



UPPSALA
UNIVERSITET

Algblomningen i Östersjön -

abiotiska förutsättningar med avseende på
cyanobakteriernas pelagiska tillväxt

Annica Lundgren Neumüller

Independent Project in Biology

Självständigt arbete i biologi, 15 hp, vårterminen 2012

Institutionen för biologisk grundutbildning, Uppsala universitet

Sammandrag

Under vindstilla soliga, varma sommardagar ackumuleras cyanobakterier i Östersjöns bräckta vatten och bildar stora ansamlingar under den stilla vattenytan. Östersjön har unika naturliga förhållanden och är mycket sårbar för förändringar i de ekologiska systemen. Vilka faktorer påverkar cyanobakterierna att blomma i så stora mängder ute till havs?

För att få en överblick av vad som sker, kan ett sätt att se vara, att man under sommaren delar upp Östersjöns djupbottensbassänger i fyra horisontella vattenstratifieringar, där kvaliteten på vattnet kan vara helt annorlunda beroende på vilken del i vattenpelaren man uppmärksammar. Den pelagiala ytvattentemperaturen är varm i juli, solstrålningen i vattenytan stark och salthalten låg. Det råder kvävebrist i vattnet då de lösta kvävesalterna redan till största del konsumerats av organismerna i vattnet. Vattenskiktet mellan ytan och den första pelagiala gränsen, pyknoklinen, har en vattenvolym som är fylld med organiskt material. De tyngre organiska partiklarna sjunker till botten, medan det lösta organiska materialet stannar vid densitetsgränsen eller pyknoklinen. Den andra gränsen är en temperaturskiktning, språngskiktet eller termoklinen. Vattnet ovanför språngskiktet är varmare än vattnet under språngskiktet. Termoklinen rör sig vertikalt beroende på hur mycket ytvattnet värms upp och ligger djupare i vattenpelaren i slutet av sommaren. Det finns en stadigvarande tredje gräns mellan sött och tyngre salt vatten. Denna haloklin ligger på 60-80 meter djup. Den fjärde gränsen i djupriktningen är kemoklinen, strax ovanför botten. Vattnet under kemoklinen är syrgasfritt och aktiverar anaeroba organismer som frisätter nitrater till kväve och fosfater. Nitraterna (NO_3^+) omvandlas till kvävgas (N_2) som lämnar havet. Fosfaterna transporteras ut ur vattendjupen och stanna strax under haloklinen. Om saltpulser från Kattegatt uteblir (vilket har skett de senaste decennierna) vandrar kemoklinen upp i vattenmassan och det syrgasfria områdena blir större. Sommarens stratifieringar i vattnet beror på Östersjöns ovanliga geomorfologi som har inverkan på både hydrografi och vattenkemi. Dessa stratifieringar gynnar tillväxten av kolonibildande cyanobakterier. *Aphanizomenon* sp. föredrar varmare ($> 16^\circ \text{C}$) bräckvatten utspätt med sött vatten och fosfor i pelagialens ytvatten. Den blommar i juni och börjar kvävefixering när kvävekoncentrationerna i vattnet blir låga. Några veckor efter att *Aphanizomenon* sp. blommat, blommar *Nodularia spumigena*, ett annat bräckvattenplankton. Den föredrar varmare vatten, högre salthalter och tolererar fosforsvält bättre än *Aphanizomenon* sp. Den har liksom *Aphanizomenon* sp. en förmåga att sjunka och stiga i djupled. Den förmågan är troligen kopplad till fotosyntesen. Genom att öka de vegetativa cellernas densitet kan den sjunka ner i vattnet, till haloklinen där den assimilerar den lösta, reaktiva fosfor som fastnat där. *Nodularia spumigena* respirerar, bildar återigen gaser i cellerna, blir lättare och flyter uppåt i vattenmassan till ytvattnet. Cyanobakteriernas kvävefixering kräver mycket energi och fotosyntesens ljusreaktion är nödvändig för att kunna lösa upp kvävgasen (N_2) till ammonium (NH_4^+). Cyanobakterierna trivs i lugnt stilla ytvatten med starkt solljus för att kunna fixera kväve och växa i antal så att blomningarna blir vidsträckta och utbredda. De högre lufttemperaturerna, den varmare Golfströmmen och den Nordatlantiska Oscillationen i de högre luftlagren har förändrat ekosystemets förutsättningar och underlättar cyanobakteriers blomning i Östersjöns pelagiska zon.

Inledning

Jämförande studier av Östersjön

Östersjön är ett innanhav som ligger på den Eurasiska kontinentalplattan. Andra större innanhav är Svarta Havet och Medelhavet. Vad som skiljer dessa hav från andra hav är att de ligger på kontinenten, medan övriga hav ligger vid kontinentalsocklarna. Skillnaden i havsdjup, area och vattenvolym blir då väsentlig.

Atlanten upptar ungefär 20 % av jordytan, som är $376,7 \times 10^{12} \text{ m}^2$ (Ne1990), Östersjön är cirka 0.12% av jordytan. Det innebär att trots att Östersjön är ett av världens största brackvattenhav, är det globalt sett ett till storleken litet hav med liten vattenvolym 0,017 % av världens totala vattenvolym, (Hansson 2009) även om man inkluderat Kattegatt. Vattenutbytet med Nordsjön och Atlanten genom de trånga Öresund och Stora och Lilla Bält är cirka 22 år (Meier *et al* 2004).

Tabell 1: Jämförande storheter mellan Atlanten och dess bihav, Östersjön och Medelhavet.

Storhet	Östersjön (bihav)	Medelhavet (bihav)	Atlanten
Max djup (m)	459	5.095	9.219
Medeldjup(m)	59	1.487	3930
Area(m ²)	44.7×10^{10}	$25,0 \times 10^{11}$	$10,6 \times 10^{13}$
*Volym(m ³)	$26,4 \times 10^{12}$	$37,0 \times 10^{14}$	$41,7 \times 10^{16}$

* Volymen är beräknad ur medeldjupet och arean och är ungefärliga (Ne1990).

Det saltare havsvattnet från Kattegatt ger Östersjöns vatten dess salta. Östersjön är beroende av havsvatten för sitt brackvatten och sin ekologi. Stora havsvattenpulser har skett med 7-30 års mellanrum under 1900-talet. Saltpulserna bär med sig $10\text{-}40 \times 10^{10} \text{ m}^3$ havsvatten. Om saltvattenpulserna dröjer blir Östersjöns brackvatten sötare från tillrinningen och salthalten sjunker (SYKE 2012).

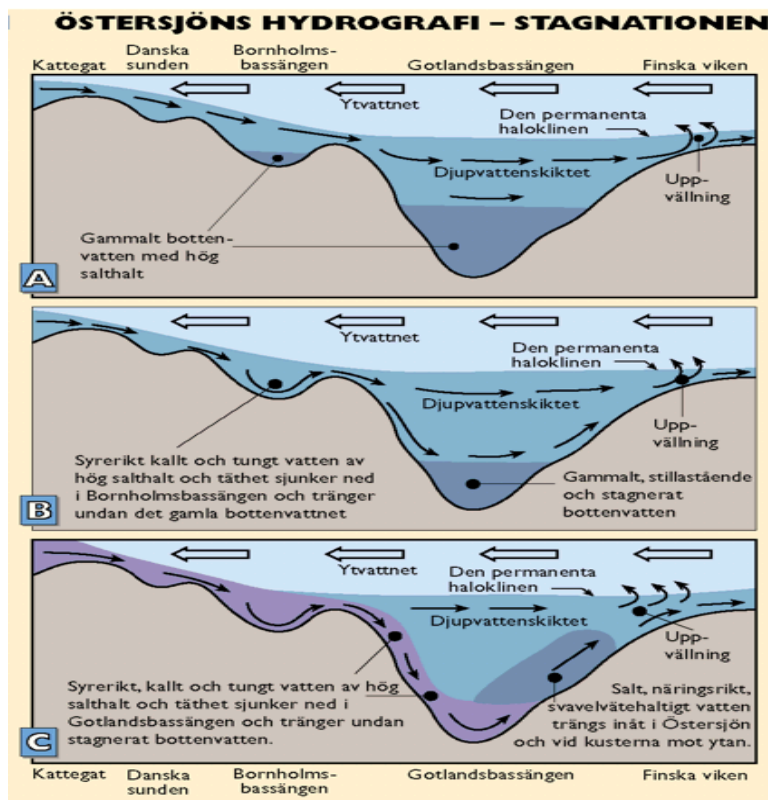
En vattenbalans i jämvikt är då vattenbelastning från avrinningsområdet och nederbörden är lika stor som vattenavdunstningen och vattenmängden som strömmar ut.

Östersjöns vattenbalans är positiv, vilket betyder att tillrinningsvattnet och avdunstningen är mindre än det vatten som strömmar in i Östersjön (sött och salt).

Vattentemperaturen i ytskiktet är högre än omgivande vatten (Kattegatt, Skagerack, Nordsjön, Atlanten) och likvärdigt lufttemperaturen, speciellt under vintern. Det Brackvatten som finns i överskott strömmar ut genom Danska sunden och Öregrund till Nordsjön.

Hydrografi

Östersjön hydrografi består av tre huvudbassänger: Bottenviken, Bottenhavet och Egentliga Östersjön, som egentligen är ett flertal mindre bäcken (SYKE 2012). Om man ser Östersjön i tvärsnitt (Figur 1) ligger flera havsbäcken på olika djup i trappsteg ner till det djupaste bäckenet – Gotlandsbassängen och Landsortsdjupet (SMHI 2009). Olika bäcken har olika klimat, salthalt, näringsinnehåll, olika utformade kanalsystem mellan varandra och olika vattenutflöden beroende av avrinningsområdenas karaktär och eutrofieringsgrad. Det utmärkande de senaste decennierna är att djupvattnet blivit varmare. Östersjöns eutrofiering (övergödning) börjar redan i de grunda kustområdena, där sötvatten och näringsämnen från avrinningen blandas med brackvatten. De nära kustområdena är kvävefallor, som minskar kvävetransporterna ut till pelagialen (HELCOM 2007).



Figur 1. Tvärsnitt av hydrografi i Östersjön, där trösklarna trappstegslikt sänker sig mot den djupaste bassängen Gotlandsbassängen (från Ely 2005, med tillstånd av upphovsrättsinnehavaren).

Tillrinningsområdet

Tillrinningsområdet (Figur 2) täcker $1,67 \times 10^{12} \text{ m}^2$ och är i de södra delarna mycket tätt befolkat. Det bor cirka 56 miljoner människor här och 14 länder bidrar med vatten till havet. Det finns omkring 80 sjöar större än $1,0 \times 10^8 \text{ m}^2$ och 10000 sjöar större än $1,0 \times 10^6 \text{ m}^2$. De floder som bidrar med störst avrinningsområde till Östersjön är Neva ($2,84 \times 10^{11} \text{ m}^2$), Vistula ($1,93 \times 10^{11} \text{ m}^2$) och Odra ($1,22 \times 10^{11} \text{ m}^2$). Skogslandskapen inom tillrinningsområdet utgör 54 %, jordbrukslandskapet 26 %, våtmarker 20 % (en större andel våtmarker har tidigare funnits, de verkar ju som näringsfällor, men är nu dikade och torrlagda) och bebyggelsen är 4 % (SMHI 2009).

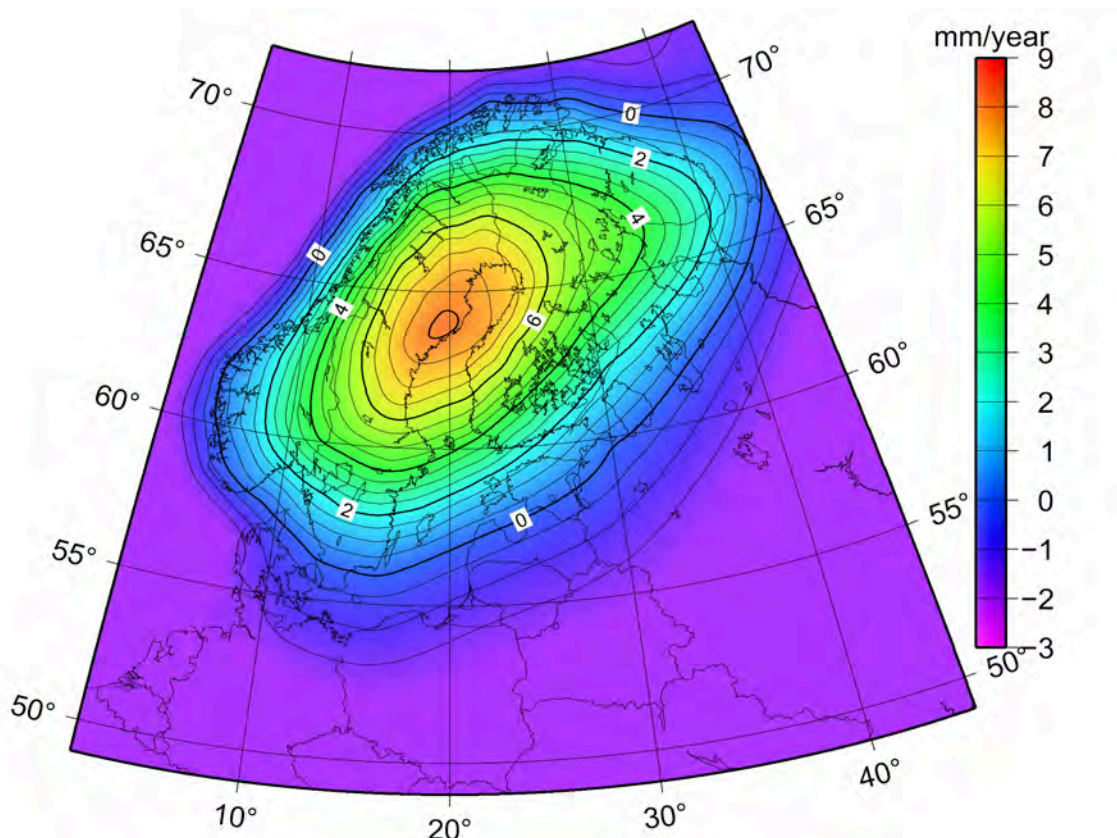
Avrinningen från tillrinningsområdet har ökat under vintermånaderna och minskat under sommarmånaderna. Beräkningsmodeller pekar på att vinterflödena och sommarflödena 2100 genomsnittligt kommer att öka med 54 % respektive minska med 16 %. Tendensen är att tillflöden i norr ökar, medan tillflödena i söder minskar sin avrinning till Östersjön (HELCOM 2007).

Antalet mycket kalla dagar under vintern, som är beroende av högtrycken från öst, har minskat. Konsekvenserna blir att de floder som fryser de senaste 100 åren har ett tunnare istäcke. Floderna i sydvästra Östersjön är numera isfria varma vintrar. Det har också påverkat havets isläggning och isens tjocklek och utbredning. Isläggningstiden har minskat med 14 - 44 dagar (beroende på mätlokal) under senaste århundradet (HELCOM 2009). En konsekvens är att den frostfria tiden och längden på växtsäsongen har ökat under åren 1861- 2000 (HELCOM 2007).



Figur 2. Östersjöns tillrinningsområde där de största flodernas avrinningsområden är utmärkta. (HELCOM 2007, med tillstånd från upphovsrättsinnehavaren)

Den landhöjning, som återställer den nedtryckta jordskorpan efter inlandsisens framfart, har sitt maximum utanför svenska Västerbottens kustland (Figur 3). Landhöjningen förskjuter kustlinjen i Norra Kvarken, som skiljer Bottenviken från Bottenhavet och Södra Kvarken, som skiljer Bottenhavet från Ålandshav. Finland och Sverige kommer i framtiden att förenas med två landtungor och Bottenviken och Bottenhavet blir två stora sjöar. Skåne däremot har en landsänkning, där Öresund blir vidare och djupare, med större vatteninflöden (Lantmäteriet 2007).



Figur 3. Den apparenta (se ordlista för förklaring) landhöjningen enligt landhöjningsmodell NKG 2005/SLU (RH 2000 LU) d.v.s. landhöjningen utgår ifrån havsvattnets medelnivå 1892- 1991 (Lantmäteriet 2007, med tillstånd från upphovsrättsinnehavaren).

Enligt modellberäkningar av SMHI, kommer havsvattennivån i Östersjön att stiga, då den globala uppvärmningen medför att det globala havsvattenståndet höjs från 0,09 m (1991) till 0,88 m (2100). Det värsta scenariot är att vattennivån stiger mer än 1 meter över nuvarande medelvattenstånd i de södra delarna av Östersjön vintertid (regeringen 1996, SMHI 2012b).

Klimat

Östersjön kan delas in i två klimatzoner, den södra delen med maritimt västkustklimat och den norra, där breddgraden, kontinenten och topografien förändrat luftinnehållet så vädret blir kontinentalt. Det skiljer mer än 10°C mellan klimatzonerna. Den atmosfäriska cirkulationen har en stor (70 %) inverkan på vädret över Östersjön. Det kontinentala klimatet för med sig snö och is under oktober-februari, men det frusna vatten smälter också vintertid nuförtiden, med en ökad avrinning som följd. En del floder i de områden som tidigare var islagda fryser inte. Vårfloden påverkas av de större vädersystemen över Östersjön. I Polen, Lettland och Estland har vårfloden, som för smältvatten ut i Östersjön, ökat i volym med i genomsnitt 30-50% under den senaste 50-60-årsperioden. (HELCOM 2007).

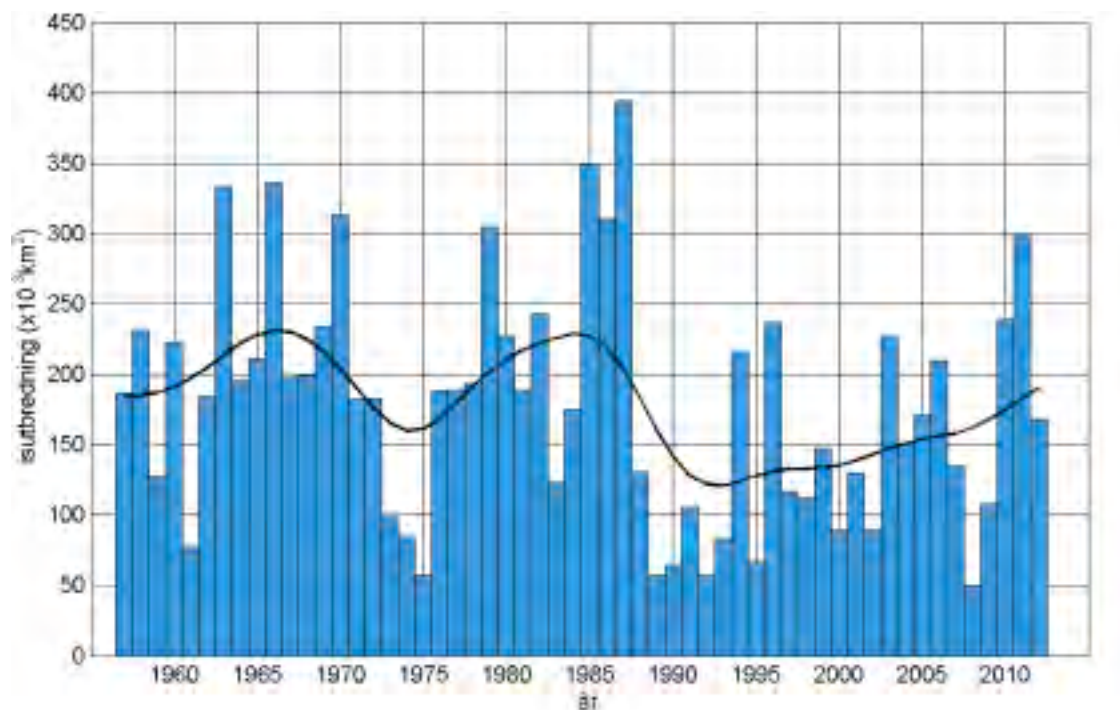
Vädersystem

De vindar som sveper in över södra Östersjön under vintern är i huvudsak västliga, fuktiga lågtryck från Island och Nordatlanten (North Atlantic Oscillation NAO). På sommaren påverkas vädret söderifrån av det högtryck som kommer från Azorerna. Nederbörden är i genomsnitt 750 mm/år. Nederbörden har ökat främst på svenska östkusten, medan Polens

nederbördsmängder minskat något. Över norra Östersjön sveper högtryck med torr kall luft från Ryssland (HELCOM 2007).

Lufttemperaturen och vattentemperaturen är nära förbundna och påverkar varandra i Östersjön. Lufttemperaturen och havsvattentemperaturen har höjts. Havsvattentemperaturen uppvisar numera tendens att öka med $0,08^{\circ}\text{C}/\text{årtionde}$. De globala beräkningarna på $+0,05^{\circ}\text{C}/\text{årtionden}$ för havsvatten är lägre (HELCOM 2007). Förändringarna i vädersystemen har skapat variationer i vattenståndet och tenderar till allt högre vattenstånd på höstarna och vintrarna och ett lägre vattenstånd på somrarna (Meier *et al.* 2004).

De ostliga medelstarka torra, vindarna över norra Östersjön under vintern, får isen att lägga sig (Figur 4). Då ostvindarna uteblir eller förskjuts i tid, lägger sig isen senare och sträcker inte ut sig i den omfattning som den gör under normala förhållanden. En följd blir att issmältningen kommer tidigare på våren. Isen har inte vandrat långt söderut det senaste årtiondet. Om ost-vindarna kommer in över Östersjön i oktober - november vallar de upp isen i svårframkomliga stora sjok längs med norrländska kusten, medan Finland inte berörs i samma utsträckning. Uppvallningen är ett temperaturmagasin som smälter först med och efter vårfloden. (HELCOM 2007).



Figur 4. Årlig maximal is-utbredning i Östersjön 1957 – 2012, beräknat från iskarter. Den svarta kurvan visar ett utjämnat förlopp (SMHI 2012c, med tillstånd från upphovsrättsinnehavaren).

Molnbildning

Molnigheten och nederbörden har ökat som en effekt av störningar i den atmosfäriska luftcirkulationen, med 15 % mer vårregn över centrala Sverige och en minskning av regn i Polen. Prognosen är en minskning av sommarregnen i södra och västra delen av Östersjön medan norra delen har en liten ökning av regnmängderna under sommaren och den största ökningen av nederbörden sker på hösten och vintern. (HELCOM 2009).

I atmosfären ovanför Östersjön finns det en framträdande molncykel med stora molnmängder under vintern och små molnmängderna under sommaren. Molnen förhindrar att jordens IR-

och värmestrålning överförs till rymden, utan fastnar i luftmassan mellan molnen och havsytan/ landytan och reflekteras tillbaka till jordytan.

Under sommaren bildas få eller inga konvektionsmoln (molnbildning genom avdunstning) och då avkyls inte vattnet i Östersjön. En generell ökning av molnbildningen från 1910 till 1995 har dokumenterats i stora delar av Norra Europa. Den har bidragit till förändringar i vår-, sommar- och höstsäsongerna (HELCOM 2007).

Temperatur

Östersjöns vattentemperatur vid havsytan är flera grader högre än andra vatten på samma breddgrader (BAAC 2008). På 1900-talet har lufttemperaturen ökat i och runt Östersjön, med längre vår och sommarperiod och kortare höst och vinterperioder. Lufttemperaturerna och vattentemperaturerna har ett nära samband i Östersjön, då havet är grunt. Det är uppvärmningen av vattenmassan på våren som börjar tidigare (HELCOM 2007).

Siktdjup

Siktdjupet har förändrats dramatiskt under de senaste 100 åren i hela Östersjön. Det rör sig om en minskning av siktdjupet på 35-50%. Siktdjupet var i genomsnitt 10 meter för 100 år sedan och har minskat med 0,05 m per år (Sandén & Håkansson 1996, Laamanen *et al.* 2004). Siktdjupet ger ett mått på eutrofieringen. Siktdjupet har successivt börjat öka i djupled de senaste åren. Det kan vara en indikator på att eutrofieringsgraden på provplatserna börjar vända (HELCOM 2009).

Trösklarna vid danska sunden

Det sker en inströmning av havsvatten periodvis, men i små mängder ($1-2 \times 10^{10} \text{ m}^3$). Den är bara något tyngre än haloklinen (saltgradient) och det inströmmande vattnet flyter alldeles under den.

Det havsvatten som tränger in i Östersjön har en lägre salthalt och högre näringshalt än havsvattnet i Nordsjön, men högre densitet än vattnet från Östersjön.

De stora havsvattenpulserna på $1-2,5 \times 10^{11} \text{ m}^3$ strömmar in i Östersjön om de meteorologiska, hydrologiska och oceanologiska faktorerna samverkar och gynnar inströmningen. De stora inflödena av havsvatten har skett 113 gånger mellan 1880 – 1999, men har under senaste decennierna minskat till fyra gånger: 1983, 1993, 2003 och 2011 (Hansson 2009, SMHI 2012). Det beror troligen på att Golfströmmens vattenhastighet och värmeinnehåll minskat, vilket indirekt påverkar North Atlantic Oscillation (NAO), som uppvisar en trend att slå om från positiva, starka västvindar till negativa, svaga västvindar (Strong *et al.* 2008). Den globala uppvärmningen ökar vattenvolymen då vattnet utvidgas vid högre temperaturer och att de landbaserade glaciärerna smälter. Östersjöns vattenstånd har ökat med 0,2 m vid vissa kustlinjer sedan 1886 (SMHI 2012b).

Under hösten driver norrgående högtryck med vindar över Östersjöområdet. Högtrycken sänker havsvattennivån. Det påverkar pelagialen som bildar ett lågvatten i förhållande till det normala vattenståndet och högtrycken hindrar en normal tillrinning av sötvattensutflöden. Samtidigt som västliga (zonala) vindar och lågtryck driver över Nordatlanten och höjer vattennivån i Nordsjön mot danska, norska och svenska kusten stuvats ytvattnet i Kattegatt upp. Det uppstår en höjdskillnad mellan Östersjöns och Kattegatts vattenmassor (Schinke & Matthäus 1998). När havsvattennivån är högre i Kattegatt än i Egentliga Östersjön sker ett stort inflöde av syrerikt havsvatten från Nordsjön. Det tyngre havsvattnet från Kattegatt forsar in i Egentliga Östersjön som en underström (saltpuls) som följer havsbotten. Egentliga Östersjöns vattenskiikt ovanför havsbotten, som vanligen är syrefattigt, tillförs syrerikt,

kallare vatten. Det syrefattiga, näringsrika bottenvatten pressas vidare via trånga passager i botten till Bornholms-bassängen, Gotlandsbassängen och vidare till Finska viken. Det stärker saltgradienten i de östra bassängerna. Det blir en uppvällning av vatten i de djupa bottarna och näringsrikt vatten kommer upp till det pelagiala vattnet.

Pelagialen

Tillrinningsområdet tillför $15\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ sötvatten till Östersjön. Flödena har riktningen från norr mot söder och från öster mot väster. Det innebär att salthalten ökar söderut och västerut. I Bottniska viken är salthalten 1 -3 psu (practical salinity units), i Bottenhavet 3-7 psu och i Egentliga Östersjöns pelagiala vattnet 7-8 psu. Vattenmassorna i Östersjöns bassänger är skilda åt av en permanent haloklin på 60-80 meters djup, som delar upp vattenmassorna i pelagialt vatten och djupvatten (Wulff *et al.* 1990).

Vårsolen värmer upp vattenytan, smältvattnen sjunker ner i vattenmassan då smältvatten har en högre densitet än is och kallare vatten. Densitetsmaximum ligger på $+3,5^\circ\text{C}$ i Bottenviken och $+2,3^\circ\text{C}$ i Egentliga Östersjön. Insolationen (energiinstrålningen från solen \times tid yta^{-1}) är högre i södra Östersjön, då soltimmarna är fler innan vårdagjämningen i söder. I pelagialen leder det till en vattenrörelse i vertikalled, då kallare tyngre vatten sjunker, medan varmare vatten stiger, tills övre vattenmassan har samma temperatur. Då stannar rörelsen i djupled. Det lättare varmare vattnet har lagt sig över det tyngre kallare. Det bildas en termoklin (temperaturgradient). Termoklinen ligger på 10-25 meters djup och delar pelagialen i två delar ovanför haloklinen, en varmare ytlig och en kallare, djupare vattenmassa. Vid ökad insolation sjunker termoklinen längre ner i djupen och når ett maximalt djup i augusti. Temperaturgradienten försvinner då de uppvärmda vattenmassorna avkyls (HELCOM 2007).

Under vintern är det tvärtom. Ytvattnet är kallare och fryser till is om temperaturen understiger 0°C . Lufttemperaturen behöver vara under 0°C för att havsvattnet ska frysa. Fryspunkten för saltvatten är lägre än för sötvatten. Östersjöns olika delar har olika salthalt i vattnet och därmed också olika fryspunkt. Vattnet i Bottenviken har lägre salthalt och ligger på en nordligare breddgrad, fryser tidigare på hösten vid $-0,20^\circ\text{C}$. Den större vattenmassan i Egentliga Östersjön ligger vid en sydligare breddgrad, har högre salthalt och fryser vid $-0,45^\circ\text{C}$ (HELCOM 2007)

Då vattnet blir tätare ansamlas det lösta materialet från plankton och mikrober i den övre pelagialen. Materialet kan bestå av döda mikrober t.ex. som sjunker ner och förtätar vattenvolumen genom att ansamlas och brytas ner där. De är för lätta för att sjunka längre ned i vattenmassan och bildar då en täthetsgradient, så kallad pyknoklin (Feistel *et al.* 2008a). Om det är vindstilla sker ingen omrörning av pelagialen eller gradienterna och ytvattnet syresätts enbart med hjälp av primärproduktionen.

Pelagialens kemi

De oorganiska näringsämnen i Östersjöns pelagial karaktäriseras av att de varierar med årstiden. De har en hög koncentration i vattenmassan under vintern då det är en knappt märkbar biologisk produktion. De högre koncentrationerna av näringsämnen avtar snabbt och blir omätbara under perioden med hög biologisk produktivitet. Nedbrytningen av organiskt material under hösten och vintern sker parallellt med en vertikal konvektion i vattenmassan ner till haloklinen. Båda processerna berikar pelagialen med fosfater och nitrater. För att få en bättre förståelse för de eutrofierande processerna är det nödvändigt att följa de oorganiska ämnena i den biogeokemiska processen (Feistel *et al.* 2008 a).

De oorganiska näringsämnen som man observerat är koldioxid, lösta oorganiska kväveföreningar och oorganiska fosfatföreningar. De införlivas i fytoplankton under fotosyntesen, inordnas i planktonceller och bildar organiskt partikelmaterial (POM = particulate organic material). POM kan sedimentera och passera pyknokliner, som annars fungerar som barriärer för upplöst material (Feistel *et.al* 2008 a).

Det organiska materialet har anabola och katabola processer som organismerna kontrollerar. Ämnen från organismernas metabola processer frigörs i vattnet som både POM och löst organiskt material (DOM= dissolved organic material). DOM sedimenterar inte och förflyttas genom de hydrodynamiska processerna. I motsats till de oorganiska näringsämnen är omsättningstiden av DOM långsam. Mikroorganismerna bryter ner POM och DOM och metaboliterna frigörs till vattenmassan. Därmed är de oorganiska ämnens cykel slutet (Feistel *et.al* 2008 a).

Mätningar och modelleringar för Östersjön visar att nitraterna tas upp av organismer i de grunda vikarna vid flodmynningar och det är mycket låga koncentrationer som når pelagialen. Det blir en låg N/P kvot på vintern. Fytoplankton konsumerar nitraterna innan de konsumerar fosfaterna i pelagialen. Det innebär att nitrathalterna inte är mätbara i vattnet under maj till augusti. Vårblomningen blir kvävebegränsad. Fosfathalterna är fortfarande mätbara i juli, innan cyanobakterierna börjar blomma. Sommarblomningen begränsas av fosfatbrist (Feistel *et.al* 2008 a).

Ammonium och nitritkoncentrationerna har också årstidbundna fördelningsmönster i pelagialen. Båda näringsämnen konsumeras av fytoplankton vid hög biologisk produktion och når låga värden i maj. Under sensommaren minskar fytoplankton och en ofullständig nedbrytning av det organiska materialet ökar ammonium och nitrit i det kalla vattnet mellan termoklinen och haloklinen. Den termiska konvektionen och vertikala blandningen av vattenmassan fördelar näringsämnen i hela vattenpelaren. De högsta halterna av ammonium och nitrit i pelagialen finns under november månad. Nitrit- och ammonium-koncentrationerna är också mätbara under vintern (Feistel *et. al* 2008 a).

Organiska näringsämnen mäts som partikulärt organiskt kol (POC), partikulärt organiskt kväve (PON), löst organiskt kol (DOC) och löst organiskt kväve (DON). För kol är den dominerande kolsammansättningen oorganiskt kol (IC=inorganic carbon). Den är 85 % av den totala kolmängden i havsvattnet i Östersjön. Den förser inte bara fytoplankton med koldioxid till fotosyntesen, utan buffrar också havsvattnet med pH-värden nära 8. Koldioxiden i ytvattnet är i jämvikt med atmosfärens koldioxid och läckage och minskning av CO₂-halten i vattenmassan är försumbar.

Cirka 15 % av den totala kolmängden i Östersjöns vatten identifieras som DOC, medan POC-halterna är mindre än 1 %. POC innehåller alla levande planktonceller, metaboliter och nedbrytningsprodukter. Det finns två aspekter som är anmärkningsvärda: Samtliga fytoplankton i Östersjön är den viktigaste delen av POC. De fotosynteserar och med hjälp av solenergin omvandlar de oorganiska ämnen till organiska och vänder den biogeokemiska cykeln. De tillför Östersjön ”nytt” organiskt material och har bara en mycket liten andel av den totala mängden organiskt material (Feistel *et.al* 2008 a).

Den andra aspekten är DOC som har en relativt hög andel av de organiska föreningarna som finns i Östersjön. Även om DOC har till synes låg nedbrytningshastighet så finns det starka indikationer på att DOC spelar en väsentlig roll som kolkälla åt mikrober.

DON är 66 % av den totala kvävemängden i Östersjön. Löst oorganiskt kväve (DIN) och PON är beroende av årstiderna, atmosfäriska inflöden, denitrifikation och nitrifikationsprocesser.

Generellt är koncentrationerna av organiskt material högre i Östersjön än i andra hav (Feistel *et al.* 2008a)

Fosfor (P) är oftast bundet till organiskt material och därför inte tillgänglig för tillväxt av plankton. Koncentrationen har tendens att öka, kulminera och sedan planar den lösta fosfor (DIP, Dissolved Inorganic Phosphorus) ut eller minskar, beroende av avstånd till kusten. Den fosfor som finns tillgänglig för plankton finns löst under kemoklinen eller genom de stora saltpulserna från Nordsjön. Den organiska fosfor (DOP, Dissolved Organic Phosphour) tycks öka i mängd, sedan kulminera, plana ut och minska beroende av avståndet från kusterna. (Feistel *et al.* 2008a)

Djupvattnet

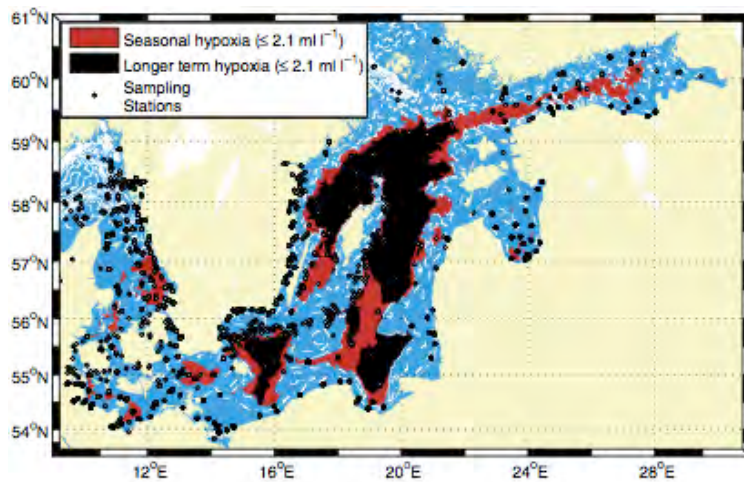
Djupvattnet har en uppdelning i haloklin och kemoklin. Kemoklin är den övergångszon, som delar in vattenmassorna i syrgas- och syrgasfria. Vattenmassan mellan haloklinen och kemoklinen skikten innehåller syre (Grote *et al.* 2008). Djupvattnet har en salthalt på 9-20 psu (havsvatten har 35 psu).

Djupvattnet är tämligen stillastående och rörs om och syresätt när saltpulserna strömmar in från Nordsjön. Syrgaskoncentrationerna mäts som den mängd syrgas (O_2) som är löst i havsvattnet. Nedbrytningen av organiskt material konsumerar syrgas (O_2). Om bottarna innehåller syrgas (O_2) fälls och inlagras fosfor (P)- och kväve (N)-föreningar i sedimentet (Koop *et al.* 1990).

Om bottarna blir syrgasfria fortsätter anaeroba bakterier att bryta ner materialet och konsumerar kemiskt bundet syre (O). Då bildas biprodukter som svavelväte (H_2S) och kvävgas (N_2). Koncentrationen av svavelväte (H_2S) blir ett mått på den negativa syrebalansen. Om bottnen inte får tillskott av syrgas (O_2) förflyttas kemoklinen uppåt i vattenmassan. (Feistel *et al.* 2008c)

Djupvattnets kemi

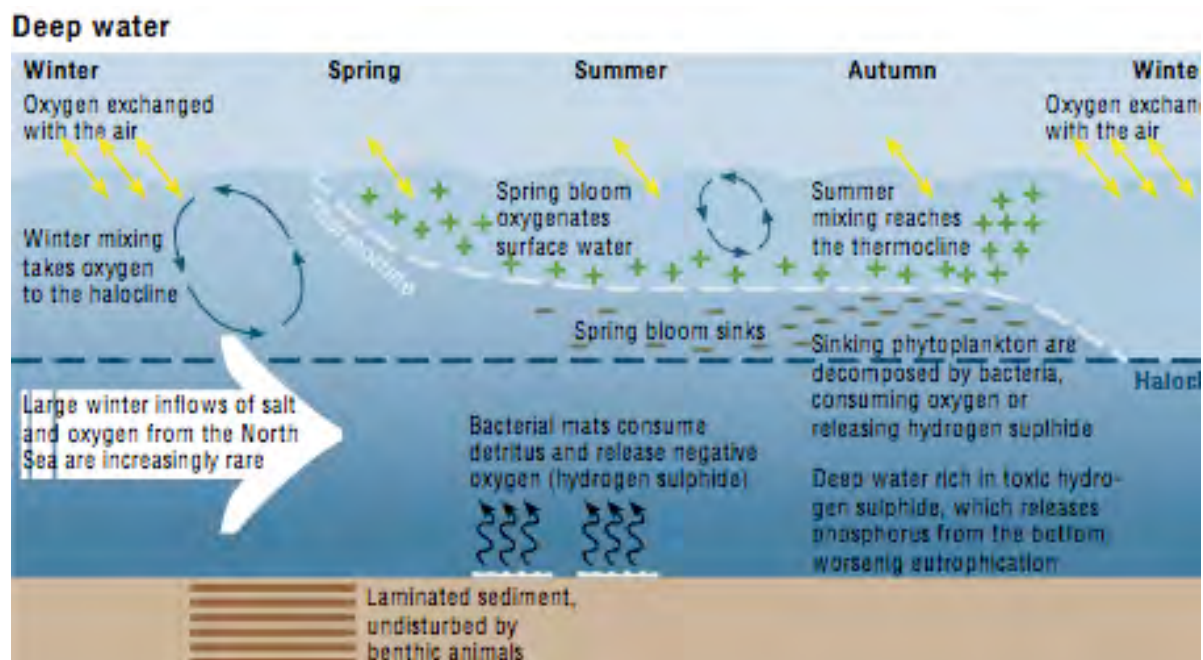
Tillståndet då vattnet är syrgasfritt kallas hypoxiskt. Då kvoten mellan kväve (N) och fosfor (P) är mindre än 16 ($N:P < 16$) i brackvatten, tyder det på att miljön är syrgasfri och fosfater (PO_4^-), ammonium (NH_4^+), kvävgas N_2 (g) och kisel (Si) frigörs under kemoklinen. $Fe PO_4$ -föreningar spjälkas upp i Fe^+ och PO_4^{3-} av de anaeroba bakterierna. De anaeroba bakterierna använder energibindningarna till sin metabolism. Fe^+ sedimenteras som FeS_2 eller blir kvar under kemoklinen, medan PO_4^{3-} vandrar upp och koncentreras strax under haloklinen. N_2 försvinner ur det akvatiska systemet från havsbotten till atmosfären. De hypoxiska områdena i Östersjön (Figur 5) täcker ungefär 20 % av dess yta. Hypoxiska områden har funnits i Östersjön sedan havet blev bräckt för cirka 8 000 år sedan, men bildas bara under speciella omständigheter, t.ex. när saltpulser uteblir (Jäntti & Hietanen 2012). Hypoxiska områden i Östersjöns botten kan jämföras med öknar och organismer som använder sig av syrgas kan inte leva där. Då de hypoxiska områdena breder ut sig minskar den tillgängliga vattenvolymen för de vattenlevande aeroba organismerna, som därmed får ett mindre livsrum.



Figur 5. Utbredning av årstidshypoxisk (röd) och Längre-tids-hypoxisk (svart) under 2000-2006. Den längre-tids-hypoxin varar året runt (HELCOM 2007, med tillstånd från upphovsrättsinnehavaren).

Fosfor (P) lagras i bottensedimenten (Figur 6) och stiger upp i ytvattnet från djupvattnet som lösta reaktiva fosfater (DRP) under inverkan av järnoxider FeOH och Fe(O)OH (Jensen *et al.* 1995).

Mängden löst oorganisk fosfor (DIP) är avhängig syrgashalten och varierar med årstiden. Fosfor (P) och ammonium (NH_4^+) frigörs under kemoklinen och rör sig i den skiktade vattenvolymen (skiktad genom stagnation). Den reaktiva fosfor (DRP) ansamlas i stora mängder direkt under haloklinen och fosforkoncentrationen ökar med tiden så länge stagnationen är stabil, medan nitratmängderna minskar i samma vattenmassa (Nausch *et al.* 2003). De reaktiva fosforkoncentrationerna kan variera år från år beroende av inflöde av saltpulser. (Mathäus *et al.* 2008, (Sandén *et al.* 1996).



Figur 6. Modell som visar vilka processer som påverkar syrgaskoncentrationerna i grunda och djupa vatten. (HELCOM 2007, med tillstånd från upphovsrättsinnehavaren).

Enligt SMHI's senaste rapport har de hypoxiska bottarnas area minskat något (SMHI 2012a)

Antropogen inverkan

Det har skett en markant ökning av hypoxiska områden sedan mitten av 1800-talet. Människan använder floderna för att dumpa avfall och förorenar luften så att fosfor (P)- och kväve(N)- föreningarna ökar och tillförs till havet. Floderna för med sig stora mängder näringsämnen genom läckage från jordbruk, skogsbruk och städer. En del av dessa näringsämnen har varit begränsande tillväxtfaktorer under Östersjöns tidigare historia men finns nu i allt större koncentrationer i vattenmassan.

Näringsämnena kan inte alltid tas upp direkt av de primära producenterna. I de syrgasfria miljöerna vid bottarna spjälkas de näringsämnen som tidigare utgjort de begränsade faktorerna. Primärproduktionen i övre delen av ytvattnet ökar och därmed belastningen på ekosystemet. Belastningen förvärras ytterligare genom att syrgasen förbrukas. De anarerobera nedbrytningsprocesserna tar då över nedbrytningsprocesserna i djupbottarna, förändrar nedbrytningsprocessen och frigör framförallt fosfor (P), som ökar sin koncentration i vattenmassan mellan haloklinen och kemoklinen. Kväve (N) omvandlas under kemoklinen till ammonium (NH_4) eller kvävgas ($\text{N}_{2(g)}$). Kvävgasen ($\text{N}_{2(g)}$) lämnar havet. Det blir ett underskott i ytvattnets kvävekoncentration (N) (Granell *et al.* 1990, Jäntti & Hietanen 2012). Ett annat ämne som kan förbrukas och begränsa vissa alggrupper är kisel. Kiselbrist har uppstått i havsvattnet dels beroende på att man rätat ut floders och bäckars lopp och byggt dammar där kisel fastnar och sedimenterar istället för att transporteras ut i havet, dels förbrukas kisel i ett eutroft vatten.

Den antropogena påverkan yttrar sig också genom tungmetaller (bly, kvicksilver, kadmium och koppar), PAHs (Polycykliska aromatiska kolväten), syntetiskt organiskt material, dioxider, TBT, PBC, SCC, xylener, varav många är persistenta och ackumuleras i ekosystemen och organismerna. Det ger ytterligare stress och störning i det känsliga ekosystemet och kan i värsta fall samspela på ett negativt sätt med de förändrade näringsvävarna som uppkommer av eutrofieringen (HELCOM 2010).

Cyanobakterierna

Cyanobakterier är prokaryota fotoautrofa organismer och en del är diazotrofa (kvävefixerande). Vid brist på kväve utvecklar de heterocyster (kvävefixerande celler) på ett dygn ur ett antal vegetativa celler. Heterocysterna börjar omedelbart inkorporera kväve till cellerna ur luften. De fotosynteserar inte för att binda koldioxid och vatten till kolhydrater, utan för att få energi till kvävefixeringen. Heterocysterna använder fotosyntesens ljusreaktion (och ingen respiration) för att utvinna energi.

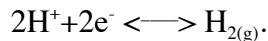
Heterocysterna bildar tjocka membraner av kolkedjor och glykoliposider mellan heterocystcellerna och de vegetativa cellerna. I membranerna finns proteiner som reglerar gasutbytet genom att förtäta eller förtunna membranerna. En transpiration mellan $\text{O}_{2(g)}$ och $\text{H}_{2(g)}$ sker troligen via de terminala porer i membranerna som bildats mot de vegetativa cellerna. (Bothe *et al.* 2010).

En svårighet för cyanobakteriernas heterocyster är att bilda ATP utan att släppa in syre i cellerna. Den biokemiska processen för kvävefixering är anaerob (syrefri). Syret (O) som diffunderar eller transpirerar in i heterocysterna blir omedelbart införlivat i den mycket aktiva och intensiva respirationen, eller på annat sätt upptagen i någon av cellernas biokemiska processer för att inte störa kvävefixeringsprocessen. Heterocysternas kvävefixering fordrar att vätgas (H_2) finns närvarande i redoxprocessen. Kvävgasen reduceras till ammoniak (NH_3) och

samtidigt reduceras väte (H) till vätgas ($H_{2(g)}$). För varje kvävemolekyl ($N_{2(g)}$) som reduceras, reduceras en vätgas ($H_{2(g)}$). Kvävefixeringen är irreversibel.



ATP har 3 fosfatgrupper knutet till sig. Genom att avge en fosfatgrupp i ATP-molekylen frigörs energin som är bundet till magnesiumkomplexet och dissocieras till 16 MagnesiumADP + 16 P_1 (där P_1 är den fosfatgrupp som lämnat magnesiumkomplexet). Den frigjorda energin används för att driva kvävefixeringsprocessen vidare. Vätgasreduktionen är reversibel.



Att inkorporera vätgas i cyanobakteriernas celler tar mycket energi. Vätgasmetabolismen är reversibel för att spara energi och att de biokemiska vätgasreaktionerna stannar i organismen. Nitrifikationsprocessen kräver närvaro av järn (Fe), magnesium (Mg) och molybden (Mo). Heterocysterna överför aminosyror som glutamin eller arginin till de vegetativa cellerna. Heterocysterna lämnar också ett överskott av kväveföreningar till det omgivande vatten. (Bothe *et al.* 2010). Det troliga är att kväveföreningarna tas om hand av de mikrober som finns mellan trådarna i kolonierna i en mikroekologisk nisch (Plough 2008). Heterocysterna har en irreversibel fotosyntes där ljusreaktionen är i huvudsak en process för att skapa ATP. De producerar inte koldioxid (CO_2) som byggstenar till cellorganismen, utan de vegetativa cellerna sänder kolhydrater till heterocysterna i form av ($C_{12}H_{22}O_{11}$) sukros (Bothe *et al.* 2010).

Förutsättningarna för att cyanobakterierna ska blomma är goda i Östersjön idag. Över djupbassängerna finns under gynnsamma somrar en vattenmassa som är varm, näringsrik, solig, vindstill och har kvävebrist. Vårblomningen i mars-april startar då den eufotiska zonen (eufoti är ljusgränsen i djupet för fotosyntesen) blir mindre och vattenmassorna fortfarande blandas. Vattentransparensten och siktdjupet har minskat, insolationen ökat och vattnet blir varmare snabbare år från år, cirkulationsmönstret i pelagialen har försvagats då vintrarna varit milda och molniga. Näringsämnen rörs inte om och blandas inte i hela vattenmassan. Alla dessa parametrar gynnar cyanobakterierna (Feistel *et al.* 2008).

Diatoméer har minskat anmärkningsvärt, troligen beroende på att de behöver kisel. Kisel förs dels med vatten från avrinningsområdet dels finns det i djupvattnet. Då omröringen av vattenmassorna i djupled är för svag blir det kiselbrist. (Wasmund & Uhlig 2003, HELCOM 2007).

Innan diatoméerna drastiskt minskade i antal, var de först ut på våren i vattenmassorna. De tillväxte tills kisel (Si), fosfor (P) och kväve (N) inte fanns löst i ytvattnet längre. Då slutade vårblomningen i mitten av juni och sommarblomningen tog vid (Almesjö 2007).

Dinoflagellater har istället ökat i antal i den solbelysta delen av vattenmassan under våren. De behöver både fosfor (P) och kväve (N) för att växa och fanns förr inte i några större antal. Det bildas en temperaturgradient i pelagialen och vatten blir varmare ovanför den, vilket senare är en fördel för cyanobakterierna, som föredrar temperaturer över $16^\circ C$ för sin tillväxt (Almesjö 2007).

De vanligaste cyanobakterierna i Östersjön är *Aphanizomenon* sp. och *Nodularia spumigena*. De är trådformade och diazotrofiska med en hög tolerans för ljus. De lever nära havsytan där

de hämtar upp N₂ (g) ur luften. I laboratorium är tillväxthastigheten som störst vid 25-28°C och 5,20 psu. (Almesjö 2007)

Aphanizomenon sp. inleder tillväxtperioden innan *Nodularia Spumigena*. Tillväxtperioden börjar i mitten av juni. Den finns i det pelagiala vattnet hela året, men i mycket låga koncentrationer under senhösten, vintern och våren. Den tål lägre temperaturer än *Nodularia spumigena* och behöver ett jämt flöde och högre halter av fosfor (P) för sin tillväxt. Då den fotosynteserar är den ljusberoende och vattnet får inte vara för kallt (>16°C). För att algblomningen ska bli riklig vid ytan krävs det att vattenspegeln är stilla.

Då *Aphanizomenon* börjar växa är den upprullad i långa kedjor. Den samlar sedan ihop många av kedjorna till knippen, som verkar som kolonier (Almesjö 2007). *Aphanizomenon* är jämt fördelat i pelagialen, men optimerar tillväxten vid 4 - 14 meters djup.

Nodularia spumigena kan ta upp fosfor ur vattnet vid lägre halter än *Aphanizomenon* sp. men behöver en högre temperatur för att tillväxa optimalt (Degerholm 2002). Det gör att den blommar senare än *Aphanizomenon* sp. Den finns vanligen mellan havsytan och cirka 6 meter ner i pelagialen. Under hösten och vintern hittar man den inte i vattenmassorna och det troliga är att den lagt sig till vila i viloceller (akineter) på botten. *Nodularia spumigena* räknas som en brackvatten-organism. *Nodularia spumigena* börjar, liksom *Aphanizomenon* sin algblomning som en ihoprullad lång kedja, men i senare utvecklingsskeden bildar *Nodularia Spumigena* långa ihoprullade, stora ansamlingar av cellkedjor. Det finns en mikrobiell interaktion mellan kedjorna och fastsittande bakterier och virus understöder fosfor (P)-återbildning (Almesjö 2007).

Nodularia spumigena har förmåga att reglera vid vilken nivå i vattenpelaren de befinner sig. De reglerar flytförmågan genom gasvakuoler i cellerna. Vakuolerna är cylinderformade och har minst två proteiner – ett hydrofobiskt som bildar ådror i huvudstrukturen och ett hydrofilt som stabiliserar vakuolerna. En hypotes är att *Nodularia spumigena* med hjälp av vakuolerna sänker sig ner i vattenpelaren och hämtar de reaktiva fosfater som ligger under pyknoklinen. Under hög insolation ökar celltätheten och det finns två hypoteser på hur algernas förflyttning i djupled går till:

Antingen tappar cellerna gasblåsorna och sjunker, eller så bildas det mer substans (proteiner och kolhydrater) inne i cellerna då de fotosynteserar. De blir då tyngre eftersom de samlar på sig mer kolhydrater och sjunker till vattennivåer där de kan hitta mer näring. Respirationen i sin tur, gör sig av med främst koldioxid (CO₂) och skapar en positiv flytförmåga och algen flyter uppåt i vattenkolumnen.

Forskare har gjort försök med cyanobakterier med vakuoler och det visar sig att de alger som rört sig på större djup klarar högre tryck utan att ta skada. En *Nodularia spumigena* från pelagialen kan förflytta sig 36 m i djupled under en dag. Hur stort tryck vakuolerna har beror på var de befinner sig i havet och pelagialen. Cyanobakterier från djupvattnen klarar alltså högre tryck än cyanobakterier som levt nära kusten. *Nodularia spumigena* kan genom något av dessa reglage ändra läge vertikalt. Väderförhållandena påverkar blomningen och en vindstilla sommar är gynnsam för blomningen. (Almesjö 2007)

Nodularia spumigena har sin optimala tillväxt på 0-6 meters djup. Den tål fosfor-svält och är anpassad till vatten med låga fosforhalter (Degerholm 2002).

Generellt anses att fosfor blir det begränsade näringsämnet när kvoten mellan kväve och fosfor är större än 16 (Redfield ratio). Det pågår en het debatt om vilket begränsning fosfor och kväve utgör i Östersjön. Det har föreslagits att de begränsande näringsalternativen kan skifta i koncentration beroende på var biotopen är lokaliserad. Begränsningarna av närsalter blir då

påverkad av batymetrien, geomorfologin och hydrologin. Olika åtgärder blir då nödvändiga för att minska mängden närsalter (Boesch *et al.* 2006).

Fytoplanktontillväxten sker inte på samma gång i alla delar av Östersjön, eftersom Östersjön har olika klimat och olika påverkan av de olika avrinningsområdena.

Bälthavet (Kattegatt, Stora och Lilla Bält) har inga märkbara cyanobakterieblomningar då den högre salthalten i vattnet är en begränsande faktor. Det finns bevisligen cyanobakterier som lever i havsvatten med höga salthalter, men de arter som finns i Östersjön har anpassat sig till den lägre salthalten i vattnet och till sötvattenutflöden. Cyanobakterierna dominerar i de grunda kustnära näringsrika sötvattenutflödena. Under sommaren dominerar också cyanobakterierna djupvattnen, men biomassan är lägre där än i kustområdena (Almesjö 2007). De kvävefixerande cyanobakterierna bidrar med kväve till pelagialen. De kan upprätthålla \approx 30 - 90% av det totala kvävet i vattenmassan (Larsson *et al.* 2001).

Diskussion

För att få en djupare förståelse för hur vattenmassorna verkar på cyanobakterierna i Östersjön behöver man först konstatera att under sommaren finns det minst fem olika kvalitéter på vattnet som begränsas av olika gradienter. Pelagialen kan indelas i vattenmassor mellan ytvattnet och epipelagialen, där fotosyntesen och syresättningen av vattnet är möjlig (Plough 2008). Det finns en temperaturskiktning där varmare och kallare vatten skiljs åt. I det kallare djupvattnet finns ingen fotosyntes, men kan ses som en vandringszon för kemiskt lösta ämnen, men också frisimmande organismer. Under temperaturskiktningen finns en salt-skiktning. I bottenskiktet finns kemoklinen, där det är syrefritt (Wulff *et al.* 1990). Det ger nya förutsättningar för anaeroba destruerer som utnyttjar energi i kemiska bindningar och spjälkar upp dem (Goncharov 1990). Då saltpulserna dröjt de senaste årtiondena har vattnet i bottenskiktet blivit varmare, vilket påskyndar nedbrytningsprocesserna. Den syrgasfria zonen höjs i djupled och expanderar. En del frågor är svåra att besvara och saknar forskning. Ett exempel på det är hur fosfor vandrar upp genom kemogradienten och lägger sig under haloklinen, där de diazotrofiska cyanobakterierna kan hämta dem. Fosfor, trots att det finns förhållandevis mycket fosfor i vattnet, är ju reaktivt och borde vara begärligt för organismerna.

Ett annat sätt att se på Östersjön är se hur vattenmassorna och dess sälta fördelar sig från norr och nordost till syd och sydväst. Bottenviken har ett stort sötvattensutflöde som för med sig fosfater och nitrater (Jonasson 2006). Ingen saltpuls kommer in i viken och saltan kommer via strömmar. Vattnet har alltså låg salthalt. Bottenhavet är saltare, men fortfarande tämligen lågt i sälta eftersom de stora sötvattensutflödena från Mälaren och Finska viken späder ut vattnet. Sötvattenutflödena för med sig mycket näringsämnen. Den Egentliga Östersjön är påverkad av saltpulser från Kattegatt och vattnet där har en högre salthalt i hela vattenpelaren, om än inte jämförbar med havet (Wulff *et al.* 1990). Det ger egentligen tre olika ekosystem med tre olika förutsättningar. Förekomsten av *Nodularia spumigena* är större i de södra delarna av Östersjön på grund av den högre salthalten och *Aphanizomenon* sp. finns i större utsträckning i Bottenhavet (Almesjö 2007).

Att *Aphanizomenon* sp. blommar tidigare än *Nodularia spumigena* väcker frågor.

Aphanizomenon sp. blommar mer norrut än *Nodularia spumigena* och uppvärmningen av vattenmassan borde gå långsammare i de mellersta delarna av Östersjön än i de södra.

Visserligen har den Egentliga Östersjön en större vattenvolym, men uppvärmningen av vattenytan börjar tidigare på våren och har därmed fler soltimmar att värma upp epipelagialen under våren. Temperaturskiktningen borde gå om inte fortare, så i alla fall lika snabbt. Det som motsäger det påståendet är att det blir fler soltimmar per dygn i Bottenhavet och att det har lägre salthalt, vilket borde göra att vattnet uppvärms fortare i norr än i Egentliga

Östersjön, då insolationen blir starkare med högre antal soltimmar och salthalten styr ismältningen.

Sötvattnet strömmar ut i Östersjön i en relativt jämn ström. Sötvattnet, som är lättare än Östersjö- vattnet om det inte blandas, borde ligga i en stor ytström där cyanobakterierna inte kunde utnyttja sin kvävefixering då de fotosynteserar mer då vattenytan är spegelblank och kvävefixeringen blir mer effektiv. (Walsby *et. al* 1997) Inga vetenskapliga artiklar tar upp ett sådant samband, mig veterligt. Jag ställer mig också frågande till hur stor roll sedimentationen har i de processer som cyanobakterierna deltar i. Cyanobakterierna kan ju upplösas på två nivåer, under kemolinan och vid pyknoklinen. Cyanobakterierna *Aphanizomenon* sp. och *Nodularia spumigena* är väl utvecklade organismer och den komplexitet de uppvisar ger forskningen nya utmaningar.

Tack

Jag vill tacka de kursansvariga och då främst Anna Brunberg, som stöttat och hjälpt mig i mina svåra stunder med datorer. Jag vill också framföra ett tack till Ingrid Ahnesjö, Katariina Kiviniemi Birgersson, Henrik Viberg och Lena Pavasson som introducerat mig till självstudierna, samt ett tack till alla välvilliga bibliotekarier.

Jag är också ett stort tack skyldig mina kursare och gruppkamrater för deras kloka och konstruktiva återkopplingar och kritik jag fått på min uppsats, tack Oskar Agstam, Karin Norlin och Joanna Fahlén. Jag är fylld av beundran över era kunskaper i ämnet.

Tack till min dotter och alla vänner för ni stått ut med mitt dygnet- runt- arbete och att jag aldrig har tid att träffa er.

Referenslista

- Almesjö L. 2007. Filamentous cyanobacteria in the Baltic Sea Spatiotemporal patterns and nitrogenfixation..Doktorsavhandling, Marinekologi, Stockholms universitet.
- BAAC AuthorTeam 2008. Region Climate studies. Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin.1:a uppl. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, Tyskland.
- The Baltic Sea portal 2012. WWW-dokument:
http://www.itameriportaali.fi/en/arkisto/sanasto/en_GB/saltwaterinflow/ Hämtad: 2012-04-05.
- Bothe H, Schmitz O, Yates MG, Newton H-G. 2010. Nitrogen fixation and Hydrogen metabolism in Cyanobacteria. *Microbiol Mol Biol* **74**:529-551.
- Boesch D, Hecky R, O'Melia, Schindler D, Seitsinger S. 2006. Eutrophication of Swedish Sea. Report 5509, Naturvårdsverket.
- Degerholm J. 2002. Ecophysiological characteristics of the Baltic Sea N₂-fixing cyanobacteria *Aphanizomenon* and *Nodularia*. Doktorsavhandling, Botanik, Stockholms universitet.
- ELY Närings- trafik- och miljöcentralen Finland (2005). www.ely-keskus.fi/swe/Sidor/default.aspx Hämtad 2012-05-05
- Feistel. R, Nausch. G, Wasmund. N. 2008. State and evolution of the Baltic Sea 1952-2005: a detailed 50-years survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology and marine environment. a) 353-363 b) 455 c) 11-18, 35-39, 121-140, 165-175, 212-225, 397 d) 18, 287, 446, 453-468. 1:a uppl. John Wiley & Sons
- Granell E, Wallström K, Larsson U, Granell W, Elmgren R. 1990. Nutrient limitation of Primary Production in the Baltic Sea Area. *Ambio* **19**:142- 151.
- Grote J, Jost M, Labrenz M, Herndl GJ, Jürgens K. 2008. Epsilonproteobacteria Represent the Major Portion of Chemoautotrophic Bacteria in Sulfidic Waters of Pelagic Redoxclines of the Baltic and Black Seas. *Appl. Environ. Microbiol.* **74**:7540- 7551.

- Goncharov VK. 1990. Human ecology and sustainable development. Open society institute for Higher education support program. WWW-dokument: <http://rss.archives.ceu.hu/archive/00001109/01/136.pdf> Hämtad 2012-05-10.
- Hansson D. 2009. Ocean Climate Variability over recent centuries explored by modelling the Baltic Sea. Doktorsavhandling A126, Geologi, Göteborgs universitet. www.havet.nu Stockholms och Umeå's universitets marina forskningscentrum. Hämtad: 2012-04-20
- HELCOM. 2007. Climate Change in the Baltic Sea Area. HELCOM Thematic Assessment in 2007. Balt. Sea Environ. Proc. **111**. WWW-dokument: <http://www.helcom.fi/stc/files/Publications/Proceedings/bsep111.pdf> Hämtad 2012-04-10.
- HELCOM 2009. Eutrophication in the Baltic Sea – An integrated thematic assessment of the effects of nutrient enrichment and eutrophication in the Baltic Sea region. Balt. Sea Environ. Proc. **115B**. WWW-dokument: http://meeting.helcom.fi/c/document_library/get_file?p_1_id=79889&folderId=377779&name=DLFE-36818.pdf Hämtad 2012-04-10.
- HELCOM 2010 *Ecosystem health at the Baltic Sea 2003-2007*: HELCOM Initial Holistic Assessment. Balt. Sea Environ. Proc. **122** <http://www.helcom.fi/stc/files/Publications/Proceedings/bsep122.pdf> Hämtad 2012-06-05.
- Hieskanen A-S. 1998. Factors governing sedimentation and pelagic nutrient cycle in the northern Baltic Sea. Monogr. Boreal Environ. Res. **8**:1-80.
- Hänninen J, Vourinen I, Helminen H, Kirkkala T, Lethilä K. 2000. Trends and Gradients in Nutrient Concentrations and Loading in the Archipelago Sea, Northern Baltic in 1970–1997. Estuarine, Coastal and Shelf Science **50**:153–171.
- Jensen HS, Mortensen PB, Andersen PO, Rasmussen E. 1995. Phosphorus cycling in a coastal marine sediment, Aarhus Bay, Denmark. Limnol. Oceanogr. **40**: 908-917.
- Jonasson S. 2006. Monitoring the cellular phosphate status in bloom-forming cyanobacteria of the Baltic Sea. Doktorsavhandling, Växtfysiologi, Stockholms universitet.
- Jäntti H, Hietanen S. 2012 The effect of Hypoxia on Sediment Nitrogen Cycling in the Baltic Sea. *Ambio* **41**:161-169.
- Koop K, Boynton W, Wulff F, Carman R. 1970 Baltic Marine Environment Bibliography 1970 (Finland). WWW-dokument: <http://en.scientificcommons.org/11327925> Hämtad 2012-14-12.
- Laamanen M, Fleming V, Olsonen R. 2004. Water transparency in the Baltic Sea between 1903 and 2004 FIMR (Finish institute of Marine Research).
- Lantmateriet 2007. LMV-rapport 2007:4. WWW-dokument: http://www.lantmateriet.se/templates/LMV_Page.aspx?id=15100 Hämtad: 2012-04-15.
- Larsson U, Hajdu S, Walve J, Elmgren R. 2001. Baltic Sea fixation estimated from the summer increase in the upper mixed layer total nitrogen. Limnol. Oceanogr. **46**: 811–820.
- Matthäus W, Franck H, 1992. Long-term variations of the primary halocline in the Gotland Basin. ICES CM 1979/C:22 (International Council for the Exploitation of the Sea)
- Matthäus W N, Dietwart R, Feistel G, Nausch V, Mohrholz & Lass. 2008. The inflow of highly saline water into the Baltic Sea.
- Meier M, Broman B, Kjellström E. 2004. Simulated Sea level in past and future climate in the Baltic Sea. *Clim. Res.* **27**: 59-72.
- Meier M, Kauker F. 2003. Modeling decadal variability of the Baltic Sea. 2. Role of freshwater inflow and large scale atmospheric circulation for salinity. *J. Geophys. Res.* **R108** (C11):3368
- Nationalencyklopedin, 1990. Bra Böcker Höganäs.

- Nausch G, Matthäus W, Feistel R. 2003. Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003. *Oceanologia* **45**:557-569.
- Plough H. 2008. Cyanobacterial surface blooms formed by *Aphanizomenon* sp. and *Nodularia spumigena* in the Baltic Sea. Small-scale fluxes, pH, and oxygen microenvironment. *Limnol. Oceanogr.* **53**:914-921.
- Regeringen 2012. WWW-dokument:
<http://www.regeringen.se/content/1/c6/08/93/34/e110c639.pdf> Hämtad 2012-04-04.
- Sandén P, Håkansson B. 1996. Long- term trends in Secchi depth in the Baltic sea. *Limnol. Oceanogr.* **41**:346-351.
- Schinke H, Matthäus W. 1998. On the causes of major Baltic inflows – an analysis of long time series. *Continental Shelf research* **18**:67-97.
- SMHI 2009. Östersjöns och Västerhavets geografi. WWW-dokument:
<http://www.smhi.se/kunskapsbanken/oceanografi/ostersjons-och-vasterhavets-geografi-1.3080> Hämtad 2012-03-31.
- SMHI 2012a. Förbättrade syreförhållanden i Östersjöns djupvatten. WWW-dokument:
<http://www.smhi.se/nyhetsarkiv/forbatttrade-syreforhallanden-i-ostersjons-djupvatten-1.21611>
- SMHI 2012b. Världshavens vattenstånd påverkar nivån i Östersjön. WWW-dokument:
<http://www.smhi.se/kunskapsbanken/oceanografi/varldshavens-vattenstand-paverkar-niva-i-ostersjon-1.3433> Hämtad 2012-03-31.
- SMHI 2012c. Klimatindikator – havsis. WWW-dokument:
<http://www.smhi.se/kunskapsbanken/oceanografi/klimatindikator-havsis-1.20049> Hämtad 2012-04-05.
- Strong C, Magnusdottir G. 2008. How Rossby wave breaking over the Pacific forces the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* **35**: L10706
- SYKE 2012. Miljöförvaltningen Finland. WWW-dokument:
<http://www.ymparisto.fi/default.asp?node=12477&lan=sv#a1> Hämtad: 2012-04-12
- Walsby A,E, Hayes P.K, Boje R, Stal L. J. 1997. The selective advantage of buoyancy provided by gas vesicles for planktonic cyanobacteria in the Baltic Sea. *New Phytologist* **3**: 407-417
- Wasmund N, Nausch G, Matthäus W. Phytoplankton spring bloom in the southern Baltic Sea spatio-temporal development and long time trends. *J. Pl. Res.* **20**:1099-1117.
- Wasmund N, Uhlig S. 2003. Phytoplankton trends in the Baltic Sea. *ICES Journal of Marine science* **60**:177-186.
- Wulff F, Stigebrandt A, Rahm. 1990. Nutrient dynamics of the Baltic Sea. *Ambio* **19**:126-133.
- Östersjöportalen 2012. WWW-dokument:
www.itameriportaali.fi/sv/tietoa/yleiskuvaus/sv_SE/erityispiirteet/ Hämtad 2012-04-11.

Ordlista

Apparent landhöjning: Den upplevda landhöjningen, det vill säga, skillnaden mellan vad som kallas den absoluta landhöjningen och havsnivåns förändring. <http://www.gotland.se/imcms/41883>

[Anabolisk uppbyggande biokemisk process](#)

Diazotrofisk: De blågröna alger som kvävefixerar med heterocyster

Eufotisk: Det övre vattenlagret i havsvattnet som har tillräckligt med ljus så att fytoplankton kan fotosyntesera.

Eutrofi: Övergödning. Följdverkan är att primärproduktionen ökar då tillgången på näringsämnen är mycket god.

Haloklin: Salt vatten är tyngre än sött vatten. Havsvatten innehåller salt och en liter havsvatten väger därför mer än 1 liter sötvatten. Det är alltså skillnad i densitet.

Heterocyst: En cell som omvandlats till en kvävefixerare istället för att fotosyntesera.

Hypoxi: Vatten där allt syre konsumerat av anaeroba destruerare. Det förändrar förutsättningarna för vattenkemin och kemiska element och föreningar frigör sig från sediment och vandrar ut i vattenmassan. De frigjorda elementen och föreningarna påverkar i sin tur andra vattenprocesser.

Insolation: Den solinstrålning som en given yta tar emot under en given tid. $\text{Wh(m}^2)^{-1}$

[Katabolisk nedbrytande biokemisk process](#)

Kemoklin: Den gradient i bottenskiktet på djupvattnet som skiljer syrefritt och syresatt vatten.

NAO: North Atlantic oscillation är ett vädersystem högre upp i atmosfären som för polarvindar runt polcirkeln och har ett oscillerande utseende. Lågtrycken kommer från de uppvärmda vulkanrika haven utanför Island. Havsvattnet har värmts upp av den vulkaniska aktiviteten. Vattenångan lämnar havet med en mättad relativ fuktighet och hög temperatur. Lågtrycken isoleras av polaroscillationen och blir ett stort enskilt vädersystem.

Redfield ratio: De flesta plankton är uppbyggda likartade kemiska föreningar och man har därför kommit fram till att kvoten för kol:kväve:fosfor som 106:16:1. Destruerare bryter ner det döda organiska materialet. De kemiska föreningarna NO_3^- och PO_4^{3-} är lösta i havsvattnet och tas åter upp av organismerna.

Psu: Måttenheter praktisk salthaltenhet (practical salinity unit) motsvarar promille ($1 \text{ psu} = 1 \times 10^{-3}$).

Saltgradient: Se haloklin

Saltpuls: Av gynnsamt väder framkallade stora vatteninflöden som i underströmmar tränger in i Östersjöns bottenskikt.

Termoklin: Ett temperatursprångskikt där temperaturen ändras snabbt i ett litet djupintervall. Det finns permanenta termokliner och säsongstermokliner. Säsongstermoklinerna upplöses då vatten får samma temperatur i en sjö, medan den permanenta termoklinen inte påverkas av vattentemperaturen förändras mindre i djupled.

Uppstuvningseffekt: I samband med att vind blåser över en vattenyta i t.ex. en vik förs vatten i vindens riktning från en sida av viken till den motsatta. Det transporterade vattnet strömmar sedan tillbaka, vanligen längs botten. Beroende på djupförhållandena sker denna återströmning mer eller mindre lätt och vatten kan "stuvnas" upp i de inre vindutsatta delarna av viken. Med hjälp av formler kan uppstuvningseffekten i ett aktuellt vattenområde beräknas för en viss vindhastighet. <http://www.gotland.se/imcms/41883> Hämtad: 2012-04-20

