

Ευχαριστίες

Η παρούσα διπλωματική εργασία έγινε στο πλαίσιο του προγράμματος ανταλλαγής φοιτητών SOCRATES/ERASMUS. Συνεργάστηκαν ο Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος της Σχολής Πολιτικών Μηχανικών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου και το εργαστήριο CEREVER (Centre d'Enseignement et de Research Eau Ville Environnement) της École Nationale des Ponts et Chaussées.

Μετά την ολοκλήρωση της εργασίας, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον αναπληρωτή καθηγητή κ. Κ. Χατζημπίρο για την ευκαιρία που μου έδωσε να ζήσω και να εργαστώ στο εξωτερικό καθώς και για την επίβλεψη της διπλωματικής μου εργασίας με τίτλο:

‘Δοκιμή προσομοίωσης της θερμοκρασιακής εξέλιξης στο εσωτερικό μικρής αβαθούς λίμνης – περίπτωση Viry-Chatillon’.

Επίσης, ευχαριστώ τον κ. B. Tassin, με τη βοήθεια του οποίου έγινε η επιλογή του θέματος και της περιοχής μελέτης, για την ουσιώδη και διδακτική καθοδήγησή του.

Τις ευχαριστίες μου επίσης οφείλω, στους συνεργάτες του Εργαστηρίου CEREVER και ιδιαιτέρως στην κα. B Vincon-Leite για τη συνεχή και αμέριστη βοήθεια της.

Περίληψη

Το σύνολο των ταμιευτήρων των περιοχών Viry-Chatillon και Grigny σε απόσταση περίπου 25km από το Παρίσι, εκτείνεται σε μια επιφάνεια προσεγγιστικά 100ha. Προέρχεται από τη διαμόρφωση και εκμετάλλευση από το τέλος του περασμένου αιώνα, μιας περιοχής όπου παλιότερα αποτελούσε λατομείο εξαγωγής αμμοχάλικου. Τα τελευταία χρόνια, παρατηρείται υποβάθμιση της ποιότητας των υδάτων, η οποία εκδηλώνεται μέσω της ανάπτυξης αλγών και της αισθητής μείωσης της διαφάνειας

Δεδομένης της σημασίας αυτού του φυσικού πεδίου για το πλησίον αστικό περιβάλλον και με τελικό στόχο τη διαμόρφωση ενός σχεδίου αποκατάστασης και διαχείρισης της περιοχής, απαιτείται η οικολογική διάγνωση των ταμιευτήρων.

Απουσία δεδομένων σχετικών με τη διαχρονική εξέλιξη της ποιότητας του νερού, και την επίδραση των ρυπαντών, η διάγνωση και ο προσδιορισμός των ποιοτικών κριτηρίων των λιμνών, στηρίζεται στη διερεύνηση των σημαντικότερων στοιχείων που απαρτίζουν ένα λιμναίο οικοσύστημα. Οι κυρίαρχες διεργασίες, που διαμορφώνουν την εσωτερική κατάσταση της λιμναίας λεκάνης είναι αποτέλεσμα της επίδρασης της κινητικής ενέργειας του ανέμου και της θερμικής ενέργειας που προέρχεται από την ηλιακή ακτινοβολία

Στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής εργασίας επιχειρείται να προσομοιωθεί το θερμοκρασιακό καθεστώς μιας από της 8 λεκάνες, με την ονομασία Les Nours de Seine, η οποία έχει διαμορφωθεί ως χώρος αναψυχής και ναυτικών αθλημάτων.

Σκοπός είναι να ερευνηθεί η δυνατότητα μαθηματικής προσομοίωσης των φυσικο/μηχανικών διεργασιών που διαμορφώνουν τις κατακόρυφες θερμοκρασιακές συνθήκες εντός της λεκάνης.

Για τη μελέτη, χρησιμοποιήθηκε το μονοδιάστατο κατακόρυφο μοντέλο θερμοκρασιακής προσομοίωσης, Lakes99, το οποίο είναι προϊόν έρευνας του περιβαλλοντικού εργαστηρίου CERREVE της École Nationale des Ponts et Chaussées. Για τον έλεγχο της ακρίβειας του μοντέλου, χρησιμοποιήθηκαν θερμοκρασιακές μετρήσεις πεδίου που ελήφθησαν για το χρονικό διάστημα 22/03/2004 έως 31/12/2004. Μελετάται το κατά πόσο το δεδομένο μοντέλο, το οποίο πρωτογενώς δημιουργήθηκε και εφαρμόστηκε σε λίμνες μεγάλων διαστάσεων, έχει τη δυνατότητα να προσομοιώσει επιτυχώς τη θερμοκρασιακή εξέλιξη στο εσωτερικό μιας μικρής αβαθούς λίμνης.

Abstract

The total number of the reservoirs in the regions of Viry-Chatillon and Grigny covers a surface of approximately 100ha, in a distance roughly 25km from Paris. This region was formed and exploited since the end of the previous century, and in earlier times it used to be a sand quarry. In recent years a degradation of water quality is observed, which is expressed via the growth of algae and the significant reduction of water transparency.

Given the significance of this natural surrounding to the neighbouring urban environment and the final aim to design a restoration and management program of the region, an ecological diagnosis of the reservoirs is required.

Due to absence of data concerning the time related water quality and the influence of pollutants, the diagnosis and the determination of quality criteria of lakes is based on the study of the most important elements, which form a lacustrine ecosystem. The main procedures, which shape the internal state of a lacustrine basin are the result of the effect of the kinetic energy of wind and thermal energy, which emanates from solar radiation.

In this diploma thesis it is attempted to simulate and study the thermal regime of one of the eight basins located in the area called Les Nours de Seine, which in the present time has been developed as a recreation and maritime sports centre.

The aim and scope of this essay is to search the possibility of mathematic simulation of natural/mechanic activities which form the vertical temperature structure inside the basin.

The one-dimensional vertical temperature simulation model 'Lakes99' was applied for the purposes of this study, which is a product of research of the environmental laboratory CEREVE of École Nationale des Ponts et Chaussées. Field temperature measurements received in the time interval from 22/03/2004 until 31/12/2004 were used to test the model accuracy. Furthermore it is studied to what extent this model, which was initially created and applied to large lakes, is studied to assess its suitability for the accurate simulation of time related changes of temperature in small, shallow lakes.

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1^ο

Εισαγωγή	1
----------------	---

Κεφάλαιο 2^ο

Δομή και χαρακτηριστικά λιμναίων λεκανών	5
2.1 Εισαγωγή.....	5
2.2 Φυσική δομή και γεωλογικά χαρακτηριστικά	5
2.1.1 Προέλευση – Γεωμορφολογία	5
2.1.2 Μορφομετρία	6
2.1.4 Λεκάνη απορροής	8
2.1.5 Κλίμα	10
2.1.6 Ανθρώπινη δραστηριότητα	10
2.2 Φυσικά χαρακτηριστικά των ρευστών	11
2.2.1 Πυκνότητα.....	11
2.2.2 Ειδική θερμοχωρητικότητα.....	13
2.2.3 Θερμοκρασία	13
2.2.4 Ιξώδες.....	14
2.2.5 Αγωγιμότητα.....	15
2.2.6 Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης	15
2.2.7 Επιφανειακή τάση.....	16
2.3 Φαινόμενα μεταφοράς	16
2.3.1 Μεταφορά ενέργειας.....	17
2.3.1.1 Μεταφορά με αγωγή ή διάχυση θερμότητας (heat conduction)	17
2.3.1.2 Μεταφορά με συναγωγή (convection).....	18
2.3.1.3 Μεταφορά με ακτινοβολία.....	19
2.3.2 Μεταφορά μάζας.....	20
2.3.3 Απόκριση λίμνης.....	21
2.4 Βιολογικά χαρακτηριστικά	21
2.4.1 Αλληλεπίδραση οργανισμών	22
2.4.2 Βιολογική οργάνωση	22

Κεφάλαιο 3^ο

Ηλιακή ακτινοβολία σε υδατικά οικοσυστήματα	25
3.1 Εισαγωγή.....	25
3.2 Φασματική σύνθεση της ηλιακής ακτινοβολίας	25
3.3 Αλληλεπιδράσεις της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.....	26
3.3.1 Απορρόφηση (absorption).....	26
3.3.2 Σκέδαση ή διασπορά (dispersion).....	26
3.3.3 Παράγοντες που επηρεάζουν τη φασματική σύνθεση	27
3.4 Μαθηματικό μοντέλο προσομοίωσης της ποσότητας της ηλιακής ακτινοβολίας.....	29
3.4.1 Ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας στη λιμναία επιφάνεια	30
3.5 Ενεργειακό ισοζύγιο της γης.....	31
3.5.1 Ενεργειακό ισοζύγιο μιας εύκρατης λίμνης.....	32
3.5.3 Ημερήσιο ισοζύγιο	36
3.5.4 Εποχιακό ισοζύγιο	37
3.6 Το φως στο εσωτερικό των υδάτων	38

3.6.1 Διεργασίες.....	38
3.6.1.1 Απορρόφηση (absorption).....	38
3.6.1.2 Σκέδαση(dispersion)	38
3.6.1.3 Εξασθένιση φωτός	39
Κεφάλαιο 4°	
Υδατικές κινήσεις και στρωμάτωση	41
4.1 Κινήσεις επιφανειακών υδάτων	41
4.1.1 Ανεμογενείς κυματισμοί	41
4.1.2 Κυκλοφορία και ραβδώσεις Langmuir	43
4.1.3 Επιφανειακά ρεύματα	44
4.2 Εσωτερικές υδατικές κινήσεις	44
4.3 Υδατικές κινήσεις με επίδραση στο σύνολο της λίμνης.....	45
4.3.1 Μακρά στάσιμα κύματα.....	45
4.3.2 Εσωτερικά διαδιδόμενα κύματα	46
4.4 Κατακόρυφη κίνηση λόγω θερμικών μεταβολών.....	46
4.5 Δυναμική της στρωμάτωσης.....	47
4.5.1 Κατακόρυφη τυρβώδης ανάμιξη και στρωμάτωση	49
4.5.2 Εποχιακός κύκλος στρωμάτωσης	53
4.5.2.1 Εαρινή αναστροφή.....	54
4.5.2.2 Εαρινή στρωμάτωση	54
4.5.2.3 Φθινοπωρινή κυκλοφορία.....	56
4.5.2.4 Χειμερινή στρωμάτωση	58
4.5.3 Βιοχημική δραστηριότητα κατά τη στρωμάτωση.....	58
4.5.3.1 Διαλυμένο οξυγόνο	58
4.5.3.2 Θρεπτικά	60
4.5.4 Τροποποιήσεις της στρωμάτωσης	60
4.5.5 Τύποι στρωμάτωσης	61
Κεφάλαιο 5°	
Μοντέλο θερμοκρασιακής προσομοίωσης – Lakes99	65
5.1 Βασικός αλγόριθμος	65
5.2 Δεδομένα εισόδου	65
5.2.1 Γεωμετρικά	65
5.2.2 Μετεωρολογικά.....	66
5.2.3 Διαφάνειας (Secchi).....	66
5.2.4 Αρχικού προφίλ.....	67
5.3 Διεργασίες επεξεργασίας δεδομένων.....	67
5.3.1 Γεωμετρικός προσδιορισμός.....	67
5.3.2 Προσδιορισμός της περιόδου προσομοίωσης.....	67
5.3.3 Επεξεργασία των δεδομένων Secchi.....	68
5.3.4 Επεξεργασία μετεωρολογικών δεδομένων	68
5.4 Υπολογισμός συντελεστών διάχυσης	68
5.4.1 Υπολογισμός κυματικής επίδρασης.....	68
5.4.2 Προσδιορισμός θέσης του θερμοκλινούς και του κάτω ορίου του μεταλλινίου	69
5.4.3 Προσδιορισμός μέγιστων και ελάχιστων τιμών των συντελεστών διάχυσης.....	69
5.4.4 Υπολογισμός συχνοτήτων Brunt-Vaisalla	70
5.4.5 Τελικός προσδιορισμός συντελεστών.....	70
5.4.5.1 Συντελεστής διάχυσης επιλιμνίου.....	70

5.4.5.2 Συντελεστής διάχυσης μεταλλινίου	70
5.4.5.3 Συντελεστής διάχυσης υπολιμνίου	71
5.5 Επίλυση εξισώσεων κίνησης	71
5.5.1 Εξισώσεις υπολογισμού	71
5.5.1.1 Διεργασίες θερμικής ανταλλαγής στη διεπιφάνεια λίμνης – ατμόσφαιρας	71
5.5.1.2 Διεργασίες στο εσωτερικό των υδάτων	72
5.5.2 Υπολογισμός θερμοκρασιακής μεταβολής	73
5.5.3 Επίλυση αλγορίθμου	74
5.6 Έλεγχος σταθερότητας	74
5.7 Εξαγωγή αποτελεσμάτων	74
Κεφάλαιο 6^ο	
Αποτελέσματα	75
6.1 Εισαγωγή	75
6.2 Διερεύνηση χωρικού βήματος	75
6.2.1 Ανάλυση συνολικής περιόδου	75
6.2.1.1 Περίοδος 24/03-11/06	79
6.2.1.2 Περίοδος 15/06-30/08	81
6.2.1.3 Περίοδος 14/09-31/12	83
6.2.2 Εποχιακή ανάλυση	85
6.2.2.1 Περίοδος 15/06-30/08	85
6.2.2.2 Περίοδος 14/09-31/12	87
6.2.3 Μηνιαία ανάλυση	89
6.3 Διερεύνηση χρονικού βήματος	92
6.4 Συσχέτιση ακτινοβολίας και θερμοκρασίας	93
Κεφάλαιο 7^ο	
Συμπεράσματα	97
7.1 Συνοπτική παρουσίαση	97
7.2 Αποτελέσματα – Συμπεράσματα	98
7.3 Προτάσεις για περαιτέρω έρευνα	100
Βιβλιογραφία	103
Παράρτημα Α	
Συγκριτικά διαγράμματα των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 105	
Παράρτημα Β	
Συγκριτικά διαγράμματα των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης σε εποχιακή βάση, για τις δύο περιόδους 15/06-30/08, 19/04-31/12	110
Παράρτημα Γ	
Συγκριτικά διαγράμματα των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης σε μηνιαία βάση	115
Μαθηματικό Παράρτημα	127

Κεφάλαιο 1

Εισαγωγή

Οι δυσμενείς επιπτώσεις της ανθρώπινης δραστηριότητας στις λιμναίες λεκάνες, μπορούν να είναι οικολογικές, αισθητικές, ή υγεινολογικές. Οι ρύποι, διαταράσσουν το οικοσύστημα, εμποδίζουν τη χρήση του υδάτινου σώματος για σκοπούς αναψυχής και καθιστούν το νερό φορέα παθογένειας και τοξικότητας αντίστοιχα (Χατζημήτρος, 2000). Η ωφελιμότητα των έργων πολιτικού μηχανικού που αφορούν λιμναίες λεκάνες, εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη διαφύλαξη και την αποκατάσταση της φυσικής τους κατάστασης. Προϋπόθεση της βελτιστοποίησης των επεμβάσεων, είναι η κατανόηση των λειτουργικών ιδιοτήτων των λιμναίων οικοσυστημάτων.

Σ' αυτό το πλαίσιο, πραγματοποιήθηκε η παρούσα διπλωματική εργασία. Αντικείμενό της, είναι η κατακόρυφη θερμοκρασιακή εξέλιξη στο εσωτερικό μιας λιμναίας λεκάνης. Η θερμοκρασία, αποτελεί μέτρο της έντασης της θερμικής ενέργειας που είναι αποθηκευμένη στο νερό. Ο τρόπος με τον οποίο επιδρά στην πυκνότητα του, έχει ως αποτέλεσμα τη διαμόρφωση ενός καθεστώτος υπό στρωμάτωση. Η οικολογική σημασία της στρωμάτωσης που επάγεται από την πυκνότητα είναι μεγάλη, καθώς επηρεάζει άμεσα τις δραστηριότητες των οργανισμών και την κυκλοφορία του οξυγόνου και των θρεπτικών συστατικών, ελέγχοντας τους λιμναίους βιογεωχημικούς κύκλους.

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι να ερευνήσει τη δυνατότητα μαθηματικής προσομοίωσης των φυσικο/μηχανικών διεργασιών που διαμορφώνουν τις κατακόρυφες θερμοκρασιακές συνθήκες εντός μια λιμναίας λεκάνης. Πεδίο μελέτης είναι η αβαθής λίμνη *Nous de Seine* στη Γαλλία.

Για τη μελέτη, χρησιμοποιήθηκε το μονοδιάστατο κατακόρυφο μοντέλο θερμοκρασιακής προσομοίωσης, *Lakes99*, το οποίο είναι προϊόν έρευνας του περιβαλλοντικού εργαστηρίου *CEREVE* της *École Nationale des Ponts et Chaussées*. Για τον έλεγχο της ακρίβειάς του μοντέλου, χρησιμοποιήθηκαν θερμοκρασιακές μετρήσεις πεδίου που ελήφθησαν για το χρονικό διάστημα 22/03/2004 έως 31/12/2004.

Πεδίο μελέτης

Οι ταμιευτήρες των Viry-Chatillon και του Grigny εκτείνονται σε μια επιφάνεια περίπου 100 ha, σε απόσταση περίπου 25 km από το Παρίσι. Προέρχονται από τη διαμόρφωση και εκμετάλλευση από το τέλος του περασμένου αιώνα, μιας περιοχής που παλιότερα αποτελούσε λατομείο εξαγωγής αμμοχάλικου. Δύο ζώνες χαρακτηρίζουν σήμερα το σύνολο των 8 ταμιευτήρων. Στη μία, έχουν γίνει παρεμβάσεις διαμόρφωσης, ώστε να αποτελούν χώρους αναψυχής, ενώ η άλλη έχει διατηρηθεί στη φυσική της κατάσταση.

Τα τελευταία χρόνια, παρατηρείται υποβάθμιση της ποιότητας των υδάτων η οποία εκδηλώνεται μέσω της ανάπτυξης αλγών και της αισθητής μείωσης της διαφάνειας. Οι συνέπειες του φαινομένου επιδρούν άμεσα στα εν λόγω οικοσυστήματα και έμμεσα στον άνθρωπο μέσω της απαγόρευσης κολύμβησης. Η ήδη υπάρχουσα κατάσταση επιβαρύνθηκε μετά το 2000 όταν μία οξεία ρύπανση της ανάντη λεκάνης μεταφέρθηκε μέσω του συλλέκτη επιφανειακής απορροής ZOH στο σύμπλεγμα των λιμνών. Η αδυναμία άμεσης και αποτελεσματικής επέμβασης, ήταν καθοριστική. Δεδομένης της σημασίας αυτού του φυσικού πεδίου για το πλησίον αστικό περιβάλλον και με τελικό στόχο τη διαμόρφωση ενός σχεδίου αποκατάστασης και διαχείρισης της περιοχής, σε πρώτο στάδιο απαιτείται η οικολογική διάγνωση των ταμιευτήρων.

Απουσία δεδομένων σχετικών με τη διαχρονική εξέλιξη της ποιότητας του νερού, και την επίδραση των ρυπαντών, η διάγνωση και ο προσδιορισμός των ποιοτικών κριτηρίων των λιμνών, στηρίζεται στη μελέτη των σημαντικότερων στοιχείων που απαρτίζουν ένα λιμναίο οικοσύστημα.

Στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής εργασίας επιχειρείται να προσομοιωθεί και να μελετηθεί το θερμοκρασιακό καθεστώς μίας από της 8 λεκάνες, με την ονομασία Les Nours de Seine η οποία έχει διαμορφωθεί ως χώρος αναψυχής και ναυτικών αθλημάτων .

Περιγραφή κεφαλαίων

Στο 2^ο κεφάλαιο γίνεται μια εισαγωγή στη δομή και τα ιδιαίτερα φυσικά χαρακτηριστικά των λιμνών. Δίνεται έμφαση στη φυσική δομή και τα γεωλογικά χαρακτηριστικά τους, στα χαρακτηριστικά του νερού που ρυθμίζουν το λιμναίο μεταβολισμό, στις διεργασίες μεταφοράς μάζας και ενέργειας που λαμβάνουν χώρα στη διεπιφάνεια και το εσωτερικό των λεκανών καθώς και στα βιολογικά χαρακτηριστικά τους. Προσδιορίζονται τα αντίστοιχα στοιχεία για την υπό μελέτη λίμνη.

Στο 3^ο κεφάλαιο αναλύεται η επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας στα υδατικά οικοσυστήματα. Στόχος είναι η περιγραφή της επιρροής της ηλιακής ακτινοβολίας στη διαμόρφωση των λιμναίων θερμοκρασιών. Σε πρώτο στάδιο, περιγράφονται οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά τη διέλευση της ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας και δίνεται η μέθοδος υπολογισμού του ποσού της ακτινοβολίας που καταλήγει στην επιφάνεια της λίμνης. Στη συνέχεια προσδιορίζεται θεωρητικά και μαθηματικά το ισοζύγιο ακτινοβολίας στη διεπιφάνεια λίμνης-ατμόσφαιρας. Τέλος περιγράφονται οι διεργασίες που συμβαίνουν κατά τη διέλευση της ακτινοβολίας διαμέσου του υδάτινου σώματος.

Στο 4^ο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στις υδατικές κινήσεις που λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό των λιμναίων λεκανών και στις διεργασίες που οδηγούν στη θερμοκρασιακή στρωμάτωση. Στόχος είναι να γίνει η γενική εποπτεία των φυσικο/μηχανικών διεργασιών που συμβάλλουν στην ανακατανομή της υδάτινης μάζας και επομένως της θερμοκρασίας, εντός της λεκάνης. Γίνεται αναφορά στη μαθηματική προσομοίωση των διεργασιών. Στη συνέχεια παρουσιάζεται η δυναμική της στρωμάτωσης μέσω της περιγραφής των εποχιακών της κύκλων.

Στο 5^ο κεφάλαιο γίνεται η περιγραφή της λειτουργίας του μονοδιάστατου κατακόρυφου μοντέλου προσομοίωσης της θερμοκρασίας Lakes99. Γίνεται αναφορά στα δεδομένα εισόδου που απαιτούνται, στις εξισώσεις επίλυσης καθώς και στην υπολογιστική μέθοδο.

Στο 6^ο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συγκριτικά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης μέσω του Lakes99 με τα δεδομένα μετρήσεων πεδίου για την εκάστοτε περίοδο προσομοίωσης. Η ποικιλία των δοκιμών που έγιναν αφορά τη διερεύνηση του βέλτιστου χωροχρονικού βήματος καθώς και των παραγόντων υπολογισμού που κυρίως επηρεάζουν τα τελικά αποτελέσματα για τη συγκεκριμένη λίμνη.

Στο 7^ο κεφάλαιο παρουσιάζονται συγκεντρωμένα τα αποτελέσματα όλης της μελέτης. Τέλος, ακολουθούν τα παραρτήματα Α-Γ που περιέχουν το σύνολο των διαγραμμάτων που δημιουργήθηκαν και χρησιμοποιήθηκαν καθώς και το Μαθηματικό Παράρτημα .

Κεφάλαιο 2

Δομή και χαρακτηριστικά λιμναίων λεκανών

2.1 Εισαγωγή

Ως λίμνη, ορίζεται το σώμα νερού που περιέχεται σε μια εδαφική κοιλότητα και του οποίου η επιφάνεια έρχεται σε επαφή με την ατμόσφαιρα (Pouget R. & Meybeck M., 1995).

Στον παραπάνω γενικό ορισμό συμπεριλαμβάνονται όλες οι λιμναίες λεκάνες, που περαιτέρω διαφοροποιούνται βάσει των ιδιαιτέρων χαρακτηριστικών τους. Αυτά, είναι για κάθε μια, η φυσική δομή και η γεωμορφολογία της σε συνάρτηση με τη λεκάνη απορροής της, τα φαινόμενα μεταφοράς ενέργειας και μάζας που λαμβάνουν χώρα στη διεπιφάνεια και το εσωτερικό της, καθώς και η βιολογία της (Wetzel, 2001).

Τα φυσικά, χημικά και βιολογικά χαρακτηριστικά των λιμνών παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλομορφία. Από άποψη φυσικής οι διαφοροποιήσεις αφορούν τα επίπεδα φωτεινής ακτινοβολίας, τη θερμοκρασία και τα υδατικά ρεύματα. Ως προς τη χημεία, η διαφοροποίηση αφορά τα θρεπτικά, τα ιόντα και τους ρυπαντές, ενώ ως προς τη βιολογία, αφορά τη δομή και τη λειτουργία. Παρατηρείται πολύ μεγάλη ετερογένεια σε όλες τις προαναφερθείσες μεταβλητές, τόσο χωρική, όσο και χρονική αντίστοιχα με τη κλίμακα.

Στα πλαίσια της μελέτης κάθε λεκάνης και του υδατικού της οικοσυστήματος, λαμβάνονται υπόψη τα παραπάνω χαρακτηριστικά, ώστε να γίνει το δυνατό κατανοητό, το σύνολο των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα και να προσδιοριστούν με τη μεγαλύτερη ακρίβεια οι παράγοντες που τις επηρεάζουν. Κάτι τέτοιο είναι απαραίτητο για την επίτευξη της βέλτιστης ανθρώπινης επέμβασης σε ένα λιμναίο οικοσύστημα.

2.2 Φυσική δομή και γεωλογικά χαρακτηριστικά

Για την κατανόηση της δομής μιας λίμνης, είναι σημαντική η γνώση του τρόπου σχηματισμού της και του ιστορικού της. Οι φυσικές και χημικές ιδιότητές της εξαρτώνται από παράγοντες όπως:

2.1.1 Προέλευση – Γεωμορφολογία

Η γεωμορφολογία των λιμναίων λεκανών είναι συνάρτηση του τρόπου σχηματισμού τους. Ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού, διακρίνονται οι εξής κατηγορίες (Wetzel, 2001):

Τεκτονικές λεκάνες:

κοιλότητες σχηματισμένες από κινήσεις βαθύτερων τμημάτων του γήινου φλοιού.

Ηφαιστειογενείς λίμνες: Καθώς τα ηφαιστειακά υλικά εκτοξεύονται και δημιουργούν κενό ή καθώς το απελευθερωμένο μάγμα ψύχεται και παραμορφώνεται, δημιουργούνται εκβαθύνσεις και κοιλότητες. Όταν αυτές δεν αποστραγγίζονται ενδέχεται να σχηματιστεί μια λίμνη.

Φραγματογενείς λίμνες: Αιφνίδιες κινήσεις μεγάλων ποσοτήτων μη στερεοποιημένου υλικού, με τη μορφή κατολισθήσεων είναι δυνατόν να προκαλέσουν υδατοφράγματα και να δημιουργήσουν λίμνες συχνά πολύ μεγάλου μεγέθους. Συνήθως αυτές οι λίμνες είναι προσωρινές καθώς το μη στερεοποιημένο φράγμα είναι επιδεκτικό ταχείας διάβρωσης.

Λίμνες παγετωνικής ανορύξεως: δημιουργούνται από την κίνηση πάγου σε σχετικώς επίπεδες, γεωλογικώς ολοκληρωμένες επιφάνειες πετρωμάτων που διαχωρίζονται και περικλείουν ρωγμές.

Λίμνες εκ διαλύσεως: προσχλωσιγενείς λεκάνες κατά μήκος της πορείας ποταμών.

Λεκάνες λόγω δράσης της ακτογραμμής- παράκτια λίμνη: είναι αποτέλεσμα του σχηματισμού εγκάρσιου φράγματος στη λεκάνη που δημιουργείται λόγω ασυμμετρίας ή εγκόλπωσης της ακτογραμμής.

Υδροταμιευτήρες: τεχνητές λίμνες λόγω φραγμού υδάτινων ροών, για σκοπούς πλημμυρικού ελέγχου, παροχές ενέργειας και υδατικών αποθεμάτων στους αστικούς πληθυσμούς, άρδευση, και δραστηριότητες αναψυχής.

Η υπό μελέτη λίμνη είναι τεχνητή και προήλθε από την πλήρωση της περιοχής που στο παρελθόν αποτελούσε λατομείο εξαγωγής αμμοχάλικου. Οι γεωλογικοί σχηματισμοί της γύρω περιοχής, που βρίσκεται σε υψόμετρο ανώτερο από αυτό της λίμνης, περιλαμβάνουν μια επιφανειακή ζώνη ιλύος και άμμου η οποία έχει αποτεθεί πάνω από ασβεστόχλα, μαργαϊκά και αργιλικά πετρώματα. Βαθύτερα, σε επίπεδο που βρίσκεται στο υψόμετρο της λεκάνης, συναντώνται προσχλωσιγενείς στρώσεις αμμοχάλικου, αργιλικής και ασβεστόχλας άμμου (Martin, 2000).

2.1.2 Μορφομετρία

Οι διαστάσεις της υπό μελέτη λίμνης, αντιστοιχούν στις διαστάσεις του τμήματος του γεωλογικού στρώματος αμμοχάλικου που αποκαλύπτεται στην επιφάνεια του εδάφους και το οποίο ως ένα βαθμό έχει αφαιρεθεί λόγω της εκμετάλλευσης από τα λατομεία (Martin, 2000). Για τον προσδιορισμό του μεγέθους και του σχήματος της λιμναίας λεκάνης ορίζονται οι χρησιμοποιούμενες μορφομετρικές παράμετροι:

Μέγιστο μήκος (l): Η απόσταση στην επιφάνεια της λίμνης μεταξύ των πιο απομακρυσμένων σημείων της όχθης. Αυτό είναι το μέγιστο πραγματικό μήκος ή απόσταση προσκομιδής (fetch).

$$l = 670,833\text{m}$$

Μέγιστο πλάτος ή εύρος (b): Η μέγιστη απόσταση στην επιφάνεια της λίμνης μεταξύ των ακτών κάθετα με τη γραμμή του μέγιστου μήκους. Το μέσο πλάτος είναι ίσο με την επιφανειακή έκταση διαιρούμενη με το μέγιστο μήκος:

$$b_{\text{mean}} = A / l = 335,4\text{m}$$

Επιφανειακή έκταση (A): Το εμβαδό της επιφάνειας και κάθε ισοβαθούς σε βάθος z καθορίζεται είτε μέσω ψηφιακής ολοκλήρωσης, είτε με μικρότερη ακρίβεια μέσω ανάλυσης καννάβου. Το επιφανειακό εμβαδό της εν λόγω λίμνης έχει μετρηθεί:

$$A = 22,5 \text{ ha}$$

Όγκος (V): Το σχήμα της λιμναίας λεκάνης επηρεάζει τη βιολογική παραγωγικότητα. Από την εξέταση της μορφομετρίας ενός μεγάλου αριθμού λιμνών προκύπτει ότι το μέσο σχήμα των λεκανών προσεγγίζει ένα ελλειπτικό ημιτονοειδές. Ο όγκος αυτού είναι :

$$V = 4 * (1 - 2/\pi) * \alpha * b * z_m = 1.456 * \alpha * b * z_m \quad \{\text{Εξ. 2.1}\}$$

Όπου α και b είναι οι ημιάξονες της έλλειψης της λιμναίας επιφάνειας. Εφόσον το εμβαδόν της έλλειψης μιας δεδομένης λιμναίας επιφάνειας είναι:

$$A = \pi * \alpha * b \text{ και } z_{\text{mean}} = V/A = 0.464 * z_m \quad \{\text{Εξ. 2.2}\}$$

προκύπτει ο λόγος $z_{\text{mean}}/z_m = 0.464$.

Αυτή η τιμή πλησιάζει τη μέση τιμή (0.467) του λόγου z_{mean}/z_m για περισσότερες από 100 λίμνες (Wetzel,2001). Επομένως το ελλειπτικό ημιτονοειδές χρησιμεύει ως καλό μοντέλο για μια μέση λίμνη.

Στη συγκεκριμένη λίμνη, ο όγκος υπολογίστηκε σε $V = 0,672*10^6 \text{ m}^3$. Για τους υπολογισμούς, δεδομένων των πολύ μεγαλύτερων επιφανειακών διαστάσεων σε σχέση με τη διάσταση του βάθους, λήφθηκε προσεγγιστικά όγκος ίσος με $V = A * z = 0,697*10^6$ που αποκλίνει από τον πραγματικό κατά 3%.

Μέγιστο βάθος (z_m):

$$z_m = 4,1 \text{ m}$$

Μέσο βάθος (z_{mean}): Ο όγκος διαιρούμενος με το εμβαδό. $z = V / A$

$$z_{mean} = 3,1 \text{ m}$$

Ακτογραμμή (L): Η τομή της ξηράς με το στάσιμο νερό. Στην προκειμένη περίπτωση το σύνολο της ακτογραμμής έχει διαμορφωθεί ώστε να εξυπηρετεί τις ανάγκες αναψυχής για τις οποίες δημιουργήθηκε η λίμνη.

2.1.4 Λεκάνη απορροής

Κάθε λίμνη είναι ενδεικτική της λεκάνης απορροής της καθώς συνδέεται μ' αυτή μέσω των κινήσεων ύδατος και υλικών. Πιο συγκεκριμένα, αντανακλά την έκτασή της, την τοπογραφία της, τη γεωλογία της, τις χρήσεις γης, την πανίδα της, τη γονιμότητα και τη διαβρωσιμότητα του εδάφους.

Η επίδραση της λεκάνης απορροής είναι εμφανής μέσω της τροφοδοσίας θρεπτικών στη λίμνη. Τα γεωλογικά γνωρίσματα του τοπίου καθορίζουν τις κατευθύνσεις της κίνησης και ιδιαίτερος το χρόνο παραμονής του ύδατος στην επιφάνεια της γης και υπογείως κατά τη μετακίνησή του προς τη λίμνη. Επιπλέον, η γεωμορφολογία του εδάφους καθορίζει την εδαφική και ιοντική σύνθεση, και εν μέρει τη βλαστική κάλυψη. Η διάρκεια επαφής του νερού με το έδαφος και τα φυτά, επηρεάζει την περιεκτικότητα των διαλυμένων αλάτων και των οργανικών παραγόντων που μεταφέρονται στη λίμνη ενώ και οι αλληλεπιδράσεις ιζήματος – ύδατος επιδρούν στην παραγωγικότητά της (Colorado State University web site).

Η λεκάνη απορροής των υπό μελέτη λιμνών, εκτείνεται σε 810 ha ανάμεσα στις αστικές περιοχές των Sainte-Genevieve-des-Bois, Fleury-Merogis, Grigny, Ris-Orangis, και Viry-Chantillon. Είναι πολύ περιορισμένη στα νότια και ανατολικά όπου και περιβάλλει τις λεκάνες, ενώ εξαπλώνεται περισσότερο προς τα νοτιοανατολικά ακολουθώντας το διακοινοτικό συλλέκτη βρόχινων νερών με το όνομα ZOH. Η λεκάνη έχει περαιτέρω διαχωριστεί σε 10 υπολεκάνες εκ των οποίων την παρούσα μελέτη αφορά μόνο αυτή της υπό μελέτη λίμνης με το όνομα Nous de Seine. (Martin, 2000).

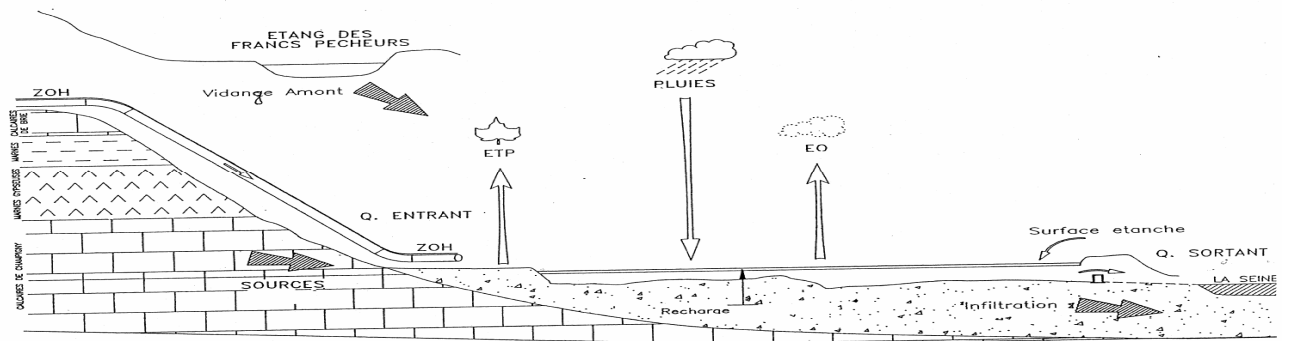


Εικόνα 2.1 - Δορυφορική εικόνα της περιοχής Viry Chatillon. Στο κέντρο διακρίνεται η υπολεκάνη
Nous de Seine

Σε σχέση με τους γεωλογικούς σχηματισμούς που προαναφέρθηκαν στην παράγραφο 2.1.1, στη λεκάνη απορροής, διακρίνεται η παρουσία τεσσάρων υδροφορέων. 1) Υδροφορέας του Ολιγοκαίνου, ρέει πάνω από τα μαργαϊκά πετρώματα με κατεύθυνση νοτιοανατολική. Ο υδροφορέας αυτός τροφοδοτεί τις πηγές που βρίσκονται υψομετρικά ανώτερα από τη λίμνη. 2) Υδροφορέας του Ηωκαίνου. Βρίσκεται σε κατώτερο υψόμετρο περίπου 40m από τον προηγούμενο και ρέει πάνω από ασβεστόχα πετρώματα. 3) Υδροφορέας που τοποθετείται στους προσχωσιγενείς σχηματισμούς λόγω των αποθέσεων του Σηκουάνα. Φορτίζεται απευθείας από τον υδροφορέα του Ηωκαίνου καθώς και από τις εισροές του ποταμού.

Πηγές εισροών στη λίμνη είναι οι κατακρημνίσεις, οι εισροές από τους υδροφορείς του Ολιγοκαίνου και του Ηωκαίνου, από το Σηκουάνα, από υπόγειες πηγές καθώς και από τεχνητές πηγές όπως ο υδατικός συλλέκτης της λεκάνης ΖΟΗ που καταλήγει στη λίμνη και οι απορροές των δρόμων. Ως προς τους υδροφορείς, συνολικά έχουν μετρηθεί 120 πηγές εισροών από τις οποίες μόνο δύο φαίνεται να έχουν σταθερή παροχή της τάξης των 5 l/sec

Πηγές εκροών είναι η εξάτμιση, καθώς και οι επιφανειακές και υπόγειες απορροές (Martin, 2000).



Εικόνα 2.2 - Γεωλογική τομή της περιοχής μελέτης. Διακρίνονται τα γεωλογικά στρώματα και οι πηγές εισροών και εκροών (Martin, 2000)

2.1.5 Κλίμα

Οι μεταβολές των κλιματικών συνθηκών, της θερμοκρασίας σε εποχιακή βάση, καθώς και του τύπου των κατακρημνίσεων, επιδρούν στις ροές μάζας και ενέργειας από και προς τη λίμνη και επομένως στις δυναμικές διεργασίες των λιμναίου οικοσυστήματος. Στην παρούσα μελέτη γίνεται εμφανής η επίδραση της μεταβολής των κλιματικών συνθηκών στη θερμοκρασία μέσω της χρήσης των μετεωρολογικών δεδομένων της υπόψη περιοχής για τον προσδιορισμό της θερμοκρασιακής εξέλιξης στη λίμνη.

2.1.6 Ανθρώπινη δραστηριότητα

Η επιφερόμενη από τον άνθρωπο ρύπανση και οι τροποποιήσεις του περιβάλλοντος και του κλίματος, διαταράσσουν και μεταβάλλουν το υδάτινο περιβάλλον. Οι ανθρώπινες επιρροές ποικίλουν ευρέως και μεταβάλλονται με το χρόνο αλλά παρ' όλ' αυτά, συχνά ρυθμίζουν τη βιοτική παραγωγικότητα και τους βιογεωχημικούς κύκλους. Οι κυριότερες επιδράσεις της ανθρώπινης δραστηριότητας είναι ο εμπλουτισμός των λιμνών με θρεπτικά, απαιτούμενα για την αύξηση των φυτών, ως αποτέλεσμα απωλειών από γεωργική λίπανση, συσσώρευσης φορτίων από λύματα, αστικά και βιομηχανικά απόβλητα καθώς και ο εμπλουτισμός μέσω ατμοσφαιρικών κατακρημνίσεων (Χριστούλας, 1991).

Στην προκειμένη περίπτωση, η υποβάθμιση των υδάτων που καταδεικνύεται μέσω της αύξησης των μακρόφυτων και των αλγών, είναι αποτέλεσμα της επιβλαβούς για το δεδομένο οικοσύστημα ανθρώπινης δραστηριότητας. Οι προγραμματισμένες εργασίες αποκατάστασης, στο σύνολο της λεκάνης απορροής, που έχουν να κάνουν με τον καθαρισμό των αστικών υδάτων, στοχεύουν να ελέγξουν και να καταστήσουν τις εισροές μη επιβαρυντικές για τη λίμνη. Επιπλέον, προβλέπεται ιδιαίτερος έλεγχος των εισροών του συλλέκτη κατακρημνίσεων ZOH αλλά και όλων

των πηγών της ευρύτερης λεκάνης, η οποία περιλαμβάνει τόσο αστική όσο και βιομηχανική ζώνη με αποτέλεσμα να αυξάνεται ο κίνδυνος ρύπανσης (Martin, 2000).

2.2 Φυσικά χαρακτηριστικά των ρευστών

Τα χαρακτηριστικά του νερού ρυθμίζουν το λιμναίο μεταβολισμό. Οι ιδιότητες της πυκνότητάς του σε σχέση με τη θερμοκρασία, η υψηλή ειδική θερμότητα καθώς και τα χαρακτηριστικά της υγρής και στερεής φάσης του νερού επιτρέπουν το σχηματισμό ενός περιβάλλοντος υπό στρωμάτωση το οποίο ρυθμίζει εκτενώς τις χημικές και βιοτικές ιδιότητες των λιμνών (Wetzel, 2001)

Εξάλλου οι φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στη διεπιφάνεια, επηρεάζονται από τα χαρακτηριστικά του αέρα. Ακολουθεί περιγραφή των βασικών χαρακτηριστικών των δύο αυτών ρευστών.

2.2.1 Πυκνότητα

Ορίζεται η ποσότητα μάζας του ρευστού που καταλαμβάνει συγκεκριμένο όγκο (kgm^{-3}). Εν γένει, η πυκνότητα (ρ) ενός ρευστού είναι συνάρτηση τόσο της πίεσης όσο και της θερμοκρασίας. Η πιο προφανής φυσική διαφορά ανάμεσα στην αέρια και την υγρή φύση είναι αυτή της διαφοράς πυκνότητας.

Η πυκνότητα του αέρα, υπολογίζεται μέσω της κινητικής θεωρίας των αερίων. Η καταστατική εξίσωση των αερίων δίνεται από τον τύπο:

$$\rho V = nRT \quad \{\text{Εξ. 2.3}\}$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα, V ο όγκος που καταλαμβάνει το αέριο, T η απόλυτη θερμοκρασία N ο αριθμός των moles του αερίου που περιέχεται στον όγκο V και R η παγκόσμια σταθερά των αερίων, ίση με $8,3144 \text{ Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}$.

Κανονική ατμόσφαιρα καλείται η μέση πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας. Είναι ίση με $1,01325 \cdot 10^5 \text{ Pa}$ στους $15 \text{ }^\circ\text{C}$. Αυτή η τιμή χρησιμοποιείται ως βάση για τον προσδιορισμό της επίδρασης της θερμοκρασίας στην πυκνότητα του αέρα. Σε μια κανονική ατμόσφαιρα η πυκνότητα του αέρα κυμαίνεται μεταξύ $1,292 \text{ kgm}^{-3}$ στους $0 \text{ }^\circ\text{C}$ και $1,127 \text{ kgm}^{-3}$ στους $40 \text{ }^\circ\text{C}$.

Η πυκνότητα του αέρα εξαρτάται άμεσα και από την πίεση. Οι μεταβολές πίεσης στην ατμόσφαιρα οφείλονται κατά βάση στις ημερήσιες μεταβολές του καιρού που προκαλούν τη μεταβολή της βαρομετρικής πίεσης. Σε μια δεδομένη μέρα, η πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας μπορεί να κυμαίνεται μεταξύ $0,98 \cdot 10^5$ και $1,05 \cdot 10^5 \text{ kPa}$ με αποτέλεσμα απόκλιση της πυκνότητας του αέρα, της τάξης $6,7\%$ από την κανονική ατμόσφαιρα (Ranald V.Gilles, 1975, Mark W. Denny, 1993).

Η μέγιστη πυκνότητα ύδατος είναι 100000 g ml^{-1} (770 με 890 φορές μεγαλύτερη αυτής του αέρα στο επίπεδο της θάλασσας) και εμφανίζεται στους $3.98 \text{ }^\circ\text{C}$, σε θερμοκρασία άνω και κάτω των 4°C εμφανίζεται μοριακή διαστολή και ελαττωμένη πυκνότητα με προοδευτικά αυξανόμενη ταχύτητα. Λόγω αυτής της διαφοράς πυκνότητας, σε μια κατακόρυφη κολόνα νερού η οποία αποτελείται από υδατικούς όγκους διαφορετικής θερμοκρασίας, δεν εμφανίζεται ανάμιξη και οι όγκοι διατάσσονται ανάλογα με τη θερμοκρασία τους (Pourriot R. & Meybeck M., 1995, Wetzel, 2001).

Το γεγονός ότι η πυκνότητα του καθαρού νερού δεν είναι μονοτονική συνάρτηση της θερμοκρασίας μπορεί να έχει σημαντικές βιολογικές επιπτώσεις στα υδατικά οικοσυστήματα. Για παράδειγμα, σε μια στρωματοποιημένη λίμνη το χειμώνα λόγω της σχέσης πυκνότητας θερμοκρασίας, το νερό στον πυθμένα παραμένει σε σχετικά σταθερή θερμοκρασία της τάξης των $3,98 \text{ }^\circ\text{C}$ ανεξαρτήτως της θερμοκρασίας της επιφάνειας. Οι συνθήκες αυτές διευκολύνουν την επιβίωση των οργανισμών. Εν γένει οι διαλυμένες ουσίες και τα σωματίδια σε αιώρηση δεν επηρεάζουν τη δομή της πυκνότητας (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).

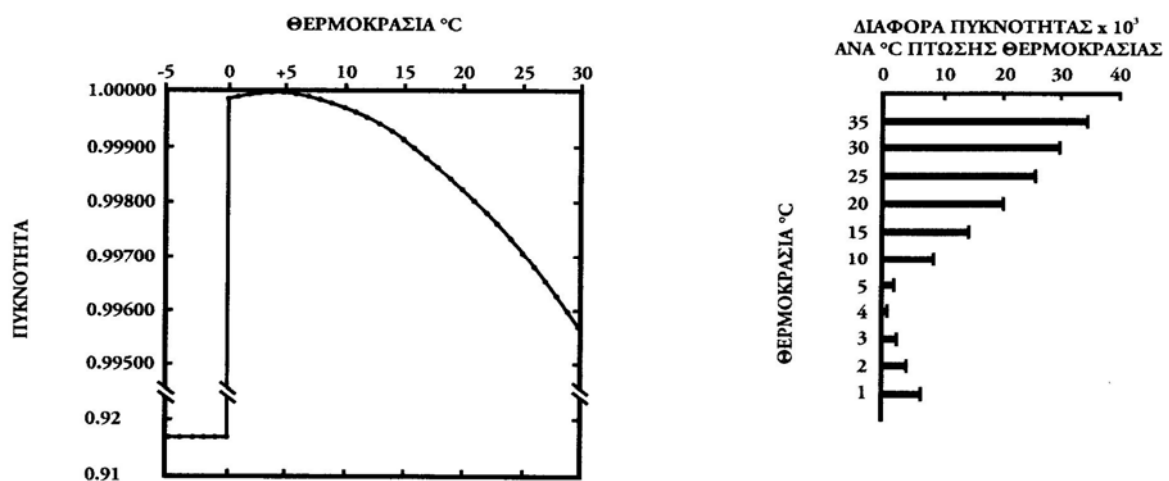
Ένας προσεγγιστικός τύπος υπολογισμού της πυκνότητας του νερού συναρτήσει της θερμοκρασίας είναι ο εξής (CEREVE, 2006):

$$\rho = \rho_w [1 - \beta_T (T - T_{\rho_w})^2] \quad \{\text{Εξ. 2.4}\}$$

ρ = η πυκνότητα του νερού (kgm^{-3})

β_T = συντελεστής θερμικής εξάπλωσης ($\beta_T = 6,63 \cdot 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}^{-2}$)

T_{ρ_w} = θερμοκρασία αναφοράς $4 \text{ }^\circ\text{C}$



Εικόνα 2.3 – Η πυκνότητα (g ml^{-1}) συναρτήσει της θερμοκρασίας για απεσταγμένο νερό σε πίεση 1atm. Η διαφορά πυκνότητας ανά βαθμό ($^\circ\text{C}$) θερμοκρασιακής μείωσης παρουσιάζεται στο δεξιό μέρος του σχήματος (R.G. Wedgel, 2001)

Πίνακας 2.1 - Πυκνότητα αέρα, γλυκού και θαλασσινού νερού υπό πίεση μιας ατμόσφαιρας

T	Πυκνότητα, ρ (kgm^{-3})		
	Αέρας	Γλυκό Νερό	Θαλασσινό Νερό
0	1,293	999,87	1028,11
3,98	1,274	1000,00	1027,77
10	1,247	999,73	1026,95
20	1,205	998,23	1024,76
30	1,165	995,68	1021,73
40	1,128	992,22	1017,97

Πηγή: Weast (1977), UNESCO(1987)

(Mark W. Denny, 1993)

2.2.2 Ειδική θερμοχωρητικότητα

Είναι το μέτρο της θερμικής ενέργειας που απαιτείται για την ανύψωση της θερμοκρασίας μιας μονάδας μάζας κάποιας ουσίας κατά μία θερμοκρασιακή μονάδα. Για τα αέρια, η τιμή της επηρεάζεται αναλόγως αν η μέτρηση γίνεται σε σταθερές συνθήκες πίεσης ή όγκου. Εν γένει τα αέρια έχουν μεγαλύτερη τιμή ειδικής θερμοχωρητικότητας από τα υγρά και τα στερεά.

Μαθηματικά εκφράζεται από το λόγο της θερμότητας ΔQ που προσφέρεται σε ένα σώμα δια την ανύψωση της θερμοκρασίας του ΔT :

$$C = \Delta Q / \Delta T \quad \{\text{Εξ. 2.5}\}$$

Η ειδική θερμοχωρητικότητα του ρευστού ύδατος ($C = 4200 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$) είναι ανάμεσα στις πιο υψηλές. Ως αποτέλεσμα οι θερμικές συνθήκες στα λιμνάζοντα νερά μεταβάλλονται βραδέως κάτι που καθιστά τα λιμναία συστήματα σχετικά σταθερά έναντι των αντίστοιχων συνθηκών αέρα (Ranald V.Gilles, 1975).

2.2.3 Θερμοκρασία

Η θερμοκρασία αποτελεί σημαντικό χαρακτηριστικό του νερού. Επηρεάζει την καταλληλότητα του για διάφορες χρήσεις, τη συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου καθώς και τις ταχύτητες φυσικών, χημικών και βιολογικών φαινομένων που πραγματοποιούνται στα υδάτινα σώματα (Wetzel, 2001).

Στην υπό μελέτη λίμνη παρατηρούνται μικρές διαφορές μεταξύ των θερμοκρασιών του πυθμένα και της επιφάνειας γεγονός που οφείλεται τόσο στο μικρό βάθος, όσο και στην επίδραση των ανεμογενών φαινομένων τύρβης. Η θερμοκρασία ποικίλει από 25 °C έως 27 °C το καλοκαίρι και από 5 °C έως 6 °C το χειμώνα. Για το χρονικό διάστημα που αφορά τη μελέτη, δεν παρατηρήθηκε εμφάνιση στρώματος πάγου. Οι μικρές διαφορές ανάμεσα στις συνθήκες του πυθμένα και της επιφάνειας σχετίζονται με το μικρό βάθος της λεκάνης, καθώς και με τα ανεμογενή φαινόμενα τύρβης (Martin, 2000).

2.2.4 Ιξώδες

Ιξώδες ή δυναμικό ιξώδες (η) καλείται η ιδιότητα του ρευστού στην οποία οφείλεται η ανάπτυξη διατμητικών τάσεων και είναι θεμελιώδης για τη μελέτη της ροής των πραγματικών ρευστών. Είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας και της πίεσης. Δεδομένου ότι είναι η ιδιότητα ενός υγρού να αντιστέκεται στη ροή, δε λαμβάνεται ως δύναμη παρά μόνο όταν υπάρχει σχετική κίνηση. Μονάδα ιξώδους είναι το poise = 1gr/cm s.

Η μεταβολή του ιξώδους των αερίων είναι ανάλογη της μεταβολής της θερμοκρασίας ενώ αντιθέτως στα υγρά είναι αντιστρόφως ανάλογη. Αύξηση της πίεσης προκαλεί αύξηση του ιξώδους τόσο στα αέρια όσο και στα υγρά αν και στην περίπτωση των υγρών, μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα. Το πηλίκιο του ιξώδους δια την πυκνότητα αναφέρεται ως κινηματικό ιξώδες (ν) με μονάδες stokes = 1cm²/s.

Το δυναμικό ιξώδες του νερού (μ εκφρασμένο σε g*cm⁻¹*s⁻¹) είναι κατά πολύ μεγαλύτερο από το ατμοσφαιρικό και μειώνεται απότομα με την αύξηση της θερμοκρασίας. Στους 25 °C η τιμή του μειώνεται στο μισό αυτής που ήταν στους 0 °C (Mark W. Denny, 1993, Ranald V. Gilles, 1975).

Πίνακας 2.2 - Δυναμικό ιξώδες αέρα, γλυκού και θαλασσινού νερού

T	Δυναμικό ιξώδες		
	Ξηρός αέρας	Γλυκό νερό	Θαλασσινό νερό
0	1,718*10 ⁻⁵	1,79*10 ⁻³	1,89*10 ⁻³
10	1,768	1,31	1,39
20	1,818	1,01	1,09
30	1,866	0,80	0,87
40	1,914	0,65	0,71

Πίνακας 2.3 - Κινηματικό ιζώδες αέρα, γλυκού και θαλασσινού νερού

T	Κινηματικό ιζώδες		
	Ξηρός αέρας	Γλυκό νερό	Θαλασσινό νερό
0	$1,33 \cdot 10^{-5}$	$1,79 \cdot 10^{-3}$	$1,89 \cdot 10^{-3}$
10	1,42	1,31	1,35
20	1,51	1,01	1,06
30	1,60	0,80	0,85
40	1,70	0,66	0,70

Πηγή :List (1958), Sverdrup(1942)

(Mark W. Denny, 1993)

2.2.5 Αγωγιμότητα

Η ηλεκτρική αγωγιμότητα διαλύματος είναι μια μαθηματική έκφραση της ικανότητας ενός υδατικού διαλύματος να άγει το ηλεκτρικό ρεύμα. Η ικανότητα αυτή εξαρτάται από την παρουσία ιόντων, το σθένος τους, την κινητικότητα τους, τη συγκέντρωσή τους, τη θερμοκρασία και το ιζώδες του διαλύματος.

Σε συνάρτηση με την επίδραση της εισροής των επιφανειακών απορροών στο νερό του ταμιευτήρα, η αγωγιμότητα στην υπό μελέτη λίμνη κυμαίνεται μεταξύ 0,9 και 1,3 mS/m. Παρακολουθώντας την ετήσια εξέλιξη της αγωγιμότητας, οι αυξομειώσεις της μπορούν να είναι ενδεικτικές των υπόγειων εισροών και εκροών (Martin, 2001).

2.2.6 Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης

Η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης (L_v) είναι η θερμότητα ανά μονάδα μάζας που απαιτείται για την εξάτμιση νερού 100°C .

Το νερό έχει μεγάλη λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης $L_v = 2300 \text{J} \cdot \text{g}^{-1}$. Οι μεγάλες ποσότητες θερμότητας που μεταφέρονται κατά τη διάρκεια των διεργασιών της εξάτμισης και της συμπύκνωσης, καθιστούν αυτόν τον μηχανισμό σημαντικό για τον καθορισμό της δυναμικής του συστήματος λίμνη-ατμόσφαιρα (Wetzel, 2001).

Πίνακας 2.4 – Ιδιότητες του αέρα συναρτήσει της θερμοκρασίας

Ιδιότητα του αέρα	Μονάδες	Θερμοκρασία T C				
		0	10	20	30	40
Qs ειδική θερμοχωρητικότητα	J kg ⁻¹ K ⁻¹	1006	1006	1006	1006	1006
D _H thermal diffusivity	m ² s ⁻¹ *10 ⁻⁶	18,9	20,2	21,5	22,8	24,2
K θερμική αγωγιμότητα	Wm ⁻¹ K ⁻¹	0,0247	0,0254	0,0261	0,0268	0,0276
ν κινηματικό ιξώδες	m ² s ⁻¹ *10 ⁻⁶	13,2	14,8	15,3	16,2	17,2
μ δυναμικό ιξώδες	Nsm ⁻² *10 ⁻⁶	17,2	17,7	18,2	18,7	19,1
ρ _f πυκνότητα στη 1 atm	kgm ⁻³	1,292	1,246	1,204	1,164	1,128

Ιδιότητα του νερού	Μονάδες	Θερμοκρασία T C			
		0	10	20	30
Qs ειδική θερμοχωρητικότητα	J kg ⁻¹ K ⁻¹	4218	4219	4182	4179
D _H thermal diffusivity	m ² s ⁻¹ *10 ⁻⁶	0,134	0,140	0,143	0,148
K θερμική αγωγιμότητα	Wm ⁻¹ K ⁻¹	0,5651	0,5867	0,6011	0,6157
ν κινηματικό ιξώδες	m ² s ⁻¹ *10 ⁻⁶	1,79	1,31	1,01	0,80
μ δυναμικό ιξώδες	Nsm ⁻² *10 ⁻⁶	1790	1310	1010	800
ρ _f πυκνότητα στη 1 atm	kgm ⁻³	999,87	999,73	998,23	995,68

Πηγές: *Armstrong(1979), Campbell(1977), Schlichting(1979), Weast (1977), UNESCO(1987)*

(Mark W. Denny, 1993)

2.2.7 Επιφανειακή τάση

Τα μόρια στην επιφάνεια των υγρών φέρονται ως μη δεκτικά εξωτερικών δυνάμεων, από υπερκείμενα μόρια, με συνέπεια να έλκονται μεταξύ τους και προς το εσωτερικό της υγρής μάζας, από δυνάμεις συνοχής. Για ν' αυξηθεί η επιφάνεια ενός υγρού απαιτείται ενέργεια ώστε να υπερνικηθεί η συνισταμένη αυτών των δυνάμεων συνοχής. το πηλίκο της ενέργειας αυτής ανά μονάδα επιφάνειας είναι ονομάζεται επιφανειακή τάση.

Υψηλή επιφανειακή τάση εμφανίζεται στη διεπιφάνεια ατμόσφαιρας νερού η οποία μειώνεται αυξανόμενης της θερμοκρασίας της αλατότητας και των συγκεντρώσεων των οργανικών ενώσεων (Eckert & Drake, 1972).

2.3 Φαινόμενα μεταφοράς

Οι διεργασίες ανταλλαγής στα όρια της λεκάνης είναι δύο διαφορετικών τύπων:

α) ανταλλαγής ενέργειας και

β) ανταλλαγής μάζας, η οποία σχεδόν πάντα συνοδεύεται από ανταλλαγή ενέργειας.

Οι διεργασίες ανταλλαγής στα όρια γεννούν ροές, οι οποίες με τη σειρά τους προκαλούν δυναμικές αποκρίσεις στο σύνολο της λεκάνης και ανάλογα με τη σημασία τους έχουν τη δυνατότητα να μεταβάλλουν την εσωτερική κατάσταση του λιμναίου οικοσυστήματος.

Οι κυρίαρχες ροές προέρχονται από την κινητική ενέργεια του ανέμου και τη θερμική ενέργεια που προέρχεται από την ηλιακή ακτινοβολία. Είναι καθαρά ενεργειακές και ανάλογες με την επιφάνεια της λίμνης. Και οι δύο καθορίζουν τη δυναμική της πλειοψηφίας των λιμνών (Poutriot R. & Meybeck M., 1995).

2.3.1 Μεταφορά ενέργειας

Ως προς τη θερμική ενέργεια χρήσιμο είναι να αποσαφηνιστούν οι βασικές έννοιες που την περιγράφουν:

Θερμική ενέργεια (J ή J/kg): είναι η ενέργεια που σχετίζεται με τη μικροσκοπική συμπεριφορά της ύλης.

Θερμοκρασία (K ή C): Ένας τρόπος για έμμεσο προσδιορισμό της θερμικής ενέργειας που είναι αποθηκευμένη στην ύλη.

Μεταφορά θερμότητας: Μεταφορά θερμικής ενέργειας λόγω βαθμίδων θερμοκρασίας.

Θερμότητα (J): Ποσότητα θερμικής ενέργειας η οποία μεταφέρεται μεταξύ σωμάτων ή συστημάτων όταν μεταξύ αυτών υπάρχει θερμοκρασιακή διαφορά κατά τη διάρκεια χρόνου $\Delta t > 0$.

Ρυθμός θερμότητας (W): Μεταφορά θερμικής ενέργειας ανά μονάδα χρόνου.

Ροή θερμότητας (W/m^2): Διανυσματικό μέγεθος που εκφράζει τη μεταφορά θερμικής ενέργειας ανά μονάδα χρόνου και εμβαδό επιφάνειας. Η ροή θερμότητας έχει κατεύθυνση από τη θερμότερη προς την ψυχρότερη περιοχή, με σκοπό την αποκατάσταση της θερμικής ισορροπίας υπό συνθήκη ομοιόμορφης θερμοκρασίας σε όλες τις περιοχές (Eckert & Drake, 1972).

Διακρίνονται τρεις βασικοί μηχανισμοί για τη μεταφορά θερμότητας:

2.3.1.1 Μεταφορά με αγωγή ή διάχυση θερμότητας (*heat conduction*)

Πραγματοποιείται από ένα μόριο της ύλης σε γειτονικό του, χωρίς να παρατηρείται μακροσκοπικά μετακίνηση υλικού στο χώρο. Ο μηχανισμός αυτός έχει εφαρμογή κυρίως σε στερεά ή σε ακινητοποιημένα ρευστά όπως π.χ. στα πρώτα στρώματα ρευστού που βρίσκονται σε επαφή με θερμή επιφάνεια.

Η βασική μαθηματική σχέση που συνδέει το ρυθμό ροής θερμότητας q_n με τη βαθμίδα θερμοκρασίας έχει τη μορφή:

$$q_n = -k \cdot (\theta_t / \theta_n) \quad \{\text{Εξ. 2.6}\}$$

Ο συντελεστής αναλογίας k ονομάζεται συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας και δεν αποτελεί σταθερά αλλά είναι χαρακτηριστικός του υλικού. Είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας ανεξαρτήτως της φύσης του υλικού και στα υγρά και τα αέρια εξαρτάται επίσης από την πίεση.

Η θερμική αγωγιμότητα του νερού είναι ασθενής $k = 5,9 \cdot 10^{-3} \text{ W} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ στους $20 \text{ }^\circ\text{C}$ με αποτέλεσμα η μεταφορά θερμότητας μέσω αγωγής να είναι ασήμαντη. Η θερμότητα λοιπόν μεταφέρεται κυρίως μεσώ της κίνησης του νερού και της ακτινοβολίας (Κουμούτσος, Ν., 2005, Pourriot, R., and Meybeck, M., 1995).

2.3.1.2 Μεταφορά με συναγωγή (convection)

Μετάδοση της θερμότητας με συναγωγή, συμβαίνει πάντοτε μέσα στα ρευστά, εξαιτίας της κινητικότητας που παρουσιάζουν. Η κίνηση στα ρευστά μπορεί να οφείλεται, είτε σε εξωτερικούς παράγοντες και τότε το φαινόμενο μεταφοράς καλείται εξαναγκασμένη κυκλοφορία (forced convection), είτε σε εσωτερικούς (διαφορά θερμοκρασίας και συγκέντρωσης, δύναμη Coriolis) και τότε καλείται φυσική κυκλοφορία (free convection).

Σε ένα ρευστό που βρίσκεται υπό την επίδραση θερμοκρασιακών διαφορών, προκαλείται μεταβολή πυκνότητας με αποτέλεσμα την κίνηση του υγρού λόγω παρουσίας δυνάμεων άνωσης. Σε ρευστά επομένως που βρίσκονται υπό την επήρεια θερμοκρασιακών διαφορών, εμφανίζονται πάντοτε φαινόμενα μεταφοράς με συναγωγή με την προϋπόθεση ο χώρος που καταλαμβάνουν να τους επιτρέπει την ελεύθερη κίνηση.

Ο ρυθμός μεταφοράς θερμότητας με συναγωγή εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά ροής του ρευστού (γεωμετρία, ταχύτητα, ιξώδες, πυκνότητα), από το συντελεστή θερμικής αγωγιμότητας καθώς και την ειδική θερμότητα.

Ο ανηγμένος ρυθμός ροής θερμότητας με συναγωγή, ανά μονάδα χρόνου και μονάδα επιφάνειας είναι κατά προσέγγιση ανάλογος με το αίτιο της μεταφοράς, δηλαδή τη διαφορά θερμοκρασίας. Η αναλογία εκφράζεται με τη σχέση:

$$q = h \cdot \Delta t \quad \{\text{Εξ 2.7}\}$$

Ο συντελεστής αναλογίας h καλείται συντελεστής μεταφοράς θερμότητας με συναγωγή ή συντελεστής συναγωγής, έχει διαστάσεις $\text{W}/(\text{m}^2\text{K})$ ή $\text{kJ}/(\text{hm}^2\text{K})$ και δεν είναι σταθερά αλλά

συνάρτηση των χαρακτηριστικών της ροής (ταχύτητα, γεωμετρία) και των ιδιοτήτων του ρευστού (αγωγιμότητα, ειδική θερμότητα, ιξώδες και πυκνότητα). Η εξάρτηση του ω εκ τούτου από τη θερμοκρασία καθιστά την παραπάνω σχέση μη γραμμική (Eckert & Drake, 1972).

2.3.1.3 Μεταφορά με ακτινοβολία

Θερμική ακτινοβολία εκπέμπεται και απορροφάται ανεξαρτήτως θερμοκρασίας από όλα τα σώματα στερεής φύσης και υγρής, καθώς και από ορισμένα αέρια.

Σύμφωνα με το νόμο της ολικής ακτινοβολίας των Stefan-Boltzmann η μέγιστη ισχύς ανά μονάδα επιφάνειας που είναι δυνατό να ακτινοβολεί ένα σώμα, είναι ανάλογη της τέταρτης δύναμης της απόλυτης θερμοκρασίας του σώματος ανά μονάδα επιφάνειας:

$$q = \sigma \cdot T_s^4 \quad \{\text{Εξ. 2.8}\}$$

και η ολική ισχύς που εκπέμπει η επιφάνεια με εμβαδό A είναι:

$$q = \sigma \cdot A \cdot T_s^4 \quad \{\text{Εξ. 2.9}\}$$

όπου T_s είναι η απόλυτη θερμοκρασία της εξωτερικής επιφάνειας και ο συντελεστής σ είναι φυσική σταθερά καλείται σταθερά Stefan Boltzmann και στο S.I. έχει την τιμή:

$$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2\text{K}^4) \quad \{\text{Εξ. 2.10}\}$$

Ο νόμος Stefan Boltzmann εκφρασμένος σε μονάδες ενέργειας εκφράζεται αντίστοιχα ως

$$E_b = \sigma T^4 \text{ και } \Phi_b = A \sigma T^4 \quad \{\text{Εξ. 2.11}\}$$

Η συνολική ενέργεια ακτινοβολίας E_b που εκπέμπεται, ανά μονάδα επιφάνειας και χρόνου καλείται και πυκνότητα ροής ακτινοβόλου εκπομπής.

Στο S.I. η τιμή της σταθεράς είναι $\sigma = 1,354 \cdot 10^{-11} \text{ kcal m}^{-2} \text{ grd}^{-4} \text{ s}^{-1}$

Όταν η ενέργεια της ακτινοβολίας προσπίπτει σε κάποιο σώμα, μέρος αυτής απορροφάται, μέρος αυτής ανακλάται και το υπόλοιπο μεταφέρεται δια μέσω του σώματος. Η μαθηματική διατύπωση της παραπάνω πρότασης είναι:

$$\alpha + \rho + \tau = 1 \quad \{\text{Εξ. 2.12}\}$$

όπου α είναι ο συντελεστής απορρόφησης (ποσοστό της προσπίπτουσας ακτινοβολία όπου απορροφάται, ρ ο συντελεστής ανάκλασης (ποσοστό προσπίπτουσας ακτινοβολία που ανακλάται) και τ ο συντελεστής διαβίβασης (ποσοστό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που το σώμα επιτρέπει να μεταδοθεί μέσω αυτού.

Μελανό σώμα, η αλλιώς ιδανικός θερμοπομπός ορίζεται ως το σώμα που όταν λειτουργήσει ως αποδέκτης ακτινοβολίας από το περιβάλλον, επιτρέπει την απορρόφηση όλων των μηκών κύματος που προσπίπτουν χωρίς να επιτρέπει ανάκλαση ή διαβίβαση. Επομένως εκπέμπει τη μέγιστη δυνατή τιμή ενέργειας. Η έννοια του μελανού σώματος είναι θεωρητική παραδοχή και μόνο κατά προσέγγιση έχει ισχύ στην πράξη.

Στην πράξη οι επιφάνειες παρουσιάζουν μικρότερη τιμή εκπομπής που δίνεται για την ισχύ ανά μονάδα επιφάνειας και αντίστοιχα για την ολική ισχύ από τις σχέσεις:

$$q_{\mu} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{\sigma}^4 \text{ και } q_{\mu} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot A \cdot T_{\sigma}^4 \quad \{\text{Εξ. 2.13}\}$$

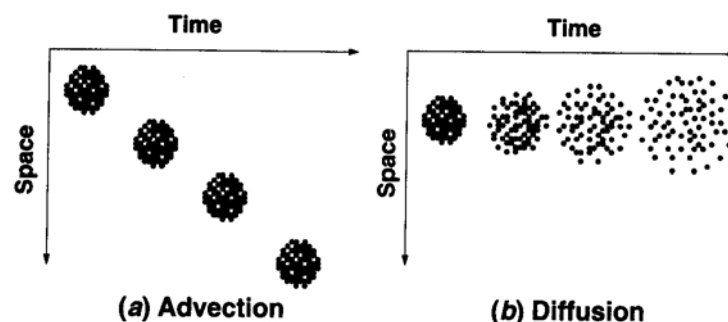
Ο συντελεστής εκπομπής της επιφάνειας ε παίρνει τιμές μεταξύ 0 και 1 και δείχνει την απόδοση σε θερμική εκπομπή της επιφάνειας συγκριτικά με την απόδοση του μελανού σώματος $\varepsilon = q / q_{\mu}$. Οι μηχανισμοί μεταφοράς με συναγωγή και ακτινοβολία δρουν παράλληλα (Κουμούτσος, 2005, Mark, W. D., (1993).

2.3.2 Μεταφορά μάζας

Καλείται η διεργασία, κατά την οποία λαμβάνει χώρα διακίνηση μάζας υπό την επίδραση της διαφοράς συγκέντρωσης εντός μέσου, αερίου υγρού ή και στερεού όπου είναι δυνατή η διακίνηση συστατικών λόγω αυτής της διαφοράς μεταξύ δυο θέσεων. Η διεργασία ολοκληρώνεται όταν η κατανομή της συγκέντρωσης γίνει ομοιόμορφη καθ' όλη την έκταση του μέσου.

Οι διεργασίες μεταφοράς μάζας παρουσιάζουν μεγάλες ομοιότητες προς τις διεργασίες μεταφοράς της θερμότητας. Το φαινόμενο της διάχυσης, εμφανίζεται ως αντίστοιχο με αυτό της αγωγής θερμότητας. Αμφότερα διέπονται από ταυτόσημες μαθηματικές σχέσεις.

Η εξαναγκασμένη μετακίνηση μάζας, λόγω μηχανικών ή υδροδυναμικών βρίσκεται σε αντιστοιχία και εκφράζεται κατά τον ίδιο μαθηματικό τρόπο με τη συναγωγή (ή μεταφορά) θερμότητας. Αντίθετα, φαινόμενο μεταφοράς μάζας αντίστοιχο προς τη μετάδοση θερμότητας με ακτινοβολία, δεν υπάρχει. (Κουμούτσος, N ,2005,Eckert &Drake, 1972),



Εικόνα 2.4 - Σχηματική απεικόνιση των φαινομένων μεταφοράς και διάχυσης μάζας (Chapra 1997)

Οι διεργασίες μεταφοράς αποτελούν φαινόμενα θερμοδυναμικώς μη αντιστρεπτά. Χαρακτηριστικό γνώρισμα αυτών των φαινομένων, είναι ότι όταν δύο ή περισσότερες διεργασίες λαμβάνουν χώρα ταυτόχρονα, τότε εν γένει παύουν να δρουν ως ανεξάρτητα φαινόμενα (Pourriot, R., and Meybeck, M., 1995, Eckert &Drake, 1972).

Ταυτόχρονες ανταλλαγές ενέργειας και μάζας παράγονται σε μία λίμνη λόγω των εισροών και εκροών. Η τελική πρόσδοος θερμικής ενέργειας λόγω των φαινομένων μεταφοράς στο λιμναίο περιβάλλον προκύπτει από διαδικασίες όπως:

- A. Άμεση απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας, η οποία αποτελεί συνήθως την κύρια πηγή.
- B. Μεταφορά θερμότητας από την ατμόσφαιρα.
- Γ. Συμπύκνωση υδρατμών στην υδάτινη επιφάνεια.
- Δ. Μεταφορά θερμότητας από τα ιζήματα προς τα ύδατα.
- E. Μεταφορά θερμότητας από χερσαίες πηγές δια των ατμοσφαιρικών κατακριμνήσεων, επιφανειακών απορροών και εισαγωγών υπογείου ύδατος.

Αντίστοιχα απώλειες θερμότητας προκύπτουν από:

- A. Ειδική αγωγή της θερμότητας προς την ατμόσφαιρα και σε μικρότερο βαθμό προς τα Ιζήματα.
- B. Εξάτμιση.
- Γ. Εκροή κυρίως επιφανειακών υδάτων.

Η ενέργεια του ανέμου είναι αυτή που κατανέμει με φυσικο/μηχανικό τρόπο το μεγαλύτερο μέρος της θερμότητας σε μία λίμνη (Wetzel, 2001).

2.3.3 Απόκριση λίμνης

Η δριμύτητα της απόκρισης της λίμνης στις εξωτερικές επιδράσεις εξαρτάται από δύο παραμέτρους: Το λόγο ανάμεσα στον όγκο της λίμνης και την επιφάνειά της (μέσο βάθος) και το λόγο ανάμεσα στον όγκο της λίμνης και τον όγκο εισροών (χρόνος παραμονής του νερού). Εν γένει όσο οι λόγοι είναι μικροί τόσο πιο άμεση και απότομη είναι η απόκριση της λίμνης.

Στην πλειονότητα των λιμνών ο χρόνος παραμονής είναι της τάξης του έτους το οποίο επιτρέπει την υπόθεση διατήρησης σταθερών συνθηκών. Σε αυτήν την περίπτωση θεωρείται ότι η απόκριση της λίμνης εξαρτάται από τις ροές πρώτης τάξης (κινητική ενέργεια του ανέμου και θερμική ενέργεια) ενώ η επιρροή των εισροών μπορεί να αγνοηθεί με εξαίρεση τοπικά φαινόμενα. Αυτή η παραδοχή βρίσκει εφαρμογή και κατά την παρούσα μελέτη. (Pourriot, R., and Meybeck, M., 1995).

2.4 Βιολογικά χαρακτηριστικά

Υδατικό οικοσύστημα καλείται το χωρικά καθορισμένο υδάτινο περιβάλλον με το σύνολο των περιεχομένων οργανισμών, οργανικών και ανόργανων υλών καθώς και των δρώντων σ' αυτό φυσικών παραγόντων.

2.4.1 Αλληλεπίδραση οργανισμών

Δύο κύριες μορφές αλληλεπίδρασης ανάμεσα στα ζωντανά στοιχεία που το αποτελούν είναι οι τροφικές σχέσεις που συνθέτουν τον τροφικό ιστό του συστήματος και ο ανταγωνισμός για την υπερίσχυση πάνω στους ίδιους περιορισμένους φυσικούς πόρους.

Κάθε οργανισμός παίρνει από το περιβάλλον,

- α) τα στοιχεία που χρειάζεται για τη σύνθεση (παρασκευή νέας κυτταρικής ύλης),
- β) την ενέργεια που χρειάζεται για να πραγματοποιήσει τη σύνθεση και λοιπές λειτουργίες όπως η κίνηση, η ρύθμιση της θερμοκρασίας, η μεταφορά ύλης στο εσωτερικό του, η διαίρεση των κυττάρων.

2.4.2 Βιολογική οργάνωση

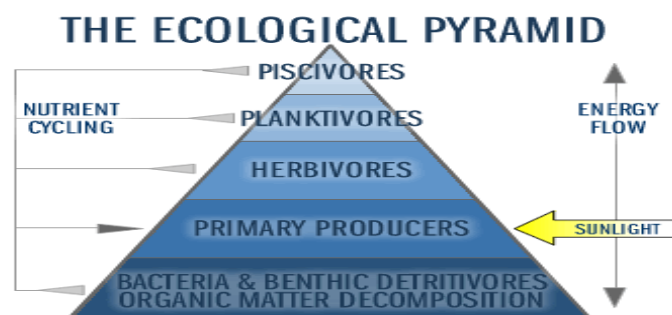
Από άποψη βιολογικής οργάνωσης οι οργανισμοί διακρίνονται σε πρώτιστα (μονοκυτταρικοί ή οργανισμοί με πολλά κύτταρα ίδιου τύπου) και ανώτερους οργανισμούς.

Τα πρώτιστα διακρίνονται σε

- 1) βακτηρίδια: αποτελούν τη στοιχειοδέστερη αυτόνομη βιολογική μονάδα,
- 2) άλγη και πρωτόζωα: μονοκύτταροι ή πολυκύτταροι ευκαρυωτικοί οργανισμοί με μέγεθος κυττάρου πολλαπλάσιο του μεγέθους του βακτηριδίου. Βασική διαφορά τους είναι ότι τα μεν άλγη χρησιμοποιούν την ηλιακή ακτινοβολία ως πηγή ενέργειας ενώ τα πρωτόζωα την οξείδωση τροφών
- 3) μύκητες: ευκαρυωτικά πολυκύτταρα πρώτιστα που χρησιμοποιούν οργανικό άνθρακα και την οξείδωση τροφών ως πηγή ενέργειας.

Από την άποψη της πηγής ενέργειας οι οργανισμοί διακρίνονται σε φωτοσυνθετικούς, που χρησιμοποιούν ως πηγή ενέργειας την ηλιακή ακτινοβολία και χημικοσυνθετικούς που παίρνουν ενέργεια από τις τροφές μέσω της οξείδωσης.

Στα υδατικά οικοσυστήματα, κύριοι παραγωγικοί οργανισμοί που παρασκευάζουν σύνθετη οργανική ύλη από ανόργανες τροφές και ηλιακή ενέργεια είναι τα άλγη (φυτοπλαγκτό) (Χατζημπίρος, 2000, Wetzgel, 2001, N. Hampshire, D. E. S.).



Εικόνα 2.5 - Σχηματική απεικόνιση της λιμναίας οικολογικής πυραμίδας. Απεικονίζονται τα είδη των οργανισμών, η τροφική αλυσίδα και η ροή ενέργειας.

Στην υπό μελέτη λίμνη, έχει γίνει συστηματική μελέτη δειγμάτων τόσο των αλγών και των φυτών, όσο και των ψαριών μέσω μη επιβλαβών διχτυών, καθώς και παρασιτολογική μελέτη των εν λόγω δειγμάτων. Αποδείχτηκε ότι στη λίμνη υπάρχουν 9 διαφορετικά είδη ψαριών. Η βακτηριολογική μελέτη απέδειξε την μεμονωμένη αλλά άξια αναφοράς παρουσία παθογόνων βακτηρίων όχι μόνο για τα ψάρια αλλά και για τον άνθρωπο. Ως προς τη χλωρίδα, παρουσιάζει μικρή ποικιλομορφία, και υποβάθμιση που οφείλεται σε ανθρωπογενείς παράγοντες.

Οι εισροές από τα δίκτυα απορροής των κατακρημνίσεων καθώς και άλλων χρήσεων, τροφοδοτούν τον υπό μελέτη ταμιευτήρα με οργανικό υλικό και θρεπτικά. Τα βακτήρια και οι μικροοργανισμοί καταναλώνουν το οργανικό υλικό και εξαντλούν το διαλυμένο οξυγόνο του μέσου. Αυτό προκαλεί αποξυγόνωση της λίμνης και θάνατο λόγω ασφυξίας, κρίκων της τροφικής αλυσίδας. Τα στερεά, κορεσμένα σε οργανικό υλικό ή σε τοξικές ουσίες (μέταλλα) διαλύονται και απελευθερώνουν επιπλέον ποσότητες αζώτου και φωσφόρου με αποτέλεσμα τον περαιτέρω πολλαπλασιασμό των αλγών και των βακτηρίων. Οι αναλύσεις που έχουν γίνει, δείχνουν κυριαρχία των κυανοφυκών στους πληθυσμούς του ταμιευτήρα. Πολλαπλασιάζονται εις βάρος άλλων οργανισμών με αποτέλεσμα να συμβάλουν σε πολύ μεγάλο βαθμό στην αποσταθεροποίηση του οικοσυστήματος (Martin, 2000).

Επίδραση του pH

Σημαντικός ρυθμιστικός παράγοντας των βιοτικών συνθηκών ενός λιμναίου οικοσυστήματος είναι το pH. Το pH αποτελεί μέτρο της συγκέντρωσης των ιόντων υδρογόνου. Καθορίζει τη διαλυτότητα και τη βιολογική διαθεσιμότητα χημικών στοιχείων όπως τα θρεπτικά (φώσφορος, άζωτο, άνθρακας) και τα βαρέα μέταλλα (μόλυβδος, χαλκός, κάδμιο). Ο υπολογισμός του pH γίνεται με έναν τύπο της μορφής $pH = -\log_{10} a_{H^+}$ όπου a_{H^+} δείχνει τη δράση των H^+ και είναι αδιάστατο. Χαμηλές τιμές pH σχετίζονται με υψηλές συγκεντρώσεις ιόντων υδρογόνου ενώ το αντίθετο συμβαίνει για υψηλές τιμές pH. Λόγω της φωτοσύνθεσης, τα ιόντα υδρογόνου μειώνονται και επομένως το pH αυξάνεται. Αντίθετα, η αναπνοή και η αποσύνθεση, μειώνουν το pH.

Στη δεδομένη λίμνη, οι τιμές του pH κυμαίνονται μεταξύ 9,0-9,5 όπου είναι έντονη η παρουσία των αλγών και μεταξύ 6-6,5 την πάροδο του καλοκαιριού στον πυθμένα υπό συνθήκες έντονης αποξυγόνωσης. Η πλειονότητα των τιμών του pH κυμαίνεται μεταξύ 7,5-8,5 τιμή απόλυτα συμβατή με την υδατική βιωσιμότητα (Department of Ecology, State of Washington, Martin, 2000).

Κεφάλαιο 3

Ηλιακή ακτινοβολία σε υδατικά οικοσυστήματα

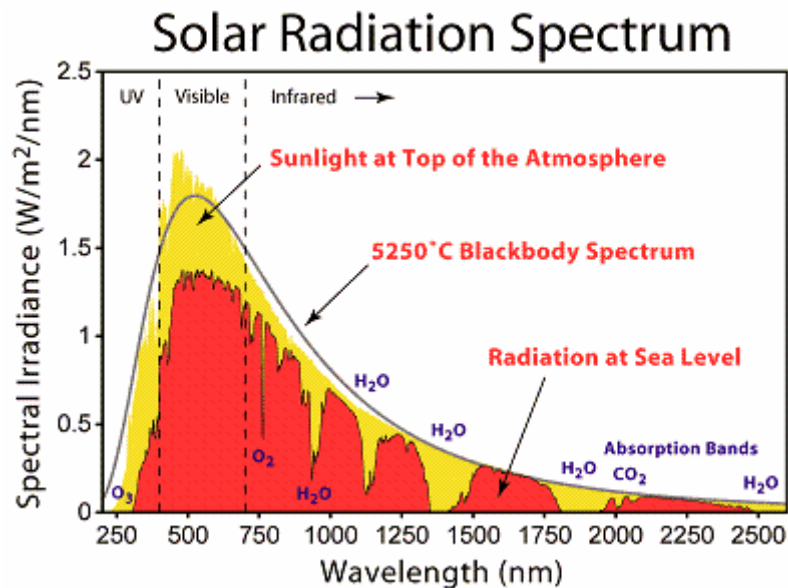
3.1 Εισαγωγή

Η ηλιακή ακτινοβολία είναι θεμελιώδους σημασίας για τη δυναμική των υδατικών οικοσυστημάτων. Το σύνολο σχεδόν της ενεργειακής τροφοδοσίας που ελέγχει το μεταβολισμό των λιμνών προέρχεται από την ευθέως αξιοποιούμενη ηλιακή ενέργεια μέσω της φωτοσύνθεσης. Επιπλέον η απορρόφηση της ηλιακής ενέργειας και οι απώλειές της υπό μορφή θερμότητας έχουν έντονη επίδραση στη θερμική δομή, τη στρωμάτωση των υδάτινων μαζών και τα πρότυπα κυκλοφορίας των λιμνών (R.G. Wetzel, 2001).

Στο παρόν κεφάλαιο, περιγράφονται οι διεργασίες στις οποίες υπόκειται η ηλιακή ακτινοβολία, αφενός κατά τη διαδρομή της προς τη λίμνη, διαμέσου της γήινης ατμόσφαιρας και αφετέρου, εντός των υδάτων. Η κατανόηση και ορθή προσομοίωση των διεργασιών αυτών, καθορίζει σε μεγάλο βαθμό την αξιοπιστία του υπό μελέτη υπολογιστικού μοντέλου.

3.2 Φασματική σύνθεση της ηλιακής ακτινοβολίας

Το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας όπως αυτό περιγράφεται από τη θεωρία των μελανών σωμάτων καλύπτει μεγάλο εύρος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Συγκεκριμένα εκτείνεται από μήκη κύματος 100nm (UV – υπεριώδη ακτινοβολία) έως >3000nm (IR υπέρυθρη ακτινοβολία). Η μέση τιμή της εμφανίζεται στο εγγύς υπέρυθρο με συχνότητα $14,085\text{cm}^{-1}$, ελαφρώς άνωθεν του ορατού φάσματος. Προσεγγιστικά το 47% της προσπίπτουσας στη ατμόσφαιρα ηλιακής ακτινοβολίας είναι ορατού μήκους κύματος και κυμαίνεται μεταξύ 380nm και 780nm. Το ποσοστό του φάσματος στο υπέρυθρο (με μήκη κύματος >780nm) καλύπτει το 46% της προσπίπτουσας ενέργειας και το υπόλοιπο 7% αντιστοιχεί σε ενέργεια φάσματος της υπεριώδους περιοχής (με μήκη κύματος <380nm). Επομένως ένα μεγάλο μέρος της ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια του ύδατος, βρίσκεται στο υπέρυθρο τμήμα του ηλιακού φάσματος και έχει σημαντικές θερμικές επιπτώσεις στο υδατικό σύστημα (βλ. Εικόνα 3.1) (R.G. Wetzel, 2001).



Εικόνα 3.1 – Φάσμα ηλιακής ακτινοβολίας

3.3 Αλληλεπιδράσεις της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα

Καθώς η ηλιακή ενέργεια διεισδύει και διαχέεται στην ατμόσφαιρα της γης αλληλεπιδρά με μόρια αερίων και υδρατμών, καθώς και στερεά αιωρούμενα σωματίδια (αερολύματα). Οι αλληλεπιδράσεις που λαμβάνουν χώρα περιγράφονται από διεργασίες απορρόφησης και σκέδασης.

3.3.1 Απορρόφηση (absorption)

Οι απορροφητικές ιδιότητες της ατμόσφαιρας ως προς την ηλιακή ακτινοβολία οφείλονται στα αερολύματα, αλλά κυρίως στα μόρια της ατμόσφαιρας. Κατά την εν λόγω αλληλεπίδραση ένα αέριο της ατμόσφαιρας (σε μοριακή μορφή) απορροφά φωτόνια της ηλιακής ακτινοβολίας και διεγείρεται. Πιο συγκεκριμένα, κυρίως το όζον και το οξυγόνο απορροφούν την υπεριώδη ενέργεια, ενώ το διοξείδιο του άνθρακα, το όζον και οι υδρατμοί απορροφούν τα υπέρυθρα μήκη κύματος (Παπαγιάννης, 2005, Wetzel, 2001).

3.3.2 Σκέδαση ή διασπορά (dispersion)

Η σκέδαση οφείλεται στην ύπαρξη τόσο των αερολυμάτων (aerosols), όσο και των μορίων της ατμόσφαιρας. Η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας κατανέμεται στο χώρο ανάλογα με τις διαστάσεις των σωματιδίων. Η σκέδαση είναι πιο έντονη στα μικρά μήκη κύματος (υψηλότερες συχνότητες) στο μπλε τμήμα του φάσματος, γι' αυτό και ο ουρανός φαίνεται μπλε την ημέρα (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).

Πίνακας 3.1 – Τυπικά ποσοστά απορρόφησης και σκέδασης ηλιακής ακτινοβολίας

(University of Oregon-Solar radiation Monitoring Laboratory)

Απορρόφηση και σκέδαση υπό τυπικές συνθήκες καθαρού ουρανού			
Παράγοντας	Ποσοστό που απορροφάται	Ποσοστό που σκεδάζεται	Ολικό ποσοστό που διαπερνά την ατμόσφαιρα
Οζον	2%	0%	
Υδατικοί ατμοί	8%	4%	
Ξηρός αέρας	2%	7%	
Ανώτερα σωματίδια	2%	3%	
Κατώτερα σωματίδια	0%	0%	
Σύνολο απορροφούμενο ή σκεδαζόμενο	87%	87%	

Στο παραπάνω πίνακα (Πίνακας 3.1) παρουσιάζονται τυπικά ποσοστά απορρόφησης και σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας. Επομένως, από το σύνολο της προσπίπτουσας στην ατμόσφαιρα ηλιακής ακτινοβολίας, ένα μέρος απορροφάται από τα ατμοσφαιρικά στοιχεία, ένα σκεδάζεται κι ένα φτάνει αυτούσιο στην επιφάνεια της γης. Το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης χωρίζεται με τη σειρά του σε δύο ποσότητες:

Στην *άμεση ηλιακή ακτινοβολία* (direct solar radiation), με την οποία καλείται το τμήμα της ακτινοβολίας που καταλήγει να φτάνει στην επιφάνεια της λίμνης αυτούσιο.

Καθώς και στην *έμμεση ηλιακή ακτινοβολία* (indirect solar radiation), με την οποία ορίζεται το κλάσμα της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας, που καταλήγει στην επιφάνεια της λίμνης μετά από πολλαπλές σκεδάσεις (Pouiriou R. & Meybeck M., 1995).

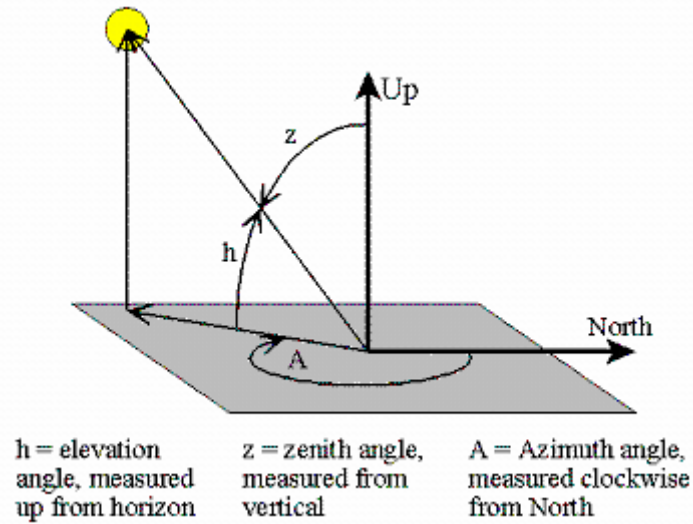
Ειδικότερα στην περίπτωση των αερίων μαζών πάνω από λίμνες παρουσιάζεται έντονη απορρόφηση και σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας στις προσήνεμες πλευρές μεγάλων υδάτινων μαζών όπου υπάρχει συσσώρευση υγρού αέρα (Wetzel, 2001).

3.3.3 Παράγοντες που επηρεάζουν τη φασματική σύνθεση

Η ποσότητα και η φασματική σύνθεση είτε της άμεσης, είτε της έμμεσης ηλιακής ακτινοβολίας είναι συνάρτηση μιας σειράς δυναμικών παραγόντων (Dady G., 1969 Klein P.- Momal D., 1979).

Γωνιακό ύψος

Το γωνιακό ύψος ορίζεται για ένα συγκεκριμένο σημείο ως η γωνία μεταξύ της διεύθυνσης του ήλιου και του ιδεατού ορίζοντα και σχετίζεται με τη ζενιθιακή γωνία όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Το γωνιακό ύψος με το οποίο η ηλιακή ακτινοβολία προσπίπτει στη γη εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή (Klein P.- Momal D., 1979)



Εικόνα 3.2 – Αναπαράσταση του ηλιακού γωνιακού ύψους, της Ζενιθιακής γωνίας και της Αζιμουθιακής γωνίας (University of Oregon-Solar radiation Monitoring Laboratory)

Η γωνία πρόσπτωσης των φωτεινών ακτίνων στην υδάτινη επιφάνεια επιδρά στην παραγωγικότητα του εσωτερικού των υδάτων. Σε περιοχές του ισημερινού, το ηλιακό φως παρουσιάζει κάθετη πρόσπτωση και το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα σχετικά σταθερή ενεργειακή τροφοδοσία. Στις εύκρατες και τις πολικές περιοχές, η γωνία του ήλιου μεταβάλλεται με την αλλαγή των εποχών (Wetzel, 2001).

Ωρα της ημέρας

Επηρεάζει τη θέση του ήλιου και την απόσταση την οποία η τροχιά φωτός διανύει διασχίζοντας την απορροφητική ατμόσφαιρα.

Υψόμετρο

Το υψόμετρο μιας λίμνης καθορίζει την ποσότητα ατμόσφαιρας μέσω της οποίας διέρχεται η ηλιακή ακτινοβολία μέχρι να φτάσει στην επιφάνεια της.

Νέφωση

Τα σύννεφα επηρεάζουν καθοριστικά την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια της γης. Καθώς, κύριο συστατικό τους είναι οι υδρατμοί, βασική επενέργειά τους

είναι η ανάκλαση της ακτινοβολίας προς τον ήλιο ενώ δεν επηρεάζουν ιδιαίτερα τη διεργασία της απορρόφησης (Pourriot R. & Meybeck M.)

Η διαφορά της έντασης της ακτινοβολίας ανάμεσα στα τμήματα του ουρανού στα οποία εμφανίζεται έντονη νέφωση και στα ανέφελα είναι σημαντική και μπορεί να παρουσιαστούν μεταβολές της τάξης του $\pm 50\%$. Επιπλέον η ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος μέσω των καθαρών από σύννεφα τμημάτων στις περιοχές με μερική κάλυψη από σύννεφα είναι μεγαλύτερη σε σχέση με εκείνη που φτάνει όταν ο ουρανός είναι εντελώς καθαρός. Αυτό οφείλεται στις πολλαπλές σκεδάσεις που υπόκειται η ηλιακή ακτινοβολία, μεταξύ της επιφάνειας της γης και των νεφών (Pourriot R. & Meybeck M.).

3.4 Μαθηματικό μοντέλο προσομοίωσης της ποσότητας της ηλιακής ακτινοβολίας

Κατά την παρούσα μελέτη, έγινε δοκιμή μαθηματικού υπολογισμού της ποσότητας της ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της λίμνης λαμβανομένων υπόψη όλων των προαναφερθέντων παραγόντων. Η μέθοδος που ακολουθήθηκε περιλαμβάνει τη χρήση ενός τύπου υπολογισμού της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της γης $Q_{sol}(W/m^2)$, της μορφής (Jarrosson , 2005, Klein P.- Momal D., 1979):

$$Q_{sol} = Q_{extra} (1 - 0,65 Neb^2) \quad \{Eξ. 3.1\}$$

Όπου:

Q_{extra} , η ηλιακή ακτινοβολία πέραν της γήινης ατμόσφαιρας (W/m^2)

Neb , παράγοντας της νέφωσης (-)

Για να ληφθεί υπόψη η επίδραση του ατμοσφαιρικού στρώματος και της νέφωσης στην ελάττωση της ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της γης, χρησιμοποιείται ο μειωτικός παράγοντας $(1 - 0,65Neb^2)$.

Το ποσό της άμεσης ακτινοβολίας σε μία οριζόντια επιφάνεια μπορεί να υπολογιστεί πολλαπλασιάζοντας την ηλιακή σταθερά με το συνημίτονο της ζενιθιακής γωνίας. Για τον υπολογισμό της ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια της ατμόσφαιρας Q_{extra} (W/m^2) χρησιμοποιείται ο τύπος (Jarrosson , 2005):

$$Q_{extra} = I_{SO} \cdot \left(\frac{R}{R_{av}} \right)^2 \cdot \cos(Z) \quad \{Eξ. 3.2\}$$

Όπου:

I_{so} , η ηλιακή σταθερά (solar constant), η οποία ορίζεται ως η ποσότητα της άμεσης ηλιακής ενέργειας ανά μονάδα χρόνου και επιφάνειας, που προσπίπτει στο άνω όριο της ατμόσφαιρας. Η τιμή της είναι προσεγγιστικά $I_{so}=1400 \text{ Wm}^{-2}$ και μπορεί να ποικίλει ελαφρώς μεταξύ περιόδων πολλών δεκαετιών (Dady G., 1969, Jarrosson , 2005).

R , είναι η ακριβής απόσταση Ήλιου – Γης ανάλογα με τη μέρα του έτους και

R_{av} , είναι η μέση απόσταση Ήλιου – Γης.

Η προσεγγιστική εξίσωση που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της επίδρασης της απόστασης Γης-Ήλιου είναι η εξής (Jarrosson , 2005, Παπαγιάννης., 2005):

$$\frac{R}{R_{av}} = 1 + 0,017 \cdot \cos [(2\pi/365) \cdot (186 - D)] \quad \{\text{Εξ. 3.3}\}$$

όπου D είναι η ημέρα του έτους.

Το συνημίτονο της ζενιθιακής γωνίας ορίζεται ως

$$\cos(Z) = \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(h) \quad \{\text{Εξ. 3.4}\}$$

όπου δ η απόκλιση του Ήλιου και h η γωνιακή ώρα (Παπαγιάννης Αλεξ., 2005, Brichambaut, 1963).

Η απόκλιση του Ήλιου ορίζεται ως η γωνία μεταξύ των ακτίνων του ήλιου και του επιπέδου του ισημερινού της γης. Δεδομένου ότι η γωνία μεταξύ του άξονα της γης και του επιπέδου της τροχιάς της γης είναι προσεγγιστικά σταθερή, η δ μεταβάλλεται περιοδικά με την αλλαγή των εποχών. Μια προσεγγιστική σχέση υπολογισμού της απόκλισης του Ήλιου είναι (Dady, 1969, Jarrosson , 2005):

$$\delta = \frac{23.45\pi}{180} \cdot \sin\left(\frac{2\pi \cdot (172 - D)}{365}\right) \quad \{\text{Εξ. 3.5}\}$$

Η σχέση που συνδέει τη γωνιακή ώρα με το χρόνο είναι (Jarrosson , 2005):

$$h = \frac{\pi}{12} \cdot (ST + 12 \cdot \xi - DTSL) \quad \{\text{Εξ. 3.6}\}$$

όπου

ST = παγκόσμια ώρα της χρονικής ζώνης στην οποία βρίσκεται το υπόψη σημείο (h)

$DTSL$ = διαφορά ανάμεσα στον τοπικό μεσημβρινό και στο μεσημβρινό αναφοράς

ξ = -1 τις πρωινές ώρες ($h < 12$) και +1 τις απογευματινές ($h > 12$)

3.4.1 Ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας στη λιμναία επιφάνεια

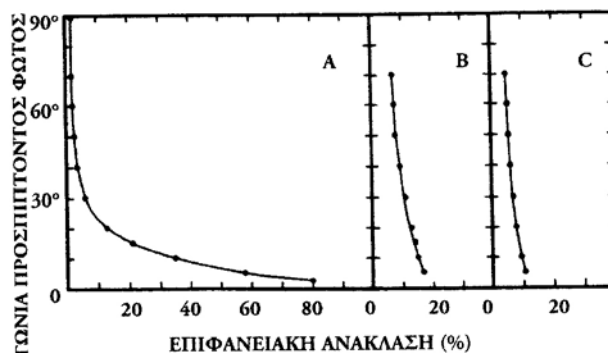
Ένα σημαντικό μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια μιας υδάτινης μάζας ανακλάται. Ένα μέρος της ανακλώμενης ακτινοβολίας χάνεται από το σύστημα κι

ένα μέρος επιστρέφει στο νερό αφού σκεδαστεί εκ νέου από την ατμόσφαιρα ή την περιβάλλουσα τοπογραφία.

Ο βαθμός ανακλαστικότητας (reflectivity) της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας ποικίλει ευρέως ανάλογα με τη γωνία πρόσπτωσης, τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα της υδάτινης επιφάνειας, την περιβάλλουσα τοπογραφία και τις μετεωρολογικές συνθήκες. Έμμεση ακτινοβολία από τον ουρανό επίσης ανακλάται από μια υδάτινη επιφάνεια, ωστόσο αυτή επηρεάζεται σε μικρότερο βαθμό από το ηλιακό ύψος (Wetzel, 2001).

Η λευκότητα ως μέτρο της ανακλαστικότητας πλησιάζει το 0 όταν η γωνία πρόσπτωσης είναι μηδενική (ο ήλιος είναι στο ζενίθ) και μπορεί να φτάσει την τιμή 0.2 όταν η γωνία είναι 80 (ανατολή και δύση). Θεωρείται ότι η μέση ημερήσια τιμή της λευκότητας προσεγγίζεται ικανοποιητικά από την τιμή $as = 6\%$, η οποία λαμβάνεται και στους υπολογισμούς του μοντέλου (Poujriot R. & Meybeck M., 1995). Αυτή η μέση τιμή αυξάνεται έως 10% κατά τη διάρκεια του χειμώνα λόγω ανάκλασης από το χιόνι (Wetzel, 2001).

Όταν η υδάτινη επιφάνεια αναταράσσεται από τη δράση των κυμάτων, η ανάκλαση αυξάνεται κατά 20% σε χαμηλές γωνίες πρόσπτωσης φωτός (περίπου 5°) έως 10% σε μεγαλύτερες γωνίες (5-15°). Η διαφορά είναι μικρή σε γωνίες πρόσπτωσης μεγαλύτερες των 15° από την οριζόντιο (Wetzel, 2001).



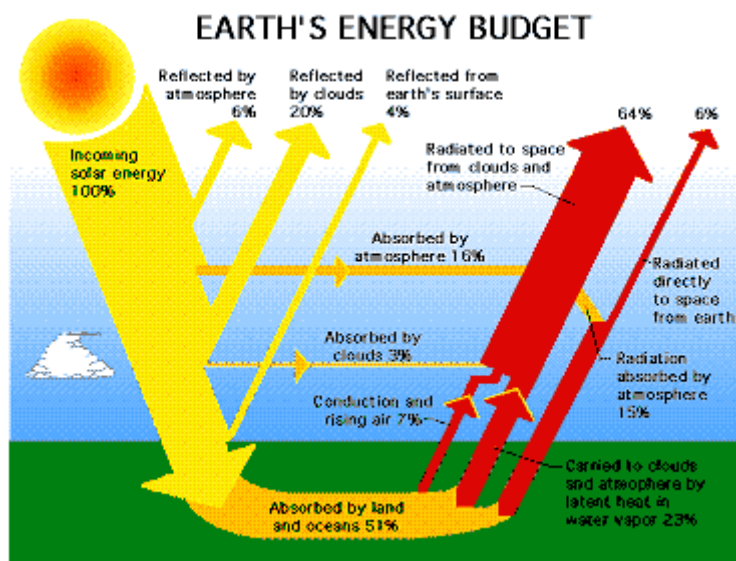
Εικόνα 3.3 – Σχέση επιφανειακής ανάκλασης και γωνίας πρόσπτωσης φωτός
 Α: αίθριες συνθήκες, Β: μέτρια νεφοκάλυψη, Γ: έντονη νεφοκάλυψη (Wetzel, 2001)

Επομένως, λαμβάνοντας υπόψη και το φαινόμενο της ανάκλασης, η ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος που φτάνει στην επιφάνεια της λίμνης και εισέρχεται στο νερό, $Q_{sol(surf)}(W/m^2)$ προκύπτει από την εξίσωση (Klein P.- Momal D., 1979, Jarrosson Antoine, 2005):

$$Q_{sol(surf)} = Q_{extra} (1 - 0,65 Neb^2) (1 - as) \quad \{Εξ. 3.7\}$$

3.5 Ενεργειακό ισοζύγιο της γης

Στην εικόνα που ακολουθεί παριστάνεται προσεγγιστικά το ενεργειακό ισοζύγιο της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης (Reichot and Oort, 1993), για 100 μονάδες ηλιακής ακτινοβολίας. Τα σύννεφα και τα αιωρούμενα σωματίδια παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στην επανασκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας στο διάστημα (περίπου 20% και 6% αντίστοιχα). Περίπου 20% της ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από τα σύννεφα και την ατμόσφαιρα (όζον, υδρατμοί) με αποτέλεσμα περίπου 50% της ηλιακής ακτινοβολίας να φτάνει τελικά στην επιφάνεια της γης (είτε απ'ευθείας είτε μέσω σκέδασης) και να απορροφάται από αυτήν. Από αυτές τις 50 μονάδες ενέργειας που φτάνουν στην επιφάνεια της γης και απορροφώνται, ένα πολύ σημαντικό ποσοστό (20 μονάδες ενέργειας) εκπέμπεται σαν υπέρυθρη ακτινοβολία στο διάστημα (14 μονάδες απορροφώνται από την ατμόσφαιρα και 6 μονάδες φτάνουν ανεπηρέαστες στο διάστημα). Το υπόλοιπο ποσοστό (30 μονάδες ενέργειας) μεταφέρεται στην ατμόσφαιρα μέσω αγωγής (6 μονάδες ενέργειας μέσω αισθητής θερμότητας, δηλαδή με τη βοήθεια των ανοδικών ρευμάτων του αέρα) και με τη μορφή λανθάνουσας θερμότητας (24 μονάδες ενέργειας), δηλαδή μέσω της εξάτμισης του νερού. Το συμπέρασμα είναι ότι η γη επανεκπέμπει προς το διάστημα περίπου 30% της συνολικής ενέργειας που δέχεται από τον ήλιο (Παπαγιάννης, 2005)



Εικόνα 3.4 – Ενεργειακό ισοζύγιο της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.

3.5.1 Ενεργειακό ισοζύγιο μιας εύκρατης λίμνης

Όπως προαναφέρθηκε, η ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος είναι ο πλέον σημαντικός όρος στην εξίσωση του ολικού θερμικού ισοζυγίου (Pouffiot R. & Meybeck M., 1995). Εντούτοις, για τον ορθό υπολογισμό της τελικής καθαρής ακτινοβολίας που εισέρχεται στη λίμνη, απαιτείται

προσδιορισμός και των υπολοίπων όρων του. Στην παρούσα παράγραφο, περιγράφεται η μέθοδος που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό καθενός από τους όρους αυτούς.

Η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος συντίθεται από δύο ακτινοβολίες: μία από την ατμόσφαιρα στη λίμνη (Q_{atm}), και μία αντίθετης κατεύθυνσης (Q_{eau}) (Pourriot R. & Meybeck M., 1995, Henderson B.- Sellers 1984, Vinçon-Leite, 1991).

Η ροή της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος, του υπέρυθρου τμήματος του φάσματος (μήκος κύματος $> 0,8mm$) η οποία προέρχεται από την ενέργεια που επανεκπέμπεται από τα σύννεφα και την ατμόσφαιρα στη λίμνη, περιγράφεται από το νόμο Stefan-Boltzmann.

$$Q_{atm} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad \{\text{Εξ. 3.8}\}$$

Όπου:

Q_{atm} : η υπέρυθρη ατμοσφαιρική ακτινοβολία (W/m^2)

T_a : η θερμοκρασία του αέρα ($^{\circ}C$)

ε_a : ο ατμοσφαιρικός συντελεστής εκπομπής

Ο ατμοσφαιρικός συντελεστής εκπομπής, εξαρτάται από τον τύπο της νέφωσης και το ποσοστό των υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Παίρνει τιμές από 0,75 για ξηρό αέρα και καθαρό ουρανό έως 0,96 για συνθήκες ομίχλης και ουρανό καλυμμένο από σύννεφα (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).

Σύμφωνα με τον τύπο του Swinbank ο μέσος συντελεστής εκπομπής της ατμόσφαιρας, εξαρτάται μόνο από τη θερμοκρασία του αέρα σύμφωνα με την εξίσωση (Henderson B.- Sellers 1984):

$$\varepsilon_a = 0,937 \times 10^{-5} \cdot T_a^2 \quad \{\text{Εξ. 3.10}\}$$

Όπως προαναφέρθηκε, η ανάκλαση από τα σύννεφα αυξάνει την ατμοσφαιρική ακτινοβολία. Για να ληφθεί υπόψη η αύξηση της ατμοσφαιρικής ακτινοβολίας λόγω της νέφωσης, λαμβάνεται ένας αυξητικός παράγοντας $(1+0,17Neb)$. Η τελική εξίσωση που δίνει την ατμοσφαιρική ακτινοβολία είναι (Vinçon-Leite, 1991) :

$$Q_{atm} = (0,937 \times 10^{-5} \cdot T_a^2) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \cdot (1+0,17Neb^2) \quad \{\text{Εξ. 3.11}\}$$

Ο υπολογισμός της ροής της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος του υπέρυθρου τμήματος του φάσματος (μήκος κύματος $> 0,8mm$) που εκπέμπεται από την επιφάνεια της λίμνης περιγράφεται επίσης από το νόμο των Stefan-Boltzmann με σταθερά ε_w . Ολοκληρώνοντας πάνω σε

όλα τα μήκη κύματος προκύπτει η απώλεια ακτινοβολίας $Q_{eau}(W/m^2)$ ως εξής (Henderson B.- Sellers 1984):

$$Q_{eau} = \varepsilon_{\omega} \cdot \sigma \cdot T_{\omega}^4 \quad \{\text{Εξ. 3.12}\}$$

Όπου:

Q_{eau} : η υπέρυθρη ακτινοβολία από τη λίμνη (W/m^2)

ε_{ω} : η ο συντελεστής εκπομπής του νερού, με προσεγγιστική τιμή 0,97(-), (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).

T_{ω} : η θερμοκρασία του νερού ($^{\circ}C$)

Οι όροι Q_{atm} και Q_{eau} αντιπροσωπεύουν μεγάλες ποσότητες ανταλλασσόμενης ενέργειας μεταξύ της λίμνης και της ατμόσφαιρας, παρ' όλο που το αλγεβρικό άθροισμα των δύο είναι σχετικά μικρό (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).

Η ροή της λανθάνουσας θερμότητας (Q_{lat}) οφείλεται στην εξάτμιση από τον ταμιευτήρα. Είναι συνάρτηση της ροής της εξάτμισης του νερού (E) ($kgm^{-2}s^{-1}$), καθώς και της λανθάνουσας θερμότητας εξάτμισης (Ryan et Harleman, 1971). Σύμφωνα με τον Dalton (1802) η ροή της εξάτμισης (E), αυξάνεται ανάλογα με την ταχύτητα του ανέμου V_{ent} (ms^{-1}) σε απόσταση 10m από το έδαφος, ενώ απώλειες στη ροή εξάτμισης αυξάνονται όσο πιο ξηρή είναι η μάζα του αέρα πάνω από τη λίμνη. Το εν λόγω μέγεθος περιγράφεται από την εξής εξίσωση:

$$E = \rho_{\omega} \cdot A \cdot V_{ent} \cdot (e_s - e_a) \quad \{\text{Εξ. 3.13}\}$$

Όπου

E : ροή του εξατμιζόμενου νερού ($kgm^{-2}s^{-1}$)

e_a : τάση ατμών του νερού (mb)

e_s : τάση κορεσμένων ατμών του αέρα στη θερμοκρασία του επιφανειακού νερού (mb)

V_{ent} : η ταχύτητα του ανέμου σε απόσταση αναφοράς 10m από το έδαφος (ms^{-1})

Η τάση κορεσμένων ατμών στη θερμοκρασία του επιφανειακού νερού (e_s), υπολογίζεται σύμφωνα με τον τύπο Magnus-Tetens (Henderson B.- Sellers 1984):

$$e_s = \exp \left[2.3026 \cdot \frac{T_{surf}}{(T_{surf} + 273.5) + 0.7858} \right] \quad \{\text{Εξ. 3.14}\}$$

Ο όρος $(e_s - e_a)$ αντιπροσωπεύει τη διαφορά ανάμεσα στην τάση κορεσμένων ατμών του αέρα στη θερμοκρασία του επιφανειακού νερού και την τάση ατμών του αέρα.

Η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης δίνεται από τη σχέση (Henderson B.- Sellers 1984):

$$L(T_{\text{surf}}) = 2.5 \times 10^6 - 2,36 \times 10^3 \cdot T_{\text{surf}} \quad \{\text{Εξ. 3.15}\}$$

Όπου

$L(T_{\text{surf}})$ = λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης στη θερμοκρασία του επιφανειακού νερού (J kg^{-1})

T_{surf} = θερμοκρασία του επιφανειακού νερού ($^{\circ}\text{C}$)

Τελικά η ροή λανθάνουσας θερμότητας προκύπτει από τη σχέση:

$$Q_{\text{lat}} = (A T_{\text{surf}} + B) \cdot \rho_{\omega} \cdot \text{Vent} \cdot (e_s - e_a) \cdot L \cdot (T_{\text{surf}}) \cdot (1 + 1,69 \cdot 10^{-3} T_{\text{surf}}) \quad \{\text{Εξ. 3.16}\}$$

Υπό συνήθειες συνθήκες, οι απώλειες θερμότητας λόγω εξάτμισης, είναι μεγαλύτερες από τις απώλειες θερμότητας λόγω της εκπομπής ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος.

Αυτή η διεργασία πέραν της ανταλλαγής θερμικής ενέργειας ακολουθείται και από ανταλλαγή μάζας. Στις περιοχές ξηρού κλίματος, (γεωγραφικό πλάτος $20^{\circ} - 30^{\circ}$) αυτή η εξάτμιση μπορεί να οδηγήσει σε σημαντική απώλεια νερού για τη λίμνη (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).

Η ροή αισθητής θερμότητας αντιστοιχεί σε ανταλλαγές θερμότητας οφειλόμενες σε φαινόμενα επιφανειακής μεταφοράς. Η αισθητή θερμότητα (Q_{sens}) (W/m^2) μεταβάλλεται με τρόπο ίδιο μ' αυτόν της εξάτμισης και εξαρτάται από τη διαφορά της θερμοκρασίας ανάμεσα στην επιφάνεια της λίμνης (T_{surf}) ($^{\circ}\text{C}$) και τον αέρα (T_{air}) ($^{\circ}\text{C}$). Η ποσότητα αυτή συνδέεται με τη λανθάνουσα θερμότητα μέσω της παραμέτρου αναλογίας (R) του Bowen : (Bonnet ,2000, Salençon M.J., 1999, Henderson B.- Sellers 1984):

$$Q_{\text{sens}} = R \cdot Q_{\text{lat}} \quad \{\text{Εξ. 3.17}\}$$

Όπου R αδιάστατο και ίσο με:

$$R = B \cdot P_{\text{atm}} \cdot \frac{T_{\text{surf}} - T_{\text{air}}}{e_s - e_a} \quad \{\text{Εξ. 3.18}\}$$

όπου

B: αδιάστατη παράμετρος βαθμονόμησης

Έτσι η ροή της αισθητής θερμότητας εκφράζεται μέσω της εξίσωσης

$$Q_{\text{sens}} = C \cdot \rho_{\omega} \cdot \text{Vent} \cdot P_{\text{atm}} \cdot (T_{\text{surf}} - T_{\text{air}}) \cdot L \cdot (T_{\text{surf}}) \quad \{\text{Εξ. 3.19}\}$$

όπου

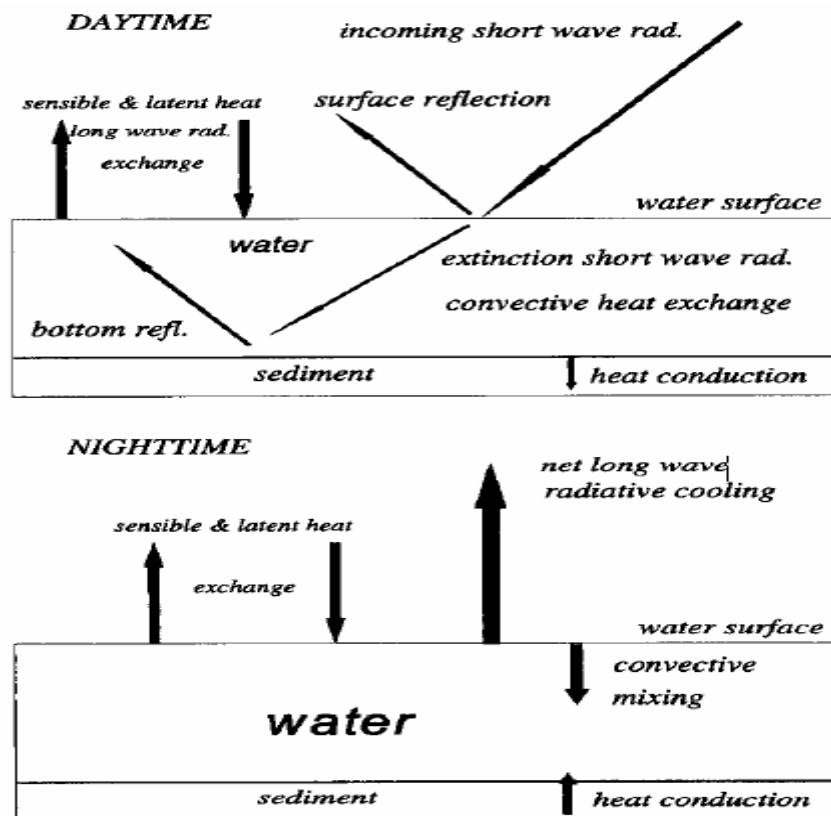
C: αδιάστατη παράμετρος βαθμονόμησης

Σε ένα μέσο ισοζύγιο αυτός ο όρος είναι ο λιγότερο σημαντικός. Το θερμικό ισοζύγιο που προκύπτει, δίνει την τελική καθαρή ροή θερμότητας στην επιφάνεια της λίμνης Q_{net} (W/m^2):

$$Q_{net} = Q_{sol(surf)} + Q_{atm} - Q_{eau} - Q_{lat} - Q_{sens} \quad \{Εξ. 3.20\}$$

3.5.3 Ημερήσιο ισοζύγιο

Ένα τυπικό παράδειγμα διαφοροποίησης της ακτινοβολίας σε ημερήσια βάση αντιπροσωπεύεται για μια καλοκαιρινή ημέρα στην εικόνα 3.5. Υπό συνθήκες ηλιοφάνειας, η ηλιακή ακτινοβολία κυριαρχεί πάνω σε όλους τους άλλους όρους του ισοζυγίου το οποίο σημαίνει ότι η συνολική θερμική ροή (Q_{net}) ακολουθεί από κοντά την ηλιακή ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος (Q_{atm}). Η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος, ($Q_{atm} - Q_{eau}$) παραμένει σχεδόν σταθερή κατά τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου. Η ηλιακή ακτινοβολία μηδενίζεται κατά τη διάρκεια της νύχτας και η λίμνη χάνει θερμότητα ($Q_{net} < 0$). Το καλοκαίρι οι απώλειες είναι εν γένει μικρότερες από το κέρδος με αποτέλεσμα το καθαρό ισοζύγιο σε μία περίοδο εικοσιτεσσάρων ωρών να είναι θετικό. Εν τούτοις δεν πρέπει να αμελείται το γεγονός ότι κατά τη διάρκεια ενός τυπικού ημερήσιου κύκλου υπάρχουν περίοδοι κέρδους και περίοδοι απώλειας θερμότητας. Σε μια χειμερινή ημέρα, όταν ο ουρανός καλύπτεται από σύννεφα η ηλιακή ακτινοβολία μπορεί να είναι τόσο ασθενής που οι απώλειες να κυριαρχούν στο θερμικό ισοζύγιο κατά τη διάρκεια ολόκληρου του εικοσιτετραώρου (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).



Εικόνα 3.5 - Σχηματική απεικόνιση των κύριων ενεργειακών όρων σε ένα σώμα νερού κατά τη διάρκεια της ημέρας και της νύχτας (Jacobs 1997)

3.5.4 Εποχιακό ισοζύγιο

Αν και η εξάτμιση και η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος μεγιστοποιούνται στο τέλος του καλοκαιριού, η ολική θερμική ροή μεγιστοποιείται στην αρχή του καλοκαιριού και γίνεται ελάχιστη στο τέλος του χρόνου. Επιπρόσθετα, παρ' όλο που το ελάχιστο της ολικής θερμικής ροής συμπίπτει με το ελάχιστο της ηλιακής ακτινοβολίας, το μέγιστό της εμφανίζεται πολύ πριν από το αντίστοιχο της ηλιακής ακτινοβολίας.

Το ατμοσφαιρικό θερμικό ισοζύγιο, είναι προφανώς το αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης ανάμεσα στη λίμνη και την ατμόσφαιρα. Το άθροισμα όλων των όρων υποδεικνύει την ποσότητα της διαθέσιμης στη λίμνη θερμότητας η οποία και επηρεάζει τη θερμοκρασία του νερού. Μια θετική τιμή της Q_{net} αυξάνει τη θερμοκρασία ενώ μια αρνητική τιμή τη μειώνει. Στη συνέχεια παρατίθενται οι διεργασίες που συμμετέχουν στην αναδιανομή αυτής της θερμότητας στο σώμα της λίμνης (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).

3.6 Το φως στο εσωτερικό των υδάτων

3.6.1 Διεργασίες

Όλες οι ροές ακτινοβολίας που προαναφέρθηκαν ανταλλάσσονται στη διεπιφάνεια νερού-αέρα. Μόνη η ροή Q_{sol} διεισδύει σε μεγάλο βαθμό μέσα στο σώμα του νερού. Ένα μέρος της εισερχόμενης στη λίμνη ηλιακής ακτινοβολίας, δεσμεύεται από τα φυτά για φωτοσύνθεση και μετατρέπεται σε χημική ενέργεια.

Η υψηλή ειδική θερμότητα του ύδατος έχει ως αποτέλεσμα την εξάντληση μεγάλου μέρους της υπόλοιπης φωτεινής ενέργειας και τη συσσώρευσή της υπό μορφή θερμότητας. Η εισερχόμενη στο νερό ακτινοβολία υπόκειται και πάλι στις ίδιες διεργασίες όπως και στην ατμόσφαιρα (Wetzel 2001).

3.6.1.1 Απορρόφηση (*absorption*)

Ορίζεται ως η ελάττωση της φωτεινής ενέργειας συναρτήσει του βάθους λόγω μετατροπής σε θερμότητα (Wetzel,2001). Σε αντίθεση με ο,τι συμβαίνει στην ατμόσφαιρα, στο νερό η απορρόφηση δε γίνεται στις χαμηλές αλλά σε πολύ υψηλές συχνότητες. Στο καθαρό νερό το φως που βρίσκεται στο μπλε και ερυθρό τμήμα του φάσματος συχνοτήτων, απορροφάται πιο γρήγορα από αυτό που βρίσκεται στο μωβ, δηλαδή το φως με μήκος κύματος που αντιστοιχεί σε ~400nm, διεισδύει σε μεγαλύτερο βάθος (Pourriot R. & Meybeck M., 1995). Πολύ υψηλή απορρόφηση του ερυθρού και υπέρυθρου μήκους κύματος είναι συνήθης σε όλα τα ύδατα, γεγονός που έχει ως επακόλουθο σημαντικά αποτελέσματα θέρμανσης στο πρώτο μέτρο βάθους ύδατος (εν γένει, ποσοστό 53% της συνολικής φωτεινής ενέργειας μετατρέπεται σε θερμότητα εντός του πρώτου μέτρου) (Wetzel 2001).

Οι συχνότητες απορρόφησης των διαλυμένων οργανικών ενώσεων διαφέρουν απ'αυτές του καθαρού νερού ακόμα και πολύ μικρές συγκεντρώσεις οργανικών ενώσεων, αυξάνουν σημαντικά την απορρόφηση στην περιοχή του μπλε και του υπεριώδους τμήματος του φάσματος.

Στις λίμνες που έχουν αυξημένες συγκεντρώσεις χουμικών οξέων, η απορρόφηση σ'αυτές τις περιοχές συχνοτήτων μπορεί να είναι ολική μετά το πρώτο μέτρο. Αυτή η ευαισθησία έχει συχνά χρησιμοποιηθεί ως μέσω *in situ* προσδιορισμού της συγκέντρωσης των διαλυμένων οργανικών ενώσεων. Αντίθετα, τα αιωρούμενα στερεά, ιδιαίτερα σε μικρές συγκεντρώσεις, λίγο επηρεάζουν το προσπίπτον φάσμα (Pourriot R. & Meybeck M., 1995).

3.6.1.2 Σκέδαση(*dispersion*)

Η ακτινοβολία σκεδάζεται προς όλες τις κατευθύνσεις εντός της υδάτινης μάζας από τα μόρια του νερού, των διαλυμένων ουσιών καθώς και σε ένα μεγάλο βαθμό από τα αιωρούμενα στερεά. Η σκέδαση μπορεί να μεταβληθεί σε σημαντικό βαθμό ανάλογα με το βάθος ύδατος, την εποχή, τη γεωγραφική θέση της λίμνης και τις διακυμάνσεις κατανομής της σωματιδιακής ύλης (Wetzel 2001).



Εικόνα 3.6 - Σύγκριση της διείσδυσης του προσπίπτοντος φωτός συναρτήσει του βάθους, σε σχέση με το φως που υφίσταται σκεδασμό. Λίμνη Lawrence (Wetzel 2001).

Κοντά στη επιφάνεια της λίμνης έως και το 40% της ενέργειας που λαμβάνεται από την ακτινοβολία μπορεί να υποστεί σκέδαση αλλά βαθύτερα το ποσοστό είναι γενικά μικρότερο από 10%. Εντούτοις σε αυτά τα βάθη μπορεί εκ νέου να αυξηθεί η σκέδαση καμιά φορά σε περιοχές όπου βρίσκονται συσσωρευμένες μεγάλες συγκεντρώσεις αιωρούμενων στερεών

Ένα τμήμα της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας κατευθύνεται και πάλι στην επιφάνεια της λίμνης και ένα σημαντικό κομμάτι του (80 με 90%) χάνεται στη ατμόσφαιρα (Wetzel, 1983). Το μέρος αυτό της ακτινοβολίας δίνει στο νερό το χρώμα του. Η κατανομή της ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια της λίμνης είναι γενικά αρκετά ομογενής οριζοντίως. Ιδιαίτερα σημαντική είναι η μελέτη της κατακόρυφης κατανομής (Perrin Ch. de Brichambaut, 1963).

3.6.1.3 Εξασθένιση φωτός

Η ελάττωση της ακτινοβόλουμνης ενέργειας συναρτήσει του βάθους αναφέρεται ως εξασθένιση φωτός (light attenuation). Σύμφωνα με το νόμο Beer-Lambert η ένταση του φωτός ή ακτινοβολία $Q_{sol}(z)$ σε βάθος z , είναι συνάρτηση της έντασης στην επιφάνεια $Q_{sol}(surf)$ και υπολογίζεται από τον παρακάτω τύπο (Vinçon-Leite Brigitte, 1991):

$$Q_{sol}(z) = (1 - \beta) \cdot Q_{sol}(surf) \cdot e^{-\eta \cdot z}$$

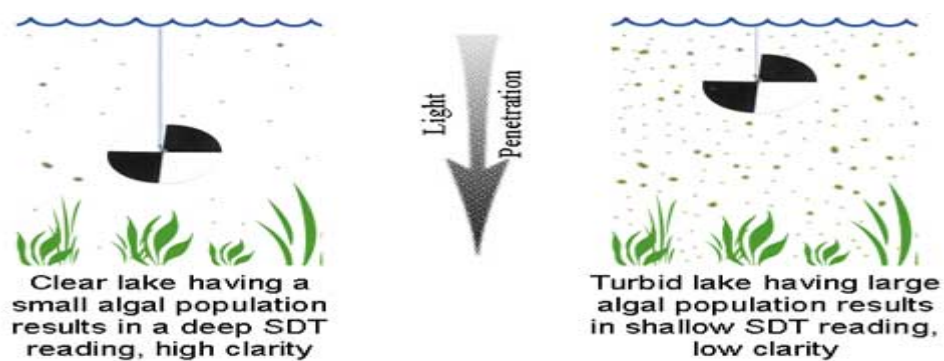
β : τμήμα της ηλιακής ροής που απορροφάται στα πρώτα επιφανειακά 60 cm

η : συντελεστής κάθετης εξασθένισης

Ο συντελεστής κάθετης απόσβεσης (η) (vertical extinction coefficient) αποτελεί σταθερά για ένα δεδομένο μήκος κύματος. Εξαρτάται ιδιαιτέρως από τα αιωρούμενα στερεά και διαφέρει σημαντικά από λίμνη σε λίμνη. Υπό καθεστώς εύκρατου κλίματος και σε μη ευτροφικές λίμνες, η τιμή του κυμαίνεται μεταξύ 0,1 και 1,0 m^{-1} . Σε περιοχές με έντονη παρουσία μακρόφυτων και αλγών (υψηλή βιογενής θολερότητα) ή με αξιοσημείωτη παρουσία ιζημάτων και αιωρούμενων στερεών, έχουν παρατηρηθεί τιμές ανώτερες των 10 m^{-1} (Henderson Sellers, 1984, Wetzel, 2001).

Η τιμή του συντελεστή απορρόφησης δύσκολα υπολογίζεται άμεσα. Το άμεσο ηλιακό φως σπανίως εισέρχεται στα ύδατα κατά ορθή γωνία ως προς την επιφάνεια, ενώ και η έμμεση ηλιακή ακτινοβολία δεν είναι κάθετη προς αυτή. Επιπλέον το ηλιακό φως δεν είναι μονοχρωματικό, αλλά αντιθέτως αποτελεί μια σύνθεση πολλών μηκών κύματος, καθένα από τα οποία επηρεάζεται ποικιλοτρόπως από τα χαρακτηριστικά απορρόφησης του ύδατος, το σωματιδιακό υλικό και τη διαλυμένη οργανική ύλη. Εξάλλου, οι υπολογισμοί του δεν είναι αξιόπιστοι στο πρώτο μέτρο βάθους ύδατος λόγω της αναταραχής της υδάτινης επιφάνειας (Wetzel, 2001).

Για τον προσδιορισμό επομένως της εξασθένισης της φωτεινότητας, κατά προτίμηση γίνεται αναφορά σε μετρήσεις που γίνονται με το δίσκο του Secchi (Perrin Ch. de Bricambaut, 1963). Η μέτρηση διαφάνειας με το δίσκο Secchi αντιστοιχεί στο μέσο βάθος d δύο σημείων, εκείνου που ένας σταθμισμένος λευκός δίσκος διαμέτρου 20 cm, εξαφανίζεται όταν τον παρατηρούμε από τη σκιερή πλευρά ενός σκάφους και εκείνου όπου ο δίσκος επανεμφανίζεται κατά την ανέλκυση μετά την κάθοδό του πέραν του σημείου ορατότητας (Wetzel 2001).



Εικόνα 3.7 - Απεικόνιση του δίσκου διαφάνειας Secchi στο εσωτερικό υδάτων με μικρή και μεγάλη διαύγεια αντίστοιχα

Το βάθος διαφάνειας του Secchi είναι αντιστρόφως ανάλογο του συντελεστή συνολικής απορρόφησης και μια συνήθης σχέση μεταξύ των δύο είναι η εξής (Henderson Sellers e.g Pool et Atkins 1929) (Henderson B.- Sellers ,1984):

$$\eta = \frac{1.7}{d} \text{ \{Εξ. 3.22\}}$$

Κεφάλαιο 4

Υδατικές κινήσεις και στρωμάτωση

Όπως προαναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 3, υπάρχει ανταλλαγή θερμικής ενέργειας μεταξύ της ατμόσφαιρας και ενός επιφανειακού στρώματος νερού. Σε ορισμένες στιγμές του ημερήσιου ή αντίστοιχα του εποχιακού κύκλου η καθαρή ροή είναι θετική με αποτέλεσμα να παράγεται ένα σταθερό επιφανειακό στρώμα ζεστού νερού. Δημιουργείται έτσι ένα φαινόμενο που καλείται θερμική στρωμάτωση και χαρακτηρίζεται από την κατακόρυφη μεταβολή της πυκνότητας (dp/dz).

Η στρωμάτωση οφείλεται στη χαμηλή θερμική αγωγιμότητα του νερού. Λόγω αυτής, η θερμική ενέργεια του επιφανειακού στρώματος μεταφέρεται με πολύ αργό ρυθμό στα κατώτερα στρώματα. Εντούτοις, υπάρχουν άλλες διεργασίες, οι οποίες επιταχύνουν την κατακόρυφη μεταφορά (Pouillot and Meybeck, 1995).

Οι λίμνες συμπεριφέρονται ως τεράστιοι μηχανικοί ταλαντωτές. Οι υδατικές κινήσεις που προκαλούνται λόγω της μεταφοράς της αιολικής ενέργειας, παράγουν ένα φάσμα ρυθμικών ταλαντώσεων τόσο στην υδάτινη επιφάνεια όσο και βαθιά εντός της λεκάνης. Οι κινήσεις των υδάτων αποτελούν ζωτικά στοιχεία των υδατικών οικοσυστημάτων. Οι επιδράσεις τους, πέρα από τα φαινόμενα μεταφοράς μάζας, είναι εμφανείς και στις μεταβολές κατανομής της θερμοκρασίας (Wetzel, 1999).

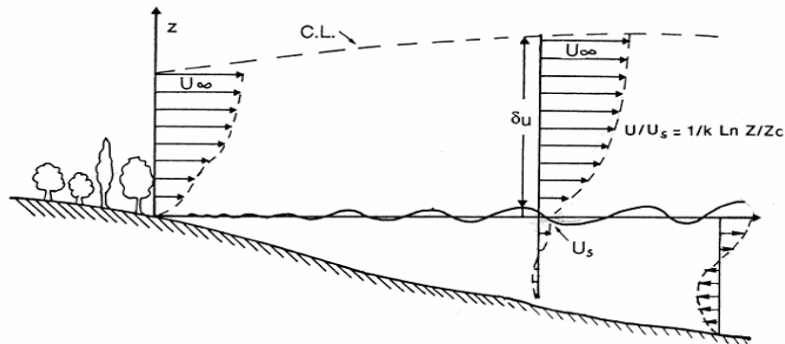
4.1 Κινήσεις επιφανειακών υδάτων

4.1.1 Ανεμογενείς κυματισμοί

Η τριβή από τη μετακίνηση που προκαλούν οι άνεμοι, θέτει την επιφάνεια της λίμνης σε κίνηση. Ο άνεμος εξάλλου εξαναγκάζει την επιφάνεια σε ταλάντωση και παράγει διαδιδόμενα επιφανειακά κύματα. Εάν τα κύματα γίνουν αρκετά μεγάλα ώστε να επέλθει η θραύση τους, ενέργειά τους εκτονώνεται προκαλώντας φαινόμενα τύρβης. Τα ανεμογενή διαδιδόμενα κύματα, περιορίζονται στις επιφανειακές στιβάδες και προκαλούν ελάχιστη διαταραχή στις βαθύτερες υδάτινες μάζες (Wetzel, 1999).

Όταν ένας σταθερός άνεμος φυσάει με κατεύθυνση από την όχθη προς την επιφάνεια της λίμνης, το αρχικό του προφίλ αντανάκλα την επίδραση των ανωμαλιών του εδάφους. Όσο μεγαλύτερες είναι αυτές τόσο περισσότερο το προφίλ διαταράσσεται. Σταδιακά ο άνεμος προσαρμόζεται στις συνθήκες της επιφάνειας της λίμνης. Από το σημείο αυτό και μετά η ταχύτητα

του ανέμου παραμένει πρακτικά σταθερή πάνω από ένα στρώμα των 10 m, το οποίο χρησιμεύει ως στρώμα αναφοράς για τις ανεμολογικές μετρήσεις. Κάτω από το στρώμα αυτό το προφίλ του ανέμου μεταβάλλεται λογαριθμικά, με την ταχύτητα συνεχώς να μειώνεται (Pourriot and Meybeck, 1995).



Εικόνα 4.1 - Ροή του ανέμου πάνω από τη λίμνη. CL= όριο πάνω από το οποίο ο άνεμος σταθεροποιείται,

u = ταχύτητες, z = κατακόρυφη απόσταση από την επιφάνεια της λίμνης.

Λόγω της τριβής που αναπτύσσεται ανάμεσα στον αέρα και το νερό αναπτύσσεται κυματισμός στην επιφάνεια καθώς και σύρση στο εσωτερικό. Είναι προφανές ότι οι δύο διεργασίες εξελίσσονται ανάλογα με την απόσταση που ανεμώδιστα έχει διατρέξει ο άνεμος πάνω από τη λίμνη (fetch). Στις μικρές λίμνες, για μια δεδομένη ταχύτητα ανέμου, το ύψος κύματος εμφανίζεται να είναι σχεδόν ανεξάρτητο από το βάθος (Wetzel, 1999). Οι μεταβολές του πεδίου του ανέμου άνωθεν της λίμνης, συμβαίνουν εν γένει σε δύο κλίμακες.

Μακροκλίμακα

Οι τοπικές μετεωρολογικές συνθήκες εκτείνονται σε πολλές εκατοντάδες χιλιόμετρα ξεπερνώντας κατά πολύ τα όρια της λεκάνης για την πλειονότητα των λιμνών. Μεταφράζονται από επεισόδια ανέμου διάρκειας μερικών ημερών κατά την οποία ο άνεμος επιδρά ομοιογενώς στην επιφάνεια της λίμνης με σχεδόν σταθερή ένταση και κατεύθυνση. Σύμφωνα με τη δυναμική της κατανομής της ατμοσφαιρικής πίεσης, η ένταση του ανέμου κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου μπορεί να είναι τέτοια, ώστε να επιδράσει σημαντικά στη δυναμική της λίμνης.

Μικροκλίμακα

Αντίθετα, υπάρχουν οι τοπικές καταιγίδες και οι ασθενείς άνεμοι που παράγονται μεταξύ της λίμνης και του εδάφους που έχουν χαρακτηριστικές κλίμακες μόνο λίγων χιλιομέτρων για την πλειονότητα των λιμναίων λεκανών. Λόγω αυτών δημιουργούνται συμβάντα μικρής διάρκειας.

Οι ισχυροί άνεμοι κατά τη διάρκεια μιας καταιγίδας υποβάλλουν τη λίμνη σε εξωτερικές επιδράσεις με μικρή διάρκεια και μεγάλη ένταση. Αντίθετα, υπάρχει μια συνεχής ροή ασθενών

ανέμων, πάνω από τη λίμνη. Οι άνεμοι αυτοί, είναι αποτέλεσμα της διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ της λίμνης και του εδάφους που την περιβάλλει, η οποία οφείλεται στη διαφορετική θερμοχωρητικότητα νερού και εδάφους. Το φαινόμενο αυτό αντιστρέφεται μεταξύ μέρας και νύχτας. Κατά τη διάρκεια της ημέρας οι άνεμοι πνέουν από τη λίμνη προς το έδαφος καθώς το έδαφος θερμαίνεται πιο γρήγορα από τη λίμνη. Κατά τη διάρκεια της νύχτας η θερμοκρασία πέφτει πιο γρήγορα πάνω από το έδαφος απ'ότι πάνω από τη λίμνη με αποτέλεσμα το φαινόμενο να αντιστρέφεται. Αυτοί οι άνεμοι κατευθύνονται ταυτόχρονα από κάθε όχθη προς το κέντρο της λίμνης και αντίθετα. Εν γένει είναι ήπιοι και πιο αισθητοί το καλοκαίρι αλλά η συστηματική αλλαγή κατεύθυνσής τους επηρεάζει τη δυναμική της λίμνης (Pourriot and Meybeck, 1995).

Ένας τρόπος μαθηματικού υπολογισμού της κυματικής επίδρασης, είναι μέσω του υπολογισμού του ύψους κύματος το οποίο δίνεται από τον τύπο (CEREVE, 2000):

$$h_w = l * u_{surf}^{0,88} \quad \{Εξ 4.1\}$$

όπου

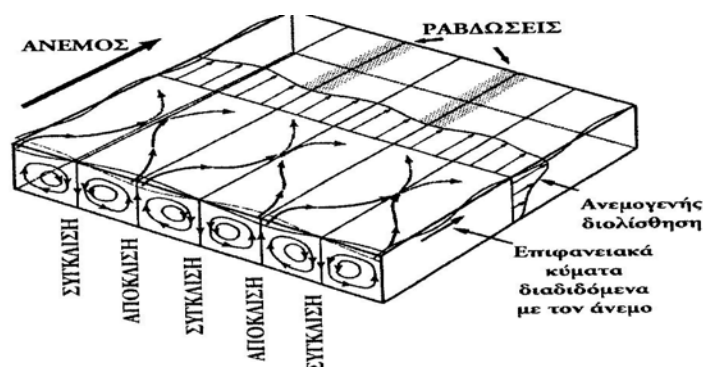
h_w = το ύψος κύματος (m)

l = το μήκος προσκομιδής (fetch) (m)

u_{surf} = η ταχύτητα του ανέμου στην επιφάνεια. (ms^{-1})

4.1.2 Κυκλοφορία και ραβδώσεις Langmuir

Η τύρβη που προκαλείται από την κίνηση των επιφανειακών υδάτων και τη δράση των κυμάτων, συχνά είναι σποραδική και ανεξάρτητη από τη διεύθυνση του κύματος. Ο Langmuir (1938) απέδειξε ότι, υπό ορισμένες συνθήκες, οι κινήσεις που σχετίζονται με την τυρβώδη μεταφορά διευθετούνται σε κατακόρυφα ελικοειδή ρεύματα στα ανώτερα στρώματα της λίμνης. Η μεταφορά που σχετίζεται με τις κατακόρυφες αυτές κινήσεις δημιουργεί ραβδώσεις οι οποίες έχουν σχεδόν παράλληλο προσανατολισμό με τη διεύθυνση του ανέμου. Κυκλοφορία Langmuir εμφανίζεται σε όλες τις σημαντικού μεγέθους λίμνες που σαρώνονται από κύματα, για ταχύτητες ανέμου $>2-3 \text{ m sec}^{-1}$ (Pourriot and Meybeck, 1995).

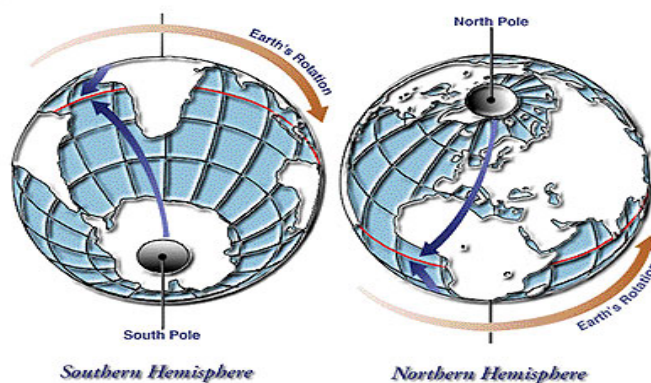


Εικόνα 4.2 - Διαγραμματική αναπαράσταση της ελικοειδούς ροής της κυκλοφορίας Langmuir σε επιφανειακά ύδατα (Wetzel, 1999).

4.1.3 Επιφανειακά ρεύματα

Ρεύματα είναι οι μη περιοδικές κινήσεις του ύδατος που παράγονται από εξωτερικές δυνάμεις όπως ο άνεμος, η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης, εισροές στη λίμνη. Γεωστροφικές επιδράσεις, εμφανίζονται σε όλα τα ρεύματα λιμνών μεσαίου και μεγάλου μεγέθους (Wetzel, 1999).

Οι συντεταγμένες οι οποίες φαίνονται σταθερές σε έναν γήινο παρατηρητή, στην πραγματικότητα περιστρέφονται ως προς τις παγκόσμιες συντεταγμένες. Η αδράνεια αναγκάζει μια κινούμενη υδάτινη μάζα να ακολουθεί μια ευθεία γραμμή στο παγκόσμιο σύστημα συντεταγμένων και η προκύπτουσα τροχιά εμφανίζεται κυρτή στο γήινο παρατηρητή. Η κύρτωση αυτή είναι ισοδύναμη της δύναμης Coriolis η οποία είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους και της ταχύτητας του ρεύματος. Σε επαρκώς μεγάλες λιμναίες λεκάνες, στις οποίες οι δυνάμεις τριβής είναι μικρές και οι περιορισμοί από τα στερεά όρια της λεκάνης αμελητέοι, μια υδάτινη μάζα που τέθηκε σε κίνηση ακολουθεί κυκλική τροχιά ως συνέπεια της δύναμης Coriolis. Στο Βόρειο Ημισφαίριο, η συνδυασμένη επίδραση του ανέμου και της γεωστροφικής εκτροπής, ωθεί τα επιφανειακά ύδατα να κινηθούν προς την υπήνεμη πλευρά και δεξιά. Εν γένει, η ταχύτητα των ανεμογενών ρευμάτων, είναι ποσοστό 2% της ταχύτητας του ανέμου που τα δημιουργεί και είναι σε μεγάλο βαθμό ανεξάρτητη από το ύψος των επιφανειακών κυμάτων (Wetzel, 1999) (Mark, 1993).

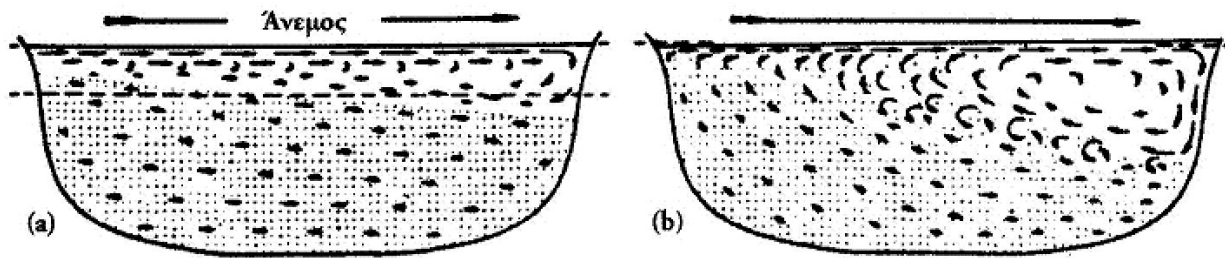


Εικόνα 4.3 Σχηματική απεικόνιση της δύναμης Coriolis στα δύο ημισφαίρια

4.2 Εσωτερικές υδατικές κινήσεις

Η ώθηση του ανέμου που πνέει για κάποια ικανοποιητική χρονική περίοδο, προκαλεί συσσώρευση του νερού με ανύψωση του επιπέδου της υδάτινης επιφάνειας στο υπήνεμο άκρο της λίμνης. Η συσσωρευμένη υδάτινη μάζα ωθείται προς τα κάτω λόγω βαρύτητας και, όταν

συναντηθεί με νερό μεγαλύτερης πυκνότητας, ρέει αντιθέτως προς την κατεύθυνση του επικρατούντος ανέμου (Wetzel, 1999).



Εικόνα 4.4 - Ανεμογενείς μεταφορά και κυκλοφορία. Οι διακεκομμένες γραμμές απεικονίζουν τα επίπεδαισορροπίας του ύδατος (Wetzel, 1999)

4.3 Υδατικές κινήσεις με επίδραση στο σύνολο της λίμνης

4.3.1 Μακρά στάσιμα κύματα

Μετατόπιση της υδάτινης μάζας του συνόλου της λίμνης επιφέρει ρυθμικές κινήσεις στις οποίες περιλαμβάνονται τόσο ταλαντώσεις του επιφανειακού ύδατος όσο και εσωτερικές ταλαντώσεις υδάτων ισόθερων βαθών. Οι κινήσεις αυτές λαμβάνουν τη μορφή πολύ μακρών κυμάτων τα οποία έχουν μήκος της ίδιας τάξης με τις διαστάσεις της λεκάνης. Για τον προσδιορισμό αυτών των κυμάτων πρέπει αν λαμβάνονται υπόψη οι γεωστροφικές επιδράσεις. Τέτοια στάσιμα κύματα, επιφανειακά ή εσωτερικά αναφέρονται ως ιδιοταλαντώσεις (Wetzel, 1999).

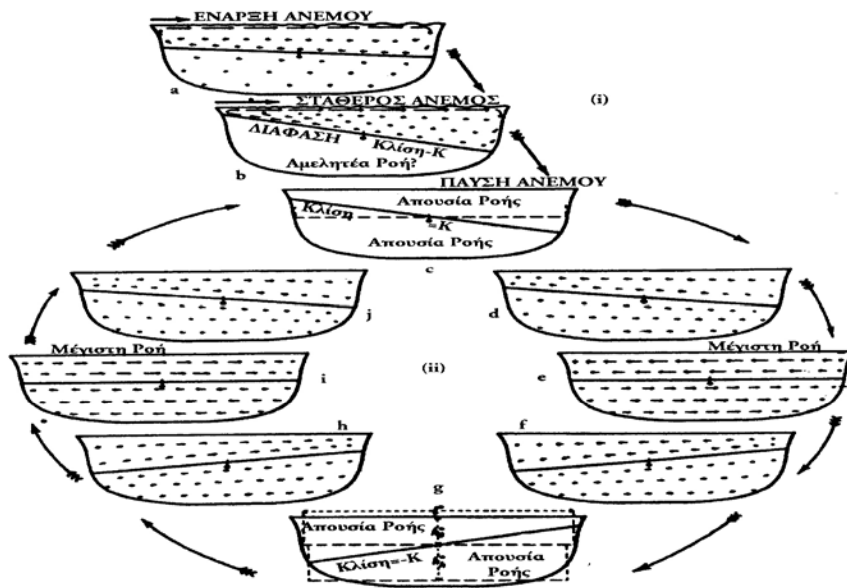
Επιφανειακές ιδιοταλαντώσεις.

Το πιο εμφανές παράδειγμα μακρού στάσιμου (long standing wave) κυματισμού είναι η επιφανειακή ιδιοταλάντωση (surface seiche), η οποία αντιστοιχεί σε μία ή περισσότερες συντονισμένες συχνότητες ταλάντωσης μιας συγκεκριμένης λεκάνης. Ο ελεύθερος τρόπος ταλάντωσης της επιφανειακής ιδιοταλάντωσης είναι ένα επιφανειακό κύμα το οποίο επηρεάζει την κίνηση του συνόλου της υδάτινης μάζας της λίμνης, είτε αυτή παρουσιάζει στρωμάτωση, είτε όχι και παρουσιάζει το μέγιστο πλάτος του στη επιφάνεια.

Εσωτερικές ιδιοταλαντώσεις

Όταν η λίμνη υφίσταται στρωμάτωση, υδάτινες στιβάδες διαφορετικής πυκνότητας ταλαντώνονται η μία προς την άλλη. Τόσο η περίοδος όσο και το πλάτος του εσωτερικού στάσιμου

κύματος, ή εσωτερικής ιδιοταλάντωσης (internal seiche) είναι πολύ μεγαλύτερα από εκείνα μιας επιφανειακής ιδιοταλάντωσης (Wetzel, 1999).



Εικόνα 4.5 - Κίνηση προκαλούμενη από (i) τη δύναμη του ανέμου και (ii) μια επακόλουθη εσωτερική ιδιοταλάντωση σε μια υποθετική λίμνη δύο στιβάδων με αμελητέα τριβή. Η κατεύθυνση και ταχύτητα ροής υποδεικνύονται κατά προσέγγιση με βέλη (Wetzel, 2001).

4.3.2 Εσωτερικά διαδιδόμενα κύματα

Οι οριζόντιες υδατικές κινήσεις που σχετίζονται με τη διατμητική ροή στο άνω και κάτω όριο του μεταλιμνίου ενδέχεται να προκαλέσουν μεγάλα εσωτερικά διαδιδόμενα κύματα όταν ο αριθμός Richardson μειωθεί κάτω από το κριτήριο των 0.25. Τα εσωτερικά κύματα στο θερμοκλινές είναι κατά προσέγγιση ίδια τάξη μεγέθους ή μεγαλύτερα από τα κύματα που εμφανίζονται στην επιφάνεια μεγάλων λιμνών (Wetzel, 1999).

4.4 Κατακόρυφη κίνηση λόγω θερμικών μεταβολών

Πρόκειται για φαινόμενο το οποίο δεν εμφανίζεται παρά όταν η καθαρή θερμική ροή στην επιφάνεια της λίμνης είναι αρνητική. Σε αυτές τις περιπτώσεις η λίμνη αποδίδει θερμότητα στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα να ψυχραίνονται τα επιφανειακά στρώματα. Όταν η θερμοκρασία του νερού υπερβαίνει τους 4°C, λόγω της σχέσης πυκνότητας θερμοκρασίας, εφόσον το νερό ψυχρανθεί τόσο ώστε η θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια να είναι μικρότερη αυτής των αμέσως κατώτερων στρωμάτων, η στρωμάτωση αποσταθεροποιείται και όγκοι νερού υποβιβάζονται έως βάθους ίδιας θερμοκρασίας. Το νερό καθώς βυθίζεται, εισχωρεί σε όγκους νερού διαφορετικής πυκνότητας,

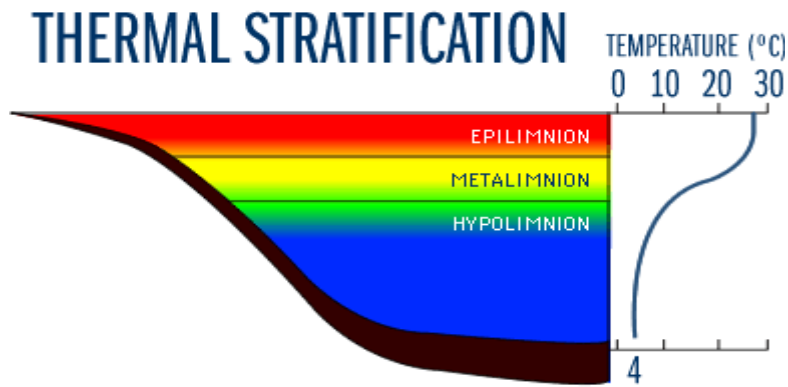
προκαλώντας κατακόρυφη ανάμιξη. Η κίνηση γίνεται χωρίς τη βοήθεια της ενέργειας του ανέμου και έχει την τάση να αποσταθεροποιεί το ανώτερο στρώμα μέχρι το βάθος ισορροπίας. Αν αυτή η κίνηση συνεχίζεται για ικανό χρονικό διάστημα, ολόκληρο το στρώμα καταλήγει να ψυχραίνεται και το βάθος ισορροπίας σταδιακά όλο και μεγαλώνει. Όπως η καθαρή ακτινοβολία είναι αρνητική κάθε βράδυ, η παραπάνω διεργασία εμφανίζεται συχνά σε ημερήσια κλίμακα. Σε εποχιακή, αποκτά σημασία όταν καθαρή θερμική ροή γίνεται αρνητική, κάτι που συμβαίνει κατά το τέλος το καλοκαιριού και την αρχή του φθινοπώρου (Pourriot and Meybeck, 1995).

4.5 Δυναμική της στρωμάτωσης

Ο πιο σημαντικός φυσικο/χημικο/βιολογικός παράγοντας κατά το σχηματισμό μοντέλων προσομοίωσης της ποιότητας του νερού στις λίμνες και τους ταμειυτήρες είναι η θερμοκρασία. Ιδιαίτερα, μελετάται το κατακόρυφο προφίλ αυτής, το οποίο μεταβάλλεται τόσο σε ημερήσια κλίμακα, όσο και σε εποχιακή. Η μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος είναι ευθέως ανάλογη της σταθερότητας και επομένως καθορίζει όχι μόνο τις ανταλλαγές ενέργειας αλλά και θρεπτικών (διαλυμένο οξυγόνο, φώσφορος, κτλ). Η σταθερότητα επίσης ελέγχει το βαθμό στον οποίο οι δυνάμεις άνωσης αντιστέκονται στην ανεμογενή ανάμιξη.

Το κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας σε μία λίμνη προκύπτει ως αποτέλεσμα της επίδρασης τόσο της θερμικής ενέργειας όσο και των μηχανισμών ανάμιξης λόγω των υδατικών κινήσεων που προαναφέρθηκαν. Προφανώς η κατακόρυφη αναδιανομή της θερμοκρασίας είναι πολύ διαφορετική από αυτή που οφείλεται στη διεύθυνση της ακτινοβολίας.

Το χαρακτηριστικό προφίλ της θερμοκρασίας μιας μη παγωμένης λίμνης αποτελείται από τρία στρώματα. Το επιλίμνιο είναι το ανώτερο στρώμα ύδατος σχετικώς ομοιόμορφης θερμοκρασίας, το οποίο κυκλοφορεί και είναι αρκετά τυρβώδες. Το επιλίμνιο είναι το κατώτερο στρώμα επίσης ομοιόμορφης θερμοκρασίας. Ως μεταλίμνιο ορίζεται το υδάτινο στρώμα με την απότομη θερμική διαβάθμιση, το οποίο οριοθετείται από τις διατομές των όμορων ομοιόθερμων στρωμάτων του επιλιμνίου και του υπολιμνίου. Ο όρος θερμοκλινές, αναφέρεται στην επίπεδη επιφάνεια εντός του μεταλιμνίου στην οποία εμφανίζεται μέγιστη ταχύτητα μείωσης της θερμοκρασίας συναρτήσει του βάθους (Pourriot and Meybeck, 1995).



Εικόνα 4.6 Σχηματική απεικόνιση θερμικής στρωμάτωσης και αντίστοιχες θερμοκρασίες

Προηγούμενα περιγράφηκε πώς ο άνεμος επιδρώντας στην επιφάνεια, επιβάλλει μια κατακόρυφη κλίση του οριζόντιου ρεύματος προκαλώντας τη δημιουργία ρευμάτων που επιβάλλουν διατμητικές τάσεις με αποτέλεσμα την ανάμιξη ενός επιφανειακού στρώματος νερού.

Αυτό το φαινόμενο αντιτίθεται στη στρωμάτωση καθώς έχει την τάση να αποσταθεροποιεί το στρώμα νερού. Επομένως, αφενός η κινητική ενέργεια του ανέμου τείνει να μεγαλώσει το βάθος του στρώματος που αναμιγνύεται, αφετέρου η θερμική στρωμάτωση, αντιτίθεται στη ομογενοποίηση των στρωμάτων. Η επίδραση του ανέμου αντιπροσωπεύεται από την κατακόρυφη κλίση των οριζόντιων ταχυτήτων, ενώ ο δείκτης της σταθερότητας της κολόνας νερού περιλαμβάνει την κλίση πυκνότητας. Ο μηχανισμός που τελικά κυριαρχεί μπορεί να προσδιοριστεί μέσω του αριθμού του Richardson (R_i), ο οποίος εκφράζει τη σταθερότητα μέσω του λόγου της κλίσης της πυκνότητας του νερού προς την επίδραση του ανέμου:

$$R_i = \frac{g}{\rho_w} \cdot \frac{\theta \rho_w}{\left(\frac{\theta u}{\theta z}\right)^2} \quad \{\text{Εξ. 4.2}\}$$

Όπου $\theta \rho_w / \theta z$ η κατακόρυφη μεταβολή πυκνότητας, $\theta u / \theta z$ η κατακόρυφη κλίση ταχύτητας και g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας ($g=981 \text{ cm s}^{-2}$) (Vincon-Leite, 1991).

Αυτός ο αριθμός πρέπει να προσδιοριστεί από τις κινήσεις που αντιστοιχούν σε διαφορετικές κλίμακες βάθους dz που κυμαίνονται από λίγα εκατοστά μέχρι μερικά μέτρα. Όταν $R_i > 0,25$ η στρωμάτωση παραμένει σταθερή. Εφόσον $R_i < 0,25$ η τύρβη αποκτά αρκετή ισχύ ώστε να μεταφέρει τη θερμότητα στα χαμηλότερα στρώματα νερού μεταβάλλοντας έτσι τη στρωμάτωση και επεκτείνοντας τη στα κατώτερα στρώματα. Αυτή η ανάμιξη δε συμβαίνει παρά όταν ο άνεμος είναι επαρκώς δυνατός το οποίο σημαίνει ότι η διεργασία δεν είναι μόνιμη αλλά εξαρτάται από τη χρονική κλίμακα και το μήκος προσκομιδής (fetch) του ανέμου.

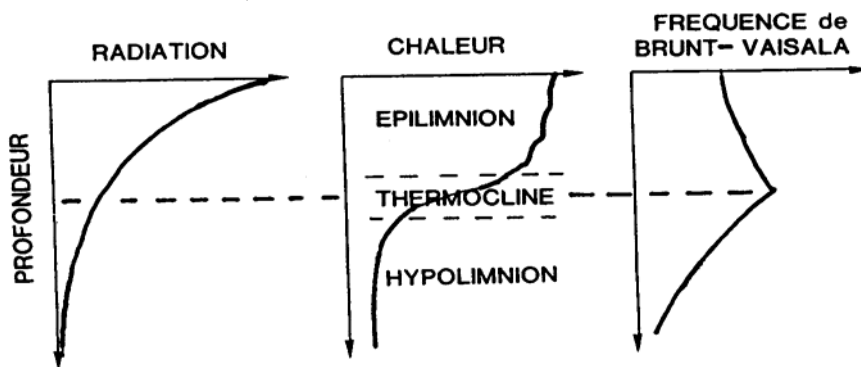
Με την παραδοχή ότι η κατακόρυφη κλίση της ταχύτητας $\theta u / \theta z$ δεν αλλάζει σημαντικά με το βάθος, η μεγάλη κλίση της πυκνότητας στο θερμοκλινές $\theta \rho_w / \theta z$ οδηγεί σε μεγάλο αριθμό R_i και

συνεπώς σε σταθερή στρωμάτωση και σε μικρή πιθανότητα κατακόρυφης ανάμιξης (Pourriot and Meybeck, 1995).

Το θερμοκλινές αντιπροσωπεύει λοιπόν ένα εμπόδιο στην κατακόρυφη μεταφορά μεταξύ επιλιμνίου και υπολιμνίου. Η θέση του δεν είναι πάντα εύκολα προσδιορίσιμη. Για τον προσδιορισμό της με μεγαλύτερη ακρίβεια χρησιμοποιείται η συχνότητα (N) Brunt-Väisälä η οποία ορίζεται ως

$$N^2 = -\frac{g/\rho_w}{\theta\rho_w/\theta z} \quad \{\text{Εξ. 4.3}\}$$

Αυτός ο αριθμός μεγιστοποιείται στο σημείο του θερμοκλινούς με τη μέγιστη κλίση



Εικόνα 4.7 - Σχηματική απεικόνιση της κατακόρυφης διανομής της θερμότητας και της συχνότητας Brunt-Väisälä σε στρωματοποιημένη (Pourriot and Meybeck, 1995).

4.5.1 Κατακόρυφη τυρβώδης ανάμιξη και στρωμάτωση

Το υπό μελέτη μοντέλο, υπολογίζει την τιμή του συντελεστή κατακόρυφης διασποράς της θερμότητας σε κάθε στρώμα. Ακολουθεί περιγραφή της εμπειρικής διαμόρφωσης του συντελεστή διαμόρφωσης, μεταβλητή εξαρτώμενη από το βάθος και το χρόνο. Η παραμετροποίηση ακολουθεί τη θερμική δομή της λίμνης: επιλίμνιο, μεταλίμνιο και υπολίμνιο. Για το χρονικό διάστημα του έτους που δεν εμφανίζεται στρωμάτωση, η formulation που εφαρμόζεται στο επιλίμνιο, βρίσκει εφαρμογή σε ολόκληρη τη λίμνη (Vinson-Leite, 1991).

Ο συντελεστής κατακόρυφης διασποράς, K εκφράζεται εν γένει συναρτήσει ενός κατακόρυφου συντελεστή διασποράς αναφοράς για μη στρωματοποιημένο μέσο, K_0 (m^2s^{-1}) και του αριθμού του Richardson, Ri , σύμφωνα με την εξίσωση (Henderson – Sellers, 1984):

$$K = K_0 f(Ri) \quad \{\text{Εξ. 4.4}\}$$

$f(R_i)$ είναι συνάρτηση σταθερότητας που εν γένει εκφράζεται από την εξίσωση (Henderson – Sellers, 1984):

$$f(R_i) = (1 + \sigma R_i)^{p_1} \quad \{\text{Εξ. 4.5}\}$$

όπου σ :

p_1 : παράμετρος βαθμονόμησης (συνάρτηση σταθερότητας) (-)

σ : παράμετρος βαθμονόμησης (συνάρτηση σταθερότητας) (-)

Υπάρχει μια σχέση μεταξύ του συντελεστή τυρβώδους διάχυσης της θερμότητας (K) και του κινηματικού ιξώδους (A) που εκφράζεται από τον αριθμό του Prandtl (Vinson-Leite, 1991):

$$P_r = A/K \quad \{\text{Εξ.4.6}\}$$

Το κινηματικό ιξώδες A (m^2s^{-1}) εξαρτάται από την κλίση οριζόντιας ταχύτητας (θ_u/θ_z) και τη διάρκεια της ανάδευσης (l) σύμφωνα με τη σχέση

$$A = l^2 \theta_u/\theta_z \quad \{\text{Εξ.4.7}\}$$

όπου $\theta_u/\theta_z = \eta$ κατακόρυφη μεταβολή των οριζόντιων ταχυτήτων (s^{-1})

Μια πρώτη εξίσωση για τον υπολογισμό της κλίσης ταχύτητας δίνεται από τους Henderson –Sellers (1984)

$$\frac{\theta u}{\theta z} = \frac{u_s^*}{\kappa \cdot (z_{surf} - z)} \quad \{\text{Εξ.4.8}\}$$

όπου,

u_s^* = η ταχύτητα του ανέμου στην επιφάνεια (m/s)

$\kappa = 0,41$ είναι η σταθερά Von Karman (-) ,(Lin,2001)

Η ταχύτητα του ανέμου για το οριακό στρώμα του νερού ορίζεται ως

$$u_s^* = \sqrt{C_d \cdot \frac{\rho_a}{\rho_w} \cdot V_{ent}^2} \quad \{\text{Εξ.4.9}\}$$

όπου

C_d = ο συντελεστής τριβής του ανέμου (-)

ρ_a = πυκνότητα του αέρα (kg/m^3)

ρ_w = πυκνότητα του νερού (kg/m^3)

V_{ent} = η ταχύτητα του ανέμου σε απόσταση 10m από το έδαφος.

Μια άλλη προσέγγιση προτείνεται από το Simmons 1981. Στηρίζεται στις μετρήσεις του Ekman (1905) που επιτρέπουν την έκφραση της κλίσης οριζόντιας ταχύτητας συναρτήσει της κλίσης στην επιφάνεια και του βάθους, κάνοντας την υπόθεση ότι το ιξώδες είναι ανάλογο της κατακόρυφης κλίσης των οριζόντιων ταχυτήτων (Vinson-Leite, 1991, Riley, 2007):

$$\frac{\theta u}{\theta z} = \frac{\theta u}{\theta z}|_{surf} \cdot \left[1 + \frac{z - z_{surf}}{D} \right]^2 \quad \{\text{Εξ. 4.10}\}$$

όπου,

$$D = 5 \sqrt{A_s / f} \quad \{\text{Εξ. 4.11}\}$$

A_s = κινηματικό ιξώδες στην επιφάνεια του νερού (m^2/s)

f = παράμετρος Coriolis (s^{-1})

Η ποσότητα $\theta u / \theta z$ μηδενίζεται για ένα βάθος ίσο με $(z_{surf} - D)$. Ο Ekman προσδιορίζει ότι η παραπάνω έκφραση για το $\theta u / \theta z$ δεν έχει εφαρμογή παρά για τα βάθη που είναι μικρότερα από εκείνο στο οποίο μηδενίζεται η κλίση της οριζόντιας ταχύτητας. Με σκοπό τη χρήση μιας πιο απλής εξίσωσης κατά τους υπολογισμούς ο Simmons αντικαθιστά την παραπάνω έκφραση με την εξής, πολύ παρόμοια για τα μικρά βάθη (Vinson-Leite, 1991):

$$\frac{\theta u}{\theta z} = \frac{\theta u}{\theta z}|_{surf} \cdot e^{-\frac{z - z_{surf}}{D'}} \quad \{\text{Εξ. 4.12}\}$$

όπου

$$D' = 2 \sqrt{A_s / f} \quad \{\text{Εξ. 4.13}\}$$

Για τον υπολογισμό των A_s και $\theta u / \theta z|_{surf}$ συναρτήσει του u_s^* διατίθενται οι ακόλουθες σχέσεις

1) Η σχέση:

$$A_s = l^2 \theta u / \theta z|_{surf} \quad \{\text{Εξ. 4.14}\}$$

2) Η οριακή επιφανειακή συνθήκη, που συνδέει την ταχύτητα της ροής του ανέμου την κλίση της ταχύτητας και το ιξώδες:

$$u_s^{*2} = A_s \theta u / \theta z|_{surf} \quad \{\text{Εξ. 4.15}\}$$

απ' όπου

$$A_s = l^2 u_s^{*2} \quad \{\text{Εξ. 4.16}\}$$

Η τιμή της παραμέτρου l προκύπτει βάσει της σχέσης Mellor et Durbin , (Simmons, 1981)

$$l = \frac{5}{4} \cdot \delta \cdot \sqrt{\frac{A_s}{f}} \quad \{\text{Εξ.4.17}\}$$

όπου

δ = παράμετρος βαθμονόμησης της τάξης 0,1

Συνδυάζοντας τις {εξ. 4.11}, {εξ.4.14}, {εξ.4.16} και δεδομένου ότι ο αριθμός του Prandtl, παίρνει την τιμή 1 σε ουδέτερο μέσο (Henderson-Sellers, 1984) λαμβάνεται η έκφραση του K_0

$$K_0 = \frac{\varepsilon}{f} \cdot u_s^{*2} \cdot e^{\frac{z-z_{surf}}{D'}} \quad \{\text{Εξ. 4.18}\}$$

όπου, $\varepsilon = (25/16) \delta^2$

Η έκφραση της κλίσης οριζόντιας ταχύτητας μπορεί επίσης να συμπεριληφθεί σ' αυτή του αριθμού του Richardson που γράφεται σύμφωνα με την εξίσωση (Henderson-Sellers, 1984)

$$R_i = \frac{g/\rho_\omega}{\theta\rho/\theta z} \cdot \left(\frac{\varepsilon}{f}\right)^2 \cdot e^{-2\frac{z-z_{surf}}{D'}} \quad \{\text{Εξ. 4.19}\}$$

Επιλίμνιο

Για το επιλίμνιο μέχρι το θερμοκλινές δηλαδή μέχρι τη μεγιστοποίηση της κλίσης πυκνότητας της κολόνας νερού ο συντελεστής της κατακόρυφης διασποράς γράφεται σύμφωνα με την εξίσωση (Henderson-Sellers, 1984)

$$K_{epi} = \frac{\varepsilon}{f} \cdot u_s^{*2} \cdot (1 + \sigma R_i)^{p1} e^{\frac{z-z_{surf}}{D'}} \quad \{\text{Εξ.4.20}\}$$

Μεταλίμνιο και υπολίμνιο

Κάτω από το θερμοκλινές, το οποίο ουσιαστικά δημιουργεί φραγμό, η άμεση επίδραση του ανέμου στην ανάδευση των στρωμάτων είναι αμελητέα. Επομένως, διαμορφώνονται διαφορετικά οι συντελεστές της διασποράς.

Η συχνότητα των Brunt-Väisälä με την κλίση πυκνότητας, N^2 , χρησιμοποιείται για να χαρακτηριστεί η σταθερότητα ενός στρώματος σε σχέση με την ανώτερη φυσική διεπιφάνεια: θερμοκλινές, η τον πυθμένα του μεταλιμνίου (Pouillot and Meybeck, 1995).

Ανάμεσα στο θερμοκλινές και τον πυθμένα του μεταλιμνίου, ο συντελεστής της διασποράς υπολογίζεται συναρτήσει της τιμής του στο θερμοκλινές και του λόγου των συχνοτήτων των Brunt-Väisälä στο θερμοκλινές και στο υπό μελέτη βάθος. Ο πυθμένας του μεταλιμνίου ορίζεται στους υπολογισμούς ως το βάθος στο οποίο η κλίση πυκνότητας παίρνει τιμή μικρότερη από 10^{-5}kg m^{-4} .

$$N^2 = -\frac{g/\rho_w}{\theta\rho_w/\theta z} \quad \{\text{Εξ. 4.21}\}$$

$$K_{meta} = a \cdot K_{th} \cdot \left(\frac{N_{th}^2}{N(z)^2} \right)^{p2} \quad \{\text{Εξ. 4.22}\}$$

Όπου a και $p2$ είναι παράμετροι βαθμονόμησης.

Στο υπολίμνιο, κοντά στην περιοχή του πυθμένα, η διασπορά μειώνεται σταδιακά, με τις κλίσεις πυκνότητας. Εισάγεται στην έκφραση του συντελεστή διασποράς ένας διορθωτικός παράγοντας f_c που μειώνεται γραμμικά καθώς προσεγγίζεται ο πυθμένας. Ο f_c εκφράζεται από το λόγο του υψομέτρου του υπόψη σημείου άνωθεν του πυθμένα, και του συνολικού υψομέτρου του υπολιμνίου (Tassin 1986).

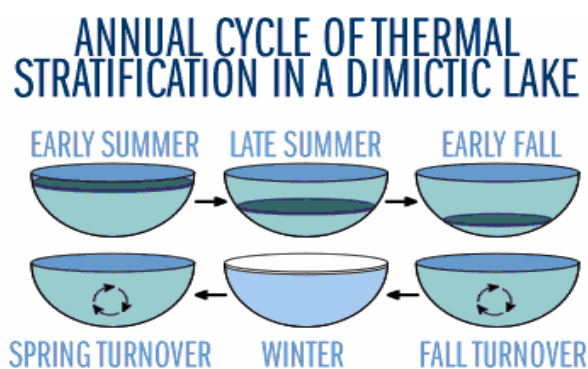
$$K_{hypo} = f \cdot c \cdot K_{meta} \cdot \left(\frac{N_{meta}^2}{N(z)^2} \right)^{p2} \quad \{\text{Εξ. 4.23}\}$$

Όπου,

$f_c = z / z_{meta}$ είναι διορθωτικός παράγοντας που λαμβάνει υπόψη την επίδραση των εσωτερικών κυμάτων.

4.5.2 Εποχιακός κύκλος στρωμάτωσης

Για να γίνει κατανοητός ο εποχιακός κύκλος της στρωμάτωσης, εξετάζονται οι τυπικές συνθήκες λιμνών της εύκρατης ζώνης, οι οποίες παρουσιάζουν έντονες αντιθέσεις στις εποχικές συνθήκες.



Εικόνα 4.8 Σχηματική απεικόνιση εποχιακού κύκλου στρωμάτωσης σε

διμικτική λίμνη

4.5.2.1 Εαρινή αναστροφή

Λαμβάνεται ως σημείο εκκίνησης μια ημερομηνία στην οποία η καθαρή ροή θερμότητας αλλάζει κατεύθυνση κατά το τέλος Μαρτίου όταν η επίστρωση πάγου μιας λίμνης συνήθως αρχίζει να εκφυλίζεται. Η καταστροφή της επίστρωσης του πάγου είναι συνήθως ταχεία, ειδικότερα όταν συνοδεύεται από δυνατό άνεμο. Αυτή την περίοδο, τα ύδατα σε όλο το βάθος της λίμνης προσεγγίζουν τη θερμοκρασία μέγιστης πυκνότητας. Ως αποτέλεσμα της ομοιόμορφης πυκνότητας, υπάρχει σχετικώς μικρή θερμική αντίσταση στην ανάμιξη και απαιτούνται μόνο μικρά ποσά αιολικής ενέργειας για την ανάμιξη της υδάτινης στήλης. Στις περισσότερες λίμνες, το ποσό της αιολικής ενέργειας που προσκρούει στην επιφάνεια είναι αρκετό για να τεθεί σε κυκλοφορία το σύνολο της υδάτινης στήλης.

Η διάρκεια της εαρινής αναστροφής καθορίζεται από πολλούς παράγοντες (επιφανειακή έκταση, περιβάλλουσα τοπογραφία, άνεμοι κτλ). Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου ανάμιξης, ο βαθμός θέρμανσης είναι συνάρτηση του υδάτινου όγκου που πρέπει να θερμανθεί σε σχέση με την καθαρή ηλιακή πρόσοδο. Οι άνεμοι, τα χαρακτηριστικά τους και η αναδιανομή τους στο χρόνο, κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, καθορίζουν για ολόκληρη την καλοκαιρινή περίοδο, τη θερμοκρασία στα κατώτερα στρώματα (Henderson-Sellers, 1984)

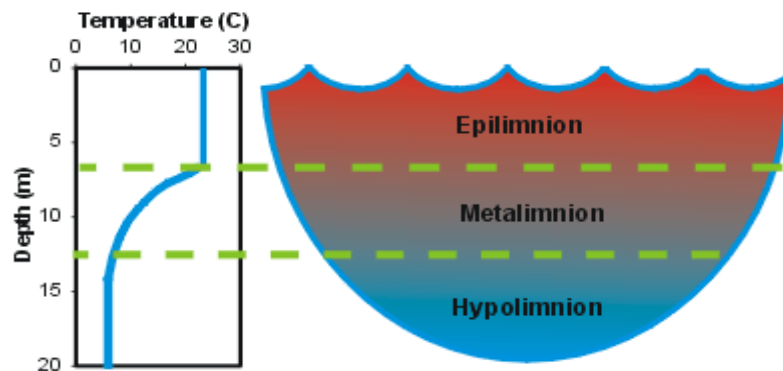
4.5.2.2 Εαρινή στρωμάτωση

Με τη βαθμιαία άνοδο της θερμοκρασίας του νερού, σταδιακά αυξάνεται και η μέγιστη τιμή της κλίσης της πυκνότητας και η σχετική θερμική αντίσταση ανάμιξης παρουσιάζει σημαντική αύξηση. Μια διαφορά μερικών μόνο βαθμών είναι στη συνέχεια αρκετή για να εμποδίσει την πλήρη κυκλοφορία.

Από αυτή τη χρονική περίοδο και μετέπειτα λαμβάνει χώρα η εαρινή στρωμάτωση και η υδάτινη στήλη διαχωρίζεται θερμικώς στις τρεις περιοχές, οι οποίες είναι πολύ ανθεκτικές στην ανάμιξη της

μίας με την άλλη. Η στρωμάτωση θα συμβεί αυτήν την περίοδο του χρόνου τόσο πιο γρήγορα, όσο μικρότερη είναι η ενέργεια του ανέμου.

Η αρχική θερμοκρασία του κατωτάτου στρώματος (υπολίμνιο) καθορίζεται από την τελική θερμοκρασία των υδάτων κατά τη διάρκεια της εαρινής ανατροπής. Η θερμοκρασία του υπολιμνίου ύδατος μεταβάλλεται ελάχιστα καθ' όλη την περίοδο της θερινής στρωμάτωσης, ειδικότερα στις βαθιές λίμνες. Πρόκειται ουσιαστικά για ψυχρή και σχετικώς αδιατάρακτη περιοχή.



Εικόνα 4.9 - Τυπικό θερινό θερμοκρασιακό προφίλ σε διμικτική λίμνη

Σχετική θέση στρωμάτων

Κατά τη μετάβαση από την εαρινή αναστροφή στη θερινή στρωμάτωση, το βάθος του στρώματος του μεταλιμνίου (με συνήθως αποδεκτή θερμική ασυνέχεια μεγαλύτερη του 1°C ανά μέτρο) ποικίλει σε σημαντικό βαθμό μεταξύ λιμνών και από έτος σε έτος συναρτήσει των καιρικών συνθηκών.

Όταν το νερό θερμαίνεται ταχέως και η επαγόμενη από τον άνεμο ανάμιξη είναι μετρίως έντονη αλλά ανεπαρκής για την πλήρη κυκλοφορία των υδάτων, το στρώμα της μέγιστης θερμικής μεταβολής εμφανίζεται βαθιά στην υδάτινη στήλη. Η θερμική αυτή ασυνέχεια προάγεται με ταχύ ρυθμό καθώς λαμβάνει χώρα περαιτέρω θέρμανση και αυξάνουν οι διαφορές πυκνότητας.

Αντιθέτως εάν ο καιρός αυτήν την περίοδο είναι μάλλον ήπιος και θερμός, θα εμφανιστούν έντονες θερμικές ασυνέχειες στην επιφάνεια – στην περίπτωση αυτή, το μεταλίμνιο στην ουσία αρχίζει από την επιφάνεια και κινείται βαθύτερα καθώς η επαγόμενη από τον άνεμο ανάμιξη εγκαθιστά το επιλίμνιο.

Από τη χρονική αυτή περίοδο και μετέπειτα, το επιλίμνιο διέρχεται σε περιοδική θέρμανση κατά τη διάρκεια του θερμού, ήπιου καιρού που εναλλάσσεται με περιόδους έντονης ανεμογενούς ανάμιξης. Καθώς το ανώτερο τμήμα του υπολιμνίου κατακτά με βραδύ ρυθμό μικρά ποσά θερμότητας καθ' όλη την περίοδο της θερμικής στρωμάτωσης, το βάθος του μεταλιμνίου συμπιέζεται.

Όπως είναι αναμενόμενο, η σχετική σημασία της άμεσης ηλιακής θέρμανσης και της μεταφοράς θερμότητας λόγω τύρβης από τα ανώτερα υδάτινα στρώματα ποικίλλει σε μεγάλο βαθμό και επηρεάζει τη στρωμάτωση ανάλογα με τις συνθήκες της κάθε λίμνης (Wetzel, 1999).

Σταθερότητα μιας λίμνης υπό στρωμάτωση

Σταθερότητα (stability, S) ανά μονάδα έκτασης μιας λίμνης είναι η ποσότητα έργου ή μηχανικής ενέργειας που απαιτείται για την ανάμιξη σε μια ομοιόμορφη θερμοκρασία του συνολικού όγκου του ύδατος, χωρίς την προσθήκη ή αφαίρεση θερμότητας (Wetzel, 2001).

Συνεπώς κατά τη θερινή στρωμάτωση, η σταθερότητα εκφράζει το ποσό του αιολικού έργου που απαιτείται για την επίτευξη κυκλοφορίας στη λίμνη. Το σημαντικότερο είναι ότι η σταθερότητα ποσοτικοποιεί την αντίσταση αυτής της στρωμάτωσης ως προς τη διατάραξή της από τον άνεμο και συνεπώς το βαθμό απομόνωσης του υπολιμνίου από τις επιλιμνικές και τις επιφανειακές κινήσεις.

Η σταθερότητα μιας λίμνης επηρεάζεται έντονα από το μέγεθος και τη μορφομετρία της. Η ποσότητα έργου (B) που συμβάλλει δια του ανέμου στη κατανομή της θερμότητας σε ολόκληρη τη λίμνη, αυξάνει αναλογικά με τη μείωση του μεγέθους και του όγκου της. Αντίθετα η σταθερότητα (S), ή ποσότητα έργου ανά μονάδα επιφάνειας για την ανάμιξη μιας λίμνης σε μια ομοιόμορφη κάθετη πυκνότητα, είναι ψηλότερη στις μεγαλύτερες λίμνες. Το άθροισμα B και S αντιπροσωπεύει την ποσότητα έργου ανά μονάδα επιφάνειας (G) που απαιτείται για την ομοιόμορφη κατανομή της θερμότητας σε μια λίμνη μέσω του ανέμου, στην ελάχιστη χειμερινή θερμοκρασία.

Η θερμική ασυνέχεια του μεταλιμνίου αποτελεί σημαντικό φραγμό της ανάμιξης. Το βάθος του μεταλιμνίου εξαρτάται πρωτίστως από την επιφανειακή έκταση και μπορεί να εκτιμηθεί από την γνώση των διαφορών θερμικής πυκνότητας τη μορφομετρία και τη μέγιστη ένταση του ανέμου. Μολονότι το μεταλίμνιο δεν αποτελεί απόλυτο φραγμό, για να επιτευχθεί η διατάραξή του απαιτείται τεράστια ποσότητα έργου.

4.5.2.3 Φθινοπωρινή κυκλοφορία

Μέχρι τα τέλη της θερινής περιόδου και τις αρχές του φθινοπώρου, η αποθηκευμένη στη λίμνη θερμότητα μεγιστοποιείται και στη συνέχεια οι φθίνουσες θερμοκρασίες της ατμόσφαιρας έχουν ως αποτέλεσμα μια αρνητική πρόσοδο θερμότητας (Q_{tot}) στη λίμνη, η απώλεια δε θερμότητας υπερβαίνει την τροφοδοσία μέσω ηλιακής ακτινοβολίας.

Η μετάβαση από τα τελικά στάδια της θερινής στρωμάτωσης προς τη φθινοπωρινή κυκλοφορία, είναι συνήθως απότομη και μπορεί να λάβει χώρα εντός ελαχίστων ωρών, ειδικότερα όταν συνοδεύεται από τις υψηλές ταχύτητες ανέμου μιας καταιγίδας.

Για ορισμένο χρονικό διάστημα η απώλεια θερμότητας και η μπορούν να επηρεάσουν ολόκληρο τον όγκο του νερού, μειώνοντας τη θερμοκρασία στο σύνολο της λίμνης, αναμειγνύοντας τα επιφανειακά στρώματα με αυτά που βρίσκονται στο βάθος του υπολιμνίου. Πρόκειται για την ολική ανάμιξη της οποίας η αποτελεσματικότητα είναι συνάρτηση του βάθους της λίμνης.

Η κυκλοφορία συνεχίζεται με τη βαθμιαία ψύξη της υδάτινης στήλης. Ο ρυθμός και η διάρκεια ψύξης ποικίλουν ευρέως από λίμνη σε λίμνη και εξαρτώνται από τη μορφομετρία της λεκάνης, τον όγκο του ύδατος που πρέπει να ψυχθεί και τις επικρατούσες μετεωρολογικές συνθήκες (Wetzel, 2001).

Σύρση μεταλιμνίου σε λίμνες υπό στρωμάτωση

Σταδιακή φθορά του μεταλιμνίου παρουσιάζεται μέσω της σύρσης (entrainment) με επακόλουθη ταπείνωση του επιπέδου του θερμοκλινούς. Η φθορά αυτή η οποία είναι χαρακτηριστική της φθινοπωρινής περιόδου ψύξης, εγκαινιάζεται όταν η αμιγής ροή θερμότητας (net heat flux) στην επιφάνεια του νερού μετατραπεί από καθοδική σε ανοδική και περατώνεται κατά τη διάρκεια της φθινοπωρινής αναστροφής. Κατά τα αρχικά στάδια της σύρσης, όταν το ρεύμα επιστροφής πάνω από το θερμοκλινές και οι παρασυρόμενες στιβάδες κάτω από αυτό κινούνται αντιθέτως προς τη διεύθυνση του ανέμου, η τύρβη διάτμησης στο μεταλίμνιο είναι χαμηλή. Όσο ο αριθμός R_i δε μειώνεται κάτω από την οριακή τιμή το θερμοκλινές παραμένει ως μια ολισθηρή επιφάνεια με χαμηλή αντίσταση διάτμησης και με ελάχιστη ανάμιξη κατά μήκος του. Εάν η ροή διάτμησης στο θερμοκλινές αυξηθεί, ($R_i < 0.25$), η ροή γίνεται ασταθής και εμφανίζονται μεγάλες δίνες στο ρεύμα επιστροφής στο άκρο της υπήνεμης πλευράς. Οι δίνες αυτές μεταφέρονται αντιθέτως προς τη φορά του ανέμου, όπου και αναμειγνύονται με το επιφανειακό ρεύμα διολίσθησης. Με την επακόλουθη νηνεμία οι μετατοπισμένες υδάτινες στιβάδες ανακατανέμονται. Το τελικό προφίλ θερμότητας διατηρεί σε μεγάλο βαθμό την αρχική του μορφή, αλλά το μέσο βάθος του μεταλιμνίου έχει προωθηθεί σε χαμηλότερο επίπεδο, ανάλογα με την ποσότητα της τυρβώδους αγωγιμότητας. Η σύρση και η φθορά του μεταλιμνίου είναι προοδευτικές διαδικασίες που επιταχύνονται από καταιγίδες. Ένα ορισμένο ποσοστό αντισταθμιστικής κίνησης εμφανίζεται στο υπολίμνιο, με κατεύθυνση αντίθετη εκείνης του μεταλιμνίου (Wetzel, 2001).

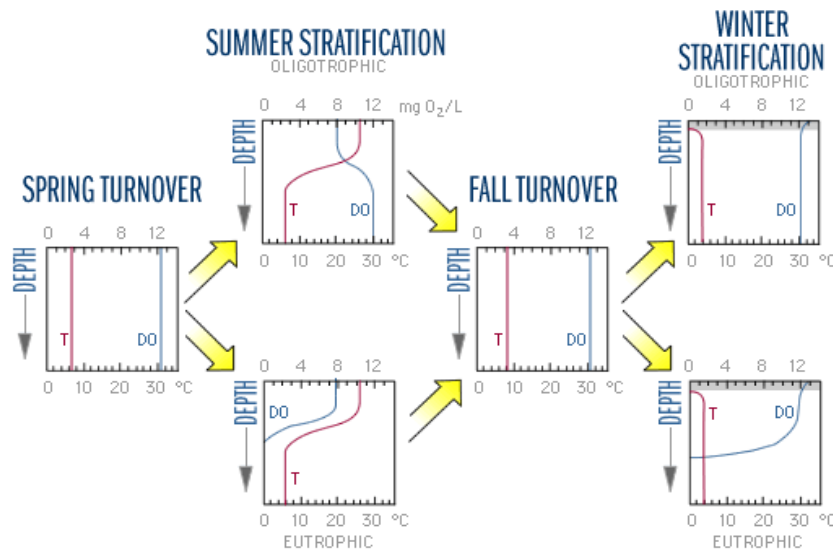
4.5.2.4 Χειμερινή στρωμάτωση

Καθώς η θερμοκρασία του ύδατος πλησιάζει το σημείο μέγιστης πυκνότητας (4 °C), μπορεί να σχηματιστεί τάχιστα επιφανειακός πάγος. Η διαφορά στην πυκνότητα μεταξύ ύδατος 4 και 0 °C είναι πολύ μικρή και οδηγεί μόνο σε ασήμαντη διαβάθμιση πυκνότητας ακριβώς κάτω από την επιφάνεια Ω εκ τούτου ένα θερμοκλινές στρωμάτωσης αναπτύσσεται κοντά στην επιφάνεια με ένα συνεχώς μειούμενης θερμοκρασίας στρώμα νερού να επανακαλύπτει τα θερμότερα στρώματα (>4°C): Πρόκειται για την αντίστροφη στρωμάτωση. Αυτό το θερμοκλινές και το ψυχρό επιφανειακό νερό διαταράσσεται εύκολα από ένα μικρό ποσό ενέργειας προερχόμενης από τη δράση του ανέμου. Υπό θυελλώδεις καιρικές συνθήκες, δεν είναι σπάνιο μια λίμνη να συνεχίζει να παραμένει υπό κυκλοφορία και να ψύχεται αρκετά κάτω από τη θερμοκρασία μέγιστης πυκνότητας. Αφού παγώσει η λίμνη, δεδομένου ότι η επίστρωση πάγου την απομονώνει επιτυχώς από τη φάση του ανέμου η κυκλοφορία του νερού είναι συνήθως πολύ ασθενής. Στην περιοχή αμέσως κάτω από τον πάγο και κάτω από υδάτινο στρώμα θερμοκρασίας 0°C, παρατηρείται νερό αυξανόμενης πυκνότητας με θερμοκρασία ίδια με εκείνη της κυκλοφορίας του ύδατος πριν από το σχηματισμό πάγου. Η απότομη θερμική διαβάθμιση αμέσως κάτω από την επίστρωση πάγου αναφέρεται ως αντίστροφη θερμική στρωμάτωση (inverse thermal stratification). Θέρμανση του ύδατος μπορεί να λάβει χώρα σε σημαντικό βάθος κάτω από τον πάγο καθ' όλη τη διάρκεια του χειμώνα. Από τις ελάχιστες διεξοδικές μελέτες που αναφέρονται στη χειμερινή θέρμανση, είναι σαφές ότι το μεγαλύτερο μέρος (> 75%) προέρχεται από την ηλιακή ακτινοβολία. Παρ' όλ' αυτά η διείσδυση του φωτός είναι άμεσα εξαρτώμενη από τη φύση του πάγου, των εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα και της χιονοκάλυψης. Ακολουθεί μια δεύτερη περίοδος ανάμιξης στο τέλος του χειμώνα όταν η λίμνη γίνεται και πάλι ομοιόθερμη, στη συνέχεια επαναθερμαίνεται και αποκτά εκ νέου θερμοκρασία 4 °C. Στη συνέχεια αρχίζει ένας νέος εποχιακός κύκλος (Wetzel, 2001).

4.5.3 Βιοχημική δραστηριότητα κατά τη στρωμάτωση

4.5.3.1 Διαλυμένο οξυγόνο

Η μεγιστοποίηση της βιολογικής δραστηριότητας κατά τη διάρκεια της εαρινής και της καλοκαιρινής φωτοσυνθετικής δραστηριότητας είναι αποτέλεσμα της υψηλής ηλιακής ακτινοβολίας. Ο συνδυασμός της θερμικής στρωμάτωσης και της βιολογικής δραστηριότητας, προκαλεί χαρακτηριστικές δομές στη χημεία του νερού. Στο σχήμα που ακολουθεί φαίνονται οι τυπικές εποχιακές μεταβολές του διαλυμένου οξυγόνου (DO) και της θερμοκρασίας.



Εικόνα 4.10 - Ιδεατή κάθετη κατανομή των συγκεντρώσεων οξυγόνου και θερμοκρασίας (T) κατά τη διάρκεια των τεσσάρων βασικών εποχικών φάσεων μιας ολιγοτροφικής και μιας εύτροφικής διμικτικής λίμνης

Η συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου στο επιλίμνιο παραμένει υψηλή κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού λόγω της φωτοσύνθεσης και της εισροής από την ατμόσφαιρα. Στο υπολίμνιο, οι συνθήκες εξαρτώνται από το τροφικό καθεστώς. Στις ευτροφικές λίμνες, το διαλυμένο οξυγόνο του υπολιμνίου ελαττώνεται κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού διότι είναι αποκομμένο από όλες τις πηγές του οξυγόνου, ενώ οι οργανισμοί συνεχίζουν την κατανάλωση οξυγόνου μέσω της αναπνοής. Στην περιοχή κοντά στον πυθμένα, ή ακόμα και σε ολόκληρο το υπολίμνιο, οι συνθήκες σταδιακά γίνονται ανοξικές με πλήρη απουσία οξυγόνου. Στις ολιγοτροφικές λίμνες, η χαμηλή βιομάζα των αλγών, επιτρέπει τη διείσδυση του ηλιακού φωτός σε μεγαλύτερο βάθος και μικρότερη αποσύνθεση. Τα άλγη έχουν τη δυνατότητα να αναπτυχθούν σχετικά βαθύτερα στην κολόνα νερού και λιγότερο οξυγόνο καταναλώνεται για την αποσύνθεση. Οι συγκεντρώσεις διαλυμένου οξυγόνου έχουν τη δυνατότητα να αυξάνονται με το βάθος κάτω από το θερμοκλινές, όπου το ψυχρότερο νερό έχει αποθηκευμένη μεγαλύτερη ποσότητα διαλυμένου οξυγόνου (η διαλυτότητα του οξυγόνου αυξάνεται με τη μείωση της θερμοκρασίας) που έχει απομείνει από την περίοδο της εαρινής ανάμιξης. Αυτές οι διαφορές μεταξύ ευτροφικών και ολιγοτροφικών λιμνών, τείνουν να εξαλειφθούν κατά τη φθινοπωρινή αναστροφή.

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, στις ολιγοτροφικές λίμνες εν γένει επικρατούν ομοιόμορφες συνθήκες. Οι ευτροφικές λίμνες με παγοκάλυψη όμως, αναπτύσσουν χειμερινή στρωμάτωση του διαλυμένου οξυγόνου. Αν η παγοκάλυψη δεν επαρκεί για να εμποδίσει τη διείσδυση του ηλιακού φωτός, το φυτοπλαγκτό καθώς και ορισμένα μακρόφυτα, συνεχίζουν να φωτοσυνθέτουν, προκαλώντας μικρή αύξηση στο διαλυμένο οξυγόνο ακριβώς κάτω από το στρώμα πάγου. Αντίθετα, καθώς οι μικροοργανισμοί συνεχίζουν την αποσύνθεση υλικών στα χαμηλότερα στρώματα της κολόνας νερού, καταναλώνουν οξυγόνο και το διαλυμένο οξυγόνο μειώνεται.

Εξαιτίας του στρώματος πάγου, η λίμνη δεν τροφοδοτείται με οξυγόνο, ενώ επιπλέον, η κάλυψη της επίστρωσης πάγου από χιόνι, πιθανόν να μειώνει τόσο την ένταση της φωτεινής ακτινοβολίας που διεισδύει στο εσωτερικό, ώστε να καθίσταται αδύνατη η φωτοσύνθεση. Αυτή η συνθήκη, δύναται να προκαλέσει υψηλή θνησιμότητα στα ψάρια. Χαμηλή ποσότητα διαλυμένου οξυγόνου στο νερό που έρχεται σε επαφή με τα ιζήματα, επηρεάζει την ποιότητα του νερού. Όταν η ποσότητα διαλυμένου οξυγόνου πέσει κάτω από 1mg/L οι χημικές διεργασίες στη διεπιφάνεια νερού-στερεού, συχνά ελευθερώνουν φώσφορο, από τα στερεά στο νερό. Κατά τη διάρκεια της εαρινής ανάμιξης αυτός ο φώσφορος, σε συνδυασμό με την αμμωνία, βοηθάει στην ανάπτυξη των αλγών (Wetzel, 2001). Στην υπό μελέτη λίμνη για τη χρονική περίοδο από το Μάιο έως τον Νοέμβριο, παρατηρείται αποξυγόνωση των υδάτων περιορισμένη στα κατώτερα στρώματα σε κατώτερο βάθος των 1,5-2m. (Wetzel,2001).

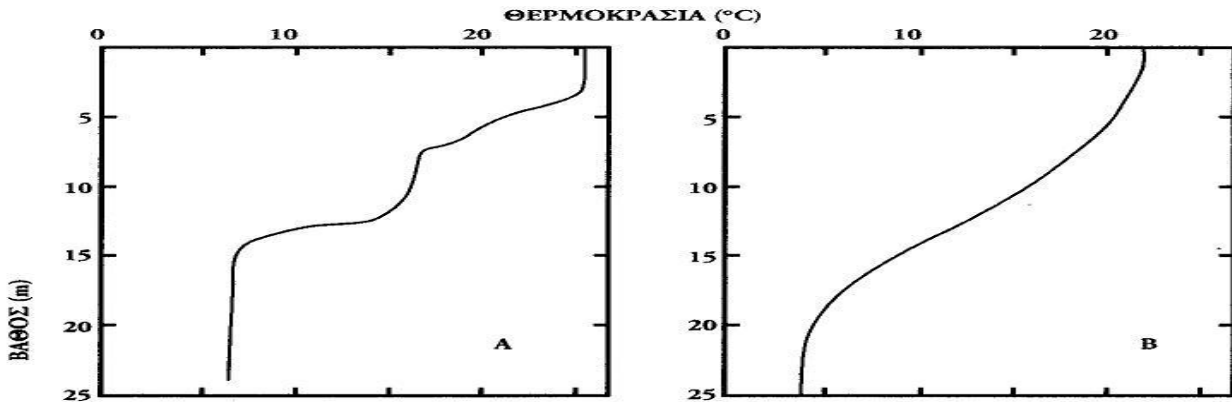
4.5.3.2 Θρεπτικά

Οι υδατικοί οργανισμοί αλληλεπιδρούν χημικά με το περιβάλλον τους. Το φυτοπλαγκτό δεσμεύει θρεπτικά από το νερό και το ζωοπλαγκτόν τρέφεται από το φυτοπλαγκτό. Η ανακατανομή των θρεπτικών στη κολόνα του νερού οφείλεται αφενός στο νεκρό πλαγκτόν που σταδιακά βυθίζεται σε μεγαλύτερα βάθη και αποσυντίθεται, αφετέρου στην κατακόρυφη μετακίνηση του πλαγκτού. Σε αντίθεση με το διαλυμένο οξυγόνο, πολύτιμα θρεπτικά, όπως ο φώσφορος, και το άζωτο (διαλυμένος φώσφορος, νιτρικά και αμμωνία) κατά κανόνα αυξάνουν την άνοιξη λόγω της απορροής του χιονιού και της εαρινής ανατροπής που προκαλεί ανάμιξη των συσσωρευμένων θρεπτικών της περιοχής του πυθμένα. Οι συγκεντρώσεις εν γένει μειώνονται στο επιλίμνιο κατά τη διάρκεια της καλοκαιρινής στρωμάτωσης καθώς τα θρεπτικά καταναλώνονται από τα άλγη, και σταδιακά μεταφέρονται στο υπολίμνιο καθώς τα άλγη πεθαίνουν και αποσυντίθενται. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, κάθε επιφανειακή εισροή θρεπτικών, μπορεί να προκαλέσει αύξηση των αλγών (Wetzel,2001).

4.5.4 Τροποποιήσεις της στρωμάτωσης

Η εικόνα της στρωμάτωσης που προηγούμενα περιγράφηκε, στην οποία μια τυπική εύκρατη λίμνη μεσαίου μεγέθους υφίσταται δύο περιόδους ανάμιξης, μία κατά την άνοιξη και μία κατά το φθινόπωρο, καλείται διμικτική και δεν είναι πάντοτε τόσο σταθερή. Πολλές αποκλίσεις εντοπίζονται σε σχέση με τις τοπικές ή ευρύτερες διαφορές στο κλίμα, τα ιδιαίτερα γνωρίσματα της μορφομετρίας της λίμνης και την κίνηση των υδάτινων μαζών.

Μια συνήθης απόκλιση από το τυπικό πρότυπο θερινής στρωμάτωσης είναι η δημιουργία δευτερογενών ή πολλαπλών στιβάδων ασυνέχειας.



Εικόνα 4.11 Παραλλαγές στη θερινή θερμική στρωμάτωση. (Α) Παράδειγμα πολλαπλών θερμικών ασυνεχειών (γενικευμένο από διάφορες πηγές), (Β) Παράδειγμα θερμικής ασυνέχειας πολύ

περιορισμένης λόγω υψηλής ανάμιξης. (Wedgel, 2001)

Στις καταστάσεις αυτές οι οποίες διαρκούν συνήθως μόνο μερικές μέρες ή εβδομάδες, σχηματίζονται δευτερογενή μεταλίμνια στο επιλίμνιο της αρχικής στρωμάτωσης κατά τη διάρκεια της περιόδου θέρμανσης. Οι συνθήκες αυτές είναι κοινές όταν έντονη θέρμανση εναλλάσσεται με περιόδους εκτεταμένης ανάμιξης. Το αρχικό εαρινό μεταλίμνιο σχηματίζεται σε ποικίλα βάθη και σταθεροποιείται σε ένα βάθος χαρακτηριστικό της λιμναίας μορφομετρίας και των επικρατέστερων μετεωρολογικών συνθηκών. Η ανάμιξη του συνόλου του επιλιμνίου μπορεί αν διακοπεί κατά τη διάρκεια μιας ήπιας θερμής περιόδου, κατά την οποία τα επιφανειακά ύδατα θερμαίνονται εντόνως και ενδέχεται να αναμιγνύονται σε βάθος μερικών μόνο μέτρων από μια ασθενή αύρα. Με τη διαδικασία αυτή είναι δυνατόν να σχηματιστεί ένα δευτερογενές μεταλίμνιο, υπερκείμενο του πρώτου. Η σταθερότητα των πολλαπλών αυτών μεταλιμνίων, δεν είναι συνήθως τόσο μεγάλη όσο του πρωτεύοντος βαθύτερου μεταλιμνίου, αυτά δε τα ασταθή μεταλίμνια είναι επιδεκτικά διατάραξης κατά τη διάρκεια περιόδων ψύξης και έντονης ανάμιξης του επιλιμνίου. Ο σχηματισμός και η αποδιοργάνωση αυτών των μεταβατικών ασυνεχειών μπορεί να συμβεί τάχιστα (εντός λεπτών έως ωρών). Η πρωινή έντονη ηλιακή θέρμανση, η μεταμεσηβρινή ανεμογενής ανάμιξη καθώς και η διεισδυτική και μεταγωγική ανάμιξη κατά τη διάρκεια του μεγαλύτερου μέρους της νύχτας, είναι ένα σύνηθες πρότυπο μεταβολής του επιλιμνίου.

Στα αβαθή ύδατα, δεν επαρκεί το βάθος για τη διατήρηση ενός τυπικού επιλιμνίου και υπολιμνίου, αλλά οι στιβάδες αυτές παρουσιάζουν μείωση της θερμοκρασίας αυξανόμενου του βάθους (Wetzel, 1999).

4.5.5 Τύποι στρωμάτωσης

Μια κατάταξη λιμνών βασισμένη στα πρότυπα στρωμάτωσης και κυκλοφορίας που παρουσιάστηκε από τους Hutchinson & Löffler (1956) και Hutchinson (1957), έγινε ευρέως αποδεκτή επειδή περιείχε ελάχιστες ασάφειες. Οι ορισμοί επικεντρώθηκαν στα πρότυπα κυκλοφορίας και αναφέρονται σε λίμνες με αρκετό βάθος ώστε να μπορεί να σχηματιστεί υπολίμνιο. Καθορίστηκαν 6 τύποι λιμνών (Wetzel, 2001):

Αμικτικές:

Λίμνες μονίμως καλυπτόμενες από πάγο. Απομονώνονται λόγω του πάγου από από τις περισσότερες ετήσιες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας. Περιορίζονται κυρίως στην Ανταρκτική.

Ψυχρές μονομικτικές:

Λίμνες με θερμοκρασίες υδάτων που ουδέποτε υπερβαίνουν τους 4 °C, επίσης με μία μόνο θερινή περίοδο κυκλοφορίας στους 4 °C ή σε χαμηλότερη θερμοκρασία. Η κατηγορία περιλαμβάνει κυρίως αρκτικές και ορεινές λίμνες οι οποίες μολονότι δυνητικώς ελεύθερες πάγου για σύντομες θερινές περιόδους, είναι σε συχνή επαφή με παγετώνες ή μονίμως παγωμένο έδαφος.

Διμικτικές:

Λίμνες με ελεύθερη κυκλοφορία δύο φορές ετησίως, την άνοιξη και το φθινόπωρο, επίσης με κανονική θερινή στρωμάτωση και αντίστροφη χειμερινή στρωμάτωση.

Θερμές μονομικτικές:

Λίμνες μη καλυπτόμενες από πάγο με ελεύθερη κυκλοφορία μια φορά ετησίως το χειμώνα, στους 4°C ή σε υψηλότερη θερμοκρασία και με σταθερή στρωμάτωση κατά το υπόλοιπο του έτους.

Ολιγομικτικές:

Λίμνες μη καλυπτόμενες από πάγο, με θερμική στρωμάτωση κατά τη μεγαλύτερη περίοδο του έτους, αλλά σε ακανόνιστα ενδιάμεσα διαστήματα με επαρκή ψύξη για σπάνιες περιόδους κυκλοφορίας.

Πολυμικτικές:

Μη καλυπτόμενες από πάγο και με συχνές ή συνεχείς περιόδους ανάμιξης ετησίως. Περαιτέρω διαχωρισμός των πολυμικτικών λιμνών έγινε από τον Ruttner (1963) σε:

ψυχρές πολυμικτικές

Υφίστανται συνεχή κυκλοφορία σε θερμοκρασίες ελαφρώς άνω των 4 °C.

Οι *συνεχώς ψυχρές πολυμικτικές* επικαλύπτονται με πάγο για κάποια περίοδο του έτους και είναι ελεύθερες πάγου σε θερμοκρασία άνω των 4 °C κατά τη θερμή εποχή. Κατά τη διάρκεια της άνευ-πάγου περιόδου, η κυκλοφορία είναι συνεχής ή διακόπτεται μόνο από σύντομη ημερήσια στρωμάτωση. Μεγάλος αριθμός αβαθών λιμνών των βορείων εύκρατων περιοχών παρουσιάζει αυτό το πρότυπο κυκλοφορίας.

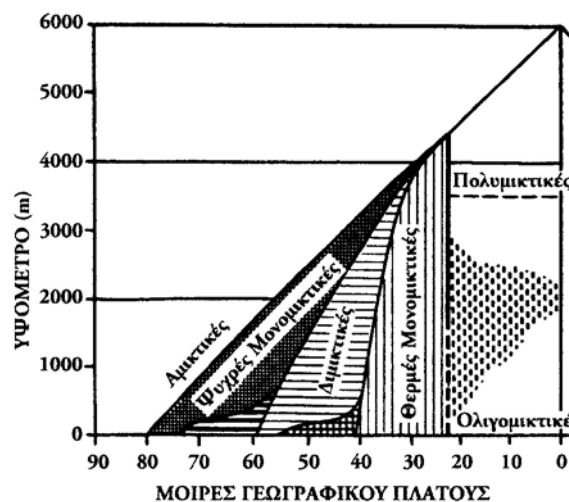
Οι *ασυνεχώς ψυχρές πολυμικτικές* επικαλύπτονται με πάγο για μια περίοδο του έτους και είναι ελεύθερες πάγου σε θερμοκρασία άνω των 4 °C. Παρουσιάζουν θερμική στρωμάτωση κατά τη θερμή εποχή για χρονικά διαστήματα μερικών ημερών έως εβδομάδων, αλλά με ακανόνιστες διακοπές λόγω ανάμιξης.

θερμές πολυμικτικές

Είναι λίμνες συνήθως τροπικές που παρουσιάζουν συχνές περιόδους κυκλοφορίας σε θερμοκρασίες άνω των 4 °C.

Οι *ασυνεχώς θερμές πολυμικτικές* δεν έχουν εποχική επίστρωση πάγου και υφίστανται στρωμάτωση για διαστήματα ημερών ή εβδομάδων, αλλά αναμιγνύονται περισσότερες από μια φορές ετησίως.

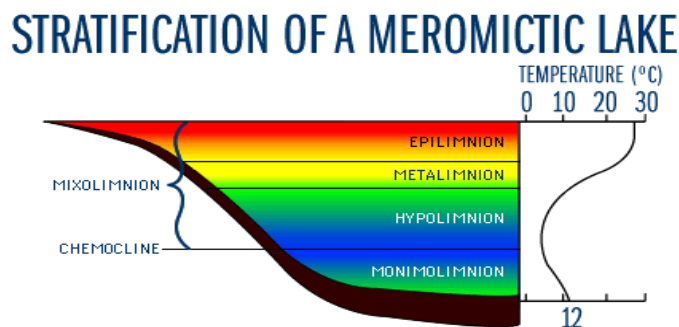
Οι *συνεχώς θερμές πολυμικτικές* έχουν συνεχή ανάμιξη με τη στρωμάτωση διατηρούμενη μόνο για διαστήματα λίγων ωρών. Δεν εμφανίζεται εποχική επίστρωση πάγου και εν γένει οι λίμνες είναι τροπικές, με επαναλαμβανόμενες περιόδους κυκλοφορίας μεταξύ πολύ σύντομων μεσοδιαστημάτων θέρμανσης και ασθενούς στρωμάτωσης. Οι 6 αυτοί τύποι λιμνών γενικεύτηκαν ως προς τις υψομετρικές και γεωγραφικού πλάτους κατανομές.



Εικόνα 4.12 - Σχηματική διευθέτηση των θερμικών τύπων λιμνών κατά γεωγραφικό πλάτος

Μερόμιξη

Οι προαναφερθέντες τύποι στρωμάτωσης, περιγράφουν την κυκλοφορία που λαμβάνει χώρα στο σύνολο της υδάτινης στήλης, η περίπτωση δε αυτού του τύπου κυκλοφορίας χαρακτηρίζει τις ολομικτικές (holomictic) λίμνες. Αρκετές λίμνες ωστόσο δεν παρουσιάζουν πλήρη κυκλοφορία και η κύρια υδάτινη μάζα δεν αναμιγνύεται με ένα χαμηλότερου βάθους τμήμα. Τέτοιες λίμνες καλούνται μερομικτικές (meromictic). Το βαθύτερο στρώμα ύδατος που είναι συνεχώς απομονωμένο αποτελεί το μονιμολίμνιο (monimolimnion). Το στρώμα αυτό κείται κάτω από ένα υπερκείμενο στρώμα που παρουσιάζει περιοδική κυκλοφορία, το μιξολίμνιο (mixolimnion). Τα δύο αυτά στρώματα διαχωρίζονται από μια απότομη διαβάθμιση (κλίση) αλατότητας, το στρώμα διαχωρισμού της οποίας αποτελεί το χημειολίμνιο, ενώ το επίπεδο αλλαγής της πυκνότητας καλείται χημειοκλινές (chemocline). Στις περισσότερες λίμνες, οι κλίσεις αλατότητας δεν επιφέρουν τέτοια αύξηση της σταθερότητας ώστε η ενέργεια του ανέμου να μην προκαλεί ολόμιξη. Ωστόσο ένας μεγάλος αριθμός λιμνών παρουσιάζει πρόσκαιρη ή μόνιμη μερόμιξη ως αποτέλεσμα των κλίσεων αλατότητας.



Εικόνα 4.13 Σχηματική απεικόνιση της θερμοκρασιακής κατανομής σε μια μερομικτική λίμνη

Κεφάλαιο 5

Μοντέλο θερμοκρασιακής προσομοίωσης – Lakes99

5.1 Βασικός αλγόριθμος

Το κατακόρυφο μονοδιάστατο μοντέλο Lakes99, αναπαριστά τη θερμική εξέλιξη στη λεκάνη της λίμνης. Η κατακόρυφη μετάδοση της θερμότητας εκφράζεται από την παρακάτω γενική εξίσωση διασποράς-μεταφοράς ολοκληρωμένη στην οριζόντια επιφάνεια (Vinson –Leite,1991, Henderson-Sellers, 1986):

$$\theta T(z,t)/\theta t = 1/A(z) * \theta/\theta z \{A(z) K(z,t) [\theta T(z,t)/\theta z]\} \text{ διασπορά} \quad \{\text{Εξ. 5.1}\}$$

$$- 1/A(z) * \theta/\theta z [A(z) W(z,t) T(z,t)] \quad \text{μεταφορά}$$

όπου $T(z,t)$ είναι η θερμοκρασία σε βάθος z την τρέχουσα χρονική στιγμή, $A(z)$ είναι η οριζόντια επιφάνεια της λίμνης για το τρέχον βάθος, $K(z,t)$ (m^2s^{-1}) είναι ο συντελεστής διασποράς, $W(z,t)$ (ms^{-1}) η ταχύτητα μεταφοράς του νερού.

Η ταχύτητα κατακόρυφης μεταφοράς $W(z,t)$ που εμφανίζεται στη γενική εξίσωση μετάδοσης της θερμότητας, αποδίδεται στη θερμική μεταφορά λόγω των εισροών και εκροών στη λίμνη. Καθώς το σημείο μέγιστου βάθους είναι απομακρυσμένο από τα σημεία εισροής και εκροής, σε μια πρώτη προσέγγιση η επίδραση του συγκεκριμένου παράγοντα αμελείται. Επομένως η ανάμιξη επηρεάζεται μόνο από τις μεταβολές πυκνότητας και την επενέργεια του ανέμου στη διεπιφάνεια (Vinson –Leite,1991).

5.2 Δεδομένα εισόδου

Η προσομοίωση προϋποθέτει την είσοδο 5 τύπων δεδομένων:

5.2.1 Γεωμετρικά

Προσδιορίζονται οι μέγιστες διαστάσεις μήκους και πλάτους της επιφάνειας της λίμνης καθώς και μια συνάρτηση για τον υπολογισμό του εμβαδού (A) σε κάθε στάθμη (z) του τύπου

$$A = f(z)$$

Για τις ειδικές συνθήκες της συγκεκριμένης λίμνης, με πολύ μεγαλύτερες επιφανειακές διαστάσεις σε σχέση με τη διάσταση του βάθους, η εν λόγω συνάρτηση τίθεται σταθερή. Αυτή η παραδοχή φαίνεται ρεαλιστική δεδομένου ότι ο όγκος που προκύπτει για σταθερό εμβαδό σε κάθε στάθμη και βάθος ίσο με το μέσο βάθος της λίμνης έχει απόκλιση 3 % από τον πραγματικό όγκο.

Συγκεκριμένα λήφθηκε:

$$\text{βάθος}(z) = 4\text{m}$$

Μέγιστο μήκος 562,5 m

Μέγιστο πλάτος 400 m

Στάθμη πυθμένα 0.0 m

$$\text{Εμβαδό σε κάθε στάθμη } (562,5 * 400) = 225000\text{m}^2$$

5.2.2 Μετεωρολογικά

Χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της έντασης της διαθέσιμης φωτεινής ακτινοβολίας καθώς και των θερμικών ανταλλαγών που λαμβάνουν χώρα στη διεπιφάνεια λίμνης – ατμόσφαιρας. Για την προσομοίωση κάθε χρονικού βήματος, χρησιμοποιούνται τα αντίστοιχα μετεωρολογικά δεδομένα. Επομένως το ελάχιστο χρονικό βήμα υπολογισμού καθορίζεται από το χρονικό βήμα των μετεωρολογικών δεδομένων.

Προϋπόθεση λειτουργίας του προγράμματος είναι να προκύπτει ακέραιο ημερήσιο από τη διαίρεση της μέρας σε δευτερόλεπτα δια του πλήθους των μετεωρολογικών δεδομένων.

Για την υπό μελέτη λίμνη προέρχονται από μετρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού της Meteo France στο αεροδρόμιο του Orly, σε απόσταση περίπου 7,1 km από τη λίμνη. Η συχνότητα τους είναι ωριαία και αφορούν τις εξής μεταβλητές:

Θερμοκρασία του αέρα (°C)

Ατμοσφαιρική πίεση (mb)

Τάση ατμών (mb)

Ταχύτητα του αέρα (m/s)

Νέφωση (-)

Κάνοντας χρήση των παραπάνω μεταβλητών υπολογίζεται μέσω της μεθόδου που περιγράφηκε στο κεφάλαιο 3.4 η ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας Q_{sol} (W/m^2).

5.2.3 Διαφάνειας (Secchi)

Τα δεδομένα του Secchi χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της κατακόρυφης εξασθένισης της προσπίπτουσας φωτεινής ακτινοβολίας. Οι τιμές τους προκύπτουν από μετρήσεις πεδίου μέσω του δίσκου διαφάνειας του Secchi. Απαιτείται κατάλληλη επεξεργασία έτσι ώστε με

γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ των μετρημένων τιμών, να προκύψουν ημερήσιες τιμές οι οποίες και συνθέτουν τα δεδομένα εισόδου της διαφάνειας.

5.2.4 Αρχικής κατανομής

Για την έναρξη της υπολογιστικής διαδικασίας το μοντέλο απαιτεί την είσοδο της κατακόρυφης κατανομής της λίμνης που αντιστοιχεί στην αρχή της περιόδου προσομοίωσης, όσον αφορά τη μεταβλητή κατάσταση που πρόκειται να μελετηθεί (θερμοκρασία).

5.3 Διεργασίες επεξεργασίας δεδομένων

5.3.1 Γεωμετρικός προσδιορισμός

Βάσει των γεωμετρικών δεδομένων, και του επιλεγμένου κατακόρυφου χωρικού βήματος dz η λίμνη διαχωρίζεται σε αντίστοιχο αριθμό στρώματων, από τον πυθμένα προς την επιφάνεια. Για κάθε στρώμα, υπολογίζονται τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά (εμβαδό και όγκος) τόσο στο ανώτερο όριο του στρώματος, όσο και στο μέσο του.

Για τον υπολογισμό των ζητούμενων εμβαδών γίνεται χρήση μιας μεθόδου παρεμβολής τμηματικών πολυωνύμων (μέθοδος *splines*). Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, θεωρείται ότι τα γεωμετρικά δεδομένα βάθους και αντίστοιχου εμβαδού, αποτελούν διακεκριμένα σημεία μια συνάρτησης $A = f(z)$. Αρχικά υπολογίζονται οι δεύτεροι παράγωγοι της συνάρτησης σε κάθε δεδομένο βάθος. Στη συνέχεια, έχοντας τις διακεκριμένες τιμές της συνάρτησης, καθώς και τις δεύτερες παραγώγους αυτών, γίνεται κυβική παρεμβολή με τη μέθοδο *splines* για επιλεγμένο κατακόρυφο βήμα dz . Μέσω αυτής της διαδικασίας, υπολογίζεται το εμβαδό στην επιφάνεια και στο μέσο κάθε στρώματος. Στη συνέχεια, υπολογίζεται ο όγκος του κάθε στρώματος, ως γινόμενο του καθορισμένου πάχους dz και του εμβαδού στο μέσο.

Στη συγκεκριμένη περίπτωση, η διαδικασία απλοποιείται ιδιαίτερα λόγω της παραδοχής του σταθερού εμβαδού ως προς το βάθος.

Στη συνέχεια γίνεται επεξεργασία από το πρόγραμμα, των δεδομένων του αρχικού προφίλ. Δεδομένου του ολικού βάθους και του πάχους κάθε στρώματος dz , υπολογίζεται για κάθε στρώμα, η υψομετρική διαφορά του από τον πυθμένα. Για κάθε υψομετρική διαφορά, υπολογίζεται η αντίστοιχη θερμοκρασία T °C. Γίνεται είτε σταθερή επέκταση των τιμών όταν υπάρχει μόνο άνω ή αντίστοιχα κάτω όριο, είτε γραμμική παρεμβολή εάν η τιμή που λείπει είναι ενδιάμεση.

5.3.2 Προσδιορισμός της περιόδου προσομοίωσης

Η ζητούμενη περίοδος καθώς και το χρονικό βήμα προσομοίωσης ορίζονται εξαρχής από το χρήστη, με τον καθορισμό του έτους και της ημέρας έναρξης και λήξης των υπολογισμών. Χρονική στιγμή έναρξης των υπολογισμών ορίζεται από το πρόγραμμα η ώρα 00:00:00.

Υπάρχει η δυνατότητα προσομοίωσης περιόδου πολλών ετών. Σε αυτή την περίπτωση η καθορισμένη περίοδος προσομοίωσης, χωρίζεται ανά έτος αφού πρώτα γίνει έλεγχος για ύπαρξη δίσεκτων ετών, και στη συνέχεια γίνεται προσομοίωση για κάθε έτος διαδοχικά.

5.3.3 Επεξεργασία των δεδομένων Secchi

Εντοπίζονται οι τιμές των δεδομένων Secchi (P_{Secchi}), που αντιστοιχούν στο χρονικό διάστημα που προσομοιώνεται. Υπολογίζονται οι αντίστοιχοι συντελεστές Secchi έτσι όπως ορίστηκαν στην παράγραφο 3.6.1.3

$$\eta = 1,7/P_{\text{Secchi}} \quad \{\text{Εξ. 5.1}\}$$

Στη συνέχεια για τα υπάρχοντα στοιχεία, χρησιμοποιείται η μέθοδος splines (πολυωνυμικής παρεμβολής). Θεωρείται ότι τα στοιχεία Secchi αποτελούν διακεκριμένα σημεία της συνάρτησης $\text{Secchi} = f(t)$ της οποίας και υπολογίζονται οι δεύτερες παράγωγοι. Η προεργασία αυτή γίνεται με σκοπό, στην υπολογιστική διαδικασία που θα ακολουθήσει, να γίνει κυβική παρεμβολή των δεδομένων Secchi για κάθε χρονικό βήμα προσομοίωσης.

5.3.4 Επεξεργασία μετεωρολογικών δεδομένων

Για κάθε μέρα που προσομοιώνεται, εντοπίζονται τα αντίστοιχα μετεωρολογικά δεδομένα και γίνεται έλεγχος του πλήθους τους. Σε περίπτωση που υπάρχει έλλειψη δεδομένων, είτε συμπληρώνει τις κενές θέσεις επεκτείνοντας σταθερά την αμέσως προηγούμενη γνωστή τιμή είτε σταματάει σε περίπτωση που η τιμή που λείπει είναι η αρχική.

5.4 Υπολογισμός συντελεστών διασποράς

Οι εξισώσεις που παρατίθενται στη συνέχεια έχουν αναλυθεί στα κεφάλαια 3 και 4. Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται απλή αναφορά στους τύπους, χωρίς περαιτέρω επεξήγηση, μόνο για λόγους κατανόησης βήμα προς βήμα της μεθόδου υπολογισμού που χρησιμοποιείται από το μοντέλο.

5.4.1 Υπολογισμός κυματικής επίδρασης

Για το κάθε χρονικό βήμα, υπολογίζεται το ύψος κύματος (h_w) (m), χρησιμοποιώντας την ταχύτητα ανέμου στην επιφάνεια (u_{surf}) (m/s) και το μήκος προσκομιδής (fetch) (l) (m), όπως αυτά προκύπτουν από τα μετεωρολογικά και γεωμετρικά δεδομένα αντίστοιχα. (CEREVE, 2006).

$$h_w = 1 * u_{surf}^{0,88} \quad \{\text{Εξ. 5.2}\}$$

Από τη σύγκριση του ύψους αυτού με τα πάχη των στρωμάτων, προκύπτει το πλήθος των στρωμάτων που επηρεάζονται από τη δράση του κυματισμού.

5.4.2 Προσδιορισμός θέσης του θερμοκλινούς και του κάτω ορίου του μεταλιμνίου

Υπολογίζεται για κάθε στρώμα προσομοίωσης η πυκνότητα, καθώς και η μεταβολή αυτής (βλ. Κεφ 1)(CEREVE, 2006):

$$\rho = \rho_w * [1 - \beta * (T - T_{ref})^2] \quad \{\text{Εξ. 5.3}\}$$

Υπολογίζεται η θέση εμφάνισης της μέγιστης μεταβολής πυκνότητας. Συγκρίνεται το βάθος που επηρεάζεται από κυματισμό και το βάθος μέγιστης μεταβολής πυκνότητας, και το θερμοκλινές τοποθετείται στο μεγαλύτερο των δύο. Το κάτω όριο του μεταλιμνίου, τοποθετείται στο βάθος όπου η κλίση πυκνότητας υπολογίζεται $< 10^{-5} \text{ kg/m}^4$.

Σε περίπτωση αμελητέων μεταβολών πυκνότητας, $< 10^{-10}$ θεωρείται ότι δεν υπάρχει στρωμάτωση και τίθεται η μεταβολή πυκνότητας μηδενική. Θεωρείται ότι υπάρχει ομογένεια, το κάτω όριο του μεταλιμνίου ταυτίζεται με το θερμοκλινές και τοποθετούνται ένα στρώμα πριν τον πυθμένα.

5.4.3 Προσδιορισμός μέγιστων και ελάχιστων τιμών των συντελεστών διάχυσης

Υπολογίζονται οι συντελεστές διασποράς για κάθε στρώμα. Στα στρώματα που επηρεάζονται από τους κυματισμούς θεωρείται ότι αντιστοιχούν οι μέγιστοι προκαθορισμένοι συντελεστές.

$$\text{coefmax} = 0.5 * 10^{-3} \quad (\text{m}^2\text{s}^{-1})$$

Αντίστοιχα, για κάθε στρώμα που δεν επηρεάζεται από τον κυματισμό, ορίζεται ο ελάχιστος συντελεστής.

$$\text{coefmin} = 0.17 * 10^{-6} \quad (\text{m}^2\text{s}^{-1})$$

Στην περίπτωση απουσίας στρωμάτωσης, και θερμοκρασιακής διαφοράς επιφάνειας – πυθμένα > 2 C ο ελάχιστος συντελεστής πολλαπλασιάζεται επί 10^3 .

Η ελάχιστη τιμή του συντελεστή διασποράς, έχει τεθεί ίση με το συντελεστή μοριακής διάχυσης της θερμότητας ($1,7 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$) ενώ η μέγιστη τιμή έχει καθοριστεί εμπειρικά.

5.4.4 Υπολογισμός συχνοτήτων Brunt-Vaisalla

Προκαθορίζεται η τιμή για το επιφανειακό στρώμα ίση με 10^{-9} . Για κάθε στρώμα συγκρίνεται η τιμή αυτή με την αντίστοιχη υπολογισμένη μεταβολή πυκνότητας και αν βρεθεί μεγαλύτερη, μηδενίζεται η μεταβολή πυκνότητας στο αντίστοιχο στρώμα. Δεδομένης της μεταβολής πυκνότητας που προκύπτει μετά τον παραπάνω έλεγχο, υπολογίζεται για κάθε στρώμα η συχνότητα των Brunt-Vaisalla.

$$N^2 = -\frac{g/\rho_w}{\theta\rho_w/\theta_z} \quad \{\text{Εξ. 5.4}\}$$

5.4.5 Τελικός προσδιορισμός συντελεστών

Για κάθε βάθος z από το επιφανειακό στρώμα υπολογίζεται ο αριθμός Richardson

$$R_i = [(g/\rho_w) (\theta\rho/\theta_z)] [\varepsilon/f]^2 \exp[-2(z - z_{\text{surf}})/D'] \quad \{\text{Εξ. 5.5}\}$$

5.4.5.1 Συντελεστής διάχυσης επιλιμνίου

Για κάθε βάθος z από το επιφανειακό στρώμα υπολογίζεται ο παράγοντας

$$K_{\text{epi}} = (\varepsilon/f) u_s^{*2} (1 + \sigma R_i)^{p1} \exp[(z - z_{\text{surf}})/D'] \quad \{\text{Εξ. 5.6}\}$$

τελικά επιλέγεται συντελεστής διάχυσης

$$\text{coefdif}_{\text{epi}} = \max(\text{coefmin}, K_{\text{epi}})$$

5.4.5.2 Συντελεστής διάχυσης μεταλιμνίου

$$K_{\text{meta}} = \alpha K_{\text{th}} [N_{\text{th}}^2/N(z)^2]^{p2} \quad \{\text{Εξ. 5.7}\}$$

και τελικά

$$\text{coefdif}_{\text{meta}} = \max(\text{coefmin}, \min(\text{coefmax}, K_{\text{meta}}))$$

5.4.5.3 Συντελεστής διάχυσης υπολμνίου

$$K_{\text{hypo}} = f_c K_{\text{meta}} [N_{\text{meta}}^2 / N(z)^2]^{p_2} \quad \{\text{Εξ. 5.8}\}$$

$$\text{coefdif}_{\text{hypo}} = \max(\text{coefmin}, \min(\text{coefmax}, K_{\text{hypo}}))$$

5.5 Επίλυση εξισώσεων υπολογισμού

Υπολογίζεται για κάθε χρονικό βήμα, η τιμή Secchi και ο αντίστοιχος συντελεστής εξασθένισης, μέσω πολυωνυμικής παρεμβολής με τη μέθοδο των splines, μεταξύ των δεδομένων Secchi. Στη συνέχεια για κάθε χρονική στιγμή, προσδιορίζονται και επιλύονται οι διαφορικές εξισώσεις υπολογισμού με τη μέθοδο Runge – Kutta (βλ. Μαθηματικό Παράρτημα).

Σύμφωνα με το συγκεκριμένο αλγόριθμο, έχοντας ως σημείο εκκίνησης τις αρχικές τιμές των μεταβλητών κατάστασης για κάθε στρώμα την πρώτη χρονική στιγμή της προσομοίωσης, χρησιμοποιείται μια τετάρτου βαθμού εξίσωση Runge – Kutta η οποία παρεμβάλλει τις τιμές των παραγώγων των μεταβλητών κατάστασης για όσα βήματα παρεμβολής έχουν επιλεγεί στο κάθε χρονικό βήμα προσομοίωσης. Τα μετεωρολογικά δεδομένα που απαιτούνται για τους υπολογισμούς σε κάθε βήμα της μεθόδου Runge-Kutta προκύπτουν από τα υπάρχοντα δεδομένα, με γραμμική παρεμβολή.

5.5.1 Εξισώσεις υπολογισμού

Οι εξισώσεις που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των μεταβλητών κατάστασης, περιγράφουν μαθηματικά, τις διεργασίες που λαμβάνονται υπόψη για τη μελέτη της εξέλιξης της θερμοκρασίας στο εσωτερικό της λίμνης και περιγράφηκαν αναλυτικά στο κεφάλαιο 2. Στην παρούσα παράγραφο γίνεται απλή παράθεσή τους:

5.5.1.1 Διεργασίες θερμικής ανταλλαγής στη διεπιφάνεια λίμνης – ατμόσφαιρας

α) Ροή υπέρυθρης ατμοσφαιρικής ακτινοβολίας σύμφωνα με το νόμο Stefan - Boltzman

$$Q_{\text{atm}} = 0,937 \cdot 10^{-5} \cdot \sigma \cdot (1 - 0,17N_{\text{eb}}^2) \cdot T_{\text{air}}^6 \quad \{\text{Εξ. 5.9}\}$$

β) Ροή ακτινοβολίας προερχόμενη από το νερό

$$Q_{\text{eau}} = \varepsilon_{\omega} * \sigma * T_{\text{surf}}^4 \quad \{\text{Εξ. 5.10}\}$$

γ) Ροή λανθάνουσας θερμότητας

$$Q_{\text{lat}} = (A T_{\text{surf}} + B)\rho_{\omega} \text{Vent} (T_{\text{vaps}} - T_{\text{vap}}) L(T_{\text{surf}}) (1 + 1,69 \cdot 10^{-3} T_{\text{surf}}) \quad \{\text{Εξ. 5.11}\}$$

Τάση κορεσμένων ατμών στη θερμοκρασία του επιφανειακού νερού

$$T_{\text{vaps}} = \exp[2,3026(7,5 T_{\text{surf}} / (T_{\text{surf}} + 237,3) + 0,7858)] \quad \{\text{Εξ. 5.12}\}$$

Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης

$$L(T_{\text{surf}}) = 2.5 \cdot 10^6 - 2,36 \cdot 10^3 T_{\text{surf}} \quad \{\text{Εξ. 5.13}\}$$

δ) Ροή ευαίσθητης θερμότητας

$$Q_{\text{sens}} = C \rho_{\omega} \text{Vent} P_{\text{atm}} (T_{\text{surf}} - T_{\text{air}}) * L(T_{\text{surf}}) \quad \{\text{Εξ. 5.14}\}$$

Υπολογίζεται το θερμικό ισοζύγιο στην επιφάνεια (δε συμπεριλαμβάνεται η ηλιακή ακτινοβολία)

$$\text{bilan} = Q_{\text{atm}} - Q_{\text{eau}} - Q_{\text{lat}} - Q_{\text{sens}} \quad \{\text{Εξ. 5.15}\}$$

5.5.1.2 Διεργασίες στο εσωτερικό των υδάτων

Υπολογίζεται το τμήμα της προσπίπτουσας στην επιφάνεια της λίμνης ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από το επιφανειακό στρώμα

$$\beta = 0,265 \ln \eta + 0,614 \quad \{\text{Εξ. 5.16}\}$$

η τελική τιμή της απορροφούμενης ακτινοβολίας υπολογίζεται ως εξής :

$$\beta_{\tau} = \beta \quad 0,4 < \beta < 0,9$$

$$0,4 \quad \beta < 0,4$$

$$0,9 \quad \beta > 0,9$$

Προσδιορίζεται το ολικό θερμικό ισοζύγιο (καθαρή θερμική ροή) στην επιφάνεια.

$$Q_{\text{net}} = Q_{\text{sol}} * \beta + \text{bilan} \quad \{\text{Εξ. 5.17}\}$$

Από του παραπάνω υπολογισμούς, στη συνέχεια προσδιορίζονται οι θερμοκρασιακές μεταβολές στο χρόνο για κάθε στρώμα.

5.5.2 Υπολογισμός θερμοκρασιακής μεταβολής

Επιφανειακό στρώμα

Υπολογίζεται η θερμοκρασιακή μεταβολή του επιφανειακού στρώματος νερού, που οφείλεται στην καθαρή ροή θερμότητας στην επιφάνεια του νερού Q_{net} συναρτήσει της πυκνότητας του ρ_w και της ειδικής θερμότητας του C_p .

$$T_{surf} = Q_{net} / ((\rho_w * C_p) * dz_{surf}) \quad \{\text{Εξ. 5.18}\}$$

Κατώτερα στρώματα

Υπολογίζεται η διανομή της υπόλοιπης ηλιακής ακτινοβολίας στα κατώτερα στρώματα και οι αντίστοιχες μεταβολές της θερμοκρασίας

Η ακτινοβολία που μένει να κατανεμηθεί στα υπόλοιπα στρώματα είναι

$$Q_{sup} = Q_{sol}(1-\beta) \quad \{\text{Εξ. 5.19}\}$$

Για κάθε στρώμα υπολογίζεται η ακτινοβολία που απορροφά συναρτήσει κάθε φορά της εναπομένουσας ακτινοβολίας, του βάθους, και του συντελεστή εξασθένησης σύμφωνα με τον τύπο:

$$Q_{inf} = Q_{sup} * \exp(-\eta * dz) \quad \{\text{Εξ. 5.20}\}$$

Υπολογίζεται η θερμοκρασία σε κάθε ένα από τα κατώτερα στρώματα πάχους dz σύμφωνα με τον τύπο

$$T_{inf} = (Q_{sup} - Q_{inf}) / ((\rho_w * C_p) * dz) \quad \{\text{Εξ. 5.21}\}$$

Επομένως υπολογίζονται οι θερμοκρασιακές μεταβολές όλων των στρωμάτων στο χρόνο $\theta T / \theta t$.

5.5.3 Επίλυση αλγορίθμου

Στη συνέχεια, δεδομένων των συντελεστών διασποράς που υπολογίστηκαν προηγούμενα, επιλύεται ο αρχικός αλγόριθμος και υπολογίζεται η κατακόρυφη διασπορά των μεταβλητών κατάστασης (στην προκειμένη περίπτωση της θερμοκρασίας) μέσω μιας αριθμητικής μεθόδου πεπερασμένων διαφορών .

5.6 Έλεγχος σταθερότητας

Το πρόγραμμα ελέγχει την περίπτωση αστάθειας που οδηγεί σε ανάμιξη των στρωμάτων. Μέτρο του ελέγχου της σταθερότητας αποτελεί η πυκνότητα των στρωμάτων. Εάν η πυκνότητα ενός στρώματος υπολογιστεί μεγαλύτερη από την πυκνότητα του ανώτερου του στρώματος, τότε θεωρείται ότι υπάρχει αστάθεια. Προσδιορίζεται ο όγκος και η θερμοκρασία του ασταθούς στρώματος. Για τα στρώματα από την επιφάνεια μέχρι το ασταθές, επαναπροσδιορίζονται οι τιμές των μεταβλητών κατάστασης και γίνεται από την αρχή η διαδικασία.

5.7 Εξαγωγή αποτελεσμάτων

Ολοκληρώνοντας τους υπολογισμούς για την περίοδο που καθορίζεται, το μοντέλο εξάγει ένα αρχείο με την κατακόρυφη εξέλιξη στο χρόνο, της θερμοκρασίας καθώς και των συντελεστών διάχυσης για κάθε υδατικό στρώμα

Κεφάλαιο 6

Αποτελέσματα

6.1 Εισαγωγή

Σκοπός των υπολογισμών είναι ο έλεγχος της αξιοπιστίας του μοντέλου ως προς τον προσδιορισμό της χρονικής θερμοκρασιακής εξέλιξης στο εσωτερικό της λίμνης καθώς και η διερεύνηση της συμπεριφοράς του κατά την εφαρμογή διαφορετικών χωροχρονικών βημάτων. Στο παρόν κεφάλαιο, παρουσιάζονται τα στοιχεία των δοκιμών που έγιναν, καθώς και τα αποτελέσματά τους. Παράλληλα, γίνεται η στατιστική σύγκριση τόσο μεταξύ τους, όσο και με τις αντίστοιχες πραγματικές θερμοκρασιακές συνθήκες έτσι όπως δίνονται από τις μετρήσεις πεδίου.

Η αρχική υπόδειξη για την επίλυση του αλγορίθμου που περιγράφηκε στο κεφάλαιο 5 ανέφερε σταθερό και συγκεκριμένο χωροχρονικό βήμα. Η μεγάλες αποκλίσεις όμως που προέκυψαν από την ανάλυση, οδήγησαν στην περαιτέρω διερεύνηση εναλλακτικών λύσεων.

Σε πρώτο στάδιο, η ποικιλία των δοκιμών που έγιναν, αφορά το μέγεθος των δύο βημάτων, σε συνδυασμό και με το μέγεθος της περιόδου προσομοίωσης.

Στη συνέχεια δεδομένου ότι ο υπολογισμός της θερμοκρασίας έγινε βάσει του προσδιορισμού του ισοζυγίου ακτινοβολίας, έγινε διερεύνηση της συσχέτισης της επιφανειακής θερμοκρασίας της λίμνης με καθέναν από τους παράγοντες του ισοζυγίου.

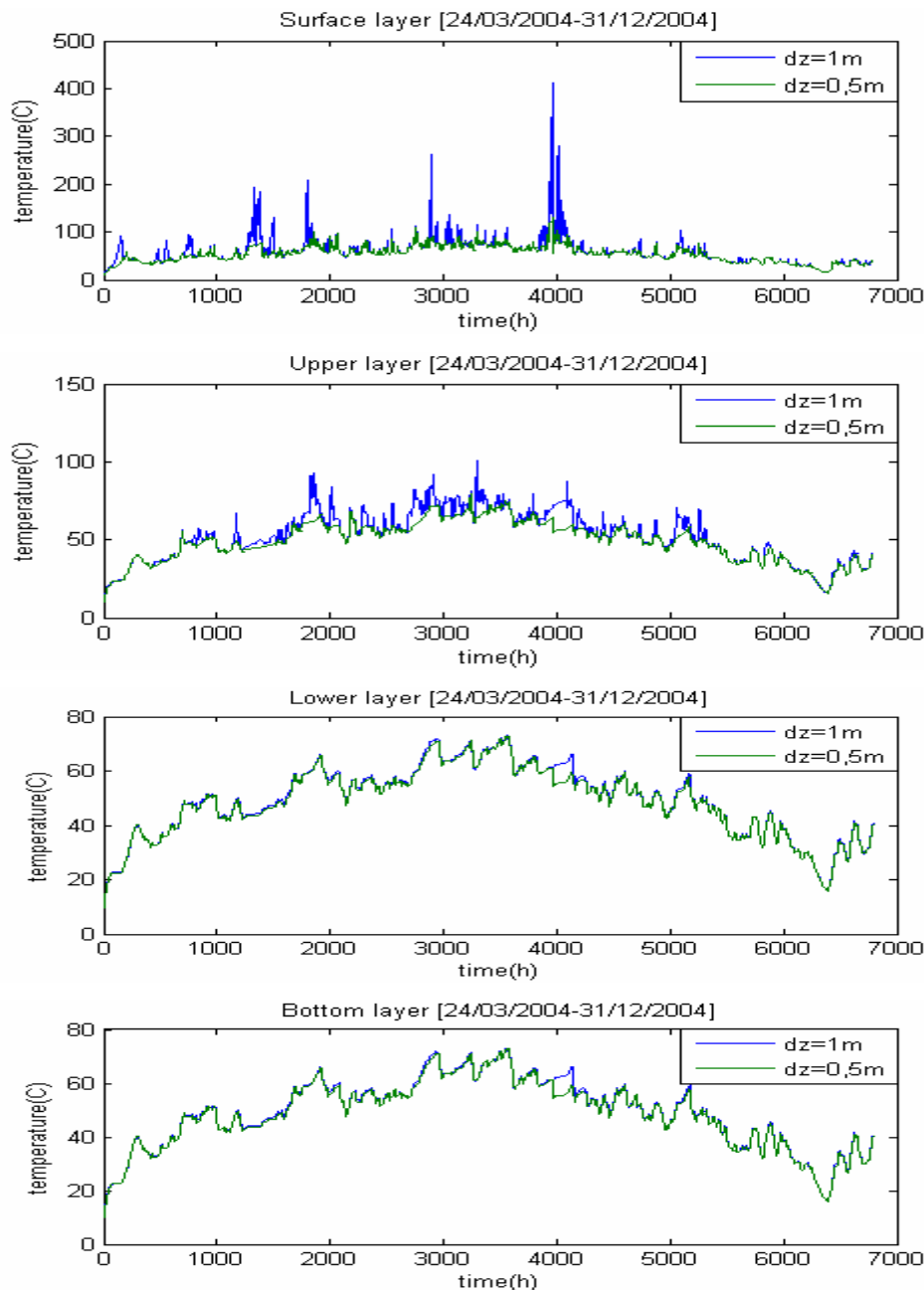
6.2 Διερεύνηση χωρικού βήματος

6.2.1 Ανάλυση συνολικής περιόδου

Το πρώτο σύνολο δοκιμών που έγινε, αφορούσε τον προσδιορισμό του βέλτιστου χωρικού βήματος σε συνδυασμό με το μέγεθος της περιόδου προσομοίωσης. Αρχικά, έγιναν δοκιμές για το σύνολο της περιόδου για την οποία υπάρχουν μετεωρολογικά δεδομένα (23/03/2004-31/12/2004). Επιλέχτηκε χρονικό βήμα υπολογισμού $dt=3600sec$ ίσο με το χρονικό βήμα των μετεωρολογικών δεδομένων.

Ως προς την επιλογή του χωρικού βήματος, πειραματικά, έχει αποδειχτεί ότι το βήμα $dz=1m$ είναι ικανοποιητικό για τη σταθερότητα της αριθμητικής μεθόδου που χρησιμοποιείται, και τη μείωση των σφαλμάτων (Vinçon-Leite et al., 1989). Βάσει αυτού του προτεινόμενου βήματος, στην πρώτη δοκιμή η λίμνη χωρίστηκε σε 4 στρώματα του 1m βάθους. Το μέγεθος του σφάλματος που προέκυψε κατέστησε αναγκαία την περαιτέρω διερεύνηση.

Στη δεύτερη δοκιμή, επιλέχθηκε υποδιπλασιασμός του αρχικού βήματος ($dz=0,5$). Η λίμνη χωρίστηκε σε 8 στρώματα του 0,5m βάθους. Παρατηρήθηκε μείωση του σφάλματος ιδιαίτερα όσον αφορά τις τιμές των τοπικών μεγίστων. Στα διαγράμματα που ακολουθούν δίνονται τα συγκριτικά αποτελέσματα των δύο δοκιμών ανά στρώμα.



Εικόνα 6.1 - Θερμοκρασία 4 στρωμάτων(επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) την περίοδο 24/03-31/12

Μια πρώτη παρατήρηση είναι πως για όλα τα στρώματα τα αποτελέσματα που προκύπτουν και για τις δύο δοκιμές χωρικών βημάτων περιέχουν σχετικώς σταθερή απόκλιση. Επιπλέον διακρίνεται ο,τι αν και η τάξη μεγέθους των θερμοκρασιών που προκύπτουν για τη λίμνη δεν είναι σωστή, η κατανομή τους στο χρόνο μπορεί να ερμηνεύσει την εποχιακή μεταβολή. Από το τέλος Μαρτίου, η θερμοκρασία αυξάνει με σχετικώς σταθερό ρυθμό έως ένα μέγιστο που παρατηρείται

κατά τα μέσα της καλοκαιρινής περιόδου (στο διάγραμμα περίπου στις 3,500 ώρες, επομένως προσεγγιστικά στα μέσα Ιουλίου). Στη συνέχεια, υπάρχει ανάλογη σταθερή μείωση μέχρι το τέλος του έτους. Η παραπάνω εξέλιξη παρατηρείται και στα τέσσερα στρώματα και για τις δύο δοκιμές.

Πιο κοντά στην πραγματικότητα (μικρότερες θερμοκρασίες), φαίνεται να είναι τα αποτελέσματα της δοκιμής για $dz=0,5m$. Επομένως προκύπτει ότι η αριθμητική μέθοδος δίνει καλύτερα αποτελέσματα και μικρότερη διασπορά τιμών όσο αυξάνεται ο αριθμός των βημάτων.

Η μείωση του σφάλματος αποτέλεσε κίνητρο για περαιτέρω μείωση του βήματος. Παρ' όλα αυτά, προέκυψε ότι για μικρότερες τιμές dz ο αλγόριθμος αδυνατεί να ολοκληρώσει τους υπολογισμούς κάτι που υποδεικνύει την ευαισθησία της αριθμητικής μεθόδου επίλυσης στη μεταβολή του χωρικού βήματος.

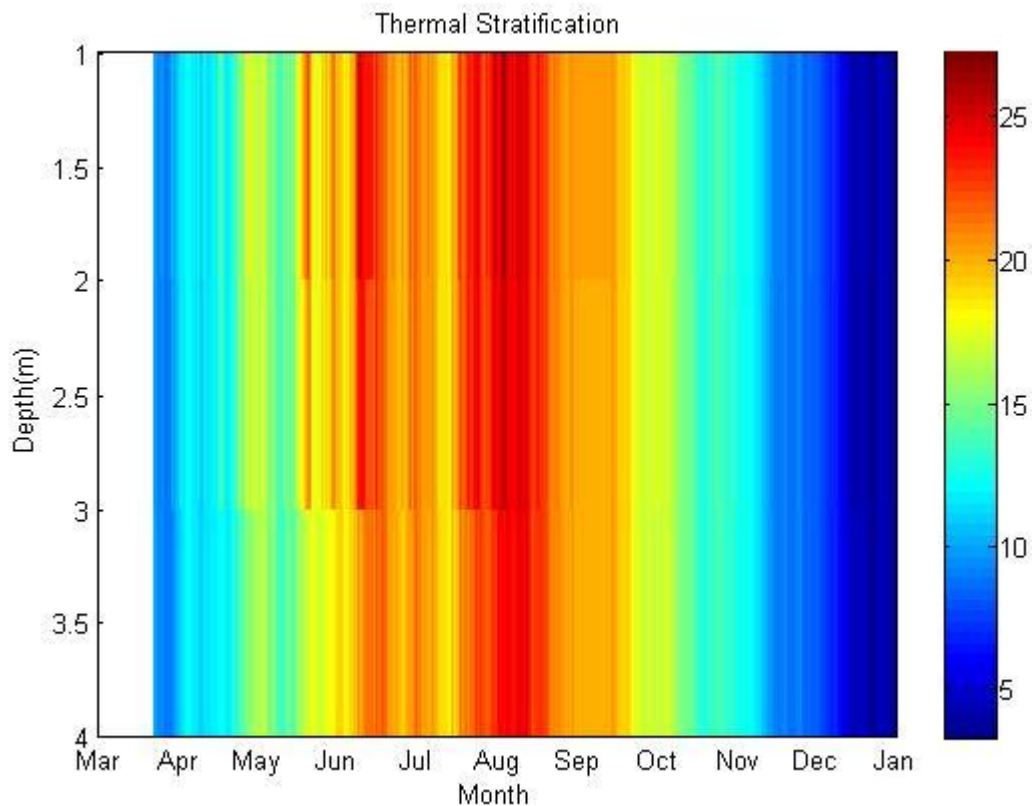
Ελέγχοντας το κάθε στρώμα ξεχωριστά, παρατηρείται ότι και οι δύο δοκιμές δίνουν ομοίως μεταβαλλόμενα αποτελέσματα. Επιπλέον τα αποτελέσματα αυτά πρακτικά συμπίπτουν για το κατώτερο στρώμα και το στρώμα του πυθμένα όπου παρατηρείται ομαλοποίηση των καμπυλών και μικρότερες διασπορές. Αντίθετα, αν και στα δύο ανώτερα στρώματα η τάση των τιμών είναι παρόμοια, στο μεν επιφανειακό στρώμα εμφανίζονται μεμονωμένα μέγιστα, στο δε ανώτερο στρώμα παρά την έλλειψη των μεγίστων εμφανίζεται μεγαλύτερος αριθμητικός μέσος των τιμών. Συγκεκριμένα από τα αποτελέσματα που δίνουν οι διαφορές των δύο δοκιμών προκύπτουν τα εξής στατιστικά στοιχεία:

Πίνακας 6.1- Τυπικά στατιστικά στοιχεία της θερμοκρασιακής διαφοράς των αποτελεσμάτων των δύο δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 24/03-31/12, με $dz=0,5$ και $dz=1$

dT	Στρώμα			
	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	4,897	3,138	0,5253	0,4973
Αριθμητικός μέσος	0,332	0,712	0,251	0,2195
Τυπική απόκλιση	17,16	5,033	1,112	1,101
Εύρος	289,3	37,36	7,604	7,398

Σύγκριση μεταξύ αποτελεσμάτων και δεδομένων

Αρχικά παρουσιάζεται η θερμοκρασιακή χωροχρονική εξέλιξη των θερμοκρασιών στη λίμνη.



Εικόνα 6.2 – Κατακόρυφο θερμοκρασιακό προφίλ στο εσωτερικό της λίμνης έτσι όπως δίνεται από τις μετρήσεις πεδίου για το διάστημα 24/03/2004-31/12/2004

Παρατηρούμε ότι η θερμοκρασία μεταβάλλεται αντίστοιχα με την εποχιακή μεταβολή. Σταδιακά αυξάνεται κατά την εαρινή περίοδο, γίνεται μέγιστη την περίοδο του καλοκαιριού και στη συνέχεια ακολουθεί πτωτική πορεία μέχρι την ελαχιστοποίηση της κατά τη χειμερινή περίοδο. Σε γενικές γραμμές παραμένει σταθερή κατά βάθος. Πιο συγκεκριμένα, διαφοροποίηση παρατηρείται μόνο από το τέλος της εαρινής και κατά τη θερμή καλοκαιρινή περίοδο, οπότε οι θερμοκρασίες των ανώτερων στρωμάτων εμφανίζονται μεγαλύτερες σε σχέση με αυτές του πυθμένα κατά μέσο όρο $3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Συγκεκριμένα κατά το εν λόγω διάστημα, η μέγιστη διαφορά μεταξύ των θερμοκρασιών της επιφάνειας και του πυθμένα που μετρήθηκε, είναι $7,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ στις 20/05. Στο παραπάνω διάγραμμα έχει γίνει κατάλληλη παρεμβολή για τις ημέρες που δεν υπάρχουν δεδομένα.

Προκειμένου να γίνει η ακριβής σύγκριση με των θερμοκρασιακών δεδομένων, με τα αποτελέσματα του μοντέλου, το εν λόγω διάστημα χωρίστηκε σε τρεις επιμέρους περιόδους: 24/3-11/6, 14/6-30/8, 14/9-31/1. Ο διαχωρισμός αυτός έγινε ώστε οι περίοδοι προσομοίωσης να συμπίπτουν με τις περιόδους για τις οποίες έχουμε συνεχείς μετρήσεις πεδίου.

6.2.1.1 Περίοδος 24/03-11/06

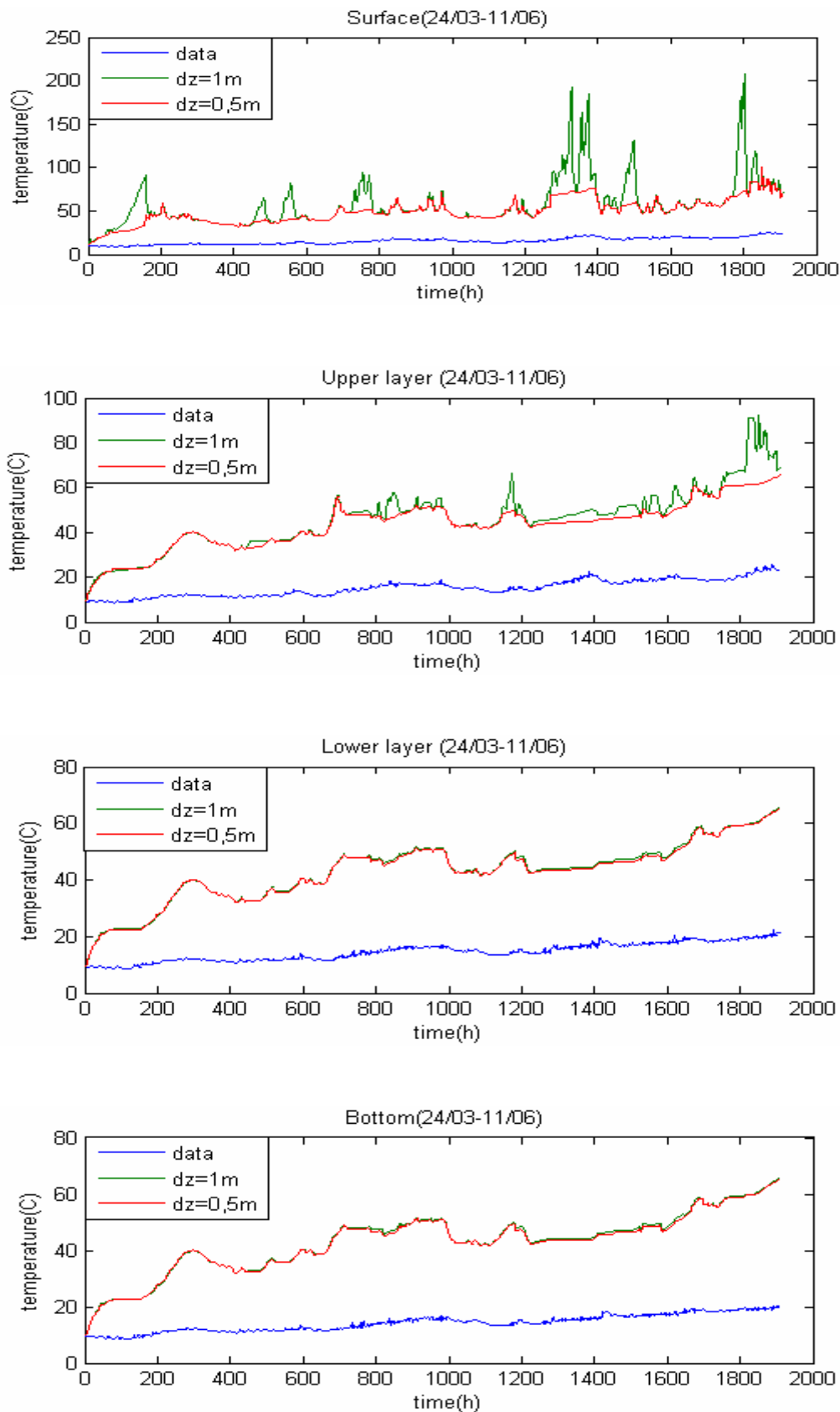
Από τη στατιστική σύγκριση, για τη διαφορά μεταξύ αποτελεσμάτων και μετρήσεων προκύπτει:

Πίνακας 6.2 - Στατιστικά στοιχεία της θερμοκρασιακής διαφοράς μοντέλου-μετρήσεων την περίοδο 24/03-11/06 στα τέσσερα στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) για τις δύο δοκιμές με $dz=0,5m$ και $dz=1m$

dT	dz=1m			
	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	41,76	30,49	28,59	28,83
Αριθμητικός μέσος	34,63	29,54	28,84	29,31
Τυπική απόκλιση	23,43	10,32	7,821	7,971
Εύρος	185,4	69,65	44,52	45,53

dT	dz=0,5m			
	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	33,74	28,06	28,25	28,51
Αριθμητικός μέσος	32,42	28,2	28,43	28,79
Τυπική απόκλιση	10,7	7,604	7,715	7,863
Εύρος	75,59	42,4	44,17	45,13

Για την περίοδο υπολογισμού πρέπει αρχικά να παρατηρηθεί ότι για κάθε στρώμα και για τις δύο δοκιμές, η αριθμητική μέθοδος σταθεροποιείται μετά τις πρώτες 50 ώρες προσομοίωσης. Η μεγαλύτερη απόκλιση των αποτελεσμάτων από τις μετρημένες θερμοκρασίες παρουσιάζεται στο επιφανειακό στρώμα. Τα αποτελέσματα των δύο δοκιμών έχουν σε γενικές γραμμές την ίδια συμπεριφορά με εξαίρεση τα υψηλά τοπικά μέγιστα της δοκιμής για $dz=1m$. Στο ανώτερο στρώμα, το σταθερό σφάλμα μειώνεται ενώ και πάλι η απόκλιση της δοκιμής με $dz=0,5m$ από τα δεδομένα είναι μικρότερη. Η συμπεριφορά των δύο δοκιμών είναι πανομοιότυπη στα δύο κατώτερα στρώματα και παραπλήσια με τη συμπεριφορά της δοκιμής με $dz=0,5m$ στο ανώτερο στρώμα. Οι καμπύλες είναι ομαλοποιημένες και με μικρή συγκριτικά διασπορά.



Εικόνα 6.3 - Θερμοκρασία στα 4 στρώματα(επιφανειακό , ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) την περίοδο 24/03-11/06, έτσι όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης για $dz=0,5m$ και $dz=1m$ κι έτσι όπως δίνεται από τις επί τόπου μετρήσεις

6.2.1.2 Περίοδος 15/06-30/08

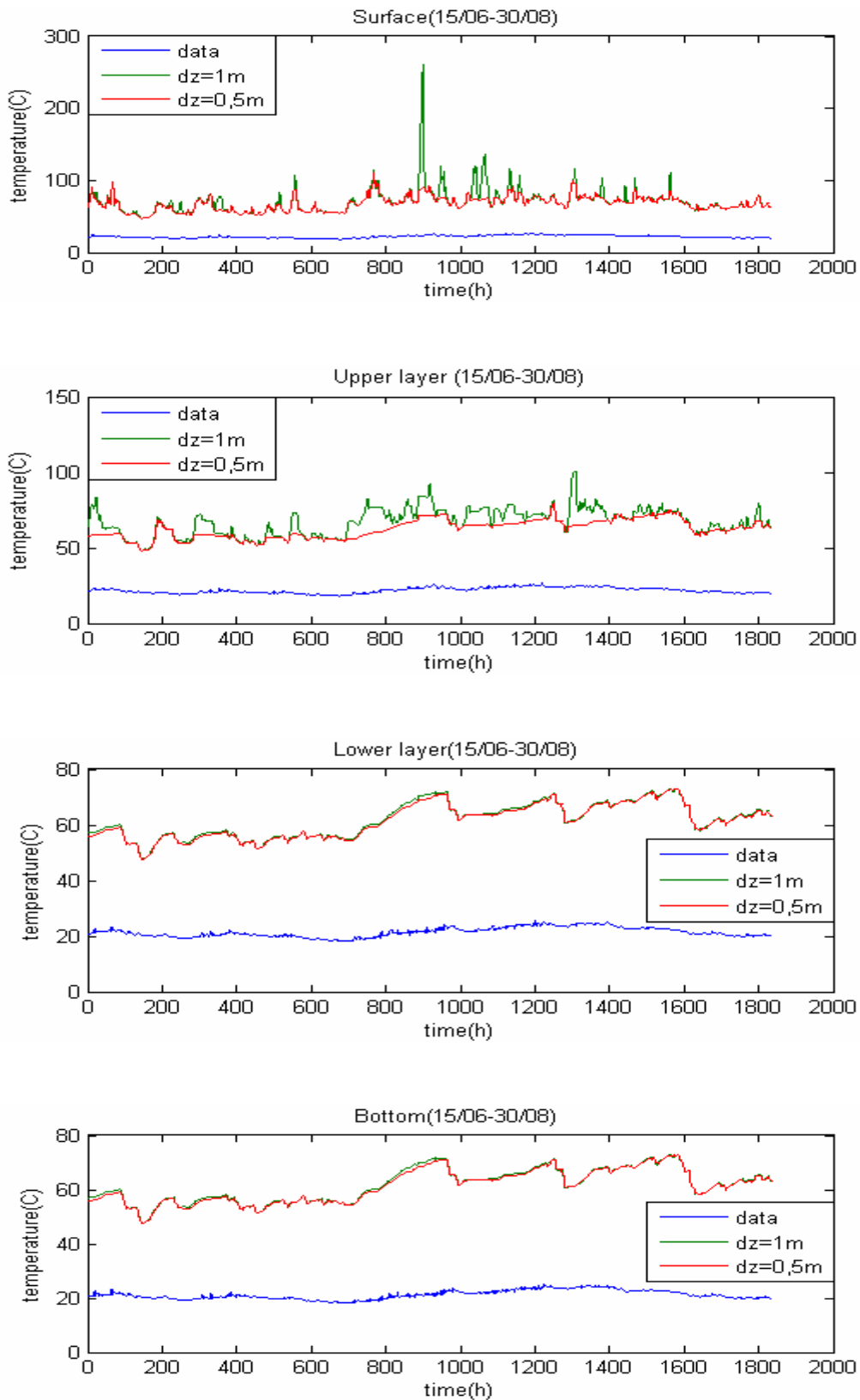
Από τη στατιστική σύγκριση για τη διαφορά μεταξύ αποτελεσμάτων και μετρήσεων προκύπτει:

Πίνακας 6.3- Στατιστικά στοιχεία της θερμοκρασιακής διαφοράς των αποτελεσμάτων προσομοίωσης για δύο δοκιμές, με $dz=0,5m$ και $dz=1m$ και των μετρήσεων πεδίου την περίοδο 15/06-30/08

dT	dz=1m			
	Επιφανειακό	Στρώμα		
		Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	48,7	45,17	40,24	40,36
Αριθμητικός μέσος	46,82	45,65	40,42	40,53
Τυπική απόκλιση	15,25	7,844	5,1	5,146
Εύρος	211,11	49,54	23,82	23,79

dT	dz=0,5m			
	Επιφανειακό	Στρώμα		
		Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	45,88	40,51	39,83	39,99
Αριθμητικός μέσος	45,79	40,48	40	40,21
Τυπική απόκλιση	9,012	5,067	5,007	5,057
Εύρος	60,38	28,8	23,75	23,72

Πρόκειται για την καλοκαιρινή περίοδο με τις μεγαλύτερες τιμές ηλιακής ακτινοβολίας, επομένως αναμενόμενα παρατηρούνται και οι υψηλές θερμοκρασιακές αποκλίσεις σε όλα τα στρώματα με μέγιστη αυτή του επιφανειακού. Η εξέλιξη των τιμών είναι παραπλήσια με αυτή της προηγούμενης περιόδου. Για όλα τα στρώματα παρατηρείται η σταθερότητα του σφάλματος. Στο επιφανειακό στρώμα, τα αποτελέσματα της δοκιμής με $dz=1m$ φαίνονται να έχουν την ίδια τάση με τα αποτελέσματα της δοκιμής για $dz=0,5 m$ αλλά δίνουν μεγαλύτερες αποκλίσεις καθώς και εύρος τιμών. Στο ανώτερο στρώμα, και για τις δύο δοκιμές παρατηρείται μείωση της απόκλισης, ενώ στο κατώτερο καθώς και στο στρώμα του πυθμένα, οι τιμές είναι πανομοιότυπες.



Εικόνα 6.4 - Θερμοκρασία στα 4 στρώματα(επιφανειακό , ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) την περίοδο 15/06-30/08, έτσι όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης για $dz=0,5m$ και $dz=1m$ κι έτσι όπως δίνεται από τις επί τόπου μετρήσεις

6.2.1.3 Περίοδος 14/09-31/12

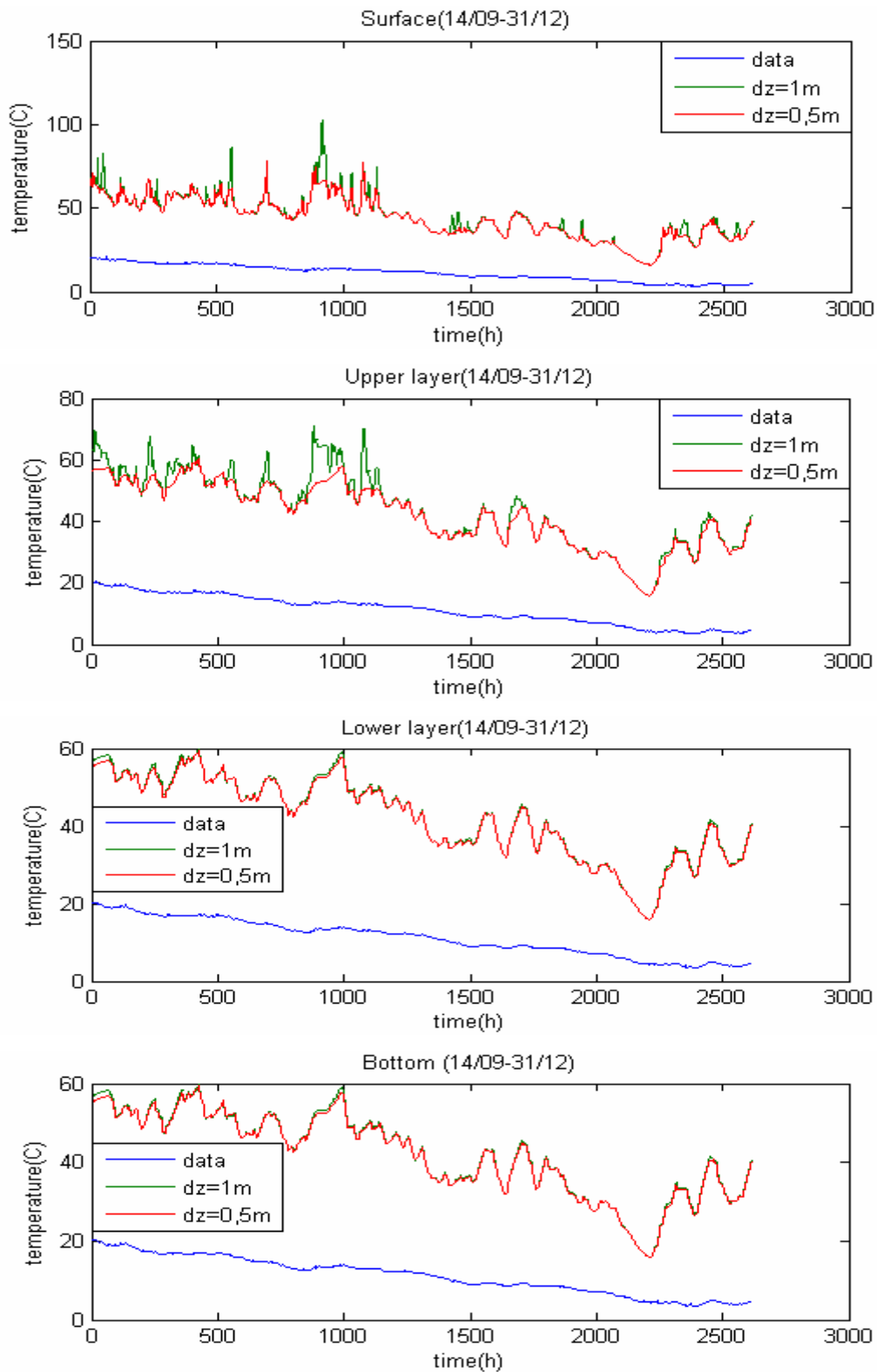
Πίνακας 6.4- Στατιστικά στοιχεία της θερμοκρασιακής διαφοράς των αποτελεσμάτων προσομοίωσης για δύο δοκιμές, με $dz=0,5m$ και $dz=1m$ και των μετρήσεων πεδίου την περίοδο 14/09-31/12

dz=1m				
dT	Στρώμα			
	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	33,69	32,49	30,84	30,79
Αριθμητικός μέσος	33,27	32,73	32,09	32,03
Τυπική απόκλιση	10,06	8,506	6,798	6,806
Εύρος	77,4	45,71	33,73	33,97

dz=0,5m				
dT	Στρώμα			
	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	32,64	30,86	30,53	30,5
Αριθμητικός μέσος	32,64	32,25	31,9	31,86
Τυπική απόκλιση	8,653	6,731	6,633	6,648
Εύρος	52,28	32,37	32,43	32,68

Πρόκειται για την ψυχρότερη περίοδο της μελέτης. Την περίοδο αυτή οι τιμές τις ακτινοβολίας είναι ελάχιστες και αναμενόμενα ελαχιστοποιούνται οι θερμοκρασιακές αποκλίσεις. Οι τιμές στα δύο κατώτερα στρώματα πρακτικά ταυτίζονται και για τις δύο δοκιμές ενώ δεν απέχουν πολύ από τις τιμές του επιφανειακού και του ανώτερου στρώματος.

Ολοκληρώνοντας την παραπάνω σύγκριση, μπορούν να γίνουν κάποιες κοινές παρατηρήσεις και για τις τρεις περιόδους, ως προς τη διαφοροποίηση των θερμοκρασιών ανά στρώμα. Το επιφανειακό στρώμα εμφανίζει το μεγαλύτερο σφάλμα. παρατηρούμε ότι μικρότερο και σχετικώς σταθερό σφάλμα έχουν τα αποτελέσματα της δοκιμής για $dz=0,5m$. Επίσης φαίνεται ότι παρά τη φαινομενικά ίδια τάση που έχουν οι τιμές, οι μεταβολές που δίνουν τα αποτελέσματα είναι πολύ πιο οξείες από τις αντίστοιχες των μετρήσεων. Σε γενικές γραμμές, τα μικρότερα σφάλματα εμφανίζονται την περίοδο 14/09-31/12. Το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα παρατηρούνται και οι χαμηλότερες τιμές ακτινοβολίας, οι οποίες υπεισέρχονται στους υπολογισμούς. Αντίστοιχα τα μέγιστα σφάλματα εμφανίζονται την περίοδο εμφάνισης και των μέγιστων τιμών ακτινοβολίας



Εικόνα 6.5 - Θερμοκρασία στα 4 στρώματα(επιφανειακό , ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) την περίοδο 14/09-31/12, έτσι όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης για $dz=0,5m$ και $dz=1m$ κι έτσι όπως δίνεται από τις επί τόπου μετρήσεις

6.2.2 Εποχιακή ανάλυση

Στη συνέχεια, έγινε ένα δεύτερο σύνολο δοκιμών προσομοίωσης για το κάθε διάστημα χωριστά. Θεωρήθηκε ότι προσεγγιστικά, η μελέτη των θερμοκρασιακών συνθηκών των τριών αυτών περιόδων, αντιστοιχεί στη μελέτη των συνθηκών των τριών εποχών άνοιξη- καλοκαίρι- φθινόπωρο.

Ουσιαστικά, δηλαδή, έγινε δοκιμή προσομοίωσης σε εποχιακή βάση. Δεδομένης της αδυναμίας προσομοίωσης του συνόλου της περιόδου, για μικρότερα χωρικά βήματα των 0,5 m, έγιναν και πάλι δοκιμές για το κάθε επιμέρους διάστημα, για χωρικά βήματα 1m, 0,5m και 0,25m. Διαπιστώθηκε και πάλι αδυναμία ολοκλήρωσης των υπολογισμών για τη δοκιμή των 0,25m. Η ανάλυση της πρώτης περιόδου συμπίπτει με αυτή που περιγράφηκε στην προηγούμενη παράγραφο

6.2.2.1 Περίοδος 15/06-30/08

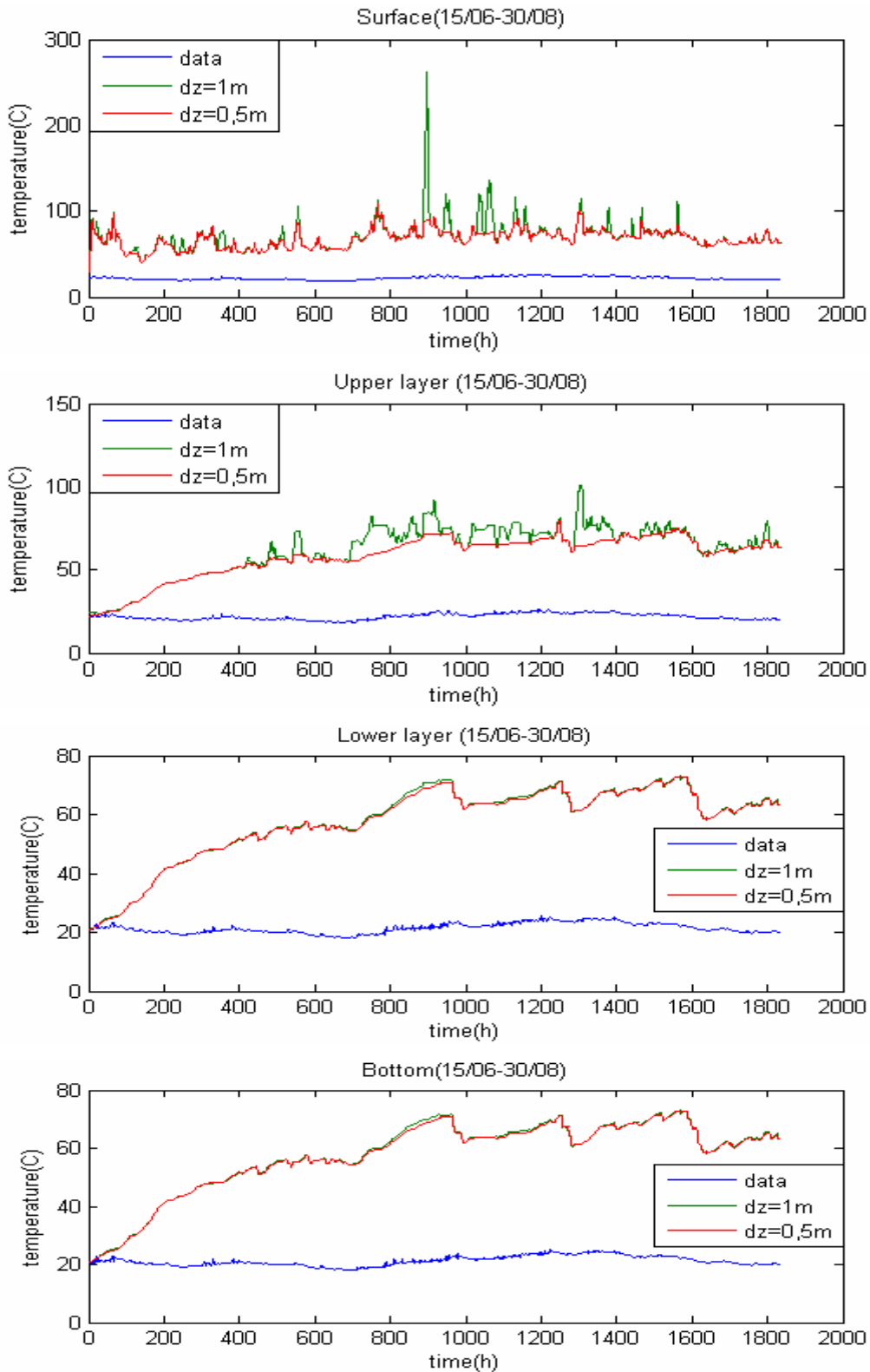
Πίνακας 6.5 - Στατιστικά στοιχεία της θερμοκρασιακής διαφοράς μοντέλου-μετρήσεων για δύο δοκιμές προσομοίωσης της περιόδου 15/06-30/08 με $dz=0,5m$ και $dz=1m$

dz=1m				
Στρώμα				
dT	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	48,35	40,2	36,31	36,43
Αριθμητικός μέσος	46,63	44,22	40,46	40,56
Τυπική απόκλιση	15,63	14,62	11,98	12
Εύρος	231,3	76,02	51,6	51,7

dz=0,5m				
Στρώμα				
dT	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	45,43	36,34	36,02	36,17
Αριθμητικός μέσος	45,71	40,13	40	40,23
Τυπική απόκλιση	9,646	12,05	11,82	11,86
Εύρος	80,5	57,49	51,57	51,55

Παρατηρείται ότι για τους υπολογισμούς στο επιφανειακό στρώμα η αριθμητική μέθοδος σταθεροποιείται εξ αρχής και παρουσιάζει σχετικώς σταθερό σφάλμα και για τις δύο δοκιμές, ενώ τα τοπικά μέγιστα της δοκιμής για $dz=1$ είναι υψηλότερα. Για τους υπολογισμούς των κατώτερων

στρωμάτων, η αριθμητική μέθοδος φαίνεται πως απαιτεί ένα χρονικό διάστημα προσαρμογής της τάξης των 500 ωρών. Μελετώντας την εξέλιξη κατά βάθος, παρατηρείται ότι το σφάλμα μειώνεται και εξομαλύνονται οι ακραίες τιμές των μεγίστων



Εικόνα 6.6 - Θερμοκρασία στα 4 στρώματα(επιφανειακό , ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) την περίοδο 15/06-30/08, έτσι όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης για $dz=0,5m$ και $dz=1m$ κι έτσι όπως δίνεται από τις επί τόπου μετρήσεις

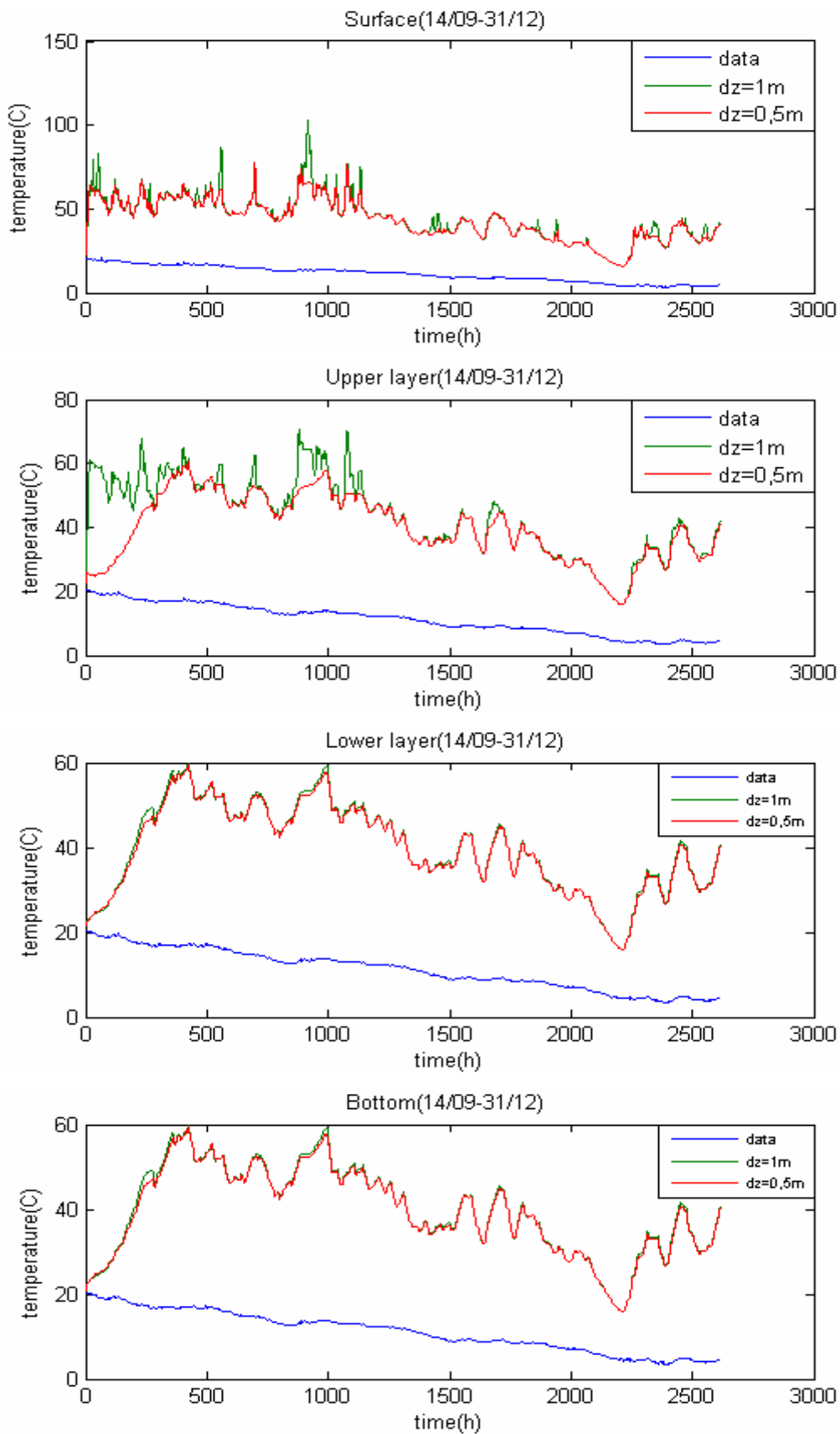
6.2.2.2 Περίοδος 14/09-31/12

Πίνακας 6.6 - Στατιστικά στοιχεία της θερμοκρασιακής διαφοράς μοντέλου-μετρήσεων για δύο δοκιμές προσομοίωσης της περιόδου 14/09-31/12 με $dz=0,5m$ και $dz=1m$

$dz=1m$				
Στρώμα				
dT	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	33,42	32,15	28,64	28,59
Αριθμητικός μέσος	32,95	32,4	30,13	30,08
Τυπική απόκλιση	10,06	8,418	8,665	8,672
Εύρος	86,41	54,75	44,08	44,65

$dz=0,5m$				
Στρώμα				
dT	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	32,35	28,63	28,29	28,26
Αριθμητικός μέσος	32,34	29,98	29,74	29,71
Τυπική απόκλιση	8,629	8,554	8,526	8,543
Εύρος	61,26	41,77	43,16	43,5

Και πάλι αντίστοιχα, για τους υπολογισμούς στο επιφανειακό στρώμα, η αριθμητική μέθοδος σταθεροποιείται αμέσως και για τις δύο δοκιμές με $dz=1m$ και $dz=0,5m$. Η τάση των αποτελεσμάτων ακολουθεί αυτή των δεδομένων, αλλά με πολύ υψηλότερους ρυθμούς μεταβολής. Στο ανώτερο στρώμα, η αριθμητική μέθοδος σταθεροποιείται επίσης εξ αρχής για τη δοκιμή με $dz=1m$ η οποία φαίνεται να προσεγγίζει τη συμπεριφορά της δοκιμής με $dz=0,5$ στο επιφανειακό στρώμα. Για τη δοκιμή με $dz=0,5m$ απαιτεί ένα χρονικό διάστημα 500 ωρών για να σταθεροποιηθεί. Το σφάλμα της είναι το μικρότερο από τα δυο ενώ από ένα χρονικό σημείο και μετά τα αποτελέσματα πρακτικά ταυτίζονται. Στα δύο κατώτερα στρώματα οι δύο δοκιμές έχουν πανομοιότυπη συμπεριφορά και αντίστοιχη με αυτή της δοκιμής με $dz=0,5m$ στο ανώτερο στρώμα



Εικόνα 6.7 - Θερμοκρασία στα 4 στρώματα(επιφανειακό , ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) την περίοδο 14/09-31/12, έτσι όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης για $dz=0,5m$ και $dz=1m$ κι έτσι όπως δίνεται από τις επί τόπου μετρήσεις

6.2.3 Μηνιαία ανάλυση

Ακολούθησε ένα τρίτο σύνολο δοκιμών σε μηνιαία βάση. Τα υπό μελέτη χωρικά βήματα ήταν και πάλι $dz=1m$, $dz=0,5m$, $dz=0,25m$. Τα αναλυτικά αποτελέσματα της διερεύνησης παρατίθενται στο παράρτημα Δ. Δεδομένου ότι οι παρατηρήσεις που μπορούν να γίνουν είναι προσεγγιστικά κοινές για όλους τους μήνες, στο παρόν κεφάλαιο ενδεικτικά παρουσιάζονται και σχολιάζονται τα αποτελέσματα ενός μηνός.

Πίνακας 6.7 - Στατιστικά στοιχεία της θερμοκρασιακής διαφοράς μοντέλου-μετρήσεων για δύο δοκιμές προσομοίωσης της περιόδου 01/04-30/04 με $dz=0,5m$ και $dz=1m$

dz=1m				
Στρώμα				
dT	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	46,2	41,64	38,6	38,53
Αριθμητικός μέσος	43,52	39,66	37,69	37,61
Τυπική απόκλιση	12,41	7,166	8,04	8,066
Εύρος	81,51	44,83	40,7	40,35

dz=0,5m				
Στρώμα				
dT	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	42,06	38,54	38,09	38,03
Αριθμητικός μέσος	40,61	36,85	36,83	36,8
Τυπική απόκλιση	6,995	8,266	8,109	8,121
Εύρος	51,97	43,42	39,86	40,13

dz=0,25m				
Στρώμα				
dT	Επιφανειακό	Ανώτερο	Κατώτερο	Πυθμένας
Μέση τιμή	41,67	38,22	37,93	37,84
Αριθμητικός μέσος	39,98	36,61	36,5	36,43
Τυπική απόκλιση	7,173	8,035	8,14	8,175
Εύρος	45,79	39,7	39,47	39,57

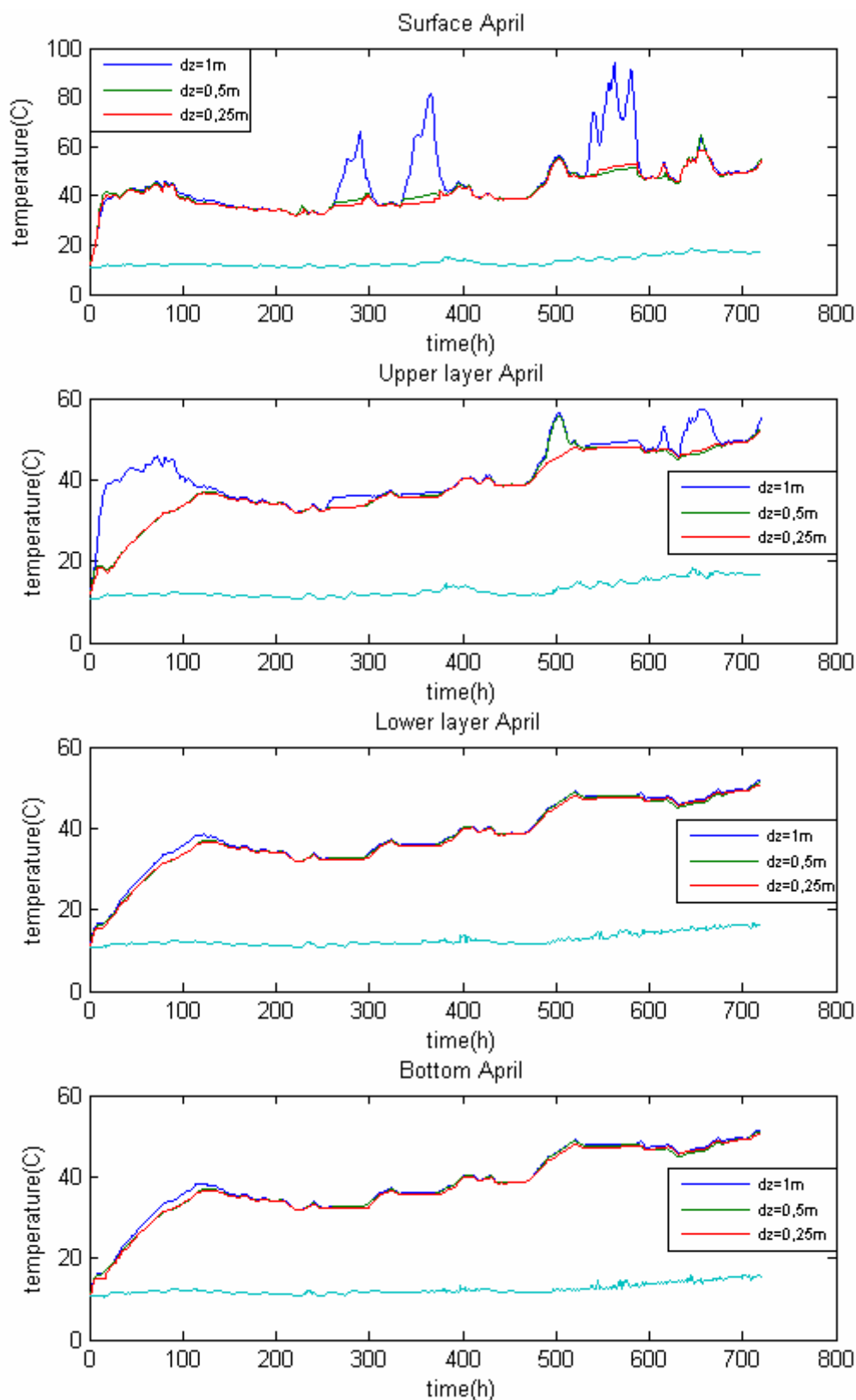
Για το επιφανειακό στρώμα, παρατηρείται ότι τα αποτελέσματα όλων των δοκιμών έχουν ίδια συμπεριφορά και μικρή απόκλιση, με εξαίρεση τα ιδιαίτερος υψηλά τοπικά μέγιστα που προκύπτουν από τη δοκιμή για $dz=1m$. Παρατηρείται ότι τα αποτελέσματα των πρώτων ωρών δίνουν πολύ μεγάλο ρυθμό μεταβολής της θερμοκρασίας ενώ αντίθετα από ένα χρονικό σημείο και μετά οι τιμές σταθεροποιούνται και ακολουθούν ομαλότερες μεταβολές. Το φαινόμενο αυτό πιθανώς να οφείλεται σε αδυναμία της αριθμητικής μεθόδου να σταθεροποιηθεί εξ αρχής.

Στο ανώτερο στρώμα, εξακολουθεί να απαιτείται το ίδιο χρονικό διάστημα σταθεροποίησης του της αριθμητικής μεθόδου, αλλά υπάρχει διαφοροποίηση ως προς την κλίση. Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας για τη δοκιμή με $dz=1m$ είναι ίδιος με αυτόν του επιφανειακού στρώματος. Αντίθετα, για τις δοκιμές με $dz=0,5m$ και $dz=0,25m$ ο ρυθμός αυτός είναι μικρότερος. Μπορεί να παρατηρηθεί ότι η συμπεριφορά της δοκιμής με $dz=1m$ στο ανώτερο στρώμα, προσεγγίζει τη συμπεριφορά της δοκιμής με $dz=0,5m$ στο επιφανειακό. Με αντίστοιχο τρόπο, η συμπεριφορά της δοκιμής με $dz=0,5$ προσεγγίζει τη συμπεριφορά της δοκιμής με $dz=0,25m$.

Στα δύο κατώτερα στρώματα τα αποτελέσματα όλων των μετρήσεων έχουν πανομοιότυπη συμπεριφορά και προσεγγιστικά ίδια με τη συμπεριφορά του ανώτερου στρώματος για τη δοκιμή με $dz=0,25m$.

Ουσιαστικά η παρατήρηση είναι ότι όσο μειώνεται το χωρικό βήμα, τόσο συντομότερα προσεγγίζεται η συμπεριφορά του πυθμένα.

Σε σύγκριση με τα δεδομένα της θερμοκρασίας, παρατηρούμε ότι το σφάλμα που προκύπτει μετά το αρχικό διάστημα προσαρμογής του μοντέλου, είναι σχετικώς σταθερό και η εξέλιξη των θερμοκρασιών στο χρόνο έχει σε γενικές γραμμές την ίδια τάση.

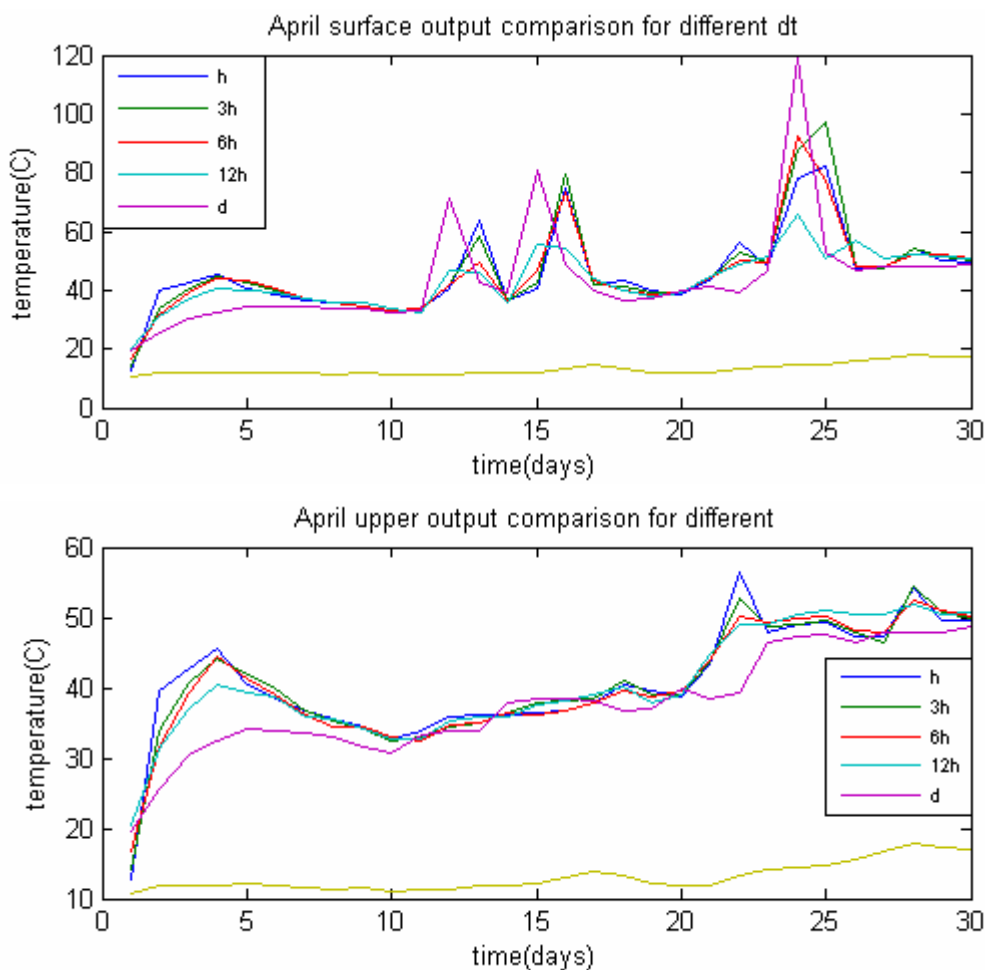


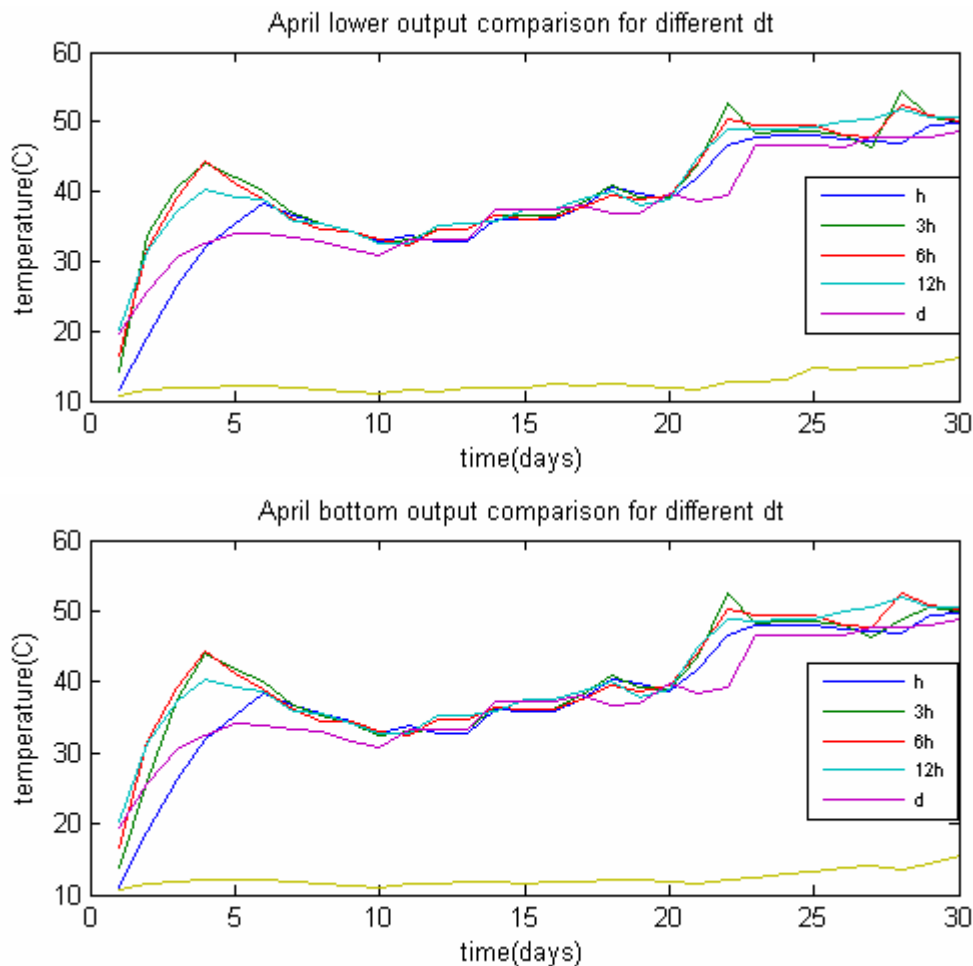
Εικόνα 6.8 - Θερμοκρασία στα 4 στρώματα(επιφανειακό , ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) την περίοδο 01/04-30/04, έτσι όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης για $dz=0,25$, $dz=0,5m$ και $dz=1m$ κι έτσι όπως δίνεται από τις επί τόπου μετρήσεις. Τα δεδομένα των μετρήσεων ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα.

6.3 Διερεύνηση χρονικού βήματος

Στη συνέχεια έγινε διερεύνηση της επίδρασης της μεταβολής του χρονικού βήματος. Προέκυψε ότι η χρησιμοποιούμενη αριθμητική μέθοδος αδυνατεί να βγάλει αποτελέσματα για $dt > h$ για το σύνολο της περιόδου καθώς και σε εποχιακή βάση.

Κρατώντας σταθερό το χωρικό βήμα σε $dz=1m$ έγιναν μηνιαίες δοκιμές για μεταβαλλόμενο χρονικό βήμα $dt=1h, 3h, 6h, 12h, 1d$. Συγκρίθηκαν τα αποτελέσματα των κοινών μετρήσεων. Δηλαδή αυτά που προκύπτουν για την ώρα 00:00:00 κάθε μέρας. Παρατίθενται τα αποτελέσματα για ένα μήνα. Παρατηρείται ότι για όλα τα στρώματα, πιο κοντά στα δεδομένα βρίσκονται τα αποτελέσματα των ημερήσιων μετρήσεων με εξαίρεση τα σημεία των επιφανειακών μεγίστων.

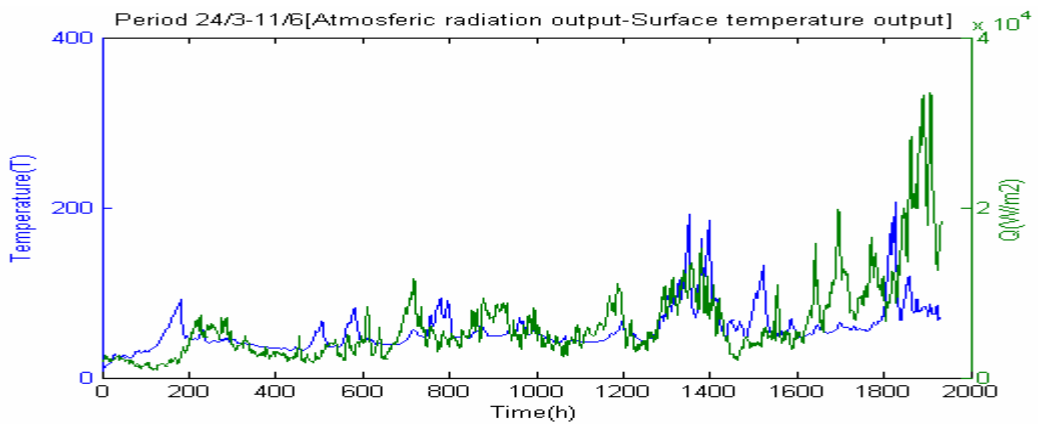




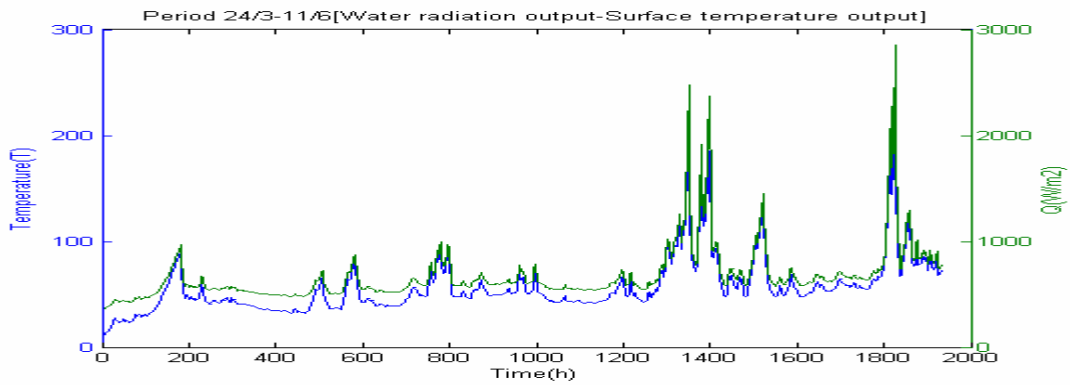
Εικόνα 6.9 - Θερμοκρασία στα 4 στρώματα(επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας) την περίοδο 1/04-30/04 για δοκιμές προσομοίωσης με διαφορετικό χρονικό βήμα dt . Τα δεδομένα των μετρήσεων ξεχωρίζουν με κίτρινο χρώμα

6.4 Συσχέτιση ακτινοβολίας και θερμοκρασίας

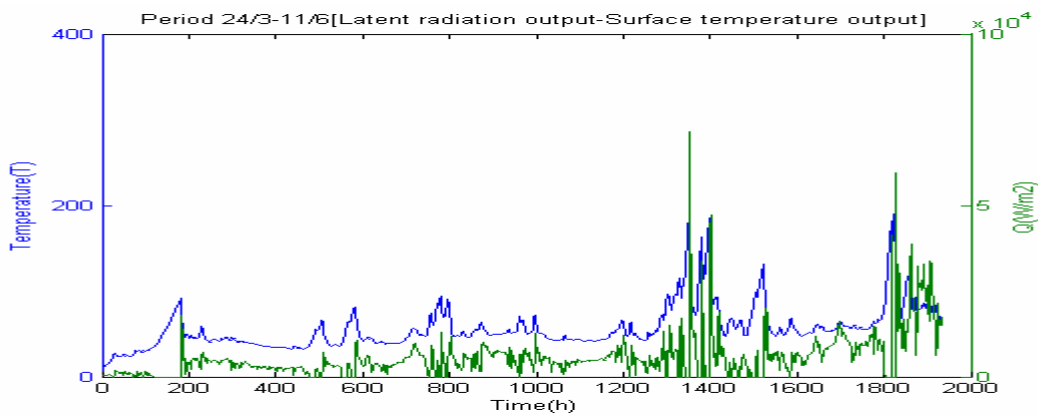
Η μέθοδος που εφαρμόζεται, χρησιμοποιεί για τον υπολογισμό της επιφανειακής θερμοκρασίας, τα δεδομένα της ακτινοβολίας, και στη συνέχεια με βάση αυτά συνεχίζει στον υπολογισμό των θερμοκρασιών των κατώτερων στρωμάτων. Οι μεγάλες αποκλίσεις των θερμοκρασιών, οδήγησαν στη συγκριτική μελέτη των αποτελεσμάτων της θερμοκρασίας με τις αντίστοιχες τιμές ακτινοβολίας. Ως περίοδος μελέτης επιλέχτηκε το πρώτο διάστημα 24/03-11/06.



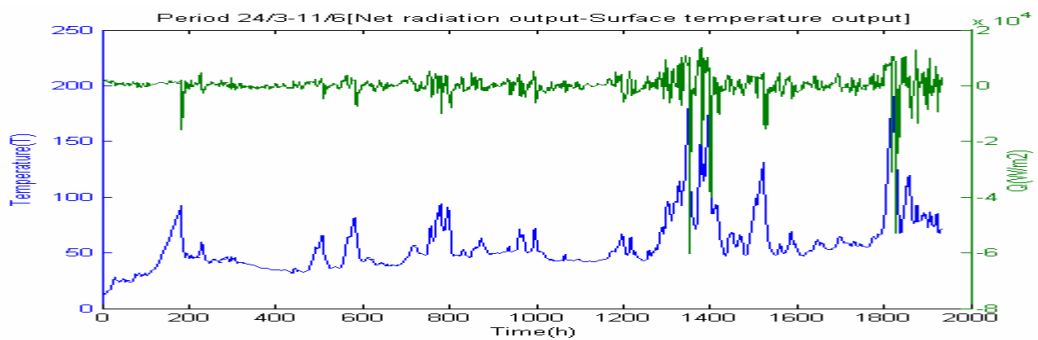
Εικόνα 6.10 - Συσχέτιση επιφανειακής θερμοκρασίας και ατμοσφαιρικής ακτινοβολίας την περίοδο 24/03-11/06



Εικόνα 6.11 - Συσχέτιση επιφανειακής θερμοκρασίας και ακτινοβολίας από τη λίμνη την περίοδο 24/03-11/06



Εικόνα 6.12 - Συσχέτιση επιφανειακής θερμοκρασίας και ατμοσφαιρικής ακτινοβολίας την περίοδο 24/03-11/06



Εικόνα 6.13 - Συσχέτιση επιφανειακής θερμοκρασίας και καθαρής ακτινοβολίας την περίοδο 24/03-11/06

Οι συντελεστές συσχέτισης που προέκυψαν είναι

Πίνακας 6.8 Συντελεστές συσχέτισης επιφανειακής θερμοκρασίας-παραμέτρων ακτινοβολίας

r	Tsurf
Qatm	0,47
Qeau	0,97
Qlat	0,30
Qsens	-0,29
Qnet	0,049
Qsol	0,16

Παρατηρείται ότι η θερμοκρασία της επιφάνειας έχει πολύ καλή συσχέτιση με την ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη λίμνη. Επομένως είναι πιθανό, το σφάλμα στον υπολογισμό των θερμοκρασιών να οφείλεται στο σφάλμα υπολογισμού της συγκεκριμένης ακτινοβολίας.

Κεφάλαιο 7

Συμπεράσματα

7.1 Συνοπτική παρουσίαση

Η βέλτιστη ανθρώπινη επέμβαση σε μια λιμναία λεκάνη, προϋποθέτει την κατανόηση του συνόλου των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στη διεπιφάνεια και το εσωτερικό της και τον προσδιορισμό με τη μεγαλύτερη ακρίβεια των παραγόντων που την επηρεάζουν. Για το σκοπό αυτό, καθίσταται απαραίτητη η διερεύνηση των ιδιαιτέρων χαρακτηριστικών της και η μελέτη του υδατικού της οικοσυστήματος. Κύρια χαρακτηριστικά που μελετώνται, είναι η φυσική δομή και η γεωμορφολογία της, η λεκάνη απορροής της, τα φαινόμενα μεταφοράς μάζας και ενέργειας καθώς και η βιολογία της.

Παρά τη μεγάλη ποικιλομορφία των λεκανών ως προς τα φυσικά, χημικά και βιολογικά χαρακτηριστικά, σε κάθε περίπτωση ο λιμναίος μεταβολισμός ρυθμίζεται από τα χαρακτηριστικά του νερού. Οι ιδιότητες της πυκνότητάς του σε σχέση με τις θερμικές του ιδιότητες επιτρέπουν το σχηματισμό ενός περιβάλλοντος υπό στρωμάτωση το οποίο ρυθμίζει εκτενώς τις χημικές και βιοτικές ιδιότητες των λιμνών.

Η διαμόρφωση της εσωτερικής κατάστασης ενός λιμναίου οικοσυστήματος, εξαρτάται από τις δυναμικές αποκρίσεις που προκαλούν οι διεργασίες ανταλλαγής στα όρια. Οι κυρίαρχες διεργασίες, είναι αποτέλεσμα της επίδρασης της κινητικής ενέργειας του ανέμου και της θερμικής ενέργειας που προέρχεται από την ηλιακή ακτινοβολία. Είναι καθαρά ενεργειακές, ανάλογες με την επιφάνεια της λίμνης και καθορίζουν τη δυναμική της πλειοψηφίας των λιμνών.

Στην αξιοποιούμενη ηλιακή ενέργεια μέσω της φωτοσύνθεσης, οφείλεται το σύνολο σχεδόν της ενεργειακής τροφοδοσίας που ελέγχει το μεταβολισμό των λιμνών. Επιπλέον η απορρόφηση ηλιακής ενέργειας και οι απώλειές της υπό μορφή θερμότητας έχουν έντονη επίδραση στη θερμική δομή και τη στρωμάτωση των υδάτινων μαζών. Για τη διερεύνηση της επίδρασης της ηλιακής ακτινοβολίας στη λιμναία δυναμική, απαιτείται η κατανόηση των διεργασιών στις οποίες υπόκειται αφενός κατά τη διαδρομή της προς τη λίμνη, διαμέσου της γήινης ατμόσφαιρας και αφετέρου, εντός των υδάτων.

Οι υδατικές κινήσεις οφείλονται στην απόκριση της λίμνης σε ανεμογενείς κυρίως δυνάμεις οι οποίες μεταφέρουν ενέργεια στο νερό. Αποτέλεσμα της δράσης τους, είναι η

αποσταθεροποίηση και διασπορά του ύδατος και των εντός αυτού χημικών ουσιών και οργανισμών. Η ένταση της κατακόρυφης ανάμιξης αποδίδεται από το συντελεστή τυρβώδους διάχυσης.

Αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη ενός μονοδιάστατου κατακόρυφου μοντέλου προσομοίωσης της θερμοκρασιακής εξέλιξης στο εσωτερικό μιας λίμνης. Το μοντέλο Lakes99 είναι πρωτογενώς σχεδιασμένο να προσομοιώνει τις συνθήκες σε λίμνες μεγάλων διαστάσεων όπως η λίμνη της Γενεύης (Leman) και η αλπική λίμνη Bourget στις οποίες και έχει δοκιμαστεί με επιτυχία.

Σκοπός της εργασίας είναι να διερευνηθεί κατά πόσο το δεδομένο μοντέλο έχει τη δυνατότητα να προσομοιώσει επιτυχώς τη θερμοκρασιακή εξέλιξη στο εσωτερικό μιας μικρής αβαθούς λίμνης. Πεδίο μελέτης είναι η λεκάνη με το όνομα Nous de Seine στη Γαλλία όπου τα τελευταία χρόνια, παρατηρείται υποβάθμιση της ποιότητας των υδάτων η οποία εκδηλώνεται μέσω της ανάπτυξης αλγών και της αισθητής μείωσης της διαφάνειας.

7.2 Αποτελέσματα – Συμπεράσματα

Σε πρώτο στάδιο έγινε προετοιμασία των δεδομένων εισόδου που απαιτούνται για την πραγματοποίηση της προσομοίωσης, έτσι ώστε να έρθουν στη μορφή την οποία ορίζει ο κώδικας. Στη συνέχεια, διερευνήθηκαν οι δυνατότητες του μοντέλου ως προς την εφαρμογή της μεθόδου για διαφορετικά χωροχρονικά βήματα και αναπτύχθηκε λογισμικό για την επεξεργασία των αποτελεσμάτων.

Αρχικά, για σταθερό χρονικό βήμα $dt=3600sec$ ίδιο με το βήμα των χρησιμοποιούμενων μετεωρολογικών δεδομένων, μελετήθηκε το χωρικό βήμα για μεταβαλλόμενη περίοδο προσομοίωσης. Έγινε ένα πρώτο σύνολο δοκιμών στο οποίο προσομοιώθηκε το σύνολο της περιόδου για την οποία υπάρχουν μετρήσεις με χρονικό βήμα $dz=1m$ $dz=0,5m$. Για μικρότερο χωρικό βήμα η αριθμητική μέθοδος αδυνατεί να ολοκληρώσει τους υπολογισμούς. Παρατηρήθηκε ότι και στις δύο δοκιμές η αριθμητική μέθοδος σταθεροποιείται μετά τις πρώτες 50 ώρες υπολογισμού. Από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων προκύπτει ότι μείωση του βήματος δίνει μικρότερα τοπικά μέγιστα και διασπορά τιμών στα δύο ανώτερα στρώματα, ενώ τα αποτελέσματα των δοκιμών πρακτικά συμπίπτουν στα δύο κατώτερα. Φαίνεται ότι μείωση του βήματος, επηρεάζει την ευαισθησία του μοντέλου στην προσέγγιση του πυθμενικού προφίλ. Κάνοντας τη σύγκριση με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου συμπεραίνεται ότι η αριθμητική μέθοδος δίνει πολύ μεγάλο αλλά σχετικώς σταθερό σφάλμα, το οποίο μεγιστοποιείται στην επιφάνεια και μειώνεται με

την αύξηση του βάθους. Επιπλέον το σφάλμα μειώνεται για μείωση του χωρικού βήματος. Οι μέγιστες τιμές των σφαλμάτων εμφανίζονται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, δηλαδή όταν μεγιστοποιούνται και οι τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας.

Ένα δεύτερο σύνολο δοκιμών αφορούσε την προσομοίωση σε εποχιακή βάση. Έγινε ο διαχωρισμός βάσει των 3 διαστημάτων 24/03-11/06, 14/06-30/08, 14/09-31/12, για τα οποία υπάρχουν συνεχείς μετεωρολογικές μετρήσεις και οι δοκιμές που έγιναν αφορούσαν και πάλι τα χωρικά βήματα $dz=1m$ και $dz=0,5m$. Το σφάλμα που προκύπτει είναι ελαφρώς μικρότερο αλλά ίδιας τάξης μεγέθους με το αντίστοιχο σφάλμα για την προσομοίωση του συνόλου της περιόδου. Αντιθέτως, παρατηρείται ότι υπάρχει μεταβολή ανάλογα με το βήμα και το στρώμα της απαιτούμενης περιόδου σταθεροποίησης της αριθμητικής μεθόδου. Μέγιστο σφάλμα εμφανίζεται κατά την περίοδο 14/06-30/08, κι ελάχιστο κατά την περίοδο 14/09-31/12, αντίστοιχα με τις μέγιστες και τις ελάχιστες τιμές ακτινοβολίας. Και πάλι μικρότερη απόκλιση παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της δοκιμής με μικρότερο χωρικό βήμα $dz=0,5m$.

Ένα τρίτο σύνολο δοκιμών αφορούσε την προσομοίωση σε μηνιαία βάση. Παρατηρήθηκε ότι η αριθμητική μέθοδος δίνει αποτελέσματα και για χωρικό βήμα $dz=0,25m$. Η τάξη μεγέθους του σφάλματος που προκύπτει είναι ανάλογη των υπόλοιπων συνόλων δοκιμών και αντίστοιχα μειώνεται με τη μείωση του χωρικού βήματος.

Στη συνέχεια μελετήθηκε το χρονικό βήμα. Παρατηρήθηκε ότι για περιόδους μεγαλύτερες του μήνα, η αριθμητική μέθοδος αδυνατεί να ολοκληρώσει τους υπολογισμούς για χρονικό βήμα μεγαλύτερο του $dt=3600sec$. Από τη μηνιαία μελέτη για χρονικά βήματα των 1h, 3h, 6h, 12h, 1day, γενικό συμπέρασμα είναι ότι όσο αυξάνεται το χρονικό βήμα μειώνονται οι αποκλίσεις, κάτι όμως που δεν ισχύει και για τις περιοχές των εμφανιζόμενων τοπικών μεγίστων.

Τέλος μελετήθηκε η συσχέτιση της θερμοκρασίας με καθέναν από τους παράγοντες του θερμικού ισοζυγίου. Προέκυψε ότι με την ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη λίμνη η συσχέτιση είναι της τάξης των 0,97 το οποίο σημαίνει ότι η θερμοκρασία επηρεάζεται άμεσα από το συγκεκριμένο παράγοντα ακτινοβολίας και επομένως το θερμοκρασιακό σφάλμα πιθανώς να οφείλεται σε σφάλμα υπολογισμού της συγκεκριμένης ακτινοβολίας. Επιγραμματικά:

- Το μέγεθος των αποκλίσεων δείχνει ότι το υπό μελέτη μοντέλο φαίνεται ότι αδυνατεί να προσομοιώσει επιτυχώς την εξέλιξη της ακτινοβολίας στη λίμνη.
- Τα αποτελέσματά του ακολουθούν την ίδια τάση με τις πραγματικές θερμοκρασιακές τιμές αλλά περιέχουν δυσανάλογα υψηλές τιμές μεταβολών.

- Εμφανίζει πολύ μεγάλο αλλά εν γένει σταθερό σφάλμα.
- Στα επιφανειακά στρώματα εμφανίζει μεγάλη ευαισθησία στη μεταβολή του χωροχρονικού βήματος.
- Αυξανόμενου του βάθους εκτός από τη μείωση της ευαισθησίας στη μεταβολή των βημάτων παρατηρείται και μείωση της απόκλισης από τις πραγματικές τιμές.
- Η επιφανειακή θερμοκρασία είναι άμεσα συσχετισμένη με την ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη λίμνη.

7.3 Προτάσεις για περαιτέρω έρευνα

Οι μεγάλες αποκλίσεις των αποτελεσμάτων από τις πραγματικές θερμοκρασιακές συνθήκες, δεν προκαλούν ιδιαίτερη εντύπωση δεδομένου ότι το υπό μελέτη μοντέλο δεν έχει προσαρμοστεί στις ιδιαίτερες μορφομετρικές συνθήκες της συγκεκριμένης λίμνης.

Οι παράγοντες βαθμονόμησης του μοντέλου, εξαρτώνται από τη γεωγραφική τοποθεσία της λίμνης καθώς και από τη μορφολογία της και προκύπτουν βάσει μετρήσεων στο πεδίο μελέτης. Η δεδομένη λίμνη έχει πολύ διαφορετικές διαστάσεις σε σχέση με τις λίμνες στις οποίες έχει δοκιμαστεί επιτυχώς το μοντέλο. Το εμβαδό της επιφάνειας της είναι $0,225 \text{ km}^2$ και το μέγιστο βάθος της μόνο 4m ενώ οι λίμνη της Γενεύης έχει διαστάσεις 582km^2 και μέσο βάθος 154m και η λίμνη Bourget είναι η μεγαλύτερη λίμνη των Γαλλικών Άλπεων με επιφανειακές διαστάσεις $44,5 \text{ km}^2$ και μέσο βάθος 145m .

Συγκεντρωτικά, οι συντελεστές βαθμονόμησης που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς είναι:

A,B: στον υπολογισμό της λανθάνουσας θερμότητας

C: στον υπολογισμό της αισθητής θερμότητας

σ και $p1$: στον υπολογισμό της συνάρτησης σταθερότητας $f(R_i)$

α : στον υπολογισμό του συντελεστή διασποράς στο μεταλίμνιο K_{meta}

$p2$: στον υπολογισμό του συντελεστή διασποράς στο μεταλίμνιο K_{meta} και το υπολίμνιο K_{hypo}

δ και Cd : στον υπολογισμό του συντελεστή διασποράς στο επιλίμνιο K_{epi}

Οι τιμές που χρησιμοποιήθηκαν κατά την παρούσα διερεύνηση, είναι οι ακόλουθες:

A	$0,67407 \cdot 10^{-11}$
B	$0,27520 \cdot 10^{-08}$
C	$0,23536 \cdot 10^{-13}$
p1	-0,98058
σ	0,94546
p2	0,60531
Cd	$0,18000 \cdot 10^{-02}$
δ	$0,60000 \cdot 10^{-01}$
α	0,17312

Προτείνεται η εκ νέου βαθμονόμηση του μοντέλου βάσει των ιδιαίτερων συνθηκών της υπό μελέτη λίμνης.

Επιπλέον σε συνάρτηση με τις μεγάλες επιφανειακές διαστάσεις της λίμνης συγκριτικά με τη διάσταση του βάρους, καλό θα ήταν να διερευνηθεί παραπάνω η επίδραση του ανεμογενούς κυματισμού.

Ένας άλλος παράγοντας πιθανού σφάλματος, έτσι όπως προέκυψε και από τα αποτελέσματα της συσχέτισης της θερμοκρασίας με την ακτινοβολία, είναι οι τιμές των παραγόντων του ισοζυγίου ακτινοβολίας. Προτείνεται περαιτέρω έρευνα αφενός ως προς την προσομοίωση της ίδιας της ακτινοβολίας, και αφετέρου ως προς τον τρόπο που λαμβάνεται υπόψη κατά την υπολογιστική διαδικασία.

Τέλος προτείνεται η διερεύνηση αριθμητικών μεθόδων επίλυσης, μικρότερης ευαισθησίας στη μεταβολή του χωροχρονικού βήματος.

Βιβλιογραφία

1. Brichambaut, P., (1963), *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels*, Gauthier- Villars, éditeur
2. Bonnet, M.P., Poulin, M., and Devaux, J., (2000), *Numerical modeling of thermal stratification in a lakereservoir. Methodology and case study*, Aquatic Science, 62, 105–124
3. CEREVERE, (2006), *Notice pour la préparation des données nécessaires au modèle unidimensionnel vertical du lac du Bourget incluant la migration de Planktothrix rubescens (MIDVmigr)*, École Nationale des Ponts et Chaussées
4. Chapra, St., (1997), *Surface water quality modelling*, McGraw-Hill International Editions
5. Dady G., (1969). *Météorologie dynamique et prévision numérique*, Ecole de la Météorologie
6. Eckert & Drake, (1972), *Analysis of heat and mass transfer*, McGraw-Hill series in mechanical engineering
7. Henderson-Sellers, B., (1984), *Engineering Limnology*, Pitman Advanced Publishing program
8. Henderson-Sellers, B., *One-dimensional Modelling of Thermal Stratification in Oceans and Lakes*, Department of Mathematics and Computer Science, University of Salford, UK
9. Jacobs, F.G., Jetten, T.H., Lucassen D.C., Heusinkveld, B.G., Nieveen, J.P., (1997), *Diurnal temperature fluctuations water body in a natural shallow water body*, Agricultural and Forest Meteorology, 88, 269-277
10. Jarrosson A., (2005), *Modélisation des échanges thermique dans un système lacustre – Etude du rayonnement solaire*, Διπλωματική εργασία, École Nationale des Ponts et Chaussées
11. Klein, P., Momal, D., (1979), *Méthode d'estimation du rayonnement solaire, sa mise en œuvre numérique*, EDF, Direction des études et recherches, Département Environnement Aquatique et Atmosphérique, Division Echauffement et Pollution des Eaux, Ecologie
12. Κουμούτσος, Ν., Λυγερού, Λ., (2005), *Μεταφορά θερμότητας*

13. Weiqi Lin, Lawrence P. Sanford, Steven E. Suttles, (2001), *Wave measurement and modeling in Chesapeake Bay*, Continental Shelf Research 22 (2002) 2673–2686
14. Mark, W. D., (1993), *Air and water*
15. Παπαγιαννης, Α., 2005, *Φυσική περιβαλλοντος*, Εκδόσεις Πολυτεχνείου
16. Pourriot, R., and Meybeck, M., (1995), *Limnologie general*
17. Riley, E., Cascella, G., Di Nezio, P. and Zhu X., (2007), *Ekman Dynamics*, Midterm paper, Geophysical Fluid Dynamics
18. Ranald, V.Gilles, (1975), *Μηχανική των ρευστών και υδραυλική*
19. Salençon, M.J., (1999). *Notice d'utilisation du modèle EOLE*, EDF, Direction des études et recherches, Département Environnement
20. Vinçon-Leite, B., (1991), *Contribution de la modélisation mathématique a l'étude de la qualité de l'eau dans les lacs sub- alpins: le lac du Bourget (Savoie)*
21. Χατζημπίρος Κ., Ανδρεαδάκης Α., (2000), *Οικολογία για Μηχανικούς*, Εκδόσεις Ε.Μ.Π. (2000).
22. Χριστούλας, Δ.Γ., (1991), *Ρύπανση των υδάτων και αντιρρυπαντική τεχνολογία*, Εκδόσεις Συμεών
23. Παπαγεωργίου, Γ.Σ., Τσίτουρας, Χ.Γ., (2000), *Αριθμητική Ανάλυση*, Εκδόσεις Συμεών, (2000).
24. Boyce, W.E., Diprima, R.C., (1997), *Elementary Differential Equations and Boundary Value Problems*, John Wiley & Sons, Inc., (1997).

Χρήσιμοι δικτυακοί χώροι

21. <http://solardat.uoregon.edu/SolarRadiationBasics.html>
22. <http://www.sciencedirect.com/>
23. <http://www.orgs.muohio.edu/uvlakes/pubs.html>
24. http://aslo.org/lo/toc/vol_52/issue_1/
25. <http://www.nrbook.com/a/bookfpdf.php>
26. <http://www.ecy.wa.gov/programs/wq/plants/management/joysmanual/ph.html>
27. <http://www.epa.gov/water/>
28. <http://www.aslo.org/>
29. <http://www.coopext.colostate.edu/adams/sa/watershed.htm>
30. <http://www.des.state.nh.us>

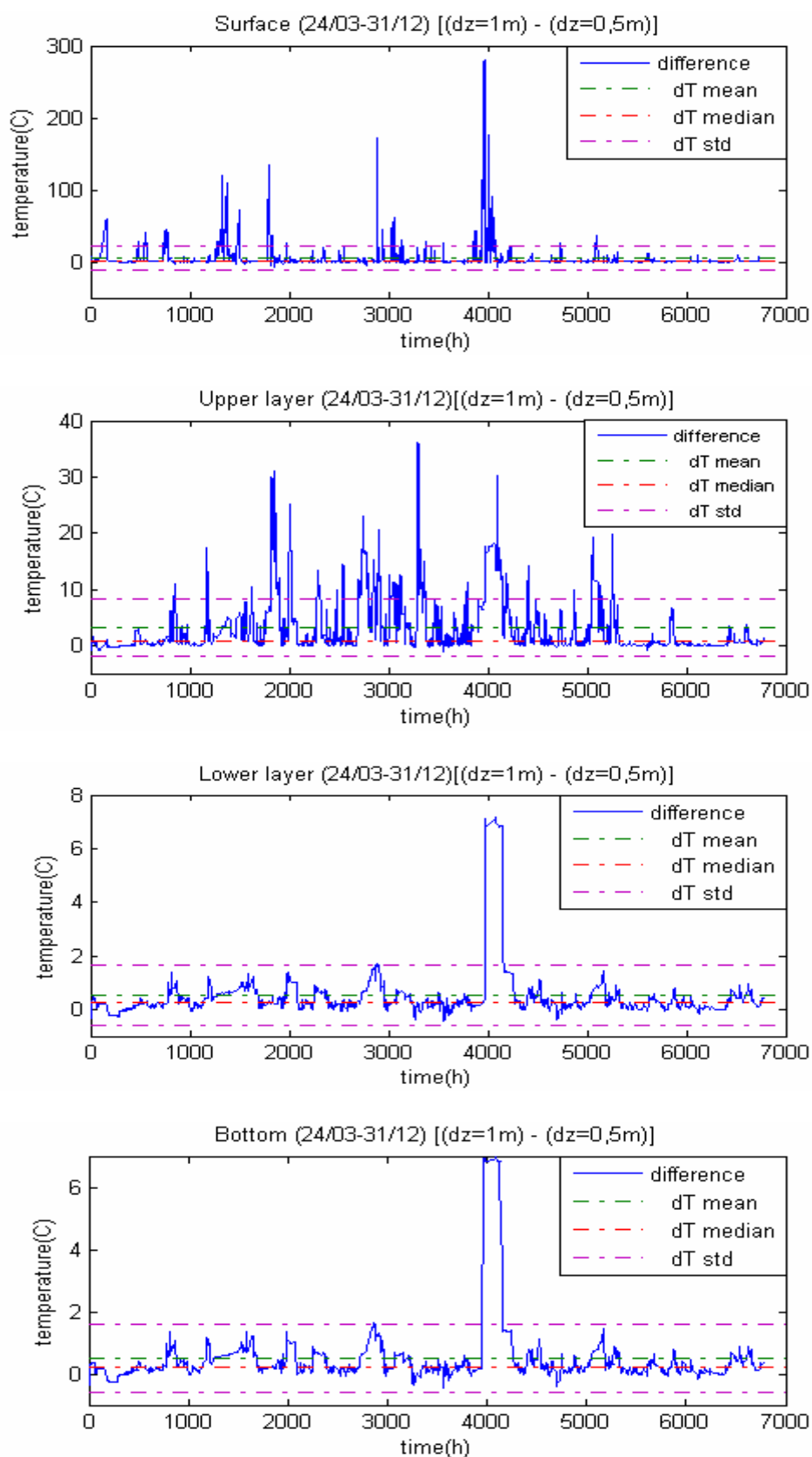
Παράρτημα Α

Συγκριτικά διαγράμματα των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 24/03/2004 - 31/12/2004 μεταξύ τους και με τις μετρήσεις πεδίου

Στην ενότητα Α του παρόντος παραρτήματος, βρίσκονται τα διαγράμματα που προέκυψαν από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης για το σύνολο της περιόδου 24/03/2004 – 31/12/2004, με ίδιο χρονικό βήμα $dt=3600\text{sec}$ και διαφορετικά χωρικά βήματα $dz=1\text{m}$ και $dz=0,5\text{m}$.

Στην ενότητα Β παρατίθενται τα διαγράμματα που προέκυψαν από τη σύγκριση των εν λόγω αποτελεσμάτων με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου.

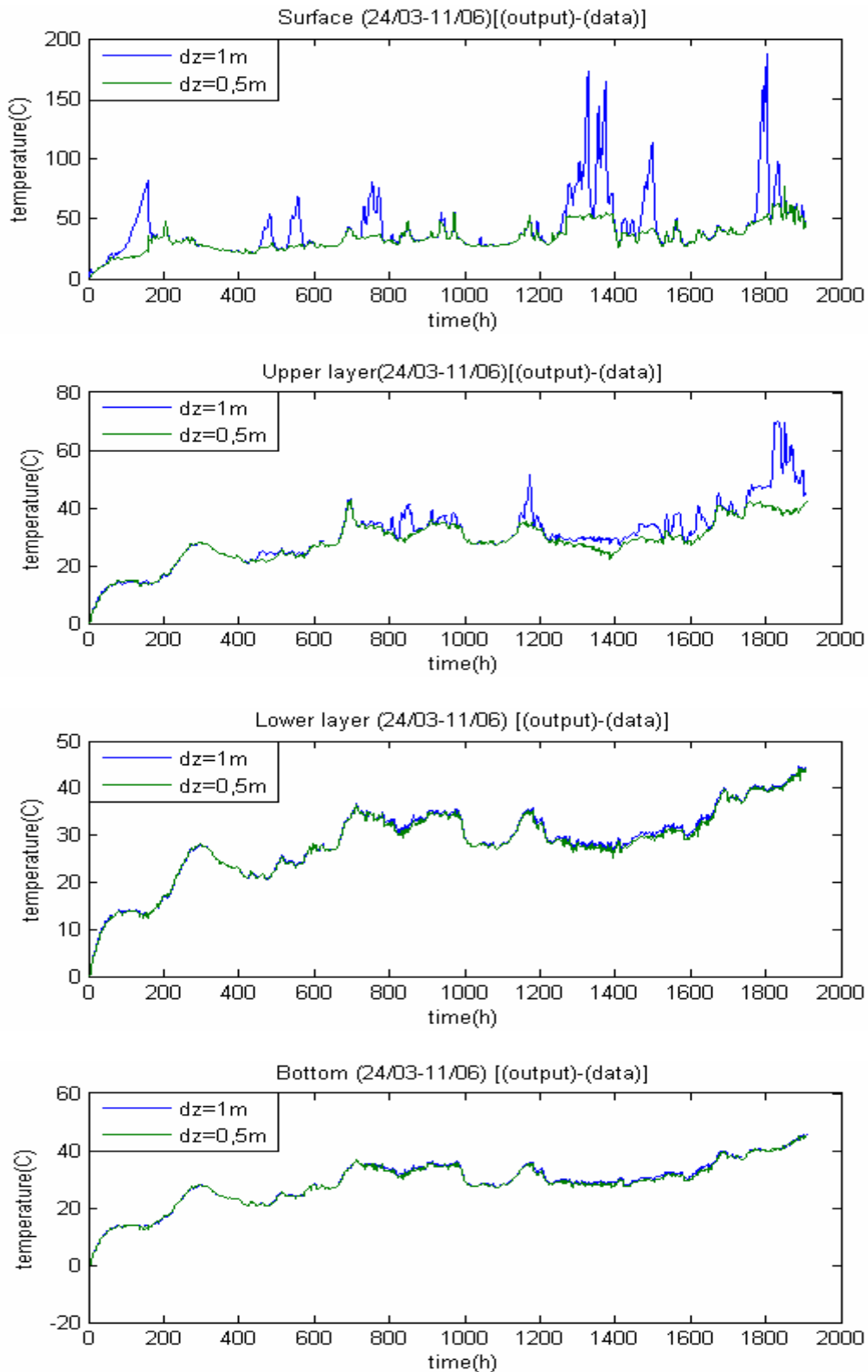
Α. Διαφορά μεταξύ των αποτελεσμάτων των δοκιμών με $dz=1m$ και $dz=0,5m$



Εικόνα Π Α1 - Διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των αποτελεσμάτων της δοκιμής προσομοίωσης της περιόδου 24/03/2004-31/12/2004, με χωρικό βήμα $dz=1m$ και της αντίστοιχης δοκιμής με $dz=0,5m$ στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

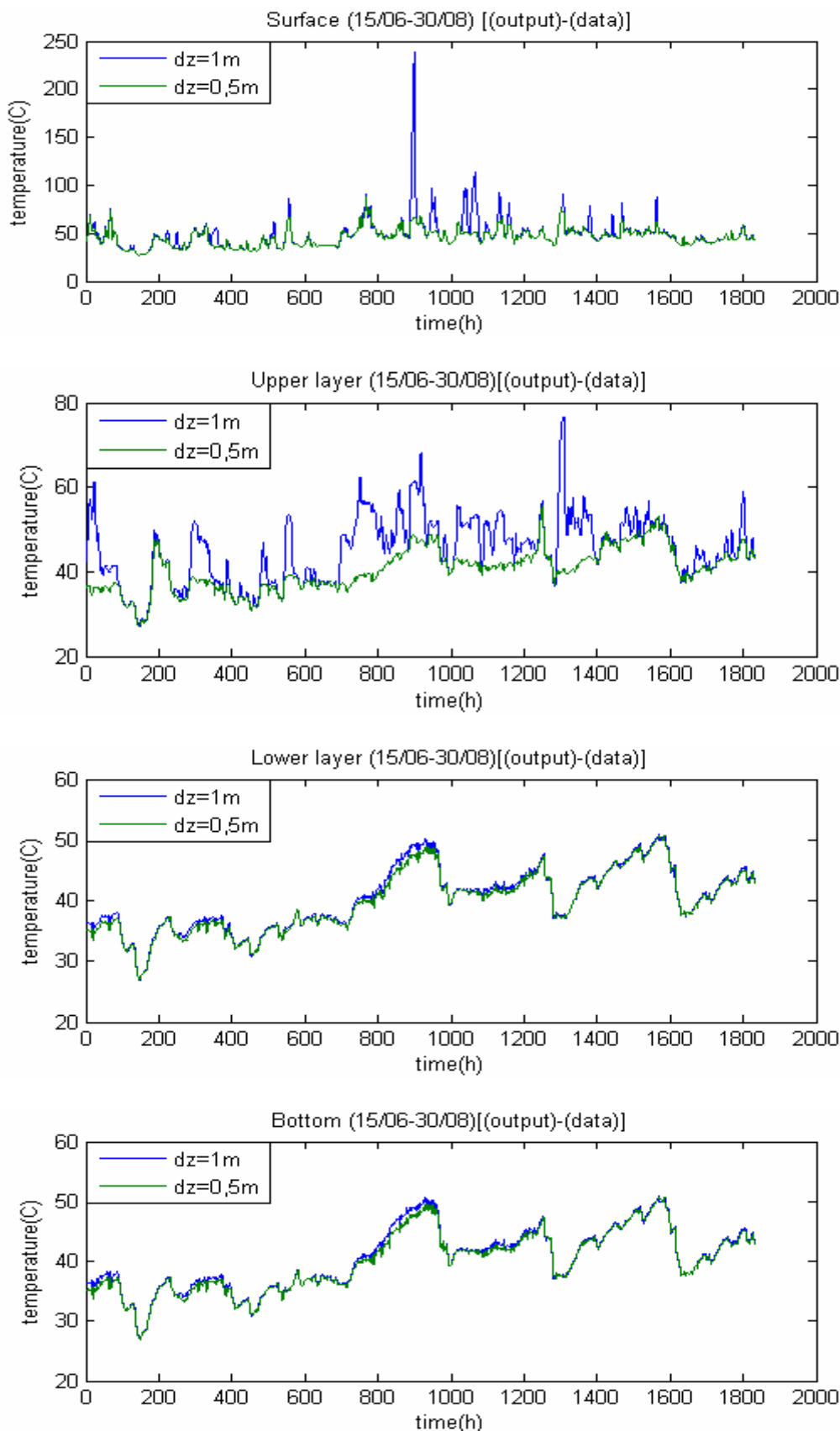
Β. Διαφορά μεταξύ αποτελεσμάτων προσομοίωσης - μετρήσεων

Περίοδος 24/03-30/06



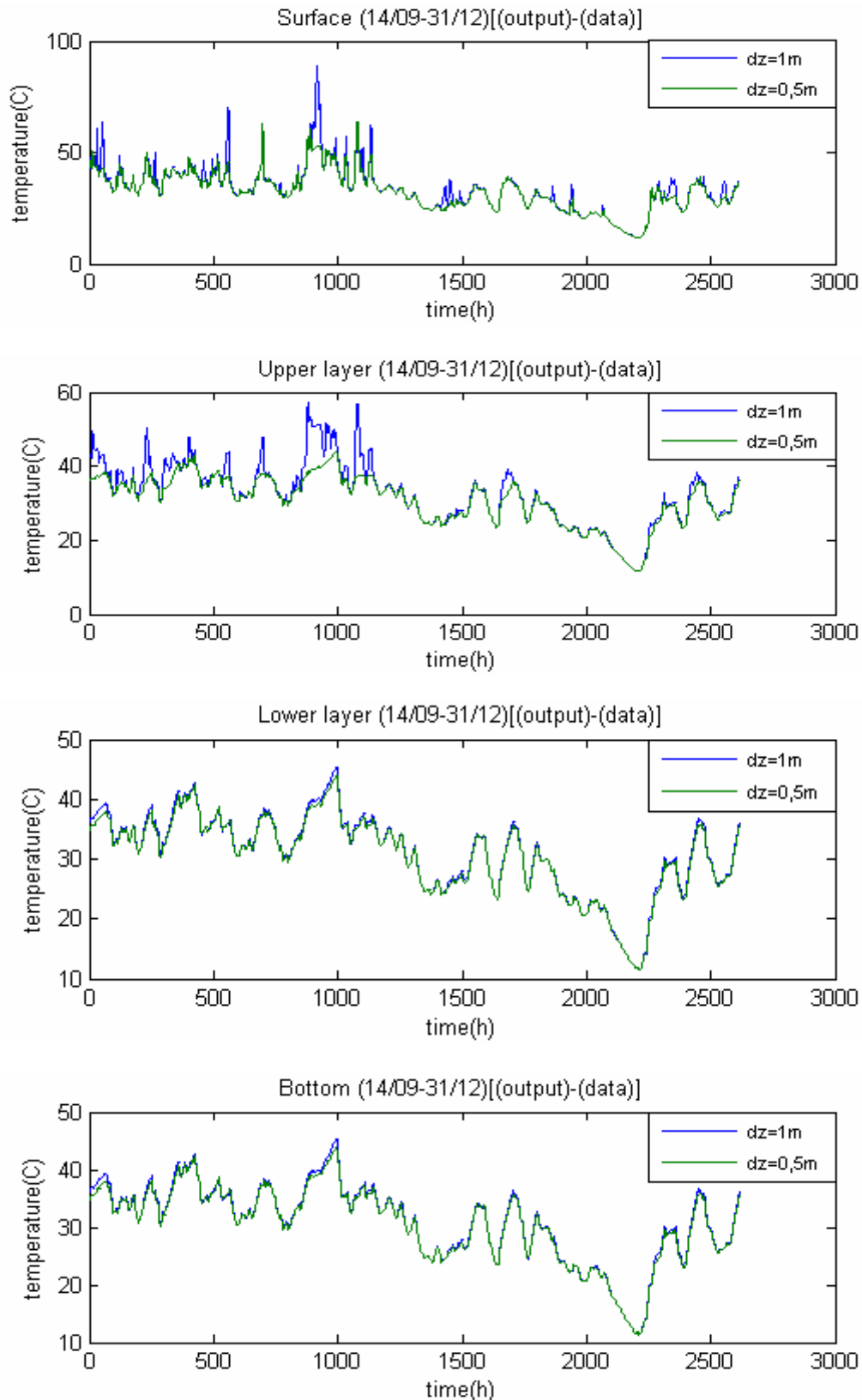
Εικόνα Π Α2 - Διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης του συνόλου της περιόδου 24/03/2004-31/12/2004, με χωρικό βήμα $dz=1m$ και $dz=0,5m$ και των μετρήσεων πεδίου στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας), για την περίοδο 24/03/2004-11/06/2004

Περίοδος 15/06-30/08



Εικόνα Π Α3 - Διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης του συνόλου της περιόδου 24/03/2004-31/12/2004, με χωρικό βήμα $dz=1m$, $dz=0,5m$ και των μετρήσεων πεδίου στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας), για την περίοδο 15/06/2004-30/08/2004

Περίοδος 14/09-31/12



Εικόνα Π Α4 - Διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης του συνόλου της περιόδου 24/03/2004-31/12/2004, με χωρικό βήμα $dz=1m$, $dz=0,5m$ και των μετρήσεων πεδίου στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας), για το διάστημα 19/04/2004-31/12/2004

Παράρτημα Β

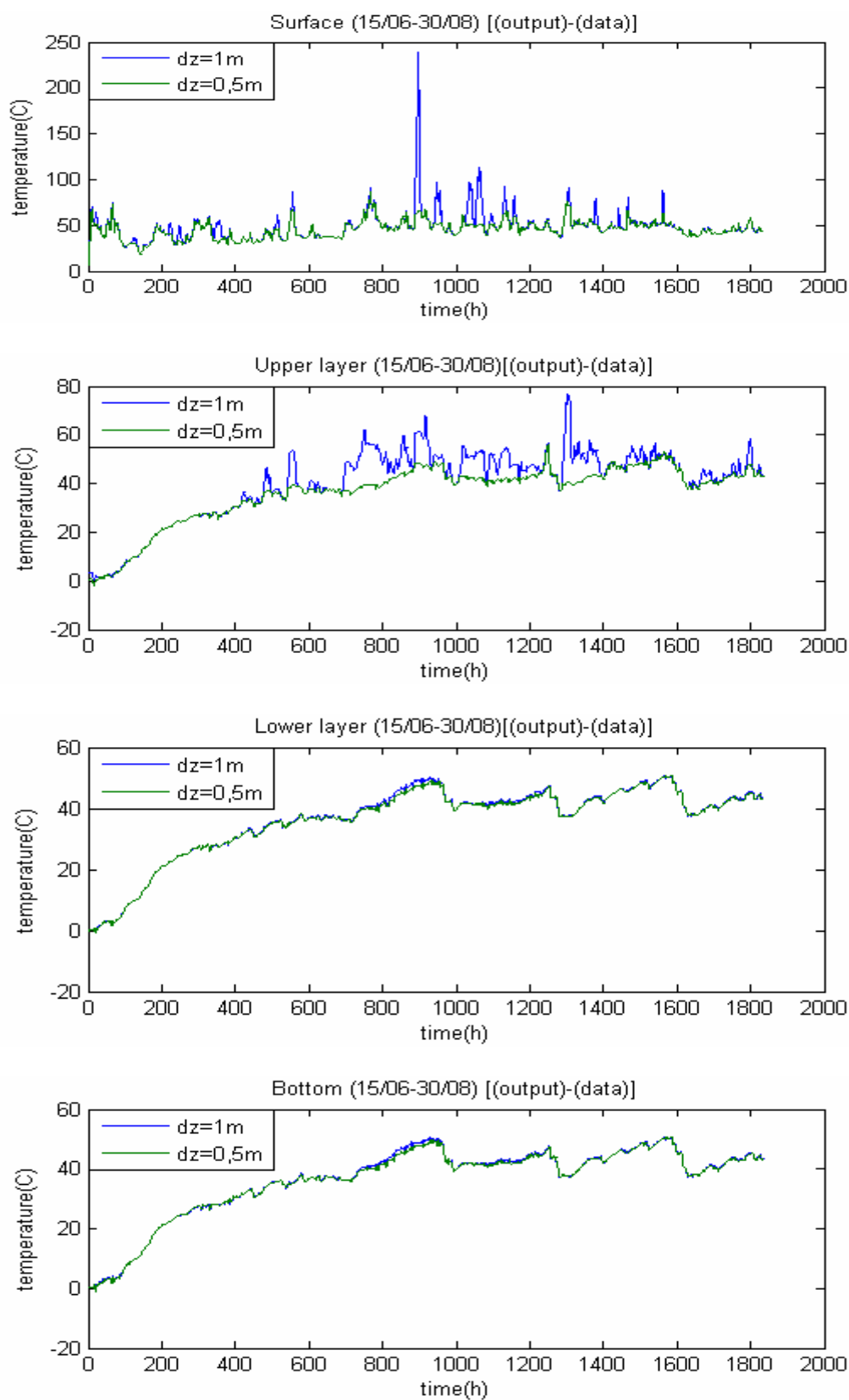
Συγκριτικά διαγράμματα των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης σε εποχιακή βάση, για τις δύο περιόδους 15/06-30/08, 19/04-31/12

Στην ενότητα Α του παρόντος παραρτήματος, βρίσκονται τα διαγράμματα που προέκυψαν από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 15/06-30/08, με ίδιο χρονικό βήμα $dt=3600\text{sec}$ και διαφορετικό χωρικό βήμα $dz=1\text{m}$ $dz=0,5\text{m}$, με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου.

Στην ενότητα Β παρατίθενται τα αντίστοιχα διαγράμματα για την περίοδο προσομοίωσης 19/04-31/12.

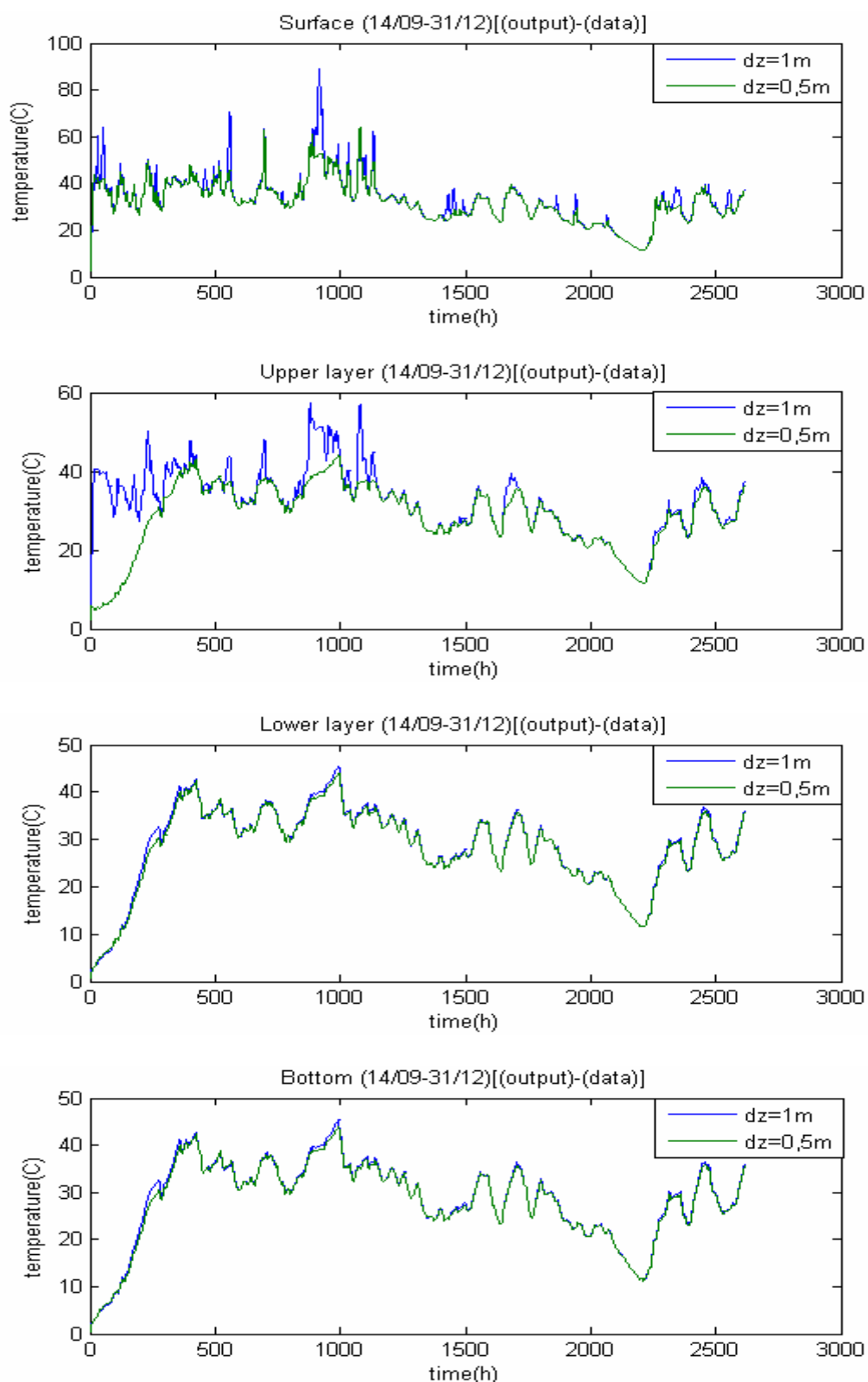
Τα αντίστοιχα διαγράμματα για την περίοδο 24/03-11/06 είναι αυτά της εικόνας Π.Α.2 του παραρτήματος Α.

Α. Περίοδος προσομοίωσης 15/06-30/08



Εικόνα Π Β1 - Διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 15/06/2004-30/08/2004, με χωρικό βήμα $dz=1\text{m}$, $dz=0,5\text{m}$ και των αντίστοιχων μετρήσεων πεδίου στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Β. Περίοδος προσομοίωσης 14/09-31/12



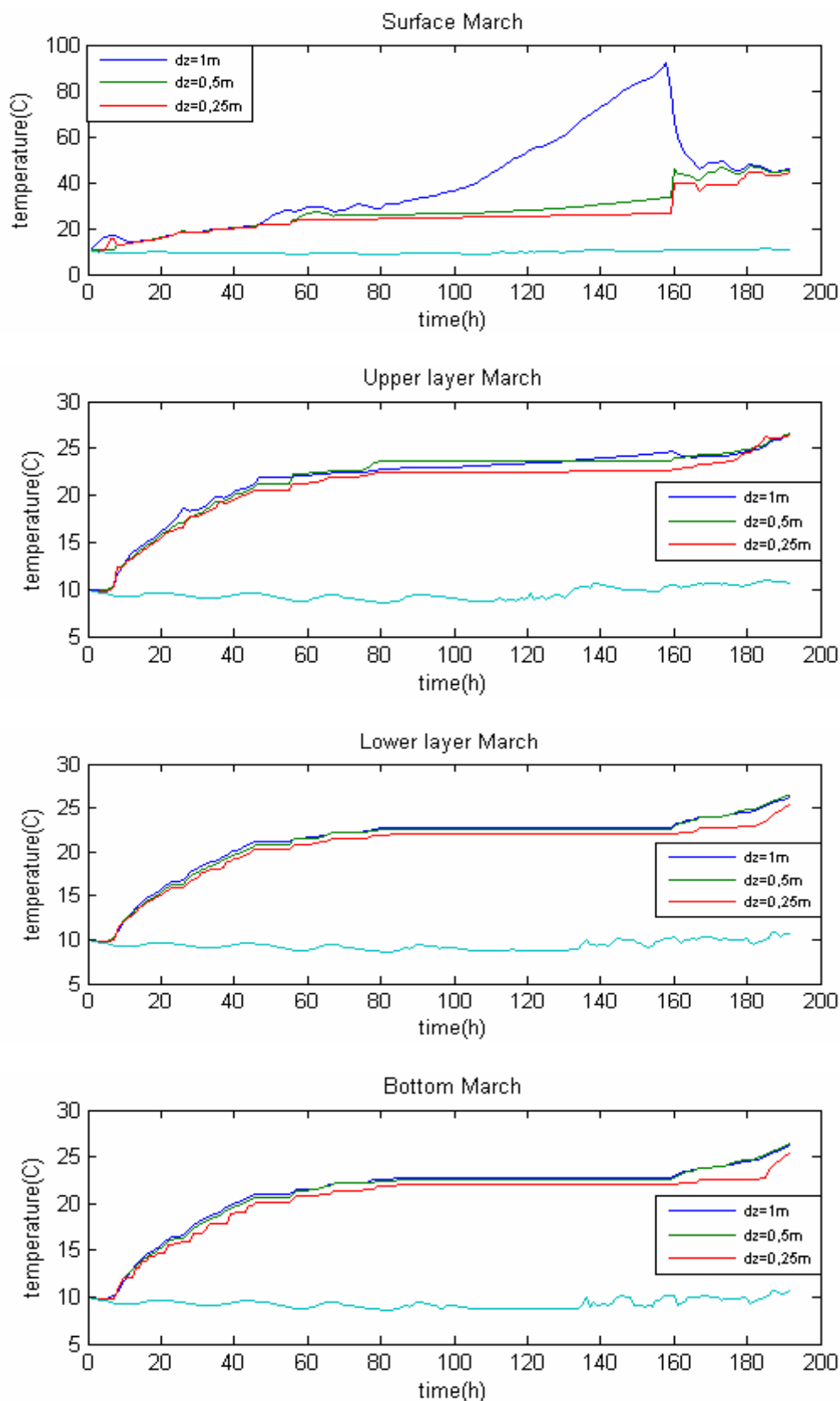
Εικόνα Π Β2 - Διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 14/09/2004-31/12/2004, με χωρικό βήμα $dz=1\text{m}$, $dz=0,5\text{m}$ και των αντίστοιχων μετρήσεων πεδίου στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Παράρτημα Γ

Συγκριτικά διαγράμματα των αποτελεσμάτων των δοκιμών προσομοίωσης σε μηνιαία βάση

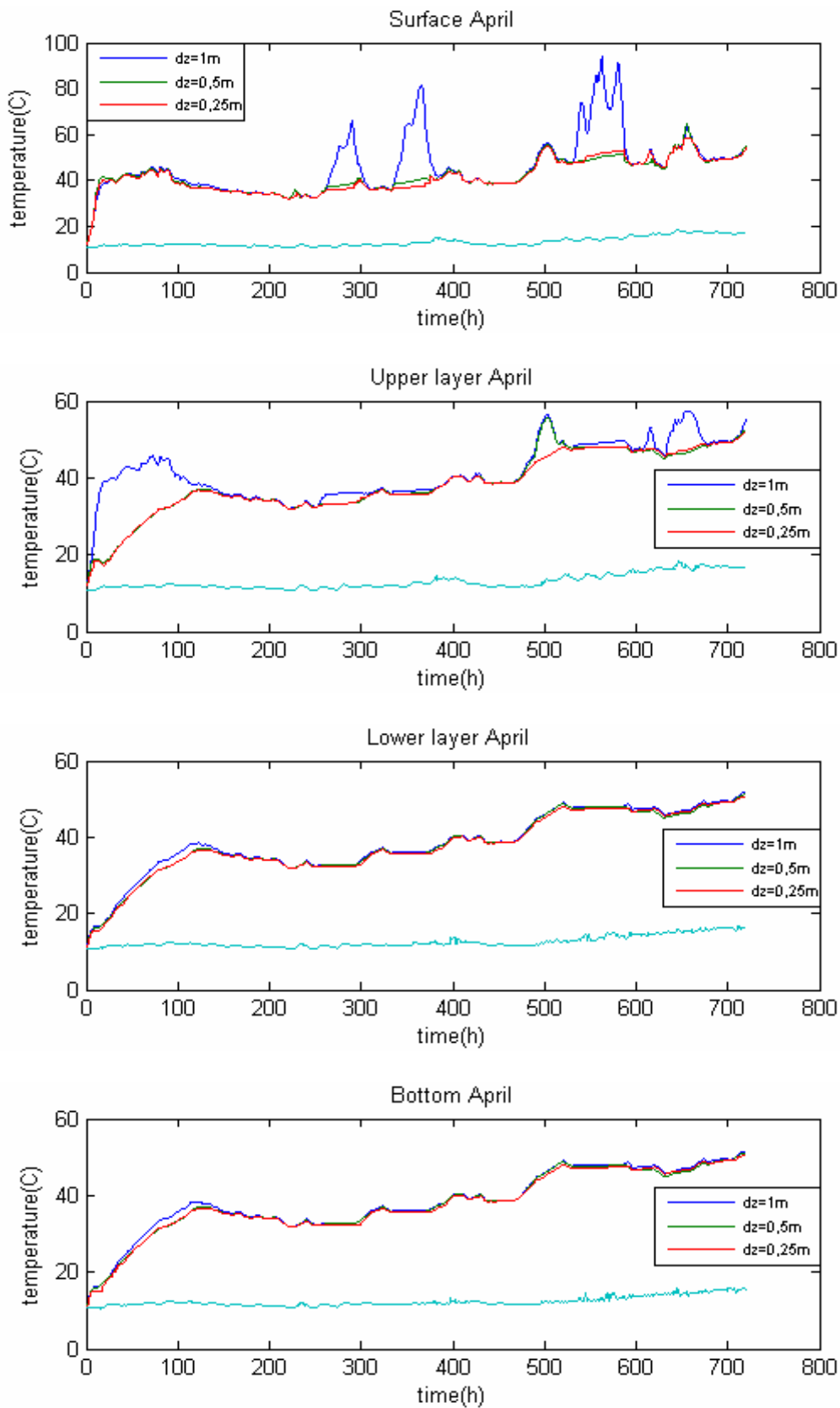
Στις ενότητες Α- Ι του παρόντος παραρτήματος, βρίσκονται τα διαγράμματα που προέκυψαν από τη σύγκριση των δοκιμών προσομοίωσης κάθε μήνα, με ίδιο χρονικό βήμα $dt=3600$ και διαφορετικά χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$ και $dz=1m$, με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου.

Α. Περίοδος προσομοίωσης 24/03-31/03



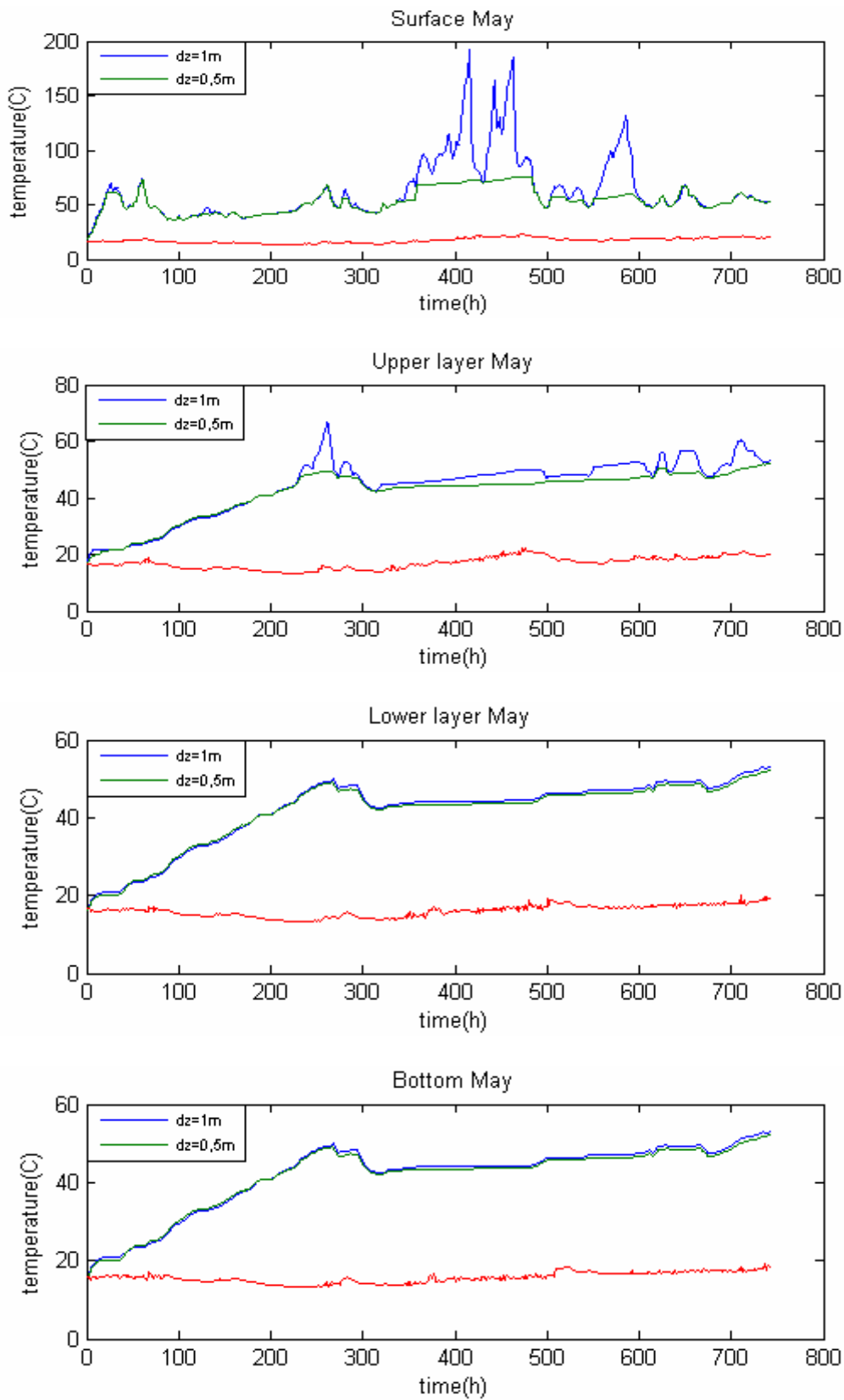
Εικόνα ΠΓ1 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 24/03/2004-31/03/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Β. Περίοδος προσομοίωσης 01/04-30/04



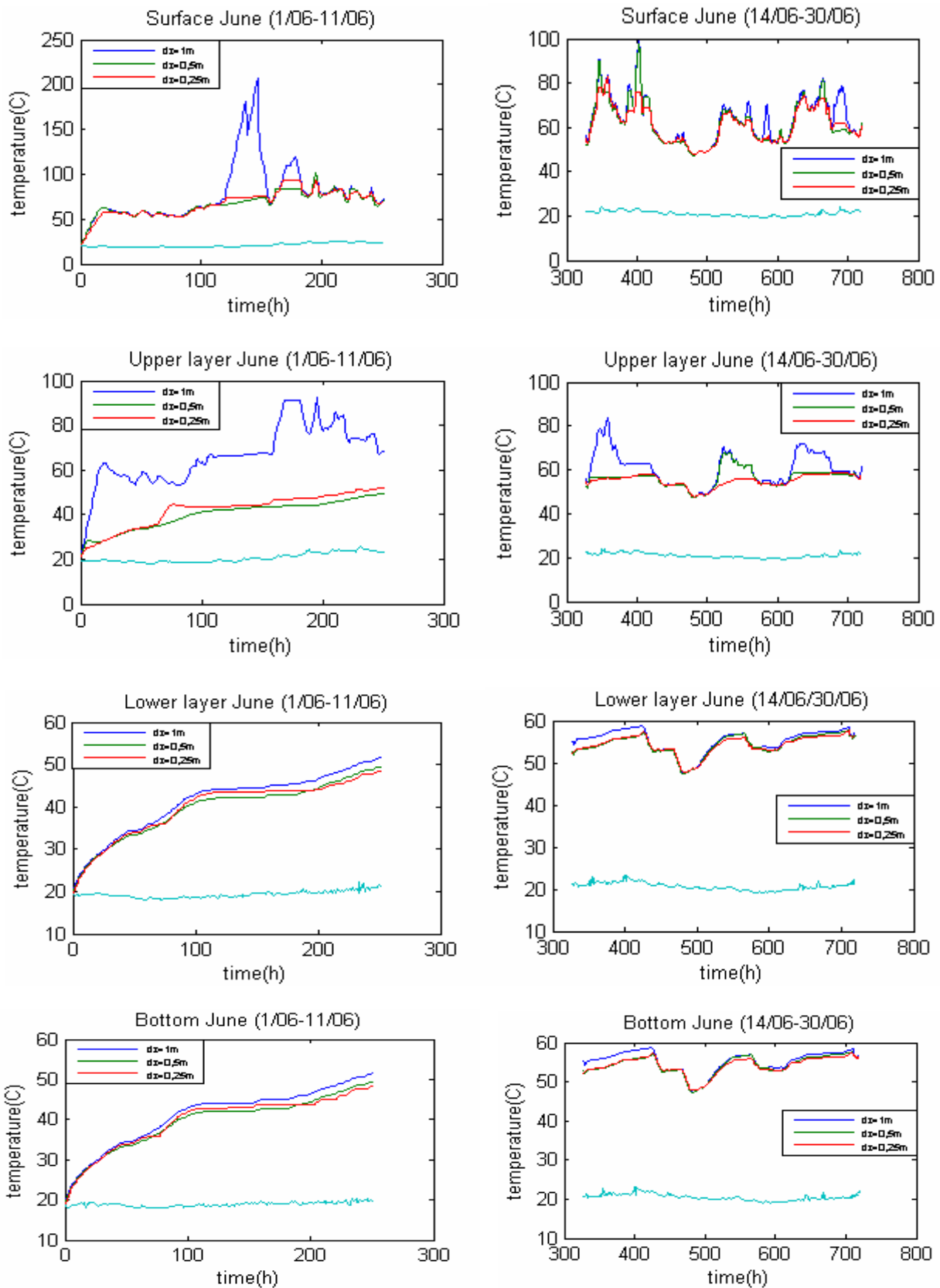
Εικόνα ΠΓ2 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 01/04/2004-30/04/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Γ. Περίοδος προσομοίωσης 01/05-31/05



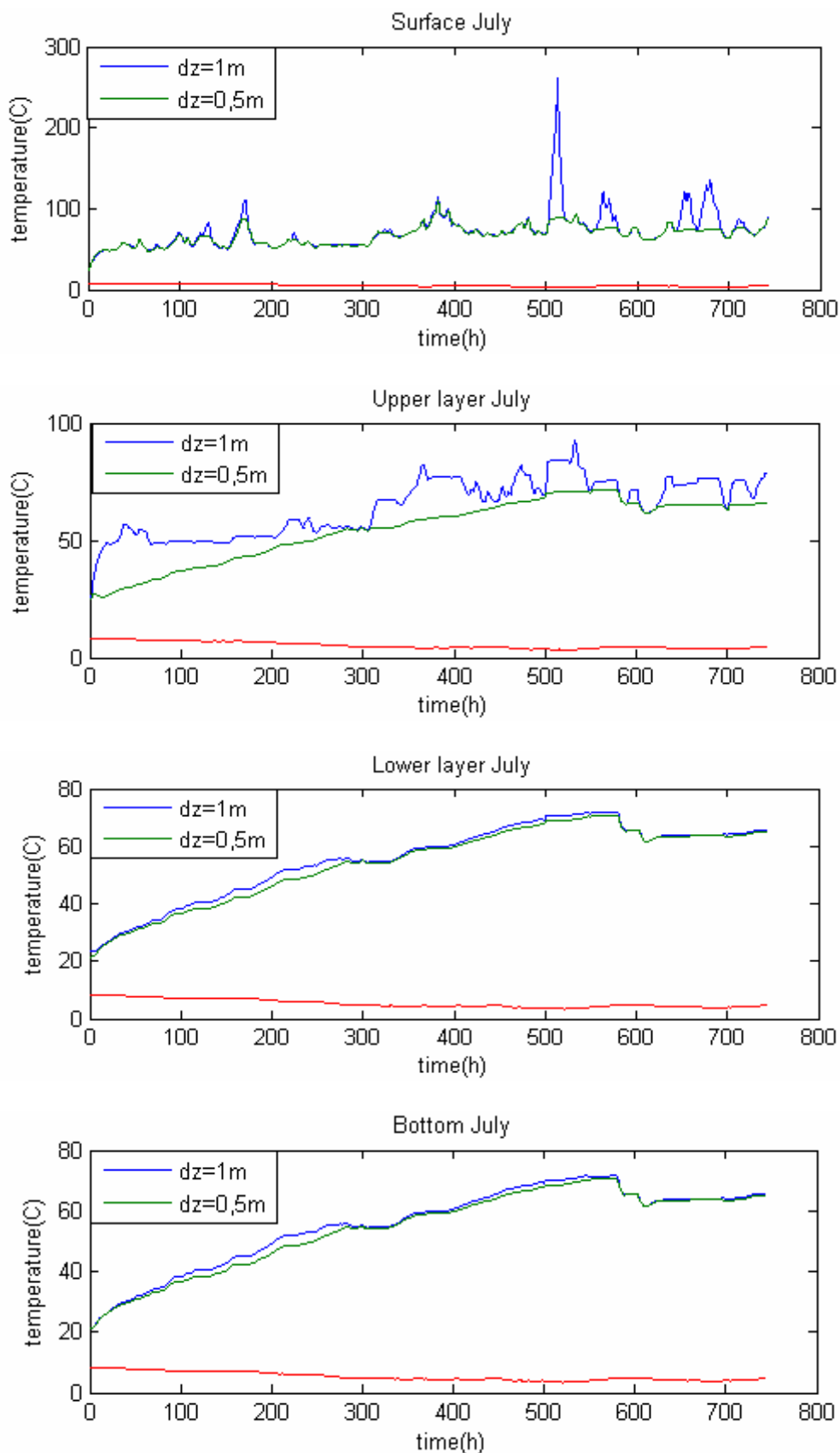
Εικόνα ΠΓ3 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 01/05/2004-31/05/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με κόκκινο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Δ. Περίοδος προσομοίωσης 01/06-31/06



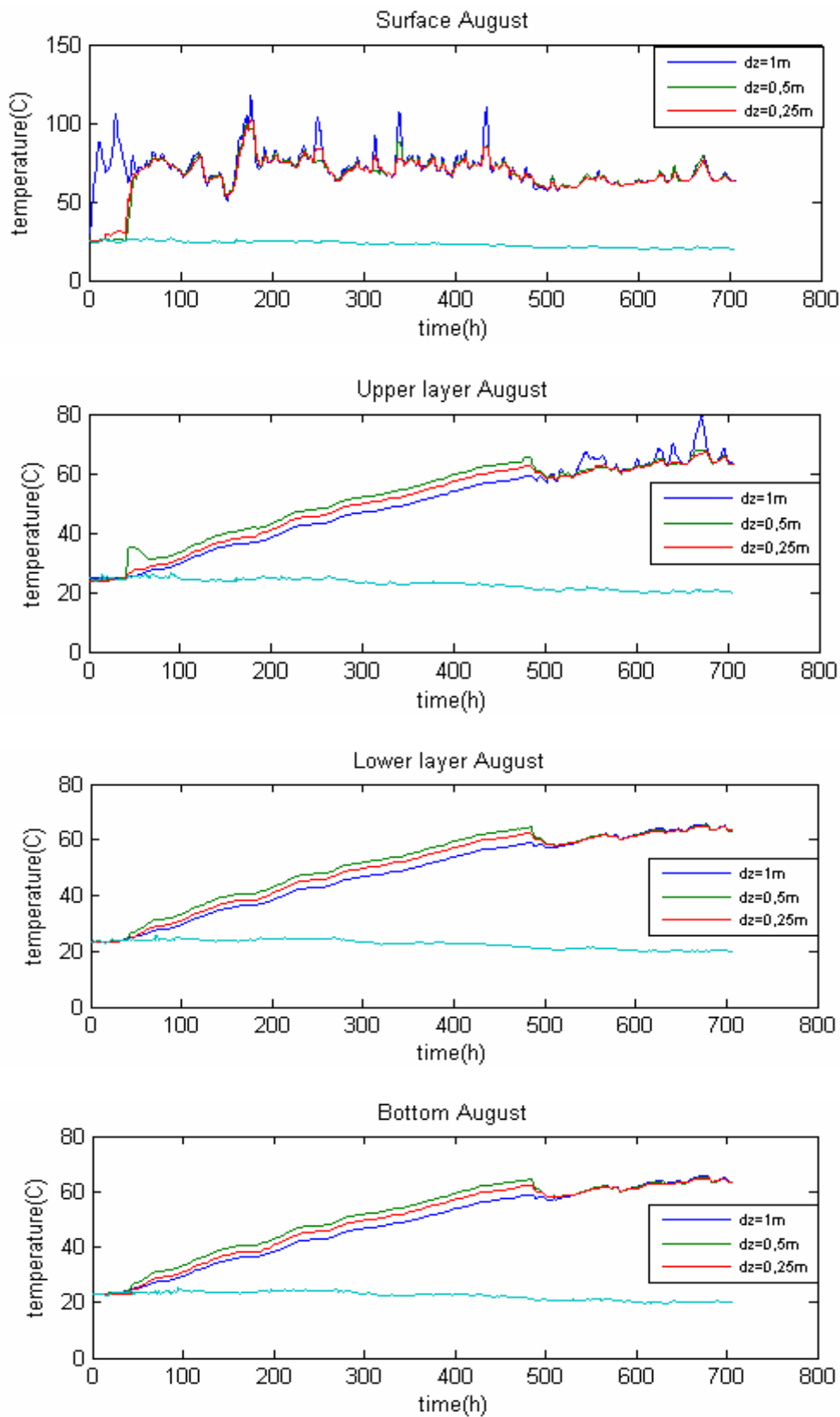
Εικόνα ΠΓ4 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 01/06/2004-31/06/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Ε. Περίοδος προσομοίωσης 01/07-31/07



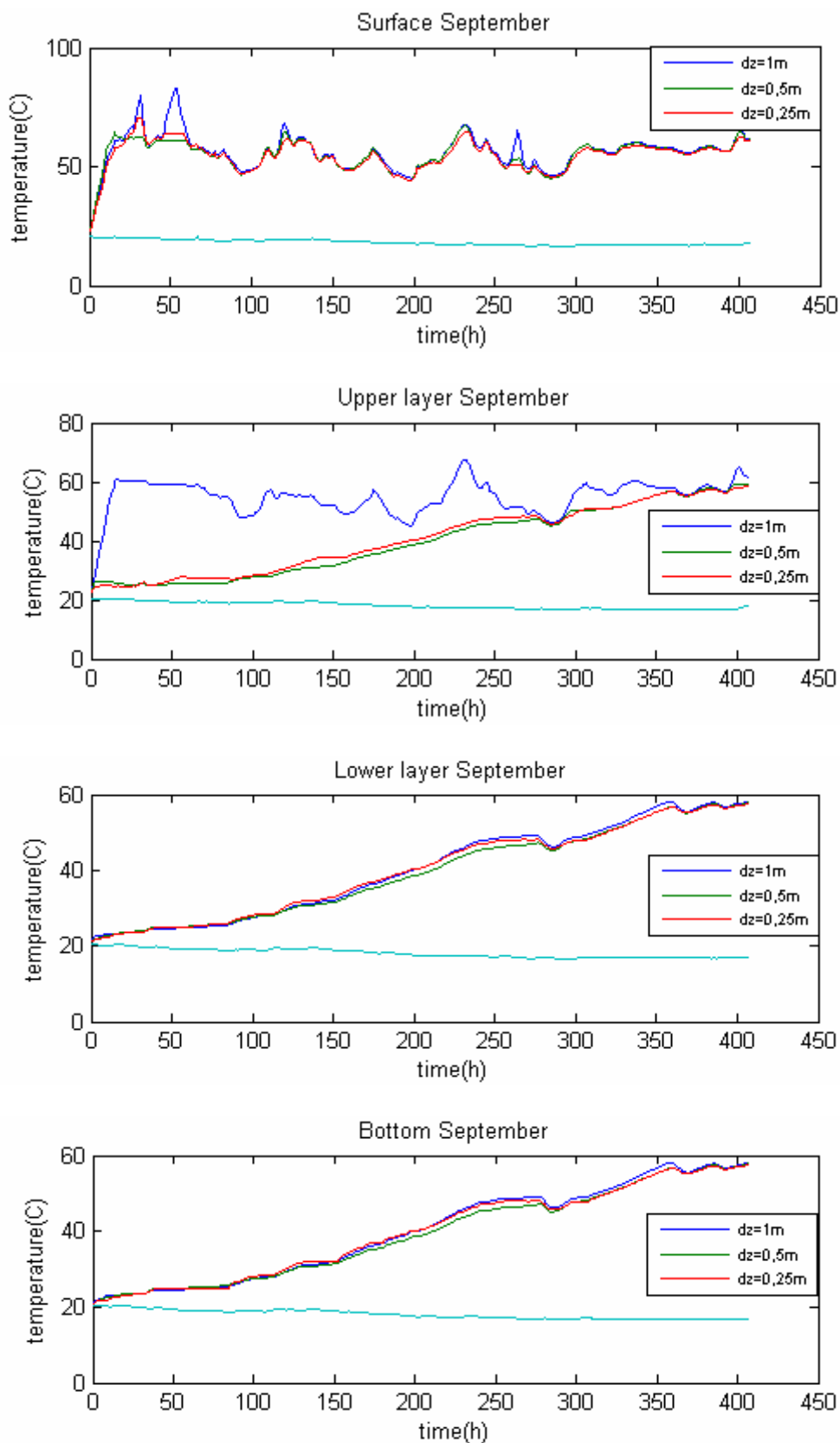
Εικόνα ΠΓ5 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 01/07/2004-31/07/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με κόκκινο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

ΣΤ. Περίοδος προσομοίωσης 01/08-30/08



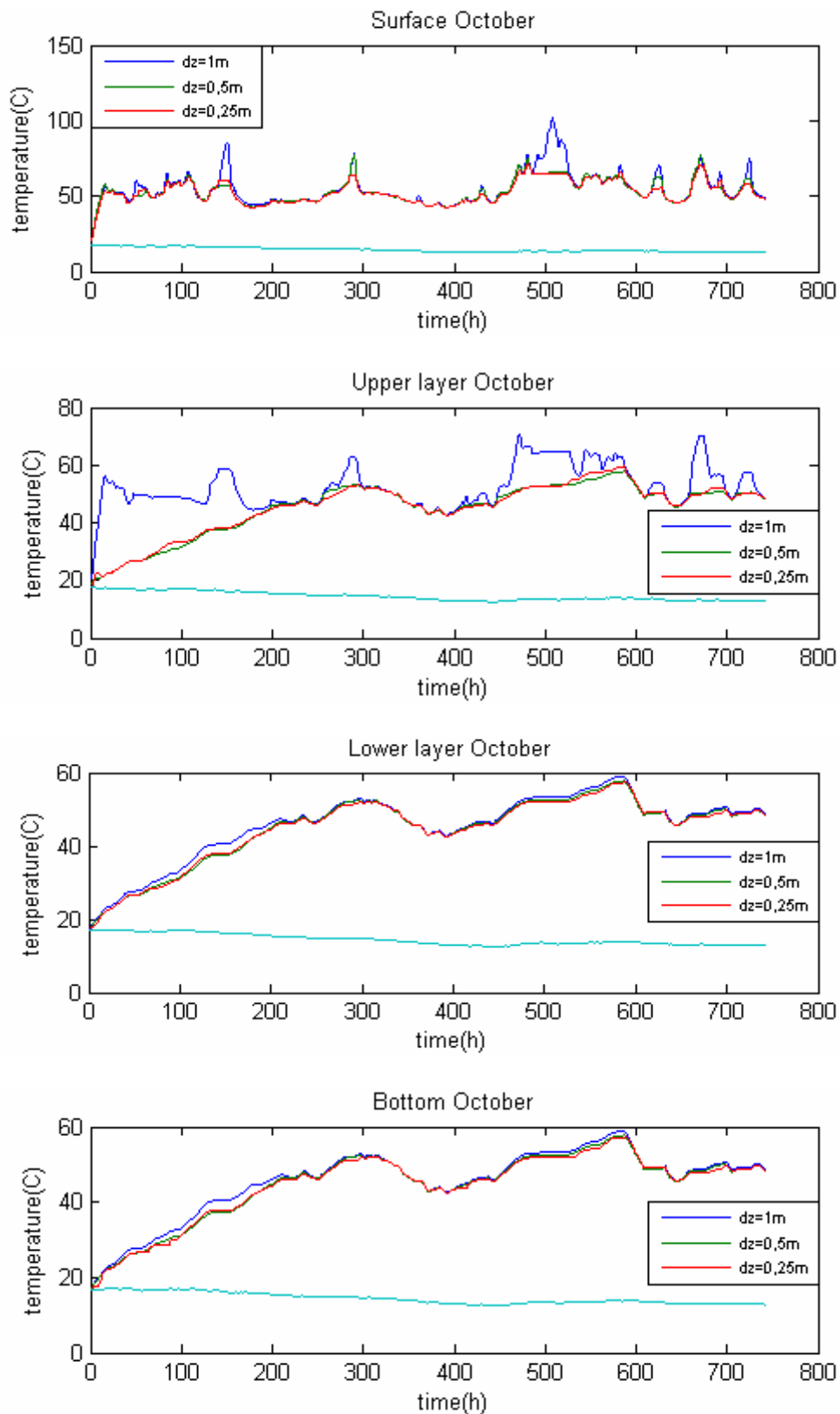
Εικόνα ΠΓ6 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 01/082004-30/08/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Z Περίοδος προσομοίωσης 14/09-30/09



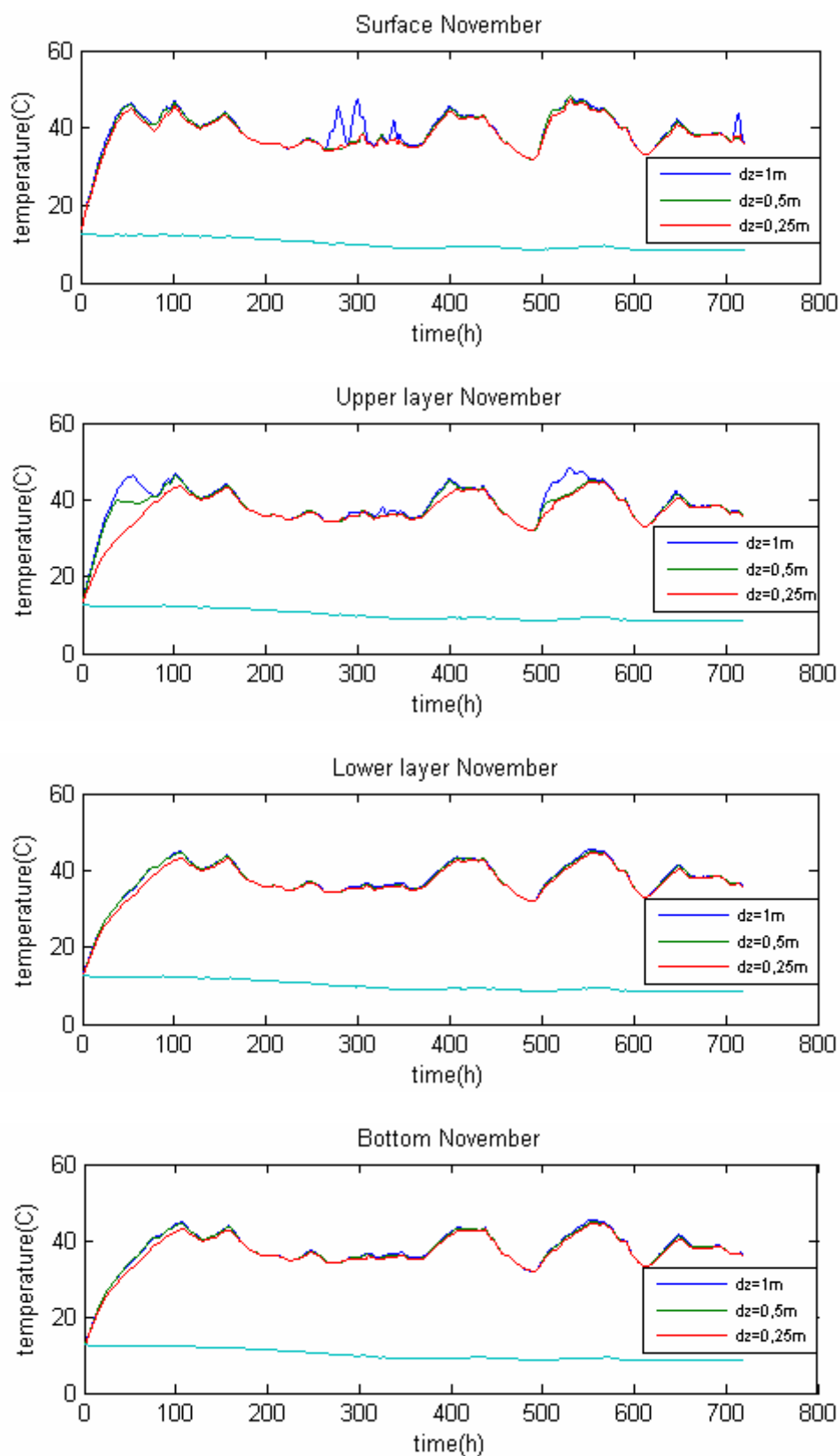
Εικόνα ΠΓ7 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 14/09/2004-30/09/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Η. Περίοδος προσομοίωσης 01/10-31/10



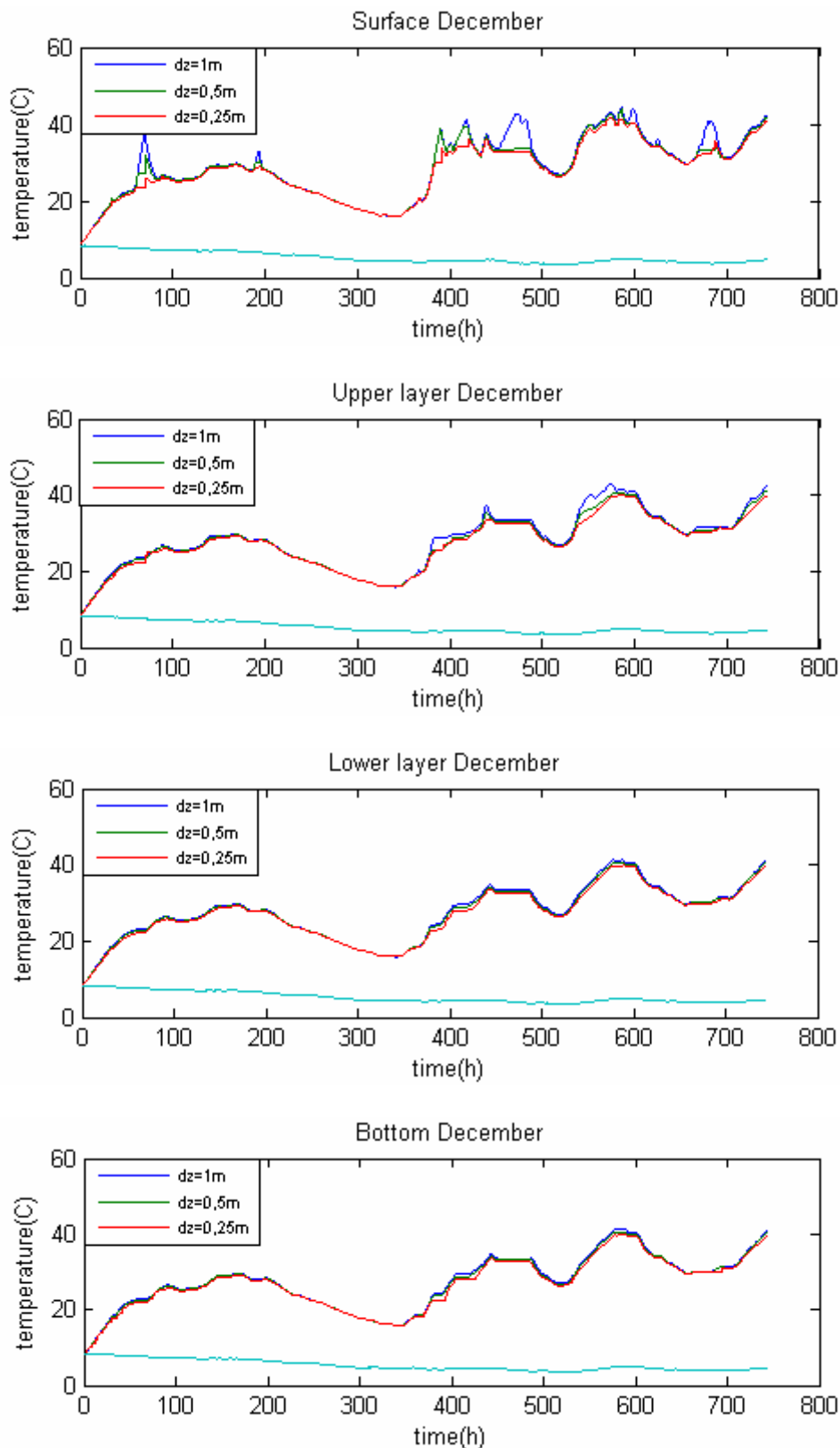
Εικόνα ΠΓ8 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 01/10/2004-31/10/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Θ. Περίοδος προσομοίωσης 01/11-30/11



Εικόνα ΠΓ9 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 01/11/2004-31/11/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

I. Περίοδος προσομοίωσης 01/12-31/12



Εικόνα ΠΓ10 - Θερμοκρασιακά αποτελέσματα των δοκιμών προσομοίωσης της περιόδου 01/12/2004-31/12/2004, με χωρικά βήματα $dz=0,25m$, $dz=0,5m$, $dz=1m$ και οι αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (ξεχωρίζουν με γαλάζιο χρώμα) στα 4 στρώματα (επιφανειακό, ανώτερο, κατώτερο, πυθμένας)

Μαθηματικό Παράρτημα

Κυβικές Συναρτήσεις Spline και μέθοδος Runge – Kutta

Π1. Παρεμβολή με συναρτήσεις splines

Μια μέθοδος προσέγγισης ενός συνόλου δεδομένων μέσω μιας τυχαίας συνάρτησης f είναι η κατασκευή παρεμβολικών συναρτήσεων. Παρεμβολικές συναρτήσεις καλούνται εκείνες οι συναρτήσεις (y) που για ένα σύνολο δεδομένων (x_i, f_i) , $i=1,2,\dots,n$, με $x_1 < x_2 < \dots < x_n$, ικανοποιούν τη σχέση $y(x_i) = f_i$.

Ένας τρόπος για να επιτευχθεί η προσέγγιση αυτή είναι με το χωρισμό ενός διαστήματος $[a,b]$ σε υποδιαστήματα και σε καθένα από αυτά τα υποδιαστήματα να κατασκευάζεται ένα διαφορετικό προσεγγιστικό πολυώνυμο. Όταν η προσέγγιση πραγματοποιείται με πολυωνυμικές συναρτήσεις ονομάζεται προσέγγιση με τμηματικά πολυώνυμα. Ειδικότερα όταν οι πολυωνυμικές συναρτήσεις είναι 3^{ου} βαθμού καλούνται κυβικές συναρτήσεις παρεμβολής splines. Οι συναρτήσεις spline συμβολίζονται με S και επιλέγονται έτσι ώστε να είναι συνεχείς και να έχουν τις δύο πρώτες παραγώγους στα κομβικά σημεία. Κάθε κυβικό πολυώνυμο ορίζεται από 4 συντελεστές και επομένως απαιτούνται ανάλογες συνθήκες για την κατασκευή τους (Παπαγεωργίου και Τσίτουρας, 2000).

Οι συναρτήσεις αυτές έχουν το πλεονέκτημα να δίνουν σχετικά μικρό σφάλμα παρεμβολής (προσεγγίζοντας καλά και την παράγωγο της συνάρτησης f που παρεμβάλλεται). Γι' αυτό χρησιμοποιούνται στη θεωρία Προσέγγισης συναρτήσεων, στην αριθμητική επίλυση κανονικών και μερικών διαφορικών εξισώσεων, καθώς και ολοκληρωτικών εξισώσεων.

Ορισμός

Έστω f μια συνάρτηση ορισμένη στο διάστημα $[a,b]$ και το σύνολο των ισαπεχόντων σημείων x_0, \dots, x_{n+1} , με $x_i < x_{i+1}$ και $x_0 = a$, $x_n = b$. Η κυβική συνάρτηση spline (S) που παρεμβάλλει μια συνάρτηση $f(x)$ είναι μια συνάρτηση που ικανοποιεί τις παρακάτω συνθήκες:

- (α) S ανήκει Π3 σε κάθε διάστημα $[x_i, x_{i+1}]$
- (β) $S(x_i) = f(x_i)$, $i=0, \dots, n$

$$(\gamma) S_{i+1}(x_{i+1}) = S_i(x_{i+1}), i = 0, 1, \dots, n-2$$

$$(\delta) S'_{i+1}(x_{i+1}) = S'_i(x_{i+1}), i = 0, 1, \dots, n-2$$

$$(\epsilon) S''_{i+1}(x_{i+1}) = S''_i(x_{i+1}), i = 0, 1, \dots, n-2$$

(στ) στα άκρα του διαστήματος $[a, b]$ ισχύει μια από τις επόμενες συνοριακές συνθήκες:

$$- S''(x_0) = S''(x_n) = 0$$

$$- S'(x_0) = f'(x_0) \text{ και } S'(x_n) = f'(x_n)$$

Για την κατασκευή της παρεμβολικής κυβικής συνάρτησης spline για μια συνάρτηση $f(x)$, εφαρμόζονται οι συνθήκες του ορισμού της σε ένα κυβικό πολυώνυμο της μορφής:

$$S_i(x) = a_i + b_i(x - x_i) + c_i(x - x_i)^2 + d_i(x - x_i)^3 \quad \{\text{Εξ. Π1}\}$$

με $i = 0, 1, \dots, n-1$. (για λεπτομερή παρουσίαση του υπολογισμού των συντελεστών a_i , b_i , c_i και d_i , βλ. Παπαγεωργίου και Τσίτουρας, 2000).

Π2. Μέθοδος Runge – Kutta

Οι πιο πρακτικές μέθοδοι απλού βήματος για την επίλυση συνήθων διαφορικών εξισώσεων είναι οι μέθοδοι τύπου Runge – Kutta. Η συγκεκριμένη μέθοδος είναι τέταρτης τάξης και τεσσάρων βημάτων. Έχει τοπικό σφάλμα αποκοπής (σφάλμα σε ένα βήμα) ανάλογο του h^5 και ολικό σφάλμα αποκοπής (διαφορά μεταξύ της λύσης ενός προβλήματος αρχικών τιμών και της αριθμητικής προσέγγισης) το πολύ μια σταθερά επί h^4 , όπου h το μέγεθος του βήματος (Boyce and Diprima, 1997).

Ο τύπος Runge – Kutta εμπεριέχει ένα σταθμισμένο (weighted) μέσο όρο των τιμών της $f(x,y)$, δηλαδή δίνονται με συγκεκριμένο βάρος σε διαφορετικά σημεία του διαστήματος $x_n \leq x \leq x_{n+1}$ και δίνεται από τη σχέση:

$$y_{n+1} = y_n + \frac{h}{6} (k_{n1} + 2k_{n2} + 2k_{n3} + k_{n4}) \quad \{\text{Εξ. Π2}\}$$

όπου

$$k_{n1} = f(x_n, y_n)$$

$$k_{n2} = f\left(x_n + \frac{1}{2}h, y_n + \frac{1}{2}hk_{n1}\right)$$

$$k_{n3} = f\left(x_n + \frac{1}{2}h, y_n + \frac{1}{2}hk_{n2}\right)$$

$$k_{n4} = f(x_n + h, y_n + hk_{n3})$$

Το άθροισμα $\frac{h}{6} (k_{n1} + 2k_{n2} + 2k_{n3} + k_{n4})$ μπορεί να ερμηνευτεί ως μια μέση κλίση.

Π3. Μέθοδος πεπερασμένων διαφορών (γραμμικά προβλήματα)

Οι μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών για την επίλυση συνοριακών προβλημάτων κατασκευάζονται αν αντικαταστήσουμε τις παραγώγους που υπάρχουν στη διαφορική εξίσωση με κατάλληλες προσεγγίσεις τους.

Θεωρούμε το γραμμικό πρόβλημα συνοριακών τιμών της μορφής (Παπαγεωργίου και Τσίτουρας, 2000):

$$y(x) \cdot u''(x) + q(x) \cdot u'(x) + w(x) \cdot u = r(x), \quad x \in [a, b] \quad \{\text{Εξ. Π3}\}$$

$$u(a) = c_1, u(b) = c_2$$

όπου $y(x)$, $q(x)$, $w(x)$ και $r(x)$ είναι συνεχείς στο $[a, b]$. Υποθέτουμε επίσης ότι είναι $y(x) > 0$ και $w(x) \leq 0$ στο $[a, b]$ και ότι το παραπάνω πρόβλημα έχει μοναδική λύση στο $[a, b]$.

Το διάστημα $[a, b]$ διαιρείται σε $n+1$ υποδιαστήματα μήκους h και ζητάμε προσεγγίσεις u_i της λύσης $u(x_i)$ στα σημεία $x_i = a + ih$, $i = 1, 2, \dots, n$. Επιλέγουμε το βήμα $h = (b-a)/(n+1)$, έτσι ώστε $x_{n+1} = b$. Το πρόβλημα προσεγγίζεται στο σημείο x_i , αντικαθιστώντας τις παραγώγους u'' και u' από τις σχέσεις:

$$u''(x_i) = \frac{u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1}}{h^2} \quad \{\text{Εξ. Π4}\}$$

$$u'(x_i) = \frac{u_{i+1} - u_{i-1}}{2h} \quad \{\text{Εξ. Π5}\}$$

Οπότε η διαφορική εξίσωση προσεγγίζεται από τη εξίσωση διαφορών:

$$y_i \left(\frac{u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1}}{h^2} \right) + q_i \left(\frac{u_{i+1} - u_{i-1}}{2h} \right) + w_i u_i = r_i \quad \{\text{Εξ. Π6}\}$$

$$\mu\epsilon \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad u_0 = c_1, u_{n+1} = c_2$$

Οι παραπάνω εξισώσεις ορίζουν ένα γραμμικό σύστημα με n εξισώσεις και n αγνώστους u_1, u_2, \dots, u_n της μορφής,

$$Au = r \quad \{\text{Εξ. Π7}\}$$

Όπου $u = [u_1, u_2, \dots, u_n]^T$, $r = \left[r_1 - \left(\frac{y_1}{h^2} - \frac{q_1}{2h} \right) \cdot c_1, r_2, \dots, r_n - \left(\frac{y_n}{h^2} - \frac{q_n}{2h} \right) \cdot c_2 \right]^T$ και A ένας $n \times n$ τριδιαγώνιος πίνακας της μορφής

$$A = \begin{bmatrix} \left(\frac{-2y_1}{h^2} + w_1 \right) & \left(\frac{y_1}{h^2} + \frac{q_1}{2h} \right) & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \left(\frac{y_2}{h^2} - \frac{q_2}{2h} \right) & \left(\frac{-2y_2}{h^2} + w_2 \right) & \left(\frac{y_2}{h^2} + \frac{q_2}{2h} \right) & & & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \left(\frac{y_{n-1}}{h^2} + \frac{q_{n-1}}{2h} \right) \\ 0 & \cdot & \cdot & 0 & \left(\frac{y_n}{h^2} - \frac{q_n}{2h} \right) & \left(\frac{-2y_n}{h^2} + w_n \right) \end{bmatrix}$$

Αναφορές στη Βιβλιογραφία

Παπαγεωργίου, Γ.Σ., Τσίτουρας, Χ.Γ., Αριθμητική Ανάλυση, Εκδόσεις Συμμεών, (2000).

Boyce, W.E., DiPrima, R.C., Elementary Differential Equations and Boundary Value Problems, John Wiley & Sons, Inc., (1997).

