



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΙΧΘΥΟΛΟΓΙΑΣ
& ΥΔΑΤΙΝΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



Πανεπιστήμιο
Θεσσαλίας
Τμήμα Γ.Ι.Υ.Π
Εργαστήριο Οικοϋδραυλικής &
Διαχείρισης Εσωτερικών Υδάτων



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΙΧΘΥΟΛΟΓΙΑΣ & ΥΔΑΤΙΝΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΟΙΚΟΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ & ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΕΣΩΤΕΡΙΚΩΝ
ΥΔΑΤΩΝ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

«Διερεύνηση του Διαλυμένου Οξυγόνου της λίμνης Καστοριάς με σύγκριση τιμών παρακολούθησης (Monitoring) και χρήση διαφόρων μοντέλων»

Ανθή Δέσποινα Γκάλγκου

Επιβλέπων Καθηγητής: Άρης Ψιλοβίκος

Γεσθημανή Ηλιάνα Κοντού

«Διερεύνηση του Διαλυμένου Οξυγόνου της λίμνης Καστοριάς με σύγκριση τιμών παρακολούθησης (Monitoring) και χρήση διαφόρων μοντέλων»

«Determination of Dissolved Oxygen in Lake Kastoria with the comparative use of Monitoring data and various models»

Ευχαριστίες

Θα θέλαμε να εκφράσουμε τις ειλικρινείς μας ευχαριστίες σε όλους όσους συνέβαλαν στο να φέρουμε σε πέρας την παρούσα Προπτυχιακή Διπλωματική Εργασία. Ιδιαίτερα θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τον Επιβλέποντα της εργασίας αυτής, καθηγητή κ. Άρη Ψιλοβίκο, για τη διαρκή υποστήριξή του και την εμπιστοσύνη που μας έδειξε ως προς την ολοκλήρωση της εργασίας αυτής, καθώς και την καθηγήτρια κ. Ευαγγελία Φαρσιρώτου και τον επίκουρο καθηγητή κ. Νικόλαο Νεοφύτου, μέλη της Εξεταστικής Επιτροπής, για την ευγένεια με την οποία δέχθηκαν να την αξιολογήσουν.

Σημαντική και ανιδιοτελής ήταν και η προσφορά της κας Λίνας Καραμούτσου, υποψήφια διδάκτορα στο τμήμα, της οποίας οι συμβουλές και η καθοδήγησή της ήταν κρίσιμες για την διεκπεραίωση της παρούσας πτυχιακής διατριβής. Επίσης, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε όλους τους φίλους και φίλες μας που αποτέλεσαν βασικό κομμάτι της ζωής μας στα 5 χρόνια παραμονής και φοίτησής μας στον Βόλο και στάθηκαν μαζί μας σε δυσκολίες και σε χαρές.

Τέλος, και φυσικά θα θέλαμε να εκφράσουμε τις θερμές μας ευχαριστίες στους ανθρώπους που η παρουσία τους, η συνεχής συμπαράσταση και κατανόησή τους ήταν τα στοιχεία που μας επέτρεψαν να περάσουμε τα μοναδικά αυτά χρόνια της ζωής μας απερίσπαστα και ελεύθερα, τους γονείς μας.

Περίληψη

Η παρούσα εργασία εστιάζει κατά κύριο βαθμό στα στάσιμα λιμναία ύδατα, η ποιότητα των οποίων επηρεάζεται από α) τις συγκεντρώσεις των θρεπτικών, β) τη θερμοκρασία, γ) το βάθος και άλλους παράγοντες. Ο όρος καλή ή όχι καλή ποιότητα, εξαρτάται απόλυτα από τη χρήση για την οποία προορίζεται το νερό και μεταβάλλεται χωρικά και χρονικά. Στους παράγοντες που υποβαθμίζουν την ποιότητα των επιφανειακών υδάτων ανήκουν, οι ανθρωπογενείς παρεμβάσεις και τα διάφορα φυσικά φαινόμενα.

Σκοπός της εργασίας αποτελεί η διερεύνηση των μεταβολών που μπορεί να προκύψουν στις συγκεντρώσεις του διαλυμένου οξυγόνου, καθώς και του τρόπου με τον οποίο οι μεταβολές αυτές επηρεάζουν την ποιοτική κατάσταση του υδάτινου σώματος. Πιο συγκεκριμένα, η θερμοκρασία, το διαλυμένο οξυγόνο και το οξυγόνο κορεσμού αποτελούν τους όρους κλειδιά της παρούσας εργασίας οι οποίοι εξετάζονται σε σχέση με την αλληλεπίδραση τους με ποικιλία άλλων φυσικοχημικών παραμέτρων.

Εστίασαμε κυρίως στην επισκόπηση των σχετικών θεωριών και την επιβεβαίωση τους ή μη, με τη βοήθεια ερευνών ή εργασιών που σχετίζονταν τόσο με την παρατήρηση όσο και με την απόδειξη αποτελεσμάτων, φυσικοχημικών παραμέτρων και φυσικά της αλληλεπίδρασης τους, με τη βοήθεια μαθηματικών τύπων. Παράλληλα, δημιουργήθηκαν διαγράμματα καμπυλών, που αφορούν το σταθμό του Γκίολε στη λίμνη της Καστοριάς, που αποκαλύπτουν τη σχέση τόσο του διαλυμένου οξυγόνου και της θερμοκρασίας με το χρόνο αλλά και μεταξύ τους, όσο και τη διακύμανση του ποσοστού του οξυγόνου κορεσμού καθ' όλη τη διάρκεια των μετρήσεων.

Ως δεδομένα δειγματοληψίας, χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία από το τηλεμετρικό δίκτυο της λίμνης Καστοριάς. Η περίοδος δειγματοληψίας καλύπτει το χρονικό διάστημα ενός έτους και μας υποδεικνύει αποτελέσματα που συμπίπτουν με αυτά από παλαιότερες επιστημονικές εργασίες που αναφέρονται στη βιβλιογραφική ανασκόπηση. Αναλυτικότερα, σε ότι αφορά το οξυγόνο κορεσμού, είναι γνωστό ότι η μείωση της θερμοκρασίας συνεπάγεται αύξηση της διαλυτότητας του οξυγόνου και το αντίστροφο. Την τάση αυτή, ακολουθούν και οι μετρημένες τιμές του διαλυμένου οξυγόνου, με ορισμένες εξαιρέσεις τους ανοιξιάτικους μήνες και στην αρχή του καλοκαιριού (Μάιος, Ιούνιος), όπου οι μετρημένες τιμές ορισμένες φορές είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες του οξυγόνου κορεσμού, λόγω των αρχικών σταδίων ευτροφισμού, όπου κυριαρχεί η φωτοσύνθεση. Τα αποτελέσματα της έρευνάς μας, συμβαδίζουν με ποικίλες εργασίες και έρευνες, οι οποίες επικεντρώνονται στην εξάρτηση του διαλυμένου οξυγόνου και κυρίως του οξυγόνου κορεσμού από την αλατότητα, τη πίεση, το υψόμετρο, την τάση κορεσμού των υδρατμών και άλλους παράγοντες.

Abstract

The present thesis focuses primarily on stagnant - lake waters, which are affected, with regard to their concentration in nutrients, by their relative depth as well as by other physicochemical quality factors. Considering a non-stable number of parameters, quality depends exclusively on the intended use of water and changes over time. Factors that degrade surface water quality, include anthropogenic interferences and various natural phenomena.

The purpose of this thesis is to investigate the changes that may occur in the concentrations of dissolved oxygen as a result of various physicochemical parameters, as well as assess how these changes affect the quality of water. In particular, temperature, dissolved oxygen and saturated oxygen constitute the key elements of the present thesis, which are examined in relation to their interaction with a variety of other physicochemical parameters.

We focused mainly on the review of pertinent theories and their positive or non-validation, building upon relevant research or studies related to observations as well as the proofing of results, physicochemical parameters and, of course, their interaction, with the help of mathematical equations. At the same time, curve diagrams were developed with regard to the Giole station at the Lake of Kastoria, which reveal the relationship of dissolved oxygen and temperature with time but also with each other, as well as the shape that the percentage of oxygen saturation forms during the whole time the measurements took place.

The method that was used is quantitative sampling. The sampling period was extended to one year and highlights results that are consistent with the findings of the literature review. More specifically, results indicate that reduction of temperature leads to an increase of the solubility of oxygen and vice versa, while a reduction of the percentage of oxygen saturation is observed during the warmest months of the year, fact that is in line with the previous observation. It is also important to mention that with regard to the relevant literature, we investigated and our results agree with different papers and studies focusing on the behavior of dissolved oxygen with salinity, pressure, altitude and other factors. Furthermore, other characteristics such as water vapor saturation, which under increased salinity its values decrease, are referenced.

Περιεχόμενα

1 Εισαγωγή.....	1
1.1 Εισαγωγή.....	2
1.2 Η ποιότητα του νερού.....	2
1.3 Οι καθοριστικοί παράμετροι ποιότητας του νερού.....	3
2.1 Σκοπός της εργασίας και ερευνητικά ερωτήματα.....	10
2.2 Μεθοδολογία.....	10
2.3 Φυσικοχημικοί παράμετροι που επηρεάζουν την ποιότητα των υδάτινων συστημάτων.....	11
2.4 Ανάλυση ποιοτικών παραμέτρων του νερού.....	15
2.4.1 Οξυγόνο κορεσμού.....	19
2.4.2 Αλατότητα.....	20
2.4.3 Πίεση και βάθος της λίμνης.....	21
2.4.4 Θερμοκρασία.....	22
3.1 Διαλυτότητα οξυγόνου.....	29
3.2 Διαγράμματα.....	53
3.2.1 Περιοχή μελέτης.....	53
.....	53
3.2.2 Φυσικοχημικές παράμετροι και μέθοδοι ανάλυσης.....	54
3.2.2.1 Οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας σε διάστημα ενός έτους.....	55
3.2.2.2 Οι διακυμάνσεις του διαλυμένου οξυγόνου σε διάστημα ενός έτους.....	56
3.2.2.3 Οι διακυμάνσεις του οξυγόνου κορεσμού σε διάστημα ενός έτους.....	57
3.2.2.4 Διακυμάνσεις του διαλυμένου οξυγόνου με την θερμοκρασία.....	58
3.2.2.5 Διακυμάνσεις του οξυγόνου κορεσμού με την θερμοκρασία.....	59
3.2.2.6 Διακυμάνσεις του διαλυμένου οξυγόνου και του οξυγόνου κορεσμού.....	60
4.1 Συμπεράσματα.....	62
Ξενόγλωσσες βιβλιογραφικές αναφορές.....	65
Ελληνόγλωσσες βιβλιογραφικές αναφορές.....	68

Πίνακας Σχημάτων

Σχήμα 2.1 Ιδεατή καμπύλη κάθετης κατανομής των συγκεντρώσεων οξυγόνου και της θερμοκρασίας (θ) κατά τη διάρκεια των τεσσάρων βασικών εποχιακών φάσεων μιας oligότροφης και μιας εύτροφης διμικτικής λίμνης (Wetzel, R. G., 2001).....	12
Σχήμα 2.2 Διαλυτότητα οξυγόνου (mg / l) σε νερό με διαφορετική αλατότητα και θερμοκρασία (Shadrin, 2017).....	14
Σχήμα 2.3 Εξάρτηση του συντελεστή διάχυσης οξυγόνου σε διαφορετικές αλατότητες και θερμοκρασίες νερού (Shadrin, 2017).....	14
Σχήμα 2.4 Τάση Κορεσμού των υδρατμών σε διαφορετικές αλατότητες και θερμοκρασίες (Shadrin, 2017).....	16
Πίνακας Π1 Συνοπτικός πίνακας συσχέτισης του οξυγόνου με διάφορους παραμέτρους.....	29
Σχήμα 3.1 Τα τοπωνύμια και οι ακριβείς θέσεις των τηλεμετρικών σταθμών της λίμνης Καστοριάς (Karamoutsou & Psilovikos, 2019).....	53
Σχήμα 3.1 Τα τοπωνύμια και οι ακριβείς θέσεις των τηλεμετρικών σταθμών της λίμνης Καστοριάς (Karamoutsou & Psilovikos, 2019).....	53
Σχήμα 3.2 Διακύμανση των τιμών της θερμοκρασίας στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.....	55
Σχήμα 3.3 Οι διακυμάνσεις των τιμών του διαλυμένου οξυγόνου στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.....	57
Σχήμα 3.4 Τα επίπεδα του οξυγόνου κορεσμού στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.....	58
Σχήμα 3.5 Τα επίπεδα του διαλυμένου οξυγόνου σε σχέση με τη θερμοκρασία στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.....	58
Σχήμα 3.6 Τα επίπεδα του οξυγόνου κορεσμού σε σχέση με την θερμοκρασία στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.....	59
Σχήμα 3.7 Τα επίπεδα του διαλυμένου οξυγόνου σε σχέση με οξυγόνου κορεσμού στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.....	60

Εισαγωγή



1.1 Εισαγωγή

Το νερό είναι η πιο διαδεδομένη ανόργανη χημική ένωση, είναι απαραίτητη σε όλες τις γνωστές μορφές ζωής και καλύπτει το 70,9% στον πλανήτη μας. Χαρακτηρίζεται «παγκόσμιος διαλύτης» (universal solvent) καθώς έχει την ικανότητα διάσπασης ποικίλων ουσιών. Απαραίτητα για τη σύνθεση του νερού είναι δυο άτομα υδρογόνου και ένα άτομο οξυγόνου.

Επομένως, δίνεται το έναυσμα αναφοράς στην αφθονία του οξυγόνου στο νερό αλλά και της περιορισμένης εύχρηστης διαθεσιμότητας του. Γνωστό είναι εξάλλου, ότι οι οργανισμοί αδυνατούν να αξιοποιήσουν το οξυγόνο αν αυτό δεν βρίσκεται ήδη διαλυμένο στο νερό. Ο ρυθμός διάχυσης του οξυγόνου στο νερό είναι 33.105 φορές χαμηλότερος από τον ρυθμό του αέρα. Η ανταλλαγή υδάτινων αερίων αποτελεί μείζονα πρόκληση καθώς το νερό περιέχει 33 φορές λιγότερο οξυγόνο από τον αέρα. Στην πραγματικότητα μια μικρή ποσότητα οξυγόνου με συγκέντρωση περίπου 10 μορίων οξυγόνου (O₂) ανά 1.000.000 μορίων νερού, βρίσκεται διαλυμένο μέσα στο νερό (Μάλλιος, 2010).

Βέβαια, η ποσότητα αυτή του διαλυμένου οξυγόνου διαφοροποιείται ανάμεσα στα ποικίλα υδατικά συστήματα. Το νερό που κινείται με ταχύτητα, όπως ένα μεγάλο ποτάμι ή ένας χείμαρρος, περιέχει μεγάλη συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου σε σχέση με τα στάσιμα νερά (Κυριακίδης, 2004). Επιπλέον τα ποσοστά συγκέντρωσης του διαλυμένου οξυγόνου επηρεάζονται και από τις συνθήκες ποιότητας που επικρατούν στα ύδατα.

Στην παρούσα εργασία θα μας απασχολήσουν κατά κύριο βαθμό τα στάσιμα λιμναία ύδατα τα οποία επηρεάζονται, σε σχέση με τις συγκεντρώσεις των θρεπτικών τους, από το σχετικό βάθος τους αλλά και από άλλους φυσικοχημικούς παράγοντες ποιότητας.

1.2 Η ποιότητα του νερού

«Ο όρος ποιότητα νερού δεν συνιστά από μόνος του μια συγκεκριμένη αξία διότι υπόκειται εννοιολογικά και πρακτικά σε συνεχείς μεταβολές και συνεπώς πρέπει να θεωρείται και να μελετάται σε σχέση με τα οικολογικά συστήματα και τις διαφορετικές χρήσεις νερού» (Αντωνόπουλος, 2003). Επίσης, εξαρτάται από την υποκειμενική ανάλυση των απαιτήσεων των διαφορετικών χρήσεων του νερού (Σέντας, 2007). Με μη σταθερό αριθμό παραμέτρων, η ποιότητα, εξαρτάται απόλυτα από τη χρήση για την οποία προορίζεται το νερό και μεταβάλλεται με βάση το χρόνο.

Στους παράγοντες που υποβαθμίζουν την ποιότητα των επιφανειακών υδάτων ανήκουν, οι ανθρωπογενείς παρεμβάσεις και τα διάφορα φυσικά φαινόμενα, όπως η διάβρωση του εδάφους και η αποσάθρωση (Μπαμπανίκος, 2013). Επιπλέον, η αστικοποίηση συντέλεσε στην αλλαγή των υδρολογικών συνθηκών των υδατικών οικοσυστημάτων με αποτέλεσμα την ποιοτική αλλοίωση των επιφανειακών υδάτων (Davis et al., 2003).

Αναλυτικότερα, οι ποικίλες χρήσεις του νερού επηρεάζουν τις τιμές, στις οποίες κυμαίνονται οι φυσικοχημικές παράμετροι. Τέτοιου είδους παράμετροι είναι το χρώμα, η οσμή, η γεύση, η θερμοκρασία, καθώς και το pH, η ηλεκτρική αγωγιμότητα, το διαλυμένο οξυγόνο και το οξυγόνο κορεσμού. Με την αύξηση της πυκνότητας των αιωρούμενων ή κολλοειδών αιωρούμενων σωματιδίων πραγματοποιείται μια οπτική ιδιότητα του ύδατος που είναι γνωστή ως θολερότητα και υποδηλώνει την μειωμένη ικανότητα ή έλλειψη διαυγείας. Η θολερότητα προέρχεται συνήθως από τη διάβρωση του εδάφους της λεκάνης απορροής και από την επαναιώρηση βενθικών ιζημάτων (π.χ. Nolen et al., 1985) (Wetzel, 2001).

Παρά την έντονη επιρροή όλων των παραπάνω παραγόντων, περιγράφοντας τους όρους θερμοκρασία, διαλυμένο οξυγόνο και οξυγόνο κορεσμού, θα μπορούσαμε να πούμε πως είναι μεταξύ των σημαντικότερων παραμέτρων προσδιορισμού της ποιότητας.

1.3 Οι καθοριστικοί παράμετροι ποιότητας του νερού

Η θερμοκρασία των υδάτινων οικοσυστημάτων, επηρεάζει ιδιαίτερα τη διαλυτότητα και την κατανομή στη στήλη του ύδατος των ανόργανων και οργανικών ουσιών αλλά και τη διαβίωση των υδρόβιων οργανισμών. Ενώ παράλληλα, επηρεάζεται έντονα από την αστικοποίηση ή τις ανθρώπινες δραστηριότητες, τις εποχιακές συνθήκες, το γεωγραφικό πλάτος, το βάθος και το υψόμετρο. Αποτελεί έναν αρκετά σημαντικό παράγοντα ποιότητας καθώς συνδέεται άμεσα με την παραγωγικότητα των υδάτων. Μια αλλαγή της θερμοκρασίας του ύδατος θα είχε ως αποτέλεσμα τη μεταβολή του ρυθμού ανακύκλωσης των στοιχείων, κάτι που συνεπάγεται τη μεταβολή της πρωτογενούς παραγωγικότητας.

Αναλύοντας τον όρο «διαλυμένο οξυγόνο» (Dissolved Oxygen, DO) αναφερόμαστε στη ποσότητα του οξυγόνου που βρίσκεται διαλυμένο στο νερό. Το διαλυμένο οξυγόνο μπορεί να εκφραστεί σε χιλιοστά του γραμμαρίου ανά λίτρο (mg/l) ή σε ποσοστό επί της εκατό (%) κορεσμού (Βλέπε Εξίσωση 1.1). Επιπρόσθετα, αποτελεί δείκτη της κατάστασης και της βιωσιμότητας ενός υδάτινου οικοσυστήματος (Νταρακάς, 2010). Κορεσμός επί τις εκατό (%) του διαλυμένου οξυγόνου χαρακτηρίζεται το κλάσμα

της ποσότητας που καταλαμβάνει το διαλυμένο οξυγόνο στο εκάστοτε δείγμα νερού συγκρινόμενο με το υψηλότερο ποσό που θα ήταν δυνατόν να καταλαμβάνει σε ίδιες θερμοκρασιακές συνθήκες.

Αναλυτικότερα, 100% κορεσμένο ονομάζεται το δείγμα νερού που περιέχει τη μέγιστη δυνατή ποσότητα διαλυμένου οξυγόνου που θα μπορούσε να έχει στη συγκεκριμένη θερμοκρασία κατά την οποία πραγματοποιήθηκε η μέτρηση. Ένα δείγμα νερού μπορεί να χαρακτηριστεί υποκορεσμένο, κορεσμένο ή υπερκορεσμένο ανάλογα με τις τιμές που αγγίζουν τα ποσοστά του διαλυμένου οξυγόνου που περιέχονται σε αυτό. Ως απόλυτο κορεσμό (absolute saturation) (Ricker, 1934) εννοούμε το ποσό ενός αερίου που συγκρατείται στο νερό, διά του συνδυασμού ατμοσφαιρικής και υδροστατικής πίεσης σε ένα συγκεκριμένο βάθος (Wetzel, 2001). Δηλαδή, είναι η πραγματική πίεση (P_z), που έχει μετρηθεί σε ένα δεδομένο βάθος και ισούται με την πίεση στην επιφάνεια (P_0), +0,0967 φορές το βάθος (z) σε μέτρα (m) (Wetzel, 2001):

$$P_z = P_0 + 0,0967z \quad (1.1)$$

Ο κορεσμός εξετάζεται συνήθως σε συνάρτηση με την υφιστάμενη πίεση στην επιφάνεια της λίμνης ή του ποταμού. Το οξυγόνο έχει την ικανότητα να συσσωρεύεται με υπερκορεσμό αρκετών εκατοντάδων επί τοις εκατό ανάλογα με την πίεση στην επιφάνεια της λίμνης και ωστόσο να παραμένει κάτω από τα επίπεδα απόλυτου κορεσμού για το αέριο στα βαθιά στρώματα. Η ποσοστιαία αναλογία κορεσμού στα ύδατα έχει μελετηθεί διεξοδικώς από τους Ricker (1934) και Mortimer (1956, 1975, 1981). Το ποσό ενός αερίου που παραμένει εν διαλύσει επηρεάζεται από την ατμοσφαιρική πίεση στην οποία εκτίθεται η λίμνη, από τις μετεωρολογικές συνθήκες, καθώς και από την υδροστατική πίεση που ασκείται από το υπερκείμενο υδάτινο στρώμα σε ένα συγκεκριμένο βάθος.

Για να επιλυθεί το ερώτημα εάν η μερική πίεση ή η διαλυτότητα περιορίζει την παροχή οξυγόνου στη φύση, εξάγεται ο δείκτης παροχής οξυγόνου από τον κλασικό πρώτο νόμο διάχυσης του Fick. Αυτός ο δείκτης παροχής οξυγόνου (OSI) ενσωματώνει τόσο τη μερική πίεση όσο και τη διαλυτότητα:

$$OSI \propto aO_2 * DO_2 * pO_2 \quad (1.2)$$

Όπου,

aO_2 : η διαλυτότητα του οξυγόνου σε νερό,

DO_2 : η διάχυση του οξυγόνου σε νερό,

pO_2 : η μερική πίεση οξυγόνου, με το συντελεστή OSI να υπολογίζεται σε $\text{mol} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (Verberk et al., 2011).

Επιπλέον, ο δείκτης παροχής οξυγόνου (OSI) συνδέθηκε με αυτά τα οικολογικά πρότυπα με περισσότερη ακρίβεια και συσχετισμό σε άλλες μετρήσεις οξυγόνου (κορεσμός οξυγόνου,

συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου, βιοχημικές συγκεντρώσεις ζήτησης οξυγόνου) και παρομοίως υψηλότερη θερμοκρασία και υψόμετρο. Συγκεκριμένα, με την ενσωμάτωση των ρυθμών διάχυσης αερίων, γίνεται σαφές ότι στην πραγματικότητα περισσότερο οξυγόνο είναι διαθέσιμο σε θερμότερους οικοτόπους όπου χαμηλότερες συγκεντρώσεις οξυγόνου θα υποδηλώνουν το αντίστροφο.

Παραδοσιακά, οι οικολόγοι υπογραμμίζουν τη διαλυτότητα οξυγόνου και εκφράζουν το περιβαλλοντικό οξυγόνο όσον αφορά τη συγκέντρωση (π.χ. Chappelle & Peck, 1999; Allen & Castillo, 2007). Οι φυσιολόγοι τονίζουν τη σημασία της μερικής πίεσης καθώς τα αέρια διαλύονται, διαχέονται και αντιδρούν σύμφωνα με τη μερική πίεση και καθώς ποσοτικοποιείται το δυναμικό διάχυσης (π.χ. Ferna'ndez et al., 2003; Willmer et al., 2005). Η διαφορά δεν είναι απλώς ένα ζήτημα σημασιολογίας, καθώς η διαλυτότητα και η μερική πίεση δεν είναι άμεσα εναλλακτικές. Η διαλυτότητα εκφράζει την ποσότητα οξυγόνου που μπορεί να διαλυθεί στο νερό σε ισορροπία για μια δεδομένη μερική πίεση.

Επομένως σε μια δεδομένη μερική πίεση είναι ισοδύναμες. Το πρόβλημα εδώ είναι ότι οι ρυθμοί διάχυσης οξυγόνου διέπονται από διαβαθμίσεις της μερικής πίεσης οξυγόνου (pO_2), και όχι τις βαθμίδες συγκέντρωσης (Verberk et. al., 2011).

Η κατανομή της κατανάλωσης οξυγόνου στα ύδατα εξαρτάται από ποικίλους παράγοντες. Η εξέλιξη του οξυγόνου στις λίμνες ελέγχεται συνήθως από την ανταλλαγή αερίων, τη κάθετη ανάμιξη εντός της στήλης ύδατος, της φωτοσύνθεσης (αύξηση της συγκέντρωσης DO), της αναπνοής των υδρόβιων οργανισμών, (βακτηριακή οξείδωση οργανικής ύλης, χημική οξείδωση και η κατανάλωση διοξειδίου του άνθρακα από άλλες ανόργανες ουσίες) καθώς και από την πρόσληψη οξυγόνου από βενθικά ιζήματα. Διαφορές στο διαλυμένο οξυγόνο παρατηρούνται και τις ώρες της ημέρας σε σχέση με αυτές της νύχτας, καθώς με το φως του ηλίου πραγματοποιείται η διεργασία της φωτοσύνθεσης, ενώ μόλις σκοτεινιάζει η φωτοσύνθεση διακόπτεται και οι οργανισμοί καταναλώνουν το περίσσιο οξυγόνο. Ακόμη ιδιαίτερα σημαντικό παράγοντα αποτελεί, ο ρυθμός με τον οποίο η ωκεάνια κυκλοφορία «εξαερίζει» διαφορετικούς όγκους του εσωτερικού του ωκεανού (Samuel et al., 2011). Οι διακυμάνσεις του διαλυμένου οξυγόνου συνδέονται και με το βάθος όπου στα υψηλότερα επιφανειακά στρώματα που πραγματοποιείται πιο έντονα η ανάδευση, τα επίπεδα του διαλυμένου οξυγόνου είναι υψηλότερα σε σχέση με αυτά που επικρατούν στα μεγαλύτερα βάθη και ιδιαίτερα στο υπολίμνιο που πολλές φορές οι συνθήκες είναι έως και ανοξικές.

Από έρευνα την οποία μελετήσαμε παρατηρήθηκε πως οι αυξήσεις της συγκέντρωσης διαλυμένου οξυγόνου σε βαθιά λίμνη, προκύπτουν από την ανάμιξη πλούσιου σε οξυγόνο επιφανειακού νερού με βαθύ νερό. Τα δεδομένα δείχνουν σαφώς έναν κύκλο έγχυσης πλούσιου σε οξυγόνο νερού στη βαθιά λίμνη που ακολουθείται από κατανάλωση οξυγόνου που ακολουθείται και πάλι από υψηλότερες συγκεντρώσεις διαλυμένου οξυγόνου στη βαθιά λίμνη. Ο χρόνος παραμονής των βαθέων υδάτων που

υπολογίζεται εδώ με το έργο των McManus et. al. (1996), ο οποίος υπολογίζει ένα χρόνο παραμονής 1-2 ετησίως για το νερό κάτω από 200 m, και το έργο του Weiss, ο οποίος χρησιμοποίησε τους CFC (φθοροχλωράνθρακες) για να υπολογίσει τη μέγιστη ηλικία ενός δέκτη βαθέων υδάτων (3,2 έτη) και τον μέσο χρόνο παραμονής του νερού κάτω από 200 m (1,8 έτη). Η εκτίμησή για το χρόνο παραμονής των βαθέων υδάτων, 2-4 χρόνια, αντιπροσωπεύει το μέσο χρονικό διάστημα που ένα πακέτο νερού θα περάσει σε αυτό που έχει οριστεί ως βαθιά λίμνη (500 m).

Κατά τη διαδικασία της αναστροφής, τα κορεσμένα σε οξυγόνο ύδατα εκτείνονται βαθύτερα στο υπολίμνιο και όταν η κυκλοφορία ολοκληρώνεται, οι συγκεντρώσεις του οξυγόνου παραμένουν σε κορεσμό σύμφωνα με τις διαλυτότητες στις υπάρχουσες θερμοκρασίες. Λόγο χαμηλότερης πυκνότητας, τα πιο θερμά ύδατα καταφέρνουν να συγκρατούν μικρότερες ποσότητες οξυγόνου σε σχέση με τα ψυχρότερα ύδατα που η πυκνότητά τους είναι υψηλότερη. Γενικότερα οι τιμές της θερμοκρασίας των φυσικών νερών βρίσκονται ανάμεσα στους 4 °C με 5 °C, αν και η πτώση των τιμών αυτών κάτω από τους 4 °C είναι σπάνια. Η διαλυτότητα οξυγόνου εμφανίζεται υψηλότερη στα ψυχρότερα και πιο φρέσκα νερά. Το νερό της Ανταρκτικής, για παράδειγμα, καταβυθίζεται στον πυθμένα με κατακόρυφη μεταφορά και ανάμειξη σε κάποιο βαθμό με το θερμότερο βαθύ νερό (Weiss, 1970, August) κι αναμένεται ότι το ψυχρότερο νερό στο κάτω μέρος θα έχει τη μεγαλύτερη συγκέντρωση οξυγόνου. Η κατανομή οξυγόνου είναι γενικά παράλληλη με τις ισόθερμες. Τα επίπεδα κορεσμού είναι αρκετά υψηλά. Οι χαμηλότερες θερμοκρασίες έχουν το υψηλότερο ποσοστό κορεσμού με αποτέλεσμα οι μεταβαλλόμενες συγκεντρώσεις οξυγόνου να μην οφείλονται εξ ολοκλήρου στη διαλυτότητα.

Η διαλυτότητα του οξυγόνου στο νερό έχει αντιστρόφως ανάλογη σχέση με τη θερμοκρασία. Δηλαδή, όταν η θερμοκρασία μειώνεται η διαλυτότητα του οξυγόνου αυξάνεται. Έχει διαπιστωθεί ότι σε ποικίλες υδάτινες στήλες ιδιαίτερα εύκρατων κλιμάτων, παρουσιάζεται μια κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας. Συγκεκριμένα η υδάτινη στήλη συντίθεται από τα στρώματα του επιλίμνιου, του μεταλίμνιο και του υπολίμνιου σε αντιστοιχία με το βάθος. Σε βαθιές λίμνες, η μείωση της θερμοκρασία του επιφανειακού νερού της λίμνης τείνει να συμπίπτει κατά προσέγγιση με τη θερμοκρασία ισορροπίας της λίμνης το καλοκαίρι και στις ρηχές λίμνες κατά το μεγαλύτερο μέρος του υπόλοιπου έτους επίσης (Livingstone et. al., 1999), έτσι ώστε να είναι πιθανό ότι η μείωση της θερμοκρασία του επιφανειακού νερού της λίμνης θα παρουσιάσει επίσης περίπου γραμμική μείωση με το υψόμετρο. Εκτός από το γεγονός ότι επηρεάζεται από το υψόμετρο, η θερμοκρασίας ισορροπίας της λίμνης επηρεάζεται επίσης από όλους τους άλλους παράγοντες που επηρεάζουν το ισοζύγιο θερμότητας της λίμνης (Livingstone et. al., 1999). Πολλοί από αυτούς τους παράγοντες είναι τοπικοί ή ειδικοί για τη λίμνη, συμπεριλαμβανομένης της τοπογραφικής σκίασης, της μορφομετρίας της λίμνης,

της αιολικής προσπέλασης, της θέρμανσης του ανέμου, της θολερότητας του νερού και των χρωμάτων, των εισροών των ποταμών και των υπόγειων υδάτων και της ανταλλαγής θερμότητας με τα ιζήματα. Το γεγονός ότι επηρεάζουν τη θερμοκρασία ισορροπίας της λίμνης, αυτοί οι παράγοντες επηρεάζουν επίσης την απόκλιση μεταξύ της μείωσης της θερμοκρασίας του επιφανειακού νερού της λίμνης και της θερμοκρασίας ισορροπίας της λίμνης, καθώς και τη μορφή του προφίλ θερμοκρασίας. Οπότε δεν μπορεί να θεωρηθεί εκ των προτέρων ότι οι θερμοκρασίες του νερού στη λίμνη θα παρουσιάσουν απλή γραμμική μείωση με αυξανόμενο υψόμετρο ή ότι μια μεμονωμένη λίμνη θα είναι αναγκαστικά αντιπροσωπευτική ενός συγκεκριμένου υψομέτρου.

Σε μεγάλα υψόμετρα η μερική πίεση οξυγόνου μειώνεται και η διαλυτότητα οξυγόνου αυξάνεται ως αποτέλεσμα χαμηλότερων θερμοκρασιών. Μοντέλα γενικής κυκλοφορίας (GCMs) που έχουν αναπτυχθεί για τη προσομοίωση πιθανών μελλοντικών κλιματικών σεναρίων, έδειξαν σταθερά ότι οι αυξημένες εκπομπές αερίων θερμοκηπίου είναι πιθανό να έχουν το μεγαλύτερο αντίκτυπο σε υψηλά βόρεια γεωγραφικά πλάτη (Livingstone, Lotter & Walkery, 1999). Μερικές μελέτες δείχνουν επίσης ότι η επίδραση της κλιματικής αλλαγής σε μεγάλα υψόμετρα είναι πιθανόν να είναι πάνω από το μέσο όρο (π.χ. Beniston et al., 1997). Η χρήση των υποδεικνυόμενων θερμοκρασιών νερού ως υποκατάστατο για τη θερμοκρασία του αέρα εξαρτάται από την υπόθεση ότι οι θερμοκρασίες του νερού και του αέρα συνδέονται άμεσα με μια αρκετά απλή μονοτονική σχέση. Ο λόγος για την υψομετρική μείωση της θερμοκρασίας του επιφανειακού νερού της λίμνης (LSWT) συνδέεται με την υψομετρική μείωση της λεγόμενης θερμοκρασίας ισορροπίας της λίμνης (LSET), δηλαδή της θερμοκρασίας στην οποία η καθαρή ροή θερμότητας διαμέσου της διασύνδεσης αέρα-νερού είναι μηδέν (Livingstone et. al., 1999). Η θερμοκρασίας ισορροπίας της λίμνης αντιπροσωπεύει μια θεωρητική αξία στην οποία τείνει η μείωση της θερμοκρασίας του επιφανειακού νερού της λίμνης και εξαρτάται εν μέρει από τη θερμοκρασία του αέρα της επιφάνειας, αλλά και από την κάλυψη του νέφους (η οποία ρυθμίζει την ισορροπία της ηλιακής και της ατμοσφαιρικής ακτινοβολίας), τη σχετική υγρασία (μέσω λανθάνουσας εναλλαγής θερμότητας) και την ταχύτητα του ανέμου (που επηρεάζει τόσο τη λανθάνουσα θερμότητα όσο και την εναλλαγή της).

Ιδιαίτερα σημαντικές είναι οι θερμοκρασιακές διαφοροποιήσεις που πραγματοποιούνται στα επίπεδα του επιλιμνίου και του μεταλιμνίου, επειδή είναι τα τμήματα του υδάτινου μέρους που επηρεάζονται σε μεγαλύτερο βαθμό από τις κλιματικές μεταβολές. Η μείωση της θερμοκρασίας του επιφανειακού νερού της λίμνης, ενώ είναι αντιπροσωπευτική των επιλίμνιων και των παράκτιων ζωνών, είναι απίθανο να είναι αντιπροσωπευτική των υπολίμνιων ζωνών. Αναμενόμενα σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση της κατανομής της θερμοκρασίας, έχει η εποχιακή κλιματική αλλαγή. Έτσι με την ολοκλήρωση των ψυχρότερων μηνών του έτους παρατηρείται ομοιόμορφη θερμοκρασία σε όλο το

βάθος του ύδατος. Την άνοιξη, τα στρώματα επιφανειακών υδάτων θερμαίνονται πιο γρήγορα σε σύγκριση με τα βαθύτερα στρώματα, με αποτέλεσμα τη θερμική διαστρωμάτωση, η οποία εμφανίζεται το καλοκαίρι και διαρκεί μέχρι τη μέση πτώση της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας. Κατά τη διάρκεια του φθινόπωρου, η ψύξη των επιφανειακών στρωμάτων οδηγεί σε αύξηση της θερμοκρασίας, που προκύπτει από το βαθύ νερό που ανεβαίνει στην επιφάνεια και αντικαθιστά τις ανώτερες ψυχρές στρώσεις οι οποίες βυθίζονται στο κατώτερο μέρος του ύδατος. Η θερμική διαστρωμάτωση επηρεάζει αρνητικά την ομοιόμορφη κατανομή οξυγόνου στην υδάτινη στήλη, με αποτέλεσμα την ύπαρξη ανοξικών συνθηκών και αναερόβιων διεργασιών στα βαθύτερα στρώματα. Το ποσοστό του διαλυμένου οξυγόνου σε ένα υγιές υδατικό σύστημα, παίρνει τιμές από 6 έως 12 ppm. Ανοξικές συνθήκες, υπάρχουν όταν το διαλυμένο οξυγόνο σε ένα υδατικό οικοσύστημα βρίσκεται σε συγκεντρώσεις 0,5-1 mg/l (Margoni & Psilovikos, 2010).

Οι διαφορές που εμφανίζονται μεταξύ των μετρούμενων τιμών διαλυμένου οξυγόνου συγκρινόμενες με των προβλεπόμενων τιμών του σε συγκεκριμένα επίπεδα θερμοκρασίας και αλατότητας, συντελούν τη «φαινομενική χρησιμοποίηση οξυγόνου» (apparent oxygen utilization ή AOU). Η περιεκτικότητα σε οξυγόνο είναι μια πολύ σημαντική αβιοτική παράμετρος που επηρεάζει τη βιοτική σύνθεση και όλες τις βιολογικές διεργασίες σε υδάτινα περιβάλλοντα. Η διαλυτότητά του στο νερό συνήθως μειώνεται με την προσθήκη αλάτων. Ενώ υπό αυξανόμενη αλατότητα η ισορροπία υγρασίας, δηλαδή η σχετική πίεση κορεσμένων υδρατμών, μειώνεται. Ανάλογα με τον ρυθμό θερμικής διαστρωμάτωσης ανά έτος, οι λίμνες μπορούν να ονομαστούν μονομικτικές (διαμόρφωση θερμικής στρωμάτωσης μια φορά το χρόνο), διμικτικές (διαμόρφωση θερμικής στρωμάτωσης δυο φορές το χρόνο), ή πολυμικτικές (διαμόρφωση θερμικής στρωμάτωσης περισσότερες από δυο φορές το χρόνο). Η διαδικασία της στρωμάτωσης αυτής πραγματοποιείται συγκεκριμένες εποχές το χρόνο αλλά διαφέρει εποχιακά μεταξύ των λιμνών. Επιπλέον, ιδιαίτερη σημασία για το οικοσύστημα της λίμνης και τις γενικότερες ιδιότητες του υδάτινου χώρου έχει η ανάπτυξη του θερμοκλινούς, η σταθερότητα του ή μη, και η διάρκεια του (Νταουλάς, 1993). Όταν οι συγκεντρώσεις διαλυμένου οξυγόνου στο βυθό φτάσουν την κατάσταση κορεσμού τότε εξασφαλίζεται ισορροπία στις επικρατούσες θερμοκρασίες και στην υφιστάμενη υψομετρική πίεση γρήγορα, συνήθως εντός λίγων ημερών.

Υλικά και Μέθοδοι



2.1 Σκοπός της εργασίας και ερευνητικά ερωτήματα

Σκοπός της παρούσας εργασίας αποτελεί η διερεύνηση των μεταβολών που μπορεί να προκύψουν στις συγκεντρώσεις του διαλυμένου οξυγόνου από διάφορες φυσικοχημικές παραμέτρους καθώς και του τρόπου με τον οποίο οι μεταβολές αυτές επηρεάζουν την ποιοτική κατάσταση του ύδατος.

Οι όροι θερμοκρασία, διαλυμένο οξυγόνο και οξυγόνο κορεσμού θα μπορούσαμε να πούμε πως είναι μεταξύ των σημαντικότερων παραμέτρων προσδιορισμού της ποιότητας. Για τον λόγο αυτό, η προσοχή μας επικεντρώνεται κυρίως σε αυτές τις παραμέτρους και στην αλληλεπίδραση τους με ποικιλία άλλων φυσικοχημικών παραμέτρων.

Επιπλέον, στόχος της παρούσας εργασίας αποτελεί, η σύγκριση και πιθανά η επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν, με άλλες έρευνες ή εργασίες που σχετίζονταν τόσο με την παρατήρηση όσο και με την απόδειξη των γεγονότων με τη βοήθεια μαθηματικών τύπων.

Καθώς η ποιότητα των υδάτων επηρεάζεται από πλήθος παραγόντων είναι σημαντικό να αναφερθεί πως το ενδιαφέρον μας επικεντρώνεται κυρίως στα στάσιμα-λιμναία ύδατα. Τα κυριότερα ερωτήματα που προέκυψαν είναι:

- Ποιοι είναι οι σημαντικότεροι ποιοτικοί παράμετροι και με ποιό τρόπο αλληλοεπηρεάζονται;
- Με ποιό τρόπο αντιδρά το οξυγόνο κορεσμού στις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας;
- Πως διαμορφώνονται οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου από το βάθος, το υψόμετρο, την πίεση, την αλατότητα και την τάση κορεσμού των υδρατμών;
- Η μεθοδολογία απόδειξης των επιθυμητών αποτελεσμάτων προκύπτει μέσω μαθηματικών τύπων, ερευνητικών εργασιών και αποτελεσμάτων δειγματοληψιών. Με ποιους τρόπους συνδέονται οι παραπάνω μέθοδοι παρατήρησης και τα αποτελέσματά τους;

2.2 Μεθοδολογία

Η μέθοδος συλλογής των ερευνητικών στοιχείων καθορίζεται, καταρχήν, από την επιλεγμένη μεθοδολογία, από τα ερευνητικά ερωτήματα και έχει ως στόχο να πάρει τις καλύτερες απαντήσεις σε αυτά τα ερωτήματα (Merriam, 2002). Στη παρούσα ερευνητική εργασία επιλέγεται η διερεύνηση των συνθηκών και των διαφοροποιήσεων του οξυγόνου κορεσμού που προκύπτουν από την αλληλεπίδραση του διαλυμένου οξυγόνου με ποικίλους παράγοντες. Στους παράγοντες αυτούς

συγκαταλέγονται η θερμοκρασία, το υψόμετρο, η πίεση, η αλατότητα, καθώς και η τάση κορεσμού των υδρατμών.

Εφαρμόστηκε ποσοτική, δειγματοληπτική έρευνα η οποία βασίστηκε στα αποτελέσματα τριών μεθόδων παρατήρησης. Για την εγκυρότητα της έρευνας επιλέχθηκε η θεωρητική τριγωνοποίηση. (

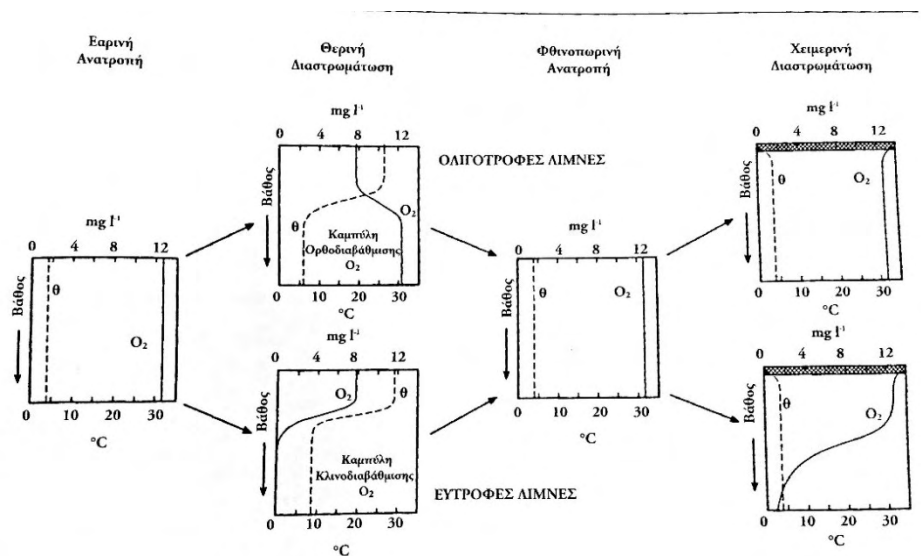
Αρχικά επικεντρωθήκαμε στη συλλογή πληροφοριών μέσω σχετικών ερευνητικών εργασιών και καθώς καταλήξαμε σε ορισμένα αποτελέσματα, προχωρήσαμε στη διερεύνηση των αποτελεσμάτων, μέσω ποικίλων μαθηματικών τύπων. Οι συγκεκριμένοι μαθηματικοί τύποι αντλήθηκαν από ερευνητικές εργασίες που επικεντρώνονταν κυρίως στην απόδειξη αποτελεσμάτων με μαθηματικές μεθόδους. Στη συνέχεια επιθυμώντας να παρατηρήσουμε στην πράξη τα αποτελέσματα τα οποία είχαμε συγκεντρώσει από τις βιβλιογραφικές μας ανασκοπήσεις προβήκαμε στη διερεύνηση των αποτελεσμάτων δειγματοληπτικών μετρήσεων που έγιναν στη λίμνη της Καστοριάς και συγκεκριμένα στο σταθμό του Γκιόλε. Η περίοδος δειγματοληψίας διήρκησε ένα χρόνο (Ιανουάριος 2017 – Μάρτιος 2018).

Η δημιουργία διαγραμμάτων εστιάζει στο διαλυμένο οξυγόνο, στη θερμοκρασία, όπως επίσης και στη σχέση που διαμορφώνεται ανάμεσα σε αυτούς τους δυο όρους και στις ποσοστιαίες τιμές του οξυγόνου κορεσμού οι οποίοι αποτελούν τους σημαντικότερους άξονες πάνω στους οποίους στηρίχθηκε η έρευνά μας.

2.3 Φυσικοχημικοί παράμετροι που επηρεάζουν την ποιότητα των υδάτινων συστημάτων

Έχει διαπιστωθεί ότι οι πολύ βαθιές λίμνες χρειάζονται μεγαλύτερες περιόδους για την επίτευξη απόλυτης ισορροπίας κορεσμού, ο κορεσμός μπορεί να πετύχει ή όχι πριν η θερμική διαστρωμάτωση τερματίσει πλήρως την κυκλοφορία για ένα εποχιακό μεσοδιάστημα. Οι συγκεντρώσεις οξυγόνου σε σχέση με το βάθος μεταβάλλονται σημαντικά από φυσικές διεργασίες κατά τη διάρκεια της θερινής διαστρωμάτωσης. Το μέγεθος που επηρεάζεται το διαλυμένο οξυγόνο σε συνδυασμό με το βάθος, κατατάσσει τις λίμνες από άποψη ευτροφισμού σε τέσσερις μεγάλες κατηγορίες. Συγκεκριμένα, κατά αύξοντα βαθμό χαρακτηρίζονται ως ολιγοτροφικές, μεσοτροφικές, ευτροφικές, υπερευτροφικές (Σχήμα 2.1). Η κατανομή οξυγόνου έχει χαρακτηριστεί (Aberg & Rodhe, 1942) ως Ορθοκλινης ή ορθοδιαβάθμιση οξυγόνου (orthograde), παρατηρώντας τις φθίνουσες θερμοκρασίες στο μεταλίμνιο και υπολίμνιο βλέπουμε ότι οι συγκεντρώσεις οξυγόνου αυξάνουν, δηλαδή το οξυγόνο έχει παραμείνει

στο υπολίμνιο σε κατάσταση κορεσμού από την ψυχρή εαρινής ανατροπής ακριβώς πριν από την έναρξη της θερινής διαστρωμάτωσης (Βλέπε Εξισώσεις 2.1, 2.2).



Σχήμα 2.1 Ιδεατή καμπύλη κάθετης κατανομής των συγκεντρώσεων οξυγόνου και της θερμοκρασίας (θ) κατά τη διάρκεια των τεσσάρων βασικών εποχιακών φάσεων μιας oligότροφης και μιας εύτροφης διμικτικής λίμνης (Wetzel, R. G., 2001)

Τα χαρακτηριστικά του θερμοκλινούς επηρεάζουν σε πολύ μεγάλο βαθμό τη κατανομή του διαλυμένου οξυγόνου και τα ποσοστά κορεσμού του διαλυμένου οξυγόνου σε όλα τα βάθη της λίμνης. Τα ποσοστά κορεσμού του διαλυμένου οξυγόνου αποτελούν παράγοντα αναγνώρισης της ποιοτικής κατάστασης της λίμνης. Ωστόσο, για μια βαθιά λίμνη ή δεξαμενή, το προφίλ βάθους και η διαστρωμάτωση του DO της εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από το μοντέλο θερμικής στρωματοποίησης της λίμνης (Rahman et al., 2005) (Βλέπε Εξίσωση 2.5). Επιπλέον, οι συγκεντρώσεις DO αυξάνονται με βάθος κάτω από το θερμοκλινές. Το βάθος στο οποίο επιτυγχάνονται τα μεταλιμνικά μέγιστα οξυγόνου σχετίζεται ευθέως με τη διαύγεια του νερού (Thienemann, 1928; Yoshimura, 1935). Αν μια λίμνη είναι αρκετά διάφανη και το επιλίμνιο καταλαμβάνει λεπτό στρώμα, μέρος της φωτοσύνθεσης απαντά στο μεταλίμνιο οπότε το μέγιστο του διαλυμένου οξυγόνου μπορεί να αναπτυχθεί σε αυτό το στρώμα, που οι Aberg & Rodhe (1963) ονομάζουν θετική ετερόβαθμη κατανομή (Νταουλάς, 1993). Επιπλέον επικρατεί η διατύπωση πως στη περίπτωση που πολλαπλασιαστεί το βάθος διαφάνειας του δίσκου Secchi με έναν παράγοντα περίπου στο 1.2 και εμφανιστεί αποτέλεσμα (σημείο εξισορρόπησης) η τιμή ενός βάθους που ανήκει στο μεταλίμνιο, τότε προμηνύεται θετική ετερόβαθμη καμπύλη οξυγόνου. Όταν όμως το σημείο εξισορρόπησης βρίσκεται στο επιλίμνιο το επιπλέον διαλυμένο οξυγόνο που προήλθε από τη φωτοσύνθεση θα απορροφηθεί από τους υδρόβιους οργανισμούς της λίμνης, θα περιορισθεί στο ασταθές στρώμα νερού της λίμνης και στη καμπύλη οξυγόνου δεν προμηνύεται να αναπτυχθεί μέγιστη κάθετη κατανομή. Στα περισσότερα υδάτινα συστήματα η κύρια πηγή διαλυμένου

οξυγόνου είναι η ατμόσφαιρα και όσο χαμηλή είναι η ατμοσφαιρική πίεση τόσο επηρεάζεται η ζωή στο νερό και στη ξηρά. Ωστόσο, η διαλυτότητα οξυγόνου μειώνεται με τη μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης, η οποία έχει σημασία σε μεγάλα υψόμετρα.

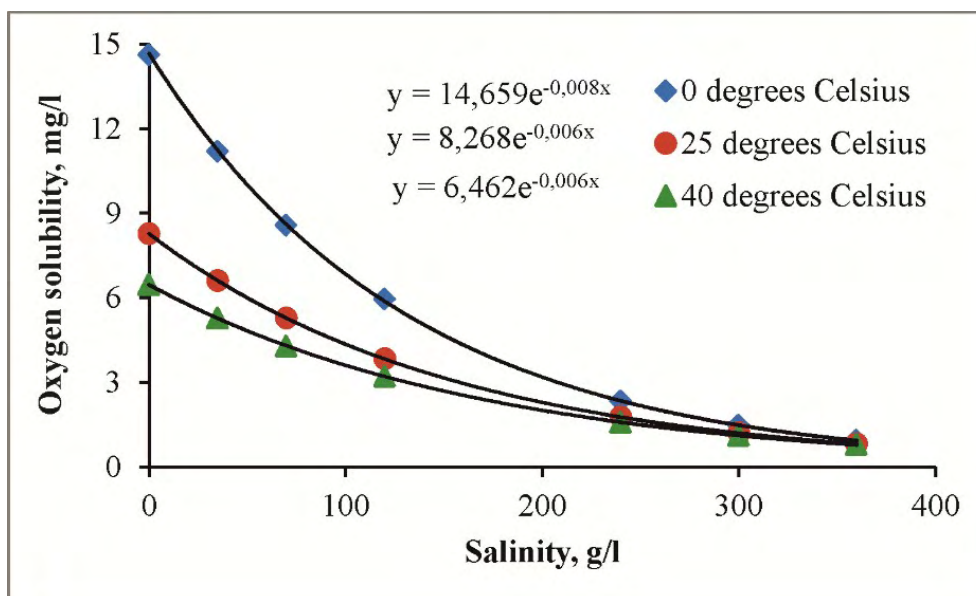
Οι μελέτες για τις υψομετρικές κλίνες, όπου η μερική πίεση οξυγόνου μειώνεται σε μεγαλύτερα υψόμετρα, υποστηρίζουν τον άμεσο ρόλο της ως καθοριστικού παράγοντα για την παροχή οξυγόνου (Verberk et. al., 2011). Βάση ποικίλων ερευνών και υπολογιστικών μαθηματικών τύπων, έχει προκύψει ότι από αυτές τις διαφορές τόσο στη μερική πίεση όσο και στη διαλυτότητα οξυγόνου, επηρεάζεται ο ρυθμός μεταφοράς οξυγόνου. Η διαλυτότητα του οξυγόνου αλλάζει με τη θερμοκρασία και την αλατότητα (Verberk et. al., 2011). Περαιτέρω, σε δεδομένη διαλυτότητα, η ποσότητα του διαλυμένου οξυγόνου είναι άμεσα ανάλογη με την ατμοσφαιρική μερική πίεση οξυγόνου. Για τον λόγο αυτό οι συγκεντρώσεις οξυγόνου μπορεί να ποικίλουν ακόμη και όταν η μερική πίεση οξυγόνου δεν αλλάζει (π.χ. σε μια βαθμίδα αλατότητας) ή όταν η διαλυτότητα του οξυγόνου στο νερό (aO_2) δεν αλλάζει (π.χ. σε μια βαθμίδα ύψους). Συνεπώς, δεν είναι η συγκέντρωση οξυγόνου που οδηγεί την ανταλλαγή οξυγόνου, αλλά αντ' αυτού η μερική πίεση οξυγόνου και η διαλυτότητα του οξυγόνου στο νερό που καθορίζουν από κοινού τόσο την ταχύτητα μεταφοράς οξυγόνου όσο και τη συγκέντρωση οξυγόνου.

Η συγκέντρωση οξυγόνου μειώνεται προς την κατεύθυνση της ροής. Το ποσό αυτής της μείωσης ή απόκλισης μεταξύ των γραμμών ροής και του οξυγόνου εξαρτάται από την τιμή του λόγου του συντελεστή διάχυσης, της ταχύτητας και από το ρυθμό κατανάλωσης. Στην φάση σταθερής κατάστασης επιτυγχάνεται ισορροπία μεταξύ της μεταφοράς υλικού με διάχυση. Όσο μεγαλύτερη είναι η μεταφορά διάχυσης, τόσο μεγαλύτερη είναι η απόκλιση μεταξύ των πεδίων ταχύτητας.

Επίσης, η διάχυση είναι μία αργή διαδικασία που μπορεί να μειώσει το διαλυμένο οξυγόνο σε πιέσεις κάτω από την ατμοσφαιρική ισορροπία (έως 100% κορεσμού) (Βλέπε Εξίσωση 2.6). Άρα, το οξυγόνο κορεσμού χρονικά και χωρικά είναι μεταβαλλόμενο σε σχέση με την γη και αναγνωρίζεται ως ο πιο βασικός παράγοντας στην υδάτινη οικολογία και για το πως επηρεάζει τους οργανισμούς. Η περιεκτικότητα οξυγόνου στους μικρούς, τυρβώδεις ρύακες είναι σχεδόν σε κατάσταση κορεσμού. Οι συγκεντρώσεις μειώνονται κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών, καθώς η διαλυτότητα ισορροπίας (equilibrium solubility) ελαττώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας (Wetzel, 2001) (Βλέπε Εξίσωση 2.4). Όμως, η περιεκτικότητα σε οξυγόνο των ρεόντων υδάτων μεταβάλλεται πιο έντονα λόγω χημικών και βιολογικών διεργασιών (Wetzel, 2001). Αναλυτικότερα, οι επιδράσεις στο διαλυμένο οξυγόνο είναι αποτέλεσμα αλλαγών στις φυσικές, χημικές και βιολογικές διεργασίες που προκαλούνται τόσο από τις φυσικές όσο και από τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες στο εσωτερικό των ποταμών.

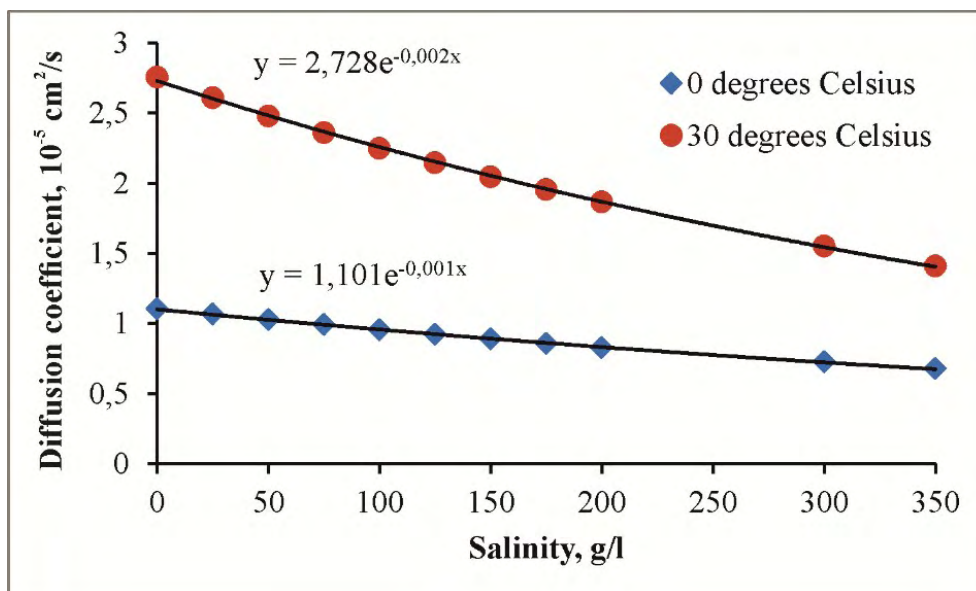
Το επίπεδο του διαλυμένου οξυγόνου επηρεάζεται από τη θερμοκρασία και την αλατότητα (Σχήμα 2.2). Η αλατότητα αυξάνεται με τρόπο ανάλογο του βάθους, ενώ επίσης η ένταση της κλίμακας της

επηρεάζεται από τις καιρικές, τις εποχιακές αλλά και τις θερμοκρασιακές συνθήκες που επικρατούν. Η διαλυτότητα του οξυγόνου ή η ικανότητά του να διαλύεται στο νερό μειώνεται καθώς η θερμοκρασία του νερού και η αλατότητα αυξάνονται.



Σχήμα 2.2 Διαλυτότητα οξυγόνου (mg / l) σε νερό με διαφορετική αλατότητα και θερμοκρασία (Shadrin, 2017)

Η αύξηση της αλατότητας μειώνει το συντελεστή διάχυσης για το οξυγόνο στο νερό (Σχήμα 2.3) και αυτό συμβάλλει στις έντονες καθημερινές διακυμάνσεις της συγκέντρωσης οξυγόνου και των χωρικών κλίσεων της στις υπεράλμυρες λίμνες. Σε σχετική έρευνα παρατηρήθηκαν πολύ έντονες διακυμάνσεις - από το 200% του κορεσμού (ημερησίως) έως το μηδέν (νύχτα). Αυτό συμβάλλει επίσης στον σχηματισμό ανοξικών ζωνών κοντά στο πυθμένα, το οποίο είναι ένα κοινό χαρακτηριστικό πολλών υδάτινων υπεράλμυρων σωμάτων. Η ανάμειξη των επιφανειακών υδάτων από τον άνεμο και τα κύματα αυξάνει τον ρυθμό με τον οποίο το οξυγόνο από τον αέρα μπορεί να διαλυθεί ή να απορροφηθεί στο νερό.



Σχήμα 2.3 Εξάρτηση του συντελεστή διάχυσης οξυγόνου σε διαφορετικές αλατότητες και θερμοκρασίες νερού (Shadrin, 2017).

2.4 Ανάλυση ποιοτικών παραμέτρων του νερού

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, η αλατότητα επηρεάζει σημαντικά τη διαλυτότητα του οξυγόνου και συνδέεται άμεσα με ποικίλους παράγοντες. Επιθυμώντας να αναλύσουμε τις επιδράσεις της αλατότητας στα υδατικά συστήματα, όσο αναφορά τα ποσοστιαία επίπεδα ή τις διακυμάνσεις άλλων παραγόντων, θα εμβαθύνουμε στις συνθήκες υπεράλμυρων συστημάτων. Τα υδάτινα υπεράλμυρα σώματα (αλατότητα > 35 g/l) βρίσκονται ευρέως σε κάθε κλιματική ζώνη σε κάθε ήπειρο, συμπεριλαμβανομένης και της Ανταρκτικής. Οι αιτίες και οι διαδικασίες που είναι υπεύθυνες για την προέλευσή τους και για τη διατήρηση της ύπαρξής τους μπορεί να διαφέρουν από χώρα σε χώρα. Για παράδειγμα, στις Λίμνες της Ανταρκτικής και της Υακούτιγας (Βόρεια Σιβηρία) οι υπεράλμυρες λίμνες εμφανίστηκαν με υπερβολική ψύξη, στο Θιβέτ και σε ορισμένες άλλες περιοχές του πλανήτη με τεκτονικές διαδικασίες και ηφαιστειακές δραστηριότητες, και σε άλλες περιοχές με έκπλυση ιζημάτων άλατος. Η πλειονότητα των υπεράλμυρων υγρών σωμάτων προέρχεται από στεγνό (ξηρό) κλίμα και βρίσκεται σε ξηρές και ημι-άνυδρες κλιματικές ζώνες που καταλαμβάνουν το ένα τρίτο περίπου της γήινης έκτασης. Μαζί με άλλα υδάτινα σώματα είναι τα απαραίτητα, αναπόσπαστα και δυναμικά στοιχεία της βιόσφαιρας.

Η υδροφυσική και υδροχημική δομή της αλμυρής λίμνης σχηματίζει κλιματικές συνθήκες που εξαρτώνται από την περιοχή και εξαρτάται άμεσα από την αλληλεπίδραση λίμνης / αέρα, δηλαδή τις ροές του θερμού αέρα και της υγρασίας, αλλά και από την ανταλλαγή νερού με τη θάλασσα ή τον ποταμό.

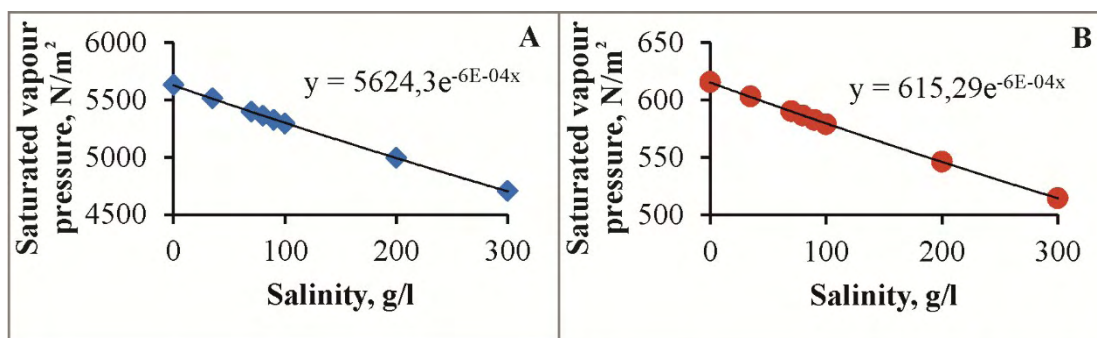
Με τη σειρά τους, οι ροές και η ανταλλαγή νερού επηρεάζονται από τις περιφερειακές υδρομετεωρολογικές συνθήκες. Για να επιτευχθεί η παύση μιας περαιτέρω αλατοποίησης, η συνολική υδατική ισορροπία, δηλαδή η καταβύθιση, η εξάτμιση και η ισορροπία αποστράγγισης, πρέπει να είναι μηδέν. Η σταθερή θερμοκρασιακή ισορροπία απαιτεί μηδενική θερμική ισορροπία, δηλαδή ισορροπημένη ηλιακή ακτινοβολία, άμεση και κρυφή (θερμότητα που χρησιμοποιείται για την εξάτμιση) ανταλλαγή θερμότητας μεταξύ της λίμνης και του αέρα. Η ανταλλαγή θερμότητας μεταξύ της λίμνης και της ξηράς μπορεί να αγνοηθεί. Κατά την αξιολόγηση της υγρασίας θα πρέπει να ληφθούν υπόψη όχι μόνο οι βροχοπτώσεις αλλά και η εξάτμιση από την επιφάνεια. Η αναλογία ετήσιας, μηνιαίας ή εποχικής συνολικής βροχόπτωσης (P) και εξάτμισης (Ee) -η τοπική εξάτμιση που είναι πιθανή στο πλαίσιο ενός απεριόριστου αποθέματος υπόγειων υδάτων- καθορίζει το συντελεστή υγρασίας.

Οι ιδιαιτερότητες ενός θερμικού καθεστώτος στις υπεράλυμες λίμνες συμβάλλει στην πολυακρασιότητά τους. Πιο αναλυτικά, οι θερμοφυσικές ιδιότητες του υδατικού διαλύματος αλλάζουν με τη μεταβλητότητα της αλατότητας και η ειδική θερμική ικανότητα μειώνεται με την αύξηση της αλατότητας. Αυτό οδηγεί σε ταχύτερη θέρμανση και ψύξη του νερού με υψηλότερες ημερήσιες και χαμηλότερες νυκτερινές θερμοκρασίες σε υπεράλυμες λίμνες σε σχέση με τις λίμνες γλυκού και υφάλμυρου νερού. Το εύρος των ημερήσιων διακυμάνσεων της θερμοκρασίας στα υδάτινα σώματα αυξάνεται. Η θερμική αγωγιμότητα μειώνεται επίσης με την αυξανόμενη αλατότητα. Αυτό οδηγεί σε ισχυρότερες χωρικές κλίσεις αλατότητας και σχηματισμό θερμικής διαστρωμάτωσης της στήλης ύδατος ακόμη και στις ρηχές λίμνες. Μερικές φορές παρατηρείται θερμική διαστρωμάτωση σε υπεράλυμες λίμνες με βάθος μικρότερο από 2 μέτρα. Σε στήλη νερού 1 m οι διαφορές στη θερμοκρασία μπορεί να φθάνουν τους 14 °C. Η ανάπτυξη πλωτών φυτικών οργανισμών οδηγεί σε αύξηση της κλίσης της κατακόρυφης θερμοκρασίας.

Η τάση κορεσμού των υδρατμών δείχνει ένα σημείο ισορροπίας μεταξύ ενός υγρού και του ατμού του στον αέρα. Κάτω από την αυξανόμενη αλατότητα, η ισορροπία υγρασίας (η σχετική πίεση κορεσμού των υδρατμών) μειώνεται (βλέπε Σχήμα 2.4). Η εξάτμιση από την επιφάνεια των αλατούχων λιμνών είναι μια μεταβλητή τιμή που εξαρτάται από τις καιρικές συνθήκες και την ένταση της αλατότητας στη δεδομένη τιμή ισορροπίας, την υψηλότερη αλατότητα και του χαμηλότερου ποσοστού εξάτμισης που έχει αποδειχθεί για τα υδάτινα υπεράλυμα σώματα σε σχετική έρευνα (Shadrin, 2017).

Οι λίμνες γλυκών υδάτων με τις ίδιες παραμέτρους εξατμίζονται ταχύτερα από τις υπεράλυμες λίμνες. Οι “μεμβράνες” διαλυμένης οργανικής ύλης στην επιφάνεια του νερού μπορούν επίσης να μειώσουν την εξάτμιση από την επιφάνεια της λίμνης κατά 30-50% (Shadrin, 2017). Η ανάπτυξη πλωτών

ελασμάτων από νηματοειδή πράσινα φύκια (*Cladophora* spp.) μειώνει επίσης την εξάτμιση από την επιφάνεια της λίμνης κατά 30-95% (Shadrin, 2017).



Σχήμα 2.4 Τάση Κορεσμού των υδρατμών σε διαφορετικές αλατότητες και θερμοκρασίες (Shadrin, 2017)

Οι διακυμάνσεις της αλατότητας είναι ένας βασικός παράγοντας, με έντονη επίδραση στη διανομή βιολογικών ειδών και στις μεταβολές του βιοτικού περιβάλλοντος (Ueda et al., 2000). Σε περιοχές υφάλμυρου νερού σχηματίζεται ένα αλοκλινές και ελέγχεται η κατακόρυφη ανάμιξη του νερού, έτσι ώστε να παρατηρείται αξιοσημείωτη μικρή μεταφορά των ουσιών μεταξύ των ανώτερων και κατώτερων στρωμάτων νερού (Ueda et al., 2000). Ως εκ τούτου, με το αλοκλινές ως φράγμα, σχηματίζονται τελειώς διαφορετικές ιδιότητες νερού και οικοσυστήματα στις ανώτερες και κατώτερες υδάτινες στρώσεις (Ueda et al., 2000). Η εμφάνιση θερμοκλινούς και αλοκλινούς περιορίζει την εξάπλωση του διαλυμένου οξυγόνου σε ολόκληρο το εύρος της λίμνης και το κατακρατά κυρίως στα επιφανειακά στρώματα. Τα κλίνη που δημιουργούνται, λειτουργώντας ως εμπόδια διάχυσης του διαλυμένου οξυγόνου, συμβάλλουν στη συντέλεση ανοξίας στα βαθύτερα στρώματα. Ο σχηματισμός του αλοκλινούς επιφέρει μείωση του διαλυμένου οξυγόνου, η οποία βρέθηκε να έχει στενή σχέση με την απελευθέρωση θρεπτικών ουσιών και τις διακυμάνσεις που συμβαίνουν βάση των συγκεντρώσεων

Αν και η αμοιβαία σχέση μεταξύ O_2 και CO_2 δεν είναι αιτιώδης, υποδεικνύει τη σημασία της φωτοσύνθεσης και της αναπνοής στα ευτροφικά καλοκαιρινά επιφανειακά ύδατα. Σε αντίθεση με αναλύσεις παλιότερων ερευνών του CO_2 στις λίμνες, πιο πρόσφατα διαπιστώθηκε ότι το 60% των δειγμάτων ευτροφικών λιμνών είναι μη κορεσμένα με CO_2 (Balmer & Downing, 2011). Η ανάλυση της συσχέτισης υπονοεί ότι η πρωτογενής παραγωγή με θρεπτικά συστατικά, που αντικατοπτρίζεται από τις υψηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου, οδηγεί σε συγκεντρώσεις του CO_2 κάτω από την ατμοσφαιρική ισορροπία (Balmer & Downing, 2011). Οι λίμνες υψηλής θρεπτικής αξίας, ειδικά εκείνες που είναι μικρές και πλούσιες σε οξυγόνο από την πρωτογενή παραγωγή, θα μπορούσαν να λειτουργήσουν ως καθαρές ατμόσφαιρες απορρόφησης CO_2 . Αν και έχει υποθεθεί ότι οι ευτροφικές λίμνες θα έχουν χαμηλότερες θερινές μερικές πιέσεις CO_2 από τις oligοτροφικές λίμνες λόγω της υψηλής πρωτογενούς

παραγωγής, οι δημοσιευμένες συνοπτικές μελέτες για τον κορεσμό του CO₂ στα ευτροφικά και υπερευτροφικά συστήματα είναι σπάνιες.

Το οξυγόνο υπερβαίνει τον ατμοσφαιρικό κορεσμό στο άνω μέρος της στήλης νερού κάτι που προκαλείται από τη φωτοσύνθεση, την επιτόπια θέρμανση της στήλης ύδατος με διείσδυση της ηλιακής ακτινοβολίας και την έγχυση φυσαλίδων αέρα (McManus et al. 1996). Η κατανάλωση του διαλυμένου οξυγόνου στο βάθος συνήθως προκύπτει από την οξείδωση σωματιδιακού οργανικού υλικού που βγαίνει από την ευφωτική ζώνη. Αν το φωτοσυνθετικό συστατικό της περίσσειας οξυγόνου στην ανώτερη στήλη νερού είναι επαρκώς περιορισμένο, τότε αυτό το συστατικό πρέπει να έχει σχεδόν την ίδια τιμή, αλλά αντίθετο στη ποσότητα του οξυγόνου που καταναλώνεται σε βαθιά νερά. Αυτή η ισορροπία μεταξύ της υπερβολικής φωτοσύνθεσης στην επιφάνεια και της αναπνοής στα βάθη προϋποθέτει ότι μόνο ένα μικρό μέρος του άνθρακα θάβεται στα ιζήματα.

Υπάρχουν τουλάχιστον δύο μηχανισμοί για να εξηγηθεί η μείωση σε συγκέντρωση DO που προκαλείται από την αύξηση του κλίματος. Η πρώτη διαδικασία σχετίζεται με την ικανότητα της λίμνης να συγκρατεί το οξυγόνο, η οποία μειώνεται με τις αυξανόμενες θερμοκρασίες λόγω μειωμένης διαλυτότητας οξυγόνου (Hutchinson, 1957). Δεύτερον, η αύξηση της θερμοκρασίας λόγω του κλίματος θα είχε ως αποτέλεσμα την αρχική εμφάνιση της διαστρωμάτωσης και τη μεγαλύτερη διάρκεια της περιόδου διαστρωμάτωσης και τη μείωσή της (Coats et al., 2006; Stainsby et al., 2011; Winder & Schindler, 2004; Zhang et al., 2014). Επειδή το προφίλ βάθους του DO εξαρτάται από τη πρώτη διαδικασία σε μεγάλο βαθμό, στη θερμική διαστρωμάτωση της λίμνης (Rohman et al., 2005; Yoshimizu et al., 2010), η αυξημένη διάρκεια της θερμικής διαστρωμάτωσης επιμηκύνει την περίοδο της διαστρωμάτωσης του DO, με αποτέλεσμα την απομόνωση του υπολιμνιακού νερού από το ατμοσφαιρικό οξυγόνο (Yoshimizu et al., 2010; Zhou et al., 2013). Ως εκ τούτου, το DO στα βενθικά ύδατα μιας στρωματοποιημένης, βαθιάς λίμνης είναι πιθανόν να εξαντληθεί λόγω της απομόνωσης από την επιφάνεια και της ανεπαρκούς ανταλλαγής με οξυγονωμένο επιφανειακό νερό.

Στο υπολίμνιο η κάθετη διάχυση οξυγόνου και η παραγωγή οξυγόνου κατά τη φωτοσύνθεση είναι ασθενείς και η ιζηματική ανάγκη οξυγόνου έχει μεγάλη επιρροή στη ποσότητα υπολιμνιακού DO. Η ζήτηση του οξυγόνου κατατάσσεται σε δυο παραμέτρους. Στη Βιοχημική ζήτηση οξυγόνου (BOD) και στη Χημική ζήτηση οξυγόνου (COD). Το BOD ορίζεται ως η ποσότητα του οξυγόνου που χρειάζονται οι μικροοργανισμοί για την αερόβια διάσπαση της ποσότητας της οργανικής ουσίας κατά τη διάρκεια μίας συγκεκριμένης χρονικής περιόδου και υπό ορισμένη θερμοκρασία (Λεγαντή, 2012). Ο ρυθμός μεταβολής του είναι ανάλογος προς την ποσότητα της οργανικής ύλης που δεν έχει οξειδωθεί (Αντωνόπουλος, 1995). Το BOD αποτελεί σήμερα τον πιο αποδεκτό τρόπο εκτίμησης του βαθμού ρύπανσης του νερού από τις αποικοδομήσιμες οργανικές ουσίες (Ψιλοβίκος, 2014). Σε σχέση με τη

Χημική ζήτηση οξυγόνου, ο όρος COD εκφράζει την ποσότητα οξυγόνου που απαιτείται για την οξείδωση της οργανικής ουσίας με οξειδωτικά μέσα (Αντωνόπουλος 1995). Το COD είναι μεγαλύτερο σε σύγκριση με το BOD λόγο του ότι στο πρώτο συμπεριλαμβάνονται και οι μη βιολογικά αποικοδομήσιμες οργανικές ουσίες. Η σχέση που συνδέει αυτές τους δυο παραμέτρους ζήτησης οξυγόνου είναι γραμμική.

Αρκετές μελέτες έχουν δείξει την επικράτηση του υπερκορεσμού CO₂ στις λίμνες παγκοσμίως (Cole et al., 1994; 2007; Kortelainen et al., 2006). Οι εκτιμήσεις των μελετών δείχνουν ότι ~ 90% των υδάτινων οικοσυστημάτων εκπέμπουν CO₂ στην ατμόσφαιρα (Balmer & Downing, 2011) και ότι οι λίμνες είναι σημαντικοί παγκόσμιοι και περιφερειακοί εκπομποί CO₂. Ο ευτροφισμός αυξάνει τον ρυθμό μετατροπής του ανόργανου άνθρακα (ελεύθερο CO₂ και διττανθρακικό) σε σωματιδιακή οργανική ύλη, λόγω της αυξημένης πρωτογενούς παραγωγής (Balmer & Downing, 2011). Επομένως, τα ευτροφικά και υπερευτροφικά συστήματα θα μπορούσαν να λειτουργήσουν ως θέσεις πρόσληψης CO₂ λόγω της υψηλής παραγωγικότητας του φυτοπλαγκτού (Balmer & Downing, 2011). Η συμμετοχή της υψηλής πρωτογενούς παραγωγής στη δημιουργία μοτίβων συγκεντρώσεων και διαφυγής CO₂ είναι εμφανής από σημαντικές συσχετίσεις με την χλωροφύλλη α και την TP. Μετρήσεις έδειξαν ότι το CO₂ μειώθηκε κάτω από την ατμοσφαιρική ισορροπία σε χλωροφύλλη α στα επίπεδα των 10-20 mg L⁻¹, περίπου στο εύρος στο οποίο εμφανίζονται εμφανή άνθη φυτοπλαγκτόν σε λίμνες (Balmer & Downing, 2011). Αν και η πλειοψηφία των λιμνών παρουσιάζει αρνητική συσχέτιση μεταξύ συγκέντρωσης CO₂ και χλωροφύλλης, σε ορισμένες λίμνες με υψηλή χλωροφύλλη φάνηκε υπερκορεσμός του CO₂, πιθανώς λόγω των συχνά υψηλών ρυθμών αναπνοής που βρέθηκαν στα ευτροφικά νερά. (Balmer & Downing, 2011).

Συνολικά, τα αποτελέσματα των συσχετισμών μας δείχνουν ότι οι λίμνες με υψηλές συγκεντρώσεις χλωροφύλλης α και DOC και αυτές που έχουν χαμηλή αναλογία N: P είναι πιθανό να έχουν χαμηλές μερικές πιέσεις CO₂ και μπορεί να είναι σημαντικές περιοχές σε περιφερειακό επίπεδο για πρόσληψη ατμοσφαιρικού CO₂. Σύμφωνα με παρατηρήσεις που έγιναν σε μια μικρή προστατευμένη ολιγοτροφική λίμνη φαίνεται ότι το επιλίμνιο είναι συνήθως υπερκορεσμένο τόσο με CO₂ (50-150, ματμ) όσο και με O₂ (500-4000, ματμ), ενώ και τα δύο αέρια παρουσιάζουν σημαντικές καθημερινές παραλλαγές (Carignan, 1998). Η ροή O₂ ή CO₂ διαμέσου της διεπαφής αέρα-νερού μπορεί να οδηγήσει εν μέρει σε αρκετές αβιοτικές διεργασίες, συμπεριλαμβανομένων των μεταβολών της θερμοκρασίας του ύδατος και της ατμοσφαιρικής πίεσης, της εισροής πλούσιων σε CO₂ υπόγειων υδάτων, της φωτόλυσης της διαλυμένης οργανικής ύλης, CaCO₃ από όξινα ύδατα και τον υπερκορεσμό των ατμοσφαιρικών αερίων κάτω από τις διαρροές και τα ρέματα. Το ΔpO₂ και το ΔpCO₂ παρουσιάζουν

αντίθετες τάσεις που καθοδηγούνται κατά κύριο λόγο από τις μεταβολές του επιλιμνιακού μεταβολισμού και της θερμοκρασίας του νερού (Carignan, 1998).

2.4.1 Οξυγόνο κορεσμού

Στα επιφανειακά νερά, οι αποκλίσεις από τον κορεσμό του διαλυμένου οξυγόνου μπορεί γενικά να σχετίζονται με την ένταση των διεργασιών φωτοσύνθεσης και αναπνοής. Η παράμετρος μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως ιχνηλάτης για την παρακολούθηση των μαζών νερού και για την καλύτερη κατανόηση της ανάμειξης και της κυκλοφορίας (Debelius, Gómez-Parra & Forja, 2009). Επειδή η πρωτογενής παραγωγή στα επιφανειακά ύδατα εξαρτάται εν μέρει στην ανάμειξη των θρεπτικών ουσιών στη βαθιά λίμνη, την κατανάλωση οξυγόνου σε βαθιά λίμνη, την εξαγωγή άνθρακα και το μέγεθος της ανάμειξης μπορεί να συσχετιστεί στενά. Δηλαδή, οι αλλαγές στην ανάμειξη θα επηρεάσουν την κατανάλωση οξυγόνου καθώς και την ανανέωση του οξυγόνου.

Στην περίπτωση του γλυκού νερού και του θαλασσινού νερού, είναι διαθέσιμος ένας σημαντικός όγκος εργαστηριακών δεδομένων που καθορίζουν με ακρίβεια την εξάρτηση των τιμών διαλυτότητας ενός αριθμού αερίων στη θερμοκρασία και τη συγκέντρωση αλατιού (Debelius et. al., 2009). Ωστόσο, αυτό δεν συμβαίνει με τα υπεράλυρα ύδατα. Η ανάλυση διαλυμένου οξυγόνου στα υπεράλυρα ύδατα μπορεί να βοηθήσει στον χαρακτηρισμό και κατανόηση της χημείας και της βιολογίας τέτοιων σωμάτων νερού. Αυτό το θέμα είναι πολύ σημαντικό στις περιπτώσεις όπου χρησιμοποιείται εξατμισμένο θαλασσινό νερό. Για τον λόγο αυτό, έχουν πραγματοποιηθεί αρκετές μελέτες που επιτρέπουν τον υπολογισμό ακριβών και σωστών τιμών διαλυτότητας οξυγόνου.

2.4.2 Αλατότητα

Λόγω της εξάτμισης, το θαλασσινό νερό αποκτά υψηλές τιμές αλατότητας - συχνά πάνω από 40‰ - σε χαμηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου. Στο θαλασσινό νερό, καθώς η αλατότητα αυξάνεται εξαιτίας της εξάτμισης, παράγεται επιλεκτική κατακρήμνιση ειδικών ιόντων πλειοψηφίας. Οι Millero & Sohn (1992) καθόρισαν τις αλλαγές στη σύνθεση των κύριων συστατικών του θαλασσινού νερού κατά την εξάτμιση σε μια αλατότητα κοντά στο 200‰ (Debelius et. al., 2009). Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, η εξάτμιση οδηγεί σε τιμές αλατότητας άνω του 50‰ (Debelius et. al., 2009). Αυτό, σε συνδυασμό με την οξείδωση της οργανικής ύλης, μπορεί να προκαλέσει ανοξία στα νερά αυτά.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι σε υψηλές τιμές αλατότητας, η επίδραση της θερμοκρασίας στη διαλυτότητα είναι εξαιρετικά μικρή. Στο θαλάσσιο νερό η επίδραση της θερμοκρασίας δείχνει μια

μέση διακύμανση $1,29 \mu\text{M } ^\circ\text{C}^{-1}$, σε σύγκριση με ένα μέσο όρο $0,57 \mu\text{M } ^\circ\text{C}^{-1}$ που ελήφθη στην περίπτωση άλμης με αλατότητα 133%. Η επίδραση της αλάτωσης (δηλαδή της μείωσης του διαλυμένου οξυγόνου καθώς η συγκέντρωση άλατος αυξάνεται) πολλών λιμνολογικών σημαντικών ηλεκτρολυτών είναι χαμηλότερη από εκείνη για το χλωριούχο νάτριο. Ως εκ τούτου, μίγματα αλάτων τα οποία περιλαμβάνουν NaCl θα τείνουν να έχουν τιμές C_0^i αρκετά υψηλές. Η απώλεια νερού ενυδάτωσης από τους ηλεκτρολύτες εξαρτάται από τη θερμοκρασία ξήρανσης και έτσι οι μετρούμενες συγκεντρώσεις των ολικών διαλυμένων στερεών (S) θα είναι επίσης συνάρτηση της θερμοκρασίας ξήρανσης. Η τρέχουσα συνιστώμενη θερμοκρασία ξήρανσης για τον προσδιορισμό του S είναι 180°C (Sherwood et al., 1992).

Εάν το οξυγόνο ήταν το μόνο σημαντικό αέριο στην ατμόσφαιρα, το πρόβλημα θα ήταν πολύ απλοποιημένο. Όπως συμβαίνει, με το οξυγόνο στην ατμόσφαιρα, υπάρχουν άζωτο, αργό, υδρατμοί και μικρές ποσότητες άλλων αερίων, κυρίως διοξειδίου του άνθρακα. Η διαλυτότητα του οξυγόνου από τον αέρα σε νερό με συνολική πίεση στα 760 mm, δηλαδή η ποσότητα οξυγόνου που περιέχεται διαλυμένη σε νερό, η οποία βρίσκεται σε αέρια ισορροπία με την ατμόσφαιρα με συνολική πίεση στα 760 mm, θα ποικίλει ως μερική πίεση του οξυγόνου στην ατμόσφαιρα, η οποία με τη σειρά της θα μεταβάλλεται ως αναλογία όγκου οξυγόνου στην ατμόσφαιρα. Όσον αφορά τα "μόνιμα" αέρια, η ατμόσφαιρα είναι σχεδόν αμετάβλητη.

Από την άλλη πλευρά, η ποσότητα του υπάρχοντος υδρατμού ποικίλλει κατά τρόπο άταχτο και συνήθως απρόβλεπτο. Στην εξεταζόμενη περίπτωση, όταν έχει τεκμηριωθεί η ισορροπία ως προς τις διεργασίες διάλυσης και εξόδου οξυγόνου από το διάλυμα, θα υπάρχει επίσης ισορροπία σε σχέση με τις διαδικασίες εξάτμισης και συμπύκνωσης νερού, δηλαδή η ατμόσφαιρα σε επαφή με το νερό θα κορεστεί με υδρατμούς. Η αναλογία του υδρατμού σε μια κορεσμένη ατμόσφαιρα, και ως εκ τούτου η μερική πίεση, φυσικά αυξάνεται με τη θερμοκρασία. Σύμφωνα με έρευνα σχετική με την επεξεργασία των φυσικοχημικών ενδείξεων το παραπάνω γεγονός λαμβάνεται υπόψη κατά την εξέταση πινάκων κορεσμού οι οποίοι λειτουργούν ως πρότυπα και είναι επιθυμητό να υιοθετηθούν από τους λιμνολόγους παγκοσμίως (Ricker, 1934).

Σε αυτό το σημείο έγκειται ο προβληματισμός επιλογής ενός τέτοιου πίνακα-πρότυπο. Το πρόβλημα αυτό έχει σχέση με τη μέθοδο που χρησιμοποιείται για την υλοποίηση των προσδιορισμών οξυγόνου. Εάν οι διαφορές μεταξύ των ποικίλων πινάκων κορεσμού ήταν ανάλογες καθ' όλη την έκταση, ο ίδιος ποσοστιαίος κορεσμός θα μπορούσε να υπολογιστεί από οποιοδήποτε από αυτούς, υπό τον όρο ότι χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος κορεσμού για την τυποποίηση των αντιδραστηρίων. Όλοι οι πίνακες διαλυτότητας κατασκευάζονται για ατμοσφαιρική πίεση υδραργύρου ισοδύναμη με 760 mm, η οποία είναι φυσιολογική σε επίπεδο θάλασσας. Ακόμη επισημαίνεται ότι η διαλυτότητα μειώνεται με

αυξανόμενη ανύψωση, σε ποσοστό περίπου 1% για κάθε 82 μέτρα, αν και σε αυτή την επισήμανση δεν έχει συμπεριληφθεί η διόρθωση στον υπολογισμό των συνοψιζόμενων στον πίνακα κορεσμών.

Εάν πρόκειται να γίνει ανάλυση ροών ποταμών θα πρέπει πάντοτε να χρησιμοποιείται η στιγμιαία πίεση για τον υπολογισμό του προτύπου κορεσμού αντί για τη κανονική πίεση, επειδή τα ύδατα των ποταμών είναι συχνά σε επαφή με τον αέρα και επομένως είναι ευαίσθητα στις καθημερινές διακυμάνσεις της πίεσης. Αλλά δεδομένου ότι το νερό της λίμνης, ακόμα και στο επιλίμνιο, έρχεται σε άμεση επαφή με την ατμόσφαιρα μόνο σε σημαντικά χρονικά διαστήματα, φαίνεται να υπολογίζονται καλύτερα όλα τα πρότυπα κορεσμού με βάση την κανονική πίεση στάθμης της λίμνης.

Προφανώς, κανείς πριν από το 1929 δεν είχε αμφισβητήσει τη χρήση της τιμής διαλυτότητας, με ή χωρίς διόρθωση για το υψόμετρο, ως πρότυπο για τον υπολογισμό είτε των "ελλειμμάτων" είτε του ποσοστού κορεσμού Ricker, W. E. (1934). Δηλαδή, εάν σε βάθος m σε μια λίμνη η θερμοκρασία είναι σε t °C., τότε το πρότυπο του κορεσμού οξυγόνου σε αυτό το βάθος θα είναι η ποσότητα του οξυγόνου που διαλύεται σε νερό που βρίσκεται σε ισορροπία με τον αέρα σε t °C και πίεση 760 mm. ή κανονική πίεση αέρα στην επιφάνεια της λίμνης.

2.4.3 Πίεση και βάθος της λίμνης

Οι λιμνολόγοι δεν αγνοούσαν ότι η πραγματική πίεση σε βάθος m είναι πολύ μεγαλύτερη από 760 mm αλλά αφού μόνο στην επιφάνεια μπορεί να έρθει σε επαφή το νερό και να βρίσκεται σε αέρια ισορροπία με τον αέρα, στηρίζονταν στο γεγονός ότι κατά την πλήρη κυκλοφορία τα επίπεδα διαλυμένου οξυγόνου ήταν μέγιστα, κάτι που δεν θα ήταν δυνατόν να συμβαίνει σε μεγαλύτερα βάθη Ricker (1934). Είναι, ωστόσο, αλήθεια ότι σε μέτρια βάθη η τιμή του διαλυμένου οξυγόνου μπορεί να αυξηθεί σε μεγάλο βαθμό, λόγω της φωτοσυνθετικής δράσης των πράσινων φυτών Ricker (1934). Οι 40°C είναι το σημείο της μέγιστης πυκνότητας, αλλά η πυκνότητα αλλάζει πολύ αργά για έναν βαθμό περίπου σε κάθε πλευρά του σημείου, έτσι ώστε η αύξηση της θερμοκρασίας ενός ή δύο βαθμών °C στα επιφανειακά ύδατα να μην αποτελεί αποτελεσματικό εμπόδιο στην κυκλοφορία που υποστηρίζεται από τον άνεμο, ακόμη και σε αρκετά βάθος. Είναι γνωστό ότι οι θερμοκρασίες του χειμώνα στο βάθος ακόμη και των βαθών λιμνών πέφτουν κάτω από τους 40 °C. Δεδομένου ότι η θερμική αγωγιμότητα του νερού είναι τόσο φτωχή, αυτό το φαινόμενο παρέχει συγκεκριμένες αποδείξεις ότι η κυκλοφορία που προκαλείται από τον άνεμο μπορεί να μεταφέρει ελαφρύτερο νερό προς τα κάτω.

Οι εκτεταμένες σειρές θερμοκρασιών που λήφθηκαν σε έρευνα αποδεικνύουν ότι αυτή η διαδικασία μπορεί να εμφανιστεί και πάνω από 40 °C την άνοιξη και ότι η πλήρης κυκλοφορία δεν μπορεί να

σταματήσει μέχρι η θερμοκρασία της λίμνη να βρίσκεται στους 50 °C, ανάλογα με τις κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούν σε κάθε εποχή Ricker (1934).

Προκειμένου να αναλυθούν και να διευκρινιστούν οι συνθήκες που επικρατούν στο υπολίμνιο και ο τρόπος που αυτές, επηρεάζουν ή επιδεικνύουν την κατάσταση της υπόλοιπης λίμνης, προτάθηκαν ορισμένοι μέθοδοι. Συγκεκριμένα περιγράφονται δύο μέθοδοι αντιμετώπισης του ελλείμματος οξυγόνου, οι οποίες έχουν προταθεί από τον Thienemann (1928). Αρχικά αναλύεται η εκτίμηση του περιεχόμενου οξυγόνου στο υπολίμνιο και στο επιλίμνιο και η παρουσίαση του αποτελέσματος ως αναλογίας του ενός προς το άλλο. Αναφέρεται μάλιστα, πως ο λόγος αυτός μεταβάλλεται ομοιόμορφα σε λίμνες της ίδιας παραγωγικότητας αλλά διαφοροποιείται με το βάθος. Στη συνέχεια παρουσιάζεται η δεύτερη μέθοδος η οποία είναι απλώς λίγο πιο περίπλοκη. Περιλαμβάνει τα ίδια δεδομένα με την πρώτη μέθοδο αλλά επιπλέον δίνει στοιχεία που επιδεικνύουν την τιμή της ποσότητας οξυγόνου που πρέπει να περάσει από τη μονάδα της λίμνης για να φέρει το νερό της σε κορεσμό.

2.4.4 Θερμοκρασία

Στη προσπάθεια επεξήγησης των συνθηκών ελλείμματος οξυγόνου γίνεται αναφορά στον όρο της «Θεωρίας της αιολικής θερμότητας» (Birge, 1916). Ο όρος αυτός αναλυτικότερα, υποστηρίζει ότι το μεγαλύτερο μέρος της θερμότητας που διαθέτει το υπολίμνιο την εποχή του καλοκαιριού, αποκτάται μέσω ενός τρόπου ανάμειξης των υδάτων. Επιπλέον προσδιορίζει τα ελλείμματα του οξυγόνου κορεσμού που δημιουργούνται λόγω της θερμοκρασίας του νερού. Ο Alsterberg (1927, 1928, 1930), ωστόσο, υποστηρίζει ότι η θεωρία της θέρμανσης που βασίζεται στη χρήση του πραγματικού ελλείμματος είναι λανθασμένη (Hutchinson, 1938). Ως εκ τούτου προτείνει τον υπολογισμό των απόλυτων ελλείψεων οξυγόνου με αφαίρεση από τις τιμές του κορεσμένου οξυγόνου, που θα επικρατούν στο εκάστοτε υψόμετρο της λίμνης στους 4 °C, θερμοκρασία μέγιστης πυκνότητας του νερού. Η τιμή κορεσμού που διατηρεί το νερό σε συνθήκες μέγιστης πυκνότητας του, ονομάζεται πρωτεύουσα σταθερά. Εντούτοις, επισημαίνεται ότι το μεγαλύτερο μέρος της θεωρίας που αναπτύχθηκε από το Alsterberg είναι εσφαλμένο (Grote, 1936). Συμπερασματικά η θεωρία της αιολικής θερμότητας σε μεγάλο βαθμό αποδεικνύεται αληθής. Όμως, όπως φαίνεται, στα βαθύτερα ύδατα το πραγματικό έλλειμμα διαφέρει ελάχιστα από το απόλυτο έλλειμμα, στο άνω μέρος του υπολιμνίου η απόκλιση είναι μεγαλύτερη.

Με την επικράτηση χαμηλών ποσοτήτων οξυγόνου στο σύνολο του υπολιμνίου συντελείται η συσσώρευση υλικών που δεν θα μπορούσαν να σχηματιστούν ή να οξειδωθούν, παρουσία άφθονου οξυγόνου. Στην περίπτωση που στο χαμηλότερο μέρος του υπολιμνίου θα επικρατούσαν ανοξικές

συνθήκες και θα γνωρίζαμε την ακριβή ποσότητα οξυγόνου που απαιτούταν για την οξείδωση αυτών των υλικών, θα μπορούσαμε να προσεγγίσουμε την πραγματική τιμή του ελλείματος οξυγόνου. Αναφέρεται πως «το φαινομενικό έλλειμμα οξυγόνου ανά μονάδα όγκου υπολιμνίου είναι η μέση διαφορά μεταξύ της παρατηρούμενης περιεκτικότητας σε οξυγόνο και του κορεσμού» (Hutchinson, 1938). Το φαινομενικό έλλειμμα μπορεί να υπολογιστεί σε πραγματική ή απόλυτη βάση. Επίσης, αναφέρεται ότι «το πραγματικό έλλειμμα οξυγόνου ανά μονάδα όγκου υπολιμνίου είναι το φαινόμενο έλλειμμα συν τη μέση τιμή ανά μονάδα όγκου του οξυγόνου που απαιτείται για την πλήρη οξείδωση όλων των ουσιών που υπάρχουν στο νερό οι οποίες δεν θα σχηματίζονταν παρουσία άφθονου οξυγόνου» (Hutchinson, 1938). Εκφράζοντας τις σταθερές αυτές σε mg ανά λίτρο, είναι εφικτό να ληφθούν οι τιμές τους πολλαπλασιάζοντας το φαινομενικό και το πραγματικό έλλειμμα με το μέσο βάθος του υπολιμνίου και διαιρώντας κατά 10. Στις λίμνες στις οποίες η παροχή οξυγόνου του κατώτερου μέρους του υπολίμνιου νερού δεν εξαντλείται εξ ολοκλήρου, το πραγματικό έλλειμμα διαφέρει ελάχιστα από το φαινομενικό (Hutchinson, 1938).

Στη συνέχεια επιθυμώντας να αναλυθεί περεταίρω η άμεση εμπλοκή της θερμοκρασίας με το διαλυμένο οξυγόνο και γενικότερα με το μεταβολισμό και τις διεργασίες του υδάτινου συστήματος, παρατίθενται ορισμένοι τύποι. Συγκεκριμένα, η μονοδιάστατη κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας περιγράφεται από την εξίσωση διάχυσης (Henderson-Sellers, 1984; Chapra, 1997) και εκφράζεται ως:

$$A \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial (AK_z \frac{\partial T}{\partial z})}{\partial z} - \rho c_p \frac{\partial Aq}{\partial z}, \quad (2.1)$$

Όπου,

$T(z, t)$ είναι η θερμοκρασία νερού ($^{\circ}\text{C}$) ως συνάρτηση του βάθους (z) και του χρόνου (t),

$A(z)$ είναι η οριζόντια περιοχή ως συνάρτηση του βάθους (m^2),

$q(z)$ είναι η εσωτερική κατανομή των πηγών θερμότητας λόγω της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στη στήλη νερού (cal/m^2 ημερησίως),

$Kz (= D_0 + E)$ είναι ο συντελεστής διάχυσης ($\text{m}^2/\text{ημέρα}$),

D_0 είναι η μοριακή διάχυση ($\text{m}^2/\text{ημέρα}$),

$E(z, t)$ είναι η τυρβώδης διάχυση ($\text{m}^2/\text{ημέρα}$),

ρ είναι η πυκνότητα νερού (g/cm^3) και,

c_p είναι η ειδική θερμότητα του νερού ($\text{cal}/^\circ\text{C g}$) (Antonopoulos & Gianniou, 2003).

Η μονοδιάστατη κατακόρυφη μεταφορά διαλυμένου οξυγόνου στις λίμνες περιγράφεται από την εξίσωση διάχυσης της μορφής (Henderson-Sellers, 1984):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{1}{A} \frac{\partial \left(AK_z \frac{\partial C}{\partial z} \right)}{\partial z} \pm S, \quad (2.2)$$

Για την οποία ισχύει ότι το:

C είναι η συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου (mg/l),

A είναι η οριζόντια περιοχή της λίμνης στο βάθος z (m^2),

K_z είναι ο συντελεστής κατακόρυφης διάχυσης ($\text{m}^2/\text{ημέρα}$) και,

S είναι ο όρος καθαρού εσωτερικού ρυθμού παραγωγής οξυγόνου σε κάθε στρώμα (mg/l ημερησίως).

Όπως φαίνεται από τα παραπάνω ο συντελεστής διάχυσης του οξυγόνου, K_z , σχετίζεται άμεσα τόσο με μοντέλα θερμοκρασίας νερού όσο και με μοντέλα διαλυμένου οξυγόνου. Βέβαια άξιο παρατήρησης είναι ότι η μοριακή διάχυση για το διαλυμένο οξυγόνο είναι δύο τάξεις μεγέθους μικρότερη από εκείνη της θερμότητας (Henderson-Sellers, 1984).

Έπειτα σε διαφορετικές μελέτες, χρησιμοποιήθηκαν τύποι όπως αυτός που περιγράφει την αναμενόμενη διαλυτότητα του οξυγόνου (C_x σε mg L^{-1}) (Standing Committee of Analysts, 1980):

$$C_x = C_{atm} (P - V) / (101,325 - V), \quad (2.3)$$

Όπου,

P είναι η ατμοσφαιρική πίεση που παρατηρήθηκε (kPa),

V είναι η τάση των ατμών κορεσμού του νερού (kPa) και,

C_{atm} είναι η διαλυτότητα σε οξυγόνο (mg L^{-1}) υπό κανονική ατμοσφαιρική πίεση.

Ακόμη, εκφράζεται μια σχέση της συνάρτησης κορεσμού του οξυγόνου ως συνάρτηση της θερμοκρασίας, που είναι η εξής (Αντωνόπουλος, 1995):

$$C_s = 14,652 - 0,4102T + 0,007991T^2 - 0,000077794T^3 \quad (2.4)$$

Ενώ, με βάση διάφορες εκτιμήσεις από μετρήσεις διαλυμένου οξυγόνου σε συνάρτηση με το υψόμετρο, ο Jacobsen (2000) πρότεινε ο δείκτης δυναμικού παροχής οξυγόνου (O_s) σε σχέση με τη θερμοκρασία (και συνεπώς το υψόμετρο) να υπολογίζεται ως:

$$O_s = \frac{P_o D_o}{V} \quad (2.5)$$

Όπου,

P_o είναι η εξωτερική μερική πίεση οξυγόνου σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας (π.χ. 1,00 στη στάθμη της θάλασσας και 0,62 στα 4000 m),

D_o είναι ο συντελεστής διάχυσης του οξυγόνου σε νερό (π.χ. $2,400 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ ~σε επίπεδο θαλάσσης 25° C και $1,326 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ σε 5° C ~4000 m) και,

ν είναι το κινηματικό ιξώδες νερού (π.χ. $0,00902 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ στους 25° C και $0,01518 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ στους 5° C).

Στη συνέχεια, η διαλυτότητα ενός αερίου χαρακτηρίζεται με βάση το συντελεστή απορρόφησης Bunsen α . Ο συντελεστής αυτός ορίζεται ως ο όγκος αερίου (STP) διαλυμένος σε ένα μοναδιαίο όγκο διαλύτη σε τυπική μερική πίεση του αερίου $P_o = 1 \text{ atm}$ (101,325 kPa ή 760 Torr) σε συγκεκριμένη θερμοκρασία (Forstner, 1983). Ο συντελεστής απορρόφησης Bunsen α προσδιορίζεται σε όγκο ανά όγκο και πίεση. Ακόμη ιδιαίτερα σημαντικός είναι ο συντελεστής διαλυτότητας, S_s που προσδιορίζεται με τη ποσότητα της ουσίας ανά όγκο και πίεση. Αν οι γραμμομοριακοί όγκοι λαμβάνονται ως μονάδες της ποσότητας της ουσίας, η σχέση στο α είναι:

$$S_s = \frac{\alpha}{\text{γραμμομοριακός όγκος} \cdot K}, \quad (2.6)$$

Όπου, ο γραμμομοριακός όγκος είναι $22.393 \text{ dm}^3 \text{ mol}^{-1}$ και K είναι συντελεστής μετατροπής ανάλογα με την επιλεγμένη μονάδα πίεσης (1 για atm, 101.325 για kPa, και 760 για Torr) (Forstner, 1983).

Μερικές εξισώσεις που εξυπηρετούν στη πρόβλεψη της διαλυτότητας του O_2 σε ποσοστά αλατότητας ύδατος που ποικίλουν, σε ευρεία κλίμακα θερμοκρασία και πίεση (273-600 K, 0-200 bar) προτάθηκαν σε μια από τις έρευνες του Battino (1981). Αρχικά παρουσιάστηκε ως,

$$\ln \chi = A_1 + A_2 / T + A_3 \ln T \quad (2.7)$$

Όμως, για τον λόγο της μη συμπερίληψης του επηρεασμού μέσω της πίεσης στην παραπάνω εξίσωση, παρουσιάζονται δύο ακόμη εξισώσεις (Ming & Zhenhao, 2010):

$$\ln (P - P_{H_2O}^{Sat}) = \mu_{O_2}^b / RT - \ln \phi_{O_2} + \sum_c 2 \lambda_{O_2-c} mc + \sum_a 2 \lambda_{O_2-a} ma + \sum_c \sum_a \xi_{O_2-c-a} mcma, \quad (2.8)$$

Και

$$Par(T, P) = c_1 + c_2 T + c_3 / T + c_4 T^2 + c_5 / 360 - T + c_6 P + c_7 \log(T) + c_8 P / T + c_9 P / 360 - T + c_{10} P^2 / (360 - T)^2 + c_{11} T \log$$

, (2.9)

Σύμφωνα με τον Ming (2010) για τις παραπάνω εξισώσεις οι τιμές που χρησιμοποιούνται αναφέρονται σε,

T, η απόλυτη θερμοκρασία σε Kelvin,

P, η συνολική πίεση σε bar,

Mi, η γραμμομοριακότητα κατά βάρος (mol / kg) του συστατικού,

Xi, το γραμμομοριακό κλάσμα του συστατικού σε υγρή φάση,

a, ανιόν,

c, κατιόν,

φ, ο συντελεστής πτητικότητας,

μ, το χημικό δυναμικό,

$\lambda_{O_2-ανιόν}$, η παράμετρος αλληλεπίδρασης,

$\xi_{O_2-κατιόν-ανιόν}$, η παράμετρος αλληλεπίδρασης,

L, υγρό, και

Par, παράμετρος.

Στηριζόμενοι σε όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως αλλά και μέσω ποικίλων ερευνών από τις οποίες αντλήσαμε τα δεδομένα της παρούσας εργασίας αποφάνθηκε πως καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία το ποσό του διαλυμένου οξυγόνου στο νερό ελαττώνεται. Ενώ μη γραμμική παρουσιάζεται η σχέση της διαλυτότητας του οξυγόνου με τη θερμοκρασία και επίσης στο ψυχρό νερό παρατηρείται αύξηση. Σύμφωνα με τον Forstner (1983), θέλοντας να αποφύγουν τον όρο διαλυτότητα ο Benson και ο Krause, όρισαν την πρότυπη συγκέντρωση της μονάδας, C, του ατμοσφαιρικού οξυγόνου σε καθαρό νερό ως συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου ανά μονάδα όγκου διαλύματος (μετρούμενη σε θερμοκρασία ισορροπίας). Σε θεωρητικό βαθμό, καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία του νερού, η ικανότητά του να δεσμεύει το οξυγόνο μειώνεται και σχηματίζεται αντιστρόφως ανάλογη σχέση μεταξύ τους. Η αύξηση της θερμοκρασίας προκαλεί μείωση στη συγκέντρωση του οξυγόνου κορεσμού, ενώ σε θαλάσσια

οικοσυστήματα, στα οποία η αλατότητα είναι μεγαλύτερη σε σχέση με οικοσυστήματα γλυκών νερών, οι συγκεντρώσεις κορεσμού είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες συγκεντρώσεις των γλυκών νερών (Μπαμπανίκος, 2013). Ενδεικτικά, για θερμοκρασία νερού κοντά στους 20°C, η τιμή του οξυγόνου κορεσμού είναι περίπου 9 mg/l (Νταρακάς, 2010). Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι «οι συγκεντρώσεις οξυγόνου μπορούν να μειωθούν αυξάνοντας την καθαρή κατανάλωση οξυγόνου ή μειώνοντας τη διαλυτότητα οξυγόνου. Αναμένεται ότι καθώς ο ωκεανός θερμαίνεται στο μέλλον, θα προκύψει μεγάλης κλίμακας αποξυγόνωση των ανώτερων ωκεανών (Jaccard & Galbraith, 2011).

Τα αποτελέσματα που λήφθηκαν από έρευνα που πραγματοποιήθηκε στη λίμνη Βεγορίτιδα (Antonopoulos & Gianniou, 2003) αποκάλυψαν πως η αύξηση του βάθους συνεπάγεται μείωση της θερμοκρασίας και του διαλυμένου οξυγόνου. Αυτό συμβαίνει λόγω των αλλαγών θερμοκρασίας (αύξηση) και μόνο. Δηλαδή, όσο οι τιμές του βάθους αυξάνονται, η θερμοκρασία καθώς και το διαλυμένο οξυγόνο μειώνονται. Στον πυθμένα διαφόρων λιμνών παρατηρήθηκαν συνθήκες ανοξίας οι οποίες σχετίζονται με τη σταθερή θερμική διαστρωμάτωση κατά τη διάρκεια μιας ορισμένης περιόδου. Συγκεκριμένα δειγματοληψία στην λίμνη Αμβρακία (Thomatou et al., 2016) έδειξε ότι το διαλυμένο οξυγόνο στο νερό μειώνεται με το βάθος σε όλη τη διάρκεια της περιόδου. Παρατηρήθηκε επίσης ότι κατά τη διάρκεια της στρωμάτωσης υπήρξαν ανοξικές συνθήκες στο υπολίμνιο. Παρόλα αυτά σε περιπτώσεις διαυγών ρηχών λιμνών στα επίπεδα του επιλίμνιου και του υπολίμνιου οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου παρουσιάζονται συνήθως υψηλότερες από τις αναμενόμενες τιμές. Γεγονός που επικρατεί μόνο σε περιπτώσεις ρηχού θερμοκλινούς και ορατότητας του δίσκου Secchi που υπερέβαινε τα 5 μέτρα. Όπως γίνεται αντιληπτό, η θερμοκρασία μειώνεται σημαντικά έπειτα από ορισμένο βάθος με την ύπαρξη ή όχι θερμοκλινούς, που πιθανώς επηρεάζει απλώς την απότομη ή μη κατανομή της θερμοκρασίας.

Η έντονη η ομαλή διαφοροποίηση της θερμοκρασίας του νερού εξαρτάται κυρίως από την εποχή καθώς αναπόσπαστα κι από τη φάση στην οποία βρίσκεται η θερμική στρωμάτωση της λίμνης. Όσον αφορά το διαλυμένο οξυγόνο παρουσιάζονται και εκεί έντονες διαφοροποιήσεις τόσο σε σχέση με το βάθος όσο και εποχιακά. Κατά τη θερινή περίοδο, οπότε η στρωμάτωση των υδάτων είναι χαρακτηριστική, παρατηρούμε να επικρατεί η θετική ετερόβαθμη καμπύλη κατανομής του οξυγόνου με το βάθος (Νταουλιάς, 1993). Η ευρέως χρησιμοποιούμενη μέθοδος κριτηρίου διαβάθμισης για τον προσδιορισμό της θερμοκλινής και της οξυκλινής απαιτεί ότι η κατακόρυφη θερμοκρασία του νερού και το DO είναι μεγαλύτερες από μια ορισμένη σταθερή τιμή (Bertrand et al., 2010; Fee et al., 1996). Κατά τη διάρκεια των θερμότερων μηνών οι έρευνες που μελετήθηκαν έδειξαν ότι το διαλυμένο οξυγόνο καταλάμβανε ακόμη και το υπολίμνιο, σε ποσοστό κορεσμένου οξυγόνου ~45%.

Αποτελέσματα και συζήτηση



3.1 Διαλυτότητα οξυγόνου

Οι ακριβείς τιμές της διαλυτότητας οξυγόνου στο θαλασσινό νερό είναι απαραίτητες για τον προσδιορισμό της χρήσης του οξυγόνου, των σχέσεων θρεπτικού οξυγόνου και των σχέσεων ανταλλαγής αερίων. Σε πειραματική έρευνα που έκανε ο Weiss, Ray F. (1970) θέλησε να ελέγξει την ακρίβεια των αποτελεσμάτων της διαλυτότητας στο νερό, αερίων όπως το οξυγόνο, το άζωτο και το αργό σε θερμοκρασίες από 0°C έως και 35°C. Για το λόγο αυτό ανέθεσε σε επιστήμονες τον έλεγχο διαφόρων σχετικών δεδομένων. Οι Carpenter (1966) και Murray & Riley (1969) έλαβαν ακριβή αποτελέσματα διαλυτότητας O₂. Ακολουθώντας, αν ισχύει η εξάρτηση της διαλυτότητας από τη θερμοκρασία σε σταθερή αλατότητα και πως η μεταβολή της θερμικής ικανότητας του αερίου από το ιδανικό αέριο προς τη διαλυμένη κατάσταση, αλλάζει σε θερμοκρασία T, τότε β (T) γίνεται (Ray F., Weiss, 1970). :

$$\beta = a_1 + \frac{a_2}{T} + a_3 \ln T + a_4 T + a_5 T^2 + \dots (3.1)$$

Όπου,

β είναι ο συντελεστής διαλυτότητας Bunsen

α είναι σταθερές και,

T είναι η απόλυτη θερμοκρασία.

Όπως αναλύει ο Weiss, Ray F. (1970), στη συνέχεια διαμορφώθηκε ένα ψηφιακό πρόγραμμα υπολογιστή για να ταιριάζει τα δεδομένα διαλυτότητας στην Εξίσωση 3.1 με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Η τυπική απόκλιση των σημείων για τη γραμμική εξίσωση υπολογίστηκε για κάθε προσαρμογή και στη συνέχεια τα αποτελέσματα συγκρίθηκαν.

Οι παρατηρούμενες αποκλίσεις από τη γραμμικότητα αντικατοπτρίζουν επομένως την μεταβολή με τη θερμοκρασία από τη θερμότητα που διαφεύγει, τη τάση των ατμών και τη πυκνότητα του νερού και δεν υποστηρίζουν την ύπαρξη αλλαγών στη δομή του νερού. Για να γίνει αυτό, λήφθηκαν τα σημεία από τα ελάχιστα τετράγωνα που ταιριάζουν στους τρεις πρώτους όρους της Εξίσωσης 3.1 σε διαστήματα 2 °C από - 2 °C έως + 40 °C. Για κάθε θερμοκρασία τα σημεία που προσδιορίστηκαν στις διάφορες αλατότητες ήταν κατάλληλα για τη σχέση Setchenow, η οποία μπορεί να γραφτεί:

$$\ln \beta = b_1 + b_2 S \% \quad (3.2)$$

Όπου,

b είναι σταθερές και,

S% είναι η αλατότητα σε ποσοστό επί τοις χιλίοις.

Έτσι, για κάθε πειραματικό σύνολο κάθε αερίου, 23 χωριστά ισοθέματα τοποθετήθηκαν στα δεδομένα. Η μέση και τυπική απόκλιση των καμπυλών \ln / β . T για αυτές τις ισόθερμες για κάθε τιμή αλατότητας διερευνήθηκε για συστηματικές τάσεις. Σε όλες τις περιπτώσεις αυτές οι μέσες και τυπικές αποκλίσεις για κάθε αλατότητα ήταν σημαντικά μικρότερες από την τυπική απόκλιση των αρχικών δεδομένων σχετικά με την εφαρμογή \ln / β . T και κατά συνέπεια φαίνεται να υποστηρίζουν την ισχύ της σχέσης Setchenow. Ίσως ο καλύτερος έλεγχος της σχέσης Setchenow παρέχεται από τις μετρήσεις των Gameson & Robertson (1955). Η μέγιστη απόκλιση από την προσαρμογή Setchenow και για τα δύο αέρια είναι ~0,5% -όχι ~1,5 όπως δηλώνουν οι Gameson & Robertson (1955). Η χρήση της σχέσης Setchenow, επιτρέπει επίσης την κατασκευή σχετικών απλών εξισώσεων που δίνουν τη διαλυτότητα ως συνάρτηση τόσο της θερμοκρασίας όσο και της αλατότητας. Η συμπερίληψη της πίεσης ατμών του νερού απαιτούσε μία μόνο επιπλέον παράμετρο για την εξάρτηση από τη θερμοκρασία για να δώσει την ίδια ακρίβεια όπως παρατηρήθηκε στο β.

Ωστόσο, οι Benson και Krause (1984) δημοσίευσαν ακόμη ακριβέστερα δεδομένα. Από διάφορες εξισώσεις διαλυτότητας οξυγόνου σε καθαρό νερό και θαλασσινό νερό που έχουν προταθεί, η εξίσωση που προτάθηκε από τον Weiss (1970) θεωρείται η πιο χρήσιμη. Αυτό συμβαίνει επειδή μπορεί να γίνει προέκταση σε πολλά ατμοσφαιρικά αέρια. Ο τύπος του Weiss έχει τη μορφή:

$$\ln C^i = A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + A_4(T/100) + S[B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2] \quad (3.3)$$

Όπου,

C^* είναι η διαλυτότητα σε mol kg^{-1} σε αεριούχο θαλασσινό νερό σε ατμοσφαιρική πίεση με 100% σχετική υγρασία,

Οι παράμετροι A και B είναι σταθερές τιμές για κάθε αέριο,

T είναι η απόλυτη θερμοκρασία και,

S είναι η αλατότητα.

Η παραπάνω σχέση ισχύει μόνο για περιοχές θερμοκρασιών από -2 έως 40 °C και μια κλίμακα αλατότητας 0-40%. Τα όρια των θερμοκρασιών και της αλατότητας καλύπτουν ένα μεγάλο μέρος βιολογικών και λιμνολογικών συστημάτων, όμως όχι όλων. Λόγω της έλλειψης πληροφοριών σχετικά με τη διαλυτότητα οξυγόνου σε τιμές αλατότητας πάνω από 40%, μελετάται η εξάρτηση της τιμής διαλυτότητας οξυγόνου από τη θερμοκρασία και την αλατότητα στα θαλάσσια ύδατα που υπόκεινται

σε φυσική διαδικασία εξάτμισης, φθάνοντας σε αλατότητες έως 130‰ και σε θερμοκρασίες από 8-35°C.

Βάσει πειραματικών δεδομένων, προτάθηκε μια προσαρμογή της κλασικής πολυωνυμικής εξίσωσης του Weiss για επίπεδα $8 \geq T \geq 35^\circ\text{C}$ και $0 \geq S \geq 133,15\%$ (Weiss, 1970). Με αυτή την προσαρμογή, η εξίσωση μπορεί να εφαρμοστεί σε πολλά διαφορετικά σώματα αλατούχου νερού και σχηματίζεται ως εξής:

$$\ln C^i = a_0 + a_1 * (100/T) + a_2 * \ln(T/100) + a_3 * (T/100) + a_4 * (T/100)^2 + S * (b_0 + b_1 * (T/100) + b_2 * (T/100)^2) + S^2 * (c_0 + c_1 * (3.4)$$

Όπου,

Το C^* αντιστοιχεί στη διαλυτότητα οξυγόνου ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) σε πίεση 1 atm,

Το S αντιστοιχεί στην αλατότητα (‰) και,

Τα a_i , b_i και c_i αντιστοιχούν στις παραμέτρους προσαρμογής που περιλαμβάνουν την εξάρτηση της διαλυτότητας από τη θερμοκρασία.

Οι παράμετροι A, B και C ελήφθησαν, για κάθε τιμή θερμοκρασίας, με την προσαρμογή των πειραματικών τιμών του $\ln C^*$ σε μια τετραγωνική εξίσωση (Debelius et al., 2009):

$$\ln C^i = A + B * S + C * S^2 \quad (3.5)$$

Η εξάρτηση αυτών των παραμέτρων από τη θερμοκρασία ελήφθη με μη γραμμικά μοντέλα των A και B και με ένα γραμμικό μοντέλο για το C. Η ανάλυση των διαφόρων παραμέτρων δείχνει ότι η παράμετρος A μειώνεται όσο αυξάνεται η θερμοκρασία ($r^2 = 0,997$). Αυτός είναι ο όρος για την εξάρτηση της διαλυτότητας οξυγόνου από τη θερμοκρασία σε απεσταγμένο νερό ($S = 0\%$). Η παράμετρος B αφορά την επίδραση της θερμοκρασίας στη διαλυτότητα οξυγόνου στο αλατούχο νερό και δείχνει αρνητικές τιμές σε αυξανόμενες θερμοκρασίες. Ο συντελεστής συσχέτισης που προσαρμόστηκε σε μια τετραγωνική εξίσωση ανάλογα με τη θερμοκρασία ήταν $r^2 = 0,893$. Η παράμετρος C είναι για την επίδραση των υψηλών αλατοτήτων, δείχνοντας το μεγαλύτερο βάρος που δίνεται στις υψηλές τιμές αλατότητας. Ωστόσο, η προτεινόμενη εδώ εξίσωση θα πρέπει να θεωρείται έγκυρη μόνο για τιμές αλατότητας μέχρι 133‰. Ο όρος S^2 που εισάγεται σε αυτήν την εξίσωση αντικαθιστά τον όρο που βασίστηκε στην έννοια ότι σε σταθερή θερμοκρασία ο λογάριθμος της διακύμανσης της διαλυτότητας με την αλατότητα είναι γραμμικός. Σε τιμές αλατότητας άνω του 40‰, η προέκταση των εξισώσεων φυσικού θαλασσινού νερού οδηγεί σε τιμές σχεδόν 10% χαμηλότερες από εκείνες που λαμβάνονται σε άλλα πειραματικά δεδομένα.

Δίνεται μια εξίσωση όπου C_0^i είναι η μονάδα πρότυπης ατμοσφαιρικής συγκέντρωσης κατ' όγκο και ορίζεται ως η συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου ανά μονάδα όγκου διαλύματος (μετρούμενη στη θερμοκρασία ισορροπίας) όταν βρίσκεται σε ισορροπία με ατμόσφαιρα πρότυπης σύνθεσης και με συνολική πίεση με κορεσμό υδρατμών (συμπεριλαμβανομένης της πίεσης του υδρατμού) 1 atm (Benson & Krause, 1980).

$$\ln C_0^i = a_0 + \frac{a_1}{T} + a_2 \ln T + a_3 T + a_4 T^2 + S(a_5 + a_6 T + a_7 T^2) + a_8 S^2 \quad (3.5)$$

Όπου,

T είναι η θερμοκρασία του νερού σε Kelvin,

S είναι τα ολικά διαλυμένα στερεά (‰) και, a_i είναι οι εμπειρικές σταθερές.

Όπου το DO σε ένα διάλυμα άλατος εξισορροπείται σε μια πίεση διαφορετική από 1 atm, η τιμή του C_0^i που υπολογίζεται από την Εξίσωση 3.3 θα πρέπει να διορθωθεί σύμφωνα με την Εξίσωση 3.4:

$$C_0 = C_0^i \left(\frac{P - P_{wv}}{1 - P_{wv}} \right) \exp[B(P-1)] \quad (3.6)$$

$$\approx P C_0^i$$

Όπου,

C_0 είναι η ισορροπία DO σε συνολική ατμοσφαιρική πίεση P που μετράται σε ατμόσφαιρες,

P_{wv} είναι η τάση ισορροπίας των υδρατμών (σε atm) του διαλύματος άλατος σε θερμοκρασία t, μετρούμενη σε °C και,

B (atm⁻¹) είναι ο δεύτερος virial συντελεστής αερίου οξυγόνου στο t-°C.

Το B δίνεται από την Εξίσωση (3.7):

$$B = -0,000975 + (1,426 * 10^{-5} t) - (6,436 * 10^{-8} t^2) \quad (3.7)$$

Ο εκθετικός όρος στην Εξίσωση (3.7) διαφέρει από την ενότητα λιγότερο από 0,01% για θερμοκρασίες μεταξύ 0-35 °C και πιέσεις από 950 έως 1030 mb. Επίσης, για πολλές αλατούχες λίμνες ο όρος

$\left(\frac{P - P_{wv}}{1 - P_{wv}} \right)$ μπορεί να αντικατασταθεί από την P όπως στην Εξίσωση (3.7). Αυτή η προσέγγιση έχει

μικρότερο ποσοστό αβεβαιότητας που μετρείται στο 0,5% για τυπικές τιμές των P και P_{wv}. Παραδείγματος χάριν, στα 35°C σε απεσταγμένο νερό P_{wv}, ισούται με 0,0568 atm. Όταν το P ισούται

με 0,938 atm (950 mb), ο όρος $\left(\frac{P-P_{wv}}{1-P_{wv}}\right)$ ισούται με 0,934 μια διαφορά 0,4%. Η αύξηση του P ή η

μείωση του P_{wv} αυξάνοντας τη συγκέντρωση αλάτων ή μειώνοντας το t, θα περιορίσει το σφάλμα στην προσέγγιση. Η Εξίσωση 3.7 θα παρέχει έτσι μια διορθωμένη τιμή C_o^δ (C_o) με πιθανή αβεβαιότητα εντός στα πειραματικά δεδομένα ($\pm 0,05 \text{ mg L}^{-1}$) για πιέσεις στην εμβέλεια 950 έως 1030 mbar και για θερμοκρασίες μεταξύ 0 και 35 °C. Οι Sherwood κ.ά. (1991) έχουν εξετάσει τη διαλυτότητα του O₂ σε υπεράλυμα διαλύματα NaCl και άλλων αλάτων. Στο παρελθόν η διαλυτότητα O₂ ήταν δύσκολο να χρησιμοποιηθεί για διάφορους σκοπούς, διότι συνοψίστηκε για ακέραιες τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας (ή χλωριότητας). Έχουν προταθεί αρκετοί εμπειρικοί τύποι για την έκφραση της εξάρτησης του λογαρίθμου της διαλυτότητας O₂ στη θερμοκρασία και την αλατότητα (Garcia, H. E., Gordon, L. I. 1992). Η επίδραση της αλατότητας στον λογάριθμο της διαλυτότητας O₂ εκφράζεται συχνά με την εμπειρική σχέση Setschenow σε σταθερή θερμοκρασία:

$$\ln C_o^{\delta} = A + BS \quad (3.8)$$

Όπου,

C_o* είναι η διαλυτότητα του O₂ ανά μάζα ή ανά όγκο θαλάσσιου ύδατος στη θερμοκρασία ισορροπίας (ο δείκτης ο σημαίνει O₂, ο αστερίσκος σημαίνει ισορροπία με ατμόσφαιρα τυποποιημένης σύνθεσης κορεσμένη με υδρατμούς σε ολική πίεση, συμπεριλαμβανομένου του υδρατμού, 1 atm),

S είναι η αλατότητα σε ανά χιλιόγραμμο και,

A και B είναι σταθεροί συντελεστές.

Ο Clever (1982) εξέτασε τη σχέση Setschenow. Επειδή το θαλασσινό νερό είναι μια σύνθετη λύση πολλαπλών συστατικών, υπάρχει διαφωνία σχετικά με μια έκφραση και τον υπολογισμό ρουτίνας του C_o* , ο οποίος ταιριάζει με ακρίβεια και λεπτομέρεια στα πειραματικά δεδομένα καλύπτοντας τα όρια θερμοκρασίας. Αυτή η διαφωνία περιπλέκει τη χρήση και την ερμηνεία των δεδομένων C_o* .

Η κύρια ανησυχία μας είναι ότι οι τύποι που έχουν προταθεί για υπολογισμό ρουτίνας του C_o* στο θαλασσινό νερό δεν συμπεριφέρονται καλά στα άκρα των πειραματικών δεδομένων, ειδικά σε χαμηλές θερμοκρασίες. Τα δεδομένα διαλυτότητας O₂ στο θαλασσινό νερό δεν είναι ακριβή αλλά και οι παραπάνω τύποι παρουσιάζουν προβλήματα σε επίπεδα θερμοκρασιών κάτω από - 1 ° C και σε υψηλή αλατότητα. Με βάση τις πειραματικές τιμές του Carpenter (1966), Murray & Riley (1969) και των Benson & Krause (1984), προτείνουν έναν τύπο υψηλής ακρίβειας που καλύπτει τις ωκεάνιες

περιοχές θερμοκρασίας και αλατότητας, για τον υπολογισμό του C_o^* (στο STP, πραγματικό αέριο) με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Αυτή η νέα εφαρμογή συμπεριφέρεται καλά στα δεδομένα με ακραίες θερμοκρασίες και αλατότητες οι οποίες δεν φαίνονται να αποκλίνουν σημαντικά στις μετρήσεις. Παρέχονται τύποι και συντελεστές διαλυτότητας για την εκτίμηση του C_o^* στο θαλασσινό νερό ως συνάρτηση της θερμοκρασίας και της αλατότητας σε $cm^3 dm^{-3}$ και $pmol kg^{-1}$.

Ο Weiss (1970) πρότεινε μια εξίσωση ελαχίστων τετραγώνων (LSR) κατάλληλη για τον υπολογισμό της διαλυτότητας του O_2 (σε STP, πραγματικό αέριο) στο θαλασσινό νερό σε κλίμακα ($-1 \geq t \geq 40$ °C, $0 \geq S \geq 40\%$). Η εξίσωση αυτή στηρίχθηκε στα πειραματικά δεδομένα του Carpenter (1966) ($0.5 \geq t \geq 36$ °C · $5.2 \geq Cl \geq 20\%$) καθώς και των Murray & Riley (1969) ($0.7 \geq t \geq 35$ °C · $0 \geq S \geq 40\%$):

$$\ln C_o^i = A_0 + A_1 T^{-1} + A_2 \ln T + A_3 T + S(B_0 + B_1 T + B_2 T^2) \quad (3.9)$$

Όπου,

T είναι η θερμοκρασία σε Kelvin και,

A_i και B_i είναι σταθερές.

Η Εξίσωση 3.9 βασίζεται στις σχέσεις Van't Hoff και Setschenow για αντίστοιχα αποτελέσματα T και S. Ο Weiss έδειξε μια απόκλιση ρίζας-μέσου-τετραγώνου (rms) των $\pm 0.016 cm^3 dm^{-3}$ από τα συνδυασμένα δεδομένα των Carpenter και Murray και Riley. Ομοίως, ο Chen (1981) εξέτασε τα ίδια δεδομένα, προτείνοντας την LSR να ταιριάζει με C_o^* σε κλίμακα ($0 \geq t \geq 35,5$ °C, $0 \geq S \geq 40\%$) με μια απόκλιση rms των $\pm 0.015 cm^3 dm^{-3}$:

$$\ln C_o^i = A_0 + A_1 T^{-1} + A_2 \ln T + A_3 T + S(B_0 + B_1 T^{-1}) + C_o S^2 \quad (3.10)$$

Ο Benson και ο Krause (1984) έκαναν μετρήσεις του συντελεστή Henry για το O_2 σε θαλασσινό νερό (K) εντός της περιοχής ($0,2 \geq t \geq 45$ °C, $0 \geq S \geq 50\%$), και πρότειναν προσαρμογή LSR με μια απόκλιση rms από μετρήσεις $\pm 0,08\%$. Εκφράζουν το C_o^* (σε STP, πραγματικό αέριο) σε $mol kg^{-1}$ ως συνάρτηση του K, σε μονάδα πρότυπης ατμοσφαιρικής συγκέντρωσης ανά μονάδα μάζας θαλασσινού νερού:

$$C_o^i = 0,20946 F (1 - P_{wv}) (1 - B_0) * (K_0 M_w)^{-1} \quad (3.11)$$

Όπου,

P_{wv} είναι η πίεση κορεσμού υδρατμών στον αέρα,

F είναι ένας παράγοντας αλατότητας,

Mw η γραμμομοριακή μάζα νερού,

Bo είναι ο δεύτερος βιολογικός συντελεστής για O₂ και,

η σταθερά 0.20946 είναι το γραμμομοριακό κλάσμα του O₂ σε ξηρό αέρα.

Λόγω μιας αβεβαιότητας ± 0. 1% για τους υπολογισμούς ρουτίνας του Co* από την Εξίσωση 3.11, τοποθετήθηκαν τιμές σε διάφορες μονάδες (σε STP, ιδανικό αέριο) στην περιοχή (0 ≤ t ≤ 40 ° C, 0 ≤ s ≤ 40%) και διαμορφώθηκε μια νέα εξίσωση:

$$\ln C_O^i = A_0 + A_1 T^{-1} + A_2 T^{-2} + A_3 T^{-3} + A_4 T^{-4} + A_5 + S(B_0 + B_1 T^{-1} + B_2 T^{-2} + B_3 T^{-3}) \quad (3.12)$$

Η συμπεριφορά των τύπων διαλυτότητας σε υψηλή και χαμηλή τιμή θερμοκρασίας και αλατότητας είναι σημαντική. Είναι κρίσιμο ότι μια εξίσωση διαλυτότητας αερίου να συμπεριφέρεται καλά στα άκρα των πειραματικών τιμών. Οι διαφορές που προέκυψαν μεταξύ των τιμών Co * διαπιστώθηκε ότι ήταν σημαντικές σε χαμηλές τιμές θερμοκρασίας και σε υψηλές τιμές αλατότητας. Για εκτιμήσεις χαμηλής ακρίβειας του Co *, οι αποκλίσεις ≤1% είναι πιθανώς ασήμαντες. Τα στοιχεία Co * των παραπάνω εξισώσεων δεν καλύπτουν όλο το φάσμα της θερμοκρασίας του παγκόσμιου ωκεανού και απαιτείται επιπλέον επεξεργασία. Για το θαλασσίνο νερό πρέπει να προστεθούν όροι στην Εξίσωση 3.8 για την επίδραση αλατότητας στην InCo*. Στην περίπτωση αυτή, χρησιμοποιήθηκε αρχική μορφή των εξισώσεων 2 και 3, καθώς και εκτεταμένες μορφές των 6 και 7 αντίστοιχα:

$$\ln C_O^i = A_0 + A_1 T^{-1} + A_2 \ln T + A_3 T + A_4 T^2 + A_5 T^3 + S(B_0 + B_1 T + B_2 T^2) \quad (3.13)$$

Και,

$$\ln C_O^i = A_0 + A_1 T^{-1} + A_2 \ln T + A_3 T + A_4 T^2 + A_5 T^3 + S(B_0 + B_1 T^{-1} + B_2 T^{-2}) + C_O S^2 \quad (3.14)$$

Εξετάσαμε αρκετούς τύπους για την κατασκευή ενός LSR υψηλής ακρίβειας κατάλληλου για Co* με βάση την Εξίσωση 3.11. Όμως, η Εξίσωση 3.15 αποδείχθηκε καλύτερη έκφραση για την εκτίμηση Co* σε μια καθορισμένη περιοχή (tF ≥ t ≥ 40 ° C, 0 ≤ S ≤ 42%):

$$\ln C_O^i = A_0 + A_1 T_s + A_2 T_s^2 + A_3 T_s^3 + A_4 T_s^4 + A_5 T_s^5 + S(B_0 + B_1 T_s + B_2 T_s^2 + B_3 T_s^3) + C_O S^2 \quad (3.15)$$

Όπου,

$$T_s \text{ είναι μια κλιμακωτή θερμοκρασία: } T_s = \ln[(298,15 - t)(273,15 + t)^{-1}]$$

Αν και υπήρχε στο παρελθόν πειραματική αβεβαιότητα των μετρήσεων Co *, η παραπάνω Εξίσωση στη γραμμική της μορφή έχει αποδειχθεί ότι μπορεί να ανταπεξέρθει αρκετά καλά. Έγινε φανερό από την ανάλυσή μας ότι ένας όρος S₂ είναι σημαντικός για την εξάρτηση της InCo* στην αλατότητα.

Αυτή η νέα προσαρμογή υπολογίζει τα δεδομένα C_o^* με σχετικά υψηλή ακρίβεια στις κλίμακες των θερμοκρασιών και αλατότητας των πειραματικών τιμών και φαίνεται να προβαίνει σε μεγαλύτερη αξιοπιστία πέρα από αυτές τις περιοχές από ό,τι οι προηγούμενες σχέσεις. Όταν η σχετική υψηλή ακρίβεια του C_o^* δεν είναι απαραίτητη, πιθανότατα δεν έχει σημασία ποιος τύπος διαλυτότητας O_2 χρησιμοποιείται επειδή οι τιμές C_o^* που διεγείρονται από αυτούς τους τύπους συμφωνούν με μια απόκλιση $\pm 0,3\%$ ($\pm 1,01 \text{ pmol kg}^{-1}$).

Οι προσδιορισμοί των μερικών πιέσεων, συγκεντρώσεων και ροών CO_2 και O_2 στα επιφανειακά ύδατα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την τεκμηρίωση της ισορροπίας παραγωγής-αναπνοής των λιμνών, των ποταμών και των ωκεανών σε επίπεδο οικοσυστήματος. Οι ροές αερίου (F) διαμέσου της διεπαφής αέρα-νερού μπορούν να εκτιμηθούν από τις διαφορές στις συγκεντρώσεις διαλυόμενων αερίων μεταξύ των επιφανειακών υδάτων (C_m) και του κορεσμένου με αέρα ύδατος (C_s) χρησιμοποιώντας μια σχέση της μορφής:

$$F = K(C_w - C_s) \quad (3.16)$$

Όπου,

K ($m d^{-1}$) είναι ένας ειδικός για το αέριο συντελεστής μεταφοράς που σχετίζεται με την ταχύτητα του ανέμου και τη θερμοκρασία του νερού (π.χ. Wanninkhof et al., 1985; 1987; Liss & Merlivat, 1986; Upstill-Goddard et al., 1990; Emerson, 1975)

Για τον σκοπό αυτό, ωστόσο, προτιμώνται ταυτόχρονες μετρήσεις των συγκεντρώσεων O_2 και CO_2 , επειδή τα δεδομένα που λαμβάνονται μόνο για ένα από αυτά τα αέρια μπορεί να είναι παραπλανητικά. Η ατμοσφαιρική πίεση pO_2 (atm) που επικρατεί στη διασπορά αέρα-νερού κορεσμένου με υδρατμούς υπολογίζεται ως:

$$pO_{2,A}^i = pO_{2,A} - pO_{2,A} \left(\frac{pH_2O}{P_A} \right) \quad (3.17)$$

Όπου,

$pO_{2,A}$ είναι η πίεση οξυγόνου σε αέρα κορεσμένο με υδρατμούς και,

pH_2O είναι η τάση κορεσμού των υδρατμών που υπολογίζεται με τη θερμοκρασία του νερού χρησιμοποιώντας μια τυπική συνάρτηση καταγραφής CRIOX (Lowe, 1977).

Η pO_2 (atm) σε ξηρά αέρια που εξισορροπούνται με διαλυμένα αέρια ($pO_{2,w}^i$) υπολογίζεται ως:

$$pO_{2,w}^i = \frac{P_w}{P_A} S_w F \quad (3.18)$$

Όπου,

P_w είναι η ολική πίεση διαλυμένου αερίου ($p_{N_2} + p_{O_2} + p_{H_2O} + p_{Ar}$) και,

S_w είναι το σήμα ένδειξης O_2 που αποκτήθηκε στο τέλος της 1 ώρας περιόδου κυκλοφορίας αερίου.

Η αναλογία P_w/P_A εμφανίζεται στην εξίσωση επειδή το S_w μετράται σε ατμοσφαιρική πίεση περιβάλλοντος. Αυτή η διαδικασία εξασφαλίζει ότι τα S_A και S_w διαβάζονται υπό ακριβώς ίδιες συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης. Οι απότομες μεταβολές της θερμοκρασίας του νερού και της ατμοσφαιρικής πίεσης μπορεί να προκαλέσουν σημαντικές διαφορές (μέχρι 6%) μεταξύ P_A και P_w .

Σε σχετική εργασία (Asmat et al., 2018) η ύπαρξη των μουσώνων δημιουργεί δύο κλιματικές περιόδους. Η διάρκεια των περιόδων αυτών προσδιορίζεται από τον Μάιο έως τον Σεπτέμβριο (ξηρή περίοδος) για τους νοτιοδυτικούς μουσώνες και από τον Νοέμβριο έως τον Μάρτιο (υγρή περίοδος) για τους βορειοανατολικούς μουσώνες. Οι μετρήσεις που καταγράφηκαν αφορούσαν εκτός των άλλων τις διακυμάνσεις στις τιμές του διαλυμένου οξυγόνου σε σχέση με τις τιμές της θερμοκρασίας της λίμνης. Οι τιμές της θερμοκρασίας για τη ξηρή περίοδο βρίσκονταν περίπου στους 31,29 °C και για την υγρή περίοδο περίπου στους 31,37 °C. Ενώ οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου βρίσκονταν στο επίπεδο περίπου των 7,11 mg / L για τη ξηρή περίοδο και για την υγρή περίοδο περίπου των 7,71 mg / L. Σύμφωνα με αυτές τις μετρήσεις αντιλαμβανόμαστε πως τα ποσοστά του διαλυμένου οξυγόνου αυξάνονται με την αύξηση της θερμοκρασίας.

Παρόμοια μελέτη που αφορά τον προσδιορισμό των φυσικοχημικών παραμέτρων που επηρεάζουν την ποιότητα νερού του χειμάρρου Κραυσίδωνα (Μπαμπανίκος, 2013) ανέλυσε τα αποτελέσματα τριών διαφορετικών υψομετρικά σταθμών. Συγκεκριμένα ο πρώτος σταθμός βρίσκεται σε υψόμετρο 232 μέτρων, ο δεύτερος σε υψόμετρο 150 μέτρων και ο τρίτος σε υψόμετρο 70 μέτρων. Από τα αποτελέσματα των μετρήσεων των σταθμών διαμορφώθηκαν ποικίλα διαγράμματα, ορισμένα των οποίων αφορούσαν τις αλληλεπιδράσεις του διαλυμένου οξυγόνου με τη θερμοκρασία για κάθε διαφορετικό βάθος. Αυτό που παρατηρούμε και στα τρία διαγράμματα είναι η αύξηση του διαλυμένου οξυγόνου με την πάροδο του χρόνου και όσο η θερμοκρασία του περιβάλλοντος ανεβαίνει περισσότερο (ενδεικτικά οι μετρήσεις που εμφανίζονται είναι μεταξύ Ιανουαρίου – Ιουνίου). Σημαντικό είναι πως στο δεύτερο και τρίτο σταθμό οι διακυμάνσεις του οξυγόνου, όσον αφορά την αύξηση και μείωση αυτού, είναι ιδιαίτερα πιο έντονες. Αναλύοντας τις συσχετίσεις που εμφανίζονται στο διάγραμμα του διαλυμένου οξυγόνου και της θερμοκρασίας, παρατηρείται αύξηση του διαλυμένου οξυγόνου με την αύξηση της θερμοκρασίας. Το γεγονός αυτό δικαιολογείται λόγω του ότι την άνοιξη συνήθως παρατηρείται τήξη χιονιού σε ορεινές περιοχές, με αποτέλεσμα τη δημιουργία νερού χαμηλής θερμοκρασίας εμπλουτισμένου σε διαλυμένο οξυγόνο και υψηλά επίπεδα οξυγόνου κορεσμού.

Οι συσχετίσεις διαλυμένου οξυγόνου κι οξυγόνου κορεσμού αποκαλύπτουν πως οι συγκεντρώσεις του πρώτου λαμβάνουν πιο χαμηλές τιμές από αυτές του δεύτερου κυρίως τους πιο ψυχρούς μήνες (έως τον Απρίλιο), ενώ τους μήνες που τα επίπεδα της θερμοκρασίας αυξάνονται (Μάιο-Ιούνιο), παρατηρείται το αντίθετο, δηλαδή οι συγκεντρώσεις του πρώτου είναι μεγαλύτερες. Ολοκληρώνοντας στο διάγραμμα του διαλυμένου οξυγόνου με τη θερμοκρασία σε σχέση με τον χρόνο είναι εμφανές πως τόσο οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου όσο και της θερμοκρασίας του νερού παρουσιάζουν αύξηση τους θερινούς μήνες.

Η διαδικασία αποικοδόμησης της οργανικής ουσίας από τα βακτήρια που διαβιούν στο νερό, προκαλεί μείωση στα ποσοστά διαλυμένου οξυγόνου. Για τον λόγο αυτό προκαλείται έλλειψη διαλυμένου οξυγόνου, με τη συγκέντρωση υψηλών ποσοτήτων οργανικής ουσίας, σε λίμνες και τα ποτάμια. Η έλλειψη συγκέντρωσης διαλυμένου οξυγόνου που προαναφέρθηκε παρουσιάζει ακόμη υψηλότερη μείωση τους θερινούς μήνες, που οι τιμές της θερμοκρασίας αυξάνονται. Σύμφωνα με τα προαναφερόμενα γίνεται φανερό πως όσο η θερμοκρασία του νερού διατηρείται χαμηλότερη τόσο πιο υψηλή θα παραμένει η τιμή του οξυγόνου κορεσμού. Η αποικοδόμηση οργανικών ουσιών από μικροοργανισμούς υδρόβιων συστημάτων αποτελεί βιοχημική αντίδραση. Η θερμοκρασία είναι ένας παράγοντας που επηρεάζει τους ρυθμούς των βιοχημικών αντιδράσεων όπως είναι η παραπάνω. Τα επιθυμητά επίπεδα των ποσοστών κορεσμού του διαλυμένου οξυγόνου κυμαίνονται στα 80-120%, ενώ με ποσοστά χαμηλότερα του 60% ή υψηλότερα από 125% δεν πληρούνται ιδανικά οι απαιτήσεις του συστήματος.

Για τις διαλυτότητες του οξυγόνου, χρησιμοποιήθηκε ο συντελεστής απορρόφησης, όπου αφαιρεί τη μερική πίεση των υδρατμών στους παρακάτω υπολογισμούς. Οι τύποι που δημιουργήθηκαν, είναι:

$$g = \frac{O_2}{O_2^1} * b + m_{\pi} - 760 \quad (3.19), \quad g^1 = \frac{b-f}{760-f} * b + m_{\pi} - 760 \quad (3.20)$$

$$g = \frac{O_2}{O_2^1} * b + m_{\pi} - 760 \quad (3.19), \quad g^1 = \frac{b-f}{760-f} * b + m_{\pi} - 760 \quad (3.20)$$

Όπου,

O_2 είναι η πραγματική περιεκτικότητα σε οξυγόνο του νερού σε βάθος m μέτρα σε μια λίμνη,

O_2^1 είναι η διαλυτότητα του ατμοσφαιρικού οξυγόνου σε θερμοκρασία έως C , η οποία επικρατεί σε αυτό το βάθος και στα 760 mm η πίεση βρίσκεται χωρίς τους υδατικούς ατμούς,

b είναι η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια της λίμνης σε mm,

π είναι η υδροστατική πίεση 1 μέτρου νερού, - 73,5 mm,

f είναι η μερική πίεση σε mm. των υδατικών ατμών σε μια κορεσμένη ατμόσφαιρα στους ° C,

g ονομάζεται "Gradient der Skttigung", το οποίο έχει μεταφραστεί ως "βαθμίδα οξυγόνου", αλλά μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ως "μέτρο κορεσμού". Είναι δηλαδή, το μέτρο του κορεσμού g σε βάθος m μέτρα σε μια λίμνη που είναι ίσο με 100, διαιρούμενο με τη διαλυτότητα οξυγόνου από μια ατμοσφαιρική πίεση 760 mm και η θερμοκρασία που επικρατεί σε αυτό το βάθος και πολλαπλασιάζεται με τη διαφορά μεταξύ της πραγματικής περιεκτικότητας σε οξυγόνο και της περιεκτικότητας σε οξυγόνο που το νερό στην ίδια θερμοκρασία και το ίδιο ποσοστό κορεσμού θα είχε χωρίς να παραμεληθεί η υδροστατική πίεση, αν ήταν σε πίεση 760 mm,

g^1 είναι το μέτρο του κορεσμού εάν η πραγματική περιεκτικότητα σε οξυγόνο στο βάθος m είναι ίση με τη διαλυτότητα του οξυγόνου. Χρησιμοποιείται ως πρότυπο κορεσμού.

Όταν σχεδιάζονται οι τιμές του g ' αυξάνονται με βάθος, αλλά όχι σε γραμμική εξίσωση. Διαπιστώνουμε ότι στη διαδικασία της σύγκρισης των g και g^1 , αν διαιρεθούν μεταξύ τους όλοι οι όροι που αφορούν τη υδροστατική πίεση εξαφανίζονται, έτσι:

$$\frac{g}{g^1} = \frac{\frac{O_2}{O_2^1} * 760 - f}{b - f} \quad (3.21)$$

Χρησιμοποιήθηκαν $\sum g / \sum g^1 * 100$ τιμές κάτω από το επιλίμνιο ως μέτρο του ελλείμματος οξυγόνου και ως τροφικό επίπεδο των λιμνών. Πιο λογικό θα ήταν το $\sum (g/g^1) / n * 100$ και όπου n είναι ο αριθμός των παρατηρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν, αυτό θα ήταν ο μέσος όρος κορεσμού. Στην περίπτωση όλων των λιμνών που καταγράφει, το $\sum g/g^1$ και $\sum (g/g^1) / n$ είναι σχεδόν το ίδιο. Η τελευταία υπερβαίνει συνήθως την πρώτη κατά 2 έως 5 %.

Έστω q_0, q_n, q_c η διαλυτότητα κάθε αερίου, δηλαδή το βάρος σε mg το οποίο θα διαλύεται σε 1 λίτρο νερού σε t °C από μια ατμόσφαιρα "καθαρού" αερίου (δηλ. αερίου + υδρατμού), όταν η συνολική πίεση είναι $p_0 = 760$ mm.

Ο νόμος του Henry δηλώνει ότι η ποσότητα ενός αερίου διαλυμένου σε ένα υγρό είναι άμεσα ανάλογη με τη μερική πίεσή του στην ατμόσφαιρα με την οποία το αέριο να υπάρχει σε ισορροπία. Δεδομένου ότι η μερική πίεση είναι ανάλογη προς τον όγκο, η μερική πίεση κάθε αερίου σε αυτή την ατμόσφαιρα είναι O_{pm}, N_{pm} και C_{pm} mm. αντίστοιχα. Μπορούμε λοιπόν να γράψουμε:

$$x = O_{pm} * q_0 / p_0 \quad (3.22)$$

$$n = N_{pm} * q_n / p_0 \quad (3.23)$$

$$c = C_{pm} * q_c / p_0 \quad (3.24)$$

Επιλύοντας αυτές τις τρεις εξισώσεις, δημιουργείται μία ενιαία εξίσωση:

$$x = q_0 \left(p_m / p_0 - n / q_n - c / q_c \right) \cdot ml/l \quad (3.25)$$

που είναι το απόλυτο κορεσμού οξυγόνου. Εάν κάποιο άλλο αέριο, για παράδειγμα το μεθάνιο, ήταν παρόν στο νερό, είναι εύκολο να δείξουμε ότι θα μειωνόταν:

$$x = q_0 \left(p_m / p_0 - n / q_n - c / q_c - m / q_m \right) \quad (3.26)$$

Εάν,

m είναι η ποσότητα του μεθανίου και,
 q_m η διαλυτότητα του.

Στις περισσότερες λίμνες πρέπει να ληφθεί υπόψη μόνο το οξυγόνο και το άζωτο. Αν και το ελεύθερο διοξείδιο του άνθρακα βρίσκεται συνήθως σε διαλυμένα νερά στη λίμνη, η διαλυτότητα του είναι τόσο μεγάλη που οι ποσότητες έως και 50 mg/l μπορούν να αγνοηθούν, ιδιαίτερα αν βρίσκεται σε βάθος. Στην περίπτωση αυτή, ο τύπος γίνεται:

$$x = q_0 \left(p_m / 760 - n / q_n \right) \quad (3.27)$$

Το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό των ελλειμμάτων οξυγόνου ή των ποσοστών κορεσμού που υπολογίζονται από αυτό τον τύπο, είναι ότι δείχνουν σε ποιο βαθμό θα έπρεπε να αλλάξει η παρατηρούμενη ποσότητα οξυγόνου προτού υπάρξει οποιαδήποτε τάση από το αέριο. Η εξέταση των αριθμών κορεσμού αποκαλύπτει ότι υπάρχει ελάχιστη πιθανότητα υπερκορεσμού το οποίο μπορεί να συμβεί οπουδήποτε σε μια λίμνη, εκτός από βάθη <5m. Το καταγεγραμμένο οξυγόνο R_t ως προς τη συγκέντρωση οξυγόνου στον χρόνο t :

$$C_{O_2}(t) = (R_t - a_c) \times F_c \quad (3.28)$$

Όπου,

F_c είναι ο συντελεστής βαθμονόμησης που βασίζεται στη συγκέντρωση:

$$F_c = \frac{C_1 - C_0}{R_1 - R_0} \quad (3.29)$$

και a_c είναι το σήμα POS με μηδενική συγκέντρωση οξυγόνου,

$$a_c = \frac{C_1 \times R_0 - C_0 \times R_1}{C_1 - C_0} \quad (3.30)$$

Όπου,

$C_1 = C_{O_2}$ είναι η συγκέντρωση οξυγόνου σε ισορροπία με τον αέρα,

R_1 και R_0 είναι οι καταγραφές βαθμονόμησης σε κορεσμό αέρα και μηδενικό οξυγόνο εάν $C_0 = 0 \mu\text{M}$, τότε $a_c = R_0$.

Γενικά, ο αισθητήρας οξυγόνου αποκρίνεται σε μερική πίεση οξυγόνου και στη γραμμική βαθμονόμηση οξυγόνου. Έτσι, μπορεί να πραγματοποιηθεί σε οποιοσδήποτε από τις δύο πιέσεις βαθμονόμησης οξυγόνου, p_1 και p_0 . Ένα ρεύμα με $1 \mu\text{A}$ αποδίδει ένα σήμα 1 V σε ρύθμιση κέρδους $1 \text{ V} / \mu\text{A}$. Το G είναι 2 ή $4 \text{ V} / \mu\text{A}$ στις περισσότερες εφαρμογές και μπορεί να αλλάξει στις ρυθμίσεις σε $1, 2, 4$ ή $8 \text{ V} / \mu\text{A}$. Συνεπώς, σχετίζεται με το καταγεγραμμένο σήμα, $R_t [\text{V}]$, σύμφωνα με:

$$I_t = \frac{R_t}{G} \quad (3.31)$$

Το μηδενικό ρεύμα ή μετατόπιση a [μA] είναι:

$$a = \frac{p_1 \times I_0 - p_0 \times I_1}{p_1 - p_0} \quad (3.32)$$

Εάν το σημείο βαθμονόμησης p_0 επιλέγεται με μηδενική συγκέντρωση οξυγόνου, τότε I_0 ο αντίστοιχος συντελεστής βαθμονόμησης, που σχετίζεται με τη μερική πίεση και το ρεύμα είναι F_p [$\text{kPa} / \mu\text{A}$]:

$$F_p = \frac{p_1 - p_0}{I_1 - I_0} \quad (3.33)$$

Μετά τη βαθμονόμηση σε σύγκριση με την Εξίσωση 3.28, η μερική πίεση οξυγόνου, $p_{O_2}(t)$, μπορεί να υπολογιστεί από το ρεύμα σήματος POS:

$$p_{O_2}(t) = (I_t - a) \times F_p \quad (3.34)$$

Η μερική πίεση οξυγόνου σχετίζεται με τη συγκέντρωση οξυγόνου, $c_{O_2}(t)$ [$\mu\text{M} = \text{nmol} / \text{ml}$], από το οξυγόνο διαλυτότητα, S_{O_2} [$\mu\text{M} / \text{kPa}$], η οποία υπολογίζεται με βάση την πειραματική θερμοκρασία και το συντελεστή διαλυτότητας οξυγόνου του μέσου, FM

$$c_{O_2}(t) = p_{O_2}(t) \times S_{O_2} \quad (3.35)$$

Το ρεύμα POS που σχετίζεται με οξυγόνο, $I_t - a$ [μA] (Εξίσωση 3.34), προκύπτει από τη διάχυση οξυγόνου σταθερής κατάστασης διαμέσου της μεμβράνης και κατανάλωσης οξυγόνου στην κάθοδο του POS. Με βάση τη στοιχειομετρία από 4 ηλεκτρόνια ανά μόριο οξυγόνου μειωμένο στην κάθοδο και τη σταθερά Faraday ($96,485 \text{ C} / \text{mol}$), η κατανάλωση οξυγόνου αναμένεται στα $2,591 \text{ pmol}$

$O_2 \times S^{-1} \times \mu A^{-1}$. Η κατανάλωση οξυγόνου από το POS, ανά όγκο του θαλάμου V [ml], είναι $J_{O_2,POS}^o$ [$\text{pmol} \times S^{-1} \times \text{ml}^{-1}$], υπολογίζεται ως:

$$J_{O_2,POS}^o = \frac{2.591 \times (I_t - a_p)}{V} \quad (3.36)$$

Όταν ο θάλαμος οξυγόνου κλείνει μετά από εξισορρόπηση του κορεσμένου αέρα, η κατανάλωση οξυγόνου, $J_{O_2}^o$ μπορεί να συγκριθεί άμεσα με αυτή τη θεωρητική τιμή. Θεωρώντας στους 37°C και το σήμα POS να είναι περίπου 4 V με κέρδος 4 είναι περίπου 8 V, τότε $I_t - a$ είναι περίπου 2 μA (Εξίσωση 3.31). Συνεπώς, σε όγκο 2 ml, στον κορεσμένο αέρα είναι $2,6 \text{ pmol } O_2 \cdot s^{-1} \cdot \text{ml}^{-1}$ (Εξίσωση 3.36).

Είναι πρακτικό να υπολογιστεί η συγκέντρωση κορεσμού για καθαρό νερό, η οποία στη συνέχεια διορθώνεται από τον παράγοντα διαλυτότητας του μέσου, FM, για να ληφθεί υπόψη η μειωμένη διαλυτότητα του O_2 σε μέσα άλατος. Λόγω της αλατότητας, πρέπει να είναι $<1,0$ σε αλατότητα που χρησιμοποιούνται για αναπνευστικές μελέτες των μιτοχονδρίων, των κυττάρων και των ιστών. Το FM είναι συνήθως κοντά σε 0,9 για μέσα αλατότητας. Αρκετές διαλυτότητες οξυγόνου πρέπει να συγκρίνονται με βάση τις φυσικοχημικές εκτιμήσεις.

Το νερό σε ισορροπία με τον αέρα περιέχει μια συγκέντρωση οξυγόνου ανάλογη της διαλυτότητας οξυγόνου και της μερικής πίεσης οξυγόνου του αέρα. Στο όριο αερίου-υγρού, ο αέρας είναι κορεσμένος με υδρατμούς στη μερική πίεση $P_{H_2O}^* \hat{i}$. Η πίεση των υδρατμών αφαιρείται από τη συνολική βαρομετρική πίεση, p_b , για να ληφθεί η μερική πίεση ξηρού αέρα, $P_b - P_{H_2O}^* \hat{i}$. Το κλάσμα όγκου του ξηρού αέρα είναι σταθερό στο $c_{O_2} = 0,20946$. Επομένως, η μερική πίεση οξυγόνου στον κορεσμένο αέρα είναι, για οποιαδήποτε θερμοκρασία και βαρομετρική πίεση:

$$P_{O_2}^* \hat{i} \quad (3.37)$$

$$c_{O_2}^* \hat{i} c_{O_2}^* \times S_{O_2} \quad (3.38)$$

$$S_{O_2} = \frac{c_{O_2}^* \hat{i}}{P_{O_2}^* \hat{i}} \hat{i} \quad (3.39)$$

Το $P_{H_2O}^* \hat{i}$ (Εξίσωση 3.37) είναι η πίεση κορεσμένων υδρατμών στη πειραματική θερμοκρασία. Το P_{H_2O} είναι μια συνάρτηση της απόλυτης θερμοκρασίας T [K], που λαμβάνεται από το πειραματική θερμοκρασία θ , καταγεγραμμένη σε μονάδες

$$o_c, T = \theta + 273.15 \hat{i} \quad (3.40)$$

Η πίεση υδρατμών κορεσμού [kPa] είναι:

$$p_{H_2O} \cdot \exp \left(\frac{C^i}{T} \right) \quad (3.41)$$

Η ατμοσφαιρική πίεση όταν μετρήθηκε την προκειμένη στιγμή ήταν: 1 atm = 760 mmHg = 101.325 kPa. Για καθαρό νερό σε ισορροπία με τον αέρα σε αυτό το πρότυπο atm την «πρότυπη μονάδα συγκέντρωσης» οξυγόνου, C^i υπολογίζεται από την πολυωνυμική έκφραση:

$$C^i = \exp \left(\left[\left(-8,621949 \cdot 10^{11} \cdot T^{-1} + 1,243800 \cdot 10^{10} \right) T^{-1} - 6,642308 \cdot 10^7 \right] \cdot T^{-1} + 1,575701 \cdot 10^5 \right) \cdot T^{-1} - 135,90202 \quad (3.42)$$

Η πρότυπη συγκέντρωση της μονάδας και η συγκέντρωση οξυγόνου στον κορεσμό του αέρα και η πραγματική βαρομετρική η πίεση σχετίζεται με:

$$C_{O_2} \cdot C^i \times \frac{P_{O_2} \cdot \exp \left(\frac{C^i}{T} \right)}{C^i} \quad (3.43)$$

Οι Gameson & Robertson (1955) δημοσίευσαν επιπρόσθετες σημειώσεις παλιότερης εργασίας σχετικά με τη διαλυτότητα οξυγόνου σε καθαρό και αλατούχο νερό μεταξύ 2° και 40°. Οι εμπειρικές εξισώσεις προσαρμόστηκαν σε όλα τα δεδομένα για να δώσουν τη σχέση:

$$C_s = 14 \times 161 - 0 \times 3943 T + 0 \times 007714 T^2 - 0 \times 0000646 T^3 - S(O \times 0841 - 0 \times 00256 T + 0.0000374 T^2) \quad (3.44)$$

Όπου,

C είναι η διαλυτότητα,

S η αλατότητα στο νερό και,

T η θερμοκρασία.

Αυτή η εξίσωση, η οποία σύμφωνα με τους Gameson & Robertson (1955) ακολουθεί τη μορφή που χρησιμοποιείται από τον Fox (1909) είναι υπερβολικά δυσκίνητη για γενική χρήση. Έχει βρεθεί ότι στην περιοχή θερμοκρασιών 0-30° μια απλούστερη εξίσωση:

$$C_s = \frac{475 - 2 \times 65 S}{33 \times 5 + T} \quad (3.45)$$

Η τετραγωνική γωνία των αποκλίσεων των 36 πειραματικών τιμών από αυτές που δίνονται από την Εξίσωση 3.45 βρίσκεται 0,04 p.p.m για τις 9 τιμές στην περιοχή 30-40° το αντίστοιχο ποσοστό είναι 0,11 p.p.m. Όταν χρησιμοποιούμε την Εξίσωση 3.44 αυτά τα δύο σφάλματα είναι 0,04 και 0,06 p.p.m., αντίστοιχα. Κατά συνέπεια, για θερμοκρασίες κάτω από 30° η Εξίσωση 3.45 μπορεί να χρησιμοποιηθεί

με σιγουριά. Οι τρεις θερμοκρασίες που υπολογίσθηκαν ήταν + 0,05, +0,04, και -0,07 ppm και σύμφωνα με την Εξίσωση 3.45 οι τιμές αυτές είναι +0,04, +0,02 και 0,00 αντίστοιχα.

Παρατηρήθηκε ότι η διαλυτότητα του οξυγόνου εξαρτάται γραμμικά από την αλατότητα. Επίσης, πρέπει να σημειωθεί ότι η Εξίσωση 3.45 είναι ανεξάρτητη από τη θερμοκρασία στην περιοχή 0-30° και ότι είναι ανάλογη της διαλυτότητας, για δεδομένη αλλαγή της αλατότητας. Για το καθαρό νερό (Εξίσωση 3.45) μας δίνεται μια έκφραση που μπορεί να εφαρμοστεί εύκολα:

$$C_o = \frac{475}{33x5+T} \quad (3.46)$$

Αυτή η εξίσωση είναι της ίδιας μορφής με εκείνη που δίνεται από τους Gameson & Robertson (1955) και δίνει την πραγματική διαλυτότητα εντός των 0.1 ppm. Μια παρόμοια εξίσωση για το θαλασσινό νερό είναι 34 μέρη ανά χιλιάδες:

$$C_{34} = \frac{385}{33x5+T} \quad (3.47)$$

Η εξίσωση διάχυσης στη δισδιάστατη μορφή της είναι:

$$\frac{Ay}{pM} \times \frac{\delta^2 M}{\delta y^2} = \frac{\delta M}{\delta x} \quad (3.48)$$

Όπου,

Η διεύθυνση x κατευθύνεται κατά μήκος του διανύσματος ταχύτητας του οποίου το μέγεθος είναι u,

Ay είναι ο συντελεστής διάχυσης και,

M είναι οποιοδήποτε υλικό ή ιδιότητα όπως η αλατότητα, η θερμοκρασία.

Με την εξέταση ενός απλού πεδίου ταχύτητας ο Gordon (1966, December):

$$M = M_o + \Delta M \cos \frac{\pi y}{2h} \quad (3.49)$$

Η κατανομή του M στο επίπεδο x-y είναι:

$$M = M_o + \Delta M \exp\left(\frac{-\pi^2}{4h^2} \times \frac{Ay}{pu} x\right) \cos\left(\frac{\pi y}{2h}\right) \quad (3.50)$$

Όπου,

h είναι η απόσταση από το κέντρο του πυρήνα έως την απόσταση που είναι παράλληλη με τον άξονα x.

Ο λόγος διάχυσης ως προς την πρόσφυση μπορεί να υπολογιστεί από την κατανομή του υλικού με μέθοδο πεπερασμένης διαφοράς για την προσέγγιση της διαφορικής εξίσωσης. Σύμφωνα με την Εξίσωση 3.48, η διαφορική εξίσωση μπορεί να γραφεί ως:

$$\frac{Ay}{Pm} \times \frac{\delta^2 T}{\delta y^2} = \frac{\delta T}{\delta x} \quad (3.51)$$

Σε μορφή πεπερασμένης διαφοράς (Gordon, 1966, December):

$$\frac{Ay}{Pm} = \frac{(\delta y^2)}{8 \delta x} \quad (3.52)$$

Η τιμή y είναι ο διαχωρισμός μιας συγκεκριμένης ισόθερμης κατά μήκος της εξίσωσης και δx είναι η απόσταση κατά μήκος του άξονα με μια μεταβολή θερμοκρασίας ίση με τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ εκείνης της συγκεκριμένης ισοθερμίας και της θερμοκρασίας.

Η μεταβολή της μερικής μοριακής θερμικής ικανότητας ενός αερίου κατά τη διάρκεια της διάλυσης ήταν ανεξάρτητη από τη θερμοκρασία και προέκυψε από την εξίσωση του van't Hoff, από την έκφραση για τη μεταβολή του συντελεστή Ostwald με τη θερμοκρασία (Benson & Krause, 1980):

$$\ln L = A_0 + (A_1/T) + A_2 \ln T \quad (3.53)$$

Όπου,

T η θερμοκρασία σε Kelvin.

Στη συνέχεια παρουσιάστηκε μια συστηματική αντιμετώπιση της γενικευμένης λειτουργίας της παραπάνω εξίσωσης για σταθερές ισορροπίας γενικά:

$$\ln k = A_0 + (A_1/T) + A_2 \ln T + A_3 T + A_4 T^2 + \dots \quad (3.54)$$

Παρουσιάζεται επίσης ένας νόμος ο οποίος αναφέρει ότι $f_i = k_i \cdot x_i$ όπου, f_i είναι η απουσία του i -th αερίου στην ατμόσφαιρα και το x_i είναι το μοριακό του κλάσμα στην υγρή φάση. Αν και ο συντελεστής k_i είναι πιο θεμελιώδης λόγω της άμεσης σχέσης του με τις αλλαγές στο χημικό δυναμικό και τις άλλες μερικές μοριακές θερμοδυναμικές λειτουργίες, άλλοι τρόποι έκφρασης των διαλυμάτων αερίου είναι περισσότερο χρήσιμοι για μελέτες φυσικών υδάτων.

Ας υποθέσουμε ότι υπάρχει ένα σώμα καθαρού νερού με θερμοδυναμική ισορροπία σε ατμόσφαιρα πρότυπης σύνθεσης κορεσμένη με υδρατμούς σε συνολική πίεση P . Για το οξυγόνο μπορούμε να γράψουμε τον παραπάνω νόμο ως:

$$f_o = k_o * (n_{Od} / n_w + n_{Od} + n_{Rd}) \quad (3.55)$$

Όπου,

n_w και n_{Od} είναι οι αριθμοί των γραμμομορίων νερού και διαλυμένου οξυγόνου σε ορισμένο όγκο V_s διαλύματος και,

n_{Rd} είναι ο αριθμός των γραμμομορίων όλων των άλλων διαλυμένων αερίων, δηλαδή ουσιαστικά αζώτου.

Αν τα \dot{V}_O και \dot{V}_R είναι οι μερικοί μοριακοί όγκοι οξυγόνου και του υπολειμματικού αερίου και τα M και ρ είναι η γραμμομοριακή μάζα και η πυκνότητα καθαρού νερού, δίδεται ο όγκος V_s στη θερμοκρασία ισορροπίας με:

$$V_s = \frac{M}{\rho} \left[n_w + (\dot{V}_O n_{Od} + \dot{V}_R n_{Rd}) \frac{\rho}{M} \right] \quad (3.56)$$

Έπειτα, με την επίλυση για το n_{Od} στον αριθμητή της Εξίσωσης 3.55, διαιρώντας το αποτέλεσμα με V_s και αντικαθιστώντας στην Εξίσωση 3.56, λαμβάνουμε την παρακάτω έκφραση για τη συγκέντρωση ισορροπίας διαλυμένου οξυγόνου σε γραμμομόρια οξυγόνου ανά όγκο διαλύματος:

$$C_o = \frac{n_{Od}}{V_s} = \frac{f_o \rho}{k_o M} \left[\frac{n_w + n_{Od} + n_{Rd}}{n_w + (\dot{V}_O n_{Od} + \dot{V}_R n_{Rd}) \frac{\rho}{M}} \right] \quad (3.57)$$

Αν υποθέσουμε ότι ο κανόνας Lewis & Randall ισχύει για αυτό το σύστημα έχουμε:

$$f_o = x_o * f'_o \quad (3.58)$$

Όπου,

f'_o είναι η αδράνεια καθαρού οξυγόνου που θα είχε στη θερμοκρασία ισορροπίας εάν η πίεση του ήταν ίδια με τη συνολική πίεση P της μεικτής φάσης ατμού.

Επιπλέον παρουσιάστηκε ότι:

$$f'_o = P Z'_o \quad (3.59)$$

Όπου,

Z'_o είναι ο συντελεστής συμπίεσης για καθαρό οξυγόνο στη θερμοκρασία ισορροπίας και συνολική πίεση P .

Ο συγγραφέας του άρθρου από το οποίο συμβουλευτήκαμε τον τύπο αλλάζει τη σημείωση επειδή ακολουθεί το γεωχημικό έθιμο, όπου ο αστερίσκος χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με το C_o για να δηλώσει κάτι αρκετά διαφορετικό. Επιπλέον, από τον ορισμό ισχύει πως:

$$P_o = x_o P \quad (3.60)$$

Εάν οι εξισώσεις 3.58, 3.59 και 3.60 συνδυαστούν και το $(1 - \Theta_o P)$ αντικαταστήσει το Z'_o , το αποτέλεσμα είναι:

$$f_o = P_o (1 - \Theta_o P) \quad (3.61)$$

Όπου,

Θ_o είναι το αρνητικό του δεύτερου συντελεστή πίεσης στην virial επέκταση για την πραγματική συμπεριφορά αερίου για το οξυγόνο.

Το επιχείρημα που οδηγεί στην Εξίσωση 3.61 είναι ουσιαστικά ισοδύναμο με την υπόθεση ότι για ένα μείγμα πραγματικών αερίων, το virial cross-term B_{ij} είναι ίσο με $a(B_{ii} + B_{jj})/2$, όπου ο δεύτερος virial συντελεστής B_{ii} λαμβάνει υπόψη τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ ζευγών μορίων τύπου i , B_{jj} μεταξύ ζευγών τύπου j και B_{ij} μεταξύ μικτών ζευγών μορίων. Όταν η Εξίσωση 3.61 εισάγεται στην Εξίσωση 3.57 και αναγνωρίζεται ότι ο λόγος στις παρενθέσεις στην Εξίσωση 3.57 διαφέρει από την ενότητα μόνο κατά 20 ή 30 ppm, το αποτέλεσμα είναι:

$$C_o = \frac{n_{Od}}{V_s} = \frac{\rho P_o}{k_o M} (1 - \Theta_o P) \quad (3.62)$$

Η εμπειρική μέθοδος που περιγράφεται από τον Benson et al. (1979) καθορίζει άμεσα το k . Η μέθοδος αυτή παρέχει πλήρως διορθωμένες τιμές για το k χωρίς την ανάγκη λήψης θεωρητικών υποθέσεων σχετικά με τον τρόπο αντιμετώπισης των μοριακών αλληλεπιδράσεων στη φάση ατμών. Παρομοίως, οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται από τους Montgomery et al. (1964), Carpenter (1966), και Murray & Riley (1969) καθορίζουν άμεσα το C^* . Για να υπολογιστεί το C^* από το k ή το αντίστροφο, ωστόσο, είναι απαραίτητο να συμπεριληφθούν virial διορθώσεις εάν τα δεδομένα είναι επαρκώς ακριβή. Αν επικαλεστούμε τον κανόνα Lewis και Randall και υποθέσουμε την εφαρμογή του ορισμού της μερικής πίεσης $P_o = x_o P$ και $P_o = 0,2046(P - P_{wv})$ υπάρχουν και άλλες θεωρητικές δυνατότητες. Για παράδειγμα, στις πειραματικές μετρήσεις του k αρχικά έγινε προσπάθεια διόρθωσης των αλληλεπιδράσεων μεταξύ μορίων αερίου και νερού στη φάση του ατμού με υπολογισμό του virial cross-term B_{ij} . Τα αποτελέσματα δεν ήταν επαρκή για την υψηλή ακρίβεια των μετρήσεων και τελικά υιοθετήσαμε την εμπειρική προσέγγιση.

Αν υποθέσουμε ότι η διόρθωση για το σύστημα αέρα-νερού είναι η ίδια με την εμπειρική διόρθωση που βρέθηκε από τους Benson et al. (1979) για το σύστημα καθαρού οξυγόνου-νερού, τότε το $(1 - \Theta_o)$ θα αντικατασταθεί από $[1 - (\lambda_o - \Theta_o)]$, όπου το λ_o δίνεται από τους Benson et al. ως συνάρτηση της θερμοκρασίας.

Όπως επισημάνθηκε και νωρίτερα, ο συντελεστής k είναι ο πιο θεμελιώδης για την περιγραφή της διαδικασίας διαλυτότητας. Από την άλλη πλευρά, για πολλούς γεωχημικούς και μηχανικούς σκοπούς, το C^* ή C^t είναι η άμεσα εφαρμοζόμενη ποσότητα. Για να ληφθεί ο συντελεστής Bunsen είτε από το k είτε από το C^* απαιτούνται υποθέσεις σχετικά με τη συμπεριφορά της ατμόσφαιρας. Επιπλέον, λόγω των μοριακών αλληλεπιδράσεων στη φάση ατμού, ο συντελεστής Bunsen δεν είναι μια σταθερά σε δεδομένη θερμοκρασία, αλλά είναι συνάρτηση της συνολικής πίεσης. Αυτό σημαίνει ότι σε εργασία με ακριβή δεδομένα ο συντελεστής Bunsen χάνει την κύρια χρησιμότητά του, επειδή δεν μπορούμε απλά να τον πολλαπλασιάσουμε με τη μερική πίεση του αερίου πάνω από ένα διάλυμα για να ληφθεί η συγκέντρωση ισορροπίας του αερίου στη διαλυτότητα.

Γενικά, είναι απαραίτητο να χρησιμοποιείται η Εξίσωση 3.62 για τον υπολογισμό του C ή όταν το μείγμα αερίων είναι αέρας, C^i , C^t ή C^p μπορεί να χρησιμοποιηθεί όπως συζητήθηκε παραπάνω. Για τους λόγους αυτούς, προτείνεται στην περιγραφή της διαλυτότητας ενός αερίου να δίνεται έμφαση στα k , C^i , ή C^t και όχι στον συντελεστή Bunsen.

Συνοψίζοντας, συγκεντρώθηκαν ορισμένοι μαθηματικοί τύποι οι οποίοι προσδίδουν τη συσχέτιση του διαλυμένου οξυγόνου με διάφορες παραμέτρους όπως είναι η θερμοκρασία, η αλατότητα, η τάση κορεσμού των υδρατμών, το βάθος, η πίεση και το υψόμετρο. Από τους μαθηματικούς τύπους που αναλύθηκαν παραπάνω, δημιουργήθηκε ένας συνοπτικός πίνακας που περιλαμβάνει εξισώσεις διαλυμένου οξυγόνου σε συσχέτιση με ποικιλία παραμέτρων οι οποίοι έχουν την ικανότητα επιρροής του. Ο συγκεκριμένος πίνακας παρατίθεται στη συνέχεια.

Πίνακας III Συνοπτικός πίνακας συσχέτισης του οξυγόνου με διάφορες παραμέτρους.

<i>Εξίσωση</i>	<i>Περιγραφή</i>	<i>Βιβλιογραφία</i>
$O_s = 14,652 - 0,4102 * T + 0,007991 * T^2 - 0,000$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με θερμοκρασία</i>	<i>Αντωνόπουλος, 1995</i>

<i>Εξίσωση</i>	<i>Περιγραφή</i>	<i>Βιβλιογραφία</i>
$\ln O_s = -139,34411 + \frac{1,575701 * 10^5}{T_a} - \frac{6,64230}{T}$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με θερμοκρασία</i>	<i>ΑΡΗΑ, 1992</i>
$O_{sp} = \frac{O_s * P * \left(1 - \frac{P_{wv}}{P}\right) * (1 - \theta * P)}{(1 - P_{wv}) * (1 - \theta)}$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με βαρομετρική πίεση και την πίεση κορεσμού των υδρατμών</i>	<i>ΑΡΗΑ, 1992</i>
$O_{sH} = O_s * [1 - 0,1148 * H (km)]$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με υψόμετρο</i>	<i>Zison et. al., 1978</i>
$O_{ss} = [14,652 - 0,4102 * T + 0,007991 * T^2 - 0,0000001 * T^3]$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με αλατότητα</i>	<i>Αντωνόπουλος, 1995</i>
$\ln O_{ss} = \ln O_s - \delta S * \left[1,7674 * 10^{-2} - \frac{1,0754 * 10^{-4}}{T_a} \right]$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με αλατότητα</i>	<i>ΑΡΗΑ, 1992</i>
$C_{O_2}(t) = p_{O_2}(t) * S_{O_2}$	<i>Μερική πίεση οξυγόνου σε σχέση με τη συγκέντρωση οξυγόνου και τη θερμοκρασία του νερού</i>	<i>Gnaiser, 2001</i>
$p_{H_2O}^i = \exp \left[\left(-216961 * T^1 - 3840,7 \right) * T^1 + 16,4 \right]$	<i>Σχέση πίεσης κορεσμού των υδρατμών με θερμοκρασία</i>	<i>Gnaiser, 2010</i>
$C^i = \exp \left\{ \left[\left(-8,621949 * 10^{11} * T^{-1} + 1,243800 * 10^4 \right) * T^1 + 16,4 \right] \right\}$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με ατμοσφαιρική πίεση και θερμοκρασία</i>	<i>Gnaiser, 2010</i>

<i>Εξίσωση</i>	<i>Περιγραφή</i>	<i>Βιβλιογραφία</i>
$\ln C = A_1 + A_2(100/T) + A_3(\ln(T/100)) + A_4(T/100)$	<i>Οξυγόνο κορεσμού σε σχέση με τη θερμοκρασία και την αλατότητα, σε συγκεκριμένη ατμοσφαιρική πίεση</i>	<i>Nishri & Ben-Yaakov, 1990</i>
$C_s = 14,161 - 0,3943T + 0,007714T^2 - 0,00006T^3$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο σε σχέση με τη θερμοκρασία και διαφόρων τιμών αλατότητα</i>	<i>Truesdale, Downing & Lowden, 1955</i>
$\ln K = \alpha_0 + (\alpha_1/T) + (\alpha_2/T^2) + (\alpha_3/T^3) + \dots$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο με θερμοκρασία και αλατότητα</i>	<i>Benson & Krause, 1980</i>
$f_o = k_o \frac{n_{Od}}{n_w + n_{Od} + n_{Rd}}$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο σε σχέση με την πίεση κορεσμού των υδρατμών σε καθαρό νερό</i>	<i>Benson & Krause, 1980</i>
$C_o^i = 0,20946(1 - P_{wv}) \frac{P}{K_o M} (1 - \theta_o)$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με βαρομετρική πίεση και την πίεση κορεσμού των υδρατμών</i>	<i>Benson & Krause, 1980</i>
$\ln C_o^i = A_0 + A_1 T^{-1} + A_2 \ln T + A_3 T + S(B_0 + B_1 T)$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο σε συγκεκριμένη κλίμακα αλατότητας και θερμοκρασίας</i>	<i>Garcia & Gordon, 1992</i>
$C_o^i = 0,20946 F (1 - P_{wv})(1 - B_0) * (K_o M_w)^{-1}$	<i>Κορεσμένο οξυγόνου σε σχέση με την πίεση κορεσμού των υδρατμών και την αλατότητα</i>	<i>Garcia & Gordon, 1992</i>

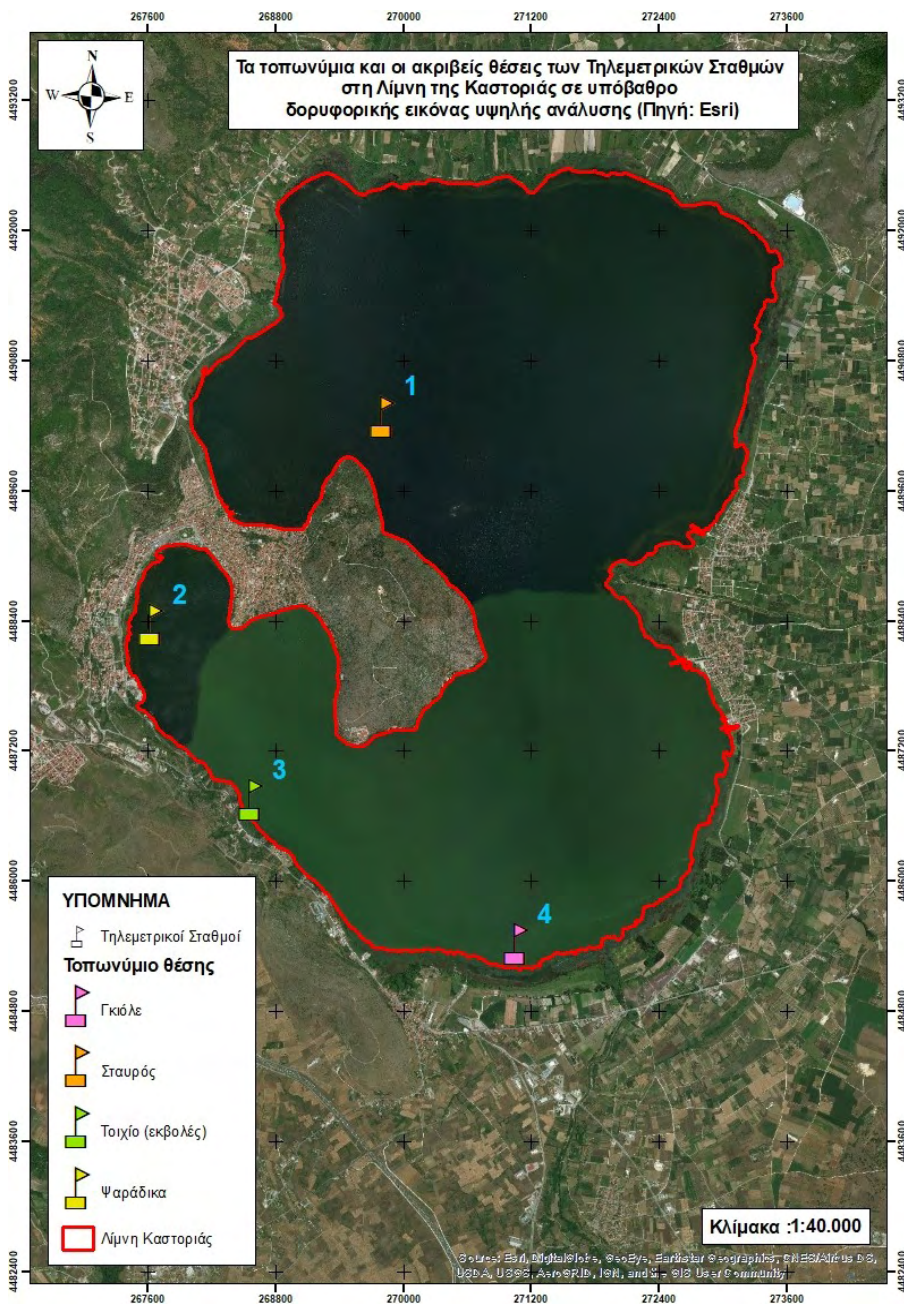
<i>Εξίσωση</i>	<i>Περιγραφή</i>	<i>Βιβλιογραφία</i>
$pO_{2,A}^i = pO_{2,A} - pO_{2,A} \left(\frac{pH_2O}{P_A} \right)$	<i>Πίεση κορεσμένου οξυγόνου σε σχέση με την πίεση κορεσμού των υδρατμών και τη θερμοκρασία</i>	<i>Carignan, 1998</i>
$\ln C^i = a_0 + a_1 * (100/T) + a_2 * \ln(T/100) + a_3 * (T/100)$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο με ατμοσφαιρική πίεση, θερμοκρασία και υψηλή αλατότητα</i>	<i>Debelius, Gómez-Parra & Forja, 2009</i>
$\ln C_0^i = a_0 + \frac{a_1}{T} + a_2 \ln T + a_3 T + a_4 T^2 + S(a_5 + a_6 T)$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο σε σχέση με ατμοσφαιρική πίεση, πίεση κορεσμού των υδρατμών, θερμοκρασία και αλατότητα</i>	<i>Sherwood et al., 1992</i>
$C_0 = C_0^i \left(\frac{P - P_{wv}}{1 - P_{wv}} \right) \exp[B(P - 1)]$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο σε σχέση με ατμοσφαιρική πίεση, πίεση κορεσμού των υδρατμών, θερμοκρασία και αλατότητα</i>	<i>Sherwood et al., 1992</i>
$g = \frac{\frac{O_2}{O_2^1} * b + m_\pi - 760}{b + m_\pi - f} * 100$	<i>Μέτρο κορεσμού οξυγόνου με ατμοσφαιρική πίεση, θερμοκρασία και πίεση κορεσμού των υδρατμών</i>	<i>Ricker, 1934</i>
$g^1 = \frac{\frac{b-f}{760-f} * b + m_\pi - 760}{b + m_\pi - f} * 100$	<i>Μέτρο κορεσμού οξυγόνου στην περίπτωση όπου η περιεκτικότητα οξυγόνου αντιστοιχεί στη διαλυτότητα οξυγόνου. Η σχέση επηρεάζεται από την ατμοσφαιρική πίεση, τη θερμοκρασία και τη πίεση κορεσμού των υδρατμών</i>	<i>Ricker, 1934</i>

<i>Εξίσωση</i>	<i>Περιγραφή</i>	<i>Βιβλιογραφία</i>
$x = O_{pm} * q_0 / p_0$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση</i>	<i>Ricker, 1934</i>
$P_z = P_0 + 0,0967 z$	<i>Πίεση με βάθος</i>	<i>Wetzel, 2001</i>
$A \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial (AK_z \frac{\partial T}{\partial z})}{\partial z} - \rho c_p \frac{\partial Aq}{\partial z}$	<i>Θερμοκρασίας με βάθος και χρόνο</i>	<i>Henderson-Sellers, 1984; Chapra, 1997</i>
$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{1}{A} \frac{\partial (AK_z \frac{\partial C}{\partial z})}{\partial z} \pm S$	<i>Διαλυμένο οξυγόνο με βάθος</i>	<i>Henderson-Sellers, 1984</i>
$C_x = C_{atm} (P - V) / (101,325 - V)$	<i>Διαλυτότητα οξυγόνου σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση και την τάση των υδρατμών</i>	<i>Standing Committee of Analysts, 1980</i>
$Cs = 14,652 - 0,4102T + 0,007991T^2 - 0,000077794T^3$	<i>Οξυγόνο κορεσμού με θερμοκρασία</i>	<i>Αντωνόπουλος, 1995</i>
$Os: \frac{PoDo}{V}$	<i>Δυναμικού παροχής οξυγόνου με μερική πίεση οξυγόνου, συντελεστής διάχυσης του οξυγόνου και με κινηματικό ιζώδες νερού</i>	<i>Jacobsen, 2000</i>

<i>Εξίσωση</i>	<i>Περιγραφή</i>	<i>Βιβλιογραφία</i>
$S_s = \frac{a}{\text{γραμμομοριακός όγκος} * K}$	<p>Η διαλυτότητα ενός αερίου με βάση το συντελεστή απορρόφησης Bunsen α και τους γραμμομοριακούς όγκους ως μονάδες της ποσότητας της ουσίας</p>	<p>Forstner, 1983</p>
$\ln \chi = A_1 + A_2 / \text{ } + A_3 \ln \text{ } \text{ } \text{ }$	<p>Διαλυτότητας του O₂ σε ποικίλα ποσοστά αλατότητας και θερμοκρασία</p>	<p>Battino, 1981</p>
$\ln (P - P_{H_2O}^{Sat} m_{O_2}) = \mu_{O_2}^b / RT - \ln \phi_{O_2} + \sum_c 2 \lambda_{O_2-c} mc + \sum_a 2 \lambda_{O_2-a} ma + \sum_c \sum_a \xi_{O_2-c}$	<p>Διαλυτότητα οξυγόνου σε σχέση με την πίεση και θερμοκρασία</p>	<p>Ming & Zhenhao, 2010</p>
$Par(T,P) = c_1 + c_2 T + c_3 / T + c_4 T^2 + c_5 / 360 - T + c_6 P + c_7 \log$	<p>Διαλυτότητα οξυγόνου σε σχέση με την πίεση και θερμοκρασία</p>	<p>Ming & Zhenhao, 2010</p>

3.2 Διαγράμματα

3.2.1 Περιοχή μελέτης



Σχήμα 3.1 Τα τοπωνύμια και οι ακριβείς θέσεις των τηλεμετρικών σταθμών της λίμνης Καστοριάς (Karamoutsou & Psilovikos, 2019).

Για τη διεκπεραίωση και την ικανοποίηση του σκοπού της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το Εργαστήριο Οικοϋδραυλικής και Διαχείρισης Εσωτερικών Υδάτων από τη χρονική περίοδο του Ιανουαρίου 2017 έως και του Μαρτίου 2018 και με ωριαίο βήμα από τον σταθμό Γκιόλε που είναι εγκατεστημένος στη λίμνη της Καστοριάς. Αναλυτικότερα οι μετρήσεις γινόταν ανά 1 ώρα, εκτός από τις 7 πρώτες μέρες που πραγματοποιήθηκαν ανά 3 ώρες. Η λεκάνη απορροής της Λίμνης Καστοριάς, έχει έκταση 281 km² και καλύπτεται περίπου κατά 24% από καλλιέργειες, 38% από λιβάδια, 25% από φυσική βλάστηση, 3% από οικισμούς και το υπόλοιπο 10% καταλαμβάνεται από τη λίμνη. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να αποτίθενται στο έδαφος και να απορρέουν στη λίμνη κατ' έτος σημαντικές ποσότητες ρύπων. Οι αιτίες που προκαλούν τη ρύπανση είναι σημειακές και μη σημειακές πηγές ρύπανσης, όπως τα αστικά λύματα (παρά το ότι από το 1991 λειτουργεί βιολογικός καθαρισμός), οι διάχυτες πηγές, οι όμβριες απορροές αστικών και υπαίθριων περιοχών, η απευθείας βροχόπτωση, οι χωματερές και γενικά οι παραγωγικές και οι ανθρωπογενείς δραστηριότητες (Mantzafleri et al., 2009). Αποτέλεσμα της συγκεντρώσεως στο νερό της λίμνης των διαφόρων θρεπτικών και τοξικών ουσιών είναι η δημιουργία εκεί συνθηκών ευτροφισμού, μικρότερη διαφάνεια νερού, λιγότερο διαλυμένο οξυγόνο και εμφάνιση δυσμενών συνθηκών για τους υδρόβιους οργανισμούς, κυρίως τα ψάρια (Καραμούτσου & Ψιλοβίκος, 2019).

3.2.2 Φυσικοχημικές παράμετροι και μέθοδοι ανάλυσης

Οι παράμετροι οι οποίοι συλλέχθηκαν από τον σταθμό είναι η χλωροφύλλη (Cl-a – mg/L), το διαλυμένο οξυγόνο (DO₂-mg/L) και η θερμοκρασία (°C). Με βάση αυτές τις παραμέτρους και τα δεδομένα που είχαμε ανά ημέρα και ανά ώρα, υπολογίσαμε το οξυγόνο κορεσμού με τη βοήθεια της εξίσωσης (Αντωνόπουλος, 1995, από Ψιλοβίκος Α., 2014):

$$O_s = 14,652 - 0,4102 * T + 0,007991 * T^2 - 0,000077794 * T^3 \quad (3.63)$$

Όπου,

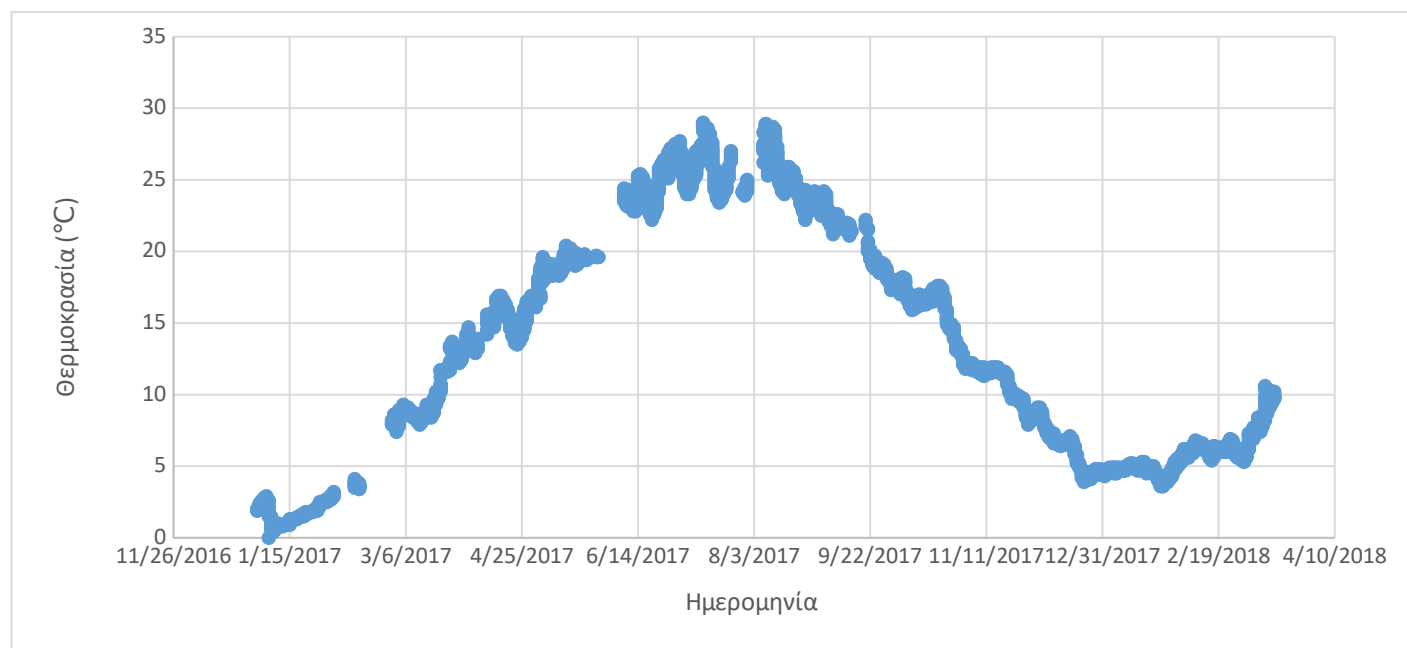
T η θερμοκρασία του νερού (°C) και,

O_s είναι η συγκέντρωση οξυγόνου που αντιστοιχεί στον κορεσμό (mg/L).

Η εξίσωση αυτή περιγράφει τη σχέση μεταξύ οξυγόνου κορεσμού και θερμοκρασίας. Για την επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν λογιστικά φύλλα του προγράμματος Microsoft Excel και με αυτό τον τρόπο δημιουργήσαμε διαγράμματα. Κατασκευάσαμε έξι διαγράμματα εκ των οποίων το πρώτο, το δεύτερο και το τρίτο διάγραμμα παρουσιάζουν τη διακύμανση των μετρούμενων τιμών της θερμοκρασίας, του διαλυμένου οξυγόνου και του οξυγόνου κορεσμού αντιστοίχα, στη Λίμνη της

Καστοριάς. Στο τέταρτο διάγραμμα φαίνεται η συσχέτιση του διαλυμένου οξυγόνου με τη θερμοκρασία στο διάστημα των δειγματοληψιών, ενώ στο πέμπτο διάγραμμα απεικονίζεται η συμπεριφορά του οξυγόνου κορεσμού σε σχέση με τη θερμοκρασία. Τέλος στο έκτο διάγραμμα γίνεται συσχέτιση του διαλυμένου οξυγόνου και του οξυγόνου κορεσμού στο χρονικό διάστημα του ενός χρόνου που πραγματοποιήθηκε η έρευνα.

3.2.2.1 Οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας σε διάστημα ενός έτους

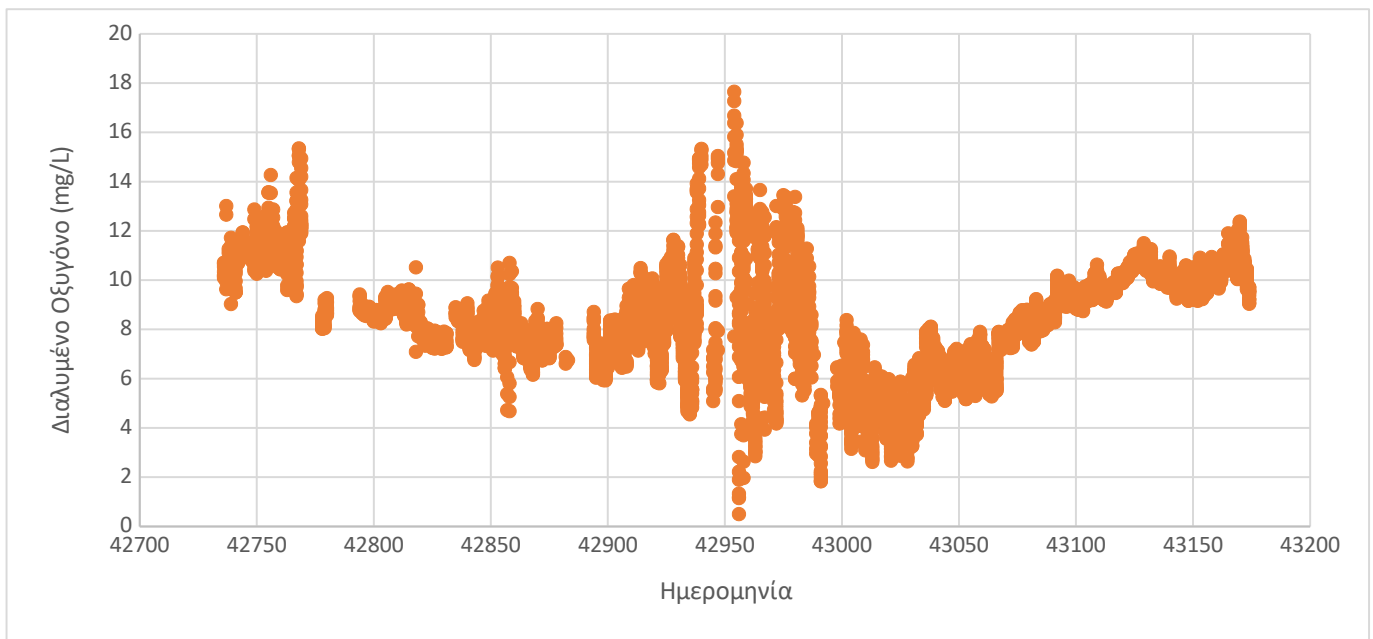


Σχήμα 3.2 Διακύμανση των τιμών της θερμοκρασίας στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.

Στο πρώτο διάγραμμα (Σχήμα 3.2) παρουσιάζεται σύγκριση θερμοκρασίας σε συνάρτηση με τον χρόνο από το Ιανουάριο του 2017 μέχρι τον Μάρτιο του 2018. Την περίοδο του καλοκαιριού (Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο) βρίσκονται οι μέγιστες θερμοκρασίες που αγγίζουν περίπου τους 30 °C. Όπως φαίνεται στο διάγραμμα στη συνέχεια αρχίζει και μειώνεται η θερμοκρασία ομαλά μέχρι που τους χειμερινούς μήνες (Δεκέμβριο, Ιανουάριο) έχουμε τις πιο χαμηλές θερμοκρασίες κάτω των 5 °C. Βέβαια την πιο χαμηλή θερμοκρασία στο χρονικό διάστημα 2017-2018 που πραγματοποιήθηκε η μέτρηση είναι το μήνα Ιανουάριο που άγγιξε το 0 °C.

3.2.2.2 Οι διακυμάνσεις του διαλυμένου οξυγόνου σε διάστημα ενός έτους

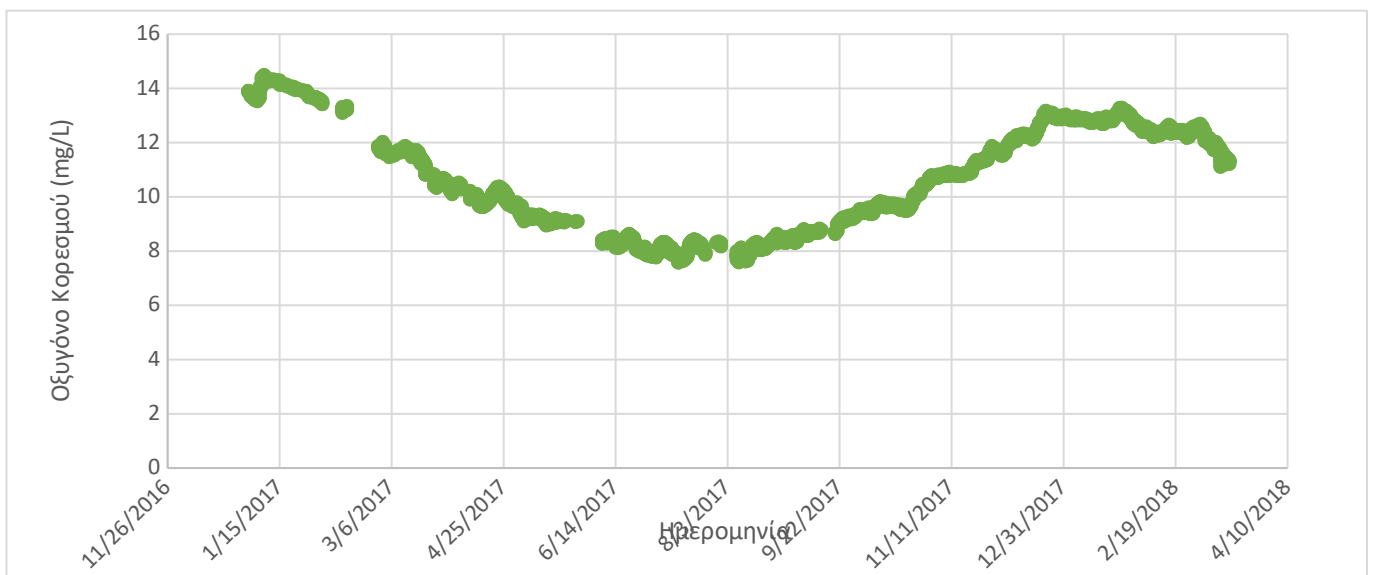
Επίσης παρατηρούμε τις τιμές του διαλυμένου οξυγόνου σε συνάρτηση με τον χρόνο, στο δεύτερο διάγραμμα. Σε αυτό το διάγραμμα υπάρχουν πάρα πολλές αυξομειώσεις στις τιμές και είναι φανερό πως το εύρος των τιμών του διαλυμένου οξυγόνου είναι μεγαλύτερο στο χρονικό διάστημα 6/2017 έως 9/2017. Συγκεκριμένα τον μήνα Αύγουστο, οι τιμές έφθασαν από 17,65 mg/L που ήταν η μέγιστη τιμή, έως 0,5 mg/L που ήταν η ελάχιστη τιμή. Αυτό δείχνει ότι εκείνη την περίοδο υπήρχε μεγάλη συσσώρευση διαλυμένου οξυγόνου στο σταθμό Γκιόλε της λίμνης της Καστοριάς. Όμως, τα ποσοστά διαλυμένου οξυγόνου καταναλώνονταν αρκετά γρήγορα. Αυτό οφείλεται στην ηλιακή ενέργεια, διότι τους καλοκαιρινούς μήνες έχουμε περισσότερη έκθεση στον ήλιο από ότι τους χειμερινούς μήνες. Με αποτέλεσμα να γίνεται το φαινόμενο της φωτοσύνθεσης πιο έντονα και να υπάρχει περισσότερη οργανική ύλη στο νερό. Συνοψίζοντας η παραγωγικότητα των υδάτων αυξάνεται απότομα στη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών και εντονότερα τη περίοδο του Αυγούστου. Αυτή η αύξηση όπως προαναφέρθηκε οφείλεται στην ένταση της παραγωγικής διαδικασίας η οποία θα μπορούσε να επηρεάζεται ανεξάρτητα από την ηλιοφάνεια και τη θερμοκρασία, από τις απορροές και την είσοδο στη λίμνη ποικίλων θρεπτικών συστατικών τόσο από τις καλλιέργειες που ανθούν αυτή τη περίοδο όσο και από τους οικισμούς ή τη φυσική βλάστηση που βρίσκεται στη λεκάνη απορροής της λίμνης. Εντούτοις φαίνεται πως η διαφοροποίηση των θερμοκρασιών μεταξύ ημέρας και νύχτας καθώς και η ύπαρξη ή έλλειψη φωτός καθορίζουν και διαφοροποιούν σημαντικά τις καταγεγραμμένες μετρήσεις εκείνη τη συγκεκριμένη περίοδο. Ουσιαστικά από την επιρροή όλων των παραπάνω γίνεται φανερό πως με την αύξηση της παραγωγικότητας, το οργανικό υλικό αυξάνεται άρα και οι απαιτήσεις σε διαλυμένο οξυγόνο.



Σχήμα 3.3 Οι διακυμάνσεις των τιμών του διαλυμένου οξυγόνου στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.

3.2.2.3 Οι διακυμάνσεις του οξυγόνου κορεσμού σε διάστημα ενός έτους

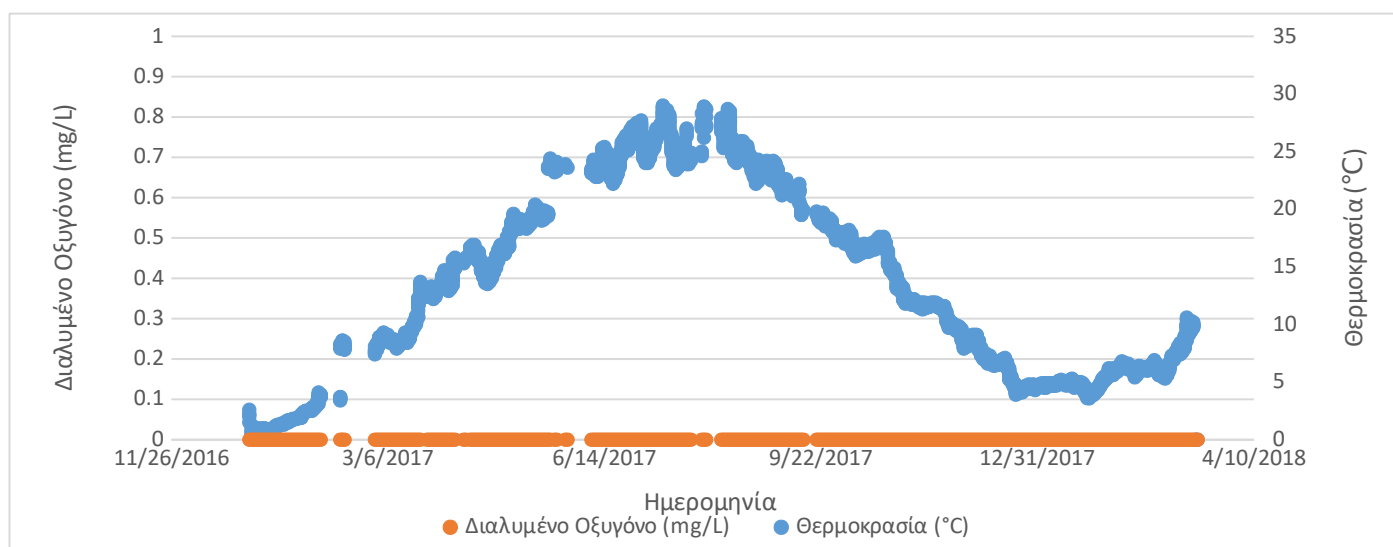
Από την εξίσωση που χρησιμοποιήσαμε για να βρούμε το οξυγόνου κορεσμού δημιουργήσαμε το παρακάτω διάγραμμα το οποίο δείχνει τη σχέση αυτού με τον χρόνο. Παρατηρούμε ότι παρουσιάζεται καμπύλη προς τα κάτω στο χρονικό διάστημα 3/2017 έως 12/2017.



Σχήμα 3.4 Τα επίπεδα του οξυγόνου κορεσμού στο σταθμό Γκιόλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.

3.2.2.4 Διακυμάνσεις του διαλυμένου οξυγόνου με την θερμοκρασία

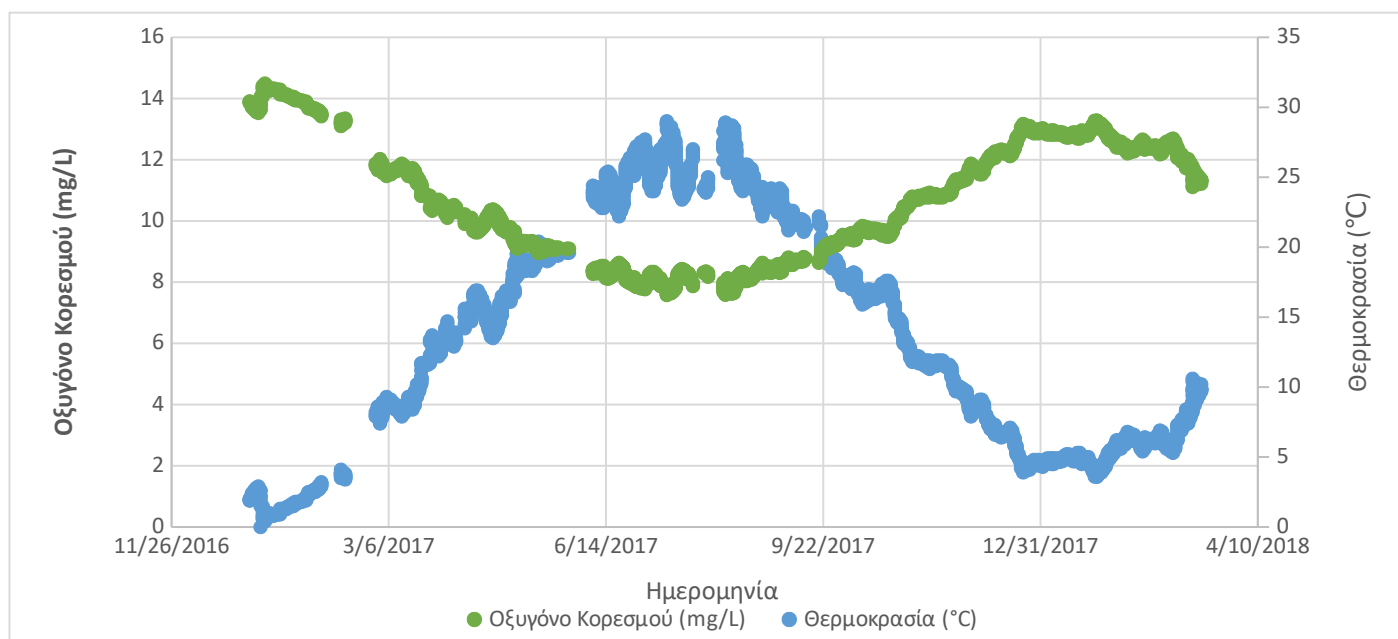
Όπως προκύπτει από το διάγραμμα οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου είναι αντίστροφως ανάλογες των τιμών της θερμοκρασίας. Τις περιόδους του χρόνου που παρατηρείται έντονη πτώση της θερμοκρασίας, οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου φαίνεται να είναι υψηλότερες από αυτές που προκύπτουν τους μήνες του έτους που οι θερμοκρασιακές τιμές είναι στα υψηλότερα επίπεδα.



Σχήμα 3.5 Τα επίπεδα του διαλυμένου οξυγόνου σε σχέση με τη θερμοκρασία στο σταθμό Γκιόλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.

3.2.2.5 Διακυμάνσεις του οξυγόνου κορεσμού με την θερμοκρασία

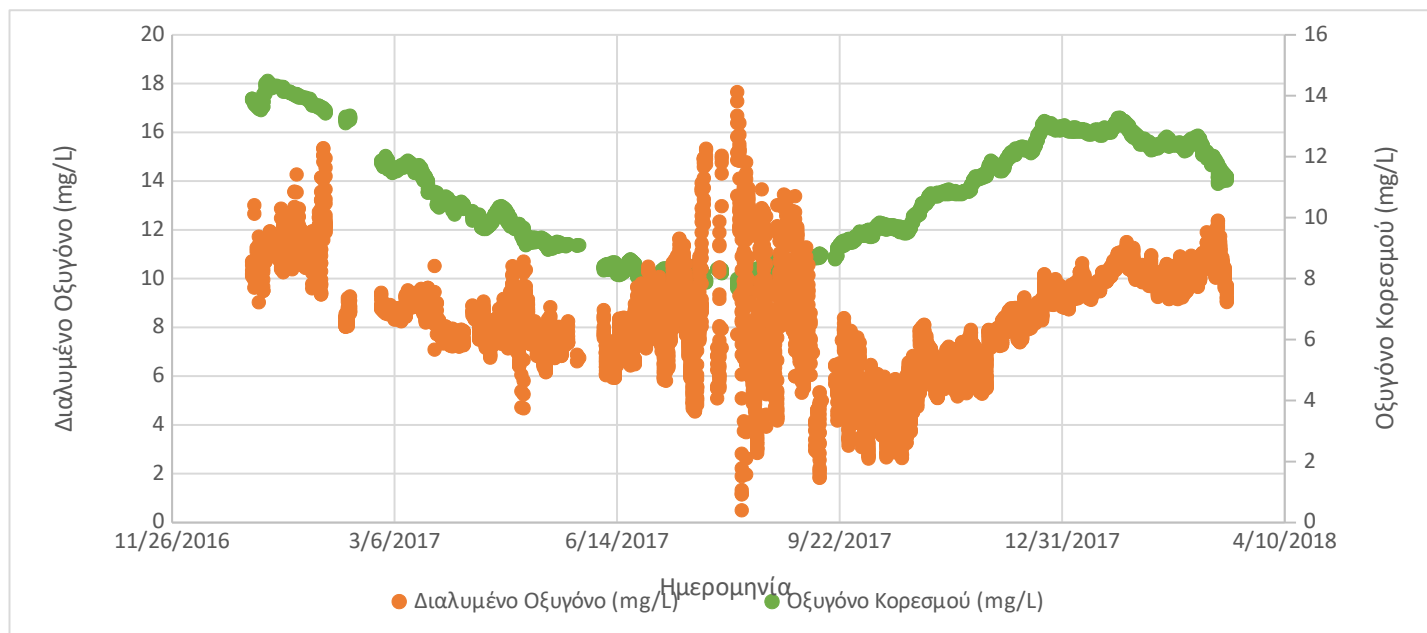
Στο πέμπτο διάγραμμα παρουσιάζεται η σχέση μεταξύ του οξυγόνου κορεσμού με τη θερμοκρασία και παρατηρούμε τις διακυμάνσεις που προκύπτουν. Τους μήνες 5/2017 και 9/2017 σύμφωνα με τις παρατηρούμενες τιμές των συγκεκριμένων μεταβλητών προκύπτει ότι βρίσκονται σε ισορροπία κάτι που γίνεται φανερό στο διάγραμμα καθώς είναι το μόνο σημείο που δυο καμπύλες συμπίπτουν. Σε αντιθεση με τους καλοκαιρινούς μήνες (Ιούνιο – Αύγουστο) που παρατηρούνται ακραίες τιμές τόσο στο οξυγόνο κορεσμού (12/7 και 11/8) όσο και στη θερμοκρασία (12/7 και 11/8). Από όσα αναφέραμε πιο πάνω οι δυο μεταβλητές παρουσιάζουν αντιστρόφως ανάλογη σχέση σχεδόν σε όλο το διάστημα του έτους.



Σχήμα 3.6 Τα επίπεδα του οξυγόνου κορεσμού σε σχέση με την θερμοκρασία στο σταθμό Γκιάλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 -Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.

3.2.2.6 Διακυμάνσεις του διαλυμένου οξυγόνου και του οξυγόνου κορεσμού

Στο έκτο και τελευταίο διάγραμμα παρατηρούμε τη σχέση μεταξύ διαλυμένου οξυγόνου και οξυγόνου κορεσμού. Βλέπουμε ότι στην καμπύλη του διαλυμένου οξυγόνου, τους καλοκαιρινούς μήνες και κυρίως τον Αύγουστο, οι τιμές του είναι υψηλότερες σε σχέση με το διαλυμένο οξυγόνο (υπερκορεσμός). Είναι χρήσιμο να αναφέρουμε ότι η λίμνη της Καστοριάς είναι ρηχή πολυμικτική στην οποία η στρωμάτωση διαταράσσεται εύκολα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα εκείνη την χρονική περίοδο να έχουμε αυξημένη παραγωγικότητα λόγω της έντονης φωτοσύνθεσης σε όλο το βάθος της.



Σχήμα 3.7 Τα επίπεδα του διαλυμένου οξυγόνου σε σχέση με οξυγόνου κορεσμού στο σταθμό Γκιόλε τη χρονική περίοδο Ιανουάριος 2017 - Μάρτιος 2018 και με ωριαίο βήμα.



Συμπεράσματα - Προτάσεις



4.1 Συμπεράσματα

Σκοπός της παρούσας εργασίας αποτελεί η διερεύνηση των μεταβολών που μπορεί να προκύψουν στις συγκεντρώσεις του διαλυμένου οξυγόνου από διάφορες φυσικοχημικές παραμέτρους, καθώς και του τρόπου με τον οποίο οι μεταβολές αυτές επηρεάζουν την ποιοτική κατάσταση του ύδατος. Καθώς η ποιότητα των υδάτων επηρεάζεται από πλήθος παραγόντων είναι σημαντικό να αναφερθεί πως ασχοληθήκαμε κυρίως με στάσιμα-λιμναία ύδατα.

Επικεντρωθήκαμε κυρίως στις μεταβολές που μπορεί να προκύψουν στο οξυγόνο κορεσμού τόσο από τις μεταβολές τις θερμοκρασίας όσο και από παράγοντες όπως το βάθος, το υψόμετρο, την πίεση, την αλατότητα και την τάση κορεσμού των υδρατμών. Επιπλέον, στόχος της παρούσας εργασίας αποτελεί η σύγκριση και, τελικά, η επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν με άλλες έρευνες ή εργασίες οι οποίες αναλύθηκαν και σχετίζονταν τόσο με την παρατήρηση όσο και με την απόδειξη των γεγονότων με τη βοήθεια μαθηματικών τύπων και διαγραμμάτων.

Αρχικά επικεντρωθήκαμε στη συλλογή πληροφοριών μέσω σχετικών ερευνητικών εργασιών και καθώς καταλήξαμε σε ορισμένα αποτελέσματα, προχωρήσαμε στη διερεύνηση των αποτελεσμάτων, μέσω ποικίλων μαθηματικών τύπων. Οι συγκεκριμένοι μαθηματικοί τύποι αντλήθηκαν από ερευνητικές εργασίες που επικεντρώνονταν κυρίως στην απόδειξη αποτελεσμάτων με μαθηματικές μεθόδους. Στη συνέχεια, επιθυμώντας να παρατηρήσουμε στην πράξη τα αποτελέσματα τα οποία είχαμε συγκεντρώσει από τη βιβλιογραφική μας ανασκόπηση, προβήκαμε στη διερεύνηση των αποτελεσμάτων δειγματοληπτικών μετρήσεων που έγιναν στη λίμνη της Καστοριάς και συγκεκριμένα στο σταθμό του Γκιόλε για το χρονικό διάστημα περίπου ενός έτους (Ιανουάριος 2017 – Μάρτιος 2018).

Στηριζόμενοι σε σχετικές έρευνες, σε μαθηματικούς τύπους και στα αποτελέσματα των παραπάνω διαγραμμάτων καταλήγουμε στα εξής:

- Οι ποιοτικές παράμετροι των υδάτων είναι αρκετές και διαμορφώνουν μια περίπλοκη σχέση μεταξύ τους.
- Μεταξύ των σημαντικότερων παραμέτρων ποιότητας, βρίσκονται η θερμοκρασία, το διαλυμένο οξυγόνο και το οξυγόνο κορεσμού.
- Η αλατότητα, η τάση κορεσμού των υδρατμών, η πίεση, το υψόμετρο και το βάθος επηρεάζουν σημαντικά τις τιμές του διαλυμένου οξυγόνου και για ακριβώς αυτό τον λόγο γίνεται έντονη αναφορά σε αυτές τις παραμέτρους.

- Η διαλυτότητα του οξυγόνου είναι πιο έντονη σε συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών, ενώ υπό αυξημένη θερμοκρασία οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου είναι μειωμένες, κάτι που επαληθεύεται και από τις μετρήσεις με εξαιρέσεις κατά τους καλοκαιρινούς μήνες.
- Η αύξηση της αλατότητας, προκαλεί μείωση στις τιμές του διαλυμένου οξυγόνου και αποκαλύπτει μια αντιστρόφως ανάλογη σχέση μεταξύ τους.
- Ακόμη υπό αυξημένη αλατότητα, προβάλλεται μείωση στη τάση κορεσμού των υδρατμών.
- Με τη μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης, οι τιμές του διαλυμένου οξυγόνου παρουσιάζουν πτώση.
- Επιπλέον, με την αύξηση του βάθους, η θερμοκρασία αλλά και το διαλυμένο οξυγόνο μειώνονται. Η μείωση της θερμοκρασίας οφείλεται στη στρωμάτωση (υπολίμνιο), ενώ αυτή του διαλυμένου οξυγόνου, στην αναστολή της κατακόρυφης κυκλοφορίας του νερού, λόγω στρωμάτωσης. Σε αυτή τη περίπτωση παρατηρούμε την αντίθεση με αυτό που αναφέρθηκε παραπάνω. *«Η διαλυτότητα του οξυγόνου είναι πιο έντονη σε συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών»* και αντιλαμβανόμαστε τον πολύπλοκο τρόπο που επηρεάζονται όλοι οι παράγοντες μεταξύ τους. Σε περιπτώσεις έντονου βάθους η φωτοσυνθετική διαδικασία είναι δύσκολο έως αδύνατο να συντελεστεί, ενώ επίσης οι οργανισμοί που διαβιούν στο υδατικό σύστημα έχουν ανάγκη την κατανάλωση του διαλυμένου στο νερό οξυγόνου.

Μέσω των βιβλιογραφικών ανασκοπήσεων, των διαγραμμάτων και των παραπάνω αποτελεσμάτων προκύπτει πως οι παράγοντες ποιότητας του νερού δεν μπορούν να ορισθούν ως κάτι σταθερό και είναι ιδιαίτερα δύσκολο να περιγραφούν πλήρως. Για τον λόγο αυτό έγκειται η ανάγκη συνεχούς έρευνας και συζήτησης. Η ποιότητα των υδατικών οικοσυστημάτων, είναι ένα ζήτημα καίριας σημασίας, αφού χαρακτηρίζεται με βάση τη χρήση για την οποία προορίζεται.

Η συμπεριφορά των ανθρώπων και ο αντίκτυπος της αλαζονείας τους απέναντι στη φύση, η κλιματική αλλαγή και οι τρόποι με τους οποίους επιλέγουμε να αντιδράσουμε στα γεγονότα, αποτελούν κομβικό σημείο για την μετέπειτα ή όχι πορεία και εξέλιξή μας.

Βιβλιογραφικές αναφορές



Ξενόγλωσσες βιβλιογραφικές αναφορές

- Antonopoulos, V. Z., & Gianniou, S. K. (2003). Simulation of water temperature and dissolved oxygen distribution in Lake Vegoritis, Greece. *Ecological Modelling*, 160(1-2), 39-53.
- Asmat, A., Hazali, N. A., Nor, A. N. M., & Zuhan, F. K. (2018). Seasonal-spatial of Putrajaya Lake Water Quality Parameter (WQP) concentration using Geographic Information System (GIS). *International Journal of Engineering and Technology (UAE)*, 7(3), 176-181.
- Balmer, M. B., & Downing, J. A. (2011). Carbon dioxide concentrations in eutrophic lakes: undersaturation implies atmospheric uptake. *Inland Waters*, 1(2), 125-132.
- Baxter, R. M., Prosser, M. V., Talling, J. F., & Wood, R. B. (1965). Stratification in tropical African lakes at moderate altitudes (1,500 to 2,000 m). *Limnology and Oceanography*, 10(4), 510-520.
- Benson, B. B., & Krause, D. (1980). The concentration and isotopic fractionation of gases dissolved in freshwater in equilibrium with the atmosphere. 1. Oxygen. *Limnology and Oceanography*, 25(4), 662-671.
- Carignan, R. (1998). Automated determination of carbon dioxide, oxygen, and nitrogen partial pressures in surface waters. *Limnology and Oceanography*, 43(5), 969-975.
- Carpenter, J. H. (1966). NEW MEASUREMENTS OF OXYGEN SOLUBILITY IN PURE AND NATURAL WATER 1. *Limnology and oceanography*, 11(2), 264-277.
- Cole, J. J., Caraco, N. F., Kling, G. W., & Kratz, T. K. (1994). Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science*, 265(5178), 1568-1570.
- Cole, J. J., Prairie, Y. T., Caraco, N. F., McDowell, W. H., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., Duarte C. M., Kortelainen P., Downing J. A., Middelburg J. J., Melack, J. (2007). Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 10(1), 172-185.
- Debelius, B., Gómez-Parra, A., & Forja, J. M. (2009). Oxygen solubility in evaporated seawater as a function of temperature and salinity. *Hydrobiologia*, 632(1), 157-165.
- Demars, B. O., Russell Manson, J., Olafsson, J. S., Gislason, G. M., Gudmundsdóttir, R., Woodward, G. U. Y., Reiss J., Pichler D. E., Rasmussen J. J., & Friberg, N. (2011). Temperature and the metabolic balance of streams. *Freshwater Biology*, 56(6), 1106-1121.
- Forstner, H. (1983). Appendix A: Calculation of equilibrium oxygen concentration. *Polarographic Oxygen Sensors*, E. Gnaiger and H. Forstner, Eds.

- Gameson, A. L. H., & Robertson, K. G. (1955). The solubility of oxygen in pure water and sea-water. *Journal of Applied Chemistry*, 5(9), 502-502.
- Garcia, H. E., & Gordon, L. I. (1992). Oxygen solubility in seawater: Better fitting equations. *Limnology and oceanography*, 37(6), 1307-1312.
- Gikas, G. D., Tsihrintzis, V. A., Akratos, C. S., & Haralambidis, G. (2009). Water quality trends in Polyphytos reservoir, Aliakmon river, Greece. *Environmental monitoring and assessment*, 149(1-4), 163-181.
- Gnaiger, E. (2001). Oxygen solubility in experimental media. *OROBOROS Bioenergetics Newsletter MiPNet*, 6.
- Gordon, A. L. (1966, December). Potential temperature, oxygen and circulation of bottom water in the Southern Ocean. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 13, No. 6, pp. 1125-1138). Elsevier.
- Harding, D. (1961). Limnological trends in lake Kariba. *Nature*, 191(4784), 119.
- Hutchinson, G. E. (1938). On the relation between the oxygen deficit and the productivity and typology of lakes. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, 36(2), 336-355.
- Jaccard, S. L., & Galbraith, E. D. (2012). Large climate-driven changes of oceanic oxygen concentrations during the last deglaciation. *Nature Geoscience*, 5(2), 151.
- Jacobsen, D., Rostgaard, S., & Vásconez, J. J. (2003). Are macroinvertebrates in high altitude streams affected by oxygen deficiency? *Freshwater Biology*, 48(11), 2025-2032.
- Kortelainen, P. I. R. K. O., Rantakari, M. I. I. T. T. A., Huttunen, J. T., Mattsson, T., Alm, J., Juutinen, S. A. R. I., ... & Martikainen, P. J. (2006). Sediment respiration and lake trophic state are important predictors of large CO₂ evasion from small boreal lakes. *Global Change Biology*, 12(8), 1554-1567.
- Krasnova, E., Voronov, D., Frolova, N., Pantyulin, A., & Samsonov, T. (2015). Salt lakes separated from the White Sea. *sea*, 2(3), 4.
- Livingstone, D. M., Lotter, A. F., & Walkery, I. R. (1999). The decrease in summer surface water temperature with altitude in Swiss Alpine lakes: a comparison with air temperature lapse rates. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31(4), 341-352.
- Lowe, P. R. (1977). An approximating polynomial for the computation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 16(1), 100-103.
- MacKinnon, M. R., & Herbert, B. W. (1996). Temperature, dissolved oxygen and stratification in a tropical reservoir, Lake Tinaroo, northern Queensland, Australia. *Marine and freshwater research*, 47(7), 937-949.

- Matzafleri, N., Psilovikos, A., & Sentas, A. (2017). Zooplankton Population Seasonal Variations In Relation To Nutrients. Case Study Of Lake Kastoria, Western Macedonia, Greece. *FEB-Fresenius Environmental Bulletin*, p.1318.
- Matzafleri, N., Psilovikos, A., Neofytou, C. and Kagalou, I. (2013). Determination of the trophic status of Lake Kastoria, Western Macedonia, Greece. Small and decentralised water and wastewater treatment plants IV.
- McManus, J., Collier, R., Dymond, J., Wheat, C. G., & Larson, G. L. (1996). Spatial and temporal distribution of dissolved oxygen in Crater Lake, Oregon. *Limnology and Oceanography*, 41(4), 722-731.
- Merriam, B.S. (2002). *Qualitative research in practice: examples for discussion and analysis*.
- Ming, G. E. N. G., & Zhenhao, D. U. A. N. (2010). Prediction of oxygen solubility in pure water and brines up to high temperatures and pressures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(19), 5631-5640.
- Minou T., Georgiadou M., Karamoutsou L., Psilovikos A. (2017). Comparison of the Trophic status of two swallow lakes. The case study of the Lakes Kerkini and Kastoria. E-Proceedings of the 6th International Conference on Environmental Management, Engineering, Planning and Economics (CEMEPE) and SECOTOX Conference, Thessaloniki, Greece.
- Mortimer, C. H. (1981). The oxygen content of air-saturated fresh waters over ranges of temperature and atmospheric pressure of limnological interest: With 6 figures and 1 table in the text and on 1 folder, and 4 appendices. *Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie Mitteilungen*, 22(1), 1-23.
- Müller, B., Lotter, A. F., Sturm, M., & Ammann, A. (1998). Influence of catchment quality and altitude on the water and sediment composition of 68 small lakes in Central Europe. *Aquatic Sciences*, 60(4), 316-337.
- Murray, C. N., & Riley, J. P. (1969, June). The solubility of gases in distilled water and sea water—II. Oxygen. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 16, No. 3, pp. 311-320). Elsevier.
- Nakova, E., Linnebank, F. E., Bredeweg, B., Salles, P., & Uzunov, Y. (2009). The river Mesta case study: A qualitative model of dissolved oxygen in aquatic ecosystems. *Ecological informatics*, 4(5-6), 339-357.
- Nishri, A., & Ben-Yaakov, S. (1990). Solubility of oxygen in the Dead Sea brine. In *Saline Lakes* (pp. 99-104). Springer, Dordrecht.
- Poirrier, M. A. (1978). STUDIES OF SALINITY STRATIFICATION IN SOUTHERN LAKE PONTCHARTRAIN. *STUDIES*, 41, 26-35.

- Psilovikos Ar. (2005). The Contribution of Monitoring to the Rational Management and Prevention of Environmental Risks on the Nesto Transboundary River. The perspective for the implementation of Directive 2000/60. *Hydrotechnics*, Volume 15, p. 87 – 102 (in Greek).
- Ricker, W. E. (1934). A critical discussion of various measures of oxygen saturation in lakes. *Ecology*, 15(4), 348-363.
- Schindler, D. W. (1971). Light, temperature, and oxygen regimes of selected lakes in the experimental lakes area, northwestern Ontario. *Journal of the Fisheries Board of Canada*, 28(2), 157-169.
- Sentas A. & Psilovikos A. (2010). Comparison of ARIMA and transfer function (TF) models in water temperature simulation in dam–lake Thesaurus, Eastern Macedonia, Greece. *Environmental Hydraulics*, Christodoulou & Stamou (eds), Vol 2, pp. 929 – 934, CRC Press – Taylor and Francis Group, 2010.
- Shadrin, N. V. (2017). Hypersaline lakes as polyextreme habitats for life. *Introduction to Salt Lake Sciences*. Science Press, Beijing, China, 173-178.
- Sherwood, J. E., Stagnitti, F., Kokkinn, M. J., & Williams, W. D. (1992). A standard table for predicting equilibrium dissolved oxygen concentrations in salt lakes dominated by sodium chloride. *International Journal of Salt Lake Research*, 1(1), 1-6.
- Thomatou, A. A., Triantafyllidou, M., Chalkia, E., Kehayias, G., Konstantinou, I., & Zacharias, I. (2016). Land use changes do not rapidly change the trophic state of Amvrakia lake, Greece.
- Ueda, S., Kawabata, H., Hasegawa, H., & Kondo, K. (2000). Characteristics of fluctuations in salinity and water quality in brackish Lake Obuchi. *Limnology*, 1(1), 57-62.
- Verberk, W. C., Bilton, D. T., Calosi, P., & Spicer, J. I. (2011). Oxygen supply in aquatic ectotherms: partial pressure and solubility together explain biodiversity and size patterns. *Ecology*, 92(8), 1565-1572.
- Weiss, R. F. (1970, August). The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 17, No. 4, pp. 721-735). Elsevier.
- Wetzel, R. G. (2001). *Limnology: lake and river ecosystems*. gulf professional publishing.
- Young, C. L., Battino, R., & Clever, H. L. (1982). The solubility of gases and liquids–introductory information, Nitrogen and Air, solubility data series–.
- Zhang, Y., Wu, Z., Liu, M., He, J., Shi, K., Zhou, Y., & Liu, X. (2015). Dissolved oxygen stratification and response to thermal structure and long-term climate change in a large and deep subtropical reservoir (Lake Qiandaohu, China). *Water research*, 75, 249-258.

Ελληνόγλωσσες βιβλιογραφικές αναφορές

- Creswell, J. W. (2011). Η έρευνα στην εκπαίδευση. Σχεδιασμός διεξαγωγή και αξιολόγηση της ποσοτικής και ποιοτικής έρευνας (μτφ. Ν. Κουβαράκου). Αθήνα: Ιων/Ελλην. (έτος εκδοσης πρωτότυπου 2008).
- Καναράκης, Ι. (2012). Διαχρονική ποιοτική και ποσοτική μελέτη της λίμνης Κορώνειας (Bachelor's thesis).
- Καραμούτσου Α. & Ψιλοβίκος Α. (2019). Η Χρήση Τεχνητών Νευρωνικών Δικτύων στην Πρόβλεψη της Ποιότητας των Υδάτων της Λίμνης Καστοριάς. Πρακτικά του 14ου Πανελληνίου Συνεδρίου της Ε.Υ.Ε., σελ. 882 – 889, Βόλος, Μάιος 2019.
- Λεγαντή, Μ. Β. (2012). Ανάλυση των δεδομένων παρακολούθησης της ποιότητας των υδάτων της λιμνοθάλασσας Κεραμωτής στο δέλτα του Νέστου (Bachelor's thesis).
- Μάλλιος, Β. (2010). Διερεύνηση των τάσεων και της ποιότητας των υδάτων του ποταμού Ληθαίου (Master's thesis).
- Ματζαφλήρη, Ν. (2007). Χωρική προσομοίωση της ποιότητας των υδάτων της λίμνης Καστοριάς (Master's thesis).
- Μπαμπανίκος, Κ. (2013). Προσδιορισμός των φυσικοχημικών παραμέτρων που επηρεάζουν την ποιότητα νερού του χειμάρρου Κραυσίδωνα (Bachelor's thesis).
- Νταουλάς, Χ. (2016). Λιμνολογική, ιχθυολογική και αλιευτική διερεύνηση της λίμνης Τριγωνίδας.
- Robson, C. (2010). Η έρευνα του πραγματικού κόσμου. Ένα μέσο για κοινωνικούς επιστήμονες και επαγγελματίες ερευνητές (μτφ. Β. Νταλάκου & Κ. Βασιλικού). Αθήνα: Gutenberg. (έτος έκδοσης πρωτότυπου 1993).
- Τζινευράκης, Σ., & Τζινευράκης, Σ. (2008). Ετήσια μεταβολή φυσικοχημικών παραμέτρων των νερών της λίμνης Κουρνά.
- Ψιλοβίκος, Α. (2005). Αειφορική Διαχείριση Υδατικών Πόρων. Πανεπιστημιακές Παραδόσεις του Ομώνυμου Μαθήματος. Τμήμα Γεωπονίας Ιχθυολογίας & Υδάτινου Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος, 2005.
- Ψιλοβίκος Α. (2005). Η συμβολή της παρακολούθησης (monitoring) στην ορθολογική διαχείριση και την πρόληψη περιβαλλοντικών κινδύνων στο διασυνοριακό ποταμό Νέστο. Η προοπτική για την εφαρμογή της Οδηγίας 2000/60. *Υδροτεχνικά*, Τόμος 15, Σελ. 87 – 102.

- Ψιλοβίκος, Α. & Ζαρκάδας Π. (2006). Μοντέλο Προσομοίωσης Υδατικού Ισοζυγίου της Λεκάνης Απορροής της λίμνης Καστοριάς, Πρακτικά του 10^{ου} Πανελληνίου Συνεδρίου ΕΥΕ με τίτλο : «Διαχείριση Υδατικών Πόρων και Προστασία Περιβάλλοντος – Σύγχρονες Θεωρήσεις, Προβλήματα και Προοπτικές», Τόμος Ι, σελ. 63 – 70, Ξάνθη, Δεκέμβριος 2006.
- Ψιλοβίκος, Α. (2014). Οικοϋδραυλική. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Τζιόλα.
- Ψιλοβίκος, Α. (2020). Υδατικοί Πόροι. Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις Τζιόλα.