

Univerza  
v Ljubljani  
*Fakulteta za  
gradbeništvo in  
geodezijo*



PODIPLOMSKI ŠTUDIJ  
GRADBENIŠTVA

DOKTORSKI ŠTUDIJ

Kandidatka:

**NATAŠA SIRNIK, univ. dipl. inž. grad.**

**MODELIRANJE HIDRODINAMIČNIH,  
OCEANOGRFSKIH IN OKOLJSKIH SPREMENLJIVK  
TER KONCENTRACIJ ŽIVEGA SREBRA  
V MORSKEM OKOLJU**

Doktorska disertacija štev.: 213

**MODELLING THE HYDRODYNAMIC, OCEANOGRAPHIC  
AND ENVIRONMENTAL VARIABLES  
IN MARINE ENVIRONMENT  
WITH EMPHASIS ON MERCURY CONCENTRATIONS**

Doctoral thesis No.: 213

Soglasje k temi doktorske disertacije je dal Senat Univerze v Ljubljani  
na 16. seji dne 4. julija 2007  
in za mentorja imenoval doc. dr. Dušana Žagarja,  
za somentorja pa prof. dr. Matjaža Četino.

Ljubljana, 2. junij 2011



**Komisijo za oceno ustreznosti teme doktorske disertacije v sestavi:**

- prof. dr. Matjaž Četina
- doc. dr. Dušan Žagar
- prof. dr. Boris Kompare
- izr. prof. dr. Milena Horvat, IJS.

je imenoval Senat Fakultete za gradbeništvo in geodezijo na 6. redni seji  
dne 28. marca 2007.

**Komisijo za oceno doktorske disertacije v sestavi:**

- prof. dr. Rudi Rajar
- prof. dr. Boris Kompare
- izr. prof. dr. Milena Horvat, IJS

je imenoval Senat Fakultete za gradbeništvo in geodezijo na 19. redni seji  
dne 30. marca 2011.

**Komisijo za zagovor doktorske disertacije v sestavi:**

- prof. dr. Matjaž Mikoš, dekan UL FGG, predsednik,
- doc. dr. Dušan Žagar,
- prof. dr. Matjaž Četina,
- prof. dr. Rudi Rajar
- prof. dr. Boris Kompare
- izr. prof. dr. Milena Horvat, IJS

je imenoval Senat Fakultete za gradbeništvo in geodezijo na 21. redni seji  
dne 25. maja 2011.

Univerza  
v Ljubljani  
*Fakulteta za  
gradbeništvo in  
geodezijo*



## IZJAVA O AVTORSTVU

Podpisana **NATAŠA SIRNIK, univ. dipl. inž. grad.**, izjavljam, da sem avtorica doktorske disertacije z naslovom: »**MODELIRANJE HIDRODINAMIČNIH, OCEANOGRFSKIH IN OKOLJSKIH SPREMENLJIVK TER KONCENTRACIJ ŽIVEGA SREBRA V MORSKEM OKOLJU**«.

Izjavljam, da je elektronska različica v vsem enaka tiskani različici.

Izjavljam, da dovoljujem objavo elektronske različice v repozitoriju UL FGG.

Nataša Sirnik

Ljubljana, 2. junij 2011

.....  
(podpis)

## BIBLIOGRAFSKO-DOKUMENTACIJSKA STRAN IN IZVLEČEK

**UDK:** 519.87:504.054:532.5(262.3)(043.3)  
**Avtor:** Nataša Sirnik  
**Mentor:** doc. dr. Dušan Žagar  
**Somentor:** prof. dr. Matjaž Četina  
**Naslov:** Modeliranje hidrodinamičnih, oceanografskih in okoljskih spremenljivk ter koncentracij živega srebra v morskem okolju  
**Obseg in oprema:** 309 str., 40 pregl., 150 sl., 326 en.  
**Ključne besede:** Oceanografija, ekološko modeliranje, živo srebro, nižji del prehranjevalne verige, valovi, matematični model PCFLOW3D, Sredozemsko morje, Tržaški zaliv

### Izvodček

Onesnaženost voda velja za enega ključnih ekoloških problemov današnjega časa. V Sloveniji in Sredozemlju je v rekah in morju poleg običajnih onesnaževal v visokih koncentracijah prisotno tudi živo srebro. Kot del reševanja problema onesnaženosti voda pri nas in v svetu razvijamo matematične modele, s katerimi je možno določiti obseg onesnaženja in možnosti sanacije. Model PCFLOW3D je 3D baroklini matematični model, ki ponuja možnost modeliranja hidrodinamičnih in nekaterih okoljskih spremenljivk v realnem času. V okviru disertacije smo model PCFLOW3D nadgradili z dvema konceptualnima pelagičnima modeloma za nižji del prehranjevalne verige, s konceptualnim bentoškim modelom mineralizacije organske snovi v sedimentih, z empiričnim modelom valovanja za Tržaški zaliv in z empiričnimi modeli za določanje skalarnih polj nekaterih okoljskih spremenljivk ter zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju. Pri razvoju konceptualnih modelov smo se opirali predvsem na deli Crispi in sod. (2002) in Fennel in sod. (2006), pri razvoju empiričnih modelov pa smo uporabili metodi modelnih dreves (program Weka) in ANFIS kombinacijo mehke logike in nevronske mreže (program Matlab Fuzzy Logic Toolbox).

Nadgrajeni model PCFLOW3D ponuja možnost kvantitativnega modeliranja fosfatov, nitratov, amoniaka, kisika, zooplanktona, koncentracije klorofila-a in dveh velikostnih razredov fitoplanktona in detrita. Med procesi v vodnem stolpcu upošteva mineralizacijo detrita, nitrifikacijo, agregacijo manjših delcev v večje ter izmenjavo kisika med vodo in atmosfero. Bentoški model je namenjen določanju vpliva procesov mineralizacije organske snovi v sedimentih (aerobne respiracije, nitrifikacije in denitrifikacije) na vrednosti spremenljivk v vodnem stolpcu. Kombinirani bentoško-pelagični model omogoča ekološko modeliranje odprtih in priobalnih morij ter celinskih voda, z nekaj popravki pa ga lahko uporabljamo tudi za modeliranje kroženja ogljika ali drugih elementov.

Empirični model valovanja za Tržaški zaliv ponuja možnost napovedi povprečne in vršne periode valov, povprečne in maksimalne višine valov, srednje smeri potovanja valov in razpršenosti valov pri vršni periodi. Vhodne spremenljivke so pretekle vrednosti hitrosti in smeri vetra, sunkov vetra, privetrisča ter hitrosti in smeri tokov v vrhnjem sloju morja; iz meteorološke napovedi vhodnih spremenljivk lahko značilne vrednosti valov napovemo za poljubno število ur vnaprej. Rezultati modela so primerljivi z rezultati fizikalnih modelov valovanja, če jih uporabimo v priobalnih območjih s kompleksnimi hidrodinamičnimi in meteorološkimi pogoji. Model valovanja lahko v prihodnje uporabimo za modeliranje vpliva valovanja na resuspenzijo sedimentov z dna ter s tem povezanih sprememb koncentracije na delce vezanih onesnaževal v vodnem stolpcu in v sedimentih Tržaškega zaliva.

Empirični modeli za določanje skalarnih polj konduktivnosti, transmisije in kisika v Sredozemskem morju so zelo dobro ocenjeni ( $r \approx 1.0$ ); primarno so namenjeni natančnejšemu določanju koncentracije zvrsti živega srebra, ki je od njih odvisna. Empirični modeli za določanje skalarnih polj celokupnega, elementarnega, reaktivnega, monometil in dimetil živega srebra v Sredozemskem morju so slabše ocenjeni, iz strukture modelov pa lahko zaključimo, da na koncentracijo zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju najbolj vplivajo koncentracija kisika, prisotnost delcev organske snovi in intenziteta svetlobe. Podobni empirični modeli za določanje koncentracije živega srebra v vodnem okolju, ki jih v prihodnje lahko razvijemo z orodji mehkega računanja ali z drugimi naprednejšimi metodami umetne inteligence, ponujajo v kombinaciji s konceptualnim bentoško-pelagičnim modelom in ostalimi moduli modela PCFLOW3D možnost določitve skalarnih polj zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju ali na drugih območjih s podobno problematiko.

**BIBLIOGRAPHIC-DOCUMENTALISTIC INFORMATION**

**UDC:** 519.87:504.054:532.5(262.3)(043.3)  
**Author:** Nataša Sirnik  
**Supervisor:** Asist. Prof. Dušan Žagar, Ph.D.  
**Co-supervisor:** Prof. Matjaž Četina, Ph.D.  
**Title:** Modelling the hydrodynamic, oceanographic and environmental variables and the concentrations of mercury in marine environment  
**Notes:** 309 p., 40 tab., 150 fig., 326 eq.  
**Key words:** Oceanography, ecological modelling, mercury, lower trophic level, waves, mathematical model PCFLOW3D, Mediterranean Sea, the Gulf of Trieste

**Abstract**

Today, water pollution is considered to be one of the major ecological problems. In Slovenia and the Mediterranean, mercury, among other pollutants, is present in high concentrations. One of the ways to tackle the problem of water pollution is to use mathematical models that can help in determining the level of pollution and the possible ways of sanitation. The PCFLOW3D model is a 3D baroclinic mathematical model, which enables us to model hydrodynamic and some environmental variables in real time. In the dissertation, the PCFLOW3D model was upgraded with two conceptual pelagic models for the lower trophic level, with a conceptual benthic model of organic matter mineralization in sediments, with an empirical wave model for the Gulf of Trieste and with empirical models for scalar fields of certain environmental variables and of the concentrations of mercury species in the Mediterranean region. The two lower trophic level models were based primarily on Crispi et al. (2002) and Fennel et al. (2006). The empirical models were generated using two artificial intelligence tools, namely model trees (Weka software) and the ANFIS combination of fuzzy systems and neural networks (Matlab Fuzzy Logic Toolbox software).

With the upgraded PCFLOW3D model it is possible to quantitatively model the concentration of phosphates, nitrates, ammonium, dissolved oxygen, zooplankton, chlorophyll-a and two size classes of phytoplankton and detritus. Among the processes in the water column it takes into account the mineralization of detritus, nitrification, aggregation of smaller organic particles into larger ones and the exchange of oxygen between water and atmosphere. The benthic model is designed to determine the impact of aerobic mineralization, nitrification, and denitrification in sediments on the concentration of environmental variables in the water column. The combined benthic-pelagic model enables us to simulate the biogeochemical cycling of the listed variables in open oceans, on continental margins and in continental waters, and, with only little additional upgrade, it can be used to model the carbon cycle or the cycle of other important elements or complexes.

The empirical wave model for the Gulf of Trieste forecasts average and peak wave period, average and maximum wave height, mean direction of wave propagation and spread at peak period. The input variables are: past values of wind speed and direction, fetch, speed, and direction of currents in the top water layer; from the meteorological forecast of the input variables waves can be forecasted even 72 hours ahead. The results of modelling are comparable with those of physical wind-wave models, if used in near shore sites with complex hydrodynamic and meteorological conditions; above all the forecast of wave height can be used well with  $r \approx 0.95$ . In future, the model can be used to quantify the impact of waves on the resuspension of sediments and the consecutive change in concentration of mercury species in the water column of the Gulf of Trieste.

Empirical models for scalar fields of conductivity, transmission and dissolved oxygen concentration in the Mediterranean Sea are very well correlated with measurements ( $r \approx 1.0$ ). These models can be used for a more accurate determination of concentrations of mercury species in the water column which depends on them. The empirical models for scalar fields of total, elementary, reactive, monomethyl and dimethyl mercury in the Mediterranean Sea are estimated as worse, but from the structure of the model trees it can be concluded that the concentration of mercury species in the Mediterranean Sea is most influenced by the concentration of dissolved oxygen, the concentration of organic matter and light intensity. In future, similar empirical models for the determination of mercury species concentration in water compartments can be generated with other artificial intelligence tools, among which the methods which combine induction and deduction seem most suitable. The combination of such models and the benthic-pelagic conceptual PCFLOW3D model can be used to determine the scalar fields of mercury species in the Mediterranean Sea or in other water compartments with similar pollution problems.

## *Zahvale*

Zahvaljujem se mentorju doc. dr. Dušanu Žagarju in somentorju prof. dr. Matjažu Četini za pomoč in vodstvo.

Iskrena hvala dragemu Gregorju in ostalim domačim za vso spodbudo in neizmerno veliko pomoč pri delu in skrbi za malo Gajo.

Posebna zahvala pa gre izr. prof. dr. Mileni Horvat z Instituta Jožef Stefan za podatke o koncentracijah zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju ter izr. prof. dr. Vladu Malačiču z Morske biološke postaje Piran za podatke z oceanografske boje.



# KAZALO VSEBINE

<b>1</b>	<b>UVOD</b>	<b>1</b>
1.1	Cilji naloge . . . . .	2
1.2	Pregled poglavij . . . . .	4
<b>2</b>	<b>PREGLED LITERATURE</b>	<b>5</b>
<b>3</b>	<b>BIOGEOKEMIČNO KROŽENJE SNOVI V OCEANIH</b>	<b>11</b>
3.1	Modeliranje koncentracije snovi v oceanih . . . . .	11
3.1.1	Dotok snovi z rekami . . . . .	12
3.1.2	Profil koncentracije kemijskih elementov po globini . . . . .	13
3.2	Vpliv fizikalnih procesov na koncentracijo snovi . . . . .	14
3.2.1	Cirkulacija vode . . . . .	14
3.2.1.1	Ekmanov transport in geostrofske enačbe . . . . .	17
3.2.1.2	Gibanje vodnih mas v vertikalni smeri . . . . .	19
3.3	Sinteza organske snovi . . . . .	25
3.3.1	Osnovni pojmi . . . . .	26
3.3.1.1	Stehiometrija . . . . .	27
3.3.1.2	Vpliv zunanjih dejavnikov na fotosintezo . . . . .	29
3.3.1.3	Oligotrofna, evtrofna, HNLC območja . . . . .	32
3.3.1.4	Nova in regenerirana produkcija . . . . .	34
3.3.1.5	Struktura ekosistema . . . . .	36
3.3.2	Modeliranje morskih ekosistemov . . . . .	38
3.3.2.1	Hranila . . . . .	38
3.3.2.2	Fitoplankton . . . . .	41
3.3.2.3	Modeliranje fitoplanktona . . . . .	47
3.3.2.4	Zooplankton . . . . .	57



3.3.2.5	Bakterije . . . . .	59
3.3.2.6	Detrit . . . . .	60
3.3.2.7	Tipi modelov za nižji del prehranjevalne verige . . . . .	61
3.4	Izvoz in mineralizacija organske snovi . . . . .	75
3.4.1	Enačbe mineralizacije . . . . .	75
3.4.2	POM in DOM . . . . .	78
3.4.2.1	POM . . . . .	79
3.4.2.2	DOM . . . . .	83
3.5	Izmenjava snovi na stiku vode z atmosfero . . . . .	84
3.5.1	Henryjev zakon . . . . .	84
3.5.2	Določanje topnosti plinov v vodi . . . . .	85
3.5.3	Modeliranje izmenjave plinov med vodo in atmosfero . . . . .	89
3.6	Izmenjava snovi na stiku vode z dnom . . . . .	98
3.6.1	Sedimenti . . . . .	99
3.6.2	Mineralizacija OM v sedimentih . . . . .	103
3.6.2.1	Procesi mineralizacije OM v sedimentih . . . . .	103
3.6.3	Masna bilanca organske snovi v oceanih . . . . .	110
3.7	Biogeokemično kroženje živega srebra . . . . .	113
<b>4</b>	<b>VALOVI</b>	<b>119</b>
4.1	Vodni valovi . . . . .	122
4.1.1	Klasifikacija vodnih valov . . . . .	122
4.1.2	Teorije vodnih valov . . . . .	125
4.2	Matematični zapis valovanja . . . . .	128
4.2.1	Hitrost potovanja valov . . . . .	129
4.2.2	Energija valov . . . . .	130
4.2.3	Vpliv nelinearnosti . . . . .	133
4.3	Modeliranje valovanja . . . . .	137
4.3.1	Metode . . . . .	137
4.3.2	Spektri . . . . .	139
4.3.3	Ekstremni pojavi . . . . .	143
<b>5</b>	<b>MODELIRANJE BIOGEOKEMIČNEGA KROŽENJA SNOVI V OCEANIH Z MODELOM PCFLOW3D</b>	<b>147</b>
5.1	MODEL PCFLOW3D . . . . .	147

5.1.1	Hidrodinamični modul . . . . .	147
5.1.2	Transportno-disperzijski modul . . . . .	150
5.1.3	Sedimentacijski modul . . . . .	151
5.1.4	Biogeokemični modul . . . . .	151
5.2	Nadgradnja modela PCFLOW3D . . . . .	152
5.2.1	Metode . . . . .	158
5.2.1.1	Strojno učenje . . . . .	158
5.2.1.2	Mehko računanje . . . . .	160
5.2.2	Konceptualni model za nižji del prehranjevalne verige v vodnem okolju . . . . .	165
5.2.2.1	Pelagični model . . . . .	166
5.2.2.2	Bentoški model . . . . .	176
5.2.2.3	Vrednosti parametrov v modelih . . . . .	178
5.2.2.4	Robni in začetni pogoji ter izbira numerične metode . . . . .	184
5.2.3	Empirični model valovanja za Tržaški zaliv . . . . .	187
5.2.4	Empirični modeli za določanje skalarnih polj konduktivnosti, transmisije, kisika in fluorescence . . . . .	192
5.2.5	Modeli za določanje koncentracije zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju . . . . .	196
<b>6</b>	<b>UPORABA NADGRAJENEGA MODELA PCFLOW3D</b>	<b>205</b>
6.1	Sredozemsko morje . . . . .	205
6.1.1	Značilnosti Sredozemlja . . . . .	205
6.1.2	Modeliranje Sredozemlja . . . . .	209
6.1.3	Rezultati konceptualnega modela za nižji del prehranjevalne verige . . . . .	210
6.1.4	Rezultati induktivnih modelov za določanje koncentracije zvrsti živega srebra . . . . .	220
6.1.4.1	Ocene modelov . . . . .	220
6.1.4.2	Izbira atributov . . . . .	224
6.1.4.3	Uporaba modelov . . . . .	224
6.2	Tržaški zaliv . . . . .	229
6.2.1	Značilnosti območja . . . . .	229
6.2.2	Modeliranje Tržaškega zaliva . . . . .	230
6.2.3	Rezultati modela valovanja . . . . .	232
6.2.3.1	Ocene modelov . . . . .	235
6.2.3.2	Uporaba modelov . . . . .	240

6.2.3.3	Modeliranje valovanja po enačbah v literaturi . . . . .	248
<b>7</b>	<b>ZAKLJUČKI</b>	<b>249</b>
<b>8</b>	<b>POVZETEK</b>	<b>255</b>
<b>9</b>	<b>SUMMARY</b>	<b>259</b>
<b>10</b>	<b>ANGLEŠKO-SLOVENSKI SLOVAR</b>	<b>263</b>
	<b>VIRI</b>	<b>271</b>
	<b>PRILOGA 1</b>	<b>297</b>

## KAZALO PREGLEDNIC

3.1	Stehiometrično razmerje med elementi v biomasi fitoplanktona in količina nastalega (fotosinteza) oz. porabljenega (mineralizacija) kisika (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	27
3.2	Velikostni razredi fitoplanktona v večrazrednem modelu Armstrong (1994). . . . .	74
3.3	Koncentracija plinov v morski vodi pri saturaciji. Vrednosti veljajo za slanost 35.0 psu in so določene po enačbi $[A] = S_A \cdot p_{moist}^A$ (povzeto po Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	86
3.4	Koeficienti za določitev Schmidtovega števila po enačbi $Sc = A - BT + CT^2 - DT^3$ (povzeto po Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	93
3.5	Najpopularnejše enačbe za določitev prenosne hitrosti $k_w$ (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	95
3.6	Prispevek različnih procesov mineralizacije organske snovi v sedimentih h globalni vrednosti stopnje oksidacije ogljika (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	105
3.7	Relativni prispevek različnih reakcij mineralizacije k totalni vrednosti količine mineralizirane snovi (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	108
3.8	Globalna masna bilanca POC, relativni doprinos območij kontinentalnih robov in globokega oceana (povzeto po Dunne in sod., 2005c). . . . .	111
3.9	Biotske in abiotske pretvorbe različnih zvrsti živega srebra (povzeto po Koron, 2008). . . . .	116
4.1	Klasifikacija vodnih valov (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	123
4.2	Valovi v razvitih morjih v odvisnosti od hitrosti vetra (povzeto po Thurman in Trujillo, 2004). . . . .	141
4.3	Napoved značilne višine valov $H_s$ v odvisnosti od hitrosti vetra, minimalnega trajanja delovanja vetra in minimalne vrednosti privetrišča (povzeto po Ippen, 1966). . . . .	142
5.1	Mesečna povprečja maksimalnih dnevnih vrednosti sončnega sevanja za območje Sredozemlja. . . . .	172
5.2	Vrednosti parametrov po Crispi in sod. (2002). . . . .	181

5.3	Vrednosti parametrov po Crise in sod. (1998). . . . .	182
5.4	Vrednosti parametrov po Fennel in sod. (2006). . . . .	182
5.5	Vrednosti parametrov po Fasham in sod. (1990). . . . .	183
5.6	Ocene empiričnih modelov za konduktivnost, transmisijo, kisik in fluorescenco. . . . .	196
5.7	Povprečne vrednosti meritev živega srebra v posameznih predelih Sredozemskega morja. . . . .	197
5.8	Okvirne vrednosti izmerjenih koncentracij živega srebra, povprečje pomladnih in poletnih meritev (Merceyms). . . . .	198
6.1	Vertikalno integrirane vrednosti koncentracije ultraplanktona, netplanktona in zooplanktona v Sredozemskem morju (povzeto po Crispi in sod., 2002). . . . .	208
6.2	Vrednosti letne primarne in sekundarne produkcije v Sredozemskem morju (povzeto po Crispi in sod., 2002). . . . .	208
6.3	Sloji v Sredozemskem morju pri računu z modelom PCFLOW3D. . . . .	211
6.4	Povprečne ocene empiričnih modelov za zvrsti živega srebra. . . . .	220
6.5	Atributi, ki jih program izbere kot najpomembnejše za nastanek posameznih zvrsti živega srebra. . . . .	224
6.6	Sloji v Tržaškem zalivu pri računu z modelom PCFLOW3D. . . . .	233
6.7	Značilne vrednosti tipičnih vetrov v Tržaškem zalivu, kakršne smo uporabili pri modeliranju valov. . . . .	233
6.8	Ocene modela valovanja za Tržaški zaliv. . . . .	236
10.1	Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij $f_{in}$ za povprečno periodo valov. . . . .	298
10.2	Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij $f_{out}$ za za povprečno periodo valov. . . . .	299
10.3	Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij $f_{in}$ za vršno periodo valov. . . . .	300
10.4	Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij $f_{out}$ za vršno periodo valov. . . . .	301
10.5	Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij $f_{in}$ za povprečno višino valov. . . . .	302
10.6	Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij $f_{out}$ za povprečno višino valov. . . . .	303
10.7	Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij $f_{in}$ za maksimalno višino valov. . . . .	304
10.8	Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij $f_{out}$ za maksimalno višino valov. . . . .	305
10.9	Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij $f_{in}$ za srednjo smer potovanja valov. . . . .	306
10.10	Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij $f_{out}$ za srednjo smer potovanja valov. . . . .	307
10.11	Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij $f_{in}$ za razpršenost valov pri vršni periodi. . . . .	308
10.12	Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij $f_{out}$ za za razpršenost valov pri vršni periodi. . . . .	309

## LIST OF TABLES

3.1	Stoichiometric ratios of phytoplankton organic matter and oxygen released during synthesis of the organic matter or consumed during mineralization (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	27
3.2	Phytoplankton values in multiple size class model of Armstrong (1994). . . . .	74
3.3	Saturation concentration of gases in seawater at a salinity of 35.0 calculated from $[A] = S_A \cdot p_{moist}^A$ (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	86
3.4	Coefficients for the calculation of the Schmidt number with equation $Sc = A - BT + CT^2 - DT^3$ (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	93
3.5	Gas transfer velocity formulations (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	95
3.6	Contribution of various sediment mineralization processes to global carbon oxidation rate (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	105
3.7	The relative contribution of various oxidants to organic matter mineralization at representative sites (adapted from Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	108
3.8	The global ocean POC budget partitioned into continental margin and open ocean components (adapted from Dunne et al., 2005c). . . . .	111
3.9	Biotic and abiotic transformations of mercury species (adapted from Koron, 2008). . . . .	116
4.1	Classification of water waves (adapted from Pinet, 2000). . . . .	123
4.2	Characteristics of waves in fully developed seas, in relation to wind speed (adapted from Thurman and Trujillo, 2004). . . . .	141
4.3	Significant wave height $H_s$ as a function of windspeed, minimum wind duration and minimum fetch (adapted from Ippen, 1966). . . . .	142
5.1	Monthly averaged values of maximum daily solar radiation in the Mediterranean region. . . . .	172
5.2	Parameter values after Crispi et al. (2002). . . . .	181
5.3	Parameter values after Crise et al. (1998). . . . .	182
5.4	Parameter values after Fennel et al. (2006). . . . .	182
5.5	Parameter values after Fasham et al. (1990). . . . .	183

5.6	Evaluations of empirical models for conductivity, transmission, oxygen and fluorescence. . . . .	196
5.7	Average data values of mercury species in different parts of the Mediterranean Sea.	197
5.8	Average values of mercury concentrations measured by IJS and LCABIE during both MERCYMS cruises. . . . .	198
6.1	Vertically integrated values of the concentrations of ultraplankton, netplankton and zooplankton in the Mediterranean Sea (adapted from Crispi et al., 2002). . .	208
6.2	Yearly averaged primary and secondary production in the Mediterranean Sea (adapted from Crispi et al., 2002). . . . .	208
6.3	Layers in the Mediterranean Sea which were used for modelling with the PCFLOW3D model. . . . .	211
6.4	Average evaluations of empirical models for mercury species. . . . .	220
6.5	Attributes which, according to M5, are important for the formation of various mercury species. . . . .	224
6.6	Layers in the Gulf of Trieste which were used for modelling with the PCFLOW3D model. . . . .	233
6.7	Values of wind mean and maximum speed and the direction of wind during typical winds in the Gulf of Trieste: bora, sirocco and maestral. . . . .	233
6.8	Evaluations of the wave model for the Gulf of Trieste. . . . .	236
10.1	Parameters of input membership functions $f_{in}$ for mean wave period. . . . .	298
10.2	Parameters of output membership functions $f_{out}$ for mean wave period. . . . .	299
10.3	Parameters of input membership functions $f_{in}$ for peak wave period. . . . .	300
10.4	Parameters of output membership functions $f_{out}$ for peak wave period. . . . .	301
10.5	Parameters of input membership functions $f_{in}$ for mean wave height. . . . .	302
10.6	Parameters of output membership functions $f_{out}$ for mean wave height. . . . .	303
10.7	Parameters of input membership functions $f_{in}$ for maximum wave height. . . . .	304
10.8	Parameters of output membership functions $f_{out}$ for maximum wave height. . . . .	305
10.9	Parameters of input membership functions $f_{in}$ for mean wave direction. . . . .	306
10.10	Parameters of output membership functions $f_{out}$ for mean wave direction. . . . .	307
10.11	Parameters of input membership functions $f_{in}$ for wave spread at peak wave period.	308
10.12	Parameters of output membership functions $f_{out}$ for wave spread at peak wave period. . . . .	309

## KAZALO SLIK

3.1	Shematični prikaz kroženja ogljika v oceanih, prikazani so tudi procesi v sedimentih (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	12
3.2	Koordinatni sistem, kakršnega uporabljamo v oceanografiji (povzeto po Dyke, 2007). . . . .	15
3.3	Ekmanova spirala (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	18
3.4	Ekmanov transport ter dvig in spust vode (povzeto po Thurman, 1990). . . . .	19
3.5	Nastanek ciklona na severni polobli. . . . .	20
3.6	Nastanek anticiklona na severni polobli. . . . .	21
3.7	Ciklonski in anticiklonski vrtinci na severni in južni polobli. . . . .	21
3.8	Shematični prikaz povezanega nastajanja ciklonov in anticiklonov. . . . .	21
3.9	Termoklina, haloklina, piknoklina (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	23
3.10	Nastanek prodorov (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	23
3.11	Spreminjanje termokline v odvisnosti od letnih časov (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	24
3.12	Spreminjanje globine premešanega sloja v odvisnosti od letnih časov (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	25
3.13	Shematični prikaz najpomembnejših dejavnikov v procesu sinteze organske snovi (povzeto po Sarimento in Gruber, 2006). . . . .	30
3.14	Običajno sezonsko nihanje osnovnih količin ekosistema v površinskem sloju vode v (a) HNLC in (b) evtrofnih predelih oceanov (povzeto po Steele and Henderson (1992). . . . .	33
3.15	<i>ef</i> -količnik kot funkcija obsega primarne produkcije in temperature vode (povzeto po Laws in sod., 2000). . . . .	35
3.16	Shema regeneracijskega in izvoznega ekosistema (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	37
3.17	Dušikov krog v oceanih (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	39
3.18	Razvrstitveno drevo za fitoplankton (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	45



3.19	Saturacijska (oz. Monodova, Michaelis-Mentenova, Michaelis-Menten-Henryjeva) krivulja (povzeto po Dring, 1982).	49
3.20	Planetarna karta povprečne dnevne vrednosti sončnega sevanja na vrhu atmosfere (povzeto po Hartmann, 1994).	52
3.21	Shematični prikaz kompenzacijske in kritične globine po Sverdrup (1953) (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	53
3.22	Absorbcijska svetlobe na odprtem morju (povzeto po Pinet, 2000).	54
3.23	Graf upadanja intenzitete svetlobe z globino (povzeto po Parsons in sod., 1984).	55
3.24	P-I krivulja (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	56
3.25	P-I krivulje za nekaj večjih skupin fitoplanktonskih organizmov (povzeto po Parsons in sod., 1984).	57
3.26	Shema dvokomponentnega modela: N so nitrati, P je fitoplankton (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	62
3.27	Shema trikomponentnega modela: N so nitrati, P je fitoplankton, Z je zooplankton (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	63
3.28	Kumulativa dušika v $N$ , $P$ , $Z$ sistemu (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	64
3.29	Shema ekosistema po Fasham in sod. (1990).	66
3.30	Porazdelitev dušika med komponentami sistema (povzeto po Fasham in sod., 1990).	71
3.31	Velikostni razredi fitoplanktona v Sredozemskem morju (povzeto po Chisholm, 1992).	72
3.32	Primeri različnih možnosti interakcije med velikostnimi razredi fito- in zooplanktona (povzeto po Davis in Steele, 1994).	73
3.33	Grafa koncentracije nitratov (a) in kisika (b) v odvisnosti od koncentracije fosfatov (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	76
3.34	Osnovne transformacije dušika v oceanih (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	77
3.35	Graf $\log(N_{>D})$ v odvisnosti od premera delcev $D$ (povzeto po Clegg in Whitfield, 1990).	80
3.36	Fluks suspendirane organske snovi v odvisnosti od globine morja (povzeto po podatkih iz sedimentnih pasti v Martin in sod., 1987).	82
3.37	Shema kroženja DOC v oceanih (povzeto po Kirchman in sod., 1993).	83
3.38	Graf topnosti različnih plinov v odvisnosti od temperature vode (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	87
3.39	Topnost kisika v morski vodi v odvisnosti od temperature (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).	88
3.40	Shematični prikaz modela mirujoče plasti (povzeto po Sarmiento in Gruber).	91
3.41	Graf prenosne hitrosti $k_w$ v odvisnosti od hitrosti vetra $U$ oz. strižne hitrosti $u_w^*$ (povzeto po Liss in Merlivat, 1986).	94

3.42	Običajen profil upadanja poroznosti z naraščanjem globine sedimentov (povzeto po Reimers in sod., 1992). . . . .	99
3.43	Tipični grafi vsebnosti organskega ogljika v sedimentih in kisika v porni vodi; primerjava med kontinentalnim robom in globokim oceanom (povzeto po Rabouille in Gaillard, 1991). . . . .	100
3.44	Vertikalni profil koncentracije kisika v vrhnji plasti sedimentov, ki nazorno kaže difuzivno mejno plast (povzeto po Gundersen in Jorgensen, 1990). . . . .	101
3.45	Profil koncentracije kemijskih elementov in spojin v sedimentih, ki odražajo potek različnih reakcij mineralizacije v tleh (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	104
3.46	Običajen profil koncentracije raztopljenega organskega ogljika v anoksičnih in oksičnih sedimentih (povzeto po Burdige, 2002). . . . .	106
3.47	Maksimalna koncentracija DOC v zgornjih 20-30 cm sedimentov v odvisnosti od totalne stopnje oksidacije v sedimentih (povzeto po Burdige, 2002). . . . .	109
3.48	(a) Delež aerobne respiracije glede na totalno respiracijo (podatki Hartnett and Devol, 2003). (b) Spreminjanje obsega mineralizacije organske snovi z oddaljenostjo od obale (podatki Jahnke and Shimmiel, 1995). . . . .	110
3.49	Globalna bilanca kroženja POC v oceanu (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	112
3.50	Procesi pretvorb živega srebra (Monperrus in sod., 2007; Whalin in sod., 2007). . . . .	113
3.51	Najpomembnejše zvrsti živega srebra v vodnem okolju: THg, DGM, RHg, MMHg, DMHg (osebni vir: prof. dr. Milena Horvat). . . . .	114
3.52	Shema biogeokemijskega kroženja Hg v okolju (Koron, 2008). . . . .	115
4.1	Nihanje na vzmet pritrjene uteži (povzeto po Dyke, 2007). . . . .	119
4.2	Shematični prikaz valovanja z označenimi osnovni pojmi. . . . .	120
4.3	Običajen zapis nihanja gladine v času. . . . .	121
4.4	Tipi valov (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	123
4.5	Kaotični, mrtvi in rušilni valovi (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	123
4.6	Spreminjanje valov med približevanjem obali (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	124
4.7	Trajektorije delcev v globoki vodi (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	126
4.8	Trajektorije delcev v plitvi vodi (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	127
4.9	Tipi valov, kot jih predpostavljajo glavne teorije valovanja: linearna, Stokesova, knoidalna in teorija solitarnega vala (povzeto po U.S.A.C.E., 2008). . . . .	127
4.10	Sinusni linearni val (povzeto po Dyke, 2007). . . . .	129
4.11	Valovanje kot superpozicija nihanj različnih valovnih dolžin (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	132
4.12	Osnovni in bitni val (povzeto po Dyke, 2007). . . . .	132
4.13	Stokesov tok (povzeto po Pinet, 2000). . . . .	134

4.14 Tok vzporedno z obalo. . . . .	135
4.15 PM spekter (povzeto po Stewart, 2008). . . . .	139
4.16 JONSWAP spekter (povzeto po Stewart, 2008). . . . .	140
4.17 Graf verjetnosti nastopa valov z značilno višino $H_s$ (povzeto po Dyke, 2007). . .	145
5.1 Biogeokemični modul modela PCFLOW3D. . . . .	152
5.2 Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 1. del. . . . .	153
5.3 Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 2. del. . . . .	154
5.4 Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 3. del. . . . .	155
5.5 Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 4. del. . . . .	156
5.6 Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 5. del. . . . .	157
5.7 Modelno drevo za DGM iz podatkov IJS. . . . .	159
5.8 Pripadnostne funkcije (povzeto po Tsoukalas in Uhrig, 1997). . . . .	162
5.9 Trinivojska nevronska mreža (povzeto po Tsoukalas in Uhrig, 1997). . . . .	163
5.10 Uporaba mehkih sistemov in nevronskih mrež (povzeto po Tsoukalas in Uhrig, 1997). . . . .	164
5.11 Shema modela za nižji del prehranjevalne verige po Crispi in sod. (2002). . . . .	169
5.12 Shema modela za nižji del prehranjevalne verige po Fennel in sod. (2006). . . . .	173
5.13 Odvisnost koeficienta zmanjšanja svetlobe $k_z$ [ $\text{cm}^{-1}$ ] od zemljepisne dolžine v Sredozemskem morju (povzeto po Crispi in sod., 2002). . . . .	179
5.14 Profili začetnih vrednosti nitratov v različnih predelih Sredozemskega morja (povzeto po Crispi in sod, 2002). . . . .	186
5.15 Roža vetrov: pogostost smeri vetra in histogram hitrosti vetra. . . . .	188
5.16 Roža tokov: pogostost smeri toka in roža valov: pogostost smeri potovanja valov. . . . .	188
5.17 Histograma horizontalne in vertikalne komponente hitrosti tokov za površinski sloj morja. . . . .	189
5.18 Histograma višine in periode valov. . . . .	189
5.19 Osnovna shema modela ANFIS za valove v Tržaškem zalivu. . . . .	191
5.20 Točke vzorčenja med terenskimi meritvami živega srebra in drugih ekoloških spre- menljivk v Sredozemskem morju: projekt MERCYMS, avgust 2003 in marec 2004. . . . .	193
5.21 Modelno drevo za določanje vrednosti transmisije v Sredozemskem morju. . . . .	194
5.22 Modelno drevo za določanje koncentracije kisika v Sredozemskem morju. . . . .	194
5.23 Modelno drevo za določanje vrednosti fluorescence klorofila-a v Sredozemskem morju. . . . .	195
5.24 Modelno drevo za THg iz podatkov IJS. . . . .	199
5.25 Modelno drevo za DGM iz podatkov IJS. . . . .	200

5.26	Modelno drevo za DGM iz podatkov LCABIE. . . . .	200
5.27	Modelno drevo za THg iz podatkov IJS. . . . .	201
5.28	Modelno drevo za MMHg iz podatkov IJS. . . . .	202
5.29	Modelno drevo za MMHg iz podatkov LCABIE. . . . .	202
5.30	Modelno drevo za DMHg iz podatkov IJS. . . . .	203
5.31	Modelno drevo za DMHg iz podatkov LCABIE. . . . .	203
6.1	Karta Sredozemskega morja (vir: Google Maps). . . . .	206
6.2	Zimsko hitrostno polje v površinskem sloju Sredozemskega morja. . . . .	207
6.3	Štiriletna simulacija nihanja spremenljivk v Sredozemskem morju: primerjava med vzhodnim in zahodnim Sredozemljem. . . . .	212
6.4	Primerjava dinamike nitratov, fitoplanktona in zooplanktona v zahodnem Sredozemlju. . . . .	213
6.5	Primerjava dinamike nitratov, fitoplanktona in zooplanktona v vzhodnem Sredozemlju. . . . .	213
6.6	Fazni diagram trajektorije sistema nitrati - fitoplankton - zooplankton; primerjava med vzhodnim in zahodnim Sredozemljem. . . . .	214
6.7	Koncentracija klorofila-a (CHL) v fotični coni Sredozemskega morja: 20. sloj, 90. dan simulacije. . . . .	215
6.8	Koncentracija klorofila-a (CHL) v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj, 90. dan simulacije. . . . .	215
6.9	Koncentracija klorofila-a (CHL) v fotični coni Sredozemskega morja: 19. sloj, 90. dan simulacije. . . . .	216
6.10	Koncentracija klorofila-a (CHL) v fotični coni Sredozemskega morja: 19. sloj, 135. dan simulacije. . . . .	216
6.11	Koncentracija zooplanktona (ZOO) v fotični coni Sredozemskega morja: 20. sloj, 135. dan simulacije. . . . .	217
6.12	Koncentracija zooplanktona (ZOO) v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj, 135. dan simulacije. . . . .	217
6.13	Koncentracija detrita (DEC) v fotični coni Sredozemskega morja: 20. sloj, 135. dan simulacije. . . . .	218
6.14	Koncentracija detrita (DEC) v fotični coni Sredozemskega morja: 16. sloj, 135. dan simulacije. . . . .	218
6.15	Koncentracija detrita (DEC) v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj, 135. dan simulacije. . . . .	219
6.16	Koncentracija detrita (DEC) v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj, 180. dan simulacije. . . . .	219
6.17	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti THg. . . . .	221

6.18	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti DGM. . . . .	222
6.19	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti RHg. . . . .	222
6.20	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti MMHg. . . . .	223
6.21	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti DMHg. . . . .	223
6.22	Koncentracija THg v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj, avgust. . . . .	226
6.23	Koncentracija DGM v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj, avgust. . . . .	226
6.24	Koncentracija RHg v fotični coni Sredozemskega morja: 20. sloj, avgust. . . . .	227
6.25	Koncentracija MMHg v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj, avgust. . . . .	227
6.26	Koncentracija DMHg v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj, avgust. . . . .	228
6.27	Območje Tržaškega zaliva z označenimi običajnimi točkami vzorčenja (povzeto po Hace, 2010). . . . .	229
6.28	Zimsko hitrostno polje v Tržaškem zalivu. . . . .	234
6.29	Poletno hitrostno polje v Tržaškem zalivu. . . . .	234
6.30	Koordinatni sistem, kakršnega uporabljamo pri modeliranju Tržaškega zaliva z modelom PCFLOW3D. . . . .	235
6.31	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti povprečne periode valov pri napovedi za tri ure vnaprej. . . . .	236
6.32	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti vršne periode valov pri napovedi za tri ure vnaprej. . . . .	237
6.33	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti povprečne višine valov pri napovedi za tri ure vnaprej. . . . .	237
6.34	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti maksimalne višine valov pri napovedi za tri ure vnaprej. . . . .	238
6.35	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti povprečne smeri potovanja valov pri napovedi za tri ure vnaprej. . . . .	238
6.36	Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti povprečne razpršenosti valov pri vršni periodi pri napovedi za tri ure vnaprej. . . . .	239
6.37	Karta vrednosti privetrišča za burjo. . . . .	240
6.38	Karta vrednosti privetrišča za jugo. . . . .	241
6.39	Karta vrednosti privetrišča za maestral. . . . .	242
6.40	2D polje pričakovane višine valov pri burji iz smeri ENE s povprečno jakostjo 13 m/s in sunki do 25 m/s. . . . .	242
6.41	2D polje pričakovane periode valov pri burji iz smeri ENE s povprečno jakostjo 13 m/s in sunki do 25 m/s. . . . .	243
6.42	2D polje pričakovane smeri potovanja valov pri burji iz smeri ENE s povprečno jakostjo 13 m/s in sunki do 25 m/s. . . . .	243

6.43	2D polje pričakovane višine valov pri jugu iz smeri ESE s povprečno jakostjo 9 m/s in sunki do 15 m/s. . . . .	244
6.44	2D polje pričakovane periode valov pri jugu iz smeri ESE s povprečno jakostjo 9 m/s in sunki do 15 m/s. . . . .	244
6.45	2D polje pričakovane smeri potovanja valov pri jugu iz smeri ESE s povprečno jakostjo 9 m/s in sunki do 15 m/s. . . . .	245
6.46	2D polje pričakovane višine valov pri maestralu iz smeri WNW s povprečno jakostjo 4 m/s in sunki do 9 m/s. . . . .	245
6.47	2D polje pričakovane periode valov pri maestralu iz smeri WNW s povprečno jakostjo 4 m/s in sunki do 9 m/s. . . . .	246
6.48	2D polje pričakovane smeri potovanja valov pri maestralu iz smeri WNW s povprečno jakostjo 4 m/s in sunki do 9 m/s. . . . .	246
6.49	2D polje maksimalne pričakovane višine valov zaradi močne burje iz smeri ENE s povprečno jakostjo 15 m/s in sunki do 40 m/s. . . . .	247
6.50	2D polje pričakovane vršne vrednosti periode valov zaradi močne burje iz smeri ENE s povprečno jakostjo 15 m/s in sunki do 40 m/s. . . . .	247

## LIST OF FIGURES

3.1	Schematic illustration of the organic carbon cycle including sediment processes. (adapted from Sarimento and Gruber, 2006) . . . . .	12
3.2	Co-ordinate system which is used in oceanography (adapted from Dyke, 2007). . . . .	15
3.3	Ekman spiral (adapted from Pinet, 2000). . . . .	18
3.4	Ekman transport and associated upwelling and downwelling (adapted from Thurman, 1990). . . . .	19
3.5	Formation of a cyclonic eddy on the Northern hemisphere. . . . .	20
3.6	Formation of an anticyclonic eddy on the Northern hemisphere. . . . .	21
3.7	Cyclonic and anticyclonic eddies on the Northern and Southern hemispheres. . . . .	21
3.8	Schematic presentation of the combined formation of cyclonic and anticyclonic eddies. . . . .	21
3.9	Thermocline, halocline, pycnocline (adapted from Pinet, 2000). . . . .	23
3.10	The formation of outcrops (adapted from Pinet, 2000). . . . .	23
3.11	The change of thermocline with respect to seasonal variations (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	24
3.12	Change in mixed layer depth with respect to seasonal variations (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	25
3.13	Schematic diagram representing the primary processes that influence primary production (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	30
3.14	Schematic of typical seasonal behaviour in the upper ocean ecosystem in (a) HNLC and in (b) eutrophic parts of the world ocean (adapted from Steele and Henderson, 1992). . . . .	33
3.15	<i>ef</i> -ratio as a function of primary production and temperature (adapted from Laws et al., 2000). . . . .	35
3.16	Schematic illustration of the regeneration loop and the export pathway (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	37
3.17	The cycling of nitrogen in the oceans (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	39
3.18	The phytoplankton allocation tree (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	45

3.19 Saturation (or Monod, Michaelis-Menten, Michaelis-Menten-Henry) curve (adapted from Dring, 1982). . . . .	49
3.20 World map of mean daily irradiance at the top of the atmosphere (adapted from Hartmann, 1994). . . . .	52
3.21 Schematic representation of the compensation and critical depth concepts as in Sverdrup (1953) (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	53
3.22 Light absorption in the open ocean (adapted from Pinet, 2000). . . . .	54
3.23 The light intensity vs. depth (adapted from Parsons et al., 1984). . . . .	55
3.24 P-I curve (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	56
3.25 Schematic P-I curves for various major phytoplankton groups (adapted from Parsons et al., 1984). . . . .	57
3.26 A schematic illustration of a nitrate-phytoplankton model (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	62
3.27 A schematic illustration of a nitrate-phytoplankton-zooplankton model (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	63
3.28 Cumulative of nitrogen in $N, P, Z$ system (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	64
3.29 Scheme of the ecosystem model of Fasham et al. (1990). . . . .	66
3.30 Nitrogen distribution in the ecosystem model of Fasham et al. (1990). . . . .	71
3.31 Size distribution of phytoplankton in the Mediterranean Sea (adapted from Chisholm, 1992). . . . .	72
3.32 An illustration of various ways that various size classes of phytoplankton and zooplankton may interact with each other (adapted from Davis and Steele, 1994). . . . .	73
3.33 Plots of (a) nitrate and (b) oxygen versus phosphate (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	76
3.34 Transformation pathways of nitrogen in the ocean (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	77
3.35 Schematic presentation of $\log(N_{>D})$ as a function of particle diameter $D$ (adapted from Clegg and Whitfield, 1990). . . . .	80
3.36 Particulate organic matter flux as a function of depth (from the sediment trap measurements of Martin et al., 1987). . . . .	82
3.37 Schematic $DOC$ cycling diagram (adapted from Kirchman et al., 1993). . . . .	83
3.38 Plot of the solubility of various gases as a function of temperature (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	87
3.39 Plot of the solubility of oxygen as a function of temperature (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	88
3.40 Schematic description of the stagnant film model (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	91



3.41	Plot of transfer velocity $k_w$ vs. wind velocity $U$ or friction velocity $u_w^*$ (adapted from Liss and Merlivat, 1986). . . . .	94
3.42	A typical vertical profile of porosity (adapted from Reimers et al., 1992). . . . .	99
3.43	Vertical profiles of percent dry weight organic carbon content in sediments, and oxygen concentration in pore water (adapted from Rabouille and Gaillard, 1991). . . . .	100
3.44	A vertical profile of oxygen at the sediment-water interface, showing diffusive boundary layer (adapted from Gundersen and Jorgensen, 1990). . . . .	101
3.45	Schematic vertical profiles of reactants and products of mineralization reactions in sediments (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006). . . . .	104
3.46	Typical observations of vertical dissolved organic carbon profiles in anoxic and oxic sediments (adapted from Burdige, 2002). . . . .	106
3.47	The maximum DOC concentration in the top 20 to 30 cm of sediments vs. the total oxidation rate in sediments (adapted from Burdige, 2002). . . . .	109
3.48	(a) The fractional contribution of aerobic respiration vs. total respiration (data are from Hartnett and Devol, 2003). (b) Organic carbon mineralization vs. distance from the shelf break (data are from Jahnke and Shimmield, 1995). . . . .	110
3.49	The global ocean POC budget (adapted from Sarmiento in Gruber, 2006). . . . .	112
3.50	Chemical reactions between the most important mercury species (Monperrus et al., 2007; Whalin et al., 2007). . . . .	113
3.51	Major mercury species in aquatic environment: THg, DGM, RHg, MMHg, DMHg (from: personal communication with prof. dr. Milena Horvat). . . . .	114
3.52	Schematic presentation of the biogeochemical cycle of mercury in the environment (Koron, 2008). . . . .	115
4.1	Oscillations of a mass connected to a spring (adapted from Dyke, 2007). . . . .	119
4.2	Schematic presentation of water waves oscillations with key terms denoted. . . . .	120
4.3	A time series, typical of a wave record. . . . .	121
4.4	Types of waves (adapted from Pinet, 2000). . . . .	123
4.5	Chaotic, swell and breaking waves (adapted from Pinet, 2000). . . . .	123
4.6	Shallow-water waves in profile (adapted from Pinet, 2000). . . . .	124
4.7	Oscillations of water particles in deep water (adapted from Pinet, 2000). . . . .	126
4.8	Oscillations of water particles in shallow water (adapted from Pinet, 2000). . . . .	127
4.9	Types of waves according to different wave theories: linear, Stokes, cnoidal and solitary wave theory (adapted from U.S.A.C.E., 2008). . . . .	127
4.10	The sinusoidal linear wave (adapted from Dyke, 2007). . . . .	129
4.11	Waves as superposition of oscillations of different wavelengths (adapted from Pinet, 2000). . . . .	132
4.12	Basic and beat waves (adapted from Dyke, 2007). . . . .	132

4.13 Stokes drift (adapted from Pinet, 2000). . . . .	134
4.14 Longshore drift. . . . .	135
4.15 PM spectrum (adapted from Stewart, 2008). . . . .	139
4.16 JONSWAP spectrum (adapted from Stewart, 2008). . . . .	140
4.17 A wave height extrapolation plot (adapted from Dyke, 2007). . . . .	145
5.1 Biogeochemical module of the PCFLOW3D model. . . . .	152
5.2 Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 1. . . . .	153
5.3 Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 2. . . . .	154
5.4 Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 3. . . . .	155
5.5 Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 4. . . . .	156
5.6 Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 5. . . . .	157
5.7 Model tree for DGM from IJS data. . . . .	159
5.8 Membership functions (adapted from Tsoukalas and Uhrig, 1997). . . . .	162
5.9 Three-layer neural network (adapted from Tsoukalas and Uhrig, 1997). . . . .	163
5.10 When to use fuzzy systems and neural networks (adapted from Tsoukalas and Uhrig, 1997). . . . .	164
5.11 Schematic presentation of the lower trophic level model from Crispi et al. (2002). . . . .	169
5.12 Schematic presentation of the lower trophic level model from Fennel et al., 2006. . . . .	173
5.13 Light extinction coefficient $k_z$ [ $\text{cm}^{-1}$ ] vs. longitude in the Mediterranean Sea (adapted from Crispi et al., 2002). . . . .	179
5.14 Nitrate initial profiles in different areas of the Mediterranean Sea (adapted from Crispi et al., 2002.) . . . . .	186
5.15 Rose of winds: frequency of various wind directions and histogram for wind speed. . . . .	188
5.16 Rose of currents: frequency of direction of horizontal currents' component and rose of waves: frequency of direction of wave propagation. . . . .	188
5.17 Histograms for horizontal and vertical components of current speed. . . . .	189
5.18 Histograms for wave height and wave period. . . . .	189
5.19 Schematic presentation of ANFIS model for wave forecast in the Gulf of Trieste. . . . .	191
5.20 Locations of mercury sampling during both MERCYMS cruises in the Mediter- ranean Sea: August 2003, March 2004. . . . .	193
5.21 Model tree for transmission in the Mediterranean Sea. . . . .	194
5.22 Model tree for oxygen in the Mediterranean Sea. . . . .	194
5.23 Model tree for fluorescence in the Mediterranean Sea. . . . .	195
5.24 Model tree for THg from IJS data. . . . .	199

5.25	Model tree for DGM from IJS data. . . . .	200
5.26	Model tree for DGM from LCABIE data. . . . .	200
5.27	Model tree for RHg from IJS data. . . . .	201
5.28	Model tree for MMHg from IJS data. . . . .	202
5.29	Model tree for MMHg from LCABIE data. . . . .	202
5.30	Model tree for DMHg from IJS data. . . . .	203
5.31	Model tree for DMHg from LCABIE data. . . . .	203
6.1	The map of the Mediterranean Sea (source: Google Maps). . . . .	206
6.2	Velocity field for the surface layer of the Mediterranean Sea. . . . .	207
6.3	A four-year simulation of oscillations of environmental variables in the Mediterranean Sea: comparison between the Eastern and the Western Mediterranean. . . . .	212
6.4	Comparison of dynamics of nitrates, phytoplankton and zooplankton in the Western Mediterranean. . . . .	213
6.5	Comparison of dynamics of nitrates, phytoplankton and zooplankton in the Eastern Mediterranean. . . . .	213
6.6	Phase diagram of the system nitrates - phytoplankton - zooplankton; comparison between the Eastern and the Western Mediterranean. . . . .	214
6.7	Chlorophyll-a concentration (CHL) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 20, Julian day No. 90. . . . .	215
6.8	Chlorophyll-a concentration (CHL) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18, Julian day No. 90. . . . .	215
6.9	Chlorophyll-a concentration (CHL) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 19, Julian day No. 90. . . . .	216
6.10	Chlorophyll-a concentration (CHL) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 19, Julian day No. 135. . . . .	216
6.11	Zooplankton concentration (ZOO) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 20, Julian day No. 135. . . . .	217
6.12	Zooplankton concentration (ZOO) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18, Julian day No. 135. . . . .	217
6.13	Detritus carbon concentration (DEC) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 20, Julian day No. 135. . . . .	218
6.14	Detritus carbon concentration (DEC) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 16, Julian day No. 135. . . . .	218
6.15	Detritus carbon concentration (DEC) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18, Julian day No. 135. . . . .	219
6.16	Detritus carbon concentration (DEC) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18, Julian day No. 180. . . . .	219

6.17	Graphical comparison between measured and modelled values of THg. . . . .	221
6.18	Graphical comparison between measured and modelled values of DGM. . . . .	222
6.19	Graphical comparison between measured and modelled values of RHg. . . . .	222
6.20	Graphical comparison between measured and modelled values of MMHg. . . . .	223
6.21	Graphical comparison between measured and modelled values of DMHg. . . . .	223
6.22	Concentration of THg in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18, august. . . . .	226
6.23	Concentration of DGM in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18, august. . . . .	226
6.24	Concentration of RHg in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 20, august. . . . .	227
6.25	Concentration of MMHg in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18, august. . . . .	227
6.26	Concentration of DMHg in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18, august. . . . .	228
6.27	Map of the Gulf of Trieste with general sampling points denoted (adapted from Hace, 2010). . . . .	229
6.28	Winter velocity field in the Gulf of Trieste. . . . .	234
6.29	Summer velocity field in the Gulf of Trieste. . . . .	234
6.30	Coordinate system which is used for the Gulf of Trieste modelling with the PCFLOW3D model. . . . .	235
6.31	Graphical comparison between measured and modelled values of mean wave pe- riod forecasted three hours ahead. . . . .	236
6.32	Graphical comparison between measured and modelled values of peak wave period forecasted three hours ahead. . . . .	237
6.33	Graphical comparison between measured and modelled values of mean wave height forecasted three hours ahead. . . . .	237
6.34	Graphical comparison between measured and modelled values of maximum wave height forecasted three hours ahead. . . . .	238
6.35	Graphical comparison between measured and modelled values of mean wave di- rection forecasted three hours ahead. . . . .	238
6.36	Graphical comparison between measured and modelled values of mean spread of wave direction forecasted three hours ahead. . . . .	239
6.37	Map of fetch during bora wind. . . . .	240
6.38	Map of fetch during sirocco wind. . . . .	241
6.39	Map of fetch during maestral wind. . . . .	242
6.40	The expected map of wave height during bora wind from ENE direction with mean speed of 13 m/s and maximum speed of 25 m/s. . . . .	242

---

6.41	The expected map of wave period during bora wind from ENE direction with mean speed of 13 m/s and maximum speed of 25 m/s. . . . .	243
6.42	The expected map of wave direction propagation during bora wind from ENE direction with mean speed of 13 m/s and maximum speed of 25 m/s. . . . .	243
6.43	The expected map of wave height during sirocco wind from ESE direction with mean speed of 9 m/s and maximum speed of 15 m/s. . . . .	244
6.44	The expected map of wave period during sirocco wind from ESE direction with mean speed of 9 m/s and maximum speed of 15 m/s. . . . .	244
6.45	The expected map of wave direction propagation during sirocco wind from ESE direction with mean speed of 9 m/s and maximum speed of 15 m/s. . . . .	245
6.46	The expected map of wave height during maestral wind from WNW direction with mean speed of 4 m/s and maximum speed of 9 m/s. . . . .	245
6.47	The expected map of wave period during maestral wind from WNW direction with mean speed of 4 m/s and maximum speed of 9 m/s. . . . .	246
6.48	The expected map of wave direction propagation during maestral wind from WNW direction with mean speed of 4 m/s and maximum speed of 9 m/s. . . . .	246
6.49	Map of maximum wave height which can be expected at strong bora wind from ENE direction with mean speed of 15 m/s and maximum speed of 40 m/s. . . . .	247
6.50	Map of peak wave period which can be expected at strong bora wind from ENE direction with mean speed of 15 m/s and maximum speed of 40 m/s. . . . .	247

# 1 UVOD

Oceanografija je interdisciplinarna veda, ki združuje več področij znanosti: fiziko, geologijo, biologijo, kemijo, gradbeništvo, meteorologijo, matematiko, statistiko, računalništvo, pa tudi pravo, sociologijo in ekonomijo. Čeprav je po svetu odprtih že nekaj študijskih programov oceanografije, so oceanografi najpogosteje strokovnjaki ene izmed naštetih ved. Delo na področju oceanografije zato od strokovnjakov zahteva veliko sodelovanja in vsaj delno poznavanje več izmed naštetih področij. Problemi v oceanografiji kljub izjemni kompleksnosti zahtevajo celostno obravnavo. Interdisciplinarnost obvladujemo s široko paleto znanja ter s kombiniranjem različnih metod modeliranja: tako eno kot drugo pomeni večjo fleksibilnost pri reševanju problemov. Pri delu so nam v pomoč tako konceptualne metode kot tudi empirični modeli, statistika in naprednejše metode umetne inteligence.

Naloge oceanografije so zbiranje in analiza podatkov, modeliranje priobalnih in globokomorskih območij, napoved prihodnjih stanj sistemov, dimenzioniranje in račun sil na konstrukcije, idr. Posebno mesto v oceanografiji zavzema ekologija morja, saj je v zadnjih nekaj desetletjih večina nalog tako ali drugače povezana s kakovostjo voda. Kljub dolgoletnim raziskavam zaenkrat velja, da je večina ekoloških procesov v oceanih še slabo raziskanih. V zadnjem času je velik del raziskav usmerjen v določitev obsega in posledic globalnega segrevanja ter v razvoj primernih načinov modeliranja le-tega. Višja vsebnost energije sistema in posledično več neurij, višje povprečne temperature, višje povprečne hitrosti vetra, višji valovi, dvig gladine morja, na drugi strani pa večja gostota naseljenosti prebivalstva vodijo do hudih posledic tsunamijev, orkanov, monsunskih deževij, ipd. Med naloge oceanografije tako v današnjem času spada tudi razvoj alarmnih sistemov za pravočasno opozarjanje ljudi na nevarnosti.

Globalni problemi se odražajo tudi v naši neposredni okolici. Priča smo tako klimatskim spremembam kot tudi spremembam v režimu in kakovosti celinskih in morskih voda. Poleg onesnaženosti z industrijskimi odplakami in ostalimi produkti civiliziranega sveta se pri nas srečujemo še s prekomerno onesnaženostjo okolja z živim srebrom (Hg). Območje Sredozemlja spada med s Hg najbolj onesnažena območja sveta, zaradi pritoka Hg z reko Sočo pa so koncentracije visoke tudi v Tržaškem zalivu. Rudnik Hg je v Idriji obratoval kar 500 let, z dejavnostjo so dokončno prenehali šele leta 1995. Močno je onesnažil okolje predvsem zaradi neučinkovitega postopka taljenja rude in zaradi odlaganja odpadkov iz topilnice v okolje. Po nekaterih podatkih naj bi se na ta način v okolje sprostila kar četrtina vsega izkopanega Hg, kar pomeni okoli 40.000 ton (Mlakar, 1974; Miklavčič, 1999). Še danes se zaradi erozijskih procesov v Idrijo in z njo povezane ekosisteme transportirajo nezmanjšane količine Hg. V poplavnih ravninah reke Idrijce naj bi se nahajalo okoli 2000 ton Hg (Žibret in Gosar, 2006).

Rešitev problema tudi v primeru onesnaženosti voda z živim srebrom zahteva celosten pristop:

pri razvoju modela kroženja Hg je potrebno upoštevati fizikalne, biološke, kemijske in geološke procese, ki vplivajo na koncentracijo živega srebra v vodnem stolpcu, v sedimentih in v organizmih. Izkušnje in raziskave kažejo, da so za pravilno modeliranje koncentracije živega srebra v Sredozemskem morju in v Tržaškem zalivu primarno pomembni povsem drugi dejavniki:

- na koncentracijo živega srebra v Sredozemskem morju najbolj vplivajo procesi, ki se odvijajo v fotični coni. Zaradi visokih temperatur in močnega sončnega sevanja imajo procesi na površini vode velik vpliv na biogeokemično kroženje snovi (Saliot, 2005). Zaključki predhodnih raziskav katedre za mehaniko tekočin UL FGG nakazujejo, da na pretvorbe živega srebra v Sredozemskem morju najbolj vplivajo intenziteta svetlobe, koncentracija raztopljenega kisika in prisotnost delcev organske snovi (suspendirana in raztopljena organska snov ter fitoplankton);
- na koncentracijo živega srebra v vodi Tržaškega zaliva pa najbolj vplivajo fizikalni procesi: > 95% živega srebra, ki z reko Sočo priteka v zaliv, je vezanega na sedimente (Širca, 1996). Ti se usedajo na dno, v vodni stolpec pa zatem prehajajo z difuzijo in s premeščanjem sedimentov. Resuspenzija sedimentov z dna je posledica advekcije, zaradi plitvosti zaliva pa tudi vetra in valov (povprečna globina Tržaškega zaliva znaša 16 m, najgloblja točka pa se nahaja na 37 m; Ekmanov sloj torej poteka po celotni globini zaliva).

Za pravilno modeliranje koncentracij živega srebra v Sredozemskem morju torej potrebujemo kakovosten model za nižji del prehranjevalne verige (imenujemo ga tudi model primarne produkcije ali model sinteze organske snovi), medtem ko za pravilno določitev koncentracij živega srebra v Tržaškem zalivu potrebujemo model, ki čim bolj natančno opisuje fizikalne procese v plitvih priobalnih območjih.

## 1.1 Cilji naloge

Doslej smo na Katedri za mehaniko tekočin Fakultete za gradbeništvo in geodezijo Univerze v Ljubljani oceanografske probleme reševali s 3D matematičnim modelom PCFLOW3D. Ta zaenkrat vsebuje transportno-disperzijski, sedimentacijski in preprost biogeokemični modul za določanje koncentracij nekaterih zvrsti živega srebra v morskem okolju. Namen pričujočega dela je za model PCFLOW3D razviti dodatne module, s katerimi bi natančneje modelirali kroženje živega srebra v morskem okolju, uporabni pa bi bili tudi za modeliranje biogeokemičnega kroženja ostalih snovi v morskih in celinskih vodah. Cilji doktorata so tako:

- razviti model za nižji del prehranjevalne verige, s katerim bi bilo mogoče obravnavati tako ekološke procese v priobalnih morjih in v globokem oceanu kot tudi v celinskih vodah,
- razviti model valovanja za Tržaški zaliv,
- razviti empirične modele za napoved koncentracij posameznih zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju: celokupno (THg), elementarno ( $\text{Hg}^0$ ), nemetilirano (HgII), monometil ( $\text{CH}_3\text{Hg}^+$ ) in dimetil ( $(\text{CH}_3)_2\text{Hg}$ ) živo srebro,
- nove modele vgraditi v obstoječi matematični model PCFLOW3D.

Zaradi izjemno širokih možnosti uporabe smo se primarno produkcijo odločili modelirati konceptualno. Teoretično je model za nižji del prehranjevalne verige del širšega modela za biogeokemično kroženje snovi v oceanih. Deli slednjega med seboj povezujejo procese v oceanih, v ozračju in na kopnem, ki vplivajo na koncentracijo modelirane snovi. Model za biogeokemično kroženje snovi v oceanih običajno obsega:

1. model cirkulacije vode,
2. model sinteze organske snovi v površinskem sloju vode,
3. model transporta in mineralizacije suspendirane (POM) in raztopljene (DOM) organske snovi v globokem oceanu,
4. model izmenjave plinov med vodo in atmosfero,
5. model izmenjave snovi med vodo in sedimenti,
6. podatke o stehiometričnih razmerjih v organski snovi, s katerimi povežemo kroženje kisika in hranil.

Najpreprostejši modeli za nižji del prehranjevalne verige vsebujejo samo točki 2. in 6., kompleksnejši modeli pa vsebujejo še eno ali več izmed ostalih točk. Model PCFLOW3D seveda že vsebuje model cirkulacije vode pod točko 1. (Četina, 1992), delno sta rešeni tudi točki 4. (Ramšak, 2006) in 5. (Žagar, 1999). Točke 2., 3. in 6. smo v modelu PCFLOW3D v celoti vključili v okviru naloge, dopolnili pa smo tudi dela 4. in 5., da lahko z njima modeliramo izmenjavo kisika med vodo in atmosfero (4.) ter mineralizacijo organske snovi na dnu in zatem difuzijo anorganskih gradnikov iz sedimentov v vodo (6.).

Konceptualni modeli valovanja so običajno izjemno kompleksni in računsko potratni. V primerih, ko nas primarno zanimajo ekološki procesi, se zato razvoj konceptualnega modela valovanja redko splača. Namesto tega smo se odločili razviti preprost model, ki bo zadostoval za naše potrebe: z metodami mehkega računanja smo ga razvili iz podatkov, ki jih na oceanografski boji beleži Morska biološka postaja Piran. Tako razviti model valovanja za Tržaški zaliv je enostaven (zahteva kratek računski čas, za razvoj in verifikacijo pa potrebujemo samo podatke in znanje za presojo rezultatov), uporaben (valove v tem primeru napovemo neposredno iz hitrostnega polja vetra in tokov v površinskem sloju morja) in dovolj natančen (potrebujemo ga za napoved koncentracij zvrsti živega srebra oz. splošneje za napoved vrednosti ekoloških spremenljivk).

Modeliranje biogeokemičnega kroženja živega srebra v vodnem okolju predstavlja poseben problem, saj je teoretično v veliki meri še nerazjasnjeno. Reakcije med osnovnimi zvrstmi živega srebra sicer poznamo (oksidacija, redukcija, metilacija, demetilacija), a premalo vemo o vplivih okolja na biogeokemične pretvorbe med posameznimi zvrstmi. Dodaten problem predstavlja izredno visoka cena terenskih meritev koncentracij živega srebra, zaradi česar so kakovostni podatki celo v svetovnem merilu redki. Zaradi omejenih možnosti uporabe konceptualnih metod smo se odločili živo srebro v vodnem okolju modelirati z orodji strojnega učenja. Pridobili smo podatke o koncentracijah osnovnih zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju (podatkovna baza je nastala v okviru mednarodnega projekta Mercyms med leti 2002-2005), z algoritmi strojnega učenja pa smo nato poiskali korelacije med zvrstmi živega srebra in okoljskimi spremenljivkami. S tovrstnimi modeli lahko koncentracijo živega srebra v Sredozemskem morju določimo



neposredno iz vektorskih in skalarnih polj okoljskih spremenljivk, t.j. neposredno iz rezultatov hidrodinamičnih in ekoloških modelov.

Predvsem za modeliranje nižjega dela prehranjevalne verige in za napoved značilnih vrednosti valov je danes v svetu razvitih že mnogo modelov; pregled najpomembnejših med njimi podajamo v 2. poglavju. Pri tem se poraja vprašanje, čemu razvijati svoje modele in ne uporabljati obstoječih. Odgovor je na dlani: pri razvoju in uporabi lastnih modelov so možnosti izbire spremenljivk in parametrov neprimerno večje, s tem pa narašča tudi obseg možnosti uporabe modela. Vsak model ima svoje omejitve: temelji na skupku predpostavk, od katerih je odvisno njegovo obnašanje, prav tako je vnaprej določeno število spremenljivk in parametrov. Predvsem uporabnost empiričnih in polempiričnih modelov je omejena tudi prostorsko in časovno: tako izbira parametrizacije kot tudi vrednosti parametrov odsevajo značilnosti območja, za katera so bili modeli primarno razviti. Razvoj lastnega modela pa avtorjem nenazadnje ponuja tudi neštene možnosti učenja.

## 1.2 Pregled poglavij

Začenjamo s pregledom del na področju ekološkega modeliranja oceanov pri nas in po svetu (2. poglavje). Na kratko podajamo tudi pregled del o modeliranju valov in koncentracijah živega srebra v vodnem okolju.

Sledi obsežno poglavje, v katerem opisujemo teoretično ozadje modeliranih procesov. V 3.1 začenjamo z modeliranjem koncentracije snovi v vodnem okolju, v 3.2 nadaljujemo z opisom fizikalnih pojavov, ki opazno vplivajo na koncentracijo snovi v vodnem stolpcu, v 3.3 sledi opis sinteze organske snovi v površinskem sloju morja in zatem v 3.4 opis izvoza organske snovi iz površinskega sloja ter mineralizacije v globokem oceanu. V 3.5 opisujemo izmenjavo snovi med oceani in atmosfero, v 3.6 pa izmenjavo snovi med vodo in sedimenti na dnu. Poglavje zaključujemo s strnjanim opisom biogeokemičnega kroženja živega srebra v 3.7.

V 4. poglavju obravnavamo teoretično ozadje valovanja: v 4.1 opisujemo tipe vodnih valov, v 4.2 navajamo enačbe, ki jih potrebujemo pri modeliranju, v 4.3 pa opisujemo načine modeliranja vodnih valov.

5. poglavje je namenjeno opisu modela PCFLOW3D. V 5.1 na kratko opisujemo osnovni model, v 5.2 pa podajamo opis nadgradnje modela: v 5.2.1 so opisane metode dela, v 5.2.2 oba konceptualna modela za nižji del prehranjevalne verige, v 5.2.3 model valovanja, v 5.2.4 empirični modeli za določanje skalarnih polj nekaterih ekoloških spremenljivk in v 5.2.5 empirični modeli za določanje koncentracije zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju.

V 6. poglavju opisujemo uporabo nadgrajenega modela PCFLOW3D v praksi: v 6.1 podajamo rezultate modela za Sredozemsko morje, v 6.2 pa za Tržaški zaliv.

Sledi 7. poglavje, v katerem navajamo pregled opravljenega dela v disertaciji, zaključke in napotke za nadaljnje delo.

V 8. poglavju povzemamo glavne točke disertacije, v 9. poglavju sledi povzetek dela v angleškem jeziku.

Disertacijo zaključujemo z angleško-slovenskim slovarjem uporabljenih strokovnih izrazov v 10. poglavju.

## 2 PREGLED LITERATURE

**Modeliranje biogeokemičnega kroženja snovi v oceanih.** Modeli za biogeokemično kroženje snovi v oceanih se zelo razlikujejo po kompleksnosti in glede na vrsto aplikacije, za katero so bili primarno razviti (modeliranje primarne produkcije, mineralizacije v globokem oceanu, strukture ekosistema, klimatskih sprememb, biološko-fizikalnih interakcij, idr). Nekateri modeli se osredotočajo na globalno kroženje snovi, veliko pa je tudi lokalnih poskusov povezave fizikalnih, ekoloških in biogeokemičnih procesov. Tako poznamo vse od preprostih oddelčnih modelov (ang. box models) pa do kompleksnih 4-dimenzionalnih fizikalno-biogeokemičnih modelov.

Oddelčni modeli se v oceanografiji uporabljajo pogosteje, kot bi pričakovali; nekaj primerov aplikacij najdemo v Sarmineto in Gruber (2006). Pogosti so tudi 1-dimenzionalni modeli v smeri  $z$  (spremenljivka je globina premešanega vrhnjega sloja). Večdimenzionalni modeli za kroženje biogeokemičnih snovi v oceanih običajno vsebujejo:

- enačbe plitvih vod (ang. shallow water equations): dobimo jih ob predpostavki, da so vertikalne hitrosti majhne v primerjavi s horizontalnimi (za komponente hitrosti  $u$ ,  $v$ ,  $w$  v smereh  $x$ ,  $y$ ,  $z$  velja  $w \ll u$  in  $w \ll v$  - hidrostatična aproksimacija) ali
- geostrofske enačbe (ang. geostrophic equations): upoštevamo, da je pospešek v vseh treh smereh enak nič ( $du/dt = dv/dt = dw/dt = 0$ ), hidrostatično aproksimacijo ( $w \ll u$ ,  $w \ll v$ ) in zanemarimo trenje, kot edino zunanjo silo pa upoštevamo gravitacijo; geostrofske enačbe izražajo ravnotežje Coriolisove sile in sile zaradi gradienta tlaka.

Večina globalnih biogeokemičnih modelov ima za osnovo bolj grobe hidrodinamične modele (ang. ocean general circulation models ali OGCMs), saj je pri globalnem modeliranju zaradi dolgih retencijskih časov enačbe včasih potrebno integrirati tudi preko več tisoč let. Pri modeliranju moramo upoštevati variabilnost procesov v različnih merilih: majhnih, srednjih in velikih. V splošnem velja, da so za ekološke procese v oceanih najpomembnejše strukture toka, ki se odvijajo v srednje velikih merilih (ang. mesoscale processes), zato je pomembno, da z ustrezno parametrizacijo dovolj natančno opišemo predvsem vrtnice tega velikostnega reda (Sarmiento in Gruber, 2006).

Za prvi ekološki model za oceane šteje delo Sverdrup (1955); prvi modeli so bili predvsem hidrodinamični. Sledijo prvi pravi, a zelo enostavni ekološki modeli: razvili so jih Williams (1981), Pace in sod. (1984), Evans in Parslow (1985), Fasham (1985), Moloney in sod. (1986), Parsons in Kessler (1987). Ta dela predstavljajo osnovo kasnejšim kompleksnejšim modelom; pomemben je predvsem doprinos Williamsa v (1981), ki predstavlja konceptualno osnovo. Enega

izmed prvih pravih modelov za biogeokemično kroženje snovi v oceanih so razvili Sarmiento in sod. v (1988a), sledili so jim Bacastow in Maier-Reimer z (1990) ter Najjar in sod. z (1992), zatem pa se je usul pravi plaz bolj in manj kompleksnih modelov. Razvoj je potekal v dveh vejah:

1. v prvo skupino sodijo ekološki modeli, ki imajo za osnovo hidrodinamični model. Ti modeli se vseskozi razvijajo, vsebujejo vedno več spremenljivk in postajajo vse bolj natančni in kompleksni. Primeri teh modelov so opisani npr. v Fasham in sod. (1990, 1993), Fennel (2006), Blackford in sod. (2004), za Sredozemlje pa npr. v Crise in sod. (1998) ter Crispi in sod. (2002);
2. modeli v drugi skupini so preprostejši: procesi so parametrizirani, hidrodinamika pa je običajno tipa oddelčnih modelov. Prednosti tovrstnih modelov so preprosta uporaba, kratek računski čas, itd, kot taki pa so nadvse primerni za vgradnjo v bolj interdisciplinarne oceanografske modele. Zaradi preprostosti pa ti modeli žal niso najbolj primerni za dinamično modeliranje sistemov. Primera teh modelov sta npr. deli Bacastow in Maier-Reimer (1990) ter Sarmiento in sod. (1988b): slednji je zelo preprost in velja za model, ki so ga doslej največkrat vgradili v kompleksnejše modele globalnega segrevanja ozračja in kroženja ogljika.

Seznam pomembnejših modelov za modeliranje morskih ekosistemov ter primerjavo med njimi opisujejo Robinson in sod. (2005), Doney in sod. pa v (2001) podajajo pregled modeliranja biogeokemičnega kroženja snovi v oceanih s poudarkom na kroženju ogljika. V nalogi se glede na naše potrebe osredotočamo predvsem na modele v prvi skupini, za primerjavo pa je v podpoglavju 3.3.2.7 na kratko opisan še implicitni model po Sarmiento in sod. (1988b).

Eppley in Peterson sta v (1979) postavila hipotezo, da je v velikih merilih nova produkcija enaka izvozu (eksportu) organske snovi iz površinskega sloja. Ta hipoteza združuje dognanja iz laboratorijev in s terena: funkcijsko odvisnost med količino hranil in koncentracijo fitoplanktona povezuje z biogeokemičnim kroženjem snovi v velikih merilih. K današnjemu razumevanju dinamike morskih ekosistemov so pripomogli tako mikrobiologija kot satelitski posnetki. Med modeli, ki združujejo dognanja v mikro in makro merilih, posebno mesto zaseda Fashamov model (Fasham in sod., 1990): kot prvi namreč sintezo in razgradnjo organske snovi modelira na osnovi kroženja dušika ter loči med novo in regenerirano produkcijo. Primarno so ga razvili za določanje vpliva bioloških procesov v oceanih na količino atmosferskega CO<sub>2</sub>, z raznimi dopolnitvami pa ga danes raziskovalci po vsem svetu uporabljajo za malone vse probleme sodobne oceanske in globalne ekologije. Napisan je v Fortranu, kodo se zlahka spremeni in prilagodi. Osnovni Fashamov model ima 7 spremenljivk: fitoplankton, zooplankton, bakterije, nitrate, amoniak, raztopljeni organski snov, detrit. Rezultat modeliranja so letno nihanje površinske neto primarne produkcije (NPP), povprečna letna NPP, količina nove in izvožene produkcije.

Danes so modeli za biogeokemično kroženje snovi v oceanih že zelo razviti. Vključujejo metode asimilacije podatkov, napovedi pogosto potekajo v realnem času. Med modeli s široko paleto uporabe gotovo prednjačita ROMS (Regional Ocean Modelling System, nastaja v sodelovanju Institute of Marine and Coastal Sciences, Rutgers University, ZDA in Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California Los Angeles, ZDA) in ERSEM (the European Regional Seas Ecosystem Model, nastal je v okviru projekta MAST (Marine Science and Technology) med leti 1991-1997):

- ROMS (celotno zbirko publikacij najdemo na <http://www.myroms.org/>) vsebuje hidrodinamični, sedimentacijski in biogeokemični modul. Povezan je z atmosferskim in z različnimi ekološkimi modeli, upošteva pa tudi vpliv taljenja ledu na hidrodinamiko in kroženje snovi. Z novjšimi verzijami biogeokemičnega modula lahko modeliramo celotno prehranjevalno verigo ter procese na dnu (nitrifikacija, denitrifikacija, idr.) in na površini morja (fiksacija  $N_2$ , izmenjava plinov, itd.);
- ERSEM (publikacije in opis modela najdemo na <http://www.meece.eu/library/ersem.html>) je v osnovi tipa  $N - P - Z - D$  (kratica prihaja iz angleščine in pomeni Nutrients-Phytoplankton-Zooplankton-Detrit), vendar vsebuje še mnoge druge spremenljivke, ki jih modeli redko obsegajo: npr. 4 velikostne razrede fitoplanktona in 3 velikostne razrede zooplanktona, med hranili pa poleg nitratov in amoniaka še silikate. Z njim je mogoče izredno natančno modelirati tako pelagične kot tudi bentoške ekosisteme, primeren pa je tudi za območja z zelo kompleksno ekologijo (priobalna morja, ustja rek).

**Modeliranje valov.** Prvi primeri napovedovanja morskih valov segajo v čas druge svetovne vojne. Razvili sta se dve metodi: Pierson-Neumann-James (PNJ) metoda in Sverdrup-Munk-Bretschneider (SMB) metoda. Metodi sta si v marsičem podobni, vendar je PNJ bolj praktična, zato je bila sprva pogostejša v uporabi. Po PNJ vsaka vrednost hitrosti vetra ustvari določen interval vrednosti period z natančno definiranim maksimumom; interval narašča z naraščanjem hitrosti vetra in skladno z naraščanjem energije znotraj spektra valov. Vrednosti (maksimalna višina idr) se odčitavajo z grafov. Z razvojem računalništva je postajala PNJ vse manj primerna za uporabo, namesto tega pa se je pospešeno razvijala manj empirična SMB. SMB temelji na teoriji vodnih valov zaradi vetra (ti. modeli vetrnih valov ali ang. wind-wave models), rezultat SMB pa sta spekter valov in količina energije, ki usteza posamezni frekvenci vala.

Še danes velik del modeliranja valov predstavljajo statistika in empirične enačbe, s pomočjo katerih iz značilnih vrednosti vetra in geografije območja napovemo značilne vrednosti valov (značilno višino  $H_s$ , maksimalno višino  $H_{max}$  in periodo  $T_s$ , ki ustreza značilni višini). Med statističnimi metodami najpogosteje uporabljamo Gumbelovo in Weibullovo. Pri empiričnem modeliranju si pomagamo z valovimi spektri, tj. z grafi odvisnosti spektralne gostote valov od hitrosti vetra oz. od privetrišča. V praksi sta najpogosteje v uporabi PM spekter za razvito in JONSWAP spekter za nerazvito morje. Problem empiričnih metod je predvsem v tem, da temeljijo na preteklem nizu podatkov, ki je običajno prekratek in vsebuje premalo zapisov ekstremnih pojavov za kakovostno napoved, obenem pa je s preteklimi podatki težko zajeti posledice podnebnih sprememb, ki smo jim priča v zadnjem času (Dyke, 2007).

Ločimo ti. modele vetrnih valov prve, druge in tretje generacije. V modelih prve generacije so procesi med spremenljivkami opisani samo s preprostimi linearnimi enačbami; zaradi izrazite nelinearnosti procesa valovanja so bili rezultati modelov prve generacije pogosto nerealni. Modeli druge generacije, ki so se pojavili v 1980. letih, so poenostavljeno že upoštevali nelinearnost procesov med spremenljivkami, in sicer predvsem z raznimi oblikami parametrizacije. Za modele tretje generacije pa štejemo tiste, ki upoštevaajo fizikalno ozadje razvoja valov ter zmorejo natančno opisati nelinearno nihanje gladine v dveh dimenzijah (Komen, 2004).

V zadnjem času se največ uporablja kombinacija spektralne analize in numeričnih modelov, med katerimi so najpogosteje v uporabi modeli končnih razlik. Podobno kot pri modeliranju ekoloških spremenljivk tudi za napoved valov danes velja, da izračuni pogosto potekajo v realnem času, rezultati pa se sproti preverjajo in popravljajo s pomočjo satelitov in radarjev

(Synthetic Aperture Radar, SAR). Primer takega modela je npr. WAM (WAve Modeling) iz leta 1994 (Komen in sod., 1994), ki šteje za začetek pravega nelinearnega modeliranja valov in še danes velja za največ, kar lahko naredimo s trenutnim znanjem. WAM upošteva fiziko razvoja valov v dveh dimenzijah in vsebuje zelo dobro adveksijsko shemo, s pomočjo katere zmore natančno napovedati tudi propagacijo dolgovalovnih mrtvih valov. Poseben poudarek je na pravilnem modeliranju propagacije valov v globalnem merilu (sferične koordinate), upošteva pa tudi različne interakcije med valovi in drugimi nelinearnimi fizikalnimi pojavi, npr. Stokesov tok, interakcijo valov s sedimenti, disipacijo energije zaradi rušenja valov, idr. Za razliko od predhodnih modelov je WAM zmožen hitrega prilagajanja spremembam vhodnih spremenljivk, med ostalim s spreminjanjem oblike spektra, najpomembnejša razlika v primerjavi z ostalimi modeli pa je, da WAM kot eden redkih dobro napoveduje tudi ekstremne pojave. Rezultati WAM-a se validirajo s pomočjo satelitskih podatkov in SAR-a. Zaenkrat se WAM uporablja predvsem za napoved valov v srednje velikih merilih na odprtem morju, razvija pa se že tudi model za napoved valov v priobalnih območjih. (Pri pregledu literature moramo biti pozorni na kratico WAM, ki se uporablja tudi za model Wave Adriatic Model.)

Valove v priobalnem območju je neprimerno težje napovedati kot valove na odprtem morju. V priobalnem območju je morje nerazvito, valovi so kaotični, refrakcija valov od obale ustvarja zapleten vzorec nihanja gladine. V polodprtih zalivih z zapleteno geografijo območja in topografijo dna je valove še posebej težko napovedati. V takih primerih se dobro obnesejo samo dovolj kompleksni fizikalni modeli, za kakovostno napoved pa potrebujemo še dovolj natančno napoved meteoroloških pogojev. Med modeli, ki se (načeloma) dobro obnesejo tudi pri napovedi valov v priobalnih območjih, je najpogosteje v uporabi SWAN (Delft University of Technology, Nizozemska). SWAN je model tretje generacije, primarno so ga razvili za napoved valov v plitvi vodi (Holthuijsen in sod., 1989; Booij in sod., 1999; Ris in sod., 1999; podroben opis modela najdemo na <http://www.swan.ct.tudelft.nl>). SWAN upošteva fiziko razvoja valov v dveh dimenzijah, valovni spekter se prilagaja spremembam vrednosti vhodnih spremenljivk. V fizikalnih enačbah so zajeti tudi spreminjanje profila valov med približevanjem obali, disipacija energije valov zaradi tvorjenja pene, rušenje valov in trenje na dnu, med nelinearnimi interakcijami pa SWAN upošteva Stokesov tok, interakcije med valovi in vpliv tokov na valove.

**Modeliranje biogeokemičnega kroženja živega srebra v vodnem okolju.** Modele za transport in reakcije med zvrstmi živega srebra v ozračju so v zadnjem času uspeli precej razviti (Kallos in sod., 2001; Pirrone in Hedgecock, 2001; Pirrone in sod., 2003; Voudouri in Kallos, 2004). Nasprotno zmorejo današnji modeli za kroženje živega srebra v vodnem okolju modelirati samo poenostavljen krog živega srebra in so večinoma omejeni na 0D in 1D celinske vode (Harris, 1991; Tetra-Tech inc, 1999; Carroll in sod., 2000; Carroll in Warwick, 2001; Knap, 2004; Žagar in sod., 2006; Brown in sod., 2007).

Po Širci in sod. (1999) je težje simulirati transport in pretvorbe Hg v priobalnih morjih kot v sladkovodnih sistemih, saj so tako biogeokemijski kot tudi hidrodinamični pogoji v priobalnih morjih izredno kompleksni. Prvi model na Katedri za mehaniko tekočin, namenjen simulaciji transporta metiliranih in nemetiliranih zvrsti živega srebra v Tržaškem zalivu, je model 2D STATRIM (STationary TRIeste Mercury) (Širca, 1996; Širca in sod., 1999). Iz njega je bil kasneje razvit biogeokemični modul modela PCFLOW3D za simulacijo transporta in pretvorb Hg v vodnem okolju v treh dimenzijah (Rajar in sod., 2000; Žagar, 1999; Žagar in sod., 2007). Za modeliranje koncentracij živega srebra v območjih z izrazito 3D hidrodinamiko, kakršno je tudi Sredozemsko morje, potrebujemo nestalni 3D hidrodinamični model z možnostjo upoštevanja

različnih robnih pogojev (Žagar in sod., 2007).

Model PCFLOW3D je zaenkrat v svetovnem merilu edini 3D hidrodinamični model z dodatnim biogeokemičnim modulom za račun koncentracij živega srebra. Z biogeokemičnim modulom določamo vrednost izvorno-ponornega člena v advekcijsko-difuzijski enačbi in robne pogoje, ki pomembno vplivajo na koncentracijo živega srebra v vodnem stolpcu (izmenjavo živega srebra med vodo in atmosfero na površini ter vodo in sedimenti na dnu). Za natančnejše določanje robnega pogoja na površini so model PCFLOW3D za območje Sredozemlja povezali z atmosferskim modelom RAMS-Hg (Kallos in sod., 2001; Voudouri in Kallos, 2004, 2007; Žagar in sod., 2007). Z modelom PCFLOW3D so doslej simulirali transport in procese pretvorb živega srebra v priobalnih morjih (Horvat in sod., 1999; Širca in sod., 1999; Rajar in sod., 1997, 2000, 2004), delo s podatki projekta MERCYMS (poglavji 4.2.4 in 4.2.5) pa je prvi poskus modeliranja koncentracij živega srebra v globokomorskem okolju (Kotnik in sod., 2007; Žagar in sod., 2007).

V disertaciji smo biogeokemično kroženje živega srebra v vodnem okolju poskusili modelirati s kombinacijo modela PCFLOW3D in orodij umetne inteligence. Pregled dosedanjega dela na področju ekološkega modeliranja pokaže, da so dosedanji (uspešni) poskusi modeliranja kroženja živega srebra z orodji umetne inteligence zelo redki (Veiga in Meech, 1995; DeLong, 2006; Sirnik in sod., 2006; Re, 2007; Žagar in sod., 2007). Pomanjkljivo teoretično znanje in skopa podatkovna baza omejujeta uporabo tako deduktivnih kot tudi induktivnih metod. Glede na kompleksnost in interdisciplinarnost obravnavanega problema in ker razpoložljivo teoretično znanje zaenkrat še ne dopušča gradnje zanesljivih konceptualnih modelov, pa je poskus modeliranja kroženja živega srebra z orodji umetne inteligence smiseln.



## 3 BIOGEOKEMIČNO KROŽENJE SNOVI V OCEANIH

Na sliki 3.1 je prikazano kroženje organske snovi v oceanih. Vodni stolpec je razdeljen na dve območji, v katerih se odvijajo povsem različni procesi. V fotični coni, ki je omejena na zgornjih  $\sim 100$  m oceana, poteka predvsem sinteza organske snovi (obravnavamo jo v podpoglavju 3.3), v afotični coni pod njo pa sta najpomembnejša procesa izvoz in mineralizacija organske snovi (obravnavamo ju v podpoglavju 3.4). Za fotični sloj se je v terminologiji ekološkega modeliranja oceanov uveljavil izraz *površinski sloj* (ang. surface ocean), za afotično cono pa izraz *globoki ocean* (ang. deep ocean); oba izraza dosledno uporabljamo tudi v pričujočem delu. Pri modeliranju kroženja snovi je potrebno upoštevati še izmenjavo plinov na stiku vode z atmosfero (podpoglavje 3.5) in izmenjavo snovi med vodo in sedimenti na dnu oceana (podpoglavje 3.6). Poglavlje zaključujemo z opisom biogeokemičnega kroženja živega srebra v in med ekosistemi (podpoglavje 3.7). Začenjamo pa s kratkim opisom modeliranja koncentracije snovi v vodnem okolju (podpoglavje 3.1) in z opisom fizikalnih procesov, ki opazno vplivajo na koncentracijo snovi v oceanih (podpoglavje 3.2). Glavni vir informacij, ki jih podajamo v 3. poglavju, predstavlja delo Sarmiento in Gruber (2006).

### 3.1 Modeliranje koncentracije snovi v oceanih

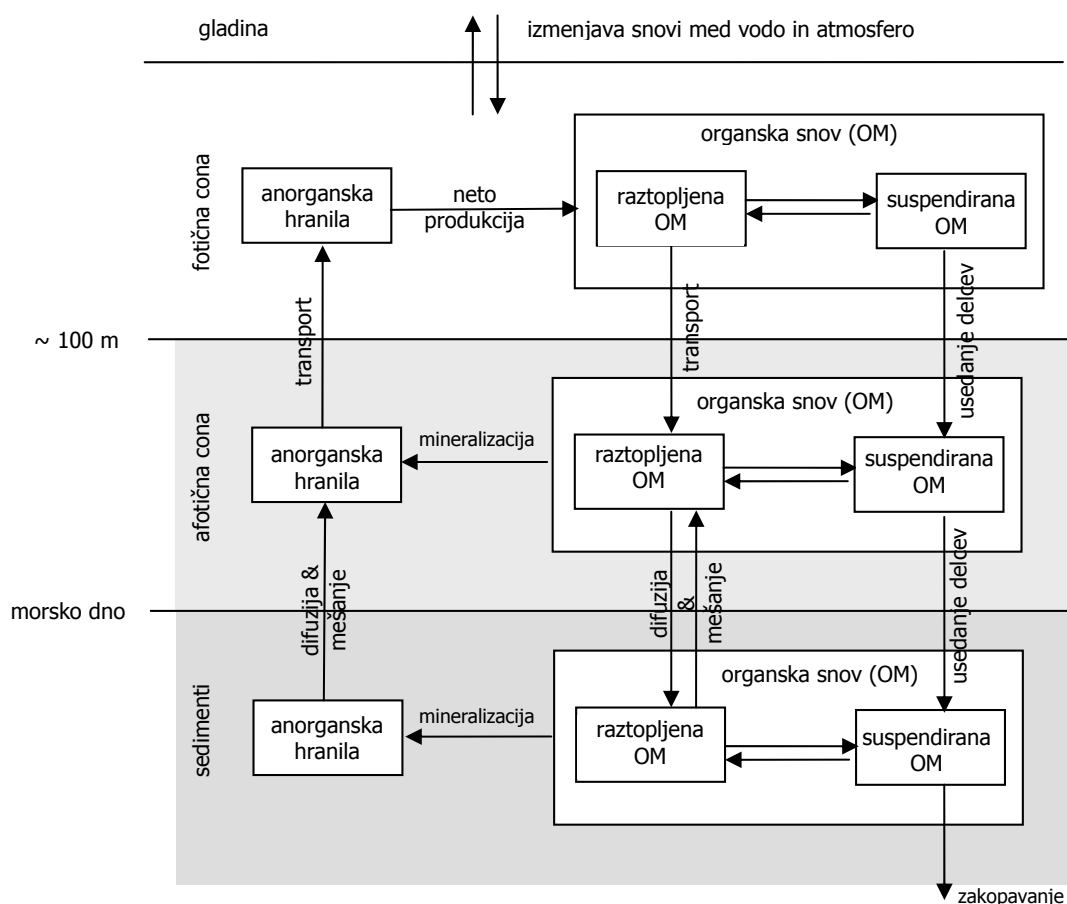
Koncentracijo snovi v oceanih običajno podajamo v  $[\mu \text{ mol m}^{-3}]$  oz.  $[\text{mmol m}^{-3}]$ . Ti dve enoti sta uporabni predvsem takrat, ko v hidrodinamičnih modelih predpostavljamo  $V = \text{volumen} = \text{konst.}$  V nasprotnih primerih pa je primernejša enota  $[\mu \text{ mol kg}^{-1}]$  (v primeru, ko upoštevamo stisljivost vode in velja  $V = f(T, p)$ , se namesto volumna ohranja masa). Je pa to enoto v modelih težje uporabljati, ker za maso potrebujemo tudi gostoto in njene odvode. Enoto  $[\mu \text{ mol m}^{-3}]$  pretvorimo v  $[\mu \text{ mol kg}^{-1}]$  tako, da vrednost delimo z gostoto v  $[\text{kg m}^{-3} 10^{-3}]$ .

Koncentracijo snovi v hidrodinamičnih modelih modeliramo z adveksijsko-difuzijsko enačbo (Patankar, 1980):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial C}{\partial t}_{adv} + \frac{\partial C}{\partial t}_{dif} + SS(C) \quad (3.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} = & - \left[ \frac{\partial(Cu)}{\partial x} + \frac{\partial(Cv)}{\partial y} + \frac{\partial(Cw)}{\partial z} \right] + \\ & + \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( (\varepsilon + D_x) \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( (\varepsilon + D_y) \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( (\varepsilon + D_z) \frac{\partial C}{\partial z} \right) \right] + SS(C) \end{aligned} \quad (3.2)$$





Slika 3.1: Shematični prikaz kroženja ogljika v oceanih, prikazani so tudi procesi v sedimentih (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.1: Schematic illustration of the organic carbon cycle including sediment processes. (adapted from Sarimento and Gruber, 2006)

$U$  = hitrostni vektor =  $(u, v, w)$ ,

$SS(C)$  = izvorno-ponorni člen,

$\epsilon$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ] = koeficient molekularne difuzije,

$D_i$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ] = koeficient turbulentne difuzije.

Zaradi  $x, y \gg z$  je turbulentna difuzija v horizontalni smeri veliko večja od kot v vertikalni smeri. Molekularna difuzija je naključna in zato enaka v vseh smereh (Četina, 1992).

### 3.1.1 Dotok snovi z rekami

Pri modeliranju vpliva dotoka rek na koncentracijo snovi v morjih in oceanih nam najpogosteje prideta prav naslednji dve enačbi (Sarmiento in Gruber, 2006):

- če se koncentracija snovi v reki v času  $t = t_0$  hipno poveša, določimo odziv oceana na

spremenjeni dotok snovi z reko po

$$C_{oc}(t) = C_{oc}^{kon} + (C_{oc}^{zrač} - C_{oc}^{kon}) \cdot e^{-k(t-t_0)}, \quad (3.3)$$

$C_{oc}^{zrač} = C$  pred povišanjem koncentracije,

$C_{oc}^{kon} = C$  po povišanju koncentracije;

- če se koncentracija snovi v reki ciklično spreminja, pa dobimo

$$C_{oc}(t) = \frac{1}{V} \cdot \left[ \frac{a}{k} + \frac{b}{\sqrt{\omega^2 + k^2}} \cdot \sin(\omega t + \phi) \right], \quad (3.4)$$

$a$  = povprečna koncentracija snovi v reki,

$b$  = amplituda spremembe koncentracije, enota  $[\text{mol yr}^{-1}]$ ,

$\omega$  = frekvenca =  $2\pi/T$ ,

$T$  = perioda oscilacije,

$\tan \phi = \omega/k$  = fazni zamik med dvigom koncentracije snovi v oceanih in predhodnim dvigom koncentracije snovi v reki.

Glede na  $\tan \phi$  ločimo dva ekstremna primera: pri  $k \gg \omega$  se koncentracija snovi v oceanih neposredno odziva na spremembo koncentracije snovi v reki, pri  $k \ll \omega$  pa sprememba koncentracija snovi v reki zelo malo vpliva na koncentracijo snovi v oceanu.

### 3.1.2 Profil koncentracije kemijskih elementov po globini

Nekateri elementi ostajajo po globini približno konstantni, profil drugih pa se spreminja. Konstantni so npr. Mg, Ca, Rb, Cl, S, Br, Na, K; ti elementi predstavljajo večino raztopljenih snovi v oceanu. Zanje velja  $k \ll \omega$  oz. sprememba koncentracije teh snovi zaradi zunanjih vplivov poteka počasneje, kot znaša retencijski čas oceana (je čas, v katerem se vsebina oceana popolnoma premeša, običajno ga ocenjujemo na  $\sim 1000$  let; ang. retention time). Do manjših sprememb v koncentraciji teh snovi pride samo zaradi izhlapevanja, padavin in cirkulacije vode.

Profil večine kemijskih elementov pa se po globini spreminja. Večina teh ima v površinskem sloju nižjo koncentracijo kot v globini (izjema sta npr. kobalt, Co in svinec, Pb). Na vse te elemente močno vplivajo procesi, ki so kratkotrajni v primerjavi z retencijskim časom oceana: biološki, kemični, geološki, fizikalni procesi. Nižja koncentracija na površini je običajno v veliki meri posledica bioloških procesov, če je koncentracija na površini višja, pa je to običajno posledica atmosferske depozicije.

Ker so za koncentracijo elementov v oceanu najpomembnejši biološki procesi, kemijske elemente običajno delimo glede na njihovo vlogo v teh procesih. Ločimo ti. limitne (ang. biolimiting), interlimitne (ang. biointerlimiting) in nelimitne (ang. biounlimited) elemente (Broecker and Peng, 1982):

- *limitni* so elementi, katerih koncentracija je v vrhnjem sloju močno odvisna od bioloških procesov; običajno je njihova koncentracija v fotični coni zelo nizka. To so predvsem dušik v obliki nitrata ( $\text{NO}_3^-$ ), fosfor v obliki fosfata ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) in silicij v obliki silicijeve kisline

(to je splošno ime družine kemijskih spojin, ki so sestavljene iz silicija, vodika in kisika, splošna formula se glasi  $[\text{SiO}_x(\text{OH})_{4-2x}]_n$ );

- *interlimitni* so elementi, ki so povezani z biološkimi procesi, vendar ne omejujejo njihovega poteka. Koncentracija teh elementov je v vrhnjem sloju nižja, ni pa tako nizka kot koncentracija limitnih elementov. Taka elementa sta npr. ogljik (C) in barij (Ba);
- *nelimitne* pa imenujemo elemente, ki ne sodelujejo v bioloških procesih, njihova koncentracija je po globini bolj ali manj konstantna.

Slanost pomeni totalno koncentracijo kemijskih snovi v oceanu. Določamo jo na osnovi konduktivnosti (konduktivnost je mera za električno prevodnost snovi, enota Siemens na meter  $[\text{Si m}^{-1}]$ ; ang. conductivity). Enota slanosti je  $[\text{g soli / kg morske vode}]$  oz.  $[\text{psu}]$  oz.  $\%$ . Običajno se vrednost giblje okrog 35 psu (razpon znaša 32 – 37 psu, globalno povprečje znaša 34.7 psu). Elementi, ki največ doprinesejo k slanosti oceanov: kationi  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ , anioni  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  (Sarmiento in Gruber, 2006).

Biogeokemijske reakcije spreminjajo pH vode. Običajni pH morske vode znaša med 7.5 – 8.4 (v Tržaškem zalivu okoli 8.2 (MOP, 2008)) in pada z globino. pH v fotični coni dnevno niha: zaradi porabe  $\text{CO}_2$  med fotosintezo je najvišji zvečer in najnižji zjutraj. Zaradi bazičnega pH je večina raztopljenega anorganskega ogljika v morju v obliki  $\text{HCO}_3^-$  in ne  $\text{CO}_2$ , zaradi globalnega segrevanja pa se koncentracija  $\text{CO}_2$  v morju zvišuje in povzroča postopno zakisanje morja.

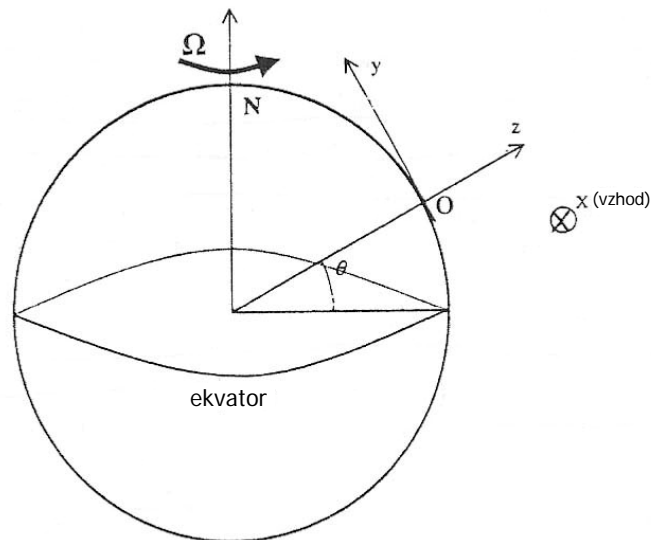
## 3.2 Vpliv fizikalnih procesov na koncentracijo snovi

Koncentracijo hranil v površinskem sloju ter biološko produkcijo pogojuje predvsem *transport*, t.j. advekcija in difuzija nutrientov znotraj oceana, šele na drugem mestu so biogeokemični procesi. Pri globalnem modeliranju biogeokemičnega kroženja snovi v oceanih med fizikalnimi vplivi pogosto upoštevamo samo Ekmanov transport, ki je posledica vrtenja Zemlje in delovanja vetra. V priobalnih območjih na transport snovi poleg ostalih fizikalnih dejavnikov opazno vplivajo tudi valovi. Ker je razvoj modela valovanja eden izmed ciljev disertacije, teoretično ozadje valovanja ter interakcijo valov z ostalimi procesi v vodnem stolpcu natančneje opisujemo v 4. poglavju. Pri modeliranju oceanov uporabljamo koordinatni sistem z osmi  $x = \text{east}$ ,  $y = \text{north}$ ,  $z = \text{upward}$  (slika 3.2).

### 3.2.1 Cirkulacija vode

Med fizikalnimi procesi na spremembo koncentracije snovi v oceanih najbolj vplivajo veter, gostotni tokovi in srednje velike strukture toka. Časovno pa je najpomembnejša sezonska in nekajletna variabilnost procesov. Na bilanco organske snovi v oceanih najbolj vplivajo procesi v vrhnjem sloju vode.

Enačbe gibanja vode temeljijo na 2. Newtonovem zakonu. Običajno upoštevamo hidrostatično aproksimacijo in predpostavko o nestisljivosti vode, zatem pa upoštevamo ravnotežje vseh sil (voda se giblje enakomerno oz.  $a = F/(\rho V) = 0$ ). Pri modeliranju večjih območij med silami običajno upoštevamo veter, vrtenje Zemlje (Coriolisov pospešek), gradient tlaka in gravitacijo. Pri modeliranju območij z manjšo globino vode in kompleksnejšo hidrodinamiko pa moramo upoštevati tudi  $a \neq 0$ .



Slika 3.2: Koordinatni sistem, kakršnega uporabljamo v oceanografiji (povzeto po Dyke, 2007).  
 Figure 3.2: Co-ordinate system which is used in oceanography (adapted from Dyke, 2007).

**Veter.** Čepprav je njegov vpliv omejen največ na zgornjih 1000 m morja, predstavlja veter glavno gibalno vodo v oceanih (Sarmiento in Gruber, 2006). Veter deluje na vrednosti okoljskih spremenljivk na več načinov: neposredno preko valovanja ter posredno preko vpliva na hitrostno polje vode (advekcija) in preko mešanja vrhnjega sloja vode (difuzija). Za modeliranje ekoloških procesov običajno zadostujejo povprečna mesečna hitrostna polja, v novejšem času pa je zaradi možnosti, ki jih ponujajo satelitski posnetki, časovna resolucija neredko tudi mnogo manjša.

Vpliv vetra seže do 10-100 m, izjemoma do nekaj sto metrov globine vode. Opišemo ga kot površinsko napetost  $\tau_0$ ; enota  $[\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}] = [\text{N m}^{-2}]$ . Lahko ga določimo empirično kot funkcijo hitrosti vetra  $U$  (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$\tau_0 = C_D \cdot \rho \cdot U_{10}^2 \quad (3.5)$$

$C_D$  = brezdimenzijski koeficient trenja; odvisen je od hitrosti vetra  $U$  in znaša od  $10^{-3}$  (pri  $U = 2 \text{ m/s}$ ) do  $4 \cdot 10^{-3}$  (pri  $U = 50 \text{ m/s}$ ),

$\rho$  = gostota vode,

$U_{10}$  = hitrost vetra na nominalni višini 10 m nad gladino morja.

Silo vetra na delce vode dobimo z množenjem vertikalnega gradienta  $\tau_0$  z volumnom vode  $V$  (če potrebujemo pospešek, nastalo silo delimo z maso  $\rho V$ ).

**Coriolisov pospešek.** Coriolisov pospešek deluje v smeri, pravokotni na tok vode: velja torej  $a_x^{\text{coriolis}} = f(v_y)$ ,  $a_y^{\text{coriolis}} = f(v_x)$ . Vrednost Coriolisovega pospeška določimo kot (glej sliko 3.2) (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$a_x^{\text{coriolis}} = f \cdot v \quad (3.6)$$

$$a_y^{\text{coriolis}} = f \cdot (-u), \quad (3.7)$$

pri čemer sta

$u, v$  = komponenti hitrosti vode v  $x$  oz.  $y$  smeri,

$f$  = Coriolisov parameter oz. Coriolisova frekvenca; enota [ $s^{-1}$ ].

$f$  določimo po

$$f = 2\Omega \sin \theta . \quad (3.8)$$

$\Omega = 7.3 \times 10^{-5} s^{-1}$  = kotna hitrost Zemlje v [ $rad s^{-1}$ ],

$\theta$  = geografska širina:  $\theta = -\frac{\pi}{2}$  rad na južnem tečaju,  $\theta = 0$  rad na ekvatorju,  $\theta = \frac{\pi}{2}$  rad na severnem tečaju.

Na severni polobli je  $f$  = pozitiven in Coriolisova sila kaže desno v pravokotni smeri glede na tok vode. Na južni polobli pa je  $f$  = negativen in Coriolisova sila kaže levo v pravokotni smeri glede na tok vode.  $f$  in posledično Coriolisov pospešek sta največja na polih, na Ekvatorju pa padeta na 0.

Vpliv Coriolisovega pospeška na vrednosti hidrodinamičnih količin je odvisen tudi od velikosti modeliranega območja. Na območjih, ki se raztezajo preko nekaj km ali manj, je njegov vpliv na rezultate običajno zanemarljiv. Nasprotno pa je pri modeliranju območij, ki se v naravi raztezajo preko več 100 km, njegov vpliv znaten; predvsem pri velikih dimenzijah območja v smeri sever-jug je pogosto treba upoštevati tudi spreminjanje  $f$  z zemljepisno širino (osebni vir: prof. dr. Rudolf Rajar).

**Vpliv variabilnosti.** Čeprav pri ekološkem modeliranju oceanov neredko predpostavljamo ravnotežno stanje (računamo s časovno povprečnimi hitrostnimi in skalarnimi polji spremenljivk oz. upoštevamo  $\Sigma F_i = 0$ ,  $\Sigma a_i = 0$ ), pa je za natančno modeliranje oceanov in podnebja ključno upoštevati prostorsko in časovno spremenljivost procesov. Danes je mogoče upoštevati že variabilnost v vseh prostorskih in časovnih merilih.

V splošnem velja, da je vpliv vodnih vrtincev na ekološke procese zanemarljiv, ko se karakteristični čas in dolžina razlikujeta za več velikostnih redov (Crise in sod., 1998). Na dinamiko ekosistemov, ki se odvija v majhnih merilih, tako vplivajo predvsem turbulentni, manj pa viskozni pojavi. Karakteristični čas za procese v zgornjem sloju vode znaša po Crise in sod. (1998)

$$t_k = \frac{L_k}{|v|} , \quad (3.9)$$

pri tem sta

$L_k$  = karakteristična dolžina,

$|v|$  = karakteristična horizontalna hitrost.

Fasham v (1990) podaja časovna merila nekaterih osnovnih procesov, ki sodelujejo v biogeokemičnem kroženju snovi. Razpad organizmov v detrit npr. poteče v nekaj tednih ( $O$  [teden]), večina ostalih procesov pa poteče še hitreje.

Za pravilno modeliranje ekoloških procesov v oceanih je najpomembneje dovolj natančno opisati procese, ki se odvijajo v srednje velikih merilih, tako prostorskih kot časovnih. Satelitski posnetki temperature površinskega sloja vode in klorofila-a kažejo, da se prostorsko procesi z največ energije odvijajo v območju od 10 do nekaj 100 km, časovno pa v intervalu od nekaj dni do nekaj tednov. Seveda pa ni univerzalnega pravila, pogosto so pomembni lokalni vplivi v manjših merilih ali pa je potrebno upoštevati spremembe ekosistema, ki potekajo v večletnih ciklih (npr.

El Niño, ang. El Niño Southern Oscillation, ENSO). Velikost teh ti. srednje velikih vrtincev je odvisna od območja in znaša nekaj 100 km v tropih, okoli 100 km v subtropskem pasu in le nekaj 10 km v polarnih območjih (Chelton in sod. 1998). Delujejo predvsem kot mešalniki: izenačujejo gradiente in višajo entropijo sistema. Pomembni so zato, ker se ta velikost najraje formira prav v nestabilnih tokovih in ker se tovrstne strukture v toku ohranije dlje kot druge turbulentne strukture. Razlog za njihovo razmeroma dolgo življenjsko dobo je geostrofsko ravnotežje: za te vrtince velja, da sta znotraj njih sila zaradi gradienta tlaka in Coriolisova sila uravnoreženi.

Srednje veliki vrtinci lahko povsem spremenijo porazdelitev snovi in organizmov ter dinamiko morskih ekosistemov (Denman, 1976). Variabilnost na srednje velikih skalah je pomembna predvsem za pravilno modeliranje primarne produkcije. Pregled del o vplivu srednje velikih struktur toka na porazdelitev biološke produkcije v oceanih podajata Mann in Lazier v (1991). Ti vrtinci so npr. med najpomembnejšimi dejavniki za raznolikost združbe fitoplanktona v oceanih (Doney in sod., 2003), opazno pa vplivajo tudi na obseg biološke produkcije, predvsem z dvigom vode zaradi vrtenja v ciklonski smeri (Falkowski in sod., 1991; McGillicuddy in sod., 1998; Oschlies in Garon, 1998; Abraham in sod., 2000).

### 3.2.1.1 Ekmanov transport in geostrofske enačbe

Pri večdimenzionalnem modeliranju biogeokemičnih procesov v oceanih kot osnovo najpogosteje uporabljamo hidrodinamične modele, ki temeljijo na enačbah plitvih vod ali na geostrofskih enačbah. Na tem mestu natančneje opisujemo samo slednje, saj so enačbe plitvih vod podrobno razložene že v Četina (1992).

Na površini, kjer je vpliv vetra velik, so sile zaradi gradientov tlaka in gravitacije zanemarljive v primerjavi s silami zaradi vetra in Coriolisovega pospeška. Tok vrhnjega sloja oceanov, ki ga povzročata veter in vrtenje Zemlje, imenujemo *Ekmanov transport*. Zaradi vetra so hitrosti vode najvišje v vrhnjih 10-100 m vode; ta sloj imenujemo *Ekmanov sloj* (ang. Ekman layer). Če v enačbah cirkulacije vode upoštevamo samo sile, ki povzročajo Ekmanov transport, dobimo *geostrofske enačbe* (v meteorologiji se pogosteje uporablja besedna zveza *geostrofski veter*); ravnovesju sile gradienta tlaka in Coriolisove sile pravimo geostrofsko ravnovesje. Izhajamo iz osnovnih enačb gibanja vode (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$a_x = 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau^x}{\partial z} \quad (3.10)$$

$$a_y = 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau^y}{\partial z} \quad (3.11)$$

$$a_z = 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (3.12)$$

Členi v prvih dveh enačbah po vrsti izražajo vpliv gradienta tlaka, Coriolisovega pospeška in vetra, v tretji enačbi pa na koncu nastopa še člen, ki izraža vpliv gravitacije. Geostrofski enačbi (tok je v tem primeru dvodimenzijski) se glasita

$$0 = fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau^x}{\partial z}, \quad (3.13)$$

$$0 = -fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau^y}{\partial z}. \quad (3.14)$$

Če ju integriramo po globini Ekmanovega sloja ( $h = 10 - 100$  m), dobimo Ekmanov transport. Pišemo:

$$\int_{-h}^0 -fv\rho = \int_{-h}^0 \frac{\partial \tau^x}{\partial z} dz, \quad (3.15)$$

$$\int_{-h}^0 fu\rho = \int_{-h}^0 \frac{\partial \tau^y}{\partial z} dz. \quad (3.16)$$

Za člen, ki izraža vpliv vetra, pišemo:

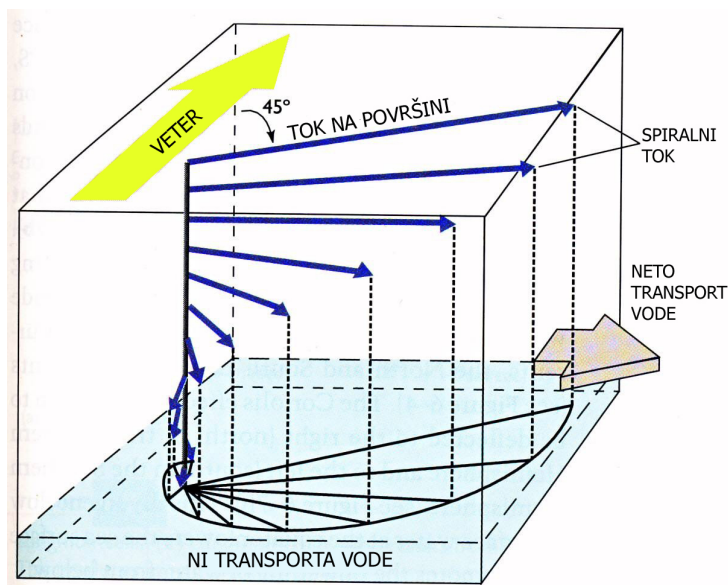
$$\int_{-h}^0 \frac{\partial \tau^x}{\partial z} dz = \tau_0^x, \quad (3.17)$$

$$\int_{-h}^0 \frac{\partial \tau^y}{\partial z} dz = \tau_0^y. \quad (3.18)$$

Definiramo Ekmanov transport  $M^{EK}$ :

$$M_x^{EK} = \int_{-h}^0 (\rho u) dz = \frac{\tau_0^y}{f}, \quad (3.19)$$

$$M_y^{EK} = \int_{-h}^0 (\rho v) dz = -\frac{\tau_0^x}{f}. \quad (3.20)$$

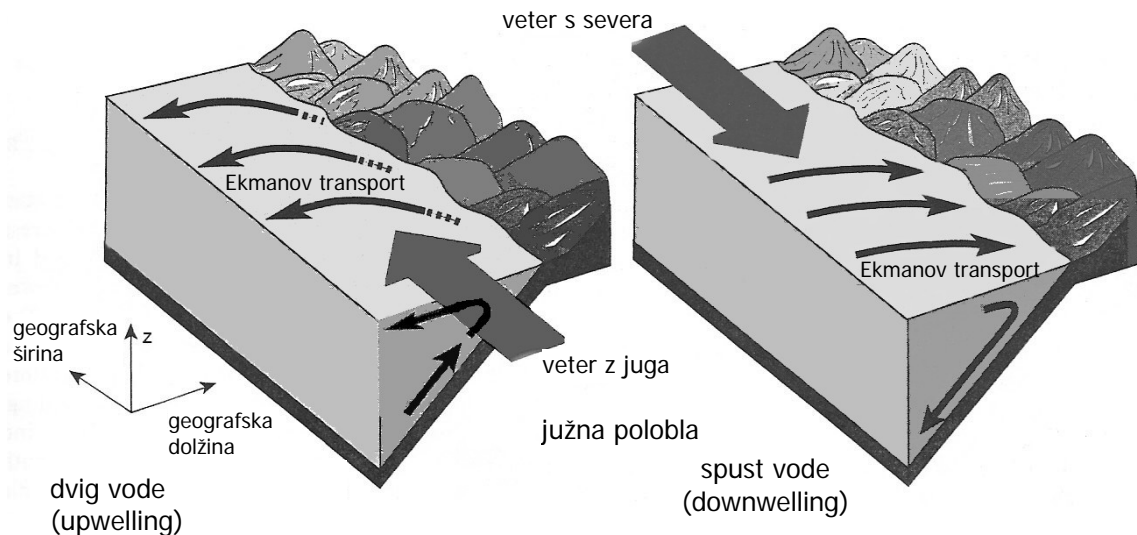


Slika 3.3: Ekmanova spirala: neto transport vode poteka za 90 stopinj levo ali desno glede na smer vetra, dejansko pa se voda pri tem giblje po spirali. Slika velja za severno poloblo (povzeto po Pinet, 2000).

Figure 3.3: Ekman spiral: the net water transport moves at an angle of 90 degrees to the right or left of the generating wind. The picture is valid for the Northern hemisphere (adapted from Pinet, 2000).

$M^{EK}$  opredelimo kot integral produkta  $\rho v$  po globini  $h$ , na kateri deluje veter. Določamo ga v enotah  $[\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}]$ , pomeni pa maso vode, ki vsako sekundo preteče skozi širinski meter globine  $h$ . Iz enačb vidimo, da je  $M^{EK}$  na severni polobli ( $f = +$ ) vedno usmerjen za 90° v desno glede

na smer vetra, na južni polobli ( $f = -$ ) pa za  $90^\circ$  v levo glede na smer vetra. Voda se pri tem giblje po spirali (Ekmanova spirala, glej sliko 3.3): hitrost vode v spirali se z globino zmanjšuje, na površini pa je tok vode usmerjen za  $45^\circ$  desno oz. levo glede na smer vetra.  $M^{EK}$  je največji, kjer je hitrost vetra največja. Vrednost  $M^{EK}$  pogojuje obseg dviganja (ang. upwelling) oz. spuščanja (ang. downwelling) vode, ki pomembno vplivata na stopnjo primarne produkcije. Na sliki 3.4 sta prikazana dvig in spust vode ob obalah (slika velja za južno poloblo, na severni polobli je obratno).



Slika 3.4: Ekmanov transport ter dvig in spust vode, ki nastanejo zaradi vetra, ki piha vzporedno z obalo. Slika velja za južno poloblo (povzeto po Thurman, 1990).

Figure 3.4: Ekman transport and associated upwelling and downwelling resulting from wind blowing parallel to shore. Picture is valid for the Southern hemisphere (adapted from Thurman, 1990).

### 3.2.1.2 Gibanje vodnih mas v vertikalni smeri

Zaradi ohranitve mase mora vodo, ki odteče z  $M^{EK}$ , nadomestiti druga:

- z lateralnim transportom od drugod,
- z vodo z dna: pojav imenujemo divergenca (raztekanje) ali Ekmanov podtlak (ang. Ekman suction),
- z vodo s površine: konvergenca (stekanje) ali Ekmanov nadtlak (ang. Ekman pumping).

O divergenci oz. konvergenci odloča predznak vertikalne komponente hitrosti  $w$  na dnu Ekmanovega sloja, ki jo dobimo z integracijo enačbe za ohranitev mase po globini od  $z = 0$  do  $z = -h$ . Pri tem predpostavljamo ravnotežno stanje in  $w_{z=0} = 0$  (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$0 = \frac{\partial M_x}{\partial x} + \frac{\partial M_y}{\partial y} + \rho(w_{z=0} - w_{z=-h}) \quad (3.21)$$

$$w_{z=-h} = \frac{1}{\rho} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\tau_0^y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\tau_0^x}{f} \right) \right] \quad (3.22)$$

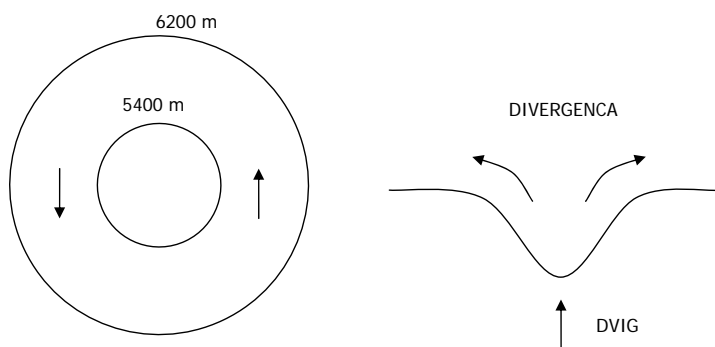


Posledica Ekmanovega transporta so tudi veliki horizontalni gradienti gladine vode, ker vodo nekje nariva in drugod spodriva. Posledica gradientov višine so gradienti tlaka, ti pa v kombinaciji z vrtenjem Zemlje ustvarjajo vrtince. Proces je značilen predvsem za zgornjih 500 m oceana.

*Ciklonski vrtinec* (slika 3.5): nastane okrog depresije tlaka. Divergenca tokov ustvari na sredi nižji tlak, zaradi česar se začne voda stekati proti centru. Zaradi Coriolisove sile se tok zasuka za  $90^\circ$  in nastane vrtinec. Tok vode v ciklonskem vrtincu je na severni polobli usmerjen v obratni smeri urinega kazalca, na južni polobli pa je seveda obratno. Pojav je tipičen predvsem za tropski in subpolarni pas. Za ciklonski vrtinec je značilen dvig vode iz globljih plasti na površje (divergenca), cikloni zato povišujejo biološko produkcijo.

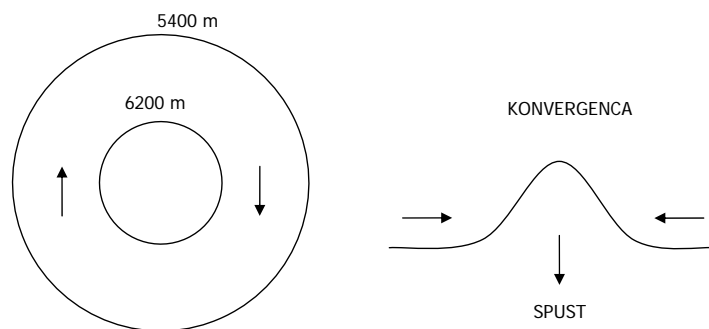
*Anticiklonski vrtinec* (slika 3.6): nastane okrog visokega tlaka. Konvergenca tokov ustvari na sredi nadtlak: voda zatem potuje stran od centra, Coriolis pa jo zasuka v smeri urinega kazalca (na severni polobli). Posledica konvergenca je spust vode, kar pomeni, da vpliv anticiklonov na biološko produkcijo ni zelo velik. Anticikloni so tipični za subtropski pas.

Shematični prikaz nastajanja ciklonov in anticiklonov prikazujemo na sliki 3.8. Običajno smer vrtenja ciklonov in anticiklonov na severni in južni polobli prikazuje slika 3.7.



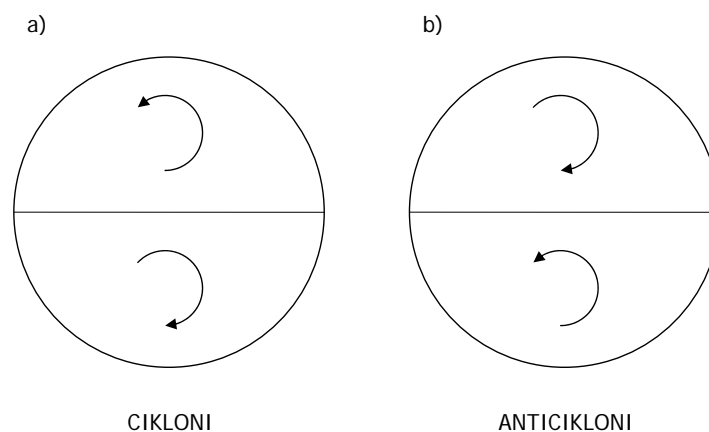
Slika 3.5: Nastanek ciklona na severni polobli. Depresija tlaka na sredini povzroči, da se voda steka proti centru, zaradi Coriolisovega pospeška pa se pri tem zasuka in nastane vrtinec. Podtlak na sredini sesa vodo iz globljih plasti, posledici pa sta dotok hranil iz globine in divergenca tokov na površju. Oznaki 6200 m in 5400 m predstavljata možno globino vode.

Figure 3.5: Formation of a cyclonic eddy on the Northern hemisphere. Depression makes the water run to the centre of the cyclon, while the Coriolis force creates a vortice. Negative pressure in the middle sucks the water from the underlying layers, and the consequences are influx of nutrients and divergent currents in the surface layer. Labels 6200 m in 5400 m denote the possible depth of ocean water.



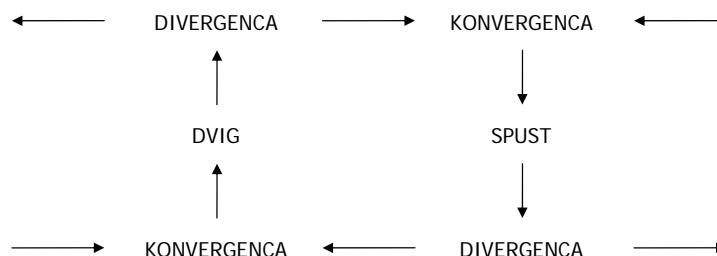
Slika 3.6: Nastanek anticiklona na severni polobli. Zaradi nadtlaka na sredini voda potuje stran od centra, pri tem pa se zaradi Coriolisovega pospeška zasuka in nastane anticiklonski vrtinec. Nadtlak na sredini potiska vodo navzdol, posledici na površju sta zmanjšanje količine hranil in stekanje vode proti centru. Oznaki 6200 m in 5400 m predstavljata možno globino vode.

Figure 3.6: Formation of an anticyclonic eddy on the Northern hemisphere. High pressure makes the water run out of the centre of the anticyclon, while the Coriolis force creates a vortice. Positive pressure in the middle pushes the water from the surface to the underlying layers, and the consequences are outflow of nutrients and convergent currents in the surface layer. Labels 6200 m in 5400 m denote the possible depth of ocean water.



Slika 3.7: Ciklonski (a) in anticiklonski (b) vrtinci na severni in južni polobli.

Figure 3.7: Cyclonic (a) and anticyclonic (b) eddies on the Northern and Southern hemispheres.



Slika 3.8: Shematični prikaz povezanega nastajanja ciklonov in anticiklonov.

Figure 3.8: Schematic presentation of the combined formation of cyclonic and anticyclonic eddies.

**Stratifikacija.** Stratifikacija predvsem na območjih z nizko vsebnostjo hranil opazno vpliva na obseg primarne produkcije, saj znatno vpliva na dotok hranil iz globljih plasti vode v površinski sloj. Po Crispi in sod. (2002) lahko stopnjo stratifikacije območja določimo preko notranjega vzgona. *Notranji vzgon* (ang. buoyancy content) predstavlja skupni učinek procesov, ki vplivajo na vertikalno porazdelitev gostote vode v zgornjem sloju oceana: advekcije, difuzije, dinamičnih procesov v premešanem sloju, rušenja valov na površini, idr.

Po definiciji je notranji vzgon enak količini dela, ki je potrebna, da 'razbijemo' stratifikacijo zgornjega sloja vode; enota je  $[\text{cm}^2 \text{s}^{-2}]$ . To delo je enako potencialni energiji vode od površine do globine  $z_0$ , do koder sega stratificirani zgornji sloj:

$$b(z_0) = g \cdot \int_0^{z_0} \frac{\rho(z_0) - \rho(z)}{\rho(z_0)} dz \quad (3.23)$$

Večji je notranji vzgon, več dela potrebujemo za homogeniziranje vodnega stolpca oz. močnejša je stratifikacija. Vrednost notranjega vzgona nam pri modeliranju primarne produkcije pove, kdaj in kako stratifikacija omejuje dotok hranil iz nižjih plasti vode v fotično cono.

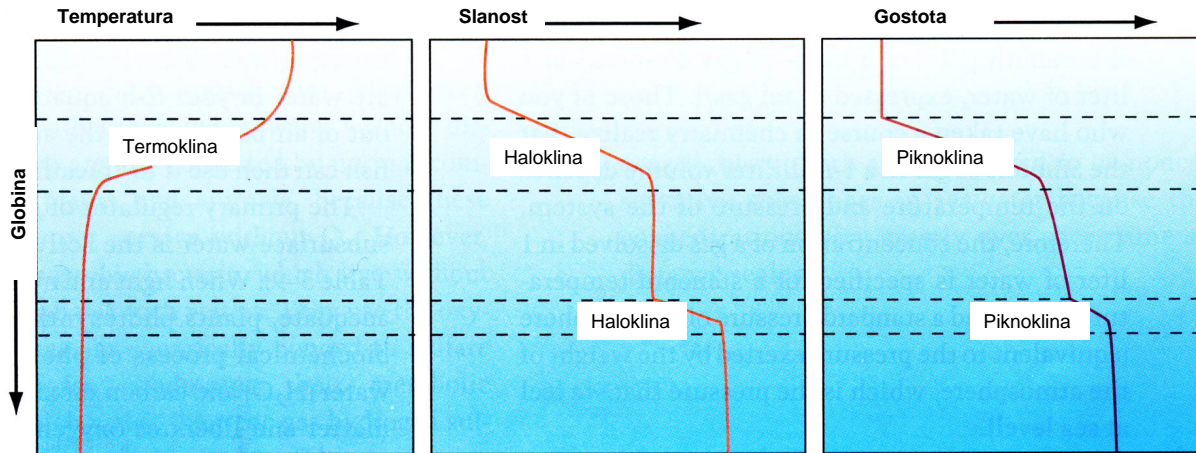
**Izopikne, izoterme, izohaline, prodori.** V oceanografiji gostoto vode običajno podajamo kot  $\sigma = \rho - 1000$  (npr. za  $\rho = 1027 \text{ kg/m}^3$  dobimo  $\sigma = 27 \text{ kg/m}^3$ ). V splošnem je  $\rho = \rho(T, s, p)$ . Vpliv  $\Delta T$  in  $\Delta s$  na  $\Delta \rho$  je lahko izredno velik: npr. zaradi  $\Delta T = 0 - 30^\circ\text{C}$  in  $\Delta s = 33 - 38$  psu se gostota morske vode spremeni za  $\Delta \rho = 20 - 30 \text{ kg/m}^3$ ! Velja približek, da se  $\sigma$  poviša za  $1 \text{ kg/m}^3$ , ko se  $T$  poviša za  $5^\circ\text{C}$  oz. ko se  $s$  poviša za  $1$  psu oz. ko se  $p$  poviša za  $20$  bar (=  $200$  m VS) (Sarmiento in Gruber, 2006). Tolikšne spremembe gostote pa imajo velik vpliv na cirkulacijo vode. Tokovi znotraj oceana praviloma potekajo znotraj plasti s konstantno gostoto vode.

*Potencialna gostota  $\sigma_\Theta$* : izmerjeno  $\sigma$  preračunamo na  $\sigma$ , ki nastopi pri enakih  $T$  in  $s$ , vendar pri referenčnem tlaku. Za referenčni tlak običajno vzamemo  $p = 1$  atm ( $1,013$  bar), tj. tlak na površini oceana. Površine s  $\sigma_\Theta = \text{konst}$  imenujemo *izopikne* (ang. isopycnal surfaces ali isopycnals).

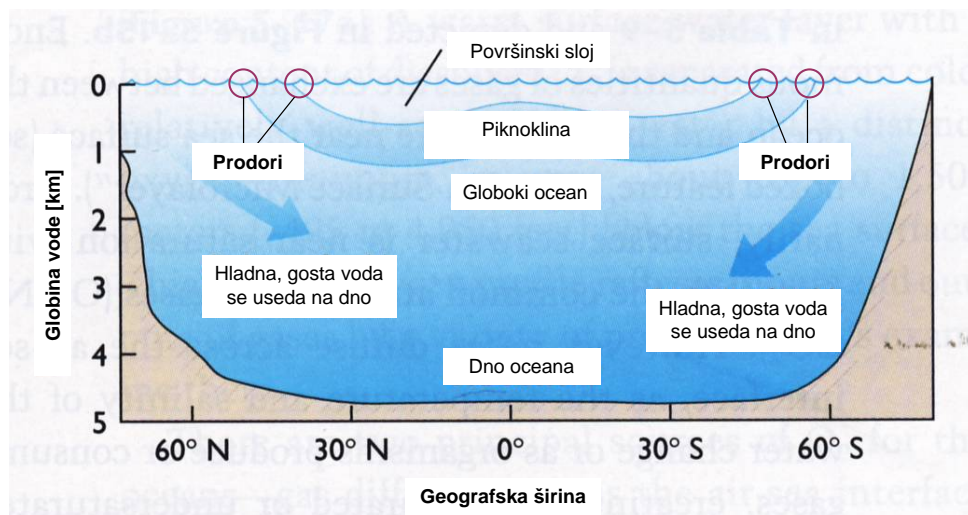
*Potencialna temperatura  $\Theta$* : dejansko  $T$  preračunamo na  $T$  pri referenčnem tlaku  $p = 1$  atm. Pojem je zelo uporaben, ker stratifikacija večinoma nastopi zaradi  $\Delta T$ . Površine s  $\Theta = \text{konst}$  imenujemo *izoterme* (ang. isothermal surfaces ali isothermals).

Poznamo še *izohaline* (ang. isohaline surfaces ali isohalines), ki spajajo točke s konstantno slanostjo.

S pojmom *termoklina* (ang. thermocline) označujemo zgornji sloj oceana, v katerem se zaradi različnih vplivov temperatura vode po globini močno spreminja. Sorodna pojma sta *piknoklina* (ang. pycnocline) in *haloklina* (ang. halocline), z njimi pa sta povezana tudi *nutriklina* (ali včasih nitriklina; ang. nutricline, nitricline) in *klorofilni maksimum* (ang. deep chlorophyll maximum; v literaturi se uporablja kratica DCM). Slednji označuje višek koncentracije klorofila, ki se pojavi globlje v fotični coni; pojav je značilen predvsem za toplejša morja (in jezera), kjer se fitoplankton zaradi previsokih temperatur in preveč intenzivnega mešanja vode (veter, valovi) ne razraste neposredno pod gladino vode, temveč globlje v nekoliko temnejših in hladnejših predelih oceanov. Termoklina, piknoklina in haloklina so prikazane na sliki 3.9.

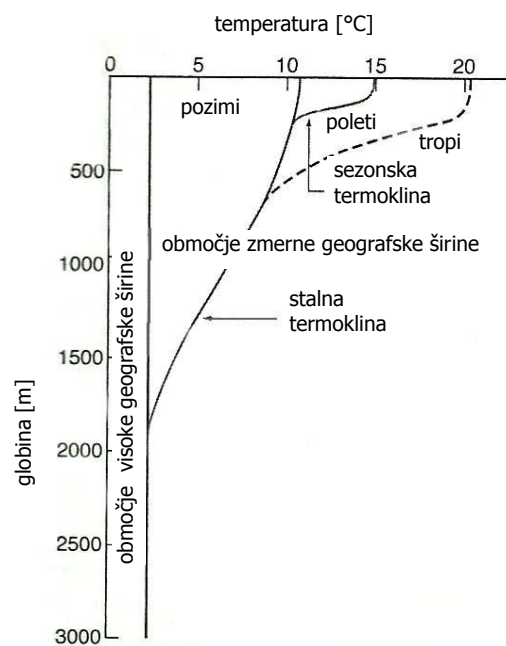


Slika 3.9: Termoklina, haloklina, piknoklina (povzeto po Pinet, 2000).  
Figure 3.9: Thermocline, halocline, pycnocline (adapted from Pinet, 2000).



Slika 3.10: Prodori nastanejo, kjer izopikne prihajajo na površje (povzeto po Pinet, 2000).  
Figure 3.10: The outcrops form, where isopycnal surfaces reach the surface of the sea (adapted from Pinet, 2000).

Kjer izoterme prihajajo na površje, dobimo ti. *prodore* (ang. outcrops) (slika 3.10). Pojem je pomemben, ker ravno skozi prodore voda vstopa v termoklino. Transport znotraj oceana poteka predvsem po izopiknah: voda mora namreč premagati močan vzgon, če naj vstopi v vodo z drugačno gostoto, nižjo ali višjo. Najlažje penetrira, če spremeni gostoto, to pa se dogaja ravno v prodorih. Pojav imenujemo *ventilacija* (ang. ventilation) in lahko opazno vpliva na cirkulacijo vode ter na vrednost primarne produkcije. Gostota vode se sicer spreminja tudi z mešanjem vode različnih gostot, torej z mešanjem posameznih stratificiranih slojev, vendar je energije, ki je na razpolago za tovrstno mešanje, zelo malo. Na sliko tokov vplivajo poleg prodorov še drugi površinski pojavi, zaradi katerih se spreminja gostota zgornjega sloja vode: npr. sprememba temperature zaradi delovanja sončne energije ali sprememba slanosti zaradi izhlapevanja, padavin, vtokov rek, topljenja ledu, idr. (Sarmiento in Gruber, 2006).



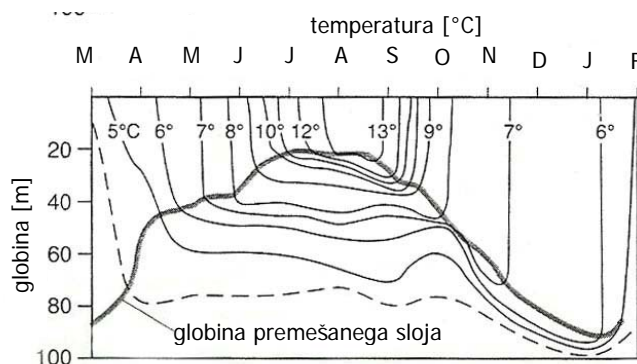
Slika 3.11: V zmernem pasu se termoklina z letnimi časi spreminja. Zgornji del termokline oz. ti. sezonska termoklina postane v zimskem času del premešanega sloja. Spodnji del termokline oz. ti. permanentna ali osnovna termoklina pa se v času ne spreminja (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.11: The change of thermocline with respect to seasonal variations. In wintertime the upper part of thermocline (the seasonal thermocline) becomes part of mixed part, while the lower part of thermocline (the permanent thermocline) remains the same all year long (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Za vse oceane velja, da je temperatura pod globino  $h = 1 - 2$  km približno konstantna, medtem ko je temperaturni profil v zgornjih 2000 m odvisen od območja (sliki 3.11 in 3.12) (Sarmiento in Gruber, 2006):

- polarni pas: na vrhu je  $T$  vode enaka temperaturi globoke vode,
- srednji in tropski pas: v vrhnjem sloju ( $h = 50 - 100$  m) je voda povsem premešana (premešani sloj) in  $T \approx konst$ , zatem pa temperatura vode skorajda linearno pada vse do globine, kjer ponovno velja  $T \approx konst$ .

Pojem *premešanega sloja* (ang. mixed layer) je zelo pomemben, pogosto ga kot spremenljivko uporabljajo tudi v modelih primarne produkcije (npr. Fasham in sod., 1990). Zanj so značilni mešanje vode, velik vpliv vetra, višja slanost zaradi izhlapevanja, spreminjanje gostote vode zaradi segrevanja in ohlajanja. Globina premešanega sloja se spreminja z letnimi časi. Višja je pozimi, ker se zaradi ohlajanja in manjše stratificiranosti voda takrat globlje premeša; v polarnih območjih sega v zimskih mesecih do nekaj sto metrov (Sarmiento in Gruber, 2006).



Slika 3.12: Spreminjanje globine premešanega sloja v odvisnosti od letnih časov (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.12: Change in mixed layer depth with respect to seasonal variations (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

### 3.3 Sinteza organske snovi

Prehranjevalna veriga se začne s sintezo organske snovi, ki jo v procesu fotosinteze vršijo avtotrofni organizmi. Avtotrofi pri tem porabljajo hranila in ogljik iz površinskih vod. Razmerje, v katerem se elementi spajajo v organsko snov, v splošnem velja za konstantno (nekoliko se spreminja samo koncentracija elementov v sledih) in ga določa enačba fotosinteze. Organizmi porabljajo anorganske snovi tudi s kemotsintezo, pri kateri kot vir energije namesto svetlobe uporabljajo kemične reakcije. Sintetizirana organska snov pada globlje v termoklino in globoki ocean, kjer se večina mineralizira. Preostanek pade na sedimente, kjer se večji del ponovno mineralizira, ostalo pa zakoplje. Pri razgradnji organske snovi sodelujejo predvsem heterotrofne bakterije in pikoplankton. Krog se sklene, ko tok vode prinese anorganske gradnike ponovno na površje. Kroženje organske snovi v oceanih je prikazano na sliki 3.1.

V površinskem sloju torej fizikalni pojavi zvišujejo (dvig vode), biološki procesi pa znižujejo vsebnost hranil (sinteza organske snovi) in totalnega ogljika. V globokem oceanu je obratno: količina hranil se zvišuje zaradi bioloških procesov (mineralizacija) in nižja zaradi fizikalnih procesov (dvig vode). Brez delovanja organizmov bi bila porazdelitev vseh elementov po globini zaradi mešanja vode enakomerna kot pri slanosti. Če npr. v modelu ne upoštevamo vpliva bioloških procesov na koncentracijo hranil, dobimo v površinskem sloju Svetovnega oceana povprečno koncentracijo nitratov  $\approx 33 \text{ mmol/m}^3$  in fosfatov  $\approx 2.1 \text{ mmol/m}^3$ ; koncentracija obeh se v tem primeru spreminja samo za  $\sim 10\%$ . V resnici pa je koncentracija hranil v večjem delu površinskega sloja oceanov zelo blizu  $\approx 0 \text{ mmol/m}^3$ , z izjemo nekaterih predelov oceanov, kjer so vrednosti visoke (npr. v severnem delu Pacifika in v Južnem oceanu) (Sarmiento in Gruber, 2006).

### 3.3.1 Osnovni pojmi

Uporabljamo kratice:

- OM: organska snov (ang. organic matter),
- POM: suspendirana organska snov (ang. particulate organic matter),
- DOM: raztopljena organska snov (ang. dissolved organic matter),
- DIN: raztopljen anorganski dušik (ang. dissolved inorganic nitrogen),
- DON: raztopljen organski dušik (ang. dissolved organic nitrogen),
- DIP: raztopljen anorganski fosfor (ang. dissolved inorganic phosphorus),
- DOP: raztopljen organski fosfor (ang. dissolved organic phosphorus),
- DIC: raztopljen anorganski ogljik (ang. dissolved inorganic carbon),
- DOC: raztopljen organski ogljik (ang. dissolved organic carbon),
- POC: suspendirani organski ogljik (ang. particulate organic carbon),
- TOC: totalni organski ogljik (ang. total organic carbon),
- $C_{org}$ : organski ogljik (ang. organic carbon),
- $C_{inorg}$ : anorganski ogljik (ang. inorganic carbon).

Osnovni gradniki vseh Zemeljskih organizmov so elementi, ki tudi sicer prevladujejo na našem planetu: vodik H, ogljik C, dušik N, kisik O, fosfor P. Morski organizmi vsebujejo tudi relativno veliko žvepla S in preko 50 elementov v sledih (Falkowski in sod., 2003). *Nutrienti ali hranila* imenujemo kemijske elemente, ki v premajhnih količinah omejujejo rast organizmov (v našem primeru predvsem fitoplanktona). Ločimo:

- *makrohranila*: N, P (H, C, O ne spadajo med hranila, ker jih je v oceanu vedno dovolj),
- *mikrohranila*: nekateri elementi v sledih.

Srednjo koncentracijo makrohranil podajamo v  $[\text{mmol m}^{-3}]$ , srednjo koncentracijo mikrohranil pa v  $[\mu\text{mol m}^{-3}]$  ali celo v manjših enotah.

Pri računalniških simulacijah pogosto modeliramo le eno izmed obeh makrohranil, t.j. N ali P (eden redkih modelov v svetovnem merilu, ki eksplicitno modelira tako N kot P, je npr. Crispi in sod., 2002 za Sredozemsko morje). Večina modelov ima za osnovo dušikov krog, ker je limitni element običajno dušik (za sintezo OM je potrebnega  $16\times$  več dušika kot fosforja) in ker dušik lahko zavzame več različnih raztopljenih anorganskih kemijskih oblik. Skalarno polje koncentracije fosforja v tem primeru določimo neposredno iz stehiometričnega razmerja. V redkih primerih, ko model temelji na kroženju fosforja, pa koncentracijo nitratov določimo po

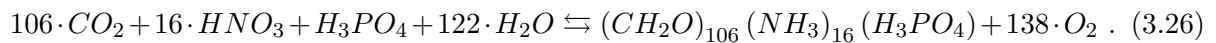
eni izmed naslednjih preprostih enačb, ki veljata v večjem delu Svetovnega oceana (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$\text{nitriti} = 16 \times \text{fosfati} - 2.9 \text{ mmol/m}^3 \quad (3.24)$$

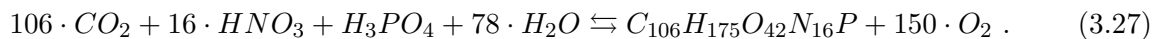
$$\text{porazdelitev nitratov} = \text{porazdelitev slanosti} \times \frac{\text{povprečna koncentracija nitratov}}{\text{povprečna slanost}} \quad (3.25)$$

### 3.3.1.1 Stehiometrija

Sestavo organske snovi, ki nastane s fotosintezo, določamo iz meritev sestave fitoplanktona. V splošnem velja, da suho snov OM sestavljajo beljakovine 54,4%, ogljikovi hidrati 25%, lipidi 16,1%, nukleinska kislina 4%. Do nedavno je za pravo razmerje med elementi v OM veljalo Redfieldovo razmerje (Redfield in sod., 1963), ki za fotosintezo predpostavlja enačbo



Razmerje med elementi v OM torej po Redfieldu znaša C:N:P:O<sub>2</sub> = 106:16:1:-138. Danes velja, da sta vrednosti za kisik in vodik v razmerju previsoki: za oksidacijo OM je v resnici potrebnega več kisika. Novo formulo je predlagal Anderson v (1995):



Po tej enačbi znaša razmerje med elementi v OM C:N:P:O<sub>2</sub> = 106:16:1:-150. Podobne vrednosti najdemo tudi v drugih virih (za pregled del glej npr. Sarmiento in Gruber, 2006).

Za stehiometrijo OM v globokem oceanu uporabljamo posebno funkcijo. Po Anderson in Sarmiento (1994) je razmerje med elementi v OM, ki se mineralizira v oceanu pod 400 m globine, zelo podobno Redfieldovemu, samo vsebnost C<sub>org</sub> in potreba po kisiku sta nekoliko višji: C:N:P:O<sub>2</sub> = 117:16:1:-170.

V preglednici 3.1 povzemamo vrednosti razmerja med elementi v OM, ki se pri modeliranju nižjega dela prehranjevalne verige najpogosteje uporabljajo.

Preglednica 3.1: Stehiometrično razmerje med elementi v biomasi fitoplanktona in količina nastalega (fotosinteza) oz. porabljenega (mineralizacija) kisika (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Table 3.1: Stoichiometric ratios of phytoplankton organic matter and oxygen released during synthesis of the organic matter or consumed during mineralization (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

	Organska snov					Kisik
	C	H	O	N	P	O <sub>2</sub>
Redfield in sod. (1963)	106	263	110	16	1	138
Anderson (1995)	106	164 – 186	26 – 59	16	1	141 – 161
Anderson in Sarmiento (1994)	117 ± 14	–	–	16 ± 1	1	170 ± 10

Sestava organske snovi je podobno kot sestava morske vode odvisna tudi od geografske širine. V območjih visoke geografske širine vsebuje OM več C in H ter manj N in P. Razmerje med O in P je



tako bliže -170 kot -150. Veliko je tudi študij lokalnih območij, v katerih avtorji zaključujejo, da je potrebno upoštevati spremenljivost stehiometričnih razmerij z globino. Npr. za Arabsko morje velja, da se hranila reciklirajo precej hitreje kot ogljik (Hupe in Karstensen, 2000). Različne stopnje mineralizacije za N, P, C pa se priporoča tudi pri modeliranju Sredozemskega morja (Crispi in sod., 2002). Stehiometrično razmerje je pravzaprav spremenljivka in se v času lahko celo zelo spreminja. Odvisno je od hitrosti rasti fitoplanktona, vrste fitoplanktona, koncentracije hranil, taksonomije, obsega fiksacije dušika, obsega cvetenja, idr. (Sarmiento in Gruber, 2006). Nekateri avtorji podajajo za razmerji C:P in N:P mnogo višje vrednosti kot Redfield, drugi mnogo nižje (glej npr. Sarmiento in Gruber, 2006). Pri vsem tem je pomembno tudi prostorsko in časovno merilo, v katerem opazujemo procese: različna razmerja so pogosto posledica preveč detajlnih meritev.

Pri določanju stehiometrije si pomagamo s ti. *fotosintetskim kvocientom PQ* (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$PQ = \frac{\text{sproščeni } O_2}{\text{porabljeni } CO_2}. \quad (3.28)$$

*PQ* običajno znaša  $PQ = 1.1 - 1.8$ , vrednost je odvisna od količine vgrajenega dušika. V svetli fazi fotosinteze pigmenti fitoplanktona absorbirajo fotone in jih spreminjajo v kemično energijo v obliki molekul ATP in NADPH; pri tem porabljajo vodo in sproščajo kisik. V temni fazi (temna jo imenujemo, ker za njen potek niso potrebni fotoni, se pa prav tako odvija čez dan) pa se ATP in NADPH porabljata za redukcijo  $CO_2$  v organski ogljik. Rezultat obeh faz je reakcija  $CO_2 + H_2O \rightarrow CH_2O + O_2$ . Nekateri produkti svetle faze ( $O_2$ , ATP, NADPH) se lahko tudi neposredno porabijo za asimilacijo nitratov ali drugih snovi, kar vpliva na vrednost *PQ*. Ker se pri tvorbi organskega dušika iz nitratov sprošča kisik, je vrednost *PQ* odvisna od količine vgrajenega dušika: tvorba spojin z malo dušika (npr. ogljikovi hidrati) da nizek *PQ*, tvorba spojin z veliko dušika (npr. aminokislina) pa da visok *PQ*.

Med stehiometričnimi razmerji so za modeliranje sinteze in razgradnje OM pomembni predvsem:

- $r_{I:P}$  = stehiometrično razmerje med anorganskim ogljikom  $C_{inorg}$  in fosforjem P. Bilanca anorganskega ogljika v vodi je lahko pozitivna ali negativna, odvisna je predvsem od bilance  $CaCO_3$  ( $C_{inorg}$  nastaja med raztapljanjem  $CaCO_3$  in se porablja pri tvorjenju  $CaCO_3$ );
- $r_{C:P}$  = stehiometrično razmerje med količino organskega dušika in fosforja. Razmerje je enako  $C : P$  v OM;
- $C_{org} : N : P : O_2 = (117 \pm 14) : (16 \pm 1) : (1) : (-170 \pm 10)$  = stehiometrično razmerje med elementi v OM. Sestava mineralizirane OM se z globino zelo malo spreminja, v modelih običajno upoštevamo linearen trend po globini;
- $C_{org} : C_{inorg}$  = mineralizacijsko razmerje med organskim in anorganskim ogljikom. To razmerje je lahko izrazito nelinearno:  $C_{org} : C_{inorg}$  znaša na globini 400 m približno 5 – 6, na globini 4000 m pa le še 1 – 2. Razlog je v tem, da mineralizacija poteka višje kot raztapljanje  $CaCO_3$ : med mineralizacijo nastaja  $C_{org}$ , med raztapljanjem  $CaCO_3$  pa  $C_{inorg}$ ;
- $POM_{C_{org}} : POM_N \approx konst$ : razmerje med vsebnostjo organskega ogljika in dušika v POM. Po Schneider in sod. (2003) znaša to razmerje na globini 1000 m  $POM_{C_{org}} : POM_N = (117 \pm 3) : 16$ , na globini 5000 m pa  $(129 \pm 6) : 16$ . N v POM se torej pri

usedanju reciklira nekoliko hitreje kot C, vendar so razlike majhne in običajno zadostuje, da razmerje obravnavamo kot konstantno.

- $N : P \approx konst$ : razmerje med dušikom in fosforjem v vodi. Za svežo organsko snov velja  $C : P \approx konst$ ,  $O_2 : P \approx konst$ ,  $N : P \approx konst$ . Po navedbah Anderson in Sarmiento (1994) pa koncentracija nitrata od globine 1000 m do 3000 m v svetovnem povprečju pade za četrtno, s tem pa se zmanjša tudi razmerje  $N : P$ . Kot razlog navajajo pretvorbo nitratov v  $N_2$  z denitrifikacijo. Predpostavljajo, da se ta proces odvija predvsem v anoksičnih sedimentih (anoksičnost razumemo kot pomanjkanje molekularnega kisika). Anoksičnost v vodnem stolpcu nastopa redko, kljub temu pa je značilna za nekaj območij v svetu (npr. Črno morje).

### 3.3.1.2 Vpliv zunanjih dejavnikov na fotosintezo

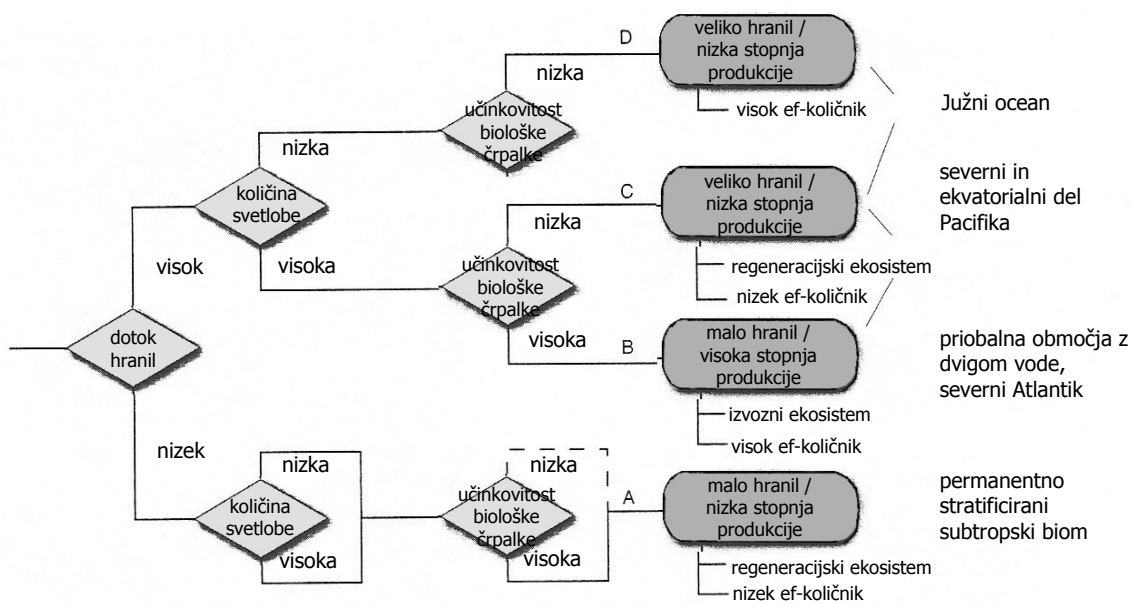
Fotosintezo v oceanih skoraj izključno vršijo enocelični fitoplanktonski organizmi. Neposredni pokazatelj prisotnosti fitoplanktona je klorofil-a (podajamo ga v enotah  $[mg\ m^{-3}]$ ). Prvi pogoj za razvoj biomov je dotok hranil (ang. nutrient supply). Če je ta pogoj izpolnjen, o razvoju združbe organizmov odločajo še drugi dejavniki, med katerimi sta najpomembnejša svetloba (ang. light supply) in moč biološke črpalke (pod tem izrazom razumemo intenzivnost porabe hranil zaradi rasti fitoplanktona; ang. efficiency of the biological pump). Manj pomembni, a včasih odločilni pa so še drugi dejavniki: količina mikrohranil (predvsem Si in Fe), fizikalni vplivi, idr. V odvisnosti od koncentracije hranil, količine svetlobe in učinkovitosti biološke črpalke lahko ekosisteme v grobem klasificiramo v štiri tipe, ki jih prikazuje slika 3.13 (po Sarmiento in Gruber, 2006).

**Dotok hranil.** Hranila prihajajo v površinski sloj večinoma z dvigom vode iz globokega oceana, dotok z rekami je z izjemo velikih rek zanemarljiv. Med fizikalnimi procesi so za dotok hranil pomembni predvsem dvig vode iz termokline, poglobljanje premešanega sloja v zimskih mesecih in vertikalno mešanje slojev. Opazno lahko vpliva tudi lateralni transport vode iz drugih s hranili bogatih območij, lokalno pa je lahko pomembna tudi depozicija dušika iz zraka.

Koliko hranil prihaja v površinski sloj iz globokega oceana, najlažje ocenimo iz vertikalnih hitrosti vode in iz grafa spreminjanja globine premešanega sloja. Ocena, ki jo dobimo iz grafov, pomeni *potencialni* dotok hranil, *dejanski* dotok hranil pa je odvisen tudi od koncentracije hranil v površinskem sloju. Dotok hranil iz spodnjega sloja je največji, ko je  $\Delta C$  med slojema največja, t.j. ko je koncentracija hranil v površinskem sloju enaka nič.

**Količina svetlobe.** Količina svetlobe se z globino zelo hitro manjša, sploh v morski vodi. Za proces fotosinteze je svetlobe dovolj samo v povsem vrhnjem sloju vode: debelina tega sloja je odvisna od količine svetlobe (dan, noč, posebnosti polarnih območij, itd) in čistosti vode. Na odprtem morju je globina fotične cone reda velikosti 100 m, v zelo turbidnih območjih pa lahko znaša tudi samo nekaj metrov.

Ko debelina premešanega sloja presega debelino fotične cone (običajno pozimi), fitoplanktonski organizmi vsaj del dneva preživijo v temi tudi čez dan, ker so premajhni, da bi se lahko upirali gibanju vode in nadzirali svojo pozicijo v vodnem stolpcu. V tem primeru respiracija preseže njihovo rast. Če se čas brez svetlobe še podaljšuje, pa ti organizmi umrejo.



Slika 3.13: Shematični prikaz najpomembnejših procesov, od katerih so odvisni koncentracija hranil v površinskem sloju, obseg primarne produkcije in izvoza iz površinskega sloja ter učinkovitost regeneriranja ekosistema. V primeru (A) je koncentracija hranil vedno nizka zaradi skromnega dotoka hranil. Za sistem (B) sta značilni nizka koncentracija hranil in obenem visoka stopnja primarne produkcije oz. visoka stopnja učinkovitosti biološke črpalke. Za sistem (C) sta značilni visoka koncentracija hranil in nizka ali največ zmerna stopnja biološke produkcije oz. učinkovitosti biološke produkcije. Za sistem (D) pa je značilna nizka stopnja učinkovitosti biološke produkcije zaradi pomanjkanja svetlobe (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.13: Schematic diagram representing the primary processes that are thought to determine the surface nutrient concentration and associated production and export of organic matter plus the recycling efficiency of the ecosystem. In case (A) the concentration of nutrients is always low because of low nutrient supply. The characteristics of case (B) are low nutrient concentration and high values of primary production and biological pump efficiency. The characteristics of case (C) are high concentration of nutrients and low efficiency of the biological pump. In case (D) the efficiency of the biological pump is always low because of poor light supply (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Če torej ni dovolj svetlobe za fotosintezo, jo respiracija preseže in dobimo šibko biološko črpalke. Koncentracija hranil bo v tem primeru visoka, ker jih fitoplankton ne porablja. Dotok hranil bo zato nizek, ker je  $\Delta C = 0$  (razlika v koncentraciji hranil med površinskim in globljimi sloji). Posledično pa bo tudi izvoz OM iz površinskega sloja nizek, saj ta sploh ne nastaja. V tem primeru dobimo torej vejo D na sliki 3.13.

Če je svetlobe za fotosintezo dovolj (in je dotok hranil dovolj visok), pa dobimo eno izmed vej B ali C na sliki 3.13. Katero, je odvisno od moči biološke črpalke.

**Moč biološke črpalke.** Vejo B dobimo, ko sta biološka poraba in izvoz OM iz površinskega sloja zelo visoka. Priteka veliko hranil, vendar jih fitoplankton sproti porablja, zato dobimo v površinskem sloju nizko vsebnost hranil in visoko stopnjo biološke produkcije. Pri veji C pa biološka produkcija ni tako obsežna, hranila pa se zato ne porabljajo sproti. Za vejo C sta

tako značilni visoka koncentracija hranil v površinskem sloju in ne preveč obsežna primarna produkcija. Razlika med vejama B in C je torej predvsem v koncentraciji hranil v površinskem sloju.

*Učinkovitost* biološke črpalke  $E_{BP}$  (ang. efficiency of the biological pump) je mera uspešnosti fitoplanktona pri porabi hranil oz. pri ohranjanju nizke koncentracije hranil v površinskem sloju.  $E_{BP}$  ne smemo enačiti z *močjo* (ang. strength) biološke črpalke, ki pomeni obseg pretoka (ang. flux) OM v smeri  $-z$ . Pokazatelj  $E_{BP}$  je rezidualna koncentracija hranil v površinskem sloju: četudi OM odteka iz površinskega sloja, ostaja rezidualna koncentracija hranil visoka, če jih fitoplankton ne porablja. V tem primeru dobimo močno, a neučinkovito biološko črpalko.

Če ocean po globini razdelimo na dva sloja (na fotično cono in globoki ocean), velja (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$E_{BP} = \frac{C_d - C_s}{C_d}, \quad (3.29)$$

$s$  = indeks označuje površinski sloj,

$d$  = indeks označuje globoki sloj.

$E_{BP}$  znaša 100%, če je  $C_s = 0$  in 0%, če je  $C_s = C_d$ .

Običajno predpostavljamo, da je *neto primarna produkcija*  $NPP$  (ang. neto primary production) proporcionalna koncentraciji hranil v površinskem sloju:

$$NPP = \Lambda \cdot C_s; \quad (3.30)$$

$\Lambda$  = stopnja asimilacije hranil (ang. nutrient assimilation rate); enota  $[\text{m}^3]$ .

Neto primarna produkcija pomeni količino OM, ki nastane v časovni enoti; enaka je bruto primarni produkciji brez respiracije in ostalih energetskih izgub; enota  $NPP$  je  $[\text{mols}^{-1}]$ . Stopnja asimilacije hranil pa je po vrednosti ekvivalentna količini vode, iz katere fitoplankton v časovni enoti posrka vsa hranila. Parameter  $\Lambda$  je torej neposredni pokazatelj obsega biološke produkcije.

$NPP$  razdelimo na izvoz  $e \cdot NPP$ ,  $0 \leq e \leq 1$  (izvoz, eksport oz. izvožena, eksportna produkcija; ang. export production), ki z usedanjem odteče iz površinskega sloja ter na preostanek  $(1 - e) \cdot NPP$ , ki se že v površinskem sloju ponovno mineralizira v hranila. S parametrom  $e$  je neposredno povezan  $e_p$ , ki pomeni delež suspendiranega  $e$  ( $e_p$  je razmerje med izvozom POM in izvozom celotne OM oz. predstavlja delež primarne produkcije, ki kot POM zapusti površinski sloj; ang. particle export fraction ali particle export ratio).  $e_p$  je pomemben predvsem zato, ker ga lahko merimo.

V ravnotežnem stanju je izvoz OM iz površinskega sloja v ravnotežju z vertikalnim dotokom hranil iz globokega oceana, ki je posledica  $\Delta C$ :

$$e \cdot NPP = e \cdot \Lambda \cdot C_s = v \cdot (C_d - C_s); \quad (3.31)$$

$v$  = pretok vode med slojema (ang. volumetric exchange rate); enota  $[\text{m}^3 \text{s}^{-1}]$ .

Za  $E_{BP}$  torej dobimo

$$E_{BP} = \frac{C_d - C_s}{C_d} = \frac{e \cdot \Lambda}{(e \cdot \Lambda + v)}. \quad (3.32)$$

Produkt  $e \cdot \Lambda$  ima dimenzijo pretoka  $[\text{m}^3 \text{s}^{-1}]$  in je v splošnem konstantna vrednost. Parametra  $e$ ,  $v$ , vrednost  $e \cdot \Lambda$  ter razmerje med  $e \cdot \Lambda$  in  $v$  nam dajo informacije o učinkovitosti biološke črpalke:

- $e \cdot \wedge \gg v \Rightarrow E_{BP}$  je visok,
- večje je razmerje  $(e \cdot \wedge)/v \Rightarrow$  manj bo hranil v površinskem sloju,
- večji je  $e \Rightarrow$  večji bo  $E_{BP}$ .

Moramo pa se zavedati, da so vse to samo modeli. Narava lahko pokaže tudi povsem nasprotno trende (primerjava meritev  $e_p$  in  $E_{BP}$  npr. ponekod po svetu kaže obratno soodvisnost in ne proporcionalnosti: večji  $e_p \Rightarrow$  manjši  $E_{BP}$ ). Sistemi, ki jih tu obravnavamo, so izredno kompleksni. Sezonska nihanja in razlike med leti so lahko velike, v večletnih ciklih se spreminjajo celo fizikalni vplivi okolja (El Niño). Sezonske spremembe sončnega kota in globine premešanega sloja oz. posledično količine svetlobe povzročajo velike sezonske spremembe, ki vplivajo na  $E_{BP}$ . Vpliv sezonskih sprememb na učinkovitost biološke črpalke ocenjujemo s t.i. analizo kritične globine (ang. critical depth analysis) po Sverdrup (1953), ki pa je v disertaciji ne bomo podrobneje obravnavali. Če imamo meritve, lahko vrednost  $E_{BP}$  ocenimo iz primerjave med koncentracijo nitratov v fotični coni (ca 0 – 100 m) in v sloju pod njo (ca 100 – 200 m) (Sarmiento in Gruber, 2006).

### 3.3.1.3 Oligotrofna, evtrofna, HNLC območja

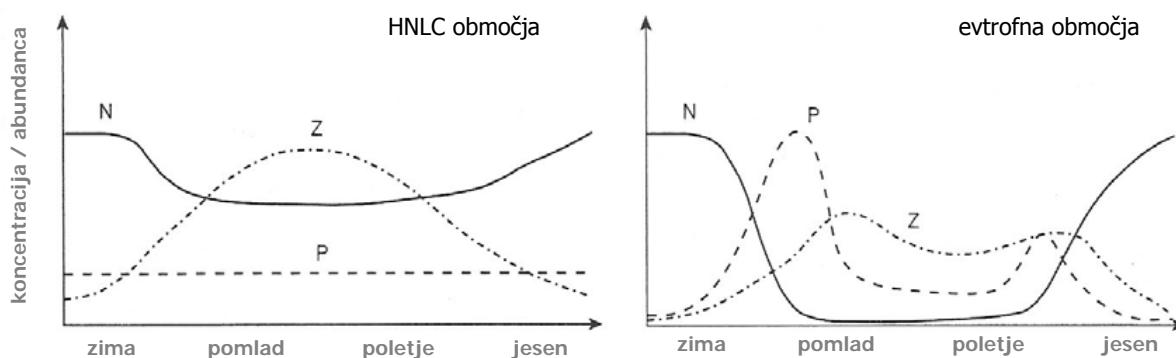
V večjem delu Svetovnega oceana je koncentracija hranil v površinskem sloju nizka, ta območja imenujemo *oligotrofna*. Območja, na katerih je koncentracija hranil visoka, imenujemo *evtrofna*. Območja z zmerno koncentracijo hranil pa imenujemo *mezotrofna*. Na nekaterih območjih je  $E_{BP}$  nižji od pričakovanega: to so območja z dovolj hranili in dovolj svetlobe, a z nizko biološko produkcijo. Imenujemo jih *HNLC* območja (ang. high nutrient low chlorophyll, HNLC regions).

Za kateri tip območja gre, najlažje ugotovimo iz koncentracije klorofila-a, koncentracije hranil in globine premešanega sloja  $z_M$ .

**Oligotrofna območja.** Za oligotrofna območja je značilno poglobljanje premešanega sloja pozimi, manjša sezonska nihanja koncentracije hranil in klorofila ter višje koncentracije teh količin pozimi kot poleti. Običajne vrednosti so: povprečna koncentracija klorofila-a znaša  $\sim 0.10 \text{ mg/m}^3$ , nitratov pa  $\sim 0.0 \text{ mmol/kg}$  (Michaels in sod., 1999). Za največje in najbolj tipično oligotrofno območje na Zemlji velja permanentno stratificirani subtropski biom (obsega polovico subtropskega anticiklona (ang. subtropical gyre), ki meji na Ekvator). Za to območje so značilni nizek dotok hranil, spust vode, močna stratifikacija preko celega leta in zgolj minimalno poglobljanje premešanega sloja pozimi. Med velika oligotrofna območja spada tudi Sredozemsko morje.

Kljub nizki koncentraciji hranil in klorofila pa je (nova) biološka produkcija v oligotrofnih območjih lahko visoka, kar vidimo iz visokih vrednosti izvoza. Izvoz  $C_{org}$  iz površinskega sloja celotnega subtropskega pasu znaša  $\sim 5 \text{ Pg C/yr}$  ( $1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ g}$ ), kar je približno polovica svetovne količine (Emerson in sod., 1997). Od tega prispeva permanentno stratificirani subtropski biom s  $145.3 \times 10^{12} \text{ m}^2$  kar  $\sim 3.5 \text{ Pg C/yr}$  oz. tretjino svetovne količine (Sarmiento in Gruber, 2006). Med razlogi za tako obsežno primarno produkcijo so predvsem dodatni viri dušika: fiksacija  $\text{N}_2$ , depozicija dušika iz zraka z delci prahu, povečan dotok hranil s sporadičnimi obdobji intenzivnega mešanja vode (slednji na izvoz OM iz površinskega sloja vpliva tudi neposredno). Po navedbah Lee in sod. (2002) znaša npr. izvoz zaradi fiksacije dušika v tropskih in subtropskih območjih  $\sim 0.8 \text{ Pg C/yr}$ , kar predstavlja 5 – 10% globalne vrednosti.

**Evtrofna območja.** Za evtrofna območja je značilno poglobljanje premešanega sloja pozimi, za poletne mesece pa sta značilna višja koncentracija klorofila in nižja koncentracija hranil. Glede na podatke z oceanografskih postaj (Sarmiento in Gruber, 2006) znaša npr. povprečna koncentracija klorofila med  $\sim 0.30\text{--}0.80\text{ mg/m}^3$ , povprečna koncentracija nitratov pa od  $\sim 5\text{--}30\text{ mmol/kg}$ . Debelina premešanega sloja seže pozimi celo do 600 m globine, značilna pa so tudi večja sezonska nihanja spremenljivk. Za najznačilnejšega predstavnika velja Severni Atlantik, ki povsem ustreza Sverdrupovemu fenomenu kritične globine: premešani sloj je pozimi zelo globok, območje je preko 4 mesece brez neto produkcije, pomladansko cvetenje poteče brez zooplanktona. Običajno sta koncentracija klorofila in obseg primarne produkcije največji v priobalnih delih morij: v bližini ustij večjih rek, v predelih z dvigom vode ter splošno v plitvejših delih morja. Vrednosti obeh količin se običajno nižata z oddaljenostjo od obale in z naraščanjem globine morja. Pogost pojav na evtrofnih območjih je tudi izmenjava režimov B (poleti) in D (pozimi). Glavni razlog je sezonsko nihanje količine svetlobe, menjava režimov pa lahko nastopi tudi kot posledica močnih perturbacij sistema, npr. zaradi močnega dviga vode zaradi dolgotrajnega vetra, idr.



Slika 3.14: Običajno sezonsko nihanje osnovnih količin ekosistema v površinskem sloju vode v (a) HNLC in (b) evtrofnih predelih oceanov. N so hranila, P je fitoplankton in Z je zooplankton (povzeto po Steele and Henderson (1992)).

Figure 3.14: Schematic of typical seasonal behaviour in the upper ocean ecosystem in (a) HNLC and in (b) eutrophic parts of the world ocean. *N* is nitrate, *P* is phytoplankton and *Z* is zooplankton (adapted from Steele and Henderson, 1992).

**HNLC območja.** Za območja z dovolj svetlobe in dovolj hranili je v splošnem značilen visok  $E_{BP}$ , v poletnih mesecih pa občasni viški v koncentraciji klorofila-a  $CHL > 1\text{ mg/m}^3$  ter občasno izjemno nizke koncentracije  $NO_3 \ll 5\text{ mmol/m}^3$  (Sarmiento in Gruber, 2006). HNLC območja imajo mnogo nižjo koncentracijo klorofila od pričakovane in zelo skromno sezonsko variabilnost procesov. Ta območja ustrezajo vejama C oz. D na sliki 3.13. Na HNLC območjih je  $v$  visok in posledično  $E_{BP}$  nizek, za razliko od npr. oligotrofnih območij, na katerih je  $v$  nizek in  $E_{BP}$  visok. Na vprašanje, zakaj fitoplankton v HNLC območjih ne razvije pravega viška populacije, danes strokovnjaki še nimajo enotnega odgovora. Najverjetnejše hipoteze pa so: premalo svetlobe v bližini polov, fitoplankton sproti pojejo herbivori, premalo Fe oz. pomanjkanje esencialnih mikronutrientov, kombinacija naštetih faktorjev (Chisholm in Morel, 1991).

Za eno izmed najbolj zanimivih HNLC območij velja Severni Pacifik. Populacija fitoplanktona je nizka in se zelo malo spreminja. Mikrozooplankton preko celega leta jè mikrofitoplankton, zato se ta nikoli ne razvije dovolj, da bi porabil vsa hranila. Velikega fitoplanktona pa na tem območju

ni zaradi pomanjkanja železa. Izmenjujeta se režima B in C. Zanimiv je tudi primer Južnega Oceana: koncentracija hranil v površinskem sloju je visoka, vendar je populacija fitoplanktona slabo razvita zaradi pomanjkanja železa in svetlobe ter zaradi nizkih temperatur. Južni Ocean niha med režimoma C in D (Pondaven in sod., 2000).

Na sliki 3.14 podajamo grafično primerjavo med HNLC in evtrofnimi območji: iz slike so razvidne razlike v sezonskem nihanju hranil, fitoplanktona in zooplanktona.

### 3.3.1.4 Nova in regenerirana produkcija

Sintetizirano OM sestavljata dve komponenti (Dugdale in Goering, 1967; Eppley in Peterson, 1979):

- *nova produkcija* (ang. new production): pomeni delež OM, ki jo fitoplanktonski organizmi sintetizirajo iz hranil, ki v površinski sloj prispejo s transportom vode od drugod (predvsem iz globokega oceana z dvigom vode in z vertikalnim mešanjem slojev, manj pa še z depozicijo iz zraka ter z rekami),
- *regenerirana produkcija* (ang. regenerated production): določen odstotek OM se mineralizira že v površinskem sloju; regenerirana produkcija imenujemo delež OM, ki se ponovno sintetizira iz tako nastalih gradnikov.

V ravnotežnem stanju morata biti v velikih merilih izvoz OM iz površinskega sloja in nova produkcija po velikosti enaka (Eppley in Peterson, 1979). Povedano drugače: kar odteče iz površinskega sloja, mora po določenem času tudi priteči nazaj, sicer sistem ni v ravnotežju. Izvoz je glavni mehanizem zmanjševanja koncentracije hranil v površinskem sloju: zaradi izvoza je koncentracija hranil v površinskem sloju vedno nižja od koncentracije hranil v globokem oceanu.

Če ocean ponovno razdelimo na fotično cono in globoki ocean, dobimo po Sarmiento in Gruber (2006) za obseg nove produkcije izraz

$$\text{nova produkcija} = \text{izvožena produkcija} = e \cdot NPP = e \cdot \Lambda \cdot C_s, \quad (3.33)$$

za obseg regenerirane produkcije pa izraz

$$\text{regenerirana produkcija} = (1 - e) \cdot NPP = (1 - e) \cdot \Lambda \cdot C_s. \quad (3.34)$$

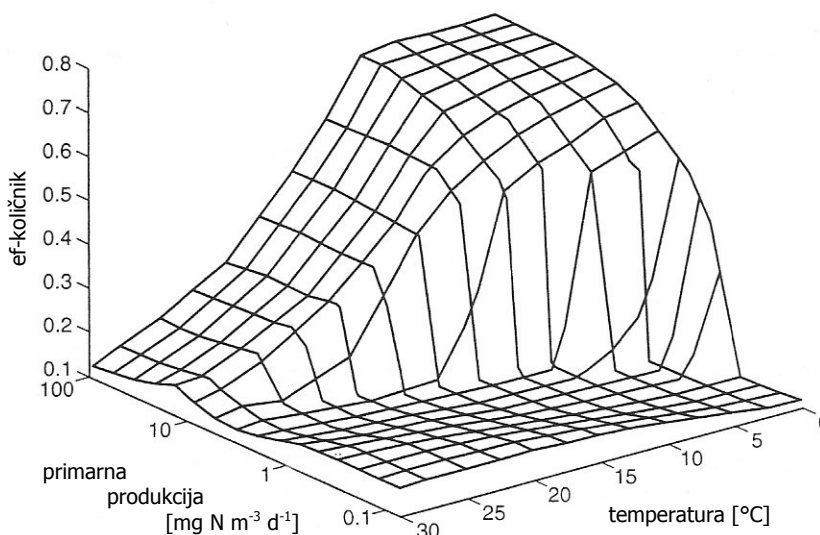
Pri določanju deležev nove in regenerirane produkcije sta nam v pomoč pojma *f*-kolicnik in *e*-kolicnik. Biološko produkcijo *BP* razdelimo na *novo* *N*, *regenerirano* *R* in *izvoženo* (eksportno) *E* produkcijo. Nova in regenerirana produkcija skupaj tvorita ti. *primarno produkcijo* *PP*. Parametra *f*-kolicnik in *e*-kolicnik pomenita:

$$f = \frac{NBP}{PP} = \frac{NBP}{NBP + RBP} = \frac{\text{fiksacija } N_2 + \text{poraba } NO_3^- \text{ (brez nitrifikacije)}}{\text{fiksacija } N_2 + \text{poraba } (NO_3^- + NH_4^+)} \quad (3.35)$$

$$e = \frac{EBP}{PP} \quad (3.36)$$

Če gledamo dovolj globalno, t.j. na dovolj veliki prostorski in časovni skali, lahko pričakujemo  $e = f$  in namesto ločenih *e* in *f* uporabimo združeni *ef*-kolicnik. V tem primeru velja

$e - kolicnik = f - kolicnik = ef - kolicnik$  in delitev  $BP$  na  $N$ ,  $R$ ,  $E$  ni več pomembna - vse skupaj je biološka produkcija.  $ef - kolicnik$  je povezan s strukturo ekosistema: njegova vrednost narašča skladno z naraščanjem primarne produkcije, pri prehodu s klasične na mikrobnno prehranjevalno verigo (glej spodaj) pa dobimo nezveznost. Odvisen je tudi od drugih dejavnikov, med katerimi sta najpomembnejši temperatura vode in stopnja primarne produkcije oz. poraba hranil (slika 3.15).



Slika 3.15:  $ef$ -količnik kot funkcija obsega primarne produkcije (ki je definiran s porabo hranil  $N$ ) in temperature vode (povzeto po Laws in sod., 2000).

Figure 3.15:  $ef$ -ratio as a function of primary production (defined as  $N$  uptake) and temperature (adapted from Laws et al., 2000).

Primarna produkcija  $PP$  oz.  $NPP$  pomeni porabo  $CO_2$  zaradi rasti fitoplanktona.  $PP$  se od celotne ali bruto primarne produkcije (ang. gross primary production; enaka je fotosintezi) razlikuje za vrednost respiracije fitoplanktona:

$$PP = \text{fotosinteza} - \text{respiracija avtotrofov} . \quad (3.37)$$

Neto skupna produkcija (ang. net community production)  $NCP$  pa je enaka deležu primarne produkcije, ki se ne porabi za respiracijo heterotrofov:

$$NCP = PP - \text{respiracija heterotrofov} . \quad (3.38)$$

Poznamo še pojma učinkovitost izvoza (ang. export efficiency) in učinkovitost regeneriranja ekosistema (ang. recycling efficiency of the ecosystem); indikator obeh je  $ef - kolicnik$ . Pomembna je predvsem učinkovitost regeneriranja ekosistema, ki jo določimo neposredno iz  $ef - kolicnika$ :

$$\text{učinkovitost recikliranja ekosistema} = 1 - ef . \quad (3.39)$$

Predvsem pri modeliranju procesov v globokem oceanu pa nam pogosto prideta prav pojma izvoz suspendirane snovi (ang. particle export flux) in  $e_p$ , ki smo ga že omenili. Povezana sta po enačbi

$$\text{izvoz suspendirane snovi} = e_p \cdot PP . \quad (3.40)$$



$e_p$  določimo empirično po Dunne in sod. (2005b):

$$e_p = \max [0.042; \min (0.72; -0.0078 \cdot T + 0.0806 \cdot \ln(CHL) + 0.433)] , \quad (3.41)$$

pri tem sta

$CHL$  = koncentracija klorofila,

$T$  = temperatura vode v površinskem sloju.

V splošnem sta tako koncentracija klorofila kot tudi obseg primarne produkcije dobro korelirani s koncentracijo hranil. Za določitev koncentracije klorofila in posledično stopnje primarne produkcije pogosto uporabljamo satelitske podatke, ki podajo povprečno koncentracijo klorofila v zgornjih  $\sim 10$  m vode.

Pri modeliranju nas pogosto zanima izvoz POC v  $[\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}]$ . V splošnem so te vrednosti zelo dobro korelirane z  $NPP$ : kjer je  $NPP$  nizka, se več OM mineralizira že v površinskem sloju in izvoz OM je nizek. Izvoz POC globalno znaša  $10 \pm 3 \text{ Pg C yr}^{-1}$  (Sarmiento in Gruber, 2006). Če k temu prištejemo še izvoz DOC, ki v splošnem znaša  $20\% \pm 10\%$  totalnega pretoka ogljika (Hansell, 2002), dobimo izvoz TOC v vrednosti  $12 \pm 4 \text{ Pg C yr}^{-1}$ .

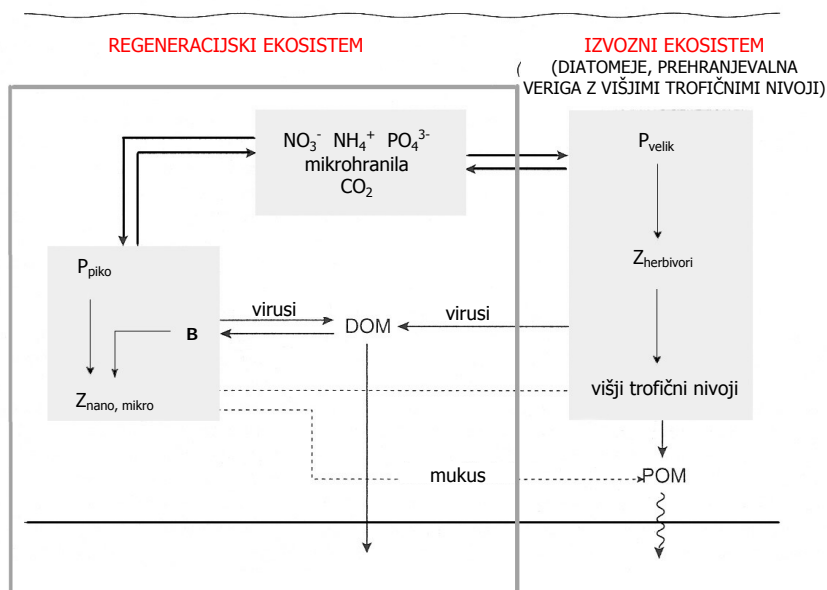
### 3.3.1.5 Struktura ekosistema

Danes je osnovna razlaga kroženja organske snovi v oceanih dopolnjena z vlogo heterotrofnih bakterij v procesu mineralizacije OM (Pomeroy, 1974; Azam in sod., 1983). Bakterije porabljajo DOM, nitrato in amoniak ter proizvajajo amoniak. Odgovorne so za velik del recikliranja OM v površinskem sloju; na ta način zmanjšujejo  $ef - kolicnik$ . Bakterije so primarni porabniki DOM, vlogo pa igrajo tudi v produkciji DOM: izločajo encime, ki razkrajajo POM v manjše topne molekule, da jih lahko pojedjo. Z bakterijami se hrani majhen zooplankton (nanoflagelati in majhni ciliati). Če v modelu upoštevamo tudi vpliv bakterij na kroženje snovi oz. ti. *mikrobno zanko* (ang. microbial loop), sistem imenujemo *mikrobna prehranjevalna veriga*; v nasprotnem primeru pa govorimo o *klasični prehranjevalni verigi* (Kukovec, 2006).

Obseg prehranjevalne verige in njen vpliv na količino nove in izvožene produkcije ter na koncentracijo hranil v površinskem sloju je odvisen predvsem od strukture ekosistema. Ločimo *regeneracijski* (ang. regeneration loop) in *izvožni ali eksportni ekosistem* (ang. export pathway). Biološka črpalka z nizko učinkovitostjo sestoji samo iz regeneracijske zanke, visoko zmogljiva biološka črpalka pa vsebuje obe zanki (Sarmiento in Gruber, 2006) (glej sliko 3.16).

*Regeneracijski ekosistem* ima nizek  $ef - kolicnik$ . V splošnem ima tak ekosistem za osnovo pikofitoplankton. Glavni vir dušika je amoniak, ki nastane z recikliranjem OM (mnogi pikofitoplanktonski organizmi ne morejo porabljati nitratov in nitritov). Rast pikofitoplanktona običajno nadzira majhen zooplankton (nano- in mikro-). Ker majhni zooplanktonski organizmi hitro rastejo in se hitro odzivajo na perturbacije, s tem onemogočajo razrast fitoplanktona. Regeneracijski ekosistem vedno vsebuje tudi mikrobno zanko: heterotrofne bakterije reciklirajo OM.

Tak ekosistem je v splošnem zelo stabilen, zato ga najdemo povsod, manj se pojavlja samo v hladnejših vodah. Po perturbacijah se hitro vrne v svoje ravnotežno stanje. Glavni del izvožene produkcije v tem primeru predstavlja DOM (!), ki odteka s transportom v  $-z$  smeri, nekaj pa prispeva tudi usedanje večjih delcev, ki jih proizvede zooplankton.



Slika 3.16: Shema regeneracijskega in izvoznega ekosistema. Biološka črpalka z nizko učinkovitostjo vsebuje samo regeneracijsko zanko, pogosto kljub zadostni količini hranil in svetlobe. Razlog za to je najpogosteje premajhna količina železa za razvoj velikega fitoplanktona. Biološka črpalka z visoko učinkovitostjo pa vsebuje tako regeneracijsko kot izvozno zanko. Osnovo izvoznega ekosistema predstavljajo diatomeje, vedno pa vsebuje tudi višje trofične nivoje. V ekosistemu igrajo posebno vlogo virusi, in sicer predvsem pri nastanku DOM (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.16: Schematic illustration of the regeneration loop and the export pathway. The biological pump with a low efficiency has just the regeneration loop present despite having both adequate light and high levels of nutrients. This is generally attributed to insufficient iron for large phytoplankton to survive. The high-efficiency biological pump has both the regeneration loop and export pathway. The export pathway is primarily based on diatoms and includes the grazing food chain. Viruses play a significant role in the formation of DOM (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

*Izvozni ekosistem* se začne z velikim fitoplanktonom, sledi paša (ang. grazing) herbivorov do vedno višjih trofičnih nivojev (ang. trophic levels), konča pa se z izvozom OM iz površinskega sloja (predvsem v obliki velikih delcev POM, ki se hitro potopijo). Osnova take prehranjevalne verige so ponavadi diatomeje, zooplanktonski organizmi so veliki (npr. ceponožci), pogosto gre do rib. Izvozni ekosistem potrebuje dovolj makrohranil in železa.

Tak ekosistem je bolj nestabilen, rezultati računalniških simulacij pa kažejo tudi, da se težko vzpostavi. Običajno se razvije po večjem vnosu hranil in/ali ob povečanju količine svetlobe (npr. ob pomladnem krčenju premešanega sloja, po močnem dvigu s hranili bogate vode, po obdobjih obsežnejše depozicije dušika iz zraka, idr, ob obalah pa tudi kot posledica gnojenja kmetijskih površin). Za izvozni ekosistem je značilna močno povišana biološka produkcija. Kot sistem ni odporen na nihanja: veliki zooplanktonski organizmi, ki se najpogosteje hranijo z diatomejami, imajo (predvsem pri nizkih temperaturah) nizko stopnjo rasti, zato se težko hitro odzovejo na cvetenje diatomej po vnosu dodatnih hranil. Običajno sledijo odmiranje velikih fitoplanktonskih organizmov, agregacija skupkov detrita, zatem pa močno povečan izvoz OM zaradi hitrega usedanja delcev. Izvozni ekosistem se zato razvije samo za kratek čas, ko so

pogoji zanj ugodni, zatem pa ga ponovno zamenja stabilnejši regeneracijski ekosistem.

### 3.3.2 Modeliranje morskih ekosistemov

Ekosistem razdelimo na trofične nivoje: avtotrofe, herbivore, karnivore. Večina ekoloških modelov za oceane se osredotoča na prvi ali največ še na drugi trofični nivo. Pelagični modeli celotne prehranjevalne verige so redki (npr. Fennel, 2006, Blackford in sod., 2004).

Majhne organizme, za katere lahko predpostavimo, da jih nosi tok vode, modeliramo enako kot kemijske spojine, tj. z adveksijsko-difuzijsko enačbo. Poleg advekcije in difuzije moramo pri modeliranju koncentracije snovi v enačbi upoštevati tudi izvorno-ponorni člen. Ta izraža vpliv bioloških, kemijskih in geoloških procesov na spremembo koncentracije snovi v danem  $\Delta t$ . Če imamo  $n$  ekoloških spremenljivk, potrebujemo  $n$  adveksijsko-difuzijskih enačb (poleg enačb za konservativne skalarje, kakršna sta npr. temperatura in slanost). *Ekološki model* v tem primeru pomeni sistem  $n$  enačb za  $n$  izvorno-ponornih členov: enačbe so tipa

$$X_1 = X_1(X_2, X_3, \dots, X_n), \quad (3.42)$$

$X_i$  = ekološka spremenljivka (hranila  $N$ , fitoplankton  $P$ , zooplankton  $Z$ , bakterije  $B$ , raztopljen organski snov  $DOM$ , suspendirana organska snov  $POM$ , idr.).

V najpreprostejših modelih za nižji del prehranjevalne verige je  $n = 2$  (spremenljivki sta hranila in fitoplankton;  $N - P$  model), običajno število spremenljivk pa se giblje od  $n = 4$  (poleg hranil in fitoplanktona modeliramo še zooplankton in bakterije,  $N - P - Z - B$  model) do npr.  $n = 7$  ( $N - P - Z - B$  razširimo z modeliranjem  $POM$ ,  $DOM$ ,  $Si$ ,  $Fe$ , z dvema razredoma fito- ali zooplanktona, z več razredi detrita, idr.). Najkompleksnejši modeli vsebujejo tudi po 15 spremenljivk in več (npr. ERSEM).

V nadaljevanju ločeno obravnavamo modeliranje vsake izmed komponent ekosistema.

#### 3.3.2.1 Hranila

**Limitna hranila.** O limitnih hranilih govorimo, ko rast populacije organizmov omejuje količina enega ali več hranil. Kot splošno sprejeto hipotezo za zastoj rasti združbe fitoplanktona običajno navajamo *Leibigov zakon minima* (Von Leibig, 1840), ki pravi, da fotosintezo vedno omejuje najšibkejši dejavnik. Če govorimo o hranilih, rast fitoplanktona omejuje količina tistega hranila (makro- ali mikro-), ki ga najhitreje zmanjka.

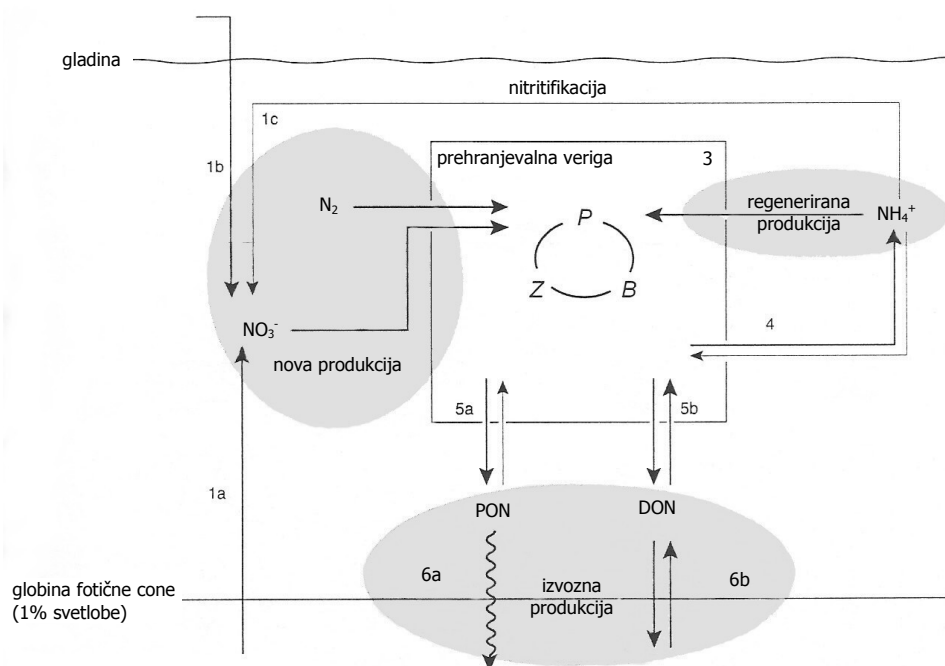
Med mikrohranili rast najpogosteje omejuje pomanjkanje železa (Martin in Fitzwater, 1988). Železo v fitoplanktonskih organizmih sodeluje pri prenašanju elektronov, je pa tudi gradnik nekaterih encimov. Posledica pomanjkanja železa je predvsem manj velikih fitoplanktonskih organizmov: za rast je pomembno razmerje med površino in volumnom organizmov (manjše je, manj učinkoviti so organizmi pri pridobivanju potrebnih elementov skozi celično steno iz okoliške vode). Poleg  $Fe$  so pomembne tudi nekatere druge bioaktivne kovine v sledih:  $Mn$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Cd$ . Približna sestava planktonske  $OM$  (Bruland in sod., 1991):

$$P : Fe : Cu : Mn : Ni : Cd : Zn = 1 : 0.005 : 0.004 : 0.004 : 0.004 : 0.004 : 0.002 . \quad (3.43)$$

**Dušikov krog.** Dušik lahko zavzame mnogo različnih kemijskih oblik. Za vsakega izmed delov

biološke produkcije (nova, regenerirana, izvožena) so značilne druge oblike dušika (slika 3.17). Osnovne reakcije dušikovega kroga (Sarmiento in Gruber, 2006):

- *Fiksacija* (ang. fixation): pomeni vezavo dušika z vodikom ali kisikom. V praksi modeliranja biogeokemičnega kroženja snovi v oceanih pod fiksacijo razumemo bogatenje vode s plinastim  $N_2$  iz atmosfere oz. sposobnost organizmov, da za sintezo OM namesto nitratov ali amoniaka uporabljajo plinasti  $N_2$ . Prav zaradi fiksacije  $N_2$  ostaja količina nitratov v oceanih dolgoročno približno konstantna: s fiksacijo se  $N_2$  pretvarja v organski dušik, ta pa se spremeni v nitrate, ko OM reagira s kisikom;
- *Nitrifikacija* (ang. nitrification): oksidacija amoniaka v dušikovo kislino ali nitrate. Poteče kot del procesa mineralizacije OM, vršijo jo nitrifikacijske bakterije;
- *Denitrifikacija* (ang. denitrification): nitrifikaciji nasprotna reakcija. Vršijo jo bakterije, ki nitrat porabljajo kot vir kisika za respiracijo (oksidacijo OM), ko molekularnega kisika zmanjka. Običajno poteka v anoksičnih pogojih;
- *Mineralizacija* (tudi remineralizacija, ang. mineralization, remineralization): OM najprej razpade v amoniak, zatem pa lahko poteče še nitrifikacija in nastanejo nitrate.



Slika 3.17: Dušikov krog v oceanih, kakršnega običajno predpostavljamo v modelih za nižji del prehranjevalne verige (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.17: The cycling of nitrogen in the oceans: this kind of representation is normally prescribed in lower trophic level models (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Večina fitoplanktonskih organizmov za fotosintezo porablja nitrat in amoniak, vendar za porabo amoniaka porabijo manj energije, zato ga imajo raje kot nitrate. Življenjska doba amoniaka v morski vodi je zato zelo kratka. Posledično lahko porabo amoniaka neposredno povežemo s stopnjo regenerirane produkcije, porabo nitratov pa s stopnjo nove produkcije. Porabo nitratov

in amoniaka lahko ločeno merimo z vsebnostjo izotopa dušika  $^{15}\text{N}$  v fitoplanktonskih organizmih (Dugdale in Goering, 1967).

Čeprav so ti procesi še slabo raziskani, zaenkrat velja, da je večina amoniaka v površinskem sloju rezultat lokalne mineralizacije OM, medtem ko pride večina nitratov v površinski sloj s transportom iz globokega oceana ali z depozicijo iz atmosfere. Večina strokovnjakov meni, da nastane v površinskem sloju v procesu mineralizacije zelo malo nitratov: obseg nitrifikacije v fotični coni je omejen, ker svetloba zavira delovanje nitrifikacijskih bakterij. V zadnjem času pa je vse več dokazov za to, da večina nitrifikacije v celotnem vodnem stolpcu poteče v skrajnem spodnjem delu fotične cone z zelo malo svetlobe (Zehr in Ward, 2002).

Ko zmanjka najprej amoniaka in nato nitratov, porabljajo fitoplanktonski organizmi kot vir dušika še  $\text{N}_2$  iz zraka (fiksacija), nitrite (ki jih v modelu običajno združimo z nitrati) in organske dušikove spojine (npr. ureo in aminokisljine, v modelu jih upoštevamo kot DON). Med temi je lahko lokalno izredno pomembna predvsem fiksacija  $\text{N}_2$ . Organizme, ki vršijo fiksacijo oz. so sposobni preživeti brez vezanega dušika, imenujemo *diazotrofi* (ang. diazotrophs) ali *fiksatorji dušika* (ang. nitrogen fixers). Fiksacija poteka predvsem v vodah s  $T \geq 25^\circ\text{C}$  (Karl in sod., 2002; Staal in sod., 2003) in v vodah z nizko koncentracijo ostalih oblik dušika (npr. v tropih). Plinasti dušik predstavlja največje skladišče dušika v oceanih: koncentracija  $\text{N}_2$  v oceanih znaša  $\sim 400 \text{ mmol/m}^3$ , koncentracija nitratov (globalno povprečje) pa le  $\sim 30 \text{ mmol/m}^3$ . Količina fiksiranega dušika znaša  $\approx 130 \text{ Tg N/yr}$  (če bi se ves ta dušik porabil za tvorbo OM z razmerjem  $\text{C} : \text{N} = 117 : 16$  (povprečno razmerje), bi se izvoz OM iz površinskega sloja povečal za  $\approx 0.8 \text{ Pg C/yr}$ ) (Sarmiento in Gruber, 2006).

**Vloga železa v ekosistemih.** Količina železa ima velik vpliv na fiziologijo vseh fitoplanktonskih organizmov, največji pa je vpliv na velike organizme, kakršne so npr. diatomeje. Z laboratorijskimi poskusi so pokazali, da se z dodajanjem železa manjša količina nitratov v vodi (Sarmiento in Gruber, 2006).

Kroženje Fe v morskem okolju še ni povsem razjasnjeno. Fe se v morski vodi nahaja kot Fe(II) in Fe(III). Fe(II) je bolj topen in v prisotnosti  $\text{O}_2$  in  $\text{H}_2\text{O}_2$  hitro oksidira v Fe(III). Ko so koncentracije  $C_{org}$  visoke in je torej potreba po kisiku velika, pa pri pomanjkanju  $\text{O}_2$  poteka tudi redukcija netopnega Fe(III) v topni Fe(II) (Moffett, 2001). Običajno razmerje koncentracij obeh oblik znaša okoli  $\text{Fe(II)} : \text{Fe(III)} \approx 10^{10}$  (Waite, 2001). Anorgansko Fe(III) se v morski vodi nahaja skoraj izključno kot  $\text{Fe(OH)}_2^+$  in  $\text{Fe(OH)}_4^-$ . Velik del Fe v vodni raztopini (kar gre skozi  $0,4 \mu\text{m}$  filter) je vezan na organske spojine (Waite, 2001). Organizmi porabljajo tako nevezano kot vezano obliko Fe. Topnost Fe znaša  $\sim 0.2 \mu\text{mol/m}^3$  v površinskem sloju in  $\sim 0.6 \mu\text{mol/m}^3$  v globokem oceanu. Vrednost se spreminja v odvisnosti od prisotnih alg in drugih spojin in v splošnem narašča z globino (zaradi nižje temperature vode in zaradi višje koncentracije fluorescentne OM, na katero se veže Fe) (Tani in sod., 2003).

Čeprav rezidenčni čas Fe v oceanih ocenjujejo na 30 – 150 let, ga v površinskem sloju hitro zmanjka zaradi biološke porabe in usedanja delcev. Profil koncentracije železa v vodnem stolpcu je običajen za hranila: koncentracija je nižja v površinskem sloju in višja v globokem oceanu. Kot za ostala hranila tudi za Fe velja, da se ga del po mineralizaciji v globokem oceanu z advekcijo in difuzijo vrne v površinski sloj ( $\sim 75\%$  Fe v novi in izvoženi produkciji predstavlja Fe, ki pride v površinski sloj iz globokega oceana) (Sarmiento in Gruber, 2006).

Fe v ocean priteka z rekami, vendar se večina tega Fe porabi že v ustjih rek in na območju kontinentalnih polic (ali šelfov, ang. shelf). Glavna vira Fe na odprtem morju sta depozicija

iz zraka z delci prahu in raztapljanje železa iz sedimentov na kontinentalnih robovih. Totalno depozicijo železa iz zraka ocenjujejo na  $2.5-6.3 \times 10^{11}$  mol Fe/yr (viri podajajo različne vrednosti, glej npr. Jickells in Spokes, 2001); iz zraka pride predvsem netopno železo, topnega je  $\leq 2\%$ . Globalni dotok topnega Fe iz sedimentov kontinentalnih polc pa ocenjujejo na  $\approx 9 \times 10^{10}$  mol Fe/yr (Elrod in sod., 2004). Na območjih kontinentalnih robov lahko znaša koncentracija Fe v vodnem stolpcu tudi do  $100 \mu\text{mol Fe/m}^3$  (de Baar in de Jong, 2001).

Kjer je železa v vodi malo, znaša razmerje Fe : C v fitoplanktonskih organizmih  $\sim 2 \mu\text{mol Fe/mol C}$ , kjer ga je veliko (npr. v priobalnih morjih), pa vrednost naraste celo do  $\sim 25 \mu\text{mol Fe/mol C}$ . Za simulacije obsežnih predelov se priporoča vrednost  $\sim 5 \mu\text{mol Fe/mol C}$ , kar je ekvivalentno Fe : N  $\approx 40 \mu\text{mol Fe/mol N}$ . Za primerjavo navedimo, da fiksatorji dušika (ang. nitrogen fixers) potrebujejo za delovanje nekajkrat toliko Fe. Povprečna koncentracija Fe v Svetovnem oceanu znaša  $\approx 0.7 \mu\text{mol/m}^3$ , povprečna koncentracija nitratov pa znaša  $\approx 0.30 \text{ mmol/m}^3$ , kar da povprečno razmerje Fe : N  $\approx 20 \mu\text{mol Fe/mol N}$ . Kljub temu Fe pogosto ni limitni nutrient: svet se ne ravna po povprečjih in dognanja kažejo, da železo omejuje fotosintezo samo v Severnem in Ekvatorialnem Pacifiku ter v Južnem Oceanu (Sarmiento in Gruber, 2006).

**Vloga silicija v ekosistemih.** Silicij se v oceanih nahaja v obliki silikata. Silikati so spojine ali ioni, ki vsebujejo  $\text{SiO}_4$ , bodisi v trdni fazi (v tem primeru dobimo kremen ali siliko, ang. silica) ali v raztopini. V morski vodi so silikati prisotni predvsem v obliki silicijeve kisline kot  $\text{Si}(\text{OH})_4$  oz. v manjši meri kot  $\text{SiO}(\text{OH})_3^-$  (Sarmiento in Gruber, 2006).

Mnogo organizmov v oceanih porablja silicijevo kislino za tvorbo različnih struktur, npr. spužve, mreževci (radiolaria), silikoflagelati, diatomeje. Med temi so daleč najpomembnejše diatomeje, ki silicijevo kislino (predvsem  $\text{Si}(\text{OH})_4$ ) porabljajo za tvorbo celične stene oz. *frustul*. Frustule sestojijo iz amorfne silike s formulo  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , ki jo imenujemo tudi *biogena silika* ali *biogeni opal*. Amorfna silika lahko nastane tudi z anorganskimi procesi, v tem primeru jo imenujemo *litogena silika* ali *litogeni opal*. Večina litogenega opala pride v oceane s kopnega (Sarmiento in Gruber, 2006).

Kroženje biogenega opala v oceanih je v marsičem podobno kroženju organske snovi. Biogeni opal nastaja in se reciklira v površinskem sloju, z usedanjem in raztapljanjem pa prehaja v globoki ocean. Profil porazdelitve silicijeve kisline po globini je podoben porazdelitvi ostalih hranil: koncentracija v površinskem sloju je nizka, v globokem oceanu pa narašča do enakomerne vrednosti. Prav tako je stehiometrično razmerje med elementi v diatomejah bolj ali manj konstantno: če imajo za rast dovolj svetlobe in hranil, je razmerje med Si in N v diatomejah enako 1 : 1 (Brzezinski, 1985). Med modeli za nižji del prehranjevalne verige, ki vsebujejo tudi tok silicija, je eden boljših NEMURO (Kishi in sod., 2007).

### 3.3.2.2 Fitoplankton

Morske organizme razvrščamo glede na (Sarmiento in Gruber, 2006):

- *operativni kriterij* (ang. operational criteria): delitev organizmov glede na velikost. Velikosti fitoplanktonskih organizmov se giblje v širokih mejah in znaša od  $< \mu\text{m}$  do reda 10 m;
- *funkcionalni kriterij* (ang. functional criteria): delitev glede na vlogo, ki jo imajo organizmi v sistemu. Zanima nas npr. njihov vpliv na biogeokemično kroženje snovi, trofični

status organizma, njihov življenjski cikel, itd. Ker funkcionalni kriterij razvrščanja organizmov običajno uporabljamo pri modeliranju biogeokemičnega kroženja snovi v oceanih, ga strokovno imenujemo tudi *biogeokemični kriterij*;

- *taksonomski kriterij* (ang. taxonomic criteria): delitev glede na vrste.

**Operativni kriterij.** Med majhnimi vodnimi organizmi ločimo plankton in nekton. Med plankton uvrščamo zelo majhne organizme, ki se ne zmorejo upirati toku vode (čeprav se zmorejo nekateri med njimi avtonomno premikati v vertikalni smeri celo po več sto metrov dnevno; ang. diel vertical migrations). Med nekton pa uvrščamo večje organizme, ki plavajo in lahko nadzirajo svoj položaj v morju (npr. lignji, ribe, morski sesalci).

Planktonske organizme glede na velikost razvrščamo v 5 skupin (Omori in Ikeda, 1992):

1. pikoplankton: 0.2 – 2.0  $\mu\text{m}$ : cianobakterije, bakterije,
2. nanoplankton: 2.0 – 20  $\mu\text{m}$ : majhne diatomeje, silikoflagelati,
3. mikrop plankton: 20 – 200  $\mu\text{m}$ : večje diatomeje, dinoflagelati, večina fitoplanktonskih organizmov,
4. mezoplankton: 0.2 – 2 mm: majhni zooplanktonski organizmi,
5. makrop plankton: 2 – 20 mm: večji zooplanktonski organizmi (meduze, večji raki, idr).

Nekateri avtorji plankton klasificirajo v 7 razredov, a se ta princip pri modeliranju nižjega dela prehranjevalne verige redko uporablja: poleg zgoraj naštetih uporabljajo še razreda femtoplanktona ( $< 0.2 \mu\text{m}$ ) in megaplanktona ( $> 20 \text{ mm}$ ). V prvo skupino sodijo predvsem virusi, v drugo pa največji zooplanktonski organizmi (npr. velike meduze, salpe, idr).

Na odprtem morju po teži biomase prevladuje pikoplankton, v hiperproduktivnih priobalnih morjih pa lahko prevladujejo tudi mikro-, mezo- ali makrop plankton. Globalno predstavlja pikoplankton  $\sim 10\%$  biomase in proizvede  $\sim 40\%$  primarne produkcije (Agawin in sod., 2000). Delež primarne produkcije pikoplanktona se zvišuje s temperaturo (metabolizem) in znižuje z obsegom primarne produkcije (zaradi paše in hitrega naraščanja biomase velikih organizmov): v toplih vodah z nizko produktivnostjo znaša  $> 50\%$ , v močno produktivnih polarnih vodah pa  $< 10\%$  (Sarmiento in Gruber, 2006).

**Funkcionalni kriterij.** Funkcionalni kriterij temelji na *trofičnem statusu* organizma (ang. trophic status): trofični status pomeni, kje v ekosistemu se organizem nahaja glede na pretok energije ali pretok snovi. Trofični status organizme razdeli na

- *avtotrofe* (ang. autotroph), ki lahko sami proizvajajo svojo OM,
- *heterotrofe* (ang. heterotroph), ki energijo in snov dobijo iz že sintetizirane OM,
- *miksotrofe* (ang. mixotroph), ki lahko delujejo kot avtotrofi ali heterotrofi.

Med avtotrofi ločimo *fotoavtotrofe*, ki za svojo rast uporabljajo svetlobno energijo ter *kemoavtotrofe*, ki za sintezo OM namesto svetlobne energije uporabljajo energijo snovi (energijo pridobivajo z oksidacijo kemijskih spojin); v splošnem velja, da je kemosinteza v primerjavi s fotosintezo zanemarljiva. Poznamo še ti. *bentoške avtotrofe* na dnu plitvih priobalnih območij (makrofiti in mikroskopske alge). Med heterotrofi ločimo *herbivore*, ki se hranijo z avtotrofi in *karnivore*, ki se hranijo predvsem z manjšimi heterotrofi.

Funkcionalno avtotrofe delimo še naprej glede na značilnosti metabolizma (npr. sposobnost fiksacije N<sub>2</sub>, sposobnost precipitacije SiO<sub>2</sub> ali CaCO<sub>3</sub>, idr), lahko pa jih razdelimo tudi glede na pogoje okolja, ki so potrebni za njihovo optimalno rast (količina svetlobe, temperatura morja, količina kisika, idr) (Sarmiento in Gruber, 2006).

**Taksonomski kriterij.** Organizme najpogosteje delimo glede na vrste. Na vprašanje, kaj v naravi omogoča tolikšno število rastlinskih in živalskih vrst, znanstveniki danes še ne znajo enotno odgovoriti. Med razlogi pa v zadnjem času najpogosteje navajajo prostorsko in časovno variabilnost okolja ter nelinearnost ekoloških sistemov. Fitoplanktonska združba šteje preko 20.000 vrst, od tega pa jih samo nekaj predstavlja večino v celotnem oceanu. Prevladujoči fototrofni organizmi v večini vodnih okolij so mikroorganizmi: v oksičnih pogojih so to predvsem cianobakterije in enocelične alge, v anoksičnih območjih pa anoksične avtotrofne bakterije (Kukovec, 2006).

Fitoplankton delimo na *prokariote* (ang. prokaryote; avtotrofne bakterije in arheje) in *evkarionte* (ang. eukaryote; kompleksnejša celična organizacija in struktura). Med prokarioti so pomembne predvsem cianobakterije rodov *Prochlorococcus* in *Synechococcus*, ki se večinoma hranijo z amoniakom in ureo (regenerirana produkcija) in zato uspevajo tudi v vodah z manjšim dotokom hranil. Med evkariontskimi mikroorganizmi pa so najpomembnejši diatomeje, kokolitoforidi, dinoflagelati in silikoflagelati. Najpomembnejše skupine fitoplanktona (Kukovec, 2006; Sarmiento in Gruber, 2006):

- *cianobakterije* ali *modrozeleni cepljivke*, *modrozeleni alge*, *cianofiti* (ang. Cyanobacteria, Cyanophyta): so avtotrofne oksigene bakterije, nekateri med njimi so diazotrofi. Celična stena je iz hitina. Vršijo enako fotosintezo kot višje rastline: vsebujejo klorofil-a in fikobiline (pomožna fotosintetska barvila, med katerimi sta najpomembnejša rdeči fikoeritrin (rdeče alge) in modri fikocianin (modrozeleni alge)), ne vsebujejo pa klorofila-b. Organizmi so enocelični, nitasti ali pa se celice med seboj povežejo z želatinastim ovojem (galerto). Cianobakterije so izredno prilagodljive in (sploh poleti) številčno prevladujejo med avtotrofi v morskem okolju.
- *diatomeje* ali *kremenaste alge* (ang. Diatoms): rjavo obarvane enocelične alge s celično steno iz silicija in pektina. Poznamo preko 10 000 vrst diatomej. Na Zemlji so že 185 milijonov let, nahajajo se v vseh tipih ekosistemov: v sladki vodi, v morjih in v zemlji. Za rast potrebujejo visoko razmerje med koncentracijo silicijeve kisline in koncentracijo hranil v okoliški vodi (najmanj Si : N  $\approx$  1 : 1); pogoste so predvsem v vodah visoke geografske širine in ponekod v tropih. Ker so velike in se v času cvetenja močno namnožijo, povzročajo obsežen izvoz in opazno zmanjšujejo količino ogljika v površinskem sloju oceana. Po Nelson in sod. (1995) so diatomeje odgovorne za kar tretjino ali celo polovico globalne primarne produkcije. V Jadranskem morju so diatomeje spomladi glavni primarni producenti;
- *kokolitoforidi* (ang. Coccolithophorids): so najmanjši morski protozoji. Poznamo avto-



trofne in heterotrofne kokolitoforide. Uspevajo tudi v oligotrofnih območjih z malo hranili, največjo rast dosežejo na  $\sim 10$  m globine oz. splošno v predelih z manj svetlobe. Njihovo ogrodje je iz apnenca: med vsemi organizmi največ prispevajo k izvozu  $\text{CaCO}_3$  iz površinskega sloja ter k vsebnosti  $\text{CaCO}_3$  v sedimentih. Iz kokolitoforidov so nastali npr. znani White Cliffs of Dover;

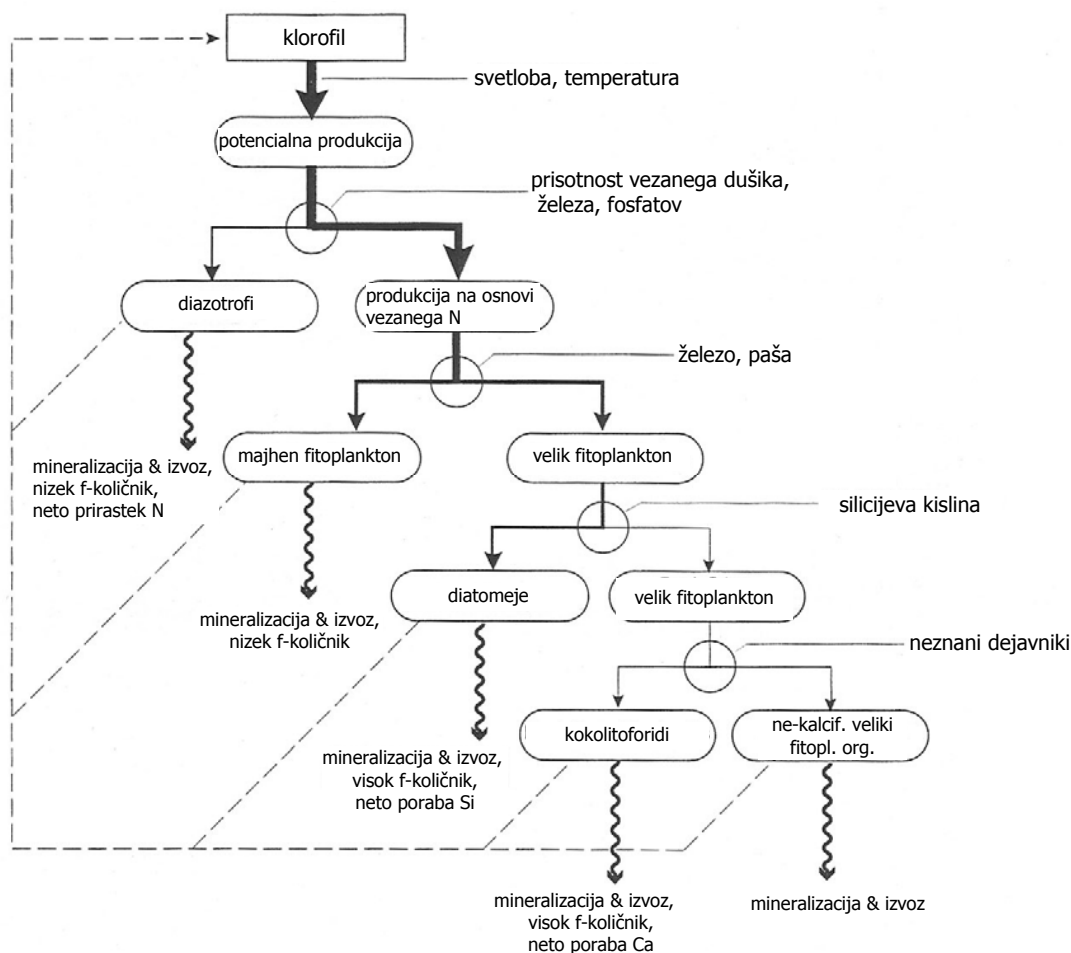
- *dinoflagelati* (ang. Dinoflagellates): enocelični bičkarji nenavadnih oblik. Živijo predvsem v toplejših morjih. Niso zelo pogosti, a se v ugodnih pogojih zelo hitro delijo in lahko povzročajo obsežno cvetenje morja (ang. red tides). Lahko fotosintetizirajo, paratizirajo ali so simbionti s koralami; lahko igrajo vlogo avtotrofov, heterotrofov ali miksotrofov;
- *silikoflagelati* (ang. Silicoflagellates): enocelični avtotrofi ali heterotrofi s silikatnim oklepom. Pogostejši so v hladnejših morjih.

**Klasifikacija v modelih.** V modelih biogeokemičnega kroženja snovi je nepraktično upoštevati preveliko število vrst. Namesto taksonomske delitve uporabljamo razvrščanje organizmov glede na funkcionalni (1. delitev) in operativni kriterij (2. delitev) (Falkowski in Raven, 1997; Boyd in Doney, 2002; Sarmiento in Gruber, 2006):

1. glede na funkcionalni ali biogeokemični kriterij organizme najprej razvrstimo v skupine s podobnim *metabolizmom*: presnova pomeni določene lastnosti združbe, npr. sposobnost fiksacije plinastega  $\text{N}_2$ , sposobnost precipitacije  $\text{CaCO}_3$  (kokolitoforidi) ali  $\text{SiO}_2$  (diatomeje), idr.
2. zatem pa organizme običajno razdelimo še glede na *velikost*. Majhni in veliki organizmi igrajo v ekosistemu različno vlogo: pikoplankton je učinkovit v recikliranju OM (daje nizek *ef* – *kolicnik*), velik fitoplankton pa v izvozu OM iz površinskega sloja (daje visok *ef* – *kolicnik*). Bolj kakor dejanska velikost organizmov nas zato zanima sposobnost izvoza OM: npr. po velikosti spadajo kokolitoforidi med manjše organizme, vendar jih glede na obseg izvožene produkcije uvrščamo med velik fitoplankton. K izvozu OM največ prispevajo kokolitoforidi in diatomeje.

Katera skupina organizmov se razvije, določajo pogoji okolja. Pri določanju verjetnosti razvoja določene skupine organizmov si pomagamo z *razvrstitvenim drevesom* (ang. allocation tree), ki dominantno funkcionalno skupino določi glede na (slika 3.18) (Falkowski in sod., 2003):

1. totalno količino klorofila na dani lokaciji,
2. svetlobo in temperaturo, ki določata potencialno produkcijo OM, če je količina hranil neomejena,
3. koncentracijo fosfatov in železa,
4. koncentracijo različnih oblik dušika,
5. prisotnost mikrozooplanktona in mikrohranil,
6. prisotnost silicijeve kisline,
7. drugo.



Slika 3.18: Razvrstitveno drevo, s katerim napovemo dominantno skupino fitoplanktonskih organizmov pri danih pogojih okolja (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.18: Schematic diagram showing the allocation of primary production to different phytoplankton functional groups (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Običajno se v prisotnosti fosforja,  $N_2$  in železa razvijejo fiksatorji dušika. Če so poleg naštetih hranil prisotni še nitrati, se razvijejo ostali fitoplanktonski organizmi do določene velikosti. Kako veliki fitoplanktonski organizmi se razvijejo, je odvisno predvsem od prisotnosti mikrozooplanktona (ker se hrani z majhnim fitoplanktonom, preprečuje njegovo razrast; hranila zato ostajajo, iz njih pa se lahko razvije velik fitoplankton) in prisotnosti oz. količine mikrohranil, predvsem železa (če jih je malo, se lahko razvije samo majhen fitoplankton). Običajno se pomladno cvetenje začne z razrastom diatomej, ko hranil že zmanjkuje, pa se pojavijo še kokolitoforidi. Vrsta fitoplanktona je odvisna tudi od količine svetlobe: kjer je svetlobe manj, običajno prevladajo flagelati ali kokolitoforidi, kjer je osvetljenost večja, pa diatomeje (Parsons in sod., 1984).

**Pretvarjanje enot fitoplanktona.** Fitoplankton merimo:

- z vsebnostjo dušika v OM: enota =  $[\text{mmol N m}^{-3}]$ ,
- z vsebnostjo ogljika v OM: enota =  $[\text{mmol C m}^{-3}]$ ,
- s koncentracijo klorofila v celicah:  $[\text{mg CHL m}^{-3}]$ .

Npr. količini dušika  $0.6 \text{ mmol N/m}^3$  ustreza koncentracija klorofila  $\sim 1 \text{ mg CHL/m}^3$ . Pri pretvarjanju upoštevamo razmerje med vsebnostjo organskega ogljika in klorofila v celicah fitoplanktona v vrednosti

$$\frac{C}{CHL} = 50, \quad (3.44)$$

razmerje med moli ogljika in dušika v sintetizirani OM v vrednosti

$$\frac{C}{N} = \frac{117}{16} \quad (3.45)$$

ter molsko maso ogljika  $C = 12 \text{ g/mol}$ .

Razmerje med CHL:C v biomasi fitoplanktona lahko določimo tudi s statističnim model Cloern in sod. (1995) (za natančnejši opis pojmov glej nadaljevanje):

$$CHL = [0.003 + 0.0154 \cdot e^{0.05 \cdot T} \cdot e^{-0.059 \cdot I}] \cdot \gamma_P(N) \cdot P \quad (3.46)$$

$CHL$  = koncentracija klorofila-a v biomasi fitoplanktona v enotah  $[\text{mg CHLa m}^{-1}]$ ,

$T$  = temperatura v  $[\text{°C}]$ ,

$k_z$  = koeficient zmanjšanja količine svetlobe z globino,

$I$  = povprečna dnevna osvetljenost vrhnjega sloja vode; enota  $I$  je  $[\text{mol quanta m}^{-2} \text{ dan}^{-1}]$ ,

$\gamma_P(N)$  = funkcija odvisnosti rasti avtotrofov od količine hranil,

$P$  = koncentracija fitoplanktona v enotah  $[\text{mmol C m}^{-2}]$ .

V enačbo 3.46 je potrebno vstaviti vrednosti za fitoplankton  $P$  in hranila  $N$ , ki smo jih pred tem povprečili po debelini sloja; enota  $CHL$  je zato enaka  $[\text{mg CHLa m}^{-1}]$ .

Koncentracija klorofila je v majhnih in velikih fitoplanktonskih organizmih različna: vrednost CHL:C je načeloma višja za manjše organizme (Eppley in sod., 1977; Glover in sod., 1988; Llewellyn in Gibb, 2000). Če imamo večrazredni model, enačbo 3.46 v izvorni obliki uporabimo samo za največji razred fitoplanktona ( $i = 1$ ), za ostale razrede  $i$  pa dobljeno vrednost klorofila pomnožimo z ustreznim transformacijskim faktorjem  $R_i$ :

$$CHL_i = CHL_1 \cdot R_i = [0.003 + 0.0154 \cdot e^{0.05 \cdot T} \cdot e^{-0.059 \cdot I}] \cdot \gamma_P(N) \cdot P \cdot R_i \quad (3.47)$$

Npr. za dva velikostna razreda fitoplanktona znaša  $R$  po Crispi in sod. (2002)  $R = 2$ ; v tem primeru torej predpostavljamo, da je koncentracija klorofila v majhnih organizmih  $2 \times$  višja kot v velikih organizmih.

Za zahodni del Sredozemskega morja lahko enote ogljika pretvorimo v enote klorofila-a tudi po preprosti empirični zvezi Gould in Weisenburg (1990), ki sta razmerje CHL:C določila iz povprečja meritev za zgornji sloj vode v mesecu novembru:

$$CHL : C = \frac{1}{24}. \quad (3.48)$$

### 3.3.2.3 Modeliranje fitoplanktona

Modeliranje rasti fitoplanktona pomeni modeliranje fotosinteze. Večinoma temelji na znanju, pridobljenem z laboratorijskimi poskusi. Dejansko dogajanje v oceanu je seveda kompleksnejše: mnogo vrst je sposobnih prilagajanja zelo različnim pogojem, upoštevati pa moramo tudi, da so procesi v združbi lahko precej drugačni, kot če vrste osamimo v laboratoriju.

Pri modeliranju fotosinteze upoštevamo vpliv svetlobe (ang. irradiance)  $I$  v  $[\text{W m}^{-2}]$  ali  $[\text{Einstein m}^{-2} \text{s}^{-1}]$ , nutrientov  $N$   $[\text{mmol m}^{-3}]$ , temperature  $T$   $[\text{° C}]$ , paše zooplanktona (ang. grazing)  $G$  v  $[\text{mmol m}^{-3} \text{cas}^{-1}]$  in drugih ponorov (ang. sinks) na koncentracijo fitoplanktona  $P$   $[\text{mmol N m}^{-3}]$  v kontrolnem volumnu. Splošna enačba za izvorno-ponorni člen v advekcijsko-difuzijski enačbi za fitoplankton  $P$  se glasi (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$SS(P) = \frac{\partial P}{\partial t} = v_P(T) \cdot \gamma_P(I, N) \cdot P - G(P) - \text{sinks} . \quad (3.49)$$

Posamezni členi izražajo:

$v_P(T) \cdot \gamma_P(I, N) \cdot P = NPP$  oz. asimilacija anorganskega dušika v biomaso fitoplanktona; izražamo jo v enotah dušika  $[\text{mmol N m}^{-3}]$ ;

$v_P(T) = v_{\max}$  = maksimalna stopnja rasti (ang. maximum growth rate); enota  $[\text{stevilo podvajanj cas}^{-1}]$ .  $v_{\max}$  je odvisna od temperature vode: v nekaterih procesih fotosinteze sodelujejo tudi encimi, njihovo delovanje pa je vedno močno odvisno od temperature.

$\gamma_P(I, N)$  = brezdimenzijska funkcija, izraža vpliv količine svetlobe in hranil na stopnjo rasti fitoplanktona; interval vrednosti je enak  $[0, 1]$ , pri  $\gamma_P(I, N) = 1$  sta količina svetlobe in hranil optimalni in ne omejujeta fotosinteze, običajno pa je  $\gamma_P(I, N) < 1$ ;

$v_P(T) \cdot \gamma_P(I, N)$  = specifična stopnja rasti (ang. specific growth rate); enota  $[\text{stevilo podvajanj cas}^{-1}]$  ali  $[\text{mg O}_2(\text{mg CHL})^{-1} \text{hr}^{-1}]$ ;

$G(P)$  = ponor  $P$  zaradi paše zooplanktona (ta člen podrobneje obravnavamo v podpoglavju o zooplanktonu 3.3.2.4).

Vse dodatne ponore običajno modeliramo skupaj s funkcijo prvega reda (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$\text{sinks} = \lambda_P \cdot P , \quad (3.50)$$

enota  $[\text{cas}^{-1}]$ . Člen vsebuje:

- odmiranje fitoplanktona zaradi starosti, bolezni, mehanskih napak, ipd,
- izgube zaradi kemijskih in mikrobioloških procesov (npr. eksudacije),
- usedanje zaradi gravitacije: nekateri avtorji tudi ta člen modelirajo eksplicitno z  $w_{\text{sink}} \cdot (\partial P / \partial z)$ .

Predvsem v zadnjem času se za člene, ki ponazarjajo izgubo biomase fitoplanktona ( $G(P)$ ,  $\text{sinks}$ ) namesto linearne funkcije pogosto uporablja kvadratna ali druga nelinearna funkcija. S tem ponazorimo, da je proces spreminjanja biomase funkcija koncentracije fitoplanktona, kar strokovno imenujemo *odvisnost od gostote populacije* (ang. density-dependent mechanisms of population control). Tako je npr. v primeru smrtnosti zaradi virusnih okužb ali zaradi pomanjkanja mikrohranil, idr., prav tako pa so od koncentracije organizmov odvisni fizikalni procesi,

kakršna sta flokulacija in posledično usedanje fitoplanktona. Parameter  $\lambda_P$  v tem primeru nadomesti funkcija  $\lambda_P \cdot P$ , člen *sinks* pa dobi obliko (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$\text{sinks} = \lambda_P \cdot P^2 . \quad (3.51)$$

**Vpliv temperature vode na stopnjo fotosinteze: določitev  $v_P(T)$ .** Vpliv temperature vode na maksimalno stopnjo rasti  $v_P(T)$  običajno določamo po Eppley (1972):

$$v_P(T) = a \cdot b^{c \cdot T} . \quad (3.52)$$

Vrednosti parametrov znašajo:  $a = 0.6 \text{ dan}^{-1}$ ,  $b = 1.066$ ,  $c = 1 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ . Za  $\Delta T = 0 - 20^\circ\text{C}$  dobimo razpon vrednosti  $v_P(T) = 0.6 - 2.2/\text{dan}$ . Obseg cvetenja fitoplanktona narašča z naraščanjem temperature vode. Iz vrednosti  $v_P(T)$  lahko določimo frekvenco podvojitvev:  $v_P(T)$  delimo z  $\ln(2)$  in dobimo  $0.9 - 3.1$  podvojitvev/dan.

Čeprav  $v_P(T)$  najpogosteje določamo po enačbi 3.52, najdemo v literaturi tudi precej argumentov proti njeni vsesplošni uporabi. Frekvenca podvojitvev ni odvisna samo od temperature, ampak tudi od vrste fitoplanktona. Po navedbah nekaterih avtorjev je občutljivost vrst na temperaturo celo manjša kot občutljivost  $v_P(T)$  na vrsto fitoplanktona, saj se organizmi pogosto prilagodijo določenemu temperaturnemu intervalu. Poleg tega zveza temelji predvsem na osnovi študij diatomej. V Crispi in sod. (2002) npr. odvisnost rasti avtotrofov od temperature določijo po Arrheniusovi enačbi:

$$g(T) = \left( \frac{T_{\max} - T}{T_{\max} - T_P} \right)^{b \cdot (T_{\max} - T_P)} \cdot e^{b \cdot (T - T_P)} \quad (3.53)$$

Vrednosti parametrov  $T_{\max}$ ,  $T_P$  in  $b$  v izrazu 3.53 so odvisne od vrste fitoplanktona in v Crispi in sod. (2002) npr. znašajo:  $T_{\max} = 24 - 30^\circ\text{C}$ ,  $T_P = 16.5 - 19.5^\circ\text{C}$ ,  $b = 0.1157$ .

**Vpliv količine in vrste hranil na stopnjo fotosinteze: določitev  $\gamma_P(N)$ .** Kako blizu maksimalni stopnji rasti  $v_P(T)$  je dejanska (specifična) stopnja rasti fitoplanktona, določajo količina svetlobe in količina ter vrsta hranil. Pogosto je primarni limitni faktor svetloba (npr. v območjih visoke geografske širine, v zimskih mesecih, v globinah  $> 100 \text{ m}$ , v območjih z globokim premešanim slojem, idr), v površinskem sloju velikega dela oceana pa svetloba ne omejuje rasti, ker je je dovolj. Na teh območjih so limitni faktor hranila (makro- ali mikrohranila). Običajno pri modeliranju predpostavljamo, da je faktor  $\gamma_P(I, N)$  multiplikativen, t.j. da sestoji iz produkta dveh neodvisnih funkcij: iz funkcije količine svetlobe in funkcije koncentracije hranil:

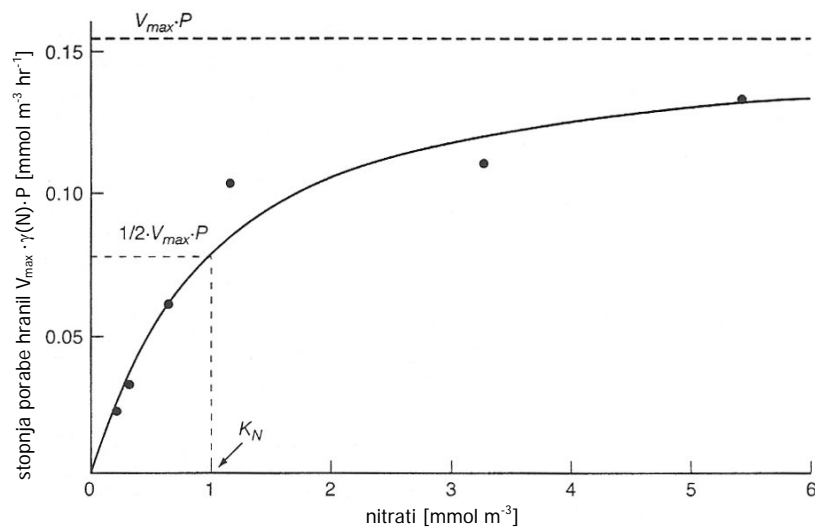
$$\gamma_P(I, N) = \gamma_P(I) \cdot \gamma_P(N) . \quad (3.54)$$

Velja zakon minima, zato

$$\gamma_P(I, N) = \min \{ \gamma_P(I), \gamma_P(N) \} . \quad (3.55)$$

Bistveno je torej, da pri modeliranju fotosinteze med faktorjema svetlobe in hranil izberemo tistega, ki v danem primeru bolj omejuje rast fitoplanktona. Če so to hranila, tako teorija kot praksa pravita, da je za  $\gamma_P(N)$  najbolje uporabiti hiperbolično funkcijo (Monod, 1949):

$$\gamma_P(N) = \frac{N}{K_N + N} ; \quad (3.56)$$



Slika 3.19: Saturacijska (oz. Monodova, Michaelis-Mentenova ali tudi Michaelis-Menten-Henrijeva) krivulja. Označuje odvisnost stopnje rasti avtotrofov od količine hranil (povzeto po Dring, 1982).

Figure 3.19: Saturation (or Monod, Michaelis-Menten, Michaelis-Menten-Henry) curve, which represents the dependence of phytoplankton growth rate on the amount of nutrients (adapted from Dring, 1982).

$K_N$  = saturacijska ali Michaelisova konstanta, imenujemo jo tudi Monodova konstanta ali koeficient polovične rasti (ang. growth half-saturation constant),

$N$  = koncentracija hranila  $N$ .

Na sliki 3.19 je prikazan graf porabe nitratov v odvisnosti od koncentracije nitratov. Imenujemo ga Monodova krivulja in velja, če rast omejuje samo količina hranil. Vrednost  $K_N$  je enaka koncentraciji  $N$ , pri kateri znaša stopnja rasti polovico maksimalne vrednosti. Enačbo 3.56 običajno uporabimo, če med nutrienti  $N$  upoštevamo samo nitrate. Vrednosti  $K_N$  za nitrate se gibljejo od 0.1 – 3.0 mmol/m<sup>3</sup>. Upoštevati moramo, da v laboratorijskih poskusih običajno ne merijo neposredno rasti fitoplanktona, temveč porabo hranil. Pod izrazom rast fitoplanktona razumemo asimilacijo hranil v OM fitoplanktona, kar po vrednosti nikoli ne dosega porabe hranil. Npr.  $K_N = 0.1$  mmol/m<sup>3</sup> ustreza  $K_N$  za porabo hranil v vrednosti od 0.15 – 0.5 mmol/m<sup>3</sup> (Eppley in sod., 1969; Morel, 1987; Lipschultz, 2001).

Če je prisotnih več oblik dušika, uporabimo enačbo, kakršna je enačba 3.57 spodaj (Wroblewski, 1977; Fasham, 1992). Običajno modeliramo porabo nitratov in amoniaka. Ker organizmi za hranjenje z amoniakom porabijo manj energije, njegova prisotnost močno omeji porabo nitratov (MacIsaac in Dugdale, 1972; Walsh in Dugdale, 1972; MacIsaac, 1978; Glibert in sod., 1982). To v modelih opišemo z dodatno utežno funkcijo:

$$\gamma_P(N) = \frac{NO_3^-}{K_{NO_3^-} + NO_3^-} \cdot \exp(-\psi \cdot NH_4^+) + \frac{NH_4^+}{K_{NH_4^+} + NH_4^+} \quad (3.57)$$

Npr. po Fasham in sod. (1992) znašajo vrednosti parametrov:  $K_{NO_3^-} = K_{NH_4^+} = 0.5$  mmol/m<sup>3</sup>,  $\psi = 1.5$  (mmol/m<sup>3</sup>)<sup>-1</sup>.

Če je limitnih več elementov, npr. poleg nitratov in amoniaka še železo ali silicijeva kislina,

uporabimo podobne aditivne in multiplikativne funkcije kot v izrazu 3.57. V našem modelu za nižji del prehranjevalne verige smo npr. poleg nitratov in amoniaka upoštevali tudi možnost hranjenja fitoplanktona s fosfati, saj na nekaterih območjih v Sredozemlju kot limitni nutrient nastopa fosfor in ne dušik (Crispi in sod., 2002). Enačba se v tem primeru glasi:

$$\gamma_P(N) = \frac{PO_4^{3-}}{K_{PO_4^{3-}} + PO_4^{3-}} \cdot \left[ \frac{NO_3^-}{K_{NO_3^-} + NO_3^-} \cdot \exp(-\psi \cdot NH_4^+) + \frac{NH_4^+}{K_{NH_4^+} + NH_4^+} \right] \quad (3.58)$$

Poudarimo pa, da tako kompleksnih modelov za modeliranje biogeokemičnega kroženja snovi v oceanih ne uporabljamo prav pogosto. Običajno več hranil uporabljamo v kombinaciji z večrazrednimi modeli za nižji del prehranjevalne verige, ki jih bomo obravnavali v podpoglavju 3.3.2.7.

**Vpliv količine svetlobe na stopnjo fotosinteze: določitev  $\gamma_P(I)$ .** *Osončenost* (ang. solar illumination radiation, solar irradiation, solar irradiance) definiramo kot izpostavljenost Soncu. Podamo jo z energijo globalnega in kvaziglobalnega sevanja ali s trajanjem Sončevega obsevanja. Sončna energija je vsota energije neposrednega in difuznega Sončevega obsevanja, odvisna pa je predvsem od vpadnega kota sončnih žarkov (določajo ga astronomski parametri), morfologije površja in meteoroloških razmer (Šrot, 2007).

Fotokemični procesi fotosinteze so vezani na sončno sevanje valovne dolžine med 400–740 nm. Ta del spektra imenujemo območje *fotosintetsko aktivnega sevanja* (ang. photosynthetically active radiation, PAR) in približno ustreza območju vidne svetlobe. PAR kvantificiramo z gostoto fotonskega toka v [ $\mu \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ].

Pri ekološkem modeliranju oceanov pogosteje kot osončenost uporabljamo izraz intenziteta Sončevega obsevanja oz. *intenziteta svetlobe I* (ang. irradiation, irradiance). Intenziteta svetlobe pomeni količino vpadle energije na enoto površine. Podajamo jo v energijskih enotah: [ $I$ ] = [ $\text{W m}^{-2}$ ] ali [stevilo kvantov  $\text{m}^{-2} \text{ cas}^{-1}$ ] ali [ $\text{cal cm}^{-2} \text{ dan}^{-1}$ ], med temi najpogosteje uporabljamo [ $\text{W m}^{-2}$ ].

Za račun osončenosti je najpomembnejši podatek trajanje Sončevega obsevanja na dani lokaciji, potrebujemo pa še transmissijska koeficienta absorpcije in razpršenosti svetlobe. Nekaj boljših enačb za določanje trajanja Sončevega obsevanja najdemo v Schoolfield (1982), Brock (1981), Running in Coughlan (1988), Ritchie (1991); pregled del in primerjavo modelov najdemo v Forsythe in sod. (1995). Med naštetimi je najnatančnejši Schoolfield (1982), zaradi enostavnosti pa pri modeliranju ekoloških procesov v oceanih najpogosteje uporabljamo model Brock (1981).

Po Schoolfield (1982) trajanje Sončevega obsevanja (čas od zore do mraka) določimo v treh korakih:

$$\theta = 0.2163108 + 2 \arctan [0.9671396 \cdot \tan [0.00860 \cdot (J - 186)]] \quad (3.59)$$

$$\phi = \arcsin [0.39795 \cdot \cos \theta] \quad (3.60)$$

$$D = 24 - \frac{24}{\pi} \arccos \left[ \frac{\sin \frac{p\pi}{180} + \sin \frac{L\pi}{180} \sin \phi}{\cos \frac{L\pi}{180} \cos \phi} \right] \quad (3.61)$$

$\theta$  = kot, ki ga orisuje Zemlja na poti okrog Sonca (ang. revolution angle), enota [rad],

$J$  = zaporedni dan v letu (ang. Julian day),

$\phi$  = kot deklinacije Sonca, enota [rad] = kot med Soncem in Ekvatorjem na dan  $J$  ob 12:00 (ang. solar noon) glede na subsolarno točko (ang. subsolar point; označuje kraj na Zemlji med povratnikoma, ki je na dan  $J$  ob 12:00 najbližje Soncu). Primer: ob ekvinokcijo subpolarni točki ustreza Ekvator,  $\phi$  pa v tem primeru znaša 0 rad,

$D$  = čas osončenosti; definiran je kot čas med vzhodom in zahodom centra Sonca,

$L$  = geografska širina,

$p$  = parameter, enota [°]; v najpreprostejšem primeru je  $p = 0$ , najboljše rezultate pa dobimo s  $p = 0.833$ .

Po Brock (1981) pa je postopek naslednji:

$$\phi = 23.45 \cdot \sin \left( 360 \frac{283 + J}{365} \right) \quad (3.62)$$

$$\text{hourAngle} = \arccos [-\tan(L) \cdot \tan(\phi)] \quad (3.63)$$

$$D = 2 \frac{\text{hourAngle}}{15} \quad (3.64)$$

$\phi$  = kot deklinacije Sonca, enota [°],

$J$  = zaporedni dan v letu,

$\text{hourAngle}$  = kot, za katerega se mora Zemlja zarotirati, če naj izbrano lokacijo na Zemlji postavi na subsolarno točko; na severni polobli so vrednosti  $\text{hourAngle}$  pozitivne, na južni pa negativne,

$L$  = geografska širina,

$D$  = čas osončenosti, enota [hr].

Pri določanju  $D$  po Brock (1981) moramo biti previdni pri uporabi enot: v enačbah namreč oba kota in  $L$  nastopajo v stopinjah.

Podajamo še preprost izraz za normalizirano dolžino dneva  $rf$  po Unesco (1983). Predpostavljamo neodvisnost od zemljepisne širine;  $rf$  je torej v tem primeru samo funkcija časa:

$$rf(\text{day}) = f_1 + f_2 \cdot \cos \left( \frac{2\pi \cdot (J + 10)}{360} \right) \quad (3.65)$$

$J$  = zaporedni dan v letu, uporabljamo samo vrednosti od 1 – 360,

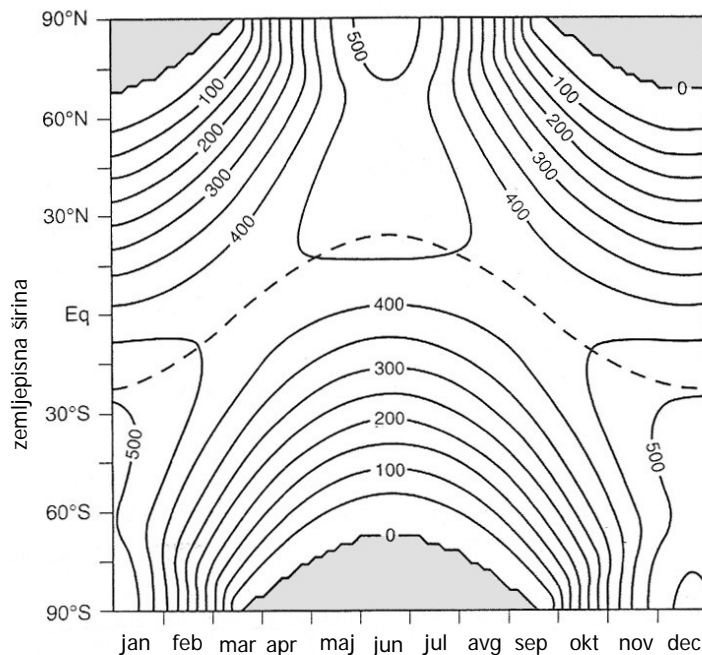
$f_1$  = aditivni koeficient trajanja sončevega obsevanja; po UNESCO (1983) znaša  $f_1 = 0.5$ ,

$f_2$  = multiplikativni koeficient trajanja sončevega obsevanja; po UNESCO (1983) znaša  $f_2 = 0.125$ .

Pri ekološkem modeliranju sončno energijo pogosto namesto po zgornjih enačbah določamo v poenostavljeni obliki, t.j. v ekvivalentu števila ur sevanja sončne svetlobe. Jasna sončna svetloba ustreza moči  $\sim 1000 \text{ W/m}^2$ , kar pomeni, da ena ura sončnega sevanja ustreza količini energije  $1 \text{ kWh/m}^2$ . Obsevanje znaša povprečno od  $\sim 1000 \text{ kWh/m}^2/\text{leto}$  v Severnoevropskih državah do  $\sim 2500 \text{ kWh/m}^2/\text{leto}$  v puščavskih območjih; za Slovenijo velja podatek  $\sim 1200 \text{ kWh/m}^2/\text{leto}$  (Šrot, 2007).

Pri modeliranju vpliva svetlobe na rast fitoplanktona so nam v pomoč naslednji pojmi (Sarmiento in Gruber, 2006):





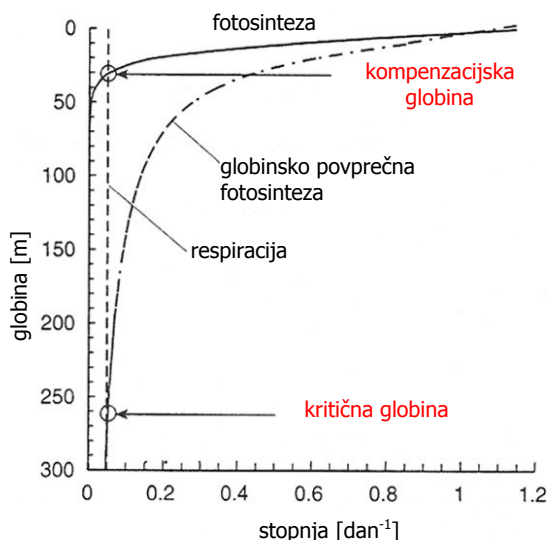
Slika 3.20: Povprečna dnevna vrednost solarne radiacije na vrhu atmosfere v  $\text{Wm}^{-2}$  v odvisnosti od geografske širine in časa (povzeto po Hartmann, 1994).

Figure 3.20: Mean daily irradiance at the top of the atmosphere in  $\text{Wm}^{-2}$  as a function of latitude and time (adapted from Hartmann, 1994).

- *Kompensacijska svetloba* (ang. compensation irradiance)  $I_C$ : pomeni količino svetlobe, pri kateri je obseg fotosinteze enak respiraciji populacije fitoplanktona. Pri  $I < I_C$  populacija izumre, pri  $I > I_C$  pa preživi.
- *Kompensacijska globina* (ang. compensation depth)  $z_C$ : globina vode, na kateri je  $I = I_C$ . V primeru stabilne stratifikacije lahko pričakujemo, da pri  $z < z_C$  fotosinteza presega respiracijo fitoplanktona (neto fotosinteza je pozitivna), pri  $z > z_C$  pa respiracija preseže rast in fitoplankton ne preživi. Globino  $z_C$  običajno vzamemo za mejo med fotično in afotično cono.
- *Kritična globina* (ang. critical depth)  $z_{CR}$ : pomeni globino, na kateri je povprečna (integrirana po globini) stopnja rasti fitoplanktona dovolj velika, da preseže povprečno stopnjo respiracije. Zaradi pomešanega sloja je  $z_{CR}$  vedno večja kot  $z_C$ : organizmi do določene vrednosti globine pomešanega sloja  $z_M$  še vedno dobijo dovolj svetlobe za neto pozitivno rast, čeprav je  $z_M > z_C$ . Razen v zelo turbidnih območjih je zato vedno  $z_{CR} \gg z_C$ , npr. po Siegel in sod. (2002) je v Severnem Atlantiku  $z_{CR} \approx 7 \times z_C$ . Čeprav je v splošnem  $z_M$  lahko večja ali manjša kot  $z_C$ , pri modeliranju običajno upoštevamo poenostavitev  $z_{CR} = z_M$ .
- *Globina fotične cone*  $z_P$  (ang. photic depth): globina, do koder seže svetloba. Za  $z_P$  po definiciji upoštevamo globino, na kateri znaša svetloba 1% svetlobe  $I_0$  (izraz 3.66) na površini oceana (Morel, 1988).

Za rast populacije fitoplanktona sta torej potrebna dva pogoja:  $I > I_C$  in  $z_M < z_{CR}$ . Pri

modeliranju je potrebno natančno določiti predvsem  $z_{CR}$ . Kritična globina  $z_{CR}$  in globina premešanega sloja  $z_M$  sta redko enaki. V splošnem je  $z_{CR} > z_M$  v tropskem pasu in v zmernem pasu do širine približno  $\sim 40^\circ$ , med  $\sim 40^\circ$  in  $\sim 60^\circ$  sta približno enaki, od tod dalje pa je  $z_{CR} < z_M$  (Sarmiento in Gruber, 2006). V območjih, kjer je  $z_{CR} < z_M$ , je limitni faktor svetlobe. Problem nastopi predvsem pozimi, ko je premešani sloj globok in je svetlobe manj. Taka so npr. velika območja Sev. Atlantika in Južnega Oceana ter nekaj manjših delov Sev. Pacifika.



Slika 3.21: Shematični prikaz kompenzacijske in kritične globine po Sverdrup (1953) (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.21: Schematic representation of the compensation and critical depth concepts as in Sverdrup (1953) (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Vpliv svetlobe na rast fitoplanktona v modelih določamo po več različnih postopkih. Najpogosteje se uporabljajo izrazi in vrednosti parametrov po Brock (1981), Evans in Parslow (1985), Fasham in sod. (1983, 1990), Jerlov (1976), Reed (1977), Smith in Dobson (1984), Steele (1962). V nadaljevanju podajamo postopek po Sarmiento in Gruber (2006), ki združuje izraze, ki so se doslej med naštetimi v praksi izkazali kot najboljši.

Po Sarmiento in Gruber (2006) kratkovalovno sončno sevanje (ang. irradiance) *na površini oceana* podamo kot

$$I_0 = f_{PAR} \cdot f_{CL} \cdot f_\tau \cdot I_n \quad (3.66)$$

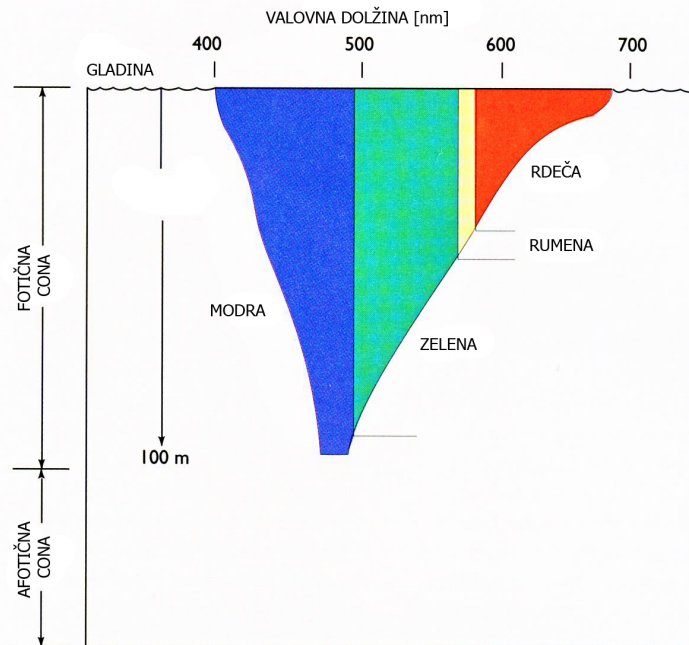
Pri tem so:

$I_n$  = lokalno sončno sevanje na površini oceana na povsem sončen dan ob 12:00 (oz. sevanje na vrhu atmosfere ob 12:00).  $I_n$  se spreminja z geografsko širino, letnimi časi, s stopnjo absorpcije sončnega sevanja v območju atmosfere, s stopnjo odboja svetlobe od površine morja,

$f_{PAR}$  = delež totalnega sevanja, ki ustreza intervalu valovne dolžine fotosintetsko aktivnega sevanja. Fitoplankton se prilagodi tako, da zajame čim več svetlobne energije: na vrhu se nahajajo zeleni organizmi (odbijajo zeleno svetlobo), globlje v morjih pa najdemo rdeče in rjave rastline. Absorpcijo svetlobe na odprtem morju podajamo na sliki 3.22. V večini primerov zadošča, če odvisnost količine svetlobe od valovne dolžine modeliramo s konstantnim  $f_{PAR}$ : če  $I_n$  podamo v energijskih enotah, znaša  $f_{PAR} = 0.43$  oz.  $f_{PAR} \approx 0.4$ ,

$f_{CL}$  = brezdimenzijski faktor [0, 1], ki izraža vpliv pokrovnosti oblakov na količino svetlobe. Za podatke o pokrovnosti oblakov na območju Sredozemlja glej npr. Castellari in sod. (1990),

$f_{\tau}$  = brezdimenzijski faktor [0, 1], ki pove, kako se radiacija spreminja čez dan.  $f(\tau)$  je odvisen od lokacije. Najpogosteje ga podamo s trikotno funkcijo, ker jo je enostavno integrirati (potrebujemo dnevno povprečje), uporabljamo pa tudi sinusno in druge funkcije.



Slika 3.22: Absorpcija svetlobe na odprtem morju (povzeto po Pinet, 2000).  
Figure 3.22: Light absorption in the open ocean (adapted from Pinet, 2000).

Svetlobo na globini  $z$  v oceanu določimo po Lambert-Beer-ovem zakonu (Ingle in Crouch, 1988):

$$I(z) = I_0 \cdot \exp(-K \cdot z) . \quad (3.67)$$

Upadanje količine svetlobe z globino  $z$  zaradi absorpcije in razpršenosti zajamemo s koeficientom  $K$  (v literaturi je pogosta tudi oznaka  $k_z$ ):

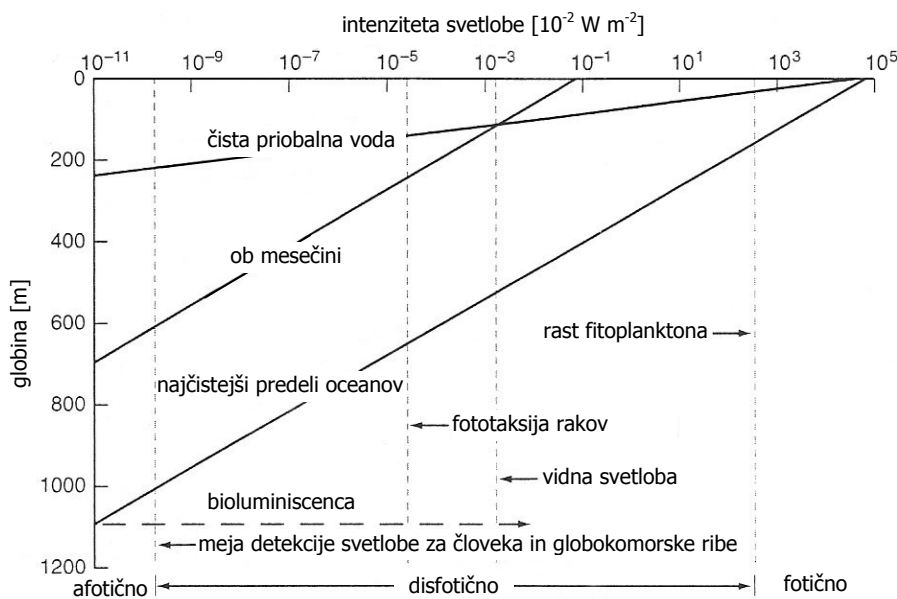
$$K = k_z = k_w + k_P \cdot P + k_x . \quad (3.68)$$

Pri tem so:

$K$  = totalni koeficient upadanja svetlobe v morju (ang. total attenuation coefficient);

$k_w$  = koeficient upadanja količine svetlobe z globino v čisti vodi (ang. clear water attenuation coefficient). Običajno vzamemo  $k_w \approx 0.04/\text{m}$ . Če za mejo med fotično in afotično cono vzamemo globino, na kateri je  $I(z) = 0.01 \cdot I_0$  ter upoštevamo  $k_w = 0.04/\text{m}$ , dobimo za debelino fotičnega sloja vrednost 115 m (velja za čisto vodo);

$k_P \cdot P$  = izraža vpliv koncentracije fitoplanktona na penetracijo svetlobe. Enota parametra  $k_P$  je  $[\text{m}^{-1}]$ , enota koncentracije fitoplanktona  $P$  je  $[\text{mmol N m}^{-3}]$ . Vrednosti  $k_P$  v literaturi se gibljejo v širokih mejah, vrednost je med ostalim odvisna od stopnje evtrofnosti modeliranega območja. Po navedkih Fasham in sod. (1992) in Sarmiento in sod. (1993) npr.  $k_P$  znaša okoli



Slika 3.23: Upadanje intenzitete svetlobe z globino v čistih priobalnih morjih, najčistejših vodah odprtih morij in ob mesečini. Navpične črte označujejo mejne vrednosti intenzitete svetlobe za potek nekaterih bioloških procesov (povzeto po Parsons in sod., 1984).

Figure 3.23: The sloping lines depict the light intensity versus depth for clear coastal and clearest open ocean waters, as well as for moonlight. Also shown on the diagram are vertical lines depicting the light intensity cutoff for various biological processes (adapted from Parsons et al., 1984).

$k_P \approx 0.03/\text{m}$ . Pri modeliranju predpostavljamo, da sta  $k_P$  in  $P$  po globini konstantna. Ko to ne drži (ko površinski sloj ni povsem premešan), je namesto zmožka boljše uporabiti integral:

$$k_P \cdot P \rightarrow \frac{1}{z} \cdot \int_0^z (k_P \cdot P) dz ; \quad (3.69)$$

$k_x$  = izraža vpliv koncentracije ostale suspendirane in raztopljene snovi na penetracijo svetlobe.  $k_x$  v modelih pogosto zanemarimo.

Če za  $k_w$ ,  $k_P$  in  $k_x$  uporabimo običajne vrednosti:  $k_w = 0.04/\text{m}$ ,  $k_P = 0.03/\text{m}$ ,  $k_x = 0/\text{m}$  in upoštevamo predpostavko, da sta  $k_P$  in  $P$  po globini konstantna, dobimo za  $P = 0,6 \text{ mmol N/m}^3$  (kar je običajna vrednost koncentracije fitoplanktona, če v modelu upoštevamo pašo zooplanktona) za  $K$  vrednost  $K = k_w + k_P \cdot P + k_x = 0.04 + 0.03 \cdot 0.6 + 0 = 0.058/\text{m}$ . S tolikšnim  $K$  dobimo 1% svetlobe na globini  $z = 79 \text{ m}$ .

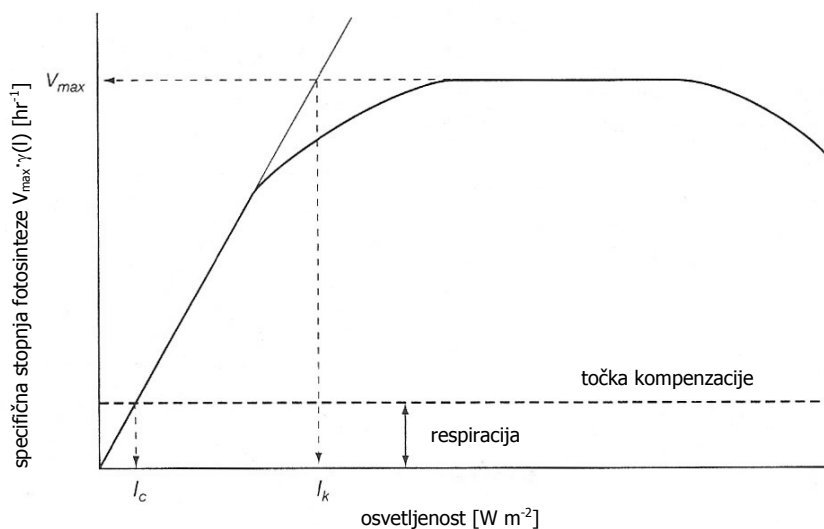
Za  $K$  lahko uporabimo tudi Morelovo enačbo (Morel, 1988):

$$K = 0,121 \cdot CHL^{0,428} \quad (3.70)$$

$CHL$  = koncentracija klorofila.

Po pretvarjanju enot (za  $P = 0,6 \text{ mmol N/m}^3$  dobimo koncentracijo klorofila v celicah fitoplanktona  $CHL \approx 1 \text{ mg CHL/m}^3$ , kot smo pokazali v podpoglavju 3.3.2.2) dobimo za  $K$  vrednost  $K = 0,12/\text{m}$ . Globina fotične cone v tem primeru znaša  $z = 38 \text{ m}$ , kar je polovico manj, kot

če  $K$  določimo po 3.68. Rezultat po Morel (1988) je primerljiv z rezultati študije Siegel in sod. (2002) za Sev. Atlantik. V priobalnih morjih, kjer je koncentracija klorofila in ostalih delcev lahko zelo visoka, globina fotične cone pogosto znaša tudi  $< 38$  m. Na sliki 3.23 je prikazan graf intenzitete svetlobe v odvisnosti od globine morja.



Slika 3.24: P-I krivulja: specifična stopnja fotosinteze v odvisnosti od stopnje osvetljenosti. Pri močni osvetljenosti nastopi fotoinhibicija (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.24: P-I curve: schematic of the specific rate of photosynthesis versus irradiance. Note the drop-off at high irradiance due to photoinhibition.  $I_C$  is the compensation irradiance (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

$P - I$  krivulja (slika 3.24) podaja stopnjo fotosinteze v odvisnosti od intenzitete svetlobe; pri močnejši svetlobi nastopi fotoinhibicija. Velja za primer, ko rast fitoplanktona ni omejena (s hranili ali s pašo zooplanktona). Povedano drugače:  $P - I$  krivulja označuje specifično stopnjo rasti fitoplanktona, ko je limitni faktor svetloba (ang. nutrient saturated specific growth rate). Vrednosti na krivulji dobimo po  $v_{\max} \cdot \gamma_P(I)$  oz.

$$v_P(T) \cdot \gamma_P(I, N) \quad \text{za} \quad v_P(T) = v_{\max} \text{ in } \gamma_P(N) = 1. \quad (3.71)$$

Za  $P - I$  krivuljo oz. za določitev  $\gamma_P(I)$  obstaja več analitičnih izrazov:

- lahko uporabimo izraz po Monod (1949):

$$\gamma_P(I) = \frac{I}{I_K + I}, \quad (3.72)$$

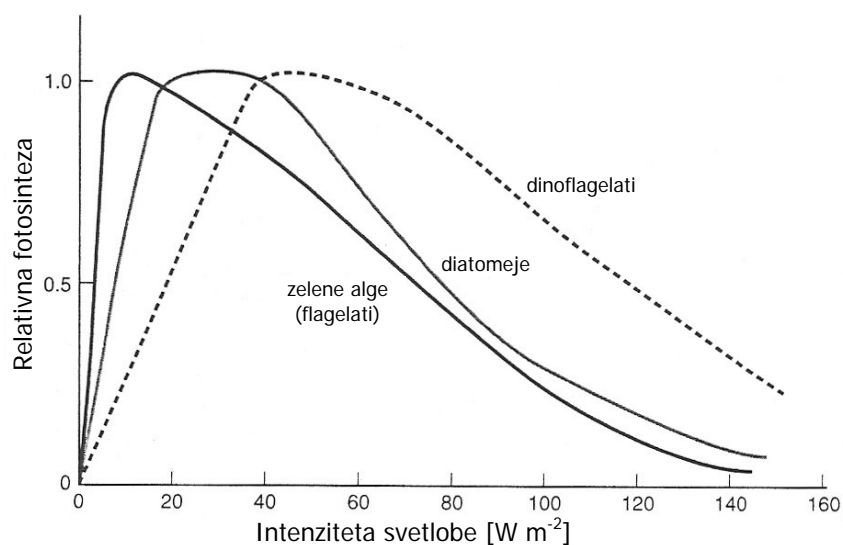
ki pa ni prav natančen;

- natančnejša je enačba Platt in Jassby (1976), ki jo je vpeljal že Smith v (1936):

$$\gamma_P(I) = \frac{I}{\sqrt{I_K^2 + I^2}}, \quad (3.73)$$

po tej enačbi dobimo začetni naklon  $\alpha$  (ang. initial slope)  $P - I$  krivulje:

$$\alpha = \frac{v_{\max}}{I_K}. \quad (3.74)$$



Slika 3.25: P-I krivulje za nekaj večjih skupin fitoplanktonskih organizmov (povzeto po Parsons in sod., 1984).

Figure 3.25: Schematic P-I curvers for various major phytoplankton groups (adapted from Parsons et al., 1984).

Parameter  $\alpha$  pove, kako hitro narašča število fitoplanktonskih organizmov v odvisnosti od intenzitete svetlobe; enota  $\alpha$  je  $[\text{dan} \cdot (\text{W m}^{-2})]^{-1}$ . Običajna vrednost  $\alpha$  znaša  $\alpha = 0.025 [\text{dan} \cdot (\text{W} / \text{m}^2)]^{-1}$ , vendar se lahko močno spreminja v odvisnosti od vrste fitoplanktona. Katera vrsta fitoplanktona prevlada, je odvisno od intenzitete svetlobe: pri manjši osvetljenosti prevladajo flagelati, pri večji pa diatomeje (slika 3.25).

### 3.3.2.4 Zooplankton

Zooplankton učinkuje na količino biomase v površinskem sloju predvsem na tri načine (Sarmiento in Gruber, 2006):

- herbivori imajo neposreden vpliv na količino fitoplanktona,
- izločki zooplanktona so del POM in predstavljajo pomemben del izvoza OM,
- eden izmed produktov metabolizma zooplanktonskih organizmov je amoniak; zooplankton torej povečuje regenerirano produkcijo.

Vpliv zooplanktona na količino biomase fitoplanktona je močno odvisen od vrste zooplanktona.

**Dominantni zooplanktonski organizmi.** Velikost zooplanktonskih organizmov se razteza v zelo širokih mejah. V splošnem velja, da vsak korak v prehranjevalni verigi vsebuje večje organizme kot prejšnji. Prehranjevalne verige, v katerih dominira velik fitoplankton, se lahko razvijejo v velike populacije z velikimi heterotrofi. V verigah, ki se začnejo z majhnimi algami (kar velja za večino oceanov), pa ponavadi dominirajo zelo majhni heterotrofi. Višje ravni v

prehranjevalnih verigah (ribe, itd) v splošnem niso pomembne za povprečno kemijsko sestavo snovi v površinskem sloju (Sarmiento in Gruber, 2006).

Najmanjši zooplanktonski organizmi so enocelične praživali (ang. Protozoa). Vedno jih je veliko, zato praviloma igrajo pomembno vlogo v ekosistemih. Mednje spadajo: bičkarji (ang. Zooflagellates), migetalkarji (ang. Ciliates), hetero- in miksotrofni dinoflagelati (ang. Dinoflagellates) in lupinaste amebe (ang. shelled amoeba, npr. Acantharia, Foraminifera, Radiolaria). Velikost teh organizmov je reda  $\sim 1$  mm. Primarni porabniki pikofitoplanktona so bičkarji, ki se zelo hitro razmnožujejo. Posebnost lupinastih ameb so lepa ogrodja iz  $\text{SrSO}_4$  (stroncijev sulfat),  $\text{CaCO}_3$  (kalcijev karbonat),  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (opal) in simbioza z nekaterimi algami, ki jim omogoča miksotrofijo (Sarmiento in Gruber, 2006).

Večje zooplanktonske organizme pogosto označimo s skupnim izrazom kot *mrežni plankton* (ang. net plankton), ker predstavljajo večino organizmov, ki se ujamejo v mreže. Kar 70% mrežnega planktona, ki se ujame v mreže ob obalah, predstavljajo ceponožci (ang. Copepod). Druga pomembna skupina rakov je kril (ang. krill, lat. Euphausiids), med katerimi je tudi Antarktični kril (lat. *Euphausia Superba*) (Sarmiento in Gruber, 2006).

**Modeliranje zooplanktona.** Določiti moramo funkcijo paše  $G(P)$  v enačbi 3.49.

Po Ivlev (1945) in Monod (1949) se enačba za rast zooplanktona v odvisnosti od količine hrane glasi:

$$G(P) = g \cdot \frac{P}{K_P + P} \cdot Z \quad (3.75)$$

$g$  = maksimalna specifična stopnja paše ali rasti zooplanktona (ang. maximum specific zooplankton grazing rate or growth rate); enota je  $[\text{stevilo podvojitev cas}^{-1}]$ ,

$K_P$  = saturacijska konstanta (ang. half saturation constant); enota je  $[\text{mmol m}^{-3}]$ .

Enačbo 3.75 običajno priredimo tako, da vrednost fitoplanktona  $P$  ne more pasti pod 0. Npr.  $P$  v števcu zamenjamo z razliko  $(P - P_0)$ ;  $P_0$  = mejna vrednost paše (ang. grazing treshold). Pogosteje kot to pa uporabimo kvadratno odvisnost po Moore in sod. (2002b):

$$G(P) = g \cdot \left[ \frac{P^2}{K_P^2 + P^2} \right] \cdot Z \quad (3.76)$$

Po enačbi 3.76 pada krivulja bolj strmo, ko količina hrane  $P$  pade pod vrednost  $K_P$ . Ivlev v (1945) podaja še eno enačbo za  $G(P)$ , ti. funkcijo Ivleva:

$$G(P) = g \cdot [1 - \exp(-k \cdot P)] \cdot Z \quad (3.77)$$

V modelih  $G(P)$  pogosto poenostavimo in predpostavimo, da se nahajamo v linearnem delu Monodove krivulje. V tem primeru za funkcijo paše dobimo:

$$G(P) = g \cdot \frac{P}{K_P} \cdot Z \quad (3.78)$$

Če upoštevamo še odmiranje zooplanktona in ostale ponore, dobimo izvorno-ponorni člen  $SS(Z)$  v advekcijsko-difuzijski enačbi za zooplankton  $Z$  v obliki

$$SS(Z) = \frac{\partial Z}{\partial t} = \left( \gamma_Z \cdot g \cdot \frac{P}{K_P} - \lambda_Z \right) \cdot Z \quad (3.79)$$

$\gamma_Z$  = faktor učinkovitosti asimilacije OM v biomaso zooplanktona (ang. assimilation efficiency);  $\gamma_Z$  znaša med  $[0, 1]$ .

$\lambda_Z$  = smrtnost zooplanktona (ang. mortality); po Frost in Franzen (1992) je  $\lambda_Z \approx 0.12 \text{ dan}^{-1}$ .

$g$  = običajno reda 1/dan (Fasham in sod. 1992), lahko pa znaša tudi manj ali več. Več znaša, če se veliki zooplanktonski organizmi hranijo z majhnimi fitoplanktonskimi organizmi, v tem primeru je  $g$  npr. reda 3/dan (Moore in sod., 2002c). Vrednost  $g$  se lahko močno spreminja tudi s temperaturo  $T$ . Nekateri avtorji namesto posamezne vrednosti podajajo enačbo odvisnosti  $g(T)$ . Npr. Huntley in Lopez (1992) na osnovi študije ceponožcev podajata

$$g = 0.0445 \cdot \exp(0.111 \cdot T) , \quad (3.80)$$

enota  $T$  je  $[^{\circ}\text{C}]$ , enota  $g$  je  $[\text{dan}^{-1}]$ . Po enačbi 3.80 dobimo za  $g$  zelo širok razpon vrednosti: za  $T = 0^{\circ}\text{C}$  dobimo  $g = 0.0445 \text{ dan}^{-1}$ , za  $T = 25^{\circ}\text{C}$  pa  $g = 0.714 \text{ dan}^{-1}$ , kar je 16-krat več. Tako močna odvisnost  $g(T)$  lahko močno vpliva na obnašanje celotnega modeliranega ekosistema. Drugi avtorji predpostavljajo manjšo odvisnost  $g$  od  $T$ , npr. po Moore in sod. (2002c) se vrednost  $g$  pri  $\Delta T = 0 - 25^{\circ}\text{C}$  spremeni za 3.4-krat.

### 3.3.2.5 Bakterije

Biomasa bakterij je v oligotrofnih območjih oceanov primerljiva z biomaso zooplanktona. Bakterije lahko pojedjo tudi več kot tretjino vse primarne produkcije oz. celo do  $2 \times$  toliko kot zooplankton. V evtrofnih območjih bakterije niso tako dominantne, so pa še vedno zelo pomembne. S stališča biogeokemičnega kroženja snovi v oceanih so bakterije pomembne predvsem zato, ker tako kot fitoplankton porabljajo raztopljenih hranil (fosfate, nitrate, amoniak). Pomembno vlogo pa igrajo tudi v recikliranju OM: proizvajajo in porabljajo DOM. Del tako nastalega DOM se potopi v globoki ocean, kjer se mineralizira (Sarmiento in Gruber, 2006).

Velika večina bakterij v oceanih je prosto živečih. Pretok OM preko celične stene bakterij je omejen na molekulsko maso spojin  $< 500$  Dalton ( $1 \text{ Dalton} = 1/12 \text{ mase } ^{12}\text{C}$ ), zato glavni vir hrane za heterotrofne bakterije predstavlja DOM. DOM proizvajajo drugi organizmi ali bakterije same z razkrajanjem POM.

**Modeliranje bakterij.** Pri modeliranju upoštevamo porabo DOM in anorganskega dušika ter produkcijo amoniaka. Če bakterije modeliramo eksplicitno, uporabimo npr. koncept iz Fasham in sod. (1992): porabo DOM in hranil opišemo z Monodovo funkcijo, produkcijo amoniaka pa z linearno funkcijo. Če jih želimo modelirati implicitno, pa lahko uporabimo npr. model Hurtt in Armstrong (1996) ali Steele (1998).

Eksplicitno po Fasham in sod. (1992):

$$SS(B) = \frac{\partial B}{\partial t} = v_B(T) \cdot \gamma_B(\text{DON}, \text{NH}_4^+) \cdot B - G(B) - \text{sinks} \quad (3.81)$$

$v_B(T)$  = maksimalna stopnja rasti bakterij (ang. maximum bacterial growth rate). Po Fasham in sod. (1992) znaša  $v_B(T) = 2 \text{ dan}^{-1}$ , lahko pa uporabimo tudi funkcijo Laws in sod. (2000):

$$v_B(T) = 1.2 \cdot \exp(0.0633 \cdot [T - 25]) \quad (3.82)$$

Po enačbi 3.82 se  $v_B(T)$  pri spremembi temperature z  $0 - 25^{\circ}\text{C}$  poveča skoraj za  $5 \times$ .



$\gamma_B(DON, NH_4^+) =$  vsota dveh hiperboličnih funkcij za porabo DON in  $NH_4^+$ . Razmerje med porabo DON in porabo  $NH_4^+$  je odvisno od razmerja med C:N v OM bakterij in C:N v DOM. Razmerji znašata okoli  $(C : N)_{bakt} = 5 : 1$  (Fenchel in Blackburn, 1979) in  $(C : N)_{DOM} = (14 \pm 3) : 1$  (Bronk, 2002). Razmerje med porabama  $DON : NH_4^+$  tako znaša  $DON_{uptake}/NH_4^+_{uptake} = 0,36$ . Razmerje C:N je za rast bakterij zelo pomembno. Bakterije namreč dobijo del svojega dušika in ves svoj ogljik iz DOM. Preostali del dušika, ki jim zmanjka do pravega razmerja C:N za tvorbo OM (t.j.  $C : N = 5 : 1$ ), pa dobijo iz amoniaka.

Pašo zooplanktona  $G(B)$  obravnavamo enako kot pri fitoplanktonu:

$$G(B) = g \cdot \frac{B}{K_B + B} \cdot Z \quad (3.83)$$

oz.

$$G(B) = g \cdot \frac{B}{K_B} \cdot Z, \quad (3.84)$$

pri tem so:

$g$  = maksimalna specifična stopnja paše ali rasti zooplanktona (ang. maximum specific zooplankton grazing rate or growth rate); enota je [število podvojitev  $\text{cas}^{-1}$ ] (enota  $G(B)/Z$  je [ $\text{cas}^{-1}$ ]),

$K_B$  = saturacijska konstanta za bakterije (ang. half-saturation constant); enota je [ $\text{mmol m}^{-3}$ ],

$\text{sinks}$  = izgube; običajno jih modeliramo z linearno funkcijo  $\lambda_B \cdot B$ ,

$\lambda_B$  = smrtnost bakterij (ang. mortality); po Fasham in sod. (1990) je  $\lambda_B = 0.05 \text{ dan}^{-1}$ .

### 3.3.2.6 Detrit

Detrit sta kot dodatno spremenljivko uvedla že Eppley in Peterson v (1979). Detrit v večini modelov pomeni POM oz. vso neživo organsko snov, za katero je hitrost usedanja različna od nič:  $w \neq 0$ . Razmejitev OM na živo in neživo organsko snov omogoča modeliranje procesov pod fotično cono (sledimo usedanju POM) in natančnejše določanje vrednosti nove produkcije. Posredno pa s spreminjanjem parametrov detrita poenostavljeno modeliramo tudi vlogo višjih trofičnih nivojev v ekosistemu, ki jih v model ne vključimo eksplicitno.

Enačba za detrit je bolj ali manj določena že s členi v ostalih enačbah: kar živega odmre, pomeni za detrit rast, kar se neživega mineralizira, pa pomeni za fitoplankton hrano. Posebnost enačbe za detrit je člen za usedanje; večina modelov za nižji del prehranjevalne verige ta člen preprosto določi kot

$$-w_D \frac{\partial D}{\partial z},$$

v primerih, ko je vertikalni pretok POM zelo pomemben, pa ga določimo npr. po Martin in sod. (1987) ali po Armstrong in sod. (2002) (glej podglavje 3.4.2.1).

Kot primer modeliranja detrita podajamo enačbo po Fennel in sod. (2006), katere posebnosti sta upoštevanje dveh velikostnih razredov detrita ( $D_S$  = majhen detrit,  $D_L$  = velik detrit) in odvisnost nekaterih procesov od gostote populacije:

$$\frac{\partial D_S}{\partial t} = g \cdot (1 - \beta) \cdot Z + m_Z \cdot Z^2 + m_P \cdot P - \tau \cdot (D_S + P) \cdot D_S - r_{DS} \cdot D_S - w_S \cdot \frac{\partial D_S}{\partial z} \quad (3.85)$$

$$\frac{\partial D_L}{\partial t} = \tau \cdot (D_S + P)^2 - r_{DL} \cdot D_L - w_L \cdot \frac{\partial D_L}{\partial z} \quad (3.86)$$

$g$  = stopnja paše zooplanktona,

$\beta$  = stopnja asimilacije zooplanktona,

$m_Z$  = stopnja smrtnosti zooplanktona,

$m_P$  = stopnja smrtnosti fitoplanktona,

$\tau$  = stopnja agregacije majhnega detrita in fitoplanktona v velik detrit,

$r_{DS}$  = stopnja mineralizacije majhnega detrita,

$r_{DL}$  = stopnja mineralizacije velikega detrita,

$w_S$  = stopnja usedanja majhnega detrita,

$w_L$  = stopnja usedanja velikega detrita.

Nekateri modeli upoštevajo tudi različno stopnjo mineralizacije C, N, P v detritu (npr. Crispi in sod., 2002).

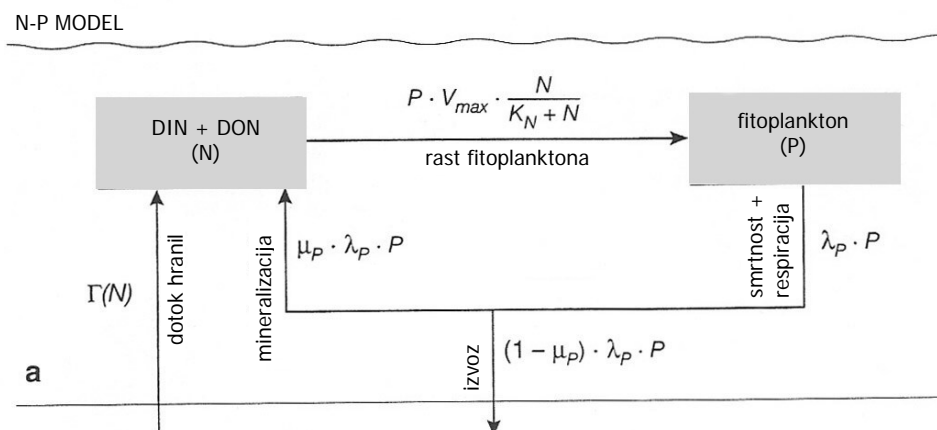
### 3.3.2.7 Tipi modelov za nižji del prehranjevalne verige

Modeliranje nižjega dela prehranjevalne verige v splošnem obsega dva koraka. V prvem razvijemo *model osončenosti* območja, s katerim določimo, kdaj in kje količina svetlobe omejuje fotosintezo. Preprost model za intenziteto svetlobe je npr.  $I = f(\text{geografska širina, zaporedni dan v letu, stopnja oblačnosti, globina})$ . V drugem koraku razvijemo *model ekosistema*, s katerim določimo učinkovitost biološke črpalke. Med najpomembnejše korake v zasnovi modela sodi presoja, kaj v ekosistemu omejuje rast fitoplanktona (svetloba, makrohranila, mikrohranila, paša zooplanktona, kombinacija). Ločimo dva tipa modelov za nižji del prehranjevalne verige: *klasične* ( $N - P$ ,  $N - P - Z - B$ , itd) in *večrazredne modele* (ang. multiple size class ecosystem models), v katerih upoštevamo tudi velikost vrst fito- in zooplanktona.

Poudarimo, da v obravnavanih modelih hranila  $N$  pomenijo *nitrate*, iz katerih lahko naknadno preračunamo koncentracijo fosfatov. Modeli, v katerih poleg nitratov modeliramo tudi druge makro- ali mikronutriente, zahtevajo dodatne enačbe za  $SS$ , dodatne člene v obstoječih enačbah za  $SS$ , drugačne vrednosti parametrov, itd.

**$N - P$  model.**  $N - P$  je najpreprostejši model za fotosintezo (slika 3.26): DIN in DON modeliramo skupaj, produkcije ne ločujemo na novo in regenerirano. Za  $N - P$  model pravimo, da je *omejen od spodaj* (ang. bottom-up limited): fotosintezo omejuje količina hranil (Sarmiento in Gruber, 2006). Ker fitoplanktona ne omejuje zooplankton, se lahko vsa hranila porabijo za rast fitoplanktona: koncentracija hranil v površinskem sloju je zato ves čas nizka, sistem pa je zelo učinkovit kot biološka črpalka. Z  $N - P$  modelom lahko npr. razložimo, zakaj je ponekod v Svetovnem oceanu koncentracija hranil  $\approx 0$ .

Imamo dve komponenti,  $N$  in  $P$ , in torej dve enačbi za ohranitev mase. V najpreprostejšem modelu upoštevamo ravnotežno stanje, usedanje OM zanemarimo,  $v_P(T) = v_{\max}$ ,  $\gamma_P(I) = 1$ ,



Slika 3.26: Shema dvokomponentnega modela: N so nitrati, P je fitoplankton (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.26: A schematic illustration of a nitrate-phytoplankton model (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

$\gamma_P(N) = \frac{N}{K_N + N}$ ,  $G(P) = 0$ ,  $sinks = \lambda_P \cdot P$ . Za  $SS(P)$  dobimo (Sarmiento in Gruber, 2006)

$$SS(P) = 0 = P \cdot \left( v_{max} \cdot \frac{N}{K_N + N} - \lambda_P \right) . \quad (3.87)$$

Za  $SS(N)$  pa dobimo

$$SS(N) = P \cdot \left( -v_{max} \cdot \frac{N}{K_N + N} + \mu_P \cdot \lambda_P \right) . \quad (3.88)$$

$\mu_P =$  delež  $\lambda_P \cdot P$ , ki se mineralizira v DIN znotraj površinskega sloja,

$(1 - \mu_P) =$  delež  $\lambda_P \cdot P$ , ki predstavlja izvoz v globoki ocean.

Analitična rešitev sistema enačb 3.87 in 3.88:

1. določimo ravnotežno koncentracijo hranil  $N$ , pri kateri je  $P_{rast} = P_{izgube}$  oz. *fotosinteza = respiracija + smrtnost*:

$$N_{eq} = \frac{\lambda_P \cdot K_N}{v_{max} - \lambda_P} , \quad (3.89)$$

npr. za  $K_N = 0.1 \text{ mmol/m}^3$ ,  $v_{max} = 1.4 \text{ dan}^{-1}$ ,  $\lambda_P = 0.05 \text{ dan}^{-1}$  znaša  $N_{eq} = 0.0037 \text{ mmol/m}^3 \approx 0 \text{ mmol/m}^3$ ;

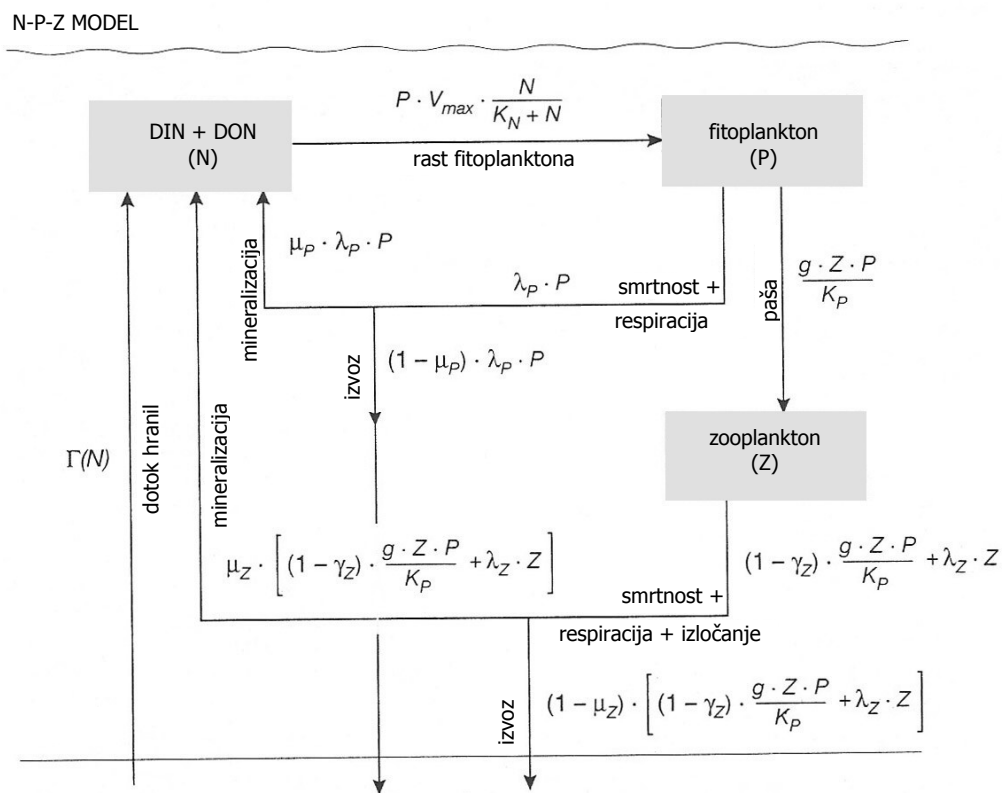
2. pri koncentraciji hranil  $N < N_{eq}$  izgube presegajo rast fitoplanktona: velja  $v_{max} \cdot \frac{N}{K_N + N} < \lambda_P$ , dobimo  $P = 0$ ;
3. pri  $N > N_{eq}$  pa  $P$  linearno narašča v nedogled.

Če izgube  $P$  modeliramo s funkcijo odvisnosti od gostote populacije, dobi  $SS(P)$  namesto 3.87 obliko

$$SS(P) = 0 = P \cdot \left( v_{max} \cdot \frac{N}{K_N + N} - \lambda_P \cdot P \right) . \quad (3.90)$$

$P$  v tem primeru ne narašča več v nedogled (namesto zooplanktona rast  $P$  nadzira nek drug mehanizem, npr. virus).

**$N - P - Z$  model.**  $N - P$  modelu dodamo zooplankton. V tem primeru rast  $P$  omejuje paša zooplanktona, kar imenujemo *omejitev od zgoraj* (ang. top-down limitation) (Sarmiento in Gruber, 2006). Ker je  $P$  omejen, se lahko koncentracija  $N$  v površinskem sloju nezadržno viša. Tak sistem je učinkovit kot biološka črpalka le, če je dotok  $N$  dovolj nizek; če dotok  $N$  preseže sposobnost porabe hranil  $P$ , pa je sistem neučinkovit. Model  $N - P - Z$  je prikazan na sliki 3.27.



Slika 3.27: Shema trikomponentnega modela: N so nitrati, P je fitoplankton, Z je zooplankton (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.27: A schematic illustration of a nitrate-phytoplankton-zooplankton model (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Model povzemamo po Armstrong (1994). Upoštevamo tudi izvoz iz površinskega sloja. Upoštevamo ravnotežno stanje, zanemarimo sposobnost plavanja zooplanktona. Pašo modeliramo z linearnim delom Monodove enačbe.  $\gamma_Z$  neposredno vpliva na količino hranil. OM, ki se ne vgradi v biomaso  $Z$ , se bodisi izloči iz telesa (POM, DOM) ali porabi kot vir energije (respiracija). Dobimo:

$$SS(Z) = 0 = Z \cdot \left( \gamma_Z \cdot \frac{g}{K_P} \cdot P - \lambda_Z \right) . \quad (3.91)$$

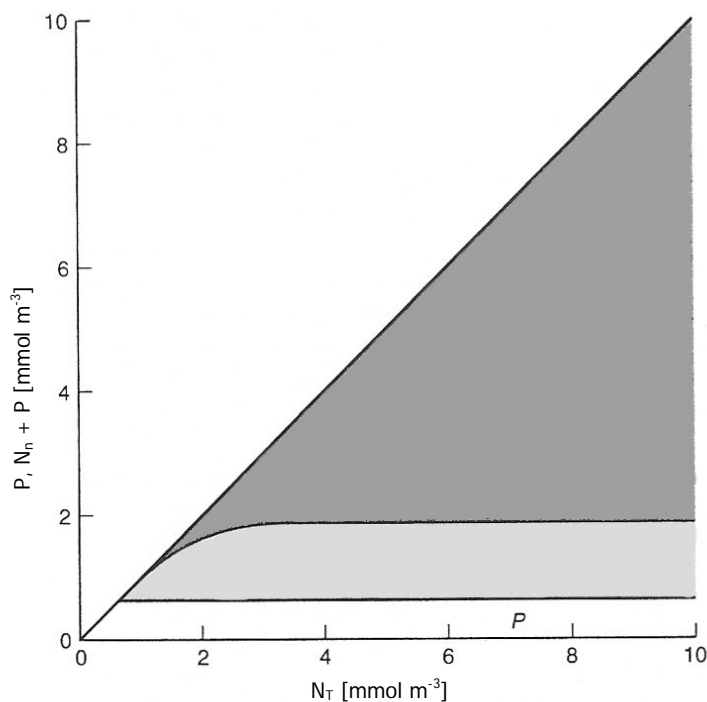
Dopolnita se tudi enačbi za  $P$  in  $N$ :

$$SS(P) = 0 = P \cdot \left( v_{\max} \cdot \frac{N}{K_N + N} - \lambda_P - \frac{g}{K_P} \cdot Z \right) \quad (3.92)$$

$$SS(N) = P \cdot \left( -v_{\max} \cdot \frac{N}{K_N + N} + \mu_P \cdot \lambda_P \right) + Z \cdot \mu_Z \cdot \left( (1 - \gamma_Z) \cdot \frac{g}{K_P} \cdot P + \lambda_Z \right) \quad (3.93)$$

$\mu_Z$  = del izgub  $Z$ , ki se znotraj površinskega sloja ponovno mineralizira v DIN (preostali del izgub predstavlja izvoz); merimo ga v enotah dušika.

Imamo torej sistem treh enačb s tremi neznankami ( $N$ ,  $P$ ,  $Z$ ), ki ga lahko rešimo analitično. Vrednosti parametrov za  $P$  in  $N$  so enake kot v  $N - P$  modelu, vrednosti parametrov za zooplankton pa povzemamo po Frost in Franzen (1992) (modelirala sta visoko produktivno območje ekvatorialnega Pacifika):  $g = 1.4 \text{ dan}^{-1}$ ,  $K_P = 2.8 \text{ mmol/m}^3$ ,  $\gamma_Z = 0.4$ ,  $\lambda_Z = 0.12 \text{ dan}^{-1}$ . Kot rezultat dobimo tri režime:



Slika 3.28: Naraščanje vrednosti kumulativne dušika v fitoplanktonu, zooplanktonu in nitratih v odvisnosti od totalne vrednosti dušika v sistemu  $N_T$ . Graf je rezultat trikomponentnega modela Armstrong (1994) (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.28: Nitrogen in phytoplankton ( $P$ ), zooplankton ( $Z$ ), and nitrate ( $N$ ) as a function of total nitrogen. These results are from the three-component model of Armstrong (1994). The vertical axis is concentration in each of the components plotted as the cumulative amount (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

1.  $N < N_{eq}$ ,  $P = Z = 0$  (za dane vrednosti parametrov znaša  $N_{eq} = 0.0037 \text{ mmol/m}^3$ );
2. količina hranil zadostuje za preživetje fitoplanktona, fitoplanktona pa ni dovolj za preživetje zooplanktona. Dobimo  $Z = 0$ ,  $P < P_{eq}$ ,  $P_{eq} = \frac{\lambda_Z \cdot K_P}{\gamma_Z \cdot g} = 0.60 \text{ mmol/m}^3$  (v enotah dušika

v biomasi fitoplanktona; vrednost ustreza  $\sim 1.0$  mg Chl-a/m<sup>3</sup>). Dokler je  $P < P_{eq}$ , fitoplankton narašča in porabi vsa hranila, ki so na voljo;

3. fitoplanktona je dovolj za preživetje zooplanktona:  $P > 0.60$  mmol/m<sup>3</sup>. Ko  $Z$  enkrat preživi,  $P$  (razen kratkoročno) ne more zrasti preko  $P = P_{eq}$ . Izjema je samo primer, ko se s transportom vode in z usedanjem odstrani dovolj zooplanktona iz površinskega sloja (dovolj v primerjavi z drugimi členi: paša, smrtnost, itd); v tem primeru se ponovno vzpostavi  $N - P$  režim. V splošnem pa velja: če se  $P$  poveča, dobi  $Z$  več hrane, posledično se rast  $Z$  poveča in  $P$  se zmanjša.

Vrednost  $P_{eq} = 1.0$  mg Chl-a/m<sup>3</sup> je primerljiva z meritvami v visokih geografskih širinah Sev. Atlantika in Sev. Pacifika, ni pa primerljiva z običajno koncentracijo Chl-a v oligotrofnih območjih - razlika lahko znaša tudi za cel velikostni red. Če npr. namesto po Frost in Franzen (1992) parametre izberemo na osnovi Sarmiento in sod. (1993) (za Sev. Atlantik), dobimo:  $g = 1$  dan<sup>-1</sup>,  $K_P = 1.0$  mmol/m<sup>3</sup>,  $\gamma_Z = 0.75$ ,  $\lambda_Z = 0.05$  dan<sup>-1</sup>, od tod pa  $P_{eq} = 0.067$  mmol N/m<sup>3</sup> = 0.11 mg Chl-a/m<sup>3</sup>.

Po Sarmiento in Gruber (2006) velja za (grobno) oceno, da se nad vrednostjo  $N_T \approx 2$  mmol/m<sup>3</sup> novi dušik nalaga le še v  $N$  ( $N_T =$  totalna vsebnost dušika v sistemu,  $N_T = N + P + Z$ ; glej sliko 3.28). Biološka črpalka je v tem primeru neučinkovita, sistem pa je omejen od zgoraj.

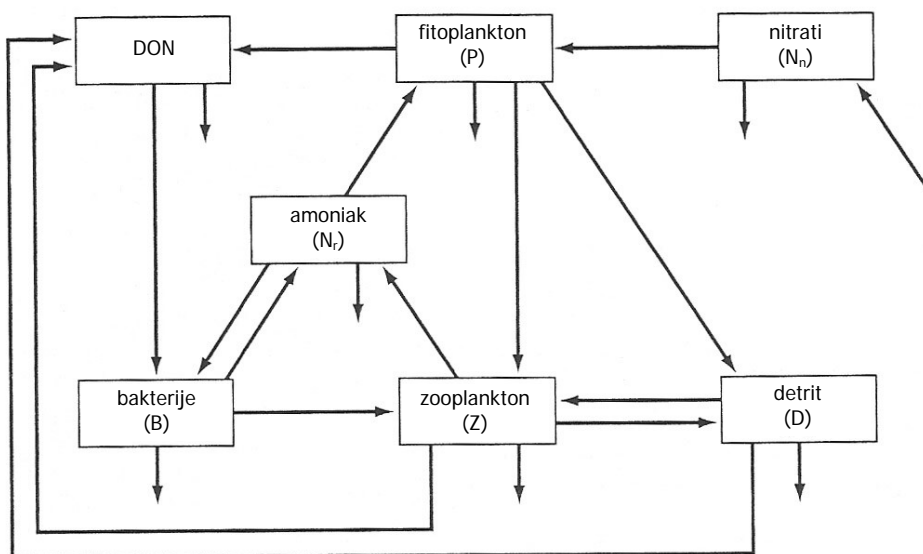
**$N - P - Z - B$  model.**  $N - P - Z$  modelu dodamo mikrobn zanko oz. bakterije  $B$  kot novo spremenljivko. Podrobneje predstavljamo model Fasham in sod. (1990), ki velja za najpogosteje citiran model za nižji del prehranjevalne verige; na njem temelji večina današnjih modelov za nižji del prehranjevalne verige. Fashamov model shematično prikazujemo na sliki 3.29.

Fasham je  $N - P - Z$  model razširil na 7 spremenljivk:  $P$ ,  $Z$ ,  $B$  in 4 oblike dušika: nitrati  $N_n$ , amoniak  $N_r$ , detrit  $D$  (POM oz. delci organske snovi, ki so dovolj težki, da z usedanjem zapustijo površinski sloj), raztopljena organska snov  $DON$  oz.  $N_d$ . Taka izbira spremenljivk omogoča razmejitev primarne produkcije na novo in regenerirano produkcijo. V mikrobn zanki sodelujejo  $B + DON + N_r + Z$ . Dušik je razdeljen glede na to, kdo ga porablja:

- $P$  jè  $N_n$  in  $N_r$  &  $P$  izloča  $D$  in  $DON$ ,
- $Z$  jè  $P$ ,  $B$ ,  $D$  &  $Z$  izloča  $N_r$  in  $D$ ,
- $B$  jè  $N_r$  in  $DON$  &  $B$  izloča  $N_r$ .

Enačbe so podobne kot v  $N - P - Z$  modelu, upoštevamo pa še:

- fitoplankton ima sedaj dva vira dušika: amoniak in nitrate; upoštevamo inhibirano porabo nitratov v prisotnosti amoniaka (eksponentna funkcija),
- zooplankton ima več virov hrane: po vrsti ima najraje fitoplankton, bakterije, detrit,
- bakterije so lahko vir amoniaka (bakterije nazadnje razpadejo v amoniak) ali pa amoniak porabljajo,



Slika 3.29: Shema ekosistema po Fasham in sod. (1990).

Figure 3.29: Scheme of the ecosystem model of Fasham et al. (1990).

- glavni vir hrane za bakterije je *DON*, dodatno pa še amoniak,
- glavni vir amoniaka predstavljajo izločki in smrtnost zooplanktona,
- dodan je detrit *D*, ki predstavlja izločke fito- in zooplanktona; z *D* lahko neposredno simuliramo izvoz OM z usedanjem delcev, predstavlja pa tudi vir hrane za bakterije (del *D* razpade v *DON*),
- *DON* nastane z razpadom *D* (v prisotnosti bakterij) in z izločki *P* in *Z*,
- posebno vlogo v modelu igra raztopljen OM oz. *DON*: *DON* v tem modelu vsebuje samo labilni DOM (glej podpoglavje 3.4.3.2), ki se hitro razgradi oz. ga organizmi enostavno predelajo. Labilni DOM odteka iz površinskega sloja samo v zelo majhnih količinah.

Splošna enačba za  $SS(B)$  se glasi:

$$SS(B) = v_B(T) \cdot \gamma_B(DON, NH_4^+) \cdot B - G(B) - \text{sinks} . \quad (3.94)$$

Člen  $\gamma_B(DON, NH_4^+)$  je vsota dveh Monodovih enačb za *DON* in  $NH_4^+$ , ki pa ima v primeru bakterij izredno kompleksno funkcijsko obliko: potrebno je namreč upoštevati tudi relativna deleža potrebnih *DON* in  $NH_4^+$ , da lahko bakterije sestavijo svojo OM v pravem razmerju C:N.  $G(B)$  pomeni pašo zooplanktona z bakterijami. Smrtnost najpogosteje modeliramo z linearno funkcijo, običajno je  $\lambda_B = 0.05 \text{ dan}^{-1}$ . Običajne vrednosti ostalih parametrov:  $v_B(T) = v_{\max} = 2.0 \text{ dan}^{-1}$ ,  $K = 0.5 \text{ mmol/m}^3$ .

Fashamov sistem enačb:

$$\frac{dP}{dt} = (1 - \gamma_1)\sigma(t, M, N_n, N_r)P - G_1 - \mu_1P - \frac{(m + h^+(t))P}{M} \quad (3.95)$$

$$\frac{dZ}{dt} = \beta_1G_1 + \beta_2G_2 + \beta_3G_3 - \mu_2Z - \mu_5Z - h(t)\frac{Z}{M} \quad (3.96)$$

$$\frac{dB}{dt} = U_1 + U_2 - G_2 - \mu_3B - \frac{(m + h^+(t))B}{M} \quad (3.97)$$

$$\frac{dD}{dt} = (1 - \beta_1)G_1 + (1 - \beta_2)G_2 - \beta_3G_3 - \mu_4D + \mu_1P - \frac{(m + h^+(t) + V)D}{M} \quad (3.98)$$

$$\frac{dN_n}{dt} = -J(t, M)Q_1(N_n, N_r)P + \frac{(m + h^+(t))}{M}(N_0 - N_n) \quad (3.99)$$

$$\frac{dN_r}{dt} = -J(t, M)Q_2(N_r)P - U_2 + \mu_3B + (\epsilon\mu_2 + (1 - \Omega)\mu_5)Z - \frac{(m + h^+(t))}{M}N_d \quad (3.100)$$

$$\frac{dN_d}{dt} = \gamma_1J(t, M)Q(N_n, N_r)P + \mu_4D + (1 - \epsilon)\mu_2Z - U_1 - \frac{(m + h^+(t))}{M}N_d \quad (3.101)$$

Oznake parametrov in spremenljivk so nekoliko drugačne kot v predhodnem besedilu. Spremenljivke opisujemo v nadaljevanju, opis in vrednosti parametrov pa podajamo v preglednici 5.5 v poglavju 5.2.2.4, kjer podajamo tudi vrednosti parametrov za nadgrajeni PCFLOW3D model in za nekatere druge modele.

$M$  = globina premešanega sloja; originalni Fashamov model (Fasham in sod., 1990) je enodimenzionalen v smeri  $z$ , spremenljivka je globina premešanega sloja  $M$ , ki se sezonsko spreminja,

$m$  = stopnja difuzije snovi preko termokline,

$h(t) = dM/dt$  = časovna sprememba globine premešanega sloja,

$h^+(t) = \max(h(t), 0)$ ; pri modeliranju fitoplanktona uporabljamo  $h^+(t)$ , pri modeliranju zooplanktona pa  $h(t)$ , ker se je slednji zmožen upirati toku vode in zato spremembe njegove koncentracije ne moremo neposredno vezati na spremembo v debelini premešanega sloja (za natančnejšo razlago glej Fasham in sod. (1990) ali Evans in Parslow (1985)),

$\sigma(t, M, N_n, N_r)$  = povprečna dnevna specifična stopnja rasti fitoplanktona.  $\sigma$  je funkcija svetlobe (ki je funkcija časa, geografske širine, globine premešanega sloja, absorpcije in razpršitve svetlobe v vodnem stolpcu, parametrov P-I krivulje) in količine hranil. Odvisnost zapišemo kot  $\sigma(t, M, N_n, N_r) = J(t, M) \cdot Q(N_n, N_r)$ ,

$J(t, M)$  = stopnja zaradi svetlobe omejene rasti fitoplanktona; odvisna je od izbranih vrednosti parametrov  $\alpha$ ,  $V_p$ ,  $k_w$ ,  $k_c$ ,  $\tau$ ,  $M$  in  $I_0(t)$  oz.  $I_n(t)$ ,

$Q(N_n, N_r)$  = brezdimenzijski faktor, ki izraža zmanjšanje  $\sigma$  zaradi količine hranil; razdelimo ga na  $Q(N_n, N_r) = Q_1(N_n, N_r) + Q_2(N_r)$ ,

$Q_1(N_n, N_r)$  = člen, ki izraža porabo nitratov,

$Q_2(N_r)$  = člen, ki izraža porabo amoniaka,

$G_1$  = izgube fitoplanktona zaradi paše zooplanktona oz. ekvivalentno povišanje biomase zooplanktona,

$G_2$  = izgube bakterij zaradi paše zooplanktona oz. ekvivalentno povišanje biomase zooplanktona,



$G_3$  = izgube detrita zaradi paše zooplanktona oz. ekvivalentno povišanje biomase zooplanktona,

$U_1$  = poraba DON zaradi hranjenja bakterij,

$U_2$  = poraba amoniaka zaradi hranjenja bakterij,

$N_0$  = koncentracija nitratov pod premešanim slojem.

Fasham  $J(t, M)$  določi po Evans in Parslow (1985):

$$J(t, M) = 2 \frac{1}{M} \int^{\tau} \int^M F(I) dz dt = 2 \frac{1}{M} \int^{\tau} \int^M F \left[ I_0(t) \exp^{-(k_w + k_c P)z} \right] dz dt \quad (3.102)$$

$F(I)$  = funkcija, ki opisuje obnašanje P-I krivulje,

$2\tau$  = dolžina dneva,

$I_0(t)$  = vrednost PAR na površini morja,

$k_w$  = koeficient upadanja količine svetlobe z globino vode zaradi nečistoč;  $k_w = konst$  z globino,

$k_c$  = koeficient upadanja količine svetlobe z globino zaradi prisotnosti fitoplanktona (ang. phytoplankton self-shading parameter).

Vrednosti  $I_0(t)$  dobimo iz podatkov osončenosti območja, obliko funkcije  $F(I)$  pa izberemo glede na prevladujočo vrsto fitoplanktona v sistemu. Če za  $F(I)$  izberemo enačbo Platt in Jassby (1976), lahko integral v 3.102 določimo analitično:

$$F(I) = \frac{V_p \alpha I}{\sqrt{(V_p^2 + \alpha^2 I^2)}} \quad (3.103)$$

$V_p$  = maksimalna stopnja rasti fitoplanktona (za  $I \rightarrow \infty$ ),

$\alpha$  = začetni naklon P-I krivulje,

$I_0(t)$  = preko dneva se spreminja po trikotni funkciji.

Namesto  $I_0(t)$  lahko uporabimo  $I_n(t)$ , ki pomeni vrednost PAR na površini morja opoldne. Letno nihanje  $I_n(t)$  v odvisnosti od geografske širine in dneva v letu Fasham določi po Brock (1981), upošteva pa še pokrovnost oblakov, razmerje med PAR in totalnim sončnim sevanjem ter odboj svetlobe od površine morja.

Za določitev  $Q(N_n, N_r)$  Fasham uporabi Michaelis-Mentenov izraz in parametrizacijo po Wroblewski (1977):

$$Q(N_n, N_r) = Q_1(N_n, N_r) + Q_2(N_r) = \frac{N_n e^{-\Psi N_r}}{K_1 + N_n} + \frac{N_r}{K_2 + N_r} \quad (3.104)$$

$K_1$  = koeficient polovične rasti fitoplanktona za nitrate,

$K_2$  = koeficient polovične rasti fitoplanktona za amoniak,

$\Psi$  = inhibicijski parameter porabe nitratov zaradi prisotnosti amoniaka.

Člene  $G_1$ ,  $G_2$  in  $G_3$  v izrazu za zooplankton določamo po

$$G_1 = gZ \frac{p_1 P}{K_3 + F} \quad (3.105)$$

oz.

$$G_1 = \frac{gZp_1P^2}{K_3(p_1P + p_2B + p_3D) + p_1P^2 + p_2B^2 + p_3D^2}, \quad (3.106)$$

če upoštevamo še, da je izbira hrane za zooplankton funkcija koncentracije posameznih oblik hrane. Za  $G_2$  ter  $G_3$  so enačbe analogne. Oznake pomenijo:

$p_1, p_2, p_3$  = koeficienti, s katerimi izrazimo preferenco zooplanktona za različne oblike hrane,

$g$  = maksimalna specifična stopnja rasti zooplanktona,

$K_3$  = koeficient polovične rasti za zooplankton,

$F$  = totalna količina hrane, ki je na voljo zooplanktonu:  $F = p_1P + p_2B + p_3D$ .

Celotna vrednost paše zooplanktona tako znaša

$$G = G_1 + G_2 + G_3 = \frac{gZF}{(K_3 + F)} \quad (3.107)$$

Člena  $U_1$  in  $U_2$  v enačbi za bakterije določimo po

$$U_1 = \frac{V_bBN_d}{K_4 + S + N_d} \quad (3.108)$$

$$U_2 = \frac{V_bBS}{K_4 + S + N_d} \quad (3.109)$$

$V_b$  = maksimalna stopnja rasti za bakterije,

$K_4$  = koeficient polovične rasti za bakterije,

$S$  = totalni dušikov substrat, ki je na voljo bakterijam:  $S = \min(N_r, \eta N_d)$ ; ker bakterije za svojo rast potrebujejo tako DON (zaradi ogljika in dušika) kot amoniak (zaradi dodatnega dušika), o velikosti populacije bakterij odloča zakon minima obeh oblik substrata.

V izrazu za  $S$  nastopa faktor  $\eta$ , ki določa, kolikokrat več amoniaka je potrebnega za zdravo rast bakterij v primerjavi s količino DON:

$$\eta = \frac{g_c R_d}{g_n R_b} - 1 \quad (3.110)$$

Če je rast uravnotežena, je količina potrebnega amoniaka odvisna od razmerja C:N v DON in v biomasi bakterij ter od sposobnosti bakterij za asimilacijo ogljika in dušika (ang. gross growth efficiency, GGE). Z  $R_b$  in  $R_d$  označimo razmerje C:N v bakterijah in DON, z  $g_c$  in  $g_n$  pa GGE bakterij za C in N. Če z  $e$  in  $d$  označimo še porabo amoniaka in DON zaradi hranjenja bakterij, lahko določimo rast bakterij:

$$h = g_n(e + d) \quad (3.111)$$

$$H = R_b h = g_c R_d d \quad (3.112)$$

$h$  = produkcija bakterij v enotah dušika,

$H$  = produkcija bakterij v enotah ogljika.

Razmerje med porabo amoniaka in DON je v tem primeru enako

$$\frac{e}{d} = \frac{g_c R_d}{g_n R_b} - 1 \quad (3.113)$$

V enačbi za bakterije nastopa tudi parameter  $\mu_3$ , ki izraža specifično stopnjo izločanja za bakterije. Smrtnosti bakterij ne modeliramo eksplicitno, temveč jo zajamemo v členu za izločanje.

Pri modeliranju nitratov predpostavljamo, da je njihova koncentracija pod premešanim slojem konstantna:  $N_0 = konst.$  V ravnotežnem stanju, kakršno nastopa npr. med poletno stratifikacijo, izgubo nitratov zaradi nastale nove primarne produkcije (prvi člen v enačbi 3.99) uravnoteža difuzivni pretok nitratov iz termokline. V ostalih delih leta pa pretok nitratov zaradi spremembe v globini premešanega sloja po velikosti močno presega pretok nitratov zaradi mešanja vode.

Pri modeliranju amoniaka predpostavljamo, da je koncentracija  $N_r$  pod premešanim slojem enaka 0. V izrazu za amoniak (enačba 3.100) zasledimo tudi parametra  $\epsilon$  in  $\Omega$ . Preko  $\epsilon$  ločimo dve obliki izločkov zooplanktona: amoniak (delež  $\epsilon$ ) in DON (delež  $1 - \epsilon$ ). S pomočjo  $\Omega$  pa poenostavljeno zajamemo vpliv višjih trofičnih nivojev, ki jih v modelu ne modeliramo eksplicitno. Sam zooplankton po smrti razpade v detrit in kasneje v DON ter zapusti premešani sloj. Če želimo zajeti še vpliv predatorjev zooplanktona, pa moramo upoštevati še pretvorbo teh mrtvih organizmov v amoniak in v zelo velike kose detrita, ki se z veliko hitrostjo potopijo v globoki ocean. Z  $\Omega$  uspemo ves proces opisati zelo enostavno: v modelu se delež  $\Omega$  mrtvega zooplanktona hipno izvozi iz površinskega sloja, delež  $(1 - \Omega)$  pa se pretvori v amoniak.

V izrazu za DON prav tako predpostavljamo, da je koncentracija DON pod premešanim slojem enaka 0.

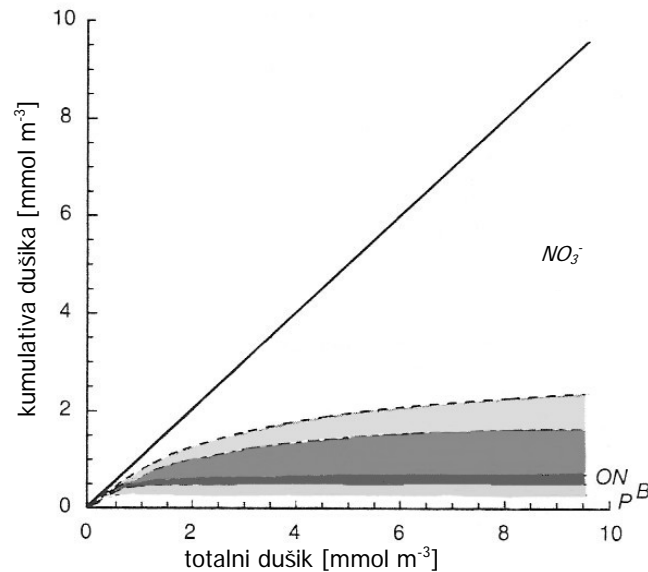
Model predpostavlja tudi, da je koncentracija fitoplanktona pod premešanim slojem enaka nič. To drži jeseni, pozimi in spomladi, poleti pa je trditev sporna zaradi formiranja DCM. V stratificiranih pogojih zato Fashamov model preceni vrednost izvoza fitoplanktona, včasih pa tudi vrednosti biomase bakterij in količine amoniaka.

Od količine fitoplanktona, predvsem od velikosti pomladnega viška, sta odvisni količina zooplanktona in bakterij ter vsi višji členi prehranjevalne verige. Rezultati Fashamovega modela pričajo, da pomladni višek fitoplanktona omogoči kombinacija naslednjih faktorjev:

- poglobljanje premešanega sloja pozimi in posledični pritek hranil v zgornji sloj oceana,
- zmanjšanje populacije zooplanktona pozimi,
- naraščanje sončnega sevanja spomladi.

Kasneje se s tanjšanjem piknokline pritek nitratov omeji na difuzijo in regenerirana produkcija preseže novo produkcijo. Nihanje vrednosti  $f$  – *količnik* odraža dinamiko nove in ponovne produkcije:  $f$  je najvišji pozimi (0.8-0.9) in najnižji poleti (0.1-0.2), letno povprečje znaša 0.7. Model pravilno prikaže hiperbolično zvezo med  $f$  in primarno produkcijo oz. trajektorijo sistema (primarne produkcije) v  $f - NPP$  fazni ravnini.

Tudi za Fashamov model oz. splošno za  $N - P - Z - D$  model je uporabno določiti kumulativo dušika v odvisnosti od totalne vsebnosti dušika  $N_T$  (slika 3.30 - po Fasham in sod., 1990). Celoten sistem je omejen od zgoraj:  $P, Z, B$  nadzira s pašo zooplankton.



Slika 3.30: Porazdelitev dušika v sistemu v ravnotežnem stanju v odvisnosti od totalne vrednosti dušika  $N_T$ . Graf je rezultat modela Fasham in sod. (1990). Na sliki je  $ON = D + DON$ .

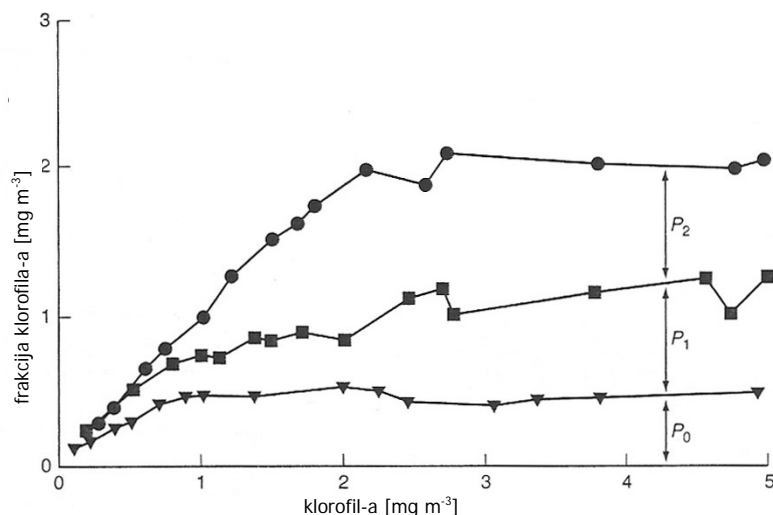
Figure 3.30: Steady-state nitrogen distribution as a function of total nitrogen in the components of the ecosystem model of Fasham et al. (1990). The plot shows the cumulative distribution. ON in the picture denotes  $D + DON$ .

Prednosti Fashamovega modela pred  $N - P - Z$  modelom sta predvsem dve:

1. ko  $N_T$  narašča preko  $Z = Z_{eq}$ , se del presežka  $N_T$  akumulira v recikliranem amoniaku  $N_r$ , del pa v organskem dušiku ON. V  $N - P - Z$  modelu pa se presežek  $N_T$  nalaga v nitratih  $N_n$  in zooplanktonu  $Z$ ;
2. najpomembnejši pa je odgovor Fashamovega modela na perturbacije. S tem modelom lahko modeliramo precej bolj specifična stanja ekosistemov. S Fashamovim modelom so npr. uspeli natanko reproducirati sistem sezonskega nihanja populacije fitoplanktona v Sev. Atlantiku. Začetek pomladnega cvetenja nastopi po tanjšanju debeline premešanega sloja, sproži ga sprememba v količini svetlobe (za razliko od mnogih drugih območij, kjer je ključna sprememba v količini hranil ali temperature). Na začetku organizmi porabljajo predvsem nitrate, kar da izredno visok *ef-kolicnik*. Ko pa enkrat nastane dovolj amoniaka (posledica delovanja bakterij), poraba nitratov močno pade in preostanek cvetenja teče zaradi porabe amoniaka; *ef-kolicnik* v tej fazi pade na 0,3 ali manj.

**Večrazredni modeli.** Pri večrazrednih modelih upoštevamo, da sta fito- in zooplankton razdeljena na razrede glede na velikost: vsak razred zooplanktona se hrani s fitoplanktonom enega razreda nižje oz. z več manjšimi razredi fito- ali zooplanktona. Na ta način uspemo modelirati kompleksnejše zveze med spremenljivkami: upoštevamo npr. lahko, da je ekosistem kot celota omejen od spodaj, medtem ko so posamezni razredi fito- in zooplanktona (razen največjega para, ki ga določa količina hranil) omejeni od zgoraj. Z večrazrednimi modeli pogosto modeliramo tudi kroženje železa v ekosistemih oz. vpliv količine mikrohranil na velikost prisotnih organizmov.

Večrazredne modele uporabljamo predvsem za ekološko bogata območja z mnogo rastlinskimi in živalskimi vrstami. Mnogi avtorji uporabo večrazrednega modela priporočajo tudi pri modeliranju Sredozemskega morja (npr. Chisholm, 1992; Raimbault in sod., 1988; Crispi in sod., 2002). Običajno v pomladnem cvetenju prevlada en razred fitoplanktona, v jesenskem cvetenju pa drugi; tako je tudi v Sredozemskem morju (Crispi, 2002).



Slika 3.31: Velikostni razredi fitoplanktona v Sredozemskem morju. Vsaka naslednja krivulja koncentracije klorofila-a v sistem doda nov razred fitoplanktona. Mejne vrednosti znašajo: velikost  $P_0$  znaša  $< 1\mu\text{m}$ , velikost  $P_1$  znaša med  $1$  in  $< 3\mu\text{m}$ , velikost  $P_3$  znaša med  $3$  in  $< 10\mu\text{m}$  (povzeto po Chisholm, 1992).

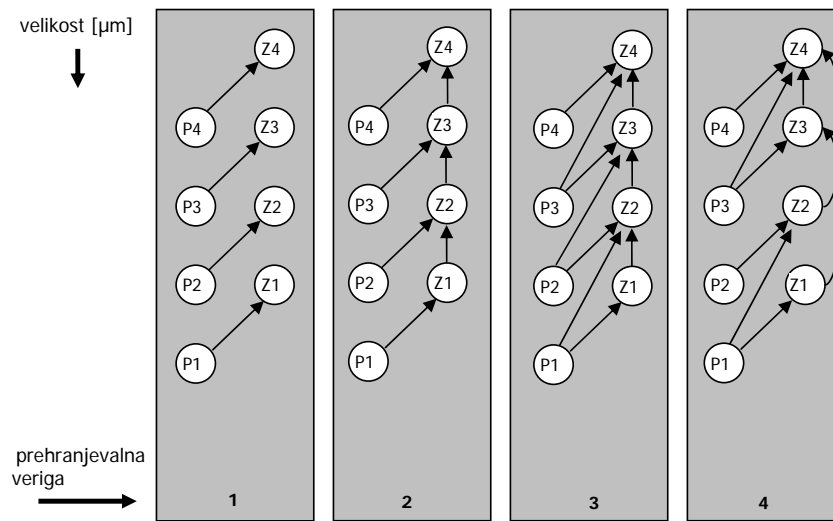
Figure 3.31: Size distribution of phytoplankton in the Mediterranean Sea. Each successively higher curve has the next larger size class of phytoplankton added on.  $P_0$  is  $< 1\mu\text{m}$ ,  $P_1$  is between  $1$  and  $< 3\mu\text{m}$ , and  $P_3$  is between  $3$  and  $< 10\mu\text{m}$  (adapted from Chisholm, 1992).

Model povzemamo po Armstrong (1994). Zasnovan je na dveh predpostavkah:

1. posamezne vrste  $P$  omejujejo herbivori, ekosistem kot celota pa je omejen s hranili od spodaj;
2. iz opazovanj vemo, da je količina  $P$  (merjena v Chl-a) v kateremkoli velikostnem razredu približno konstantna, če velikostne razrede  $P$  razmejimo v logaritmičnih intervalih (Chisholm, 1992; Raimbault in sod., 1988) (slika 3.31).

Modeliranje na osnovi logaritmične razvrstitve imenujemo *alometrično* ali *velikostno modeliranje* (ang. allometric ali size-based modelling approach); osnova sta deli Moloney in Field (1989, 1991). V modelu Armstrong (1994) si velikostni razredi sledijo kot  $L_0 = 1\mu\text{m}$ ,  $L_1 = 4\mu\text{m}$ ,  $L_2 = 16\mu\text{m}$ ,  $L_3 = 64\mu\text{m}$ , itd. Možne povezave med  $P$  in  $Z$  so povzete po Davis in Steele (1994) in so prikazane na sliki 3.32. Od predpostavljenih povezav med komponentami sistema je seveda odvisen rezultat modela: pravilna določitev povezav vpliva predvsem na vrednost izvoza OM, ki je neposredno odvisen od velikosti fitoplanktona.

Enačbe v večrazrednih modelih so enake kot v  $N - P - Z$  modelu, le da jih uporabimo za vsak velikostni razred posebej. Vrednosti parametrov so za najmanjši razred enake kot v  $N - P - Z$



Slika 3.32: Primeri različnih možnosti interakcije med velikostnimi razredi fito- in zooplanktona (povzeto po Davis in Steele, 1994).

Figure 3.32: An illustration of various ways that various size classes of phytoplankton and zooplankton may interact with each other (adapted from Davis and Steele, 1994).

modelu, za večje razrede pa se razlikuje samo maksimalna stopnja rasti fitoplanktona  $v_{\max}$ . Po Moloney in Field (1991) je  $v_{\max}$  za velikostni razred  $i$  funkcija stopnje rasti najmanjšega razreda fitoplanktona  $v_{\max}^0$ :

$$v_{\max}^i = v_{\max}^0 \cdot \left[ \frac{L_i}{L_0} \right]^{-\beta} ; \quad (3.114)$$

$\beta$  = alometrični koeficient (ang. allometric coefficient).

Negativni predznak  $\beta$  je zato, ker imajo večji organizmi nižjo stopnjo rasti;  $v_{\max}^i$  z naraščanjem velikosti organizmov upada vse počasneje. Najpogosteje upoštevamo  $\beta \approx konst$ , čeprav so v splošnem ti procesi zelo kompleksni: npr.  $v_{\max}$  ni vedno občutljiva na velikost organizmov, diatomeje ne sledijo nujno logaritmičnemu pravilu, salpe se izredno hitro delijo, itd.

V splošnem večja količina hranil pomeni razvoj dodatnega (večjega) razreda organizmov. V preglednici 3.2 podajamo mejne vrednosti koncentracije hranil  $N_{eq}$ , pri katerih v sistem vstopajo novi razredi fitoplanktona. Minimalno potrebno koncentracijo hranil določimo po enačbi 3.89 za  $N_{eq}$ .

**Implicitno modeliranje kroženja organske snovi.** Doslej smo obravnavali samo eksplicitne modele. V manj zahtevnih primerih, ko dinamika sistema ni zelo pomembna, lahko uporabimo tudi preprostejše implicitne modele. V nadaljevanju na kratko opisujemo implicitni model za biogeokemično kroženje snovi v oceanih, ki se v svetu največ uporablja.

Model Sarmiento in sod. (1988b) je zelo preprost. Predpostavlja ravnotežno stanje in ni primeren za dinamično modeliranje. V primerjavi s Fashamovim modelom, ki temelji na kroženju dušika, Sarmientov model temelji na kroženju fosforja; skalarna polja ostalih elementov določimo s stehiometrijo. Sarmientov model služi za oceno obsega primarne produkcije in izvoza organskega fosforja iz površinskega sloja  $SS_{soft}(PO_4^{3-})$ .

Preglednica 3.2: Velikostni razredi fitoplanktona v večrazrednem modelu Armstrong (1994).  
Table 3.2: Phytoplankton values in multiple size class model of Armstrong (1994).

$(V_{\max})_0(d^{-1})$	1.4	1.4	0.7	0.7
$\beta$	0.75	0.4	1.0	2.0
Velikost ( $\mu\text{m}$ )	Minimalna potrebna koncentracija nitratov ( $\text{mmol m}^{-3}$ )			
1	0.004	0.004	0.008	0.008
4	0.011	0.007	0.040	*
16	0.040	0.012	*	*
64	0.421	0.023	*	*
256	*	0.049	*	*
1024	*	0.133	*	*

\*Ni podatkov.

Deluje tako, da v vsakem koraku izračunano koncentracijo fosfatov  $[PO_4^{3-}]_{\text{simulated}}$  v površinskem sloju primerja z izmerjeno koncentracijo fosfatov  $[PO_4^{3-}]_{\text{observed}}$  in izračunano vrednost popravi:

$$SS_{\text{soft}}(PO_4^{3-}) = -\frac{1}{\tau} ([PO_4^{3-}]_{\text{simulated}} - [PO_4^{3-}]_{\text{observed}}) ; \quad z \leq z_{\text{euphotic}} \quad (3.115)$$

$\tau$  = modelno časovno merilo (ang. restoring timescale); običajno reda nekaj tednov do nekaj mesecev,

$z_{\text{euphotic}}$  = globina fotične cone.

Za  $[PO_4^{3-}]_{\text{simulated}} > [PO_4^{3-}]_{\text{observed}}$  določi  $SS_{\text{soft}}(PO_4^{3-})$  po enačbi 3.115, sicer pa postavi  $SS_{\text{soft}}(PO_4^{3-}) = 0$ . V ravnotežnem stanju je po enačbi 3.115 izvoz fosfatov iz površinskega sloja enak količini, ki v fotični sloj prispe s transportom (lateralnim + iz globokega oceana). V modelu fosfate razdelimo na DOP in POP; ves DOP je po predpostavki semilabilen (glej podpoglavje 3.4.2.2). Predpostavljamo, da se v DOP pretvori delež  $\sigma$  totalne porabe fosfatov, preostali del pa se pretvori v POP. DOP je podvržen advekciji, difuziji in mineralizaciji. Kontinuitetna enačba za DOP se tako glasi:

$$\Gamma(\text{DOP}) = \sigma \cdot SS_{\text{soft}}(PO_4^{3-}) - k_{\text{DOP}} \cdot [\text{DOP}] ; \quad z \leq z_{\text{euphotic}} \quad (3.116)$$

$$\Gamma(\text{DOP}) = -k_{\text{DOP}} \cdot [\text{DOP}] ; \quad z > z_{\text{euphotic}} \quad (3.117)$$

$k_{\text{DOP}}$  = konstanta mineralizacije DOP (prvega reda); običajna vrednost  $1/k_{\text{DOP}}$  znaša  $1/k_{\text{DOP}} = 0.5$  yr.

Pretok POP, ki z izvozom zapusti fotični sloj, je enak vertikalnemu integralu dela  $SS_{\text{soft}}(PO_4^{3-})$ , ki se pretvori v POP:

$$\Phi^{\text{POP}}(z_{\text{euphotic}}) = (1 - \sigma) \cdot \int_{z=0}^{z=z_{\text{euphotic}}} SS_{\text{soft}}(PO_4^{3-}) dz \quad (3.118)$$

$\sigma$  = delež DOP;  $(1 - \sigma)$  = delež POP; običajna vrednost  $\sigma = 0.67$ .

Transport in mineralizacijo POP modeliramo implicitno; pri tem predpostavljamo, da se delci mineralizirajo takoj zatem, ko nastanejo v površinskem sloju. Običajno se za delež mineralizirane snovi POP uporablja funkcija Martin in sod. (1987) (enačba 3.127, podpoglavje 3.4.2.1). Če upoštevamo še to, dobimo za koncentracijo fosfatov DOP in POP v globokem oceanu naslednjo kontinuitetno enačbo:

$$\Gamma(PO_4^{3-}) = \Phi^{POP}(z_{euphotic}) \cdot \left[ \frac{z}{z_{euphotic}} \right]^{-(1+b)} + k_{DOP} \cdot [DOP] ; \quad z > z_{euphotic} \quad (3.119)$$

V površinskem sloju pa se kontinuitetna enačba za določitev koncentracije fosfatov glasi:

$$\Gamma(PO_4^{3-}) = -SS_{soft}(PO_4^{3-}) + k_{DOP} \cdot [DOP] ; \quad z \leq z_{euphotic} . \quad (3.120)$$

$b$  = dolžinsko merilo mineralizacije po Martin in sod. (1987);  $b \approx 0.9$ .

Model ne upošteva izmenjave snovi med vodo in sedimenti. Namesto tega predpostavljamo, da se ves POM, ki pride do dna, mineralizira v plasti vode tik nad dnom.

Enačba 3.119 je daleč najpogosteje uporabljena enačba za mineralizacijo OM v globokem oceanu. Uporablja se predvsem v globalnih študijah. Je zelo preprosta; običajno novejši modeli, ki temeljijo na Sarmiento in sod. (1988b), vključujejo tudi balastni model Armstrong in sod. (2002) (glej podpoglavje 3.4.2.1). Prednost opisanega modela je prav gotovo ekonomičnost: računski čas je mnogo krajši kot pri eksplicitnih modelih za ekologijo morja. Obenem pa je Sarminetov model dovolj natančen za globalno modeliranje biogeokemičnega kroženja snovi v oceanih, saj dokaj natančno določi količino hranil v površinskem sloju. Glavna pomankljivost tega modela pa je, da ga ne moremo uporabiti za napoved stanja v primerih, ko se biologija spreminja (npr. kot posledica ENSO ali klimatskih sprememb).

## 3.4 Izvoz in mineralizacija organske snovi

Procesi v globinah oceana so precej slabše raziskani kot tisti, ki se odvijajo v površinskem sloju. mineralizacija OM poteka predvsem v zgornjih nekaj sto metrih termokline, v globoki ocean pade samo majhen delež OM. Mineralizacija OM poteka tako v vodnem stolpcu kot v sedimentih, vrši pa jo večina heterotrofnih organizmov. Del OM, ki prispe do dna in se ne mineralizira, lahko z difuzijo ponovno preide v vodni stolpec. Anorganski gradniki s transportom ponovno prispejo v površinski sloj oceana.

### 3.4.1 Enačbe mineralizacije

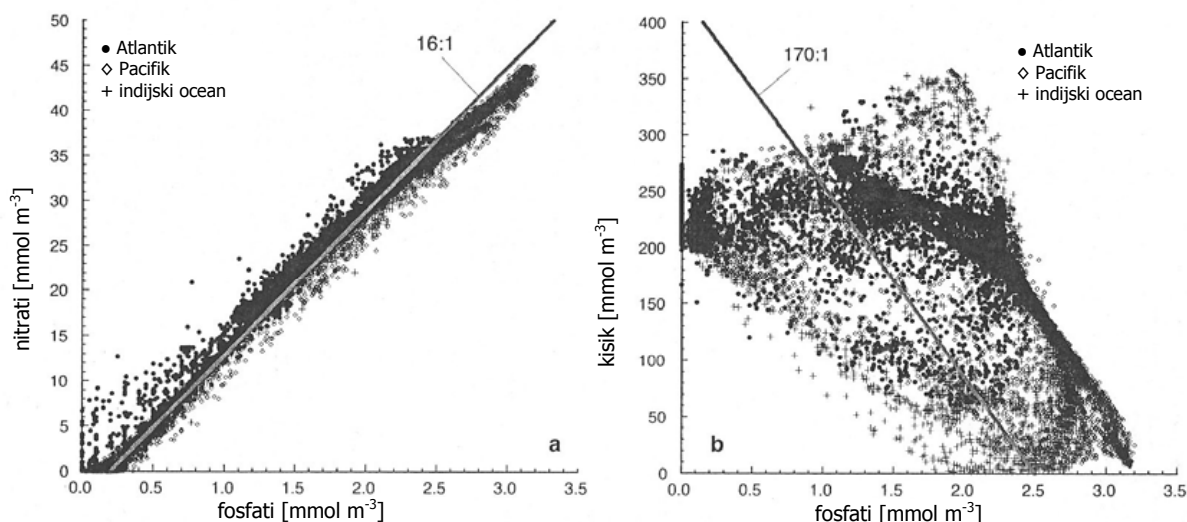
Ločimo dve osnovni reakciji mineralizacije v vodi (Sarmiento in Gruber, 2006):

- *oksična mineralizacija*: porablja kisik kot oksidant; poteka samo, ko je kisika dovolj,
- *denitrifikacija*: ko molekularnega kisika ni dovolj, organizmi kot oksidant porabljajo nitratre.

Mineralizacija močno vpliva na koncentracijo nitratov in kisika v vodnem stolpcu. Podatki za Svetovni ocean (povprečne vrednosti): *nitrate*: površinski sloj 0 – 10  $\mu\text{mol/kg}$ , globoki ocean



10 – 45  $\mu\text{mol/kg}$ , *fosfati*: površinski sloj 0 – 1.0  $\mu\text{mol/kg}$ , globoki ocean 1.0 – 3.0  $\mu\text{mol/kg}$ , *kisik*: površinski sloj 0 – 320  $\mu\text{mol/kg}$ , globoki ocean 0 – 320  $\mu\text{mol/kg}$ . Kisik je izmed teh treh edini z višjo koncentracijo v površinskem sloju kot v globokem oceanu. Poraba kisika znaša med 0 – 300  $\mu\text{mol/kg}$ , s tem, da so vrednosti porabe višje v globokem oceanu (Sarmiento in Gruber, 2006).

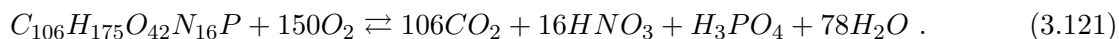


Slika 3.33: Grafa koncentracije nitratov (a) in kisika (b) v odvisnosti od koncentracije fosfatov. Ravni liniji označujeta pričakovana naklona zaradi fotosinteze in mineralizacije. Podatki so iz treh dolgih prereзов v Atlantskem, Tihem in Indijskem oceanu (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.33: Plots of (a) nitrate and (b) oxygen versus phosphate for data from all depths. Lines depict the expected slope between the tracers as a result of photosynthesis and mineralization. Based on data from three long transects in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

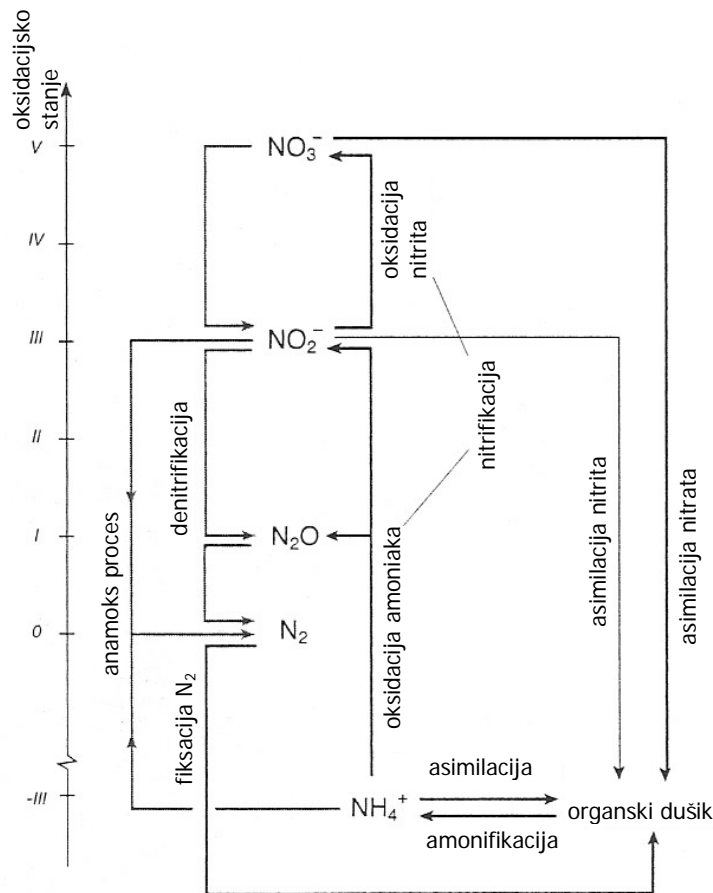
Razmerji  $N:P = 16:1$  in  $O_2:P = 170:1$  (slika 3.33) bi lahko pričakovali zaradi fotosinteze. Iz tega lahko neposredno sklepamo, da je mineralizacija proces, ki je obraten fotosintezi. Odstopanja so večja na določenih območjih: npr. v Atlantiku je razmerje med N in P precej višje od povprečja, v Indijskem oceanu pa je koncentracija nitratov blizu 0. Razlike večinoma nastajajo zaradi mineralizacije (nitrati nastajajo) in denitrifikacije (nitrati se porabljaajo): dejansko razmerje je odvisno predvsem od obsega obeh procesov na dani lokaciji. Vzrok za slabšo korelacijo med  $O_2$  in P pa je izmenjava plinov med oceani in atmosfero (Sarmiento in Gruber, 2006).

**Oksična mineralizacija.** Večji del mineralizacije v Svetovnem oceanu poteče kot inverz reakcije sinteze OM:



Kot smo že omenili, se stehiometrija  $C:N:P:O_2$  pod globino 400 m nekoliko razlikuje od Redfieldovega razmerja in znaša po Anderson in Sarmiento (1994)  $C_{org} : N : P : O_2 = (117 \pm 14) : (16 \pm 1) : (1) : (-170 \pm 10)$ . Pri tem vrednost za kisik vsebuje samo kisik, ki je prosto raztopljen v vodi in se v procesu mineralizacije porabi iz vode, ne vsebuje pa kisika, ki je vezan na OM.

Pretvorba dušika iz OM v DIN poteče v treh korakih:



Slika 3.34: Osnovne transformacije dušika v oceanih (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).  
 Figure 3.34: Transformation pathways of nitrogen in the ocean (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

1. amonifikacija:  $N_{org} \rightleftharpoons NH_4^+$ ,
2. oksidacija amoniaka - predstavlja prvi del nitrifikacije:  $2NH_4^+ + 3O_2 \rightarrow 2NO_2^- + 4H^+ + 2H_2O$ ,
3. oksidacija nitrita - predstavlja drugi del nitrifikacije:  $2NO_2^- + O_2 \rightarrow 2NO_3^-$ .

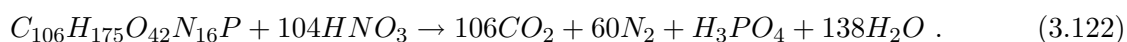
Pojma torej pomenita:

- *amonifikacija* (ang. ammonification): pretvorba organskega dušika v amonijev ion  $NH_4^+$ ,
- *nitrifikacija*: oksidacija amonijevega iona v nitrat (v dveh korakih). Nitrifikacijske bakterije porabljajo energijo nitrifikacije za sintezo OM (kemoavtotrofi). Proces poteka samo v prisotnosti kisika, svetloba ga zavira (Zehr in Ward, 2002).

Mineralizacijo vršijo skoraj vsi heterotrofi, tudi zooplankton in ribe - to je torej respiracija; po enačbi 3.121 vrši razgradnjo OM tudi večina bakterij. Ker v procesu aerobne respiracije

organizmi dobijo največ energije, mineralizacija OM običajno poteče do konca. Heterotrofi so večinoma pravi aerobi in za življenje potrebujejo molekularni kisik. Mnoge bakterije pa so bolj fleksibilne in lahko za pridobivanje energije iz OM izkoriščajo tudi druge reakcije.

**Mineralizacija v odsotnosti molekularnega kisika.** Najpogostejša reakcija mineralizacije OM v vodi v anoksičnih pogojih (anosksija pomeni odsotnost molekularnega kisika, za razliko od anaerobnosti, ki pomeni odsotnost kisika v vseh oblikah) je *denitrifikacija*: pri tej reakciji namesto kisika kot oksidant nastopa nitrat, ki se reducira v  $N_2$  (v treh korakih). Enačba denitrifikacije:



Druga pogosta reakcija v anoksičnih pogojih je *anamoks proces* (ang. anammox process), t.j. oksidacija amoniaka s pomočjo vezanega kisika. V tem procesu bakterije v anoksičnih pogojih iz amoniaka in nitritov tvorijo  $N_2$ . Kako velik delež v razgradnji OM igra anamoks proces, zaenkrat še ni znano, kaže pa, da je lahko v anoksičnih pogojih vsaj lokalno zelo pomemben (Kuypers in sod., 2005). S stališča biogeokemičnega kroženja snovi igrata denitrifikacija in anamoks proces enako vlogo: iz vode odstranjujeta nitrate in proizvajata fosfate.

Majhen del dušika v OM pa se ne spremeni ne v nitrate ne v  $N_2$ , temveč v dušikov oksid  $N_2O$ , ki zatem izhlapi v atmosfero.  $N_2O$  nastane kot stranski produkt med nitrifikacijo in denitrifikacijo. Velik del  $N_2O$ , ki pride v atmosfero, nastane v globokem oceanu (Sarmiento in Gruber, 2006).

Osnovne transformacije dušika v oceanih so shematično prikazane na sliki 3.34.

### 3.4.2 POM in DOM

Koncentraciji POM in DOM v površinskem sloju sta povsem različni. Če OM izrazimo npr. z ogljikom, znaša količina DOM v celotnem površinskem sloju svetovnega oceana  $DOM \approx 700$  Pg C. Ta vrednost je zelo visoka: za primerjavo navedimo, da je 700 Pg več, kot je znašala celotna količina  $CO_2$  v zraku pred industrijsko revolucijo ( $\approx 600$  Pg C) oz. da je navedena vrednost primerljiva s količino celotne Zemeljske biomase. Količina DOM v površinskem sloju je kar za dva velikostna reda višja od količine POM v površinskem sloju; slednja znaša samo nekaj Pg C. DOM in POM se močno razlikujeta tudi glede na rezidenčni čas. Ker pa se ta količina močno spreminja tudi znotraj DOM (znaša od nekaj dni do več stoletij), je DOM in POM na osnovi tega težko primerjati. Omenimo še, da je zaenkrat večina DOM kemijsko še vedno nedoločena; več vemo o kroženju POM (Sarmiento in Gruber, 2006).

S stališča biogeokemičnega kroženja snovi za pomembnejšega izmed obeh velja POM, razlogov za to pa je več:

- POM predstavlja večino izvoza iz površinskega sloja,
- iz POM, ki se nalaga v sedimentih na dnu oceanov, določamo dolgoročni razvoj oceanov, atmosfere, kopnega in klimatskih sprememb.

OM razdelimo na POM in DOM glede na kriterij velikosti delcev: standardni so filtri velikosti  $0.45 \mu m$ . Ta kriterij je pomanjkljiv, ker skozi filter navedene velikosti prehajajo tudi bakterije

(ki se odstranijo šele z  $0.2 - 0.4 \mu\text{m}$  filtri) in koloidni delci (odstranijo se še kasneje, po definiciji so koloidi delci z molsko težo nad 10.000 in velikostjo pod  $0.4 \mu\text{m}$ ) (Sarmiento in Gruber, 2006). Včasih namesto delitve na DOM in POM uporabljamo skupni izraz TOM (totalna organska snov, ang. total organic matter):

$$TOM = DOM + POM . \quad (3.123)$$

Na odprtem morju je običajno POM-a zelo malo in velja  $DOM \approx TOM$ . V priobalnih morjih pa je TOM vedno nujno ločiti na DOM in POM.

Pogosteje je uporabnejši kriterij delitve OM na POM in DOM na osnovi usedanja. DOM predstavlja del OM, ki je premajhen, da bi se sam potopil, na POM pa nasprotno deluje tudi sila teže. Transport DOM torej predstavljata samo advekcija in difuzija, medtem ko adveksijsko-difuzijska enačba za POM vsebuje še dodaten člen za vertikalno advekcijo. Za izvorno-ponorni člen DOC oz. POC torej pišemo (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$SS(DOC) = SS_{production}(DOC) + SS_{consumption}(DOC) , \quad (3.124)$$

$$SS(POC) = SS_{production}(POC) + SS_{consumption}(POC) - w_{sink} \cdot \frac{dPOC}{dz} , \quad (3.125)$$

$w_{sink}$  = hitrost usedanja POM.

### 3.4.2.1 POM

V površinskem sloju 30 – 40% POM sestavlja  $C_{org}$ , v globokem oceanu pa le še  $< 10\%$ . Preostanek POM sestoji iz  $\text{CaCO}_3$ , silikatov in drugih materialov, ki jih v oceane s kontinentov prinesejo reke in veter. Vsebnost C v POM se z globino torej zmanjšuje: koncentracija POC v površinskem sloju običajno znaša med 3 – 10  $\text{mmol C/m}^3$ , v vodi pod fotičnim slojem pa  $\sim 3 \text{mmol C/m}^3$ . Vrednost je odvisna od stopnje biološke produkcije, najvišja je v produktivnih vodah vzhodnega Ekvatorialnega Pacifika in Južnega Oceana (Clegg in Whitfield, 1990).

Razpon velikosti delcev v oceanu je zelo širok. Spekter je zvezen zaradi neprestanega poteka reakcij, ki delce med seboj spajajo in predvsem razkrajajo. Na sliki 3.35 je prikazano spreminjanje vrednosti  $N_{>D}$  v odvisnosti od  $D$ .

Pri določanju obsega pretoka OM v smeri  $-z$  moramo poznati načela interakcije delcev. Stokesov zakon pravi:

$$w_{sink} = \frac{2 \cdot g \cdot r^2 \cdot (\rho_1 - \rho_2)}{9 \cdot \mu} \quad (3.126)$$

$r$  = radij delca (kroglice) v [m],

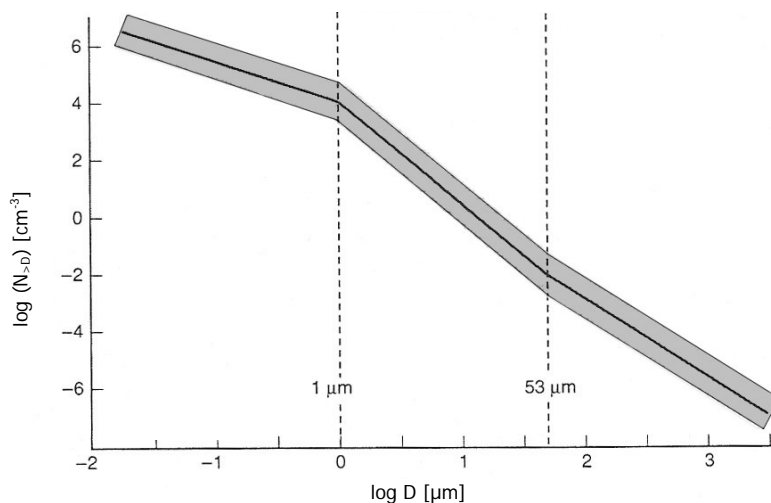
$\rho_1$  = gostota delca v [ $\text{kg m}^{-3}$ ],

$\rho_2$  = gostota tekočine v [ $\text{kg m}^{-3}$ ],

$\mu$  = dinamična viskoznost tekočine v [ $\text{Ns m}^{-2}$ ]; je mera za notranje trenje,

$g = 9.81 \text{ m/s}^2$ .

Hitrost usedanja delcev je torej sorazmerna z  $r^2$ . Račun po Stokesovem zakonu je le ocena, ker delci v resnici niso okrogli. Enačba 3.126 pravi, da je  $w_{sink}$  rezultat ravnotežja med silo teže  $g \cdot (\rho_1 - \rho_2)$  in silo trenja, ki deluje navzgor in je odvisna od površine delca ( $r^2$ ) in notranjega



Slika 3.35: Graf  $\log(N_{>D})$  v odvisnosti od premera delcev  $D$  (na osnovi podatkov).  $N_{>D}$  je število delcev v  $\text{cm}^3$  vode, večjih od danega  $D = 2r$  (povzeto po Clegg in Whitfield, 1990).

Figure 3.35: Schematic presentation of  $\log(N_{>D})$  as a function of particle diameter  $D$ ; based on several measurements.  $N_{>D}$  is the number of particles of diameter greater than  $D$  ( $\mu\text{m}$ ) per  $\text{cm}^{-3}$  (adapted from Clegg and Whitfield, 1990).

trenja tekočine (mera  $\mu$ ). Ker so procesi raztapljanja in mineralizacije OM mnogo hitrejši kot usedanje delcev, so za pretok OM pomembni samo največji delci POM: npr. samo delci premera  $D > 100 \mu\text{m}$  (oz. samo 1 delec na vsakih  $10^{10}$  delcev) se potopijo dovolj hitro, da pomembno vplivajo na izvoz POM iz površinskega sloja (Sarmiento in Gruber, 2006).

Velja  $\rho_{OM} \approx \rho_{seawater}$ , ker  $\rho_{OM} = 1060 \text{ kg/m}^3$  in  $\rho_{seawater} = 1027 \text{ kg/m}^3$  (Logan in Hunt, 1987). Gostote drugih materialov v oceanih so precej višje: npr.  $\rho_{opal} = 2100 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_{CaCO_3} = 2710 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_{lithogenic} = 2710 \text{ kg/m}^3$  (Klaas in Archer, 2002). Npr. za podatke:  $r = 50 \mu\text{m}$ ,  $\mu(T_{H_2O} = 15^\circ\text{C}) = 1.25 \times 10^{-3} \text{ Ns/m}^2$ ,  $\rho_{seawater} = 1027 \text{ kg/m}^3$  dobimo:  $w_{sink}(OM) = 12 \text{ m/dan}$ ,  $w_{sink}(opal) = 400 \text{ m/dan}$ ,  $w_{sink}(CaCO_3) = w_{sink}(lithogenic) = 600 \text{ m/dan}$ . Če znaša globina morja 4000 m, bi torej delec z  $r = 50 \mu\text{m}$  do dna potoval skoraj 1 leto, delec iz  $CaCO_3$  pa samo 1 teden! Če bi polmer delca znašal  $r = 5 \mu\text{m}$ , pa bi delec iz OM do dna potreboval kar 100 let, medtem ko bi delec iz  $CaCO_3$  za usedanje potreboval nekaj manj kot 2 leti. Za  $w_{sink}$  sta torej najpomembnejši velikost in gostota delcev. Pogosto je pri modeliranju potrebno upoštevati tudi poroznost delcev, ki dodatno upočasnjuje hitrost usedanja (Sarmiento in Gruber, 2006).

Veliko večino mase in površine vseh delcev predstavljajo majhni delci, večino pretoka iz površinskega sloja pa predstavljajo veliki delci. Natančnejše modeliranje dinamike delcev tako zahteva vsaj 2 velikostna razreda delcev, enega z  $w_{sink} \approx 0$  in drugega z  $w_{sink} > 0$ . Zanimiva je tudi odvisnost velikosti delcev od globine: z globino se povečuje delež velikih delcev. Večji delci namreč pomenijo višjo  $w_{sink}$  in torej prispejo dlje. Podatki iz Arabskega morja in ekvatorialnega Pacifika kažejo, da je povprečna  $w_{sink}$  v zgornjem sloju oceanov reda nekaj 10 m/dan, zatem pa z globino narašča in na 1500 m doseže vrednost  $\approx 100 - 200 \text{ m/dan}$ ; v večjih globinah znaša  $w_{sink}$  še več (Sarmiento in Gruber, 2006).

Omenimo še pojem *učinkovitosti pretoka snovi* (ang. transfer efficiency), ki pomeni delež izvožene produkcije, ki doseže 2000 m globine.

**Pretok POM.** Vertikalni pretok (fluks, ang. flux) POM ocenimo na terenu s pomočjo sedimentnih pasti (ang. sediment traps). Po mnenju mnogih sicer ta metoda ne pokaže realnega stanja, a se zaenkrat še vedno najpogosteje uporablja. V splošnem velja, da so sedimentne pasti dovolj natančne za kvalitativno analizo sistemov, kvantitativna natančnost pa je vprašljiva: v globinah pod 1500 m so ocene pretoka POM dokaj točne, v sloju nad 1500 m pa lahko vrednost podcenijo tudi za 60% (Yu in sod., 2001). Posebej nezanesljivo je merjenje pretoka v zgornjih 1000 m oceana zaradi močnih lateralnih tokov in številčnejše združbe velikih organizmov, ki sproti odnašajo delce iz pasti. Ocene pretoka OM, ki jih dobimo s podatki iz sedimentnih pasti, kažejo izrazito prostorsko in časovno spremenljivost, tako v sezonskih kot večletnih merilih; običajno so te razlike neposredna posledica razlik v obsegu primarne produkcije (Sarmiento in Gruber, 2006).

Pretok organskega ogljika se z globino hitro manjša: že v zgornjih 100 m vode se večina POM mineralizira ali razgradi v DOM. Empirična enačba za pretok organskega ogljika zato predpostavlja, da je pretok POM funkcija globine vode in vrednosti pretoka na globini  $z_0 = 100$  m (običajna globina fotičnega sloja) (Martin in sod., 1987):

$$\Phi^{org}(z) = \Phi^{org}(z_0) \cdot \left[ \frac{z}{z_0} \right]^{-b} . \quad (3.127)$$

$z_0 = 100$  m,

$z$  = globina; pozitivna smer kaže navzdol,

$\Phi^{org}$  = vertikalni pretok organske snovi,

$b$  = dolžinsko merilo mineralizacije (ang. mineralization (remineralization) length scale).

$b$  je brezdimenzijski parameter, ki je po Martin in sod. (1987) konstanta in znaša  $b = 0.858$ . Npr. po Berelson (2001) pa  $b$  ni konstanta, ampak se giblje med  $b = 0.82 \pm 0.16$ ; podobne vrednosti navaja tudi Schlitzer v (2002). Po navedbah avtorjev (glej npr. Berelson, 2001) se podatkom najbolje prilega eksponentna enačba. Vrednost  $b$  se lahko v prostoru zelo spreminja: območja z večjim pretokom imajo večji  $b$ , to pa pomeni tudi hitejšo mineralizacijo OM. Ker  $b = konst$  ne da vedno dobrih rezultatov, nekateri avtorji predlagajo kompleksnejše funkcije. Precej se uporablja dvojna eksponentna funkcija (Lutz in sod., 2002): en eksponent predstavlja labilno OM z nizkim  $b$ , drugi pa obstojno OM z višjim  $b$ .

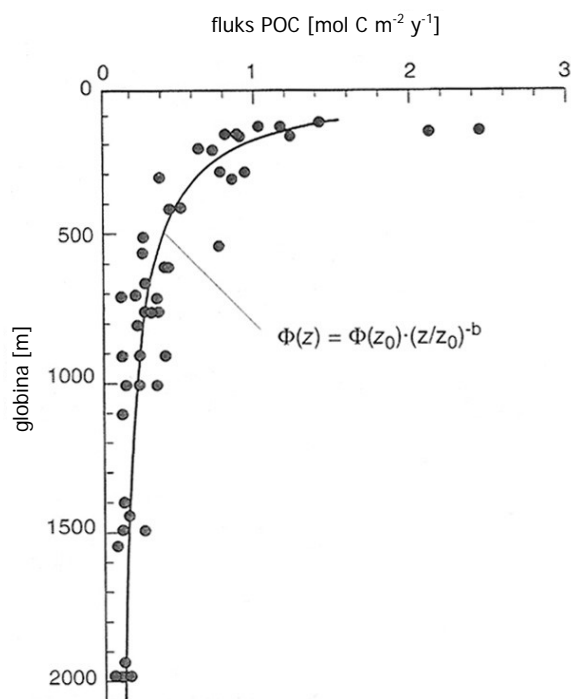
Na sliki 3.36 je graf enačbe 3.127, ki temelji na podatkih sedimentnih pasti. Vrednost POC, ki usteza obsegu primarne produkcije, se nahaja na osi  $x$  nekje od vrednosti 1.5 naprej. Take grafe običajno določimo za vsak vodni stolpec posebej: vsaka krivulja da drugačno vrednost  $b$ , iz več grafov pa zatem določimo povprečje za dano območje (Berelson, 2001).

V nekaterih modelih (npr. Armstrong in sod., 2002) pretok OM razdelijo na dva dela:

1. na balastne minerale, ki se ne morejo mineralizirati,
2. na ostale delce, ki so podvrženi procesu mineralizacije.

Ti modeli precej natančneje določijo vrednost pretoka POM, a presegaajo okvir zadane naloge. Več o tem npr. v Sarmiento in Gruber (2006).

**Stopnja mineralizacije POM.** Iz enačb za pretok OM lahko določimo hitrost razgradnje delcev. Izhajamo iz enačb 3.124. Predpostavimo ravnotežno stanje ter zanemarimo advekcijo



Slika 3.36: Fluks suspendirane organske snovi v odvisnosti od globine morja (povzeto po podatkih iz sedimentnih pasti v Martin in sod., 1987).

Figure 3.36: Particulate organic matter flux as a function of depth (from the sediment trap measurements of Martin et al., 1987).

in difuzijo. Upoštevamo, da je gradient pretoka enak  $-w_{sink}$  · gradient koncentracije (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$\frac{d\Phi^{org}(z)}{dz} = -w_{sink} \cdot \frac{dPOC}{dz} . \quad (3.128)$$

Če upoštevamo, da POM nastaja samo v fotični coni, dobimo

$$\frac{d\Phi^{org}(z)}{dz} = SS_{consumption}(POC) = -w_{sink} \cdot \frac{dPOC}{dz} . \quad (3.129)$$

Za člen  $SS_{consumption}(POC)$  predpostavimo neko funkcijo, npr. linearno (razgradnja snovi oz. mineralizacija se v tem primeru odvija po linearni funkciji):

$$SS_{consumption}(POC) = -k_{remin} \cdot POC . \quad (3.130)$$

Če enačbo 3.130 vstavimo v 3.129 in predpostavimo  $w_{sink} = konst$ , dobimo za  $POC(z)$  enačbo

$$POC(z) = POC(z_0) \cdot \exp\left(-\frac{k_{remin}}{w_{sink}} \cdot (z - z_0)\right) . \quad (3.131)$$

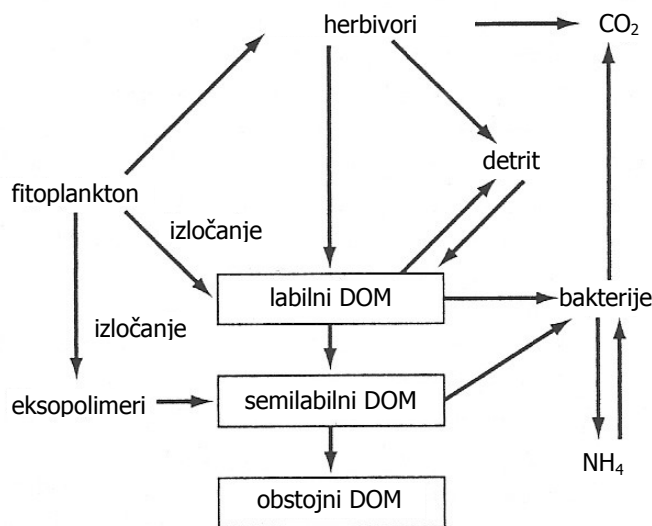
Ker je  $\Phi(z) = -w_{sink} \cdot POC(z)$  in  $\Phi(z_0) = -w_{sink} \cdot POC(z_0)$ , proces mineralizacije pa je prvega reda, dobimo za pretok organske snovi izraz

$$\Phi^{org}(z) = \Phi^{org}(z_0) \cdot \exp\left(-\frac{k_{remin}}{w_{sink}} \cdot (z - z_0)\right) . \quad (3.132)$$

Pretok OM torej eksponentno pada z globino. Hitrost upadanja z globino določa razmerje  $k_{remin}/w_{sink}$ . Vrednost  $k_{remin}$  dobimo na osnovi Armstrong in sod. (2002): npr. za  $w_{sink} = 10 - 50$  m/dan (Berelson, 2001) dobimo za  $k_{remin}$  interval vrednosti  $k_{remin} = 0.02 - 0.1$  dan<sup>-1</sup>.

### 3.4.2.2 DOM

DOM sestavljajo predvsem DOC, DON in DOP. Največ vemo o DOC, precej manj pa o DON in DOP. Zelo malo vemo tudi o ostalih spojinah, ki sestavljajo DOM. Koncentracija vseh treh oz. splošno OM je višja v površinskem sloju in pada z globino. DOM nastane z izločki fitoplanktona, z razpadom celic zaradi virusov, pri hranjenju zooplanktona (pri tem delci med grizenjem ostanejo v vodi), z bakterijsko razgradnjo snovi, z razpadom izločkov in drugega detrita, idr. Količinsko znašajo izločki fitoplanktona kar  $\sim 10 - 30\%$  primarne produkcije (Bronk in sod., 1994). Primarni porabniki DOM so bakterije. Pri modeliranju moramo poznati učinkovitost pretvarjanja OM v biomaso bakterij ter stopnjo pretvarjanja DOC v DIC. Učinkovitost asimilacije za bakterije znaša npr. v Sargaškem morju (Atlantik)  $\sim 14 \pm 6\%$  (Carlson in Ducklow, 1996), v Rossovem morju (Južni ocean) pa med  $9 - 38\%$  (Carlson in sod., 1999). Te vrednosti povejo, da se velik del DOM porabi za respiracijo in ne za rast bakterij. Učinkovitost je višja v priobalnih vodah. Na sliki 3.37 je prikaz kroženja DOC v oceanih po Kirchman in sod. (1993).



Slika 3.37: Shema kroženja DOC v oceanih: povezava in pretvorbe med zelo labilno, semilabilno in obstojno komponento DOM (povzeto po Kirchman in sod., 1993).

Figure 3.37: Schematic *DOC* cycling diagram. This shows the labile, semi-labile, and refractory components referred to in the text as well as possible mechanisms for converting from one to the other (adapted from Kirchman et al., 1993).

Obstojnost DOM ocenjujemo posredno preko stopnje bakterijske porabe DOM in preko porazdelitve DOC v oceanu. Glede na obstojnost lahko DOM razvrstimo v tri velike razrede (starost snovi merimo z radioaktivnim ogljikom) (Kirchman in sod., 1993):

- *zelo labilna komponenta DOM* (ang. highly labile component): biološka razgradnja te snovi je izredno hitra, njena koncentracija je običajno zelo nizka:  $< 5 \text{ mmol/m}^3$ . Ta komponenta DOM ima izredno kratek rezidenčni čas, v oceanu se ohrani samo nekaj ur ali največ nekaj dni. Delimo jo na *DOM z nizko molekulsko maso, LMW* (ang. low molecular weight DOM) in *DOM z visoko molekulsko maso, HMW* (ang. high molecular weight DOM); slednja predstavlja najbolj labilni del DOM;
- *semilabilna komponenta DOM* (ang. semilabile component): koncentracija te komponente



znaša  $\sim 20 \text{ mmol/m}^3$ . Semilabilna komponenta se v vodi obdrži dovolj dolgo, da se lahko transportira globoko v termoklino, preden se mineralizira; rezidenčni čas znaša od nekaj mesecev (en letni čas) do  $\sim 10$  let. To komponento povezujemo z izvozom DOM iz površinskega sloja;

- *obstojna komponenta DOM* (ang. refractory component): koncentracija  $\sim 40 \text{ mmol/m}^3$ . Biološka razgradnja tega dela DOM je izredno počasna, starost obstojne komponente DOM doseže tudi več 1000 let.

Labilni DOM analiziramo z ultrafiltracijo (ang. ultrafiltration) in z ekstrakcijo (ang. solid phase extraction). Pri ultrafiltraciji uporabljamo filter velikosti  $\sim 1 \text{ nm}$ , ki DOC loči na dve frakciji: LMW in HMW, meja med frakcijama znaša  $\sim 1000 \text{ Da}$ . V površinskem sloju DOC sestoji  $\sim 60\%$  iz LMW in  $\sim 40\%$  iz HMW. Delež LMW narašča z globino in v globokem oceanu doseže  $\sim 75 - 80\%$ . Obe frakciji se bistveno razlikujeta: LMW ima nizko razmerje C:N in je sestavljen primarno iz z dušikom bogatih aminokislin, HMW pa ima visoko C:N = 15 – 20 in visoko vsebnost ogljikovih hidratov: 25 – 50%. Bakterije najprej porabijo HMW, šele nato LMW, razlog je energija. Razmerje C:N v HMW znaša  $\sim 15$  v površinskih vodah in  $\sim 20$  v globokem oceanu: ti vrednosti sta mnogo višji od običajnega C:N pri bakterijah, ki znaša 4 – 5. Bakterije torej pri hranjenju s HMW del dušika dobijo iz drugih virov: ko porabljajo HMW, se koncentracija DIN v vodi zniža, ko se hranijo z LMW, pa se poviša (Sarmiento in Gruber, 2006).

### 3.5 Izmenjava snovi na stiku vode z atmosfero

Biološki procesi imajo velik vpliv na vse pline v ozračju, razen na žlahtne pline. Za nas so pomembni predvsem  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , ki se v biogeokemičnih procesih v oceanih proizvajajo in porabljajo v ogromnih količinah.  $\text{CO}_2$  in  $\text{N}_2\text{O}$  spadata med pline, od katerih je odvisna temperatura na površju Zemlje (3-atomske molekule zajeziijo dolgovalovno radiacijo z Zemlje in ustvarijo efekt tople grede). Količina obeh plinov se je močno povišala v času po industrijski revoluciji. Problem predstavlja predvsem višanje koncentracije  $\text{CO}_2$  zaradi izsekavanja gozdov in sežiganja fosilnih goriv, ki veljata za največja dejavnika v procesu globalnega segrevanja.

#### 3.5.1 Henryjev zakon

Neto pretok plina  $A$  med vodo in atmosfero je proporcionalen delni razliki tlakov na obeh straneh stične površine oz. s tem povezani razliki v koncentraciji plina  $A$  med vodo in atmosfero (ti. *anomalija koncentracije A*) (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$\Delta p^A = p_w^A - p_a^A, \quad (3.133)$$

$$\Delta [A] = [A]_w - [A]_{\text{equilibrium}}, \quad (3.134)$$

$p^A$  = delni tlak plina v  $w$  = vodi oz.  $a$  = atmosferi,

$[A]$  = koncentracija plina  $A$ , enota  $[\text{mmol m}^{-3}]$ .

*Delni tlak* definiramo kot tlak posameznega plina v atmosferi. Velja:

$$\Sigma \text{ delnih tlakov vseh plinov v atmosferi} = \text{totalni zračni tlak}. \quad (3.135)$$

*Henryjev zakon* (ang. Henry's law) pravi, da je v termodinamičnem ravnotežju delni tlak plina nad tekočino sorprocionalen koncentraciji tega plina v tekočini:

$$[A]_{equilibrium} = S_A \cdot p^A ; \quad (3.136)$$

$S_A$  = parameter topnosti (ang. solubility) plina  $A$  v tekočini [ $\text{mmol m}^{-3} \text{atm}^{-1}$ ];  $S_A$  je funkcija temperature in slanosti.

Enačbo 3.136 pogosto zapišemo tako, da iz nje izrazimo delni tlak plina  $p^A$ :

$$p^A = k_H \cdot [A]_{equilibrium} .$$

Parameter  $k_H$  v tem primeru imenujemo *Henryjeva konstanta*.  $k_H$  je lastnost plina in pove, kako visok je njegov parni tlak v atmosferi.

Če ocean in atmosfera *nista* v termodinamičnem ravnotežju (in običajno nista), pa velja

$$[A]_w \neq [A]_{equilibrium} , \quad (3.137)$$

$$p_w^A \neq p_a^A . \quad (3.138)$$

Glede na termodinamično (ne)ravnotežje ločimo tri primere:

1. Če sta ocean in atmosfera v termodinamičnem ravnotežju, pravimo, da je voda *nasičena* ali *saturirana* (ang. saturated) s plinom  $A$ . V tem primeru velja  $\Delta [A] = 0$ .
2. Če je delni tlak plina  $A$  (oz. koncentracija plina  $A$ ) v vodi višji kot v zraku, je voda *supersaturirana* (ang. supersaturated) z  $A$ . V tem primeru je  $\Delta [A] = +$  v enačbi 3.134 in plin prehaja iz vode v zrak.
3. Če je delni tlak plina  $A$  (oz. koncentracija plina  $A$ ) v vodi višji kot v zraku, je voda *podsaturirana* (ang. undersaturated) z  $A$ . V tem primeru je  $\Delta [A] = -$ , plin pa prehaja iz zraka v vodo.

Podatki o super- in podsaturaciji plinov v vseh svetovnih morjih so zbrani v World Ocean Atlas 2001 (Conkright in sod., 2002). Za  $\text{N}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$  so v preglednici 3.3 podane vrednosti koncentracije plinov pri saturaciji za  $s = 35$  psu in  $T = 0^\circ\text{C}$  ter  $T = 30^\circ\text{C}$ .

Za določanje koncentracije kisika  $[O_2]_{sat}$  pri saturaciji lahko uporabimo tudi empirično enačbo Gromiec (1983) (velja pri običajnem tlaku):

$$[O_2]_{sat} = 457.01 - 11.47 \cdot T + 0.14 \cdot T^2 - 3.02 \cdot s + 0.064 \cdot T \cdot s + 0.0086 \cdot s^2 \quad (3.139)$$

$T$  = temperatura v [ $^\circ\text{C}$ ],

$s$  = slanost v [psu].

### 3.5.2 Določanje topnosti plinov v vodi

Za topnost plinov v vodi obstaja nemalo definicij. Najpogosteje uporabljamo Henryjev zakon.  $S_A$  v 3.136 je ekvivalenten  $K'$  v Warner in Weiss (1985), v literaturi pa zasledimo tudi enačbe

Preglednica 3.3: Koncentracija plinov v morski vodi pri saturaciji. Vrednosti veljajo za slanost 35.0 psu in so določene po enačbi  $[A] = S_A \cdot p_{moist}^A$  (povzeto po Sarmiento and Gruber, 2006).

Table 3.3: Saturation concentration of gases in seawater at a salinity of 35.0 calculated from  $[A] = S_A \cdot p_{moist}^A$  (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

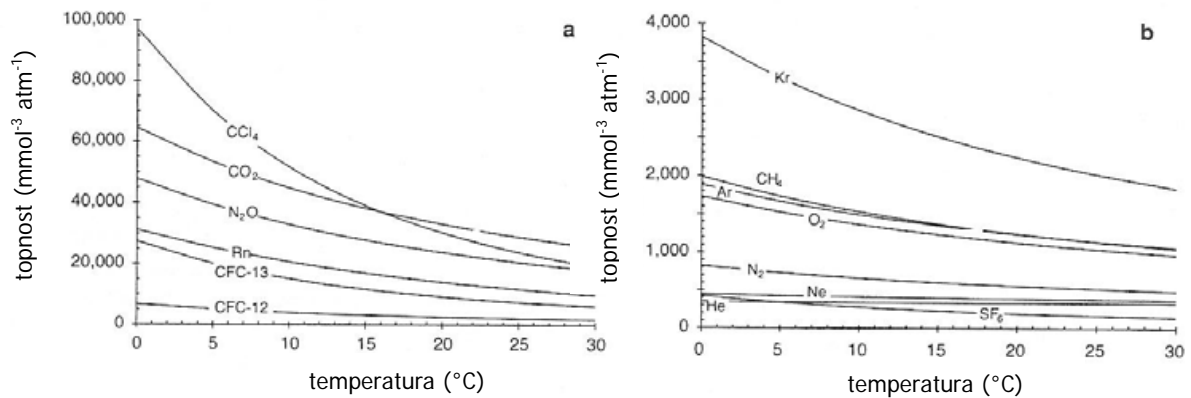
$T$ ( $^{\circ}C$ )	0	5	10	15	20	25	30
Tlak vodne pare pri saturaciji ( $\frac{p_{H_2O}}{P} \times 100\%$ )							
	0.59%	0.84%	1.19%	1.65%	2.26%	3.07%	4.11%
Koncentracije v $mmol\ m^{-3}$							
$N_2$	635.6	566.6	510.5	464.2	425.7	393.3	365.6
$O_2$	359.1	316.5	282.1	253.9	230.5	211.0	194.4
	357.7	315.9	282.0	254.2	231.1	211.6	194.9
$CO_2$	23.37	19.26	16.09	13.60	11.61	10.00	8.66
Ar	17.44	15.42	13.77	12.41	11.29	10.34	9.53
Koncentracije v $\mu mol\ m^{-3}$							
$N_2O$	14.84	12.16	10.09	8.46	7.16	6.10	5.23
Ne	8.11	7.76	7.46	7.19	6.94	6.72	6.50
Kr	4.33	3.71	3.22	2.82	2.50	2.23	2.01
$CH_4$	3.44	3.00	2.64	2.35	2.12	1.92	1.76
He	1.81	1.77	1.74	1.72	1.70	1.68	1.67

za določanje topnosti preko Bunsenovega koeficienta  $\beta$  ali funkcije topnosti  $F$  (oboje v Weiss, 1974). Potrebno je poudariti, da slednji dve nista ekvivalentni  $S_A$ .

Pri določanju topnosti plinov v vodi si pomagamo z odvisnostjo topnosti  $S_A$  od temperature  $T$ . Korelacija med  $S_A$  in  $T$  je za vse pline izredno visoka; stopnja raztapljanja se niža z višanjem temperature.  $S_A$  je odvisna tudi od tega, koliko različnih elementov sestavlja plin (npr.  $O_2$  sestavlja 1 element,  $CO_2$  sestavljata 2 elementa, itd). Če plin sestavlja en sam element, velja, da se topi tem bolje, čim večja je njegova molekulska masa. Za dva ali več elementov pa velja, da se topijo še bolje, kot bi pričakovali iz grafa odvisnosti molekulske mase od topnosti (Sarmiento in Gruber, 2006).

Vpliv temperature na topnost plinov v vodi prikazujeta sliki 3.38 in 3.39. Dobro topni so npr.  $CCl_4$ ,  $CO_2$ ,  $N_2O$ , slabše topni pa Kr,  $CH_4$ , Ar,  $O_2$ ,  $N_2$ , Ne, He (Sarmiento in Gruber, 2006). Segrevanje oceana zmanjšuje topnost, ohlajanje jo povišuje; segrevanje vode torej viša pretok plina iz vode v zrak, ohlajanje vode pa poviša pretok plina iz zraka v vodo. To imenujemo *termalna komponenta* pretoka plina (ang. thermal component). Med ostalimi dejavniki, ki vplivajo na topnost oz. neposredno na pretok plinov med vodo in atmosfero, pa so še:

- sprememba slanosti (zaradi evaporacije, padavin in vtokov rek),
- prisotnost filma organske snovi na površini morja (ang. surfactant effect),
- rušenje valov oz. posledično prisotnost mehurčkov zraka v vodi (ang. bubble effect),
- nekatere kemijske reakcije (ang. chemical enhancement),



Slika 3.38: Graf topnosti različnih plinov v odvisnosti od temperature vode. Topnost vseh plinov se z višanjem temperature vode zmanjšuje, vendar so razlike med posameznimi plini lahko zelo velike. Večinoma so posledica razlik v molekularni masi med posameznimi plini ter različnih interakcij med molekulami vode in plinov (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.38: Plot of the solubility of various gases as a function of temperature. The solubility of all gases decreases with increasing temperature, but there exist large differences in the solubility of the different gases for a particular temperature. These differences can be understood in terms of their molecular weight (ideal gas) or other factors, such as molecular interactions between the gas and the water (nonideal gas) (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

- tanka plast vode z drugačno temperaturo na površini morja (ang. cool skin effect),
- hitrost vetra,
- za pline, ki nastajajo ali se sproščajo med biološkimi procesi (npr.  $O_2$  in  $CO_2$ ), pa je pomembna še biološka komponenta (ang. biological component).

**Bunsenov koeficient**  $\beta$ .  $\beta$  z enoto  $[L(L\ atm)^{-1}]$  je definiran v Weiss (1974) kot volumen plina  $A$  pri STP (standardni temperaturi ( $0^\circ C$ ) in tlaku ( $1\ atm$ )), ki se raztopi v enoti volumna raztopine (voda +  $A$ ) pri temperaturi  $T$ , totalnem tlaku  $p_{tot} = 1\ atm$  in fugativnosti (ang. fugacity)  $f_A$ . Dobimo:

$$\beta = \frac{V_A}{V_{solution} \cdot f_A} \quad (3.140)$$

Fugativnost (tudi *fugiciteta* ali *fugasnost*)  $f_A$  je termodinamična količina analogna aktivnosti raztopljene snovi. Z delnim tlakom  $p_A$  je povezana preko enačbe

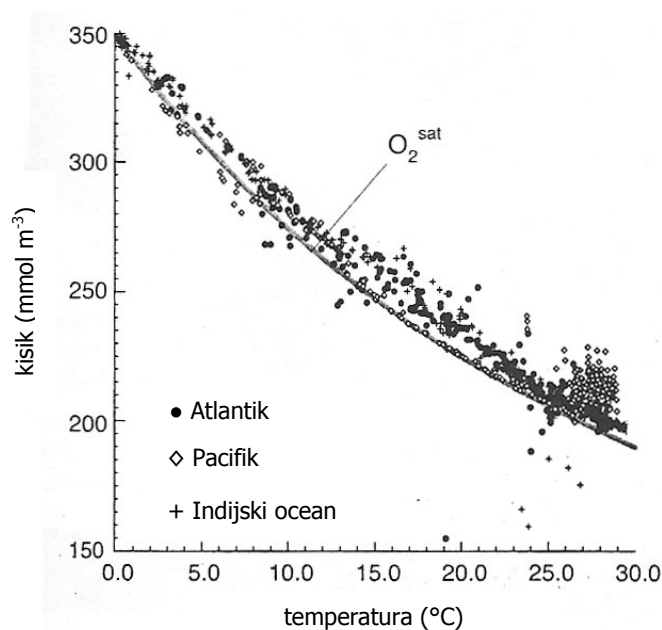
$$f_A = p_A \cdot \exp \left[ \frac{P(\overline{V}_A - \overline{V}_{ideal})}{RT} \right]; \quad (3.141)$$

$P$  = totalni tlak,

$\overline{V}_A$  = molski volumen  $A$  pri STP,

$\overline{V}_{ideal}$  = molski volumen idealnega plina;  $\overline{V}_{ideal} = 22.4136\ L/mol$ ,

$R$  = plinska konstanta;  $R = 0.082053$  z enoto  $[L\ atm(K\ mol)^{-1}]$ ,



Slika 3.39: Topnost kisika v morski vodi v odvisnosti od temperature (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.39: Plot of the solubility of oxygen as a function of temperature (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

$T$  = temperatura v Kelvinih.

Faktor  $\exp[\ ]$  v enačbi 3.141 predstavlja korekcijo vrednosti  $p_A$  zaradi neidealnega obnašanja plina.

Topnost je po definiciji enaka

$$[A] = \frac{\text{število molov } A}{V_{\text{solution}}} = \frac{V_A/\bar{V}_A}{V_{\text{solution}}} \quad (3.142)$$

oz. če upoštevamo enačbo 3.140

$$[A] = \left[ \frac{\beta_A}{V_A} \cdot f_A \right] \times 10^6 . \quad (3.143)$$

Faktor  $\times 10^6$  v enačbi nastopa zaradi enote  $[\text{mmol m}^{-3}]$ . Za  $S_A$  tako dobimo

$$S_A = \frac{[A]}{p^A} = \frac{\beta_A}{V_A} \cdot \exp \left[ \frac{P(\bar{V}_A - \bar{V}_{\text{ideal}})}{RT} \right] \times 10^6 . \quad (3.144)$$

Za pline, ki se obnašajo skoraj idealno, velja  $\bar{V}_A - \bar{V}_{\text{ideal}} \approx 0$  in zato

$$S_A \approx \frac{\beta_A}{V_A} \times 10^6 . \quad (3.145)$$

Pri tem je potrebno opozoriti, da delni tlak plina v zraku običajno pomeni  $p_{\text{dry}}^A$ , tj. delni tlak plina v *suhem* zraku pri totalnem tlaku  $P = 1$  atm, saj bi sicer morali upoštevati zapleteno odvisnost  $p_A$  od vlažnosti in temperature zraka. Ko določamo koncentracijo plina v oceanih, pa

običajno upoštevamo delni tlak plina v *vlažnem* zraku  $p_{moist}^A$ . Velja naslednja zveza med  $p_{dry}^A$  in  $p_{moist}^A$  (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$p_{moist}^A = \chi_{dry}^A (P - p^{H_2O}) = \chi_{dry}^A \cdot P \left(1 - \frac{p^{H_2O}}{P}\right) = p_{dry}^A \left(1 - \frac{p^{H_2O}}{P}\right). \quad (3.146)$$

Pri tem so:

$\chi^A$  = razmerje mešanice (ang. mixing ratio) = število molov  $A$  na mol zraka,

$P$  = totalni zračni tlak; običajno  $P = 1$  atm,

$p^{H_2O}$  = delni tlak vodne pare; običajno predpostavimo, da je zrak v bližini vodne površine saturiran z vodo.

V enačbi 3.146 smo upoštevali zvezo med delnim tlakom in razmerjem mešanice:

$$p^A = \chi^A \cdot P. \quad (3.147)$$

Za določanje delnega tlaka vodne pare pri saturaciji se je v svetu najbolj uveljavila empirična enačba Weiss in Price (1980):

$$\frac{p^{H_2O}}{P} = \exp \left[ 24.4543 - 67.4509 \cdot \left(\frac{100}{T}\right) - 4.8489 \cdot \ln \left(\frac{T}{100}\right) - 0.000544 \cdot s \right]; \quad (3.148)$$

$T$  = absolutna temperatura v Kelvinih,

$s$  = slanost.

Vrednost  $p^{H_2O}/P$  na površini morja se za  $P = 1$  atm giblje od 0.5 – 4.0%. Za pline, ki se obnašajo precej drugače kot idealni plini (npr. CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, klorofluorogljiki...), moramo upoštevati še korekcijski faktor  $\exp \left[ \frac{P(\bar{V}_A - \bar{V}_{ideal})}{RT} \right]$ . Za CO<sub>2</sub> npr. znaša korekcija  $\approx 0.4\%$ .

**Funkcija topnosti  $F_A$ .** Funkcijo topnosti  $F_A$  je vpeljal Weiss v (1974). Po njem topnost  $[A]$  določimo kot

$$[A] = [F_A \cdot \chi_{dry}^A] \times 10^6. \quad (3.149)$$

Funkcijo topnosti  $F_A$  pa določimo po izrazu

$$F_A = (P - p^{H_2O}) \cdot \frac{\beta_A}{\bar{V}_A} \cdot \exp \left[ \frac{P(\bar{V}_A - \bar{V}_{ideal})}{RT} \right]; \quad (3.150)$$

enota  $F_A$  je  $[\text{mol L}^{-1}]$ .  $S_A$  je torej s  $F_A$  povezana po enačbi

$$S_A = \left[ \frac{F_A}{(P - p^{H_2O})} \right] \times 10^6 = \left[ F_A \cdot \frac{\chi_{dry}^A}{p_{moist}^A} \right] \times 10^6. \quad (3.151)$$

### 3.5.3 Modeliranje izmenjave plinov med vodo in atmosfero

Modelov za določanje pretoka plinov med oceani in atmosfero (ang. gas exchange models) je precej, nekateri med njimi upoštevajo celo vpliv valov in tokov (stopnjo turbulentnosti, itd) na izmenjavo. Običajno pa predpostavljamo, da so vertikalna turbulentna gibanja v zraku in vodi v bližini stične površine močno zmanjšana. V tem primeru lahko pretok plina med vodo in atmosfero določimo z enim izmed treh modelov:

1. *model mirujoče plasti* (ang. stagnant film model (Liss in Slater, 1974; Liss in Merlivat, 1986)):
 

najpreprostejši model. Predpostavlja, da zmanjšanje turbulence v mejni plasti na stični površini med vodo in zrakom ustvari dva stabilna sloja. Preko teh dveh slojev lahko plini prehajajo samo z molekularno difuzijo  $\varepsilon$ ;
2. *model meteorološke mejne plasti* (ang. the meteorological boundary layer model (Deacon, 1977)):
 

kompleksnejši. Predpostavlja bolj postopen prehod od turbulentnega gibanja v notranjosti do samo molekularne difuzije na stični površini;
3. *model izmenjave plasti* (ang. the film replacement model (Danckwerts, 1951; Higbie, 1935)):
 

še kompleksnejši. Predpostavlja, da se na površini vode periodično izmenjavata mejna plast in notranjost tekočine, oz. da vpliv gibanja v notranjosti tekočine v periodičnih presledkih seže do površine vode.

Večina modelov za izmenjavo plinov temelji na odvisnosti koeficienta izmenjave plina  $k_w$  od hitrosti vetra, ker je ta zveza najboljše raziskana: to so ti. *modeli na osnovi hitrosti vetra* (ang. wind-speed based models); tudi modeli 1.-3. spadajo v to skupino. Obstajajo še npr. *modeli na osnovi naklona valov* (ang. wave-slope models), ki se še razvijajo. Na osnovi najnovejših raziskav pa je mogoče pretok plina med vodo in zrakom določiti tudi neposredno iz terenskih meritev koncentracije plinov in drugih okoljskih spremenljivk (Sarmiento in Gruber, 2006).

**Modeli na osnovi hitrosti vetra.** Najpogosteje uporabljamo model mirujoče plasti, v katerem predpostavljamo, da se na stiku med obema tekočinama ustvari stabilna mejna plast vode oz. zraka (slika 3.40). V vodi imamo koncentracijo plina  $[A]_w$ , v zraku pa delni tlak plina  $p_a^A$ . Ker plin skozi mejno plast prehaja samo z difuzijo, se  $[A]_w$  oz.  $p_a^A$  znotraj filma spreminjata linearno do saturacije pri  $z = 0$ . V turbulentnem območju pa velja, da sta voda oz. zrak povsem premešana in zato  $[A]_w = konst$  in  $p_a^A = konst$ . Čas, ki ga plin potrebuje za prehod, je odvisen od vrste plina. Pretok plina skozi oba filma opisuje Fickov zakon 1. reda:

$$\Phi = -\frac{\varepsilon \cdot \partial [A]}{\partial z} \quad (3.152)$$

$\varepsilon$  = molekularna difuzija v zraku oz. vodi.

Enota  $\Phi$  je  $[\text{m}^2 \text{s}^{-1}] \cdot [\text{mmol m}^{-3}] \cdot [\text{m}^{-1}] = [\text{mmol}(\text{m}^2 \text{s})^{-1}]$ . Če znotraj filma ni izvorov in ponorov  $A$ , bo gradient koncentracije  $A$  v filmu linearen:

$$\Phi = -\frac{\varepsilon \cdot \Delta [A]}{\Delta z} . \quad (3.153)$$

Henryjev zakon nam omogoča, da enačbo 3.153 izrazimo z delnimi tlaki. Za atmosferski film dobimo

$$\Phi_a = -\frac{\varepsilon_a \cdot ([A]_a - [A]_a^0)}{\Delta z_a} = -\frac{\varepsilon_a \cdot S_A \cdot (p_a^A - p_a^{A,0})}{\Delta z_a} = -k_a \cdot (p_a^A - p_a^{A,0}) , \quad (3.154)$$

pri čemer je

$$[A]_a = [A]_{equilibrium} \quad \text{pri saturaciji} \quad (3.155)$$

in

$$k_a = \frac{\varepsilon_a \cdot S_A}{\Delta z_a} \quad (3.156)$$

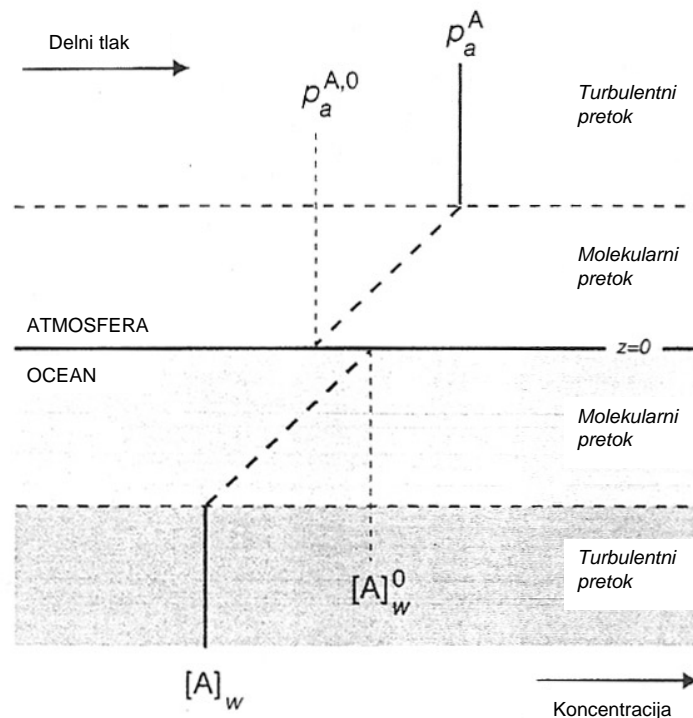
$k_a$  = koeficient izmenjave plina za zrak (ang. gas exchange coefficient); enota  $[k_a] = [\text{m}^2 \text{s}^{-1}] \cdot [\text{mmol}(\text{m}^3 \text{atm})^{-1}] \cdot [\text{m}^{-1}] = [\text{m s}^{-1}] \cdot [S_A]$ .

Za oceanski film pa dobimo

$$\Phi_w = -k_w \cdot ([A]_w^0 - [A]_w) \quad (3.157)$$

$$k_w = \frac{\varepsilon_w}{\Delta z_w} \quad (3.158)$$

$k_w$  = koeficient izmenjave plina za vodo; enota  $[k_w] = [\text{m s}^{-1}]$ ; ker ima  $k_w$  dimenzijo hitrosti, ga imenujemo tudi *prenosna ali transferna hitrost* (ang. transfer velocity ali piston velocity).



Slika 3.40: Shematični prikaz modela mirujoče plasti (povzeto po Sarmiento in Gruber).

Figure 3.40: Schematic description of the stagnant film model (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Meritve delnih tlakov in koncentracij vedno opravljamo precej nad oz. pod stično površino, nikoli točno na njej. Zato se poskušamo v enačbah znebiti vrednosti  $p_a^{A,0}$  in  $[A]_w^0$ . Upoštevamo, da plin prehaja skozi oba filma kontinuirano:

$$\Phi_a = \Phi_w = \Phi, \quad (3.159)$$

$$[A]_a^0 = [A]_w^0. \quad (3.160)$$



Dobimo

$$\Phi = -k \cdot ([A]_a - [A]_w) \quad (3.161)$$

s koeficientom  $k$

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{k_w} + \frac{S_A}{k_a} . \quad (3.162)$$

Tudi  $k$  ima enoto hitrosti. Ker v praksi velja  $k_a/S_A \gg k_w$  ( $k_a/S_A$  je reda 1000 cm/h,  $k_w$  pa reda 10 cm/h), lahko atmosferski film zanemarimo in dobimo:

$$\Phi = -k_g \cdot (p_a^A - p_w^A) \quad (3.163)$$

s koeficientom  $k_g$

$$k_g = k_w \cdot S_A . \quad (3.164)$$

$k_g$  = koeficient izmenjave plina za zrak in vodo; enota  $[k_g] = [\text{m s}^{-1}] \cdot [S_A]$ .

Meritve prenosne hitrosti opravljamo laboratorijsko v tunelih (ang. wind tunnels) in na terenu s sledili. Tako meritve kot teorija pravijo, da je vrednost koeficienta odvisna predvsem od stopnje turbulence v bližini stične ploskve med zrakom in vodo (Sarmiento in Gruber, 2006). Stopnja turbulence pa je odvisna predvsem od napetosti zaradi vetra na površini vode in od Schmidtovega števila:

$$S_c = \frac{\nu}{\varepsilon} = \frac{\text{kinematična viskoznost vode}}{\text{molekularna difuzija}} ; \quad (3.165)$$

$S_c$  = Schmidtovo število; odvisno je od temperature in od vrste plina (preglednica 3.4).

Vpliv najpomembnejših procesov na  $k_g$  oz.  $k_w$  lahko ovrednotimo npr. po Jähne in sod. (1987):

$$k_w = \gamma \cdot S_c^{-n} \cdot u_w^* \quad (3.166)$$

$\gamma$  = brezdimenzijska konstanta, ki je enaka za vse pline,

$S_c$  = Schmidtovo število,

$n$  = eksponent:  $n = 1$  za model mirujoče plasti,  $n = 2/3$  za model meteorološke mejne plasti,  $n = 1/2$  za model izmenjave plasti.  $n$  lahko določimo tudi eksperimentalno, običajno pa upoštevamo  $n = 1$  oz. stabilno mejno plast,

$u_w^*$  = strižna hitrost v vodi; predstavlja učinek napetosti zaradi vetra. Namesto  $u_w^*$  lahko uporabimo tudi hitrost vetra  $U_{10}$  10 m nad gladino morja. V nekaterih modelih namesto  $u_w^*$  oz.  $U_{10}$  uporabljamo  $(u_w^*)^2$  oz.  $(U_{10})^2$  ali celo  $(u_w^*)^3$  oz.  $(U_{10})^3$ .

Prenosno hitrost  $k_w$  lahko za različne vrednosti Schmidtovega števila odčitamo z grafa odvisnosti  $k_w(U_{10})$  (slika 3.41; povzeto po Liss in Merlivat, 1986). V odvisnosti na sliki 3.41 so zajeti tudi vplivi drugih pomembnih dejavnikov na pretok plina: topnost plinov, tip valov, prisotnost filma OM, idr. Na grafu ločimo 3 območja:

1. območje gladke gladine (ang. smooth surface regime): v tem območju velja  $k_w \propto S_c^{-2/3}$ , za določitev pretoka plina pa uporabimo model meteorološke mejne plasti,
2. območje nagubane gladine (ang. rough surface regime):  $k_w \propto S_c^{-1/2}$ , pretok plina določimo z modelom izmenjave plasti,

Preglednica 3.4: Koeficienti za določitev Schmidtovega števila po enačbi  $Sc = A - BT + CT^2 - DT^3$ . Vrednosti veljajo za slanost 35 psu in temperaturo med 0 and 30°C; temperaturo podajamo v °C. Enačba temelji na podatkih Wanninkhof (1992), Keeling in sod. (1998), Zheng in sod. (1998) ter Liss in Merlivat (1986) (povzeto po Sarmiento and Gruber, 2006).

Table 3.4: Coefficients for the calculation of the Schmidt number as a function of temperature in seawater of salinity 35 for temperatures between 0 and 30°C. The Schmidt number is calculated as  $Sc = A - BT + CT^2 - DT^3$ , with  $T$  in °C. Data are from Wanninkhof (1992), Keeling et al. (1998), Zheng et al. (1998) and Liss and Merlivat (1986) (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Gas	$A$	$B$	$C$	$D$
He	410.14	20.503	0.53175	0.006011
Ne	855.1	46.299	1.254	0.01449
N <sub>2</sub>	2206.1	144.86	4.5413	0.056988
O <sub>2</sub>	1638	81.83	1.483	0.008004
Ar	1909.1	125.09	3.9012	0.048953
Kr	2205.0	135.71	3.9549	0.047339
Rn	3412.8	224.30	6.7954	0.08300
CH <sub>4</sub>	2039.2	120.31	3.4209	0.040437
CO <sub>2</sub>	2073.1	125.62	3.6276	0.043219
N <sub>2</sub> O	2301.1	151.1	4.7364	0.059431
CFC-12	3845.4	228.95	6.1908	0.06743
CFC-11	3501.8	210.31	6.1851	0.07513
SF <sub>6</sub>	3531.6	231.4	7.2168	0.090558
CCl <sub>4</sub>	4295.8	281.52	8.7826	0.11025

3. območje rušenja valov oz. prisotnih mehurčkov v vodi (ang. breaking wave/bubble regime): v tem območju ni jasnega trenda med  $k_w$  in  $S_c$ , pretok plina pa v tem primeru določimo s pomočjo zahtevnejših modelov, ki upoštevajo tudi stopnjo turbulentnosti tekočine, lastnosti valov, itd.

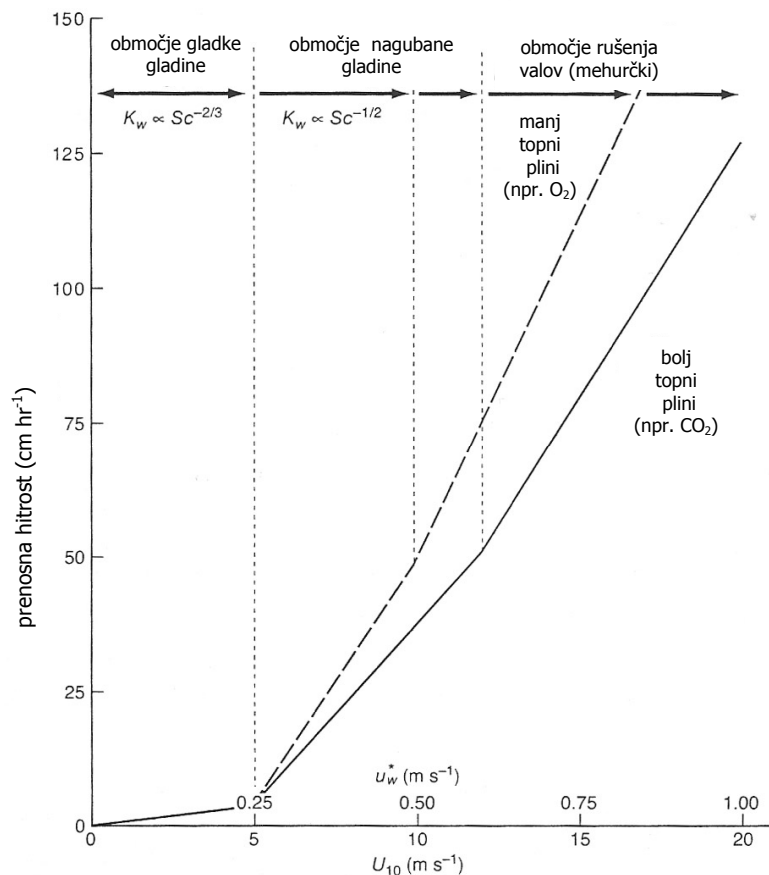
**Modeli na osnovi naklona valov.** Velja, da je  $k_w$  v območjih gladke in nagubane gladine dobro korelirana s povprečnim kvadratom naklona valov  $\langle s^2 \rangle$  (Jähne in sod., 1987). Naklon vala  $WS$  je definiran kot:

$$WS = a \cdot k ; \quad (3.167)$$

$a$  = amplituda vala (polovica totalne višine vala  $H$ ),

$k$  = valovno število; enako je  $2\pi/L$ .

Zveza med  $k_w$  in  $\langle WS^2 \rangle$  velja v širokem območju meritev z vetrovnimi tuneli in velja tudi pri visokih koncentracijah organske snovi na površini vode. Ugotovitev je zelo uporabna, ker lahko na ta način povprečni naklon valov povežemo z merami za nagubanost morja, t.j. neposredno z meritvami daljinskega zaznavanja (ang. remote sensing) (Glover in sod., 2002). Ti modeli se še razvijajo.



Slika 3.41: Graf prenosne hitrosti  $k_w$  v odvisnosti od hitrosti vetra  $U$  oz. strižne hitrosti  $u_w^*$  (povzeto po Liss in Merlivat, 1986).

Figure 3.41: Plot of transfer velocity  $k_w$  vs. wind velocity  $U$  or friction velocity  $u_w^*$  (adapted from Liss and Merlivat, 1986).

**Modeli na osnovi terenskih meritev.** Pretok plina na stiku med zrakom in vodo je odvisen od mnogih dejavnikov, celoten proces je izredno kompleksen. Vetrovni tuneli so laboratorij in lahko daje napačne rezultate, zato jih običajno umerimo z enim izmed terenskih modelov in tako popravimo vrednost  $k_w$ , ki jo dobimo s teoretičnimi modeli. Pri določanju pretoka plinov med zrakom in vodo si najpogosteje pomagamo z meritvami koncentracije radioaktivnega ogljika, z izmerjenimi vrednostmi deficita radona, z raznimi sledili (Sarmiento in Gruber, 2006).

Najpogosteje uporabljene modele (polempirične enačbe) za določanje  $k_w$  podajamo v preglednici 3.5. Med naštetimi modeli daje po navedbah avtorjev najboljše rezultate Wanninkhof (1992), ki temelji na terenskih meritvah radioaktivnega ogljika. Bistvo modela je, da za odvisnost  $k_w(U)$  namesto treh linearnih območij (slika 3.41) upošteva eno samo kvadratno funkcijo:

$$k_w = a \cdot U^2 ; \quad (3.168)$$

$a = konst$ ; določimo jo z meritvami.

Wanninkhof pravi, da enačba 3.168 ni fizikalno dokazljiva, vendar je ujemanje z meritvami dobro. Kvadratna zveza med  $k_w$  in hitrostjo vetra pomeni, da odvisnost  $k_w$  od Schmidtovega števila

Preglednica 3.5: Najpopularnejše enačbe za določitev prenosne hitrosti  $k_w$ . Po dogovoru podajamo  $k_w$  v  $[\text{cm hr}^{-1}]$ , hitrost vetra  $U$  pa v  $[\text{m s}^{-1}]$ .  $U$  pomeni vrednost hitrosti vetra na nominalni višini 10 m nad gladino morja (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Table 3.5: Most widely used gas transfer velocity formulations. By convention  $k_w$  is given in  $[\text{cm hr}^{-1}]$  and the wind speed  $U$  in  $[\text{ms}^{-1}]$ . The equations are for  $U$  measured at or interpolated to a nominal height of 10m above sea level (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Vir	Enačba	Globalno povprečje $k_w$ pri $S_c = 660$ ( $\text{cm hr}^{-1}$ )
Liss in Merlivat (1986)	$k_w = 0.17 \cdot U \cdot (S_c/600)^{-2/3}$ , $U \leq 3.6 \text{ ms}^{-1}$ $k_w = (U - 3.4) \cdot 2.8 \cdot (S_c/600)^{-0.5}$ , $3.6 < U < 13 \text{ ms}^{-1}$ $k_w = (U - 8.4) \cdot 5.9 \cdot (S_c/600)^{-0.5}$ , $U > 13 \text{ ms}^{-1}$	11.2
Nightingale in sod. (2000)	$k_w =$ $(0.333 \cdot U + 0.222 \cdot U^2) \cdot (S_c/600)^{-0.5}$	14.9
Wanninkhof (1992)	$k_w = 0.31 \cdot U^2 \cdot (S_c/600)^{-0.5}$	20.0
Wanninkhof in McGillis (1999)	$k_w = 0.0283 \cdot U^3 \cdot (S_c/600)^{-0.5}$	18.7

vedno sledi funkciji  $\propto$  oz. da velja  $n = 0,5$  (enačba 3.166):

$$k_w \propto S_c^{-1/2} . \quad (3.169)$$

Model Wanninkhof (1992) torej ne upošteva območja gladke gladine, v katerem je  $k_w \propto S_c^{-2/3}$ , saj (po besedah avtorja) ta v oceanih skorajda nikoli ne nastopa.

**Določitev posameznih komponent pretoka.** Na kratko opisujemo še modeliranje posameznih komponent pretoka plina med vodo in atmosfero (po Sarmiento in Gruber, 2006).

*Termalna komponenta* imenujemo del pretoka, ki je posledica spremembe topnosti plinov zaradi spremembe temperature vode. Pri višji temperaturi vode so plini slabše topni, posledica je višja stopnja izhlapevanja. Termalno komponento določimo po spodnji enačbi (predpostavljamo hipen odziv sistema: segrevanje oceana oz. pretok toplote iz atmosfere v ocean takoj povzroči pretok plina iz vode v zrak oz. ravnotežeje med vodo in zrakom):

$$\Phi_{thermal} = - \left( \frac{\partial S_A}{\partial T} \right) \left( \frac{Q}{c_p} \right) ; \quad (3.170)$$

$T$  = temperatura,

$Q$  = pretok toplote; predznak je pozitiven pri segrevanju in negativen pri ohlajanju oceana,

$c_p$  = specifična toplota vode.

*Biološko komponento* pretoka imajo samo plini, ki sodelujejo v bioloških procesih ali v njih nastajajo kot stranski produkt. Ko je pretok  $A$  posledica bioloških procesov, sta biološka in termalna pogosto edini komponenti, ki ju je potrebno upoštevati. Zato biološko komponento

pretoka običajno določimo kar kot

$$\Phi_{biological} = \Phi_{total} - \Phi_{thermal} . \quad (3.171)$$

*Komponenta pretoka zaradi filma organske snovi:* predvsem v času cvetenja se na površini morja ustvari film organske (in druge) snovi (ang. surfactant effect), ki opazno vpliva na pretok plinov med vodo in zrakom (Frew, 1997). Učinek te plasti na prehajanje plinov je tako velik, da predstavlja mejo med območjema gladke in nagubane gladine (slika 3.41). V praksi se zaradi te plasti občutno zmanjša  $k_w$ , in sicer posredno zaradi nižje stopnje turbulence, slabšega razvoja valov in višje stopnje disipacije energije pri majhnih valovih. Učinek filma se viša z višanjem količine organske snovi, zato ga merimo posredno preko koncentracije fitoplanktona.

*Komponenta pretoka zaradi rušenja valov oz. mehurčkov:* rezultati laboratorijskih poskusov v vetrovnih tunelih kažejo, da ima na vrednost  $k_w$  izjemno velik vpliv rušenje valov oz. posledično prisotnost mehurčkov zraka v vodi (ang. bubble effect). Prav zaradi mehurčkov nastopi druga nezveznost v odvisnosti  $k_w$  od  $U_{10}$  (slika 3.41), t.j. med območjema nagubane gladine in rušenja valov. Zaradi mehurčkov ima lahko manj topen plin (npr.  $O_2$ ) celo višji  $k_w$  kot bolj topen plin (npr.  $CO_2$ ).

Do rušenja valov (ang. wave breaking) pride v tunelih pri hitrostih vetra nad  $\approx 10$  m/s. Rušenje valov prinese v vodo mehurčke zraka, ki si zatem izmenjujejo pline z vodo (npr.  $O_2$ ). Mehurčki se ali popolnoma raztopijo v vodi ali pa priplavajo na površje in se vrnejo v atmosfero. Neto transfer plina zaradi mehurčkov je enak razliki med količino plina, ki z mehurčki vstopi v vodo in količino plina, ki z mehurčki vodo ponovno zapusti; neto transfer je lahko pozitiven ali negativen.

Vpliv mehurčkov na  $k_w$  običajno razdelimo na dva dela (Keeling, 1993b; Fuchs in sod., 1987):

- na učinek mehurčkov, ki se v vodi popolnoma raztopijo (ang. bubble collapse or injection),
- na učinek mehurčkov, ki se ne raztopijo popolnoma; ti mehurčki omogočajo neprestano izmenjavo plinov preko svoje površine.

Za pretok  $\Phi$  tako dobimo:

$$\Phi_{bubble} = -k_{injection} \cdot [A]_a - k_{exchange} \cdot \left[ \left( 1 + \frac{\Delta P}{P} \right) \cdot [A]_a - [A]_w \right] \quad (3.172)$$

Pri določanju koncentracije plina  $A$  v vodi okrog mehurčkov predpostavljamo, da je  $A$  v ravnotežju oz. da plin ne prehaja več med vodo in mehurčki. V tem primeru je  $[A]_w = [A]_a$  za tlak v zraku  $P = 1$  atm. Ker pa za tlak v mehurčku običajno ne velja  $P = 1$  atm, vrednost  $[A]_a$  še popravimo s faktorjem  $(1 + \Delta P/P)$ . Tlak v mehurčku je glede na atmosferski tlak  $P$  višji za vrednost površinske napetosti in hidrostatičnega pritiska.

Velja, da imajo manj topni plini višjo vrednost člena za raztopljene mehurčke v enačbi 3.172. Predstavljajmo si, da zrak z mehurčki oz. z valovi vbrizgujemo v vodo. Stopnja injiciranja  $v_{injection}$  znaša

$$v_{injection} = \frac{\text{volumen zraka}}{\text{čas} \times \text{površina}} , \quad (3.173)$$

enota  $[v_{injection}] = [\text{cm hr}^{-1}]$ . Določimo pretok  $\Phi$  plina  $A$  z enoto  $[\text{mol}(\text{cas površina})^{-1}]$ , ki je posledica tega vbrizgavanja zraka v vodo. Volumen zraka pretvorimo v mole s splošno plinsko

enačbo za idealni plin. Dobimo

$$\Phi_{injection} = \frac{p_A \cdot v_{injection}}{R \cdot T} . \quad (3.174)$$

V enačbah za prenosno hitrost  $k_w$  nastopa koncentracija  $[A]$  in ne delni tlak  $p_A$ . Uporabimo še Henryjev zakon in dobimo

$$\Phi_{injection} = \frac{v_{injection}}{R \cdot T \cdot S_A} \cdot [A] . \quad (3.175)$$

Od tod sledi, da je

$$k_w = \frac{v_{injection}}{R \cdot T \cdot S_A} , \quad (3.176)$$

kar pomeni, da je  $k_w$  obratno odvisen od  $S_A$ . To pa pomeni, da imajo manj topni plini višjo vrednost  $k_w$ .

Kjer prihaja do vbrizgavanja mehurčkov (pri rušenju valov), torej pretok  $A$  preko površine med zrakom in vodo določimo kot

$$\begin{aligned} \Phi_{total} &= \Phi_{surface} + \Phi_{bubble} & (3.177) \\ &= -k_{surface} \cdot ([A]_a - [A]_w) - \\ &\quad -k_{injection} \cdot [A]_a - k_{exchange} \cdot \left[ \left( 1 + \frac{\Delta P}{P} \right) \cdot [A]_a - [A]_w \right] \\ &= -(k_{surface} + k_{exchange}) \cdot [(1 + \Delta e) \cdot [A]_a - [A]_w] \\ &= -k_w \cdot [(1 + \Delta e) \cdot [A]_a - [A]_w] \end{aligned}$$

Pri tem je  $\Delta e$

$$\Delta e = \frac{k_{injection} + k_{exchange} \cdot \frac{\Delta P}{P}}{k_{surface} + k_{exchange}} , \quad (3.178)$$

$\Delta e$  = ravnotežna supersaturacija plina, ki nastopi pri  $\Phi_{total} = 0$ .

Do na videz nelogične ravnotežne supersaturacije pride, ko je vnos z mehurčki enak izgubi plina preko površine oz. ko z mehurčki v vodo prihaja ravno toliko  $A$ , kot se ga izgublja zaradi  $\Delta C$ . Na ta način lahko razložimo, zakaj je večji del Svetovnega oceana supersaturiran s kisikom: vnos mehurčkov ohranja supersaturacijo, čeprav  $\Delta C$  povzroča pretok plina iz vode v zrak. Poleg tega je  $\Delta e$  višja za manj topne pline, npr. za  $O_2$ .

Do enake oblike (enačba 3.177) je prišel že Woolf v (1997). Enačba 3.177 je enaka enačbi 3.161 za pretok plina med vodo in zrakom, le da izraz 3.177 velja tudi pri rušenju valov oz. pri višjih hitrostih vetra (slika 3.41). Za nekatere pline (npr. za Ar, Ne, He, Kr in Xe) je  $[A]_a$  zanemarljiva (Sarmiento in Gruber, 2006). V tem primeru nam ostane le

$$\Phi = k_w \cdot [A]_w , \quad (3.179)$$

kjer  $k_w$  pomeni kombiniran vpliv izmenjave plina preko gladine zaradi  $\Delta C$  in preko površine mehurčkov.

Člen  $\Delta e$  v enačbi 3.177 oz. 3.178 je odvisen tudi od hitrosti vetra. Woolf in Thorpe sta v (1991) podala empirični izraz za njegovo določitev:

$$\Delta e^A = 0,01 \times \left( \frac{U}{U_A} \right)^2 ; \quad (3.180)$$

$U_A$  = hitrost vetra, pri kateri znaša supersaturacija s plinom  $A$  1%.

$U_A$  za različne pline:  $U_{N_2} = 7.2$  m/s,  $U_{O_2} = 9.0$  m/s,  $U_{CO_2} = 49$  m/s,  $U_{Ar} = 9.6$  m/s. Če upoštevamo globalno povprečno hitrost vetra  $U = 7.5$  m/s, dobimo za  $\Delta e^A$  majhne vrednosti:  $\Delta e^{N_2} = 1.1\%$ ,  $\Delta e^{O_2} = 0.7\%$ ,  $\Delta e^{CO_2} = 0.02\%$ ,  $\Delta e^{Ar} = 0.61\%$ . Mehurčki imajo najmanjši vpliv na  $CO_2$ , ki je najbolj topen izmed naštetih plinov. V praksi zaenkrat še ni splošno sprejetega modela za oceno vpliva mehurčkov na  $k_w$ , niti ne na  $\Delta e$ . Modelov je precej, vendar niso konsistentni z meritvami (Sarmiento in Gruber, 2006).

*Komponenta pretoka zaradi kemijskih reakcij:* zaradi nekaterih kemijskih reakcij v mejni plasti se lahko spremeni tudi obseg prehajanja plinov med zrakom in vodo (ang. chemical enhancement). Z reakcijami se plin v vodi pretvarja v druge snovi, zato se njegova koncentracija niža, posledično pa se pritok iz atmosfere poviša. Na ta način reagirata z vodo npr. tudi  $CO_2$  in  $SO_2$ .

$CO_2$  tvori z vodo med raztapljanjem bikarbonatne in karbonatne ione. Če encimi niso prisotni, potekajo te reakcije zelo počasi. Razen pri zelo nizkih hitrostih vetra je zato vrednost komponente pretoka za  $CO_2$  zaradi kemijskih reakcij zelo nizka. Boutin in Etcheto v (1995) pišeta, da je ta vpliv nezanemarljiv le v ekvatorialnem pasu z nizkimi hitrostmi vetra, globalno pa je dovolj majhen, da ga lahko zanemarimo. Za ovrednotenje dejanskega vpliva so potrebne terenske meritve, v praksi pa vpliv kemijskih reakcij na vrednost pretoka  $CO_2$  zanemarimo, če le ni zagotovo dokazan. Drugače je npr. pri  $SO_2$ : v tem primeru je potrebno kemijsko komponento pretoka upoštevati, ker pri  $SO_2$  izredno hitro poteče hidratacija. Reakcija poteče že v  $t_r = 10^{-6}$  s, kar da  $k_w^{SO_2} = 34420$  cm/h.

*Komponenta pretoka zaradi filma vode z drugačno temperaturo:* na površini se ustvari tanka plast vode (debeline  $\sim 1$  mm), v kateri je temperatura drugačna kot v okolici, to pa vpliva na topnost plinov (ang. cool skin effect). Ta film nastane, ker se na površini toplota iz morja izgublja v zrak. Z nižanjem temperature se topnost plinov v vodi povečuje, kar moramo upoštevati tudi v enačbi za pretok:

$$\Phi = -k_w \cdot [(1 + \xi) [A]_a - [A]_w] , \quad (3.181)$$

$$\xi = \frac{1}{S_A} \frac{dS_A}{dT} \Delta T ; \quad (3.182)$$

$\xi$  = člen, ki izraža občutljivost  $S_A$  na temperaturo,

$[A]_a$  = koncentracija  $A$  v morski vodi pri saturaciji.

### 3.6 Izmenjava snovi na stiku vode z dnom

Približno četrtnina vsega OM se v vodnem stolpcu ne mineralizira, temveč pade na dno oceana, kjer se lahko mineralizira ali pa ostane zakopana. Velja, da se na dnu mineralizira preko 90% OM, samo preostalih  $< 10\%$  pa ostane zakopane v sedimentih (Sarmiento in Gruber, 2006). Kemijske reakcije mineralizacije na vrhu sedimentov in fizikalni procesi, ki pri tem sodelujejo, so proti pričakovanjem dokaj razjasnjeni, manj pa vemo o procesih, ki se odvijajo globlje v sedimentih. Proces razgradnje organske snovi v sedimentih izredno pomembno vplivajo na koncentracijo kisika in nitratov v vodnem stolpcu, zato jih je pri modeliranju pogosto nujno upoštevati. To je še posebej pomembno pri modeliranju plitvih priobalnih območij. Temeljni deli o kemijskih procesih v sedimentih sta Berner (1980) in Boudreau (1997).

### 3.6.1 Sedimenti

Sedimenti sestojijo iz trdnih delcev, prostor med njimi pa je zapolnjen s porno vodo. Večina snovi pride na dno z usedanjem iz vodnega stolpca, nekatere pa nastanejo tudi v sedimentih. Običajna vrednost stopnje akumulacije (ang. accumulation rate) za sedimente in porno vodo globokega oceana znaša od 0.1 – 1.0 cm/kyr (1 kyr = 1000 yr) (Sarmiento in Gruber, 2006).

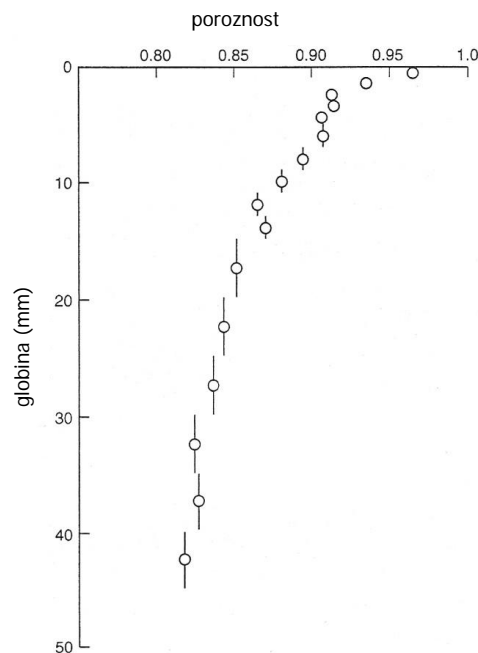
Mera za delež volumna sedimentov, ki ga zapolnjuje voda, je *poroznost*  $\phi$ :

$$\phi = \frac{V_L}{V_S + V_L} ; \quad (3.183)$$

$V_S$  = volumen trdne faze ( $S$  = solid),

$V_L$  = volumen porne vode ( $L$  = liquid).

Poroznost običajno znaša  $\phi = 80 - 90\%$ , v slabše konsolidiranih sedimentih bliže stični ploskvi med vodo in sedimenti pa še več (slika 3.42).



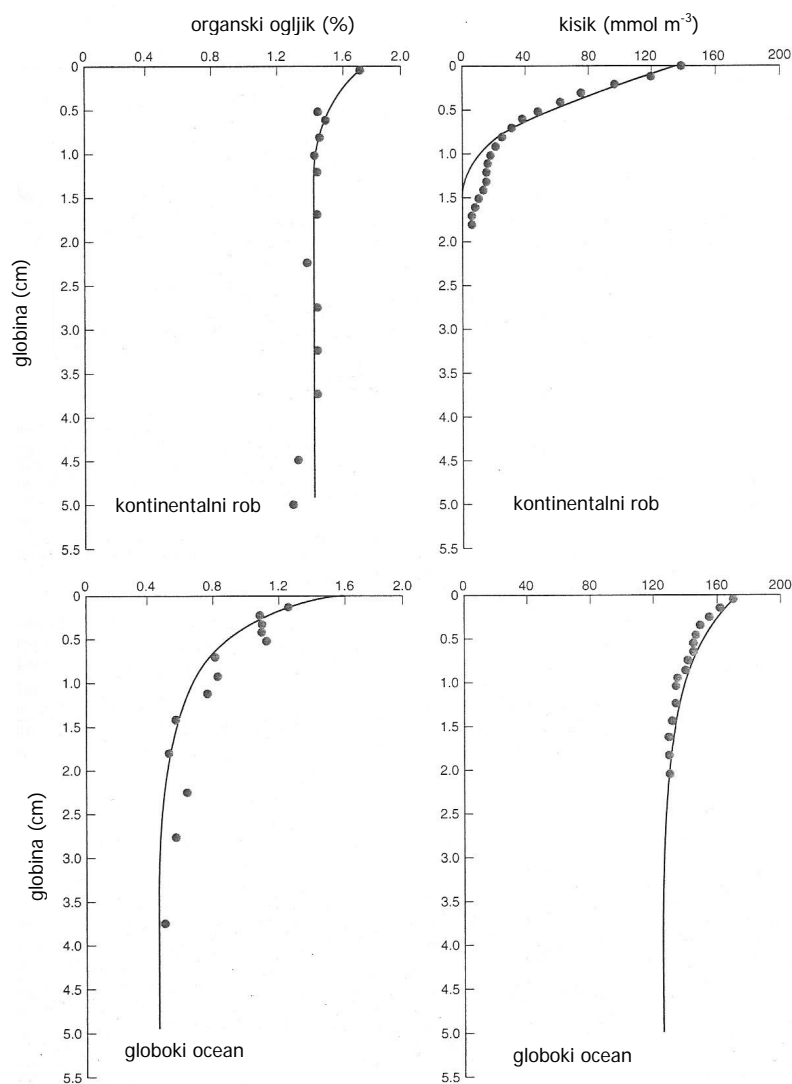
Slika 3.42: Običajen profil upadanja poroznosti z naraščanjem globine sedimentov (povzeto po Reimers in sod., 1992).

Figure 3.42: A typical vertical profile of porosity (adapted from Reimers et al., 1992).

**Sestava sedimentov.** Delci sestojijo predvsem iz gline,  $\text{CaCO}_3$ , silikatov  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  in organske snovi. Delež organskega ogljika v sedimentih je najvišji v priobalnih morjih, kjer znaša do 2% suhe teže. Pri primerjavi karte vsebnosti organskega ogljika v sedimentih s kartami vsebnosti drugih elementov (karbonati, silikati) ugotovimo, da je ujemanje slabo. V različnih pogojih namreč dominirajo različni procesi oz. je sestava sedimentov močno odvisna od pogojev okolja. Karta deleža TOC v sedimentih se s karto izvoza POM ujema le v priobalnih morjih (Sarmiento in Gruber, 2006).



Koncentraciji organskega ogljika in kisika z globino sedimentov padata zaradi mineralizacije. Grafi na sliki 3.43 kažejo velike razlike v vsebnosti organskega ogljika in kisika v sedimentih na kontinentalnih robovih in na odprtem morju. Grafi so tipični in veljajo za zgornjih  $\sim 50$  mm sedimentov. Ob obalah je delež TOM po globini sedimentov skoraj konstanten, pade samo z 1.7% na površini na 1.4% na globini 50 mm. V globokem oceanu je koncentracija TOM v globinah sedimentov precej nižja, na globini 20 mm znaša le še 0.5% in ostaja približno konstantna tudi v večjih globinah. Obratno je s kisikom: ob obalah njegova koncentracija z globino zelo hitro pada, in sicer s  $140 \text{ mmol/m}^3$  na površini sedimentov na  $0 \text{ mmol/m}^3$  na globini 15 mm. Na odprtem morju pa sedimenti večinoma ostajajo oksični tudi v globinah: vsebnost kisika pade s  $\sim 170 \text{ mmol/m}^3$  na površini na  $\sim 120 \text{ mmol/m}^3$  na globini 20 mm, pod to globino pa ostaja približno konstantna (Rabouille in Gaillard, 1991).

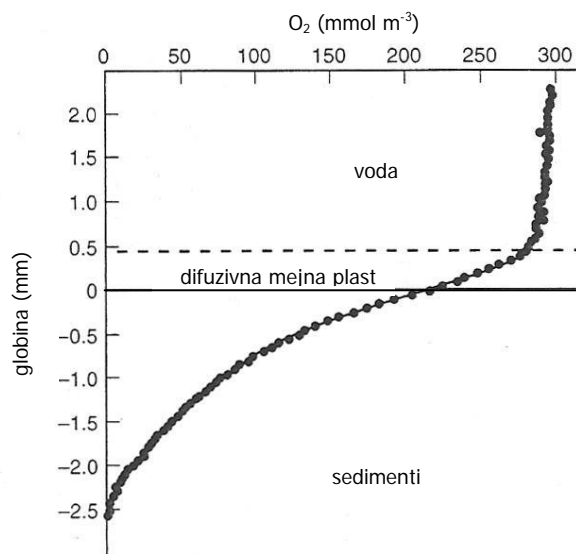


Slika 3.43: Tipični grafi vsebnosti organskega ogljika v sedimentih in kisika v porni vodi; primerjava med kontinentalnim robom in globokim oceanom (povzeto po Rabouille in Gaillard, 1991).  
Figure 3.43: Vertical profiles of percent dry weight organic carbon content in sediments, and oxygen concentration in pore water (adapted from Rabouille and Gaillard, 1991).

Pretok med vodo in sedimenti je najmočnejši za kisik in nitrate, ki sodelujeta v procesu aerobne mineralizacije OM. Koncentracijo kisika v sedimentih določa koncentracija kisika v vodi, od koder z difuzijo prehaja v sedimente. Z nitrati je obratno: tvorijo se v sedimentih med mineralizacijo, od tam pa z difuzijo prehajajo v vodo. V sedimentih se v večjih količinah nahajajo še mangan, amoniak, železovi in žveplovski ioni, metan; njihova koncentracija je višja globlje v sedimentih. Prisotnost teh snovi v sedimentih omogoča še druge oblike mineralizacije OM, za katere nista potrebna ne kisik in ne nitrati (Sarmiento in Gruber, 2006).

**Porna voda.** Porna voda je morska voda s spremenjenimi lastnostmi zaradi mineralizacije OM, precipitacije, adsorpcije in desorpcije elementov. Zaradi procesov, ki potekajo v sedimentih, dobimo velike gradiente koncentracije snovi med porno vodo in morsko vodo nad sedimenti. Zaradi gradientov pa poteka difuzija snovi, in sicer tako v vertikalni kot tudi v horizontalni smeri znotraj sedimentov.

Difuzivni pretok snovi iz sedimentov v vodo poteka preko *ti. difuzivne mejne plasti* (ang. diffusive boundary layer), ki nastane v vodi tik nad dnom zaradi zmanjšane hitrosti vode v tej plasti. Običajno profil snovi, ki prehaja iz sedimentov v vodo, zglada podobno kot profil kisika na sliki 3.44.



Slika 3.44: Vertikalni profil koncentracije kisika v vrhnji plasti sedimentov, ki nazorno kaže difuzivno mejno plast (povzeto po Gundersen in Jorgensen, 1990).

Figure 3.44: A vertical profile of oxygen at the sediment-water interface, showing diffusive boundary layer (adapted from Gundersen and Jorgensen, 1990).

Velja, da je advekcija porne vode dokaj nepomembna v območjih, kjer staro oceansko skorjo prekriva debela plast sedimentov; tako dno je značilno predvsem za abisalne ravnine (ang. abyssal plains). Gibanje porne vode zaradi advekcije poteka predvsem v vertikalni smeri in je neposredna posledica gibanja vodnih mas nad sedimenti. Advekcijo porne vode v priobalnih morjih povzročajo (Sarmiento in Gruber, 2006):

- valovi neposredno s krožnim gibanjem delcev vode, ki pridejo v stik z delci na dnu,

- valovi posredno preko oscilacij tlaka, zaradi katerih se porne voda ponekod giblje v  $+z$  in drugod v  $-z$  smeri,
- interakcija plimnih valov in tokov s sedimenti,
- gradienti tlaka zaradi toka preko ovir na dnu,
- tokovi zaradi pretoka toplote iz oceanske skorje,
- organizmi lahko med plavanjem ustvarjajo precej močne horizontalne in vertikalne tokove; ta vpliv je pomemben predvsem v priobalnih območjih,
- stiskanje sedimentov v globinah, kar povzroča iztiskanje porne vode v višje plasti sedimentov in nazadnje v vodo oceana,
- ti. virtualna hitrost, ki se pojavi zato, ker postavimo koordinatno izhodišče vedno na stično ploskev med vodo in sedimenti, četudi se sedimenti nalagajo ali erodirajo.

**Trdni delci.** Delci v sedimentih so prav tako kot delci v vodnem stolpcu podvrženi biološkim in kemijskim reakcijam (nekonservativnim procesom). Zaradi mineralizacije (aerobne respiracije) se v trdni fazi sedimentov niža vsebnost POM in kisika, viša pa se koncentracija raztopljenih anorganskih elementov. V procesih obarjanja snovi iz porne vode, adsorpcije na delce in biološke porabe hranil pa raztopljena snov ponovno postaja del trdne faze.

Delci so podvrženi tudi fizikalnim (konservativnim) procesom, ki so analogni advekciji in difuziji. Med te procese sodijo usedanje delcev na dno (pri tem se nivo stične ploskve med vodo in sedimenti viša), konsolidacija globljih plasti sedimentov, tanjšanje litosfere pod sedimenti kot posledica ohlajanja zaradi razmikanja srednje-oceanskih grebenov (ang. mid-ocean ridges, MOR), zvijanje skorje pod težo sedimentov (zaradi teh procesov se nivo stične ploskve niža). V plitvih vodah ter na strmih pobočjih sta izredno pomembna tudi resupenzija sedimentov z dna in lateralni transport sedimentov zaradi tokov, valov in plimovanja (Sarmiento in Gruber, 2006).

Ker se stična ploskev med vodo in sedimenti glede na gladino vode pomika v vertikalni smeri, pri modeliranju sedimentov izhodišče koordinate  $z$  'priprnemo' na stično ploskev med vodo in sedimenti ( $z$  narašča z globino sedimentov). Na ta način se z višanjem in nižanjem stične ploskve viša in niža tudi koordinatni sistem. Sedimenti, ki se nalagajo na dno, so sčasoma zakopani v globljih plasteh, kar pa pomeni, da lahko akumulacijo delcev razumemo kot vertikalno advekcijo glede na koordinatno izhodišče. V nekaterih primerih vertikalno os tolmačimo kot časovno premico, na kateri so starejše plasti globlje zakopane.

Poseben vpliv na delce v sedimentih ima *bioturbacija*. Pod tem izrazom razumemo aktivno premikanje delcev zaradi ritja organizmov (posebne školjke (ang. clams), črvi, ...) po sedimentih. K bioturbaciji spada mnogo procesov, npr. hranjenje, izločanje, tvorjenje rogov, itd. Veliko organizmov je pri hranjenju in gradnji bivališč izbirčnih, zato mnogi izmed procesov bioturbacije *niso naključni*. Kljub temu bioturbacijo običajno modeliramo kot difuzijo, katere rezultat je mešanje sedimentov. Tako meritve kot modeli kažejo, da je vpliv obsega bioturbacije na rezultate modelov precejšen (Sarmiento in Gruber, 2006).

### 3.6.2 Mineralizacija OM v sedimentih

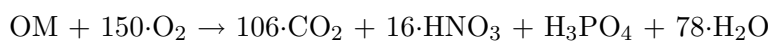
Pri mineralizaciji OM v sedimentih ločimo primere, ko reakcija poteče v prisotnosti kisika (oksični pogoji) ali brez njega (anoksični in anaerobni pogoji). V vsakem primeru del mineralizacije poteče kot transfer  $e^-$  z reducenta (OM) na oksidant ( $O_2$ ,  $NO_3^-$ , Mn(IV), Fe(III),  $SO_4^{2-}$ , OM v primeru fermentacije metana). Pri aerobni respiraciji je oksidant kisik.

#### 3.6.2.1 Procesi mineralizacije OM v sedimentih

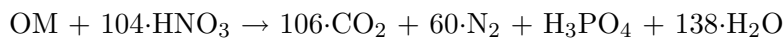
Aerobno mineralizacijo poleg bakterij vršijo tudi veliki organizmi, ker se pri redukciji kisika sprosti največ energije. Ostale procese mineralizacije OM: denitrifikacijo, redukcijo mangana, železa in sulfatov, fermentacijo metana pa vršijo samo bakterije. Te reakcije ne potekajo kar vsevprek, ampak v zaporedju, ki ga določa količina z reakcijo pridobljene energije. Večina encimov, ki vršijo anaerobne procese mineralizacije OM, je aktivnih samo v anoksičnih pogojih. Denitrifikacija in redukcija mangana zato ne stečeta, dokler se med aerobno respiracijo ne porabi (skoraj) ves kisik. Redukcija železa in sulfatov pa stečeta, ko zmanjka nitratov in  $MnO_2$  (Froelich in sod., 1979).

Zaporedje reakcij razgradnje OM v osnovne gradnike (za OM predpostavljamo sestavo po Anderson (1995):  $OM = C_{106}H_{175}O_{42}N_{16}P$ ) (Sarmiento in Gruber, 2006):

1. aerobna respiracija:



2. denitrifikacija:



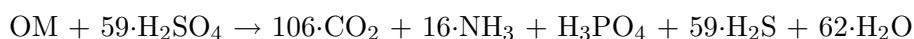
3. redukcija mangana (manganovega oksida):



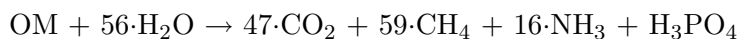
4. redukcija železa (železovega oksida):



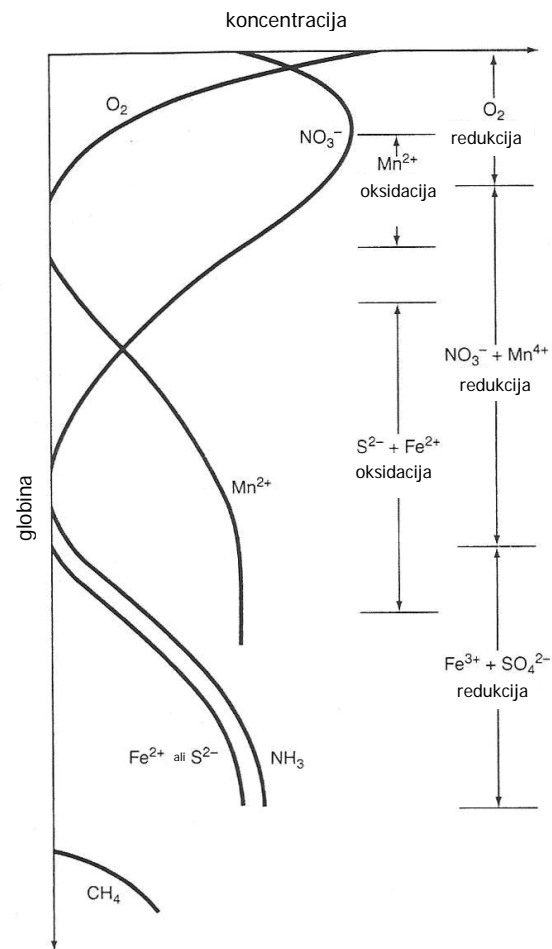
5. redukcija sulfatov:



6. fermentacija metana (metanogeneza, ang. methanogenesis):



Vrstni red reakcij odseva tudi vertikalni profil teh snovi v sedimentih (glej sliko 3.45). Aerobna respiracija porablja kisik na vrhu sedimentov in pri tem tvori nitrate: koncentracija kisika je zato na vrhu nizka, koncentracija nitratov pa visoka - del teh nitratov z difuzijo preide globlje v sedimente in višje v vodo nad sedimenti. Globlje v sedimentih koncentracija nitratov pade zaradi denitrifikacije. V prisotnosti kisika se mangan običajno nahaja kot netopni  $MnO_2$ . Ko kisika zmanjka, pa bakterije porabljajo kisik iz  $MnO_2$  in tvorijo  $Mn(OH)_2$ . Zato dobimo v porni vodi pod globino, kjer koncentracija  $O_2$  pade na 0, porast raztopljenih manganovih ionov  $Mn^{2+}$ .



Slika 3.45: Profil koncentracije kemijskih elementov in spojin v sedimentih, ki odražajo potek različnih reakcij mineralizacije v tleh (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Figure 3.45: Schematic vertical profiles of reactants and products of mineralization reactions in sediments (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

Bioturbacija, cirkulacija vode, plimovanje, valovi in drugi fizikalni procesi lahko povišajo stopnjo mineralizacije v sedimentih, tako da (Sarmiento in Gruber, 2006):

- povišajo stopnjo reoksidacije v sedimentih,
- (ciklično) premeščajo sedimente in jih s tem izpostavljajo različnim pogojem, v katerih potekajo različne reakcije,
- omogočajo izmenjavo snovi (komponent reakcij) med območji,
- staro obstojnejšo OM intenzivneje mešajo s svežo OM, ki se useda iz vodnega stolpca.

Vpliv fizikalnih procesov je največji v deltah, ustjih rek (estuarjih) in priobalnih morjih. Razgradnja OM v takih območjih je izjemno učinkovita, lahko pa poteka tudi precej drugače kot v sedimentih odprtega morja (druge reakcije, drugi oksidanti, itd).

Po Canfield (1993) je celokupni pretok kisika iz vode v sedimente dobra aproksimacija za totalno stopnjo oksidacije ogljika, in sicer tudi v primerih, ko je večina oksidacijskih procesov anoksičnih (stopnja oksidacije ogljika pomeni delež ogljika oz. OM, ki se ponovno mineralizira, v prisotnosti molekularnega ali vezanega kisika). Stopnjo oksidacije merimo v  $[\text{mmol m}^{-2} \text{ dan}^{-1}]$ , obseg vrednosti pa je enak kot pri mineralizaciji OM: 0,8 npr. pomeni nizko, 5 pa npr. pomeni visoko stopnjo oksidacije. Če stopnjo oksidacije ogljika ocenjujemo na osnovi obsega pretoka kisika iz vode v sedimente, izpustimo samo dva procesa:

- del mineralizacije, ki se odvija globlje v sedimentih in je povezan z Mn, Fe in FeS,
- denitrifikacijo, med katero se tvori  $\text{N}_2$ , ki je plin in uide iz sedimentov, ne da bi se pred tem oksidiral.

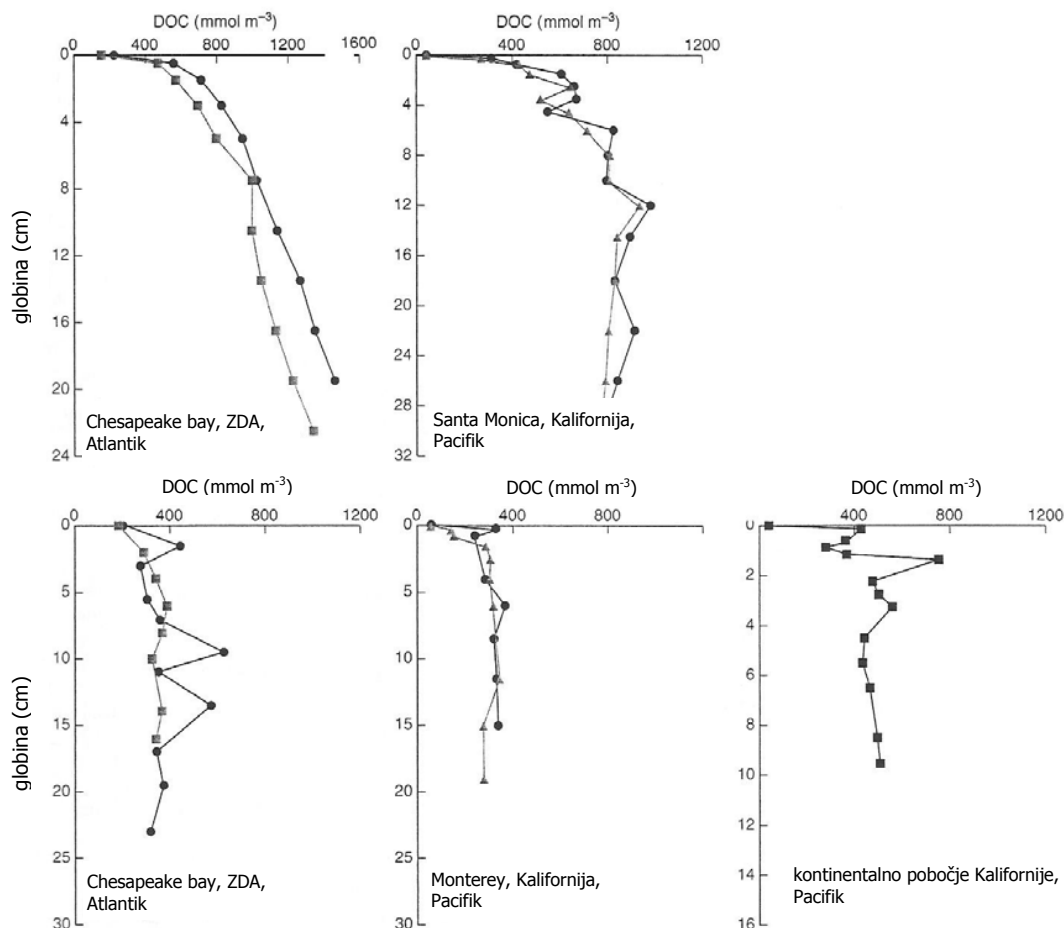
Preglednica 3.6: Prispevek različnih procesov mineralizacije organske snovi v sedimentih h globalni vrednosti stopnje oksidacije ogljika (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Table 3.6: Contribution of various sediment mineralization processes to global carbon oxidation rate (adapted from Sarmiento and Gruber, 2006).

<i>Reakcija mineralizacije</i>	Ocena globalne stopnje oksidacije ogljika	
	<i>Pg C leto<sup>-1</sup></i>	%
Aerobna respiracija	1.6	65.0
Denitrifikacija	$0.16 \pm 0.05$	6.5
Redukcija mangana	0.01 – 0.02	~ 0.6
Redukcija železa	0.003 – 0.010	~ 0.3
Redukcija sulfatov	0.44	17.9
Metanogeneza	0.24	9.8
<i>Skupaj</i>	2.5	

Doprinos posameznih reakcij mineralizacije OM h globalni stopnji oksidacije  $C_{org}$  so podane v preglednici 3.6. Daleč največ doprinese aerobna respiracija: kar 65% vse mineralizacije. Sledijo

redukcija sulfatov in zatem metanogeneza in denitrifikacija. Redukcija mangana in železa sta zanemarljivi. Redukcija sulfatov in metanogeneza se odvijata skoraj izključno samo na kontinentalnih robovih. 81% denitrifikacije poteče v sedimentih z globino vode < 1000 m. V globokem oceanu poteka predvsem aerobna mineralizacija (Sarmiento in Gruber, 2006). Na sliki 3.46 prikazujemo običajne vrednosti koncentracije  $C_{org}$  v oksičnih in anoksičnih sedimentih.



Slika 3.46: Običajen profil koncentracije raztopljenega organskega ogljika v anoksičnih (zgornji grafi) in oksičnih (spodnji grafi) sedimentih (povzeto po Burdige, 2002).

Figure 3.46: Typical observations of vertical dissolved organic carbon profiles in anoxic (upper panels) and oxic (lower panels) sediments (adapted from Burdige, 2002).

**Mineralizacija OM v oksičnih sedimentih.** V oksičnih sedimentih poteka razgradnja snovi s pomočjo aerobne respiracije. Ta reakcija poteče izjemno hitro in če je kisika dovolj, se pri tem porabi ves labilni POM v zgornjih 5 – 10 cm sedimentov. Ohranijo se samo komponente organskega ogljika, ki so zelo odporne na aerobno degradacijo, vse ostalo pa zelo hitro razpade.

Mera uspešnosti mineralizacije OM v sedimentih je po globini integrirana stopnja mineralizacije (enota [mmol m<sup>-2</sup> dan<sup>-1</sup>]); analogna je pretoku snovi. Določamo jo neposredno z inkubacijo sedimentov v laboratoriju (ang. sediment incubation cores) (Hartnett in Devol, 2003) ali posredno iz pretoka reaktantov v oz. produktov iz območja sedimentov, kjer poteka mineralizacija. Pretok snovi lahko določimo računsko iz meritev vertikalnih gradientov koncentracije snovi

v porni vodi (Fickov 1. zakon) ali neposredno iz meritev z bentoškimi komorami. Z bentoškimi komorami merimo časovno spremembo koncentracije snovi v vodi nad sedimenti. Pretok snovi zatem pretvorimo v stopnjo mineralizacije ogljika s pomočjo stehiometrije, ki ustreza reakcijam mineralizacije OM v sedimentih. Žal so v primerih, ko sta advekcija porne vode ali bioirigacija (ang. bioirrigation; izmenjava porne vode v vodo oceana zaradi delovanja organizmov) znatni, rezultati vprašljivi (Sarmiento in Gruber, 2006).

Pri modeliranju nas zanima, kakšne so posledice določene koncentracije kisika za zgornji sloj sedimentov. Pomagamo si z *mejno stopnjo mineralizacije OM*: nad to vrednostjo je kisika premalo za razgradnjo preostale labilne POM in sedimenti postanejo anoksični. Anoksična mineralizacija je sicer manj učinkovita kot oksična, vendar je v sedimentih načeloma vedno dovolj oksidantov, da OM ne ostaja v sedimentih; izjema so na mineralizacijo močno odporne oblike organskega ogljika.

Mera potencialne vloge aerobne respiracije je *čas izpostavljenosti kisiku OET* (ang. oxygen exposure time; po Hartnett in sod., 1998), ki ga določimo tako, da debelino oksičnega sloja sedimentov (ki običajno znaša samo nekaj mm) delimo s stopnjo sedimentacije  $S$ :

$$OET = \frac{\text{debelina oksičnega sloja sedimentov}}{S} . \quad (3.184)$$

Mera učinkovitosti mineralizacije OM v sedimentih je *učinkovitost zakopavanja BE* (ang. burial efficiency) in pomeni razmerje med  $C_{org}$ , ki se zakoplje in  $C_{org}$ , ki prispe iz vodnega stolpca do sedimentov (Sarmiento in Gruber, 2006):

$$BE = \frac{C_{org}, \text{ ki se zakoplje}}{\text{ves } C_{org}, \text{ ki pade na sedimente}} . \quad (3.185)$$

Delež OM, ki se mineralizira v sedimentih, je enak  $1 - BE$ . Nizka vrednost  $BE$  pomeni visoko stopnjo *učinkovitosti mineralizacije*. Običajno imajo sedimenti z nižjim  $OET$  (sedimenti, ki so manj časa izpostavljeni ustreznim pogojem za potek oksične mineralizacije) nižje vrednosti učinkovitosti mineralizacije.

**Mineralizacija OM v anoksičnih sedimentih.** Ko zmanjka molekularnega kisika, ostane pa še labilnega  $C_{org}$ , se mineralizacija OM v sedimentih nadaljuje z drugimi oksidanti in drugimi bakterijami. V večjem delu oceana, kjer so koncentracije kisika v splošnem visoke in je pretok  $C_{org}$  v sedimente relativno majhen, aerobna respiracija predstavlja  $> 90\%$  mineralizacije, preostanek pa večinoma odpade na denitrifikacijo. Samo v priobalnih sedimentih imajo tudi ostale anoksične reakcije opazen delež v celotni mineralizaciji OM (Rabouille in Gaillard, 1991).

Preglednica 3.7 prikazuje relativni doprinos različnih oksidantov k mineralizaciji OM v različnih sedimentih. Samo v priobalnih sedimentih se včasih zgodi, da potečejo tudi reakcije mineralizacije po redukciji sulfatov ter v opaznem obsegu poteka metanogeneza. V območjih, kjer je vpliv fizikalnih pojavov na sedimente znaten, pa sta dominantna oksidanta lahko tudi železo in mangan (Aller in sod., 1996; Hulth in sod., 1999). Na kontinentalnem pobočju (ang. the continental slope and rise; predstavlja del med kontinentalno polico in abisalno ravnino), je doprinos metanogeneze zanemarljiv, majhen je tudi doprinos redukcije mangana in železa, veliko pa prispevata denitrifikacija in redukcija sulfatov. Meritve kažejo, da je v območjih, kjer se dno oceana nahaja na globini 1500 m ali več, primarna reakcija mineralizacije aerobna respiracija, medtem ko so v območjih z globino  $< 1500$  m dominantne anaerobne oblike razgradnje OM (Sarmiento in Gruber, 2006).

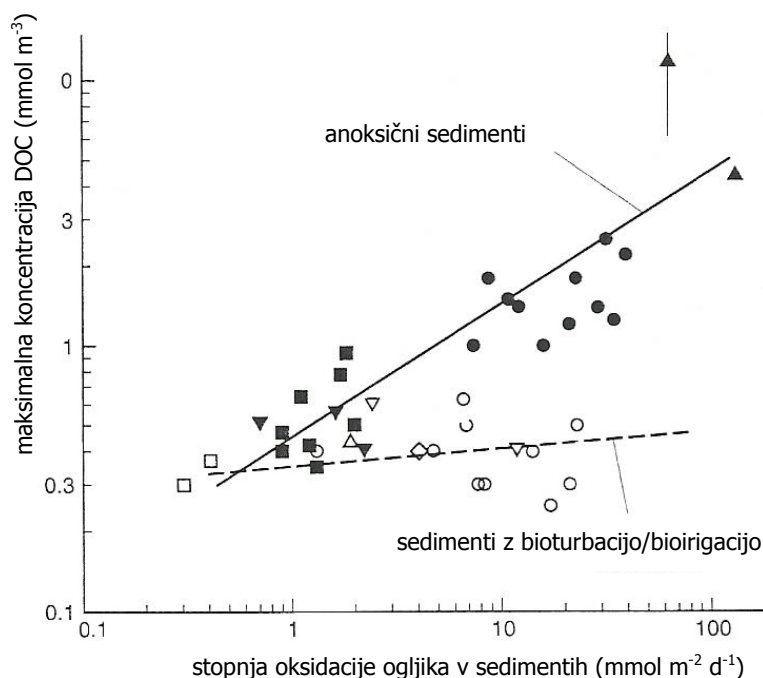


Preglednica 3.7: Relativni prispevek različnih reakcij mineralizacije k totalni vrednosti količine mineralizirane snovi (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006).

Table 3.7: The relative contribution of various oxidants to organic matter mineralization at representative sites (adapted from Sarmiento in Gruber, 2006).

<i>Kraj</i>	<i>Delež [%]</i>				
	$O_2$	$NO_3^-$	<i>Mn &amp; Fe</i>	$SO_4^{2-}$	$CH_4$
<i>Priobalni sedimenti</i>					
Danska obala	40	3	–	57	–
zaliv Cape Lookout (ZDA)	–	–	–	68	32
Saanich Inlet (CA)	–	–	–	76	24
<i>Kontinentalno pobočje &lt; 1500m</i>					
Centralna Kalifornija (3 vzorci)	29	57	0.8	14	–
Washington (19 vzorcev) <sup>a</sup>	10	35	–	55	–
SZ Mehika (19 vzorcev) <sup>a</sup>	10	35	–	55	–
<i>≥ 1500m</i>					
Centralna Kalifornija (5 vzorcev)	71	17	1.8	10	–
Washington (4 vzorci) <sup>a</sup>	62	26	–	12	–
SZ Mehika (5 vzorcev) <sup>a</sup>	60	30	–	9	–
<i>Drugje</i>					
Indijski ocean	87	12	0.3	0.6	–
kontinentalno pobočje Hatterasa (ZDA)	76	8	1.7	14	–
Bermuda	78	12	1.4	9	–
otočje Savu (Indonezija)	61	25	6.5	7.2	–
<i>Globoki ocean</i>					
Manop točka H (V ekvat. Pacifik)	99	0.8	0.4	–	–
Manop točka M (V ekvat. Pacifik)	91	6.9	0.4	–	–
abisalna ravnina Hatterasa (ZDA)	96	4	–	–	–

<sup>a</sup>Hartnett in Devol [2003] v raziskavi (Washington, SZ Mehika) predpostavljata, da sta redukcija železa in mangana zanemarljivi.

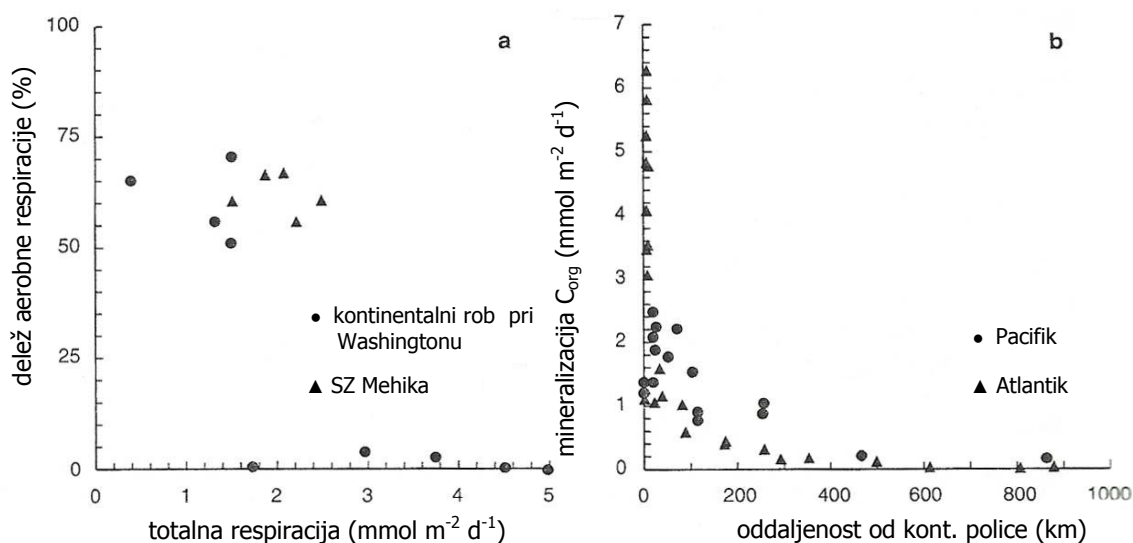


Slika 3.47: Maksimalna koncentracija DOC v zgornjih 20-30 cm sedimentov v odvisnosti od totalne stopnje oksidacije v sedimentih. Temni znaki predstavljajo meritve iz anoksičnih sedimentov, beli znaki pa predstavljajo meritve iz območij, kjer je v vodi nad dnom dovolj kisika za organizme oz. se v sedimentih odvija bioturbacija in ponekod tudi bioirigacija (povzeto po Burdige, 2002).

Figure 3.47: The maximum DOC concentration in the top 20 to 30 cm of sediments plotted versus the total oxidation rate in sediments. The closed symbols represent data from anoxic sediments, while the open symbols are from sediments that have oxygen in the overlying water and experience bioturbation and, in some cases, bioirrigation (adapted from Burdige, 2002).

Iz slike 3.47 je razvidna razlika med koncentracijo DOC v oksičnih in anoksičnih sedimentih. Na sliki 3.48 a) je prikazan delež aerobne respiracije glede na totalno respiracijo v sedimentih (po Hartnett in Devol, 2003) (podatki so z območja oceana, ki se razteza za kontinentalno polico: globina vode presega  $> 200$  m, koncentracija kisika na dnu v splošnem znaša  $> 5$  mmol/m<sup>3</sup>). Na sliki 3.48 b) pa je prikazana odvisnost obsega mineralizacije od razdalje od obale (po Jahnke in Shimmiel, 1995).

Učinkovitost anaerobnih procesov pri razgradnji OM lahko ocenimo z učinkovitostjo zakopavanja *BE*. Običajna vrednost *BE* na odprtem morju znaša 1.8% ali nekoliko več, globalno povprečje pa znaša  $7.6 \pm 3.7\%$  zaradi doprinosa na kontinentalnih robovih; vse ostalo se mineralizira. Učinkovitost zakopavanja je neposredno odvisna od količine obstojne POC. Učinkovitost mineralizacije je za večino priobalnih območij kljub vsemu visoka in običajno znaša 70% ali več (Sarmiento in Gruber, 2006).



Slika 3.48: (a) Delež aerobne respiracije glede na totalno respiracijo. Podatki so iz območij kontinentalnih robov SZ Mehike in okolice Washingtona; meritve so opravljene izven območij kontinentalnih polc, t.j. v predelih z globino vode  $> 200$  m in koncentracijo kisika na dnu vodnega stolpca  $> 5 \text{ mmol/m}^3$  (povzeto po Hartnett and Devol, 2003). (b) Spreminjanje obsega mineralizacije organske snovi z oddaljenostjo od obale. Meritve so iz Atlantskega in Tihega oceana (povzeto po Jahnke and Shimmiel, 1995).

Figure 3.48: (a) The fractional contribution of aerobic respiration plotted versus total respiration from sediments collected in sections perpendicular to the continental margin off Northwest Mexico and the Washington State. The data are from the study of Hartnett and Devol (2003) and include only measurements in water depths below 200 m, that is to say off the shelf, and where the bottom water oxygen is greater than  $5 \text{ mmol/m}^3$ . (b) Organic carbon mineralization versus distance from the shelf break, from measurements made in the Atlantic and the Pacific. The data are from the compilation of Jahnke and Shimmiel (1995).

### 3.6.3 Masna bilanca organske snovi v oceanih

Poglavje zaključujemo z globalno sliko kroženja snovi v oceanih. Na sliki 3.49 in v preglednici 3.8 so podane vrednosti masne bilance  $C_{\text{org}}$  v svetovnem oceanu z upoštevanjem procesov v sedimentih. Čeprav se ocene pretoka  $C_{\text{org}}$  med posameznimi predeli oceanov v različnih študijah razlikujejo, pa je iz slike razvidna nedvoumna vloga območij kontinentalnih robov v teh procesih (glej npr. Rabouille in sod., 2001; De Haas in sod., 2002; Andersson in sod., 2004; Chen, 2004, idr). Pri tem za kontinentalni rob upoštevamo predele oceanov z globino vode  $< 1000$  m, za globoki ocean pa predele z globino vode  $> 1000$  m. Globalno se kar četrtina POC, ki z izvozom zapusti površinski sloj, v vodnem stolpcu ne mineralizira, temveč pade na dno oceana; od tega pade kar 90% POC na dno v območjih kontinentalnih robov (Sarmiento in Gruber, 2006). Med razlogi za to so:

- višja vrednost primarne produkcije na enoto površine oceana na območjih kontinentalnih robov,
- manjša globina vode in s tem povezana manjši obseg mineralizacije OM v vodnem stolpcu ter višji dotok POC na sedimente,

- precej slabša učinkovitost recikliranja POC v priobalnih območjih v primerjavi z učinkovitostjo mineralizacije POC na odprtem morju.

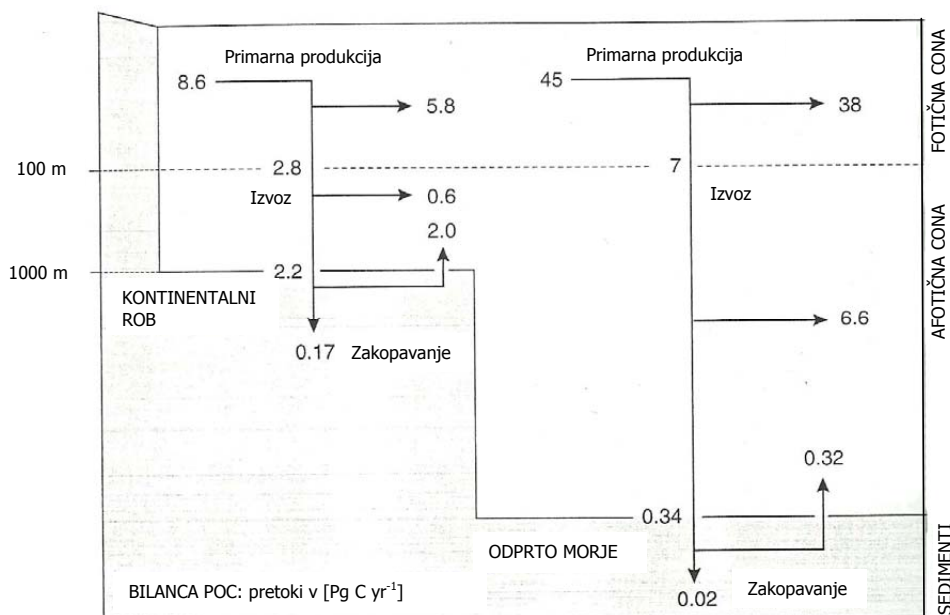
Na območjih kontinentalnih robov se zakoplje kar 80% POC, ki se zakoplje v globalnih merilih (Sarmiento in Gruber, 2006). Upoštevati pa moramo tudi, da je površina dna na enoto površine oceana precej višja ob obalah kot na odprtem morju.

Kljub nizkim vrednostim pretoka  $C_{org}$  med vodo in sedimenti pa je ta nezanemarljiv zaradi vloge, ki jo ima v globalnem kroženju ogljika in z njim povezanih snovi, pa tudi zaradi opaznega vpliva na bilanco ogljika v globokem oceanu. Kar  $\sim 43\%$  POC, ki pade v globoki ocean, namreč prispe do dna, od tega pa se ga v globalnih merilih mineralizira kar  $\sim 95\%$  (Sarmiento in Gruber, 2006).

Preglednica 3.8: Globalna masna bilanca POC, relativni doprinos območij kontinentalnih robov in globokega oceana. Kontinentalni rob je v tem primeru definiran za območje z globino vode  $< 1000$  m. Enote so  $\text{Pg C yr}^{-1}$  (povzeto po Dunne in sod., 2005c).

Table 3.8: The global ocean POC budget partitioned into continental margin and open ocean components. The 'continental margin' is defined as all regions where the floor of the ocean is  $< 1000$  m deep. Units are  $\text{Pg C yr}^{-1}$  (adapted from Dunne et al., 2005c).

	<i>Globoki ocean</i>	<i>Kontinentalni rob</i>	<i>Globalno</i>
<i>Površina oceana</i>			
$(\times 10^{14} \text{ km}^2)$	3.221 (92%)	0.276 (8%)	3.497
<i>Bilanca POC v vodnem stolpcu</i>			
<i>Produkcija</i>	$45 \pm 7$ (84%)	$8.6 \pm 0.8$ (16%)	$53 \pm 8$
<i>Eksport</i>	$7.0 \pm 2.4$ (71%)	$2.8 \pm 0.9$ (29%)	$9.8 \pm 3.3$
<i>Mineralizacija</i>	$6.6 \pm 2.4$ (91%)	$0.63 \pm 1.13$ (9%)	$7.3 \pm 3.4$
<i>Fluks do dna</i>	$0.34 \pm 0.14$ (14%)	$2.2 \pm 0.7$ (86%)	$2.5 \pm 0.8$
<i>Bilanca POC v sedimentih</i>			
<i>Mineralizacija</i>	$0.24 \pm 0.14$ (11%)	$1.9 \pm 0.7$ (89%)	$2.1 \pm 1.3$
<i>Zakopavanje</i>	$0.018 \pm 0.016$ (9%)	$0.174 \pm 0.066$ (91%)	$0.19 \pm 0.07$
<i>Ostali procesi v sedimentih</i>			
<i>Fluks DOC v vodo</i>			
<i>iz sedimentov</i>	$0.080 \pm 0.033$ (40%)	$0.120 \pm 0.039$ (60%)	$0.20 \pm 0.07$
<i>Denitrifikacija</i>	$0.032 \pm 0.014$ (19%)	$0.133 \pm 0.043$ (81%)	$0.165 \pm 0.054$



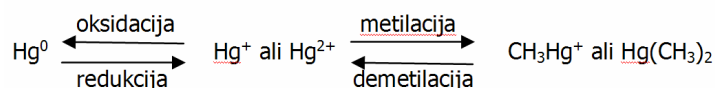
Slika 3.49: Globalna bilanca kroženja POC v oceanu; vrednosti so določene na osnovi preglednice 3.8. Enote so enake Pg C/yr. Vertikalne puščice predstavljajo pretok POC, horizontalne puščice predstavljajo mineralizacijo POC in razgradnjo v DOC. Vrednosti na vrhu diagrama predstavljata oceni obsega primarne produkcije. Razliko med *PP* in izvozom POC iz površinskega sloja predstavlja vrednost ob puščici na desno. Večina te količine POC se mineralizira v površinskem sloju, manjši del pa zapusti površinski sloj kot DOC. Po Hansell (2002) znaša globalno izvoz DOC okoli četrtnino vrednosti izvoza POC oz. 20+-10% (povzeto po Sarmiento in Gruber, 2006). Figure 3.49: The global ocean POC budget based on table 3.8. Units are Pg C/yr. Downward arrows represent POC flux and horizontal arrows to the right represent mineralization including DOC generation. The initial numbers at the top of the water column are primary production estimates. The difference between the *PP* and POC export from the surface ocean is represented by an arrow going off to the right. Most of this is mineralized in the surface ocean, but a fraction is exported as DOC. Hansell (2002) estimates the DOC export as equal to about 20+-10% on a global scale (i.e., DOC export is about 0.25 POC export) (adapted from Sarmiento in Gruber, 2006.)

### 3.7 Biogeokemično kroženje živega srebra

Danes za enega pomembnejših ekoloških problemov velja onesnaženost s toksičnimi kovinami. Te se od toksičnih organskih snovi razlikujejo po tem, da so nerazgradljive in se akumulirajo v okolju (Schroeder in Munthe, 1998). Zaradi množične uporabe in visoke toksičnosti za najpomembnejši izmed toksičnih kovin veljata svinec in živo srebro, ki prihajata v okolje iz naravnih in antropogenih virov (U.S. EPA, 1997; Mason in Fitzgerald, 1996; Pacyna in Pacyna, 2002; Rajar in sod., 2007; Žagar in sod., 2007). Čeprav se poraba živega srebra z zakonskimi omejitvami (UNEP, 2002) v svetu znatno zmanjšuje, se ga v okolje iz antropogenih virov še vedno sprosti nekaj tisoč ton letno (Pacyna in Pacyna, 2002; Pacyna in sod., 2006; Lindberg in sod., 2007; Swain s sod., 2007).

**Zvrsti živega srebra.** Živo srebro se v naravi nahaja v mnogo oblikah, različnih po obstojnosti in toksičnosti (UNEP, 2002; Pirrone s sod., 2002; Drasch s sod., 2004). Z drugimi elementi se veže v organske in anorganske spojine, obstojne v vodnih, zračnih in kopenskih ekosistemih (Mason in sod., 1994; Fitzgerald in Mason, 1996). Zaradi izjemne kompleksnosti in visokih cen terenskih meritev je kroženje živega srebra v in med ekosistemi v dobršni meri še nerazjasnjeno, kljub številnim raziskavam v zadnjih desetletjih. Slabo je raziskano predvsem biogeokemično kroženje živega srebra v vodnem okolju (Cossa in sod., 1996; Mason in Fitzgerald, 1996; Mason in Gill, 2005; Mason in sod., 2005). Čeprav osnovne kemijske reakcije med najpomembnejšimi zvrstmi poznamo (slika 3.50), so pogoji, v katerih se te vršijo, v veliki meri še nerazjasnjeni.

Pretvorbe med zvrstmi Hg v vodnem okolju potekajo tako v vodnem stolpcu kot tudi v sedimentih. Za najpomembnejšo reakcijo velja pretvorba iz anorganske v metilirano obliko, ki predstavlja prvi korak bioakumulacije Hg v vodnih ekosistemih. Z bioakumulacijo in biomagnifikacijo vzdolž prehranjevalne verige se metilirano Hg zatem akumulira v vodnih organizmih, z uživanjem morskih organizmov pa vpliva tudi na zdravje ljudi. Kot mutageno, teratogeno in citotoksično živo srebro pri ljudeh povzroča moteno delovanje čutil, nevrološke motnje ter fizično in umsko prizadetost prihodnjih generacij (Schroeder in Munthe, 1998).

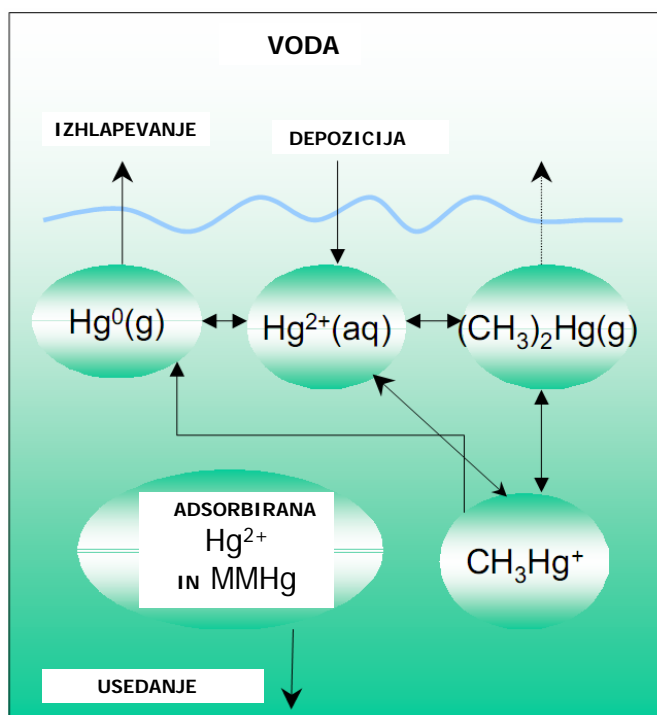


Slika 3.50: Kemijske reakcije med najpomembnejšimi zvrstmi živega srebra: elementarno  $\text{Hg}^0$ , anorgansko  $\text{Hg}^+$  in  $\text{Hg}^{2+}$ , obe metilirani obliki  $\text{CH}_3\text{Hg}^+$  in  $(\text{CH}_3)_2\text{Hg}$  (Monperrus in sod., 2007; Whalin in sod., 2007).

Figure 3.50: Chemical reactions between the most important mercury species: elemental  $\text{Hg}^0$ , reactive  $\text{Hg}^+$  and  $\text{Hg}^{2+}$ , both methylated forms  $\text{CH}_3\text{Hg}^+$  and  $(\text{CH}_3)_2\text{Hg}$  (Monperrus et al., 2007; Whalin et al., 2007).

Za najpomembnejše zvrsti Hg v vodnem okolju štejejo (slika 3.51):

- totalno ali celokupno Hg (raztopljeno in suspendirano):  $\text{Hg}_{tot}$ ,  $\text{THg}$ ,
- raztopljeno elementarno Hg:  $\text{Hg}^0$ ,  $\text{DGM}$ ,
- reaktivne zvrsti Hg:  $\text{Hg}^{1+}$ ,  $\text{Hg}^{2+}$ ,  $\text{RHg}$ ,



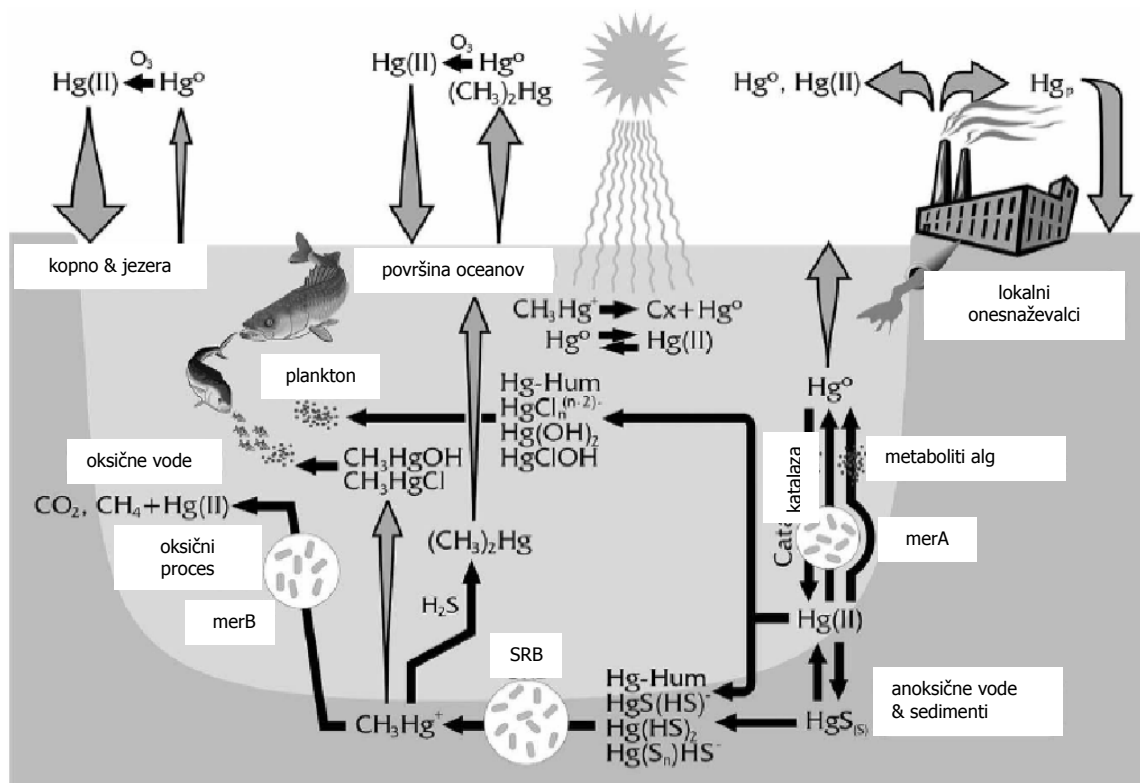
Slika 3.51: Najpomembnejše zvrsti živega srebra v vodnem okolju: THg, DGM, RHg, MMHg, DMHg (osebni vir: prof. dr. Milena Horvat).

Figure 3.51: Major mercury species in aquatic environment: THg, DGM, RHg, MMHg, DMHg (from: personal communication with prof. dr. Milena Horvat).

- monometilne spojine Hg (raztopljene in suspendirane):  $\text{CH}_3\text{Hg}^+$ , *MMHg*,
- dimetilno Hg:  $(\text{CH}_3)_2\text{Hg}$ , *DMHg*.

**Kroženje živega srebra.** Pregled del o kroženju Hg v in med ekosistemi povzemamo po Koron (2008). Proces metilacije zaenkrat še ni povsem razjasnjen. Velja, da sta reakciji metilacije in demetilacije v okolju zelo razširjeni, kljub temu pa metilirano Hg v vodnih in zračnih ekosistemi predstavlja samo majhen delež vsega Hg ( $\text{Hg}_{tot}$ ). V jezerih MMHg predstavlja med 1 – 30%  $\text{Hg}_{tot}$ . Strokovnjaki menijo, da je večina tega MMHg najbrž povezana z DOC, čeprav je podatkov o tem malo (Martell in sod., 1998). Tiolne skupine (-RSH) močnejše vežejo MMHg v primerjavi z anorganskimi ioni ( $\text{CN}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ) in ligandi, ki kot donor  $e^-$  vsebujejo kisik ali dušik. Spojine z MMHg, ki se nahajajo v površinskih tekočih vodah ter v pornih vodah zemljin in v podtalnici, so podobne tistim v jezerih; zanje velja, da so povezane s količino in sestavo DOC. DMHg je v površinskih vodah redko prisoten v višjih koncentracijah. Koncentracije DMHg so nezanemarljive v globokem oceanu (Horvat in sod., 2003; Cossa in sod., 1994; Vandal in sod., 1998) in občasno v blatu slanih močvirij (Weber in sod., 1998). Hg se v morski vodi nahaja predvsem kot  $\text{Hg}^{2+}$ , ki je vezan na  $\text{Cl}^-$  ione. Koncentracije MMHg so v morjih običajno nižje kot v jezerih. Hg se v morjih nahaja tudi kot plin v obliki DGM (ang. dissolved gaseous mercury) (Horvat in sod., 2003; Kotnik in sod., 2007). Organske oblike Hg vključno z DMHg so prisotne tudi v geotermalnih vodah in plinih (Hirner in sod., 1998).

Vire Hg v okolju razdelimo na naravne in antropogene. Najpomembnejši naravni viri so vulkani,



Slika 3.52: Shema biogeokemijskega kroženja Hg v okolju. Temne puščice predstavljajo pretvorbe Hg, svetle puščice pa predstavljajo tok Hg med deli ekosistema (širina puščice je proporcionalna obsegu procesa (Koron, 2008).

Figure 3.52: Schematic presentation of the biogeochemical cycle of mercury in the environment. Dark arrows represent transformations of various Hg forms, while bright arrows represent the flow of Hg between different compartments of the ecosystem (the width of the arrow is proportional to the extent of the flow) (Koron, 2008).

geotermalni vrelci, prst, ki je zaradi geoloških danosti bogata s Hg ali je z njim kontaminirana ter gorenje biomase (gozdov) (Gustin in sod., 2008). Skupno naj bi naravni viri prispevali kar polovico vseh atmosferskih emisij Hg. Druga polovica je posledica človekove dejavnosti, ki je izrazito aktualna šele od indutrijske revolucije dalje. Hylander in Meili (2003) v svojem preglednem članku kot najpomembnejše gospodarske dejavnosti, ki prispevajo k atmosferski depoziciji Hg, navajata termoelektrarne (izgorevanje fosilnih goriv), ki delujejo na premog ali plin, pri katerem Hg pred tem ni bilo odstranjeno, dalje pa še industrijo pridobivanja zlata in kovin (zlasti so problematične topilnice), cementarne, odlagališča odpadkov (za okolje so obremenjujoče predvsem sežigalnice), kloralkalno industrijo (pridobivanje Cl<sub>2</sub> in NaOH), železarsko in jeklarsko industrijo ter še delujoče rudnike Hg. Hg so redno uporabljali tudi v agronomiji kot fungicid in pesticid.

Pri biogeokemijskem kroženju Hg igrajo osrednjo vlogo mikroorganizmi oz. heterotrofne bakterije (Hamdy in Noyes, 1975), cianobakterije (Lefebvre in sod., 2007), kvasovke (Yannai in sod., 1991) in tudi arheje (Pak in Bartha, 1998). Njihova aktivnost obsega oksidacijo Hg<sup>0</sup> v Hg<sup>2+</sup>, redukcijo iz Hg<sup>2+</sup> v Hg<sup>0</sup>, metilacijo Hg v MMHg in demetilacijo MMHg v Hg. Pri zadnjih dveh reakcijah so pomembne predvsem anaerobne bakterije, zlasti sulfat reducirajoče bakterije (SRB),



Preglednica 3.9: Biotske in abiotske pretvorbe različnih zvrsti živega srebra (povzeto po Koron, 2008).

Table 3.9: Biotic and abiotic transformations of mercury species (adapted from Koron, 2008).

Pretvorba	Proces	Mehanizem
metilacija $\text{Hg}^{2+}$	biotski abiotski	sulfat reducirajoče bakterije, železo reducirajoče bakterije fulvinske in huminske kisline, karboksiline, metilirane kositrove (Sn) spojine
demetilacija $\text{CH}_3\text{Hg}^+$	biotski abiotski	reduktivna metilacija, nastaneta $\text{CH}_4$ in $\text{Hg}^0$ oksidativna metilacija, nastanejo $\text{CO}_2$ in nedefinirane količine različnih zvrsti Hg fotodegradacija pri valovnih dolžinah 200 – 400 nm
redukcija $\text{Hg}^{2+}$	biotski abiotski	bakterije, alge fotokemijske reakcije, reakcije v temi, pri katerih sodelujejo organski in anorganski prosti radikali
oksidacija $\text{Hg}^0$	biotski abiotski	hidroperoksidaze v mikrobnih, rastlinskih in živalskih celicah fotooksidacija, ki jo povzročajo različni oksidanti in prosti radikali

ki veljajo za osrednje metilatorje Hg. Omenjene pretvorbe potekajo tudi abiogeno, vendar naj bi bil njihov obseg mnogo manjši (Ullrich in sod., 2001). Najpomembnejše biotske in abiotske pretvorbe zvrsti živega srebra podajamo v preglednici 3.9 (po Koron, 2008).

Prve transformacije Hg potekajo že v atmosferi, od njih pa je odvisen mehanizem odlaganja (suhi ali vlažni procesi odlaganja) (Lin in Pehkonen, 1998). Hg se v atmosferi nahaja v dveh oksidacijskih stanjih, kot  $\text{Hg}^0$  in  $\text{Hg}^{2+}$ , pri čemer je  $\text{Hg}^0$  prevladujoča oblika (po nekaterih podatkih naj bi ta oblika obsegala preko 95% vsega Hg v atmosferi, npr. Sakata in Marumoto, 2005). Glavni reaktanti v atmosferi, ki sodelujejo pri pretvorbah  $\text{Hg}^0$  v  $\text{Hg}^{2+}$  in obratno, so ozon (Munthe, 1992; Hall, 1995), hidroksilni radikali (Lin in Pehkonen, 1997), S(IV) (Munthe in sod., 1991) in hidroperoksilni radikali (Lin in Pehkonen, 1997).

Hg iz zraka prehaja na zemeljsko površino oz. v tla, oceane, morja in površinske vode. Med vlažne procese štejemo razne padavine, s katerimi se Hg odlaga predvsem v obliki  $\text{Hg}^{2+}$ . S suhimi procesi pa se odlaga predvsem Hg, ki je vezano na delce in Hg v plinski fazi; pri tem sta najpomembnejši obliki elementarno  $\text{Hg}^0$  in reaktivne plinaste oblike Hg (ang. reactive gaseous mercury forms, RGM) (Sakata in Marumoto, 2005). Lamborg in sod. (2001) po več avtorjih povzemajo, da je najpomembnejša oblika Hg, ki se sprošča iz atmosphere, prav  $\text{Hg}^{2+}$ , saj lahko nastopa kot substrat za mikrobnne pretvorbe, posebej metilacijo. Ker ima  $\text{Hg}^0$  visok parni tlak in je v vodnih raztopinah slabo topen ( $0.6 \mu\text{g}$  na 100 ml vode pri  $T = 25^\circ\text{C}$ ), zelo lahko hlapi na meji med vodo in zrakom, kar olajšuje njegovo kroženje (Barkay in sod., 2003), hkrati pa se na ta način izključi iz rezervoarja Hg, ki bi lahko nastopal kot substrat za metilacijo.

V tleh je lahko Hg v povišanih koncentracijah prisotno že naravno ali pa kot posledica odlaganja atmosferskega Hg. Njegova usoda je odvisna od številnih okoljskih dejavnikov. Pomembno vlo-

go igra sestava prsti, od katere je odvisna sposobnost adsorpcije Hg na mineralne ali organske koloide v tleh (Schuster, 1991). Adsorpcija na koloide omejuje dostopnost substata mikroorganizmom, hkrati pa lahko vezava povečuje topnost in olajšuje transport iz prsti v vodotoke.

Pri kroženju Hg v prsti je en izmed pomembnejših dejavnikov svetloba, natančneje UV del spektra. UV svetloba deluje na huminske komponente prsti, prav te pa igrajo eno najpomembnejših vlog pri kroženju Hg v tleh. Huminske in fulvinske kisline imajo veliko kapaciteto za vezavo in zadrževanje Hg, saj imajo ogromno število funkcionalnih skupin (obe vrsti kislin sta naravno prisotni v tleh in v vodnih telesih; nastaneta z razkrajanjem odmrle organske snovi, za obe je značilna izjemno kompleksna sestava), tako ene kot druge pa naj bi bile sposobne tudi abiotske metilacije (Nagase in sod., 1982, 1984). Po Mauclair in sod. (2008) vsebnost huminskih in fulvinskih kislin v prsti močno zmanjša emisije  $\text{Hg}^0$  iz prsti, izpostavljenost UV svetlobi pa emisije  $\text{Hg}^0$  iz prsti močno poveča. Pomemben vpliv na redukcijsko sposobnost huminskih in fulvinskih kislin ima tudi pH: po Matthiessen (1998) se redukcijska sposobnost močno poveča ob prehodu raztopine huminskih kislin iz nevtralnega v alkalno pH območje.

Biogeokemija Hg v morskem okolju je še kompleksnejša in slabše raziskana. Pomembno vlogo igrajo abiotski dejavniki, ki neposredno ali posredno delujejo na prisotne mikroorganizme in njihovo aktivnost. Glavno mesto mikrobnih pretvorb v morskem okolju predstavljajo sedimenti. Najpomembnejša procesa v morskih sedimentih sta metilacija in demetilacija. Obseg metilacije je v morskem okolju načeloma večji kot drugod, ker so SRB v morskem okolju številčnejše in aktivnejše kot v kopenskem ali sladkovodnem okolju, kjer je sulfata manj. Labilna OM povečuje aktivnost mikrobne združbe. V anaerobnih pogojih poteka tudi mikrobna redukcija  $\text{Fe}^{3+}$  v  $\text{Fe}^{2+}$ , kar povzroča raztapljanje kovinskih oksihidroksidov, na katere je vezano Hg (tudi MMHg). Sledi pretok Hg v vodni stolpec, od koder lahko prehaja v prehranjevalno verigo. Za morsko okolje je značilna tudi drugačna oblika kompleksov Hg. V primerjavi s sladkovodnimi sistemi je v morski vodi zaradi prisotnih  $\text{Cl}^-$  ionov manj Hg vezanega na organsko snov (Lindberg in Harris, 1974; Barkay in sod., 1997). Prav tako se speciacija Hg spremeni ob visokih koncentracijah  $\text{S}^{2-}$ . Kadar so vrednosti Eh (redoks potencial) nizke in pH visok, lahko pride do nastanka topnih  $\text{HgS}_2^{2-}$  kompleksov (Ullrich in sod., 2001), kar ponovno povzroči pretok Hg v vodni stolpec.

Biološko metilacijo Hg sta že leta 1969 opisala Jensen in Jernelöv. Leta 1985 sta Compeau in Bartha eksperimentalno pokazala, da so v anaerobnih brakičnih sedimentih SRB odgovorne za nastanek večine (95%) MMHg. Tako sta negirala takratno prepričanje strokovne javnosti, da so glavni metilatorji Hg metanogene arheje. Novejše raziskave kažejo, da SRB niso edini aktivni metilatorji, temveč so med njimi tudi železo-reducirajoče bakterije, ki so evolucijsko sorodne SRB (Kerin in sod., 2006) in so lahko pomembne zlasti v anaerobnih sedimentih sladkovodnih s Fe bogatih sistemov (Fleming in sod., 2006; Kerin in sod., 2006).

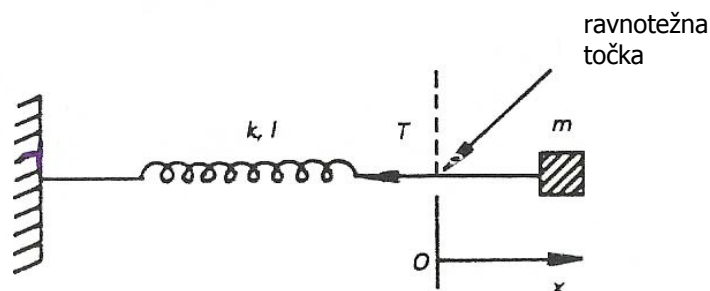
Demetilacija MMHg je lahko tako kot metilacija poteka biološko ali nebiološko. Sposobnost demetilacije MMHg imajo tako aerobne kot anaerobne bakterije in metanogene arheje, vendar aerobnim vrstam pripisujejo večji pomen. Demetilacija MMHg lahko poteka po reduktivni poti, kjer sta produkta razgradnje metan ( $\text{CH}_4$ ) in  $\text{Hg}^0$ , ali po oksidativni poti, kjer glavni produkt predstavlja  $\text{CO}_2$ , sprosti pa se tudi nekaj  $\text{CH}_4$ . Reduktivna demetilacija je pogostejša v oksičnih okoljih z višjimi koncentracijami Hg, oksidativna pa prevladuje v anoksičnih in s Hg manj obremenjenih okoljih (Hmeljak, 2006). Pri oksidativni poti ne nastaja  $\text{Hg}^0$ , temveč  $\text{Hg}^{2+}$ , ki lahko ponovno služi kot substrat za metilacijo. Katera pot demetilacije bo prevladovala v ekosistemu, je odvisno od koncentracije sulfata in nitrata (Marvin-Dipasquale in Oremland, 1998). Podatki kažejo, da je reduktivna demetilacija prevladujoča v oksičnem in s Hg močno

onesnaženem okolju ( $> 1 \mu\text{g Hg} / \text{g}$  sedimenta), medtem ko oksidativna demetilacija prevladuje v anoksičnih in s Hg manj onesnaženih okoljih in pa v okoljih s povečanimi koncentracijami  $\text{SO}_4^{2-}$  in  $\text{NO}_3^-$ . Oremland in sod. v (1991) zaključujejo, da so v anaerobnih razmerah pogojih v ustjih rek kot demetilatorji pomembne predvsem SRB, demetilacija pa poteka po oksidativni poti. Za sladkovodne sisteme ugotavljajo, da demetilacijo vršijo predvsem metanogeni in SRB. Metanogene arheje demetilacijo MMHg vršijo po reduktivni poti.

Hitrost metilacije je močno odvisna od vsebnosti kisika v sedimentih in v vodnem stolpcu. Čeprav metilacija verjetno poteka v sedimentih tudi takrat, ko so pogoji v vodnem stolpcu aerobni, se aktivnost SRB kot osrednjih metilatorjev Hg močno poveča v anaerobnih pogojih. Prisotnost oz. odsotnost kisika ne deluje le neposredno na aktivnost SRB, temveč tudi na obnašanje in porazdelitev Hg med sedimenti in vodnim stolpcem: v anaerobnih razmerah se pretok Hg iz sedimentov v vodo poveča tudi zaradi ugodnih redoks razmer. Vpliv raztopljenega MMHg na bioakumulacijo je odvisen predvsem od trajanja anoksičnih pogojev, saj daljša obdobja anaerobioze z razvojem stabilne mikrobne združbe anaerobov pospešujejo metilacijo in zavirajo demetilacijo ter omogočajo hitrejšo in obsežnejšo prehajanje nastalega MMHg iz sedimentov v vodni stolpec. Ob ponovni reoksigenaciji sedimentov in vodnega stolpca prihaja do hitrega in opaznega znižanja koncentracij MMHg in  $\text{Hg}_{\text{tot}}$  v vodnem stolpcu, kar je najverjetneje posledica intenzivnejše demetilacije in readsorbcije Hg na netopne mineralne in organsko snov v sedimentih.

## 4 VALOVI

V plitvih priobalnih morjih seže vpliv valovanja vse do dna in opazno vpliva na kakovost vode. Visoki valovi povečajo količino resuspendiranih sedimentov v vodi in koncentracijo kisika pri dnu ter vplivajo na procese mineralizacije in izmenjave snovi med vodo in sedimenti, velik pa je tudi njihov vpliv na izmenjavo snovi med vodo in atmosfero. V globalnih študijah valovi nepomembno vplivajo na biogeokemično kroženje snovi v oceanih in jih ne upoštevamo, regionalno pa je lahko njihov vpliv zelo velik. Glavna vira informacij, ki jih podajamo v 4. poglavju, sta Dyke (2007) in Pinet (2000).



Slika 4.1: Nihanje na vzmet pritrjene uteži (povzeto po Dyke, 2007).

Figure 4.1: Oscillations of a mass connected to a spring (adapted from Dyke, 2007).

Oscilacije pri valovih na morski gladini so povsem analogne ostalim oscilacijam, ki jih inženirji srečujemo pri svojem delu, npr. oscilacijam stavb zaradi delovanja vetra ali oscilacijam uteži na vzmeteh; bistvena lastnost naštetih procesov je nihanje. Če izhajamo iz sistema na sliki 4.1 (utež z maso  $m$  in vzmet s togostjo  $k$ ), je razdalja od ravnotežnega položaja do skrajne točke, ki jo utež doseže med nihanjem, *amplituda* vibracije oz. oscilacije ( $A$  oz.  $a$ ). Čas, ki ga utež porabi za to, da se s katerekoli točke vrne na isto mesto, imenujemo *perioda* ( $T$ ). Če vrednost  $2\pi$  delimo s periodo, dobimo *frekvenco* oscilacije ( $\omega$ ).

Harmonično (sinusno) nihanje je idealno nihanje (linearno), kar pomeni, da raztezek vzmeti ustreza Hookovemu zakonu (raztezek je proporcionalen sili). Enačba nihanja:

$$m \frac{d^2 x}{dt^2} = -kx \quad (4.1)$$

Delimo z  $m$  in upoštevamo  $\omega^2 = \frac{k}{m}$ :

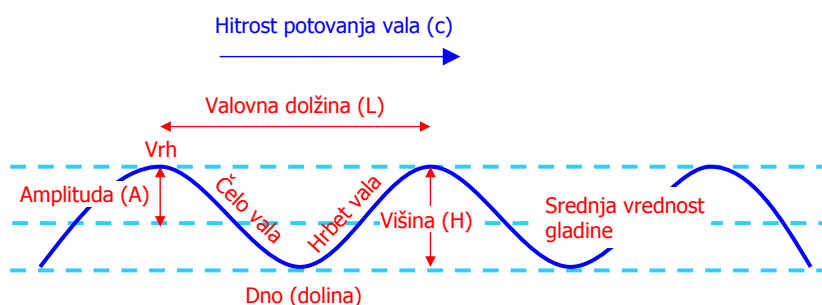
$$\frac{d^2 x}{dt^2} = -\omega^2 x \quad (4.2)$$

$\omega = \text{naravna ali kotna frekvenca sistema}$ ; enota  $[\omega] = [\text{cas}^{-1}]$ . Določimo jo tako kot običajno frekvenco:  $z\ 2\pi/T$ . S pridevkom 'naravna' želimo povedati, da gre za nihanje v 'naravnem' stanju sistema. Če govorimo o plimnih valovih, je naravna frekvenca npr. frekvenca plimovanja oz. frekvenca vsote plimnih valov zaradi Sonca in Lune. Drug primer naravne frekvence je Coriolisova frekvenca oz. Coriolisov parameter  $f = 2\Omega \sin \theta$ , ki se v horizontalni smeri odvija v merilu več kilometrov (Dyke, 2007).

Enačba 4.2 je diferencialna enačba drugega reda s konstantnimi koeficienti. Rešitev 4.2 je

$$x = A \cdot \sin(\omega t) + B \cos(\omega t)$$

$A = \text{konst}$ ,  $B = \text{konst}$ ,  $A$  in  $B$  določimo iz podanih  $x(t = 0)$  in  $\frac{dx}{dt}(t = 0)$ .



Slika 4.2: Shematični prikaz valovanja z označenimi osnovni pojmi.

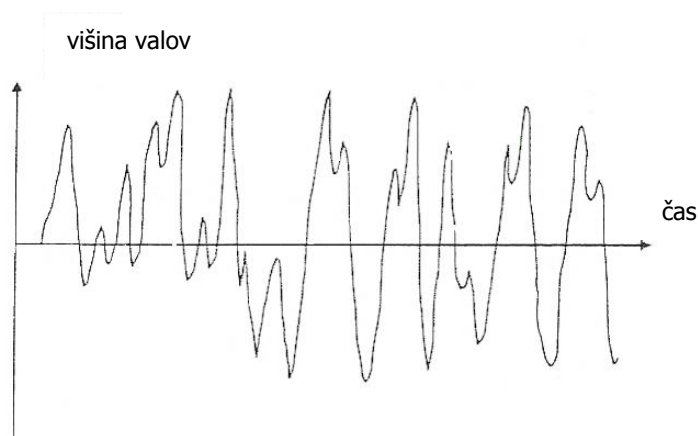
Figure 4.2: Schematic presentation of water waves oscillations with key terms denoted.

Analogija med vzmetmi in valovi deluje, če so valovi sinusni. To pogosto drži, ne pa vedno: npr. v bližini obale so valovi običajno izjemno nepravilnih oblik. Običajna pokazatelja nesinusoidnosti valov sta spreminjanje amplitude in naklona vala. Poznamo pa tudi pojem virtualne sinusoidnosti, ki mu usterzajo npr. plimni valovi (več o tem npr. v LeBlond in Mysak (1978)).

Pri opisu nelinearnih valov si pomagamo z naslednjimi pojmi (slika 4.2) (Dyke, 2007):

- *totalna višina valov* (ang. total height)  $H$ :  $H$  je vertikalna razdalja med najnižjo in najvišjo točko v seriji valov (pozorni moramo biti na uporabo simbola  $H$ , ki se v literaturi uporablja tudi za totalno višino vode od dna morja do vrha valov);
- *valovna dolžina* (ang. wavelength)  $L$  oz.  $\lambda$ : en nihajni cikel, npr. horizontalna razdalja med zaporednima vrhovoma ali dolinama,  $L = 2\pi/k$ ;
- *naklon vala* (ang. wave steepness): razmerje  $H/L$ ;
- *valovno število* (ang. wavenumber)  $k$ : vrednost  $k = 2\pi/L$ ;
- *naravna frekvenca sistema* (ang. natural frequency of the system)  $\omega$ : glej zgoraj;
- *hitrost* (ang. celerity ali wavespeed ali phase speed)  $c$ : hitrost potovanja vala;
- *dispertzija* (ang. dispersion): lastnost vala, da se mu amplituda med potovanjem zmanjšuje;
- *število prehajanj čez 0* (ang. zero-up crossings): število, ki pove, kolikokrat graf realnega nihanja gladine morja seka časovno os od spodaj,

- *povprečna perioda valov* (ang. average period)  $\bar{T}$ : čas merjenja valov delimo s številom prehajanj čez 0,
- *vršna frekvenca* (ang. peak frequency)  $\omega_p$ : frekvenca, ki se v zapisu nihanja gladine največkrat ponovi; enaka je  $2\pi/\bar{T}$ ,
- *spekter valov*: razpršenost energije valov po različnih frekvencah nihanja; širši je spekter, bolj je nihanje nelinearno,
- *značilna višina valov* (ang. significant wave height)  $H_s$ : povprečna višina tretjine najvišjih valov,
- *maksimalna višina* (ang. maximum wave height)  $H_{\max}$ : najvišja višina vala v zapisu nihanja gladine,
- *koren povprečnih kvadratov višine valov* (ang. root mean squared value of the wave height)  $H_{rms}$ : vse vrednosti višine valov v zapisu nihanja kvadriramo, zatem povprečimo in nazadnje korenimo.



Slika 4.3: Običajen zapis nihanja gladine v času.  
Figure 4.3: A time series, typical of a wave record.

Običajen zapis nihanja gladine morja zglada podobno kot na sliki 4.3. Če preštejemo, kolikokrat graf seka časovno os s spodnje strani, dobimo *število prehajanj čez 0* (ang. zero-up crossings) (na sliki 4.3 je takih sekanj 11). To število je pokazatelj spremenljivosti valov, ki jo strokovno imenujemo tudi *valovno podnebje* (ang. wave climate). Srednja vrednost tovrstne periode (čas merjenja valov delimo s številom prehajanj čez 0) je dobra ocena *povprečne periode valov* (ang. average period,  $\bar{T}$ ), iz nje pa dobimo tudi empirično vrednost *vršne frekvence* (ang. peak frequency, t.j. frekvenca, ki se v spektru frekvenc največkrat ponovi; enaka je  $2\pi/\bar{T}$ ). Alternativno lahko povprečno vrednost periode določimo tudi na osnovi srednje vrednosti intervala med zaporednimi vrhovi. Če se obe oceni povprečne periode valov med seboj močno razlikujeta, je to znak, da so valovi zelo nelinearni. Izraz *spekter valov* pomeni razpršenost energije valov po različnih frekvencah nihanja. Širši je spekter, manj sinusno je valovno podnebje. Če izmed vseh vrhov v zapisu nihanja gladine določimo povprečje tretjine najvišjih, dobimo *značilno višino valov* (ang. significant wave height,  $H_s$ ), ki jo v kombinaciji z linearno teorijo valovanja v gradbeništvu uporabljamo za račun sil na objekte, ipd. Pogosto nas zanimata tudi *maksimalna*

višina v zapisu valov (ang. maximum wave height,  $H_{\max}$ ) in pa koren povprečnih kvadratov višine valov (ang. root mean squared value of the wave height,  $H_{rms}$ ) (Dyke, 2007).

Če med seboj primerjamo več krajših zapisov nihanja gladine, kakršen je ta na sliki 4.3, nam ohranjanje oz. spreminjanje vrednosti statističnih parametrov znotraj daljših časovnih obdobjev veliko povesta o dinamiki obravnavanega sistema. Če ostajajo vrednosti različnih pokazateljev dejanske periode in višine valov dolgoročno bolj ali manj konstantni, je proces nihanja *stacionaren*. Če ostajajo parametri nespremenjeni tudi, če jih merimo v različnih točkah območja (npr. z bojami ali podatke deduciramo iz zaporedja satelitskih posnetkov), pa je proces tudi *ergodičen* (v strogo matematičnem smislu pojem ergodičnosti vsebuje tudi stacionarnost: ergodičnost pomeni nizko stopnjo spremenljivosti statističnih parametrov v času in prostoru; v gradbeništvu pa pojma običajno obravnavamo ločeno). V gradbeni praksi lahko v večini primerov predpostavimo tako stacionarnost kot tudi ergodičnost, vendar pa je pri tem potrebno opredeliti časovna in prostorska merila, znotraj katerih obe predpostavki veljata (npr. pri obravnavi ekstremnih primerov predpostavljamo stacionarnost samo v izredno dolgih časovnih obdobjih) (Dyke, 2007).

## 4.1 Vodni valovi

### 4.1.1 Klasifikacija vodnih valov

V oceanografiji najpogosteje obravnavamo *težnostne ali gravitacijske* valove v vodi (ang. gravity waves) in *zgoščinske* valove v zraku (ang. atmospheric waves) (Rajar, 1980). Gravitacijske valove v oceanografiji pogosteje imenujemo *vodni* valovi (ang. water waves) in jih delimo na (Pinet, 2000):

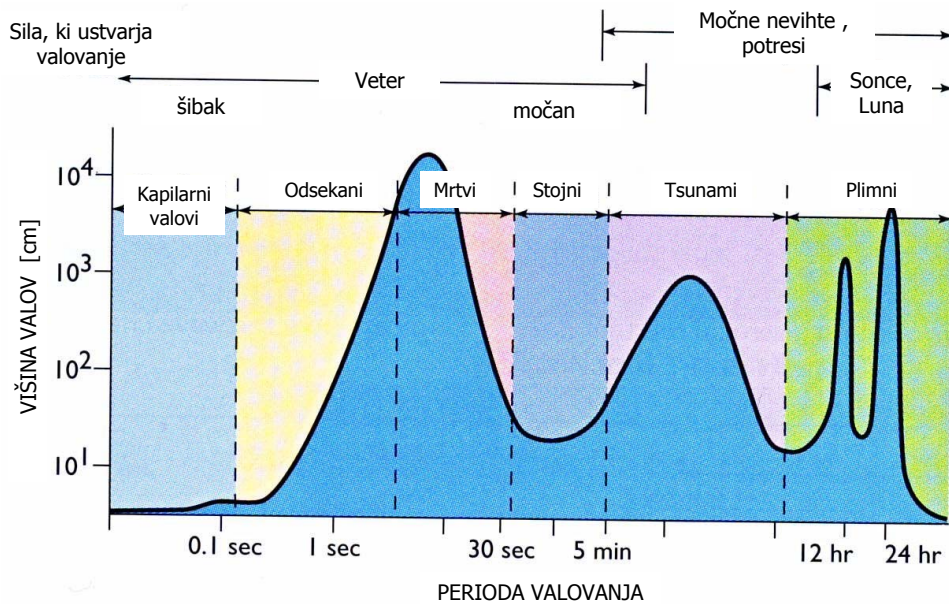
- *valove na površini* (ang. wind generated waves), ki nastanejo predvsem zaradi trenja zračnih plasti ob vodne (veter),
- *notranje valove* (ang. internal waves), ki nastanejo zaradi raznih motenj v notranjosti oceanov in zatem potujejo po izopiknih površinah; sem spadajo plimni valovi in tsunamiji.

Vodne valove pogosteje kot na površinske in na notranje delimo glede na (preglednica 4.1) (Pinet, 2000):

- periodo ( $< 0.1$  sek do 24 ur),
- valovno dolžino (od  $< 2$  cm do tisoče km),
- globino vode, v kateri se razvijejo (plitva, srednje globoka, globoka),
- oddaljenost od obale (območje rušenja valov, območje privetrišča, območje disperzije),
- vzrok nastanka (veter, ekstremni vremenski pojavi, motnje v notranjosti oceanov, gravitacijska sila Sonca in Lune).

Preglednica 4.1: Klasifikacija vodnih valov (povzeto po Pinet, 2000).  
 Table 4.1: Classification of water waves (adapted from Pinet, 2000).

Tip valov	Perioda	Valovna dolžina	Globina vode	Vzrok
kapilarni	< 0.1 s	< 2 cm	globoka ali plitva	veter
odsekani	1-10 s	1-10 m	globoka ali plitva	veter
mrtvi	10-30 s	več 100 m	globoka ali plitva	nevihta
stojni	10 min-10 h	več 100 km	plitva ali srednje globoka	veter, tsunami, plimna resonanca
tsunami	10-60 min	več 100 km	plitva ali srednje globoka	podvodni potresi
plimni	12.4-24.8 h	več 1000 km	plitva	gravitacija
notranji	1 min-1 h	več 100 m	globoka ali plitva	motnje v piknoklini



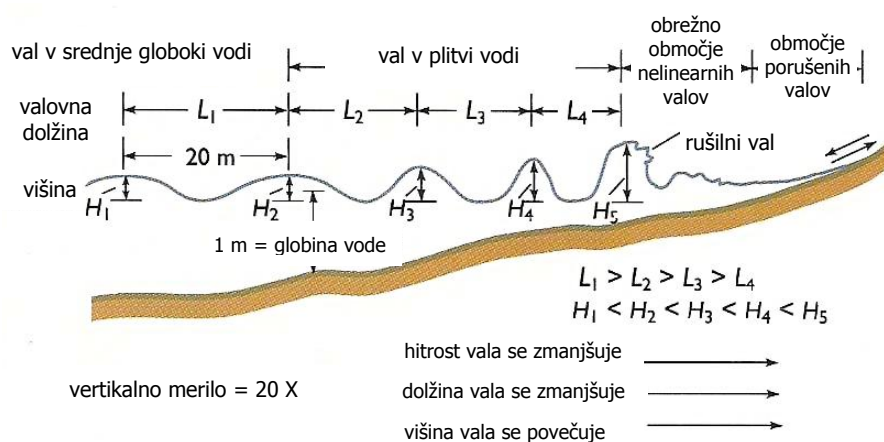
Slika 4.4: Tipi valov (povzeto po Pinet, 2000).  
 Figure 4.4: Types of waves (adapted from Pinet, 2000).



Slika 4.5: Po vrsti: kaotični, mrtvi in rušilni valovi (povzeto po Pinet, 2000).  
 Figure 4.5: Chaotic, swell and breaking waves (adapted from Pinet, 2000).



Površinski valovi na gladini jezer, morij in oceanov imajo periodo med 0.3–30 sekund (frekvenco 3 – 0.03 Hz). Na valove s krajšo valovno dolžino deluje tudi sila površinske napetosti in jih zato imenujemo *gravitacijsko-kapilarni valovi* (ang. gravity-capillary waves) oz. samo *kapilarni valovi* (ang. capillary waves), če izmed sil prevladuje površinska napetost. Kapilarne valove lahko opazimo na sicer gladki gladini, ko čeznjo v manjših sunkih zapiha veter in rahlo nakodra gladino. Poznamo še *odsekane* (ang. chop), *stojne* (ang. seiche) in *mrtve* (ang. swell) valove. Odsekani valovi so nizki in neurejeni, nastanejo zaradi šibkega vetra. Stojni valovi so edini tip stoječih valov med naštetimi; nastanejo v zaprtih zalivih kot odziv sistema na zunanje motnje (posamezne sunke vetra, notranje sile, itd) in trajajo, dokler nihanje ne izzveni. Mrtvi valovi so periodični, kažejo se kot urejeno periodično nihanje gladine; značilni so za odprto morje. Shematični prikaz različnih tipov valov prikazuje slika 4.4 (Pinet, 2000).



Slika 4.6: Spreminjanje valov med približevanjem obali (povzeto po Pinet, 2000).

Figure 4.6: Shallow-water waves in profile (adapted from Pinet, 2000).

Glede na oddaljenost od obale ločimo tri tipe površinskih valov (slika 4.5). V *območju rušenja valov* (ang. breaker zone, sestavljata ga *obrežno območje nelinearnih valov* (ang. surf zone) in *območje rušenja valov* (ang. swash zone); glej sliko 4.6) se valovi rušijo; valove v tem območju imenujemo *rušilni valovi* (ang. breakers ali breaking waves). V *območju privetrišča* (ang. fetch zone) je gladina neenakomerno nagubana, valovi so v tem območju različnih, večinoma nepravilnih oblik; imenujemo jih *kaotični valovi* (ang. chaotic waves). Med razlogi za kaotično nagubano gladino v bližini obale so manjšanje  $L$  in večanje  $H$  s približevanjem valov obali, odboj valov od obale, več perturbacij v priobalnem območju, idr, posledica vsega tega pa je kompleksna interferenca valov različnih valovnih dolžin in višin. Izven območja privetrišča oz. ko se morje do konca razvije (glej podpoglavje 4.3.2), pa se razvijejo *mrtvi valovi*: zanje je značilno časovno in prostorsko urejeno periodično nihanje gladine, ki pa ni nujno sinusno; oblika mrtvih valov je lahko izjemno kompleksna, s kombinacijo bolj in manj turbulentnih struktur. Slednje je *območje disperzije* (ang. dispersion zone) (Pinet, 2000).

Ko valovi potujejo skozi območje privetrišča, je njihova fazna hitrost  $c$  odvisna od valovne dolžine  $L$  in od periode  $T$ . Valovi s kratkima  $L$  in  $T$  potujejo počasneje, valovi z daljšima  $L$  in  $T$  pa potujejo hitreje in zaradi višje vsebnosti energije ustvarjajo aperiodični vzorec nihanja gladine. Ko se valovi (oz. morje) do konca razvijejo, sta v običajnih pogojih dotok in poraba energije valov v ravnotežju, in  $L$ ,  $T$ ,  $c$  se ne spreminjajo več. Valovi z višjo  $c$  potujejo hitreje in prehitijo valove z nižjo  $c$ ; posledično se valovi v prostoru uredijo glede na vrednost  $c$  oz. posredno glede na

$L$  in  $T$ . Tovrstno ločevanje valov zaradi različne vsebnosti energije imenujemo *disperzija* (ang. dispersion). Pokazatelj disperzije je urejeno mrtvo valovanje (Pinet, 2000).

**Klasifikacija po Holthuijsen (2007).** V svetu se je uveljavila tudi klasifikacija valov po Holthuijsen (2007), po kateri valove razvrščamo glede na prostor in čas. Obseg meril je izredno velik, v prostorskem smislu znaša od sto metrov ali manj do več tisoč kilometrov ali več, v časovnem smislu pa od delcev sekunde (ena perioda) pa vse do več tisoč let (v primeru določanja valovnega podnebja). Od prostorskega in časovnega merila valovanja je odvisen način modeliranja valov:

a) v majhnih prostorskih in časovnih merilih (nekaj valovnih dolžin ali period, npr. v priobalnem območju rušenja valov ali v kanalih v hidravličnih laboratorijih) lahko gibanje površine morja opišemo zelo detajlno (ang. phase-resolving approach);

b) v srednje velikih prostorskih in časovnih merilih (od nekaj do nekaj sto valovnih dolžin ali period, kar v naravi ustreza nekaj kilometrom ali  $\sim 30$  minutam) lahko pogoje nastanka valov opišemo s povprečnimi karakteristikami, izmed katerih je najpomembnejši valovni spekter (ang. wave spectrum). V tem primeru je potrebno predpostaviti konstantne pogoje nastanka valov (stacionarnost, ergodičnost - homogenost v statističnem smislu);

c) v velikih prostorskih in časovnih merilih (od nekaj sto do nekaj sto tisoč valovnih dolžin ali period, kar v naravi ustreza velikim področjem oceanov ali dolgim priobalnim območjem) moramo prostor in čas razdeliti na posamezne segmente, nato pa v vsakem od njih valove opisati z drugim spektrom. Z zaporednim oštevilčenjem segmentov lahko v tem primeru valovni spekter obravnavamo kot prostorsko in časovno spremenljivko;

d) v klimatskih časovnih merilih (nekaj desetletij ali več) pa običajno uporabljamo samo statistične značilnosti karakteristične valovne višine (npr. značilno višino valov).

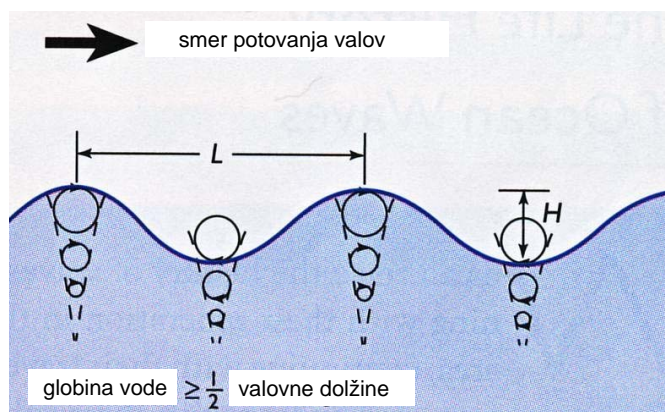
#### 4.1.2 Teorije vodnih valov

Od klasifikacije valov je odvisna tudi izbira teorije valovanja, ki v danem primeru najbolje opisuje nihanje gladine (Podhorsky in sod., 1997; Dyke, 2007):

- *Linearna teorija ali teorija valov malih amplitud* (ang. linear theory ali small-amplitude wave theory) (Airy, 1841): opisuje valove majhne strmine v globoki vodi. Profil vala v tem primeru ustreza sinusni funkciji, delci vode pa se gibljejo po zaključenih orbitah (v globoki vodi po krožnih, v plitvi vodi pa po eliptičnih orbitah; sliki 4.7 in 4.8);
- *Teorija motenj* (ang. perturbation theory): predstavlja popravek linearne teorije. Sinusnemu nihanju dodamo brezdimenzijski parameter, ki poenostavljeno zajema vpliv nelinearnosti; običajno je to naklon vala. Večina različic teorije motenj, ki se uporabljajo za opis vodnih valov, predpostavlja, da je naklon vala  $ka$  majhen;
- *Stokesove teorije valov II. do V. reda* (ang. Stokes' finite-amplitude wave theories) (Stokes, 1847, 1880): so nadgradnja teorije motenj, pri kateri namesto brezdimenzijskega parametra uporabimo funkcijo II. do V. reda. Profil vala torej v tem primeru opišemo kot vsoto linearne komponente in komponente II. do V. reda, pri čemer večja strmina vala ustreza višjemu redu Stokesove teorije. Najpomembnejša posledica upoštevanja členov višjih redov

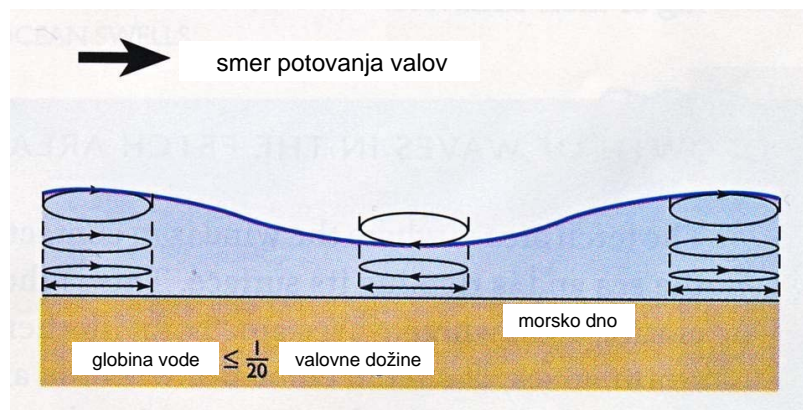
v enačbah valovanja je ti. Stokesov tok, ki pomeni translatorni premik delcev vode zaradi neharmoničnega nihanja. Stokesove teorije dobro opisujejo predvsem valove večje strmine v globoki vodi, natančneje pri globinah vode  $h > 0.01gT^2$  oz. po navedbah nekaterih avtorjev valove z  $RD > 1/8$  oz.  $U_R < 79$  ( $RD = \frac{h}{L}$ ,  $U_R = \frac{L^2 H}{h^3}$ ; glej spodaj); teorije višjih redov lahko uporabljamo v vodah vseh globlin;

- *Knoidalna teorija I. do III. reda* (ang. cnoidal theory) (Korteweg in De Vries, 1895): uporablja se za valove v plitvi vodi:  $0.003gT^2 < h < 0.016gT^2$  oz. po navedbah nekaterih avtorjev za valove z vrednostmi parametrov  $RD < 1/8$  oz.  $U_R > 20$ . Kasneje so razvili tudi knoidalne teorije višjih redov, ki dobro opisujejo tudi valove v globoki vodi. Profil valov na površini izrazimo z Jacobijevimi eliptičnimi funkcijami (glej npr. Reinhardt in Walker, 2010);
- *Teorija solitarnega vala* (ang. solitary wave theory) (Russell, 1844): to je edina izmed naštetih teorij, ki ne predpostavlja (skoraj) oscilatornega gibanja delcev; namesto tega se celoten val nahaja nad gladino in potuje zaradi translatornega premikanja delcev. Tovrstni valovi sicer v naravi redko nastopajo, a v določenih primerih se npr. tsunamiji obnašajo natanko tako, podoben pojav pa dobimo tudi, ko se običajni oscilatorni val približuje obali (amplituda vala se postopno povečuje, vrh se po dolžini skrajša in postane bolj špičast, dno pa postane daljše in bolj položno);
- *Teorije na osnovi tokovnih funkcij* (ang. stream function theories) (npr. Dean, 1965, 1974): za globino vode  $0.003gT^2 < h < 0.016gT^2$ ;
- *Fentonova teorija* (ang. Fenton's theory) (Fenton, 1988): temelji na Fourierovi transformaciji. V splošnem je Fentonova teorija natančnejša in se bolje obnaša kot večina drugih teorij valovanja, tako za valove v plitvi kot tudi za valove v globoki vodi.



Slika 4.7: Vpliv valov na gibanje vodnih delcev sega do globine  $L/2$ . V globoki vodi ( $h > L/2$ ) se delci vode gibajo po krožnih orbitah, v plitvi vodi ( $h < L/25$  oz.  $L/20$ ) pa so trajektorije eliptične. Na sliki: trajektorije delcev v globoki vodi (povzeto po Pinet, 2000).

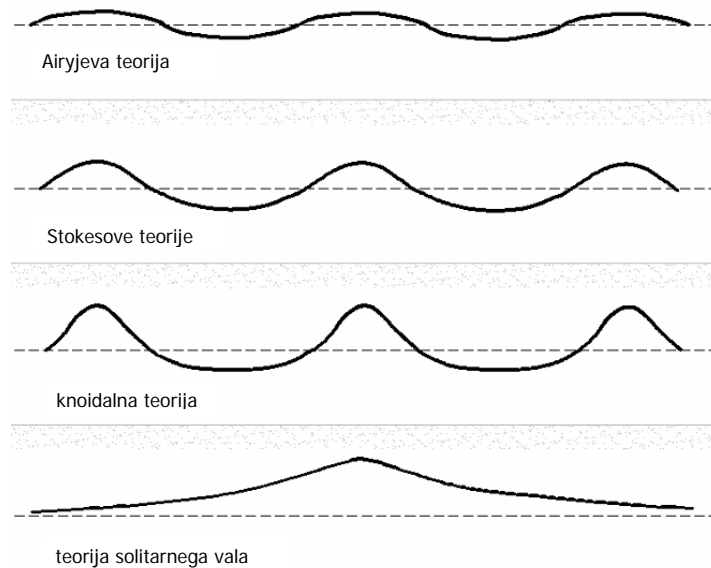
Figure 4.7: The impact of waves on particle dynamics is evident in the upper level of  $L/2$  depth. In deep water ( $h > L/2$ ) particles oscillate in circular orbits, while in shallow water ( $h < L/25$  oz.  $L/20$ ) their orbits are elliptical. In the picture: oscillations of water particles in deep water (adapted from Pinet, 2000).



Slika 4.8: Trajektorije delcev v plitvi vodi (povzeto po Pinet, 2000).

Figure 4.8: Oscillations of water particles in shallow water (adapted from Pinet, 2000).

Med naštetimi teorijami je samo prva linearna, ostale pa so nelinearne. Knoidalna teorija, teorija solitarnega vala in teorije na osnovi tokovnih funkcij spadajo med ti. nelinearne teorije za valove v plitvi vodi (ang. nonlinear shallow-water wave theories). Na sliki 4.9 so prikazane značilne oblike valov, kakršne predpostavljajo linearna, Stokesove, knoidalna in teorija solitarnega vala. Natančnejši opis naštetih in ostalih teorij najdemo npr. v Sleath (1984).



Slika 4.9: Tipi valov, kot jih predpostavljajo glavne teorije valovanja: linearna, Stokesova, knoidalna in teorija solitarnega vala (povzeto po U.S.A.C.E., 2008).

Figure 4.9: Types of waves according to different wave theories: linear, Stokes, cnoidal and solitary wave theory (adapted from U.S.A.C.E., 2008).

Pri izbiri teorije sta ključna dva kriterija (Podhorsky in sod., 1997; Dyke, 2007):

1. razmerje med valovno dolžino in globino vode:

\* valove v globoki vodi dobimo, ko  $h > L/2$  - v tem primeru dno ne vpliva na lastnosti valov;

hitrost  $c$  in valovna dolžina  $L$  sta odvisni le od frekvenca  $\omega$ ,

- \* za prehodno območje velja  $L/25 < h < L/2$  - v tem primeru dno že vpliva na valove; hitrost  $c$  in valovna dolžina  $L$  sta odvisni od globine vode  $h$  in periode  $T$  (spodnja meja znaša po navedbah nekaterih avtorjev  $L/20$ ; npr. Pinet, 2000):
  - \* za valove v plitvi vodi pa štejemo predele s  $h < L/25$  (oz.  $L/20$ ) - v tem primeru je vpliv dna na valove velik in ga ne moremo zanemariti; hitrost  $c$  in valovna dolžina  $L$  sta v tem primeru odvisni le še od globine vode  $h$ ;
2. *naklon vala*, ki pomeni razmerje med višino vala  $H$  in valovno dolžino  $L$ :

$$WS = \frac{H}{L} = ka ;$$

$k$  = valovno število,  $a$  = amplituda. Naklon vala tako kot ostali parametri v nadaljevanju priča o stopnji nelinearnosti valovanja oz. o ustreznosti uporabe linearne teorije. Naklon vala (velik, majhen) vrednotimo glede na naklon pravih sinusnih valov. Namesto naklona vala nekateri avtorji uporabljajo katerega drugega izmed brezdimenzijskih parametrov:

- \* *relativna globina vode RD*: je razmerje med globino vode in valovno dolžino in je pokazatelj stopnje disperzije valov:

$$RD = \frac{h}{L} ,$$

- \* *relativna višina valov r*: je razmerje med naklonom valov in relativno globino ter priča o ustreznosti linearne teorije:

$$r = \frac{WS}{RD} = \frac{H}{h} ,$$

- \* *Ursellovo število  $U_R$* :

$$U_R = \left(\frac{L}{h}\right)^2 \frac{H}{h} = \frac{L^2 H}{h^3} ;$$

če je  $U_R$  velik, imamo dolge valove v plitvi vodi, v tem primeru pa je potrebno uporabiti eno izmed nelinearnih teorij.

## 4.2 Matematični zapis valovanja

Dvodimenzionalne sinusne valove, kakršni so običajno valovi na površini morja, imenujemo *ravninski valovi* (ang. plane waves) in v splošnem ustrezajo enačbi (Tillery, 2005)

$$\eta = a_o \cdot \cos(kx + ly - \omega t + \phi) \quad (4.3)$$

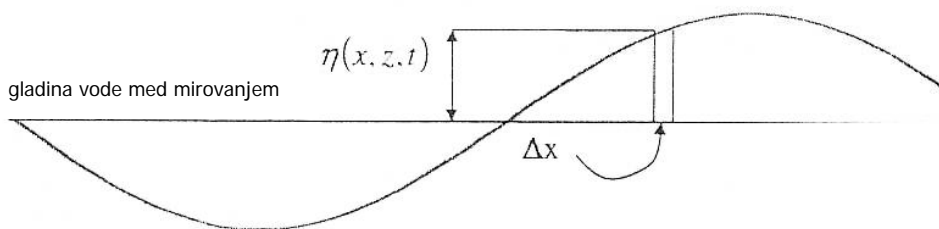
oz.

$$\eta = a \cdot e^{i(kx+ly-\omega t)} . \quad (4.4)$$

$\eta$  = dvig gladine,

$k, l$  = valovni števili v smeri  $x$  oz.  $y$ ,

$\phi$  = konst = faza.



Slika 4.10: Sinusni linearni val (povzeto po Dyke, 2007).  
 Figure 4.10: The sinusoidal linear wave (adapted from Dyke, 2007).

V izrazu 4.4 je  $a$  kompleksno število z

$$a = a_0 \cdot e^{i\phi} , \quad (4.5)$$

pri čemer sta

$a_0$  = amplituda (realno število),

$\phi$  = faza (realno število).

Enačbo pogosto zapišemo v vektorski obliki:

$$a \cdot e^{i(\mathbf{r} \cdot \mathbf{K} - \omega t)} , \quad (4.6)$$

pri tem sta

$\mathbf{r}$  = dvodimenzionalni pozicijski vektor:  $\mathbf{r} = x\mathbf{i} + y\mathbf{j}$ ,

$\mathbf{K}$  = dvodimenzionalni vektor valovnega števila:  $\mathbf{K} = k\mathbf{i} + l\mathbf{j}$ .

Vektorski zapis je še posebej primeren, ko so valovi kompleksnejši, npr. v priobalnem območju, v območju močne refleksije ali v območjih kompleksnejše topografije dna. Iz zapisa 4.6 pa ravninske valove tudi enostavno razširimo na tri dimenzije.

Od tod dalje se v izpeljavi osredotočamo na eno samo dimenzijo, t.j. na potovanje valov v smeri  $x$ ; rezultati zato pomenijo vrednosti količin na širinski meter.

#### 4.2.1 Hitrost potovanja valov

Hitrost potovanja vala označimo s  $c$  (ang. celerity). Za povsem *progresivne ali potujoče valove* (ang. purely progressive waves) tipa  $a_0 \cdot \sin(kx - \omega t)$  je hitrost  $c$  enaka razmerju  $\omega/k$ , ki je obenem enako razmerju med  $L/T$  (Dyke, 2007):

$$c = \frac{\omega}{k} = \frac{L}{T} . \quad (4.7)$$

Progresivni so valovi, pri katerih v tlorisni ravnini vidimo, da potujejo. Čeprav gre v praksi za prenos mase in energije, veliko teorij predpostavlja, da se med nihanjem prenaša samo energija, masa pa ne. Delci se v tem primeru gibajo po zaključenih trajektorijah ter znova in znova prihajajo na isto mesto. Tako je npr. tudi pri nihanju vrvi, ki je na enem koncu vpeta, na drugem koncu pa nanjo delujemo s primerno silo. Val, ki v tem primeru potuje proti vpetemu koncu,

nastane samo zaradi prenosa energije, medtem ko se delci vrvi pomikajo samo gor in dol. Progressivni so tudi valovi na površini oceanov, ki nastanejo zaradi delovanja vetra. Neprogressivne valove imenujemo *stoječi valovi* (ang. standing or stationary waves), pri katerih gre pravzaprav za superpozicijo dveh progresivnih valov, ki potujeta v nasprotnih si smereh. Na tem mestu razložimo še pojma transverzavno in longitudinalno valovanje. Pri *transverzalnem* valovanju nihajo delci snovi (oz. polje v primeru elektromagnetnega valovanja) pravokotno na smer širjenja motnje; zgleda sta elektromagnetno valovanje ter valovanje prožne vrvi. Pri *longitudinalnem* valovanju pa nihajo delci snovi v smeri širjenja motnje; zgled je zvok. Valovi na morski gladini so kombinacija obeh tipov valov (Tillery, 2005).

Za ne povsem progresivne valove (ko lahko izluščimo glavno smer potovanja valov, a se energija v manjši meri prenaša tudi v drugih smereh) moramo  $c$  poiskati drugače. Pomagamo si z disperzijo: za vse vrste valov lahko poiščemo zvezo med valovno dolžino in frekvenco vala. Ob predpostavki, da je globina morja konstantna in enaka  $h$ , velja (Dyke, 2007)

$$c^2 = \frac{g}{k} \tanh(kh) \quad (4.8)$$

oz.

$$\omega^2 = gk \tanh(kh) , \quad (4.9)$$

pri čemer je  $\tanh x = \frac{\sinh x}{\cosh x} = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}$ . Neposredno iz oblike funkcije  $\tanh(kh)$  sledi:

1. če so valovi kratki ali je voda globoka (oz.  $c$  je neodvisen od  $h$ ) ali drži oboje, potem je  $kh \gg 1$  in  $\tanh x \approx 1$  in velja približek

$$c^2 = \frac{g}{k} , \quad (4.10)$$

2. če so valovi dolgi ali je voda plitva (oz.  $c$  je neodvisen od  $L$  in posledično od  $k$ ) ali drži oboje, potem je  $kh \ll 1$  in  $\tanh x \approx x$  in velja približek

$$c^2 = gh . \quad (4.11)$$

Drugi primer ustreza plimnim valovom in tsunamijem. Izraz 4.11 pa uporabljamo tudi pri simulacijah visokovodnih obratovalnih in porušitvenih valov na rekah, saj je tudi v teh primerih  $L$  velika v primerjavi s  $h$  (Rajar, 1980).

Izraze 4.8 - 4.11 imenujemo *disperzijske enačbe* (ang. dispersion relations). Uporabljamo jih za določitev valovne dolžine ( $2\pi/k$ ) pri dani periodi ( $2\pi/\omega$ ) ali obratno. Veliko nam povejo o lastnostih valov pri različnih pogojih, posebno uporabne pa so pri modeliranju priobalnih območij. V realnosti imamo namesto pravih sinusnih valov v eni dimenziji kompleksno dvodimenzionalno površino z zapletenim vzorcem nihanja, ki pa ga lahko s pomočjo Fourierove analize razstavimo na vsoto posameznih sinusnih valov. Vsak od njih potuje s svojo hitrostjo  $c$ , ki jo določimo po eni izmed disperzijskih enačb (Dyke, 2007).

## 4.2.2 Energija valov

Nihanje gladine sestavlja več nihanj z različnimi valovnimi dolžinami (slika 4.11). V praksi pogosto nastopa primer, ko valovi na površini sestojijo iz dveh nihanj z enakima amplitudama

in skoraj enakima valovnima dolžinama. Zapis interference valov se v tem primeru glasi (Ippen, 1966; Dyke, 2007):

$$\eta = a \cdot (\cos(k_1x - \omega_1t) + \cos(k_2x - \omega_2t)) \quad (4.12)$$

Vsoto dveh cos pretvorimo v produkt:

$$\eta = 2a \cdot \cos \left[ \frac{(k_1 - k_2)}{2} \cdot x - \frac{(\omega_1 - \omega_2)}{2} \cdot t \right] \cdot \cos \left[ \frac{(k_1 + k_2)}{2} \cdot x - \frac{(\omega_1 + \omega_2)}{2} \cdot t \right] \quad (4.13)$$

Zaradi majhne razlike med  $k_1$  in  $k_2$  velja tudi  $\omega_1 \approx \omega_2$ , od tod pa sledi, da se vrednosti obeh faktorjev v enačbi 4.13 zelo razlikujeta. Rezultat je 'dvojno' nihanje: *osnovno valovanje + ovojnica skupinskega valovanja ali utripalno valovanje* (ang. basic wave + envelope or beat wave), kakršnega vidimo na sliki 4.12. Namesto 4.13 lahko pišemo tudi

$$A(x, t) = 2a \cdot \cos \left[ \frac{(k_1 - k_2)}{2} \cdot x - \frac{(\omega_1 - \omega_2)}{2} \cdot t \right] \cdot \quad (4.14)$$

Dobimo torej, da se amplituda nihanja spreminja:

$$\eta = A(x, t) \cdot \cos \left[ \frac{(k_1 + k_2)}{2} \cdot x - \frac{(\omega_1 + \omega_2)}{2} \cdot t \right] \cdot \quad (4.15)$$

Utripalni val vedno potuje počasneje kot oba primarna valova, ki sestavljata osnovni val. Hitrost utripalnega vala določimo po enačbi

$$c_g = \frac{\omega_1 - \omega_2}{k_1 - k_2} \cdot \quad (4.16)$$

Če sta si hitrosti primarnih valov  $c_1$  in  $c_2$  zelo podobni ( $c_1 \approx c_2 \approx c$ ), lahko dokažemo, da je hitrost utripalnega vala kar enaka

$$c_g = \frac{1}{2}c \cdot \quad (4.17)$$

Hitrost utripalnega vala strokovno imenujemo *skupinska ali grupna hitrost* (ang. group velocity) in v splošnem ustreza hitrosti, s katero potuje energija valov. Ponovno poudarimo, da je ta vrednost vedno nižja od hitrosti kateregakoli primarnega vala v skupini. Lahko se celo zgodi, da je smer potovanja energije nasprotna smeri potovanja valov (primer so npr. Rossbyjevi valovi, podroben opis je v Dickinson, 1978).

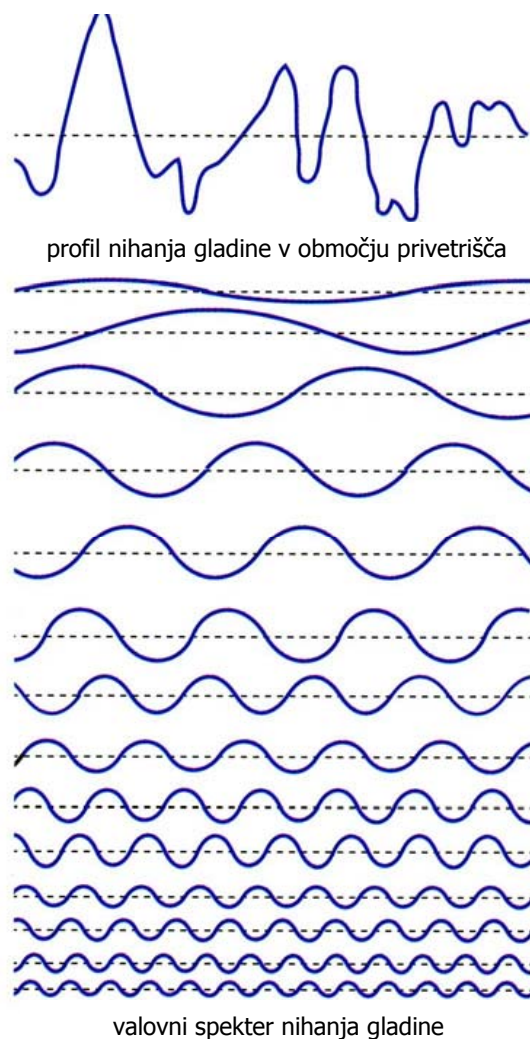
Valovi imajo potencialno in kinetično energijo (nekaj energije imajo tudi zaradi površinske napetosti, vendar ta del običajno zanemarimo, saj je za morske valove izredno majhen). Obe komponenti energije dobimo tako, da seštejemo posamezne zaloge energije vseh vodnih delcev, ki sestavljajo eno valovno dolžino vala, nato pa dobljeno vrednost delimo z  $L$ . Izkaže se, da sta potencialna in kinetična komponenta energije za linearne sinusne valove enaki oz. da linearni val energijo enakomerno razdeli med potencialno in kinetično. Po linearni teoriji znaša totalna potencialna energija vala (Ippen, 1966; Dyke, 2007)

$$W_p = \frac{1}{2} \rho g a^2 \int_0^\lambda \cos^2(kx - \omega t) dx = \frac{1}{4} \rho g a^2 \lambda, \quad (4.18)$$

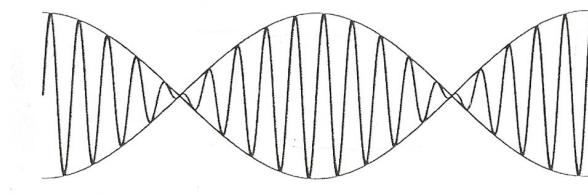
$a$  = amplituda vala,

$\lambda$  = valovna dolžina vala.





Slika 4.11: Valovanje kot superpozicija nihanj različnih valovnih dolžin (povzeto po Pinet, 2000).  
Figure 4.11: Waves as superposition of oscillations of different wavelengths (adapted from Pinet, 2000).



Slika 4.12: Osnovni in bitni val: osnovno valovanje na sliki sestoji iz 20 valovnih dolžin, bitno valovanje (ovojnica nihanja) pa samo iz dveh (povzeto po Dyke, 2007).  
Figure 4.12: Basic and beat waves: while basic waves make 20 wavelengths, beat wave (envelope wave) makes only 2 (adapted from Dyke, 2007).

Potencialna energija na enoto valovne dolžine torej znaša

$$W_p/\lambda = \frac{1}{4}\rho g a^2 = \frac{1}{16}\rho g H^2, \quad (4.19)$$

$H$  = totalna višina vala  $H$  ( $H$  je v našem primeru enaka  $2a$ , ni pa nujno tako).

Po nekoliko zahtevnejši izpeljavi (Dyke, 2007) dobimo za kinetično energijo vala enak rezultat:

$$W_k/\lambda = \frac{1}{4}\rho g a^2 = \frac{1}{16}\rho g H^2. \quad (4.20)$$

Pri določanju hitrosti potovanja energije valov si pomagamo s povprečji. Pojem potovanja energije valov oz. skupinske hitrosti uporabljamo pri obravnavi realnih valov, ki sestojijo iz zveznega spektra valovnih dolžin in frekvenc. Povprečna energija vala

$$E_{average} = W_p + W_k = \frac{1}{2}\rho g a^2 \quad (4.21)$$

je s spremembo energije v času  $\frac{DE}{Dt}$  povezana preko hitrosti potovanja energije  $c_g$ :

$$\frac{DE}{Dt} = E_{average} \cdot c_g. \quad (4.22)$$

Pri tem je

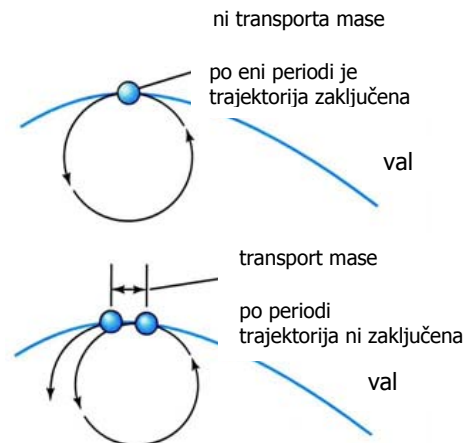
$$c_g = \frac{c}{2} \left( \frac{2kh}{\sinh 2kh} + 1 \right) \quad (4.23)$$

$c_g$  = skupinska hitrost.

S primerom interference valov smo že pokazali, zakaj se hitrost potovanja energije razlikuje od hitrosti potovanja vala. Da je hitrost energije  $c_g$  vedno nižja od hitrosti vala  $c$ , lahko sedaj vidimo tudi neposredno iz izraza 4.23. Vrednost  $c_g$  je najvišja, ko je produkt  $kh$  velik:  $c_g$  v tem primeru znaša  $c_g \approx c/2$  (ta enačba ustreza hitrosti potovanja energije v primeru preprostih sinusnih valov, kar je ekvivalentno  $h \sim \infty$ ). Če je  $kh$  zelo majhno, pa velja  $c_g \approx c$ ; to drži za valove z zelo velikimi valovnimi dolžinami v primerjavi z globino vode. V to kategorijo spadata dve povsem različni vrsti valov: plimni valovi in tsunamiji. Valovne dolžine plimnih valov znašajo več sto kilometrov, kar da  $k$  reda  $10^{-4}$ . Če upoštevamo npr. globino vode na kontinentalni polici  $\sim 200$  m, dobimo  $kh \approx 10^{-2}$ . Glede na podane vrednosti lahko sklepamo, da plimni valovi prenašajo ogromne količine energije (ang. tidal power schemes). Še veliko več energije pa prenašajo tsunamiji, ki nastanejo kot posledica podvodnih potresov ali podorov. Čeprav znaša globina oceanov več tisoč metrov (v povprečju  $\sim 3700$  m), znašajo valovne dolžine tsunamijev tudi po  $10h$  ( $h$  = globina vode) in več, kar pomeni, da se tsunamiji obnašajo podobno kot valovi v plitvi vodi. Hitrost teh valov lahko zato celo presega 500 m/s ( $c \approx \sqrt{gh}$ ) (Dyke, 2007).

### 4.2.3 Vpliv nelinearnosti

Pod vplivom nelinearnosti razumemo predvsem posledice interakcije valov s tokovi, sedimenti, idr. V praksi med najpomembnejše posledice nelinearnosti sodijo Stokesov tok, tok vzporedno z obalo, erozija materiala z dna in interakcija valov in tokov; na kratko jih opisujemo v nadaljevanju (po Dyke, 2007).



Slika 4.13: Stokesov tok: prenos mase zaradi ne povsem krožnega gibanja delcev (povzeto po Pinet, 2000).

Figure 4.13: Stokes drift: mass transfer is greater than zero, because water particles do not follow exactly circular orbits (adapted from Pinet, 2000).

**Stokesov tok.** Stokesov tok (ang. Stokes drift) nastane zaradi interakcije vala s samim seboj. Pojav je posledica nelinearnosti: v linearni aproksimaciji valov smo zanemarili nelinearni člen  $(\mathbf{u}\nabla)\mathbf{u}$ , zaradi katerega trajektorije delcev v resnici niso zaključene. Posledica tega je premik delcev vode, ki v primeru progresivnih valov poteka v smeri propagacije valov (slika 4.13).

Oblika enačbe za Stokesov tok je odvisna od aproksimacije, ki smo jo uporabili za opis valov. Stokesov tok najlažje izpeljemo iz primerjave med Lagrangevim in Eulerjevim opisom gibanja delca (Lagrange: koordinatni sistem se giba skupaj z delcem, Euler: koordinatni sistem je fiksiran; dejanske vrednosti spremenljivk so v primeru Lagrangevega in Eulerjevega opisa gibanja delca enake, razlika je samo v opisu). Velja namreč

$$\text{Lagrangeov masni transport} = \text{Eulerjev masni transport} + \text{Stokesov tok} \quad (4.24)$$

Če smemo trenje na dnu in na površini zanemariti, lahko enačbo 4.24 zapišemo kot

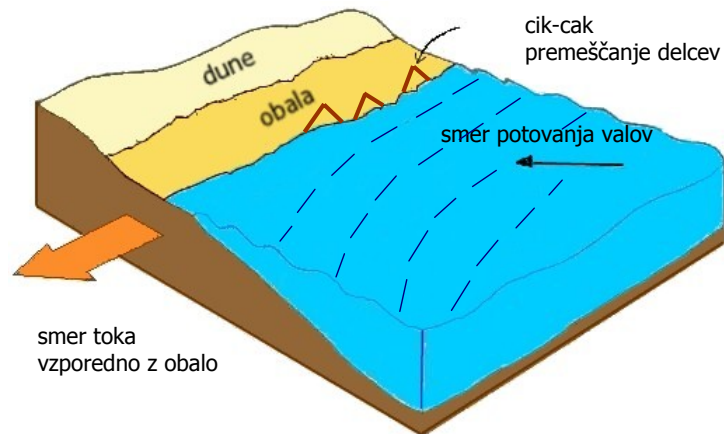
$$\overline{u_L(x_0, t)} = \overline{u(x_0, t)} + \overline{\int_{t_0}^t dt' u(x_0, t') \frac{\partial u}{\partial x} \Big|_{x=x_0}} + \dots \quad (4.25)$$

Člen  $\overline{u_L(x_0, t)}$  imenujemo *masna hitrost* ali Lagrangeov masni transport, člen  $\overline{u(x_0, t)}$  predstavlja Eulerjev masni transport, zadnji člen v izrazu 4.25 pa je Stokesov tok. Masni transport ima torej dimenzijo hitrosti  $[\text{m s}^{-1}]$  (primerjava z masnim pretokom, ki ima dimenzijo  $[\text{kg s}^{-1}]$ ). Za sinusni val oblike  $\eta(x, t) = a \cos(kx - \omega t)$  je vrednost Stokesovega toka enaka

$$u_S(z) = \frac{a^2 g^2 k^3}{2\omega^3 \cosh^2(kh)} \cosh^2 k(z+h) . \quad (4.26)$$

Če trenja na površini ali na dnu ne moremo zanemariti, pa je potrebno Stokesov tok določiti po kompleksnejši teoriji Longuet-Higgins iz leta 1953 (glej npr. Mei, 1989).

**Tok vzporedno z obalo.** Tok vzporedno z obalo (ang. longshore current ali longshore drift) nastane zaradi kota  $\alpha$  med propagacijo valov in obalno črto. Valovi se odbijajo od obale, zaradi



Slika 4.14: Tok vzporedno z obalo nastane, ker valovi običajno ne prispejo na obalo povsem pod pravim kotom.

Figure 4.14: Longshore drift originates from waves not coming to the shore exactly perpendicularly.

$\alpha$  pa se pri tem sedimenti premeščajo v smeri vzporedno z obalo (glej sliko 4.14). Pojav je pomemben predvsem v primeru rušenja valov, ko je premeščanje sedimentov znatno.

Hitrost toka vzporedno z obalo  $v_1$  določimo po

$$v_1 = A \sqrt{gh_b} \frac{dh}{dx} \sin \alpha_b \cos \alpha_b ; \quad (4.27)$$

$A$  = empirična konstanta, ki zajema vpliv kombinacije različnih numeričnih faktorjev in koeficienta trenja,

$h_b$  = globina vode na območju rušenja valov,

$\alpha$  = kot med smerjo propagacije valov in obalo,

$b$  = indeks, ki označuje lokacijo rušenja valov (ang. breaker position).

Zaradi rušenja valov znaša napetost v smeri vzporedno z obalo

$$S_{xy} = \frac{Ec_g \sin \alpha \cos \alpha}{c} ; \quad (4.28)$$

$E$  = gostota energije valov (ang. wave energy density), t.j. energija valov na enoto volumna; enota je enaka enoti napetosti:  $[E] = [\text{J m}^{-3}] = [\text{N m m}^{-3}] = [\text{N m}^{-2}] = [S_{xy}]$ ,

$c_g$  = skupinska hitrost valovanja,

$c$  = fazna hitrost valovanja.

Če linije globine potekajo vzporedno z obalo, trenje na dnu pa je zanemarljivo, zaradi Snellovega zakona velja  $S_{xy} = konst.$  V tem primeru se vsa energija valov porabi za rušenje, sila, ki sicer povzroča tok vode vzporedno z obalo, pa je enaka nič. Ta sila nastane zaradi gradienta  $S_{xy}$  v smeri pravokotno na obalo: gradient  $\partial S_{xy} / \partial x$  po linearni teoriji znaša

$$\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} = \frac{10h^2}{8h^2 + 3a^2} \rho gh \frac{dh}{dx} \sin \alpha \cos \alpha ; \quad (4.29)$$

$h$  = globina vode,

$a$  = amplituda.

Ker se tako  $h$  kot  $\alpha$  s približevanjem valov obali zmanjšujeta ( $\alpha$  zaradi refrakcije), s približevanjem obali pada proti 0 tudi  $S_{xy}$ . Največje vrednosti pa  $S_{xy}$  doseže v območju rušenja valov (ang. breaker zone). Enačba 4.29 velja samo za obale z naklonom (ne velja npr. za klife), vendar je to ravno primer, ki nas pri modeliranju erozije v praksi največkrat zanima.

**Vpliv valov na erozijo.** Za gradbenike (in mnoge druge strokovnjake) je ena izmed najpomembnejših posledic valovanja erozija materiala v priobalnih območjih. Med modeli, ki opisujejo gibanje materiala na dnu, so najpogostejši modeli na osnovi monokromatičnega vala (ang. equivalent monochromatic wave models). Npr. po Soulsby (1997) vpliv valovanja opišemo preko nadomestnega vala s hitrostjo

$$U_{emw} = \sqrt{2}U_{rms} , \quad (4.30)$$

pri tem je

$U_{emw}$  = hitrost ekvivalentnega monokromatičnega vala,

$U_{rms}$  = RMS vrednost spektra valov oz. standardna deviacija vseh možnih hitrosti valov, ki izhajajo iz intervala vrednosti JONSWAP ali PM spektra (superpozicija vseh orbit, po katerih se gibajo delci vode med valovanjem) (več o spektrih v poglavju 4.3.2).

Enačba sicer ne velja, ko je povprečna hitrost valovanja izredno nizka, vendar nas taki primeri v praksi ne zanimajo. Vprašljiva je tudi uporaba linearne teorije, posebej še pri obravnavi ekstremnih pojavov, ki jih pri modeliranju erozije materiala z dna gotovo moramo upoštevati. Obstajajo sicer tudi različne alternative enačbi 4.30, vendar ima vsaka od njih določene pomanjkljivosti.

Npr. po Stokesovi teoriji II. reda znaša maksimalna hitrost toka pod vrhom monokromatičnega vala

$$U_c = U_W \left[ 1 + \frac{3kh}{8 \sinh^3(kh)} \frac{H}{h} \right] , \quad (4.31)$$

maksimalna hitrost toka pod dnom vala pa

$$U_{tr} = U_W \left[ 1 - \frac{3kh}{8 \sinh^3(kh)} \frac{H}{h} \right] . \quad (4.32)$$

Pri tem so

$h$  = globina vode,

$H$  = višina vala,

$k = 2\pi/L$  = valovno število.

$U_W$  = hitrost osciliranja delcev v valu (ang. wave orbital speed), ki po linearni teoriji znaša

$$U_W = \frac{\pi H}{T \sinh(kh)} . \quad (4.33)$$

Asimetrija, ki jo izražata enačbi 4.31 in 4.32, ustvarja silo, ki poriva material na obalo (Soulsby, 1997).

**Vpliv tokov na valove.** Zaradi vpliva toka vode na valove se spremenita valovna dolžina in hitrost vala, posledica pa je lom valov in zato močnejša erozija. Velja tudi, da se daljši val med

približevanjem obali zmanjša manj kot kratek val, posledici pa sta močnejši tok zaradi valov in obsežnejša erozija.

Pomembna posledica interakcije med valovi in tokovi je npr. Langmuirova cirkulacija (ang. Langmuir circulation), poseben krožni tok vode v vertikalnem prerezu, ki med ostalim pomembno vpliva tudi na porazdelitev planktona in posledično ostale produkcije v oceanih. Natančnejši opis in modeliranje pojava sta opisana npr. v Craik in Leibovich (1976).

Večina modelov valovanja je ti. modelov vetrnih valov (ang. wind-wave models) in upoštevajo samo vpliv delovanja vetra na valove. Čeprav je veter res odločilni dejavnik pri nastanku površinskih valov, pa ni edini. Nekateri avtorji pri modeliranju upoštevajo tudi vpliv tokov na valove, še več pa je primerov modeliranja valov splošno s stališča energije sistema. Sem spadajo tudi metode nelinearne dinamike, ki so sicer kompleksne in teoretično zahtevne, a so povsem deterministične in sisteme obravnavajo celostno. Vpliv tokov na valove smo se zato odločili upoštevati tudi sami: pri modeliranju valov z orodji mehkega računanja smo med vhodnimi spremenljivkami upoštevali tudi lastnosti tokov (poglavje 4.2.3).

## 4.3 Modeliranje valovanja

### 4.3.1 Metode

Sverdrup-Munk-Bretschneider ali SMB metoda, ki smo jo omenili že pri pregledu literature v 2. poglavju, temelji na statistiki meritev površinskih valov zaradi vetra. Rezultat sta spekter valov in količina energije, ki usteza posamezni frekvenci vala. Pri modeliranju predpostavljamo, da je verjetnost, da višina vala  $h_w$  presega določeno mejno vrednost višine vala  $H_w$ , enaka (Dyke, 2007)

$$P = e^{-2(H_w/H_s)^2} ; \quad (4.34)$$

$H_s$  = značilna višina.

Izraz 4.34 predstavlja kumulativno porazdelitev, ta pa je enaka integralu ustezne funkcije gostote verjetnosti:

$$p(h) = \frac{2h}{H_{rms}^2} e^{-(h/H_{rms})^2} ; \quad (4.35)$$

$H_{rms}$  = koren povprečnih kvadratov višine valov.

Enačba 4.35 ustreza Rayleighovi porazdelitvi. V praksi je število valov končno (in enako  $N_w$ ), graf  $p(h)$  pa predstavlja model s  $H_{rms} = \min$  za dani zapis nihanja gladine. Poznamo nekaj zvez, s pomočjo katerih lahko ob predpostavki, da porazdelitev višine valov sledi Rayleighovi funkciji, ocenimo vrednosti nekaterih statističnih parametrov. Višino najvišjega vala  $H_{max}$  v običajnem 20-minutnem zapisu nihanja gladine npr. določimo po

$$H_{max} = H_s \left( \frac{1}{2} \ln N_w \right)^{1/2} \approx 1.6H_s , \quad (4.36)$$

velja pa tudi

$$H_s = H_{rms} \sqrt{2} . \quad (4.37)$$

Žal predpostavka o Rayleighovi porazdelitvi zares velja le za niz (ang. train) linearnih (sinusnih) valov s podobnimi vrednostmi valovnih dolžin. V praksi to pomeni, da je Rayleigh ustrezna izbira

pri modeliranju mrtvih valov, ne obnese pa se npr. v primeru nevihtnih pojavov (ang. storm waves). Meritve namreč kažejo, da za mrtve valove velja  $H_s \approx 1.42H_{rms}$  (kar se sklada z 4.37), medtem ko za valove ob nevihtah velja  $H_s \approx 1.48H_{rms}$  (za natančnejši rezultat bi potrebovali širši spekter) (Dyke, 2007).

V zadnjem času se največ uporablja kombinacija spektralne analize in numeričnih modelov, med katerimi so najpogosteje v uporabi modeli končnih razlik. Osnovna predpostavka spektralne analize valov pravi, da lahko vso kompleksnost realnega nihanja morske gladine izrazimo z (neskončno) vsoto različnih sinusnih valov. S pomočjo Fourierove analize lahko katerikoli periodični signal razstavimo na vsoto sinusnih signalov z različnimi frekvencami. Vsak signal torej sestavlja spekter (običajno mnogih) frekvenc. Vendar zapis funkcije ni povsem preprost: poleg intenzitete vsake posamezne frekvence moramo upoštevati še neskončnost signalov, kar rado pripelje do problemov v zvezi s konvergenco (Dyke, 2007).

Sinusni val ima obliko

$$\eta = a \cos(\omega t + \epsilon) \quad (4.38)$$

$a$  = amplituda,

$\omega$  = frekvenca,

$\epsilon$  = faza.

Niz valov pa ima obliko

$$\eta = \sum_{n=0}^{\infty} a \cos(\omega n t + \epsilon_n) . \quad (4.39)$$

Neskončnost v izrazu 4.39 v praksi nadomestimo z zelo velikim celim številom. V teoriji desno stran enačbe običajno razvijemo v Fourierovo vrsto.

Energija sinusnega vala je proporcionalna  $a^2/2$ :

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 , \quad H = 2a . \quad (4.40)$$

Za niz valov tako dobimo

$$E = \frac{1}{2} \rho g \sum_{n=0}^{\infty} a_n^2 , \quad (4.41)$$

kar je v splošnem neskončna vrednost. Dimenzija  $E$  v izrazu 4.41 je enaka  $[\text{kg s}^{-2}]$ , kar pomeni, da  $E$  pravzaprav predstavlja količino energije na enoto površine morja:  $[W] = [\text{kg} \cdot \text{m}^2 \text{s}^{-2}]$ ,  $[E] = [\text{W m}^{-2}]$ . Problem neskončnosti običajno rešujemo s pomočjo avtokovariance ali avtokorelacije: z avtokovarianco merimo ujemanje dveh delov signala, avtokorelacija pa predstavlja posebno obliko funkcije avtokovariance z normaliziranimi vrednostmi (več npr. v Hoel, 1984). Ker gre pri tem za množenje signala s samim seboj, je oblika obeh funkcij podobna izrazu za energijo 4.41: če ju pomnožimo z  $\rho g$ , dobimo dimenzijo  $[\text{kg s}^{-2}]$ .

Spekter valov dobimo s Fourierovo dekompozicijo avtokovariance signala. Uporabimo Fourierovo transformacijo (Tillery, 2005): če je signal  $x(t)$  zvezna funkcija časa, je  $X(i\omega)$

$$X(i\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (4.42)$$

Fourierova transformacija  $x(t)$ , integral pa zajema obnašanje signala kot funkcije frekvence  $\omega$ . Da se pokazati, da dvakratna uporaba Fourierove transformacije pripelje do Parseval-ovega teorema

(Dyke, 2007):

$$\int_{-\infty}^{\infty} [x(t)]^2 dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} [X(i\omega)]^2 d\omega . \quad (4.43)$$

Člen  $\int_{-\infty}^{\infty} [x(t)]^2 dt$  v splošnem pomeni energijo, člen  $[X(i\omega)]^2$  pa imenujemo *spektralna gostota energije* (ang. energy spectral density) signala in pove, v katerem delu spektra je količina energije največja. V praksi modeliranja morskih valov pogosteje uporabljamo limitni zapis potenčne funkcije:

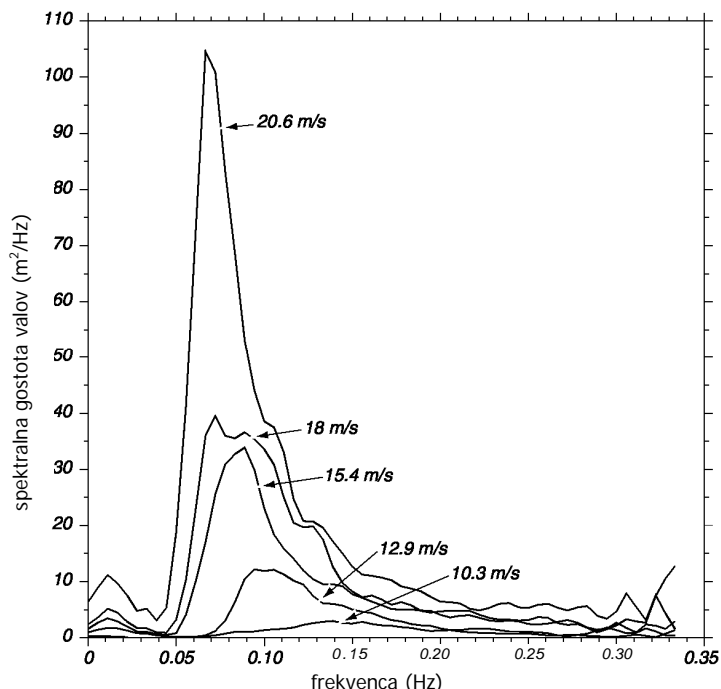
$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T}^T [x(t)]^2 dt . \quad (4.44)$$

Spekter te funkcije imenujemo *gostota spektra moči* (ang. the power spectral density) ali *spektralna gostota* (ang. the spectral density).

### 4.3.2 Spektri

Valovni spekter je graf odvisnosti *spektralne gostote valov*  $S$  (ang. wave spectral density) od frekvence  $\omega$  (enota [Hz]). Enota  $S(\omega)$  je  $[m^2 s] = [m^2 Hz^{-1}]$ . Spektre uporabljamo, če želimo za dano območje določiti odvisnost višine valov od hitrosti vetra oz. od privetrisča.

Med spektri, ki opisujejo valove na površini morja, sta se v praksi izkazala predvsem dva, ki sta še danes najpogosteje v uporabi: Pierson-Moskowitz ali PM spekter in spekter JONSWAP (JOint North Sea WAve Project). Za valove v globoki vodi pa se v zadnjem času veliko uporablja kompleksnejši WAM (WAve Model) spekter (Dyke, 2007).



Slika 4.15: Valovni spekter PM za povsem razvito morje v odvisnosti od hitrosti vetra po Pierson in Moskowitz (1964) (povzeto po Stewart, 2008).

Figure 4.15: Wave spectrum of a fully developed sea for different wind speeds according to Moskowitz (1964) (adapted from Stewart, 2008).



Valovi na površini morja so posledica delovanja vetra, kako natanko nastanejo, pa zaenkrat ostaja ena izmed nerešenih skrivnosti morja. Ločimo dva primera: če veter piha dovolj dolgo z dovolj visoko hitrostjo in je morje dovolj prostrano, nihanje gladine ni omejeno ne časovno (ang. duration limited) ne prostorsko (ang. fetch limited); morje oz. valovi so v tem primeru *povsem razviti* (ang. fully developed). Če je razvoj valov omejen z enim ali drugim dejavnikom, pa je morje *ne povsem razvito* ali kratko *nerazvito* (ang. not fully developed). PM spekter dobro opisuje razvito morje, JONSWAP spekter pa nerazvito morje (Dyke, 2007).

PM spekter (slika 4.15) določimo po enačbi (Pierson in Moskowitz, 1964):

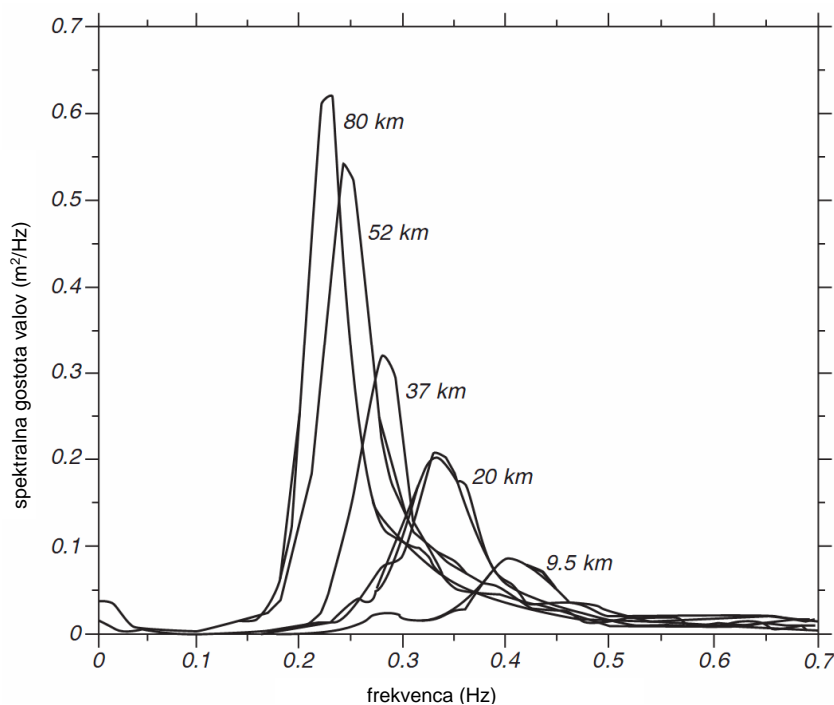
$$S_{PM} = 5 \left( \frac{H_s}{4} \right)^2 \frac{\omega_p^4}{\omega^5} \exp \left\{ -\frac{5}{4} \left( \frac{\omega}{\omega_p} \right)^{-4} \right\} ; \quad (4.45)$$

pri čemer je

$\omega$  = frekvenca,

$\omega_p$  = vršna frekvenca v spektru,

$H_s$  = značilna višina.



Slika 4.16: Valovni spekter JONSWAP za nerazvito morje v odvisnosti od privetrne razdalje, po Hasselmann in sod. (1973) (povzeto po Stewart, 2008).

Figure 4.16: Wave spectra of a developing sea for different fetches measured at JONSWAP, after Hasselmann et al. (1973) (adapted from Stewart, 2008).

Če morje ni povsem razvito, je spekter precej težje določiti. JONSWAP je rezultat dragih raziskav v 70. letih. Enačba JONSWAP spektra (slika 4.16) ima obliko (Hasselmann in sod., 1973):

$$S_J = 3.29 \left( \frac{H_s}{4} \right)^2 \frac{\omega_p^4}{\omega^5} \exp \left\{ -\frac{5}{4} \left( \frac{\omega}{\omega_p} \right)^{-4} \right\} (3.3)^r , \quad (4.46)$$

kjer sta

$$r = \exp \left[ -\frac{(\omega - \omega_p)^2}{2\beta^2 \omega_p^2} \right] \quad (4.47)$$

in

$$\beta = 0.07 \quad \text{za } \omega \leq \omega_p \quad \text{in} \quad \beta = 0.09 \quad \text{za } \omega > \omega_p . \quad (4.48)$$

V primerjavi s  $S_{PM}(\omega)$  je zaradi faktorja  $(3.3)^r$  spekter  $S_J(\omega)$  višji in bolj strm. Faktor je različen od ena samo v ozkem intervalu vrednosti okrog  $\omega_p$ , na ostalem delu pa je JONSWAP povsem podoben PM. Razlike v obliki obeh spektrov izhajata iz namembnosti spektrov: v časovno in/ali prostorsko omejenem morju se energija ne uspe razpršiti po celotnem spektru, v razvitem morju pa ima dovolj časa in prostora za različne interakcije, ki pripeljejo do večje razpršenosti okrog vršne vrednosti. JONSWAP se redkeje uporablja kot PM, posebej izven meja Evrope. Slabost JONSWAP-a je predvsem vrednost 3.3 na koncu izraza 4.46: v izvorni enačbi gre pravzaprav za interval vrednosti  $[1, 7]$ , vendar se običajno uporablja (skoraj povprečje) 3.3. Dodatne komplikacije pri uporabi JONSWAP spektra pa lahko pričakujemo tudi zato, ker je nerazvito morje v splošnem neprimerno težje modelirati kot razvito. Žal v splošnem velja, da se oba spektra sicer dobro obneseta pri napovedi povprečno velikih valov, pri napovedi ekstremnih pojavov pa so rezultati slabši (Dyke, 2007).

Preglednica 4.2: Valovi v razvitih morjih v odvisnosti od hitrosti vetra (povzeto po Thurman in Trujillo, 2004).

Table 4.2: Characteristics of waves in fully developed seas, in relation to wind speed (adapted from Thurman and Trujillo, 2004).

Povprečna hitrost (km/h)	Povprečna višina (m)	Povprečna dolžina (m)	Povprečna perioda (s)	Značilna višina (m)
20	0.33	10.6	3.2	0.5
30	0.88	22.2	4.6	1.2
40	1.8	39.7	6.2	2.5
50	3.2	61.8	7.7	4.5
60	5.1	89.2	9.9	7.1
70	7.4	121.4	10.8	10.3
80	10.3	158.6	12.4	14.3
90	13.9	201.6	13.9	19.3

V preglednici 4.2 podajamo značilne vrednosti valov v razvitem morju v odvisnosti od hitrosti vetra (po Thurman in Trujillo, 2004). V preglednici 4.3 podajamo pričakovane vrednosti značilne višine valov  $H_s$  v odvisnosti od hitrosti vetra, minimalnega trajanja delovanja vetra in minimalne vrednosti privetrišča na območju; vrednosti  $H_s$  so podane za primere 80%, 90% in 100% razvitosti morja (po Ippen, 1966).

Preglednica 4.3: Napoved značilne višine valov  $H_s$  v odvisnosti od hitrosti vetra, minimalnega trajanja delovanja vetra in minimalne vrednosti privetrišča (povzeto po Ippen, 1966).

Table 4.3: Significant wave height  $H_s$  as a function of windspeed, minimum wind duration and minimum fetch (adapted from Ippen, 1966).

	Metoda P-N-J			Metoda S-M-B		
	Povsem razvito morje			80% razvito morje		
$U$	$H_S$	$t_{\min}$	$F_{\min}$	$H_S$	$t_{\min}$	$F_{\min}$
m/s	m	h	km	m	h	km
5.1	0.4	2.4	18.5	0.6	10.9	96.3
10.3	2.4	10.0	138.9	2.4	21.9	388.9
15.4	6.6	23.0	518.6	5.5	32.7	870.4
20.6	13.6	42.0	1314.9	9.8	43.7	1555.7
25.7	23.7	69.0	2629.8	15.3	54.5	2426.1
28.8	31.4	88.0	3889.2	19.1	61.1	3037.3
	Metoda S-M-B			Metoda S-M-B		
	90% razvito morje			100% razvito morje		
$U$	$H_S$	$t_{\min}$	$F_{\min}$	$H_S$	$t_{\min}$	$F_{\min}$
m/s	m	h	km	m	h	km
5.1	0.7	16.9	163.0	0.8	102.0	1611.2
10.3	2.7	33.9	657.5	3.0	205.0	6482.0
15.4	6.3	54.0	1472.3	6.9	307.0	14538.2
20.6	11.0	68.0	2629.8	12.3	410.0	25928.0
25.7	17.2	85.0	4092.9	19.1	512.0	40373.6
28.8	21.5	95.0	4944.8	23.9	572.0	48707.6

Pri modeliranju realnih valov je pomemben še en pojem: *večdimenzionalnost* oz. smer potovanja valov (ang. directionality). Razen izjemoma lahko pri pregledu površine morja izluščimo glavno smer propagacije valov. Oba spektra, tako PM kot JONSWAP, opisujeta enodimenzionalne valove, zato ju lahko uporabimo le za modeliranje potovanja valov v glavni smeri. Vendar pa ima hitrost valov tudi komponento v pravokotni smeri glede na glavno smer, kar pomeni, da so valovi na površini morja v osnovi dvodimenzionalni. Pri računu sil na plavajoče ali statične objekte v oceanih je dvodimenzionalnost izredno pomembna, čeprav npr. ob obalah odboj od kopnega povzroči, da so valovi dokaj vzporedni z obalo (Snellov zakon). Ko je dvodimenzionalnost potovanja valov pomembna, si pomagamo s posebnimi kotnimi porazdelitvenimi funkcijami (ang. angular distribution functions). Sekundarno smer potovanja valov najpogosteje določimo po (Dyke, 2007):

$$\left| \cos \frac{1}{2} \theta \right|^s, \quad (4.49)$$

pri tem sta

$\theta$  = azimut primarne smeri potovanja valov,  $\theta = [0, 2\pi]$ ,

$s$  = parameter, katerega vrednost je odvisna od frekvenčnega spektra porazdelitve energije valov po smereh.

$s$  določimo po

$$s = s_p \left( \frac{\omega}{\omega_p} \right)^{-2.5} \quad \text{za } \omega \geq \omega_p \quad \text{in} \quad s = s_p \left( \frac{\omega}{\omega_p} \right)^5 \quad \text{za } \omega \leq \omega_p, \quad (4.50)$$

$\omega_p$  = vršna frekvenca,

$$s_p = 11.5 \cdot (\omega_p)^{-2.5}.$$

Za izraza 4.50 se da dokazati, da na odprtem morju ustezata JONSWAP spektru. Vendar pa raziskave kažejo, da so rezultati podobni, ne glede na to, kateri spekter uporabimo. Več o večdimenzionalnosti v Mitsuyasu in sod. (1975).

### 4.3.3 Ekstremni pojavi

Za merilo 'ekstremnosti' v gradbeni stroki velja 100-letni val: pri tem 100-letni pomeni, da obstaja *majhna* verjetnost, da je frekvenca pojavljanja tolikšnega vala krajša od 100 let. Kolikšna je v resnici verjetnost, pravzaprav ne vemo, saj je odvisna od izbire statistične porazdelitve. Pri napovedovanju ekstremnih valov smo torej omejeni s podobnimi problemi kot pri napovedi ostalih naravnih pojavov ekstremnih razsežnosti. Dodaten problem pri napovedi visokih valov je njihova odvisnost od ekstremnih vremenskih razmer, ki jih je prav tako težko z gotovostjo napovedati: npr. odvisnost od visokih hitrosti vetra, izjemnih neviht, dviga gladine morja ob obalah zaradi poplav, idr. Pri tem moramo upoštevati še klimatske spremembe: pričakujemo lahko močnejša in pogostejša neurja ter višje povprečne hitrosti vetra, zaradi tega pa tudi višje hitrosti tokov in v zgornjem sloju vode višjo gostoto energije. Načeloma ostaja JONSWAP spekter kljub temu dovolj pravilen za uporabo, ne glede na spremenjene vrednosti parametrov zaradi povišane energije sistema (Dyke, 2007).

Glavni problem pri napovedi ekstremnih pojavov je pomanjkanje podatkov za analizo, modeliranje na osnovi preteklih podatkov pa je vprašljivo tudi zaradi globalnega segrevanja in z njim povezanih lokalnih in globalnih sprememb. Poseben problem pa predstavljajo tudi metode analize podatkov: običajno statistične porazdelitve podatkov vsebujejo dvojni eksponent, zato da za graf najboljšega ujemanja s podatki dobimo ravno črto. Posledica tega je popačenje grafa meritev: podatki so strjeni, njihova prava struktura pa je nerazvidna. Vrednosti za ekstremne pojave, ki se na grafih nahajajo na skrajnih robovih, so zato nezanesljive (Dyke, 2007).

Porazdelitev izberemo na osnovi ocen določenih parametrov. Običajno izberemo eno izmed porazdelitev v razredu GEV (ang. general extreme value distributions, GEVs). Glavni problem vseh GEV porazdelitev je, da za dovolj natančno oceno parametrov potrebujemo izredno dolg niz podatkov. Velja, da za napoved dogodka s povratno dobo  $N$  let potrebujemo zapis dolžine  $N/2$  let! V praksi pa je že 25 let... ogromno. Najpogosteje sta v uporabi dve izmed GEV porazdelitev: Gumbelova (Gumbel, 2004) in Weibullova porazdelitev (Weibull, 1951; NIST/SEMATECH, 2010).

Pri napovedi ekstremnih valov uporabljamo značilno višino valov  $H_s$  in periodo  $T_s$ , ki ustreza  $H_s$ . Naslednje empirične enačbe povezujejo ti dve količini s hitrostjo vetra (Dyke, 2007):

- v kombinaciji s PM spektrom uporabljamo izraza

$$H_s \approx 0.025 \cdot U_{10}^2, \quad (4.51)$$

$$T_s \approx 0.79 \cdot U_{10}, \quad (4.52)$$

- v kombinaciji z JONSWAP spektrom pa izraza

$$H_s \approx 5.1 \cdot 10^{-4} U_{10} F^{0.5}, \quad (4.53)$$

$$T_s \approx 0.059 \cdot (U_{10} F)^{0.33}. \quad (4.54)$$

V izrazih 4.51 do 4.54 je

$U_{10}$  = hitrost vetra 10 m nad morjem; enota [ $\text{m s}^{-1}$ ],

$F$  = privetrisče ali privetrna razdalja (ang. fetch); enota [m].

Čeprav so te enačbe empirične, dajejo dobre rezultate: razvili so jih inženirji in običajno še danes predstavljajo prvo izbiro pri modeliranju valov. Privetrisče  $F$  nastopa samo v izrazih za JONSWAP filter, ker vpliva le na valove v ne povsem razvitih morjih. Enačbe za oba spektra dajo podobne vrednosti  $H_s$  in  $T_s$  šele pri  $F \sim 1000$  km. Npr. v Severnem morju je privetrisče omejeno s širino morja, ki znaša  $\sim 450$  km. Če uporabimo enačbi za PM spekter, dobimo za  $U_{10} = \text{konst} = 20$  m/s značilno višino  $H_s = 10$  m in pripadajočo periodo  $T_s = 15.8$  s. Če uporabimo enačbi za JONSWAP spekter, pa dobimo pri isti hitrosti vetra vrednosti  $H_s = 6.8$  m in  $T_s = 12.3$  s, kar je mnogo bolj realno. Razmišljanje, da razvitost morja lahko razmejimo glede na eno samo vrednost privetrisča ( $F \sim 1000$  km), je seveda zelo poenostavljeno. V resnici je meja med obema režimoma v veliki meri odvisna od spremenljivosti vetra, vendar pa konstantna sila vetra predstavlja zgornjo mejo tveganja.

Graf na sliki 4.17 je rezultat mnogih meritev višine valov in predstavlja del BS6349 (BS6349 je del Britanskega standarda). Namenjen je napovedi  $n$ -letnega vala in temelji na Weibulovi porazdelitvi. Enačba linearne funkcije se glasi:

$$\ln \left\{ \ln \left( \frac{1}{p} \right) \right\} = 0.945 \ln \{H_s - 0.95\} + 0.278. \quad (4.55)$$

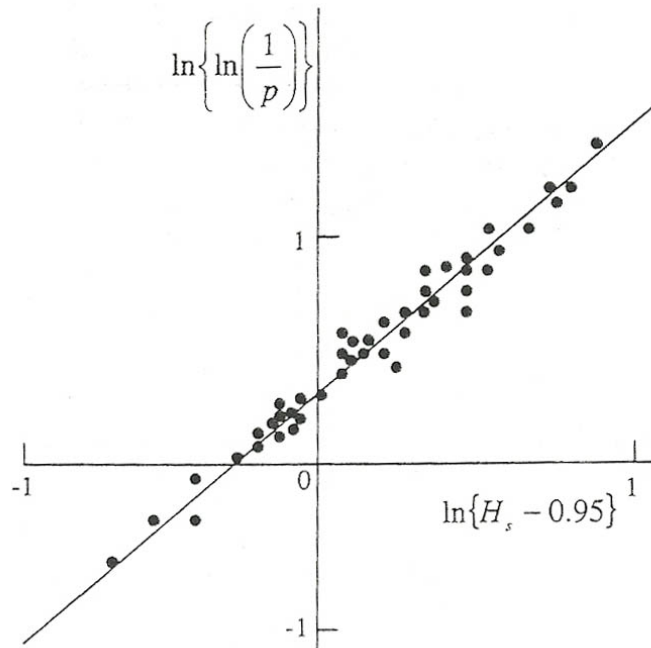
$p$  = presežna verjetnost (ang. exceedance probability), t.j. verjetnost, da vrednost obravnavane spremenljivke (v našem primeru je to običajno višina valov) presega neko mejno vrednost  $X_{tr}$ .

Običajna zveza med presežno verjetnostjo  $p$  in povratno dobo  $T_p$  se glasi:

$$p = \frac{1}{T_p}. \quad (4.56)$$

V praksi se enačba 4.56 obenese le za zelo visoke vrednosti  $T_p$ . Pri modeliranju zato raje uporabljamo

$$p = \frac{1}{T_p + 1} \quad (4.57)$$



Slika 4.17: Graf verjetnosti nastopa valov z značilno višino  $H_s$ . Odvisnost sledi enačbi 4.55 (povzeto po Dyke, 2007).

Figure 4.17: A wave height extrapolation plot. The line follows equation No. 4.55 (adapted from Dyke, 2007).

oz.

$$T_p = \frac{1-p}{p} . \quad (4.58)$$

Izraz 4.58 pravzaprav pravi, da je povratna doba enaka razmerju med verjetnostjo, da velik val ne nastopi in verjetnostjo, da tak val nastopi. Iz 4.57 za zelo visoke  $T_p$  sledi  $p \approx \frac{1}{T_p}$ .

Žal so zaradi prekratkih in pomanjkljivih nizov podatkov napake pri napovedi visokih valov lahko zelo velike. Postopek določitve  $p$  in od tod višine  $n$ -letnega vala je kljub temu naslednji. Po pregledu podatkov izločimo vse valove, za katere velja  $H_i > H_{tr}$ ,  $H_{tr}$  = mejna vrednost. Če je takih nevihtnih valov npr. 39, znaša presežna verjetnost

$$p_1 = \frac{1}{39+1} = \frac{1}{40} , \quad (4.59)$$

$p_1$  = 1-letni val.

Presežna verjetnost za 50-letni val je zatem preprosto  $\frac{1}{50}$  vrednosti  $p_1$ :

$$p_{50} = \frac{1}{50} \cdot \frac{1}{40} = \frac{1}{2000} . \quad (4.60)$$

Za 100-letni val pa po enakem sklepanju dobimo

$$p_{100} = \frac{1}{2} p_{50} = \frac{1}{4000} . \quad (4.61)$$

Iz danih vrednosti  $p$  s pomočjo grafa (slika 4.17) določimo vrednosti višin  $n$ -letnih valov. Dobimo npr.: za 1-letni val = 3.9 m, za 50-letni val = 7.3 m in za 100-letni val = 7.9 m.

Na nek način je potrebno upoštevati še globalno segrevanje ozračja. Vemo npr., da je ena izmed posledic klimatskih sprememb pri nas večje število močnih neviht. Če *predpostavimo*, da imamo zato vsako leto povprečno namesto 39 npr. 49 valov s  $H > H_{tr}$ , dobimo npr. za 1-letni val = 4.1 m, za 50-letni val = 7.5 m in za 100-letni val = 8.1 m. Napake se seveda seštevajo in če želimo od tod določiti še pričakovano energijo valov (ki je proporcionalna kvadratu višine valov!), so napake lahko že zelo velike. Predvsem pri kratkih nizih podatkov so rezultati lahko zelo nerealni.

Problem predstavlja tudi izbira statistične metode. Nekateri avtorji prisegajo na izbiro bolj sofisticiranih statističnih metod, npr. metod na osnovi MLE (ang. Maximum Likelihood Estimation) (glej npr. Reeve, Chadwick, Fleming, 2004). Vendar se pri tem pojavi nov problem: kompleksnejše metode zahtevajo natančnejšo določitev številnejših parametrov, kar pa je v realnosti zaradi prekratkih in pomanjkljivih nizov podatkov praktično neizvedljivo. Ne glede na izbiro metode pa velja: daljši je podatkovni niz, bolj zanesljiva je napoved. Statistični parametri niso ne stacionarni ne ergodični, kljub temu pa vse navedene statistične metode (standardni spektri in ekstremna statistika) predpostavljajo, da je valovno polje statistično stacionarno (statistične količine ostajajo znotraj zelo dolgih časovnih obdobj nespremenjene). Kako torej pri vsem tem upoštevati še globalno segrevanje? Problem vpliva klimatskih sprememb zaenkrat še ni standardno rešen; pri dimenzioniranju običajno upoštevamo samo višji varnostni faktor (Dyke, 2007).

## 5 MODELIRANJE BIOGEOKEMIČNEGA KROŽENJA SNOVI V OCEANIH Z MODELOM PCFLOW3D

Na Katedri za mehaniko tekočin se že od leta 1985 razvija in v praksi uporablja tridimenzionalni model PCFLOW3D. Uporabili so ga pri številnih študijah hidrodinamike toka in transporta ter disperzije onesnaževal, tako pri nas kot v tujini (Rajar, 2000; Rajar in Četina, 1997a; Rajar in Širca, 1996, 1998; Rajar in sod., 1997, 2000, 2004a,b,c, 2007; Žagar in sod., 2006, 2007). Podrobnejši opis modela in dosedanjega modeliranja z modelom PCFLOW3D najdemo v literaturi. Razvoj modela in primeri simulacij so opisani v Četina (1992), Četina in sod. (2000), Kovšca (2007), Rajar in Četina (1997a, b), Rajar in sod. (1997, 2000, 2004), Žagar in sod. (2007); pregled vseh vgrajenih modelov turbulence z enačbami podaja Dorić v (2007a); navodila za uporabo modela so opisana v Četina in sod. (1999).

### 5.1 MODEL PCFLOW3D

Model PCFLOW3D je nestalni tridimenzionalni nelinearni baroklini model. Hidrodinamika temelji na enačbah plitvih vod, v smeri  $z$  uporabljamo hidrostatično aproksimacijo. Osnovni model sestoji iz štirih modulov: hidrodinamičnega (HD), transportno-disperzijskega (TD), sedimentacijskega (ST) in biogeokemičnega modula (BGC). Med zunanji silami, ki vplivajo na vrednosti hidrodinamičnih količin, lahko v modelu PCFLOW3D upoštevamo: veter, plimovanje, dotoke rek, pretoke preko ožin in notranje sile zaradi gradientov temperature in slanosti ter posledično gradientov gostote vode. Hidrodinamični račun poteka po metodi končnih volumnov, transport in disperzijo onesnaževal pa lahko računamo z Eulerjevo metodo končnih razlik ali z Lagrangevo metodo sledenja delcev. Sledi kratek opis posameznih modulov.

#### 5.1.1 Hidrodinamični modul

V vsakem kontrolnem volumnu definicijskega območja se na podlagi kontinuitetne in treh dinamičnih enačb ter kinematičnega robnega pogoja za vrhnji sloj izračunajo komponente hitrosti  $u$ ,  $v$ ,  $w$ , tlak  $p$  ter debelina površinskega sloja  $h_a$ . Izračunane komponente hitrosti se v nadaljevanju uporabijo za reševanje advekcijsko-difuzijske enačbe, ki določa porazdelitev temperature in slanosti (ter v biogeokemičnem modulu za račun ostalih skalarjev). Neenakomerna porazdelitev temperature in slanosti vpliva na gostoto vode in posredno tudi na hitrostno polje, zato se v naslednji iteraciji pri izračunu komponent hitrosti upošteva spremenjena gostota vode.



*Kontinuitetna enačba* za posamezni sloj debeline  $h$ , z izjemo površinskega:

$$\frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} + w_t - w_b = 0 \quad (5.1)$$

$u$  = komponenta hitrosti v  $x$  smeri,

$v$  = komponenta hitrosti v  $y$  smeri,

$w_t$  = komponenta hitrosti v  $z$  smeri na vrhu kontrolnega volumna,

$w_b$  = komponenta hitrosti v  $z$  smeri na dnu kontrolnega volumna,

$h$  = debelina posameznega sloja.

*Dinamične enačbe v  $x$ ,  $y$  in  $z$  smeri* (upoštevamo hidrostatično aproksimacijo):

$$\begin{aligned} \frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial(hu^2)}{\partial x} + \frac{\partial(huv)}{\partial y} + \frac{\partial(huw)}{\partial z} &= +fvh - \frac{h\partial p}{\rho\partial x} + \frac{1}{\rho}\tau_{wx} - \frac{1}{\rho}\tau_{bx} \\ &+ \frac{\partial}{\partial x} \left( hN_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( hN_h \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( hN_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (5.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial(hv^2)}{\partial y} + \frac{\partial(hvw)}{\partial z} &= -fuh - \frac{h\partial p}{\rho\partial x} + \frac{1}{\rho}\tau_{wy} - \frac{1}{\rho}\tau_{by} \\ &+ \frac{\partial}{\partial x} \left( hN_h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( hN_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( hN_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (5.3)$$

$$p = p_a + g \int_z^{z_s} \rho dz \quad (5.4)$$

$f = 2\Omega \sin \theta$  = Coriolisova sila ( $\Omega$  = kotna hitrost Zemlje,  $\theta$  = zemljepisna širina),

$t$  = čas,

$p_a$  = atmosferski tlak,

$z_s$  = višina vodne gladine,

$N_h$  = koeficient horizontalne turbulentne viskoznosti,

$N_v$  = koeficient vertikalne turbulentne viskoznosti,

$\rho$  = gostota,

$\tau_{wx}$  = strižna napetost na površini vrhnjega sloja zaradi vetra v  $x$  smeri,

$\tau_{wy}$  = strižna napetost na površini vrhnjega sloja zaradi vetra v  $y$  smeri,

$\tau_{bx}$  = strižna napetost na dnu spodnjega sloja zaradi hrapavosti v  $x$  smeri,

$\tau_{by}$  = strižna napetost na dnu spodnjega sloja zaradi hrapavosti v  $y$  smeri.

*Kinematični robni pogoj* za površinski sloj:

$$\frac{\partial h_a}{\partial t} = - \sum_{K=1}^N \left( \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} \right) \quad (5.5)$$

$N$  = število horizontalnih slojev, gledano v  $z$  smeri,

$h_a$  = gladina vode v površinskem sloju.

*Adveksijsko-difuzijski enačbi za temperaturo in slanost:*

$$\frac{\partial(hT)}{\partial t} + \frac{\partial(huT)}{\partial x} + \frac{\partial(hvT)}{\partial y} + \frac{\partial(hwT)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( hD_h \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( hD_h \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( hD_v \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \left( \frac{\partial(hR)}{\rho c_p \partial z} \right) \quad (5.6)$$

$$\frac{\partial(hs)}{\partial t} + \frac{\partial(hus)}{\partial x} + \frac{\partial(hvs)}{\partial y} + \frac{\partial(hws)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( hD_h \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( hD_h \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( hD_v \frac{\partial s}{\partial z} \right) + \left( \frac{\partial(hs)}{dt} \right)_{površje} \quad (5.7)$$

$T$  = temperatura, enota [ $^{\circ}$  C],

$s$  = slanost,

$D_h$  = koeficient horizontalne turbulentne difuzije,

$D_v$  = koeficient vertikalne turbulentne difuzije,

$R$  = penetracija kratkovalovnega sevanja preko vodne gladine,

$c_p$  = specifična toplota.

*Enačba stanja:* gostota je odvisna od porazdelitve temperature  $T$ , slanosti  $s$  in koncentracije snovi  $C$ :

$$\rho = \rho(T, s, C) \quad (5.8)$$

Opisane enačbe sestavljajo hidrodinamični modul modela PCFLOW3D, s katerim lahko simuliramo 3D cirkulacijo v različnih pogojih in z upoštevanjem različnih zunanjih sil (veter, plimovanje, gostotna gibanja zaradi gradientov temperatur in slanosti, gibalna količina vtokov, idr). Spremenljiva gostota omogoča tudi simulacije stratificiranega stanja. Rezultati HD modula se lahko uporabljajo tudi kot vhodni podatki za druge modele.

**Modeli turbulence.** Vpliv turbulence opišemo s koeficienti turbulentne viskoznosti  $N_h$  in  $N_v$  ter s koeficienti turbulentne difuzije  $D_h$  in  $D_v$ . Vrednosti koeficientov določimo z dodatnimi enačbami, s t.i. modeli turbulence. Koeficienti turbulentne viskoznosti in difuzije so odvisni od lastnosti toka in ne od tekočine, spreminjajo se v času in prostoru. Za turbulentni transport onesnaževala ali toplote je pomemben predvsem pojav difuzije, ki je posledica mikroturbulence in povzroča, da se koncentracija snovi razprši po tekočini (Četina, 1992).

Model PCFLOW3D omogoča poljubno kombinacijo horizontalnega in vertikalnega modela turbulence. Možnosti (Rodi, 1993):

- model s konstantno viskoznostjo (vertikalno in/ali horizontalno),
- Smagorinsky horizontalno,
- Smagorinsky vertikalno,
- Koutitas vertikalno,

- Mellor-Yamada vertikalno.

Podrobnejši opis vseh naštetih modelov turbulence z enačbami podaja Dorić v (2007a).

**Numerične sheme.** V modelu PCFLOW3D rešujemo enačbe z metodo končnih razlik (volumnov) s fiksno pravokotno mrežo v  $x$ ,  $y$  in  $z$  smeri. Za diskretizacijo enačb v posamezni smeri uporabimo eno izmed numeričnih shem. Zaenkrat sta možnosti dve:

- QUICK,
- HIBRIDNA shema.

QUICK (Quadratic Upstream Interpolation Convective Kinematic) (Četina, 1992) je kompleksnejša shema tretjega reda točnosti. Slabe lastnosti QUICK sheme so predvsem zahtevnejše programiranje robnih pogojev in težave s stabilnostjo, podaljša pa se tudi računski čas.

HIBRIDNA shema (Četina, 1992) je kombinacija centralno-diferenčne sheme in sheme gorvodnih razlik (UPWIND). Centralno-diferenčna shema je drugega reda točnosti, a pogosto ni primerna za računanje konvekcijskih členov v enačbah. Zato se uporablja v kombinaciji z enostavno interpolacijsko shemo prvega reda točnosti UPWIND, pri kateri privzamemo, da je interpolirana vrednost vmesne točke kontrolnega volumna enaka vrednosti v gorvodni točki. Pri kombinaciji obeh shem se UPWIND uporablja, ko advekcija proti toku prevlada nad difuzijo, sicer pa račun poteka po centralno-diferenčni shemi. Hibridna shema se veliko uporablja tudi v primerih z zapletenimi robnimi pogoji in geometrijo, in sicer predvsem zaradi enostavnosti in stabilnosti, njena glavna pomanjkljivost pa je pojav numerične difuzije.

Do numerične difuzije pride zaradi aproksimacije konvekcijskih členov. Napaka predstavlja določen pribitek h koeficientom turbulentne viskoznosti in difuzije, zato se gibalna količina ali kontaminant širita v večji meri, kot je fizikalno realno. Problem se pojavlja predvsem pri večdimenzionalnih modelih, ko se smer toka ne ujema s smerjo ene od koordinatnih osi. Napako zaradi numerične difuzije zmanjšamo z zgoščevanjem mreže (Četina, 1992).

**Robni pogoji.** Vpliv zunanjih sil na gibanje vode znotraj modeliranega območja modeliramo s štirimi vrstami robnih pogojev. *Robni pogoj na odprtem robu* je pomemben predvsem pri modeliranju odprtih območij, kakršen je tudi Tržaški zaliv. V modelu PCFLOW3D lahko na odprtem robu uporabimo kontinuitetni ali radiacijski robni pogoj, imamo pa tudi možnost podajanja fiksnih ali spremenljivih hitrosti ter 1D ali 2D plimne krivulje. *Vtoko rek v morje* modeliramo tako, da definiramo vtočno celico, v kateri predpišemo pritok mase in gibalne količine. Podamo komponenti hitrosti vtoka v  $x$  in  $y$  smeri ter slanost in temperaturo vtočne vode; pretok reke zatem določi model PCFLOW3D sam iz dimenzij vtočne celice. *Na gladini* je potrebno podati faktor trenja zaradi vetra, od katerega je odvisno, koliko energije vetra se prenese na površinski sloj vode. Vrednost koeficienta znaša npr. za Tržaški zaliv 0.002. *Na dnu* predpišemo Manningov koeficient trenja med vodo in sedimenti.

### 5.1.2 Transportno-disperzijski modul

Za nas je pomemben predvsem transportno-disperzijski modul. Za modeliranje biogeokemičnih spremenljivk uporabljamo adveksijsko-difuzijsko enačbo za skalar  $\Phi$  (enačba za ohranitev toplotne energije ali mase tuje snovi; velja tako za laminarne kot za turbulentne tokove). Ta se od

advekcijsko-difuzijskih enačb za temperaturo in slanost razlikuje predvsem po dodatnem izvorno-ponornem členu  $S_\Phi$ , ki zajema spremembo mase  $\Phi$  zaradi biogeokemičnih reakcij. Enačba se za sloj debeline  $h$  glasi:

$$\frac{\partial(h\Phi)}{\partial t} + \frac{\partial(hu\Phi)}{\partial x} + \frac{\partial(hv\Phi)}{\partial y} + \frac{\partial(hw\Phi)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( hD_{h\Phi} \frac{\partial\Phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( hD_{h\Phi} \frac{\partial\Phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( hD_{v\Phi} \frac{\partial\Phi}{\partial z} \right) + S_\Phi \quad (5.9)$$

Koeficienta difuzije  $D_{h\Phi}$  in  $D_{v\Phi}$  določimo z modelom turbulence. Vrednosti so načeloma enake za  $T$ ,  $s$  in vse ostale skalarje. Pri določanju vrednosti koeficientov difuzije  $D_i$  in koeficientov turbulentne viskoznosti  $N_i$  si lahko pomagamo tudi s Prandtlovim številom:

$$D_{h\Phi} = \frac{N_h}{Prandtl_h} \quad , \quad D_{v\Phi} = \frac{N_v}{Prandtl_v} \quad . \quad (5.10)$$

### 5.1.3 Sedimentacijski modul

S sedimentacijskim modulom določamo vrednosti transporta in disperzije nekohezivnih sedimentov. Modul je zasnovan podobno kot 3D sedimentacijski model Lin in Falconer (1996), sedimentacijsko hitrost delcev določamo empirično po Van Rijn (1993). V odvisnosti od velikosti strižne napetosti na dnu, ki nastane zaradi kombiniranega vpliva tokov in valov, se v vsakem časovnem koraku določita obseg sedimentacije delcev oz. resuspenzije sedimentov z dna. Sedimentacijski modul je natančno opisan v Žagar (1999).

### 5.1.4 Biogeokemični modul

Z biogeokemičnim modulom določamo koncentracije zvrsti živega srebra v vodnem stolpcu. Shema modula je podana na sliki 5.1.

Reakcije med zvrstmi (elementarno  $\text{Hg}^0$ , dvovalentno  $\text{Hg}^{2+}$  in monometil živo srebro  $\text{CH}_3\text{Hg}^+$ ) modeliramo s preprostimi enačbami oblike

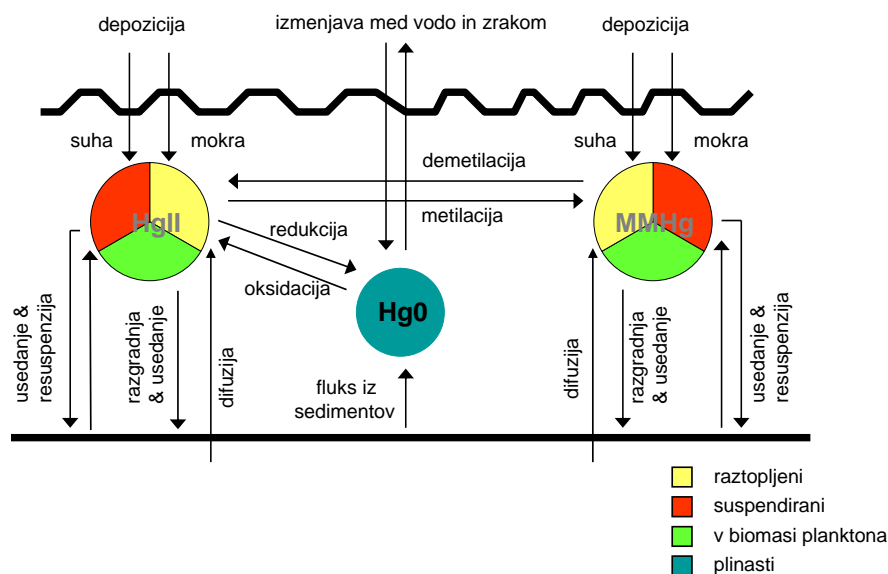
$$\Delta M_i = K_r \cdot M_r \cdot \Delta t ; \quad (5.11)$$

$\Delta M_i$  = sprememba mase produkta ( $\text{Hg}^0$ ,  $\text{Hg}^{2+}$  ali  $\text{CH}_3\text{Hg}^+$ ) v danem  $\Delta t$ ,

$M_r$  = masa reaktanta,

$K_r$  = koeficient reakcije med reaktantom in produktom.

Koeficienti reakcij so spremenljivke v prostoru in času. Izražajo vpliv zunanjih dejavnikov, biotskih in abiotskih, na procese pretvorb med zvrstmi živega srebra. Ker so ti vplivi še slabo raziskani, se vrednosti v literaturi (Carroll in sod., 2000; Rolfhuss in Fitzgerald, 2004) gibljejo v širokih mejah. Pri modeliranju transporta in procesov pretvorb živega srebra v Sredozemskem morju (Žagar in sod., 2007) smo jih ocenili na osnovi terenskih meritev.



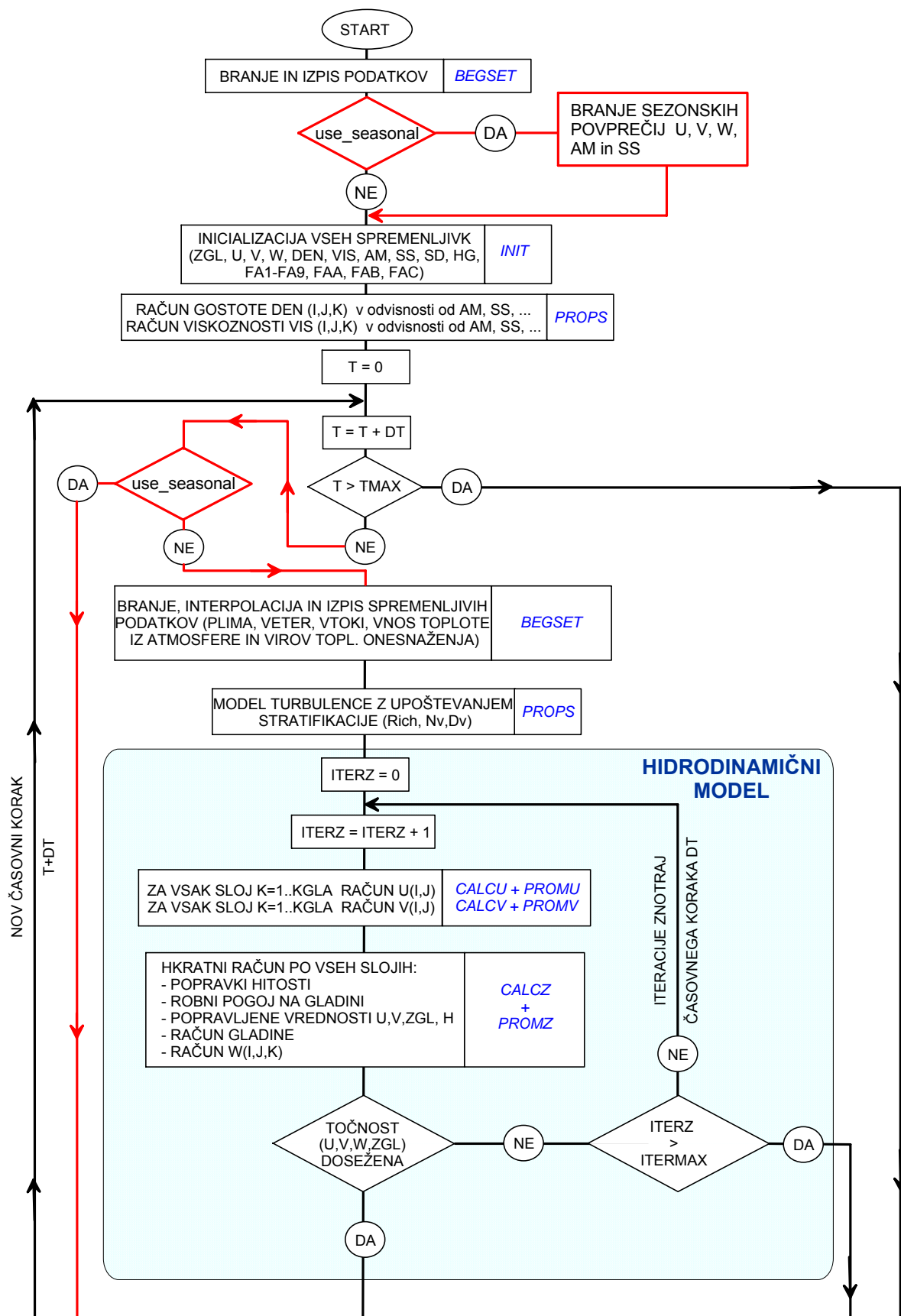
Slika 5.1: Biogeokemični modul modela PCFLOW3D.  
Figure 5.1: Biogeochemical module of the PCFLOW3D model.

## 5.2 Nadgradnja modela PCFLOW3D

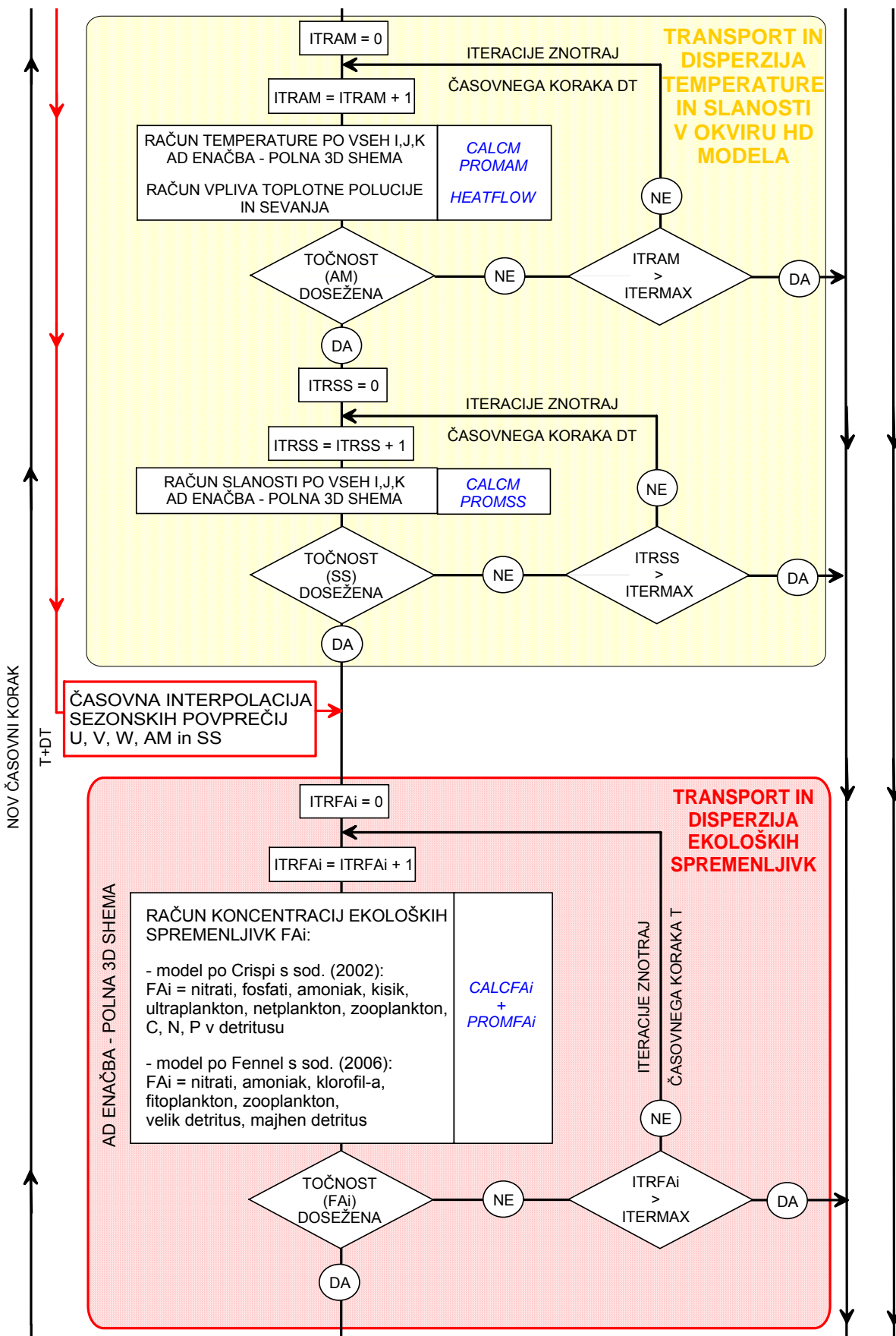
V okviru disertacije smo model PCFLOW3D nadgradili z naslednjimi možnostmi:

- z dvema konceptualnim 3D modeloma za nižji del prehranjevalne verige, s katerima lahko modeliramo letno nihanje koncentracije hranil (nitrato, fosfata, amoniaka), kisika, fitoplanktona, zooplanktona in detrita; oba modela upoštevata tudi izmenjavo snovi med vodo in sedimenti, eden izmed modelov pa upošteva tudi izmenjavo snovi med vodo in atmosfero (podpoglavje 4.2.2),
- z empiričnim modelom valovanja za Tržaški zaliv (podpoglavje 4.2.3),
- z empiričnimi modeli za določanje skalarnih polj konduktivnosti, transmisije, kisika in fluorescence v Sredozemskem morju (podpoglavje 4.2.4),
- z empiričnimi modeli za določanje skalarnih polj najpomembnejših zvrsti živega srebra (THg, DGM, RHg, MMHg in DMHg) v Sredozemskem morju (podpoglavje 4.2.5).

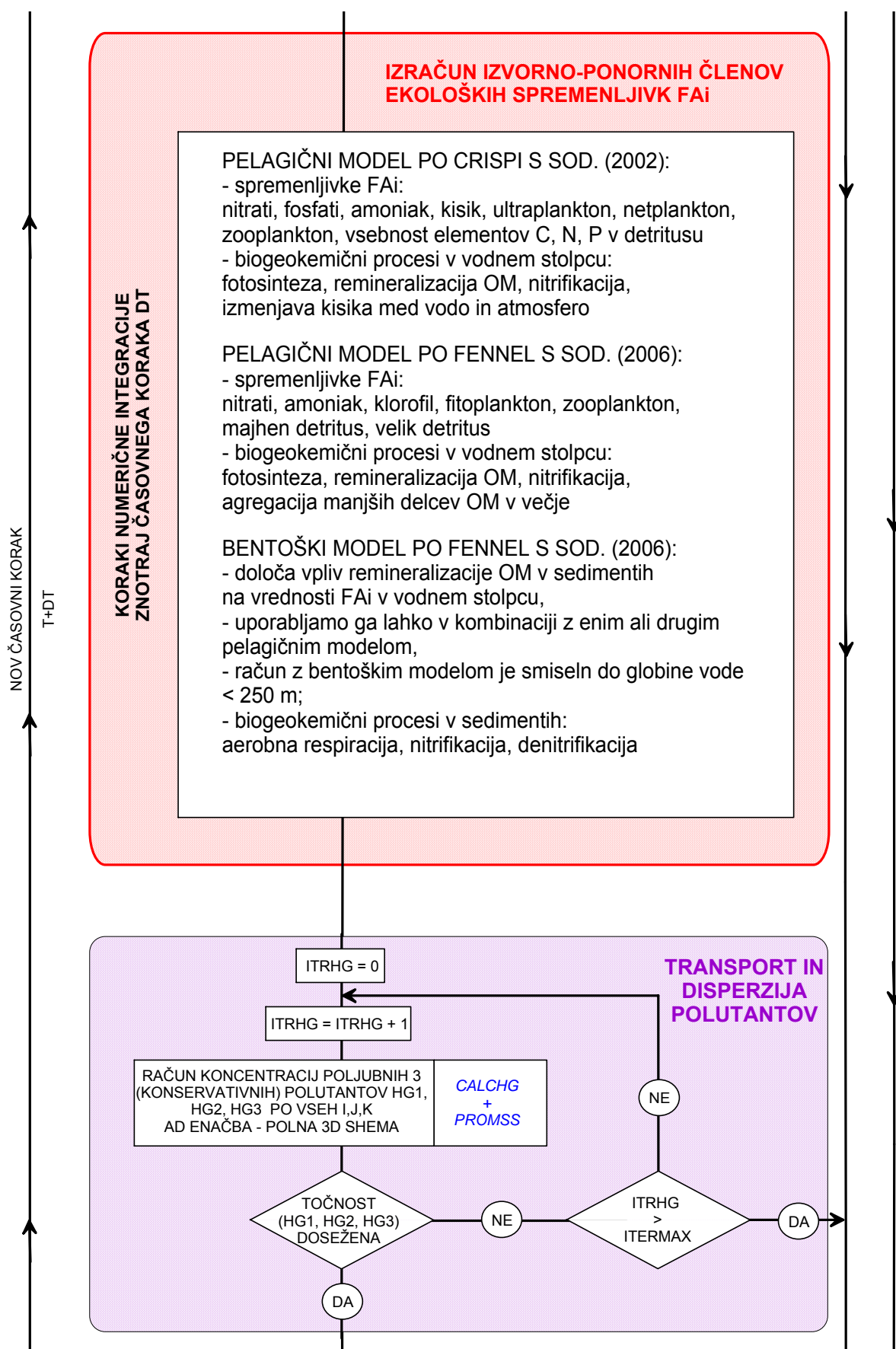
Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D podajamo na slikah 5.2 - 5.6; novi pod-modeli so označeni z rdečo barvo.



Slika 5.2: Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 1. del.  
 Figure 5.2: Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 1.

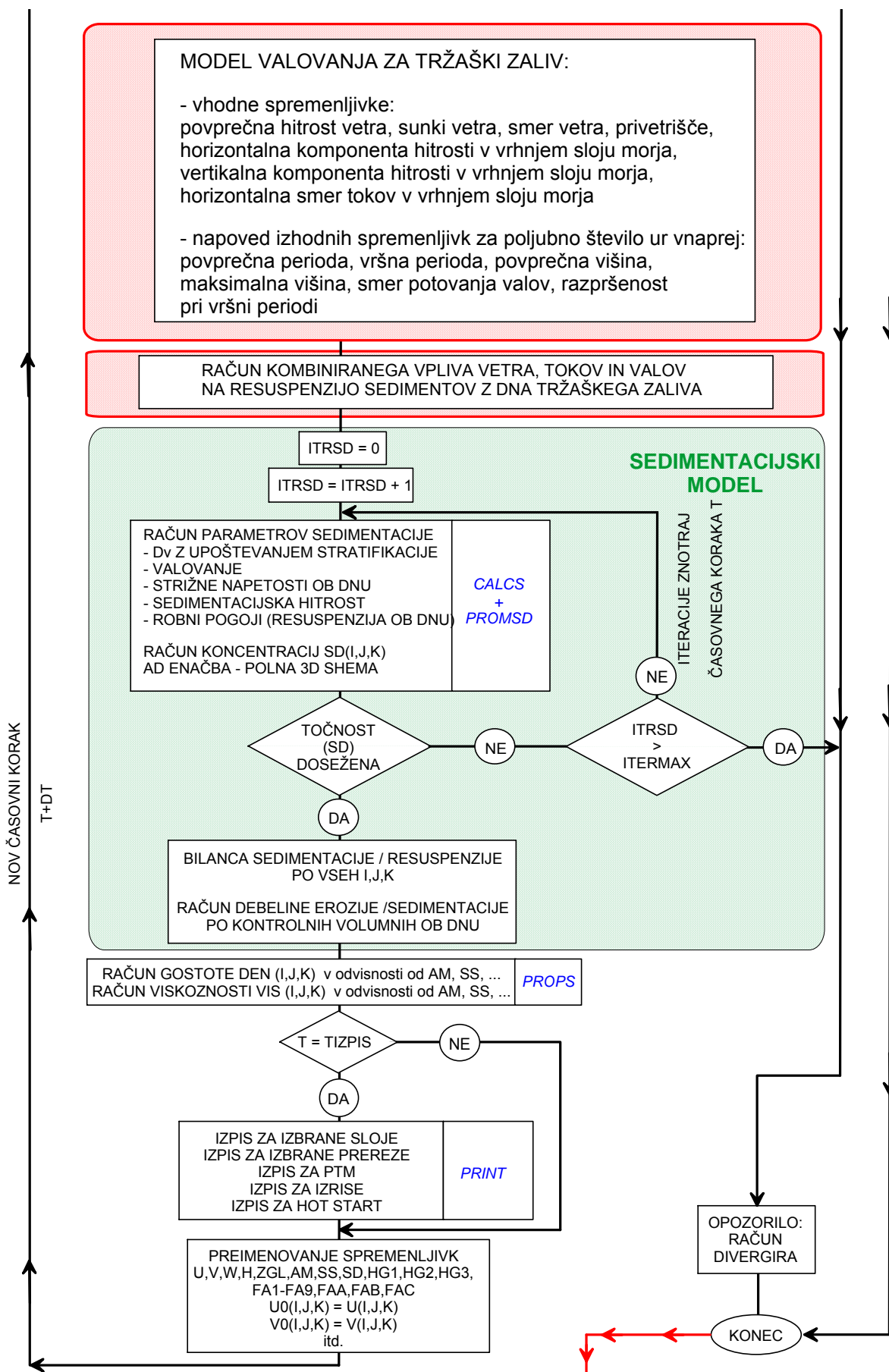


Slika 5.3: Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 2. del.  
 Figure 5.3: Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 2.

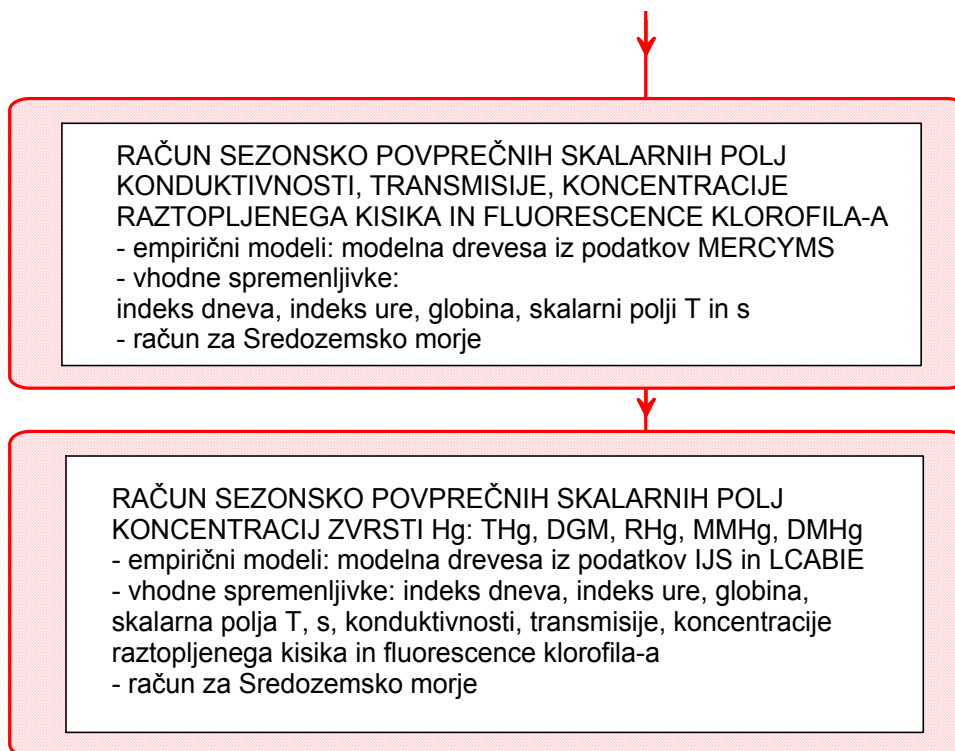


Slika 5.4: Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 3. del.  
 Figure 5.4: Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 3.





Slika 5.5: Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 4. del.  
 Figure 5.5: Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 4.



Slika 5.6: Diagram poteka matematičnega modela PCFLOW3D - 5. del.  
Figure 5.6: Flow chart of the PCFLOW3D mathematical model - Part 5.

## 5.2.1 Metode

Pri nadgradnji smo uporabili več različnih metod, ki jih na kratko opisujemo v nadaljevanju. Največ dela smo imeli s 3D modelom za nižji del prehranjevalne verige, ki smo ga sprogramirali neposredno z razširitvijo kode za originalni program PCFLOW3D (Fortran, Matlab); programiranja na tem mestu ne opisujemo natančneje. Empirične modele za določanje vrednosti konduktivnosti, transmisije, kisika, fluorescence in koncentracij živega srebra smo z orodji strojnega učenja induktivno razvili neposredno iz podatkov; osnove strojnega učenja ter uporabljeno metodo modelnih dreves opisujemo v podpoglavju 5.2.1.1. Model valovanja za Tržaški zaliv pa smo se odločili razviti z orodji mehkega računanja (s kombinacijo mehke logike in nevronskih mrež), in sicer prav tako neposredno iz podatkov; osnove mehkega računanja podajamo v podpoglavju 5.2.1.2.

### 5.2.1.1 Strojno učenje

Uporaba metod strojnega učenja (ang. machine learning) v ekološkem modeliranju je pogosta (Fielding in sod., 1999; Recknagel in sod., 2006). Modeliranje z orodji strojnega učenja ima pred empiričnimi in konceptualnimi modeli določene prednosti (Atanasova in sod., 2006, 2008; Kompare in sod., 1997a,b; Todorovski in sod., 2003):

- programi za strojno učenje generirajo novo znanje o obravnavani domeni, in sicer na osnovi samo podatkov (meritev, primerov) ali skupaj z domenskim znanjem,
- naučeno znanje v kompaktni obliki predstavijo na intuitiven, lahko razumljiv način,
- v primerjavi s klasičnimi postopki potrebujejo za gradnjo modela manj časa,
- pogosto je celoten proces modeliranja popolnoma avtomatiziran, brez pomoči strokovnjakov,
- v primerjavi s preprostimi oblikami odvisnosti, ki jih obravnava večina statističnih metod, lahko metode umetne inteligence obravnavajo precej bolj zapletene odvisnosti med posameznimi količinami, ki vključujejo tako numerične kot logične pogoje,
- če razvitih modelov ne uporabimo neposredno, jih še vedno lahko uporabimo posredno, tako da novo odkrito znanje vgradimo v konceptualne modele.

Metode strojnega učenja so natančno razložene npr. v Michalski in sod. (1998) in v Kononenko (1997). Podobno kot pri zasnovi konceptualnih modelov lahko tudi pri modeliranju z orodji strojnega učenja uporabimo oba pristopa, indukcijo in dedukcijo (Fielding, 1999). Za reševanje kompleksnih problemov je najbolje uporabiti kombinacijo, ki združuje prednosti in odpravlja pomanjkljivosti obeh pristopov. Četudi uporabimo samo indukcijo, pa nastali modeli niso tipa črne skrinjice, kot je to običajno pri statističnih metodah, temveč so bolj ali manj transparentni (Kompare, 1995b). Pridobivanje znanja neposredno iz meritev s pomočjo indukcije oz. ti. učenje iz primerov je posebej primerno pri reševanju nematematičnih, abstraktnih, 'mehkih' problemov, ki so zgolj neformalno opredeljeni ali težko algoritmično rešljivi ter v primerih, ko je teoretično znanje o problemu nepopolno (Michalski in sod., 1998).

Glede na naravo problema (kompleksnost, skopo teoretično predznanje, časovna razporejenost meritev ne omogoča modeliranja dinamike sistema) smo se odločili koncentracije zvrsti živega srebra v Sredozemskem modelirati z algoritmom M5 za gradnjo modelnih dreves (Breiman in sod., 1984; Quinlan, 1992; Wang in Witten, 1997; Witten in Frank, 2000a), ki znanje generirajo induktivno in dovoljujejo tudi uporabo zveznih numeričnih atributov.

V terminologiji strojnega učenja imenujemo *attribute* neodvisne spremenljivke, *razred* pa odvisno spremenljivko. Med atributi in razredom predpostavimo linearno funkcijsko odvisnost:

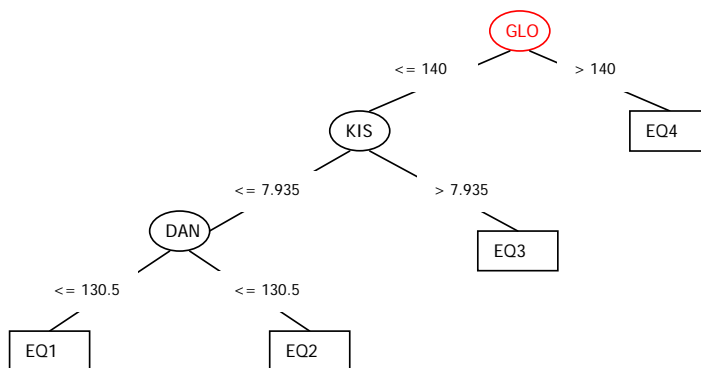
$$g(V) = w_1 \cdot v_1 + w_2 \cdot v_2 + \dots + w_a \cdot v_a + w_{a+1} \quad (5.12)$$

$W = (w_1, \dots, w_{a+1})$  = vektor uteži,

$V = (v_1, \dots, v_a)$  = vektor atributov.

Naloga učnega algoritma je določiti vektor uteži, ki iz vektorja atributov pravilno napove vrednost razreda  $g(V)$ . Medtem ko preprosta linearna regresija računa eno enačbo (en utežni vektor) za celoten niz podatkov, ti. *odsekoma deljena* ali *drevesno strukturirana regresija* podatke razdeli na več podnizov in za vsakega od njih določi posebno linearno enačbo. Z drevesno strukturo lahko zato približno opišemo tudi nelinearne zveze med razredom in atributi.

Algoritem razdeli podatke v  $k$  manjših podnizov na osnovi ene izmed cenovnih funkcij, ki zmanjšajo entropijo podniza v primerjavi s celotnim nizom ter s tem nezanesljivost napovedane vrednosti razreda. Najpogosteje se med cenovnimi funkcijami uporablja informacijski prispevek (ang. information gain) (Kononenko, 1997). Rezultat vnovičnega in vnovičnega deljenja na manjše in manjše podnize je drevesno strukturiran model, podoben temu na sliki 5.7. V zgornjem vozlu ali *korenu* (na sliki je označen z rdečo barvo) se nahaja atribut z najvišjo vrednostjo informacijskega prispevka; glede na njegovo vrednost se podatki razdelijo na 2 manjša podatkovna niza. Ta postopek se večkrat ponovi: nazadnje dobimo drevo, kjer se v *vozljih* (elipse) nahajajo atributi, katerih informacijski prispevek (oz. splošno pomembnost atributov) pada od vrha do dna drevesa. Deljenje na podnize se zaključi, ko informacijski prispevek z nadaljnjim deljenjem ne narašča več. Takrat algoritem na koncu vsake veje ustvari *list* (na sliki pravokotnik):  $k$  listov predstavlja  $k$  podnizov, linearne enačbe v njih pa  $k$  vektorjev uteži.



Slika 5.7: Modelno drevo za DGM iz podatkov IJS.

Figure 5.7: Model tree for DGM from IJS data.

$$EQ1 : DGM = -0.0001dan + 0.0006ura + 0.0039sla + 0.001tem + 0.0009kon - 0.0036flu + 0.0156kis - 0.2984$$

$$EQ2 : DGM = +0.0006ura + 0.0029sla + 0.0008tem + 0.0011kon - 0.037flu + 0.0156kis - 0.2635$$

$$EQ3 : DGM = -0.0002dan + 0.0006ura + 0.0001glo + 0.0029sla + 0.0015tem + 0.0005kon - 0.0036flu - 0.0349kis + 0.1776$$

$$EQ4 : DGM = -0.0011dan + 0.0005ura + 0.0025sla + 0.0017tem - 0.0031flu + 0.0134kis - 0.0473$$

Obnašanje induktivno zgrajenih modelov moramo preveriti na primerih, ki jih nismo vključili v učenje. Za oceno modela zato primere pred učenjem razdelimo na učno in testno množico ali uporabimo ti. navzkrižno preverjanje (Sirnik, 2004). Učna množica služi za iskanje optimalnega vektorja uteži, s primeri v testni množici pa s primerjavo modeliranih in merjenih vrednosti razreda ocenimo model. Pri navzkrižnem preverjanju pa program celoten niz podatkov 10-krat razdeli na učno in testno množico in nazadnje vrne povprečno oceno desetih modelov.

Pogosto model dodatno ocenimo še z učno množico. Ta ocena je praviloma nekoliko višja, velika razlika med ocenama z učno in testno množico pa kaže na to, da se je model *prilagodil podatkom* (ang. overfitting) (Michalski in sod., 1998). V takih primerih model navadno *obrežemo* (ang. pruning): nižje oz. manj informativne veje odrežemo, model pa s tem posplošimo. Različni algoritmi (npr. M5, J48, REPTree, CART) vsebujejo različne kriterije rezanja dreves (npr. mero informacije, mero minimiziranja napake, idr.). Kar se tiče optimalnega rezanja dreves, za najboljšega med algoritmi velja CART; ostali algoritmi so pri rezanju manj učinkoviti oz. v splošnem ustvarijo večje drevo, kot je potrebno. Kot uporabnik lahko vplivamo na velikost zgrajenih dreves tako, da programu določimo minimalno število primerov, ki morajo ustrezati vsakemu izmed listov.

Točnost modelnih dreves je močno odvisna od kakovosti in količine podatkov, ki jih uporabimo v procesu učenja. Več učnih primerov načeloma pomeni večjo zanesljivost zgrajenih modelov. En učni primer sestoji iz meritev vseh atributov in razreda v določeni točki v času in prostoru.

Pri delu smo uporabili programski paket WEKA (Witten in Frank 2000b), ki vsebuje večino popularnih algoritmov za strojno učenje, vključno z M5 za gradnjo modelnih dreves.

### 5.2.1.2 Mehko računanje

Mehko računanje (ang. soft computing) je del računalniškega programiranja, katerega osnovna značilnost je nediskretno ali mehko obravnavanje spremenljivk. Prvi preprosti poskusi mehkega modeliranja segajo v devetdeseta leta. Danes je možno z različnimi metodami mehkega računanja obravnavati že zelo kompleksne sisteme na področju biologije, medicine, inženirskih znanosti, ekonomije, sociologije, idr. Ožja področja mehkega računanja so mehki sistemi (ang. fuzzy systems), nevronske mreže (ang. neural networks), evolucijsko računanje (ang. evolutionary computation) (sem spadajo evolucijski ali genetski algoritmi (ang. evolutionary algorithms, genetic algorithms) in iskanje harmonije (ang. harmony search)), kolektivna inteligenca ali inteligenca roja (ang. swarm intelligence), različne opredelitve verjetnosti (npr. Bayesove mreže,

ang. Bayesian networks) in teorija kaosa (ang. chaos theory). Posamezne metode mehkega računanja pogosto kombiniramo med seboj; hibridni sistemi so najpogosteje kombinacija mehkih sistemov in nevronskih mrež.

V primerjavi s klasičnimi metodami modeliranja, ki temeljijo na enem izmed formalnih logičnih jezikov, metode mehkega računanja posnemajo delovanje naravnih (pogosto bioloških) sistemov. Pri klasičnem reševanju sistemov težimo k čim večji točnosti, po Zadeh (1968) pa je pretirana natančnost ne le nepotrebna, temveč je lahko celo izvor napake, sploh pri zelo kompleksnih sistemih. Metode mehkega računanja zato podajajo približne rešitve sistema, ki ga zasnujemo zgolj na osnovi približnih predpostavk. Z mehkiimi metodami sisteme pogosto modeliramo deloma induktivno na osnovi podanih primerov.

**Mehki sistemi.** Osnova mehkih sistemov je *mehka logika* (Zadeh, 1965, 1968, 1975, 1978, 1983), ki temelji na teoriji mehkih množic (ang. fuzzy set theory) (Zadeh, 1965). Mehka logika je oblika večvrednostne logike (ang. multi-valued, nonbinary logic), pri kateri lahko spremenljivke zavzamejo katerokoli vrednost v določenem območju (slika 5.8), za razliko od binarne ali klasične propozicijske logike, kjer sta možni vrednosti samo dve oz. druge večvrednostne logike, kjer je število možnih vrednosti omejeno. Spremenljivke so v matematiki običajno številčne vrednosti, v mehki logiki pa lahko uporabljamo tudi nenumerične jezikovne spremenljivke (Zadeh, 1975). Osnovne jezikovne spremenljivke lahko zavzamejo dve vrednosti (npr. mlad, star), v povezavi z atributi (razširjene jezikovne spremenljivke, ang. hedges) pa je možnih vrednosti lahko več (npr. zelo mlad, mlad, star, zelo star). Vrednosti spremenljivk podajamo s *prilpadnostnimi funkcijami* (ang. membership functions); najpogosteje uporabljamo linearne, trikotne, gaussove in sigmoidne prilpadnostne funkcije.

Tudi v mehki logiki uporabljamo običajne logične operatorje, ki pa jih v tem primeru imenujemo *Zadehovi* ali *mehki operatorji* (ang. Zadeh's or fuzzy operators): in  $\wedge$ , ali  $\vee$ , negacija  $\neg$ . Njihova funkcija je enaka kot v klasični logiki: in = minimum, ali = maksimum, negacija = komplement. Npr. če imamo mehki spremenljivki  $x$  in  $y$ , velja:

$$x \wedge y = \min(x, y) \quad (5.13)$$

$$x \vee y = \max(x, y) \quad (5.14)$$

$$\neg x = (1 - x) \quad (5.15)$$

V mehki logiki sisteme običajno opisujemo z odločitvenimi (ang. if-then) pravili (sistem v tem primeru strokovno imenujemo *fuzzy inference system*, FIS). Običajen zapis:

$$IF \text{ spremenljivka } IS \text{ lastnost } THEN \text{ posledica} \quad (5.16)$$

Npr. (Tsoukalas in Uhrig, 1997):

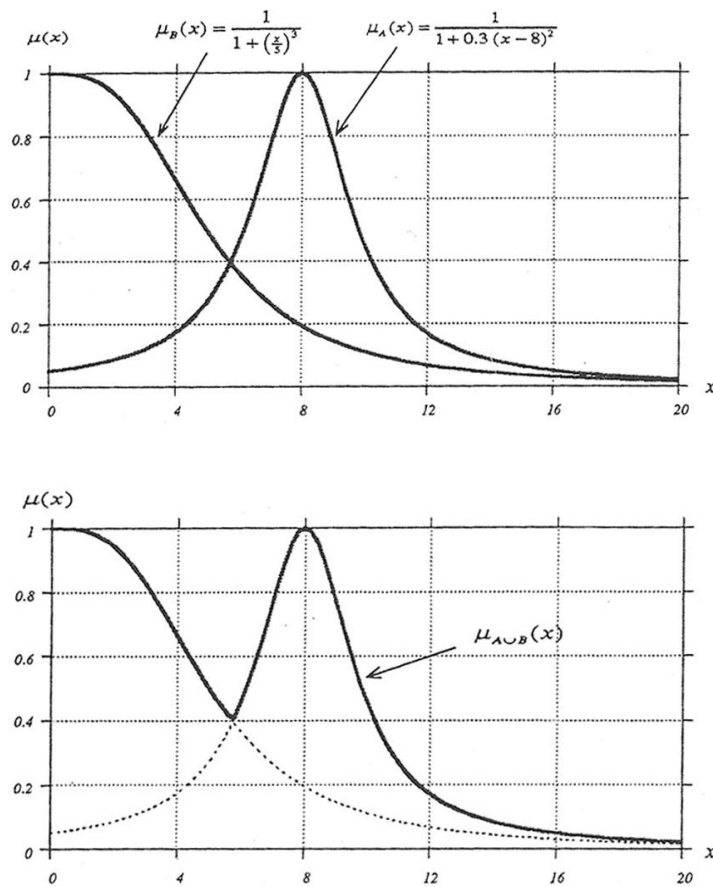
$$IF \text{ temperatura } IS \text{ zelo hladno } THEN \text{ stop ventilator} \quad (5.17)$$

$$IF \text{ temperatura } IS \text{ hladno } THEN \text{ zmanjšaj ventilator}$$

$$IF \text{ temperatura } IS \text{ normalno } THEN \text{ ne spreminjaj ventilator}$$

$$IF \text{ temperatura } IS \text{ vroče } THEN \text{ pospeši ventilator}$$

V mehki logiki stavka *ELSE* ne uporabljamo, namesto tega so vse spremenljivke, lastnosti in posledice jasno opredeljene.



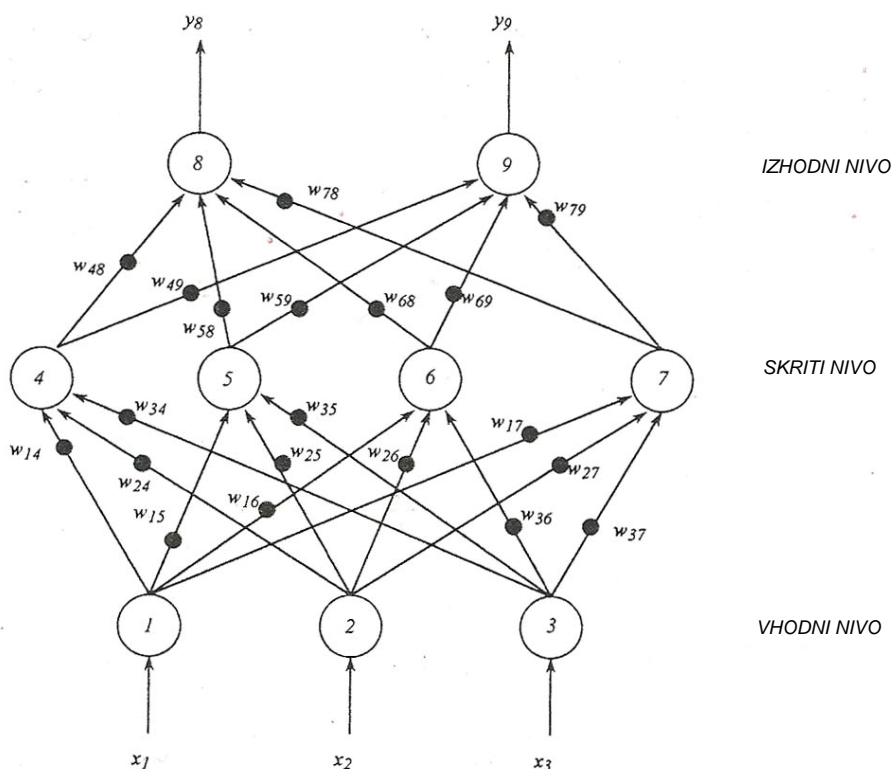
Slika 5.8: Pripadnostni funkciji  $\mu_A$  in  $\mu_B$ , ki opisujeta števili  $A$  in  $B$ . Spodaj je primer kombiniranja  $\mu_A$  in  $\mu_B$  z operatorjem *ALI* (povzeto po Tsoukalas in Uhrig, 1997).

Figure 5.8: Membership functions  $\mu_A$  and  $\mu_B$  for numbers  $A$  and  $B$ . In the right picture the union (*AND*) of  $\mu_A$  and  $\mu_B$  is presented (adapted from Tsoukalas and Uhrig, 1997).

Običajen postopek modeliranja sistemov s FIS je naslednji. Ker običajno razpolagamo z numeričnimi vrednostmi spremenljivk, jih s pomočjo pripadnostnih funkcij najprej pretvorimo v mehka števila (fuzifikacija, ang. fuzzification). Sistem na osnovi teoretičnega znanja zakodiramo s pomočjo odločitvenih pravil. Zatem na osnovi znanih vrednosti vhodnih spremenljivk (podatki) in predpostavljenih pripadnostnih funkcij ter sistema odločitvenih pravil določimo vrednosti izhodnih spremenljivk. Ker so pri modeliranju s FIS spremenljivke mehke vrednosti, jih v zadnjem koraku pretvorimo v numerične vrednosti (defuzifikacija, ang. defuzzification).

**Nevronske mreže.** Nevronske mreže (NN) so poskus simulacije prave nevrnske mreže, sestavljene iz velikega števila med seboj povezanih, a neodvisnih nevronov. Urejeni so v dva ali več nivojev: prvi nivo je vhodni, zadnji je izhodni, med njima pa je poljubno število skritih nivojev (slika 5.9). Število vhodnih nevronov je enako številu vhodnih spremenljivk, število izhodnih nevronov pa številu izhodnih spremenljivk. Nevroni na posameznih nivojih so med seboj povezani s sinapsami, po katerih potuje signal. Vsaki sinapsi ustreza vrednost uteži  $w_{ij}$ : vsak nivo vse signale s prejšnjega nivoja pomnoži s pripadajočimi utežmi in uteženo vsoto glede na neko pragovno funkcijo transformira v aktivni (1) ali neaktivni (0 ali -1) signal; namesto binarne funkcije se pogosto uporablja sigmoidna zvezna in zvezno odvedljiva funkcija. Naloga

učnega algoritma je ustrezna nastavitev matrike uteži tako, da NN izračunava želeno funkcijo (Sirnik, 2004).



Slika 5.9: Trinivojska nevronska mreža (povzeto po Tsoukalas in Uhrig, 1997).  
Figure 5.9: Three-layer neural network (adapted from Tsoukalas and Uhrig, 1997).

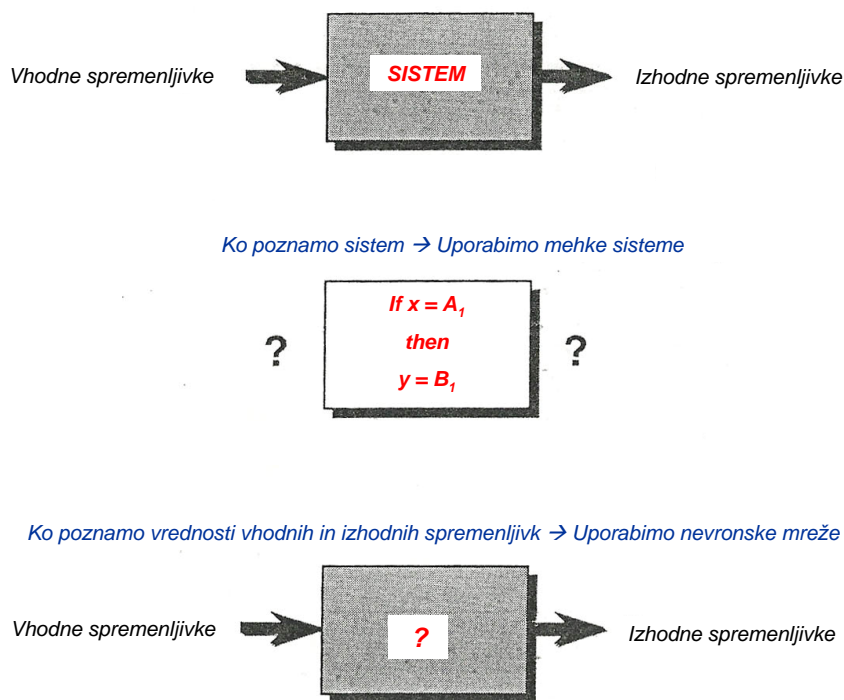
Stopnjo kompleksnosti funkcij, ki jih lahko aproksimiramo z dano NN, določata število nivojev in število nevronov v skritih nivojih. Z višanjem obeh parametrov se povečuje kompleksnost funkcij, hkrati pa se povečuje tudi število uteži, ki jih mora algoritem določiti. S tem se viša stopnja zahtevnosti učenja, obenem pa tudi verjetnost prevelike prilagoditve učnim primerom. Najpogosteje se v praksi uporabljajo tri- in štirinivojske NN. Za NN s 4 nivoji so dokazali, da lahko poljubno natančno aproksimirajo poljubno funkcijo. Dvonivojske NN pa lahko uporabljamo za reševanje linearnih regresijskih problemov (Kononenko, 2007).

Naučeno znanje je zakodirano v kompleksni večdimenzijski matriki uteži in ga je težko zajeti v transparentni obliki. V splošnem velja, da so NN primerne za uporabo, ko strukture sistema ne razumemo dobro, ker lahko kombinirajo urejene podatke brez pomoči uporabnika. Ko razpolagamo z več teoretičnega znanja, pa je v splošnem bolje uporabiti metode, ki omogočajo zakodiranje znanih informacij (Fielding, 1999).

**Kombinacija mehkih sistemov in nevronske mreže.** Izraz *neuro-fuzzy* se na področju umetne inteligence nanaša na kombinacijo mehkih sistemov in nevronske mreže (NF sistemi). Bistvena prednost tovrstnih hibridnih sistemov pred ostalimi je večja prilagodljivost realnim sistemom z netočnimi podatki. FIS in NN sistemi so strukturno različni, a so komplementarni glede prednosti in pomanjkljivosti. NN imajo natančno definirane vhode in izhode, mreža med obojimi pa vsebuje zadostno količino prostostnih stopenj, da z modelom zajamemo ustrezno stopnjo kompleksnosti in prilagodljivosti sistema. Pri FIS je obratno: vhodne in izhodne spremenljivke



predstavimo z mehkim jezikom, medtem ko imajo povezave med njimi natančno določeno obliko odločitvenih pravil.



Slika 5.10: Uporaba mehkih sistemov in nevronske mreže je odvisna od obsega teoretičnega predznanja in kakovosti razpoložljivih podatkov (povzeto po Tsoukalas in Uhrig, 1997).

Figure 5.10: When to use fuzzy systems and neural networks, depends on the extent of theoretical knowledge + quality and quantity of data (adapted from Tsoukalas and Uhrig, 1997).

Obe metodi imata svoje prednosti in pomanjkljivosti. Z NN lahko simuliramo kompleksne nelinearne sisteme, dobro se obnašajo pri problemih klasifikacije. Med pomanjkljivostmi pa so najpomembnejše netransparentnost, dolgotrajno učenje in v nekaterih primerih omejena stopnja natančnosti, včasih pa tudi potreba NN po zanesljivih podatkih iz celotnega območja možnih vrednosti spremenljivk. Prednost FL sistemov pa je predvsem drugačna opredelitev netočnosti; problem netočnosti na vseh in izhodih posredno rešimo z uporabo mehkih vrednosti in jezikovnih spremenljivk. Ta način omogoča tudi večjo prilagodljivost opisa sistema pri izbrani stopnji natančnosti in večjo varčnost.

Ločimo dva načina kombinacije nevronske mreže in mehke logike. V prvo skupino sodijo nevronske mreže, v katerih na vseh, v vmesnih nivojih in/ali izhodih namesto običajnih funkcij uporabljamo mehke metode. Fuzifikacijo najpogosteje uporabljamo na vnosu v sistem, običajen pa je tudi primer uporabe mehkih nevronov v kombinaciji s prilagodljivimi mehкими relacijami in operatorji. V drugo skupino sodijo mehki sistemi, ki jih nadgradimo z nevronskimi mrežami. NN v tem primeru uporabljamo predvsem v postopku učenja in pri določanju strukture odločitvenih pravil ter oblike pripadnostnih funkcij.

V disertaciji smo uporabili hibridno metodo ANFIS (Adaptive Network-based Fuzzy Inference Systems) (Jang, 1992; Jang in Sun, 1995; Jang in Gulley, 1995), ki temelji na FIS tipa Sugeno, NN pa uporablja za ekstrakcijo pravil in za umerjanje modela s podatki. Pripadnostne funkcije sledijo Gaussovi krivulji, izhodne spremenljivke so linearna kombinacija vhodnih spremenljivk.

Metoda Sugeno (ali tudi Takagi- Sugeno oz. Takagi-Sugeno-Kang) (Sugeno, 1985; Takagi in Sugeno, 1985) v primerjavi s pogosteje uporabljano metodo Mamdani (Mamdani in Assilian, 1975) za izhodne spremenljivke predpostavlja linearno funkcijo  $z = ax + by + c$ , defuzifikacija pa je tipa  $\frac{\sum_i w_i z_i}{\sum_i w_i}$ . Pri razvoju in verifikaciji modela valovanja smo uporabili program Matlab Fuzzy Logic Toolbox (Jang in Gulley, 1995; Mathworks, 2010; Sivanandam in sod., 2007).

## 5.2.2 Konceptualni model za nižji del prehranjevalne verige v vodnem okolju

Univerzalnega modela ni: razvoj modela za nižji del prehranjevalne verige v morjih je primarno odvisen od tega, ali želimo modelirati odprto morje ali njegov priobalni del, dalje pa še od prostorskih in časovnih meril ter od samega namena modeliranja. Pri modeliranju večjih področij oceanov običajno vpliv rek na koncentracijo snovi zanemarimo, moramo pa npr. upoštevati izmenjavo snovi med vodo in atmosfero. Pri modeliranju plitvih priobalnih morij pa nasprotno dotok snovi z rekami v današnjem času žal opazno vpliva na kakovost vode, prav tako so v teh merilih pomembni procesi mineralizacije OM v sedimentih, manjši pa je vpliv izmenjave snovi med vodo in atmosfero na koncentracijo snovi v vodnem stolpcu.

Model smo skušali zasnovati tako, da bo v prihodnje s čim manj popravki uporaben za čim širše področje uporabe: za modeliranje ekoloških procesov tako v odprtih kot tudi v priobalnih morjih, za modeliranje kroženja živega srebra ali drugega kontaminanta, za napoved globalnih ekoloških sprememb idr. Čeprav je model prvenstveno namenjen modeliranju oceanov, ga (z nekaj ali celo nič popravki) lahko uporabljamo tudi za modeliranje ekoloških procesov v celinskih vodah.

Model PCFLOW3D smo nadgradili z dvema pelagičnima modeloma za nižji del prehranjevalne verige ter z bentoškim modelom za določanje vpliva mineralizacije OM v sedimentih na vrednosti biogeokemičnih spremenljivk v vodnem stolpcu. Pri razvoju prvega izmed pelagičnih modelov smo se opirali na model Crispi in sod. (2002), ki je kompleksen in zahteven za uporabo, a je bil primarno razvit za Sredozemsko morje in vsebuje vse pomembne značilnosti našega okolja. Pri razvoju drugega modela smo se opirali na model Fennel in sod. (2006), ki je preprostejši in enostavnejši za uporabo, zato pa tudi bolj splošno uporaben. Pri razvoju bentoškega modela smo se prav tako opirali na model Fennel in sod. (2006), ki med procesi mineralizacije OM v sedimentih upošteva aerobno respiracijo, nitrifikacijo in denitrifikacijo. Celoten bentoško-pelagični model je zasnovan tako, da lahko med pelagičnima modeloma izberemo enega ali drugega, bentoške procese pa lahko upoštevamo ali ne. Upoštevamo jih običajno do globine morja 250 m, pri večjih globinah pa je vpliv procesov v sedimentih na vrednosti biogeokemičnih spremenljivk v vodnem stolpcu v splošnem zanemarljiv.

Celoten bentoško-pelagični model je v osnovi tridimenzionalen, lahko pa ga uporabimo tudi v kombinaciji s hidrodinamičnimi simulacijami v manj dimenzijah. Dodatno smo v PCFLOW3D vgradili še ti. model celice. Pri uporabi tega modela izberemo eno ali nekaj reprezentativnih celic, zanje podamo vrednosti hidrodinamičnih količin, zatem pa simulacije bentoško-pelagičnih procesov poganjamo samo v izbranih celicah. Model celice je zelo uporaben pri umerjanju vrednosti parametrov ali pri preverjanju delovanja modela, saj je npr. za nekajletno simulacijo potrebnih le nekaj sekund.

### 5.2.2.1 Pelagični model

**Pelagični model na osnovi Crispi in sod. (2002).** Model v Crispi in sod. (2002) je v svetu poznan kot ECHYM model (ECoHYdrodynamical model of the Mediterranean). Za Sredozemsko morje so ga razvili znanstveniki z inštituta v Trstu (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trst, Italija). Je tipa  $N - P - Z - B$ , bakterije modeliramo implicitno. Temelji na Fashamovem modelu (Fasham in sod., 1990) ter na predhodnih študijah in preprostejših modelih istega inštituta v Trstu (Crise in sod., 1998, 1999; Crispi in Pacciaroni, 2008; Crispi in sod., 1998, 1999, 2001, 2002; Solidoro in sod., 2003). Posebnosti modela Crispi in sod. (2002) v primerjavi s Fashamovim modelom so:

- dodatni enačbi za račun koncentracije fosfatov in kisika,
- ločeni enačbi za določanje koncentracije velikega in majhnega fitoplanktona,
- različna stopnja mineralizacije za dušik, fosfor in ogljik ter posledično tri ločene enačbe za detrit,
- bakterije in DOM modeliramo implicitno.

Model Crispi in sod. (2002) je tridimenzionalen. Vrednosti advekcije in difuzije se določajo tako, kot smo opisali v podpoglavju 5.1, vrednosti izvorno-ponornih členov za biogeokemične spremenljivke pa se določajo po enačbah 5.18 do 5.27 (glej spodaj). Pri modeliranju detrita pri advekciji upoštevamo še hitrost usedanja  $w_{det}$ , za ostale spremenljivke pa predpostavljamo  $w = 0$ . Pri zasnovi modela skladno s Crispi in sod. (2002) in drugimi viri (primarno za Sredozemlje) upoštevamo še:

- Poleg dušika je v Sredozemlju potrebno kot limitni nutrient upoštevati tudi fosfor (Thingstad in Rassoulzadegan, 1995). Razlog je nekonstatntno razmerje N:P v vodah Sredozemskega morja, ki je običajno višje od Redfieldovega. V zahodnem Sredozemlju primarno produkcijo omejuje dušik, v Levantskem morju pa fosfor (Berland in sod., 1988). Vpliv obeh hranil na rast fitoplanktona je potrebno posebej natančno preučiti na območju mešanja Atlantske in Sredozemske vode ter na območjih z dvigom vode, kjer je količina fosforja praviloma višja (Crispi in sod., 2002). Silikatov v modelu ne upoštevamo, ker je njihova koncentracija v fotični coni Sredozemskega morja običajno visoka in v splošnem ne omejujejo rasti fitoplanktona (Krom in sod., 1993).
- Crispi in sod. v (2002) avtotrofe razdelijo na dva velikostna razreda: na majhen fitoplankton ali *ultraplankton* (velikost znaša  $< 10 \mu m$ ) in velik fitoplankton ali *netplankton* (velikost  $> 10 \mu m$ ). Dva razreda fitoplanktona uporabijo npr. tudi v Bisset in sod. (1994), ki podobno kot Fasham in sod. v (1990) modelirajo oligotrofne vode Bermudskih otokov. Glavni razlog za delitev avtotrofov na dva razreda je, da celo v oligotrofnih okoljih, kjer pikoplankton običajno dominira v primarni produkciji, večji del POM z  $w \neq 0$  predstavlja večji fitoplanktonski organizmi (Michaels in Silver, 1988). To razliko zajamemo z višjo vrednostjo stopnje eksudacije ultraplanktona ter z nižjo vrednostjo izgub ultraplanktona zaradi paše zooplanktona v primerjavi z vrednostmi teh dveh parametrov za netplankton. Posledici sta hitrejša mineralizacija ultraplanktona ter višja vrednost izvožene produkcije. V evtrofnejših polarnih območjih običajno dominirajo večji organizmi ( $> 10 \mu m$ ), v oligotrofnih pa manjši ( $< 10 \mu m$ ) (Shiomoto in sod., 1997; Fiala in sod., 1998). Podobno

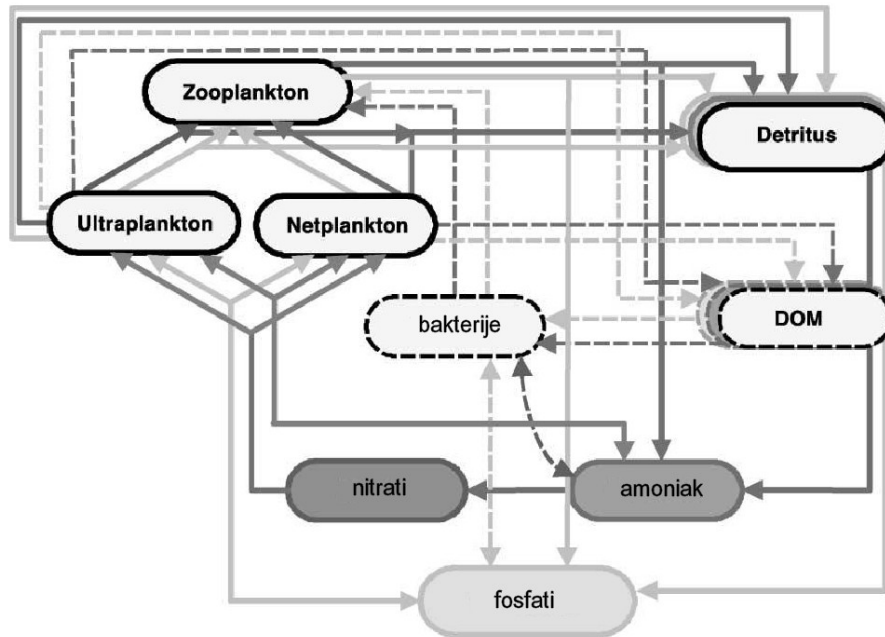
velja tudi za Sredozemsko morje: netplankton običajno dominira v mesecih od decembra do aprila, ko je mešanje zgornjega sloja vode izrazito in v površinski sloj pritekajo hranila iz nižjih plasti vode, v ostalih mesecih pa dominira ultraplankton. Netplankton torej dominira v pomladnem višku, ultraplankton pa v jesenskem.

- V Crispi in sod. (2002) sta oba razreda fitoplanktona kot običajno funkciji temperature, svetlobe in koncentracije hranil. Funkcijska odvisnost hitrosti rasti fitoplanktona od svetlobe je enaka za ultra- in netplankton, uporabljamo pa različni vrednosti začetnega naklona  $P - I$  krivulje  $\alpha$ , vrednost je višja za netplankton. Odvisnost od temperature se nekoliko razlikuje, ultraplankton doseže višjo optimalno vrednost. Tudi stopnji rasti v odvisnosti od porabe hranil sta različni, za netplankton jo določimo po Brand in Guillard (1981), za ultraplankton pa je nekoliko nižja in jo določimo po Kana in Glibert (1987). Vrednosti koeficientov polovične rasti so običajne za oligotrofna območja, kjer praviloma bolje uspevajo manjši organizmi. Koeficient inhibicije porabe nitratov v prisotnosti amoniaka je enak za oba razreda fitoplanktona, vrednost je enaka kot v Wroblewski (1997). Koeficiente izgub za netplankton določimo po Sakshaug in sod. (1989). Za ultraplankton so ti koeficienti ustrezno nižji, proporcionalno nižji stopnji rasti. Za oba razreda fitoplanktona je sestava organske snovi P:N:C enaka običajnim Redfieldovim vrednostim (Redfield in sod., 1963). Odvisnost rasti od koncentracije hranil (nitratov, amoniaka, fosfatov) modeliramo po Monod (1949), odvisnost od svetlobe po Sarmiento in Gruber (2006), odvisnost od temperature po Lassiter in Kearns (1974). Pašo zooplanktona opišemo s Hollingovo II. funkcijo (Holling, 1965), ki jo prilagodimo podobno kot Fasham in sod. v (1990), da upoštevamo možnost hranjenja herbivorov z obema skupinama avtotrofov.
- CHL:C izberemo za ultraplankton dvakrat višji kot za netplankton. To je v skladu s terenskimi meritvami (Eppley in sod., 1977; Glover in sod., 1988) in z laboratorijskimi poskusi (Llewellyn in Gibb, 2000), dvakratno vrednost klorofila v oligotrofnih pogojih v primerjavi z evtrofnimi pa pokaže tudi model v merilu celice (ang. cell-based model description) avtorja Zonneveld (1998).
- Za zooplankton uporabimo en sam velikostni razred. V splošnem velja, da v modelu potrebujemo en trofični nivo več kot znaša nivo, ki ga želimo natančno modelirati. Ker za naše potrebe (modeliranje koncentracij zvrsti živega srebra) zaenkrat zadostuje, da natančno določimo koncentracijo fitoplanktona, potrebujemo torej samo en razred zooplanktona. Lahko pa tak model hitro in enostavno nadgradimo tudi z več razredi zooplanktona (kot npr. v ERSEM, Blackford in sod., 2004) ali tudi z višjimi trofičnimi nivoji (npr. NEMURO.FISH, Ito in sod., 2007). Možna je tudi implicitna delitev zooplanktona na dva razreda: mikrozooplankton modeliramo implicitno, tako da ga vključimo v fitoplankton, večje zooplanktonske organizme pa modeliramo eksplicitno kot en sam razred (Anderson in sod., 1993); tovrstna parametrizacija je značilna predvsem za oligotrofna območja. Upoštevati pa moramo, da s tem nekoliko precenimo koncentracijo fitoplanktona. Po Fransz in sod. (1991) napake v parametrizaciji zooplanktona ne vplivajo samo na višje člene v prehranjevalni verigi, temveč na ravnotežje celotnega modeliranega sistema.
- Zooplankton se hrani z obema skupinama fitoplanktona. Funkcija paše je pravokotni hiperbolični izraz z enakima stopnjama paše in koeficientoma polovične rasti za ultra- in netplankton, vrednosti parametrov so običajne za herbivore (Fasham in sod., 1990). P:N:C sestava zooplanktona se razlikuje od Redfieldove in ustreza dognanjem o stehiometriji taksonomije herbivorov (Beers, 1966), velja P:N:C = konst. Odvisnost stopnje izločanja od

temperature se podvoji vsakih  $10^{\circ}\text{C}$  (McLaren, 1965). Sprecifična stopnja smrtnosti ni odvisna od fizikalnih parametrov, vrednost določimo za temperaturno povprečje območja (Davis, 1987). Vrednost koeficienta izločanja se sklada z zvezo v Wen in Peters (1994). Parametri učinkovitosti asimilacije: za herbivore je bolj učinkovit netplankton kot ultra-plankton. Med procesi upoštevamo: pašo s fitoplanktonom in z bakterijami, smrtnost, izločanje. Po Crispi in sod. (2002) zooplankton predstavlja glavni del izvoza OM iz površinskega sloja.

- Mikrobna zanka v modelu Crispi in sod. (2002) je podobna tisti v Steele (1998) za oligotrofno Sargaško morje. Bakterije modeliramo implicitno. Upoštevamo, da se hranijo z DOM in amoniakom.
- Za detrit ne upoštevamo konstantnega razmerja med P:N:C, njegova sestava se namreč spreminja v odvisnosti od dogajanja v celotnem ekosistemu. Prav tako za detrit ne upoštevamo konstantne stopnje mineralizacije, temveč ga po Crise in sod. (2002) razdelimo na osnovne gradnike P, N, C in vsakemu od njih pripišemo svojo stopnjo mineralizacije: najhitrejšo za P, srednje hitro za N, najpočasnejšo za C. Med parametri za detrit je pomembna še hitrost usedanja delcev, od katere je kvantitativno močno odvisno tudi dogajanje v fotični coni (Crise in sod., 1998). Uporabimo povprečno hitrost usedanja detrita, kot so jo ocenili s preprostejšim modelom Crise in sod. (1998) z enim nutrientom in z enim samim razredom detrita, opirajo pa se tudi na izsledke Mauri in Crise (1995). Po Crise in sod. (1998) je povprečna hitrost usedanja POM reda  $O = 5$  m/dan.
- Za DOM predpostavljamo, da zaradi dovolj velikega vzgona ne prispeva k vertikalnemu pretoku. DOM modeliramo implicitno. Za dovolj natančno modeliranje Sredozemskega morja zadostuje, če upoštevamo samo labilni DOM.
- Crispi in sod. (2002) je celo v svetovnem merilu eden redkih modelov za nižji del prehranjevalne verige, ki koncentracijo kisika določa eksplicitno. V našem primeru je to izjemno pomembno, saj koncentracija kisika močno vpliva na koncentracijo živega srebra v vodnem stolpcu. Pri modeliranju kisika upoštevamo na površini še funkcijo izmenjave plina med vodo in atmosfero (podpoglavje 5.2.2.4), na dnu pa porabo kisika v procesih mineralizacije OM v sedimentih (glej podpoglavji 5.2.2.2 in 5.2.2.4).
- Crispi in sod. (2002) je tudi eden izmed redkih modelov, ki med reakcijami v vodnem stolpcu upošteva tudi nitrifikacijo. Dinamika procesov nitrifikacije je enaka kot v Zakardjian in Prieur (1994).

Sledita shema pelagičnega modela po Crispi in sod. (2002) (slika 5.11) in sistem enačb, ki smo jih vgradili v model PCFLOW3D. Vrednosti parametrov podajamo v podpoglavju 5.2.2.3.



Slika 5.11: Shema modela za nižji del prehranjevalne verige po Crispi in sod. (2002).  
Figure 5.11: Schematic presentation of the lower trophic level model from Crispi et al. (2002).

Koncentracijo snovi določamo po enačbah 5.18–5.21, ki so po vrsti namenjene določanju koncentracije fosfatov ( $PHO$ ), nitratov ( $NIT$ ), amoniaka ( $AMO$ ) in kisika ( $OXY$ ). Enote so po vrsti enake  $[\text{mmol P m}^{-3}]$ ,  $[\text{mmol N m}^{-3}]$ ,  $[\text{mmol N m}^{-3}]$ ,  $[\text{mmol O m}^{-3}]$ :

$$\begin{aligned}
 grid_{PHO} = & R_{PC} \cdot k_{rS}^* \cdot SPH + R_{PC} \cdot k_{rL}^* \cdot LPH + & (5.18) \\
 & + R_{PC} \cdot k_{eS}^* \cdot SPH + R_{PC} \cdot k_{eL}^* \cdot LPH + r_{PC} \cdot k_{exZ}^* \cdot ZOO + k_{decP}^* \cdot DEP - \\
 & - R_{PC} \cdot \mu_S \cdot f(I) \cdot g_S(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PS}} \cdot \\
 & \cdot \left[ \frac{NIT}{NIT + k_{NS}} \cdot e^{-\psi_S \cdot AMO} + \frac{AMO}{AMO + k_{AS}} \right] \cdot SPH - \\
 & - R_{PC} \cdot \mu_L \cdot f(I) \cdot g_L(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PL}} \cdot \\
 & \cdot \left[ \frac{NIT}{NIT + k_{NL}} \cdot e^{-\psi_L \cdot AMO} + \frac{AMO}{AMO + k_{AL}} \right] \cdot LPH
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 grid_{NIT} = & k_{nit}^* \cdot \frac{OXY}{OXY + k_{AO}} \cdot AMO - & (5.19) \\
 & - R_{NC} \cdot \mu_S \cdot f(I) \cdot g_S(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PS}} \cdot \frac{NIT}{NIT + k_{NS}} \cdot e^{-\psi_S \cdot AMO} \cdot SPH - \\
 & - R_{NC} \cdot \mu_L \cdot f(I) \cdot g_L(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PL}} \cdot \frac{NIT}{NIT + k_{NL}} \cdot e^{-\psi_L \cdot AMO} \cdot LPH
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
grid_{AMO} = & R_{NC} \cdot k_{rS}^* \cdot SPH + R_{NC} \cdot k_{rL}^* \cdot LPH + & (5.20) \\
& + R_{NC} \cdot k_{eS}^* \cdot SPH + R_{NC} \cdot k_{eL}^* \cdot LPH + r_{NC} \cdot k_{exZ}^* \cdot ZOO + k_{decN}^* \cdot DEN + \\
& + R_{NC} \cdot g \cdot \left(1 - \frac{R_{PC} \cdot r_{NC}}{R_{NC} \cdot r_{PC}}\right) \cdot \frac{\epsilon_S \cdot SPH + \epsilon_L \cdot \alpha \cdot LPH}{SPH + \alpha \cdot LPH + k_H} \cdot ZOO - \\
& - k_{nit}^* \cdot \frac{OXY}{OXY + k_{AO}} \cdot AMO - \\
& - R_{NC} \cdot \mu_S \cdot f(I) \cdot g_S(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PS}} \cdot \frac{AMO}{AMO + k_{AS}} \cdot SPH - \\
& - R_{NC} \cdot \mu_L \cdot f(I) \cdot g_L(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PL}} \cdot \frac{AMO}{AMO + k_{AL}} \cdot LPH
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
grid_{OXY} = & -R_{OC} \cdot k_{rS}^* \cdot SPH - R_{OC} \cdot k_{rL}^* \cdot LPH - & (5.21) \\
& - R_{nit} \cdot k_{nit}^* \cdot \frac{OXY}{OXY + k_{AO}} \cdot AMO - R_{OC} \cdot k_{decC}^* \cdot DEC + \\
& + R_{OC} \cdot \mu_S \cdot f(I) \cdot g_S(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PS}} \cdot \\
& \cdot \left[ \frac{NIT}{NIT + k_{NS}} \cdot e^{-\psi_S \cdot AMO} + \frac{AMO}{AMO + k_{AS}} \right] \cdot SPH + \\
& + R_{OC} \cdot \mu_L \cdot f(I) \cdot g_L(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PL}} \cdot \\
& \cdot \left[ \frac{NIT}{NIT + k_{NL}} \cdot e^{-\psi_L \cdot AMO} + \frac{AMO}{AMO + k_{AL}} \right] \cdot LPH
\end{aligned}$$

Koncentracijo mikroorganizmov določamo po enačbah 5.22–5.24, ki so po vrsti namenjene določanju koncentracije majhnega fitoplanktona (ultraplankton,  $SPH$ ), velikega fitoplanktona (netplankton,  $LPH$ ) in zooplanktona ( $ZOO$ ). Enačbe so v splošnem enake *rast – respiracija – smrtnost*, enota pa je v vseh treh primerih enaka [ $\text{mmol C m}^{-3}$ ]:

$$\begin{aligned}
grid_{SPH} = & \mu_S \cdot f(I) \cdot g_S(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PS}} \cdot & (5.22) \\
& \cdot \left[ \frac{NIT}{NIT + k_{NS}} \cdot e^{-\psi_S \cdot AMO} + \frac{AMO}{AMO + k_{AS}} \right] \cdot SPH - \\
& - d_S \cdot SPH - k_{rS}^* \cdot SPH - k_{eS}^* \cdot SPH - g \cdot \frac{SPH \cdot ZOO}{\alpha \cdot LPH + SPH + k_H}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
grid_{LPH} = & \mu_L \cdot f(I) \cdot g_L(T) \cdot \frac{PHO}{PHO + k_{PL}} \cdot & (5.23) \\
& \cdot \left[ \frac{NIT}{NIT + k_{NL}} \cdot e^{-\psi_L \cdot AMO} + \frac{AMO}{AMO + k_{AL}} \right] \cdot LPH - \\
& - d_L \cdot LPH - k_{rL}^* \cdot LPH - k_{eL}^* \cdot LPH - g \cdot \frac{\alpha \cdot LPH \cdot ZOO}{\alpha \cdot LPH + SPH + k_H}
\end{aligned}$$

$$grid_{ZOO} = g \cdot \frac{R_{PC}}{r_{PC}} \cdot \frac{\epsilon_S \cdot SPH + \epsilon_L \cdot \alpha \cdot LPH}{SPH + \alpha \cdot LPH + k_H} \cdot ZOO - d_Z \cdot ZOO - k_{exZ}^* \cdot ZOO \quad (5.24)$$

Detrit modeliramo po enačbah 5.25 - 5.27, s katerimi po vrsti določamo koncentracijo ogljika, dušika in fosforja v OM detrita. Enote so po vrsti enake  $[\text{mmol C m}^{-3}]$ ,  $[\text{mmol N m}^{-3}]$ ,  $[\text{mmol P m}^{-3}]$ :

$$\begin{aligned} grid_{DEC} &= d_Z \cdot ZOO + d_S \cdot SPH + d_L \cdot LPH - k_{dec}^* \cdot DEC & (5.25) \\ &+ (1 - \epsilon_S) \cdot \frac{g \cdot SPH \cdot ZOO}{SPH + \alpha \cdot LPH + k_H} + (1 - \epsilon_L) \cdot \frac{g \cdot \alpha \cdot LPH \cdot ZOO}{SPH + \alpha \cdot LPH + k_H} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} grid_{DEN} &= r_{NC} \cdot d_Z \cdot ZOO + R_{NC} \cdot d_S \cdot SPH + R_{NC} \cdot d_L \cdot LPH - k_{dec}^* \cdot DEN & (5.26) \\ &+ R_{NC} \cdot \left[ (1 - \epsilon_S) \cdot \frac{g \cdot SPH \cdot ZOO}{SPH + \alpha \cdot LPH + k_H} + (1 - \epsilon_L) \cdot \frac{g \cdot \alpha \cdot LPH \cdot ZOO}{SPH + \alpha \cdot LPH + k_H} \right] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} grid_{DEP} &= r_{PC} \cdot d_Z \cdot ZOO + R_{PC} \cdot d_S \cdot SPH + R_{PC} \cdot d_L \cdot LPH - k_{dec}^* \cdot DEP & (5.27) \\ &+ R_{PC} \cdot \left[ (1 - \epsilon_S) \cdot \frac{g \cdot SPH \cdot ZOO}{SPH + \alpha \cdot LPH + k_H} + (1 - \epsilon_L) \cdot \frac{g \cdot \alpha \cdot LPH \cdot ZOO}{SPH + \alpha \cdot LPH + k_H} \right] \end{aligned}$$

Skupno imamo torej 10 spremenljivk in 10 enačb zanje. Člen  $grid_i$  na levi strani enačb vedno pomeni časovno spremembo mase snovi  $i$  v danem časovnem koraku:  $grid_i = \partial i / \partial t$ . Vsi parametri z zvezdico pomenijo taisti parameter, pomnožen s temperaturnim koeficientom  $\theta^{T-T_0}$  (glej preglednico 5.2).

Odvisnost rasti fitoplanktona od temperature  $T$ , svetlobe  $I$  in koncentracije hranil  $N$  modeliramo po:

$$F(T, N, I) = \mu_{\max} \cdot g(T) \cdot f(N) \cdot f(I) \quad (5.28)$$

Za maksimalno stopnjo rasti  $\mu_{\max}$  v Crispi in sod. (2002) uporabijo konstantno vrednost in ne funkcijske odvisnosti od temperature. Odvisnost stopnje rasti avtotrofov od temperature  $g(T)$  določijo posebej z Arrheniusovo enačbo; za velike in majhne avtotrofe uporabijo različne vrednosti parametrov:

$$g_{SPH}(T) = \left( \frac{T_{S_{\max}} - T}{T_{S_{\max}} - T_S} \right)^{b_S \cdot (T_{S_{\max}} - T_S)} \cdot e^{b_S \cdot (T - T_S)} \quad (5.29)$$

$$g_{LPH}(T) = \left( \frac{T_{L_{\max}} - T}{T_{L_{\max}} - T_L} \right)^{b_L \cdot (T_{L_{\max}} - T_L)} \cdot e^{b_L \cdot (T - T_L)} \quad (5.30)$$

Vpliv koncentracije hranil  $f(N)$  modeliramo kot običajno po  $\frac{N}{K_N + N}$ ,  $N$  = nutrient: nitrati, fosfati ali amoniak. Če upoštevamo vse tri vrste hranil, dobimo:

$$f(N)_{SPH} = \frac{P}{P + k_{PS}} \cdot \left[ \frac{N}{N + k_{NS}} \cdot e^{-\psi_S \cdot A} + \frac{A}{A + k_{AS}} \right] \quad (5.31)$$

$$f(N)_{LPH} = \frac{P}{P + k_{PL}} \cdot \left[ \frac{N}{N + k_{NL}} \cdot e^{-\psi_L \cdot A} + \frac{A}{A + k_{AL}} \right] \quad (5.32)$$

Vpliv svetlobe na rast avtotrofov določamo po enačbah, ki smo jih podali že v teoretičnem delu (podpoglavje 3.3.2.3). Te enačbe se razlikujejo od tistih v Crispi in sod. (2002); sistem naših enačb je kombinacija modela Fennel in sod. (2006), ki ga opisujemo v nadaljevanju ter postopka



v Sarmiento in Gruber (2006). Najprej po Brock (1981) določimo čas osončenosti  $D$  v odvisnosti od geografske širine  $L$  in zaporednega dne v letu  $J$ :

$$\phi = 23,45^\circ \cdot \sin\left(360 \cdot \frac{283 + J}{365}\right) \quad (5.33)$$

$$hourAngle = \arccos[-\tan(L) \cdot \tan(\phi)] \quad (5.34)$$

$$D = 2 \frac{hourAngle}{15} \quad (5.35)$$

Pri tem moramo biti pozorni na enote: kot deklinacije Sonca  $\phi$  določamo v stopinjah, prav tako geografsko širino  $L$  in kot  $hourAngle$ , čas osončenosti  $D$  pa dobimo v urah. Iz  $D$  zatem preračunamo vrednost sončnega sevanja  $I_n$  na vrhu atmosfere. Pri določanju  $I_n$  v  $[\text{W m}^{-2}]$  smo uporabili podatke za mesečne povprečne vrednosti dnevne prejete energije v  $[\text{kWh m}^{-2} \text{ dan}^{-1}]$  za območje Sredozemlja. Pri pretvarjanju smo uporabili trikotno funkcijo nihanja sončnega sevanja preko dneva, integracijo preko vrednosti  $D$  in ustrezne pretvornike enot. Povprečne mesečne vrednosti  $I_n$  podajamo v preglednici 5.1.

Preglednica 5.1: Mesečna povprečja maksimalnih dnevni vrednosti sončnega sevanja za območje Sredozemlja. Enota  $[\text{W m}^{-2}]$ .

Table 5.1: Monthly averaged values of maximum daily solar radiation in the Mediterranean region. Units are in  $[\text{W m}^{-2}]$ .

Mesec	jan	feb	mar	apr	maj	jun	jul	avg	sep	okt	nov	dec
$I_n$	541	742	786	898	911	945	1039	972	887	807	597	574

Iz  $I_n$  zatem določimo vrednost sončnega sevanja na površini morja  $I_0$ . Uporabimo običajno enačbo:

$$I_0 = I_n \cdot f_{CL} \cdot f_\tau \cdot f_{PAR} \quad (5.36)$$

Vrednost koeficienta  $f_{CL}$ , ki izraža vpliv pokrovnosti oblakov na količino svetlobe, je v našem primeru enak 1, ker smo za  $I_n$  uporabili podatke, ki že vsebujejo tudi vremenske razmere. Vrednost koeficienta oblike funkcije sončnega sevanja  $f_\tau$  je v našem primeru enak 0.25, ker smo za spreminjanje vrednosti radiacije preko dneva uporabili trikotno funkcijo. Vrednost koeficienta  $f_{PAR}$ , ki predstavlja delež  $PAR$  glede na celotno radiacijo, pa je kot običajno enak 0.43.

Sledi določitev vrednosti radiacije v odvisnosti od globine vode  $z$ . Uporabimo običajno funkcijo

$$I_z = I_0 \cdot \exp(-k_z \cdot z) \quad (5.37)$$

Senčenja zaradi fitoplanktona ne upoštevamo eksplicitno, ker za osnovo vrednosti koeficienta zmanjšanja svetlobe z globino  $k_z$  uporabimo podatke Crispi in sod. (2002) za Sredozemsko morje, ki že vsebujejo tudi vpliv prisotnega fitoplanktona. Funkcijo spreminjanja  $k_z$  v odvisnosti od zemljepisne dolžine podajamo v podpoglavju 5.2.2.3.

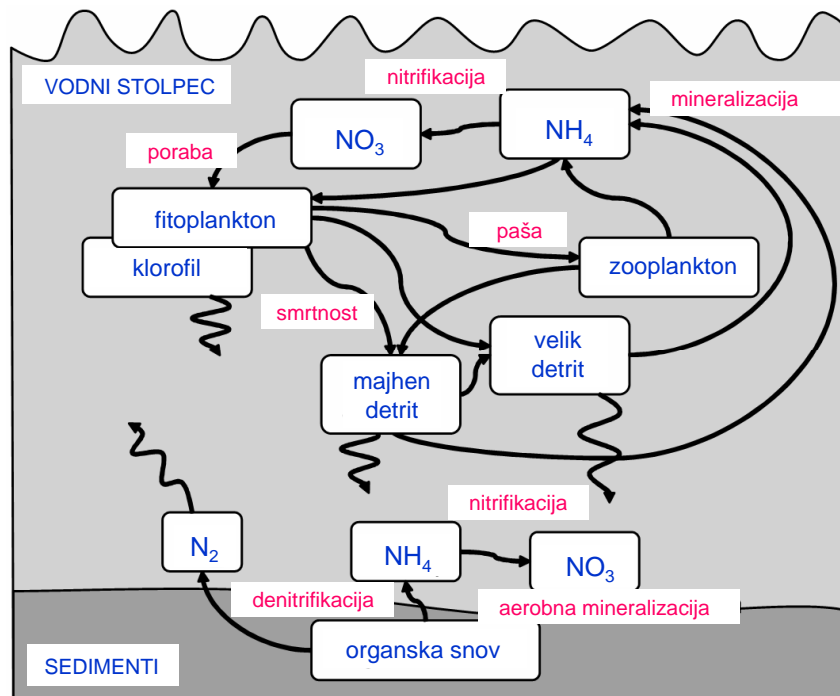
Vrednost  $f(I)$  v enačbi 5.28 nazadnje določimo po Platt in Jassby (1976):

$$f(I) = \frac{\alpha \cdot I_z}{\sqrt{\mu_{\max}^2 + \alpha^2 I_z^2}} \quad (5.38)$$

Za začetni naklon  $P - I$  krivulje  $\alpha$  uporabljamo različni vrednosti, in sicer  $\alpha_S = 2.0 \times 10^{-7} [\text{s (W m}^{-2})]^{-1}$  za ultraplankton in  $\alpha_L = 4.7827 \times 10^{-7} [\text{s (W m}^{-2})]^{-1}$  za netplankton.

Pri pretvarjanju enot  $SPH$  in  $LPH$  iz  $[\text{mmol C m}^{-3}]$  v  $[\text{mg CHL m}^{-3}]$  upoštevamo razmerje med vsebnostjo organskega ogljika in klorofila v celicah fitoplanktona  $\frac{C}{CHL} = 50$  in molsko maso ogljika  $C = 12 \text{ g/mol}$ .

**Pelagični model na osnovi Fennel in sod. (2006).** Model Fennel in sod. (2006) (slika 5.12) je bil primarno razvit kot biogeokemični modul modela ROMS, ki smo ga na kratko opisali že v poglavju 2. Model temelji na Fasham in sod. (1990), nekoliko se razlikujejo samo izbira osnovnih spremenljivk in nekatere funkcijske odvisnosti. Vsebuje 7 spremenljivk: fitoplankton  $Phy$ , klorofil  $Chl$ , zooplankton  $Zoo$ , majhen detrit  $SDet$ , velik detrit  $LDet$ , nitrate  $NO_3$ , amoniak  $NH_4$ . Enota vseh spremenljivk razen klorofila je  $[\text{mmol N m}^{-3}]$ , enota klorofila je  $[\text{mg Chl m}^{-3}]$ .



Slika 5.12: Shema modela za nižji del prehranjevalne verige po Fennel in sod. (2006). Prikazana sta pelagični in bentoški del modela.

Figure 5.12: Schematic presentation of the lower trophic level model from Fennel et al., 2006. Both pelagic and benthic part of the model are presented.

Časovno spremembo mase fitoplanktona zaradi biogeokemičnih izvorov in ponorov opišemo z

$$\frac{\partial Phy}{\partial t} = \mu Phy - gZoo - m_P Phy - \tau(SDet + Phy)Phy - w_P \frac{\partial Phy}{\partial z}. \quad (5.39)$$

Člen  $\mu Phy$  pomeni naraščanje populacije avtotrofov. Hitrost naraščanja populacije  $\mu$  je odvisna od zunanjih dejavnikov: od temperature morja, svetlobe in koncentracije hranil  $NO_3$ ,  $NH_4$ . Zapišemo jo kot

$$\mu = \mu_{\max} \cdot f(I) \cdot (L_{NO_3} + L_{NH_4}). \quad (5.40)$$

Odvisnost od temperature določimo po Eppley (1972):

$$\mu_{\max} = \mu_{\max}(T) = \mu_0 \cdot 1.066^T \quad (5.41)$$

Odvisnost od svetlobe določimo po Platt in Jassby (1976):

$$f(I) = \frac{\alpha I}{\sqrt{\mu_{\max}^2 + \alpha^2 I^2}} \quad (5.42)$$

$$I = I(z) = I_0 \cdot par \cdot \exp \left[ -z \left( K_w + K_{chl} \int_z^0 Chl(\zeta) d\zeta \right) \right] \quad (5.43)$$

Odvisnost od koncentracije hranil  $L_{NO_3} + L_{NH_4}$  je vsota Michealis-Mentenovih funkcij za nitrate in amoniak:

$$L_{NO_3} = \frac{NO_3}{k_{NO_3} + NO_3} \quad (5.44)$$

$$L_{NH_4} = \frac{NH_4}{k_{NH_4} + NH_4} \quad (5.45)$$

Omejitev porabe nitratov v prisotnosti amoniaka v Fennel in sod. (2006) modelirajo po Parker (1993): faktor zmanjšanja v tem primeru znaša  $\frac{1}{1 + \frac{NH_4}{k_{NH_4}}}$ .

Člen  $-g_{Zoo}$  zajame zmanjšanje populacije avtotrofov zaradi paše zooplanktona. Stopnjo paše  $g$  opišemo z S-krivuljo (s t.i. Hollingovo III funkcijo):

$$g = g_{\max} \frac{Phy^2}{k_P + Phy^2} \quad (5.46)$$

$g_{\max}$  je maksimalna stopnja paše,  $k_P$  pa koeficient polovične rasti za fitoplankton.

Člen  $-m_P Phy$  predstavlja smrtnost fitoplanktona. Uporabimo linearno funkcijo s konstantno stopnjo smrtnosti  $m_P$ .

Preko člena  $-\tau(SDet + Phy)Phy$  zajamemo agregacijo fitoplanktona  $Phy$  in manjšega detrita  $SDet$  v večji detrit  $LDet$ .  $\tau$  je koeficient agregacije. Z nelinearnostjo zajamemo naraščanje verjetnosti agregacije z naraščanjem koncentracije majhnih delcev ( $SDet + Phy$ ).

Z zadnjim členom  $-w_P \frac{\partial Phy}{\partial z}$  opišemo usedanje fitoplanktona iz površinskega sloja v globoki ocean.  $w_P$  je konstantna hitrost usedanja.

Zveza med koncentracijo klorofila in količino biomase fitoplanktona je v Fennel in sod. (2006) nelinearna: vsebnost klorofila v celicah fitoplanktona se spreminja, ko avtotrofi prilagajajo potek fotosinteze zunanjim pogojem, predvsem količini svetlobe in hranil (Falkowski, 1980; Laws in Bannister, 1980; Sakshaug in sod., 1989). Učinek t.i. fotoaklimacije na koncentracijo klorofila opišemo z modelom Geider in sod. (1996, 1997).

Dinamiko klorofila določimo neposredno iz enačbe za časovno spremembo mase fitoplanktona: slednjo pomnožimo z običajnim razmerjem mas  $CHL:Phy$  in upoštevamo, da klorofil predstavlja samo del biomase fitoplanktona. Ta delež označimo z  $\rho_{chl}$  in ga definiramo kot:

$$\rho_{chl} = \theta_{\max} \frac{\mu Phy}{\alpha I Chl} \quad (5.47)$$

Pri tem je  $\theta_{\max}$  razmerje med koncentracijo klorofila in količino fitoplanktona:

$$\theta_{\max} = \frac{Chl}{Phy} ,$$

količnik  $\frac{\mu Phy}{\alpha Chl}$  pa predstavlja razmerje med dejansko in maksimalno potencialno fotosintezo (Geider in sod., 1997). Za časovno spremembo mase klorofila zaradi biogeokemičnih procesov tako dobimo enačbo

$$\frac{\partial Chl}{\partial t} = \rho_{chl} \mu Chl - g Zoo \frac{Chl}{Phy} - m_P Chl - \tau (SDet + Phy) Chl . \quad (5.48)$$

Za časovno spremembo mase zooplanktona zaradi biogeokemičnih procesov pišemo:

$$\frac{\partial Zoo}{\partial t} = g \beta Zoo - l_{BM} Zoo - l_E \frac{Phy^2}{k_P + Phy^2} \beta Zoo - m_Z Zoo^2 \quad (5.49)$$

V biomaso zooplanktona  $Zoo$  se asimilira delež  $\beta$  zaužite biomase fitoplanktona  $Phy$  ( $\beta =$  koeficient učinkovitosti asimilacije). Preostali delež se pretvori v biomaso manjšega detrita  $SDet$ .

Ponorna člena zooplanktona sta izločanje in smrtnost. Izloženo biomaso zooplanktona delimo na osnovni linearni del  $l_{BM} Zoo$  ter na nelinearni preostanek  $l_E \frac{Phy^2}{k_P + Phy^2} \beta Zoo$ , s katerim upoštevamo odvisnost količine izločkov od učinkovitosti asimilacije. Faktor  $l_E$  je stopnja tovrstnega izločanja. Za smrtnost predpostavljamo kvadratno odvisnost od biomase zooplanktona  $Zoo$ . Umrli organizmi postanejo del manjšega detrita  $SDet$ .

Za časovno spremembo mase obeh razredov detrita tako dobimo enačbi:

$$\frac{\partial SDet}{\partial t} = g(1 - \beta) Zoo + m_Z Zoo^2 + m_P Phy - \tau (SDet + Phy) SDet - \quad (5.50)$$

$$r_{SD} SDet - w_S \frac{\partial SDet}{\partial z} \quad (5.51)$$

$$\frac{\partial LDet}{\partial t} = \tau (SDet + Phy)^2 - r_{LD} LDet - w_L \frac{\partial LDet}{\partial z} \quad (5.52)$$

$r_{SD}$  in  $r_{LD}$  sta stopnji mineralizacije manjšega in večjega detrita,  $w_S$  in  $w_L$  pa njuni hitrosti usedanja. Z mineralizacijo detrita nastaja amoniak  $NH_4$ , ki se kasneje z nitrifikacijo pretvori v nitrat  $NO_3$ .

Za časovno spremembo mase hranil torej pišemo:

$$\frac{\partial NO_3}{\partial t} = -\mu_{\max} f(I) L_{NO_3} Phy + n NH_4 \quad (5.53)$$

$$\frac{\partial NH_4}{\partial t} = -\mu_{\max} f(I) L_{NH_4} Phy - n NH_4 + l_{BM} Zoo + l_E \frac{Phy^2}{k_P + Phy^2} \beta Zoo + \quad (5.54)$$

$$r_{SD} SDet + r_{LD} LDet \quad (5.55)$$

$n$  je stopnja nitrifikacije (ang. nitrification rate), ki jo določimo kot

$$n = n_{\max} \left( 1 - \max \left[ 0, \frac{I - I_0}{k_I + I - I_0} \right] \right) \quad (5.56)$$

$n_{\max}$  je maksimalna stopnja nitrifikacije. Odvisna je od intenzitete svetlobe: močna svetloba omejuje nitrifikacijo (Olson, 1981). Zato v modelu predpostavljamo, da  $n$  pri določenem  $I_0$  pade na  $n = 0$ .  $k_I$  ima podobno funkcijo kot koeficient polovične rasti pri hranilih:  $k_I$  je intenziteta svetlobe, pri kateri ima inhibicija nitrifikacije polovično vrednost.

### 5.2.2.2 Bentoški model

Bentoški model Fennel in sod. (2006) (slika 5.12) je namenjen modeliranju priobalnih območij oz. vseh območij oceanov, kjer mineralizacija OM v sedimentih pomembno vpliva na vrednosti biogeokemičnih spremenljivk v vodnem stolpcu. Pri modeliranju večjih območij običajno predpostavljamo, da je mineralizacijo OM na dnu potrebno upoštevati, dokler globina morja ne preseže 250 m.

V Fennel in sod. (2006) mineralizacijo OM v zgornji plasti sedimentov modelirajo kot robni pogoj na dnu. To pomeni, da se dotok organske snovi iz spodnjega sloja vode v sedimente takoj odrazi v dotoku anorganskih hranil iz sedimentov v vodo. V klasifikaciji bentoško-pelagičnih modelov po Soetaert in sod. (2000) sodi tak pristop modeliranja med srednje kompleksne: gre samo za ohranitev mase snovi ob predpostavki, da se med depozicijo delcev in dotokom raztopljenih snovi iz sedimentov takoj vzpostavi ravnotežje. V Soetaert in sod. (2000) so pokazali, da je ta način med računsko bolj učinkovitimi, obenem pa dobro simulira dinamiko bentoško-pelagičnih procesov. Zahtevnejši modeli, ki npr. upoštevajo tudi akumulacijo odložene OM in odvisnost procesov razgradnje OM od temperature (ang. *delayed coupling models*), so računsko precej bolj potratni.

Sedimenti na dnu kontinentalnih robov so v osnovi anaerobni sistemi, razen tankega oksičnega sloja na vrhu sedimentov in okoli vrtnanja organizmov. Za oksidacijo ogljika sta pomembni tako aerobna kot anaerobna mineralizacija, ki pa proizvedeta različni količini DIN. V vertikalnem prerezu sedimentov so procesi mineralizacije OM razvrščeni glede na padajoči redoks potencial in padajočo količino energije, ki jo s tem pridobijo mikroorganizmi. Aerobna respiracija poteka v zgornjih nekaj milimetrih sedimentov, kjer je prisoten kisik. Pod njo po vrsti potekajo denitrifikacija, redukcija mangana in železa (v rjavih oksidiranih sedimentih od nekaj mm do 10 cm globine), redukcija sulfatov (do nekaj metrov globine) in najgloblje metanogeneza.

V modelu predpostavljamo, da sta nitrifikacija in denitrifikacija osnovni reakciji anaerobne mineralizacije. Tudi redukcija sulfatov sicer lahko predstavlja znaten del respiracije OM, vendar predvsem v z organskimi snovmi bogatih blatnih sedimentih (Mackin in Swider, 1989). Predpostavljamo, da je delež oksidacije ogljika v vsakem izmed procesov mineralizacije konstanten in vnaprej določen. Seitzinger in Giblin sta v (1996) analizirala stopnjo denitrifikacije v različnih sedimentih kontinentalnih robov in odkrila robustno linearno zvezo med porabo kisika v sedimentih in obsegom denitrifikacije. Osredotočila sta se na del denitrifikacije, ki poteče z nitrati, ki so pred tem nastali z nitrifikacijo amoniaka *v sedimentih*. To kombinacijo procesov strokovno imenujemo *sistem nitrifikacija/denitrifikacija* (ang. *coupled nitrification/denitrification*). *Neposredna denitrifikacija* (ang. *direct denitrification*) pa imenujemo del denitrifikacije, ki nastane iz nitratov, ki pred tem z difuzijo preidejo iz vode v sedimente. Obseg neposredne denitrifikacije je različen: ponekod je ta del denitrifikacije zanemarljiv v primerjavi s sistemom nitrifikacija/denitrifikacija, ponekod pa sta oba dela istega velikostnega reda. V splošnem je neposredna denitrifikacija odvisna od koncentracije nitratov v vodi nad dnom, vendar zaenkrat v svetovnem merilu še nimamo kvantitativnega modela, ki bi vseboval tudi ta del denitrifikacije (Fennel in sod., 2006). V našem modelu uporabimo linearno zvezo Seitzinger in Giblin (1996).

Kar se tiče redukcije sulfatov, je ta del mineralizacije OM lahko zelo pomemben (Mackin in Swider, 1989). Vendar pa izsledki kažejo (Fennel in sod., 2006), da tudi v primeru, ko namesto sistema nitrifikacija/denitrifikacija kot glavne procese oksidacije OM v sedimentih opredelimo redukcijo sulfatov v kombinaciji z oksidacijo sulfidov in nitrifikacijo, to ne vpliva bistveno na

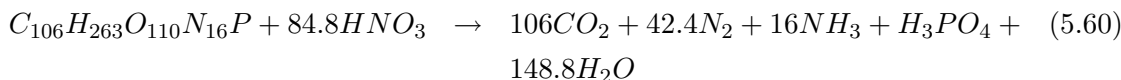
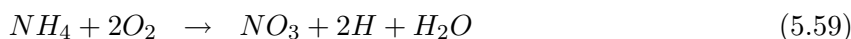
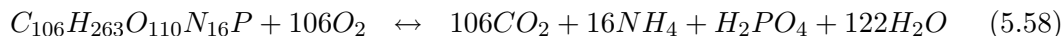
rezultate. Proces mineralizacije na dnu torej v vsakem primeru dovolj dobro opišemo z omenjenim modelom Seitzinger in Giblin (1996): predpostavimo torej, da denitrifikacija predstavlja konstanten delež celotne mineralizacije, določimo pa ga iz linearne odvisnosti med porabo kisika v sedimentih in obsegom denitrifikacije.

Model Seitzinger in Giblin (1996) kvantitativno povezuje porabo kisika v sedimentih z dotokom  $N_2$  iz sedimentov. Za določitev dotoka vezanega dušika (amoniaka) iz sedimentov predpostavimo, da je poraba kisika v sedimentih povezana z oksidacijo ogljika. Kisik se porablja pri oksidaciji OM in v procesu nitrifikacije amoniaka v nitrat, ki se zatem porabi med denitrifikacijo. Ker oksična mineralizacija, nitrifikacija in denitrifikacija potekajo v znanih stehiometričnih razmerjih, lahko določimo, kolikšen delež mineralizacije OM predstavlja denitrifikacija.

Za biološki robni pogoj na dnu torej predpostavljamo, da:

- se vsa organska snov mineralizira takoj zatem, ko prispe na dno,
- se kisik v sedimentih porablja samo za oksidacijo ogljika in nitrifikacijo amoniaka v nitrat,
- je denitrifikacija povezana s porabo kisika v sedimentih po enačbi 5.57 (Seitzinger in Giblin, 1996),
- aerobno mineralizacijo, nitrifikacijo, denitrifikacijo lahko opišemo z enačbami 5.58 - 5.60.

$$\text{denitrifikacija} = 0.105 \times \text{poraba kisika v sedimentih} \quad (5.57)$$



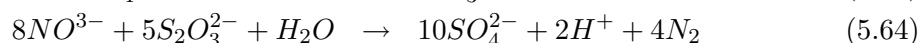
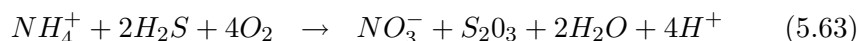
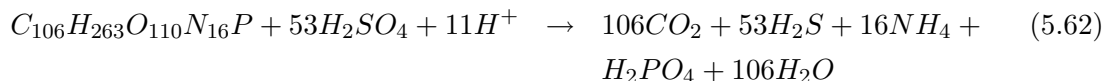
V izrazu 5.57 merimo obseg denitrifikacije v  $[\text{mol N m}^{-2} \text{ dan}^{-1}]$ , obseg porabe kisika pa v  $[\text{mol O m}^{-2} \text{ dan}^{-1}]$ . Z  $x \in [0, 1]$  označimo delež oksidacije ogljika, ki poteče z denitrifikacijo. Pri mineralizaciji 1 mola OM znaša poraba kisika v sedimentih v enotah  $[\text{mol O}]$ :

$$(1 - x) \cdot 106 + x \cdot 84.8 \cdot 2 = 106 + 63.6 \cdot x \quad (5.61)$$

Prvi člen na levi strani enačbe 5.61 pomeni porabo kisika med aerobno respiracijo (enačba 5.58), drugi člen na levi strani enačbe pa pomeni porabo kisika v sistemu nitrifikacija/denitrifikacija (enačbi 5.59 in 5.60); poraba kisika med celotno mineralizacijo torej znaša  $106 + 63.6 \cdot x$  mol. Med denitrifikacijo se porabi  $x \cdot 84.8$  mol N. Če te vrednosti vstavimo v 5.57, dobimo  $84.8 \cdot x = 0.105 \cdot (106 + 63.6 \cdot x)$ , od tod pa  $x = 0.14$ . Rezultat pove, da se 86% OM razgradi z aerobno respiracijo, preostalih 14% pa se razgradi z denitrifikacijo.

Količina amoniaka, ki nastane med mineralizacijo 1 mola OM, znaša  $0.86 \cdot 16 = 13.8$  mol  $NH_4$  z aerobno respiracijo plus  $-0.14 \cdot 84.8 + 0.14 \cdot 16 = -9.6$  mol (poraba) s sistemom nitrifikacija/denitrifikacija. Med denitrifikacijo pa nastane še  $0.14 \cdot 42.4 = \sim 6$  mol  $N_2$ , ki pomeni izgubo biološko razpoložljivega vezanega dušika. Skupno torej v procesu mineralizacije OM v sedimentih iz 1 mol OM nastanejo 4 mol  $NH_4$  in 6 mol  $N_2$ .

Če sta poleg nitrifikacije/denitrifikacije za razgradnjo OM v sedimentih pomembni tudi redukcija sulfatov in oksidacija sulfidov, kot je to npr. v Tržaškem zalivu (Koron, 2008), moramo upoštevati vse tri reakcije (Mackin in Swider, 1989; Jørgensen, 1996):



Po vrsti smo zapisali reakcije za redukcijo sulfatov, nitrifikacijo, oksidacijo sulfidov. Teh reakcij zaenkrat v modelu ne upoštevamo, po potrebi pa se model PCFLOW3D v prihodnje lahko nadgradi in se pri modeliranju kroženja OM upoštevajo tudi ti procesi anaerobne razgradnje OM.

Če povzamemo: robni pogoj na dnu predstavlja dodaten vir amoniaka za spodnjo plast vode in se v modelu Fennel in sod. (2006) glasi:

$$\frac{\partial}{\partial t} NH_4 = \frac{4}{16\Delta z} (w_{Phy}Phy + w_{SDet}SDet + w_{LDet}LDet) ; \quad (5.65)$$

$\Delta z$  = debelina spodnjega sloja vode,

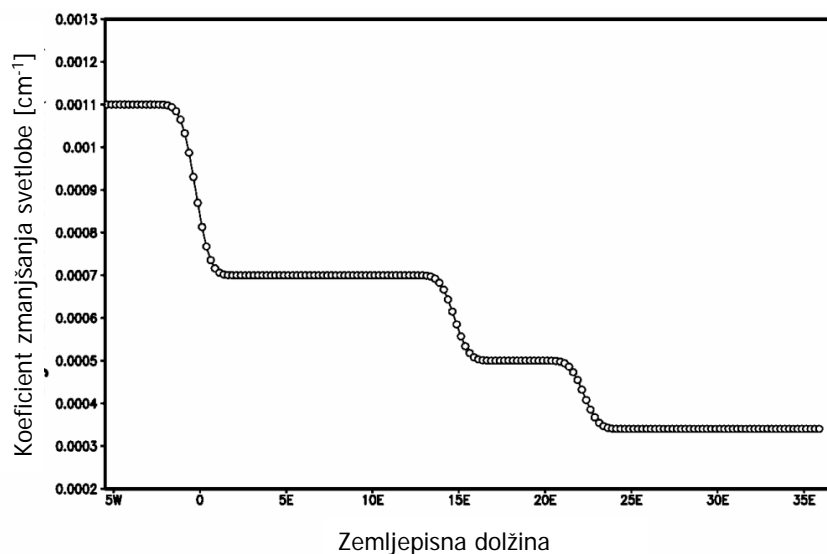
4/16 = razmerje med nastalimi 4 mol amoniaka iz 1 mol OM oz. ekvivalentno iz 16 mol dušika (sledi neposredno iz sestave OM). V izrazu 5.65 upoštevajo še, da OM, ki pade na dno, sestoji iz detrita in fitoplanktona (skladno z njihovo predpostavko, da je hitrost usedanja  $w$  za obe skupini delcev različna od nič).

Ker bentoški model Fennel in sod. (2006) temelji na odvisnosti Seitzinger in Giblin (1996), ki pri denitrifikaciji upošteva samo sistem nitrifikacija/denitrifikacija, ne pa tudi neposredne denitrifikacije, se poraba nitratov ne pozna pri vrednostih koncentracije  $[NO_3^-]$  v vodi nad dnom.

### 5.2.2.3 Vrednosti parametrov v modelih

V preglednicah 5.2 - 5.5 podajamo vrednosti parametrov po Crispi in sod. (2002), Crise in sod. (1998) (za oligotrofno Sredozemsko morje), Fennel in sod. (2006) (za produktivno priobalno območje Middle Atlantic Bight, ZDA) in po Fasham in sod. (1990) (za oligotrofno Sargaško morje).

Za  $k_z$  v Crispi in sod. (2002) namesto konstantne vrednosti uporabljajo funkcijo na sliki 5.13. Za  $k_z$  se namreč izkaže, da je eden izmed najbolj občutljivih parametrov, kar je konsistentno tudi s trditvami Fasham in sod. (1990). Podatki Rabitti in sod. (1994a, 1994b) ter Martin in Barth (1995) kažejo, da se v Sredozemskem morju  $k_z$  močno spreminja z geografsko dolžino. Npr. v Crise in sod. (1998) pa  $k_z$  znaša  $k_z = konst = 0.0005 \text{ cm}^{-1}$  na osnovi podatkov POEM-BC-091 (Secchi disk data; Kovačević in sod., 1994). Zmanjšanja količine svetlobe zaradi vsebnosti fitoplanktona v Crispi in sod. (2002) ne upoštevajo ( $k_{Phyto} = 0$ ). Slika 5.13 nam služi za kvalitativno primerjavo vrednosti  $k_z$  v vzhodnem in zahodnem Sredozemlju (v modelu PCFLOW3D uporabljamo drugačno formulacijo odvisnosti rasti fitoplanktona od svetlobe kot v Crispi in sod. (2002), npr.  $k_z$  v PCFLOW3D je reda  $10^{-2} \text{ m}^{-1}$ ).



Slika 5.13: Odvisnost koeficienta zmanjšanja svetlobe  $k_z$  [ $\text{cm}^{-1}$ ] od zemljepisne dolžine v Sredozemskem morju (povzeto po Crispi in sod., 2002).

Figure 5.13: Light extinction coefficient  $k_z$  [ $\text{cm}^{-1}$ ] vs. longitude in the Mediterranean Sea (adapted from Crispi et al., 2002).

**Občutljivostna analiza.** Občutljivostno analizo parametrov povzemamo po Fasham in sod. (1990). Pri izbiri vrednosti parametrov ter verifikaciji in kalibraciji modela je avtor uporabil podatke z Bermudskih otokov (BATS, Bermuda Atlantic Time Series), za katere je značilna izrazita oligotrofija.

Med fizikalnimi parametri sta najpomembnejša spreminjanje globine premešanega sloja in sončno sevanje. Pokrovnost oblakov dobimo iz podatkov, vpliv oblakov na količino svetlobe pa lahko zatem določimo po Smith in Dobson (1984). Za delež PAR Fasham uporabi konstantno vrednost 0.43 po Jerlov (1976) in Jitts in sod. (1976). Za transmisijo svetlobe na stiku med vodo in zrakom (1– odboj) upošteva faktor 0.96 (Smith in Baker, 1981). Po Jerlov (1976) ustrezajo oligotrofne vode Sargaškega morja klasifikaciji tipa I, ki pravi, da 1% svetlobe nastopi na 105 m globine, kar je ekvivalentno  $k_z = 0.044 \text{ m}^{-1}$  (podatki Jerlova vsebujejo tudi učinek absorpcije svetlobe zaradi prisotnosti fitoplanktona). Lorenzen v (1972) predlaga vrednost  $k_w = 0.038 \text{ m}^{-1}$  za vodo brez prisotnega fitoplanktona. Fasham uporabi vmesno vrednost  $k_w = 0.04 \text{ m}^{-1}$ . Po Fasham in sod. (1990) in Fasham in sod. (1983) je  $k_z$  (oz.  $k_w$ ,  $k_P$ ) eden izmed najbolj občutljivih parametrov; v primeru kakovostnih podatkov je zato priporočljivo uporabiti čim natančnejšo parametrizacijo  $k_w$  (glej tudi Crispi in sod., 2002).

Med parametri za fitoplankton sta najpomembnejša  $\alpha$  in  $\mu_1$ . Za Sargaško morje je bilo na inštitutu za oceanografijo v Bedfordu, Kanada (Bedford Institute of Oceanography) opravljenih dovolj meritev za natančno določitev  $\alpha$  (Fasham in sod., 1990). Izmerjene vrednosti se gibljejo med  $0.039 - 0.70 \left[ (\text{mg C}) (\text{mg CHLa})^{-1} \text{ hr}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1} \right]$ , povprečje znaša  $0.05 \left[ (\text{mg C}) (\text{mg CHLa})^{-1} \text{ hr}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1} \right]$ . To vrednost pretvorimo v običajnejše enote  $[\text{dan}^{-1}(\text{W m}^{-2})^{-1}]$ , tako da jo pomnožimo z razmerjem med vsebnostjo ogljika in klorofila-a v



biomasi fitoplanktona. Fasham uporabi  $C:CHL = 50$  in dobi  $\alpha = 0.025 \text{ d}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1}$ . Problem pri  $\mu_1$  je, da je to obenem zelo občutljiv in izredno težko določljiv parameter. Po Walsh (1983) je npr. stopnja smrtnosti fitoplanktona in posledično usedanje OM v globoki ocean najpomembnejši ponorni člen v večini, če ne celo v vseh morskih sistemih. Fasham zato  $\mu_1$  vzame za prosti parameter, ki ga določi kasneje na osnovi vrednosti letne neto primarne produkcije, ANPP.

Ostali parametri za fitoplankton so manj občutljivi. Za temperaturo morja med  $21 - 27^\circ\text{C}$  na postaji BATS (Menzel in Ryther, 1960) znaša  $V_p$  po Eppley (1972) med  $2.3 - 3.4 \text{ d}^{-1}$ . Tolikšna razlika v  $V_p$  povzroči le 6% razliko v ANPP, zato v primeru Fasham in sod. (1990) zadostuje, če za  $V_p$  vzamemo konstantno vrednost ( $2.9 \text{ d}^{-1}$ ). Za  $k_c$  Fasham uporabi vrednost  $0.02 \left[ \text{m}^2 (\text{mg CHLa})^{-1} \right]$ , kar je vmesna vrednost med 0.016 (Bannister, 1974) in 0.026 (Fasham in sod., 1983). Enote klorofila-a pretvorimo v enote dušika ob predpostavkah  $C:CHL = 50$  in  $C:N = 6.625$  (Redfield in sod., 1963), za  $k_c$  tako dobimo  $0.03 \left[ \text{m}^2 (\text{mMol N})^{-1} \right]$ . Za  $K_1$  in  $K_2$  Fasham uporabi enaki vrednosti  $0.5 \left[ \text{mMol N m}^{-3} \right]$  (Goldman in Glibert, 1983), za  $\Psi$  pa 1.5 po Wroblewski (1977). Izbrana vrednost  $\gamma_1$  temelji na običajni predpostavki, da se 5–15% nastalega  $C_{org}$  z znojenjem izloči iz fitoplanktona v obliki DOC (Sharp, 1977). Ker se po Fogg (1983), Lancelot in Billen (1986) in Schell (1974) predpostavlja, da je delež C:N v znoju fitoplanktona višji kot v sintetizirani OM, Fasham za  $\gamma_1$  uporabi vrednost 5%.

Pri določanju vrednosti parametrov zooplanktona predstavlja največji problem dejstvo, da se ta skupina organizmov hrani tako s fitoplanktonom kot tudi z bakterijami in detritom. Fasham daje prednost vrednostim, ki so značilne za rastlinojede vrste zooplanktona (ceponožci). Stopnja rasti  $g$  in Michaelisova konstanta  $K_3$  sta enaki kot v študiji Evans in Parslow (1985):  $g = 1.0 \text{ d}^{-1}$ ,  $K_3 = 1.0 \text{ mMol N m}^{-3}$ , za stopnjo asimilacije pa Fasham skladno s Conover (1978) vzame višjo vrednost:  $\beta = 75\%$ . Stopnja smrtnosti  $\mu_5$  zajema smrtnost zooplanktona in višjih trofičnih nivojev. V literaturi najdemo za  $\mu_5$  vrednosti  $0.07 \text{ dan}^{-1}$  (Evans in Parslow, 1985),  $0.2 \text{ dan}^{-1}$  (Wroblewski in sod., 1988),  $0.01 - 0.05 \text{ dan}^{-1}$  (Riley, 1947); Fasham uporabi  $0.05 \text{ dan}^{-1}$ . Delež mrtvega zooplanktona  $\Omega$ , ki se pretvori v amoniak, prav tako zajema tudi vpliv višjih trofičnih nivojev; Fasham po King (1987) za  $\Omega$  uporabi vrednost  $1/3$ . Stopnja izločanja  $\mu_2$  znaša po meritvah Verity (1985) za morski zooplankton okoli  $0.15 \text{ dan}^{-1}$ . Fasham pri izbiri vrednosti  $\mu_2$  ne izhaja iz podatkov, temveč jo prilagodi izbrani vrednosti  $\mu_5$  in vzame  $\mu_2 = 0.1 \text{ dan}^{-1}$ . Po Corner in Newell (1967) je med izločki 75% amoniaka in 25% DON (razmerje  $\epsilon$ ), v praksi pa je odstotek odvisen od zasnove modela in zahteva tehtno presojo; premajhen delež DON namreč povzroči nerealno nizko rast bakterij.

Za detrit potrebujemo dva parametra, stopnjo usedanja  $V$  in stopnjo razpada PON v DON  $\mu_4$ . Ker detrit sestoji iz delcev zelo različnih velikosti, je predpostavka o konstantni stopnji usedanja nerealna. Fasham zato  $V$  opredeli kot prosti parameter, ki ga določi s poskušanjem. Za najbolj realni se izkažeta vrednosti 1 in 10 m/dan. Vprašljiva je tudi uporaba ene same konstantne vrednosti za  $\mu_4$ . Po Jones in Henderson (1986) znaša stopnja razkrajjanja mrtve OM med  $0.004 - 0.18 \text{ dan}^{-1}$ ; Fasham vzame  $0.05 \text{ dan}^{-1}$ .

Preglednica 5.2: Vrednosti parametrov po Crispi in sod. (2002).  
Table 5.2: Parameter values after Crispi et al. (2002).

Parameter	Definicija	Enota	Vrednost
$\mu_s$	maksimalna stopnja rasti ultraplanktona	$s^{-1}$	$1.60 \times 10^{-5}$
$k_{PS}$	koeficient polovične rasti za fosfor za ultraplankton	$mg\ P\ m^{-3}$	0.015
$k_{NS}$	koeficient polovične rasti za dušik za ultraplankton	$mg\ N\ m^{-3}$	0.15
$k_{AS}$	koeficient polovične rasti za amoniak za ultraplankton	$mg\ N\ m^{-3}$	0.15
$\psi_S$	koeficient inhibicije nitrati-amoniak za ultraplankton	$mg\ N\ m^{-3}$	1.5
$\mu_L$	maksimalna stopnja rasti netplanktona	$s^{-1}$	$3.20 \times 10^{-5}$
$k_{PL}$	koeficient polovične rasti za fosfor za netplankton	$mg\ P\ m^{-3}$	0.025
$k_{NL}$	koeficient polovične rasti za dušik za ultraplankton	$mg\ N\ m^{-3}$	0.25
$k_{AL}$	koeficient polovične rasti za amoniak za ultraplankton	$mg\ N\ m^{-3}$	0.25
$\psi_L$	koeficient inhibicije nitrati-amoniak za ultraplankton	$mg\ N\ m^{-3}$	1.5
$k_{nit}$	stopnja nitrifikacije	$s^{-1}$	$1.11 \times 10^{-5}$
$k_{AO}$	koeficient polovične porabe kisika med nitrifikacijo	$mg\ O\ m^{-3}$	31.25
$R_{NC}$	razmerje N/C v biomasi fitoplanktona	$mg\ N/mg\ C$	0.1509
$R_{PC}$	razmerje P/C v biomasi fitoplanktona	$mg\ P/mg\ C$	0.0094
$R_{SL}$	transformacijski faktor med CHL v ultra- in netplanktonu	-	2
$r_{NC}$	razmerje N/C v biomasi zooplanktona	$mg\ N/mg\ C$	0.25
$r_{PC}$	razmerje P/C v biomasi zooplanktona	$mg\ P/mg\ C$	0.0208
$R_{OC}$	razmerje O/C v biomasi fitoplanktona	$mg\ O/mg\ C$	1
$R_{nit}$	razmerje O/N med nitrifikacijo	$mg\ O/mg\ N$	2
$k_{decC}$	stopnja mineralizacije ogljika	$s^{-1}$	$0.59 \times 10^{-6}$
$k_{decN}$	stopnja mineralizacije dušika	$s^{-1}$	$1.18 \times 10^{-6}$
$k_{decP}$	stopnja mineralizacije fosforja	$s^{-1}$	$2.36 \times 10^{-6}$
$k_{rS}$	stopnja respiracije ultraplanktona	$s^{-1}$	$0.068 \times 10^{-6}$
$k_{rL}$	stopnja respiracije netplanktona	$s^{-1}$	$0.127 \times 10^{-6}$
$k_{eS}$	stopnja eksudacije ultraplanktona	$s^{-1}$	$0.289 \times 10^{-6}$
$k_{eL}$	stopnja eksudacije netplanktona	$s^{-1}$	$0.359 \times 10^{-6}$
$k_{exZ}$	stopnja izločanja zooplanktona	$s^{-1}$	$0.289 \times 10^{-6}$
$\epsilon_S$	stopnja asimilacije ultraplanktona	-	0.25
$\epsilon_L$	stopnja asimilacije netplanktona	-	0.5
$g$	stopnja paše zooplanktona	$s^{-1}$	$1.157 \times 10^{-5}$
$\alpha$	koeficient preference	-	1
$k_H$	koeficient polovične rasti za pašo	$mg\ C\ m^{-3}$	4
$d_S$	stopnja lize ultraplanktona	$s^{-1}$	$0.222 \times 10^{-6}$
$d_L$	stopnja lize ultraplanktona	$s^{-1}$	$0.555 \times 10^{-6}$
$d_Z$	stopnja smrtnosti zooplanktona	$s^{-1}$	$0.289 \times 10^{-6}$
$\alpha_S$	začetni naklon $P - I$ krivulje za ultraplankton	$[s(W\ m^{-2})]^{-1}$	$2.0 \times 10^{-7}$
$\alpha_L$	začetni naklon $P - I$ krivulje za netplankton	$[s(W\ m^{-2})]^{-1}$	$4.7827 \times 10^{-7}$
$\theta$	Arrheniusova osnovna vrednost	$\exp(^{\circ}C^{-1})$	1.07
$T_0$	Arrheniusova referenčna temperatura	$^{\circ}C$	20
$T_{S\max}$	maksimalna temperatura za ultraplankton	$^{\circ}C$	30
$T_S$	optimalna temperatura za ultraplankton	$^{\circ}C$	19.5
$b_S$	temperaturni koeficient za ultraplankton	$^{\circ}C^{-1}$	0.1157
$T_{L\max}$	maksimalna temperatura za netplankton	$^{\circ}C$	24
$T_L$	optimalna temperatura za ultraplankton	$^{\circ}C$	16.5
$b_L$	temperaturni koeficient za ultraplankton	$^{\circ}C$	0.1157
$f_{CL}$	vpliv oblakov na količino svetlobe	-	1.0
$f_{\tau}$	koeficient oblike funkcije sončnega sevanja	-	0.25
$f_{PAR}$	delež PAR glede na celotno radiacijo	-	0.43
$w_D$	hitrost usedanja detrita	$m\ s^{-1}$	0.000058
$k_{aer}$	koeficient reaeracije za kisik na površini morja	$s^{-1}$	$1.157 \times 10^{-5}$

Preglednica 5.3: Vrednosti parametrov po Crise in sod. (1998).

Table 5.3: Parameter values after Crise et al. (1998).

Parameter	Definicija	Enota	Vrednost
$C_N$	koeficient polovične rasti za nitrate	$\text{mg N m}^{-2}$	0.25 <sup>a</sup>
$d$	stopnja smrtnosti za fitoplankton	$\text{s}^{-1}$	$5.55 \cdot 10^{-7}$ <sup>b</sup>
$G_{\max}$	maksimalna stopnja rasti za fitoplankton	$\text{s}^{-1}$	$6.83 \cdot 10^{-6}$ <sup>c</sup>
$\tau$	stopnja regeneracije sistema	$\text{s}^{-1}$	$1.19 \cdot 10^{-5}$ <sup>c</sup>
$w_D$	hitrost usedanja detrita	$\text{m s}^{-1}$	$12 * 10^{-6}$ <sup>c</sup>
$k_T$	temperaturni koeficient	$^{\circ}\text{C}^{-1}$	$6.33 \cdot 10^{-2}$ <sup>c</sup>
$k_z$	koeficient zmanjšanja količine svetlobe z globino	$\text{m}^{-1}$	$5 * 10^{-6}$ <sup>d</sup>
$k_{phyto}$	koeficient zmanjšanja svetlobe zaradi fitoplanktona	$\text{m}^{-2} (\text{mg N})^{-1}$	0 <sup>c</sup>
$I_{opt}/I_0$	razmerje med optimalno in dejansko svetlobo	-	0.5 <sup>e</sup>
$f_1$	aditivni koeficient trajanja sončevega obsevanja	-	0.5 <sup>f</sup>
$f_2$	multiplikativni koeficient trajanja sončevega obsevanja	-	0.125 <sup>f</sup>

Vir: <sup>a</sup> MacIsaac in Dugdale, 1969; <sup>b</sup> Slagstad, 1982; <sup>c</sup> Eppley, 1972; <sup>e</sup> kalibracija; <sup>d</sup> podatki; <sup>e</sup> Steele, 1962; <sup>f</sup> UNESCO, 1983

Preglednica 5.4: Vrednosti parametrov po Fennel in sod. (2006).

Table 5.4: Parameter values after Fennel et al. (2006).

Simbol	Parameter	Enota	Vrednost
$\mu_0$	stopnja rasti fitoplanktona pri 0°C	$\text{d}^{-1}$	0.69 <sup>a</sup>
$k_{NO_3}$	koeficient polovične rasti za nitrate	$\text{mmol N m}^{-3}$	0.5 <sup>b</sup>
$k_{NH_4}$	koeficient polovične rasti za amoniak	$\text{mmol N m}^{-3}$	0.5 <sup>b</sup>
$\alpha$	začetni naklon P-I krivulje	$\text{molC gChl}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1} \text{d}^{-1}$	0.125 <sup>c</sup>
$g_{\max}$	maksimalna stopnja paše zooplanktona	$(\text{mmol N m}^{-3})^{-1} \text{d}^{-1}$	0.6 <sup>c</sup>
$k_P$	koeficient polovične rasti za fitopl.	$(\text{mmol N m}^{-3})^2$	2 <sup>d</sup>
$m_P$	stopnja smrtnosti fitoplanktona	$\text{d}^{-1}$	0.15 <sup>e</sup>
$\tau$	stopnja agregacije	$(\text{mmol N m}^{-3})^{-1} \text{d}^{-1}$	0.005 <sup>b</sup>
$\theta_{\max}$	maksimalno razmerje med CHL/P	$\text{mgChl mgC}^{-1}$	0.053 <sup>c</sup>
$\beta$	stopnja asimilacije za zooplankton	-	0.75 <sup>f</sup>
$l_{BM}$	stopnja izločanja	$\text{d}^{-1}$	0.1 <sup>g</sup>
$l_E$	maksimalna stopnja izločanja	$\text{d}^{-1}$	0.1 <sup>g</sup>
$m_Z$	stopnja smrtnosti zooplanktona	$(\text{mmol N m}^{-3})^{-1} \text{d}^{-1}$	0.025 <sup>h</sup>
$r_{SD}$	stopnja mineralizacije majhnega detrita	$\text{d}^{-1}$	0.03 <sup>g</sup>
$r_{LD}$	stopnja mineralizacije velikega detrita	$\text{d}^{-1}$	0.01 <sup>g</sup>
$n_{\max}$	maksimalna stopnja nitrifikacije	$\text{d}^{-1}$	0.05 <sup>b</sup>
$k_I$	intenziteta svetlobe, pri kateri je inhibicija nitrifikacije enaka polovični vrednosti	$\text{W m}^{-2}$	0.1 <sup>i</sup>
$I_0$	mejna vrednost za fotoinhibicijo nitrifikacije	$\text{W m}^{-2}$	0.0095 <sup>i</sup>
$w_{Phy}$	hitrost usedanja fitoplanktona	$\text{m d}^{-1}$	0.1 <sup>j</sup>
$w_{SDet}$	hitrost usedanja suspendiranega detrita	$\text{m d}^{-1}$	0.1 <sup>j</sup>
$w_{LDEt}$	hitrost usedanja večjih delcev detrita	$\text{m d}^{-1}$	1 <sup>j</sup>

Vir, interval vrednosti: <sup>a</sup> Taylor (1988), Andersen in sod. (1987); Eppley (1972);

<sup>b</sup> Lima in Doney (2004); <sup>c</sup> Geider in sod. (1997) <sup>e</sup> Wroblewski (1989), Fasham (1995);

<sup>d</sup> Lima in Doney (2004), račun; <sup>e</sup> Taylor in sod. (1991); <sup>f</sup> Leonard in sod. (1999), Oschlies in Garcon

(1999); <sup>g</sup> Leonard in sod. (1999); <sup>h</sup> Fennel in sod. (2001), Lima in Doney (2004); <sup>i</sup> Olson (1981);

<sup>j</sup> Moskilde (1996), Lima in Doney (2004)

Preglednica 5.5: Vrednosti parametrov po Fasham in sod. (1990).  
Table 5.5: Parameter values after Fasham et al. (1990).

Parameter	Definicija	Enota	Vrednost
-	razmerje med PAR in totalno osonečenostjo	-	0.43 <sup>a</sup>
-	oblačnost	okte	4 <sup>b</sup>
$k_w$	koefficient upadanja količine svetlobe z globino vode zaradi nečistot	$m^{-1}$	0.04 <sup>c</sup>
$m$	stopnja mešanja termokline v vertikalni smeri	$m d^{-1}$	0.1 <sup>c</sup>
$V_p$	maksimalna stopnja rasti fitoplanktona	$d^{-1}$	2.9 <sup>d</sup>
$\alpha$	začetni naklon P-I krivulje	$(W m^{-2})^{-1} d^{-1}$	0.025 <sup>e</sup>
$K_1$	koefficient polovične rasti fitoplanktona za nitrata	$mMol m^{-3}$	0.5 <sup>f</sup>
$K_2$	koefficient polovične rasti fitoplanktona za amoniak	$mMol m^{-3}$	0.5 <sup>f</sup>
$\mu_1$	specifična stopnja smrtnosti fitoplanktona	$d^{-1}$	0.045, 0.09 <sup>g</sup>
$k_c$	koefficient upadanja količine svetlobe z globino zaradi prisotnosti fitoplanktona	$m^2 (mMol N)^{-1}$	0.03 <sup>h</sup>
$\gamma_1$	delež totalne biomase fitoplanktona, ki se z znojenjem izloči kot DON (ang. exudation)	%	5% <sup>i</sup>
$\psi$	inhibicijski parameter porabe nitratov zaradi prisotnosti amoniaka	$(mMol N)^{-1}$	1.5 <sup>j</sup>
$g$	maksimalna specifična stopnja rasti zooplanktona	$d^{-1}$	1.0 <sup>k</sup>
$\beta_1$	učinkovitost asimilacije hrane v biomaso zooplanktona: zaradi hranjenja s fitoplanktonom	%	75% <sup>l</sup>
$\beta_2$	učinkovitost asimilacije hrane v biomaso zooplanktona: zaradi hranjenja z bakterijami	%	75% <sup>l</sup>
$\beta_3$	učinkovitost asimilacije hrane v biomaso zooplanktona: zaradi hranjenja z detritom	%	75% <sup>l</sup>
$\mu_2$	specifična stopnja izločanja za zooplankton (ang. excretion)	$d^{-1}$	0.1 <sup>m</sup>
$\mu_5$	specifična stopnja smrtnosti zooplanktona	$d^{-1}$	0.05 <sup>n</sup>
$K_3$	koefficient polovične rasti za zooplankton	$d^{-1}$	1.0 <sup>k</sup>
$\Omega$	delež umrlega zooplanktona, ki predstavlja detrit	%	33% <sup>o</sup>
$\epsilon$	delež izločkov zooplanktona, ki predstavlja amoniak	%	75% <sup>p</sup>
$V_6$	maksimalna stopnja rasti za bakterije	$d^{-1}$	2.0 <sup>r</sup>
$\mu_3$	specifična stopnja izločanja za bakterije	$d^{-1}$	0.05 <sup>g</sup>
$K_4$	koefficient polovične rasti za bakterije	$(mMol N) m^{-3}$	0.5 <sup>s</sup>
$\eta$	razmerje med porabo $NH_4/DON$	-	0.6 <sup>s</sup>
$\mu_4$	stopnja razkrajanja detrita	$d^{-1}$	0.05 <sup>t</sup>
$V$	stopnja usedanja detrita	$m d^{-1}$	1, 10 <sup>g</sup>

Vir, Interval vrednosti: <sup>a</sup> Jerlov (1976), Jitts in sod. (1976); <sup>b</sup> podatki; <sup>c</sup> Jerlov (1976), Lorenzen v (1972); <sup>e</sup> račun; <sup>d</sup> Eppley (1972); <sup>e</sup> Platt T, osebna komunikacija; <sup>f</sup> Goldman in Gilbert (1983); <sup>g</sup> kalibracija; <sup>h</sup> Bannister (1974), Fasham in sod. (1983); <sup>i</sup> Sharp (1977), Fogg (1983), Lancelot in Billen (1986), Schell (1974); <sup>j</sup> Wroblewski (1977); <sup>k</sup> Evans in Parslow (1985); <sup>l</sup> Conover (1978); <sup>m</sup> Verity (1985), podatki; <sup>n</sup> Evans in Parslow (1985), Wroblewski in sod. (1988), Riley (1947); <sup>o</sup> King (1987); <sup>p</sup> Corner in Newell (1967); <sup>r</sup> Ducklow in Hill (1985); <sup>s</sup> Carlucci in sod. (1985), Fuhrman (1987); <sup>t</sup> Jones in Henderson (1986); <sup>g</sup> Fenchel in Blackburn (1979), Suzuki in sod. (1985); <sup>g</sup> Jones in Henderson (1986)

#### 5.2.2.4 Robni in začetni pogoji ter izbira numerične metode

**Površina: izmenjava plinov z atmosfero.** Izmenjavo med morjem in atmosfero v modelu zaenkrat upoštevamo samo za kisik. Po Crispi in sod. (2002) lahko izmenjavo kisika med vodo in atmosfero opišemo s preprosto enačbo

$$rel_O = k_{aer} \cdot (O_{sat} - OXY) \quad (5.66)$$

$OXY$  = koncentracija kisika v dani celici,

$O_{sat}$  = koncentracija kisika pri saturaciji,

$k_{aer}$  = koeficient reaeracije, ki po Crispi in sod. (2002) znaša  $k_{aer} = 1.157 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

Za  $O_{sat}$  uporabimo funkcijo Gromiec (1983):

$$O_{sat} = 457.01 - 11.47 \cdot T + 0.14 \cdot T^2 - 3.02 \cdot s + 0.064 \cdot T \cdot s + 0.0086 \cdot s^2 \quad (5.67)$$

$T$  = temperatura v [°C],

$s$  = slanost.

Za  $[O] > [O_{sat}]$  je vrednost  $rel_O$  negativna in pomeni izgubo presežne koncentracije kisika za modelirani sistem; pri tem del plina  $[O] - [O_{sat}]$  izhlapi iz morja v atmosfero. V nasprotnem primeru  $[O] < [O_{sat}]$  pa je vrednost  $rel_O$  pozitivna in pomeni napajanje sistema s kisikom iz atmosfere. V modelu torej predpostavljamo, da se v primeru super- ali podsaturacije vode s kisikom sistem hipno odzove, koncentracija kisika v vrhnjem sloju vode pa se pri tem spremeni za  $+rel_O$ .

V vzhodnem Sredozemlju bi bilo glede na dognanja Mara in sod. (2009) potrebno upoštevati tudi depozicijo atmosferskih oblik dušika iz zraka, vendar je zaenkrat ta pojav vsaj kvalitativno še preslabo raziskan, zato ga v modelu PCFLOW3D za zdaj ne upoštevamo. Prav tako pelagični model Crispi in sod. (2002) ne upošteva procesa fiksacije  $N_2$ , razen seveda posredno, glede na to, da so vrednosti parametrov ocenjene na osnovi podatkov za Sredozemsko morje.

**Dno: izmenjava snovi s sedimenti.** V Crispi in sod. (2002) na dnu za vse spremenljivke predpostavijo, da je izmenjava snovi med vodo in sedimenti enaka 0:

$$\frac{\partial BT}{\partial n} = 0, \quad (5.68)$$

$BT$  = splošna oznaka za biogeokemične spremenljivke v modelu (ang. biological tracer),

$n$  = normala na rob.

Tak robni pogoj upoštevamo tudi v modelu PCFLOW3D, a le za območja izven kontinentalnih robov, t.j. z globino vode  $> 250$  m (definicija po Fennel in sod., 2006). Na območjih kontinentalnih polic pa analogno kot v Fennel in sod. (2006) predpišemo robni pogoj za pretok amoniaka iz sedimentov v vodo (enačba 5.65):

$$\frac{\partial}{\partial t} AMO = \frac{4}{16 \left(\frac{\Delta z}{2}\right)} (w_D \cdot DEN) \quad (5.69)$$

Količino detrita, ki pade na dno in jo zatem upoštevamo v procesih mineralizacije OM v sedimentih, določimo po enačbi 5.26, ki predstavlja vsebnost dušika v detritu. Namesto  $\Delta z$  v enačbi 5.65 v modelu PCFLOW3D uporabimo  $\Delta z/2$ , ker v računu upoštevamo vrednost  $DEN$  na sredini spodnjega sloja vode. Med procesi mineralizacije OM v sedimentih skladno s Fennel in sod. (2006) upoštevamo aerobno respiracijo in sistem nitrifikacija/denitrifikacija; ker ne upoštevamo neposredne denitrifikacije, lahko predpostavimo, da procesi mineralizacije OM v sedimentih ne vplivajo na koncentracijo nitratov v vodi nad dnom. Za nitrate na dnu torej prav tako velja robni pogoj 5.68.

Ker v modelu PCFLOW3D po Crispi in sod. (2002) poleg koncentracije nitratov in amoniaka v vodnem stolpcu modeliramo tudi koncentraciji fosfatov in kisika, moramo bentoški model Fennel in sod. (2006) razširiti še na ti dve spremenljivki. Za fosfor lahko brez večjih napak predpostavimo podobno kot za nitrate, namreč da procesi mineralizacije OM v sedimentih ne vplivajo bistveno na koncentracijo fosfatov v vodnem stolpcu, in torej prav tako predpišemo robni pogoj 5.68. Drugače pa je s porabo kisika, ki je med procesi v sedimentih seveda znatna. Če izhajamo iz enačbe 5.61, znaša poraba kisika med razgradnjo 1 mola OM (aerobno respiracijo + nitrifikacijo/denitrifikacijo) v sedimentih  $106 + 63.6 \cdot x = 106 + 63.6 \cdot 0.14 \approx 115 \text{ mol O m}^{-2} \text{ dan}^{-1}$ . Robni pogoj na dnu se tako za kisik glasi:

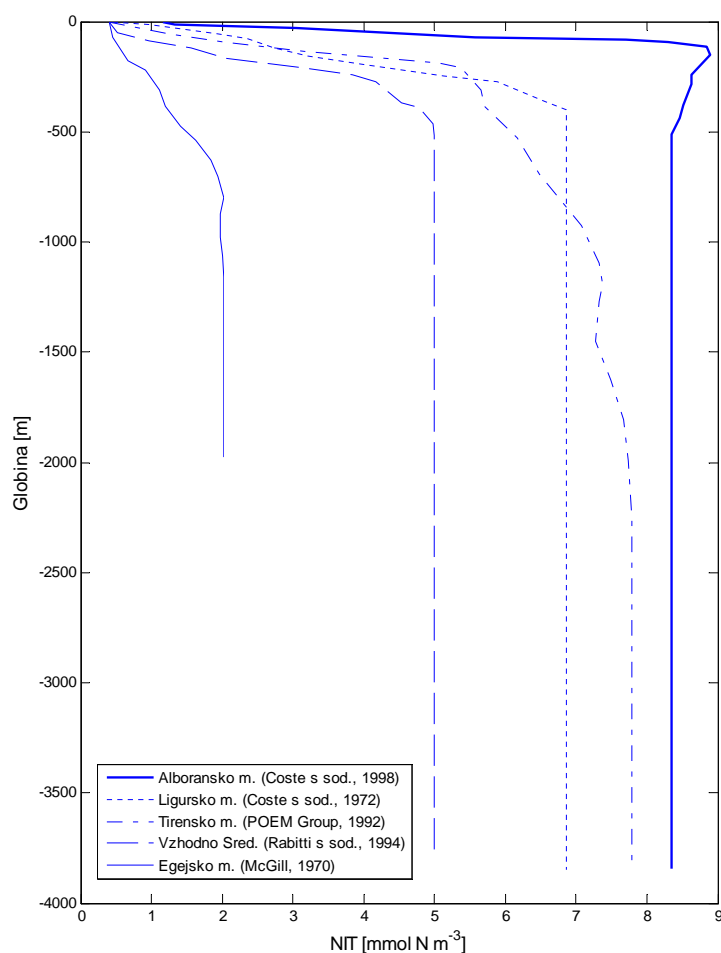
$$\frac{\partial}{\partial t} OXY = -\frac{115}{110 \left(\frac{\Delta z}{2}\right)} (w_D \cdot DEN) \quad (5.70)$$

Nastalo spremembo koncentracije kisika v vodi nad dnom upoštevamo v enačbi za kisik 5.21.

**Odprti rob.** Za določitev vrednosti spremenljivk na odprtem robu med Sredozemskim morjem in Atlantskim oceanom smo uporabili meritve Medatlas (2002) in podatke iz literature (Crispi in sod., 2002; Coste in sod., 1988). Za nitrate smo predpisali profil koncentracije po globini po Coste in sod. (1988). Za fosfate smo po zgledu Crispi in sod. (2002) v vsaki celici predpisali  $\frac{1}{16}$  vrednosti nitratov. Za amoniak in kisik smo predpostavili konstantno vrednost po globini: za amoniak  $0.0 \text{ mmol m}^{-3}$  (Medatlas, 2002; Crispi in sod., 2002), za kisik  $250 \text{ mmol m}^{-3}$  (Crispi in sod., 2002). Vrednosti ostalih spremenljivk so na odprtem robu enake 0:  $SPH = LPH = ZOO = DEC = DEN = DEP = 0$ .

**Pritok snovi z rekami.** Večina avtorjev dotok snovi z rekami v Sredozemsko morje pri modeliranju primarne produkcije zanemari, saj je v primerjavi s pretokom snovi preko Gibraltarja zanemarljiv (Crise in sod., 1998). Npr. v Crispi in sod. (2002) pritoka hranil z rekami sploh ne upoštevajo, saj praktično ne vpliva na dogajanje na odprtem morju. Prav tako dotoka hranil z rekami ne upoštevajo v Crise in sod. (1998): vpliv Nila je zaradi pregrad na reki omejen na lokalno območje iztoka (Azov, 1986), hranila, ki s Padom in ostalimi rekami pritekajo v Jadransko morje, pa ostajajo večinoma znotraj Jadranskega morja (Poulain in sod., 1996). Da smemo vplive rek na biogeokemične procese v Sredozemskem morju zanemariti, potrjujeta tudi študiji dotoka kemijskih snovi po Roni (Tusseau-Vuillemin in sod., 1998) in reki Pad (Civitaresi in sod., 1998). Po podatkih Tusseau in Mouchel (1995) Rona letno prispeva okoli  $0.082 \cdot 10^6 \text{ t m}^{-2} \text{ NO}_3^-$ , tudi ta vrednost pa je v primerjavi s pretokom snovi preko ožine Gibraltar zanemarljiva, in jo je torej potrebno upoštevati le pri modeliranju manjših območij.

**Začetni pogoji.** Začetne vrednosti spremenljivk določimo iz podatkov v literaturi. Po Crise in sod. (1998), Crispi in sod. (2002) in Fennel in sod. (2006) zahteva pravilna ocena pretokov



Slika 5.14: Profili začetnih vrednosti nitratov v različnih predelih Sredozemskega morja. Podatki so iz Coste in sod. (1972, 1988), McGill (1970), POEM Group (1992), Rabitti in sod. (1994a, 1994b) (povzeto po Crispi in sod., 2002).

Figure 5.14: Nitrate initial profiles in different areas of the Mediterranean Sea. Data are from Coste et al. (1972, 1988), McGill (1970), POEM Group (1992), Rabitti et al. (1994a, 1994b) (adapted from Crispi et al., 2002).

dušika predvsem realno oceno začetnih vrednosti nitratov. Za začetne vrednosti nitratov  $NIT$  v posameznih predelih Sredozemskega morja uporabimo meritve Coste in sod. (1972, 1988), McGill (1970), POEM Group (1992), Rabitti in sod. (1994a, 1994b) (slika 5.14, po Crispi in sod., 2002). V Jadranskem morju predpišemo za nitrate enak profil kot v Ligurskem morju, v zahodni kotanji pa enak profil kot v Tirenskem morju. Začetne vrednosti ostalih spremenljivk znašajo:  $PHO = \frac{1}{16}$  vrednosti nitratov,  $AMO = 0 \text{ mmol m}^{-3}$ ,  $OXY = 250 \text{ mmol m}^{-3}$ ,  $SPH = LPH = 0.1 \text{ mmol m}^{-3}$ ,  $ZOO = 0.01 \text{ mmol m}^{-3}$ ,  $DEC = DEN = DEP = 0 \text{ mmol m}^{-3}$ .

**Numerične metode.** Za reševanje sistemov enačb za oba pelagična in bentoški model smo v model PCFLOW3D vgradili dve numerični metodi, in sicer običajno Eulerjevo metodo za reševanje nelinearnih enačb ter metodo Runge-Kutta 4. reda. Za model Crispi in sod. (2002) zaradi izjemne nelinearnosti in kompleksnosti svetujemo račun po metodi Runge-Kutta, za reševanje ostalih sistemov enačb pa lahko uporabimo eno ali drugo metodo.

### 5.2.3 Empirični model valovanja za Tržaški zaliv

Če uporabimo razvrstitev po Holthuisen (2007) (podpoglavje 4.1.1), spada obravnavano območje modeliranja med srednje velika območja, tako v prostorskem kot tudi v časovnem smislu. V tem primeru lahko pogoje nastanka valov dobro opišemo s povprečnimi karakteristikami, med katerimi je najpomembnejši valovni spekter.

Fizikalni modeli valovanja so običajno kompleksni in računsko potratni, obenem pa se pri modeliranju valov v območjih s kompleksnimi meteorološkimi, hidrodinamičnimi in geografskimi pogoji redko dobro obnesejo. Pregled literature kaže (Bertotti in Cavaleri, 2009; Dykes in sod., 2009; Lionello in sod., 2010b), da ne fizikalni ne empirični modeli valovanja na območju Jadranskega morja v splošnem ne dajejo dobrih rezultatov. Ko je primarni namen modeliranja določitev vrednosti biogeokemičnih spremenljivk v vodnem stolpcu in ovrednotenje vpliva valov na le-te, se zato razvoj konceptualnega modela valovanja redko splača. Pri modeliranju Tržaškega zaliva nas primarno zanima vpliv valov oz. kombiniranega vpliva valov, tokov in vetra na obseg resuspenzije sedimentov z dna ter posledično na spremembo koncentracije na delce vezanih zvrsti Hg v vodnem stolpcu. Po Wang in sod. (2007) je vpliv valov na resuspenzijo sedimentov z dna v Tržaškem zalivu znaten.

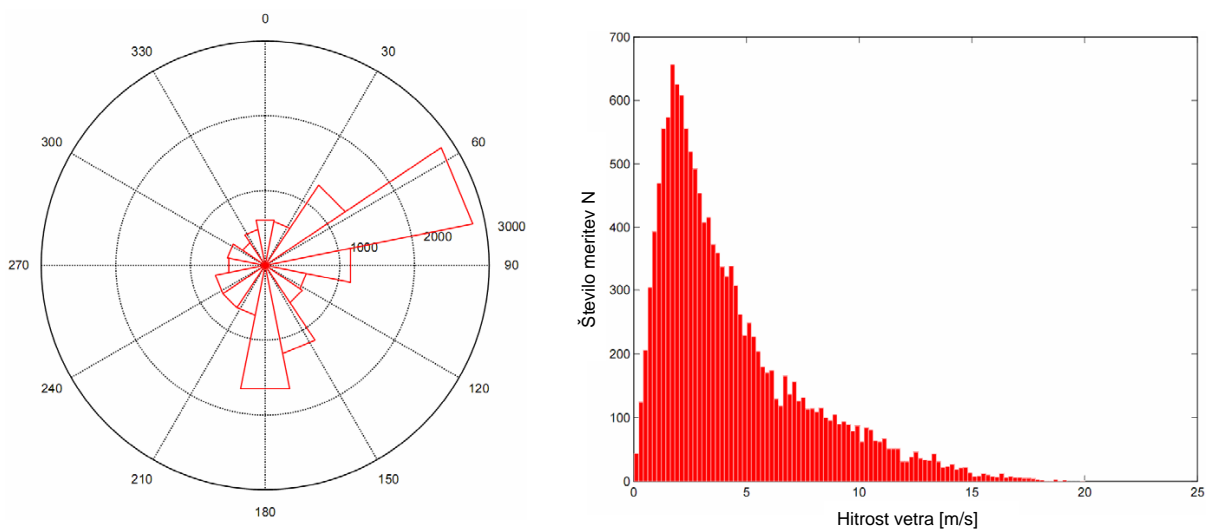
Za modeliranje vpliva valov na vrednosti biogeokemičnih spremenljivk v morju Tržaškega zaliva smo se zato odločili razviti preprost in uporaben model valovanja, ki bo zadostoval za naše potrebe. Z ANFIS kombinacijo mehkih sistemov in nevronske mreže smo ga razvili neposredno iz podatkov, ki jih na oceanografski boji Vida beleži Morska biološka postaja Piran (<http://buoy.mbss.org/>). Tak model valovanja je enostaven za uporabo in zahteva kratek računski čas, obenem pa je dovolj natančen za naše potrebe. Z modelom valovanja za Tržaški zaliv lahko valove napovemo neposredno iz značilnih vrednosti vetra, privetrišča in hitrostnega polja tokov v površinskem sloju morja.

**Podatki.** Pridobili smo podatke za valove, veter in tokove Morske biološke postaje Piran za obdobje vzorčenja od 1.1.2006 do 31.3.2007. Podatki se merijo na oceanografski boji Vida, ki se nahaja na  $\varphi = 45^{\circ}32.9'N$ ,  $\lambda = 13^{\circ}33.0'E$  (slika 6.27, poglavje 6.2.1). Vzorčijo se hitrost in smer vetra, vetrni sunki, temperatura in vlažnost zraka, temperatura in slanost morja, morski tokovi po vsej globini, maksimalna, značilna in povprečna višina valov, povprečna in vršna perioda valov, smer potovanja valov, razpršenost energije valov pri vršni periodi ter nekatere druge spremenljivke, ki za obravnavani primer niso pomembne.

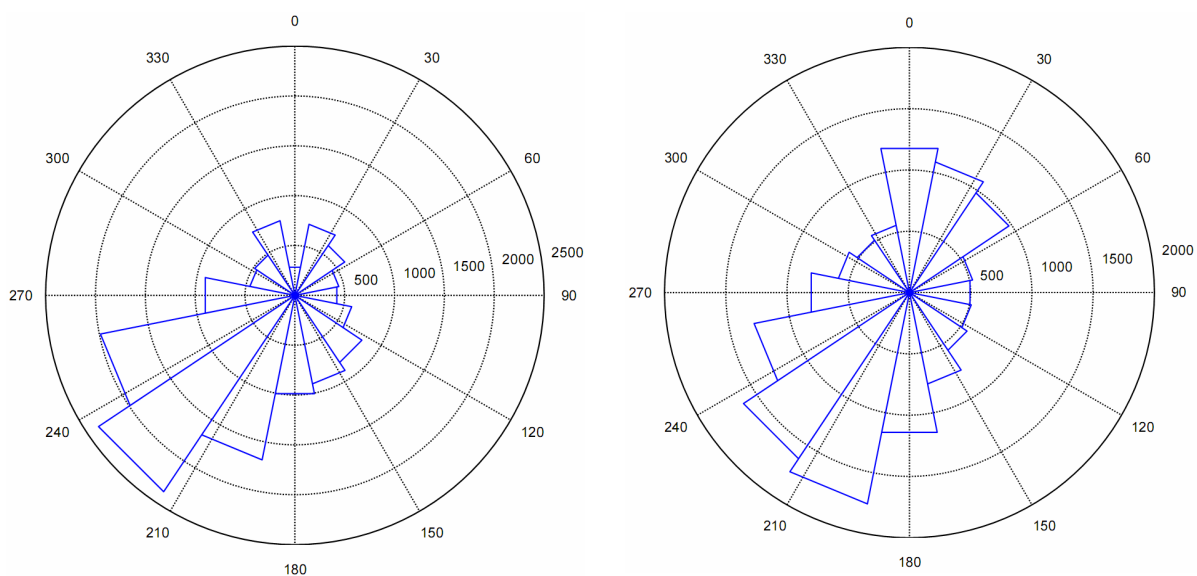
Komponente hitrosti vetra ( $u, v, w$ ) se vzorčijo s 3D akustičnim anemometrom, frekvenca vzorčenja znaša 1 Hz, interval vzorčenja pa znaša 10 min vsake pol ure (npr. od 12:30-12:40, od 13:00-13:10, itd). Tokovi in valovi se vzorčijo v ločenih časovnih intervalih, in sicer tokovi vedno prvih 10 min vsake pol ure (npr. od 12:30-12:40), valovi pa naslednjih 17 min (npr. od 12:40-12:57); preostale 3 min v polurnem intervalu so namenjene prenosu podatkov, ipd. Za smer vetra štejemo azimut smeri, iz katere veter piha, za razliko od valov in tokov, pri katerih kot smer tolmačimo azimut smeri, v katero valovi in tokovi potujejo (Deželjin, 2001). Statistiko podatkov za veter, valove in tokove za obdobje od 1.1.-31.12.2006 podajamo na slikah 5.15 - 5.18.

Za modeliranje valov predstavlja problem predvsem dejstvo, da se meritve valov vzorčijo samo v eni točki zaliva, pa še ta se nahaja samo nekaj sto metrov od obale. Taki podatki seveda niso reprezentativni za celoten Tržaški zaliv, vendar je to zaenkrat največ, s čimer razpolagamo.

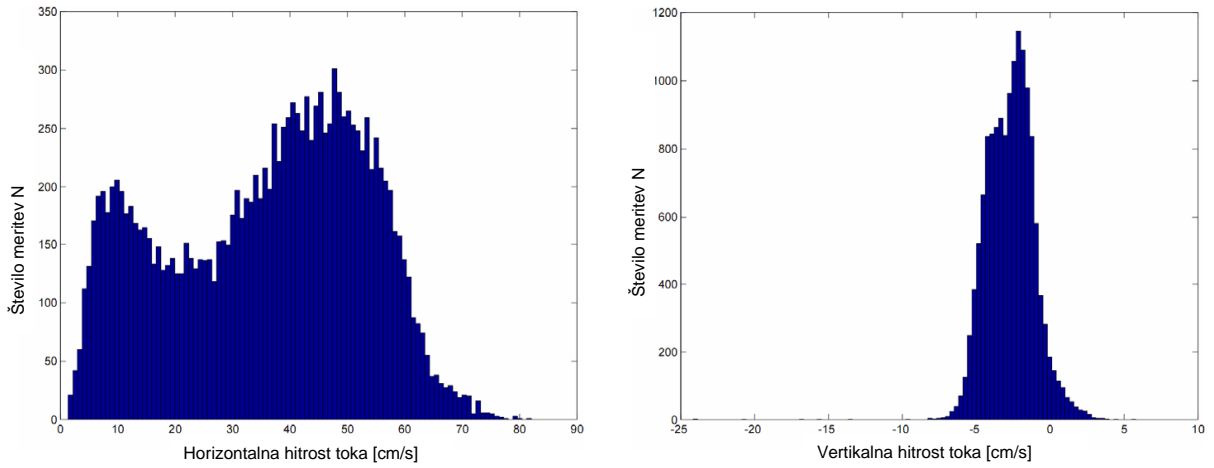




Slika 5.15: Roža vetrov: pogostost smeri vetra (levo) in histogram hitrosti vetra (desno).  
Figure 5.15: Rose of winds: frequency of various wind directions (left) and histogram for wind speed (right).

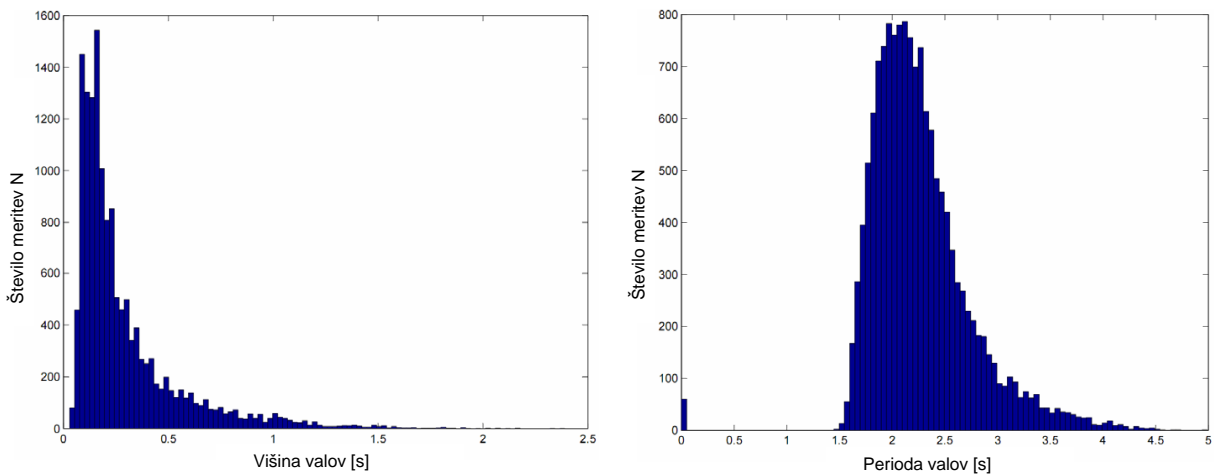


Slika 5.16: Roža tokov: pogostost smeri toka (levo) in roža valov: pogostost smeri potovanja valov (desno).  
Figure 5.16: Rose of currents: frequency of direction of horizontal currents' component (left) and rose of waves: frequency of direction of wave propagation (right).



Slika 5.17: Histograma horizontalne (levo) in vertikalne (desno) komponente hitrosti tokov za površinski sloj morja globine 0-2 m.

Figure 5.17: Histograms for horizontal (left) and vertical (right) components of current speed in the upper layer (0-2 m depth).



Slika 5.18: Histograma višine (levo) in periode (desno) valov.

Figure 5.18: Histograms for wave height (left) and wave period (right).

**Modeli.** Napovedujemo vrednosti povprečne in vršne periode valov, povprečne in maksimalne višine valov, srednje smeri potovanja valov ter razpršenosti valov pri vršni periodi; napovedujemo povprečne vrednosti izhodnih spremenljivk v naslednjih treh urah.

Pri izbiri vhodnih spremenljivk smo izmed 120 atributov (veter, tokovi, privettrišče, zgodovina) z algoritmom M5 za gradnjo modelnih dreves najprej izbrali tiste, ki najbolj vplivajo na vrednosti izhodnih spremenljivk. Atributi z najvišjim prirastkom informacije so v vseh primerih naslednji: povprečna vrednost sunkov vetra v preteklih treh urah, povprečna hitrost vetra v zadnjih treh urah, povprečna smer vetra v zadnjih treh urah, povprečna vrednost privettrišča v zadnjih treh urah, povprečna horizontalna komponenta hitrosti tokov v vrhnjem sloju morja (0-2 m) v zadnjih treh urah, povprečna vertikalna komponenta hitrosti tokov v vrhnjem sloju morja (0-2 m) v zadnjih treh urah, povprečna horizontalna smer tokov v vrhnjem sloju morja (0-2 m) v zadnjih treh urah.

Te attribute smo zatem uporabili kot vhodne spremenljivke pri modeliranju značilnih vrednosti valov. Za vsako izmed izhodnih spremenljivk smo razvili ANFIS model tipa Sugeno-Takagi; splošna shema modelov je prikazana na sliki 5.19. Vrednosti uteži in parametrov, ki nastopajo v pripadnostnih funkcijah, končnih linearnih enačbah in funkcijah defuzifikacije (glej spodaj) posameznih modelov, podajamo v *Prilogi 1* (preglednice 10.1 - 10.12). Ocene in rezultate modelov valovanja podajamo v podpoglavju 6.2.3. Za primerjavo smo modele iz istih atributov razvili tudi z modelnimi drevesi. Rezultati obeh metod so med seboj primerljivi, vendar so modelna drevesa v splošnem manj občutljiva na spremembe v vrednostih vhodnih spremenljivk; rezultate zato podajamo samo za modele ANFIS.

V poglavju 6.2.3 natančneje utemeljujemo tudi, zakaj modelov valovanja za Tržaški zaliv ni smiselno razvijati za več kakor tri ure vnaprej. Že atributi, katere za najpomembnejše opredeli algoritem M5, pričajo o tem, da na valove v času  $t$  najbolj vplivajo značilne vrednosti vetra, tokov in privettrišča v preteklih treh urah. Račun po enačbah, ki smo jih podali v 4. poglavju, to potrjuje (glej podpoglavje 6.2.3). Kljub temu je z razvitimi modeli možno napovedati značilne vrednosti valov za poljubno število ur vnaprej: npr. pri napovedi za 48 ur vnaprej med vhodnimi spremenljivkami upoštevamo vrednosti hitrosti in sunkov vetra, ki jih dobimo iz meteorološke napovedi za 48 ur vnaprej. Napaka prognoze valovanja je v tem primeru enaka vsoti napake modela in napake zaradi netočnosti meteorološke napovedi.

V vseh modelih sledijo vhodne pripadnostne funkcije  $f_{in}$  Gaussovi funkciji oblike

$$f_{in} = \exp\left(\frac{-(x_{in} - c)^2}{2\sigma^2}\right) . \quad (5.71)$$

Izhodne pripadnostne funkcije  $f_{out}$  so linearne funkcije oblike

$$f_{out} = a_1x_{in,1} + a_2x_{in,2} + a_3x_{in,3} + a_4x_{in,4} + a_5x_{in,5} + a_6x_{in,6} + a_7x_{in,7} + a_8 . \quad (5.72)$$

Defuzifikacija izhodnih pripadnostnih funkcij v izhodne numerične vrednosti  $y$  se vrši po enačbi

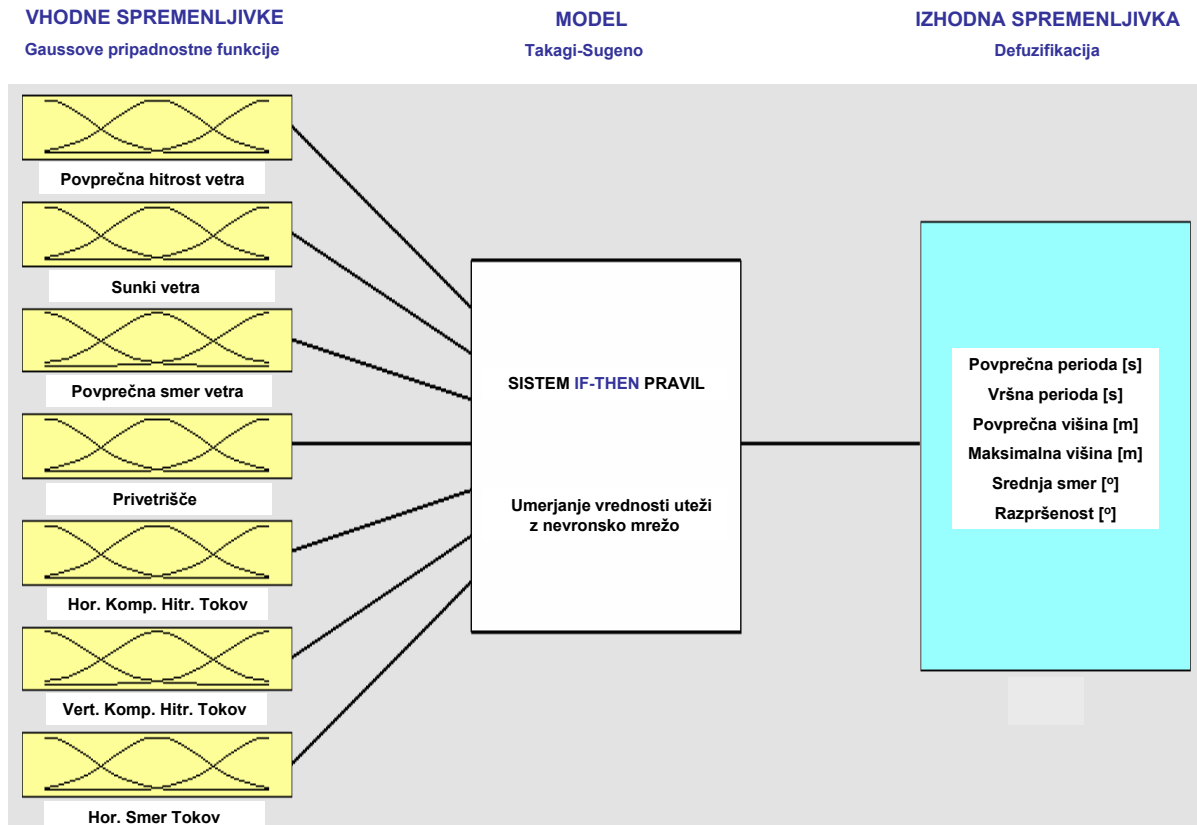
$$y = \frac{\sum_i w_i z_i}{\sum_i w_i} ; \quad (5.73)$$

$i$  = posamezno odločitveno pravilo,

$w_i$  = utežni faktor pravila  $i$ ,

$z_i$  = izhodna vrednost pravila  $i$ .

$w_i$  se določi kot produkt vrednosti vhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{in}$  za pravilo  $i$  (v našem primeru je takih funkcij 7),  $z_i$  pa predstavlja vrednost  $f_{out}$  za pravilo  $i$ . Rezultat modeliranja z metodo ANFIS predstavljajo vrednosti uteži in parametrov, ki nastopajo v pripadnostnih funkcijah, končnih linearnih enačbah in funkcijah defuzifikacije modelov valovanja. Pri uporabi modelov moramo za nedvoumno določitev vrednosti izhodnih spremenljivk poznati vrednosti parametrov  $\sigma$ ,  $c$  in  $a_i$  v enačbah 5.71 - 5.73; te vrednosti podajamo v *Prilogi 1*.



Slika 5.19: Osnovna shema modela ANFIS za valove v Tržaškem zalivu.

Figure 5.19: Schematic presentation of ANFIS model for wave forecast in the Gulf of Trieste.

#### 5.2.4 Empirični modeli za določanje skalarnih polj konduktivnosti, transmisije, kisika in fluorescence

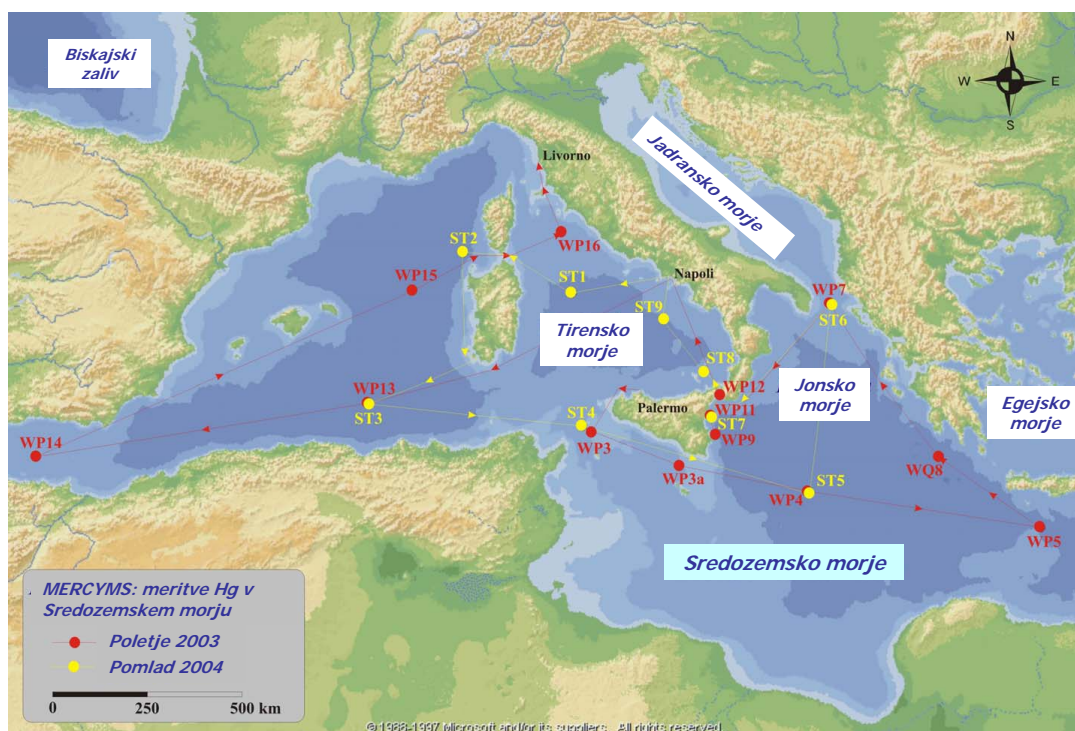
Koncentracijo zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju določamo z modelnimi drevesi, v katerih kot atributi nastopajo globina, temperatura in slanost morja, indeks dneva in indeks ure (glej spodaj) ter konduktivnost, transmisija, kisik in fluorescence klorofila-a. Globino, indeks ure in indeks dneva določimo s preprosto aritmetiko, temperatura in slanost sta rezultat hidrodinamičnega modela, kisik in klorofil-a dobimo z modelom za nižji del prehranjevalne verige, konduktivnosti in transmisije pa zaenkrat z modelom PCFLOW3D še ne moremo določiti konceptualno. Za določitev skalarnih polj konduktivnosti in transmisije smo se zato odločili razviti empirična modela; uporabili smo poprej opisano metodo modelnih dreves.

V nadaljevanju podajamo tudi rezultate podobnih preprostih empiričnih modelov za določitev skalarnih polj kisika in klorofila-a, ki smo jih v raziskovalni skupini uporabljali, preden smo se odločili razviti konceptualni model za nižji del prehranjevalne verige. Modelni drevesi za določanje koncentracije raztopljenega kisika in fluorescence klorofila-a v Sredozemskem morju lahko uporabimo, ko uporaba potratnejšega konceptualnega modela za nižji del prehranjevalne verige ni smiselna ali za primerjavo z vrednostmi spremenljivk, ki jih dobimo z bolj sofisticiranimi modeli. Model za določanje koncentracije kisika lahko uporabimo tudi v kombinaciji s konceptualnim modelom Fennel in sod. (2006), ki koncentracije kisika v vodnem stolpcu ne določa eksplicitno.

**Podatki.** Modele zgeneriramo induktivno neposredno iz meritev oceanografskih spremenljivk, opravljenih v okviru projekta MERCYMS (MERcury CYcling in the Mediterranean Sea) poleti 2003 in spomladi 2004 (slika 5.20). Zaradi induktivne gradnje modelov torej rezultati načeloma veljajo samo za Sredozemsko morje zgodaj spomladi in pozno poleti.

Spremenljivke, ki jih vključimo v postopek učenja:

- globina [m],
- temperatura [ $^{\circ}$  C],
- slanost [psu],
- indeks dneva, *dan* [-]: linearno narašča od 21. decembra do 21. junija in zatem spet pada (21.12.: *dan* = 1, 22.12.: *dan* = 2, ... , 21.6.: *dan* = 183, 22.6.: *dan* = 182, ... 20.12.: *dan* = 1),
- indeks ure, *ura* [-]: v času pomladnih meritev indeks ure linearno narašča od 7:00 (*ura* = 1) do 13:00 (*ura* = 7) in zatem do 19:00 spet pada (*ura* = 1), med 19:00 in 7:00 pa je vrednost enaka 0; v času poletnih meritev poteka določitev indeksa ure enako, le da pomladnim vrednostim med 6:00 in 20:00 dodamo vrednost 1 (ob 6:00 je *ura* = 1, ob 13:00 je *ura* = 8, ob 20:00 je *ura* = 1, med 20:00 in 6:00 je *ura* = 0),
- kisik [ $\text{mg L}^{-1}$ ]: koncentracija v vodi raztopljenega kisika,
- fluorescence [ $\text{mg CHLa m}^{-3}$ ]: merimo fluorescenco klorofila-a,
- konduktivnost [ $\text{mS cm}^{-1}$ ]: sposobnost snovi (morske vode), da prevaja električni tok,



Slika 5.20: Točke vzorčenja med terenskimi meritvami živega srebra in drugih ekoloških spremenljivk v Sredozemskem morju: projekt MERCYMS, avgust 2003 in marec 2004.

Figure 5.20: Locations of mercury sampling during both MERCYMS cruises in the Mediterranean Sea: August 2003, March 2004.

- transmisija [%]: prepustnost snovi (morske vode) za svetlobo.

Z globino in temperaturo morja posredno zajamemo vpliv fotične cone in z njo povezanih procesov. Z indeksom dneva zajamemo letno nihanje sončnega sevanja, posredno pa tudi ostale vplive spreminjanja letnih časov. Z indeksom ure zajamemo dnevno nihanje sončnega sevanja ter ostale razlike med dnevom in nočjo. S trikotno obliko tako indeksa dneva kot indeksa ure smo želeli opisati periodično (letno oz. dnevno) spreminjanje nekaterih zunanjih pogojev, obenem pa smo na ta način zajeli tudi podobnost zunanjih pogojev med dnevoma 31.12. in 1.1. oz. med urami pred sončnim vzhodom in po sončnem zahodu.

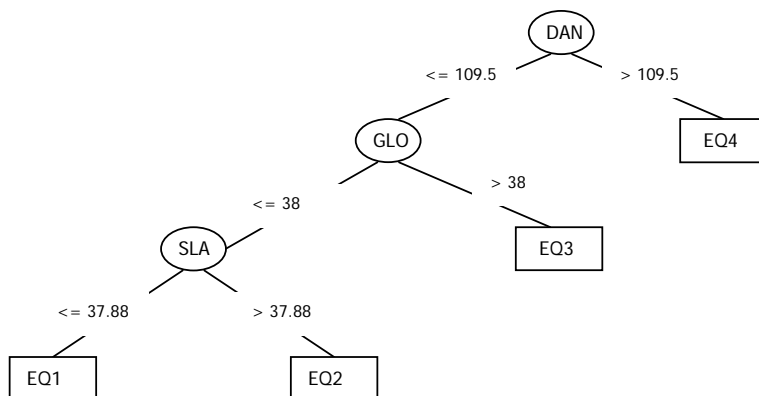
Namenimo še nekaj besed meritvam klorofila-a oz. fluorescence. Vrednosti se gibljejo poleti med  $0.01 - 0.14 \text{ mg CHLa m}^{-3}$ , spomladi pa med  $0.13 - 2.36 \text{ mg CHLa m}^{-3}$  (v fotični coni med pomladnim viškom večinoma okoli  $1.0 \text{ mg CHLa m}^{-3}$ ). Vrednosti pa so  $> 0$  tudi v globokem oceanu, ker meritve fluorescence deloma zajamejo poleg živih fitoplanktonskih organizmov tudi POM in DOM.

**Modeli.** Za gradnjo modelov smo uporabili algoritem M5. Oznake v modelih pomenijo: *kon* = konduktivnost, *tra* = transmisija, *kis* = kisik, *flu* = fluorescenca, *glo* = globina, *tem* = temperatura, *sla* = slanost, *ura* = indeks ure, *dan* = indeks dneva, *n* = število učnih primerov, – = ni podatkov. Enote vhodnih in izhodnih spremenljivk so enake kot v opisu zgoraj.

Model za konduktivnost:

$$EQ1 : kon = 0.0004glo + 1.0934tem + 1.2109sla - 16.2344$$

Model za transmisijo:



Slika 5.21: Modelno drevo za določanje vrednosti transmisije v Sredozemskem morju.  
Figure 5.21: Model tree for transmission in the Mediterranean Sea.

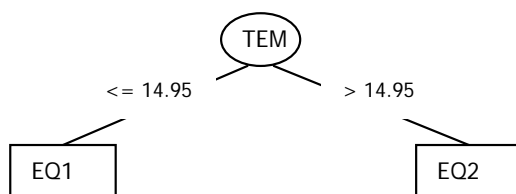
$$EQ1 : tra = -0.0441dan + 0.0165ura + 0.0001glo - 0.0517sla + 0.5302tem + 84.5233$$

$$EQ2 : tra = -0.0441dan - 0.0668ura + 0.0001glo + 0.2009sla + 1.0535tem + 67.5203$$

$$EQ3 : tra = -0.0304dan - 0.1442ura + 0.4181sla + 75.1084$$

$$EQ4 : tra = 0.0891dan - 0.365ura - 0.0007glo + 1.994sla - 3.9483$$

Model za kisik:

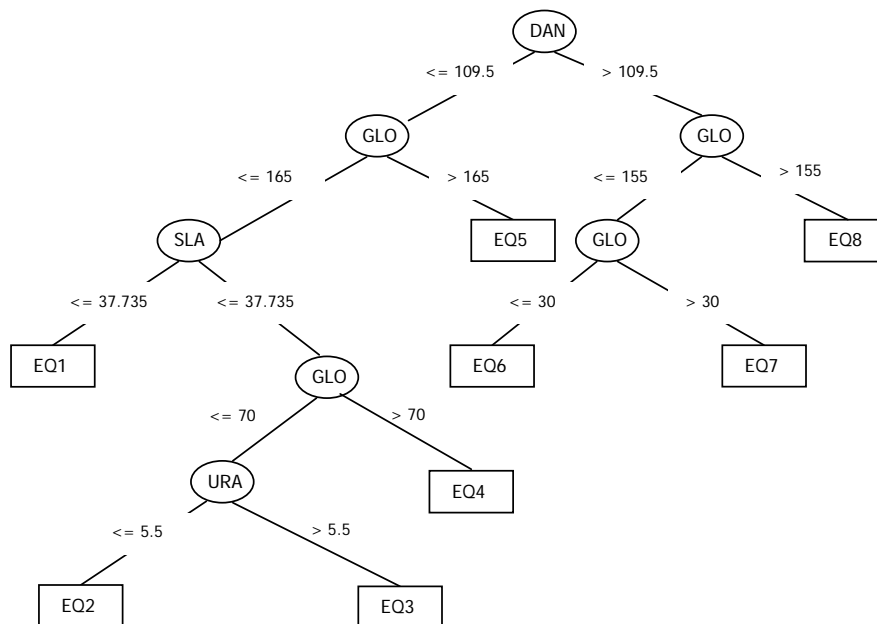


Slika 5.22: Modelno drevo za določanje koncentracije kisika v Sredozemskem morju.  
Figure 5.22: Model tree for oxygen in the Mediterranean Sea.

$$EQ1 : kis = -0.0002dan - 0.0443sla - 0.157tem + 12.0449$$

$$EQ2 : kis = -0.0002dan - 0.027sla - 0.1286tem + 10.933$$

Model za fluorescenco:



Slika 5.23: Modelno drevo za določanje vrednosti fluorescencije klorofila-a v Sredozemskem morju.  
 Figure 5.23: Model tree for fluorescence in the Mediterranean Sea.

$$\begin{aligned}
 EQ1 & : \quad flu = -0.0016dan + 0.0723ura - 0.0024glo + 0.2785sla - 0.2985tem - 5.8538 \\
 EQ2 & : \quad flu = 0.0558dan - 0.0038ura - 0.0066glo + 0.3031sla - 0.5415tem - 8.0142 \\
 EQ3 & : \quad flu = 0.0517dan - 0.0168ura - 0.0066glo + 0.3031sla - 0.4872tem - 8.3905 \\
 EQ4 & : \quad flu = 0.0208dan + 0.0433ura - 0.0069glo + 0.3013sla - 0.5083tem - 5.4594 \\
 EQ5 & : \quad flu = -0.0016dan - 0.0001glo + 0.4284 \\
 EQ6 & : \quad flu = -0.0026dan + 0.0013ura + 0.0001glo + 0.3723 \\
 EQ7 & : \quad flu = -0.0026dan + 0.0012ura + 0.0001glo + 0.3808 \\
 EQ8 & : \quad flu = -0.0022dan + 0.3249
 \end{aligned}$$

**Rezultati.** Modele smo ocenili z  $10\times$  navzkrižnim preverjanjem. Weka modele oceni s koeficientom korelacije  $r$ , srednjo absolutno napako  $mae$ , korenom kvadratov srednjih napak  $rmse$ , relativno absolutno napako  $rae$  in s korenom kvadratov relativnih napak  $rrse$ . Ocene podajamo v preglednici 5.6. Modeli za konduktivnost, transmisijo in kisik so zelo dobro ocenjeni ( $r \approx 1.00$ ). Model za fluorescenco je slabše ocenjen, kar pa je bilo glede na kompleksnost procesa sinteze organske snovi tudi pričakovati.

Skalarna polja modeliranih spremenljivk dobimo z zgornjimi modeli neposredno iz (sezonsko ali mesečno povprečnih) skalarnih polj vhodnih spremenljivk (rezultat modela PCFLOW3D) ter primerno izbranih vrednosti za indeks dneva in indeks ure. Glede na dobre ocene modelov lahko zaključimo, da je ideja napovedi ekoloških spremenljivk neposredno iz skalarnih polj hidrodinamičnih spremenljivk obetavna.



Preglednica 5.6: Ocene empiričnih modelov za konduktivnost, transmisijo, kisik in fluorescenco.  
Table 5.6: Evaluations of empirical models for conductivity, transmission, oxygen and fluorescence.

	<i>KON</i>	<i>TRA</i>	<i>KIS</i>	<i>FLU</i>
<i>r</i>	1.00	0.93	1.00	0.43
<i>mae</i>	0.067	0.914	0.022	0.175
<i>rmse</i>	0.158	1.360	0.045	0.445
<i>rae</i>	2.2%	29.1%	7.1%	69.4%
<i>rrse</i>	3.6%	36.9%	9.5%	90.9%
<i>n</i>	1289	161	163	151

### 5.2.5 Modeli za določanje koncentracije zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju

Nepopolno teoretično znanje o kroženju živega srebra v vodnem okolju omejuje razvoj konceptualnih modelov. Ker je podatkovna baza MERCYMS v svetovnem merilu zaenkrat med najbolj obsežnimi in zanesljivimi bazami meritev koncentracije zvrsti živega srebra v morskem okolju, smo te podatke uporabili za gradnjo induktivnih modelov z modelnimi drevesi.

Če poznamo zveze med oceanografskimi spremenljivkami in koncentracijami živega srebra, lahko slednje določimo neposredno iz rezultatov hidrodinamičnih modelov. Preprostost ideje ne omejuje njene uporabnosti: po pregledu literature (npr. Hall, 1995; Krabbenhoft, 1998; Cossa in Coquery, 2005) ugotovimo, da je koncentracija živega srebra odvisna npr. od intenzitete svetlobe in vsebnosti raztopljenega kisika, posredno pa tudi od globine vode, temperature ter ostalih spremenljivk, ki jih z obstoječim znanjem znamo modelirati. V pričujočem delu želimo zato z orodji strojnega učenja poiskati in ovrednotiti morebitne zveze med koncentracijami živega srebra in drugimi okoljskimi spremenljivkami ter osvetliti možnosti tovrstnega modeliranja koncentracij živega srebra v prihodnje.

Modeliramo naslednje zvrsti živega srebra v vodnem okolju: celokupno (THg), elementarno Hg<sup>0</sup> (DGM), anorgansko Hg<sup>2+</sup> (RHg), monometil CH<sub>3</sub>Hg<sup>+</sup> (MMHg) in dimetil živo srebro Hg(CH<sub>3</sub>)<sub>2</sub> (DMHg). V postopku učenja so atributi oceanografske spremenljivke, ki smo jih našli v poglavju 5.2.4, razred pa je vsakič ena izmed koncentracij živega srebra.

**Podatki.** Podatki MERCYMS za Hg in postopki merjenja so natančno opisani v Horvat in sod. (2003), Andersson in sod. (2007), Kotnik in sod. (2007), Monperrus in sod. (2005, 2007). Točke in čas vzorčenja so enaki kot za ekološke spremenljivke (slika 5.20, poglavje 5.2.4). Koncentracije živega srebra v vodnem stolpcu sta neodvisno merili dve raziskovalni skupini: IJS (Institut Jožef Stefan, Ljubljana, Odsek za znanosti o okolju) in LCABIE (Laboratoire de Chimie Analytique Bio-Inorganique et Environnement, UMR-CNRS, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau, France). Člani skupine IJS so merili koncentracije THg, RHg, DGM, MMHg, DMHg, člani skupine LCABIE pa koncentracije THg, DGM, MMHg, DMHg. Poleg teh imamo še meritve za DGM na površini morja, delo raziskovalnih skupin UGOT (Inorganic Chemistry, Department of Chemistry, Göteborg University, Göteborg, Sweden), CNR-IB (Institute of Biophysics of the National Research Council, Pisa, Italy) in CNR-IIA (Institute for Atmospheric Pollution of the National Research Council, Rende, Italy) za atmosfersko modeliranje kroženja Hg.

Preglednica 5.7: Povprečne vrednosti meritev živega srebra v posameznih predelih Sredozemskega morja; delo raziskovalnih skupin IJS in LCABIE v okviru projekta MERCYMS. Vrednosti predstavljajo povprečje vseh meritev na danem območju. Enota THg, RHg, DGM in MMHg je  $[\text{ng L}^{-1}]$ , enota DMHg je  $[\text{pg L}^{-1}]$ . Oznaka (F) pomeni, da gre za filtrirano vrednost, oznaka (F+P) pa, da gre za vsoto filtrirane in na delce vezane koncentracije.

Table 5.7: Average data values of mercury species in different parts of the Mediterranean Sea; sampling was performed by IJS and LCABIE groups during MERCYMS project. Values represent the mean of all concentrations measured in a certain region. Concentrations of DGM, RHg, MMHg and THg are given in  $[\text{ng L}^{-1}]$ , concentrations of DMHg are given in  $[\text{pg L}^{-1}]$ . Label (F) denotes that the water sample was filtered before the concentration of Hg was measured, label (F+P) denotes the sum of filtered and particulate MMHg concentrations.

ZAHODNO SREDOZEMLJE - POLETJE									
IJS						LCABIE			
	THg	DGM	RHg	MMHg	DMHg	THg	DGM	MMHg	DMHg
<i>Alboransko m. sredina</i>	0.228	0.041	0.021	0.037	0.118	0.517	0.064	0.040	20.90
<i>jug</i>	0.094	0.056	0.007	<0.02(F)	-	0.205	0.062	0.017	15.29
<i>Tirensko m.</i>	0.277	0.027	0.025	0.018(F)	0.800	0.421	0.064	0.044	16.30
	0.212(F)	0.028	0.044	0.101(F)	-	-	-	-	-
VZHODNO SREDOZEMLJE - POLETJE									
IJS						LCABIE			
	THg	DGM	RHg	MMHg	DMHg	THg	DGM	MMHg	DMHg
<i>ožina Sicilije zahod (pod Jonskim m.)</i>	0.440	0.048	0.120	0.046(F)	< 0.1	0.629	0.159	0.114	0.41
<i>Otrantska v. Libijsko m.</i>	0.066	0.029	0.020	0.029(F)	< 0.1	0.368	0.085	0.037	25.81
	0.251	0.031	0.023	0.069(F+P)	< 0.1	0.524	0.051	0.082	2.53
	0.138	0.046	0.008	0.022(F)	< 0.1	0.573	0.077	0.053	2.39
ZAHODNO SREDOZEMLJE - POMLAD									
IJS						LCABIE			
	THg	DGM	RHg	MMHg	DMHg	THg	DGM	MMHg	DMHg
<i>sredina</i>	0.148	0.045	0.065	0.045(F)	0.471	0.403	0.028	0.065	7.53
<i>jug</i>	0.152	0.104	0.028	0.035(F)	0.239	0.245	0.030	0.064	12.45
<i>Tirensko m.</i>	0.249	0.044	0.127	<0.02(F)	0.940	0.437	0.044	0.064	12.11
VZHODNO SREDOZEMLJE - POMLAD									
IJS						LCABIE			
	THg	DGM	RHg	MMHg	DMHg	THg	DGM	MMHg	DMHg
<i>ožina Sicilije zahod (pod Sicilijo)</i>	0.198	0.066	0.046	0.040(F)	0.265	0.201	0.05	0.061	18.74
<i>zahod (pod Jonskim m.)</i>	-	0.059	0.052	0.049(F)	0.076	-	0.048	-	20.56
<i>Otrantska v.</i>	0.191(F)	0.093	0.045	0.065(F)	-	0.299	0.045	0.068	14.14
	0.162(F)	0.050	-	0.063(F)	0.107	0.407	0.026	0.037	4.23

Preglednica 5.8: Okvirne vrednosti izmerjenih koncentracij živega srebra, povprečje pomladnih in poletnih meritev MERCYMS za obe kotanji Sredozemskega morja (levo IJS, desno LCABIE). Enota THg, RHg, DGM in MMHg je  $[\text{ng L}^{-1}]$ , enota DMHg je  $[\text{pg L}^{-1}]$ . Oznake *min*, *ave*, *max* predstavljajo minimalno, povprečno in maksimalno izmerjeno koncentracijo. Oznaka (F) pomeni, da gre za filtrirano vrednost.

Table 5.8: Average values of mercury concentrations measured by IJS and LCABIE during both MERCYMS cruises. Concentrations of DGM, RHg, MMHg and THg are given in  $[\text{ng L}^{-1}]$ , concentrations of DMHg are given in  $[\text{pg L}^{-1}]$ . Labels *min*, *ave*, *max* denote minimum, averaged and maximum mercury concentrations measured. Label (F) denotes that the water sample was filtered before the concentration of MMHg was measured.

	IJS			LCB		
	<i>min</i>	<i>ave</i>	<i>max</i>	<i>min</i>	<i>ave</i>	<i>max</i>
THg	0.00	0.20	0.76	0.00	0.39	1.20
DGM	0.00	0.05	0.23	0.00	0.05	0.22
RHg	0.00	0.04	0.31	—	—	—
MMHg	0.00(F)	0.05(F)	0.24(F)	0.00	0.06	0.15
DMHg	0.00	0.25	2.80	0.00	12.31	73.45

IJS so na območju Jadranskega morja opravili še dve seriji meritev koncentracij zvrsti Hg, in sicer jeseni 2004 in poleti 2005. Ker pa smo pri gradnji modelov za določanje koncentracije zvrsti Hg v Sredozemskem morju uporabili povsem induktivno metodo, podatkov za Jadransko morje ne moremo vključiti v niz za gradnjo modelov za Sredozemsko morje.

Povzetek meritev Hg skupin IJS in LCABIE za Sredozemsko morje podajamo v preglednicah 5.7 in 5.8. V preglednici 5.7 podajamo povprečne izmerjene koncentracije zvrsti Hg v posameznih predelih Sredozemskega morja (po vrsti si sledijo od zahoda proti vzhodu), v preglednici 5.8 pa podajamo minimalno, povprečno in maksimalno izmerjeno vrednost posameznih zvrsti Hg. Vrednosti za MMHg raziskovalne skupine IJS v obeh preglednicah pomenijo filtrirane vrednosti. Koncentracije na delce vezanega MMHg so bile merjene samo poleti 2003 in samo v nekaj točkah Sredozemskega morja. Statistična obdelava vrednosti na delce vezanih koncentracij MMHg kaže, da so vrednosti v večini primerov pod mejo detekcije ( $< 2 \text{ pg/L}$ ), nekoliko višje vrednosti zasledimo samo vzhodno od Sicilije (povprečno  $3.9 \text{ pg/L}$ ) in v Otrantskih vratih (povprečno  $16.6 \text{ pg/L}$ ).

Primerjava vrednosti v preglednici 5.8 kaže, da je povprečna vrednost THg pri LCABIE kar 2-krat višja od iste zvrsti pri IJS, povprečna vrednost DMHg pa je pri LCABIE celo za 30-krat višja. Za zaključek, katera vrednost je bolj pravilna, bi potrebovali meritve drugih raziskovalnih skupin, vendar je žal taka primerjava možna samo za DGM na površini morja.

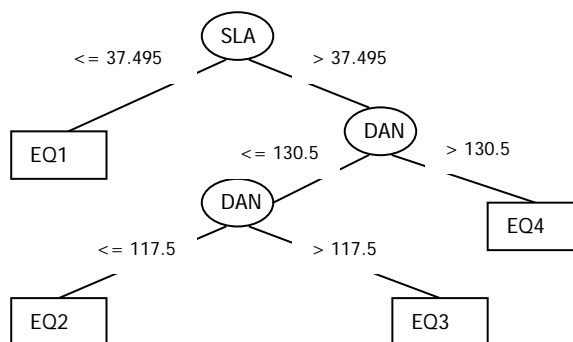
Čeprav se zdijo razlike med meritvami IJS in LCABIE znatne, je v resnici to največ, kar danes omogočajo metode in merilna oprema. Razlike so posledica več dejavnikov, ki so značilni za meritve onesnaževal v sledih. Med glavnimi razlogi za napake med postopkom vzorčenja Hg so: močna perturbacija vzocev vode, možne pretvorbe med posameznimi zvrstmi Hg in možnost izhlapevanja plinskih zvrsti Hg. Drug pomemben razlog za razlike med izmerjenimi vrednostmi pa je ta, da postopki merjenja obeh raziskovalnih skupin temeljijo na različnih analitičnih osnovah (Watras in sod., 1994; Horvat in sod., 2003; Monperrus in sod., 2005, 2007; Kotnik in sod., 2007). Zaradi naštetega zaenkrat ni mogoče oceniti, katere izmed vrednosti v preglednici 5.8

so pravilnejše. Primerjava meritev in rezultatov je opisana drugje in kaže, da so meritve IJS v skladu z meritvami DGM skupine UGOT in z meritvami THg skupine IFREMER (Andersson in sod., 2007; Kotnik in sod., 2007; Cossa in Coquery, 2005). Vse tri skupine so koncentracije Hg merile s podobnimi postopki, medtem ko so pri LCABIE uporabili drugačno metodo (Andersson in sod., 2007; Cossa in sod., 2004; Kotnik in sod., 2007; Monperrus in sod., 2007). Čeprav so vsi uporabljeni postopki validirani in jih uporabljajo v znanstvenih laboratorijih, so razlike v izmerjenih vrednostih, ko gre za tako nizke koncentracije, še vedno velike. Poleg tega so bile meritve iz preglednice 5.8 opravljene na terenu, na ladji pa je še težje zagotoviti ustrezne pogoje merjenja nizkih koncentracij Hg kakor v laboratorijih. Za večjo zanesljivost in boljšo primerjavo rezultatov bi potrebovali nadaljnji razvoj analitičnega ozadja; šele potem bo možno meritve z večjim uspehom uporabiti pri modeliranju.

**Modeli.** Zaradi razlik v podatkih IJS in LCABIE meritev ne moremo združiti v skupni niz za učenje. Za gradnjo modelov zato uporabimo meritve pred interkomparacijo, kar nam obenem omogoča primerjavo meritev IJS in LCABIE. Število učnih primerov je za LCABIE nekoliko višje kot za IJS (LCABIE 111–165, IJS 82–144, odvisno od zvrsti živega srebra).

Tudi za gradnjo teh modelov smo uporabili algoritem M5. Oznake v modelih pomenijo:  $THg$  = celokupno Hg,  $DGM$  = elementarno Hg,  $RHg$  = reaktivno Hg,  $MMHg$  = monometil Hg,  $DMHg$  = dimetil Hg,  $kon$  = konduktivnost,  $tra$  = transmisija,  $kis$  = kisik,  $flu$  = fluorescenca,  $glo$  = globina,  $tem$  = temperatura,  $sla$  = slanost,  $ura$  = indeks ure,  $dan$  = indeks dneva,  $n$  = število učnih primerov,  $-$  = ni podatkov.

Model za THg iz podatkov IJS:



Slika 5.24: Modelno drevo za THg iz podatkov IJS.

Figure 5.24: Model tree for THg from IJS data.

$$EQ1 : THg = 0.0026dan + 0.005ura + 0.117sla + 0.0157tem - 0.0064kon - 4.3831$$

$$EQ2 : THg = -0.0022dan + 0.0033ura + 0.0286sla + 0.0045tem - 0.0043kon - 0.5929$$

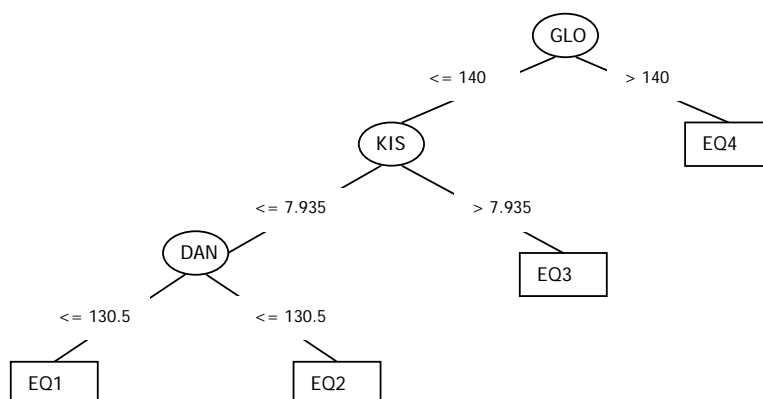
$$EQ3 : THg = -0.0002dan + 0.0033ura + 0.0394sla + 0.0045tem - 0.0043kon - 1.1469$$

$$EQ4 : THg = -0.0189dan + 0.0051ura + 0.0212sla + 0.0064tem - 0.0066kon + 2.0208$$

Model za THg iz podatkov LCABIE (model v tem primeru sestoji iz ene same linearne enačbe):

$$EQ1: THg = 0.0345dan + 1.265flu - 1.0988kis + 8.5049$$

Model za DGM iz podatkov IJS:



Slika 5.25: Modelno drevo za DGM iz podatkov IJS.

Figure 5.25: Model tree for DGM from IJS data.

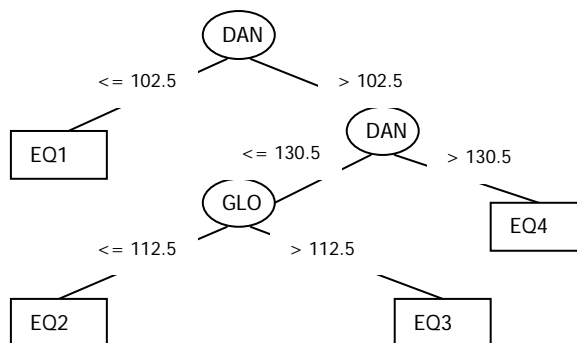
$$EQ1 : DGM = -0.0001dan + 0.0006ura + 0.0039sla + 0.001tem + 0.0009kon - 0.0036flu + 0.0156kis - 0.2984$$

$$EQ2 : DGM = +0.0006ura + 0.0029sla + 0.0008tem + 0.0011kon - 0.037flu + 0.0156kis - 0.2635$$

$$EQ3 : DGM = -0.0002dan + 0.0006ura + 0.0001glo + 0.0029sla + 0.0015tem + 0.0005kon - 0.0036flu - 0.0349kis + 0.1776$$

$$EQ4 : DGM = -0.0011dan + 0.0005ura + 0.0025sla + 0.0017tem - 0.0031flu + 0.0134kis - 0.0473$$

Model za DGM iz podatkov LCABIE:



Slika 5.26: Modelno drevo za DGM iz podatkov LCABIE.

Figure 5.26: Model tree for DGM from LCABIE data.

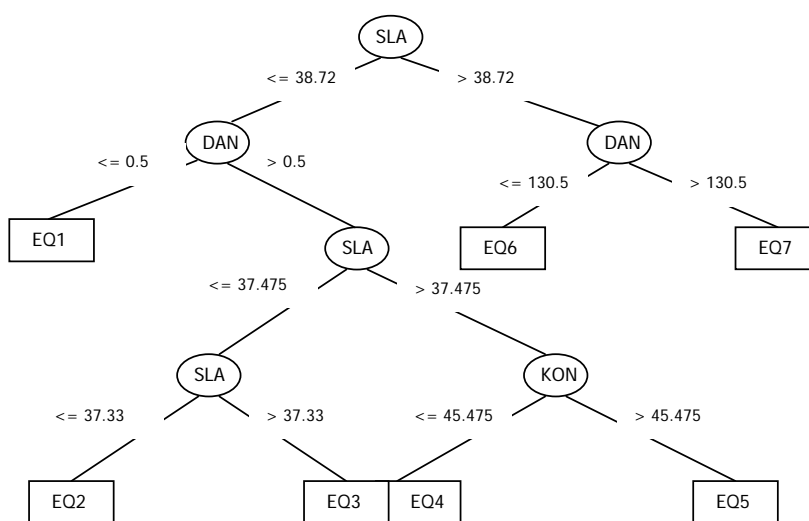
$$EQ1 : DGM = 0.0013dan + 0.004ura + 0.1442sla + 0.0021kon - 0.0282kis - 5.1817$$

$$EQ2 : DGM = 0.0018dan + 0.0363ura - 0.0005glo + 0.1266sla + 0.0238tem - 0.0193tra + 0.0213kon + 0.2206kis - 6.1917$$

$$EQ3 : DGM = 0.0022dan + 0.0241ura + 0.0001glo + 0.0544sla + 0.0082tem - 0.0059tra + 0.0213kon + 0.119kis - 3.4337$$

$$EQ4 : DGM = 0.0946dan + 0.0276ura + 0.0122sla + 0.0727kon + 0.1407kis - 17.0262$$

Model za RHg iz podatkov IJS:



Slika 5.27: Modelno drevo za THg iz podatkov IJS.

Figure 5.27: Model tree for RHg from IJS data.

$$EQ1 : RHg = -0.0069dan - 0.0019sla + 0.033tem - 0.0051kis + 0.3533$$

$$EQ2 : RHg = -0.0003dan + 0.0017ura - 0.0001glo + 0.0281sla + 0.0008tem - 0.0016kon - 0.02kis - 0.7382$$

$$EQ3 : RHg = -0.0003dan + 0.0017ura - 0.1336sla + 0.0008tem - 0.0016kon - 0.02kis + 5.3185$$

$$EQ4 : RHg = -0.0003dan + 0.0009ura + 0.005sla + 0.0008tem - 0.0002kon - 0.0111kis - 0.0499$$

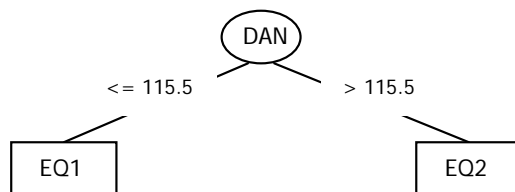
$$EQ5 : RHg = -0.0003dan + 0.0009ura + 0.018sla + 0.0015tem - 0.0004kon - 0.0111kis - 0.5395$$

$$EQ6 : RHg = -0.0005dan + 0.0052ura - 0.0178sla + 0.0019tem + 0.0676flu + 0.0091kis + 0.6441$$

$$EQ7 : RHg = -0.0005dan + 0.0026ura - 0.0213sla + 0.0019tem + 0.0254flu + 0.0091kis + 0.7895$$

Podatkov za RHg skupine LCABIE nimamo.

Model za MMHg iz podatkov IJS:



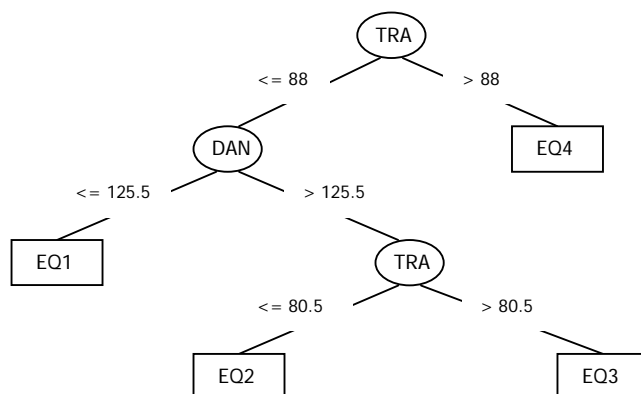
Slika 5.28: Modelno drevo za MMHg iz podatkov IJS.

Figure 5.28: Model tree for MMHg from IJS data.

$$EQ1 : \quad MMHg = -0.0001dan - 0.0055ura + 0.0035sla + 0.0029tem - 0.0017kon + 0.0087kis - 0.0786$$

$$EQ2 : \quad MMHg = 0.0008dan - 0.0006ura + 0.0042sla + 0.0034tem - 0.002kon + 0.0104kis - 0.2652$$

Model za MMHg iz podatkov LCABIE:



Slika 5.29: Modelno drevo za MMHg iz podatkov LCABIE.

Figure 5.29: Model tree for MMHg from LCABIE data.

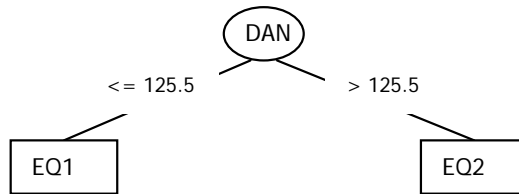
$$EQ1 : \quad MMHg = 0.0008dan + 0.0058ura - 0.0487sla - 0.0241tem + 0.003tra - 0.0039kon - 0.1084kis + 3.3205$$

$$EQ2 : \quad MMHg = 0.0012dan + 0.0081ura - 0.0116tem - 0.0403tra - 0.0039kon - 0.1248kis + 5.2355$$

$$EQ3 : \quad MMHg = 0.0012dan + 0.0081ura - 0.0116tem - 0.0225tra - 0.0039kon - 0.1248kis + 3.5948$$

$$EQ4 : \quad MMHg = 0.358sla - 0.0101tem + 0.0069tra - 0.009kon - 0.1541kis - 11.8636$$

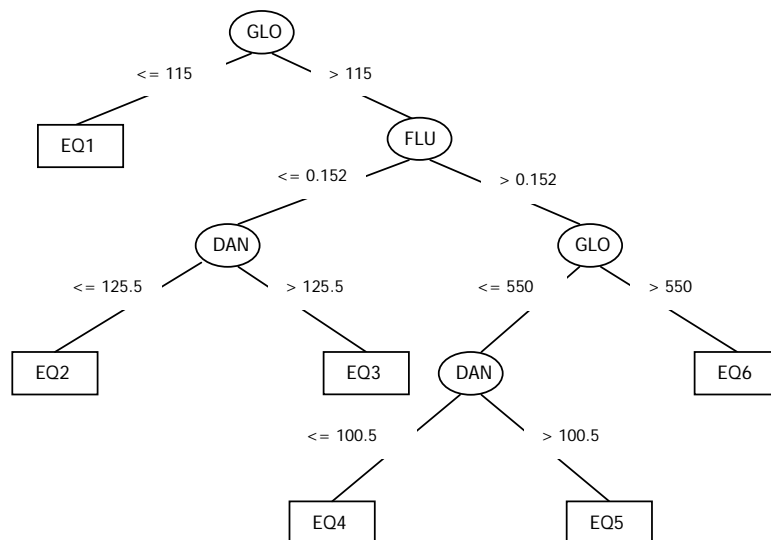
Model za DMHg iz podatkov IJS:



Slika 5.30: Modelno drevo za DMHg iz podatkov IJS.  
Figure 5.30: Model tree for DMHg from IJS data.

$$EQ1 : \quad DMHg = 0.0142dan - 0.1142ura - 0.138tem + 0.1061kon - 0.3471flu - 3.3957$$
$$EQ2 : \quad DMHg = -0.0024dan - 0.0188ura - 0.1162flu + 0.4368$$

Model za DMHg iz podatkov LCABIE:



Slika 5.31: Modelno drevo za DMHg iz podatkov LCABIE.  
Figure 5.31: Model tree for DMHg from LCABIE data.



$$\begin{aligned}EQ1 & : DMHg = 0.2209ura + 0.0363glo + 1.1696sla - 0.7614kon + 2.0411flu - \\ & \quad 5.0669kis + 31.8137 \\EQ2 & : DMHg = 0.2656dan + 0.1933ura - 0.0004glo + 1.0234sla + 3.303tem + \\ & \quad 0.7711kon - 10.0909flu - 122.1115 \\EQ3 & : DMHg = 2.2455dan + 0.1933ura - 0.0004glo + 1.0234sla - 1.4807tem + \\ & \quad 1.6303tra + 0.7711kon - 10.0909flu - 464.4876 \\EQ4 & : DMHg = 0.4636dan - 0.8674ura - 0.0025glo + 1.0234sla - 3.3967tem + \\ & \quad 1.6055kon - 29.5907flu - 85.8226 \\EQ5 & : DMHg = 0.5122dan - 0.7769ura + 0.0033glo + 1.0234sla - 2.8169tem + \\ & \quad 1.6055kon - 29.5907flu - 99.0427 \\EQ6 & : DMHg = 0.3738dan - 0.7357ura - 0.0031glo + 1.0234sla - 2.8169tem + \\ & \quad 1.6055kon - 32.1942flu - 86.5781\end{aligned}$$

Rezultate in možnosti uporabe modelnih dreves za zvrsti živega srebra opisujemo v podpoglavju 6.1.4.

## 6 UPORABA NADGRAJENEGA MODELA PCFLOW3D

Oba konceptualna modela za nižji del prehranjevalne verige ter empirične modele za določanje skalarnih polj konduktivnosti, transmisije, kisika, fluorescence in zvrsti živega srebra smo uporabili za modeliranje Sredozemskega morja, model valovanja pa smo uporabili za modeliranje Tržaškega zaliva.

### 6.1 Sredozemsko morje

#### 6.1.1 Značilnosti Sredozemlja

Območje Sredozemlja (slika 6.1) spada med z živim srebrom najbolj onesnažena področja sveta. Cinabaritni pas (na območju Sredozemlja se nahaja 65% svetovnih zalog cinabaritne rude HgS), rudarstvo (na obalah Sredozemskega morja se nahaja 7 največjih rudnikov živega srebra na svetu) in aktivnost vulkanov so glavni razlogi za povišane koncentracije živega srebra na območju Sredozemlja (Pacyna in sod., 2002; Pirrone in sod., 2003). Zaradi visoke stopnje metilacije so koncentracije povišane tudi v ribah Sredozemskega morja (Bernhard in Renzoni, 1977; Bacci, 1989); te so precej višje kot v ribah istih vrst v Atlantskem oceanu (Cossa in Coquery, 2005) in v večjem delu Sredozemskega morja dosega jo ali celo presega jo najvišjo dovoljeno koncentracijo živega srebra v ribah za hrano ljudem (WHO, 1990).

Sredozemsko morje je klimatsko (Bolle in sod., 2003) in oceanografsko (Zavatarelli in Mellor, 1995) izredno heterogeno. Voda in toplota se izmenjujeta z Atlantskim oceanom in z atmosfero. Za celotno območje Sredozemlja so značilne dokaj visoke temperature in močno sončno sevanje preko večine leta, posledično imajo procesi na površini morja pomembno vlogo v biogeokemičnem kroženju snovi (Saliot, 2005). Obale so naseljene in turistično razvite, antropogeni vpliv na kakovost vode v Sredozemskem morju je velik (Saliot, 2005).

Za to območje sta značilni izrazita oligotrofija (Levitus in sod., 1993; Denis-Karafistan in sod., 1998) in skromna primarna produkcija (Lefevre in sod., 1997). Neznačilno evtrofna oz. povečini mezotrofna so samo priobalna območja v bližini večjih rek ter nekaj manjših območij z dvigom vode na odprtem morju (Crise in sod., 1998). Oligotrofija Sredozemskega morja je neposredna posledica cirkulacije vode: s hranili bogata voda odteka preko ožine Gibraltar, zamenja pa jo površinska voda iz Atlantskega oceana z malo hranili (Coste in sod., 1988). Stalni ciklonski in anticiklonski vrtinci (slika 6.2) ustvarjajo značilna območja z dvigom in spustom vode, kar neposredno vpliva na količino nove produkcije (Dugdale in Wilkerson, 1988). Vpliv cirkulacije

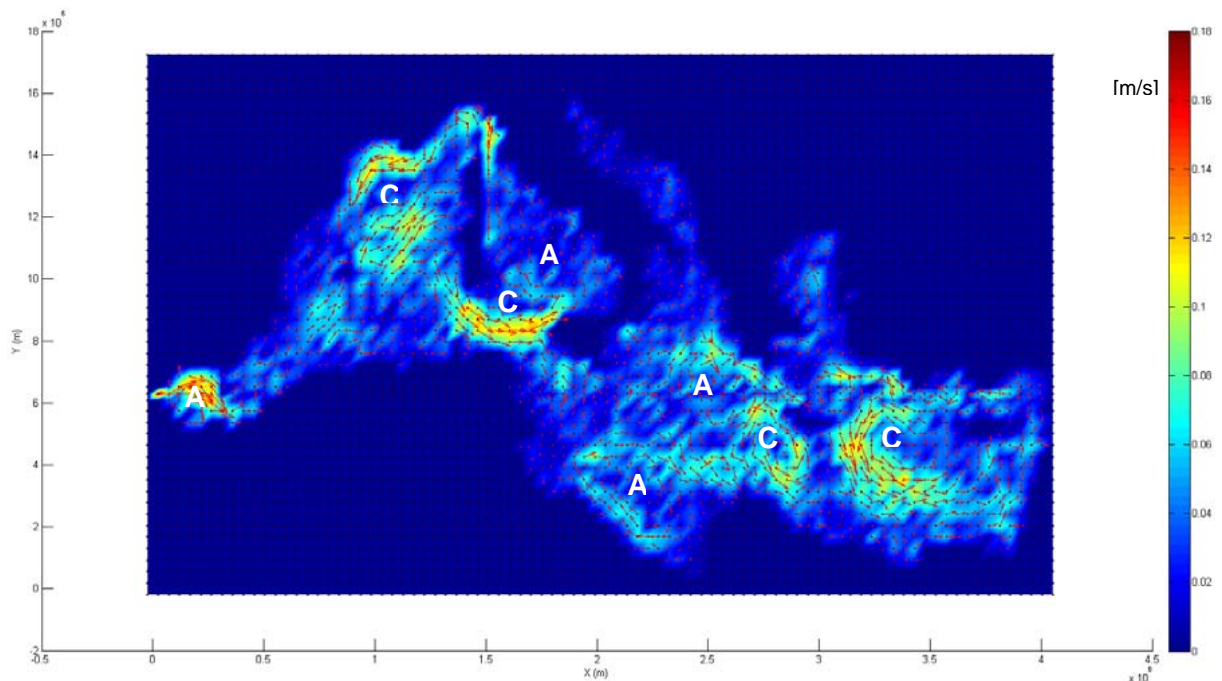


Slika 6.1: Sredozemsko morje sestavlja več manjših morij. Od zahoda proti vzhodu si sledijo: 1. Alboransko, 2. Balearsko, 3. Ligursko, 4. Tirensko, 5. Jadransko, 6. Jonsko, 7. Egejsko, 8. Trakijsko, 9. Marmarsko, 10. Mirtojsko, 11. Kretska, 12. Libijsko, 13. Kilikijsko, 14. Levantsko morje (vir: Google Maps).

Figure 6.1: The Mediterranean Sea is subdivided into a number of smaller seas (from west to east): 1. the Alboran Sea, 2. the Balearic Sea, 3. the Ligurian Sea, 4. the Tyrrhenian Sea, 5. the Adriatic Sea, 6. the Ionian Sea, 7. the Aegean Sea, 8. the Thracian Sea, 9. the Sea of Marmara, 10. the Myrtoan Sea, 11. the Sea of Crete, 12. the Libyan Sea, 13. the Cilician Sea, 14. the Levantine Sea (source: Google Maps).

vode na koncentracijo hranil v zgornjem sloju vode je velik predvsem v območjih s stalnimi ciklonskimi vrtinci, vpliv anticiklonskih vrtincev pa je manjši zaradi oligotrofije vrhnjega sloja vode. Značilne razlike v primarni produkciji med severnim in južnim delom Sredozemskega morja so eksperimentalno dokazali tako za vzhodni (Berman in sod., 1984) kot tudi za zahodni del morja (Berland in sod., 1973). Drug razlog za oligotrofijo pa je izvoz OM iz površinskega sloja (Crispi in sod., 2002).

Fizikalni procesi so običajni za območje srednje geografske širine: značilno je sezonsko periodično nihanje oceanografskih spremenljivk, kar bistveno vpliva na ekosistem (Crise in sod., 1998). Sezonsko nihanje količine hranil je predvsem posledica sezonskega spreminjanja globine premešanega sloja. Pozimi cvetenje nastopi zaradi poglobljanja premešanega sloja in posledično dotoka hranil iz globljih slojev morja. Pomladno cvetenje je izrazitejše v zahodnem Sredozemlju, najboljše je v SZ Sredozemlju, kjer znaša koncentracija klorofila-a približno  $2 \text{ mg CHL m}^{-3}$ . Stabilna stratifikacija se v celotnem Sredozemskem morju začne tvoriti aprila. Povprečni n-TRANJI vzgon je najmanjši pozno pozimi (marca), največji pa pozno jeseni (oktober) zaradi močne stratifikacije; višji je v vzhodnem delu Sredozemlja zaradi višje temperature vode v površinskem sloju. Satelitski posnetki kažejo, da je koncentracija klorofila najvišja pozimi in najnižja poleti. V splošnem je višja v zahodnem Sredozemlju. V zahodnem Sredozemlju je sezonsko nihanje izrazitejše, večji pa je tudi vpliv rek na primarno produkcijo (Rona, Ebro), čeprav je praviloma omejen na območja kontinentalnih polic (Crispi in sod., 2002).



Slika 6.2: Sredozemsko morje: hitrostno polje za sloj globine od 25-47 m (18. sloj), povprečne vrednosti za januar, februar in marec (rezultat PCFLOW3D). Označeni so ciklonski (C) in anticiklonski (A) vrtinci, v katerih prihaja do dviga oz. spusta vode in posledično dotoka oz. odtoka hranil iz površinskega sloja.

Figure 6.2: Velocity field for the surface layer (depth between 25-47 m, 18th layer) of the Mediterranean Sea; average seasonal values for January, February and March (result of the PCFLOW3D model). Labels (C) and (A) in the picture denote cyclonic and anticyclonic eddies with the consequent up- and downwelling, respectively.

Za Sredozemsko morje je značilen izrazit gradient koncentracije snovi od zahoda proti vzhodu; skladno s koncentracijo hranil upadata tudi koncentraciji fitoplanktona in zooplanktona. Nitrikline se v zahodnem Sredozemlju v povprečju začne na 90 m globine, v vzhodnem pa na 160 m. Gradient nitrikline se pozna tudi pri organizmih: tudi fito- in zooplankton dosežeta najvišjo koncentracijo na vzhodu višje v vodi (20-30 m globine) kot na zahodu (50-60 m). Izrazit je tudi gradient DCM od zahoda proti vzhodu. Po Crisi in sod. (1999) je DCM v Sredozemlju najgloblji v oligotrofnih vodah Levantskega morja, najplitvejši pa v Alboranskem morju. Razlikuje se tudi čas pomladnega cvetenja za vzhodno in zahodno kotanjo: v vzhodni nastopi marca ali aprila, v zahodni februarja ali marca. Celotna vzhodna kotanja je izrazito oligotrofna, koncentracija zooplanktona je izredno nizka, pogoji v njej so enakomerni (Crispi in sod., 2002).

Po Crise in sod. (1998) znaša karakteristično časovno merilo  $t_{Med}$  za površinski sloj vode v Sredozemskem morju

$$t_{Med} = \frac{L_{Med}}{|v|} = \frac{O[10^6] m}{O[10^{-1}] ms^{-1}} = O[10^7] s = O[mese] , \quad (6.1)$$

pri čemer so

$t_{Med}$  = karakteristično časovno merilo procesov v fotični coni v celotnem Sredozemskem morju,

$L_{Med}$  = karakteristična dolžina,

$|v|$  = karakteristična vrednost horizontalne hitrosti.

Za posamezno kotanjo (vzhodno, zahodno) pa karakteristično časovno merilo znaša:

$$t_{sub} = \frac{L_{sub}}{|v|} = \frac{O[10^5] m}{O[10^{-1}] m.s^{-1}} = O[10^6] s = O[teden] . \quad (6.2)$$

V preglednici 6.1 podajamo vrednosti vertikalno integriranih koncentracij ultra-, net- in zooplanktona v  $[g C m^{-2}]$  (letno povprečje), v preglednici 6.2 pa podajamo vrednosti letne primarne in sekundarne produkcije v  $[g C m^{-2} yr^{-1}]$  (preglednici povzemamo po Crispi in sod., 2002).

Preglednica 6.1: Vertikalno integrirane vrednosti koncentracije ultraplanktona, netplanktona in zooplanktona v Sredozemskem morju. Letno povprečje, enota:  $[g C m^{-2}]$  (povzeto po Crispi in sod., 2002).

Table 6.1: Vertically integrated values of the concentrations of ultraplankton, netplankton and zooplankton in the Mediterranean Sea. Yearly averaged, with units in  $[g C m^{-2}]$  (adapted from Crispi et al., 2002).

Organizmi	Minimum	Maksimum	Povprečje
<i>Zahodna kotanja</i>			
Ultraplankton	0.5	1.8	0.9
Netplankton	1.0	3.3	1.8
Zooplankton	0.5	1.9	1.0
<i>Vzhodna kotanja (brez Jadranskega in Egejskega morja)</i>			
Ultraplankton	1.3	2.7	1.7
Netplankton	0.3	1.0	0.6
Zooplankton	0.1	0.6	0.3

Preglednica 6.2: Vrednosti letne primarne in sekundarne produkcije v Sredozemskem morju (vzhodna kotanja brez Jadranskega in Egejskega morja). Enota:  $[g C m^{-2} yr^{-1}]$  (povzeto po Crispi in sod., 2002).

Table 6.2: Yearly averaged primary and secondary production in the Mediterranean Sea (eastern basin without the Adriatic and the Aegean Sea). Units:  $[g C m^{-2} yr^{-1}]$  (adapted from Crispi et al., 2002).

Produkcija	Zahodna kotanja	Vzhodna kotanja
Produkcija ultraplanktona	32	38
Produkcija netplanktona	88	18
Totalna primarna produkcija	120	56
Sekundarna produkcija	13	4

### 6.1.2 Modeliranje Sredozemlja

**Pregled modeliranja nižjega dela prehranjevalne verige.** Zaradi opaznega vpliva fizikalnih procesov na biogeokemično kroženje snovi v Sredozemskem morju je za to območje najbolj smiselno razviti konceptualni ekološki model; najbolj se seveda priporoča 3D modeliranje z možnostjo upoštevanja več različnih hranil (ang. multi-nutrient approach) (Crispi in sod., 2002). Dosedanji pregled literature pokaže, da je bilo do leta 2010 razvitih kar nekaj modelov za nižji del prehranjevalne verige za Sredozemsko morje, po kakovosti pa med njimi zaenkrat prednjači Crispi in sod. (2002). Marcer in sod. so v (1991) razvil 3D  $N - P - Z$  model, določili so tudi obseg sedimentacije organskih delcev in natančneje analizirali dogajanje v priobalnih območjih Sredozemlja. Zatem so Antoine in sod. v (1995) zasnovali preprost 1D model, ki upošteva samo omejitve rasti fitoplanktona zaradi svetlobe. Leto kasneje so Pinazo in sod. v (1996) razvili 3D  $N - P - D$  model, pašo zooplanktona pa so parametrizirali implicitno z linearnim členom zmanjšanja  $P$ . Sledi 3D  $N - P - D$  model Civitarese in sod. (1996) s poenostavljeno hidrodinamiko, a realnim prikazom kroženja bioloških spremenljivk. Zatem so Tusseau-Vuillemin in sod. v (1998) razvili večrazredni model za Lionski zaliv: med hranili so upoštevali nitrate, amoniak in silikate, fitoplankton so razdelili na diatomeje in flagelate, med predatorji fitoplanktona pa so upoštevali herbivore in protozoje. Sledi model Crise in sod. (1998), o katerem smo že veliko povedali. Crispi in sod. so leto kasneje v (1999) razvili še en nekoliko kompleksnejši model: 3D,  $N - P - D$ , prav tako na osnovi kroženja dušika, za celotno Sredozemsko morje, rezultat katerega so kemični pretoki snovi na ožinah in sezonsko nihanje anorganskega dušika in fitoplanktona. Istega leta je Levy in sod. v (1999) razvil  $N - P - Z - D$  model s preprosto hidrodinamiko. Kot zadnja sledita Crispi in sod. (2002), ki smo ga že opisali ter podobna študija avtorjev z istega inštituta v Crispi in Pacciaroni (2009).

**Pregled modeliranja kroženja Hg.** V zadnjih dveh desetletjih je na območju Sredozemlja in okolice potekalo več obsežnih raziskovalnih projektov (Bernhardt, 1988; UNEP-MAP, 1986, 1998, 2001; Pirrone in sod., 2003; Munthe in sod., 2003), katerih namen je bil oceniti stopnjo onesnaženja Sredozemlja s Hg, zbrati podatke za kakovostno modeliranje kroženja Hg in izboljšati razumevanje le-tega. Sprovieri in sod. so v (2003) opisali speciacijo Hg v zraku na območju Sredozemlja. Gardfeldt in sod. so v (2003) iz meritev določili obseg pretokov Hg na stiku med Sredozemskim morjem in atmosfero. V več publikacijah so avtorji določili obseg onesnaženosti območja s Hg in ovrednotili emisije Hg v atmosfero iz naravnih in antropogenih virov na širšem območju Sredozemlja (Pirrone in sod., 2001; Pacyna in Pacyna, 2002; Pacyna in sod., 2003). Razvitih je bilo nekaj modelov za simulacijo kroženja Hg v atmosferi in izmenjave Hg med morjem in atmosfero (Pirrone in Hedgecock, 2001; Kallos in sod., 2001; Pirrone in sod., 2003). Poskusov modeliranja kroženja Hg v globokomorskem okolju pa je zaradi slabšega poznavanja procesov in manjšega števila podatkov neprimerno manj; za enega redkih šteje Žagar in sod. (2007).

**Modeliranje Sredozemlja z nadgrajenim modelom PCFLOW3D.** Pri modeliranju hidrodinamike Sredozemskega morja smo uporabili kvazi-stacionarni pristop, ki so ga za Sredozemsko morje pred tem uspešno uporabili že Rajar in sod. (2000, 2007), Četina in sod. (2000) in Žagar in sod. (2001, 2007). Pri tem načinu računamo hidrodinamične količine v realnem času samo znotraj posameznega letnega časa, iz vrednosti v posameznih časovnih korakih pa zatem določimo sezonsko povprečna vektorska in skalarna polja hidrodinamičnih količin. Ta nato uporabimo pri računu transporta in transformacij biogeokemičnih spremenljivk (ekoloških spremenljivk, zvrsti

Hg, idr). V okviru disertacije smo opisani način nadgradili še z možnostjo linearne interpolacije sezonsko povprečnih vrednosti hidrodinamičnih količin na mejah med posameznimi letnimi časi. Na ta način lahko račun dinamike vrednosti biogeokemičnih spremenljivk zaženemo za poljubno dolgo obdobje in ne le za tri mesece.

Območje Sredozemskega morja se razteza od  $6^\circ$  W do  $36^\circ$  E ter od  $30^\circ$  N do  $46^\circ$  N. Računska mreža je bila skladno s predhodnimi študijami v horizontalni ravnini razdeljena na  $84 \times 47$  celic velikosti  $30' \times 20'$  ( $x \times y$ ) in lokalno zgoščena na območju ožine Gibraltar (minimalna velikost celice je znašala  $12'$ ). V vertikalni smeri smo območje Sredozemlja razdelili na 19 slojev; osnovne podatke o slojih podajamo v preglednici 6.3.

Pri hidrodinamičnih simulacijah, ki so služile kot osnova za račun vrednosti ekoloških spremenljivk in koncentracij zvrsti Hg, smo uporabili naslednje podatke: geofizikalne podatke o batimetriji, temperaturi in slanosti iz podatkovne baze MODB (Mediterranean Oceanic Database, <http://modb.oce.ulg.ac.be>), podatke o vetru iz podatkovne baze COADS (Comprehensive Ocean - Atmosphere Data Set, <http://www.ncdc.noaa.gov>), podatke o evaporaciji, padavinah, pretokih večjih rek in pretokih preko ožin Gibraltar, Bospor-Dardanele, Sicilije iz literature (UNEP-MAP, 1996, 2001; Boukhtir in Barnier, 2000; Zavaratelli in Mellor, 1995). Uporabljeni podatki so natančno opisani v Rajar in sod. (2007).

Vrednosti parametrov za model za nižji del prehranjevalne verige smo podali v tabeli 5.2. Pri modeliranju smo uporabljali predvsem model na osnovi Crispi in sod. (2002), ki je bil primarno razvit za Sredozemsko morje; tudi prikazani rezultati modeliranja (podpoglavje 6.1.3) so nastali s tem modelom. Vhodne spremenljivke za račun transporta in transformacij ekoloških spremenljivk so sezonsko povprečna vektorska in skalarna polja hidrodinamičnih količin (hitrosti, temperature, slanosti), ki smo jih na mejah med posameznimi letnimi časi ustrezno linearno interpolirali. Časovni korak  $\Delta t$  pri simulacijah dinamike ekoloških spremenljivk je znašal od 5 min do 1 dan, simulacijo pa smo računali za obdobje do 10 let; uporabljali smo model celice in 3D model. Npr. pri  $\Delta t = 1$  h je račun z modelom celice trajal nekaj sekund, 3D račun za celotno območje Sredozemskega morja pa  $\sim 1$  uro. Rezultate smo pri računu z modelom celice izpisovali na 6 ur, pri 3D računu pa na 45 dni.

Skalarna polja koncentracije zvrsti Hg (podpoglavje 6.1.4) smo določili z modelnimi drevesi, ki smo jih razvili iz podatkov IJS. Vhodne spremenljivke so globina sloja, ustrezno izbrani vrednosti za indeks dneva in indeks ure ter skalarna polja temperature, slanosti, konduktivnosti, transmisije, koncentracije raztopljenega kisika in koncentracije klorofila-a. Pri določanju vrednosti vhodnih spremenljivk smo uporabili modelni drevesi za konduktivnost in transmisijo ter rezultate modela za nižji del prehranjevalne verige (skalarna polja raztopljenega kisika in klorofila-a). Koncentracijo klorofila-a smo pretvorili iz vsote koncentracij ultra- in netplanktona v  $[\text{mmol C m}^{-1}]$ ; pri pretvarjanju smo upoštevali razmerje med vsebnostjo organskega ogljika in klorofila-a v celicah fitoplanktona  $\frac{C}{CHL} = 50$  ter molsko maso ogljika  $C = 12$  g/mol. Rezultat modeliranja so sezonsko povprečna skalarna polja zvrsti Hg: THg, DGM, RHg, MMHG, DMHg.

### 6.1.3 Rezultati konceptualnega modela za nižji del prehranjevalne verige

Na slikah 6.3 - 6.16 podajamo rezultate bentoško-pelagičnega modela za nižji del prehranjevalne verige, ki smo ga uporabili za modeliranje obsega in dinamike primarne produkcije v Sredozemskem morju.

Preglednica 6.3: Sloji v Sredozemskem morju pri računu z modelom PCFLOW3D.

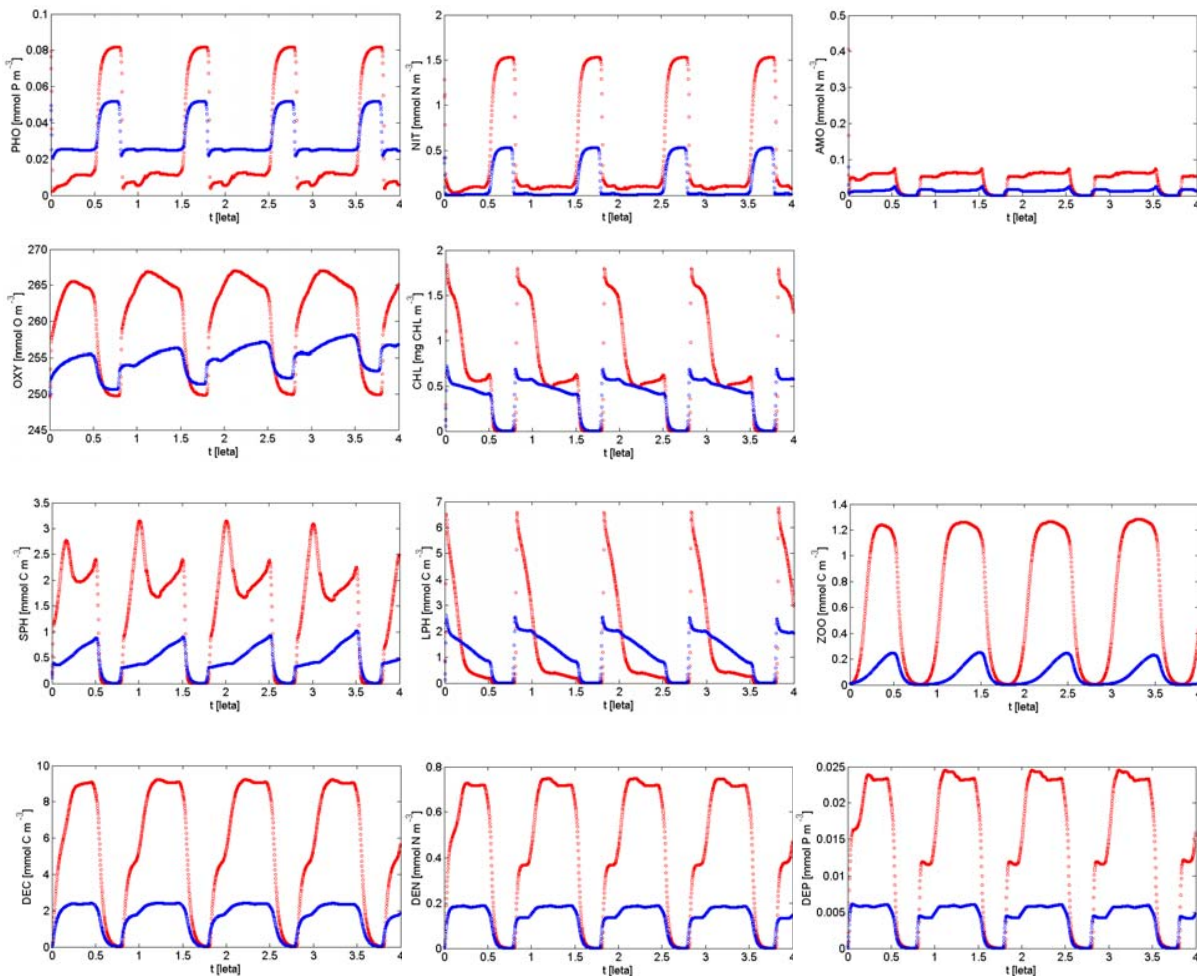
Table 6.3: Layers in the Mediterranean Sea which were used for modelling with the PCFLOW3D model.

Št. sloja	Debelina sloja [m]	Srednja globina sloja [m]
20	10	5.0
19	15	17.5
18	22	36.0
17	33	63.5
16	50	105
15	70	165
14	80	240
13	120	340
12	150	475
11	200	650
10	300	900
9	350	1225
8	400	1600
7	400	2000
6	400	2400
5	400	2800
4	400	3200
3	400	3600
2	400	4000

Rezultati modela so primerljivi z rezultati ostalih modelov za Sredozemsko morje (Crispi in sod., 2002; Crise in sod., 1998) in z izmerjenimi vrednostmi spremenljivk (Medatlas, 2002). Vrednosti koncentracije klorofila-a se skladajo tudi z vrednostmi fluorescence, ki so jih avgusta 2003 in marca 2004 merili v okviru projekta MERCYMS (podpoglavje 5.2.4).

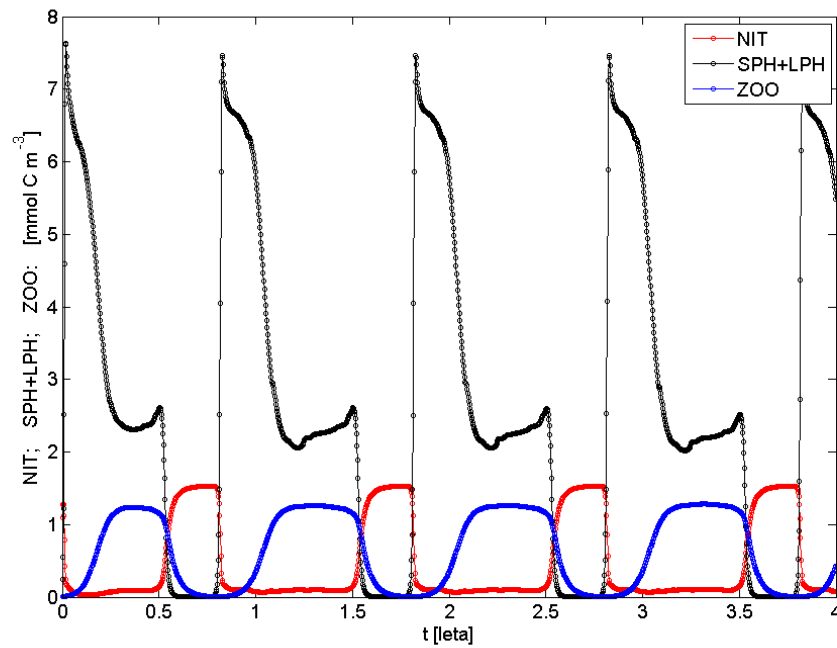
Slike 6.3, 6.4 in 6.5 kažejo, da se po nekajletni simulaciji v celotnem Sredozemskem morju vzpostavi kvazi stacionarno periodično nihanje spremenljivk. Koncentracija fitoplanktona prične naraščati zgodaj spomladi. Posledica obsežnega pomladnega cvetenja je hitro zmanjšanje koncentracije hranil in obsežno usedanje POM. Paša zooplanktona vpliva na koncentracijo fitoplanktona proti koncu pomladi. Skladno z navedki s literaturi (Crispi in sod., 2002) netplankton dominira v mesecih od decembra do aprila, v ostalih mesecih pa dominira ultraplankton. V splošnem so pogoji v Sredozemskem morju (totalna stopnja rasti kot skupna posledica limitacije zaradi temperature, hranil in svetlobe) torej primernejši za rast netplanktona: v primerjavi z ultraplanktonom ima sicer netplankton višji koeficient polovične rasti, vendar ima tudi višjo specifično stopnjo rasti ( $1.38 \text{ dan}^{-1}$  za ultra- in  $2.76 \text{ dan}^{-1}$  za netplankton) in višjo vrednost začetnega naklona  $P - I$  krivulje ( $2.0 \times 10^{-7} [\text{s} (\text{W m}^{-2})]^{-1}$  za ultraplankton in  $4.7827 \times 10^{-7} [\text{s} (\text{W m}^{-2})]^{-1}$  za netplankton). Iz nihanja koncentracije fitoplanktona je razvidna bimodalna dinamika ekoloških procesov v Sredozemskem morju. Periodično nihanje ekoloških spremenljivk v obeh kotanjah Sredozemskega morja je razvidno tudi iz faznega diagrama na sliki 6.6.





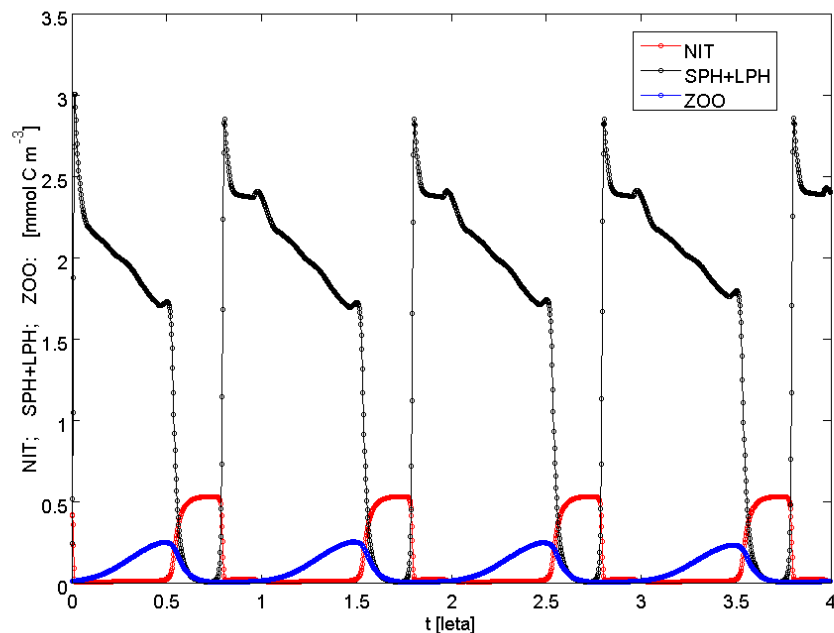
Slika 6.3: Štiriletna simulacija nihanja spremenljivk v dveh reprezentivnih celicah fotične cone Sredozemskega morja: modra linija predstavlja vzhodno kotanjo, rdeča pa zahodno. Oznake pomenijo: PHO = fosfati, NIT = nitrati, AMO = amoniak, OXY = kisik, CHL = klorofil-a, SPH = ultraplankton, LPH = netplankton, ZOO = zooplankton, DEC = vsebnost ogljika v detritu, DEN = vsebnost dušika v detritu, DEP = vsebnost fosforja v detritu.

Figure 6.3: A four-year simulation of oscillations of environmental variables in two representative cells of the surface layer of the Mediterranean Sea, one from the Eastern (blue line) and one from the Western basin (red line). Labels denote: PHO = phosphates, NIT = nitrates, AMO = ammonium, OXY = oxygen, CHL = chlorophyll-a, SPH = ultraplankton, LPH = netplankton, ZOO = zooplankton, DEC = detrital carbon concentration, DEN = detrital nitrogen concentration, DEP = detrital phosphorus concentration.



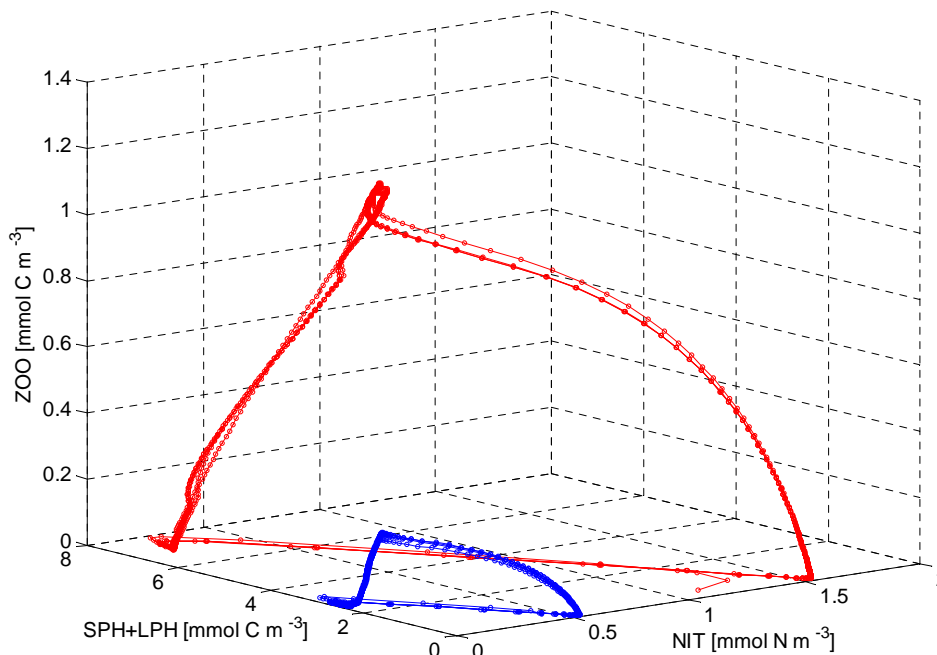
Slika 6.4: Primerjava dinamike nitratov (NIT), fitoplanktona (SPH+LPH) in zooplanktona (ZOO) v eni izmed značilnih celic zahodnega Sredozemlja (fotična cona).

Figure 6.4: Comparison of dynamics of nitrates (NIT), phytoplankton (SPH+LPH) and zooplankton (ZOO) in one of the characteristic cells of the Western Mediterranean (photic zone).



Slika 6.5: Primerjava dinamike nitratov (NIT), fitoplanktona (SPH+LPH) in zooplanktona (ZOO) v eni izmed značilnih celic vzhodnega Sredozemlja (fotična cona).

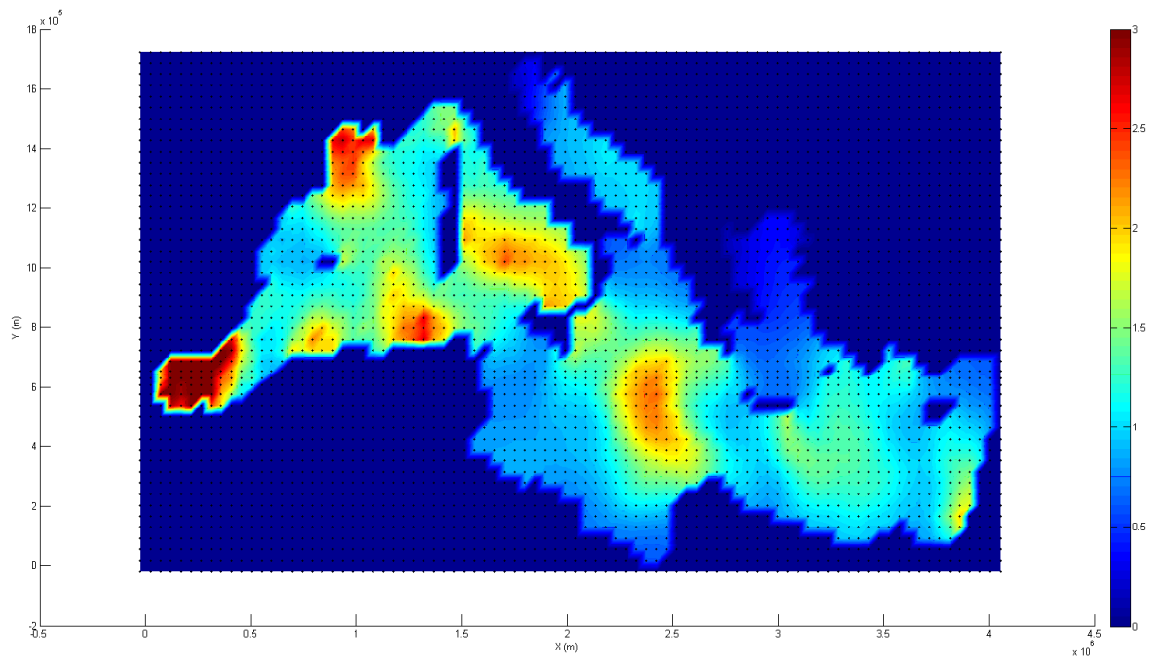
Figure 6.5: Comparison of dynamics of nitrates (NIT), phytoplankton (SPH+LPH) and zooplankton (ZOO) in one of the characteristic cells of the Eastern Mediterranean (photic zone).



Slika 6.6: Fazni diagram trajektorije sistema nitrati (NIT) - fitoplankton (SPH+LPH) - zooplankton (ZOO); primerjava med vzhodnim (modra linija) in zahodnim (rdeča linija) Sredozemljem.

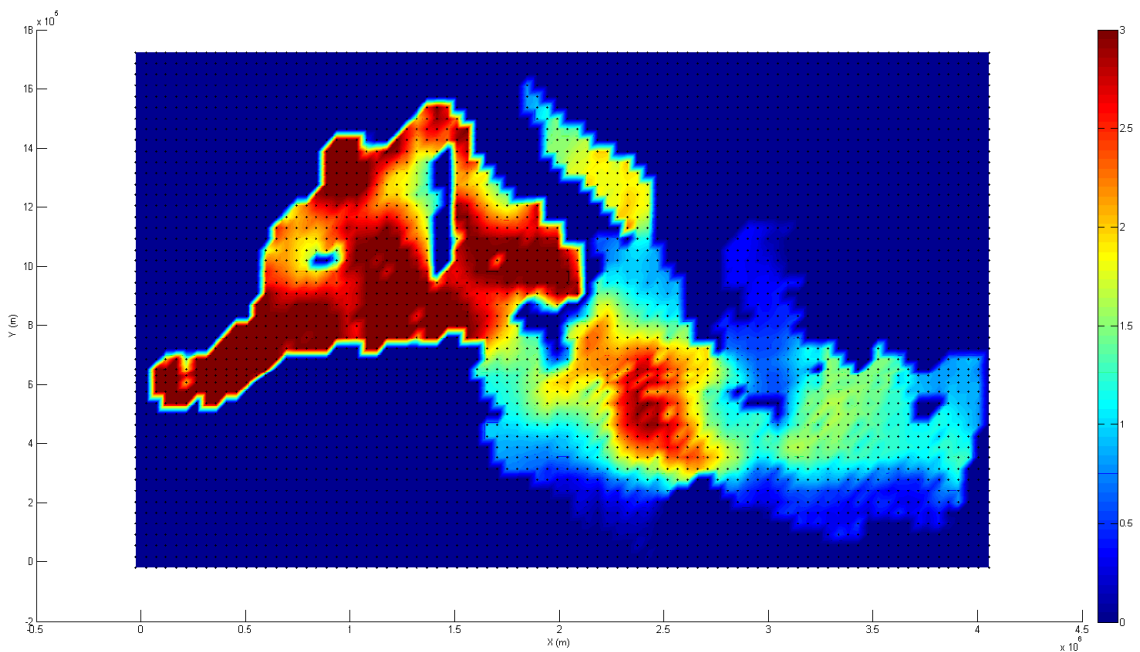
Figure 6.6: Phase diagram of the system nitrates (NIT) - phytoplankton (SPH+LPH) - zooplankton (ZOO); comparison between the Eastern (blue line) and the Western (red line) Mediterranean.

Primerjava slik 6.7 in 6.8 v nadaljevanju jasno pokaže formiranje DCM, iz primerjave slik 6.9 in 6.10 pa je razvidno, da v vzhodni kotanji višek fitoplanktona nastopi kasneje kot v zahodni. Koncentracije klorofila so najvišje, kjer hranila prihajajo v vrhnji sloj: v Alboranskem morju, kjer se voda meša z Atlantskim oceanom, na območjih ciklonskih vrtincev in ob obalah, za katere je značilen dvig vode z dna. Primerjava slik 6.7 - 6.10 s sliko 6.2 jasno pokaže velik vpliv ciklonov na obseg primarne produkcije v oligotrofnem Sredozemskem morju. Iz slik je razviden značilen gradient koncentracije snovi od zahoda proti vzhodu. Višek zooplanktona nastopi kmalu za viškom fitoplanktona. Iz primerjave grafov za zooplankton 6.11 in 6.12 je razvidno upadanje koncentracije zooplanktona z globino. Pravilen je tudi trend upadanja koncentracije detrita z globino (sliki 6.13 in 6.14), ki sledi funkciji Martin in sod. (1987). Primerjava slik 6.15 in 6.16 na primeru detrita ponovno pokaže, da v vzhodni kotanji višek primarne produkcije nastopi kasneje kot v zahodni kotanji.



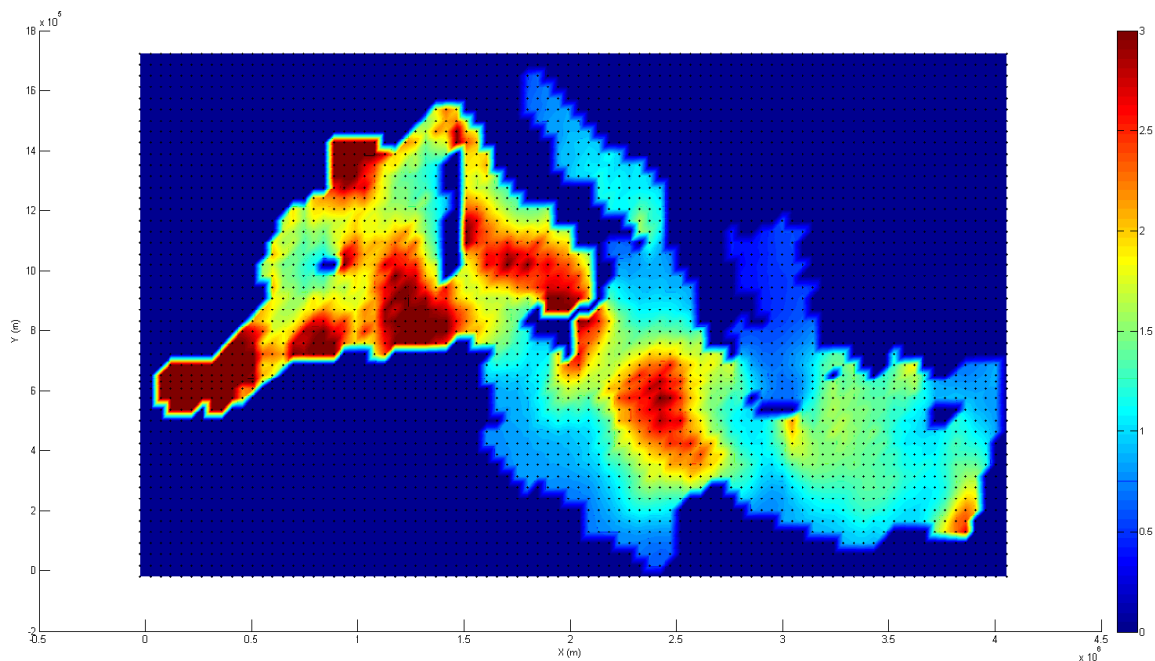
Slika 6.7: Koncentracija klorofila-a (CHL) v fotični coni Sredozemskega morja: 20. sloj (globina od 0 do 10 m), 90. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.7: Chlorophyll-a concentration (CHL) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 20 (depth from 0 to 10 m), Julian day No. 90 (simulation began on 1st January).



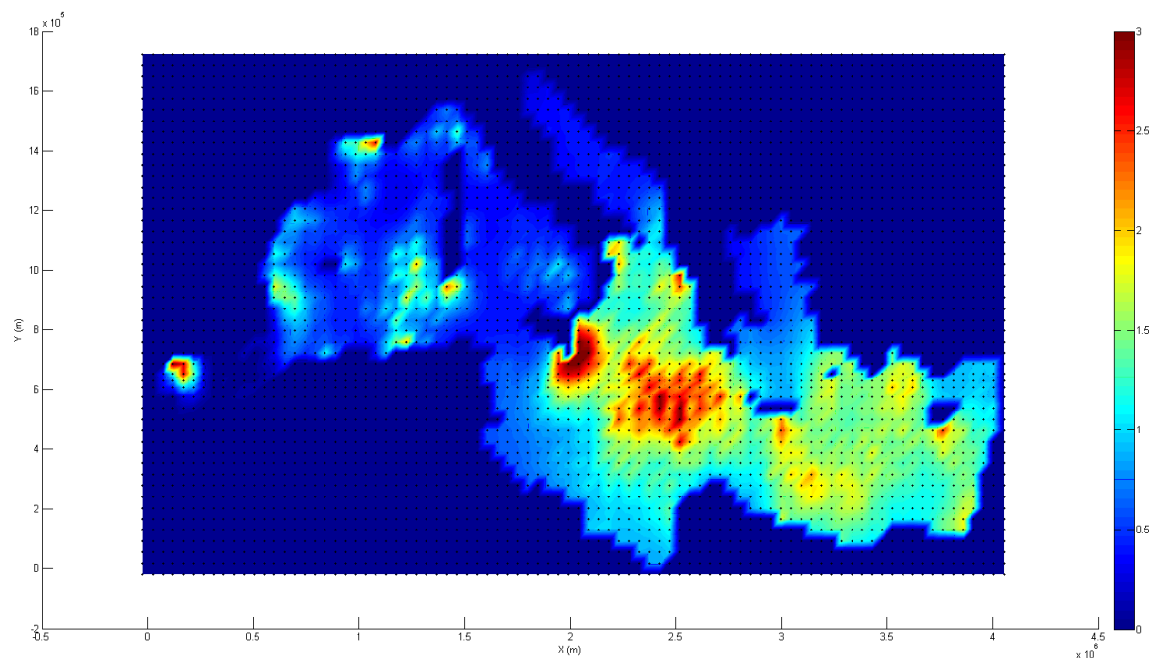
Slika 6.8: Koncentracija klorofila-a (CHL) v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj (globina od 25 do 47 m), 90. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.8: Chlorophyll-a concentration (CHL) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18 (depth from 25 to 47 m), Julian day No. 90 (simulation began on 1st January).



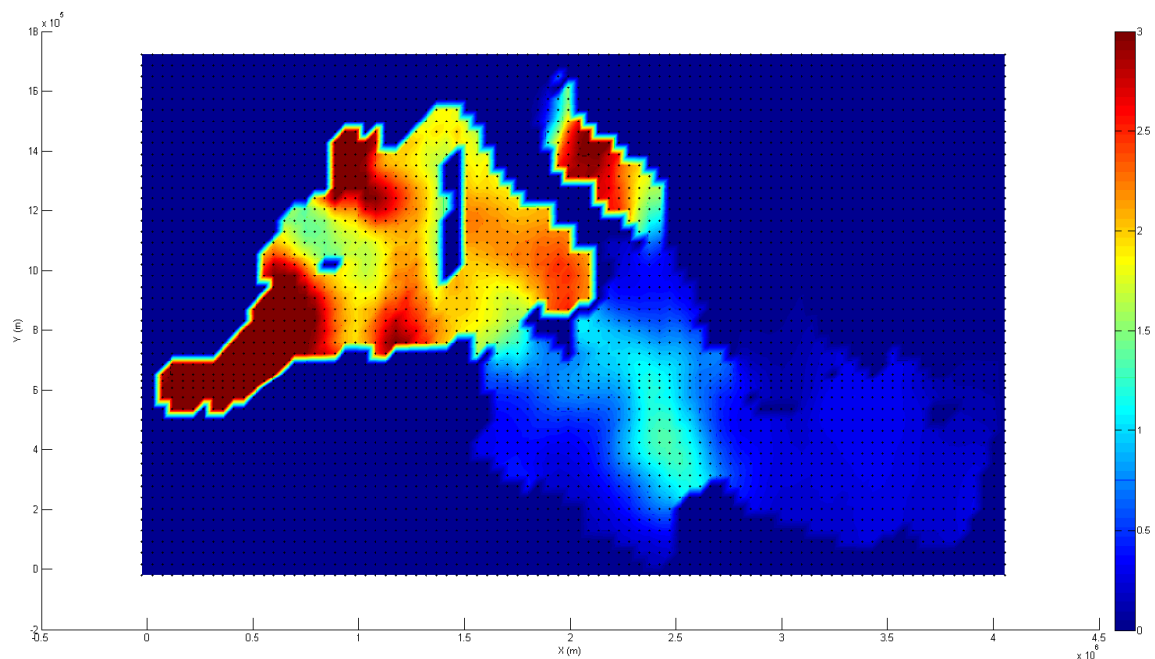
Slika 6.9: Koncentracija klorofila-a (CHL) v fotični coni Sredozemskega morja: 19. sloj (globina od 10 do 25 m), 90. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.9: Chlorophyll-a concentration (CHL) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 19 (depth from 10 to 25 m), Julian day No. 90 (simulation began on 1st January).



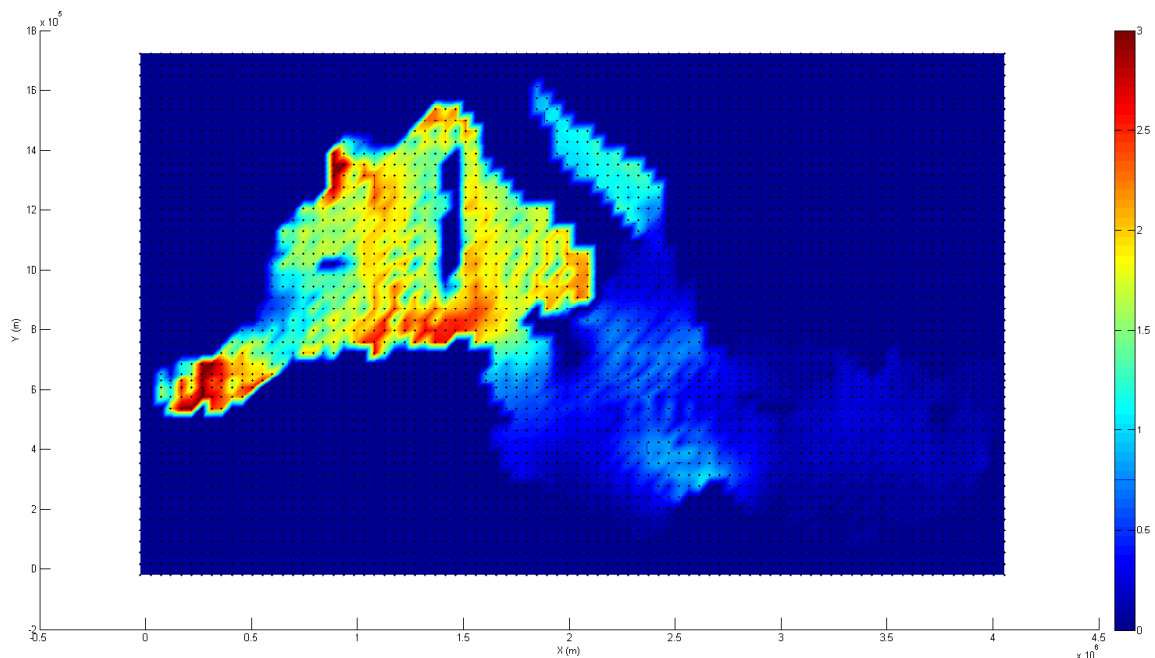
Slika 6.10: Koncentracija klorofila-a (CHL) v fotični coni Sredozemskega morja: 19. sloj (globina od 10 do 25 m), 135. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.10: Chlorophyll-a concentration (CHL) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 19 (depth from 10 to 25 m), Julian day No. 135 (simulation began on 1st January).



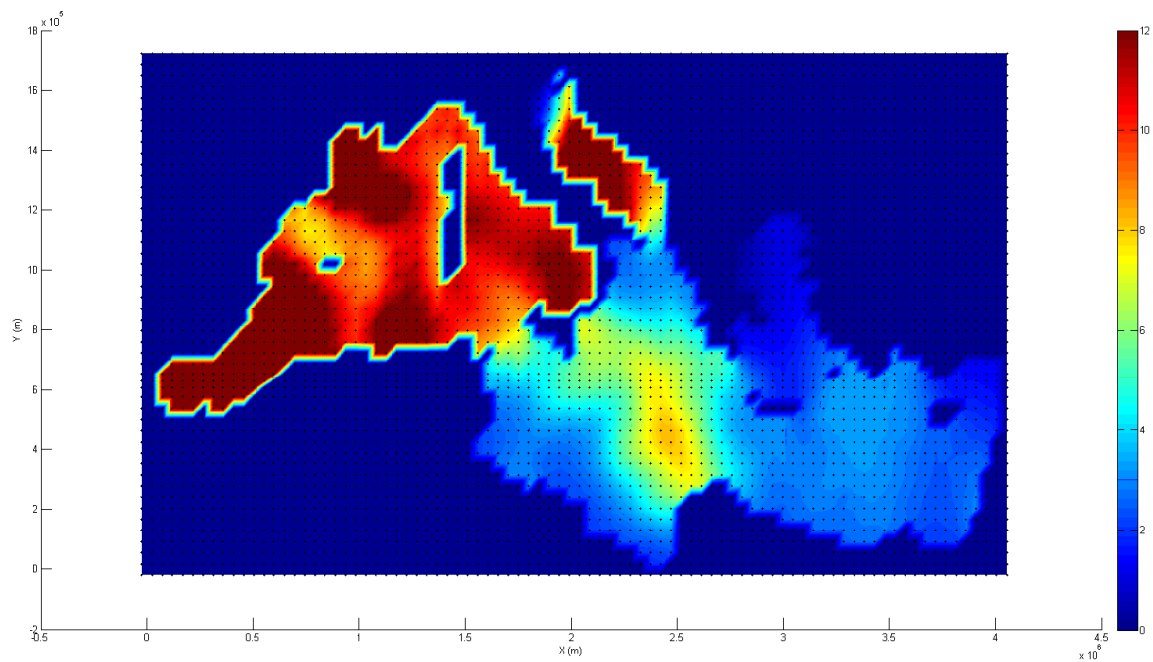
Slika 6.11: Koncentracija zooplanktona (ZOO) v fotični coni Sredozemskega morja: 20. sloj (globina od 0 do 10 m), 135. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.11: Zooplankton concentration (ZOO) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 20 (depth from 0 to 10 m), Julian day No. 135 (simulation began on 1st January).



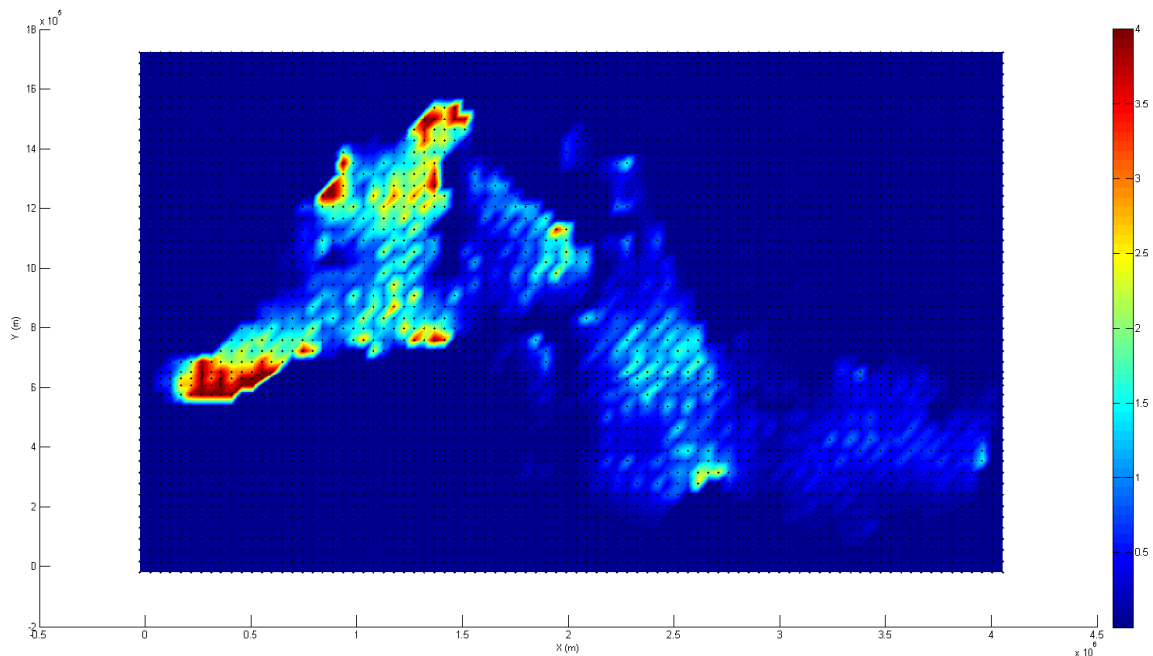
Slika 6.12: Koncentracija zooplanktona (ZOO) v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj (globina od 25 do 47 m), 135. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.12: Zooplankton concentration (ZOO) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18 (depth from 25 to 47 m), Julian day No. 135 (simulation began on 1st January).



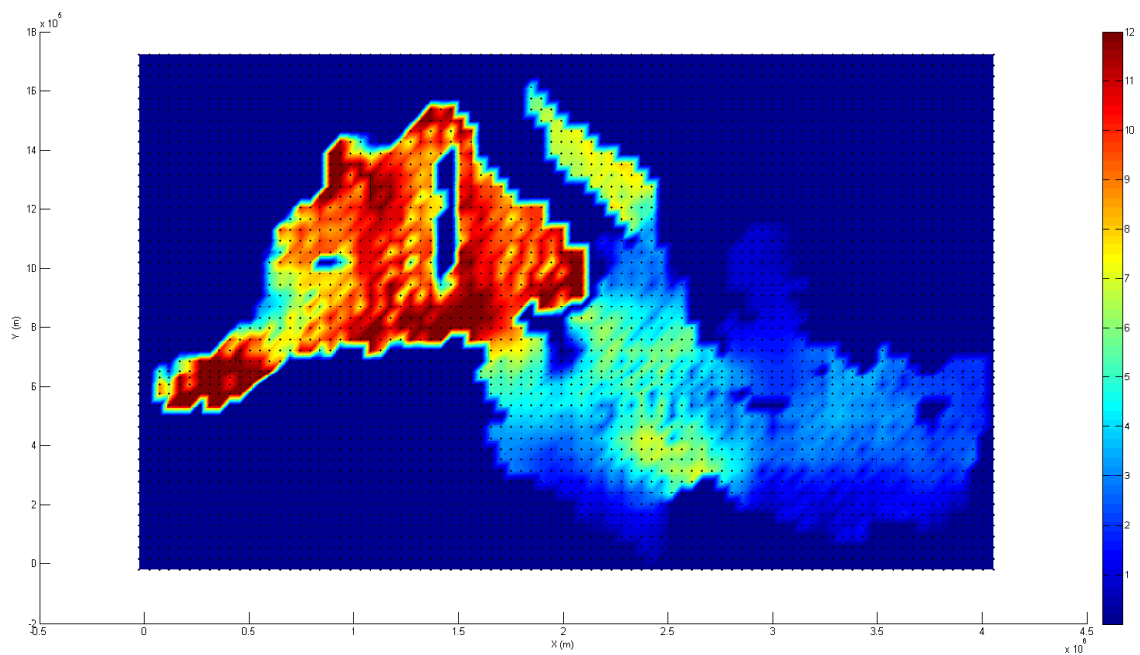
Slika 6.13: Koncentracija detrita (DEC) v fotični coni Sredozemskega morja: 20. sloj (globina od 0 do 10 m), 135. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.13: Detritus carbon concentration (DEC) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 20 (depth from 0 to 10 m), Julian day No. 135 (simulation began on 1st January).



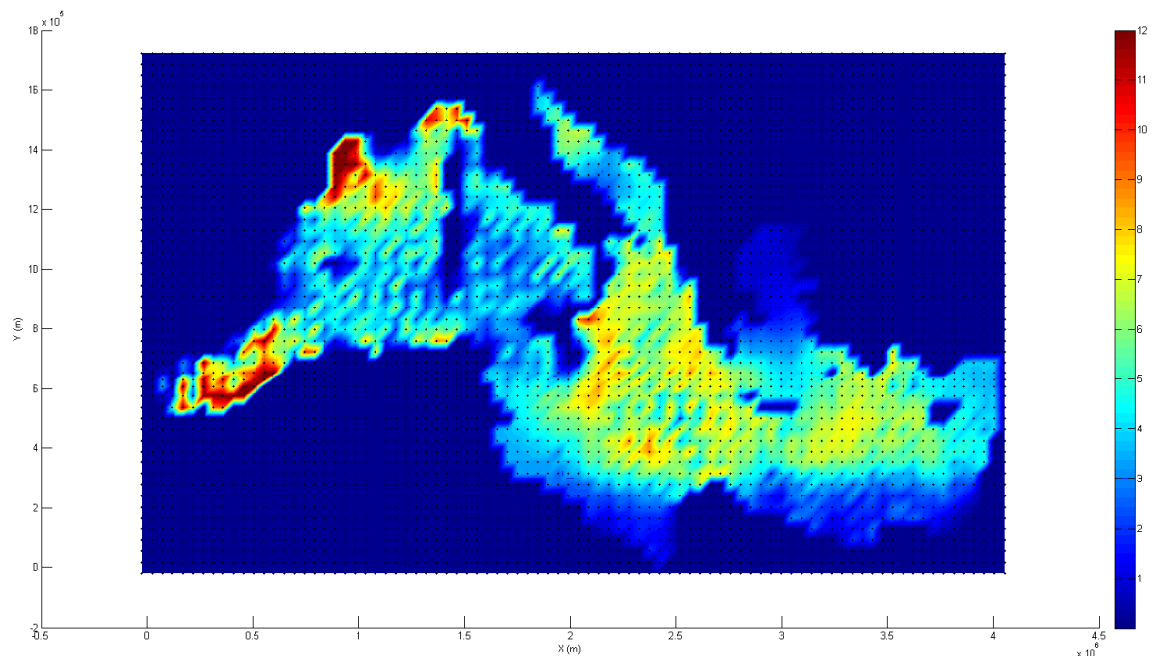
Slika 6.14: Koncentracija detrita (DEC) v fotični coni Sredozemskega morja: 16. sloj (globina od 80 do 130 m), 135. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.14: Detritus carbon concentration (DEC) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 16 (depth from 80 to 130 m), Julian day No. 135 (simulation began on 1st January).



Slika 6.15: Koncentracija detrita (DEC) v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj (globina od 25 do 47 m), 135. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.15: Detritus carbon concentration (DEC) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18 (depth from 25 to 47 m), Julian day No. 135 (simulation began on 1st January).



Slika 6.16: Koncentracija detrita (DEC) v fotični coni Sredozemskega morja: 18. sloj (globina od 25 do 47 m), 180. dan simulacije (od 1.1.).

Figure 6.16: Detritus carbon concentration (DEC) in the photic zone of the Mediterranean Sea: layer No. 18 (depth from 25 to 47 m), Julian day No. 180 (simulation began on 1st January).



### 6.1.4 Rezultati induktivnih modelov za določanje koncentracije zvrsti živega srebra

Najprej podajamo ocene modelov za zvrsti Hg ter grafično primerjavo merjenih in modeliranih vrednosti. Sledi kratko podpoglavje o strukturi modelnih dreves, iz katere lahko razberemo vpliv zunanjih dejavnikov na nastanek posameznih zvrsti Hg v Sredozemskem morju. Nazadnje podajamo skalarna polja koncentracije različnih zvrsti Hg v Sredozemskem morju, ki jih dobimo z modelnimi drevesi.

#### 6.1.4.1 Ocene modelov

Ocene modelnih dreves podajamo v preglednici 6.4. Ocenili smo jih z  $10\times$  navzkrižnim preverjanjem in z več neodvisnimi testnimi množicami. Zaradi majhnega števila učnih primerov se ocene na neodvisnih testnih množicah med seboj razlikujejo, zato v tabeli podajamo samo ocene  $10\times$  navzkrižnega preverjanja. Modele smo ocenili s koeficientom korelacije  $r$ , srednjo absolutno napako  $mae$ , korenem kvadratov srednjih napak  $rmse$ , relativno absolutno napako  $rae$  in s korenem kvadratov relativnih napak  $rrse$ . Na slikah 6.17 - 6.21 podajamo grafično primerjavo izmerjenih in modeliranih vrednosti.

Preglednica 6.4: Povprečne ocene modelov za zvrsti živega srebra ( $10\times$  navzkrižno preverjanje). Napaki  $rae$  and  $rmse$  sta za THg, DGM, RHg, MMHg podani v  $[\text{ng L}^{-1}]$ , za DMHg pa v  $[\text{pg L}^{-1}]$ .

Table 6.4: Average evaluations of models for mercury species ( $10\times$  cross validation).  $rae$  and  $rmse$  errors are given in  $[\text{ng L}^{-1}]$  for THg, DGM, RHg, MMHg and in  $[\text{pg L}^{-1}]$  for DMHg.

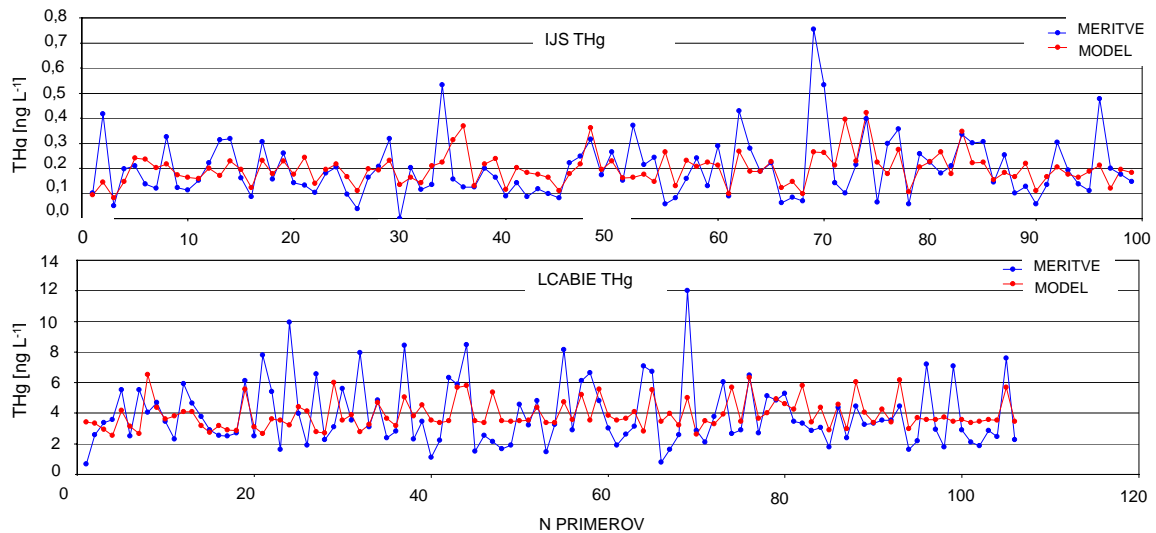
	THg		DGM		RHg		MMHg		DMHg	
	IJS	LCB	IJS	LCB	IJS	LCB	IJS	LCB	IJS	LCB
$r$	0.44	0.32	0.60	0.76	0.19	–	0.42	0.41	0.51	0.67
$mae$	0.076	1.495	0.020	0.165	0.036	–	0.032	0.252	0.242	6.923
$rmse$	0.109	2.008	0.029	0.242	0.054	–	0.042	0.332	0.410	10.214
$rae$	82.8%	88.3%	69.8%	61.6%	91.9%	–	88.9%	84.1%	76.0%	59.0%
$rrse$	89.4%	95.1%	79.4%	64.2%	99.2%	–	90.3%	90.8%	85.3%	73.9%
$n$	99	106	150	165	121	–	139	111	100	165

Namen modeliranja je zgraditi model, ki se čim bolj obnaša na novih, testnih primerih. Rezultati naših modelov se v splošnem ne ujema dovolj dobro z izmerjenimi vrednostmi (za vse zvrsti Hg je  $r < 0.80$ ). Primerjava vrednosti v preglednici 6.4 z  $r = 0.76 - 0.91$ , kolikor znaša koeficient korelacije, če modele za različne zvrsti Hg ocenimo z učno množico, pokaže, da se modeli delno prilagodijo podatkom. V postopku učenja z algoritmom M5 smo programu v velikem obsegu dovolili, da mero optimalnega rezanja izbere sam: minimalno število primerov, ki morajo ustrezati vsakemu izmed listov drevesa, je v vseh primerih znašalo 4, saj se je izkazalo, da na ta način dobimo z  $10\times$  navzkrižnim preverjanjem kar najboljše ocenjena drevesa. Ker je Sredozemsko morje izredno heterogeno, tako glede zunanjih pogojev kot tudi glede koncentracij zvrsti Hg (glej preglednico 5.7), ocene na posameznih neodvisnih testnih množicah niso dovolj zgovorne oz. ne pričajo nujno o kakovosti oz. nekakovosti modelov. Del razlike med ocenama

z učno in testno množico pa gre pripisati dejstvu, da algoritem M5 zaradi slabšega kriterija rezanja v splošnem zgradi večja drevesa, kot bi bilo optimalno (podpoglavje 5.2.1.1).

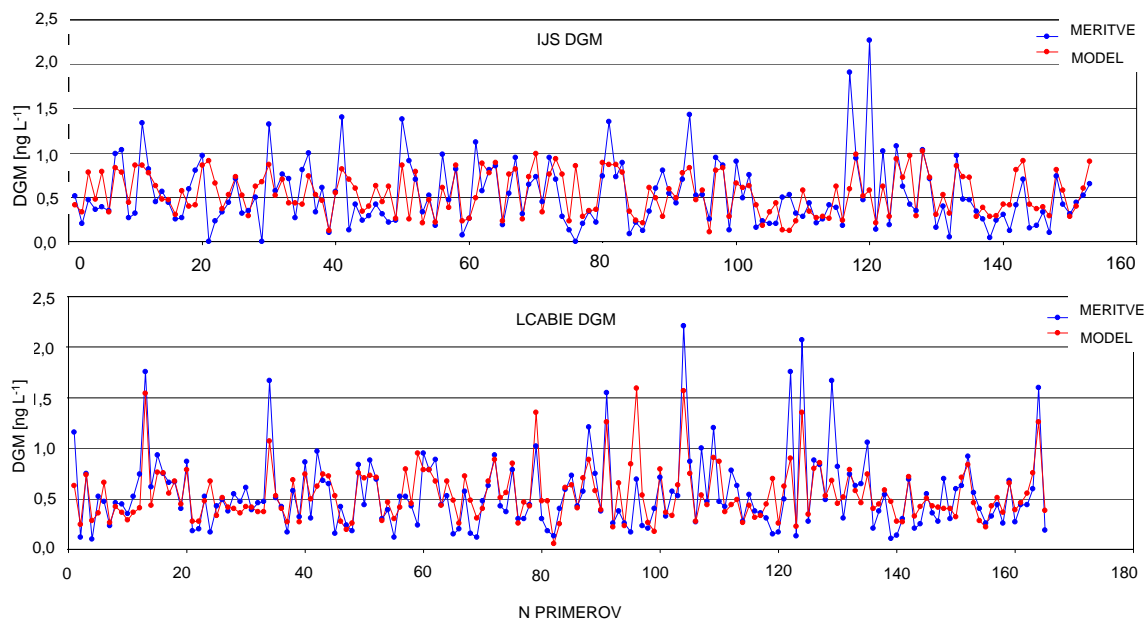
Modela za DGM in DMHg sta bolje ocenjena, za kar je možnih več razlag:

- reakcije, s katerimi nastaneta RHg (oksidacija, demetilacija) in MMHg (metilacija) so kompleksnejše in slabše raziskane, zato v podatkovni bazi MERCYMS manjkajo meritve nekaterih spremenljivk, ki sodelujejo v teh procesih. Npr. procesa metilacije in demetilacije sta odvisna od koncentracije raztopljenega kisika, DOC, hranil, sulfatov in sulfidov, poleg tega pa še od pH, slanosti in temperature vode ter seveda od aktivnosti bakterij, ki sodelujejo v procesih pretvorb Hg (USEPA, 1997; Ullrich in sod., 2001). Mnoge izmed teh spremenljivk niso bile merjene in zato tudi ne vključene v proces učenja;
- tako DGM kot DMHg sta plinasti zvrsti Hg. Plini v vodi imajo običajno značilen trend po globini, saj v odvisnosti od  $\Delta C$  med vodo in atmosfero prehajajo iz vode v zrak ali obratno. Posledično so plinske oblike živega srebra pogosto dobro korelirane z globino, ki je najrobustnejši izmed vseh uporabljenih atributov;
- v različnih globinah vode je DGM prisoten iz različnih vzrokov, vendar smo mnoge med njimi neposredno ali posredno vključili v proces učenja. V površinskem sloju je prisotnost DGM povezana s svetlobnimi reakcijami; koncentracija DGM na površini je zato odvisna od sončnega sevanja (Amyot, 1997; Rolfhus in Fitzgerald, 2001, 2004; Lanzillotta in sod., 2002; Ferrara in sod., 2003; O'Driscoll, 2003; Fantozzi, 2007), ki smo jo posredno zajeli z indeksom dneva, indeksom ure, globino in transmisijo. V splošnem lahko najvišje vrednosti DGM pričakujemo v najbolj produktivnih delih morja, od tod pa sledi, da je koncentracija DGM načeloma dobro korelirana tudi s fluorescenco. Koncentracije DGM so pogosto povišane tudi na dnu morij zaradi geotektonskih procesov, kar posredno zajamemo z globino vode.



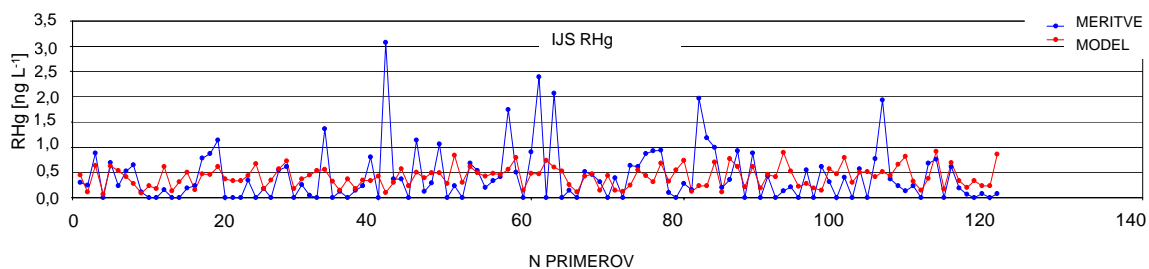
Slika 6.17: Primerjava meritev in vrednosti, ki jih dobimo z modelnima drevesoma za THg: zgoraj IJS, spodaj LCABIE.

Figure 6.17: Graphical comparison between measured and modelled values of THg: above IJS, below LCABIE.



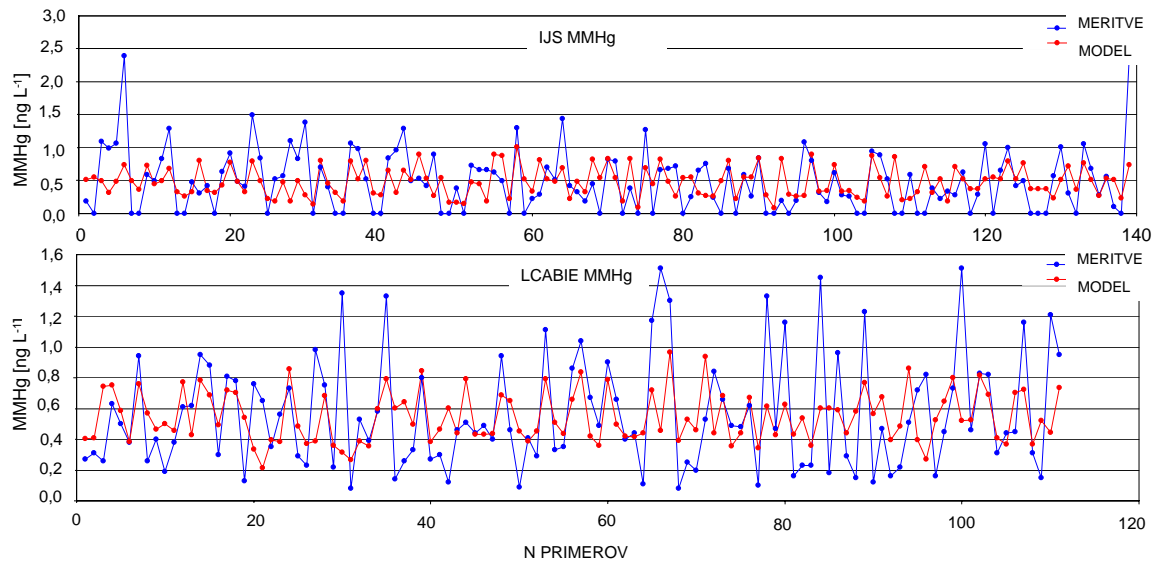
Slika 6.18: Primerjava meritev in vrednosti, ki jih dobimo z modelnima drevesoma za DGM: zgoraj IJS, spodaj LCABIE.

Figure 6.18: Graphical comparison between measured and modelled values of DGM: above IJS, below LCABIE.



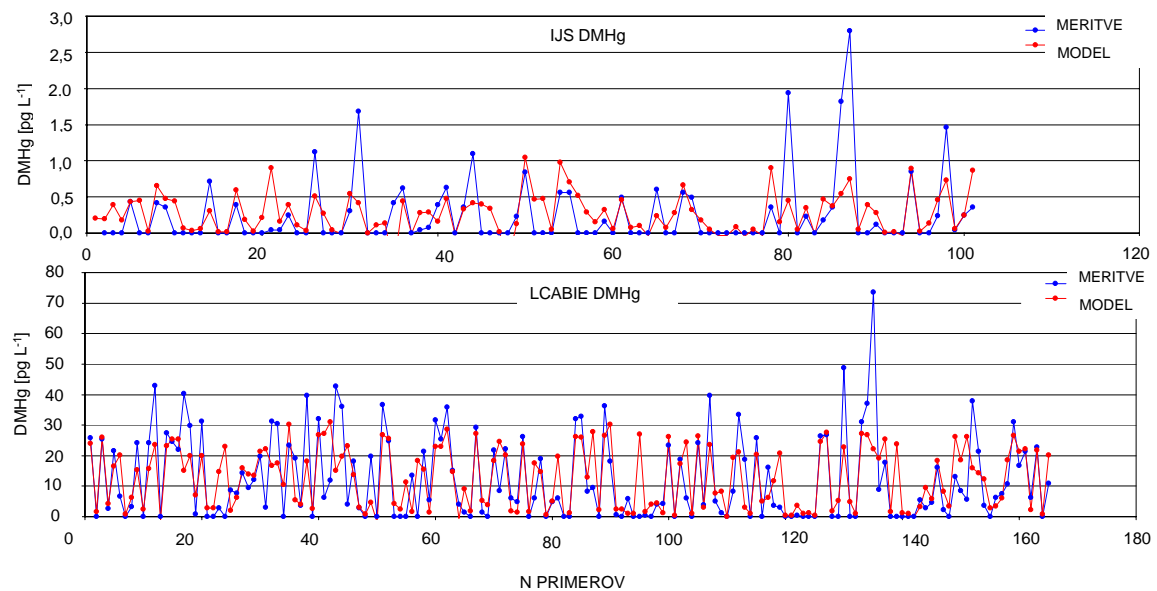
Slika 6.19: Primerjava meritev in vrednosti, ki jih dobimo z modelnim drevesom za RHg: samo IJS, za LCABIE nimamo podatkov.

Figure 6.19: Graphical comparison between measured and modelled values of RHg: IJS only.



Slika 6.20: Primerjava meritev in vrednosti, ki jih dobimo z modelnima drevesoma za MMHg: zgoraj IJS, spodaj LCABIE.

Figure 6.20: Graphical comparison between measured and modelled values of MMHg: above IJS, below LCABIE.



Slika 6.21: Primerjava meritev in vrednosti, ki jih dobimo z modelnima drevesoma za DMHg: zgoraj IJS, spodaj LCABIE.

Figure 6.21: Graphical comparison between measured and modelled values of DMHg: above IJS, below LCABIE.

### 6.1.4.2 Izbira atributov

Informativna je tudi izbira atributov, pomembnih za nastanek posameznih zvrsti živega srebra (preglednica 6.5). Za korene so izbrani samo atributi z najvišjo vsebnostjo informacije, pomemben podatek pa predstavljajo tudi vrednosti uteži v enačbah modelov: višja je vrednost faktorja, pomembnejši je atribut. Izbira atributov v modelih je kljub slabšim ocenam večinoma konsistentna z obstoječo teorijo (Watras in sod., 1994; Cossa in Coquery, 2005). Čeprav v modelih za DGM izbrani atributi IJS in LCABIE niso povsem enaki, so mnogi med njimi posredni pokazatelj intenzitete svetlobe (globina, indeks dneva, indeks ure).

Preglednica 6.5: Atributi, ki jih program izbere kot najpomembnejše za nastanek posameznih zvrsti živega srebra. S št. 1 je označen atribut, ki se nahaja v korenu drevesa, številke pa zatem naraščajo postopno z upadanjem pomembnosti atributov. 0 pomeni, da program med atributom in razredom ni našel nobene korelacije, – pa, da nismo razpolagali s podatki za to zvrst Hg.

Table 6.5: Attributes which, according to M5, are important for the formation of various mercury species. With No. 1 the attribute in the top node is denoted and the numbers then increase with decreasing importance of attributes. 0 means that no correlation was found between the class and the attribute, while label – means that the data were not available.

	THg		DGM		RHg		MMHg		DMHg	
	IJS	LCB	IJS	LCB	IJS	LCB	IJS	LCB	IJS	LCB
<i>glo</i>	0	0	1	2	8	-	0	0	0	1
<i>tem</i>	3	0	6	7	6	-	4	6	3	4
<i>sla</i>	1	0	5	4	1	-	3	4	0	6
<i>dan</i>	2	3	3	1	2	-	1	2	1	3
<i>ura</i>	5	0	8	6	7	-	6	5	4	8
<i>kon</i>	4	0	7	5	3	-	5	7	5	5
<i>tra</i>	0	0	0	8	0	-	0	1	0	0
<i>kis</i>	0	2	2	3	5	-	2	3	0	7
<i>flu</i>	0	1	4	0	4	-	0	0	2	2

Zgolj za primerjavo smo modele za določanje koncentracije zvrsti Hg razvili tudi iz dodatnih podatkov IJS za Jadransko morje. Ti modeli so v splošnem slabše ocenjeni kot modeli za Sredozemsko morje, predvidoma zaradi manjšega števila podatkov in zato, ker predvsem jeseni 2005 mnoge izmed okoljskih spremenljivk niso bile merjene. Ponovno je dobro ocenjen model za DGM ( $r \approx 0.80$ ), tudi izbira atributov je v primeru modeliranja DGM podobna kot v modelih za Sredozemsko morje.

### 6.1.4.3 Uporaba modelov

Kljub temu, da so modelna drevesa za določanje koncentracije zvrsti Hg v Sredozemskem morju v splošnem slabše ocenjena, dajejo v kombinaciji z nadgrajenim modelom PCFLOW3D uporabne rezultate. Moramo se namreč zavedati, da je pri trenutnem obsegu tako teoretičnega znanja o biogeokemičnem kroženju Hg kot tudi poskusov modeliranja koncentracij Hg v vodnem okolju že pravilno ocenjen velikostni red koncentracije Hg uporaben rezultat. Bistvena pomanjkljivost modelov za določanje koncentracije zvrsti Hg je nezadostna občutljivost na spremembe v vred-

nostih vhodnih spremenljivk. Kot je razvidno že iz slik 6.17 - 6.21, se modelna drevesa dokaj dobro obnesejo pri napovedi povprečnih vrednosti, medtem ko je napoved ekstremnih vrednosti slabša.

Koncentracije Hg na slikah 6.22 - 6.26 so rezultat modeliranja z modelnimi drevesi iz podatkov IJS. V povprečju so rezultati modelnih dreves za zvrsti Hg primerljivi z meritvami MERCYMS (preglednica 5.7) ter z vrednostmi koncentracije Hg v Sredozemskem morju, ki so jih z biogeokemičnim modulom modela PCFLOW3D polempirično določili Žagar in sod. v (2007).

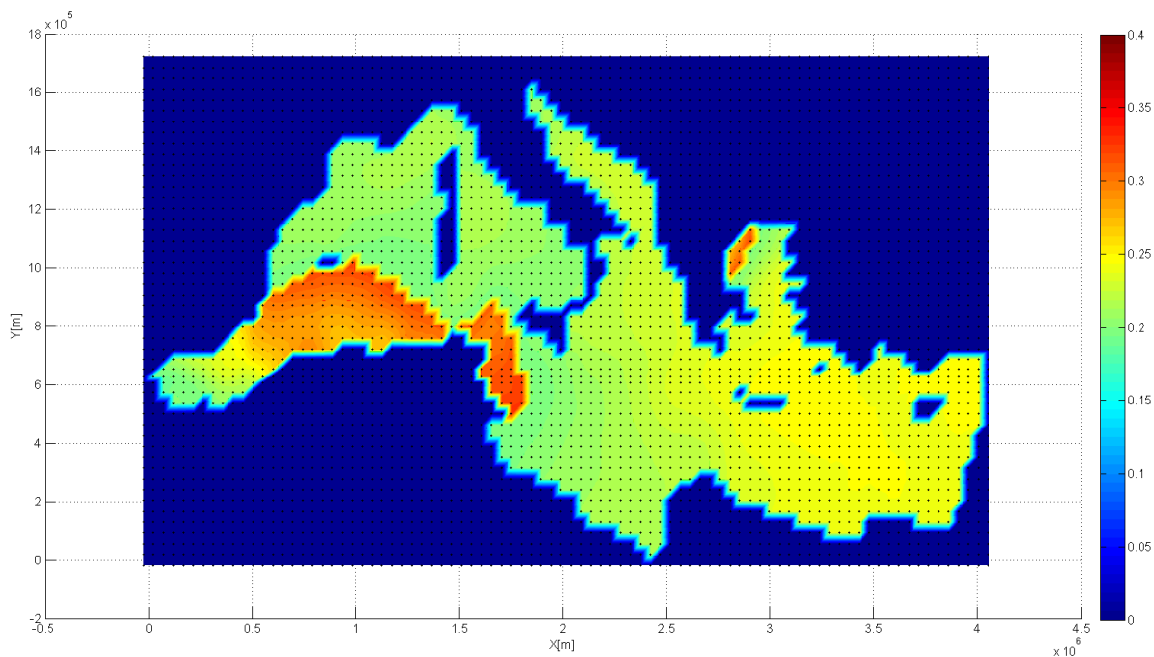
Skladno z meritvami je koncentracija THg višja v Alboranskem morju, v južnem delu zahodne kotanje in na ožini Sicilije; to so obenem predeli z višjo koncentracijo klorofila-a. Prav tako se z meritvami skladajo nekoliko višje koncentracije THg v vzhodni kotanji v primerjavi z zahodno. Glede na meritve pa bi pričakovali nekoliko višje vrednosti tudi v Tirenskem morju in v Otrantskih vratih.

Model za DGM pravilno napove višjo koncentracijo DGM med Sardinijo in Balearskimi otoki ter v Libijskem morju, prav tako se z meritvami skladajo nekoliko višje koncentracije DGM v vzhodni kotanji v primerjavi z zahodno.

Kljub slabšim ocenam tudi modelno drevo za RHg pravilno napove tako upadanje koncentracije RHg z globino (maksimum nastopi v površinskem, 20. sloju) kot tudi višje koncentracije RHg v vzhodni kotanji in na ožini Sicilije. Na območjih Alboranskega in Tirenskega morja je ujemanje modela in meritev nekoliko slabše.

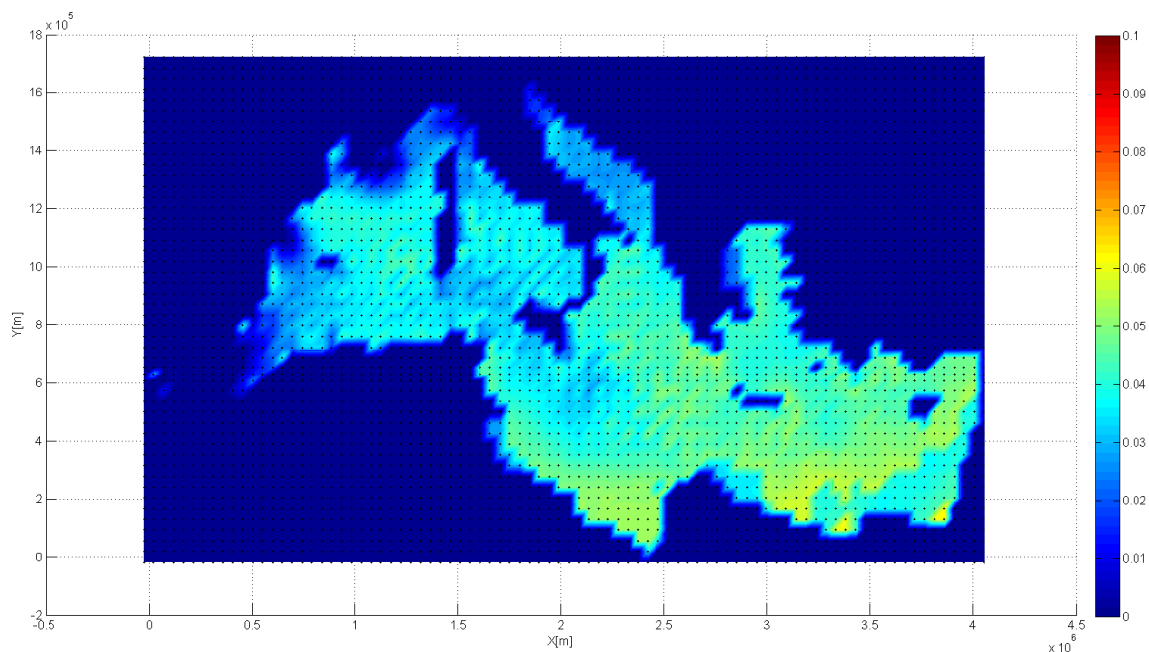
Model za MMHg je precej neobčutljiv, modelirane vrednosti so na celotnem območju Sredozemlja zelo blizu povprečni izmerjeni vrednosti. Kljub temu so modelirane vrednosti primerljive z meritvami, saj so tudi izmerjene koncentracije MMHg v mnogo primerih blizu povprečni izmerjeni vrednosti.

Najslabše se z meritvami skladajo rezultati modela za DMHg. Model sicer pravilno napove nižje vrednosti DMHg v Alboranskem morju in pod Sicilijo, vendar glede na meritve v povprečju narobe napove naraščanje koncentracije DMHg od zahoda proti vzhodu; tak rezultat je posledica člena  $-flu$  z visokim faktorjem v enačbah za DMHg. Problem meritev in posledično modeliranja DMHg je predvsem v tem, da so koncentracije DMHg izjemno nizke, in sicer še za 2 velikostna reda nižje od koncentracij ostalih zvrsti Hg.



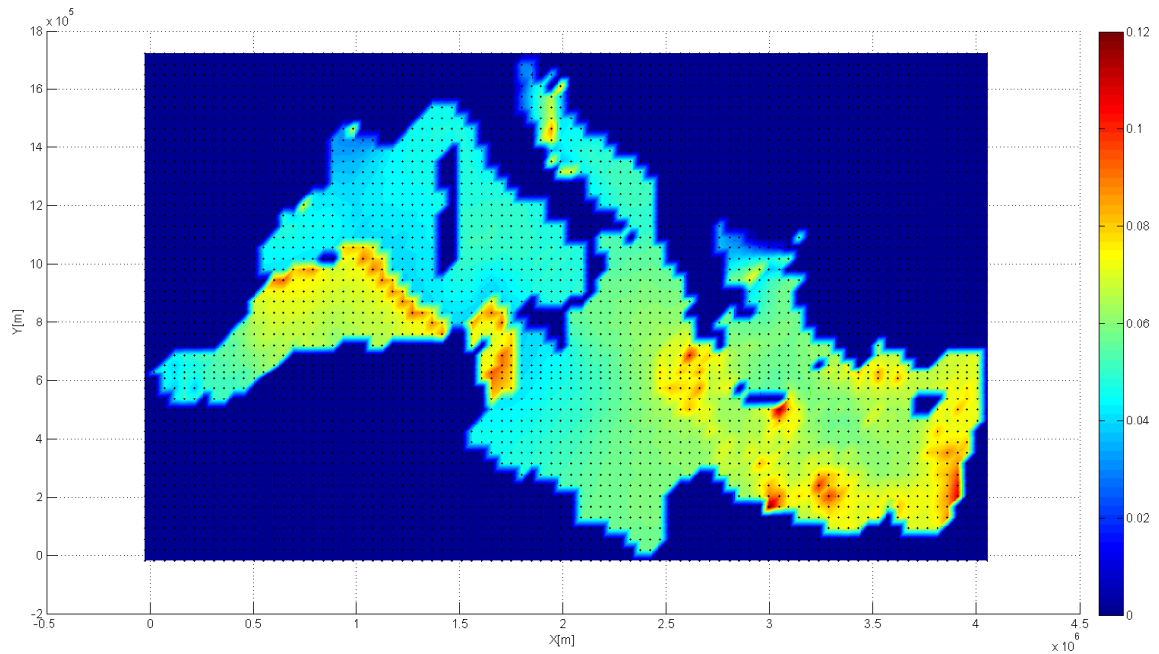
Slika 6.22: Koncentracija THg v fotični coni Sredozemskega morja: rezultati simulacije z nadgrajenim modelom PCFLOW3D za 18. sloj (globina od 25 do 47 m) v mesecu avgustu.

Figure 6.22: Concentration of THg in the photic zone of the Mediterranean Sea: simulation with the upgraded PCFLOW3D model, layer No. 18 (depth from 25 to 47 m), august.



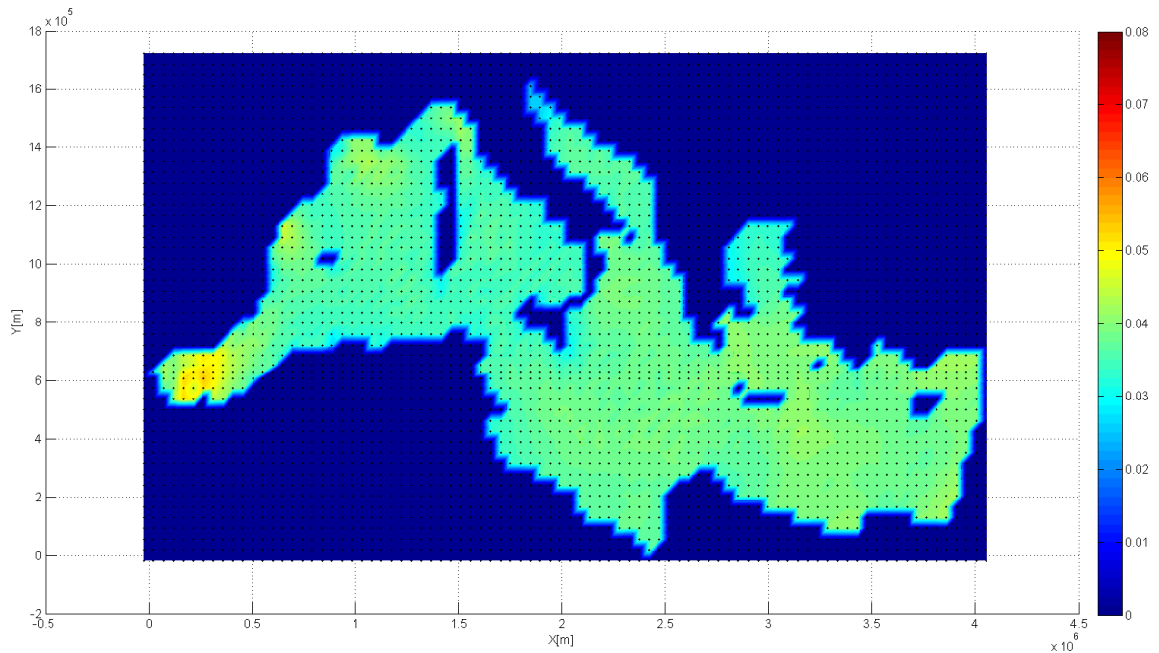
Slika 6.23: Koncentracija DGM v fotični coni Sredozemskega morja: rezultati simulacije z nadgrajenim modelom PCFLOW3D za 18. sloj (globina od 25 do 47 m) v mesecu avgustu.

Figure 6.23: Concentration of DGM in the photic zone of the Mediterranean Sea: simulation with the upgraded PCFLOW3D model, layer No. 18 (depth from 25 to 47 m), august.



Slika 6.24: Koncentracija RHg v fotični coni Sredozemskega morja: rezultati simulacije z nadgrajenim modelom PCFLOW3D za 20. sloj (globina od 0 do 10 m) v mesecu avgustu.

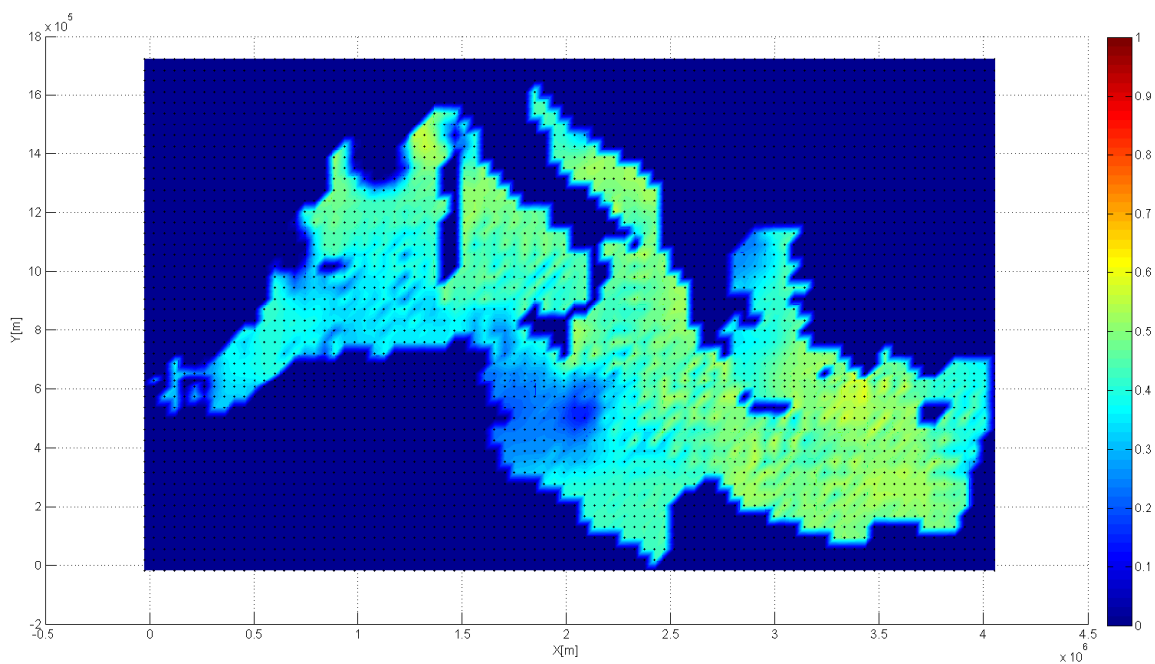
Figure 6.24: Concentration of RHg in the photic zone of the Mediterranean Sea: simulation with the upgraded PCFLOW3D model, layer No. 20 (depth from 0 to 10 m), august.



Slika 6.25: Koncentracija MMHg v fotični coni Sredozemskega morja: rezultati simulacije z nadgrajenim modelom PCFLOW3D za 18. sloj (globina od 25 do 47 m) v mesecu avgustu.

Figure 6.25: Concentration of MMHg in the photic zone of the Mediterranean Sea: simulation with the upgraded PCFLOW3D model, layer No. 18 (depth from 25 to 47 m), august.





Slika 6.26: Koncentracija DMHg v fotični coni Sredozemskega morja: rezultati simulacije z nadgrajenim modelom PCFLOW3D za 18. sloj (globina od 25 do 47 m) v mesecu avgustu.

Figure 6.26: Concentration of DMHg in the photic zone of the Mediterranean Sea: simulation with the upgraded PCFLOW3D model, layer No. 18 (depth from 25 to 47 m), august.

## 6.2 Tržaški zaliv

### 6.2.1 Značilnosti območja



Slika 6.27: Območje Tržaškega zaliva z označenimi običajnimi točkami vzorčenja (povzeto po Hace, 2010).

Figure 6.27: Map of the Gulf of Trieste with general sampling points denoted (adapted from Hace, 2010).

Tržaški zaliv omejujeta rt Savudrija na jugu in Gradež na severu. Je majhen (približno 500 km<sup>2</sup>) in plitev (maksimalna globina je 25 m, povprečna globina 16 m) (Ogrinc in sod., 2003). V zaliv se izlivajo vodotoki Soča, Timava, Rižana in Dragonja. Smer toka v zalivu je pretežno nasprotna smeri urinega kazalca s hitrostjo 2-3 cm s<sup>-1</sup> (Malačič, 1991). Površinska plast (debeline približno 5 m) je podvržena vetrovnim tokovom, ki se gibljejo ob vzhodnih vetrovih v nasprotni smeri urinega kazalca, ob zahodnih pa v smeri urinega kazalca (Malačič, 1991). Slanost vode v zalivu je med 33–38.5 psu. Spomladi začne nastajati rahla piknoklina, ki je posledica povečane vodnatosti sladkovodnih pritokov Tržaškega zaliva. Največji dotok sladke vode v Tržaški zaliv predstavlja reka Soča s povprečnim pretokom 197 m<sup>3</sup>/s (Kukovec, 2006). Značilen je velik temperaturni razpon za površinski (6 – 25°C) in pridneni sloj (6 – 20°C); v ekstremnih razmerah lahko znaša temperatura površinskega sloja tudi do 30°C (npr. poleti 2010). Struktura vodnega stolpca se spreminja sezonsko; za zimsko in zgodnje spomladansko obdobje je značilna izrazita vertikalna in horizontalna premešanost, od maja do septembra pa se v vodnem stolpcu vzpostavi vertikalna temperaturna in gostotna razslojenost, ki se lahko v poletnem času občasno poruši zaradi močnih kratkotrajnih neviht (Malej in sod., 1997).

Med vetrovi v Tržaškem zalivu imajo na hidrodinamiko ter na vrednosti ekoloških spremenljivk največji vpliv burja, jugo in občasno maestral. Burja je suh, mrzel in sunkovit veter iz smeri ENE in s povprečno jakostjo 13 m/s. Piha skozi vse leto, predvsem pozimi. Lahko traja od nekaj ur (predvsem poleti), nekaj dni, pa vse do teden ali dva (pozimi). Jugo (ali široko) je

topel in vlažen veter, ki piha iz smeri ESE do SSE s povprečno hitrostjo 9 m/s. Poleti traja do tri dni, pozimi pa tudi do devet dni oz. s krajšimi prekinitvami celo do tri tedne. Jugo močno razburka morje, vendar pa so valovi pravilnejše oblike ter pri isti višini daljši od valov, ki jih povzroči burja, zato se manj rušijo. Poleti je pomemben predvsem maestral, ki piha iz smeri WNW s povprečno jakostjo 4 m/s.

## 6.2.2 Modeliranje Tržaškega zaliva

**Pregled modeliranja hidrodinamike.** Z modelom PCFLOW3D so bile v letih delovanja modela za področje Tržaškega zaliva opravljene številne raziskave, katerih namen je bil opredeliti hidrodinamične pogoje okolja in ovrednotiti obseg onesnaženja zaliva z živim srebrom. Pregled študij Tržaškega zaliva z modelom PCFLOW3D in z nekaterimi drugimi modeli povzemamo po Dorić (2007b).

Rajar in Četina sta v (1990) modelirala vpliv plime in vetra na tok in disperzijo v Severnem Jadranu. Iste leta so Longo in sod. v (1990) numerično preučil transport in disperzijo radionuklidov v Tržaškem zalivu, med zunanji silami je prav tako upošteval veter in plimovanje. Žagar je v (1994) razvil 3D model SIMON (SIMulacijski MOdel Nafta) za simulacijo širjenja nafte, rezultati so objavljeni v Rajar in sod. (1995a, b). Širca je v (1996) razvil 2D model za račun transporta in disperzije živega srebra STATRIM: tokove v Tržaškem zalivu je določil z modeloma MIKE-2 in LMTe-2D. 2D model STATRIM je obravnaval le stacionarno nestratificirano stanje in ni podrobneje opisoval dnevne in letne dinamike tokov v Tržaškem zalivu. V naslednjih letih so z modelom PCFLOW3D modelirali vpliv vetra na povprečno cirkulacijo in dolgotrajno disperzijo onesnažil v Tržaškem zalivu (Širca in Rajar, 1997b) in izvedli dodatno umerjanje modela STATRIM (Širca in Rajar, 1997a); v simulacijah so upoštevali povprečne letne lastnosti vetra. V Rajar in Četina (1997) in Rajar in sod. (1997) so avtorji predstavili modeliranje hidrodinamike in kvalitete voda, opisali so model PCFLOW3D, predstavili so rezultate modeliranja na primerih Bohinjskega jezera in Tržaškega zaliva, simulirali so razlitje nafte ter transport in disperzijo živega srebra. V Rajar in sod. (1998) in Žagar in sod. (1998) so predstavili modeliranje transporta živega srebra v Tržaškem zalivu z 2D in 3D modeli. Širca in sod. so v (1999a) ocenil masno bilanco živega srebra v Tržaškem zalivu, Horvat in sod. pa so v (1999) predstavila posledice onesnaženja z živim srebrom na močno onesnaženih priobalnih območjih. V doktorski disertaciji je Žagar (1999) predstavil nadgradnjo modela PCFLOW3D z novima 3D moduloma za račun transporta lebdečih plavin in živega srebra v morskem okolju. Rajar je v (2000) predstavil potrebo po večdimenzionalnem modeliranju tokov. Rajar in sod. so v (2000) opisal 3D modeliranje kroženja živega srebra v Tržaškem zalivu z modelom PCFLOW3D, Žagar in sod. pa v (2000, 2001) dolgotrajno 3D simulacijo transporta in disperzije živega srebra v raztopljeni in suspendirani obliki v Tržaškem zalivu. Crise in sod. so v (2002) predstavil študijo o cirkulaciji vode zaradi vetra v Tržaškem zalivu v stratificiranih razmerah. Zatem je Rajar in sod. v (2004a, b) prikazal rezultate simulacije 3D kroženja živega srebra na priobalnih območjih z modelom PCFLOW3D (v Tržaškem zalivu in v zalivu Minamata na Japonskem). Leto kasneje je Rozman v (2005) simuliral transport in disperzijo živega srebra z modelom PCFLOW3D v Tržaškem zalivu za obdobje nekajdnevnega močnega vetra v zimskih razmerah, Galuf pa je v (2005) predstavil simulacijo razlitja nafte v Tržaškem zalivu z modelom SIMON2. Pri ekspertizi čezmejnega vpliva načrtovanih plinskih terminalov (Četina in sod., 2006) so avtorji ponovno pokazali, da le 3D modeliranje cirkulacije ustreza za določitev nadaljnjih parametrov transporta in ekološkega modeliranja v priobalnih območjih. Podroben opis nadgradnje modela

PCFLOW3D (dodatne modele turbulence) in primerjavo simulacij z modelom Cormix je podala Kovšca v (2007). Z nadgrajenim modelom PCFLOW3D je Ramšak v (2006, 2007) izvedla študijo hidrodinamike s časovno spremenljivim vetrom, njeni deli sta služili za podlago pri ovrednotenju izmenjave živega srebra med vodo in atmosfero na območju Tržaškega zaliva. Zadnje posodobitve modela PCFLOW3D so opisane v Žagar in sod. (2007) in Rajar in sod. (2007). Dorić v (2007b) na primeru Tržaškega zaliva podaja primerjavo med modeloma PCFLOW3D in MIKE 3.

Med pomembnejšimi deli drugih raziskovalnih skupin sta še Malačič in Petelin (2003) ter Zavatarelli in Pinardi (2003). Malačič in Petelin sta v (2003) izvedla numerično simulacijo zimske cirkulacije v Tržaškem zalivu z modelom ACOAST - 1.2, ki temelji na modelu POM (Princeton Ocean Model). Rezultati so dobri predvsem pri simulaciji zimskih razmer, ko je burja prevladujoč veter. Njuni rezultati kažejo, da iz površinskih slojev voda izteka iz zaliva, v globljih slojih pa doteka v zaliv. Zavatarelli in Pinardi sta v (2003) predstavila metode modeliranja v Jadranskem morju s 3D modelnimi orodji, kjer so numerične mreže gnezdene v treh nivojih (celo Sredozemsko morje, celo Jadransko morje in Severni Jadran).

**Pregled modeliranja valovanja.** Poskusov modeliranja valovanja v Tržaškem zalivu je bistveno manj, nekaj več je študij modeliranja valov v severnem Jadranu oz. v celotnem Jadranskem morju. Wang, Pinardi in Malačič so v (2007) objavili študijo z modelom SWAN o resuspenziji sedimentov z dna Tržaškega zaliva zaradi kombiniranega vpliva burje in valov. Pri močni burji januarja 2001 je višina valov dosegla 2 m, perioda pa 5 s, smer propagacije valov je potekala pravokotno na smer valov. S študijo so dokazali, da je vpliv valov na resuspenzijo sedimentov z dna Tržaškega zaliva znaten in ga je pri modeliranju resuspenzije sedimentov potrebno upoštevati. Vpliv valov na vrednosti hidrodinamičnih količin je velik predvsem na zahodni strani zaliva: če v simulaciji ne upoštevamo valovanja, je koncentracija suspendiranih snovi v vodnem stolpcu (predvsem v ustju reke Po) občutno nižja.

V severnem Jadranu so Carniel in sod. v (2009) modelirali hitrostno polje v vrhnjem sloju vode z upoštevanjem rušenja valov. Hidrodinamiko so modelirali z modelom ROMS, ki vsebuje tudi možnost upoštevanja turbulentne kinetične energije zaradi rušenja valov. Avtorji zaključujejo, da je v plitvih priobalnih morjih vpliv rušenja valov na vrednosti hidrodinamičnih količin znaten in ga je potrebno upoštevati. Leto kasneje so Lionello in sod. v (2010a) obravnavali pojav močnih neviht v severnem Jadranu. Ovrednotili so vpliv meteoroloških in oceanografskih pogojev na lastnosti valov, preučili so primera delovanja burje in juga. Avtorji zaključujejo, da je največja verjetnost nastopa ekstremnih pojavov novembra, minimalna pa poleti, opozarjajo pa tudi na izjemno variabilnost obravnavanih procesov v večletnih merilih. Zanimiv je tudi prispevek Russo in sod. (2005) o vplivu meteoroloških in oceanografskih pogojev (vključno z valovi) na pojav sluzastih makroagregatov v severnem Jadranu. Avtorji zaključujejo, da sta prisotnost in obseg sluzastih agregatov močno odvisna od meteoroloških pogojev: najpogosteje se pojavijo pozno spomladi (maj, junij), ko je padavin malo, veter šibak in morje mirno, pri visokih valovih in višjih hitrostih tokov pa sluzastih makroagregatov ni.

Na območju celotnega Jadranskega morja je prispevkov nekoliko več. Rixen in sod. so v (2008) valove skušali napovedati empirično s pomočjo statističnih metod. Po mnenju avtorjev lahko naprednejše statistične metode (ang. hyper-ensemble statistics, probability distribution maps) bistveno izboljšajo napoved mnogih oceanografskih spremenljivk, tudi valov, in sicer celo za 72 ur vnaprej. Rezultati kakovostnih stohastičnih metod so v tem primeru pogosto primerljivi z rezultati determinističnih modelov. Leto kasneje so Dykes in sod. v (2009) valove v Jadranskem

morju napovedali z modelom SWAN, za meteorološke vhodne spremenljivke pa so uporabili rezultate modela ALADIN. Posebej so preučili nastanek valov zaradi juga in napoved  $H_s$  za 24 in 48 ur vnaprej. Primerjava rezultatov modela z meritvami je pokazala, da je napovedana vrednost  $H_s$  v povprečju podcenjena za 10-30%, na nekaterih območjih pa tudi do 50%. Kakovost napovedi je močno odvisna od območja; višja časovna resolucija meteoroloških vhodnih podatkov in realnejša orografija nista izboljšali napovedi  $H_s$ . Istega leta sta Bertotti in Cavaleri v (2009) z modelom WAM valove v Jadranskem morju skušala napovedati za 72 ur vnaprej. Ugotovila sta, da je predvsem pri burji občutljivost rezultatov na meteorološke pogoje zelo velika. Avtorja zaključujeta, da je v zaprtih ali polodprtih morjih in zalivih valove za daljši čas vnaprej bistveno težje modelirati kot na odprtih področjih oceanov.

Dva prispevka obravnavata valove v Beneški laguni. Herdle in sod. so v (1995) določili vpliv valov na vrednosti hidrodinamičnih količin v laguni. Uporabili so polempirični model valovanja HISWA (TU Delft) in meritve z boj. Preučili so nastale pogoje med delovanjem burje in juga, rezultati pa so bili precej dobri. Lionello in sod. so v (2010b) modelirali valovno podnebje na območju lagune, izvedli so 30-letno simulacijo. Med vhodnimi spremenljivkami so upoštevali veter in globino vode. Uporabili so različne GEV statistične metode in več modelov valovanja, upoštevali so tudi vpliv podnebnih sprememb na značilne vrednosti valov. Njihovi rezultati v splošnem niso dovolj dobri, da bi model lahko v prihodnje uporabljali za napoved značilnih vrednosti valov.

### 6.2.3 Rezultati modela valovanja

V preglednici 6.6 prikazujemo vertikalno delitev Tržaškega zaliva na sloje, kakršno uporabljamo pri modeliranju z modelom PCFLOW3D. V preglednici 6.7 podajamo statistične količine vetra, ki smo jih uporabljali pri modeliranju. V zadnji vrstici preglednice podajamo informacijo o tem, katero hitrostno polje tokov (rezultat modela PCFLOW3D) smo uporabili pri modeliranju valov: pri burji in jugu smo uporabili zimsko, pri maestralu pa poletno hitrostno polje, in sicer povprečne vrednosti količin za vrhnje tri sloje morja. Predpostavljeno zimsko in poletno hitrostno polje tokov v Tržaškem zalivu prikazujemo na slikah 6.28 oz. 6.29 (hitrostni polji sta rezultat modeliranja z modelom PCFLOW3D). Na sliki 6.30 prikazujemo koordinatni sistem, kakršnega uporabljamo pri modeliranju Tržaškega zaliva z modelom PCFLOW3D (Zemeljski koordinatni sistem zasukamo za  $27^\circ$ ).

Sledi prikaz rezultatov modeliranja. Najprej podajamo ocene modelov valovanja ter primerjavo merjenih in modeliranih vrednosti količin (preglednica 6.8, slike 6.31 - 6.36), sledi pa prikaz uporabe modelov v praksi. Na slikah 6.37 - 6.39 prikazujemo karte vrednosti privetrišča, kakršne lahko pričakujemo ob treh tipičnih vetrovih v Tržaškem zalivu: burji, jugu, maestralu. Noben izmed naštetih vetrov ne piha povsem z odprtega roba, najvišja vrednost privetrišča pri modeliranju je znašala 50 km. Na slikah 6.40 - 6.48 prikazujemo rezultate ANFIS modelov valovanja, ki jih dobimo, če kot vhodne spremenljivke upoštevamo značilne vrednosti treh tipičnih vetrov v Tržaškem zalivu. Na slikah 6.49 in 6.50 podajamo napoved ekstremnih vrednosti valov, ki pa so seveda odvisne od uporabljenih predpostavk: predpostavili smo močno burjo s povprečno hitrostjo 15 m/s in sunke do 40 m/s, uporabili smo zimsko hitrostno polje tokov.

Dodajamo še račun značilnih vrednosti valov po empiričnih enačbah iz Dyke (2007) in račun nekaterih ostalih količin valovanja, iz katerih lahko med ostalim razberemo, za koliko časa vnaprej je sploh smiselno razvijati modele prognoze valovanja za Tržaški zaliv.

Preglednica 6.6: Sloji v Tržaškem zalivu pri računu z modelom PCFLOW3D.

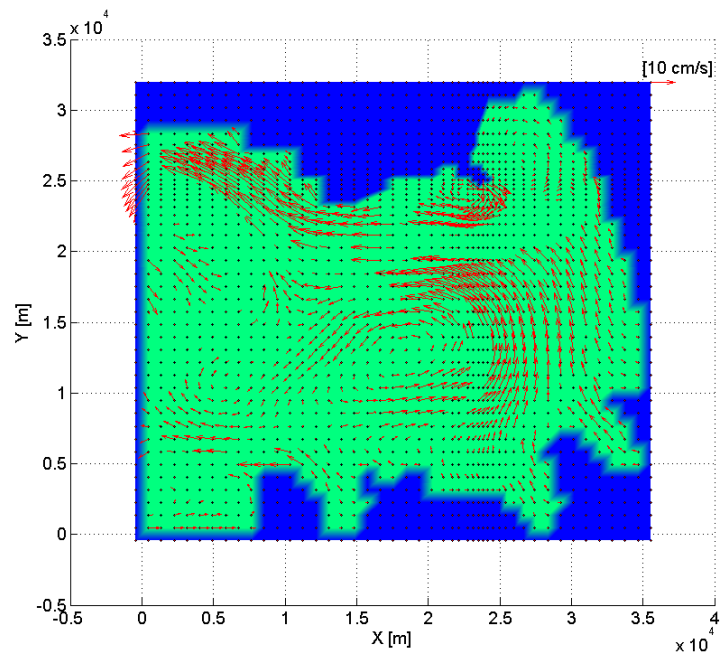
Table 6.6: Layers in the Gulf of Trieste which were used for modelling with the PCFLOW3D model.

Št. sloja	Debelina sloja [m]	Srednja globina sloja [m]
26	1	0.5
25	1	1.5
24	1	2.5
23	1	3.5
22	1	4.5
21	1	5.5
20	1	6.5
19	1	7.5
18	1	8.5
17	1	9.5
16	1	10.5
15	1	11.5
14	1	12.5
13	1	13.5
12	1	14.5
11	1	15.5
10	1	16.5
9	1	17.5
8	1	18.5
7	1	19.5
6	1	20.5
5	1	21.5
4	1	22.5
3	1	23.5
2	1	24.5

Preglednica 6.7: Značilne vrednosti tipičnih vetrov v Tržaškem zalivu, kakršne smo uporabili pri modeliranju valov. V zadnji vrstici podajamo informacijo o uporabljenem hitrostnem polju tokov v Tržaškem zalivu.

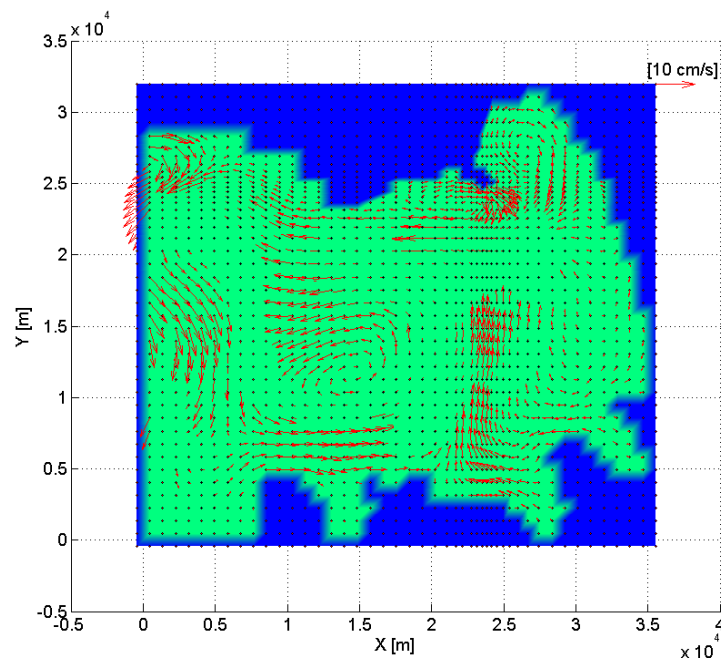
Table 6.7: Values of wind mean and maximum speed and the direction of wind during typical winds in the Gulf of Trieste: bora, sirocco and maestral. In the last row information is given about the currents' velocity field used for modelling.

	Burja	Jugo	Maestral
Smer	ENE $\approx$ 67°	ESE-SSE $\approx$ 135°	WNW $\approx$ 292°
Povp. hitrost	13m/s	9m/s	4m/s
Hitrost sunkov	25m/s	15m/s	9m/s
Hitrost. polje toka	zima	zima	poletje



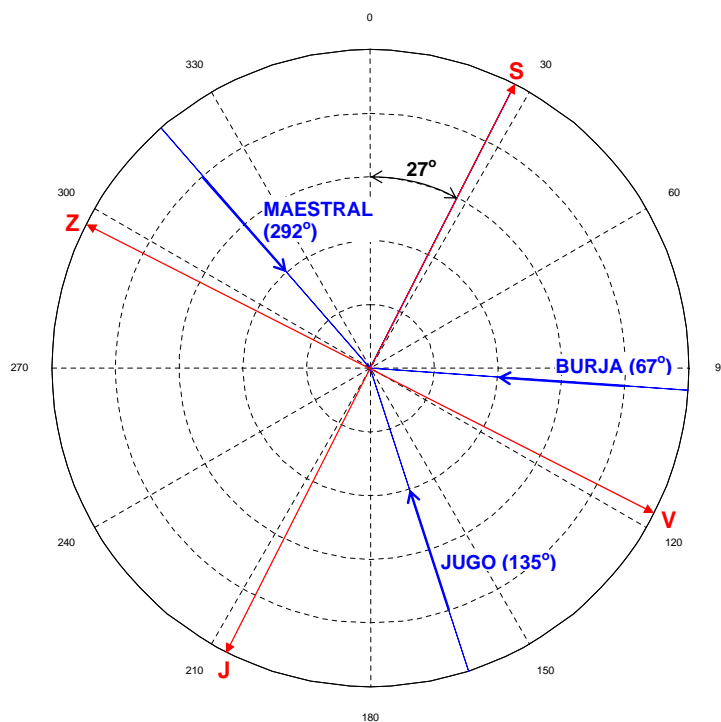
Slika 6.28: Zimsko hitrostno polje v Tržaškem zalivu: povprečne vrednosti za januar, februar in marec (rezultat modeliranja z modelom PCFLOW3D).

Figure 6.28: Winter velocity field in the Gulf of Trieste: average values for January, February and March (the result of the PCFLOW3D model).



Slika 6.29: POletno hitrostno polje v Tržaškem zalivu: povprečne vrednosti za julij, avgust in september (rezultat modeliranja z modelom PCFLOW3D).

Figure 6.29: Summer velocity field in the Gulf of Trieste: average values for July, August and September (the result of the PCFLOW3D model).



Slika 6.30: Koordinatni sistem, kakršnega uporabljamo pri modeliranju Tržaškega zaliva z modelom PCFLOW3D. Vrisane so tudi predpostavljene smeri delovanja vetra pri burji, jugu in maestralu.

Figure 6.30: Coordinate system which is used for the Gulf of Trieste modelling with the PCFLOW3D model. The presumed directions of the bora, the sirocco and the maestral wind are also shown.

### 6.2.3.1 Ocene modelov

Matlab Fuzzy Logic Toolbox oceni ANFIS modele s koeficientom korelacije  $r$ , srednjo kvadratno napako  $mse$ , relativno srednjo kvadratno napako  $rmse$ , srednjo absolutno napako  $mae$  in z relativno srednjo absolutno napako  $rmae$ . Ocene modelov podajamo v preglednici 6.8. Na slikah 6.31 - 6.36 podajamo grafično primerjavo merjenih in modeliranih vrednosti. Modele smo ocenjevali z neodvisnimi testnimi množicami.

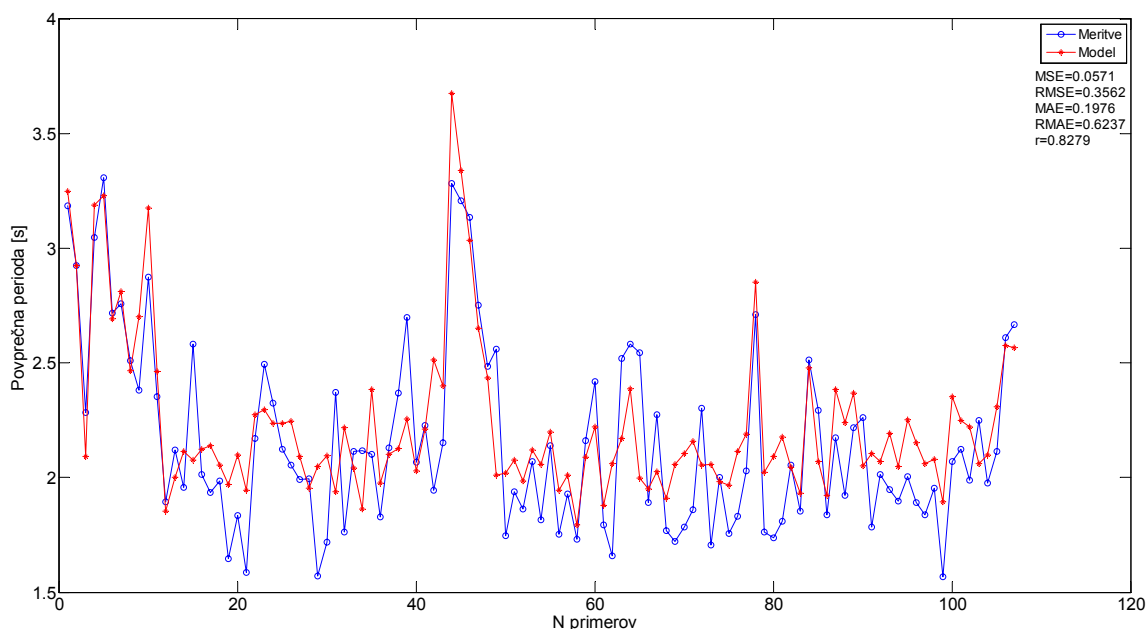
Dobro sta ocenjena predvsem modela za napoved povprečne in maksimalne višine valov. Ostali modeli so sicer ocenjeni nekoliko slabše, vendar so ocene kljub temu dovolj visoke, modeli pa v praksi dajejo dobre in uporabne rezultate. Moramo se zavedati, da v priobalnem območju veliko modelov valovanja odpove, sploh v zalivih, kakršen je tudi Tržaški: polodprt zaliv, merilno mesto se nahaja nedaleč od obale, nastali valovi so superpozicija odbojev nihanj iz različnih smeri, hidrodinamika in topografija zaliva sta kompleksni, prav tako meteorološki pogoji. Stopnja kaotičnosti sistema je v takih primerih razmeroma visoka, to pa pomeni, da je napoved prihodnjih stanj sistema manj zanesljiva kot v pogojih z bolj enakomernimi zunanji pogoji. Pri povsem kaotičnem nihanju spremenljivk je dolgoročno smiselno napovedati samo statistično povprečne količine.



Preglednica 6.8: Ocene modelov za srednjo in vršno vrednost periode valov, povprečno in maksimalno višino valov, srednjo smer potovanja valov in razpršenost pri vršni periodi. Oznake pomenijo:  $r$  = koeficient korelacije,  $mse$  = srednja kvadratna napaka,  $rmse$  = relativna srednja kvadratna napaka,  $mae$  = srednja absolutna napaka,  $rmae$  = relativna srednja absolutna napaka.

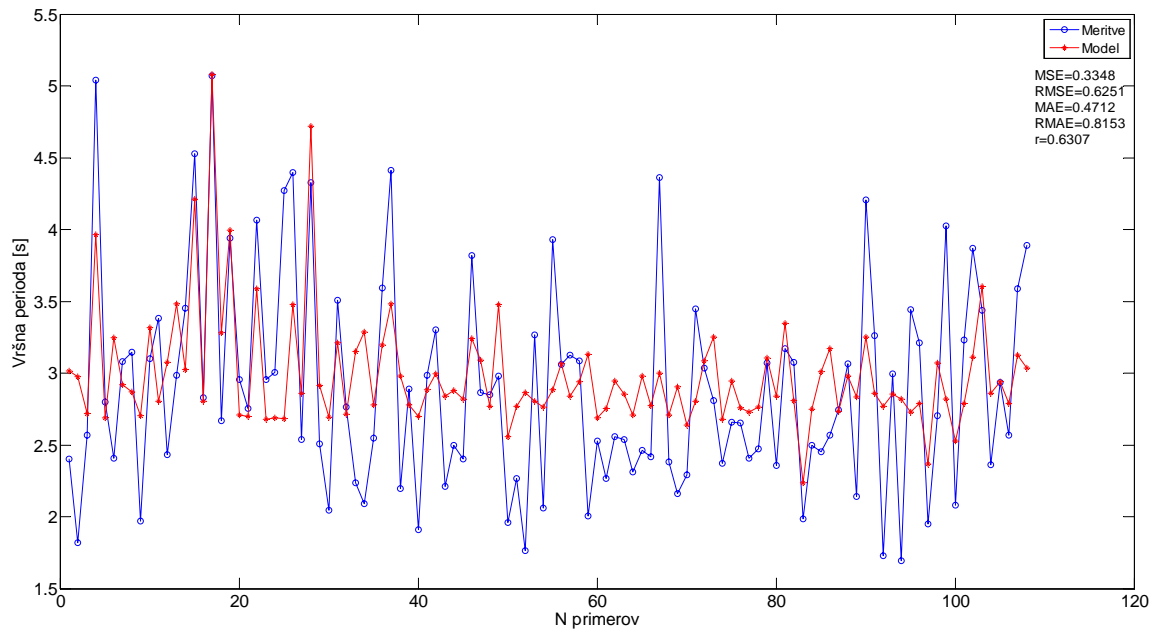
Table 6.8: Evaluations of models for mean and peak wave period, mean and maximum wave height, mean wave direction and spread at the peak period. Labels denote:  $r$  = correlation coefficient,  $mse$  = mean squared error,  $rmse$  = relative mean squared error,  $mae$  = mean absolute error,  $rmae$  = relative mean absolute error.

	Srednja perioda	Vršna perioda	Povprečna višina	Maksimalna višina	Srednja smer	Razpršenost pri vršni periodi
$r$	0.828	0.631	0.965	0.957	0.803	0.873
$mse$	0.057	0.335	0.005	0.014	1785.9	43.51
$rmse$	0.356	0.625	0.075	0.090	0.390	0.242
$mae$	0.198	0.471	0.052	0.086	33.42	4.55
$rmae$	0.624	0.815	0.268	0.285	0.638	0.493



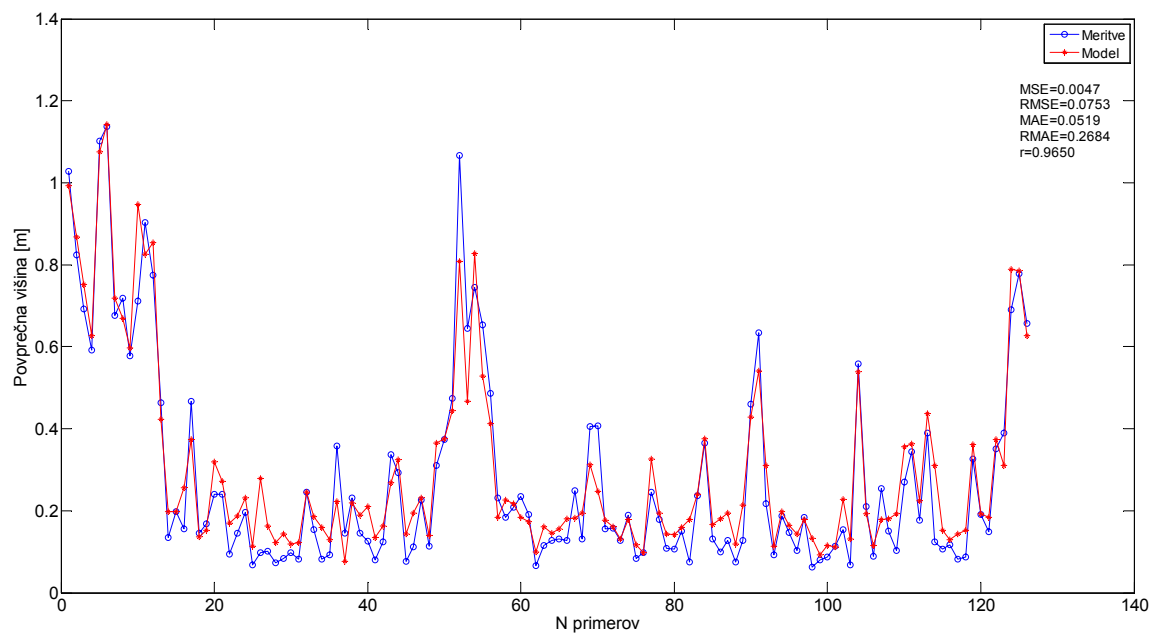
Slika 6.31: Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti povprečne periode valov pri napovedi za tri ure vnaprej.

Figure 6.31: Graphical comparison between measured and modelled values of mean wave period forecasted three hours ahead.



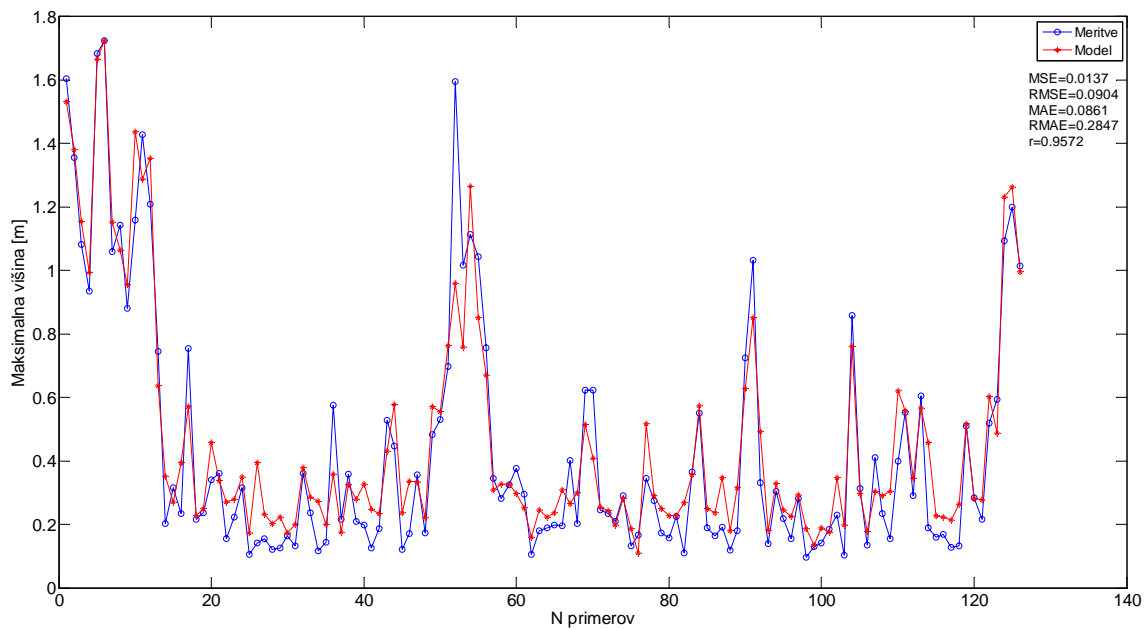
Slika 6.32: Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti vršne periode valov pri napovedi za tri ure vnaprej.

Figure 6.32: Graphical comparison between measured and modelled values of peak wave period forecasted three hours ahead.



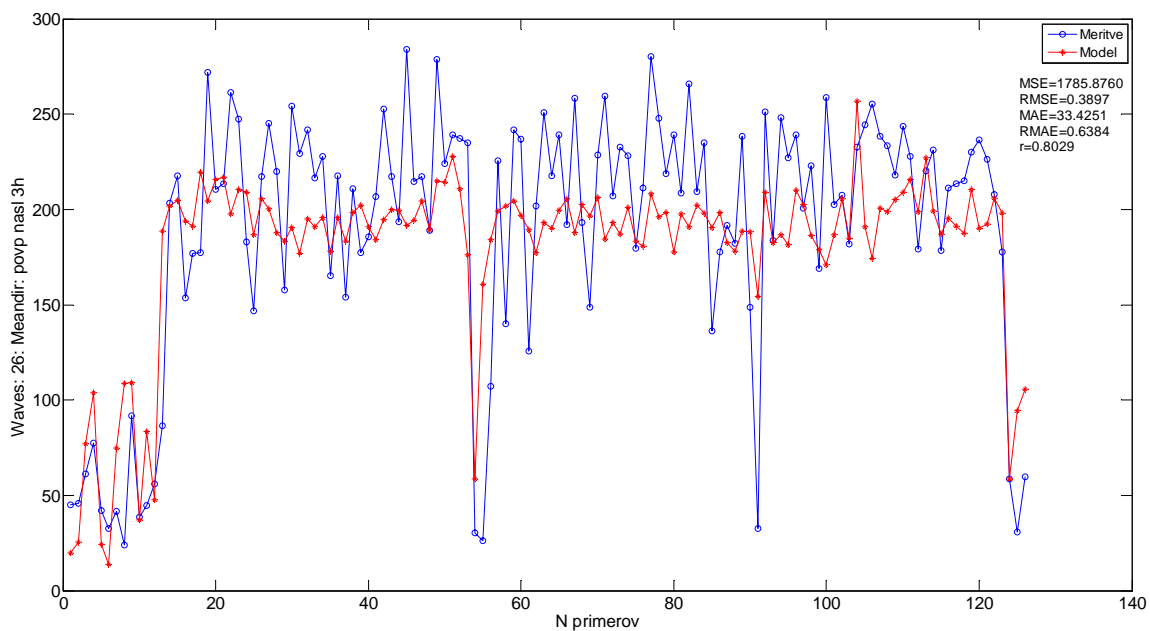
Slika 6.33: Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti povprečne višine valov pri napovedi za tri ure vnaprej.

Figure 6.33: Graphical comparison between measured and modelled values of mean wave height forecasted three hours ahead.



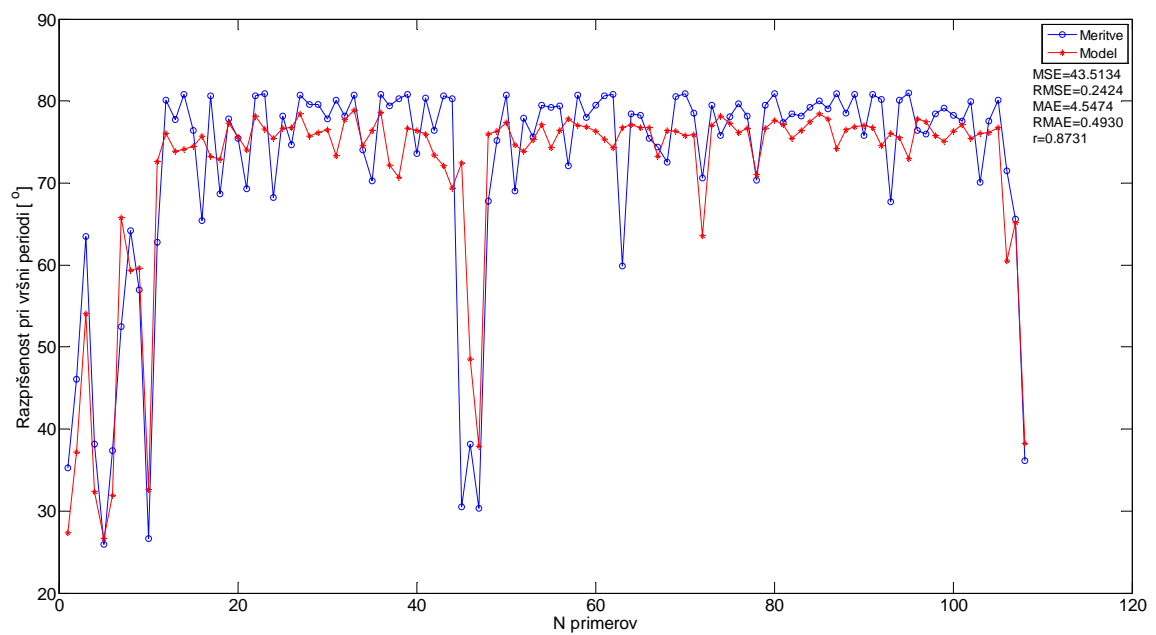
Slika 6.34: Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti maksimalne višine valov pri napovedi za tri ure vnaprej.

Figure 6.34: Graphical comparison between measured and modelled values of maximum wave height forecasted three hours ahead.



Slika 6.35: Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti povprečne smeri potovanja valov pri napovedi za tri ure vnaprej.

Figure 6.35: Graphical comparison between measured and modelled values of mean wave direction forecasted three hours ahead.

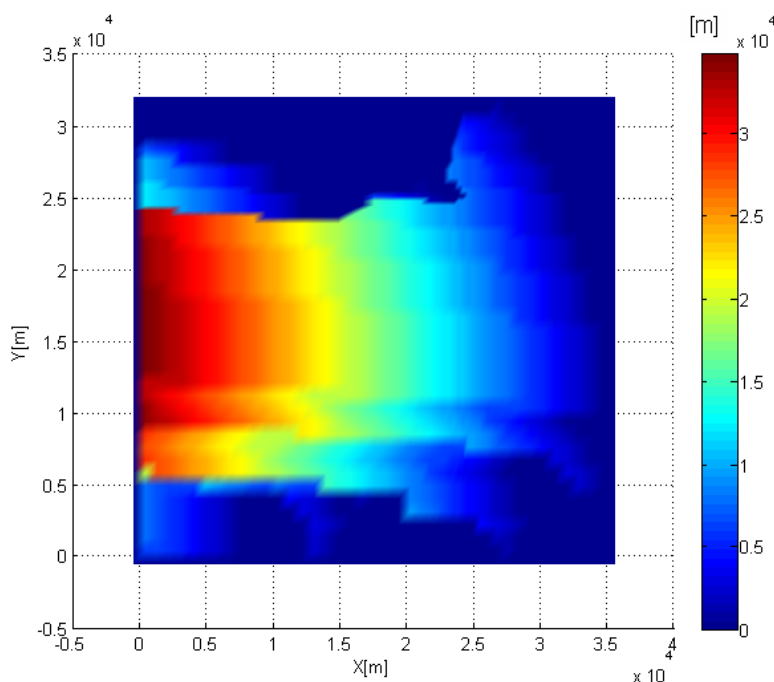


Slika 6.36: Primerjava merjenih in modeliranih vrednosti povprečne razpršenosti valov pri vršni periodi pri napovedi za tri ure vnaprej.

Figure 6.36: Graphical comparison between measured and modelled values of mean spread of wave direction forecasted three hours ahead.

### 6.2.3.2 Uporaba modelov

Na slikah 6.37 - 6.39 prikazujemo karte privetrišča za burjo, jugo in maestral. Na slikah 6.40 - 6.48 prikazujemo pričakovane vrednosti periode in višine valov ter smeri potovanja valov v Tržaškem zalivu: slike 6.40 - 6.42 so namenjene prikazu značilnih vrednosti valov pri burji, slike 6.43 - 6.45 prikazu značilnih vrednosti valov pri jugu in slike 6.46 - 6.48 prikazu značilnih vrednosti valov pri maestralu. Vrednosti temeljijo na statistiki vetra in valov za leto 2006 in so z izjemo ekstremnih pojavov primerljive z vrednostmi količin v drugih obdobjih. Pri modeliranju smo uporabili vrednosti vhodnih spremenljivk v preglednici 5.15. Na slikah 6.49 in 6.50 podajamo napoved ekstremnih vrednosti višine in periode valov, kakršne lahko pričakujemo v zalivu pri močni burji s povprečno hitrostjo 15 m/s in sunki do 40 m/s.

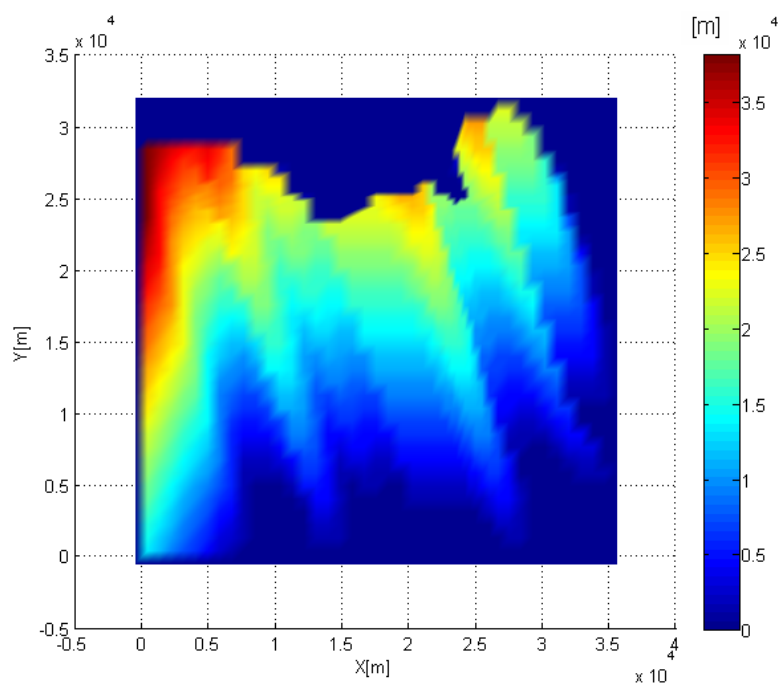


Slika 6.37: Karta vrednosti privetrišča za burjo.

Figure 6.37: Map of fetch during bora wind.

Iz grafov sta razvidna tako vpliv hitrostnega polja tokov kot tudi vrednosti privetrišča na značilne vrednosti valov. Po pričakovanjih so vrednosti višine in periode valov najvišje pri burji in najnižje pri maestralu. Najvišje vrednosti obeh količin običajno dobimo ob obalah, kamor veter nariva vodo. Pri maestralu je drugače: najvišji valovi se pojavijo na odprtem robu, kjer so vrednosti privetrišča najvišje. Smiselna je tudi smer potovanja valov, ki jo dobimo z ANFIS modeli: iz dobljenih vrednosti sta razvidna vpliv smeri delovanja vetra in vpliv predpostavljenih smeri tokov.

Rezultati so primerljivi s podatki in navedki v literaturi. Pri močnem vetru je smer potovanja valov v zalivu pravokotna na smer vetra, kar se sklada z ugotovitvami Wang in sod. (2007). Vrednosti periode valov, ki smo jih določili po enačbah v 4. poglavju (glej spodaj), so nekoliko precejšene. Pri računu smo namreč uporabili najvišjo možno vrednost privetrišča v zalivu, da smo dobili maksimalne pričakovane vrednosti višine in periode valov ter maksimalni čas potovanja valov po zalivu. Z uporabo najvišje možne vrednosti privetrišča dobimo vrednosti, ki

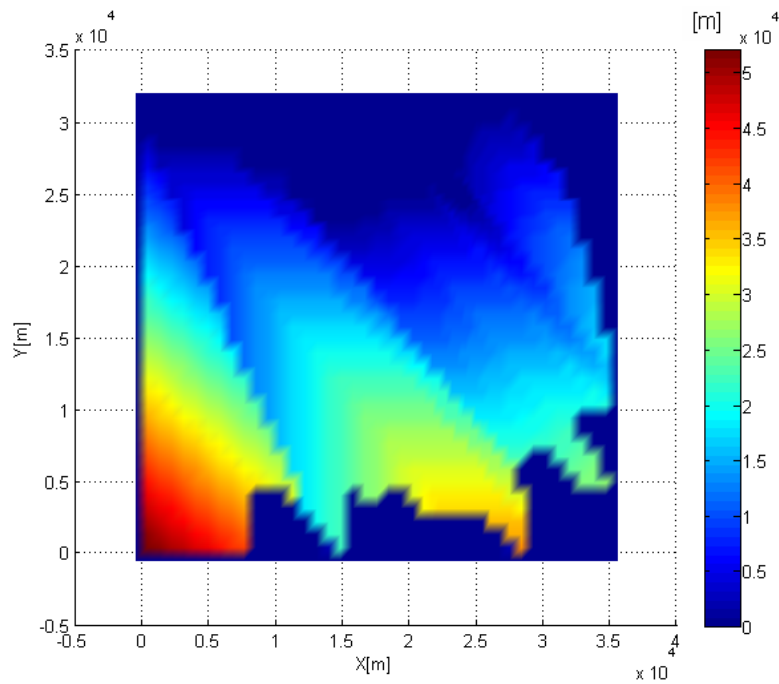


Slika 6.38: Karta vrednosti privetrišča za jugo.  
Figure 6.38: Map of fetch during sirocco wind.

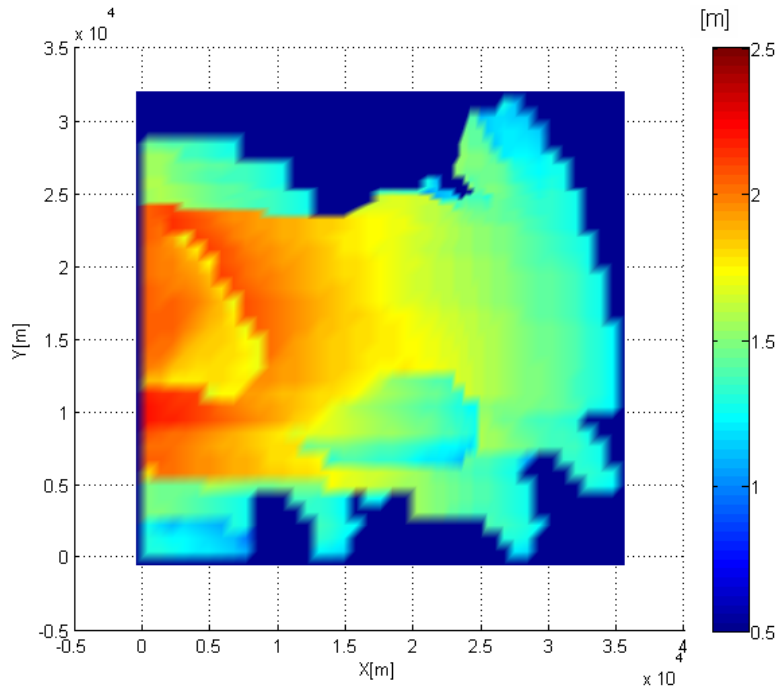
bolj ustrezajo stanju na robovih kot znotraj zaliva.

Za primerjavo smo za modelirane količine razvili še modelna drevesa z algoritmom M5. Z obema metodama dobimo podobne vrednosti, vendar se ANFIS modeli v splošnem obnašajo bolje in natančneje poustvarijo sistem. Modelna drevesa so podobno kot v primeru napovedi zvrsti Hg v Sredozemskem morju manj občutljiva na spremembe vrednosti vhodnih spremenljivk, dobro pa se obnesejo pri napovedi povprečnih vrednosti. Obe metodi slabše napovedujeta ekstremne pojave, kar pa je zaradi prekratkega niza podatkov običajen problem tudi pri uporabi drugih metod modeliranja.

Z novim modelom valovanja lahko na preprost način ustvarimo še več podobnih 2D skalarnih polj značilnih vrednosti valov v odvisnosti od vetra in geografije območja. Vrednosti na slikah 6.40 - 6.50 lahko po zgledu Žagar (1999) uporabimo pri računu resuspenzije sedimentov z dna zaliva zaradi kombiniranega vpliva vetra, valov in tokov. Kot smo že povedali, glavni problem novih modelov valovanja predstavlja dejstvo, da smo jih razvili iz podatkov, ki se vzorčijo v eni sami točki zaliva. Modelov zato seveda ne moremo brez pomislekov uporabiti za celotno območje Tržaškega zaliva. Lahko pa rečemo, da so rezultati primerljivi tako s podatki kot tudi z vrednostmi v literaturi (npr. Wang in sod., 2007), skladajo pa se tudi s teorijo.

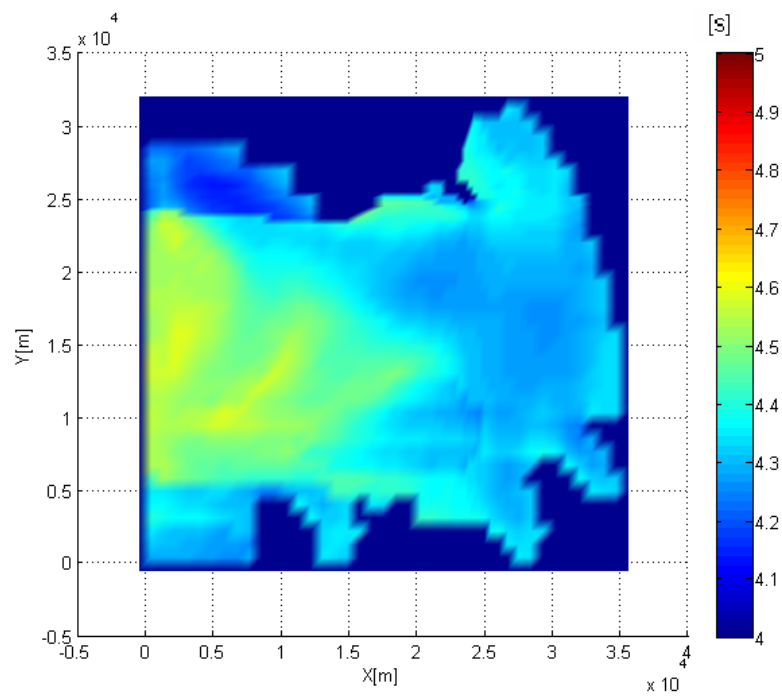


Slika 6.39: Karta vrednosti privetrišča za maestral.  
 Figure 6.39: Map of fetch during maestral wind.



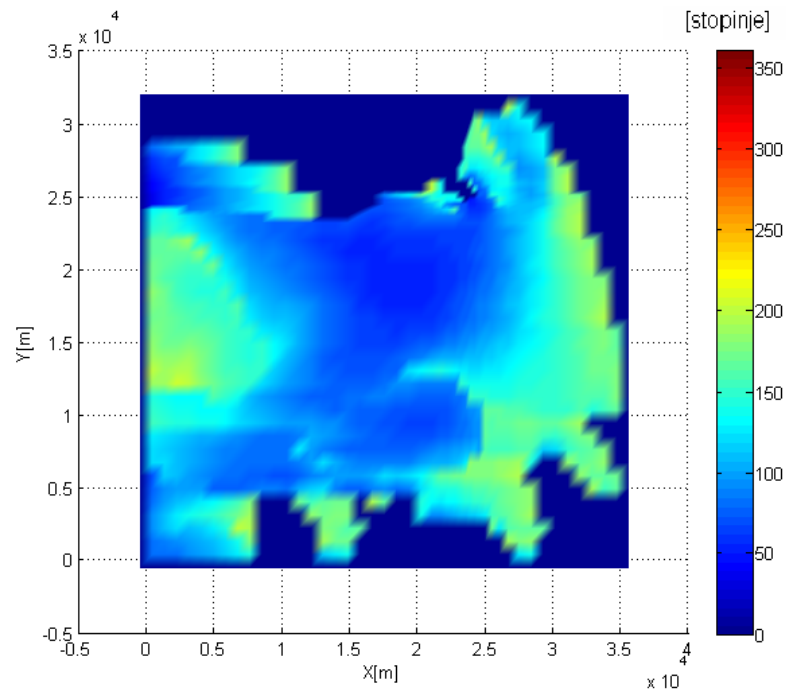
Slika 6.40: 2D polje pričakovane višine valov pri burji iz smeri ENE s povprečno jakostjo 13 m/s in sunki do 25 m/s.

Figure 6.40: The expected map of wave height during bora wind from ENE direction with mean speed of 13 m/s and maximum speed of 25 m/s.



Slika 6.41: 2D polje pričakovane periode valov pri burji iz smeri ENE s povprečno jakostjo 13 m/s in sunki do 25 m/s.

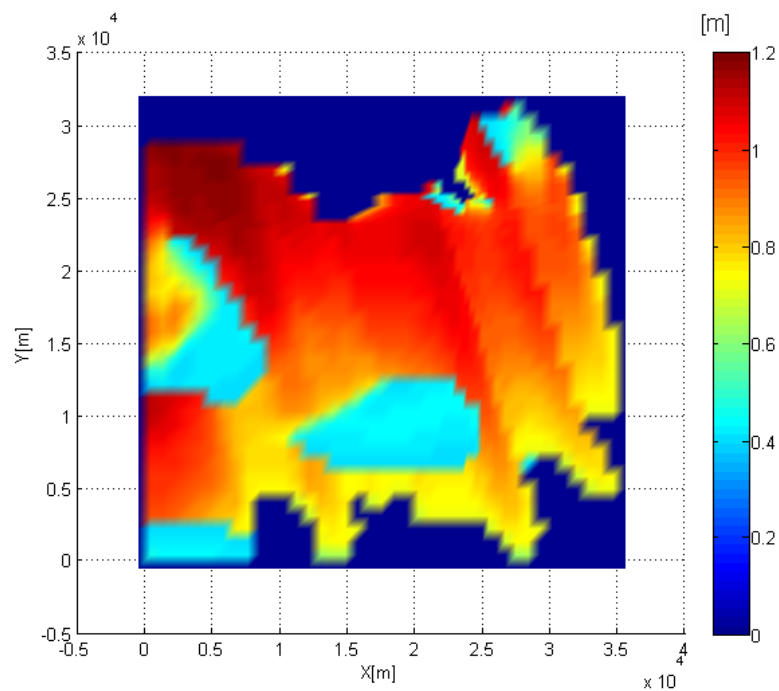
Figure 6.41: The expected map of wave period during bora wind from ENE direction with mean speed of 13 m/s and maximum speed of 25 m/s.



Slika 6.42: 2D polje pričakovane smeri potovanja valov pri burji iz smeri ENE s povprečno jakostjo 13 m/s in sunki do 25 m/s.

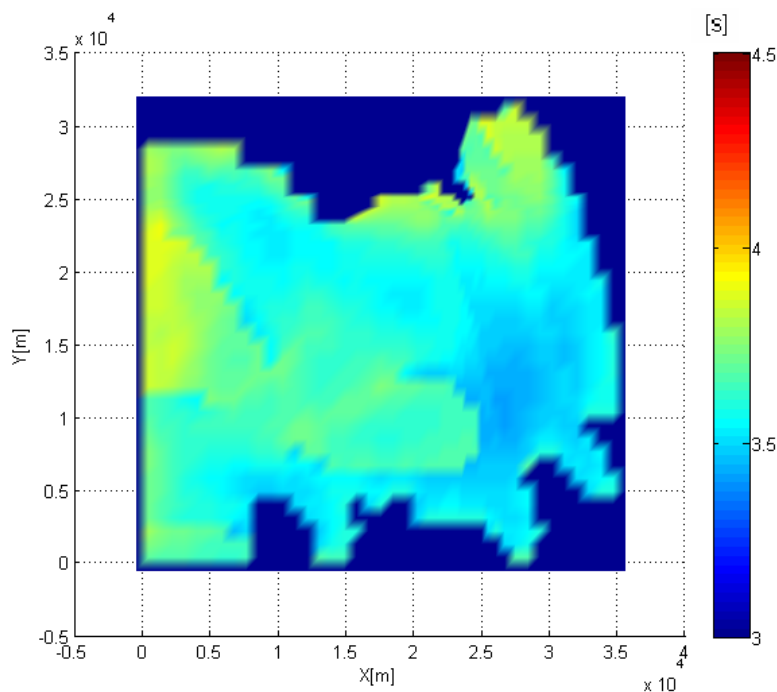
Figure 6.42: The expected map of wave direction propagation during bora wind from ENE direction with mean speed of 13 m/s and maximum speed of 25 m/s.





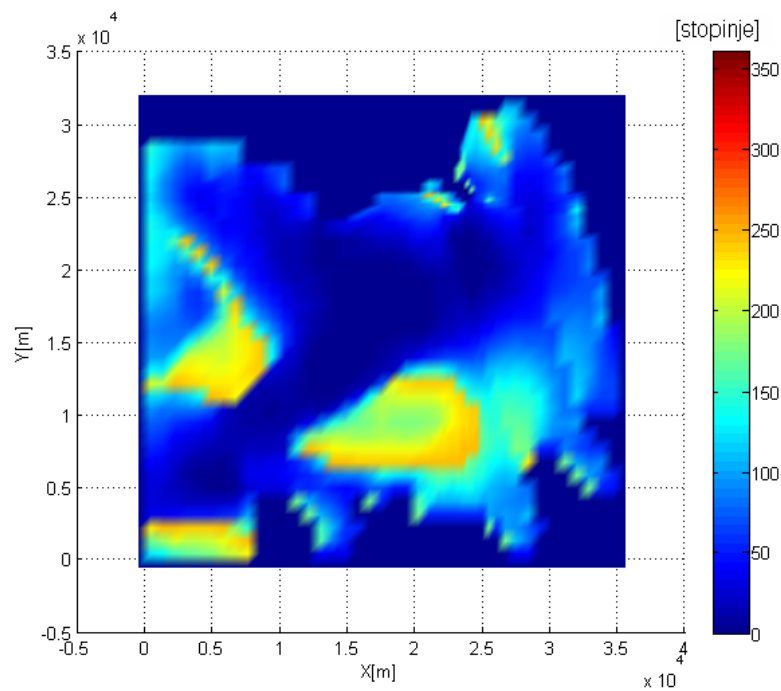
Slika 6.43: 2D polje pričakovane višine valov pri jugu iz smeri ESE s povprečno jakostjo 9 m/s in sunki do 15 m/s.

Figure 6.43: The expected map of wave height during sirocco wind from ESE direction with mean speed of 9 m/s and maximum speed of 15 m/s.



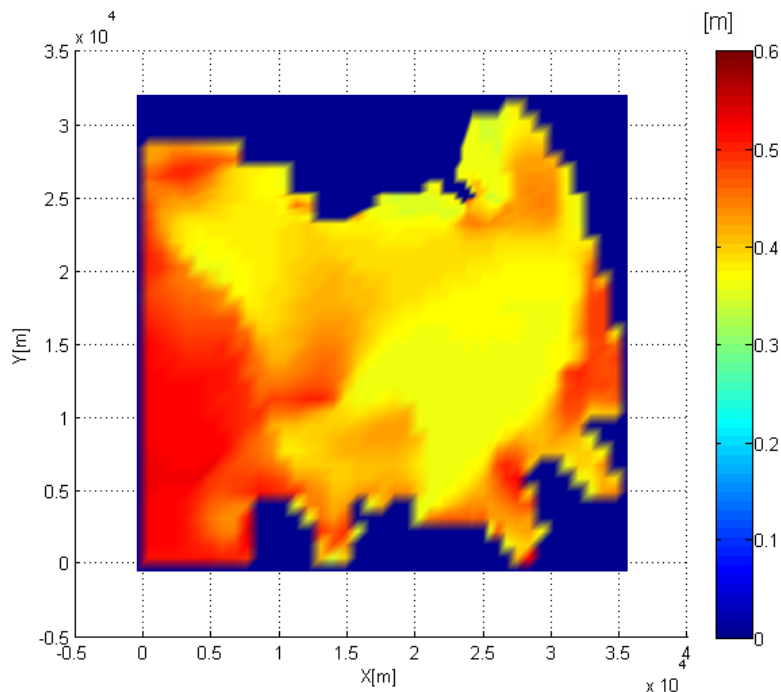
Slika 6.44: 2D polje pričakovane periode valov pri jugu iz smeri ESE s povprečno jakostjo 9 m/s in sunki do 15 m/s.

Figure 6.44: The expected map of wave period during sirocco wind from ESE direction with mean speed of 9 m/s and maximum speed of 15 m/s.



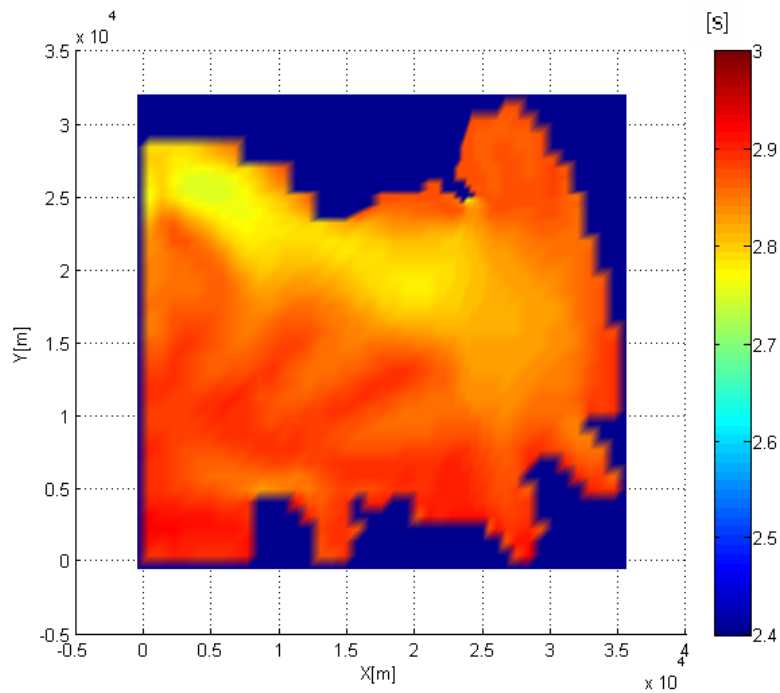
Slika 6.45: 2D polje pričakovane smeri potovanja valov pri jugu iz smeri ESE s povprečno jakostjo 9 m/s in sunki do 15 m/s.

Figure 6.45: The expected map of wave direction propagation during sirocco wind from ESE direction with mean speed of 9 m/s and maximum speed of 15 m/s.



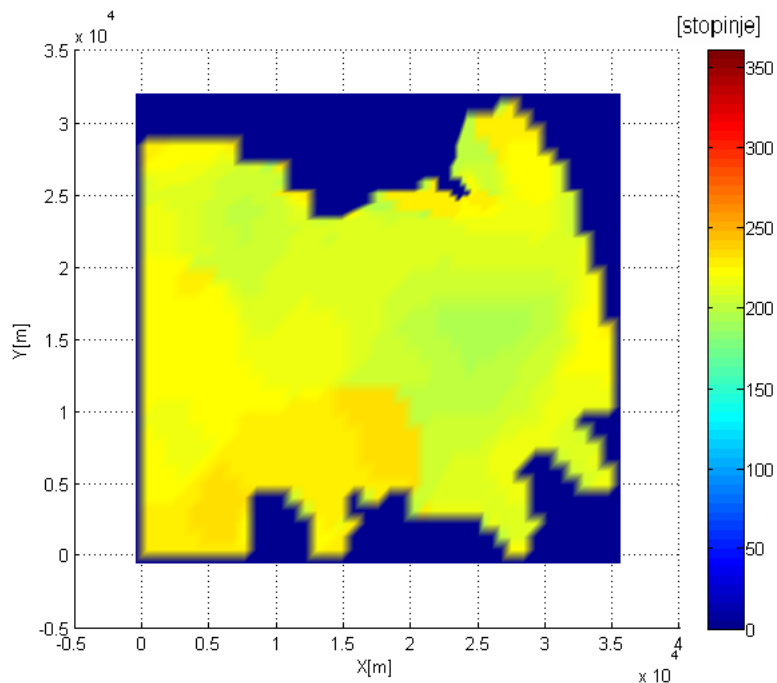
Slika 6.46: 2D polje pričakovane višine valov pri maestralu iz smeri WNW s povprečno jakostjo 4 m/s in sunki do 9 m/s.

Figure 6.46: The expected map of wave height during maestral wind from WNW direction with mean speed of 4 m/s and maximum speed of 9 m/s.



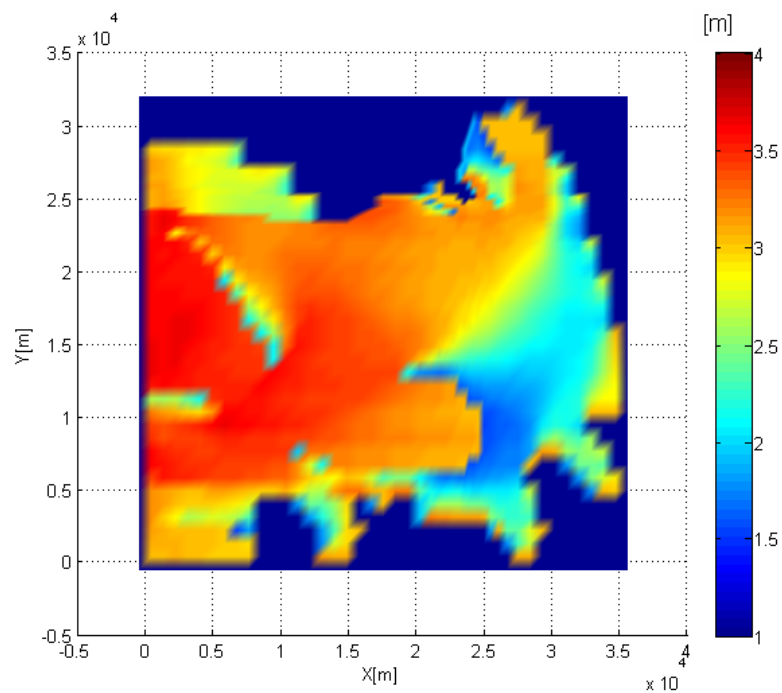
Slika 6.47: 2D polje pričakovane periode valov pri maestralu iz smeri WNW s povprečno jakostjo 4 m/s in sunki do 9 m/s.

Figure 6.47: The expected map of wave period during maestral wind from WNW direction with mean speed of 4 m/s and maximum speed of 9 m/s.



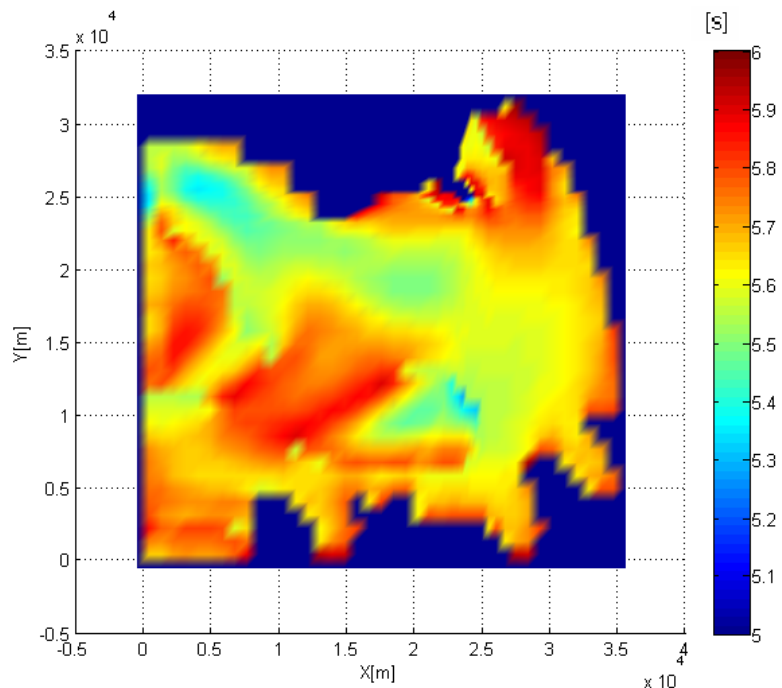
Slika 6.48: 2D polje pričakovane smeri potovanja valov pri maestralu iz smeri WNW s povprečno jakostjo 4 m/s in sunki do 9 m/s.

Figure 6.48: The expected map of wave direction propagation during maestral wind from WNW direction with mean speed of 4 m/s and maximum speed of 9 m/s.



Slika 6.49: 2D polje maksimalne pričakovane višine valov zaradi močne burje iz smeri ENE s povprečno jakostjo 15 m/s in sunki do 40 m/s.

Figure 6.49: Map of maximum wave height which can be expected at strong bora wind from ENE direction with mean speed of 15 m/s and maximum speed of 40 m/s.



Slika 6.50: 2D polje pričakovane vršne vrednosti periode valov zaradi močne burje iz smeri ENE s povprečno jakostjo 15 m/s in sunki do 40 m/s.

Figure 6.50: Map of peak wave period which can be expected at strong bora wind from ENE direction with mean speed of 15 m/s and maximum speed of 40 m/s.

### 6.2.3.3 Modeliranje valovanja po enačbah v literaturi

Za primerjavo rezultatov podajamo še račun značilnih vrednosti valov po enačbah v literaturi. Opiramo se na Dyke (2007) ter na splošno priznano teorijo valovanja. Po enačbah

$$H_s \approx 5.1 \cdot 10^{-4} U_{10} F^{0.5}, \quad (6.3)$$

$$T_s \approx 0.059 \cdot (U_{10} F)^{0.33}, \quad (6.4)$$

ki jih dobimo iz JOSWAP spektra za nerazvito morje, lahko določimo vrednosti značilne višine in periode valov v odvisnosti od hitrosti vetra 10 m nad morjem  $U_{10}$  (enota  $[\text{m s}^{-1}]$ ) in privetrišča  $F$  (enota  $[\text{m}]$ ). Vrednosti  $H_s$  in  $T_s$  za Tržaški zaliv znašajo:

- pri burji uporabimo  $U_{10} = 17 \text{ m/s}$  (upoštevamo še sunke, zato uporabimo nekoliko višjo vrednost povprečne hitrosti) in  $F = 30 \text{ km}$  (upoštevamo največjo možno vrednost privetrišča za predpostavljeno smer vetra, da dobimo maksimalen čas potovanja valov po zalivu): dobimo  $H_s \approx 1.5 \text{ m}$ ,  $T_s \approx 6 \text{ s}$ ,
- pri jugu uporabimo  $U_{10} = 11 \text{ m/s}$  in  $F = 40 \text{ km}$ : dobimo  $H_s \approx 1.12 \text{ m}$ ,  $T_s \approx 4.3 \text{ s}$ ,
- za maestral uporabimo  $U_{10} = 6 \text{ m/s}$  in  $F = 50 \text{ km}$ : dobimo  $H_s \approx 0.68 \text{ m}$ ,  $T_s \approx 3.79 \text{ s}$ .

Vidimo lahko, da so vrednosti povsem primerljive z rezultati naših modelov.

Računamo dalje. Tržaški zaliv spada med območja s srednjo globino vode ( $L/25 < h < L/2$ ). Hitrost  $c$  in valovna dolžina  $L$  sta torej odvisni tako od globine vode  $h$  kot tudi od periode  $T$ . Za določitev fazne hitrosti moramo torej uporabiti eno izmed disperzijskih enačb, ki upoštevata vpliva obeh dejavnikov na hitrost potovanja valov:

$$c^2 = \frac{g}{k} \tanh(kh), \quad (6.5)$$

$$\omega^2 = gk \tanh(kh). \quad (6.6)$$

Če npr. uporabimo  $T = 4.2 \text{ s}$ , iz  $\omega = \frac{2\pi}{T}$  dobimo vrednost frekvence valovanja  $\omega \approx 1.5 \text{ Hz}$ . Če za  $h$  upoštevamo povprečno globino vode v Tržaškem zalivu 16 m, lahko iz enačbe 6.6 izrazimo valovno število  $k$ :  $k \approx 0.2297 \text{ /m}$ . Z dobljenimi vrednostmi lahko iz  $k = \frac{2\pi}{L}$  določimo vrednost značilne valovne dolžine:  $L \approx 27.34 \text{ m}$ , iz 6.5 pa fazno hitrost:  $c \approx 6.53 \text{ m/s}$ . Od tod dobimo čas potovanja valov po zalivu  $t$ :

$$t = \frac{F}{c} \approx \frac{50000 \text{ m}}{6.53 \text{ m/s}} \approx 2.13 \text{ h}. \quad (6.7)$$

Od tod sledi, da je smiselno modele za napoved valovanja razvijati kvečjemu za tri ure vnaprej. Prognozo valovanja za npr. 24 h ali 48 h ur vnaprej v tem primeru dobimo tako, da v razvitih modelih valovanja med vhodnimi spremenljivkami upoštevamo povprečno hitrost in sunke vetra, ki jih dobimo iz meteorološke napovedi za 24 oz. 48 ur vnaprej.

## 7 ZAKLJUČKI

V nadaljevanju natančneje opisujemo ugotovitve, do katerih smo prišli med delom v okviru disertacije. Najprej podajamo pregled opravljenega dela v disertaciji, zatem opisujemo zaključke, končujemo pa z napotki za nadaljnje delo.

### Pregled opravljenega dela v disertaciji.

- Model PCFLOW3D smo nadgradili z dvema pelagičnima modeloma za nižji del prehranjevalne verige (Crispi in sod., 2002; Fennel in sod., 2006) ter z bentoškim modelom za simulacijo mineralizacije OM v sedimentih (Fennel in sod., 2006). Sedimentacijski modul modela PCFLOW3D smo nadgradili z empiričnim modelom valovanja za Tržaški zaliv. Razvili smo empirične modele za napoved skalarnih polj konduktivnosti, transmisije, kisika in fluorescence klorofila-a ter empirične modele za napoved koncentracije zvrsti živega srebra v Sredozemskem morju: THg, DGM, RHg, MMHg in DMHg.
- Crispi in sod. (2002) je eden izmed redkih modelov v svetovnem merilu, ki med hranili upošteva poleg nitratov in amoniaka tudi fosfate in ki eksplicitno določa koncentracijo kisika v vodnem stolpcu. Med spremenljivkami vsebuje dva velikostna razreda fitoplanktona in en razred zooplanktona, implicitno pa upošteva tudi delovanje bakterij in kroženje DOM. Med procesi v vodnem stolpcu upošteva mineralizacijo OM (z možnostjo upoštevanja različnih hitrosti razgradnje fosforja, dušika in ogljika), nitrifikacijo in izmenjavo kisika med vodo in atmosfero. Model Crispi in sod. (2002) je eden izmed kompleksnejših modelov za nižji del prehranjevalne verige in ponuja možnost izjemno natančnega modeliranja dinamike fito- in zooplanktona ter koncentracije hranil v vodnem stolpcu. Primarno je namenjen modeliranju Sredozemskega morja.
- Model Fennel in sod. (2006) je robustnejši, vsebuje manj parametrov. Njegova prednost je v eksplicitnem določanju koncentracije klorofila-a v vodnem stolpcu ter v natančnejšem modeliranju usedanja POM: model upošteva dva velikostna razreda detrita, sedimentacijsko hitrost pa upošteva tudi pri modeliranju fitoplanktona. Med procesi v vodnem stolpcu upošteva mineralizacijo OM, nitrifikacijo ter agregacijo manjših delcev OM v večje. Skupaj z bentoškim modelom Fennel in sod. (2006) ponuja možnost modeliranja vrednosti spremenljivk po celotni globini vodnega stolpca.
- Bentoški model Fennel in sod. (2006) je namenjen natančnejšemu modeliranju koncentracije hranil v vodnem stolpcu na območjih kontinentalnih robov (načeloma do globine morja 250 m), kjer procesi mineralizacije OM v sedimentih opazno vplivajo na količino

raztopljenih snovi v vodi nad dnom. Med procesi razgradnje OM v sedimentih upošteva aerobno respiracijo, nitrifikacijo in denitrifikacijo. Rezultat naštetih procesov je dotok amoniaka iz sedimentov v vodo nad dnom, v modelu PCFLOW3D pa poleg tega upoštevamo tudi porabo kisika v vodnem stolpcu zaradi mineralizacije OM v sedimentih.

- Celoten model za nižji del prehranjevalne verige je zasnovan tako, da lahko med pelagičnima modeloma izberemo enega ali drugega, bentoške procese pa lahko upoštevamo ali ne. Model je v osnovi tridimenzionalen, lahko pa ga uporabimo tudi v kombinaciji s hidrodinamičnimi simulacijami v manj dimenzijah. Dodatno smo v model PCFLOW3D vgradili še možnost zagona programa v eni sami celici ali npr. v nekaj izbranih celicah območja. Ta način nam omogoča hitro odkrivanje napak v programu, uporaben pa je tudi pri umerjanju vrednosti parametrov; račun nekajletnega nihanja spremenljivk za eno celico traja le nekaj sekund. Pri zagonu programa v več izbranih celicah imamo možnost rezultate izrisati na isti graf in jih primerjati med seboj.
- Iz podatkov oceanografske boje Morske Biološke Postaje Piran smo razvili empirični model valovanja za Tržaški zaliv. Uporabili smo metodo ANFIS, ki temelji na kombinaciji mehke logike in nevronske mreže. Model valovanja ponuja možnost napovedi povprečne in vršne periode valov, povprečne in maksimalne višine valov, srednje smeri potovanja valov in razpršenosti valov pri vršni periodi, in sicer za tri ure vnaprej od časa meteorološke napovedi. Vhodne spremenljivke so značilne vrednosti vetra in tokov v preteklih treh urah. Model daje dobre in uporabne rezultate, ki so primerljivi z rezultati fizikalnih in polempiričnih modelov. Uporabili smo ga za račun 2D polj periode, višine in smeri potovanja valov, ki jih lahko pričakujemo pri treh tipičnih vetrovih v Tržaškem zalivu (burji, jugu, maestralu) in ob nastopu ekstremnih razmer (burja s povprečno jakostjo 15 m/s in sunki do 40 m/s). Med rezultati smo podali tudi 2D polja vrednosti privetrisča v posameznih celicah območja za primere delovanja burje, juga in maestrala.
- Empirični modeli za napoved skalarnih polj konduktivnosti, transmisije, kisika in fluorescenc klorofila-a v Sredozemskem morju so zgrajeni induktivno z modelnimi drevesi neposredno iz podatkov. Modeli za konduktivnost, transmisijo in kisik so zelo dobro ocenjeni ( $r \approx 1$ ), model za fluorescenco pa je slabše ocenjen. Primarni namen teh modelov je natančnejša določitev skalarnih polj zvrsti živega srebra, ki so od naštetih spremenljivk odvisne. Lahko pa modele uporabimo tudi za hitro napoved teh spremenljivk ali za primerjavo vrednosti, ki jih dobimo z drugimi (kompleksnejšimi) modeli. Model za določanje koncentracije kisika lahko uporabimo tudi v kombinaciji s konceptualnim modelom za nižji del prehranjevalne verige Fennel in sod. (2006), ki koncentracije kisika v vodnem stolpcu ne določa eksplicitno.
- Empirične modele za napoved skalarnih zvrsti živega srebra smo prav tako razvili induktivno z modelnimi drevesi. Modeli so namenjeni napovedi povprečnih sezonskih skalarnih polj celokupnega, elementarnega, reaktivnega, monometil in dimetil živega srebra v celotnem Sredozemskem morju. Ti modeli so slabše ocenjeni, vendar njihova vrednost kljub temu ni zanemarljiva, saj veljajo za enega prvih poskusov modeliranja koncentracije zvrsti Hg v globokomorskem okolju in obenem za enega prvih poskusov modeliranja kroženja Hg z orodji umetne inteligence.
- Model PCFLOW3D smo nadgradili tudi z možnostjo linearne interpolacije vektorskih in skalarnih spremenljivk na mejah med obdobji, v katerih sicer uporabljamo časovno

povprečne vrednosti spremenljivk. Na ta način se časovni korak pri modeliranju koncentracije onesnaževal lahko ustrezno podaljša (tudi do 1 dan ali več), simulacijo pa lahko zaženemo za poljubno dolgo časovno obdobje.

- Poseben del doktorske disertacije predstavlja razvoj uporabniškega vmesnika za model za nižji del prehranjevalne verige, ki je uporaben tudi širše za pregled rezultatov skalarnih in vektorskih spremenljivk. Program je napisan v Matlabu in ponuja možnost pregleda rezultatov z 2D in 3D prerezi ter pregled časovne dinamike spremenljivk. Je uporabniku prijazen in enostaven za uporabo. Ponuja možnost izbire modeliranih in grafično predstavljenih spremenljivk, izbiro časovnega koraka, izbiro prereza za pregled spremenljivk, idr.
- Poseben uporabniški vmesnik smo razvili tudi za delo s podatki. Vsebuje naslednje možnosti: enostavno izbiro vhodnih in izhodnih spremenljivk sistema, hitro gradnjo vhodnih datotek (učnih in testnih) za programa Weka in Matlab Fuzzy Logic Toolbox, različne možnosti modeliranja z orodjem ANFIS ter grafični izris rezultatov. Samo z nekaj popravki je isti grafični vmesnik uporaben tudi za delo z drugimi programi.
- Pripravili smo tudi angleško-slovenski slovar uporabljenih strokovnih izrazov (10. poglavje). Za mnoge med temi je bilo potrebno slovenske izraze iskati na različnih strokovnih področjih, za nekatere pa ustreznega slovenskega izraza do sedaj še nismo imeli. V teh primerih smo se zgledovali po prevodih v drugih slovanskih jezikih oz. smo slovenski izraz izbrali sami.

## Zaključki.

- Model Crispi in sod. (2002) za nižji del prehranjevalne verige je kompleksen in zahteven za uporabo. Členi so večinoma nelinearni, model je občutljiv na začetne pogoje. Vsebuje skoraj 50 parametrov, ki jih je potrebno umeriti. Čeprav del strokovne javnosti govori proti modelom z mnogo parametri, je pri ekološkem modeliranju to običajna praksa, brez katere ne gre. Pri umerjanju si lahko pomagamo z raznimi statističnimi metodami in z orodji umetne inteligence. Absolutna prednost tako kompleksnih modelov pa je vsekakor ta, da lahko z njimi poustvarimo praktično vsak vodni ekosistem. Z modelom Crispi in sod. (2002) nam je uspelo pravilno simulirati bimodalno dinamiko fitoplanktona v Sredozemskem morju in letno dinamiko vrednosti ostalih biogeokemičnih spremenljivk. Rezultati modela Crispi in sod. (2002) ponujajo celosten vpogled v ekologijo nižjega dela prehranjevalne verige v Sredozemskem morju. Pomemben del modela Crispi in sod. (2002) predstavljata tudi eksplicitni enačbi za fosfor in kisik ter možnost upoštevanja dveh velikostnih razredov avtotrofov.
- Model Fennel in sod. (2006) je robustnejši in enostavnejši za uporabo. Nelinearnih členov je še vedno precej, poleg tega v mnogo členih nastopa funkcijska odvisnost od gostote populacije. Kljub temu pa je Fennel in sod. (2006) neprimerno manj zahteven za uporabo kot Crispi in sod. (2006), saj vsebuje pol manj parametrov in tri spremenljivke manj. Posledično je s tem modelom težje simulirati bimodalno dinamiko biogeokemičnih spremenljivk, ki je značilna za večino voda zmernega pasu. V splošnem pa daje Fennel in sod. (2006) zelo dobre rezultate.



- Pri uporabi pelagičnih modelov za nižji del prehranjevalne verige svetujemo uporabo numerične metode Runge-Kutta 4. reda. To velja predvsem za uporabo modela na osnovi Crispi in sod. (2002), ki je zelo kompleksen, nelinearen in občutljiv na začetne pogoje. Pri modeliranju je potrebno natančno določiti predvsem začetne vrednosti nitratov, vrednost koeficienta zmanjšanja svetlobe z globino  $k_z$  ter maksimalni stopnji rasti ultra- in netplanktona  $\mu_S$  oz.  $\mu_L$ .
- Glede na današnje potrebe po ekološkem modeliranju vodnih okolij je kompleksnost vsekakor prednost. Z nadgrajenim biogeokemičnim modulom modela PCFLOW3D, ki po novem vsebuje tudi model za nižji del prehranjevalne verige v vodnem okolju ter možnost upoštevanja vpliva mineralizacije OM v sedimentih in izmenjave kisika med vodo in atmosfero na vrednosti biogeokemičnih spremenljivk v vodnem stolpcu, lahko že z malo ali celo nič popravki modeliramo tako priobalna morja kot tudi odprte oceane ali celinske stoječe vode. Z nekaj dopolnitvami pa lahko model uporabljamo tudi za modeliranje biogeokemičnega kroženja ogljika ali drugih elementov in spojin.
- Empirični model valovanja za Tržaški zaliv je preprost in robusten. Prednosti razvitega modela valovanja pred fizikalnimi modeli sta predvsem preprosta uporaba in možnost neposredne napovedi izhodnih spremenljivk iz meteoroloških in hidrodinamičnih količin, katerih vrednosti za preteklih ali prihodnjih nekaj ur najdemo na internetu (ARSO) oz. jih dobimo s hidrodinamičnimi modeli. Rezultati modela so primerljivi z rezultati mnogih fizikalnih modelov v priobalnih območjih: na območjih s kompleksnimi hidrodinamičnimi in meteorološkimi pogoji dajejo zaradi kompleksne interference nihanj različnih valovnih dolžin in kaotične narave valov v območju privetrišča mnogi fizikalni modeli valovanja nezanesljive rezultate. Z razvitim modelom valovanja lahko kakovostno določimo predvsem povprečno in maksimalno višino valov, za kateri znaša  $r \approx 0.95$ , kakovostna pa je tudi napoved ostalih izhodnih spremenljivk ( $r \approx 0.80$ ) Glavna pomanjkljivost modela je, da rezultatov zaenkrat ne moremo z gotovostjo razširiti na celotno območje zaliva, saj smo za gradnjo modela uporabili samo podatke iz ene točke v zalivu. Menimo, da bi se pri nadaljnjem modeliranju valov v Tržaškem zalivu najboljše obnesla kombinacija empiričnih in konceptualnih pristopov.
- V splošnem so ocene modelov za določanje koncentracije zvrsti živega srebra nizke, sploh pri ocenjevanju na neodvisnih testnih množicah. Rezultati so boljši za zvrsti, ki so dobro korelirane z robustnimi atributi (temperatura, globina): DGM, DMHg. Glede na rezultate v nalogi lahko sklepamo, da na koncentracijo živega srebra v morskem okolju najbolj vplivajo kisik, prisotnost delcev organske snovi (fitoplanktona, POM, DOM) in intenziteta svetlobe. Kot najpogosteje izbran atribut indeks dneva priča o nezanemarljivem vplivu sezonskih procesov na koncentracijo vseh zvrsti živega srebra. Ugotovitev podpirajo tudi slabši rezultati, če v računih omenjeni atribut izpustimo in sistem modeliramo kot statičen.
- Med vzroki, zakaj koncentracij živega srebra v vodnem okolju z metodami strojnega učenja nismo mogli modelirati dovolj kakovostno, so najpomembnejši naslednji: neuniverzalni postopki merjenja, šumni podatki, v podatkovni bazi MERCYMS ni meritev nekaterih pomembnih atributov (manjkajo predvsem nekatere spremenljivke za kakovostno modeliranje RHg in MMHg). Čeprav so postopki merjenja različnih strokovnih raziskovalnih skupin validirani in dajejo v laboratorijskih pogojih zelo dobre rezultate, so razlike v rezultatih terenskih meritev še vedno relativno velike, predvsem v primeru DMHg in THg. Za nadaljnji napredek pri modeliranju zvrsti živega srebra v vodnem okolju je zato potreben

tudi nadaljnji razvoj metod vzorčenja in merilnih tehnik nizkih koncentracij Hg. Med pomembnejšimi razlogi pa je tudi ta, da smo razpolagali samo z meritvami za marec in avgust, kar glede na dokazano velik vpliv letnih časov na vrednosti koncentracije živega srebra ne zadostuje. Z današnjim obsegom znanja o kroženju živega srebra v vodnem okolju uporabljenih meritev ne moremo zanesljivo dopolniti in razširiti na daljše obdobje.

- Kljub slabšim ocenam induktivnih modelov za določanje koncentracije Hg menimo, da je ideja modeliranja kroženja Hg z orodji strojnega učenja obetavna. Pri trenutni količini in kakovosti meritev ter obsegu teoretičnega znanja obetajo predvsem metode s kombinacijo indukcije in dedukcije, kar veljavnost modelov tudi prostorsko in časovno razširi izven območja uporabljenih podatkov. Z morebitnimi dodatnimi meritvami koncentracij Hg jeseni in pozimi se odpirajo tudi možnosti dinamičnega modeliranja, s tem pa tudi možnosti uporabe naprednejših metod umetne inteligence: mehko računanje (Tsoukalas in sod., 1997; Melin in Castillo, 2002), iskanje diferencialnih enačb (Džeroski in Todorovski, 1995; Atanasova in sod., 2006), idr. Pri nadaljnjem razvoju numeričnih modelov in metod strojnega učenja ter pri neprestanem večanju obsega znanja in podatkovnih baz lahko zaključimo, da je ideja modeliranja skalarnih polj zvrsti Hg neposredno iz skalarnih polj oceanografskih spremenljivk vsekakor obetavna.
- Pri primerjavi uporabljenih metod umetne inteligence smo ugotovili, da modeli, ki jih zgeneriramo s kombinacijo mehke logike in nevronske mreže, natančneje poustvarijo modelirani sistem kot modeli, ki jih zgeneriramo z modelnimi drevesi. Modeli, ki jih razvijemo z odsekoma linearno regresijo, so manj občutljivi na spremembe v vrednostih vhodnih spremenljivk. Po drugi strani pa so modelna drevesa odlično orodje, ko želimo dobiti vpogled v sistem in/ali potrebujemo robusten in preprost model. V splošnem dajeta obe metodi dobre rezultate in se (če previdno izbiramo stopnjo prilagojenosti učnim podatkom) dobro obnašata pri napovedi novih primerov.

### Napotki za nadaljnje delo.

- V disertaciji smo pri modeliranju Sredozemskega morja uporabili sezonsko povprečna skalarna in vektorska polja hidrodinamičnih količin. Zaradi močne odvisnosti rasti avtotrofov od temperature bi bilo v prihodnje potrebno namesto sezonskih uporabiti mesečne ali celo tedenske povprečne vrednosti količin. Poleg tega bi bilo potrebno fotično cono razdeliti na več slojev, saj se glavnina procesov, ki so povezani z nižjim delom prehranjevalne verige, odvija v zgornjih ~ 100 m morja.
- Model za nižji del prehranjevalne verige po Crispi in sod. (2002) je zaradi primerne izbire spremenljivk zelo uporaben za modeliranje ekološkega stanja severnega Jadrana. V prihodnje bo najbrž smiselno nadgrajeni model PCFLOW3D uporabiti za modeliranje Tržaškega zaliva, zato navajamo nekaj napotkov, ki bodo strokovnjakom pri tem v pomoč. Pri modeliranju Tržaškega zaliva je potrebno upoštevati, da to območje nima jasne letne ciklične dinamike biogeokemičnih spremenljivk. Vrednosti so močno odvisne od pogojev okolja, sistem je izredno občutljiv na zunanje motnje. Med dejavniki, ki najbolj vplivajo na vrednosti spremenljivk, so hidrodinamični in meteorološki pogoji, pretoki rek, ki se izlivajo v zaliv, količina suspendiranih in raztopljenih snovi v rekah (ki narašča skladno s pretoki in s količino padavin zaradi izpiranja s kopnega). Posamezne nevihte lahko

povsem spremenijo pogoje: razbijejo stratifikacijo poleti in hranila z dna (kjer se med stratifikacijo kopičijo zaradi mineralizacije na dnu) premešajo po vsem vodnem stolpcu. Fitoplankton se na povišane vnose hranil odzove približno v tednu dni (Kukovec, 2006). Med procesi mineralizacije OM v sedimentih je poleg aerobne respiracije, nitrifikacije in denitrifikacije v velikem obsegu prisotna tudi redukcija sulfatov, ki po Ogrinc in sod. (2003) predstavlja kar 2/3 celotne stopnje oksidacije OM v sedimentih. Zaradi naštetega je potrebno ekološke spremenljivke v Tržaškem zalivu modelirati v realnem času, v model pa je potrebno vključiti vse pomembne zunanje pogoje ter ga nadgraditi z možnostjo upoštevanja redukcije sulfatov v sedimentih. Pri modeliranju je potrebno upoštevati tudi vpliv mineralizacije OM v sedimentih na koncentracijo nitratov in fosfatov v vodnem stolpcu ter meteorološke razmere na območju, poleg tega pa še dotok snovi z rekami (v odvisnosti od padavin oz. pretokov rek) in razmerji C:N in N: P v vodnem stolpcu. Zaradi zelo velikega vpliva reke Pad na kakovost vode v Tržaškem zalivu bi bilo potrebno računsko območje razširiti do njenega iztoka, zatem pa za ožje območje Tržaškega zaliva uporabiti princip gnezdenja.

- Če želimo razširiti možnosti uporabe empiričnega modela valovanja za Tržaški zaliv, bi bilo v prihodnje potrebno pridobiti podatke z več merilnih mest. Zaenkrat se poleg oceanografske boje Piran v zalivu nahaja samo še ena boja, na kateri se vzorčijo valovi, in sicer na italijanski strani zaliva. Za zanesljivo napoved 2D polja valov po celotnem Tržaškem zalivu pa bi poleg podatkov z obeh merilnih mest morali uporabiti še kombinacijo empiričnega in fizikalnih modelov.
- Glede na znane prednosti mehkega računanja menimo, da bi bilo v prihodnje vredno poskusiti koncentracije Hg v vodnem okolju modelirati tudi s tovrstnimi metodami. Prednosti mehkega računanja sta v primeru problematike modeliranja kroženja Hg v vodnem okolju predvsem dve, in sicer možnost zakodiranja teoretičnega znanja v obliki pravil ter večja odpornost na šum v podatkih v primerjavi z mnogimi drugimi metodami modeliranja.
- Pri morebitnih nadaljnjih meritvah koncentracij Hg v vodnem okolju svetujemo, da se poleg atributov, ki smo jih naštetli v podpoglavjih 5.2.4 in 5.2.5, v vodnem stolpcu merijo vsaj še pH vode ter koncentracija hranil in DOC. To je predvsem pomembno za kvalitativno pravilno modeliranje koncentracij MMHg. Za modeliranje letne dinamike koncentracije živega srebra bi potrebovali še meritve jeseni in pozimi; za modeliranje osnovnih dinamičnih značilnosti sistema bi zadostovalo že nekaj točk v Sredozemskem morju. Če si želimo pri modeliranju pomagati z orodji strojnega učenja, morajo biti meritve opravljene na poseben način: ena točka v enem časovnem koraku pomeni en primer za učenje; vsako meritev zvrsti Hg morajo torej spremljati meritve vseh ostalih atributov.

## 8 POVZETEK

Onesnaženost voda velja za enega pomembnejših ekoloških problemov v današnjem času. V rekah Idrijci in Soči ter v Tržaškem zalivu in Sredozemskem morju je poleg ostalih onesnaževal v visokih koncentracijah prisotno tudi živo srebro. V Tržaškem zalivu je živo srebro vezano predvsem na delce sedimentov, v Sredozemskem morju pa glavni del problema predstavljata metilacija živega srebra in bioakumulacija vzdolž prehranjevalne verige. Pri določanju obsega onesnaženosti voda in možnosti sanacije si pomagamo z matematičnimi modeli. Pri matematičnem modeliranju koncentracij zvrsti živega srebra v Tržaškem zalivu je potrebno upoštevati vse pomembne fizikalne vplive na sedimentacijo in resuspenzijo delcev v zalivu. Pri modeliranju biogeokemičnega kroženja živega srebra v Sredozemskem morju pa moramo upoštevati vpliv vseh pomembnih ekoloških procesov na spreminjanje koncentracije zvrsti živega srebra.

Na Katedri za mehaniko tekočin Fakultete za gradbeništvo in geodezijo UL FGG razvijamo in uporabljamo 3D baroklini hidrodinamični model PCFLOW3D. Doslej je model PCFLOW3D vseboval hidrodinamični, transportno-disperzijski, sedimentacijski in biogeokemični modul, v okviru disertacije pa smo ga nadgradili še z dvema pelagičnima modeloma za nižji del prehranjevalne verige, z bentoškim modelom za določanje vpliva mineralizacije OM v sedimentih na vrednosti okoljskih spremenljivk v vodnem stolpcu, z empiričnim modelom valovanja za Tržaški zaliv, z empiričnimi modeli za določanje skalarnih polj konduktivnosti, transmisije, kisika in fluorescencije klorofila-a v Sredozemskem morju ter z empiričnimi modeli za določanje skalarnih polj celokupnega, elementarnega, reaktivnega, monometil in dimetil živega srebra v Sredozemskem morju.

Pelagična modela za nižji del prehranjevalne verige temeljita na Crispi in sod. (2002) in Fennel in sod. (2006). Model na osnovi Crispi in sod. (2002) vsebuje 10 spremenljivk: fosfate, nitrate, amoniak, kisik, majhen fitoplankton (ultraplankton), velik fitoplankton (netplankton), zooplankton, koncentracijo fosforja v detritu, koncentracijo dušika v detritu in koncentracijo ogljika v detritu. Med procesi v vodnem stolpcu eksplicitno upošteva mineralizacijo OM (z možnostjo upoštevanja različnih hitrosti razgradnje fosforja, dušika in ogljika), nitrifikacijo in izmenjavo kisika med vodo in atmosfero, implicitno pa upošteva še vpliv mikrobnih procesov in kroženja DOM na vrednosti spremenljivk. Ta pelagični model je kompleksen in zahteven za uporabo, vendar ponuja možnost izjemno natančnega modeliranja dinamike fito- in zooplanktona ter koncentracije hranil v vodnem stolpcu. Kot eden izmed redkih modelov v svetovnem merilu upošteva tudi možnost hranjenja fitoplanktona s fosfati, posebnost pa predstavlja tudi eksplicitno določanje koncentracije kisika v vodnem stolpcu. Primarno je namenjen modeliranju Sredozemskega morja, z malo ali celo nič popravki pa je zelo uporaben tudi za modeliranje Tržaškega zaliva, Blejskega jezera ali drugih območij s kompleksno ekologijo.

Model na osnovi Fennel in sod. (2006) vsebuje 7 spremenljivk: nitrate, amoniak, fitoplankton, zooplankton, klorofil, majhen detrit in velik detrit. Med procesi v vodnem stolpcu upošteva mineralizacijo OM, nitrifikacijo ter agregacijo fitoplanktona in majhnega detrita v velik detrit. V primerjavi s Crispi in sod. (2002) je Fennel in sod. (2006) robustnejši in enostavnejši za uporabo, njegova prednost pa je predvsem v eksplicitnem določanju koncentracije klorofila-a v vodnem stolpcu ter v natančnejšem modeliranju usedanja POM. Ta model je primarno namenjen modeliranju priobalnih območij, vendar v splošnem velja, da ga lahko uporabimo kjerkoli in praviloma daje zelo dobre rezultate.

Z bentoškim modelom Fennel in sod. (2006) modeliramo vpliv procesov razgradnje OM v sedimentih na koncentracijo biogeokemičnih spremenljivk v vodnem stolpcu. Temelji na modelu Seitzinger in Giblin (1996), ki med reakcijami mineralizacije OM v sedimentih upošteva aerobno respiracijo, nitrifikacijo in denitrifikacijo. Posledici naštetih procesov sta pretok amoniaka iz sedimentov in poraba kisika v vodi nad dnom; v modelu PCFLOW3D oba procesa upoštevamo kot robni pogoj na dnu. Bentoški model Fennel in sod. (2006) je primarno namenjen natančnejšemu določanju vrednosti biogeokemičnih spremenljivk v vodnem stolpcu na območjih kontinentalnih robov (načeloma do globine morja 250 m) in ga lahko uporabljamo v kombinaciji s katerikoli pelagičnim modelom.

Model valovanja za Tržaški zaliv smo razvili iz podatkov za veter, tokove in valove, ki se vzorčijo na oceanografski boji Morske Biološke Postaje Piran. Uporabili smo orodje ANFIS (program Matlab Fuzzy Logic Toolbox), ki modele gradi s kombinacijo indukcije in dedukcije, in sicer s kombinacijo mehke logike in nevronske mreže. Rezultat je model tipa Takagi-Sugeno, s katerim lahko napovemo vrednosti povprečne in vršne periode valov, povprečne in maksimalne višine valov, srednje smeri potovanja valov in razpršenosti valov pri vršni periodi. Vhodne spremenljivke so vrednosti privetrisča ter značilne vrednosti vetra in tokov v Tržaškem zalivu; iz meteorološke prognoze vhodnih spremenljivk lahko značilne vrednosti valov napovemo tudi za poljubno število ur vnaprej. Rezultati razvitega modela so primerljivi z rezultati mnogih fizikalnih modelov valovanja, če jih uporabimo v priobalnem območju s kompleksnimi geografskimi, hidrodinamičnimi in meteorološkimi pogoji. Kakovostna je predvsem določitev povprečne in maksimalne višine valov z  $r \approx 0.95$ ; ocene modelov za periodo in smer potovanja valov so nekoliko nižje, a so rezultati modelov kljub temu dobri in uporabni. Prednost razvitega modela valovanja pred fizikalnimi modeli sta predvsem preprosta uporaba in možnost neposredne napovedi izhodnih spremenljivk iz vrednosti meteoroloških in hidrodinamičnih količin s spletne strani ARSA. Glavna pomanjkljivost našega modela pa je, da rezultatov zaenkrat ne moremo z gotovostjo razširiti na celotno območje zaliva, saj smo za gradnjo modela uporabili samo podatke iz ene točke v zalivu.

Empirične modele za napoved skalarnih polj konduktivnosti, transmisije, kisika in fluorescence klorofila-a v Sredozemskem morju smo razvili induktivno z metodo modelnih dreves (program Weka). Dobro so ocenjeni predvsem modeli za konduktivnost, transmisijo in kisik ( $r \approx 1.0$ ). Empirični modeli so primarno namenjeni natančnejši določitvi koncentracije zvrsti živega srebra, ki je od teh spremenljivk odvisna, lahko pa jih uporabimo tudi za hitro napoved teh spremenljivk ali za primerjavo vrednosti, ki jih dobimo s kompleksnejšimi modeli. Model za določanje koncentracije kisika lahko uporabimo tudi v kombinaciji s konceptualnim modelom za nižji del prehranjevalne verige Fennel in sod. (2006), ki koncentracije kisika v vodnem stolpcu ne določa eksplicitno.

Empirične modele za napoved skalarnih polj celokupnega, elementarnega, reaktivnega, mono-

metil in dimetil živega srebra v Sredozemskem morju smo prav tako razvili induktivno z modelnimi drevesi. Ti modeli so slabše ocenjeni, med razlogi za to pa so predvsem nepopolno teoretično znanje o kroženju živega srebra v vodnem okolju, šum v podatkih in odsotnost nekaterih pomembnih atributov v postopku učenja. Pomembnejši kot so v danem primeru rezultati modelov pa so zaključki, ki jih dobimo na osnovi izbranih atributov v modelih: glede na rezultate lahko sklepamo, da na koncentracijo živega srebra v morskem okolju najbolj vplivajo kisik, prisotnost delcev organske snovi (fitoplanktona, POM, DOM) in intenziteta svetlobe. Vpliv teh spremenljivk na koncentracijo zvrsti živega srebra v jezerih in morjih lahko odslej natančneje določamo tudi z novim bentoško-pelagičnim modelom za nižji del prehranjevalne verige v vodnem okolju. Kot najbolj smiselna možnost modeliranja kroženja živega srebra v vodnem okolju se v prihodnje kaže kombinacija konceptualnih in empiričnih modelov.

Model PCFLOW3D smo nadgradili tudi z dvema uporabniškima vmesnikoma. Prvi je namenjen grafičnemu izrisu skalarnih in vektorskih polj okoljskih spremenljivk in ponuja možnost izrisa 2D in 3D prerezov (horizontalnih in vertikalnih) ter časovne dinamike spremenljivk. Drugi je namenjen delu s podatki, primarno za orodje ANFIS, z nekaj manjšimi popravki pa tudi za delo z drugimi podatki. Del disertacije predstavlja tudi angleško-slovenski slovar uporabljenih strokovnih izrazov; za mnoge med njimi pred tem nismo imeli slovenskega prevoda.

V okviru disertacije smo model PCFLOW3D uporabili za modeliranje Sredozemskega morja in Tržaškega zaliva. Rezultati so v obeh primerih primerljivi s podatki in/ali predhodnimi študijami obeh območij. Za območje Sredozemlja smo z modelom za nižji del prehranjevalne verige določili večletno dinamiko nihanja primarne produkcije in drugih okoljskih spremenljivk. Določili smo tudi karto koncentracije klorofila-a v površinskem sloju morja v času pomladnega cvetenja in 2D skalarna polja ostalih modeliranih ekoloških spremenljivk ter koncentracij zvrsti živega srebra. Za območje Tržaškega zaliva smo določili značilna 2D polja periode, višine in smeri potovanja valov, kakršna lahko pričakujemo ob pihanju treh tipičnih vetrov v Tržaškem zalivu (burje, juga, maestrala) in ob nastopu ekstremnih razmer (burja s povprečno jakostjo 15 m/s in s sunki do 40 m/s). S tako določenimi vrednostmi višine in periode valov lahko v prihodnje po zgledu Žagarja v (1999) določimo količino resuspendiranega materiala z dna Tržaškega zaliva zaradi valovanja, od tod pa spremembo koncentracije zvrsti živega srebra v vodnem stolpcu in v sedimentih zaliva zaradi kombiniranega vpliva vetra, valov in tokov.

Nadgrajeni model PCFLOW3D ponuja široko paleto možnosti modeliranja hidrodinamičnih in ekoloških spremenljivk v vodnem okolju. Uporabljamo ga lahko za modeliranje globokih oceanov, območij kontinentalnih robov, ustij rek in celinskih voda, samo z nekaj popravki pa ga lahko uporabljamo tudi za modeliranje kroženja ogljika ali drugih elementov in spojin. V prihodnje se kot najbolj ekonomična možnost modeliranja in nadaljnje nadgradnje modela PCFLOW3D kaže kombinacija matematičnega modeliranja in empiričnih metod. Med slednjimi je pogosto smiselno namesto preprostejših statističnih funkcij uporabiti naprednejše metode umetne ineteligence, predvsem metode, ki za gradnjo modelov uporabljajo kombinacijo indukcije in dedukcije.



## 9 SUMMARY

Water pollution is considered to be one of the major contemporary ecological problems. In the Idrijca and Soča Rivers, in the Gulf of Trieste and the Mediterranean Sea mercury is present in high concentrations, among other pollutants. In the Gulf of Trieste, mercury is mostly bound to sediment particles, while in the Mediterranean Sea the major problem represents the methylation of mercury and bioaccumulation along the trophic chain. In determining the extent of pollution and the possible ways of sanitation we are greatly helped by mathematical models. For a correct representation and modelling of the concentrations of mercury species in the Gulf of Trieste it is important to take into account all the important physical aspects of the sedimentation and resuspension of sediments in the bay. For a correct representation of the biogeochemical cycle of mercury in the Mediterranean Sea it is necessary to take into account all the important ecological processes which influence the concentration of mercury in the water column.

In the Department of Fluid Mechanics at the Faculty of Civil and Geodetic Engineering of the University of Ljubljana, the 3D baroclinic hydrodynamic model PCFLOW3D is used for problems of this type. Until now, the PCFLOW3D model consisted of the hydrodynamic, the transport-dispersion and the biogeochemical modules. In the dissertation, the PCFLOW3D model was upgraded with two pelagic lower trophic level models, with a benthic model of sediment organic matter mineralization processes, with an empirical wave model for the Gulf of Trieste, with empirical models for scalar fields of conductivity, transmission, dissolved oxygen concentration and fluorescence of chlorophyll-a in the Mediterranean Sea, and with empirical models for the determination of scalar fields of total, elementary, reactive, monomethyl and dimethyl mercury in the Mediterranean Sea.

Pelagic lower trophic level models are based primarily on the works of Crispi et al. (2002) and Fennel et al. (2006). The model based on Crispi et al. (2002) includes 10 variables: phosphates, nitrates, ammonium, dissolved oxygen concentration, small phytoplankton (ultraplankton), large phytoplankton (netplankton), zooplankton and the concentrations of phosphorus, nitrogen and carbon in the detritus compartment. Among the processes in the water column the model explicitly takes into account mineralization of organic matter (together with the possibility of taking into account the various mineralization rates of phosphorus, nitrogen and carbon), nitrification and exchange of oxygen between water and atmosphere, and implicitly the microbial loop and the concentration of DOM are taken into account. The pelagic model based on Crispi et al. (2002) is complex and demanding for application, but it enables us to accurately model the dynamics of phyto- and zooplankton and of the concentrations of nutrients in the water column. As one of few models of this type it also takes into account the possibility of phytoplankton to feed on phosphates and the explicit determination of the dissolved oxygen concentration in the water column. The model is originally developed for modelling of the Mediterranean Sea, but,



with only little additional correction, it can be applied in the Gulf of Trieste, Lake Bled or in other water compartments with complex ecology.

The model based on Fennel et al. (2006) includes 7 variables: nitrates, ammonium, phytoplankton, zooplankton, chlorophyll-a, small detritus and large detritus. Among the processes in the water column it takes into account mineralization of organic matter, nitrification and aggregation of phytoplankton and small detritus into large detritus. In comparison with Crispi et al. (2002), this model is more robust and easier for application. Its primal qualities are the explicit determination of the concentration of chlorophyll-a and a more precise modelling of POM settling. The model is primarily intended to be used for modelling of the continental margin regions, but in general, it is applicable anywhere and the results are usually very good.

The benthic model of Fennel et al. (2006) is intended to be used for modelling of organic matter mineralization processes in sediments and their impact on the concentrations of the biogeochemical variables in water column. It is based on the model of Seitzinger and Giblin (1996), which takes into account aerobic respiration, nitrification and denitrification. These processes result in the flux of ammonium from sediments and in consumption of dissolved oxygen in the water column; in the PCFLOW3D model both processes are modelled as bottom boundary conditions. With the use of the benthic model of Fennel et al. (2006), the water column biogeochemistry of variables in shelf and continental margin regions can be determined much more accurately. On principle, the model should be used in regions with water depths less than 250 m and it can be used in combination with any other pelagic model.

The wave model for the Gulf of Trieste was generated from wind, wave and current data, which are measured on the oceanographic buoy of the Marine Biology Station of Piran. The ANFIS tool was used for modelling (Matlab Fuzzy Logic Toolbox software). ANFIS generates models with a combination of induction and deduction, namely with a combination of fuzzy logic and neural networks. The result is a Takagi-Sugeno type of fuzzy model, which in our case can be used to model the average and peak values of period, the average and maximum values of wave height, mean direction of wave propagation and spread of waves at the value of peak period. The input variables are fetch and the representative values of wind and currents in the Gulf of Trieste; from the meteorological forecast of the input variables waves can be forecasted even 72 hours ahead. The results of our wave model are comparable with the results of many physical wave models, when they are used in near-shore regions with complex geographical, hydrodynamic and meteorological conditions. Especially the forecast of wave height is reliable with  $r \approx 0.95$ ; the models for wave period and the direction of wave propagation are evaluated as a bit worse, but the modelling results are good nevertheless. The advantages of our model in comparison with physical models are above all the simple application and the possibility of forecasting waves directly from the meteorological and the hydrodynamic variables, which are published daily at the ARSO web page. On the other hand, the major drawback of our model is the fact that the data used for modelling were measured only on one buoy in the bay, and consequently the results at present cannot be reliably extended to the whole Gulf of Trieste.

Empirical models for conductivity, transmission, dissolved oxygen concentration and the chlorophyll-a fluorescence in the Mediterranean Sea were generated inductively using model trees (Weka software). Above all, the models for conductivity, transmission and dissolved oxygen concentration are evaluated as very good ( $r \approx 1.0$ ). These models are primarily intended to be used for a more correct determination of the concentrations of mercury species which depend on them, but they can also be used for a quick determination of scalar fields of these variables

or for a comparison of the results which we get with more sophisticated models. The model for dissolved oxygen concentration can also be used with conceptual model for lower trophic level by Fennel et al. (2006), which does not model the concentration of dissolved oxygen explicitly.

Empirical models for the concentrations of total, elementary, reactive, monomethyl and dimethyl mercury in the Mediterranean Sea were also generated inductively using model trees. These models are evaluated as less reliable. The main reasons for this are the insufficient theoretical knowledge about the cycling of mercury in water compartments, noise in the data used for modelling and the absence of certain important attributes in the process of learning. In our case, the evaluation of models is less important than the conclusions based on the structure of the models: according to the choice of attributes in the models it can be concluded that the concentration of mercury species in the Mediterranean Sea is most influenced by dissolved oxygen concentration, organic matter concentration (phytoplankton, POM, DOM) and light intensity. In future, the influence of these variables on the concentrations of mercury species in lakes and seas can be determined more correctly using the upgraded PCFLOW3D model with the benthic-pelagic lower trophic level model for water compartments. One of the most sensible ways of modelling the biogeochemical cycling of mercury in water compartments seems to be the combination of conceptual and empirical models.

The PCFLOW3D model was also upgraded with two graphical user interfaces. The first one is designed for graphical representation of scalar and vector fields of environmental variables; it enables us to represent the 2D and 3D profiles and the oscillations of variables with relation to time. The second one was designed for working with data, primarily with the ANFIS tool, but with only little correction also for working with other databases. A part of the dissertation is represented by an English-Slovene glossary of technical terms; for many of them there was no suitable Slovene translation available before.

In the dissertation, the PCFLOW3D model was used for modelling of the Mediterranean Sea and the Gulf of Trieste. In both cases the results are comparable with the data and/or other studies of both regions. In the Mediterranean Sea, the lower trophic level model was used to model the dynamics of primary production and other environmental variables. The results are 2D maps of the concentrations of chlorophyll-a, zooplankton and detritus in the surface water layer during spring bloom. The maps of the concentrations of mercury species are presented as well. For the region of the Gulf of Trieste, typical 2D maps of wave height and wave period, which develop during typical winds (bora, sirocco, maestral) and during extreme conditions (bora wind with average speed of 15 m/s and maximum speed of 40 m/s), are presented. In future, these maps can be used to model the combined impact of currents, winds and waves on the resuspension of sediments from the sea floor (as in Žagar, 1999), and consequently on the concentration of mercury in the water column.

The upgraded PCFLOW3D model offers a wide range of modelling possibilities. It can be used to model the environmental processes in deep seas and in the surface layers, as well as in the regions of continental margins, estuaries and surface water compartments. With little correction it can also be used to model the biogeochemical cycling of carbon and other elements and compounds. In future, one of the most economic ways of environmental modelling and additional upgrading of the PCFLOW3D model seems to be the combination of mathematical modelling and empirical methods. Among the latter, it is often reasonable to use the advanced methods of artificial intelligence which combine induction and deduction.



## 10 ANGLEŠKO-SLOVENSKI SLOVAR

Podajamo še angleško-slovenski slovar uporabljenih strokovnih izrazov.

abundance - abundanca, namnožitev; izraz se nanaša na namnožitev fitoplanktona v času cvetenja

abyssal plane - abisalna ravnina; ravno ali zelo položno območje na dnu oceanske kotline, nahaja se med kontinentalnim pobočjem in srednjeoceanskim hrbtom

allocation tree - razvrstitveno drevo

allometric or size-based modelling approach - alometrično ali velikostno modeliranje

anoxia, hypoxia - anoksija, hipoksija; odsotnost (anoksija) oz. močno zmanjšana (hipoksija) količina molekularnega kisika v vodnem stolpcu; kisik je v tem primeru prisoten v spojinah (npr. nitratih), za razliko od anaerobnih pogojev, ki pomenijo odsotnost kisika v vseh oblikah

assimilation - asimilacija hrane v organsko snov organizma

basic wave - osnovno valovanje

beat wave, envelope wave - utripalni val, ovojnica skupinskega vala; predstavlja ovojnico nihanja osnovnih valov (basic waves)

benthic processes - bentoški procesi; izraz označuje procese, ki se odvijajo na dnu vodnega stolpca in v sedimentih

benthic chamber - bentoška komora

bimodal dynamics - bimodalna dinamika; izraz se nanaša na letno nihanje v količini primarne produkcije in pomeni, da fitoplankton doseže dva viška, običajno prvega spomladi in drugega jeseni

biological pump - biološka črpalka

bioturbated layer - bioturbacijski sloj, uporablja se tudi izraz premešani sloj (mixed layer); vrhnji sloj sedimentov, za katerega so značilni bioturbacija in ostali procesi, ki jih vršijo organizmi

bioturbation - bioturbacija; premeščanje delcev v vrhnji plasti sedimentov zaradi delovanja bentoških organizmov

bioirrigation - bioirigacija; izmenjava porne vode z vodo nad dnom zaradi delovanja bentoških organizmov

bloom - višek cvetenja fitoplanktona

box model - oddelčni model

breakdown - razgradnja, razkroj; izraz se nanaša na razgradnjo mrtve organske snovi

breaker zone - območje rušenja valov

breaking wave, breaker - rušilni val

buoyancy content - notranji vzgon

burial - zakopavanje; izraz se nanaša na zakopavanje sedimentov na dnu oceanov

capillary wave - kapilarni val; val, pri katerem med silami prevladuje površinska napetost

celerity, wavespeed, phase speed - fazna hitrost vala

chop waves - odsekano valovanje; nizki, kratki, neurejeni valovi, ki nastanejo zaradi šibkega vetra

classical trophic chain - klasična prehranjevalna veriga; prehranjevalna veriga brez mikrobne zanke

conductivity - konduktivnost, električna prevodnost (morske vode)

continental margin - kontinentalni rob; je širši izraz kot npr. kontinentalna polica ali kontinentalno pobočje in v splošnem pomeni del oceanskega dna v (relativni) bližini obale

continental shelf, shelf - kontinentalna polica, kontinentalni šelf, šelf; nahaja se med obalo in kontinentalnim pobočjem

continental slope - položnejši (zgornji) del kontinentalnega pobočja; kontinentalno pobočje se nahaja med kontinentalno polico in abisalno ravnino

continental rise - strmejši (spodnji) del kontinentalnega pobočja

compensation depth - kompenzacijska globina; globina, pri kateri je (po globini povprečna) fitosinteza enaka (po globini povprečni) respiraciji

convergence - konvergenca, stekanje

deep chlorophyll maximum, DCM - klorofilni maksimum

deep ocean - globoki ocean; predel oceana pod fotično cono, ki vključuje termoklino in sloje pod njo

defuzzification - defuzifikacija; pretvarjanje mehkih spremenljivk v numerične vrednosti na izhodu iz mehkega sistema

denitrification - denitrifikacija

density-dependent processes - odvisnost od gostote populacije; procesi, ki so odvisni od dane spremenljivke

detritus - detrit, detritus

diagenesis - diagezeza; izraz označuje skupen učinek procesov sedimentacije, strjevanja, zlepljanja in konsolidacije sedimentov na dnu oceanov

diagenesis model - model diagezeze; model, ki opisuje procese v zgornji plasti sedimentov (early diagenesis)

diatoms - diatomeje, kremenaste alge

diazotrophs - diazotrofi, fiksatorji dušika

difraction = difrakcija; kompliciran lom vala z interferenco

dimethyl mercury, DMHg - dimetil živo srebro,  $\text{Hg}(\text{CH}_3)_2$

dinoflagellates - dinoflagelati, oklepni bičkarji

dispersion - disperzija; lastnost vala, da se mu amplituda med potovanjem zmanjšuje

dispersion zone - območje disperzije; nastopi na odprtem morju, zanj so značilni mrtvi valovi

dissolved gaseous mercury, DGM - elementarno živo srebro,  $\text{Hg}^0$

dissolved organic matter, DOM - raztopljena organska snov

divergence - divergenca, raztekanje

downwelling - spust vode

early diagenesis - diageneza; v tem primeru izraz označuje vrhno plast sedimentov, za katero je značilna izmenjava snovi med sedimenti in vodnim stolpcem ter bioturbacija, bioirigacija in podobni procesi

egestion - izločanje; v modelih za nižji del prehranjevalne verige se ta izraz uporablja splošno za izločke organizmov

Ekman pumping - Ekmanov nadtlak

Ekman suction - Ekmanov podtlak

euphotic zone - fotična cona

eutrophication - evtrofikacija, postopno višanje količine hranil v vodnem telesu

evolutionary algorithm - evolucijski algoritem, genetski algoritem; eden izmed algoritmov mehkega računanja

evolutionary computation - evolucijsko računanje

excretion - izločanje; izraz se uporablja za trdne izločke zooplanktona

export - izvoz, eksport; izraz se nanaša na izvoz organske snovi iz površinskega sloja

export pathway - izvozni ali eksportni ekosistem

export production - izvožena ali eksportna produkcija

exudation - izločanje; izraz se uporablja za izločke fitoplanktona (znoj, ipd.)

fecal pellets - fekalni pelet; izraz se običajno nanaša na fekalne izločke zooplanktona

fetch - privetrišče, privetrna razdalja

fetch zone - območje privetrišča; zanj so značilni kaotični valovi

film replacement model - model izmenjave plasti

fixation - fiksacija plinastega  $\text{N}_2$

flux - pretok, fluks; izraz se nanaša na pretok spremenljivk med deli modeliranega območja (npr. med vodo in sedimenti, med kontrolnimi volumni, med oddelki v oddelčnih modelih, idr)

fugacity - fugativnost, tudi fugiciteta, fugasnost; termodinamična količina, analogna aktivnosti

raztopljene snovi; izraz se nanaša na topnost plinov v vodi

fuzzification - fuzifikacija; mehčanje spremenljivk na vhodu v mehak sistem

fuzzy logic - mehka logika

fuzzy set theory - teorija mehkih množic

fuzzy system, FIS - mehak sistem

gelatinous macroaggregates - sluzasti makroagregati; posebni (mukusni) izločki organizmov; v Tržaškem zalivu se npr. pojavijo samo ob zadostni količini hranil skladno z abundanco fitoplanktona in so pokazatelj evtrofnosti morja

geostrophic equations - geostrofske enačbe

gravity wave - gravitacijski ali težnostni val; izraz v splošnem pomeni val v kapljevini

grazing - paša

gross primary production, GPP - celotna ali bruto primarna produkcija

growth half-saturation constant - koeficient polovične rasti, imenujemo ga tudi saturacijska, Michaelisova ali Monodova konstanta

growth rate - stopnja rasti organizmov

halocline - haloklina; značilen potek spreminjanja slanosti vode z globino

harmony search - iskanje harmonije; eden izmed algoritmov mehkega računanja

hedge - atribut v mehki logiki

humidity - vlažnost; količina vodne pare v zraku ali drugem plinu

if-then rule - odločitveno pravilo

ingestion - hranjenje; izraz se nanaša splošno na uživanje hrane različnih organizmov

input - input, dotok

internal matter ratio - razmerje P:N:C v organski snovi organizmov

irradiance - osončenost, sončno sevanje, intenziteta svetlobe

light attenuation coefficient - koeficient zmanjšanja svetlobe z globino

limiting, biolimiting nutrients - limitna hranila, limitni nutrienti; izraz se nanaša na hranila, ki zaradi premajhne količine omejujejo rast fitoplanktona

lysis - razpad; izraz se nanaša na smrtnost fitoplanktona

macronutrients - makrohranila, makronutrienti; izraz se nanaša samo na dušik N in fosfor P

membership function - pripadnostna funkcija

mesoscale processes - procesi, ki se odvijajo v srednje velikih merilih (prostorskih, časovnih)

meteorological boundary layer model - model meteorološke mejne plasti

microbial loop - mikrobna zanka

microbial trophic chain - mikrobna prehranjevalna veriga; prehranjevalna veriga, v kateri upoštevamo tudi mikrobno zanko

micronutrients - mikrohranila, mikronutrienti; izraz se nanaša na esencialne elemente v sledeh  
mid-ocean ridge, MOR - srednjeoceanski hrbet, srednjeoceanski greben; preko 60.000 km dolg  
podmorski hrbet na dnu treh oceanov, za katerega sta značilni seizmična in vulkanska aktivnost  
mineralization, remineralization - mineralizacija, remineralizacija; razgradnja organske snovi v  
osnovne gradnike (hranila, itd)

mixed layer - premešani sloj; vrhnji dobro premešan sloj morja s  $T \approx konst$

moisture - vlažnost; splošen izraz, ki označuje količino vode v neki snovi

monomethyl mercury, MMHg - monometilno živo srebro,  $CH_3Hg^+$

mortality - smrtnost; izraz se nanaša na smrtnost različnih organizmov, tudi fitoplanktona

mucus - mukus; sluz, ki jo izločajo nekateri zooplanktonski in drugi heterotrofni organizmi

multi-valued logic - večvrednostna logika

neto primary production, NPP - neto primarna produkcija

neuro-fuzzy - kombinacija mehkih sistemov in nevronskih mrež (NFsistemi)

new production - nova produkcija

nitrification - nitrifikacija

nitrogen fixers - fiksatorji dušika, diazotrofi

nutricline, nitricline - nutriklina, nitriklina; značilen potek spreminjanja koncentracije hranil oz.  
nitratov z globino

nutrients - hranila, nutrienti, tudi esencialni elementi; izraz se nanaša samo na dušik N, fosfor  
P ter na nekatere elemente v sledeh (Si, Fe, Mn)

organic matter, OM - organska snov

outcrop - prodor; izraz se v našem primeru nanaša na točko na gladini, skozi katero v vodno  
telo vteka voda z drugačno gostoto

output - output, odtok

particulate organic matter, POM - suspendirana organska snov

peak wave frequency - vršna frekvenca valov; frekvenca, ki se v zapisu nihanja gladine največkrat  
ponovi

pelagic processes - pelagični procesi; izraz se nanaša na procese v vodnem stolpcu

photic zone - fotična cona

photosynthetically active radiation, PAR - območje fotosintetsko aktivnega sevanja, ustreza  
sončnemu sevanju z valovno dolžino med 400 – 740 nm

picnocline - piknoklina; značilen potek spreminjanja gostote vode z globino

predation - hranjenje; izraz se nanaša na hranjenje zooplanktona in ostalih heterotrofnih orga-  
nizmov

progressive wave - progresivni ali potujoči val

ractive mercury, RHg - reaktivno živo srebro,  $Hg^{2+}$



refraction = refrakcija, lom vala

regenerated production - regenerirana produkcija

regeneration loop - regeneracijski ekosistem

retention time, turnover time - zadrževalni, rezidenčni ali retencijski čas

saturation - saturacija, zasičenost; izraz se nanaša na zasičenost vode z določenim plinom

sediment trap - sedimentna past

seiche wave - stojni val; stoječi val, ki nastane v zaprtem zalivu kot odziv na posamezne zunanje motnje

significant wave height - značilna višina valov; povprečna višina tretjine najvišjih valov

silicoflagellates - silikoflagelati

soft computing - mehko računanje

specific growth rate - specifična stopnja rasti

stagnant film model - model mirujoče plasti

standing wave - stoječi val

stoichiometric ratio - stehiometrično razmerje, stehiometrija

surf zone - obrežno območje nelinearnih valov; del širšega območja rušenja valov, na katerem se valovi rušijo

surface ocean - površinski sloj oceana; označuje območje fotične cone

swarm intelligence - kolektivna inteligenca ali inteligenca roja; eden izmed algoritmov mehkega računanja

swash zone - območje porušeni valov; del širšega območja rušenja valov, na katerem so valovi že porušeni in se z manjšo vsebnostjo energije približujejo obali

swell wave - mrtvi val; periodično valovanje, značilno za odprto morje

thermocline - termoklina; značilen potek spreminjanja temperature vode z globino

total mercury, THg - celokupno živo srebro

total wave height - totalna višina vala; vertikalna razdalja med najnižjo in najvišjo točko v seriji valov

transmission - transmisija; izraz se nanaša na prepustnost (morske) vode za svetlobo

transfer velocity, piston velocity - prenosna ali transferna hitrost; koeficient izmenjave plina med vodo in atmosfero  $k_w$

trophic level - trofični nivo

uptake - poraba hranil zaradi hranjenja fitoplanktona

upwelling - dvig vode

urea - urea, sečnina

variability - variabilnost, spremenljivost

wave climate - valovno podnebje; izraz se nanaša na časovno spremenljivost statističnih količin valovanja

wave generation model - model valovanja

wave spectrum - spekter valov; razpršenost energije valov po različnih frekvencah nihanja

wind-wave model - model vetrnih valov

Zadeh's operator, fuzzy operator - Zadehov operator, mehak operator; operatorji in  $\wedge$ , ali  $\vee$ , idr. v mehki logiki

zero-up crossings - število prehajanj čez 0; kolikokrat graf nihanja gladine seka časovno os  $x$  od spodaj



## VIRI

- Abraham, E.R., Law, C.S., Boyd, P.W., Lavender, S.J., Maldonado, M.T., Bowie, A.R. 2000. Importance of stirring in the development of an iron-fertilized phytoplankton bloom. *Nature* 407: 727-730.
- Agawin, N.S.R., Duarte, C.M., Agusti, S. 2000. Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production. *Limnol. Oceanogr.* 45: 591-600.
- Airy, G. B. 1845. Tides and Waves. *Encyc. Metrop.* 192: 241-396.
- Aller, R.C., Blair, N.E., Xia, Q., Rude, P.D. 1996. Re-mineralization rates, recycling, and storage of carbon in Amazon shelf sediments. *Continental Shelf Research* 16: 753-786.
- Amyot, M., Mierle, G., Lean, D., McQueen, D.J. 1997. Effect of solar radiation on the formation of dissolved gaseous mercury in temperate lakes. *Geochim Cosmochim Acta* 61, 5: 975-87.
- Andersen, V., Nival, P., Harris, R.P. 1987. Modelling of a planktonic ecosystem in an enclosed water column. *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.* 67: 407-430.
- Andersen, V., Nival, P. 1988. Modele d'écosysteme pelagique des eaux cotieres de la Mer Ligure. *Oceanol. Acta* 9 (SP): 211-217.
- Anderson, L.A. 1995. On the hydrogen and oxygen content of marine phytoplankton. *Deep-Sea Res.* 1, 42: 1675-1680.
- Anderson, L.A., Sarmiento, J.L. 1994. Global ocean phosphate and oxygen simulations. *Global Biogeochem. Cycles* 9: 621-636.
- Andersson, J.H., Wijsman, J.W.M., Herman, P.M.J., Middelburg, J.J., Soetaert, K., Heip, C. 2004. Respiration patterns in the deep ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 31.
- Andersson, M., Gardfeldt, K., Wangberg, I., Sprovieri, F., Pirrone, N. 2007. Seasonal and daily variation of mercury evasion at coastal and off shore sites at the Mediterranean Sea. *Mar Chem*, 107, 1: 104-16.
- Antoine, D., Morel, A., Andre, J.-M. 1995. Algal pigment distribution and primary production in the eastern Mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations. *J. Geophys. Res.* 100 (C8), 16: 193-16, 209.
- Armstrong, R.A. 1994. Grazing limitation and nutrient limitation in marine ecosystems: Steady state solutions of an ecosystem model with multiple food chains.
- Armstrong, R.A., Lee, C., Hedges, J.I., Honjo, S., Wakeham, S.K. 2002. A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast mineral. *Deep-Sea Research II*, 49: 219-236.
- Atanasova, N., Todorovski, L., Džeroski, S., Kompore, B. 2006. Constructing a library of domain knowl-

- edge for automated modelling of aquatic ecosystems. *Ecol Mod*, 194, 1-3: 14-36.
- Atanasova, N., Todorovski, L., Džeroski, S., Kompare, B. 2008. Application of automated model discovery from data and expert knowledge to a real-world domain: Lake Glumsø. *Ecol Mol*, 212: 92-98.
- Azam, F., Fenchel, T., Field, J.G., Gray, J.S., Meyer-Reil, L.A., Thingstad, F. 1983. The ecological role of water-column microbes in the sea. *Marine Ecology Progress Series* 10: 257-263.
- Azov, Y. 1986. Seasonal patterns of phytoplankton productivity and abundance in nearshore oligotrophic waters of the Levant Basin (Mediterranean). *J. Plankton Res.* 8, 1: 41-53.
- Bacastow, R.B., Maier-Reimer, E. 1990. Ocean-circulation model of the carbon cycle. *Climate Dynamics*, 4: 95-125.
- Bacci, E. 1989. Mercury in the Mediterranean. *Mar Poll Bull* 20, 2: 59-63.
- Bannister, T.T. 1974. A general theory of steady state phytoplankton growth in a nutrient saturated mixed layer. *Limnol. Oceanogr.* 19: 13-30.
- Barkay, T., Miller, S.M., Summers, A.O. 2003. Bacterial mercury resistance from atoms to ecosystems. *FEMS Microbiology Reviews* 27: 355-384.
- Barkay, T., Gillman, M., Turner, R.R. 1997. Effects of dissolved organic carbon and salinity on bioavailability of mercury. *Applied and Environmental Microbiology* 63, 11: 4267-4271.
- Beers, J.R. 1966. Studies on the chemical composition of the major zooplankton groups in the Sargasso Sea off Bermuda. *Limnol. Oceanogr.* 11: 520-528.
- Berelson, W.M. 2001. The flux of particulate organic carbon into the ocean interior: A comparison of four U.S. JGOFS regional studies. *Oceanography* 14: 59-67.
- Berland, B., Bonin, D., Coste, B., Maestrini, S., Minas, H.J. 1973. Influence des conditions hivernales sur les productions phyto- et zooplanctoniques en Mediterranee Nord-Occidentale: III. Caracterisation des eaux de surface au moyen de cultures d'algues. *Mar. Biol.* 23: 267-274.
- Berland, B.R., Benzhitski, A.G., Burlakova, Z.P., Georgieva, L.V., Izmetieva, M.A., Khodolov, V.I., Maestrini, S.Y. 1988. Condition hydrologiques estivales en Mediterranee, repartition du phytoplankton et la matiere organique. *Oceanol. Acta* 9: 163-177. Special issue.
- Berman, T., Townsend, D.W., El Sayed, S.Z., Trees, C.C., Azov, Y. 1984. Optical transparency, chlorophyll and primary productivity in the Eastern Mediterranean near Israeli coast. *Oceanol. Acta* 7, 3: 367-372.
- Berner, R.A. 1980. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. 241, Princeton University Press.
- Bernhard, M. 1988. Mercury in the Mediterranean. *UNEP Regional Seas Reports and Studies No. 98*. Nairobi, UNEP: 141 str.
- Bernhard, M., Renzoni, A. 1977. Mercury concentration in Mediterranean marine organisms and their environment: natural and anthropogenic origin. *Thalassia Jugoslavica*, 13: 265-300.
- Bertotti, L., Cavaleri, L. 2009. Wind and wave predictions in the Adriatic Sea. *Journal of Marine Systems* 78: 227-234.
- Bisset, W.P., Meyers, M.B., Walsh, J.J., Müller-Karger, F.E. 1994. The effects of temporal variability of mixed layer depth on primary productivity around Bermuda. *J. Geophys. Res.* 99, C4: 7539-7553.
- Blackford, J.C., Allen, J.I., Gilbert, F.J. 2004. Ecosystem dynamics at six contrasting sites: a generic

- modeling study. *J. Marine Systems* 52: 191-215.
- Bolle, H.J. 2003. *Mediterranean Climate: Variability and Trends*. Springer-Verlag.
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H. 1999. A third-generation wave model for coastal region: 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res.* 104, C4: 7649-7666.
- Boudreau, B.P. 1997. *Diagenetic Models and Their Implementation*. New York, Springer-Verlag: 414 str.
- Boukthir, M., Barnier, B. 2000. Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project. *Journal of Marine Systems* 24: 343-354.
- Boutin, J., Etcheto, J. 1995. Estimating the chemical enhancement effect on the air-sea CO<sub>2</sub> exchange using the ERSI scatterometer wind speeds. V: Jahne, B. (ur.), Manahan, E.C. (ur.). *Air-Water Gas Transfer*. Hanau, Nemčija, AEON Verlag & Studio: 827-841.
- Boyd, P.W., Doney, S.C. 2002. Modelling regional responses by marine pelagic ecosystems to global climate change. *Geophys. Res. Lett.* 29, doi: 10.1029/2001GL014130.
- Brand, L.E., Guillard, R.R.L. 1981. The effects of continuous light and light intensity on the reproduction rates of twenty-two species of marine phytoplankton. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 50: 119-132.
- Breiman, L., Friedman, J.H., Olshen, R.A., Stone, C.J. 1998. *Classification and Regression Trees*. CRC Press.
- Brock, T.D. 1981. Calculating solar radiation for ecological studies. *Ecol. Modell.* 14: 1-19.
- Broecker, W.S., Peng, T.-H. 1982. *Tracers in the Sea*. New York, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades: 690 str.
- Bronk, D.A. 2002. Dynamics of DON. V: Hansell, D.A. (ur.), Carlson, C.A. (ur.). *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*. New York, Academic Press: 153-247
- Bronk, D.A., Gilbert, P.M., Ward, B.B. 1994. Nitrogen uptake, dissolved organic nitrogen release, and new production. *Science* 265: 1843-1846.
- Brown, S., Saito, L., Knightes, C., Gustin, M. 2007. Calibration and Evaluation of a Mercury Model for a Western Stream and Constructed Wetland. *Wat Air Soil Poll* 182,1-4: 275-90.
- Bruland, K.W., Donat, J.R., Hutchins, D.A. 1991. Interactive influences of bioactive trace metals on biological production in oceanic waters. *Limnol. Oceanogr.* 36: 1555-1577.
- Brzezinski, M.A. 1985. The Si:C:N ratio of marine diatoms: Interspecific variability and the effect of some environmental variables. *J. Phycol.* 21: 347-357.
- Burdige, D.J. 2002. Sediment pore waters. V: Hansel, D.A. (ur.), Carlson, C.A. (ur.). *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*. New York, Academic Press: 611-663.
- Canfield, D.E. 1993. Organic matter oxidation in marine sediments. V: Wollast, R. idr. (ur.). *Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change*. Berlin, Springer-Verlag: 333-363.
- Carlson, C.A., Bates, N.R., Ducklow, H.W., Hansell, D.A. 1999. Estimation of bacterial respiration and growth efficiency in the Ross Sea, Antarctic. *Aquatic Microbial Ecology* 19: 229-244.
- Carlson, C.A., Ducklow, H.W. 1996. Growth of bacterioplankton and consumption of dissolved organic carbon in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res.* II, 10: 69-85.
- Carlucci, A.F., Craven, D.B., Heinrichs, S.M. 1985. Diel production and microheterotrophic utilization

- of dissolved free amino acids in waters off Southern California. *Appl. Environ. Microbiol.* 48: 165-170.
- Carniel, S., Warner, J.C., Chiggiato, J., Sclavo, M. 2009. Investigating the impact of surface wave breaking on modeling the trajectories of drifters in the Northern Adriatic Sea during a wind-storm event. *Ocean Modelling* 30: 225-239.
- Carroll, R.W.H., Warwick, J.J., Heim, K.J., Bonzongo, J.C., Miller, J.R., Lyons, W.B. 2000. Simulation of mercury transport and fate in the Carson River, Nevada. *Ecol Mod* 125, 2-3: 255-78.
- Carroll, R.W.H., Warwick, J.J. 2001. Uncertainty analysis of the Carson River mercury transport model. *Ecol Mod* 137: 211-24.
- Castellari, S., Pinardi, N., Navarra, A. 1990. A realistic General Circulation Model of the Mediterranean Sea: I. Surface energy parametrization and meteorological forcing dataset. *IMGA-CNR Tech. Report*: 4-90.
- Chelton, D.B., De Szoeke, R.A., Schlax, M.G., El Naggar, K., Siwertz, N. 1998. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.* 28: 433-460.
- Chen, C.A. 2004. Exchanges of carbon in the coastal seas. V: Field, C.B. (ur.), Raupach, M.R. (ur.). *The Global Carbon Cycle*. Washington, DC, Island Press: 341-351.
- Chisholm, S.W., Morel, F.M.M. 1991. What controls phytoplankton production in nutrient-rich areas of the open sea? *Limnol. Oceanogr.* 36: 1507-1965.
- Chisholm, S.W. 1992. Phytoplankton size. V: Falkowski, P.G. (ur.), Woodhead, A.D. (ur.). *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*. New York, Plenum Press: 213-237.
- Civitaresse, G., Gacic, M., Vetrano, A., Boldrin, A., Bregant, D., Rabitti, S., Souvermezoglou, E. 1998. Biochemical fluxes through the Strait of Otranto (EasternMediterranean). *Cont. Shelf Res.* 18: 773-789.
- Clegg, S.L., Whitfield, M. 1990. A generalized model for the scavenging of trace metals in the open ocean. I: Particle cycling. *Deep-Sea Res.*37: 809-832.
- Cloern, J.E., Grenz, C., Vidergar-Lucas, L. 1995. An empirical model of the phytoplankton chlorophyll:carbon ratio - the conversion factor between productivity and growth rate. *Limnol. Oceanogr.* 40, 7: 1313-1321.
- Compeau, G., Bartha, R. 1985. Sulfate-reducing bacteria: Principal methylators of mercury in anoxic estuarine sediment. *Applied and Environmental Microbiology* 50, 2: 498-502.
- Conkright, M.E., Locarnini, R.A., Garcia, H.E., O'Brien, T.D., Boyer, T.P., Stephens, C., Antonov, K.I. 2002. *World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures*. CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 17.
- Conover, R.J. 1978. Transformation of organic matter. V: Kinne, O. (ur.). *Marine ecology* 4. Wiley: 221-500.
- Corner, E.D.S., Newell, B.S. 1967. On the nutrition and metabolism of zooplankton. IV. The forms of nitrogen excreted by *Calanus*. *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.* 47: 113-120.
- Cossa, D., Coquery, M. 2005. The Mediterranean Mercury Anomaly, a Geochemical or a Biological Issue? V: Saliot, A. (ur.). *The Mediterranean Sea*. Springer: 177-208.
- Cossa, D., Cotté-Krief, M.H., Mason, R.P., Bretaudeau-Sanjuan, J. 2004. Total mercury in the water column near the shelf edge of the European continental margin. *Mar Chem* 90, 1-4: 21-29.
- Cossa, D., Coquery, M., Gobeil, C., Martin, J.M. 1996. Mercury fluxes at the ocean margins. V: Baeyens,

- W. (ur.), Ebinghaus, R. (ur.), Vasiliev, O. (ur.). Global and Regional Mercury Cycles: Sources, Fluxes and Mass Balances. NATO ASI Series, Kluwer Academic Publ: 229–47.
- Cossa, D., Martin, J.-M., Sanjuan, J. 1994. Dimethylmercury formation in the Alboran Sea. *Mar Poll Bull* 28: 381-384.
- Coste, B., Gostan, J., Minas, H.J. 1972. Influence des conditions hivernales sur les productions Phyto- et Zooplanctoniques en Mediterranee Nord-Occidentale: I. Structures Hydrologiques et Distributions des Sels Nutritifs. *Mar. Biol.* 23: 251-265.
- Coste, B., Le Corre, P., Minas, H.J. 1988. Re-evaluation of the nutrient exchanges in the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.* 35: 767-775.
- Craik, A.D.D., Leibovich, S. 1976. A rational model for Langmuir Circulations. *J. Fluid Mech* 29: 337-347.
- Crise, A., Crispi, G., Mauri, E. 1998. A seasonal three-dimensional study of the nitrogen cycle in the Mediterranean Sea: Part I. Model implementation and numerical results. *J. Mar. Syst.* 18, 1-3: 287-312.
- Crise, A., Allen, J.I., Baretta, J., Crispi, G., Mosetti, R., Solidoro, C. 1999. The Mediterranean pelagic ecosystem response to physical forcing. *Prog. Oceanogr.* 44: 219-243.
- Crise, A., Querin, S., Malačič, V. 2002. A strong bora event in the Gulf of Trieste: a numerical study of wind driven circulation in stratified conditions with a preoperational model. *Acta Adriatica*: 185-206.
- Crispi, G., Crise, A., Solidoro, C. 1998. Three-dimensional oligotrophic ecosystem models driven by physical forcing: the Mediterranean Sea case. *Env. Mod. & Soft.* 13: 483-490.
- Crispi, G., Crise, A., Mauri, E. 1999. A seasonal three-dimensional study of the nitrogen cycle in the Mediterranean Sea: Part II. Verification of the energy constrained trophic model. *J. Mar. Syst.* 20, 1-4: 357-379.
- Crispi, G., Mosetti, R., Solidoro, C., Crise, A. 2001. Nutrients cycling in the Mediterranean basins: the role of the biological pump in the trophic regime. *Ecol. Mod.* 138: 101-114.
- Crispi, G., Crise, A., Solidoro, C. 2002. Coupled Mediterranean ecomodel of the phosphorus and nitrogen cycles. *J. Mar. Syst.* 33-34: 497-521.
- Crispi, G., Pacciaroni, M. 2008. Long-term numerical evolution of the nitrogen bulk content in the Mediterranean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 83: 148-158.
- Četina, M. 1992. Tridimenzionalni matematični baroklini model za izračun tokov v jezerih in morju. Doktorska disertacija, mentor prof.dr. R. Rajar. Univerza v Ljubljani, Fakulteta za arhitekturo, gradbeništvo in geodezijo.
- Četina, M., Rajar, R., Širca, A., Žagar, D. 1999. PCFLOW3D. User's Manual. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Katedra za mehaniko tekočin: 294 str.
- Četina, M., Rajar, R., Krzyk, M., Zakrajšek, M., Žagar, D. 2006. Eksperimentalna analiza čezmejnega vpliva projektov plinskega terminala v Tržaškem zalivu in plinskega terminala v Žavljah in študije presoje vplivov na okolje v Republiki Sloveniji za projekt plinskega terminala v Tržaškem zalivu in plinskega terminala v Žavljah. Končno poročilo. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Katedra za mehaniko tekočin z laboratorijem: 23 f.
- Danckwerts, P.V. 1951. Significance of liquid-film coefficients in gas absorption. *Ind. Engng. Chem.* 43: 1460-1467.



- Davis, C.S. 1987. Components of the zooplankton production cycle in the temperate ocean. *J. Mar. Res.* 45: 947-983.
- Davis, C.S., Steele, J.H. 1994. Biological/physical modeling of upper ocean processes. Tech. Rept., Woods Hole Oceanog. Inst., WHOI-94-32.
- de Baar, H.J.W., de Jong, J.T.M. 2001. Distributions, sources and sinks of iron in seawater. V: Turner, D.R. (ur.), Hunter, K.A. (ur.). *The Biogeochemistry of Iron in Seawater*. Chichester, John Wiley & Sons: 123-253.
- Deacon, E.L. 1977. Gas transfer to and across an air-water interface. *Tellus* 29: 363-374.
- Dean, R.G. 1965. Stream Function Representation of Nonlinear Ocean Waves. *Journal of Geophysical Research* 70: 4561-4572.
- Dean, R.G. 1974. Evaluation and Development of Water Wave Theories for Engineering Applications. Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Special Report No.1.
- De Haas, H., Van Weering, T.C.E., De Stitger, H. 2002. Organic carbon in shelf seas: Sinks or sources, processes and products. *Continental Shelf Research* 22: 691-717.
- DeLong, E., Campbell, L., Mierle, G., Scheider, W., Hayton, A. 2006. Tracking fish tissue mercury burdens: A data mining approach. Poster presentation. GIS Day 2006, Queen's University, Kingston, Canada.
- Denis-Karafistan, A., Martin, J.M., Minas, H., Brasseur, P., Nihoul, J., Denis, C. 1998. Space and seasonal distributions of nitrates in the Mediterranean sea derived from a variational inverse model. *Deep-Sea Res.* 45: 387-408.
- Denman, K.L. 1976. Covariability of chlorophyll and temperature in the sea. *Deep-Sea Res.* 23: 539-550.
- Deželjin, D. 2001. Oceanografska postaja Piran kot del sistema varne obalne plovbe. Diplomsko delo. Univerza v Ljubljani, Fakulteta za pomorstvo in promet.
- Dickinson, R.E. 1978. Rossby waves - long-period oscillations of oceans and atmospheres. *Annual Review of Fluid Mechanics* 10: 159-195.
- Doney, S.C., Lima, I., Lindsay, K., Moore, J.K., Dutkiewicz, S., Friedrichs, M.A.M., Matear, R.J. 2001. Marine biogeochemical modeling. *Oceanography* 14-4: 93-107.
- Dorić, E. 2007a. Možnosti uporabe modela MIKE 3 v Tržaškem zalivu. Seminarska naloga. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Vodarstvo in komunalno inženirstvo: 77 f.
- Dorić, E. 2007b. Primerjava modelov MIKE 3 in PCFLOW3D za simulacije hidrodinamike v Tržaškem zalivu. Diplomsko delo. Študij vodarstva in komunalnega inženirstva, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Univerza v Ljubljani.
- Drasch, G., Horvat, M., Stoeppler, M. 2004. Mercury. V: Merian, E. (ur.), Anke, M. (ur.), Ihnat, M. (ur.), Stoeppler, M. (ur.). *Elements and their compounds in the Environment*. Weinheim, Wiley-VCH Verlag GmbH&Co. KGaA, 2nd edition.
- Dring, M.J. 1982. *The Biology of Marine Plants*. London, Edward Arnold (Publishers) Ltd.: 199 str.
- Ducklow, H.W., Hill, S.M. 1985. Tritiated thymidine incorporation and the growth of heterotrophic bacteria in warm core rings. *Limnol. Oceanogr.* 30: 260-272.
- Dugdale, R.C., Goering, J.J. 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary produc-

tivity. *Limnol. Oceanogr.* 12: 196-206.

Dugdale, R.C., Wilkerson, F.P. 1988. Nutrient sources and primary production in the Eastern Mediterranean. *Oceanol. Acta* 9: 179-184.

Dunne, J.P., Armstrong, R.A., Gnanadesikan, A., Sarmiento, J. 2005b. Empirical and mechanistic models for the particle export ratio. *Global Biogeochem. Cycles* 19, GB4026, doi:10.1029/2004GB002390.

Dyke, P. 2007. *Modeling Coastal and Offshore Processes*. London, Imperial College Press.

Dykes, J.D., Wang, D.W., Book, J.W. 2009. An evaluation of a high-resolution operational wave forecasting system in the Adriatic Sea. *J. Marine Syst.* 78: 255-271.

Džeroski, S., Todorovski, L. 1994. Discovering dynamics: From inductive logic programming to machine discovery. *Intelligent Information Systems J* 4, 1: 89-108.

Elrod, V.A., Berelson, W.M., Coale, K.H., Johnson, K.S. 2004. The flux of iron from continental shelf sediments: A missing source for global budgets. *Geophys. Res. Lett.* 31, doi: 10.1029/2004GL020216.

Emerson, S., Quay, P., Karl, D., Winn, C., Tupas, L., Landry, M. 1997. Experimental determination of the organic carbon flux from open-ocean surface waters. *Nature* 389: 951-954

Eppley, R.W. 1972. Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull.* 70: 1063-1085.

Eppley, R.W., Peterson, B.J. 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282: 677-680.

Eppley, R.W., Rogers, J.N., McCarthy, L.L. 1969. Half-saturation constants for uptake of nitrate and ammonium by marine phytoplankton. *Oceanogr.* 14: 912-920.

Evans, G.T., Parslow, J.S. 1985. A model of annual plankton cycles. *Biol. Oceanogr.* 3: 327-347.

Falkowski, P.G. 1980. Light-shade adaptation in marine phytoplankton. V: Falkowski, P.G. (ur.). *Primary Productivity in the Sea*. New York, Springer: 99-119.

Falkowski, P.G., Ziemann, D., Kolber, Z., Bienfang, P.B. 1991. Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature* 352: 55-58.

Falkowski, P.G., Raven, J.A., 1997. *Aquatic Photosynthesis*. Malden, MA, Blackwell Science: 375 str.

Falkowski, P.G., Laws, E.A., Barber, R.T., Murray, J.W. 2003. Phytoplankton and their role in primary, new and export production. V: Fasham, M.J.R. (ur.). *Ocean Biogeochemistry*. New York, Springer: 99-121.

Fasham, M.J.R. 1995. Variations in the seasonal cycle of biological production in subarctic oceans: A model sensitivity analysis. *Deep Sea Res.* 42: 1111-1149.

Fasham, M.J.R. 1992. Modelling the marine biota. V: Heimann, M. (ur.). *The Global Carbon Cycle*. New York, Springer Verlag.

Fasham, M.J.R. 1985. Flow analysis of materials in the marine euphotic zone. V: Ulanowitz, R.E. (ur.), Platt, T. (ur.). *Ecosystem Theory for Biological Oceanography*. *Can. Bull. Fish. Aquat. Sci.* 213: 139-162.

Fasham, M.J.R., Holligan, P.M., Pugh, P.R. 1983. The spatial and temporal development of the spring phytoplankton bloom in the Celtic Sea, April 1979. *Prog. Oceanogr.* 12: 87-145.

Fasham, M.J.R., Ducklow, H.W., Mckelvie, S.M. 1990. A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *J. Mar. Res.* 48: 591-639.

- Fasham, M.J.R., Sarmiento, J.L., Slater, R.D., Ducklow, H.W., Williams, R. 1993. A seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone: A comparison of the model results with observation from Bermuda Station 'S' and OWS 'India'. *Global Biogeochem. Cycles* 7, 2: 379-415.
- Fenchel, T., Blackburn, T.H. 1979. *Bacteria and Mineral Cycling*. New York, Academic Press: 225 str.
- Fennel, K., Losch, M., Schroter, J., Wenzel, M. 2001. Testing a marine ecosystem model: Sensitivity analysis and parameter optimization. *J. Mar. Syst.* 28: 45-63.
- Fennel, K., Wilkin, J., Levin, J., Moisan, J., O'Reilly, J., Haidvogel, D. 2006. Nitrogen cycling in the Middle Atlantic Bight: Results from a three-dimensional model and implications for the North Atlantic nitrogen budget. *Global Biogeochem. Cycles* 20, GB3007, doi: 10.1029/2005GB002456.
- Fenton, J.D. 1988. The Numerical solution of Steady Water Wave Problem. *Jour. Comp. and Geo.* 14: 357-368.
- Ferrara, R., Ceccarini, C., Lanzillotta, E., Gardfeldt, K., Sommar, J., Horvat, M., Logar, M., Fajon, V., Kotnik, J. 2003. Profiles of dissolved gaseous mercury concentration in the Mediterranean Seawater. *Atm Env.* 37, 1: 85-92.
- Fiala, M., Kopczyńska, E.E., Jeandel, C., Oriol, L., Vétion, G. 1998. Seasonal and interannual variability of size-fractionated phytoplankton biomass and community structure at station Kerfix of the Kerguelen Islands, Antarctica. *J. Plankton Res.* 20, 7: 1341-1356.
- Fielding, A. 1999. *Machine Learning Methods for Ecological Applications*. Kluwer Academic Publ.
- Fleming, E.J., Mack, E.E., Green, P.G., Nelson, D.C. 2006. Mercury methylation from unexpected sources: Molybdate-inhibited freshwater sediments and an iron-reducing bacterium. *Applied and Environmental Microbiology*, 72, 1: 457-464.
- Fogg, G.E. 1983. The ecological significance of extracellular products of phytoplankton photosynthesis. *Botanica Marina*, 26: 3-14.
- Forsythe, W.C., Rickel, E.J. Jr., Sthal, R.S., Wu, H., Schoolfield, R.M. 1995. A model comparison for daylength as a function of latitude and day of the year. *Ecol. Model.* 80: 87-95.
- Fransz, H.G., Mommaerts, J.P., Radach, G. 1991. Ecological modelling of the North Sea. *Neth. J. Sea Res.* 28: 67-140.
- Frew, N.M. 1997. The role of organic films in air-sea gas exchange. V: Liss, P.S. (ur.), Duce, R. (ur.). *The Sea Surface and Global Change*. Cambridge, Cambridge University Press: 121-171.
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., Maynard, V. 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43: 1075-1090.
- Frost, B.W., Franzen, N.C. 1992. Grazing and iron limitation in the control of phytoplankton stock and nutrient concentration: A chemostat analogue of the Pacific equatorial upwelling zone. *Marine Ecology Progress Series* 83: 291-303.
- Fuhrman, J.A. 1987. Close coupling between release and uptake of dissolved free amino acids in seawater studied by an isotope dilution approach. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 37: 45-52.
- Galuf, S. 2005. Simulacija razlitja nafte v Tržaškem zalivu. *Diplomska naloga*. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Oddelek za gradbeništvo, Hidrotehnična smer: 69 f.

Gardfeldt, K., Sommar, J., Ferrara, R., Ceccarini, C., Lanzillotta, E., Munthe, J., Wangberg, I., Lindqvist, O., Pirrone, N., Sprovieri, F., Pesenti, E. and Stromberg, D. 2003. Evasion of mercury from coastal and open waters of the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. *Atmospheric Environment* 37, Supplement 1: 73-84.

Geider, R.J., McIntyre, H.L., Kana, T.M. 1996. A dynamic model of photoadaptation in phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.* 41: 1-15.

Geider, R.J., McIntyre, H.L., Kana, T.M. 1997. Dynamic model of phytoplankton growth and acclimation: Responses of the balanced growth rate and the chlorophyll a: Carbon ratio to light, nutrient-limitation and temperature. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 148: 187-200.

Glibert, P.M., Biggs, D.C., McCarthy, J.J. 1982. Utilization of ammonium and nitrate during austral summer in the Scotia Sea. *Deep-Sea Res.* 29: 837-850.

Glover, D.M., Frew, N.M., McCue, S.J., Bock, E.J. 2002. A multi-year time series of global gas transfer velocity from the TOPAX dual frequency, normalized radar backscatter algorithm. V: Donelan, M.A. idr. (ur.). *Gas Transfer at Water Surfaces*. American Geophysical Union, Washington DC: 325-331.

Goldman, J.C., Glibert, P.M. 1983. Kinetics of inorganic nitrogen uptake by phytoplankton. V: Carpenter, E.J. (ur.), Capone, D.G. (ur.). *Nitrogen in the Marine Environment*. Academic Press: 233-274.

Gould, R.W. Jr., Wiesenburg, D.A. 1990. Single-species dominance in a subsurface phytoplankton concentration at a Mediterranean Sea front. *Limnol. Oceanogr.* 35, 1: 221-230.

Gromiec, M.J. 1983. *Biochemical Demand - Dissolved Oxygen. Application of Ecological Modelling in Environmental Management, Part A*. Amsterdam, Elsevier.

Gumbel, E.J. 2004. *Statistics of Extremes*. Dover Publications. Prva izdaja: Columbia University Press, New York, 1958. ISBN: 0-486-43604-7.

Gundersen, J.K., Jorgensen, B.B. 1990. Microstructure of diffusive boundary layers and the oxygen uptake of the sea floor. *Nature*, 345: 604-607.

Gustin, M.S., Lindberg, S.E., Weisberg, P.J. 2008. An update on the natural sources and sinks of atmospheric mercury. *Applied Geochemistry*, 23: 482-493.

Hace, A. 2010. *Okoljsko stanje severnega Jadrana*. Diplomsko delo. Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta, Oddelek za geografijo.

Hall, B. 1995. The gas phase oxidation of elemental mercury by ozone. *Water, Air & Soil Pollution*, 80, 1-4: 301-315.

Hamdy, M., Noyes, O. 1975. Formation of methyl mercury by bacteria. *Applied Microbiology*, 30, 3: 424-432.

Harris, R.C. 1991. *A Mechanistic Model to Examine Mercury in Aquatic Systems*. M.Sc. Thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario.

Hartnett, H.E., Keil, R.G., Hedges, J.I., Devol, A. 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391: 572-575.

Hartnett, H.E., Devol, A.H. 2003. Role of a strong oxygen-deficient zone in the preservation and degradation of organic matter: A carbon budget for the continental margins of northwest Mexico and Washington State. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67: 247-264.

Higbie, R. 1935. The rate of absorption of a pure gas into a still liquid during short periods of exposure.

Trans. Am. Inst. Chem. Engr. 35: 365-373.

Hirner, A.V., Feldmann, J., Krupp, E., Grumping, R., Guguel, R., Cullen, W.R. 1998. Metall(oid) organic compounds and geothermal gases and waters. *Org Geochem*;29, 5-7: 1765-1778.

Hmeljak, J. 2006. Bentoške pretvorbe živega srebra v oksičnem-anoksičnem prehodu v Gradeški laguni. Diplomsko delo. Biotehniška fakulteta, Enota medoddelčnega študija mikrobiologije: 90 str.

Hoel, P.G. 1984. Introduction to Mathematical Statistics, 5th Edition. Wiley. ISBN: 978-0-471-89045-4.

Holling, C.S. 1965. The functional response of predators to prey density. *Mem. Entomol. Soc. Can.* 45: 5-60.

Holthuijsen, L.H. 2007. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press. ISBN-13 978-0-521-86028-4.

Holthuijsen, L.H., Booij, N., Herbers, T.H.C. 1989. A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. *Coast. Eng.* 13: 23-54.

Horvat, M., Covelli, S., Faganeli, J., Logar, M., Mandić, V., Rajar, R., Širca, A., Žagar, D. 1999. Mercury in contaminated coastal environments. A case study: the Gulf of Trieste. *Science of the Total Environment*: 43-56.

Horvat, M., Kotnik, J., Logar, M., Fajon, V., Zvonaric, T., Pirrone, N. 2003. Speciation of mercury in surface and deep-sea waters in the Mediterranean Sea. *Atm Env* 37, 1: 93-108.

Hulth, S., Alter, R.C., Gilbert, F. 1999. Coupled anoxic nitrification/manganese reduction in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 49-66.

Huntley, M.E., Lopez, M.D.G. 1992. Temperature-dependent production of marine copepods: A global synthesis. *American Naturalist* 140: 201-242.

Hupe, A., Karstensen, J. 2000. Redfield stoichiometry in Arabian Sea subsurface waters. *Global Biogeochem. Cycles* 14: 357-372.

Hurtt, G.C., Armstrong, R.A. 1996. A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data. *Deep-Sea Res. II* 43: 653-683.

Hylander, L.D., Meili, M. 2003. 500 years of mercury production – global annual inventory by region until 2000 and associated emissions. *Sci. of the Tot. Env.* 304: 13-27.

Ingle, J.D.J., Crouch, S.R. 1988. Spectrochemical Analysis. Prentice Hall, New Jersey.

Ippen, A.T. 1966. Estuary and Coastline Hydrodynamics. McGraw-Hill, Inc. 744 str.

Ito, S.-I., Megrey, B.A., Kishi, M.J., Mukai, D., Kurita, Y., Ueno, Y., Yamanaka, Y. 2007. On the interannual variability of the growth of Pacific saury (*Cololabis saira*): A simple 3-box model using NEMURO.FISH. *Ecol. Mod.* 202: 174-183.

Ivlev, V. 1945. Biologicheskaya produktivnost' vodoemov. *Usp. Sovr. Biol.* 19: 98-120.

Jahnke, R.A., Shimmiel, G.B., 1995. Particle flux and its conversion to the sediment record: Coastal ocean up-welling systems V: Summerhayes, C.P. idr. (ur.). *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*. New York, John Wiley & Sons Ltd: 83-100.

Jang, J.-S. 1992. Self-learning fuzzy controller based inference system. *IEEE Transactions on Neural Networks*, 3, 5: 714-723.

Jang, J.-S., Gulley, N. 1995. Fuzzy Logic Toolbox for Use with Matlab. The Math-Works Inc.

- Jang, J.-S., Sun, C.-T., 1995. Neuro-fuzzy modeling and control. *Proceedings of the IEEE*, 83, 3: 378-406.
- Jähne, B., Münnich, K.O., Bösinger, R., Dutzi, A., Huber, W., Libner, P. 1987. On parameters influencing air-water gas exchange. *J. Geophys. Res.*, 92: 1937-1949.
- Jensen, S., Jernelöv, A., 1969. Biological methylation of mercury in aquatic organisms. *Nature* 223: 753-754.
- Jerlov, N.G. 1976. *Marine Optics*. Elsevier.
- Jickells, T., Spokes, L. 2001. Atmospheric iron inputs to the oceans. V: Turner, D.R. (ur.), Hunter, K.A. (ur.). *The Biogeochemistry of Iron in Seawater*. New York, John Wiley: 85-121.
- Jitts, H.R., Morel, A., Saijo, Y. 1976. The relation of oceanic primary production to available photosynthetic irradiance. *Aust. J. Mar. Fresh. Res.* 27: 441-454.
- Jørgensen, B.B. 1996. Material flux in the sediment. V: Jørgensen, B.B. (ur.), Richardson, K. (ur.). *Eutrophication in Coastal Marine Ecosystems*. Coastal Estuarine Stud. 52. Washington, D.C.: 115-135, AGU.
- Kallos, G., Voudouri, A., Pytharoulis, I., Kakaliagou, O. 2001. Modelling Framework for Atmospheric Mercury over the Mediterranean Region: Model Development and Applications. V: Margenov, S. (ur.), Wasniewski, J. (ur.), Yalamov, P. (ur.). *Lecture Notes in Computer Science: Large-Scale Scientific Computing*. Springer: 281-90.
- Kana, T.M., Glibert, P.M. 1987. Effect of irradiances up to  $2000 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$  on marine *Synechococcus* WH7803: I. Growth, pigmentation, and cell composition. *Deep-Sea Res.* 34, 4: 479-495.
- Karl, D., Michaels, A., Bergman, B., Capone, D., Carpenter, E., Letelier, R., Lipschultz, F., Paerl, H., Sigman, D., Stal, L. 2002. Dinitrogen fixation in the world's oceans. *Biogeochemistry* 57/58: 47-98.
- Keeling, R.F., Stephens, B.B., Najjar, R.G., Doney, S.C., Archer, D., Heimann, M. 1998. Seasonal variations in the atmospheric  $\text{O}_2/\text{N}_2$  ratio in relation to the kinetics of air-sea gas exchange. *Global Biogeochem. Cycles* 12: 141-164.
- Kerin, E., Gilmour, C., Roden, E., Suzuki, M., Coate, J., Mason, R. 2006. Mercury methylation by dissimilatory iron-reducing bacteria. *Applied and Environmental Microbiology*, 72, 12: 7919-7921.
- King, F.D. 1987. Nitrogen recycling efficiency in steady-state oceanic environments. *Deep-Sea Res.* 34: 843-856.
- Kirchman, D.L., Lancelot, C., Fasham, M.J.R., Legendre, L., Radach, G., Scott, M. 1993. Dissolved organic matter in biogeochemical models of the ocean. V: Evans, G.T. (ur.), Fasham, M.J.R. (ur.). *Towards a Model of Ocean Biogeochemical Processes*. New York, Springer-Verlag: 209-226.
- Kishi, M.J., Kashiwai, M., Ware, D.M., Megrey, B.A., Eslinger, D.L., Werner, F.E., Noguchi-Aita, M., Azumaya, T., Fujii, M., Hashimoto, S., Huang, D., Iizumi, H., Ishida, Y., Kang, S., Kantakov, G.A., Kim, H.-C., Komatsu, K., Navrotsky, V.V., Smith, S.L., Tadokoro, K., Tsuda, A., Yamamura, O., Yamanaka, Y., Yokouchi, K., Yoshie, N., Zhang, J., Zuenko, YI, Zvalinski, VI, 2007: NEMURO - a lower trophic level model for the North Pacific marine ecosystem. *Ecol. Mod.* 202: 12-25.
- Klaas, C., Archer, D.E. 2002. Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea: Implications for the rain ratio. *Global Biogeochem. Cycles* 16, 1116, doi:1110.1029/2001GB001765.
- Knap, A. 2004. Simulacija transporta in procesov pretvorb živega srebra v rekah Idriji in Soči z en-

odimenzijskim modelom MeRiMod. Diplomsko delo, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Univerza v Ljubljani.

Komen G, 2004. The Wave Modelling (WAM) Group, a historical perspective. Dostopno na: [http://champs.cecs.ucf.edu/Library/Conference\\_Papers/pdfs/The%20Wave%20perspective.pdf](http://champs.cecs.ucf.edu/Library/Conference_Papers/pdfs/The%20Wave%20perspective.pdf)

Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, PAEM, 1994. Dynamics and Modeling of Ocean Waves. Cambridge University Press: 532 str.

Kompare, B., Džeroski, S., Karalič, A., Bratko, I., Šiško, M., Jørgensen, S.E. 1997a. III. Learning Systems with Regression, Using Machine Learning Techniques in the Construction of Models. V: Ecol model 95, 1.

Kompare, B., Džeroski, S., Križman, V., Bratko, I., Steinman, F. 1997b. IV. Construction of Dynamical Models, Using Machine Learning Techniques in the Construction of Models. In: Ecol Model 95, 1.

Korteweg, D.J., De Vries, G. 1895. On the Change of Form of Long Waves Advancing in a Rectangular Canal, and on a New Type of Stationary Waves. Phil. Mag, 5th Series, 39: 422-443.

Kotnik, J., Fajon, V., Gibičar, D., Logar, L., Horvat, M., Ogrinc, N., Amouroux, D., Monperrus, M., Sprovieri, F., Pirrone, N. 2007. Mercury speciation in surface and deep waters of the Mediterranean and Adriatic Seas. Mar Chem 107, 1: 13-30.

Kovšca, J. 2007. Dopolnitve modela PCFLOW3D za simulacijo tokov in širjenja polutantov. Diplomski naloga. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Oddelek za gradbeništvo, Hidrotehnična smer: 67 str.

Krabbenhoft, D.P., Hurley, J.P., Olson, M.L., Cleckner, L.B. 1998. Diel variability of mercury phase and species distributions in the Florida Everglades. Biogeochem J, 40, 2-3: 311-25.

Krom, M.D., Brenner, S., Kress, N., Neori, A., Gordon, L.I., 1993. Nutrient distribution during an annual cycle across a warm-core eddy from the E. Mediterranean Sea. Deep-Sea Res. 40, 4: 805-825.

Kukovec, K. 2006. Frakcionacija stabilnih izotopov ogljika in dušika v fitoplanktonu Tržaškega zaliva. Diplomsko delo. Univerza v Ljubljani, Biotehniška fakulteta, Enota medoddelčnega študija mikrobiologije.

Kukovec, C.H., Fitzgerald, W.F., O'Donnell, J., Torgersen, T. 2002. A non-steady-state compartmental model of global-scale mercury biogeochemistry with interhemispheric atmospheric gradients. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 7: 1105-1118.

Kuypers, M.M.M., Lavik, G., Wobken, D., Schmid, M., Fuchs, B.M., Amann, R., Jørgensen, B.B., Jetten, M.S. 2005. Massive nitrogen loss from the Benguela upwelling system through anaerobic ammonium oxidation. Proc. Natl. Acad. Sci. 102: 6478-6483.

Lancelot, C., Billen, G. 1986. Carbon-nitrogen relationships in nutrient metabolism of coastal marine ecosystems. Adv. Aquatic Micro-Biol. 3: 263-321.

Lassiter, R.R., Kearns, D.K. 1974. Phytoplankton population changes and nutrient fluctuations in a simple aquatic ecosystem model. V: Middlebrookes, E.J. (ur.), Falkenberg, D.H. (ur.), Maloney, T.E. (ur.). Modeling the Eutrophication Process, Ann Arbor Sci. Publ., Ann Arbor, MI: 131-138.

Laws, E.A., Bannister, T.T. 1980. Nutrient- and light-limited growth of *Thalassiosira fluviatis* in conditions of continuous culture, with implications for phytoplankton growth in the ocean. Limnol. Oceanogr. 25: 457-473.

- Laws, E.A., Falkowski, P.G., Smith, W.O. Jr, Ducklow, H., McCarthy, J.J. 2000. Temperature effects on export production in the open ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 14: 1231-1246.
- LeBlond, P.H., Mysak, L.A. 1978. *Waves in the Ocean*. Elsevier Oceanography Series 20, Elsevier Press: 602 str.
- Lee, K., Karl, D.M., Wanninkhof, R., Zhang, J.Z. 2002. Global estimates of net carbon production in the nitrate-depleted tropical and subtropical oceans. *Geophys. Res. Lett.* 29, doi:10.1029/2001GL014198.
- Lefebvre, D.D., Kelly, D., Budd, K. 2007. Biotransformation of Hg(II) by Cyanobacteria. *Applied and Environmental Microbiology* 73, 1: 243-249.
- Lefevre, D., Minas, H.J., Minas, M., Robinson, C., Williams, P.J., Le, B., Woodward, E.M.S. 1997. Review of gross community production, primary production, net community production and dark community respiration in the Gulf of Lions. *Deep-Sea Res. Part II* 44, 3-4: 801-832.
- Leonard, C.L., McClain, C.R., Murtugudde, R., Hofmann, E.E., Harding, L.W. 1999. An iron-based ecosystem model of the central equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* 104: 1325-1341.
- Levy, M., Memery, L., Madec, G. 1999. The onset of the Spring Bloom in the MEDOC area: mesoscale spatial variability. *Deep-Sea Res.* 46: 1137-1160.
- Levitus, S., Conkright, M.E., Reid, J.L., Najjar, R., Mantyla, A. 1993. Distribution of nitrate, phosphate and silicate in the world ocean. *Prog. Oceanogr.* 31: 245-273.
- Lima, I.D., Doney, S.C. 2004. A three-dimensional, multi-nutrient and size-structured ecosystem model for the North Atlantic. *Global Biogeochem. Cycles* 18, GB3019, doi: 10.1029/2003GB002146.
- Lin, B., Falconer, R.A. 1996. Numerical Modelling of 3D Suspended Sediment for Estuarine and Coastal Waters. *Journal of Hydraulic Research* 1996/4: 435-455.
- Lin, C., Pehkonen, S.O. 1998. Two-phase model of mercury chemistry in the atmosphere. *Atmospheric Environment* 32, 14-15: 2543-2558.
- Lin, C., Pehkonen, S.O. 1997. Aqueous free radical chemistry of mercury in the presence of iron oxides and ambient aerosol. *Atmospheric Environment* 31, 24: 4125-4137.
- Lindberg, S.E., Harris, R.C. 1974. Mercury – organic matter associations in estuarine sediments and interstitial waters. *Environmental Science and Technology* 8: 459-462.
- Lindberg, S., Bullock, R., Ebinghaus, R., Engstrom, D., Feng, X., Fitzgerald, W., Pirrone, N., Prestbo, E., Seigneur, C. 2007. A synthesis of progress and uncertainties in attributing the sources of mercury in deposition. *AMBIO* 36, 1: 19-32.
- Lionello, P., Cavaleri, L., Nissen, K.M., Pino, C., Raicich, F., Ulbrich, U. 2010a. Severe marine storms in the Northern Adriatic: Characteristics and trends. *Physics and Chemistry of the Earth*, doi: 10.1016/j.pce.2010.10.002.
- Lionello, P., Galati, M.B., Elvini, E. 2010b. Extreme storm surge and wind wave climate scenario simulations at the Venetian litoral. *Physics and Chemistry of the Earth*, doi: 10.1016/j.pce.2010.04.001.
- Lipschultz, F. 2001. A time-series assessment of the nitrogen cycle at BATS. *Deep-Sea Res. II* 48: 1897-1924.
- Liss, P.S., Slater, P.G. 1974. Flux of gases across the air-sea interface. *Nature* 247: 181-184.
- Liss, P.S., Merlivat, L. 1986. Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis. V: Buat-Menard, P. (ur.). *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. Dordrecht, Netherlands, Reidel D: 113-127.



- Logan, B.E., Hunt, J.R. 1987. Advantages to microbes of growth in permeable aggregates in marine systems. *Limnol. Oceanogr.* 32: 1034-1048.
- Longo, R., Raicich, F., Mosetti, F. 1990. A numerical model of transport and fate of radionuclides in the Gulf of Trieste. *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata* 1 (Januar): 13-24.
- Lorenzen, C.J. 1972. Extinction of light in the ocean by phytoplankton. *J. Cons.* 34: 262-267.
- Lutz, M., Dunbar, R., Caldeira, K. 2002. Regional variability in the vertical flux of particulate organic carbon in the ocean interior. *Global Biogeochem. Cycles* 16, 1037, doi:10.1029/2000G B001383.
- MacIsaac, J.J. 1978. Diel cycles of inorganic nitrogen uptake in a natural phytoplankton population dominated by *Gonyaulax polyedra*. *Limnol. Oceanogr.* 23: 1-9.
- MacIsaac, J.J., Dugdale, R.C. 1969. The kinetics of nitrate and ammonia uptake by natural populations of marine phytoplankton. *Deep-Sea Res.* 16: 45-57.
- MacIsaac, J.J., Dugdale, R.C. 1972. Interactions of light and inorganic nitrogen in controlling nitrogen uptake in the sea. *Deep-Sea Res.* 19: 209-232.
- Mackin, J.E., Swider, K.T. 1989. Organic matter decomposition pathways and oxygen consumption in coastal marine sediments. *J. Mar. Syst.* 47: 681-716.
- Malačič, V., Petelin, B. 2003. Numerical modeling of the winter circulation of the Gulf of Trieste (northern Adriatic). *Acta Adriatica* 47: 207-217.
- Malačič, V. 1991. Estimation of the vertical eddy diffusion coefficient of heat in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *Oceanologica Acta* 14: 23-32.
- Malej, A., Mozetič, P., Malačič, V., Turk, V. 1997. Response of summer phytoplankton to episodic meteorological events (Gulf of Trieste, Adriatic Sea). *Marine Ecology* 18: 273-288.
- Mamdani, E.H., Assilian, S. 1975. An experiment in linguistic synthesis with a fuzzy logic controller. *Int. J. Man. Mach. Stud.* 7, 1: 1-13.
- Mann, K.H., Lazier, J.N.R. 1991. *Dynamics of Marine Ecosystems*. Oxford, Blackwell: 466 str.
- 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 Biogeochem. Cycles* 23, GB4002, doi:10.1029/2008GB003395.
- Marcer, R., Fraunie, P., Dekeyser, I., Andersen, V. 1991. Numerical modelling of biological-physical interactions in coastal sites. *Oceanol. Acta, Spec. Issue* 11: 71-79.
- Martell, A.E., Smith, R.M., Motekaitis, R.J. 1998. NIST critically selected stability constants of metal complexes database. NIST Std. Ref. Database, No. 46, Department of Commerce, Gaithersburg, MD.
- Martin, J.H., Fitzwater, S.E. 1988. Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific Subarctic. *Nature* 331: 341-343.
- Martin, J.H., Knauer, G.A., Karl, D.M., Broenkow, W.W. 1987. VERTEX: Carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Res.* 34: 267-285.
- Martin, J.M. (ur.), Barth, H. (ur.) 1995. EROS 2000 (European River Ocean System). Fifth Workshop on the North-West Mediterranean Sea, Hamburg (Germany), 28-30 March 1994. Water Pollution Research Report 32, EUR 16130 EN: 318 str.
- Marvin-Dipasquale, M.C., Oremland, R.S. 1998. Bacterial methylmercury degradation in Florida Ever-

glades peat sediment. *Environmental Science and Technology* 32: 2556-2563.

Mason, R.P., Fitzgerald, W.F. 1996. Mercury fluxes at the ocean margins. V: Baeyens, W. (ur.), Ebinghaus, R. (ur.), Vasiliev, O (ur.). *Global and Regional Mercury Cycles: Sources, Fluxes and Mass Balances NATO ASI Series*, Kluwer Academic Publ: 249-72.

Mason, R.P., Gill, G.A. 2005. Mercury in the marine environment. V: Parsons, M.B. (ur.), Percival, J.B. (ur.). *Mercury – Sources, Measurements, Cycles and Effects*. Mineralogical Association of Canada: 179-216.

Mason, R.P., Rolffhus, K.R., Fitzgerald, W.F. 2005. Methylated and elemental mercury cycling in surface and deep ocean waters of the North Atlantic. *Wat Air Soil Poll* 80, 1-4: 665-77.

Mathworks, 2010. *Fuzzy Logic Toolbox<sup>TM</sup> 2, User's Guide*. The Mathworks Inc.

Matthiessen, A. 1998. Reduction of divalent mercury by humic substances – kinetic and quantitative aspects. *Science of the Total Environment* 213: 177-183.

Mauclair, C., Layshock, J., Carpi, A. 2008. Quantifying the effect of humic matter on the emission of mercury from artificial soil surfaces. *Applied Geochemistry* 23: 594-601.

Mauri, E., Crise, A. 1995. The organic nitrogen fluxes. OGS Tech. Report REL. 92/95-OGA, 10: 24 str.

McGill, D.A. 1970. *Mediterranean Sea Atlas - distribution of nutrient chemical properties*. Woods Hole Oceanographic Institution, Woodshole, MA.

McGillicuddy, D.J., Robinson, A.R., Siegel, D.A., Jannasch, H.W., Johnson, R., Dickey, T.D., McNeil, J., Michaels, A.F., Knap, A.H. 1998. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature* 394: 263-266.

McLaren, I.A. 1965. Some relationships between temperature and egg size, body size, development rate and fecundity of the copepod *Pseudocalanus*. *Limnol. Oceanogr.* 10: 528-538.

Medatlas, 2002. *Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and bio-chemical parameters climatological atlas*. Ifremer, European Commission Marine Science and Technology Programme (MAST). <http://www.ifremer.fr/medar/>

Mei, C.C. 1989. *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*. World Scientific Press: 740 str.

Melin, P., Castillo, O. 2002. *Modelling, Simulation and Control of Non-Linear Dynamical Systems: An Intelligent Approach Using Soft Computing and Fractal Theory*. CRC Press.

Michaels, A.F., Silver, M.W. 1988. Primary production, sinking fluxes and the microbial food web. *Deep-Sea Res.* 35, 4: 473-490.

Michaels, A.F., Karl, D.M., Knap, A.H. 1999. Temporal studies of biogeochemical dynamics in oligotrophic oceans. V: Hanson, R.B. idr. (ur.). *The Changing Ocean Carbon Cycle*. Cambridge, Cambridge University Press: 392-413

Michalski, R.S., Bratko, I., Kubat, M. 1998. *Machine Learning and Data Mining*. John Wiley & Sons.

Miklavčič, V. 1999. Mercury in the town of Idrija (Slovenia) after 500 years of mining and smelting. V: Ebinghaus, R. (ur.), Turnes, R.R. (ur.), Lacedra, L.D. (ur.), Vasiljev, O. (ur.), Salomons, W. (ur.). *Mercury contaminated sites*. Berlin, Springer-Verlag: 257-277.

Mlakar, I. 1974. Osnovni apametri proizvodnje rudnika Idrija skozi stoletja do danes. *Idrijski razgledi* 19: 1-40.

- Moffett, J.W. 2001. Transformations between different forms of iron. V: Turner, D.R. (ur.), Hunter, K.A. (ur.). *The Biogeochemistry of Iron in Seawater*. Chichester, John Wiley & Sons. Ltd.: 343-372.
- Moloney, C.L., Bergh, M.O., Field, J.G., Newell, R.C. 1986. The effect of sedimentation and microbial regeneration in a plankton community: a simulation investigation. *J. Plank. Res.* 8: 427-445.
- Moloney, C.L., Field, J.G. 1989. General allometric equations for rates of nutrient uptake, ingestion, and respiration in plankton organisms. *Limnol. Oceanogr.* 34: 1290-1299.
- Moloney, C.L., Field, J.G. 1991. The size-based dynamics of plankton food webs. I: A simulation model of carbon and nitrogen flows. *Journal of Plankton Research* 13: 1003-1038.
- Monod, J. 1949. The growth of bacterial cultures. *Ann. Rev. Microbiol.* 3: 371-394.
- Monperrus, M., Tessier, E., Amouroux, D., Leynaert, A., Huonnic, P., Donard, O.F.X. 2007. Mercury methylation, demethylation and reduction rates in coastal and marine surface waters of the Mediterranean Sea. *Mar Chem* 107, 1: 49-63.
- Monperrus, M., Tessier, E., Veschambre, S., Amouroux, D., Donard, O.F.X. 2005. Simultaneous speciation of mercury and butyltin compounds in natural waters and snow by propylation and species specific isotope dilution mass spectrometry analysis. *Anal Bioanal Chem* 381: 854-62.
- Moore, J.K., Doney, S.C., Glover, D.M., Fung, I.Y. 2002a. Iron cycling and nutrient-limitation patterns in surface waters of the World Ocean. *Deep-Sea Research II* 49: 463-507.
- Moore, J.K., Doney, S.C., Kleypas, J.A., Glover, D.M., Fung, I.Y. 2002b. An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* 49: 403-462.
- Moore, L.R., Post, A.F., Rocap, G., Crisholm, S.W. 2002c. Utilization of different nitrogen sources by the marine cyanobacteria *Prochlorococcus* and *Synechococcus*. *Limnol. Oceanogr.* 47: 989-996.
- MOP - Ministrstvo za okolje in prostor, 2008. Poročilo o čezmejnih vplivih na okolje za kopenski terminal za uplinjanje utekočinjenega zemeljskega plina v Žavljah. Dostopno na:  
[http://www.mop.gov.si/fileadmin/mop.gov.si/pageuploads/podrocja/okolje/pdf/cpvo/porocilo\\_terminali\\_zavljje.pdf](http://www.mop.gov.si/fileadmin/mop.gov.si/pageuploads/podrocja/okolje/pdf/cpvo/porocilo_terminali_zavljje.pdf)
- Morel, F.M.M. 1987. Kinetics of nutrient uptake and growth in phytoplankton. *Journal of Phycology* 23: 150-156.
- Morel, A. 1988. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case I Waters). *J. Geophys. Res.* 93: 10.749-10.768.
- Moskilde, E. 1996. *Topics in Non-Linear Dynamics: Application to Physics, Biology and Economic Systems*. World Sci., Hackensack NJ
- Munthe, J. 1992. The aqueous oxidation of elemental mercury by ozone. *Atmospheric Environment*, 26A(8): 1461-1468.
- Munthe, J., Xiao, Z.F., Lindqvist, O. 1991. The aqueous reduction of divalent by sulfite. *Water, Air & Soil Pollution* 56, 1: 621-630.
- Munthe, J., Wangberg, I., Iverfeldt, A., Lindqvist, O., Stromberg, D., Sommar, J., Gardfeldt, K., Petersen, G., Ebinghaus, R., Prestbo, E., Larjava, K., Siemens, V. 2003. Distribution of atmospheric mercury species in Northern Europe: final results from the MOE project. *Atm Env* 37, 1: 9-20.
- Nagase, H., Ose, Y., Sato, T. 1984. Mercury methylation by compounds in humic material. *Science of*

the Total Environment 32: 147-156.

Nagase, H., Ose, Y., Sato, T., Ishikawa, T. 1982. Methylation of mercury by humic substances in an aquatic environment. *Science of the Total Environment* 24: 133-142.

Najjar, R.G., Sarmiento, J.L., Toggweiler, J.R. 1992. Downward transport and fate of organic matter in the ocean: simulations with a general circulation model. *Global Biogeochem. Cycles* 6, 1: 47-76.

Nelson, D.M., Treguer, P., Brzezinski, M.A., Leynaert, A., Queguiner, B. 1995. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: Revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochem. Cycles* 9: 359-372.

Nightingale, P.D., Malin, G., Law, C.S., Watson, A.J., Liss, P.S., Liddicoat, M.I., Boutin, J., Upstill-Goddard, R.C. 2000. In situ evaluation of air-sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers. *Global Biogeochem. Cycles* 14: 373-387.

NIST/SEMATECH, 2010. e-Handbook of Statistical Methods. Dostopno na:  
<http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/>

O'Driscoll, N.J., Beauchamp, S., Siciliano, S.D., Rencz, A.N., Lean, D.R.S. 2003. Continuous Analysis of Dissolved Gaseous Mercury (DGM) and Mercury Flux in Two Freshwater Lakes in Kejimikujik Park, Nova Scotia: Evaluating Mercury Flux Models with Quantitative Data. *Environ Sci Technol* 37, 10: 2226-35.

Ogrinc, N., Faganeli, J., Pezdič, J. 2003. Determination of organic carbon mineralization in near-shore marine sediments (Gulf of Trieste, northern Adriatic) using stable carbon isotopes. *Organic Geochemistry* 34: 681-692.

Olson, R.J. 1981. Differential photoinhibition of marine nitrifying bacteria: A possible mechanism for the formation of the primary nitrite maximum. *J. Mar. Res.* 39: 227-238.

Omori, M., Ikeda, M. 1992. *Methods in Marine Zooplankton Ecology*. Malabar, ZDA: Krieger Publishing Company. ISBN: 0-89464-653-2.

Oremland, R.S., Culbertson, C.W., Winfrey, M.R. 1991. Methylmercury decomposition in sediments and bacterial cultures: Involvement of methanogens and sulfate reducers in oxidative demethylation. *Applied and Environmental Microbiology* 57, 1: 130-137.

Oschlies, A., Garçon, V. 1998. Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean. *Nature* 394: 266-269.

Oschlies, A., Garçon, V. 1999. An eddy-permitting coupled physical-biological models of the North Atlantic: I. Sensitivity to advection numerics and mixed layer. *Global Biogeochem. Cycles* 13: 135-160.

Pace, M.L., Glasser, J.E., Pomeroy, L.R. 1984. A simulation analysis of continental shelf food webs. *Mar. Biol.* 82: 47-63.

Pacyna, E.G., Pacyna, J.M. 2002. Global emission of mercury from anthropogenic sources in 1995. *Wat Air Soil Poll*;137:149-65.

Pacyna, J.M., Pacyna, E.G., Steenhuisen, F., Wilson S. 2003. Mapping 1995 global anthropogenic emissions of mercury. *Atmospheric Environment* 37, Supplement 1: 109-117.

Pacyna, E.G., Pacyna, J.M., Steenhuisen, F., Wilson, S. 2006. Global anthropogenic mercury emission inventory for 2000. *Atm Env*;40(22):4048-63.

Parker, R.A. 1993. Dynamic models for ammonium inhibition of nitrate uptake by phytoplankton. *Ecol.*

Modell. 66: 113-120.

Parsons, T.P., Kessler, T.A. 1987. An ecosystem model for the assessment of plankton production in relation to the survival of young fish. *J. Plank. Res.* 9: 125-137.

Parsons, T.R., Takahashi, M., Hargrave, B. 1984. *Biological Oceanographic Processes*. New York, 3rd ed, Pergamon Press: 330 str. ISBN: 0-08-017604-6.

Patankar, S.V. 1980. *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. Hemisphere Pub Corp: 214 str.

Pierson, W.J.Jr., Moskowitz, L.A. 1964. Proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69:5181-5190.

Pinazo, C., Marsaleix, P., Millet, B., Estournel, C., Vehil, R. 1996. Spatial and temporal variability of phytoplankton biomass in upwelling areas of the northwestern Mediterranean: a coupled physical and biogeochemical modelling approach. *J. Mar. Syst.* 7, 2-4: 161-191.

Pinet, P.R. 2000. *Invitation to Oceanography*, 2nd Edition. Jones and Bartlett Publishers. ISBN: 0-7637-0914-X.

Pirrone, N., Hedgecock, I. 2001. Atmospheric Mercury Modelling in the Mediterranean Region. *RMZ – Materials and Geoenvironment*, 48/1:23–28.

Pirrone, N., Wichmann-Fiebig, M., Pacyna, J.M., Boffetta, P., Hansen, J.C., Grandjean, P., Horvat, M., Barregard, L., Munthe, J. 2002. Ambient Air Pollution by mercury (Hg) Position Paper, EC.

Pirrone, N., Ferrara, R., Hedgecock, I.M., Kallos, G., Mamane, Y., Munthe, J., Pacyna, J.M., Pytharoulis, I., Sprovieri, F., Voudouri, A., Wangberg, I. 2003. Dynamic processes of mercury over the Mediterranean region: Results from the Mediterranean Atmospheric Mercury Cycle System (MAMCS) project. *Atm Env* 37: 1:21–39.

Podhorsky, R., in sod. 1963-1997. Tehnička enciklopedija. Jugoslavenski leksikografski zavod Zagreb.

POEM Group. 1992. General circulation of the Eastern Mediterranean. *Earth-Sci. Rev.* 32: 285-309.

Pomeroy, L.R. 1974. The ocean's food web: A changing paradigm, *BioScience* 24: 499-504.

Pondaven, P., Ruiz-Pino, D., Frabalo, C., Treguer, P., Jeandel, C. 2000. Interannual variability of Si and N cycles at the time-series station KERFIX between 1990 and 1995 - a 1-D modelling study. *Deep-Sea Res.* 1: 223-257.

Poulain, P.-M., Gacic, M., Vetrano, A. 1996. Current measurements in the Strait of Otranto reveal unforeseen aspects of its hydrodynamics. *EOST rans.* 77, 36: 345-348.

Precht, E., Huettel, M. 2003. Advective pore-water exchange driven by surface gravity waves and its ecological implications, *Limnol. Oceanogr.* 48: 1674-1684.

Quinlan, J. 1992. Learning with continuous classes. V: Proc. of the 5th Australian Joint Conference on Artificial Intelligence. Singapore: World Scientific.

Rabitti, S., Civitarese, G., Ribera, M. 1994a. Data Report Cruise POEM-BC - October 1991 - Ionian Basin and Sicily Channel: II. Chemical and Biological Data. Tech. Report No. 13/94-CNR/IBM.

Rabitti, S., Bianchi, F., Boldrin, A., Daros, L., Socal, G., Totti, C. 1994b. Particulate matter and phytoplankton in the Ionian Sea. *Oceanol. Acta* 17, 3: 297-307.

Rabouille, C.R., Gaillard, J.F. 1991. Towards the EDGE: Early diagenetic global explanation. A model depicting the early diagenesis of organic matter O<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, Mn, and PO<sub>4</sub> *Geochim. Cosmochim. Acta* 55:

2511-2525.

Rabouille, C., Mackenzie, F.T., Ver, L.M. 2001. Influence of the human perturbation on carbon, nitrogen, and oxygen biogeochemical cycles in the global coastal ocean. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 65: 3615-3641.

Raimbault, P., Rodier, M., Taupier-Letage, I. 1988. Size fraction of phytoplankton in the Ligurian Sea and the Algerian Basin (Mediterranean Sea): Size distribution versus total concentration. *Mar. Microb. Food Webs* 3: 1-7.

Rajar, R. 1980. Hidravlika nestalnega toka. Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo: 279 str.

Rajar, R. 2000. Numerical modeling of currents. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo: 9 str.

Rajar, R., Četina, M. 1990. Modelling of tidal and wind induced currents and dispersion in the Northern Adriatic. *Acta Adriatica* 2: 785-812.

Rajar, R., Četina, M. 1997. Hydrodynamic and Water Quality Modelling. An Experience. *Ecological Modelling* 101: 195-207.

Rajar R., Širca A, 1996: Modelling of dispersion of of radioactive pollutants in the Japan Sea. *Acta Hydrotechnica*, 14, 12.

Rajar R, Širca A, 1998: Three-dimensional modelling of thermal pollution of the River Sava and its reservoirs. V: Holz, K.P. (ur.), Bechteler, W. (ur.), Wang, S.S.Y. (ur.), Kawahara, M. (ur.). *Advances in Hydrosience and Engineering* (). Proceedings of 3rd int. Conf. on Hydrosience and Engineering, Aug 31-Sept 3, Cottbus, Germany: 123 str.

Rajar, R., Četina, M., Žagar, D. 1995a. Three-dimensional modelling of oil spill in the Adriatic. V: Wrobel, L. C. (ur.), Brebbia, C. A. (ur.), Traversoni, L. (ur.). *Computer modelling of seas and coastal regions II*. Southampton. Boston, Computational Mechanics Publications: 95-102.

Rajar, R., Četina, M., Žagar, D., Širca, A. 1995b. 3D matematički model za simulacijo razlivanja nafte u moru. V: Gereš, Dragutin (ur.). *Održivi razvoj i upravljanje vodama*. Zbornik radova. Zagreb, Hrvatska vodoprivreda: 385-391.

Rajar, R., Četina, M., Širca, A. 1997. Hydrodynamic and Water Quality Modelling. Case Studies. *Ecological Modelling* 101:209-228.

Rajar, R., Žagar, D., Širca, A., Horvat, M. 1998. Two- and three-dimensional modelling of mercury transport in the Gulf of Trieste. V: Brebbia, C. A. (ur.). *Second International Conference on Environmental Coastal Regions held in Cancun*. Mexico, Environmental coastal regions, Environmental studies. Boston, Southampton, WIT Press, 1998: str. 289-300.

Rajar, R., Žagar, D., Širca, A., Horvat, M. 2000. Three-dimensional modelling of mercury cycling in the gulf of Trieste. *The Science of the Total Environment* 260: 109-123.

Rajar, R., Žagar, D., Četina, M., Agagi, H., Yano, S., Tomiyasu, T., Horvat, M. 2004a. Application of three-dimensional mercury cycling model to coastal seas. *Ecological Modelling* 171: 139-155.

Rajar, R., Yano, S., Tada, A., Akagi, H., Oshikawa, H., Žagar, D., Četina, M., Krzyk, M., Breclj, M. 2004b. Measurements and three-dimensional modelling of mercury cycling in Minamata Bay and in the Gulf of Trieste. *RMZ-mater. geoenviron.* 2: str. 1328-1331.

- Rajar, R., Četina, M., Žagar, D., Petkovšek, G. 2004c. Three-dimensional simulations of mercury cycling in the Mediterranean Sea. *RMZ - Materials and Geoenvironment* 51/2: 1324-1327.
- Rajar, R., Četina, M., Horvat, M., Žagar, D. 2007. Mass balance of mercury in the Mediterranean sea. *Mar. Chem.*: 1-14.
- Ramšak, V. 2006. Simulacija izmenjave živega srebra med vodo in zrakom s 3-D modelom PCFLOW3D v Tržaškem zalivu. Diplomski naloga, mentor doc.dr. D. Žagar. Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo.
- Ramšak, V. 2007. Simulacija hidrodinamike s spremenljivim vetrom z modelom PCFLOW3D. Seminarska naloga. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Oddelek za gradbeništvo, Hidrotehnična smer: 28 f.
- Recknagel, F. 2006. *Ecological Informatics: Scope, Techniques and Applications*. Springer.
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H., Richards, F.A. 1963. The influence of Sea Water. V: Hill, M.N. (ur.). *The Sea*, vol. 2. New York, Interscience: 26-77.
- Reed, R.K. 1977. An estimation of net long-wave radiation from the oceans. *J. Geophys. Res.* 81: 5793-5794.
- Reeve, D., Chadwick, A., Fleming, C.A. 2004. *Coastal Engineering: Processes, Theory and Design Practice*. Spon Press: 461 str.
- Reimers, C.E. 1998. Feedbacks from the sea floor. *Nature* 391: 536-537.
- Reinhardt, W.P., Walker, P.L. 2010. *Jacobian Elliptic Functions*. V: Olver, F.W.J. idr. (ur.). *NIST Handbook of Mathematical Functions*. Cambridge University Press. ISBN 978-0521192255.
- Riley, G.A. 1947. A theoretical analysis of the zooplankton population of Georges Bank. *J. Mar. Res.* 6: 104-113.
- Ris, R.C., Booij, N., Holthuijsen, L.H. 1999. A third-generation wave model for coastal regions: part II-verification. *J. Geophys. Res.* 104, C4: 7667-7681.
- Rixen, M., Ferreira-Coelho, E., Signell, R. 2008. Surface drift prediction in the Adriatic Sea using hyper-ensemble statistics on atmospheric, ocean and wave models: Uncertainties and probability distribution areas. *J. Marine Syst.* 69: 86-98.
- Robinson, A.R., McCarthy, J.J., Rothschild, B.J. 2005. *Biological-Physical Interactions in the Sea*. Harvard University Press. ISBN: 0-674-01742-0.
- Rodi, W. 1993. *Turbulence models and their application in hydraulics - A state-of-the-art review*. A.A.Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- Rolfhus, K.R., Fitzgerald, W.F. 2004. Mechanisms and temporal variability of dissolved gaseous mercury production in coastal seawater. *Mar Chem* 90: 125-36.
- Rozman, S. 2005. Simulacija transporta in disperzije živega srebra v Tržaškem zalivu z modelom PCFLOW3D. Seminarska naloga. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Vodarstvo in komunalno inženirstvo: 91 f.
- Russell, J.S. 1844. Report on Waves. 14th Meeting Brit. Assoc. Adv. Sci.: 311-390.
- Russo, A., Maccaferri, S., Djakovac, T., Precali, R., Degobbis, D., Deserti, M., Paschini, E., Lyons, D.M. 2005. Meteorological and oceanographic conditions in the northern Adriatic Sea during the period June 1999-July 2002: Influence of the mucilage phenomenon. *Sci Tot Env* 353: 24-38.

- Sakata, M., Marumoto, K. 2005. Wet and dry deposition fluxes of mercury in Japan. *Atmospheric Environment* 39: 3139-3146.
- Sakshaug, E., Andresen, K., Kiefer, D.A. 1989. A steady state description of growth and light absorption in the marine planktonic diatom *Skeletonema costatum*. *Limnol. Oceanogr.* 34: 198-205.
- Saliot, A. 2005. *The Mediterranean Sea: The Handbook of Environmental Chemistry*. Springer.
- Sarmiento, J.L., Herbert, T.D., Toggweiler, J.R. 1988a. Causes of anoxia in the world ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 2: 115-128.
- Sarmiento, J.L., Toggweiler, J.R., Najjar, R. 1988b. Ocean carbon cycle dynamics and atmospheric pCO<sub>2</sub>. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 325: 3-21.
- Sarmiento, J.L., Slater, R.D., Fasham, M.J.R., Ducklow, H.W., Toggweiler, J.R., Evans, G.T. 1993. A seasonal three-dimensional ecosystem model of nutrient cycling in the North Atlantic euphotic zone. *Global Biogeochem. Cycles* 7, 2: 417-450.
- Sarmiento, J.L., Gruber, N. 2006. *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press. ISBN-13: 978-0-691-01707-5.
- Schell, D.M. 1974. Uptake and regeneration of free amino acids in marine waters of Southeast Alaska. *Limnol. Oceanogr.* 19: 271-278.
- Schroeder, W.H., Munthe, J. 1998. Atmospheric mercury – an overview. *Atm. Env.* 32: 809-22.
- Schuster, E. 1991. The behavior of mercury in the soil with special emphasis on complexation and adsorption processes – A review of the literature. *Water, Air & Soil Pollution* 56: 667-680.
- Seitzinger, S.P., Giblin, A.E. 1996. Estimating denitrification in North Atlantic continental shelf sediments. *Biogeochemistry* 35: 235-260.
- Sharp, J.H. 1977. Excretion of organic matter: do healthy cells do it? *Limnol. Oceanogr.* 22: 381-399.
- Shiomoto, A., Tadokoro, K., Monaka, K., Nanba, M. 1997. Productivity of picoplankton compared with that of larger phytoplankton in the subarctic region. *J. Plankton Res.* 19, 7: 907-916.
- Siegel, D.A., Doney, S.C., Yoder, J.A. 2002. The North Atlantic spring phytoplankton bloom and Sverdrup's critical depth hypothesis. *Science* 296: 730-733.
- Sirnik, N. 2004. *Napovedovanje poplavnih valov na reki Soči z orodji umetne inteligence*. Diplomski naloga. Ljubljana, UL FGG.
- Sirnik, N., Žagar, D., Petkovšek, G., Horvat, M., Četina, M. 2006. Use of artificial intelligence tools in modelling of mercury cycling. *Geophysical research abstracts*, Vol 8. European Geosciences Union.
- Sivanandam, S.N., Sumathi, S., Deepa, S.N. 2007. *Introduction to Fuzzy Logic using MATLAB*. Springer: 430 str.
- Sleath, J.R.A. 1984. *Sea bed mechanics*. John Wiley and Sons: 335 str.
- Smith, S.E. 1936. Environmental control of photosynthesis. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA* 22: 504-511.
- Smith, R.C., Baker, K.S. 1981. Optical properties of the clearest natural waters. *Appl. Opt.* 20: 177-184.
- Smith, S.D., Dobson, F.W. 1984. The heat budget at Ocean Weather Ship Bravo. *Atmos.-Ocean.* 22: 1-22.
- Soetaert, K., Middelburg, J.J., Herman, P.M.J., Buis, K. 2000. On the coupling of benthic and pelagic



- biogeochemical models. *Earth Sci. Rev.* 51: 173-201.
- Solidoro, C., Crise, A., Crispi, G., Pastres, R. 2003. An a priori approach to assimilation of ecological data in marine ecosystem models. *J. Mar. Syst.* 40-41: 79-97.
- Soulsby, R. 1997. *Dynamics of Marine Sands. A manual for practical applications.* Thos. Telford: 249 str.
- Sprovieri, F., Pirrone, N., Gardfeldt, K., Sommar, J. 2003. Mercury speciation in the marine boundary layer along a 6000 km cruise path around the Mediterranean Sea. *Atmospheric Environment* 37, Supplement 1: 63-71.
- Staal, M., Meysman, F.J.R., Stal, L. 2003. Temperature excludes N<sub>2</sub>-fixing heterocystous cyanobacteria in tropical oceans. *Nature* 425: 504-507.
- Steele, J.H. 1962. Environmental control of photosynthesis in the sea. *Limnol. Oceanogr.* 7: 137-150.
- Steele, J.H. 1998. Incorporating the microbial loop in a simple plankton model. *Proc. R. Soc. London, Ser. B* 265: 1771-1777.
- Stokes, G.G. 1847. On the Theory of Oscillatory Waves. *Trans. Camb. Phil. Soc* 8: 441-455.
- Stokes, G.G. 1880. *Math. Phys. Papers.* Vol 1, Camb. Univ. Press.
- Sugeno, M. 1985. *Industrial Applications of Fuzzy Control.* Amsterdam, Elsevier.
- Suzuki, Y., Sugimura, T., Itoh, T. 1985. A catalytic oxidation method for the determination of total nitrogen dissolved in sea water. *Mar. Chem.* 16: 83-97.
- Sverdrup, H.U. 1953. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *Journal du Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer* 18: 287-295.
- Sverdrup, H.U. 1955. The place of physical oceanography in oceanographic research. *J. Mar. Res.* 14: 287-294.
- Swain, E.B., Jakus, P.M., Rice, G., Lupi, F., Maxson, P.A., Pacyna, J.M., Penn, A., Spiegel, S.J., Veiga, M.M. 2007. Socioeconomic consequences of mercury use and pollution. *AMBIO* 36, 1: 45-61.
- Širca, A. 1996. Modeliranje hidromehanike in transporta živosrebrovih spojin v Tržaškem Zalivu. Doktorska disertacija. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Oddelek za gradbeništvo, Hidrotehnična smer: 164 f.
- Širca, A., Rajar, R. 1997a. Modelling the effect of wind on average circulation and long-term pollutant dispersion in the Gulf of Trieste. *Acta Adriatica* 2: 45-59.
- Širca, A., Rajar, R. 1997b. Calibration of a 2D mercury transport and fate model of the Gulf of Trieste. V: Rajar, R. (ur.), Brebbia, M. (ur). In *Water Pollution 97*, Computational Mechanics Publication, WIT, Southampton: 503-512.
- Širca, A., Horvat, M., Rajar, R., Covelli, S., Žagar, D., Faganeli, J. 1999a. Estimation of mercury mass balance in the Gulf of Trieste. *Acta Adriatica* 2: 75-85.
- Širca, A., Rajar, R., Harris, R. C., Horvat, M. 1999b. Mercury transport and fate in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic) – a two-dimensional approach. *Environmental Modelling & Software* 14: 645-655.
- Šrot, N. 2007. Geografski pogoji rabe sončne energije (fotovoltaika) v Sloveniji in na Portugalskem. Diplomsko delo, mentor: prof. dr. Dušan Plut. Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta, Oddelek za geografijo.

- Takagi, T., Sugeno, M. 1985. Fuzzy identification of systems and its application to modelling and control. *IEEE Trans. Syst. Man. Cybern.* 15: 116-132.
- Tani, H., Nishioka, J., Kuma, K., Takata, H., Yamashita, Y., Tanoue, E., Midorikawa, T. 2003. Iron(III) hydroxide solubility and humic-type fluorescent organic matter in the deep water column of the Okhotsk Sea and the northwestern North Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. I*, 50: 1063-1078.
- Taylor, A.H. 1988. Characteristic properties of models for the vertical distribution of phytoplankton under stratification. *Ecol. Modell.* 40: 175-199.
- Taylor, A.H., Watson, A.J., Ainsworth, M., Robertson, J.E., Turner, D.R. 1991. A modelling investigation of the role of phytoplankton in the balance of carbon at the surface of the North Atlantic. *Global Biogeochem. Cycles*. 5: 151-171.
- Thingstad, T.F., Rassoulzadegan, F. 1995. Nutrient limitations, microbial food webs and 'biological C-pumps': suggested interactions in a P-limited Mediterranean. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 117: 299-306.
- Thurman, H.V., Trujillo, A.P. 2004. *Introductory Oceanography* (10th Ed.). Prentice Hall: 624 str.
- Tillery, B.W. 2005. *Physical Science*. McGraw-Hill/Higher Education, Boston. 666 str.
- Todorovski, L., Džeroski, S., Langley, P., Potter, C. 2003. Using equation discovery to revise an Earth ecosystem model of the carbon net production. *Ecol Mod* 170: 141-154.
- Tsoukalas, L.H., Uhrig, R.E. 1997. *Fuzzy and Neural Approaches in Engineering*. Wiley&Sons.
- Tusseau, M.H., Mouchel, J.-M. 1995. Nitrogen inputs to the Gulf of Lions via the Rhone river. V: Martin, J.M. (ur.), Barth, H. (ur.). *EROS 2000 Fifth Workshop on the North-West Mediterranean Sea*. Report EUR 16130 EN: 49-60.
- Tusseau-Vuillemin, M.H., Mortier, L., Herbaut, C. 1998. Modeling nitrate fluxes in an open coastal environment (Gulf of Lions): transport versus biogeochemical processes. *J. Geophys. Res.* 103, C4: 7693-7708.
- Ullrich, S.M., Tanton, T.W., Abdrashitova, S.A. 2001. Mercury in the aquatic environment: A review of factors affecting methylation. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 31, 3: 241-293.
- UNEP-MAP, 1986. Co-ordinated Mediterranean pollution monitoring and research programme (MED POL – PHASE I), Final report 1975-1980. Atene: 276 str.
- UNEP-MAP, 1996. Guidelines for treatment of effluents prior to discharge into the Mediterranean sea. Atene: 247 str.
- UNEP-MAP, 1998. Atmospheric input of mercury to the Mediterranean Sea. Atene: 77 str.
- UNEP-MAP, 2001. Protecting the Mediterranean from land-based pollution. Atene: 47 str.
- UNEP/IOMC, 2002. *Global Mercury Assessment*. UNEP Chemicals, Ženeva.
- UNESCO, 1983. Quantitative analysis and simulation of Mediterranean coastal ecosystem: the Gulf of Naples, a case study. *UNESCO Rep. Mar. Sci* 20, 158.
- U.S.A.C.E., 2008. *Coastal Engineering Manual*. U.S. Army Corps of Engineers. Dostopno na: <http://140.194.76.129/publications/eng-manuals/em1110-2-1100/PartII/PartII.htm>
- Van Rijn, L.C. 1993. *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Aqua Publications, Amsterdam.
- Vandal, G.M., Mason, R.P., McKnight, D., Fitzgerald, W. 1998. Mercury speciation and distribution

- in a polar desert lake (Lake Hoare, Antarctica) and two glacial meltwater streams. *Sci Tot Env* 213: 229-237.
- Veiga, M.M., Meech, J.A. 1995. An adaptive fuzzy model for risk assessment of mercury pollution in the Amazon. V: *IEEE International Conference on Systems, Man and Cybernetics: Intelligent systems for the 21st Century*. Vancouver 2: 1640-3.
- Verity, P.G. 1985. Ammonia excretion rates of oceanic copepods and implications for estimates of primary production in the Sargasso Sea. *Biol. Oceanogr.* 3: 249-283.
- Voudouri, A., Kallos, G. 2004. New developments on RAMS-Hg model. V: *Proceedings of the 27th ITM of NATO/CCMS on Air Pollution Modelling and its Application*. Banff: 438-45.
- Voudouri, A., Kallos, G. 2007. Validation of the integrated RAMS-Hg modelling system. *Develop Env Sci* 6: 457-66.
- Waite, T.D. 2001. The biogeochemistry of iron in seawater. V: Turner, D.R. (ur.), Hunter, K.A. (ur.). *The Biogeochemistry of Iron in Seawater*. Chichester, John Wiley & Sons.: 291-342.
- Walsh, J.J., Dugdale, R.C. 1972. Nutrient submodels and simulation models of phytoplankton production in the sea. V: Kramer, J. (ur.), Allen, H. (ur.). *Nutrients in Natural Waters*. Wiley: 171-191.
- Wang, Y., Witten, I.H. 1997. Induction of model trees for predicting continuous classes. V: *Proc. of the Poster Papers of the European Conference on Machine Learning*. Praga:128-37.
- Wang, X.H., Pinardi, N., Malačič, V. 2007. Sediment transport and resuspension due to combined motion of wave and current in the northern Adriatic Sea during a Bora event in January 2001: A numerical modelling study. *Continental Shelf Research* 27: 613-633.
- Wanninkhof, R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.* 97: 7373-7383.
- Wanninkhof, R., McGillis, W. 1999. A cubic relationship between air-sea CO<sub>2</sub> exchange and wind speed. *Geophys. Res. Lett.* 26: 1889-1892.
- Warner, M.J., Weiss, R.F. 1985. Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Res.* 32: 1485-1497.
- Watras, C.J., Huckabee, J.W. 1994. *Mercury Pollution: Integration and Synthesis*. CRC Press.
- Weber, J., Evans, R., Jones, S.H., Hines, M.E. 1998. Conversion of mercury(II) into mercury(0), monomethylmercury cation, and dimethylmercury in saltmarsh sediment slurries. *Chemosphere* 6: 1669-1687.
- Weiss, R.F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.* 2: 203-215.
- Weiss, R.F., Price, B.A. 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Mar. Chem.* 8: 347-359.
- Wen, Y.H., Peters, R.H. 1994. Empirical models of phosphorus and nitrogen excretion rates by zooplankton. *Limnol. Oceanogr.* 39, 7: 1669-1679.
- Weibull, W. 1951. A statistical distribution function of wide applicability. *J. Appl. Mech.-Trans. ASME* 18, 3: 293-297.
- Whalin, L.M., Kim, E.H., Mason, R.P. 2007. Factors influencing the oxidation, reduction, methylation and demethylation of mercury species in coastal waters. *Mar Chem* 107: 278-94.

- WHO, 1990. Environmental Health Criteria 101: Methylmercury. Geneva: 144.
- Williams, P.J. leB, 1981. Incorporation of microheterotrophic processes into the classical paradigm of the planctonic food web. *Kieler Meeresforsch.* 5: 1-28.
- Witten, I.H., Frank, E. 2000a. Data mining: practical machine learning tools and techniques with Java implementations. Morgan Kaufmann Publ.
- Witten, I., Frank, E. 2000b. WEKA: Machine Learning Algorithms in Java. Morgan Kaufmann Publ.
- Woolf, D.K. 1997. Bubbles and their role in gas exchange. V: Liss, P.S. (ur.), Duce, R.A. (ur.). *The Sea Surface and Global Change*. Cambridge, Cambridge University Press: 173-205.
- Woolf, D.K., Thorpe, S.A. 1991. Bubbles and the air-sea exchange of gases in near saturation conditions. *J. Mar. Res.* 49: 435-466.
- Wroblewski, J.S. 1977. A model of phytoplankton plume formation during variable Oregon upwelling. *J. Mar. Res.* 35, 2: 357-394.
- Wroblewski, J.S. 1989. A model of the spring bloom in the North Atlantic and its impact on ocean optics. *Limnol. Oceanogr.* 34: 1563-1571.
- Wroblewski, J.S., Sarmiento, J.C., Flierl, G.R. 1988. An ocean basin scale model of plankton dynamics in the North Atlantic. I. Solutions for the climatological oceanographic conditions in May. *Global Biogeochem. Cycles* 2: 199-218.
- Yannai, S., Berdicevsky, I., Duek, L. 1991. Transformations of inorganic mercury by *Candida albicans* and *Saccharomyces cerevisiae*. *Applied and Environmental Microbiology* 57, 1: 245-247.
- Yu, E.F., Francois, R., Bacon, M.P., Honjo, S., Fler, A.P., Manganini, S.J., van der Loeff, M.M.R., Ittekkot, V. 2001. Trapping efficiency of bottom-tethered sediment traps estimated from the intercepted fluxes of Th-230 and Pa-231. *Deep-Sea Res. II*, 48: 865-889.
- Zadeh, L.A. 1965. Fuzzy Sets. *Information and Control* 8: 338-353.
- Zadeh, L.A. 1968. Probability measure of fuzzy events. *J. Mathematical Analysis and Applications.* 23: 421-427.
- Zadeh, L.A. 1975. The concept of a linguistic variable and its application to approximate reasoning. *Information Sciences* 8: 199-249.
- Zadeh, L.A. 1978. Fuzzy sets as a basis for theory of possibility. *Fuzzy Sets and Systems* 1: 3-28.
- Zadeh, L.A. 1983. A computational approach to fuzzy quantifiers in natural languages. *Computer and Mathematics* 9: 149-184.
- Zakardjian, B., Prieur, L. 1994. A numerical study of primary production related to vertical turbulent diffusion with special reference to vertical motions of the phytoplankton cells in nutrient and light fields. *J. Mar. Syst.* 5: 267-295.
- Zavatarelli, M., Mellor, G. 1995. A numerical study of the Mediterranean Sea Circulation. *Phys Oceanography J* 25: 1384-414.
- Zavatarelli, M., Baretta, J.W., Baretta-Bekker, J.G., Pinardi, N. 2000. The dynamics of the Adriatic Sea ecosystem: an idealized model study. *Deep-Sea Res.* 47: 937-970.
- Zavatarelli, M., Pinardi, N. 2003. The Adriatic Sea modelling system: a nested approach. *Annales Geophysicae* 21: 345-364.

Zehr, J.P., Ward, B.B. 2002. Nitrogen cycling in the ocean: New perspectives on processes and paradigms. *Appl. Env. Microbiol.* 68: 1015-1024.

Žagar, D. 1994. Tridimenzijski model za simulacijo širjenja nafte. Magistrska naloga. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za arhitekturo, gradbeništvo in geodezijo, Oddelek za gradbeništvo, Hidrotehnična smer: 63 f.

Žagar, D. 1999. Razvoj in aplikacija tridimenzionalnega modela za simulacijo transporta in procesov pretvorb živega srebra v morskem okolju. Doktorska disertacija, mentor prof.dr. R. Rajar. Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo.

Žagar, D., Širca, A., Rajar, R., Horvat, M., Covelli, S., Harris, R.C. 1998. Two dimensional modeling of mercury transport in the Gulf of Trieste. V: Book of abstracts. Center for Environmental & Applied Mechanics. Baltimore, Johns Hopkins University: 162-163.

Žagar, D., Rajar, R., Širca, A., Horvat, M., Četina, M. 2000. Three-dimensional model of dispersion of mercury in marine environment. V: Rodriguez, G. R. (ur.), Brebbia A, C. A. (ur.), Perez-Martell, E. (ur.). *Environmental coastal regions III*. Boston, Environmental studies, WIT Press: 205-215.

Žagar, D., Rajar, R., Širca, A., Horvat, M., Četina, M. 2001. Dolgotrajna 3D simulacija transporta in disperzije živega srebra v Tržaškem zalivu. *Acta hydrotech* 30: 25-43.

Žagar, D., Knap, A., Warwick, J.J., Rajar, R., Horvat, M., Četina, M. 2006. Modelling of mercury transport and transformation processes in the Idrijca and Soča river system. *Sci Tot Env* 368, 1:149-63.

Žagar, D., Petkovšek, G., Rajar, R., Sirnik, N., Horvat, M., Voudouri, A., Kallos, G., Četina, M. 2007. Modelling of mercury transport and transformations in the water compartment of the Mediterranean Sea. *Mar. Chem.* 107, 1: 64-88.

Žibret, G., Gosar, M. 2006. Calculation of the mercury accumulation in the Idrijca River alluvial plain sediments. *Science of the Total Environment* 368: 291-297.

## PRILOGA 1:

### VREDNOSTI PARAMETROV V MODELIH VALOVANJA

Na naslednjih straneh prilagamo vrednosti uteži in parametrov, ki nastopajo v modelih za napoved značilnih vrednosti valov v Tržaškem zalivu: povprečne periode, vršne periode, povprečne višine, maksimalne višine, srednje smeri potovanja valov in razpršenosti valov pri vršni periodi. V preglednicah 10.1 - 10.12 se nahajajo vrednosti uteži in parametrov, ki nastopajo v pripadnostnih funkcijah, v končnih linearnih enačbah in v funkcijah defuzifikacije posameznih modelov. V vseh modelih sledijo vhodne pripadnostne funkcije  $f_{in}$  Gaussovi funkciji oblike

$$f_{in} = \exp\left(\frac{-(x_{in} - c)^2}{2\sigma^2}\right). \quad (10.1)$$

Izhodne pripadnostne funkcije  $f_{out}$  so linearne funkcije oblike

$$f_{out} = a_1x_{in,1} + a_2x_{in,2} + a_3x_{in,3} + a_4x_{in,4} + a_5x_{in,5} + a_6x_{in,6} + a_7x_{in,7} + a_8. \quad (10.2)$$

Defuzifikacija izhodnih pripadnostnih funkcij v izhodne numerične vrednosti  $y$  se vrši po enačbi

$$y = \frac{\sum_i w_i z_i}{\sum_i w_i}; \quad (10.3)$$

$i$  = posamezno odločitveno pravilo,

$w_i$  = utežni faktor pravila  $i$ ,

$z_i$  = izhodna vrednost pravila  $i$ .

$w_i$  se določi kot produkt vrednosti vhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{in}$  za pravilo  $i$  (v našem primeru je takih funkcij 7),  $z_i$  pa predstavlja vrednost  $f_{out}$  za pravilo  $i$ .

V preglednicah 10.1 - 10.12 podajamo vrednosti parametrov  $\sigma$ ,  $c$  in  $a_i$  v enačbah 10.1 - 10.3. Vrednosti 1 - 7 na vrhu preglednic predstavljajo oznake vhodnih spremenljivk in pomenijo: 1-sunki vetra, 2-povprečna hitrost vetra, 3-povprečna smer vetra, 4-privetrišče, 5-vertikalna komponenta hitrosti tokov, 6-horizontalna komponenta hitrosti tokov in 7-horizontalna smer tokov.

Preglednica 10.1: Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{in}$  za povprečno periodo valov.Table 10.1: Parameters of input membership functions  $f_{in}$  for mean wave period.

Atribut	1	2	3	4	5	6	7
$f_{in}$	in1cl1	in2cl1	in3cl1	in4cl1	in5cl1	in6cl1	in7cl1
$\sigma$	5.1418	4.5439	51.224	15.219	3.408	11.916	50.135
$c$	5.8214	3.9272	69.036	15.346	-1.1813	43.099	228.84
$f_{in}$	in1cl2	in2cl2	in3cl2	in4cl2	in5cl2	in6cl2	in7cl2
$\sigma$	3.6973	2.761	50.661	14.077	3.8216	11.979	50.732
$c$	2.0906	1.3547	141.81	3.1854	-1.6157	17.329	248.32
$f_{in}$	in1cl3	in2cl3	in3cl3	in4cl3	in5cl3	in6cl3	in7cl3
$\sigma$	4.3293	2.8044	50.982	14.857	3.3327	11.798	50.593
$c$	11.688	8.5792	66.823	15.638	-3.4941	41.157	212.44
$f_{in}$	in1cl4	in2cl4	in3cl4	in4cl4	in5cl4	in6cl4	in7cl4
$\sigma$	4.1608	3.9629	50.97	13.631	4.2938	11.347	50.125
$c$	5.1664	4.6771	164.49	4.2199	-3.3031	52.83	327.47
$f_{in}$	in1cl5	in2cl5	in3cl5	in4cl5	in5cl5	in6cl5	in7cl5
$\sigma$	2.8682	0.42785	50.903	13.853	4.1885	10.934	50.391
$c$	4.6797	3.1464	232.43	83.566	-4.0615	49.871	29.715
$f_{in}$	in1cl6	in2cl6	in3cl6	in4cl6	in5cl6	in6cl6	in7cl6
$\sigma$	1.1236	1.8596	50.591	13.572	3.4685	11.811	49.655
$c$	0.65734	2.6695	56.283	15.6	-1.9199	14.953	182.75
$f_{in}$	in1cl7	in2cl7	in3cl7	in4cl7	in5cl7	in6cl7	in7cl7
$\sigma$	3.9939	2.2718	50.762	12.689	4.0111	13.16	50.434
$c$	4.0118	1.7932	317.26	23.496	-1.752	47.58	144.27
$f_{in}$	in1cl8	in2cl8	in3cl8	in4cl8	in5cl8	in6cl8	in7cl8
$\sigma$	1.4626	2.6528	51.785	15.002	5.1277	11.485	50.976
$c$	1.5236	1.7675	323.38	23.681	-3.1604	14.776	153.65
$f_{in}$	in1cl9	in2cl9	in3cl9	in4cl9	in5cl9	in6cl9	in7cl9
$\sigma$	5.549	3.9612	51.095	12.687	4.6885	12.152	50.274
$c$	5.3476	4.138	172.43	6.4406	-3.0451	45.208	224.34

Preglednica 10.2: Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{out}$  za za povprečno periodo valov.  
 Table 10.2: Parameters of output membership functions  $f_{out}$  for mean wave period.

$f_{out}$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$	$a_7$	$a_8$
outcl1	0.025034	0.0063948	0.0040058	-0.012515	-0.022611	-0.0014155	-0.00074773	2.3022
outcl2	-0.013307	-0.017107	-0.0010105	0.0010303	0.032619	-0.0012051	4.1611e-005	2.3584
outcl3	0.060447	0.038279	0.00051399	0.0095711	0.083556	-0.01551	0.00064179	2.2418
outcl4	0.11156	-0.092454	0.0044907	0.00098685	-0.0077332	-0.0018194	-0.010198	4.561
outcl5	0.038795	-0.058194	-0.0016765	-0.00055281	-0.024271	-0.0021022	-0.00033815	2.6224
outcl6	-0.41012	0.39209	0.0028897	0.0091023	0.022181	0.0070482	1.856e-005	2.3512
outcl7	0.069367	-0.053006	0.00026435	0.0023254	-0.054555	-0.00713	-0.00048616	2.001
outcl8	-0.16773	0.073784	0.0012035	0.0025081	0.045346	0.00086839	9.2144e-005	2.0778
outcl9	0.054043	-0.017142	0.0071134	-0.038243	0.032761	-0.013309	-0.0014228	1.6271



Preglednica 10.3: Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{in}$  za vršno periodo valov.  
Table 10.3: Parameters of input membership functions  $f_{in}$  for peak wave period.

Atribut	1	2	3	4	5	6	7
$f_{in}$	in1cl1	in2cl1	in3cl1	in4cl1	in5cl1	in6cl1	in7cl1
$\sigma$	5.0709	4.2266	51.432	13.588	4.7645	11.19	50.325
$c$	6.7265	5.6169	76.387	15.14	-2.1494	45.651	222.22
$f_{in}$	in1cl2	in2cl2	in3cl2	in4cl2	in5cl2	in6cl2	in7cl2
$\sigma$	3.7771	3.1582	50.889	13.835	4.3871	11.745	50.495
$c$	2.6291	2.0803	136.07	3.2176	-2.6536	20.657	248.72
$f_{in}$	in1cl3	in2cl3	in3cl3	in4cl3	in5cl3	in6cl3	in7cl3
$\sigma$	4.3211	3.414	50.159	14.252	3.8349	12.72	50.302
$c$	11.069	7.5504	61.308	15.709	-2.4014	39.406	240.19
$f_{in}$	in1cl4	in2cl4	in3cl4	in4cl4	in5cl4	in6cl4	in7cl4
$\sigma$	4.7916	3.8971	50.907	13.976	4.1679	11.628	50.302
$c$	5.7557	4.6469	164.44	4.3311	-3.1736	52.834	327.32
$f_{in}$	in1cl5	in2cl5	in3cl5	in4cl5	in5cl5	in6cl5	in7cl5
$\sigma$	2.7201	0.39431	50.896	13.834	4.1704	10.461	50.326
$c$	4.7142	4.0064	232.42	83.65	-4.0683	50.012	29.692
$f_{in}$	in1cl6	in2cl6	in3cl6	in4cl6	in5cl6	in6cl6	in7cl6
$\sigma$	1.1878	2.5908	50.796	13.737	3.9879	11.365	50.158
$c$	1.1498	1.927	46.929	20.873	-1.5549	11.67	189.04
$f_{in}$	in1cl7	in2cl7	in3cl7	in4cl7	in5cl7	in6cl7	in7cl7
$\sigma$	3.545	3.3871	51.027	14.241	3.9028	11.661	50.291
$c$	6.5887	3.9375	322.97	23.814	-3.8425	47.083	128.01
$f_{in}$	in1cl8	in2cl8	in3cl8	in4cl8	in5cl8	in6cl8	in7cl8
$\sigma$	4.303	2.4717	51.089	14.415	4.7129	12.177	50.528
$c$	2.5803	1.7611	324.54	23.87	-1.7926	10.918	161.28

Preglednica 10.4: Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{out}$  za vršno periodo valov.  
 Table 10.4: Parameters of output membership functions  $f_{out}$  for peak wave period.

$f_{out}$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$	$a_7$	$a_8$
outcl1	-0.087443	-0.027416	-0.0018931	-0.0046235	-0.025344	-0.0038066	0.00024881	3.4794
outcl2	-0.11275	0.10654	-0.0015147	0.00062532	0.042327	-0.00029342	-0.00065323	3.511
outcl3	0.087706	0.057148	0.0051284	-0.0019053	0.050995	0.0035866	-0.0024853	2.6694
outcl4	0.055741	-0.064385	0.0013758	-0.0031869	0.018057	-0.0010135	-0.00056431	2.869
outcl5	0.083701	-0.23598	-0.0083628	0.00031329	0.008037	-0.0020598	0.0003701	5.2463
outcl6	-0.44505	0.36885	0.0024154	0.0039325	-0.005932	0.0082816	-0.00053701	3.6481
outcl7	0.16642	-0.14928	-0.00299	0.003651	0.022589	-0.014053	-7.0798e-005	3.9487
outcl8	-0.15534	0.062235	0.0026293	0.0018318	-0.007398	-0.0036787	-0.00023445	2.6579

Preglednica 10.5: Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{in}$  za povprečno višino valov.  
Table 10.5: Parameters of input membership functions  $f_{in}$  for mean wave height.

Atribut	1	2	3	4	5	6	7
$f_{in}$	in1cl1	in2cl1	in3cl1	in4cl1	in5cl1	in6cl1	in7cl1
$\sigma$	3.7376	2.7739	50.46	13.062	4.9972	12.095	50.907
$c$	8.9684	7.7202	68.896	15.865	-2.8095	43.979	229.4
$f_{in}$	in1cl2	in2cl2	in3cl2	in4cl2	in5cl2	in6cl2	in7cl2
$\sigma$	4.155	2.5228	50.825	14.19	3.2019	11.994	50.412
$c$	2.63	1.5016	141.74	3.2511	-1.6841	17.288	248.24
$f_{in}$	in1cl3	in2cl3	in3cl3	in4cl3	in5cl3	in6cl3	in7cl3
$\sigma$	4.2026	2.7221	50.388	12.216	3.1466	10.092	49.458
$c$	10.953	9.2762	61.229	15.243	-4.5593	38.35	239.67
$f_{in}$	in1cl4	in2cl4	in3cl4	in4cl4	in5cl4	in6cl4	in7cl4
$\sigma$	2.0818	3.4821	51.058	14.724	2.9094	11.194	50.771
$c$	6.2444	3.8382	166.79	4.5481	-4.2674	48.977	308.82
$f_{in}$	in1cl5	in2cl5	in3cl5	in4cl5	in5cl5	in6cl5	in7cl5
$\sigma$	2.983	1.8401	50.929	14.039	3.384	11.885	50.251
$c$	2.9109	3.0989	46.961	20.844	-1.0038	11.868	188.97
$f_{in}$	in1cl6	in2cl6	in3cl6	in4cl6	in5cl6	in6cl6	in7cl6
$\sigma$	4.7339	0.75944	50.905	13.937	4.3117	11.122	50.558
$c$	5.748	3.6831	230.64	83.589	-2.6871	54.296	41.098
$f_{in}$	in1cl7	in2cl7	in3cl7	in4cl7	in5cl7	in6cl7	in7cl7
$\sigma$	3.4496	2.1151	51.029	14.227	2.6321	14.426	50.648
$c$	2.8261	1.1257	316.11	23.646	-1.531	41.19	147.7
$f_{in}$	in1cl8	in2cl8	in3cl8	in4cl8	in5cl8	in6cl8	in7cl8
$\sigma$	1.8557	2.6933	50.839	13.05	4.6462	9.5034	50.215
$c$	-1.8735	1.9449	324.55	23.632	-2.4444	9.1224	161.26
$f_{in}$	in1cl9	in2cl9	in3cl9	in4cl9	in5cl9	in6cl9	in7cl9
$\sigma$	3.6314	2.8716	51.077	14.866	4.4608	11.439	50.704
$c$	6.4552	4.8248	197.5	6.0573	-3.3887	51.326	23.254
$f_{in}$	in1cl10	in2cl10	in3cl10	in4cl10	in5cl10	in6cl10	in7cl10
$\sigma$	3.9607	2.9941	50.989	14.032	3.8729	11.268	50.444
$c$	2.1114	1.0419	144.63	3.3562	-1.8875	8.0555	88.394
$f_{in}$	in1cl11	in2cl11	in3cl11	in4cl11	in5cl11	in6cl11	in7cl11
$\sigma$	4.424	3.8865	51.01	14.001	4.1584	11.259	50.557
$c$	4.5042	3.2807	7.613	23.676	-2.5289	51.544	163.33
$f_{in}$	in1cl12	in2cl12	in3cl12	in4cl12	in5cl12	in6cl12	in7cl12
$\sigma$	6.3653	2.1098	50.651	13.605	5.3086	13.214	50.752
$c$	9.5058	10.006	186.24	6.0747	-2.8525	55.71	236.87

Preglednica 10.6: Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{out}$  za povprečno višino valov.  
 Table 10.6: Parameters of output membership functions  $f_{out}$  for mean wave height.

$f_{out}$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$	$a_7$	$a_8$
outc11	0.0166	0.049777	-0.00040446	-0.008361	-0.019595	-0.0060467	0.00013607	0.62777
outc12	0.039356	-0.029662	-0.00014464	-0.00028312	-0.0053545	0.00032134	5.8041e-005	0.072364
outc13	0.084154	0.0038672	0.0043561	0.019946	0.014257	-0.010576	0.0004985	-0.81745
outc14	0.055448	-0.022554	-0.00051635	-0.0001564	-0.0075691	-0.0012577	-0.00018561	0.19561
outc15	0.059135	-0.041513	-0.00062982	0.00043231	0.0034317	0.00049062	0.00011859	0.05024
outc16	0.043004	-0.0083225	-7.8075e-005	-7.4468e-005	-0.00068631	-0.00050028	-0.00010153	0.078868
outc17	0.044693	-0.01052	6.276e-005	-0.00053954	0.011557	-0.00054176	3.9838e-006	0.087519
outc18	0.093584	-0.074769	-0.00080548	-0.00090631	-0.056726	7.2994e-005	-0.0002188	0.24625
outc19	0.041401	-0.00932	-4.1428e-005	0.0034669	0.0085645	-0.0032011	-0.00011785	0.22654
outc110	0.036254	-0.029854	2.0377e-005	-0.00053626	-0.013545	0.0013284	0.00024434	0.04073
outc111	0.048568	-0.031946	0.00088814	0.0030155	-0.0057582	0.00044313	-0.00070988	0.062184
outc112	-0.024484	0.077598	-1.9235e-005	0.0086312	0.0029377	-0.0014295	-0.00041468	0.18289

Preglednica 10.7: Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{in}$  za maksimalno višino valov.  
Table 10.7: Parameters of input membership functions  $f_{in}$  for maximum wave height.

Atribut	1	2	3	4	5	6	7
$f_{in}$	in1cl1	in2cl1	in3cl1	in4cl1	in5cl1	in6cl1	in7cl1
$\sigma$	3.7289	3.4288	50.759	13.43	4.8343	11.846	50.431
$c$	8.0338	7.3165	68.961	15.577	-2.5104	44.821	229.04
$f_{in}$	in1cl2	in2cl2	in3cl2	in4cl2	in5cl2	in6cl2	in7cl2
$\sigma$	3.7395	2.5327	50.881	13.97	3.8119	11.558	50.376
$c$	2.4976	1.5604	142.74	3.2115	-1.9038	20.968	250.12
$f_{in}$	in1cl3	in2cl3	in3cl3	in4cl3	in5cl3	in6cl3	in7cl3
$\sigma$	3.6776	4.2159	50.692	14.282	4.0848	10.49	50.291
$c$	11.009	8.7402	65.804	15.381	-3.3673	41.864	216.57
$f_{in}$	in1cl4	in2cl4	in3cl4	in4cl4	in5cl4	in6cl4	in7cl4
$\sigma$	5.993	4.6644	50.907	13.909	4.2435	11.839	50.499
$c$	6.0851	5.192	164.43	4.3138	-3.2224	52.871	327.21
$f_{in}$	in1cl5	in2cl5	in3cl5	in4cl5	in5cl5	in6cl5	in7cl5
$\sigma$	3.2883	2.235	50.913	13.9	3.5672	11.897	50.329
$c$	2.7541	1.9319	46.958	20.818	-1.4585	11.778	188.95
$f_{in}$	in1cl6	in2cl6	in3cl6	in4cl6	in5cl6	in6cl6	in7cl6
$\sigma$	4.1444	2.6062	50.905	13.904	4.2664	11.407	50.257
$c$	4.9732	3.809	230.61	83.579	-4.4717	51.413	32.072
$f_{in}$	in1cl7	in2cl7	in3cl7	in4cl7	in5cl7	in6cl7	in7cl7
$\sigma$	4.6178	2.8712	50.96	13.861	4.1476	12.242	50.38
$c$	5.6245	3.268	322.8	23.686	-2.7496	49.392	140.97
$f_{in}$	in1cl8	in2cl8	in3cl8	in4cl8	in5cl8	in6cl8	in7cl8
$\sigma$	3.5321	2.7294	50.9	13.83	4.5305	10.915	50.35
$c$	2.3921	1.4748	320.85	23.851	-2.3971	15.677	154.55
$f_{in}$	in1cl9	in2cl9	in3cl9	in4cl9	in5cl9	in6cl9	in7cl9
$\sigma$	3.5559	2.8003	50.91	13.88	4.2243	11.122	50.357
$c$	1.8647	0.96223	144.67	3.2171	-2.0625	7.9471	88.396
$f_{in}$	in1cl10	in2cl10	in3cl10	in4cl10	in5cl10	in6cl10	in7cl10
$\sigma$	3.4994	2.7097	50.974	13.945	4.2917	11.379	50.417
$c$	4.6238	3.2053	159.37	4.3753	-2.5989	57.421	210.28

Preglednica 10.8: Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{out}$  za maksimalno višino valov.  
 Table 10.8: Parameters of output membership functions  $f_{out}$  for maximum wave height.

$f_{out}$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$	$a_7$	$a_8$
outc11	0.081276	0.026942	-0.001314	-0.0083326	-0.038061	-0.0072302	-0.0010862	0.69023
outc12	0.060685	-0.050953	-0.00042662	0.00030205	-0.0078356	0.00033116	9.6059e-005	0.14502
outc13	0.10549	0.038517	0.00073651	0.019326	0.020222	-0.016081	0.00070452	-0.69737
outc14	0.047095	-0.00077795	0.00010649	-0.00059224	-0.018696	-0.0016711	-0.00050044	0.25247
outc15	0.084129	-0.066453	-0.00059894	0.0018566	0.0063856	1.3048e-005	7.1516e-005	0.090218
outc16	0.076955	-0.0015957	0.00012915	-0.00012455	-0.00055356	-0.0020937	-0.00015684	0.036277
outc17	0.056776	0.0080617	1.5234e-005	0.00023647	0.018997	-0.0014342	-0.00015715	0.16575
outc18	0.073711	-0.024511	-8.7699e-005	-0.0014982	-0.033599	-3.6613e-005	-8.7193e-005	0.1241
outc19	0.063012	-0.034626	1.6314e-005	-0.0013975	-0.012796	0.002116	0.00028885	0.061062
outc110	0.072584	-0.038258	-0.00042102	0.0020207	-0.0048715	-0.0014625	-0.00012307	0.21313

Preglednica 10.9: Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{in}$  za srednjo smer potovanja valov.  
Table 10.9: Parameters of input membership functions  $f_{in}$  for mean wave direction.

Atribut	1	2	3	4	5	6	7
$f_{in}$	in1cl1	in2cl1	in3cl1	in4cl1	in5cl1	in6cl1	in7cl1
$\sigma$	3.905	3.0427	50.965	13.818	3.6832	11.003	50.337
$c$	7.4893	5.4499	70.826	15.502	-1.7439	45.751	223.71
$f_{in}$	in1cl2	in2cl2	in3cl2	in4cl2	in5cl2	in6cl2	in7cl2
$\sigma$	3.8768	3.0599	50.91	14.087	4.0545	11.929	50.415
$c$	2.4106	1.8576	141.77	3.2514	-2.2549	17.394	248.29
$f_{in}$	in1cl3	in2cl3	in3cl3	in4cl3	in5cl3	in6cl3	in7cl3
$\sigma$	6.8069	5.4214	50.904	13.67	4.394	12.8	50.747
$c$	7.5976	7.0643	169.05	6.2569	-3.4175	52.676	320.38
$f_{in}$	in1cl4	in2cl4	in3cl4	in4cl4	in5cl4	in6cl4	in7cl4
$\sigma$	4.0096	2.5894	52.371	14.97	2.858	12.569	51.532
$c$	12.446	11.334	65.003	14.323	-3.2926	44.723	236.91
$f_{in}$	in1cl5	in2cl5	in3cl5	in4cl5	in5cl5	in6cl5	in7cl5
$\sigma$	3.7488	2.9014	50.921	13.954	4.672	11.54	50.334
$c$	2.8908	1.9969	46.986	20.801	-1.536	11.677	188.95
$f_{in}$	in1cl6	in2cl6	in3cl6	in4cl6	in5cl6	in6cl6	in7cl6
$\sigma$	4.1649	3.203	50.901	13.855	4.2262	11.5	50.407
$c$	4.6225	3.7043	235.62	83.61	-4.2318	47.701	31.004
$f_{in}$	in1cl7	in2cl7	in3cl7	in4cl7	in5cl7	in6cl7	in7cl7
$\sigma$	3.4789	2.6287	48.278	10.349	4.833	11.886	48.992
$c$	14.231	9.1806	65.461	17.456	-1.6697	37.109	216
$f_{in}$	in1cl8	in2cl8	in3cl8	in4cl8	in5cl8	in6cl8	in7cl8
$\sigma$	4.4974	3.8523	51.038	14.126	4.2441	11.522	50.355
$c$	6.1906	4.1247	322.75	23.739	-3.2096	49.819	140.9
$f_{in}$	in1cl9	in2cl9	in3cl9	in4cl9	in5cl9	in6cl9	in7cl9
$\sigma$	3.7736	2.9286	50.893	13.858	4.2765	11.41	50.395
$c$	2.6244	1.8198	323.5	23.806	-2.6644	13.036	154.58
$f_{in}$	in1cl10	in2cl10	in3cl10	in4cl10	in5cl10	in6cl10	in7cl10
$\sigma$	3.9899	3.1657	50.96	13.889	4.3067	11.792	50.398
$c$	2.3171	1.6934	137.71	3.2191	-2.7955	10.043	93.365

Preglednica 10.10: Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{out}$  za srednjo smer potovanja valov.  
 Table 10.10: Parameters of output membership functions  $f_{out}$  for mean wave direction.

$f_{out}$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$	$a_7$	$a_8$
outcl1	1.7215	-6.6273	0.36257	1.1591	-3.264	-0.12835	-0.0017044	158.29
outcl2	5.1533	-1.1532	-0.090457	0.46236	-3.3874	-0.22268	-0.014193	178.46
outcl3	0.93142	1.0858	-0.16499	0.16277	-9.3386	-0.58279	0.061431	197.49
outcl4	6.3066	-46.73	0.95583	-2.9171	5.435	-4.7701	-2.2263	1477.4
outcl5	1.4269	-0.57737	-0.058508	0.45188	-1.7834	-0.023639	-0.20271	217.72
outcl6	5.3479	-5.2031	-0.033713	-0.17273	1.9499	0.11855	-0.014637	213.7
outcl7	-4.4042	-45.017	-2.7155	5.4717	30.83	-5.7342	-0.209	795.63
outcl8	3.0497	-2.7359	-0.017401	-0.50078	-0.47087	-0.48938	-0.046102	235.26
outcl9	4.9396	-4.5371	0.058745	0.029195	0.14511	-0.31646	-0.085681	181.71
outcl10	1.3863	5.4071	0.060652	0.37516	0.2883	-0.12092	0.052756	166.27



Preglednica 10.11: Parametri vhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{in}$  za razpršenost valov pri vršni periodi.

Table 10.11: Parameters of input membership functions  $f_{in}$  for wave spread at peak wave period.

Atribut	1	2	3	4	5	6	7
$f_{in}$	in1cl1	in2cl1	in3cl1	in4cl1	in5cl1	in6cl1	in7cl1
$\sigma$	4.7017	4.2592	51.134	14.251	4.6249	11.335	50.673
$c$	7.7028	5.1689	71.019	15.247	-1.9517	45.104	223.66
$f_{in}$	in1cl2	in2cl2	in3cl2	in4cl2	in5cl2	in6cl2	in7cl2
$\sigma$	3.9506	2.7977	50.904	13.743	4.3969	11.456	50.375
$c$	2.5757	1.819	142.74	3.1865	-2.1044	20.947	250.13
$f_{in}$	in1cl3	in2cl3	in3cl3	in4cl3	in5cl3	in6cl3	in7cl3
$\sigma$	6.6549	5.6437	50.949	14.885	4.6185	13.012	50.908
$c$	8.47	6.7196	174.08	6.4533	-2.5647	50.55	297.49
$f_{in}$	in1cl4	in2cl4	in3cl4	in4cl4	in5cl4	in6cl4	in7cl4
$\sigma$	3.6166	2.1088	50.918	13.896	4.3033	11.484	50.412
$c$	2.8134	1.6202	46.969	20.798	-1.6842	11.598	188.94
$f_{in}$	in1cl5	in2cl5	in3cl5	in4cl5	in5cl5	in6cl5	in7cl5
$\sigma$	4.0848	2.7709	50.896	13.822	4.1664	10.991	50.022
$c$	5.121	4.2276	228.75	83.603	-3.2689	52.787	33.73
$f_{in}$	in1cl6	in2cl6	in3cl6	in4cl6	in5cl6	in6cl6	in7cl6
$\sigma$	4.58	2.4902	50.802	15.144	3.0114	11.413	50.502
$c$	10.651	11.77	63.996	16.325	-3.7265	44.901	236.9
$f_{in}$	in1cl7	in2cl7	in3cl7	in4cl7	in5cl7	in6cl7	in7cl7
$\sigma$	3.1082	3.4237	50.951	13.898	4.2889	11.453	50.326
$c$	5.4681	3.9362	323.01	23.77	-3.9896	47.261	128.04
$f_{in}$	in1cl8	in2cl8	in3cl8	in4cl8	in5cl8	in6cl8	in7cl8
$\sigma$	3.853	3.5704	49.233	10.93	3.9043	12.002	49.716
$c$	14.083	11.047	57.592	15.304	-2.5905	38.465	226.85
$f_{in}$	in1cl9	in2cl9	in3cl9	in4cl9	in5cl9	in6cl9	in7cl9
$\sigma$	3.6213	2.6961	50.916	14.4	4.2888	11.426	50.361
$c$	2.5227	1.6477	320.86	23.943	-2.1254	15.992	154.59
$f_{in}$	in1cl10	in2cl10	in3cl10	in4cl10	in5cl10	in6cl10	in7cl10
$\sigma$	3.6291	3.1548	50.879	13.816	4.204	11.56	50.373
$c$	2.4196	1.1564	142.46	3.1691	-1.4165	8.7264	77.946

Preglednica 10.12: Parametri izhodnih pripadnostnih funkcij  $f_{out}$  za za razpršenost valov pri vršni periodi.  
 Table 10.12: Parameters of output membership functions  $f_{out}$  for wave spread at peak wave period.

$f_{out}$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$	$a_7$	$a_8$
outcl1	0.56458	-0.3323	-1.3824e-006	-0.038208	0.11439	-0.055645	0.013472	76.232
outcl2	-0.56507	0.70861	0.010486	0.082604	-0.035728	-0.0015512	0.0099214	72.591
outcl3	-0.48665	0.15026	-0.0064099	0.048699	0.41074	-0.016623	0.0038984	77.828
outcl4	-0.36691	0.17983	0.00016467	-0.0076615	0.064282	-0.04942	-9.3329e-005	78.739
outcl5	-1.652	0.15779	-0.018541	4.6575e-005	-0.28132	0.050346	-0.010742	85.805
outcl6	0.11931	-12.304	-0.20959	-1.5145	-4.1368	-0.87582	-0.49955	390.31
outcl7	-1.8822	1.7646	0.0058771	0.021771	-0.46489	-0.026901	-0.015956	78.31
outcl8	-0.40355	1.1639	-0.033729	-0.078827	0.88628	0.17519	0.022277	9.7855
outcl9	-0.93062	0.96254	-0.013041	-0.011757	0.038807	-0.027143	0.0044611	82.432
outcl10	-1.5015	-0.14759	0.0023775	0.11446	-0.46004	0.033264	0.012568	76.798