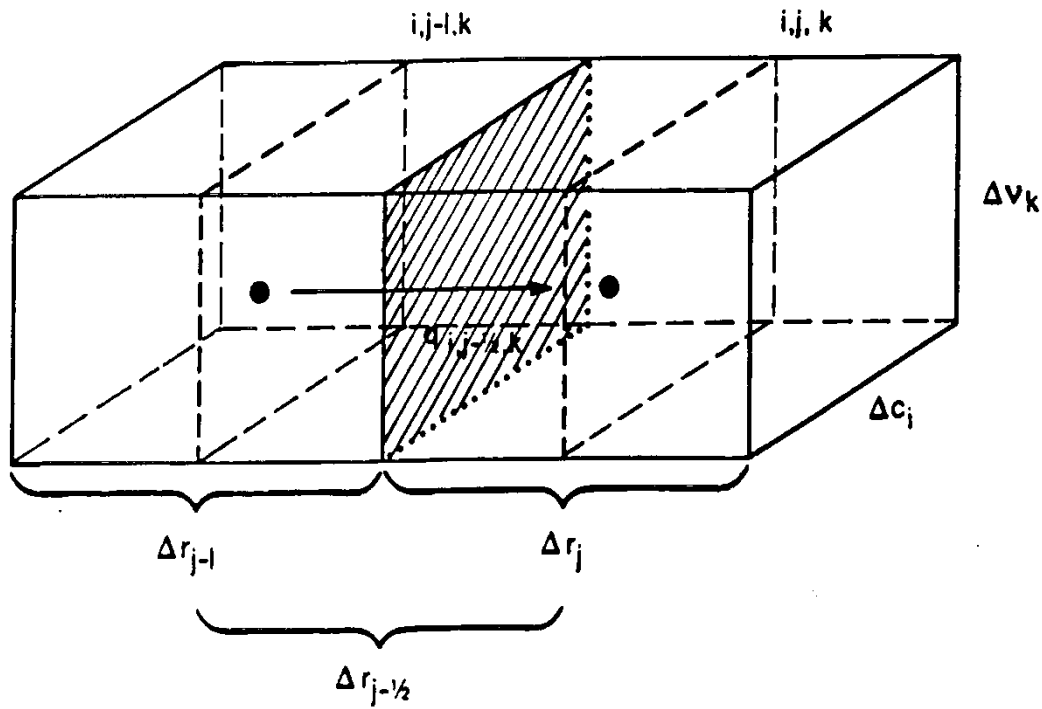
$h_{i,j,k}$ το φορτίο στον κόμβο (i,j,k) σε [L]

$h_{i,j-1,k}$ το φορτίο στον κόμβο $(i,j-1,k)$ σε [L]

$q_{i,j-1/2,k}$ η παροχή στην κοινή πλευρά των ορθογώνιων στοιχείων (i,j,k) και $(i,j-1,k)$ σε $[L^3T^{-1}]$

$K_{R_{i,j-1/2,k}}$ η υδραυλική αγωγιμότητα κατά τη διεύθυνση των γραμμών , στην κοινή πλευρά των στοιχείων (i,j,k) και $(i,j-1,k)$ σε $[LT^{-1}]$

$\Delta c_i \Delta v_k$ το εμβαδό της πλευράς του στοιχείου που είναι κάθετη στη διεύθυνση των γραμμών σε $[L^2]$



Σχήμα 3-3: Ροή από το κελί $(i,j-1,k)$ στο (i,j,k) κατά τη διεύθυνση γραμμών.

$\Delta r_{j-1/2}$ η οριζόντια απόσταση ανάμεσα στα κέντρα των στοιχείων (i,j,k) και $(i,j-1,k)$ σε [L].

Παρόμοιες εκφράσεις μπορούν να γραφούν προσομοιώνοντας τις ροές προς το κελί (i,j,k) για τις υπόλοιπες 5 επιφάνειες, ως εξής :

2.) Ροή από το κελί $(i,j+1,k)$ στο (i,j,k) κατά τη διεύθυνση γραμμών :

$$q_{i,j+1/2,k} = K_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k \cdot \frac{(h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta r_{j+1/2}} \quad (3.4)$$

3.) Ροή από το κελί $(i-1,j,k)$ στο (i,j,k) κατά τη διεύθυνση στηλών :

$$q_{i-1/2,j,k} = K_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta v_k \cdot \frac{(h_{i-1,j,k} - h_{i,j,k})}{\Delta c_{j-1/2}} \quad (3.5)$$

4.) Ροή από το κελί $(i+1,j,k)$ στο (i,j,k) κατά τη διεύθυνση στηλών :

$$q_{i+1/2,j,k} = K_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta v_k \cdot \frac{(h_{i+1,j,k} - h_{i,j,k})}{\Delta c_{j+1/2}} \quad (3.6)$$

5.) Ροή από το κελί $(i,j,k-1)$ στο (i,j,k) κατά την κατακόρυφη διεύθυνση :

$$q_{i,j,k-1/2} = K_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \frac{(h_{i,j,k-1} - h_{i,j,k})}{\Delta v_{k-1/2}} \quad (3.7)$$

6.) Ροή από το κελί $(i,j,k+1)$ στο (i,j,k) κατά την κατακόρυφη διεύθυνση :

$$q_{i,j,k+1/2} = K_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \frac{(h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k})}{\Delta v_{k+1/2}} \quad (3.8)$$

όπου οι παράγοντες των παραπάνω γινομένων δικαιολογούνται ανάλογα με την (3.3).

Είναι δυνατόν να εκφραστούν οι διαστάσεις των στοιχείων (Δr , Δc , και Δv) και η υδραυλική αγωγιμότητα K με μία σταθερή ποσότητα αγωγιμότητας, με διαστάσεις διοχετευτικότητας (transmissivity) [$L^2 T^{-1}$].

$$T_{R_{i,j-1/2,k}} = K_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot \frac{\Delta c_i \cdot \Delta v_k}{\Delta r_{j-1/2}},$$

$$T_{R_{i,j+1/2,k}} = K_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot \frac{\Delta c_i \cdot \Delta v_k}{\Delta r_{j+1/2}},$$

$$T_{C_{i-1/2,j,k}} = K_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot \frac{\Delta r_j \cdot \Delta v_k}{\Delta c_{i-1/2}},$$

$$T_{C_{i+1/2,j,k}} = K_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot \frac{\Delta r_j \cdot \Delta v_k}{\Delta c_{i+1/2}},$$

$$T_{V_{i,j,k-1/2}} = K_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot \frac{\Delta r_j \cdot \Delta c_i}{\Delta v_{k-1/2}},$$

$$T_{V_{i,j,k+1/2}} = K_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot \frac{\Delta r_j \cdot \Delta c_i}{\Delta v_{k+1/2}}. \quad (3.9)$$

Οι σχέσεις (3.3) και (3.8) με τη βοήθεια των (3.9) μετατρέπονται σε μια λιγότερο πολύπλοκη μορφή :

$$\begin{aligned}
q_{i,j-1/2,k} &= T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot (h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k}) \\
q_{i,j+1/2,k} &= T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot (h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k}) \\
q_{i-1/2,j,k} &= T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot (h_{i-1,j,k} - h_{i,j,k}) \\
q_{i+1/2,j,k} &= T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot (h_{i+1,j,k} - h_{i,j,k}) \\
q_{i,j,k-1/2} &= T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot (h_{i,j,k-1} - h_{i,j,k}) \\
q_{i,j,k+1/2} &= T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot (h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k})
\end{aligned}
\tag{3.10}$$

Τα παραπάνω ισχύουν μόνο για εσωτερικές ροές από τα έξι στοιχεία προς το στοιχείο (i,j,k) . Για την περίπτωση κατά την οποία συμβαίνουν εισροές ή εκροές από εξωτερικές πηγές όπως ποτάμια, λίμνες, πηγάδια, εξατμισοδιαπνοή και άλλα, οι ροές αυτές αντιπροσωπεύονται με την έκφραση :

$$a_{i,j,k,n} = p_{i,j,k,n} \cdot h_{i,j,k} + q_{i,j,k,n} \tag{3.11}$$

όπου :

$a_{i,j,k,n}$ αντιπροσωπεύει τη ροή από τη n -οστή εξωτερική πηγή στο κελί (i,j,k) , σε $[L^3T^{-1}]$

$p_{i,j,k,n}$ σταθερή ποσότητα σε μονάδες $[L^2T^{-1}]$

$q_{i,j,k,n}$ σταθερή ποσότητα σε μονάδες $[L^3T^{-1}]$

Για το σύνολο των πραγματοποιούμενων εξωτερικών εισροών ή εκροών από M εξωτερικές πηγές προς το κελί (i,j,k) , μπορούμε να γράψουμε :

$$\sum_{n=1}^M a_{i,j,k,n} = \sum_{n=1}^M p_{i,j,k,n} \cdot h_{i,j,k} + \sum_{n=1}^M q_{i,j,k,n} \tag{3.12}$$

όπου κάθε ένας από τους παραπάνω όρους, είναι ίσος με :

$$Q_{S_{i,j,k}} = \sum_{n=1}^N a_{i,j,k,n}$$

$$P_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N p_{i,j,k,n} \quad (3.13)$$

$$Q_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N q_{i,j,k,n}$$

άρα για το σύνολο των εξωτερικών ρών θα ισχύει :

$$Q_{S_{i,j,k}} = P_{i,j,k} \cdot h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} \quad (3.14)$$

Εφαρμόζοντας την εξίσωση συνέχειας (3.2) για το στοιχείο (i,j,k) , και λαμβάνοντας υπόψη τις ροές από τα έξι γειτονικά του στοιχεία (3.10) καθώς και το σύνολο των εξωτερικών ρών (3.14) προκύπτει :

$$q_{i,j-1/2,k} + q_{i,j+1/2,k} + q_{i-1/2,j,k} + q_{i+1/2,j,k} + q_{i,j,k-1/2} + q_{i,j,k+1/2} + Q_{S_{i,j,k}} = S_{S_{i,j,k}} \cdot \frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k \quad (3.15)$$

όπου :

$$\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \quad \text{είναι η προσέγγιση της παραγώγου του φορτίου ως προς το χρόνο [LT⁻¹]}$$

$$S_{S_{i,j,k}} \quad \text{η ειδική αποθηκευτικότητα του στοιχείου (i,j,k), [L⁻¹]}$$

$$\Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k \quad \text{ο όγκος του στοιχείου (i,j,k), [L³]}$$

Αν αντικατασταθούν οι εξισώσεις (3.10) και (3.14) στην (3.15) και θεωρήσουμε ότι ζητείται να υπολογιστούν τα φορτία στο χρονικό βήμα m , θα προκύψει η εξίσωση πεπερασμένων διαφορών ως εξής :

$$\begin{aligned}
& T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot (h_{i,j-1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot (h_{i,j+1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + \\
& T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot (h_{i-1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot (h_{i+1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + \\
& T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot (h_{i,j,k-1}^m - h_{i,j,k}^m) + T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot (h_{i,j,k+1}^m - h_{i,j,k}^m) + \\
& P_{i,j,k} \cdot h_{i,j,k}^m + Q_{i,j,k} = S_{S_{i,j,k}} \cdot \left(\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \right)^m \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k
\end{aligned} \quad (3.16)$$

Αν αντικατασταθεί η προσέγγιση της παραγωγού του φορτίου με διαφορές ανάμεσα σε μία συγκεκριμένη χρονική στιγμή t^m όπου το φορτίο είναι άγνωστο και ίσο με $h_{i,j,k}^m$ και σε μία χρονική στιγμή αμέσως προηγούμενη της t^{m-1} όπου το φορτίο είναι γνωστό και ίσο με $h_{i,j,k}^{m-1}$, θα προκύψει ένα σχήμα οπίσω διαφορών (πεπλεγμένο υπολογιστικό σχήμα) :

$$\left(\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \right)^m = \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m - t_{m-1}} \quad (3.17)$$

Άλλο σχήμα που μπορεί εναλλακτικά να χρησιμοποιηθεί, είναι το σχήμα των εμπρός διαφορών (ρητό υπολογιστικό σχήμα) που δίνεται παρακάτω,

$$\left(\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \right)^m = \frac{h_{i,j,k}^{m+1} - h_{i,j,k}^m}{t_{m+1} - t_m} \quad (3.17a)$$

και κατά το οποίο το φορτίο σε μία συγκεκριμένη χρονική στιγμή t^{m+1} είναι άγνωστο και ίσο με $h_{i,j,k}^{m+1}$, και σε μία χρονική στιγμή αμέσως προηγούμενη της t^m , είναι γνωστό και ίσο με $h_{i,j,k}^m$.

Το ρητό υπολογιστικό σχήμα είναι απλούστερο στην επίλυση γιατί σε κάθε εξίσωση υπάρχει μόνο ένας άγνωστος και μπορεί να λυθεί απ' ευθείας, δίνει όμως αστάθεια στις λύσεις με αποτέλεσμα η αριθμητική λύση να αποκλίνει τελείως από την αναλυτική. Αντίθετα το πεπλεγμένο υπολογιστικό σχήμα, είναι μεν πιο πολύπλοκο αφού κάθε εξίσωση έχει 7 αγνώστους και η λύση βρίσκεται με την ταυτόχρονη επίλυση ενός συστήματος εξισώσεων, αλλά δίνει ευσταθείς αριθμητικές λύσεις, έτσι ώστε τα αποτελέσματα να συγκλίνουν.

Το πεπλεγμένο υπολογιστικό σχήμα ή οπίσω διαφορών είναι ευσταθές άνευ όρων και γι' αυτό το λόγο χρησιμοποιείται στο μοντέλο Modflow.

Λαμβάνοντας υπ' όψη την (3.17), η (3.16) μετατρέπεται ως εξής :

$$\begin{aligned}
& T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot (h_{i,j-1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot (h_{i,j+1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + \\
& T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot (h_{i-1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot (h_{i+1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + \\
& T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot (h_{i,j,k-1}^m - h_{i,j,k}^m) + T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot (h_{i,j,k+1}^m - h_{i,j,k}^m) + \quad (3.18)
\end{aligned}$$

$$P_{i,j,k} \cdot h_{i,j,k}^m + Q_{i,j,k} = S_{S_{i,j,k}} \cdot \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m - t_{m-1}} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k$$

Η παραπάνω εξίσωση πεπερασμένων διαφορών αποτελεί μία προσομοίωση της μερικής διαφορικής εξίσωσης κίνησης του υπόγειου νερού στις τρεις διαστάσεις. Όλοι οι συντελεστές είναι γνωστοί, καθώς επίσης και το φορτίο στη χρονική στιγμή $m-1$. Άγνωστοι είναι το φορτίο στο κελί (i,j,k) και στα 6 γειτονικά του, τη χρονική στιγμή m , δηλαδή 7 άγνωστοι που πρέπει να βρεθούν στη χρονική στιγμή m . Αν το i παίρνει τιμές από 1 έως $NROW$, το j από 1 έως $NCOL$, και το k από 1 έως $NLAY$, δημιουργείται ένα σύστημα εξισώσεων $(NROW-2) \cdot (NCOL-2) \cdot (NLAY-2)$ με αγνώστους $(NROW \cdot NCOL \cdot NLAY)$. Άρα χρειάζονται 6 επιπλέον εξισώσεις οι οποίες προκύπτουν από τις οριακές συνθήκες του προβλήματος. Επίσης χρειάζεται και μία αρχική συνθήκη που θα δίνει τα φορτία h στη χρονική στιγμή $m=1$. Επομένως η παραπάνω εξίσωση γράφεται για κάθε ένα από τα στοιχεία του πλέγματος και σε συνδυασμό με την αρχική συνθήκη πιεζομετρίας, και τις 6 οριακές συνθήκες ροής (σταθερό φορτίο, αδιαπέρατο όριο, σταθερή ροή) στα όρια του υδροφορέα προκύπτει τελικά ένα σύστημα n - αλγεβρικών εξισώσεων με n -αγνώστους. Αν στην παραπάνω σχέση χωριστούν οι γνωστοί από τους αγνώστους για το συγκεκριμένο στοιχείο (i,j,k) προκύπτει :

$$\begin{aligned}
& T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot h_{i,j-1,k}^m + T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot h_{i,j+1,k}^m + T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot h_{i-1,j,k}^m + \\
& T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot h_{i+1,j,k}^m + T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot h_{i,j,k-1}^m + T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot h_{i,j,k+1}^m - \\
& \left(T_{R_{i,j-1/2,k}} + T_{R_{i,j+1/2,k}} + T_{C_{i-1/2,j,k}} + T_{C_{i+1/2,j,k}} + T_{V_{i,j,k-1/2}} + T_{V_{i,j,k+1/2}} \right) \cdot h_{i,j,k}^m + HCOF_{i,j,k} \quad (3.19)
\end{aligned}$$

$$\cdot h_{i,j,k}^m = RHS_{i,j,k}$$

όπου

$$\text{HCOF}_{i,j,k} = P_{i,j,k} - \frac{\text{SC1}}{t_m - t_{m-1}} [L^2 \cdot T^{-1}]$$

$$\text{RHS}_{i,j,k} = -Q_{i,j,k} + \text{SC1}_{i,j,k} \cdot \frac{h^{m-1}_{i,j,k}}{t_m - t_{m-1}} [L^3 \cdot T^{-1}] \quad (3.20)$$

$$\text{SC1}_{i,j,k} = S_{S_{i,j,k}} \cdot \Delta r_j \cdot \Delta c_i \cdot \Delta v_k [L^2]$$

η οποία γράφεται υπό μορφή μητρώων, για n - αριθμό στοιχείων (i,j,k) ως εξής :

$$[A] \cdot [h] = [q] \quad (3.21)$$

όπου

A είναι ο πίνακας των σταθερών συντελεστών των φορτίων,

h είναι ο πίνακας - διάνυσμα των αγνώστων τιμών των φορτίων στο χρονικό βήμα m και

q ο πίνακας διάνυσμα των σταθερών όρων και σταθερών φορτίων που αντιστοιχούν στη χρονική στιγμή m-1 και περιλαμβάνει όλα τα στοιχεία του πλέγματος.

3.1.4 Διαδικασίες μοντελοποίησης υπογείων νερών με το VisualModflow

Κάθε στάδιο της διαδικασίας κατάρτισης ενός μοντέλου υπόγειων νερών συνδέεται άμεσα με την εφαρμογή κάποιου λογισμικού. Τα δεδομένα πεδίου που συλλέγονται αποθηκεύονται σε βάσεις δεδομένων, όπου μπορεί να γίνει και η επεξεργασία, ανάλυση και τροποποίηση τους, ώστε να είναι διαθέσιμα με την κατάλληλη μορφή για την εισαγωγή τους στο μοντέλο. Το σύστημα των εξισώσεων, που αποτελούν το μαθηματικό μοντέλο, λύνεται με τη χρήση κάποιου κώδικα αριθμητικής επίλυσης προβλημάτων πεδίου. Το μοντέλο, συνήθως, ρυθμίζεται και αξιολογείται και πάλι με τη χρήση κατάλληλου κώδικα. Τα αποτελέσματα του μοντέλου και της ρύθμισης του παρουσιάζονται και αξιολογούνται γραφικά με τη βοήθεια λογισμικού. Όλες αυτές οι λειτουργίες μπορούν είτε να είναι πλήρως ενσωματωμένες σε ένα μόνο λογισμικό πακέτο, είτε να πραγματοποιούνται με τη χρήση ανεξάρτητων προγραμμάτων τα οποία επικοινωνούν μεταξύ τους με κατάλληλης μορφής αρχεία.

Το βασικό λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε στο πλαίσιο αυτής της διατριβής για την κατάρτιση του μαθηματικού μοντέλου της πεδιάδος – αγροτικής περιοχής του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου το VisualMODFLOW v4.2. Το πρόγραμμα αυτό και οι διαδικασίες εισαγωγής δεδομένων, περιγράφονται στη συνέχεια.

Το MODFLOW είναι ίσως ο ευρύτερα χρησιμοποιούμενος κώδικας στη μελέτη των υπόγειων νερών για την ανάπτυξη τρισδιάστατων μοντέλων πεπερασμένων διαφορών. Αναπτύχθηκε από την Αμερικανική Γεωλογική Υπηρεσία (U.S. Geological Survey) και είναι γραμμένο σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN. Ένα βασικό χαρακτηριστικό του, που βοήθησε στη συνεχή βελτίωση και επέκταση του και στην ευρεία διάδοσή του, είναι το ότι είναι δομημένο από ανεξάρτητες υπομονάδες. Στην αρχική του μορφή κυκλοφόρησε το 1983 (McDonald & Harbaugh, 1983) σε γλώσσα FORTRAN 66. Στη συνέχεια κυκλοφόρησε ως MODFLOW-88 (McDonald & Harbaugh, 1988) σε γλώσσα FORTRAN 77, χωρίς αλλαγές ως προς τη δομή ή τη λειτουργία του. Στην επόμενη έκδοσή του, το MODFLOW-96 (Harbaugh & McDonald, 1996a) και (Harbaugh & McDonald, Programmer's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey Modular Finite-Difference Ground-Water Flow Model, 1996b), ενσωματώθηκαν βελτιώσεις οι οποίες όμως σε μικρό βαθμό αφορούσαν την προσομοίωση της ροής. Στις εκδόσεις αυτές η αρθρωτή δομή του προγράμματος ήταν προσανατολισμένη στο να διευκολύνει τις προσθήκες στον κώδικα που αφορούσαν τη λύση της εξίσωσης της υπόγειας ροής. Στην τρέχουσα μορφή, MODFLOW (Harbaugh, Banta, Hill, & McDonald, 2000), η δομή ΤΟΟ προγράμματος επεκτάθηκε ώστε να είναι δυνατό να συμπεριληφθούν προσθήκες που αφορούν τη λύση και άλλων εξισώσεων.

Σημαντική διαφοροποίηση της νέας δομής του προγράμματος αποτελεί η προσθήκη της δυνατότητας χρήσης παραμέτρων για τον ορισμό διαφόρων ιδιοτήτων των κελιών του δικτύου υπολογισμών, σε συνδυασμό με τη δυνατότητα εκτίμησης των τιμών των παραμέτρων αυτών. Ως παράμετρος ορίζεται μια μεταβλητή της εξίσωσης ροής πεπερασμένων διαφορών, η οποία αφορά είτε το σύνολο των κελιών του δικτύου υπολογισμών είτε ορισμένα από αυτά

Τα δομικά στοιχεία του προγράμματος είναι οι υπομονάδες (modules), τα πακέτα (packages), οι διεργασίες (procedures) και οι διαδικασίες (processes). Οι υπομονάδες είναι το μικρότερο δομικό στοιχείο. Κάθε **υπομονάδα** είναι μια ανεξάρτητη υπορουτίνα (subroutine). Οι υπομονάδες είναι ομαδοποιημένες σε πακέτα. Ένα **πακέτο** περιέχει όλες τις υπομονάδες που είναι απαραίτητες για την προσομοίωση μιας υδρολογικής διαδικασίας ή για την εφαρμογή μιας μεθόδου επίλυσης της εξίσωσης της ροής ή άλλης εξίσωσης (π.χ. πακέτο εξατμισοδιαπνοής, πακέτο άμεσης μεθόδου DEA).

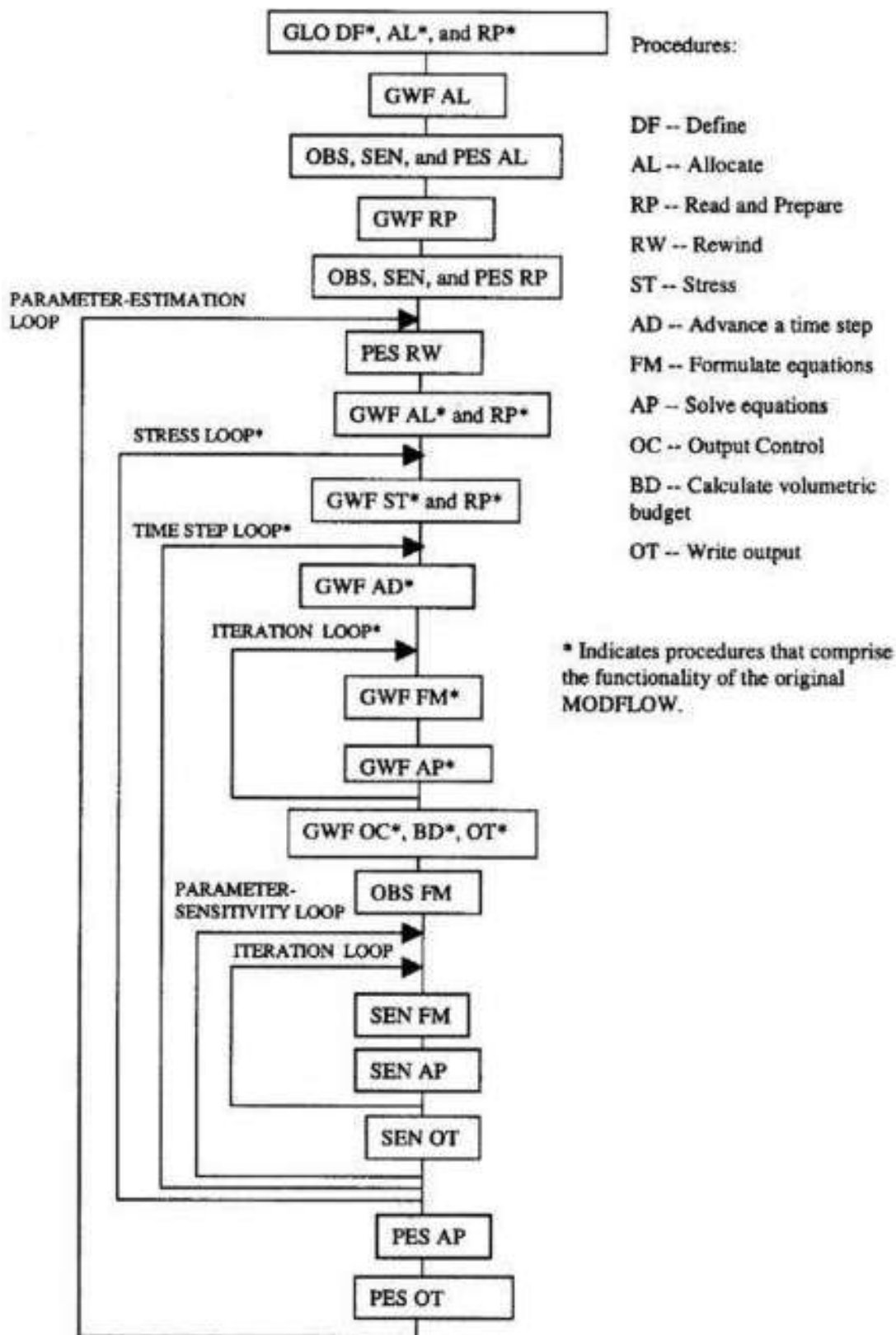
Επίσης, οι υπομονάδες που αφορούν την ίδια λειτουργία μπορούν να ομαδοποιηθούν σε μία **διεργασία**. Για παράδειγμα η "διεργασία ανάγνωσης και προετοιμασίας" (read and prepare procedure) περιλαμβάνει τις υπομονάδες ανάγνωσης και προετοιμασίας των δεδομένων του πακέτου εξατμισοδιαπνοής, του πακέτου γνωστού φορτίου κλπ.

Οι διαδικασίες ως δομική μονάδα δεν υπήρχαν στις προηγούμενες εκδόσεις του προγράμματος. Προστέθηκαν στο MODFLOW για να δοθεί η δυνατότητα ενσωμάτωσης λύσεων άλλων εξισώσεων. Μια **διαδικασία** (process) περιέχει το τμήμα του κώδικα που αφορά τη λύση μιας εξίσωσης με μια αριθμητική μέθοδο. Για παράδειγμα η λύση της εξίσωσης της ροής του υπόγειου νερού με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών, δηλαδή ο κώδικας που στις προηγούμενες εκδόσεις ήταν όλο το MODFLOW, στην τρέχουσα έκδοση αποτελεί τη "**διαδικασία ροής του υπόγειου νερού**" (ground-water flow process - **GWF Process**). Στο MODFLOW-GWT (Konicow, Goode, & Hornberger, 1996) έχει ενσωματωθεί μια διαδικασία για τη λύση της εξίσωσης μεταφοράς ρύπων με τη μέθοδο των χαρακτηριστικών (ground-water transport process - **GWT**). Κάθε νέα διαδικασία που ενσωματώνεται πρέπει να είναι συμβατή με τη διαδικασία ροής του υπόγειου νερού, αλλά δεν είναι απαραίτητο να είναι συμβατή με άλλες νέες διαδικασίες. Άλλωστε το να είναι συμβατές μεταξύ τους οι νέες διαδικασίες δεν θα ήταν εφικτό στην πράξη, αφού οι προσθήκες νέων διαδικασιών γίνονται πολλές φορές από ανεξάρτητους ερευνητές, οι οποίοι τροποποιούν τη βασική έκδοση του προγράμματος.

Στην τρέχουσα έκδοση του MODFLOW περιλαμβάνονται, εκτός από τη διαδικασία ροής του υπόγειου νερού, άλλες τέσσερις διαδικασίες: η **γενική διαδικασία** (Global Process - **GLO**), η **διαδικασία παρατηρήσεων** (Observation Process - **OBS**), η **διαδικασία ευαισθησίας** (Sensitivity Process - **SEN**) και η **διαδικασία εκτίμησης παραμέτρων** (Parameter Estimation Process - **PES**). Η γενική διαδικασία ελέγχει τη συνολική λειτουργία του προγράμματος και μορφοποιεί τα δεδομένα που είναι κοινά για τις υπόλοιπες διαδικασίες. Οι άλλες τρεις διαδικασίες (Hill, M.C., Banta, Harbaugh, & Anderman, 2000) είναι απαραίτητες για την αυτόματη ρύθμιση του μοντέλου. Η διαδικασία παρατηρήσεων υπολογίζει τις προσομοιωμένες τιμές που αντιστοιχούν στις παρατηρήσεις, το άθροισμα των τετραγώνων των σταθμισμένων διαφορών μεταξύ των παρατηρήσεων και των αντίστοιχων προσομοιωμένων τιμών και τις ευαισθησίες των παραμέτρων ως προς τις παρατηρήσεις. Η διαδικασία ευαισθησίας λύνει την εξίσωση ευαισθησίας του υπολογιζόμενου φορτίου σε όλο το δίκτυο υπολογισμών. Η διαδικασία εκτίμησης παραμέτρων χρησιμοποιείται για την εύρεση των βέλτιστων τιμών των παραμέτρων με μια τροποποίηση της μεθόδου Gauss-Levenberg-Marquardt χωρίς περιορισμούς. Ως αντικειμενική συνάρτηση χρησιμοποιείται το άθροισμα των τετραγώνων των σταθμισμένων διαφορών μεταξύ των παρατηρήσεων και των αντίστοιχων προσομοιωμένων τιμών.

Στο Σχήμα 3.4 παρουσιάζεται το διάγραμμα ροής του MODFLOW (Harbaugh, Banta, Hill, & McDonald, 2000), στο οποίο διακρίνονται οι πέντε διαδικασίες που περιλαμβάνονται στο MODFLOW. Όπως φαίνεται στο διάγραμμα ροής, ο κωδικός του προγράμματος είναι μια αλληλουχία από διεργασίες. Στο πλαίσιο της πρώτης διεργασίας ορίζονται τα πακέτα που ενεργοποιούνται στο συγκεκριμένο μοντέλο. Κάθε μία από τις υπόλοιπες διεργασίες περιλαμβάνει τις αντίστοιχες υπομονάδες των ενεργοποιημένων πακέτων. Για παράδειγμα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3-4, η δεύτερη διεργασία είναι η GWF AL, δηλαδή η δέσμευση χώρου στη μνήμη του υπολογιστή για την αποθήκευση των δεδομένων της διαδικασίας υπόγειας ροής. Αν από τα πακέτα της διαδικασίας υπόγειας ροής έχει ενεργοποιηθεί μόνο το πακέτο που αφορά την προσομοίωση της εξατμισοδιαπνοής, από την διεργασία GWF AL θα χρησιμοποιηθεί η υπομονάδα AL μόνο αυτού του

πακέτου. Αν έχει ενεργοποιηθεί και το πακέτο που αφορά την προσομοίωση γεωτρήσεων, από την διεργασία GWF AL θα χρησιμοποιηθούν οι υπομονάδες AL και των δύο πακέτων.



Σχήμα 3-4: Διάγραμμα ροής MODFLOW. Προέλευση: (Harbaugh, Banta, Hill, & McDonald, 2000)

Στις επόμενες παραγράφους περιγράφονται συνοπτικά οι πέντε προαναφερθείσες διαδικασίες που περιλαμβάνονται στη βασική έκδοση του MODFLOW.

3.1.4.1 Γενική διαδικασία

Η γενική διαδικασία είναι πάντα ενεργή. Στο πλαίσιο αυτής εισάγονται τα δεδομένα που αφορούν τη γενική λειτουργία του προγράμματος. Τα δεδομένα αυτά περιλαμβάνουν τις μεταβλητές που ορίζουν ποιες από τις υπόλοιπες διαδικασίες θα χρησιμοποιηθούν και ποια πακέτο των διαδικασιών θα ενεργοποιηθούν. Επίσης, στα δεδομένα αυτά περιλαμβάνονται οι μονάδες μήκους και χρόνου και τα δεδομένα που αφορούν τη χωρική και χρονική διακριτοποίηση του μοντέλου. Το δίκτυο υπολογισμών είναι πάντα ορθογώνιο στο οριζόντιο επίπεδο, όχι όμως υποχρεωτικά και στο κατακόρυφο, όπως φαίνεται στο σχήμα 3-5. Απαιτείται ο πλήρης ορισμός της γεωμετρίας κάθε κελιού. Στο οριζόντιο επίπεδο αυτό γίνεται μέσω του πλάτους των σειρών και των στηλών. Στην κατακόρυφη διεύθυνση ορίζονται τα υψόμετρα του άνω ορίου της πρώτης στρώσης (επιφάνεια εδάφους ή άνω όριο ενός κλειστού υδροφορέα) και τα υψόμετρα των πυθμένων όλων των στρώσεων.

Όσον αφορά τη χρονική διακριτοποίηση, ο συνολικός χρόνος της προσομοίωσης στο MODFLOW διαιρείται σε περιόδους (stress periods). Η κάθε περίοδος χωρίζεται σε χρονικά βήματα, τα οποία σχηματίζουν γεωμετρική πρόοδο. Ο χρήστης ορίζει τη διάρκεια της περιόδου με βάση τη χρονική μονάδα που έχει επιλεγεί: π.χ. αν ως χρονική μονάδα έχει επιλεγεί η ημέρα, η διάρκεια μιας περιόδου ενός μήνα είναι 30 ημέρες, ενώ αν ως χρονική μονάδα έχει επιλεγεί η ώρα, η διάρκεια της ίδιας περιόδου είναι 720 ώρες. Επίσης ο χρήστης ορίζει τον αριθμό των χρονικών βημάτων στα οποία χωρίζεται η περίοδος και έναν "πολλαπλασιαστή" (multiplier), ο οποίος ισούται με το λόγο του μήκους του χρονικού βήματος προς το μήκος του προηγούμενου χρονικού βήματος. Ο πολλαπλασιαστής είναι ένας αριθμός μεγαλύτερος ή ίσος με τη μονάδα. Το μήκος του πρώτου χρονικού βήματος της περιόδου υπολογίζεται με βάση τη διάρκεια της περιόδου, τον αριθμό των χρονικών βημάτων της περιόδου και τον πολλαπλασιαστή:

$$Delt(1) = \frac{PERLEN * (1 - TSMULT)}{1 - TSMULT^{NSTP}} \quad (3.22)$$

Όπου $Delt(1)$ = το μήκος του πρώτου χρονικού βήματος της περιόδου

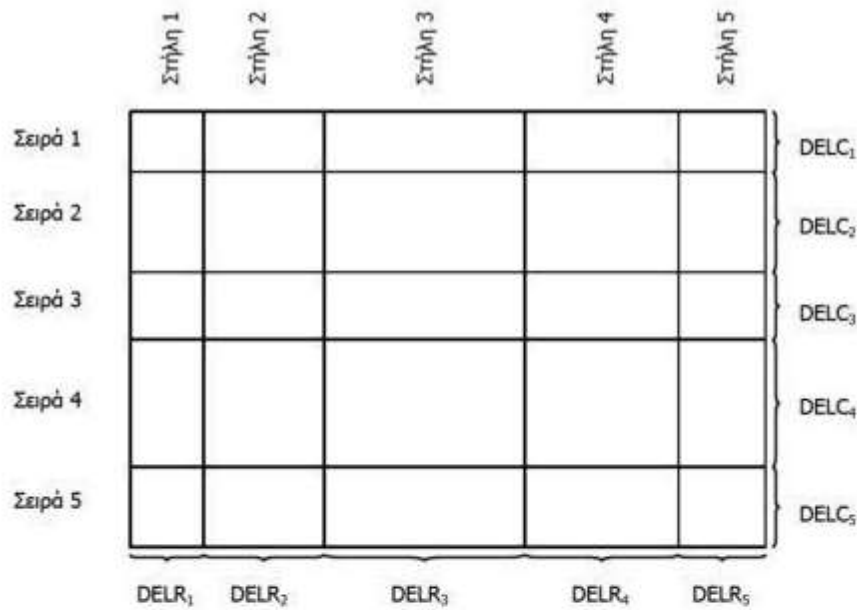
PERLEN = το μήκος της περιόδου (με βάση τη χρονική μονάδα που έχει επιλεγεί)

TSMULT = ο πολλαπλασιαστής (της περιόδου)

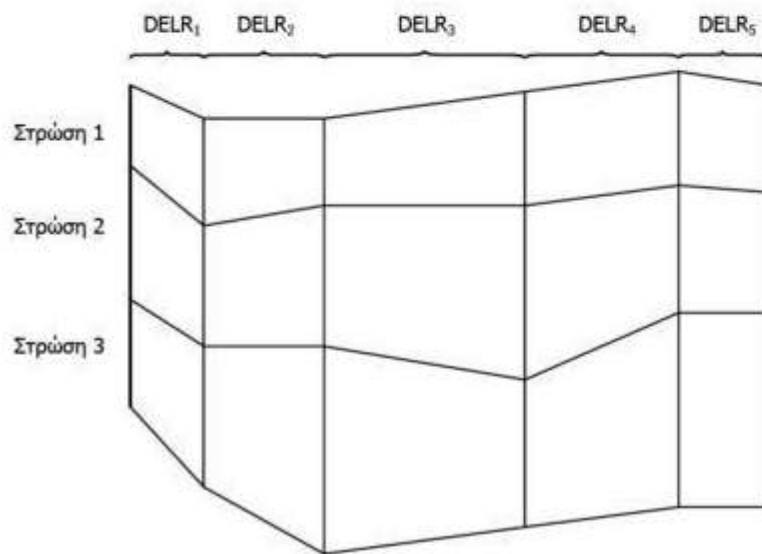
NSTP = ο αριθμός των χρονικών βημάτων στα οποία χωρίζεται η περίοδος

Τα επόμενα χρονικά βήματα υπολογίζονται με τη σχέση:

$$Delt(m+1) = TSMULT * Delt(m) \quad (3.23)$$



(α) κάτοψη του δικτύου



(α) τομή του δικτύου κατά μήκος μιας σειράς

Σχήμα 3-5: Κάτοψη και τομή δικτύου υπολογισμών με 5 σειρές, 5 στήλες και 3 στρώσεις

Η ροή σε κάθε περίοδο μπορεί να είναι είτε μόνιμη είτε μη μόνιμη. Είναι δηλαδή δυνατό οι περίοδοι μόνιμης και μη μόνιμης ροής να εναλλάσσονται. Η δυνατότητα αυτή μπορεί να αξιοποιηθεί για τη χρήση ως αρχικής συνθήκης της κατανομής του φορτίου που προκύπτει από την προσομοίωση μόνιμης ροής. Σε κάθε περίοδο η φόρτιση ή εκφόρτιση του υδροφορέα (γεωτρήσεις,

πηγές, εξατμισοδιαπνοή, αλληλεπίδραση με σώματα επιφανειακού νερού κ.λπ.) παραμένουν σταθερές. Οι οριακές συνθήκες γνωστής εισροής και γνωστού φορτίου δεν είναι απαραίτητο να μεταβάλλονται στην αρχή κάποιας περιόδου. Ορίζονται οι χρόνοι στους οποίους μεταβάλλονται οι τιμές τους και το πρόγραμμα υπολογίζει με παρεμβολή την κατάλληλη τιμή για κάθε χρονικό βήμα σε κάθε περίοδο. Όταν είναι ενεργές οι διαδικασίες παρατηρήσεων και ευαισθησίας ο αριθμός των χρονικών βημάτων που εκτελούνται σε κάθε περίοδο μπορεί να είναι μικρότερος από τον αριθμό που έχει οριστεί από το χρήστη, γιατί εκτελούνται μόνο τα χρονικά βήματα που είναι απαραίτητα για την προσομοίωση των παρατηρήσεων.

3.1.4.2 Διαδικασία ροής του υπόγειου νερού

Στο πλαίσιο της διαδικασίας της ροής του υπόγειου νερού, μέσω των αντίστοιχων πακέτων (α) ορίζονται οι ιδιότητες των κελιών που αφορούν τη ροή (υδραυλική αγωγιμότητα, διοχετευτικότητα, αποθηκευτικότητα), οι οριακές συνθήκες, η αρχική συνθήκη, οι υδρολογικές διαδικασίες που προσομοιώνονται για την περιγραφή των εισροών και εκροών, η μέθοδος επίλυσης των εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών, (β) μορφοποιούνται οι εξισώσεις πεπερασμένων διαφορών και (γ) λύνεται το σύστημα αυτών των εξισώσεων με την επιλεγμένη μέθοδο.

Όπως αναφέρθηκε, στο MODFLOW δίνεται η δυνατότητα χρήσης παραμέτρων για τον ορισμό κάποιων από τις μεταβλητές που αντιστοιχούν στις ιδιότητες των κελιών. Η χρήση παραμέτρων είναι απαραίτητη για τις μεταβλητές των οποίων τις τιμές θέλουμε να προσδιορίσουμε κατά την αυτόματη ρύθμιση του μοντέλου. Συγκεκριμένα είδη μεταβλητών μπορούν να οριστούν με παραμέτρους, αντίστοιχου τύπου: η υδραυλική αγωγιμότητα στη χ-διεύθυνση (τύπος παραμέτρου HK), ο συντελεστής οριζόντιας ανισοτροπίας ο οποίος ισούται με το λόγο της υδραυλικής αγωγιμότητας στην γ-διεύθυνση προς την υδραυλική αγωγιμότητα στη χ-διεύθυνση (HANI), η υδραυλική αγωγιμότητα στην κατακόρυφη διεύθυνση (VK), ο συντελεστής κατακόρυφης ανισοτροπίας (VANI), η ειδική αποθηκευτικότητα (SS), η ειδική απόδοση (SY), η παροχή γεωτρήσεων (Q), επαναπλήρωσης (RCH) και εξατμισοδιαπνοής (EVT ή ETS), το φορτίο στην αρχή και στο τέλος ενός ορίου γνωστού φορτίου (CHD) και η αγωγιμότητα των κελιών που ανήκουν σε γενικό όριο φορτίου (GHB), αδιαπέρατο όριο (HFB), στραγγιστικό κανάλι (DRN ή DRT) και υδατόρευμα (RIV). Οι μεταβλητές που αντιπροσωπεύουν τις υδρογεωλογικές ιδιότητες των κελιών κάθε στρώσης του δικτύου θεωρούνται σταθερές κατά τμήματα (ζώνες). Οι ζώνες μιας μεταβλητής δεν είναι απαραίτητο να ταυτίζονται με τις ζώνες των άλλων μεταβλητών. Επίσης δεν είναι απαραίτητο να ταυτίζονται οι ζώνες μιας μεταβλητής σε μια στρώση του δικτύου με τις ζώνες της ίδιας μεταβλητής στις άλλες στρώσεις του δικτύου. Όταν μια από αυτές τις μεταβλητές ορίζεται με παραμέτρους, μία παράμετρος αντίστοιχου τύπου πρέπει να χρησιμοποιηθεί για κάθε ζώνη σε κάθε στρώση.

Τα κυριότερα πακέτα που περιλαμβάνονται στη διαδικασία ροής του υπόγειου νερού είναι τα ακόλουθα:

- **Πακέτα υπόγειας ροής** (groundwater flow packages)

Υπάρχουν τρία πακέτα που αντιστοιχούν σε τρεις διαφορετικούς τρόπους ορισμού των ιδιοτήτων των κελιών που ελέγχουν τη ροή. Σε κάθε μοντέλο χρησιμοποιείται ένα μόνο από αυτά.

BCF6 - Block Centered Flow: αντιστοιχεί στον τρόπο με τον οποίο ορίζονταν οι ιδιότητες των κελιών στις παλιότερες εκδόσεις του MODFLOW. Δεν υποστηρίζει τη χρήση παραμέτρων κι επομένως δεν μπορεί να συνδυαστεί με τις διαδικασίες ευαισθησίας και εκτίμησης παραμέτρων, τεκμηρίωση: (Harbaugh, Banta, Hill, & McDonald, 2000) και (McDonald & Harbaugh, 1988).

LPF - Layer Property Flow: οι ιδιότητες που ελέγχουν τη ροή μεταξύ των κελιών καθορίζονται με βάση τις ιδιότητες των στρώσεων, είτε απευθείας είτε με τη χρήση παραμέτρων. Τα δεδομένα εισόδου δεν περιλαμβάνουν τη διοχετευτικότητα: διαβάζεται πάντα μόνο η υδραυλική αγωγιμότητα και η διοχετευτικότητα υπολογίζεται χρησιμοποιώντας το πάχος του κελιού που προκύπτει από τα υψόμετρα των στρώσεων, **τεκμηρίωση:** (Harbaugh, Banta, Hill, & McDonald, 2000).

HUF2 - Hydrogeologic Unit Flow: ο ορισμός των ιδιοτήτων που ελέγχουν τη ροή μεταξύ των κελιών γίνεται ανά "υδρογεωλογική μονάδα", είτε απευθείας είτε με παραμέτρους. Τα όρια των υδρογεωλογικών μονάδων δεν είναι απαραίτητο να συμπίπτουν με τα όρια των στρώσεων. Οι ιδιότητες κάθε κελιού προκύπτουν από τη σύνθεση των ιδιοτήτων των υδρογεωλογικών μονάδων που το κελί περιλαμβάνει, **τεκμηρίωση:** (Anderman & Hill, Modflow-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - Documentation of the Hydrogeologic-Unit Flow (HUF) Package, 2000).

Στο μοντέλο που αναπτύχθηκε στο πλαίσιο της διατριβής αυτής, για την προσομοίωση της υπόγειας ροής χρησιμοποιήθηκε το πακέτο LPF.

- **Πακέτα επίλυσης (Solvers)** - χρησιμοποιούνται (ένα από αυτά) για την επίλυση των εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών. Όταν η διαδικασία ευαισθησίας είναι ενεργή, το ίδιο πακέτο επίλυσης χρησιμοποιείται και για την επίλυση της εξίσωσης ευαισθησίας. Σ' αυτήν την περίπτωση θα πρέπει να επιλεγθεί ένα από τα πακέτα DE4 και PCG2, γιατί αυτά είναι συμβατά και με τις δύο διαδικασίες.

SIP5 - Strongly Implicit Procedure (McDonald & Harbaugh, 1988)

SORS - Slice-Successive Over-relaxation (McDonald & Harbaugh, 1988)

DE45 - Direct Solver (Harbaugh A. W., 1995)

PCG2 - Preconditioned Conjugate-Gradient (Hill M. C., 1990b)

Οι αντίστοιχες μέθοδοι έχουν περιγραφεί στο 2ο κεφάλαιο. Στο μοντέλο που καταρτίστηκε χρησιμοποιείται το πακέτο PCG2.

- **Πακέτα οριακών συνθηκών ανεξάρτητων από το φορτίο**

FHB1 - Flow and Head Boundary: γενικό πακέτο που χρησιμοποιείται όταν έχουμε όρια γνωστής παροχής (μονάδες L^3/T) ή/και γνωστού φορτίου, που μεταβάλλονται συναρτήσει του χρόνου (Leake & Lilly, 1997).

HFB6 - Horizontal Flow Barrier: προσομοίωση αδιαπέρατων ορίων (Hsieh and Freckleton, 1993).

CHD6 - Constant-Head Boundary: προσομοίωση ορίων γνωστού φορτίου (Leake & Prudic, Documentation of a computer program to simulate aquifer-system compaction using the modular finite-difference ground-water flow model, 1991).

RCH6 - Recharge: προσομοίωση επαναπλήρωσης/εκφόρτισης ως γνωστή εισροή/εκροή κατανεμημένη στην επιφάνεια του μοντέλου (McDonald & Harbaugh, 1988).

WEL6 - Well: προσομοίωση λειτουργίας γεώτρησης ως γνωστή (μεταβαλλόμενη ανά χρονική περίοδο) εισροή/εκροή σε μεμονωμένα κελιά (McDonald & Harbaugh, 1988).

Στο μοντέλο που καταρτίστηκε χρησιμοποιήθηκαν όλα αυτά τα πακέτα, εκτός του CHD6.

- **Πακέτα οριακών συνθηκών εξαρτώμενων από το φορτίο**

GHB6 - General-Head Boundary: η παροχή είναι πάντα ανάλογη της διαφοράς φορτίου (McDonald & Harbaugh, 1988).

DRN6 - Drain: προσομοίωση στραγγιστικών καναλιών στα οποία αν το φορτίο σε ένα κελί πέφτει κάτω από μία ορισμένη τιμή, η παροχή από το κελί αυτό μηδενίζεται (McDonald & Harbaugh, 1988).

DRT1 - Drain Return: προσομοίωση στραγγιστικών καναλιών από τα οποία μέρος του νερού επαναπληρώνει τον υδροφόρα (Banta, 2000).

RIV6 - River: προσομοίωση εισροής από υδατορρέυματο: αν το φορτίο σε ένα κελί πέφτει κάτω από μία ορισμένη τιμή, η παροχή από το κελί αυτό τίθεται ίση με ένα συγκεκριμένο κατώτερο όριο (McDonald & Harbaugh, 1988).

EVT6 - Evapotranspiration: προσομοίωση εξατμισοδιαπνοής εξαρτώμενη από το φορτίο εκροής κατανεμημένη στην επιφάνεια του μοντέλου (McDonald & Harbaugh, 1988).

ETS1 - Evapotranspiration Segments: υπολογισμός της εξατμισοδιαπνοής με βάση οριζόμενη από το χρήστη σχέση εξατμισοδιαπνοής και φορτίου (Banta, 2000).

RES1 - Reservoir: προσομοιώνει τη διαρροή μεταξύ μιας δεξαμενής και του υποκείμενου συστήματος υπόγειου νερού καθώς η επιφάνεια της δεξαμενής μεταβάλλεται λόγω της μεταβολής της στάθμης της, όπου ο χρήστης ορίζει την αρχική και τελική κατάσταση της δεξαμενής (Fenske, Leake, & Prudic, 1996).

LAK3 - Lake: προσομοίωση αλληλεπίδρασης υδροφόρα-λίμνης (Merritt & Konikow, 2000).

STR6 - Stream flow-Routing: προσομοίωση υδατορρευμάτων στα οποία η ροή κατευθύνεται ακαριαία προς το κατάντη (Prudic, 1989).

MNW1 - Multi-Node Drawdown-Limited Well: προσομοίωση γεωτρήσεων που εκτείνονται σε περισσότερες από μια στρώσεις (Halford & Hanson, 2002).

Από τα πακέτα αυτά, στην παρούσα εφαρμογή χρησιμοποιήθηκε μόνο το DRN6 για την προσομοίωση σημειακών εκφορτίσεων. Τα υπόλοιπα δεν χρησιμοποιήθηκαν, είτε γιατί στην περιοχή μελέτης δεν υπάρχουν οι αντίστοιχες υδρολογικές συνθήκες, είτε γιατί δεν υπήρχαν τα κατάλληλα δεδομένα και οι σχετικές υδρολογικές συνθήκες προσομοιώθηκαν με διαφορετικό τρόπο.

3.1.4.3 Διαδικασία παρατηρήσεων

Στο πλαίσιο της διαδικασίας παρατηρήσεων υπολογίζονται οι αντίστοιχες με τις υπάρχουσες παρατηρήσεις προσομοιωμένες τιμές συγκρίνονται οι υπολογισμένες τιμές με τις παρατηρήσεις και, όταν είναι ενεργή και η διαδικασία ευαισθησίας υπολογίζονται οι ευαισθησίες των παρατηρήσεων (observation sensitivities) από τις ευαισθησίες που έχουν υπολογιστεί μέσω της διαδικασίας ευαισθησίας για όλο το δίκτυο υπολογισμών (grid sensitivities).

Ο υπολογισμός των προσομοιωμένων τιμών φορτίου που αντιστοιχούν στις παρατηρήσεις γίνεται με παρεμβολή στις προσομοιωμένες τιμές φορτίου των τεσσάρων κόμβων του δικτύου που περιβάλλουν τη θέση λήψης της παρατήρησης χρησιμοποιώντας τετραπλευρικές συναρτήσεις βάσης (quadrilateral basis functions). Αν ένας από τους τέσσερις κόμβους ανήκει σε μη ενεργό κελί,

χρησιμοποιούνται τριγωνικές συναρτήσεις βάσης (triangular basis functions). Αν δυο από τους κόμβους ανήκουν σε μη ενεργά κελιά ή η θέση λήψης της παρατήρησης βρίσκεται πάνω στο ευθύγραμμο τμήμα που ενώνει δύο κόμβους χρησιμοποιούνται γραμμικές μονοδιάστατες συναρτήσεις βάσης (linear one-dimensional basis functions), που ισοδυναμούν με απλή γραμμική παρεμβολή. Με τον ίδιο τρόπο υπολογίζονται οι ευαισθησίες των παρατηρήσεων από τις ευαισθησίες του υπολογιζόμενου φορτίου στους κόμβους του δικτύου.

Κατά τον υπολογισμό των φορτίων με παρεμβολή δεν λαμβάνονται υπόψη οι μεταβολές της υδραυλικής αγωγιμότητας. Αυτό μπορεί να εισάγει σημαντικά σφάλματα στα υπολογιζόμενα φορτία όταν οι υδραυλικές ιδιότητες των γειτονικών κελιών διαφέρουν πολύ μεταξύ τους και οι διαστάσεις των κελιών είναι μεγάλες. Τα σφάλματα αυτά μπορεί να επηρεάσουν και τις τιμές των παραμέτρων που προκύπτουν από την αυτόματη ρύθμιση του μοντέλου.

Ο χρόνος λήψης κάθε παρατήρησης προσδιορίζεται με βάση μια χρονική περίοδο αναφοράς (reference stress period) και τη χρονική μετατόπιση σε σχέση με την έναρξη αυτής της περιόδου (time offset) και συνήθως εμπίπτει στο χρονικό διάστημα που διαρκεί κάποιο χρονικό βήμα κι όχι στην αρχή ή στο τέλος του βήματος (που υπολογίζονται τα φορτία στους κόμβους)- Σ' αυτήν την περίπτωση, για τον υπολογισμό της ισοδύναμης προσομοιωμένης τιμής του φορτίου σε κάθε κόμβο χρησιμοποιείται γραμμική παρεμβολή μεταξύ των φορτίων στην αρχή και στο τέλος του χρονικού βήματος.

Τα είδη των παρατηρήσεων που υποστηρίζονται από αυτή τη διαδικασία είναι: (α) παρατηρήσεις φορτίου ή μεταβολής του φορτίου με το χρόνο, (β) παρατηρήσεις εισροής ή εκροής που προκύπτει από την αλληλεπίδραση με επιφανειακά νερά όταν γιο την προσομοίωση αυτής της αλληλεπίδρασης έχει χρησιμοποιηθεί ένα από τα πακέτα GHB, DRN, ή RIV, (γ) παρατηρήσεις εισροής ή εκροής από ή προς κελιά γνωστού φορτίου και (δ) παρατηρήσεις μεταφοράς μάζας Η τεκμηρίωση της χρήσης παρατηρήσεων του τελευταίου τύπου έχει γίνει από τους (Anderman & Hill, 1999), ενώ συνολικά η διαδικασία παρατηρήσεων καθώς και η χρήση των άλλων τύπων παρατηρήσεων περιγράφονται από τους (Hill, M.C., Banta, Harbaugh, & Anderman, 2000).

Οι παρατηρήσεις πρέπει να σταθμίζονται έτσι ώστε να λαμβάνεται υπόψη η σχετική ακρίβεια των μετρήσεων. Στην περίπτωση που υπάρχουν διαθέσιμες μετρήσεις διαφορετικού είδους (φορτία και παροχές), οι συντελεστές στάθμισης χρησιμοποιούνται και για την ομογενοποίηση των μονάδων των παρατηρήσεων. Έτσι, τα σταθμισμένα υπόλοιπα (weighted residuals), που προκύπτουν από τη σύγκριση υπολογισμένων τιμών και παρατηρήσεων, έχουν τις ίδιες μονάδες και μπορούν να υψωθούν στο τετράγωνο και να αθροιστούν για το σχηματισμό της αντικειμενικής συνάρτησης ελαχίστων τετραγώνων, όπως απαιτεί η διαδικασία εκτίμησης παραμέτρων.

Τα πακέτα που περιλαμβάνονται στη διαδικασία παρατηρήσεων είναι τα ακόλουθα:

■ Πακέτα δεδομένων παρατηρήσεων

OBS - Observations: γενικό πακέτο, χρησιμοποιείται πάντα όταν εισάγονται οποιουδήποτε είδους παρατηρήσεις.

HOB - Head-Observation: παρατηρήσεις φορτίου ή μεταβολής φορτίου με το χρόνο.

DROB - Drain Observation: παρατηρήσεις παροχής μέσω ορίων στράγγισης (τα οποία προσομοιώνονται με το πακέτο DRN).

DTOB- Drain Return Observation: παρατηρήσεις εκροής προς κανάλια νερό των οποίων επαναπληρώνει τον υδροφορέα (προσομοίωση με το πακέτο DRT).

RVOB - River Observation: παρατηρήσεις παροχής για το αντίστοιχο πακέτο οριακής συνθήκης (RIV).

GBOB - General-Head-Boundary Observation: παρατηρήσεις παροχής για το αντίστοιχο πακέτο οριακής συνθήκης (GHB).

CHOB - Constant-Head Flow Observation: παρατηρήσεις παροχής για το αντίστοιχο πακέτο οριακής συνθήκης (CHB).

STOB - Streamflow-Routing Observation: παρατηρήσεις παροχής για το αντίστοιχο πακέτο οριακής συνθήκης (STR).

ADV - Advective Transport: παρατηρήσεις μεταφοράς μάζας

Από το πακέτα αυτά χρησιμοποιήθηκαν τα τρία πρώτα.

3.1.4.4 Διαδικασία ευαισθησίας

Με τη διαδικασία αυτή υπολογίζονται οι μερικές παράγωγοι του υπολογιζόμενου φορτίου ως προς τις παραμέτρους του μοντέλου σε όλους τους κόμβους του δικτύου υπολογισμών, με τη μέθοδο της εξίσωσης ευαισθησίας. Για την επίλυση της εξίσωσης ευαισθησίας χρησιμοποιείται η ίδια μέθοδος επίλυσης που χρησιμοποιείται και για την εξίσωση της υπόγειας ροής. Επειδή το πακέτο της ανάλυσης ευαισθησίας μπορεί να συνεργαστεί μόνο με τα πακέτα επίλυσης PCG2 και DE45, όταν η διαδικασία αυτή είναι ενεργή μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο ένα από αυτά τα πακέτα επίλυσης. Η άμεση μέθοδος (πακέτο DE45) είναι συνήθως πιο αργή στην επίλυση της εξίσωσης της ροής, στην περίπτωση όμως της επίλυσης της εξίσωσης ευαισθησίας είναι πιο γρήγορη (Hill, M.C., Banta, Harbaugh, & Anderman, 2000). Σε κάποια προβλήματα μπορεί η χρήση της να μειώνει το συνολικό χρόνο που απαιτείται για την ολοκλήρωση της εκτέλεσης.

Η διαδικασία ανάλυσης ευαισθησίας περιλαμβάνει ένα μόνο πακέτο, το **Πακέτο ανάλυσης ευαισθησίας SEN**- Sensitivity, τεκμηρίωση: (Hill, M.C., Banta, Harbaugh, & Anderman, 2000).

3.1.4.5 Διαδικασία εκτίμησης παραμέτρων

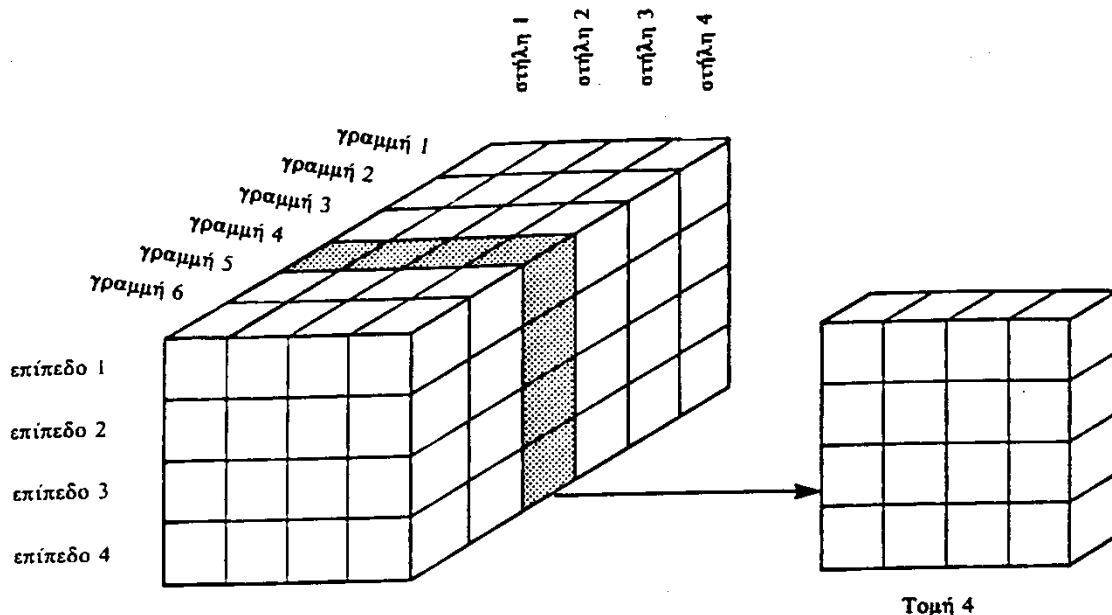
Η διαδικασία εκτίμησης παραμέτρων χρησιμοποιεί ως αντικειμενική συνάρτηση το άθροισμα των τετραγώνων των σταθμισμένων υπολοίπων των υπολογισμένων τιμών των εξαρτημένων μεταβλητών από τις αντίστοιχες παρατηρήσεις και των σταθμισμένων υπολοίπων των υπολογιζόμενων τιμών των παραμέτρων από τις τιμές των παραμέτρων που δίνονται ως προηγούμενη πληροφορία. Τα σταθμισμένα υπόλοιπα που αφορούν τις εξαρτημένες μεταβλητές υπολογίζονται από τη διαδικασία των παρατηρήσεων, ενώ τα σταθμισμένα υπόλοιπα που αφορούν τις παραμέτρους υπολογίζονται από τη διαδικασία εκτίμησης των παραμέτρων. Για την ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης χρησιμοποιείται με μια μορφή της μεθόδου Gauss-Levenberg-Marquardt χωρίς περιορισμούς. Από το χρήστη παρέχονται τα άνω και κάτω όρια των τιμών των παραμέτρων, δεν λαμβάνονται όμως υπόψη από τη διαδικασία βελτιστοποίησης, απλώς στο αρχείο των αποτελεσμάτων επισημαίνονται οι εκτιμημένες τιμές των παραμέτρων που βρίσκονται εκτός των αναμενόμενων ορίων. Δίνεται η δυνατότητα του λογαριθμικού μετασχηματισμού των παραμέτρων, η οποία μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ως μέσο για να αποφευχθεί το ενδεχόμενο μια παράμετρος να πάρει αρνητικές τιμές.

Η διαδικασία εκτίμησης παραμέτρων περιλαμβάνει ένα μόνο πακέτο, το **Πακέτο εκτίμησης παραμέτρων PES** - Parameter Estimation, τεκμηρίωση: (Hill, M.C., Banta, Harbaugh, & Anderman, 2000).

3.1.4.6 Διαδικασία επίλυσης.

Για την επίλυση της (3.19), χρησιμοποιείται η μέθοδος της υπερχαλάρωσης (SuccessiveOverrelaxationMethod), η οποία είναι μία επαναληπτική μέθοδος που χρησιμοποιείται για την επίλυση συστημάτων γραμμικών εξισώσεων. Ειδικά στο συγκεκριμένο πρόγραμμα Modflow χρησιμοποιείται μία τροποποιημένη μέθοδος υπερχαλάρωσης κατά τομές που αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως «Slice- SuccessiveOverrelaxationMethod). Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, το τρισδιάστατο πλέγμα των στοιχείων στα οποία υποδιαιρείται η περιοχή, χωρίζεται σε κάθετες τομές κατά τη διεύθυνση των γραμμών (Σχήμα 3-6). Γίνεται μία ομαδοποίηση των εξισώσεων έτσι ώστε κάθε ομάδα εξισώσεων ν' αντιστοιχεί στους κόμβους που περιέχονται σε μία κάθετη τομή.

Έστω ότι σε ένα επαναληπτικό βήμα (l), τα φορτία για όλες τις τομές έχουν υπολογιστεί και θεωρούνται γνωστά. Σε κάθε επαναληπτικό βήμα, κάθε μία ομάδα εξισώσεων δίνει ένα καινούριο σύνολο από τιμές (εκτιμήσεις) των φορτίων για κάθε τομή. Οι άγνωστοι στις εξισώσεις αυτές εκφράζονται ως διαφορές ανάμεσα στις εκτιμήσεις των φορτίων της (l+1) επανάληψης $h_{i,j,k}^{\sim m,l+1}$ και στα υπολογισμένα φορτία της (l) επανάληψης $h_{i,j,k}^{m,l}$. Το σύνολο των εξισώσεων που αντιστοιχεί σε μία κάθετη τομή, λύνεται απ' ευθείας με τη μέθοδο απαλοιφής του GAUSS, θεωρώντας τα φορτία των γειτονικών τομών (i-1) και (i+1) ως γνωστά.



Σχήμα 3-6: Ομαδοποίηση των στοιχείων σε κάθετες τομές κατά τη μέθοδο της υπερχαλάρωσης.

Στη συνέχεια οι μεταβολές των φορτίων ($h_{i,j,k}^{\sim m,l+1} - h_{i,j,k}^{m,l}$) που έχουν προκύψει ως λύση με τη μέθοδο απαλοιφής του GAUSS, πολλαπλασιάζονται με έναν συντελεστή ω , που η τιμή του κυμαίνεται συνήθως από 1 έως 2, που είναι μία παράμετρος που βοηθάει στη γρηγορότερη σύγκλιση των αποτελεσμάτων.

Οι τιμές που βρίσκονται, προστίθενται στις τιμές των φορτίων της προηγούμενης επανάληψης (l) και αυτό που προκύπτει είναι οι τιμές των φορτίων στη συγκεκριμένη επανάληψη ($l+1$) και για τη συγκεκριμένη τομή (i). Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται για όλες τις τομές κατά σειρά, έτσι ώστε να ολοκληρωθεί ένα επαναληπτικό βήμα.

Στα επόμενα επαναληπτικά βήματα ακολουθούν με την ίδια σειρά όλα τα παραπάνω, έτσι ώστε τελικά οι διαφορές στις τιμές των φορτίων που υπολογίζονται σε δύο διαδοχικές επαναλήψεις ($l, l+1$), να είναι μικρότερες από το κριτήριο σύγκλισης για όλα τα σημεία του πλέγματος.

Για να γίνουν κατανοητά τα παραπάνω, χωρίζεται η διαδικασία σε βήματα:

1) Η (3.19), γράφεται ξανά με την προσθήκη ενός εκθέτη (l) που αναφέρεται στο βήμα της επανάληψης:

$$\begin{aligned}
& T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot h_{i,j-1,k}^{m,l} + T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot h_{i,j+1,k}^{m,l} + T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot h_{i-1,j,k}^{m,l} + \\
& T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot h_{i+1,j,k}^{m,l} + T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot h_{i,j,k-1}^{m,l} + T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot h_{i,j,k+1}^{m,l} - \\
& - \left(T_{R_{i,j-1/2,k}} + T_{R_{i,j+1/2,k}} + T_{C_{i-1/2,j,k}} + T_{C_{i+1/2,j,k}} + T_{V_{i,j,k-1/2}} + T_{V_{i,j,k+1/2}} + HCOF_{i,j,k} \right) \\
& \cdot h_{i,j,k}^{m,l} = RHS_{i,j,k}
\end{aligned} \tag{3.22}$$

2) Η (3.19) αναφέρεται τώρα για το χρονικό βήμα $l+1$, αφαιρείται από την (3.22) και από τα δύο μέλη και προκύπτει:

$$\begin{aligned}
& T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot (h_{i,j-1,k}^{m,l+1} - h_{i,j-1,k}^{m,l}) + T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot (h_{i,j+1,k}^{m,l+1} - h_{i,j+1,k}^{m,l}) + \\
& T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot (h_{i-1,j,k}^{m,l+1} - h_{i-1,j,k}^{m,l}) + T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot (h_{i+1,j,k}^{m,l+1} - h_{i+1,j,k}^{m,l}) + \\
& T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot (h_{i,j,k-1}^{m,l+1} - h_{i,j,k-1}^{m,l}) + T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot (h_{i,j,k+1}^{m,l+1} - h_{i,j,k+1}^{m,l}) + \\
& - \left(T_{R_{i,j-1/2,k}} - T_{R_{i,j+1/2,k}} - T_{C_{i-1/2,j,k}} - T_{C_{i+1/2,j,k}} - T_{V_{i,j,k-1/2}} - T_{V_{i,j,k+1/2}} + HCOF_{i,j,k} \right) \\
& \cdot (h_{i,j,k}^{m,l+1} - h_{i,j,k}^{m,l}) = RHS_{i,j,k} - T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot h_{i,j-1,k}^{m,l} - T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot h_{i,j+1,k}^{m,l} - \\
& T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot h_{i-1,j,k}^{m,l} - T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot h_{i+1,j,k}^{m,l} - T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot h_{i,j,k-1}^{m,l} - T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot h_{i,j,k+1}^{m,l} - \\
& - \left(T_{R_{i,j-1/2,k}} - T_{R_{i,j+1/2,k}} - T_{C_{i-1/2,j,k}} - T_{C_{i+1/2,j,k}} - T_{V_{i,j,k-1/2}} - T_{V_{i,j,k+1/2}} + HCOF_{i,j,k} \right) \cdot h_{i,j,k}^{m,l}
\end{aligned} \tag{3.23}$$

Στην παραπάνω εξίσωση, οι άγνωστοι όροι λαμβάνονται ως διαφορές στα υπολογισμένα φορτία ανάμεσα στις (l) και ($l+1$) επαναλήψεις. Ας σημειωθεί ότι όταν η (l) επανάληψη έχει ολοκληρωθεί, το δεξί μέλος της (3.36), αποτελείται πλέον από γνωστούς όρους.

3) Διαιρείται το πλέγμα των στοιχείων σε κάθετες τομές κατά τη διεύθυνση των γραμμών (Σχήμα 3-6) και χωρίζονται οι εξισώσεις σε ομάδες. Οι μεταβολές του φορτίου για τη συγκεκριμένη τομή (i) θεωρούνται άγνωστες, ενώ για τις γειτονικές τομές (i-1, i+1), θεωρούνται γνωστές. Έτσι οι όροι

$$T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot (h_{i-1,j,k}^{m,l+1} - h_{i-1,j,k}^{m,l}), T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot (h_{i+1,j,k}^{m,l+1} - h_{i+1,j,k}^{m,l}),$$

μεταφέρονται στο δεξί μέλος ως γνωστοί και προκύπτει:

$$\begin{aligned} & T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot (h_{i,j-1,k}^{m,l+1} - h_{i,j-1,k}^{m,l}) + T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot (h_{i,j+1,k}^{m,l+1} - h_{i,j+1,k}^{m,l}) + \\ & T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot (h_{i,j,k-1}^{m,l+1} - h_{i,j,k-1}^{m,l}) + T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot (h_{i,j,k+1}^{m,l+1} - h_{i,j,k+1}^{m,l}) + \\ & - \left(-T_{R_{i,j-1/2,k}} - T_{R_{i,j+1/2,k}} - T_{C_{i-1/2,j,k}} - T_{C_{i+1/2,j,k}} - T_{V_{i,j,k-1/2}} - T_{V_{i,j,k+1/2}} + HCOF_{i,j,k} \right) \\ & \cdot (h_{i,j,k}^{m,l+1} - h_{i,j,k}^{m,l}) = RHS_{i,j,k} - T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot h_{i,j-1,k}^{m,l} - T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot h_{i,j+1,k}^{m,l} - \\ & T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot h_{i-1,j,k}^{m,l+1} - T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot h_{i+1,j,k}^{m,l+1} - T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot h_{i,j,k-1}^{m,l} - T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot h_{i,j,k+1}^{m,l} - \\ & - \left(-T_{R_{i,j-1/2,k}} - T_{R_{i,j+1/2,k}} - T_{C_{i-1/2,j,k}} - T_{C_{i+1/2,j,k}} - T_{V_{i,j,k-1/2}} - T_{V_{i,j,k+1/2}} + HCOF_{i,j,k} \right) \cdot h_{i,j,k}^{m,l} \end{aligned} \quad (3.24)$$

4) Επειδή η επαναληπτική διαδικασία προχωρεί κατά τη διεύθυνση των γραμμών και κατά τη φορά που ο αριθμός των γραμμών ίαυξάνεται, στην (l+1) επανάληψη, ολοκληρώνονται οι υπολογισμοί για την τομή (i-1) και στη συνέχεια ξεκινούν οι υπολογισμοί για την τομή (i). Έτσι η τιμή $h_{i-1,j,k}^{m,l+1}$ της προηγούμενης γραμμής είναι γνωστή, ενώ η τιμή $h_{i+1,j,k}^{m,l+1}$ της επόμενης γραμμής είναι άγνωστη και αντικαθίσταται από τη γνωστή $h_{i+1,j,k}^{m,l}$. Δηλαδή χρησιμοποιούνται οι πιο πρόσφατα υπολογισμένες τιμές για τα φορτία των γειτονικών τομών. Σύμφωνα με αυτά προκύπτει :

$$\begin{aligned} & T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot (h_{i,j-1,k}^{m,l+1} - h_{i,j-1,k}^{m,l}) + T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot (h_{i,j+1,k}^{m,l+1} - h_{i,j+1,k}^{m,l}) + \\ & T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot (h_{i,j,k-1}^{m,l+1} - h_{i,j,k-1}^{m,l}) + T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot (h_{i,j,k+1}^{m,l+1} - h_{i,j,k+1}^{m,l}) + \\ & - \left(-T_{R_{i,j-1/2,k}} - T_{R_{i,j+1/2,k}} - T_{C_{i-1/2,j,k}} - T_{C_{i+1/2,j,k}} - T_{V_{i,j,k-1/2}} - T_{V_{i,j,k+1/2}} + HCOF_{i,j,k} \right) \\ & \cdot (h_{i,j,k}^{m,l+1} - h_{i,j,k}^{m,l}) = RHS_{i,j,k} - T_{R_{i,j-1/2,k}} \cdot h_{i,j-1,k}^{m,l} - T_{R_{i,j+1/2,k}} \cdot h_{i,j+1,k}^{m,l} - \\ & T_{C_{i-1/2,j,k}} \cdot h_{i-1,j,k}^{m,l+1} - T_{C_{i+1/2,j,k}} \cdot h_{i+1,j,k}^{m,l} - T_{V_{i,j,k-1/2}} \cdot h_{i,j,k-1}^{m,l} - T_{V_{i,j,k+1/2}} \cdot h_{i,j,k+1}^{m,l} - \\ & - \left(-T_{R_{i,j-1/2,k}} - T_{R_{i,j+1/2,k}} - T_{C_{i-1/2,j,k}} - T_{C_{i+1/2,j,k}} - T_{V_{i,j,k-1/2}} - T_{V_{i,j,k+1/2}} + HCOF_{i,j,k} \right) \cdot h_{i,j,k}^{m,l} \end{aligned} \quad (3.25)$$

όπου ο συμβολισμός h^{\sim} , χρησιμοποιείται για τα φορτία της τομής (i), στο χρονικό βήμα (l+1) και υποδηλώνει ενδιάμεσες τιμές.

5) Ο αριθμός των κόμβων της (i) τομής είναι NC·NL, όπου NC είναι ο αριθμός των στηλών και NL ο αριθμός των επιπέδων. Έτσι σχηματίζονται (NC·NL) εξισώσεις. Επειδή ο αριθμός των επιπέδων για την πλειοψηφία των περιπτώσεων είναι μικρός (1 ως 3), το σύστημα των εξισώσεων είναι σχετικά μικρό και μπορεί να λυθεί απ' ευθείας με τη μέθοδο απαλοιφής του GAUSS. Το σύστημα γράφεται :

$$[A]_i \cdot \{\Delta h^{\sim}\}_i = \{R\}_i \quad (3.26)$$

όπου :

$[A]_i$ ο πίνακας των συντελεστών για την τομή (i) (Σχήμα 3-7),

$\{\Delta h^{\sim}\}_i$ ο πίνακας των μεταβολών $(h_{i,j,k}^{\sim m,l+1} - h_{i,j,k}^{m,l})$ μεταξύ των ενδιάμεσων φορτίων

της (l+1) επανάληψης και των υπολογισμένων φορτίων της (l) επανάληψης.

$\{R\}_i$ ο πίνακας των σταθερών όρων

a ₁₁	a ₁₂		a ₁₄					
a ₁₂	a ₂₂	a ₂₃		a ₂₅				
	a ₂₃	a ₃₃			a ₃₆			
a ₁₄			a ₄₄	a ₄₅		a ₄₇		
	a ₂₅		a ₄₅	a ₅₅	a ₅₆			
		a ₃₆		a ₅₆	a ₆₆		a ₆₈	
			a ₄₇			a ₇₇		
					a ₆₈		a ₈₈	a ₈₉
							a ₈₉	a ₉₉

Σχήμα 3-7: Ο πίνακας των συντελεστών για την τομή (i).

6) Από την απαλοιφή του GAUSS που εφαρμόζεται στην εξίσωση (3.26), προκύπτουν οι τιμές των διαφορών $(h_{i,j,k}^{\sim m,l+1} - h_{i,j,k}^{m,l})$. Αυτές πολλαπλασιάζονται με ω, και προστίθενται στα φορτία της προηγούμενης επανάληψης, δηλαδή :

$$h_{i,j,k}^{m,l+1} = h_{i,j,k}^{m,l} + \omega \cdot (h_{i,j,k}^{\sim m,l+1} - h_{i,j,k}^{m,l}) \quad (3.27)$$

7) Όταν ολοκληρωθεί ο υπολογισμός των τιμών $h_{i,j,k}^{m,l+1}$ σε κάθε κόμβο της τομής (i) στην επανάληψη (l+1), η διαδικασία ξεκινάει για την επόμενη κατά σειρά τομή (i+1) στην επανάληψη (l+1). Όταν ολοκληρωθεί η διαδικασία και για την τελευταία τομή (NROW), ξεκινάει η επόμενη επανάληψη (l+2), εκτός αν ικανοποιείται το κριτήριο σύγκλισης που έχει τη μορφή :

$$\left| h_{i,j,k}^{m,l+1} - h_{i,j,k}^{m,l} \right| < \varepsilon \quad (3.28)$$

Σε ότι αφορά την τιμή του ω , έχουν αναπτυχθεί διάφορες θεωρίες που επιτρέπουν σύγκλιση με το λιγότερο δυνατό αριθμό επαναλήψεων. Μία κατά προσέγγιση τιμή του ω δίνεται από τον Moler (Moler, 1969) :

$$\omega_{opt} = \frac{2}{1 + 1.701 \cdot \frac{\Delta r_j}{r_o}} \quad (3.29)$$

όπου :

$\Delta r_j = \Delta c_i$ είναι η διάσταση του στοιχείου (i,j,k)

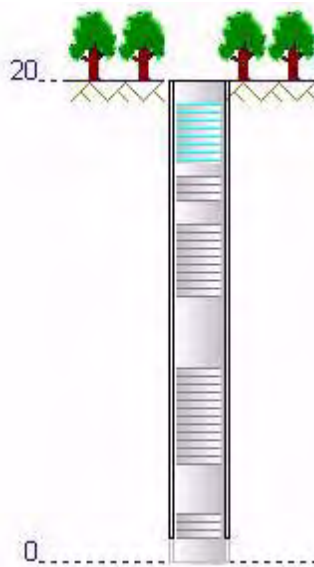
r_o η ακτίνα ενός κύκλου με εμβαδό ίσο με το εμβαδό της περιοχής.

3.2 ΒΑΣΙΚΑ ΣΤΑΔΙΑ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΕΝΟΣ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΣΤΟ MODFLOW ΚΑΙ ΑΠΑΙΤΟΥΜΕΝΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

3.2.1 Οριακές Συνθήκες

Κάθε μοντέλο απαιτεί ένα κατάλληλο σύνολο οριακών συνθηκών που να αντιπροσωπεύει τη σχέση του συστήματος με το πραγματικό περιβάλλον. Στην περίπτωση ενός μοντέλου ροής των υπογείων υδάτων, οι οριακές συνθήκες θα περιγράψουν την ανταλλαγή της ροής μεταξύ του μοντέλου και του εξωτερικού συστήματος.

3.2.2 Αποτύπωση Γεωτρήσεων (Well Screen Intervals)



Εικόνα 3-1: Αποτύπωση γεώτρησης στο Visual Modflow

Το Visual MODFLOW υποστηρίζει τις γεωτρήσεις (pumping wells) με το να τις απεικονίζει: **A)** Σε πολλαπλά επιμέρους διαστήματα που αντιπροσωπεύουν τις θέσεις των φίλτρων άντλησης σε όλο το βάθος της οπής, και **B)** Σε σχέση με τα επίπεδα (layers) του μοντέλου που μερικώς ή ολικώς διαπερνά η γεώτρηση (σχήμα 3-1).

Εντούτοις, είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι το MODFLOW δεν διενεργεί ειδικούς υπολογισμούς και εκτιμήσεις για τα επιμέρους πολλαπλά διαστήματα της γεώτρησης (θέσεις φίλτρων) ή για τα κελιά του πλέγματος που μερικώς διαπερνούν το συνολικό μήκος της οπής της γεώτρησης.

Το MODFLOW μεταχειρίζεται τις γεωτρήσεις άντλησης ως οριακές συνθήκες ροής, έτσι ώστε σε κάθε διατομή κελιού του πλέγματος που περιέχει γεώτρηση να δίδεται μια προσδιορισμένη τιμή ροής.

Στην περίπτωση που η αποτύπωση της γεώτρησης διαπερνά πολλά επίπεδα του μοντέλου, το Visual Modflow χρησιμοποιεί το πλήθος των κελιών που αναλογούν σε κάθε επίπεδο και κατανέμει αναλογικά το συνολικό όγκο άντλησης.

Η ακόλουθη εξίσωση χρησιμοποιείται για να υπολογίσει το ποσοστό άντλησης για κάθε κελί του πλέγματος.

$$Q_i = \frac{L_i K_{x_i}}{\Sigma(LK_x)_i} Q_T$$

Όπου:

Q_i = είναι η εκροή από το επίπεδο i στη συγκεκριμένη γεώτρηση στην περίοδο αιχμής

Q_T = είναι η εκροή της γεώτρησης στη συγκεκριμένη περίοδο αιχμής

L_i = είναι το πάχος των κελιών του επιπέδου i

K_x = είναι η υδραυλική αγωγιμότητα στον άξονα x και στο επίπεδο i , και

$\Sigma(LK_x)_i$ = αντιπροσωπεύει το συνολικό άθροισμα του πάχους των κελιών όλων των επιπέδων του υδροφορέα και της υδραυλικής αγωγιμότητας στον άξονα x σε όλα τα επίπεδα που διασχίζονται από τη γεώτρηση.

Αυτή η προσέγγιση, όπου μία πολύ-επίπεδη γεώτρηση αντιπροσωπεύεται σαν μία ομάδα απλών γεωτρήσεων σε κάθε επίπεδο, αποτυγχάνει να λάβει υπόψη τις διασυνδέσεις μεταξύ διαφόρων επιπέδων που ορίζονται από την γεώτρηση. Ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα που σχετίζονται με αυτή την προσέγγιση είναι ότι τα κελιά της γεώτρησης είναι κατ' ουσία "ανενεργά" όταν το επίπεδο του νερού πέσει κάτω από τον πυθμένα του κελιού (π.χ. όταν το κελί καθίσταται ξηρό). Αυτό αυτόματα μειώνει την συνολική τιμή άντλησης της γεώτρησης, και αυτό μπορεί να προκαλέσει την "ανάκαμψη" και την εκ νέου ενεργοποίηση του κελιού. Αυτού του τύπου η συμπεριφορά της επαναλαμβανόμενης "απενεργοποίησης" και "ενεργοποίησης" των κελιών της ή των γεωτρήσεων, προκαλεί ταλάντωση στην επίλυση, και μπορεί να εμποδίσει το μοντέλο στο να συγκλίνει σε μια λύση. Στην περίπτωση που το μοντέλο δεν συγκλίνει σε μια λύση, τα τελικά αποτελέσματα μπορεί να είναι παραπλανητικά, εάν μία ή περισσότερες γεωτρήσεις έχουν χαμηλότερες από τα αναμενόμενα τιμές άντλησης.

Εναλλακτικά, μία γεώτρηση πολλαπλών επιπέδων μπορεί μερικές φορές να προσομοιωθεί από τους μέσους όρους μιας κατακόρυφης στήλης, υψηλής διαπερατότητας κελιών, με πυθμένα στο κάτω ακρό της γεώτρησης. Στην περίπτωση αυτή, αν το πάνω μέρος του μοντέλου γίνεται ξηρό, το συνολικό ποσοστό άντλησης δεν επηρεάζεται. Αυτό λαμβάνει υπόψη την κάθετη διασύνδεση μεταξύ των επιπέδων. Το μειονέκτημα αυτής της προσέγγισης είναι ότι οι διαφορετικές αγωγιμότητες μπορεί να οδηγήσουν σε πρόβλημα σύγκλισης.

Το ζήτημα αυτό μπορεί να επιλυθεί επίσης επιλέγοντας τη μηχανή MODFLOW - SURFACT για τη ροή. Σε αντίθεση με την συνηθισμένη μηχανή του MODFLOW, η μηχανή MODFLOW-SURFACT είναι ικανή να αναδιανέμει τις τιμές άντλησης στα υπόλοιπα ενεργά κελιά εάν ένα ή περισσότερα κελιά καθίστανται "στεγνά", με αυτό τον τρόπο έχουμε πιο ακριβή προσομοίωση της πραγματικής επίδρασης των επιμέρους υπεραντλήσεων από τα πολλαπλά επίπεδα του μοντέλου. (Visual Modflow 4.2 Manual)

3.2.3 Υδραυλική αγωγιμότητα

Οι παράμετροι της υδραυλικής αγωγιμότητας του μοντέλου περιλαμβάνουν:

K_x - υδραυλική αγωγιμότητα στον άξονα των x

K_y - υδραυλική αγωγιμότητα στον άξονα των y

Kz - υδραυλική αγωγιμότητα στον άξονα των z

Αυτές οι παράμετροι της αγωγιμότητας μπορεί να οριστούν κελί προς κελί χρησιμοποιώντας σταθερές τιμές ακινήτων και/ή κατανεμημένες τιμές.

3.2.4 Αποθηκευτικότητα

Η διερεύνηση της αποθηκευτικότητας στην περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε τμηματικά και για τον υπολογισμό της χρειάστηκε να οριστούν οι παράμετροι που την προσδιορίζουν. Οι παράμετροι αυτοί είναι η **Ειδική Απόδοση του υδροφορέα (Specific yield – Sy)**, ο **Συντελεστής Αποθηκευτικότητας (Storage coefficient – Ss)**, το **Αποτελεσματικό Πορώδες (Effective Porosity – Eff. Por.)** και το **Ολικό Πορώδες (Total Porosity – Tot. Por.)**.

3.2.5 Αρχική στάθμη υπόγειου υδροφορέα

Για να ξεκινήσει η επίλυση της προσομοίωσης της ροής, το MODFLOW απαιτεί μια πρώτη «υπόθεση» για την αρχική τιμή στάθμης του υπόγειου υδροφορέα του μοντέλου. Μια καλή αρχική υπόθεση για την εκκίνηση της προσομοίωσης μπορεί να μειώσει τον απαιτούμενο χρόνο εκτέλεσης σημαντικά. Οι τιμές της αρχικής στάθμης του υπόγειου υδροφορέα μπορούν επίσης να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό των τιμών άντλησης, όπως υπολογίζεται από τη διαφορά μεταξύ της αρχικής στάθμης και της υπολογιζόμενης.

3.2.6 Συνθήκες σταθερού φορτίου

Η οριακή συνθήκη Constant Head χρησιμοποιείται για να ορίσει την αρχική τιμή στο επιλεγμένο κελί πλέγματος, ανεξάρτητα από τις συνθήκες του συστήματος στα περιβάλλοντα κελιά, ενεργώντας έτσι ως μια άπειρη πηγή του νερού που εισέρχεται στο σύστημα, είτε ως ένας άπειρος νεροχύτης για το νερό που εξέρχεται από το σύστημα. Συνεπώς, οριακές συνθήκες Constant Head μπορεί να έχουν σημαντική επίδραση στα αποτελέσματα της προσομοίωσης, και μπορεί να οδηγήσουν σε μη ρεαλιστικές προβλέψεις, ιδιαίτερα όταν χρησιμοποιούνται σε περιοχές κοντά στην περιοχή ενδιαφέροντος.

Το Modflow με τις οριακές συνθήκες επιτρέπει, να έχουμε μία γραμμική παρεμβολή στα συγκεκριμένα όρια, μεταξύ της αρχής και του τέλους της περιόδου που μελετάμε.

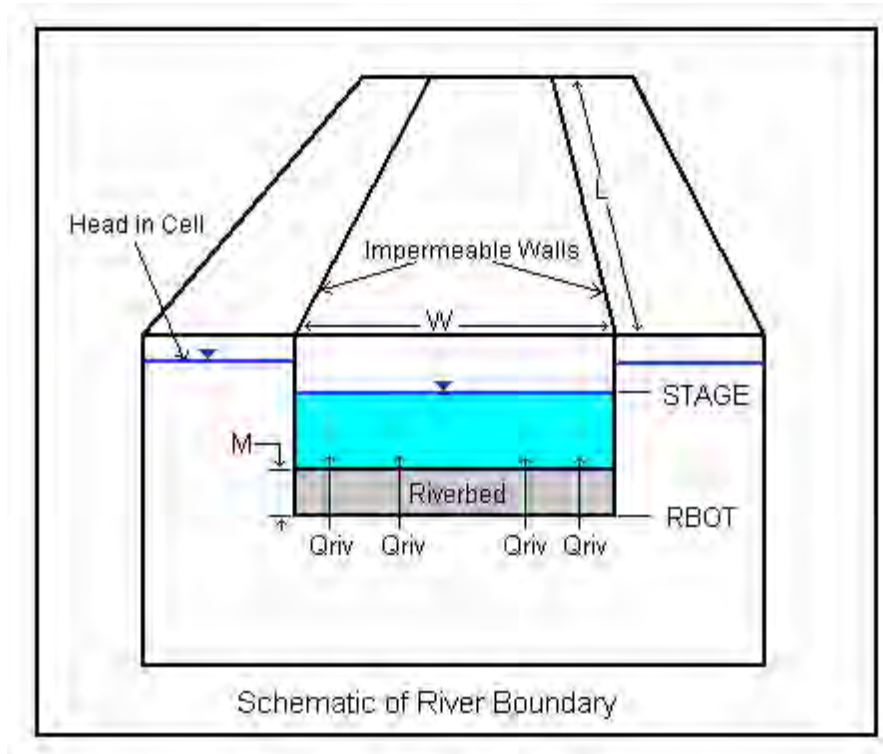
StartHead – προσδιορίζει την αρχική τιμή στην αρχή της περιόδου

StopHead – προσδιορίζει την τελική τιμή στο τέλος της περιόδου

3.2.7 River

Η οριακή συνθήκη “ποταμός” χρησιμοποιείται για την προσομοίωση της επίδρασης ενός συστήματος επιφανειακών υδάτων στη ροή των υπογείων υδάτων. Επιφανειακά ύδατα, όπως ποτάμια, ρέματα, λίμνες και βάλτοι μπορούν να συνεισφέρουν νερό στο σύστημα των υπόγειων υδάτων, ή να ενεργήσουν ως ζώνες εκκένωσης των υπόγειων υδάτων, ανάλογα με την υδραυλική κλίση μεταξύ των επιφανειακών υδάτων και του συστήματος υπόγειων υδάτων.

Το υπολογιστικό πακέτο για τους ποταμούς "River package" του Modflow, προσομοιώνει την αλληλεπίδραση των επιφανειακών με τα υπόγεια νερά διαμέσου ενός στρώματος διαρροής, που διαχωρίζει το επιφανειακό νερό από το υπόγειο (Εικόνα 3-2).



Εικόνα 3-2: Σχηματική απεικόνιση των ορίων του ποταμού (River Boundary)

Το Modflow απαιτεί τις παρακάτω πληροφορίες για κάθε κελί που περιέχεται στα όρια του ποταμού.

- **River stage:** Η στάθμη του νερού, δηλαδή το ύψος της ελεύθερης επιφάνειας του νερού από τον πυθμένα του ποταμού. Αυτό το ύψος ενδέχεται να αλλάζει με το χρόνο.
- **Riverbed bottom:** Το απόλυτο υψόμετρο του πυθμένα του στρώματος διήθησης, που βρίσκεται στην κοίτη του ποταμού και αποτελείται από φερτά υλικά (bedding materials)
- **Conductance:** Μία αριθμητική παράμετρος που αντιπροσωπεύει την αντίσταση στη ροή, μεταξύ του επιφανειακού στρώματος νερού και του υπόγειου νερού, που προκαλείται από το στρώμα διήθησης (Riverbed)

Η τιμή της αγωγιμότητας (Conductance value – C), μπορεί να υπολογιστεί από το μήκος του ποταμού (L) που διαπερνά ένα κελί, το πλάτος του ποταμού (W) σε ένα κελί, το πάχος του Riverbed (M), και την οριζόντια υδραυλική αγωγιμότητα των υλικών της κοίτης του ποταμού (riverbed material) (K) χρησιμοποιώντας την παρακάτω εξίσωση:

$$C = \frac{K \times L \times W}{M}$$

3.2.8 Recharge

Το πακέτο επαναπλήρωσης (Recharge package) του Modflow, συνήθως χρησιμοποιείται για την προσομοίωση της επιφανειακής τροφοδοσίας του συστήματος των υπογείων υδάτων. Συνηθέστερα, η αναπλήρωση εμφανίζεται ως αποτέλεσμα της κατακρήμνισης που διηθείται μέσα στο σύστημα υπόγειων υδάτων. Ωστόσο, το πακέτο επαναπλήρωσης μπορεί δυνητικά να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση της επαναφόρτισης και από άλλες πηγές εκτός από την κατακρήμνιση, όπως άρδευση, τεχνητή ανατροφοδότηση, ή διαρροή από μια λίμνη.

Ο ρυθμός αναπλήρωσης είναι μία παράμετρος η οποία δεν είναι συχνά μετρήσιμη σε μία θέση, αλλά συνήθως υποτίθεται ότι είναι ένα ποσοστό της κατακρήμνισης. Το ποσοστό αυτό κυμαίνεται συνήθως από 5% έως 20%, ανάλογα με πολλούς διαφορετικούς παράγοντες όπως οι εξής:

- Ο κύριος τύπος εδάφους μιας περιοχής και το είδος της βλάστησης
- Η επιφανειακή τοπογραφία (κλίση), και
- Το υλικό κάλυψης του εδάφους

Το Modflow απαιτεί μια δισδιάστατη διάταξη των τιμών επαναπλήρωσης, για κάθε κελί στο οριζόντιο επίπεδο. Και μια προαιρετική δισδιάστατη διάταξη του αριθμού των επιπέδων (layers), όπου η επαναπλήρωση θα λάβει χώρα σε κάθε κελί του οριζόντιου επιπέδου.

Δεδομένου ότι η φυσική τροφοδοσία εισέρχεται στο σύστημα των υπόγειων υδάτων από την επιφάνεια του εδάφους, το Visual MODFLOW επιτρέπει μόνο τις τιμές επαναφόρτισης που θα διατίθενται για το Επίπεδο 1.

Από προεπιλογή το πρόγραμμα θα θέσει την επαναπλήρωση να εφαρμοστεί στο ανώτερο πιο ενεργό επίπεδο του μοντέλου, που είναι πιο "υγρό" (wet). Ωστόσο, το Visual MODFLOW επιτρέπει στο χρήστη να διευκρινίσει ότι η επαναφόρτιση θα εφαρμοστεί σε κάποιο διαφορετικό από αυτό επίπεδο.

(Waterloo Hydrogeologic Inc., 2006)

4 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

4.1 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

4.1.1 Γενικά Στοιχεία Θεσσαλίας και Περιοχής Μελέτης

Η περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής βρίσκεται στο Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου του Νομού Τρικάλων στην Περιφέρεια Θεσσαλίας. Αποτελεί την αγροτική περιοχή του Δημοτικού Διαμερίσματος, η οποία οριοθετείται Δυτικά από τον ποταμό Πορταϊκό, Βορειοανατολικά από την αγροτική περιοχή του Δ.Δ. Λυγαριάς, Νοτιοανατολικά από την αγροτική περιοχή του Δ.Δ. Γόμφων και Νότια από τους πρόποδες της οροσειράς της Πίνδου.

Γενικότερα και από γεωγραφικής άποψης, η Θεσσαλία ανήκει στο κεντρικό τμήμα της χώρας με εξαιρετικά πλούσια φυσιογραφία, διαθέτοντας τόσο πεδινές όσο ορεινές και παραλιακές εκτάσεις.

Το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας (Εικόνα 4-1) συμπίπτει σχεδόν με το αντίστοιχο γεωγραφικό. Μικρά μόνο τμήματα του γεωγραφικού διαμερίσματος Θεσσαλίας, κυρίως προς τα νότια και νοτιοδυτικά, ανήκουν σε γειτονικά υδατικά διαμερίσματα.

Περιλαμβάνει ολόκληρο το νομό Λάρισας, μεγάλα τμήματα των νομών Μαγνησίας, Τρικάλων και Καρδίτσας, και μικρά τμήματα των νομών Γρεβενών, Πιερίας και Φθιώτιδας. Ορίζεται βόρεια από τον Όλυμπο, τα Πιέρια και τα Καμβούνια όρη, δυτικά από την οροσειρά της Πίνδου, από τη νότια Πίνδο και το όρος Όθρης και ανατολικά από το Αιγαίο Πέλαγος.

Το διαμέρισμα έχει εμβαδόν 13377 km² και αποτελείται κυρίως από τη λεκάνη απορροής του Πηνειού (περίπου 9500 km²), τις λεκάνες του Ξηρορέμματος, του Ξηριά καθώς και τις λεκάνες του Πηλίου. Η λεκάνη απορροής του Πηνειού περιλαμβάνει την Ανατολική πεδιάδα (Λαρίσης) και τη Δυτική πεδιάδα (Τρικάλων - Καρδίτσας).

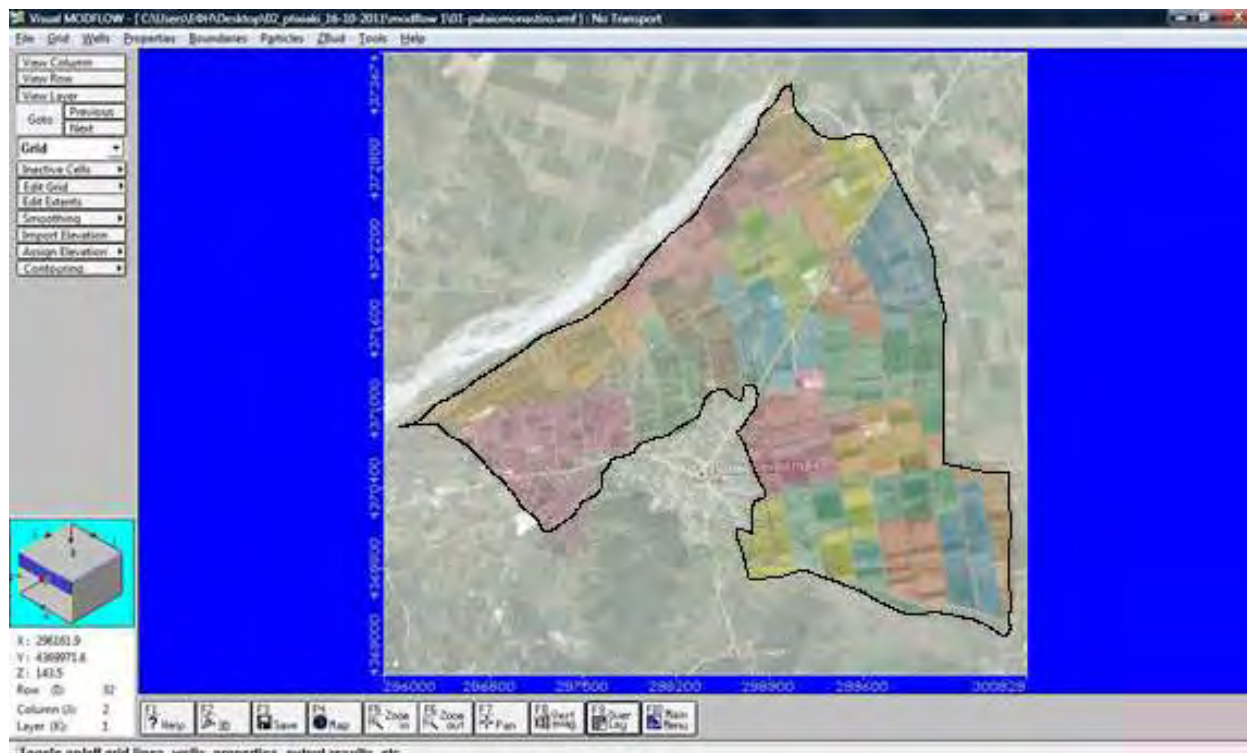
Ο Πηνειός ποταμός τροφοδοτείται από ένα μεγάλο αριθμό παραποτάμων με σημαντική απορροή. Οι πιο σημαντικοί από αυτούς είναι οι Μαλακασιώτικος, Καστανιώτικος, Κλεινοβίτικος, Πορταϊκός, Πάμισος, Μίκανης, Τιταρήσιος (Σαραντάπορος – Ελασσονίτικος), Καλέτζης, Σοφαδίτης, Ενιπέας, Ληθαίος και Νεοχωρίτης.

Στην Εικόνα 4-1 εμφανίζονται τα όρια του υδατικού διαμερίσματος. Παρουσιάζονται ακόμη οι υδρολογικές λεκάνες του, οι υδατικοί του πόροι και τα σημαντικά έργα αξιοποίησης τους. Επίσης παρουσιάζονται στοιχεία όσον αφορά στις υδατικές ανάγκες του διαμερίσματος.

Η περιοχή μελέτης της διπλωματικής εργασίας ταυτίζεται με τον υδροφορέα της αγροτικής περιοχής του ΔΔ Παλαιομονάστηρου (Εικόνα 4-3), που αποτελεί μέρος της Λεκάνης Παλαιομονάστηρο – Γόμφοι – Λυγαριά – Καλύβια (Εικόνα 4-2)



Εικόνα 4-2: Λεκάνη Παλαιομονάστηρου – Γόμφοι – Λυγαριά – Καλύβια



Εικόνα 4-3: Περιοχή Μελέτης – Υδροφορέας αγροτικής περιοχής ΔΔ Παλαιομονάστηρου

4.1.2 Γεωμορφολογικά – Γεωλογικά χαρακτηριστικά Θεσσαλίας και Περιοχή Μελέτης

Το διαμέρισμα παρουσιάζει απλή γεωμορφολογική εικόνα, με τα ορεινά τμήματά του περιμετρικά και τα πεδινά στις κεντρικές περιοχές. Υπάρχουν πέντε ορεινοί όγκοι, μεταξύ των οποίων ο Όλυμπος, με υψόμετρο 2.917 m, το υψηλότερο στην Ελλάδα. Το πεδινό τμήμα χωρίζεται σε ανατολική και δυτική περιοχή από τα χαμηλά Χαλκηδόνια Όρη. Οι δύο αυτές περιοχές είναι ανεξάρτητες από υδρογεωλογική άποψη. Το μέσο υψόμετρο του διαμερίσματος είναι 285 m.

Το Θεσσαλικό Πεδίο είναι τεκτονικό βύθισμα που περιβάλλεται από τις οροσειρές Ολύμπου - Καμβουνίων στα βόρεια, Πίνδου στα δυτικά, Όθρυος στα νότια και Πηλίου - Όσσας στα ανατολικά. Στο υδατικό διαμέρισμα αναπτύσσονται από τα ανατολικά προς τα δυτικά οι ακόλουθες γεωτεκτονικές ζώνες και ενότητες:

- Ενότητα Όσσας, που συναντάται στο ομώνυμο βουνό και στον Όλυμπο. Αποτελεί τεκτονικό παράθυρο και περιλαμβάνει φυλλίτες, μάρμαρα και δολομίτες.
- Πελαγονική Ζώνη, που συναντάται στο ανατολικό τμήμα του διαμερίσματος, το οποίο περιλαμβάνει κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους και μάρμαρα, όπως επίσης και σε μεγάλο βαθμό γνεύσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες.
- Υποπελαγονική Ζώνη, που συναντάται στην κεντρική Θεσσαλία, με κύριο χαρακτηριστικό την εκτεταμένη ανάπτυξη των οφιολιθικών υπερβασικών πετρωμάτων του φλύσχη και των σχιστοκερατόλιθων.
- Ζώνη της Πίνδου, που αναπτύσσεται στα δυτικά όρια της πεδιάδας προς την οροσειρά της Πίνδου και αποτελείται από λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθους σε εναλλαγές με σχιστοκερατόλιθους, όπως επίσης και φλύσχη.
- Στο δυτικό τμήμα της Θεσσαλικής πεδιάδας αναπτύσσονται τα μολασσικά ιζήματα της

μεσοελληνικής αύλακας, που στη συγκεκριμένη θέση αποτελούνται κυρίως από μεγάλο πάχους συνεκτικά κροκαλοπαγή.

- Το πεδινό τμήμα του διαμερίσματος, όπως επίσης και τους λόφους που παρεμβάλλονται μεταξύ δυτικής και ανατολικής Θεσσαλίας, καλύπτουν σύγχρονα τεταρτογενή και νεογενή ιζήματα

Τα παραπάνω στοιχεία βασίστηκαν στη μελέτη του ΥΒΕΤ [1996].

4.1.3 Κλίμα

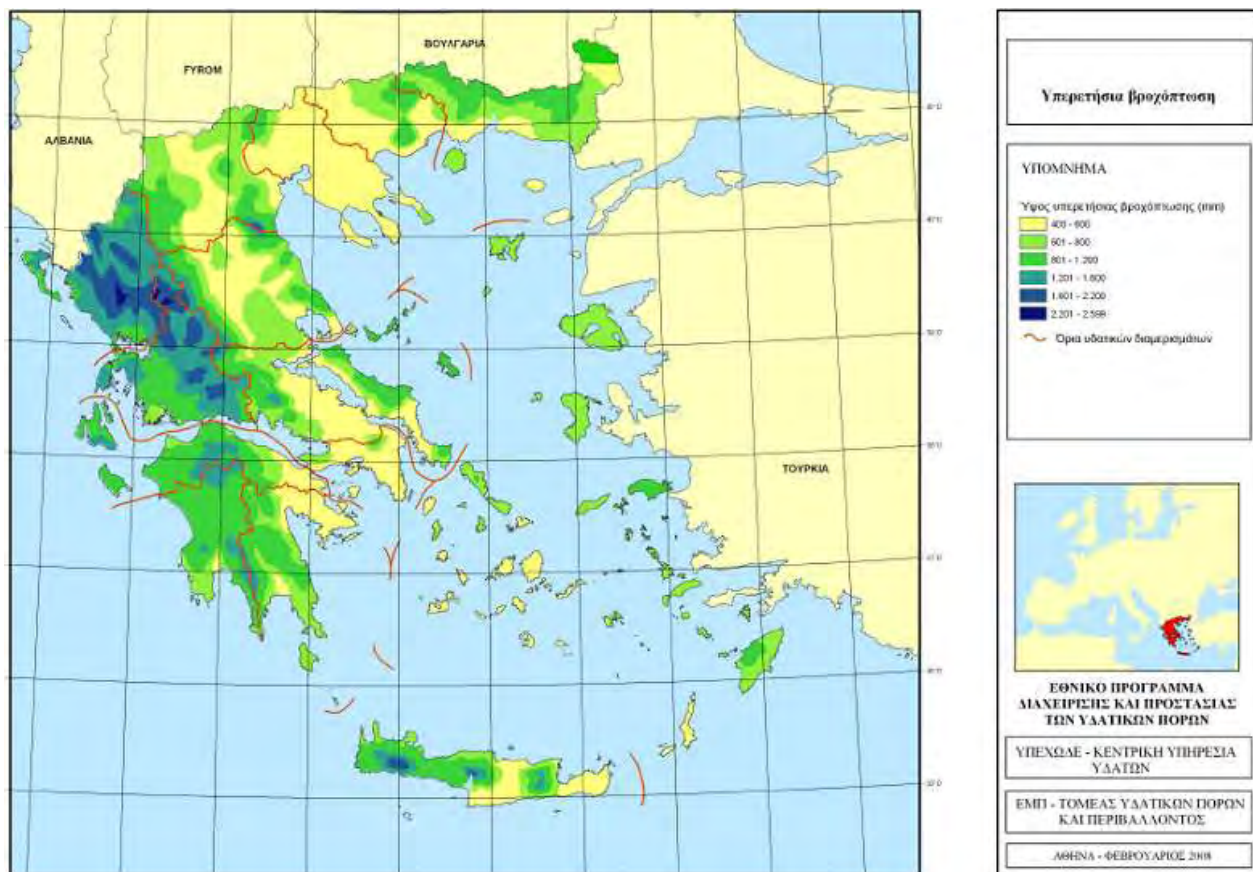
Το υδατικό διαμέρισμα διαιρείται σε τρεις περιοχές:

- Την ανατολική παράκτια και ορεινή, με μεσογειακό κλίμα.
- Την κεντρική πεδινή, με ηπειρωτικό κλίμα.
- Την δυτική ορεινή, με ορεινό κλίμα.

Η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται από 16°C ως 17°C. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος ξεπερνά τους 22°C. Οι πιο θερμοί μήνες είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος και οι πιο ψυχροί ο Ιανουάριος, ο Φεβρουάριος και ο Δεκέμβριος. Οι παγετοί είναι συχνοί και εμφανίζονται κατά την περίοδο Νοεμβρίου - Απριλίου. Οι ημέρες παγετού κυμαίνονται από 9,2 στο Βόλο σε 35,5 στη Λάρισα και 33,8 στα Τρίκαλα σε μέση ετήσια βάση.

Το ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στο διαμέρισμα είναι σχετικά μεγάλο στα δυτικά, στη συνέχεια μειώνεται στο πεδινό τμήμα και αυξάνεται πάλι στο ορεινό ανατολικό τμήμα. Ενδεικτικές τιμές της ετήσιας βροχόπτωσης είναι 468 mm στο σταθμό Λάρισας, 550 mm στο σταθμό Τυρνάβου και 1142 mm στον πιο ορεινό σταθμό του Μουζακίου [Κουτσογιάννης, 1988]. Στο σύνολο του διαμερίσματος, η μέση ετήσια επιφανειακή βροχόπτωση εκτιμάται σε 678 mm (Κ/Ξ Διαχείρισης Υδάτων Κεντρικής & Δυτικής Ελλάδος, 2005).

Η υπερετήσια βροχόπτωση στον Ελλαδικό χώρο αλλά και πιο ειδικά στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας παρουσιάζεται στις Εικόνες 4-4. και 4-5 αντίστοιχα.



Εικόνα 4-4: Υπερετήσια βροχόπτωση στον Ελλαδικό χώρο



Εικόνα 4-5 : Υπερετήσια βροχόπτωση στο υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας

Οι πιο βροχεροί μήνες για το υδατικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας είναι από τον Οκτώβριο ως τον Ιανουάριο, ενώ οι πιο ξηροί ο Ιούλιος και ο Αύγουστος. Οι χιονοπτώσεις είναι συνηθισμένες, ιδιαίτερα στα ορεινά του διαμερίσματος και γίνονται πιο έντονες από τα νότια προς τα βόρεια και

από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Οι περισσότερες χιονοπτώσεις παρατηρούνται κατά τους μήνες Ιανουάριο και Φεβρουάριο. Στα δυτικά και ορεινά τμήματα του διαμερίσματος αρχίζουν τον Σεπτέμβριο και φτάνουν μέχρι και τις αρχές Ιουλίου. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι ο μέσος ετήσιος αριθμός ημερών χιονιού στη Λάρισα είναι 4,0 και στα Τρίκαλα 6,2. Οι χαλαζοπτώσεις είναι επίσης συχνές, κυρίως κατά τους μήνες Μάιο και Ιούνιο στα βόρεια του διαμερίσματος και κατά τους μήνες Φεβρουάριο ως Απρίλιο στο νοτιοανατολικό τμήμα. Η μέση ετήσια νέφωση κυμαίνεται από 4 ως 5 βαθμίδες, με τις υψηλότερες τιμές να εμφανίζονται στα δυτικά και τις χαμηλότερες στα ανατολικά. Η μέση ετήσια σχετική υγρασία κυμαίνεται από 67% μέχρι 72%. Στο νότιο τμήμα του διαμερίσματος εμφανίζεται ξηρή περίοδος 4 ως 5 μηνών στα ανατολικά, η οποία όμως μειώνεται βαθμιαία σε 2 ως 4 μήνες στα κεντρικά - δυτικά πεδινά και 1 ως 2 μήνες στα δυτικά ορεινά. Η επικρατούσα φορά των ανέμων στο διαμέρισμα ποικίλει, (βορειοδυτικοί και νότιοι στο Βόλο, ανατολικοί στη Λάρισα, δυτικοί στα Τρίκαλα).

4.1.4 Υδάτινοι πόροι

Οι υδατικοί πόροι του Υδατικού Διαμερίσματος της Θεσσαλίας αποτελούνται από επιφανειακά καθώς και από υπόγεια νερά. Δεδομένου ότι δεν υπάρχουν έργα ταμίευσης (με εξαίρεση τον Πλαστήρα), το επιφανειακό δυναμικό αναφέρεται στην παροχή των υδατορευμάτων, η οποία παρουσιάζει έντονη χωρική και χρονική διακύμανση. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό είναι ότι τα επιφανειακά νερά οροθετούνται από το ποτάμιο υδροσύστημα και τις αντίστοιχες υδρολογικές λεκάνες, ενώ τα υπόγεια από τα αντίστοιχα υδρογεωλογικά όρια, τα οποία όμως δεν ταυτίζονται με αυτά των επιφανειακών.

4.1.5 Υπόγεια νερά

Στο Υδατικό Διαμέρισμα Θεσσαλίας αναπτύσσονται σημαντικοί προσχωματικοί υδροφορείς, αλλά και μεγάλες καρστικές υδρογεωλογικές ενότητες. Όσον αφορά στην πρώτη κατηγορία υδροφορέων, η πεδιάδα της Θεσσαλίας διαχωρίζεται σε δύο κύριες υδρογεωλογικές λεκάνες, της δυτικής και ανατολικής Θεσσαλίας. Οι δύο λεκάνες διαχωρίζονται με λοφώδη περιοχή νεογενών αποθέσεων, που θεωρείται ξεχωριστή υδρογεωλογική ενότητα.

Στη δυτική Θεσσαλία αναπτύσσονται οι ακόλουθες προσχωματικές υδροφορίες [Καλλέργης, 1970]

• Κώννοι Πηνειού-Πορταϊκού-Παμίσου, στο δυτικό-βορειοδυτικό τμήμα της πεδιάδας, με υψηλού δυναμικού φρεάτιο υδροφορέα, που τροφοδοτείται από τις διηθήσεις των τριών ποταμών αλλά και από την κατείσδυση της βροχής, ενώ μέρος των διηθήσεων επανέρχεται στην επιφάνεια μέσω μεγάλων αλλουβιακών πηγών.

• Κώννος Σοφαδίτη, στον ομώνυμο ποταμό, με υψηλού δυναμικού φρεάτιο υδροφορέα, που μεταπίπτει σε υπό πίεση και τροφοδοτείται από τις διηθήσεις του ποταμού.

• Υπόλοιπο δυτικής πεδιάδας, με πολλούς επάλληλους υπό πίεση υδροφορείς που τροφοδοτούνται κυρίως από τους κώννους των παραποτάμων του Πηνειού, με βραδύτατο όμως ρυθμό, πράγμα που δυσχεραίνει την επαναπλήρωση των ποσοτήτων νερού που αντλούνται.

4.1.6 Ζώνες υδροφορίας

Στην Θεσσαλία υπάρχουν δύο υδρογεωλογικές λεκάνες:

- Η υδρογεωλογική λεκάνη Δυτικής Θεσσαλίας
- Η υδρογεωλογική λεκάνη Ανατολικής Θεσσαλίας

Η υδρογεωλογική λεκάνη της Δυτικής Θεσσαλίας περιλαμβάνει όλη την πεδινή έκταση που αρχίζει από την Καλαμπάκα – Τρίκαλα – Καρδίτσα – Σοφάδες – Φάρσαλα και η υδρογεωλογική λεκάνη της Ανατολικής Θεσσαλίας περιλαμβάνει όλη την πεδινή έκταση από Τύρναβο – Αμπελώνα – Ομορφοχώρι – Πλατύκαμπο – Πρώην λίμνη Κάρλα – Κανάλια – Ριζόμυλο (ΕΘΙΑΓΕ, 2001).

Οι δύο υδρογεωλογικές λεκάνες έχουν τον ίδιο άξονα ανάπτυξης με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και αποστραγγίζονται από μεγάλο και πυκνό υδρογραφικό δίκτυο με κύριο συλλέκτη τον Πηνειό ποταμό. Εκτός των δύο κύριων λεκανών, περιμετρικά αυτών, έχουν αναπτυχθεί και πολλές περιφερειακές υδρογεωλογικές λεκάνες, μικρότερες σε έκταση, καθώς και υδατικά καρστικά διαμερίσματα.

Οι υδατικές αυτές περιοχές λειτουργούν ως αυτοτελή υδρολογικά συστήματα με μικρή έως και καθόλου υδραυλική σύνδεση με τις δύο κυρίως υδρογεωλογικές λεκάνες. Μέσα στις υδρογεωλογικές λεκάνες (κύριες και περιφερειακές) έχουν αναπτυχθεί ζώνες υδροφορίας οι οποίες συνιστούν τα υποσύνολα της υδρογεωλογικής λεκάνης με δικά τους υδρογεωλογικά χαρακτηριστικά χωρίς όμως να μεταβάλλεται ο ενιαίος χαρακτήρας της υδραυλικής και υδρολογικής σύνδεσης που υπάρχει μεταξύ των ζωνών υδροφορίας της ίδιας υδρογεωλογικής λεκάνης.

Στο παραπάνω υδρογεωλογικό πλαίσιο που περιγράφηκε περιληπτικά, οι ζώνες υδροφορίας και τα καρστικά υδατικά συστήματα σε όλη την Θεσσαλία παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.6 και 4.7 για την υδρολογική λεκάνη της Δυτικής και Ανατολικής Θεσσαλίας αντίστοιχα.

A. Υδρογεωλογική λεκάνη ΔΥΤΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

(πεδιάδα Τρικάλων – Καρδίτσας – Φαρσάλων)

I. Ζώνη υδροφορίας Καλαμπάκας – Βασιλή – Μεγάρχη

II. Ζώνη υδροφορίας Κατά μήκος του Πηνειού, από Κεφαλόβρυσο – Τρίκαλα – Πηνειάδα

III. Ζώνη υδροφορίας Παλαιομονάστηρο – Γόμφοι – Λυγαριά – Καλύβια

IV. Ζώνη υδροφορίας Σελάνων (Αγνατερό – Πεδινό κλπ)

V. Ζώνη υδροφορίας Καρδίτσας – Ματαράγκας με τα καρστικά συστήματα του Πύργου Κιερίου

VI. Ζώνη υδροφορίας Παλαμά με τα καρστικά συστήματα Μεταμόρφωσης και Ορφανών.

VII. Ζώνη υδροφορίας Θεσσαλιώτιδος (Σοφάδες – Ανάβρα – Καπαδοκικό)

VIII. Ζώνη υδροφορίας Φαρσάλων με τα καρστικά Βρυσιών, Οχτούρι και Υπέρειας.

Οι περιφερειακές λεκάνες της Δυτικής Θεσσαλίας

1. Η περιφερειακή λεκάνη Ράξα - Ρίζωμα – Αρδάνη

2. Η περιφερειακή λεκάνη Νεοχωρίου, Φαρκαδώνος.

Β. Υδρογεωλογική λεκάνη ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ (πεδιάδα Λάρισας)

α. Ζώνη υδροφορίας Το Β.Δυτικό τμήμα. Η ευρύτερη περιοχή Τυρνάβου έως τον Πηνειό ποταμό.

β. Ζώνη υδροφορίας Το κεντρικό τμήμα (Κουλούρα – Γυρτώνη – Ομορφοχώρι – Πλατύκαμπος).

γ. Ζώνη υδροφορίας Ν. Ανατολικό τμήμα ή πρώην λίμνης Κάρλας όπου περιμετρικά αναπτύσσονται

οι ζώνες υδροφορίας: α) οι κώνοι κορημάτων Καναλιών, Καλαμάκι κ.λ.π., β)

Κυφέλης – Καραντάου, γ) Χάλκης, δ) Στεφανοβίκειο – Ριζόμυλο.

Οι περιφερειακές υδρογεωλογικές υπολεκάνες της Ανατολικής Θεσσαλίας

1. Υπολεκάνη Αγιάς

2. Υπολεκάνη Συκουρίου, Μακρυχωρίου, Γόννων

3. Υπολεκάνη Δέλτα Πηνειού

4. Υπολεκάνη Ποταμιάς Ελασσόνας

5. Υπολεκάνη Τσαριτσάνης Ελασσόνας

6. Υπολεκάνη Δολίχης Πυθείου, Σαραντάπορο

7. Υπολεκάνη Ταουσάνης και το πεδινό τμήμα Μάνδρας-Κουτσόχερου

8. Υπολεκάνη Αλμυρού, Αγχιάλου

9. Υπολεκάνη Αγριάς, Λεχωνίων

10. Υπολεκάνη Αερινού, Περιβλέπτου

11. Υδατικό διαμέρισμα Στα Διοικητικά όρια ανάντη των Δ.Δ. Δασολόφου, Θετιδίου, Άνω & ΚάτωΒασιλικών.

Οι υπ' αριθμόν από 1-7 θεωρούνται ως περιφερειακές υδρογεωλογικές υπολεκάνες της Υδρογεωλογικής λεκάνης Ανατολικής Θεσσαλίας υπό την υδρογεωλογική έννοια με σημείο αναφοράς την πεδιάδα Λάρισας ή λεκάνη Ανατολικής Θεσσαλίας. Οι υπ' αριθμόν 8,9,10 και 11 θεωρούνται υπολεκάνες της Ανατολικής Θεσσαλίας υπό γεωγραφική έννοια.

Γ. Καρστικά Υδατικά Συστήματα.

1. Τα μάρμαρα Κουτσόχερου-Δαμασίου-Μάτι Τυρνάβου.

2. Τα μάρμαρα Κρανέας-Κεφαλοβρύσου (Ελασσόνα).

3. Οι ασβεστόλιθοι Γεωργανάδων (Τρίκαλα).

4. Οι ασβεστόλιθοι Μεταμόρφωσης Παλαμά (Καρδίτσα).

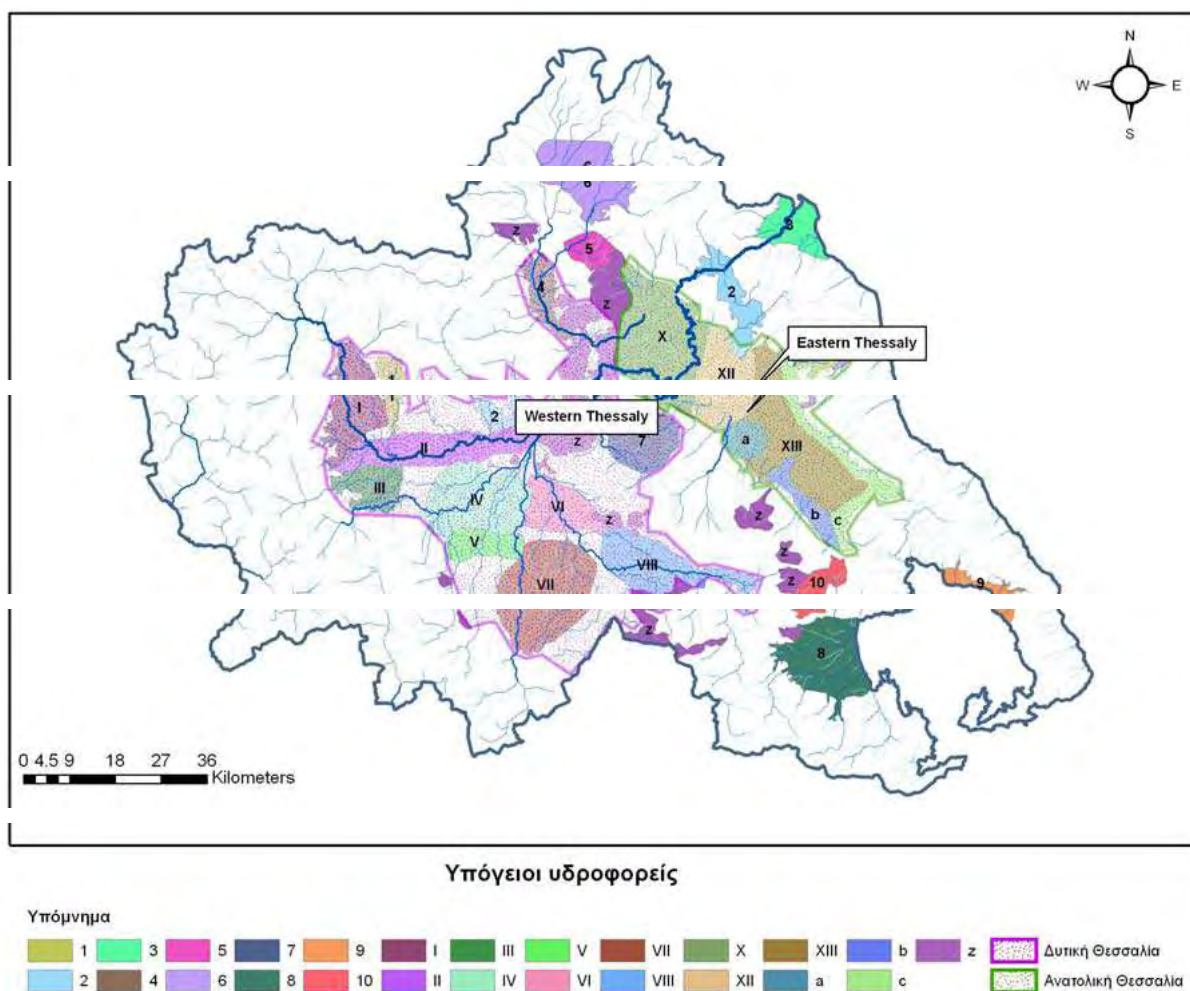
5. Οι ασβεστόλιθοι Ματαράγκας Πύργου Κιερίου.

6. Οι ασβεστόλιθοι Κεραμιδίου Πηνειάδος-Λουτρό.

7. Οι ασβεστόλιθοι Ορφανών Υπέρειας.

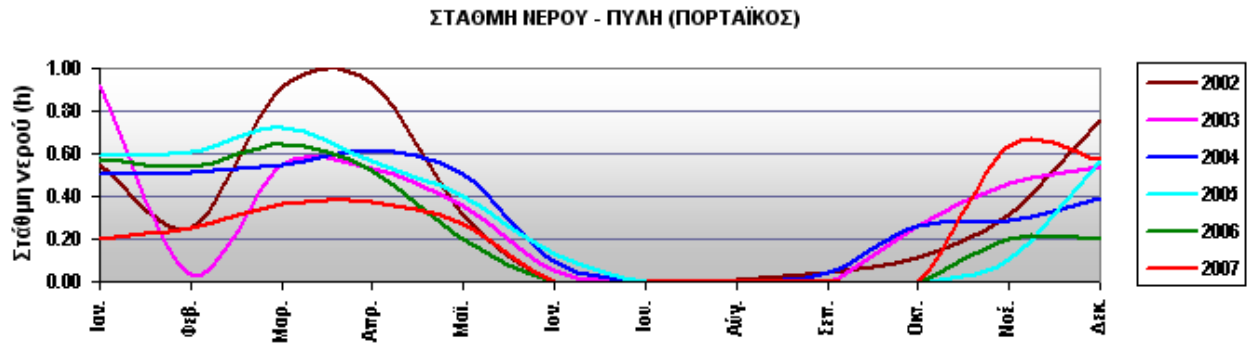
8. Οι ασβεστόλιθοι Οχτούρι (Πολυνέρι).
9. Οι ασβεστόλιθοι Βελεσιωτών Εκκάρας.
10. Οι ασβεστόλιθοι Βρυσιών (Φάρσαλα).
11. Οι ασβεστόλιθοι Φαρσάλων.
12. Οι ασβεστόλιθοι Χαλκηδόνιου (Ασπρόγεια-Βελεστίνο).
13. Οι ασβεστόλιθοι Μύρου Καλού Νερού (Λάρισα).

Το Εθνικό Ίδρυμα Αγροτικής Έρευνας με αφορμή την παρακολούθηση των υπογείων υδάτων ως προς τις επιπτώσεις της νιτρορύπανσης σε αυτά, έχει εγκαταστήσει δίκτυο παρακολούθησης της ποιότητας των υπογείων υδάτων και έχει συλλέξει δεδομένα για την υδρογεωλογική κατάσταση των υδροφορέων. Με τη χρήση των στοιχείων του ΕΘΙΑΓΕ συντάχθηκε χάρτης (Εικόνα 4-6) ο οποίος παρουσιάζει την χωρική κατανομή των υπογείων υδροφορέων που προαναφέρθηκαν και τον διαχωρισμό τους στις δύο κύριες υδρογεωλογικές λεκάνες, τις περιφερειακές τους λεκάνες και τα καρστικά υδατικά συστήματα που αναπτύσσονται στην περιοχή. Στον Θεσσαλικό χώρο (Ανατολική και Δυτική Θεσσαλία) έχουν αναπτυχθεί περίπου 14 καρστικά υδατικά συστήματα (Εικόνα 4-6) τα οποία βρίσκονται σε ισάριθμα ορεινά συμπλέγματα από ασβεστόλιθους και μάρμαρα.



Εικόνα 4-6: Υπόγειοι υδροφορείς της περιφέρειας Θεσσαλίας

Τέλος σαν επιφανειακή ζώνη υδροφορίας της περιοχής μελέτης θεωρείται ο Πορταϊκός ποταμός, οι περιοδικές στάθμες του οποίου παρουσιάζονται σχηματικά στο σχήμα 4-1, για τα έτη 2002 έως 2007



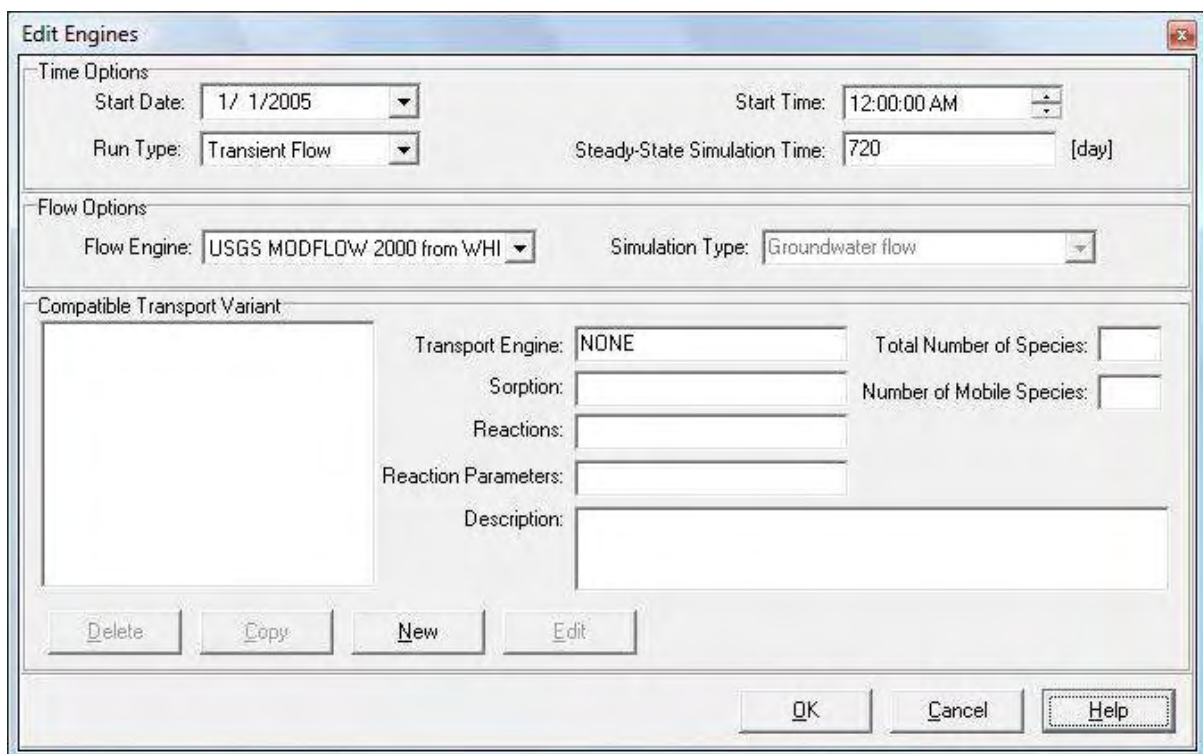
Σχήμα 4-1: Στάθμη νερού – Πορταϊκού Ποταμού (ΕΘΙΑΓΕ, 2001)

5 ΕΦΑΡΜΟΓΗ

Η ανάπτυξη του μοντέλου προσομοίωσης του υπόγειου υδροφορέα της αγροτικής περιοχής του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου, γίνεται στα ακόλουθα στάδια.

5.1 ΜΗΧΑΝΗ MODFLOW

Για τον υδροφορέα της περιοχή μελέτης έγινε προσομοίωση στο υπολογιστικό πρόγραμμα MODFLOW για χρονικό διάστημα δύο (2) ετών χρησιμοποιώντας το USGSMODFLOW 2000 και για τύπο ροής την «παροδική ροή» (Transient Flow), διότι το γειτνιάζων ποτάμι στην περιοχή μελέτης παρουσιάζει παροδική ροή κατά τη διάρκεια του έτους.



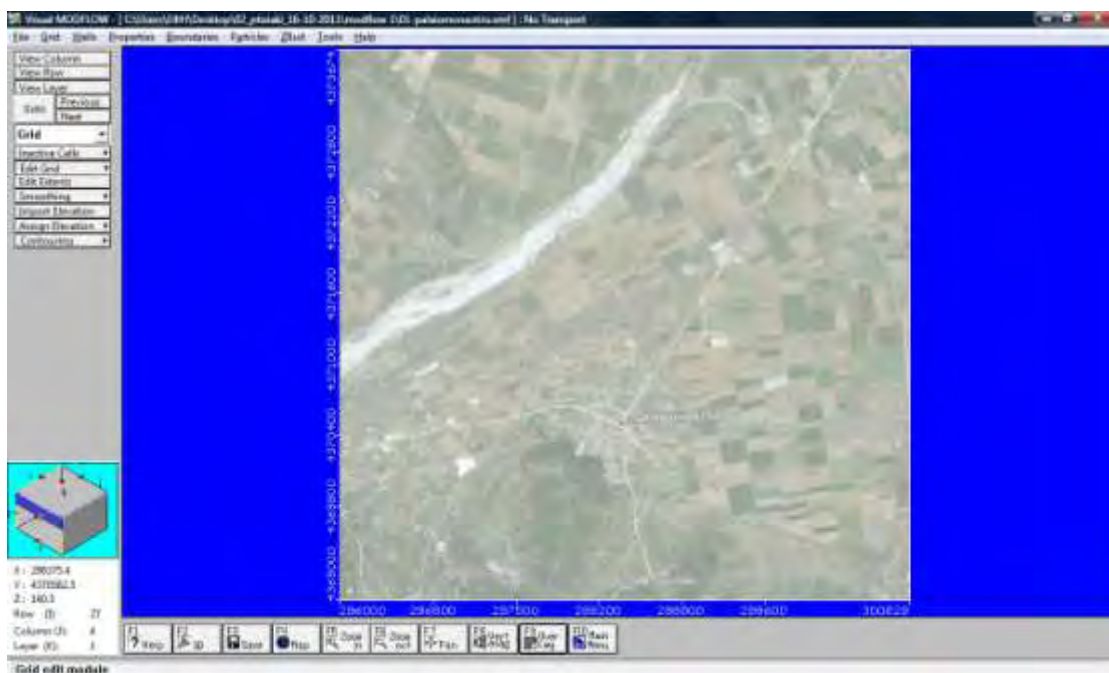
5.2 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΡΟΦΟΡΕΑ ΠΑΛΑΙΟΜΟΝΑΣΤΗΡΟ - ΓΟΜΦΟΙ - ΛΥΓΑΡΙΑ - ΚΑΛΥΒΙΑ

Στον υδροφορέα Παλαιομονάστηρο - Γόμφοι - Λυγαριά - Καλύβια, η γεωλογική διάταξη αποτελείται από αδρομερή υλικά από την επιφάνεια έως το υπόβαθρο, πάχους 80-120 m. Τ.Υ.: επιφάνειας υπόγειας ροής. Το υπόγειο υδάτινο δυναμικό είναι πλούσιο με θετικό ισοζύγιο. Δεν παρουσιάζονται προβλήματα υπεράντλησης και έχουμε κανονική επαναπλήρωση. Ενώ τέλος τα υδραυλικά στοιχεία του υδροφορέα είναι: α) Υπόγεια Στάθμη (ΥΣ)=20-30 m, β) Στάθμη Άντλησης (ΣΑ)=35 m, γ) Παροχή (Q)≈150 m³/h.

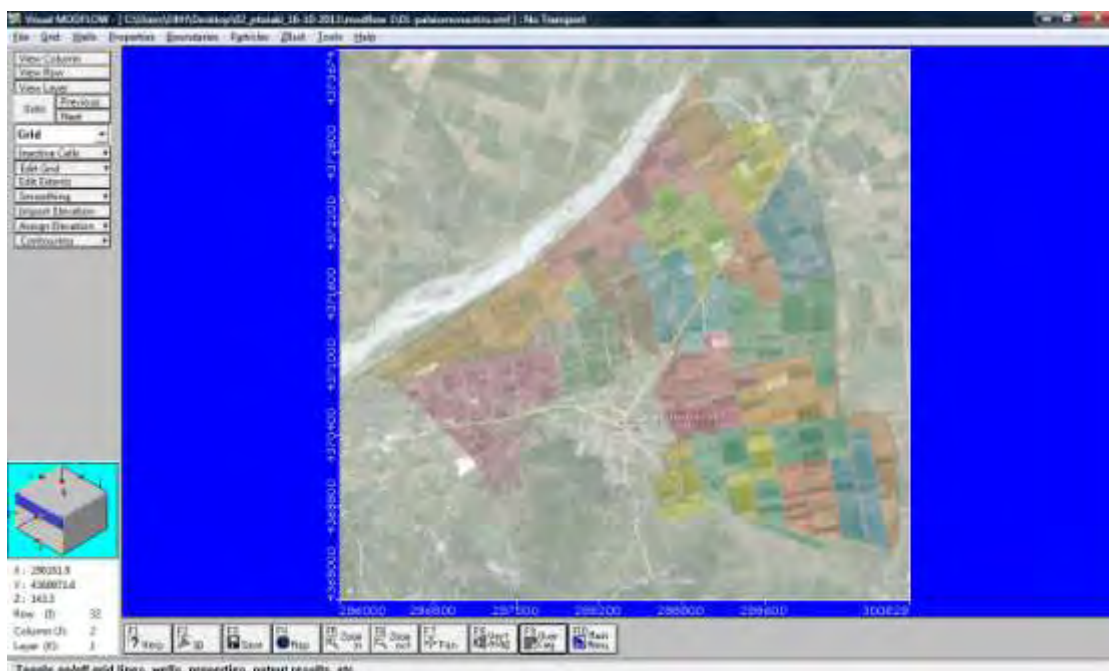
(ΕΘΙΑΓΕ, 2001)

Στις παρακάτω εικόνες από την εφαρμογή του Modflow, παρουσιάζεται ο τρόπος εισαγωγής των δεδομένων της περιοχής, στις φόρμες του προγράμματος Modflow. Σε ένα πρώτο επίπεδο (layer 0) εισήχθησαν δορυφορικές φωτογραφίες της περιοχής που προέρχονται από το Google Earth και σε

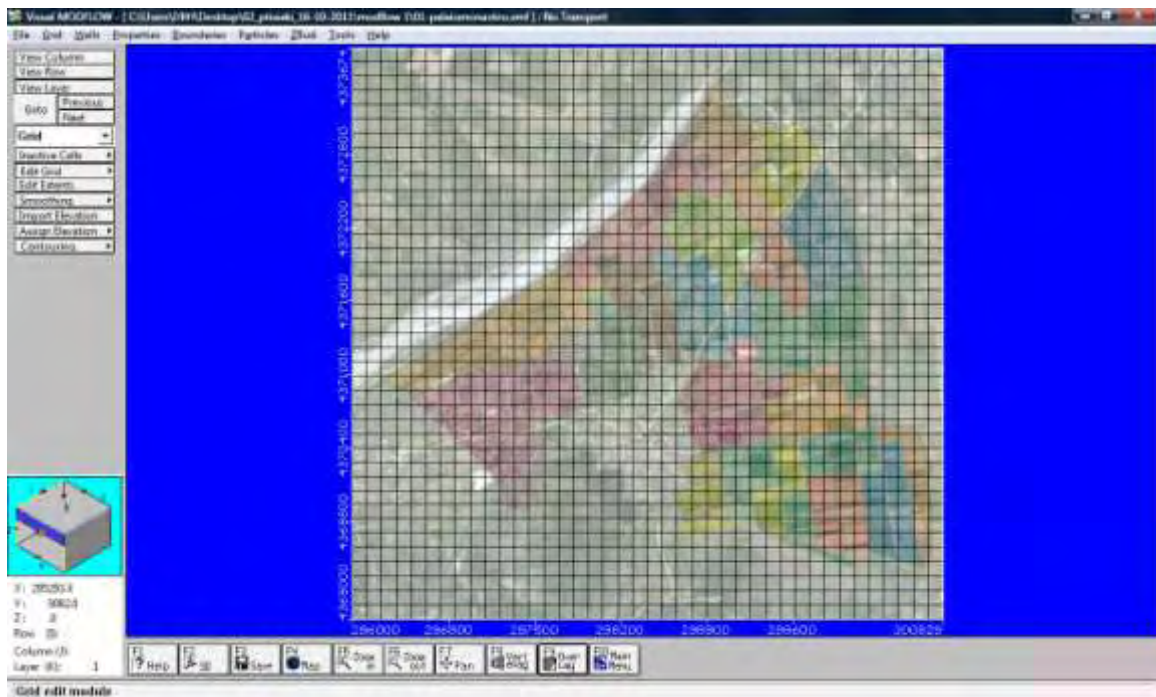
δεύτερο επίπεδο (layer 1) προστέθηκε ο χάρτης αναδασμού του Δ.Δ. Παλιομονάστηρου. Επισημαίνεται ότι και δορυφορικές φωτογραφίες και ο χάρτης αναδασμού, γεωαναφέρθηκαν βάση του τοπογραφικού συστήματος ΕΓΣΑ 87'. Στη συνέχεια η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε 1600 κελιά (grids), με διαστάσεις 120,725 x 116,850m. Θέτοντας τις οριακές συνθήκες, ορισμένα από τα κελιά, εκτός των ορίων του υδροφορέα τέθηκαν ανενεργά (inactive). Τα ενεργά κελιά είναι 800 και η περιοχή μελέτης καλύπτει μία έκταση περίπου 10 Km² (Εικόνες 5-1 έως 5-4).



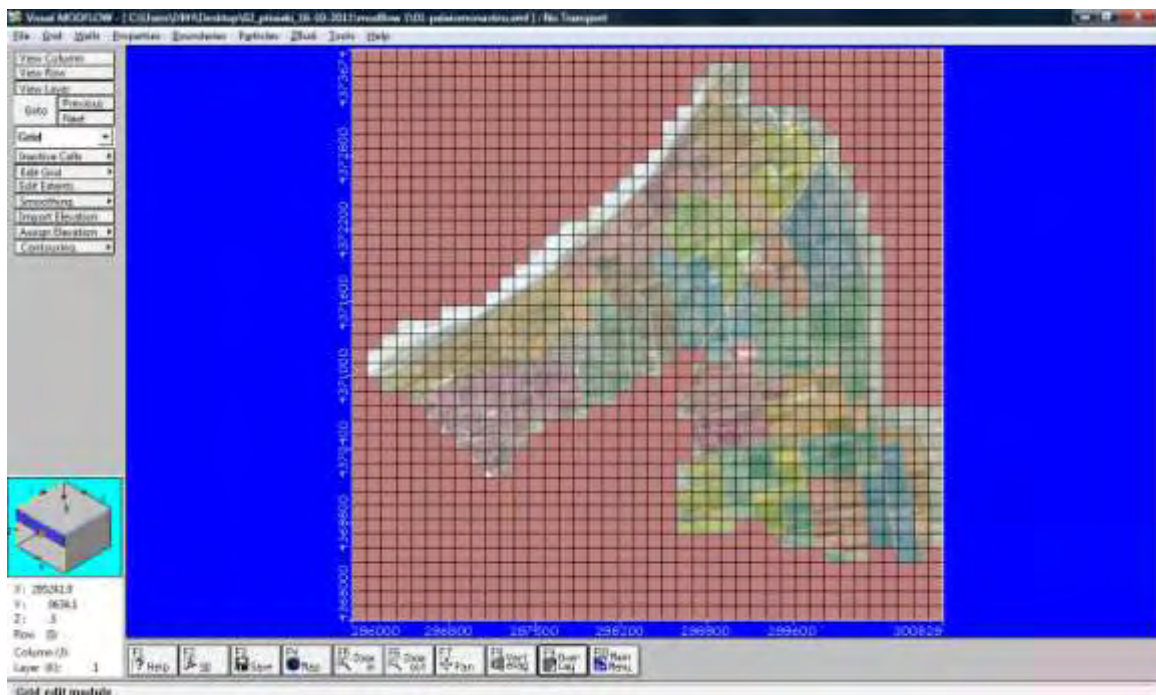
Εικόνα 5-1: Περιοχή Μοντέλου (εισαγωγή δορυφορικής εικόνας από Google Earth)



Εικόνα 5-2: Οριοθέτηση περιοχής μελέτης (εισαγωγή χάρτη αναδασμού του Δ.Δ. Παλιομονάστηρου)

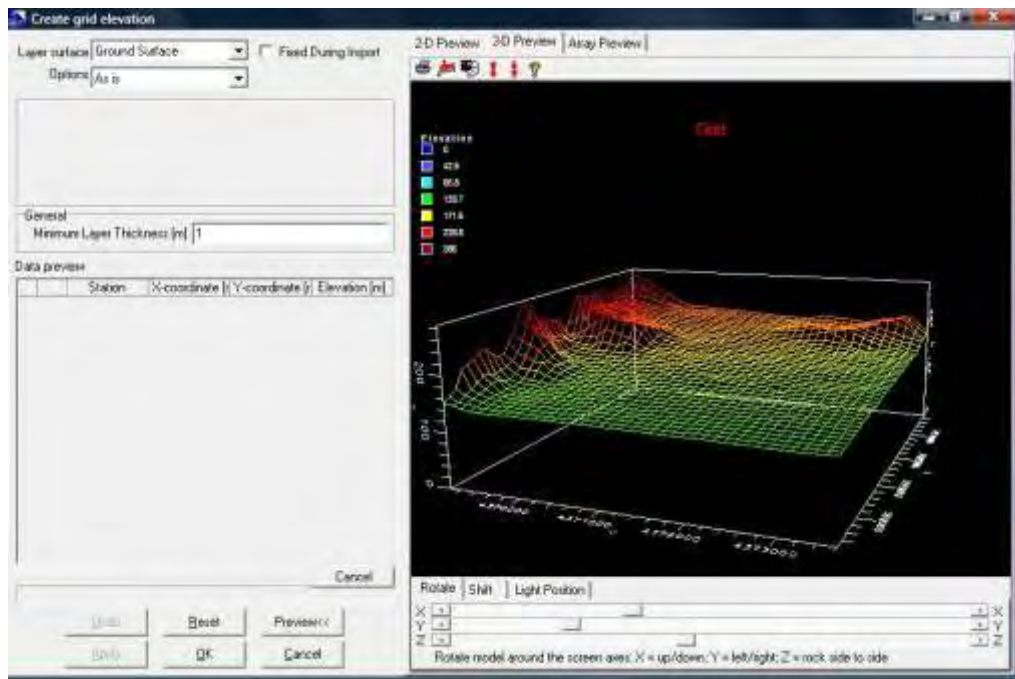


Εικόνα 5-3: Εισαγωγή κελιών – Δημιουργία υπολογιστικού πλέγματος (grid)



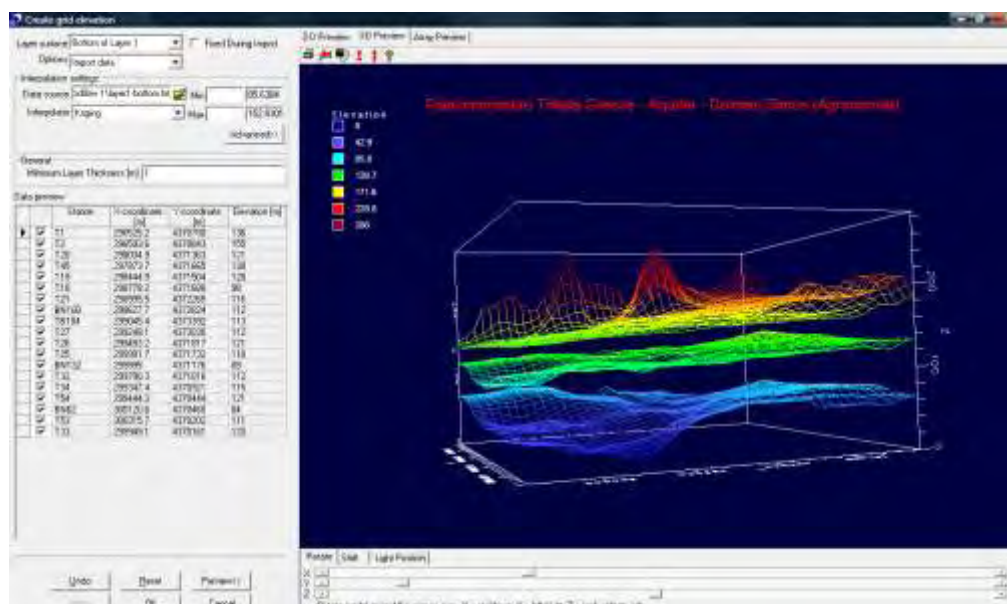
Εικόνα 5-4: Ορισμός ανενεργών κελιών

Το επόμενο βήμα ήταν να εισάγουμε τα απόλυτα υψόμετρα του εδάφους σε κάθε κελί. Τα δεδομένα αυτά προήλθαν από το πρόγραμμα Google Earthσε συνδυασμό με το πρόγραμμα PlexEarth (Trial Edition). Με την συνέργεια των δύο αυτών προγραμμάτων πρώτα οι ισοϋψείς της περιοχής και στη συνέχεια τα απόλυτα υψόμετρα των κελιών εισήχθησαν στο Modflow. Η γραφική απεικόνιση των απόλυτων υψομέτρων αποτυπώνεται στην Εικόνα 5-5.



Εικόνα 5-5: Διαμόρφωση ανάγλυφου εδάφους

Τέλος εισάγεται το σημειακό βάθος του υδροφορέα που λαμβάνεται από τις γεωλογικές τομές των γεωτρήσεων, και με τη μέθοδο Kriging προέκυψε το ανάγλυφο του κάτω και άνω ορίου του υδροφορέα της περιοχής μελέτης (Εικόνα 5-6).



Εικόνα 5-6: Γραφική απεικόνιση του υπό μελέτη υδροφορέα

Επίσης πρέπει να επισημανθεί ότι στην αρχή ορίστηκαν στο μοντέλο 3 επίπεδα του υπόγειου υδροφορέα, αναλόγως του βάθους άντλησης των φίλτρων των γεωτρήσεων. Επειδή όμως η σύσταση του υδροφόρου ορίζοντα αποτελείται καθ' ολοκλήρου σχεδόν από κροκάλες και χάλικες, η παραπάνω ενέργεια θεωρήθηκε πλεονασμός και στην συνέχεια της εφαρμογής, τα τρία επίπεδα λειτουργούσαν ουσιαστικά σαν ένα, για το λόγο ότι και στα τρία εισάγονται πάντα οι ίδιες τιμές για όλες τις παραμέτρους, εκτός από την επαναπλήρωση η οποία έλαβε χώρα μόνο στο layer 1.

5.3 ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ (WELLS)

Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας επιλέχθηκε η συνηθισμένη μηχανή του Modflow, διότι όπως προέκυψε από τις τομές των γεωτρήσεων δεν υπήρχανε σαφείς διακριτές διαφορές όσον αφορά την σύσταση του υδροφορέα, ο οποίος είναι ενιαίος και αποτελούμενος από κροκάλες, χάλικες και άμμο.

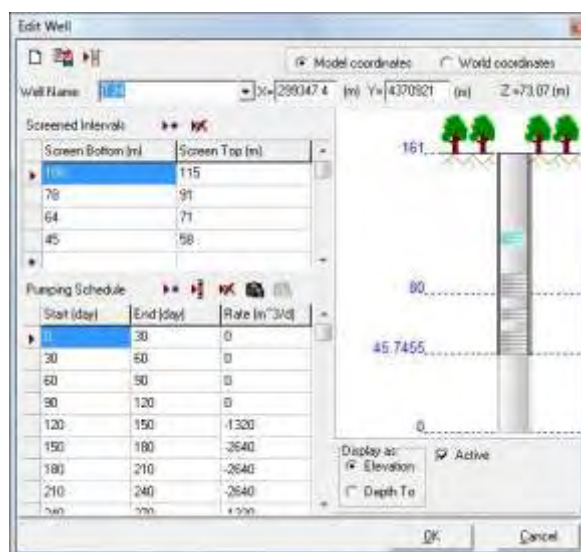
5.3.1 Γεωτρήσεις Άντλησης (Pumping Wells)

Στην περιοχή μελέτης έγινε εισαγωγή των δεδομένων των γεωτρήσεων στο Modflow (Εικόνες 5-7 & 5-8), βάση των στοιχείων της Δ/σης Υδάτων της Περιφέρειας Θεσσαλίας, για ένα πρόγραμμα άντλησης δύο ετών. Συγκεκριμένα εισήχθησαν οι συντεταγμένες, οι παροχές άντλησης, το βάθος άντλησης και το βάθος των φίλτρων κάθε γεώτρησης της περιοχής μελέτης (Περιφέρεια Θεσσαλίας, 2005-2006). Όσον αφορά την λειτουργία των γεωτρήσεων θεωρήθηκε ότι από τις αρχές του έτους μέχρι τα μέσα Μαΐου δεν υπάρχει άντληση, λόγω του γεγονότος ότι αυτή την περίοδο έχουμε μόνο ξηρικές καλλιέργειες, ενώ από τα μέσα Μαΐου μέχρι μέσα Σεπτεμβρίου έχουμε το μέγιστο ρυθμό άντλησης από τις γεωτρήσεις καθ' όλο το εικοσιτετράωρο (Εικόνα 5-9).

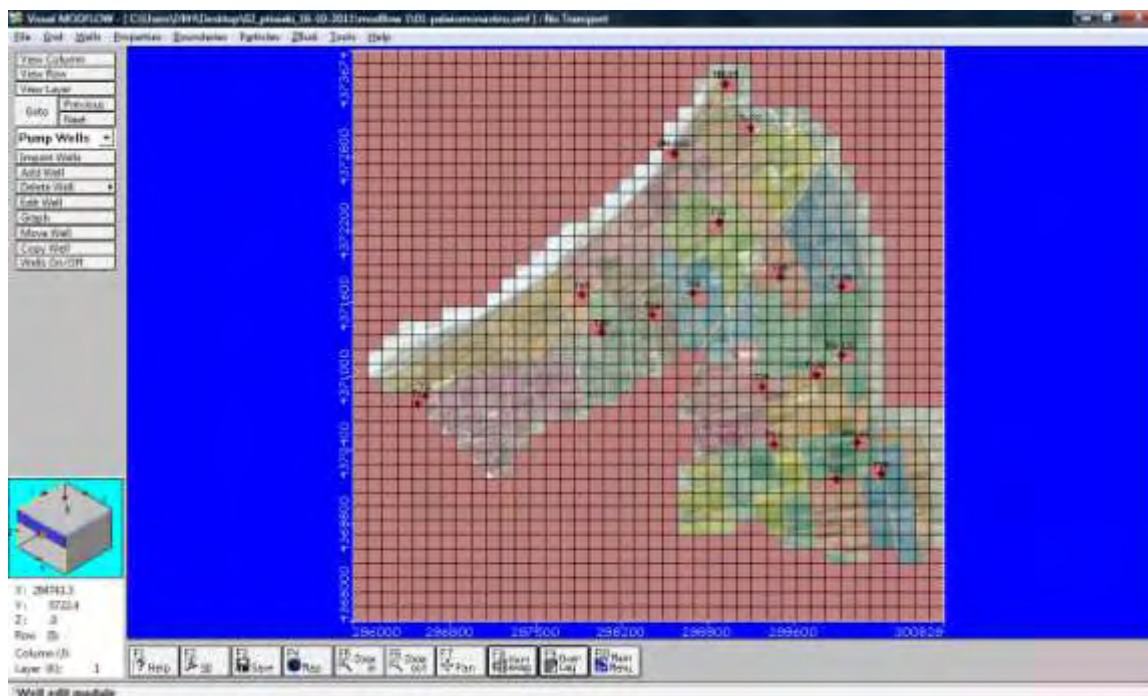
Στον Πίνακα 5-1, αποτυπώνεται ο ρυθμός άντλησης της κάθε γεώτρησης, όπως αυτός προκύπτει από τις τομές και τα στοιχεία των γεωτρήσεων.

Πίνακας 5-1: Ρυθμός Άντλησης (m³/day) των γεωτρήσεων της περιοχής μελέτης

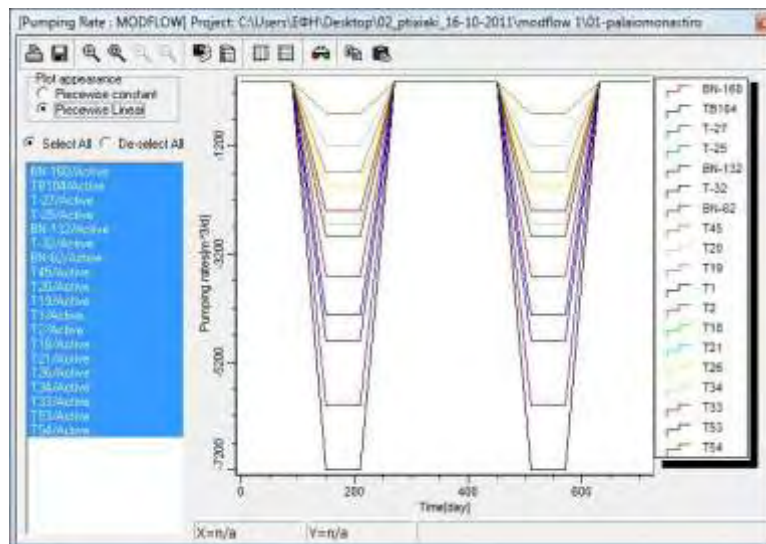
Γεώτρηση	Ρυθμός Άντλησης (m ³ /day)
T1	7200
T2	4800
T18	2400
T19	1680
T20	1200
T21	2400
T25	4800
T26	1920
T27	4800
T32	4800
T33	2400
T34	2640
T45	600
T53	4800
T54	2880
TB104	4320
BN-62	6000
BN-132	4800
BN-160	3600



Εικόνα 5-7: Οθόνη εισαγωγής δεδομένων του Visual Modflow



Εικόνα5-8: Θέση των γεωτρήσεων άντλησης στην περιοχή μελέτης

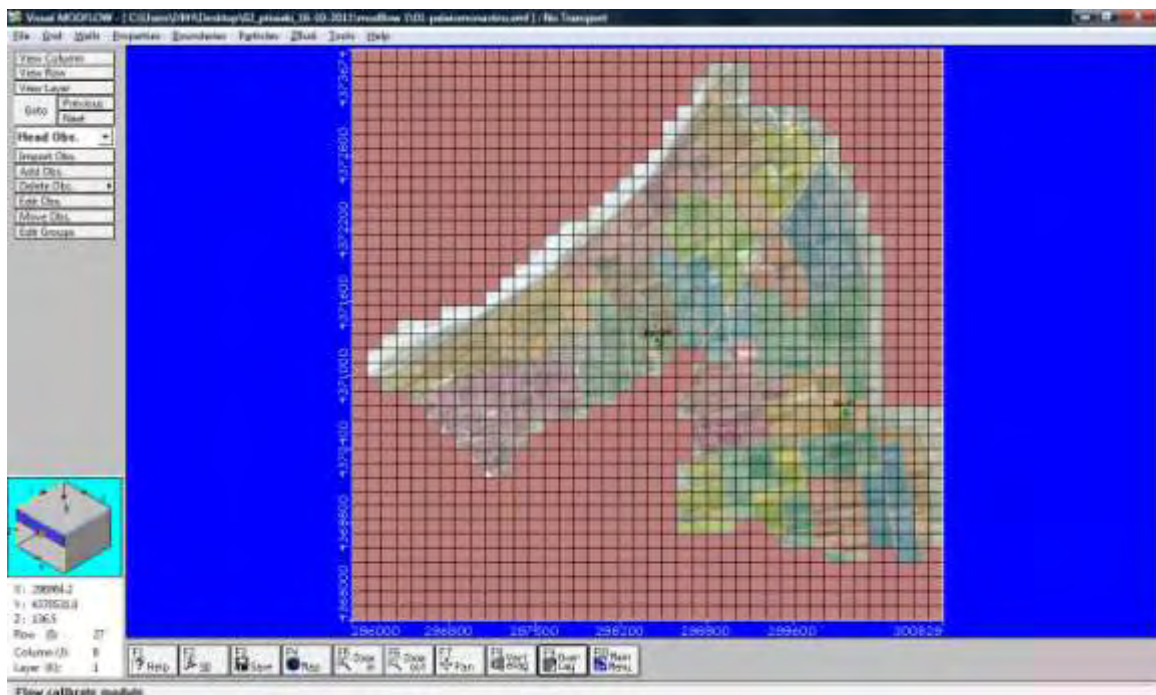


Εικόνα 5-9: Απεικόνιση του ρυθμού άντλησης των γεωτρήσεων σε σχέση με το χρόνο.

Οι τομές των γεωτρήσεων σύμφωνα με τα στοιχεία της Δ/σης Υδάτων της Περιφέρειας Θεσσαλίας δίδονται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι (Περιφέρεια-Θεσσαλίας, 2005-2006).

5.3.2 Πιεζόμετρα Παρατήρησης (Head observation wells)

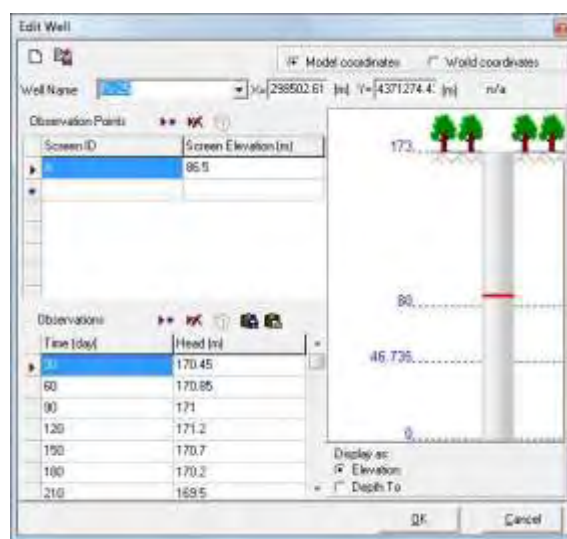
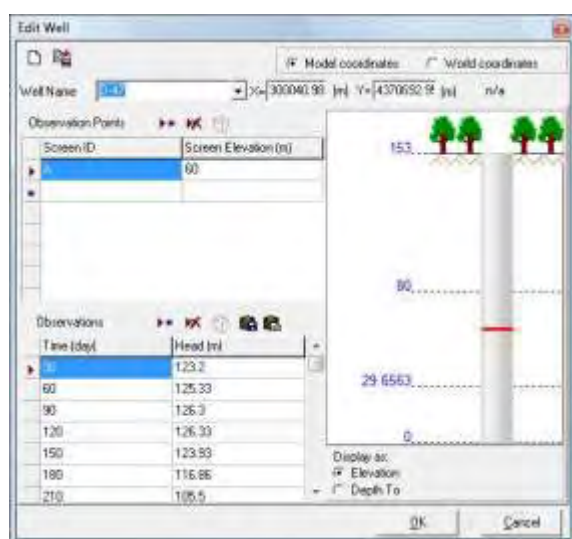
Από τα δεδομένα της Δ/σης Υδάτων της Περιφέρειας Θεσσαλίας(Περιφέρεια-Θεσσαλίας, 2005-2006), προκύπτει ότι στην περιοχή μελέτης υπάρχουν δύο τοποθετημένα πιεζόμετρα, το D47 και το Pz25. Η ακριβή γεωγραφική τους θέση (εικόνα 5-10) καθώς και τα δεδομένα των μηνιαίων μετρήσεων της στάθμης τους για τα έτη 2005 και 2006(εικόνα 5-11& πίνακας 5-2), εισήχθησαν στο Visual MODFLOW (Περιφέρεια Θεσσαλίας, 2005-2006).



Εικόνα 5-10: Γεωγραφική θέση πιεζομέτρων D47 και Pz25

Πίνακας 5-2: Μηνιαίες μετρήσεις στάθμης πιεζόμετρων D47 και Pz25 (πηγή, Περιφέρεια Θεσσαλίας)

ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΝΟΜΟ ΤΡΙΚΑΛΩΝ		
ΕΤΟΣ 2006	25 ΠΑΛΑΙΟΜΟΝΑΣΤ	D47 ΠΑΛΑΙΟΜΟΝ
Ιανουάριος	2.65	41.23
Φεβρουάριος	2.22	37.15
Μάρτιος	2.12	32.25
Απρίλιος	2.00	27.54
Μάιος	2.35	32.10
Ιούνιος	2.80	39.73
Ιούλιος	3.10	45.78
Αύγουστος	3.88	49.07
Σεπτέμβριος	3.30	49.24
Οκτώβριος	3.00	41.04
Νοέμβριος	2.80	40.67
Δεκέμβριος	2.60	38.32
ΕΤΟΣ 2005		
Ιανουάριος	2.55	29.8
Φεβρουάριος	2.15	27.67
Μάρτιος	2	26.7
Απρίλιος	1.8	26.67
Μάιος	2.3	29.07
Ιούνιος	2.8	36.14
Ιούλιος	3.5	47.5
Αύγουστος	4.02	49.51
Σεπτέμβριος	4.08	51.32
Οκτώβριος	3.9	49.5
Νοέμβριος	3.6	48.16
Δεκέμβριος	3.32	47.25

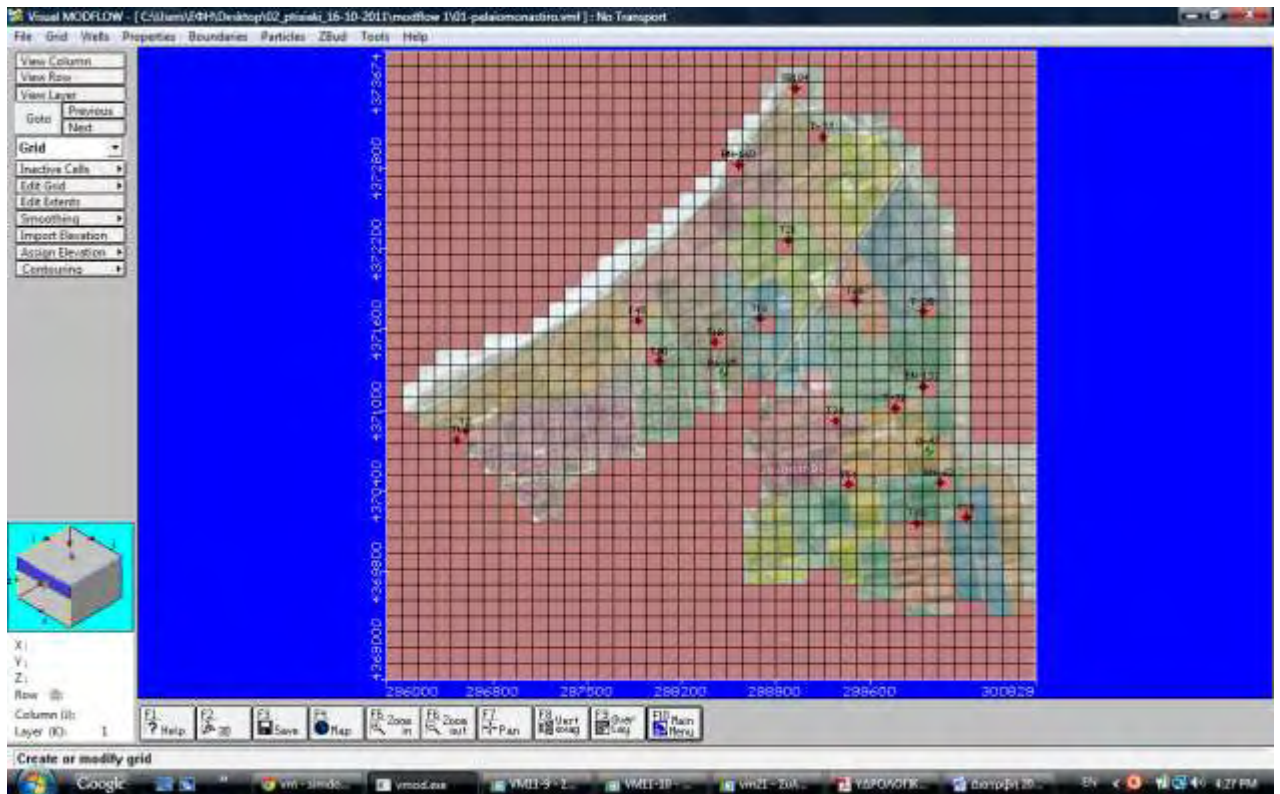


Εικόνα 5-11: Παράθυρα εισαγωγής δεδομένων των πιεζόμετρων στο υπολογιστικό πρόγραμμα Visual Modflow

5.4 ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ

5.4.1 Οριακές Συνθήκες

Στην περιοχή μελέτης που απεικονίζεται στη εικόνα 5-12, θέσαμε οριακές συνθήκες, απαραίτητες για την προσομοίωση του υπόγειου υδροφορέα του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου.



Εικόνα 5-12: Περιοχή μελέτης

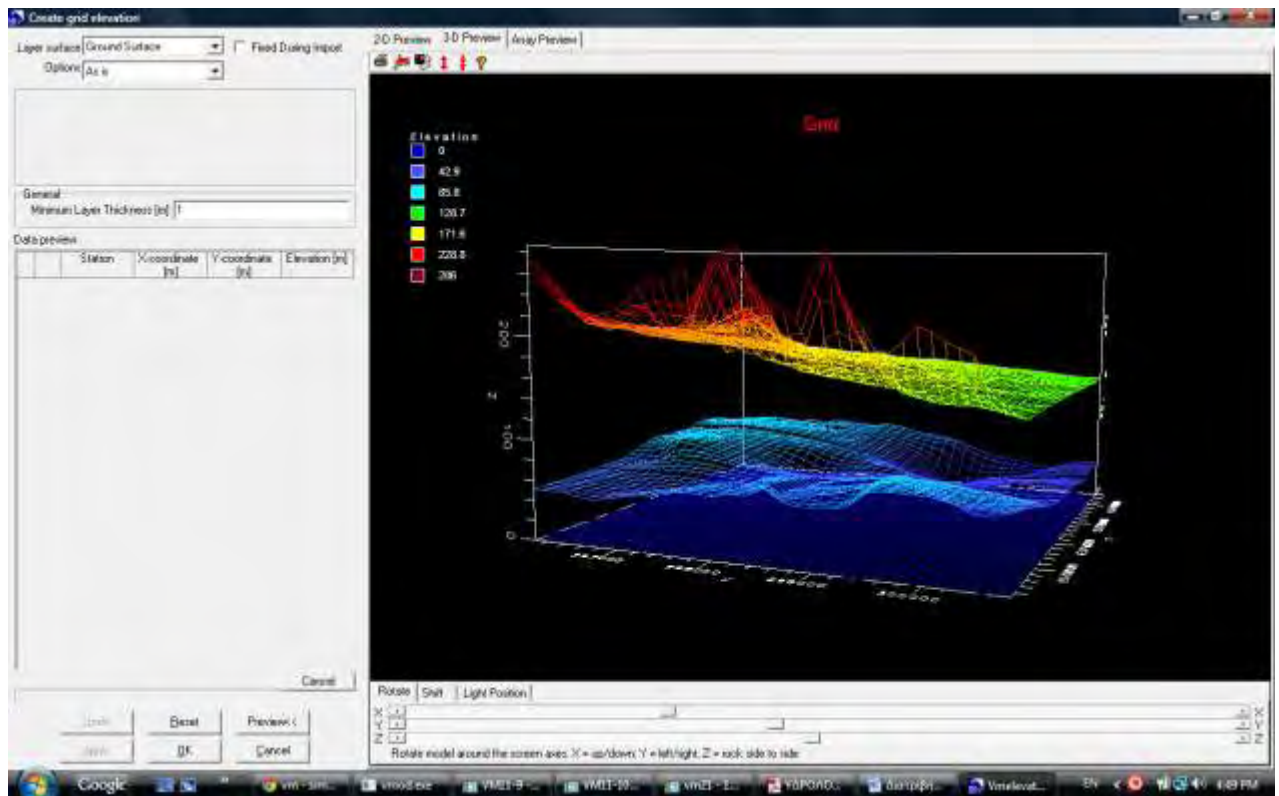
Στη νότια πλευρά της περιοχής μελέτης όπου ο υδροφορέας συναντά τους βραχώδεις πρόποδες των ορεινών όγκων της ευρύτερης περιοχής, δεν έχουμε κίνηση υπόγειου ύδατος συνεπώς οι οριακές συνθήκες του υδροφορέα ορίζονται ως μηδενικής παροχής (zero flux boundaries conditions).

Στη δυτική πλευρά της περιοχής μελέτης την οποία διασχίζει ο Πορταϊκός ποταμός, θέτουμε οριακή συνθήκη μεταβλητού φορτίου, σύμφωνα με τη στάθμη του νερού μέσα στο ποτάμι.

Στην νοτιοανατολική πλευρά στην οποία βρίσκεται πολύ κοντά το πιεζόμετρο D47, θέτουμε οριακές συνθήκες σταθερού φορτίου, τις οποίες μεταβάλλουμε ανά μήνα σύμφωνα με τα δεδομένα του πιεζόμετρου των Γόμφων.

Για το υπόλοιπο τμήμα της ανατολικής πλευράς, έπειτα από δοκιμές θεωρήθηκε μηδενικής ροής (zero flux boundaries conditions).

Για την οριοθέτηση του πυθμένα, ελήφθησαν υπόψη τα βάθη των γεωτρήσεων όπως απεικονίζονται στις τομές τους (Παράρτημα ΙΙΙ). Και με τη διαδικασία του Kriging επετεύχθη η χωρική κατανομή αυτής της σημειακής πληροφορίας (εικόνα 5-13).



Εικόνα 5-13: Οριοθέτηση υπόγειου υδροφορέα

5.4.2 Αρχικές Τιμές

Για την έναρξη της διερεύνησης των βασικών παραμέτρων της προσομοίωσης του υδροφορέα, χρειάστηκε να εισαχθούν στο σύστημα αρχικές τιμές για όλες τις μεταβλητές.

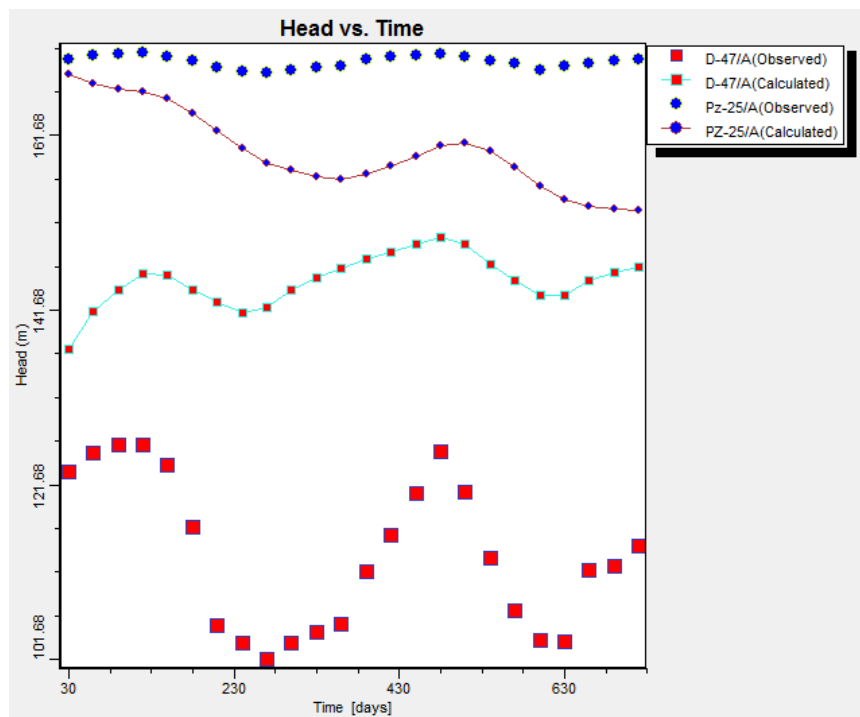
Η διερεύνηση της τιμής της **υδραυλικής αγωγιμότητας (Conductivity)**, προκύπτει από την γεωλογία του εδάφους της περιοχής μελέτης. Από τις διατομές των γεωτρήσεων διαπιστώνουμε ότι το έδαφος αποτελείται από κροκάλες, χαλίκια και άργιλο. Δηλαδή έχουμε κροκαλοπαγή και αλλουβιακές αποθέσεις. Ενώ το μεγαλύτερο ποσοστό στις διατομές των γεωτρήσεων αποτελούν τα χαλίκια (κροκαλοπαγές έδαφος). Η μη ύπαρξη αδιαπέρατων αργιλικών στρωμάτων οδήγησε στο συμπέρασμα ότι οι γεωτρήσεις είναι φρεατικές. Σύμφωνα με τον Τζιμόπουλο, η υδραυλική αγωγιμότητα σε κροκαλοπαγές φρεατικό υδροφορέα είναι της τάξης του 4×10^{-1} cm/sec ή 4×10^{-3} m/sec σαν μέση τιμή και στις τρεις διαστάσεις Kx, Ky, Kz (Τζιμόπουλος, 1997).

Η **αποθηκευτικότητα (Storage)**, αποδίδεται από την ειδική απόδοση (Specific Yield - Sy), το συντελεστή αποθηκευτικότητας (Storage Coefficient - Ss), το ενεργό πορώδες (Effective Porosity - Eff. Por.) και το ολικό πορώδες (Total Porosity - Tot. Por.). Σαν αρχικές τιμές των ανωτέρω παραμέτρων που προσδιορίζουν την αποθηκευτικότητα, χρησιμοποιήθηκαν οι προκαθορισμένες τιμές του προγράμματος (default). Συγκεκριμένα $Ss = 1E^{-5}$ (1/m), $Sy = 0,2$, $Eff. Por. = 0.15$, $Tot. Por. = 0.3$.

Τέλος σαν **αρχική στάθμη (Initial Heads)** του υπόγειου υδροφορέα, θεωρήθηκε η μετρούμενη στάθμη του υπόγειου υδροφορέα του πιεζόμετρου Pz25, κατά τον Ιανουάριο του 2005.

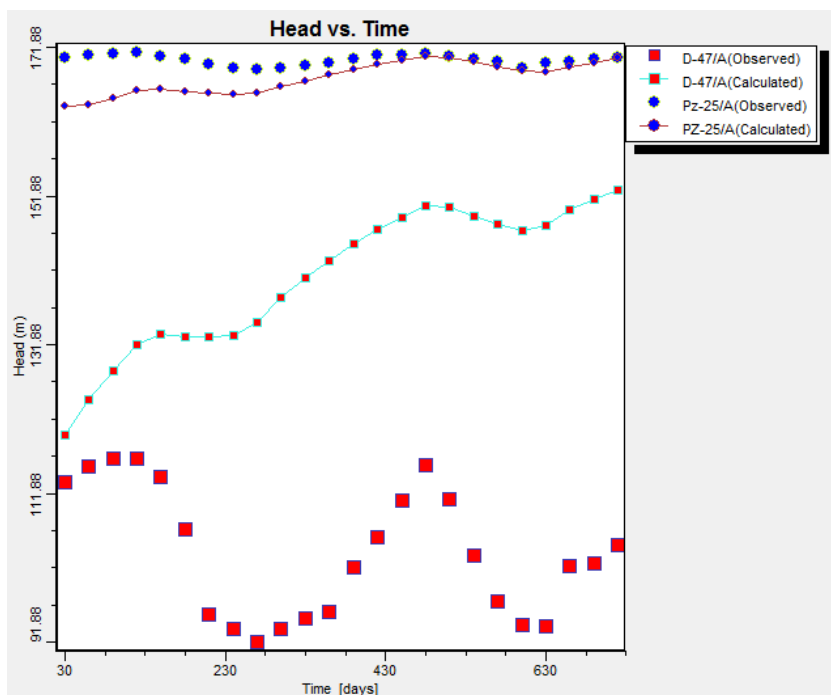
5.4.3 Υδραυλική Αγωγιμότητα (Conductivity)

Χρησιμοποιώντας υδραυλική αγωγιμότητα της τάξης του $4 \times 10^{-3} \text{ m/sec}$, όπως αναφέρεται στην ανωτέρω παράγραφο (5.4.2.), διαπιστώνουμε ότι ο υδροφορέας εκφορτίζεται πολύ γρήγορα και ομοιόμορφα, κάτι που τα πιεζόμετρα της περιοχής δεν το εμφανίζουν (Σχήμα 5-1). Για το λόγο αυτό οδηγούμαστε στη σκέψη ότι ενώ η επιφάνεια του ύδατος είναι πολύ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και έχουμε κροκαλοπαγή και αλλουβιακές αποθέσεις, γεγονός που σημαίνει ότι ο υδροφορέας μας είναι **φρεατικός**, πιθανότατα λόγω του μεγάλου πάχους του υδροφορέα τα βαθύτερα στρώματα να λειτουργούν ως υπό πίεση υδροφορέας, οπότε η συνολική συμπεριφορά του υδροφορέα να εμφανίζεται ως **κλειστού υπό πίεση**.



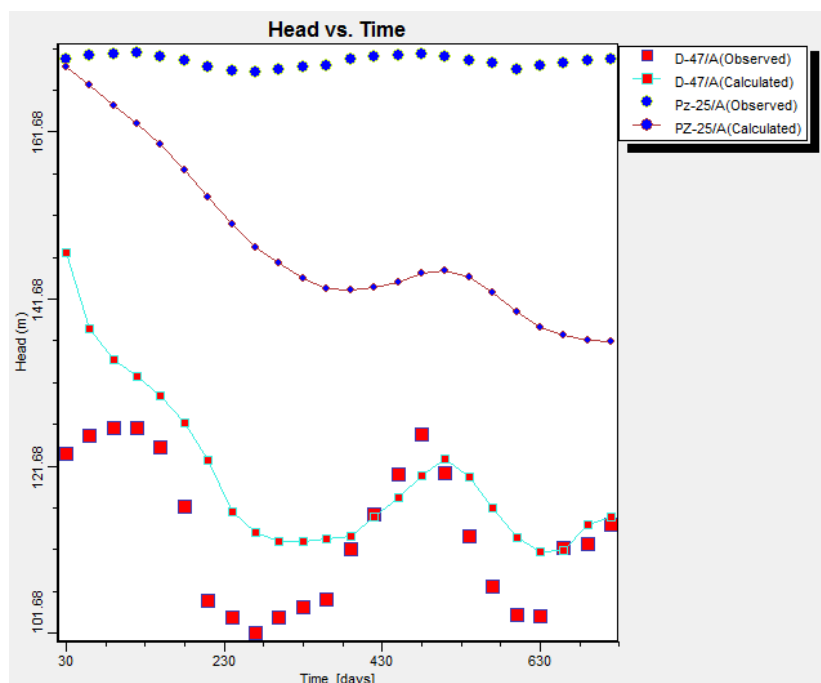
Σχήμα 5-1: Εκφόρτιση υδροφορέα για τιμή υδραυλικής αγωγιμότητας $4 \times 10^{-3} \text{ m/sec}$

Για το λόγο αυτό δοκιμάστηκαν εναλλακτικές τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας που παραπέμπουν σε κλειστό υδροφορέα. Μετά από δοκιμές καταλήξαμε σε υδραυλική αγωγιμότητα της τάξης του 7×10^{-7} για όλη την περιοχή, η οποία έδειξε καλή συσχέτιση με τα δεδομένα του πιεζόμετρου Pz25, όμως για την νοτιοδυτική περιοχή όπου έχουμε το D47, παρατηρήθηκε υψηλότερη στάθμη από την αναμενόμενη (Σχήμα 5-2).



Σχήμα 5-2: Καλή συσχέτιση του υδροφορέα για $K=7E^{-7}$ στην περιοχή του Pz25

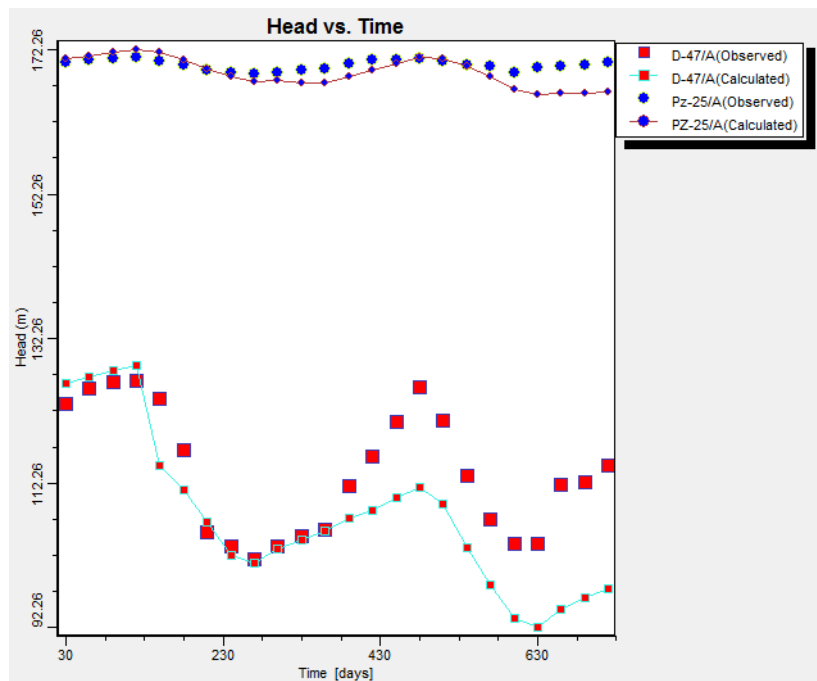
Στη συνέχεια με διάφορες δοκιμές αλλάξαμε για όλη την περιοχή μελέτης την τιμή της αγωγιμότητας σε $2E^{-6}$, η τιμή αυτή έδωσε καλή συσχέτιση για το πιεζόμετρο D47 αλλά όχι για το Pz25 (Σχήμα 5-3).



Σχήμα 5-3: Καλή συσχέτιση του υδροφορέα για $K=2E^{-6}$ στην περιοχή του D47

Από τις ανωτέρω δοκιμές προέκυψε το συμπέρασμα ότι πρέπει να έχουμε διαφορετικές υδραυλικές αγωγιμότητες για τις δύο περιοχές που αντιστοιχούν στα δύο πιεζόμετρα. Για το λόγο αυτό οριοθετήσαμε δύο περιοχές στο Modflow. Η κάθε μία περιοχή αντιστοιχεί σε ένα από τα δύο

πιεζόμετρα, θέσαμε τιμή υδραυλικής αγωγιμότητας $7E^{-7}$ στην περιοχή του Pz47 και $2E^{-6}$ για την περιοχή του D47 (Εικόνα 5.5.1). Στην περίπτωση αυτή και αφού τρέξαμε το μοντέλο, το Pz47 ανταποκρίθηκε στις πραγματικές τιμές ενώ το D47 εκφορτιζόταν πολύ γρήγορα προς την περιοχή με τιμή υδραυλικής αγωγιμότητας $7E^{-7}$ (Σχήμα 5-4).

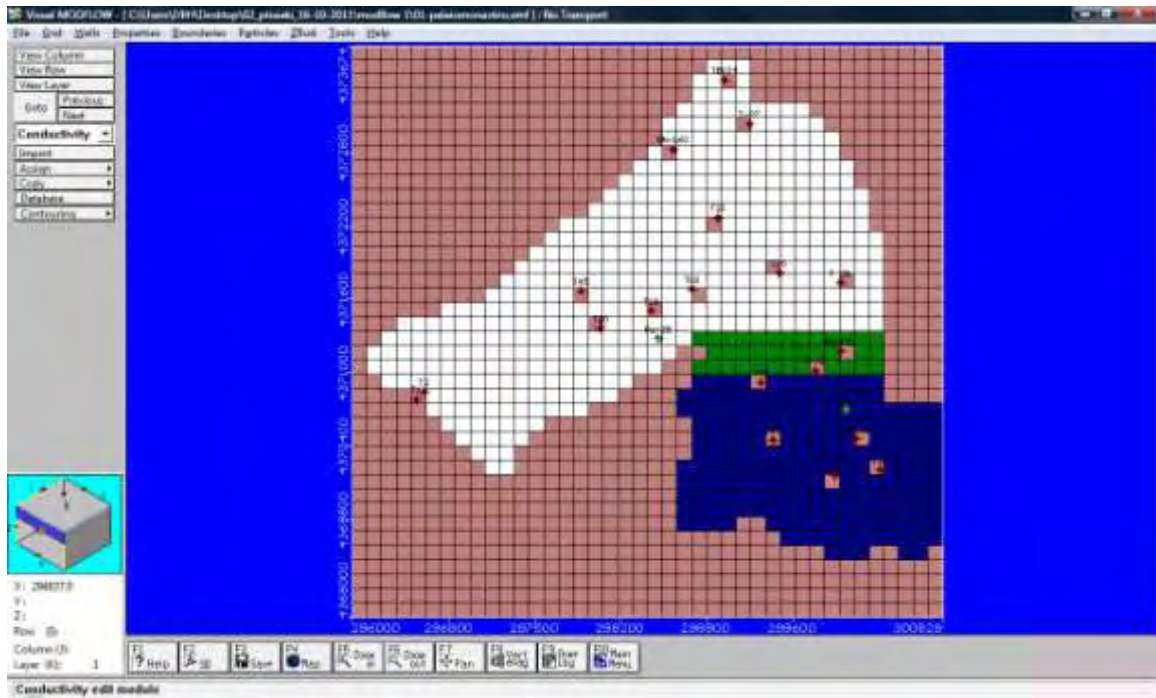


Σχήμα 5-4: Εκφόρτιση του πιεζόμετρου D47

Για να μπορέσουν οι προσομοιωμένες τιμές να ταυτιστούν με τις πραγματικές χρειάστηκε να δημιουργηθεί ένα ενδιάμεσο τμήμα μεταξύ των ανωτέρω περιοχών, το οποίο θα μειώνει την αποφόρτιση του νοτιοδυτικού τμήματος, οπότε καθορίστηκε μια ενδιάμεση τιμή υδραυλικής αγωγιμότητας της τάξης $1E^{-7}$. Μετά από πολλές δοκιμές καταλήξαμε ότι θα έχουμε τρεις περιοχές αγωγιμοτήτων (conductivity zones) (Εικόνα 5-14) με τις εξής τιμές:

- zone 1 ($K_x, K_y, K_z = 7E^{-7}$),
- zone 2 ($K_x, K_y, K_z = 2E^{-6}$),
- zone 3 ($K_x, K_y, K_z = 1E^{-7}$)

όπως φαίνεται στον πίνακα 5-3.



Εικόνα 5-14: Σχηματική απεικόνιση των ζωνών υδραυλικής αγωγιμότητας στην περιοχή μελέτης

Πίνακας 5-3: Απεικόνιση σε πίνακα του Modflow των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας και στις τρεις διαστάσεις, για τις ενεργές ζώνες που χρησιμοποιήσαμε.

Zone	Kx [m/s]	Ky [m/s]	Kz [m/s]	Active	Distribution Array
1	1E-6	1E-7	1E-7	<input checked="" type="checkbox"/>	
2	2E-6	2E-6	2E-6	<input checked="" type="checkbox"/>	
3	1E-7	1E-7	1E-7	<input checked="" type="checkbox"/>	
4	1E-6	1E-6	1E-6	<input type="checkbox"/>	
5	1E-8	1E-8	1E-8	<input type="checkbox"/>	

Hydraulic conductivity in X-direction Value = 1E-7

Reset Order Clean Up Advanced >> OK Cancel

5.4.4 Αποθηκευτικότητα (Storage)

Η εισαγωγή των αρχικών τιμών έγινε από βιβλιογραφικές αναφορές (Τερζίδης & Καραμούζης, 1985) & (Τζιμόπουλος Χ. Δ., 1997). Βάση της γεωλογίας της περιοχής και των τιμών των δύο πιεζόμετρων, θεωρήθηκε αρχικά ότι η περιοχή μελέτης αποτελείται από έναν ελεύθερο φρεατικό υδροφορέα.

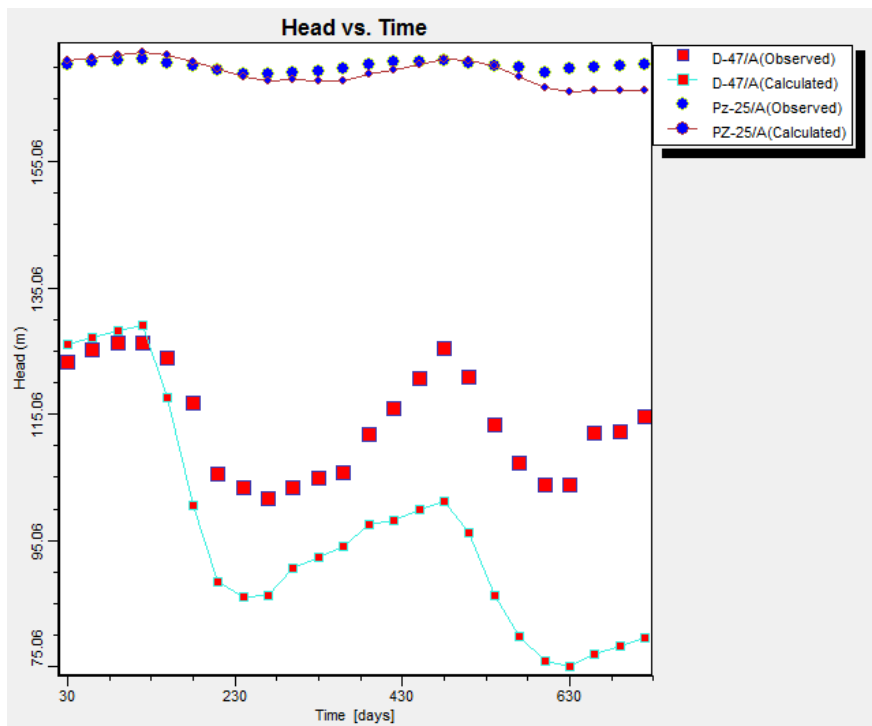
Σύμφωνα με (Τερζίδης & Καραμούζης, 1985), οι υδρογεωλογικές σταθερές ή οι παράμετροι που χαρακτηρίζουν έναν ελεύθερο υδροφορέα είναι ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας του K , ο οποίος έχει διαστάσεις ταχύτητας [LT^{-1}] και η ειδική απόδοση του (Specific yield) σε νερό S_y , η οποία είναι αδιάστατη και έχει τάξη μεγέθους 10^{-1} ως 10^{-2} . Επειδή το υπέδαφος μας αποτελείται κυρίως από αλλουβιακές αποθέσεις, κροκάλες και δευτερευόντως από μικρές ποσότητες αργίλου, επιλέχθηκε για την ειδική απόδοση (**Specific yield – S_y**) η τιμή 10^{-2} (Τερζίδης & Καραμούζης, 1985).

Ο συντελεστής αποθηκευτικότητας (**Storage coefficient – S_s**), ο οποίος είναι αδιάστατος και αποτελεί υδρογεωλογική παράμετρος των κλειστών υδροφορέων, στην περίπτωση μελέτης ελεύθερων υδροφορέων, δεν λαμβάνεται υπόψη, παρόλα αυτά το πρόγραμμα απαιτεί μία τιμή για αυτόν τον συντελεστή. Στην προκειμένη περίπτωση επιλέχθηκε η τιμή 10^{-4} , ως μία ενδιάμεση τιμή από το τυπικό εύρος τιμών του S_s (10^{-3} έως 10^{-6}) (Waterloo Hydrogeologic Inc., 2006).

Το ολικό πορώδες (**Total Porosity – Tot. Por.**) για χαλικώδη εδάφη κυμαίνεται από 30 έως 40%. Το αποτελεσματικό πορώδες (**Effective Porosity – Eff. Por.**) χρησιμοποιείται σε σχέση με τη ροή του υπόγειου νερού και εκφράζει το μερικό όγκο των πόρων, μέσα από όπου το νερό είναι ελεύθερο να κινηθεί, ανά μονάδα συνολικού όγκου του πορώδους υλικού. Στα χαλικώδη εδάφη οι δύο ποσότητες, του ολικού και του αποτελεσματικού πορώδους είναι σχεδόν ίσες μεταξύ τους. Για το λόγο ότι το υπέδαφος της περιοχής μελέτης αποτελείται από κροκάλες και άργιλο, επιλέχθηκε η τιμή 35% για το ολικό και για το αποτελεσματικό πορώδες (Τερζίδης & Καραμούζης, 1985).

Όμως το αποτελεσματικό πορώδες (**Effective Porosity – Eff. Por.**), δεν χρησιμοποιείται από το πρόγραμμα Modflow, άλλα μόνο από το Modpath για να προσδιοριστεί η μέση γραμμική ταχύτητα κίνησης του νερού.

Θέτοντας αυτές τις τιμές η προσομοίωση μας έδωσε τα αποτελέσματα του σχήματος 5-5. Διαπιστώνουμε ότι ενώ στην περιοχή του Pz τα αποτελέσματα της προσομοίωσης έχουν πολύ καλή συσχέτιση με τις παρατηρήσεις, στην περιοχή του D47 παρατηρείται αρχικά πολύ καλή προσομοίωση η οποία στην συνέχεια συνεχώς αποκλίνει. Η απόκλιση αυτή δηλώνει την γρήγορη αποφόρτιση του υπόγειου υδροφορέα, σε αντίθεση με τις τιμές του πιεζόμετρου D47 (σχήμα 5-5).



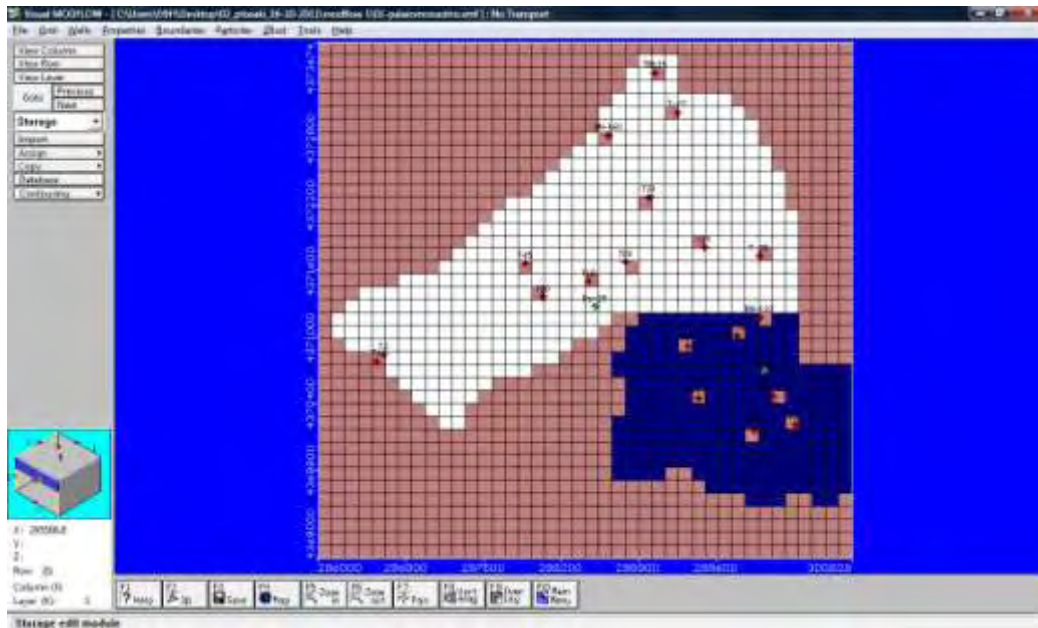
Σχήμα 5-5: Αρχικές τιμές αποθηκευτικότητας

Για το λόγω αυτό ορίσαμε δύο διαφορετικές περιοχές αποθηκευτικότητας, παρόμοιες με αυτές της υδραυλικής αγωγιμότητας. Στην περιοχή του Pz-25 διατηρήσαμε τις αρχικές τιμές. Στην περιοχή του πιεζόμετρου D-47 δοκιμάσαμε αρκετές τιμές των παραμέτρων της αποθηκευτικότητας, οι οποίες αντιστοιχούσαν στα όρια των τιμών της βιβλιογραφίας. Οι τελικές τιμές των παραμέτρων απεικονίζονται στον παρακάτω πίνακα (5-4) και δύο περιοχές αποθηκευτικότητας στην εικόνα 5-15.

Πίνακας 5-4: Τιμές των δύο ζωνών αποθηκευτικότητας

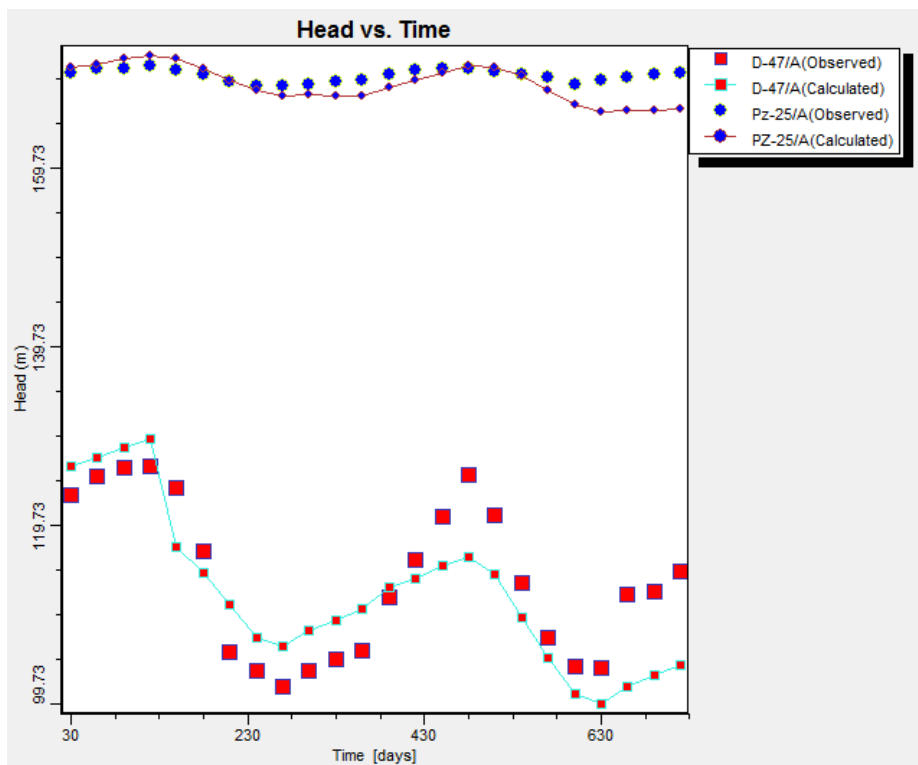
Zone	Ss [1/m]	Sy []	Eff. Por. []	Tot. Por. []	Active	Distribution Array
1	0.02	0.02	0.35	0.35	<input checked="" type="checkbox"/>	
2	0.005	0.005	0.3	0.3	<input checked="" type="checkbox"/>	

Specific storage Value = 0.04



Εικόνα 5-15: Δημιουργία δύο ζωνών αποθηκευτικότητας

Με τα δεδομένα αυτά είχαμε μια πολύ καλή προσομοίωση των αποτελεσμάτων του Modflow, με τις τιμές και των δύο πιεζόμετρων (σχήμα 5-6)

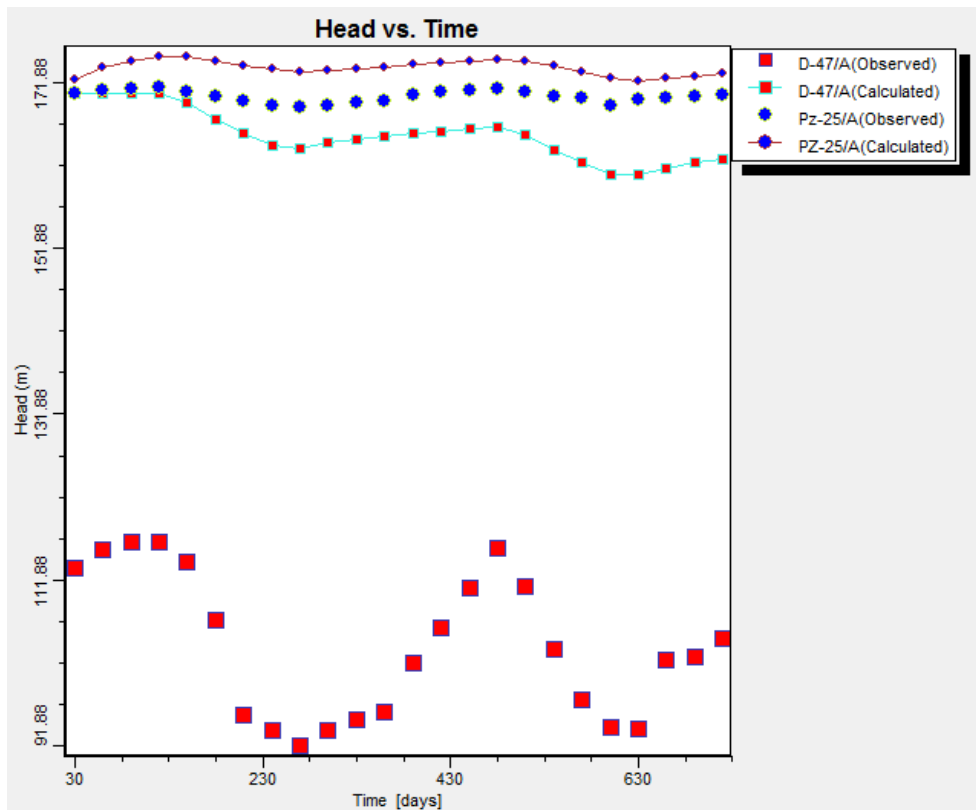


Σχήμα 5-6: Καλή προσομοίωση των αποτελεσμάτων

5.4.5 Αρχική Στάθμη Υπόγειου Υδροφορέα (InitialHeads)

Για τον καθορισμό της αρχικής στάθμης του υπόγειου υδροφορέα ελήφθησαν υπόψη οι σημειακές τιμές στάθμης των πιεζόμετρων Pz25 και D47. Στο βόρειο μέρος της περιοχής μελέτης όπου βρίσκεται το πιεζόμετρο Pz25, η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο στα 170.45m, δηλαδή περίπου 3μ κάτω από την επιφάνεια του εδάφους. Στο νότιο μέρος της περιοχής μελέτης όπου βρίσκεται το πιεζόμετρο D47, η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα είναι σε απόλυτο υψόμετρο στα 123.20m, περίπου 30μ κάτω από την επιφάνεια του εδάφους.

Αρχικά θέσαμε για όλη την περιοχή μελέτης την τιμή του πιεζόμετρου Pz25, δηλαδή initial head 170,45μ. Από την προσομοίωση όμως του υδροφορέα παρατηρήθηκε ότι οι υπολογιζόμενες τιμές στη θέση του πιεζόμετρου D47 ήταν πολύ πιο υψηλές από τις πραγματικές, όπως φαίνεται στην εικόνα 5-16.



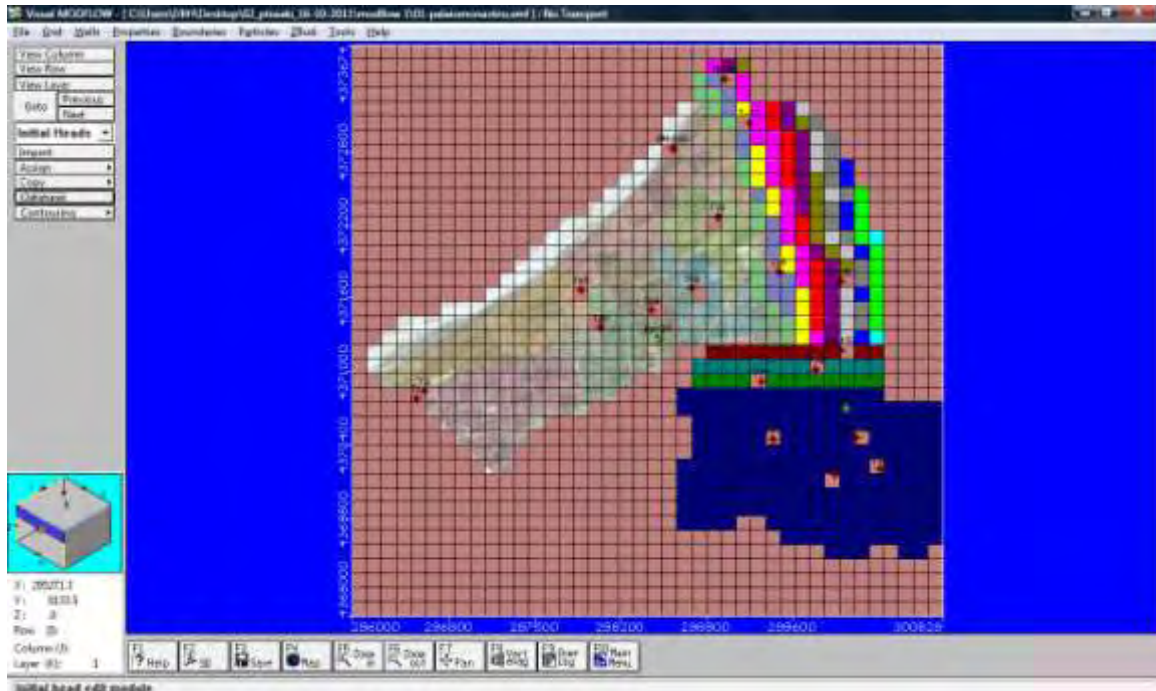
Εικόνα 5-16: Δοκιμαστικές αρχικές τιμές για InitialHeads

Από το σχήμα της εικόνας 5-16 συμπεραίνουμε ότι οι υπόγειες ροές προς την περιοχή του πιεζόμετρου D47 είναι πολύ μεγαλύτερες από τις πραγματικές. Αυτό ήταν αναμενόμενο εξαιτίας της μεγάλης διαφοράς της υπόγειας στάθμης στις δύο θέσεις των πιεζόμετρων. Συνεπώς μεταξύ των δύο αυτών σημείων θα πρέπει να μεσολαβούν περιοχές όπου η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα βρίσκεται σε ενδιάμεσες τιμές, οπότε θεωρήθηκε αναγκαία η δημιουργία ζωνών με διαφορετική αρχική υπόγεια στάθμη (δηλαδή Zone5=158.63, Zone4=146.82, Zone3=135.01m, εικόνα 5-17).

Στην βορειοανατολική περιοχή μεταξύ του Pz25 και της περιοχής της Λυγαριάς και στο βόρειο τμήμα γειτνίασης με το ποτάμι, είχαμε εκφόρτιση του υδροφορέα, κάτι που δεν ισχύει στην πραγματικότητα. (προέκυπτε δηλαδή ροή νερού από την περιοχή μελέτης προς το ποτάμι)

Διαπιστώθηκε ότι βάση των παρατηρήσεων του πιεζόμετρου της Λυγαριάς, υπάρχει μία πτώση στην στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα, η οποία σχηματικά απεικονίζεται στο Modflow από τη Zone6 έως Zone17 με μία διαβάθμιση του βάθους του υπόγειου υδροφορέα από 154.45m έως

149.45m(εικόνα 5-17και 5-18). Πρέπει να σημειωθεί ότι η διαβάθμιση των ζωνών έγινε με την μέθοδο interpolation, που παρέχει σαν δυνατότητα το Modflow.



Εικόνα 5-17: Ζώνες διαβάθμισης της αρχικής στάθμης του υπόγειου υδροφορέα

Zone	Initial Heads [m]	Active	Distribution Array
1	170.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
2	123.2	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
3	135.01	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
4	146.82	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
5	158.63	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
6	149.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
7	148.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
8	147.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
9	146.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
10	145.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
11	144.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
12	143.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
13	150.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
14	151.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
15	152.45	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

Initial head Value = 170.45*(1)

Εικόνα 5-18: Εισαγωγή δεδομένων στο Modflow

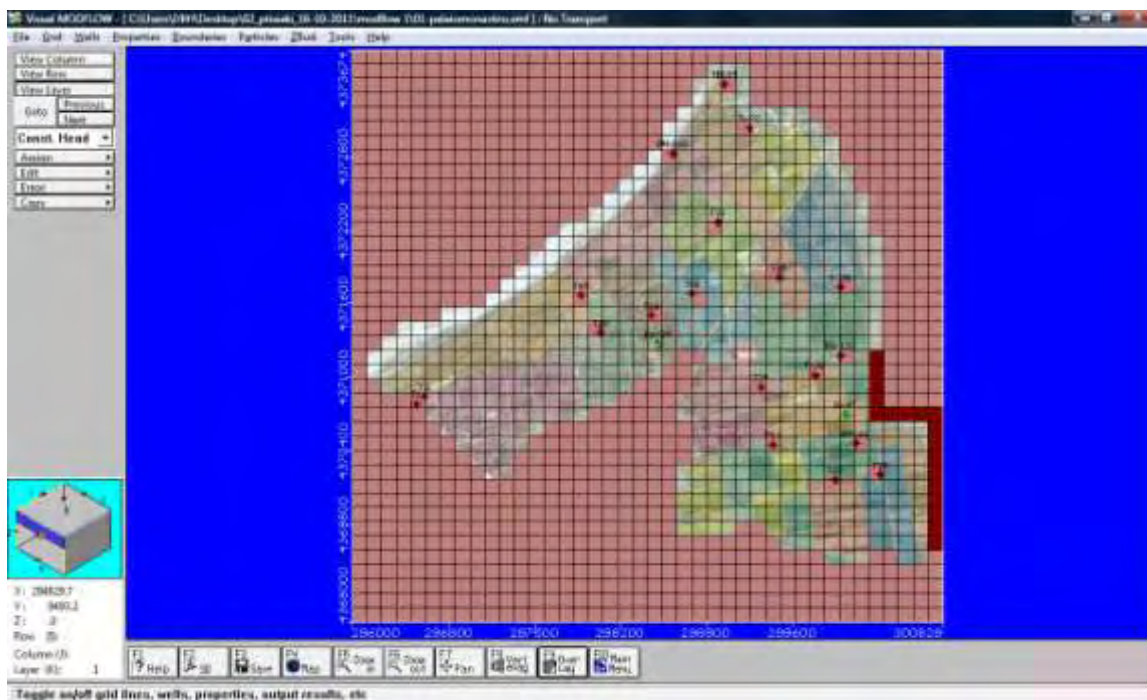
5.5 ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ (BOUNDARIES)

5.5.1 Σταθερού Φορτίου (Constant Head)

Στην νοτιοανατολική πλευρά στην οποία βρίσκεται πολύ κοντά το πιεζόμετρο D47, θέτουμε οριακές συνθήκες σταθερού φορτίου, τις οποίες μεταβάλλουμε ανά μήνα σύμφωνα με τα δεδομένα του πιεζόμετρου των Γόμφων (πίνακας 5-5, εικόνα 5-19 και 5-20) .

Πίνακας 5-5: Στοιχεία πιεζόμετρου ΓόμφωνΡΖ54

ΠΕΡΙΟΔΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΝΟΜΟ ΤΡΙΚΑΛΩΝ ΠΙΕΖΟΜΕΤΡΟΥ ΓΟΜΦΩΝ ΡΖ54		
ΜΗΝΑΣ	ΕΤΟΣ 2005	ΕΤΟΣ 2006
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	21,74	20,53
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	19,89	19,65
ΜΑΡΤΙΟΣ	18,88	19,36
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	18,73	19,06
ΜΑΙΟΣ	19,93	20,78
ΙΟΥΝΙΟΣ	22,80	24,21
ΙΟΥΛΙΟΣ	30,61	27,34
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	31,10	30,09
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	31,75	29,87
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	31,20	27,92
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	30,80	27,15
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	29,18	25,61



Εικόνα 5-19: Απεικόνιση οριακής συνθήκης στην νοτιοανατολική πλευρά της περιοχής μελέτης

Constant-Head - [Edit Group]

File Help

Description: Constant-Head(0)

Assign to appropriate layer

Edit selected row(s) or column: \$SHEAD \$EHEAD

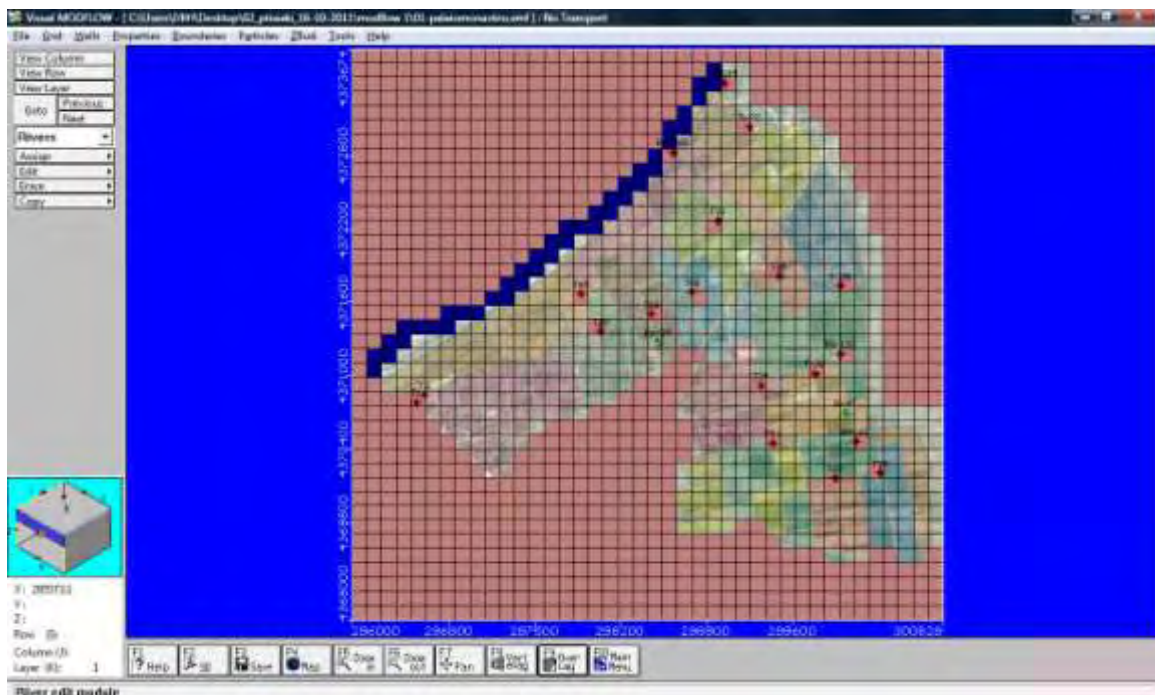
	Start Time [day]	Stop Time [day]	Start Time Head [m]	Stop Time Head [m]	Active
▶	0	30	[116.2]..[129.26]	[117.2]..[130.26]	✓
	30	60	[116.2]..[129.26]	[117.2]..[130.26]	✓
	60	90	[117.2]..[130.26]	[118.33]..[131.11]	✓
	90	120	[118.33]..[131.11]	[119.3]..[132.12]	✓
	120	150	[119.3]..[132.12]	[119.33]..[132.27]	✓
	150	180	[119.33]..[132.27]	[116.93]..[131.07]	✓
	180	210	[116.93]..[131.07]	[109.86]..[128.2]	✓
	210	240	[109.86]..[128.2]	[98.5]..[120.39]	✓
	240	270	[98.5]..[120.39]	[96.19]..[119.9]	✓

OK Cancel

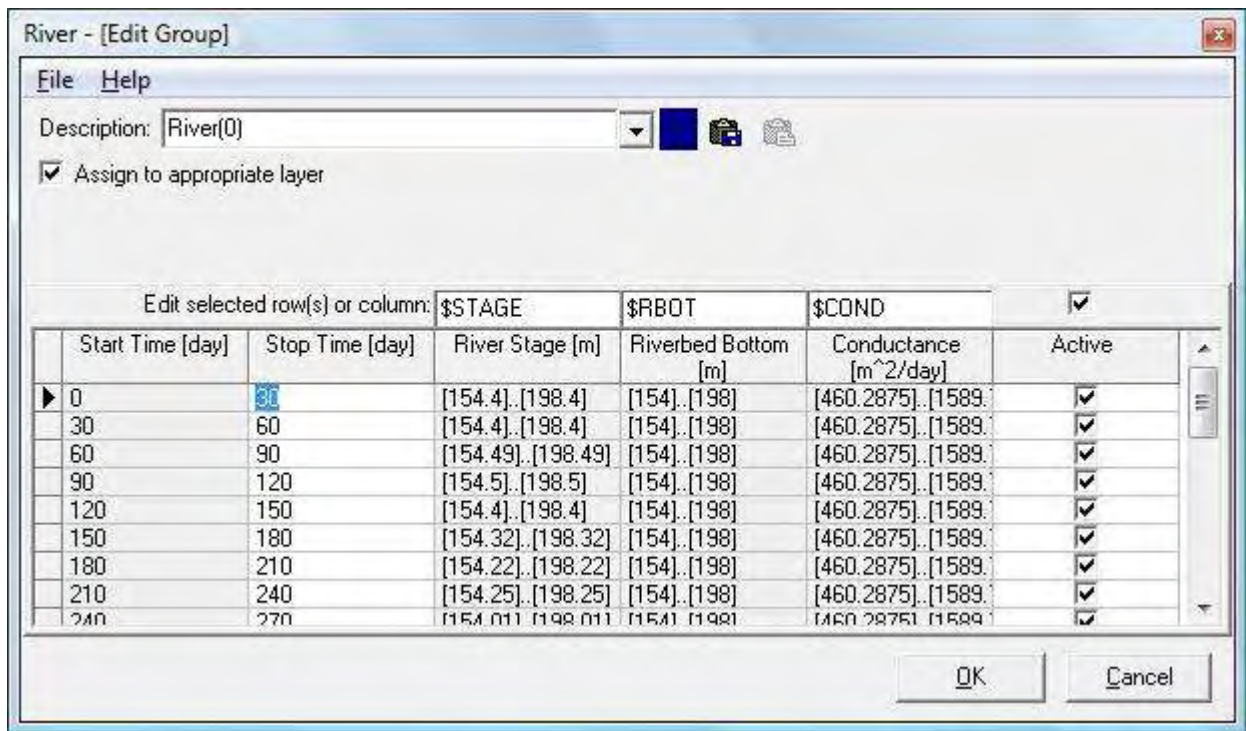
Εικόνα 5-20: Πίνακας εισαγωγής δεδομένων στο Modflow

5.5.2 Ποτάμι (River)

Για να θέσουμε σαν οριακή συνθήκη το ποτάμι "Πορταϊκός", στην περιοχή μελέτης (Εικόνα 5-21), πρέπει να εισάγουμε στο Modflow τις απαραίτητες πληροφορίες (Εικόνα 5-22), για κάθε κελί του πλέγματος που βρίσκεται μέσα στα όρια του ποταμού.



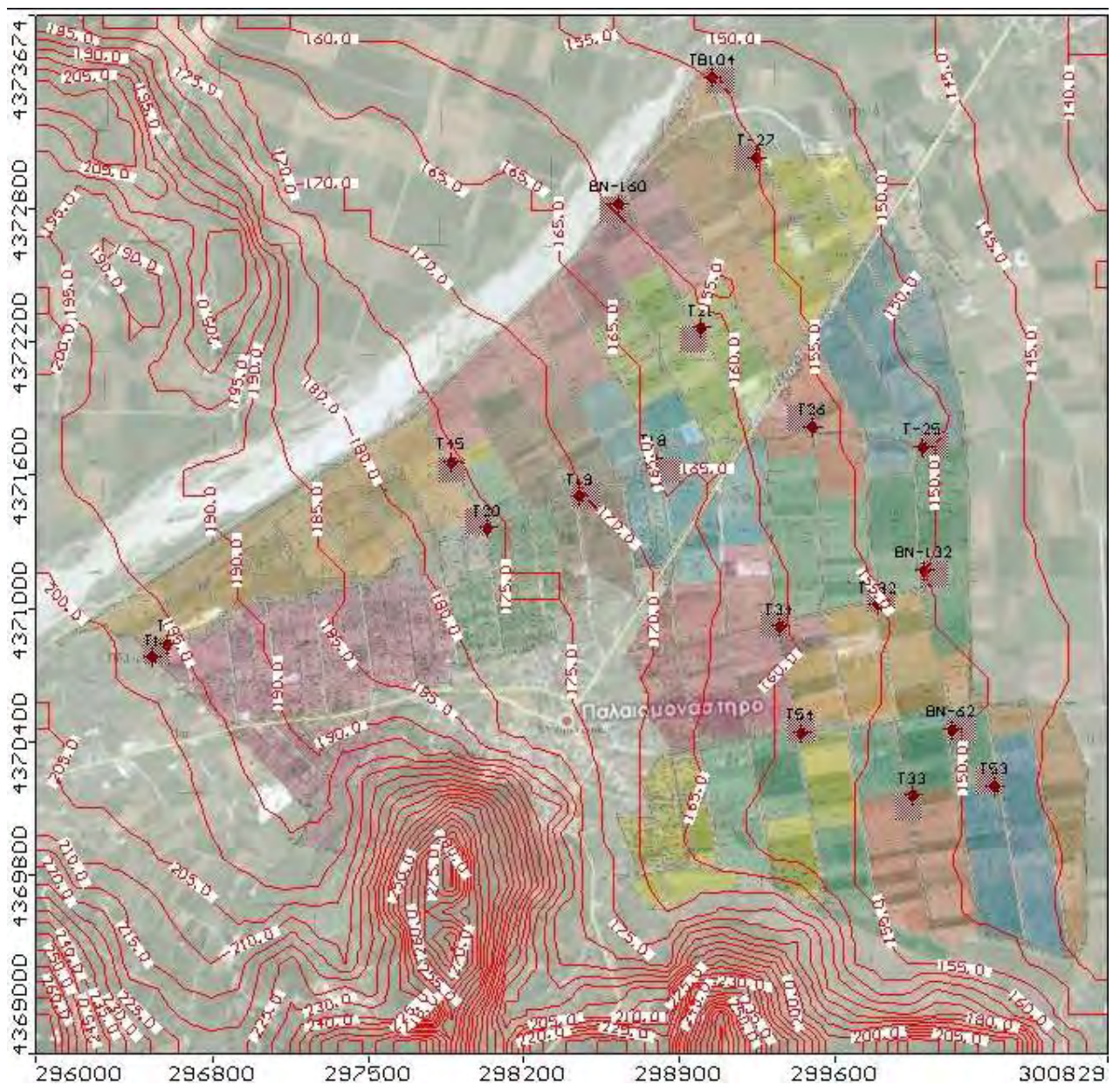
Εικόνα 5-21: Ορισμός θέσης ποταμού, στο μοντέλο.



Εικόνα 5-22: Πίνακας εισαγωγής δεδομένων στο Modflow

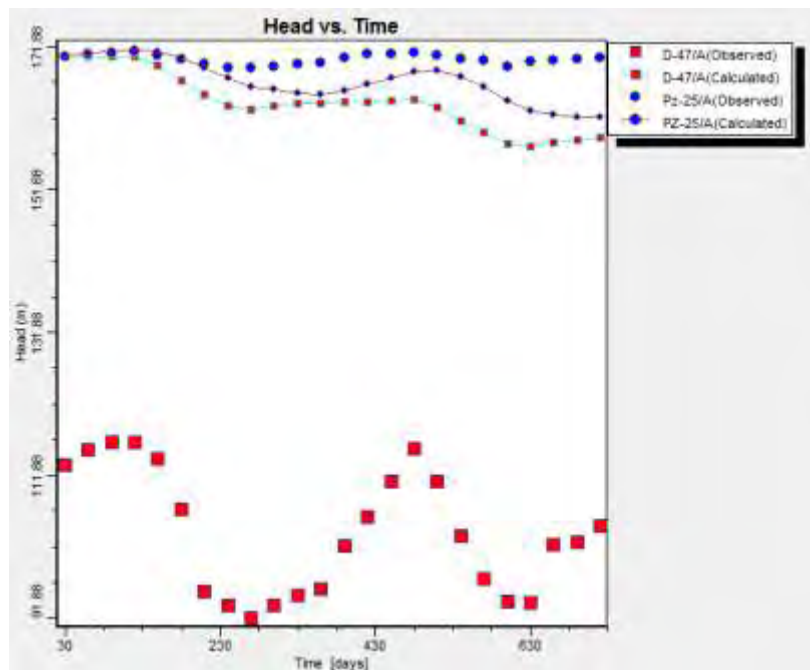
Συγκεκριμένα για την προσομοίωση του ποταμού εισάγονται οι παράμετροι της ελεύθερης επιφάνειας (River Stage), το υψόμετρο της κοίτης (River bottom) και η αγωγιμότητα (Conductance), όπου:

1. Για την παράμετρο **River Stage**: Εισάγουμε τη στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας του νερού στον Πορταϊκό ποταμό, τα στοιχεία τα λάβαμε από τη Δ/νση Υδάτων της Περιφέρειας Θεσσαλίας. Στο Παράρτημα III, δίδονται οι ημερήσιες μετρήσεις της στάθμης για κάθε μήνα και για τα έτη 2005-2006. Από αυτά τα στοιχεία έγινε ο υπολογισμός του μέσου όρου της στάθμης του ποταμού ανά μήνα.
2. Για την παράμετρο **Riverbed bottom**: Εισάγουμε το απόλυτο υψόμετρο του πυθμένα του ποταμού, το οποίο λαμβάνεται από τις ισοϋψείς που εισήχθησαν στο Modflow. Προκύπτει ότι ένα μέσο απόλυτο υψόμετρο της κοίτης του ποταμού είναι τα 175m (Εικόνα 5-23).



Εικόνα 5-23: Ισοϋψείς στην περιοχή μελέτης

3. Για την παράμετρο **Conductance**: Θεωρήσαμε ότι το πάχος του στρώματος των φερτών υλικών (**riverbed thickness - M**) είναι 1 μέτρο. Σαν **River Width**, σύμφωνα με μέτρηση από το *Google Earth*, θεωρήσαμε μία μέση τιμή για το πλάτος της κοίτης του ποταμού στα 60m. Τέλος για τον υπολογισμό της **υδραυλικής αγωγιμότητας Kz του riverbed**, αρχικά θέσαμε αγωγιμότητα παρόμοια με του υπόγειου υδροφορέα, η προσομοίωση έδωσε έντονη φόρτιση και εκφόρτιση του υπόγειου υδροφορέα ανάλογα με την στάθμη του νερού στο ποτάμι (σχήμα 5-7). Στην πραγματικότητα αυτό δεν συμβαίνει, οπότε οδηγηθήκαμε στο συμπέρασμα ότι εξαιτίας των φερτών υλικών και των ιζημάτων, ελαττώνεται το πορώδες του πυθμένα του ποταμού και συνεπώς μειώνεται και η υδραυλική αγωγιμότητα. Με υδραυλική αγωγιμότητα του πυθμένα υποδιπλάσια της υδραυλικής αγωγιμότητας του υδροφορέα, της τάξεως $Kz = 5E-9$ m/sec τα αποτελέσματα ήταν πιο ρεαλιστικά.



Σχήμα 5-7: Υδραυλική αγωγιμότητα παρόμοια με του υπόγειου υδροφορέα

5.5.3 Επαναπλήρωση (Recharge)

Η επαναπλήρωση του υπόγειου υδροφορέα της περιοχής μελέτης γίνεται από τον ποταμό Πορταϊκό (παράγοντας ο οποίος αναλύθηκε στην παράγραφο 5.5.2) και από το νερό της βροχής. Από τα δεδομένα της Περιφέρειας Θεσσαλίας προκύπτει ότι έχουμε τους εξής βροχομετρικούς σταθμούς στην ευρύτερη περιοχή του νομού Τρικάλων:

- Στουρναραίικα
- Λιόπρασσο
- Καλαμπάκας

Όπως φαίνεται και στον χάρτη που ακολουθεί (εικόνα 5-24):



Εικόνα 5-24 : Βροχομετρικοί Σταθμοί Νομού Τρικάλων (Περιφέρεια Θεσσαλίας), που περιβάλλουν την περιοχή μελέτης.

Λόγω του ανάγλυφου της περιοχής και των αποστάσεων από τους βροχομετρικούς Σταθμούς, σαν μέση μηνιαία βροχόπτωση θεωρήθηκε το άθροισμα του 88% της μηνιαίας τιμής που έδινε ο σταθμός των Τρικάλων και το 12% της αντίστοιχης μηνιαίας τιμής που έδινε ο σταθμός των Στουρναρείων για τα έτη 2005 – 2006. Η επιλογή αυτή του τρόπου υπολογισμού της τιμής που εισαγάγαμε στο πρόγραμμα, έγινε αναλογικά διότι ο σταθμός των Στουρναρείων βρίσκεται σε υψόμετρο περίπου 580 μέτρων, ο σταθμός των Τρικάλων σε υψόμετρο περίπου 120 μέτρων, ενώ η περιοχή μελέτης έχει ένα μέσο υψόμετρο εδάφους περίπου στα 175 μέτρα (μετρήσεις κατά προσέγγιση από το Google Earth). Οι τιμές που χρησιμοποιήθηκαν προκύπτουν από τα ακόλουθα δεδομένα (Πίνακες 5-6& 5-7):

Πίνακας 5-6: Μηνιαία ύψη βροχής (mm) μετεωρολογικού σταθμού Τρικάλων

ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΑ ΥΨΗ ΒΡΟΧΗΣ (ΣΤΑΘΜΟΣ ΤΡΙΚΑΛΩΝ)

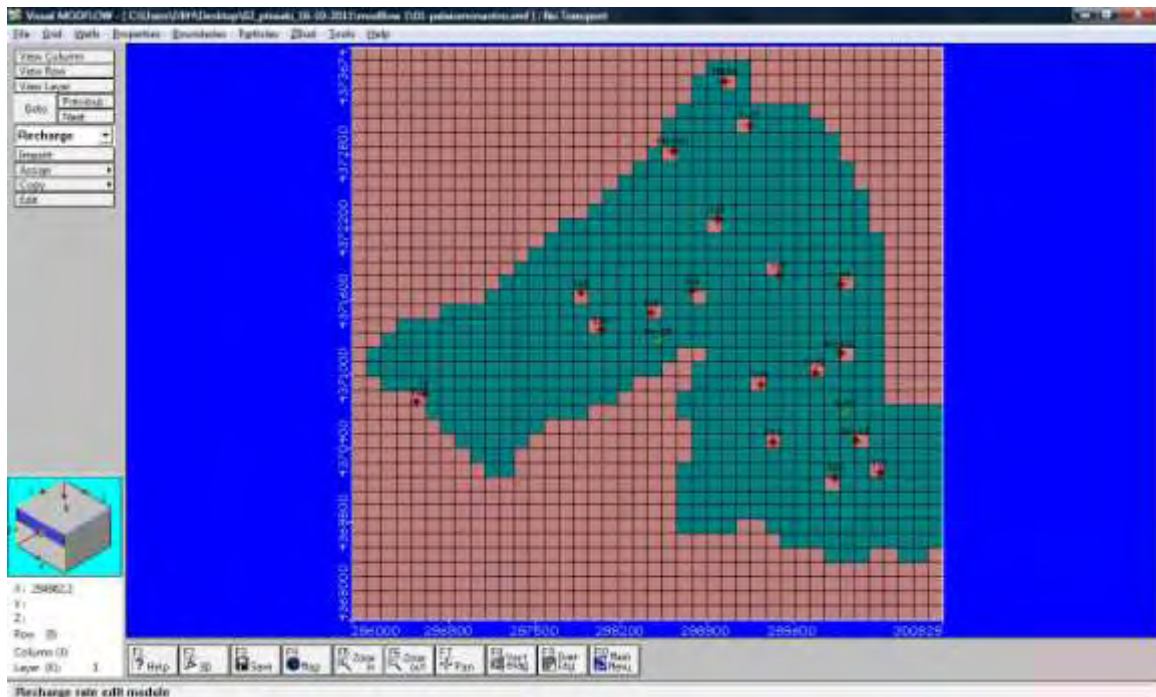
	2002	2003	2004	2005	2006	2007
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	45.3	168.1	80.4	72.5	101.8	18.9
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	7.7	109.8	20.6	62.7	129.5	45.6
ΜΑΡΤΙΟΣ	89.4	47.7	81.8	62.7	45.9	59.3
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	129.7	56.0	64.0	9.6	74.2	36
ΜΑΪΟΣ	10.7	43.1	57.9	58.5	5.1	
ΙΟΥΝΙΟΣ	1.6	3.0	17.0	7.1	19.3	
ΙΟΥΛΙΟΣ	84.0	25.7	20.1	0.0	10.5	
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	25.0	45.4	2.5	21.2	9.1	
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	80.7	30.1	25.7	67.1	104.5	
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	48.1	124.2	130.8	16.8	69	
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	41.4	21.4	42.7	79.0	40.4	
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	243.8	66.2	72.2	157.6	29.6	
ΕΤΗΣΙΑ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗ	807.4	740.7	615.7	614.8	638.9	

Πίνακας 5-7: Μηνιαίες μετρήσεις βροχομετρικού σταθμού Στουρναρείων

ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΑ ΥΨΗ ΒΡΟΧΗΣ (ΣΤΑΘΜΟΣ ΣΤΟΥΡΝΑΡΑΪΚΩΝ)

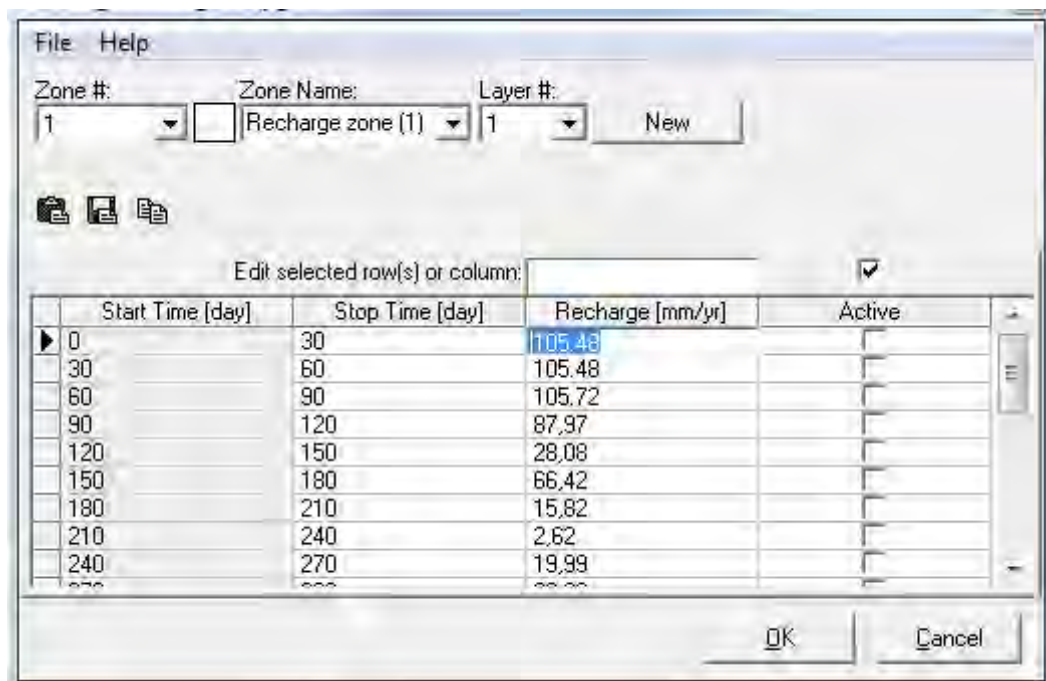
	2002	2003	2004	2005	2006	2007
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	62.3	453.0	154.0	347.3	192.5	151.4
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	53.2	214.5		421.2	412.0	236.9
ΜΑΡΤΙΟΣ	170.3	96.2		273.3	365.3	281.4
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	295.2	129.2		163.6	216.8	76.1
ΜΑΪΟΣ	30.1	69.0		124.5	45.3	
ΙΟΥΝΙΟΣ	50.0	33.1		79.8	63.2	
ΙΟΥΛΙΟΣ	111.6	82.5		21.8	113.2	
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	95.9	24.0		11.1	38.3	
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	175.9	2.4		80.1	189.6	
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	105.4	33.7		79.9	108.2	
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	150.2	17.0		236.4	183.8	
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	380.0	185.0	253.8	795.6	47.6	
ΕΤΗΣΙΑ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗ	1680.1	1339.6	407.8	2634.6	1975.8	

Στο υπολογιστικό πρόγραμμα Modflow, με τα δεδομένα των πινάκων 5-6& 5-7, επιλέχθηκαν στο πρώτο επίπεδο (Layer 1) του μοντέλου, όλα τα κελιά της περιοχής μελέτης να δέχονται επαναπλήρωση από το νερό της βροχής (Εικόνα 5-25).



Εικόνα 5-25: Ενεργά κελιά του Layer 1, που δέχονται το νερό της βροχής

Έτσι για τα έτη 2005 και 2006, εισήχθησαν στο πρόγραμμα οι μηνιαίες τιμές του ύψους της βροχής όπως φαίνεται στην Εικόνα 5-26.



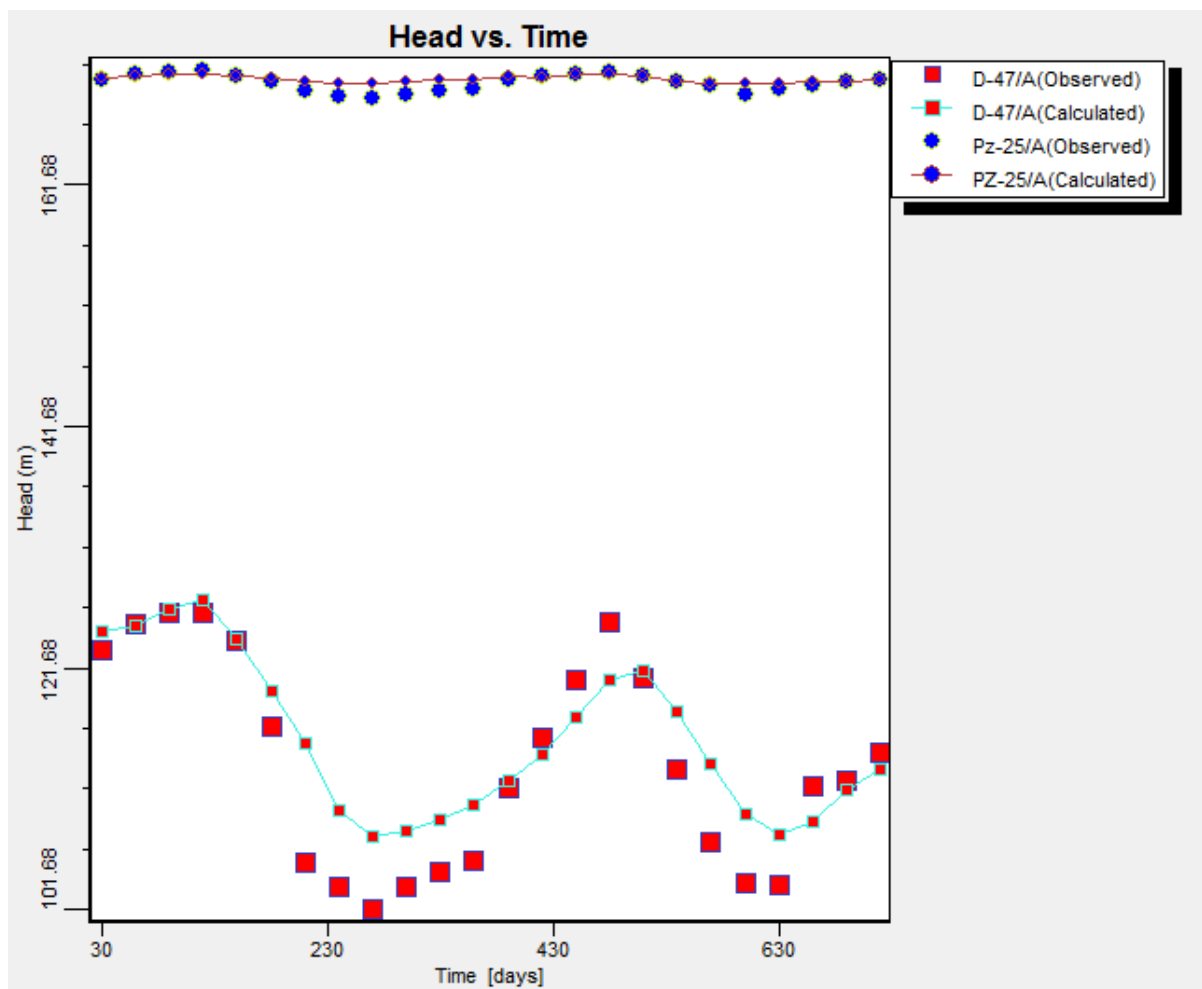
Εικόνα 5-26: Εισαγωγή τιμών μηνιαίου ύψους βροχόπτωσης, στο Modflow

6 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

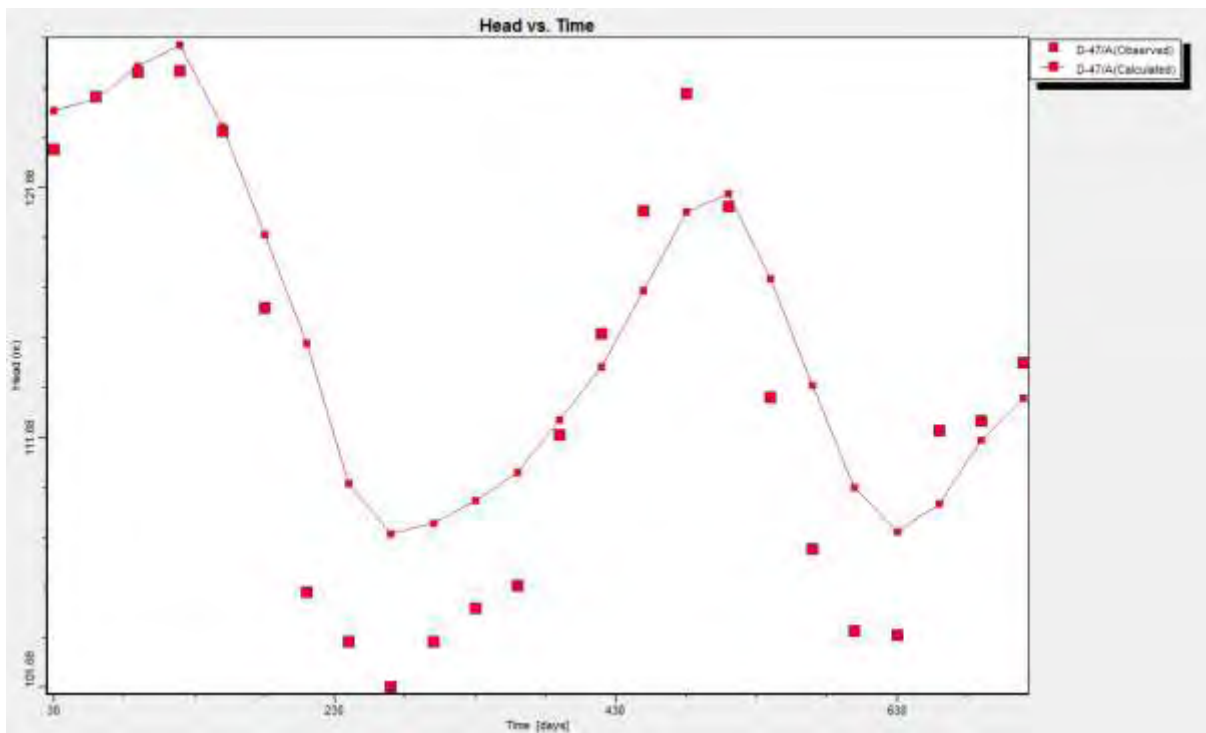
6.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ (OUTPUT)

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του υπόγειου υδροφορέα του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου με το υπολογιστικό πρόγραμμα Visual Modflow, αξιολογήθηκαν στατιστικά αλλά και γραφικά με διαγράμματα παρατηρούμενων και υπολογιζόμενων τιμών.

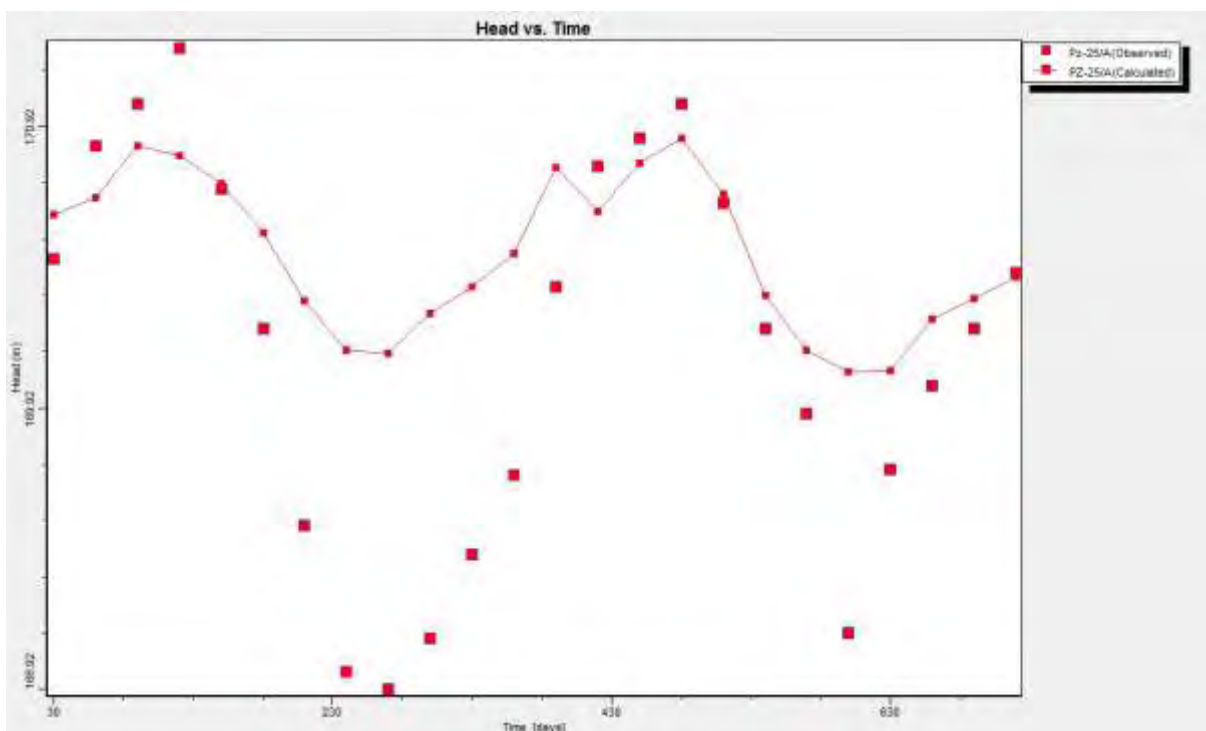
Στο σχήμα 6-1, απεικονίζεται η γραφική συσχέτιση των πραγματικών και των υπολογιζόμενων τιμών και των δύο πιεζόμετρων, όπως παράγεται από το Visual Modflow. Ενώ στα σχήματα 6-2 και 6-3 έχουμε την γραφική συσχέτιση των τιμών για το κάθε ένα πιεζόμετρο ξεχωριστά. Συγκεκριμένα το σχήμα 6-2 αναφέρεται στο πιεζόμετρο D-47, ενώ το σχήμα 6-3 στο Pz-25. Στα εν λόγω διαγράμματα οι πραγματικές τιμές απεικονίζονται σημειακά ενώ οι υπολογιζόμενες με συνεχόμενη γραμμή. Διαπιστώνεται ότι οι πραγματικές και οι υπολογιζόμενες τιμές συμμεταβάλλονται με ανεκτές αποκλίσεις και για τα δύο πιεζόμετρα.



Σχήμα 6-1: Γραφική παράσταση συσχέτισης πραγματικών και υπολογιζόμενων τιμών των δύο πιεζόμετρων



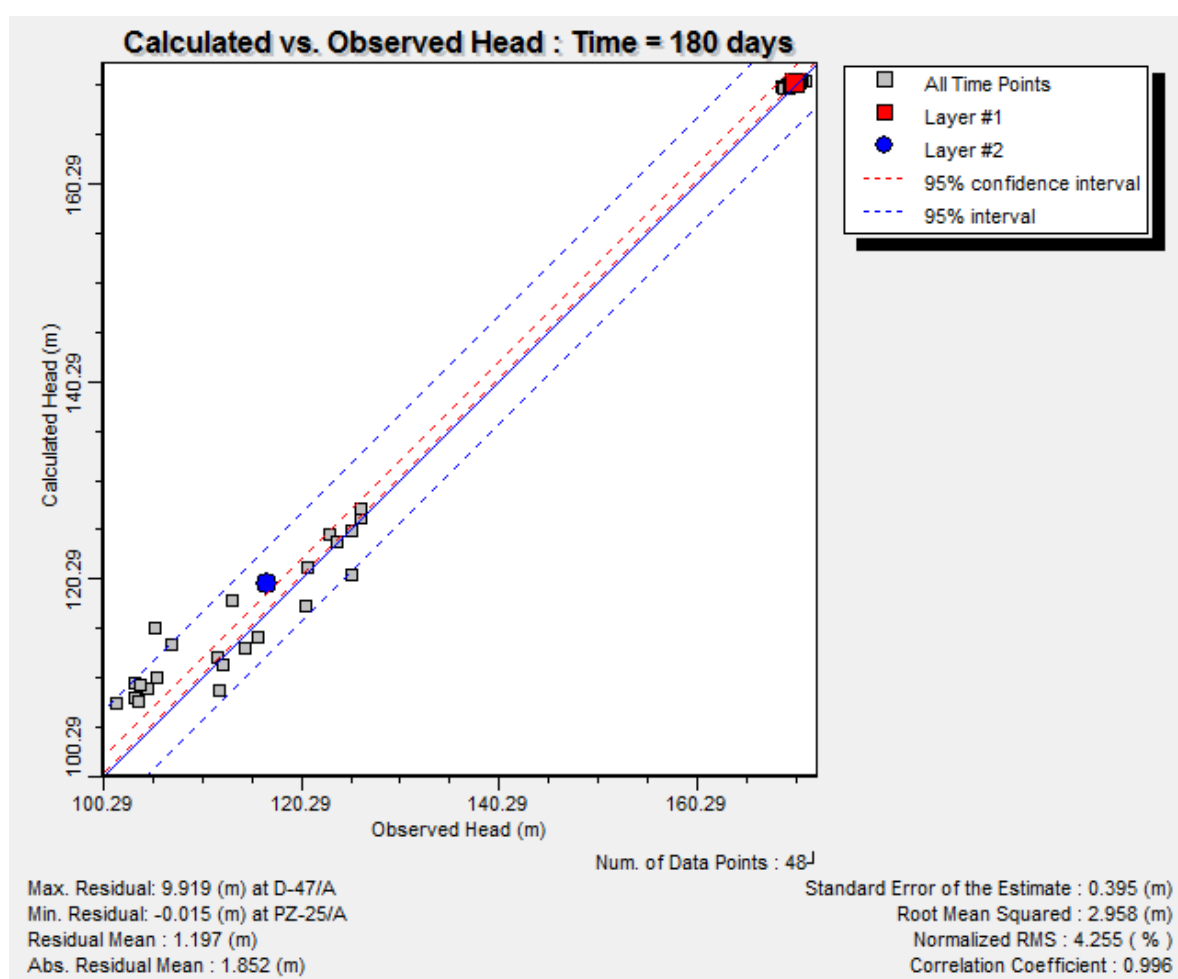
Σχήμα 6-2: Γραφική παράσταση συσχέτισης πραγματικών και υπολογιζόμενων τιμών για το πιεζόμετρο D-47



Σχήμα 6-3: Γραφική παράσταση συσχέτισης πραγματικών και υπολογιζόμενων τιμών για το πιεζόμετρο Pz-25

Με τη στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων προέκυψαν οι παράμετροι που ερμηνεύουν τον βαθμό σύγκλισης των πραγματικών και των υπολογιζόμενων τιμών. Συγκεκριμένα οι παράμετροι αυτοί έχουν τις εξής τιμές, όπως φαίνεται στο σχήμα 6-4:

- 1) Το **Τυπικό Σφάλμα Εκτίμησης (Standard Error of the Estimate)** είναι της τάξης του 0,395 (m).
- 2) Η **Τυπική Απόκλιση ή Τετραγωνική Ρίζα του Μέσου Τετραγώνου (RMS)** είναι ίση με 2,958 (m). Τιμή πάρα πολύ ικανοποιητική για προσομοίωση φυσικού συστήματος σε υπολογιστικό πρόγραμμα.
- 3) Ο **Συντελεστής Παραλλακτικότητας (Coefficient of Variance – CV ή Normalized RMS)** είναι της τάξης του 4,255%. Ο συντελεστής παραλλακτικότητας που εκφράζει την τυπική απόκλιση επί τοις εκατό, μας δείχνει ότι έχουμε μικρή διακύμανση και μικρή διασπορά τιμών στην προσομοίωση μας.
- 4) Τέλος ο **Συντελεστής Συσχέτισης (Correlation Coefficient - R)** είναι της τάξης του 0.996, γεγονός που σημαίνει ότι οι πραγματικές τιμές των πιεζομέτρων με τις υπολογιζόμενες συκλίνουν στατιστικά και η συσχέτιση τους είναι μεγάλη και σημαντική.



Σχήμα 6-4: Στατιστική απεικόνιση των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης

6.2 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Αντικείμενο της διατριβής αυτής είναι η προσομοίωση ενός πραγματικού υδροφορέα σε ένα υπολογιστικό πρόγραμμα. Η προσομοίωση πραγματοποιήθηκε μέσω του λογισμικού Visual Modflow 4.2 για τα υπόγεια νερά του Δ.Δ. Παλαιομονάστηρου του Νομού Τρικάλων και για την χρονική περίοδο 2005-2006.

Για την κατάρτιση του μοντέλου και την οριοθέτηση της περιοχής μελέτης, τέθηκαν οι **οριακές συνθήκες** του προβλήματος, με τις ακόλουθες παραδοχές. Στη νότια πλευρά όπου υπάρχουν οι βραχώδεις πρόποδες των ορεινών όγκων της ευρύτερης περιοχής, οι οριακές συνθήκες του υδροφορέα ορίστηκαν ως μηδενικής παροχής (zero flux boundaries conditions). Στη δυτική πλευρά, που βρίσκεται ο Πορταϊκός ποταμός, τέθηκε οριακή συνθήκη μεταβλητού φορτίου, σύμφωνα με τη στάθμη του νερού μέσα στο ποτάμι. Στην νοτιοανατολική πλευρά, τέθηκαν οριακές συνθήκες σταθερού φορτίου, μεταβαλλόμενες ανά μήνα σύμφωνα με τα δεδομένα του πιεζόμετρου των Γόμφων. Ενώ το υπόλοιπο τμήμα της ανατολικής πλευράς, έπειτα από δοκιμές θεωρήθηκε μηδενικής ροής (zero flux boundaries conditions).

Επίσης επετεύχθη η οριοθέτηση του πυθμένα του υδροφόρου ορίζοντα. Εισήχθησαν στο υπολογιστικό πρόγραμμα τα βάθη των γεωτρήσεων, τα οποία επεξεργαζόμενα με τη διαδικασία Kriging, κατέστη δυνατή η χωρική κατανομή αυτής της σημειακής πληροφορίας.

Η διερεύνηση της τιμής της **υδραυλικής αγωγιμότητας** προέκυψε από την γεωλογία του εδάφους της περιοχής μελέτης. Από τις διατομές των γεωτρήσεων διαπιστώσαμε ότι το έδαφος αποτελείται κυρίως από κροκάλες και δευτερευόντως από χαλίκια και άργιλο. Η μη ύπαρξη αδιαπέρατων αργιλικών στρωμάτων οδήγησε στο συμπέρασμα ότι οι γεωτρήσεις είναι φρεατικές. Χρησιμοποιώντας τις βιβλιογραφικές τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας για κροκαλοπαγή φρεατικό υδροφορέα, διαπιστώθηκε ότι ο υδροφορέας εκφορτίζεται πολύ γρήγορα και ομοιόμορφα, κάτι που τα πιεζόμετρα της περιοχής δεν το εμφανίζανε. Για το λόγο πιθανολογείται ότι η συνολική συμπεριφορά του υδροφορέα εμφανίζει χαρακτηριστικά **κλειστού υπό πίεση** και όχι **φρεατικού** υδροφορέα. Πιθανότατα λόγω του μεγάλου πάχους του υδροφορέα τα βαθύτερα στρώματα να λειτουργούν ως υπό πίεση υδροφορέας. Για το λόγο αυτό δοκιμάστηκαν εναλλακτικές τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας που παραπέμπουν σε κλειστό υδροφορέα.

Μετά από δοκιμές προέκυψε το συμπέρασμα ότι πρέπει να υφίστανται διαφορετικές υδραυλικές αγωγιμότητες στις δύο περιοχές που αντιστοιχούν στα δύο πιεζόμετρα. Για το λόγο αυτό οριοθετήθηκαν δύο περιοχές υδραυλικής αγωγιμότητας. Η κάθε μία περιοχή αντιστοιχεί σε ένα από τα δύο πιεζόμετρα. Στην περίπτωση αυτή και αφού τρέξαμε το μοντέλο, το Pz47 ανταποκρίθηκε στις πραγματικές τιμές ενώ το D47 εκφορτιζόταν πολύ γρήγορα. Για να μπορέσουν οι προσομοιωμένες τιμές να ταυτιστούν με τις πραγματικές χρειάστηκε να δημιουργηθεί ένα ενδιάμεσο τμήμα μεταξύ των ανωτέρω περιοχών, το οποίο θα μειώνει την αποφόρτιση του νοτιοδυτικού τμήματος. Οπότε καθορίστηκε μια ενδιάμεση τιμή υδραυλικής αγωγιμότητας. Μετά από πολλές δοκιμές καταλήξαμε σε τρεις περιοχές αγωγιμοτήτων (conductivity zones). Στη πρώτη περιοχή τέθηκε τιμή 7×10^{-7} , στη δεύτερη 2×10^{-6} και στην τρίτη 10^{-7} .

Για τον προσδιορισμό της **αποθηκευτικότητας** ορίστηκαν δύο διαφορετικές περιοχές αποθηκευτικότητας, παρόμοιες με αυτές της υδραυλικής αγωγιμότητας. Στην περιοχή του Pz-25 διατηρήσαμε τις αρχικές τιμές των υδρολογικών σταθερών της βιβλιογραφίας. Στην περιοχή όμως του πιεζόμετρου D-47 δοκιμάστηκαν αρκετές τιμές των παραμέτρων της αποθηκευτικότητας, οι

οποιές αντιστοιχούσαν στα όρια των τιμών της βιβλιογραφίας. Τελικά οι τιμές που προσομοιώνανε ικανοποιητικά τον υδροφόρο ορίζοντα είναι για την πρώτη περιοχή $S_s=0,04$, $S_y=0,02$, $Eff.Por.=0,35$ και $Tot.Por.=0,35$, ενώ για την δεύτερη περιοχή $S_s=5 \times 10^{-5}$, $S_y=0,005$, $Eff.Por.=0,30$ και $Tot.Por.=0,30$.

Για τον καθορισμό της **αρχικής στάθμης** του υπόγειου υδροφορέα ελήφθησαν υπόψη οι σημειακές τιμές στάθμης των πιεζόμετρων Pz25 και D47. Αρχικά θέσαμε για όλη την περιοχή μελέτης την τιμή του πιεζόμετρου Pz25. Από την προσομοίωση όμως του υδροφορέα παρατηρήθηκε ότι οι υπολογιζόμενες τιμές στη θέση του πιεζόμετρου D47 ήταν πολύ πιο υψηλές από τις πραγματικές. Αυτό ήταν αναμενόμενο εξαιτίας της μεγάλης διαφοράς της υπόγειας στάθμης στις δύο θέσεις των πιεζόμετρων. Συνεπώς μεταξύ των δύο αυτών σημείων θα πρέπει να μεσολαβούν περιοχές όπου η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα βρίσκεται σε ενδιάμεσες τιμές, οπότε θεωρήθηκε αναγκαία η δημιουργία ζωνών με διαφορετική αρχική υπόγεια στάθμη. Όσον αφορά την βορειοανατολική περιοχή μεταξύ του Pz25 και της περιοχής της Λυγαριάς και στο βόρειο τμήμα γειτνίασης με το ποτάμι, είχαμε εκφόρτιση του υδροφορέα, κάτι που δεν ισχύει στην πραγματικότητα. Διαπιστώθηκε ότι βάση των παρατηρήσεων του πιεζόμετρου της Λυγαριάς, υπάρχει μία πτώση στην στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα. Για το λόγω αυτό με την μέθοδο interpolation, που παρέχει σαν δυνατότητα το Modflow, δημιουργήθηκαν επίσης ζώνες διαβάθμισης του βάθους του υπόγειου υδροφορέα.

Στην νοτιοανατολική πλευρά στην οποία βρίσκεται πολύ κοντά το πιεζόμετρο D47, θέτουμε οριακές συνθήκες **σταθερού φορτίου**, τις οποίες μεταβάλλουμε ανά μήνα σύμφωνα με τα δεδομένα του πιεζόμετρου των Γόμφων.

Επιπρόσθετα θέσαμε οριακή συνθήκη το **ποτάμι** "Πορταϊκός". Για τον υπολογισμό της **υδραυλικής αγωγιμότητας Kz του πυθμένα του ποταμού (riverbed)**, αρχικά τέθηκε αγωγιμότητα παρόμοια με του υπόγειου υδροφορέα. Η προσομοίωση έδωσε έντονη φόρτιση και εκφόρτιση του υπόγειου υδροφορέα ανάλογα με την στάθμη του νερού στο ποτάμι. Στην πραγματικότητα αυτό δεν συμβαίνει, οπότε οδηγηθήκαμε στο συμπέρασμα ότι εξαιτίας των φερτών υλικών και των ιζημάτων, ελαττώνεται το πορώδες του πυθμένα του ποταμού και συνεπώς μειώνεται και η υδραυλική αγωγιμότητα. Με υδραυλική αγωγιμότητα του πυθμένα υποδιπλάσια της υδραυλικής αγωγιμότητας του υδροφορέα, της τάξεως $Kz = 5E-9$ m/sec τα αποτελέσματα ήταν πιο ρεαλιστικά.

Τέλος η **επαναπλήρωση** του υπόγειου υδροφορέα της περιοχής μελέτης γίνεται, εκτός του ποταμού και από το νερό της βροχής. Λόγω του ανάγλυφου της περιοχής και των αποστάσεων από τους βροχομετρικούς Σταθμούς, σαν μέση μηνιαία βροχόπτωση θεωρήθηκε το άθροισμα του 88% της μηνιαίας τιμής που έδινε ο σταθμός των Τρικάλων με το 12% της αντίστοιχης μηνιαίας τιμής που έδινε ο σταθμός των Στουρναρείικων για τα έτη 2005 – 2006.

Το μοντέλο **αξιολογήθηκε με** τη χρήση γραφικών παραστάσεων και με τη στατιστική επεξεργασία και ανάλυση των αποτελεσμάτων του μοντέλου.

Από την αξιολόγηση προέκυψε ότι το μοντέλο προσομοιώνει ικανοποιητικά τη λειτουργία του φυσικού συστήματος. Οι πραγματικές τιμές των πιεζομέτρων με τις υπολογιζόμενες συγκλίνουν στατιστικά και ο Συντελεστής Συσχέτισης (Correlation Coefficient) είναι της τάξης του 0,996.

Η επαλήθευση του μοντέλου προέκυψε από το γεγονός ότι η προσομοίωση του υδροφορέα είναι ικανοποιητική και στο πρώτο και στο δεύτερο έτος. Με την επαλήθευση επιβεβαιώθηκαν τα συμπεράσματα της ρύθμισης και της ανάλυσης ευαισθησίας.

Με τη χρήση του προγράμματος MODFLOW 4.2 επετεύχθη η προσομοίωση της λειτουργίας του υπόγειου υδροφορέα της περιοχής Παλαιομονάστηρο υπό τις υφιστάμενες συνθήκες. Η δυνατότητα προσομοίωσης αποτελεί ένα σημαντικό εργαλείο λήψης αποφάσεων και σχεδιασμού μιας αειφορικής διαχείριση των υδάτων κάθε περιοχής. Με απώτερο στόχο την ορθολογική διαχείριση της άρδευσης, την αποφυγή φαινομένων ερημοποίησης, την αποφυγή υπερεκμετάλλευσης των υπόγειων υδάτων, το σωστό σχεδιασμό της έκτασης των αρδευόμενων καλλιεργειών και τέλος την πρόβλεψη της αντίδρασης του υδροφόρου συστήματος στην εισαγωγή νέων καλλιεργειών.

7 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- American Society for Testing and Materials (ASTM). (1992). *Standard practice for evaluating mathematical models for the environmental fate of chemicals*. West Conshohocken: ASTM.
- Anderman, E. R., & Hill, M. C. (1999). A new multi-stage groundwater transport inverse method, presentation, evaluation and implications. In *Water Resources Research* (pp. 1053-1063).
- Anderman, E. R., & Hill, M. C. (2000). Modflow-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - Documentation of the Hydrogeologic-Unit Flow (HUF) Package. In *Open-File Report* (pp. 00-342). U.S. Geological Survey.
- Anderson, M. P., & Woessner, W. W. (1992). *Applied Groundwater Modeling*. Academic Press Inc.
- Anderson, M. P., & Woessner, W. W. (1992). *Applied Groundwater Modeling, Simulation of Flow and Transport*. California: Academic Press, INC.
- Aral, M. (1990). *Groundwater Modeling in Multilayer Aquifers: Study & Unstudy Flow*. Chelsea: MI: Lewis Publisher, Inc.
- Ardito, C., Jordan, D., Lavenue, M., & Ruskauff, G. (2004). *Requirements for defensible ground water modeling*. INTERA Inc.
- Banta, E. R. (2000). MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - Documentation of packages for simulating Evapotranspiration with a segmented function (ETS1) and drains with return flow (DRT1). In *Open-File Report* (pp. 00-177). U.S. Geological Survey.
- Bear, J. (1972). *Dynamics of Fluids in Porous Media*. N.Y.: American Elsevier Publishing CO, INC.
- Bear, J. (1979). *Hydraulic of groundwater*. McGraw-Hill B.C.
- Bredehoeft, J. (2005). The conceptualization model problem - surprise. *Hydrogeology Journal*, pp. 13:37-46.
- De Wiest, R. M. (1966). On the storage Coefficient and the equations of groundwater flow. *Journal of Geoph Res*, 71, pp. 1117-1122.
- Fenske, J. R., Leake, S. A., & Prudic, D. E. (1996). Documentation of a computer program (RES1) to simulate leakage from reservoirs using finite-difference ground-water flow model (MODFLOW). In *Open-File Report* (pp. 96-364). U.S. Geological Survey.
- Gambolati, G., Gatto, P., & Freeze, R. (1974). *Mathematical Simulation of the Subsidence of Venice: 2 Results*. Water Resources Research.
- Gijsbers, P. G. (2002). *Functionality of software packages in relation to quality assurance in modelling*. Copenhagen, Denmark: D-WPI-I.
- Gogu, R. C., Carabin, G., Hallet, V., Peters, V., & Dassargues, A. (2001). GIS-based hydrological databases and groundwater modeling. *Hydrological Journal*.
- Halford, K. J., & Hanson, R. T. (2002). User guide for the drawdown-limited, multi-node well (MNW) package for the U.S. Geological Survey's modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model, versions MODFLOW-96 and MODFLOW-2000. In *Open-File Report* (pp. 02-293). U.S. Geological Survey.

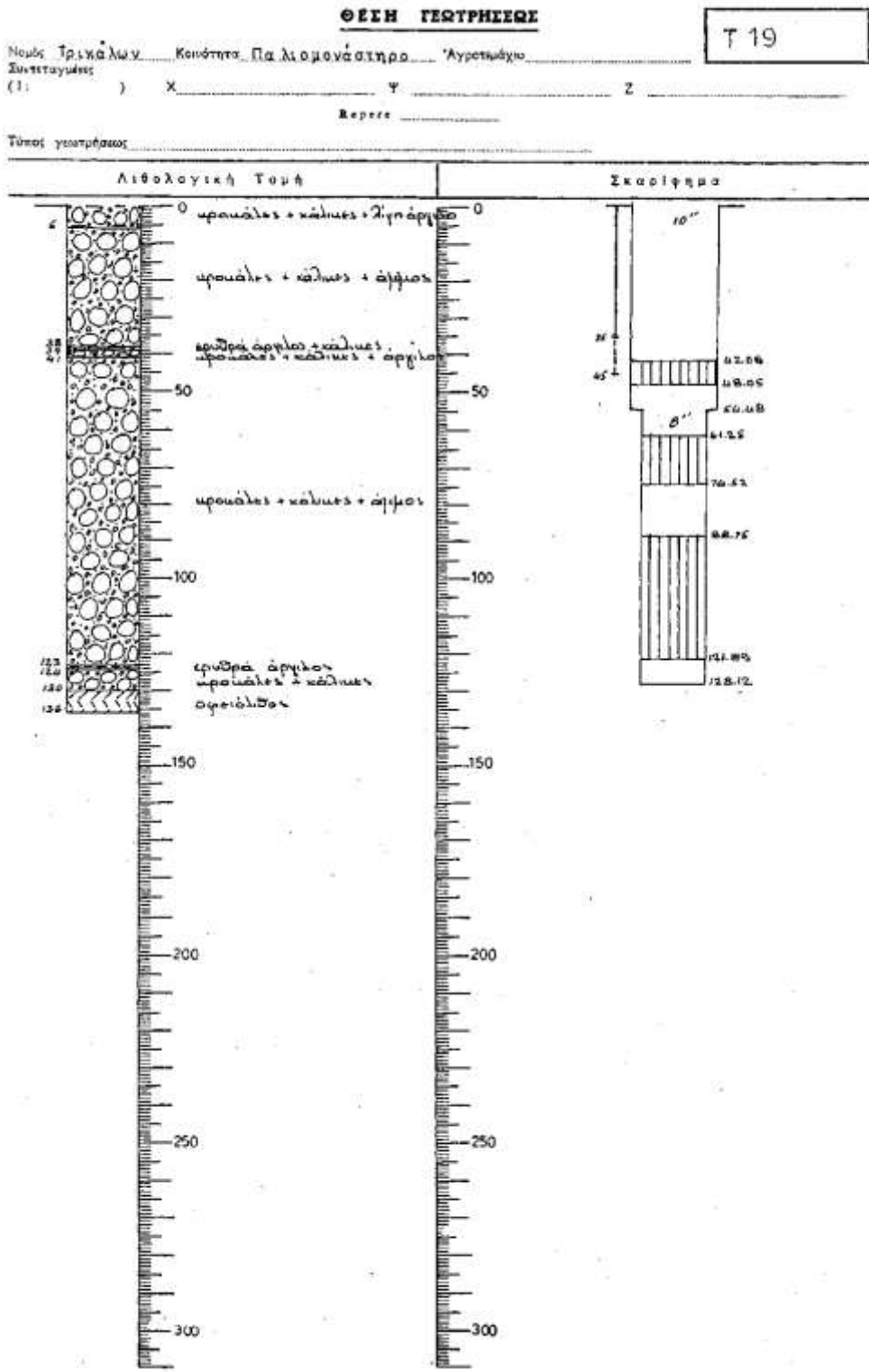
-
- Hantush, M. (1964). Hydraulics of the wells. In *Advances in Hydrosience* (Vol. 1, pp. 281-432).
- Harbaugh, A. W. (1995). Direct Solution Package Based on Alternating Diagonal Ordering for U.S. Geological Survey Modular Finite-Difference Ground-Water Flow Model. In *Open-File Report* (pp. 92-288). U.S. Geological Survey.
- Harbaugh, A. W., & McDonald, M. G. (1996a). User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey Modular Finite-Difference Ground-Water Flow Model. In *Open File Report* (pp. 96-485). U.S. Geological Survey.
- Harbaugh, A. W., & McDonald, M. G. (1996b). Programmer's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey Modular Finite-Difference Ground-Water Flow Model. In *Open-File Report* (pp. 96-486). U.S. Geological Survey.
- Harbaugh, A. W., Banta, E. R., Hill, M. C., & McDonald, M. G. (2000). MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - User guide to modularization concepts and the ground-water flow process. In *Open-File Report* (pp. 00-92). U.S. Geological Survey.
- Henriksen, H. (2001). *Handbook in groundwater Modelling, GEUS Report 2001/56*. Copenhagen: Geological Survey of Denmark and Greenland.
- Hill, M. (1998). *Methods and guidelines for effective model calibration*. U.S. Geological Survey.
- Hill, M. C. (1990b). Preconditioned Conjugate-Gradient 2 (PCG2), a computer program for solving ground-water flow equations. In *Water-Resources Investigations Report* (pp. 90-4048). U.S. Geological Survey.
- Hill, M.C., Banta, E. R., Harbaugh, A. W., & Anderman, E. R. (2000). Modflow 2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - User guide to the observation, sensitivity and parameter-estimation processes and three post-processing programs. In *Open-File Report* (pp. 00-184). U.S. Geological Survey.
- Irvin, K., Mills, P., Bruen, M., Walley, M., Hartnett, M., Black, A., et al. (2004). The use of mathematical models to support the implementation of the Water Framework Directive. *Modelling and monitoring issues for River Basin Management*. National Hydrology Seminar.
- Konicow, L. F., Goode, G. Z., & Hornberger. (1996). A Three-Dimensional Method of Characteristics Solute-Transport Model (MOC3D). In *Water-Resources Investigations Report* (pp. 96-4267). U.S. Geological Survey.
- Konikow, L., & Bredehoeft, J. (1974). *Modeling Flow and Chemical Quality Change in Irrigated Stream - Aquifer System*. Water Resources Research.
- Leake, S. A., & Lilly, M. R. (1997). Documentation of a computer program (FHB1) for assignment of transient specified-flow and specified-head boundaries in applications of the modular finite-difference ground-water flow model (MODFLOW). In *Open-File Report* (pp. 97-571). U.S. Geological Survey.
- Leake, S. A., & Prudic, D. E. (1991). Documentation of a computer program to simulate aquifer-system compaction using the modular finite-difference ground-water flow model. In *Techniques of Water-Resources Investigations* (Vol. 6). U.S. Geological Survey.

-
- Mc_Donald, M., & Harbaugh, A. (1988). A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. In *Techniques of Water-Resources Investigations* (Vol. 6). U.S. Geological Survey.
- McDonald, M. G., & Harbaugh, A. W. (1988). A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. In *Techniques of Water-Resources Investigations* (Vol. 6). U.S. Geological Survey.
- McDonald, M., & Harbaugh, A. (1983). *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*. U.S. Geological Survey Open-File Report.
- Merritt, L. M., & Konikow, L. F. (2000). Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground-water flow model and the MOC3d solute-transport model. In *Water-Resources Investigations Report* (pp. 00-4167). U.S. Geological Survey.
- Middlemis, H. (2000). *Groundwater flow modeling guideline*. (M.-D. B. Commission, Επιμ.) South Perth, Australia: Aquatera Consulting Pty Ltd.
- Moler, C. (1969). *Solution of elliptic boundary value problems, numerical Analysis - An Intensive Shortcourse*. Univ. of Mich Summer Conf.
- Old, G. H., Packman, J. C., & Scholten, H. (2005). Supporting the European Water Framework Directive: The HarmoniQuA Modelling Support Tool (MoST). In A. Zenger, & R. M. Argent (Ed.), *MODSIM 2005 International Congress on Modelling and Simulation* (pp. 2825-2831). Melbourne: ISBN.
- Packman, J. (2002). *Quality assurance in the UK, in J.C. Refsgaard (ed) State-of-the-art Report on quality assurance in modelling related to river basin management*. Copenhagen, Denmark: HarmoniQuA Report, D-WPI-I.
- Pinder, G. F. (2002). *Groundwater modeling using Geographical Information Systems*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Polubarinova - Kochina, P. Y. (1962). *Theory of Groundwater Movement*. Princeton: Princeton University Press.
- Prudic, D. E. (1989). Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model. In *Open-File Report* (pp. 88-729). U.S. Geological Survey.
- Refsgaard, J., & Henriksen, H. (2002). State-of-the-art for groundwater modelling, in J.C. Refsgaard (Ed). *State-of-the-art Report on quality assurance in modeling related to river basin management*(D-WPI-I). Copenhagen, Denmark: HarmoniQuA Report . Retrieved from www.HarmoniQuA.org/deliverables.htm.
- Sa da Costa, Wilson J. (1979). *A Numerical Model of Seawater Intrusion in Aquifers* (Vol. Technical Report No. 247). Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, MIT.
- Scholten, H., & Udink ten Cate, A. (1996). *Quality assessment of simulation modelling*. Wageningen: ICCTA.
- Sun, N. Z. (1994). *Inverse problems in groundwater modelling*. Norwell: Lumer Acad.
-

-
- Towner, L., & Wilson, J. (1976). *Description of and User's Manual for a finite Element Aquifer Flow Model AQUIFEN-1* (Vol. Technical Report No. 252). Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, MIT.
- Tuinhof, A., Dumars, C., Foster, S., Kemper, K., Gardufio, H., & Nanni, M. (n.d.). *Groundwater Resource Management, an introduction to its scope and practice, Note 1, GW MATE Briefing Notes Series*. Retrieved from www.worldbank.org/qwmate.
- Tzimopoulos, C. (1978). *Sur un probleme concenant l' alimentation artificielle d' an puits dans le cas d' une nappe libre*. . Thessaloniki, Greece: Symposium de l' I.A.R.H sus les effects d' echelle en milieu poreux.
- Van Waveren, R., Groot, S., Scholten, H., Van Geer, F., Wosten, H., Koeze, R., et al. (1999). *Good modeling practice Handbook*. Utrecht, Netherlands: STOWA.
- Walton, W. C. (1989). *Analytical Groundwater Modeling*. Chelsea: MI: Lewis Publishers, Inc.
- Walton, W. C. (1995). *Designing Groundwater Models with Windows*. Chelsea: MI: Lewis Publishers, Inc.
- Wasson, G., Tusseau-Vuillemin, M., Adreassian, V., Perrin, C., Faure, J., Barreteau, O., et al. (2003). What kind of water models are needed for the implementation of the EU WFD? Examples from France. *International Journal of River Basin Management*, pp. 125-135.
- Waterloo Hydrogeologic Inc. (2006). *Visual Modflow v.4.2 User's Manual*. Ontario, Canada: Waterloo Hydrogeologic Inc.
- Waterloo Hydrogeologic Inc. (2006). *Visual MODFLOW v.4.2 User's Manual*. Waterloo, Ontario, Canada: Waterloo Hydrogeologic Inc.
- Βουδούρης, Κ., Δοσκαλόκη, Π., & Scheidleder, A. (2005). *Θαλάσσια διείσδυση σε παράκτια υπόγεια υδατικά συστήματα λόγω υπεράντλησης και η Οδηγία 2000/60/ΕΚ'* (Τόμ. 15). ΥΔΡΟΤΕΧΝΙΚΑ.
- Καβαλιεράτου, Σ. (2007). *Ανάλυση και διερεύνηση της βιώσιμης διαχείρισης των υπογείων νερών με μαθηματικά μοντέλα GIS*. Θεσσαλονίκη.
- Καραμούζης, Δ. (1980). *Ασταθής Διαδιάστατη Κίνηση του Νερού σε Ελεύθερα Υδροφόρα Στρώματα με τη Μέθοδο των Πεπερασμένων Στοιχείων*. Διδακτορική Διατριβή.
- Μπαλτάς, Ε. Α., & Μιμίκου, Μ. Α. (2005). *Η οδηγία πλαίσιο για τα νερά - Επαναπροσδιορισμός νέων υδρολογικών περιφερειών* (Τόμ. 15). ΥΔΡΟΤΕΧΝΙΚΑ.
- Περιφέρεια Θεσσαλίας. (2005-2006). *Υδρολογικά Δεδομένα Θεσσαλίας*. Λάρισα, Ελλάδα: Περιφέρεια Θεσσαλίας.
- Περιφέρεια-Θεσσαλίας. (2005-2006). *Υδρολογικά Δεδομένα Θεσσαλίας*. Λάρισα: Περιφέρεια Θεσσαλίας.
- Τερζίδης, Γ. Α., & Καραμούζης, Δ. Ν. (1985). *Υδραυλική Υπόγειων Νερών*. Θεσσαλονίκη: Ζήτη.
- Τερζίδης, Γ., Μπαμπατζιμόπουλος, Χ., & Καραμούζης, Δ. (1983). *Κριτική Θεώρηση Αναλυτικών και Αριθμητικών Λύσεων σε προβλήματα Υπόγειων Νερών και Στράγγισης. Πρακτικά Συνεδρίου ΕΥΕ 1983*.
-

-
- Τζιμόπουλος, Χ. Δ. (1997). *Στραγγίσεις - Υδραυλική Φρεάτων*. Θεσσαλονίκη: Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Τζιμόπουλος, Χ., & Φωτιάδης, Χ. (1983). Τεχνητός Εμπλουτισμός Υδροφόρων Στρωμάτων από Σύστημα Πηγαδιών. *Πρακτικά Συνεδρίου EYE 1983*.
- Χαλκίδης, Η. (2001). *Συγκριτική αξιολόγηση ενός μοντέλου πεπερασμένων διαφορών (MODFLOW) και ενός μοντέλου πεπερασμένων στοιχείων (AQUIFEM-N), για την περίπτωση υδροφορέα υπό πίεση* (Μεταπτυχιακή Διατριβή εκδ.). Θεσσαλονίκη.

8 ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι – ΤΟΜΕΣ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ



ΕΡΓΟ: ΠΑΥΥΘ

ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής: Υ.Ε.Β. Καρδίτσας Τύπος γεωτρυπάνου:

Έναρξη εργασιών: 11 - 2 - 72 Λήξη εργασιών:

Είδος Έργου	Ώρες	Κόστος	Σημειώσεις
Διάτρηση			Όλικό βάθος διατρήσεως
Διεύρυνση			Διάμετρος διατρήσεως
Σωλήνωση			Διάμετρος διευρύνσεως
Ανάπτυξη			Ώρες ή/κλις διασκοπήσεως
Προσέτληση			
Δακ. δότηση		667,706	

Τύπος φίλτρου: *Ανοίγμα όπης
 Θέσεις φίλτρων: 4208 - 4803 x 61,25 - 74,52 x 88,75 - 121,89
 Όλικό μήκος σωλήνων: Διάμετρος τελ. σωληνώσεως
 Πίεση, σωλήνας: Διάμετρος πιεζ. σωλ. 1" Όγκος χαλκοφίλτρου: Διάμ. χαλκοφίλτρου
 Τσιμιντώση:

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΑΞΙΩΣ Υ. Σ =

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	Αντήρηση σταθεράς παροχής
1η				Διάρκ. Q ΔS μετά 2h 5h
2η				
3η				

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Επαναφορά στάθμης	Δοκιμή	Μήνιο	Βάθος m	Πόχος Υδροφορ.	Παροχή L/s M3/h	ΔS m	ΥΣ m	T m/s
1η										
2η										
3η										
Σ. Π.										

Μέση υδατοαγωγιμότητα T =

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Μήνιο	Βάθος	PH	Ώ. άγ.	ρρη	HC03	Cl	SO4	Ca	Mg	Na	S. λ. ρ.	Τάση	Όλ. Σελ
25 - 8 - 75		7,9	300		10	0,2	0,2	2,8	0,4	0,2	0,1	0,251	8,9

Όλικό κόστος γεωτρήσεως:

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

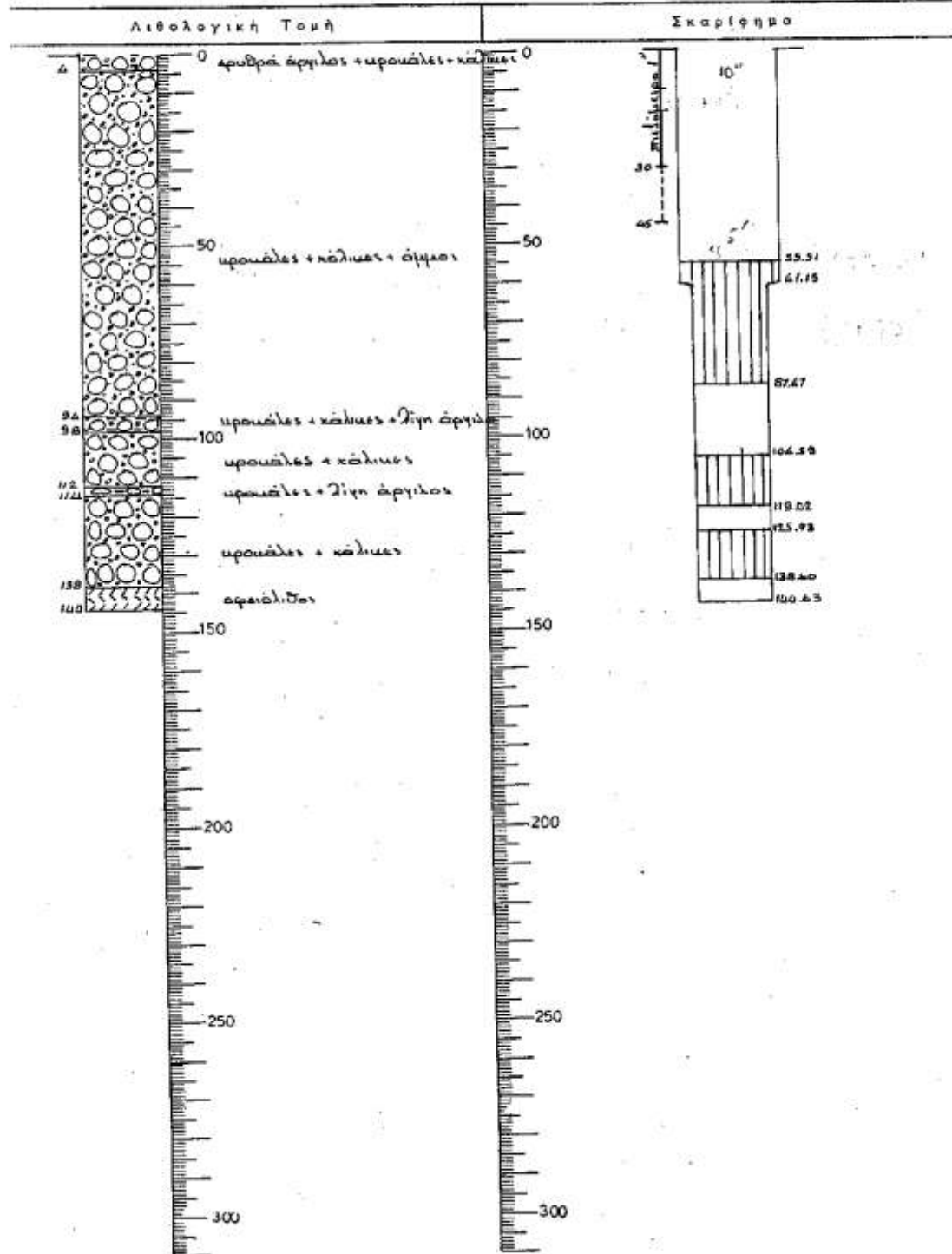
ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά 5h 500h	Αλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. αόξ. Q %	Q μέγιστη
	70			50		

ΘΕΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ

T 20

Νομός Τρικάλων Κοινότητα Παλιωμανιάστρα Άγροτεμάχιο
 Συντεταγμένες (1:) X Ψ Z
 Κερεσε

Τύπος γεωτρήσεως



ΕΡΓΟ : ΠΑΥΥΘ

ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής Υ.Ε.Θ. Καρδίτσης Τύπος γεωτρυπάνου _____

Έναρξη εργασιών 12 - 2 - 72 Λήξη εργασιών 19-2-72

Είδος Έργου	Μηνία Ενάρξεως	Μηνία Λήξεως	Ώρες	Κόστος
Διάτρηση				
Διεύρυνση				
Σωλήνωση				
Ανάπτυξη				
Προάντληση				
Δοκ. διτλήση				

Όλικό βάθος διατρήσεως 11.10
 Διάμετρος διατρήσεως _____
 Διάμετρος διευρύνσεως _____
 Μηνία ή/και ημερίδας διακοπής _____
 639.697

Τύπος φίλτρου _____ *Ανογμα όπης _____
 Θέσις φίλτρων 55,51 - 87,67 x 106,59 - 119,02 x 125,93 - 128,60
 Όλικό μήκος σωλήνων _____ Διάμετρος τελ. σωληνώσεως _____
 Πείλου, σωλήνας _____ Διάμετρος πιεζ. σωλ. 1" Όγκος χαλκοφίλτρου _____ Διάμ. χαλκοφίλτρου _____
 Τσιμεντώση _____

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΑΝΙΣΕΩΣ

Υ. Σ. =

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	Ανγλήση σταθερά παροχής	Διάρκεια Έπανόδου
1η					
2η					
3η					

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έπανοφορά στάθμης
1η		
2η		
3η		
Σ.Π.		

Δοκιμή	Μηνία	Βάθος m	Πόχος Υδροφορ.	Παροχή L/s	M3/h	ΔS m	ΥS m	T m2/s
1								
2								
3								

Μέση υδαταγωγιμότητα T =

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Μηνία	Βάθος	PH	Ca. δγ.	mg/l	HCO3	Cl	SO4	Ca	Mg	Na	S. Δ. Β.	Ταξιν	Υλ. Σκλ
26 - 8 - 75		7,7	29,0		2,8	0,2	0,2	2,6	0,4	0,3	0,2	(2,51)	8,4

Όλικό κόστος γεωτρήσεως _____

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

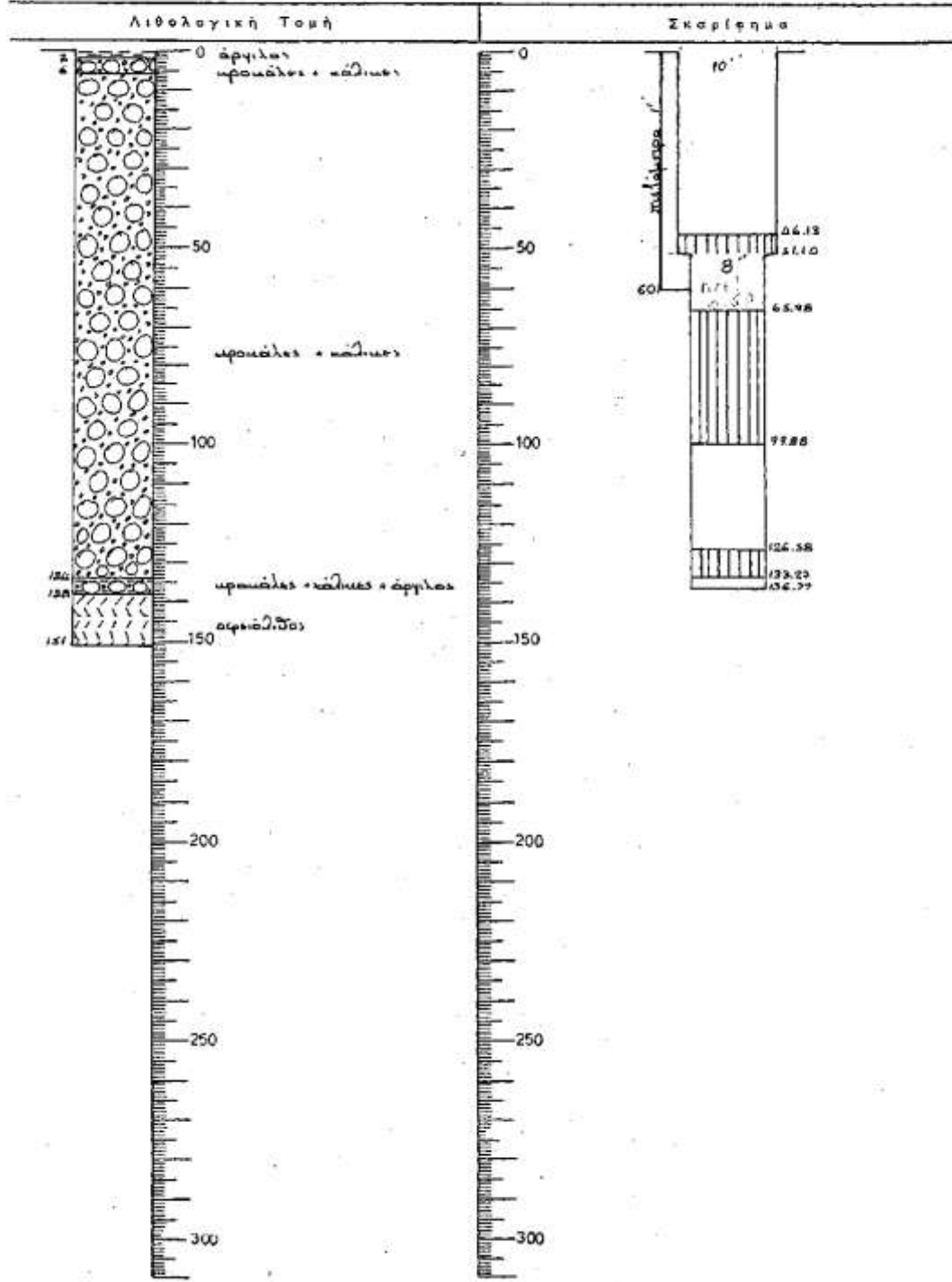
ΥS μέγιστη	Q	ΔS μετά		Άλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. αύξ. Q %	Q μέγιστη
		5h	5000h				
	50				3,0		

ΘΕΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ

T 21

Νομός Γρικαλών Κοινότητα Παλιτομανάσιτρο Άγροτομέχιο
 Συντεταγμένες (1:) X _____ Ψ _____ Z _____
 Βαρέσι _____

Τύπος γεωτρήσεως _____



ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής: Τύπος γιωτρήσεων:

*Έναρξη εργασιών: Λήξη εργασιών: 1977

Είδος Έργου	Ήμ/νια Έναρξης	Ήμ/νια Λήξης	Όρες	Κόστος
Διάτρηση				
Διεύρυνση				
Σωλήνωση				
Ανάπτυξη				
Προέκταση				
Δοκ. άντληση				

Όλικό βάθος διατρήσεως
 Διάμετρος διατρήσεως
 Διάμετρος διευρύνσεως
 Ήμ/νια ήλικης βασικοποίησης

Τύπος φίτρων: Άνοιγμα όπης
 Θάσεις φίτρων
 Όλικό μήκος σωλήνων: Διάμετρος τελ. σωληνώσεως
 Πιεζομ. σωλήνας: Διάμετρος πιεζ. σωλ.: Όγκος χαλικοφίλτρου: Διάμ. χαλικοφίλτρου
 Ταμείωση

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΑΛΗΣΕΩΣ

Υ. Σ. =

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	*Αντληση σταθεράς παροχής			Διάρκεια Έπαισόδου
				ΔS μετά			
1η				Διάρκ.	Q	2h	5h
2η							
3η							

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έπαυσαρά στάθμης	Δοκιμή	Ήμ/νια	Βάθος m	Πάχος Υδροσφ. cm	Παροχή		ΔS m	ΥΣ m	T m2/s
							L/s	M3/h			
1η											
2η											
3η											
Σ. Π.											

Μέση υδαταγωγιμότητα T =

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ήμ/νια	Βάθος	PH	Ήλ. όγ.	ppm	HCO3	Cl	SO4	Ca	Mg	Na	S. Λ. Η.	TDS	Όλ. Σολ
26-8-75		7,7	270		2,7	0,2	0,1	2,4	0,4	0,2	0,1	251	7,8

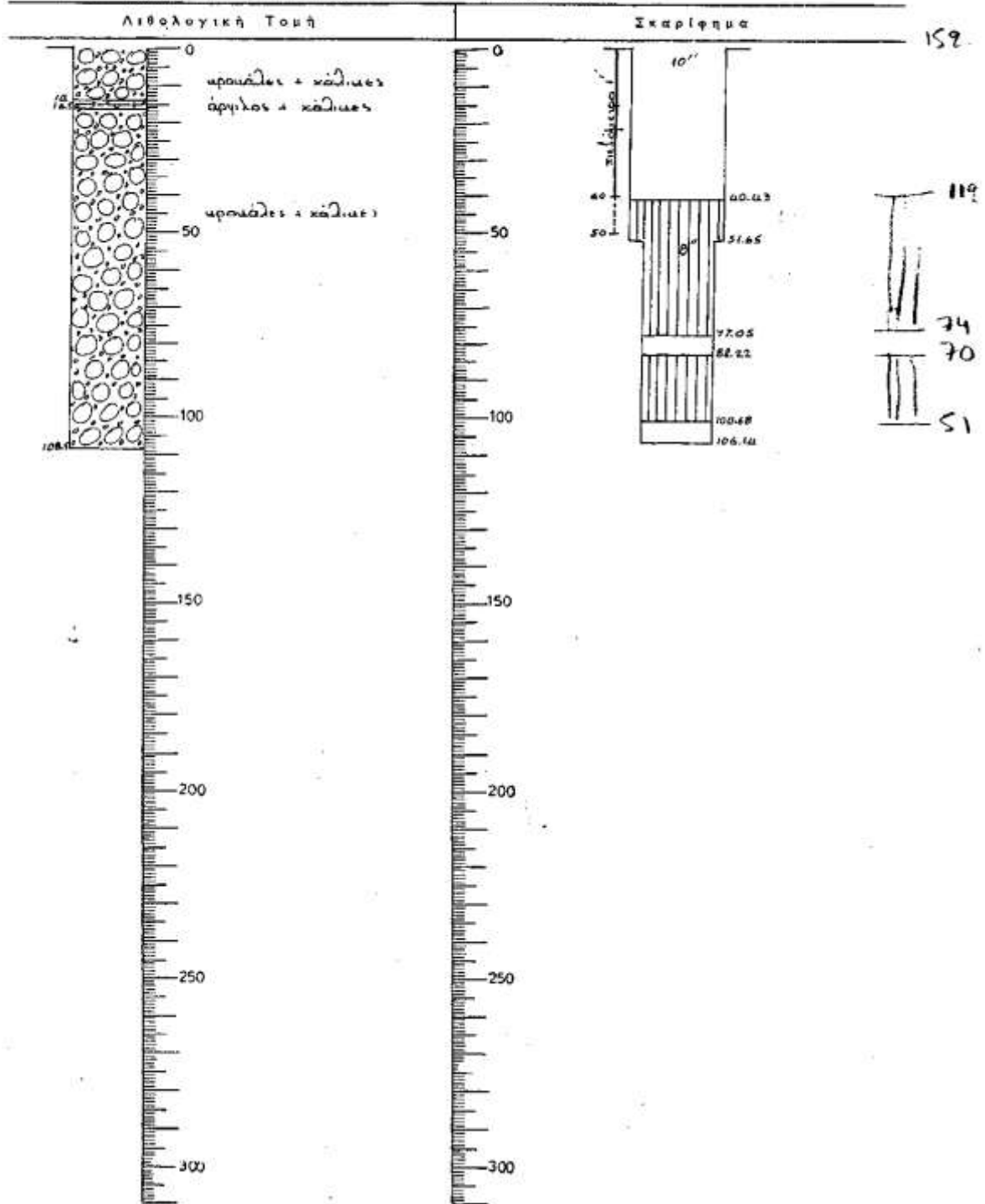
Όλικό κόστος γιωτρήσεως:

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά		Αλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. αέζ. Q · X	Q μέγιστη
		5h	5000h				
	130				50		

Νομός Τρικάλων Κοινότητα Παλιμονάσιπρο Άγροτομέχιο
 Συντεταγμένες (1:) Χ Ψ Ζ
 Κερεσε

Τύπος γεωτρήσεως



ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής Υ.Ε.Β. Καρδίτσας Τύπος γεωτρυπάνου _____
 Έναρξη εργασιών 8-5-72 Λήξη εργασιών 1/9/72

Είδος Έργου	Ήμνια Έναρξης	Ήμνια Λήξης	Ώρες	Κόστος
Διότρηση				
Διεύρυνση				
Σωλήνωση				
Ανάπτυξη				
Πρόσφυση				
Δεκ. άντληση				

Όλικό βάθος διατρήσεως 17.10 m
 Διάμετρος διατρήσεως _____
 Διάμετρος διευρύνσεως _____
 Ήμνια ήλικας διασκοπήσεως _____
 371.859

Τύπος φίλτρων _____ *Ανογμα όπης _____
 Θέσεις φίλτρων 40,43 - 77,05 γ 82,22 - 100,68 m
 Όλικό μήκος σωλήνων _____ Διάμετρος τελ. σωληνώσεως _____
 Πίεση σωλήνων _____ Διάμετρος πιεζ. σωλ. 1" *Όγκος χαλκοφίλτρου _____ Δόση χαλκοφίλτρου _____
 Τσιμεντώση _____

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΛΗΣΕΩΣ

Υ. Σ. = _____

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	*Αντλία σταθερής παροχής			Διάρκεια Έπαισόδου
				ΔS μετά			
1η				Διάρκ.	Q	2h	3h
2η							
3η							

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έπιναφερά στάθμης	Δοκιμή	Ήμ/νία	Βάθος m	Πάχος Υδροφωφ. m	Παροχή		ΔS m	ΥS m	T m ² /s
							l/s	m ³ /h			
1η			1								
2η			2								
3η			3								
Σ. Π.											

Μέση υδαταγωγιμότητα T = _____

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ήμ/νία	Βάθος	PH	Ήλ. άγ.	ορα	HC03	Cl	SO4	Ca	Mg	Na	S. A. R.	Τάρς	Όλ. Σολ
25-8-72		8,15	3,20		31	0,2	0,3	3,0	0,4	0,2	0,1	251	9,5

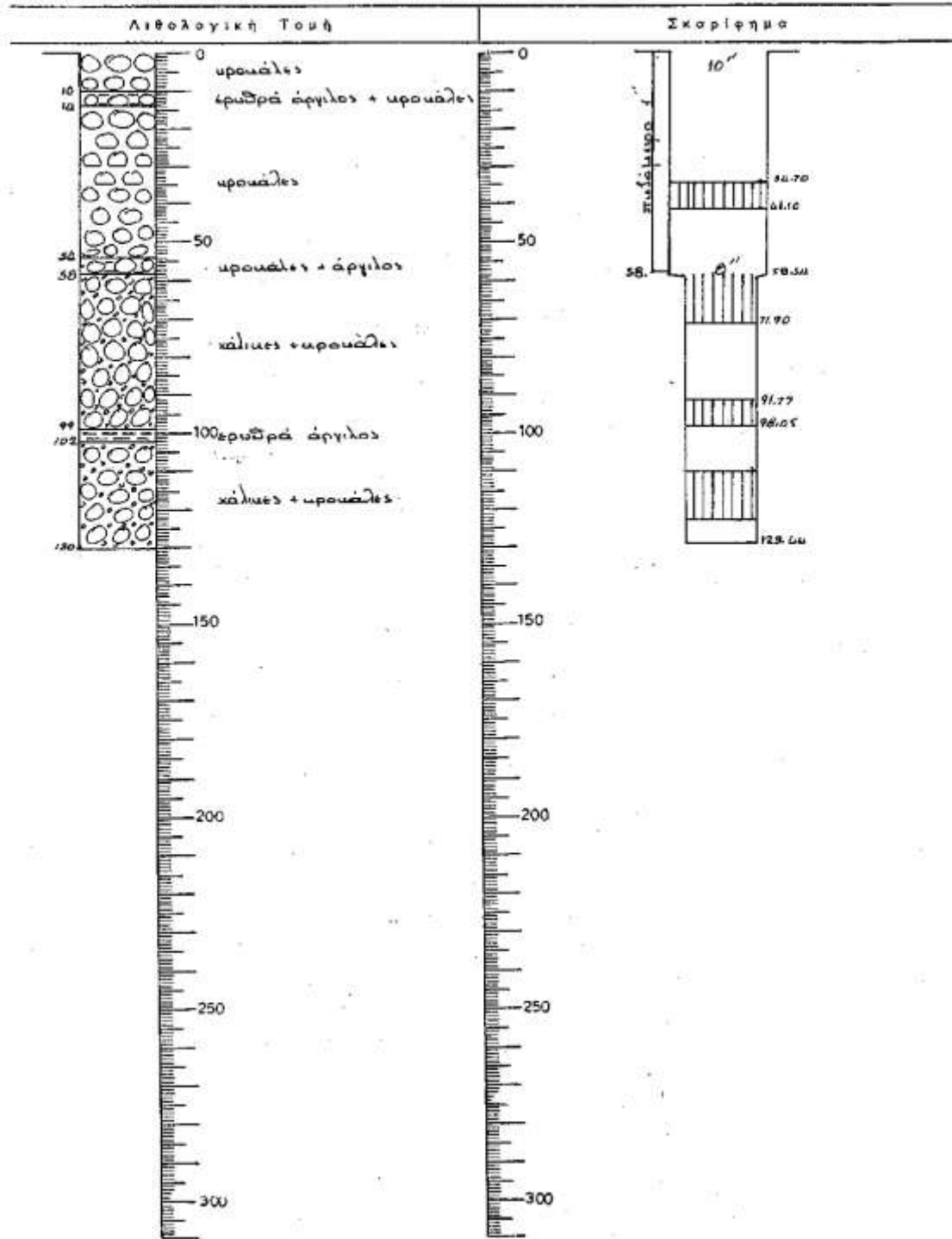
Όλικό βάθος γεωτρήσεως _____

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

ΥS μέγιστη	Q	ΔS μετά		Άλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. σόξ. Q %	Q μέγιστη
		5h	5000h				
	<u>200</u>				<u>45</u>		

Νομός Τρικάλων Κοινότητα Παλιομονάστηρο Άγροταύχιο
 Συντεταγμένες (1:) X _____ Ψ _____ Z _____
 Κερεσε _____

Τύπος γεωτρήσεως _____



ΕΡΓΟ: ΠΑΥΥΘ

ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής: Υ.Ε.Β. Καρδίτσας Τύπος γεωεργαλείου: _____
 Έκδοση εργασιών: 22-6-72 Λήξη εργασιών: 1976

Είδος Έργου	Ώρες	Κόστος
Διάτρηση		
Διεύρυνση		
Σωλήκωση		
Αυτίπτυξη		
Πρόσνληση		
Δοκ. άντληση		

Όλικό βάθος διατρήσεως: 1976
 Διάμετρος διατρήσεως: _____
 Διάμετρος διευρύνσεως: _____
 Ώρες ήλικής διασκοπήσεως: _____

532088

Τύπος φίλτρων: _____ Άνοιγμα όπτης: _____
 Θέσεις φίλτρων: 34,70 - 41,10 x 58,54 - 71,90 x 91,77 - 98,05 x 110,46 - 121,26 m
 Όλικό μήκος σωλήνων: _____ Διάμετρος τελ. σωληνώσεως: _____
 Πίεση, σωλήνας: _____ Διάμετρος πιεζ. σωλ.: 1" Όγκος χαλκοφίλτρου: _____ Διάμ. χαλκοφίλτρου: _____
 Τσιμεντώση: _____

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΑΝΗΣΩΣ

Υ. Σ. =

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	Αντίληση σταθερού παροχής			Διάρκεια Έπαισθου
				Διάρκ.	Q	ΔS μετά	
1η						2α	3β1
2η							
3η							

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έπαισφορά στάθμης	Δοκιμή	Μήνιο	Βάθος m	Πάχος Υδροσφαιρ.	Παροχή		ΔS m	ΥΣ m	T m2/s
							L/s	M3/h			
1η											
2η											
3η											
Σ. Π.											

Μέση υδαταγωγιμότητα T =

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ώρες	Βάθος	pH	Ώρ. όγ.	ppm	HCO3	Cl	SO4	Ca	Mg	Na	δ. λ. ρ.	Τάση	Όλ. Σολ
25-8-75		7,9	120	---	1,1	0,2	0,3	2,8	0,6	0,2	0,1	1251	9,5

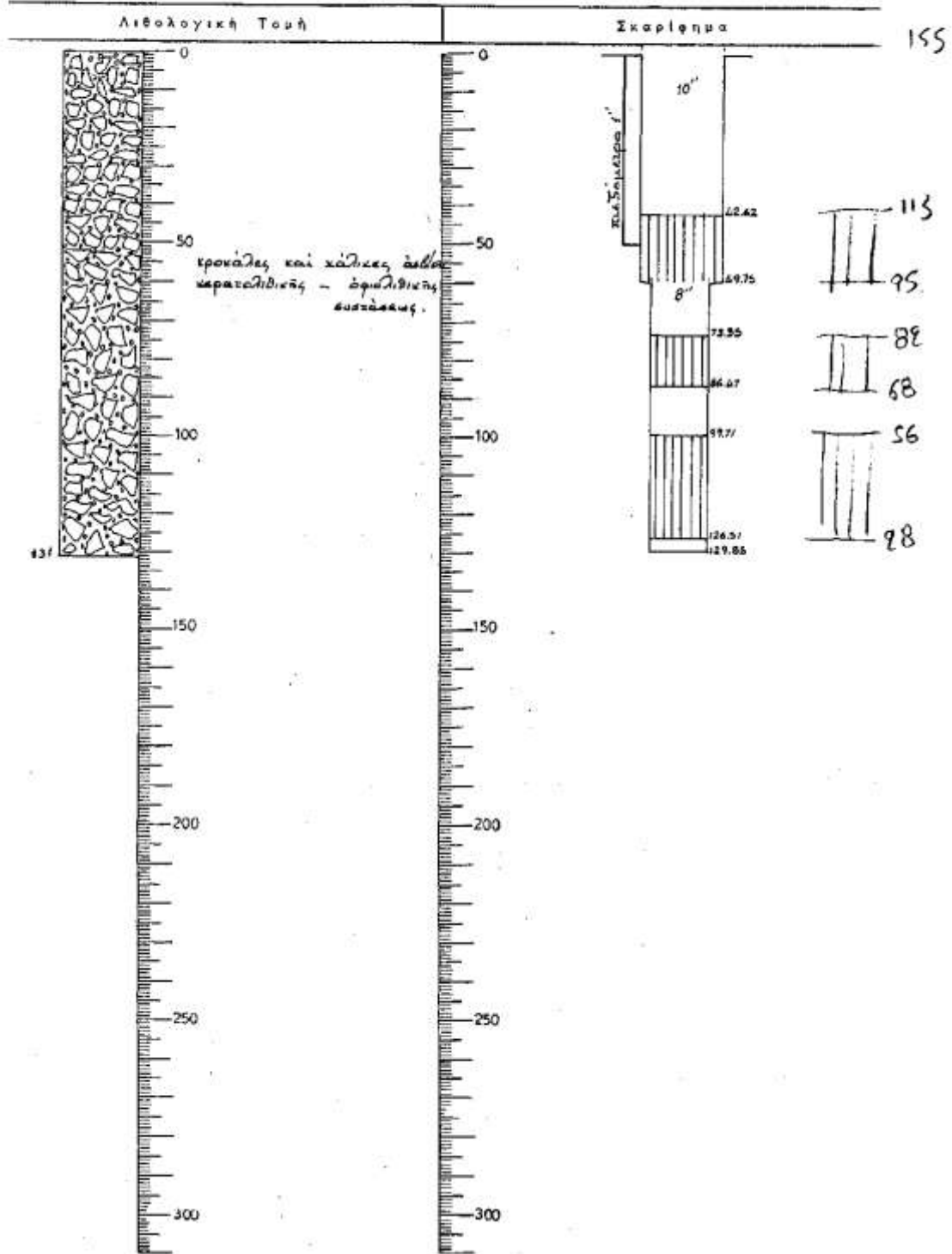
Όλικό κόστος γεωεργαλείου: _____

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά		Άλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. οξ. Q %	Q μέγιστη
		5α	5000b				
	8,5				5,5		

Νομός Τρικάλων Κοινότητα Παλαιαμονάστρας Άγροτομέχιο
 (1:) X Ψ Z
 Κερεσε

Τύπος γεωτρήσεως



ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής Τύπος γεωτρήσανου

Έναρξη εργασιών Λήξη εργασιών 1974

Είδος Έργου	Ήμ/νία Έναρξης	Ήμ/νία Λήξης	Ώρες	Κόστος	Όλικό βάθος διατρήσεως
Διάτρηση					11710
Διευρύνση					Διάμετρος διατρήσεως
Σωλήνωση					Διάμετρος διευρύνσεως
Ύδατιξη					Ήμ/νία ή/κώς διασκοπήσεως
Προάτλιση					
Δοκ. άντληση					484.710 + 1287 + 1140

Τύπος φίλτρων *Ανοagma όπης

Θάσεις φίλτρων 42,62 - 5975 γ, 73,35 - 8647 γ, 9971 - 12651. m

Όλικό μήκος σωλήνων Διάμετρος τελ. σωληνώσεως

Πίεση, σωλήνας Διάμετρος πιεζ. σωλ. 1" Όγκος χαλκοφίλτρου Διάμ. χαλκοφίλτρου

Τοιμάνωση

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΛΗΣΕΩΣ

Υ. Σ. =

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	*Αντληση σταθεράς παροχής			Διάρκεια Έτρουόδου	
				Διάρκ.	Q	ΔS μετά		
1η								2 h
2η								
3η								

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έκτοναφορά στάθμης	Δοκιμή	Ήμ/νία	Βάθος m	Πάχος Υδροφ. m	Παροχή		ΔS m	ΥΣ m	T m ² /s
							L/s	M ³ /h			
1η											
2η											
3η											
Σ. Π.											

Μέση υδαταγωγιμότητα T =

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ήμ/νία	Βάθος	pH	Ήλ. όγ.	σρω	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	Ε. Λ. Κ.	Τύχη	Υλ. Σολ
9-9-77		7,0	3,50	2,24	3,2	0,3	0,4	3,1	0,6	0,2	0,14	C2 C1	10,36

*Όλικό κόστος γεωτρήσεως

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

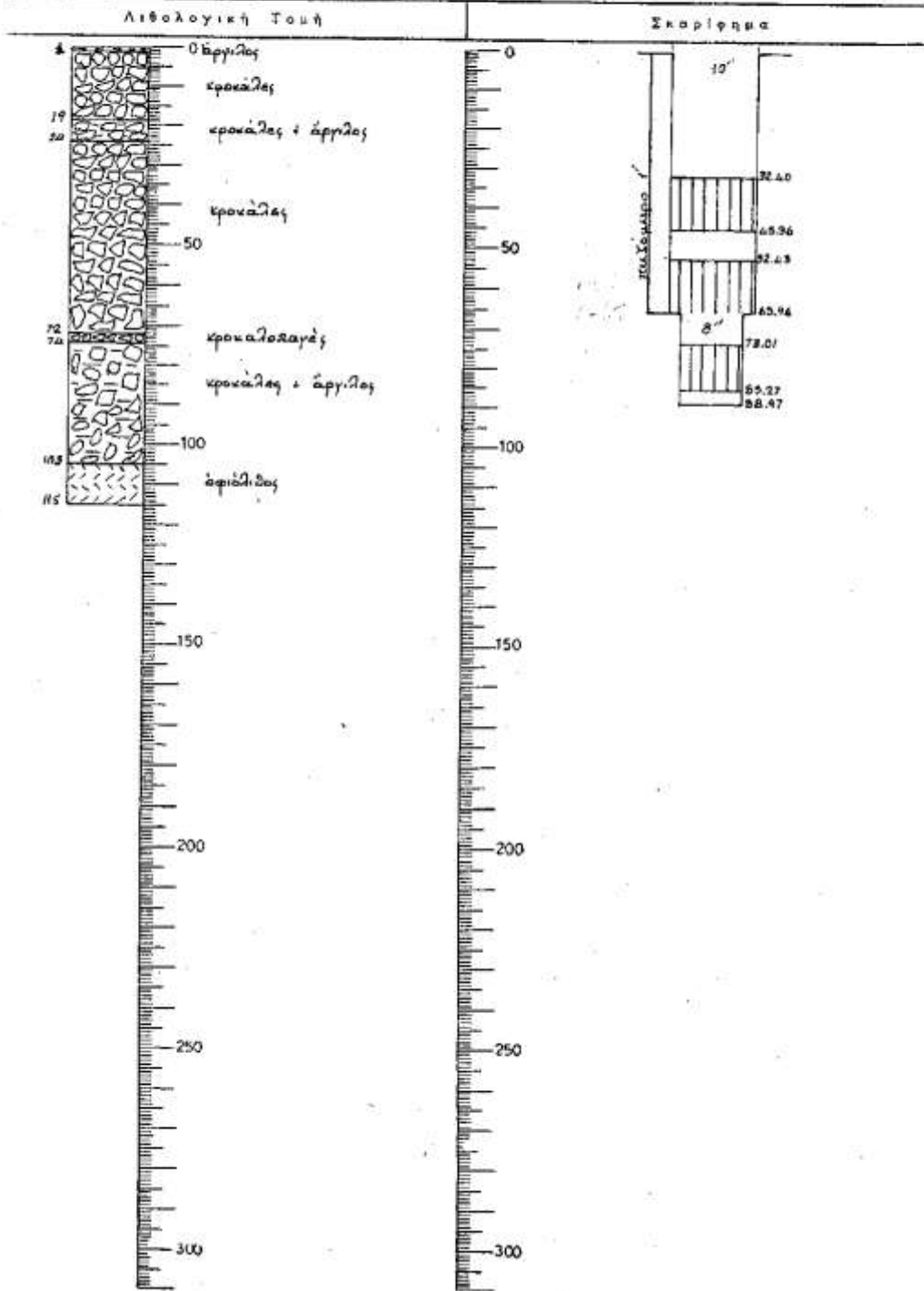
ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά		*Αλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. αζ. Q %	Q μέγιστη
		5h	5000h				
					45		

ΘΕΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ

T 33

Νομός Τρικιάλων Κοινότητα Παλιομενάστηρα Άγροτεμάχιο
 Συντεταγμένες (1:) Χ Ψ Ζ
 Έκρηξη

Τύπος γεωτρήσεως



ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής Υ.Ε.Θ. Καρ. δι. τα ης Τύπος γεωτρυπάνου _____

*Έναρξη εργασιών _____ Λήξη εργασιών 1973

Είδος Έργου	Μηνία Έναρξης	Μηνία Λήξης	Ώρες	Κόστος
Διάτρηση				
Διόρυξη				
Σωλήνωση				
Ανάπτυξη				
Προάτληση				
Δεκ. άντληση				

Όλικό βάθος διατρήσεως 17.1.11
 Διάμετρος διατρήσεως _____
 Διάμετρος διευρύνσεως _____
 Μηνία ήλξης διακοπήσεως _____
 345,917,50

Τύπος φίλτρων _____ *Ανοίγμα όπης _____
 Θόσος φίλτρων 3240 - 4596 χ 52,43 - 65,96 χ 7301 - 85,27 mm
 Όλικό μήκος σωλήνων Διάμετρος τολ. σωληνώσεως _____
 Πιζοσ. σωλήνας Διάμετρος πιζ. σωλ. 1" Όγκος χαλκοφίλτρου Δόσμ. χαλκοφίλτρου _____
 Ταμείωση _____

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΑΝΗΣΩΣ

Υ. Σ. = _____

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	*Αντήλη σταθερά παροχής			Διάρκεια Έπανόδου
				Διάρκ.	Q	ΔS μετά	
1η							
2η						2h	3h1
3η							

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΛΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έπαναφορά στάθμης	Δοκιμή	Μηνία	Βάθος m	Πόχος Υδροφορ.	Παροχή		ΔS m	ΥΣ m	T m2/s
							L/S	M3/h			
1η											
2η											
3η											
Σ. Π.											

Μέση υδαταγωγιμότητα T = _____

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Μηνία	Βάθος	PH	Ηλ. όγ.	ppm	HCO3-	Cl-	SO4	Ce	Mg	Ns	S. A. R.	Τάση	Όλ. Σελ
9.11.73		7,7	260		2,0	0,2	0,2	1,4	0,8	0,2	0,2	0,2	6,2

Όλικό κόστος γεωτρήσεως _____

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά		Αλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. ούζ. Q %	Q μέγιστη
		5h	5000h				
	100				55		

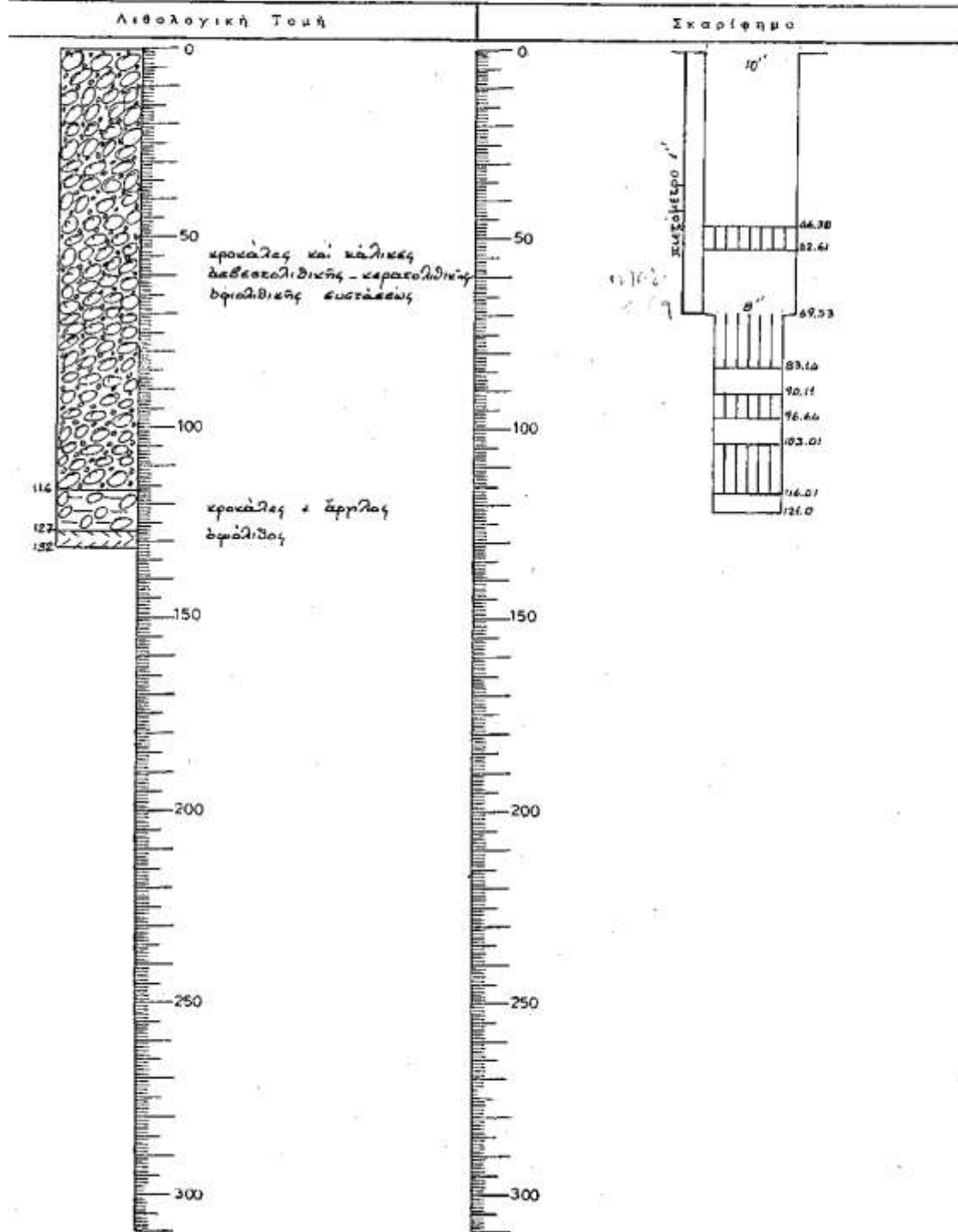
ΘΕΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ

T 34

προς Τρικάλων Κοινότητα Παλιομονάσιτρο Αγροτεμάχιο

1) X _____ Ψ _____ Z _____
 Κορτε

προς γεωτρήσεως



ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής Υ Ε Β Καρδίτσας Τύπος γεωτρυπάνου _____

Έναρξη εργασιών 24-7-72 Λήξη εργασιών 14/72

Είδος Έργου	Ώρες	Κόστος	Όλο βάθος διατρήσεως
Διάτρηση			_____
Διεύρυνση			_____
Σωλήνωση			_____
Ανάπτυξη			_____
Πρόντληση			_____
Δοκ. άντληση			_____

418.584

Τύπος φίλτρων _____ Άνοιγμα όπης _____

Θέσεις φίλτρων 46,28 - 52,51 χ 69,53 - 83,14 χ 90,11 - 96,64 χ 103,01 - 116,01 m

Όλο μήκος σωλήνων _____ Διάμετρος τελ. σωληνώσεως _____

Πίεση, σωλήνας _____ Διάμετρος πιεζ. σωλ. 1" Όγκος χαλκοφίλτρου _____ Διάμ. χαλκοφίλτρου _____

Τομήνισμα _____

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΑΝΣΕΩΣ

Υ. Σ. = _____

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	Αντίληση σταθεράς παροχής			Διάρκεια Έργου
				ΔS μετά		Επανάδου	
1η				Διάρκ.	Q		2h
2η							
3η							

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΟΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΛΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έκπαιραρά στάθμης	Δοκιμή	Ώρες	Βάθος m	Πάχος Υδροφορ.	Παροχή		ΔS m	ΥΣ m	T m ² /h
							L/h	M ³ /h			
1η											
2η											
3η											
Σ. Π.											

Μέση υδατογωγιμότητα T = _____

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ώρες	Βάθος	PH	Ηκ. άγ.	ppm	ΠCO ₂	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	Σ. Α. Π.	Τάση	Όλ. Σιλ
27-10-72		8,8	10,0		1,9	0,2	1,2	12	1,2	0,3	0,3	6,5	6,7

Όλο κόστος γεωτρήσεως _____

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

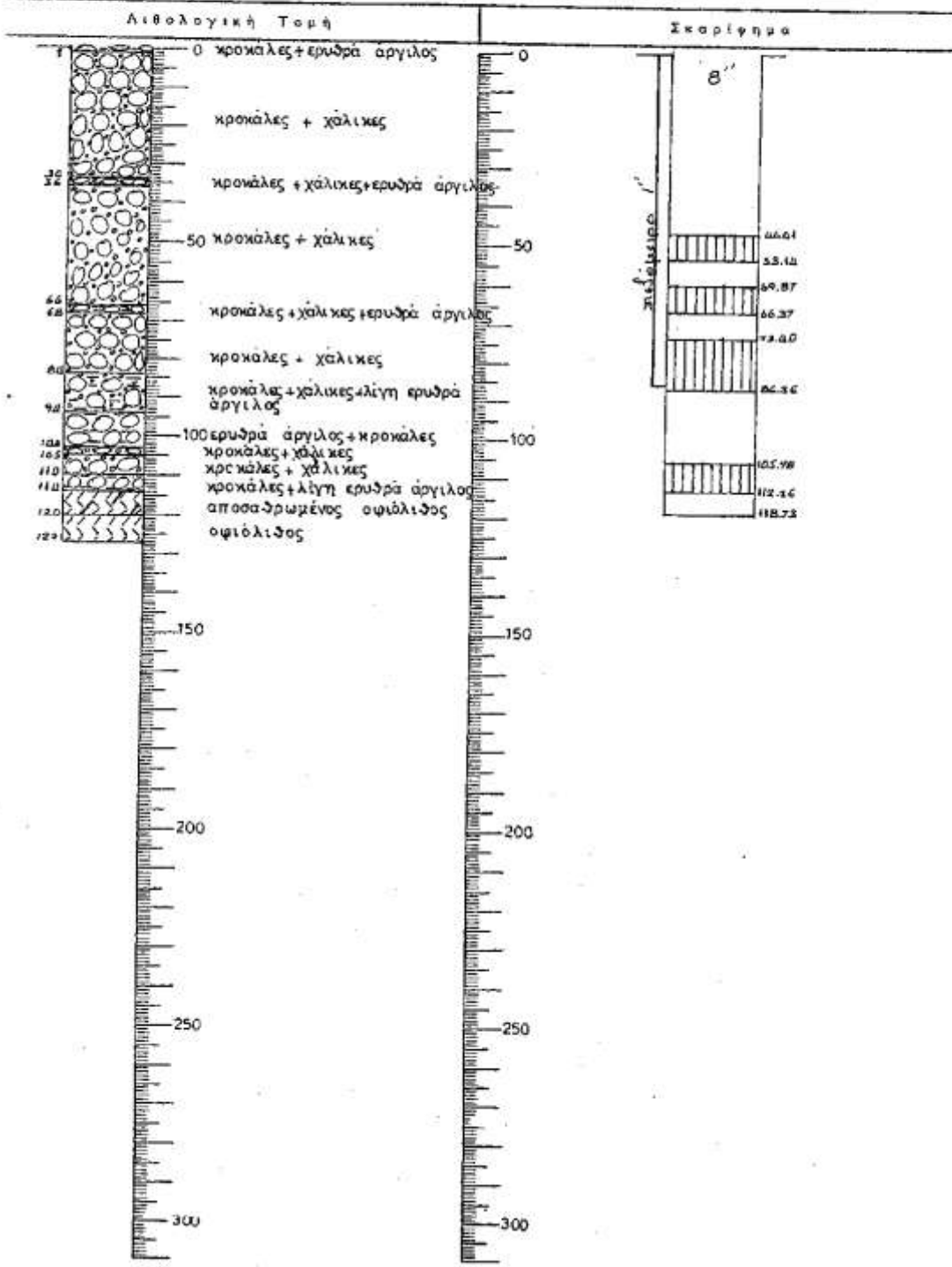
ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά		Άλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. αέζ. Q %	Q μέγιστη
		5h	500h				
	110				60		

ΘΕΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ

T45

Νομός Τρικάλων Κοινότητα Παλιμοναστήρα Άγροεμάχιο
 Συντεταγμένες (1:) X Y Z
 Βερεσι

Τύπος γεωτρήσεως



ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής: Τύπος γεωτρυπάνου:

*Έναρξη εργασιών: Λήξη εργασιών: 12/11

Είδος Έργου	Ήμ/νία Ενάρξεως	Ήμ/νία Λήξεως	Όρες	Κόστος
Διάτρηση				
Διεύρυνση				
Σωλήκωση				
Ανάπτυξη				
Προέντληση				
Δοκ. έντληση				

Όλικό βάθος διατρήσεως: 15,70m

Διάμετρος διατρήσεως:

Διάμετρος διευρύνσεως:

Ήμ/νία ήλξης διασκοπήσεως:

Τύπος φίλτρου: *Ανοίγμα όπης

Θέσεις φίλτρων:

Όλικό μήκος σωλήκωσ. Διάμετρος τελ. σωληνώσεως:

Πίεζο. σωλήκωσ. Διάμετρος πιεζ. σωλ. Όγκος χαλκοφίλτρου Διάμ. χαλκοφίλτρου

Τομήνωση:

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΑΞΕΩΣ

Υ. Σ. =

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	*Αντληση σταθερής παροχής			Διάρκεια Έργου
				Διάρκ.	Q	ΔS μετά	
1η							
2η						2h 5h	
3η							

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έπιπεδο στάθμης	Δοκιμή	Ήμ/νία	Βάθος m	Πάχος Υδροφορ.	Παροχή		ΔS m	ΥΣ m	T m2/s
							L/s	M3/h			
1η											
2η											
3η											
Σ. Π.											

Μέση υδαταγωγιμότητα T =

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ήμ/νία	Βάθος	PH	Ήλ. όγ.	ppm	HCO3	Cl	SO4	Ca	Mg	Na	S. Λ. K.	Τάση	Όλ. Σελ

Όλικό κόστος γεωτρήσεως:

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

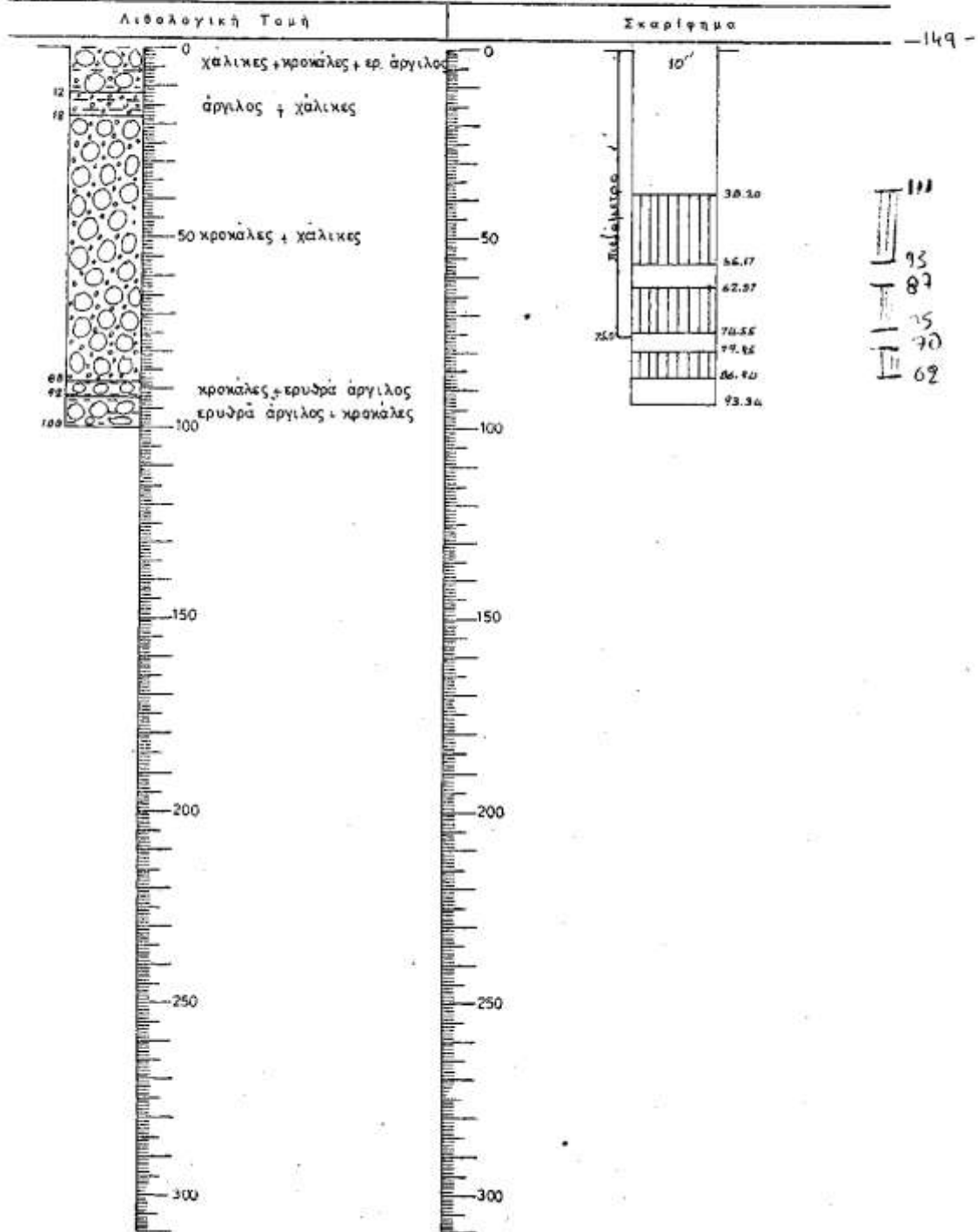
ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά		Άλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. αύξ. Q %	Q μέγιστη
		5h	5000h				
	25				60		

ΘΕΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ

T 53

Μοιάς Τριμυλιών Κοινότητα Παλιμονάστρα Άγροτεμάχιο
 Συντεταγμένες (1:) Χ Ψ Ζ
 Βορεια

Τύπος γεωτρήσεως



ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής: Υ.Ε.Β. Καρδίτσας Τύπος γεωτρυπανίου: _____
 Έναρξη εργασιών: 5 - 3 - 73 Λήξη εργασιών: 1993

Είδος Έργου	Ώρες	Κόστος	Όλο βάθος διατρήσεως
Διάτρηση			<u>17</u>
Διεύρυνση			Διάμετρος διεύρυνσης
Σωλήνωση			Διάμετρος σωλήνωσης
Ανάπτυξη			Ώρες ανά μ. διατρήσεως
Προάτληση			
Διακ. άντληση		<u>380,73850</u>	

Τύπος φίλτρων: _____ Άνοιγμα όπης: _____
 Θέσεις φίλτρων: 2820 5617 γ 6257 7455 γ 7995 - 8694
 Όλο μήκος σωλήνων: _____ Διάμετρος τελ. σωληνώσεως: _____
 Πυξ. σωλήνων: _____ Διάμετρος πιεζ. σωλ. 1" Όγκος χαλκοφίλτρου: _____ Διάμ. χαλκοφίλτρου: _____
 Τσιμεντοποίηση: _____

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΑΝΗΣΩΣ

Υ. Σ. = _____

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	Αντίληψη σταθερής παροχής	ΔS μετά	Διάρκεια Έπαιυόδου	
1η				Διάρκ.	Q		
2η			2h				3h
3η							

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Επαναφορά στάθμης	Δοκιμή	Ώρες	Βάθος m	Πάχος Υδροφορ.	Παροχή		ΔS m	ΥΣ m	T (s)
							L/S	M ³ /h			
1η											
2η											
3η											
Σ. Π.											

Μέση υδαταγωγιμότητα T = _____

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ώρες	Βάθος	pH	Ηλ. Αγ.	ppm	CaCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	S. Λ. R.	Τάση	Όλ. Σκ
<u>8 - 5 - 73</u>		<u>8,0</u>	<u>420</u>	<u>-</u>	<u>40</u>	<u>0,2</u>	<u>0,2</u>	<u>2,6</u>	<u>1,4</u>	<u>0,4</u>	<u>0,3</u>	<u>(2,5)</u>	<u>1,2</u>

Όλο κόστος γεωτρήσεως: _____

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά		Άλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. αύξ. Q %	Q μέγιστη
		5h	5000h				
	<u>20</u>				<u>40</u>		

ΘΕΣΗ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ

T54

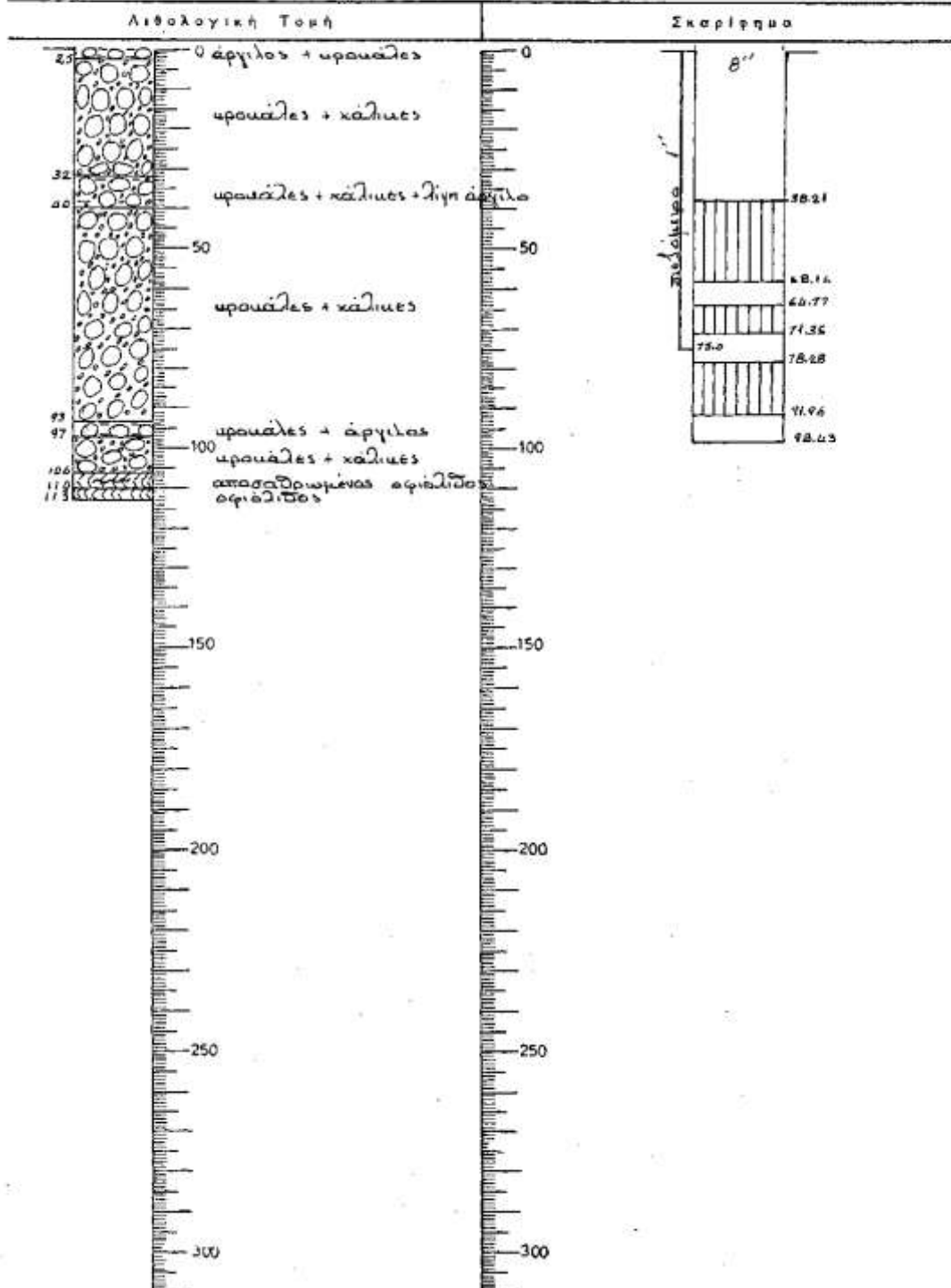
Νομός Τριχιάλων Κοινότητα Παλιαμονάστρα Άγροτικό

Επιτεταγμένης
(1:)

X Y Z

Βερε

Τύπος γεωτρήσεως



ΛΟΥΡΓΕΙΟ ΓΕΩΡΓΙΑΣ) III ΠΔΕΒ

ΕΡΓΟ: ΠΑΥ ΥΘ

T.54

ΚΑΤΑΣΚΕΥΑΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Κατασκευαστής: Τύπος γεωτρυπάνου: Έναρξη εργασιών 19 - 3 - 73 Λήξη εργασιών 1973

Είδος Έργου	Ήμ/νια Έναρξης	Ήμ/νια Λήξεως	Ώρες	Κόστος	Όλικο βάθος διατρήσεως
Διάτρηση					126,2-110
Διεύρυνση					Διάμετρος διατρήσεως
Σωλήνωση					Διάμετρος διευρύνσεως
Ανάπτυξη					Ήμ/νια ήλικής βασικοπήσεως
Προάντληση					
Δοκ. άντληση				334.290	

Τύπος φίλτρου: Αναίμαγμα όπης: Οίσεις φίλτρων 3821, 5816 x 64,77 - 71,35 x 78,28 - 9196
 Όλικο μήκος σωλήνων: Διάμετρος τελ. σωληνώσεως: Πεζομ. σωλήνας: Διάμετρος πιεζ. σωλ. 1' Όγκος χαλκοφίλτρου: Διάμ. χαλκοφίλτρου: Τσιμέντωση:

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΤΛΗΣΕΩΣ

Υ. Σ. =

Βαθμίδες	Διάρκ.	Q	ΔS	Αντλία στοίβαδος παροχής			Διάμετρος Έπαιυόδου
				Διάρκ.	Q	ΔS μετά	
1η							
2η							
3η							

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΥΔΑΤΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

ΔΟΚΙΜΗ ΥΔΑΤΟΣ

Βαθμίδες	Πτώση στάθμης	Έπιστασορά στάθμης	Δοκιμή	Ήμ/νια	Βάθος m	Πάχος Υδατοφ. m	Παροχή		ΔS m	ΥΣ m	T m ² /s
							L/S	M ³ /h			
1η											
2η											
3η											
Σ. Π.											

Μέση υδαταγωγιμότητα T =

ΧΗΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Ήμ/νια	Βάθος	pH	Ήλ. όγ.	Ca	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ce	Mg	Ni	S. Λ. R.	Υόξη	Όλ. Σολ
25-8-75		8,5	350	-	3,3	0,2	0,4	2,6	0,5	6,2	0,1	025,1	115

Όλικο κόστος γεωτρήσεως:

ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗ ΠΑΡΟΧΗ

ΥΣ μέγιστη	Q	ΔS μετά		Άλληλεπίδραση	Σ Α τελική	Ποσ. αύξ. Q %	Q μέγιστη
		5h	5000h				
	120				0,3		

9 ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ - ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ

ΚΩΔ	ΗΜΕΡ. ΚΑΤΑΣΚ.	ΠΕΡΙΟΧΗ	ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ - ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ	ΜΗΚ. Κ. ΔΙΑΜ. Σ.ΩΔ. μ	ΠΙΕΣ.	ΘΕΣΕΙΣ ΦΙΛΤΡ. Με έντονη γραφή τα φίλτρα διαμέτρου 12 3/4"	ΔΙΑΤΡΗΘΕΝΤΕΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	ΣΤΕΓ. ΥΠΟΒΑΘΡΟ	ΒΑΘ. ΥΠΟΒ.	ΤΥΠΟΣ ΥΑΡΟΦΟΡΟΥ	Υ.Σ.	ΥΔΑΤΑΓ. Τ	Q ΑΝΤΛ.	ΔΥΝ. ΣΤΑΘ.	Q ΕΚΜΕΤ.	Σ.Α. Τελ.	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ	
T-11	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-116)			10 3/4"(0-42) 8 5/8"(42-82)	0-40 Σχιιστά (36-42), (42-75)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					260	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-12	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-132)			12 3/4"(0-48) 8 5/8"(48-130)	0-48 Σχιιστά (48-54), (74-80), (100-114), (121-127)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					300	35	Στοιχεία ελλιπή	
T-13	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-150)			10 3/4"(0-60) 8 5/8"(60-149)	0-55 Σχιιστά (36-60), (80-86), (92-99), (118-130), (137-143)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					300	20	Στοιχεία ελλιπή	
T-14	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-136)			10 3/4"(0-47) 8 5/8"(47-118)	0-45 Σχιιστά (47-66), (85-112)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					300	20	Στοιχεία ελλιπή	
T-15	1973	Γόμφρι	17 1/2"(0-131)			10 3/4"(0-57) 8 5/8"(57-123)	0-30 Σχιιστά (34-57), (57-64), (105-118)	Εναλλαγές αργίλων, χαλικιών και κροκαλιών.		Οφιόλιθος	130				150	25	Στοιχεία ελλιπή	
T-16	1973	Γόμφρι	17 1/2"(0-170)			10 3/4"(0-53) 8 5/8"(53-157)	0-35 (60-65), (72-85), (132-151)	Εναλλαγές αργίλων, χαλικιών και κροκαλιών.		Οφιόλιθος	166				90	50	Στοιχεία ελλιπή	
T-17	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-74)			10 3/4"(0-44) 8 5/8"(44-72)	0-45 (44-65)	Εναλλαγές χαλικιών και κροκαλιών.		Ελεοθερος					300	20	Στοιχεία ελλιπή	
T-28	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-154)			10 3/4"(0-50) 8 5/8"(50-143)	0-50 (84-137)	Κροκάλες με χάλικες και άργιλο.		Οφιόλιθος	163				200	40	Στοιχεία ελλιπή	
T-29	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-116)			10 3/4"(0-57) 8 5/8"(57-112)	0-50 (41-48), (57-64), (85-92), (99-106)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					200	35	Στοιχεία ελλιπή	
T-30	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-120)			12 3/4"(0-55) 8 5/8"(55-89)	0-56 (41-55), (55-62), (69-83)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					250	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-31	1974	Γόμφρι	17 1/2"(0-115)			10 3/4"(0-47) 8 5/8"(47-114)	0-35 (47-61), (68-81), (100-107)	Εναλλαγές κροκαλιών, χαλικιών και αργίλων.		Ελεοθερος					300	40	Στοιχεία ελλιπή	
T-46	1974	Γόμφρι	20"(0-100)			12 3/4"(0-99)	0-60 (38-68), (75-92)	Εναλλαγές κροκαλιών, χαλικιών και αργίλων.		Ελεοθερος					300	35	Στοιχεία ελλιπή	
BN-44	10/16/1991	Γόμφρι	8 1/2"(0-144)	26"(0-13)	20"(13-78)	15 22"(0-13)	12 3/4"(0-75) 8 5/8"(75-141)	0-66 (41-47), (53-65), (99-111), (119,5-135)	Εναλλαγές αργίλων, χαλικιών, άμμου και κροκάλων.	Μερικός υπό πίεση	0.15	4.4*10E-2	300	2.75	220	45		
BN-132	6/5/2000	Γόμφρι	8 1/2"(0-140)	20"(0-75)	15 1/2"(75-140)		12 3/4"(0-72) 8 5/8"(72-132)	0-60 (60-72), (78-90), (96-114), (120-126)	Εναλλαγές κροκάλων με αργιλοχαλικιδια στρώματα.	Ελεοθερος	15.30	4.7*10E-2	240	16.4	200	42		
BN-152	11/2/2000	Γόμφρι	8 1/2"(0-150)	20"(0-78)	15 1/2"(78-135)		12 3/4"(0-78) 8 5/8"(78-132)	0-60 (60-72), (84-102), (108-126)	Εναλλαγές κροκαλιών- χαλικιών.	Οφιόλιθοι	132		13.80	3.17*10 ⁻² m	250	16.85	250	45
T-1	1973	Λυγαριά	17 1/2"(0-151)			10 3/4"(0-56) 8 5/8"(56-146)	0-40 Σχιιστά (61-85), (90-102), (113-143)	Εναλλαγές αργίλων, χαλικιών και κροκαλιών.		Οφιόλιθος	148				300	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-2	1973	Λυγαριά	17 1/2"(0-168)			10 3/4"(0-49) 8 5/8"(49-139)	0-40 Σχιιστά (42-49), (67-80), (100-113)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Οφιόλιθος	164				200	40	Στοιχεία ελλιπή	
T-3	1973	Λυγαριά	17 1/2"(0-182)			10 3/4"(0-61) 8 5/8"(61-178)	0-35 Σχιιστά (45-51), (61-66), (72-77), (90-95), (101-125), (152-172)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					200	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-4	1974	Λυγαριά	17 1/2"(0-200)			10 3/4"(0-101) 8 5/8"(101-174)	0-35 Σχιιστά (79-85), (90-96), (115-121), (135-146), (150-156), (162-168)	Εναλλαγές αργίλων, χαλικιών και κροκαλιών.		Ελεοθερος					200	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-5	1974	Λυγαριά	17 1/2"(0-239)			10 3/4"(0-102) 8 5/8"(102-153)	0-34,5 Σχιιστά (49-62), (67-73), (85-90), (102-114), (126-133), (140-147)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Οφιόλιθος	222				230	35	Στοιχεία ελλιπή	
T-6	1973	Λυγαριά	17 1/2"(0-181)			8 5/8"(0-154)	0-45 Σχιιστά (61-74), (86-118), (137-152)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					200	35	Στοιχεία ελλιπή	
T-7	1977	Λυγαριά	17 1/2"(0-192)			10 3/4"(0-54) 8 5/8"(54-180)	0-40 Σχιιστά (54-72), (114-125), (131-163), (169-176)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					300	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-8	1977	Λυγαριά	17 1/2"(0-182)			10 3/4"(0-98) 8 5/8"(98-128)	0-85 Σχιιστά (29-34), (56-69), (80-86), (107-113), (118-123)	Εναλλαγές αργίλων, χαλικιών και κροκαλιών.		Ελεοθερος					200	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-9	1974	Λυγαριά	17 1/2"(0-206)			10 3/4"(0-41) 8 5/8"(41-99) 8 5/8"(99-198)	0-40 Σχιιστά (60-73), (80-86), (124-142), (170-194)	Εναλλαγές κροκαλιών, αργίλων και χαλικιών.		Ελεοθερος					300	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-10	1974	Λυγαριά	17 1/2"(0-178)			10 3/4"(0-55) 8 5/8"(55-177)	0-40 Σχιιστά (43-49), (68-79), (86-96), (103-114), (145-155), (161-172)	Εναλλαγές αργίλων, χαλικιών και κροκαλιών.		Ελεοθερος					200	30	Στοιχεία ελλιπή	
T-18	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-128)			10 3/4"(0-45) 8 5/8"(45-114)	0-39 (66-85), (91-110)	Κροκάλες		Οφιόλιθος	115				100	45	Στοιχεία ελλιπή	
T-19	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-136)			10 3/4"(0-54) 8 5/8"(54-128)	0-45 (42-48), (61-75), (89-122)	Κροκάλες με χάλικες, άμμο και άργιλο.		Οφιόλιθος	130				70	50	Στοιχεία ελλιπή	
T-20	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-144)			10 3/4"(0-61) 8 5/8"(61-145)	0-45 (55-61), (61-67), (107-119), (126-139)	Κροκάλες με χάλικες, άμμο και άργιλο.		Οφιόλιθος	138				50	70	Στοιχεία ελλιπή	
T-21	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-150)			10 3/4"(0-51) 8 5/8"(51-137)	0-60 (46-51), (66-100), (127-133)	Κροκάλες με χάλικες και άργιλο.		Οφιόλιθος	138				100	50	Στοιχεία ελλιπή	
T-22	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-82)			10 3/4"(0-54) 8 5/8"(54-87)	0-50 (48-54), (54-81)	Κροκάλες με χάλικες και άμμο.		Ελεοθερος								
T-23	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-130)			10 3/4"(0-67) 8 5/8"(67-106)	0-50 (49-60), (67-86), (93-99)	Κροκάλες με χάλικες και άργιλο.		Ελεοθερος					160	35	Στοιχεία ελλιπή	
T-24	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-104)			10 3/4"(0-50) 8 5/8"(50-78)	0-50 (31-44), (50-71)	Κροκάλες με χάλικες και άμμο.		Οφιόλιθος	86				30	65	Στοιχεία ελλιπή	
T-25	1974	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-108)			10 3/4"(0-52) 8 5/8"(52-106)	0-50 (40-52), (52-77), (82-101)	Κροκάλες με χάλικες.		Ελεοθερος					200	45	Στοιχεία ελλιπή	
T-26	1974	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-130)			10 3/4"(0-59) 8 5/8"(59-129)	0-58 (35-41), (59-72), (92-98), (110-123)	Κροκάλες με χάλικες και άργιλο.		Ελεοθερος					80	55	Στοιχεία ελλιπή	
T-27	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-165)			10 3/4"(0-51) 8 5/8"(51-161)	0-50 (44-51), (51-70), (90-102), (122-155)	Κροκάλες με χάλικες, άμμο και άργιλο.		Οφιόλιθος	163				200	40	Στοιχεία ελλιπή	
T-32	1974	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-131)			10 3/4"(0-60) 8 5/8"(60-130)	0-50 (43-60), (73-86), (100-127)	Κροκάλες κ χαλικίες ασβήκης-κερατκήκης-οφιολκήκης σύστασης.		Ελεοθερος					200	45	Στοιχεία ελλιπή	
T-33	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-115)			10 3/4"(0-66) 8 5/8"(66-89)	0-65 (32-46), (52-66), (73-85)	Κροκάλες με άργιλο.		Οφιόλιθος	105				100	55	Στοιχεία ελλιπή	
T-34	1974	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-132)			10 3/4"(0-70) 8 5/8"(70-121)	0-69 (46-53), (70-83), (90-97), (103-116)	Κροκάλες κ χαλικίες ασβήκης-κερατκήκης-οφιολκήκης σύστασης.		Οφιόλιθος	127				110	60	Στοιχεία ελλιπή	
T-45	1974	Παλαιονάστιτρο	15 1/2"(0-120)			8 5/8"(0-119)	0-85 (46-53), (60-66), (73-86), (106-112)	Εναλλαγές κροκαλιών, χαλικιών και αργίλων.		Οφιόλιθος	114				25	60	Στοιχεία ελλιπή	
T-53	1973	Παλαιονάστιτρο	17 1/2"(0-100)			10 3/4"(0-93)	0-75 (38-56), (63-75), (80-87)	Κροκάλες με άργιλο και χάλικες.		Ελεοθερος					200	40	Στοιχεία ελλιπή	
T-54	1973	Παλαιονάστιτρο	15 1/2"(0-113)			8 5/8"(0-98)	0-75 (38-58), (65-71), (78-92)	Κροκάλες με άργιλο και χάλικες.		Οφιόλιθος	106				120	73	Στοιχεία ελλιπή	
TB-54	12/17/1978	Λυγαριά	15 1/2"(0-122)	20"(0-122)		12 3/4"(0-73) 10 3/4"(73-121)	0-70 (46-52), (58-64), (73-77), (80-85), (88-95), (106-115)	Κροκάλες με παρεμβολές αργιλοχαλικιων στρωμάτων.		Ημιελεοθερος	4.37	2.5*10E-1	300	7.77	200	40	Τσιμέντωση 0-7μ.	
TB-104	6/19/1982	Παλαιονάστιτρο	20"(0-121)			12 3/4"(0-73) 8 5/8"(73-118)	0-70 (42-55), (60-66), (79-85), (94-100), (109-115)	Εναλλαγές στρωμάτων αργίλων και κροκάλων.		Ελεοθερος	30.0		180	48	180	58	Τσιμέντωση 0-8μ.	
BN-166	10/9/2002	Παλαιονάστιτρο	8 1/2"(0-140)	20"(0-78)	15 1/2"(78-140)		12 3/4"(0-78) 8 5/8"(78-135)	0-66 (48-54), (66-78), (84-96), (102-114), (123-129)	Στρώματα κροκαλιών.	Ελεοθερος	39.90	6.1*10 ⁻³	180	42.10	150	54		
ΥΔΡ	5/16/1988	Παλαιονάστιτρο	11 5/8"(0-86)	17 1/2"(0-84)		10 3/4"(0-84)	0-54 Johnson (54-78)	Εναλλαγή κροκαλιών και χαλικιών με άργιλο.		Οφιόλιθοι	28.05	6.1*10E-2	120	30.15	70	48	0-10μ. Τσιμέντωση επιφάνειας.	

10 ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙΙ - ΣΤΑΘΜΗΜΕΤΡΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΠΟΤΑΜΩΝ

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ
 ΝΟΜΑΡΧΙΑΚΗ ΑΥΤΟΔΙΟΙΚΗΣΗ ΤΡΙΚΑΛΩΝ
 ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΕΓΓΕΥΣΗΣ ΒΕΛΤΙΩΣΕΩΝ
 ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ - ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΣΤΑΘΜΗΜΕΤΡΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΑΘΜΗ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΜΕΤΡΑ

ΕΤΟΣ: 2006

ΜΗΝΑΣ: ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ

ΗΜΕΡΕΣ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΛΗΘΑΙΟΣ (Τρικ.)	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.15	1.15	1.15	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14
ΠΥΡΓΟΣ (τηγ.Κεφ.)	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
ΠΥΛΗ (Πορτ.)	0.80	0.75	0.74	0.79	0.77	0.75	0.72	0.72	0.70	0.68	0.68	0.58	0.57	0.55	0.55	0.52	0.52	0.52	0.50	0.50	0.52	0.52	0.52	0.51	0.51	0.51	0.51	0.50	0.50	0.49	0.49
ΠΗΛΕΙΑΔΑ (Πην.)	5.50	3.60	3.20	3.20	3.80	5.30	5.90	4.30	3.50	3.20	3.10	2.90	2.80	2.70	2.60	2.60	2.55	2.50	2.50	2.50	2.40	2.40	2.40	2.85	2.85	2.80	2.70	2.65	2.60	2.55	2.50
ΓΑΒΡΟΣ (Μουρυκ.)	0.40	0.40	0.40	0.40	0.60	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.56	0.56	0.56	0.56	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.46	0.46	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42

ΜΗΝΑΣ: ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ

ΗΜΕΡΕΣ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΛΗΘΑΙΟΣ (Τρικ.)	1.14	1.14	1.14	1.14	1.15	1.16	1.16	1.16	1.18	1.18	1.20	1.20	1.21	1.20	1.20	1.20	1.19	1.19	1.18	1.18	1.18	1.18	1.20	1.22	1.30	1.40	1.50	1.60			
ΠΥΡΓΟΣ (τηγ.Κεφ.)	0.40	0.40	0.40	0.40	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.70	0.70	0.70	0.70	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00			
ΠΥΛΗ (Πορτ.)	0.49	0.50	0.52	0.52	0.55	0.55	0.54	0.54	0.55	0.58	0.56	0.57	0.57	0.59	0.60	0.60	0.60	0.62	0.62	0.60	0.60	0.63	0.65	1.05	1.07	1.00	0.95	0.98			
ΠΗΛΕΙΑΔΑ (Πην.)	2.70	2.65	2.60	2.65	2.70	2.80	3.10	3.40	3.35	3.30	3.30	3.25	3.20	3.20	3.15	3.50	2.90	2.85	2.80	2.80	3.15	3.00	2.90	2.95	4.90	6.40	8.20	5.20			
ΓΑΒΡΟΣ (Μουρυκ.)	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.99	0.97	0.95	0.95			

ΜΗΝΑΣ: ΜΑΡΤΙΟΣ

ΗΜΕΡΕΣ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΛΗΘΑΙΟΣ (Τρικ.)	1.60	1.50	1.50	1.40	1.40	1.30	1.30	1.26	1.26	1.22	1.22	1.20	1.20	1.20	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.17	1.17	1.17	1.17
ΠΥΡΓΟΣ (τηγ.Κεφ.)	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
ΠΥΛΗ (Πορτ.)	0.95	1.00	1.00	0.95	0.88	0.85	0.85	0.80	0.79	0.75	0.72	0.70	0.70	0.68	0.68	0.65	0.65	0.70	0.70	0.68	0.67	0.67	0.70	0.72	0.72	0.71	0.71	0.70	0.70	0.69	0.69
ΠΗΛΕΙΑΔΑ (Πην.)	5.10	5.60	4.90	5.40	5.20	4.70	4.60	3.60	3.55	3.20	3.20	3.10	3.10	3.10	3.15	3.15	3.10	2.90	2.90	2.80	2.75	2.80	2.85	2.85	3.10	3.00	3.00	2.90	2.80	2.85	2.85
ΓΑΒΡΟΣ (Μουρυκ.)	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.35	0.35	0.35	0.35	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36

ΜΗΝΑΣ: ΑΠΡΙΛΙΟΣ

ΗΜΕΡΕΣ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΛΗΘΑΙΟΣ (Τρικ.)	1.17	1.17	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16	1.15	1.15	1.15	1.15	1.14	1.14	1.16	1.18	1.22	1.24	1.27	1.30	1.30	1.27	1.25	1.25	
ΠΥΡΓΟΣ (τηγ.Κεφ.)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
ΠΥΛΗ (Πορτ.)	0.65	0.65	0.63	0.63	0.62	0.60	0.60	0.62	0.62	0.60	0.60	0.63	0.70	0.69	0.68	0.65	0.62	0.60	0.60	0.58	0.57	0.57	0.59	0.62	0.60	0.60	0.61	0.63	0.70		
ΠΗΛΕΙΑΔΑ (Πην.)	2.80	2.80	2.70	2.80	2.80	2.75	2.70	2.70	2.70	2.65	2.65	2.65	2.65	2.60	2.60	2.60	2.55	2.55	2.50	2.50	2.50	3.00	3.00	2.85	2.80	2.75	2.70	2.65	2.70		
ΓΑΒΡΟΣ (Μουρυκ.)	0.30	0.30	0.30	0.34	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.35	0.35	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.34	0.34	0.34	

ΜΗΝΑΣ: ΜΑΪΟΣ

ΗΜΕΡΕΣ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΛΗΘΑΙΟΣ (Τρικ.)	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.22	1.22	1.20	1.20	1.20	1.18	1.18	1.18	1.18	1.16	1.16	1.15	1.15	1.14	1.14	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12
ΠΥΡΓΟΣ (τηγ.Κεφ.)	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85
ΠΥΛΗ (Πορτ.)	0.70	0.68	0.68	0.66	0.66	0.64	0.64	0.62	0.62	0.62	0.60	0.63	0.70	0.69	0.68	0.60	0.58	0.54	0.52	0.50	0.46	εκτός	εκτός	εκτός	εκτός	εκτός	εκτός	εκτός	εκτός	εκτός	κοιτής
ΠΗΛΕΙΑΔΑ (Πην.)	3.00	2.95	2.90	2.85	2.80	2.80	2.75	2.80	2.70	2.60	2.55	2.50	2.45	2.40	2.40	2.40	2.35	2.35	2.30	2.25	2.20	2.20	2.20	2.20	2.20	2.15	2.10	2.10	2.10	2.10	2.10
ΓΑΒΡΟΣ (Μουρυκ.)	0.30	0.30	0.27	0.27	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	

ΜΗΝΑΣ: ΙΟΥΝΙΟΣ

ΗΜΕΡΕΣ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΛΗΘΑΙΟΣ (Τρικ.)	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12
ΠΥΡΓΟΣ (τηγ.Κεφ.)	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.75	0.75	0.75	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65
ΠΥΛΗ (Πορτ.)	2.50	2.50	2.10	2.10	2.10	2.10	2.10	2.10	2.50	2.50	2.10	2.10	2.10	2.20	2.20	2.50	2.00	2.00	2.00	1.95	1.95	1.90	1.90	2.70	2.80	2.75	2.80	2.80	2.75	2.80	
ΠΗΛΕΙΑΔΑ (Πην.)	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.15	0.15	0.15	0.15	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.29

ΜΗΝΑΣ: ΙΟΥΛΙΟΣ

ΗΜΕΡΕΣ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
ΛΗΘΑΙΟΣ (Τρικ.)	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11
ΠΥΡΓΟΣ (τηγ.Κεφ.)	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.60	0.60	0.60	0.65	0.65
ΠΥΛΗ (Πορτ.)	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό	ξερό
ΠΗΛΕΙΑΔΑ (Πην.)	2.80	2.90	2.90	2.90	2.95	2.95	2.85	2.80	2.80	2.75	2.75	2.75	2.70	2.70	2.70	2.70	2.80	2.80													

