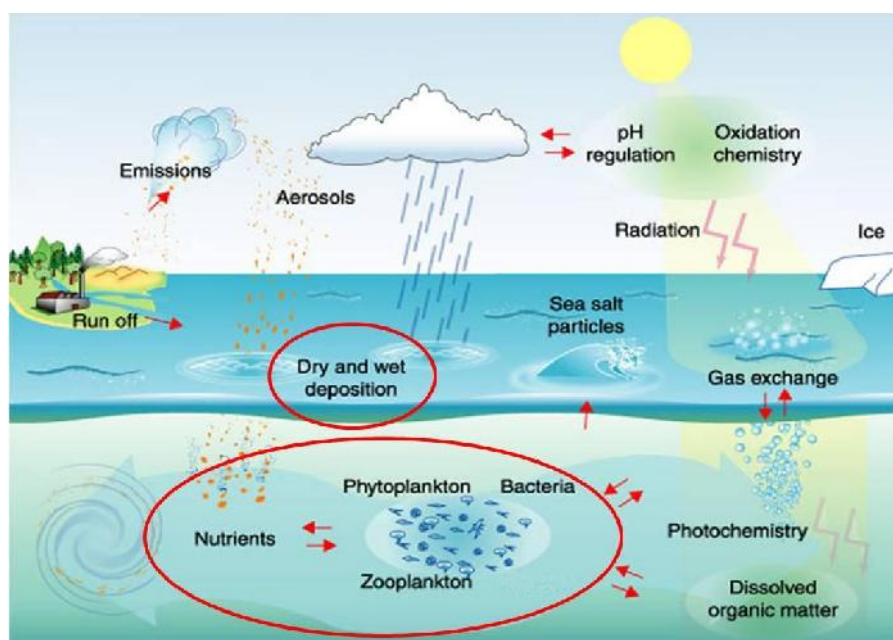


ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΧΗΜΕΙΑΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΩΝ ΧΗΜΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ

Αριθμητικές προσομοιώσεις της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης αζώτου και φωσφόρου στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου



ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΑΚΗ ΣΥΛΒΙΑ

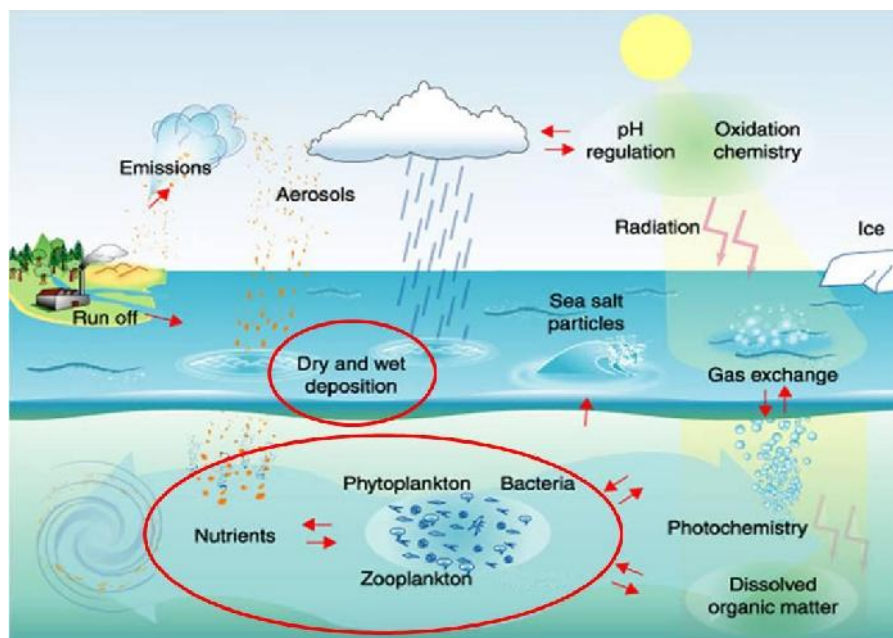
Ηράκλειο, Δεκέμβριος 2011

UNIVERSITY OF CRETE

DEPARTMENT OF CHEMISTRY

Environmental Chemical Processes Laboratory

***Assessing the importance of nitrogen and phosphorus atmospheric deposition on the Eastern Mediterranean's Sea biogeochemistry
(A modeling study)***



PhD THESIS

CHRISTODOULAKI SYLVIA

Heraklion, December 2011

Η Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή:

Κανακίδου Μαρία

Καθηγήτρια Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης (επιβλέπουσα)

Πετυχάκης Γεώργιος

Ερευνητής Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών (ΕΛΚΕΘΕ)

Μιχαλόπουλος Νικόλαος

Καθηγητής Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης

Στεφάνου Ευριπίδης

Καθηγητής Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης

Φρουδάκης Γεώργιος

Αναπληρωτής Καθηγητής Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης

Τριανταφύλλου Γεώργιος

Ερευνητής Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών (ΕΛΚΕΘΕ)

Παπαγιαννακόπουλος Παναγιώτης

Καθηγητής Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Περιβαλλοντικών & Χημικών Διεργασιών του τμήματος Χημείας του Πανεπιστημίου Κρήτης, υπό την επίβλεψη της καθηγήτριας κ. Μαρίας Κανακίδου.

Αρχικά θα ήθελα να εκφράσω τις μεγαλύτερες των ευχαριστιών μου στην επιβλέπουσα καθηγήτρια της παρούσας εργασίας, Μαρία Κανακίδου, για την ευκαιρία που μου έδωσε καθώς και την εμπιστοσύνη που μου έδειξε σε όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της διδακτορικής διατριβής μου. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Ερευνητή του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών (ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε), Γιώργο Πετυχάκη για την συνεχή καθοδήγηση και υποστήριξη κατά την διάρκεια εκπόνησης της εργασίας αυτής. Τις ευχαριστίες μου θα ήθελα επίσης να εκφράσω στον Καθηγητή Ν. Μιχαλόπουλο για την υποστήριξη και τις πολύτιμες συμβουλές του.

Ευχαριστώ τους καθηγητές του Τμήματος Χημείας του Πανεπιστημίου Κρήτης, κ. Ε. Στεφάνου και κ. Π. Παπαγιαννακόπουλο, τον αναπληρωτή καθηγητή κ. Γ. Φρουδάκη και τον Ερευνητή ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε, κ. Γ. Τριανταφύλλου, που δέχτηκαν να συμμετάσχουν στην εξεταστική μου επιτροπή, καθώς και για τις χρήσιμες παρατηρήσεις και υποδείξεις τους. Θερμό ευχαριστώ οφείλω και στον κ. Κ. Τσιάρα, τεχνικό επιστήμονα στο ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε, για την πολύτιμη βοήθεια του και την πολύ καλή συνεργασία μας.

Θα ήθελα τέλος να ευχαριστήσω όλους τους συναδέλφους μου για την άριστη συνεργασία και βοήθεια αλλά και για το ευχάριστο περιβάλλον που μου προσέφεραν από την πρώτη στιγμή που βρέθηκα στο εργαστήριο.

Περίληψη

Η ατμοσφαιρική εναπόθεση έχει προταθεί ως ο κύριος μηχανισμός παροχής θρεπτικών στη θάλασσα από εξωτερικές πηγές. Μετρήσεις ατμοσφαιρικής εναπόθεσης δείχνουν σημαντικές ροές θρεπτικών αλάτων προς τη θάλασσα χωρίς όμως να έχει προσδιορισθεί ο ακριβής ρόλος τους στο θαλάσσιο οικοσύστημα. Τόσο ο βιογεωχημικός κύκλος του αζώτου (N) όσο και του φωσφόρου (P) έχουν διαταραχθεί από τον άνθρωπο. Ιδιαίτερα για το N, έχει αποδειχθεί ότι οι ανθρωπογενείς εκπομπές στην ατμόσφαιρα έχουν αυξηθεί σημαντικά κατά τη διάρκεια του τελευταίου αιώνα, ενισχύοντας την ατμοσφαιρική εναπόθεση αζώτου στους ωκεανούς.

Η Μεσόγειος, ειδικότερα η ανατολική της λεκάνη, είναι μια από τις περισσότερο oligοτροφικές περιοχές στον κόσμο με πολύ χαμηλές συγκεντρώσεις θρεπτικών αλάτων. Έχει ασυνήθιστα υψηλό λόγο αζώτου προς φώσφορο, ο οποίος αυξάνει από τη δυτική (22:1) στην ανατολική λεκάνη (28:1), με αποτέλεσμα η πρωτογενής παραγωγή να περιορίζεται από την έλλειψη φωσφορικών αλάτων. Η ατμοσφαιρική εναπόθεση αζώτου και φωσφόρου στην Ανατολική Μεσόγειο με λόγο που κυμαίνεται από 100-300 θα μπορούσε από μόνη της να στηρίξει τον υψηλό λόγο N:P σε σχέση με τον λόγο Redfield (16:1).

Στόχος της παρούσας μελέτης είναι η εκτίμηση της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης θρεπτικών στην πρωτογενή παραγωγή της Ανατολικής Μεσογείου και στον υψηλό λόγο N/P που μετράται στην περιοχή. Για το σκοπό αυτό και για πρώτη φορά, ατμοσφαιρικά δεδομένα από επίγειες μετρήσεις στην περιοχή καθώς και θαλάσσια δεδομένα εισήχθησαν σε μονοδιάστατο θαλάσσιο φυσικό - βιογεωχημικό μοντέλο. Οι θαλάσσιες μετρήσεις χρησιμοποιήθηκαν εκτός από δεδομένα εισόδου για το μοντέλο και ως δεδομένα ελέγχου της αξιοπιστίας του.

Το μονοδιάστατο θαλάσσιο φυσικό- βιογεωχημικό μοντέλο τροποποιήθηκε για να προσομοιώσει το θαλάσσιο οικοσύστημα του Κρητικού Πελάγους, αντιπροσωπευτικό για την ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Ελήφθησαν υπόψη τόσο οι ατμοσφαιρικές εισροές όσο και οι μηχανισμοί (φυσικοί

και βιολογικοί) που θα μπορούσαν να μεταφέρουν την περίσσεια του εναποτιθέμενου ατμοσφαιρικού αζώτου: ο μηχανισμός οριζόντιας μεταφοράς και ο μηχανισμός επιλεκτικής βιοαποδόμησης της οργανικής ύλης ως προς τον φώσφορο. Μετά τις τροποποιήσεις το αριθμητικό μοντέλο συγκρίθηκε και αξιολογήθηκε σε σχέση με τις θαλάσσιες παρατηρήσεις. Επιπλέον διεξήχθησαν έλεγχοι ευαισθησίας για την επιβεβαίωση της ορθότητας της παραμετροποίησης του βιολογικού μηχανισμού απομάκρυνσης της περισσειας αζώτου.

Τα αποτελέσματά μας, έδειξαν ότι η ατμοσφαιρική εναπόθεση αζώτου και φωσφόρου αυξάνει την πρωτογενή παραγωγή σε ποσοστό 1-35% ανάλογα με την εποχή του έτους ενώ μέγιστη αύξηση παρουσιάζεται κατά την καλοκαιρινή και φθινοπωρινή περίοδο. Αυτό έχει ως συνέπεια την αύξηση της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας κατά 2-26% και έως και 7% της βακτηριακής βιομάζας. Οι αριθμητικές προσομοιώσεις έδειξαν επίσης ότι οι εκπομπές αζώτου λόγω της αύξησης των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων μετά την βιομηχανική επανάσταση και κατ' επέκταση η ατμοσφαιρική εναπόθεσή τους, μπορούν να εξηγήσουν τον ασυνήθιστα υψηλό N/P λόγο που παρατηρείται στην Ανατολική Μεσόγειο. Ο λόγος αυτός διατηρείται λόγω των συνεχών εισροών θρεπτικών ουσιών μέσω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης.

Λέξεις Κλειδιά: Ατμοσφαιρική Εναπόθεση, θρεπτικά, άζωτο, φώσφορος, Ανατολική Μεσόγειος, θαλάσσιο βιογεωχημικό μοντέλο προσομοίωσης, θαλάσσια παραγωγικότητα.

Abstract

Atmospheric deposition has been suggested as the main external mechanism supplying nutrients to the marine environment of Eastern Mediterranean Basin; however its fate and exact role in the marine ecosystem have not been established. For the first time, atmospheric deposition measurements of Dissolved Inorganic Phosphorous and Nitrogen over Crete are used synergistically with marine ecosystem observations in the Cretan Sea and a one-dimension complex physical/biogeochemical marine model in order to investigate the role of atmospheric deposition on the Cretan Sea ecosystem. The 1-dimensional ecosystem model taking into account the atmospheric inputs has been adapted to satisfactorily simulate the sea water observations at the Cretan Sea. Observations of production rates and biomasses of phytoplankton and bacteria in the region have been successfully compared with the model results. Sensitivity tests demonstrate that the results depend on the adopted parameterization of the rate of P preferential to N remineralization in the upper sea water layer. The parameterization chosen for the present study is optimal for the simulation of the system. The atmospheric deposition of N and P to the East Mediterranean is estimated by the model to increase the primary production by 1-35% depending on season with the maximum impact calculated for summer and fall. It thus leads to biomasses increases of 2-26% for phytoplankton and up to 7% for bacteria. Simulations indicate that continuous atmospheric inputs of nutrients over several decades can maintain the anomalously high N-to-P ratio observed in the East Mediterranean seawater.

Keywords: Atmospheric deposition; nutrients; nitrogen; phosphorus; Eastern Mediterranean; marine biogeochemical ecosystem model, marine productivity.

Πίνακας Περιεχομένων

Πίνακας Περιεχομένων	- 1 -
Πίνακας Εικόνων - Πινάκων	- 3 -
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	- 9 -
1.1 ΣΤΟΧΟΙ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	- 13 -
1.2 ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΑΛΛΑΓΕΣ	- 15 -
1.3 ΘΡΕΠΤΙΚΑ ΣΥΣΤΑΤΙΚΑ	- 21 -
1.4 ΤΟ ΑΖΩΤΟ	- 22 -
1.4.1 Ο Βιογεωχημικός Κύκλος Του Αζώτου	- 22 -
1.4.2 Ο Κύκλος Του Αζώτου Στη Θάλασσα	- 26 -
1.5 Ο ΦΩΣΦΟΡΟΣ	- 29 -
1.5.1 Ο Βιογεωχημικός Κύκλος Του Φωσφόρου	- 29 -
1.5.2 Ο Κύκλος Του Φωσφόρου Στη Θάλασσα	- 32 -
2 Η ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ ΘΑΛΑΣΣΑ	- 35 -
2.1 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ	- 37 -
2.2 Η ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΛΕΚΑΝΗ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ ΘΑΛΑΣΣΑΣ	- 40 -
2.3 ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ	- 43 -
2.4 ΤΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ	- 44 -
3 ΟΙ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	- 47 -
3.1 ΠΗΓΕΣ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ	- 47 -
3.2 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΑΖΩΤΟΥ ΚΑΙ ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΣΤΑ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑΤΑ	- 49 -
3.3 ΣΤΑΘΜΟΣ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΑΖΩΤΟΥ & ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ	- 53 -
3.4 ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	- 57 -
4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ	- 63 -
4.1 ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΑΡΧΙΚΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ	- 63 -
4.2 ΤΟ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ	- 65 -
4.3 ΤΟ ΟΙΚΟΛΟΓΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ	- 67 -
4.4 ΤΟ ΠΕΛΑΓΙΚΟ ΤΜΗΜΑ	- 70 -
4.4.1 Πρωτογενείς Παραγωγοί	- 73 -
4.4.2 Βιοαποικοδομητές	- 79 -
4.4.3 Καταναλωτές	- 82 -
4.4.4 Πελαγικά Θρεπτικά	- 85 -
4.5 ΤΟ ΒΕΝΘΙΚΟ ΤΜΗΜΑ	- 87 -
4.6 ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ	- 89 -
4.6.1 Οριζόντια Κίνηση Υδάτινης Μάζας	- 91 -
4.6.2 Επιλεκτική Αποδόμηση Οργανικής Ύλης ως προς τον Φώσφορο	- 96 -

5 ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΗ ΤΟΥ ΘΑΛΑΣΣΙΟΥ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ	- 99 -
5.1 ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΗ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΟ - ΧΗΜΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ	- 100 -
5.1.1 Προσομοίωση Θερμοκρασίας - Αλατότητας	- 100 -
5.1.2 Προσομοίωση Συγκέντρωσης Θρεπτικών και Χλωροφύλλης.....	- 103 -
5.1.3 Προσομοίωση Οργανικού Ανθρακα	- 112 -
5.2 ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΗ ΤΩΝ ΒΙΟΛΟΓΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ	- 116 -
5.2.1 Προσομοίωση Πρωτογενών Παραγωγών.....	- 117 -
5.2.2 Προσομοίωση Πελαγικών Βακτηρίων	- 121 -
5.2.3 Προσομοίωση Καταναλωτών.....	- 127 -
5.3 ΣΥΝΟΨΗ	- 129 -
6 ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	- 135 -
6.1 ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΑΡΧΙΚΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΕΩΝ	- 136 -
6.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΤΟΥ ΦΥΣΙΚΟ - ΒΙΟΓΕΩΧΗΜΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΗΣ.....	- 141 -
6.2.1 ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΧΗΜΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΛΗΤΩΝ	- 143 -
6.2.2 ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΒΙΟΛΟΓΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΛΗΤΩΝ	- 145 -
6.3 ΣΥΝΟΨΗ	- 148 -
7 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗΣ ΣΤΗ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑ... -	151 -
7.1 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΤΩΝ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ.....	- 153 -
7.2 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΤΩΝ ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ	- 155 -
7.3 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥΝ ΑΖΩΤΟΥ (DIN)	- 158 -
7.4 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΦΩΣΦΟΡΟΥ (DIP)	- 161 -
7.5 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ DIN/DIP	- 163 -
7.6 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ (chl-a) ΚΑΙ ΤΗΣ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ	- 166 -
7.7 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΟΥ ΡΥΘΜΟΥ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ .	- 169 -
7.8 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΚΑΘΑΡΗΣ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑΣ	- 171 -
7.9 ΜΠΟΡΕΙ Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ ΝΑ ΕΞΗΓΗΣΕΙ ΤΟΝ ΥΨΗΛΟ ΛΟΓΟ Ν/Ρ ΠΟΥ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΖΕΙ ΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΘΑΛΑΣΣΑ?	- 173 -
7.10 ΣΥΝΟΨΗ	- 175 -
8 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ	- 177 -
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	- 185 -
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α.....	- 197 -
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β.....	- 207 -

Πίνακας Εικόνων - Πινάκων

ΕΙΚΟΝΑ 1.1: ΔΟΥΡΥΦΟΡΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ-Α ΩΣ ΔΕΙΚΤΗ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑΣ.	- 11 -
ΕΙΚΟΝΑ 1.2: Α) ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΩΚΕΑΝΩΝ ΚΑΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ – ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ, Β) ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΩΚΕΑΝΩΝ ΚΑΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ - ΑΝΤΑΛΛΑΓΕΣ ΑΕΡΙΩΝ ΚΑΙ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ (WWW.GSFC.NASA.GOV)	- 15 -
ΕΙΚΟΝΑ 1.3: Ο ΚΥΚΛΟΣ ΤΟΥ ΑΝΘΡΑΚΑ ΓΙΑ ΤΟ 1990 ΜΕ ΚΥΡΙΕΣ ΕΤΗΣΙΕΣ ΡΟΕΣ ΣΕ ΜΟΝΑΔΕΣ GT C/YR, ΜΕ ΤΙΣ ΦΥΣΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΣΕ ΜΑΥΡΟ ΚΑΙ ΤΙΣ ΑΝΘΡΩΠΟΓΕΝΕΙΣ ΜΕ ΚΟΚΚΙΝΟ ΧΡΩΜΑ. (COPYRIGHT, IPCC 2007). ΣΤΑ ΙΖΗΜΑΤΑ, ΔΕΝ ΠΕΡΙΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΙ, ΤΑ ~ 70 ΕΚΑΤΟΜΜΥΡΙΑ GTc ΑΝΘΡΑΚΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΑΣ.	- 17 -
ΕΙΚΟΝΑ 1.4: ΒΙΟΛΟΓΙΚΗ ΑΝΤΛΙΑ ΚΑΙ ΑΝΤΛΙΑ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ.	- 17 -
ΕΙΚΟΝΑ 1.5: Ο ΚΥΚΛΟΣ ΤΟΥ ΑΖΩΤΟΥ	- 22 -
ΕΙΚΟΝΑ 1.6: (%) ΣΥΝΕΙΣΦΟΡΑ ΤΗΣ ΕΤΕΡΟΓΕΝΟΥΣ ΚΑΙ ΟΜΟΓΕΝΟΥΣ ΧΗΜΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΕΠΟΧΙΑΚΗ ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΤΟΥ ΑΘΡΟΙΣΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΝΙΤΡΙΚΟΥ ΟΞΕΟΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΑΝΙΟΝΤΩΝ. N_2O_5 ΗΕΤ_ NO_3P : ΕΤΕΡΟΓΕΝΗΣ ΜΕΤΑΤΡΟΠΗ ΤΟΥ N_2O_5 ΣΕ ΝΙΤΡΙΚΑ ΑΝΙΟΝΤΑ, $DMS+NO_3$: ΠΑΡΑΓΩΓΗ HNO_3 ΑΠΟ ΑΝΤΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ DMS ΜΕ ΤΙΣ NO_3 ΡΙΖΕΣ NO_2+OH : ΠΑΡΑΓΩΓΗ HNO_3 ΤΙΣ ΡΙΖΕΣ OH ΚΑΙ ΤΟ NO_2 , N_2O_5 + ΥΔΡΑΤΜΟΙ, $HCHO+NO_3$: ΠΑΡΑΓΩΓΗ HNO_3 ΑΠΟ ΑΝΤΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ NO_3 ΜΕ $HCHO$, ΗΕΤ NO_3 _ $TOHNO_3/NO_3P$: ΕΤΕΡΟΓΕΝΕΙΣ ΑΝΤΙΔΡΑΣΕΙΣ ΡΙΖΩΝ NO_3 ΠΟΥ ΠΑΡΑΓΟΥΝ HNO_3 ΚΑΙ NO_3^- (2 ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΠΟΡΕΙΕΣ). ΕΙΚΟΝΑ ΑΠΟ VREKOUSIS ET AL., 2006.	- 25 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 1.1: ΕΚΠΟΜΠΕΣ ΑΠΟ ΔΙΑΚΡΙΤΕΣ ΠΗΓΕΣ, ΟΞΕΙΔΙΩΝ ΤΟΥ ΑΖΩΤΟΥ (NOx) ΚΑΙ ΑΜΜΩΝΙΑΣ (NH_3) ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΣΕ 10^{12} MOLES N YR^{-1} (GALLOWAY ET AL., 2004)	- 25 -
ΕΙΚΟΝΑ 1.7: Ο ΑΠΛΟΠΟΙΗΜΕΝΟΣ ΚΥΚΛΟΣ ΤΟΥ ΑΖΩΤΟΥ ΣΤΗ ΘΑΛΑΣΣΑ (ΣΑΚΕΛΑΡΙΑΔΟΥ Φ., 2007).	- 26 -
ΕΙΚΟΝΑ 1.8: Ο ΚΥΚΛΟΣ ΤΟΥ ΦΩΣΦΟΡΟΥ	- 29 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 1.2: ΣΥΧΝΟΤΕΡΕΣ ΜΟΡΦΕΣ ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΑΠΑΝΤΩΜΕΝΕΣ ΣΤΗ ΦΥΣΗ	- 31 -
ΕΙΚΟΝΑ 1.9: ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΔΙΑΛΥΤΩΝ ΜΟΡΦΩΝ ΟΡΓΑΝΙΚΟΥ ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΠΟΥ ΑΠΑΝΤΩΝΤΑΙ ΣΤΑ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΝΕΡΑ. - 33 -	
ΕΙΚΟΝΑ 2.1: ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΜΕ ΕΝΔΕΙΞΕΙΣ ΜΕΓΙΣΤΩΝ ΒΑΘΩΝ ΑΝΑ ΠΕΡΙΟΧΗ.	- 35 -
ΕΙΚΟΝΑ 2.2: ΑΝΑΠΑΡΑΣΤΑΣΗ ΤΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΩΝ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΗΝ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΘΑΛΑΣΣΑ (ΠΗΓΗ: PINARDI AND MASETTI., 2000).	- 39 -
ΕΙΚΟΝΑ 2.3: ΑΝΑΠΑΡΑΣΤΑΣΗ ΤΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΩΝ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ (LASCARATOS ET AL., 1999).	- 40 -
ΕΙΚΟΝΑ 2.4: ΔΟΥΡΥΦΟΡΙΚΗ ΕΙΚΟΝΑ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ (ΠΗΓΗ: WWW.VISIBLEEARTH.NASA.GOV).	- 43 -
ΕΙΚΟΝΑ 2.5: ΧΑΡΤΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΥΔΑΤΩΝ ΣΤΟ ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ (LYKOUSIS ET AL., 2002). - 45 -	
ΕΙΚΟΝΑ 3.1: ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ (CM/S) ΣΥΝΑΡΤΗΣΗ ΤΗΣ ΔΙΑΜΕΤΡΟΥ ΤΟΥΣ (MM), (SEINFELD AND PANDIS, 1998).	- 50 -
ΕΙΚΟΝΑ 3.2: ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ Ε ΩΣ ΠΡΟΣ ΤΗΝ ΑΚΤΙΝΑ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ, ΓΙΑ ΜΙΑ ΣΤΑΓΟΝΑ ΑΚΤΙΝΑΣ 0.1 MM. (SEINFELD AND PANDIS, 1998).	- 53 -
ΕΙΚΟΝΑ 3.3: ΣΥΛΛΕΚΤΗΣ ΞΗΡΗΣ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗΣ, ΣΤΑΘΜΟΣ ΣΥΛΛΟΓΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ - ΦΙΝΟΚΑΛΙΑΣ.	- 55 -
ΕΙΚΟΝΑ 3.4: ΕΠΟΧΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ (ΜΕΣΕΣ ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΤΙΜΕΣ)	- 55 -
ΕΙΚΟΝΑ 3.5: ΕΠΟΧΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΦΩΣΦΟΡΟΥ (ΜΕΣΕΣ ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΤΙΜΕΣ)	- 56 -
ΕΙΚΟΝΑ 3.6: ΕΠΟΧΙΚΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ ΝΙΤΡΙΚΩΝ+ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ ΠΡΟΣ ΦΩΣΦΟΡΙΚΑ ΙΟΝΤΑ (ΜΕΣΕΣ ΜΗΝΙΑΙΕΣ ΤΙΜΕΣ)	- 56 -

ΕΙΚΟΝΑ 3.7: Ο ΣΤΑΘΜΟΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΤΟΥ Ε.ΠΕ.ΧΗ.ΔΙ. ΣΤΗ ΦΙΝΟΚΑΛΙΑ ΛΑΣΙΘΙΟΥ ΚΑΙ Ο ΣΤΑΘΜΟΣ Μ3Α ΤΟΥ ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.	57 -
ΕΙΚΟΝΑ 3.8: ΔΙΑΤΑΞΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ Μ3Α.	59 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1: ΚΑΤΑΓΡΑΦΟΜΕΝΕΣ ΧΗΜΙΚΕΣ, ΦΥΣΙΚΕΣ ΚΑΙ ΒΙΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΑΠΟ ΤΟΝ Μ3Α.	60 -
ΕΙΚΟΝΑ 3.9: ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΑΠΟ ΤΟΝ ΣΤΑΘΜΟ Μ3Α, ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ, ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΔΙΑΛΥΜΕΝΟΥ ΟΞΥΓΟΝΟΥ ΚΑΤΑ ΤΟ ΜΗΝΑ ΜΑΡΤΙΟ ΚΑΙ ΤΟ ΜΗΝΑ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟ.	62 -
ΕΙΚΟΝΑ 3.10: ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ - Α ΚΑΤΑ ΤΟΥΣ ΜΗΝΕΣ ΙΑΝΟΥΑΡΙΟ, ΜΑΡΤΙΟ, ΙΟΥΛΙΟ ΚΑΙ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟ.	62 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.1: ΤΟ ΤΡΟΦΙΚΟ ΠΛΕΓΜΑ ΤΟΥ ΠΕΛΑΓΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ.....	69 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.2: ΤΑ ΤΜΗΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ.....	69 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.3: ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΡΟΗΣ ΤΩΝ ΚΥΡΙΟΤΕΡΩΝ ΤΡΟΦΙΚΩΝ ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΕΩΝ ΟΙ ΟΠΟΙΕΣ ΕΜΠΕΡΙΕΧΟΝΤΑΙ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΩΝ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΚΩΝ ΟΜΑΔΩΝ.	72 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1: ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΚΩΝ ΟΜΑΔΩΝ.....	73 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.4: ΕΙΚΟΝΕΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΩΝ ΟΡΓΑΝΙΣΜΩΝ. ΑΠΟ ΑΡΙΣΤΕΡΑ ΠΡΟΣ ΔΕΞΙΑ: ΔΙΑΤΟΜΟ, ΝΑΝΟΠΛΑΓΚΤΟΝ, ΠΙΚΟΠΛΑΓΚΤΟΝ, ΔΙΝΟΜΑΣΤΙΓΩΤΟ.	73 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.5: ΠΕΛΑΓΙΚΑ ΒΑΚΤΗΡΙΑ.....	79 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.6: ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΖΩΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΩΝ ΟΡΓΑΝΙΣΜΩΝ. ΕΤΕΡΟΤΡΟΦΑ ΜΑΣΤΙΓΩΓΓΑ (ΑΡΙΣΤΕΡΑ), ΜΙΚΡΟΖΩΟΠΛΑΓΚΤΟΝ (ΜΕΣΟ), ΠΑΜΦΑΓΟ ΜΕΣΟΖΩΟΠΛΑΓΚΤΟΝ (ΔΕΞΙΑ).	82 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.7: ΤΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΤΟΥ ΒΕΝΘΟΥΣ.....	87 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.8: ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΑΠΟΜΑΚΡΥΝΣΗΣ ΠΕΡΙΣΣΕΙΑΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΑΖΩΤΟΥ.	90 -
ΕΙΚΟΝΑ 4.9: ΕΙΣΡΟΕΣ/ΕΚΡΟΕΣ ΑΖΩΤΟΥ ΚΑΙ ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΣΤΗΝ/ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ.	93 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2: ΙΣΟΖΥΓΙΟ ΑΖΩΤΟΥ ΚΑΙ ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ. ΟΙ ΣΥΝΟΛΙΚΕΣ ΡΟΕΣ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΩΣ ΕΙΣΡΟΕΣ ΚΑΙ ΕΚΡΟΕΣ ΣΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΜΕΛΕΤΗ.....	95 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.1: ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ (°C) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΚΟΛΩΝΑΣ(65 150 ΚΑΙ 500M) ΑΠΟ ΤΟΝ ΣΤΑΘΜΟ Μ3Α.....	101 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.2: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ (°C) Α) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200M) ΚΑΙ Β) ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΟΛΩΝΑ (0-1000M).....	101 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.3: ΕΤΗΣΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ (PSU) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΚΟΛΩΝΑΣ(0-200M).....	102 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.4: ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ (PSU) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΚΟΛΩΝΑΣ(65 ΚΑΙ 150M) ΑΠΟ ΤΟΝ ΣΤΑΘΜΟ Μ3Α.	103 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.5: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΝΙΤΡΙΚΩΝ (MMOL/M ³) Α) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200M) ΚΑΙ Β) ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΟΛΩΝΑ (0-1000M).....	104 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.6: ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΕΝΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (MMOL/M ³) (ΣΥΝΕΧΗΣ ΓΡΑΜΜΗ) ΓΙΑ ΤΑ ΒΑΘΗ 0-200M ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΜΕ ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ (ΤΕΤΡΑΓΩΝΑ, ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ ΚΑΙ ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ). ΤΑ R ² ΚΑΙ Υ, ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΩΝ ΤΙΜΩΝ ΜΕ ΤΙΣ ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΠΕΔΙΟΥ.....	105 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.7: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ (MMOL/M ³) Α) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200M) ΚΑΙ Β) ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΟΛΩΝΑ (0-1000M).....	106 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.8: ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (MMOL/M ³) (ΣΥΝΕΧΗΣ ΓΡΑΜΜΗ) ΓΙΑ ΤΑ ΒΑΘΗ 0-200M ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΜΕ ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ (ΤΕΤΡΑΓΩΝΑ, ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ ΚΑΙ ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ). ΤΑ R ² ΚΑΙ Υ, ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΩΝ ΤΙΜΩΝ ΜΕ ΤΙΣ ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΠΕΔΙΟΥ.....	107 -

ΕΙΚΟΝΑ 5.9: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΦΩΣΦΟΡΙΚΩΝ (ΜΜΟΛ/Μ ³) Α)ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΚΑΙ Β) ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΚΟΛΩΝΑ (0-1000Μ).....	- 108 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.10: ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΦΩΣΦΟΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (ΜΜΟΛ/Μ ³) (ΣΥΝΕΧΗΣ ΓΡΑΜΜΗ) ΓΙΑ ΤΑ ΒΑΘΗ 0-200Μ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΜΕ ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ (ΤΕΤΡΑΓΩΝΑ, ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ ΚΑΙ ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ). ΤΑ R ² ΚΑΙ Υ, ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΩΝ ΤΙΜΩΝ ΜΕ ΤΙΣ ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΠΕΔΙΟΥ.....	- 108 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.11: ΛΟΓΟΣ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ ΠΡΟΣ ΔΙΑΛΥΤΟ ΑΝΟΡΓΑΝΟ ΦΩΣΦΟΡΟ (DIN/DIP) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΚΟΛΩΝΑΣ (200Μ).	- 110 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.12: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ-Α (ΜΓ/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ).....	- 111 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.13: ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ (ΜΓ/Μ ³) (ΣΥΝΕΧΗΣ ΓΡΑΜΜΗ) ΓΙΑ ΤΑ ΒΑΘΗ 0-200Μ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΜΕ ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ (ΤΕΤΡΑΓΩΝΑ, ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ ΚΑΙ ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ). ΤΑ R ² ΚΑΙ Υ, ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΩΝ ΤΙΜΩΝ ΜΕ ΤΙΣ ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΠΕΔΙΟΥ.	- 111 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.14: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑΚΗΣ ΟΡΓΑΝΙΚΗΣ ΥΛΗΣ (ΜΓ C/L) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ)-	113
-	
ΕΙΚΟΝΑ 5.15: ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑΚΟΥ ΟΡΓΑΝΙΚΟΥ ΑΝΘΡΑΚΑ (ΜΓ C/L) (ΣΥΝΕΧΗΣ ΓΡΑΜΜΗ) ΓΙΑ ΤΑ ΒΑΘΗ 0-200Μ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΜΕ ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ (ΤΕΤΡΑΓΩΝΑ, ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ ΚΑΙ ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ). ΤΑ R ² ΚΑΙ Υ, ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΩΝ ΤΙΜΩΝ ΜΕ ΤΙΣ ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΠΕΔΙΟΥ.	- 113 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.16: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΟΡΓΑΝΙΚΟΥ ΑΝΘΡΑΚΑ (ΜΓ C/L) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ)-	115
-	
ΕΙΚΟΝΑ 5.17: ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΟΡΓΑΝΙΚΟΥ ΑΝΘΡΑΚΑ (ΜΓ C/L) ΓΙΑ ΤΑ ΒΑΘΗ 0-200Μ.....	- 115 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 5.1: ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΚΑΙ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΑΠΟ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ	- 117 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 5.2: ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ (0-100Μ) ΤΗΣ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ..	118 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.18: ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΩΝ ΟΡΓΑΝΙΣΜΩΝ (ΜΓ C/Μ ³)	- 118 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.19: ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ (0-100Μ) ΓΙΑ ΕΝΑ ΜΕΣΟ ΗΜΕΡΟΛΟΓΙΑΚΟ ΕΤΟΣ (ΜΓ C/Μ ²)	- 118 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.20: ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ (ΜΓ C/Μ ³ /D)	- 119 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.21: ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ (ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 100Μ) ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ (ΜΓ C/Μ ² /D)..	120 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 5.3: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΕΣ ΕΤΗΣΙΕΣ ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ (0-100Μ) ΤΟΥ ΡΥΘΜΟΥ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ (ΜΓC/Μ ² /D) ΚΑΙ ΤΗΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ (ΜΓC/Μ ²) ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΣΕ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΤΙΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΠΕΔΙΟΥ (ΠΑΡΕΝΘΕΣΗ)	- 121 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.22: ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΟΥ ΡΥΘΜΟΥ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ (ΜΓ C/Μ ³ /D)	- 122 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.23: ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ (ΜΓ C/Μ ² /D) ΓΙΑ ΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 100Μ ..	122 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.24: ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΠΕΛΑΓΙΚΩΝ ΒΑΚΤΗΡΙΩΝ (ΜΓ C/Μ ³)	- 123 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.25: ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ (ΜΓ C/Μ ²) ΓΙΑ ΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 100Μ	- 123 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 5.4: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΕΣ ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ (0-100Μ) ΤΗΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ	- 124 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.26: ΑΠΟΔΟΤΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ (%)	- 125 -

ΕΙΚΟΝΑ 5.27: ΠΟΣΟΣΤΟ ΤΟΥ ΔΙΟΞΕΙΔΙΟΥ ΤΟΥ ΑΝΘΡΑΚΑ (%) ΠΟΥ ΑΠΑΙΤΕΙΤΑΙ ΓΙΑ ΤΗΝ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗ ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΠΡΟΣ ΤΟΝ ΑΝΘΡΑΚΑ ΠΟΥ ΑΠΑΙΤΕΙΤΑΙ ΓΙΑ ΤΗΝ ΚΑΘΑΡΗ ΠΡΩΤΟΓΕΝΗ ΠΑΡΑΓΩΓΗ (BCD/GPP)	- 126 -
ΕΙΚΟΝΑ 5.28: Α) ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΖΩΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΩΝ ΟΡΓΑΝΙΣΜΩΝ ($MG C/M^3$) ΣΤΑ 0-200M ΚΑΙ Β) ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΖΩΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ ($MG C/M^2$) ΓΙΑ ΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 100M - 128 -	
ΕΙΚΟΝΑ 5.29: ΕΙΣΡΟΕΣ/ΕΚΡΟΕΣ ΑΖΩΤΟΥ ΚΑΙ ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΣΤΗΝ/ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΠΟΥ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΙ ΥΠΟΨΗ ΣΤΟ ERSEM 2004-AD.....	- 129 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 6.1: ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΟΥΣ ΓΙΑ ΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ.	- 137 -
ΕΙΚΟΝΑ 6.1: ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ DIN/DIP ΟΠΟΥ ΟΙ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΑΠΟΜΑΚΡΥΝΣΗΣ ΠΛΕΟΝΑΖΟΥΣΑΣ ΠΟΣΟΤΗΤΑΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΑ ΕΝΑΠΟΤΙΘΕΜΕΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ Α) ΔΕΝ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΙ ΥΠΟΨΗ ΚΑΙ Β) ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΙ ΥΠΟΨΗ, ΓΙΑ ΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 400M ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΚΟΛΩΝΑΣ.	- 139 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 6.2: ΣΕΝΑΡΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΤΟΥ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ	- 142 -
ΕΙΚΟΝΑ 6.2: ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ ΠΡΟΣ ΤΟΝ ΔΙΑΛΥΤΟ ΑΝΟΡΓΑΝΟ ΦΩΣΦΟΡΟ (DIN/DIP) Α) ΣΕΝΑΡΙΟ Α1 ΚΑΙ Β) ΣΕΝΑΡΙΟ Α2	- 144 -
ΕΙΚΟΝΑ 6.3: ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ ΠΡΟΣ ΤΟΝ ΔΙΑΛΥΤΟ ΑΝΟΡΓΑΝΟ ΦΩΣΦΟΡΟ (DIN/DIP) Α) ΣΕΝΑΡΙΟ Β1 ΚΑΙ Β) ΣΕΝΑΡΙΟ Β2	- 144 -
ΕΙΚΟΝΑ 6.4: ΛΟΓΟΙ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ Α) ΣΕΝΑΡΙΟ Α, ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α1 ΚΑΙ Α2 ΠΡΟΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΝΑΦΟΡΑΣ ΚΑΙ Β) ΣΕΝΑΡΙΟ Β, ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Β1 ΚΑΙ Β2 ΠΡΟΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΝΑΦΟΡΑΣ (REF).....	- 146 -
ΕΙΚΟΝΑ 6.5: ΛΟΓΟΙ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ Α) ΣΕΝΑΡΙΟ Α, ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α1 ΚΑΙ Α2 ΠΡΟΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΝΑΦΟΡΑΣ ΚΑΙ Β) ΣΕΝΑΡΙΟ Β, ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Β1 ΚΑΙ Β2 ΠΡΟΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΝΑΦΟΡΑΣ (REF)....	- 146 -
ΕΙΚΟΝΑ 6.6: ΛΟΓΟΙ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ Α) ΣΕΝΑΡΙΟ Α, ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α1 ΚΑΙ Α2 ΠΡΟΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΝΑΦΟΡΑΣ ΚΑΙ Β) ΣΕΝΑΡΙΟ Β, ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Β1 ΚΑΙ Β2 ΠΡΟΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΝΑΦΟΡΑΣ (REF)....	- 147 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 6.3: ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΤΕΛΙΚΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΟΥΣ ΓΙΑ ΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ.	- 149 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 6.4: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΤΟΥ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ - 150	
-	
ΕΙΚΟΝΑ 7. 1: ΜΗΝΙΑΙΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΟΥ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 200M ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ, ΛΟΓΟΥ DIN/DIP ΓΙΑ ΤΙΣ 5ΘΕΤΕΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) MODEL +ATM.DEP. ΚΑΙ Β) MODEL -ATM.DEP.....	- 152 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.2: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ($MMOL/M^3$) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200M) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) MODEL +ATM.DEP. ΚΑΙ Β) MODEL -ATM.DEP.	- 153 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.3: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΩΝ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200M) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ MODEL +ATM.DEP. ΚΑΙ MODEL -ATM.DEP.....	- 153 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.4: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ($MMOL/M^3$) ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΣΤΗΛΗΣ (0-1000M) ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) MODEL +ATM.DEP. ΚΑΙ Β) MODEL -ATM.DEP.	- 154 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.5: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΩΝ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ($MMOL/M^3$) ΣΤΑ ΒΑΘΥΤΕΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (200-1000M) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ MODEL +ATM.DEP. ΚΑΙ MODEL -ATM.DEP....	- 155 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.6: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ($MMOL/M^3$) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200M) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) MODEL +ATM.DEP. ΚΑΙ Β) MODEL -ATM.DEP.....	- 156 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.7: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΩΝ ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ($MMOL/M^3$) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200M) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ MODEL +ATM.DEP. ΚΑΙ MODEL -ATM.DEP.	- 156 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.8: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ ($MMOL/M^3$) ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΣΤΗΛΗΣ (0-1000M) ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) MODEL +ATM.DEP. ΚΑΙ Β) MODEL -ATM.DEP.	- 157 -

ΕΙΚΟΝΑ 7.9: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΩΝ ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΑ ΒΑΘΥΤΕΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (200-1000Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	157 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.10: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ (ΝΙΤΡΙΚΑ ΚΑΙ ΑΜΜΩΝΙΑΚΑ ΙΟΝΤΑ) (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	158 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.11: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΟΥ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	159 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.12: ΠΟΣΟΣΤΟ ΤΩΝ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (%) ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟ ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΔΙΑΛΥΤΟ ΑΝΟΡΓΑΝΟ ΑΖΩΤΟ (DIN) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	159 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.13: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ (ΝΙΤΡΙΚΑ ΚΑΙ ΑΜΜΩΝΙΑΚΑ ΙΟΝΤΑ) (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΑ ΒΑΘΥΤΕΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (200-1000Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	160 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.14: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΟΥ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΑΖΩΤΟΥ (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	160 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.15: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΦΩΣΦΟΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	161 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.16: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΩΝ ΦΩΣΦΟΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	162 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.17: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΦΩΣΦΟΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΣΤΗΛΗΣ (0-1000Μ) ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	162 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.18: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΩΝ ΦΩΣΦΟΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ (ΜΜΟΛ/Μ ³) ΣΤΑ ΒΑΘΥΤΕΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (200-1000Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	163 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.19: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ DIN/DIP ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	164 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.20: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ DIN/DIP ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΛΟΓΩ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗΣ (ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	164 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.21: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ DIN/DIP ΣΤΑ ΒΑΘΥΤΕΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (200-1000Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	165 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.22: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ DIN/DIP ΣΤΑ ΒΑΘΥΤΕΡΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (200-1000Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΛΟΓΩ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗΣ (ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.)	165 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.23: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ-Α (ΜΓ/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	166 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.24: ΠΟΣΟΣΤΟ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ (%) ΤΗΣ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ-Α (ΜΓ/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	166 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.25: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ (ΜΓC/Μ ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	167 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.1: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 100Μ (ΜΓ C/Μ ²) ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ (ΜΟΔΕΛ +ΑΤΜ.ΔΕΡ.) ΚΑΙ ΜΗ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ (ΜΟΔΕΛ -ΑΤΜ.ΔΕΡ.) ΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ ΘΡΕΠΤΙΚΩΝ ΣΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑ.	168 -

ΕΙΚΟΝΑ 7.26: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ ΤΩΝ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΟΜΑΔΩΝ ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 100Μ (ΜG C/M ²) ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ (MODEL +ΑΤΜ.ΔΕΡ.) ΚΑΙ ΜΗ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ (MODEL -ΑΤΜ.ΔΕΡ.) ΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ ΘΡΕΠΤΙΚΩΝ ΣΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑ. Α) ΔΙΑΤΟΜΑ (P1), Β) ΝΑΝΟΠΛΑΓΚΤΟΝ (P2), Γ) ΠΙΚΟΠΛΑΓΚΤΟΝ (P3) ΚΑΙ Δ) ΜΑΣΤΙΓΩΤΑ (P4).	- 169 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.27: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ (ΜG C/M ³) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) MODEL +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) MODEL -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	- 170 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.2: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 200Μ (ΜG C/M ²) ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ (MODEL +ΑΤΜ.ΔΕΡ.) ΚΑΙ ΜΗ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ (MODEL -ΑΤΜ.ΔΕΡ.) ΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ ΘΡΕΠΤΙΚΩΝ ΣΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑ.....	- 170 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.28: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΟΥ ΡΥΘΜΟΥ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ (ΜG C/M ³ /D) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) MODEL +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) MODEL -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	- 171 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 7.3: ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΕΝΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΗΣ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑΣ ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΕΣ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 200Μ (ΜG C/M ² /D) ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ (MODEL +ΑΤΜ.ΔΕΡ.) ΚΑΙ ΜΗ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ (MODEL -ΑΤΜ.ΔΕΡ.) ΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ ΘΡΕΠΤΙΚΩΝ ΣΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑ. ΟΙ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΠΕΔΙΟΥ, ΔΙΝΟΝΤΑΙ ΓΙΑ ΛΟΓΟΥΣ ΣΥΓΚΡΙΣΗΣ.	- 172 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.29: ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΗΣ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑΣ (ΜG/M ³ /D) ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ (0-200Μ) ΓΙΑ ΤΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ Α) MODEL +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) MODEL -ΑΤΜ.ΔΕΡ.	- 172 -
ΕΙΚΟΝΑ 7.30: ΜΗΝΙΑΙΑ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΟΥ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ 200Μ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΗΛΗΣ, ΛΟΓΟΥ DIN/DIP ΓΙΑ ΤΙΣ 50ΕΤΕΙΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΑΠΟ ΕΤΟΣ T ₀ ΕΩΣ ΕΤΟΣ T ₀ +50 ΧΡΟΝΙΑ Α) MODEL +ΑΤΜ.ΔΕΡ. ΚΑΙ Β) MODEL +ΑΤΜ.ΔΕΡ.1860.	- 174 -
ΠΙΝΑΚΑΣ 8.1: ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΤΕΛΙΚΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΟΥΣ ΓΙΑ ΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ (2006-2011)..	- 183 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.1: ΜΕΤΑΒΛΗΤΕΣ ΓΙΑ ΤΟ ΠΕΛΑΓΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ.....	- 197 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α2: ΤΡΟΦΙΚΟ ΠΛΕΓΜΑ.....	- 198 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.3: ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝ (P = P1, P2, P3, P4)	- 199 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.4: ΤΙΜΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΠΡΩΤΟΓΕΝΕΙΣ ΠΑΡΑΓΩΓΟΥΣ (P = P1, P2, P3, P4)	- 200 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.5: ΠΕΛΑΓΙΚΑ ΒΑΚΤΗΡΙΑ.....	- 201 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.6: ΜΙΚΡΟΖΩΟΠΛΑΓΚΤΟΝ ΚΑΙ ΕΤΕΡΟΤΡΟΦΑ ΜΑΣΤΙΓΩΤΑ (Z5, Z6).....	- 202 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.7: ΜΕΣΟΖΩΟΠΛΑΓΚΤΟΝ (Z4)	- 203 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.8: ΤΙΜΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΕΤΕΡΟΤΡΟΦΟΥΣ ΟΡΓΑΝΙΣΜΟΥΣ (B1, Z6, Z5, Z4))	- 204 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.9: ΣΤΟΙΧΕΙΟΜΕΤΡΙΚΟΙ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΕΣ ΚΑΙ ΑΛΛΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΓΙΑ ΤΟ ΠΕΛΑΓΙΚΟ ΤΜΗΜΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ.	- 205 -
ΠΙΝΑΚΑΣ Α.10: ΔΙΑΦΟΡΙΚΟΙ ΡΥΘΜΟΙ.....	- 206 -
ΕΙΚΟΝΑ Β.1: ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ POSTER ΣΤΟ ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ SURFACE OCEAN LOWER ATMOSPHERE STUDY (SOLAS) CONFERENCE, ΧΙΑΜΕΝ, CHINA, 6-9 MARCH 2007	- 207 -
ΕΙΚΟΝΑ Β.2: ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ POSTER ΣΤΟ ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ IAMAS/IAPSO/IACS 2009 JOINT ASSEMBLY (MOCA-09), MONTREAL, JULY 2009	- 209 -

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το κλίμα της Γης επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες. Ωστόσο, τον τελευταίο αιώνα ζούμε στην ανθρωπόκενο εποχή όπου οι άνθρωποι επηρεάζουν δραματικά το περιβάλλον (Steffen et al., 2007). Οι ανθρώπινες δραστηριότητες είναι υπεύθυνες για το μεγαλύτερο μέρος της αύξησης της θερμοκρασίας που παρατηρείται τα τελευταία 50 χρόνια (IPCC, 2007). Η παρατηρούμενη πρωτοφανής αύξηση στην ατμόσφαιρα των επιπέδων του διοξειδίου του άνθρακα (CO₂), μεθανίου και άλλων αερίων του θερμοκηπίου προκλήθηκε από τις αυξημένες ανάγκες για ενέργεια και την παραγωγή τροφίμων.

Το διοξείδιο του άνθρακα απομακρύνεται από την ατμόσφαιρα μέσω δέσμευσής του από την επίγεια βλάστηση και τον ωκεανό. Η δέσμευσή του από τον ωκεανό μέσω της βιολογικής αντλίας συνδέεται με την ωκεάνια πρωτογενή παραγωγικότητα ενώ και οι δύο διεργασίες περιορίζονται από τη βιοδιαθεσιμότητα των θρεπτικών συστατικών. Σίδηρος (Fe), άζωτο (N), φωσφόρος (P) και πυρίτιο (Si) είναι σημαντικές θρεπτικές ουσίες για τα θαλάσσια οικοσυστήματα όπως άλλωστε και για τα χερσαία (Duce et al., 1991, Mills et al., 2004).

Στα επιφανειακά θαλάσσια ύδατα, τα θρεπτικά αυτά συστατικά προέρχονται από α) την ατμοσφαιρική εναπόθεση πάνω από τον ωκεανό, β) τις ποτάμιες εισροές και γ) την είσοδο πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά βαθιών νερών μέσω της κάθετης μεταφοράς και ανάμειξης αλλά και μέσω της οριζόντιας μεταφοράς από παρακείμενες υδάτινες μάζες (Jickells et al., 2005).

Ένα επιπλέον αξιοσημείωτο χαρακτηριστικό των ωκεανών είναι η σημαντική ετερογένεια που παρουσιάζουν ως προς την παραγωγικότητα τους η οποία από περιοχή σε περιοχή μπορεί να περιορίζεται από διαφορετικά θρεπτικά συστατικά. Συχνά τα χαρακτηριστικά αυτά παρουσιάζουν δεκαετή ή μικρότερη μεταβλητότητα (Ruttenberg, 2003):

- Το N είναι ζωτικής σημασίας θρεπτικό συστατικό για τα οικοσυστήματα. Μεγάλες ποσότητες βιοδιαθέσιμου αζώτου παρέχονται στα θαλάσσια οικοσυστήματα από τα ανθρωπογενή αυξημένα ατμοσφαιρικά αποθέματα (Duce et al., 1991). Σύγχρονες επιστημονικές μελέτες δείχνουν ότι το άζωτο είναι ο κύριος περιοριστικός παράγοντας της πρωτογενούς παραγωγικότητας σε μεγάλα τμήματα των ωκεανών (Duce et al., 2008) και ότι το ωκεάνιο άζωτο ρυθμίζεται από την ατμοσφαιρική εναπόθεση.

- Ο P προτείνεται ως το σημαντικό περιοριστικό θρεπτικό συστατικό σε μεγάλες (γεωλογικές) χρονικές κλίμακες. Στο σύγχρονο ωκεανό πολλές ολιγοτροφικές ωκεάνιες

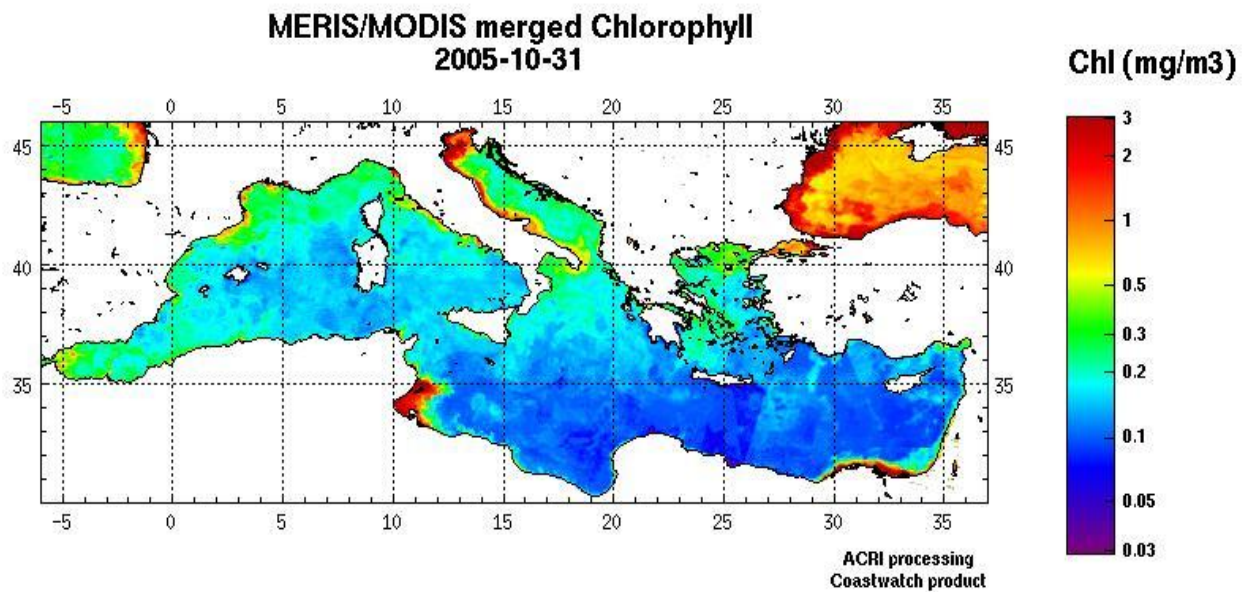
περιοχές, όπως η λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου και οι oligοτροφικές δύνες στο δυτικό βόρειο Ατλαντικό και υποτροπικό βόρειο Ειρηνικό περιορίζονται από P (Ruttenberg, 2003, Krom et al., 2005).

- Ο Fe είναι απαραίτητο ιχνοστοιχείο για την ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού και αναγνωρίζεται πλέον ως περιοριστικός παράγοντας για την πρωτογενή παραγωγικότητα τουλάχιστον στο 30% των ωκεανών, όπως οι 'Υψηλά Θρεπτικά - Χαμηλή Χλωροφύλλη' περιοχές (High Nutrient Low Chlorophyll, Jickells et al., 2005).

Παρά το γεγονός ότι η ατμοσφαιρική εναπόθεση έχει προταθεί ως σημαντική πηγή θρεπτικών συστατικών για το θαλάσσιο περιβάλλον (π.χ. Duce et al., 1991, Jickells et al., 2005, Mahowald et al., 2005), η ακριβής συνεισφορά της στο ισοζύγιο και η απορρέουσα επίδραση της στην παραγωγικότητα των ωκεανών και στο κλίμα είναι υπό διερεύνηση. Αυτό ισχύει ιδιαίτερα για τις oligοτροφικές περιοχές όπου τα θρεπτικά συστατικά είναι ο κυρίαρχος περιοριστικός παράγοντας στην παραγωγικότητα των ωκεανών.

Η περιοχή της Μεσογείου παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον τόσο για το θαλάσσιο όσο και ατμοσφαιρικό περιβάλλον της. Η ατμόσφαιρα της Μεσογείου αποτελεί σταυροδρόμι για αέριες μάζες με διαφορετική προέλευση, οι οποίες σε μεγάλο βαθμό επηρεάζονται τόσο από φυσικές όσο και ανθρωπογενείς εκπομπές (αερίων και αερολυμάτων) (Lelieveld et al., 2008). Οι τελευταίες αλληλεπιδρούν χημικά λόγω της έντονης φωτοχημικής δραστηριότητας στην περιοχή, γεγονός που οδηγεί στο σχηματισμό θρεπτικών για το οικοσύστημα, όπως οι ενώσεις του αζώτου (Vrekoussis et al., 2006). Αερολύματα σκόνης από την Αφρική επηρεάζουν επίσης την περιοχή της Μεσογείου διότι δρουν ως φορείς θρεπτικών ουσιών όπως ο σίδηρος και ο φώσφορος. Η φωτοχημική τους παλαιώση μέσα στην ατμόσφαιρα της Μεσογείου κατά την ανάμειξη τους με ρυπασμένες αέριες μάζες από τις γύρω περιοχές αλλάζει τις φυσικοχημικές ιδιότητες τους συμπεριλαμβανομένης της διαλυτότητας τους στο νερό της θάλασσας. Η κατανόηση και ποσοτικοποίηση αυτών των φυσικο-χημικών διεργασιών είναι θέμα μελέτης (Finlayson-Pitts, 2009, Usher et al., 2003).

Το θαλάσσιο οικοσύστημα της Μεσογείου παρουσιάζει ισχυρές oligοτροφικές ιδιότητες (Εικόνα 1.1), κυρίως στην ανατολική λεκάνη η οποία είναι μία από τις λιγότερο παραγωγικές του κόσμου με ιδιαίτερα χαμηλά επίπεδα θρεπτικών ουσιών (Azon, 1991, Bethoux et al., 1998, Krom et al., 2004, Krom et al., 1991, Thingstad and Rassoulzadegan, 1995, Van Wambeke et al., 2002).



Εικόνα 1.1: Δορυφορικές παρατηρήσεις χλωροφύλλης-α ως δείκτη πρωτογενούς θαλάσσιας παραγωγικότητας.

Η πολύπλοκη θαλάσσια κυκλοφορία της Μεσογείου χαρακτηρίζεται από σημαντικό αριθμό δομών με διαφορετικές χωρικές κλίμακες και μόνιμες, επαναλαμβανόμενες και παροδικές κυκλωνικές και αντικυκλωνικές δίνες οι οποίες διασυνδέονται μεταξύ τους με θαλάσσια ρεύματα. Έτσι το περιβάλλον της Μεσογείου αποτελεί ιδανική περίπτωση για την εφαρμογή προσομοιώσεων και την αριθμητική μελέτη διεργασιών καθώς εμπεριέχει το πλήρες φάσμα μεταβλητότητας και συμπεριφοράς θαλάσσιων οικοσυστημάτων, από εύτροφες ρηχές παράκτιες περιοχές σε εξαιρετικά oligotroφική ανοιχτή θάλασσα.

Πιο συγκεκριμένα:

- Λόγω της περιορισμένης έκτασης της υφαλοκρηπίδας στην Μεσόγειο, η γενική κυκλοφορία (διεργασίες ανοικτής θάλασσας) επηρεάζει σημαντικά τις παράκτιες διεργασίες καθορίζοντας ουσιαστικά, τη λειτουργία του οικοσυστήματος.
- Το οικοσύστημα της ανοικτής θάλασσας της Μεσογείου θεωρείται ως κυρίως oligotroφικό περιορισμένο από τις διαθέσιμες ποσότητες διαλυμένου Ρ. Παρουσιάζει δε ασυνήθιστα υψηλό λόγο Ν/Ρ με την έλλειψη φωσφόρου να αυξάνει από τα δυτικά προς τα ανατολικά.

- Η διαθεσιμότητα των θρεπτικών συστατικών στο φυτοπλαγκτόν και τα βακτήρια είναι υπό υδροδυναμικό έλεγχο το χειμώνα ενώ για το υπόλοιπο του έτους καθορίζεται κυρίως από τις βιολογικές διεργασίες.
- Στις παράκτιες περιοχές το φυτοφάγο μέρος της τροφικής αλυσίδας είναι πιο σημαντικό σε σχέση με την ανοικτή θάλασσα. Ωστόσο, η κυρίαρχη ροή του άνθρακα κατά μήκος του τροφικού πλέγματος μπορεί εποχιακά να μετατοπιστεί από τα φυτοφάγα στο μικροβιακό βρόγχο.

1.1 ΣΤΟΧΟΙ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου δεν έχει μεγάλα ποτάμια, ούτε έχει τα μεγάλα αστικά κέντρα της δυτικής λεκάνης, με αποτέλεσμα ο ρόλος της ατμοσφαιρικής οδού, ως πηγή θρεπτικών συστατικών γι' αυτό το θαλάσσιο οικοσύστημα, να γίνεται ακόμη πιο σημαντικός (Martin et al., 1989, Herut et al., 1999). Πιστεύεται ότι οι θαλάσσιες περιοχές στις οποίες η ατμοσφαιρική οδός είναι η κύρια πηγή θρεπτικών συστατικών, μπορεί να οδηγηθούν σε διαταραχή του λόγου N:P, με επακόλουθες συνέπειες στην πρωτογενής παραγωγικότητα του οικοσυστήματος.

Παρ' όλη τη σπουδαιότητα της κατανόησης των παραγόντων που ρυθμίζουν την πρωτογενή παραγωγικότητα στη θάλασσα και κατά συνέπεια ενός μέρους του ρόλου της θάλασσας ως δεσμευτή του ατμοσφαιρικού CO₂, λίγες μελέτες έχουν γίνει σχετικά με την επίδραση της ατμόσφαιρας τόσο στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου, όσο και των υπολοίπων περιοχών του κόσμου. Από αυτές διαφαίνεται ότι η ατμοσφαιρική οδός ως πηγή θρεπτικών είναι αρκετά σημαντική και σε αρκετές περιπτώσεις είναι ισοδύναμη ή και μεγαλύτερη από τη συμβολή των ποταμών στη τροφοδοσία των θαλασσών σε θρεπτικά συστατικά (Bashkin et al., 1997, Guerzoni et al., 1999, Krom et al., 2004).

Η σύγχρονη τάση στην περιβαλλοντική διαχείριση των φυσικών οικοσυστημάτων, θέτει ως προτεραιότητα την κατανόηση της λειτουργίας του συστήματος και την δυνατότητα πρόβλεψης των σημαντικών διεργασιών. Σε παγκόσμιο επίπεδο η ουσιαστική διαχείριση εμπεριέχει δύο συνιστώσες: 1) την διαρκή παρακολούθηση και καταγραφή του περιβάλλοντος και 2) την ανάπτυξη, σύζευξη και εφαρμογή υψηλής διακριτοποίησης αριθμητικών περιβαλλοντικών μοντέλων τα οποία μπορούν να περιγράψουν ολιστικά το σύστημα.

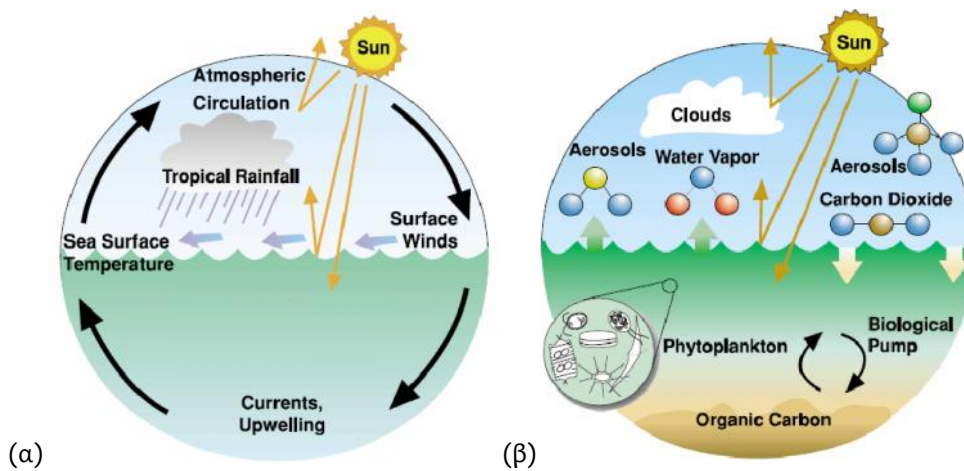
Η Μεσόγειος λόγω της μεγάλης ποικιλομορφίας που παρουσιάζει αποτελεί πρόκληση για την ανάπτυξη αξιόπιστων μοντέλων. Τα μοντέλα αυτά πρέπει να είναι ικανά για την σωστή προσομοίωση του οικοσυστήματος όχι μόνο χωρικά και χρονικά και να μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την διερεύνηση πολύπλοκων διεργασιών.

Στην παρούσα μελέτη και για πρώτη φορά, μετρήσεις ατμοσφαιρικής εναπόθεσης διαλυτού ανόργανου φώσφορου (DIP) και αζώτου (DIN) χρησιμοποιούνται συνεργικά με θαλάσσιες μετρήσεις (θρεπτικών και χλωροφύλλης-α) μέσω ενός μονοδιάστατου φυσικο-βιογεωχημικού θαλάσσιου μοντέλου. Απώτερος σκοπός της παρούσας μελέτης είναι να εκτιμήσει την επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου μέσα από τη σύζευξη της ατμοσφαιρικής χημείας (εναπόθεση) με την ωκεανογραφία (μεταφορά στη θάλασσα) και τη θαλάσσια βιολογία (πρωτογενής παραγωγικότητα). Καταρχήν θα ελεγχθεί η αξιοπιστία του μοντέλου προσομοίωσης μέσα από

την σύγκριση των αποτελεσμάτων του με τις διαθέσιμες μετρήσεις πεδίου. Έπειτα, και πριν προχωρήσουμε στον ποιοτικό και ποσοτικό υπολογισμό της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου, θα διερευνηθεί η ευαισθησία του μοντέλου σε διαταραχές των επιμέρους διεργασιών. Τέλος, θα εκτιμηθούν οι αλλαγές που επιφέρει στις χημικές (συγκεντρώσεις νιτρικών, αμμωνιακών, φωσφορικών ιόντων) και βιολογικές μεταβλητές (φυτοπλαγκτονική βιομάζα, βακτηριακή βιομάζα, πρωτογενή παραγωγικότητα), η ατμοσφαιρική εναπόθεση των διαλυτών μορφών τόσο του N όσο και του P. Απώτερος στόχος είναι η κατανόηση, η περιγραφή και η προσομοίωση της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου.

1.2 ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΑΛΛΑΓΕΣ

Τα υδάτινα οικοσυστήματα διαφέρουν σημαντικά από τα χερσαία. Το νερό, το μέσο στο οποίο ζουν οι υδρόβιοι οργανισμοί, τους προστατεύει από απότομες περιβαλλοντικές μεταβλητές λόγω της σχετικής, σε σχέση με την ξηρά, σταθερότητας των φυσικοχημικών παραμέτρων του. Η κατανομή των θαλάσσιων οργανισμών, ο βιολογικός τους κύκλος και οι ποικίλες φυσιολογικές λειτουργίες τους, ρυθμίζονται από βιολογικούς, φυσικούς και χημικούς παράγοντες. Οι ίδιοι παράγοντες καθορίζουν και την παραγωγικότητα των θαλάσσιων οικοσυστημάτων.



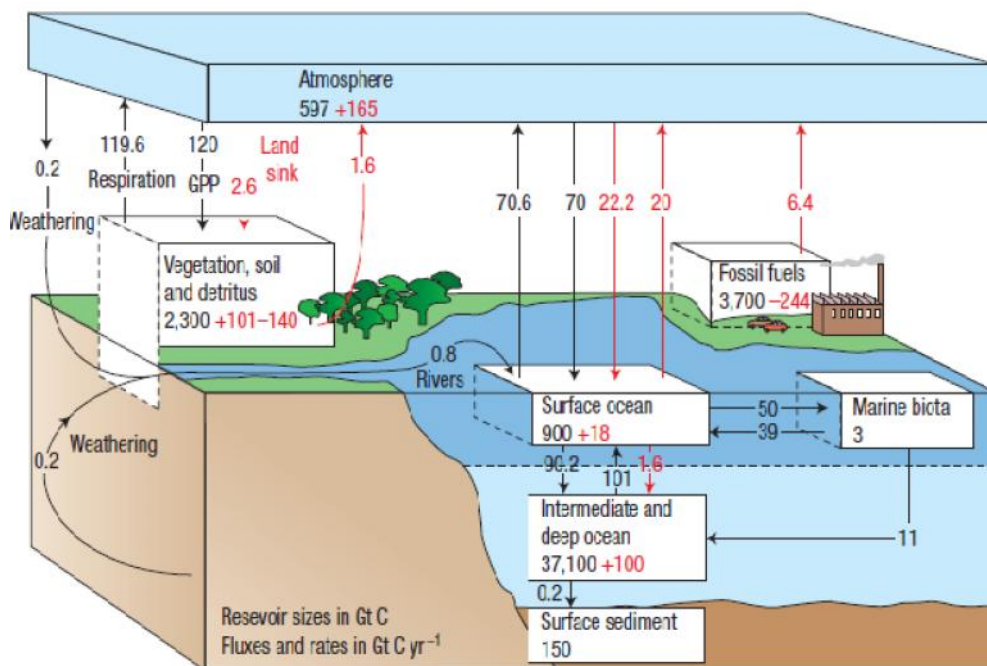
Εικόνα 1.2: α) Αλληλεπιδράσεις μεταξύ ωκεανών και ατμόσφαιρας – Μεταφορά ενέργειας, β) Αλληλεπιδράσεις μεταξύ ωκεανών και ατμόσφαιρας - Ανταλλαγές αερίων και σωματιδίων (www.gsfc.nasa.gov)

Οι ωκεανοί καλύπτουν περισσότερο από το 70% της επιφάνειας της γης και αποτελούν περίπου το 97% των επιφανειακών υδάτων της, αποθηκεύοντας τεράστια ποσά ενέργειας με τη μορφή της θερμότητας. Η ατμόσφαιρα και ο ωκεανός αλληλεπιδρούν με πολλούς και πολύπλοκους τρόπους και ανταλλάσσουν θερμότητα, μάζα και μηχανική ενέργεια (ορμή) (Εικόνα 1.2α). Στην πράξη, είναι σχεδόν αδύνατο να ερμηνευτεί η κατάσταση των ωκεανών ή της ατμόσφαιρας χωρίς την κατανόηση του ρόλου που παίζουν οι ανταλλαγές τους. Κινητήρια δύναμη και για τα δύο μέσα είναι η ηλιακή ακτινοβολία, η οποία εισέρχεται στην ατμόσφαιρα και απορροφάται κατά περίπου 50% από τον ωκεανό. Ο ωκεανός θερμαίνεται και φθάνει σε μία θερμοκρασία με την οποία εκπέμπει μεγαλύτερου κύματος ακτινοβολία σαν μέλαν σώμα. Το μεγαλύτερο μέρος της μεγάλης μήκους κύματος ακτινοβολίας δεν διαπερνά την ατμόσφαιρα αλλά την θερμαίνει λόγω της ισχυρής απορροφητικότητας των «αερίων του

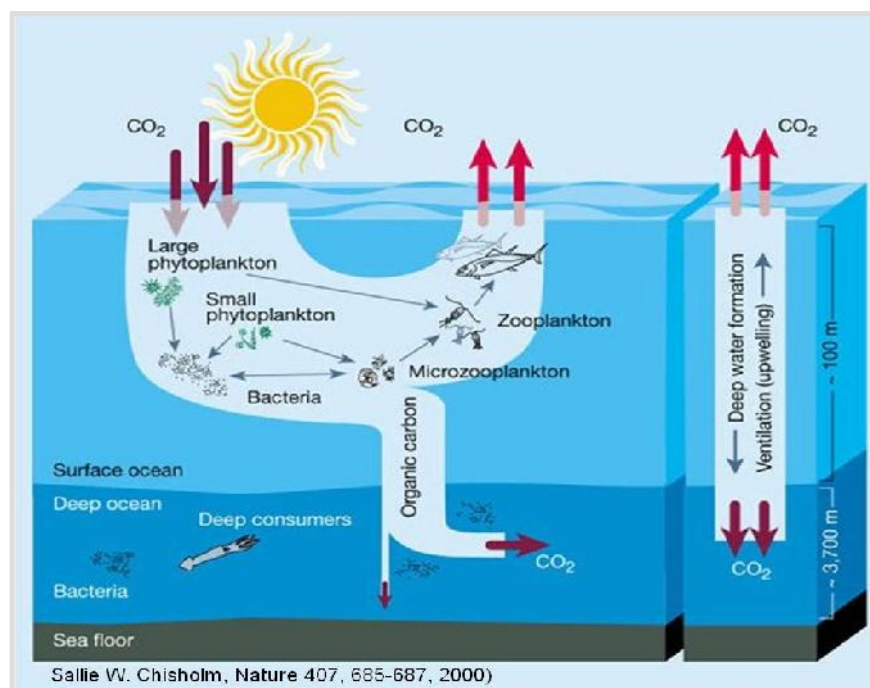
θερμοκηπίου». Η θάλασσα αποδίδει στην ατμόσφαιρα θερμότητα και με δύο ακόμη μηχανισμούς: την αισθητή θερμότητα (λόγω επαφής σωμάτων διαφορετικής θερμοκρασίας) και τη λανθάνουσα θερμότητα (λόγω εξάτμισης νερού από τη θάλασσα). Αυτό το ισοζύγιο θερμότητας, μαζί με τις ανταλλαγές μάζας λόγω εξάτμισης και βροχόπτωσης, διαμορφώνουν την πυκνότητα στην επιφάνεια της θάλασσας και καθορίζουν την θερμόαλη κυκλοφορία, που είναι εξαιρετικά σημαντική για την μεταφορά θερμότητας σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη και συνεπώς για το κλίμα του πλανήτη. Τέλος η αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας με τον ωκεανό περιλαμβάνει ανταλλαγές ορμής οι οποίες συμβαίνουν σε ένα μεγάλο εύρος χωροχρονικών κλιμάκων στις οποίες ο ωκεανός αποκρίνεται με ένα πλήθος φαινομένων: από τα υψηλής συχνότητας επιφανειακά κύματα μέχρι την αδρανειακή και τη μεγάλης κλίμακας ανεμογενή κυκλοφορία των ωκεανών. Έτσι, μέσω ενός σύνθετου θαλάσσιου συστήματος κυκλοφορίας, ωκεανοί και ατμόσφαιρα μαζί, συντελούν στην κατανομή της θερμότητας και στη ρύθμιση του κλίματος του πλανήτη μας (Τράγου Ε., 2006).

Ο δεύτερος τρόπος με τον οποίο συνδέονται οι ωκεανοί με την ατμόσφαιρα είναι χημικός, καθώς οι ωκεανοί λειτουργούν τόσο ως πηγή, όσο και ως δέκτες αερίων και σωματιδίων της ατμόσφαιρας (Εικόνα 1.1β). Από τα θερμοκηπικά αέρια, το διοξείδιο του άνθρακα (CO₂) είναι το πιο σημαντικό, καθώς η συμμετοχή του στο φαινόμενο του θερμοκηπίου λόγω των ανθρωπίνων δραστηριοτήτων, ανέρχεται σε 52% (IPCC, 2007) δηλαδή σε μία ενεργειακή διαταραχή της τάξεως του $\Delta F = +4 \text{ W/m}^2$. Η δέσμευσή του από την ηπειρωτική βλάστηση (1.5%) και η δέσμευσή του από τη θάλασσα (85%) είναι οι κύριοι τρόποι απομάκρυνσής του από την ατμόσφαιρα (Εικόνα 1.3).

Το μεγαλύτερο ποσοστό της παγκόσμιας ποσότητας άνθρακα βρίσκεται στους ωκεανούς και οι διαδικασίες που οδηγούν στην ανταλλαγή του μεταξύ θάλασσας και ατμόσφαιρας και μεταξύ επιφανειακών υδάτινων μαζών και βαθιών νερών, είναι κρίσιμες για το κλίμα του πλανήτη μας. Η ανταλλαγή του άνθρακα μεταξύ της ατμόσφαιρας και των ωκεανών λαμβάνει χώρα κατά κύριο λόγο με δύο τρόπους: την επονομαζόμενη «φυσική αντλία» ή «αντλία αλατότητας» και την «βιολογική αντλία» (Εικόνα 1.4).



Εικόνα 1.3: Ο κύκλος του άνθρακα για το 1990 με κύριες ετήσιες ροές σε μονάδες GT C/yr, με τις φυσικές πηγές σε μαύρο και τις ανθρωπογενείς με κόκκινο χρώμα. (Copyright, IPCC 2007). Στα ιζήματα, δεν περιλαμβάνονται, τα ~ 70 εκατομμύρια GtC ανθρακικών πετρωμάτων της λιθόσφαιρας.



Εικόνα 1.4: Βιολογική αντλία και αντλία αλατότητας.

Τα ωκεάνια ρεύματα υπακούν στις αρχές της θερμοδυναμικής (ενεργειακή) και διανέμουν τη θερμοκρασία από τον ισημερινό προς τους πόλους. Τα επιφανειακά θερμά νερά κατευθύνονται σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, ψύχονται και έτσι κερδίζουν τη δυνατότητα να μπορούν να απορροφήσουν το CO₂. Αυτή η διεργασία εμπλουτίζει τον ωκεανό σε CO₂, όπου φτάνοντας σε πολικά πλάτη τα νερά γίνονται πιο ψυχρά, έχοντας δε υψηλή αλατότητα επειδή προέρχονται από τον ισημερινό είναι πιο πυκνά και έτσι βυθίζονται από την επιφάνεια προς μεγαλύτερα βάθη. Η βύθιση των υδάτινων αυτών μαζών, πλούσιων σε διοξείδιο του άνθρακα, έχει ως αποτέλεσμα την αποθήκευσή του στα μεγάλα βάθη των ωκεανών. Με αυτό τον τρόπο, μέσω της κάθετης κυκλοφορίας, εξασφαλίζεται η συνεχής ανταλλαγή CO₂ μεταξύ των ωκεανών και της ατμόσφαιρας. Επιπλέον αποθηκεύεται στον ωκεανό πολύ μεγαλύτερη ποσότητα άνθρακα από ό, τι αν ο μόνος μηχανισμός που ήλεγχε την κατανομή του διοξειδίου του άνθρακα μεταξύ ατμόσφαιρας και των ωκεανών ήταν η ανταλλαγή λόγω ισορροπίας στην επιφάνεια της θάλασσας.

Εξίσου σημαντικό ρόλο στην ανταλλαγή CO₂ μεταξύ ωκεανών και ατμόσφαιρας έχει η βιολογική διεργασία της φωτοσύνθεσης, δηλαδή η μετατροπή του ανόργανου άνθρακα σε οργανικά συστατικά, παρουσία φωτός. Η διαδικασία αυτή της αποθήκευσης οργανικού άνθρακα στα μεγάλα βάθη των ωκεανών είναι γνωστή ως «βιολογική αντλία». Ερευνητές πιστεύουν ότι εάν το θαλάσσιο οικοσύστημα διαταραχθεί, οι ωκεανοί θα μπορούσαν να μετατραπούν από αποθήκη, σε πηγή άνθρακα, οδηγώντας σε περαιτέρω αύξηση των συγκεντρώσεων του CO₂ στην ατμόσφαιρα (Duarte et al., 1998).

Μέσω της διαδικασίας της εναπόθεσης (τόσο της υγρής όσο και της ξηρής), μεταφέρονται από την ατμόσφαιρα στα θαλάσσια οικοσυστήματα, στοιχεία (όπως το άζωτο, ο φώσφορος, ο σίδηρος κλπ) τα οποία είναι θρεπτικά συστατικά για την ανάπτυξη των θαλάσσιων οργανισμών. Μία από τις καίριες λοιπόν ερωτήσεις που τίθεται όταν αναφερόμαστε στις κλιματικές αλλαγές, είναι πώς οι φυσικές και βιολογικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στους ωκεανούς θα αποκριθούν σε χημικές και φυσικές τροποποιήσεις της ατμόσφαιρας. Πιο αναλυτικά, πώς θα μεταβληθεί η παραγωγικότητα των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών μέσα σε ένα τέτοιο περιβάλλον και πώς θα επηρεαστεί η αποδοτικότητα της βιολογικής αντλίας και κατ' επέκταση η αφαίρεση CO₂ από την ατμόσφαιρα, ώστε να περιοριστεί η αύξηση της θερμοκρασίας του πλανήτη μας.

Η πρωτογενής παραγωγικότητα στη πελαγική περιοχή των ωκεανών και θαλασσών οφείλεται αποκλειστικά στη φωτοσύνθεση του φυτοπλαγκτού, στην ευφωτική ζώνη. Η εκθετική απορρόφηση του ηλιακού φωτός με το βάθος και οι εποχικές μεταβολές σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος, η συγκέντρωση των θρεπτικών συστατικών, η

ανάμειξη των υδάτινων μαζών που επηρεάζει την ανακατανομή των θρεπτικών αλάτων, η επίδραση των ανέμων και η δημιουργία επιφανειακών ή ανοδικών ρευμάτων, είναι μερικοί σημαντικοί παράγοντες, οι οποίοι καθορίζουν την παραγωγικότητα του φυτοπλαγκτού και κατ' επέκταση την ιχθυοπαραγωγή των ωκεανών και θαλασσών.

Οι φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί με τη λειτουργία της φωτοσύνθεσης παράγουν οργανικές ενώσεις (σάκχαρα) από διοξείδιο του άνθρακα και νερό. Ο ρυθμός αυτής της παραγωγής είναι γνωστός ως πρωτογενής παραγωγικότητα του φυτοπλαγκτού. Η ηλιακή ενέργεια, η οποία είναι απαραίτητη για την αντίδραση της φωτοσύνθεσης δεσμεύεται από τις φωτοσυνθετικές χρωστικές (χλωροφύλλη, φυκοξανθίνες κ.λπ.) του φυτοπλαγκτού. Η γενική αντίδραση της φωτοσύνθεσης μπορεί να αποδοθεί από τη σχέση:



Η φωτοσύνθεση δηλαδή στους φυτοπλαγκτονικούς οργανισμούς δεν διαφέρει από την φωτοσύνθεση των φυτών της ξηράς, αλλά είναι προσαρμοσμένη στις οικολογικές συνθήκες που επικρατούν στο θαλάσσιο περιβάλλον. Η σπουδαιότερη φωτοσυνθετική χρωστική των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών είναι η χλωροφύλλη α (Chl-a) της οποίας η μέγιστη απορρόφηση βρίσκεται στα μήκη κύματος 670-695 nm. Εκτός από τη Chl-a στο φυτοπλαγκτόν υπάρχουν επίσης και πολλές άλλες χρωστικές (Chl-β και γ, καροτίνη α, β, γ και ε, φυκοξανθίνη κ.α.) που συμμετέχουν στη γενική φωτοσύνθεση της πελαγικής περιοχής. Η μεγάλη ποικιλία των φωτοσυνθετικών χρωστικών του φυτοπλαγκτού επιτρέπει την απορρόφηση των ηλιακών ακτινοβολιών σε μία μεγαλύτερη φασματική περιοχή (400-720 nm) και προσδίδει τα χαρακτηριστικά χρώματα στα διάφορα είδη.

Η πραγματοποίηση της φωτοσύνθεσης προϋποθέτει εκτός από την ηλιακή ακτινοβολία, το νερό και το διοξείδιο του άνθρακα, και την ύπαρξη στο νερό όλων των δομικών ιχνοστοιχείων του κυττάρου. Η ανάπτυξη της παραγωγικότητας μιας θαλάσσιας περιοχής εξαρτάται από την αφθονία της σε θρεπτικά συστατικά, όπως το άζωτο (ως NO_3^- και NH_4^+), τον φώσφορο (ως PO_4^{3-}) και το πυρίτιο (ως SiO_2). Τα περισσότερα από αυτά βρίσκονται σε πλεόνασμα στο υδάτινο περιβάλλον. Αν κάποιο από τα συστατικά αυτά δεν είναι διαθέσιμο, τότε μετατρέπεται σε ρυθμιστή της παραγωγικότητας για την περιοχή. Όμως δεν αρκεί ένα στοιχείο να αφθονεί σε μια περιοχή προκειμένου να αναπτυχθεί η παραγωγικότητα της, θα πρέπει παράλληλα το στοιχείο αυτό να βρίσκεται σε βιοαποικοδομήσιμη μορφή ώστε να καθίσταται δυνατή η πρόσληψη του από τους οργανισμούς. Το ποσοστό ενός θρεπτικού

συστατικού που είναι πρακτικά διαθέσιμο στους οργανισμούς ενός οικοσυστήματος, για την επιβίωση και ανάπτυξη τους ονομάζεται βιοδιαθεσιμότητα του συγκεκριμένου συστατικού.

Μεταξύ των θρεπτικών συστατικών κυριότερα είναι ο φώσφορος και το άζωτο, των οποίων η συγκέντρωση στην ευφωτική ζώνη της θάλασσας είναι πολύ χαμηλή ιδιαίτερα κατά τις περιόδους έντονης φωτοσύνθεσης. Σχετικά με την περιοριστική δράση του φωσφόρου και του αζώτου επί της φυτοπλακτονικής παραγωγικότητας έχουν διατυπωθεί πολλές απόψεις (Krom et al., 2004, Psarra et al., 2005) και δεν υπάρχει αμφισβήτηση για το γενικότερο ρόλο τους. Σε θαλάσσιες περιοχές όπου οι συγκεντρώσεις του φωσφόρου και του αζώτου (συχνά και άλλων στοιχείων όπως ο σίδηρος ή το πυρίτιο) είναι πολύ μικρές, η παραγωγικότητα του φυτοπλακτού είναι πολύ μικρή.

Η ατμοσφαιρική οδός, έχει προταθεί ως μια από τις σημαντικές πηγές εμπλουτισμού των θαλάσσιων οικοσυστημάτων σε θρεπτικά συστατικά (Emeis et al., 2010; Mara et al., 2009; Jickells, 1998) και η συνεισφορά αυτή γίνεται ακόμα πιο σημαντική σε ολιγοτροφικές περιοχές¹ (Owens et al., 1992). Η ροή αυτή προς τη θάλασσα παρουσιάζει σημαντική μεταβλητότητα κι έχει, όπως έχει αναφερθεί παραπάνω, δραματικά επηρεαστεί από τις ανθρώπινες δραστηριότητες και τις κλιματικές αλλαγές. Συμπερασματικά λοιπόν, η ικανότητα της θάλασσας να δεσμεύει το CO₂ μπορεί να επηρεαστεί από τις ανθρώπινες εκπομπές ατμοσφαιρικών ρύπων μέσω της εναπόθεσής τους στο θαλάσσιο περιβάλλον, όπου δρουν ως θρεπτικά συστατικά.

¹ Ολιγοτροφικές περιοχές ορίζονται οι περιοχές με χαμηλή παραγωγική ικανότητα. Τα φαινόμενο του ολιγοτροφισμού εκδηλώνεται όταν ένα ή περισσότερα από τα απαραίτητα θρεπτικά συστατικά δεν επαρκούν για να καλυφθούν οι ανάγκες ενός οικοσυστήματος. Ενδεικτικό στοιχείο για τον ολιγοτροφισμό ή μη μιας περιοχής αποτελούν τα επίπεδα χλωροφύλλης που απαντώνται σε αυτήν.

1.3 ΘΡΕΠΤΙΚΑ ΣΥΣΤΑΤΙΚΑ

Θρεπτικά συστατικά είναι οι τροφές εκείνες που χρειάζονται οι μικροοργανισμοί για τη διατήρηση τους στη ζωή και τη φυσιολογική τους ανάπτυξη. Στα θρεπτικά στοιχεία περιλαμβάνονται όλες οι απαραίτητες για την επιβίωση ουσίες που προσλαμβάνονται από τους οργανισμούς. Εκτός από τον άνθρακα, το οξυγόνο και το υδρογόνο, βασικά θρεπτικά συστατικά (μακροθρεπτικά, στοιχεία απαραίτητα σε μεγάλες σχετικά ποσότητες, >1000ppm) των φυτικών οργανισμών μιας θαλάσσιας περιοχής είναι τα νιτρικά, τα νιτρώδη και τα αμμωνιακά ιόντα, τα φωσφορικά ιόντα, το πυρίτιο (απαραίτητο στα διάτομα και σε κάποια άλλα πλαγκτονικά είδη), τα κατιόντα ασβεστίου, μαγνησίου, καλίου, τα ανιόντα θείου κ.α. Άλλα συστατικά, μεταξύ των οποίων τα κατιόντα των μετάλλων σιδήρου, μαγγανίου, χαλκού και ψευδαργύρου αποτελούν τα μικροθρεπτικά στοιχεία - ιχνοστοιχεία - καθώς είναι απαραίτητα σε μικρές σχετικά ποσότητες (<100ppm, με εξαίρεση το σίδηρο που απαιτείται σε ποσότητες μεταξύ των 100 και 1000ppm) στους οργανισμούς.

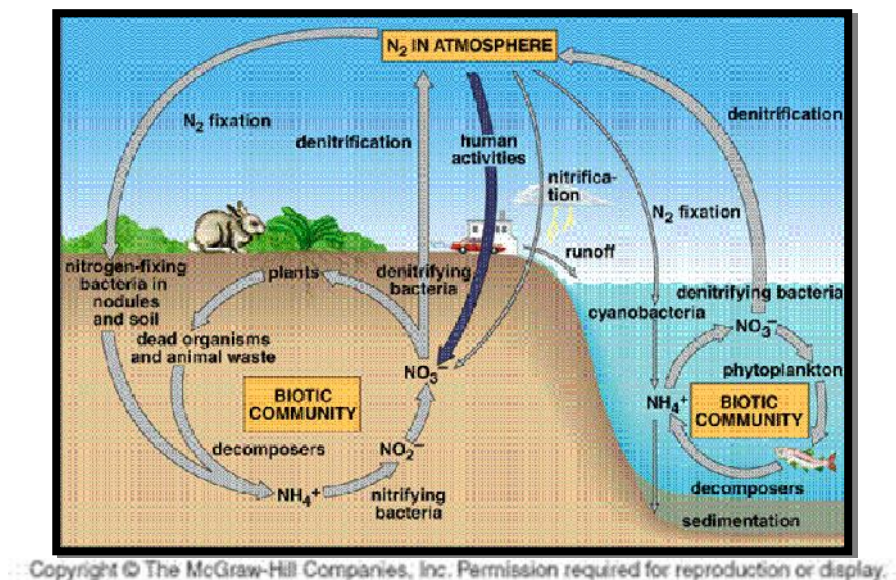
Η συγκέντρωση των μακροθρεπτικών και μικροθρεπτικών στο νερό διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο στην ποιοτική και την ποσοτική αφθονία των οργανισμών. Για παράδειγμα, ο εποικισμός διαφόρων ειδών φυτοπλαγκτού σε ένα θαλάσσιο οικοσύστημα σχετίζεται με τη συγκέντρωση ορισμένων ιόντων (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ κ.α.), ενώ η αύξηση των πληθυσμών τους συνδέεται συνήθως με τη σχετική αφθονία κάποιων άλλων (νιτρώδη, νιτρικά, αμμωνιακά, φωσφορικά, πυριτικά ιόντα).

Οι συγκεντρώσεις των νιτρικών, των νιτρωδών, των αμμωνιακών και των φωσφορικών ιόντων παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση της τροφικής κατάστασης της θαλάσσιας περιοχής και οι τιμές τους είναι ενδεικτικές για τις συνθήκες (ολιγότροφες, μεσότροφες, εύτροφες) που επικρατούν σε αυτή (Κεντούρη Μ., 1998; Σακελλαριάδου Φ., 2007).

1.4 ΤΟ ΑΖΩΤΟ

1.4.1 Ο ΒΙΟΓΕΩΧΗΜΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ ΤΟΥ ΑΖΩΤΟΥ

Το άζωτο είναι ένα από τα κυριότερα συστατικά του ζωντανού πρωτοπλάσματος (αποτελεί το 1-10% του βάρους των φυτών και περισσότερο από 20-30% του βάρους των ζώων) και επηρεάζει σημαντικά την παραγωγικότητα των υδατικών οικοσυστημάτων. Το άζωτο απαντάται στη θάλασσα ως: i) διαλυμένο αέριο άζωτο, ii) άζωτο δεσμευμένο σε οργανικές ενώσεις (πρωτεΐνες, αμινοξέα, ουρία κ.ά.), iii) αμμωνία (κυρίως ως αμμωνιακά ιόντα) και iv) νιτρώδη και νιτρικά ιόντα.



Εικόνα 1.5: Ο κύκλος του αζώτου

Εμπλουτισμός των νερών με αζωτούχες ενώσεις επέρχεται από:

- ☞ ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα στην επιφάνεια του νερού
- ☞ τη δέσμευση ατμοσφαιρικού αζώτου στο νερό (ηλεκτρική ή φωτοχημική δέσμευση με κατανάλωση ενέργειας που προέρχεται από τις ηλεκτρικές εκκενώσεις).
- ☞ από τους μηχανισμούς διάβρωσης και απόπλυσης των εδαφών της λεκάνης απορροής, με τα υπόγεια και τα επιφανειακά νερά.
- ☞ παντός είδους απόβλητα που εισρέουν στη θαλάσσια περιοχή

Απώλειες αζώτου από μια υδατοσυλλογή μπορεί να προέλθουν από:

- αναγωγή των νιτρικών σε άζωτο με βακτηριακή απονιτροποίηση και στη συνέχεια διαφυγή του αζώτου στην ατμόσφαιρα.
- μόνιμη καθίζηση στο ίζημα της υδατοσυλλογής ανόργανων και οργανικών συστατικών που περιέχουν άζωτο.
- πλημμυρική εκροή από μια υδάτινη μάζα

Το άζωτο (N) αποτελεί σημαντικό στοιχείο όλων των οργανισμών για τη ζωή και την ανάπτυξη τους αφού αποτελεί μέρος των δομικών συστατικών τους. Παρόλο που αποτελεί το 78% του αέρα που αναπνέουμε (N_2), βρίσκεται σε τέτοια μορφή που δεν καθίσταται δυνατή η πρόσληψη του από τους οργανισμούς και αυτό οφείλεται στον ισχυρό τριπλό δεσμό των ατόμων του N στα μόρια του αερίου N_2 το οποίο αποτελεί το 99.999% του ατμοσφαιρικού αζώτου. Για να μπορέσουν οι οργανισμοί να χρησιμοποιήσουν το αέριο άζωτο πρέπει να βρίσκεται σε βιοδιαθέσιμη μορφή όπως αμμωνιακά ιόντα (NH_4^+), νιτρικά (NO_3^-), ή οργανικό άζωτο (π.χ. ουρία - $(NH_2)_2CO$).

Ο βιογεωχημικός κύκλος του αζώτου (N) (Εικόνα 1.5) είναι μεγάλης σημασίας τόσο για την ατμόσφαιρα όσο και για τη βιόσφαιρα. Οι δραστικές μορφές αζώτου απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα, σε μεγάλο βαθμό, μέσω του σχηματισμού υδατοδιαλυτού νιτρικού οξέος (HNO_3), νιτρικών ιόντων (NO_3^-) και αμμωνιακών ιόντων (NH_4^+), με επακόλουθη υγρή και ξηρή εναπόθεση στην επιφάνεια της ξηράς και της θάλασσας.

Η εναπόθεση αυτών των ενώσεων είναι μεγάλης σημασίας διότι τροφοδοτεί με θρεπτικά το θαλάσσιο οικοσύστημα οδηγώντας σε αύξηση της παραγωγικότητας του οικοσυστήματος ή ακόμη και σε μείωση λόγω διαταραχής της ισορροπίας μεταξύ των θρεπτικών. Όπως ήδη έχει αποδειχθεί από τους Duce et al. (1991) και Jickells (1998), η εισροή διαλυτού ανόργανου αζώτου (DIN με τη μορφή HNO_3 , NO_3^- και NH_4^+) μέσω της ατμόσφαιρας είναι εξίσου σημαντική με την εισροή αζώτου από τα ποτάμια και τους υπόγειους υδροφορείς. Προηγούμενες μελέτες που έγιναν στην δυτική και την Ανατολική Μεσόγειο (Loye-Pilot et al., 1990, Kouvarakis et al., 2001) έδειξαν ότι η εναπόθεση ατμοσφαιρικού αζώτου είναι κατά μεγάλο ποσοστό υπεύθυνη για τη νέα θαλάσσια βιογενή παραγωγή αζώτου. Η κατανόηση συνεπώς του σχηματισμού των ενώσεων αυτών στη μεσογειακή ατμόσφαιρα είναι σημαντική.

Οι ετερογενείς αντιδράσεις του HNO_3 με τα θαλάσσια σωματίδια και τα σωματίδια σκόνης, είναι ο κύριος τρόπος σχηματισμού των νιτρικών ιόντων (NO_3^-) στην περιοχή (Markaki

et al., 2003). Ο σχηματισμός HNO_3 , κατά τη διάρκεια της ημέρας, γίνεται κατά κύριο λόγο μέσω της αντίδρασης ριζών υδροξυλίου (OH) με διοξείδιο του αζώτου (NO_2).



Κατά τη διάρκεια της νύχτας, οι αντιδράσεις νιτρικών ριζών, δημιουργούμενες από αντίδραση όζοντος με διοξείδιο του αζώτου (Αντίδραση 1.2), είναι οι σημαντικότερες πηγές εφοδιασμού της ατμόσφαιρας με HNO_3 .



Οι νιτρικές ρίζες αποσπών ένα άτομο υδρογόνου (H) από πτητικές οργανικές ενώσεις (VOCs) κυρίως από DMS (διμεθυλοσουλφίδια) και λιγότερο από αλδεύδες και αλκάνια, για να σχηματίσουν HNO_3 .



Σε γενικές γραμμές, οι ρίζες NO_3 αντιδρούν με τους υδρογονάνθρακες με τον μηχανισμό απόσπασης υδρογόνου με ταυτόχρονη παραγωγή νιτρικού οξέος.



Οι ετερογενείς αντιδράσεις (χημεία διαφορετικών φάσεων) των νιτρικών ριζών με τα αιωρούμενα σωματίδια οδηγούν επίσης σε σχηματισμό νιτρικών ιόντων (NO_3^-), σε μικρότερο όμως ποσοστό.

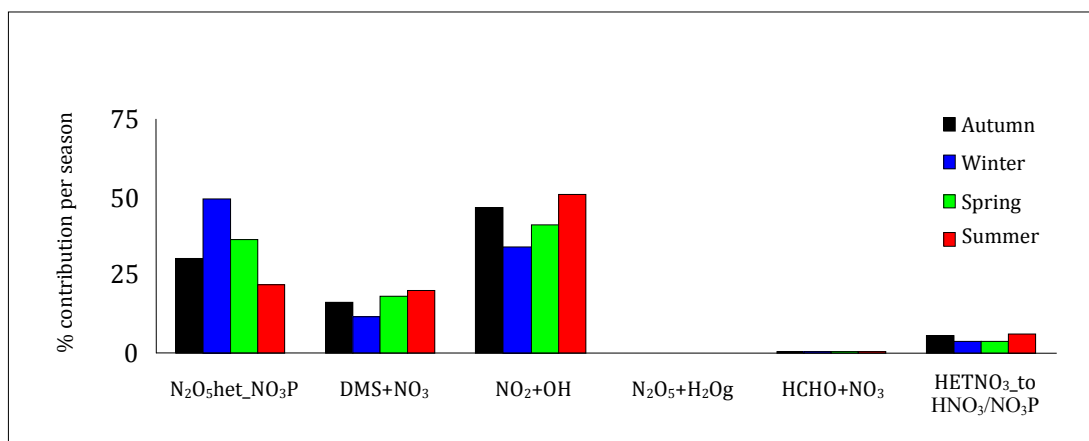
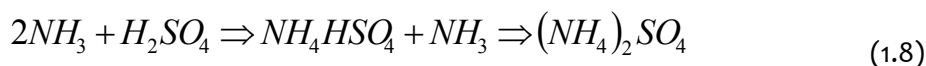


Τέλος σχηματισμός HNO_3 προκύπτει από την αντίδραση πεντοξειδίου του αζώτου (N_2O_5 , ανυδρίτης νιτρικού οξέος) με H_2O πάνω σε σωματίδια.



Το ποσοστό συνεισφοράς των παραπάνω αντιδράσεων στο σχηματισμό νιτρικού οξέος παρουσιάζει τόσο ημερήσια όσο και εποχιακή διακύμανση η οποία παρουσιάζεται σχηματικά στην Εικόνα 1.6 για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (Vrekousis et al., 2006). Όπως φαίνεται στον Πίνακα 1.1, όπου παρουσιάζονται οι πηγές προέλευσης τόσο των NO_x (πρόδρομες ενώσεις του HNO_3 και των NO_3^-) όσο και της NH_3 , το 80% των εκπομπών τους προέρχεται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες. Η αμμωνία όταν ελευθερωθεί στην

ατμόσφαιρα, αντιδρά πολύ γρήγορα με το θειικό και το νιτρικό οξύ προς σχηματισμό αερολυμάτων:



Εικόνα 1.6: (%) Συνεισφορά της ετερογενούς και ομογενούς χημείας στην εποχιακή παραγωγή του αθροίσματος του νιτρικού οξέος και των νιτρικών ανιόντων. N₂O₅het_NO₃P: Ετερογενής μετατροπή του N₂O₅ σε νιτρικά ανιόντα, DMS+NO₃: Παραγωγή HNO₃ από αντίδραση του DMS με τις NO₃ ρίζες NO₂+OH: Παραγωγή HNO₃ τις ρίζες OH και το NO₂, N₂O₅ + υδρατμοί, HCHO+NO₃: Παραγωγή HNO₃ από αντίδραση των NO₃ με HCHO, HETNO₃_to HNO₃/NO₃P: Ετερογενείς αντιδράσεις ριζών NO₃ που παράγουν HNO₃ και NO₃⁻ (2 διαφορετικές πορείες). Εικόνα από Vrekousis et al., 2006.

Πίνακας 1.1: Εκπομπές από διακριτές πηγές, οξειδίων του αζώτου (NO_x) και αμμωνίας (NH₃) στην ατμόσφαιρα σε 10¹² moles N yr⁻¹ (Galloway et al., 2004)

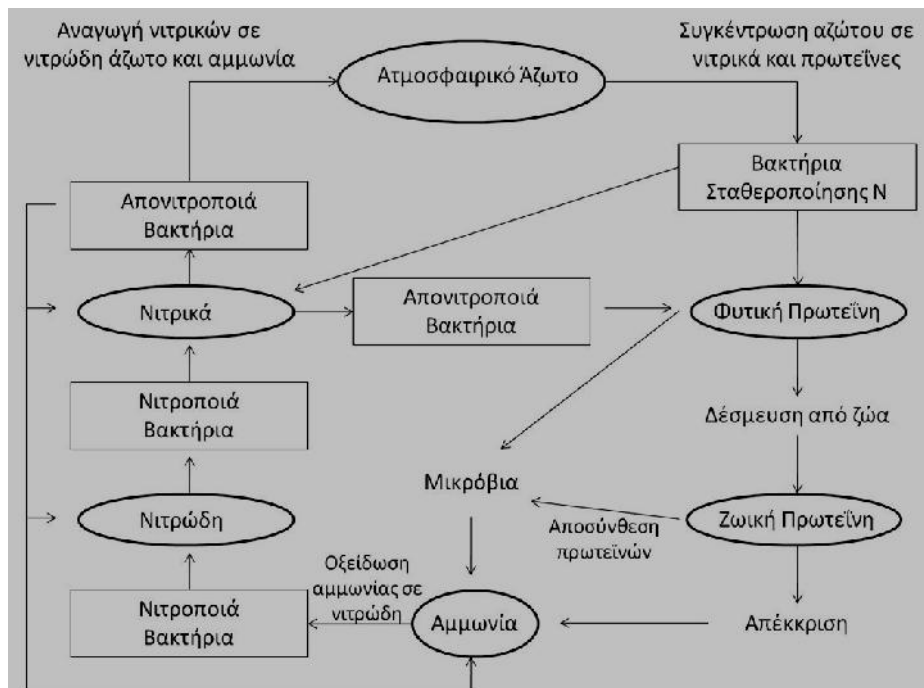
Δραστηριότητες	NO _x	NH ₃
Ανθρωπογενείς		
Καύση Βιομάζας	0.5	0.6
Καλλιέργειες	0.2	2.8
Καύση Ορυκτών	1.5	0.01
Βιομηχανία	0.5	0.2
Φυσικές		
Εδάφη, βλάστηση, ζώα	0.2	0.3
Κεραυνοί	0.4	-
Φυσικές φωτιές	0.06	0.06
Εισροή από Στρατόσφαιρα	0.04	0.04
Ανταλλαγή με ωκεανούς	0.4	
ΣΥΝΟΛΟ	3.4	4.5

1.4.2 Ο ΚΥΚΛΟΣ ΤΟΥ ΑΖΩΤΟΥ ΣΤΗ ΘΑΛΑΣΣΑ

Στην προσπάθεια κατανόησης του κύκλου του αζώτου στη θάλασσα, δύο βασικοί παράμετροι πρέπει να ληφθούν υπόψη:

- ❖ Το φυτοπλαγκτόν έχει πολύ μεγάλη σημασία στη σύνθεση πρωτεϊνών από ανόργανα συστατικά, όπως τα νιτρικά ιόντα, νιτρώδη ιόντα, αμμωνία και σπάνια μοριακό άζωτο.
- ❖ Τα βακτήρια συμμετέχουν ενεργά στην αποικοδόμηση των πολύπλοκων οργανικών ενώσεων σε απλές ανόργανες ενώσεις και ιδιαίτερα σε νιτρικά ιόντα.

Ο κύκλος του αζώτου στη θάλασσα (Εικόνα 1.7) δεν είναι κλειστός. Αζωτούχες ενώσεις μπορούν να καταβυθιστούν στις αποθέσεις του βυθού ή να δεσμευθούν από κυανοπράσινα φύκια. Οι ατμοσφαιρικές κατακρημνίσεις και η απόπλυση των εδαφών τροφοδοτούν τη θάλασσα με νιτρικά ιόντα και διαλυμένα οξείδια του αζώτου.



Εικόνα 1.7: Ο απλοποιημένος κύκλος του αζώτου στη θάλασσα (Σακελαριάδου Φ., 2007).

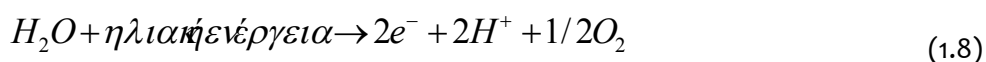
Στη θάλασσα, ο κύκλος του αζώτου περιλαμβάνει σε γενικές γραμμές, τα εξής τέσσερα στάδια:

1. **Δέσμευση αζώτου:** τα κυανοπράσινα φύκια δεσμεύουν σημαντικές ποσότητες αζώτου στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές. Ποικιλία ειδών βακτηρίων μπορούν να δεσμεύουν απευθείας μοριακό άζωτο, οι ποσότητες όμως αυτές δε θεωρούνται σημαντικές λόγω των μεγάλων ενεργειακών τους απαιτήσεων. Η χημική αναγωγή του μοριακού αζώτου σε αμμωνία προϋποθέτει ειδικές συνθήκες που δύσκολα ικανοποιούνται στη θάλασσα.

2. Αφομοίωση αζώτου: σε καλά οξυγονωμένα νερά, η χημικά σταθερή και κατά συνέπεια πιο άφθονη ανόργανη διαλυτή μορφή αζώτου είναι τα νιτρικά ιόντα. Οι πρωτογενείς παραγωγοί προσλαμβάνουν τα νιτρικά ιόντα με τη μορφή θρεπτικών συστατικών. Τα νιτρικά ιόντα ανάγονται με τη χημική αντίδραση



και στη συνέχεια αποτελούν μέρος του οργανικού υλικού που σχηματίζεται. Η χημική αντίδραση (1.7) καταναλώνει ενέργεια και συντελείται με τη συμμετοχή ηλεκτρονίων που προέρχονται από τη φωτοσυνθετική διαδικασία, δηλαδή:

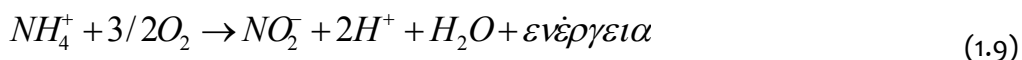


Τα νιτρώδη και τα αμμωνιακά άλατα σε διάλυμα είναι αυτά που μάλλον προτιμώνται από τους περισσότερους φωτοσυνθετικούς οργανισμούς λόγω των χαμηλότερων ενεργειακών απαιτήσεων. Εντούτοις, υπάρχουν φωτοσυνθετικοί οργανισμοί που μπορούν να χρησιμοποιήσουν ως θρεπτικά άλατα απλές οργανικές ενώσεις όπως ουρία και αμινοξέα. Το φυτοπλαγκτόν μπορεί να προσλάβει οποιαδήποτε από τις τρεις κύριες αζωτούχες ενώσεις, δηλαδή νιτρικά ιόντα, νιτρώδη ιόντα και αμμωνία, με ιδιαίτερη προτίμηση στην τελευταία. Σε θαλάσσιες περιοχές με αστικά λύματα, τα φυτοπλαγκτονικά είδη δείχνουν μια φθίνουσα σειρά προτίμησης στην πρόληψη αζωτούχων ενώσεων από την αμμωνία, στην ουρία και τέλος στα νιτρικά ιόντα.

3. Αναγέννηση νιτρικών ιόντων. Μηχανισμός νιτροποίησης: με τις απεκκρίσεις και το θάνατο των θαλάσσιων οργανισμών, απελευθερώνονται οργανικές αζωτούχες ενώσεις που αποσυντίθενται σε αμμωνιακά ιόντα. Η αποσύνθεση των οργανικών ενώσεων γίνεται μέσω των βακτηρίων. Τα βακτήρια μπορεί να είναι αερόβια ή αναερόβια και ζουν είτε ελεύθερα είτε προσκολλημένα σε σωματιδιακή ύλη και τρέφονται με τις οργανικές ενώσεις, καταναλώνοντας το άζωτο που χρειάζονται και απελευθερώνουν την περίσσεια με τη μορφή αμμωνίας. Στις περιπτώσεις που η πρόσληψη σε άζωτο από οργανικές ενώσεις δεν επαρκεί για τις ανάγκες των βακτηρίων, κάποια βακτήρια χρησιμοποιούν και ανόργανα συστατικά. Με το θάνατο των βακτηρίων απελευθερώνεται αμμωνία. Γενικά, σε όλα τα ωκεάνια βάθη και σε κάθε χρονική περίοδο παρατηρείται παραγωγή αμμωνίας με το μηχανισμό της βακτηριακής αποσύνθεσης νεκρών μακρο- και μικρο- οργανισμών.

Το ιόν του αμμωνίου είναι ασταθές σε οξυγονωμένα νερά και οξειδώνεται σε νιτρικά ιόντα με το μηχανισμό της νιτροποίησης. Η νιτροποίηση μπορεί να γίνει είτε ως μια απλή αβιογενής αντίδραση (με ιδιαίτερα χαμηλή ταχύτητα αντίδρασης) είτε με νιτροποιά βακτήρια. Βακτηριακή νιτροποίηση στη θάλασσα γίνεται σε τουλάχιστον δύο στάδια, πρώτα τα

αμμωνιακά ιόντα οξειδώνονται σε νιτρώδη και στη συνέχεια τα νιτρώδη σε νιτρικά ιόντα ως εξής:



Νιτροποίηση μπορεί επίσης να γίνει με τους μηχανισμούς της καταλυτικής οξειδωσης (δηλαδή με την καταλυτική δράση οργανικών ουσιών που παράγονται από τα βακτήρια), της φωτοχημικής οξειδωσης (δηλαδή της επίδρασης της υπεριώδους ακτινοβολίας) και της ατμοσφαιρικής οξειδωσης στα επιφανειακά στρώματα της θάλασσας (δηλαδή της επίδρασης του ατμοσφαιρικού οξυγόνου).

4. Αναγωγή νιτρικών ιόντων σε νιτρώδη. Μηχανισμός απονιτροποίησης: τα νιτρικά ιόντα στη μεγαλύτερη οξειδωτική κατάσταση, αποτελούν τη χημικά σταθερή μορφή του αζώτου σε οξυγονωμένα νερά. Έτσι, τα νιτρικά ιόντα, σε σύγκριση με τα νιτρώδη και τα αμμωνιακά, έχουν την τάση να συσσωρεύονται εκεί όπου δεν λαμβάνει χώρα φωτοσυνθετική αναγωγή των νιτρικών ιόντων, όπως στα σκοτεινά βαθιά νερά και στα επιφανειακά νερά το χειμώνα, όταν τα χαμηλά επίπεδα ηλιακής ακτινοβολίας εμποδίζουν το φωτοσυνθετικό μηχανισμό. Τα αμμωνιακά και τα νιτρώδη ιόντα απαντώνται σε μικρές συγκεντρώσεις σε οξυγονωμένα νερά, ενώ αντίθετα, οι μεγαλύτερες απαντώνται στα επιφανειακά στρώματα την άνοιξη και το καλοκαίρι. Σε ανοξικές συνθήκες, τα αμμωνιακά ιόντα είναι μία χημικά σταθερή μορφή και κατά συνέπεια βρίσκονται σε υψηλές συγκεντρώσεις σε ανοξικά θαλάσσια νερά μετά την αποσύνθεση της οργανικής ύλης. Σχετικά υψηλές συγκεντρώσεις νιτρωδών ιόντων απαντώνται και στις περιοχές εκείνες όπου έχει μειωθεί αισθητά η περιεκτικότητα του νερού σε διαλυτό οξυγόνο, με αποτέλεσμα οι μικροοργανισμοί να χρησιμοποιούν τα νιτρώδη ιόντα ως αποδέκτη ηλεκτρονίων:

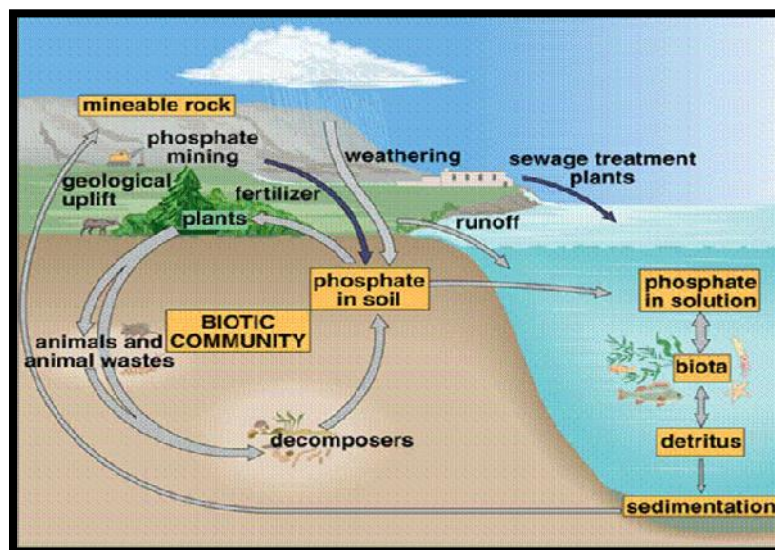


Η αναγωγή των νιτρικών ιόντων σε νιτρώδη συντελείται από ένα μεγάλο αριθμό βακτηρίων και από κάποια φυτοπλαγκτονικά είδη. Τα νιτρώδη ιόντα που σχηματίζονται με τον τρόπο αυτό ανάγονται σε υποξείδιο του αζώτου ή ακόμη και σε στοιχειακό άζωτο. Ο μηχανισμός λοιπόν της απονιτροποίησης αφορά στη διαδικασία αναγωγής των νιτρικών ιόντων σε νιτρώδη, και των νιτρικών και νιτρωδών ιόντων σε μοριακό άζωτο και υποξείδιο του αζώτου (Σακελαριάδου Φ., 2007).

1.5 Ο ΦΩΣΦΟΡΟΣ

1.5.1 Ο ΒΙΟΓΕΩΧΗΜΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ ΤΟΥ ΦΩΣΦΟΡΟΥ

Ο φώσφορος δεν απαντάται ελεύθερος στο περιβάλλον, αλλά απελευθερώνεται στην ατμόσφαιρα και στα θαλάσσια οικοσυστήματα, μέσω ανθρωπογενών και φυσικών διεργασιών, είτε ως σωματιδιακός είτε ως διαλυτός φώσφορος (Εικόνα 1.8). Σημαντική συμβολή στις ποσότητες σωματιδιακού φωσφόρου που απαντώνται στην ατμόσφαιρα έχουν η μεταφορά σκόνης από έρημους, η φυσική διάβρωση και αποσάθρωση των ηπειρωτικών εδαφών και πετρωμάτων, καθώς και άλλες βιογενείς πηγές (υπολείμματα φυτών, εντόμων κλπ.). Επίσης οι καύσεις βιομάζας, αποτέλεσμα φυσικών ή ανθρωπογενών διεργασιών κυρίως κατά τη θερινή περίοδο, απελευθερώνουν στην ατμόσφαιρα μεγάλες ποσότητες τόσο διαλυτού όσο και σωματιδιακού φωσφόρου. Τέλος, πηγές φωσφορικών στα θαλάσσια οικοσυστήματα, αποτελούν οι εκροές των ποταμών και η εσωτερική ανακύκλωση θρεπτικών συστατικών.



Copyright © The McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.

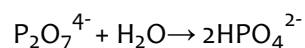
Εικόνα 1.8: Ο κύκλος του φωσφόρου

Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα φαινόμενα της υγρής και ξηρής εναπόθεσης, μιας και συνεισφέρουν στην αύξηση των ποσοτήτων φωσφόρου που εναποτίθενται στους ωκεανούς, ενώ αντίστοιχα συμβάλλουν στη μείωση του στην ατμόσφαιρα. Τα επιπλέοντα σωματίδια

πλούσια σε φωσφορικά καθιζάνουν σταδιακά στο βυθό. Αυτή η συνεχής διαδικασία καθίζησης οδηγεί τελικά στη μόνιμη απομάκρυνση κάποιων ποσοτήτων φωσφόρου από τη βιοκυκλοφορία, μίας και αυτές «θάβονται» τόσο βαθιά που η επαναφορά τους στην στήλη του υπερκείμενου ύδατος είναι σχεδόν αδύνατη (Smith, 1990). Αντίθετα ο φώσφορος που εναποτίθεται στα ανώτερα στρώματα του βυθού εξακολουθεί να είναι ενεργό κομμάτι του βιογεωχημικού κύκλου του φωσφόρου, αφού μέσω μηχανικών και χημικών διεργασιών, μπορεί να απελευθερωθεί και πάλι από τα ιζήματα.

Στις λίμνες, στα ποτάμια και στα θαλάσσια οικοσυστήματα ο φώσφορος μπορεί να βρεθεί είτε στη σωματιδιακή, είτε στη διαλυτή φάση. Στην πρώτη κατηγορία ανήκει ο φώσφορος που έχει δεσμευθεί από το φυτοπλαγκτόν ή έχει απορροφηθεί πάνω σε σωματίδια. Ο ανόργανος φώσφορος (ορθοφωσφορικά), ο οργανικός ως αποτέλεσμα ζωικών εκκρίσεων και ο μακρομοριακός κολλοειδής φώσφορος, αντιπροσωπεύουν την διαλυτή φάση. Οι διάφορες μορφές υπόκεινται σε συνεχείς μετασχηματισμούς, ακολουθώντας ένα συνεχώς επαναλαμβανόμενο κύκλο.

Στα φυσικά νερά ο φώσφορος βρίσκεται κατά κανόνα με τη μορφή φωσφορικών ιόντων, τα οποία κατηγοριοποιούνται σε ορθοφωσφορικά ιόντα (κυριότερη μορφή φωσφόρου, συνήθως ως διαλυτά άλατα αλκαλίων), συμπυκνωμένα φωσφορικά ιόντα (πυρο-, μετα- και άλλα πολυφωσφορικά ιόντα) και οργανικά συνδεδεμένα ιόντα. Οι φωσφορικές αυτές ενώσεις μπορεί να είναι είτε διαλυτές (π.χ. άλατα αλκαλίων), είτε αδιάλυτες, κυρίως με τη μορφή αλάτων ασβεστίου ως αιωρούμενα στερεά (Πίνακας 1.2). Τα πολυφωσφορικά υδρολύονται σχηματίζοντας μονοφωσφορικά ιόντα:



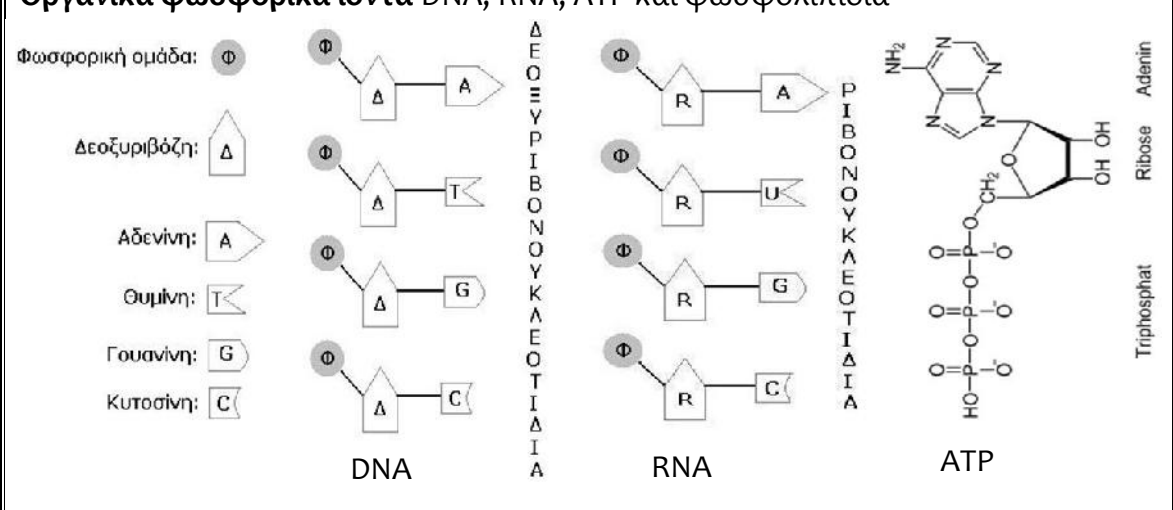
Η βιοδιαθεσιμότητα του φωσφόρου εξαρτάται από τη μορφή, αλλά και από την κατάσταση στην οποία βρίσκεται, σωματιδιακή ή διαλυτή. Σημαντικοί επίσης παράγοντες για το είδος των φωσφορικών που απελευθερώνονται στο περιβάλλον είναι η προέλευση (πηγή εκπομπής), το μέγεθος των σωματιδίων, οι μετεωρολογικές συνθήκες και οι φυσικοχημικές και βιολογικές διεργασίες στα επιφανειακά ύδατα.

Οι Loye-Pilot και Martin (1996) απέδειξαν ότι βροχοπτώσεις μετά από επεισόδια σκόνης από τη Σαχάρα, εμπλουτίζουν την ατμόσφαιρα με σωματιδιακό φώσφορο, ο οποίος όμως είναι μικρής αξίας ως προς τη βιοδιαθεσιμότητα του αν λάβουμε υπόψη ότι η μέγιστη διαλυτότητα του είναι μόλις 8%. Ένα ακόμη σημαντικό στοιχείο, προέκυψε από την μελέτη των Herut et al. (1999), οι οποίοι απέδειξαν ότι ο σωματιδιακός ανόργανος φώσφορος από σωματίδια Ευρωπαϊκής προέλευσης, άρα και με μεγαλύτερη ανθρώπινη επίδραση, είναι περισσότερο διαλυτός (45-50%) σε σχέση με το σωματιδιακό φώσφορο που προέρχεται από

την Σαχάρα. Ενδιαφέρον επίσης παρουσιάζει το γεγονός ότι όταν τα ατμοσφαιρικά αιωρούμενα σωματίδια έρχονται σε επαφή με τις σταγόνες της βροχής, ένα μέρος από τον σωματιδιακό φώσφορο που περιέχουν (σε κατάλληλο pH), μετατρέπεται σε διαλυτά ορθοφωσφορικά (DIP), μεγάλης βιοδιαθεσιμότητας για το θαλάσσιο οικοσύστημα. Σε αυτή τη μορφή ο φώσφορος είναι εύκολο να προσληφθεί από μικροοργανισμούς, με αποτέλεσμα το ποσοστό του βιοδιαθέσιμου φωσφόρου να αυξάνεται αρκετά κατά την διάρκεια των γεγονότων υγρής κατακρήμνισης.

Αντίθετα με το φώσφορο σωματιδιακής προέλευσης, αυτός που προέρχεται από ανθρωπογενείς εκπομπές είναι κατά το μεγαλύτερο ποσοστό διαλυτός (ορθοφωσφορικά) άρα και βιοδιαθέσιμος. Χαρακτηριστικά είναι τα αποτελέσματα των Bergametti et al. (1992), σύμφωνα με τα οποία ο φώσφορος ανθρωπογενούς προέλευσης είναι διαλυτός σε ποσοστό 40 με 100%.

Πίνακας 1.2: Συχνότερες μορφές φωσφόρου απαντώμενες στη φύση

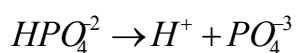
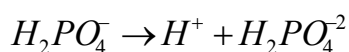
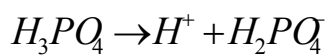
<p>Μονοφωσφορικά ιόντα (Monophosphate)</p>	<p>Orthophosphoric acid, H_3PO_4 Sodium phosphate, NaH_2PO_4 Disodium phosphate, Na_2HPO_4 Diammonium phosphate, $(NH_4)_2HPO_4$ Trisodium phosphate, Na_3PO_4</p>
<p>Πολυφωσφορικά ιόντα και φωσφορικοί εστέρες (Polyphosphate)</p>	<p>Pyrophosphate, $P_2O_7^{4-}$ Tripolyphosphate, $P_3O_{10}^{4-}$ Trimetaphosphate, $P_3O_9^{3-}$ Hexametaphosphate, $(PO_3)_6^{3-}$</p>
<p>Οργανικά φωσφορικά ιόντα DNA, RNA, ATP και φωσφολιπίδια</p> 	

1.5.2 Ο ΚΥΚΛΟΣ ΤΟΥ ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΣΤΗ ΘΑΛΑΣΣΑ

Ο φώσφορος, με τη μορφή φωσφορικών κυρίως ιόντων (PO_4^{3-} και HPO_4^{2-}) αποτελεί ένα από τα βασικά θρεπτικά συστατικά τόσο των ζωικών όσο και των φυτικών οργανισμών του θαλάσσιου οικοσυστήματος. Φώσφορος υπάρχει στο μόριο του DNA, του ATP, στην κυτταρική μεμβράνη (φωσφολιπίδια) και αλλού.

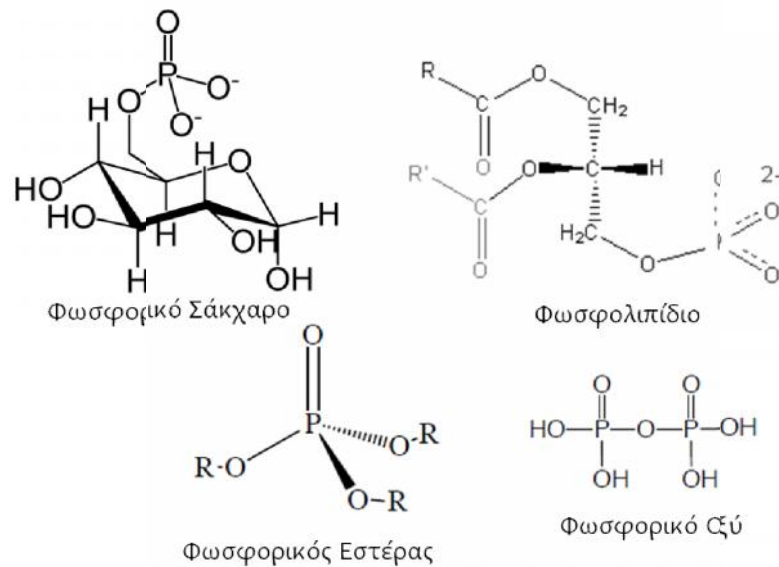
Ο φώσφορος αποτελεί συνήθως περιοριστικό παράγοντα της πρωτογενούς παραγωγής και ως εκ τούτου έχει καθοριστική σημασία για την αποκατάσταση της οικολογικής ισορροπίας στο θαλάσσιο οικοσύστημα. Αν και είναι ένα από τα έξι κύρια κυτταρικά στοιχεία (C, H, O, N, P, S) και η αναλογία του στη νωπή βιομάζα του κυτοπλάσματος μπορεί να ξεπερνάει το 0.5%, η παρουσία του στο φλοιό της γης είναι σπανιότερη από αυτή των άλλων πέντε στοιχείων.

Οι ενώσεις του φωσφόρου στο νερό διακρίνονται σε οργανικές ή ανόργανες, διαλυμένες ή σωματιδιακές. Οι διαλυτές μορφές του φωσφόρου, μπορεί να είναι είτε οργανικές είτε για ανόργανες ενώσεις. Τα ανόργανα φωσφορικά άλατα προέρχονται από ενώσεις που δημιουργήθηκαν με τη διάσπαση του φωσφορικού οξέος (H_3PO_4):



Οι διαλυτές μορφές οργανικού φωσφόρου προέρχονται από την αποσύνθεση βιολογικών προϊόντων μεταβολισμού διαφόρων οργανισμών και ως εκ τούτου ποικίλουν οι συγκεντρώσεις τους χωροχρονικά. Οι διαλυτές μορφές οργανικού φωσφόρου συνιστούν ένα σημαντικό αλλά μεταβλητό ποσοστό του διαλυτού φωσφόρου στα επιφανειακά νερά. Στη θάλασσα απαντώνται φωσφορικά σάκχαρα, φωσφολιπίδια, φωσφονουκλεοτίδια και τα προϊόντα υδρόλυσής τους καθώς επίσης εστέρες φωσφορικών και αμινοφωσφορικά οξέα (Εικόνα 1.9).

Οι σωματιδιακές μορφές του φωσφόρου περιλαμβάνουν ουσίες που προέρχονται από την αποικοδόμηση οργανισμών και βιολογικών προϊόντων, συσσωματώματα φωσφορικού ασβεστίου και σιδήρου κι ακόμη ενώσεις φωσφόρου προσροφημένες σε οργανική και ανόργανη ύλη. Ορυκτά φωσφορικού ασβεστίου απαντώνται στα κόκαλα, τα δόντια, τα λέπια των ψαριών ενώ συσσωρεύονται στα θαλάσσια ιζήματα κατά την καθίζηση διαλυτών οργανικών φωσφορικών προερχόμενων από την αποσύνθεση του οργανικού υλικού.



Εικόνα 1.9: Παραδείγματα διαλυτών μορφών οργανικού φωσφόρου που απαντώνται στα θαλάσσια νερά.

Φυσικές, χημικές και βιολογικές διεργασίες που συμβαίνουν στο υδατικό περιβάλλον μεταβάλλουν διαρκώς την αναλογία των παραπάνω μορφών. Ανάμεσα στους παράγοντες που επηρεάζουν τη συγκέντρωση του φωσφόρου στο νερό είναι η θερμοκρασία, το pH και η συγκέντρωση των νιτρικών και των νιτρωδών ιόντων. Υψηλές θερμοκρασίες αυξάνουν τους ρυθμούς αποικοδόμησης των οργανικών ουσιών και συνεπώς την απελευθέρωση φωσφόρου. Παράλληλα βέβαια, υψηλές θερμοκρασίες εντείνουν την πρόσληψη φωσφόρου από τους φωτοσυνθετικούς οργανισμούς. Συνήθως όμως ο ρυθμός της πρώτης διαδικασίας (απελευθέρωση φωσφόρου) είναι μεγαλύτερος από αυτόν της δεύτερης (δέσμευση φωσφόρου), με αποτέλεσμα υψηλές θερμοκρασίες να επιφέρουν αύξηση της συγκέντρωσης του φωσφόρου στο νερό.

Το pH σχετίζεται με την εσωτερική τροφοδοσία του νερού σε φώσφορο, την επαναιώρηση δηλαδή του φωσφόρου του πυθμένα. Σε υψηλές τιμές pH συμβαίνει ανταλλαγή των ιόντων υδροξυλίου του νερού με φώσφορο από ενώσεις σιδήρου και αργιλίου του πυθμένα. Συνεπώς αύξηση του pH επιφέρει αύξηση της συγκέντρωσης του φωσφόρου στο νερό.

Ο φώσφορος διαλύεται σχετικά δύσκολα στο νερό και η ένωση του με σίδηρο, αργίλιο και ασβέστιο προκαλεί την καθίζησή του. Η τυπική διαδικασία ανακύκλωσης του φωσφόρου σε θαλάσσιο οικοσύστημα περιγράφεται συνοπτικά παρακάτω: Ο φώσφορος απελευθερώνεται από το επιλίμνιο κατά την αποσύνθεση οργανικών ουσιών και προσλαμβάνεται από το φυτοπλαγκτόν και την υπόλοιπη υδρόβια βλάστηση. Ο θάνατος και η αποικοδόμηση των οργανισμών εμπλουτίζει το νερό με φωσφορικές ενώσεις που καθιζάνουν

στον πυθμένα, ενώ παράλληλα συμβαίνει διάχυση του φωσφόρου από το ίζημα στο νερό (εσωτερική τροφοδοσία της υδάτινης στήλης σε φώσφορο).

Στα περισσότερα φυσικά νερά οι συγκεντρώσεις του ολικού φωσφόρου (το σύνολο του ανόργανου και οργανικού, διαλυμένου και σωματιδιακού φωσφόρου) κυμαίνονται συνήθως μεταξύ 10 και 50 μg/l. Ωστόσο σε μη παραγωγικά, oligότροφα νερά η συγκέντρωση του ολικού φωσφόρου μπορεί να είναι μικρότερη από 5 μg/l, ενώ σε πολύ εύτροφες συνθήκες μπορεί να υπερβαίνει τα 100 μg/l. Στην Μεσόγειο θάλασσα οι μέγιστες συγκεντρώσεις φωσφορικών που έχουν καταγραφεί είναι της τάξεων των 0.25 μM, πολύ χαμηλότερες από τις αντίστοιχες στον Ατλαντικό ωκεανό, που φθάνουν τα 1.8 μM (Krom et al., 2010).

2 Η ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ ΘΑΛΑΣΣΑ

Η Μεσόγειος αποτελεί μία θαλάσσια περιοχή ιδιαίτερου ενδιαφέροντος. Ο Margalef (1985) την περιέγραψε λέγοντας ότι «πρόκειται για ένα εξαιρετικά σύνθετο υπόλειμμα ενός πολύ δυναμικού παρελθόντος, το οποίο θα παραμείνει ενεργό για πολύ χρόνο, τόσο γεωλογικά, όσο και από την άποψη των ανθρώπων που την απαρτίζουν». Η Μεσόγειος κατέχει μία μοναδική θέση ως πεδίο έρευνας στο θαλάσσιο και όχι μόνο χώρο, αφενός μεν λόγω του εξαιρετικά πολύπλοκου γεωλογικού παρελθόντος της, με τις διαδοχικές αυξομειώσεις της στάθμης των υδάτων της, τις κρίσεις αλατότητας, τις γεωλογικές ανακατατάξεις και την επικοινωνία αρχικά με τον Ινδικό και μετά με τον Ατλαντικό Ωκεανό, αλλά και λόγω του ανοίγματος της διώρυγας του Σουέζ. Αξίζει να αναφερθεί ότι δεν είναι λίγοι αυτοί που υποστηρίζουν ότι η Μεσόγειος έχει τροποποιηθεί όσο κανένας άλλος χώρος. Η πρώτη σημαντική ωκεανογραφική έρευνα στην περιοχή έλαβε χώρα το 1912 με τη δανέζικη εξερευνητική αποστολή Nielsen. Στις επόμενες δεκαετίες και μέχρι τα τέλη αυτής του '70 ένας αριθμός από ευρείας κλίμακας ή τοπικές αποστολές οδήγησαν στην σημαντική αύξηση των γνώσεων μας για τη Μεσόγειο, ειδικά κατά τις δεκαετίες του '80 και του '90 (Αμπαρτζάκη Ε., 2002).



Εικόνα 2.1: Χάρτης της Μεσογείου Θάλασσας με ενδείξεις μέγιστων βαθών ανά περιοχή.

Η Μεσόγειος είναι μία βαθιά, πρακτικά χωρίς παλίρροιες θάλασσα και με συνολική επιφάνεια ίση με 2.965.000 Km². Αποτελεί μία μικρογραφία ωκεανού με βάθος πάνω από 200 m στη μεγαλύτερη έκταση της, ενώ το μέσο βάθος της είναι ίσο με 1650 μέτρα. Το βαθύτερο σημείο της, βρίσκεται νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου (5093m). Διακρίνεται στην Ανατολική και τη Δυτική Μεσόγειο Λεκάνη, που διαχωρίζονται με τα σχετικά ρηχά στενά (βάθος 1000m) ανάμεσα στη Σικελία και την Τυνησία. Το Αιγαίο και η Αδριατική αποτελούν ημίκλειστες προεκτάσεις από το κυρίως σώμα της Μεσογείου (UNEP, 1996). Είναι ημίκλειστη και επικοινωνεί με τον υπόλοιπο ωκεανό μέσω των Στενών του Γιβραλτάρ με βάθος ~ 250-400 m και πλάτος ~15 Km (Φυτιανός, 1996).

2.1 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

Τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά της Μεσογείου είναι:

- Αρνητικό ισοζύγιο ύδατος. Η εξάτμιση είναι τρεις φορές μεγαλύτερη από τις εισροές λόγω βροχοπτώσεων και η διαφορά καλύπτεται από την είσοδο νερού του Ατλαντικού από το Γιβρατάλ. Αποτελεί δηλαδή μία «λεκάνη συγκέντρωσης».
- Θερμοκρασιακή στρωμάτωση. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό των νερών της Μεσογείου είναι η θερμοκρασιακή τους στρωμάτωση, που εκφράζεται με τη δημιουργία του εποχιακού θερμοκλινούς. Το θερμοκλινές υφίσταται κατά τους θερμούς μήνες του έτους, δηλαδή για τη Μεσόγειο από Απρίλιο έως Οκτώβριο. Το βάθος διείδυσης του θερμοκλινούς είναι αντιστρόφως ανάλογο του εύρους διακύμανσης της επιφανειακής θερμοκρασίας. Επίσης, το βάθος διείδυσης σχετίζεται με την ένταση των ανέμων, που σημαίνει ότι δυνατοί άνεμοι μειώνουν την κλίση του θερμοκλινούς και συγχρόνως το τοποθετούν βαθύτερα στη στήλη του νερού. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα το εποχιακό θερμοκλινές να συναντάται σε διάφορα βάθη στις διάφορες υποπεριοχές της Μεσογείου, κατά μέσο όρο όμως γύρω στα 50 μέτρα. Σε βάθος γύρω στα 400m εντοπίζεται ένα άλλο θερμοκρασιακό όριο για την Ανατολική Μεσόγειο, κάτω από το οποίο η θερμοκρασία παραμένει σταθερά στους 13.5 με 13.7 °C.
- Έλλειψη παλίρροιας.
- Υψηλή σχετικά αλατότητα, που στα παράλια της Μικράς Ασίας φτάνει το 39 ‰.
- Κλιματική διαβάθμιση από Βορρά (εύκρατο κλίμα) προς Νότο (υποτροπικό κλίμα).
- Διαβάθμιση στην έλλειψη θρεπτικών από τη Δύση προς την Ανατολή.
- Μειωμένη ποικιλότητα κατά γεωγραφικό μήκος με πολλές περιφερειακές ιδιομορφίες.

Πέρα όμως από τα παραπάνω, θα μπορούσε κάποιος να προσδώσει και άλλα χαρακτηριστικά στο συγκεκριμένο χώρο όπως:

- ✓ Τη διαφάνεια των υδάτων της, φαινόμενο ιδιαίτερα έντονο στην Ανατολική λεκάνη της Μεσογείου, που επιτρέπει τη διείδυση του φωτός σε μεγαλύτερα βάθη.
- ✓ Λόγω της επικοινωνίας με τον Ατλαντικό μέσω των Στενών του Γιβραλτάρ, έχει εδραιωθεί μία δυναμική ισορροπία μεταξύ των δύο στιβάδων ροής στα Στενά. Τα χαμηλής αλατότητας νερά του Ατλαντικού μπαίνουν στην Μεσόγειο επιφανειακά, όπου μετασχηματίζονται μέσω της εξάτμισης σε αλμυρότερα και πυκνότερα, βυθίζονται σε ένα ενδιάμεσο βάθος και επιστρέφουν στο Γιβραλτάρ απ' όπου βγαίνουν στον Ατλαντικό. Λαμβάνει χώρα δηλαδή «λιμνοθαλάσσιου τύπου» κυκλοφορία (Εικόνα 2.2).

Η Μεσόγειος λοιπόν θεωρείται γενικά μία θάλασσα φτωχή σε θρεπτικά συστατικά. Θα πρέπει να επισημάνουμε ότι αφθονία και βιοποικιλότητα σπάνια συμβαδίζουν λόγω του ότι πλούσιες περιοχές παρουσιάζουν μικρή βιοποικιλότητα. Έτσι, η φτωχή σε βιομάζα Μεσόγειος

είναι μια από τις πλουσιότερες σε αριθμό ειδών θάλασσες. Αξίζει να αναφέρουμε ότι η Μεσόγειος που αποτελεί μόλις το 1% της επιφάνειας του παγκόσμιου ωκεανού, φιλοξενεί το 12% της θαλάσσιας πανίδας και χλωρίδας (Παναγιωτίδης,2000). Ο συγκεκριμένος χώρος αποτελεί βιογεωγραφικό σταυροδρόμι ανάμεσα στον Ατλαντικό και τον Ινδοειρηνικό. Το πανιδικό και το χλωριδικό της φάσμα περιλαμβάνει είδη της εύκρατης ζώνης, αλλά και των ψυχρών θαλασσών (αρκτικής προέλευσης), καθώς και των τροπικών. Δε λείπουν βέβαια και τα κοσμοπολίτικα είδη.

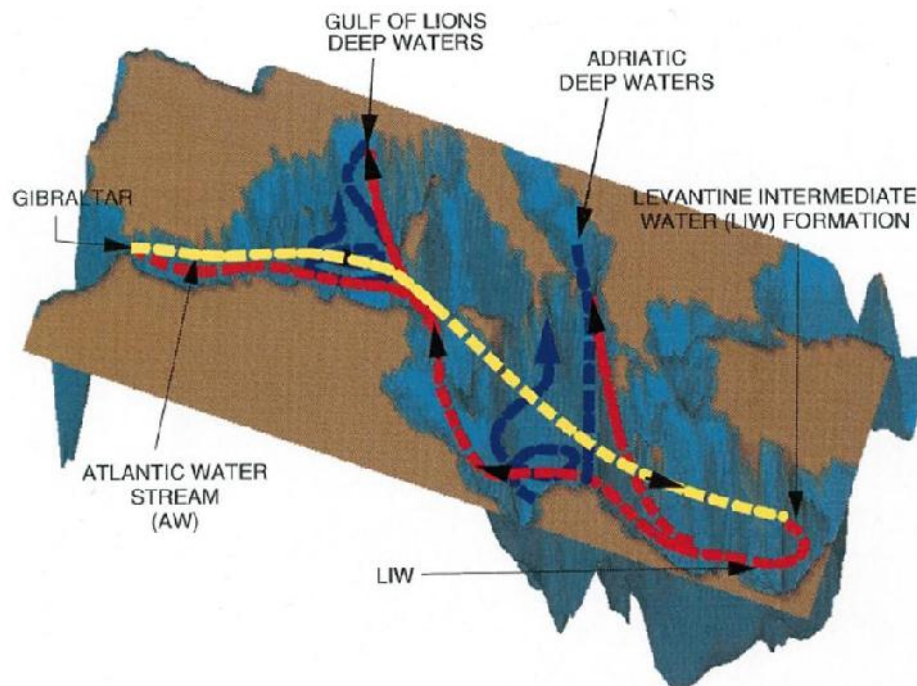
Η θαλάσσια χλωρίδα κυριαρχείται από τα ροδοφύκη και τα φαιοφύκη, ενώ σε μικρότερο βαθμό διαθέτει κυανοφύκη και χλωροφύκη, ενώ τα αγγειόσπερμα (ανώτερα) φυτά έχουν πολύ μικρή συμμετοχή στη θαλάσσια χλωρίδα, είναι όμως, σημαντικά για τη θαλάσσια βλάστηση, λόγω της έκτασης και του οικολογικού ρόλου των υποθαλάσσιων λιβαδιών που σχηματίζουν σε παράκτιες περιοχές (παραδείγματος χάρη τα υποθαλάσσια λιβάδια της ποσειδωνίας (*Posidonia oceanica*), στις ακτές της Μεσογείου (Παναγιωτίδης,2000).

Παρά τις προσπάθειες που κατά καιρούς έχουν γίνει για την όσο το δυνατόν πληρέστερη μελέτη της πανίδας των βαθιών θαλασσών της Μεσογείου αυτή εξακολουθεί να παρουσιάζεται ιδιαίτερα φτωχή σε βάθη μεγαλύτερα των 200 μέτρων. Εμφανίζει επίσης μία δραστική μείωση στον αριθμό των βαθύβιων ειδών όσο προχωράμε προς τα ανατολικά δηλαδή από 97% στην δυτική λεκάνη γίνεται 20% στην ανατολική. Συνολικά όμως όσον αφορά την πανίδα της Μεσογείου το 25% ζει σε βάθη μεγαλύτερα των 50m, το 10% σε βάθη μεγαλύτερα των 200m, το 2.5% πέρα από τα 500 μέτρα και λιγότερο από το 1% μετά τα 2000 μέτρα. Συγκεκριμένα για τα ενδημικά είδη το 7% ζουν βαθύτερα των 200 μέτρων, το 3% πέρα από τα 500m και μόλις το 1% πέρα από τα 1000m.

Κατά τον Margalef (1985) σημαντική αιτία για τον ολιγοτροφισμό της Μεσογείου Θάλασσας αποτελεί και η σχέση της ποσότητας ύδατος που ανταλλάσσεται με τον Ατλαντικό ωκεανό με την ποσότητα που χάνεται λόγω εξάτμισης. Η σχέση αυτή υπολογίζεται σε 70 προς 1 και έχει ως συνέπεια την «αραίωση» των υδάτων της Μεσογείου ως προς τα θρεπτικά καθώς, όπως σημειώνει ο Tchernia (1980), το επιφανειακό νερό που εισέρχεται από τον Ατλαντικό είναι μικρής πυκνότητας και περιεκτικότητας σε άλατα, ενώ το υποεπιφανειακό νερό που εξέρχεται από το Γιβραλτάρ είναι βαρύτερο και περιέχει μεγαλύτερη συγκέντρωση αλάτων.

Θα πρέπει επίσης να επισημανθεί ότι το σύστημα της Μεσογείου είναι ένα σύστημα σύνθετο, που δεν κυριαρχείται από ένα μικρό αριθμό ειδών αλλά από μία μεγάλη ποικιλία οργανισμών που έχουν αναπτύξει ένα πολύπλοκο πλέγμα αλληλοεξαρτήσεων. Ακόμη πρόκειται για ένα σύστημα που έχει εξελιχθεί σε σχετικά ομοιογενείς συνθήκες στο χρόνο,

μα που το εύρος των περιβαλλοντικών διακυμάνσεων στον οικολογικό χρόνο είναι πολύ μικρότερο από εκείνο των βορείων περιοχών. Είναι λογικό λοιπόν να περιμένει κανείς ότι το συγκεκριμένο σύστημα «απαιτεί» σταθερότητα και δεν αντέχει εύκολα την διατάραξη δηλαδή την απομάκρυνση από την κατάσταση ισορροπίας (Καρακάσης, 1991). Η μειωμένη πρωτογενής παραγωγικότητα λοιπόν δεν μπορεί παρά να αντανακλάται και στο σύνολο του τροφικού πλέγματος δίνοντας μικρότερες τιμές βιομάζας για το σύνολο των καταναλωτών οργανισμών. Στη Μεσόγειο, η πελαγική τροφική αλυσίδα πιστεύεται πως μπορεί να πάρει δύο διαφορετικές μορφές. Η πρώτη μορφή, είναι η «κλασική» τροφική αλυσίδα, η οποία παρατηρείται κυρίως κατά τις περιόδους του χειμώνα και της άνοιξης και στην οποία κυρίαρχοι φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί είναι τα διάτομα. Ενώ το καλοκαίρι και το φθινόπωρο έχουμε την δημιουργία του λεγόμενου μικροβιακού βρόγχου στον οποίο και εγκλωβίζεται μεγάλη ποσότητα οργανικής ύλης και αυτή αποτελεί τη δεύτερη μορφή της τροφικής αλυσίδας (Pitta et al., 2000).

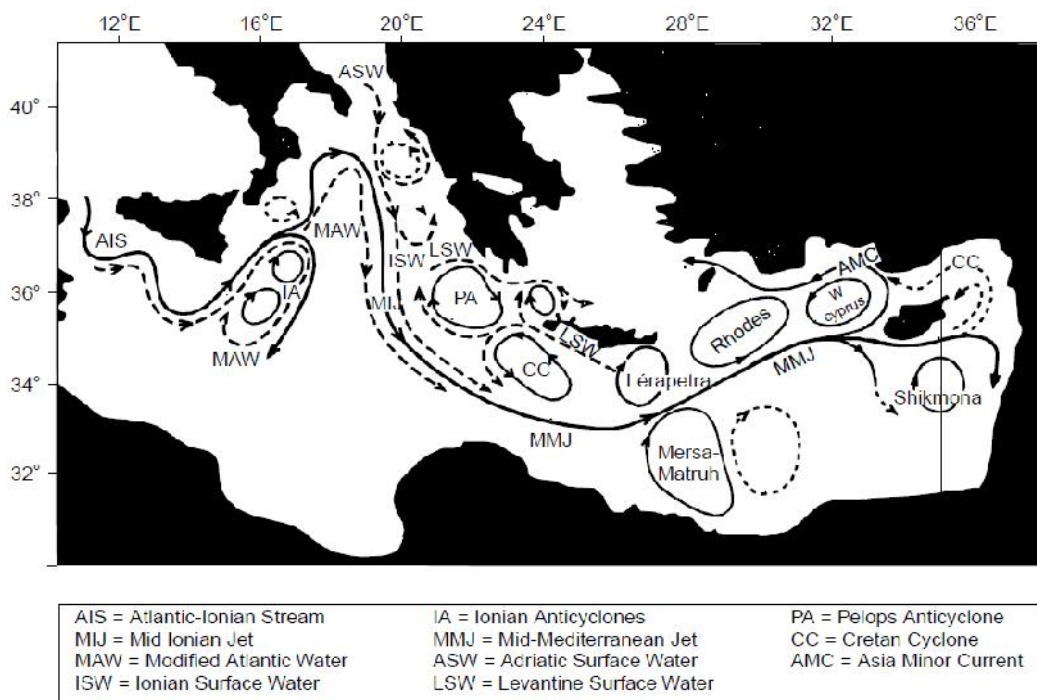


Εικόνα 2.2: Αναπαράσταση της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών στην Μεσόγειο Θάλασσα (πηγή: Pinardi and Masetti., 2000).

2.2 Η ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΛΕΚΑΝΗ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

Η Μεσόγειος Θάλασσα αποτελεί ένα ημίκλειστο σύστημα που επικοινωνεί με τον Ατλαντικό Ωκεανό μέσω του ισθμού του Γιβραλτάρ και διακρίνεται στην Ανατολική και τη Δυτική Μεσόγειο. Οι δύο αυτές λεκάνες διαχωρίζονται με τα σχετικά ρηχά (βάθος 1000m) Στενά της Σικελίας και παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές όσον αφορά τη χλωρίδα και την πανίδα τους. Οι διαφορές που παρουσιάζουν αποδεικνύουν και τον βαθμό απομόνωσης – διαχωρισμού των περιοχών αυτών.

Η Ανατολική λεκάνη της Μεσογείου παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον. Τα υδρογραφικά χαρακτηριστικά καθώς και η επιφανειακή κυκλοφορία των υδάτων της Ανατολικής Μεσογείου έχουν μελετηθεί εκτεταμένα τα τελευταία 25 χρόνια (π.χ. Malanotte-Rizzoli and Hecht, 1988; Theocharis et al., 1993; Theocharis et al., 2002) χαρακτηρίζοντας τη συγκεκριμένη περιοχή ως ένα σχεδόν τέλειο σύστημα επαναλαμβανόμενης κυκλοφορίας υδάτινων μαζών (Theocharis et al., 1999; 2002) (Εικόνα 2.3). Η θάλασσα της Αδριατικής συνεισφέρει σημαντικά στο σχηματισμό των βαθιών νερών στις λεκάνες του Ιονίου και της Λεβαντίνης, ενώ οι υδάτινες μάζες που προέρχονται από τη λεκάνη της Λεβαντίνης επηρεάζουν σημαντικά τη κυκλοφορία στο Αιγαίο Πέλαγος. Εντούτοις, και το Αιγαίο αποτελεί δευτερογενής πηγή υδάτινων μαζών που επηρεάζει κυρίως το Κρητικό Πέλαγος (Εικόνα 2.4).



Εικόνα 2.3: Αναπαράσταση της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών στην Ανατολική Μεσόγειο (Lascaratos et al., 1999).

Το Αιγαίο Πέλαγος αποτελεί τη βόρειο-ανατολικότερη επέκταση της Μεσογείου Θάλασσας στο οποίο κάθε χρόνο εισρέουν σημαντικές ποσότητες γλυκών υδάτων από τους ποταμούς, ενώ επίσης επηρεάζεται σημαντικά από τα χαμηλής αλατότητας νερά της Μαύρης Θάλασσας, που εισέρχονται στο βόρειο τμήμα του από τα στενά των Δαρδανελίων (Poulos et al., 1997). Η κυκλοφορία των υδάτων ελέγχεται κυρίως από τα καιρικά φαινόμενα της περιοχής με κυριότερο χαρακτηριστικό τους δυνατούς βόρειους ανέμους καθώς και από τη πολύπλοκη γεωμορφολογική κατανομή του Αιγαίου (Poulos et al., 1997). Κατά κανόνα η κυκλοφορία των επιφανειακών υδάτων, ενσωματώνεται σε ένα περιστροφικό σύστημα με φορά αντίθετη των δεικτών του ρολογιού στη διάρκεια του χειμώνα, ενώ το καλοκαίρι η μετακίνηση των υδάτινων μαζών πραγματοποιείται προς τα Νότια. Η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων ποικίλει ανάλογα με την εποχή με μέσες τιμές που δεν ξεπερνούν τους 8°C στο βόρειο τμήμα κατά τη διάρκεια του χειμώνα, και τους 26°C στα νότια κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού. Οι τιμές αλατότητας ποικίλουν από 31.0 psu στις βόρειες περιοχές έως 39.0 psu στις νότιες, παρουσιάζοντας τις μέγιστες διαφορές τους κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού ενώ το χειμώνα οι κατανομές των τιμών εμφανίζουν μια σχετική ομοιομορφία (Poulos et al., 1997).

Εκτός από την έντονη υδρογραφία που χαρακτηρίζει την Ανατολική Μεσόγειο ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η οροσειρά της Μεσογείου στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους που ανακαλύφθηκε το 1963 από τους Heezen και Ewing. Μετά το 1963 ένας μεγάλος αριθμός εργασιών επικεντρώθηκε στη μελέτη της τεκτονικής και σεισμικότητας της συγκεκριμένης περιοχής (Emery et al., 1969; Rabinowitz and Ryan, 1970; Le Pichon et al., 1982; Truffert et al., 1993;). Η υποθαλάσσια οροσειρά της Ανατολικής Μεσογείου χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη ενός μεγάλου αριθμού διαφορετικών περιβαλλόντων ηφαιστειογενούς προέλευσης και ανοξικών βαθιών λεκανών υψηλής αλατότητας. Κύριο χαρακτηριστικό των περιοχών αυτών όπου επικρατούν ακραίες περιβαλλοντικές συνθήκες είναι η παραγωγή μεθανίου σε ιδιαίτερα υψηλές ποσότητες γεγονός που καθιστά την Ανατολική Μεσόγειο ως ιδιαίτερα σημαντική περιοχή παραγωγής βιογενών αερίων (Charlou et al., 2003).

Μετά το 1983 στην υποθαλάσσια οροσειρά της Μεσογείου ανακαλύφθηκαν λεκάνες με υψηλά επίπεδα αλατότητας και έντονες ανοξικές συνθήκες (Camerlenghi and Cita 1987). Στην Ανατολική Μεσόγειο ανοξικές λεκάνες που ανακαλύφθηκαν στα τέλη του 1993- αρχές 1994, βρίσκονται Νότια της Κρήτης (Vengosh et al., 1998). Μέχρι στιγμής, δύο είναι οι κύριες θεωρίες προέλευσης των ανοξικών λεκανών στην Ανατολική Μεσόγειο. Σύμφωνα με την πρώτη θεωρία, η οποία είναι και η επικρατούσα, οι ανοξικές λεκάνες σχηματίστηκαν μετά την Κρίση Αλμυρότητας του Μεσσηνίου (πριν 5 εκατομμύρια έτη), κατά την οποία διακόπηκε

η επικοινωνία της Μεσογείου θάλασσας με τον Ατλαντικό Ωκεανό. Ως συνέπεια, η αλατότητα των νερών της Μεσογείου αυξήθηκε με αποτέλεσμα την εναπόθεση των σχηματιζόμενων εβαποριτών. Κατά τη γεωλογική περίοδο του Πλειόκαινου, η επικοινωνία μεταξύ Μεσογείου και Ατλαντικού Ωκεανού αποκαταστάθηκε και η διαδικασία ιζηματοπόθεσης συνεχίστηκε. Οι εκτεταμένες διεργασίες σύγκρουσης των τεκτονικών πλακών της Αφρικής και της Ευρώπης (Camerlenghi, 1990; Vengosh et al., 1998) είχαν ως αποτέλεσμα την απελευθέρωση των εβαποριτών ηλικίας 5-8 εκατομμυρίων ετών (Messinian evaporates) (Schijf et al., 1995) και την επαναδιάλυσή τους στο θαλασσινό νερό σχηματίζοντας στρώματα λεκανών υψηλής αλατότητας (Camerlenghi et al., 1990; Vengosh et al., 1998). Σύμφωνα με τη δεύτερη θεωρία ο σχηματισμός των ανοξικών λεκανών πραγματοποιήθηκε όταν κατά την περίοδο της έντονης ξήρανσης της Ανατολικής Μεσογείου οι σχηματιζόμενοι υδρατμοί παγιδεύτηκαν στα ιζήματα και κατόπιν τροποποιήθηκαν με μια σειρά διαγενετικών διαδικασιών (Vengosh et al., 1994). Το μέγεθος των ανοξικών λεκανών στην Ανατολική Μεσόγειο είναι ιδιαίτερα περιορισμένο (το μήκος δεν ξεπερνά τα 5km). Εντούτοις, παρουσιάζουν μεγάλη διαφοροποίηση τόσο στο βαθμό αλατότητας όσο και στο οξειδοαναγωγικό δυναμικό (Vengosh et al., 1998).

Συμπερασματικά, η Ανατολική Μεσόγειος αποτελεί ένα πολύπλοκο σύστημα τόσο από υδρογραφικής και γεωμορφολογικής, όσο και από βιολογικής άποψης. Η συγκέντρωση και η κατανομή των θρεπτικών αλάτων επηρεάζουν την πρωτογενή παραγωγικότητα η οποία με τη σειρά της ρυθμίζει την κατανομή του οργανικού υλικού των θαλασσών και συνεπώς τη κατανομή των μικροβιοκοινωνιών.

2.3 ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ

Για τη μελέτη της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης ανόργανου αζώτου και φωσφόρου στην πρωτογενή θαλάσσια παραγωγικότητα επιλέχθηκε το Κρητικό Πέλαγος. Η επιλογή αυτή βασίστηκε στο γεγονός ότι το εν λόγω οικοσύστημα μπορεί να θεωρηθεί ως αντιπροσωπευτικό δείγμα του ολιγοτροφικού πελαγικού οικοσυστήματος της Ανατολικής Μεσογείου, παρά το γεγονός ότι ο For (1989) επισημαίνει ότι η Ανατολική Μεσόγειος παρουσιάζει τέτοια ετερογένεια, ώστε δεν είναι συνετό να χαρακτηρίζεται ως ενιαία περιοχή. Το Κρητικό Πέλαγος παρουσιάζει χαρακτηριστικά ανοικτής θάλασσας διότι βρίσκεται μακριά τόσο από την άμεση επίδραση ανθρωπογενών εκπομπών, όσο και από την άμεση επίδραση επεισοδίων μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα. Επιπλέον δεν επηρεάζεται άμεσα από χερσαίες απορροές αφού στο νησί της Κρήτης δεν υπάρχουν σημαντικά ποτάμια.

Επιπλέον, στην ευρύτερη περιοχή βρίσκονται οι εγκαταστάσεις του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσιών Ερευνών και ο θαλάσσιος μετρητικός σταθμός Mediterranean Moored Multi-sensor Array – Μ3Α, αλλά και ο ατμοσφαιρικός σταθμός Φινοκαλιάς του Πανεπιστημίου Κρήτης. Τόσο από τον σταθμό ατμοσφαιρικών μετρήσεων όσο και από τον θαλάσσιο σταθμό, χρησιμοποιήθηκαν αναγκαία για την παρούσα μελέτη, δεδομένα.



Εικόνα 2.4: Δορυφορική εικόνα του Αιγαίου Πελάγους (πηγή: www.visibleearth.nasa.gov).

2.4 ΤΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΚΡΗΤΙΚΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ

Στο Αιγαίο, υπάρχουν τρεις λεκάνες. Στο βόρειο τμήμα του υπάρχει η λεκάνη του όρους Άθως με μέγιστο βάθος 1500m, στο κεντρικό Αιγαίο, η λεκάνη της Χίου με μέγιστο βάθος 1100m και τέλος η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους. Το Κρητικό πέλαγος αποτελεί την τελευταία και μεγαλύτερη λεκάνη του Αιγαίου Πελάγους με βάθη που φτάνουν τα 2500m. Οι τρεις λεκάνες του Αιγαίου επικοινωνούν μεταξύ τους και οι υδάτινες μάζες τους βρίσκονται σε μία ατέρμονη κίνηση.

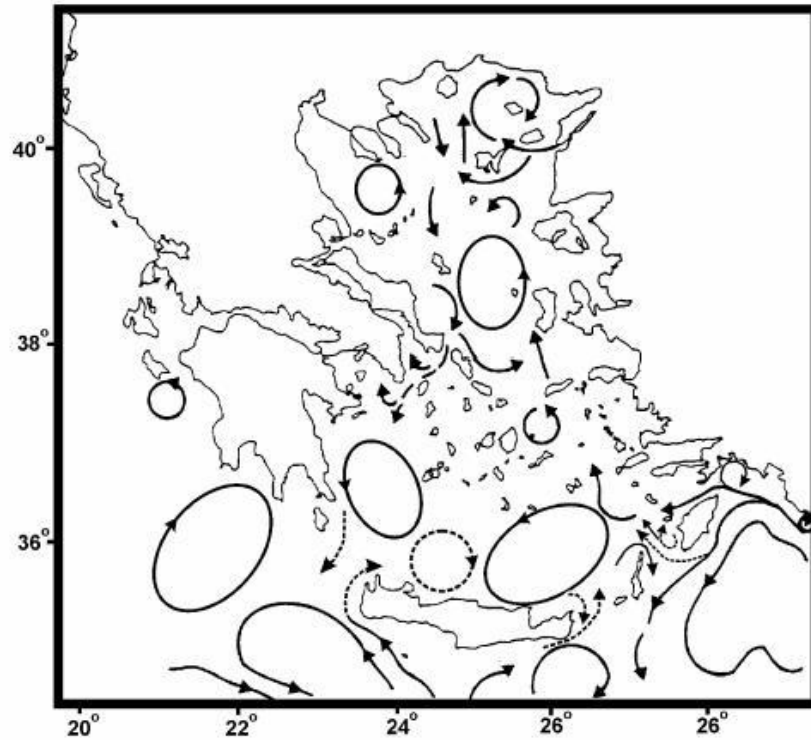
Η λεκάνη του Κρητικού παίζει σημαντικό ρόλο στην όλη κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου, μια και αποτελεί σημείο, όπου σχηματίζονται ενδιάμεσα ή και βαθιά νερά (Roether et. al. 1996; Λαμπαδαρίου, 2001). Η κυκλοφορία των υδάτων στο Κρητικό πέλαγος δίνεται στην Εικόνα 2.5, από όπου φαίνεται και παραστατικά ότι ρυθμίζεται κυρίως από την παρουσία δύο στροβίλων, της Πελοποννήσου και αυτού της Ρόδου, ενός κυκλώνα, που καταλαμβάνει την κεντρική και ανατολική λεκάνη και ενός αντικυκλώνα που αναπτύσσεται στην κεντρική δυτική λεκάνη.

Οι δύο αυτοί στρόβιλοι έχουν μόνιμο χαρακτήρα, με συνήθως μεγαλύτερη έκταση κατά τους καλοκαιρινούς μήνες ενώ η δράση τους εκτείνεται σε βάθος μεγαλύτερο των 400m (Lykousis et al., 2002). Η συνδυασμένη δράση τους έχει ως αποτέλεσμα να δημιουργείται ένα ρεύμα εκροής νερών του Αιγαίου από τη νοτιοανατολική πλευρά της Κρήτης. Υπάρχει επίσης ένας μόνιμος κυκλώνας, ο κυκλώνας του Μυρτώου και δυτικού Κρητικού Πελάγους. Ο κυκλώνας αυτός, σε συνδυασμό με τον αντικυκλώνα που βρίσκεται Νότια της Πελοποννήσου, έχει ως αποτέλεσμα να δημιουργείται ένα ισχυρό ρεύμα εκροής από το Αιγαίο προς τη λεκάνη της Λεβαντίνης (Λαμπαδαρίου, 2001).

Τα στενά της Κρήτης εμφανίζουν ταχύτητες επιφανειακών ρευμάτων που φτάνουν τα 20 cm/sec ενώ στα βαθύτερα θαλάσσια στρώματα των 500 και των 700m παρατηρούνται ταχύτητες πολύ χαμηλές (3-5 cm/sec) έως σχεδόν μηδενικές.

Στο Κρητικό Πέλαγος, μελέτες γύρω από τη δομή των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών έχουν δείξει πως υπάρχει κυριαρχία διατόμων, κυρίως κατά το Μάρτιο και τον Απρίλιο. Πράγματι, σε συμφωνία με την υπόθεση της «κλασικής» τροφικής αλυσίδας, υπάρχει αυξημένη ροή οργανικού άνθρακα όταν κυριαρχούν τα διάτομα.

Έχει βρεθεί πως η ολική ροή μάζας προς τον πυθμένα του Κρητικού είναι πολύ μεγαλύτερη κατά την περίοδο του Μαρτίου-Απριλίου. Κύριος περιοριστικός παράγοντας όπως έχει ήδη αναφερθεί είναι ο φώσφορος. Ο λόγος N:P στο Κρητικό Πέλαγος είναι γύρω στο 24:1 ενώ σύμφωνα με τον Redfield ο λόγος αυτός θα έπρεπε να είναι 16:1.



Εικόνα 2.5: Χάρτης κυκλοφορίας των επιφανειακών υδάτων στο Αιγαίο Πέλαγος (Lykousis et al., 2002).

Συνολικά, το Κρητικό Πέλαγος είναι από τις «φτωχότερες» περιοχές της ανατολικής Μεσογείου με μέση ετήσια ροή μάζας στο πυθμένα της τάξης των $209 \text{ mg/m}^2/\text{d}$, έναντι $1379,42 \text{ mg/m}^2/\text{d}$ στο βόρειο Αιγαίο. Τέλος, έχει υποστηριχθεί πως το Κρητικό Πέλαγος, κατά το μεγαλύτερο διάστημα του έτους κυριαρχείται από μικρά φυτοπλαγκτονικά κύτταρα, καθώς και από ένα καλά εγκατεστημένο μικροβιακό βρόγχο, ο οποίος είναι υπεύθυνος για τη μειωμένη ροή ενέργειας προς τον πυθμένα (Thingstad & Rassoulzadegan 1995).

3 ΟΙ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ

3.1 ΠΗΓΕΣ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ

Τα σωματίδια ανάλογα με το τρόπο που δημιουργούνται διακρίνονται σε πρωτογενή και σε δευτερογενή. Τα πρωτογενή σωματίδια εκπέμπονται άμεσα σε σωματιδιακή μορφή (από τη διάβρωση του εδάφους ή τα σταγονίδια της θάλασσας κ.α.), ενώ τα δευτερογενή σωματίδια παράγονται από τη συμπύκνωση ατμών καθώς και από τη χημική μετατροπή αέριων ενώσεων (όπως τα NO_3^- από τα NO_x κ.α.).

Τα σωματίδια διακρίνονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες ανάλογα το μέγεθος τους σε λεπτά (fine, με διάμετρο $<1 \mu\text{m}$) και στα χονδρά (coarse, με διάμετρο $>1 \mu\text{m}$). Επειδή τα σωματίδια (λεπτά και χονδρά) παράγονται από διαφορετικούς μηχανισμούς, έχουν διαφορετικές χημικές και φυσικές ιδιότητες καθώς και διαφορετικούς μηχανισμούς απομάκρυνσης από την ατμόσφαιρα.

Πηγές των σωματιδίων κατηγοριοποιούνται ως εξής:

- Έδαφος: Η πιο συχνή μέθοδος για τη φυσική δημιουργία των σωματιδίων είναι η διάβρωση του εδάφους από τον άνεμο. Η ταχύτητα του ανέμου είναι δυνατόν να παρασύρει μικρούς κόκκους σκόνης, εμπλουτίζοντας την ατμόσφαιρα με χαρακτηριστικά υλικά του εδάφους (όπως Si, Al κ.α.), δίνοντας έτσι τη δυνατότητα να μεταφερθούν σε μεγάλη απόσταση. Τα σωματίδια αυτής της κατηγορίας είναι συνήθως πρωτογενή και κυρίως στη περιοχή των χονδρών σωματιδίων.
- Βιομάζα: Τρεις είναι κυρίως οι τρόποι παραγωγής σωματιδίων από την βιομάζα: α) (Καύση): Η καύση της βιομάζας γίνεται είτε μέσω φυσικών διεργασιών (πυρκαγιές δασών λόγω κεραυνών), είτε μέσω ανθρωπογενών διεργασιών και ελευθερώνει μεγάλη ποσότητα σωματιδίων, τόσο στη περιοχή των λεπτών όσο και στη περιοχή των χονδρών. β) (Μηχανικές διεργασίες): Κατά τη πτώση ή το θρόισμα των φύλλων και την αποσύνθεση της βιομάζας δημιουργούνται σωματίδια. Τα σωματίδια αυτής της κατηγορίας είναι στην περιοχή των χονδρών σωματιδίων. γ) (Εκπομπή): Εδώ κυρίως γίνεται εκπομπή ενώσεων στην αέρια φάση που στη συνέχεια οξειδώνονται και δημιουργούν σωματίδια. Αυτά είναι δευτερογενή σωματίδια κυρίως στην περιοχή των λεπτών.
- Θάλασσα: Σταγόνες θαλάσσιου νερού παρασύρονται από τον άνεμο και μεταφέρονται στην ατμόσφαιρα. Έτσι η ατμόσφαιρα στις παράκτιες περιοχές είναι εμπλουτισμένη από

στοιχεία θαλάσσιας προέλευσης όπως το Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , Br^- κ.α. Αυτό το είδος των σωματιδίων βρίσκονται στη περιοχή των χονδρών. Από την θάλασσα εκπέμπονται όμως και διάφορες αέριες ενώσεις του θείου, του αζώτου, κ.α. (όπως διμεθυλοσουλφίδιο (CH_3SCH_3), COS , N_2O). Ορισμένα από αυτά οξειδώνονται, και μετατρέπονται σε σωματίδια δημιουργώντας έτσι δευτερογενή σωματίδια στη περιοχή των λεπτών σωματιδίων.

- **Ηφαιστειογενή σωματίδια:** Από τις εκρήξεις των ηφαιστείων εκπέμπονται άμεσα σωματίδια στη περιοχή των χονδρών, όπως διάφορα μέταλλα αλλά εκπέμπονται και αέρια (κυρίως H_2S , HCl , CO_2 , SO_2 κ.α.). Μερικά από αυτά οξειδώνονται δημιουργώντας δευτερογενή σωματίδια στην περιοχή των λεπτών.

- **Ανθρωπογενή σωματίδια:** Ως ανθρωπογενή σωματίδια θεωρούνται αυτά που προκύπτουν λόγω των δραστηριοτήτων του ανθρώπου. Τέτοιες είναι η καύση καυσίμων, η βιομηχανική παραγωγή, η κατασκευαστική και γεωργική δραστηριότητα. Αποτέλεσμα όλων αυτών των διεργασιών είναι να παράγονται σωματίδια όλων των μεγεθών. Το μέγεθος τους εξαρτάται άμεσα από τη πηγή παραγωγής τους. Έτσι τα πολύ μεγάλα σωματίδια προέρχονται κυρίως λόγω μηχανικών διεργασιών, τα μεσαίου μεγέθους από ατελείς καύσεις, ενώ τα πολύ μικρά είναι αποτέλεσμα συμπύκνωσης αερίων (όπως το διοξείδιο του θείου) (Κουβαράκης Γ., 2002).

Ξηρή Εναπόθεση

- Ξηρή εναπόθεση σωματιδίων

Η απομάκρυνση των σωματιδίων από την ατμόσφαιρα γίνεται κυρίως λόγω της εναπόθεσης τους. Η διάχυση και η ιζηματογένεση είναι οι κύριες πορείες που οδηγούν τα σωματίδια στην επιφάνεια του εδάφους. Η ροή εναπόθεσης F μιας ένωσης εξαρτάται από τη ταχύτητα εναπόθεσης V_g και από τη συγκέντρωση της $[C]$ σε κάποιο ύψος.

$$F = V_g \cdot [C] \quad (3.1)$$

Η ταχύτητα εναπόθεσης είναι δυνατό να εκφραστεί και ως το αντίστροφο της αντίστασης εναπόθεσης:

$$V_g = 1/R_t \quad (3.2)$$

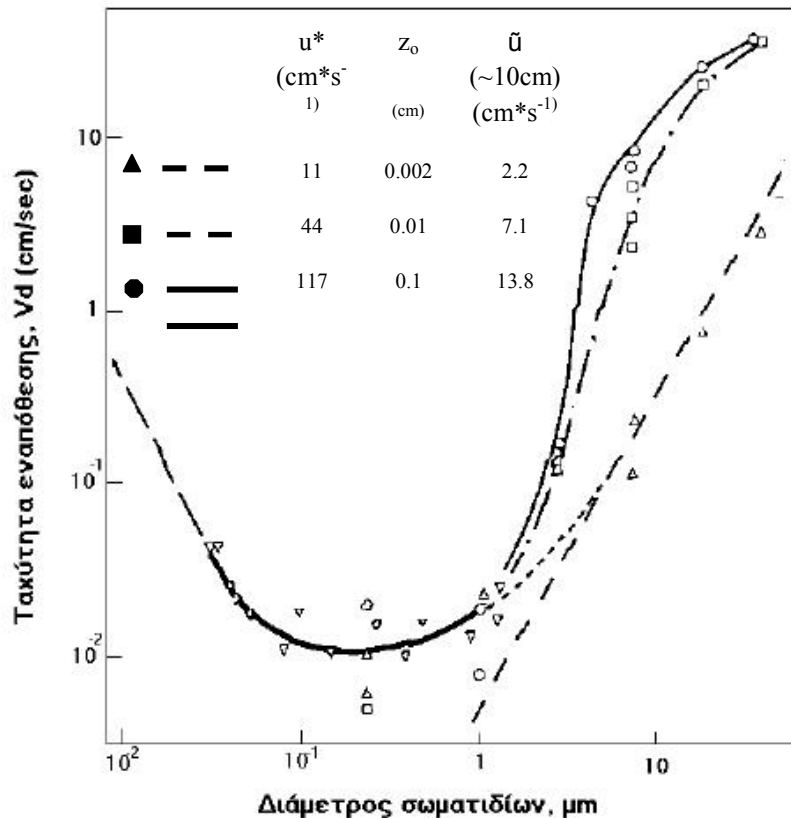
όπου V_g είναι η ταχύτητα εναπόθεσης και R_t η συνολική αντίσταση εναπόθεσης.

Η διάμετρος των σωματιδίων αποτελεί τον καθοριστικό παράγοντα στην εναπόθεση τους που εξαρτάται από την υφή της επιφάνειας εναπόθεσης, την ένωση, την επιφανειακή ταχύτητα ανέμου και τη σταθερότητα της ατμόσφαιρας, καθώς και ανάλογα με τη διάμετρο των σωματιδίων υπάρχει διαφορετικός μηχανισμός απομάκρυνσης τους από την ατμόσφαιρα. Έτσι:

- για σωματίδια με διάμετρο $< 0.2\mu\text{m}$ η εναπόθεση καθορίζεται από τη διάχυση Brown².
- για σωματίδια με διάμετρο $2-20\mu\text{m}$ η εναπόθεση καθορίζεται από την αδρανή πρόσκρουση (inertial impaction).
- για σωματίδια με διάμετρο $>20\mu\text{m}$ η εναπόθεση καθορίζεται από την ελκτική δύναμη της βαρύτητας.

² Τα μικρά σωματίδια ($d < 0.2\mu\text{m}$) υπόκεινται σε συγκρούσεις με μόρια αερίων. Η κίνηση αυτή ονομάζεται **διάχυση Brown**. Η ταχύτητα διάχυσης αυτών των μικρών σωματιδίων είναι μεγάλη με αποτέλεσμα να συσσωματώνονται προς μεγαλύτερα σωματίδια.

- για σωματίδια με διάμετρο 0.2-2 μm δεν υπερισχύει κάποιος συγκεκριμένος μηχανισμός απομάκρυνσης, γι' αυτό στη περιοχή αυτή τα σωματίδια έχουν τον μεγαλύτερο χρόνο ζωής. Λόγω του μεγάλου χρόνου ζωής (μερικές μέρες), τα σωματίδια αυτής της κατηγορίας συσσωρεύονται είναι αυτά που επηρεάζονται περισσότερο από τα φαινόμενα μεταφοράς στην ατμόσφαιρα.



Εικόνα 3.1: Ταχύτητα εναπόθεσης των σωματιδίων (cm/s) συναρτήσει της διαμέτρου τους (μm), (Seinfeld and Pandis, 1998).

Για το λόγο αυτό για να είναι δυνατή η εκτίμηση της ταχύτητας εναπόθεσης κάθε ένωσης θα πρέπει να είναι γνωστή η κατανομή της ως προς τη διάμετρο των σωματιδίων (Εικόνα 3.1). Είναι δυνατό να γίνει μια πολύ καλή προσέγγιση της ταχύτητας αυτής με τη διάκριση των σωματιδίων στη περιοχή των λεπτών (με διάμετρο $< 1 \mu\text{m}$) και στη περιοχή των χονδρών (με διάμετρο $> 1 \mu\text{m}$). Θεωρώντας ότι τα λεπτά σωματίδια έχουν περίπου την ίδια ταχύτητα εναπόθεσης και ότι τα χονδρά σωματίδια έχουν και αυτά την ίδια ταχύτητα εναπόθεσης, η συνολική ταχύτητα εναπόθεσης κάθε ένωσης, υπολογίζεται με βάση την κατανομή της μεταξύ λεπτών και χονδρών σωματιδίων. Οι ταχύτητες εναπόθεσης που αναφέρονται στη

βιβλιογραφία για λεπτά σωματίδια είναι 0.075 cm s^{-1} , ενώ για χονδρά σωματίδια είναι 1.25 cm s^{-1} (Kouvarakis et al., 2002a, Rendell et al., 1993, Duce et al., 1991, Sievering et al., 1989, Spokes et al., 2000).

- Ξηρή εναπόθεση αερίων

Τα αέρια συμπεριφέρονται παρόμοια με τα μικρά σωματίδια (στην κατηγορία των $<0.05 \mu\text{m}$) έτσι ο κυρίαρχος μηχανισμός για την απομάκρυνση τους είναι η διάχυση Brown.

Το μοντέλο των Hicks και Liss (1976) είναι ένα από τα ευρέως χρησιμοποιούμενα για τον υπολογισμό της ταχύτητας εναπόθεσης αερίων. Το μοντέλο αυτό προτείνει ότι η ταχύτητα εναπόθεσης ενός αερίου (V_g) εξαρτάται γραμμικά από τη ταχύτητα του ανέμου (U) και από ένα συντελεστή (a_i) διαφορετικό για κάθε ένωση.

$$V_g = a_i \cdot U \quad (3.3)$$

Όπου V_g η ταχύτητα εναπόθεσης σε $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, U η ταχύτητα του ανέμου σε $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, a_i συντελεστής για κάθε ένωση i . Έτσι για παράδειγμα για το νιτρικό οξύ (HNO_3) ο συντελεστής a_i ισούται με 0.13 ενώ για την αμμωνία (NH_3) με 0.14.

Υγρή Εναπόθεση

Ο κύριος μηχανισμός απομάκρυνσης των αερολυμάτων από την ατμόσφαιρα κατά τη περίοδο των βροχοπτώσεων, είναι η υγρή εναπόθεση. Με δεδομένο ότι η υγρή περίοδος στην υπό μελέτη περιοχή διαρκεί περίπου 5 έως 6 μήνες και ότι τα ιόντα που μελετάμε είναι ευδιάλυτα στο νερό της βροχής, γίνεται κατανοητό ότι σημαντικές ποσότητες φωσφόρου και αζώτου απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα και εισέρχονται στο θαλάσσιο νερό μέσω της διαδικασίας αυτής.

- Σάρωση μέσα στα σύννεφα (in-cloud scavenging: σωματίδια και αέρια)

Η σάρωση μέσα στα σύννεφα αφορά τον εγκλωβισμό μέσα σε αυτά σωματιδίων ή διαλυτών ενώσεων που λαμβάνει χώρα κατά τη δημιουργία των σύννεφων ή λόγω επαφής με αυτά, υδατοδιαλυτού συστατικού της ατμόσφαιρας. Ο εγκλωβισμός αυτός δεν εξαρτάται τόσο από το μέγεθος των σωματιδίων όσο από το είδος τους και την διαλυτότητα τους. Η τελική απομάκρυνση από την ατμόσφαιρα επέρχεται με τη βροχόπτωση.

Ο κύριος παράγοντας που καθορίζει την υγρή εναπόθεση των αερίων είναι η διαλυτότητα τους μέσα στη σταγόνα του νερού, η οποία καθορίζεται από τον συντελεστή Henry (H).

$$H = \frac{P_o}{[C]} \quad (3.4)$$

όπου H είναι ο συντελεστής Henry της ένωσης, P_o η μερική πίεση της ένωσης στην ατμόσφαιρα και [C] η συγκέντρωση της ένωσης στη σταγόνα του νερού.

Η ποσότητα της ένωσης στην ατμόσφαιρα και στη σταγόνα του νερού, βρίσκονται σε ισορροπία που καθορίζεται από το συντελεστή H (Εξίσωση 3.4). Όταν η ένωση υφίσταται χημική μετατροπή μέσα στο διάλυμα, η ισορροπία μετατοπίζεται προς τη μεριά της υδάτινης φάσης της με αποτέλεσμα την απόκλιση από το νόμο του Henry.

- Σάρωση κάτω από τα σύννεφα (below-cloud scavenging: σωματίδια)

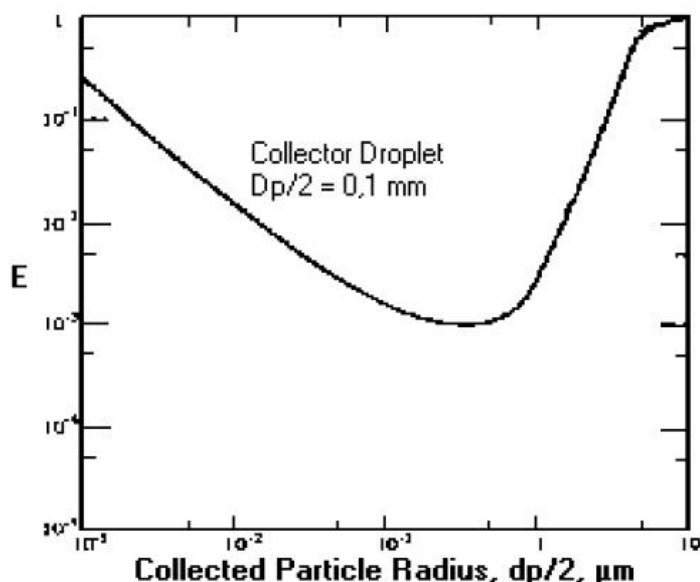
Καθώς πέφτει η σταγόνα της βροχής, παρασύρει μαζί της, ορισμένα σωματίδια που συναντά στη πορεία της. Η ικανότητα συλλογής των σωματιδίων από τη σταγόνα βροχής, E, ορίζεται ως ο λόγος της διαμέτρου του σωματιδίου (dp) προς τη διάμετρο της σταγόνας (Dp). Όταν η E είναι ίση με 1 τότε η σταγόνα στο πέρασμα της προς την θαλάσσια επιφάνεια, παρασύρει όλα τα σωματίδια που βρίσκονται κάτω από αυτή, επειδή όμως αυτό δεν συμβαίνει σχεδόν ποτέ ο λόγος E είναι σχεδόν πάντα μικρότερος της μονάδας (E << 1).

Ο βασικός παράγοντας που καθορίζει το ποια σωματίδια θα σαρωθούν πιο εύκολα από τη σταγόνα κατά τη βροχόπτωση, είναι το μέγεθος τους. Έτσι για τα σωματίδια με διάμετρο < 0.2 μm, ο σημαντικότερος μηχανισμός απομάκρυνσης τους είναι η διάχυση Brown. Η τυχαία κίνηση τους θα φέρει κάποια από αυτά σε επαφή με τη σταγόνα αυξάνοντας έτσι την πιθανότητα συλλογής E. Για τα μεγάλα σωματίδια (dp > 1μm) υπεύθυνη για τη συλλογή τους από τη σταγόνα είναι η αδρανής πρόσκρουση (internal impaction). Όσο αυξάνει το μέγεθος των σωματιδίων τόσο η κίνηση αυτή θα είναι πιο σημαντική και τόσο πιο εύκολα θα συλλέγονται από τη σταγόνα. Όσον αφορά τα σωματίδια με ενδιάμεση διάμετρο (0.2μm < dp < 1μm), αυτά είναι αρκετά μεγάλα για να έχουν αξιόλογη διάχυση Brown και αρκετά μικρά για να έχουν ισχυρή απομάκρυνση λόγω της αδρανούς πρόσκρουσης. Έτσι θα παρατηρείται ένα ελάχιστο στην ικανότητα συλλογής, E, των σωματιδίων από τη σταγόνα για αυτή τη περιοχή. Αυτό το ελάχιστο ονομάζεται «άνοιγμα Greenfield» από το όνομα του Greenfield που πρώτος το αναγνώρισε.

Στην εικόνα 3.2 παρουσιάζεται η συσχέτιση της ικανότητας συλλογής E μιας σταγόνας με ακτίνα 0.1mm (διάμετρος σωματιδίου/2) ως προς την ακτίνα των συλλεγόμενων σωματιδίων.

Παρατηρούμε την εξάρτηση των μικρών σωματιδίων από τη διάχυση Brown και των μεγάλων από την αδρανή πρόσκρουση, επίσης και το ελάχιστο στα 1μm.

Λόγω της συμπεριφοράς των αερίων ως μικρά σωματίδια, για το ξέπλυμα τους από την ατμόσφαιρα είναι υπεύθυνος ένας συνδυασμός της διάχυσης Brown και της διάλυσής τους στις σταγόνες (in-cloud scavenging) ανάλογα με τον συντελεστή Henry.



Εικόνα 3.2: Μεταβολή του λόγου E ως προς την ακτίνα των σωματιδίων, για μια σταγόνα ακτίνας 0.1 mm. (Seinfeld and Pandis, 1998)

3.3 ΣΤΑΘΜΟΣ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΑΖΩΤΟΥ & ΦΩΣΦΟΡΟΥ ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ

Ο σταθμός συλλογής ατμοσφαιρικών δεδομένων της Φινοκαλιάς Λασιθίου Κρήτης (Εικόνα 2.6) του Ε.ΠΕ.ΧΗ.ΔΙ. (Εργαστήριο Περιβαλλοντικών και Χημικών Διεργασιών, <http://finokalìa.chemistry.uoc.gr>) του Πανεπιστημίου Κρήτης, βρίσκεται γεωγραφικά στο νοτιότερο άκρο της Ευρώπης ($35^{\circ}3' \text{ N}$ και $25^{\circ}53' \text{ E}$). Η θέση του είναι 70km ανατολικά της πόλης του Ηρακλείου (150253 κάτοικοι) και 25km δυτικά του Αγίου Νικολάου (19462 κάτοικοι). Στον σταθμό αυτό, ο οποίος λειτουργεί από τον Σεπτέμβριο του 1996 μέχρι και σήμερα, εκτός από δειγματοληψίες σωματιδιακής φάσης, αέριας φάσης και υγρής εναπόθεσης ανόργανου αζώτου και φωσφόρου, πραγματοποιούνται και πλήθος άλλων μετρήσεων όπως ταχύτητας και διεύθυνσης ανέμου, θερμοκρασίας αέρα, ατμοσφαιρικής

πίεσης, ηλιακής ακτινοβολίας, συγκέντρωσης όζοντος (O_3), διμεθυλοσουλφιδίων (DMS), μονοξειδίου του άνθρακα (CO) κλπ.

Όπως προκύπτει από τη μελέτη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που χαρακτηρίζει την περιοχή, ο σταθμός αποτελεί κομβικό σημείο λόγω της εναλλαγής αέριων μαζών διαφορετικής προέλευσης. Αποτελεί έτσι ιδανικό τόπο μέτρησης αέριων μαζών διαφορετικής χημικής σύστασης. Η προέλευση των ανέμων χωρίζεται σε τέσσερις κατηγορίες:

1. Στους βόρειους- βορειοδυτικούς ανέμους οι οποίοι διέρχονται από την Ελλάδα και την κεντρική Ευρώπη συνεπώς μεταφέρουν ρυπαντές όπως για παράδειγμα το διοξείδιο του αζώτου.

2. Στους νότιους-νοτιοανατολικούς και νοτιοδυτικούς ανέμους που μεταφέρουν αυξημένο φορτίο σκόνης.

3. Στους βόρειο-ανατολικούς ανέμους οι οποίοι διέρχονται από την Τουρκία και μεταφέρουν τόσο φορτία σκόνης όσο και ρυπαντών.

4. Στους δυτικούς ανέμους οι οποίοι επηρεάζονται κύρια από τη θάλασσα (Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο).

Επιπλέον επειδή η περιοχή της Φινοκαλιάς βρίσκεται μακριά από άμεσες ανθρωπογενείς δραστηριότητες, ο σταθμός μπορεί να χαρακτηριστεί ως σταθμός- υπόβαθρο, ειδικότερα όταν η ταχύτητα του ανέμου είναι χαμηλή ($< 3\text{ m/s}$) και επομένως η μεταφορά ρυπανμένων αέριων μαζών ελαχιστοποιείται.

Προκειμένου να διερευνηθεί ο ρόλος της εναπόθεσης ανόργανου αζώτου και φωσφόρου στη θαλάσσια πρωτογενή παραγωγικότητα χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ατμοσφαιρικών μετρήσεων από τον εν λόγω σταθμό, τα οποία εισήχθησαν ως δεδομένα εισόδου στο θαλάσσιο φυσικο – βιογεωχημικό μοντέλο. Τα δεδομένα αυτά αντιστοιχούν στην συνολική ατμοσφαιρική εναπόθεση ανόργανου αζώτου και φωσφόρου.

Ως υγρή εναπόθεση χαρακτηρίζεται το σύνολο των φυσικών διεργασιών (νέφη, ομίχλη, χιόνι και κυρίων βροχή) που μεταφέρουν το όποιο ατμοσφαιρικό υλικό στην επιφάνεια της γης. Η βροχή αποτελεί τη σημαντικότερη κατηγορία υγρής εναπόθεσης, κυρίως εξαιτίας της πολύ μεγαλύτερης συχνότητάς της σε σχέση με τα υπόλοιπα είδη. Ως ξηρή εναπόθεση χαρακτηρίζεται η άμεση μεταφορά και κατ' επέκταση απορρόφηση σωματιδίων στην επιφάνεια της γης (έδαφος, θάλασσα, βλάστηση κ.λπ.).

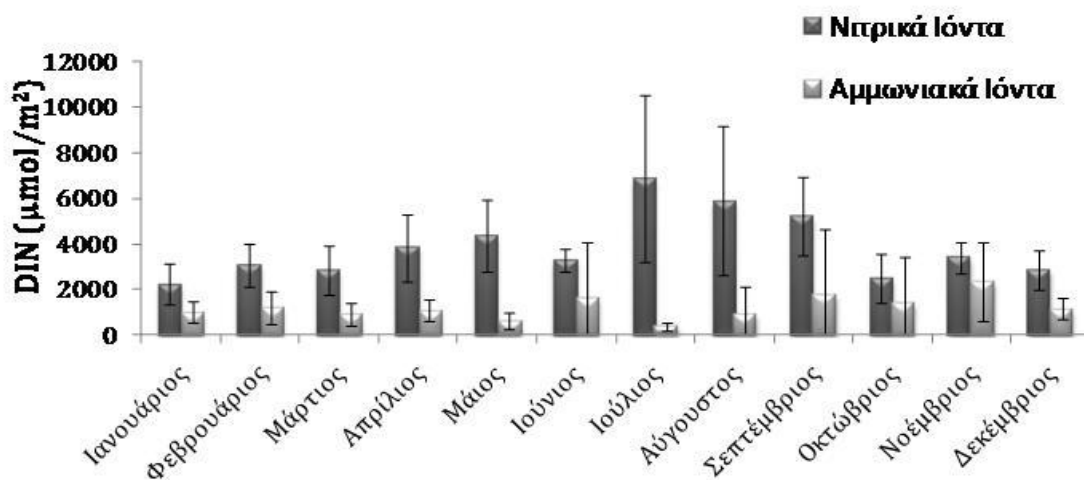
Ο συλλέκτης που χρησιμοποιήθηκε για την συλλογή της ξηρής εναπόθεσης αναπαριστάται στην Εικόνα 3.3. Πρόκειται για μία κυκλική πορώδη επιφάνεια από αλουμίνιο με διάμετρο 27 εκατοστών όπου είναι τοποθετημένες σε στρώσεις μικρές σφαίρες από χαλαζία. Πάνω στις

σφαίρες αυτές εναποτίθεται η σκόνη. Το όλο σύστημα βρίσκεται πάνω σε χωνί από αλουμίνιο που καταλήγει σε δοχείο από πολυαιθυλένιο. Οι σφαίρες ξεπλένονται σε τακτά χρονικά διαστήματα με υπερκαθαρό νερό και το εκχύλισμα συλλέγεται στο δοχείο από πολυαιθυλένιο. Με τη βοήθεια του συγκεκριμένου συστήματος είναι δυνατόν να υπολογιστεί η συνολική ροή εναπόθεσης για κάθε ένωση, αφού είναι γνωστή η διάμετρος του πορώδους επιφάνειας (επιφάνεια εναπόθεσης) και η χρονική διάρκεια της εκάστοτε δειγματοληψίας (Μαρκάκη, 2007).



Εικόνα 3.3: Συλλέκτης ξηρής εναπόθεσης, Σταθμός Συλλογής Ατμοσφαιρικών Δεδομένων - Φινοκαλιάς.

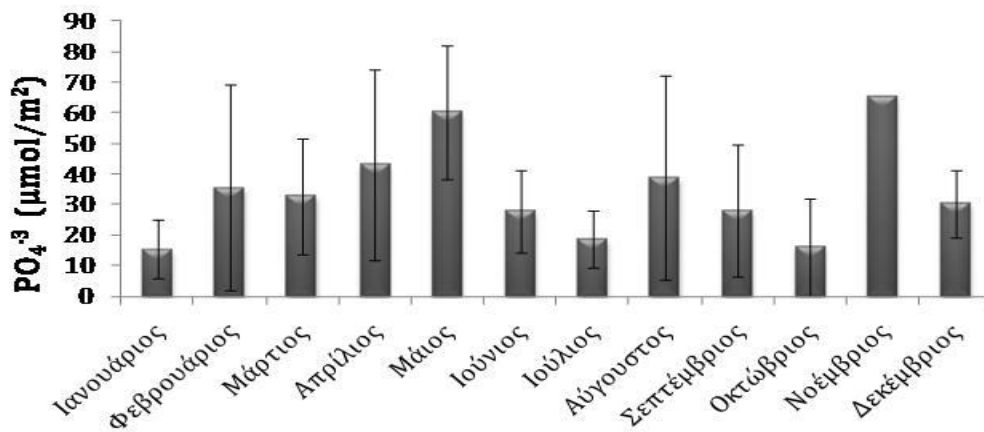
Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν μέσα μηνιαία δεδομένα ατμοσφαιρικών μετρήσεων διαλυμένου ανόργανου αζώτου (DIN) τόσο υπό τη μορφή νιτρικών (NO_3^-) όσο και αμμωνιακών ιόντων (NH_4^+), τα οποία προκύπτουν από μετρήσεις κατά την περίοδο Ιανουάριος 2002 – Δεκέμβριο 2006. Η συνολική μέση ετήσια συγκέντρωση νιτρικών ιόντων εκτιμάται στα $46.386 \text{ } \mu\text{mol}/\text{m}^2$, ενώ για τα αμμωνιακά στα $13.1398 \text{ } \mu\text{mol}/\text{m}^2$ (Εικόνα 3.4). Τα δεδομένα αυτά, οι μέθοδοι δειγματοληψίας και οι μέθοδοι χημικής ανάλυσης παρουσιάζονται αναλυτικά στις δημοσιεύσεις, Markaki et al., 2010; Markaki et al., 2003 και Kouvarakis et al., 2003.



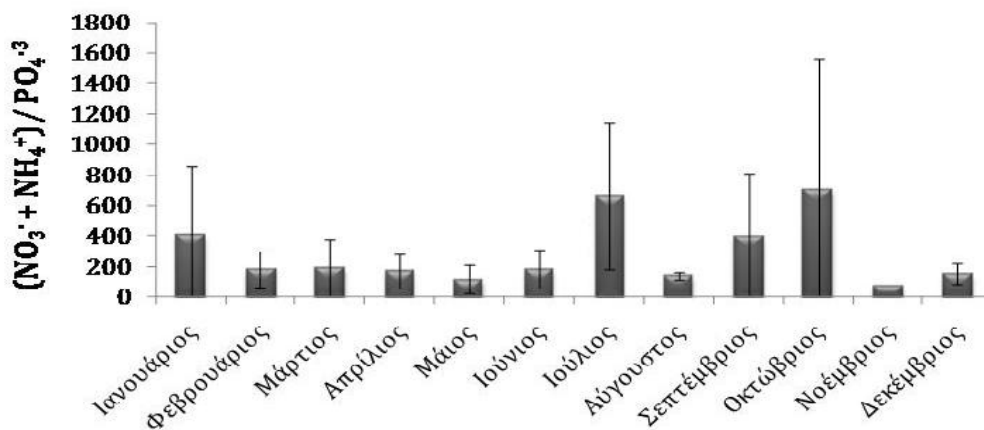
Εικόνα 3.4: Εποχική διακύμανση ανόργανου αζώτου (μέσες μηνιαίες τιμές).

Επιπλέον χρησιμοποιήθηκαν μέσα μηνιαία δεδομένα ατμοσφαιρικών μετρήσεων ανόργανου φωσφόρου από μετρήσεις που έγιναν κατά τη διάρκεια Ιούνιος 2001 – Μάιος 2005. Η συνολική μέση ετήσια συγκέντρωση ανόργανου φωσφόρου (Εικόνα 3.5) στην υγρή εναπόθεση εκτιμάται στα $0.068 \mu\text{mol}/\text{m}^2$, ενώ στην ξηρή εναπόθεση $0.12 \mu\text{mol}/\text{m}^2$. Τα δεδομένα αυτά, οι μέθοδοι δειγματοληψίας καθώς και οι μέθοδοι χημικής ανάλυσης παρουσιάζονται αναλυτικά στην δημοσίευση Markaki et al. 2003.

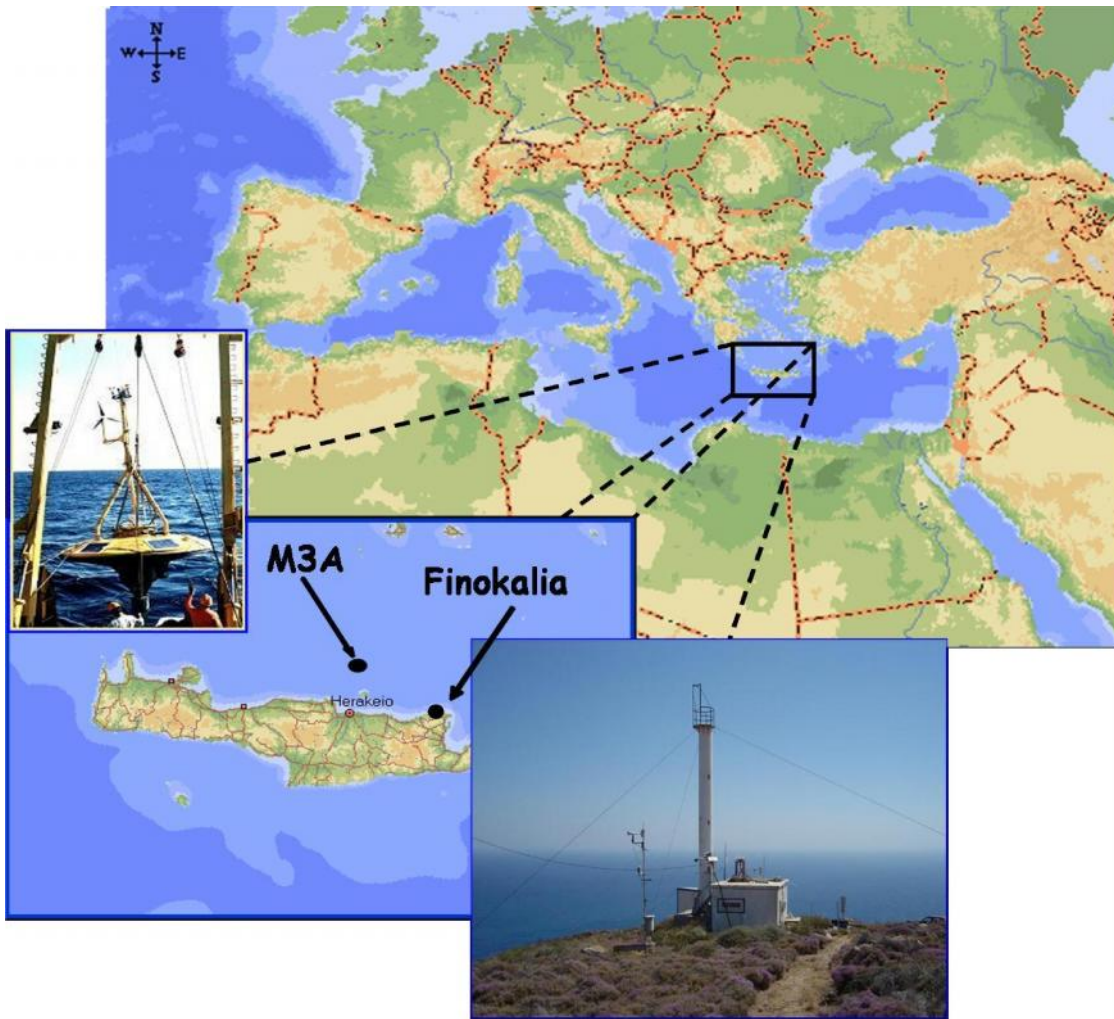
Ο μέσοι μηνιαίοι λόγοι του διαλυτού ανόργανου αζώτου ($\text{DIN} = \text{NO}_3^- + \text{NH}_4^+$) προς τον διαλυτό ανόργανο φώσφορο (DIP) καθώς και η τυπική τους απόκλιση, όπως προκύπτουν από την συλλογή και ανάλυση δεδομένων συνολικής ατμοσφαιρικής εναπόθεσης DIN και DIP για τις προαναφερθείσες χρονικές περιόδους, δίνονται στην Εικόνα 3.6.



Εικόνα 3.5: Εποχική διακύμανση ανόργανου φωσφόρου (μέσες μηνιαίες τιμές).



Εικόνα 3.6: Εποχική διακύμανση του λόγου Νιτρικών+Αμμωνιακών προς Φωσφορικά Ιόντα (μέσες μηνιαίες τιμές).



Εικόνα 3.7: Ο σταθμός ατμοσφαιρικών μετρήσεων του Ε.ΠΕ.ΧΗ.Δι. στη Φινοκαλιά Λασιθίου και ο σταθμός Μ3Α του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.

3.4 ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ

Θαλάσσιες μετρήσεις από τον πρωτότυπο πολυ- παραμετρικό μετρητικό σταθμό Mediterranean Moored Multi-sensor Array – Μ3Α, χρησιμοποιήθηκαν για τις ανάγκες της παρούσας μελέτης. Ο σταθμός (Εικόνα 3.7) δημιουργήθηκε από το Ελληνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών (ΕΚΘΕ), το Ινστιτούτο Θαλάσσιας Βιολογίας Κρήτης (ΙΘΑΒΙΚ) και την Εταιρία Ανάπτυξης Ναυτικής Τεχνολογίας (ΕΑΝΤ), για τις ανάγκες του διεθνούς ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος Mediterranean Forecasting System (MFS) (<http://www.bo.ingv.it/mfstep/>). Το ευρωπαϊκό πρόγραμμα MFS, ολοκληρώθηκε σε δύο φάσεις και διήρκεσε συνολικά από το 1998 έως το 2006 εστιάζοντας στην θάλασσα της Μεσογείου. Κατά την διάρκεια της πρώτης φάσης (Mediterranean Forecasting System Pilot Project – MFSPP, 1998-2001) το πρόγραμμα λειτούργησε πιλοτικά για την εφαρμογή του

συστήματος παρακολούθησης σε επίπεδο λεκάνης. Κατά την δεύτερη φάση (Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions – MFSTEP, 2002-2005) το σύστημα παρατήρησης των φυσικών παραμέτρων εδραιώθηκε και αναβαθμίστηκε ενώ ταυτόχρονα επεκτάθηκε και στην καταγραφή βιοχημικών μεταβλητών (Pinaridi et al., 2003).

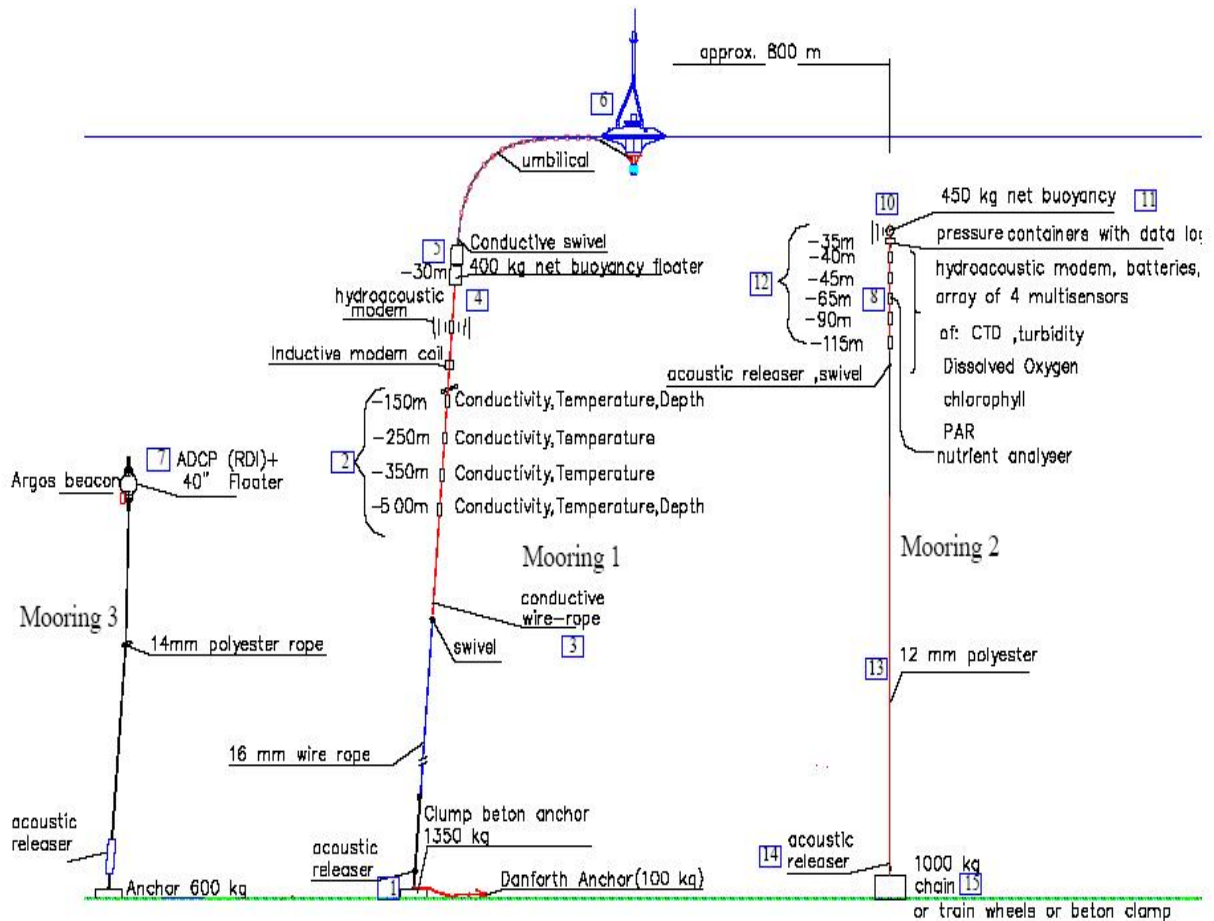
Σκοπός του προγράμματος, ήταν η δημιουργία ενός ολοκληρωμένου λειτουργικού συστήματος παρακολούθησης και πρόγνωσης για την Μεσόγειο θάλασσα. Κατά τη διάρκεια της πιλοτικής φάσης του προγράμματος (1998- 2001), σχεδιάστηκε, αγκυροβολήθηκε και ελέγχθηκε ως προς την εγκυρότητά του ο σταθμός Μ3Α. Αυτός αποτέλεσε τη βάση ενός μόνιμου δικτύου θαλάσσιων σταθμών, σκοπός του οποίου είναι η συνεχής καταγραφή των φυσικών, χημικών και βιολογικών παραμέτρων ενδιαφέροντος στη Μεσόγειο Θάλασσα. Ο Μ3Α αγκυροβολήθηκε στο Κρητικό Πέλαγος τον Ιανουάριο 2000, σε απόσταση 24 ναυτικών μιλίων βόρεια της πόλης του Ηρακλείου, στο σημείο με συντεταγμένες $35^{\circ}39'627''$ N και $24^{\circ}59'080''$ E και σε βάθος 1030m (Nittis et al., 2003). Στην περιοχή αυτή παρά τη γειτνίαση της με την ακτογραμμή, παρουσιάζονται συνθήκες ανοιχτής θάλασσας (δημιουργούνται πυκνά νερά με βαθιά και ενδιάμεσα χαρακτηριστικά), ενώ χαρακτηρίζεται ως άκρως ολιγοτροφική. Κατά τη διάρκεια της δεύτερης περιόδου (2001- 2005), ο σταθμός βελτιώθηκε και σταθεροποιήθηκε η λειτουργικότητά του, ενώ στο δίκτυο προστέθηκαν δύο ακόμη σταθμοί, ένας στην ανατολική και ένας στη δυτική Μεσόγειο Θάλασσα.

Κατά τον αρχικό σχεδιασμό, ο Μ3Α αποτελούταν από μία κεντρική και δύο περιφερειακές ποντισμένες συστοιχίες («γραμμές») οργάνων (Εικόνα 3.8). Η κατανομή των οργάνων σε τρεις ομάδες βασίστηκε στις διαφορετικές ανάγκες συντήρησης τους. Έτσι, τα όργανα στη γραμμή 1 μπορούσαν να λειτουργήσουν χωρίς συντήρηση για περισσότερο από 1 χρόνο, ενώ οι οπτικοί και χημικοί αισθητήρες που βρίσκονταν στη γραμμή 2 απαιτούσαν συντήρηση κάθε 2 -3 μήνες. Τέλος το σύστημα της γραμμής 3 είχε ενεργειακή αυτονομία 6 μηνών.

Ο σχεδιασμός αυτός επέτρεπε την αυτόνομη διαχείριση των γραμμών 2 και 3 που είχαν μεγάλη συχνότητα συντήρησης και χρειαζόνταν την παρουσία μικρού σκάφους σε αντίθεση με τη γραμμή 1 που είχε μικρή συχνότητα συντήρησης και απαιτούσε μεγάλο σκάφος.

Στην γραμμή 1 βρισκόταν ο επιφανειακός πλωτήρας και οι αισθητήρες μέτρησης φυσικών παραμέτρων (θερμοκρασία, αλατότητα και εξασθένιση φωτός) σε μεγάλα βάθη (100-500m). Στο βάθος των 30m βρισκόταν ένα υδρο-ακουστικό modem τύπου Orca-MATS-12 το οποίο λάμβανε τα δεδομένα από την γραμμή 2 και τα μετέφερε στον επιφανειακό πλωτήρα μέσω του καλωδίου πολλαπλών αγωγών. Ο επιφανειακός πλωτήρας ήταν ο κυματογράφος ΜΕΔΟΥΣΑ που είχε σχεδιαστεί και αναπτυχθεί από την ΕΑΝΤ. Στον πλωτήρα ήταν εγκατεστημένοι οι υπο-επιφανειακοί αισθητήρες (θερμοκρασίας, αλατότητας, διαλυμένου

οξυγόνου, θολερότητας και χλωροφύλλης-α), οι μετεωρολογικοί και κυματικοί αισθητήρες, καθώς επίσης και τα συστήματα αποθήκευσης δεδομένων, τηλεπικοινωνίας και παροχής ενέργειας.



Εικόνα 3.8: Διάταξη του συστήματος Μ3Α.

Ένας υπολογιστής αναλάμβανε την λήψη, αποθήκευση, και μετάδοση των δεδομένων, ενώ για την μετάδοση μέσω του δορυφορικού συστήματος ARGOS, χρησιμοποιούνταν πομπός (τύπου IESM-PTT07) στον οποίο στέλνονται συνολικά 12 μηνύματα, δηλαδή 4 κύκλοι ζωνων μετρήσεων.

Πίνακας 3.1: Καταγραφόμενες χημικές, φυσικές και βιολογικές παράμετροι από τον Μ3Α.

Μετρήσεις στη θαλάσσια στήλη νερού									
Βάθος (m)	1	40	65	90	115	150	250	350	500
Θερμοκρασία	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Αλατότητα	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Εξασθένιση Φωτός	•	•	•	•	•				
Διαλυμένο Οξυγόνο	•	•	•	•	•				
Χλωροφύλλη - α	•	•	•	•	•				
PAR		•	•	•	•				
Θρεπτικά (Νιτρικά)		•							
Διεύθυνση/ Ταχύτητα Ρεύματος	0-500 m profile								
Μετρήσεις στην επιφάνεια									
Θερμοκρασία Αέρα	Σχετική Υγρασία	Ατμοσφαιρική Πίεση			Διεύθυνση/ Ταχύτητα Ανέμου		Παράμετροι Κυμάτων		

Στην γραμμή 2, η οποία βρισκόταν στα 0.7 ναυτικά μίλια νότια της γραμμής 1, ήταν τοποθετημένοι αισθητήρες σε διαφορετικά βάθη για μέτρηση θερμοκρασίας, αλατότητας, πίεσης, διαλυμένου οξυγόνου, θολερότητας, χλωροφύλλης-α και PAR, καθώς και μετρητής νιτρικών αλάτων. Στα 25m βάθος, βρισκόταν ο υπολογιστής που ήλεγχε την γραμμή 2 και συνέλεγε τα δεδομένα και το υδρο-ακουστικό modem που τα μετέφερε στην γραμμή 1. Στο ίδιο σημείο βρισκόταν και πομπός ασφαλείας (Orca-BASM500) ο οποίος εξέπεμπε σήμα κινδύνου σε περίπτωση που η διάταξη ανέβαινε στην επιφάνεια της θάλασσας.

Τέλος, στην γραμμή 3, η οποία βρισκόταν σε απόσταση 1 ναυτικό μίλι της γραμμής 1, ήταν εγκατεστημένος ακουστικός τομογράφος μέτρησης ρευμάτων (0-500m). Τα δεδομένα από το όργανο αυτό ήταν διαθέσιμα κάθε 6 μήνες (Πίνακας 3.1), όταν δηλαδή γινόταν η συντήρηση της συσκευής αυτής.

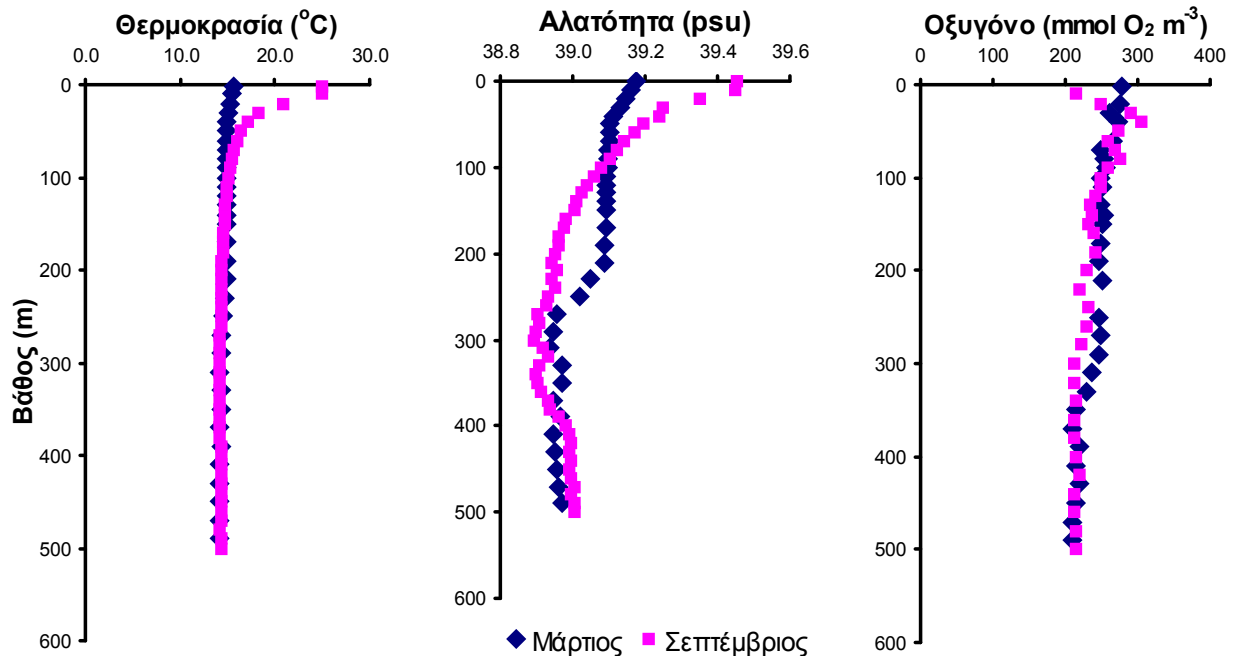
Μετά την επιτυχή ολοκλήρωση του προγράμματος Mediterranean Forecasting System (MFS), ο πλωτήρας του σταθμού θαλάσσιων μετρήσεων άλλαξε και πλέον υπάρχει μία ποντισμένη συστοιχία στην οποία βρίσκονται οι αισθητήρες καταγραφής των χημικών,

φυσικών και βιολογικών θαλάσσιων παραμέτρων. Λεπτομερέστερη περιγραφή του σταθμού θαλάσσιων μετρήσεων Μ3Α μπορούν να βρεθούν στην δημοσίευση Petihakis et al. (2007).

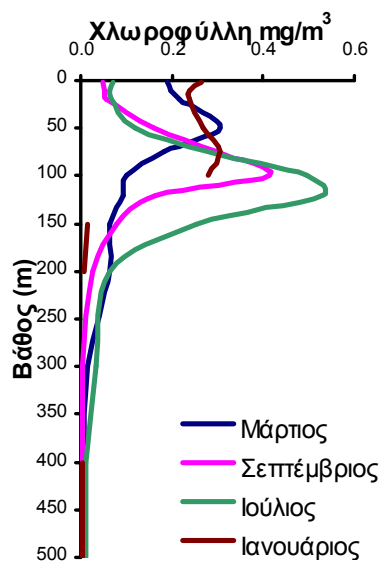
Εκτός όμως από τα δεδομένα του σταθμού Μ3Α (Πίνακας 3.1), που καλύπτουν μια δεκαετή χρονική περίοδο (2001 έως σήμερα), για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας, χρησιμοποιήθηκαν όλες οι διαθέσιμες πληροφορίες που αφορούν την περιοχή μελέτης και που προέρχονται από Ευρωπαϊκά Προγράμματα όπως το CINCS και το MATER.

Πιο συγκεκριμένα κατά την διάρκεια του προγράμματος CINCS (Pelagic-Benthic Coupling IN the Oligotrophic Cretan Sea), το οποίο διήρκησε από τον Μάιο 1994 έως τον Σεπτέμβριο 1995, μελετήθηκε τη νοτιότερη περιοχή του Κρητικού Πελάγους. Η περιοχή μελέτης οριοθετείται από $35^{\circ}22'N$ - $35^{\circ}45'N$ και $24^{\circ}40'E$ - $25^{\circ}20'E$. Συνολικά διεξήχθησαν 8 ωκεανογραφικές αποστολές κατά τις οποίες συλλέχτηκαν σημαντικά στοιχεία βιολογίας και υδροδυναμικής για την κατανόηση της δυναμικής που διέπει τη δομή και τη λειτουργία του πελαγικού οικοσυστήματος στο Κρητικό Πέλαγος (Tselepides et al., 2000). Το ευρωπαϊκό πρόγραμμα MTP II - MATER (Mediterranean Targeted Project II -MAss Transfer and Ecosystem Response, 1996-1999), εστίασε στην κατανόηση της δυναμικής του θαλάσσιου οικοσυστήματος της Μεσογείου (Monaco and Peruzzi, 2002). Χωρίζοντας την Μεσόγειο θάλασσα σε τρεις περιοχές, Δυτική Μεσόγειο, Αδριατική/Ιόνιο και Ανατολική Μεσόγειο, μελετήθηκαν μέσω δύο ωκεανογραφικών αποστολών (μία στην αρχή του προγράμματος και μία στο τέλος) οι φυσικές, βιολογικές και γεωχημικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε επίπεδο κυρίως λεκάνης και υπολεκάνης.

Από το σύνολο των προαναφερθέντων προγραμμάτων, βιοχημικές παράμετροι (θερμοκρασία, αλατότητα, διαλυμένο οξυγόνο, θρεπτικά και σωματιδιακός οργανικός άνθρακας), και βιολογικές παράμετροι (χλωροφύλλη-α, πρωτογενής και βακτηριδιακή παραγωγικότητα, βιομάζα ή/και αφθονία πελαγικών βακτηρίων, αφθονία φυτοπλαγκτού και βιομάζα ή/και αφθονία ζωοπλαγκτονικών οργανισμών) χρησιμοποιήθηκαν για την ορθή παραμετροποίηση του θαλάσσιου οικολογικού μοντέλου (Εικόνα 3.9) καθώς και για τον έλεγχο της αξιοπιστίας του (Εικόνα 3.10).



Εικόνα 3.9: Θαλάσσιες μετρήσεις από τον σταθμό Μ3Α, θερμοκρασίας, αλατότητας και διαλυμένου οξυγόνου κατά το μήνα Μάρτιο και το μήνα Σεπτέμβριο.



Εικόνα 3.10: Θαλάσσιες μετρήσεις χλωροφύλλης - α κατά τους μήνες Ιανουάριο, Μάρτιο, Ιούλιο και Σεπτέμβριο.

4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

4.1 ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΑΡΧΙΚΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ

Πριν καταλήξουμε στην διαμόρφωση του θαλάσσιου φυσικο – βιογεωχημικού αριθμητικού μοντέλου προσομοίωσης (ERSEM 2004-AD), όπως αυτό αναλύεται στις επόμενες παραγράφους, διερευνήθηκαν πολλές διαμορφώσεις με διαφορετικές προσεγγίσεις (Πίνακας 6.1), που περιγράφονται αναλυτικότερα στο Κεφάλαιο 6.

Κατά τις αρχικές-διερευνητικές προσεγγίσεις (Petihakis et al., 2002), για την προσομοίωση των κινήσεων των υδάτινων μαζών, χρησιμοποιήθηκε το 3D Princeton Ocean Model (POM) (Blumberg and Mellor, 1987). Συζευγμένη με το υδροδυναμικό μοντέλο, χρησιμοποιήθηκε μία προγενέστερη, σε σχέση με αυτή που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία, έκδοση του οικολογικού μοντέλου European Regional Seas Ecosystem Model (ERSEM III, Baretta et al., 1995).

Ο παραπάνω συνδυασμός υδροδυναμικού και βιογεωχημικού θαλάσσιου μοντέλου (ERSEM III - POM) προσομοιώνει σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό το θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου (Petihakis et al., 2002). Μέσα από την επικύρωση των αποτελεσμάτων των βιολογικών και χημικών παραμέτρων του μοντέλου σε σχέση με τα διαθέσιμα δεδομένα από μετρήσεις πεδίου αποδεικνύεται ότι το ERSEM III - POM μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως εργαλείο για την παροχή γνώσεων σχετικά με τη λειτουργία του ολιγοτροφικού οικοσυστήματος του Κρητικού Πελάγους. Επιπλέον, μέσα από τις προσομοιώσεις αυτές αποδεικνύεται και η μεγάλη σημασία των κινήσεων των υδάτινων μαζών στη χωρο – χρονική κατανομή των βιοχημικών παραμέτρων (π.χ. χλωροφύλλη-α, θρεπτικών συστατικών και πρωτογενούς παραγωγής) του θαλάσσιου οικοσυστήματος (Petihakis et al., 2002).

Κατά την διαμόρφωση αυτή, η ατμοσφαιρική εναπόθεση θρεπτικών, δεν λαμβάνεται υπόψη ως μία ξεχωριστή εξωτερική πηγή θρεπτικών για το θαλάσσιο οικοσύστημα η οποία μεταβάλλεται στον χρόνο. Αντίθετα, οι αρχικές τιμές συγκέντρωσης αζώτου και φωσφόρου στη θαλάσσια στήλη όπως ορίζονται στο αριθμητικό μοντέλο, εμπεριέχουν μία σταθερή στο χρόνο ποσότητα θρεπτικών που αντιστοιχεί στην ατμοσφαιρική εναπόθεση. Στην προσπάθεια μας να εισάγουμε στη συγκεκριμένη διαμόρφωση την ατμοσφαιρική εναπόθεση ως μεταβαλλόμενη εξωτερική πηγή θρεπτικών για το οικοσύστημα, παρατηρήσαμε συσσώρευση αζώτου στην θαλάσσια στήλη (Χριστοδουλάκη Σ., 2007). Η συσσώρευση όμως αυτή δεν επιβεβαιώνεται από τις μετρήσεις πεδίου της περιοχής μελέτης. Θεωρώντας ότι αιτία

των αστοχιών που παρατηρήθηκαν ήταν η μη λεπτομερής περιγραφή του θαλάσσιου οικοσυστήματος από το ERSEM III, περάσαμε σε μία νέα διαμόρφωση του αριθμητικού μοντέλου η οποία συμβολίζεται ως ERSEM 2004 – Atmospheric Deposition (ERSEM 2004-AD). Το μοντέλο αυτό περιγράφεται στις επόμενες παραγράφους και ελέγχεται ως προς την αξιοπιστία του (Κεφάλαιο 5, Christodoulaki et al., 2011) και την ευαισθησία του σε πιθανές διαταραχές των επιμέρους διεργασιών του (Κεφάλαιο 6).

4.2 ΤΟ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ

Στην παρούσα εργασία, τα υδροδυναμικά χαρακτηριστικά της θαλάσσιας στήλης (θερμοκρασία, αλατότητα και συντελεστής διάχυσης) προέρχονται από το Υδροδυναμικό Μοντέλο Θαλάσσιας Κυκλοφορίας της Μεσογείου (POSEIDON, www.poseidon.hcmr.gr, Nittis et al., 2007) χρησιμοποιώντας μονόδρομη σύζευξη (off-line). Το προγνωστικό υδροδυναμικό μοντέλο της Μεσογείου POSEIDON έχει βασιστεί στην εφαρμογή του αριθμητικού μοντέλου Princeton Ocean Model (POM) σε πλέγμα οριζόντιας ανάλυσης $1/10^\circ$ και 24 κατακόρυφων σ-επιπέδων στην περιοχή της Μεσογείου μαζί με ένα σχήμα αφομοίωσης δεδομένων βασισμένο στο φίλτρο Singular Evolutive Extended Kalman (SEEK, Hoteit et al., 2005).

Το POM (Blumberg and Mellor, 1987) είναι ένα τρισδιάστατο μοντέλο, πρωτογενών εξισώσεων ελεύθερης επιφάνειας, με σ- συντεταγμένες, το οποίο χρησιμοποιεί διαφορετικό βήμα χρόνου για την επίλυση των ολοκληρωμένων ως προς το βάθος εξισώσεων και των εξισώσεων σε κάθε επίπεδο κατά την κατακόρυφο. Οι προγνωστικές μεταβλητές του μοντέλου είναι οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας (U, V, W), η θερμοκρασία (T), η αλατότητα (S), η τυρβώδης κινητική ενέργεια καθώς και οι κατακόρυφοι συντελεστές τυρβώδους ανάμιξης. Για την παραμετροποίηση της τυρβώδους ανάμιξης χρησιμοποιείται το σχήμα Mellor and Yamada 2.5 (Mellor and Yamada, 1982). Το σχήμα αυτό αποτελεί ένα από τα βασικά πλεονεκτήματα σε σχέση με άλλα υδροδυναμικά μοντέλα.

Το μοντέλο επιλύει τις παρακάτω εξισώσεις για την ταχύτητα ($U_i = (U, V, W)$), δυναμική θερμοκρασία θ^* και αλατότητα (S):

$$\frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (U, V) + \frac{\partial}{\partial x_i} [U_i (U, V)] + f (-V, U) =$$

$$- \frac{1}{\rho_o} \left[\frac{\partial \rho}{\partial x}, \frac{\partial \rho}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial}{\partial z} (U, V) \right] + (F_U, F_V) \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + U_i \frac{\partial \theta}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + F_T + \frac{\partial R_{SOL}}{\partial z} \quad (4.2)$$

¹Ορίζεται σαν δυναμική θερμοκρασία θ μίας αέριας μάζας, η θερμοκρασία την οποία θα είχε αυτή η μάζα, αν είχε εκτονωθεί (ή αντίστοιχα συμπιεστεί) αδιαβατικά από την κατάσταση στην οποία βρίσκεται (ρ, T) σε μία τυπική πίεση ρ_o (συνήθως ίση με 1 bar). Δίνεται από τη σχέση:

$$\theta = T \left(\frac{\rho_o}{\rho} \right)^{R/c_p}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U_i \frac{\partial S}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right] + F_S \quad (4.3)$$

Η υδροστατική προσέγγιση γίνεται με την εξίσωση:

$$\frac{\rho}{\rho_o} = g(n-z) + \int_z^n \frac{\rho - \rho_o}{\rho_o} g dz \quad (4.4)$$

όπου R_{sol} είναι το τμήμα της μικρού μήκους κύματος καθαρής ροής ακτινοβολίας η οποία διαπερνά την επιφάνεια της θάλασσας, ρ_o η πυκνότητα αναφοράς, (F_U, F_V) , F_T και F_S οι όροι της οριζόντιας διάχυσης, K_M και K_H οι συντελεστές τυρβώδους ανάμιξης, n είναι το ύψος της ελεύθερης επιφάνειας, και $\rho = \rho(\theta, S, p)$ είναι η πυκνότητα του ρευστού υπολογιζόμενη από την εξίσωση των Mellor and Ezer (1991).

Η σύζευξη μεταξύ φυσικής και βιολογίας γίνεται μέσω της εξίσωσης συνέχειας που περιγράφει τη μεταβολή μίας μεταβλητής (συγκέντρωσης) με το χρόνο:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} = & -U \frac{\partial C}{\partial x} - V \frac{\partial C}{\partial y} - W \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \sum BF \end{aligned} \quad (4.5)$$

όπου U , V , W οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας, A_H ο συντελεστής οριζόντιας τριβής και K_H ο συντελεστής κατακόρυφης ανάμιξης υπολογιζόμενος από το μοντέλο. Ο συντελεστής K_H υπολογίζεται για όλη τη βιοχημική ροή, για κάθε πελαγική ομάδα.

Το SEEK είναι ένα φίλτρο Kalman που χρησιμοποιεί πίνακες συνδιακύμανσης σφάλματος χαμηλής τάξης προκειμένου να επιτύχει την μείωση του υπολογιστικού φορτίου που συνεπάγεται από ένα φίλτρο Kalman. Επιπλέον το φίλτρο χρησιμοποιεί χωρικές συνδιακυμάνσεις σφάλματος και εξελίσσει χρονικά ένα υποσύνολο των διευθύνσεων διόρθωσης. Το σχήμα αφομοίωσης δεδομένων χρησιμοποιείται σε εβδομαδιαία βάση για την διόρθωση της προγνωστικής ικανότητας του μοντέλου. Τα δεδομένα που εξομοιώνονται είναι δορυφορικά δεδομένα ανύψωσης της στάθμης της θάλασσας και της επιφανειακής θερμοκρασίας, δεδομένα θερμοκρασίας και αλατότητας από το δίκτυο MEDARGO καθώς και δεδομένα από βαθυθερμογράφους.

4.3 ΤΟ ΟΙΚΟΛΟΓΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ

Το μοντέλο προσομοίωσης που χρησιμοποιήθηκε στη παρούσα μελέτη είναι ένα πολύπλοκο οικολογικό μοντέλο βασισμένο στο European Regional Seas Ecosystem Model (ERSEM-2004, Blackford et al., 2004). Το ERSEM προσομοιώνει το οικοσύστημα μελετώντας το ως μια σειρά από αλληλεπιδρόμενες σύνθετες φυσικές, χημικές και βιολογικές διεργασίες οι οποίες συνολικά δημιουργούν ένα συνεκτικό σύστημα. Οι μεταβλητές έχουν επιλεγεί με τέτοιο τρόπο ώστε το μοντέλο να παραμένει σχετικά απλό χωρίς να παραλείπονται ουσιαστικές παραμετροποιήσεις οι οποίες είναι δυνατόν να ασκούν σημαντική επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος.

Η χλωρίδα και η πανίδα του θαλάσσιου οικοσυστήματος ή διαφορετικά οι βιολογικές μεταβλητές του μοντέλου, ομαδοποιούνται σύμφωνα με το τροφικό τους επίπεδο και υποδιαιρούνται σύμφωνα με το μέγεθος τους ή με τη μέθοδο τροφοληψίας τους. Οι μεταβλητές αυτές περιλαμβάνουν το φυτοπλαγκτόν, λειτουργικές ομάδες συνδεδεμένες με το μικροβιακό βρόγχο, το ζωοπλαγκτόν και τη βενθική πανίδα (Baretta-Bekker et al., 1995; Varela et al., 1995). Το φυτοπλαγκτόν περιγράφεται από τέσσερις λειτουργικές ομάδες βασισμένες τόσο στο μέγεθος όσο και στις οικολογικές τους ιδιότητες. Οι ομάδες αυτές αποτελούνται από τα διάτομα (καταναλωτές πυριτίου 2 – 200μm), το νανοφυτοπλαγκτόν (2 – 20μm), το πικοφυτοπλαγκτόν (<2μm) και τα δινομαστιγωτά (>20μm). Όλες οι φυτοπλαγκτονικές ομάδες περιέχουν εσωτερικά αποθέματα θρεπτικών, ενώ ο λόγος C:N:P μέσα στον οργανισμό μεταβάλλεται δυναμικά. Η λήψη θρεπτικών ελέγχεται από την διαφορά θρεπτικών μέσα στον οργανισμό και την εξωτερική διαθέσιμη συγκέντρωση. Ο μικροβιακός βρόγχος αποτελείται από βακτήρια, ετερότροφα μαστιγωτά και μικροζωοπλαγκτόν, και ο λόγος των C:N:P όπως και στο φυτοπλαγκτόν μεταβάλλεται δυναμικά.

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας το τροφικό πλέγμα έχει τροποποιηθεί (Εικόνα 4.1) σε σχέση με την αρχική διαμόρφωσή του (Baretta et al., 1995) ώστε να αντιπροσωπεύει (Azon, 1991; Stergiou et al., 1997; Tselepidis and Polychronaki, 1996) το θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου. Τα βακτήρια (B1) δρουν στην αποσύνθεση του νεκρού οργανικού υλικού και ανταγωνίζονται με το φυτοπλαγκτόν στη απορρόφηση θρεπτικών. Τα ετερότροφα μαστιγωτά (Z6) τρέφονται με βακτήρια, δινομαστιγωτά (P4) και νανοφυτοπλαγκτόν (P2) και αποτελούν με τη σειρά τους τροφή για το μικροζωοπλαγκτόν (Z5) το οποίο καταναλώνει διάτομα (P1), πικοπλαγκτόν (P3), νανοφυτοπλαγκτόν (P2) και δινομαστιγωτά (P4) και θηρεύεται από το μεσοζωοπλαγκτόν (Z4) το οποίο επίσης καταναλώνει διάτομα (P1), πικοπλαγκτόν (P3) και νανοφυτοπλαγκτόν (P2).

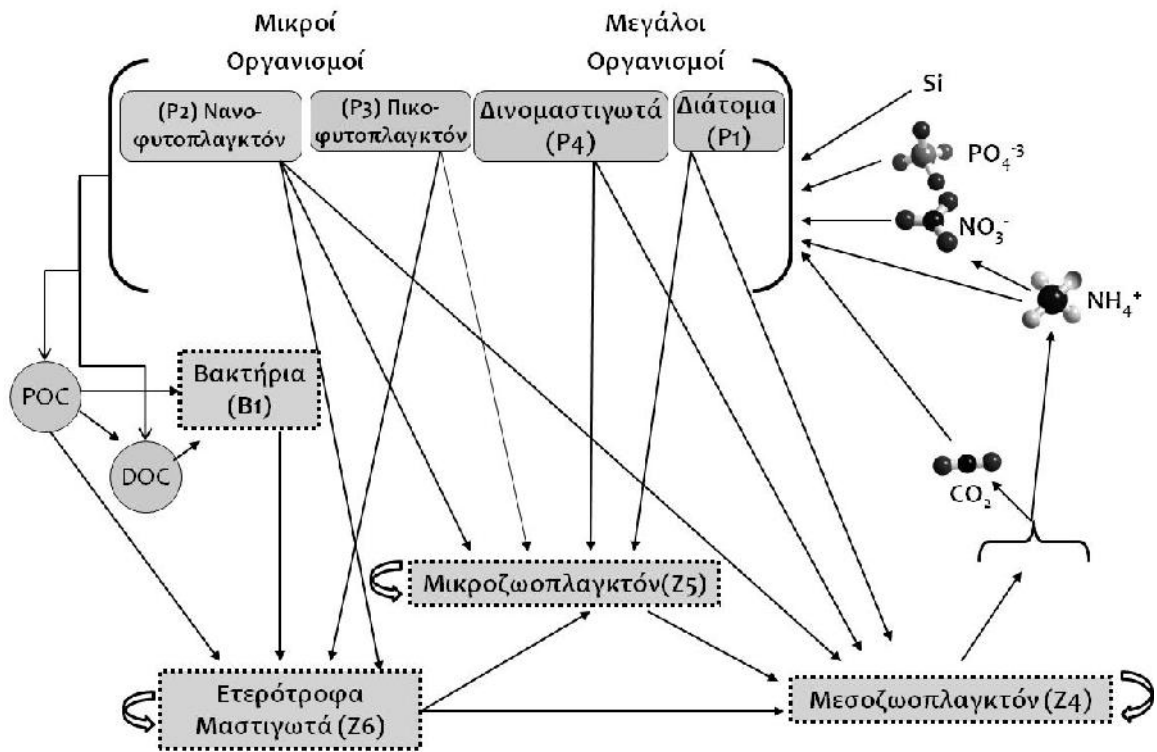
Η βιολογικά υποκινούμενη δυναμική του άνθρακα είναι συζευγμένη με την δυναμική του αζώτου, φωσφόρου, πυριτίου και οξυγόνου. Επιπλέον στο μοντέλο συμπεριλαμβάνεται η διάσπαση του οργανικού υλικού η οποία είναι συζευγμένη με την αναγέννηση των θρεπτικών ουσιών στο ίζημα (Ruadrij et al., 1995). Η δυναμική των διαφόρων πληθυσμών περιγράφεται τόσο από διεργασίες φυσιολογίας (απορρόφηση, αναπνοή, απέκκριση, έκκριση κλπ) όσο και από πληθυσμιακές διεργασίες (ανάπτυξη, μετανάστευση, θνησιμότητα κλπ).

Η σύζευξη του βενθικού και πελαγικού τμήματος (Εικόνα 4.2) περιγράφεται από την καθίζηση του οργανικού υλικού στο βένθος και τη διάχυση των ροών των θρεπτικών μέσα και έξω από το ίζημα κατά την πλήρη αποδόμηση της οργανικής ύλης και την αναγέννηση.

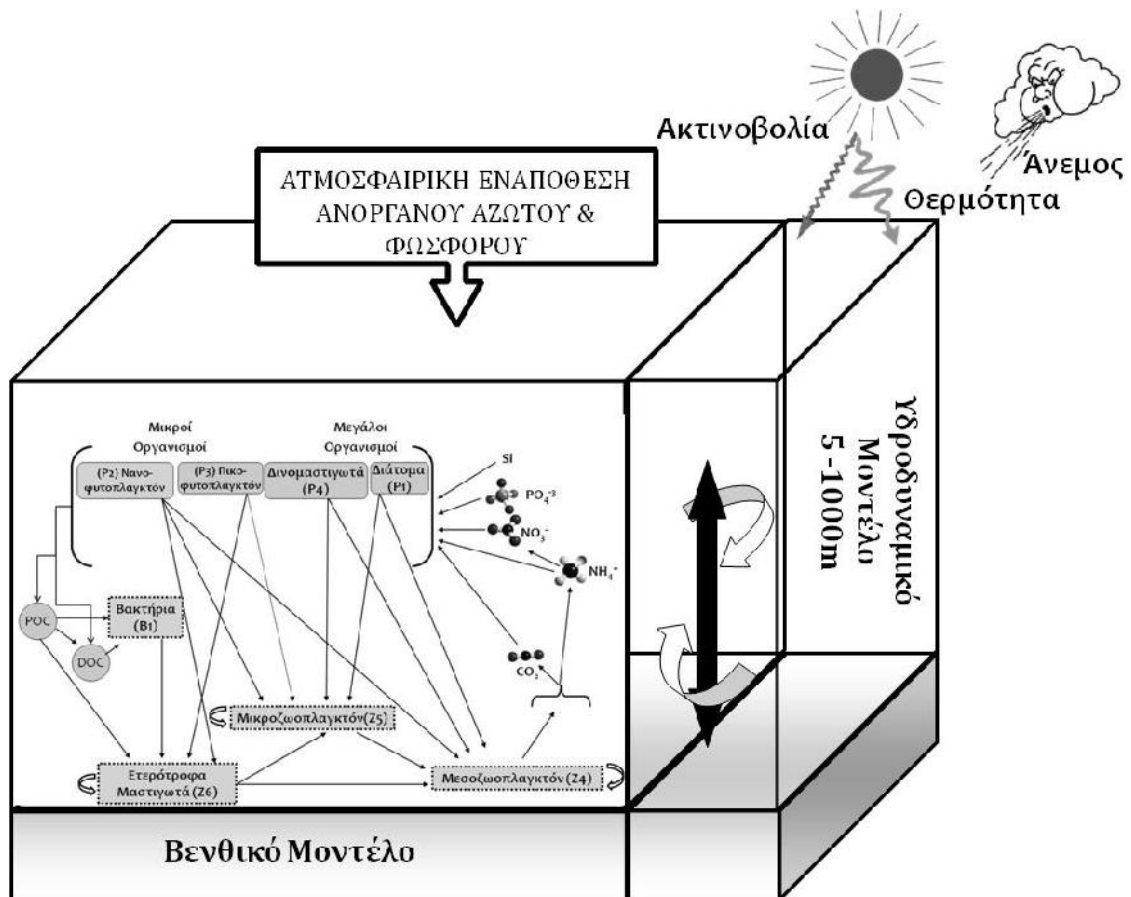
Το βενθικό μοντέλο περιέχει μια τροφική αλυσίδα η οποία περιγράφει τον κύκλο των θρεπτικών και του άνθρακα διαμέσου των αερόβιων και αναερόβιων βακτηρίων, της βιοαναμόχλευσης και της βιοάρδευσης, καθώς και της κατακόρυφης μεταφοράς προς το ίζημα σωματιδιακού υλικού λόγω της δράσης των βενθικών οργανισμών. Οι δυναμικές των θρεπτικών στο βένθος περιγράφονται χωριστά ενώ η κατακόρυφη κατανομή του οξυγόνου, των σουλφιδίων, των θρεπτικών και της επακόλουθης ροής τους μέσα και έξω από το ίζημα καθορίζονται αρχικά. Στη συγκεκριμένη εργασία λόγω του μεγάλου βάθους της στήλης χρησιμοποιήθηκε την απλούστερη μορφή η οποία περιλαμβάνει την είσοδο στη στήλη του νερού ενός ποσοστού από τα συνολικά θρεπτικά συστατικά τα οποία μέσω της καθίζησης εισέρχονται στο βένθος.

Το μοντέλο αυτό λόγω του γενικού χαρακτήρα έχει εφαρμοσθεί σε αρκετά συστήματα τα οποία ποικίλουν από ανοιχτές θάλασσες (Baretta et al., 1995; Allen et al., 2001; Zavatarelli et al., 2000; Triantafyllou et al., 2003; Petihakis et al., 2002b; Petihakis et al., 2007; Petihakis et al., 2009), ημίκλειστες περιοχές (Allen et al., 1997; Petihakis et al., 2002a; Petihakis et al., 2002; Petihakis et al., 2000; Triantafyllou et al., 2001; Triantafyllou et al., 2000) και λιμνοθάλασσες (Triantafyllou et al., 2000; Petihakis et al., 1999; Petihakis et al., 1996).

Παρακάτω παρουσιάζεται η δομή του μοντέλου και οι βασικές αρχές πάνω στις οποίες έχει αναπτυχθεί. Η πλήρης περιγραφή του μοντέλου προσομοίωσης βρίσκεται στη ιστοσελίδα (http://www.pml.ac.uk/ecomodels/ERSEM_description.html).



Εικόνα 4.1: Το τροφικό πλέγμα του πελαγικού μοντέλου



Εικόνα 4.2: Τα τμήματα του μοντέλου

4.4 ΤΟ ΠΕΛΑΓΙΚΟ ΤΜΗΜΑ

Η γενική εξίσωση η οποία περιγράφει το ρυθμό μεταβολής μιας γενικής μεταβλητής $C(x,t)$ μπορεί να γραφεί:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial C}{\partial t} \Big|_t + \frac{\partial C}{\partial t} \Big|_b \quad (4.6)$$

όπου:

$$\frac{\partial C}{\partial t} \Rightarrow \text{συνολικός ρυθμός μεταβολής (Μονάδες μεταβολής/ημέρα)}$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} \Big|_t \Rightarrow \text{ρυθμός μεταβολής λόγω μεταφοράς}$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} \Big|_b \Rightarrow \text{ρυθμός μεταβολής λόγω βιογεωχημικών διεργασιών}$$

Οι ροές οργανικού και ανόργανου υλικού ανάμεσα στις λειτουργικές ομάδες εκφράζονται σε μονάδες άνθρακα ή σε μονάδες μακρο- θρεπτικών. Έτσι κάθε οργανισμός αποτελείται από τα στοιχεία αυτά, τα οποία συνδέονται μεταξύ τους μέσω λειτουργικών σχέσεων. Κάθε λειτουργική ομάδα μπορεί να γραφεί ως διάνυσμα τεσσάρων διαστάσεων (V_j) το οποίο μεταβάλλεται στο χώρο (\vec{x}) και στο χρόνο (t):

$$\vec{V}_j(x,t), j = 1,2,3,4 \quad (4.7)$$

το οποίο ανήκει σε ανυσματικό χώρο όπου οι βάσεις του απεικονίζουν τις συνιστώσες των βιολογικών οντοτήτων π.χ. άνθρακας (C), άζωτο (N), φώσφορος (P) και πυρίτιο (Si). Έτσι μπορεί να χρησιμοποιηθεί η παρακάτω σχέση:

$$V_j = (V_1, V_2, V_3, V_4) \equiv (V_C, V_N, V_P, V_S) \quad (4.8)$$

και αναφερόμενοι στην εξίσωση που περιγράφει τη μεταβολή στο χρόνο για κάθε ανυσματικό στοιχείο, αυτή μπορεί να ονομαστεί ως δυναμική της βιογεωχημικής συνιστώσας της ομάδας V (διάτομα, μαστιγωτά, ζωοπλαγκτόν κλπ).

Ορίζοντας το συντελεστή L ο οποίος εφαρμόζεται στο άνυσμα V_j παίρνουμε το άνυσμα:

$$L(V_j) \equiv \frac{1}{V_C} (V_C, V_N, V_P, V_S) \equiv \left(1, \frac{V_N}{V_C}, \frac{V_P}{V_C}, \frac{V_S}{V_C} \right) \quad (4.9)$$

το οποίο υποδηλώνει την αναλογία ανάμεσα σε κάθε βιολογική συνιστώσα και στο ποσοστό άνθρακα. Οι αναλογίες αυτές μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να περιγράψουν τη θρεπτική

κατάσταση των κυττάρων, ιδιαίτερα συγκρινόμενες με κάποιες σταθερές τιμές, όπως η αναλογία Redfield. Η αναλογία αυτή εισάγεται στις εξισώσεις του μοντέλου ως άνυσμα με τον παρακάτω τρόπο:

$$L(I_j) = \frac{1}{I_C} (I_C, I_N, I_P, I_S) = (1, 1.260 \cdot 10^{-2}, 7.862 \cdot 10^{-4}, 3.0 \cdot 10^{-2}) \quad (4.10)$$

Έτσι η εφαρμογή του συντελεστή L στο σταθερό άνυσμα I_j οδηγεί σε ένα νέο άνυσμα το οποίο περιέχει την αναλογία Redfield ως συνιστώσα.

Ο ρυθμός μεταβολής της γενικής μεταβλητής C (η οποία μπορεί να είναι επίσης ανυσματική συνιστώσα μιας λειτουργικής ομάδας) λόγω μίας διεργασίας (e) δίνεται με τον παρακάτω συμβολισμό:

$$\left[\frac{\partial C}{\partial t} \right]_V^e \quad (4.11)$$

όπου e συντομογραφία ενδεικτική της διαδικασίας η οποία καθορίζει την μεταβλητότητα όπως οι παρακάτω συντομογραφίες και διαδικασίες:

- $pp \rightarrow$ πρωτογενής παραγωγικότητα
- $upt \rightarrow$ λήψη άνθρακα και θρεπτικών από άλλες λειτουργικές ομάδες
- $prd \rightarrow$ θήρευση
- $out \rightarrow$ έκκριση, απέκκριση
- $rsp \rightarrow$ αναπνοή
- $rm \rightarrow$ ροή αποδόμησης της οργανικής ύλης

και V οι άλλες μεταβλητές ή λειτουργικές ομάδες οι οποίες εμπλέκονται στη διαδικασία που επηρεάζει το ρυθμό μεταβολής της μεταβλητής C . Αν η $V=C$, τότε αναφερόμαστε σε ενδοειδικές ροές όπως κανιβαλισμός, ενώ αν η V απουσιάζει από την παραπάνω σχέση, τότε η διαδικασία εξαρτάται από την ίδια την μεταβλητή C .

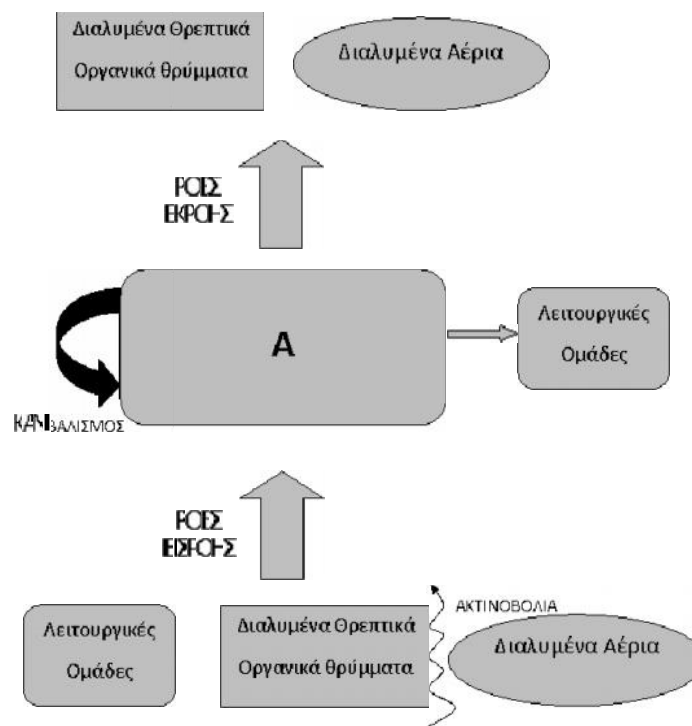
Η βασική αρχή του μοντέλου είναι ότι κάθε εξίσωση μπορεί να γραφτεί χρησιμοποιώντας δύο διαφορετικές διατυπώσεις οι οποίες αντιστοιχούν σε δύο διαφορετικά επίπεδα ερμηνείας:

1. Επίπεδο ροών,
2. Επίπεδο λειτουργικών διαδικασιών.

Μία εξίσωση που εκφράζει ροές γράφεται ως ακολούθως:

$$\frac{\partial C}{\partial t} \Big|_b = \sum_{e,V} \left[\frac{\partial C}{\partial t} \right]_V^e \quad (4.12)$$

όπου στο αριστερό μέρος της εξίσωσης δίνεται η λίστα των όρων ανταλλαγής, παρουσιάζοντας τις συνιστώσες του μοντέλου και τις διαδικασίες οι οποίες ελέγχουν την εξέλιξη στο χρόνο της βιογεωχημικής μεταβλητής C. Τέτοιες εξισώσεις μπορούν εύκολα να σχεδιαστούν χρησιμοποιώντας τη λογική διαγραμμάτων ροής δίνοντας μια συνολική εικόνα του τροφικού επιπέδου και των εμπλεκόμενων αλληλεπιδράσεων. Η γενική μορφή των διαγραμμάτων αυτών η οποία μπορεί να εφαρμοσθεί σε κάθε λειτουργική ομάδα παρουσιάζεται στην Εικόνα 4.3.



Εικόνα 4.3: Διάγραμμα ροής των κυριότερων τροφικών αλληλεπιδράσεων οι οποίες εμπριέχονται στην παραμετροποίηση των μεταβολών των λειτουργικών ομάδων.

Αντίθετα μία εξίσωση της μορφής «λειτουργικών διαδικασιών» δείχνει τη ρητή διατύπωση των δυναμικών εξαρτήσεων πάνω σε άλλες μεταβλητές. Οι λίστες των μεταβλητών για τις εξισώσεις του μοντέλου δίνονται στον Πίνακα 4.1.

Η μαθηματική μορφή του ορθογώνιου πίνακα στο πελαγικό μοντέλο μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$\delta_{ZX} = \delta_{ZX} = \begin{bmatrix} \delta_{Z3,R1} & \dots & \delta_{Z3,B1} \\ \dots & \dots & \dots \\ \delta_{B1,R1} & \dots & \delta_{B1,B1} \end{bmatrix} \quad (4.12)$$

όπου $Z \equiv \{Z4, Z5, Z6, B1\}$ και $X \equiv \{R1, R6, P1, P2, P3, P4, Z3, Z4, Z5, Z6, B1\}$

Όπου

P1	Διάτομα
P2	Νανοπλαγκτόν
P3	Πικοπλαγκτόν
P4	Μαστιγωτά
B1	Βακτήρια
Z5	Μικροζωοπλαγκτόν
Z6	Ετερότροφα Μαστιγωτά
Z4	Μεσοζωοπλαγκτόν

Αντίστοιχη διατύπωση χρησιμοποιείται στο βενθικό μοντέλο $\Phi_{Y,X}$.

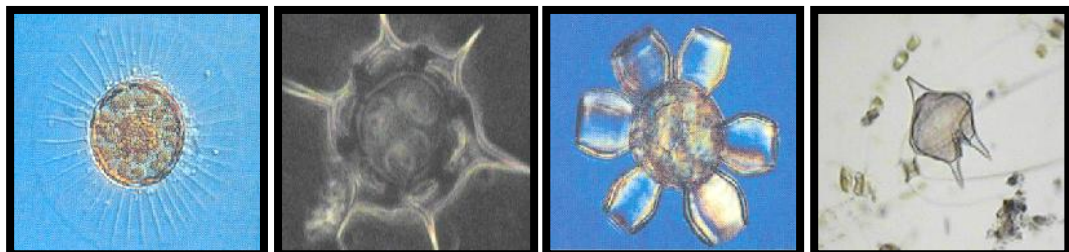
Οι ορισμοί καθώς και περιγραφή των κύριων μεταβλητών και παραμέτρων που χρησιμοποιούνται στο πελαγικό τμήμα του θαλάσσιου βιοχημικού μοντέλου δίνονται στους Πίνακες Α.1 έως Α.10, του Παραρτήματος Α'.

4.4.1 ΠΡΩΤΟΓΕΝΕΙΣ ΠΑΡΑΓΩΓΟΙ

Οι πρωτογενείς παραγωγοί (φυτοπλαγκτόν, Εικόνα 4.4) περιγράφονται από τέσσερις λειτουργικές ομάδες βασισμένες τόσο στο μέγεθος (Equivalent Spherical Diameter ESD, Πίνακας 4.1) όσο και στις οικολογικές τους ιδιότητες:

Πίνακας 4.1: Ιδιότητες των λειτουργικών ομάδων

Ονομασία	Συμβολισμός	Ισοδύναμη Σφαιρική Διάμετρος
Διάτομα	P1	20-200 μm
Νανοπλαγκτόν	P2	2-20 μm
Πικοπλαγκτόν	P3	0.2-2 μm
Μαστιγωτά	P4	20-200 μm



Εικόνα 4.4: Εικόνες χαρακτηριστικών φυτοπλαγκτονικών οργανισμών. Από αριστερά προς δεξιά: Διάτομο, νανοπλαγκτόν, πικοπλαγκτόν, δινομαστιγωτό.

Όλες οι ομάδες μοντελοποιούνται με τον ίδιο τρόπο με εξαίρεση τα διάτομα (P_1) στα οποία η κατανάλωση πυριτίου παραγοντοποιείται με πρόσθετους λειτουργικούς όρους (διεργασίες) και εξισώσεις, και τα δινομαστιγωτά (P_4) τα οποία διαφοροποιούνται από τις άλλες φυτοπλαγκτονικές ομάδες λόγω της προτίμησής τους σε νιτρικά (NO_3^-) και συνεπώς της σύνδεσής τους με την καινούργια πρωτογενή παραγωγή. Αντίθετα η μικρότερη σε μέγεθος ομάδα του πικοπλαγκτού (P_3), δεσμεύει γρηγορότερα την αμμωνία συντελώντας στην πρωτογενή παραγωγή μέσω της αναγέννησης των θρεπτικών.

Ο ρυθμός μεταβολής για κάθε φυτοπλαγκτονική ομάδα οργανισμών (P_i) υπολογίζεται με βάση τις βιολογικές διεργασίες που επηρεάζουν κάθε μία από τις τέσσερις αυτές λειτουργικές ομάδες και δίνεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$\frac{dP}{dt} = \text{φωτοσύνθεση} - \text{αναπνοή} - \text{απεκκρίσεις} - \text{θήρευση} \quad (4.14)$$

Η εξίσωση αυτή περιγράφει τις λειτουργικές διεργασίες του οργανισμού σε περιβαλλοντικούς παράγοντες όπως φως, διαθεσιμότητα τροφής κλπ. Οι παράγοντες αυτοί αποτελούν τον πυρήνα κάθε παραμετροποίησης, που είναι διατύπωση της εξάρτησης των βιολογικών λειτουργιών των οργανισμών από τους κύριους περιβαλλοντικούς παράγοντες, όπως συμβαίνει στο φυσικό περιβάλλον.

Η ολική φωτοσυνθετική παραγωγή ορίζεται μέσω i) του μέγιστου ρυθμού παραγωγής (p_sum), ii) της επίδρασης της θερμοκρασίας (et), iii) του περιορισμού της παραγωγής από την ηλιακή ακτινοβολία ($eiPI$) και iv) της υπάρχουσας βιομάζας (PIc). Στην περίπτωση των διατόμων λαμβάνεται υπόψη και η συγκέντρωση πυριτίου ως περιοριστικός παράγοντας ανάπτυξης ($eN5s$).

$$\text{φωτοσύνθεση} = p_sum * et * eN5s * eiPI * PIc \quad (4.15)$$

Η επίδραση της θερμοκρασίας στη φωτοσυνθετική παραγωγή (et) δίνεται από μία εκθετική εξίσωση:

$$et = e^{\left[\log(p_q10) * \frac{T - BASETEMP}{BASETEMP} \right]} \quad (4.16)$$

όπου p_q10 είναι ο συντελεστής θερμοκρασίας χαρακτηριστικός για κάθε λειτουργική ομάδα (P_i), ο οποίος δίνει την επίδραση της αύξησης της θερμοκρασίας περιβάλλοντος κατά $10^\circ C$ σε σχέση με την θερμοκρασία αναφοράς (**BASE TEMP**) και TW η θερμοκρασία περιβάλλοντος.

Ο περιορισμός από την ηλιακή ακτινοβολία υπολογίζεται μέσω της εξίσωσης:

$$eiPI = 1 - e^{\left(\frac{qchlPc * p_alpha_chl}{p_sum * et * eN5s * Irr} \right)} \quad (4.17)$$

όπου $qchIpc$ είναι ο λόγος χλωροφύλλης προς άνθρακα, p_alpha_chl η αρχική κλίση της καμπύλης Production-Irradiance (P-I) και Irr , η φωτοσυνθετική ηλιακή ακτινοβολία.

Ο περιορισμός πυριτίου ($eN5s$) εξαρτάται από τη συγκέντρωση πυριτίου στο εξωκυτταρικό περιβάλλον ($N5s$) και της σταθεράς ημικορεσμού του πυριτίου στο νερό (p_chPs).

$$eN5s = \frac{N5s}{N5s + p_chPs} \quad (4.18)$$

Η αναπνοή χωρίζεται σε δύο επιμέρους διεργασίες, την βασική αναπνοή (BASAL) η οποία δεν επηρεάζεται από την ανάπτυξη αλλά από τη βιομάζα του φυτοπλαγκτού (Pi), τη θερμοκρασία (et) και τον ειδικό συντελεστή ρυθμού αναπνοής (p_srs) και την αναπνοή δραστηριότητας (ACTIVITY). Η τελευταία είναι ένα σταθερό κλάσμα (p_pu_ra) του αφομοιωμένου άνθρακα ο οποίος με τη σειρά του είναι συνάρτηση του συνολικού ρυθμού πρόσληψης (φωτοσύνθεση) μείον τις απώλειες λόγω απεκκρίσεων. Στη βασική αναπνοή οφείλεται η παρατηρούμενη αρνητική πρωτογενής παραγωγή σε συνθήκες περιορισμένης ακτινοβολίας.

$$\text{αναπνοή} = \left(\overbrace{et * p_srs * Plc}^{BASAL} \right) + \left(\overbrace{p_pu_ra * (\text{φωτοσύνθεση} - \text{απεκκρίσεις})}^{ACTIVITY} \right) \quad (4.19)$$

Όπως διαφαίνεται από τη μέχρι τώρα περιγραφή του μοντέλου, η ολική ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού δεν επηρεάζεται από τη συγκέντρωση θρεπτικών στο εξωκυτταρικό περιβάλλον (με εξαίρεση την ομάδα των διατόμων, η ανάπτυξη των οποίων, όπως αναφέραμε, επηρεάζεται από τη συγκέντρωση του πυριτίου), το οποίο σημαίνει ότι τα κύτταρα μπορούν να παράγουν άνθρακα ακόμη και σε περιβάλλον με χαμηλές συγκεντρώσεις θρεπτικών. Μέρος του βιολογικού κύκλου του φυτοπλαγκτού είναι και η εξαρχής απέκκριση ποσότητας του παραγόμενου από τον οργανισμό άνθρακα, ως ποσότητα διαλυμένων υδρογονανθράκων ($R2$). Αυτή η ποσότητα υπολογίζεται μέσω της φωτοσυνθετικής παραγωγής και μίας παραμέτρου p_pu_ea η οποία καθορίζει το ποσοστό τροφής που θα απεκκριθεί:

$$\text{απεκκρίσεις}(R2) = \text{φωτοσύνθεση} * p_pu_ea \quad (4.20)$$

Το υπόλοιπο ποσοστό μπορεί να αφομοιωθεί ή να απεκκριθεί ανάλογα με την πραγματική λήψη θρεπτικών και τον ελάχιστο ενδοκυτταρικό λόγο θρεπτικών/ άνθρακα (p_qnlc, p_qplc).

Η θήρευση του φυτοπλαγκτού από το μικροζωοπλαγκτόν και το μεσοζωοπλαγκτόν υπολογίζεται λαμβάνοντας υπόψη τα στοιχεία της μήτρας τροφής $\delta_{Z,X}$ στον Πίνακα A2 (τροφικό πλέγμα).

Η συνολική απορρόφηση θρεπτικών ($uptake_{total}$) υπολογίζεται μέσω i) της μέγιστης δυνατικής απορρόφησης για τη δεδομένη βιομάζα ($uptake_{max}$) και ii) της απαιτούμενης απορρόφησης θρεπτικών η οποία είναι το άθροισμα της λήψης θρεπτικών λόγω της πραγματικής παραγωγής ($uptake_{netprod}$) και της λήψης θρεπτικών για την συντήρηση των δομικών τμημάτων του κυττάρου, δηλαδή για την επιβίωση του κυττάρου ($uptake_{miss}$).

$$uptake_{total} = \min(uptake_{max}, (uptake_{netprod} + uptake_{miss})) \quad (4.21)$$

Όσον αφορά τη μέγιστη απορρόφηση θρεπτικών ($uptake_{max}$), αυτή είναι συνάρτηση της εξωκυτταρικής συγκέντρωσης θρεπτικών, της βιομάζας (PIC) και της παραμέτρου λήψης (p_qun) για το συγκεκριμένο θρεπτικό. Η $uptake_{max}$ αποτελεί μονάδα εκτίμησης συγκέντρωσης θρεπτικών στο περιβάλλοντα από τον οργανισμό χώρο. Στην περίπτωση του αζώτου γίνεται επιπλέον και ένας καταμερισμός μεταξύ νιτρικών ($N3n$) και αμμωνίας ($N4n$).

$$uptake_{max} = \left(\overbrace{p_qun * N3n * PIC * \left(\frac{p_IN4}{p_IN4 + N4n} \right)}^{uptake_{max_N3n}} \right) + \left(\overbrace{p_qun * N4n * PIC}^{uptake_{max_N4n}} \right) \quad (4.22)$$

Η σταθερά ημικορεσμού (p_IN4) ορίζει τη λήψη νιτρικών και την προτίμηση που εμφανίζουν τα μικρά κύτταρα στην αμμωνία.

Η απορρόφηση θρεπτικών λόγω πραγματικής παραγωγής ρυθμίζεται από την παραγωγικότητα ($productivity = \text{φωτοσύνθεση} - \text{αναπνοή} - \text{απεκκρίσεις}$).

$$uptake_{netprod} = productivity * p_xqn * p_qnRc \quad (4.23)$$

όπου p_qnRc ο λόγος αζώτου/άνθρακα σύμφωνα με τον Redfield και p_xqn ένας πολλαπλασιαστικός παράγοντας για τα υψηλά ποσοστά λήψης θρεπτικών (όταν ο οργανισμός βρεθεί σε περιβάλλον πλούσιο σε θρεπτικά) σε σχέση με τον άνθρακα (*luxury uptake*).

Η απορρόφηση θρεπτικών για την επιβίωση των δομικών τμημάτων του κυττάρου ($uptake_{miss}$) υπολογίζεται συναρτήσει του μέγιστου λόγου θρεπτικών/άνθρακα στο κύτταρο, έχοντας αφαιρέσει το δομικό μέρος του κυττάρου (Pin), και πολλαπλασιάζοντας τον με τον καθαρό ρυθμό ανάπτυξης, προσαρμοσμένο στις συγκεκριμένες συνθήκες (*sadap*).

$$uptake_{miss} = (p_xqn * p_qnRc * PIn - PIn) * sadap \quad (4.24)$$

Στην περίπτωση που η λήψη θρεπτικών είναι θετική τότε το άζωτο που εισέρχεται στο κύτταρο καταμερίζεται μεταξύ νιτρικών και αμμωνίας

$$uptake_{N3n} = \frac{uptake_{total} * uptake_{max_N3n}}{uptake_{max}}$$

$$uptake_{N4n} = \frac{uptake_{total} * uptake_{max_N4n}}{uptake_{max}} \quad (4.25)$$

ενώ, εάν το ενδοκυτταρικό άζωτο έχει υπερβεί το μέγιστο εσωτερικό λόγο, τότε η λήψη θρεπτικών γίνεται αρνητική και η περίσσεια εκκρίνεται με τη μορφή αμμωνίας.

Η ίδια διαδικασία ακολουθείται για το φώσφορο και το πυρίτιο, αλλά στην περίπτωση του τελευταίου δεν υπάρχει ενδοκυτταρικό απόθεμα και για το λόγο αυτό η λήψη εξαρτάται από το λόγο του Redfield (p_qsRc).

Στις πρώτες εκδόσεις του μοντέλου ERSEM (I & II) η χλωροφύλλη ($Chla$) ήταν μία διαγνωστική μεταβλητή υπολογιζόμενη από την περιεκτικότητα του κυττάρου σε άνθρακα (C) βάσει ενός θεωρητικού σταθερού λόγου. Παρόλο που η απλουστευμένη αυτή προσέγγιση είναι αποδεκτή, οι σημαντικές διαφορές στους λόγους Chl/C (από 23 έως 79 Parsons et al., 1973) οδήγησαν στον επαναπροσδιορισμό της στο ERSEM III με την εισαγωγή μίας νέας παραμέτρου που ρυθμίζει τη χλωροφύλλη (state variable, **phytoi**). Η σύνθεση της χλωροφύλλης ελέγχεται από i) την παραγωγικότητα (φωτοσύνθεση – αναπνοή – απεκκρίσεις), ii) το μέγιστο λόγο Chl/C (ρ_{Chl}) και iii) τον παράγοντα ενδοκυτταρικού περιορισμού του αζώτου ($iNIn$), ενώ λαμβάνεται υπόψη κι η διαδικασία ανακύκλωσης και καταστροφής της.

$$rate_chl = iNIn * \rho_{Chl} * \text{παραγωγικότητα} - \text{καταστροφή} \quad (4.26)$$

Ο μέγιστος λόγος Chl/C (ρ_{Chl}) υπολογίζεται βάσει της εξίσωσης:

$$\rho_{Chl} = \frac{p_qchlc * \text{φωτοσύνθεση} * PIn}{p_alpha_chl * (\text{phytoi} + 1) * Irr} \quad (4.27)$$

όπου p_qchlc ο μέγιστος λόγος Chl/C για κάθε λειτουργική ομάδα και p_alpha_chl συντελεστής που ορίζεται από την καμπύλη φωτοσύνθεσης-αντινοβολίας. Ο ενδοκυτταρικός περιοριστικός παράγοντας αζώτου ($iNIn$) παίρνει τιμές από 0 έως 1 και είναι συνάρτηση του πραγματικού εσωτερικού λόγου N/C ($qnPc$) και του λόγου Redfield (p_qnRc) έχοντας αφαιρέσει το άζωτο που βρίσκεται στο δομικό μέρος του κυττάρου:

$$iNI_n = \min\left(1.0, \max\left(0.0, \frac{qnPc - p_qnlc}{p_qnRc - p_qnlc}\right)\right) \quad (4.28)$$

Ενδοκυτταρικοί περιοριστικοί παράγοντες υπολογίζονται αντίστοιχα για το φώσφορο και το πυρίτιο. Ο συνολικός ενδοκυτταρικός περιοριστικός παράγοντας (**tN**) είναι συνάρτηση του ενδοκυτταρικού περιοριστικού παράγοντα αζώτου (**iNI_n**), του περιοριστικού παράγοντα φωσφόρου (**iNI_p**) και του περιοριστικού παράγοντα πυριτίου (**iNI_s**) για τα διάτομα, δίνοντας τρεις δυνατούς τρόπους υπολογισμού. Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιείται ως **tN** ο πλέον περιοριστικός παράγοντας μεταξύ των τριών (νόμος Liebig).

Τέλος ο όρος καταβύθιση (ιζηματοπόθεση) του φυτοπλαγκτού εφαρμόζεται σε όλες τις λειτουργικές ομάδες αλλά στα μικρά κύτταρα είναι μηδενικός. Υπολογίζεται μέσω της εξίσωσης:

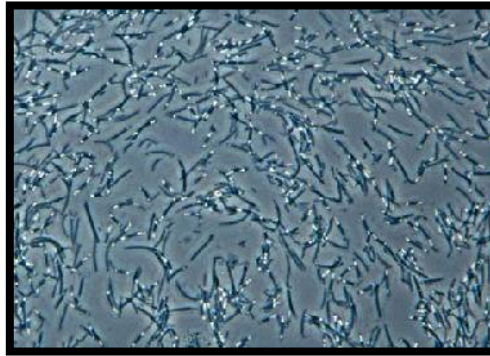
$$\text{καταβύθιση} = \overbrace{p_rPim}^{\text{Τιμή Υποβάθρου Καταβύθισης}} + \overbrace{p_res * \max(0.0, (p_esNI - tN))}^{\text{Περιορισμός Θρεπτικών}} \quad (4.29)$$

όπου **p_rPim** παράμετρος καταβύθισης λόγω έλλειψης θρεπτικών σύμφωνα με μία ελάχιστη τιμή (κατώφλι) (**p_esNI**) και **p_res** παράμετρος εξάρτησης της καταβύθισης από την έλλειψη σε θρεπτικά συστατικά.

Όταν το βυθιζόμενο φυτοπλαγκτόν φτάσει στο πυθμένα, ο όρος καταβύθιση μετατρέπεται σε ρυθμό εισροής θρεπτικών συστατικών στο βενθικό σύστημα.

4.4.2 ΒΙΟΑΠΟΙΚΟΔΟΜΗΤΕΣ

Τα πελαγικά βακτήρια (B1, Εικόνα 4.5) αντιπροσωπεύουν μία μεγάλη ομάδα αποτελούμενη από ελεύθερα ετερότροφα βακτήρια τα οποία χρησιμοποιούν νεκρό οργανικό υλικό, σωματιδιακό (POM, **R6j**) και διαλυμένο (LOC, **R1j**). Η λειτουργικότητα των βακτηρίων ποικίλει σημαντικά προσομοιώνοντας με αυτό τον τρόπο τόσο οξυγονωμένες όσο και ανοξικές συνθήκες.



Εικόνα 4.5: Πελαγικά βακτήρια.

Ο ρυθμός μεταβολής των βακτηρίων περιγράφεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$\frac{dB}{dt} = \text{απορρόφηση} - \text{αναπνόμενη} - \text{θνησιμότητα} - \text{θήρευση} \quad (4.30)$$

Η πραγματική απορρόφηση (**uptake**), υπολογίζεται μέσω της δυνητικής λήψης τροφής (**uptake_{pot}**) και του συνολικού υποστρώματος τροφής (**uptake_{sub}**)

$$\text{uptake} = \min(\text{uptake}_{pot}, \text{uptake}_{sub}) \quad (4.31)$$

Η δυνητική λήψη τροφής υποδεικνύει το ποσοστό ανάπτυξης των οργανισμών κάτω από τις συγκεκριμένες περιβαλλοντικές συνθήκες και είναι συνάρτηση του μέγιστου ρυθμού παραγωγικότητας (**p_{sum}**), της θερμοκρασίας (**et**), του ενδοκυτταρικού περιορισμού θρεπτικών (**iN**) και της υπάρχουσας βιομάζας των πελαγικών βακτηρίων (**B1c**).

$$\text{uptake}_{pot} = p_sum * iN * et * B1c \quad (4.32)$$

Ο παράγοντας περιορισμού θρεπτικών παίρνει τιμές από 0 έως 1 και αντίθετα με το φυτοπλαγκτόν είναι συνάρτηση του πραγματικού ενδοκυτταρικού λόγου N/C (**qNB1c**) και του λόγου Redfield (π.χ **p_{qnc}** για το άζωτο).

$$iNIn = \min\left(1.0, \max\left(0.0, \frac{qnB1c}{p_qnc}\right)\right) \quad (4.33)$$

Ο συνολικός περιοριστικός παράγοντας θρεπτικών ακολουθεί, όπως και στο φυτοπλαγκτόν, το νόμο του Liebig μεταξύ αζώτου και φωσφόρου.

Η απορρόφηση από το υπόστρωμα (sub) δίνει τη διαθέσιμη τροφή η οποία καταμερίζεται μεταξύ των διαφόρων πηγών. Τα βακτηρίδια τρέφονται τόσο από τη διαλυμένη οργανική ύλη (DOM, **R1**) όσο και από τους υδρογονάνθρακες (**R2**) σύμφωνα με έναν παράγοντα προτίμησης (**p_suR1**, **p_suR2** αντίστοιχα). Για τα σωματιδιακά οργανικά θρύμματα (POC, **R6**) λαμβάνεται υπόψη εκτός του παράγοντα προτίμησης των βακτηρίων σε αυτά (**p_suR6**) και η ποιότητα τους (**suR6**).

$$uptake_{sub} = R1c * p_suR1 + R2c * p_suR2 + R6c * p_suR6 * suR6 \quad (4.34)$$

ο όρος **suR6** ορίζεται ως:

$$suR6 = \min\left(\min\left(1.0, \frac{qnR6c}{p_qnc}\right), \min\left(1.0, \frac{qpR6c}{p_qpc}\right)\right) \quad (4.35)$$

όπου **qnR6c** και **qpR6c** οι εσωτερικοί λόγοι N/C και P/C αντίστοιχα και **p_qnc**, **p_qpc** οι λόγοι N/C και P/C Redfield. Με τον τρόπο αυτό, υλικό χαμηλής ποιότητας (μικρότερη αναλογία από το Redfield) προτιμάται λιγότερο.

Η αναπνοή χωρίζεται σε βασική αναπνοή η οποία υπολογίζεται όπως για το φυτοπλαγκτόν και την αναπνοή δραστηριότητας στην οποία εισάγονται δύο επιπλέον παράμετροι ώστε να γίνεται διαφοροποίηση μεταξύ οξυγονωμένων και ανοξικών συνθηκών.

$$αναπνοή = \left(\overbrace{et * p_srs * B1c}^{ΒΑΣΙΚΗ} \right) + \left(\overbrace{(1.0 - p_pu + p_puo * (1.0 - eO_2)) * uptake}^{ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ} \right) \quad (4.36)$$

όπου **p_pu** συντελεστής προσομοίωσης των οξυγονωμένων συνθηκών και **p_puo** συντελεστής προσομοίωσης των ανοξικών συνθηκών. Η παράμετρος **eO2** υπολογίζεται από την εξίσωση Michaelis – Menten βάσει του διαθέσιμου οξυγόνου (**O2o**) και τη συγκέντρωση οξυγόνου κάτω από την οποία διακόπτονται οι μεταβολικές δραστηριότητες (**p_chdo**).

$$eO2 = \frac{O2o^3}{O2o^3 + p_chdo^3} \quad (4.37)$$

Τα αναερόβια σε σχέση με τα αερόβια βακτήρια παρουσιάζουν μειωμένη βιοαποικοδομητικότητα λόγω του ότι αναπνέουν περισσότερο άνθρακα.

Τα βακτήρια θεωρείται ότι εκκρίνουν μόνο διοξείδιο του άνθρακα λόγω αναπνοής.

Η θνησιμότητά τους, υπολογίζεται συναρτήσει ενός σταθερού ρυθμού θνησιμότητας (p_{sd}) ο οποίος εξαρτάται από το θερμοκρασιακό παράγοντα (et) ενώ, η νεκρή ύλη διοχετεύεται απευθείας ως διαλυμένη οργανική μορφή ($R1$).

$$\theta\eta\sigma\iota\mu\ \acute{o}\tau\eta\tau\alpha = p_{sd} * et * B1c \quad (4.38)$$

Για τα βακτήρια, κύριοι θρευτές είναι τα ετερότροφα μαστιγωτά ($Z6$) και σε μικρότερο βαθμό το μικροζωοπλαγκτόν ($Z5$).

Τα βακτήρια διαδραματίζουν μέσα στο οικοσύστημα δύο σημαντικούς ρόλους, προσροφούν και ανακυκλώνουν άνθρακα και θρεπτικά (ανοργανοποιητές) ενώ ταυτοχρόνως ανταγωνίζονται το φυτοπλαγκτόν στη λήψη τροφής ανάλογα των εσωτερικών λόγων θρεπτικών/άνθρακα.

Έτσι εάν ο λόγος θρεπτικά/άνθρακα στην διαθέσιμη τροφή (διαλυμένη και σωματιδιακή ύλη) υπερβαίνει το λόγο Redfield (p_{qnc} ή p_{qpc}) εκκρίνονται αμμωνιακά NH_4^+ , που συμβολίζονται με $N4n$, και φωσφορικά $PO_4^{=}$, που συμβολίζονται με $N1p$, ανάλογα με τη βιομάζα ($B1c$) και το ρυθμό πραγματικής παραγωγικότητας.

$$\epsilon\kappa\kappa\rho\iota\sigma\epsilon\iota\varsigma = \rho\upsilon\theta\mu\acute{o}\varsigma\ _ \pi\alpha\rho\alpha\gamma\omega\gamma\iota\kappa\acute{o}\tau\eta\tau\alpha\varsigma * \left(\frac{ruR6n + ruR1c}{uptake} - p_{qnc} \right) * B1c \quad (4.39)$$

Στην περίπτωση που η ποιότητα της τροφής είναι χαμηλή τότε τα βακτήρια λαμβάνουν ανόργανα θρεπτικά από τα διαθέσιμα αποθέματα στο περιβάλλον.

Η λήψη θρεπτικών (π.χ αζώτου) διαχωρίζεται στη μέγιστη δυνατή απορρόφηση νιτρικών και στη μέγιστη δυνατή απορρόφηση αμμωνίας, οι οποίες καθορίζονται από το χαρακτηριστικό, κατά περίπτωση, παράγοντα απορρόφησης (p_{qun}), τη βιομάζα και την συγκέντρωση νιτρικών και αμμωνίας στο εξωκυτταρικό περιβάλλον.

$$uptake_{max} = \left(\overbrace{p_{qun} * N3n * B1c}^{uptake_{max_N3n}} * \left(\frac{p_{IN4}}{p_{IN4} + N4n} \right) \right) + \left(\overbrace{p_{qun} * N4n * B1c}^{uptake_{max_N4n}} \right) \quad (4.40)$$

4.4.3 ΚΑΤΑΝΑΛΩΤΕΣ

Οι καταναλωτές αντιπροσωπεύονται από δύο μεγάλες ομάδες:

➤ Μικροζωοπλαγκτόν

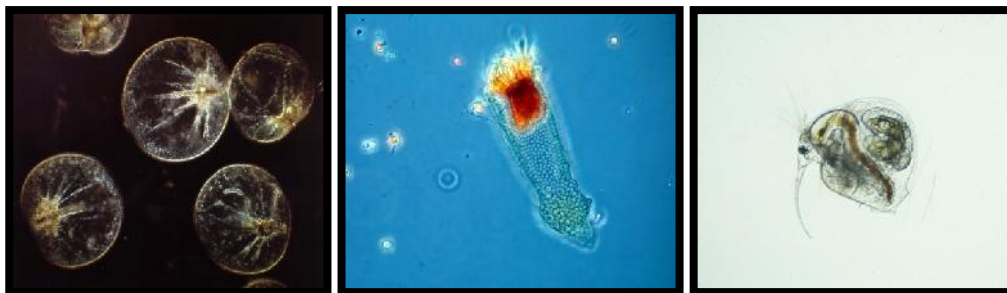
Υπάρχουν δύο διαφορετικές μικροζωοπλαγκτονικές ομάδες στο μοντέλο με διαφορετικά τροφικά επίπεδα και παραμέτρους αλλά με παρεμφερές σχήμα παραμετροποίησης.

Z5: μικροζωοπλαγκτόν (Ισοδύναμη Σφαιρική Διάμετρος, ESD: 20 – 200 μm)

Z6: ετερότροφα μαστιγωτά (Ισοδύναμη Σφαιρική Διάμετρος, ESD: 2 – 20 μm)

➤ Μεσοζωοπλαγκτόν

Για το μεσοζωοπλαγκτόν (Z4) χρησιμοποιείται μια πολύ απλή παραμετροποίηση λόγω της ποικιλομορφίας του που οφείλεται στην ιδιαιτερότητα των οργανισμών και την αδυναμία περιγραφής τους από ένα γενικότερο μοντέλο. Για τον λόγο αυτό η λειτουργική ομάδα του μεσοζωοπλαγκτού περιγράφεται κύρια ως προς την επίδρασή της στην πρωτογενή παραγωγή και το μικροβιακό βρόγχο. Το κύριο χαρακτηριστικό της ομάδας αυτής είναι ότι πρέπει να διατηρείται ένας σταθερός λόγος θρεπτικών/άνθρακα με αποτέλεσμα οι απώλειες άνθρακα να έχουν αντίστοιχες απώλειες σε θρεπτικά.



Εικόνα 4.6: Φωτογραφίες χαρακτηριστικών ζωοπλαγκτονικών οργανισμών. Ετερότροφα μαστιγωτά (αριστερά), μικροζωοπλαγκτόν (μέσο), παμφάγο μεσοζωοπλαγκτόν (δεξιά).

Ο ρυθμός μεταβολής των καταναλωτών περιγράφεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$\frac{dZ}{dt} = \text{απορρόφηση} - \text{αναπνοή} - \text{θνησιμότητα} - \text{απεκρίσεις} - \text{θήρευση} \quad (4.41)$$

Η απορρόφηση είναι συνάρτηση του μέγιστου ρυθμού παραγωγής (p_sum), του περιοριστικού παράγοντα θερμοκρασίας (et), του διαθέσιμου ποσοστού τροφής ($efood$) και της υπάρχουσας βιομάζας (ZIc).

$$uptake = p_sum * et * efood * ZIc \quad (4.42)$$

Για το μικροζωοπλαγκτόν, για τον υπολογισμό του διαθέσιμου ποσοστού τροφής χρησιμοποιείται η εξίσωση των Michaelis – Menten, που βασίζεται στις συνολικές διαθέσιμες πηγές τροφής (r_{umc}) και την παράμετρο ημικορεσμού (p_{chuc}), όπου η λήψη τροφής είναι το ήμισυ της μέγιστης.

$$efood = \frac{r_{umc}}{r_{umc} + p_{chuc}} \quad (4.43)$$

Στην περίπτωση του μεσοζωοπλαγκτού, η εξίσωση των Michaelis – Menten τροποποιείται λαμβάνοντας υπόψη την σταθερά όγκου αναζήτησης τροφής (p_{vum}), τη συνολική διαθέσιμη τροφή (Z_{Im}) και το μέγιστο ρυθμό παραγωγής (p_{sum}), ενώ δεν υπάρχει παράμετρος κατώτερης τιμής που να περιορίζει τη Z_{Im} .

$$efood = \frac{p_{vum} * Z_{Im}}{p_{vum} * Z_{Im} + p_{sum}} \quad (4.44)$$

Από την υπολογιζόμενη απορρόφηση ($uptake$) εκτιμάται η συνεισφορά κάθε πηγής τροφής βάσει του λόγου απορρόφηση/συνολική διαθέσιμη τροφή (r_{umc} ή Z_{Im}).

Και εδώ η αναπνοή έχει δύο συνιστώσες, την βασική αναπνοή εξαρτώμενη από τον περιοριστικό παράγοντα θερμοκρασίας και την αναπνοή δραστηριότητας.

$$αναπνοή = \left(\overbrace{et * p_{srs} * Z_{Ic}}^{ΒΑΣΙΚΗ} \right) + \left(\overbrace{((1.0 - p_{pu}) * (1.0 - p_{pu_ea})) * uptake}^{ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ} \right) \quad (4.45)$$

όπου p_{srs} η χαρακτηριστική αναπνοή για κάθε ομάδα σε συνθήκες ηρεμίας, p_{pu} ο συντελεστής αφομοίωσης της τροφής και p_{pu_ea} το ποσοστό της απορρόφησης της τροφής που επιστρέφει στο περιβάλλον με τη διεργασία της απέκκρισης.

Η θνησιμότητα υπολογίζεται διαφορετικά για τις δύο κατηγορίες καταναλωτών. Όσον αφορά το μικροζωοπλαγκτόν, η θνησιμότητα εξαρτάται από τη συγκέντρωση οξυγόνου. Έτσι η φυσική θνησιμότητα εμπεριέχει ένα σταθερό ημερήσιο ρυθμό (p_{sd}), καθώς και ένα ρυθμό εξαρτώμενο από τη συγκέντρωση οξυγόνου διαβαθμισμένο από το ρυθμιστικό παράγοντα οξυγόνου (eO_2) όπως περιγράφεται από την παρακάτω εξίσωση:

$$θνησιμότητα_{\text{Μικροζωοπλαγκτόν}} = ((1.0 - eO_2) * p_{sdo} + p_{sd}) * Z_{Ic} \quad (4.46)$$

Για το μεσοζωοπλαγκτόν η θνησιμότητα υπολογίζεται από τη βιομάζα του πληθυσμού, ενώ διαχωρίζεται σε φυσική (σταθερό ποσοστό) και εξαρτώμενη από την πυκνότητα (p_{sds}).

$$θνησιμότητα_{\text{Μεσοζωοπλαγκτόν}} = \left(\overbrace{p_{sd} * et * Z_{Ic}}^{ΦΥΣΙΚΗ} \right) + \left(\overbrace{p_{sdo} * Z_{Ic}^{p_{sds}}}^{ΛΟΓΩ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ} \right) \quad (4.47)$$

Οι απεκκρίσεις υπολογίζονται συναρτήσει του χαρακτηριστικού συντελεστή αφομοίωσης της τροφής (p_{pu}) κάθε λειτουργικής ομάδας και του ποσοστού απέκκρισης από την συνολική απορρόφηση (p_{pu_ea}).

$$\text{απεκκρίσεις} = \text{uptake} \cdot (1.0 - p_{pu}) \cdot p_{pu_ea} \quad (4.48)$$

Τα προϊόντα της θνησιμότητας και των απεκκρίσεων, στην περίπτωση του μικροζωοπλαγκτού καταμερίζονται κυρίως μεταξύ διαλυμένων (DOM) και δευτερευόντως σωματιδιακών οργανικών υπολειμμάτων βάσει μίας παραμέτρου (p_{pe_R1}). Για το μεσοζωοπλαγκτόν οι απεκκρίσεις είναι ένα ποσοστό της συνολικής απορρόφησης τροφής (p_{peI_R6}) λόγω ημιτελούς τροφοληψίας, ενώ όλα τα προϊόντα οδηγούνται στη σωματιδιακή οργανική ύλη (POM).

Οι ροές θρεπτικών από τις λειτουργικές ομάδες οι οποίες θηρεύονται από το μικροζωοπλαγκτόν και το μεσοζωοπλαγκτόν υπολογίζονται λαμβάνοντας υπόψη το περιεχόμενο σε θρεπτικά κάθε ομάδας. Παρόμοια προσέγγιση ακολουθείται και για τις απεκκρίσεις συσχετίζοντας τα θρεπτικά με τον άνθρακα σύμφωνα με την εσωτερική αναλογία θρεπτικών/άνθρακα. Προς αποφυγή περίσσειας θρεπτικών στον οργανισμό, η πλεονασματική ποσότητα σε σχέση με το μέγιστο επιτρεπόμενο λόγο θρεπτικών/άνθρακα (p_{qn_mz}) απομακρύνεται από το κύτταρο με τη μορφή αμμωνίας και νιτρικών βάσει της παραμέτρου p_{stemp} .

Ο μοναδικός θηρευτής για την ομάδα του μεσοζωοπλαγκτόν είναι το ίδιο το μεσοζωοπλαγκτόν λόγω κανιβαλισμού. Ο κανιβαλισμός παρέχει ισορροπία στο σύστημα αφού στην πράξη εμποδίζει τις απότομες εκρήξεις πληθυσμών.

Συνοψίζοντας τις παραπάνω διεργασίες καταλήγουμε ότι η διαλυμένη οργανική ύλη (R1) παράγεται από όλες τις λειτουργικές ομάδες εκτός του μεσοζωοπλαγκτόν και καταναλώνεται από τα βακτήρια, ενώ η σωματιδιακή οργανική ύλη (R6) παράγεται από όλες τις λειτουργικές ομάδες εκτός των βακτηρίων από τα οποία καταναλώνεται. Τέλος, όλες οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στη θαλάσσια στήλη νερού όπως νιτροποίηση, απονιτροποίηση, ανακύκλωση του διαλυμένου πυριτίου και επανοξείδωση αναγωγικών ισοδύναμων (reoxidation of reduction equivalents) προσομοιώνονται από το μοντέλο ως συνάρτηση της θερμοκρασίας και κατάλληλων παραμέτρων.

4.4.4 ΠΕΛΑΓΙΚΑ ΘΡΕΠΤΙΚΑ

Οι εξισώσεις για όλα τα διαλυμένα θρεπτικά απορρέουν από τις πελαγικές διαδικασίες παραγωγής/κατανάλωσης που παρουσιάστηκαν παραπάνω. Επίσης μοριακές ροές ανάμεσα στο νερό και το ίζημα εμπεριέχονται στις βασικές εξισώσεις. Όλες οι ροές στα όρια του μοντέλου οι οποίες περιλαμβάνουν κάθε πιθανή επιφανειακή εισροή εμπεριέχονται ως πηγές και δεν χρησιμοποιούνται ως ξεχωριστές οριακές συνθήκες. Προκειμένου να διαχωριστεί ένας όρος, ο οποίος εφαρμόζεται μόνο στην επιφάνεια ή μόνο στον πυθμένα, από άλλους που αναφέρονται σε ολόκληρο το πεδίο χρησιμοποιείται η συνάρτηση Δ ως εξής:

$$\Delta_{surf} = \begin{cases} \frac{1}{\Delta z(z=0)} & z=0 \\ 0 & \forall z \neq 0 \end{cases}$$

$$\Delta_{bot} = \begin{cases} \frac{1}{\Delta z(z=-H)} & z=-H \\ 0 & \forall z \neq -H \end{cases} \quad (4.49)$$

όπου Δz το βάθος των μοντελοποιημένων επιπέδων.

Οι θεμελιώδεις εξισώσεις για τα πελαγικά θρεπτικά συστατικά είναι:

$$\left. \frac{\partial N1_p}{\partial t} \right|_b = -\sum_{i=1}^4 \left[\frac{\partial Pi_p}{\partial t} \right]_{N1}^{pp} + f_{B1}^p \left[\frac{\partial B1_p}{\partial t} \right]_{N1}^{rm} + \sum_{i=5}^6 \left[\frac{\partial Zi_p}{\partial t} \right]_{N1}^{out} +$$

$$\sum_{i=3}^4 \left\{ \left[\frac{\partial Zi_p}{\partial t} \right]_{N1}^{rsp} + \left[\frac{\partial Zi_p}{\partial t} \right]_{N1}^{lim} \right\} + \Delta_{bot} \left[\frac{\partial K1_p}{\partial t} \right]_{N1}^{ben} \quad (4.50)$$

$$\left. \frac{\partial N3_n}{\partial t} \right|_b = -\sum_{i=1}^4 \left[\frac{\partial Pi_n}{\partial t} \right]_{N3}^{pp} + \left[\frac{\partial N4_n}{\partial t} \right]_{N3}^{nit} - \left[\frac{\partial N3_n}{\partial t} \right]_{\sin Kn}^{denit} + \Delta_{bot} \left[\frac{\partial K3n}{\partial t} \right]_{N3}^{ben}$$

$$\left. \frac{\partial N4_n}{\partial t} \right|_b = -\sum_{i=1}^4 \left[\frac{\partial Pi_n}{\partial t} \right]_{N4}^{pp} + f_{B1}^p \left[\frac{\partial B1_n}{\partial t} \right]_{N4}^{rm} + \sum_{i=5}^6 \left[\frac{\partial Zi_n}{\partial t} \right]_{N4}^{out} +$$

$$\sum_{i=3}^4 \left\{ \left[\frac{\partial Zi_n}{\partial t} \right]_{N4}^{rsp} + \left[\frac{\partial Zi_n}{\partial t} \right]_{N4}^{lim} \right\} - \left[\frac{\partial N3_n}{\partial t} \right]_{N4}^{nit} + \Delta_{bot} \left[\frac{\partial K4_n}{\partial t} \right]_{N4}^{ben} \quad (4.51)$$

$$\left. \frac{\partial N5_s}{\partial t} \right|_b = \left[\frac{\partial Pi_s}{\partial t} \right]_{N5}^{pp} + \Delta_{bot} \left[\frac{\partial K5_s}{\partial t} \right]_{N5}^{ben} \quad (4.52)$$

η ροή νιτροποίησης στις παραπάνω εξισώσεις δίνεται από:

$$\left[\frac{\partial N4_n}{\partial t} \right]_{N3}^{nit} \pm \left[\frac{\partial N3_n}{\partial t} \right]_{N4}^{nit} = \Lambda_{N4}^{nit} f_{N4}^T f_{N4}^o O_{sat} N4_n \quad (4.53)$$

όπου Λ_{N4}^{nit} ο ημερήσιος ρυθμός αζωτοποίησης, O_{sat} το κλάσμα κορεσμού και

$$f_{N4}^T = Q_{10_{N4}}^{\frac{T-T_0}{10}} \quad T_0 = 10^\circ C$$

$$f_{N4}^T = \frac{O2_o}{O2_o + h_{N4}^o} \quad (4.54)$$

Οι περιβαλλοντικοί ρυθμιστικοί παράγοντες (θερμοκρασία και οξυγόνο) για τις βιογεωχημικές διεργασίες.

Η απονιτροποίηση εκφράζεται με τον 3^ο όρο της εξίσωσης:

$$\left[\frac{\partial N3_n}{\partial t} \right]_{sink_n}^{denit} = \Lambda_{N3}^{denit} f_{N3}^T \frac{\Omega_c^o (1 - f_{B1}^o) \left[\frac{\partial B1_c}{\partial t} \right]_{O3}^{rsp}}{M_o^*} N3_n \quad (4.55)$$

όπου Λ_{N3}^{denit} ο ρυθμός απονιτροποίησης στην ανοξική πλήρη αποδόμηση αναφοράς της οργανικής ύλης M_o^* στους 10°C. Ο όρος M_o^* στον παρανομαστή είναι η πραγματική αποδόμηση (βακτηριακή απαίτηση οξυγόνου) η οποία καθορίζεται από τη βακτηριακή

αναπνοή. Αυτή η ροή κατανάλωσης νιτρικών $\left[\frac{\partial N3_n}{\partial t} \right]_{sink_n}^{denit}$ δεν ανακατευθύνεται (ως ρυθμός παραγωγής) στη ποσότητα N_2 στο νερό λόγω του ότι αυτή η μεταβλητή δεν ακολουθείται ρητά στο μοντέλο. Εναλλακτικά ορίζεται ένας άπειρος όρος εξαφάνισης ($sink_n$).

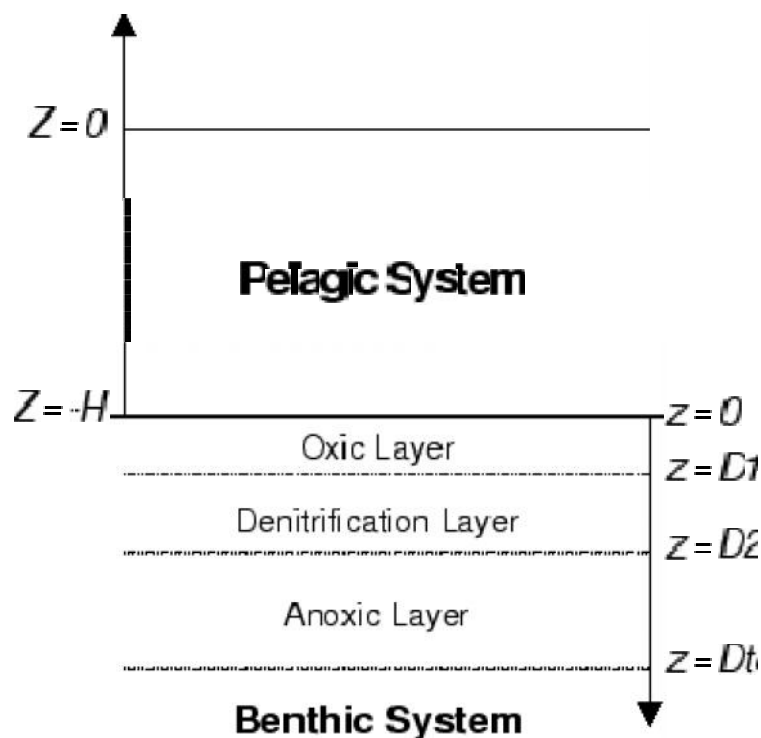
4.5 ΤΟ ΒΕΝΘΙΚΟ ΤΜΗΜΑ

Το πελαγικό και το βενθικό τμήμα του οικολογικού μοντέλου συνδέονται μεταξύ τους μέσω της διεπιφάνειας νερού- ιζήματος, η οποία ορίζεται σε βάθος $z = -H$ στο πελαγικό σύστημα συντεταγμένων. Στο βενθικό τμήμα του μοντέλου, το σύστημα συντεταγμένων είναι αντεστραμμένο ξεκινώντας από $z = 0$ στην διεπιφάνεια μέχρι το συνολικό βάθος $D_{tot} = 0.3m$.

Οι κύριες διεργασίες που περιλαμβάνονται στο βενθικό τμήμα είναι οι εξής:

- Εναπόθεση σωματιδιακής οργανικής ύλης από το πελαγικό τμήμα
- Ανακύκλωση άνθρακα και μακρο-θρεπτικών μέσω του βενθικού τροφικού πλέγματος
- Αερόβια και αναερόβια αποδόμηση της ύλης στο ίζημα και επακόλουθη ανταλλαγή με τη στήλη νερού

Λεπτομερής περιγραφή για την ανταλλαγή ύλης μεταξύ του βενθικού και πελαγικού μοντέλου δίνεται από τους Ruardij και Van Raaphorst (1995).



Εικόνα 4.7: Τα προσομοιωμένα από το μοντέλο στρώματα του βένθους.

Το ίζημα διαιρείται σε τρία δυναμικά στρώματα (Εικόνα 4.7), όπου στο καθένα λαμβάνουν χώρα διαφορετικές διεργασίες. Οι βενθικοί οργανισμοί θεωρούνται ότι δρουν μεταξύ της επιφάνειας του ιζήματος μέχρι και βάθος μερικών εκατοστών, ανάλογα τις

αερόβιες συνθήκες. Στο αερόβιο στρώμα, του οποίου το βάθος ορίζεται ως $D1$, λαμβάνουν χώρα οι διεργασίες της αερόβιας πλήρους αποδόμησης της οργανικής ύλης καθώς και τη νιτροποίηση της αμμωνίας. Στο επόμενο στρώμα, το οποίο ορίζεται ως $D2$, η αναερόβια αποδόμηση της οργανικής ύλης είναι η κύρια διεργασία μέσω της οποίας γίνεται η ανακατανομή των διαλυτών θρεπτικών και νιτρικών, του οξειδωμένου σιδήρου και θεικών, τα οποία θεωρούνται ως οι βασικοί αποδέκτες ηλεκτρονίων που χρησιμοποιούνται από τα βακτήρια για την αποδόμηση της οργανικής ύλης. Κάτω από το στρώμα απονιτροποίησης, λαμβάνουν χώρα αυστηρά αναερόβιες διεργασίες.

Στο μοντέλο περιγράφονται πέντε διαφορετικές βενθικές λειτουργικές ομάδες:

Υ1: Επιβενθικοί θηρευτές (Μεγαβένθος)

Υ2: Ιζηματοφάγοι

Υ3: Αιωρηματοφάγοι

Υ4: Μειοβένθος

Υ5: Σαρκοφάγα

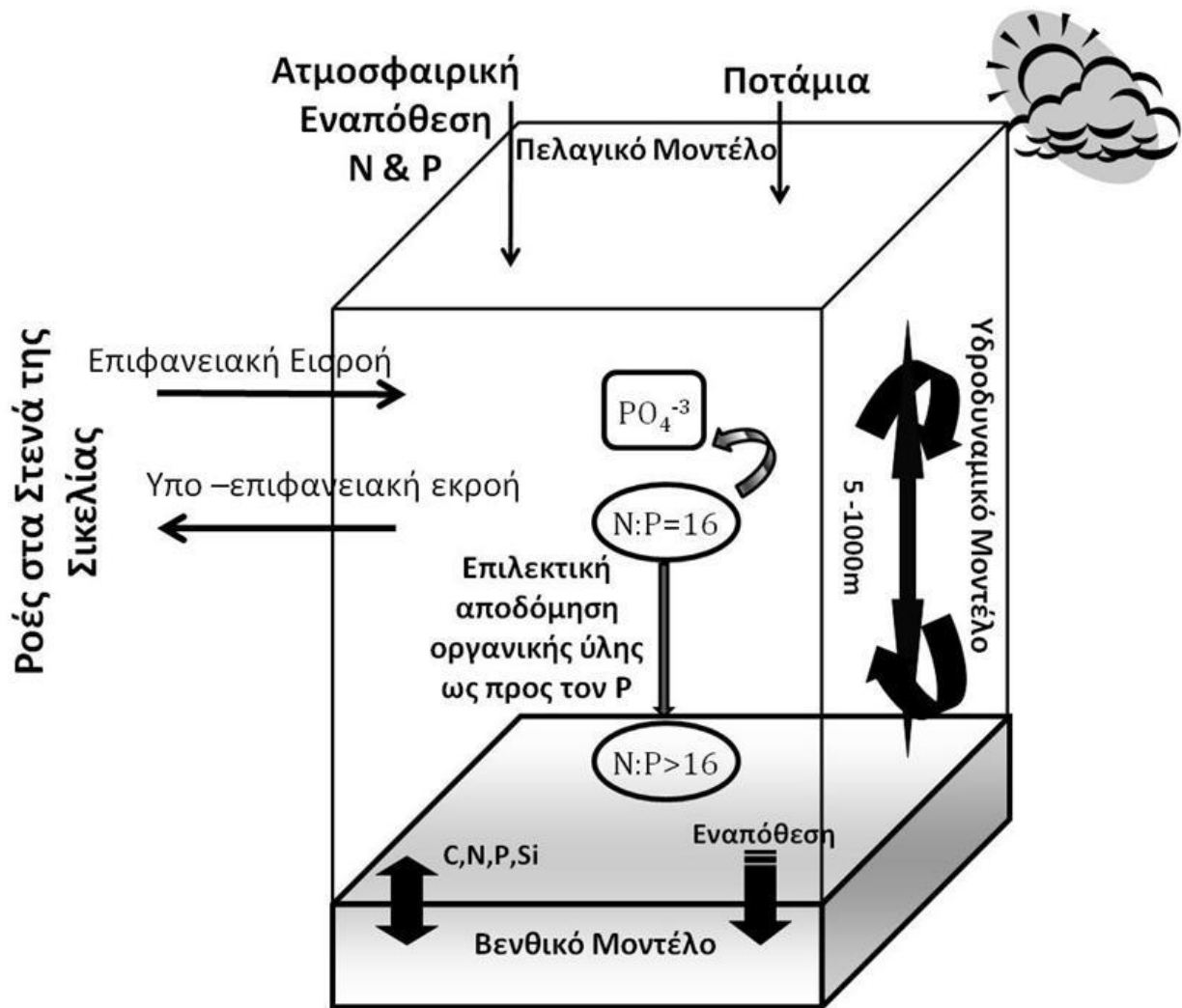
Όπως έχει αναφερθεί παραπάνω, στη συγκεκριμένη εργασία λόγω του μεγάλου βάθους της στήλης (= 1000 m) χρησιμοποιήθηκε η απλούστερη μορφή του βενθικού μοντέλου η οποία περιλαμβάνει την είσοδο μέσω της καθίζησης στη στήλη του νερού ενός ποσοστού από τα συνολικά θρεπτικά συστατικά. Πιο συγκεκριμένα, 1% του διαλυμένου οργανικού υλικού (C, N, P) και 5% του σωματιδιακού οργανικού υλικού (C, N, P και Si) που εναποτίθεται στην επιφάνεια του ιζήματος, εισέρχεται ξανά στο πελαγικό τμήμα του μοντέλου ως διαλυμένα θρεπτικά συστατικά και διοξείδιο του άνθρακα.

4.6 ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

Όπως αναφέραμε και παραπάνω, στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, όπου οι εισροές θρεπτικών από τα ποτάμια είναι μικρές, η ατμοσφαιρική εναπόθεση αζώτου (κυρίως ως νιτρικά NO_3^- , και αμμωνιακά ιόντα, NH_4^+) και φωσφόρου (ως φωσφορικά, PO_4^{3-}) έχει προταθεί ως η κύρια πηγή θρεπτικών ουσιών στο ευφωτική ζώνη της ανοιχτής θάλασσας, εκτός φυσικά από την κάθετη ανάμιξη του νερού κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Αυτό υποστηρίζεται και από ισοτοπικές αναλύσεις $\delta^{15}\text{N}$ και $\delta^{18}\text{O}$ όπως αναφέρθηκε πρόσφατα για την περιοχή (Emeis et al., 2010, Mara et al., 2009).

Επιπλέον, στην Ανατολική Μεσόγειο όλες οι εξωτερικές πηγές αζώτου και φωσφόρου εμφανίζουν υψηλότερο λόγο N/P (Krom et al., 2004, Πίνακας 4.2) σε σχέση με τον λόγο Redfield, συμβάλλοντας έτσι τον ασυνήθιστα υψηλό λόγο που μετράται στην περιοχή. Ιδιαίτερα η ατμοσφαιρική εναπόθεση, έχει λόγο αζώτου προς φώσφορο (N/P) που κυμαίνεται από 100:1 σε 300:1 (Markaki et al., 2003). Σύμφωνα με τα παραπάνω θα περίμενε κανείς σε βάθος χρόνου μία συνεχής συσσώρευση αζώτου στα επιφανειακά στρώματα της θάλασσας στήλης. Παρόλο που δεν μπορούμε να αποκλείσουμε αλλαγές σε πολύ μεγάλες χρονικές κλίμακες, μία τέτοια αύξηση δεν έχει παρατηρηθεί τα τελευταία 25 χρόνια (Siokou-Frangou et al., 2010). Κατά συνέπεια λοιπόν, η περίσσεια ατμοσφαιρικού αζώτου που εναποτίθεται στην επιφάνεια της θάλασσας θα πρέπει να απομακρύνεται με έναν ρυθμό παρόμοιο με τον ρυθμό εναπόθεσης του.

Γνωρίζοντας ότι τόσο φυσικοί όσο και βιολογικοί μηχανισμοί είναι το κλειδί για την μεταφορά της περίσσειας ατμοσφαιρικού αζώτου από τα επιφανειακά ύδατα στα βαθύτερα, στην παρούσα εργασία, ενσωματώνονται στο 1-d φυσικό-βιογεωχημικό θαλάσσιο μοντέλο και διερευνώνται, οι πιο πιθανοί μηχανισμοί απομάκρυνσής του (Εικόνα 4.8). Πιο συγκεκριμένα, στο αριθμητικό μοντέλο ενσωματώθηκαν 1) η διεργασία της οριζόντιας μεταφοράς και 2) η διεργασία της επιλεκτικής αποικοδόμησης οργανικού φωσφόρου από την σωματιδιακή οργανική ύλη σε σχέση με το άζωτο.



Εικόνα 4.8: Μηχανισμοί απομάκρυνσης περίσσειας ατμοσφαιρικού αζώτου.

4.6.1 ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΚΙΝΗΣΗ ΥΔΑΤΙΝΗΣ ΜΑΖΑΣ

Εάν θεωρηθεί ότι όλες οι βιολογικές διεργασίες στο θαλάσσιο οικοσύστημα διατηρούν τον λόγο αζώτου προς φώσφορο (N/P) ίσο με 16/1 (λόγος Redfield), η ποσότητα ατμοσφαιρικού αζώτου που εναποτίθεται, παραμένει στα επιφανειακά στρώματα έως ότου μεταφερθεί στα βαθύτερα στρώματα της θαλάσσιας κολώνας μέσω των φυσικών μηχανισμών μεταφοράς, όπως η καταβύθιση, ή να μεταφερθεί εκτός της θαλάσσιας κολώνας μέσω της οριζόντιας μεταφοράς. Λόγω της μονοδιάστατης φύσης του αριθμητικού μοντέλου που χρησιμοποιείται στην παρούσα μελέτη και ενώ η κατακόρυφη μεταφορά ύλης και θρεπτικών προσομοιώνεται ορθά, τα οριζόντια ρεύματα στην υδάτινη μάζα θα πρέπει να ενσωματωθούν για να αποκτήσουμε μια σαφή εικόνα της πορείας της πλεονάζουσας ποσότητας αζώτου στο θαλάσσιο οικοσύστημα.

Τα θαλάσσια ρεύματα οφείλονται σε τρεις κύριες αιτίες. Η πρώτη αιτία είναι οι επιφανειακοί άνεμοι οι οποίοι είναι υπεύθυνοι της κυκλοφορίας του μεγαλύτερου μέρους των επιφανειακών υδάτων μέχρι το βάθος των 200-300 m. Οι άνεμοι που οφείλονται σε προσωρινές μετεωρολογικές διαταραχές προκαλούν ρεύματα μικρής έντασης και διάρκειας. Η δεύτερη είναι η διαφορά πυκνότητας που παρατηρείται στις θαλάσσιες μάζες λόγω διαφοράς αλατότητας και θερμοκρασίας (θερμόαλη κυκλοφορία): όταν μεγάλες μάζες νερού διαφορετικής πυκνότητας συναντώνται, δεν μπορούν να αναμειχθούν, με αποτέλεσμα η πυκνότερη να περνάει κάτω από τη λιγότερο πυκνή δημιουργώντας ένα ρεύμα. Η τρίτη αιτία είναι η διαφορά επιπέδου που υπάρχει ανάμεσα σε διάφορα σημεία του ωκεανού η οποία αντισταθμίζεται με τη δημιουργία ρευμάτων. Αναβλύζοντα νερά προκαλούνται και από επιφανειακούς ανέμους που σαρώνουν το νερό από την ακτή προς τη θάλασσα ή που αποκλίνουν μεταξύ τους.

Οι μετακινήσεις θαλάσσιων μαζών που προκύπτουν για τους λόγους που αναφέρθηκαν παραπάνω επηρεάζονται από το φαινόμενο Coriolis³.

Στην περίπτωση της Μεσογείου θάλασσας, τα λεγόμενα αντισταθμιστικά ρεύματα που προκύπτουν από τη διαφορά επιπέδου είναι ιδιαίτερα σημαντικά στην κυκλοφορία των υδάτων. Πιο συγκεκριμένα, η Μεσόγειος υφίσταται μια σημαντική εξάτμιση που δεν μπορεί να

³ Η επίδραση του φαινομένου Coriolis είναι κυρίως αισθητή πάνω στα ρεύματα που προκύπτουν από τους ανέμους τα οποία υφίστανται μια εκτροπή της πορείας τους προς τα δεξιά στο Βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Νότιο. Η εκτροπή αυτή είναι της τάξεως των 45° στα μέσα γεωγραφικά πλάτη για τα επιφανειακά ύδατα. Επειδή το επιφανειακό ρεύμα μεταδίδεται με την τριβή σε μεγαλύτερα βάθη με βαθμιαία μείωση της ταχύτητάς του, το φαινόμενο Coriolis εκτρέπει το ρεύμα όλο και περισσότερο στα βαθύτερα στρώματα κατά τρόπο ώστε σε ένα ορισμένο βάθος το ρεύμα που επικρατεί να έχει αντίθετη κατεύθυνση από το επιφανειακό ρεύμα από το οποίο προέκυψε (Ekman Spiral)

εξισορροπηθεί από τις εκβολές των λίγων ποταμών που χύνονται σε αυτήν. Το σημαντικό έλλειμμα νερού της Μεσογείου αντισταθμίζεται με εισροή νερού μικρότερης αλατότητας από τον Ατλαντικό ωκεανό μέσω των στενών του Γιβραλτάρ (Δυτική Μεσόγειος) και της Σικελίας (Ανατολική Μεσόγειος). Στα στενά αυτά δημιουργείται ένα επιφανειακό ρεύμα που μεταφέρει στη Μεσόγειο ύδατα που προέρχονται από τον Ατλαντικό Ωκεανό αλατότητας 36.6% και ένα υπο-επιφανειακό ρεύμα που μεταφέρει στον Ατλαντικό ενδιάμεσα μεσογειακά ύδατα αλατότητας 38,6%. Τελείως αντίθετη είναι η περίπτωση της Μαύρης θάλασσας η οποία παρουσιάζει ένα πλεόνασμα νερού λόγω των υψηλών βροχοπτώσεων και των σημαντικών ποσοτήτων γλυκού νερού επειδή εκβάλλουν σ' αυτήν οι ποταμοί που την περιβάλλουν. Το πλεόνασμα του γλυκού νερού της μαύρης θάλασσας δημιουργεί προς το Αιγαίο πέλαγος ένα εξερχόμενο επιφανειακό ρεύμα χαμηλής αλατότητας (18.2%) που περνάει από τον Βόσπορο, τη θάλασσα του Μαρμαρά και τα Δαρδανέλια. Αντίθετα, ένα ρεύμα βάρους υψηλότερης αλατότητας (38.5%) κατευθύνεται από το Αιγαίο προς τη μαύρη θάλασσα ακολουθώντας αντίθετη πορεία. Από την ανάμειξη των δύο τύπων υδάτων που λαμβάνει χώρα στο επίπεδο των στενών, προκύπτει νερό ενδιάμεσης αλατότητας (22.3%) που απλώνεται στο βυθό της Μαύρης θάλασσας κάτω από τα 150 – 200 m.

Τα αποτελέσματα των θαλάσσιων ρευμάτων είναι ευεργετικά καθώς οδηγούν στη διασπορά των πλαγκτονικών οργανισμών και φυσικά στη μεταφορά θρεπτικών συστατικών και αερίων από μία περιοχή σε μια άλλη. Λόγω λοιπόν της κυκλοφορίας αυτής, υδάτινες μάζες προερχόμενες από τον Ατλαντικό Ωκεανό, με χαμηλό λόγο N/P (Πίνακας 4.2) εισρέουν στην Ανατολική Μεσόγειο μέσω των Στενών της Σικελίας, ενώ υδάτινες μάζες με υψηλό λόγο N/P εκρέουν από την ανατολική λεκάνη προς την δυτική λεκάνη της Μεσογείου κι από εκεί στον Ατλαντικό ωκεανό.

Όπως ήδη έχει αναφερθεί, για τους σκοπούς της παρούσας εργασίας, η μονοδιάστατη προσομοίωση θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει ολόκληρη τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου. Η οριζόντια λοιπόν μεταφορά θρεπτικών, λόγω της θερμόαλης κυκλοφορίας, παραμετροποιείται με βάση τις υπάρχουσες εκτιμήσεις για την ανταλλαγή υδάτινων μαζών και διαλυτών ανόργανων θρεπτικών (Astraldi et al., 1999, Krom et al., 2004) στα Στενά της Σικελίας. Θεωρώντας μία υπο-επιφανειακή εκροή υδάτων η οποία μεγιστοποιείται στα 300 m ίση με 1,09 Sv (Q_{out}) και μία επιφανειακή εισροή υδάτων ίση 1,13 Sv (Q_{in}), τότε η ορίζονται μεταφορά συναρτήσει του βάρους (z), δίνεται από την σχέση:

$$Q(z) = Q_{in} * [1 - (z^2 / (z^2 + 5000))] , z < 100m$$

$$Q(z) = Q_{out} * [1 - ((z-300)^2 / ((z-300)^2 + 7000))] , z > 100m \quad (4.56)$$

όπου 5000 και 7000 είναι ρυθμιστικοί παράμετροι που προκύπτουν από το τελικό ισοζύγιο μάζας. Έτσι, ο ρυθμός μεταβολής της βιογεωχημικής μεταβλητής λόγω της οριζόντιας μεταφοράς υδάτινης μάζας δίνεται:

$$\begin{aligned} dB(z)/dt &= f_{\text{vol}} * Q(z) * Bin(z)/dz, Q(z) > 0 \\ dB(z)/dt &= f_{\text{vol}} * Q(z) * B(z)/dz, Q(z) < 0 \end{aligned} \quad (4.57)$$

όπου f_{vol} είναι ο όγκος θαλάσσιας στήλης (1000 m^3) προς τον όγκο της λεκάνης της Ανατολικής Μεσογείου ($1,42 \times 10^{12} \text{ m}^3$). Ο λόγος αυτός είναι ο συντελεστής μετατροπής των ροών από την λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου στην θαλάσσια στήλη νερού επιφάνειας 1 m^2 . Η μεταβλητή $Bin(z)$ είναι η συγκέντρωση της βιογεωχημικής μεταβλητής των εισρεόντων υδάτων. Οι συγκεντρώσεις των εισρεόντων υδάτων σε άζωτο και φώσφορο βασίστηκαν σε δεδομένα πεδίου από τα στενά της Σικελίας (Astraldi et al., 1999, Denis-Karafistan et al., 1998, Karafistan et al., 2002, Krom et al., 2004). Για τις υπόλοιπες βιογεωχημικές μεταβλητές, όπου δεν υπάρχουν μετρήσεις πεδίου, οι συγκεντρώσεις τους υπολογίζονται από το αριθμητικό μοντέλο όπως άλλωστε γίνεται και για τις συγκεντρώσεις των εκρεόντων υδάτων ($B(z)$).

Για την σωστή και ολοκληρωμένη προσομοίωση του υπο μελέτη θαλάσσιου οικοσυστήματος, εκτός από την οριζόντια μεταφορά θρεπτικών και φυσικά την ατμοσφαιρική εναπόθεση, στην νέα διαμόρφωση του αριθμητικού μοντέλου λαμβάνονται επιπλέον υπόψη κι όλες οι σημαντικές ροές που επηρεάζουν τις συγκεντρώσεις αζώτου και φωσφόρου στην θαλάσσια περιοχή (Εικόνα 4.9, Πίνακας 4.2).



Εικόνα 4.9: Εισροές/εκροές αζώτου και φωσφόρου στην/από την Ανατολική Μεσόγειο.

Ως εκ τούτου, οι ποτάμιες εισροές, αν και περιορίζονται στα παράκτια ύδατα, λαμβάνονται υπόψη στο ισοζύγιο αζώτου και φωσφόρου της ευρύτερης θαλάσσιας περιοχής. Επιπλέον, λαμβάνεται υπόψη η ανταλλαγή υδάτινων μαζών διαφορετικών συγκεντρώσεων θρεπτικών με τη Μαύρη θάλασσα, μέσω του Βοσπόρου, της θάλασσας του Μαρμαρά και του στενού των Δαρδανελίων. Η ποσότητα του νερού της Μαύρης θάλασσας που εισρέει στο Αιγαίο είναι της τάξης των $1.257 \text{ km}^3/\text{έτος}$ ενώ το νερό του Αιγαίου που εκρέει είναι της τάξης $957 \text{ km}^3/\text{έτος}$. Τόσο οι ποτάμιες εισροές όσο και οι εισροές από την Μαύρη Θάλασσα αζώτου και φωσφόρου, βασίζονται στους υπολογισμούς των Krom et al. (2004) και εισάγονται ως επιφανειακές ροές στο αριθμητικό μοντέλο.

Στο αριθμητικό μοντέλο, λαμβάνονται επίσης υπόψη οι απώλειες αζώτου και φωσφόρου, λόγω απόθεσης τους στον πυθμένα αλλά και λόγω απονιτροποίησης που λαμβάνει κυρίως χώρα στις ποτάμιες παράκτιες περιοχές.

Πίνακας 4.2: Ισοζύγιο αζώτου και φωσφόρου στην Ανατολική Μεσόγειο. Οι συνολικές ροές χρησιμοποιήθηκαν ως εισροές και εκροές στην παρούσα μελέτη.

Εισροή θρεπτικών στην Ανατολική Μεσόγειο			
	N (10⁹ mol/yr)	P (10⁹ mol/yr)	N/P
Ατμοσφαιρική Εναπόθεση	85 ⁽¹⁾	0.6 ⁽²⁾	141
Ποτάμιες απορροές	48 ⁽³⁾	2.15 ⁽³⁾	22
Νείλος	15 ⁽³⁾	0.25 ⁽³⁾	60
Μαύρη Θάλασσα	8 ⁽³⁾	0 ⁽³⁾	-
Στενά της Σικελίας	16 ⁽³⁾	2.2 ⁽³⁾	7
ΣΥΝΟΛΙΚΗ ΕΙΣΡΟΗ	172	5.25	33
Εκροή θρεπτικών από την Ανατολική Μεσόγειο			
Στενά της Σικελίας	158 ⁽³⁾	6.6 ⁽³⁾	32
Ιζηματοπόθεση	27 ⁽³⁾	1.0 ⁽³⁾	27
Απονιτροποίηση	10 ⁽³⁾	-	?
ΣΥΝΟΛΙΚΗ ΕΚΡΟΗ	195	7.6	26

(1)Kouvarakis et al., 2001; (2) Markaki et al., 2003; (3) Krom et al., 2004.

4.6.2 ΕΠΙΛΕΚΤΙΚΗ ΑΠΟΔΟΜΗΣΗ ΟΡΓΑΝΙΚΗΣ ΎΛΗΣ ΩΣ ΠΡΟΣ ΤΟΝ ΦΩΣΦΟΡΟ

Η σωματιδιακή οργανική ύλη αποτελείται από ένα μίγμα ζωντανού και νεκρού φυτοπλαγκτού και ζωοπλαγκτού, από βακτήρια και προϊόντα αποικοδόμησης από απεκκρίσεις και από τα μικροσκοπικά συσσωρεύματα που ονομάζεται «θαλασσινό χιόνι». Η κατανομή και η φύση της οργανικής σωματιδιακής ύλης έχει βρεθεί να είναι αρκετά μεταβλητή στα γεωγραφικά πλάτη, ημερήσια και εποχιακά, ενώ επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό και από τη συμπλοκοποίηση. Παρόλα αυτά, πολύ λίγα είναι γνωστά για το χημικό περιεχόμενο και την βιοχημεία της σε σχέση με την διαλυτή οργανική ύλη.

Τα τελευταία χρόνια πολλές έρευνες έχουν γίνει για την κατακόρυφη ροή της σωματιδιακής ύλης από τα επιφανειακά θαλάσσια στρώματα προς τον πυθμένα. Οι αναλύσεις δείχνουν ότι στην ευφωτική ζώνη το 90% της σωματιδιακής ύλης οφείλεται στην ζώσα ύλη, ενώ σε μεγάλα βάθη μόνο το 1% της σωματιδιακής ύλης οφείλεται στους ζώντες οργανισμούς. Οι χημικές και βιοχημικές αλλαγές που γίνονται καθώς τα μόρια βυθίζονται μέσα στην υδάτινη στήλη επηρεάζουν σημαντικά την σύσταση των ιζημάτων και το πάνω από τα ιζήματα νερό αλλά και την συγκέντρωση των θρεπτικών στα επιφανειακά ύδατα. Έτσι οι φυσικές και βιογεωχημικές πορείες επηρεάζουν τη βιολογική παραγωγικότητα στην υδάτινη στήλη καθώς αυτή μεταβάλλεται μέχρι να φθάσει στον πυθμένα της θάλασσας.

Στο θαλάσσιο οικοσύστημα η ροή θρεπτικών είναι απολύτως συνδεδεμένη με την ροή άνθρακα εκτός από δύο διεργασίες, την απευθείας λήψη θρεπτικών από τους οργανισμούς και τη διεργασία της αποικοδόμησης της οργανικής ύλης. Στο θαλάσσιο περιβάλλον οι διάφορες μορφές οργανικού και ανόργανου φωσφόρου βρίσκονται σε συνεχή μετατροπή. Ο διαφορετικός ρυθμός αποδόμησης των θρεπτικών συστατικών της οργανικής ύλης προτείνεται σε πολλά ολιγοτροφικά θαλάσσια οικοσυστήματα και επιβεβαιώνεται μέσω της κατακόρυφης κατανομής στην θαλάσσια κολώνα του διαλυμένου οργανικού αζώτου (DON) ως προς τον διαλυμένο οργανικό φώσφορο (DOP). Η σύνθεση και η αφθονία του οργανικού φωσφόρου στην διαλυμένη οργανική ύλη (DOM) διαφέρει σημαντικά από τις τιμές στην σωματιδιακή οργανική ύλη (POM), γεγονός που αποδεικνύει ότι ο DOP αποσπάται επιλεκτικά από την DOM (Clark et al., 2001, Clark et al., 1998). Επιπλέον, σε ολιγοτροφικά επιφανειακά ύδατα όπου ο DOP αποτελεί ένα σημαντικό μέρος του συνολικού φωσφόρου, η αναγέννηση του DOP αποτελεί δυνητικά σημαντική πηγή βιοδιαθέσιμου P για το οικοσύστημα (Paytan et al., 2007).

Σύμφωνα λοιπόν με τα παραπάνω, ο δεύτερος μηχανισμός μεταφοράς της περίσσειας ατμοσφαιρικού αζώτου από τα επιφανειακά στα βαθύτερα στρώματα της θαλάσσιας κολώνας

είναι η επιλεκτική αποδόμηση οργανικού φωσφόρου από την σωματιδιακή οργανική ύλη σε σχέση με το άζωτο. Το ποσοστό μετατροπής της POM σε DOM αποδίδεται ως μία πρώτου βαθμού εξίσωση που εξαρτάται από το περιεχόμενο της POM σε θρεπτικά ($R_{N/C}$):

$$d(\text{DOM}_{\text{nutrient}})/dt = f_{\text{nutrient}} * (\text{POM}_{C,N,P}) * \text{Remin}_{\text{nutrient}} \quad (4.58)$$

όπου f_{nutrient} είναι η περιεκτικότητα σε άζωτο της σωματιδιακής οργανικής ύλης και $\text{Remin}_{\text{nutrient}}$ ο ρυθμός αποδόμησης του θρεπτικού από την οργανική ύλη.

Αντίστοιχα, το ποσοστό αποδόμησης του με παραγωγή θρεπτικών συστατικών, δίνεται:

$$d(\text{NH}_4)/dt = (\text{DOM}_{N,}) * \text{Remin}_N \quad (4.59)$$

$$d(\text{PO}_4)/dt = (\text{DOM}_{P,}) * \text{Remin}_P \quad (4.60)$$

όπου Remin_N και Remin_P είναι τα ποσοστά αποδόμησης για το άζωτο και το φώσφορο (0.45 και 1.0 αντίστοιχα).

Εάν ο P είναι πιο γρήγορα αποικοδομήσιμος από την καθιζάνουσα POM σε σχέση με το N, ένα σωματίδιο που είχε αρχικά Redfield αναλογία N/P όσο απομακρύνεται από τα επιφανειακά στρώματα θα παρουσιάζει μεγαλύτερο λόγο N/P. Με τον τρόπο αυτό, η ανακύκλωση του φωσφόρου γίνεται πιο αποτελεσματική επιτρέποντας τη συνεχή απελευθέρωση φωσφόρου στα επιφανειακά ύδατα και μεταφοράς της περίσσειας αζώτου στα βαθύτερα.

5 ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΟΥ ΘΑΛΑΣΣΙΟΥ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ

Το αριθμητικό μοντέλο που χρησιμοποιείται στην παρούσα μελέτη, λόγω του γενικού του χαρακτήρα, έχει εφαρμοσθεί σε πληθώρα συστημάτων. Τα συστήματα αυτά, ποικίλουν από ανοιχτές θάλασσες (Petihakis et al., 2009; Triantafyllou et al., 2003; Petihakis et al., 2002; Allen et al., 2001; Zavatarelli et al., 2000; Baretta et al., 1995), ημίκλειστες περιοχές (Petihakis et al., 2002; Triantafyllou et al., 2001; Petihakis et al., 2001; Triantafyllou et al., 2000; Allen et al., 1997) και λιμνοθάλασσες (Triantafyllou et al., 2000; Petihakis et al., 1999).

Στην παρούσα εργασία για πρώτη φορά, προσδιορίζεται η επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης αζώτου και φωσφόρου στην θαλάσσια παραγωγικότητα και γενικότερα στα χαρακτηριστικά (φυσικά και βιολογικά) του οικοσυστήματος. Παρά το γεγονός λοιπόν, ότι το θαλάσσιο φυσικο-βιογεωχημικό μοντέλο προσομοίωσης (ERSEM 2004) έχει εκτενώς και με επιτυχία χρησιμοποιηθεί για την διερεύνηση του θαλάσσιου οικοσυστήματος τόσο του Κρητικού Πελάγους όσο και της ευρύτερης περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου στο παρελθόν, η για πρώτη φορά ενσωμάτωση του μηχανισμού της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης (ERSEM 2004-AD), απαιτεί μία εκ νέου επικύρωσή του. Η επικύρωσή του θα πρέπει να αφορά τόσο τα ποιοτικά όσο και τα ποσοτικά χαρακτηριστικά του. Για τον λόγο αυτό έγινε μία 50ετής προσομοίωση του θαλάσσιου οικοσυστήματος.

Στις επόμενες παραγράφους γίνεται μία λεπτομερής σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με μετρήσεις πεδίου ως προς τις φυσικές και χημικές μεταβλητές του (θερμοκρασία, αλατότητα, θρεπτικά, οργανική ύλη και χλωροφύλλη), αλλά και ως προς τις βιολογικές (βιομάζες, ρυθμοί παραγωγικότητας κλπ). Επιλέχθηκε το 6^ο από τα 50 χρόνια προσομοίωσης, διότι το αριθμητικό μοντέλο χρειάζεται 5 έτη για να φθάσει σε μία κατάσταση ισορροπίας.

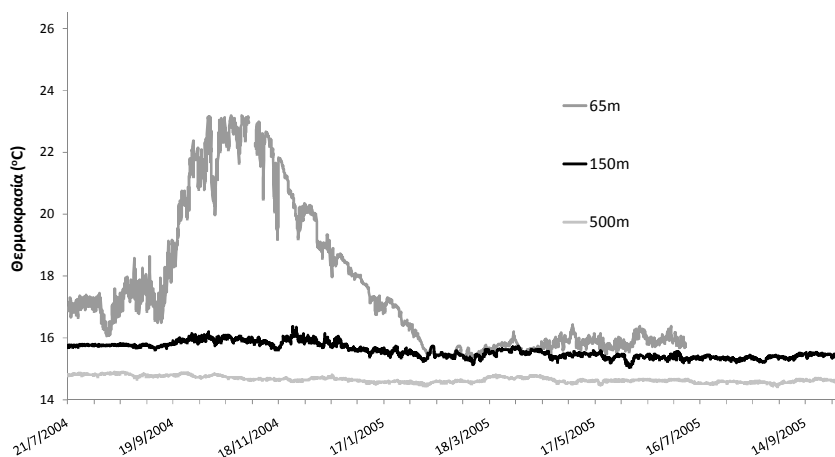
5.1 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΟ - ΧΗΜΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ

5.1.1 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ - ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ

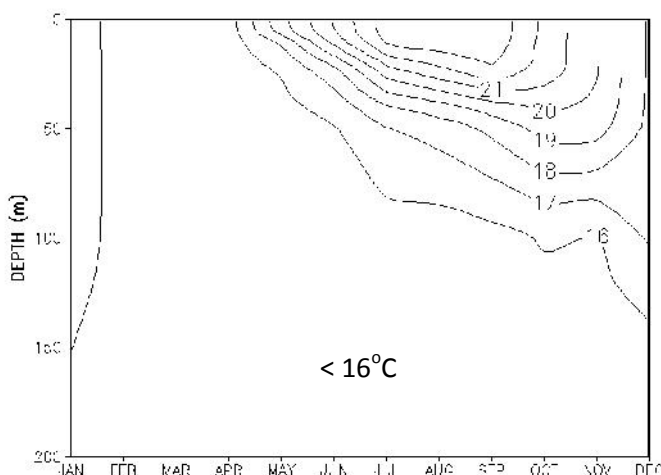
Για την προσομοίωση του θαλάσσιου οικοσυστήματος το οικολογικό μοντέλο υποκινείται από το υδροδυναμικό μοντέλο. Ως εκ τούτου, για μία ορθή προσομοίωση του οικοσυστήματος, οι κυκλοφοριακές δομές καθώς και η χωροχρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και της αλατότητας θα πρέπει να βρίσκονται κοντά στις πραγματικές τιμές. Κρίνεται λοιπόν απαραίτητη η αντιπαραβολή των αποτελεσμάτων προσομοίωσης της θερμοκρασίας και της αλατότητας με μετρήσεις πεδίου για ένα ημερολογιακό έτος (ένα πλήρες ημερολογιακό έτος κρίνεται αρκετό καθόσον η διεγερση του αριθμητικού μοντέλου είναι κλιματολογική και κατά συνέπεια το ένα έτος παρουσιάζει τα ίδια χαρακτηριστικά με το επόμενο).

Η θερμοκρασία είναι η μεταβλητή του θαλάσσιου νερού που μελετάται με τη μεγαλύτερη συχνότητα από όλες τις υπόλοιπες μεταβλητές, κι αυτό λόγω της μέγιστης σημασίας της στη σύνθεση και διατήρηση της πρωτογενούς παραγωγής. Συγκρίνοντας την Εικόνα 5.1 με τις Εικόνες 5.2 α και β, το αριθμητικό μοντέλο προσομοιώνει με τον καλύτερο τρόπο την διακύμανση της θερμοκρασίας τόσο στο χώρο (βάθος) όσο και στον χρόνο. Το μοντέλο προσομοίωσης αποδίδει με πολύ ικανοποιητικό τρόπο την θερμοκρασιακή στρωματοποίηση της θαλάσσιας κολώνας κατά τους θερμούς μήνες τους έτους και την ομογενοποίηση της θερμοκρασίας κατά τους χειμερινούς μήνες με την κατακόρυφη ανάμειξη των υδάτινων μαζών. Αποδίδονται επίσης καλά οι διαφορετικές θερμοκρασιακές ζώνες που δημιουργούνται κατά την διάρκεια του έτους στο βάθος της κολώνας (Εικόνα 5.2β).

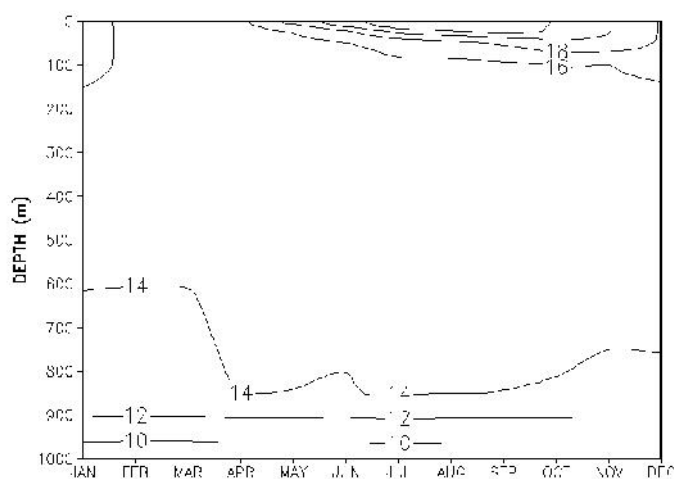
Το Φεβρουάριο τα αποτελέσματα της θερμοκρασίας του μοντέλου είναι κοντά στις μετρήσεις πεδίου αναπαράγοντας την ανάμειξη της υδάτινης στήλης. Το Μάιο το μοντέλο προσομοιώνει ικανοποιητικά τη θερμοκρασία όπως φαίνεται στις δύο εικόνες, αναπαράγοντας τη χαρακτηριστική θερμοκρασιακή δομή με έντονη διαβάθμιση στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας. Τέλος τον Νοέμβριο όταν η στήλη ψύχεται σημαντικά το μοντέλο παραμένει πολύ κοντά στις μετρήσεις πεδίου προσομοιώνοντας τόσο τη θερμοκρασιακή κατανομή όσο και την ζώνη υψηλής σχετικά διαβάθμισης στο στρώμα των 50 – 100m.



Εικόνα 5.1: Μετρήσεις θερμοκρασίας (°C) στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας (65 150 και 500m) από τον σταθμό Μ3Α.



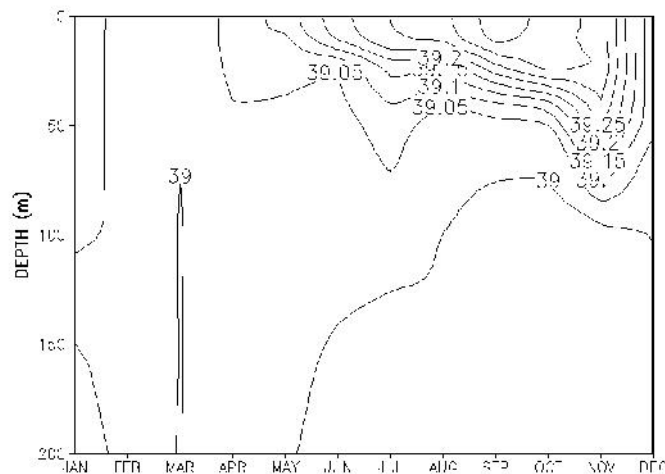
(α)



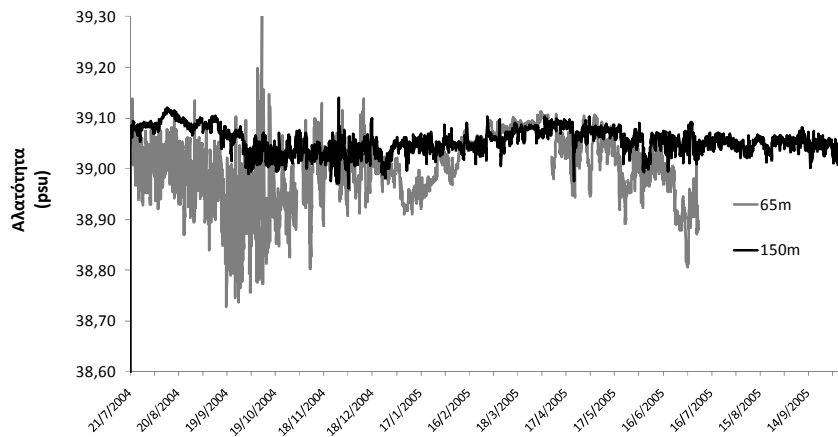
(β)

Εικόνα 5.2: Κατανομή της θερμοκρασίας (°C) α) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) και β) στην θαλάσσια κολώνα (0-1000m)

Η αλατότητα είναι επίσης ένας καθοριστικός παράγοντας μαζί με την θερμοκρασία για την πρωτογενή παραγωγή. Η κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας σχετίζεται με την κατανομή της θερμοκρασίας και για τον λόγο αυτό η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για τον καθορισμό της προέλευσης των διαφορετικών υδάτινων μαζών στην θαλάσσια κολώνα. Η τιμή της επιφανειακής αλατότητας επηρεάζεται άμεσα από την εξάτμιση, την βροχόπτωση και την ανάμειξη των επιφανειακών στρωμάτων θαλάσσιου νερού με τα υποκείμενα θαλάσσια στρώματα. Όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 5.3 και συγκρίνοντας με την Εικόνα 5.4, η κατανομή της αλατότητας στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας καθώς και η διακύμανση των τιμών της κατά την διάρκεια του έτους αναπαράγεται ικανοποιητικά από το αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσης. Στην ανοικτή θάλασσα, όπως είναι η περιοχή μελέτης, η αλατότητα δεν εμφανίζει σημαντικές διακυμάνσεις στην τιμή της. Η προσομοιωμένη αλατότητα στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας (0-200m) έχει τιμές που κυμαίνονται από 39 έως 39.4 psu, με τις μεγαλύτερες να παρατηρούνται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες όπου έχουμε την μέγιστη εξάτμιση και την ελάχιστη βροχόπτωση και τις μικρότερες κατά την διάρκεια του χειμώνα όπου έχουμε την ανάμειξη των υδάτινων μαζών και τις έντονες βροχοπτώσεις. Κάτω από τα 200m έως τον πυθμένα, η αλατότητα παρουσιάζει ακόμη πιο μικρή μεταβλητότητα η οποία συνδέεται αποκλειστικά με την προέλευση των υδάτινων μαζών και με τις κινήσεις των υδάτων στην κολώνα.



Εικόνα 5.3: Ετήσια κατανομή της αλατότητας (psu) στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας(0-200m)



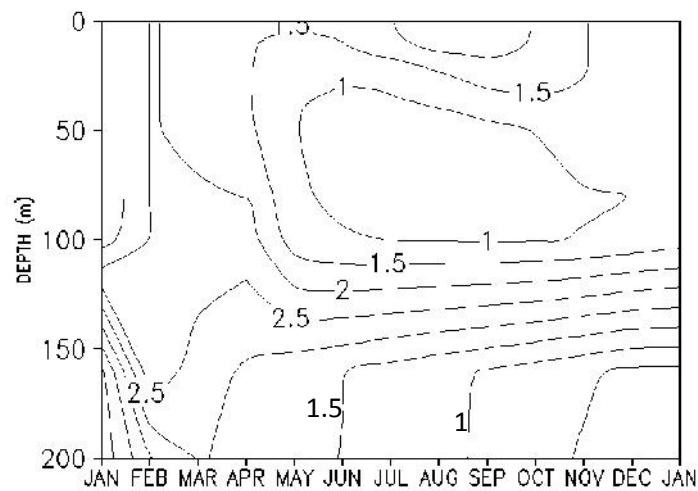
Εικόνα 5.4: Μετρήσεις αλατότητας (psu) στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας(65 και 150m) από τον σταθμό Μ3Α.

5.1.2 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΘΡΕΠΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ

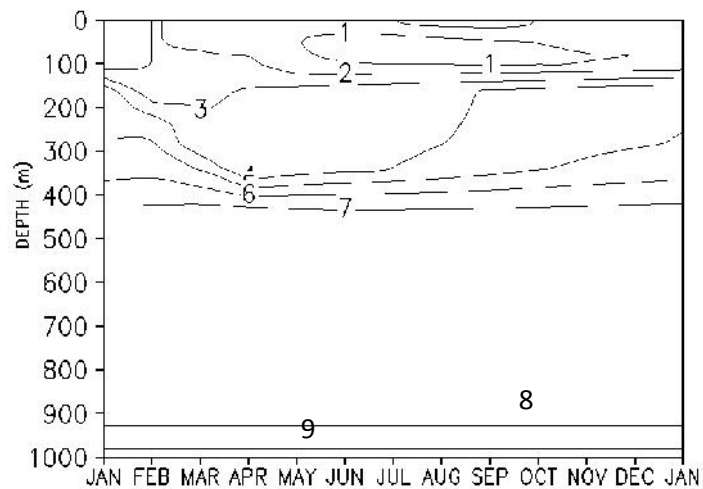
Τα θρεπτικά συστατικά είναι η τροφή που χρειάζονται οι θαλάσσιοι οργανισμοί για την διατήρηση τους και την ανάπτυξη τους. Η απουσία αυτών έχει ως αποτέλεσμα να θεωρείται απαγορευτική η ανάπτυξη των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών με αποτέλεσμα την μείωση της συγκέντρωσης της χλωροφύλλης στο υδάτινο σύστημα. Τα σημαντικότερα θρεπτικά συστατικά είναι το άζωτο και ο φώσφορος και η συγκέντρωσή τους μελετάται προκειμένου να καθοριστεί η πρωτογενής παραγωγή του θαλάσσιου οικοσυστήματος. Για τον λόγο αυτό η σύγκριση των αποτελεσμάτων του αριθμητικού μοντέλου με τις διαθέσιμες θαλάσσιες μετρήσεις συγκέντρωσης θρεπτικών (αζώτου και φωσφόρου) και χλωροφύλλης είναι απαραίτητη για τον έλεγχο της ορθότητας του μοντέλου.

Όπως παρατηρούμε στις Εικόνες 5.5 α και β η χωροχρονική κατανομή της συγκέντρωσης των νιτρικών στην θαλάσσια κολώνα αναπαράγεται με τον βέλτιστο τρόπο από το αριθμητικό μοντέλο. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα η έντονη κατακόρυφη ανάμειξη της υδάτινης στήλης εμπλουτίζει τα επιφανειακά στρώματα με υδάτινες μάζες από βαθύτερα στρώματα που είναι πλούσιες σε νιτρικά, προκαλώντας την λεγόμενη φυτοπλαγκτονική άνθηση. Η άνθηση αυτή προκαλεί την γρήγορη κατανάλωση των θρεπτικών στα επιφανειακά στρώματα και άρα την μείωση των νιτρικών κατά τους εαρινούς μήνες. Μικρότερη διακύμανση παρουσιάζεται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες όπου η συγκέντρωση των νιτρικών διατηρείται στα επιφανειακά στρώματα λόγω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης.

Στην Εικόνα 5.6, δίνεται η μέση ετήσια κατανομή της συγκέντρωσης των νιτρικών ιόντων στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας (0- 200m) σε σχέση με τις διαθέσιμες μετρήσεις πεδίου. Το μοντέλο προσομοιώνει ικανοποιητικά τα νιτρικά μολονότι παρατηρείται μια ελαφριά υπερεκτίμηση στα βάθη 0 έως 50m χωρίς όμως να είναι σημαντική ή να αποκλίνει από το εύρος τιμών των μετρήσεων πεδίου. Στο βάθος των 50m και μέχρι τα 200m τα αποτελέσματα του μοντέλου βελτιώνονται τόσο ως προς τις τιμές όσο και ως προς την τάση ακολουθώντας τις μετρήσεις πεδίου.

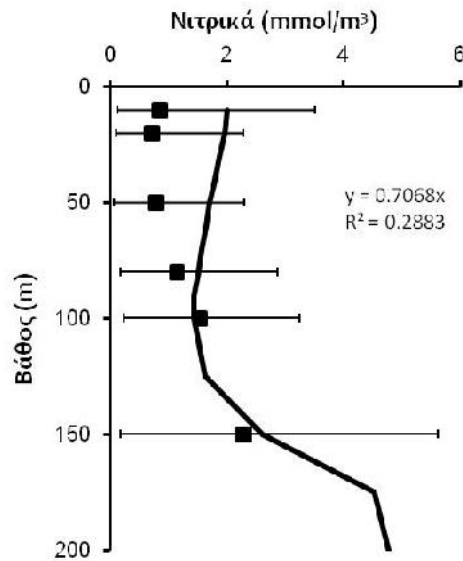


(α)



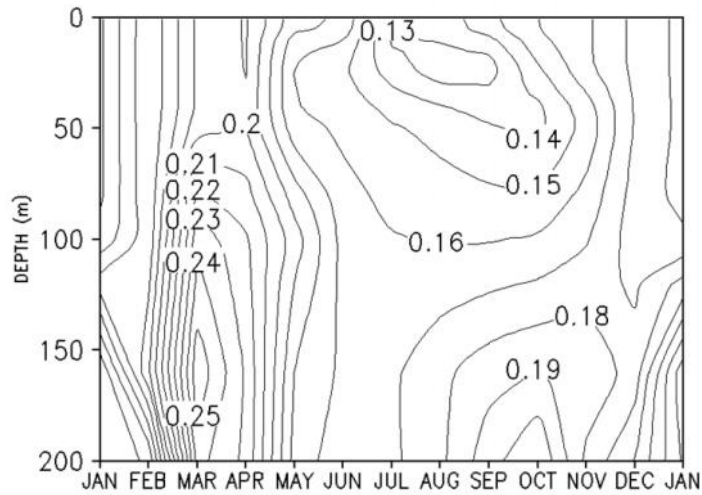
(β)

Εικόνα 5.5: Κατανομή νιτρικών (mmol/m^3) α) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) και β) στην θαλάσσια κολώνα (0-1000m)

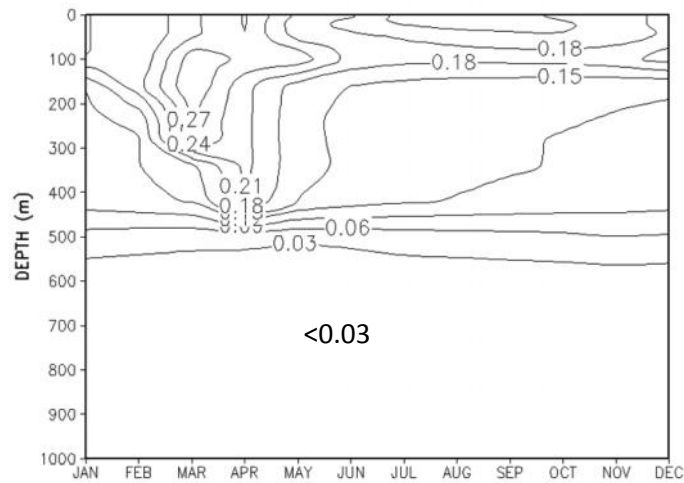


Εικόνα 5.6: Μέση ετήσια υπολογισμένη κατανομή των νιτρικών ιόντων (mmol/m^3) (συνεχής γραμμή) για τα βάθη 0-200m και σύγκρισή της με τα δεδομένα πεδίου (τετράγωνα, μέση τιμή και τυπική απόκλιση). Τα R^2 και y , προκύπτουν από την σύγκριση των προσομοιωμένων τιμών με τις μέσες τιμές των μετρήσεων πεδίου.

Αντίστοιχα παρατηρούμε στις Εικόνες 5.7 α και β ότι η χωροχρονική κατανομή της συγκέντρωσης των αμμωνιακών ιόντων στην θαλάσσια κολώνα αναπαράγεται με τον βέλτιστο τρόπο από το αριθμητικό μοντέλο. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα η έντονη κάθετη ανάμειξη της υδάτινης στήλης εμπλουτίζει τα επιφανειακά στρώματα με υδάτινες μάζες από βαθύτερα στρώματα που είναι πλούσιες σε αμμωνιακά. Η αυξημένη συγκέντρωση αμμωνιακών διατηρείται και κατά τους εαρινούς μήνες, κατά την διάρκεια δηλαδή της φυτοπλαγκτονικής άνθησης ως αποτέλεσμα της έντονης βιολογικής δράσης. Η μικρότερη διακύμανση παρουσιάζεται κατά τους καλοκαιρινούς και φθινοπωρινούς μήνες. Η συγκέντρωση αμμωνιακών την περίοδο αυτή ρυθμίζεται από την ατμοσφαιρική εναπόθεση και από δευτερεύουσες διεργασίες, όπως για παράδειγμα ζωοπλαγκτονικές εκκρίσεις και αποσύνθεση της οργανικής ύλης. Η μείωση της συγκέντρωσης των αμμωνιακών ιόντων με την αύξηση του βάθους, οφείλεται στην μειωμένη δευτερογενή παραγωγικότητα στα βάθη αυτά.



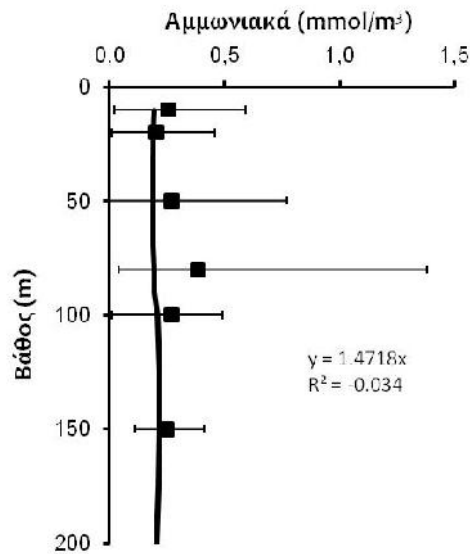
(α)



(β)

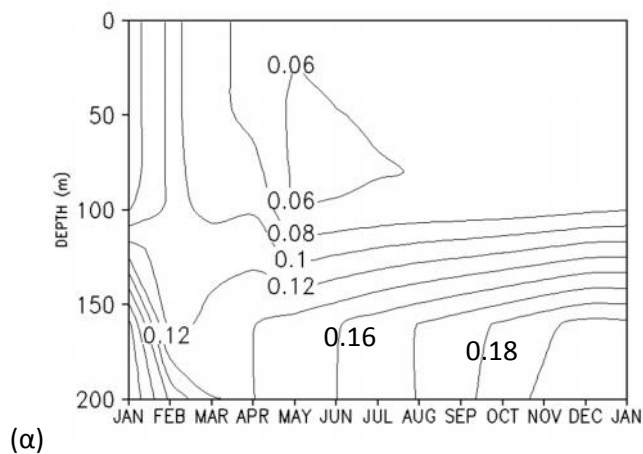
Εικόνα 5.7: Κατανομή αμμωνιακών (mmol/m^3) α) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) και β) στην θαλάσσια κολώνα (0-1000m)

Η προσομοίωση των συγκεντρώσεων της αμμωνίας (Εικόνα 5.8) στο επιφανειακό στρώμα είναι ικανοποιητική αναπαράγοντας τις τιμές πεδίου. Παρόλο που τα αποτελέσματα του μοντέλου είναι κατά ένα μικρό ποσοστό υποεκτιμημένα σε σχέση με τις τιμές πεδίου, δεν θεωρείται σημαντικό διότι βρίσκονται μέσα στο σωστό εύρος τιμών.

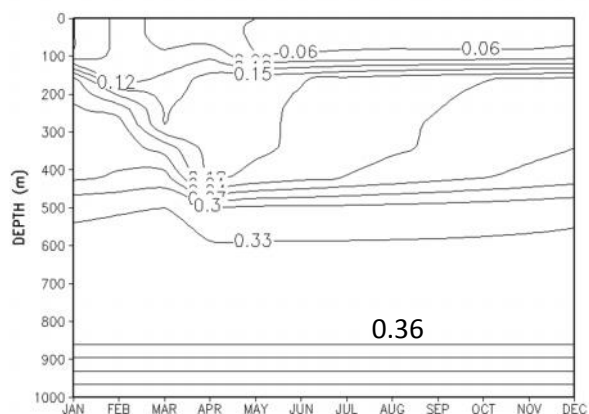


Εικόνα 5.8: Μέση ετήσια κατανομή των αμμωνιακών ιόντων (mmol/m^3) (συνεχής γραμμή) για τα βάθη 0-200m και σύγκρισή της με τα δεδομένα πεδίου (τετράγωνα, μέση τιμή και τυπική απόκλιση). Τα R^2 και y , προκύπτουν από την σύγκριση των προσομοιωμένων τιμών με τις μέσες τιμές των μετρήσεων πεδίου.

Τα φωσφορικά ιόντα είναι μία ακόμη σημαντική μεταβλητή του υπο μελέτη θαλάσσιου οικοσυστήματος η οποία στην θαλάσσια κολώνα αναπαράγεται πολύ ικανοποιητικά από το αριθμητικό μοντέλο (Εικόνα 5.9 α και β). Κατά τη διάρκεια του χειμώνα η έντονη κάθετη ανάμειξη της υδάτινης στήλης εμπλουτίζει τα επιφανειακά στρώματα με υδάτινες μάζες από βαθύτερα στρώματα που είναι πλούσιες σε φωσφορικά συστατικά. Η αυξημένη συγκέντρωση προκαλεί την λεγόμενη φυτοπλαγκτονική άνθηση την αρχή της άνοιξης. Η άνθηση αυτή διατηρείται έως ότου τα ανόργανα φωσφορικά ιόντα καταναλωθούν. Και για τα φωσφορικά ιόντα μικρότερη διακύμανση παρουσιάζεται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες και φθινοπωρινούς μήνες. Η συγκέντρωση φωσφορικών την περίοδο αυτή ελέγχεται από την ατμοσφαιρική εναπόθεση και από δευτερεύουσες διεργασίες, όπως για παράδειγμα ζωοπλαγκτονικές εκκρίσεις και αποσύνθεση της οργανικής ύλης. Η προσομοίωση των χαμηλών συγκεντρώσεων των φωσφορικών ιόντων, καθόλη τη διάρκεια του έτους, χαρακτηριστικό της περιοχής, δίνεται πολύ ικανοποιητικά από το αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσης (Εικόνα 5.10). Το μοντέλο αναπαράγει τις τιμές μετρήσεων πεδίου σε όλο το βάθος της ευφωτικής ζώνης.

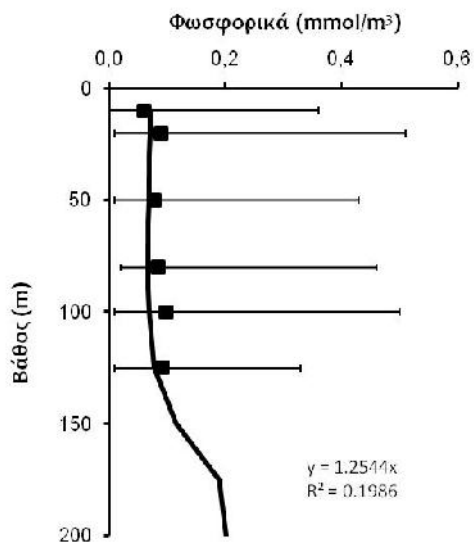


(α)



(β)

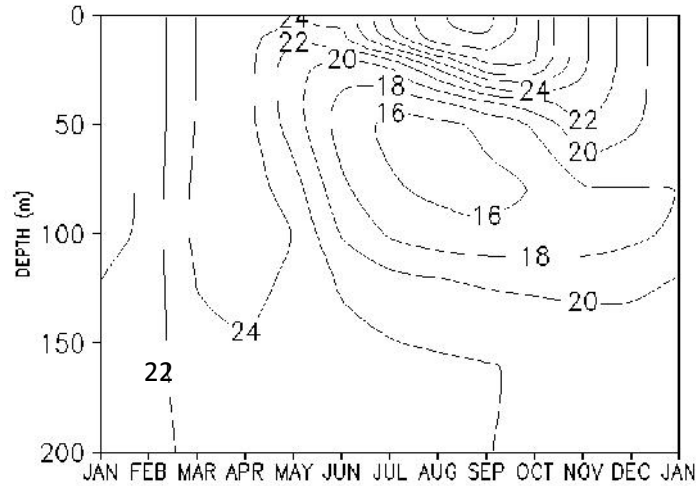
Εικόνα 5.9: Κατανομή φωσφορικών (mmol/m^3) α) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) και β) στην θαλάσσια κολώνα (0-1000m)



Εικόνα 5.10: Μέση ετήσια κατανομή των φωσφορικών ιόντων (mmol/m^3) (συνεχής γραμμή) για τα βάθη 0-200m και σύγκρισή της με τα δεδομένα πεδίου (τετράγωνα, μέση τιμή και τυπική απόκλιση). Τα R^2 και y , προκύπτουν από την σύγκριση των προσομοιωμένων τιμών με τις μέσες τιμές των μετρήσεων πεδίου.

Ενδεικτικό στοιχείο για την κατάσταση της υδάτινης μάζας, όσον αφορά στα θρεπτικά συστατικά της, είναι και ο λόγος N/P. Ο προσδιορισμός αυτής της αναλογίας χρήζει ιδιαίτερης σημασίας, όταν μελετάται μία θαλάσσια περιοχή, ιδιαίτερα όταν πρόκειται για την Ανατολική Μεσόγειο, για την οποία είναι ήδη γνωστό ότι έχει έλλειψη θρεπτικών και κυρίως φωσφόρου.

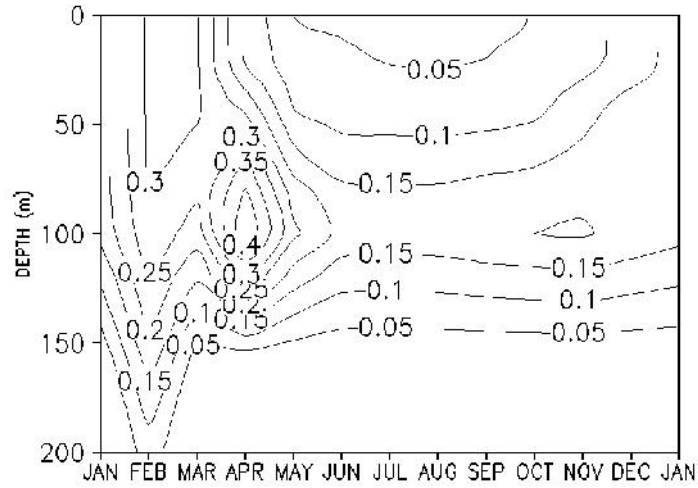
Από τα αποτελέσματα του μοντέλου (Εικόνα 5.11) παρατηρούμε ότι κατά τη διάρκεια του χειμώνα και κατά την κατακόρυφη ανάμειξη των υδάτων, η ευφωτική ζώνη εμπλουτίζεται με θρεπτικά συστατικά με αποτέλεσμα την αύξηση του λόγου N/P σε 24/1. Την άνοιξη η στήλη λόγω της αύξησης της θερμοκρασίας και της ηλιακής ακτινοβολίας αρχίζει να θερμαίνεται και να διαστρωματώνεται θερμοκρασιακά με αποτέλεσμα η βιολογική δραστηριότητα να λαμβάνει χώρα πάνω από το πυκνοκλινές (pycnocline) που στην περιοχή αυτή βρίσκεται περίπου στα 100m. Εκεί, μέσω ενός μηχανισμού αναγέννησης, τα θρεπτικά συστατικά ανακυκλώνονται γρήγορα μέσω του μικροβιακού βρόγχου και το σύστημα διατηρεί μια σημαντική βιολογική παραγωγή. Κατά την διάρκεια του καλοκαιριού ο λόγος N/P κυμαίνεται στα 16/1 κι αυτό λόγω του ότι τα θρεπτικά συστατικά σε αυτό το βαθύτερο τμήμα της ευφωτικής ζώνης προέρχονται από τη βιοδιάσπαση της οργανικής ύλης με λόγο Redfield 16/1. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και του φθινοπώρου, ο υψηλός λόγος N/P στα επιφανειακά νερά σχετίζεται με την αυξημένη ατμοσφαιρική εναπόθεση ανόργανου αζώτου (DIN). Αντίθετα η αυξημένη ατμοσφαιρική εναπόθεση ανόργανου φωσφόρου (DIP) την άνοιξη συμπίπτει με την κατακόρυφη ανάμειξη των υδάτων κατά τους χειμερινούς μήνες και την αύξηση της πρωτογενούς παραγωγής. Ο λόγος N/P μειώνεται στην ευφωτική ζώνη μόνο κατά τη διάρκεια του χειμώνα και για ένα μικρό σχετικά χρονικό διάστημα, όταν η ανάμειξη με τα βαθιά νερά είναι σημαντική και η παραγωγικότητα του συστήματος παύει να περιορίζεται από την έλλειψη φωσφόρου. Η περίοδος αυτή συμπίπτει με την φυτοπλαγκτονική άνθηση. Με το τέλος της φυτοπλαγκτονικής άνθησης και μέχρι τα τέλη του φθινοπώρου το σύστημα γίνεται φτωχό σε φώσφορο και η πρωτογενής παραγωγικότητα συντηρείται από την ατμοσφαιρική εναπόθεση αζώτου και φωσφόρου και την ανακύκλωση των θρεπτικών αυτών στην θαλάσσια κολώνα.



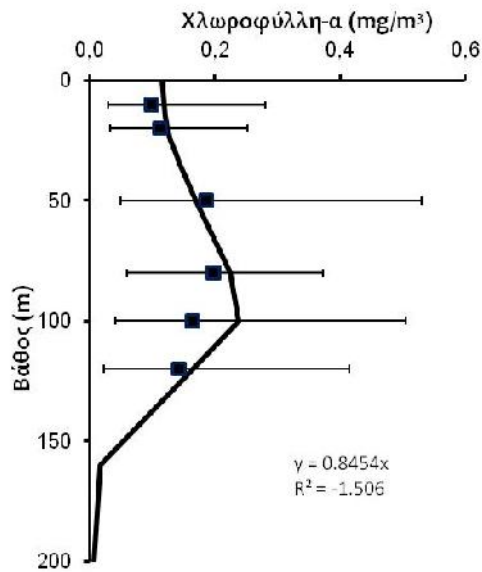
Εικόνα 5.11: Λόγος διαλυτού ανόργανου αζώτου προς διαλυτό ανόργανο φώσφορο (DIN/DIP) στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας (200m).

Η κατανομή της συγκέντρωσης της χλωροφύλλης-α στην κολώνα κατά τη διάρκεια του έτους αποδίδεται ικανοποιητικά από το αριθμητικό μοντέλο (Εικόνα 5.12). Κατά τη διάρκεια του χειμώνα η έντονη κάθετη ανάμειξη της υδάτινης στήλης φέρνει πλούσια σε θρεπτικά νερά στην επιφάνεια οδηγώντας σε αύξηση της φυτοπλαγκτονικής δραστηριότητας στην ευφωτική ζώνη άρα και αύξηση της συγκέντρωσης της χλωροφύλλης-α. Η αύξηση αυτή διατηρείται έως ότου τα ανόργανα θρεπτικά και συγκεκριμένα τα φωσφορικά ιόντα καταναλωθούν. Κατά τους καλοκαιρινούς μήνες και φθινοπωρινούς μήνες η συγκέντρωση της χλωροφύλλης παρουσιάζει την ίδια μικρή διακύμανση που παρουσιάζουν και τα θρεπτικά συστατικά την περίοδο αυτή.

Η προσομοίωση των χαμηλών συγκεντρώσεων της χλωροφύλλης, χαρακτηριστικό της περιοχής, δίνεται πολύ ικανοποιητικά από το αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσης. Το μοντέλο αναπαράγει τις μετρήσεις πεδίου σε όλο το βάθος της ευφωτικής ζώνης. Τόσο οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης (Εικόνα 5.13) όσο και οι μέγιστες τιμές χλωροφύλλης στα 100m (Deep Chlorophyll Maximum, DCM, Psarra et al., 2000) αποδίδονται πολύ καλά από το μοντέλο. Στα 40 με 80m υπάρχει μία μικρή υποεκτίμηση, ενώ λίγο βαθύτερα (100-120m) μία μικρή υπερεκτίμηση. Η μικρή υποτίμηση/υπερεκτίμηση της συγκέντρωσης χλωροφύλλης στο άνω μέρος της στήλης του νερού οφείλεται κατά κύριο λόγο στον μονοδιάστατο χαρακτήρα του μοντέλου.



Εικόνα 5.12: Κατανομή χλωροφύλλης-α (mg/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m)



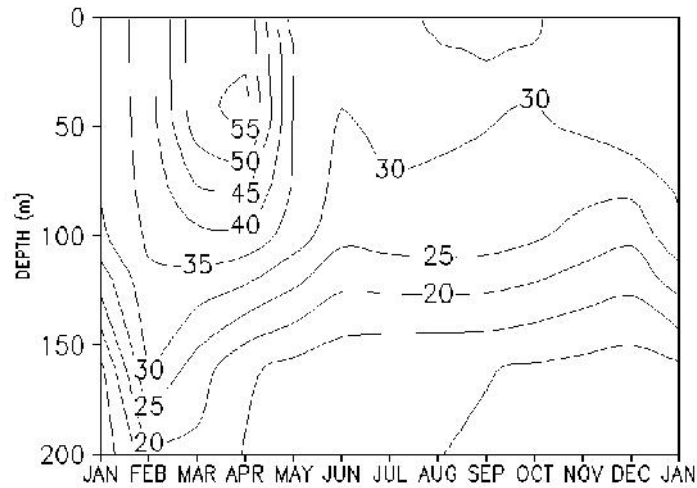
Εικόνα 5.13: Μέση ετήσια κατανομή της χλωροφύλλης (mg/m^3) (συνεχής γραμμή) για τα βάθη 0-200m και σύγκρισή της με τα δεδομένα πεδίου (τετράγωνα, μέση τιμή και τυπική απόκλιση). Τα R^2 και y , προκύπτουν από την σύγκριση των προσομοιωμένων τιμών με τις μέσες τιμές των μετρήσεων πεδίου.

5.1.3 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΟΡΓΑΝΙΚΟΥ ΑΝΘΡΑΚΑ

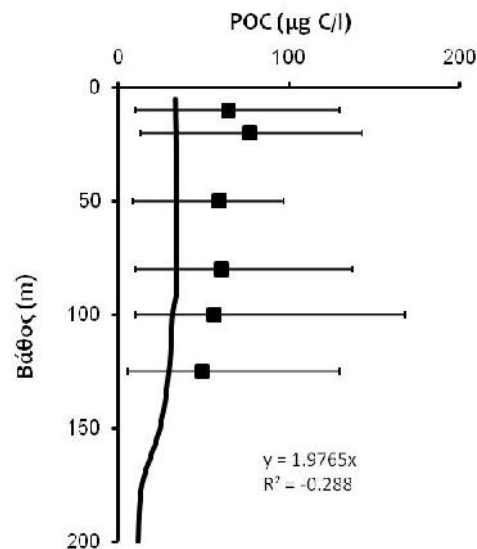
Μεγάλο μέρος του οργανικού άνθρακα, που παράγεται στους ωκεανούς από τους πρωτογενείς παραγωγούς, χρησιμοποιείται άμεσα στα επιφανειακά στρώματα της θάλασσας. Όπως ήδη έχει αναφερθεί, τα βακτήρια αποτελούν τους σημαντικότερους καταναλωτές στην αποικοδόμηση της οργανικής ύλης και στην τελική ανακύκλωση των ανόργανων θρεπτικών αλάτων. Το ποσοστό του σωματιδιακού υλικού που διαφεύγει από τα βακτήρια συμμετέχει σε φυσικοχημικές αντιδράσεις όπως η προσρόφησή του σε ανόργανα σωματίδια ή ο σχηματισμός οργανικών συσσωματωμάτων. Το ωκεάνιο σωματιδιακό υλικό αποτελείται από μια ποικιλία συστατικών. Κάποια από αυτά προέρχονται από εξωγενείς πηγές (ατμόσφαιρα, χερσαίες απορροές κλπ) και άλλα από ενδογενείς πηγές (ιστοί, απεκκρίσεις, κελύφη κλπ). Σε μία κάθετη κατανομή της ολικής σωματιδιακής ύλης στην υδάτινη μάζα, διακρίνονται τρία στρώματα, το επιφανειακό στρώμα νερού, το ενδιάμεσο και το βαθύ στρώμα νερού. Λόγω του χαρακτήρα της ανοικτής θάλασσας, που έχει η περιοχή μελέτης, το μεγαλύτερο ποσοστό αιωρούμενης ύλης στο επιφανειακό στρώμα νερού αποτελείται από σωματιδιακό οργανικό υλικό, είτε ως ζώντες οργανισμοί είτε ως θραύσματα και υπολείμματα νεκρών οργανισμών.

Όπως φαίνεται στην Εικόνα 5.14, οι συγκεντρώσεις του σωματιδιακού οργανικού άνθρακα (Particulate Organic Carbon, POC) στο επιφανειακό στρώμα παρουσιάζουν τόσο χωρικές όσο και χρονικές διακυμάνσεις. Κάτω από το επιφανειακό στρώμα νερού, στο ενδιάμεσο και σε βάθη μεταξύ των 100 και 200m, οι συγκεντρώσεις του σωματιδιακού οργανικού άνθρακα είναι εκτός από σημαντικά μικρότερες και σχετικά σταθερές στη διάρκεια του έτους. Η μείωση οφείλεται στους μηχανισμούς αποικοδόμησης στην καθοδική πορεία της σωματιδιακής ύλης από τις ανώτερες μάζες προς τον πυθμένα ή στους μηχανισμούς επαναδιάλυσής του από τις αποθέσεις του πυθμένα. Στα επιφανειακά ύδατα, μέγιστες συγκεντρώσεις POC, παρατηρούνται κατά την εαρινή περίοδο και συγκεκριμένα κατά την φυτοπλαγκτονική άνθηση και την έντονη βιολογική δραστηριότητα. Από το καλοκαίρι μέχρι το χειμώνα οι συγκεντρώσεις του POC είναι μικρότερες σε σχέση με την εαρινή περίοδο, με τις μεγαλύτερες τιμές να υπολογίζονται στο βάθος όπου η βιολογική δραστηριότητα είναι πιο έντονη, δηλαδή στο πυκνοκλινές (pycnocline >100m).

Οι συγκεντρώσεις του σωματιδιακού οργανικού άνθρακα (Εικόνα 5.15) είναι ελαφρώς υποτιμημένες από το μοντέλο αν και εντός του μετρούμενου εύρους. Ένας πιθανός λόγος είναι ότι οι προσομοιωμένες συγκεντρώσεις POC αντιπροσωπεύουν την νεκρή οργανική ύλη, ενώ στις μετρήσεις πεδίου ενδέχεται να περιλαμβάνονται και ζώντες οργανισμοί.



Εικόνα 5.14: Κατανομή σωματιδιακής οργανικής ύλης ($\mu\text{g C/l}$) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m)

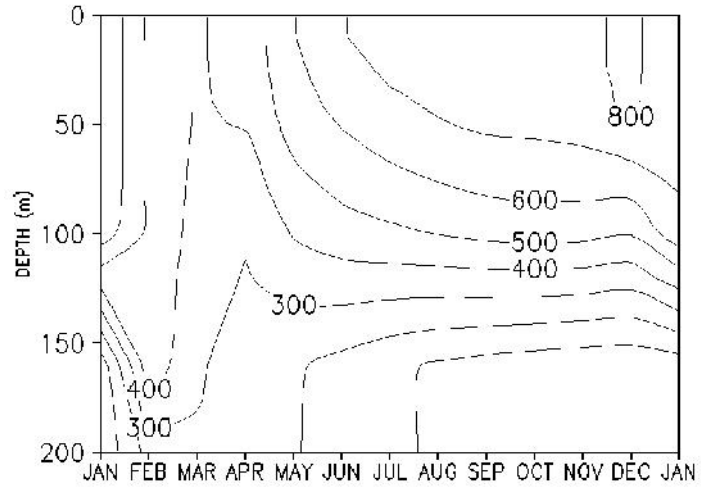


Εικόνα 5.15: Μέση ετήσια κατανομή του σωματιδιακού οργανικού άνθρακα ($\mu\text{g C/l}$) (συνεχής γραμμή) για τα βάθη 0-200m και σύγκρισή της με τα δεδομένα πεδίου (τετράγωνα, μέση τιμή και τυπική απόκλιση). Τα R^2 και y , προκύπτουν από την σύγκριση των προσομοιωμένων τιμών με τις μέσες τιμές των μετρήσεων πεδίου.

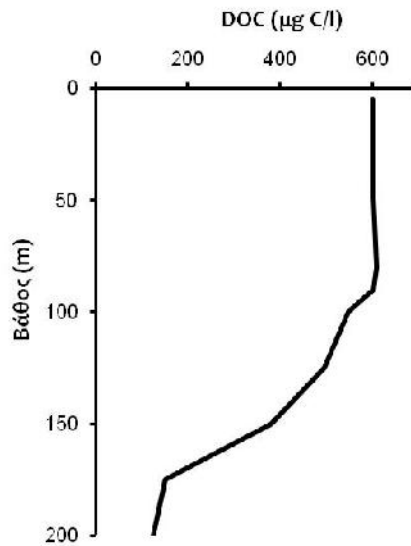
Στο θαλάσσιο νερό η οργανική διαλυτή ύλη προέρχεται από εκκρίματα ζώντων οργανισμών και υπολείμματα νεκρών. Η διαλυτή οργανική ύλη περιλαμβάνει οργανικές ενώσεις του αζώτου, του φωσφόρου, οργανικό άνθρακα, χημικές ενώσεις όπως οι υδρογονάνθρακες, τα αμινοξέα, οι πρωτεΐνες, τα οργανικά οξέα κλπ. Η μεγαλύτερη αποθήκη άνθρακα στον ωκεανό, απαραίτητη για την βακτηριακή παραγωγή είναι ο διαλυμένος οργανικός άνθρακας (Dissolved Organic Carbon, DOC, Kirchman et al., 1991). Ο διαλυτός οργανικός άνθρακας χωρίζεται σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με τον χρόνο διάσπασης και

ανακύκλωσής του (turnover time) σε «παλιό» διαλυτό οργανικό άνθρακα με χρόνο χλιετίες (refractory), σε «ημι- διαλυτό» (semi-labile) με χρόνο διάσπασης και ανακύκλωσής του, μήνες ή και χρόνια και σε «φρέσκο» (labile) με χρόνο διάσπασης και ανακύκλωσής του, ώρες ή ημέρες (Sempere et al., 2002). Στα επιφανειακά στρώματα ο «φρέσκος» διαλυτός οργανικός άνθρακας είναι το κομμάτι εκείνο που παράγεται και καταναλώνεται πιο γρήγορα από τα βακτήρια, και είναι είτε ενσωματωμένο στο μικροβιακό βρόγχο μέσω της θήρευσης, ή καταναλώνεται κατά την αναπνοή των οργανισμών (Santinelli et al., 2002). Η συγκέντρωση του διαλυτού οργανικού άνθρακα (Dissolved Organic Carbon, DOC) μεγιστοποιείται με το τέλος της εαρινής περιόδου, όταν η πρωτογενής παραγωγή αρχίζει να μειώνεται λόγω έλλειψης θρεπτικών (Εικόνα 5.16). Κάτω από το ευφωτική ζώνη, η συγκέντρωση του DOC ελέγχεται κυρίως από τα υδροδυναμικά χαρακτηριστικά με διαφορετικές μάζες να παρουσιάζουν διαφορετικές συγκεντρώσεις.

Η μέση ετήσια κατανομή της συγκέντρωσης του DOC στο βάθος (Εικόνα 5.17) σχετίζεται με την κατανομή της χλωροφύλλης στο βάθος (Εικόνες 5.12 και 5.13). Οι προσομοιωμένες τιμές κυμαίνονται από 202 έως 707 $\mu\text{gC} / \text{l}$ στο άνω 200m. Λόγω έλλειψης μετρήσεων πεδίου του διαλυτού οργανικού άνθρακα (DOC) στη περιοχή μελέτης, η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του αριθμητικού μοντέλου θα πρέπει να βασίζεται σε συγκρίσεις με μετρήσεις του ολικού οργανικού άνθρακα (Total Organic Carbon, TOC) στο ανώτερο στρώμα (0-100m) από σταθμούς στο νότιο Αιγαίο (Sempere et al., 2002). Οι μετρημένες συγκεντρώσεις του TOC, που περιλαμβάνουν τόσο DOC (φρέσκο, ημι-διαλυτό και παλιό) όσο και POC, κυμαίνονται από 606 - 1044 $\mu\text{gC}/\text{l}$. Οι προσομοιωμένες από το μοντέλο τιμές του DOC στα επιφανειακά 100m, κυμαίνονται από 670 έως 707 $\mu\text{gC}/\text{l}$. Οι τιμές αυτές αντιπροσωπεύουν μόνο το βιολογικά παραγόμενο κλάσμα του συνόλου των DOC. Γνωρίζοντας ότι στο Κρητικό Πέλαγος, στα επιφανειακά 200m, η συγκέντρωση POC που έχει μετρηθεί κυμαίνεται από 40 έως 140 $\mu\text{gC}/\text{l}$ (Lykousis et al., 2002) τα αποτελέσματα του μοντέλου σε γενικές γραμμές βρίσκονται σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις πεδίου.



Εικόνα 5.16: Κατανομή διαλυτού οργανικού άνθρακα ($\mu\text{g C/l}$) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m)



Εικόνα 5.17: Μέση ετήσια προσομοιωμένη κατανομή του διαλυτού οργανικού άνθρακα ($\mu\text{g C/l}$) για τα βάθη 0-200m

5.2 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΩΝ ΒΙΟΛΟΓΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ

Η κατανόηση της λειτουργίας του θαλάσσιου οικοσυστήματος προϋποθέτει τη διερεύνηση των διαδικασιών που διαμορφώνουν τα χωροχρονικά πρότυπα αφθονίας, κατανομής και σύνθεσης σε είδη των βιοκοινοτήτων του. Τέτοιου τύπου πληροφορία είναι σημαντική προκειμένου να κατανοήσουμε τη δυναμική των τροφικών πλεγμάτων, τους βιογεωχημικούς κύκλους, αλλά και τις επιδράσεις των κλιματικών αλλαγών στα οικοσυστήματα.

Από το σύνολο της παραγωγής οργανικής ύλης του Πλανήτη το μισό περίπου προέρχεται από τους ωκεανούς και τις θάλασσες. Η παραγωγή διακρίνεται σε πρωτογενή, που προέρχεται από τους αυτότροφους οργανισμούς, δηλαδή το φυτοπλαγκτόν, και την δευτερογενή, τριτογενή κλπ. που προέρχονται από τους ετερότροφους οργανισμούς. Το μέγεθος που εκφράζει την πυκνότητα της ζωής στη θάλασσα αποτελεί τη βιομάζα. Βιομάζα είναι η ποσότητα των ζώντων οργανισμών εκφρασμένη σε βάρος άνθρακα ανά όγκο νερού.

Ο ολιγοτροφικός χαρακτήρας του οικοσυστήματος του Κρητικού Πελάγους ορίζεται από τις χαμηλές τιμές πρωτογενούς και βακτηριακής παραγωγικότητας, 39 – 750 mgC/m²/d και 8 – 84 mgC/m²/d αντίστοιχα (Πίνακας 5.1). Για τον έλεγχο της αξιοπιστίας του αριθμητικού μοντέλου, τα αποτελέσματα των μεταβλητών αυτών συγκρίνονται με τα διαθέσιμα δεδομένα από βιβλιογραφικές αναφορές και αποδεικνύεται ότι συμφωνούν σε έναν μεγάλο βαθμό με μόνη εξαίρεση τις χαμηλότερες τιμές βακτηριακής βιομάζας σε σχέση με τις παρατηρήσεις πεδίου. Όπως φαίνεται και από τον Πίνακα 5.1 οι μετρήσεις πεδίου παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση χωροχρονικά με αποτέλεσμα η μέση τιμή τους να εμπεριέχει ένα μεγάλο βαθμό αβεβαιότητας (Turley et al., 2000; Siokou-Frangou et al., 2002). Το ποσοστό της διακύμανσης αυτής που οφείλεται σε φυσικά αίτια από το ποσοστό που οφείλεται σε λάθος των τεχνικών μέτρησης αποτελεί μεγάλη πρόκληση και απαιτεί ακόμη μεγαλύτερη έρευνα (Allen et al., 2007). Λεπτομερής σύγκριση των αποτελεσμάτων του αριθμητικού μοντέλου με μετρήσεις πεδίου δίνεται στις επόμενες παραγράφους.

Πίνακας 5.1: Δεδομένα Πρωτογενούς και Βακτηριακής Παραγωγής από βιβλιογραφικές πηγές

Περίοδος	Πηγή	Πρωτογενής Παραγωγή (mgC/m ² /d)	Βακτηριακή Παραγωγή (mgC/m ² /d)
1994	Ignatiades, (1998)	65 (1500m)	
Μάρτιος 94 – Ιανουάριος 95	Gotsis-Skretas et al. (1999)	49 (1500m)	
Ιούλιος 94 – Οκτώβριος 95	Turley et al. (2000)	39 (1500m)	8 (1500m)
Μάρτιος & Σεπτέμβριος 95	Van Wambeke et al. (2000)		60-70 (1500m)
Μάρτιος & Σεπτέμβριος 97	Christaki et al. (1999)		74 (1000m)
Μάρτιος & Σεπτέμβριος 97	Siokou et al. (2002)	Μάρτιος 574 ± 176 Σεπτέμβριος 218 ± 63	Μάρτιος 75 ± 9 Σεπτέμβριος 58 ± 13

5.2.1 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΠΡΩΤΟΓΕΝΩΝ ΠΑΡΑΓΩΓΩΝ

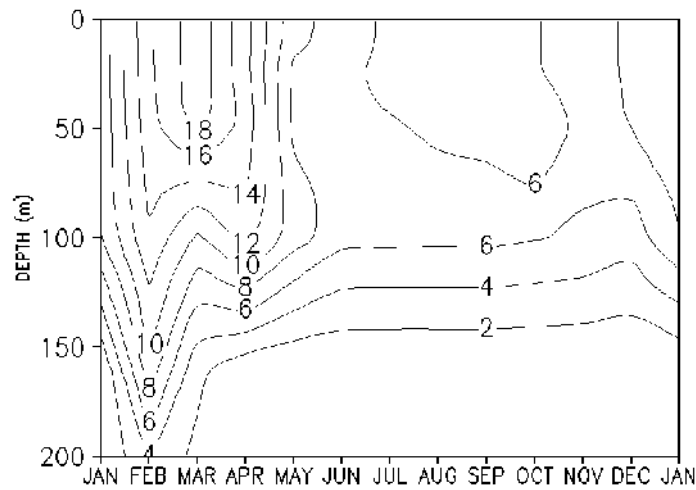
Η κατανομή και η ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού εμφανίζει τόσο χωρική όσο και χρονική διακύμανση στην υδάτινη στήλη. Η κατακόρυφη κατανομή σχετίζεται κατά κύριο λόγο με το βάθος διείσδυσης του ηλιακού φωτός, απαραίτητο για την φωτοσυνθετική τους δραστηριότητα. Οι εποχιακές κατανομές οφείλονται στις περίπλοκες σχέσεις που συνδέουν την ηλιακή ακτινοβολία, την ποσότητα των θρεπτικών αλάτων, τις θερμοκρασιακές τιμές, τους θηρευτές κλπ.. Επιπλέον, οι φυτοπλαγκτονικές κατανομές παρουσιάζουν αντιστοιχία με τις κατανομές της χλωροφύλλης στην θαλάσσια στήλη.

Το θαλάσσιο φυσικό -βιογεωχημικό μοντέλο αποδίδει τόσο τα ποσοτικά (Εικόνα 5.18 και Πίνακας 5.2) όσο και τα ποιοτικά χαρακτηριστικά (Εικόνες 5.19, 5.20, 5.21 και 5.22) του οικοσυστήματος του Κρητικού Πελάγους με πολύ ικανοποιητικό τρόπο.

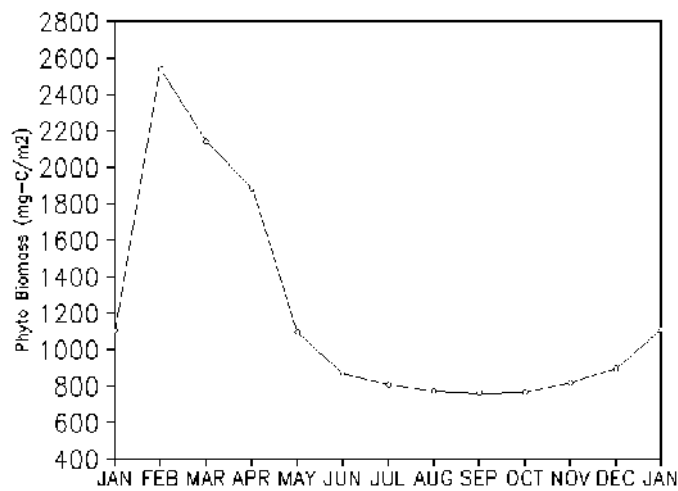
Οι προσομοιωμένες τιμές της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας (Εικόνα 5.18) δίνουν το χαρακτηριστικό μέγιστο στο τέλος του χειμώνα - αρχή άνοιξης το οποίο συνδέεται με την αύξηση της πρωτογενούς παραγωγής. Οι μέγιστες τιμές την περίοδο αυτή είναι συνέπεια της αύξησης της θερμοκρασίας και της ηλιακής ακτινοβολίας σε συνδυασμό με την αυξημένη συγκέντρωση θρεπτικών λόγω της ανάμειξης των επιφανειακών υδάτων με βαθύτερα, πλούσια σε θρεπτικά, νερά κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Το αριθμητικό μοντέλο προσομοιώνει εξίσου ικανοποιητικά τόσο τις εποχιακές τιμές όσο και την μέση ετήσια τιμή της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας η οποία ορίζεται στα 983 mgC/m² για τα επιφανειακά 100m της θαλάσσιας στήλης (Εικόνα 5.19, Πίνακας 5.2).

Πίνακας 5.2: Ολοκληρωμένες τιμές (0-100m) της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας στο Κρητικό Πέλαγος

Φυτοπλαγκτονική Βιομάζα (mgC/m ²)		
	Siokou et al. (2002)	Model
Μάρτιος	1488 ± 364	1700-1800
Σεπτέμβριος	645 ± 81	600-620
Ετήσια	590 – 1830	600 – 1810 (983)

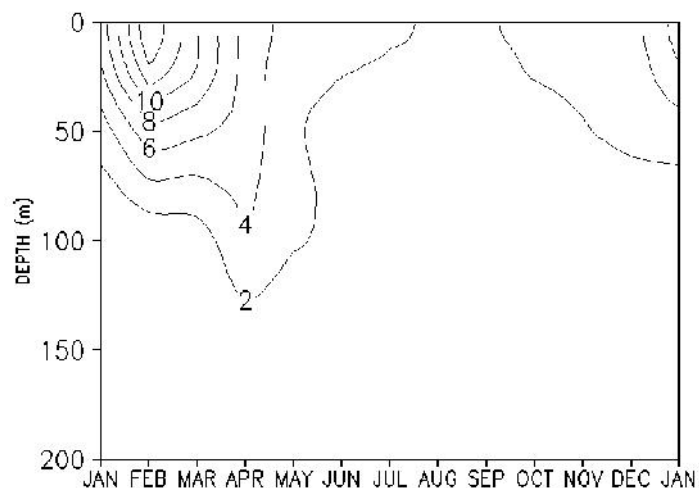


Εικόνα 5.18: Χωροχρονική κατανομή των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών (mg C/m³)



Εικόνα 5.19: Ολοκληρωμένες τιμές της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας (0-100m) για ένα μέσο ημερολογιακό έτος (mg C/m²)

Όσον αφορά τον ρυθμό πρωτογενούς παραγωγικότητας ⁴(Εικόνα 5.20 και 5.21), χαρακτηριστικό είναι οι αυξημένες τιμές την περίοδο Φεβρουαρίου- Μαρτίου. Η αυξημένη παραγωγικότητα οφείλεται στην έντονη ανάμειξη της υδάτινης κολώνας και του εφοδιασμού της ευφωτικής ζώνης με θρεπτικά συστατικά απαραίτητα για την άνθηση του φυτοπλαγκτού. Με το πέρας της φυτοπλαγκτονικής άνθησης και μέχρι το τέλος του φθινοπώρου, οι ρυθμοί παραγωγής των πρωτογενών παραγωγών διατηρούνται σε χαμηλά και σταθερά επίπεδα χωρίς ιδιαίτερη διακύμανση. Την περίοδο αυτή η ανάπτυξη και διατήρηση της πρωτογενούς παραγωγής στηρίζεται στην ατμοσφαιρική εναπόθεση θρεπτικών και στην ανακύκλωση τους στην υδάτινη μάζα. Η πρωτογενής παραγωγή μειώνεται με τον χρόνο λόγω έλλειψης θρεπτικών και της καταβύθισης της οργανικής ύλης στα βαθύτερα στρώματα. Σύμφωνα με τις μετρήσεις πεδίου (Siohou et al., 2002) η μέση τιμή πρωτογενούς παραγωγής στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας στο Κρητικό Πέλαγος κυμαίνεται από 150 – 790 mgC/m²/d. Η προσομοιωμένη μέση πρωτογενής παραγωγή συμφωνεί με τις μετρήσεις πεδίου αφού δίνεται από το αριθμητικό μοντέλο στα 326 mgC/m²/d.



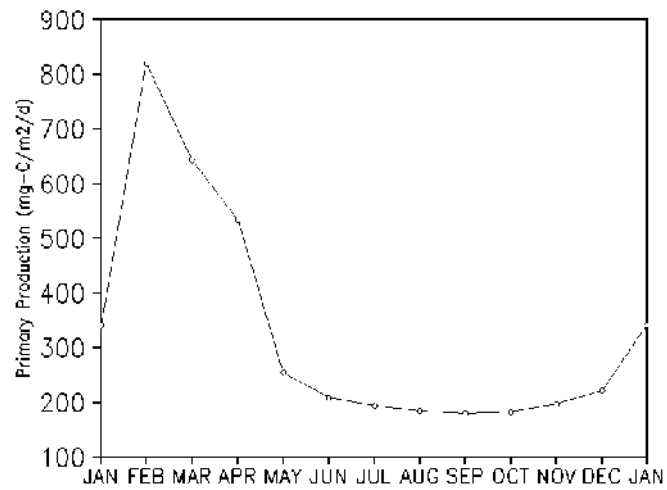
Εικόνα 5.20: Χωροχρονική κατανομή της πρωτογενούς παραγωγής (mg C/m³/d)

⁴ Πρωτογενής Παραγωγή = Νέα παραγωγή + Αναγεννημένη παραγωγή

Ως Νέα Παραγωγή ορίζεται η πρωτογενής παραγωγή που βασίζεται στα NO₃⁻ ως πηγή αζώτου (με διάχυση/ ανάβλυση από μεγάλα βάθη ή παροχή από την ατμόσφαιρα)

Ως Αναγεννημένη Παραγωγή ορίζεται η πρωτογενής παραγωγή που βασίζεται στα NH₄⁺ και την ουρία ως πηγές N.

Η ολική πρωτογενής παραγωγικότητα αναφέρεται στο ποσό του άνθρακα που παράγεται από τη φωτοσύνθεση. Η πραγματική πρωτογενής παραγωγικότητα προκύπτει όταν από την ολική αφαιρεθεί το ποσό του άνθρακα που καταναλώθηκε κατά την αναπνοή των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών, δηλαδή αναφέρεται στον ρυθμό παραγωγής οργανικής (φυτικής) ύλης.



Εικόνα 5.21: Ολοκληρωμένες (στα επιφανειακά 100m) τιμές της πρωτογενούς παραγωγής (mg C/m²/d)

5.2.2 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΠΕΛΑΓΙΚΩΝ ΒΑΚΤΗΡΙΩΝ

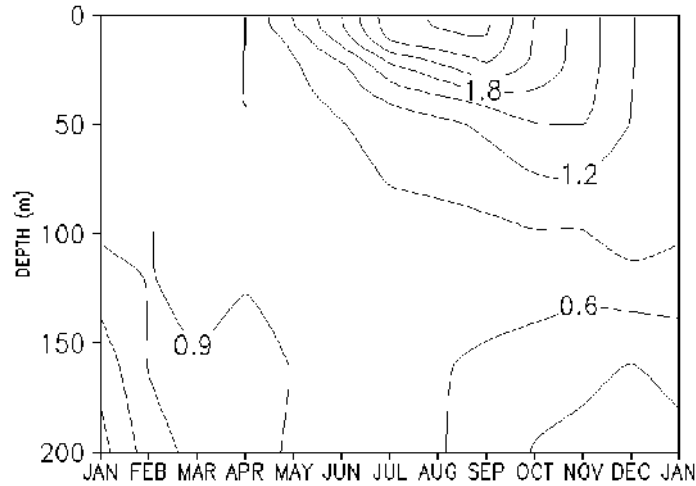
Τα βακτήρια θεωρούνται, μαζί με το φυτοπλαγκτόν ως οι συμπληρωματικές λειτουργικές ομάδες οι οποίες πρωτογενώς παράγουν νέο σωματιδιακό υλικό με την ετεροτροφία και την αυτοτροφία. Η βακτηριακή παραγωγικότητα αποτελεί τη διεργασία έναρξης της ροής του διαλυμένου οργανικού υλικού στο μικροβιακό βρόγχο. Έτσι, η ορθή προσομοίωση της βακτηριακής παραγωγικότητας και βιομάζας αποτελεί μέτρο για την εκτίμηση της σπουδαιότητας του μικροβιακού βρόγχου στη ροή άνθρακα του υπό μελέτη θαλάσσιου οικοσυστήματος.

Η βακτηριακή παραγωγικότητα στηρίζεται, σε μικρότερο ή μεγαλύτερο βαθμό, από την πρωτογενή παραγωγικότητα διότι το φυτοπλαγκτονικής προέλευσης διαλυμένο οργανικό υλικό αποτελεί πηγή οργανικού υλικού για τα βακτήρια (ιδιαίτερα στις ανοικτές θάλασσες όπως η περιοχή μελέτη μας). Η βακτηριακή βιομάζα είναι μικρότερη από την φυτοπλαγκτονική βιομάζα κατά την διάρκεια της φυτοπλαγκτονικής άνθησης. Η διαφορά μεταξύ των δύο, μεγιστοποιείται κατά την διάρκεια του χειμώνα όταν η κατακόρυφη ανάμειξη των υδάτων διεγείρει την πρωτογενή παραγωγή και ελαχιστοποιείται κατά την καλοκαιρινή περίοδο καθώς η υδάτινη στήλη στρωματοποιείται.

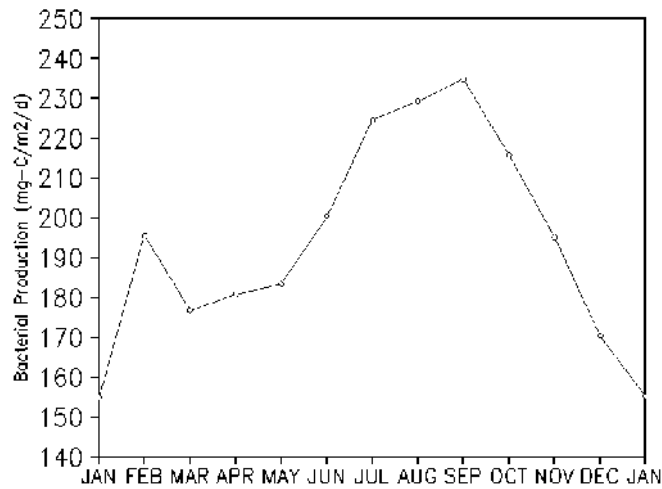
Τόσο η βακτηριακή βιομάζα όσο και ο βακτηριακός ρυθμός παραγωγής παρουσιάζουν χαμηλή εποχική διακύμανση σε σχέση με την φυτοπλαγκτονική βιομάζα και τον πρωτογενή ρυθμό παραγωγής (Εικόνες 5.22 και 5.23). Η βακτηριακή παραγωγή παρουσιάζει μόνο ένα μικρό μέγιστο κατά την διάρκεια του φθινοπώρου. Η παρατήρηση αυτή βρίσκεται σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις πεδίου σε ολιγοτροφικές περιοχές όπως το Κρητικό Πέλαγος (Siokou-Frangou et al, 2002).

Πίνακας 5.3: Προσομοιωμένες ετήσιες ολοκληρωμένες τιμές (0-100m) του Ρυθμού Βακτηριακής Παραγωγής ($\text{mgC}/\text{m}^2/\text{d}$) και της Βακτηριακής βιομάζας (mgC/m^2) στο Κρητικό Πέλαγος σε σύγκριση με τις μετρήσεις πεδίου (παρένθεση)

Βακτηριακός Ρυθμός Παραγωγής	73
$\text{mgC}/\text{m}^2/\text{d}$	(47 – 95)
Βακτηριακή Βιομάζα	1142
mgC/m^2	(870 – 1055)



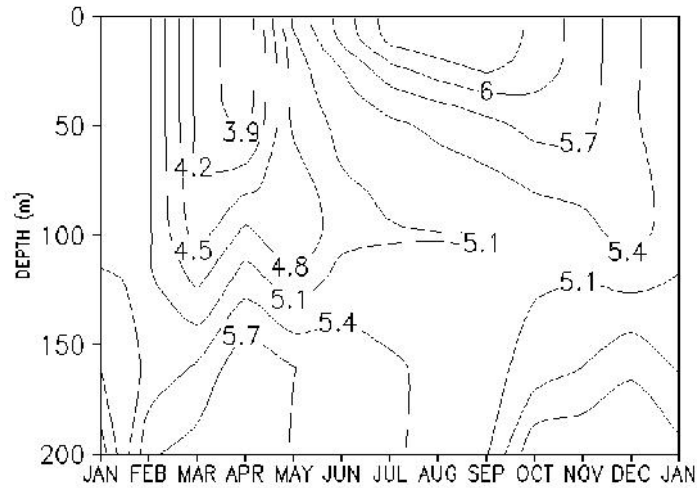
Εικόνα 5.22: Χωροχρονική κατανομή του βακτηριακού ρυθμού παραγωγής ($\text{mg C/m}^3/\text{d}$)



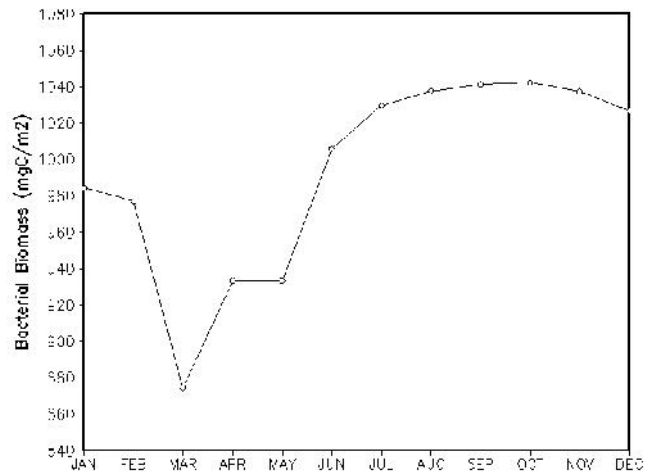
Εικόνα 5.23: Ολοκληρωμένες τιμές της βακτηριακής παραγωγής ($\text{mg C/m}^2/\text{d}$) για τα επιφανειακά 100m

Τα πελαγικά βακτήρια, όπως ήδη έχουμε αναφέρει παραπάνω συμμετέχουν στην αποδόμηση της οργανικής ύλης καταναλώνοντας διαλυτό οργανικό άνθρακα. Σύμφωνα λοιπόν με τους Carlson και Ducklow (1996) η χαμηλή ετήσια διακύμανση των πελαγικών βακτηρίων σχετίζεται καταρχήν με την διακύμανση της συγκέντρωσης του διαλυτού οργανικού άνθρακα και συγκεκριμένα με το κομμάτι του ημι-διαλυτού το οποίο αφομοιώνεται πιο αργά από ότι το φρέσκο κομμάτι διαλυτού οργανικού άνθρακα. Η αργή λοιπόν αφομοίωση του ημι-διαλυτού οργανικού άνθρακα είναι η αιτία της μικρής διακύμανσης της βιομάζας των βακτηρίων.

Το αριθμητικό μοντέλο αν και υποεκτιμά την βακτηριακή βιομάζα σε σύγκριση με τα δεδομένα πεδίου για τον μήνα Μάρτιο (Εικόνες 5.24 και 5.25), αποδίδει ικανοποιητικά την μέση ετήσια τιμή της βακτηριακής βιομάζας (Πίνακας 5.4).



Εικόνα 5.24: Χωροχρονική κατανομή των πελαγικών βακτηρίων (mg C/m^3)



Εικόνα 5.25: Ολοκληρωμένες τιμές της βακτηριακής βιομάζας (mg C/m^3) για τα επιφανειακά 100m

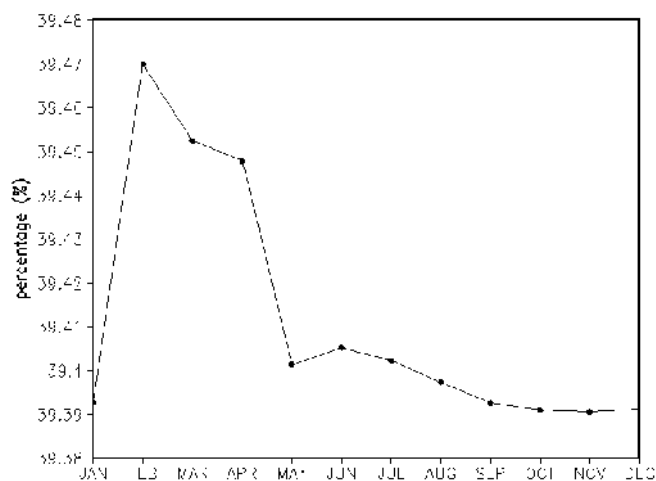
Πίνακας 5.4: Προσομοιωμένες ολοκληρωμένες τιμές (0-100m) της βακτηριακής βιομάζας στο Κρητικό Πέλαγος και σύγκριση τους με τα δεδομένα πεδίου

Βακτηριακή Βιομάζα		
(mgC/m²)		
	<i>Siokou et al.</i> (2002)	Μοντέλο
Μάρτιος	1423 ± 43	870-940
Σεπτέμβριος	1505 ± 432	1040
Ετήσια	870 - 1055	1060-1210 (1142)

Ο λόγος της βακτηριακής προς τη φυτοπλαγκτονική βιομάζα (Bacterial Biomass to Phytoplankton Biomass, BB/PB) είναι μία ακόμη μεταβλητή που χαρακτηρίζει ένα οικοσύστημα. Στην βόρειο-δυτική Μεσόγειο ο λόγος αυτός έχει βρεθεί να είναι περίπου ίσος με 0.70 με μεγαλύτερες τιμές να παρατηρούνται το καλοκαίρι και μικρότερες την άνοιξη (Pedros-Alio et al., 1999). Αντίθετα στην νότιο-ανατολική Μεσόγειο ο λόγος BB/PB είναι σημαντικά μικρότερος και κυμαίνεται στο 0.5 (Robarts et al., 1996). Στο νότιο Αιγαίο Πέλαγος σύμφωνα με τους Siokou-Frangou et al, (2002) ο λόγος των BB/PB είναι ακόμη μικρότερος και κυμαίνεται περίπου στο 0.13 τον Μάρτιο και στο 0.27 τον Σεπτέμβριο. Οι προσομοιωμένοι λόγοι BB/PB για τα επιφανειακά 100m, αν και λίγο υποεκτιμημένοι, κυμαίνονται από 0.07 έως 0.5, παρουσιάζουν την σωστή δυναμική με τις μικρότερες τιμές να καταγράφονται την άνοιξη και τις μεγαλύτερες το φθινόπωρο. Η υποεκτίμηση οφείλεται στις ελαφρώς υποεκτιμημένες τιμές της βακτηριακής βιομάζας.

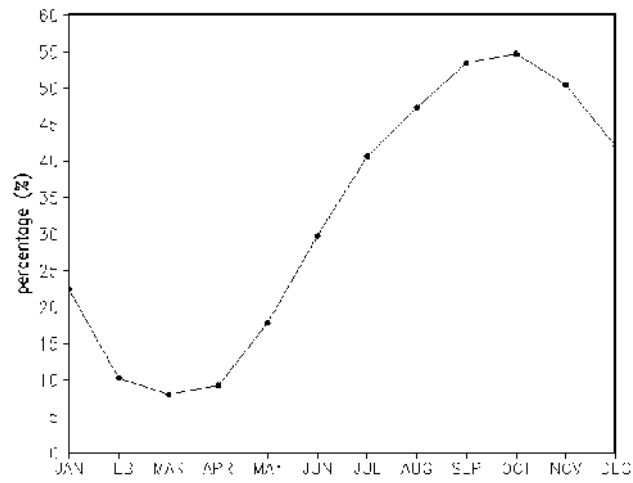
Η αποδοτικότητα της βακτηριακής ανάπτυξης (Bacterial Growth Efficiency, BGE), δηλαδή ο λόγος της βακτηριακής παραγωγής προς την απαίτηση των βακτηρίων σε άνθρακα είναι ένα ακόμη σημαντικό χαρακτηριστικό του θαλάσσιου οικοσυστήματος. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου (Εικόνα 5.26) ο λόγος αυτός φθάνει στο 39%. Από μετρήσεις πεδίου (Turley et al., 2000), στην ανατολική Μεσόγειο η αποδοτικότητα της βακτηριακής ανάπτυξης κυμαίνεται από 17 έως 29%. Αξίζει να σημειωθεί ότι τα αποτελέσματα των μετρήσεων εξαρτώνται από τον συντελεστή μετατροπής άνθρακα (Carbon Conversion Factor, CCF) που χρησιμοποιείται κατά τις αναλύσεις των δειγμάτων και την εξαγωγή συμπερασμάτων (del Giorgio and Cole, 1998). Ένας υψηλός συντελεστής CCF οδηγεί σε

αυξημένο λόγο BGE και αντίστροφα. Επιπλέον πολύ λίγα είναι γνωστά για τους βακτηριακούς ρυθμούς αναπνοής λόγω των σημαντικών δυσκολιών στην μέτρησή τους.



Εικόνα 5.26: Αποδοτικότητα της βακτηριακής ανάπτυξης (%)

Το ποσοστό του διοξειδίου του άνθρακα που απαιτείται για την βακτηριακή παραγωγή προς τον άνθρακα που απαιτείται για την καθαρή πρωτογενή παραγωγή (Εικόνα 5.27) κυμαίνεται από 10 έως 60%. Οι χαμηλότερες τιμές υπολογίζονται για το χειμώνα και την άνοιξη όπου η πρωτογενής παραγωγή και βιομάζα έχουν τις μεγαλύτερες τιμές. Στο μοντέλο η συνολική πρωτογενής παραγωγή (Gross Primary Production, GPP) ορίζεται ως η ποσότητα του άνθρακα που λαμβάνεται από το φυτοπλαγκτόν στις συγκεκριμένες περιβαλλοντικές συνθήκες θερμοκρασίας και ηλιακής ακτινοβολίας. Είναι άρα διαφορετική από την καθαρή πρωτογενή παραγωγή που ορίζεται ως η ποσότητα άνθρακα που αφομοιώνεται από το φυτοπλαγκτόν ως βιομάζα και έχοντας αφαιρέσει την ποσότητα εκείνη του άνθρακα που εκκρίνεται ή καταναλώνεται για την αναπνοή του οργανισμού. Η ποσότητα άνθρακα που δεν μπορεί να αφομοιωθεί, θεωρείται ως διαλυτή οργανική ύλη που μπορεί να καταναλωθεί από τα βακτήρια. Μετρήσεις πεδίου δείχνουν ότι η ποσότητα άνθρακα που δεν αφομοιώνεται από το φυτοπλαγκτόν και γίνεται διαθέσιμη στα βακτήρια κυμαίνεται από 10% έως 60% του συνολικού άνθρακα. Το μισό περίπου αυτής της ποσότητας αφομοιώνεται από τα βακτήρια (Ducklow et al., 1986). Πειράματα σε μεσόκοσμους (Coffin et al., 1993) απέδειξαν ότι τα βακτήρια συνδέονται στενά με την πρωτογενή παραγωγή. Με αυτό τον τρόπο, όταν οι συνθήκες ανάπτυξης το επιτρέπουν, τα βακτήρια μπορούν να ανακυκλώσουν σημαντικές ποσότητες άνθρακα και θρεπτικών και να συντηρήσουν τους θηρευτές τους.

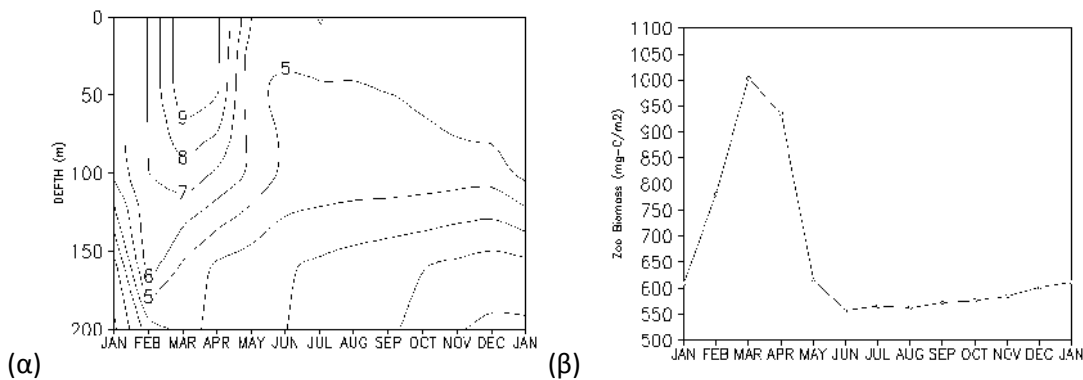


Εικόνα 5.27: Ποσοστό του διοξειδίου του άνθρακα (%) που απαιτείται για την βακτηριακή παραγωγή προς τον άνθρακα που απαιτείται για την καθαρή πρωτογενή παραγωγή (BCD/GPP)

5.2.3 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΚΑΤΑΝΑΛΩΤΩΝ

Στην περίπτωση του ζωπλαγκτού, η δομή και η δυναμική των βιοκοινοτήτων του θεωρούνται αποτέλεσμα πολύπλοκων αλληλεπιδράσεων μεταξύ φυσικών, χημικών και βιολογικών παραγόντων συμπεριλαμβανομένων της φυσιολογίας και της συμπεριφοράς των οργανισμών. Βιολογικές διαδικασίες όπως η κατακόρυφη μετανάστευση, η θήρευση, ο ανταγωνισμός, η αναπαραγωγική σύζευξη φαίνεται να επηρεάζουν σημαντικά την κατανομή των οργανισμών αυτών. Όσον αφορά την υδρολογία, η ομογενοποίηση και η στρωματοποίηση των υδάτων σε εποχική βάση, καθώς και η ανοδική τους κίνηση προς την επιφάνεια (ανοδικά ρεύματα) είναι γνωστό ότι μεταβάλλουν τα φυσικά (θερμοκρασία, αλατότητα) και τα χημικά (συγκέντρωση θρεπτικών) χαρακτηριστικά της υδάτινης στήλης, με κατ' επέκταση σημαντικές επιδράσεις στους οργανισμούς.

Το αριθμητικό μοντέλο προσομοιώνει με τον βέλτιστο τρόπο την χωροχρονική κατανομή των ζωπλαγκτονικών οργανισμών (Εικόνα 5.28α). Οι μέγιστες τιμές ζωπλαγκτονικής βιομάζας παρουσιάζονται την εαρινή περίοδο και ακολουθούν με μία χρονική υστέρηση την φυτοπλαγκτονική άνθηση. Το καλοκαίρι, το θερμοκλινές (διαχωρισμός των ζεστών επιφανειακών νερών και των βαθιών και κρύων νερών) οδηγεί σε στρωμάτωση της θαλάσσιας κολώνας. Η μειωμένη πρωτογενής αλλά και βακτηριακή παραγωγή λόγω έλλειψης θρεπτικών, έχει ως αποτέλεσμα την μείωση της ζωπλαγκτονικής βιομάζας. Το ζωπλαγκτόν μεταναστεύει πλέον σε μεγαλύτερα βάθη, (120-150m). Τόσο το καλοκαίρι όσο και το φθινόπωρο η ζωπλαγκτονική βιομάζα συντηρείται από την διαθεσιμότητα των θηραμάτων του, δηλαδή των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών και των βακτηρίων. Τα τελευταία με τη σειρά τους αναπτύσσονται και συντηρούνται με την βοήθεια των θρεπτικών που εισρέουν από την ατμόσφαιρα και των θρεπτικών που ανακυκλώνονται μέσα στο σύστημα. Το χειμώνα η επαναίρωση των θρεπτικών λόγω ανάμειξης των νερών, οδηγεί σε αύξηση των θηραμάτων του ζωπλαγκτού και ο κύκλος ξαναρχίζει την επόμενη άνοιξη.

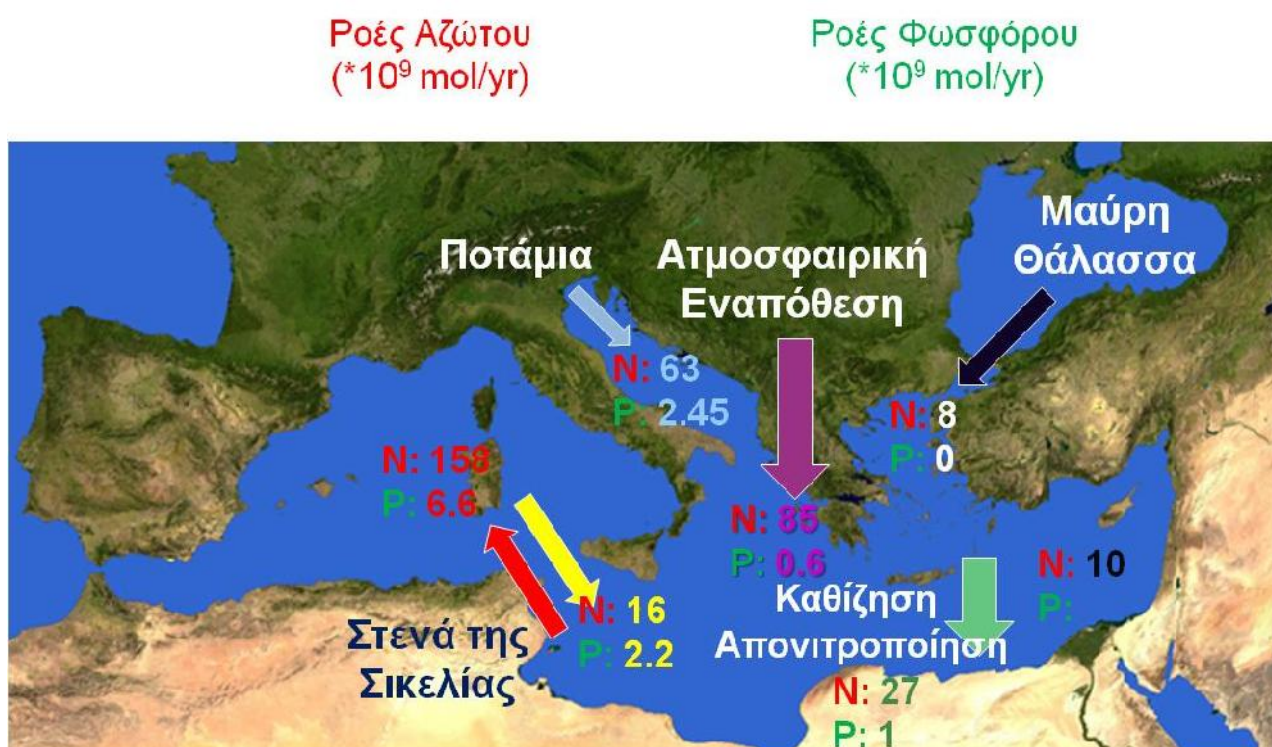


Εικόνα 5.28: α) Χωροχρονική κατανομή των ζωοπλαγκτονικών οργανισμών (mg C/m^3) στα 0-200m και β) Ολοκληρωμένες τιμές της ζωοπλαγκτονικής βιομάζας (mg C/m^2) για τα επιφανειακά 100m

Παρόλο που το αριθμητικό μοντέλο προσομοιώνει πολύ ικανοποιητικά την εποχιακή μεταβλητότητα της ζωοπλαγκτονικής βιομάζας στο θαλάσσιο οικοσύστημα του Κρητικού Πελάγους, σύμφωνα με τις μετρήσεις πεδίου, υπερεκτιμά την εαρινή περίοδο και υποεκτιμά την φθινοπωρινή τις τιμές της ζωοπλαγκτονικής βιομάζας. Ενώ το μοντέλο δίνει τιμές της τάξεως των 950 - 1000 mg C/m^2 τον μήνα Μάρτιο (Εικόνα 5.28β), οι βιβλιογραφικές πηγές θέλουν την ζωοπλαγκτονική βιομάζα να κυμαίνεται περίπου στα 600 mg C/m^2 . Επιπλέον, η προσομοιωμένη τιμή της ζωοπλαγκτονικής βιομάζας τον μήνα Σεπτέμβριο κυμαίνεται από 580 με 590 mg C/m^2 ενώ οι μετρήσεις πεδίου δίνουν από 589 έως 1033 mg C/m^2 (Siokou et al, 2002). Η απόκλιση των αποτελεσμάτων του αριθμητικού μοντέλου σε σχέση με τις μετρήσεις πεδίου μπορεί να αποδοθεί σε δύο αίτια. Ένα αίτιο θα μπορούσε να είναι η παραμετροποίηση της θήρευσης του ζωοπλαγκτού. Στο οικολογικό μοντέλο που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία, η θήρευση του ζωοπλαγκτού αποδίδεται ως θνησιμότητα διότι δεν εμπεριέχονται οι θηρευτές των ζωοπλαγκτονικών οργανισμών, δηλαδή τα ψάρια. Το δεύτερο αίτιο της απόκλισης θα μπορούσε να είναι η αστοχία των μετρήσεων πεδίου που μπορεί να οφείλεται σε πολλούς παράγοντες όπως λάθος της ίδιας της μέτρησης ή τυχαίες ή μη επαναλήψιμες μετρήσεις τις οποίες το αριθμητικό μοντέλο αδυνατεί να προσομοιώσει.

5.3 ΣΥΝΟΨΗ

Το θαλάσσιο φυσικο-βιογεωχημικό μοντέλο προσομοίωσης (ERSEM 2004))έχει εκτενώς και με επιτυχία χρησιμοποιηθεί για την διερεύνηση του θαλάσσιου οικοσυστήματος τόσο του Κρητικού Πελάγους όσο και της ευρύτερης περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου στο παρελθόν. Παρόλα αυτά, η για πρώτη φορά ενσωμάτωση του μηχανισμού της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης (ERSEM 2004-AD), επέβαλε την εκ νέου επικύρωσή του. Επιπροσθέτως, και λόγω του ότι η μονοδιάστατη προσομοίωση θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει ολόκληρη τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, στο ERSEM 2004-AD, εισήχθησαν όλες οι ροές αζώτου και φωσφόρου που ρυθμίζουν το ισοζύγιο των θρεπτικών στην υπο μελέτη περιοχή όπως απεικονίζονται στην Εικόνα 5.29.



Εικόνα 5.29: Εισροές/εκροές αζώτου και φωσφόρου στην/από την Ανατολική Μεσόγειο που λαμβάνονται υπόψη στο ERSEM 2004-AD.

Η οριζόντια λοιπόν μεταφορά θρεπτικών, λόγω της θερμόαλης κυκλοφορίας, παραμετροποιείται με βάση τις υπάρχουσες εκτιμήσεις για την ανταλλαγή υδάτινων μαζών και διαλυτών ανόργανων θρεπτικών στα Στενά της Σικελίας. Επιπλέον, τόσο οι ποτάμιες εισροές όσο και η ανταλλαγή υδάτινων μαζών διαφορετικών συγκεντρώσεων θρεπτικών με τη Μαύρη

θάλασσα, μέσω του Βοσπόρου, της θάλασσας του Μαρμαρά και του στενού των Δαρδανελίων, ελήφθησαν υπόψη στο ισοζύγιο θρεπτικών της υπο μελέτης περιοχής. Στο ERSEM 2004-AD, λαμβάνονται επίσης υπόψη οι απώλειες αζώτου και φωσφόρου, λόγω απόθεσης τους στον πυθμένα αλλά και λόγω απονιτροποίησης που λαμβάνει κυρίως χώρα στις παράκτιες περιοχές όπου εκβάλλουν ποτάμια.

Η επικύρωσή του γίνεται τόσο ως προς τα ποιοτικά όσο και ως προς τα ποσοτικά χαρακτηριστικά του υπο μελέτη θαλάσσιου οικοσυστήματος. Οι προσομοιωμένες τιμές των μεταβλητών που συγκρίνονται με τις μετρήσεις πεδίου αντιστοιχούν στον 6^ο χρόνο προσομοίωσης (50ετής προσομοίωση), διότι απαιτούνται 5 έτη για να φθάσει το θαλάσσιο φυσικο-βιογεωχημικό μοντέλο σε κατάσταση ισορροπίας (steady-state).

- **Φυσικές Μεταβλητές:** Η θερμοκρασία και η αλατότητα είναι πολύ κοντά στις μετρήσεις πεδίου. Η θερμοκρασιακή στρωματοποίηση της υδάτινης μάζας κατά τους θερμούς μήνες καθώς και η θερμοκρασιακή ομογενοποίησή της κατά τους χειμερινούς αποδίδονται από το μοντέλο με τον βέλτιστο τρόπο. Το φθινόπωρο όταν η στήλη ψύχεται σημαντικά το μοντέλο παραμένει πολύ κοντά στις μετρήσεις πεδίου, προσομοιώνοντας τόσο τη θερμοκρασιακή κατανομή όσο και την ζώνη υψηλής σχετικά διαβάθμισης στο στρώμα των 50 – 100m.

Η κατανομή της αλατότητας κατά την διάρκεια του έτους αναπαράγεται επίσης ικανοποιητικά από το αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσης. Στην ανοικτή θάλασσα, όπως είναι η περιοχή μελέτης, η αλατότητα δεν εμφανίζει σημαντικές διακυμάνσεις στην τιμή της (39 – 39.45 psu). Οι μέγιστες τιμές προσομοιώνονται τους θερινούς μήνες όπου έχουμε την μέγιστη εξάτμιση και την ελάχιστη βροχόπτωση και τις μικρότερες κατά τους χειμερινούς όπου έχουμε την ανάμειξη των υδάτινων μαζών και τις έντονες βροχοπτώσεις. Κάτω από τα 200m, η αλατότητα παρουσιάζει ακόμη πιο μικρή μεταβλητότητα η οποία συνδέεται τόσο με την προέλευση των υδάτινων μαζών όσο και με τις κινήσεις των υδάτων στην κολώνα.

- **Χημικές Μεταβλητές:** Τόσο οι μετρήσεις όσο και οι προσομοιώσεις αναδεικνύουν ξεκάθαρα το ρόλο της ανάμειξης των υδάτων κατά το χειμώνα και την επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης την καλοκαίρι και το φθινόπωρο. Το μοντέλο προσομοιώνει ορθά τις συγκεντρώσεις των θρεπτικών με τιμές που κυμαίνονται από 0.5 έως 2.5 mmol/m³ στα επιφανειακά 200m και από 1 έως 4.5 mmol/m³ σε όλο το βάθος της υδάτινης στήλης. Συγκεκριμένα, ως προς τα νιτρικά ιόντα, παρατηρείται μια ελαφριά υπερεκτίμηση στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας (0 – 50m) η οποία όμως δεν μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι σημαντική καθόσον βρίσκεται μέσα στο εύρος τιμών των μετρήσεων πεδίου. Στο βάθος των 50m και μέχρι τα 200m τα αποτελέσματα του μοντέλου βελτιώνονται τόσο ως προς τις τιμές όσο και ως προς την τάση ακολουθώντας τις μετρήσεις πεδίου.

Αντίστοιχα και τα φωσφορικά ιόντα αναπαράγονται πολύ ικανοποιητικά από το αριθμητικό μοντέλο (0.06 – 0.22 mmol/m³, 0- 200m). Κατά τη διάρκεια του χειμώνα η έντονη κατακόρυφη ανάμειξη της υδάτινης στήλης εμπλουτίζει τα επιφανειακά στρώματα με υδάτινες μάζες από μεγαλύτερα βάθη οι οποίες είναι πλούσιες σε φωσφορικά συστατικά. Η αυξημένη συγκέντρωση θρεπτικών καθώς και η αύξηση της θερμοκρασίας και της ηλιακής ακτινοβολίας, προκαλούν την φυτοπλαγκτονική άνθηση (phytoplankton bloom) στις αρχές της εαρινής περιόδου. Η άνθηση αυτή διατηρείται έως ότου τα ανόργανα φωσφορικά ιόντα καταναλωθούν. Και για τα φωσφορικά ιόντα, όπως και για τα νιτρικά ιόντα άλλωστε, μικρότερη διακύμανση προσομοιώνεται κατά τους καλοκαιρινούς και φθινοπωρινούς μήνες. Η συγκέντρωση τους την περίοδο αυτή ελέγχεται από την ατμοσφαιρική εναπόθεση και από δευτερεύουσες διεργασίες, όπως για παράδειγμα ζωοπλαγκτονικές εκκρίσεις και αποσύνθεση της οργανικής ύλης.

Συμφωνία παρουσιάζουν και οι προσομοιωμένες συγκεντρώσεις των αμμωνιακών ιόντων με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου (0.13 – 0.25 mmol/m³, 0- 200m). Η αύξηση της συγκέντρωσης των αμμωνιακών κατά τους εαρινούς μήνες, κατά την διάρκεια δηλαδή της φυτοπλαγκτονικής άνθησης είναι αποτέλεσμα της έντονης βιολογικής δράσης. Η μικρότερη διακύμανση αναπαράγεται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες και φθινοπωρινούς μήνες. Η συγκέντρωση αμμωνιακών την περίοδο αυτή ελέγχεται από την ατμοσφαιρική εναπόθεση και από δευτερεύουσες διεργασίες. Ορθά αναπαράγεται και η μείωση της συγκέντρωσης των αμμωνιακών ιόντων με το βάθος το οποίο οφείλεται στην μειωμένη δευτερογενή παραγωγικότητα στα βάθη αυτά.

Χαρακτηριστικό στοιχείο της υδάτινης μάζας είναι και ο λόγος N/P ο οποίος υπολογίζεται από 34/1 έως 16/1 στα επιφανειακά στρώματα τις υδάτινης μάζας. Μέγιστες τιμές με μικρή διακύμανση, λόγω της κατακόρυφης ανάμειξης της θαλάσσιας μάζας, παρατηρούνται τον χειμώνα (24/1). Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και του φθινοπώρου, ο υψηλός λόγος N/P στα επιφανειακά νερά (34/1) σχετίζεται με την αυξημένη ατμοσφαιρική εναπόθεση ανόργανου αζώτου (DIN). Την περίοδο αυτή ο λόγος N/P έχει μετρηθεί ίσος με 600/1 έως 700/1. Αντίθετα η αυξημένη ατμοσφαιρική εναπόθεση ανόργανου φωσφόρου (DIP) συμπίπτει με την κατακόρυφη ανάμειξη των υδάτων κατά τους χειμερινούς μήνες και την αρχή της άνοιξης και την αύξηση της πρωτογενούς παραγωγής.

Η προσομοίωση των χαμηλών συγκεντρώσεων της χλωροφύλλης, χαρακτηριστικό της περιοχής, είναι πολύ ικανοποιητική (0.05 – 0.4 mg/m³, 0- 200m). Το μοντέλο αναπαράγει τις μετρήσεις πεδίου σε όλο το βάθος της ευφωτικής ζώνης. Τόσο οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης όσο και οι μέγιστες τιμές χλωροφύλλης στα 100m (Deep Chlorophyll Maximum,

DCM, Psarra et al., 2000) αποδίδονται πολύ καλά από το μοντέλο. Στα 40 με 80m υπάρχει μία μικρή υποεκτίμηση, ενώ λίγο βαθύτερα (100-120m) μία μικρή υπερεκτίμηση της χλωροφύλλης από το μοντέλο. Οι μικρές αποκλίσεις των προσομοιωμένων συγκεντρώσεων χλωροφύλλης σε σχέση με τις μετρήσεις πεδίου, στο άνω μέρος της στήλης του νερού, είναι συνέπεια του μονοδιάστατου χαρακτήρα του μοντέλου.

Τέλος, οι προσομοιωμένες τιμές συγκέντρωσης του οργανικού άνθρακα είναι επίσης μέσα στο εύρος των μετρήσεων πεδίου, όπου είναι διαθέσιμες. Ο σωματιδιακός οργανικός άνθρακας (5 - 55 $\mu\text{gC/l}$, 0- 200m) παρουσιάζεται ελαφρώς υποτιμημένος από το μοντέλο αν και εντός του μετρούμενου εύρους τιμών. Ένας λόγος είναι ότι οι προσομοιωμένες συγκεντρώσεις POC αντιπροσωπεύουν την νεκρή οργανική ύλη, ενώ στις μετρήσεις πεδίου ενδέχεται να περιλαμβάνονται και ζώντες οργανισμοί. Για τον διαλυτό οργανικό άνθρακα (202 έως 707 $\mu\text{gC/l}$, 0- 200m), λόγω έλλειψης δεδομένων πεδίου, η αντιπαραβολή των αποτελεσμάτων του μοντέλου βασίστηκε στις συγκεντρώσεις του ολικού οργανικού άνθρακα. Η σύγκριση απέδειξε ότι τα αποτελέσματα του μοντέλου βρίσκονται σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις πεδίου.

- Βιολογικές μεταβλητές. Παρόλο που οι μετρήσεις πεδίου παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση χωροχρονικά (Turley et al., 2000; Siokou-Frangou et al., 2002), κρίνεται απαραίτητη η σύγκριση των αποτελεσμάτων του αριθμητικού μοντέλου με τις διαθέσιμες μετρήσεις πεδίου. Οι προσομοιωμένες τιμές της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας (600 - 1810 mgC/m^2) αναπαράγουν σωστά το χαρακτηριστικό μέγιστο στο τέλος του χειμώνα - αρχή άνοιξης το οποίο συνδέεται με την αύξηση της πρωτογενούς παραγωγής. Το μοντέλο προσομοιώνει ικανοποιητικά τόσο τις εποχιακές τιμές όσο και την μέση ετήσια τιμή της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας η οποία υπολογίζεται στα 983 mgC/m^2 για τα επιφανειακά 100m της θαλάσσιας στήλης. Ικανοποιητικά προσομοιώνεται και η χωροχρονική διακύμανση του ρυθμού πρωτογενούς παραγωγής με μέση ετήσια τιμή ίση στα 326 $\text{mgC/m}^2/\text{d}$. Η πρωτογενής αυτή παραγωγή της Ανατολικής Μεσογείου θα μπορούσε να επιφέρει δέσμευση διοξειδίου του άνθρακα ίση με 178 Tgr C/yr. Η δέσμευση αυτή αντιστοιχεί στο 8% της παγκόσμιας από τους ωκεανούς, μέσω της βιολογικής αντλίας, δέσμευσης CO_2 .

Οι μέγιστες τιμές δίνονται κατά την φυτοπλαγκτονική άνθηση και οι μικρότερες κατά την καλοκαιρινή και φθινοπωρινή περίοδο. Την περίοδο αυτή παρουσιάζεται και η μικρότερη διακύμανση. Το αριθμητικό μοντέλο αποδίδει επίσης ικανοποιητικά την βακτηριακή βιομάζα με τιμές από 1060-1210 mgC/m^2 κατά τη διάρκεια του έτους. Αν και παρατηρείται μία υποεκτίμηση σε σύγκριση με τα δεδομένα πεδίου για τον μήνα Μάρτιο, το ετήσιο εύρος τιμών καθώς και η ετήσια μέση τιμή της (1142 mgC/m^2) είναι σύμφωνα με τις δεδομένα πεδίου.

Παρόλο που το μοντέλο προσομοιώνει σωστά την εποχιακή μεταβλητότητα της ζωοπλαγκτονικής βιομάζας στο θαλάσσιο οικοσύστημα του Κρητικού Πελάγους, υπερεκτιμά την εαρινή περίοδο ($950 - 1000 \text{ mg C/m}^2$ έναντι 600 mg C/m^2) και υποεκτιμά την φθινοπωρινή τις τιμές της ζωοπλαγκτονικής βιομάζας (580 με 590 mg C/m^2 έναντι 589 έως 1033 mg C/m^2). Η απόκλιση των αποτελεσμάτων του αριθμητικού μοντέλου σε σχέση με τις μετρήσεις πεδίου αποδίδεται σε δύο αίτια: στην παραμετροποίηση της θήρευσης του ζωοπλαγκτού και στην αστοχία των μετρήσεων πεδίου. Στο οικολογικό μοντέλο ERSEM-2004, η θήρευση του ζωοπλαγκτού αποδίδεται ως θνησιμότητα, χωρίς να προσομοιώνονται οι θηρευτές των ζωοπλαγκτονικών οργανισμών, δηλαδή τα ψάρια. Το δεύτερο αίτιο της απόκλισης είναι η αστοχία των μετρήσεων πεδίου που μπορεί να οφείλεται σε πολλούς παράγοντες όπως λάθος της ίδιας της μέτρησης ή τυχαίες ή μη επαναλήψιμες μετρήσεις τις οποίες το αριθμητικό μοντέλο αδυνατεί να προσομοιώσει.

6 ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Το αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσης καθορίζεται από ένα πλήθος εξισώσεων, και εισαγόμενους παράγοντες, παραμέτρους και μεταβλητές, όπως αναλύθηκε στο Κεφάλαιο 4. Η εισαγωγή των παραγόντων αυτών υπόκειται σε πολλές πηγές αβεβαιότητας όπως σφάλματα μετρήσεων, απουσία πληροφοριών και φτωχή ή μερική κατανόηση των μηχανισμών που διέπουν το σύστημα. Επιπλέον, το μοντέλο καλείται να περιγράψει τη φυσική εγγενή μεταβλητότητα του συστήματος, όπως τα περιοδικά ή ακόμη και τυχαία γεγονότα, που υπάρχουν στις μετρήσεις πεδίου. Η κατανόηση λοιπόν της συμπεριφοράς του αριθμητικού μοντέλου έναντι ενδεχόμενων αλλαγών των δεδομένων εισόδου, είναι θεμελιώδους σπουδαιότητας ώστε να διασφαλιστεί η ορθότητά του.

Για τον λόγο αυτό στις επόμενες παραγράφους γίνεται καταρχήν μία σύντομη ανασκόπηση των μελετών και των προσεγγίσεων που έχουν γίνει με στόχο τον προσδιορισμό της συνεισφοράς της ατμόσφαιρας ως πηγή θρεπτικών στην θαλάσσια πρωτογενή παραγωγικότητα. Απώτερος σκοπός της ανασκόπησης αυτής είναι η τεκμηρίωση ότι η προτεινόμενη αναπαράσταση του συστήματος, όπως περιγράφεται στο Κεφάλαιο 4 και επαληθεύεται στο Κεφάλαιο 5, είναι η καλύτερη δυνατή. Έπειτα, και πριν προχωρήσουμε στον ποιοτικό και ποσοτικό υπολογισμό της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης αζώτου και φωσφόρου στη πρωτογενή παραγωγικότητα της θάλασσας της Ανατολικής Μεσογείου, στο παρόν Κεφάλαιο 6, διερευνάται η ευαισθησία του μοντέλου σε διαταραχές των επιμέρους διεργασιών.

6.1 ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΑΡΧΙΚΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ

Πριν καταλήξουμε στην διαμόρφωση του θαλάσσιου φυσικο – βιογεωχημικού αριθμητικού μοντέλου προσομοίωσης, όπως αυτό αναλύεται στο Κεφάλαιο 4, δοκιμάστηκαν πολλές διαμορφώσεις του με διαφορετικές προσεγγίσεις (Πίνακας 6.1). Τα αποτελέσματα των προσπαθειών αυτών για την επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης αζώτου και φωσφόρου στο θαλάσσιο οικοσύστημα του Κρητικού Πελάγους και εν γένει της Ανατολικής Μεσογείου έχουν παρουσιαστεί κατά το παρελθόν σε διεθνή συνέδρια, όπως για παράδειγμα στο Surface Ocean Lower Atmosphere Study (SOLAS) Conference, March 2007; IUGG Conference, IAPSO PS001, July 2007; SESAME Conference, EU/DG Research-FP6, November 2008; IAMAS/IAPSO/IACS 2009 Joint Assembly, July 2009; GEOTRACES Mediterranean Planning Workshop, October 2010; SESAME, EU/DG Research-FP6, final Conference April 2011.

Κατά τις πρώτες προσεγγίσεις (π.χ. Παράρτημα Β, Εικόνα Β.1), όπως άλλωστε και στην παρούσα εργασία, για την προσομοίωση των κινήσεων των υδάτινων μαζών, χρησιμοποιήθηκε το 3D Princeton Ocean Model (POM) (Blumberg and Mellor, 1987) σχεδιασμένο τόσο για παράκτιες όσο και για μελέτες ανοιχτής θάλασσας. Συζευγμένη όμως με το υδροδυναμικό μοντέλο, χρησιμοποιήθηκε μία προγενέστερη, έκδοση του οικολογικού μοντέλου European Regional Seas Ecosystem Model (ERSEM III, Baretta et al., 1995; Petihakis et al., 2002). Παρόλο που οι βασικές αρχές των οικολογικών μοντέλων ERSEM III (παλαιότερες μελέτες) και ERSEM 2004 (παρούσα εργασία) είναι οι ίδιες, παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές ως προς την παραμετροποίηση των βιογεωχημικών χαρακτηριστικών του μοντέλου. Πιο συγκεκριμένα, στο ERSEM 2004 οι φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί έχουν διαφορετικό λόγο άνθρακα προς χλωροφύλλη-α, η βακτηριακή παραγωγή συνδέεται με την διαθεσιμότητα των θρεπτικών συστατικών και ο διαχωρισμός των αιωρούμενων σωματιδίων γίνεται με μεγαλύτερη λεπτομέρεια ανάλογα με το μέγεθος και τη σύστασή τους (Petihakis et al., 2009). Μία ακόμη σημαντική διαφορά βρίσκεται στο διαφορετικό τροφικό πλέγμα και στις διαφορετικές σχέσεις θηράματος – θηρευτή οι οποίες στην παρούσα μελέτη έχουν παραμετροποιηθεί με βάσει μελέτες που έχουν γίνει στην περιοχή (Azon, 1991; Stergiou et al., 1997; Tselepides and Polychronaki, 1996) και με τρόπο ώστε να προσομοιώνουν βέλτιστα το θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου. Επιπλέον, στο ERSEM III, υπήρχε εκτός του παμφάγου μεσοζωοπλαγκτού ένας επιπλέον τύπος μεσοζωοπλαγκτού, το σαρκοφάγο μεσοζωοπλαγκτόν. Το σαρκοφάγο λειτουργεί ως θηρευτής του παμφάγου μεσοζωοπλαγκτού, ελέγχοντας τον πληθυσμό του.

Πίνακας 6.1: Συνοπτική περιγραφή των διερευνητικών προσομοιώσεων και των αποτελεσμάτων τους για το θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου.

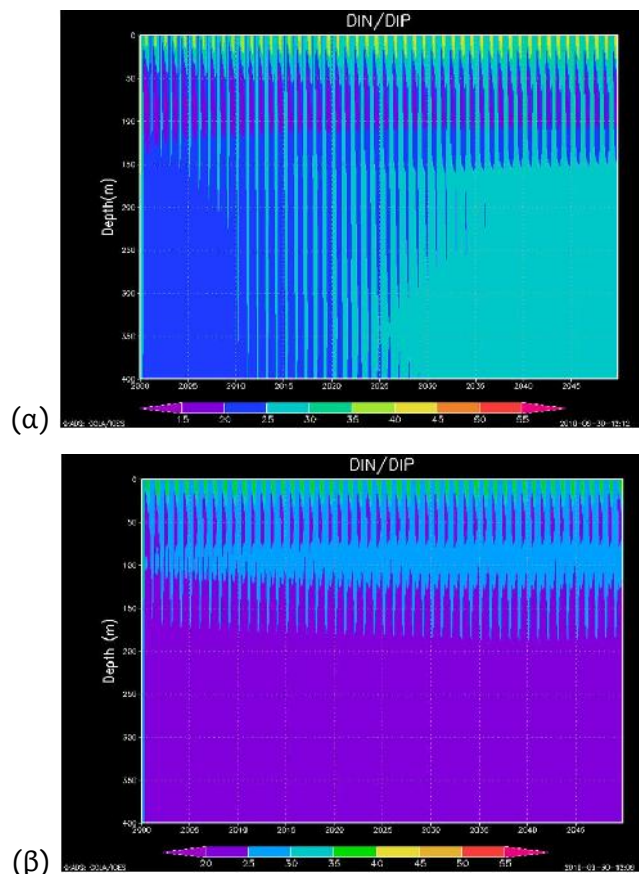
ERSEM III POM	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ		ΚΥΡΙΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ
	ΧΩΡΙΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ	ΑΡΧΙΚΗ ΜΟΡΦΗ	ΚΥΡΙΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ
			<p>Ικανοποιητική προσομοίωση του οικοσυστήματος διότι η ατμοσφαιρική εναπόθεση εμπεριέχεται έμμεσα στις αρχικές συνθήκες του μοντέλου</p>
		<p>ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ</p> <p>✓ Μέγιστος ρυθμός ανάπτυξης (p_sum)</p> <p>✓ Ειδικός συντελεστής ρυθμού αναπνοής (p_srs)</p> <p>✓ Ειδικός συντελεστής θερμοκρασίας (p_q10)</p>	<p>Μεταβολή +30%</p> <p>↑ Πραγματικής Πρωτογενούς Παραγωγικότητας</p> <p>Μεταβολή -30%</p> <p>↓ Πραγματικής Πρωτογενούς Παραγωγικότητας</p> <p>Μεταβολή +30%</p> <p>↑ Πραγματικής Πρωτογενούς Παραγωγικότητας</p> <p>Μεταβολή -30%</p> <p>↓ Πραγματικής Πρωτογενούς Παραγωγικότητας</p> <p>Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Πραγματικής Πρωτογενούς Παραγωγικότητας</p> <p>Μεταβολή -30%</p> <p>↓ Πραγματικής Πρωτογενούς Παραγωγικότητας</p> <p>Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p> <p>Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p>
	<p>ΜΕ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ</p>	<p>✓ Τιμή κατωφλίου για την απορρόφηση τροφής (p_minfood)</p> <p>✓ Παράμετρος ημικορεσμού (p_chuc)</p> <p>✓ Ειδικός συντελεστής θερμοκρασίας (p_q10)</p> <p>✓ Σταθερά όγκου της περιοχής αναζήτησης τροφής (p_vum)</p>	<p>Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p> <p>Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p> <p>Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p> <p>Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p> <p>Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p> <p>Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p>
		<p>ΟΛΕΣ ΟΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ</p>	<p>Συσσώρευση αζώτου στην θαλάσσια στήλη</p>

Τα αποτελέσματα της μελέτης αυτής (Christodoulaki et al., 2007) έδειξαν ότι: Η ατμοσφαιρική εναπόθεση έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση νιτρικών και αμμωνιακών ιόντων στη θαλάσσια στήλη νερού. Κατά συνέπεια υπάρχει μέση ετήσια αύξηση της καθαρής πρωτογενούς παραγωγικότητας κατά 60% στα πρώτα 80m βάθος και της χλωροφύλλης-α κατά 90% στα πρώτα 200m βάθος. Η ατμοσφαιρική εναπόθεση δίνει μέση ετήσια μείωση των φωσφορικών κατά 45% για τα επιφανειακά ύδατα (0-100m) λόγω αύξησης της πραγματικής πρωτογενούς παραγωγικότητας και της βακτηριακής δραστηριότητας. Επίσης παρατηρείται αύξηση κατά 12% των φωσφορικών στα βαθύτερα νερά (100-200m) λόγω περισσότερων απεκκρίσεων και βακτηριακής αποικοδόμησης της οργανικής ύλης. Το συνολικό αποτέλεσμα είναι μείωση των φωσφορικών κατά 5% στη κολώνα της υδάτινης μάζας από 0 έως 200m. Η προσομοίωση του οικοσυστήματος λαμβάνοντας υπόψη τις ατμοσφαιρικές εναποθέσεις, συμφωνεί με την κατανομή της χλωροφύλλης-α όπως μετρήθηκε στον θαλάσσιο σταθμό Μ3Α. Παρόλα αυτά η μέγιστη τιμή της χλωροφύλλης, σύμφωνα με την προσομοίωση δίνεται στα 80m ενώ σύμφωνα με τις θαλάσσιες μετρήσεις στα 100m. Η διαφορά αυτή αποδόθηκε στη μονοδιάστατη προσέγγιση του θαλάσσιου οικοσυστήματος, που αγνοεί τις οριζόντιες μετακινήσεις ύλης και οργανισμών. Επιπλέον, προσομοιώνεται με την πάροδο των ετών, μία συσσώρευση ανόργανου αζώτου στα επιφανειακά στρώματα που δεν μπορεί να τεκμηριωθεί με μετρήσεις πεδίου στην περιοχή.

Μεταγενέστερη προσέγγιση (Παράρτημα Β, Εικόνα Β.2) υπήρξε η χρήση της τελευταίας έκδοσης του ERSEM 2004 (Blackford et al., 2004), όπως αυτή περιγράφεται στο Κεφάλαιο 5, συζευγμένο με το Υδροδυναμικό Μοντέλο Θαλάσσιας Κυκλοφορίας της Μεσογείου (POSEIDON). Το POSEIDON βασίζεται στο Princeton Ocean Model (POM) με την διαφορά ότι έχει μεγαλύτερη ανάλυση και συνδυάζεται με το φίλτρο SEEK (Παράγραφος 4.2) για την μείωση του χρόνου υπολογισμού και σφάλματος. Οι διαφορές εκείνης της μελέτης σε σχέση με την παρούσα εργασία, έγκεινται στο γεγονός ότι ενώ η ατμόσφαιρα λαμβάνεται υπόψη ως εξωτερική πηγή θρεπτικών, καμία άλλη πηγή (π.χ. ποτάμια, Μαύρη θάλασσα κλπ) δεν συμπεριλαμβάνεται στο ισοζύγιο θρεπτικών του υπο μελέτη θαλάσσιου οικοσυστήματος. Επιπλέον, λόγω της μονοδιάστατης φύσης του αριθμητικού μοντέλου, προσομοιώνονται μόνο οι κατακόρυφες κινήσεις της υδάτινης μάζας κι όχι οι οριζόντιες, οι οποίες είναι πολύ σημαντικές για την μεταφορά και κατανομή των θρεπτικών στην υδάτινη στήλη. Τέλος, σημαντική διαφορά των δύο εργασιών είναι και η παραμετροποίηση της αποδόμησης της οργανικής ύλης από τα βακτήρια. Μέχρι πρότινος, θεωρούσαμε την αποδόμηση της σωματιδιακής ύλης σε διαλυτή και την μετατροπή της οργανικής ύλης σε ανόργανη ως μία διεργασία η οποία συνέβαινε στο ίδιο ποσοστό τόσο για το άζωτο όσο και για το φώσφορο.

Τα αποτελέσματα της εργασίας αυτής συνοψίζονται ως εξής: η ατμοσφαιρική εναπόθεση οδηγεί σε μια σοβαρή αύξηση της συγκέντρωσης των θρεπτικών στην θαλάσσια στήλη με σημαντικότερες εκείνες των νιτρικών και των αμμωνιακών. Οι προσομοιωμένες τιμές των θρεπτικών ιόντων είναι πολύ κοντά στις μετρήσεις πεδίου, που όμως παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση χωρικά και χρονικά. Επιπλέον, στα βαθύτερα στρώματα (>200m) η μεταβλητότητα των συγκεντρώσεων των θρεπτικών είναι μικρότερη σε σχέση με τα επιφανειακά στρώματα, ένα ακόμη γεγονός που αποδεικνύει την επίδραση της ατμόσφαιρας.

Η επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης αζώτου και φωσφόρου, είναι εμφανής και στην βιολογία του οικοσυστήματος. Οι προσομοιωμένες τιμές της χλωροφύλλης-α όταν η ατμοσφαιρική εναπόθεση θρεπτικών λαμβάνεται υπόψη είναι πιο κοντά στις μετρήσεις πεδίου σε σχέση με την προσομοίωση όπου στο σύστημα θεωρείται κλειστό. Τα νιτρικά ιόντα εφόσον βρίσκονται σε περίσσεια δεν αποτελούν περιοριστικό παράγοντα για την πρωτογενή παραγωγή στην Ανατολική Μεσόγειο. Αποτέλεσμα της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης, είναι η συσσώρευση με την πάροδο των ετών αζώτου στα επιφανειακά ύδατα (Εικόνες 6.1 α και β).



Εικόνα 6.1: Σύγκριση των προσομοιώσεων του λόγου DIN/DIP όπου οι μηχανισμοί απομάκρυνσης πλεονάζουσας ποσότητας ατμοσφαιρικά εναποτιθέμενου αζώτου α) δεν λαμβάνονται υπόψη και β) λαμβάνονται υπόψη, για τα επιφανειακά 400m της θαλάσσιας κολώνας.

Παρόλο που δεν μπορούμε να αποκλείσουμε αλλαγές σε πολύ μεγάλες χρονικές κλίμακες, μία τέτοια αύξηση δεν τεκμηριώνεται από τις μετρήσεις πεδίου για τα τελευταία 25 χρόνια (Siockou et al., 2010). Έτσι λοιπόν οδηγηθήκαμε στο συμπέρασμα ότι η περίσσεια ατμοσφαιρικού αζώτου που εναποτίθεται στην επιφάνεια της θάλασσας θα πρέπει να απομακρύνεται με έναν ρυθμό παρόμοιο με τον ρυθμό εναπόθεσης του. Και για την απομάκρυνση αυτή ευθύνονται τόσο οι φυσικοί (κινήσεις υδάτινης μάζας) όσο και οι βιολογικοί μηχανισμοί (βακτηριακή αποδόμηση της οργανικής ύλης).

6.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΤΟΥ ΦΥΣΙΚΟ - ΒΙΟΓΕΩΧΗΜΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

Απώτερος σκοπός της ανάλυσης ευαισθησίας του θαλάσσιου φυσικο-βιογεωχημικού μοντέλου προσομοίωσης όπως αυτό παρουσιάστηκε στο Κεφάλαιο 4, είναι ο προσδιορισμός της ευαισθησίας της «λύσης» στον προτεινόμενο μηχανισμό απομάκρυνσης αζώτου από το σύστημα καθώς και η διερεύνηση των επιπτώσεων των αλλαγών του σε άλλες μεταβλητές, χημικές και βιολογικές, του οικοσυστήματος. Ανάλυση ευαισθησίας για τις οριζόντιες κινήσεις της υδάτινης μάζας και το ισοζύγιο θρεπτικών κρίνεται ότι δεν απαιτείται στην παρούσα φάση για δύο λόγους: καταρχήν διότι οι οριζόντιες κινήσεις αποτελούν αναπόσπαστο κομμάτι του υπο μελέτη θαλάσσιου οικοσυστήματος συστήματος και διότι η παραμετροποίησή τους όπως άλλωστε και το ισοζύγιο αζώτου και φωσφόρου, βασίζονται σε αξιόπιστες μελέτες της ευρύτερης περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου (Krom et al., 2004 και αναφορές σε αυτό). Επιπλέον, ανάλυση ευαισθησίας του συνόλου των παραμέτρων του μοντέλου είναι εκτός του αντικειμένου της παρούσας εργασίας και έχει ήδη διενεργηθεί για το οικολογικό μοντέλο ERSEM σε προηγούμενες μελέτες (π.χ. Allen et al, 1998; Blackford, 1997 κλπ). Στο παρόν κεφάλαιο διερευνήσαμε την ευαισθησία των αποτελεσμάτων σε μεταβολές κατά 10% και 20% των ποσοστών αποδόμησης του αζώτου από την οργανική ύλη.

Παρακάτω, η προσομοίωση “αναφοράς”, όπου οι επιλεγμένες τιμές των παραμέτρων προσομοιώνουν με πολύ ικανοποιητικό τρόπο το υπό μελέτη θαλάσσιο οικοσύστημα (Κεφάλαιο 5), συγκρίνεται με δύο σειρές διαφορετικών σεναρίων (Πίνακας 6.2). Στη πρώτη σειρά σεναρίων (A), αυξήσαμε το ποσοστό αποδόμησης του αζώτου από την οργανική ύλη κατά 10% (A1) και 20% (A2), ενώ στο δεύτερο (Σενάριο B) μειώσαμε το ποσοστό αυτό κατά 10% (B1) και 20% (B2) κρατώντας πάντα το ποσοστό αποδόμησης του φωσφόρου από την οργανική ύλη και τις υπόλοιπες παραμέτρους σταθερές στις τιμές της προσομοίωσης αναφοράς. Τα ποσοστά μείωσης και αύξησης στα σεναρία A και B, επελέχθησαν ώστε να βρίσκονται μέσα στο εύρος της φυσικής μεταβλητότητας των παραμέτρων.

Τα αποτελέσματα που παρατίθενται στις επόμενες παραγράφους εστιάζουν στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας στήλης (0-200m) διότι, η παρούσα μελέτη, διερευνά την επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στην πρωτογενή παραγωγή του θαλάσσιου οικοσυστήματος, η οποία περιορίζεται στην ευφωτική ζώνη.

Πίνακας 6.2: Σενάρια για την ανάλυση ευαισθησίας του αριθμητικού μοντέλου προσομοίωσης

Σενάριο	A1	10% αύξηση του ποσοστού αποδόμησης αζώτου από την οργανική ύλη
A	A2	20% αύξηση του ποσοστού αποδόμησης αζώτου από την οργανική ύλη
Σενάριο	B1	10% μείωση του ποσοστού αποδόμησης αζώτου από την οργανική ύλη
B	B2	20% μείωση του ποσοστού αποδόμησης αζώτου από την οργανική ύλη

6.2.1 ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΧΗΜΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΛΗΤΩΝ

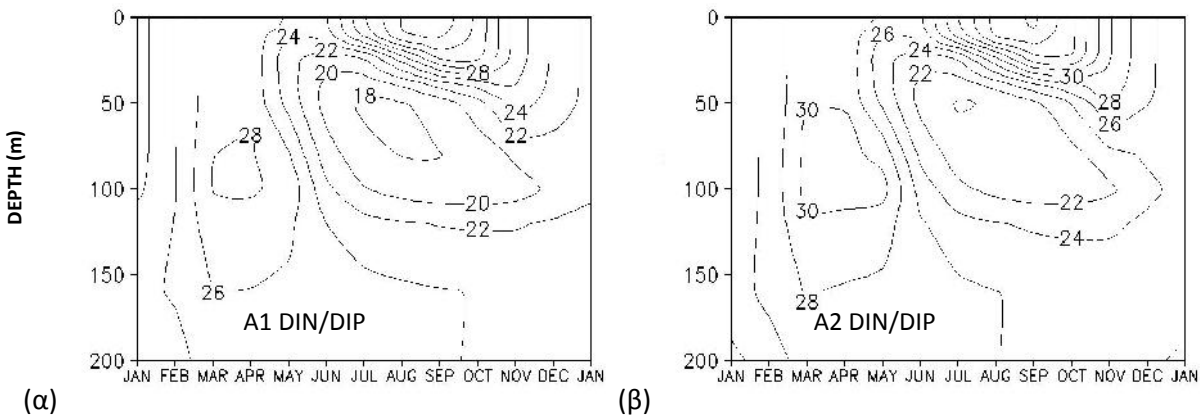
Στο ολιγοτροφικό θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου η συγκέντρωση θρεπτικών και ιδιαίτερα η συγκέντρωση φωσφόρου έχει προταθεί ως ο κύριος περιοριστικός παράγοντας της πρωτογενούς θαλάσσιας παραγωγικότητας. Ως εκ τούτου η διερεύνηση των πιθανών επιπτώσεων των αλλαγών των παραμετροποιήσεων του μοντέλου στις συγκεντρώσεις των θρεπτικών είναι ιδιαίτερα σημαντική.

Η εισαγωγή του μηχανισμού ατμοσφαιρικής εναπόθεσης αζώτου και φωσφόρου στο θαλάσσιο φυσικο-βιογεωχημικό μοντέλο προσομοίωσης που αποτελεί καινοτομία, οδήγησε στην εισαγωγή ενός ακόμη μηχανισμού που πιστεύεται ότι ταυτόχρονα με την φυσική μεταφορά (οριζόντια και κατακόρυφη) οδηγεί την περίσσεια του ατμοσφαιρικού αζώτου εκτός του επιφανειακού τμήματος της θαλάσσιας στήλης. Η επιλεκτική αποδόμηση φωσφόρου, σε σχέση με το άζωτο, από την οργανική ύλη θεωρείται σημαντικός μηχανισμός για τις μετρούμενες συγκεντρώσεις αζώτου και φωσφόρου στην περιοχή. Επομένως, για την μελέτη της επίδρασης της μεταβολής του μηχανισμού αυτού στην συγκέντρωση των θρεπτικών (αζώτου και φωσφόρου) στην θαλάσσια κολώνα, οι προσομοιωμένες τιμές των μεταβλητών συγκρίνονται με τα αποτελέσματα δύο διαφορετικών σεναρίων. Στο πρώτο σενάριο (Σενάριο Α) το ποσοστό αποδόμησης του αζώτου από την οργανική ύλη (Remin_N) αυξήθηκε κατά 10% (A1) και 20% (A2), ενώ στο δεύτερο (Σενάριο Β) μειώθηκε κατά 10% (B1) και 20% (B2) κρατώντας πάντα το ποσοστό αποδόμησης του φωσφόρου από την οργανική ύλη σταθερό.

Τα αποτελέσματα των νέων προσομοιώσεων παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον με χαρακτηριστικό μέτρο αντιπαραβολής τον λόγο αζώτου προς φώσφορο (N/P). Παρατηρώντας τις Εικόνες 6.1 και 6.2 είναι σαφές ότι το αριθμητικό μοντέλο είναι εξαιρετικά ευαίσθητο στις αλλαγές που έγιναν, όσον αφορά την συγκέντρωση των θρεπτικών στα επιφανειακά ύδατα της θαλάσσιας στήλης (0-200m).

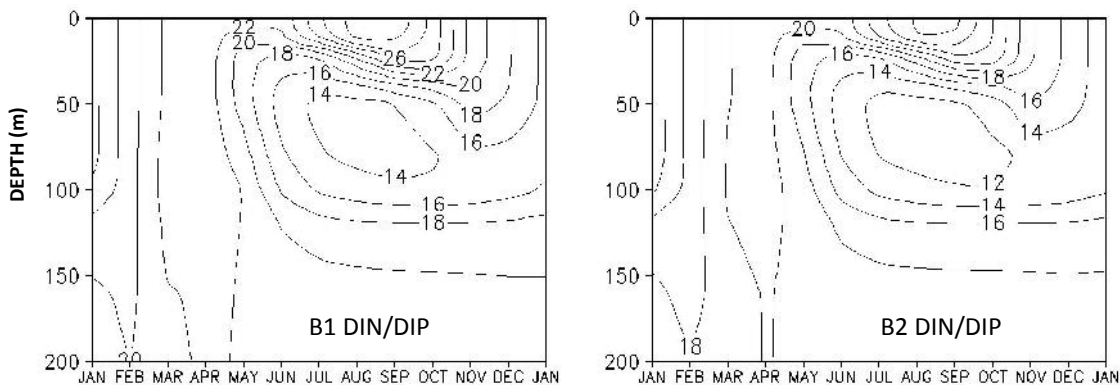
Αύξηση της αποδόμησης της οργανικής ύλης ως προς το άζωτο κατά 10% (A1 σενάριο, εικόνα 6.2α) προκαλεί αύξηση της συγκέντρωσης του διαλυτού ανόργανου αζώτου στα επιφανειακά στρώματα. Συνολικά, ο ολοκληρωμένος λόγος του διαλυτού ανόργανου αζώτου προς τον διαλυτό ανόργανο φώσφορο (DIN/DIP) στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας (0-200m) αυξάνεται κατά 8.5 έως 11% κατά τη διάρκεια του έτους. Μεγαλύτερη αύξηση του Remin_N (A2 σενάριο, σχήμα 6.2β) οδηγεί σε ακόμη μεγαλύτερη αύξηση στη συγκέντρωση του N που έχει ως αποτέλεσμα ένα υψηλότερο DIN/DIP λόγο (15 – 19.5%). Οι ελάχιστες τιμές του λόγου DIN/DIP, που προσομοιώνονται την καλοκαιρινή περίοδο στα επιφανειακά στρώματα, αυξάνονται από 16 (προσομοίωση αναφοράς) σε 18 και 22 για τα

σενάρια A1 και A2 αντίστοιχα. Ανάλογες αυξήσεις υπολογίζονται και την αρχή της εαρινής περιόδου για τις μέγιστες τιμές στα βαθύτερα στρώματα της στήλης (24, 26 και 28, για την αναφορά, A1 και A2 σενάρια, αντίστοιχα).



Εικόνα 6.2: Χωροχρονική κατανομή του διαλυτού ανόργανου αζώτου προς τον διαλυτό ανόργανο φώσφορο (DIN/DIP) α) Σενάριο A1 και β) Σενάριο A2

Η μείωση της συγκέντρωσης του αζώτου, που οφείλεται στο μικρότερο ποσοστό αποδόμησης της οργανικής ύλης ως προς το άζωτο συγκριτικά με το σενάριο αναφοράς, αντανακλάται στον λόγο DIN/ DIP (B1 και B2 σενάρια, εικόνες 6.3α και 6.3β) στο ανώτερο στρώμα της υδάτινης στήλης. Μείωση του διαλυτού ανόργανου αζώτου οδηγεί σε μείωση DIN/DIP ανάλογα την περίοδο από 8 έως 11% για το σενάριο B1 και κατά 20-26% για το σενάριο B2 σε σύγκριση με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης αναφοράς.



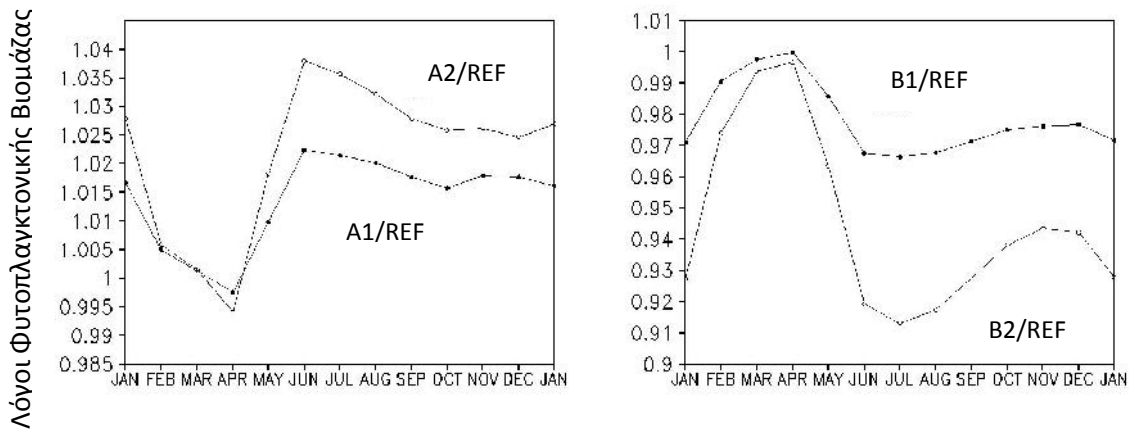
Εικόνα 6.3: Χωροχρονική κατανομή του διαλυτού ανόργανου αζώτου προς τον διαλυτό ανόργανο φώσφορο (DIN/DIP) α) Σενάριο B1 και β) Σενάριο B2

6.2.2 ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΒΙΟΛΟΓΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΛΗΤΩΝ

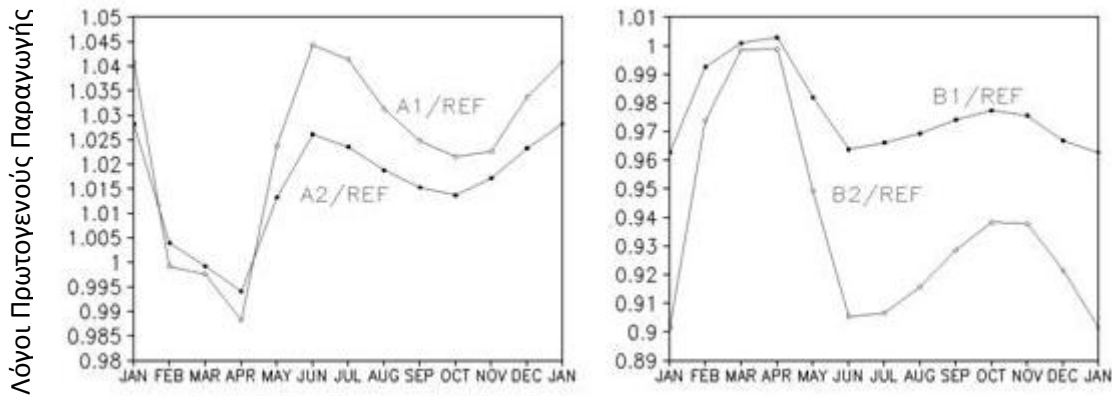
Μεταβολές στις συγκεντρώσεις των θρεπτικών της θαλάσσιας στήλης, στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου που χαρακτηρίζεται από έλλειψη θρεπτικών, έχουν σημαντική επίδραση στην βιολογία του. Όπως αναφέρθηκε νωρίτερα, η διαθεσιμότητα διαλυτού ανόργανου αζώτου επηρεάζει, σε συνδυασμό φυσικά με άλλες βιολογικές και περιβαλλοντικές παραμέτρους (π.χ. θηρευτές, θερμοκρασία, ηλιακή ακτινοβολία κ.λπ), την αύξηση της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας. Παράλληλα επηρεάζει και τη βακτηριακή βιομάζα, καθόσον, τα βακτήρια ενώ αφομοιώνουν την διαλυτή οργανική ύλη (DOM), ανταγωνίζονται και με το φυτοπλαγκτόν για τη δέσμευση της διαλυτής ανόργανης ύλης (DIN). Αυτές οι αλληλεπιδράσεις αποτυπώνονται και στα αποτελέσματα των σεναρίων ευαισθησίας (Εικόνες 6.4, 6.5 και 6.6) που δίνονται με την μορφή λόγων (σενάριο /προσομοίωση αναφοράς).

Γενικά, μία αύξηση του ποσοστού αποδόμησης αζώτου από την οργανική ύλη (Remin_N) οδηγεί, σε μεγαλύτερη διαθεσιμότητα διαλυτού ανόργανου αζώτου (DIN) για την ανάπτυξη της φυτοπλαγκτονικής και της βακτηριακής βιομάζας. Ταυτόχρονα οδηγεί και σε λιγότερο διαθέσιμο διαλυτό οργανικό άζωτο (DOM_N) για την ανάπτυξη των βακτηρίων σε σχέση με την προσομοίωση αναφοράς διότι μικρότερες ποσότητες σωματιδιακής ύλης μετατρέπονται σε διαλυτή με αποτέλεσμα μέσω της καθίζησης να απομακρύνονται από το σύστημα.

Πιο συγκεκριμένα, η φυτοπλαγκτονική βιομάζα και η πρωτογενής παραγωγικότητα ανταποκρίνεται στις αλλαγές των ποσοστών Remin_N με μια αύξηση για τα σενάρια A (Εικόνα 6.4α και 6.5α) και με μείωση για τα σενάρια B (Εικόνα 6.4β και 6.5β), για το μεγαλύτερο μέρος του έτους, εκτός από νωρίς την άνοιξη. Κατά την χειμερινή/εαρινή περίοδο η ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού στηρίζεται στα θρεπτικά συστατικά που προέρχονται από βαθύτερα πλούσια νερά μετά από την ανάμειξη της υδάτινης μάζας. Για το υπόλοιπο του έτους λόγω της διαστρωμάτωσης της στήλης, η ανάπτυξη και η παραγωγικότητα του φυτοπλαγκτού στηρίζεται στις εξωτερικές πηγές και την ανακύκλωση των θρεπτικών.



Εικόνα 6.4: Λόγοι φυτοπλαγκτονικής βιομάζας α) Σενάριο A, Προσομοιώσεις A1 και A2 προς Προσομοίωση αναφοράς και β) Σενάριο B, Προσομοιώσεις B1 και B2 προς Προσομοίωση αναφοράς (REF)

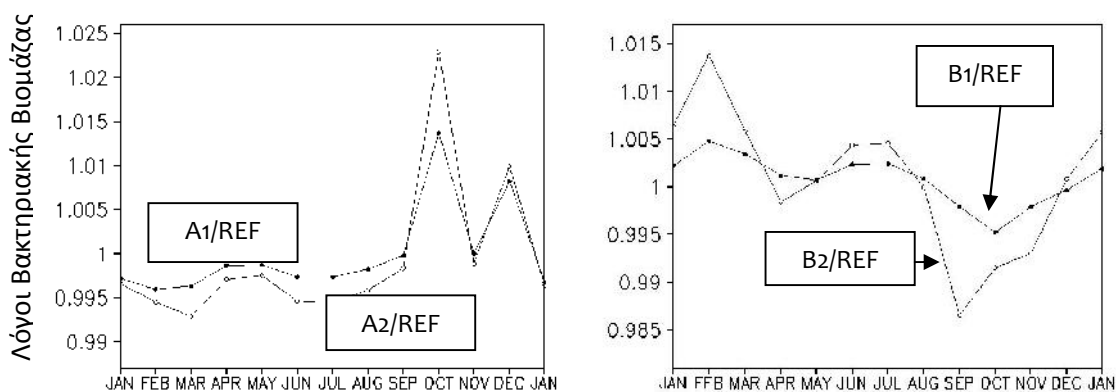


Εικόνα 6.5: Λόγοι πρωτογενούς παραγωγής α) Σενάριο A, Προσομοιώσεις A1 και A2 προς Προσομοίωση αναφοράς και β) Σενάριο B, Προσομοιώσεις B1 και B2 προς Προσομοίωση αναφοράς (REF)

Σε όλες τις νέες προσομοιώσεις κατά τη διάρκεια της φυτοπλαγκτονικής άνθησης, η βακτηριακή βιομάζα είναι μικρότερη σε σχέση με την φυτοπλαγκτονική. Μετά την περίοδο αυτή, η θήρευση του φυτοπλαγκτού από τους ζωοπλαγκτονικούς οργανισμούς επιτρέπει την ταχύτερη ανάπτυξη των βακτηρίων που συναγωνίζονται για τις διαθέσιμες ποσότητες DIN (Εικόνα 6.6α). Παρόλο που η αύξηση του βακτηριακού ρυθμού παραγωγής αρχίζει το τέλος της άνοιξης, η βακτηριακή βιομάζα φθάνει στα επίπεδα της προσομοίωσης αναφοράς αρκετούς μήνες αργότερα, το φθινόπωρο.

Όταν το ποσοστό Remin_N μειώνεται (Σενάρια B1 και B2) περισσότερο DOM_N είναι διαθέσιμο για τα βακτήρια (Εικόνα 6.6 β) και λιγότερο DIN διατίθεται για την πρωτογενή παραγωγικότητα (Εικόνα 6.5 β) σε σύγκριση με την προσομοίωση αναφοράς. Αυτό παρατηρείται όλους τους μήνες εκτός από τον Μάρτιο και τον Απρίλιο, όταν η πρωτογενής

παραγωγικότητα στηρίζεται από τα θρεπτικά που ανέρχονται από τα βαθύτερα στρώματα λόγω ανάμειξης. Η βακτηριακή βιομάζα (Εικόνα 6.6 β) αυξάνεται λόγω αύξησης του DOM_N το χειμώνα και τα τέλη της άνοιξης/καλοκαιριού ενώ η μειωμένη διαθεσιμότητα DIN οδηγεί σε χαμηλότερη βακτηριακή βιομάζα σε σύγκριση με την προσομοίωση αναφοράς το φθινόπωρο, όταν τα βακτήρια χρησιμοποιούν σημαντικό μέρος των διαθέσιμων DIN για την ανάπτυξή τους όπως αναφέρθηκε πρωτίτερα.



Εικόνα 6.6: Λόγοι βακτηριακής βιομάζας α) Σενάριο A, Προσομοιώσεις A1 και A2 προς Προσομοίωση αναφοράς και β) Σενάριο B, Προσομοιώσεις B1 και B2 προς Προσομοίωση αναφοράς (REF)

Οι συγκρίσεις των A1 και A2 σεναρίων καθώς και των B1 και B2 σεναρίων δείχνουν μεγαλύτερες αλλαγές (αύξηση/μείωση) στην φυτοπλαγκτονική παραγωγικότητα, ως αποτέλεσμα των αλλαγών (αύξηση/μείωση) της παραμέτρου Remin_N. Ωστόσο, είναι αξιοσημείωτο το γεγονός ότι η φυτοπλαγκτονική βιομάζα δεν ανταποκρίνεται γραμμικά με την μεταβολή της Remin_N. Βακτήρια αντιδρούν διαφορετικά, όπως τεκμηριώνεται παραπάνω, αφού η ανάπτυξή τους εξαρτάται από διάφορες περιβαλλοντικές και βιολογικές συνθήκες, συμπεριλαμβανομένων και της διαθεσιμότητας τόσο του DOM_N όσο και του DIN.

6.3 ΣΥΝΟΨΗ

Για τον προσδιορισμό της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στην θαλάσσια παραγωγικότητα, πολλές προσπάθειες με διαφορετικές προσεγγίσεις έγιναν κατά το παρελθόν (Πίνακας 6.3). Οι προσομοιώσεις αυτές είχαν σαν κύριο αποτέλεσμα την συσσώρευση αζώτου στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας στήλης, το οποίο δεν τεκμηριώνεται από τις διαθέσιμες μετρήσεις πεδίου. Οδηγηθήκαμε λοιπόν στο συμπέρασμα ότι τόσο φυσικοί όσο και βιολογικοί μηχανισμοί πρέπει να είναι το κλειδί για την μεταφορά της περίσσειας ατμοσφαιρικού αζώτου από τα επιφανειακά ύδατα στα βαθύτερα. Έτσι στην παρούσα εργασία, ενσωματώνονται στο 1-d φυσικό-βιογεωχημικό θαλάσσιο μοντέλο, οι πιο πιθανοί μηχανισμοί απομάκρυνσής του N (Κεφάλαιο 4): η επιλεκτική βακτηριακή αποδόμηση της οργανικής ύλης ως προς τον φώσφορο και οι οριζόντιες κινήσεις της υδάτινης μάζας.

Ελέγχθηκε η ευαισθησία του μοντέλου προσομοίωσης μόνο στον μηχανισμό της επιλεκτικής βιοαποδόμησης της σωματιδιακής οργανικής ύλης. Η ανάλυση ευαισθησίας για τους υπόλοιπους μηχανισμούς δεν κρίθηκε σκόπιμη για την παρούσα μελέτη. Προσδιορίστηκε η ευαισθησία της «λύσης» στον προτεινόμενο μηχανισμό απομάκρυνσης αζώτου από το σύστημα και διερευνήθηκαν οι επιπτώσεις των αλλαγών του σε άλλες μεταβλητές, χημικές και βιολογικές, του οικοσυστήματος.

Η προσομοίωση “αναφοράς” που παρουσιάστηκε στο Κεφάλαιο 5, προσομοιώνει με πολύ ικανοποιητικό τρόπο το υπό μελέτη θαλάσσιο οικοσύστημα συγκρίθηκε με δύο σειρές διαφορετικών σεναρίων (Πίνακας 6.1) υποθέτοντας αύξηση (A) ή μείωση (B) του ποσού αποδόμησης αζώτου από την οργανική ύλη.

Τα ποσοτικά αποτελέσματά της ανάλυσης ευαισθησίας που παρουσιάστηκαν στις προηγούμενες παραγράφους και συνοψίζονται ποιοτικά στους Πίνακες 6.3 και 6.4, παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον. Μεταβολές στις συγκεντρώσεις των θρεπτικών στην ευφωτική ζώνη, σε ένα θαλάσσιο σύστημα αυτό της Ανατολικής Μεσογείου που χαρακτηρίζεται από έλλειψη θρεπτικών και συγκεκριμένα φωσφόρου, έχουν σημαντική επίδραση στην βιολογία του οικοσυστήματος.

Από τις νέες προσομοιώσεις παρουσιάζει ευαισθησία στην παραμετροποίηση του μηχανισμού απομάκρυνσης από την ευφωτική ζώνη, μέρους του εναποτιθέμενου ατμοσφαιρικού αζώτου, με σκοπό την αποφυγή συσσώρευσης αζώτου στο στρώμα αυτό. Η φυτοπλαγκτονική και βακτηριακή βιομάζα και παραγωγικότητα εξαρτώνται σε διαφορετικό ποσοστό από τον μηχανισμό αυτό, ο οποίος δρα έμμεσα ως ρυθμιστικός παράγοντας της ανάπτυξής τους.

Πίνακας 6.3: Συνοπτική περιγραφή των διερευνητικών και τελικών προσομοιώσεων και αποτελεσμάτων τους για το θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου.

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ		ΚΥΡΙΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	
ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ			
ERSEM III POM	ΧΩΡΙΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ	<p>ΑΡΧΙΚΗ ΜΟΡΦΗ</p> <p>ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ</p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ Μέγιστος ρυθμός ανάπτυξης (p_sum) ✓ Ειδικός συντελεστής ρυθμού αναπνοής (p_srs) ✓ Ειδικός συντελεστής θερμοκρασίας (p_q10) ✓ Τιμή κατωφλίου για την απορρόφηση τροφής (p_minfood) ✓ Παράμετρος ημικορεσμού (p_chuc) ✓ Ειδικός συντελεστής θερμοκρασίας (p_q10) ✓ Σταθερά όγκου της περιοχής αναζήτησης τροφής (p_vum) <p>ΟΛΕΣ ΟΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ</p>	<p>Ικανοποιητική προσομοίωση του οικοσυστήματος διότι η ατμοσφαιρική εναπόθεση εμπεριέχεται έμμεσα στις αρχικές συνθήκες του μοντέλου</p> <p>Μεταβολή +30%</p> <p>↑ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή -30%</p> <p>↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή +30%</p> <p>↑ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή -30%</p> <p>↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή -30%</p> <p>↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή +30%</p> <p>↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30%</p> <p>↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας</p> <p>Συσσώρευση αζώτου στην θαλάσσια στήλη</p>
	ERSEM 2004 POSEIDON	<p>ΜΕ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ</p> <p>ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ Remin_N</p>	<p>Ικανοποιητική προσομοίωση του οικοσυστήματος ως προς τις φυσικο-βιογεωχημικές μεταβλητές του</p> <p>Μεταβολή +10% και +20%</p> <p>↑ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας ↑ λόγου DIN/DIP</p> <p>Μεταβολή -10% και -20%</p> <p>↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας ↓ λόγου DIN/DIP</p>
ΤΕΛΙΚΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ			

Η αύξηση της αποδόμησης της οργανικής ύλης ως προς το άζωτο προκαλεί αύξηση του λόγου DIN/DIP στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας (0-200m) έως και 19.5%. Αντίθετα, η μείωση της συγκέντρωσης του αζώτου που οφείλεται στο μικρότερο ποσοστό αποδόμησης της οργανικής ύλης ως προς το άζωτο συγκριτικά με το σενάριο αναφοράς έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση του διαλυτού ανόργανου αζώτου και τη μείωση του λόγου DIN/DIP, ανάλογα την περίοδο, έως και 26% σε σύγκριση με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης αναφοράς.

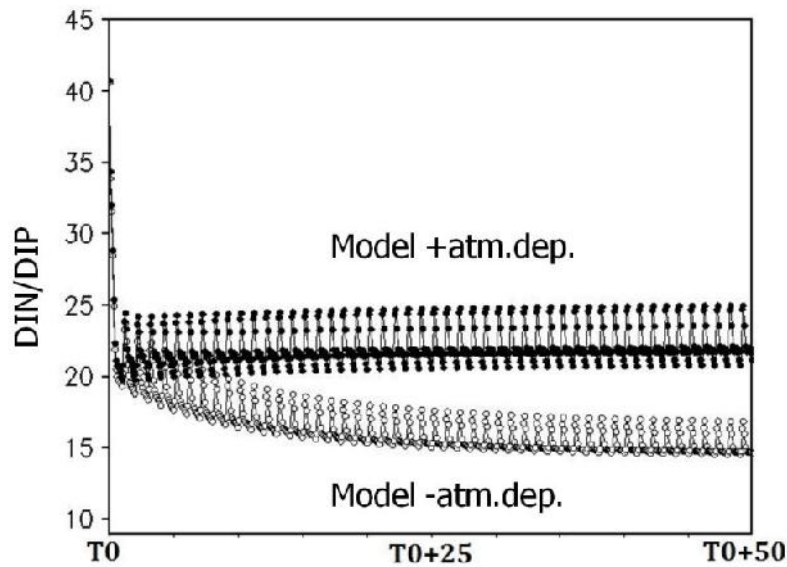
Επιπλέον, οι συγκρίσεις των A1 και A2 σεναρίων καθώς και των B1 και B2 σεναρίων δείχνουν μεγαλύτερες αλλαγές (αύξηση/μείωση) στην φυτοπλαγκτονική παραγωγικότητα, ως αποτέλεσμα των αλλαγών (αύξηση/μείωση) της παραμέτρου Remin_N. Ωστόσο, είναι αξιοσημείωτο το γεγονός ότι η φυτοπλαγκτονική βιομάζα δεν ανταποκρίνεται γραμμικά με την μεταβολή της Remin_N. Μικρότερη ευαισθησία της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας στις αλλαγές της παραμέτρου Remin_N προσομοιώνεται στις αρχές της άνοιξης, όταν η κάθετη ανάμιξη της θαλάσσιας στήλης τροφοδοτεί τα επιφανειακά ύδατα με θρεπτικά συστατικά από τα βαθύτερα στρώματα ενισχύοντας την πρωτογενή παραγωγικότητα. Αντίθετα, η διαστρωμάτωση της θαλάσσιας στήλης κατά την καλοκαιρινή περίοδο οδηγεί στην υψηλή σχετικά συνεισφορά της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης σε θρεπτικά με αποτέλεσμα οι αλλαγές στην Remin_N να αντικατοπτρίζονται στην φυτοπλαγκτονική βιομάζα και παραγωγικότητα. Τα βακτήρια αντιδρούν διαφορετικά, όπως τεκμηριώνεται παραπάνω, αφού η ανάπτυξή τους εξαρτάται από διάφορες περιβαλλοντικές και βιολογικές συνθήκες, συμπεριλαμβανομένων και της διαθεσιμότητας τόσο του διαλυτού οργανικού αζώτου DOM_N όσο και του διαλυτού ανόργανου DIN.

Πίνακας 6.4: Αποτελέσματα της ανάλυσης ευαισθησίας του αριθμητικού μοντέλου προσομοίωσης

ΜΕΤΑΒΛΗΤΕΣ	ΣΕΝΑΡΙΟ Α		ΣΕΝΑΡΙΟ Β	
	A1	A2	B1	B2
	(+10%)	(+20%)	(-10%)	(+20%)
DIN/DIP	↑	↑	↓	↓
Φυτοπλαγκτονική Βιομάζα	↑	↑	↓	↓
Πρωτογενή Παραγωγή	↑	↑	↓	↓
Βακτηριακή Βιομάζα	↑/↓	↑/↓	↑/↓	↑/↓

7 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗΣ ΣΤΗ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑ

Για να μελετήσουμε τον ρόλο της ατμόσφαιρας ως πηγή εμπλουτισμού του θαλάσσιου οικοσυστήματος της Ανατολικής Μεσογείου σε θρεπτικά συστατικά και κατ' επέκταση τον ρόλο που διαδραματίζει στη πρωτογενή θαλάσσια παραγωγικότητα, πραγματοποιήσαμε δύο διαφορετικές προσομοιώσεις με τη βοήθεια του 1-διάστατου θαλάσσιου φυσικο – βιογεωχημικού μοντέλου. Κατά την πρώτη προσομοίωση (Model +atm.dep.), εισάγονται στο μοντέλο ως δεδομένα εισόδου η συνολική εναπόθεση (ξηρή και υγρή) των νιτρικών (NO_3^-), των αμμωνιακών (NH_4^+) και των φωσφορικών ιόντων (PO_4^{3-}). Κατά τη δεύτερη προσομοίωση (Model -atm.dep.), δεν λαμβάνουμε υπόψη την εισαγωγή αζώτου και φωσφόρου μέσω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης, ενώ όλες οι άλλες πηγές που συνεισφέρουν στο ισοζύγιο θρεπτικών του οικοσυστήματος παραμένουν σταθερές. Το σύστημα κατά την προσομοίωση αναφοράς (Model+atm.dep.) φθάνει γρήγορα σε σταθερή κατάσταση (6^ο έτος) ενώ μεγαλύτερο χρονικό διάστημα (περίπου 20 χρόνια) απαιτείται για την προσομοίωση Model-atm.dep. για να φθάσει σε μία σχεδόν σταθερή κατάσταση με μεταβολή <0.5% (Εικόνα 7.1). Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι οι αρχικές συνθήκες του μοντέλου για την Model+atm.dep, λόγω του ότι εμπεριέχουν την ατμοσφαιρική εναπόθεση, βρίσκονται πιο κοντά στην ισορροπία σε αντίθεση με την Model-atm.dep.. Για τον λόγο αυτό και για την αποφυγή λάθος συμπερασμάτων, για την σύγκριση των αποτελεσμάτων, ορίστηκε το 50^ο έτος, το οποίο θεωρείται ως «χαρακτηριστικό έτος» των δύο αυτών προσομοιώσεων εφόσον το σύστημα και στις δύο περιπτώσεις βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης των δύο προσομοιώσεων, που παρουσιάζονται και αναλύονται στις επόμενες παραγράφους, δίνονται τόσο ως προς τις χημικές παραμέτρους (νιτρικά, αμμωνιακά και φωσφορικά ιόντα και χλωροφύλλη-α) όσο και ως προς τις βιολογικές παραμέτρους (πρωτογενής παραγωγικότητα, φυτοπλαγκτονική και βακτηριακή βιομάζα) στον χρόνο και στο βάθος της θαλάσσιας στήλης.



Εικόνα 7. 1: Μηνιαία μεταβολή του ολοκληρωμένου στα επιφανειακά 200m της θαλάσσιας στήλης, λόγου DIN/DIP για τις 50ετείς προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

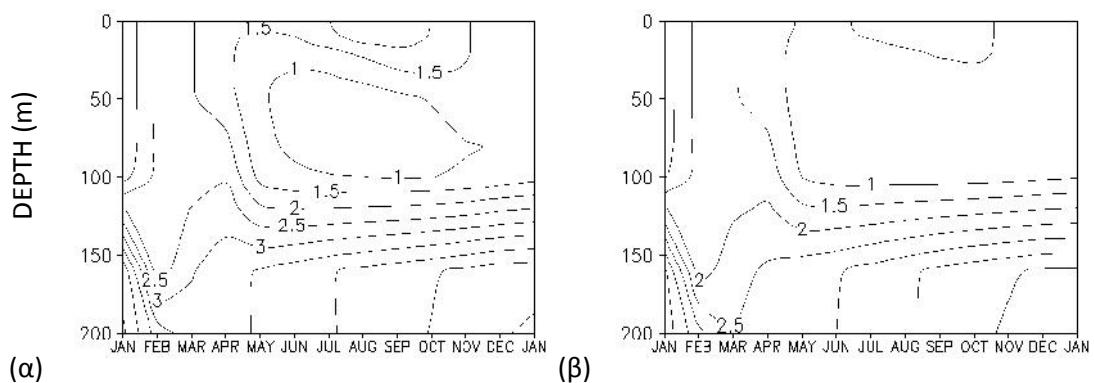
Παρακάτω παρουσιάζονται οι μεταβολές των χημικών (νιτρικών, αμμωνιακών και φωσφορικών ιόντων και CH_4) και βιολογικών (φυτοπλαγκτονική και βακτηριακή βιομάζα και πρωτογενής παραγωγικότητα) μεταβλητών λόγω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης.

Τα ποσοστά μεταβολής (%) υπολογίστηκαν ως ο επί της εκατό λόγος της διαφοράς των αποτελεσμάτων των δύο προσομοιώσεων της υπό μελέτη μεταβλητής (X).

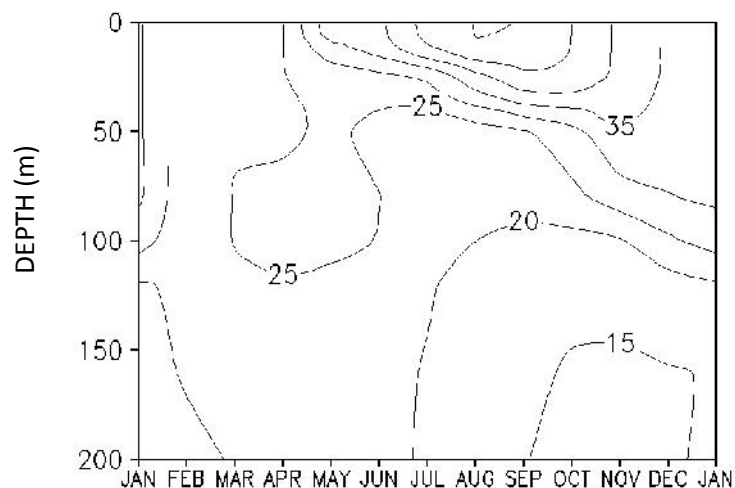
$$\text{Μεταβολή (\%)} = \frac{X_{\text{Model+atm.dep.}} - X_{\text{Model-atm.dep.}}}{X_{\text{Model+atm.dep.}}} * 100$$

7.1 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΤΩΝ ΝΙΤΡΙΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των δύο προσομοιώσεων, Model +atm.dep. και Model -atm.dep., όσον αφορά την μεταβολή της συγκέντρωσης των νιτρικών ιόντων (NO_3^-) ως προς το βάθος της θαλάσσιας στήλης για ένα μέσο έτος (Εικόνες 7.2 α και β), παρατηρούμε μία συνολική αύξηση όταν οι ατμοσφαιρικές εισροές θρεπτικών λαμβάνονται υπόψη. Μέγιστη αύξηση, της τάξεως του 50%, προσομοιώνεται τους θερινούς μήνες στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας στήλης (<50m) και ελάχιστη (<25%) τους χειμερινούς μήνες, Ιανουάριο και Φεβρουάριο. Συγκριτικά μικρή είναι και η αύξηση που παρατηρείται καθόλη τη διάρκεια του έτους σε βάθη μεγαλύτερα των 100m (<25%, Εικόνα 7.3). Για τις ολοκληρωμένες στα επιφανειακά 200m συγκεντρώσεις νιτρικών ιόντων, η μεταβολή κυμαίνεται από +20 έως +25%.



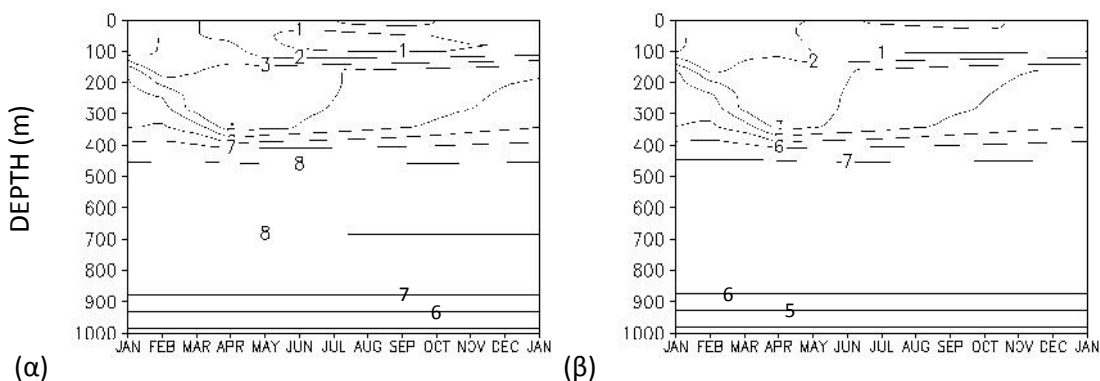
Εικόνα 7.2: Κατανομή νιτρικών ιόντων (mmol/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.



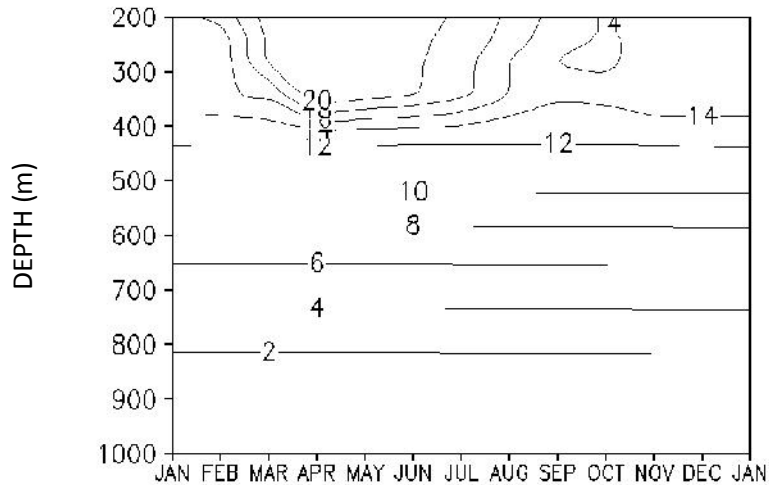
Εικόνα 7.3: Ποσοστό μεταβολής (%) των νιτρικών ιόντων στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

Η διακύμανση της μέγιστης και ελάχιστης επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης οφείλεται στην δημιουργία του θερμοκλινούς και την διαστρωμάτωση της θαλάσσιας υδάτινης μάζας. Η συγκέντρωση των νιτρικών στα επιφανειακά στρώματα κατά την χειμερινή περίοδο ελέγχεται από την συγκέντρωσή τους στα βαθύτερα, τα οποία επηρεάζουν την ευφωτική ζώνη λόγω της κατακόρυφης ανάμειξης των υδάτινων μαζών. Αντίθετα, κατά την καλοκαιρινή περίοδο, η διαστρωμάτωση της υδάτινης στήλης, δεν επιτρέπει την εισαγωγή θρεπτικών από τα βαθύτερα στρώματα. Την περίοδο αυτή τα επίπεδα των NO_3^- ελέγχονται από τις εξωτερικές πηγές (ποτάμια, ατμόσφαιρα) και την ανακύκλωσή θρεπτικών μέσω των βιολογικών διεργασιών. Εφόσον, οι δύο προσομοιώσεις διαφέρουν μόνο στο κατά πόσο λαμβάνεται ή όχι υπόψη η ατμοσφαιρική εναπόθεση και όλες οι άλλες πηγές θρεπτικών που συνεισφέρουν στο ισοζύγιο διατηρούνται σταθερές, η μεταβολή στην συγκέντρωση των νιτρικών που υπολογίζεται, οφείλεται αποκλειστικά στην ατμοσφαιρική εναπόθεση.

Αύξηση των συγκεντρώσεων των NO_3^- , όταν λαμβάνεται υπόψη η ατμοσφαιρική εναπόθεση αζώτου, υπολογίζεται και για τις βαθύτερες υδάτινες μάζες (Εικόνα 7.4 α και β) όμως σε ποσοστό μικρότερο από εκείνο των επιφανειακών στρωμάτων. Πιο συγκεκριμένα, στα βάθη άνω των 200m το ποσοστό αύξησης των συγκεντρώσεων των νιτρικών ιόντων ολοκληρωμένων σε βάθη από 200 μέχρι 1000m, κυμαίνεται από 8 έως 9%. Τα ποσοστά αύξησης εμφανίζονται να είναι αντιστρόφως ανάλογα του βάθους, καταλήγοντας στον πυθμένα να είναι αμελητέα (2%, Εικόνα 7.5).



Εικόνα 7.4: Κατανομή νιτρικών ιόντων (mmol/m^3) στην θαλάσσια στήλη (0-1000m) για τις προσομοιώσεις α) Model + atm.dep. και β) Model - atm.dep.

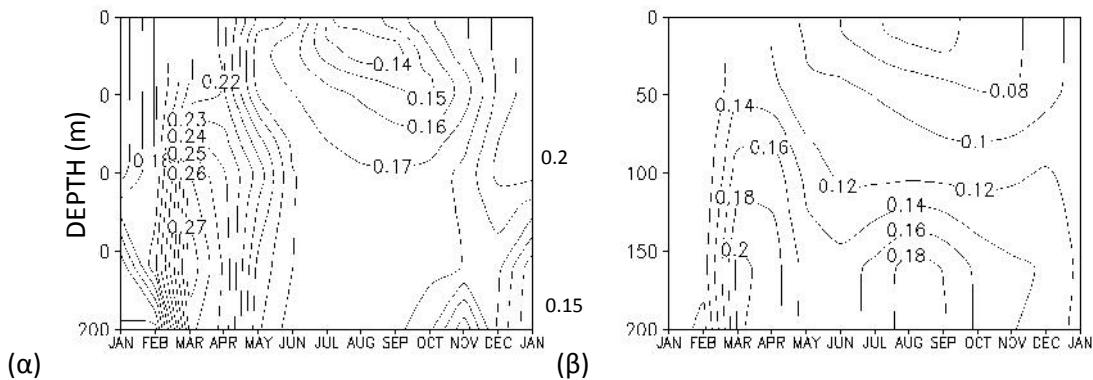


Εικόνα 7.5: Ποσοστό μεταβολής (%) των νιτρικών ιόντων (mmol/m^3) στα βαθύτερα στρώματα (200-1000m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

7.2 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΤΩΝ ΑΜΜΩΝΙΑΚΩΝ ΙΟΝΤΩΝ

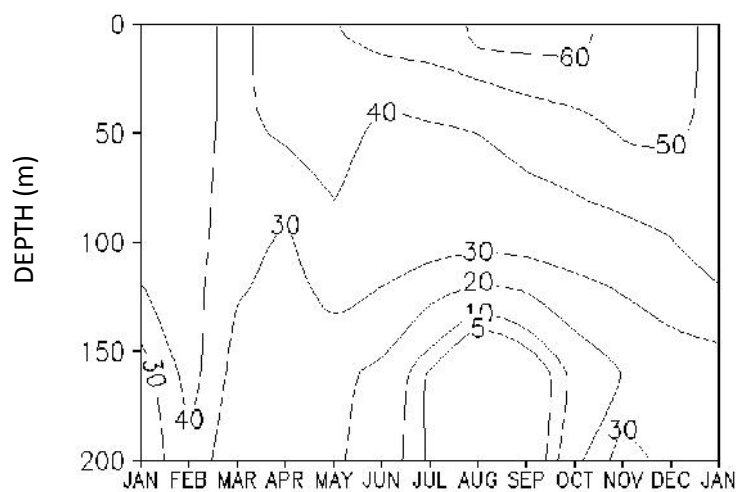
Τα αποτελέσματα των δύο προσομοιώσεων όσον αφορά την μεταβολή της συγκέντρωσης των αμμωνιακών ιόντων (NH_4^+) στο βάθος της θαλάσσιας στήλης για ένα μέσο έτος απεικονίζονται στις Εικόνες 7.6 α και β. Από τη σύγκριση των δύο εικόνων είναι εμφανές ότι η ατμοσφαιρική εναπόθεση οδηγεί σε μία συνολική αύξηση της συγκέντρωσής NH_4^+ στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας στήλης. Η ατμοσφαιρική εναπόθεση μετέβαλε από +20 έως +43% τις ολοκληρωμένες -στο βάθος των 0-200m- συγκεντρώσεις των NH_4^+ . Χαρακτηριστική είναι και η μείωση της χωρο-χρονικής διακύμανσης, όταν οι ατμοσφαιρικές εναποθέσεις δεν λαμβάνονται υπόψη (Model -atm.dep.).

Όταν η εισροή θρεπτικών από την ατμόσφαιρα λαμβάνεται υπόψη, τα NH_4^+ υπολογίζονται να παρουσιάζουν μεγαλύτερη εποχική και χωρική διακύμανση, με χαμηλότερες συγκεντρώσεις την καλοκαιρινή περίοδο λόγω δέσμευσης από τα βακτήρια και υψηλότερες από τα μέσα Φθινοπώρου (Οκτώβριο) έως την φυτοπλαγκτονική άνθηση (Μάρτιο) πιθανόν λόγω των ζωπλαγκτονικών απεκκρίσεων. Η εποχιακή διακύμανση κατά τη διάρκεια του έτους και οι μέγιστες συγκεντρώσεις που προσομοιώνονται κατά τους φθινοπωρινούς μήνες σχετίζεται και με την αυξημένη εναπόθεση των αμμωνιακών ιόντων στην επιφάνεια της θάλασσας την περίοδο αυτή (Εικόνα 3.4).



Εικόνα 7.6: Κατανομή αμμωνιακών ιόντων (mmol/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

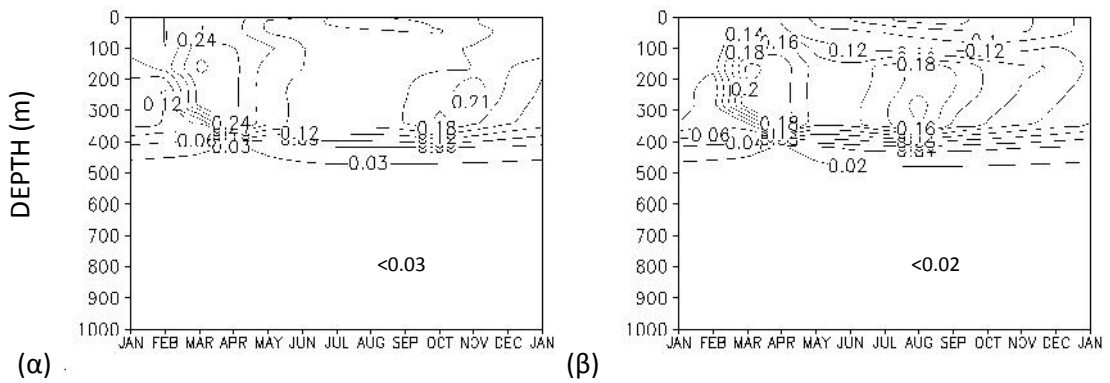
Στην Εικόνα 7.7, απεικονίζεται η μέγιστη αύξηση που προσομοιώνεται στο τέλος της καλοκαιρινής περιόδου με αρχές του φθινοπώρου στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας στήλης (~20m) και είναι της τάξεως του 60%. Αυξημένα αμμωνιακά ιόντα δίνονται επίσης στο βάθος των 50m από τον Μάιο έως τον Δεκέμβριο όπου ξεκινάει η ομογενοποίηση της υδάτινης μάζας και η καταστροφή του θερμοκλινούς. Ελάχιστη αύξηση δίνεται τους χειμερινούς μήνες (Ιανουάριος – Φεβρουάριος) και καθ' όλη τη διάρκεια του έτους σε βάθη μεγαλύτερα των 100m.



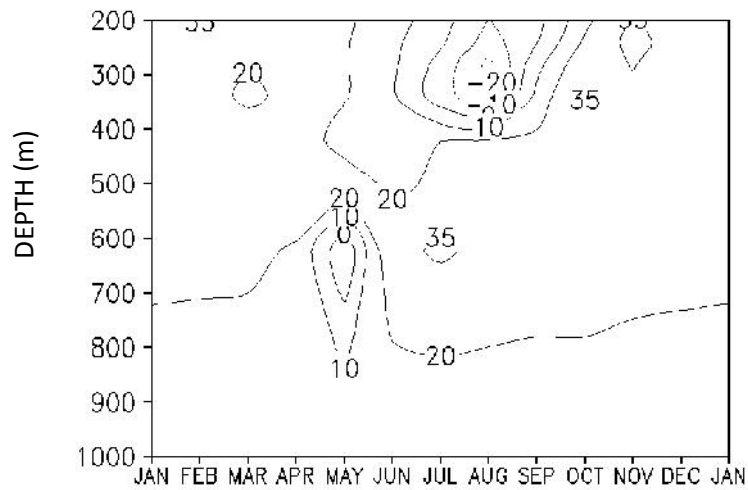
Εικόνα 7.7: Ποσοστό μεταβολής (%) των αμμωνιακών ιόντων (mmol/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

Η αύξηση των συγκεντρώσεων των NH_4^+ παρατηρείται και στις βαθύτερες υδάτινες μάζες (Εικόνα 7.8 α και β) όμως σε ποσοστό μικρότερο από εκείνο των επιφανειακών στρωμάτων. Πιο συγκεκριμένα, στα βάθη άνω των 200m το ποσοστό αύξησης των ολοκληρωμένων με το βάθος συγκεντρώσεων (200-1000m) φθάνει έως 35%, με τα ποσοστά αύξησης να είναι αντιστρόφως ανάλογα του βάθους. Η αύξηση αυτή (Εικόνα 7.9) οφείλεται ως επί το πλείστον

σε δευτερογενείς βιολογικές διεργασίες (π.χ. ζωοπλαγκτονικές εκκρίσεις, αποσύνθεση οργανικής ύλης).



Εικόνα 7.8: Κατανομή αμμωνιακών ιόντων (mmol/m^3) στην θαλάσσια στήλη (0-1000m) για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

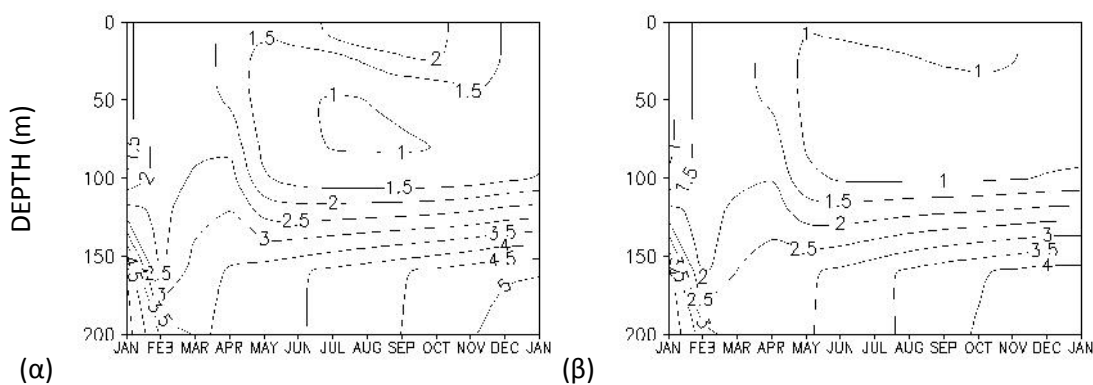


Εικόνα 7.9: Ποσοστό μεταβολής (%) των αμμωνιακών ιόντων (mmol/m^3) στα βαθύτερα στρώματα (200-1000m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

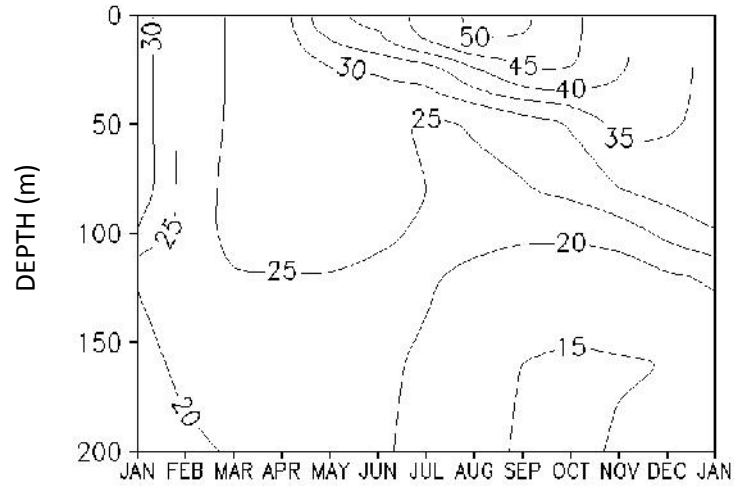
7.3 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥΝ ΑΖΩΤΟΥ (DIN)

Η κατανομή του συνολικού διαλυτού αζώτου δηλαδή του αθροίσματος των νιτρικών και αμμωνιακών ιόντων, κατά τις δύο προσομοιώσεις δίνεται στις Εικόνες 7.10 α και β. Από την σύγκρισή τους, εξάγεται το συμπέρασμα ότι η μεταβολή στην συγκέντρωση του DIN στην θαλάσσια στήλη λόγω της εισροής θρεπτικών από την ατμόσφαιρα είναι εμφανής σχεδόν σε όλη την διάρκεια του έτους στα επιφανειακά υδάτινα στρώματα, εκτός από την χειμερινή περίοδο.

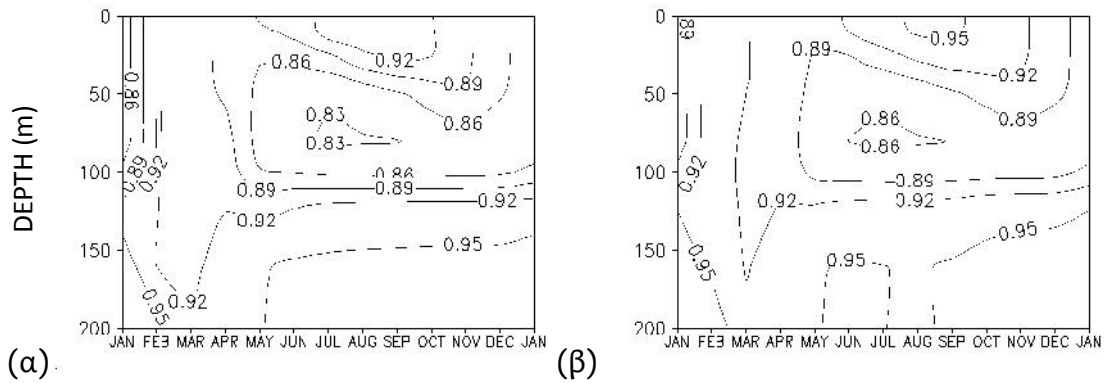
Στην προσομοίωση όπου η ατμόσφαιρα θεωρείται πηγή θρεπτικών για το θαλάσσιο οικοσύστημα, το διαλυτό ανόργανο άζωτο στα επιφανειακά 200m της υδάτινης μάζας αποτελείται από 83 έως 97% από νιτρικά ιόντα. Αντίστοιχα στην προσομοίωση όπου η ατμοσφαιρική εναπόθεση δεν λαμβάνεται υπόψη, το DIN αποτελείται από 86 έως 97% από νιτρικά ιόντα. Η υψηλότερη περιεκτικότητα σε αμμωνιακά ιόντα, ίση με 17% (Model +atm.dep.) και 14% (Model -atm.dep.) δίνεται στα βάθη των 80m την καλοκαιρινή περίοδο (Εικόνες 7.12 α και β). Άρα, η μέγιστη μεταβολή του συνολικού DIN της τάξεως του 50% (Εικόνα 7.11) που προσομοιώνεται για το τέλος της καλοκαιρινής περιόδου είναι άρρηκτα συνδεδεμένη με την αυξημένη εναπόθεση, κατά κύριο λόγο των νιτρικών και δευτερευόντως των αμμωνιακών ιόντων, την περίοδο αυτή (Εικόνα 7.12) και φυσικά με την θερμοκρασιακή διαστρωμάτωση της στήλης. Επιπλέον, μία σταθερή στον χρόνο αύξηση του DIN προσομοιώνεται στα βάθη 100 έως 150m. Αυτή οφείλεται ως επί το πλείστον στις αυξημένες δευτερογενείς βιολογικές διεργασίες λόγω της εισροής θρεπτικών από την ατμόσφαιρα.



Εικόνα 7.10: Κατανομή συνολικού διαλυτού ανόργανου αζώτου (νιτρικά και αμμωνιακά ιόντα) (mmol/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.



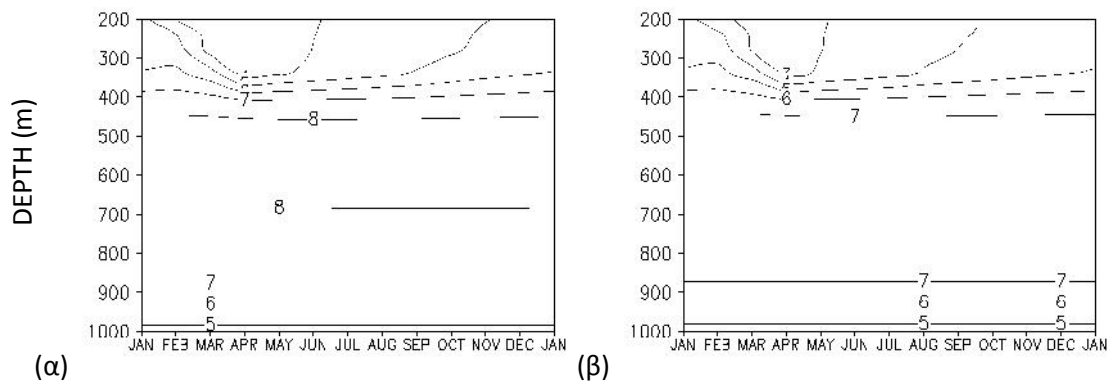
Εικόνα 7.11: Ποσοστό μεταβολής (%) του συνολικού διαλυτού ανόργανου αζώτου (mmol/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.



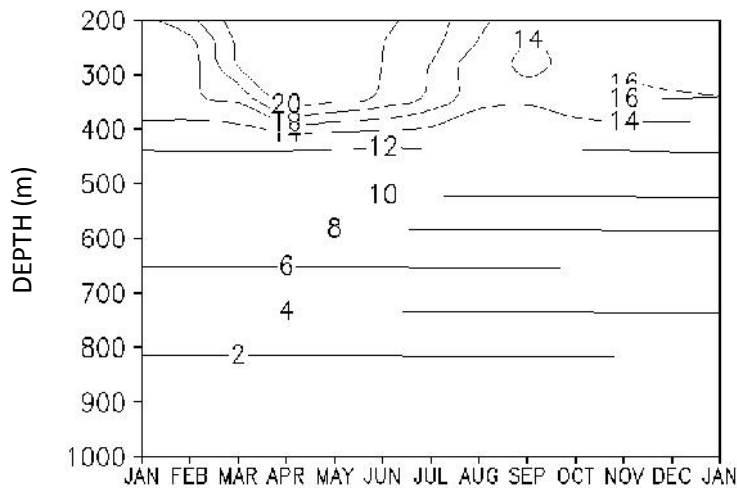
Εικόνα 7.12: Ποσοστό των νιτρικών ιόντων (%) σε σχέση με το συνολικό διαλυτό ανόργανο άζωτο (DIN) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

Ανάλογη αύξηση της συγκέντρωσης του διαλυτού ανόργανου αζώτου υπολογίζεται και για τις βαθύτερες υδάτινες μάζες (Εικόνα 7.13 α και β) όμως σε ποσοστό συγκριτικά μικρότερο από εκείνο των επιφανειακών στρωμάτων. Πιο συγκεκριμένα, στα βάθη άνω των 200m το ποσοστό αύξησης φθάνει έως 20%. Τα ποσοστά αυτά μειώνονται καθώς αυξάνεται το βάθος με αποτέλεσμα κοντά στον πυθμένα της υδάτινης στήλης η μεταβολή είναι μόλις 2%.

Το διαλυτό ανόργανο άζωτο στα βαθύτερα στρώματα της υδάτινης μάζας αποτελείται και στις δύο προσομοιώσεις από αμμωνιακά ιόντα σε ποσοστό από 1 έως 7%. Άρα και στα βαθύτερα στρώματα, η αύξηση που υπολογίζεται (Εικόνα 7.14) οφείλεται ως επί το πλείστον στην μεταβολή της συγκέντρωσης των νιτρικών ιόντων στην υδάτινη μάζα.



(α) (β)
 Εικόνα 7.13: Κατανομή συνολικού διαλυτού ανόργανου αζώτου (νιτρικά και αμμωνιακά ιόντα) (mmol/m^3) στα βαθύτερα στρώματα (200-1000m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

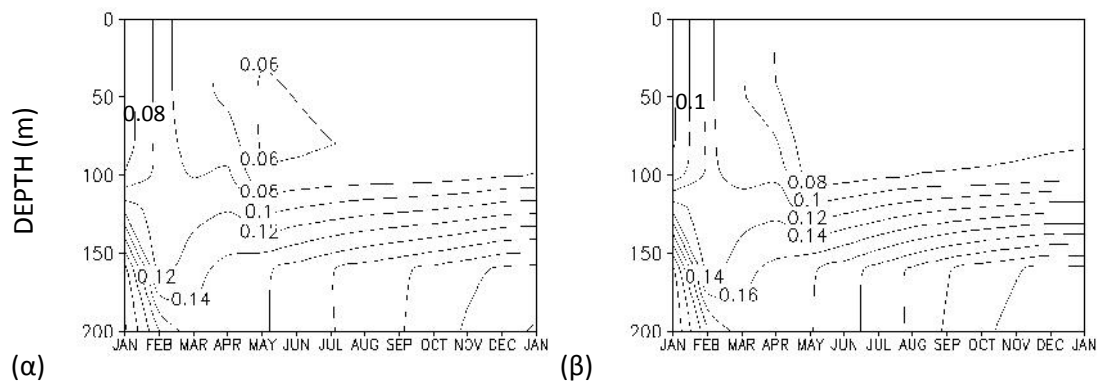


Εικόνα 7.14: Ποσοστό μεταβολής (%) του συνολικού διαλυτού ανόργανου αζώτου (mmol/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

7.4 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗΣ ΔΙΑΛΥΤΟΥ ΑΝΟΡΓΑΝΟΥ ΦΩΣΦΟΡΟΥ (DIP)

Όπως έχει προαναφερθεί, ο ολιγοτροφικός χαρακτήρας του θαλάσσιου οικοσυστήματος της Ανατολικής Μεσογείου αποδίδεται από πολλές μελέτες στις χαμηλές συγκεντρώσεις φωσφορικών. Τα αποτελέσματα των δύο προσομοιώσεων όσον αφορά την μεταβολή της συγκέντρωσης του διαλυτού ανόργανου φωσφόρου (DIP) με το βάθος της θαλάσσιας στήλης για ένα μέσο έτος δίνονται στις Εικόνες 7.15 α και β. Σε αντίθεση με το διαλυτό ανόργανο άζωτο (DIN), κατά την προσομοίωση όπου η ατμοσφαιρική εναπόθεση λαμβάνεται υπόψη, παρατηρείται μία συνολική μείωση της συγκέντρωσης των φωσφορικών ιόντων.

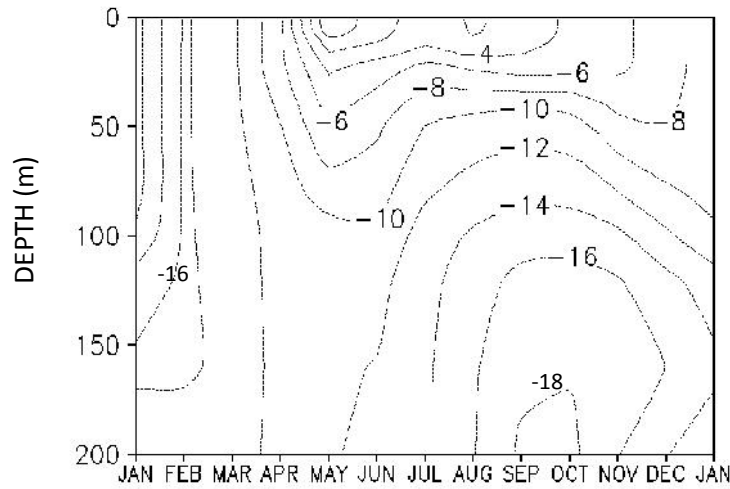
Όταν στο ισοζύγιο θρεπτικών του θαλάσσιου οικοσυστήματος η εισροή θρεπτικών από την ατμόσφαιρα λαμβάνεται υπόψη, στο σύστημα εισέρχονται τόσο ποσότητες φωσφόρου (DIP) όσο και αζώτου ($\text{DIN} = \text{NO}_3^- + \text{NH}_4^+$). Τα θρεπτικά αυτά διεγείρουν την πρωτογενή παραγωγικότητα του συστήματος με συνέπεια τη μείωση των ολοκληρωμένων (0-200m) συγκεντρώσεων PO_4^{3-} από 10 έως 18% κατά τη διάρκεια του έτους. Μεγαλύτερη μείωση (Εικόνα 7.16) προσομοιώνεται για τους θερινούς μήνες στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας στήλης (~70-120m) καθώς και καθ' όλη τη διάρκεια του έτους σε βάθη μεγαλύτερα των 70m σε ποσοστό ξεπερνά τα -16% τους φθινοπωρινούς μήνες (Σεπτέμβριο έως Νοέμβριο).



Εικόνα 7.15: Κατανομή φωσφορικών ιόντων (mmol/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

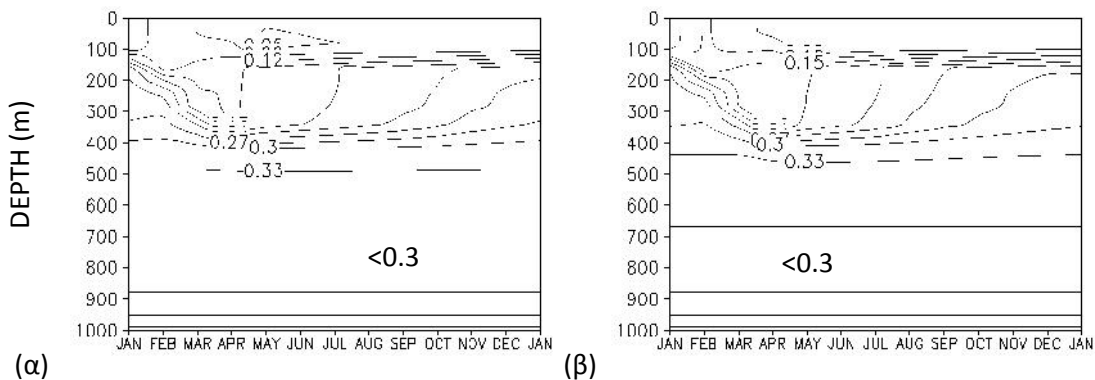
Για τα βαθύτερα στρώματα (>200m) υπολογίζεται μεταβολή των συγκεντρώσεων του DIP (Εικόνα 7.17 α και β) σε ποσοστό όμως πολύ μικρότερο σε σχέση με εκείνο των επιφανειακών στρωμάτων. Πιο συγκεκριμένα, στα βαθύτερα στρώματα της θαλάσσιας στήλης, το ποσοστό

μείωσης των ολοκληρωμένων με το βάθος συγκεντρώσεων (200-1000m) κυμαίνεται από 1 έως 3%, με τα ποσοστά να είναι αντιστρόφως ανάλογα του βάθους.

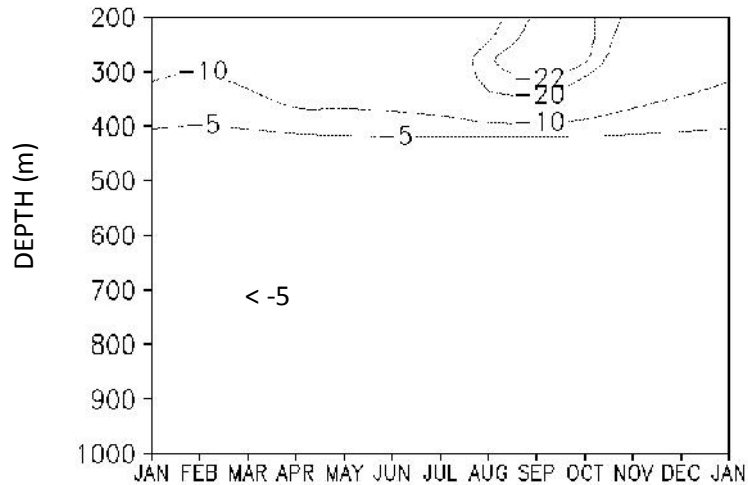


Εικόνα 7.16: Ποσοστό μεταβολής (%) των φωσφορικών ιόντων (mmol/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι το αριθμητικό μοντέλο προσομοιώνει μείωση της τάξεως του ~20% για τα βάθη 200-300m στην αρχή της φθινοπωρινής περιόδου η οποία συμπίπτει με την αυξημένη μείωση και στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) κατά την ίδια περίοδο (Εικόνα 7.18). Η ατμοσφαιρική εναπόθεση και η αυξημένη βακτηριακή αποδόμηση της οργανικής ύλης ως προς τον φώσφορο έχουν ως αποτέλεσμα την αυξημένη πρόσληψη DIP από τους μικροοργανισμούς στα επιφανειακά στρώματα άρα και τη μείωση των διαθέσιμων στο περιβάλλον συγκεντρώσεων του. Κατά συνέπεια οι ποσότητες φωσφόρου που μεταφέρονται στα βαθύτερα στρώματα λόγω καθίζησης είναι μειωμένες.



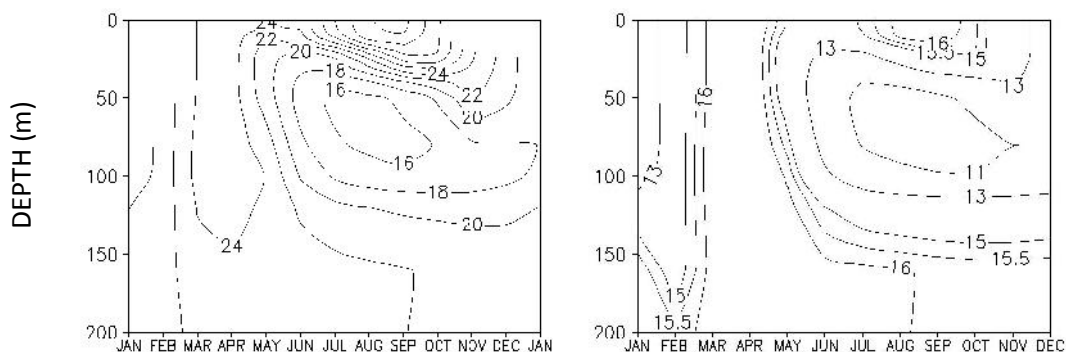
Εικόνα 7.17: Κατανομή φωσφορικών ιόντων (mmol/m^3) στην θαλάσσια στήλη (0-1000m) για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.



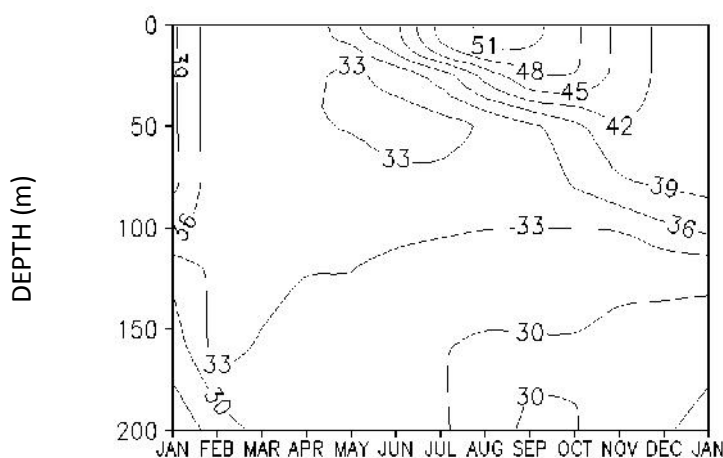
Εικόνα 7.18: Ποσοστό μεταβολής (%) των φωσφορικών ιόντων (mmol/m^3) στα βαθύτερα στρώματα (200-1000m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

7.5 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΛΟΓΟΥ DIN/DIP

Ο λόγος του διαλυτού ανόργανου αζώτου προς τον διαλυτό ανόργανο φώσφορο (DIN/DIP) στα επιφανειακά 200m της υδάτινης στήλης, όπως υπολογίζονται για τις δύο προσομοιώσεις κατά τις οποίες στην μία λαμβάνεται υπόψη η ατμόσφαιρα ως πηγή θρεπτικών για το θαλάσσιο οικοσύστημα (Model+atm.dep) και στην άλλη το σύστημα θεωρείται κλειστό στην ατμόσφαιρα (Model-atm.dep), απεικονίζεται στις Εικόνες 7.19 α και β. Συγκρίνοντας τις εικόνες αυτές μεταξύ τους εξάγεται το συμπέρασμα ότι η ατμοσφαιρική εναπόθεση των N και P οδηγεί σε αύξηση του ολοκληρωμένου στο βάθος (0-200m) λόγου DIN/DIP, σε ποσοστό τουλάχιστον 48 έως 55% κατά τη διάρκεια του έτους. Η μέγιστη αύξηση προσομοιώνεται κατά τον μήνα Ιούλιο στα επιφανειακά ~20m και ξεπερνάει το 50% (Εικόνα 7.20). Αυτή η μεταβολή οφείλεται στην αυξημένη εναπόθεση DIN (Εικόνα 3.4) την περίοδο αυτή. Μικρότερη μεταβολή (~30%) υπολογίζεται για τα βάθη μεταξύ 150 και 200m καθόλη τη διάρκεια του έτους. Επίσης μικρή μεταβολή σε ποσοστό (~30-33%) και σε διακύμανση, υπολογίζεται για τα βάθη >100m.



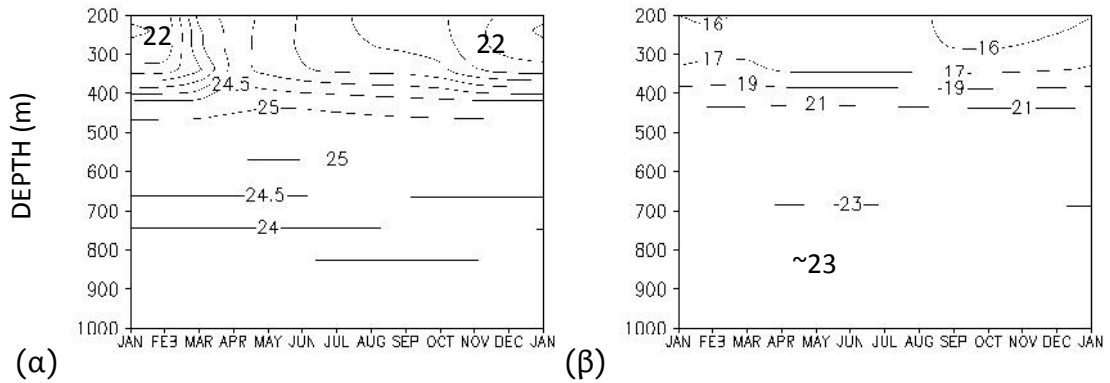
Εικόνα 7.19: Κατανομή του λόγου DIN/DIP στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.



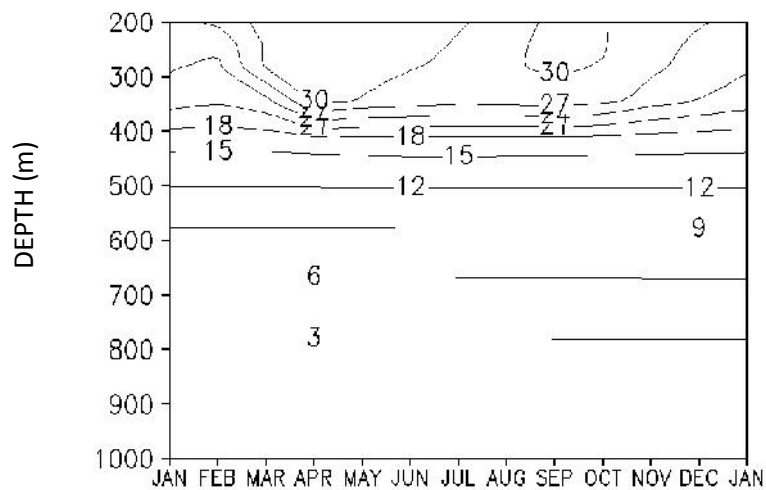
Εικόνα 7.20: Ποσοστό μεταβολής (%) του λόγου DIN/DIP στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης λόγω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης (σύγκριση προσομοιώσεων Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

Η αύξηση του λόγου DIN/DIP παρατηρείται σε ακόμη βαθύτερες υδάτινες μάζες (Εικόνα 7.21 α και β) όμως σε ποσοστό μικρότερο από εκείνο των επιφανειακών στρωμάτων. Πιο συγκεκριμένα, στα βάθη άνω των 200m το ποσοστό αύξησης των ολοκληρωμένων στο βάθος συγκεντρώσεων (200-1000m) φθάνει το 35%, με τα ποσοστά αύξησης να είναι αντιστρόφως ανάλογα του βάθους. Η αύξηση αυτή (Εικόνα 7.22) οφείλεται κατά κύριο λόγο στις αυξημένες συγκεντρώσεις διαλυτού ανόργανου αζώτου και δευτερευόντως σε δευτερογενείς βιολογικές διεργασίες (π.χ. ζωπλαγκτονικές εκκρίσεις, αποσύνθεση οργανικής ύλης). Όπως παρουσιάστηκε στις προηγούμενες παραγράφους (Εικόνα 7.14), κατά την περίοδο της φυτοπλαγκτονικής άνθησης (Μάρτιος – Απρίλιος) στα βάθη των 200 με 400m παρατηρείται αυξημένη συγκέντρωση DIN ενώ για τα ίδια βάθη και για την ίδια περίοδο η συγκέντρωση των φωσφορικών μειώνεται σημαντικά (Εικόνα 7.18). Αποτέλεσμα είναι να παρατηρείται μία σημαντική συνολική αύξηση του λόγου DIN/DIP. Κατά τους μήνες Σεπτέμβριο – Οκτώβριο οι

συγκεντρώσεις των φωσφορικών ιόντων μειώνονται σε μεγάλο βαθμό λόγω της έντονης βακτηριακής δραστηριότητας. Η μείωση αυτή λόγω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης αντανακλάται στις μεταβολές του στον λόγο DIN/DIP όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 7.22.



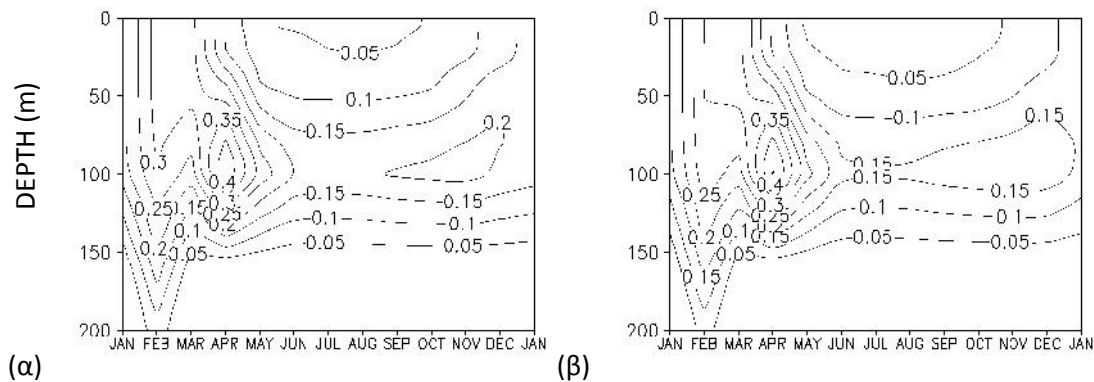
Εικόνα 7.21: Κατανομή του λόγου DIN/DIP στα βαθύτερα στρώματα (200-1000m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.



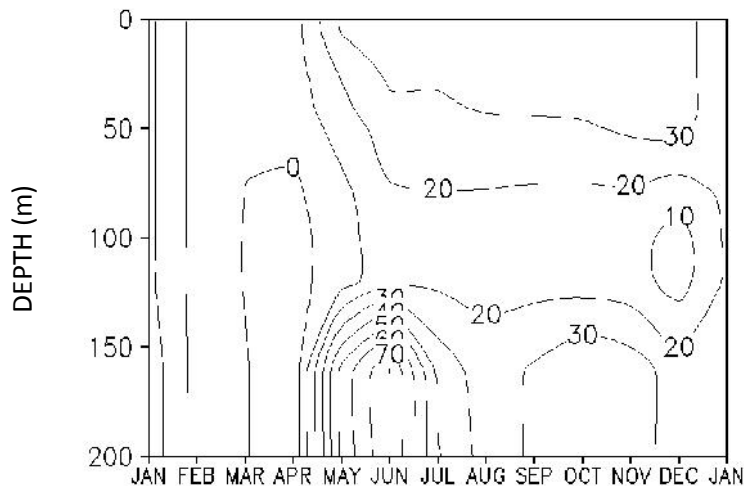
Εικόνα 7.22: Ποσοστό μεταβολής (%) του λόγου DIN/DIP στα βαθύτερα στρώματα (200-1000m) της θαλάσσιας στήλης λόγω ατμοσφαιρικής εναπόθεσης (σύγκριση προσομοιώσεων Model +atm.dep. και Model -atm.dep.)

7.6 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΧΛΩΡΟΦΥΛΛΗΣ (CHL-A) ΚΑΙ ΤΗΣ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των δύο προσομοιώσεων όσον αφορά την μεταβολή της συγκέντρωσης της χλωροφύλλης-α (Chl-a) με το βάθος της θαλάσσιας στήλης για ένα μέσο έτος (Εικόνες 7.23 α και β), παρατηρούμε αύξηση της συγκέντρωσής της σε όλη τη θαλάσσια στήλη. Η ατμοσφαιρική εναπόθεση μετέβαλε τις ολοκληρωμένες με το βάθος 0-200m, συγκεντρώσεις της Chl-a από 1 έως 23% κατά τη διάρκεια του έτους. Μεγαλύτερη αύξηση προσομοιώνεται τους θερινούς μήνες και μικρότερη τους χειμερινούς μήνες (Εικόνα 7.24) στα επιφανειακά στρώματα και έως το βάθος των 70m.

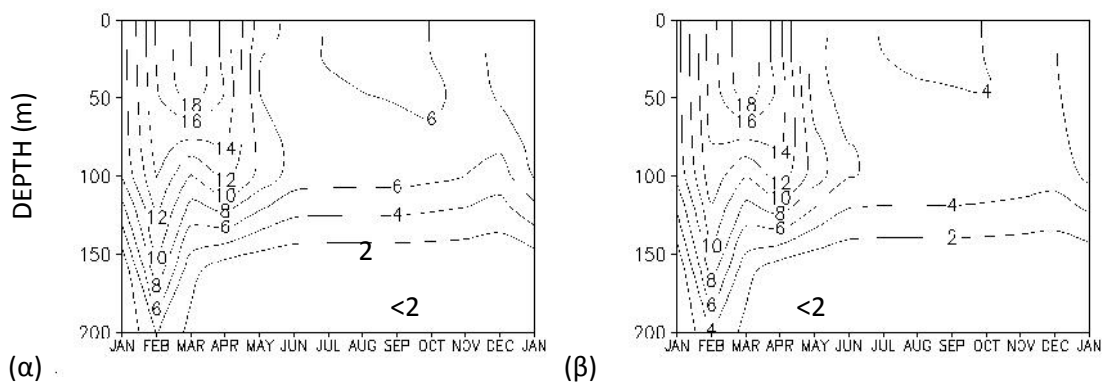


Εικόνα 7.23: Κατανομή χλωροφύλλης-α (mg/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.



Εικόνα 7.24: Ποσοστό μεταβολής (%) της χλωροφύλλης-α (mg/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) της θαλάσσιας στήλης για τις προσομοιώσεις Model +atm.dep. και Model -atm.dep.

Ανάλογα αποτελέσματα έχουμε και για την μεταβολή της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας για ένα μέσο έτος (Εικόνες 7.25 α και β). Η βιομάζα των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών αυξάνει ως συνέπεια των θρεπτικών, που εισέρχονται στο οικοσύστημα μέσω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης. Η αύξηση αυτή κυμαίνεται από 2 έως 26% κατά (Πίνακας 7.1). Μεγαλύτερη μεταβολή υπολογίζεται τους θερινούς μήνες και μικρότερη τους χειμερινούς. Μικρή μεταβολή υπολογίζεται και καθ' όλη τη διάρκεια του έτους σε βάθη μεγαλύτερα των 100m, περιοχή στην οποία όμως οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης είναι πολύ μικρές ($< 0.05 \text{ mg/m}^3$). Κατά τη χειμερινή έως και την αρχή της εαρινής περιόδου και λόγω της έντονης ανάμειξης της υδάτινης μάζας, η φυτοπλαγκτονική παραγωγή και ανάπτυξη στηρίζεται στα θρεπτικά που ανέρχονται από τα βαθύτερα στρώματα. Έτσι, την περίοδο αυτή η επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στην πρωτογενή βιομάζα κυμαίνεται από 2 έως 21%. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η μεταβολή του 2% υπολογίζεται για τον μήνα Μάρτιο δηλαδή την περίοδο της μέγιστης ανάπτυξης του φυτοπλαγκτού. Μετά το πέρας της φυτοπλαγκτονικής άνθησης και με την θερμοκρασιακή διαστρωμάτωση της υδάτινης στήλης να εμποδίζει την εισροή θρεπτικών από βαθύτερα νερά, η ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού υποστηρίζεται είτε από τις ατμοσφαιρικές εισροές θρεπτικών είτε από την ανακύκλωση των θρεπτικών μέσα στη θαλάσσια στήλη από τις βιολογικές διεργασίες. Για τον λόγο αυτό συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των δύο προσομοιώσεων (Εικόνες 7.25 α και β) παρατηρούμε την μέγιστη επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης τους καλοκαιρινούς και φθινοπωρινούς μήνες στα επιφανειακά 150m, με ποσοστά που φθάνουν έως και το 26%.

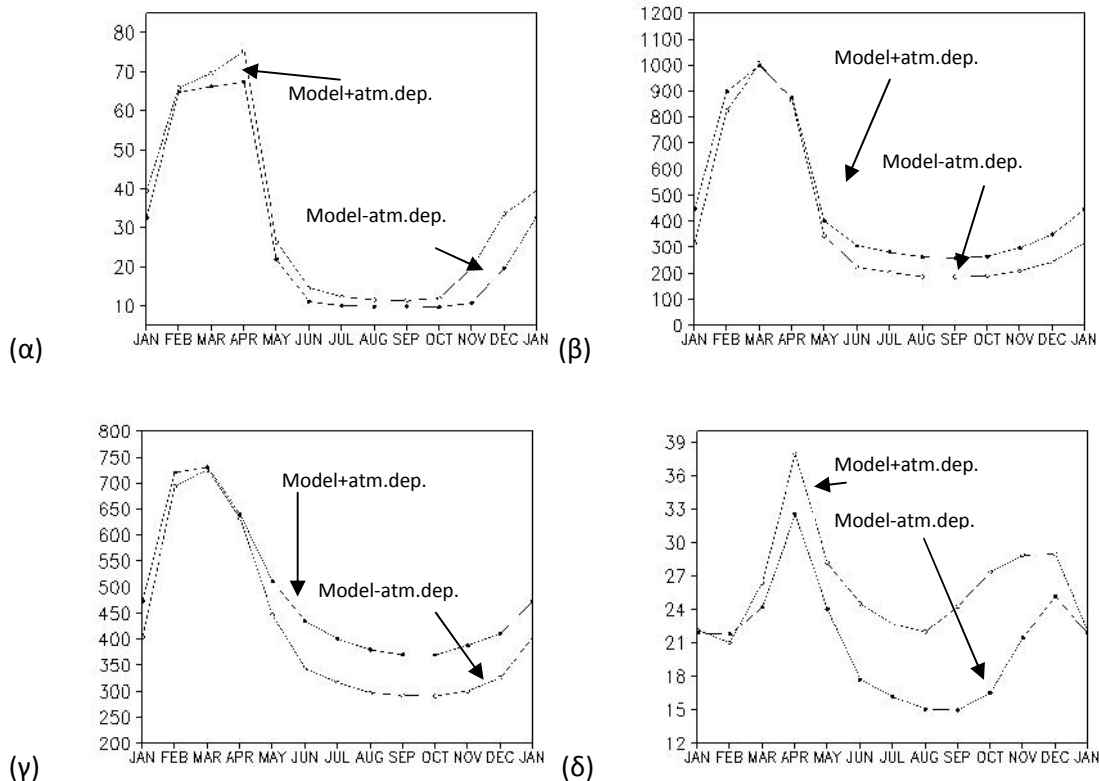


Εικόνα 7.25: Κατανομή της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας (mgC/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

Πίνακας 7.1: Προσομοιωμένες τιμές της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας ολοκληρωμένες στα επιφανειακά 100m (mg C/m³) λαμβάνοντας υπόψη (Model +atm.dep.) και μη λαμβάνοντας υπόψη (Model -atm.dep.) την ατμοσφαιρική εναπόθεση θρεπτικών στο θαλάσσιο οικοσύστημα.

Φυτοπλαγκτονική Βιομάζα (mg C/m ³)			
	Model +atm.dep.	Model -atm.dep.	Διαφορά (%)
Μάρτιος	1620-1830	1590-1820	2%
Σεπτέμβριος	666-675	505-510	24%
Χειμώνας	800-1800	600-1700	2-21%
Καλοκαίρι	700-800	500	23-24%
Μέση Ετήσια	600-1850	500-1850	2-26%

Η φυτοπλαγκτονική βιομάζα αποτελεί το άθροισμα των βιομαζών των επιμέρους φυτοπλαγκτονικών ομάδων: Διάτομα (P1, 2-5% της συνολικής φυτοπλαγκτονικής βιομάζας), Νανοπλαγκτόν (P2, 40-60% της συνολικής φυτοπλαγκτονικής βιομάζας), Πικοπλαγκτόν (P3, 40-60% της συνολικής φυτοπλαγκτονικής βιομάζας) και δ) Μαστιγωτά (P4, 1-4% της συνολικής φυτοπλαγκτονικής βιομάζας). Η μεταβολή που υπολογίζεται στην συνολική φυτοπλαγκτονική βιομάζα λόγω της εισροής θρεπτικών από την ατμόσφαιρα, προέρχεται από τις μεταβολές της βιομάζας των επιμέρους φυτοπλαγκτονικών ομάδων, όπως φαίνεται στις Εικόνες 7.26 α, β, γ και δ. Τα διάτομα (Εικόνα 7.26 α) αυξάνονται σε ποσοστό ο έως 45%, με την ελάχιστη μεταβολή να υπολογίζεται τον Φεβρουάριο και την μέγιστη τον Νοέμβριο. Το Νανοπλαγκτόν (Εικόνα 7.26 β) μεταβάλλεται σε ποσοστό ο έως 30% με το μεγαλύτερο ποσοστό μεταβολής να υπολογίζεται από τον Ιούνιο έως τον Σεπτέμβριο και το ελάχιστο τον Μάρτιο. Το Πικοπλαγκτόν (Εικόνα 7.26 γ) μεταβάλλεται σε ποσοστό ο έως 22% με το μεγαλύτερο ποσοστό μεταβολής να υπολογίζεται από τον Ιούνιο έως τον Νοέμβριο και το ελάχιστο τον Μάρτιο. Τέλος, τα Μαστιγωτά (Εικόνα 7.26 δ), αυξάνουν έως και 40% στις αρχές της φθινοπωρινής περιόδου (Σεπτέμβριος).



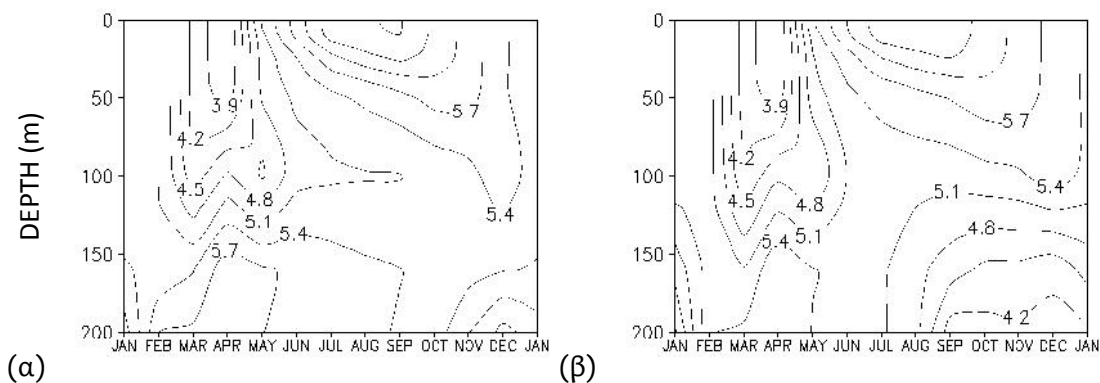
Εικόνα 7.26: Προσομοιωμένες τιμές της βιομάζας των φυτοπλαγκτονικής ομάδων ολοκληρωμένες στα επιφανειακά 100m (mg C/m^2) λαμβάνοντας υπόψη (Model +atm.dep.) και μη λαμβάνοντας υπόψη (Model -atm.dep.) την ατμοσφαιρική εναπόθεση θρεπτικών στο θαλάσσιο οικοσύστημα. α) Διάτομα (P1), β) Νανοπλαγκτόν (P2), γ) Πικοπλαγκτόν (P3) και δ) Μαστιγωτά (P4).

7.7 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΗΣ ΒΙΟΜΑΖΑΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΒΑΚΤΗΡΙΑΚΟΥ ΡΥΘΜΟΥ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ

Τα θρεπτικά που εισέρχονται στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου δια μέσου της ατμόσφαιρας οδηγούν σε αύξηση στη βακτηριακής βιομάζας σε ποσοστό έως και 7% (Πίνακας 7.2). Η μεγαλύτερη επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στο βακτηριακή παραγωγικότητα υπολογίζεται κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και του φθινοπώρου, όταν η διαστρωμάτωση της θαλάσσιας στήλης εμποδίζει την εισροή θρεπτικών από τα βαθύτερα στα επιφανειακά στρώματα (Εικόνες 7.27 α και β). Αντίθετα, κατά τους χειμερινούς μήνες, η μεταβολή της βακτηριακής βιομάζας είναι έως και μηδενική.

Η μικρή μεταβολή της βακτηριακής βιομάζας σε σχέση με εκείνη, που προκαλείται στους φυτοπλαγκτονικούς οργανισμούς, λόγω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης οφείλεται στο γεγονός ότι τα βακτήρια διαδραματίζουν μέσα στο οικοσύστημα διαφορετικό ρόλο σε σχέση με τους πρωτογενείς παραγωγούς. Καταρχήν προσροφούν και ανακυκλώνουν άνθρακα και

θρεπτικά (βιοαποικοδομητές), που προέρχονται είτε από την πρωτογενή και δευτερογενή παραγωγικότητα είτε από νεκρό οργανικό υλικό, και κατά δεύτερον ανταγωνίζονται το φυτοπλαγκτόν στη λήψη ανόργανων θρεπτικών. Έτσι εάν ο λόγος θρεπτικά/άνθρακας στην διαθέσιμη τροφή (διαλυμένη και σωματιδιακή ύλη) υπερβαίνει το λόγο Redfield, δηλαδή η τροφή είναι πλούσια σε θρεπτικά, τότε προσλαμβάνεται από τα βακτήρια τα οποία στη συνέχεια εκκρίνουν αμμωνιακά και φωσφορικά στο περιβάλλον. Στην περίπτωση που η ποιότητα της τροφής είναι χαμηλή (λόγος N/P < λόγος Redfield) τότε τα βακτήρια λαμβάνουν ανόργανα θρεπτικά από τα διαθέσιμα στο περιβάλλον αποθέματα. Έτσι εφόσον κατά το μεγαλύτερο τμήμα του έτους η διαθέσιμη στα βακτήρια τροφή είναι πλούσια σε θρεπτικά, το άζωτο και ο φώσφορος, που εισέρχονται στο θαλάσσιο οικοσύστημα μέσω της ατμόσφαιρας, δεν επιφέρουν μεγάλες μεταβολές στην βακτηριακή βιομάζα διότι δεν προτιμούνται σαν πηγή τροφής από τα βακτήρια.

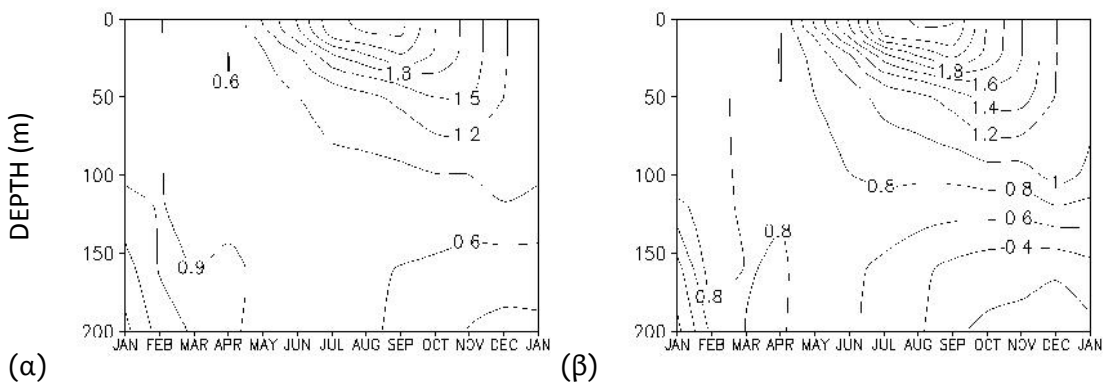


Εικόνα 7.27: Κατανομή της βακτηριακής βιομάζας (mg C/m^3) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

Πίνακας 7.2: Προσομοιωμένες τιμές βακτηριακή βιομάζας ολοκληρωμένες στα επιφανειακά 200m (mg C/m^2) λαμβάνοντας υπόψη (Model +atm.dep.) και μη λαμβάνοντας υπόψη (Model -atm.dep.) την ατμοσφαιρική εναπόθεση θρεπτικών στο θαλάσσιο οικοσύστημα.

Βακτηριακή Βιομάζας (mg C/m^2)			
	Model +atm.dep.	Model -atm.dep.	Διαφορά (%)
Μάρτιος	1050-1080	1015-1050	2.5-3%
Σεπτέμβριος	1210-1220	1130	7%
Χειμώνας	1040-1160	1020-1160	0-4%
Καλοκαίρι	1180-1220	1170-1180	1-7%
Μέση Ετήσια	1040-1220	1020-1190	0-7%

Τα αποτελέσματα των δύο προσομοιώσεων όσον αφορά την μεταβολή του βακτηριακού ρυθμού παραγωγής με το βάθος της θαλάσσιας στήλης για ένα μέσο έτος (Εικόνες 7.28 α και β), δίνουν μία συνολική αύξηση του. Η ατμοσφαιρική εναπόθεση μετέβαλε τον βακτηριακό ρυθμό παραγωγής από 2 έως 14% κατά τη διάρκεια του έτους. Και εδώ, όπως και για την βακτηριακή βιομάζα, μεγαλύτερη αύξηση προσομοιώνεται τους καλοκαιρινούς και φθινοπωρινούς μήνες όταν η διαστρωμάτωση της θαλάσσιας στήλης εμποδίζει την εισροή θρεπτικών από τα βαθύτερα στα επιφανειακά στρώματα και μικρότερη τους χειμερινούς μήνες.



Εικόνα 7.28: Κατανομή του βακτηριακού ρυθμού παραγωγής ($\text{mg C/m}^3/\text{d}$) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

7.8 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΚΑΘΑΡΗΣ ΠΡΩΤΟΓΕΝΟΥΣ ΠΑΡΑΓΩΓΙΚΟΤΗΤΑΣ

Στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας στήλης (Εικόνες 7.29 α και β) όπου αναπτύσσονται και παράγονται οι φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί, η μέση ετήσια αύξηση της πραγματικής πρωτογενούς παραγωγικότητας⁵ λόγω της εισροής θρεπτικών από την ατμόσφαιρα, κυμαίνεται από 1 έως 35% (Πίνακας 7.3).

Η μέγιστη αύξηση με ποσοστό που φθάνει μέχρι και 35%, υπολογίζεται για την καλοκαιρινή και φθινοπωρινή περίοδο και σε βάθη μικρότερα των 100m (Εικόνες 7.29 α και β). Μετά το πέρας της φυτοπλαγκτονικής άνθησης και την έναρξη της θερμοκρασιακής διαστρωμάτωσης της υδάτινης στήλης που εμποδίζει την εισροή θρεπτικών από βαθύτερα νερά, τόσο η ανάπτυξη όσο και η παραγωγικότητα του φυτοπλαγκτού υποστηρίζονται από τα θρεπτικά είτε πού εισρέουν από την ατμόσφαιρα είτε που ανακυκλώνονται μέσα στο

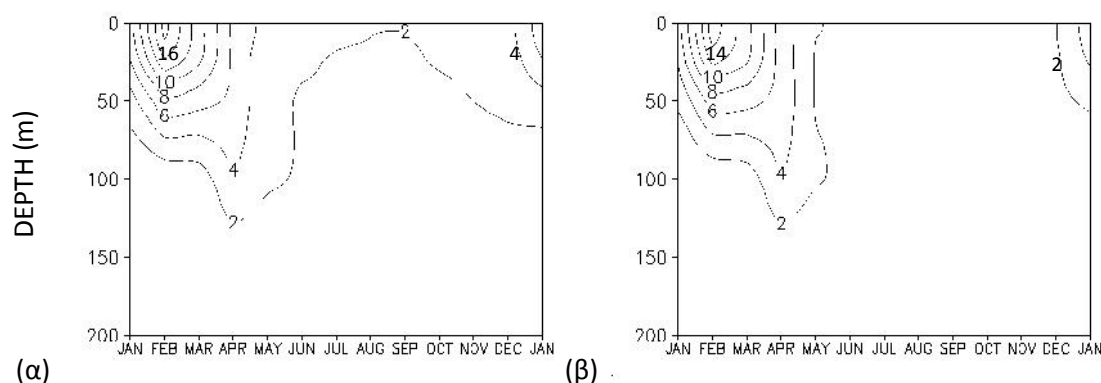
⁵ Η ολική πρωτογενής παραγωγικότητα αναφέρεται στο ποσό του άνθρακα που παράγεται από τη φωτοσύνθεση. Η καθαρή πρωτογενής παραγωγικότητα προκύπτει όταν από την ολική αφαιρεθεί το ποσό του άνθρακα που καταναλώθηκε κατά την αναπνοή των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών, δηλαδή αναφέρεται στον ρυθμό παραγωγής οργανικής (φυτικής) ύλης.

θαλάσσιο σύστημα μέσω της βακτηριακής αποδόμησης της οργανικής ύλης. Η ελάχιστη αύξηση με ποσοστό που δεν υπερβαίνει το 4% , παρατηρείται τον Μάρτιο κατά την φυτοπλαγκτονική άνθηση. Την περίοδο αυτή η άνοδος βαθιών νερών πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά σε συνδυασμό με την αύξηση της θερμοκρασίας και της ηλιακής ακτινοβολίας ευνοούν την παραγωγικότητα του οικοσυστήματος δίνοντας το μέγιστο της καθαρής πρωτογενούς παραγωγικότητας. Απουσία ατμοσφαιρικής εναπόθεσης, η πρωτογενής παραγωγικότητα σε ετήσια βάση δεν περιορίζεται έντονα εφόσον η εισροή θρεπτικών από τα βαθύτερα στρώματα κατά τη χειμερινή περίοδο καλύπτει τις ανάγκες των φυτοπλαγκτονικών οργανισμών.

Πίνακας 7.3: Προσομοιωμένες τιμές της πραγματικής πρωτογενούς παραγωγικότητας ολοκληρωμένες στα επιφανειακά 200m ($\text{mg C}/\text{m}^2/\text{d}$) λαμβάνοντας υπόψη (Model +atm.dep.) και μη λαμβάνοντας υπόψη (Model -atm.dep.) την ατμοσφαιρική εναπόθεση θρεπτικών στο θαλάσσιο οικοσύστημα. Οι μετρήσεις πεδίου, δίνονται για λόγους σύγκρισης.

Πραγματική Πρωτογενής Παραγωγικότητα ($\text{mg C}/\text{m}^2/\text{d}$)				
	Μετρήσεις Πεδίου ⁽²⁾	Μοντέλο ⁽¹⁾		
		Model +atm.dep.	Model -atm.dep.	Διαφορά (%)
Μάρτιος	574± 176	540-700	540-670	1-4%
Σεπτέμβριος	218 ± 63	190	133	34%
Χειμώνας	-	240-890	180-800	1-26%
Καλοκαίρι	-	200-210	135-160	33-34%
Μέση Ετήσια		200-890	133-800	1-35%

(1) Παρούσα Εργασία ; (2) Siokou et al., 2002



Εικόνα 7.29: Κατανομή της πραγματικής πρωτογενούς παραγωγικότητας ($\text{mg}/\text{m}^3/\text{d}$) στα επιφανειακά στρώματα (0-200m) για τις προσομοιώσεις α) Model +atm.dep. και β) Model -atm.dep.

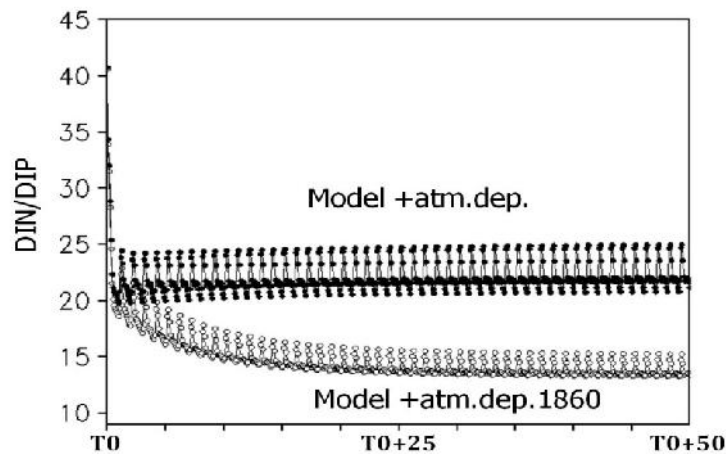
7.9 ΜΠΟΡΕΙ Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ ΝΑ ΕΞΗΓΗΣΕΙ ΤΟΝ ΥΨΗΛΟ ΛΟΓΟ Ν/Ρ ΠΟΥ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΖΕΙ ΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΘΑΛΑΣΣΑ?

Η συνολικά εκτιμώμενη ποσότητα βιοδιαθέσιμου αζώτου στην ατμόσφαιρα καθώς και οι ανθρωπογενούς προέλευσης εκπομπές βιοδιαθέσιμου αζώτου έχουν αυξηθεί σημαντικά από την προβιομηχανική εποχή έως σήμερα, ενώ περαιτέρω αύξηση αναμένεται να σημειωθεί στα επόμενα χρόνια (Duce et al., 2008). Από τις συνολικές ποσότητες αζώτου που εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα, ένα σημαντικό μέρος εναποτίθεται στην επιφάνεια της θάλασσας. Το 1860, το ποσό αυτό εκτιμάται ότι ανήλθε παγκόσμια περίπου στα 20 Tg N yr^{-1} , εκ των οποίων περίπου το 29% ήταν ανθρωπογενούς προέλευσης (5.7 Tg N yr^{-1}). Το 2000, η συνολική ποσότητα εναπόθεσης βιοδιαθέσιμου αζώτου στην επιφάνεια της θάλασσας υπερτριπλασιάστηκε, φτάνοντας τα 67 Tg N yr^{-1} , με το 80% αυτής να προέρχεται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες (54 Tg N yr^{-1}).

Με σκοπό την αποτίμηση της σημασίας της εναποτιθέμενης ποσότητας αζώτου διαχρονικά και τον ρόλο που έχει στον υψηλό λόγο αζώτου προς ανόργανο φώσφορο (N/P) σε σχέση με τον λόγο Redfield που μετράται στην Ανατολική Μεσόγειο, η προσομοίωση αναφοράς συγκρίνεται με μία νέα προσομοίωση. Στη νέα προσομοίωση (Model+atm.dep.1860), η εναποτιθέμενη ποσότητα αζώτου στην επιφάνεια της θάλασσας μειώνεται αναλογικά ώστε να αντιστοιχεί στην εναποτιθέμενη ποσότητα αζώτου κατά την προβιομηχανική περίοδο όπως εκτιμάται από τους Duce et al. (2008), ενώ όλες οι άλλες συνθήκες μένουν σταθερές. Κατά την προσομοίωση αυτή, το διαλυτό ανόργανο άζωτο που εισέρχεται μέσω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου αντιστοιχεί στο 1/10 της μετρηθείσας ποσότητας ανόργανου αζώτου όπως δίνεται από τον ατμοσφαιρικό σταθμό μετρήσεων (προσομοίωση αναφοράς).

Στην Εικόνα 7.30 δίδεται η εξέλιξη του λόγου DIN/DIP στον χρόνο όπως προκύπτει από τις δύο προσομοιώσεις. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα παρατηρείται ότι ενώ στην προσομοίωση αναφοράς (Model+atm.dep) το σύστημα φθάνει γρήγορα σε σταθερή κατάσταση, για την προσομοίωση Model-atm.dep.1860 απαιτείται μεγαλύτερο χρονικό διάστημα (περίπου 20 χρόνια). Η διαφορά αυτή (που παρατηρείται και για την προσομοίωση Model -atm.dep., Εικόνα 7.1) είναι αναμενόμενη καθόσον οι αρχικές συνθήκες που χρησιμοποιούνται και στις δύο προσομοιώσεις είναι σταθερές και είναι αντιπροσωπευτικές της τρέχουσας κατάστασης του συστήματος και επομένως πλησιέστερες της προσομοίωσης με την ατμοσφαιρική εναπόθεση όπως μετράται σήμερα.

Πρέπει να τονιστεί ότι, όταν η εναποτιθέμενη ποσότητα ανόργανου αζώτου μειώνεται βάσει των εκτιμήσεων που υπάρχουν για την προβιομηχανική περίοδο, ο λόγος DIN/DIP είναι πολύ κοντά στον λόγο Redfield που ισούται με 16. Αυτό αποδεικνύει τη σημασία της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης σε μεγάλες χρονικές κλίμακες για τον προσδιορισμό των επιπέδων των θρεπτικών ουσιών στο θαλάσσιο οικοσύστημα. Τα αποτελέσματα αυτά υποστηρίζουν ότι οι εκπομπές ανθρωπογενούς προέλευσης αζώτου και κατ' επέκταση η ατμοσφαιρική εναπόθεσή τους, εμπλέκονται σημαντικά στη δημιουργία του ασυνήθιστα υψηλού N/P λόγου που παρατηρείται στην Ανατολική λεκάνη της Μεσογείου.



Εικόνα 7.30: Μηνιαία μεταβολή του ολοκληρωμένου στα επιφανειακά 200m της θαλάσσιας στήλης, λόγου DIN/DIP για τις 50ετείς προσομοιώσεις από έτος T₀ έως έτος T₀+50 χρόνια α) Model +atm.dep. και β) Model +atm.dep.1860.

7.10 ΣΥΝΟΨΗ

Η επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης διαλυτού ανόργανου αζώτου και φωσφόρου στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου διερευνήθηκε στις προηγούμενες παραγράφους μέσα από την σύγκριση δύο διαφορετικών προσομοιώσεων: την προσομοίωση αναφοράς (Model +atm.dep.), όπου η ατμόσφαιρα θεωρείται πηγή θρεπτικών για το θαλάσσιο οικοσύστημα και μία προσομοίωση όπου το σύστημα θεωρείται κλειστό στην ατμοσφαιρική εναπόθεση (Model -atm.dep.). Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων αυτών μπορούν να συνοψιστούν ως εξής:

Η ατμοσφαιρική εναπόθεση προκαλεί αύξηση των νιτρικών και αμμωνιακών ιόντων στην θαλάσσια στήλη και ιδιαίτερα στα επιφανειακά στρώματά της (0- 200m). Μεγαλύτερη αύξηση προσομοιώνεται κατά τους καλοκαιρινούς και φθινοπωρινούς μήνες, λόγω της θερμοκρασιακής διαστρωμάτωσης και της «απομόνωσης» των επιφανειακών υδάτων από τα βαθύτερα. Επιπλέον, μεγαλύτερη ποσοστιαία αύξηση παρατηρείται στην συγκέντρωση των αμμωνιακών ιόντων (έως 60%) σε σχέση με τα νιτρικά ιόντα (έως 50%) κατά τη διάρκεια του έτους. Αντίθετα μείωση (έως 18%) προκαλεί, η εισροή θρεπτικών από την ατμόσφαιρα, στην συγκέντρωση των φωσφορικών ιόντων, η οποία οφείλεται στη διέγερση της πρωτογενούς παραγωγικότητας και άρα στην αυξημένης κατανάλωσής τους από τους φυτοπλαγκτονικούς και βακτηριακούς οργανισμούς.

Ο λόγος του διαλυτού ανόργανου αζώτου προς τον διαλυτό ανόργανο φώσφορο (DIN/DIP) στα επιφανειακά 200m της υδάτινης στήλης, όπως προκύπτει από τις δύο προσομοιώσεις είναι αυξημένος σε ποσοστό 48 έως 55% όταν η ατμοσφαιρική εναπόθεση λαμβάνεται υπόψη στο ισοζύγιο θρεπτικών του θαλάσσιου οικοσυστήματος. Η μέγιστη αύξηση προσομοιώνεται κατά τον μήνα Ιούλιο. Ελλείπει της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης όταν το προσομοιωμένο σύστημα φθάνει σε κατάσταση ισορροπίας, ο λόγος DIN/DIP είναι πολύ κοντά στον λόγο Redfield που ισούται με 16. Πολύ κοντά στον λόγο Redfield είναι και ο λόγος DIN/DIP που προκύπτει από την προσομοίωση όπου η ατμοσφαιρική εναπόθεση αζώτου είναι στα επίπεδα που εκτιμάται από τους Duce et al. για την προβιομηχανική περίοδο (Model +atm.dep.1860). Τα αποτελέσματα αυτά είναι ένδειξη ότι η ατμοσφαιρική εναπόθεση εναποτιθέμενου αζώτου, έχει πολύ σημαντική επίδραση διαχρονικά (από το 1860 έως σήμερα) στον ασυνήθιστα υψηλό N/P λόγο που παρατηρείται στην Ανατολική λεκάνη της Μεσογείου. Η σχεδόν δεκαπλάσια αύξηση των εκπομπών βιοδιαθέσιμου αζώτου λόγω της βιομηχανικής επανάστασης και των αυξημένων ανθρωπογενών δραστηριοτήτων μπορούν να υποστηρίξουν την σπουδαιότητα της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στον υψηλό λόγο N/D που παρατηρείται στην περιοχή μελέτης.

Η ατμοσφαιρική εναπόθεση διαλυτού ανόργανου αζώτου και φωσφόρου, μεταβάλλει την συγκέντρωση της χλωροφύλλης-α σε ποσοστό 1 έως 23%, με τις μεγαλύτερες ποσοστιαίες μεταβολές να σημειώνονται στα επιφανειακά 50m κατά την καλοκαιρινή και φθινοπωρινή περίοδο.

Τα θρεπτικά στο θαλάσσιο οικοσύστημα που εισέρχονται διαμέσου της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης ενισχύουν σε ποσοστό 20-26% τη φυτοπλαγκτονική βιομάζα και έως 7% την βακτηριακή βιομάζα. Ο ρόλος των βακτηρίων στην τροφική αλυσίδα είναι η αιτία της μικρής μεταβολής της βιομάζας τους στη διάρκεια του έτους. Τα βακτήρια δρουν κατά κύριο λόγο ως βιοαποικοδομητές νεκρή οργανικής ύλης και μόνο όταν η διαθέσιμη τροφή είναι φτωχή σε θρεπτικά (λόγος N/P < λόγος Redfield), τότε ανταγωνίζονται το φυτοπλαγκτόν στη λήψη ανόργανων θρεπτικών από το περιβάλλον τους. Συνεπώς, τα ανόργανα θρεπτικά, που εισέρχονται στο θαλάσσιο οικοσύστημα μέσω της ατμόσφαιρας, δεν επιφέρουν μεγάλες μεταβολές στην βακτηριακή βιομάζα σε σχέση με τη φυτοπλαγκτονική βιομάζα.

Τέλος, οι ατμοσφαιρικά εναποτιθέμενες ποσότητες διαλυτού ανόργανου αζώτου και φωσφόρου, ενισχύουν την καθαρή πρωτογενή παραγωγικότητα σε ποσοστό 1-35% κατά τη διάρκεια του έτους με μέγιστη επίδραση την καλοκαιρινή περίοδο λόγω της θερμοκρασιακής διαστρωμάτωσης της υδάτινης μάζας. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι κατά την φυτοπλαγκτονική άνθηση, η μεταβολή της πραγματικής πρωτογενούς παραγωγικότητας λόγω των ατμοσφαιρικών εναποθέσεων είναι της τάξεως του 1 με 4%, καθόσον η ατμόσφαιρα δεν αποτελεί την κυριότερη πηγή θρεπτικών για το οικοσύστημα.

8 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ

Στόχος της παρούσας μελέτης ήταν η εκτίμηση της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης θρεπτικών στην πρωτογενή παραγωγή της Ανατολικής Μεσογείου και στον ασυνήθιστα υψηλό λόγο N/P που μετράται στην περιοχή. Για το σκοπό αυτό και για πρώτη φορά, ατμοσφαιρικά δεδομένα από επίγειες μετρήσεις στην περιοχή καθώς και θαλάσσια δεδομένα εισήχθησαν σε μονοδιάστατο θαλάσσιο φυσικο – βιογεωχημικό μοντέλο (ERSEM 2004- AD).

Πιο συγκεκριμένα, μέσα μηνιαία δεδομένα ατμοσφαιρικών μετρήσεων εναπόθεσης διαλυμένου ανόργανου αζώτου (DIN, Ιανουάριος 2002 – Δεκέμβριο 2006) και φωσφόρου (DIP, Ιούνιος 2001 – Μάιος 2005) από τον σταθμό συλλογής ατμοσφαιρικών δεδομένων της Φινοκαλιάς Λασιθίου Κρήτης (Κεφάλαιο 3), χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα εισόδου στο ERSEM 2004- AD. Επιπλέον, ως δεδομένα εισόδου στο μοντέλο (Κεφάλαιο 4) αλλά και ως δεδομένα ελέγχου της αξιοπιστίας του (Κεφάλαιο 5), χρησιμοποιήθηκαν θαλάσσιες μετρήσεις από τον πρωτότυπο πολυ-παραμετρικό μετρητικό σταθμό Μ3Α που βρίσκεται αγκυροβολημένος στο Κρητικό Πέλαγος (Κεφάλαιο 3). Εκτός από τον Μ3Α, για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας, χρησιμοποιήθηκαν και διαθέσιμα θαλάσσια δεδομένα από Ευρωπαϊκά Προγράμματα όπως το CINCS, MFSPP, MFSTEP και MATER που αφορούν στην περιοχή μελέτης.

Για τον προσδιορισμό της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στην θαλάσσια παραγωγικότητα, το μονοδιάστατο θαλάσσιο φυσικο- βιογεωχημικό μοντέλο, ERSEM 2004- AD, τροποποιήθηκε για να προσομοιώσει το θαλάσσιο οικοσύστημα του Κρητικού Πελάγους, αντιπροσωπευτικό για την ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Για το σκοπό αυτό, έγιναν αρχικά πολλές προσπάθειες με διαφορετικές προσεγγίσεις σε προγενέστερη του ERSEM 2004- AD μορφή του μοντέλου. Οι κυριότερες προσομοιώσεις και τα βασικά συμπεράσματά τους συνοψίζονται στον Πίνακα 8.1 και παρουσιάζονται επιλεκτικά παρακάτω.

Δεδομένου ότι στην Ανατολική Μεσόγειο όλες οι εξωτερικές πηγές θρεπτικών και ιδιαίτερα η ατμοσφαιρική εναπόθεση (N/P= 100:1 έως 300:1), εμφανίζουν υψηλότερο λόγο N/P σε σχέση με τον λόγο Redfield, οι προσομοιώσεις αυτές είχαν σαν αποτέλεσμα την συσσώρευση αζώτου στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας στήλης. Μία τέτοια όμως αύξηση, δεν προκύπτει από τις μετρήσεις πεδίου. Ο μηχανισμός της οριζόντιας μεταφοράς

και ο μηχανισμός της επιλεκτικής βιοαποδόμησης της οργανικής ύλης ως προς τον φώσφορο, είναι δύο μηχανισμοί που πιστεύεται ότι επηρεάζουν σημαντικά την μεταφορά των θρεπτικών στην υδάτινη μάζα, και για τον λόγο αυτό στην παρούσα εργασία, ενσωματώθηκαν στο αριθμητικό μοντέλο. Επιπλέον, εκτός από τις ατμοσφαιρικές εισροές, ελήφθησαν υπόψη κι όλες οι άλλες πηγές θρεπτικών (ποτάμια, καθίζηση θρεπτικών στον πυθμένα, απονιτροποίηση και ανταλλαγή αζώτου και φωσφόρου με τη Μαύρη Θάλασσα και τη Δυτική Μεσόγειο) που συνεισφέρουν στο ισοζύγιο αζώτου και φωσφόρου στο υπο μελέτη θαλάσσιο οικοσύστημα.

Μετά τις τροποποιήσεις το αριθμητικό μοντέλο συγκρίθηκε και αξιολογήθηκε σε σχέση με τις θαλάσσιες παρατηρήσεις. **Η επικύρωσή του** έγινε τόσο ως προς τα ποιοτικά όσο και ως προς τα ποσοτικά χαρακτηριστικά του υπο μελέτη θαλάσσιου οικοσυστήματος.

Οι προσομοιωμένες τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας είναι σε συμφωνία με τις μετρήσεις πεδίου. Τόσο η θερμοκρασιακή στρωματοποίηση της υδάτινης μάζας κατά τους θερμούς μήνες όσο και η θερμοκρασιακή ομογενοποίησή της κατά τους χειμερινούς προσομοιώνονται από το μοντέλο με τον βέλτιστο τρόπο. Η κατανομή της αλατότητας κατά την διάρκεια του έτους αναπαράγεται επίσης σωστά από το ERSEM 2004- AD. Τους καλοκαιρινούς μήνες λόγω της μέγιστης εξάτμισης και της ελάχιστης βροχόπτωσης, προσομοιώνονται οι μέγιστες τιμές αλατότητας, ενώ οι μικρότερες κατά τους χειμερινούς όπου έχουμε την ανάμειξη των υδάτινων μαζών και τις έντονες βροχοπτώσεις. Μειωμένη μεταβλητότητα στις προσομοιωμένες τιμές αλατότητας, όπως άλλωστε καταγράφεται και από τις μετρήσεις πεδίου, παρατηρείται στα βάθη πάνω από 200m έως τον πυθμένα της στήλης. Η μικρή αυτή μεταβλητότητα συνδέεται αποκλειστικά με τις διαφορετικές υδάτινες μάζες και με τις κινήσεις των υδάτων στην κολώνα.

Παρόλο που το μοντέλο δεν μπορεί να προσομοιώσει τη φυσική εγγενή μεταβλητότητα του συστήματος η οποία μπορεί να οφείλεται σε περιοδικά ή ακόμη και τυχαία γεγονότα, προσομοιώνει τις συγκεντρώσεις των θρεπτικών (νιτρικών, αμμωνιακών και φωσφορικών ιόντων) σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό ακολουθώντας τις μετρήσεις πεδίου. Έτσι, κατά τη διάρκεια του χειμώνα η έντονη κατακόρυφη ανάμειξη της υδάτινης στήλης εμπλουτίζει τα επιφανειακά στρώματα με υδάτινες μάζες από βαθύτερα στρώματα που είναι πλούσιες σε θρεπτικά συστατικά. Στις αρχές της άνοιξης, οι αυξημένες συγκεντρώσεις των θρεπτικών σε συνδυασμό με την αύξηση της θερμοκρασίας και της ηλιακής ακτινοβολίας, προκαλούν την φυτοπλαγκτονική άνθηση (phytoplankton bloom), η οποία διατηρείται έως ότου τα ανόργανα φωσφορικά ιόντα καταναλωθούν. Και για τα φωσφορικά ιόντα, όπως και για τα

νιτρικά ιόντα άλλωστε, μικρότερη διακύμανση προσομοιώνεται κατά τους καλοκαιρινούς και φθινοπωρινούς μήνες. Η συγκέντρωση τους την περίοδο αυτή ελέγχεται από την ατμοσφαιρική εναπόθεση και από δευτερεύουσες διεργασίες. Ορθά προσομοιώνεται και η μείωση της συγκέντρωσης των αμμωνιακών ιόντων με το βάθος, γεγονός που συνδέεται με την μείωση της δευτερογενούς παραγωγικότητας.

Ο σωματιδιακός οργανικός άνθρακας παρουσιάζεται υποτιμημένος από το μοντέλο κατά περίπου έναν παράγοντα 2 αλλά εντός του μετρημένου εύρους τιμών. Τόσο οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης όσο και οι μέγιστες τιμές της στα 100m (Deep Chlorophyll Maximum, DCM) αποδίδονται πολύ καλά από το μοντέλο.

Αξίζει να σημειωθεί ότι οι μετρήσεις πεδίου των χημικών και βιολογικών μεταβλητών παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση χωροχρονικά. Οι προσομοιωμένες τιμές της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας όπως και της πρωτογενούς παραγωγικότητας αναπαράγονται σωστά από το μοντέλο. Το χαρακτηριστικό μέγιστο προσομοιώνεται στο τέλος του χειμώνα – αρχή άνοιξης και συνδέεται με την εισροή θρεπτικών στα επιφανειακά ύδατα από βαθύτερα στρώματα λόγω της καταστροφής του θερμοκλινούς και της έντονης ανάμειξης της υδάτινης μάζας. Το θαλάσσιο μοντέλο αποδίδει ικανοποιητικά και την βακτηριακή βιομάζα κατά τη διάρκεια του έτους. Αν και παρατηρείται μία υποεκτίμηση σε σύγκριση με τα δεδομένα πεδίου για τον μήνα Μάρτιο, το ετήσιο εύρος τιμών καθώς και η ετήσια μέση τιμή της είναι σε συμφωνία με τα δεδομένα πεδίου. Λιγότερο επιτυχής είναι η προσομοίωση της ζωοπλαγκτονικής βιομάζας, αφού σύμφωνα με τις μετρήσεις πεδίου, υπερεκτιμάται την εαρινή περίοδο και υποεκτιμάται την φθινοπωρινή. Η απόκλιση των αποτελεσμάτων σε σχέση με τις μετρήσεις πεδίου αποδίδεται τόσο στην απλουστευμένη θήρευση των ζωοπλαγκτονικών οργανισμών όσο και στην έλλειψη αντιπροσωπευτικού δείγματος μετρήσεων πεδίου.

Έλεγχος **ευαισθησίας** του μοντέλου προσομοίωσης εφαρμόστηκε για τον μηχανισμό της επιλεκτικής βιοαποδόμησης της σωματιδιακής οργανικής ύλης (Remin_N), που έχει ως στόχο την αποφυγή συσσώρευσης αζώτου στο στρώμα αυτό.

Το αριθμητικό μοντέλο παρουσιάζει ευαισθησία ως προς την παραμετροποίηση του μηχανισμού απομάκρυνσης μέρους του εναποτιθέμενου ατμοσφαιρικού αζώτου από την ευφωτική ζώνη. Η φυτοπλαγκτονική και βακτηριακή βιομάζα, όπως η και παραγωγικότητα, εξαρτώνται σε διαφορετικό βαθμό από τον μηχανισμό αυτό, ο οποίος δρα έμμεσα ως ρυθμιστικός παράγοντας της ανάπτυξής τους. Αύξηση του λόγου DIN/DIP στα επιφανειακά στρώματα της θαλάσσιας κολώνας (0-200m) έως και 19.5%, καταγράφεται στην περίπτωση

αύξησης της αποδόμησης της οργανικής ύλης ως προς το άζωτο. Αντίθετα, η μείωση της συγκέντρωσης του αζώτου που οφείλεται στο μικρότερο ποσοστό αποδόμησης της οργανικής ύλης ως προς το άζωτο συγκριτικά με το σενάριο αναφοράς έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση του διαλυτού ανόργανου αζώτου και τη μείωση του λόγου DIN/DIP έως και 26%, ανάλογα την περίοδο του έτους.

Από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων προκύπτει ότι η μεταβολή της φυτοπλαγκτονικής βιομάζας δεν είναι γραμμική σε σχέση με την μεταβολή της παραμέτρου Remin_N. Ενώ και τα βακτήρια αντιδρούν διαφορετικά, εφόσον η ανάπτυξή τους εξαρτάται από διάφορες περιβαλλοντικές και βιολογικές συνθήκες, όπως η διαθεσιμότητα τόσο του διαλυτού οργανικού αζώτου (DOM_N) όσο και του διαλυτού ανόργανου αζώτου (DIN).

Αύξηση των συγκεντρώσεων των νιτρικών και αμμωνιακών ιόντων στην θαλάσσια κολώνα και ιδιαίτερα στα επιφανειακά στρώματά της (0- 200m), προκαλεί η **ατμοσφαιρική εναπόθεση**. Μεγαλύτερη επίδραση προσομοιώνεται κατά τους καλοκαιρινούς και φθινοπωρινούς μήνες, λόγω της θερμοκρασιακής διαστρωμάτωσης της θαλάσσιας κολώνας. Επιπλέον, μεγαλύτερη αύξηση παρατηρείται στην συγκέντρωση των αμμωνιακών ιόντων (20 έως 53%) σε σχέση με τα νιτρικά ιόντα κατά τη διάρκεια του έτους. Παράλληλα, λόγω της ατμοσφαιρικής εισροής θρεπτικών προκαλείται διέγερση της πρωτογενούς παραγωγικότητας που οδηγεί σε αύξηση της κατανάλωσής τους από τους φυτοπλαγκτονικούς και βακτηριακούς οργανισμούς. Η διέγερση αυτή έχει ως αποτέλεσμα την μείωση της συγκέντρωσης των φωσφορικών ιόντων καθ' όλη τη διάρκεια του έτους κυρίως στα επιφανειακά στρώματα της υδάτινης μάζας.

Όταν η ατμοσφαιρική εναπόθεση λαμβάνεται υπόψη στο ισοζύγιο θρεπτικών του θαλάσσιου οικοσυστήματος, ο λόγος του διαλυτού ανόργανου αζώτου προς τον διαλυτό ανόργανο φώσφορο (DIN/DIP) αυξάνεται. Η αύξηση αυτή κυμαίνεται από 48 έως 55% στα επιφανειακά 200m της υδάτινης στήλης, με τις μέγιστες τιμές να προσομοιώνονται στην έναρξη της φθινοπωρινής περιόδου. Απουσία της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης όταν το προσομοιωμένο σύστημα φθάνει σε κατάσταση ισορροπίας, ο λόγος DIN/DIP είναι πολύ κοντά στον λόγο Redfield που ισούται με 16. Πολύ κοντά στον λόγο Redfield είναι και ο λόγος DIN/DIP που προκύπτει από την προσομοίωση όπου η ατμοσφαιρική εναπόθεση αζώτου είναι στα επίπεδα που εκτιμάται από τους Duce et al. για την προβιομηχανική περίοδο (1860). Τα αποτελέσματα αποδεικνύουν την σημασία της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης εναποτιθέμενου αζώτου, στον ασυνήθιστα υψηλό N/P λόγο που παρατηρείται στην Ανατολική λεκάνη της Μεσογείου. Η κατακόρυφη αύξηση των εκπομπών αζώτου που επήλθε από τις αυξημένες

ανθρωπογενείς δραστηριότητες μετά την βιομηχανική επανάσταση μπορούν να υποστηρίξουν την σημαντική συμβολή της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στον ασυνήθιστα υψηλό λόγο N/P που παρατηρείται στην Ανατολική λεκάνη της Μεσογείου.

Τα θρεπτικά που εισέρχονται μέσω της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στο θαλάσσιο οικοσύστημα ενισχύουν σε ποσοστό 20-26% τη φυτοπλαγκτονική βιομάζα και έως 7% την βακτηριακή βιομάζα. Επιπλέον ενισχύουν την καθαρή πρωτογενή παραγωγικότητα σε ποσοστό 1-35% κατά τη διάρκεια του έτους με μέγιστη επίδραση την καλοκαιρινή περίοδο όπου η στρωματοποίηση της υδάτινης μάζας εμποδίζει την εισαγωγή θρεπτικών από τα βαθύτερα πλουσιότερα σε θρεπτικά ύδατα.

Η πρωτογενής αυτή παραγωγή της Ανατολικής Μεσογείου επιφέρει δέσμευση άνθρακα ίση με 178 Tgr C/yr. Γνωρίζοντας ότι η ετήσια ποσότητα άνθρακα που δεσμεύεται μέσω της βιολογικής αντλίας και αποθηκεύεται στους ωκεανούς είναι ίση με 3 Gt C/yr (IPCC, 2007), τότε η δέσμευση αυτή αντιστοιχεί στο 8% της παγκόσμιας δέσμευσης CO₂ από τους ωκεανούς.

Η παρούσα μονοδιάστατη μελέτη αποτελεί μια προσπάθεια αξιολόγησης και ποσοτικοποίησης της επίδρασης της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου. Δίνει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τη σπουδαιότητα της ατμόσφαιρας ως πηγή θρεπτικών για την θαλάσσια πρωτογενή παραγωγικότητα καθώς και πληροφορίες για τις σημαντικότερες διεργασίες που λαμβάνουν χώρα και τον ρόλο τους στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου. Η παρούσα εργασία αποτελεί το εφαλτήριο για μία μελλοντική τρισδιάστατη προσομοίωση του θαλάσσιου οικοσυστήματος, που σε συνδυασμό με ένα τρισδιάστατο ατμοσφαιρικό μοντέλο θα επιτρέψει την προσομοίωση της χωρικής μεταβλητότητας των φυσικών, χημικών και βιολογικών χαρακτηριστικών της υπο μελέτη περιοχής. Η μελέτη της αποτίμησης του ρόλου της εναπόθεσης στη θαλάσσια παραγωγικότητα μέσω προσομοιώσεων για το παρελθόν και για το μέλλον, θα επιτρέψει την προσομοίωση της εξέλιξης του λόγου N:P στον χρόνο, τόσο στην ατμόσφαιρα όσο και στο θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου. Εδώ αξίζει να σημειωθεί ότι το ισοζύγιο του ατμοσφαιρικού αζώτου έχει επηρεαστεί και θα συνεχίσει να επηρεάζεται περισσότερο από αυτό του φωσφόρου από τις ανθρώπινες δραστηριότητες.

Επιπλέον, προς το παρόν λίγα είναι γνωστά σε σχέση με τις εναποτιθέμενες ποσότητες και τη βιοδιαθεσιμότητα του οργανικού κλάσματος των θρεπτικών ουσιών στο θαλάσσιο περιβάλλον. Η μελέτη τους είναι ιδιαίτερα σημαντική για τις ολιγοτροφικές περιοχές όπως η Ανατολική Μεσόγειος Θάλασσα, όπου η συγκέντρωση του φωσφόρου καθορίζει σε μεγάλο βαθμό τα επίπεδα της πρωτογενούς παραγωγικότητας. Για τον λόγο αυτό,

αποτελέσματα/δεδομένα από στοχευμένα πειράματα σε μεσόκοσμους όπου μελετάται η βιοδιαθεσιμότητα, η ροή στο τροφικό πλέγμα και η επίδραση στα αποθέματα των οργανικών και ανόργανων θρεπτικών της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης είναι σημαντικά για την καλύτερη κατανόηση των διεργασιών του θαλάσσιου οικοσυστήματος. Επιπρόσθετα, πειράματα κινητικής ετερογενών αντιδράσεων μεταξύ αερολυμάτων και επιλεγμένων ατμοσφαιρικών ενώσεων με σκοπό την κατανόηση ατμοσφαιρικών διεργασιών που συμβαίνουν στα αερολύματα και προκαλούν τη μεταβολή τόσο των φυσικοχημικών τους ιδιοτήτων όσο και της διαλυτότητάς τους στο θαλάσσιο περιβάλλον, είναι επίσης σημαντικά για μία ολοκληρωμένη προσέγγιση .

Πίνακας 8.1: Συνοπτική περιγραφή των διερευνητικών και τελικών προσομοιώσεων και των αποτελεσμάτων τους για το θαλάσσιο οικοσύστημα της Ανατολικής Μεσογείου (2006-2011).

		ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ	ΚΥΡΙΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ
		ΔΙΕΡΕΥΝΗΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ	
ERSEM III POM	ΧΩΡΙΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ	ΑΡΧΙΚΗ ΜΟΡΦΗ	Ικανοποιητική προσομοίωση του οικοσυστήματος διότι η ατμοσφαιρική εναπόθεση εμπεριέχεται έμμεσα στις αρχικές συνθήκες του μοντέλου
	ΜΕ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ	ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ <ul style="list-style-type: none"> ✓ Μέγιστος ρυθμός ανάπτυξης (p_sum) ✓ Ειδικός συντελεστής ρυθμού αναπνοής (p_srs) ✓ Ειδικός συντελεστής θερμοκρασίας (p_q10) ✓ Τιμή κατώφλιου για την απορρόφηση τροφής (p_minfood) ✓ Παράμετρος ημικορεσμού (p_chuc) ✓ Ειδικός συντελεστής θερμοκρασίας (p_q10) ✓ Σταθερά όγκου της περιοχής αναζήτησης τροφής (p_vum) ΟΛΕΣ ΟΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ	Μεταβολή +30% ↑ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή -30% ↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή +30% ↑ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή -30% ↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή +30% ↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή -30% ↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας Μεταβολή +30% ↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30% ↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή +30% ↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30% ↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή +30% ↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30% ↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή +30% ↓ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας Μεταβολή -30% ↑ Ζωοπλαγκτονικής Βιομάζας
		ΤΕΛΙΚΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ	
ERSEM 2004 POSEIDON	ΜΕ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΝΑΦΟΡΑΣ (REF)	Ικανοποιητική προσομοίωση του οικοσυστήματος ως προς τις φυσικο-βιογεωχημικές μεταβλητές του
		ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ Remin_N	Μεταβολή +10% και 20% ↑ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας ↑ λόγου DIN/DIP Μεταβολή -10% και -20% ↓ Πρωτογενούς Παραγωγικότητας ↓ λόγου DIN/DIP
	ΧΩΡΙΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ	Model –atm.dep.	↓ του λόγου DIN/DIP κατά 48 έως 55% (0-200m) ↓ της Πρωτογενούς Παραγωγικότητας κατά 1 έως 35%

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Allen, J.I., Blackford, J.C. and Radford, P.J., 1998. An 1-D vertically resolved modelling study of the ecosystem dynamics of the middle and southern Adriatic Sea. *Journal of Marine Systems*, 18: 265-286.
- Allen JR., J. Blackford., J., Holt, R., Proctor, M., Ashworth and J., Siddorn, 2001. A highly spatially resolved ecosystem model for the North West European Continental Shelf. *SARSIA* 86: 423-440.
- Allen J. I., J. T. Holt, J. Blackford, R. Proctor, 2007. Error quantification of a high-resolution coupled hydrodynamicecosystem coastal-ocean model: Part 2. Chlorophyll-a, nutrients and SPM. *Journal of Marine Systems* 68: 381-404.
- Astraldi, M., S. Balopoulos, J. Candela, J. Font, M. Gacic, G. P. Gasparini, B. Manca, A. Theocharis, I. Tintore, 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography* 44: 65-108.
- Azov, Y., 1991. Desert, *Marine Pollution Bulletin*, 23: 225-232.
- Αμπαρτζάκη Ε., 2002. Προσέγγιση του ολιγοτροφικού βενθικού συστήματος της βαθύαλης ζώνης του Κρητικού Πελάγους με τη χρήση ημιποσοτικού δειγματολήπτη Anchor dredge. Μεταπτυχιακή διατριβή. Ηράκλειο, Τμήμα Βιολογίας, Πανεπιστήμιο Κρήτης.
- Balopoulos, E.T., 1996. PELAGOS. MAS2-CT93-0059, NCMR, Athens, pp 25.
- Baretta-Bekker, J.G., Baretta, J.W. and Rasmussen, E., 1995. The microbial food web in the European regional Seas Ecosystem Model. *Netherlands Journal of Sea Research*, 33: 363-379.
- Bashkin, V. N., L.K. Erdman, A.Yu Abramychyev, M.A. Sofiev, I.V. Pripulina, and A.V.Gusev, 1997. The input of anthropogenic airborne nitrogen to the Mediterranean Sea through its watershed, MAP Technical Reports Series, Vol. 118, UNEP, Athens.
- Bergametti, G., Remoudaki, E., Losnon, R., Steiner, E., Chatenet, B. and Buat-Ménard, P., 1992. Source, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern Mediterranean. *J. Atmos. Chem.*, 14: 501-513.
- Berthoux, J.P., P. Morin, C. Chaumery, O. Connan, B. Gentili, and D. Ruiz-Pino, 1998. Nutrients in the Mediterranean Sea, mass balance and statistical analysis of concentrations with respect to environmental change, *Mar. Chem.*, 63, 155-169.
- Blackford, J, Allen, I., Gilbert F., 2004. Ecosystem dynamics at six contrasting sites: A generic modelling study. *Journal of Marine Systems* 52: 191-215.
- Blumberg, A.F. and Mellor, G.L., 1983. Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4579-4592.

- Blumberg, A.F. and Mellor, G.L., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: N.S. Heaps (Editor), *Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Models*. Coastal Estuarine Science. AGU, Washington, D.C., pp. 1-16.
- Camerlenghi A., Cita M. B., 1987. Setting and tectonic evolution of some Eastern Mediterranean deep-sea basins. *Marine Geology* 75:31–56.
- Camerlenghi A., 1990. Anoxic basins of the eastern Mediterranean: Geological framework. *Marine Chemistry* 31:1–20.
- Carlson, C.A. and Ducklow, H.W., 1996. Growth of bacterioplankton and consumption of dissolved organic carbon in the Sargasso Sea. *Aquatic Microbial Ecology*, 10: 69-85.
- Carlson, C.A., Ducklow, H.W. and Sleeter, T.D., 1996. Stocks and dynamics of bacterioplankton in the northwestern Sargasso Sea. *Deep-Sea Research II*, 43(2-3): 491-515.
- Charlou, J. L., Donval, J. P., Zitter, T., Roy, N., Jean-Baptiste, P., Foucher, J.P., Woodside, J., and the MEDINAUT Scientific Party, 2003. Evidence of methane venting and geochemistry of brines on mud volcanoes of the eastern Mediterranean Sea. submitted to *Deep-Sea Research*
- Clark, L., E. D. Ingall and R. Benner, 1998. Marine phosphorus is selectively remineralized. *Nature* 393: 426.
- Clark, L., Kolowitz L., E. D. Ingall, Ronald Benner, 2001. Composition and Cycling of Marine Organic Phosphorus. *Limnology and Oceanography* 46(2): 309-320.
- CINCS, 1996. Pelagic Benthic Coupling IN the oligotrophic Cretan Sea, final report.
- Christaki, U., Van Wambeke, F. and Dolan, J.R., 1999. Nanoflagellates (mixotrophs, heterotrophs and autotrophs) in the oligotrophic eastern Mediterranean: standing stocks, bacterivory and relationships with bacterial production. *Marine Ecology Progress Series*, 181: 297-307.
- Christodoulaki S., G. Petihakis, M. Kanakidou, N. Mihalopoulos, K. Tsiaras, G. Triantafyllou, 2011. Atmospheric deposition in The Eastern Mediterranean. A driving force for ecosystem dynamics. *Journal of Marine Systems*, MARSYS-D-11-00144 (under review).
- Christodoulaki S., Tsiaras, K., Petihakis G., Mihalopoulos N., Kanakidou M. and G. Triantafyllou, 2010: Atmospheric and marine controls on the Non-Redfield N/P ratio in the Cretan Sea – a 1-D modeling study. The GEOTRACES Mediterranean Planning Workshop, 4-6 October 2010 (Oral).
- Christodoulaki S., G. Petihakis, N. Mihalopoulos, M. Kanakidou, Importance of atmospheric deposition of nitrogen and phosphorus for the marine ecosystem of the Cretan Sea, Presented at the IAMAS/IAPSO/IACS 2009 Joint Assembly (MOCA-09), Montreal, July 2009 (Poster presentation).

- Christodoulaki S., G. Petihakis, N. Mihalopoulos, M. Kanakidou, G. Triantafyllou, Impact of atmospheric deposition of nitrogen and phosphorus on the ocean productivity in the Cretan sea: A 1-d modelling study, Presented at the IUGG Conference, IAPSO PSo01: Biogeochemical Budget and Cycles in the Mediterranean Sea, 09/07/07, Perugia, July 2007 (Oral).
- Christodoulaki S., G. Petihakis, N. Mihalopoulos, M. Kanakidou, G. Triantafyllou, Atmospheric deposition of nitrogen and phosphorous and the ocean productivity in the East Mediterranean, Surface Ocean Lower Atmosphere Study (SOLAS) Conference, Xiamen, China, 6-9 March 2007 (Poster presentation).
- Coffin, R.B., Connolly, J.P. and Harris, P.S., 1993. Availability of dissolved organic carbon to bacterioplankton examined by oxygen utilization. *Marine Ecology Progress Series*, 101: 9-22.
- Duarte, C. and Susana Agusti, 1998. The CO₂ balance of unproductive aquatic ecosystems, *Science*, 281, 234-236.
- del Giorgio, P.A. and Cole, J.J., 1998. Bacterial growth efficiency in natural aquatic systems. *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 29: 503-541.
- Denis-Karafistan A., J.-M. Martin, H. Minas, P. Brasseur, and C. D. J. Nihoul, 1998. Space and seasonal distributions of nitrates in the Mediterranean Sea derived from a variational inverse model. *Deep-Sea Research I* 45: 387-408.
- Duce, R.A., P.S. Liss, J.T. Merrill, E.L. Atlas, P. Buat-Menard, B.B. Hicks, J.M. Miller, J.M. Prospero, R. Arimoto, T.M. Church, W. Ellis, J.N. Galloway, L. Hansen, T.D. Jickells, A.H. Knap, K.H. Reinhardt, B. Schneider, A. Soudine, J.J. Tokos, S. Tsunogai, R. Wollast, and M. Zhou, 1991. The atmospheric input of trace species to the world ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, 5, 193-259.
- Duce, R. A., LaRoche, J., Altieri, K., Arrigo, K. R., Baker, A. R., Capone, D. G., Cornell, S., Dentener, F., Galloway, J., Ganeshram, R. S., Geider, R. J., Jickells, T., Kuypers, M. M., Langlois, R., Liss, P. S., Liu, S. M., Middelburg, J. J., Moore, C. M., Nickovic, S., Oschlies, A., Pedersen, T., Prospero, J., Schlitzer, R., Seitzinger, S., Sorensen, L. L., Uematsu, M., Ulloa, O., Voss, M., Ward, B. and Zamora, L., 2008. Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean, *Science*, 320, 893-897.
- Ducklow, H.W., Purdie, D.A., Williams, P.J.L. and Davies, J.H., 1986. Bacterioplankton: A sink for carbon in a coastal marine plankton community. *SCIENCE*, 232.
- Emery, K.O., 1969. The continental shelves. *Scientifi American* 221(3): 106-125.
- Emeis, K.C., Mara, P., Schlarbaum, T., Möbius, J., Dähnke, K., Struck, U., Mihalopoulos, N., Krom, M., 2010. External N inputs and internal N cycling traced by isotope ratios of nitrate, dissolved reduced nitrogen, and particulate nitrogen in the eastern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 115, doi:10.1029/2009JG001214.

- Finlayson-Pitts B.J., 2009. Reactions at surfaces in the atmosphere: integration of experiments and theory as necessary (but not necessarily sufficient) for predicting the physical chemistry of aerosols, *Phys. Chem. Chem. Phys.*, 11, 7760–7779.
- Galloway, J.,N., Dentener, F.,J. D.,G., Capone,E.,W., Boyer, R.,W., Howarth, S.,P., Seintzinger, G.,P., Asner, C.,C., Cleveland, P.,A., Grenn, E.,A., Holland, D.,M., Karl, A.,F., Michaels, J.,H., Potrer, A.,R., Townsend and C.,J., Vorosmarty, 2004. Nitrogen cycles: past, present, and future, *Biogeochemistry* 70: 153–226.
- Gotsis-Skretas, O., Pagou, K., Moraitou-Apostolopoulou, M. and Ignatiades, L., 1999. Seasonal horizontal and vertical variability in primary production and standing stocks of phytoplankton and zooplankton in the Cretan Sea and the straits of the Cretan Arc (March 1994 - January 1995). *Progress in Oceanography*, 44: 625-649.
- Guerzoni, S., R. Chester, F. Dulac, B. Herut, M.D. Loye-Pilot, C. Measures, C. Migon, E. Molinaroli, C. Moulin, P. Rossini, C. Saydam, A. Soudine, and P. Ziveri, 1999. The role of atmospheric deposition in the biogeochemistry of the Mediterranean Sea, *Progress in Oceanography*, 44, 147-190.
- Jickells, T.D., 1998. Nutrient biogeochemistry of the coastal zone, *Science*, 284, 217-222.
- Jickells, T. D., Z. S. An, R. A. Duce, K. K. Andersen, K. A. Hunter, N. Mahowald, A. R. Baker, H. Kawahata, J. M. Prospero, G. Bergametti, N. Kubilay, A. J. Ridgwell, N. Brooks, J. laRoche, I. Tegen, J. J. Cao, P. S. Liss, R. Torres, P. W. Boyd, 2005. Ocean Biogeochemistry, and Climate Global Iron Connections Between Desert Dust, *Science* 308, 67;DOI: 10.1126/science.1105959.
- Herut, B., M.D. Krom, G. Pan, and R. Mortimer, 1999. Atmospheric input of nitrogen and phosphorus to the Southeast Mediterranean: Sources, fluxes, and possible impact, *Limnol. Oceanogr.*, 44, 1683-1692.
- Hicks, B.B., and P.S. Liss, 1976. Transfer of SO₂ and other reactive gases across the air-sea interface, *Tellus*, 28, 348-354.
- Hoteit I., G. Triantafyllou and G. Petihakis, 2005. Efficient data assimilation into a complex, 3-D physical-biogeochemical model using partially-local Kalman filters. *Annales Geophysicae* 23: 1-15.
- Ignatiades, L., 1998. The productive and optical status of the oligotrophic waters of the Southern Aegean Sea (Cretan Sea), Eastern Mediterranean, *J. Plankton Res.*, 20, 985-995.
- Karafistan A., J. M. Martin, M. Rixen, J.M. Beckers, 2002. Space and time distributions of phosphate in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research I* 49: 67–82.
- Korres, G. and Lascaratos, A., 2003. An eddy resolving model of the Aegean and Levantine basins for the Mediterranean Forecasting System Pilot Project (MFSPP): Implementation and climatological runs. *Analles Geophysicae*, 21: 205-220.

- Kouvarakis, G., N. Mihalopoulos, T. Tselepidis, and S. Stavrakakis, 2001. On the importance of atmospheric inputs of inorganic nitrogen species on the productivity of the Eastern Mediterranean Sea, *Global Biogeochemical cycles*, 15, No. 4, 805-818.
- Kouvarakis, G., H. Bardouki, and N. Mihalopoulos, 2002a. Sulfur budget above the Eastern Mediterranean: Relative contribution of anthropogenic and biogenic sources, *Tellus*, 54, 201-213.
- Κουβαράκης Γ., 2002. Όζον και αιωρούμενα σωματίδια στην Ανατολική Μεσόγειο. Διδακτορική Διατριβή. Τμήμα Χημείας, Πανεπιστήμιο Κρήτης, Ηράκλειο.
- Krom, M.D., N. Kress, S. Brenner, and L.I. Gordon, 1991. Phosphorus limitation of primary productivity in the eastern Mediterranean Sea, *Limnol. and Oceanogr.*, 36, 424-432.
- Krom, M., D.B., Herut, R. F. C., Mantoura, 2004. Nutrient budget for the Eastern Mediterranean: Implications for phosphorus limitation, *Limnology Oceanography*, 49, pp. 1582-1592
- Krom, M.D., Emeis, K.C., Van Cappellen, P., 2010. Why is the Eastern Mediterranean phosphorus limited? *Progress in Oceanography*, 85: 236–244.
- Καρακάσης Ι., 1991. Συμβολή στη μελέτη του βενθικού οικοσυστήματος της Υφαλοκρηπίδας της Κρήτης. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Κρήτης Τμήμα Βιολογίας.
- Κεντούρη Μ., 1998. Θαλάσσια Βιολογία, Σημειώσεις Μαθήματος. Πανεπιστήμιο Κρήτης, Τμήμα Βιολογίας. Ηράκλειο.
- Lascaratos A., Wolfgang R., Nittis K., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Progress in Oceanography* 44: 5–36
- Loye-Pilot, M.D., J.M. Martin, and J. Morelli, 1990. Atmospheric input of inorganic nitrogen to the Western Mediterranean, *Biogeochemistry*, 9, 117-134.
- Loye-Pilot, M. D. and Martin, J. M., 1996. Saharan dust input to the western Mediterranean: An eleven year record in Corsica, pp. 191–199. In S. Guerzoni and R. Chester [eds.], *The impact of desert dust across the Mediterranean*. Kluwer.
- Le Pichon X., Augustithis S.S., Mascle J., 1982. Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench, *Tectonophysics*, 86: 69-112.
- Lelieveld J., H. B., S. Borrmann, P. J. Crutzen, F. J. Dentener, H. Fischer, J. Feichter, P. J. Flatau, J. Heland, R. Holzinger, R. Korrman, M. G. Lawrence, Z. Levin, K. M. Markowicz, N. Mihalopoulos, A. Minikin, and M. d. R. V. Ramanathan, G. J. Roelofs, H. A. Scheeren, J. Sciare, H. Schlager, M. Schultz, P. Siegmund, B. Steil, E. G. Stephanou, P. Stier, M. Traub, C. Warneke, J. Williams, H. Ziereis, 2008. Global Air Pollution Crossroads over the Mediterranean. *Science* 298: 794-799.
- Lykousis V., G. Chronis, A. Tselepidis, N.B. Price, A. Theocharis,, F. V. W. I. Siokou-Frangou, R. Danovaro, S. Stavrakakis,, et al., 2002. "Major outputs of the recent multidisciplinary

biogeochemical researches undertaken in the Aegean Sea." *Journal of Marine Systems* 33-34: 313-334.

Λαμπαδαρίου Ν., 2001. Μελέτη του μειοβενθικού οικοσυστήματος του Αιγαίου με ιδιαίτερη έμφαση στους νηματώδεις. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Κρήτης Τμήμα Βιολογίας.

Mahowald, N. M., Artaxo, P., Baker, A. R., Jickells, T. D., Okin, G. S., Randerson, J. T. and Townsend, A. R., 2005: Impacts of biomass burning emissions and land use change on Amazonian atmospheric phosphorus cycling and deposition, *Global Biogeochemical Cycles*, 19.

Malanotte-Rizzoli P. and A. Hecht, 1988. Currents, water masses, eddies and jets in the Mediterranean Levantine Basin. *J. Phys. Oceanogr.*, 18: 1320-1353.

Margalef R., 1985. *The Biosphere in the Making*. Unpublished manuscript.

Mara, P., Mihalopoulos, N., Gogou, A., Daehnke, K., Schlarbaum, T., Emeis, K.C., Krom, M., 2009. Isotopic composition of nitrate in wet and dry atmospheric deposition on Crete in the eastern Mediterranean Sea. *Global Biogeochemical Cycles*, 23, doi:10.1029/2008GB003395.

Markaki, Z., C. Economou, M. Kocak, G. Kouvarakis, A. Chaniotaki, N. Kubilay and N. Mihalopoulos, 2003. Atmospheric deposition of inorganic phosphorus in the Eastern Mediterranean: Spatial, temporal variability and its role on the productivity of the Eastern Mediterranean Sea, *Limnology and Oceanography*.

Markaki, Z., Loyer-Pilot, M.D., Violaki, K., Benyahya, L., Mihalopoulos, N., 2010. Variability of atmospheric deposition of dissolved nitrogen and phosphorus in the Mediterranean and possible link to the anomalous seawater N/P ratio, *Marine Chemistry*, doi:10.1016/j.marchem.2008.10.005.

Μαρκάκη Ζ., 2007. Ρόλος της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης θρεπτικών συστατικών και ιχνοστοιχείων στην παραγωγικότητα της Νοτιο- Ανατολικής Μεσογείου. Διδακτορική Διατριβή. Τμήμα Χημείας, Πανεπιστήμιο Κρήτης, Ηράκλειο.

Martin, J.H., F. Elbaz-Poulichet, C. Guieu, M.D. Loyer-Pilot, and G. Han, 1989. River versus atmospheric input of material to the Mediterranean: an overview, *Mar. Chem.*, 28, 159- 182.

Mellor, G.L. and Ezer, T., 1991. A Gulf Stream model and an altimetry assimilation scheme. *Journal of Geophysical Research*, 96: 8779-8795.

Mellor, G.L. and Yamada, T., 1982. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Review Geophysics and Space Physics*, 20: 851-875.

Mills M. M., C. Ridame, Margaret Davey, Julie La Roche and R. J. Geider, 2004. "Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic." *Nature* 429.

- Monaco A. and S. Peruzzi., 2002. "The Mediterranean Targeted Project MATER—a multiscale approach of the variability of a marine system—overview." *Journal of Marine Systems* 33-34: 3–21.
- Nittis, K. C., Tziavos, Thanos, P., Drakopoulos, V., Cardin, M., Gacic, G., Petihakis, and R., Basana, 2003. The Mediterranean Moored Multi-sensor Array (M3A): system development and initial results, *Annales Geophysicae*, 21: 75–87.
- Nittis, K., Tziavos, C., Bozzano, R., Cardin, V., Thanos, Y., Petihakis, G., Schiano, M.E., Zanon, F., 2007. The M3A multi-sensor buoy network of the Mediterranean Sea. *Ocean Science*, 3: 229–243.
- Owens, N.J.P., J.N. Galloway, and R.A. Duce, 1992. Episodic atmospheric nitrogen deposition to the oligotrophic oceans, *Nature*, 357, 397-399.
- Paytan A., K. M., 2007. "The Oceanic Phosphorus Cycle." *Chemical Reviews* 107(2).
- Pedros-Alio, C., Calderon-Paz, J.I., Guixa-Boixereu, N., Estrada, M. and Gasol, J.M., 1999. Bacterioplankton and phytoplankton biomass and production during summer stratification in the northwestern Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research I*, 46: 985-1019.
- Petihakis G., G. Triantafyllou, A. Theodorou, 2000. "A numerical approach to simulate nutrient dynamics and primary production of a semi- enclosed coastal ecosystem (Pagasitikos Gulf, Western Aegean, Greece)." *Period. Biol.*, 102.
- Petihakis, G., Triantafyllou, G., Allen, J.I., Hoteit, I. and Dounas, C., 2002a. Modelling the Spatial and Temporal Variability of the Cretan Sea Ecosystem. *Journal of Marine Systems*, 36(3-4): 173-196.
- Petihakis, G., Triantafyllou, G., Allen, J.I., Hoteit, I., Dounas, C., 2002b. Modelling the Spatial and Temporal Variability of the Cretan Sea Ecosystem. *Journal of Marine Systems*, 36(3-4): 173-196.
- Petihakis, G., Drakopoulos, P., Nittis, C., Zervakis, V., Christodoulou, C., Tziavos, C., 2007. M3A system (2000–2005) – operation and maintenance. *Ocean Science*, 3: 117–128.
- Petihakis, G., Triantafyllou, G., Tsiaras, K., Korres, G., Pollani, A., Hoteit, I., 2009. Eastern Mediterranean biogeochemical flux model – Simulations of the pelagic ecosystem. *Ocean Science*, 5: 29–46.
- Pinardi N., and Masetti E., 2000. "Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158: 153–173.
- Pinardi N., I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Lascaratos, P.-Y. Le Traon, C. Maillard, and a. C. T. G. Manzella, 2003. "The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation (1998–2001)." *Annales Geophysicae* 21: 3-20.

- Pitta P. & Giannakourou A., 2000. Planktonic ciliates in the oligotrophic Eastern Mediterranean: vertical, spatial distribution and mixotrophy. *Marine Ecology Progress Series*, 194: 269 – 282
- Por F.D., 1978. Lessepsian migration-the influx of Red Sea Biota into the Mediterranean by way of the Suez Canal. *Ecological Studies* vol. 23, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, pp. 288.
- Poulos S.E., P.G. Drakopoulos, M.B. Collins, 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview, *Journal of Marine Systems* 13: 225-244
- Psarra, S., A. Tselepides, and L. Ignatiades, 2000. Primary productivity in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean): seasonal and interannual variability, *Progress in Oceanography*, 46, 187-204.
- Psarra, S., T., Zoharyb, M., Krom, F., Mantourad, T., Polychronakia, N., Stamblere, T., Tanakaf, A., Tselepides, F., Thingstadg, 2005. *Deep-Sea Research II*, 52, pp. 2944–2960
- Rabinowitz P.D., and W.B.F. Ryan, 1970. Gravity anomalies and crustal shortening in the Eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 10 pp. 285–608.
- Rendell, A.R., C.J. Ottley, T.D. Jickells, and R.M. Harrison, 1993. The atmospheric input of nitrogen species to the North Sea, *Tellus*, 45B, 53-63.
- Robarts, R.D., Zohary, T., Waiser, M.J. and Yacobi, Z., 1996. Bacterial abundance, biomass, and production in relation to phytoplankton biomass in the Levantine Basin of the southeastern Mediterranean Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 137: 273-281.
- Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic, V. and Luchetta, A., 1996. Recent changes in Eastern Mediterranean deep waters. *Science*, 271: 333-335.
- Ruardij, P., Van Raaphorst, W., 1995. Benthic nutrient regeneration in the ERSEM ecosystem model of North Sea. *Neth. J. Sea Res.* 33 (3/4), 435-483.
- Ruttenberg, K.C., 2003. *The Phosphorus Global Cycle, Treatise on Geochemistry*, ISBN (set); 0-08-043751-6 Volume 8; pp. 585–643.
- Santinelli, C., Gasparini, G.P., Nannicini, L. and Seriti, A., 2002. Vertical distribution of dissolved organic carbon (DOC) in the Western Mediterranean Sea in relation to the hydrological characteristics. *Deep Sea Research II*, 49: 2203-2219.
- Sempere R., C. Panagiotopoulos., R. Lafont, B. Marroni, F. Van Wambeke, 2002. Total organic carbon dynamics in the Aegean Sea. *Journal of Marine Systems* 33-34: 355–364.
- Sievering, H., J. Boatman, M. Luria, and C.C. Van Valin, 1989. Sulfur dry deposition over the western North Atlantic: the role of coarse aerosol particles, *Tellus*, 41B, 338-343.

- Siokou-Frangou, I., Bianchi M., Christaki, U., Christou, E.D., Giannakourou, A., Gotsis, O., Ignatiades, L., Pagou, K., Pitta, P., Psarra, S., Souvermezoglou, E., Van Wambeke, F., Zervakis, V., 2002. Carbon flow in the planktonic food web along a gradient of oligotrophy in the Aegean Sea (Mediterranean Sea). *Journal of Marine Systems*, 33-34: 335-353.
- Siokou-Frangou I., Christaki, U., Mazzocchi, M.G., Montresor, M., Ribera d'Alcala, M., Vaque, D., Zingone, A., 2010. Plankton in the open Mediterranean Sea: a review. *Biogeosciences*, 7: 1543–1586.
- Smith, R. L., 1990. *Ecology and field biology*. 4th ed. Harper Collins Publishers, New York, NY.
- Spokes, L.J., S.G. Yeatman, S.E. Corneli, and T.D. Jickells, 2000. Nitrogen deposition to the eastern Atlantic Ocean. The importance of south-easterly flow, *Tellus*, 52B, 37-49.
- Schiff, J., de Baar. H.J.W. and Millero, F.J., 1995. Vertical distributions and speciation of dissolved rare earth elements in the anoxic brines of the Bannock Basin, eastern Mediterranean Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 3285-3299.
- Seinfeld, J. and S. Pandis, 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics : From Air Pollution to Climate Changes*, John Wiley and Sons (eds), London, England.
- Steffen W., P.J. Crutzen and J. R. McNeill, 2007. The Anthropocene, Are Humans Now Overwhelming the Great Forces of Nature? *Ambio* 36, 8, 614- 621.
- Stergiou, K.I., Christou, E.D., Georgopoulos, D., Zenetos, A., Souvermezoglou, C., 1997. The Hellenic Seas: Physics, Chemistry, Biology and Fisheries. *Oceanography and Marine Biology*, 35: 415-538.
- Σακελλαριάδου Φ., 2007. *Ωκεανογραφία*. Αθήνα, Εκδόσεις Αθ. Σταμούλη.
- Tchernia, Paul, 1980. *Descriptive regional oceanography*, Pergamon, Oxford, 253 pp
- Thingstad & Rassoulzadegan, 1995. Nutrient limitations, microbial food webs, and 'biological C-pumps': suggested interactions in a P-limited Mediterranean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 117: 299-306.
- Theocharis, A., D., Georgopoulos, A., Lascaratou and K., Nittis, 1993. Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean: Eastern Ionian, South Aegean and Northwest Levantine, 1986-1987, *Deep-Sea Research II*, 40, No. 6, pp. 1121-1142.
- Theocharis, A., Kontoyiannis, H., Balopoulos, E., & Georgopoulos, D., 1999. Climatological changes in the Cretan Sea (south Aegean Sea) leading to the new hydrological regime of the deep waters in the eastern Mediterranean. *Proceedings of a TOS Scientific Meeting: The Role of the Ocean in Global Change Research*. Amsterdam 8–11 July, 1999.

- Theocharis A., Balopoulos E., Kioroglou S., Kontoyiannis H., Iona A., 2002. A synthesis of the circulation and hydrography of the South Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc (March 1994–January 1995), *Progress in Oceanography* 44: 469–509. Τράγου Ε., 2006. Αλληλεπιδράσεις Θάλασσας – Ατμόσφαιρας, Σημειώσεις Μαθήματος. Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Τμήμα Επιστημών Θάλασσας. Μυτιλήνη.
- Triantafyllou G., G. P., C. Dounas, and C. A. D. Koutsoubas, and A. Eleftheriou, 2000. "Temporal variations in benthic communities and their response to physicochemical forcing: a numerical approach." *Journal of Marine Science* 57: 1507–1516.
- Triantafyllou G., G. P., C. Dounas, and A. Theodorou, 2001. "Assessing Marine Ecosystem Response to Nutrients Inputs." *Marine Pollution Bulletin* 43(7-12): 175-186.
- Triantafyllou G., G. Petihakis, and I. J. Allen, 2003. "Assessing the performance of the Cretan Sea ecosystem model with the use of high frequency M3A buoy data set." *Annales Geophysicae* 21: 365–375.
- Truffert C, Chamot-Rooke N, Lallemand S, De Voogd B, Huchon P, and Le Pichon X., 1993. The crust of the western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling. *Geophysical Journal International* 114 : 360-372.
- Tselepidis, A., Polychronaki, T., 1996. Pelagic-benthic coupling in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean), IMBC, Iraklio.
- Tselepidis, A., V. Zervakis, T. Polychronaki, R. Danovaro, and G. Chronis, 2000. Distribution of nutrients and particulate organic matter in relation to the prevailing hydrographic features of the Cretan Sea (NE Mediterranean), *Progress in Oceanography*, 46, 113-142.
- Τσελεπίδης, Α., 1992. Οικολογική μελέτη του βαθύαλου οικοσυστήματος του Αιγαίου Πελάγους. Διδακτορική διατριβή. Πανεπιστήμιο Κρήτης.
- Turley, C.M., M. Bianchi, Christaki, P. Conan, J. R. W. Harris, S. Psarra, G. Ruddy, E. D. Stutt, A. Tselepidis, F. Van Wambeke, 2000. Relationship between primary producers and bacteria in an oligotrophic sea - the Mediterranean and biogeochemical implications. *Marine Ecology Progress Series*, 193: 11-18.
- UNEP, 1996. State of the Marine and Coastal Environment in the Mediterranean Region. MAP Technical Report Series No.100, UNEP, Athens.
- Usher C.R., A. E. Michel, and V. H. Grassian, 2003. Reactions on Mineral Dust, *Chem. Rev.*, 103, 4883-4939.
- Van Wambeke, F., Christaki, U., Giannakourou, A., Moutin, T. and Souvermezoglou, E., 2002. Longitudinal and vertical trends of bacterial limitation by phosphorus and carbon in the Mediterranean Sea. *Microbial Ecology*, 43: 119-133.

- Varela, R.A., A. Cruzado, J. E. Gabaldon, 1995. "Modeling primary production in the North Sea using the European Regional Seas Ecosystem Model". *Netherlands J. Sea Research*, 33(3), 337-361.
- Vengosh, A. and Rosenthal, A., 1994. Saline groundwater in Israel: Its bearing on the water crisis in the country. *Journal of Hydrology* , 156; 389-430.
- Vengosh, A., De Lange, G.J., Starinsky A., 1998. Boron isotope and geochemical evidence for the origin of Urania and Bannock brines at the eastern Mediterranean: Effect of water-rock interactions. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 62, 3221-3228.
- Vrekoussis, M., E., Liakakou, N., Mihalopoulos, M., Kanakidou, P., J., Crutzen, and J., Lelieveld, 2006. Formation of HNO_3 and NO_3^- in the anthropogenically-influenced eastern Mediterranean marine boundary layer, *Geophysical Research Letters*, 33, L05811
- Zavatarelli M., J. W. Baretta, J.G. Baretta-Bekker, and N. Pinardi, 2000. "The dynamics of the Adriatic Sea ecosystem. An idealized model study." *Deep-Sea Research I* 47: 937-970.
- Φυτιανός Κ., 1996. Η ρύπανση των θαλασσών. University Studio Press, 1996
- Χριστοδουλάκη, Σύλβια, 2007. Επίδραση της ατμοσφαιρικής εναπόθεσης αζώτου και φωσφόρου στη θαλάσσια παραγωγικότητα: Μονοδιάστατη μελέτη του Κρητικού Πελάγους. Μεταπτυχιακή διατριβή Πανεπιστήμιο Κρήτης, Τμήμα Χημείας, Εργαστήριο Περιβαλλοντικών και Χημικών Διεργασιών, 120 σελ.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

Τα σύμβολα, οι κωδικοί καθώς και η περιγραφή των διαφόρων παραμέτρων και όρων δίνονται στους παρακάτω πίνακες:

Πίνακας Α.1: Μεταβλητές για το πελαγικό μοντέλο.

T	-	Θερμοκρασία νερού (°C)
S	-	Αλατότητα (psu)
K_H, K_M	-	Τυρβώδης διάχυση (m ² s ⁻¹)
N1p	P	Φωσφορικά άλατα (mmol P m ⁻³)
N3n	N	Νιτρικά άλατα (mmol N m ⁻³)
N4n	N	Αμμωνιακά άλατα (mmol N m ⁻³)
N5s	Si	Πυριτικά άλατα (mmol Si m ⁻³)
O2o	O	Διαλυμένο Οξυγόνο (mmol O ₂ m ⁻³)
O3c	C	Διοξείδιο του άνθρακα (mg C m ⁻³)
P1j	C, N, P, Si	Διάτομα (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
P2j	C, N, P	Νανοπλαγκτόν (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
P3j	C, N, P	Πικοπλαγκτόν (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
P4j	C, N, P	Δινομαστιγωτά (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
B1j	C, N, P	Πελαγικά βακτήρια (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
Z4j	C, N, P	Παμφάγο μεσοζωοπλαγκτόν (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
Z5j	C, N, P	Μικροζωοπλαγκτόν (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
Z6j	C, N, P	Ετερότροφα μαστιγωτά (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
R1j	C, N, P	Διαλυμένο οργανικό υλικό (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
R2j	C, N, P	Διαλυμένο οργανικό υλικό (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)
R6j	C, N, P, Si	Σωματιδιακό οργανικό υλικό (mg C m ⁻³ ή mmol m ⁻³)

Πίνακας Α2: Τροφικό πλέγμα

	Ετερότροφα Μαστιγωτά (Z6)	Μικροζωοπλαγκτόν (Z5)	Μεσοζωοπλαγκτόν (Z4)
Βακτήρια (B1)	1.0	-	-
Διάτομα (P1)	-	0.3	1.0
Δινομαστιγωτά (P2)	0.4	1.0	0.2
Μαστιγωτά (P3)	0.8	0.3	-
Πικοπλαγκτόν (P4)	-	0.3	1.0
Ετερότροφα Μαστιγωτά (Z6)	1.0	1.0	0.2
Μικροζωοπλαγκτόν (Z5)	-	1.0	1.0
Μεσοζωοπλαγκτόν (Z4)	-	-	0.2

Πίνακας Α.3: Φυτοπλαγκτόν (P = P₁, P₂, P₃, P₄)

Σύμβολο	Κωδικός	Περιγραφή
f_p^I	eiPI	Ρυθμιστικός παράγοντας φωτός (-)
f_p^T	et	Ρυθμιστικός παράγοντας θερμοκρασίας (-)
Q_{10p}	p_q10	Συντελεστής Q ₁₀
n_p^{\min}, p_p^{\min}	p_qnlc, p_qplc	Παράμετρος ελάχιστης αναλογίας θρεπτικών (mmol mg C ⁻¹)
n_p^{\max}, p_p^{\max}	p_xqn*p_qnRc, p_xqp*p_qpRc	Παράμετρος μέγιστης αναλογίας θρεπτικών (Redfield, mmol mg C ⁻¹)
$f_p^{p,n}$	iN	Περιοριστικός παράγοντας για N/P θρεπτικά (-)
$f_p^{p,n,s}$	tN	Συνολικός περιοριστικός παράγοντας για θρεπτικά (-)
r_{op}	p_sum	Δυνητικός ρυθμός ανάπτυξης ομάδας (d ⁻¹)
f_{P1}^s	eN5s	Περιοριστικός παράγοντας πυριτικών (-)
h_{P1}^s	p_chPs	Παράμετρος ημι-κορεσμού για τον περιορισμό από πυριτικά (mmol m ⁻³)
$a_p P_c$	sra	Ρυθμός αναπνοής δραστηριότητας (mg C m ⁻³ d ⁻¹)
b_p	p_srs	Παράμετρος ρυθμού βασικής αναπνοής (mg C m ⁻³ d ⁻¹)
γ_p	p_pu_ra	Παράμετρος ποσοστού αναπνοής δραστηριότητας (-)
a_p	p_pu_ea	
$\varepsilon_p^{n,p}$	pe_R6	Παράμετρος ποσοστού πρωτογενούς παραγωγής που απεκκρίνεται (-)
$h_p^{p,n,s}$	p_thdo	Παράμετρος κατωφλίου στρες λόγω έλλειψης θρεπτικών (-)
d_{0P}	p_sdmo	Παράμετρος ειδικού ρυθμού λύσης του οργανισμού (d ⁻¹)
$L(P_j)_{j=n,p,s}$	qnPc, qpPc, qsPc	Πραγματικό ποσοστό θρεπτικών στο κύτταρο (mmol N/P/Si mg C ⁻¹)
λ_p^{sub} λ_n^{sub} λ_n^{sub}	p_qup, p_quN4, p_quN3,	Παράμετρος έλξης για θρεπτικά (mg C ⁻¹ d ⁻¹)
S_{P1}^{\max}	p_qsc	Παράμετρος βασικού λόγου Si:C (mmol Si mg C ⁻¹)
$\omega_{P1}^{\text{sink}}$	p_res	παράμετρος ελάχιστου ρυθμού καταβύθισης (m d ⁻¹)
l_{P1}^{sink}	p_esNI	Παράμετρος κατωφλίου καταβύθισης λόγω έλλειψης θρεπτικών (-)

Πίνακας Α.4: Τιμές παραμέτρων για πρωτογενείς παραγωγούς (P = P1, P2, P3, P4)

Παράμετρος	Συμβ.	Διάτομα	Νανοπλαγκτόν	Πικοπλαγκτόν	Μαστιγωτά
Περιβαλλοντικοί Παράμετροι					
	q1oST\$	2.0	2.0	2.0	2.0
	sumST\$	2.5	3.0	3.5	1.5
Ρυθμοί απώλειας					
	pu_eaST\$	0.1	0.1	0.1	0.15
	sdoST\$	0.05	0.05	0.05	0.05
Αναπνοή					
	srsST\$	0.1	0.05	0.1	0.1
	pu_raST\$	0.1	0.1	0.2	0.1
Δυναμική Θρεπτικών					
	qn1ST\$	0.00687	0.00687	0.00687	0.00687
	qp1ST\$	0.4288E-3	0.4288E-3	0.4288E-3	0.4288E-3
	qnRST\$	0.0126	0.0126	0.0126	0.0126
	qpRST\$	0.886E-3	0.886E-3	0.886E-3	0.886E-3
	xqcSTn\$	2.0	2.0	2.0	2.0
	xqcSTp\$	2.0	2.0	2.0	2.0
	xqnST\$	2.0	2.0	2.0	2.0
	xqpST\$	2.0	2.0	2.0	2.0
	quSTn3\$	0.0025	0.025	0.025	0.025
	quSTn4\$	0.01	0.01	0.01	0.01
	quSTp\$	0.0025	0.025	0.025	0.025
	chSTs\$	1.0	-	-	-
	esNIST\$	0.7	0.75	0.75	0.75
	resSTm\$	5.0	0.0	0.0	3.0

Πίνακας Α.5: Πελαγικά βακτήρια

Σύμβολο	Κωδικός	Περιγραφή
f_{B1}^T	et	Ρυθμιστικός παράγοντας θερμοκρασίας (-)
$Q_{10_{B1}}$	p_q10	Συντελεστής Q10
f_{B1}^o	eO2	Ρυθμιστικός παράγοντας οξυγόνου (-)
h_{B1}^o	p_chdo	Παράμετρος ημι-κορεσμού για περιορισμό από οξυγόνο (mmol O ₂ m ⁻³)
$L(I_n)^*$	p_pR6cR6n	Μοριακός λόγος Redfield C:N
$G_{B1}^{env}, G_{B1}^{sub}$	rum, rut	Ρυθμοί πρόσληψης (mg C m ⁻³ d ⁻¹)
$r_{0_{B1}}$	p_sum	Δυνητικός ρυθμός ανάπτυξης (d ⁻¹)
$\delta_{B1,R6}$	p_suR6	Παράμετρος ρυθμού πρόσληψης POC (-)
$\delta_{B1,R1}$	p_suR1	Παράμετρος ρυθμού πρόσληψης DOC (-)
b_{B1}	p_srs	Παράμετρος ρυθμού βασικής αναπνοής (d ⁻¹)
η_{B1}	p_ru	Παράμετρος ικανότητας αφομοίωσης τροφής (-)
η_{B1}^o	p_ruo	Παράμετρος μείωσης ικανότητας αφομοίωσης τροφής λόγω ανοξίας (-)
$d_{0_{B1}}$	p_sd	Παράμετρος ρυθμού θνησιμότητας (d ⁻¹)
$n_{B1}^{max}, p_{B1}^{max}$	p_qnc, p_qpc	Παράμετρος μέγιστης αναλογίας θρεπτικών στο κύτταρο (mmol N/P mg C ⁻¹)
$L(B1_j)_{j=n,p,s}$	qnB1c, qpB1c	Παράμετρος πραγματικής αναλογίας θρεπτικών στο κύτταρο (mmol N/P mg C ⁻¹)
h_{B1}^n, h_{B1}^p	p_chn, p_chp	Παράμετρος τιμής ημι-κορεσμού πρόσληψης θρεπτικών (mmol N/P m ⁻³)

Πίνακας Α.6: Μικροζωοπλαγκτόν και ετερότροφα μαστιγωτά (Z5, Z6)

Σύμβολο	Κωδικός	Περιγραφή
f_z^T	et	Ρυθμιστικός παράγοντας θερμοκρασίας (-)
Q_{10z}	p_q10	Συντελεστής Q10
f_z^o	eO2	Ρυθμιστικός παράγοντας οξυγόνου (-)
h_z^o	p_chdo	Παράμετρος σταθεράς Michaelis για περιορισμό από οξυγόνο
μ_z	p_minfood	Παράμετρος κατωφλίου πρόσληψης τροφής (mg C m ⁻³)
r_{0z}	p_sum	Δυνητικός ρυθμός ανάπτυξης (d ⁻¹)
$\delta_{z,x}$	p_suX	Παράμετρος συντελεστού τροφής από θήραμα X (-)
h_z^F	p_chuc	Παράμετρος σταθεράς Michaelis για πρόσληψη τροφής (mg C m ⁻³)
b_z	p_srs	Παράμετρος ρυθμού βασικής αναπνοής (d ⁻¹)
η_z	p_ru	Παράμετρος ικανότητας αφομοίωσης τροφής (-)
α_z	p_ru_ea	Παράμετρος ποσοστού απέκκρισης (-)
ε_z	p_pe_R1	Παράμετρος ποσοστού καταμερισμού απεκκρίσεων μεταξύ PLOC/PDET (-)
d_{0z}	p_sd	Παράμετρος ρυθμού θνησιμότητας (d ⁻¹)
d_z^{dns}	p_sdo	Παράμετρος ρυθμού θνησιμότητας λόγω έλλειψης οξυγόνου (d ⁻¹)
n_z^{\max}, p_z^{\max}	p_qnmz, p_qpmz	Παράμετρος μέγιστου λόγου θρεπτικών (mmol N/P mg C ⁻¹)
$L(Z_j)_{j=n,p,s}$	qn_mZ, qp-mZ	Παράμετρος πραγματικού λόγου θρεπτικών (mmol N/P mg C ⁻¹)
$V_Z^n = V_Z^p$	p_stemp	Παράμετρος συχνότητας της διεργασίας της απέκκρισης (d ⁻¹)
$\zeta_{R1}^n, \zeta_{R1}^p$	p_xR1n, p_xR1p	Γενική παράμετρος κατακράτησης θρεπτικών

Πίνακας Α.7: Μεσοζωοπλαγκτόν (Z4)

Σύμβολο	Κωδικός	Περιγραφή
f_z^T	et	Ρυθμιστικός παράγοντας θερμοκρασίας (-)
Q_{10z}	p_q10	Συντελεστής Q10
f_z^o	eO2	Ρυθμιστικός παράγοντας οξυγόνου (-)
r_{0z}	p_sum	Δυνητικός ρυθμός ανάπτυξης (d ⁻¹)
H_z	h	Παράμετρος χρόνου χειρισμού τροφής (d m ³ mg C ⁻¹)
v_z	p_vum	Παράμετρος όγκου νερού για αναζήτηση τροφής (m ³ mg C ⁻¹)
$\delta_{z,x}$	p_ruX	Παράμετρος συντελεστού τροφής από θήραμα X (-)
b_z	p_srs	Παράμετρος ρυθμού βασικής αναπνοής (d ⁻¹)
η_z	p_pul_u	Παράμετρος ικανότητας αφομοίωσης τροφής (-)
α_z	p_peI_R6	Παράμετρος ποσοστού παραγωγής περιττωμάτων (-)
d_{0z}	p_sd	Παράμετρος ρυθμού θνησιμότητας (d ⁻¹)
d_z^{dns}	p_sdo	Παράμετρος ρυθμού θνησιμότητας λόγω πυκνότητας (-)
β_z	p_sds	Εκθέτης θνησιμότητας λόγω πυκνότητας (-)
n_z^{\max}, p_z^{\max}	p_qnc, p_qpc	Παράμετρος μέγιστου λόγου θρεπτικών (mmol N/P mg C ⁻¹)

Πίνακας Α.8: Τιμές παραμέτρων για τους ετερότροφους οργανισμούς (B1, Z6, Z5, Z4))

Παράμετρος	Συμβολισμός	Βακτήρια (B1)	Ετερότροφα Μαστιγωτά (Z6)	Μικροζω. (Z5)	Μεσοζω. (Z4)
Περιβαλλοντικοί					
Παράμετροι					
	q10STξ	2.95	2.0	2.0	2.0
	chrSTοξ	30.0	7.8125	7.8125	2.0
	chuSTcξ	-	45.0	45.0	-
	sumSTξ	10.0	8.0	2.0	2.5
	minfoodSTξ	-	30.0	30.0	1.0
Ρυθμοί απώλειας					
	puSTξ	0.4	0.4	0.4	0.6
	puSTοξ	0.2	-	-	-
	pu_eaSTξ	-	0.5	0.5	0.5
	pe_R1STξ	-	0.5	0.5	0.35
	sdSTοξ	-	0.25	0.25	0.00004
	sdSTξ	0.00	0.05	0.05	0.01
Αναπνοή					
	srsSTξ	0.001	0.002	0.002	0.002
Δυναμική θρεπτικών					
	qn1STξ	0.0208	0.0167	0.0167	0.0167
	qp1STξ	0.00208	0.00167	0.00167	0.00167

Πίνακας Α.9: Στοιχειομετρικοί συντελεστές και άλλες παράμετροι για το πελαγικό τμήμα του μοντέλου προσομοίωσης.


Σύμβολο	Κωδικός	Περιγραφή
Ω_C^O	1/12	Όρος μετατροπής μονάδων και στοιχειομετρικός συντελεστής (mmol O ₂ mg C ⁻¹)
Ω_n^O	p_qon_nitri	Στοιχειομετρικός συντελεστής νιτροποίησης (mmol O ₂ mg C ⁻¹)
$\tilde{\Omega}_n^O$	p_qon_dentri	Στοιχειομετρικός συντελεστής απονιτροποίησης (mmol O ₂ mg C ⁻¹)
Ω_o^r	p_qro	Στοιχειομετρικός συντελεστής (mmol HS ⁻ mmol O ₂ ⁻¹)
Ω_n^r	p_qro*p_qon_dentri	Στοιχειομετρικός συντελεστής (mmol HS ⁻ mmol N ⁻¹)
Λ_{N4}^{nit}	p_sN4N3	Παράμετρος ειδικού ρυθμού νιτροποίησης (d ⁻¹)
$Q_{10N4} = Q_{10N3}$	p_q10N4N3	Συντελεστής Q ₁₀ τις διεργασίες νιτροποίησης/απονιτροποίησης
f_{N4}^o	eo	Περιβαλλοντικός ρυθμιστικός όρος θερμοκρασίας για τη διεργασία της νιτροποίησης (-)
$h_{N4}^o = h_{N6}^o$	p_clO2o	Παράμετρος ημι-κορεσμού οξυγόνου για τις χημικές διεργασίες
Λ_{N3}^{denit}	p_sN3O4n	Παράμετρος ειδικού ρυθμού απονιτροποίησης (d ⁻¹)
M_o^*	p_rPAo	Παράμετρος ρυθμού πλήρης αποδόμησης ύλης σε ανοξικές συνθήκες
Λ_{N6}^{reox}	p_rOS	Παράμετρος ρυθμού επανοξειδωσης (d ⁻¹)
	p_rR6m	Παράμετρος ρυθμού καταβύθισης νεκρού σωματιδιακού υλικού (m d ⁻¹)

Πίνακας Α.10: Διαφορικοί ρυθμοί

Σύμβολο	Κωδικός	Περιγραφή
$\sum_{i=1}^4 \left[\frac{\partial P_{i_c}}{\partial t} \right]^{pp}$	ruPTc	Συνολικός ρυθμός πρωτογενούς παραγωγής (mg C m ⁻³ d ⁻¹)
$\Omega_c^o \left\{ \sum_{i=1}^4 \left[\frac{\partial P_{i_c}}{\partial t} \right]_{O3}^{rsp} + f_{B1}^o \left[\frac{\partial B1_c}{\partial t} \right]_{O3}^{rsp} + \sum_{i=3}^6 \left[\frac{\partial Z_{i_c}}{\partial t} \right]_{O3}^{rsp} \right\} +$ $+ \Omega_n^o \left[\frac{\partial N3_n}{\partial t} \right]_{N4}^{nit} + \frac{1}{\Omega_o^r} \left[\frac{\partial N6_r}{\partial t} \right]_{\sin k_r}^{reox}$	rrPTo	Συνολική πελαγική κατανάλωση οξυγόνου (mmol O ₂ m ⁻³ d ⁻¹)
$\sum_{i=1}^4 \left\{ \left[\frac{\partial P_{i_n}}{\partial t} \right]_{N3}^{pp} + \left[\frac{\partial P_{i_n}}{\partial t} \right]_{N4}^{pp} \right\} + \left[\frac{\partial N3_n}{\partial t} \right]_{\sin k_n}^{denit}$	ruPTn	Συνολική πελαγική απέκκριση N από τους αυτότροφους οργανισμούς (mmol N m ⁻³ d ⁻¹)
$f_{B1}^p \left[\frac{\partial B1_n}{\partial t} \right]_{N4}^{rm} + \sum_{i=5}^6 \left[\frac{\partial Z_{i_n}}{\partial t} \right]_{N4}^{out} + \sum_{i=5}^6 \left[\frac{\partial Z_{i_n}}{\partial t} \right]_{N4}^{out}$ $+ \sum_{i=3}^4 \left\{ \left[\frac{\partial Z_{i_n}}{\partial t} \right]_{N4}^{rsp} + \left[\frac{\partial Z_{i_n}}{\partial t} \right]_{N4}^{lim} \right\}$	rePTn	Συνολική πελαγική απέκκριση N από τους ετερότροφους πελαγικούς οργανισμούς (mmol N m ⁻³ d ⁻¹)
$\sum_{i=1}^4 \left[\frac{\partial P_{i_p}}{\partial t} \right]_{N1}^{pp}$	ruPTp	Συνολική πελαγική απέκκριση P από τους αυτότροφους οργανισμούς (mmol P m ⁻³ d ⁻¹)
$f_{B1}^p \left[\frac{\partial B1_p}{\partial t} \right]_{N1}^{rm} + \sum_{i=5}^6 \left[\frac{\partial Z_{i_p}}{\partial t} \right]_{N1}^{out} + \sum_{i=5}^6 \left[\frac{\partial Z_{i_p}}{\partial t} \right]_{N1}^{out}$ $+ \sum_{i=3}^4 \left\{ \left[\frac{\partial Z_{i_p}}{\partial t} \right]_{N1}^{rsp} + \left[\frac{\partial Z_{i_p}}{\partial t} \right]_{N1}^{lim} \right\}$	rePTp	Συνολική πελαγική απέκκριση P από τους ετερότροφους πελαγικούς οργανισμούς (mmol P m ⁻³ d ⁻¹)

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β


Εικόνα Β.1: Παρουσίαση poster στο διεθνές συνέδριο Surface Ocean Lower Atmosphere Study (SOLAS) Conference, Xiamen, China, 6-9 March 2007



Atmospheric deposition of nitrogen and phosphorous and the ocean productivity in the East Mediterranean.

Sylvia Christodoulaki¹, Georgios Petihakis², Nikos Mihalopoulos¹, Maria Kanakidou¹, George Triantafyllou²

¹ Environmental Chemical Processes Laboratory, Dept. of Chemistry, University of Crete, P.O. Box 2208, 71003 Heraklion, Greece, fmariak@chemistry.uoc.gr
² Institute of Oceanography, Hellenic Center for Marine Research, P.O. Box 2214, 71003, Heraklion, Crete, Greece



INTEREST OF THE STUDY

Earlier studies demonstrated the **oligotrophic character of the Mediterranean basin**, with a well defined **decreasing trend in primary productivity from the West to the East**. The major nutrients for marine ecosystems, N and P present a roughly constant (Redfield) ratio N:P of 16 in the oceans. However, in the Mediterranean the N:P ratio has been measured to increase in the same direction with the oligotrophic character of the sea:

area	Alboran Sea	Creten Sea	Eastern Levantine basin
N:P	22.5 : 1	24.3:1 - 26.8:1	27:1 - 29:1

(Beccas-Kontos, 1977; Berland et al., 1980; Krom et al., 1991; 1992; Thingstad and Rassoulzadegan, 1995).

The underlying mechanisms for the shift in N:P ratio and the apparent P-limitation of the Mediterranean Sea remain an open topic for scientific debate.

Proposed hypotheses include

- ↳ nitrogen fixation by planktonic and benthic algae (Bethoux and Copin-Monteget, 1986)
- ↳ higher nitrogen atmospheric deposition (Herut et al., 1999a)
- ↳ removal of phosphorus by sedimentation of airborne iron-rich particles
- ↳ scavenging phosphate from the Mediterranean pelagic system (Krom et al., 1991).

However experiments in the western (Ridame et al., 2003) and eastern Mediterranean (Herut et al., 1999b) have shown that Saharan dust deposition cannot explain the measured unusual N:P ratio.

MODEL DESCRIPTION

The model used in this study is a generic 1-Dimensional ecosystem model originally designed for the north Sea (Baretta et al., 1995) and later adapted to the Creten Sea ecosystem (Triantafyllou et al., 2003). It consists of modules describing the biological and chemical processes in the water column, which can be stratified or mixed. It identifies the significant biogeochemical processes affecting the flow of carbon, nitrogen, phosphorus and silicate. The organisms constituting the food web are organized into functional groups (producers, decomposers and consumers) and subdivided on the basis of trophic links and/or size.

The physical forcing of the ecological model is provided by the vertical diffusion sub-model of the Princeton Ocean Model (POM).

The model is discretized in the vertical with 24 boxes and with a fine resolution at the euphotic zone, in order to simulate fine scale phenomena.


For the initialization and validation of the model, high frequency in situ oceanographic data collected during the projects CINCS, MFSP, MFSTEP and MATER was used.

CINCS: <http://www.imbc.gr/projects>
 MFSP: <http://www.cis.fr/mfssp>
 MFSTEP: <http://www.bo.iglu.fr/mfstep/>
 MATER: <http://ec.europa.eu/research/rcinf/15/15en03.html>

OUTLINE

The impact of the atmospheric deposition and its temporal variability on the marine primary production in the Creten sea (East Mediterranean) has been investigated in the present study by the mean of the 1-dimensional ocean biogeochemical model.


For this purpose **atmospheric deposition measurements of nitrogen and phosphorous over the area have been coupled with the sea water observations of nutrient availability and chlorophyll.**



ATMOSPHERIC DEPOSITION DATA OF N & P

Atmospheric deposition data of phosphorus and nitrogen have been collected at the monitoring station of the University of Crete at Finokalia (25°40' E, 35°20' N). This atmospheric station is located at the northern coast of the island of Crete, 70 km northward Heraklion city, at the top of hilly elevation (about 250 m a.s.l) facing the sea within the sector of 270° to 90°. No human activities occur at a distance shorter than 20 km within the above mentioned vector.

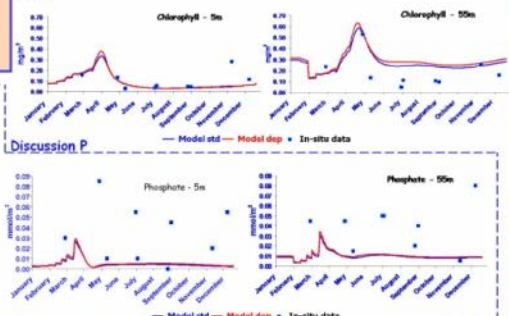
Deposition of airborne Dissolved Inorganic Nitrogen (DIN) in both gaseous and particulate phases of the atmosphere is measured semi-continuously since 1996. Precisely NH₄⁺ and NO₃⁻ have been measured in rainwater (collected on an event basis), and dry deposition (collected on glass beads) samples as well as NH₄⁺, NO₃⁻ and HNO₃ in the atmosphere (gaseous and particulate forms). The sampling and analytical procedures are described in detail by Kouvarakis et al. (2001) and references therein.



Deposition of airborne Dissolved Inorganic Phosphorous (DIP) present in the particulate phase of the atmosphere is measured as PO₄³⁻ semi-continuously since 1999. Wet deposition fluxes are derived from rainwater samples (collected on an event basis). Dry deposition fluxes have been estimated either from size segregated measured atmospheric aerosol concentrations and deposition velocities obtained from literature or after collection on glass beads. The sampling and analytical procedures are described in detail by Markaki et al. (2003).

MODEL RESULTS & DISCUSSION

Model results show the comparison of nutrients and chlorophyll at two depths (5m and 55 m) of a standard run parameterized and tuned without any type of inputs (blue line - Model std), a model run including atmospheric deposition (red line - Model dep) and observations (squares - in-situ data).



Discussion P

Considering the P-limitation character of the system under study, particularly during the phytoplankton bloom, the model responds to inputs with an increase in the maximum Chlorophyll concentration as expected. This increase is higher in the 5m layer as phytoplankton resident at the top part of the water column has a competitive advantage over the deeper ones. It is interesting to note that although the increase in chlorophyll at the shallow depth (5m) is limited during the bloom, at the deeper layer (55m) the effect is almost all year round. This is attributed to the shift of the whole system into a step higher on the scale oligotrophic - mesotrophic.

As expected the model runs of phosphate don't exhibit any significant difference since the addition of small quantities of a limiting nutrient cannot change the background concentrations, which remain on the lowest possible levels.

Discussion N

On the other hand nitrate seems to be adequate at least most of the year and thus any inputs have a substantial increase in the background concentrations. Looking at the shape of the nitrate curves one can see that the concentrations at 5m are affected by the biology only during the bloom in contrast to the deeper layer where for extended periods biology seem to have an role.

Ammonium simulations of the two runs exhibit a similar shape. This is to the combined effect of nutrient input and metabolic excretions as apart from the significant direct inputs of ammonium, the atmospheric deposition of nutrients results in a higher flux of energy to the higher trophic levels (zooplankton).

FUTURE WORK


- ↳ 1-Dimensional ecosystem model parameterization tuning and validation with detailed atmospheric inputs at the Creten Sea
- ↳ Analysis of the underlying biogeochemical dynamics with emphasis on primary production
- ↳ Sensitivity runs to atmospheric inputs
- ↳ Upgrade to fully coupled 3D marine ecosystem model for the Eastern Mediterranean basin
- ↳ Coupling with a 3D atmospheric deposition model
- ↳ Scenarios on climate change

References

- Azou, Y., 1991, Marine Pollution Bulletin, 13: 225-232
- Baretta et al., 1995, J. Sea Research, 33:233-246
- Beccas-Kontos, T., 1977, Marine Biology 42(2): 93-98
- Bethoux, J. P., and G. Copin-Monteget, 1986, Limnol. Oceanogr., 31: 1353-1358
- Berland et al., 1980, Marine Ecology Prog. Ser. 2, 2: 97-103
- Herut et al., 1999a, 1999b, Limnology Oceanography, 44:1683-1692
- Herut et al., 1999b, Marine Chemistry, 64: 253-265
- Kouvarakis et al., 2001, Global Biogeochemical Cycles, 15(4):805-817
- Krom et al., 1991, Limnology Oceanography, 36:424-432
- Markaki et al., 2003, Limnology Oceanography, 48(4):1557-1568
- Ridame et al., 2003, Oceanologica Acta 26: 629-634
- Thingstad, T.F. and Rassoulzadegan, F., 1995, Marine Ecol. Prog. Ser., 117:299-306
- Triantafyllou et al., 2003b, Ann. Geophysicae, 21: 365-375

ACCENT
 Presentation of this work is facilitated by the ACCENT EU Network of Excellence

Εικόνα Β.2: Παρουσίαση poster στο διεθνές συνέδριο IAMAS/IAPSO/IACS 2009 Joint Assembly (MOCA-09), Montreal, July 2009




Impact of Atmospheric deposition on the Nitrogen budget and the ocean productivity in the Cretan Sea

Sylvia Christodoulaki¹, Georgios Petihakis², Nikos Mihalopoulos¹, Maria Kanakidou¹

¹ Environmental Chemical Processes Laboratory, Dept. of Chemistry, University of Crete, P.O. Box 2208, 71003 Heraklion, Greece. schristo@chemistry.uoc.gr

² Institute of Oceanography, Hellenic Center for Marine Research, P.O. Box 2214, 71003, Heraklion, Crete, Greece



INTEREST OF THE STUDY

Earlier studies demonstrated the **oligotrophic character of the Mediterranean basin**, with a well defined **decreasing trend in primary productivity from the West to the East**. The major nutrients for marine ecosystems, N and P present a roughly constant (Redfield) ratio N/P of 16 in the oceans. However, in the Mediterranean the N:P ratio has been measured to increase in the same direction with the oligotrophic character of the sea:

area	Alboran Sea	Cretan Sea	Eastern Levantine basin
N:P	22.5 : 1	24.3 : 1 to 26.8 : 1	27 : 1 to 29 : 1

(Becacos-Kontos, 1977; Berland et al., 1980; Krom et al., 1991; 1992; Thingstad and Rassoulzadegan, 1995).

The underlying mechanisms for the shift in N:P ratio and the apparent P-limitation of the Mediterranean Sea remain an open topic for scientific debate.

Proposed explanations include

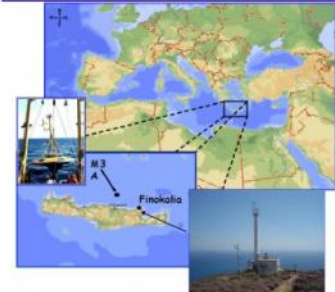
- nitrogen fixation by planktonic and benthic algae (Bethoux and Copin-Montegut, 1986)
- higher nitrogen atmospheric deposition (Herut et al., 1999a)
- removal of phosphorus by sedimentation of airborne iron-rich particles
- scavenging phosphate from the Mediterranean pelagic system (Krom et al., 1991).

However experiments in the western (Ridame et al., 2003) and eastern Mediterranean (Herut et al., 1999b) have shown that Saharan dust deposition cannot explain the measured unusual N:P ratio.

OUTLINE

The impact of the atmospheric deposition and its temporal variability on the marine primary production in the Cretan sea (East Mediterranean) has been investigated in the present study by the mean of the 1-dimensional ocean biogeochemical model.

For this purpose atmospheric deposition measurements of inorganic nitrogen over the area have been coupled with the sea water observations of nutrient availability and chlorophyll.



MODEL DESCRIPTION

The model used in this study consists of two on-line coupled sub-models: the 1-D Princeton Ocean Model (POM), a physical model that provides the hydrodynamic forcing to the second sub-model (ERSEM-2004), which describes the biogeochemical cycles.

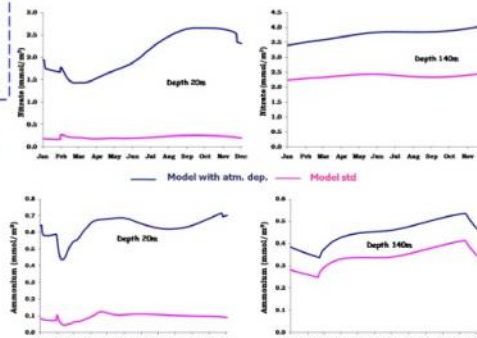
The ecological model (ERSEM-2004, Blackford et al., 2004) is the latest version of the European Regional Seas Ecosystem Model (ERSEM, Baretta et al., 1995) a generic model, which coupled to POM, is capable of efficiently simulating the spatial pattern of ecological fluxes throughout the seasonal cycle. ERSEM describes both pelagic and benthic ecosystems and the coupling between them in terms of significant biogeochemical processes. ERSEM includes all those processes that may significantly influence ecosystem dynamics and resolves the ecosystem into a number of functional groups sufficient for sensible definition of these processes. The biota of the ecosystem is subdivided into three functional types, producers (phytoplankton), consumers (zooplankton and zoobenthos) and decomposers (pelagic and benthic bacteria). These functional groups are further subdivided according to their trophic level to create a food web with a total of eight pelagic and five benthic functional groups. Carbon is the basic unit cycled in the system, followed by nutrients (N, P and Si), chlorophyll and oxygen, with variable carbon/nutrients and carbon/chl-a ratios. ERSEM-2004 gives a far better approximation to how nutrient limitation acts on cells allowing at the same time the production of significant pools of dissolved organic matter. The model includes the bacterial nutrient limitation, the resolution of detritus into a number of size based categories and the inclusion of labile and semi-labile Dissolved Organic Matter (DOM) as explicit state variables.

The model is discretized in the vertical with 24 boxes and with a finer resolution at the euphotic zone, in order to simulate fine scale phenomena.

Considering the oligotrophic character of the system under study, **the model responds to atmospheric inputs with an increase of chlorophyll concentration as expected.** This increase is higher in the upper layer as phytoplankton resident at the top part of the water column takes advantage of the inputs while parallel to this there is a predator response close to the Deep Chlorophyll Maximum. The small underestimation of the chlorophyll concentrations at the upper part of the water column is probably due to the 1-D nature of the model, which does not include important dynamic processes of the studied area, such as horizontal advection and vertical mixing arising from regional circulation patterns.

MODEL RESULTS & DISCUSSION

Model results show the comparison of nitrate and ammonium (at two depths 20m and 140m) and chlorophyll of a model simulation parameterized and tuned with nitrogen atmospheric deposition data (blue line - Model with atmospheric deposition) and a standard simulation without atmospheric deposition (pink line - Model std).



Nitrate is rarely a limiting factor for primary production in the Eastern Mediterranean and thus inputs result in a substantial increase in the background concentrations. As expected minimum values are simulated in the upper layers and maximum at the deeper parts. Considering the 20m curve there is an obvious influence by the biology during spring when phytoplankton reduce concentrations taking advantage by the subsequent phosphate inputs.

In the deeper parts the variability is smaller with both simulations exhibiting more or less constant values.

Ammonium concentrations for both simulations exhibit a similar picture to nitrate at 20m with a significant reduction during spring as phytoplankton takes up nutrients. It is interesting to note that the simulation without deposition shows a small variability within the year in contrast to the one with inputs where the interplay between deposition and biologic activity results in almost double values between min and max.

At the 140m layer simulations have the same trend with the depositions being increased by 0.1 mmol/m³. Ammonium at this depth comes from secondary processes such as zooplanktonic excretions and decomposition of organic matter indicating thus an elevated level of production in the whole system due to deposition.

DATA OF NITROGEN ATMOSPHERIC DEPOSITION

Atmospheric deposition data of inorganic nitrogen have been collected at the monitoring station of the University of Crete at Finkokalia (25°40' E, 35°20' N). This atmospheric station is located at the northern coast of the island of Crete, 70 km northward Heraklion city, at the top of hill elevation (about 250 m asl) facing the sea within the sector of 270° to 300°. No human activity occurs at a distance shorter than 20 km within the above mentioned vector.

Deposition of airborne Dissolved Inorganic Nitrogen (DIN) in both gaseous and particulate phases of the atmosphere is measured semi-continuously since 1995. Precisely NH₄⁺ and NO₃⁻ have been measured in rainwater (collected on an event basis), and dry deposition samples as well as NH₄⁺, NO₃⁻ and HNO₃ in the atmosphere (gaseous and particulate forms). The sampling and analytical procedures are described in detail by Kouvarakis et al. (2001) and references therein.

FUTURE WORK

- 1-Dimensional ecosystem model parameterization tuning and validation with detailed atmospheric inputs at the Cretan Sea
- Consideration of phosphorus atmospheric deposition
- Analysis of the underlying biogeochemical dynamics with emphasis on primary production
- Sensitivity runs to atmospheric inputs
- Upgrade to fully coupled 3D marine ecosystem model for the Eastern Mediterranean basin

References

- Azov, Y., 1991, Marine Pollution Bulletin, 23: 225-232
- Baretta et al., 1995, J. Sea Research, 33:233-246
- Becacos-Kontos, T., 1977, Marine Biology 42(2): 93-98
- Bethoux, J. F., and G. Copin-Montegut, 1986, Limnol. Oceanogr., 31: 1353-1358
- Berland et al., 1980, Marine Ecology Prog. Ser. 2, 2: 97
- Blackford et al., 2004, Journal of Marine Systems 52: 191-215
- Herut et al., 1999a, Limnology Oceanography, 44:1683-1692
- Herut et al., 1999b, Marine Chemistry, 64: 253-265
- Kouvarakis et al., 2001, Global Biogeochemical Cycles, 15(4):805-817
- Krom et al., 1991, Limnology Oceanography, 36:424-432
- Petihakis et al., 2007, Ocean Science, 3: 229-243
- Ridame et al., 2003, Oceanologica Acta 26: 629-634
- Thingstad, T.R. and Rassoulzadegan, F., 1995, Marine Ecol. Prog. Ser., 117: 299-306

Presentation of this work is facilitated by:

