SMHI

VÄSTERHAVETS OCH ÖSTERSJÖNS OCEANOGRAFI

Stig Fonselius



Oceanografi (Fon)
SVERIGES METEOROLOGISKA
OCH HYDROLOGISKA INSTITUT
2006 -05- 18
BIBLIOTEKET

VÄSTERHAVETS OCH ÖSTERSJÖNS

OCEANOGRAFI

Författare: **Stig Fonselius**
Omslagsbild: Utsikt från U/F ARGOS brygga.
(Foto Stig Fonselius)
Figurer: Agneta Malm

SMHI, Oceanografiska laboratoriet
Byggnad 31, Nya varvet
S-426 71 Västra Frölunda
Tel. 031 -69 65 00 Fax 031 - 69 04 18

Alla floder rinna ut i havet och
ändå bliver havet aldrig fullt
Predikaren 1.7

Förord

Intresset för vår miljö har sedan 1960-talet ökat enormt, främst på grund av människans växande förmåga att påverka naturen och de följder detta för med sig. Våren 1970 blev jag ombedd att skriva en populärvetenskaplig bok om oceanografi, som förelåg i tryck 1975. Denna bok är sedan länge slutsåld och någon modern svenskspråkig bok i oceanografi finns inte att tillgå. I början av 1994 blev jag av SMHI ombedd att skriva ett "kompendium" i oceanografi, främst med inriktning på haven omkring Sverige. Jag hade sedan min pensionering många gånger övervägt att skriva en sammanfattning om Östersjöns oceanografi och det var därför med glädje jag grep detta tillfälle att få ett sådant projekt finansierat. Arbetet föreligger nu färdigt som "Västerhavets och Östersjöns oceanografi". Varje kapitel inleds med en kort allmän information och fortsätter med att behandla förhållandena i våra närliggande havsområden.

"Västerhavets och Östersjöns oceanografi" är främst ämnad som allmän orientering för meteorologer och hydrologer, som inte studerat oceanografi, men kan användas av alla med naturvetenskapliga baskunskaper och intresse för havet och närliggande områden. Arbetet behandlar endast fysisk, kemisk och delvis biologisk oceanografi eftersom dessa är nära knutna till varandra. Av utrymmesskäl har sedimentologin utelämnats. Jag har inte heller berört de i Östersjön mycket omfattande problemen med toxiska organiska och oorganiska föroreningar i vattnet eftersom dessa inte påverkar vattnets fysikaliska egenskaper och inte är naturliga komponenter i havsvattnet. Sådana föroreningar utgör ett eget mycket omfattande problemområde som inte skall betraktas som oceanografi i egentlig mening, även om kunskaper i oceanografi är nödvändiga för att kunna förstå dessa ämnens spridning och kretslopp i havet.

Häftet är framställt av affärsområde Samhälle vid SMHI. Björn Sjöberg har svarat för redigeringsarbetet, rättelser, diskussioner och uppslag. Hans Dahlin och Bertil Håkansson har kritiskt granskat manuskriptet och bidragit med ändringförslag. Lars Edler har granskat styckena om biologi och Mats Ohlson stycket om vattnets kemiska egenskaper. Lars Andersson har bidragit med goda råd och med några figurer framställda med dator.

De flesta figurerna har ritats av Agneta Malm. Anita Taglind har svarat för layout och för några figurer och Margit Fonselius har språkligt granskat och rättat texten. Till alla ovannämnda vill jag framföra mitt varma tack.

December 1995
Stig Fonselius

INNEHÅLL

1. Inledning 1

2. Topografi 9

3. Havsvattnet 31

4. Vattenbalansen 65

5. Vågor, tidvatten och vattenstånd 82

6. Strömmar 104

7. Syrgas och svavelväte 133

8. Biologi 147

9. Långtidsförändringar 176

Referenser 190

Uppslagsord 196

1. INLEDNING

1.1. Oceanografi

Med oceanografi avses marin forskning innefattande fysik, kemi, biologi och sedimentologi. I Sverige används ordet oceanografi endast för det fysikaliska och kemiska området. Detta arbete kommer att behandla oceanografi i den snävare bemärkelsen. Den kemiska oceanografin har dock ett nära samband med marinbiologi, och vissa aspekter av produktionen och eutrofieringen i havet kommer att beröras. Utsläpp av metaller eller organiska, toxiska ämnen kommer inte att beröras, eftersom dessa inte påtagligt påverkar själva vattnets fysikaliska och kemiska egenskaper.

I egentlig bemärkelse bör benämningen hav användas för de vatten som står i förbindelse med världshavet. Hav används också för några stora saltsjöar, som inte står i förbindelse med världshavet, nämligen Kaspiska havet och Döda havet. Dessa sjöars saltsammansättning skiljer sig även i hög grad från saltsammansättningen i världshavet. Många havsområden kallas också för sjöar, t.ex. Östkinesiska sjön, Östersjön och Nordsjön, och det finns inga bestämda regler för vad som kallas hav eller sjö. På olika språk varierar också dessa benämningar. Ordet "ocean" används vanligen endast för de tre stora oceanerna.

1.1.1. Geografi

På en jordglob kan man se att jordens yta till största delen är täckt av vatten och att största delen av allt fast land finns på norra halvklotet. Jorden täcks till 70,8 % av vatten och 29,2 % av land. Man kan också se att detta vatten till största delen utgörs av ett sammanhängande världshav runt Antarktis med tre stora vikar som sträcker sig norrut mellan kontinenterna, nämligen *Atlanten, Indiska oceanen* och *Stilla havet*. Man talar om endast tre oceaner om man i dessa inkluderar alla mindre vikar eller andra med dem förbundna områden. Numera har man börjat avskilja ett *Antarktiskt hav*, även kallat *Australiska* eller *Antarktiska oceanen*. Gränserna för detta hav dras då mellan Sydamerikas, Afrikas och Australiens sydspetsar.

I oceanerna avgränsar man olika slags bihav. De viktigaste är de interkontinentala medelhaven:

1) Europeiska medelhavet med Svarta havet, som skiljer Europa från Afrika och Asien.
2) Amerikanska medelhavet, som består av Mexikanska golfen och Karibiska havet och skiljer Nordamerika från Sydamerika.
3) Australasiatiska medelhavet, som omfattar vattnen mellan de talrika öarna mellan Australien, Java, Borneo, Filippinerna och Nya Guinea och således ligger mellan Australien och Asien.
4) Arktiska medelhavet, som ligger mellan Europa, Asien och Nordamerika.
5) Röda havet, som ligger mellan Afrika och Asien.

Till de intrakontinentala medelhaven räknas bl.a. Östersjön, Arabiska (Persiska) viken och Hudson Bay.

Randhav kallas havsområden som genom öar eller halvöar avgränsas från oceanerna. Sådana hav är t.ex. Nordsjön, Berings hav, Ochotska havet, Japanska sjön och Östkinesiska sjön.

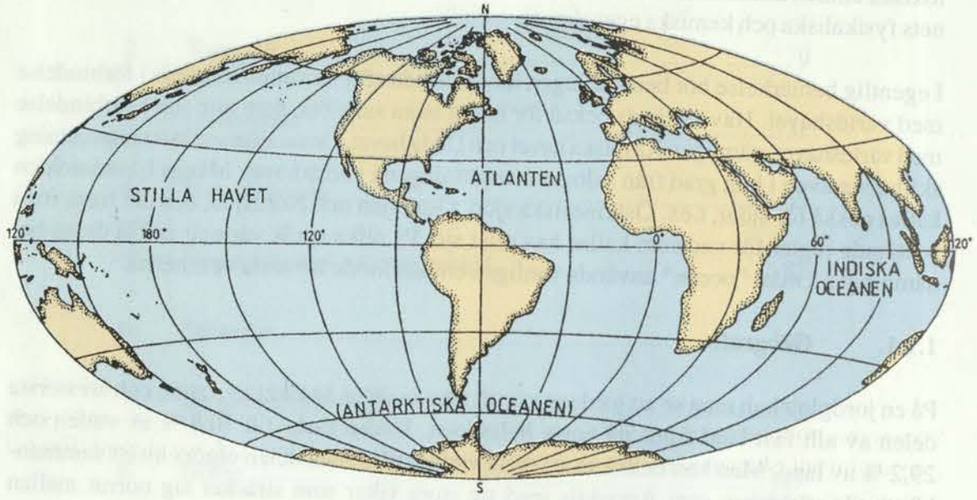


Fig. 1.1. Världskarta med de tre oceanerna. Numera räknas ofta vattnen kring Antarktis som en egen ocean, Antarktiska oceanen.

1.1.2. Havens uppkomst

De nuvarande haven har bildats genom kontinentaldriften. Studerar man en jordglob närmare, så ser man att kontinenterna delvis passar in i varandra som ett stort pussel. Alfred Wegener föreslog redan på 1930-talet att de olika världsdelarna härstammade från en stor gemensam kontinent som spruckit i bitar och att de olika delarna sedan drivit ifrån varandra. Teorin föll i glömska, men har återupplivats på 1960-talet. Man talar nu om en stor kontinent, *Pangea*, som delats upp i mindre delar[1]. Allt detta bygger på en teori om plattektonik, där de olika kontinenternas tektoniska plattor långsamt rör sig ifrån varandra. Mellan plattorna har de olika oceanernas centralryggar bildats. I sprickorna bildas vulkaner, och olika slags termiska processer äger rum. När Pangea långsamt delade sig och de uppkomna kontinenterna började glida isär trängde vatten in mellan dessa, och haven i deras nuvarande form började bildas.

1.1.3. Havsvattnets uppkomst

Havens salthalt har under miljoner år hållit sig relativt konstant. Det finns flera teorier som försöker förklara hur saltvattnet i havet bildats och varför salthalten håller sig oförändrad. Delvis återförs salt till land genom att vindarna river sönder vågtopparna och för med sig salt, speciellt vid svåra stormar, men detta räcker inte som förklaring. En trolig teori antar att de flesta gaserna, bl.a. vattenånga, saltsyra och koldioxid, fanns i atmosfären när jordytan svalnat till omkring 600°C. När temperaturen sjunkit så mycket att vattenångan kondenserades till vatten, löste sig saltsyra i den dåvarande atmosfären i det varma vattnet och reagerade med jordytans mineraler. Kisel och katjoner löste sig, och en rest av olöslig aluminiumhaltig lera bildade sediment. Småningom har jämvikt mellan sediment och saltvatten uppnåtts, så att lika mycket material sedimenterar som förs ut med floderna, och salthalten har sedan inte nämnvärt förändrats. Detta förutsätter dock att koldioxiden på något sätt återförs till atmosfären.

Den första som försökte klarlägga den kemiska jämvikten mellan atmosfären, kontinenterna och oceanerna var professor Lars G. Sillén[2] vid Tekniska Högskolan i Stockholm. I ett föredrag vid den oceanografiska världskongressen i New York 1959 framlade han en teori om jämvikten mellan de olika komponenterna i havsvattnet. Enligt denna teori löser sig atmosfärens koldioxid i vattenångan som kolsyra. Vattenångan avkyls, kondenseras till vatten och regnar ned över kontinenterna, där vätejonerna från den sura kolsyrelösningen reagerar med berggrunden och löser ut positiva joner som kalcium, magnesium, natrium och kalium. Floderna transporterar resultatet av bergens söndervittring ut i oceanerna. I oceanerna, som har brist på vätejoner och vilkas vatten därför är svagt basiskt, sker reaktionen omvänt, skapande sedimentärt berg med hög katjonhalt, och koldioxiden återförs till atmosfären.

Upptäckten av de hydrotermiska reaktionerna i de oceaniska centralryggarna på 1970-talet visade att koldioxid regenereras i en mycket större skala genom de hydrotermiska läckorna än vad Sillén föreställt sig i den lågtemperaturprocess han föreslagit. Man antar att vatten tränger ned i det oceaniska sedimentskiktet. En del av vattnets joner fälls ut som kalciumsulfat. Återstoden av jonerna når en zon flera km under havsbottnen. Där reagerar de med het basalt och formar mineralfällningar och en het, sur, metalljonrik hydrotermisk lösning. Denna tränger uppåt mot oceanbottnen, främst i sprickzonerna mellan kontinenternas tektoniska plattor. Lösningen kommer i kontakt med kallt havsvatten, kyls och fäller ut metallsulfider. I själva havsbottnen blandar sig lösningen med sulfat från havsvattnet, formande skorstenar bestående av utfällda metallsulfider och kalciumsulfat. Ovanför skorstenens mynning formar det järn som ännu finns i lösning svart "järnsulfidrök". Den koldioxid som tränger ut genom skorstenarna blandas i oceanvattnet, når slutligen ytan och återvänder till atmosfären och sluter koldioxidcirkeln[3].

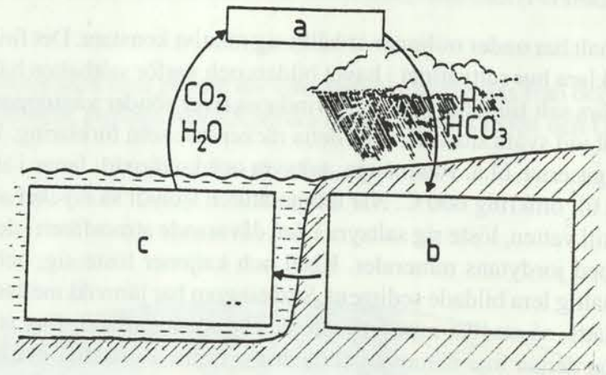


Fig. 1.2. Den kemiska balansen mellan atmosfären, kontinenterna och oceanerna[2]. I atmosfären (a) löser sig koldioxiden i vattenånga som kolsyra. Denna dissocieras till vätejoner och vätekarbonat. Vattnet faller som nederbörd över kontinenterna (b). Vätejoner från den sura lösningen lakar ut positiva och negativa joner (kalcium, magnesium, natrium och kalium samt klorid, sulfat och vätekarbonat) ur berggrunden som innehåller bergssalt, gips, kalksten, dolomit och aluminiumsilikat. Lera som har låg halt av positiva joner (kaolinit och kvarts) bildas. Flodvattnet för ut resultatet av den kontinentala förvittringen till oceanerna (c). I oceanvattnet, som har brist på vätejoner, sker en omvänd reaktion. Sedimentär berggrund (lera med hög halt av katjoner) bildas, vätejoner frigörs och reagerar med vätekarbonatet. Koldioxid frigörs och återförs till atmosfären.

a) **Reaktioner i atmosfären**

$CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3$ (kolsyra)

$H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^-$

b) **Reaktioner i kontinenternas berggrund**

$NaCl$ (halit) $\rightarrow Na^+ + Cl^-$

$CaSO_4$ (gips) $\rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-}$

$CaMg(CO_3)_2$ (dolomit) $+ 2H^+ \rightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2HCO_3^-$

Aluminiumsilikat med hög katjonhalt + H^+ → Lera med låg katjonhalt (kaolinit, $Al_2Si_2O_5(OH)_4$) + SiO_2 (kiseldioxid) + ($Na^+ + K^+ + Mg^{2+} + Ca^{2+}$)

c) **Reaktioner i havet**

$Na^+ + Cl^- \rightarrow NaCl$

$Ca^{2+} + SO_4^{2-} \rightarrow CaSO_4$

$Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$

$Ca^{2+}\ Mg^{2+}\ 4HCO_3^- \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + 2H_2O + 2CO_2$

Kaolinit + SiO_2 + ($Na^+ + K^+ + Mg^{2+}$) → Lera med hög katjonhalt + H^+

$H^+\ HCO_3^- \rightarrow CO_2 + H_2O$

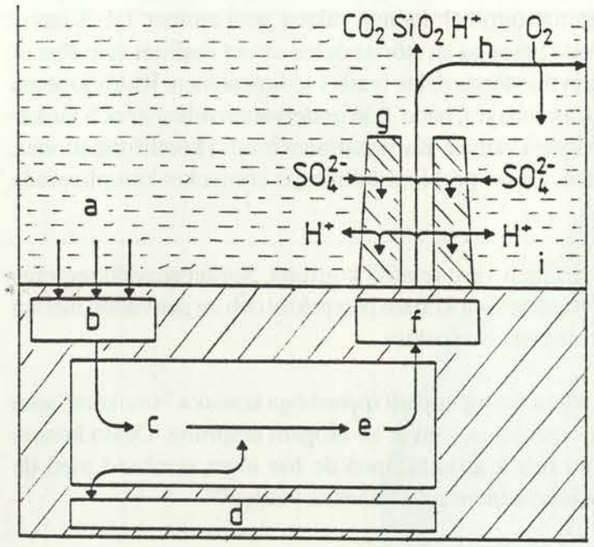


Fig. 1.3. De hydrotermiska reaktionerna i oceanernas centralryggar[3].
Katjoner, t.ex. kalcium, magnesium, natrium, kalium, järn och mangan, samt anjoner som sulfat, vätekarbonat och klorid förs med havsvattnet (a) ned i sedimenten, och kalciumsulfat fälls ut (b). Vattnet tränger flera km ned under havsbottnen och reagerar där med het basalt (c) och bildar mineralfällningar (d) och en het, sur och metallrik hydrotermisk lösning (e) som stiger uppåt mot havsbottnen (e). Den avkyls av kallt oceanvatten och fäller ut metallsulfider (f). I havsbottnen blandas lösningen med sulfat från havsvattnet och fäller ut metallsulfider och kalciumsulfat, som bildar skorstenar (smokers) (g). Genom dessa strömmar vatten ut, innehållande järn i lösning, och bildar en svart "järnsulfidrök" (h). Mangan förblir i lösning. Järnsulfiden och manganjonerna oxideras i havsvattnet och "regnar" ned på botten som ett metalliskt sediment (i). Koldioxiden stiger upp genom skorstenen, blandas med havsvatten, når slutligen havsytan, återvänder till atmosfären och sluter på detta sätt koldioxidcykeln.

a) **Havsvatten:**
Katjoner: Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+
Spårmetalljoner: Fe^{2+}, Mn^{2+}
Anjoner: SO_4^{2-}, HCO_3^-, Cl^-

b) **Reaktioner på vägen ner i sedimenten:**
$Ca^{2+} + SO_4^{2-} \rightarrow CaSO_4$

c) **I reaktionszonen:**
$SO_4^{2-} \rightarrow H_2S$
$HCO_3^- \rightarrow CO_2$
Mg^{2+} + basalt + $H_2O \rightarrow$ $Mg(OH)SiO_3 + H^+$
H^+ + basalt → H^+-aluminiumsilikat + katjoner
$SO_4^{2-} + 4H^+ + 11Fe_2SiO_4 \rightarrow$ $FeS_2 + 7Fe_3O_4 + 11SiO_2 + 2H_2O$

d) **Mineralutfällning:**
$Mg(OH)SiO_3$, SiO_2 (kvarts), FeS_2 (pyrit), Fe_3O_4

e) **Het, sur, metallrik hydrotermisk lösning:**
H_2S, CO_2, H^+, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+}, Ca^{2+}, SiO_2

f) **Reaktioner på vägen upp i sedimenten:**
$Fe^{2+} + H_2S \rightarrow FeS + 2H^+$
$Cu^{2+} + H_2S \rightarrow CuS + 2H^+$

g) **Utfällning av skorsten:**
Katjoner + $H_2S \rightarrow FeS_2 +$ $CuS + ZnS$
Ca^{2+} + SO_4^{2-} (från havsvattnet) → $CaSO_4$
H^+ löses i havsvattnet

h) **Svart rök:**
FeS, Mn^{2+} + O_2 (från havs vattnet)
CO_2, SiO_2, H^+ avgår till havsvattnet

i) **Metallhaltigt :**
FeO(OH), MnO_2

Det mesta av havssaltet utgörs av natrium- och kloridjoner (se kapitel 3, Havsvattnet). I berggrunden är förhållandet mellan natrium och kalium räknat som atomer 1:1. I havsvattnet är detta förhållande 28:1. Detta beror på att största delen av det natrium som förs ut i havet förblir i lösning, medan kalium till största delen binds i sedimentenen. Kloridjonerna tillförs vattnet som vulkangas i form av saltsyra, både från undervattenvulkaner och vulkaner på land. Även kloridjonerna blir kvar i vattnet. Karbonatjoner binds i korallformationer, och koldioxid återförs till atmosfären. Dessa problemställningar är mycket komplicerade och har endast delvis klarlagts.

Havsvattnets surhetsgrad (pH) har troligen varit relativt konstant. Surhetsgraden regleras av kolsyresystemets komponenter i ytvattnet i ett kortare perspektiv och av jämvikten mellan havsvattnet och sedimenten i ett geologiskt perspektiv.

På 1990-talet har man i Kattegatts botten funnit upp till meterhöga koniska "smokers" som är uppbyggda av kalk och utsöndrar metangas som är av biogent ursprung. Dessa koners uppkomst och funktion är inte ännu helt klarlagda, men de har inget samband med de hydrotermiska reaktionerna mellan kontinenternas tektoniska plattor [4].

1.2. Östersjöns utveckling sedan istiden

Östersjön är geologiskt sett ett relativt ungt hav. Det bildades i slutet av den senaste istiden för omkring 12 000 år sedan. Då uppkom Baltiska Issjön, en sötvattenssjö som utmynnade i Kattegatt genom Öresund. Baltiska Issjön upphörde genom en enorm naturkatastrof, när vattnet omkr 8 300 f.Kr. bröt sig igenom mellersta Sverige och ytan sänktes med 26 m. Saltvatten kunde nu tränga in, och Yoldiahavet bildades. Detta skede varade omkring 1 500 år, då landhöjningen igen spärrade av Yoldiahavet, och en ny sötvattensjö, Ancylussjön, bildades. Förbindelsen bröts genom landhöjning, och ett nytt utlopp uppkom genom de danska sunden. Vattenutbytet ökade och salthalten började stiga för ca 7 000 år sedan och Littorinahavet bildades. För ca 5 000 år sedan började salthalten sjunka. Detta skede kallas Limneahavet, vilket övergick i nuvarande Östersjön för omkring 2 000 år sedan [5].



Bild 1. Fiskeriverkets undersökningsfartyg ARGOS. (Foto Lars Hansson)

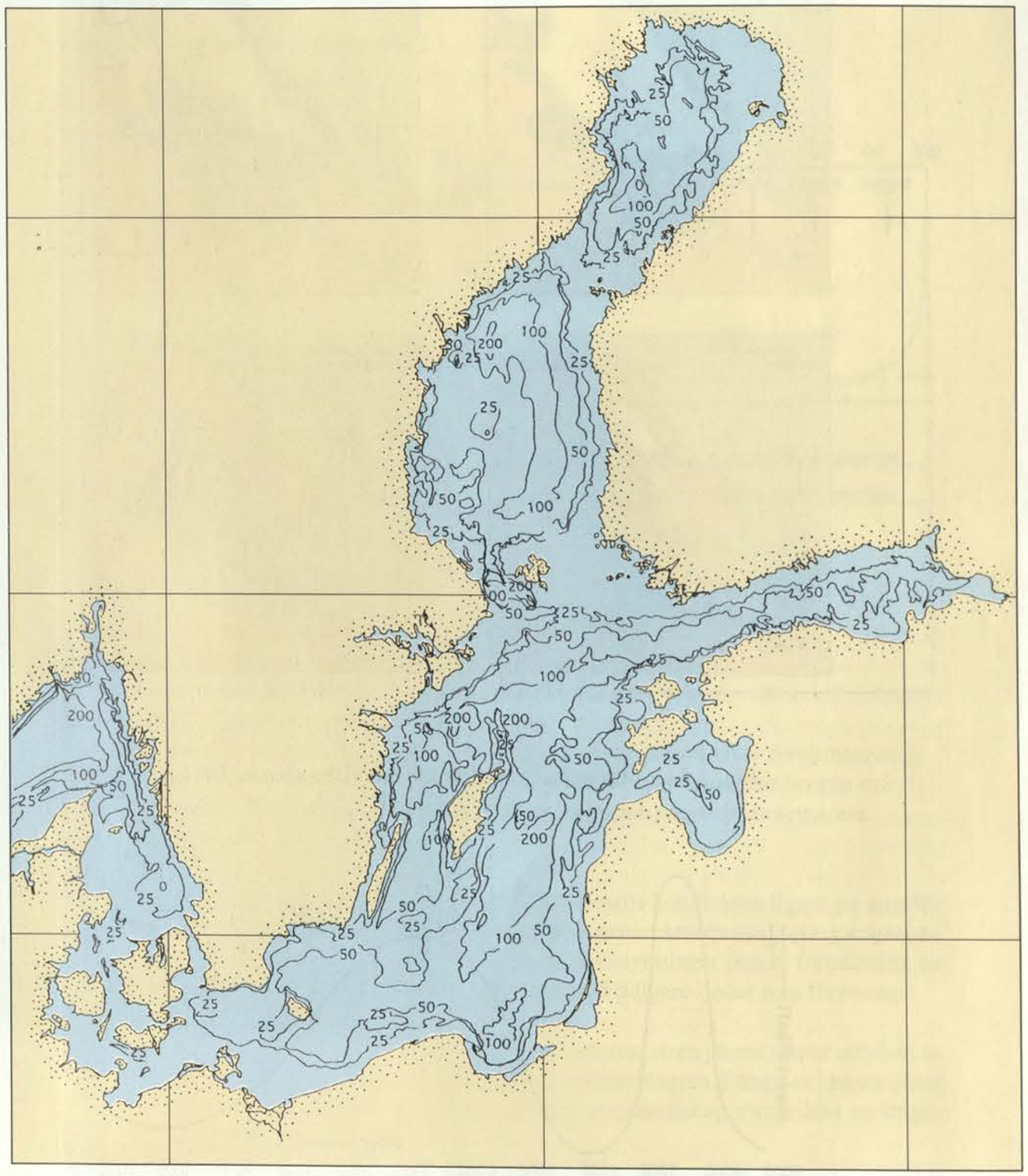


Fig. 1.4. Topografisk karta över Västerhavet och Östersjön. Djupkurvorna för 25, 50, 100 och 200 m är utsatta.

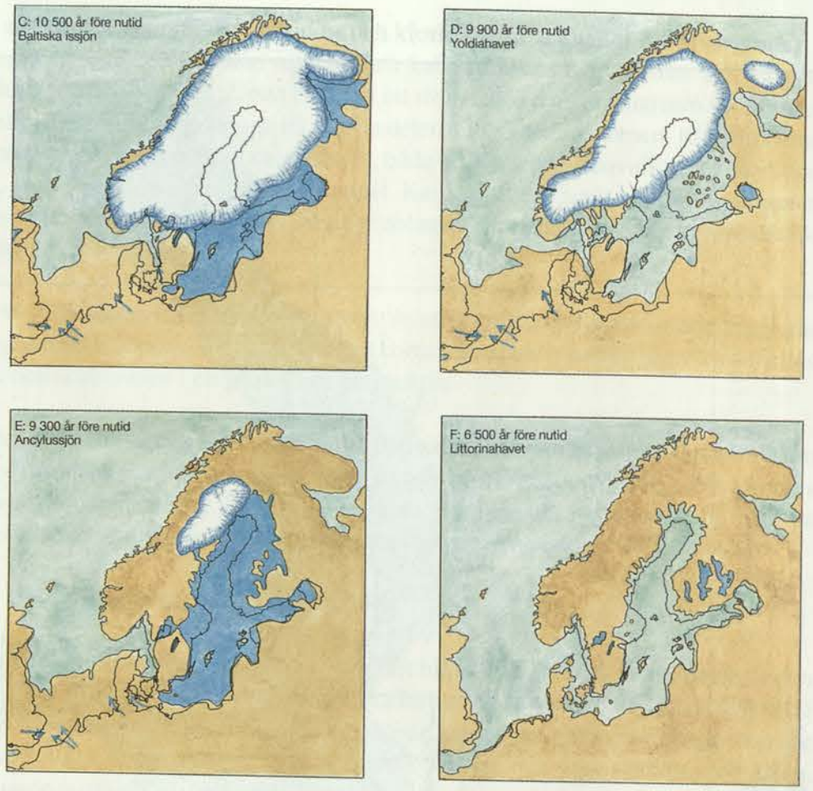


Fig. 1.5. Östersjöns olika skeden efter den senaste istiden[30].

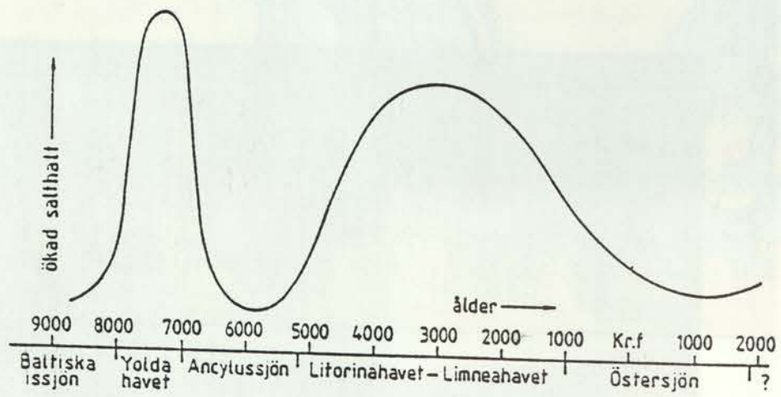


Fig. 1.6. Växlingarna mellan sötvattenssjöar och hav samt de relativa salthaltsförändringarna i Östersjöns vatten efter den senaste istiden[5].

2. GRÄNSER OCH TOPOGRAFI

2.1. Världshavets topografi

De största höjdskillnaderna på jordytan (mellan de största havsdjupen och de högsta bergstopparna) rör sig omkring 20 km. Världshavets botten är mycket ojämn. Det största djupet i havet är omkring 11 km, och medeldjupet är nära 4 km (3 795 m). Alla tre oceanerna har i princip likartad topografi.

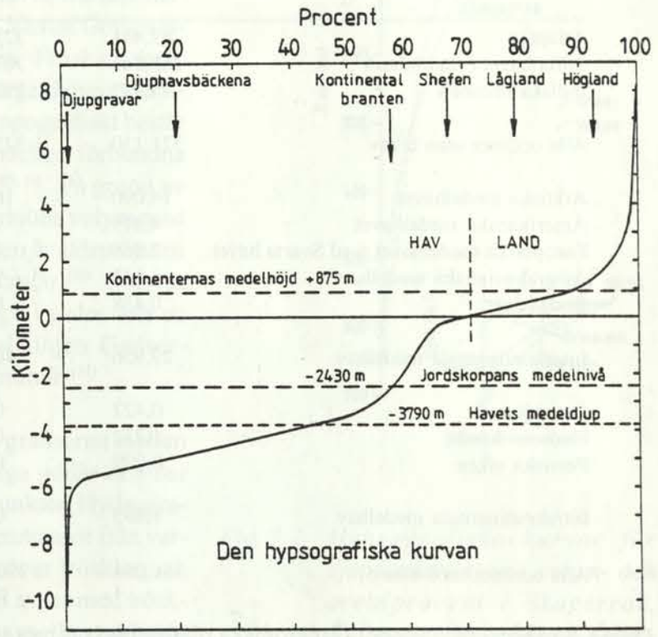


Fig. 2.1. Hypsografisk kurva som visar fördelningen av land och hav samt de högsta bergen och största havsdjupen på jordytan i procent.

Utanför kusterna finns vanligtvis vidsträckta grundområden, som kallas shelf eller kontinentalsockel, med djup mindre än 400 m. Shelfen är egentligen en fortsättning av kontinenten under havsytan. Utanför vissa områden, t.ex. Sydamerikas västkust, saknas shelfen helt.

Från shelfen fortsätter kontinentalbranten, som är den största sluttningen på jordytan, ned till djuphavsbäckenens botten som ligger på ungefär 4 000 m djup. Kontinentalbranten är på många ställen genombruten av djupa tvärsgående dalar eller canyons. Dessa påträffas främst utanför flodmynningar och är fortsättning av flodfåran. Canyons där en flod saknas har samband med tidigare floder som försvunnit.

Djuphavsbottnen bildar, i synnerhet närmare kontinenterna, stora jämna slätter utfyllda av sediment. Enstaka bergstoppar kan sticka upp över sedimentlagren. Längst ut i havet tilltar bergen i antal och övergår så småningom i ett högt bergslandskap som bildar en längsgående centralrygg mitt i oceanen.

Mitt i centralryggen sträcker sig en djup förkastningsspricka längs hela ryggen. Från ryggen höjer sig de högsta delarna som öar över havsytan. De är ofta vulkaniska, och hela ryggen med sin sprickbildning har uppkommit vid gränsen mellan kontinenterna, som mycket långsamt rör sig i förhållande till varandra som jätteöar på jordens flytande inre. I sprickområdet väller lava upp och bygger på så sätt upp centralryggen. I Stilla havet saknas centralryggen och i stället finns det flera flackare ryggar.

Tabell 2.I

Oceanerna och deras bihavs yta, volym och medeldjup [6]

	Yta (10^6 km^2)	Volym (10^6 km^3)	Medeldjup (m)
Atlanten	82,441	323,613	3 926
Stilla havet (utan bihav)	165,246	707,555	4 282
Indiska oceanen	74,917	291,945	3 897
Alla oceaner utan bihav	321,130	1 322,198	4 117
Arktiska medelhavet	14,090	16,980	1 209
Amerikanska medelhavet	4,319	9,573	2 216
Europeiska medelhavet med Svarta havet	2,966	4,238	1 429
Austral-asiatiska medelhavet	8,149	9,873	1 212
Röda havet	0,438	0,215	491
Interkontinentala medelhav	29,956	40,859	1 364
Östersjön	0,422	0,023	55
Hudsonviken	1,232	0,158	128
Persiska viken	0,239	0,006	25
Intrakontinentala medelhav	1,893	0,187	98
Alla oceaner med bihav	361,059	1 370,323	3 795

Djuphavsgravar bildas när två tektoniska plattor pressas mot varandra. Därvid tvingas den ena ner under den andra. Djuphavsgravarna finner man vanligen på utsidan av ökedjor vid gränsen mellan tektoniska plattor eller utanför kontinenter där kontinentalsockel saknas. Längs Sydamerikas västkust ligger en serie av djupgravar. Den sydamerikanska kontinenten driver västerut och pressar ned havsbottnen framför sig. Samtidigt tornar Anderna upp sig längs hela kontinentens västsida. Utanför kusten ligger Chilegraven och Perugraven parallellt med kusten. Världshavets djupaste ställen ligger i Stilla havet utanför ökedjan Marianerna, där maximidjupet är över 11 km.

2.2. Skagerrak, Kattegatt och Östersjön

Sverige gränsar till Skagerrak, Kattegatt, Öresund, egentliga Östersjön och Bottniska viken. Dessa utgör en kedja av havsområden av vilka Bottniska viken ligger innerst och Skagerrak ytterst. I dagligt tal kallas Skagerrak, Kattegatt och Bälthavet ofta "Västerhavet" och egentliga Östersjön, Bottniska viken, Finska viken och Rigabukten "Östersjön".

Östersjön är ett intrakontinentalt medelhav som genom Skagerrak och Kattegatt står i öppen förbindelse med Nordsjön och därmed också med Atlanten. Östersjöns salthalt är mycket låg på grund av den stora sötvattenstillförseln i älvar och floder, men saltets proportionella sammansättning skiljer sig inte i princip från världshavens. Östersjön utgör ett av världens största brackvattensområden. De danska sunden utgör Östersjöns utlopp till Kattegatt.

Skagerrak anses utgöra en del av Nordsjön medan Kattegatt tillsammans med Östersjön benämns inom havsforskningen *Baltiska havet*. Östersjön brukar geografiskt indelas i Bälthavet, Öresund, Arkonahavet, Bornholmshavet, Östra Gotlandshavet, Västra Gotlandshavet, Norra Gotlandshavet, Finska viken, Rigabukten, Ålands hav, Skärgårdshavet, Bottenhavet och Bottenviken. Topografiskt består Östersjön av en serie djupbäcken förbundna med varandra över trösklar [7], [8]. På grund av landhöjningen minskar Östersjöns volym med 1 - 2 km^3/år [9]. Landhöjningen är störst i norr, i Bottenviken omkring 0,8 cm/år [10]. I norra Öresund råder jämvikt. Längst i söder sker en liten landsänkning, t.ex. på linjen Gedser-Fredericia med i medeltal 1 mm/år [11]

Geografiskt brukar man dra gränserna mellan havsområden mellan lämpliga uddar och öar eller andra geografiska riktpunkter. Hydrografiska gränser avgränsar vattenmassor från varandra och dras därför helst över trösklar och grundområden. I oceanografi avses med trösklar de djupaste förbindelserna mellan två havsbäcken. Havsområdenas ytor, volymer och medeldjup beräknas vanligen från de geografiska gränserna.

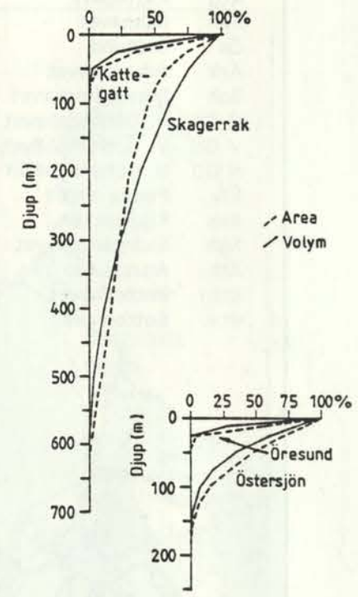
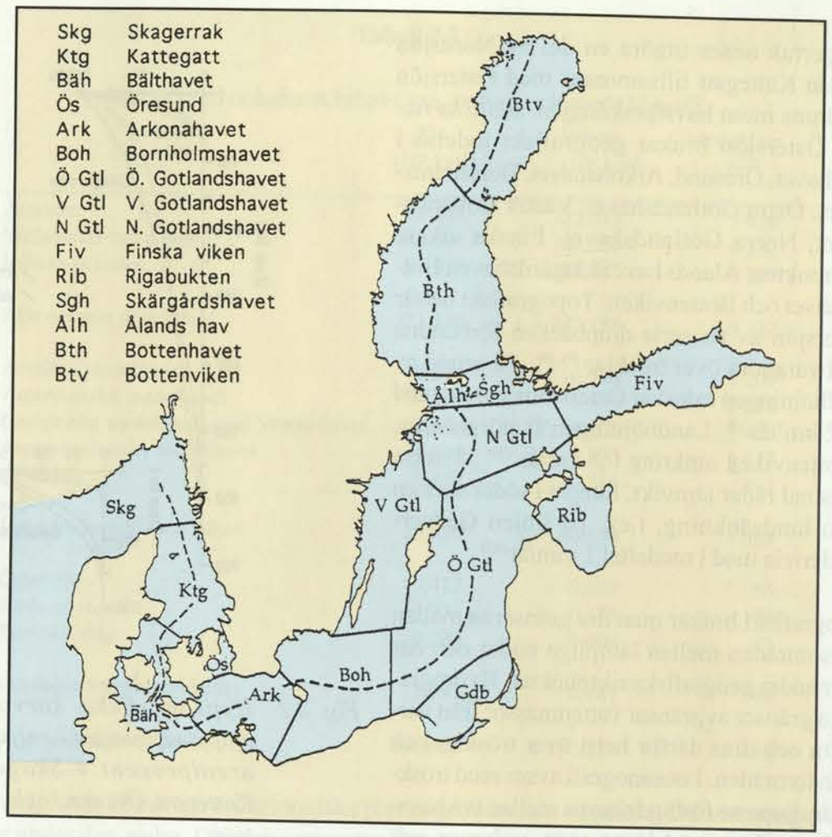


Fig. 2.2 Hypsografiska kurvor för djupfördelningen i volym- och arealprocent i Skagerrak, Kattegatt, Öresund och Östersjön.

SMHI har givit ut ett havsområdesregister med en detaljindelning av kustvattnen. Registrets indelning av de olika havsområdena avviker något från den här använda indelningen [19]. Med det nya registret kan varje havsområdes yta, volym och medeldjup beräknas med hjälp av dator, när de nya digitala sjökorten om något år tas i bruk. Här har dock den äldre indelningen använts eftersom alla ytor, volymer och medeldjup beräknats enligt denna.

2.2.1. Skagerrak

Den geografiska gränsen mellan själva Nordsjön och Skagerrak går från Hanstholm på Jylland till Lindesnes på Norges sydkust. Med undantag av tröskeln i Norska rännan kan man inte urskilja någon direkt hydrografisk gräns mellan Skagerrak och Nordsjön. Gränsen mot Kattegatt brukar dras från Skagens rev till Marstrand och ej heller här finns det någon naturlig gräns. Inom Helsingforskommissionen dras gränsen från Skagen längs latituden 57°44' 8" N. I detta arbete har dock den förstnämnda gränsen använts, eftersom Skagerraks och Kattegats ytor, volym och medeldjup beräknats med användning av denna. Därtill undviker man svårigheten att få Nordre älv att utmynna i Skagerrak och Göta älv i Kattegatt samt att fjordsystemet runt Orust och Tjörn delas [13].



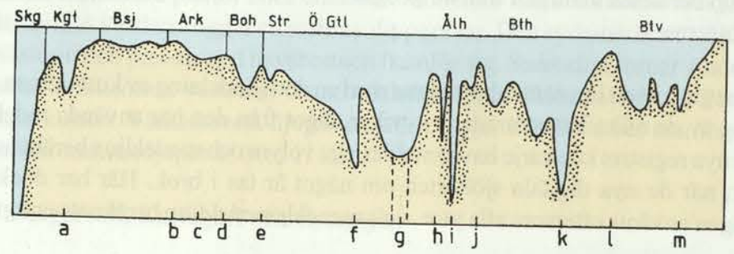


Fig. 2.3. Karta med gränser för de olika havsområdena[19] samt ett topografiskt längdsnitt från Skagerrak till Bottenviken. Den streckade linjen på kartan visar längdsnittet.

a) Läsödjupet 124 m
b) Darssertröskel 18 m
c) Arkonadjupet 53 m
d) Bornholmsgattet 45 m
e) Stolpetröskeln 60 m
f) Gotlandsdjupet 249 m
g) Landsortsdjupet 459 m
h) Ålandströskeln 70 m
i) Ålandsdjupet 301 m
j) Södra Kvarken 100 m
k) Ulvödjupet 293 m
l) Norra Kvarken 25 m
m) Bjurödjupet 135 m



Fig. 2.4. Västerhavets och Östersjöns indelning enligt SMHIs havsområdesregister[118].

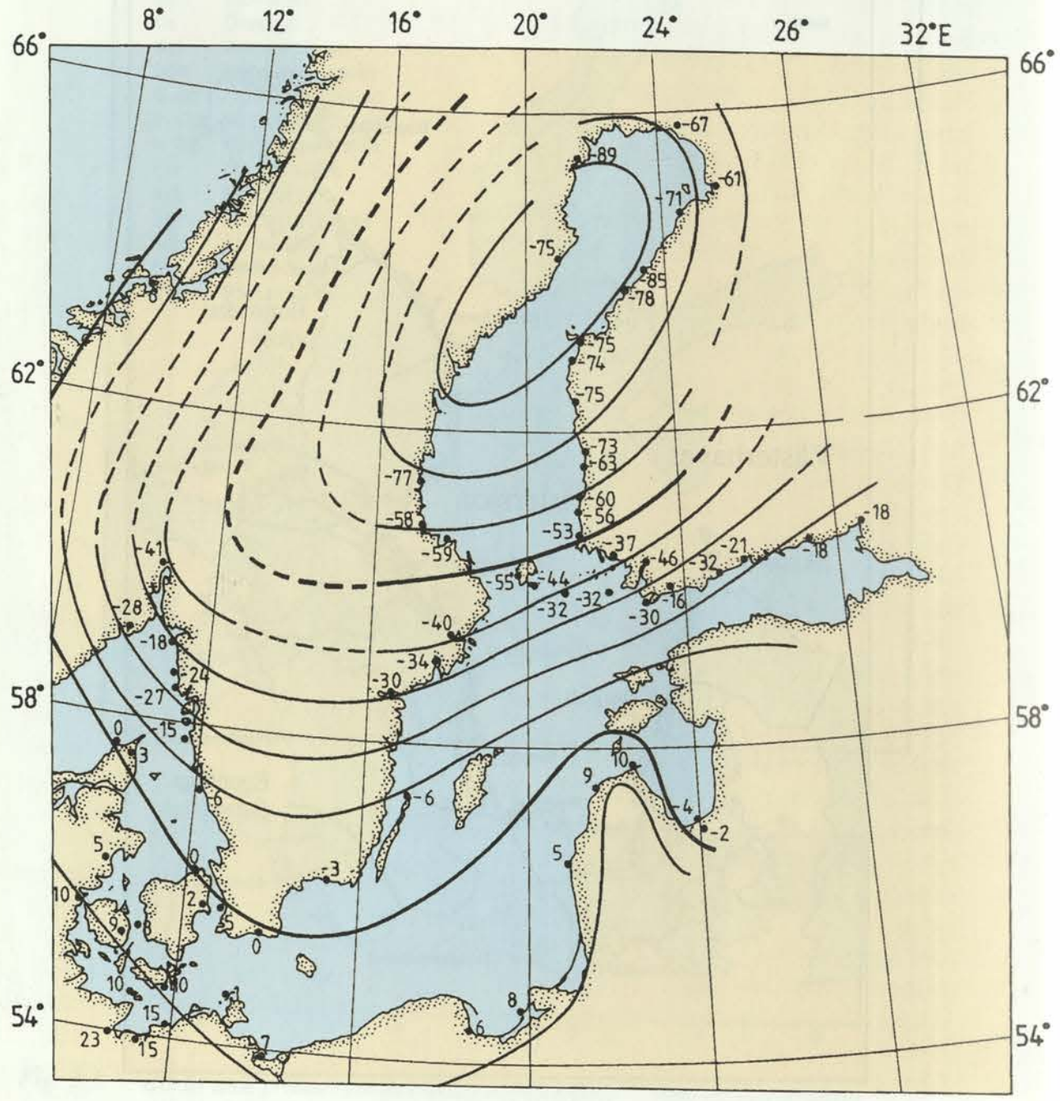


Fig. 2.5. Landhöjningen i Nordeuropa uttryckt i cm/århundraden.

Tabell 2.II

Djupförhållanden, yta och volym för de Sverige omgivande haven [12]

Havsområde	Yta	Medel-djup	Volym	Max. djup	Tröskel-djup
	km²	m	km³	m	m
SKAGERRAK	32 300	210	6 780	700	270[a]
KATTEGATT	22 287	23	515	130	18[b]
ÖSTERSJÖN MED SUNDEN	375 065	55	20 799	459	--
De Danska Sunden	20 121	14,3	287	81	--
Bälthavet	17 821	14,6	260	81	18[b]
Öresund	2 300	11,7	27	53	8[b]
ÖSTERSJÖN	354 944	58	20 512	459	18[c]
Egentliga Östersjön	209 930	62	13 045	459	18
Arkonahavet	19 068	23	442,5	53	45
Bornholmshavet	38 942	46	1 778,1	105	60
Gotlandshavet	151 920	71	10 824,5	459	50[c]
Ö. Gotlandsbäckenet	88 712	72	6 350,5	249	115
Gdanskäckenet	25 234	57	1 439,3	114	100
Gotlandsdjupet	44 837	80	3 600,8	249	115
Fårödjupet	18 641	70	1 310,4	205	115
N. Centralbäckenet	36 284	60	3 940	459	50[c]
Landsortsdjupet	7 308	107	785,6	459	100[d]
Övriga områden	28 976	109	3 154,5	205	50[c]
V. Gotlandsbäckenet	26 924	61	1 631,9	205	--
Finska viken	29 498	37	1 097,8	123	--
Rigaviken	17 913	23	405,5	51	20
Bottniska viken	115 516	55	6 369	293	--
Ålands hav	5 477	75	411	301	100[e]
Skärgårdshavet	8 893	19	169	--	18[c]
Bottenhavet	64 886	66	4 308	293	25[f]
Bottenviken	36 260	41	1 481	146	--

a. tröskeln mot Nordsjön
b. tröskeln mot Egentliga Östersjön
c. tröskeln mot Bottniska viken
d. tröskeln mot Västra Gotlandsbäckenet
e. tröskeln mot Bottenhavet
f. tröskeln mot Bottenviken

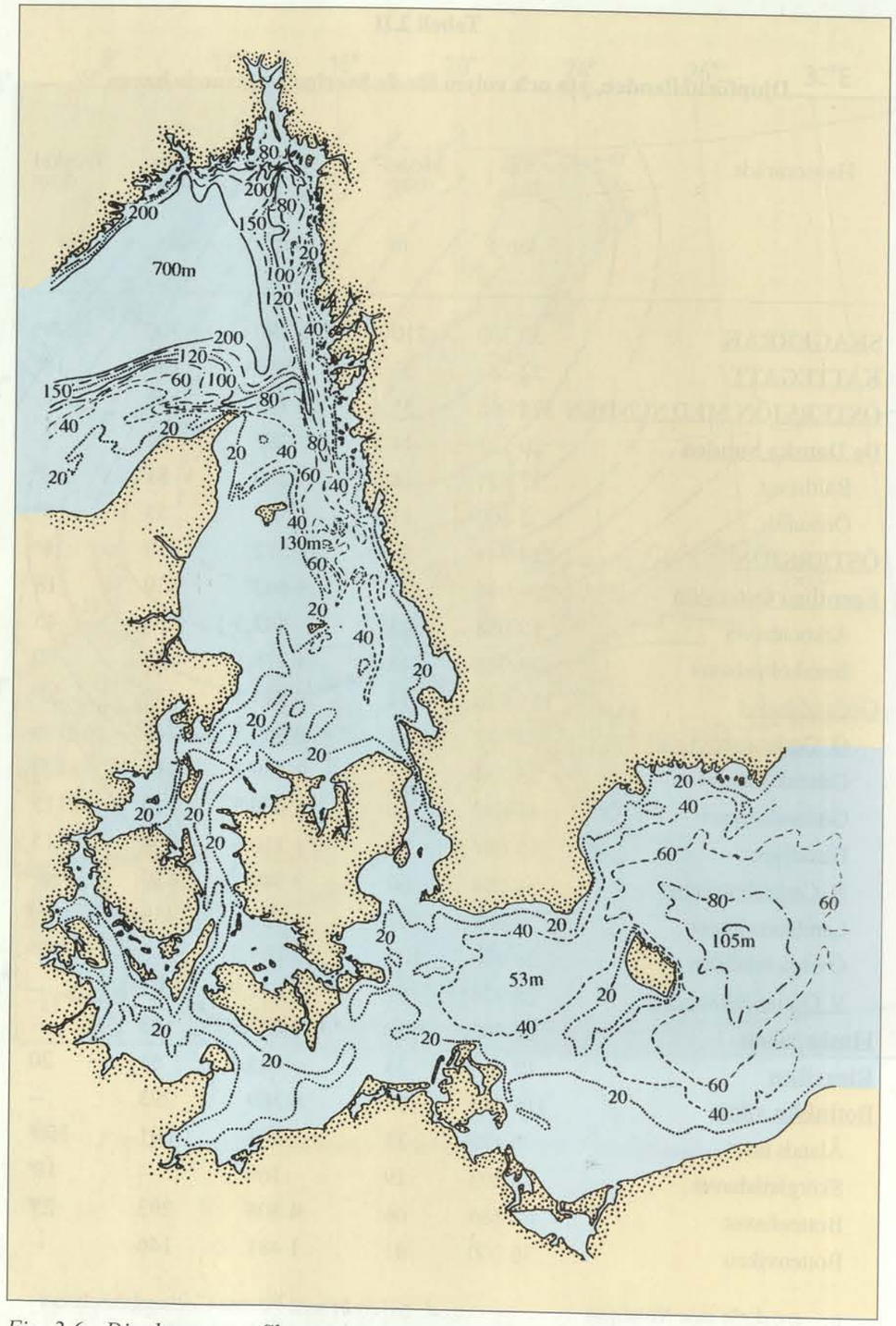


Fig. 2.6. Djupkarta över Skagerrak, Kattegatt, Bälthavet, Öresund, Arkonahavet och Bornholmshavet.

Skagerraks relativt stora medeldjup (210 m) beror på *Norska rännan,* som följer den norska kusten och djupnar in mot Skagerrak där den når sitt största djup, ungefär 700 m, omkring 60 nautiska mil rakt västerut från Lysekil. Tröskeln mellan Norska rännan och dess fortsättning norrut i Norska havet ligger på 270 m djup utanför Utsira.

Österut sträcker sig Norska rännan till närheten av den svenska kusten och fortsätter längs denna söderut och övergår i Kattegatt i Djupa rännan. På den danska sidan är vattendjupet litet.

Den danska kusten är låglänt och flack, medan de norska och svenska kusterna är bergiga med talrika öar, skärgård och djupa fjordar, som sträcker sig långt in i landet. Den största är Oslofjorden. Idefjorden utgör gräns mellan Norge och Sverige. Den mest kända svenska fjorden är Gullmarsfjorden. Söder om Gullmarsfjorden finns det ett helt system av fjordar mellan fastlandet och öarna Orust och Tjörn, Uddevallafjordarna. I verkligheten är det inte fråga om riktiga fjordar utan det är ett system av öppna fjärdar förbundna med varandra genom smalare sund. Fjordar är dock den vedertagna benämningen för dessa vatten.

2.2.2. Kattegatt

I söder gränsar Kattegatt till De danska sunden, som utgör förbindelsen med själva Östersjön. Gränsen går från Hasenør (SSE Æebeltoft) på Jylland till Själlands Odde och från Gilleleje på Själland till Kullen i Skåne.

Kattegatt är ett mycket grunt havsområde, medeldjupet är endast 23 m. Mer än hälften av Kattegatt har vattendjup på mindre än 25 m. Från norr sträcker sig *Djupa rännan,* en förlängning av Norska rännan i Skagerrak, längs den svenska västkusten söderut. Vid gränsen mot Skagerrak är djupet omkring 100 m, men minskar till 75 m utanför Vinga. Öster om Läsö är det omkring 60 m och öster om Anholt omkring 40 m. Det finns inte någon tröskel mellan Kattegatt och Skagerrak som skulle förhindra utbyte av djupvatten [14]. Det finns dock isolerade områden med djup upp till 100 m ned till Anholt. Det största djupet, *Läsödjupet*, 124 m, ligger sydost om Läsö. Utanför Kullen, vid Öresunds norra mynning, är vattendjupet omkring 30 m. I den västliga delen av Kattegatt är djupet ringa; i Ålbæk Bugt och norr om Läsö ca 30 m, i Läsö ränna 15 m, i Ålborg Bugt ca 10 m (på många ställen mindre) och nordväst om Själland ca 20 m.

Från Göteborg och norrut är kusten bergig och örik. Söder om Göteborg finns en djup vik, kallad Kungsbackafjorden. Denna är dock inte någon riktig fjord, mynningen är bred och mynningströskel saknas, ej heller är stränderna branta, och vattendjupet är litet. Från Kungsbacka söderut är kusten flack med få öar, och i den sydliga delen finns långa sandstränder, speciellt i Laholmsbukten. Hallandsåsen och Kullen kring Skälderviken är dock höglänta områden. På den danska sidan är kusten flack och utan öar. Limfjorden förbinder Kattegatt med Nordsjön, men vattenutbytet är så litet att det saknar praktisk betydelse. Mitt i Kattegatt ligger öarna Läsö och Anholt.

2.2.3. De danska sunden

Gemensamt kallas Bälthavet och Öresund *De danska sunden.* De utgör tröskelområdet mellan Östersjön och Västerhavet.

2.2.3.1. Bälthavet

Bälthavet omfattar farvattnen mellan den tyska kusten och de danska öarna samt mellan dessa och består av Samsö Bält, Stora Bält, Langelands Bält, Smålandsfarvattnet, Mecklenburgbukten, Femarn Bält, Kielbukten, farvattnen syd om Fyn, Lilla Bält, farvattnet norr om Fyn samt Århusbukten. Ofta används benämningen Stora Bält för området Samsö Bält, Stora Bält och Langelands Bält. Gränsen mot Östersjön dras från Gedser Odde till Darsser Ort.

Djupförhållandena i Bälten karakteriseras av djupa rännor med oregelbunden utsträckning. I den nordliga delen av Stora Bält är djupet i rännan ca 60 m, i den sydliga delen ca 40 m. Rännorna i norra och södra Stora Bält åtskiljs av ett grundområde norr om Sprogø, där djupet är omkring 22 m. Bortsett från dessa rännor är djupet i Stora Bält ca 20 m eller mindre. I den nordliga delen av Lilla Bält är djupet i allmänhet mindre än 15 m. I förträngningen mellan Fredericia och Middelfart är dock djupet ca 50 m och vid Fænø lokalt 80 m. I den sydliga delen mellan Fyn och Als är djupet ca 30 m [15].

Den verkliga tröskeln mot Östersjön ligger dock i den södra delen av Bälthavet mellan Darsser Ort och Gedser Rev. Tröskeldjupet är 18 m och det breda tröskelområdet kallas Darssertröskel. Genom hela Stora Bält sträcker sig en smal, omkring 25 m djup ränna, från södra Kattegatt fram till Darssertröskeln. Denna tröskel begränsar storleken för de fartyg som kan gå in i Östersjön. Supertankers med full last kan t. ex. inte gå in i Östersjön eftersom deras djupgående är för stort. Den djupaste delen av Darssertröskeln utgörs av en längsgående ränna, kallad Kadetträννan.

2.2.3.2. Öresund

Öresund begränsas i söder av linjen Falsterbo udde - Stevns Klint. I Öresunds norra del är djupet mellan 23 och 26 m, men djupet ökar inåt och är utanför Sofiero 30 - 40 m. Från detta djupområde sträcker sig en 20 m djup ränna fram till Landskrona. Här finns också en isolerad djuphåla på 53 m, Landskronadjupet. Syd om Ven avtar djupet till ca 17 m och rännan upphör nord om Saltholm.

Själva tröskeln mot Östersjön går längs ryggen över Saltholm. På den svenska sidan är tröskeldjupet i Flinträννan 8,6 m och på den danska sidan i Drogdenrännan drygt 8 m. Söder om tröskeln tilltar djupet till omkring 20 m vid gränsen till Östersjön [16].

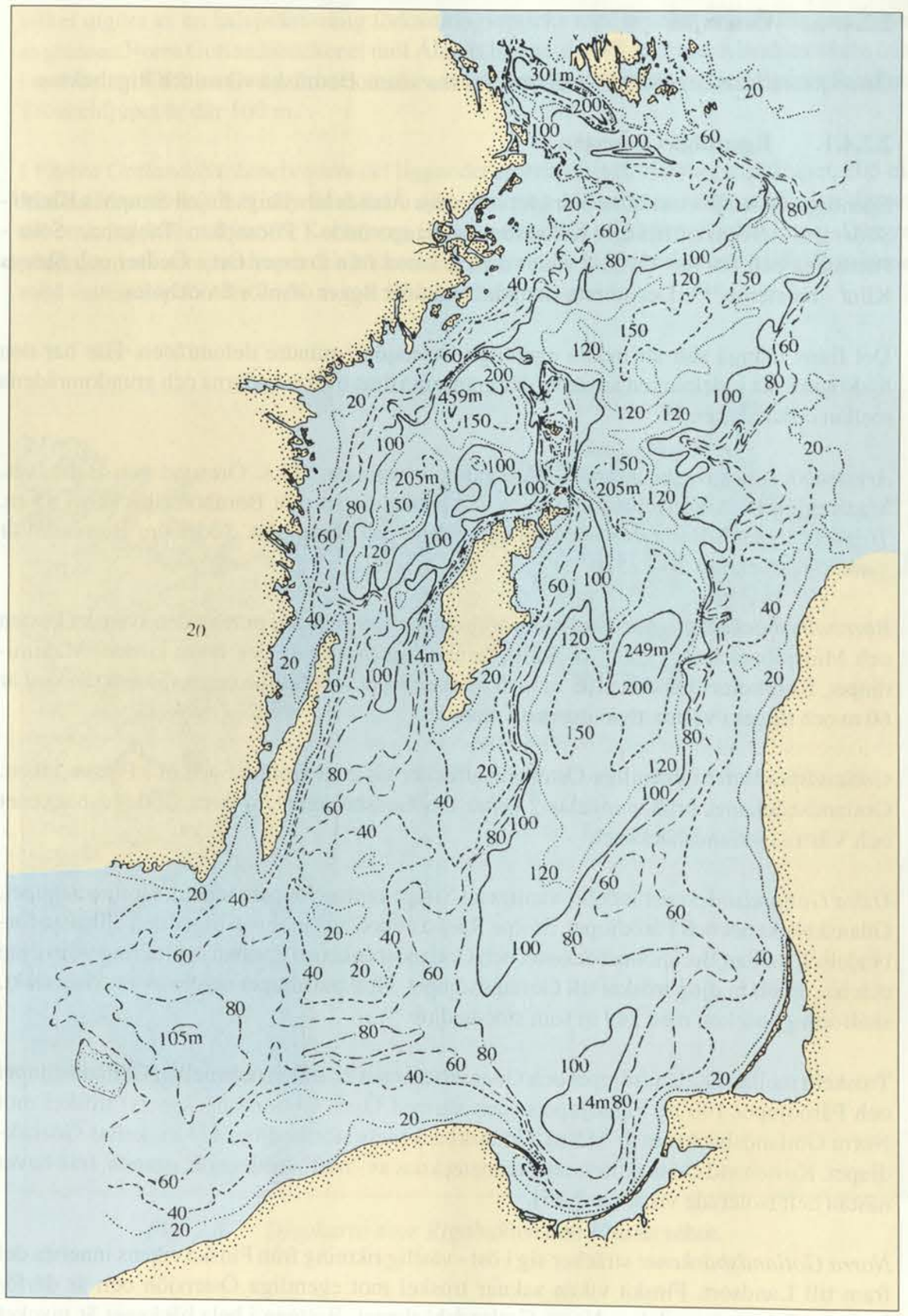


Fig. 2.7 Djupkarta över egentliga Östersjön.

2.2.4. Östersjön

Östersjön indelas i egentliga Östersjön, Finska viken, Bottniska viken och Rigabukten.

2.2.4.1. Egentliga Östersjön

Egentliga Östersjön omfattar området söder om Ålands hav längs linjen Simpnäs Klubb - Söderarm - Svenska Björn - Kökarsören - Hangö udde - Pöösapää - Tahkuna, Söru - Pammana och Sörve - Ovisi. I söder dras gränsen från Darsser Ort - Gedser och Stevns Klint - Falsterbo [17]. Det största skärgårdsområdet ligger utanför Stockholm.

Det finns många sätt att indela egentliga Östersjön i mindre delområden. Här har den hydrografiska indelningen använts, där gränserna dras över trösklarna och grundområdena mellan olika bäcken [18].

Arkonabäckenet ligger närmast Östersjöns mynningar, d.v.s. Öresund och Bälthavet. Maximidjupet, Arkonadjupet, är 53 m och tröskeldjupet mot Bornholmsbäckenet 45 m. Tröskeln ligger i Hamrarne sund mellan Skåne och Bornholm. Söder om Bornholm är vattendjupet endast 20 - 25 m.

Bornholmsbäckenet ligger öster om Bornholm och avgränsas i norr av den svenska kusten och Midsjöbankarna, i öster av Stolperännan och i söder av den tyska kusten. Maximidjupet, Bornholmsdjupet är 105 m, och tröskeldjupet mot Stolpe ränna (Slupskrännan) är 60 m och ligger i västra mynningen av rännan.

Gotlandsbäckenet i egentliga Östersjön sträcker sig runt Gotland och in i Finska viken. Gotlandsbäckenet brukar indelas i Östra Gotlandsbäckenet, Norra Gotlandsbäckenet och Västra Gotlandsbäckenet.

Östra Gotlandsbäckenet indelas vanligen i Stolpe ränna (Slupskrännan), Gotlandsdjupet, Gdanskbäckenet och Fårödjupet. Stolpe Ränna eller Slupskrännan utgör den djupaste förbindelsen mellan Bornholmsbäckenet och Gotlandsbäckenet. Rännan är omkring 90 m djup och har en 80 m djup tröskel till Gotlandsdjupet. Gotlandsdjupet utgörs av ett vidsträckt, skålformigt bäcken med 249 m som största djup.

Tröskeln mellan Gotlandsdjupet och Gdanskbäckenet är 100 m och mellan Gotlandsdjupet och Fårödjupet 140 m. Fårödjupets (och därmed Östra Gotlandsbäckenets) tröskel mot Norra Gotlandsbäckenet är 115 m. Gdanskbäckenets största djup, 114 m, kallas Gdanskdjupet. Kusten vid Gdanskbäckenet kännetecknas av "haff"-bildningar, grunda, från havet nästan helt isolerade vikar (se 2.25).

Norra Gotlandsbäckenet sträcker sig i öst - västlig riktning från Finska vikens innersta del fram till Landsort. Finska viken saknar tröskel mot egentliga Östersjön och är därför hydrografiskt sett en del av Norra Gotlandsbäckenet. Bottnen i hela bäckenet är mycket ojämn och stora områden har djup över 150 m. Det finns isolerade djuphålor med djup omkring 200 m. Utanför Landsort ligger Östersjöns största djup, Landsortsdjupet, 459 m,

vilket utgörs av en halvmånformig förkastningsspricka med mycket branta väggar. I norr avgränsas Norra Gotlandsbäckenet mot Ålands hav av den 45 m djupa Ålandströskeln och i sydväst mot Västra Gotlandsbäckenet av en rygg mellan Norrköping och Gotska Sandön. Tröskeldjupet är där 100 m.

I *Västra Gotlandsbäckenets* norra del ligger det största djupet, Norrköpingsdjupet, 205 m. Mellan Västervik och Visby finns ännu djup omkring 150 m, men söderut minskar djupet till omkring 100 m. Utanför Karlsöarna finns en djuphåla på 114 m, Karlsödjupet. Längre söderut minskar vattendjupet och bäckenet avgränsas där av Hoburgs- och Midsjöbankarna med vattendjup mindre än 50 m mot Bornholmsbäckenet.

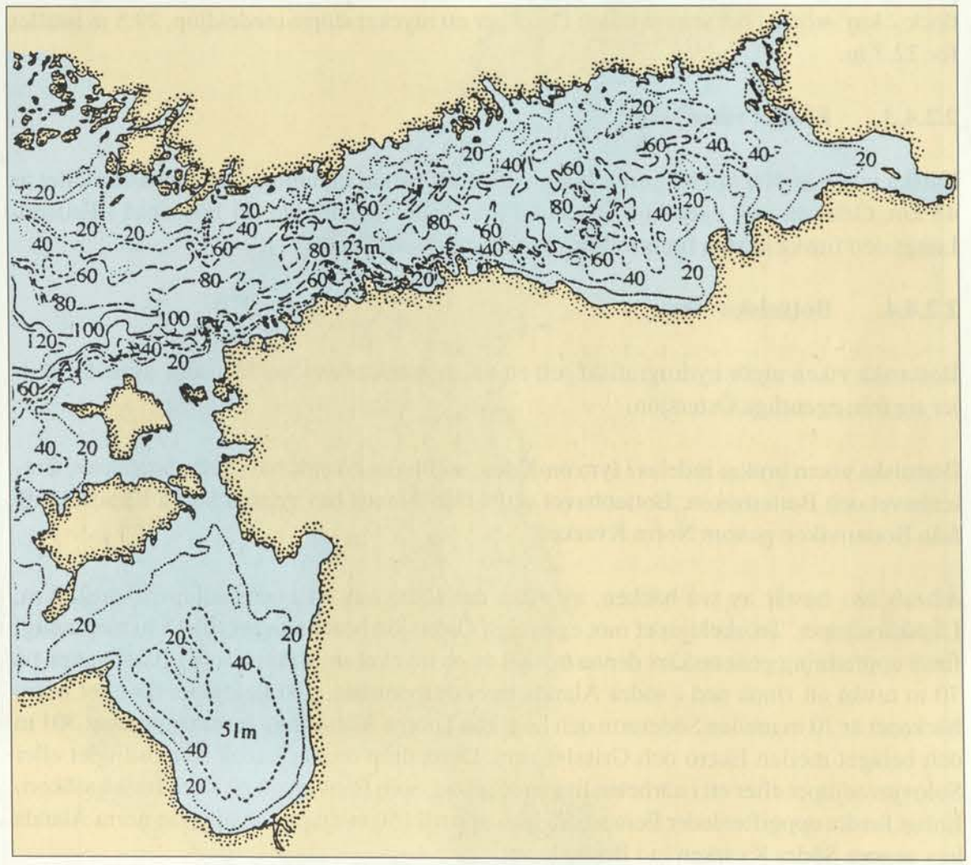


Fig. 2.8. Djupkarta över Rigabukten och Finska viken.

2.2.4.2. Rigabukten

Rigabukten ligger mellan Estland och Lettland. Den avskiljs från egentliga Östersjön av öarna Dagö (Hiiumaa) och Ösel (Saaremaa). Irbensundet mellan Ösel och den lettiska kusten utgör den viktigaste förbindelsen med egentliga Östersjön. Där dras gränsen från Söru på Ösel till Ovisi på den lettiska kusten. Ett smalare sund, Moonsundet, mellan Dagö och den estniska kusten förbinder Rigabukten med Finska vikens mynningsområde.

I litteraturen förekommer olika uppgifter om Rigabuktens gränser. Ibland dras den norra gränsen från Ösel över ön Muhu till det estniska fastlandet. I andra fall dras gränsen längre norrut från Dagö över ön Vormsi. Detta ger naturligtvis Rigabukten en större yta och volym. Helsingforskommissionen drar gränsen från Söru på den estniska kusten till Pammane på Dagö. Rigabuktens areal uppges vara 17 913 km^2 [17] eller 13 839 km^2 [19]. Volymen är dock 2 km^3 större i det senare fallet. Detta ger ett mycket större medeldjup, 29.5 m istället för 22.7 m.

2.2.4.3. Finska viken

Finska viken är 400 km lång från Hangö udde till Nevas mynning. Det smalaste stället är 48 km. Gränsen mot egentliga Östersjön dras från Hangö udde till Pöösapää i Estland. Längs den finska kusten finns vidsträckta skärgårdsområden.

2.2.4.4. Bottniska viken

Bottniska viken utgör hydrografiskt sett ett väl avgränsat havsområde, som avsevärt skiljer sig från egentliga Östersjön.

Bottniska viken brukar indelas i fyra områden, nämligen Ålands hav, Skärgårdshavet, Bottenhavet och Bottenviken. Bottenhavet skiljs från Ålands hav genom Södra Kvarken och från Bottenviken genom Norra Kvarken.

Ålands hav består av två bäcken, av vilka det södra har ett maximidjup på ca 220 m, Lågskärsdjupet. Tröskeldjupet mot egentliga Östersjön brukar anges till 45 m men enligt finsk uppfattning genomskärs denna tröskel av en mycket smal ränna som tillåter vatten på 70 m nivån att rinna ned i södra Ålands havs djupområde. Tröskeldjupet mot det norra bäckenet är 70 m mellan Söderarm och Lågskär. I norra Ålands hav är maximidjupet 301 m och beläget mellan Ekerö och Grisslehamn. Detta djup brukar kallas Ålandsdjupet eller Solovjevadjupet efter ett i närheten liggande grund, som finns utsatt på äldre finska sjökort. Enligt finska uppgifter leder flera smala men upp till 150 m djupa kanaler från norra Ålands hav genom Södra Kvarken in i Bottenhavet.

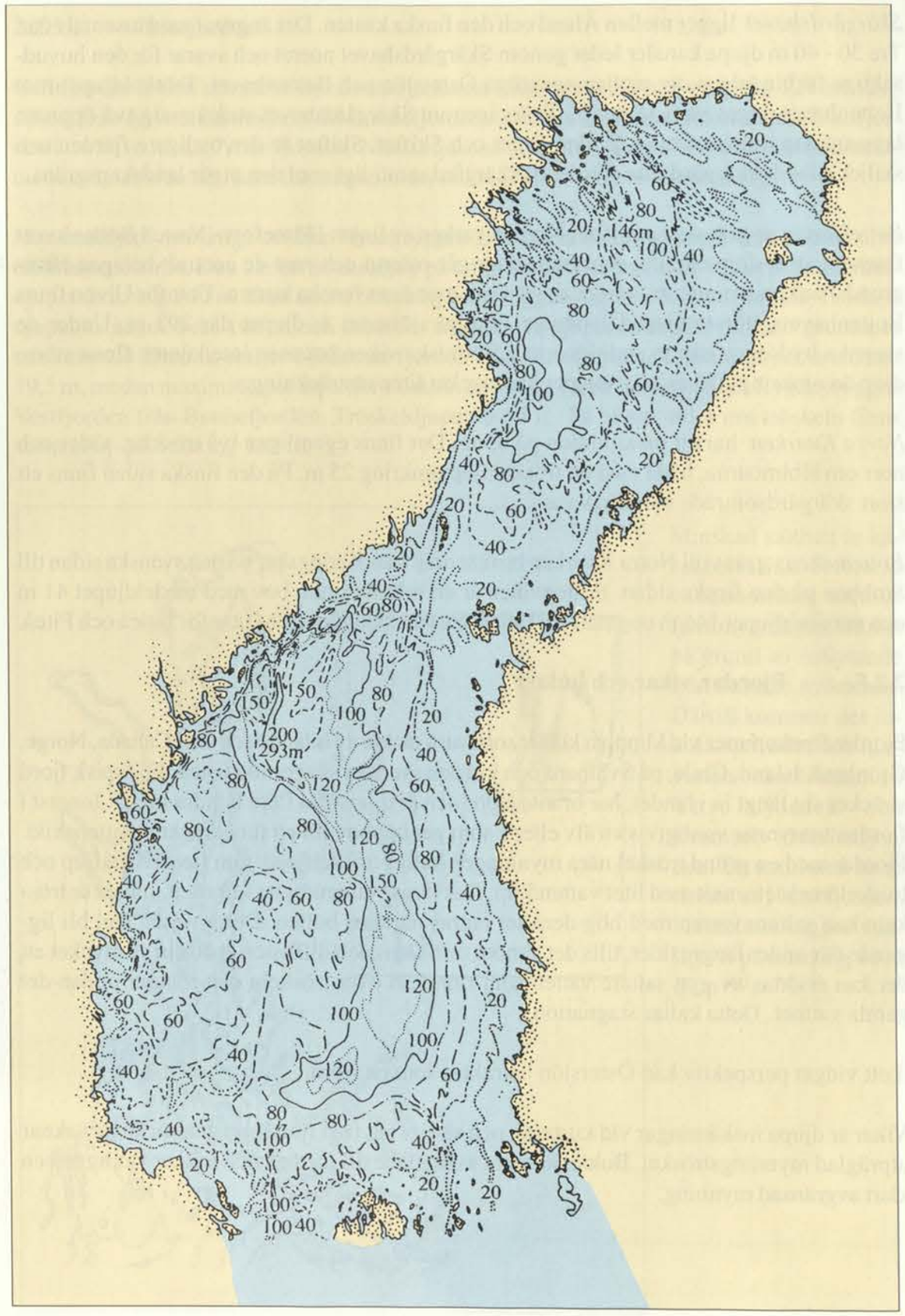


Fig. 2.9. Djupkarta över Bottniska viken.

Skärgårdshavet ligger mellan Åland och den finska kusten. Det är grunt med tusentals öar. Tre 30 - 40 m djupa kanaler leder genom Skärgårdshavet norrut och svarar för den huvudsakliga förbindelsen där mellan egentliga Östersjön och Bottenhavet. Tröskeldjupet mot Bottenhavet anges vara 18 m [20]. Tvärs igenom Skärgårdshavet sträcker sig två öppnare långsträckta områden eller fjärdar, Delet och Skiftet. Skiftet är den östligare fjärden och skiljer Ålands skärgård från Åbolands skärgård samtidigt som den utgör landskapsgräns.

Bottenhavet avgränsas i norr från Norra Kvarken av linjen Hörnefors - Vasa. I Bottenhavet finns ett stort djupområde, som från söder går österut och runt de centralt belägna Finngrundsbankarna mot norr och sedan västerut mot den svenska kusten. Utanför Ulvön finns Bottenhavets största djup, Ulvödjupet. Enligt sjökortet är djupet där 293 m. Under de svenska hydrografiska expeditionerna i Bottniska viken har man inte kunnat finna större djup än omkring 250 m. Ulvödjupet har mycket liten utsträckning.

Norra Kvarken har ett maximidjup på 65 m. Det finns egentligen två trösklar, söder och norr om Holmöarna, båda med ett tröskeldjup omkring 25 m. På den finska sidan finns ett stort skärgårdsområde utanför Vasa.

Bottenvikens gräns till Norra Kvarken brukar dras från Käringskär på den svenska sidan till Stubben på den finska sidan. Bottenviken är ett relativt grunt hav med medeldjupet 41 m och maximidjupet 146 m uppmätt SE Luleå. En stor skärgård finns utanför Luleå och Piteå.

2.2.5. Fjordar, vikar och bukter

Fjordar förekommer vid klippiga kuster som varit täckta av inlandsis, t. ex. i Canada, Norge, Grönland, Island, Chile, på Svalbard och vid den svenska skagerrakkusten. En typisk fjord sträcker sig långt in i landet, har branta sidor och är djup, ofta flera hundra meter. Innerst i fjorden utmynnar vanligtvis en älv eller å som ger upphov till ett tunt bräckt ytvattenskikt. Fjordar med en grund tröskel nära mynningen kallas tröskelfjord. Om fjorden är djup och tröskelområdet smalt med litet vattendjup, försvåras vattenutbytet i fjorden. Innanför tröskeln kan saltare vatten med hög densitet lagras närmast botten. Detta vatten kan bli liggande där under längre tider, tills det genom turbulens och diffusion spätts ut så mycket att det kan ersättas av nytt saltare vatten som rinner in över tröskeln och tränger undan det gamla vattnet. Detta kallas stagnation.

I ett vidgat perspektiv kan Östersjön betraktas som en fjord.

Vikar är djupa inskärningar vid kusterna och skiljer sig från fjordarna genom att de saknar utpräglad mynningströskel. Bukter är mera avrundade till formen och saknar vanligtvis en klart avgränsad mynning.

2.2.5.1. Oslofjorden

Oslofjorden är den största av de norska fjordarna i Skagerrak. Den är omkring 125 km lång räknat från de yttersta tröskeln till Bunnefjordens innersta del. Man brukar indela Oslofjorden i tre huvuddelar: Yttre fjorden, Mellanfjorden och Inre fjorden. Mellanfjorden innefattar också det vida området Breiangen, från vilket Dramsfjorden avgrenar sig.

Man urskiljer fyra viktiga trösklar. Hvalerryggen går i själva fjordmynningen från Hvaleröarna till Bolærneöarna. Den har ett tröskeldjup på omkring 100 m. Innanför tröskeln är maximidjupet omkring 360 m. Den andra tröskeln, Jeløyryggen, ligger i Mellanfjorden. Tröskeldjupet är något över 100 m och innanför tröskeln är djupet över 200 m. Den grundaste tröskeln vid Drøbak skiljer Mellersta fjorden från Inre fjorden. Tröskeldjupet är endast 19,5 m, medan maximidjupet innanför tröskeln är 164 m. I Inre fjorden skiljer Bygdøyryggen Vestfjorden från Bunnefjorden. Tröskeldjupet är 55 m. På bägge sidor om tröskeln finns vattendjup på omkring 160 m.

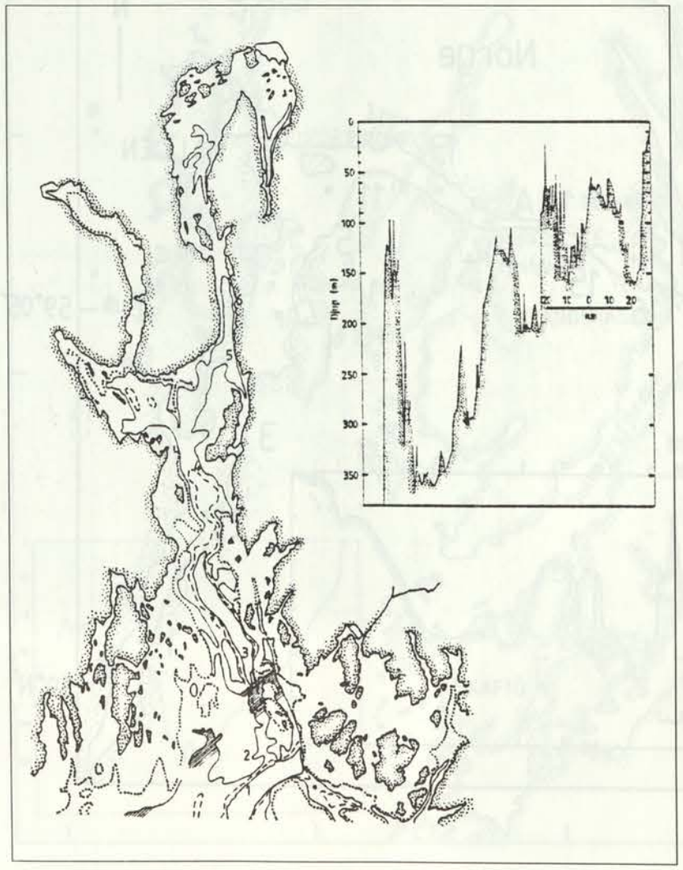


Fig. 2.10. Karta över Oslofjorden med topografiskt längdsnitt [23].

Minskad salthalt är karakteristisk för hela vattenområdet utanför fjordmynningen, främst på grund av inflytande från Baltiska strömmen. Därtill kommer det lokala utflödet av älvvatten från Glomma i Yttre fjorden och Dramselv i Mellanfjorden. Ett antal små älvar rinner ut i Inre fjorden. Haloklinen ligger vanligtvis på omkring 10 m djup [21].

2.2.5.2. Idefjorden

Idefjorden utgör gräns mellan Norge och Sverige. Den är omkring 25 km lång och böjd i rät vinkel vid Halden. I mynningsområdet finns två huvudtrösklar med tröskeldjup på 8,5 - 9,5 m. Innanför dessa ligger två större bäcken med ett maximidjup omkring 40 m. Den viktigaste sötvattenstillförseln sker genom Tista, som rinner genom Halden, och Berbyelva längst inne i fjorden. Den förstnämnda har tidigare varit starkt förorenad genom kommunalt och industriellt avloppsvatten, men under 1990-talet har dock Tistas vatten avsevärt förbättrats genom reningsåtgärder. Idefjorden mynnar ut i Singlefjorden, som egentligen är en fjärd. Idefjordens långsträckta och smala form och de höga mynningströsklarna gör att vattenutbytet i djupvattnet är begränsat [13]. Sötvattenstillförseln åstadkommer ett tunt skikt av bräckt ytvatten, som isolerar djupvattnet från kontakt med atmosfären.

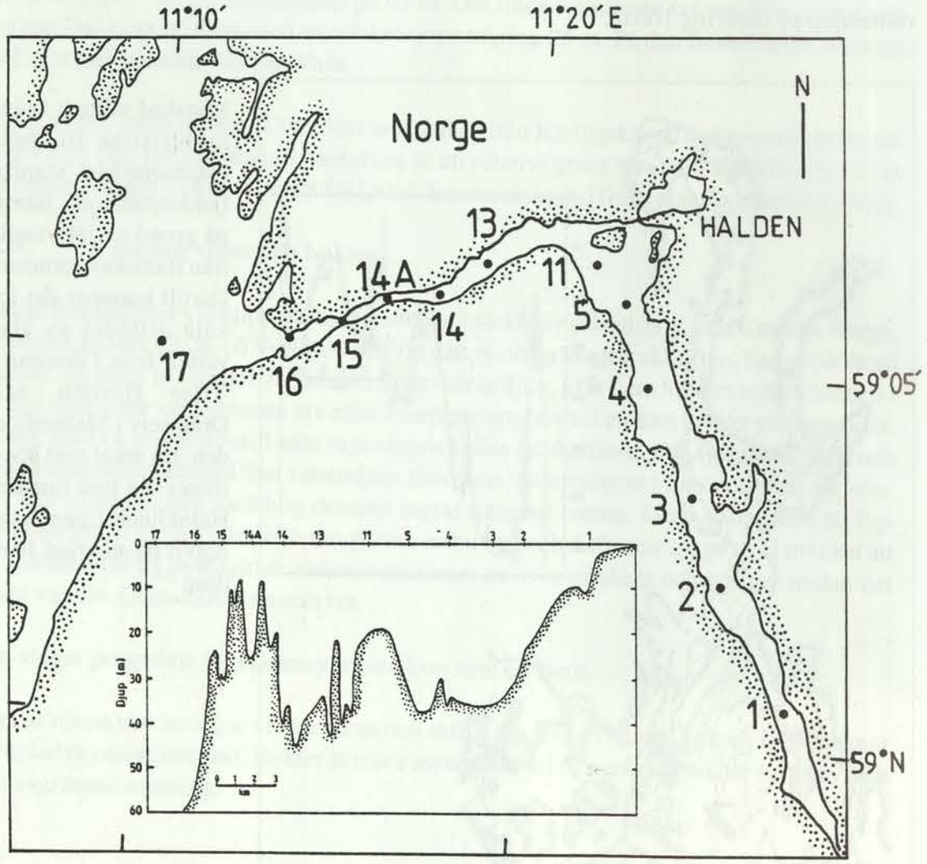


Fig. 2.11. Idefjorden med topografiskt längdsnitt genom de på kartan utsatta hydrografistationerna.

2.2.5.3. Gullmarsfjorden

Gullmarsfjorden eller Gullmaren är också en typisk tröskelfjord. Den är 29 km lång och bredden varierar mellan 1 och 4 km. Ytan är omkring 50 km^2 och det största djupet vid Alsbäck uppgår till 125 m. I mynningen, som är bred, finns en tröskel på 42 m. Innanför Skaftön finns det en smal och grund ränna som förbinder Gullmaren med Koljöfjorden.

Gullmaren har två bifjordar belägna längst inne i fjorden, Saltkällefjorden och Färlevfjorden. Den förstnämnda har en tröskel på 45 m vid mynningen och maximidjupet innanför tröskeln är 66 m. Innerst i Saltkällefjorden utmynnar Örekilsälven med en medelvattenföring på omkring 21 m^3/s, den enda större sötvattentillförseln till Gullmarsfjorden. Färlevfjorden saknar tröskel och sötvattenstillförsel [22].

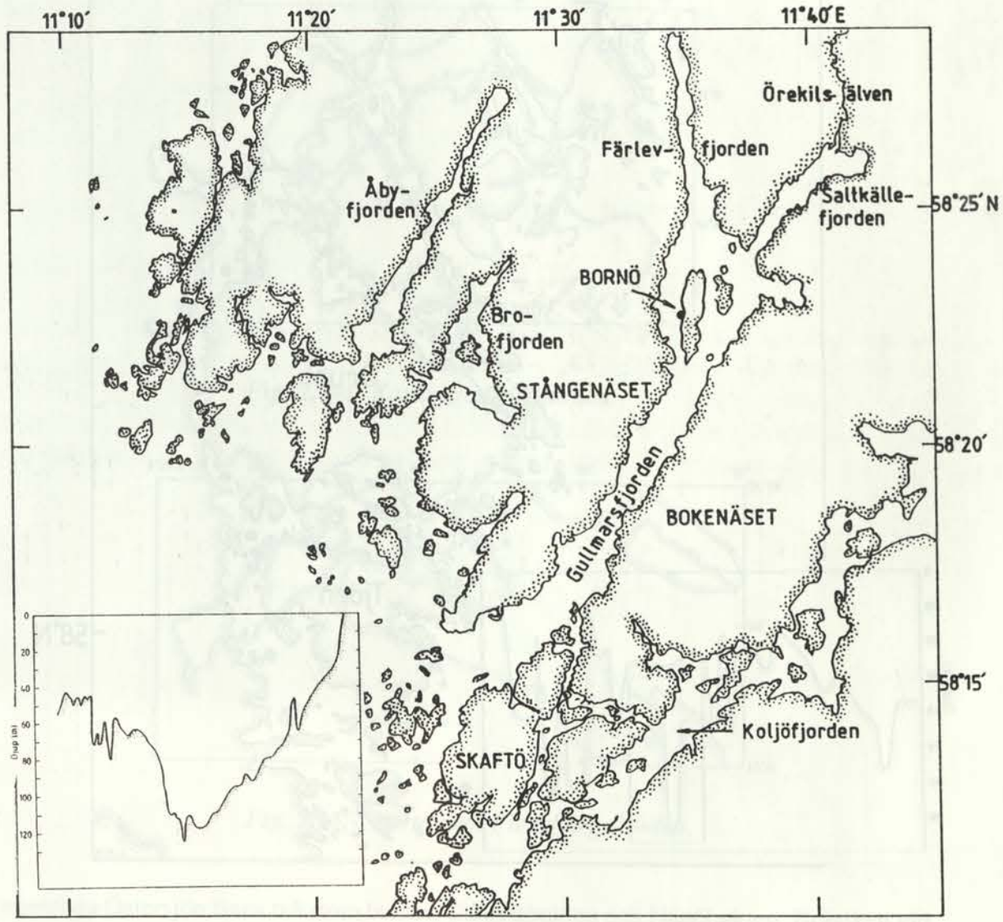


Fig. 2.12. Karta över Gullmarsfjorden med topografiskt längdsnitt in genom Saltkällefjorden samt över Brofjorden och Åbyfjorden.

2.2.5.4. Uddevallafjordarna

Uddevallafjordarna kallas vattnet innanför Orust och Tjörn. Det är inte fråga om fjordar i egentlig bemärkelse. Det rör sig om ett system av öppna fjärdar, avgränsade från varandra genom sund och grundare trösklar. Fjordar är emellertid den vedertagna benämningen bland befolkningen. Byfjorden, som sträcker sig in till Uddevalla från Havstensfjorden, är den enda riktiga fjorden.

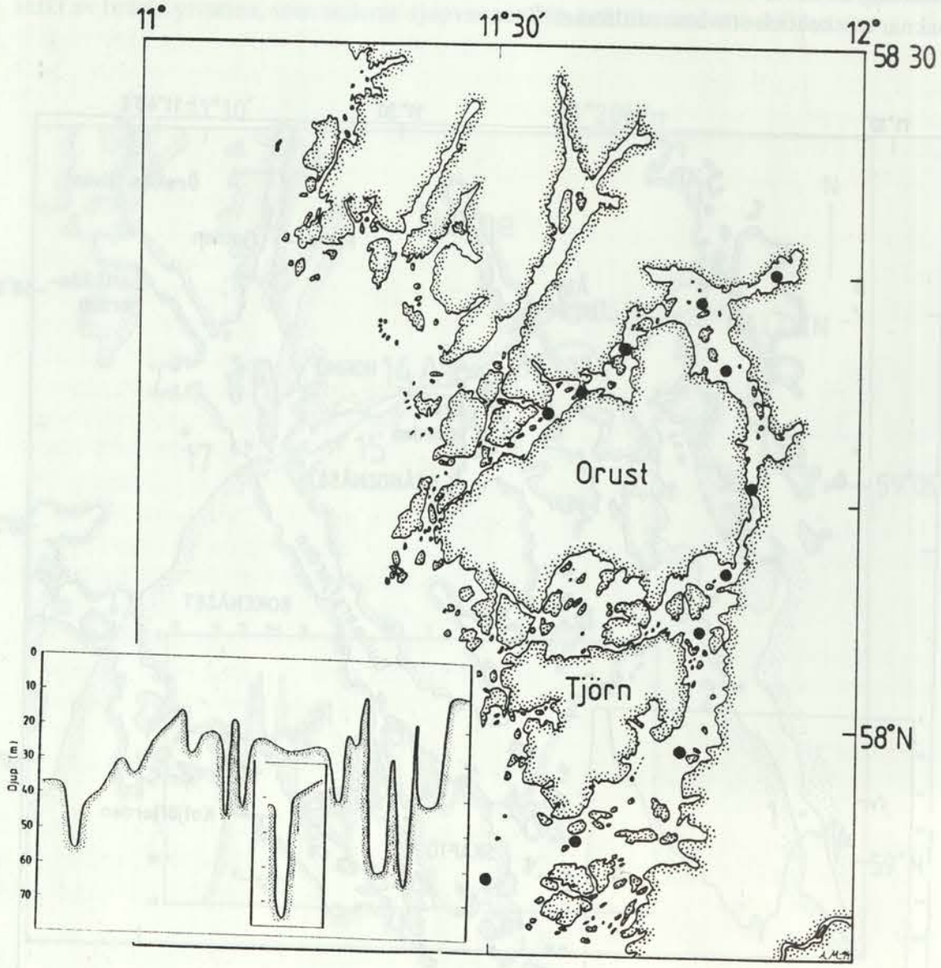


Fig. 2.13. Uddevallafjordarna med topografiskt längdsnitt genom de på kartan utsatta hydrografistationerna.

2.2.5.5. Övriga fjordar, vikar och bukter

Övriga viktigare svenska fjordar är Brofjorden norr om Gullmarsfjorden, där det finns ett oljeraffinaderi med en viktig hamn för tankfartyg, samt Åbyfjorden som ligger norr om Brofjorden. Både i Skagerrak och Kattegatt finns många vattenområden med fjordnamn, fast det inte är fråga om verkliga fjordar. Sådana är Kosterfjorden, Jorefjorden, Bottnefjorden, Marstrandsfjorden, Rivöfjorden, Hakefjorden, Älvsborgsfjorden, Kungsbackafjorden m. fl.

Övriga fjordar i Kattegatt och Bälthavet är t. ex. Limfjorden i Danmark som är mycket grund och går tvärs igenom Jylland från Kattegatt till Nordsjön och utgör en direktförbindelse mellan dessa. I Bälthavet kan Flensburgsfjorden [23] och Kielfjorden nämnas.

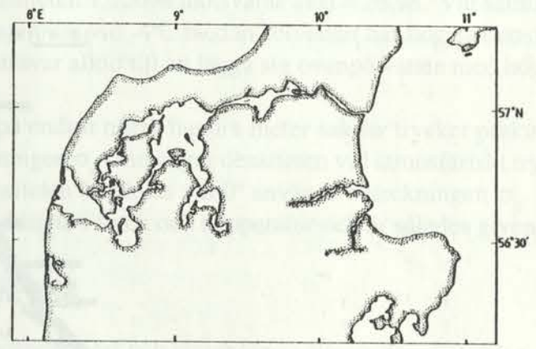


Fig. 2.14. Karta över Limfjorden.

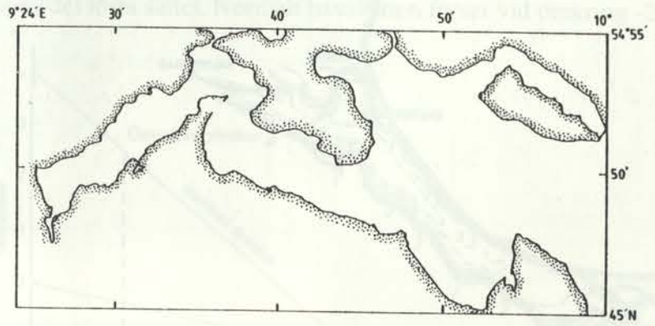


Fig. 2.15. Karta över Flensburgsfjorden.

I egentliga Östersjön finns två stora bukter, Gdanskbukten och Hanöbukten. Bråviken vid Norrköping är den största viken vid den svenska kusten. I egentliga Östersjön är Gamlebyviken vid Västervik ett exempel på en typisk tröskelfjord. I Finska vikens innersta del ligger Nevaviken. I Bottniska viken finns många vikar av vilka några har fjordkaraktär, t. ex. Härnösandsviken.

Det finns två typiska haffar; Kuriska haffen (Kurisches Haff, Kurskii Saliv) och Vistulahaffen (Frisches Haff, Zalew Wislany). Därtill kan även Stettinerhaffen (Zalew Szczecinski) nämnas. Utmärkande för haffarna är att de avgränsas av långa smala sandtäckta landtungor, att de är mycket grunda, att där mynnar ut en flod och att utloppet till havet utanför är mycket trångt. Kuriska haffens ytareal är 1 584 km^2, medeldjupet 3,8 m, volymen omkring 6,0 km^3 och maximidjupet 5,8 m. I medeltal ligger haffens yta 12 cm högre än Östersjöns[24]. Vistulahaffens yta är 850 km^2, volymen 2,3 km^3, medeldjupet 3,1 m och maximidjupet 5,2 m[25].

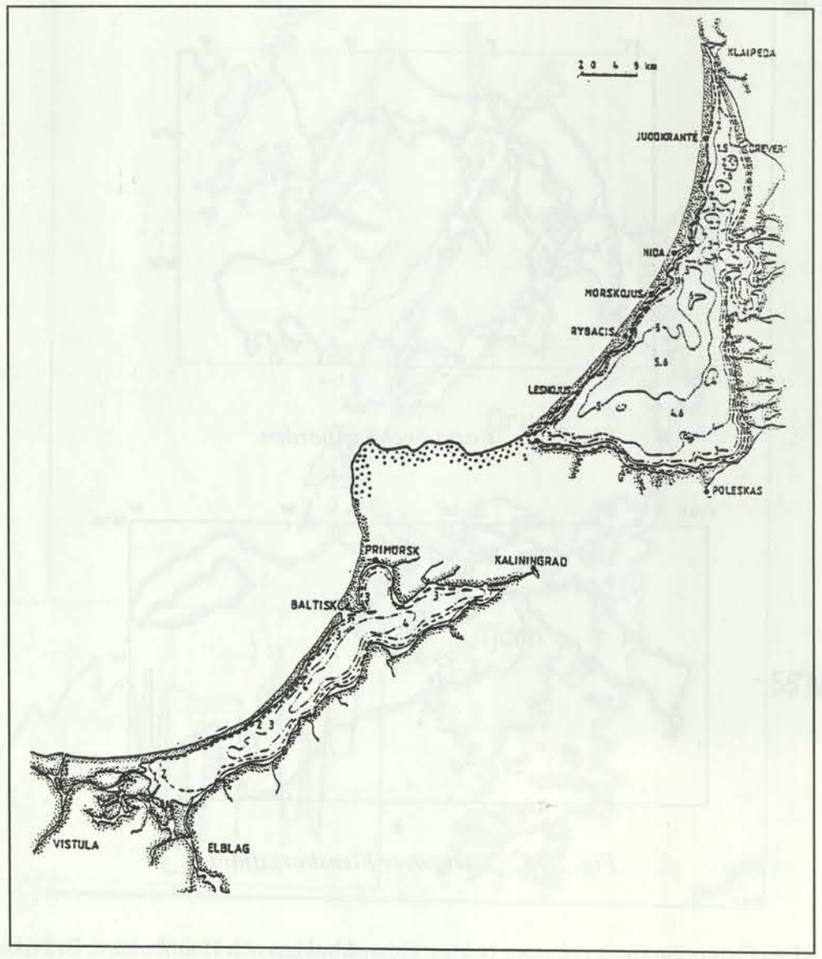


Fig. 2.16. Karta över Vistulahaffen och Kuriska haffen.

3. HAVSVATTNET

3.1. Havsvattnets fysikaliska och kemiska egenskaper

3.1.1. Fysikaliska egenskaper

3.1.1.1. Densitet

Havsvattnet innehåller salt och har därför en högre densitet än sötvatten. Sötvatten har vid +4°C densiteten 1,0 kg/dm^3 medan havsvatten med saliniteten 35 då har densiteten ρ = 1,02779 kg/dm^3. Vattnets densitet är också beroende av temperaturen liksom av trycket eftersom vattnet kan sammanpressas något. Densiteten bestäms normalt i oceanografin med fem decimaler. För att inte behöva arbeta med så många siffror använder man sig av ett förkortat beteckningssätt, sigma (σ). Man utelämnar heltalet ett och multiplicerar med 1000 enligt formeln:
$\sigma = (\rho - 1)1000$. Densiteten 1,02698 motsvaras av $\sigma = 26{,}98$. Vid saliniteten 35 psu ligger vattnets densitetsmaximum vid -4°C medan sötvatten har högsta densitet vid +4°. Vatten med lägre densitet strävar alltid till att lägga sig ovanpå vatten med högre densitet.

Vid djupskillnader på endast några hundra meter saknar trycket praktisk betydelse. Man använder då beteckningen σ_t, som anger densiteten vid atmosfäriskt tryck och temperaturen *in situ*. Om densiteten beräknas vid 0° används beteckningen σ_0. Salthalten i provet ändras inte av förändringar i tryck och temperatur och är således given hos varje prov.

3.1.1.2. Om isbildning

När ytvattnet avkyls under höst och vinter ökar vattnets densitet och s. k. *vertikal konvektion* uppstår. Ytvattnet sjunker och ersätts av vatten underifrån. Sötvatten fryser till is vid 0° och har sin maximala densitet vid +4°. Vid lägre respektive högre temperatur är densiteten lägre. Havsvattnet fryser vid något lägre temperatur beroende på fryspunktssänkningen som förorsakas av det lösta saltet. Normalt havsvatten fryser vid omkring -2°.

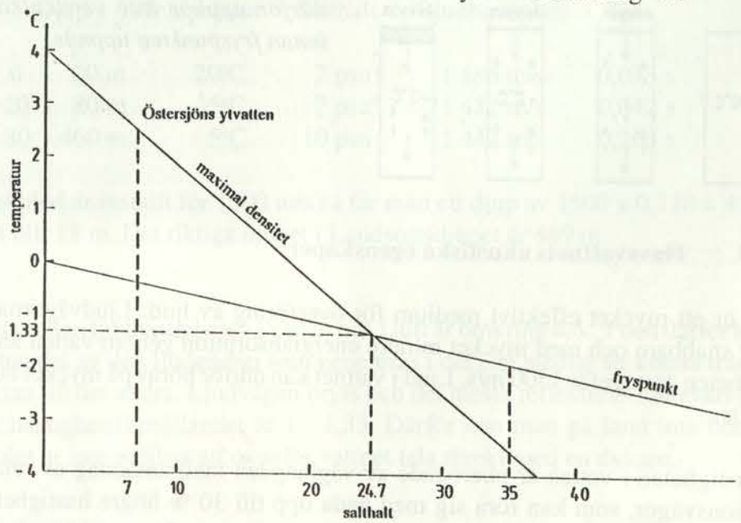


Fig. 3.1. Förhållandet mellan temperaturen för maximal densitet och fryspunkt för vatten med olika salthalter.

Vatten med salinitet under 24,7 når under avkylning sin maximala densitet innan det fryser till is och fryser därför till mycket lättare och snabbare än havsvatten med högre salthalt. Sådant vatten brukar kallas bräckt vatten eller brackvatten.

Sådana förhållanden förekommer i många randhav och bihav med låg ytsalthalt, t.ex. Östersjön och Svarta havet vars nordliga delar regelbundet isbeläggs varje vinter. Oceanvatten förekommer i fruset tillstånd i grunda vikar och i polartrakterna. I en insjö upphör vertikalkonvektionen när hela vattenmassan kylts ned till +4°. Ytvatten som kyls ned mera, får lägre densitet och på så sätt bildas ett tunt ytlager som fryser till, när dess temperatur sjunkit till 0°. I motsvarande situation måste t.ex. atlantvatten kylas ned till - 2°, således 6° lägre än sötvatten, för att kunna frysa till. Hos vatten med högre salinitet än 24,7, uppnås under avkylning maximal densitet inte innan vattnet fryser till. Dessutom är hav i allmänhet mycket djupare än sjöar och därtill förekommer djupströmmar, som kan transportera bort det sjunkande kalla vattnet. Genom att lättare, varmare vatten förs till havsytan, kan avkylningen fortsätta praktiskt taget i oändlighet utan att fryspunkten uppnås[26].

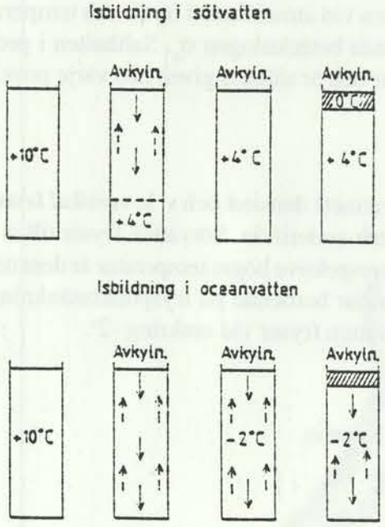


Fig. 3.2.
Schematisk bild av skillnaden mellan isbildning i sötvatten och havsvatten. Sötvatten behöver endast kylas ned till fyra grader för att vertikalkonvektionen skall upphöra. Därefter behöver endast ytlagret kylas ned till fryspunkten 0° C.
Oceanvatten måste kylas ned till minus två grader för att frysa. Maximal densitet uppnås först vid nära minus fyra grader och därför upphör inte vertikalkonvektionen innan fryspunkten uppnås.

3.1.1.3. Havsvattnets akustiska egenskaper

Vatten är ett mycket effektivt medium för överföring av ljud. Ljudvågorna rör sig fem gånger snabbare och med mycket mindre energiabsorption genom vatten än genom luft. Hastigheten är ungefär 1500 m/s. Ljud i vattnet kan därför höras på mycket längre avstånd än i luften.

Ljudhastigheten i vatten är oberoende av våglängden med undantag av relativt kraftiga explosionsvågor, som kan röra sig med ända upp till 30 % högre hastighet än normala ljudvågor, troligen beroende på de stora energimängder som frigörs vid explosionen. Ljud-

hastigheten påverkas av vattnets salthalt, temperatur och tryck. Hastigheten ökar med omkring 3 m/s vid en temperaturökning av 1°C, med 1,5 m/s vid en salthaltsökning av en enhet och med 18 m/s vid en ökning av djupet med 1 000 m (på grund av motsvarande tryckökning). Eftersom ljudhastigheten minskar med sjunkande temperatur, minskar hastigheten efter att ljudvågen passerat genom det homogena ytskiktet i varma hav. Samtidigt ökar trycket och detta påverkar ljudhastigheten i motsatt riktning. Salthaltsvariationerna har i oceanerna liten betydelse för ljudhastigheten. Det finns därför ett minimum i ljudhastigheten, som främst är beroende av de lokala temperaturförhållandena.

Tabell 3.I

Ljudhastighet i m/s vid olika temperaturer och salthalter

Temp °C	Salthalt							
	0	5	10	15	20	25	30	35
0	1 400	1 406	1 413	1 419	1 426	1 432	1 438	1 443
5	1 423	1 430	1 436	1 442	1 449	1 455	1 462	1 468
10	1 443	1 450	1 456	1 462	1 468	1 475	1 480	1 485
15	1 463	1 469	1 475	1 481	1 487	1 493	1 499	1 505
20	1 479	1 484	1 490	1 496	1 502	1 508	1 512	1 517

Tabell 3.II

Ljudhastigheten på olika nivåer i Landsortsdjupet

Djup	Temperatur	Salthalt	Ljudhastighet	Tid
0 - 20 m	20°C	7 psu	1 486 m/s	0,013 s
20 - 80 m	5°C	7 psu	1 432 m/s	0,042 s
80 - 460 m	5°C	10 psu	1 442 m/s	0,263 s

Om ett ekolod är inställt för 1500 m/s så får man ett djup av 1500 x 0,138 = 477 m och felet blir 18 m. Det riktiga djupet i Landsortsdjupet är 459 m.

Förhållandet mellan ljudhastigheten i vatten och i luft är omkring 4,5 : 1 och därför kommer endast en liten del av den ljudenergi som genereras i det ena mediet att kunna tränga igenom gränsytan till det andra. Ljudvågen bryts och det mesta reflekteras i motsats till ljusenergin där hastighetsförhållandet är 1 : 1,33. Därför kan man på land inte höra ljud i vattnet och det är inte möjligt att ovanför vattnet tala direkt med en dykare.

3.1.1.4. Havsvattnets optiska egenskaper

Det synliga ljuset uppför sig i vatten på ett annat sätt än i atmosfären. Det absorberas inom ett mycket kortare avstånd. Detta ljus utgörs av kortvågig energi med en våglängd mellan 400 - 800 nanometer, d.v.s. från violett till rött i det synliga spektrumet.

Solstrålningens förvandling till värme överför energi från atmosfären till vattnet och strålningens elektromagnetiska energi förvandlas till rörelseenergi hos vattenmolekylerna. Detta märks som en temperaturökning i vattnet. Solstrålningen är den enda värmekällan av betydelse för havet. Den når havsytan som direkt riktad solstrålning och som diffus himmelsstrålning. Den senare beror på att solstrålarna sprids i atmosfären. Den direkta solstrålningen är lokalt mycket varierande, beroende på solens höjd över horisonten. Denna beror på tiden på dygnet, på årstid och främst på geografisk bredd. Dessutom kan en försvagning ske på grund av molnighet och grumling av atmosfären genom rök, dis etc.

En liten del av den strålning som tränger in genom havsytan lämnar havet igen som diffust underljus, d.v.s. ljus som reflekteras av partiklar i havet och av själva vattenmolekylerna. Havet får huvudsakligen sin färg genom detta ljus.

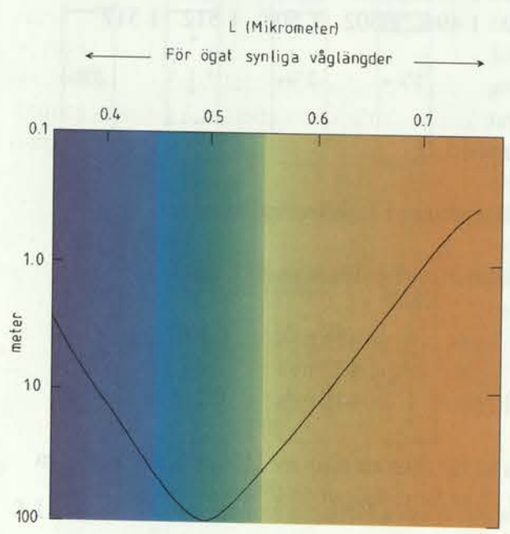


Fig. 3.3. Ljusets nedträngande i vattnet. Ljus av olika våglängder tränger olika långt ned. Djupast ned når blått och grönt ljus. Djupskalan är logaritmisk.

När solstrålarna tränger ned i vattnet, går de från ett optiskt tunnare medium till ett optiskt tätare. Därför bryts de så att vinkeln mot havsytan blir större, de får en mera lodrät riktning och tränger därför djupare ned i vattnet. Ljusbrytningen är i mycket liten grad beroende av temperatur och salthalt i vattnet. Största delen av instrålningen absorberas i de översta 20 metrarna. Ljusstyrkan avtar exponentiellt mot djupet och ljus av olika våglängd absorberas olika mycket. I klart oceanvatten når det gröna och blåa ljuset djupast. Först absorberas rött, därefter orange, violett och gult ljus. Redan på 20 m djup verkar allt blåfärgat för en dykare. Om vattnet innehåller större mängder partiklar och lösta ämnen, påverkas vattnets färg av detta, beroende på absorptions- och spridningsförmågan hos dessa ämnen.

Om man betraktar havsytan från någon högt belägen punkt, kommer den naturliga belysningen att kraftigt påverka havsytans färg. Under klara soliga dagar kommer det ljus som reflekteras från nivåer under havsytan att dominera och ju klarare vattnet är desto djupare nedifrån reflekteras ljuset. De klara, näringsfattiga haven i de tropiska och subtropiska områdena verkar därför klarblåa. Under diffusa ljusförhållanden som t.ex. vid helt molntäckt himmel, kommer det ljus som reflekteras från ytan att ge havet en gråaktig färg.

Då vattnets maximala genomskinlighet ligger vid omkring 470 nm våglängd, och alltså ljus av denna våglängd förmår tränga djupast ned, beror färgen mest på vattnets förmåga att absorbera ljus. Löst och suspenderat material i vattnet strävar till att förskjuta färgen mot grönt. Det s.k. gulämnet, som finns i lösning överallt i havet, spelar här en viktig roll. En annan betydelsefull faktor är absorptionen i det grön-blåa våglängdsområdet genom klorofyll, karotenoider och xantofyll i växtplankton. I Östersjön har man funnit att gulämnet har en större betydelse för vattnets färg än partikulärt material. I t.ex. vattnet kring Bermudaöarna har man funnit det motsatta förhållandet.

Någon gång kan havsvattnets färg också påverkas av andra faktorer. Röda havet har fått sitt namn av att ytvattnet får en rödbrun skiftning när en brunalg, *Trichodesmium erythraeum*, under vissa förhållanden kraftigt förökas (algblomning). Detta brukar kallas "red tide".

Det biologiska kretsloppet i havet får, liksom på land, sin energi från solen. Kolsyreassimilationen hos växtplankton är i stort proportionell mot ljusstyrkan och därför är planktonproduktionen störst i ytskiktet och minskar med avtagande belysning. Då för stark belysning kan verka hämmande på produktionen, är växtplanktonproduktionen i regel störst några meter under ytan. Hur långt ned produktionen sträcker sig beror på vattnets genomskinlighet. Denna kan begränsas av föroreningar, slam från floder etc. och av hög produktion i det ovanför liggande vattnet. Vid alltför hög produktion kan planktonmassan bli så tät att knappast något ljus förmår tränga ned i de undre lagren där produktionen begränsas eller upphör. Detta visar att man inte kan "gödsla" ett vatten obegränsat för att öka produktionen.

Ett enkelt sätt att direkt visuellt mäta vattnets genomsläpplighetsförmåga, *siktdjupet*, är att sänka ned en horisontellt upphängd vitmålad skiva i vattnet med hjälp av ett uppmärkt snöre och avgöra vid vilket djup skivan inte mera kan urskiljas. En sådan skiva kallas *secchiskiva*. Den är vanligen 30 cm i diameter. I östersjöområdet är siktdjupet omkring 6 - 8 m. I de näringsfattiga tropiska haven är siktdjupet över 30 m [27].

3.1.2. Havsvattnets kemiska egenskaper

3.1.2.1. Havssaltets huvudbeståndsdelar

Världshavets vatten är ju salt och salthalten är överraskande konstant, omkring 34 - 35 g salt per kg havsvatten. Detta tyder på att vattnet är väl blandat och i jämvikt med sedimenten. Saltets kemiska sammansättning i haven är också mycket likartad. Saltet består huvudsakligen av 10 grundämnen. Dessa kallas huvudelement. Största delen utgörs av natriumklorid och alla huvudelement förekommer i nästan konstanta proportioner i form av joner. Endast i flodmynningar och havsområden med trånga förbindelser till havet utanför finner man smärre variationer.

Tabell 3.III

Havssaltets huvudbeståndsdelar

Vid avdunstning av 1 m^3 havsvatten (salthalt 35) fås:

Natriumklorid (NaCl)	28,014 kg
Magnesiumklorid ($MgCl_2$)	3,812 kg
Magnesiumsulfat ($MgSO_4$)	1,752 kg
Kalciumsulfat ($CaSO_4$)	1,283 kg
Kaliumsulfat (K_2SO_4)	816,3 g
Kalciumkarbonat ($CaCO_3$)	122,06 g
Kaliumbromid (KBr)	101,26 g
Strontiumsulfat ($SrSO_4$)	28,85 g
Borsyra (H_3BO_3)	27,68 g

3.1.2.2. Spårelement och närsalter

Huvudelementen utgör ca 99% av havssaltet. Återstoden av saltet, ungefär 1 % (0,3 g/kg) består av en stor mängd olika grundämnen som kallas spårelement eller mikroelement. Man har ännu inte kunnat analytiskt påvisa alla grundämnen, då koncentrationen av vissa grundämnen är för låg för nuvarande analysmetoder. Det finns dock skäl för att anta att de saknade naturliga grundämnena finns i vattnet, då alla ämnen besitter någon grad av löslighet i vatten. Trots sin ringa koncentration kan spårelementen vara av mycket stor betydelse. Flera av dem är oundgängliga för livsbetingelserna i vattnet och utgör begränsande faktorer för den biologiska produktionen. Sådana ämnen kallas näringsämnen eller närsalter. Dessa salter deltar i den biologiska livscykeln i havet och därför kan deras koncentration variera från plats till plats och från årstid till årstid. Sådana närsalter är till exempel fosfat, nitrit, nitrat, ammonium och silikat. Även flera metaller är nödvändiga för livet i havet, t. ex. ingår järn i hemoglobinmolekylen, magnesium i klorofyllmolekylen och kobolt i Vitamin B_{12}, ett viktigt tillväxthormon.

3.1.2.3. Organiska föreningar

I havsvattnet finns även organiska föreningar i partikulär eller löst form. Dessa föreningar består främst av sönderfallsprodukter från levande och döda organismer. Halterna är i öppna havet låga, 0,5 - 1 mg C/l, uttryckt som kol. Nära kuster och speciellt i flodmynningar kan halterna stiga till höga värden.

Gulämnet härstammar delvis från markens humus som med flodvattnet förs ut i havet och delvis från marina nedbrytningsprodukter. Gulämnet består kemiskt av sönderfallsprodukter av äggviteämnen och kolhydrater, s.k. huminsyror eller melanoidiner. Det förekommer rikligast i kustnära vatten, nära flodmynningar och i områden med hög planktonproduktivitet. I oceanerna har marina nedbrytningsprodukter den största betydelsen, medan Östersjöns vatten är mest påverkat av markens humusprodukter. I Östersjön har man funnit ett samband mellan humusprodukter och salthalt, så att humushalten ökar med minskande salthalt.

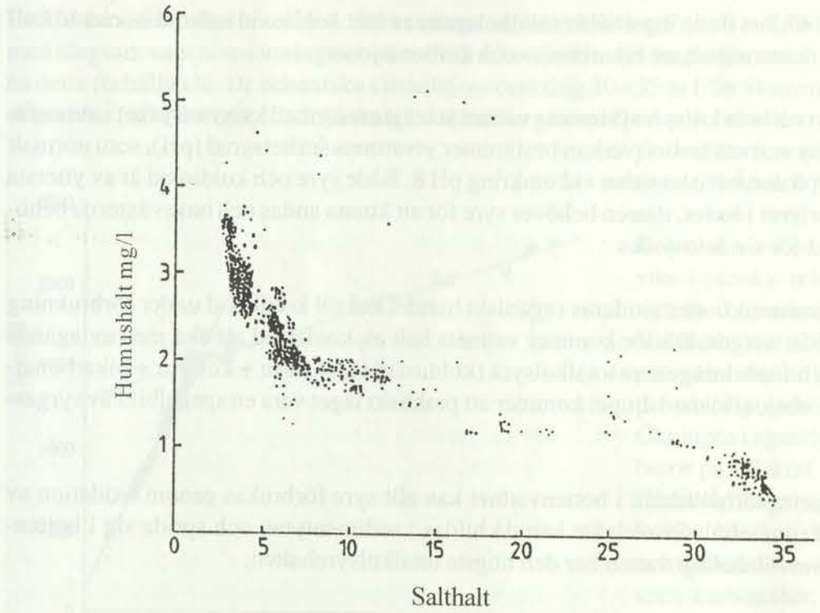


Fig. 3.4. Relationen mellan salthalt och humus i Östersjöns och Västerhavets vatten. Humushalten är vanligtvis högst vid låg salthalt och lägst i normalt havsvatten. Humushalten har mätts med en spektrofluorometrisk metod. Resultaten med salthalt mellan 2 och 5,5 härstammar från Bottniska viken och resultaten med salthalt mellan 25 och 35 från Kattegatt och Skagerrak. Spridda värden med relativt hög salthalt och mycket hög humushalt härstammar från olika fjordar, främst Idefjorden samt från stagnanta djuphålor.

3.1.2.4. Gaser

Havsvattnet innehåller också lösta gaser. De viktigaste är syre, kväve och koldioxid. De två förstnämnda är fysikaliskt lösta och lösligheten regleras främst av vattnets temperatur och salinitet. I ytvattnet står de i jämvikt med atmosfärens syre och kväve. Syre och svavelväte behandlas närmare i kap. 7.

3.1.2.4.1. Koldioxid

Koldioxiden reagerar kemiskt med vattnet och löser sig i form av kolsyra, som i sin tur dissocieras till vätekarbonat och karbonat:

(3.1) $CO_2 + 3H_2O \leftrightarrow H_2CO_3 + 2H_2O \leftrightarrow H_3O^+ + HCO_3^- + H_2O \leftrightarrow 2H_3O^+ + CO_3^{2-}$

I havsvattnet utgörs omkring 1 % av totalkolsyran av löst koldioxid och odissocierad kolsyra, största delen utgörs av bikarbonat- och karbonatjoner.

Koldioxiden och hela kolsyresystemet i vattnet står i jämvikt med kolsyretrycket i atmosfären. Kolsyresystemets buffertverkan bestämmer ytvattnets surhetsgrad (pH), som normalt ligger något på den basiska sidan vid omkring pH 8. Både syre och koldioxid är av yttersta betydelse för livet i havet, djuren behöver syre för att kunna andas och havsväxterna behöver koldioxid för sin fotosyntes.

I alla oxidationsreaktioner oxideras organiskt bundet kol till koldioxid under förbrukning av i vattnet löst syrgas. Därför kommer vattnets halt av koldioxid att öka med avtagande syrgashalt och fördelningen av totalkolsyra (koldioxid i löst form + kolsyra + bikarbonatjoner + karbonatjoner) med djupet kommer att praktiskt taget vara en spegelbild av syrgasfördelningen.

Under stagnanta förhållanden i bottenvattnet kan allt syre förbrukas genom oxidation av dött organiskt material. Svavelväte kan då bildas i sedimentytan och sprida sig i bottenvattnet. Svavelvätehaltigt vatten har den högsta totalkolsyrehalten.

3.1.2.4.2. Vattnets pH

Vattnets surhetsgrad uttrycks som vätejonkoncentrationens negativa logaritm och betecknas pH. Egentligen mäter man vätejonaktiviteten (pH = - lg a_H+). På pH-skalan, som i vatten går från 1 till 14, är neutralitetspunkten 7. Vatten med pH-värden under 7 är sura och vatten med pH över 7 är basiska. Vattnets pH ökar något med stigande salthalt och minskar något med stigande temperatur. Vattnets pH följer syrgasfördelningen. Detta beror på att kolsyra bildas vid syreoxidationen av organiskt material. Havsvattnets pH ligger i syremättat ytvattnet vid normal havsvattenstemperatur (0 - 20°C) omkring 8 - 8,4. I djupvattnet, med dess lägre syrgashalt, är pH omkring 7,2 - 7,5. I stagnant, syrefattigt vatten är pH 6.9 - 7, men i närvaro av svavelväte stiger pH något (7,3). Vid hög planktonproduktion i ytvattnet ökar pH på grund av överskottet på syre i vattnet. Värdena kan ligga omkring 8,5 till 9. Vattnets pH används främst till att räkna ut totalkolsyrehalten för beräkning av planktonproduktionen med ^{14}C-metoden. Vanligen bestäms vattnets pH potentiometriskt med hjälp av en pH-meter och glaselektrod med inbyggd motelektrod.

3.1.2.4.3. Alkalinitet

Havsvattnets alkalinitet definieras som överskottet av svaga syrors negativa joner. Svaga syror reagerar basiskt i närvaro av starka, positivt laddade joner. Därför är havsvattnet i allmänhet svagt basiskt. De negativa joner som kommer ifråga i havsvatten är bikarbonat-, karbonat- och boratjoner. I svavelvätehaltigt vatten bildas dessutom sulfidjoner, och divätefosfathalten ökar så mycket att den påverkar alkaliniteten. Även ammoniumkoncentrationen kan i sådant vatten påverka alkaliniteten. De högsta alkalinitetsvärdena finner man därför i svavelvätehaltigt vatten. Alkaliniteten kan bestämmas genom titrering och därför motsvarar total- eller titrationsalkaliniteten den mängd stark syra, uttryckt i millimoler, som erfordras för att neutralisera 1 kg havsvatten.

I världshaven är alkaliniteten A direkt relaterad till salthalten S (A/S = 0,068). I randhav med långsam vattenomsättning och stor tillförsel av flodvatten är alkaliniteten mycket högre än detta förhållande. De oceaniska salthalterna omkring 30 - 35 är från Skagerrak och visar oceaniska förhållanden. Med sjunkande salthalt in genom De danska sunden och egentliga Östersjön ökar relationen A/S fram till Ålands hav och Finska vikens mynning. Inne i Bottniska viken och Finska viken minskar relationen kraftigt med sjunkande salthalt. Vid salthalten noll finns ännu en rest av alkalinitet, vilket tyder på inflytande från älvarna. Ökningen i egentliga Östersjön beror på tillskott av kalk från floderna längs syd- och ostkusten. Marken där är kalkrik, och kalk utlöses i flodvattnet som karbonater, vilket ökar karbonatjonhalten och ger vattnet en hög alkalinitet. I Bottniska viken är älvarna kalkfattiga, jordarna är silikatrika. Detta gäller även Neva och de finska älvarna vid Finska viken. Därför är alkaliniteten lägre i dessa områden.

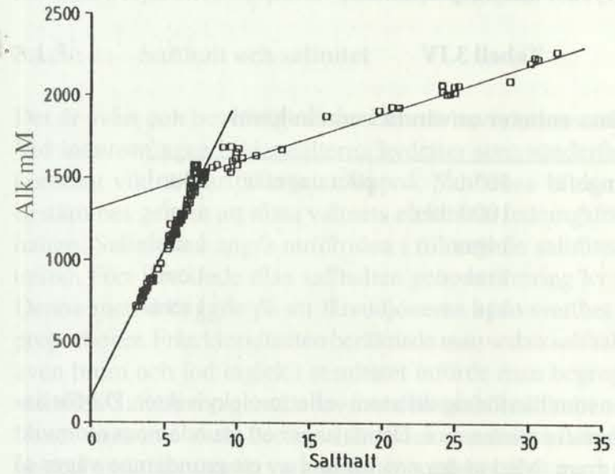


Fig. 3.5. Relationen mellan salthalt och alkalinitet i Östersjön och Västerhavet. Alkaliniteten är högst vid låga salthalter, t.ex. i Bottniska viken och Finska viken, där älvvattentillförseln är störst, och lägst i normalt havsvatten omkring 35, d.v s. i Skagerraks djupvatten [28] .

Om man känner vattnets salthalt, temperatur, pH och alkalinitet, kan man beräkna kolsyresystemets konstituenter. Av dessa är totalkolsyran viktig vid bestämning av vattnets planktonproduktion, eftersom denna är ett mått på produktionens storlek.

3.1.2.4. Kemiska enheter i oceanografin

Internationellt har man inom oceanografin kommit överens om att använda vissa enheter. Vanligen används viktenheter per volymsenhet. Mest använder man sig av liter, t. ex. mg/l. Därvid måste man ta hänsyn till temperatur och tryck. Definitionen för 1 liter är "den volym 1 kg rent vatten har vid + 4°C och 760 mm atmosfäriskt tryck". Man vill gärna använda sig av metersystemet när det är möjligt och därför har man ersatt liter med dm^3. 1 liter = 1,000027 dm^3 enligt ovanstående definition. Endast vid mycket exakt arbete är man tvungen att ta hänsyn till så små volymsskillnader. Därför förekommer litern alltjämt ofta i vetenskapliga arbeten, när man i verkligheten avser dm^3 eller t.o.m. kg.

I oceanografin rör man sig ofta med mycket stora (och små) mängder. Bland viktsenheterna påträffar man enheten µg eller γ som motsvarar 0,001 mg samt ng som är 0,001 µg. Man vill kanska räkna ut totalmängden av något ämne i ett havsområde, t. ex. totalmängden fosfor i Östersjön. Då måste man räkna om µg/l till ton/km^3. Därför är det viktigt att ha klart för sig de synonyma storheterna. Observera att sorterna ton/km^3, mg/m^3, µg/l (eller dm^3) och ng/ml siffermässigt uttrycker samma proportion.

Tabell 3.IV

Synonyma enheter använda i marin kemi

10^9 ton	vatten är ungefär	10^9 m^3	eller ungefär	1 km^3
1 ton	" " "	1000 liter	" "	1 m^3
1 kg	" " "	1 liter	" "	1 dm^3
1 g	" " "	1 ml	" "	1 cm^3
1 mg	" " "	1 µl	" "	1 mm^3

Kemister använder gärna enheter som hänför sig till atom- eller molekylvikter. Därför använder man ofta i kemisk oceanografi enheten mol. Denna anger ett grundämnes atomvikt eller en förenings molekylvikt i gram. Med andra ord, en mol av ett grundämne väger så många gram som atomvikten anger. T.ex. 1 mol natrium väger 23 g (atomvikten för Na=23). I oceanografin är man vanligen intresserad av att veta hur mycket av ett grundämne som ingår i en förening, t. ex. hur mycket fosfor (P) det finns i en fosfatförening (PO_4^{3-}). Detta uttrycker man i µmol/l (10^{-6} mol) och skriver µmol PO_4-P/l. Man utelämnar vanligen jonens laddning (i detta fall 3^-) då denna inte är av intresse i sammanhanget. Fosforns atomvikt är 31 och uttrycket 5 µmol PO_4-P betyder 5 x 31 µg fosfor i form av fosfatjoner. Observera att fosfatjonen PO_4 har molekylvikten 31+(4x16) = 95 och att det således i exemplet är fråga om 5x95 µg fosfat. När det gäller molekyler som innehåller flera atomer av ett grundämne, t.ex. 2-atomiga gaser såsom syrgas (O_2), måste man ange om man avser 1 mol O eller en mol O_2.

Närsalter och spårelement anges vanligen i µmol eller µg/l eftersom koncentrationerna i vattnet är så små att det är opraktiskt att använda större enheter. I tidigare oceanografisk litteratur påträffas ofta enheterna gram-atom och gram-molekyl men numera har man helt övergått till att använda molbegreppet. Vill man förvandla t. ex. µmol till µg, så multiplicerar man med atomvikten, och vill man tvärtom förvandla µg till µmol så dividerar man med atomvikten. Orsaken till att man föredrar µmol framför µg när det gäller närsalter är att de förekommer i t. ex. plankton i relativt konstanta proportioner, d.v.s. det finns för varje fosforatom 16 kväveatomer bundna till 106 kolatomer, således förhållandet 106C : 16N : P. Detta underlättar i hög grad olika beräkningar av närsalters inverkan på t.ex. primärproduktionen, vilket skall diskuteras senare i kapitel 8.

Enligt gammal konvention anger man syre i ml/l vid 0°C och 760 mm kvicksilvertryck. Detta är inte praktiskt, men det tycks vara svårt att få ändringar genomförda. Vill man förvandla ml/l syre till mg/l så är enligt gaslagarna 1 mmol syre = 32 mg och har vid 0° och 760 mm tryck volymen 22,4 ml. Enklast dividerar man ml med 0,7 för att få motsvarande mg och multiplicerar med 0,7 för att förvandla mg syre till ml. I modern vetenskaplig text har man börjat använda µmol som enhet för syre.

3.1.3. Salthalt och salinitet

Det är svårt och besvärligt att bestämma havsvattnets salthalt direkt genom indunstning. Vid indunstningen bildar salterna hydrater som sönderfaller vid olika temperaturer, och konstant vikt är därför svår att uppnå. Salthalten brukar uttryckas som salinitet. Denna bestämmes genom att mäta vattnets elektriska ledningsförmåga, som är beroende av salthalten. Saliniteten anges nuförtiden i tillämpade salinitetsenheter (psu, practical salinity units). Förr bestämde man salthalten genom titrering av vattnets innehåll av kloridjoner. Denna metod byggde på att huvudjonerna i havsvattnet förekommer i nästan konstanta proportioner. Från kloridhalten beräknade man sedan salthalten. Emedan vid kloridtitreringen även brom och jod ingick i resultatet införde man begreppet klorinitet och för salthalten salinitet. Saliniteten ger således inte den exakta salthalten. Därtill tillkom andra komplikationer som inte skall beröras här. Som standard använde man s.k. normalvatten. Detta bestod av atlantvatten, vars salinitet man bestämt med stor noggrannhet. Normalvatten (som alltjämt används som standard) fylldes i glasampuller, som smältes igen.

När man övergick till att bestämma vattnets ledningsförmåga ville man inte ändra på det gamla vedertagna salinitetsbegreppet, som angav saliniteten i o/oo (g/kg). Man ville kunna jämföra saliniteterna enligt den nya metoden med de många miljoner saliniteter som räknats ut enligt den tidigare metoden. Därför har man relaterat bägge metoderna till en kaliumkloridlösning som vid en bestämd koncentration (32,4356 g/kg) ger exakt samma resultat med vardera metoden vid omkring normal havsvattensalinitet. För en exakt definition av salinitet hänvisas till uppslagsverk eller läroböcker i oceanografi. Här kan man nöja sig med att anta att t.ex. 35 g/kg havsvatten ungefär motsvarar 35 psu. Enklast skrivs detta som saliniteten 35.

Endast i bihav med smala och grunda förbindelser med världshavet förekommer större variationer i salthalten. I Östersjön är t. ex. saliniteten i norra delen av Bottenviken nära noll, d.v.s mindre än 2, i centrala Östersjön omkring 6-7 i ytvattnet och nära 13 i bottenvattnet. Högre saliniteter förekommer i södra Östersjön nära Bälten och Öresund. De högsta saliniteterna förekommer i havsområden med hög avdunstning och liten flodvattentillförsel, t. ex. Medelhavet, Röda havet och Arabiska viken. I den sistnämnda kan saliniteten uppgå till omkring 41.

3.2. Vattenmassor och vattnets skiktning

En volym havsvatten med enhetlig salthalt och temperatur kallas inom oceanografin en *vattenmassa.* Eftersom densiteten i havsvatten är en funktion av temperatur- och salthaltsfördelningen, har en vattenmassa enhetlig densitet. Vattnets densitet minskar vid uppvärmning och ökar vid avkylning. Densiteten minskar också genom utspädning med sötvatten från floder, nederbörd och smältvatten samt ökar genom avdunstning och frysning då salthalten ökar. När ytvattnets densitet genom någon av dessa processer ökats så mycket att den blivit högre än det underliggande vattnets, uppkommer en vertikalkonvektion i vattnet. Då processen förorsakas av ändringar i temperaturen eller salthalten kallas den *termohalin konvektion.* Konvektionen strävar till att utjämna densitetsskillnaderna. Vattnet sjunker tills det når vatten med samma densitet. Där breder det ut sig som ett homogent lager. En skiktning av vattnet uppkommer och skiktgränserna kan vara mer eller mindre skarpa beroende på blandning i gränsskiktet. Blandningen i sin tur beror på storleksskillnaderna i salthalt och temperatur. Ju större dessa skillnader är, desto mindre omblandning sker i gränsskiktet. Gränsskiktet mellan två vattenmassor med olika densitet kallas ett *densitetssprångskikt* eller en *pyknoklin.* Inom detta skikt ändrar sig vattnets densitet kraftigt inom något tiotal meter, d.v.s. språngvis. I havet finns det två slags pyknokliner, *termokliner* eller *temperatursprångskikt och halokliner* eller *salthaltssprångskikt.*

Vattenmassan avgränsas i horisontal- och vertikalled av andra vattenmassor som har avvikande salthalter eller temperaturer eller av vattenytan eller havsbotten. I många bihav begränsas vattenmassorna av kusterna. I öppna havet utgör ofta gränsområdet för en havsström gräns mellan två vattenmassor. En sådan gräns kallas *front.* Gränsen kan även här vara skarp eller diffus. Salthalt och temperatur är konservativa egenskaper hos vattenmassorna, utom i ytskiktet där nederbörd och avdunstning påverkar salthalten och värmeutbytet med atmosfären påverkar temperaturen.

Två vattenmassor med olika densitet kan inte befinna sig i jämvikt bredvid varandra. Vattnet med högre densitet kommer alltid att sträva till att sjunka under det lättare lagret. Om det uppkommer en horisontal densitetsskillnad i ett område på grund av klimatiska orsaker, t. ex. genom nederbörd i den ena hälften av området, kommer det "tyngre" vattnet att sträva till att strömma ned under det "lättare" och det lättare att söka sig över det tyngre. Detta ger upphov till horisontala strömningar och en front bildas. En sådan strömning kallas baroklin ström. Detta är grunden till alla storskaliga vattenrörelser. Principen är således att vatten av en bestämd densitet alltid strävar till att den kortaste vägen söka sig till vatten av motsvarande densitet.

3.2.1. Haloklinen

Haloklinen bildas mellan vattenmassor med olika salinitet. Namnet kommer sig av att man tidigare bestämde vattnets salthalt genom titrering av kloriniteten, som gav summan av halogenerna i vattnet. Halokliner finner man vid floders utlopp i havet i s. k. estuarier, i fjordar med sötvattenstillförsel och ute i öppna havet i gränsskiktet mellan två vattenmassor med olika salinitet.

3.2.2. Termoklinen

Tidigt under våren värmer solstrålningen först upp ett tunt ytskikt av vattnet. Det varma vattnet får en lägre densitet och ett temperatursprångskikt, en termoklin, mellan ytskiktet och det underliggande vattnet bildas. Termoklinen förhindrar att den omblandning som uppstår av vind och vågor, tränger ned i underliggande vatten. Ytlagret tillväxer i tjocklek under våren genom att det värms upp mer och mer, termoklinen vandrar s.a.s. nedåt mot djupet. Nästan ingen värme tillförs djupvattnet och termoklinen blir allt mera utpräglad under sommaren och början av hösten, när ytvattnets temperatur ökar. Termoklinen blir ett verkligt spärrskikt genom vilket närapå inga utbytesprocesser kan ske. Detta gäller både värme, vatten och kemiska faktorer. Därför har termoklinen en mycket stor betydelse för de kemisk-biologiska processerna i havet.

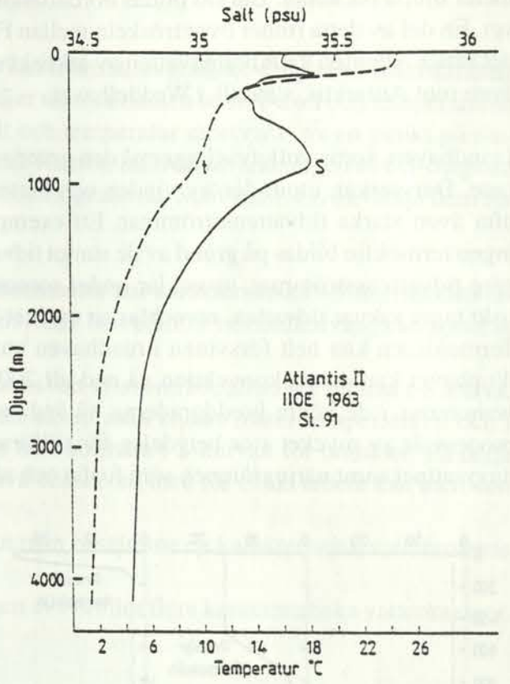


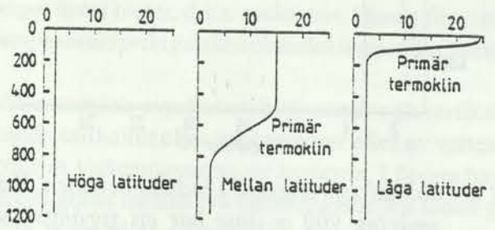
Fig. 3.6. Salthaltssprångskikt i Indiska oceanen. Vid omkring 900 m djup har ett språngskikt bildats på grund av tillskott av rödahavsvatten med hög salthalt. Vid omkring 150 m djup har vatten från Persiska viken bildat ett annat salthaltssprångskikt.

Sommartermoklinen är utmärkande för alla områden med stora årstidvariationer i yttemperaturen. Detta gäller inte endast hav, även sjöarna i dessa områden utbildar en termoklin. På vilket djup man finner termoklinen beror på värmeomsättningens gång och dess storlek samt på omblandning. Kraftig och snabb värmetillförsel i början på året befrämjar bildningen av termoklinen på litet djup och leder till den skenbara paradoxen att underskiktet blir mera isolerat från årstidsväxlingarna i yttemperaturen och därför bättre behåller sin vintertemperatur när våruppvärmningen är snabbare än vanligt.

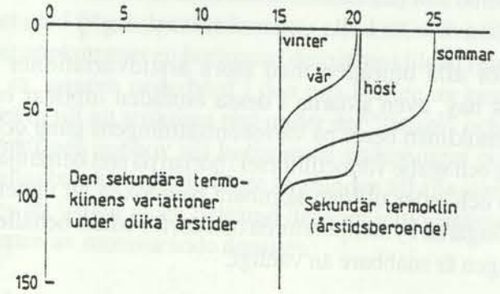
Under hösten börjar ytvattnet avkylas. Densitet ökar och ytvattnet börjar att sjunka nedåt och ersätts av vatten underifrån. Under vintern försvinner termoklinen helt. Då kan vattnet få samma temperatur i hela vattenpelaren och vertikalkonvektionen kan nå ned till botten. Förutsättningarna för detta är naturligtvis att vintrarna är så kalla att vattnet i ytan avkyls tillräckligt mycket och att det inte finns någon salthaltsskiktning eller att denna är mycket svag. Detta kan t. ex. ske i Bottenviken. Ett annat exempel är Norska havet i Nordatlanten, d.v.s. bäckenet norr om ryggen från Grönland över Island, Färöarna och Shetlandsöarna. I Norska havet kan ytvattnet avkylas så mycket att det sjunker till bottnen av det flera tusen

meter djupa bäckenet. Därvid bildas nordatlantiskt bottenvatten av ytvattnet i Norska havet. En del av detta rinner över tröskeln mellan Färöarna och Shetlandsöarna och tillför på det sättet Atlanten kallt bottenvatten av arktiskt ursprung. Sådant kallt bottenvatten bildas även runt Antarktis, särskilt i Weddelhavet.

I randhaven, som vanligtvis ligger på den grunda shelfen, är förhållandena mera komplicerade. Där verkar, utom den av vinden och bottenfriktionen förorsakade omblandningen, ofta även starka tidvattensströmmar. Ett exempel på sådana hav är Irländska sjön, där ingen termoklin bildas på grund av de starka tidvattenströmmarna. Nordsjön, som har svagare tidvattensströmmar, utvecklar under sommaren en termoklin. Östersjön, som praktiskt taget saknar tidvatten, utvecklar en mycket kraftig termoklin under sommarhalvåret. Termoklinen kan helt försvinna i randhaven under vintern genom vertikalkonvektion. I djuphavet kan denna konvektion nå ned till 200 - 300 m djup och i vissa fall kan denna *homotermi* i de högre breddgraderna nå ända ned till botten. Hela denna konvektionsprocess är av mycket stor betydelse för tillförsel av livsviktiga gaser som syre ned till djupvattnet samt näringsämnen som fosfat och nitrat upp från djupvattnet.



a) På höga latituder bildas ingen termoklin, på mellanlatituder och låga latituder bildas en primär termoklin som förekommer under hela året.



b) En sekundär termoklin bildas i områden med variationer i årstiderna. Den bildas under våren och utvecklas till sitt största djup i början av hösten och försvinner igen under vintern.

Fig. 3.7. Exempel på termokliner.

I randhav med kraftigt utvecklad permanent haloklin, som t. ex. egentliga Östersjön, kan densitetsskillnaden mellan det mindre salta ytvattnet och det saltare djupvattnet, vara så stor att vertikalkonvektionen inte kan tränga igenom haloklinen, som bildar en "falsk botten". I Bottenviken, där haloklinen är svagt utvecklad, kan under kalla vintrar vattnet bli homogent från ytan till botten med samma temperatur och salthalt. Under våren börjar termoklinen igen att utvecklas i ytskiktet.

3.2.3. t-S-diagram

Sambandet mellan salthalt och temperatur kan framställas grafiskt. En grafisk framställning av detta kallas *t-S-diagram.* Vanligtvis väljer man salthalten som X-axel och temperaturen som Y-axel. Ett bestämt värde på salthalt och temperatur motsvaras av en punkt på diagrammet. Den norske oceanografen Helland-Hansen införde användningen av t-S-diagram 1916. De är av mycket stor betydelse för oceanograferna. Man kan t. ex. använda dem för att dra slutsatser i följande fall:

a) Områden med enhetliga vattenmassor har karakteristiska t-S-normalkurvor.
b) Felaktiga observationer, som faller helt utanför normalkurvan, kan sorteras bort.
c) Om man finner att mätresultaten i ett visst område alltid ger samma t-S-kurva, kan man rationalisera arbetet så, att man enbart mäter temperaturen och i stället bestämmer salthalten från normala t-S-kurvan för området. På detta sätt kan man få approximativa densiteter, men för exakt arbete kan metoden inte användas.
d) Med hjälp av t-S-kurvan kan man bestämma en karakteristisk vattenmassas härstamning.
e) Man kan beräkna blandningen av två eller flera karakteristiska vattenmassor.

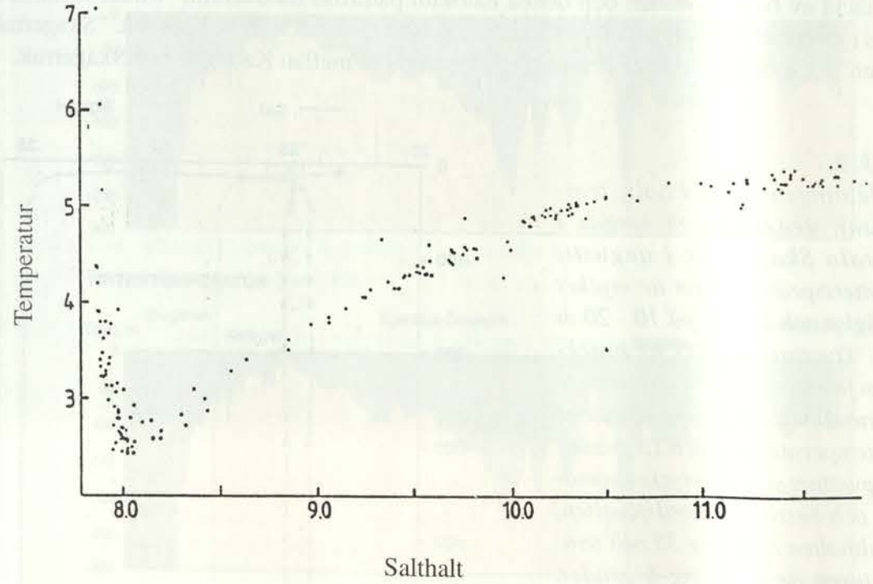


Fig. 3.8. Exempel på t-S diagram i centrala Östersjön. Värdena under salthalten 8 är från lagret ovanför salinitetssprångskiktet. Resultat som helt avviker från kurvan är uppenbart felaktiga och bör uteslutas från datamaterialet[29].

3.3. Förhållandena i svenska havsområden

I ett längdsnitt av salthaltsfördelningen från Skagerrak till Bottenviken kan man se de olika saltfronterna, där salthalten drastiskt ändras. Den första ligger mellan Skagerrak och Kattegatt (*Skagerrakfronten*), den andra i Bälthavet, vanligtvis vid Gedser-Darss och Drogden (*Bältfronten*). Vid långvariga perioder med nordlig ström förskjuts Bältfronten ut i södra Kattegatt och Skagerrakfronten går från Skagens rev i nordvästlig riktning till den norska kusten. Vid långvariga perioder med sydgående ström förskjuts Skagerrakfronten in i Kattegatt och Bältfronten till Öresunds och Bälthavets sydliga gräns. Vid extrema tillfällen kan fronten förskjutas in i Östersjön och salthalten strömmar då in över trösklarna på alla djup. Den tredje saltfronten ligger vid Ålandströskeln och den fjärde i norra Kvarken. Haloklinen ligger i egentliga Östersjön vid en salthalt omkring 8, i Bottenhavet och Bottenviken vid omkring 4. Under sommaren kan temperaturen i ytvattnet i egentliga Östersjön stiga till 14 - 15 grader och termoklinen kan ligga vid omkring 30 m. Under vintern råder nästan homotermi [30].

3.3.1. Skagerrak

I Skagerrak bildas en haloklin i gränsskiktet under den Baltiska strömmens brackvatten som har lägre salthalt och densitet än nordsjövattnet som strömmar in i Skagerrak. I det Jylländska kustvattnet bildas också en haloklin. Vid nordostliga vindar kan hela Skagerrak vara täckt av baltiskt vatten och denna haloklin påträffas då överallt. Under sommaren bildas i ytvattnet en termoklin som kan sammanfalla med haloklinen. I den s. k. "Skagerrakfronten" förändras salthalten drastiskt i gränsområdet mellan Kattegatt och Skagerrak.

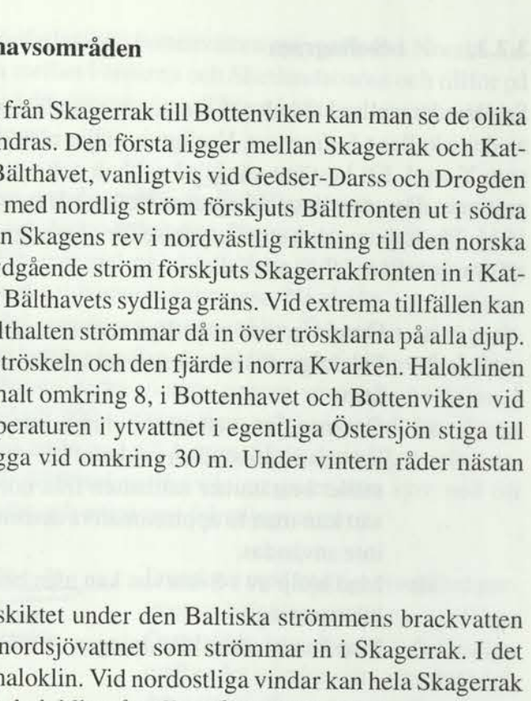


Fig. 3. 9. Fördelningen av salthalt, temperatur, densitet och syrgas i centrala Skagerrak i augusti. Densitetssprångskiktet är mycket utpräglat och ligger på 10 - 20 m djup. Ytvattnet utgörs av brackvatten från den Baltiska strömmen. På grund av sommarförhållandena är yttemperaturen nära 15 grader. I djupvattnet som är mycket homogent och består av nordsjövatten, är salthalten omkring 35 och temperaturen är omkring 6 grader. Syrgashalten är nästan homogen från ytan till botten, omkring 6 ml/l.

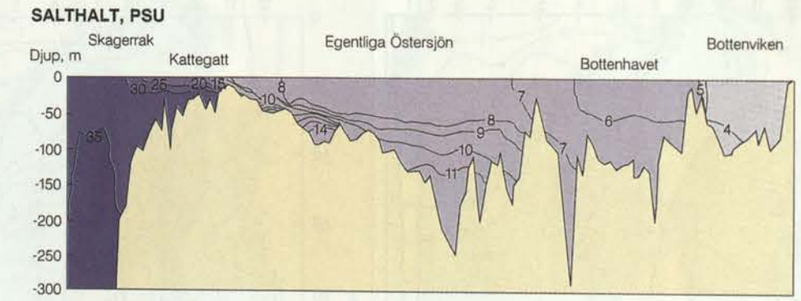


Fig. 3.10. Salthaltsfördelningen i ett vertikalsnitt från Skagerrak till Bottenviken. Skagerrakfronten, Bältfronten, Bottenhavsfronten och Bottenviksfronten kan ses som skarpa förändringar i salthalten[30].

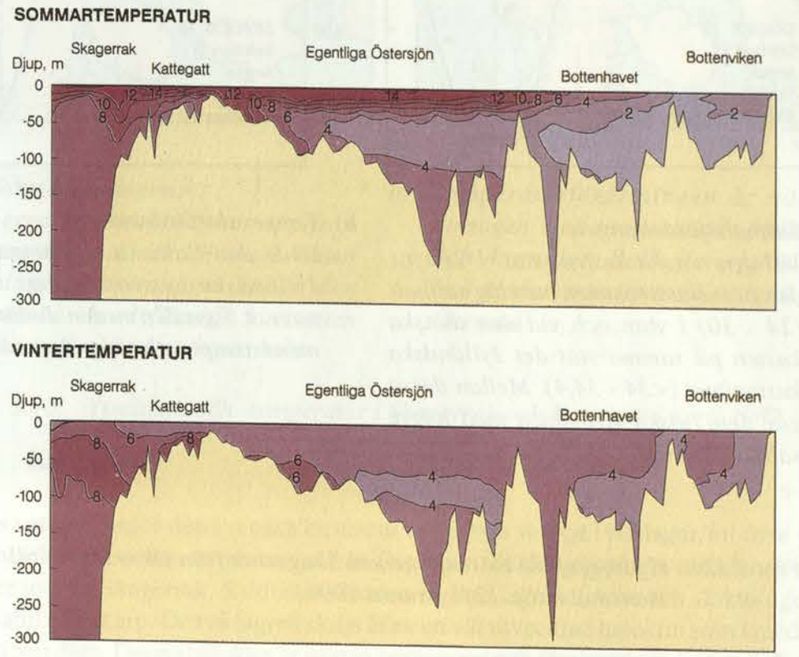
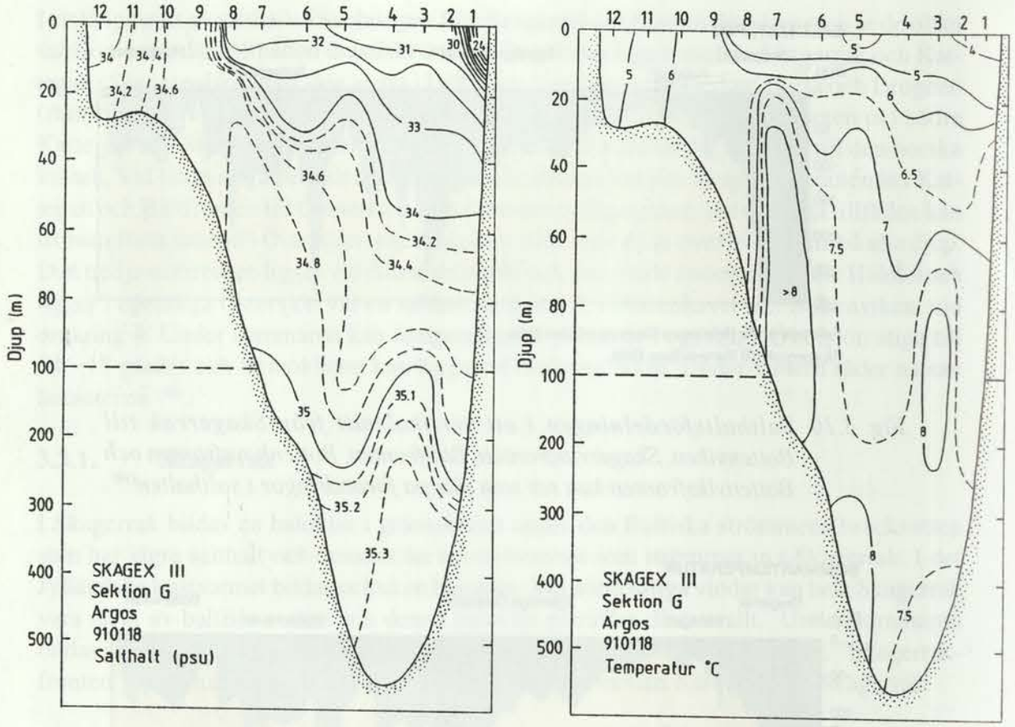


Fig. 3.11. Temperaturfördelningen i ett vertikalsnitt från Skagerrak till Bottenviken[30].

a) Sommartemperaturer i ytvattnet med kallt vintervatten under detta och haloklinenoch varmare djupvatten.

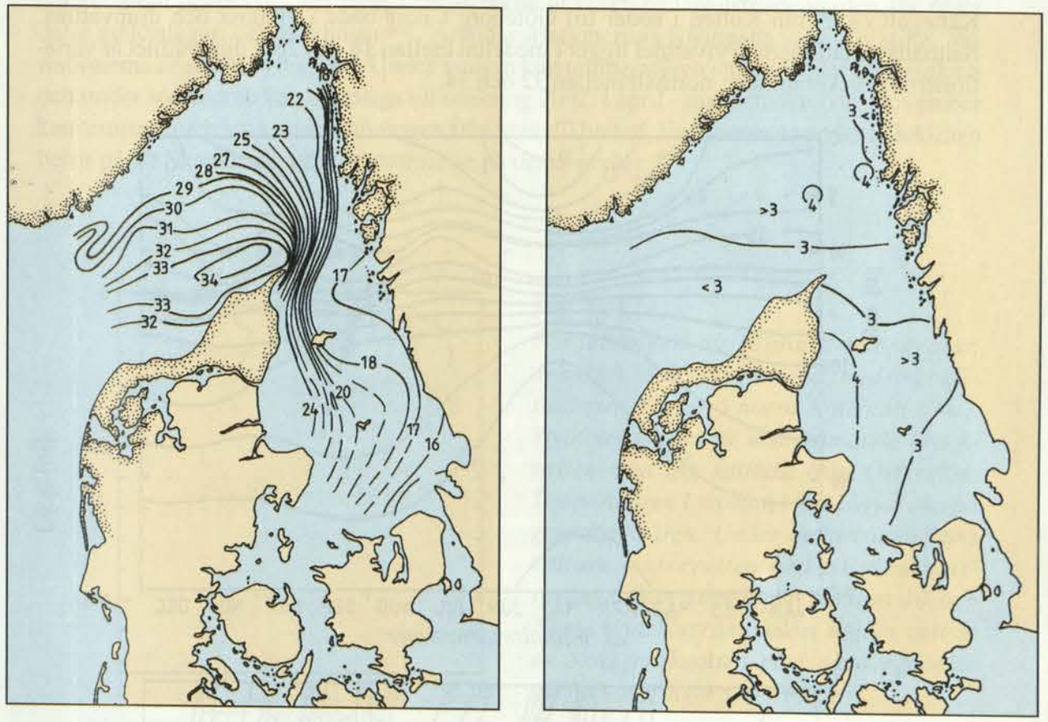
b) Vinterförhållanden med nästan homogen temperatur i vattenpelaren.



a) *Salthaltsfördelningen.*
Vid den norska kusten (stat. 1-2) syns den Baltiska strömmen med låg salthalt (24 - 30) i ytan och vid den danska kusten på samma sätt det Jylländska kustvattnet (<34 - 34,4). Mellan dessa går den Jutska strömmen med högre salthalt (>34,4).

b) *Temperaturfördelningen.*
Både den Baltiska strömmen och det Jylländska kustvattnet har temperaturer < 5 grader medan Jutlandsströmmens temperatur är > 6 grader.

Fig. 3.12 Hydrografiskt tvärsnitt genom Skagerrak från Oksø (St. 1) till Hanstholm (St. 12) i januari 1991.



a) *Salthaltsfördelningen.*
Skagerrakfronten sträcker sig från Skagens rev mot norr. Baltiskt vatten med låg salthalt ligger längs den svenska kusten. Jylländskt kustvatten tränger in längs Jyllands västkust.

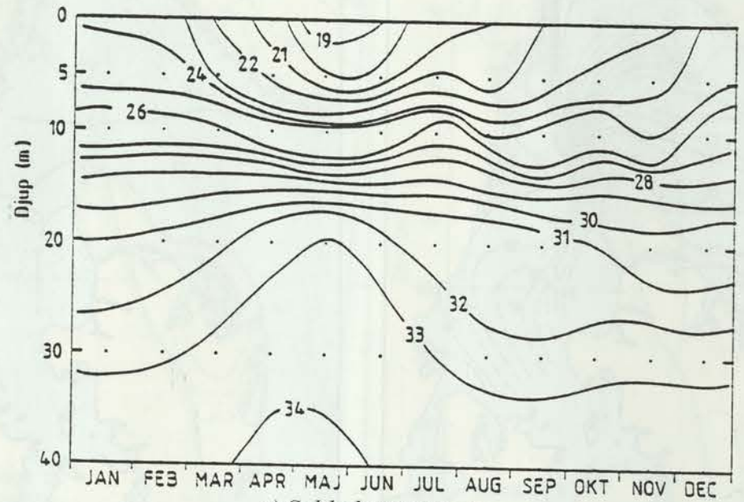
b) *Temperaturfördelningen är nästan homogen med temperaturer mellan 3 och 4 grader. Kallt östersjövatten (<3 grader) tränger in i Kattegatt från Öresund.*

Fig. 3.13. Ytsalthalt och -temperatur i Skagerrak och Kattegatt i april 1987.

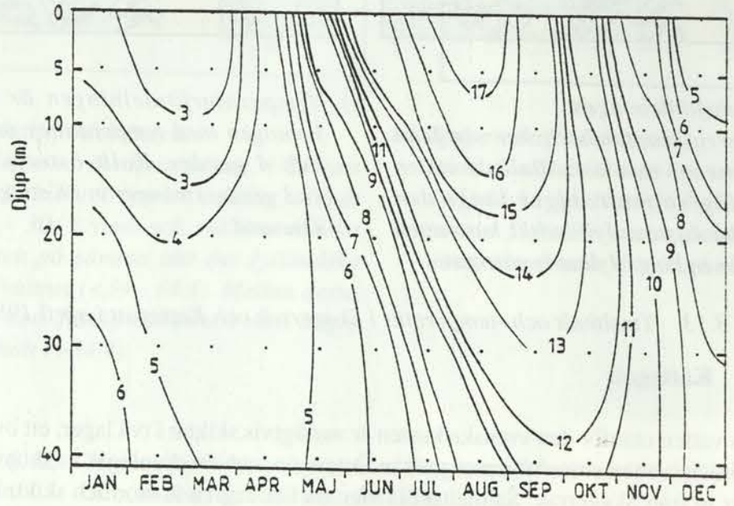
3.3.2. Kattegatt

Kattegatts vatten utanför den svenska kusten är vanligtvis skiktat i två lager, ett övre ytlager med bräckt vatten som strömmar ut från Östersjön, och ett djuplager med havsvatten som rinner in från Skagerrak. Salthaltskillnaden mellan lagren är stor och skiktningen är mycket stabil och skarp. De två lagren skiljs åt av en väl utvecklad haloklin som i medeltal ligger på 15 m djup. Denna haloklin är nästan permanent och förekommer året runt. Endast under perioder när utströmmen från Östersjön är liten eller upphör, kan haloklinen försvinna. På den danska sidan där vattendjupet är litet kan salthalten vara homogen från ytan till botten. Dessutom utbildas i Kattegatt under våren och sommaren en termoklin som igen försvinner under vintern. I den Baltiska strömmen sker det en kraftig omblandning och

temperaturen är vanligtvis homogen ned till haloklinen under sensommaren. Salthalten i Kattegatt ökar från Kullen i söder till Göteborg i norr både i ytlagret och djupvattnet. Salthaltsvariationerna i ytvattnet ligger i medeltal mellan 18 och 26. I djupvattnet är variationerna mycket mindre, normalt mellan 32 och 34.



a) Salthaltsvariationer



b) Temperaturvariationer

Fig. 3.14. 30-års månatliga medelvärden för salthalt och temperatur vid fyrskeppet Fladen[92].

Vattnets salthalt och temperatur mättes dagligen vid de fyrskepp som tidigare fanns i Kattegatt. Från dessa data har man kunnat räkna ut långtidsmånadsmedelvärden för olika delar av Kattegatt och Bälthavet [22]. Årstidsvariationerna i Kattegatts vatten är stora. Variationerna är störst i ytvattnet. Under vintern kan temperaturen sjunka under fryspunkten och under sommaren kan den stiga till omkring 20°C. I april - maj och oktober - november kan temperaturen vara nästan homogen från ytan till botten. Variationerna under haloklinen beror på att Skagerrakvatten strömmar in på dessa nivåer [22].

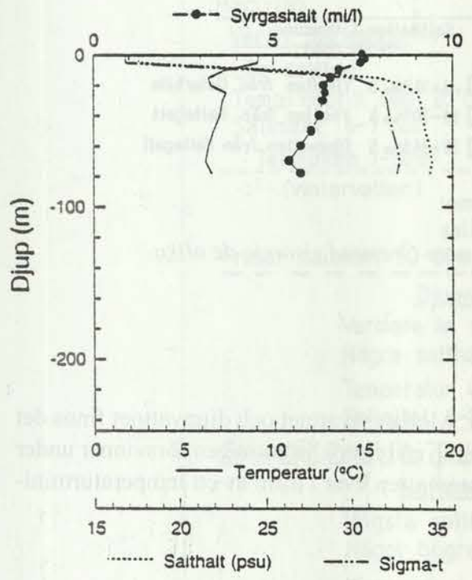


Fig. 3.15. Fördelningen av salthalt, temperatur, densitet och syrgas vid hydrografistationen Fladen i norra Kattegatt i maj. Ytvattnet utgörs av utströmmande brackvatten med låg salthalt från Östersjön. Temperaturen i ytvattnet har börjat öka på grund av våren. Under detta vatten finns kallare vintervatten ned till densitetssprångskiktet som ligger mellan 10 och 20 m. Under språngskiktet utgörs vattnet av Skagerrakvatten med nära oceanisk salthalt och lägre syrgashalt.

3.3.3. De danska sunden

I Bälthavet är vattnet normalt skiktat i två lager med Östersjövatten i ytan och under detta Kattegattvatten med salthalt upp till 32 - 33. Genom att Bälthavet är långsträckt och grunt är salthalterna ytterst varierande beroende på vindens riktning, styrka och varaktighet. I Stora Bält kan salthalten tidvis vara nästan homogen från ytan till botten beroende på omblandning.

I Öresund kan man skilja mellan tre olika vattentyper [16]:

a) Ytvatten från Östersjön med en salthalt omkring 8 - 10
b) Ytvatten från Kattegatt med en salthalt omkring 18 - 24
c) Djupvatten från Kattegatt med en salthalt omkring 30 - 34

Temperaturvariationerna är årstidsberoende i alla lagren.

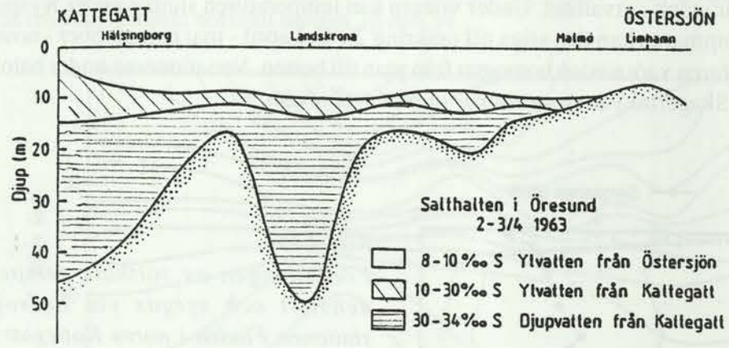


Fig. 3.16. Hydrografiskt längdsnitt genom Öresund visande de olika salthaltsskiktningarna.

3.3.4. Östersjön

I Östersjön är vattnet skiktat i flera olika lager. Mellan ytvattnet och djupvattnet finns det en haloklin. Dessutom utvecklas under sommaren en termoklin som igen försvinner under vintern. Mellan dessa finns föregående års vintervatten kvar i form av ett temperaturminimum[18] .

3.3.4.1. Haloklinen och termoklinen

I största delen av egentliga Östersjön finns det en *permanent haloklin* på omkring 60 - 70 m djup. Utmärkande för salthaltsförhållandena i egentliga Östersjön är att, i motsats till förhållandena i Kattegatt, variationerna i ytsalthalten är små, omkring 1, medan djup- och bottenvattnets salthalt kan variera upp till 5. I Arkonahavet, som ligger närmast mynningströsklarna, är variationerna större.

Vid större saltvattensinbrott bildas en *sekundär haloklin* nära botten mellan det gamla djupvattnet och det inströmmande saltare vattnet. Den sekundära haloklinen finner man blott i de s.k. djuphålorna, främst i östra Gotlandshavet i Gotlandsdjupet och Fårödjupet. Denna haloklin kan efter stora saltinbrott ligga kvar i åratal, men den försvagas med tiden genom turbulens och diffusion och kan helt försvinna. En ny sekundär haloklin bildas igen vid nästa saltvattensinbrott. Vid snösmältningen under våren kan en svag sekundär haloklin bildas i ytvattnet på grund av den ökade tillrinningen av sötvatten från älvarna. Därför är ytsalthalterna i allmänhet lägre under sommaren.

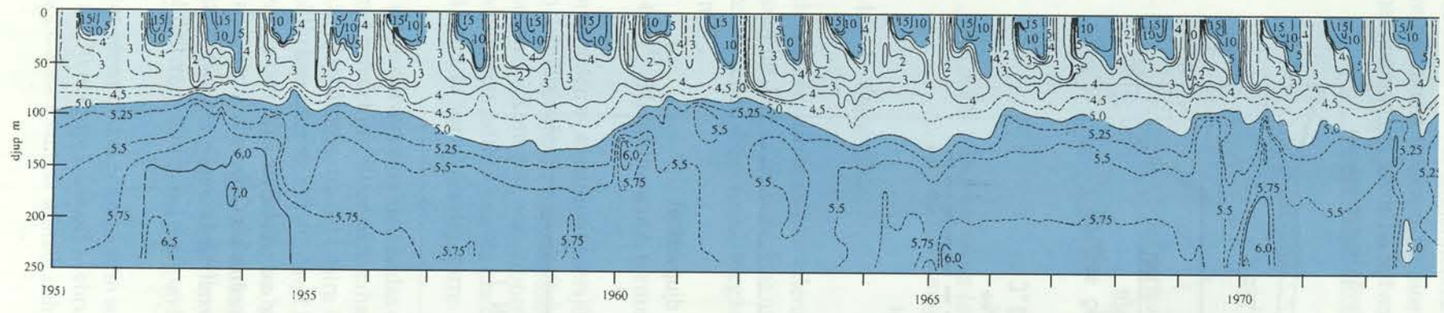
Under våren bildas en termoklin som tillväxer i tjocklek fram till hösten och kan nå ända ned till 30 m djup. I januari - februari har termoklinen ofta helt utplånats och ytvattnet är homogent med samma salthalt och temperatur ned till den permanenta haloklinen. Mellan

termoklinen och den permanenta haloklinen ligger under sommarhalvåret föregående års kalla vintervatten kvar. Termoklinen når i egentliga Östersjön aldrig ned till haloklinen. Detta vintervatten framträder i ett temperaturdiagram som ett markerat minimum med temperaturer ned till omkring 1°. Vattnet under haloklinen har en högre temperatur, vanligen mellan 4 och 7°. Detta vatten påverkas inte av årstidsväxlingarna.



Fig. 3.17. Schematisk framställning av salthalts- och temperatursprångskikten i centrala Östersjön under sommaren och vintern[18] .

Temperatur 1951 - 1973



Temperatur 1973 - 1995

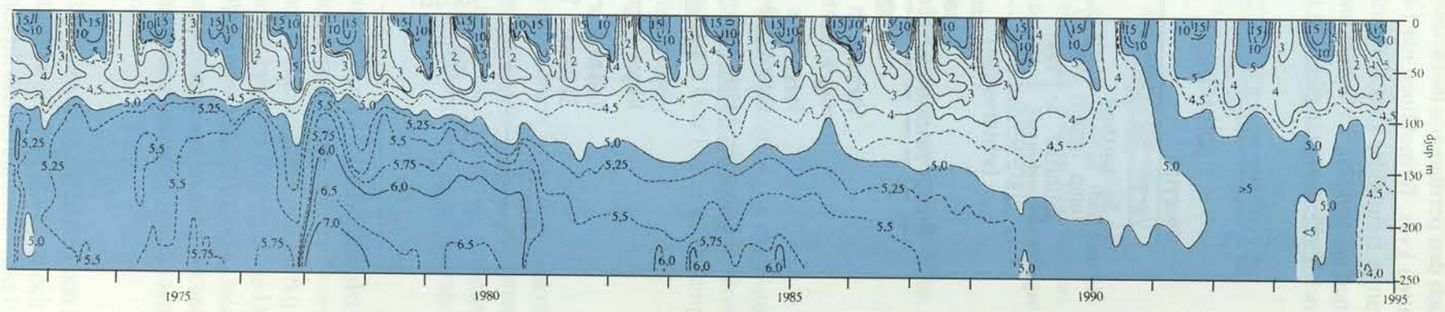
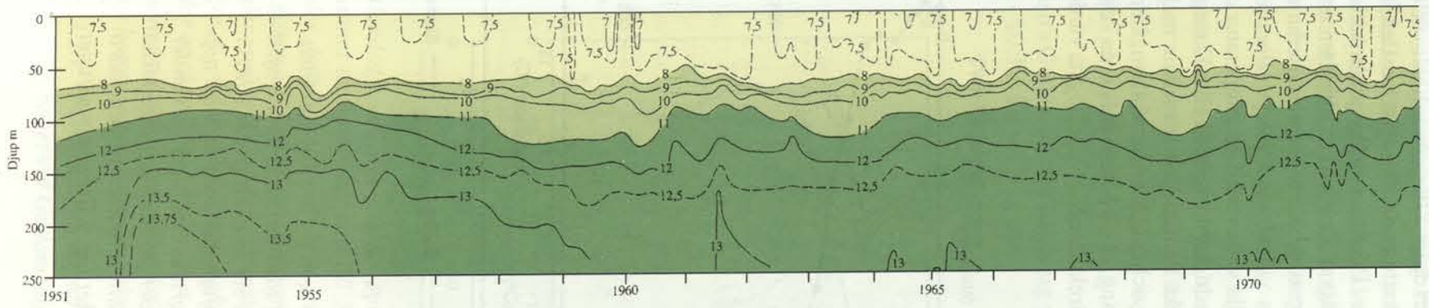


Fig. 3.18a. *Temperaturvariationer i Gotlandsdjupet 1951 - 1994.*
Temperaturvariationerna från ytan till botten vid Gotlandsdjupet har studerats mera i detalj. I ytvattnet kan man se årstidsvariationerna med varmt vatten under sommaren. I djupvattnet under den permanenta haloklinen kan man inte finna några årstidsvariationer, men man kan se perioder med varmare vatten, som beror på inströmning av nytt saltare vatten genom De danska sunden. Speciellt kan man lägga märke till den ovanligt höga temperaturen efter saltvattens inbrotten 1952, 1970 och 1977. Vid saltvattensinbrottet 1977 var bottenvattens temperaturen över 7°C, den högsta som någonsin uppmätts i Gotlandsdjupet.

Salthalt 1951 - 1973



Salthalt 1973 - 1995

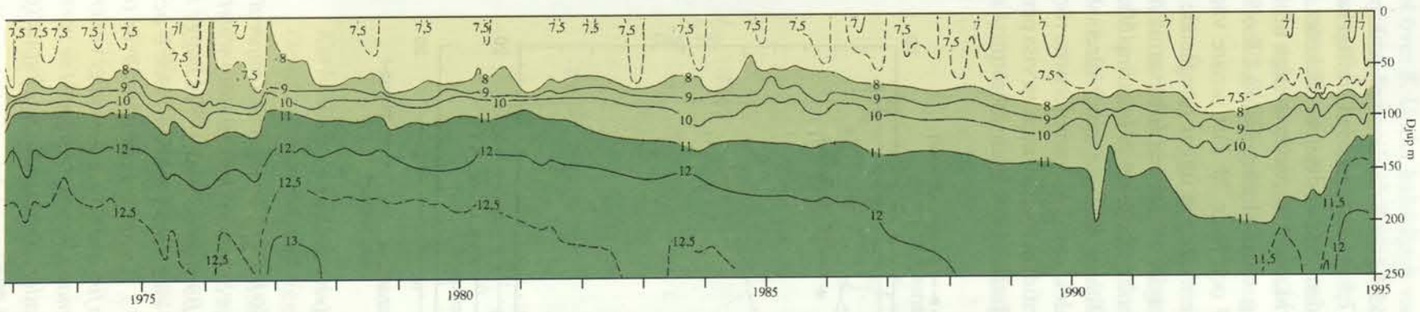


Fig. 3.18b. *Salthaltsvariationer i Gotlandsdjupet 1951 - 1994.*
I salthaltsfördelningen ser man tydligt det stora saltvatteninbrottet som nådde Gotlandsdjupet 1952 och höjde salthalten i bottenvattnet till över 13,75. Man kan också se flera smärre inbrott 1961, 1964, 1965, 1967, 1970 och 1977. Efter 1977 sker en nästan kontinuerlig minskning av salthalten och man kan också iakttaga en glesning av isohalinerna i djupvattnet, som tyder på en lägre stabilitet i vattenkolumnen. I ytvattnet kan man se årstidsvariationer med lägre salthalt under sommaren pågrund av ökad tillrinning av älvvatten under snösmältningen på våren. I april 1993 förnyades bottenvattnet på grund av ett nytt större inflöde av saltare vatten till Östersjön.

3.3.4.2. Egentliga Östersjön

I Arkonabäckenet ligger haloklinen på omkring 40 - 45 m djup. Ytlagrets salthalt varierar normalt mellan 7,5 och 8,5, men vid kraftigt inflöde av ytvatten från Kattegatt kan den stiga till nära 11 psu i den centrala delen av bäckenet. I närheten av Darsser- och Drogdentrösklarna kan salthalten vid saltvattensinbrott stiga till över 17. Någon gång kan ytsalthalten under våren vid kraftig snösmältning sjunka till omkring 7,3 psu. I bottenvattnet varierar salthalten mellan 9 och över 20. Det senare värdet uppnås vid verkliga större saltvattensinbrott. Under termoklinen ligger föregående vinters kalla vatten med en temperatur omkring 6 - 7° och under haloklinen finns varmt ytvatten från de danska sunden eller Kattegatt. Ytlagret i Bornholmsbäckenet är omkring 50 - 55 m tjockt och salthalten varierar mellan 7,3 och 8,5. Salthalten är lägst under våren - sommaren och högst under vintern. I djupvattnet under haloklinen kan variationerna röra sig omkring 13 - 17. Variationerna i djupvattnet är inte årstidsberoende, men en viss periodicitet förekommer och de högsta värdena förekommer vid större saltvattensinbrott.

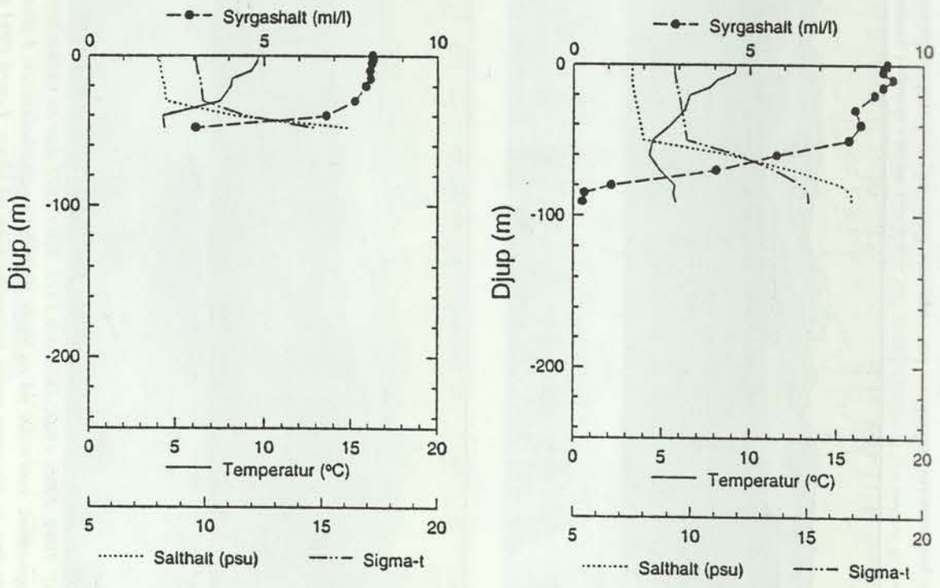
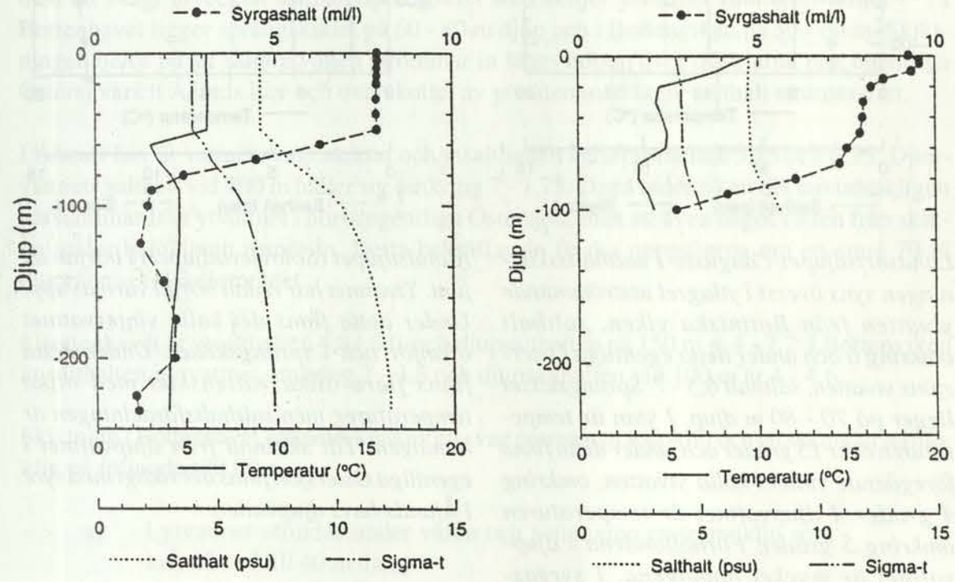


Fig. 3.19. Fördelningen av salthalt, temperatur, densitet och syrgas i östra Arkonahavet och Bornholmshavet i slutet av maj vid stationerna Arkonadjupet och Bornholmsdjupet. Vid bägge stationerna ser man ett tjockt ytlager med en salthalt mellan 7 och 8 och ett tunt djuplager med salthalt upp till 15. Ytvattnets temperatur är omkring 9 grader vid ytan och under detta finns omkring 4-gradigt vintervatten. Under densitets- språngskiktet kan man i Bornholmsdjupet se varmare djupvatten med temperatur nära 6 grader. Syrgashalten i djupvattnet är mycket låg, i Bornholmsdjupet nära noll.

I östra Gotlandshavet ligger den permanenta haloklinen på 60 - 70 m djup. Salthalten i ytlagret varierar från något under 7 till något över 8. Under haloklinen varierar salthalten på 100 m djup mellan 9 och 12. På 200 m djup är variationen 11,5 till 13. I haffarna vid den baltiska kusten är salthalten mycket låg. Man mäter kloriniteten eftersom mätning av den elektriska ledningsförmågan vid mycket låga salthalter ger missvisande resultat. Klorhalten varierar i Kuriska Haffen från 0,04 ‰ i de inre delarna till något över 2 i den nordligaste delen. I salthalt motsvarar detta ungefär 0,07 och 3,8. I Vistulahaffen är motsvarande salthalter omkring 0,25 och 7.

I Norra Gotlandshavet är ytsalthalten lägre än i östra Gotlandshavet på grund av inblandning av vatten med låg salthalt från Bottniska viken och Finska viken. Ytsalthalten varierar från något under 6,1 till något över 7,3. Under haloklinen är salthalten 9,8 - 11.5 och nära botten på 400 m djup 10 - 11,5.

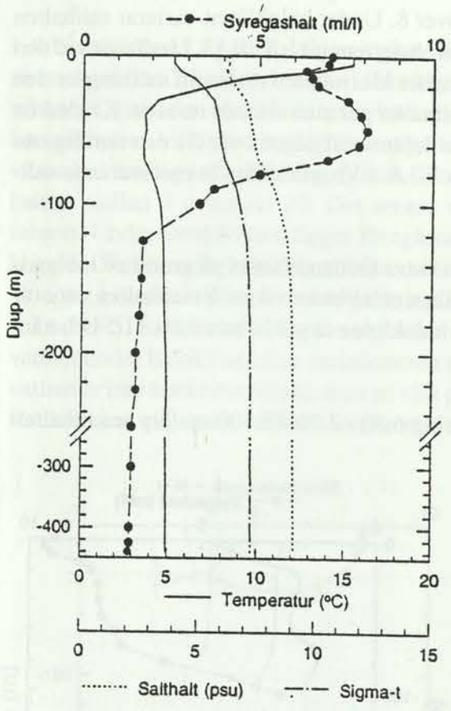
I västra Gotlandshavet håller sig ytsalthalten kring 6,30 - 7,70. På 100 m djup är salthalten 8.7 - 10,3.



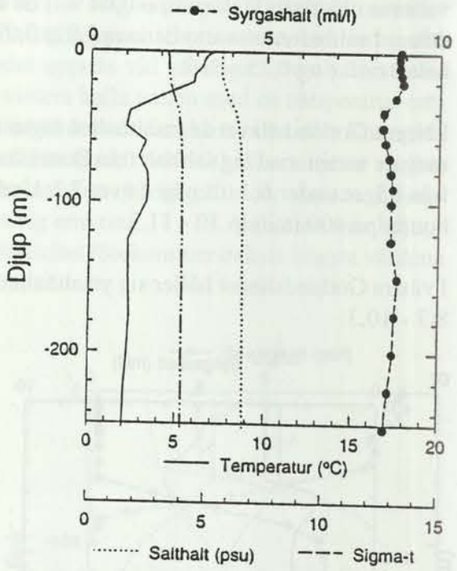
Gotlandsdjupet i slutet av november. Ytvattnet är homogent ned till 50 m djup. Under detta lager finns ännu ett tunt skikt av gammalt 3-gradigt vintervatten kvar. Under språngskiktet är temperaturen något högre, 4 - 4,4 grader. Syrgashalten sjunker under språngskiktet något över 1 ml/l och ökar ned till 200 m djup till omkring 2,5 ml/l. Nära botten minskar syrgashalten igen.

Karlsödjupet i slutet av maj. Densitetssprångskiktet ligger på 70 - 80 m djup. Ytvattnet har börjat värmas upp. Från både temperatur- och syrgasfördelning kan man urskilja olika skikt av ytvatten. Under språngskiktet sjunker syrgashalten till något över 2 ml/l.

Fig. 3.20. Fördelningen av salthalt, temperatur, densitet och syrgas i östra Gotlandshavet vid Gotlandsdjupet och i Västra Gotlandshavet vid Karlsödjupet.



Landsortsdjupet i augusti. I salthaltsskiktningen syns överst i ytlagret utströmmande ytvatten från Bottniska viken, salthalt omkring 6 och under detta egentliga Östersjöns ytvatten, salthalt 6,5 - 7. Språngskiktet ligger på 70 - 80 m djup. I ytan är temperaturen över 15 grader och under detta finns föregående vinters kalla ytvatten, omkring 4 grader. I djupvattnet är temperaturen omkring 5 grader. Förhållandena i djupvattnet är mycket homogena. I syrgasfördelningen ser man tydligt överst Bottniska vikenvattnet, Östersjöns ytvatten med det syrerrika vintervattnet och hur syret under språngskiktet minskar till omkring 1,5 ml/l.



Ålandsdjupet (Solovjevadjupet) i början av juni. Ytvattnet har redan börjat värmas upp. Under detta finns det kalla vintervattnet ovanför och i språngskiktet. Under detta finns flera olika vattenskikt med olika temperaturer, men salthaltsfördelningen är homogen. Till skillnad från djupvattnet i egentliga Östersjön finns det rikligt med syre i Ålands havs djupvatten.

Fig. 3. 21. Fördelningen av salthalt, temperatur, densitet och syrgas i Norra Gotlandshavet vid Landsortsdjupet och i Ålands hav vid Ålandsdjupet.

3.3.5. Rigabukten

I Rigabukten är salthalten i allmänhet låg, 5,5 - 6. Tidvis kan ytvatten från östra Gotlandsbäckenet tränga in genom Irbensundet och då stiger salthalten i botten upp till över 7.

3.3.6. Finska viken

På grund av det stora sötvattenstillskottet från främst Neva varierar ytsalthalten i den centrala delen av Finska viken mellan 4,6 och 7,5. Längst inne i Finska viken är salthalten nära noll. Under haloklinen kan salthalten stiga till över 11.

3.3.7. Bottniska viken

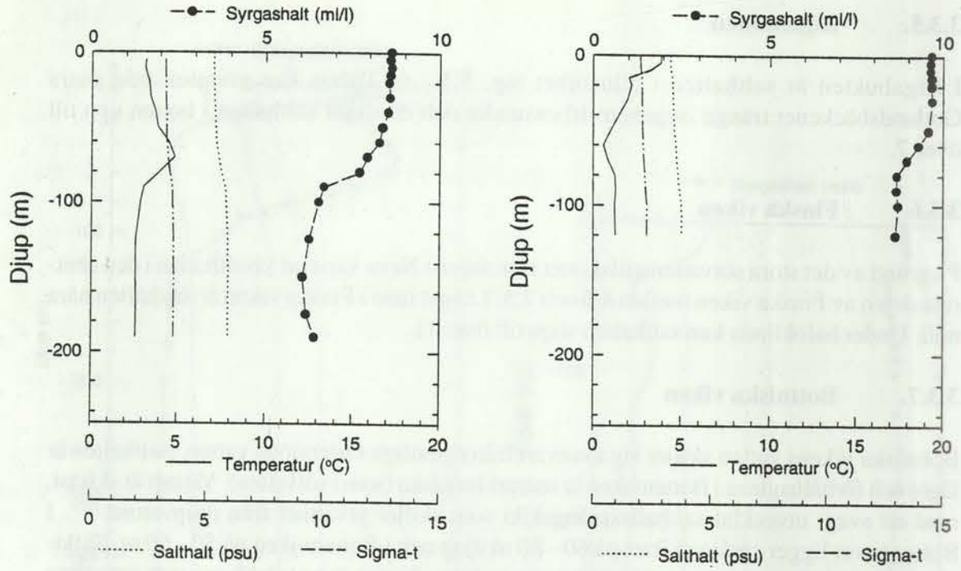
Bottniska vikens vatten skiljer sig avsevärt från egentliga Östersjöns vatten. Salthalten är lägre och förhållandena i Bottenviken är snarast limniska (som i sötvatten). Vattnet är skiktat, med ett svagt utvecklat salthaltssprångskikt som skiljer ytvattnet från djupvattnet [31] . I Bottenhavet ligger språngskiktet på 60 - 80 m djup och i Bottenviken på 50 - 60 m. Skiktningen beror på att saltare vatten strömmar in längs botten över trösklarna mot egentliga Östersjön och Ålands hav och överskottet av ytvatten med lägre salthalt strömmar ut.

I Ålands hav är vattnet svagt skiktat och ytsalthalten varierar mellan 5,25 och 6,25. Djupvattnets salthalt vid 200 m håller sig omkring 7 - 7,75. Detta tyder på att det huvudsakligen härstammar från ytvattnet i norra egentliga Östersjön, men att även något vatten från skiktet under haloklinen rinner in. Detta bekräftar de finska uppgifterna om en smal 70 m djupränna i tröskelområdet.

I Bottenhavet är ytsalthalten 4,8 - 6,0 och djupsalthalten på 150 m 6,4 - 7,2. I Bottenviken är salthalten i ytvattnet omkring 2 - 3,8 och djupsalthalten vid 100 m är 4 - 4,6.

Skiktning i Bottenhavet kännetecknas av en svag permanent haloklin och en sekundär termoklin på följande sätt [32] :

a) I ytvattnet utbildas under våren och sommaren en termoklin som kan nå ned till 40 m djup.
b) Ett mellanskikt med kallt vintervatten ligger under termoklinen. Under vintern sträcker sig detta skikt upp till ytan. Skiktets nedre gräns ligger vid haloklinen på omkring 50 - 60 m djup.
c) Haloklinen är praktiskt taget permanent. Endast under mycket lång variga och kalla vintrar kan den försvinna genom vertikal konvektion. Under haloklinen ligger ett djupvatten med högre salthalt (6 - 6,5) under hela året (se ovan).
d) Ett bottenvatten med högre salthalt, som härstammar från egentliga Östersjöns ytvatten (6,5 - 7).



Ulvödjupet i Bottenhavet i juni. Språngskiktet är svagt och ligger på omkring 80-90 m. Ytvattnet är ännu kallare än resterna av föregående vinters ytvatten. Syreförhållandena är relativt goda även i djupvattnet.

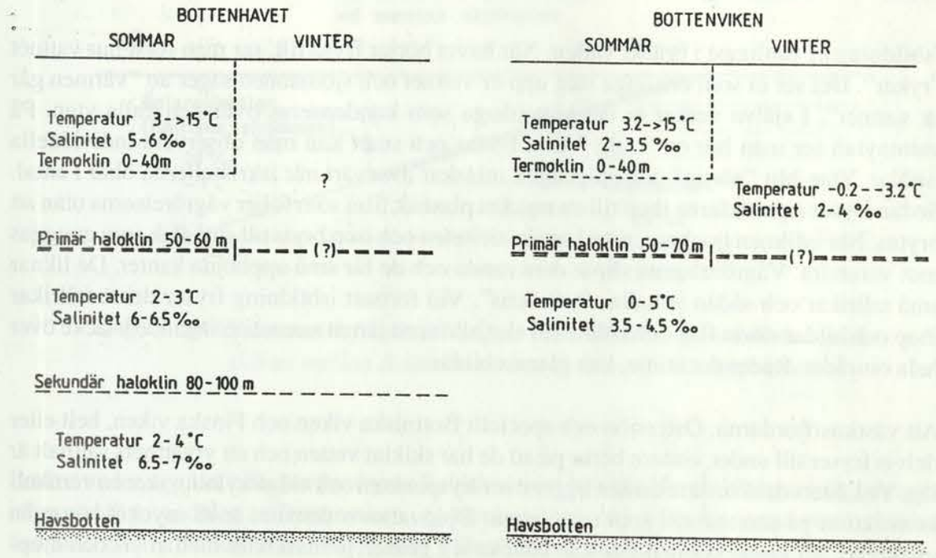
Bjurödjupet sydost om Bjuröklubb i Bottenviken i maj. Salthaltsskiktningen är mycket svag med ett svagt språngskikt omkring 80 m. Ytvattnet har redan börjat värmas upp. I ytan är vattnet mättat med syrgas och i djupvattnet är halterna något lägre.

Fig. 3.22. Fördelningen av salthalt, temperatur, densitet och syrgas i Bottniska viken.

I Bottenviken kan man urskilja tre olika skikt [32] :

a) Ett ytskikt av varmt vatten som bildas under sommaren med en termoklin som kan sträcka sig ned till 40 m.
b) Under detta ett kallt ytskikt som under vintern sträcker sig upp till ytan.
c) Ett djupvatten som under hela året har högre salthalt än ovan liggande vatten och som bildats från norra Bottenhavets ytvatten under vintern.

Under mycket långa och kalla vintrar kan haloklinen försvinna och vattnet blir homogent från ytan till botten.



a. Bottenhavet *b. Bottenviken*

Fig. 3.23 Vertikalskiktning i Bottniska viken.

3.4. Isen i havet

3.4.1. Isens densitet

Sötvattensis har vid 0° en densitet av 0,91676, medan sötvatten vid samma temperatur har densiteten 0,9998674. Därför flyter isen på vattnet i motsats till de flesta andra vätskors kristaller. Havsisens densitet kan variera både över och under värdet för sötvattensis. Detta beror på att havsisen kan innehålla saltlake och gasblåsor i varierande mängd. Den svenska isforskaren Finn Malmgren rapporterade variationer mellan 0,852 och 0,92. Att luft kan tränga in i isen beror på att saltlake vid frysningen kan inspärras i isen. Själva iskristallerna består av rent vatten och då de bildas ökar salthalten i det kvarvarande vattnet. Dettas densitet ökar och det sjunker nedåt. Kristallbildningen sker oregelbundet och saltvatten kan inneslutas mellan kristallerna. Då avkylningen fortsätter, avskiljes mera kristaller ur det inneslutna vattnet och saltlakens koncentration ökar. Ju saltare saltlaken blir, desto lägre blir dess fryspunkt. Denna saltlake kan sippra nedåt genom isen och bilda långa gångar, i vilka luft kan tränga in. Enligt en rysk undersökning innehåller isen i Barents hav 8 % luft och isen i Finska viken 4 %.

3.4.2. Isbildning

Isbildning är vanligast i bräckt vatten. När havet börjar frysa till, ser man först hur vattnet "ryker". Det ser ut som om ånga steg upp ur vattnet och sjömännen säger att "värmen går ur vattnet". I själva verket är det vattenånga som kondenseras över den kalla ytan. På vattenytan ser man hur en "oljig " film bildas och snart kan man observera individuella isnålar. Ytan blir "sörjig" och sjögången minskar avsevärt när iskristallerna ökar i antal. Sedan fryser ispartiklarna ihop till en mycket plastisk film som följer vågrörelserna utan att brytas. När isfilmen tjocknar, minskar plasticiteten och isen bryts till små flak som gnuggas mot varandra. Vågrörelserna slipar dem runda och de får små upphöjda kanter. De liknar små tallrikar och sådan is kallas "tallriksis". Vid fortsatt isbildning fryser dessa tallrikar ihop och bildar större flak och isfält. Till slut bildas ett jämnt sammanhängande istäcke över hela området. Råder det stiltje, kan glansis bildas.

Att västkustfjordarna, Östersjön och speciellt Bottniska viken och Finska viken, helt eller delvis fryser till under vintern beror på att de har skiktat vatten och att ytvattnets salthalt är låg. Ytskiktets densitetsmaximum ligger över fryspunkten och vid avkylning sker en vertikalkonvektion på samma sätt som i sötvatten. Djupvattnets densitet är så mycket högre än ytvattnets, att konvektionen inte kan sträcka sig genom gränsskiktet mellan yt- och djupvatten. Ytvatten med den högsta densiteten samlas sålunda ovanför detta gränsskikt och nedkylningen till densitetsmaximum behöver inte sträcka sig längre ned. Västkustfjordar, som är täckta av ett tunt lager av bräckt vatten, fryser lätt till. Isarna där är dock farliga genom att saltare och varmare vatten snabbt kan tränga undan det bräckta vattnet, varvid isen lätt smälter och bryts sönder på några timmar[26].

Isbildningen sker normalt i havsytan. Havsytan är ju aldrig helt stilla och isen bryts lätt sönder till flak som driver med strömmar och vindar. Fast is bildas främst vid kusterna. Under speciella omständigheter kan isbildningen ske under vattnet i gränsskiktet mellan två vattenlager. På detta sätt tros s.k. "pannkaksis" bildas vid den svenska västkusten. Detta fenomen förklaras på följande sätt. Det bräckta östersjövattnet i den Baltiska strömmen flyter ovanpå det salta nordsjövattnet. Detta kan tidigare, när det var i kontakt med ytan, ha avkylts till nära sin fryspunkt. Det bräckta ytvattnet har en högre fryspunkt och när dessa två vattenmassor kommer i kontakt med varandra, sker isbildning i gränsskiktet mellan dessa. Det bildas antagligen ett sammanhängande istäcke. Detta är lättare än det ovanliggande vattnet och strävar därför till att flyta upp mot ytan. Det ovanliggande vattnet kan inte snabbt strömma undan åt sidorna och det uppstår kraftiga spänningar i isen, som plötsligt brister i små bitar, som på kant snabbt flyter upp till ytan, bildande små runda pannkakor. På några timmar kan stora områden täckas av pannkaksis, som snabbt kan frysa ihop och bilda ett fast istäcke[26].

Vid stark vind driver isen med vinden, isfältet bryts sönder till flak, som kan trängas ihop och glida över varandra eller ställas på kant. På detta sätt bildas packis och denna kan uppnå avsevärd tjocklek. I arktiska trakter kan packisen bilda kolossala nästan helt oframkomliga packisfält med 6 - 8 m höjd och 30 - 40 m djup. I Östersjön, och speciellt Bottniska viken bildas flera meter höga packisvallar. Största delen av isen befinner sig under vattenytan och packisvallar kan i Bottenviken nå ned till 28 m djup.

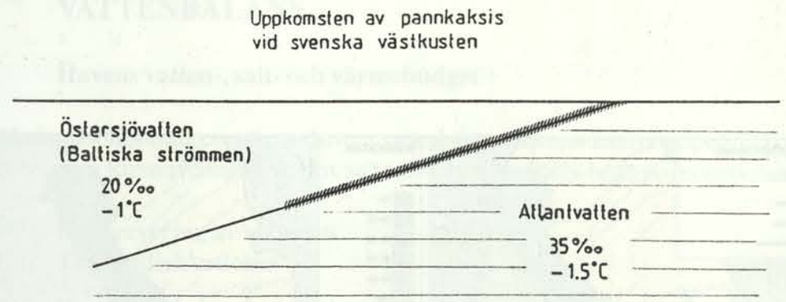


Fig. 3. 24. Schematisk framställning av bildningen av pannkaksis i gränsskiktet mellan Baltiskt vatten och Skagerraks djupvatten.

Endast under mycket kalla vintrar fryser Baltiska havet helt till. Normalt börjar isläggningen i den nordligaste delen av Bottenviken i november - december. Under varma vintrar bildas fast is endast i Bottenviken. Isläggning i Bottenhavet brukar ske i december - januari. Under de kallaste vintrarna sker isläggning i egentliga Östersjön i februari. Vid kusterna sker isläggning något tidigare. Även Kattegatt och delar av Skagerrak kan täckas av is i januari - februari under mycket kalla vintrar. Islossningen brukar ske i maj i Bottenviken, i april i Bottenhavet, i mars i egentliga Östersjön och i februari - mars vid västkusten. Det fasta istäckets tjocklek kan uppgå till över 70 cm i Bottenviken. I södra Östersjön är istäcket vanligen mindre än 10 cm tjockt[30].

När packisen genom t. ex. förändring i vindriktningen driver ut till havs, bryts den sönder och kan bilda stora oregelbundna block som ser ut som mindre isberg. Det är dock inte fråga om verkliga isberg. Dessa uppkommer på annat sätt och är avsevärt mycket större. Om packisen av vinden drives ihop t. ex. genom att kusten hindrar vidare drift, kan isskruvning uppstå. Isskruvning är mycket farlig för mindre fartyg, som kan pressas sönder av trycket.

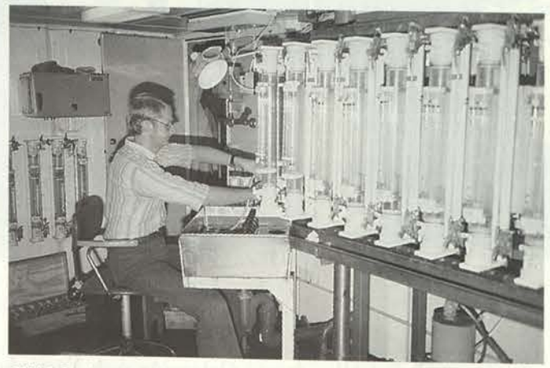


Bild 2. Avtappning av prov från vattenhämtare ombord ARGOS. (Foto Stig Fonselius)

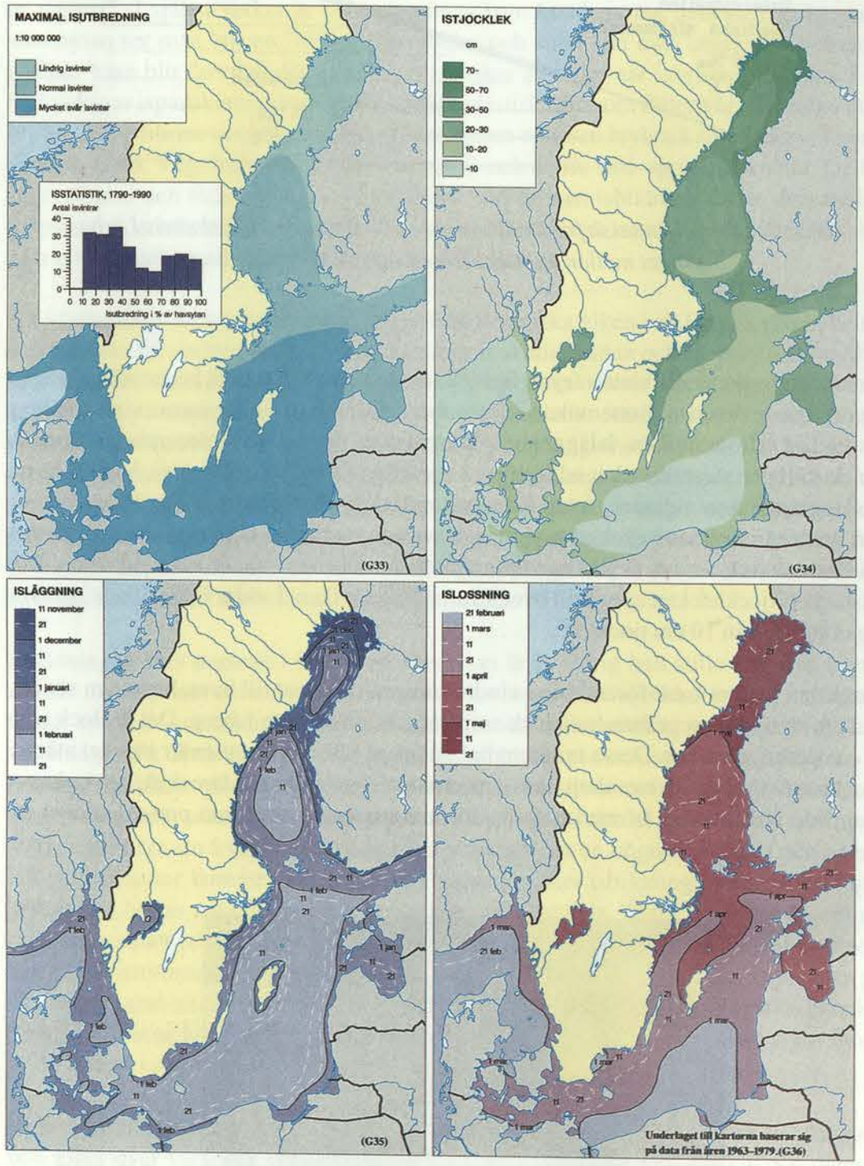


Fig. 3.25. Statistik över isförhållandena i Östersjön och Västerhavet mellan 1963 och 1979[30].

4. VATTENBALANS

4.1. Havens vatten-, salt- och värmebudget

Vid beräkning de olika komponenterna i havens vattenbalans tillämpar man principen för konserveringen av energin. Konservering av volym, salt och värme är viktiga begrepp inom oceanografin.

4.1.1. Konservering av volymen

4.1.1.1. Tillståndsekvationer

Densiteten ρ är beroende av tryck och temperatur:

$$\rho = \rho\,(p,T) \qquad (4.1)$$

I en ren vätska, där kompressibiliteten är obetydlig, kan den enkla tillståndsekvationen uttryckas:

$$\rho = \rho_0[1 - \alpha(T - T_0)] \qquad (4.2)$$

där α är en empiriskt bestämd funktion av djupet och ρ_0 en empiriskt bestämd konstant. För mera komplicerade vätskor som t. ex. havsvatten, där salthalten bidrar till bestämningen av densiteten, måste en mera komplicerad ekvation användas:

$$\rho = \rho_0[\beta S - \alpha(T - T_0)] \qquad (4.3)$$

där β och α är empiriskt bestämda funktioner.

4.1.1.2. Kontinuitetsekvationen

Man antar att man har en kub med en strömmande vätska och sidolängderna δx, δy och δz och en horisontell inström med hastigheten $\overline{V}$. Hastighetskomponenterna i riktningarna x, y och z betecknas med u, v och w. För en icke sammantryckbar vätska gäller att lika mycket vätska som strömmar in i kuben också strömmar ut. Detta leder till den s.k. kontinuitetsekvationen för en icke sammantryckbar vätska:

$$\delta u/\delta x + \delta v/\delta y + \delta w/\delta z = 0 \qquad (4.4)$$

4.1.1.3. Volymbalansekvationen

Under förutsättningen att vattenvolymen i ett havsområde förblir oförändrad måste enligt ekvation *(4.4)* lika mycket vatten som tillförs området genom inströmning, flodvattentillförsel och nederbörd under en viss tidsperiod också lämna området genom utström och avdunstning under samma period. Detta kan uttryckas i volymbalansekvationen:

$$V_i + F + N = V_u + A \qquad (4.5)$$

eller med en liten omstrukturering:

(4.6) $V_u - V_i = X$ om $X = F + N - A$

V_i = vatten som förs in i området, F = tillrinningen av sötvatten från land, N = nederbörden, V_u = vatten som förs ut ur området genom strömning etc. och A = avdunstningen. I världshavet och i havsområden med slutna strömsystem försvinner termerna V_i och V_u och vattenbalansen är endast beroende av sötvattentillförsel från land och atmosfären samt av avdunstningen.

Forskare anser nuförtiden att vattenmängden i världshavet har varit relativt konstant nästan från det haven bildades. En sänkning av havsytan på omkring 100 m antas ha förekommit under istiderna, då stora vattenmängder bands i inlandsisarna.

Nederbörden över havsytan har beräknats till 324 000 km³/år och avdunstningen till 351 000 km³/år. I jämförelse med nederbörd och avdunstning [26] är tillrinningen från land relativt liten, 27 000 km³/år

4.1.2. Konservering av saltet

Havens totala saltinnehåll är omkring 5×10^{16} ton. Haven tillförs årligen omkring $3{,}6 \times 10^{9}$ ton salt via flodavrinningen. Man anser att denna tillförsel ganska väl balanseras av att saltjoner binds i sedimenten och att oceanernas saltinnehåll, och därmed havsvattnets medelsalthalt, endast förändrats obetydligt under tidernas lopp (se kap. 1).

Naturligtvis kan salthalten på en given plats variera. I oceanerna sker detta genom blandning av vatten med olika salthalt. Vid havsytan kan salthalten öka genom avdunstning och isbildning och minska genom issmältning och nederbörd. På samma sätt som för volym kan man för salt ställa upp en balansekvation.

4.1.2.1. Transportberäkningar och Knudsens relation

Principen om konservering av salt användes tillsammans med principen om volymbalans för att studera ett flöde eller avdunstnings - nederbördsbalansen i relativt slutna havsområden med begränsad förbindelse till oceanen utanför. Sådana områden är fjordar, estuarier eller avgränsade hav som Medelhavet eller Östersjön. Man antar här att salthalten i området håller sig konstant under den tid man avser att studera. Detta är inte alltid helt givet. I vissa fjordar kan t. ex. hela vattenmassan bytas ut under svårare höststormar.

Om man antar att medelsalthalten inne i ett relativt slutet havsområde förblir konstant, är den mängd salt som förs in med vattenvolymen V_i lika stor som den mängd som förs ut med volymen V_u, eftersom varken nederbörd, flodavrinning eller avdunstning inbegriper någon nettotransport av salt. Salthalten är saltets massa per kg havsvatten [=densiteten (i kg/m³)] multiplicerad med salthalten. Således är massan salt som transporteras in och ut per sekund $V_i \rho_i S_i$, respektive $V_u \rho_u S_u$ och $V_i \rho_i S_i = V_u \rho_u S_u$, där ρ_i, ρ_u, S_i och S_u är respektive medeldensiteter och salthalter i vattnet. Densitetsförändringarna är mycket små i jämförelse med salthaltsförändringarna (högst 3 % mellan oceanvatten och sötvatten). Därför kan man bortse från densiteterna och skriva:

(4.7) $V_i S_i = V_u S_u$

Om man kombinerar ekvation *(4.7)* med ekvation *(4.6)* för volymkonservering så erhåller man Knudsens relationer för in- och uttransport:

(4.8) $V_i = S_u/(S_i - S_u)$ och $V_u = S_i/(S_i - S_u)$

Den danska oceanografen Martin Knudsen[33] införde 1899 denna relation för beräkning av vatten- och saltbalans och tillämpade den bl. a. på Östersjön. Knudsen beräknade medelsalthalten för det utströmmande ytvattnet och det inströmmande djupvattnet vid fyrskeppet Gedser Rev vid Bälthavets tröskel till Östersjön.

Man kan dra vissa kvalitativa slutsatser från ovanstående relationer. Om både S_u och S_i är stora, så måste de vara ungefär lika (eftersom det finns en övre gräns för salthalten i oceanerna). Därför måste termen $(S_i - S_u)$ vara liten och både $S_u/(S_i - S_u)$ och $S_i/(S_i - S_u)$ måste vara stora. V_i och V_u måste också vara stora i jämförelse med X (sötvattentillförseln minskad med avdunstningen).

Om åter S_u är mycket mindre än S_i så måste V_i vara liten i jämförelse med X, medan V_u endast kommer att vara obetydligt större än X. Vid samma värde för X kommer vattenutbytet med havet utanför att i det första fallet bli stort, medan det i det andra fallet kommer att bli litet.

4.1.3. Vatten- och saltbalans i bihav

4.1.3.1. Positiv vattenbalans

Om ett rand- eller bihav är mer eller mindre avspärrat från öppna oceanen genom t.ex. trösklar eller trånga sund och klimatet är fuktigt (den humida zonen), så kan den årliga tillförseln av sötvatten i detta hav genom nederbörd och flodvattentillförsel bli högre än avdunstningen (X är positiv). Vattenytan innanför tröskeln kommer då att som årsmedeltal ligga högre än vattenytan utanför. Överskottet strömmar ut som en ytström med låg salthalt. Under denna kommer en salt bottenström att rinna in över tröskeln på grund av densitetsskillnaden mellan vattnet utanför och innanför tröskeln. Inne i havet bildas då ett saltare djupvatten och ett mindre salt (bräckt) ytvatten. Summan av sötvattenöverskottet och den salta inströmmen rinner ut i ytan för att vatten- och saltbalansen skall kunna upprätthållas. En sådan vattenbalans benämns *positiv*[26]. Östersjön är ett exempel på ett sådant område. Små variationer i havets salthalt kan förekomma och kan observeras från långa tidserier. Dessa variationer beror på att saltbalansen inte är helt exakt eftersom det årligen kan uppkomma små överskott eller underskott av sötvatten som volymsmässigt balanseras av motsvarande minskning eller ökning i inflödet över mynningströskeln.

4.1.3.2. Negativ vattenbalans

Om havet ligger i den arida zonen och den årliga avdunstningen är högre än tillförseln av sötvatten i nederbörd och flodvatten (X är negativ), uppstår en minskning av volymen som leder till att salthalten och därmed densiteten ökas. Havets yta innanför tröskeln kommer att ligga lägre än i havet utanför och det uppkommer en ström med hög salthalt som rinner ut över tröskelns botten och en inström av oceanvatten i ytan. Vattenblansen benämns *negativ*.

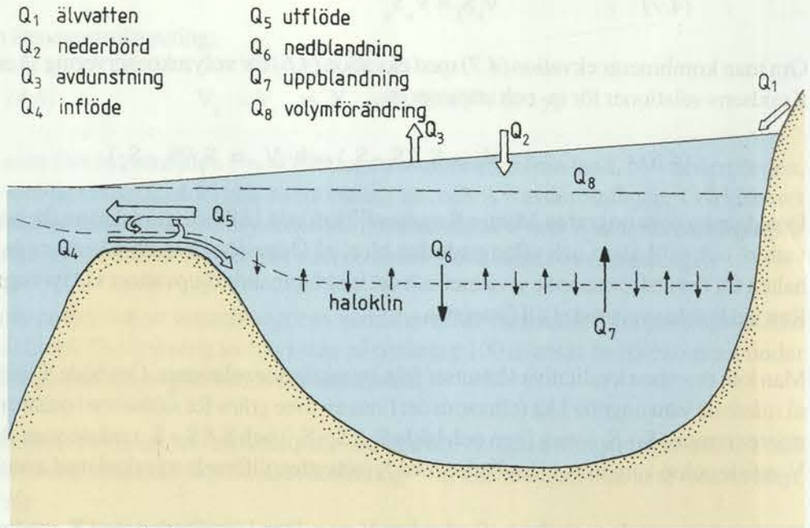


Fig. 4.1. Positiv vattenbalans i ett bihav. De olika Q-värdena anges vanligtvis i km³/år. Om Q_8 är positiv minskar salthalten och om Q_8 är negativ ökar den.

4.2. Vattenbalans i haven kring Sverige

Skagerrak, Kattegatt och Östersjön är havsområden som alla har positiv vattenbalans med hög årlig tillförsel av flodvatten. På grund av den positiva vattenbalansen med ett stort årligt överskott av sötvatten är Baltiska havet täckt av ett brackvattenskikt med låg salthalt. Under ytskiktet återfinns vatten med en högre salthalt.



Fig. 4.2. Västerhavets och Östersjöns avrinningsområden

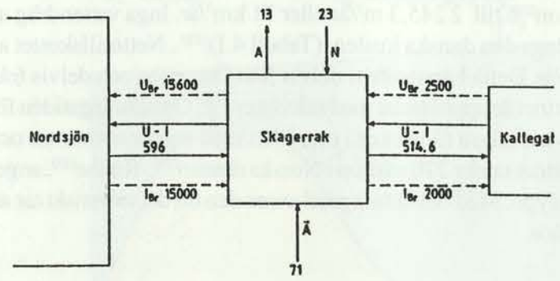
4.2.1. Skagerrak

Årsnederbörden uppges vara 700 mm[34]. Detta motsvarar ungefär 23 km³/år. Den årliga avdunstningen över Skagerraks yta har uppskattats till omkring 13 km³/år[13]. Tillrinningen av älvvatten har beräknats av Svansson[22] till 2 245,3 m³/år eller 71 km³/år. Inga vattendrag av betydelse utmynnar i Skagerrak längs den danska kusten. (Tabell 4.I)[22]. Nettotillskottet av vatten från Kattegatt är 514.6 km³/år. Detta härstammar delvis från Östersjön och delvis från älvar och nederbörd i Kattegatt. Vattnet är uppblandat med saltvatten[13]. Omsättningstiden för Skagerraks vatten har beräknats vara några få veckor i områden med starka strömmar och något lägre i kustområden och i vattnet under 270 m djup i Norska rännan[34]. Rodhe[35] anger omsättningstiden till omkring 100 dygn. Med omsättningstid avses den tid det teoretiskt tar att byta ut hela vattenmassan i ett område.

TABELL 4.I [22]

Älvar som rinner ut i Skagerrak

Namn	Avrinningsområde km²	Vattenföring m³/s
Örekilsälven	1 327	21,0
Övriga svenska älvar	1 543	24,0
Tista	1 550	23,7
Glomma	41 284	708,0
Mosseelv	690	10,7
Dramselv	16 020	313,0
Numedalslågen	5 513	115,7
Skienselv	9 975	298,0
Toke	1 168	33,0
Vegårdselv	491	15,6
Nidelv	3 907	124,5
Tordalselv	1 700	63,1
Otra	3 539	149,0
Mandalselv	1 746	87,0
Övriga norska älvar	1 717	249,0
Summa	10 2870	2 245,3



A = Avdunstning
N = Nederbörd
Ä = Älvvattentillförsel
U_{Br} = Bruttoutström
I_{Br} = Bruttoinström
U-I = Nettotransport

Fig. 4.3. Blockdiagram för vattenbalansen i Skagerrak.

4.2.2. Kattegatt

Kattegatt tillförs sötvatten från danska och svenska vattendrag. Tillförseln från Danmark är 3 km³/år. Om man lägger till bidraget från svenska älvar, så får man en total årlig tillförsel av 28,9 km³/år [24].

TABELL 4.II

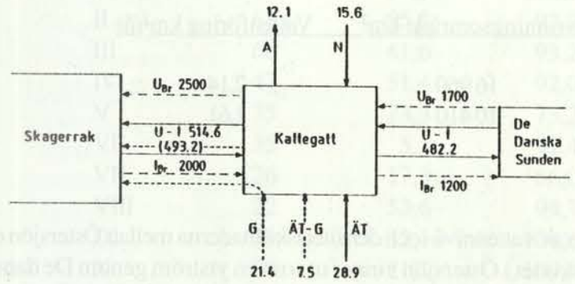
Svenska älvar som mynnar ut i Kattegatt

Namn	Avrinningsområde, km³	Vattenföring, m³/s
Viskan	2 201	32
Ätran	3 343	46
Nissan	2 682	40
Lagan	6 444	70
Göta älv	50 181	530
Övriga	5 289	68

En arbetsgrupp inom Helsingforskommissionen (HELCOM)[36] har ställt upp en vattenbalansmodell för hela Östersjösystemet, där de har beräknat nettoflödena genom de olika delområdena. För Kattegatt erhöll de ett nettotillskott från Östersjön, inkluderande Bälthavet och Öresund, av 482,2 km³/år. Nettoutflödet till Skagerrak och Nordsjön blir då 514,6 km³/år.

Största delen av flodvattenstillskottet i Kattegatt utgörs av Göta älvs vatten, 21,4 km³/år (omkring 67 %). Göta älv mynnar ut mycket nära den norra gränsen för Kattegatt. Vid utström från Östersjön längs den svenska kusten i Kattegatt går Göta älvs vatten nästan direkt ut i Skagerrak utan att påverka Kattegatt som då endast får ett älvvattentillskott på 7,4 km³/år. Dessa förhållanden är mycket vanligare än inström av ytvatten till Östersjön genom Kattegatt och därför bör

Göta älv utelämnas från balansberäkningen [14]. Vatten- och materialtransportberäkningar för Kattegatt utfördes också under "The Baltic Entrance Project"[37]. Inom projektet beräknade man medeltransporterna 1975 - 1977 med hjälp av olika metoder. Man erhöll värden som ligger (med vissa metoder) nära HELCOMs resultat [38].



U_{Br} = Bruttoutström
I_{Br} = Bruttoinström
U-I = Nettotransport
A = Avdunstning
N = Nederbörd
ÄT = Älvtillrinning
G = Göta älv
ÄT-G = Älvtillrinning utom Göta älv

Fig. 4.4. Blockdiagram för vattenbalansen i Kattegatt. Balansen med Göta älvs vatten gående direkt ut i Skagerrak visas med streckade pilar. Siffran inom parentes anger det hypotetiska årsnettotransportvärdet utom Göta älv. Detta är ett minimivärde, som förutsätter att det inte förekommer några större inströmningar av ytvatten till Östersjön. Det riktiga värdet bör ligga mellan dessa värden.

TABELL 4.III

Årlig medeltransport av vatten

Transport	Vatten (km³)	Salt (ton)
In	1 070	$35{,}6 \times 10^9$
Ut	1 530	$39{,}8 \times 10^9$
Differens	-460	$-4{,}2 \times 10^9$

På grund av Kattegatts breda mynning mot Skagerrak är det mycket svårt att beräkna bruttotransporter. Det kan på grund av vattencirkulationen ske utflöde till Skagerrak i ytvattnet t.ex. vid svenska kusten och inflöde på danska sidan och mellan dessa strömmar kan vattnet vara stillastående. Likaså kan djupströmmen variera i riktning. Det är därför också svårt att beräkna vattnets uppehållstider i Kattegatt. Rydberg [39] anger omsättningstiden för ytvattnet till storleksordningen en månad och för djupvattnet till 1 - 4 månader.

4.2.3. De danska sunden

Helsingforskommissionen ger följande värden för sötvattenbalansen: Vattendrag 7.9 km³/år, nederbörd 13.9 km³/år och avdunstning 10.9 km³/år [36]. I Öresund utmynnar inga vattendrag av betydelse.

Tabell 4.IV

Avrinningsområden och vattenföring för vattendrag som mynnar ut i Bälthavet söder om Stora och Lilla Bält

Land	Avrinningsområde km²	Vattenföring km³/år
Tyskland	16 960	2,14
Danmark	10 410	1,61

Vattenutbytet genom sunden drivs av vattennivå- och densitetsskillnaderna mellan Östersjön och Kattegatt. Det årliga vattenöverskottet i Östersjön rinner ut som en ytström genom De danska sunden. Ytströmmen varierar och kan vid vissa vädersituationer vända och gå in i Östersjön, men som ett årligt medeltal finns det alltid en utström. Saltvatten rinner in i Östersjön, främst som en oregelbunden bottenström genom Stora Bält, och blandas i Östersjön upp i ytvattnet. Den danska oceanografen Martin Knudsen[33] beräknade medelsalthalten för det utströmmande ytvattnet och det inströmmande djupvattnet vid fyrskeppet Gedser Rev. Han hade endast tillgång till 19 mätningar (han valde bort resultat som han ansåg vara för låga!) och han fick det mycket lämpliga förhållandet 1 : 2 mellan yt- och djupsalthalt, d.v.s. 8,7 och 17,4. Av detta drog han slutsatsen att utströmmen var dubbelt så stor som inströmmen.

Mikulski[36] och tidigare bl. a. J. P. Jacobsen[40], K. Wyrtki[41] och J. M. Soskin[42] har med hjälp av olika metoder beräknat vattenutbytet genom sunden. Skillnaderna är små och beror på svårigheterna att exakt bestämma årsmedelvärdena för de olika parametrarna älvvattentillförsel, nederbörd, avdunstning, salthalterna i det utströmmande och inströmmande vattnet och i vissa metoder även vattenståndsvariationer[15].

De modernaste beräkningarna har utförts av Kõuts och Omstedt[43] som för utströmmens medelsalthalt mellan 1970 och 1990 erhöll 8,45. De antog i enlighet med Knudsens beräkningar och mätningar, att salthalten för bottenvattnet var dubbelt så hög, således 16,90. Salthalterna ligger därför nära Knudsens ursprungliga värden.

Omsättningstiden i sunden rör sig om någon månad för Bälthavet och några veckor för Öresund.

Tabell 4.V

Vattenutbytet genom De danska sunden

	Jacobsen 1898-1912	Wyrtki 1926-1935	Soskin 1898-1944		
Månad	Q km³	Q km³	Q_i km³	Q_u km³	Q km³
I	-13	37,3	118,6	145,6	27,0
II	68	55,2	92,0	146,6	54,6
III	66	41,6	93,2	150,6	57,4
IV	47	51,4	92,0	140,1	48,1
V	75	73,3	73,2	140,2	67,1
VI	35	5,1	91,4	115,6	24,2
VII	26	17,3	86,0	121,3	35,2
VIII	22	53,6	94,7	131,1	36,5
IX	79	32,1	104,6	136,2	31,7
X	33	-11,1	109,4	147,3	37,8
XI	-3	72,9	124,5	133,3	8,8
XII	43	42,9	107,8	152,0	44,2
År	478	471,4	1 187,8	1 659,9	472,5

Tillförsel till Östersjön har beräknats som negativ. Soskin ger inström (Q_i), utström (Q_u) och skillnaden (Q).

4.2.4. Östersjön

Ett ofta använt medeltal för sötvattensöverskottet i Östersjön är 472 km³/år. Denna mängd måste årligen lämna Östersjön. Men för att erhålla en salthalt på 8.7 måste lika mycket vatten med salthalten 17,4 blandas in. Därför måste inströmmen av bottenvatten också vara 472 km³. Därmed är den utgående strömmen, bestående av sötvattensöverskottet och det inströmmande vattnet, dubbelt så stor som inströmmen, således 944 km³/år. Inströmmen består inte av atlantvatten, för i så fall skulle ju salthalten vara nära 35. Att salthalten i stället är omkring 17,4 betyder att en tredjedel av det utströmmande brackvattnet blandas in i det inströmmande vattnet och återvänder till Östersjön. Det inströmmande vattnet består således till två tredjedelar av inblandat ytvatten, och endast två tredjedelar av ytvattnet lämnar verkligen Östersjön. Om man dividerar Östersjöns volym (ca 21 000 km³) med 2/3 x 944, får man omsättningstiden för Östersjön = 33 år [18].

Vid exaktare beräkningar bör man ta hänsyn till Öresund. Knudsens beräkningar förutsätter att salthalten i ytvattnet är 8,7 och i bottenvattnet 17,4, men hans mätningar täcker endast Darsserströskeln. Mellan 20 till 25 % av vattenutsströmningen sker genom Öresund och vid saltvattensinströmning kan medelsalthalten vara betydligt högre än 17,4. På grund av det mycket kortare avståndet till Kattegatt förs proportionellt mera salt in genom Öresund.

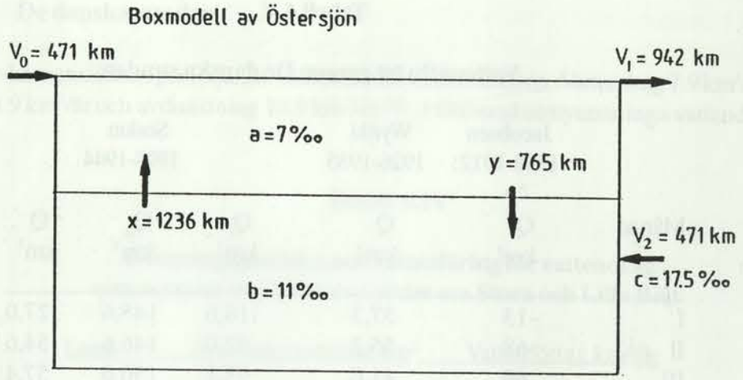
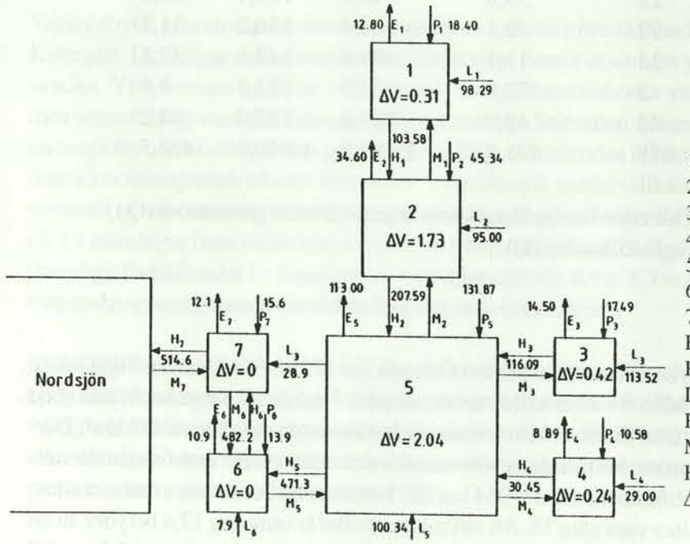


Fig. 4.5. Boxmodell av vatten- och saltbalansen i Östersjön. Utbytet genom haloklinen har beräknats ur formlerna: $V_0 + X = V_1 + Y$ *och* $aY + cV_2 = bX$



1. Bottenviken
2. Bottenhavet
3. Finska viken
4. Rigabukten
5. E. Östertsjön
6. Bälthavet
7. Kattegatt

E. Avdunstning
P. Nederbörd
L. Flodvattentillförsel
H. Uttransport
M. Intransport
H-M. Nettotransport
ΔV. Lagrat överskott sötvatten

Fig. 4.6. Blockdiagram för sötvattenbalansen i Baltiska havet [17] .

I HELCOMs sötvattensbalans för Östersjön och dess olika delområden [36] måste man också ta med det sötvatten som tillförs från Bottniska viken, Finska viken och Rigaviken. Man måste också ta i beaktande det överskott av sötvatten som lagras i bäckenet under året. Detta innebär inte en volymförändring eftersom i stället mindre saltvatten förs in. Det är därför fråga om en minskning av salthalten i bäckenet. Denna minskning var under perioden 1951 - 1970 omkring 0,0014 S/år. Totalsiffrorna för tillförsel och utförsel inkluderar också det saltvatten som genom sunden tränger in i Östersjön. Om man gör samma beräkning som i 4.2.4. med användning av egentliga Östersjöns volym, 14 143 km^3, får man omsättningstiden 23 år för egentliga Östersjöns vatten.

Tabell 4.VI

Exempel på avrinningsområden och vattenföring för vattendrag som mynnar ut direkt i egentliga Östersjön

Namn och land	Avrinningsområde km^2	Vattenföring km^3/år
Sverige		
Helgeån	4 780	1,73
Mörrumsån	3 380	0,41
Lyckebyån	850	0,19
Emån	4 460	0,98
Motala ström	15 470	3,06
Mälaren	22 600	5,46
Övriga svenska	26 750	5,77
Estland		
Alla utanför Rigaviken	4 000	1,26
Lettland och **Litauen**		
Alla utanför Rigaviken	19 870	6,27
Kuriska haffen direkt	2 150	0,66
Neman	98 100	17,22
Pregola	14 677	2,74
Polen		
Pasleka	2 330	0,47
Vistula	198 510	31,85
Leba	1 789	1,19
Lupawa	964	0,26
Slupia	1 652	0,53
Wieprza	2 173	0,50
Parseta	3 145	0,87
Rega	2 672	0,66
Odra	118 388	16,46

4.2.4.1. Rigabukten

Flera forskare har beräknat sötvattenbalansen i Rigabukten. Endast HELCOM inkluderar den årliga sötvattenackumulationen i Rigabuktens vatten. Nilsson och medarbetare [44] ger avrinningsvärden för lettiska floder under normalår, vått år och torrt år. I dessa resultat ingår Venta och andra mindre vattendrag, som utmynnar direkt i Östersjön, och därför är t.ex. värdet för ett normalt år omkring 13 % högre än värdet för Rigaviken. Man kan beräkna vattenutbytet genom Irbensundet med hjälp av Knudsens formel och salinitetsmedelvärden . Beräkningar av vattenomsättningen med hjälp av värden från olika författare ger en omsättningstid mellan 1 och 4 år.

Tabell 4.VII

Sammanfattning av sötvattensbalansen i Rigabukten i km³/a

Källa		Flodvattentillförsel km³	Nederbörd km³	Avdunstning km³	Totalt km³
Witting	1918	37	9,4	8,6	37,8
Simojoki	1949		9,5	6,8	
Brogmus	1952	39,5	9,3	5,8	43
Fedosov et al	1959	30	7	5	32
Mikulski	1986	29	10,6	8,9	30,7
Nilsson et al	1991	29,1	12,5	8,9	32,7

I tabell 4.VIII har vattenutbytet genom Irbensundet beräknats med hjälp av Knudsens formel och salinitetsmedelvärden under tre månader 1989 från station 114.

Tabell 4.VIII

Vattenutbytet genom Irbensundet beräknat med hjälp av Knudsens formel och salinitetsmedelvärden under tre månader 1989 från station 114

Salinitet i utgående ytvatten	5,76	PSU
Salinitet i inströmmande djupvatten	6,60	PSU
Inströmmande vatten enligt Knudsens formel	208,8	km³/a
Utströmmande vatten enligt Knudsens formel	239,2	km³/a
Sötvattentillförsel (Mikulski[19])	30,45	km³/a
Omsättningstid	1,7	år

4.2.4.2. Finska viken

Flodvattenstillförseln är 100 - 125 km³/år och avrinningsområdet omfattar 421 000 km²[22]. Om man grovt antar att saliniteten i det inströmmande djupvattnet är 8 och i det utströmmande ytvattnet 7,5 , kan man beräkna hur mycket vatten som årligen transporteras ut och in i Finska viken med hjälp av Knudsens formel. Man får en inström omkring 1 740 km³/år och en utström omkring 1 856 km³ och om man dividerar Finska vikens volym 1 097,8 km³ med utströmmen så får man en omsättningstid på omkring 7 månader.

Tabell 4.IX

De viktigaste vattendragen som mynnar ut i Finska viken, deras avrinningsområden och vattenföring

Namn	Avrinningsområde km²	Vattenföring km³/år
Finska vattendrag		
Karis å	2 010	0,56
Vanda å	1 685	0,43
Borgå å	1 260	0,34
Kymmene älv	37 235	5,77
Virojoki	360	0,11
Ryska vattendrag		
Neva	281 100	81,99
Luga	13 010	3,05
Övriga ryska	4 310	1,35
Estniska vattendrag		
Narva	56 190	12,71
Övriga estniska	9 690	3,60

4.2.4.3. Bottniska viken

Älvvattentillförseln är 193 km³, nederbörden 63 km³ och avdunstningen 48 km³ per år. Bottniska vikens årliga sötvattenöverskott, 208 km³, strömmar ut i egentliga Östersjön. Summan av sötvattenstillförseln och inströmmen av bräckt vatten kan beräknas med hjälp av salthalter och sötvattenstillförsel enligt Knudsens formel. Man använde medelsalthalterna från 1977 till 1981. Dessa var i Bottenviken för inström 5,65 och för utström 3,56 och i Bottenhavet 7,03 och 5,98. Inströmmen från Bottenhavet till Bottenviken är beräknad till 176 km³/år och utströmmen till 280 km³/år. Utströmmen från Bottenviken är summan av inflödet, nederbörden och älvtillförseln minskad med avdunstningen (176+18+98-13=280 km³). Inströmmen från egentliga Östersjön till Bottenhavet har beräknats till 1 191 km³/år och utströmmen till 1 400 km³/år. Vid beräkning av utströmmen från Bottenhavet måste man addera tillskottet från Bottenviken och subtrahera inströmmen. Den totala utströmmen blir då (1 191+45+95+280-35-176=1 400 km³)[45].

Med användning av bruttoutströmningsvärdena får man för vattnet i Bottenviken en omsättningstid av omkring 5 år och för Bottenhavet av omkring 3,5 år. Men räknar vi med nettoutströmningen, blir omsättningstiderna 14 respektive 23 år, eftersom en del av det utströmmande vattnet blandas in i det inströmmande vattnet och återvänder till Bottenhavet och Bottenviken.

Tabell 4.X

Exempel på avrinningsområden och vattenföring för älvar och åar som mynnar ut i Bottniska viken

Land	Avrinningsområde km²	Vattenföring km³/år
Bottenviken		
Sverige		
Torne älv	34 641	17,37
Kalix älv	23 645	9,11
Råne äl	4 207	1,36
Lule älv	25 238	15,74
Pite älv	11 220	5,36
Byske älv	3 662	1,32
Skellefte älv	11 690	5,05
Finland		
Kemijoki	51 400	18,23
Iijoki	14 385	5,36
Oulujoki	22 925	7,38
Siikajoki	4 400	1,07
Pyhäjoki	3 680	0,76
Kalajoki	4 200	0,79
Norra Kvarken		
Sverige		
Ume älv	26 815	13,59
Finland		
Lapuanjoki	4 110	0,95
Kyröjoki	4 900	1,36
Bottenhavet		
Sverige		
Lögde älv	1 610	0,60
Ångermanälven	31 865	15,29
Indalsälven	26 725	14,03
Ljungan	12 853	4,26
Ljusnan	19 826	7,13
Gavleån	2 459	0,63
Dalälven	28 965	10,85
Finland		
Isojoki	1 125	0,33
Kokemäenjoki	27 100	6,50
Skärgårdshavet		
Finland		
Aurajoki	885	0,20
Paimionjoki	1 080	0,26

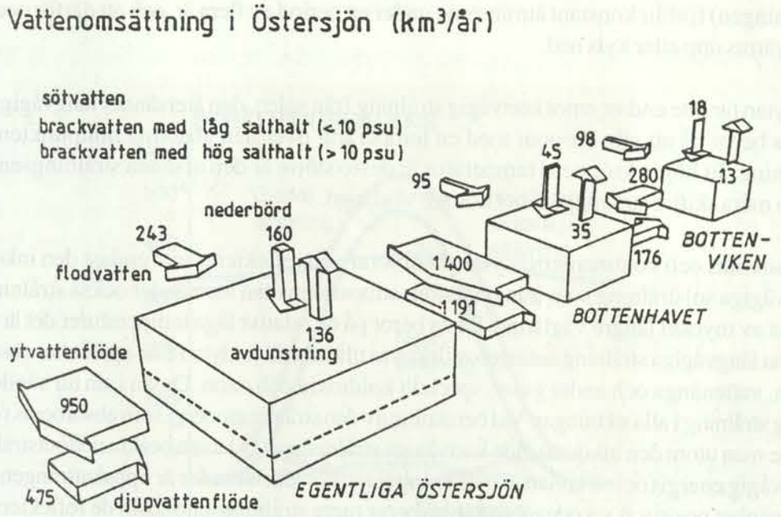


Fig. 4.7. Östersjöns totala vattenbalans [45].

Tabell 4.XI[116]

Medeltillförseln av älvvatten till Östersjön och dess olika delar från1950 - 1970

Område	m^3s^{-1}	$km^3år^{-1}$
Bottenviken	3 104	98
Bottenhavet	2 860	91
Finska viken	3 556	112
Rigabukten	1 020	32
Egentliga Östersjön	3 610	114
Danska sunden och Kattegatt	1 159	37
Totalt	15 310	483

4.3. Havens värmebudget

När man diskuterar oceanens värmebudget förutsätter man att värmetillförseln till jorden (solstrålningen) förblir konstant åtminstone under en period av flera år, och att därför oceanen varken värms upp eller kyls ned.

Jordytan tar inte endast emot kortvågig strålning från solen, den återsänder långvågig strålning. Detta beror på att alla kroppar med en temperatur över den absoluta nollpunkten utsänder strålning. Ju högre kroppens temperatur är desto större är den utsända strålningsenergin och desto mera skiftar strålningen mot kortare våglängd.

Oceanernas och kontinenternas ytor absorberar och reflekterar inte endast den inkommande kortvågiga solstrålning som trängt igenom atmosfären utan återsänder också strålning, för det mesta av mycket längre våglängd. Detta beror på de relativt låga temperaturer det är fråga om. Denna långvågiga strålning antingen reflekteras tillbaka till jordytan från moln eller absorberas av moln, vattenånga och andra gaser, speciellt koldioxid och ozon. Dessa i sin tur sänder ut långvågig strålning i alla riktningar. Vid beräkning av den strålningsenergi som absorberas i oceanerna måste man utom den inkommande kortvågiga strålningen (Q_s) även beakta nettoutstrålningen av långvågig energi (också kallad återstrålning (Q_b). För alla latituder är uppskattningen av $Q_s - Q_b$ i allmänhet positiv, d.v.s oceanerna absorberar mera strålningsenergi än de reflekterar. I högre latituder varierar dock detta värde märkbart med årstiderna. För världshavet som helhet kan man formulera följande värmebudgetsekvation, där Q_e betecknar värme förlorad genom avdunstning och Q_h nettovärmeutstrålningen till atmosfären genom gränsytan luft - vatten.

$$Q_s = Q_b + Q_e + Q_h \qquad (4.9)$$

Sammanfattningsvis bör värmebudgetsekvationen för ett begränsat havsområde innefatta följande termer:

- Q_s --- kortvågig instrålning av solenergi (global strålning)
- Q_b --- nettoförlust av energi från havsytan som långvågig utstrålning
- Q_e --- värmeförlust genom avdunstning från havsytan, minskad med värme tillförd genom kondensation vid ytan
- Q_h --- nettovärmetransport till atmosfären genom värmeledning genom gränsytan luft - vatten
- Q_v --- nettovärme tillförd från närliggande delar av havet genom advektion (inkluderande uppvällning och sjunkande av vatten) och blandning; när värme förloras genom advektion blir denna term negativ
- Q_t --- överskottsvärme vid tillfället tillgänglig för att öka vattnets temperatur; när det är värmebrist blir denna term negativ och vattnets temperatur sjunker

Den fullständiga värmebudgetsekvationen för ett havsområde är därför:

$$Q_s + Q_v = Q_b + Q_h + Q_e + Q_t \qquad (4.10)$$

I Östersjön är Q_s i december - januari mindre än 10 kWh/m² och når i juli upp till omkring 200 kWh/m² [30].

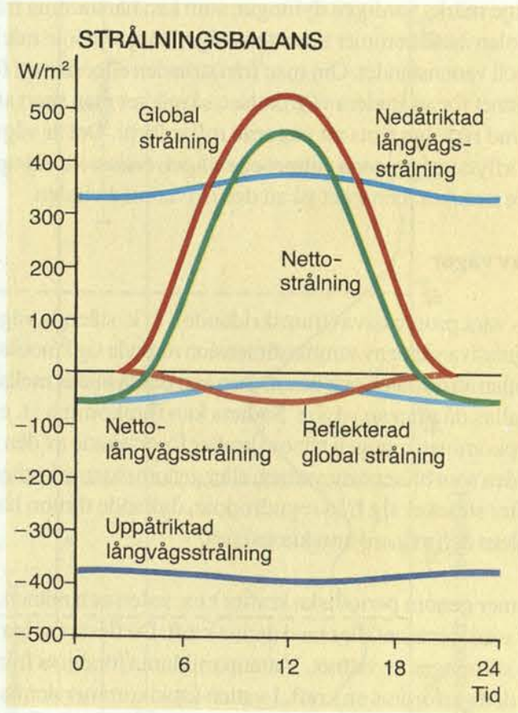


Fig. 4.8. Dygnsvariationer i strålningsbalansen över Östersjön i juli[30]



Bild 3. U/F ARGOS i svårt väder på Östersjön. (Foto Sven Engström)

5. VÅGOR, VATTENSTÅND OCH TIDVATTEN

5.1. Vågor

Havet befinner sig nästan alltid i rörelse. Även den svagaste vind åstadkommer krusningar på havsytan och vid stiltje märks vanligen dyningar, som kan härstamma från stormar i avlägsna trakter. Månen och solen åstadkommer tidvattensvågor som ofta inte märks vid kortvarig iakttagelse av havsytan och vattenståndet. Om man från stranden eller från ett förankrat fartyg kastar en liten träbit ner i vattnet för att studera vågrörelser, så märker man snart att träbiten inte förflyttar sig i någon bestämd riktning trots att vågorna rullar förbi. Det är vågrörelsen och därmed vågens energi som förflyttar sig medan vattnet egentligen endast rör sig upp och ned. I den mån träbiten rör sig längre sträckor, beror det på att den driver med vinden.

5.1.1. Typer av vågor

Alla vågor kan anses vara progressiva (framskridande). S. k. stående vågor kan betraktas som bestående av två progressiva vågor av samma dimension rörande sig i motsatta riktningar. Ytvågor bildas i gränsytan mellan atmosfären och havet, men kan också bildas mellan två vattenskikt med olika densitet och kallas då *interna vågor.* Sådana kan förekomma i t. ex. en termoklin eller haloklin. Ytvågor uppkommer antingen genom krafter förorsakade av den relativa rörelsen mellan två lager, t.ex. vinden som blåser över vattnet, eller genom externa krafter som stör vätskeytan. Sådana externa krafter sträcker sig från regndroppar, dykande tärnor, havsgående fartyg och jordbävningar, till solens och månens attraktionskraft.

Vågor som uppkommer genom periodiska krafter t.ex. solen och månen, vilka förorsakar tidvattnet, har perioder som sammanfaller med denna kraft. De flesta övriga vågorna härstammar från icke-periodiska störningar av vattnet. Vattenpartiklarna förskjuts från ett jämviktstillstånd och för att återställa detta erfordras en kraft. I vatten åstadkommer denna kraft en påverkan på nästa vågcykel och en karakteristisk oscillerande vågrörelse uppstår. Detta brukar kallas en enkel harmonisk rörelse. När det är fråga om ytvågor finns det två återställande krafter som upprätthåller vågrörelsen

1. Jordens gravitationskraft.
2. Ytspänningen, som är vattenmolekylernas tendens att attraheras till varandra och är den minsta möjliga ytan mot luften. När det är fråga om effekten på vattenvågor, verkar det som om en svag elastisk hinna skulle vara utsträckt över vattnet.

Vågor påverkas av bägge dessa krafter. När det är fråga om vågor med en våglängd mindre än 1,7 cm är ytspänningen den huvudsakliga kraften. Sådana vågor kallas kapillärvågor. Vågor med större våglängd, för vilka gravitationskraften är den återställande kraften, kallas gravitationsvågor[46].

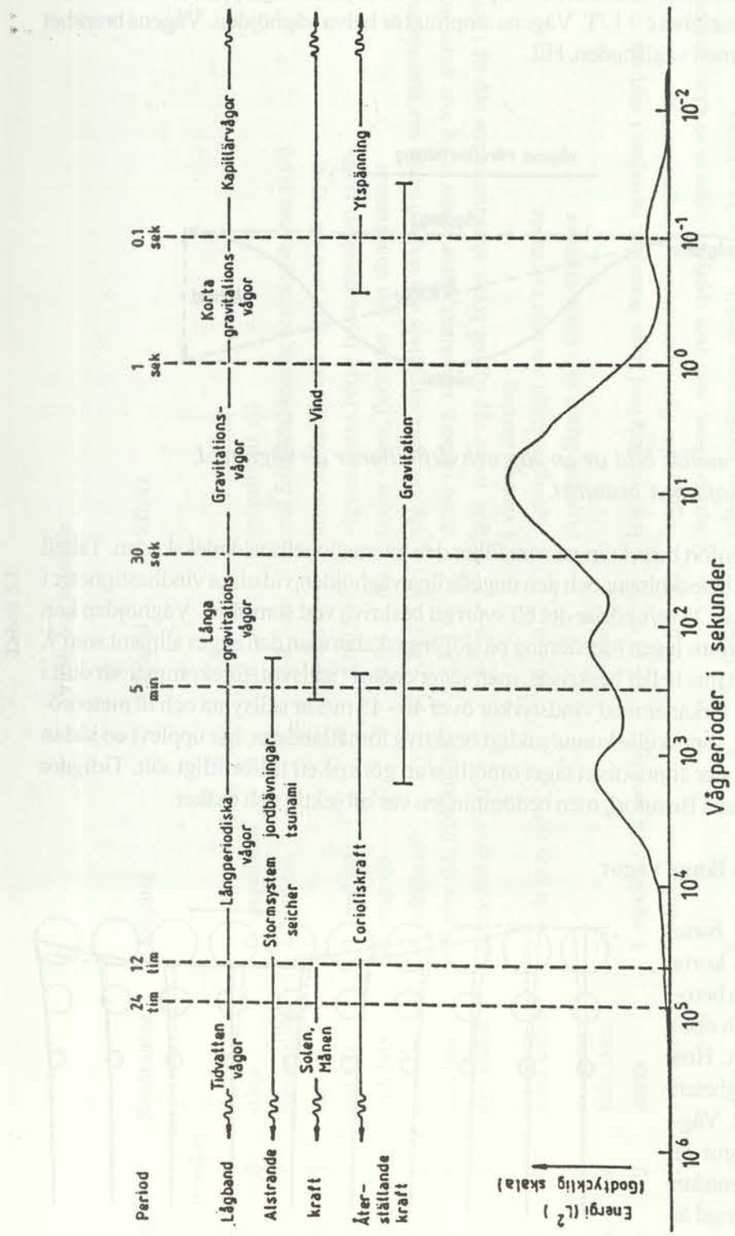


Fig. 5.1. Skiss över olika slag av ytvågor, visande sambandet mellan våglängd, vågfrekvens, vågalstrande krafter och den relativa mängden energi i de olika vågtyperna.

Med våghöjden H avses det vertikala avståndet mellan en vågtopp och påföljande vågdal. Våglängden L är avståndet mellan två på varandra följande vågtoppar mätt i vågornas rörelseriktning. Vågperioden T är tidsintervallet mellan två på varandra följande vågtoppar mätt från en fast punkt. Vågens rörelsehastighet c = L/T. Vågens amplitud är halva våghöjden. Vågens branthet är våghöjden dividerad med våglängden, H/L

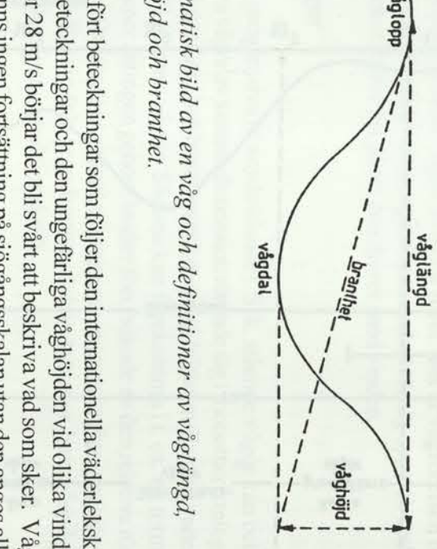


Fig. 5.2. Schematisk bild av en våg och definitioner av våglängd, våghöjd och branthet.

För våghöjden har man infört beteckningar som följer den internationella väderlekskoden. Tabell 5.I visar dessa våghöjdsbeteckningar och den ungefärliga våghöjden vid olika vindhastigheter i m/s. Vid vindstyrkor över 28 m/s börjar det bli svårt att beskriva vad som sker. Våghöjden kan inte mera anges och det finns ingen fortsättning på sjögångsskalan utan den anges alltjämt som 9. Vindens verkningar kan inte heller beskrivas, man säger endast "sällsynt, förekommer särskilt i tropiska cykloner" osv. Orkaner med vindstyrkor över 40 - 45 m/s är sällsynta och få meteorologer och oceanografer, som skulle kunna sakligt beskriva förhållandena, har upplevt en sådan på nära håll. Observationer är praktiskt taget omöjliga att göra på ett tillförlitligt sätt. Tidigare uppskattades vindstyrkan i Beaufort, men bedömningen var subjektiv och osäker.

5.1.2. Korta och långa vågor

Man uppdelar vågorna i *korta* och *långa vågor*. Hos korta vågor är våghastigheten beroende av våglängden och oberoende av vattendjupet. Hos långa vågor är våghastigheten bestämd av vattendjupet. Våglängden hos korta vågor är mindre än vattendjupet, medan de långa vågornas våglängd är stor jämförd med djupet.

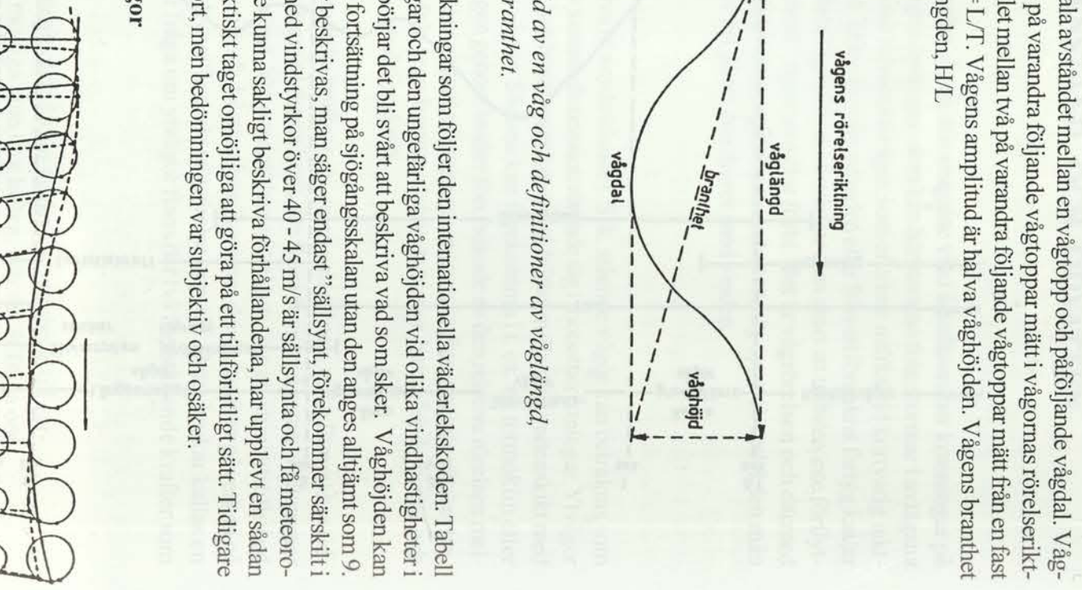


Fig. 5.3. Orbitalbanorna i en kort våg. Vattenpartiklarna rör sig i cirkulära banor vars diameter minskar med djupet.

Tabell 5.I

Vind- och vågskala

Vindstyrka			Benämning	Sjögång	Våghöjd	Effekt
Knop	m/s	Beaufort				
<1	0,0 - 0,2	0	stiltje	0 spegelblank	0	spegelblank sjö
1-3	0,3 - 1,5	1	nästan stiltje	1 lugn sjö	0-0,1 cm	små fiskfjällsliknande krusningar utan skum
4-6	1,6 - 3,3	2	lätt bris	1 "	1-15 cm	korta utpräglade små vågor som inte bryter
7-10	3,4 - 5,4	3	god bris	2 smul sjö	0,1-0,5 m	vågkammarna börjar bryta, glasaktigt skum
11-16	5,5 - 7,9	4	frisk bris	3 svag sjö	0,5-1,25 m	längre vågor, flerstädes vita skumkammar
17-21	8,0 - 10,7	5	styv bris	4 måttlig sjö	1,25-2,5 m	vågorna mera utpräglade och långa, överallt vita skumkammar
22-27	10,8 - 13,8	6	hård bris	5 grov sjö, frisk kuling	2,5-4 m	större vågberg, vita skumkammar breder ut sig över större ytor
28-33	13,9 - 17,1	7	styv kuling	6 mycket grov sjö	4-6 m	sjön tornar upp sig och bryter, skummet ordnar upp sig i strimmor i vindens riktning
34-40	17,2 - 20,7	8	hård kuling	7 svår grov sjö	6-9 m	vågbergens längd och höjd betydande, skummet lägger sig i tätare strimmor
41-47	20,8 - 24,4	9	halv storm	7 "	6-9 m	
48-55	24,5 - 28,4	10	storm	8 mycket svår, grov sjö	9-14 m	höga vågberg med långa brottsjöar, havssytan i stort sett vit av skum
56-64	28,5 - 32,7	11	svår storm	9 våldsam sjö	>14 m	fartyg i sikte försvinner bakom vågbergen, havsytan i sin helhet täckt av skum, som även uppfyller luften så att sikten försämras
>64	32,7 - 36,9	12	orkan	9 " "	>14 m	sällsynt, förekommer särskilt i tropiska cykloner
>64	37,0 - 41,4	13	"	9 " "	>14 m	" " "
>64	41,5 - 46,1	14	"	9 " "	>14 m	" " "
>64	46,2 - 50,9	15	"	9 " "	>14 m	" " "

Korta vågor uppkommer normalt genom vindens inverkan på vattenytan, och effekten sträcker sig som nämnts inte långt ned. De långa vågorna är delvis tidvattensvågor, delvis jordbävningsvågor, och kan även uppkomma genom lufttrycksförändringar. Dyning som kommer in på grunt vatten övergår därvid i långa vågor.

I en kort våg rör sig vattenpartiklarna i regel i cirkulära banor i ett med vågens rörelseriktning parallellt vertikalplan. Dessa banor kallas *orbitalbanor.* Radien minskas snabbt med djupet. Den är på ett djup som motsvarar våglängden endast 0,2 % av radien vid ytan. Om djupet är mindre än våglängden, blir orbitalbanan elliptisk. Djupet kommer då att inverka på vågens höjd och hastighet. Hastigheten kan bättre uttryckas på följande sätt:

$$(5.1) \qquad c^2 = (g\,L/2\pi)\tanh\,(2\pi h/L)$$

där g = gravitationsaccelerationen (9,81 m/s^2), L = våglängden (m) och h = vattendjupet och tanh är en matematisk funktion = den hyperboliska tangenten. Om h/L är >> 1 så är $c^2 = gh$ och om h/L är << 1 så är $c^2 = gL/2\pi$

Hastigheten minskar när en våg rullar in mot kusten. Om en våg ute på djupt vatten har våglängden 50 m, så är hastigheten 8,9 m/s. Vid 4 m djup har hastigheten minskat till 6,3 m/s. Först avtar också våghöjden, men när djupet minskar mera, ökar den igen. Detta sker när djupet minskat till en bråkdel av den ursprungliga våglängden. Våghöjden kan bli betydligt högre än den ursprungliga. Detta beror på att då vågornas hastighet kontinuerligt avtar, så minskas avståndet mellan vågtopparna, och vågorna reser sig. Vid vågens inbromsning minskas hastigheten mera än vågtoppens och vågen ändrar form, så att den blir brantare på framsidan. Toppen strävar till att gå förbi basen och vågen börjar bryta. Det uppkommer bränningar. Träffar vågen en långgrund strand snett, så strävar den också till att ändra sin riktning så att den rullar in vinkelrät mot stranden.

De långa vågorna skiljer sig i grund från de korta vågorna i öppna havet genom att deras våglängd är mycket större än djupet och orbitalrörelsen sträcker sig från ytan till botten. Våghastigheten blir, som påpekats i föregående stycke, beroende av vattendjupet och orbitalbanorna är så sammantryckta att de förvandlats till en fram- och tillbakagående horisontalrörelse. Rörelsens längd eller amplitud är lika vid ytan och botten, och våghöjden är ute i öppna havet liten i jämförelse med våglängden. Hastigheten framåt är störst i vågtopparna och bakåt störst i vågdalarna. Vattnet strömmar således fram och tillbaka i de långa vågorna.

Jordbävningar eller vulkanexplosioner under havsytan framkallar energirika långa vågor. Dessa kallas med ett japanskt namn *tsunami.* Sådana tsunamis kan åstadkomma ofantliga skador vid kusterna genom de flodvågor de åstadkommer. De kan fortplanta sig tvärs över Stilla havet och även längre sträckor. Hawaii har flera gånger drabbats av tsunamis. Den första varningen visar sig i att vattnet plötsligt drar sig undan från kusten och blottlägger havsbottnen. Detta är den bakåtriktade rörelsen i den första vågdalen. Efter 10 - 20 minuter kommer själva flodvågen.

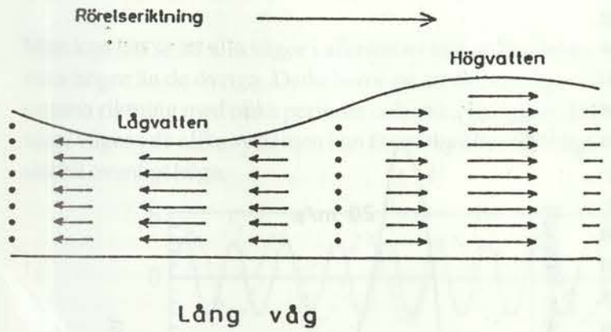


Fig. 5.4. Lång våg. Orbitalbanorna har plattats ut så att vattnet strömmar fram och tillbaka.

På grund av det avtagande vattendjupet in mot kusten reser den sig som en jättelik bränning, som rusar långt in över land förstörande allt i sin väg. Sådana fortskridande långa vågor av mindre storlek kan också bildas genom snabba lufttrycksförändringar i orkanområden, speciellt i de tropiska tyfonerna och hurrikanerna.

5.1.3. Vindvågor

När vinden blåser över en vattenyta börjar vågor bildas. Redan vid en vindstyrka på 0,5 m/s börjar vattenytan krusas av små vågor. När vinden ökar i styrka blir vågorna högre och längre. Vindenergin övergår i vågenergi. Vindhastigheten varierar vanligen och därför kan sällan en fullt utvecklad sjö med lika stora vågor utvecklas. Variationer i vindhastigheten producerar olika stora vågor och i praktiken omfattar en fullt utvecklad sjö vågor av varierande storlek. Detta kallas ett vågfält. Ett sådant vågfält kan också innefatta vågor som kommer in från andra områden och vågor som interfererar med varandra. Då vågorna bildas ute i havet på djupt vatten, tilltar våglängd och hastighet snabbt i början. Sedan sker det långsammare tills hastigheten kommit upp omkring vindens hastighet. Grovt kan man säga att våghöjden i meter växer till ungefär halva vindstyrkan i m/s. Om vinden snabbt ökar till 10 m/s dröjer det 6 - 8 timmar innan vågfältet har fullt utvecklats. En orkan (vindstyrka 32 m/s) måste blåsa mer än ett dygn för att sjön skall utbildas fullt. Det erfordras också en en viss minimisträcka för att ett mättat vågfält skall kunna bildas. För en vindstyrka på 10 m/s behövs en fri sträcka (yta) från läkusten på omkring 150 km[30]. Vid orkanstyrka krävs minst en fri blåssträcka på omkring 1 000 km. Energin i en våg finns i två former

1. Kinetisk energi, d.v.s. energin i den orbitala rörelsen hos vattenpartiklarna.
2. Potentiell energi hos partiklarna när de är förskjutna från sin normalposition.

Den totala energin (E) per ytenhet hos en våg är:

$$(5.2) \qquad E = 1/8\,(\rho g H^2)$$

där ρ = vattnets densitet, g = gravitationsaccelerationen och H = våghöjden. Detta innebär att vågenergin är proportionell mot kvadraten på våghöjden [47].

Våghöjden beror alltså på vindstyrkan samt havsområdets utsträckning och djup. Därtill kommer vindens varaktighet. Om t.ex. en hård kuling blåser under en längre tid från samma håll, så är vågorna i början korta och branta emedan våglängden ökar långsammare än våghöjden. Höjden kan tillta i ett dygn eller mera efter att vinden nått sin maximala styrka. Men länge efter det att våghöjden nått sitt maximum fortsätter våglängden att öka. Eftersom hastigheten är proportionell mot kvadratroten av våglängden, ökar denna också. Vågorna blir mindre branta. Våglängden ligger i oceanerna normalt omkring 40 - 50 m. Stormvågornas längd blir ungefär den dubbla. De längsta vågorna når upp till över 400 m längd och bildas i "the Roaring Forties" på södra halvklotet, där de västliga stormarna är långvariga och kraftiga och det är öppet vatten praktiskt taget runt hela jordklotet. Endast Drakes sund och Sydamerikas sydspets verkar i någon mån uppbromsande på vind och sjö.

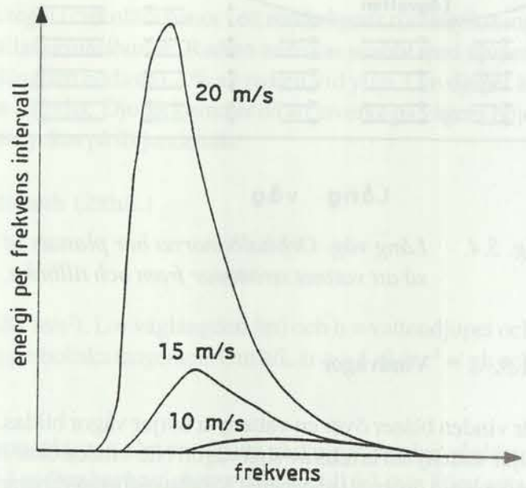


Fig. 5.5. Vågenergispektra för tre fullt utvecklade typer av sjö i förhållande till vindhastigheten i m/s. Ytfältet under varje kurva är ett mått på den totala energin i det ifrågavarande vågfältet.

I Kattegatt kan inte ett fullt utvecklat vågfält bildas vid en vindstyrka över 10 m/s. Kattegatts utsträckning är för liten. Även i Östersjön är blåsträckan för vinden begränsande för vågornas tillväxt. Den längsta sträckan öppet vatten finns mellan Ålands hav och egentliga Östersjöns sydkust, ungefär 300 nautiska mil. Ett helt utvecklat vågfält kan bildas av vind vid 15 m/s. De förväntade vågegenskaperna efter 24 timmars varaktighet är följande: medelvåghöjd 4,5 m, medelvåglängd 80 m och medelperiod 8,7 s.

Dyning uppkommer efter storm eller hård vind, när denna avtar eller bedarrar, eller när vågorna rör sig bort från det område där de bildats. När vindstressen avtar, minskar våghöjden snabbt på grund av energiövergång till längre vågor. Långa dyningar lämnar med sin högre hastighet de kortare bakom sig. Dyningar kan färdas tusentals km från sitt ursprungsområde. Dyningar med över 1 000 m våglängd kan vid kusterna förebåda en annalkande storm.

5.1.4. Våghöjder och vågbranthet

Man kån lätt se att alla vågor i allmänhet inte är lika höga, var tredje eller fjärde våg kan t. ex. vara högre än de övriga. Detta beror på att det vanligtvis finns flera vågsystem som rör sig i samma riktning med olika perioder och olika hastighet. Därvid uppstår interferenseffekter, där vissa vågor i de olika systemen kan förstärka eller försvaga varandra. En del vågor kan på detta sätt bli ovanligt höga.

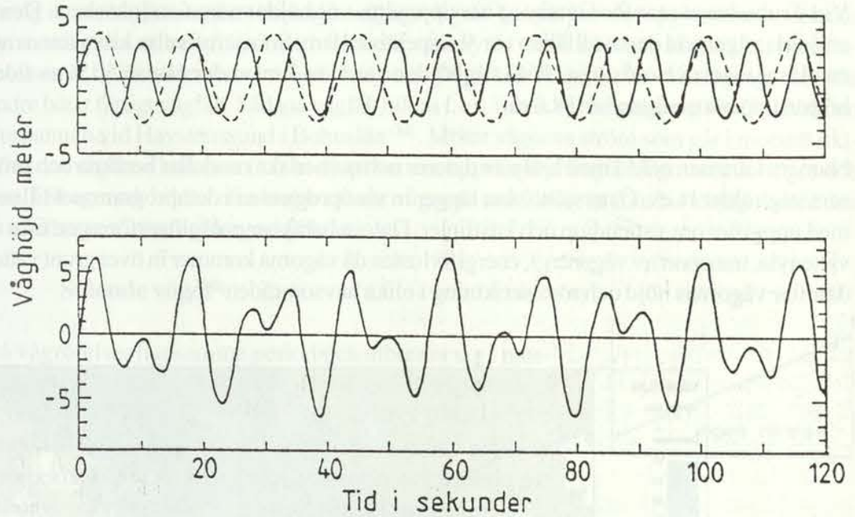


Fig. 5.6. Våginterferens. Två vågsystem kan genom interferens delvis förstärka och delvis försvaga varandra.

I praktiken har ofta vågens branthet större betydelse än våghöjden. Brantheten är våghöjden dividerad med våglängden (se fig 5.1). Ett fartyg kan lätt klara en hög våg om våglängden samtidigt är stor. Observationer av vågors branthet ger H/L-värden från 0,1 till 0,008. Maximal branthet antas vara 0,143.

Tidigare uppskattades våghöjden från våra fyrskepp, men uppskattningarna blev mycket subjektiva. För att bestämma den allmänna våghöjden vid ett visst tillfälle och inte våghöjden hos en enstaka, ovanligt hög våg anges medelhöjden av den högsta tredjedelen av vågorna ($H_{1/3}$). Våghöjden mäts med hjälp av automatiskt registrerande våghöjdsmätare. Intresset för mätning av våghöjden har ökat genom att man planerar att konstruera vågkraftverk för att utvinna vågenergi och överföra den till elektrisk energi. Som nämnts tidigare, är vågenergin proportionell mot kvadraten på våghöjden.

Detär rätt besvärligt att mäta våghöjden från ett fartyg, speciellt i svårt väder. Det finns inga fasta punkter att jämföra med och bedömningarna blir vanligen mycket subjektiva. Normalt ligger våghöjden under 3 - 4 m. Vågor högre än 6 - 8 m är ovanliga. Det finns få säkra observationer av vågor högre än 12 m. Med moderna fotografiska hjälpmedel har man uppmätt vågor på 16 m

i Nordatlanten. Den största våg som observerats, 30 m, uppmättes från bryggan på ett amerikanskt örlogsfartyg i Stilla havet efter en långvarig storm genom syftning mot vågtoppen med hjälp av hållpunkter på masten. När vindstyrkan uppgår till över 30 m/s, börjar vågornas höjd att avta genom att den kraftiga vinden blåser sönder vågtopparna och utjämnar dem.

Extrema våghöjder för våra förhållanden uppmäts under vintermånaderna. Våghöjden $H_{1/3}$ kan vid enstaka tillfällen vara omkring 8 m vid Ölands södra grund och vid Almagrundet (januari). Vid Trubaduren utanför Göteborg har uppmätts våghöjder nära 6 m (oktober). Den högsta enskilda vågen vid dessa tillfällen var 9 respektive 10 m. Som jämförelse kan nämnas att under en blåsig vinter i Nordsjön (1968) våghöjden var över 3 m under nästan 50 % av tiden. Den högsta uppmätta vågen var 18,6 m.

Numera kan man också med hjälp av datorer och numeriska modeller beräkna och prognostisera våghöjder i t.ex. Östersjön. Man lägger in vindprognosen i dataprogrammet tillsammans med uppgifter om vattendjup och kustlinjer. Datorn beräknar energiöverföringen från vind till vattenyta, transport av vågenergi, energiförlusten då vågorna kommer in över grunt vatten samt därefter vågornas höjd och rörelseriktning i olika havsområden [30].

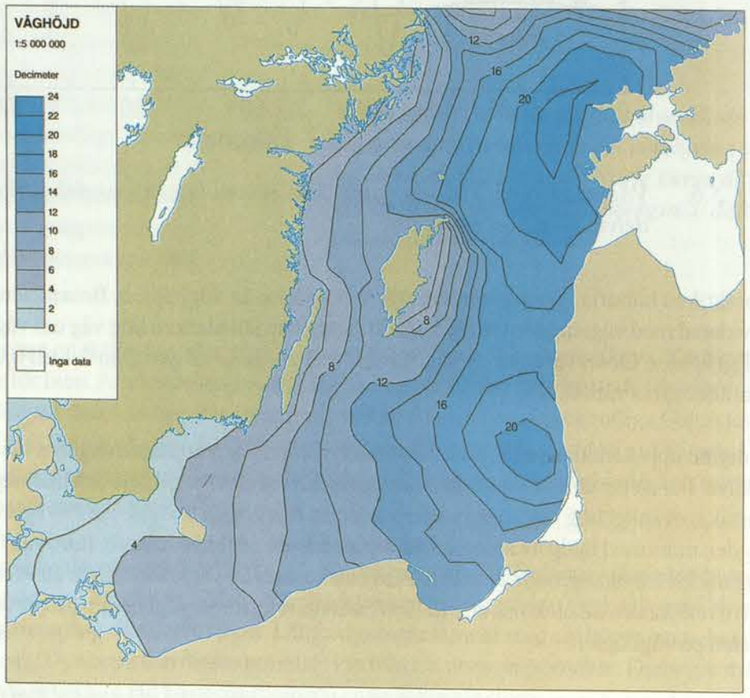


Fig. 5.7. Prognoskarta för den 24 augusti 1990 kl 00.00. Kartan visar våghöjder efter ett dygn, med V till NV vind 7-10 m/s, i norra och mellersta Östersjön. De högsta vågorna genereras där blåslängden från NV är lång, t.ex. utanför Estland och Lettland. Öster om Gotland är våghöjden liten som följd av läeffekten vid frånlandsvind[30].

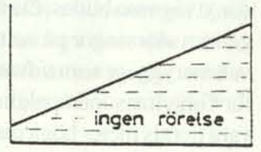
5.1.5. Interfererande vågor

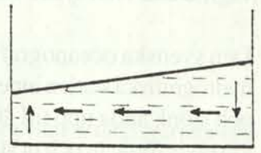
Som tidigare nämnts kan vågor i olika vågsystem, som rör sig i samma riktning, förstärka varandra genom interferens. Det finns också andra slag av interferens. Om en fortskridande våg vinkelrätt träffar en brant kust, där vattendjupet är så stort att vågen kan nå fram utan att förlora sin energi genom bottenfriktion, så reflekteras den och går med nästan oförändrad våghöjd tillbaka och möter de inkommande vågorna. Det uppstår en interferens med den reflekterade vågen, som rör sig i motsatt riktning mot den ursprungliga vågen. I denna kan det uppkomma noder, där vattenytan står stilla, och mellan dessa bukar, där vattenytan turvis höjs och sänks. Den horisontella rörelsen är noll i noderna och störst i bukarna. Detta kan skapa ett mycket toppigt och ofta för mindre båtar farligt vågfält. Sådana vågfält bildas t. ex. tidvis vid Islandsberg vid Gullholmen och Tjurpannan vid Havstenssund i Bohuslän [30]. Möter vågorna ström som går i motsatt riktning eller om vågorna kommer in från djupt vatten, uppstår *krabb sjö*. Vågorna blir högre och brantare. I Skagerrak bildas ofta krabb sjö när vågorna som rullar in från Nordsjön möter den Baltiska strömmen utanför Norges sydkust.

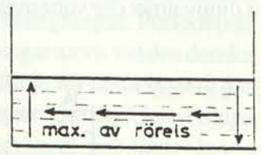
5.1.6. Stående vågor

Om två vågrörelser har samma period och utbreder sig i motsatta riktningar, uppkommer genom interferens ett vågfält med *noder*, där svängningsamplituden är minimal och *bukar*, där amplituden är maximal. Avståndet mellan på varandra följande noder respektive bukar är halva våglängden för svängningarna. Om de bägge interfererande vågrörelserna har samma amplitud, blir amplituden i noderna noll och i bukarna den dubbla svängningsamplituden. Det uppkommer en vågrörelse som förlorat sin framskridande karaktär. Detta kallas en *stående våg*.

En stående våg kan man lätt åstadkomma i en tank eller ett badkar. Man ser då hur vattnet i karet rör sig fram och tillbaka så att vattenytan turvis höjs och sänks i vardera ändan utan att ytans höjd i mitten egentligen förändras. Vattnet strömmar således fram och tillbaka. Det vatten som försvunnit i lågvattendelen har således transporterats till högvattendelen. Detta fenomen har man också iakttagit i naturen. Först studerades företeelsen i Genevesjön, där man iakttog hur vattenståndet växelvis steg och sjönk i vardera ändan av sjön. Mittlinjen för svängningarna, där inga vattenståndsförändringar sker, kallas *nodlinjen*. Dessa svängningsfenomen kallas *seicher*. Seicherna har karakteristiska perioder beroende på vattendjup och områdets utsträckning. Seicher kan ha en eller flera noder.







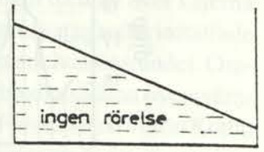


Fig. 5.8. Stående våg. Vattnet rör sig fram och tillbaka så att högvatten uppkommer i den ena ändan av bäckenet när lågvatten uppkommer i den andra.

Periodiska vattenståndsväxlingar (seicher) är således en form av stående vågor. Sådana visar sig som regelbundna vattenståndsförändringar eller oscillationer i ett vattensystem som Östersjön eller delar av denna. De uppkommer t. ex. när vinden lägger sig efter att under längre tid blåst i samma riktning. Överskottsvatten har då pressats upp i den ena änden (vindstuvning). När vinden lägger sig, strömmar vattnet tillbaka och systemet råkar i svängning. Vid lågvatten i ena änden av systemet har man högvatten i den andra änden. Vattensystemets längd motsvarar då halva våglängden hos seichen. Vattnet måste förflytta sig fram och tillbaka och därvid uppkommer strömmar. I mitten av systemet, där vattenytan håller sig konstant *(noden)*, är strömhastigheten högst. I vardera änden där vattenståndsförändringen är störst *(antinoden)*, är vattnets horisontala rörelse minst. Varje sådant system har karakteristiska perioder som är beroende av vattenområdets längd.

5.1.7. Interna vågor

En våg som bildas i en stabil densitetsskiktning, t. ex. en pyknoklin, när denna rubbas ur sin jämvikt, kallas en *intern våg*. Interna vågor är långsamma och amplituden stor på grund av att densitetsskillnaden mellan skikten är liten jämfört med densitetsskillnaden mellan luft och vatten där ytvågorna bildas. Därför är gravitationens effekt svagare i interna vågor. De kan uppkomma genom störningar på vattenytan, genom att strömmar för vattnet upp och ned över en undervattensrygg, genom tidvattenseffekt eller genom störningar i gränsskiktet t.ex. av fartyg. Innanför Gibraltar sund uppkommer interna vågor med en våghöjd upp till 100 m. I Skagerrak kan de vara tiotals meter höga men de märks knappast alls i ytan. Vattenytan höjer sig endast några cm och då våglängden är stor är det svårt att se dem. De interna vågorna kan bilda storskaliga vågmönster i havsytan, vilka syns vid noggrann iakttagelse.

Den svenska oceanografen Otto Pettersson[48] observerade växlingarna i salthalt vid Bornö hydrografiska station inne i Gullmarsfjorden. Han observerade att haloklinen där periodiskt steg och sjönk ända upp till 20 m och förklarade att detta berodde på stående interna vågor, som växelvis förde in och ut stora mängder saltare vatten i fjorden. Stående interna vågor kan medföra uppvällning av djupvatten när vattenytan står lägst vid kusten och nedblandning av ytvatten i djupvattnet där vattenytan står högst.

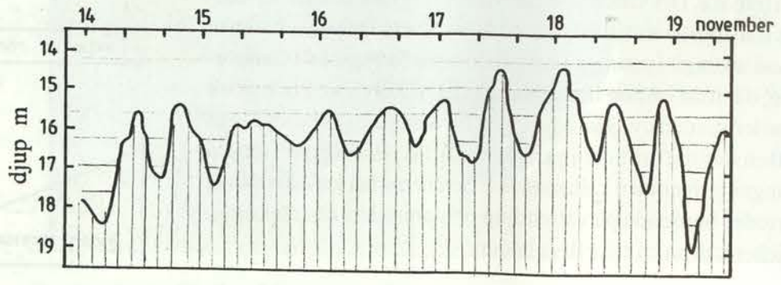


Fig. 5.9. Interna vågor i Kattegatt. Vågorna bildas i gränsskiktet mellan ytvatten och djupvatten[49]. Kurvan anger variationerna i pyknoklinens (salthaltssprångskiktets) djup i m.

Vanligen varierar vattenståndet i Östersjön på grund av växlingar i lufttryck och vind. Vid långvarig vind från samma riktning kan seicher uppkomma, om vinden plötsligt lägger sig. Inom systemet Östersjön har man i olika delområden iakttagit perioder på t. ex. 21,8, 10,7 och 4,3 timmar. Vid teoretiska beräkningar av seicheperioderna tänker man sig olika seiche-system, t.ex. Bottniska viken - sydvästra Östersjön med Finska viken stängd, sydvästra Östersjön - Finska viken med Bottniska viken stängd o.s.v. Svansson[51] fann en period på 11 dygn i systemet Östersjön - Skagerrak.

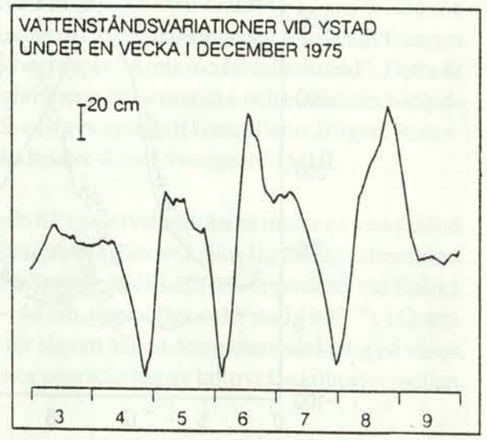


Fig. 5.10. Vattenståndsvariationer vid Ystad under en vecka i december 1975, förorsakade av en seiche med en period något över ett dygn[30].

I Bottenviken är vattenståndsvariationerna mera utpräglade än i andra delar av Östersjön och kan under vintern uppgå till en m med en period på två dygn, ganska nära den beräknade seicheperioden. I den öppna huvuddelen av Östersjön är vattenståndsvariationernas amplitud av storleksordningen 10 cm. De ökar mot inloppen till Bottniska viken och Finska viken, där de kan uppgå till en m. Det finns många andra periodiska vattenståndssystem i Östersjön och i vissa fall kan de interferera med varandra.

Seiche-systemet sydvästra Östersjön - Finska viken kan förorsaka stora vattenståndsvariationer i Finska vikens innersta del. Vid långvarig sydvästlig vind över Östersjön pressas vatten in i Finska viken och vattenståndet ökar där. När vinden upphör, strömmar vattnet tillbaka och Finska viken i förening med egentliga Östersjön råkar i periodiska svängningar. Perioden är omkring 27 timmar. Därvid uppträder vattenståndshöjningar och -sänkningar turvis vid den danska östersjökusten och i S:t Petersburg i Finska viken. En noll- eller nodlinje för detta system går tvärs över Gotland. Vid nodlinjen inträffar inga vattenståndsförändringar. Vid den relativt djupa danska kusten är fenomenet inte särskilt dramatiskt, men i S:t Petersburg, som ligger inne i Finska vikens innersta grunda och smala del, kan vattenståndshöjningarna bli katastrofala genom att stora mängder vatten pressas in i viken som en flodvåg. Vattnet stiger då högt över kajerna och översvämmar stora delar av stadens lägre liggande delar. Den värsta katastrofen inträffade 18 - 19 november 1824. Vattnet steg på några timmar 4,21 m över medelvattenståndet. Omkring 300 hus förstördes och 569 människor omkom[52]. För att förhindra sådana översvämningar håller man på att bygga en väldig 6,6 m hög skyddsdamm över Finska viken via ön Kotlin (Kronstadt). Stora dammluckor skall fällas ned när S:t Petersburg hotas av översvämmning. Skeppstrafiken leds genom två kanaler försedda med slussar som kan stängas vid behov. Dammen var 1992 färdig till två tredjedelar. Bygget har mött mycken kritik bland ryska naturvårdsexperter och även internationellt. Det drivs efter 1992 med endast en tredjedels fart och man överväger t.o.m. att stoppa företaget på grund av de negativa effekter det medfört, bl. a. stor sedimentation och eutrofiering av vattnet innanför dammen.

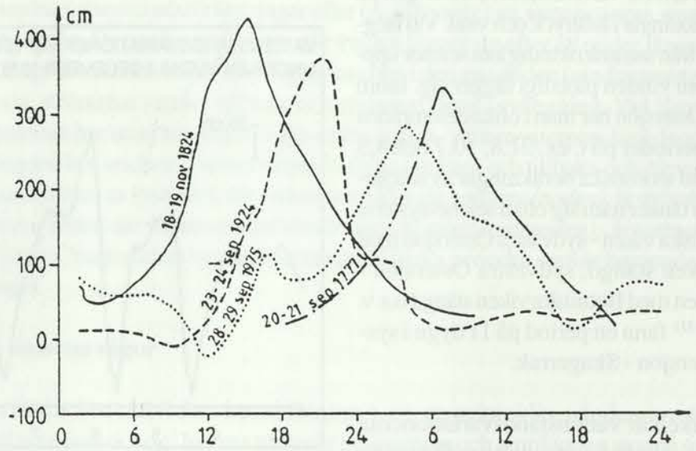


Fig. 5.11. Svåra stormfloder i S:t Petersburg på grund av seicher. Den horisontala skalan visar tiden i timmar och den vertikala avvikelserna från medelvattenståndet.

5. 2. Vattenstånd

Vattenytans läge förändras av olika faktorer. Vindar kan pressa upp ytvattnet mot kusten och höja vattenståndet. Atmosfäriska hög- och lågtryck påverkar vattenståndet i omgivningen. Högtryck sänker vattennivån och lågtryck höjer den. I randhav med trånga förbindelser med havet utanför, kan också variationer i nederbörd och flodavrinning påverka vattenståndet. Tidvattnet åstadkommer regelbundna förändringar i vattennivån (se stycke 5.3). I längre perspektiv påverkar klimatförändringar världshavets vattenstånd. Under istiderna binds vatten i landisarna så att havsytan sjunker, och när landisarna vid istidens slut smälter stiger havsnivån.

Det är framför allt vindförhållandena som bestämmer vattenståndet längs Sveriges kuster. Under perioder med långvariga och kraftiga västliga vindar kan vattenståndet vid västkusten öka med mer än 1 m. Lufttrycket påverkar också vattenståndet, ett högtryck över Östersjön pressar ut vatten genom De danska sunden och vattenståndet i Östersjön sjunker, och vid lågtryck sker en motsatt process. Även variationer i färskvattentillförseln påverkar Östersjöns vattenstånd. Vattenkraftsreglering av de svenska älvarna genom dammbyggen, som skapat stora vattenmagasin, utjämnar de naturliga årstidsväxlingarna i Östersjöns vattennivå. De största växlingarna i vattenståndet sker under hösten och vintern när vindstyrkan är som kraftigast.

5.2.1. Medelvattenstånd

Vattenståndet mäts med mareografer och anges vanligtvis i förhållande till en medelvattennivå. Denna är inte konstant utan förändras kontinuerligt på grund av den isostatiska landhöjningen, som är störst i norr i Bottenviken. Längst i söder i Bälthavet sker en liten landsänkning (se kap.2

Topografi). På grund av glaciärernas avsmältning stiger världshavets medelvattennivå (eustatiska förändringar). Från 1880 till 1988 har världshavets nivå stigit med omkring 12 cm[27]. Denna effekt är mycket mindre än den isostatiska landhöjningen. I norra Skandinavien är ju landhöjningen omkring 80 - 90 cm på 100 år. I Sverige används begreppet "Årets medelvattenstånd". Detta är ett beräknat medelvattenstånd från vilket man subtraherat de isostatiska och eustatiska förändringarna. Mareograferna är mycket noga fixerade och avvägda och kontrolleras årligen. Rättelser införs för landhöjningens inverkan. Vattenståndsnätet sköts i Sverige av SMHI.

Det högsta vattenstånd som uppmätts i förhållande till medelvattenståndet under en viss period kallas högsta högvattenstånd (HHV) och det lägsta vattenståndet kallas lägsta lågvattenstånd (LLV). Det högsta högvattenstånd som uppmätts i Sverige är 181 cm och uppmättes vid Kalix i Bottenviken 1984. Det lägsta lågvattenståndet, -144 cm, uppmättes vid Ystad 1902[30]. I Östersjön är vattenståndets årstidsvariationer små, det rör sig om någon decimeters sänkning på våren och en liten höjning under hösten, förorsakade i stor utsträckning av lufttrycksskillnader mellan Östersjön och Nordatlanten[30].

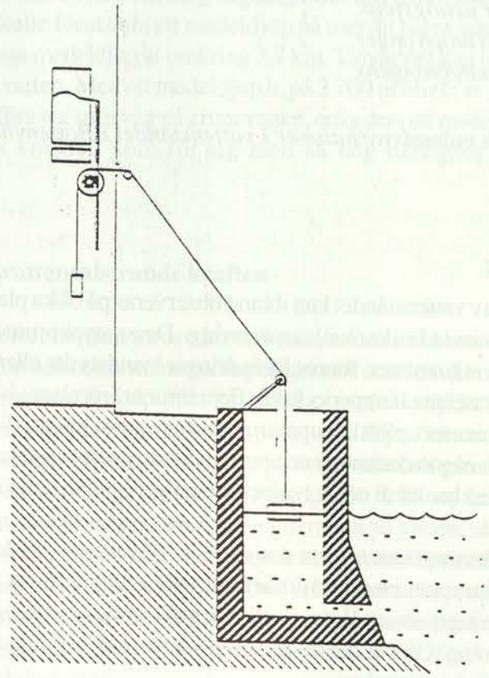
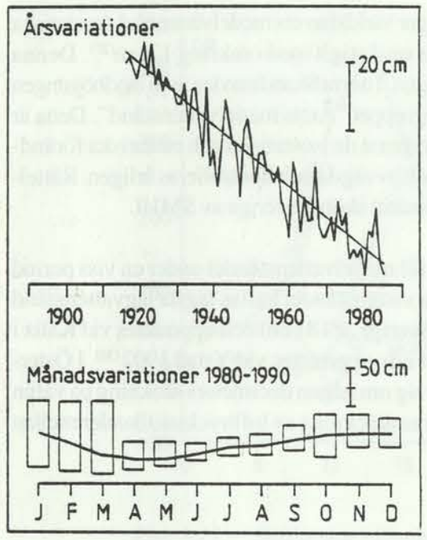
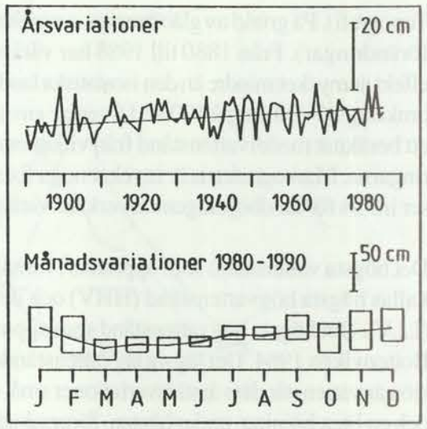


Fig. 5.12. Principskiss av mareograf. Flottören är placerad i en brunn som står i förbindelse med vattnet utanför genom ett rör för att förhindra påverkan av vanliga ytvågor.



a) *Bottenviken vid Furuögrund. Den heldragna räta linjen anger den isostatiska landhöjningens effekt.*



b) *Arkonasjön vid Ystad. Här har medelnivån ökat på grund av landsänkningen.*

Fig. 5. 13. Års- och månadsvariationer i vattenståndet i Bottenviken och Arkonasjön[30].

5.2.2. Sjösprång

Plötsliga förändringar av vattenståndet kan ibland observeras på olika platser runt Baltiska havets kuster. Sådana fenomen brukar kallas *sjösprång*. Dessa uppkommer nästan alltid i samband med extrema vädersituationer, främst förändringar i vindstyrka eller lufttryck. Begreppet sjösprång brukar dels innefatta långperiodiska (flera timmar) rörelser såsom stormfloder, dels kortperiodiska (5 - 20 minuter), plötsligt uppkommande vattenståndsväxlingar. Rörelsens höjdskala kan variera mellan någon decimeter och en till två meter och i enstaka fall mera. Ofta är det svårt att finna någon märkbar lokal orsak, vädret är vanligtvis lugnt och vackert i området.

Lufttryckets effekt märks mest som en rent statisk effekt på vattennivån. Man brukar räkna med att en förändring av lufttrycket med 1 millibar motsvarar en förändring av vattenståndet med 1 cm. En lufttrycksstörning (t. ex. ett lågtryck eller en kallfront) som rör sig över ett havsområde kan förorsaka ett sjösprång. Ofta är det fråga om en åskfront. Sjösprång är långa vågor. Här är det fråga om kortperiodiska sjösprång.

Vindens friktion mot vattenytan snedställer denna och vid pålandsvind kan vid hårda stormvindar och djupa lågtryck ett långperiodiskt sjösprång, en stormflod, uppstå.

Andra typer av sjösprång är jordbävningsvågor (tsunamis) och de vid den tyska kusten observerade *Seebären* och i Holland *gust bumps*. De båda senare förorsakas av meteorologiska förändringar, t.ex. kallfrontpassager, och kräver vid olika vattendjup olika vindstyrkor[50].

5. 3. Tidvatten

Tidvattnet utgörs av långa vågor. Tidvattnet eller "ebb och flod" är en företeelse som från dag till dag upprepar sig med mycket stor regelbundenhet och likformighet. Vid "flod" stiger vattnet och när vattenytan är som högst är det högvatten. När vattnet börjar sjunka kallar man företeelsen "ebb", och när vattenytan nått sin lägsta nivå talar man om lågvatten. Vid mycket långgrunda stränder kan tidvattenszonen vara kilometerbred. Noggranna observationer visar att tidvattnet har en mycket exakt periodicitet. Denna är beroende av den geografiska ort man befinner sig på. Det förekommer dygnsperioder och halvdygnsperioder samt dessutom flera andra mindre märkbara perioder. Den vanligaste perioden är halvdygnsperioden. Denna är i verkligheten inte ett halvt dygn utan är något längre, 12 timmar 25 minuter. Solvarvet är 24 timmar och kallas ett soldygn. Månens kretslopp runt jorden tar något längre tid och måndygnet är 24 timmar 50 minuter, således exakt lika långt som tidvattensintervallet. Därav kan man direkt dra slutsatsen att tidvattnet åstadkommes av månens rörelse kring jorden.

Det är en vanlig missuppfattning att tidvattnet är en våg som rusar runt jorden två gånger per dygn och förorsakar ebb och flod. Detta skulle vid ekvatorn förutsätta en hastighet av 1 600 km/h under förutsättning att inga kontinenter var i vägen. Våglängden skulle i så fall vara halva jordens omkrets, d.v.s. 22 000 km. Med en så lång våglängd kan tidvattnet inte röra sig som en våg på djupt vatten. Detta skulle förutsätta ett medeldjup på mer än halva våglängden, d.v.s. mer än 11 000 km. Oceanernas medeldjup är omkring 3,7 km. Tidvattnet kan inte heller fortplanta sig som en våg på grunt vatten. Med ett medeldjup h på 3 700 m blir $c^2 = gh = 686$ km/h. För att tidvattnet skulle uppföra sig som våg på grunt vatten, erfordras ett medeldjup på 22 000 m. Det är alltså tidvattnets kraftfält som rör sig med så hög hastighet runt jorden och inte tidvattensvågen[53].

5.3.1. Den tidvattensalstrande kraften

Under sin månatliga rörelse runt jorden kretsar månen inte exakt runt jordens medelpunkt. Jorden måste nämligen balansera månens dragningskraft och de två himlakropparna kommer att kretsa runt en gemensam tyngdpunkt. På grund av jordens mycket större massa kommer denna tyngdpunkt, som naturligtvis måste ligga på den räta linje som sammanbinder jordens och månens medelpunkter, att befinna sig innanför jordens radie och ganska nära medelpunkten. Jorden kommer således att kretsa runt denna tyngdpunkt. Liksom den med jordens dagliga rotation förenade centrifugalkraften påverkar tyngdkraften på jorden, så sker detsamma genom den centrifugalkraft, som har samband med det månatliga kretsloppet runt jordens och månens gemensamma tyngdpunkt. Denna sistnämnda kraft är lika stor i alla punkter på jorden, nämligen lika med månens attraktion eller dragningskraft i jordens medelpunkt. Den är också överallt riktad åt samma håll, nämligen bort från månen och parallellt med förbindelselinjen mellan jordens och månens medelpunkter.

Månens attraktionskraft är däremot inte lika stor överallt på jorden. Den är omvänt proportionell mot kvadraten på avståndet till månens medelpunkt. Den har inte heller överallt samma riktning, eftersom den är riktad mot månens medelpunkt. Om man betraktar jorden i dess helhet, så balanserar centrifugalkraften och månens gravitationskraft varandra, men dessa krafter balanserar inte varandra i en enda punkt på jordens yta. På den sida av jorden som är vänd mot

månen är attraktionen störst och där är resultanten i stort sett riktad mot månen. På den motsatta sidan överväger centrifugalkraften och där är resultanten riktad bort från månen. Denna resultant är den tidvattensalstrande kraften. Den är vertikalt uppåtriktad i de två punkter på jorden där månen står i *zenit* (Z) eller *nadir* (N). I zenit är månen närmast jorden och i nadir längst borta. Den tidvattenalstrande kraften är också vertikal, men nedåtriktad på den runt jorden gående cirkel där månen står vid horisonten. Överallt på andra punkter på jordytan har tidvattenskraften en horisontell komponent som på den månbelysta sidan av jorden är riktad mot den punkt där månen står i zenit och på den motsatta sidan mot nadir. Båda krafterna är således lika stora, men riktade åt olika håll. I Z är kraften riktad mot månen, i N bort från månen. I vardera fallet verkar kraften uppåt i förhållande till jordens yta i den ifrågavarande punkten. I fig. 5.14, som representerar ett meridionalsnitt genom jorden med månen till höger, ser man att endast i fyra punkter verkar den tidvattensalstrande kraften vinkelrätt mot jordens yta, nämligen i Z och N samt i jordens skärningspunkter med den räta linje genom jordens medelpunkt som står vinkelrätt mot linjen genom jordens och månens medelpunkter. I de sistnämnda punkterna är kraften riktad nedåt. På den verkliga jordytan bildar denna linje ett plan vinkelrätt mot linjen mellan medelpunkterna. Planets skärningspunkter med jordytan bildar då en cirkel där den tidvattensalstrande kraften är riktad nedåt mot jordens medelpunkt. I alla andra punkter på jordytan är tidvattenkraften riktad snett uppåt eller nedåt mot tangentialplanet, eller i detta plans riktning, d.v.s. vågrätt. Därför kan den lodräta komponenten hos den tidvattenalstrande kraften negligeras i jämförelse med tyngdkraften. Men utom den lodräta komponenten har ju tidvattenskraften i allmänhet en vågrät komponent som verkar i jordytans riktning. Den ändrar inte tyngdkraftens storlek, men

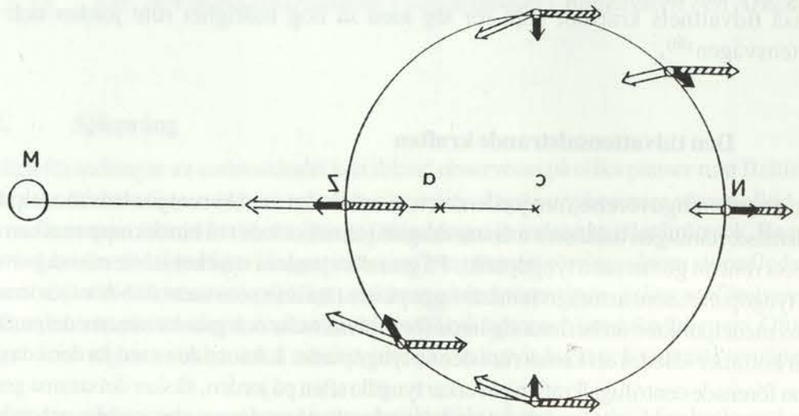


Fig. 5.14. Schematisk framställning av de tidvattensalstrande krafterna. Dessa visas som resultanter av kraftvertikalerna på jordytan. Pilarna anger kraftens riktning och längden anger kraftens storlek.

c = jordens centrum
M = månen
a = jordens och månens gemensamma tyngdpunkt
Z = zenit
N = nadir

dess riktning. Den kan endast obetydligt ändra lodriktningen, men trots sin litenhet är den viktigare än vertikalkomponenten. Andra krafter på jorden av samma storleksordning verkar nämligen också i horisontalriktning. Den tidvattensalstrande kraftens horisontalkomponent på jordytan är kraftigast på två kretsar som ligger 45^0 från respektive zenit- och nadirpunkter Z och N. I själva dessa punkter är horisontalkomponenten noll och likaså på storcirkeln som befinner sig på 90^0 från de två punkterna. På den ena halvan av jordklotet är alla kraftvektorer riktade mot Z och på den andra mot N. Tidvattenskraften konvergerar således mot Z och N.

Hela kraftsystemet hos tidvattenskraften ligger alltså ordnat i förhållande till månen. När månen rör sig i förhållande till jorden så följer hela kraftfältet med. Det är alltid riktat mot månen och förflyttar sig därför över jordytan. På så sätt skulle teoretiskt sett två stora flodvågor med maximum i zenit och nadir av kraftfältet förflytta sig över jordytan och åstadkomma två ebb- och två flodperioder per dygn. Detta halvdygnstidvatten betecknas med symbolen M_2.

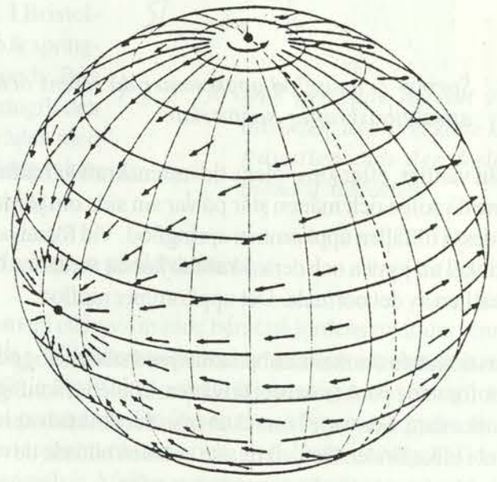


Fig. 5.15. Tidvattenskraftfältet på jordytan

5.3.2. Springflod och nipflod

Det är inte enbart månen som förorsakar tidvatten. Även solen har en inverkan, men trots solens mycket stora massa är avståndet mellan jorden och solen så stort att solens tidvattensalstrande kraft är endast omkring hälften av månens och därför kommer månens tidvatten att överväga. På grund av sol- och måndygnens olika längd kommer de båda himlakropparnas attraktionskrafter att åstadkomma variationer i tidvattnet. Även planeterna påverkar jordens tidvatten, men dessa effekter är betydelselösa.

På grund av att solen kan förstärka eller försvaga det av månen förorsakade tidvattnet uppkommer den halvmånatliga olikheten. Vid nymåne står solen och månen från jorden sett i samma riktning. Månens tidvattenskraft överlagrar solens och den resulterande tidvattenskraften blir en

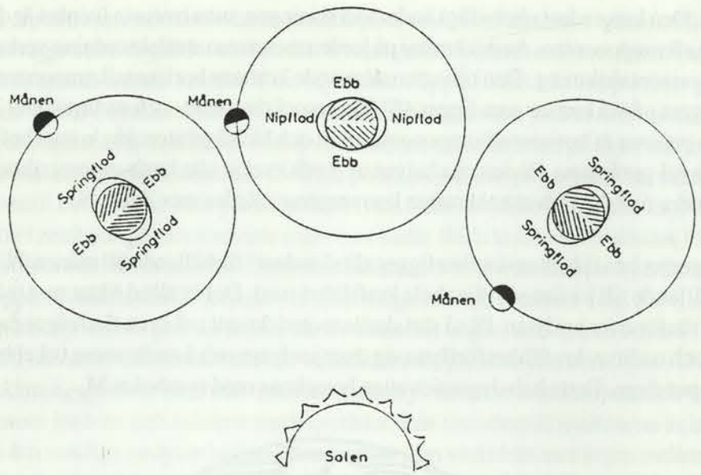


Fig. 5.16. Spring- och nipflod uppkommer då solens och månens attraktionskrafter samverkar.

halv gång större än vanligt, eftersom solens tidvattenskraft är hälften av månens. Samma sak gäller vid fullmåne då solen och månen står på var sin sida om jorden, den ena i zenit och den andra i nadir. Vid dessa tillfällen uppkommer springflod. Vid första och sista kvartalet står solen och månen i 90^0 vinkel till jorden och deras kraftfält korsar varandra. Månens tidvattenskraft blir då reducerad till hälften av det normala. Det uppkommer nipflod.

Månens och solens tidvattenskrafter kan beräknas med största noggrannhet och man kan därför för varje ögonblick för varje punkt räkna ut tidvattenskraftens riktning och styrka från solens och månens astronomiska data. För varje hamn kan man beräkna tidvattnet. Tabeller för detta ges ut av tidvattensinstitut i olika länder. Den viktigaste av solen bildade tidvattenskraften betecknas S_2. För registrering av tidvattnet använder man mareografer.

5 .3.3. Den dagliga olikheten

Tidvattenskraften är skillnaden mellan månens dragningskraft och den centrifugalkraft som uppkommer av jordens rörelse kring jordens och månens gemensamma tyngdpunkt. Eftersom denna kraft beror på avståndet mellan jorden och månen, kommer den att påverkas av detta avstånd som varierar på grund av att månens omloppsbana är elliptisk. Dessutom står månen inte alltid över ekvatorn, dess bana alternerar över norra och södra halvklotet vilket ger tidvattenkraftsystemet ett osymmetriskt läge i förhållande till ekvatorn och kraften blir inte lika stor under dygnets två hälfter. Det uppstår dagliga olikheter i tidvattenshöjden vilka blir större ju längre från ekvatorn månen står.

Tidvattnet kan ha olika karaktär på olika kuststräckor och t.o.m. i olika hamnar på samma kust. Det förkommer att tidvattnet på vissa orter följer solen och inte månen. Då inträffar högvattnet alltid vid samma tidpunkt på dygnet. Springfloden kan inträffa några dagar senare än ny- eller

fullmåne och ibland före, t.ex. i Kattegatt. Dygnets båda högvatten är sällan helt lika. När den dagliga olikheten är föga utpräglad, kallas tidvattnet halvdagligt eller halvdygnstidvatten. Sådant finner man i europeiska vatten. I Mexikanska golfen är den dagliga olikheten så stor, att varannan flod försvinner och man får heldygnstidvatten .

Tidvattnet är inte direkt märkbart ute i öppna havet, men noggranna beräkningar med datamodeller visar att nivåskillnaden rör sig omkring 0,5 m. I närheten av kusterna blir skillnaderna mycket större. Vid springflod kan kan den uppgå till omkring 7 m vid många franska och engelska hamnar. I trånga vikar och flodmynningar kan floden stiga till mycket stor höjd. I Bristolkanalen och vid Saint-Malo är springflodens höjd 12,5 m. I Fundy Bay förekommer den högsta springfloden i världen, 21 m. I havsområden med trånga förbindelser till världshavet kan tidvattnet vara nästan omärkligt.

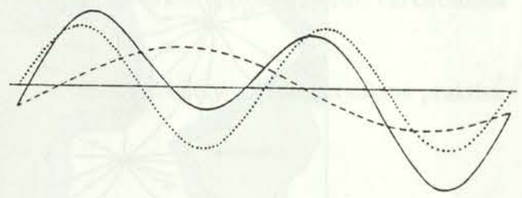


Fig. 5. 17. Den prickade kurvan visar halvdygnstidvatten, den streckade kurvan heldygnstidvatten och den heldragna kurvan blandat tidvatten.

5.3.4. Topografins inverkan på tidvattnet

Det tidvatten som uppkommer i ett havsområde beror på jordens rotation, områdets form, djupförhållanden och utsträckning. Tidvattensvågorna kompliceras mycket av kontinenterna och av öar, som hindrar dem att följa kraftfältet och fortplanta sig ostört kring jorden, samt av det otillräckliga vattendjupet i oceanerna. De försenas och bromsas upp av shelfområdena, och landmassorna tvingar dem att ändra riktning och att ta långa omvägar. Tidvattensvågen från Indiska oceanen rundar exempelvis Afrikas sydspets och tränger norrut mot ekvatorn. Den fortsätter i Nordatlanten längs Europas kust och svänger motsols mot Island och Grönland och når Nordamerikas kust ungefär 24 timmar efter att den passerat Afrikas sydspets. I Nordatlanten bildar vågen en s.k. nodpunkt kring vilken den svänger. I denna punkt är tidvattnet utplånat. Våghöjden växer utåt från nodpunkten och ett *amfidromiskt system* uppkommer.

Tidvattensvågen når Nordsjön dels genom Engelska kanalen, dels runt Skottland. Den sistnämnda vågen dominerar. I Nordsjön bestäms tidvattenväxlingarna delvis av dimensionen på Nordsjöbäckenet, som har en naturlig svängningsperiod på omkring 40 timmar, och delvis av tidvattensvågen som tränger in från Atlanten och följer den engelska nordsjökusten söderut mot Engelska kanalen och sedan svänger mot den holländska och tyska kusten och förstärks av den våg som kommer in genom kanalen. En stående våg uppkommer. Tre nodpunkter med amfidromiska system bildas. På grund av Corioliskraften tilltar vågen i höjd längs den engelska kusten. Längs den jylländska västkusten försvagas flodvågen snabbt på grund av bottenfriktionen. Endast en mycket svag våg tränger in i Skagerrak och vidare söderut i Kattegatt. Tidvattensvågorna är långa vågor och deras verkan sträcker sig från ytan till botten. Det uppkommer därför speciellt i grunda områden och trånga sund kraftiga tidvattenströmmar.

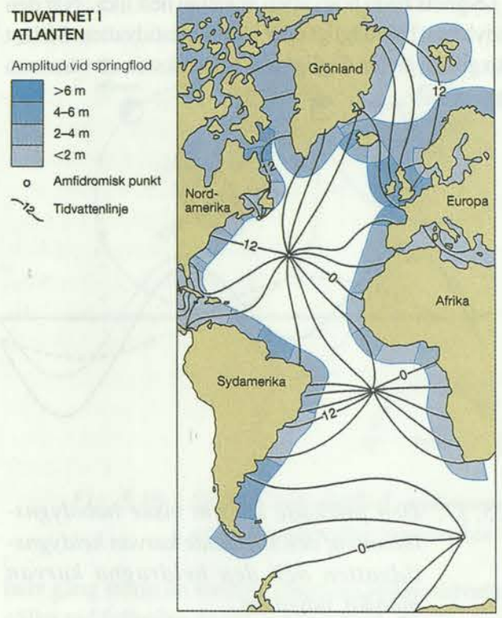
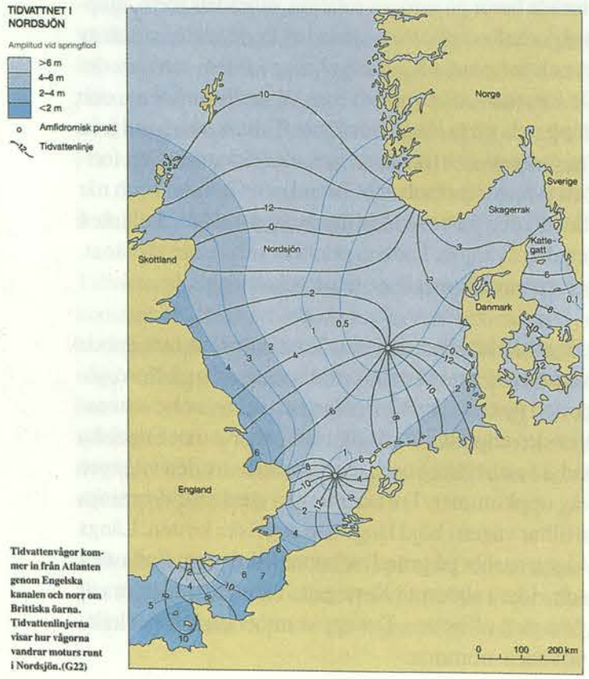


Fig. 5.18.
Tidvattensvågens fortplantning i Nordatlanten. Högvatten inträffar samtidigt längs en tidvattenslinje. Siffrorna anger tidpunkten för högvatten i "måntimmar" (ca 62 min) efter det att månen passerat 0 - meridianen (Greenwich). Vid amfidromiska punkter är vattenståndet opåverkat. Tidvattnets amplitud ökar från dessa punkter in mot kontinenterna[30].



Tidvattenvågor kommer in från Atlanten genom Engelska kanalen och norr om Brittiska öarna. Tidvattenlinjerna visar hur vågorna vandrar moturs runt i Nordsjön.(G22)

Fig. 5.19.
Tidvattnet i Nordsjön.Tidvattensvågor kommer in från Atlanten genom Engelska kanalen och norr om Brittiska öarna. Tidvattenslinjerna visar hur vågorna vandrar moturs runt Nordsjön[30].

5.3.5. Tidvattnet i svenska vatten

Tidvattnet är svagt utvecklat i Skagerrak. Vid springflod är tidvattnets amplitud vid den svenska kusten omkring 30 cm. Tidvattenströmmarna är svaga, omkring 1 - 2 cm/s, utom i trånga sund. T.ex. har man i Läsö ränna uppmätt hastigheter på 20 - 25 cm/s [24].

Tidvattensvågorna i Kattegatt är av mycket liten betydelse. Det rör sig om amplituder på mindre än 10 cm utom vid Jyllands nordostliga kust, där amplituden kan uppgå till 20 cm. Vid Öresunds mynning är den så liten som 5 cm.

I egentliga Östersjön och Bottniska viken är tidvattnet så obetydligt att det saknar praktisk betydelse, det rör sig om några cm.

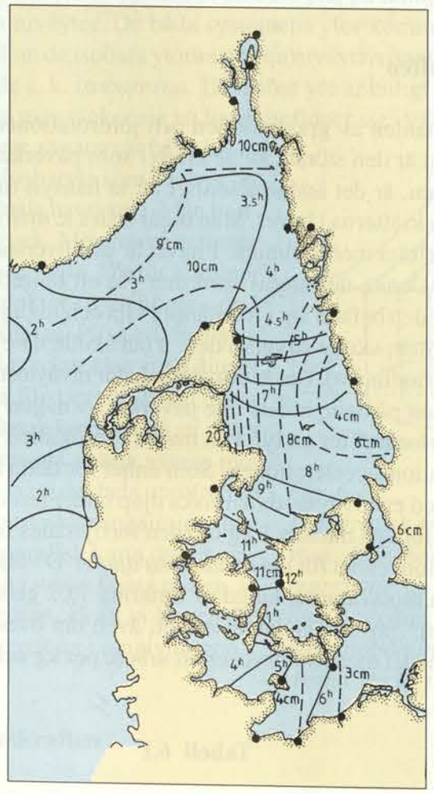


Fig. 5.20. Tidvattnets faser och amplituder i Skagerrak och Kattegatt för tidvattenkomponenten M_2 [24]*. Tidvattnets amplitud är omkring 10 cm i Skagerraks mynning och endast 3 cm vid Darssertröskeln. Faserna i timmar, amplituderna i cm.*

6. STRÖMMAR

6.1. Strömdrivande faktorer

Solstrålningens energiflöde är en kraft som driver havsströmmarna. Den åstadkommer densitets- och nivådifferenser genom avdunstning, uppvärmning eller avkylning av ytvattnet. Densitets- och nivåskillnaderna strävar till att jämna ut sig och resulterar i krafter som sätter vattnet i rörelse och åstadkommer strömmar i horisontalled och vertikalled. Vindarna sätter genom sin friktion mot vattenytan vattnet i rörelse och åstadkommer ytströmmar. Vattnet sätts också i rörelse genom månens och planeternas dragningskraft, som förorsakar det regelbundet återkommande tidvattnet.

Samma dynamiska lagar gäller för strömningar i gaser och vätskor. Därför kan man tillämpa samma dynamiska metoder i oceanografin som i meteorologin. I båda fallen är det fråga om rörelser över stora delar av jordytan och därför måste man beakta jordens egen rotation kring sin axel.

6.1.1. Tyngdkraften

Tyngdkraften är resultanten av gravitationen och jordrotationens centrifugalkraft. Eftersom tyngdkraften ofta är den största av de krafter som påverkar en kropp eller en massa (vattenmassa) på jorden, är det ändamålsenligt att ta hänsyn till detta när man väljer ett system för att beskriva krafterna i havet. Man utgår från s.k. *nivåytor* som karakteriseras av att de överallt är vinkelräta mot lodlinjen. I havet är den översta nivåytan *geoidytan* eller *den ideala havsytan.* Denna definieras som den yta ett teoretiskt hav, som täckte hela jordytan, skulle ha om den befann sig i fullständig vila och inga yttre eller inre krafter, med undantag av tyngdkraften, skulle påverka den. Ytan skulle då överallt vara vinkelrät mot tyngdkraftens riktning (lodlinjen). Det är utmärkande för nivåytorna att inget arbete erfordras för att förflytta en massa på dem, om de inte påverkas av någon annan kraft än tyngdkraften. Det arbete som erfordras för att lyfta en massa i vertikalled är gh, varvid h är höjden i meter och g är gravitationsaccelerationen. Som enhet för detta arbete har man infört den *dynamiska metern.* Med en nivåytas dynamiska djup under havsytan avses det arbete som tyngdkraften skulle utföra på massan 1 kg om den förflyttades från havsytan ned till nivåytan i fråga. Om man som enhet för det *dynamiska djupet* D väljer den dynamiska metern, så är D = gh/10. Detta motsvarar en längd av omkring 1,02 geometriska meter. För praktisk tillämpning är detta mycket ändamålsenligt, även om överensstämmelsen endast är talmässig. Den dynamiska metern uttrycker ett arbete per kg och är inte ett längdmått.

Tabell 6.I

m	100	500	1 000	5 000	10 000
dyn m	98	490	980	4 903	9 811
dbar	101	504	1 010	5 098	10 310

6.1.2. Trycket

Trycket p på ett bestämt djup h är tyngden av en vattenpelare med ytenheten som bas på detta djup:

$$p = \bar{\rho} g h \qquad (6.1)$$

när $\bar{\rho}$ betecknar vattenpelarens medeldensitet. Denna ekvation kallas *den hydrostatiska ekvationen.* Tyngdkraften kan uttryckas i dynamiska meter (dyn m). Då är $p = \bar{\rho} D$. Som tryckenhet har man valt trycket av en vattenpelare med höjden 1 dyn m. Detta tryck kallas 1 decibar (db) och är = $10^4 N/m^2$. 10 dbar = 1 bar. Den tidigare tryckenheten 1 atmosfär är = 1,01325 bar = 101,325 kPa. Då $\bar{\rho}$ är nära 1, är skillnaden inte stor mellan det talmässigt angivna arbetet i dynm och trycket i dbar. Överensstämmelsen gäller också djupet i m.

6.1.3. Isobara ytor

Tryckfältet kan framställas genom ett system av isobara ytor på samma sätt som tyngdkraftfältet kan framställas som nivåytor. De båda systemens ytor kommer vanligtvis att skära varandra. Snittlinjerna mellan de isobara ytorna och en nivåyta visar tryckfördelningen som linjer med samma tryck, de s. k. *isobarerna.* En isobar yta är enligt föregående en yta där trycket överallt är lika. Om man tänker sig att havet befinner sig i vila och att inga horisontella tryckskillnader existerar, så sammanfaller havsytan, alltså havets översta isobaryta som har trycket noll med geoidytan (den ideala havsytan). Man bortser här från atmosfärens tryck. Men havet befinner sig i verkligheten aldrig helt i vila. Därför kommer isobarytorna att i vissa punkter ligga högre och i andra punkter lägre än geoidytan. På så sätt får havsytan en viss topografi. Då trycket ökar med djupet kan man rita isobarytorna för t.ex. 1, 2 och 3 bar parallella med havsytan. Dessa kommer då att skära geoidytan i de punkter som på denna svarar mot trycken 1, 2 och 3 bar. Ser vi på det hela uppifrån så kommer de isobara ytornas skärningslinjer med geoidytan att bilda en topografisk karta över havsytans nivå. Ligger havsytan i stället lägst i mitten, så får vi en spegelbild av figuren, så att vi har en dal eller i geoidytan ett lägre tryck än i omgivningen.

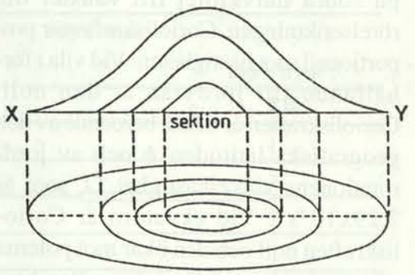


Fig. 6.1.
Topografisk framställning av havsytan. Den horisontala linjen x - y representerar geoidytan. Den verkliga havsytan beskriver en bågformig upphöjning som en kulle. Längs denna yta är trycket 0.

6.1.4. Tryckgradientkraften

Den viktigaste kraft som påverkar vattnet vid horisontella tryckskillnader är *tryckgradientkraften.* Gradientkraften är en funktion av isobarytans lutning och riktad vinkelrätt mot isobarlinjerna från högre tryck till lägre. Om lutningen ökas, ökar gradientkraften, och om den minskas, minskar denna. På en isobarkarta kommer en brant lutning att kännetecknas av att isobarerna ligger tätt och en flack lutning av att de ligger glest. Gradientkraften är

uppbyggd av två delar, en *barotrop* respektive en *baroklin* del. Den barotropa delen beror huvudsakligen på skillnader i vattenstånd och är oberoende av nivån under havsytan ifråga. Den baroklina delen beror på horisontella skillnader i densitet och är olika på olika nivåer. Tryckgradientkraften är dominerande vid nästan all strömning.

6.1.5. Corioliskraften

Gradientkraften strävar till att förflytta vattnet vinkelrätt över isobarerna mot det lägsta trycket. Om det inte existerade andra krafter, skulle alla tryckskillnader snabbt utjämnas. I den storskaliga strömningen får även jordrotationens avlänkande kraft, *Corioliskraften*, uppkallad efter en fransk forskare, betydelse. Corioliskraften uppkommer på grund av jordens rotation kring sin axel. För att erhålla den absoluta rörelsen i förhållande till jordens yta måste man till strömhastigheten också lägga jordens egen rotationshastighet. Annars gäller inte Newtons rörelselag. Om rörelsen hänförs till jordytan, verkar det som om en kraft som inte förekommer i den absoluta rörelsen skulle påverka den. Denna skenkraft kallas Corioliskraften. Den verkar alltid vinkelrätt mot rörelsen, på norra halvklotet till höger och på södra halvklotet till vänster om rörelseriktningen. Corioliskraften är proportionell mot hastigheten. Vid vila i förhållande till jordytan är den noll. Corioliskraften är också beroende av den geografiska latituden ϕ och av jordrotationens vinkelhastighet Ω, som är $7{,}29 \times 10^{-5} s^{-1}$. Vid ekvatorn är Corioliskraften noll och den ökar mot polerna till sitt maximum. Corioliskraften brukar betecknas med f:

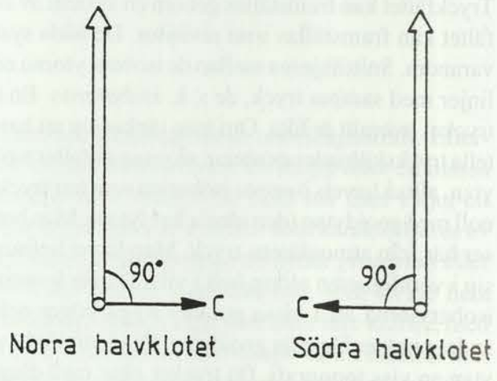


Fig. 6.2. Corioliskraften (c) verkar vinkelrätt till höger om strömriktningen (v) på norra halvklotet och vinkelrätt till vänster på det södra.

$$f = 2\Omega \sin\phi \qquad (6.2)$$

6.1.6. Friktionskraften

Genom friktionskraften orsakar vinden strömmar. Den för ned vindens kraft i vattnet och fördelar den över ett 10 - 100 m tjockt skikt. Ett vattenskikt i rörelse kan utöva en inre friktion mot gränsytan till ett annat vattenskikt. Vattnet kan också utöva en friktion mot havsbottnen. Man kan tänka sig friktionskraften som en kraft som verkar i motsatt riktning mot strömmen och bromsar upp denna. Friktionskraften verkar utjämnande på hastighetsskillnader. En ström utan friktion kan inte existera i naturen.

6.1.7. Centrifugalkraften

Om strömningen följer en krökt isobar, måste man också beakta *centrifugalkraften,* som verkar i riktning ut från krökningens centrum. Detta betyder att den kommer att förstärka gradientkraften när det högre trycket ligger inne mot krökningens centrum, och försvaga den när det lägre trycket ligger i centrum. Om friktionskraften tas med, strömmar vattnet snett inåt mot lägre tryck och snett utåt från högre tryck.

6.1.8. Geostrofisk ström

Under det vindpåverkade, jämfört med oceanernas djup, tunna ytskiktet är hastighetsskillnaderna i allmänhet så små att friktionskraften saknar betydelse i förhållande till de andra krafterna. Där påverkas en vattenmassa endast av tryckgradientkraften och Corioliskraften. Vid jämvikt måste de balansera varandra. Därför måste de också vara lika stora och riktade åt motsatta håll. Vattnet måste i detta fall strömma parallellt med isobarerna. En sådan ström kallas *geostrofisk ström.* Eftersom gradientkraften är riktad vinkelrätt mot isobarerna och mot det lägre trycket och corioliskraften är riktad vinkelrätt till höger om rörelseriktningen på norra halvklotet och till vänster på det södra, följer att det lägre trycket alltid måste ligga till vänster om strömriktningen på norra halvklotet och till höger på det södra. Då gradientkraften är större ju tätare isobarerna ligger, måste Corioliskraften också vara proportionellt större, om jämvikt skall råda. Strömhastigheten blir därför större ju tätare isobarerna ligger. Om den geostrofiska strömmen påverkas av friktionskraften reduceras hastigheten och Corioliskraften försvagas. Strömmen viker då av mot det lägre trycket.

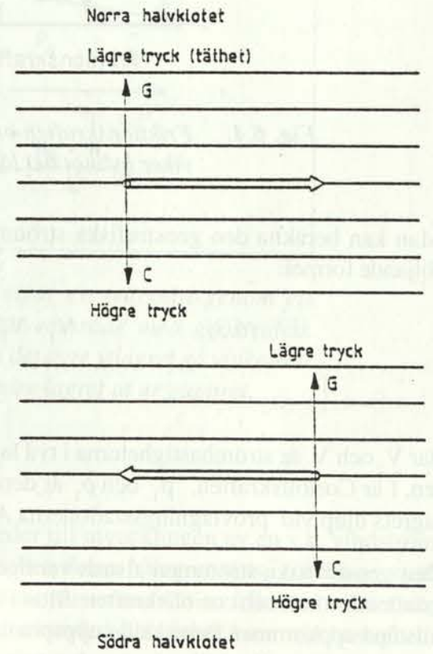


Fig. 6.3. Geostrofisk ström på norra och södra halklotet.Gradientkraften (g) kompenserar Corioliskraften (c) och strömmen (v) går parallellt längs isobarerna.

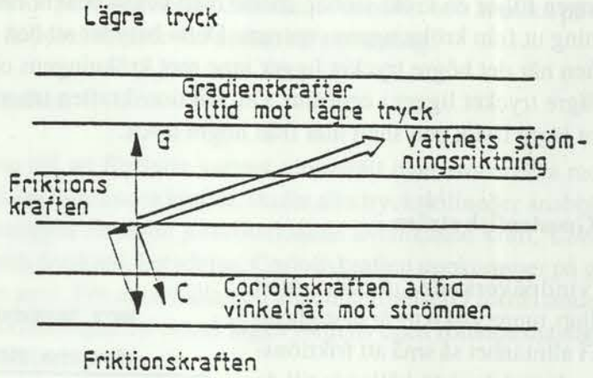


Fig. 6.4. Friktionskraften bromsar upp strömmen och den viker av mot det lägre trycket.

Man kan beräkna den geostrofiska strömmens hastighet i ett skiktat havsområde enligt följande formel:

$$V_1 - V_2 = \frac{g}{f} \cdot \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} \cdot \frac{H_B - H_A}{L} \qquad (6.3)$$

där V_1 och V_2 är strömhastigheterna i två lager åtskiljda av ett språngskikt, g är tyngdkraften, f är Corioliskraften, ρ_1 och ρ_2 är densiteterna i de två lagren, H_A och H_B är det övre lagrets djup vid provtagningsstationerna A och B och L är avståndet mellan A och B.

Den geostrofiska strömmen alstras vanligen av en liten tryckgradientkraft, varefter både gradientkraften och corioliskraften tilltar i storlek genom en växelverkan tills ett jämviktstillstånd uppkommer. Detta kallas uppspinning. Den ursprungliga gradienten kan uppkomma genom horisontella skillnader i avdunstning och nederbörd, tillförsel av sötvatten från floder, horisontella skillnader i uppvärmning och avkylning av ytan eller på grund av horisontella skillnader i den vinddrivna transporten.

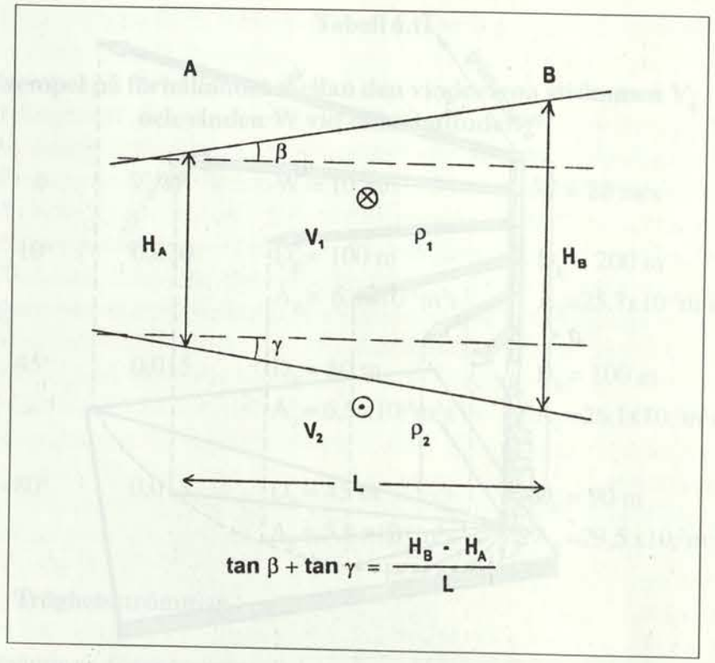


Fig. 6.5. Schematisk figur som visar ett tvärsnitt genom ett tvålagerssystem i ett havsområde med geostrofisk ström. Strömmen antas i det övre ytlagret gå vinkelrätt in i pappret och i det undre lagret ut ur pappret.

6.1.9. Ekmanström

Den friktion som vinden utövar på havsytan leder till utvecklingen av en s.k. vindström. Endast friktionskraften och corioliskraften är av betydelse. Ytlagret sätts i rörelse av vindfriktionen och varje vattenlager som rör sig utövar på samma sätt en friktion mot det närmast underliggande lagret. Denna friktion har avsevärd betydelse även när hastighetsskillnaden mellan lagren är liten.

Den svenska oceanografen V. W. Ekman har teoretiskt förklarat uppkomsten av vindström. På norra halvklotet är vindströmmen vid ytan riktad 45° till höger om vinden och på södra halvklotet lika mycket till vänster. Med ökande djup ökar vinkeln mellan vinden och strömmen medan hastigheten minskar. Om strömmen med lika stora djupintervaller representeras med en pil i strömmens riktning och pilens längd motsvarar strömhastigheten vid ifrågavarande djup, så kommer dessa pilar att forma en spiraltrappa vars steg blir smalare med tilltagande djup. Av ovanstående följer att man vid tillräckligt djupt hav kan finna ett djup där strömmen går i motsatt riktning mot ytströmmen. På detta djup har strömhastigheten minskat till en bråkdel av hastigheten vid ytan och är därför försumbar. Ekman kallade detta djup *friktionsdjupet*. Tjockleken hos vattenlagret ned till friktionsdjupet motsvarar ungefär det vattenlager som under inflytande av vinden är så mycket omblandat att det är nästan homogent. Friktionsdjupet ökar med ökande vindhastighet och med ökande latitud.

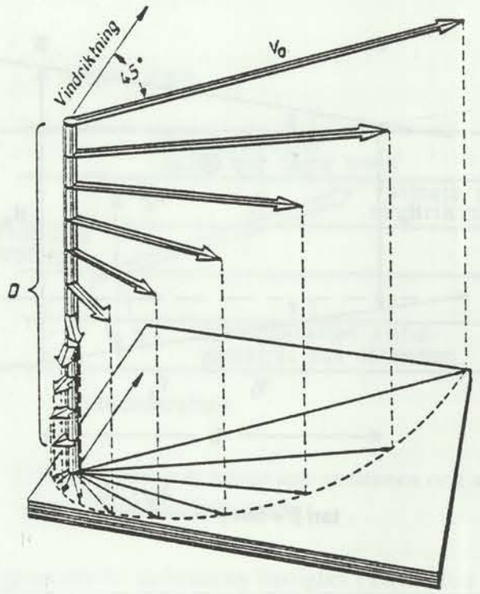


Fig. 6.6. En modell av Ekmanspiralen på norra halvklotet. I ytan viker strömmen 45° till höger från vindriktningen. Vid kompensationsdjupet är strömmen nästan obefintlig och går i rakt motsatt riktning mot ytströmmen. Totaltransporten blir 90° till höger om vinden.

Den totala transporten av vatten, förorsakad av vinddriften, är riktad 90° till höger om vindriktningen på norra halvklotet och lika mycket till vänster på det södra. Denna typ av ström kallas *Ekmanström.* Volymtransporten kan beräknas genom att multiplicera strömmens medelhastighet med det vinddrivna lagrets tjocklek. Denna transport (i m^3/s) kallas *Ekmantransport* och det vinddrivna lagret *Ekmanlagret.* Friktionsdjupet eller *Ekmandjupet* D_E kan beräknas ur formeln:

$$(6.4) \qquad D_E = \pi \ (2 A_Z / f \ )^{1/2}$$

där A_Z är ett mått på den vertikala blandningen och *f* är Coriolisskraften.

Tabell 6.II

Exempel på förhållandet mellan den vinddrivna strömmen V_0 och vinden W vid olika latituder[54]

ϕ	V_0/W	W = 10 m/s	W = 20 m/s
10°	0,030	D_E = 100 m A_Z = 6,4x$10^{-3}m^2s^{-1}$	D_E = 200 m A_Z=25,7x$10^{-3}m^2s^{-1}$,
45°	0,015	D_E = 50 m A_Z=6,5 x$10^{-3}m^2s^{-1}$	D_E = 100 m A_Z=26,1x$10^{-3}m^2s^{-1}$
80°	0,013	D_E = 45 m A_Z=5,9 x$10^{-3}m^2s^{-1}$	D_E = 90 m A_Z=29,5 x$10^{-3}m^2s^{-1}$

6.1.10. Tröghetsströmmar

Tröghetsströmmar förekommer ofta i öppna havet. De uppkommer när vindhastigheten avtar eller vinden helt upphör. Vinden strävar till att förflytta vattnet i sin egen riktning men motverkas av Corioliskraften. När vinden upphör, fortsätter vattnet på grund av sin tröghet sin rörelse. När vindens verkan upphör, kommer endast Corioliskraften att påverka vattnet och strömmen viker av åt höger (på norra halvklotet). Det uppkommer en form av cirkulär rörelse eller svängning i vattenmassan. Varje vattenpartikel kommer att röra sig medurs i en cirkel med en radie av några få km. Omloppstiden rör sig upp till omkring 14 timmar. Friktionskraften dämpar småningom rörelsen, som kan existera upp till en vecka.

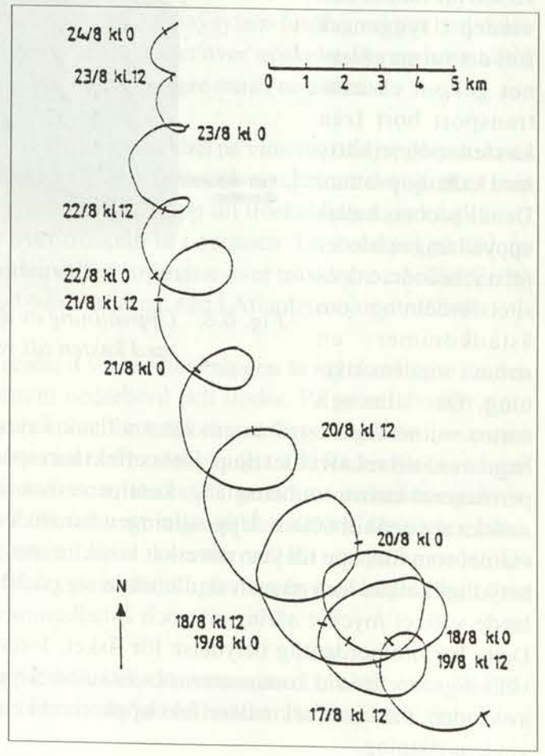


Fig. 6.7. Tröghetsströmmar observerade i Östersjön i augusti 1936 [61].

6.1.11. Kustens inflytande på havsströmmar

Ekmanströmmen kan endast utvecklas under ostörda förhållanden och har ytterst sällan observerats. Nettotransporten är alltid vinkelrätt mot vinden om havet är tillräckligt djupt. I grundare hav bildar den totala transporten en vinkel mindre än 90^0 med vinden och i mycket grunda hav går strömmen nästan i vindens riktning. Nettotransporten framkallar mycket viktiga sekundäreffekter. Om man befinner sig på norra halvklotet med kusten till höger och man har vinden i ryggen, så leder vindens direkta effekt till att vattnet transporteras in mot kusten, men kusten utgör ju ett hinder för detta och därför kommer vattnet att tryckas upp mot kusten. Som en följd av denna tryckgradient uppkommer en geostrofisk ström som går i vindens riktning nära kusten.

Om vattnet är skiktat, uppkommer en särskilt intressant situation. Om man befinner sig på norra halvklotet vid ett hav med varmt ytvatten med kusten till vänster och vinden i ryggen så förs det varma ytvattnet genom ekmantransport bort från kusten och ersätts med kallt djupvatten. Denna process kallas uppvällning och leder till en förändrad densitetsfördelning som åstadkommer en ström i vindens riktning. Det lätta och varma vattnet finns i strömmens vänstra flank. Erfarenheten visar att denna uppvällning är begränsad till relativt litet djup. Dess effekt kan spåras ned till 100 - 300 m djup. I de stora permanenta kustströmmarna längs kontinenternas västkuster torde uppvällningsfenomenet sträcka sig ned till 600 m. Uppvällningen har studerats ingående, eftersom det kalla djupvattnet som förs upp till ytan påverkar kustklimatet. T. ex. är klimatet vid Kaliforniens kust betydligt kallare än vad man skulle vänta sig på 30 - 40^0 latitud. Dessutom är det uppvällande vattnet mycket näringsrikt och åstadkommer en mycket hög planktonproduktion. Detta har utomordentlig betydelse för fisket. Jordens rikaste fiskeområden ligger i uppvällningszonerna vid kontinenternas västkuster. Uppvällningsfenomenet är en direkt effekt av vinden, men som sekundäreffekt uppkommer en ström som går parallellt med kusten i vindens riktning.

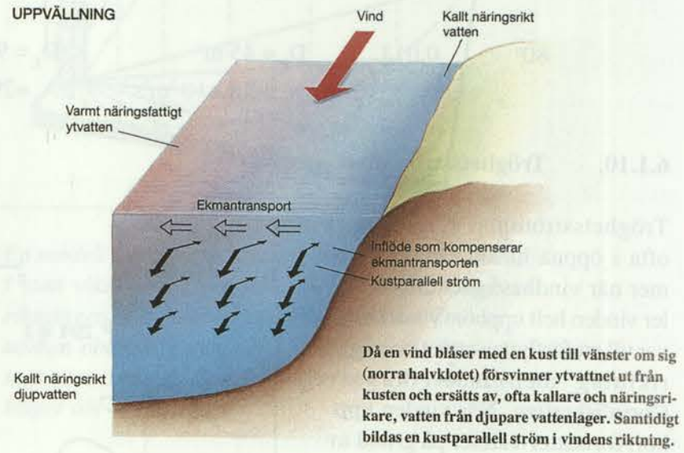


Fig. 6.8. Uppvällning av djupvatten vid kusten när vinden blåser med kusten till vänster (på norra halvklotet)[30].

Av ovanstående framgår att de förhärskande vindarna är av primär betydelse för oceanernas stora strömsystem. Denna betydelse kan man se vid jämförelse av kartor som visar de permanenta vindarna och ytströmmarna. I många regioner sammanfaller banorna. Det finns viktiga undantag, men dessa förorsakas främst av att kustströmmarna tvingas att följa kustlinjen. Horisontella skillnader i Ekmantransport uppkommer i öppna havet när vindarna samtidigt är olika på olika ställen.

6.2. Djupcirkulationen i bihav med trösklar

Medel- och bihaven är ofta genom höga trösklar avskurna från oceanen utanför. Dessa hav kan trots detta vara relativt djupa. De kommer då att forma egna djupvatten med för dem karakteristiska egenskaper, som i grund kan skilja sig från oceanernas djupvatten. Det är framför allt klimatologiska förhållanden som påverkar vattnet. Därtill kommer tröskeldjupet till oceanen utanför och vattenytans lutning inne i området att ha betydelse. Man skiljer på två huvudtyper av djupvatten i sådana hav beroende på vattenrörelserna i tröskeldjupet över tröskeln. Vatten kan strömma ut från bihavet över tröskeln till oceanen, eller oceanvatten kan tvärtom strömma in över tröskeln.

6.2.1. Utström över tröskeln

Man kan uppdela denna kategori i två typer: 1) fall där havsytans lutning saknar betydelse och 2) fall där lutningen märkbart påverkar vattenutbytet över tröskeln. Denna lutar alltid inne i området uppåt mot tröskeln, d.v.s. havsytan är lägre inne i området.

1. De klimatiska förhållandena framtvingar, isynnerhet på vintern, en djupgående konvektion. Genom avkylning ökar ytvattnets densitet så mycket att det sjunker mot botten. Det tunga bottenvattnet fyller bäckenet upp till tröskeldjupet, och kallt vatten med hög densitet strömmar över tröskeln ut i oceanen. Ett exempel på sådana områden är Norska havet, där bottenvatten strömmar över trösklarna mellan Grönland och Island och mellan Island och Färöarna, ned i Atlantens djupområden.

2. De klimatiska förhållandena är arida, d.v.s. avdunstningen är mycket högre än den årliga tillförseln av sötvatten genom nederbörd och floder. På grund av den stora avdunstningen kommer vattenytan innanför tröskeln att ligga lägre än i oceanen utanför. Vattenytan kommer att luta inåt från tröskeln sett. Därför kommer en kraftig inströmning att ske i ytvattnet över tröskeln. På grund av avdunstningsöverskottet kommer salthalten inne i området att stiga så mycket att densiteten ökar. Speciellt på vintern, då yttemperaturen avtar, kommer vattnet att sjunka nedåt. Då bäckenet fyllts till tröskeldjupet, sker en utströmning av vatten med hög salthalt över tröskeln.

   Exempel på detta är Europeiska medelhavet, där vatten med salthalt över 38 PSU rinner ut över den 350 m djupa Gibraltartröskeln, medan Atlantvatten rinner in i ytan.

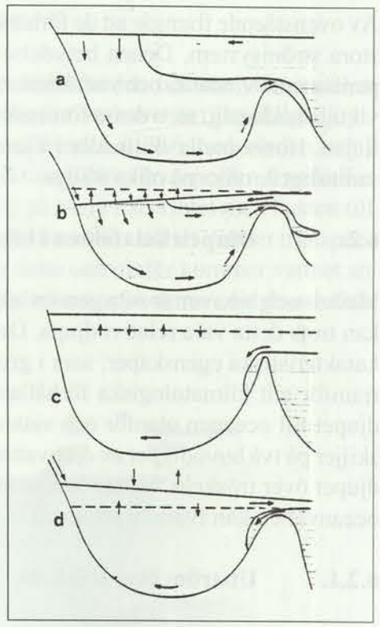


Fig. 6.9. De hydrografiska förhållandena i bihav och fjordar med mynningströskel till havet utanför.

a) Utström av djupvatten över tröskeln. Havsytans lutning saknar betydelse.

b) Utström över tröskeln i arida områden med stor negativ vattenbalans.

c) Inström över tröskeln. Havsytans lutning saknar betydelse.

d) Inström över tröskeln i humida områden med stor positiv betydelse.

6.2.2. Inström över tröskel

Även här kan man skilja på två olika typer: 1) fall där havsytans lutning saknar betydelse för processen och 2) fall där lutningen märkbart påverkar strömhastigheten i ytvattnet över tröskeln.

1. När ett densitetssprångskikt bibehålls under hela året, så framtvingar den vertikala blandningen en sänkning av djupvattnets densitet. Denna blir då lägre än densiteten i oceanvattnet utanför. När denna densitetsskillnad når upp till tröskeldjupet rinner oceanvatten in över tröskeln och utbreder sig i djupbäckenets botten. Flera medelhav utgör exempel på detta. T.ex. förklarar man förhållandena i Karibiska havet på detta sätt.

   Ett annat exempel är det Arktiska medelhavet i vars norra del ytvattnets skiktning på grund av den låga salthalten är så stabil, att inte ens vinteravkylningen förmår bryta den.

2. När ett randhav eller medelhav ligger inom ett område med fuktigt klimat (den humida zonen), blir den årliga nederbörden högre än avdunstningen och det uppkommer ett nederbördsöverskott. Om sötvattenstillförseln under året genom nederbörd och flodvattenstillrinning är större än avdunstningen, utbildas ett bräckvattensskikt i ytan. På grund av överskottet av sötvatten kommer havsytan innanför tröskeln att ligga högre än i oceanen utanför. Därför uppkommer en utström av bräckvatten i ytan. Genom att densiteten innanför tröskeln genom vertikal blandning minskar, kommer en inström av saltvatten att ske över tröskelns botten.

Det mest kända exemplet på ett sådant hav är Svarta havet. Det är trågformat och har en ytareal av 423 488 km^2. Medeldjupet är 1 270 m och volymen är därför så stor som 537 829 km^3. Svarta havet har ett tröskeldjup omkring 40 m i Bosporen och bredden håller sig omkring 2 km. Den årliga flodvattenstillförseln och nederbörden över havsytan är högre än avdunstningen. Sötvattensöverskottet är 200 km^3/år. Detta vatten måste rinna ut genom Bosporen, om Svarta havets yta skall hållas konstant. I verkligheten är dock uttransporten genom Bosporen 400 km^3/år. Detta beror på att salthalten i Svarta havets djupvatten genom utspädning med ytvatten har en så låg densitet att en kompensationsström av 200 km^3 saltvatten årligen rinner in i Svarta havet längs botten av Bosporen. På grund av Svarta havets stora volym kan det inströmmande vattnet inte upprätthålla syrebalansen i djupvattnet. Man har beräknat att det tar omkring 2 500 år för djupvattnet att förnyas. Därför har allt syre för länge sedan förbrukats och hela vattenmassan under 125 - 150 m innehåller svavelväte. Inget högre liv kan existera där och bottenfauna saknas därför.

Många norska, grönländska och kanadensiska fjordar är uppbyggda på samma sätt med grunda och trånga inlopp. De är mycket djupa innanför tröskeln och är genom tillförsel av flodvatten täckta av ett bräckt ytvattensskikt. I många sådana fjordar bildas svavelväte i djupvattnet. Periodvis kan djupvattnet helt förnyas t. ex. under kraftiga höststormar. Saltvatten pressas då in över tröskeln och "sköljer ut" svavelvätet. Ett sådant bäcken kallas semistagnant. Östersjön är ett exempel på ett semistagnant bäcken [26].

6.3. Strömmarna i haven kring Sverige

I Nordsjön och i hela östersjöområdet har ytströmmarna mätts dagligen på många platser sedan mitten på förra seklet. Mätningarna utfördes ombord fyrskeppen genom att man lät en boj (tunna) med vidhängande strömkors driva iväg från fyrskeppet, fäst vid en lina. Man mätte hur många meter lina som matats ut under ett bestämt tidsintervall och antecknade även riktningen. På så sätt fick man en grov uppfattning om medelströmriktningar och -hastigheter i ytvattnet.

6.3.1. Skagerrak

Bräckvatten som i ytlagret flyter ut från Östersjön blandas i Kattegatt med saltare vatten. Därvid bildas en ytström på omkring 2 500 km^3/år av s.k. Baltiskt vatten. Denna ström, som kallas den "*Baltiska strömmen*", fortsätter som en ytström längs den svenska kusten norrut och övergår vid den norska kusten i "*Norska kustströmmen*" som fortsätter västerut. Denna ström får ett tillskott av sötvatten främst från Glomma och Dramselv och fortsätter som en rätt smal kustström ut i Norska havet.

I Sverige används vanligen namnet Baltiska strömmen för hela systemet och här kommer i fortsättningen detta uttryck att användas. Den Baltiska strömmen ligger över en mycket större vattentransport av minst 15 000 km^3/år som huvudsakligen kommer från fyra riktningar:

a) från södra Nordsjön och Engelska kanalen kommer en permanent ytström gående utanför den danska kusten.
b) från Orkney-Shetlandsområdet kommer atlantiskt vatten, strömmande österut som en ytström parallellt med a).
c) från den yttre delen av Norska rännan kommer en djupström som följer den södra sluttningen av Norska rännan inne i Skagerrak.
d) från Tyska bukten kommer en ytström med relativt låg salthalt, beroende på tillskott av sötvatten från Elbe och delvis från Rehn, som följer den Jylländska västkusten och tidvis tränger in i Skagerrak längs Jutlands nordkust ända fram till Skagens rev. Detta vatten kallas Jylländskt kustvatten.

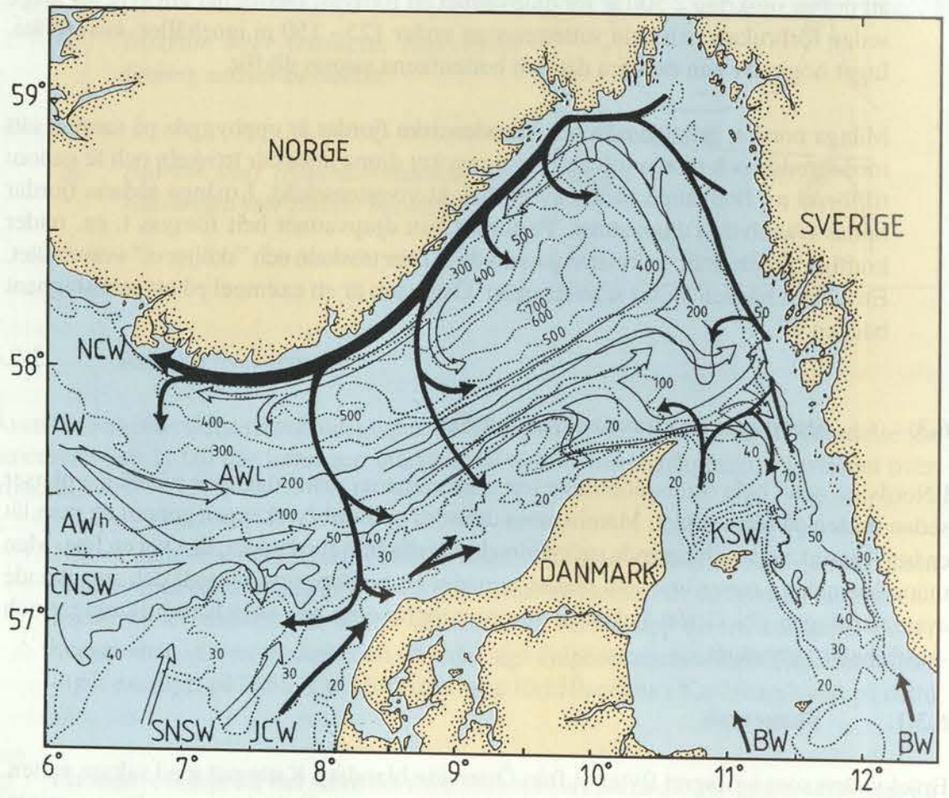


Fig. 6.10. Vattenmassornas allmänna cirkulation i Skagerrak [55]. Vita pilar anger djupströmning, svarta pilar ytströmning.
AW^h = Atlantiskt vatten (nära ytlagret)
AW^l = Atlantiskt vatten (djupare)
BW = Baltiskt vatten
CNSW = vatten från centrala Nordsjön
SNCW = vatten från södra Nordsjön
JCW = Jylländskt kustvatten
KSW = Kattegatt ytvatten
NCW = Norskt kustvatten

a, b, och c bildar en mäktig permanent ström som kallas *Jutska strömmen* eller Jutlandströmmen. Denna når ända fram till den svenska kusten under den Baltiska strömmen. En gren av Jutska strömmen tränger in i Kattegatt. Allt detta vatten lämnar Skagerrak längs Norska rännans nordsluttning under Baltiska strömmen. Man kan grovt säga att största delen av det vatten som från Atlanten kommer in i Nordsjön åter lämnar denna via Skagerrak [55].

Totaltransporten blir 15 000 km^3 in från Nordsjön och 2 500 km^3/år in från Kattegatt, varav 2 000 km^3 återvänder dit, och hela transporten ut till Nordsjön blir då 15 500 km^3/år. Man kan urskilja den Baltiska strömmen vid Norges kust som en utgående ytström och under denna en utström av saltare vatten från Jutska strömmen. Den Jutska strömmen syns som en kraftig inström från ytan till botten utanför det Jylländska kustvattnet. Mitt i Norska rännan bildas en rygg av stillastående vatten runt vilken den Jutska strömmen svänger [56].

Liksom i de flesta havsområdena är ytströmmarna i Skagerrak kraftigt beroende av vinden, men det finns såsom beskrivits ovan, en permanent cirkulation där kärnan utgörs av de Baltiska och Jutska strömmarna. På grund av dessa cirkulerar vattnet i Skagerrak motsols. En del av det utströmmande vattnet vänder söderut och återvänder med den Jutska strömmen in i Skagerrak [57]. En del ytvatten tränger in i Kattegatt och förenar sig med den Baltiska strömmen. Motsolscirkulationen åstadkommer en divergens och uppvällning av av djupvatten i den centrala delen av Skagerrak. Denna uppvällning har uppskattats till mellan 8000 och 13 000 km^3/år [34, 35].

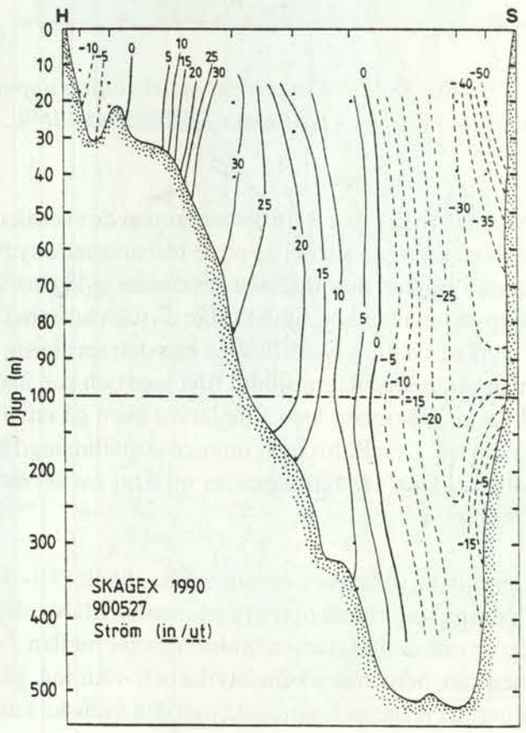


Fig. 6.11. Tvärsnitt genom Skagerrak visande strömförhållandena den 27 maj 1990. Strömmarna mättes med en serie av förankrade registrerande strömmätare [55]. H, Hanstholm i Danmark, S, Songvår i Norge.

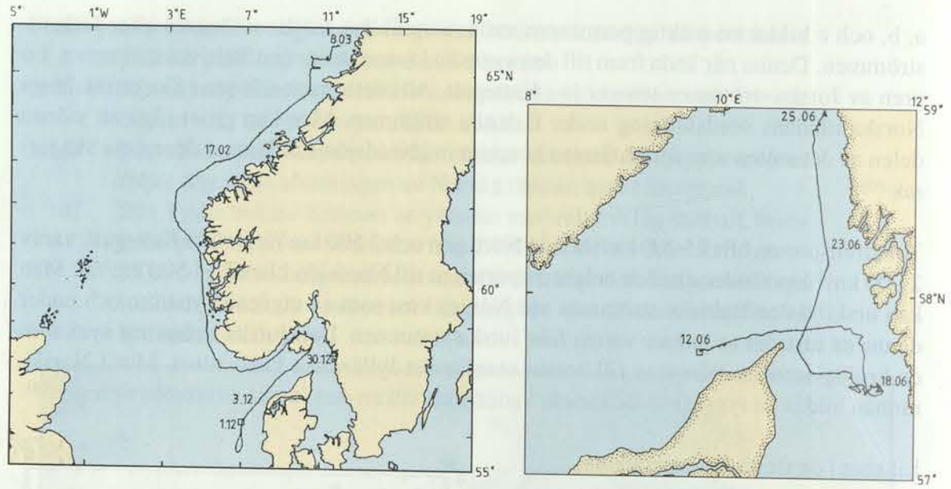


Fig. 6.12. Skagerraks ytcirkulation uppmätt med drivande Argosbojar, vilkas positioner följs via satellit[57].

Normalt följer den Baltiska strömmen de svenska och norska kusterna, beroende delvis på corioliskraften, och delvis på de förhärskande sydvästliga vindarna över området. Vid frånlandsvind kan den Baltiska strömmen avlägsna sig från kusten, och uppvällning av kallt djupvatten med hög salthalt sker då nära kusten. Den Baltiska strömmen kan också variera i styrka och vid vissa tillfällen kan den sprida sig över nästan hela Skagerraks yta. Strömmen är starkast några sjömil från land och kan utanför Norges kust gå västerut med mer än 3 knops hastighet. Den kan därvid även gå emot frisk västlig vind och då ge upphov till krabb sjö. Den Baltiska strömmens vattenmängd är störst under sommaren och minst under vintern. Den förstärks genom tillskott av älvvatten, främst från Göta älv, Glomma och Dramselv.

Den Jutska strömmen får sin lägre salthalt (31 - 34) genom tillskott av vatten från de stora floderna som rinner ut från kontinenten till Nordsjön. Den kan ha en mycket hög hastighet, det är inte ovanligt att strömhastigheter mellan 2 och 3 knop uppmätts. Den Jutska strömmen kan, beroende på vindstyrka och -riktning, gå åt olika håll från Skagen. Den kan tränga djupt in i Kattegatt, sätta rakt mot den svenska kusten eller böja av mot nordost mot Väderöarna.

6.3.2. Kattegatt

I Kattegatt förekommer utom den Baltiska strömmen också vindströmmar och andra strömmar som förorsakas av lufttrycksförändringar. Vinden över havsytan åstadkommer en Ekmanström som anses få en hastighet av omkring 1 - 3 % av vindhastigheten över Kattegatt. Förändringar i det atmosfäriska trycket påverkar vattenståndet och förorsakar därför ström. Man har funnit att i Kattegatt en förändring av lufttrycket med 1 mb (millibar), påverkar vattenståndet med 2 cm. Ett lågtryck är vanligen förenat med västliga vindar som höjer havsytan i Nordsjön och Skagerrak. Förändringar i lufttrycket kan knappast förekomma utan att vindar uppstår.

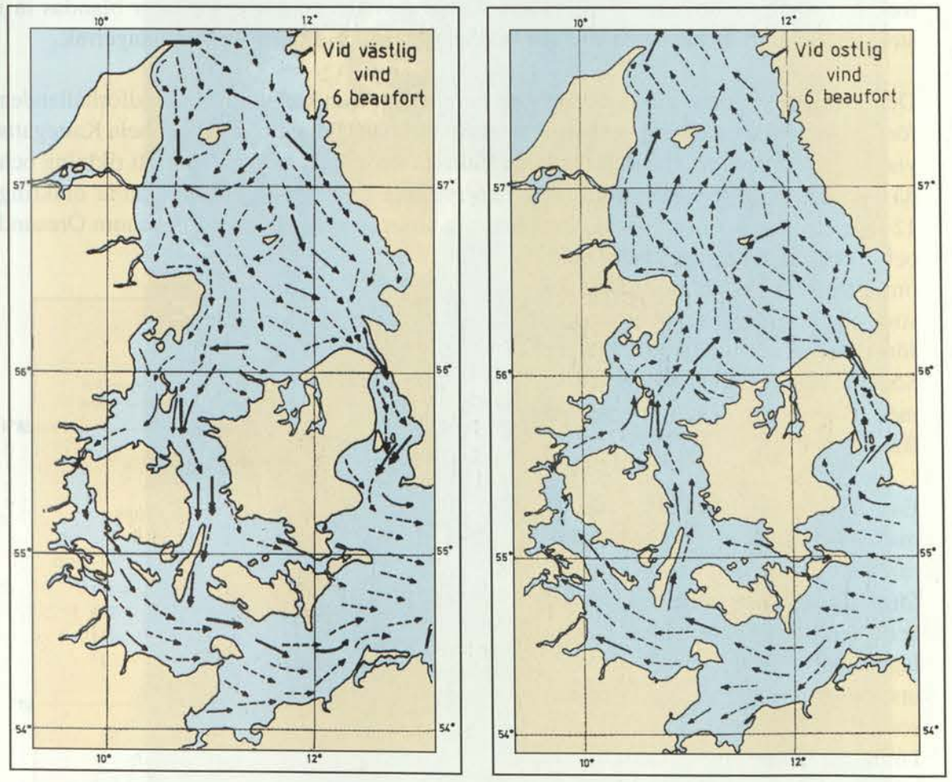


Fig. 6.13. Ytströmmarna i Kattegatt enligt Dietrich [58] vid olika vindriktningar och vindstyrka omkring 12 m/s (6 Beaufort). Man kan i figurerna se hur vid kraftiga nord- och speciellt västvindar ytvatten pressas in i Östersjön genom De danska sunden och hur kraftiga syd- och ostvindar åstadkommer utström av ytvatten från Östersjön. Streckade pilar hänför sig inte till strömmätningar.

Kusterna utgör hinder för vattnets rörelser och åstadkommer indirekt strömmar, s. k. vattenståndsströmmar. Kattegatt och Skagerrak är mycket mera påverkade av vindar och lufttrycksförändringar över Nordsjön och Östersjön än av direkta lokala krafter. Vid kraftiga nord- och speciellt västvindar kan ytvatten pressas in i Östersjön genom De danska sunden och kraftiga syd- och ostvindar åstadkommer utström av ytvatten från Östersjön.

Permanenta eller s.k. restströmmar är strömmar som förekommer under långa perioder (längre än några veckor). I Skagerrak och Kattegatt är den Baltiska strömmen en permanent ström. Den förorsakas av Östersjöns positiva vattenbalans (det årliga sötvattensöverskottet). Vanligtvis rinner den Baltiska strömmen som en ytström norrut genom Kattegatt och delvis längs den svenska kusten ut i Skagerrak. Den kännetecknas av sin låga salthalt och består av nettoöverskottet av vatten från Östersjön, uppblandat med underifrån kommande Kattegattdjupvatten[39]. Eftersom Kattegattvatten från djupare lager blandas in i strömmen, måste detta vatten ersättas med en sydgående djupström från Skagerrak.

Den Baltiska strömmen är dock inte helt permanent. Den kan vid vissa vindförhållanden försvinna och då breder sig det baltiska vattnet med sin låga salthalt ut över hela Kattegatts yta. Vid kraftiga västliga vindar kan den Baltiska strömmen gå i rakt motsatt riktning och då får man en sydgående ström längs den svenska kusten. När vindstyrkan är omkring 12 m/s, strömmar vattnet i hela Kattegatts yta söderut och in i Östersjön genom Öresund och Bälten. Vid svagare västlig vind, omkring 4 m/s, upphör den Baltiska strömmen men sydgående ström kan förekomma utanför Bohuskusten. Söderut blir ytvattnet stillastående, men svag inström kan ske genom Bälten [58].

En satellitbild över Kattegatt tagen i maj 1987 med IR-kamera demonstrerar tydligt de invecklade strömförhållandena i ytvattnet[14]. I bilden är det mörkaste vattnet varmast. Man lägger speciellt märke till det kalla utströmmande vattnet från Öresund, som följer den svenska kusten norrut. I mitten av Kattegatt ses flera virvelbildningar förorsakade av strömmar.

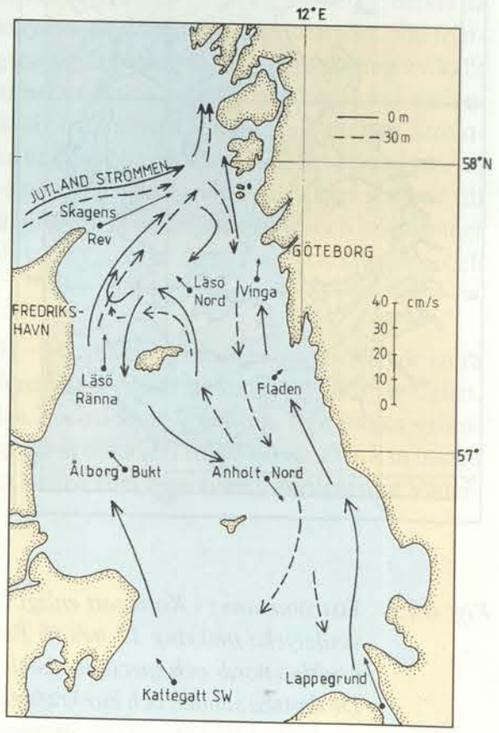


Fig. 6.14. Sannolik årlig medelströmfördelning i Kattegatt [24].

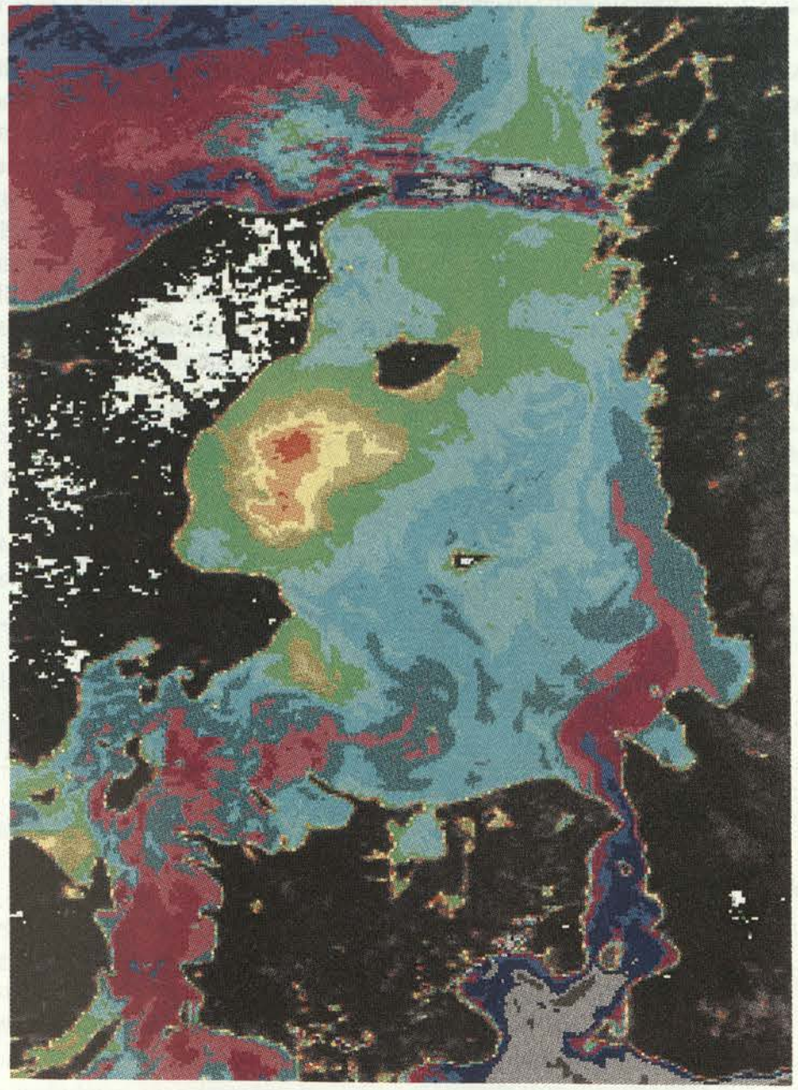


Fig. 6.15. Satellitbild över Kattegatt tagen med IR-kamera i maj 1987 [59]. Utströmmen av kallt (blått) östersjövatten genom Öresund syns tydligt. Färgskalan från blått till orange (Sydväst Läsö) motsvarar ca 7° C. Varje färgsteg motsvarar 0,5 K. I området sydväst Läsö finns en s.k. "hot spot" d.v.s. endast ett tunt ytlager med hög temperatur. I norr mellan Skagen och Göteborg täcks himlen av moln.

6.3.3. De danska sunden

Se även kapitel 4, Vattenbalansen, stycke 4.2.3.

6.3.3.1. Variationer i ut- och inström

Som tidigare nämnts kan ytströmmen tidvis vända och gå in i Östersjön. Den ryske oceanografen Soskin [42] har beräknat de månatliga in- och utströmmarna genom De danska sunden för perioden 1898 - 1944 och får som årsmedeltal följande resultat: inström 1 187,8 km^3, utström 1 659,9 km^3 och skillnaden mellan dessa, d. v. s. nettouttransporten 472,1 km^3 (se stycke 4.2.3. tabell 4.V). Man har beräknat att omkring 20 - 30 % av vattnet passerar genom Öresund. På grund av de grunda trösklarna i Drogden- och Flintrännorna består vattenutbytet i Öresund främst av ytvatten, men vid speciella tillfällen kan saltare djupvatten pressas in över tröskeln. På grund av det mycket kortare avståndet till Kattegatt har Öresunds djupvatten mycket högre salthalt än det inströmmande djupvattnet vid Darssertröskeln och därför kan inströmningen av saltvatten genom Öresund ha stor betydelse för djupvattenförhållandena i Östersjön.

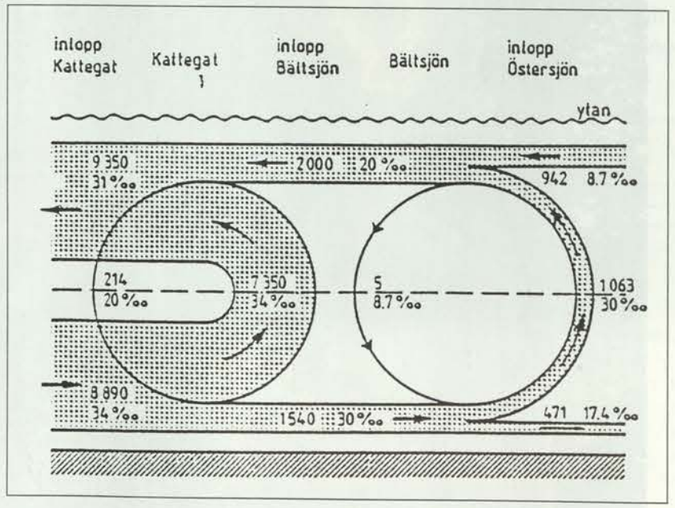


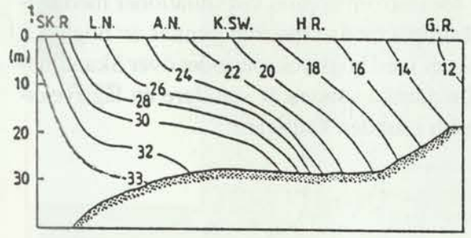
Fig. 6.16. Schematisk skiss över den årliga medelströmsituationen och vattenutbytesprocessen i De danska sunden. Vattentransporten är given i km^3/år.

Orsakerna till växlingarna i vattenutbytet genom De danska sunden beror på de meteorologiska förhållandena över Skandinavien [15]. Man kan få:

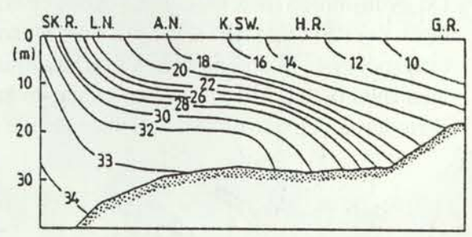
1) Situationer med utgående ytström och ingående bottenström. Denna situation motsvarar de hydrografiska förhållandena i övergångsområdet mellan Östersjön och Nordsjön. Dessa förhållanden uppkommer när vinden inte har någon inverkan på vattenrörelserna d.v.s. vid svaga varierande eller östliga vindar .

2) Endast ingående ström på alla djup.Denna situation uppträder, oberoende av om vattnet är skiktat eller inte, vid starka sydväst- till nordvästvindar.

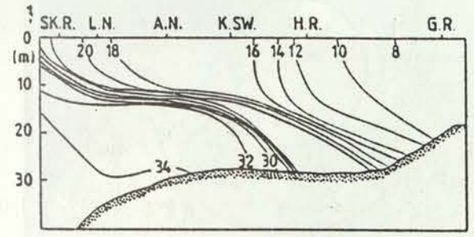
3) Tillfällen med endast utgående ström på alla djup. Man särskiljer två typer av sådan utströmning. I situationer där vattenmassan inte är uppdelad i yt- och djupvatten kan man vid kraftiga östliga vindar i området få utströmning från ytan till botten. Ytströmmen är i allmänhet kraftigare än bottenströmmen och efter någon tid utbildas ett ytskikt och ett bottenskikt och situationen övergår i utåtriktad ytström och inåtriktad bottenström. I situationer med skiktade vattenmassor förekommer denna typ av utströmning sällan, d.v.s. endast efter en långvarig inströmning till Östersjön, följd av stiltje. Vattenståndet i Östersjön är då onormalt högt och det uppstår ett starkt tryckfält i vattenpelaren riktad mot Nordsjön. Vattnet strömmar då ut från Östersjön med samma strömstyrka i hela vattenpelaren.



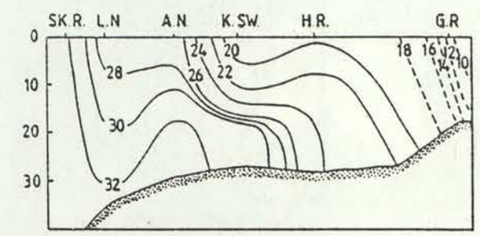
a) Medelssalthalt i januari



b) Medelsalthalt i maj



c) Salthaltsfördelningen efter en längre utströmsperiod 25 maj 1971. Vid den streckade isohalinen sker utström av östersjöns ytvatten på alla djup.



d) Salthaltsfördelningen efter en längre inströmningsperiod 21 juli 1971. Vid de streckade isohalinerna sker inström av Kattegatts ytvatten på alla djup.

Fig. 6.17. Schematisk bild av Kattegatt och Bälthavet med olika situationer med ut- och inström[15]. Salthaltsbestämningarna har utförts på fyrskepp förankrade i området.
Sk. R = Skagens Rev, L.N. = Läsö Nord, A.N. = Anholt Nord, K. SW. = Kattegatt SW, H.R. = Halskov Rev, G.R. = Gedser Rev.

6.3.3.2. Saltvatteninbrott

Som nämnts ovan, kan vatten på alla nivåer strömma in i Östersjön i enlighet med fall 2). Under mycket speciella förhållanden, när mycket kraftiga sydvästliga stormar under lång tid pressar in vatten i Kattegatt och samtidigt blåser bort ytvatten i sydvästra Östersjön, uppkommer stora vattenståndsskillnader mellan södra Kattegatt och sydvästra Östersjön. Då kan stora mängder vatten med nästan oceanisk salthalt pressas in i De danska sunden och över trösklarna vid Darss och Drogden. Detta vatten har hög densitet och fyller upp de olika djupbäckenen i egentliga Östersjön. På grund av sin höga densitet kan detta vatten bli liggande i bäckenen under många år och förlorar då allt sitt syre. Svavelväte bildas istället vid sedimentytan och sprider sig uppåt i vattenmassan. Vattnets salthalt avtar småningom genom diffusion och turbulens och densiteten minskar tills den slutligen blir så låg att nytt saltvatten kan tränga in i bäckenen och lyfta ut det gamla vattnet. I januari 1993 skedde ett saltvattensinbrott som tillfälligt hävde den långvariga stagnationen i egentliga Östersjöns djupområden.

De gynnsamma meteorologiska betingelserna för inström uppnås vid situationer med lågtryck över Sverige och högtryck över västra Europa, medan utström gynnas av högtryck över mellersta Skandinavien. Väderlekssituationer med högtrycksperioder över Skandinavien med ostliga till sydostliga vindar över De danska sunden är stabilare än lågtrycksperioderna och därför är också nordgående ström i sunden vanligare [15].

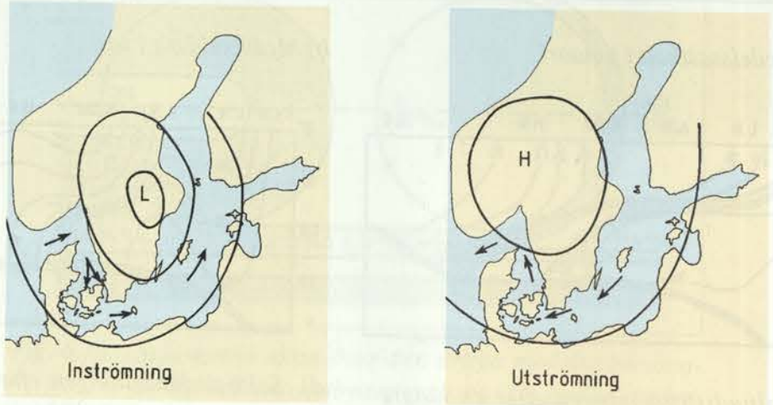


Fig. 6.18. Strömförhållandena i Östersjön vid lågtryck och högtryck över Skandinavien.

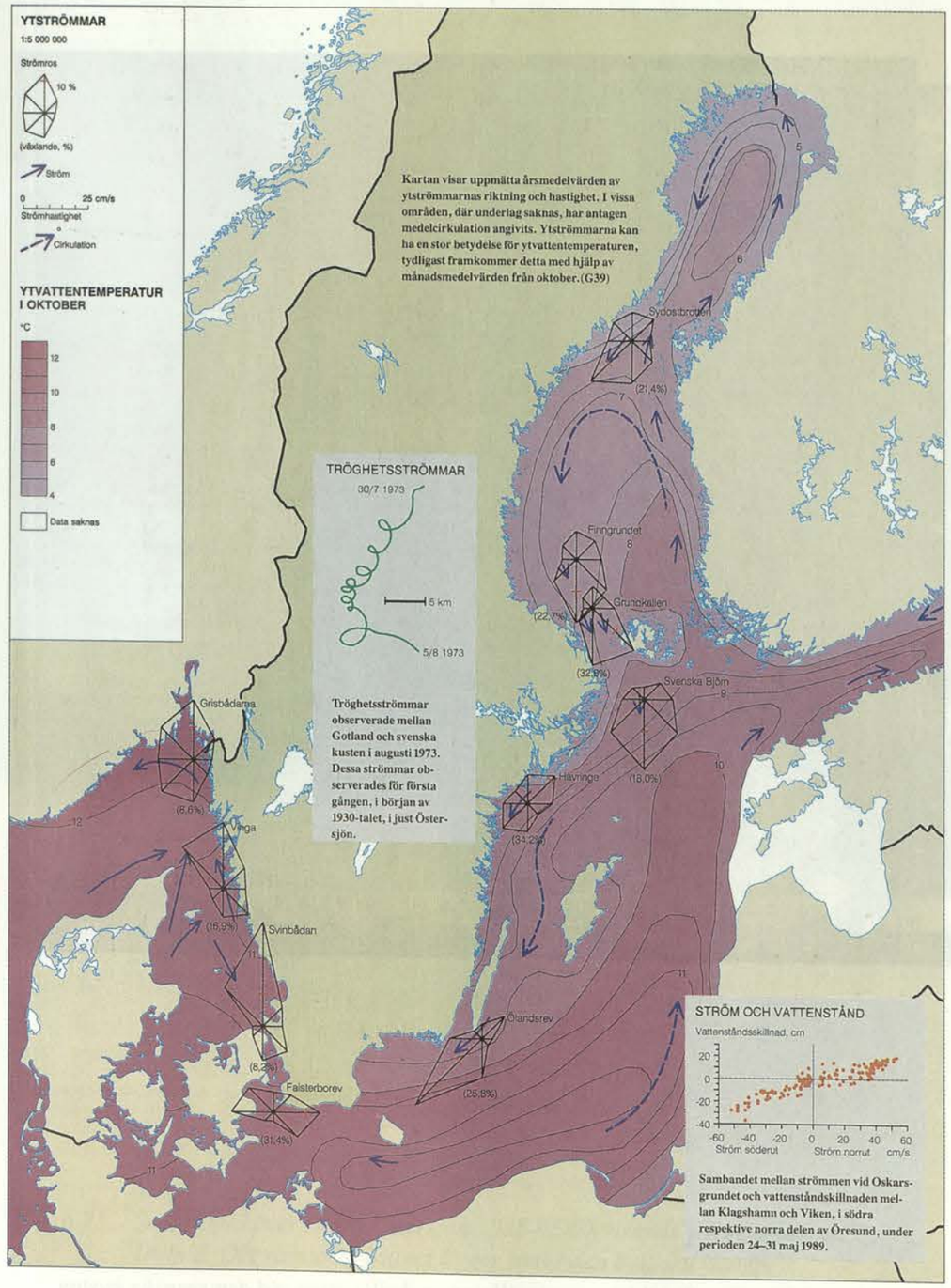


Fig. 6.19. Årsmedelvärden av ytströmmarnas riktning och hastighet i Baltiska havet[30].

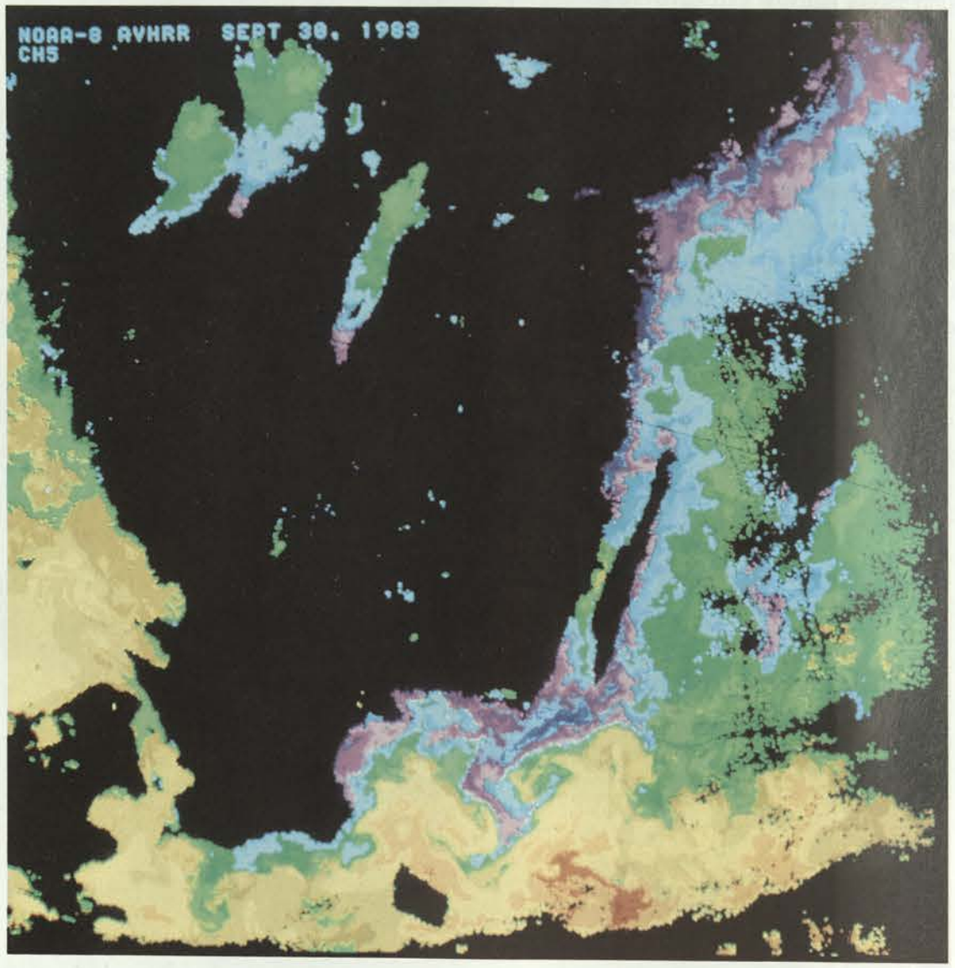


Fig. 6.20. Satellitbild över uppvällning av kallt vatten vid den svenska kusten 1983-09-30 [59]. IR-bild. Blå färg anger kallt vatten.

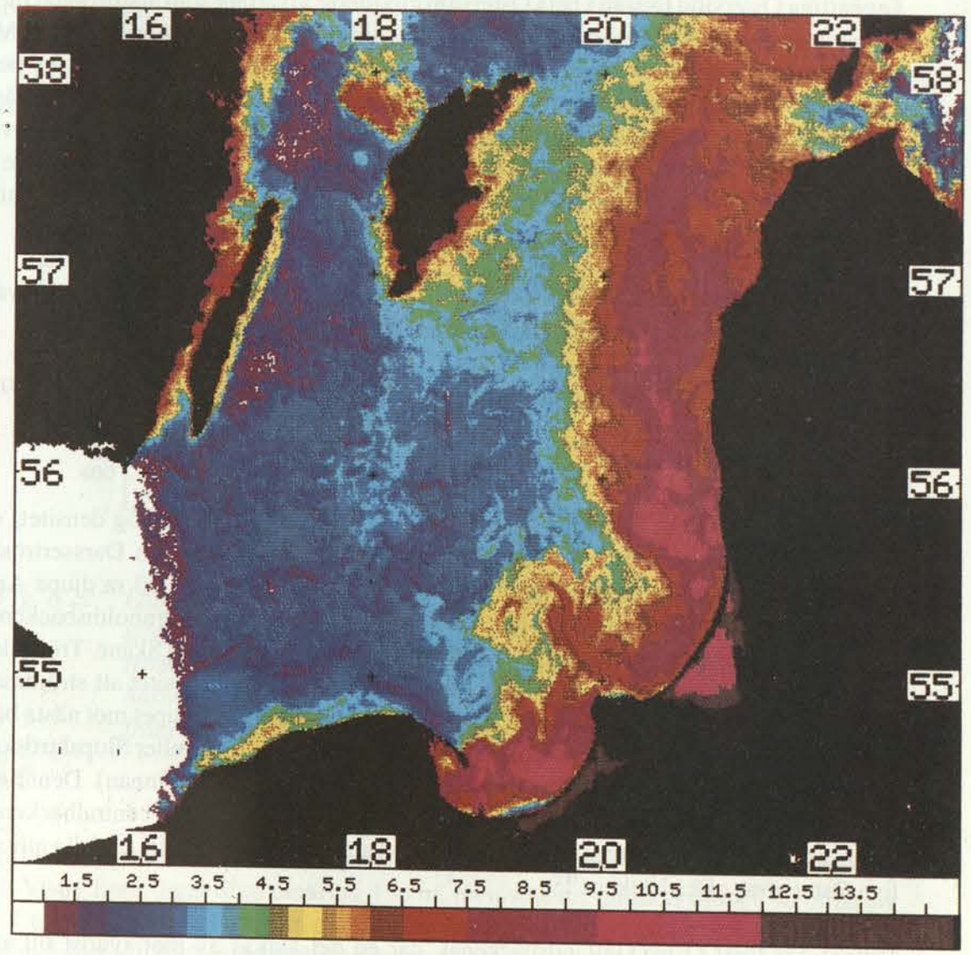


Fig. 6.21. Satellitbild över södra Östersjön 1986-05-07 visande yttemperaturen[59]. IR-bild. Det varmaste vattnet ligger längs den baltiska kusten.

6.3.4. Egentliga Östersjön

6.3.4.1. Ytströmmar

I egentliga Östersjön liksom i hela Östersjön cirkulerar ytvattnet som årsmedeltal motsols, men lokalt bestäms strömriktningen av den för tillfället rådande vindriktningen. Medelcirkulationen orsakas av färskvattentillförseln och cirkulationsmönstret anses bero på corioliskraften. Om vinden under flera dygn blåser från land, drivs ytvattnet bort från kusten och ersätts av vatten från djupare lager. Detta kan man ofta observera vid den svenska östersjökusten på satellitbilder. Speciellt när ytvattnet värmts upp, syns det kallare djupvattnet tydligt på fotografierna. På satellitbilder kan man också se stora virvelbildningar i ytvattnet [59].

Även i Finska viken och Rigabukten cirkulerar ytvattnet motsols. Genom det stora sötvattenstillskottet från Neva är salthalten lägre på den finska sidan [60].

Tröghetsströmmarna upptäcktes i Östersjön och observerades för första gången 1933 [61].

6.3.4.2. Djupströmmar

Om man tänker sig att Kattegattvatten, med hög salthalt och därför hög densitet, vid ett salttvattensinbrott strömmar in över Drogdentröskeln i Öresund och Darssertröskeln i Bälthavet kommer det att fylla det närmaste Östersjöbäckenet, det 53 m djupa Arkonabäckenet, upp till tröskeldjupet mot nästa bäcken. Detta bäcken är Bornholmsbäckenet och tröskeln ligger mellan Hammeren på Bornholm och Sandhammaren i Skåne. Tröskeldjupet är 45 m. När Arkonabäckenet är fullt, börjar vattnet med hög densitet att strömma över tröskeln ned i Bornholmsbäckenet och fyller detta upp till tröskeldjupet mot nästa bäcken, som ligger i Bornholmsbäckenets östra kant. Tröskeln där, Stolpe- eller Slupsktröskeln, är 60 m och ligger vid den västra mynningen av Stolpe ränna (Slupskrännan). Denna är omkring 90 m djup och har en 80 m djup tröskel mot Östersjöns stora centralbäcken. Man förutsätter här att saltvattensinströmningen är så stor att den räcker till att fylla alla egentliga Östersjöns olika bäcken [18].

Vattnet når först Östra Gotlandsbäckenet, där en del länkas av mot sydost till ett litet isolerat djupområde, Gdanskbäckenet, över den 100 m djupa tröskeln till det 114 m djupa Gdanskdjupet. Den största delen av vattnet fortsätter norrut öster om Gotland mot Gotlandsdjupet, bäckenets största djup 249 m, och vidare över den 140 m djupa tröskeln mot Fårödjupet, maximidjup 205 m.

Norr om Fårödjupet ligger Östra Gotlandsbäckenets 115 m djupa tröskel mot Norra centralbäckenet och det inströmmande vattnet kan fortsätta till detta bäcken som sträcker sig i öst-västlig riktning från Finska vikens innersta del fram till Landsort. En del av vattnet fortsätter mot Finska viken, som saknar tröskel och därför hydrografiskt sett är en del av Norra Gotlandsbäckenet. Bottnen i bäckenet är mycket ojämn och stora områden har djup över 150 m. Det finns isolerade djuphålor på djup omkring 200 m. Resten av vattnet fortsätter mot det 459 m djupa Landsortsdjupet, Östersjöns största djup. Landsortsdjupet utgörs av en smal, halvmånformig förkastningsspricka med mycket branta väggar. Vattnet är

praktiskt taget homogent från 100 m ned till botten. I norr avgränsas Norra Gotlandsbäckenet mot Ålands hav av den 50 m djupa Ålandströskeln och därför kan djupvattnet inte sprida sig in i Ålands hav och vidare norrut till Bottenhavet. I stället kan bottenvattnet fortsätta mot sydväst till Västra Gotlandsbäckenet över den 100 m djupa ryggen mellan Norrköping och Gotska Sandön.

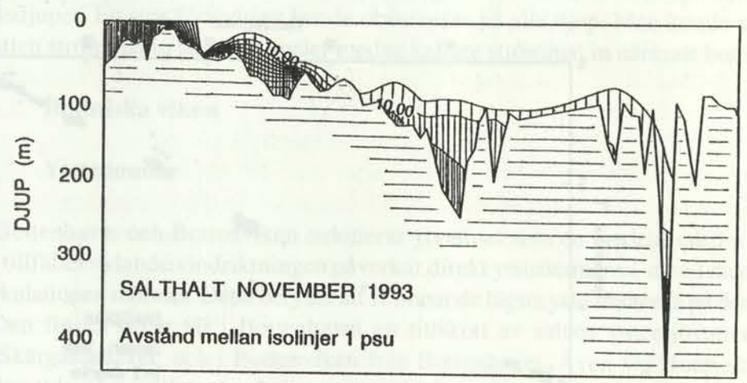
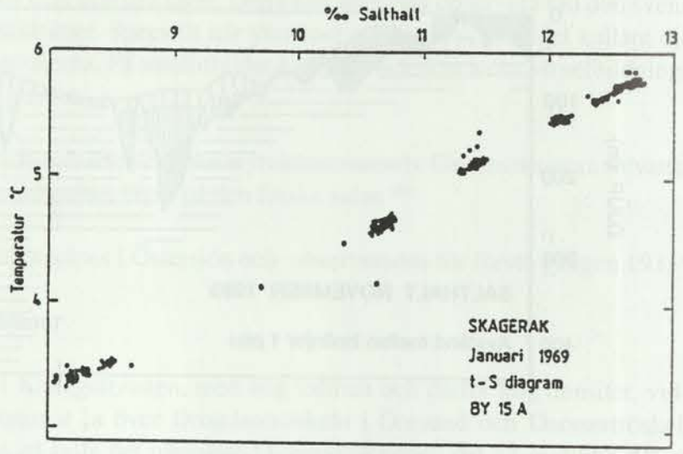


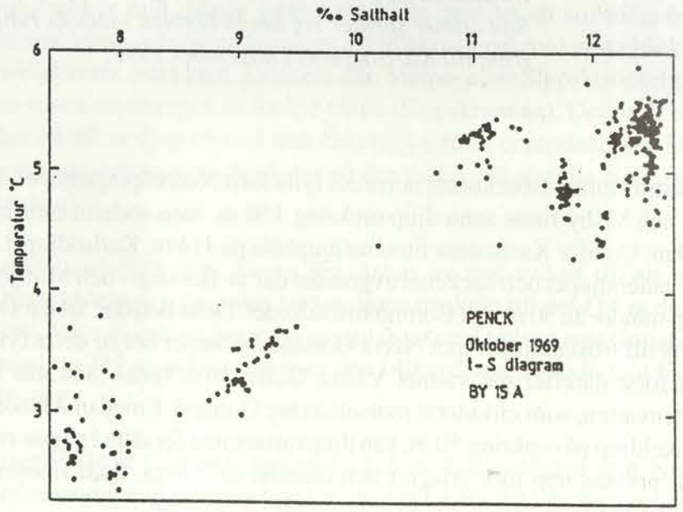
Fig. 6.22. Längdsnitt av salthaltsfördelningen genom egentliga Östersjön motsols runt Gotland. Saltare vatten strömmar in över trösklarna i De danska sunden och fyller upp djupbäckenen. Saltvattnet sprider sig längs bottnen motsols runt Gotland fram till Karlsödjupet i november 1993.

I Västra Gotlandsbäckenets norra del fylls först Norrköpingsdjupet, 205 m. Mellan Västervik och Visby finns ännu djup omkring 150 m, men söderut minskar djupet till omkring 100 m. Utanför Karlsöarna finns en djuphåla på 114 m, Karlsödjupet. Längre söderut minskar vattendjupet och bäckenet avgränsas där av Hoburgs- och Midsjöbankarna med vattendjup mindre än 50 m mot Bornholmsbäckenet. Detta betyder, att när Östra Gotlandsbäckenet fyllts till tröskeldjupet mot Norra Gotlandsbäckenet börjar detta fyllas med saltare vatten och först därefter når vattnet Västra Gotlandsbäckenet. Sist nås Karlsödjupet av detta bottenvatten, som cirkulerat motsols kring Gotland. Emedan Ålandströskeln också har ett tröskeldjup på omkring 50 m, kan djupvattnet inte forsätta i någon riktning i horisontalled, utan pressas upp mot ytlagret och blandas in i detta. Salthaltssprångskiktet i egentliga Östersjön ligger nämligen på omkring 60 - 70 m djup.

Det bör framhållas att det inströmmande vattnet inte alltid förnyar bottenvattnet i alla djupbäcken. Om det inströmmande vattnets densitet inte är tillräckligt hög, kan vattnet fortsätta direkt över till nästa bäcken utan att förnya vattnet i bäckenet. Man har många gånger observerat att det stagnanta vattnet i t. ex. Landsortsdjupet bytts ut utan att vattnet i Gotlandsdjupet förnyats. Finska viken fungerar som en stor flodmynning och därför uppkommer en kompensationsström i botten, som för in saltare vatten för att ersätta det saltvatten som blandas upp i ytvattnet och förs ut med detta.



a) U/F Skagerak, diagram januari 1969. Alla värden är väl samlade i de olika standarddjupen.



b) U/F Penck, diagram oktober 1969. Inströmning av nytt vatten sker på olika nivåer.

Fig. 6. 23. t-S-diagram från ankarstation vid Gotlandsdjupet under det Internationella Baltiska Året 1969-1970 [62].

Forskningsfartygen SKAGERAK och PENCK utförde mätningar under det Baltiska Året (IBY) 1969 - 1970 på stationen Gotlandsdjupet. SKAGERAKs serier (prov togs under fem dygn var tredje timme) är från januari 1969 medan bottenvattnet ännu var stagnant. De flesta värdena var mycket väl samlade kring provtagningsdjupen (70, 100, 125, 150, 175, 200, 225 m och botten). Värdena för 200, 225 och botten (omkring 240m) sammanföll nästan helt, vilket antyder att vattnet längst nere i bäckenet var praktiskt taget homogent. PENCKs mätningar utfördes i oktober 1969 enligt samma provtagningsprogram. Vid detta tillfälle har redan nytt vatten börjat strömma in genom De danska sunden och har nått Gotlandsdjupet. En stor förändring kunde observeras på alla djup. Man kunde se att varmare vatten strömmat in på vissa nivåer medan kallare strömmat in närmast botten[62].

6.3.5. Bottniska viken

6.3.5.1. Ytströmmar

Både i Bottenhavet och Bottenviken cirkulerar ytvattnet som en medelårsström motsols. Den för tillfället rådande vindriktningen påverkar direkt ytströmmarna, men i medeltal blir dock cirkulationen motsols. Detta betyder att vi finner de lägsta ytsalthalterna på den svenska sidan. Den finska sidan får i Bottenhavet ett tillskott av saltare östersjövatten, främst genom Skärgårdshavet, och i Bottenviken från Bottenhavet. Även vid Bottniska vikens kuster sker tidvis uppvällning av kallt vatten vid frånlandsvind[63].

6.3.5.2. Djupcirkulationen

Djupvattnet i Bottenhavet bildas främst genom att vatten från ytlagren i den norra delen av egentliga Östersjön under vintern kyls så mycket att det sjunker nedåt och strömmar in över tröskeln till Ålands hav. På samma sätt bildas djupvattnet i Bottenviken genom att ytvatten i norra Bottenhavet kyls ned och strömmar in över tröskeln i Norra Kvarken. Det inströmmande vattnet följer i de bägge havsbäckenen [63] de djupaste förbindelserna mot norr. I Ålands hav fylls först det djupaste området upp till tröskeldjupet (100 m) till Bottenhavet och strömmar sedan längs den djupaste förbindelsen norrut och österut runt Finngrundsbankarna ända till Ulvödjupet. Emedan salthaltssprångskiktet till viss del förhindrar vertikalt vattenutbyte, förbrukas bottenvattnets syrgas delvis och därför är syrgashalten i Ulvödjupet lägre än i bottenlagren på den östra sidan. I Bottenviken med dess svagare skiktning och mindre vattenvolym blir effekten svagare. Salthalten är i Bottenhavets ytskikt omkring 5,5 - 6 enheter. I djup- eller bottenvattnet kan salthalten gå upp till nära 7. I Norra Kvarken är övergången till Bottenvikens lägre salthalt mycket skarp[32]. I Bottenviken är ytsalthalten lägre än 4 och minskar norrut till mindre än 2. Djupvattnets salthalt är något över 4 enheter. I närheten av älvmynningarna är salthalten naturligtvis lägre i båda bäckenen.

Under långvariga och kalla vintrar händer det att vertikalkonvektionen i Bottenviken når ända ned till djupbottnarna och att vattnet således är homogent i hela vattenkolumnen. Eftersom Bottniska viken under kalla vintrar är istäckt, finns få observationer från vinterhalvåret. Man ser i tidiga arbeten från Bottniska viken uppgifter om att vertikalkonvektionen sträcker sig ned till botten under vintern, men detta har inte kunnat påvisas under senare år.

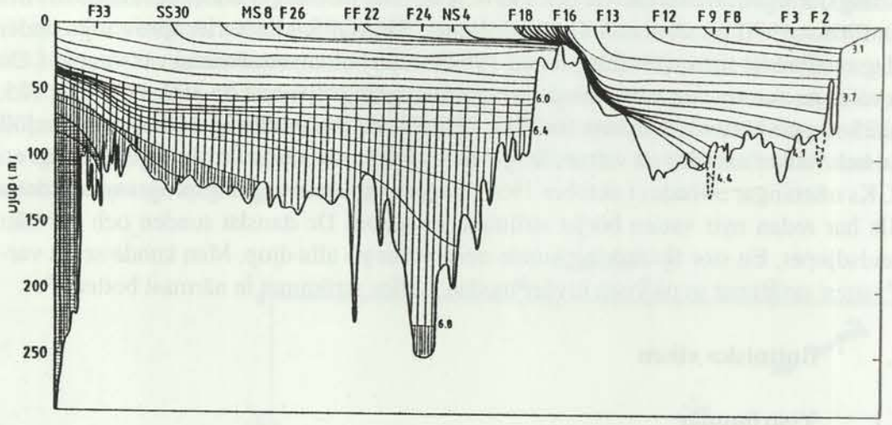


Fig. 6. 24. Medelisohaliner i ett längdsnitt i Bottniska viken 1968 - 1972[32].



Bild 4. U/F ARGOS i vinterskrud. Nedisning kan vara mycket farligt på grund av att istäcket snabbt växer och fartyget kan då förlora sin stabilitet och kantra om isen inte genast avlägsnas. (Foto Lars Hansson)

7. SYRE OCH SVAVELVÄTE

7.1. Syret i havet

Genom havsytan sker ett ständigt gasutbyte mellan havets ytvatten och atmosfären. Detta gasutbyte är så effektivt att man kan antaga att det praktiskt taget råder jämvikt mellan gastrycket i atmosfären och koncentrationen i ytvattnet. Därför är havens ytvatten i allmänhet mättat med syrgas och kvävgas. Dessa gaser är fysikaliskt lösta i vattnet. Med syrgasmättnad avser man det analytiskt bestämda värdet uttryckt i procent av det teoretiskt beräknade mättnadsvärdet[64]. Syrgas förbrukas vid andningsprocesser och vid oxidation av dött organiskt material i vattnet. Unesco har utgivit tabeller för beräkning av syrgaslösligheten i havsvatten vid olika salthalt och temperatur. Både salthalt och temperatur påverkar syrgaskoncentrationen i ytvattnet. Syrgaslösligheten minskar vid stigande temperatur och vid ökande salthalt. Tillfällig över- eller undermättnad kan förekomma, men jämvikten återställs snabbt. Hög planktonproduktion kan också öka syrgashalten i vattnet. Vid de gröna växternas kolsyreassimilation frigöres syre, som under planktonvårblomningen kan höja syremättnaden till 120 - 130 %.

I oceanerna avtar syrgaskoncentrationen mot djupet och ett syreminimum uppkommer i det vatten som längst varit isolerat från ytan. Detsamma är fallet i Östersjön, men på grund av förekomsten av pyknokliner, främst den permanenta haloklinen, är gränsen mellan det syremättade ytvattnet och det syrefattiga djupvattnet mycket skarpare än i oceanerna. Gaser som reagerar kemiskt med vattnet, d.v.s. dissocieras i joner, uppvisar mera komplicerade förhållanden. Sådana gaser är t. ex. svavelväte (se 7.1.3.) och koldioxid, (se 3.1.2.3.1.).

7.1.1. Oxidation och nedbrytning

Syret är den viktigaste gasen i havet. Utan syre är inget högre liv möjligt. Syret förbrukas vid andningsprocesserna och förvandlas delvis till koldioxid och binds delvis i organisk form vid uppbyggnaden av organismen. Nedbrytnings- och förbränningsprocesser eller s. k. oxidation förbrukar syre, som binds till kol som koldioxid. När levande organismer dör, bryts de genom bakteriell oxidation ned till enklare oorganiska beståndsdelar. Dessa oxidationsprocesser förbrukar syre. Processen kan beskrivas förenklat med följande formel, där CH_2O är den enklaste organiska byggstenen i en organisk förening. Vid denna "förbränningsprocess" bildas koldioxid (CO_2) och vatten (H_2O):

$$CH_2O + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O \qquad (7.1)$$

Lätt nedbrytningsbara (oxiderbara) organiska föreningar förbrukar snabbt syret i vattnet. Exempel på sådana föreningar är köksavfall och fekalier och i industrin avfall från livsmedelsindustrin och massafabriker. Speciellt de moderna kyckling- och grisfarmerna producerar stora mängder rganiskt avfall. Man brukar ange den biologiska syreförbrukningen som BOD (Biological Oxygen Demand). Man mäter syreförbrukningen i ett vattenprov under en viss tid, vanligen 5 eller 7 dygn. Detta anges som BOD_5 eller BOD_7.

I havet förekommer kolossala mängder små planktonorganismer, främst växtplankton. Dessa bildas i ytskiktet, där växtplankton byggs upp genom kolsyreassimilationen med hjälp av solljus:

(7.2) $CO_2 + H_2O \rightarrow CH_2O + O_2$

Detta är föregående reaktion i omvänd riktning. När planktonorganismerna dör, sjunker de och bryts långsamt ned till oorganiska föreningar. Ju längre tid vattnet varit isolerat från ytan, och ju mera organiskt material som tillförs, desto lägre blir syrgashalten i vattnet. Samtidigt frigörs närsalter som varit bundna i det organiska materialet.

Under stagnanta förhållanden uppkommer syrebrist i djupvattnet, då det syre som åtgår för nedbrytningen av dött organiskt material inte hinner ersättas så snabbt som det förbrukas. Salthaltssprångskiktet, haloklinen, som åtskiljer det bräckta ytvattenskiktet från djupvattnet, förhindrar också vertikal tillförsel av syre från atmosfären.

7.1.2. Nitratreduktion

När syret nästan helt förbrukats i vattnet, fortsätter nedbrytningen med hjälp av denitrifikationsbakterier. Dessa använder sig av det syre som finns bundet i nitratjonerna (NO_3^-) i vattnet. Därvid reduceras nitratjonerna till fri kvävgas (N_2) enligt följande reaktion:

(7.3) $5\ CH_2O + 4\ NO_3^- + 4\ H_3O^+ \rightarrow 5\ CO_2 + 2\ N_2 + 11 H_2O$

Denna reaktion går över flera mellansteg, bl. a. bildas i ett steg nitritjoner. Nitratjonhalten i havsvatten är mycket låg, vanligtvis mindre än 10 µmol/l, och därför förbrukas nitratet ganska snabbt och förvandlas till kvävgas. Vatten innehåller normalt gott om kvävgas, och det lilla tillskottet genom denitrifikation är knappast mätbart.

7.1.3. Sulfatreduktion och svavelvätebildning

När nitratet förbrukats, börjar en annan bakteriell reduktionsprocess. Sulfatreducerande bakterier i gränsytan mellan sediment och vatten använder sulfatjonernas syre för oxidation av organiskt material och reducerar sulfatjonerna (SO_4^{2-}) till sulfidjoner (HS^-). I dagligt tal kallas sulfidjonerna svavelväte:

(7.4) $2\ CH_2O + SO_4^{2-} + 2\ H_3O^+ \rightarrow 2\ CO_2 + S^{2-} + 2H_3O^+ + 2\ H_2O$

Svavelväte är en illaluktande och giftig gas som löst i vatten bildar sulfidjoner. I sådant vatten kan inget högre liv förekomma. Bottenfaunan dör och fisken undviker området, som förvandlas till en livlös marin öken. Eftersom det finns gott of sulfatjoner i vattnet, kan stora mängder sulfidjoner bildas och stora områden förgiftas. Då sulfatjoner förbrukas i denna reaktion, kommer förhållandet mellan sulfat- och kloridjoner i vattnet att minskas så, att det blir lägre än i normalt havsvatten. Detta märks under perioder av långvarig svavelvätebildning i Östersjöns djupbäcken med stillastående vatten. Syre och svavelväte reagerar med varandra i vatten under bildning av sulfatjoner och därför förekommer svavelväte endast i syrefria vatten. I själva gränsskiktet kan båda förekomma i små mängder, eftersom reaktionen är relativt långsam.

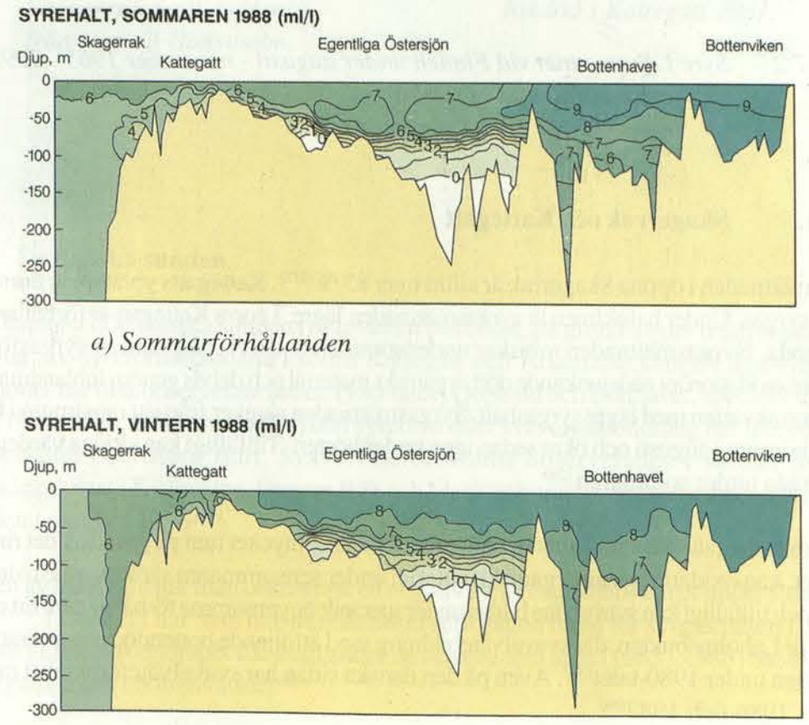
7.1.3.1. Negativt syre

I vissa fall kan det vara praktiskt att använda begreppet "negativt syre"[18]. Av ekvation 7.4 framgår att det behövs 4 atomer syre för att bilda en sulfidjon. Sulfatjonen innehåller en svavelatom och fyra syreatomer. Då syrgasmolekylen är tvåatomig, förbrukas två molekyler syre för att bilda en sulfidjon. Vill man i ett diagram uttrycka syreförbrukningen för bildningen av svavelvätet, så multiplicerar man svavelvätemängden med två. Syret anges vanligtvis i ml/l och för att erhålla negativt syre räknar man om svavelvätet till ml och multiplicerar med två. Svavelvätet mäts vanligen i µmoler och en µmol motsvarar ungefär 22.4 µl enligt gaslagarna:
Negativt O_2 (ml/l) = H_2S (µmol) x 0,0224 x 2

7.2. Syreförhållanden i svenska vatten

I haven kring Sverige varierar syrgashalten i ytvattnet med förändringar i vattentemperatur och växtplanktonproduktion. Halten är högst under vintern. Under sommaren kan övermättnad uppkomma beroende på minskad syrgaslöslighet och på växtplanktonproduktionen som frigör syrgas.

Syrgashalten i djupvattnet bestäms av vattenomsättningen och av nedbrytningen av dött organiskt material. I djupbäcken med begränsad vattenomsättning kan halten sjunka till mycket låga värden.



a) Sommarförhållanden

Fig. 7.1 Syrgaskoncentrationen i ml/l under sommar- och vinterförhållanden i ett längdsnitt från Skagerrak till Bottenviken[30].

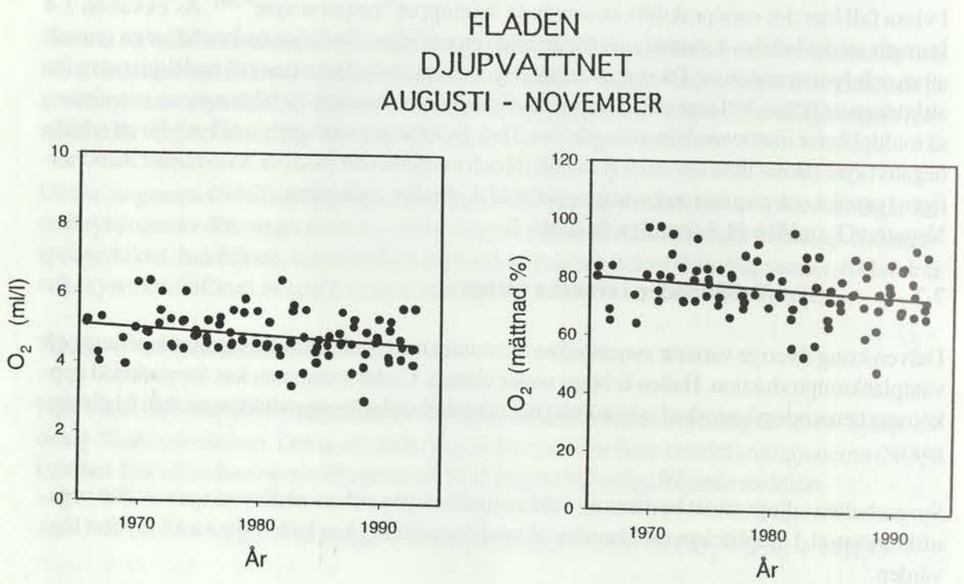


Fig. 7.2. Syre i djupvattnet vid Fladen under augusti - november 1965 - 1992 i ml/l och som syremättnad i procent.

7.2.1. Skagerrak och Kattegatt

Syremättnaden i öppna Skagerrak är alltid över 85 %[117]. Kattegatts ytvatten är normalt mättat med syrgas. Under haloklinen är syrgasmättnaden lägre. I norra Kattegatt är förhållandena relativt goda. Syrgasmättnaden minskar under sommaren, delvis på grund av syrgasförbrukning genom oxidation av nedsjunkande dött organiskt material och delvis genom inblandning av varmt Skagerrakvatten med lägre syrgashalt. Syrgasmättnaden sjunker från sitt maximum i februari till ett minimum i augusti och ökar sedan igen under hösten. Tillfälligt kan så låga värden som 53% uppträda under sommaren[24].

I södra Kattegatt, där vattenskiktet under haloklinen är mycket tunt på grund av det ringa vattendjupet, kan oxidationen av organiskt material under sensommaren sänka syrgashalten till nära noll, och tillfälligt kan svavelväte bildas under speciellt ogynnsamma förhållanden. Ett exempel på detta är Laholmsbukten, där svavelvätebildning med åtföljande bottendöd observerats vid några tillfällen under 1980-talet[39]. Även på den danska sidan har svavelväteförekomst rapporterats under 1986 och 1987[66].

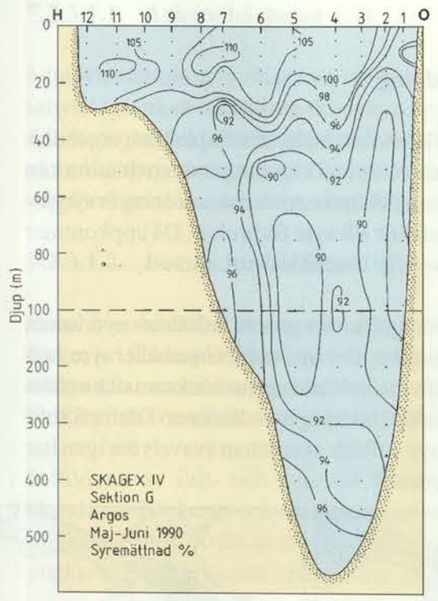


Fig. 7.3. Syrgasmättnaden i % i Skagerrak i ett tvärsnitt från Oxø till Hanstholm.

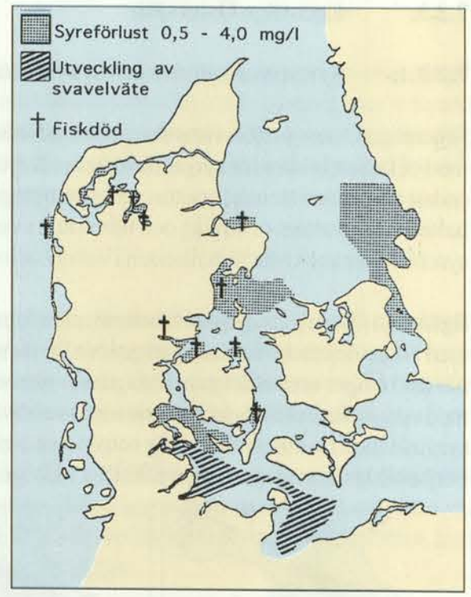


Fig. 7.4. Områden med syrebrist och fiskdöd i Kattegatt 1981.

7.2.2. De danska sunden

Syreförhållandena i De danska sundens djupvatten påverkas, på grund av det relativt snabba vattenutbytet, av syreförhållandena i södra Kattegatt och Arkonabäckenet. Låga syrgaskoncentrationer har ofta observerats under 1980-talet i Öresund och Bälthavet, speciellt under åren 1981, 1983, 1985, 1986 och 1988. Total syrebrist eller svavelvätebildning har inte observerats i Öresund och Stora Bält. Svavelväteförekomst observerades i vattnet under salinitetssprångskiktet i Kielbukten, Femarn Bält och Mecklenburgbukten i september 1981 och i Kielfjorden i oktober 1986[64].

I norra delen av Lilla Bält har man observerat en negativ syretrend i djupvattnet under slutet av 1980-talet[67]. I Öresund har man inte kunnat observera någon trend för syrgashalten i djupvattnet utom i Landskronadjupet där man under de senaste fem åren (1983 - 1988) har observerat en negativ trend i bottenvattnet[64].

7.2.3. Egentliga Östersjön

7.2.3.1. Syrgasvariationer och svavelvätebildning

I egentliga Östersjön försvårar den permanenta haloklinen vattenutbytet i djupled och utgör därmed också ett hinder för syrgastillförseln till djupvattnet. Syre förbrukat genom oxidation kan endast till mycket liten del ersättas genom utbyte genom haloklinen. Av denna anledning är syrgashalten i djupvattnet oftast låg och tidvis kan i vissa sänkor allt syre förbrukas. Då uppkommer syrefria eller anoxiska förhållanden i vattnet och svavelväte kan bildas.

Egentliga Östersjöns djup- och bottenvatten förnyas oregelbundet genom inflöde av nytt vatten med högre densitet från Kattegatt genom De danska sunden. Det nya vattnet innehåller syre, och när det tränger undan det gamla stagnanta vattnet, lyfts svavelvätet upp ur bäckenet och ersätts med syrgas. En del av syret reagerar med svavelvätet under bildning av sulfatjoner. Därför förblir syrgashalten i vattnet relativt låg och endast om ett nytt inflöde sker innan svavelväte igen har börjat bildas, kan syrgashalten tillfälligt nå högre värden[64].

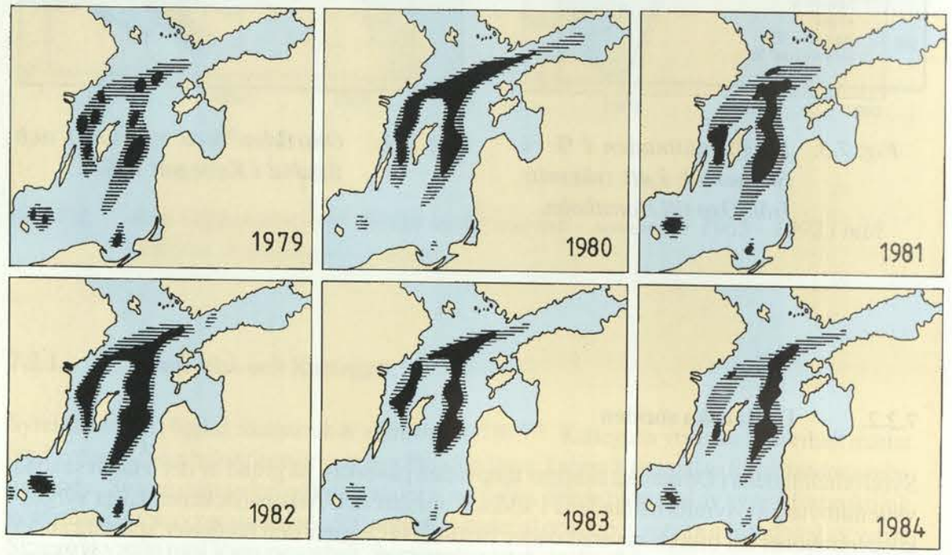


Fig. 7.5. Utbredningen av svavelvätebottnar i egentliga Östersjön 1979 - 1984. Svarta områden anger svavelväteförekomst, skuggade områden anger syrgaskoncentration mindre än 2 ml/l

7.2.3.1.1. Arkonabäckenet

I djupvattnet kan syrgashalterna variera mellan nära 0 och 9 ml/l beroende på det snabba vattenutbytet och på att haloklinen tidvis kan ligga nära botten vid kraftiga inströmningar av ytvatten från Kattegatt. Vid sådana tillfällen kan haloklinen ligga så nära botten att djupvattnenskiktet blir så tunt att syrgashalten snabbt sjunker. Från 1984 är en minskning i syrgashalten tydlig. Svavelväteförekomst i bottenvattnet har aldrig rapporterats[64].

7.2.3.1.2. Bornholmsbäckenet

Bornholmsbäckenet är avsevärt större och djupare än Arkonabäckenet och dessutom beläget längre in i Östersjön. Man kan tydligt i djupvattnet urskilja perioder med hög syrgashalt (över 6 ml/l) mellan stagnanta perioder med minskande syrgashalt. Vid vissa tillfällen har syret helt förbrukats och svavelväte har bildats. Stagnationsperioderna varar oftast mellan 4 och 6 år.

Inflödena av salt- och syrerikt vatten är av stor betydelse för torskreproduktionen i Bornholmsbäckenet och områdena öster om detta. Torskäggen är pelagiska och erfordrar en salthalt på minst 10 för att inte sjunka till botten. Hamnar torskäggen i nästan syrefritt vatten, kan ynglen inte överleva, och i svavelvätehaltigt vatten dör äggen.

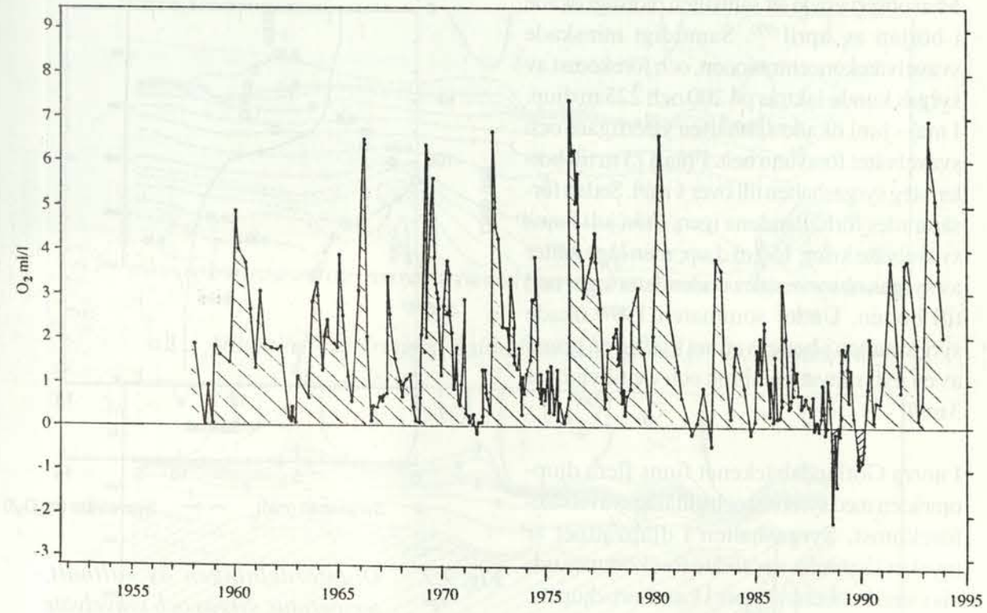


Fig. 7.6. Variationerna mellan syre- och svavelväteperioder i Bornholmsdjupet på 80 m djup i ml/l. Svavelvätet är uttryckt som negativt syre. Vattnet byts ut nästan varje år, men svavelväte bildas endast periodvis i små koncentrationer från 1957 - 1994.

7.2.3.2. Östersjöns centralbäcken eller Gotlandsbäckenet

Saltvattensinbrotten efterföljs av stagnation i bottenvattnet, och svavelväte kan bildas i vissa "djuphålors" bottenvatten. Vid saltvattensinbrott ökar syrgaskoncentrationen i bottenvattnet plötsligt och svavelvätet försvinner. Sedan sjunker syrgashalten kontinuerligt och när syret tagit slut, börjar svavelväte bildas. Efter något eller några år följer ett nytt saltvatteninbrott och syre kan igen observeras i bottenvattnet. En mera detaljerad bild av syrgasfördelningen finns från 1953 till 1990 eftersom man för denna period har minst tre eller flera mättillfällen varje år[70]. Syrgashalterna i djup- och bottenvattnet har minskat sedan mätningarna började och perioder med syrefritt bottenvatten har ökat både i frekvens och längd.

Under 1977 skedde en kraftig ökning av syrgashalten och den har sedan sjunkit kontinuerligt och svavelväte har istället bildats[64]. Den negativa trenden är statistiskt signifikativ och uppgår för hela perioden till -3,04 ml/l. Trenden vid 95 - 100 m djup under samma period är positiv, +0,96, för hela perioden. Detta antyder att salthalten minskat så mycket att haloklinen försvagats och sjunkit så att vertikalutbytet på denna nivå något ökat.

I januari 1993 skedde ett större saltvatteninbrott, som hävde stagnationen i Gotlandsdjupet och förbättrade syrgasförhållandena. Man observerade att salthalten plötsligt ökade i början av april [71]. Samtidigt minskade svavelvätekoncentrationen, och förekomst av syrgas kunde iakttas på 200 och 225 m djup. I maj - juni ökade salthalten ytterligare och svavelvätet försvann helt. Från 175 m till botten steg syrgashalten till över 1 ml/l. Sedan försämrades förhållandena igen. Från juli fanns svavelväte kring 150 m djup, men låga halter av syrgas observerades under detta lager ned till botten. Under sommaren 1994 ökade syrgashalten i bottenvattnet kraftig på grund av ett nytt saltvatteninbrott och var tidvis över 3 ml/l.

I norra Gotlandsbäckenet finns flera djupområden med syrebrist och tillfällig svavelvätеförekomst. Syrgashalten i djupvattnet är mycket låg, och svavelväte förekommer tidvis i små koncentrationer i Landsortsdjupet.

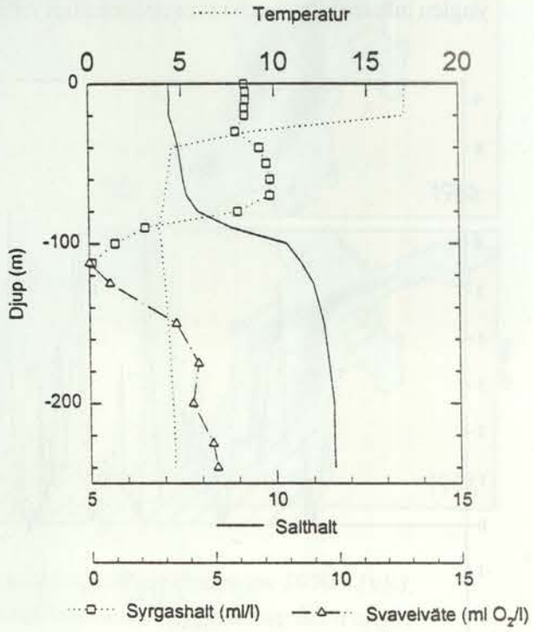


Fig. 7.7. Djupfördelningen av salthalt, temperatur, syrgas och svavelväte i Gotlandsdjupet 1990-08-23. Under språngskiktet minskar syret till noll och svavelväte ökar från detta djup mot botten. Svavelvätet uttryckt som negativt syre i ml/l.

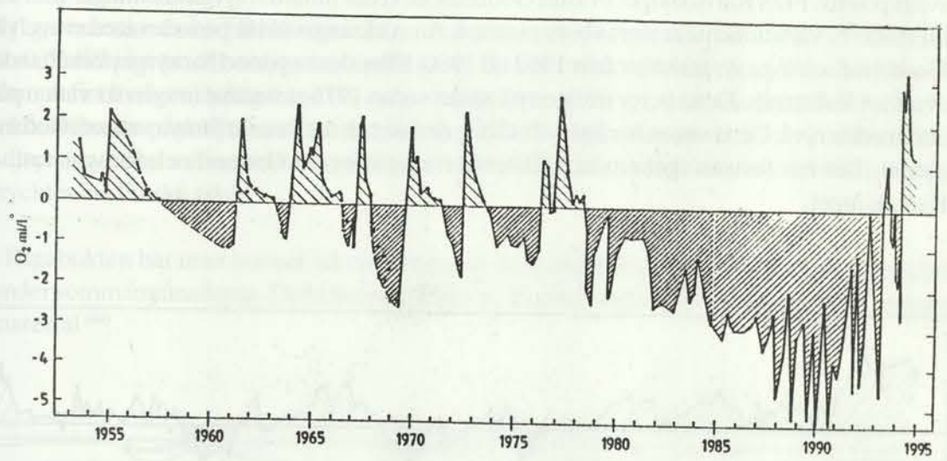
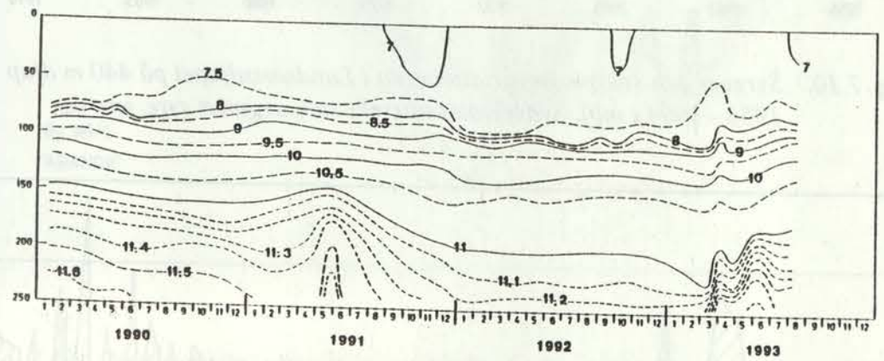
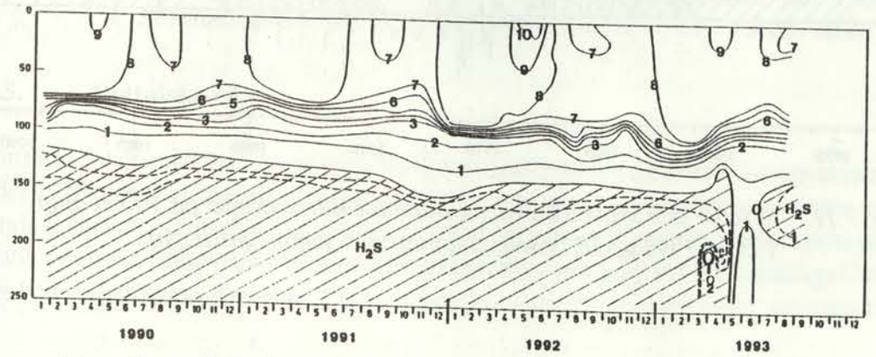


Fig. 7.8. Variationerna mellan syrgashaltigt och svavelvätehaltigt vatten i Gotlandsdjupet på 240 m djup 1953 - 1994 i ml/l. Svavelvätet uttryckt som negativt syre.



a) Salthaltsförändringen. Salthalten ökar plötsligt i bottenvattnet.



b) Syrgas/svavelväteförändringen. Svavelvätet försvinner i bottenvattnet och ersätts med syre.

Fig. 7.9. Vattenförnyelsen i Gotlandsdjupet våren 1993.

Även i västra Gotlandsbäckenet förekommer tidvis små mängder svavelväte, men trenden är svagt positiv. Från Karlsödjupet i västra Gotlandsbäckenet finns det syrgasmätningar från 1955 till 1995[70]. Variationerna är stora i bottenvattnet. Anmärkningsvärd är perioden med svavelvätеförekomst och låga syrgashalter från 1963 till 1980. Efter denna period har syrgasförhållandena avsevärt förbättrats. Detta beror troligen på att det sedan 1976 strömmat in syrerikt vatten på en intermediär nivå. Detta vatten har inte haft så hög densitet att det förmått förnya vattnet i Gotlandsdjupet. Det har fortsatt igenom hela Östersjön motsols runt Gotland och förnyat vattnet i Karlsödjupet.

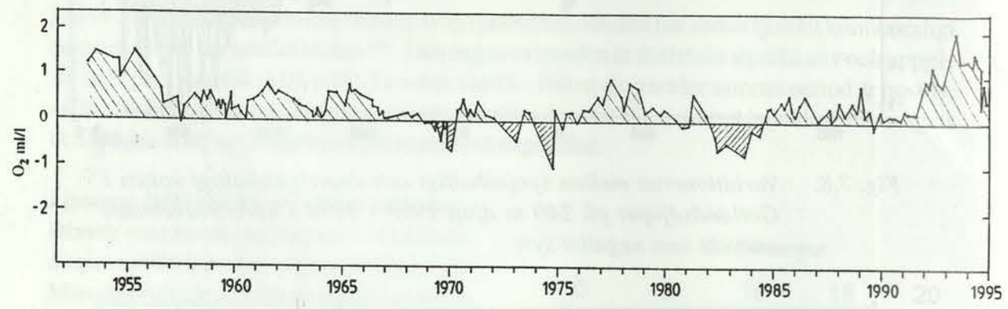


Fig. 7.10. Syrgas- och svavelvätevariationerna i Landsortsdjupet på 440 m djup 1953 - 1994 i ml/l. Svavelvätet uttryckt som negativt syre.

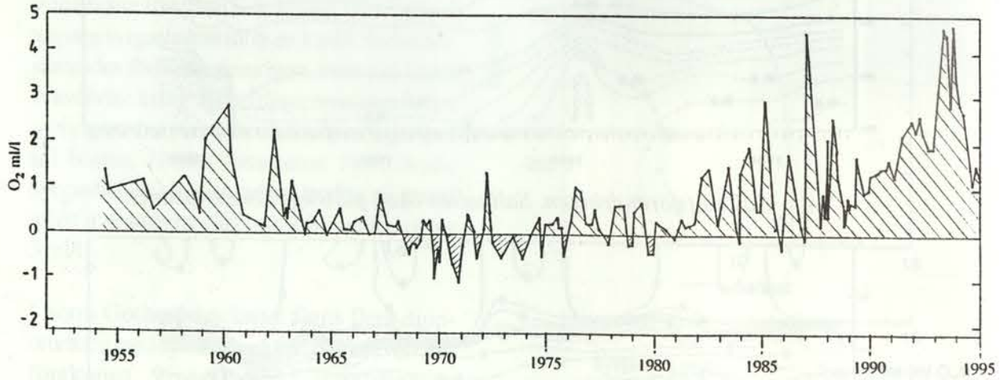


Fig. 7.11. Syrgas- och svavelvätevariationerna i Karlsödjupet på 100 m djup 1955 - 1994 i ml/l. Svavelvätet uttryckt som negativt syre.

7.2.4. Finska viken och Rigabukten

Syrgasvariationerna i Finska viken är mycket stora och kan variera mellan 10 ml/l och mindre än 0,5 ml/l på t.ex. 50 m djup beroende på stora variationer i haloklinens djup. Man har inte kunnat finna någon tydlig trend för syrgas i djupvattnet. Någon gång har svavelväte påträffats närmast botten på de djupaste mätstationerna. Större mängder svavelväte observerades tillfälligt i djupvattnet efter saltvattensinbrottet 1961, då svavelvätehaltigt vatten från östra Gotlandsbäckenet trycktes in i Finska viken .

I Rigabukten har man kunnat iaktta en negativ syrgastrend speciellt på de djupaste ställena under sommarmånaderna. Detta beror troligen på ökad belastning av lätt nedbrytbart organiskt material[64].

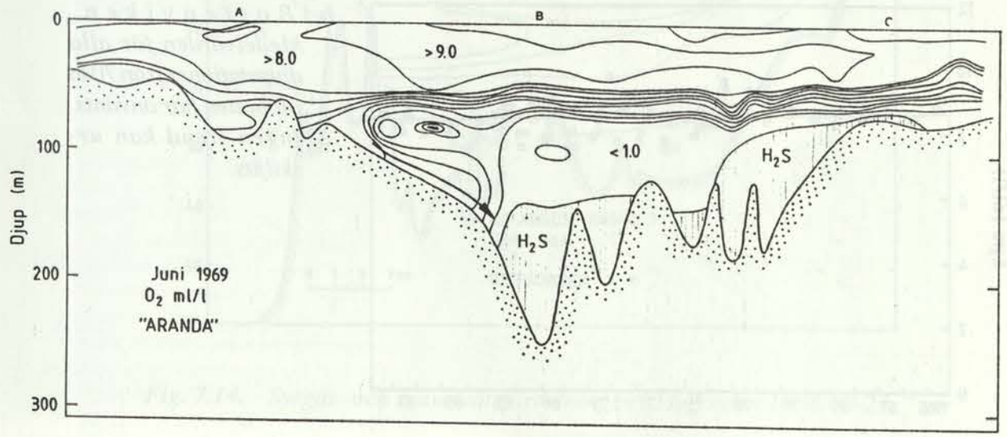
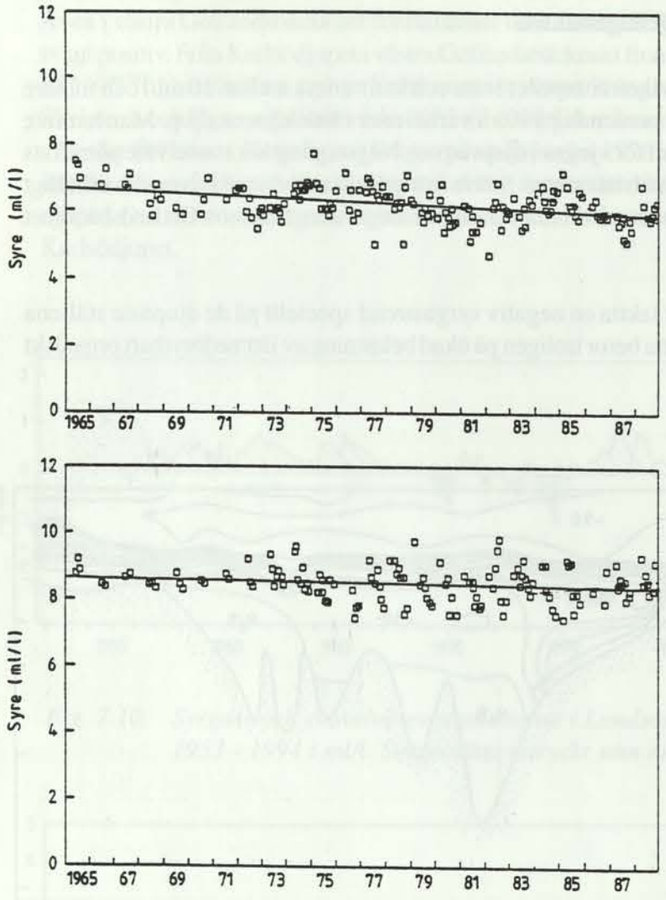


Fig. 7.12. Nytt syrerikt vatten tränger in och skjuter undan det svavelvätehaltiga vattnet i egentliga Östersjöns och Finska vikens djupvatten, juni 1969. A. Bornholmsbäckenet B. Gotlandsdjupet C. Finska viken

7.2.5. Bottniska viken

I Bottniska viken med dess svaga salthaltsskiktning är syreförhållandena i djupvattnet goda. Under 1970- och 80-talen har vertikalkonvektionen på grund av de mildare vintrarna och den ökande salthalten i allmänhet inte nått ned till djupbottnarna och man har kunnat iaktta en svagt negativ syretrend i djupvattnet beroende på syrgasförbrukningen i det från egentliga Östersjön längs botten inströmmande vattnet. I Bottenviken kan ingen trend iakttas under samma period[64].



a) Bottenhavet. Medelvärden ör alla djupstationer från 100 m till botten har använts. En svagt negativ trend kan urskiljas.

b) Bottenviken. Medelvärden för alla djupstationer från 70 m till botten har använts. Ingen trend kan urskiljas.

Fig. 7.13 a och b. Syrgasvariationerna i ml/l i Bottniska vikens djupvatten från 1965 till 1988 [64].

7.2.6. Fjordar, vikar och bukter

I många svenska fjordar, fjärdar och vikar förekommer i djupvattnet låga syrgashalter, syrgasbrist och även svavelvätebildning på grund av begränsat vattenutbyte och i vissa fall stora utsläpp av kommunalt eller industriellt lätt nedbrytbart organiskt avfall. Om tröskeln är så grund att den når upp till haloklinen, förhindras också det horisontella vattenutbytet och därmed syretillförseln. Då försvinner allt syre i djupområdet under haloklinen och svavelväte börjar bildas i bottensedimentens ytlager.

Idefjorden har tidigare svårt förorenats genom industriutsläpp från pappers- och massafabriken i Halden med åtföljande syrebrist och svavelvätebildning i djupvattnet. Tidvis kan vattnet i Idefjorden på grund av kraftiga höststormar helt bytas ut, och då försvinner svavelvätet tillfälligt från fjorden.

I Gullmarsfjorden förekommer inte svavelvätebildning i bottenvattnet, men under senhösten sjunker syrgashalterna till ett minimum och ökar sedan under vintern. Både från Gullmarens djupaste område vid Alsbäck och från Saltkällefjorden finns det relativt långa observationsserier [68]. I Saltkällefjorden var syreförhållandena i bottenvattnet mycket dåliga, men sedan pappersbruket i Munkedal lade ned massafabriken har förhållandena förbättrats.

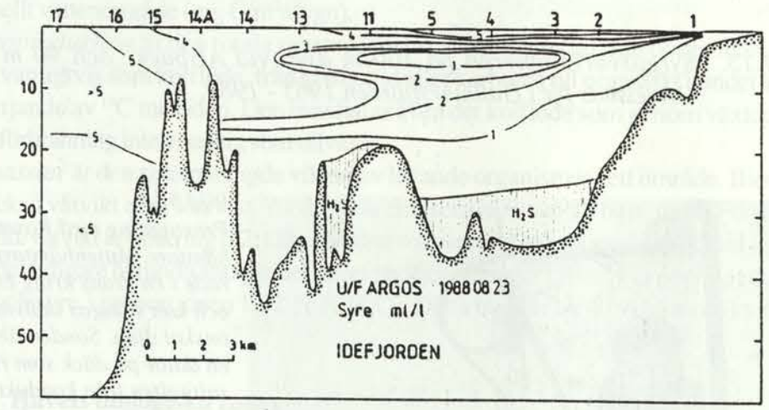


Fig. 7.14. Syrgas- och svavelvätefördelningen i Idefjorden 1988-08-23

I flera av Uddevallafjordarna är syrgasvärdena i djupvatten mycket låga, och det förekommer ofta svavelväte i botten av Byfjorden, Kalvöfjorden, Borgilafjorden och Koljöfjorden [13]. Svavelväteförekomsten är av naturligt ursprung i Koljöfjorden, men i de övriga kan den ha förorsakats av kommunala och industriella utsläpp i området, speciellt från Stenungssund och Uddevalla.

Exempel på vikar och älvmynningar med svår syrebrist på grund av kommunala och industriella utsläpp är i egentliga Östersjön Himmerfjärden vid Södertälje, Gammelviken vid Västervik och Stockholms inre skärgård, i Bottniska viken Ångermanälvens mynning och vattnen kring Sundsvall.

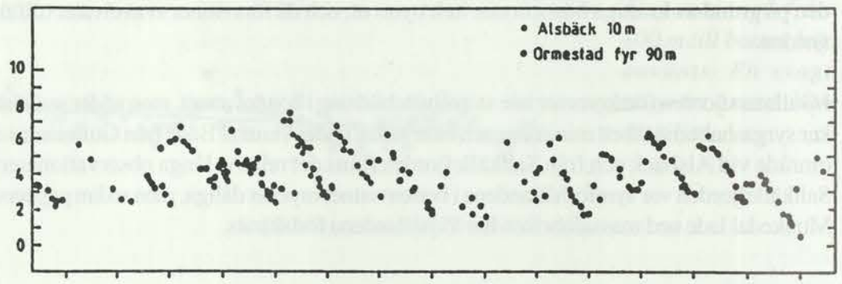


Fig. 7.15. Syrgasvariationerna på 100 m djup vid Alsbäck och 90 m djup vid Ormestads fyr i Gullmarsfjorden 1965 - 1980.



Bild 5.
Provtagning med Rosettevattenhämtare. Vattenhämtarna är placerade i en krans kring en CTD-sond och kan stängas individuellt på önskat djup. Sonden är kopplad till en dator på däck som räknar ut salthalten från konduktiviteten och temperaturen samt djupet från trycket. Ingen vattenhämtare med på bilden. (Foto Göran Eriksson)

8. BIOLOGI, NÄRSALTER OCH BELASTNING

8.1. Biologi

8.1.1. Några viktiga definitioner [72]

a) *Koncentration eller halt* är mängd per volymsenhet vatten.
b) *Tillgång eller i princip flöde* är mängd per tidsenhet.
c) *Tillväxt* är relativ ökning av en bestämd enhets massa per tidsenhet.
d) *Produktion* är flöde av ämnen genom att ett system där ämnen omvandlas till en sammansatt produkt (produktionen är således momentan tillväxt multiplicerad med den totala massan i systemet). Produktionen uttrycks i planktonbiologin vanligtvis som kolflöde per ytenhet i aktuellt vattenområde (mg C/m^2/dygn).
e) *Bruttoproduktion* är den totala syntesen av organiskt material från oorganiskt. Denna mäts vanligtvis som kolflöde, från koldioxid eller karbonat till organiskt bundet kol med utnyttjande av ^{14}C metoden. Den innefattar även det kolflöde som genom växtcellernas egen förbränning inte visar sig som tillväxt.
f) *Biomassan* är den sammanlagda vikten av levande organismer i ett område. Biomassan uttrycks i våtvikt eller torrvikt. Av dessa är den senare lättare att bestämma. Förhållandet torrvikt/våtvikt är omkring 0,2. Ofta föredrar man att räkna om torrvikten till kol i enlighet med det tidigare nämnda antagandet att levande organismer i princip är uppbyggda av kol, väte och syre i proportionen 12:2:16 (CH_2O). Detta innebär att 40 % av torrvikten utgörs av kol.

8.1.2. Havets biologiska zoner

Man indelar havet i två biologiska huvudzoner, den *bentiska zonen* (havsbottnen) och den *pelagiska zonen* (vattenmassan). Både i den bentiska och i den pelagiska zonen skiljer man på den *fotiska zonen* (ljuszonen), som påverkas av solljuset och där *fotosyntesen* eller *kolsyreassimilationen* sker, och den *afotiska* eller *abyssala zonen* som omfattar resten av havet. Den fotiska zonens nedre gräns varierar efter vattnets genomskinlighet. Nära kusterna och i många randhav ligger fotosyntesens nedre gräns på 20 - 50 m djup, i öppna havet på ca 100 m djup.

8.1.3. Organismerna i havet

Den huvudsakliga biomassan i havet består av planktonorganismer. Plankton är i vattnet fritt kringdrivande växter och djur. De kan förflytta sig lokalt, men driver fritt med strömmar och vattenmassor. Den största mängden planktonorganismer utgörs av mikroskopiska alger, t. ex. kiselalger (*diatoméer*), hoppkräftor (*copepoder*) och larver till bottendjur. Det finns också större planktonorganismer. Hit hör sargassotång och maneter.

8.1.3.1. Växtplankton

Grunden för allt liv i havet utgörs av växtplankton eller *fytoplankton*. Genom fotosyntes omvandlar de koldioxid till organisk materia och bygger på så sätt upp sig själva. Detta kallas *primärproduktion*. För denna produktion behöver fytoplankton tillgång till solljus och *närsalter*. Man skiljer på större fytoplankton (20 - 200 µm) och små fytoplankton (1 - 10 µm). Blågröna alger, som kan tillgodogöra sig den i vattnet lösta kvävgasen, ligger på gränsen mellan alger och bakterier.

8.1.2.2. Djurplankton

Djurplankton eller *zooplankton* lever främst av växtplankton. I haven är alla kräftdjursformer, t. ex. hoppkräftorna, planktondjur. Djurplankton utgör ett betydelsefullt led i de marina näringskedjorna. Bardvalarna som har korta näringskedjor lever uteslutande av djurplankton, och blåvalen som är jordens största levande däggdjur livnär sig främst på krill, en planktonräka. Mycket små arter av djurplankton, heterotrofa flagellater, livnär sig på bakterier.

8.1.2.3. Nekton

Frisimmande djur eller *nekton* har förmågan att fritt förflytta sig över större områden och är således relativt oberoende av strömmar och vattenskiktning. Hit hör de vanliga fiskarna, bläckfiskar, marina däggdjur o.s.v.

8.1.2.4. Bentos

Allt liv på eller i havsbottnen innefattas i begreppet *bentos*. Organismerna är antingen krypande, fastsittande eller nedgrävda. De krypande formerna är humrar, krabbor, snäckor, sjöstjärnor etc. Dessa tar sig fram krypande, gående eller studsande på bottnen. Vissa fiskar hör också till bentosfaunan. De fastsittande *(sessila)* formerna är stadigt fästade vid underlaget. De sessila växterna, som tångarter och många diatoméer, växer i den fotiska zonen. Sessila djur som tvättsvampar, långhalsar, ostron och koralldjur skaffar sig i allmänhet föda genom att filtrera vatten, varvid mikroorganismer fastnar på matsmältningsorganen. Vanligen lever de i den fotiska zonen där det finns gott om föda. Koralldjuren kan bygga mäktiga korallrev i de tropiska vattnen. Andra sessila djur kan vara rovdjur eller leva av döda organiska rester *(detritus)*. De nedgrävda formerna lever i sedimenten. Sådana organismer är havsborstmaskar, vissa musslor och några kräftdjur [26].

8.1.2.5. Detritus

Då levande organismer dör i havet uppkommer *detritus*.. Detritus är rester av plankton, bentos och nekton. Detritus sjunker nedåt i havet under ständig sönderdelning genom bakterier. Nere på bottnen, speciellt i områden med hög planktonproduktion, kan man iaktta ett ständigt nedfall av grått material. Detritus utgör föda för många bottendjur. Organiskt material sönderdelas vid bottnen av de stora bakteriemängder som finns där, även på mycket stora djup.

8.1.2.6. Svampar och bakterier

I marin miljö finns både frilevande (svävande) svampar och bakterier och sådana som är substratbundna. Substratet kan antingen vara havsbottnens partiklar eller djur och växter. Man får här skilja på sådana som naturligt förekommer i marin miljö och sådana som har förts dit. De naturligt förekommande bakterierna och svamparna spelar som ovan nämnts en viktig roll för nedbrytningen av organiskt material. Vid alltför riklig produktion av organiskt material resulterar nedbrytningsaktiviteten i syrgasbrist, då de nedbrytande organismerna i regel är beroende av syrgas för sin andning. En stor del av svamparna och bakterierna finner man som en "film" på alla typer av alger. De ingår som en viktig del av ekosystemet, då de ofta producerar ämnen som är väsentliga för algerna, t. ex. pro-vitaminer och andra organiska föreningar. En störning av bakterie- eller svampaktiviteten kan således få stora konsekvenser även för algfloran.

De parasitiska svamparna kan förorsaka sjukdomar hos en del alger. Man ser ibland blekt gröna fläckar på t. ex. purpurtång, vilka förorsakas av svampangrepp [73].

8.1.3. Produktion

8.1.3.1. Primärproduktion

Eftersom primärproduktionen har solljus som en grundförutsättning, kan den bara ske i havets ytskikt. Vattnets genomskinlighet eller förmåga att släppa igenom solljus bestämmer den nedre gränsen för primärproduktionen. Med hjälp av klorofyll, som ger växterna deras gröna färg, och solljus genomför de sin fotosyntes:

$$6\,CO_2 + 6\,H_2O \xrightarrow[\text{Närsalter}]{\text{Solljus}} C_6H_{12}O_6 + 6\,O_2 \qquad (8.1)$$

Mindre än 0,1 % av det solljus som havet tar emot en klar dag blir genom fotosyntesen förvandlat till ackumulerad energi i fytoplankton. Den motsatta processen, växtplanktons andning, sker både natt och dag. Koldioxid kan härvid avges i en mycket varierande grad (5 - 90 %) av den mängd som maximalt förbrukas vid fotosyntesen. Då fotosyntesen är den enda verkligt stora källan för syrgas i världen och den enda naturliga metoden att överföra energi till näring, är det lätt att inse fytoplanktons enorma betydelse i havet [26].

För att växtplankton ska kunna tillväxa och föröka sig krävs tillgång på vissa viktiga näringsämnen. Dessa s.k. *närsalter* tillförs från land och atmosfären och frigörs från organiska föreningar vid dessas bakteriella nedbrytning med hjälp av syre. Under vintern, då ingen eller ringa planktonproduktion äger rum i vattnet, ackumuleras närsalter i vattnet både genom nedbrytning och genom vertikalkonvektion, som för upp näringsrikt djupvatten till ytlagret. På våren när solen börjar värma och dagarna blir längre kommer planktonproduktionen igång och resulterar snabbt i en planktonblomning - vårblomningen. Närsalterna förbrukas hastigt och planktonblomningen avtar samtidigt som ytvattnet värms upp och ett temperatursprångskikt bildas, som förhindrar

tillförsel av närsalter från djupvattnet. På hösten när vindaktiviteten ökar och vädret blir kallare minskar stabiliteten i ytlagrets skiktning och mer närsalter från djupvattnet kan blandas upp i ytskiktet. Därför inträffar på hösten en ny planktonblomning, som dock i allmänhet är mindre än vårblomningen. Sedan börjar vinterns biologiska inaktivitet på grund av otillräckligt solljus [73].

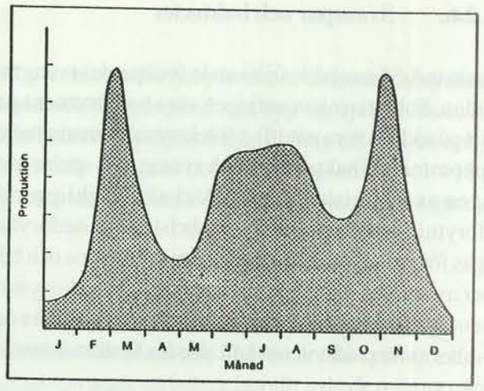


Fig. 8.1. Planktonalgernas produktionscykel vid västkusten[73]. Produktionsskalan är relativ.

Man talar om två olika slag av planktonproduktion, *nyproduktion* och *regenererad* produktion. Vid nyproduktion tillförs närsalter från yttre källor till den fotiska zonen t. ex. genom uppvällning och genom tillförsel från land eller atmosfären. Nyproduktionen sker inom passadbältena vid kontinenternas västkuster, där uppvällning av näringsrikt djupvatten tillgodoser planktons näringsbehov, vilket resulterar i en mycket hög planktonproduktion. Även uppvällningsområdena i Antarktis har mycket hög planktonproduktion. Områden där bottenvattnet med strömmar förs upp över bankar och trösklar har också hög planktonproduktion och denna nyproduktion resulterar i ett rikt fiske, t. ex. vid fiskebankarna i Nordsjön. Nyproduktionen ger upphov till en nettoproduktion av organiskt material.

Regenererad produktion baserar sig på de närsalter (främst kväve) som frigörs vid nedbrytningen av organismer, dels från växtplankton, d.v.s. primärproducenterna, dels från sekundär- och tertiärproduktionen i området. I motsats till nyproduktionen kan den regenererade produktionen inte ge upphov till ett produktivt fiske.

8.1.3.2. Planktons kemiska sammansättning

I levande organiskt material är kvoten mellan de vanligaste grundämnena nästan konstant. Förenklat kan man säga att levande organismer huvudsakligen består av kol, väte och syre i proportionen CH_2O, så att på en kolatom går två väteatomer och en syreatom. Eftersom det finns mycket gott om dessa grundämnen i naturen, skulle det kunna bildas praktiskt taget obegränsade mängder levande organismer. Men dessa behöver också andra grundämnen i mindre mängder, som magnesium, svavel, kalcium, kisel, järn, kväve och fosfor samt vissa spårmetaller. Man har kunnat påvisa att närsalter ackumuleras i djupvattnet i nästan konstanta proportioner, eftersom plankton i oceanerna har en relativt konstant sammansättning och plankton vid sin nedbrytning oxideras till enkla oorganiska molekyler. Elementaranalys av stora planktonprover, som representerar den huvudsakliga biomassan i öppna havet, ger ganska konstanta proportioner för t.ex. kol, kväve och fosfor, nämligen uttryckt i atomer, ca 106:16:1[74]. Man kan därför räkna med att närsalterna i vattnet tas upp av planktonorganismerna i dessa proportioner. På samma sätt har man funnit att kväve - fosforförhållandet i oceanernas djupvatten också är omkring 16:1 och detta är ganska naturligt, eftersom döda planktonorganismer där är den huvudsakliga källan för dessa element.

TABELL 8. I [74]

Proportioner mellan kol, kväve och fosfor i plankton uttryckt i atomer

	C	N	P
Fytoplankton	108	16,5	1
Zooplankton	103	15,5	1
Medeltal	106	16	1

8.1.3.3. Ekosystem i havet

Läran om organismernas inbördes förhållanden och deras relationer till den fysisk - kemisk - biologiska miljön i omgivningen kallas *ekologi.* Produktionen av levande organismer i havet indelas i olika produktionssteg. Primärproduktionen av marina alger, främst växtplankton, är det första steget. Därpå följer sekundärproduktionen som utgörs av växtätande djur, främst djurplankton, samt tertiärproduktionen, bestående av köttätande djur. Man kan inte dra skarpa gränser mellan de olika produktionsstegen. Vissa djur kan t. ex. leva på både växter och djur[73].

En näringskedja är en transport av näringsenergi mellan organismer genom att en art äts av en annan. *Näringspyramiden* ger på ett förenklat sätt en uppfattning om näringsförhållanden och näringskedjor i ett ekosystem. I havet ligger pyramidens bas (de lägsta nivåerna) i ytskiktet och spetsen är riktad nedåt mot djuphavet. Inom näringspyramiden indelar man organismerna i *trofiska nivåer.* Den lägsta nivån (0-nivån) utgörs av växtplankton. Följande nivå utgörs av djur, främst djurplankton, som livnär sig av växter. Ovanpå denna nivå kommer djur som äter föregående nivås djur etc. I spetsen på pyramiden finns rovfiskar, fåglar och däggdjur. Man räknar med en energiförlust av omkring 90 % i varje steg i näringspyramiden. Om man generellt antar att man har fem energinivåer i öppna havet och utgår från en växtplanktonbiomassa på 20 000 miljoner ton kol i ett havsområde, så får man i den första trofiska nivån 2 000 miljoner ton C som djurplankton. I den sista nivån (köttätande fiskar eller marina däggdjur i nivå 5) finns endast 0,2 miljoner ton C kvar. Grovt svarar detta mot 2 miljoner ton våtvikt (fisk). I kustområdena är förlusterna något mindre. I stället för en 10 % verkningsgrad räknar man med 15 %, och ett kommersiellt fiskuttag redan på nivå 3. Detta skulle ge 680 miljoner ton fisk. I de stora uppvällningsområdena räknar man med 20 % verkningsgrad och om man kan fånga anchoveta och sardin, som livnär sig av växtplankton redan på nivå 2, så får man ut 8 000 miljoner ton fisk.

TABELL 8.II[73]

Havens totala organiska produktion i olika trofiska nivåer och vid tre olika verkningsgrader

Organismer	Trofisk nivå	Verkningsgrad 10% Kol 10^6 ton	10% Våtvikt 10^6 ton	15% Kol 10^6 ton	15% Våtvikt 10^6 ton	20% Kol 10^6 ton	20% Våtvikt 10^6 ton
Växtplankton	0	20 000		20 000		20 000	
Växtätare	1	2 000	20 000	3 000	30 000	4 000	40 000
1:a köttätare	2	200	2 000	450	4 500	800	8 000
2:a köttätare	3	20	200	68	680	160	1 600
3:e köttätare	4	2	20	10	100	32	320
4:e köttätare	5	0,2	2	1,5	15	6,4	64

Uttrycken näringspyramid och näringskedjor är förenklingar av verkligheten. Man bör egentligen tala om näringsvävar, eftersom sambanden är komplicerade och de olika nivåerna inte är skarpt avgränsade utan är s.a.s. invävda i varandra[73].

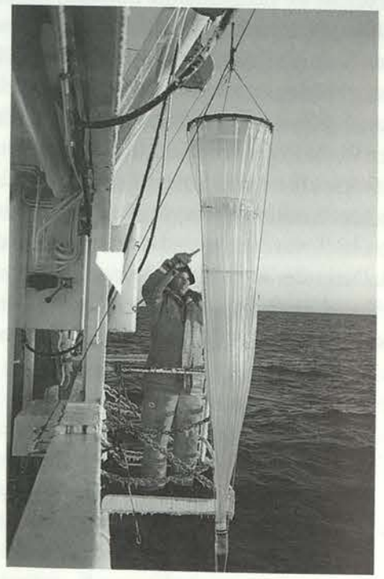


Bild 6.
Planktonhåvning med vertikalhåv. Plankton-organismerna spolas med vattenslang ned i en burk under håven. (Foto Stig Fonselius)

Både art- och individantal av djur och fisk minskar mot djupen. Från 500 - 1 000 m och nedåt råder mörker. Trycket ökar och näringstillgången avtar. Temperaturen nere på djuphavsslätten håller sig omkring +1° C. Trots detta finns det djur även på de djupaste bottenområdena. De är beroende av organiskt material som produceras i ytskiktet och liksom ett regn faller ner mot bottnen. Fiskar påträffas sällan under 7 000 m djup, men ryggradslösa djur som maskar, sjöstjärnor och sjögurkor förekommer även i de största djupen. Föreställningen att djuphaven skulle erbjuda en stor näringsreserv är felaktig. I själva verket är biomassan på de stora djupen mycket liten. Havens proteinförråd ligger i de övre nivåerna.

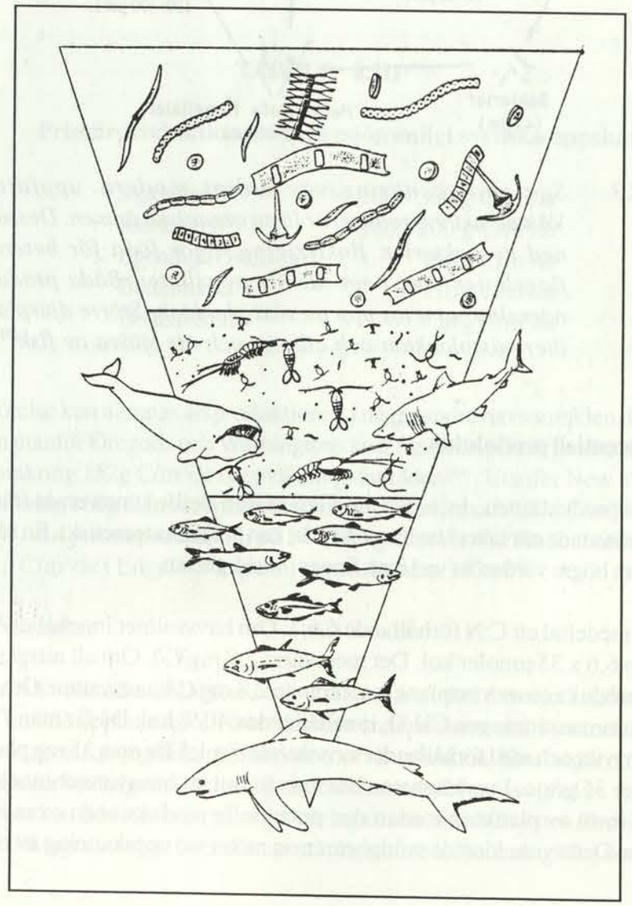


Fig. 8.2. *Näringspyramiden i havet. Vid basen finns producenterna, växtplankton. På följande nivå finns djurplankton som livnär sig av växtplankton. På nästa nivå finns mindre rovfiskar och planktonätare. Sedan följer större rovfiskar, däggdjur och fåglar. På toppen finns rovfiskar och däggdjur inklusive människan.*

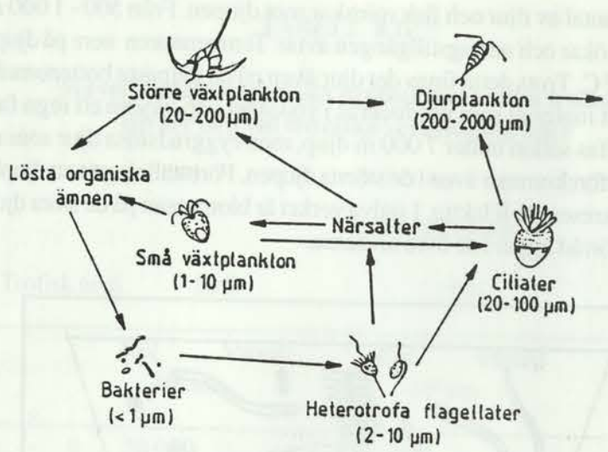


Fig. 8.3. Schematisk näringsväv enligt modern uppfattning. Växtplankton producerar lösta organiska ämnen. Dessa bryts ned av bakterier. Bakterierna utgör föda för heterotrofa flagellater, som i sin tur äts av ciliater. Båda producerar närsalter, som tas upp av växt plankton. Större djurplankton äter växtplankton och ciliater och äts själva av fisk[75].

8.1.3.4. Potentiell produktion

Den potentiella produktionen, d.v.s. den produktion som skulle kunna ernås från tillgången av det tillväxtbegränsande närsaltet i ett havsområde, kan beräknas teoretiskt. En sådan beräkning ger dock mycket högre värden än vad man finner i verkligheten.

Plankton har i medeltal ett C:N förhållande 6,6:1. Om havsvattnet innehåller 35 µmol nitratkväve, får man 6,6 x 35 µmoler kol. Det motsvarar 2,8 mg C/l. Om all nitrat i vattnet skulle förbrukas för produktion av växtplankton, får man 2,8 mg C/l havsvatten. Om den organiska materian har sammansättningen CH_2O, innehåller den 40 % kol. Då får man 7 mg/l organisk materia som torrvikt och med förhållandet torrvikt/våtvikt 1:5 får man 35 mg plankton för varje liter vatten eller 35 g/ton. I verkligheten har man funnit att havsvattnet innehåller omkring 30 mg C/ton i form av plankton medan den potentiella produktionen ovan beräknades till 2 800 mg C/ton. Detta visar klart de svårigheter man möter vid uppskattning av en vattenmassas fertilitet[76].

8.1.3.5. Mätning av primärproduktionen

Den vanligaste metoden att bestämma primärproduktionen är kol-14 metoden (^{14}C). Man fyller en klar flaska med havsvatten som innehåller växtplankton och tillsätter en bestämd mängd radioaktivt kol. Sedan odlar man provet i havet eller i en tank med konstant belysning under ett antal timmar. Planktonorganismerna tar vid sin fotosyntes upp det radioaktiva kolet parallellt med det normala kolet. Efter exponeringen mäter man hur mycket radioaktivt kol som tagits upp av planktonalgerna. Metoden har utarbetats av den danske forskaren Steeman-Nielsen[77].

8.1.4. Primärproduktionens storlek

Det är svårt att bestämma den totala årliga primärproduktionen. Man måste mäta mycket ofta för att täcka in variationer i väder och solinstrålning, samt även variationer i växtplanktonets olika arter och tillväxtstadier. Man måste också använda standardmetoder för att få jämförbara resultat. Den tyska forskaren S. Schulz[78] har gjort en sammanställning av primärproduktionsresultat och totalproduktion i olika delar av Östersjön[75].

I Bottenhavet rapporteras en produktion på 20 - 30 g C/m²/år och i Bottenviken omkring 10 - 5 g/m²/år[80].

TABELL 8.III[79]

Primärproduktionen i Östersjön enligt svenska uppskattningar

Skagerrak[81]	200 - 300 g C/m²/år
Kattegatt[82]	120 - 200 g C/m²/år
Egentliga Östersjön	160 g C/m²/år
Bottenhavet	110 g C/m²/år
Bottenviken	28 g C/m²/år

Som en jämförelse kan nämnas årsproduktionen i några andra havsområden. I nordöstra Stilla havet har man utanför Oregons och Washingtons kust funnit en primärproduktion omkring 60g C/m²/år och omkring 152g C/m²/år i uppvällningsområden[83]. Utanför New York fann man en produktion omkring 160g C/m²/år i grundområdena på shelfen och 100g C/m²/år på kontinentalsluttningen[84]. En primärproduktion på 54 - 127 g C/m²/år vid Fladenbankarna i Nordsjön och 78 - 202 g C/m²/år i Engelska kanalen rapporterades 1973[85].

8.2. Närsalter

I kustvatten är N:P- förhållandet sällan 16:1, eftersom närsalter där också tillförs från kontinenterna och det kan då uppkomma ett överskott av endera elementet i vattnet. Det närsalt som först tar slut i vattnet antas begränsa produktionen av växtplankton. Kisel utgör också ett tillväxtbegränsande ämne för kiselalgerna. Naturligtvis förekommer det en viss grad av variationer, många slags organismer kan lida viss brist på något näringsämne, men tillväxten försvåras och fördröjs då. De kan också lagra ett visst överskott av näringsämnen. Normalt gäller dock ovan angivna proportion.

8.2.1. Oxidation av organisk materia

Det fria syre som produceras i växtplanktonsyntesen eller används i nedbrytningen av död planktonmateria skulle vara 212 atomer för varje fosforatom om endast kol oxiderades. Enligt ett förslag av den amerikanska forskaren F. Richards[86] har planktonbiomassan nedanstående allmänna sammansättning om man antar att förhållandet C:N:P är 106:16:1 och bryts ned (oxideras) enligt följande:

(8.2) $(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 \rightarrow 106\ CH_2O + 16\ NH_3 + H_3PO_4$

$106\ CH_2O + 106\ O_2 \rightarrow 106\ CO_2 + 106\ H_2O$

$16\ NH_3 + 32\ O_2 \rightarrow 16\ HNO_3 + 16\ H_2O$

$(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 138\ O_2 \rightarrow 106\ CO_2 + 122\ H_2O + 16\ HNO_3 + H_3PO_4$

Två molekyler syre förbrukas till oxidation av varje kväveatom och därför förbrukas sammanlagt vid oxidationen 138 syremolekyler (276 syreatomer). Förhållandet $\Delta O : \Delta P$ blir således - 276.

Dessa förhållanden möjliggör en uppskattning av hur närsaltskoncentrationen i havsvattnet kan förväntas förändras till följd av biologiska aktiviteter. Observerade förändringar i proportionerna i närsalternas koncentrationer vid planktonproduktion i vattnet ser ut att stöda de teoretiska antagandena. Man har då antagit att plankton har en konstant kemisk sammansättning, vilket naturligtvis inte alltid är riktigt. Olika arters kemiska sammansättning i biomassan varierar i naturen och är beroende av tid och plats, och inom varje art finns en variation i sammansättningen.

Kväve finns bundet i organisk form i alla levande organismer, främst som aminosyror, byggstenarna i proteinerna. Detta kväve frigörs i form av ammoniak vid den organiska molekylens oxidation. Om vattnet innehåller syre, oxideras ammoniumjonerna till nitratjoner:

Ammoniak

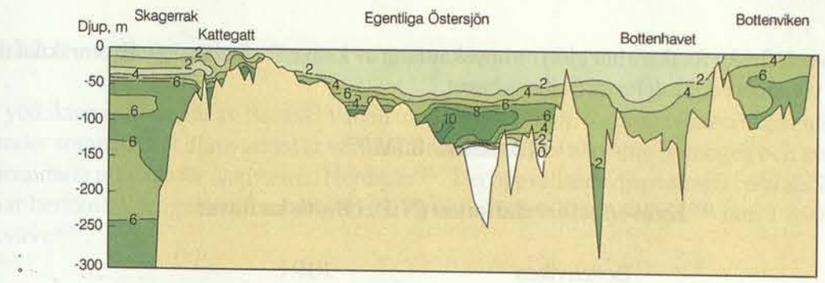
(8.3) $NH_4^+ + OH^- + 2\ O_2 + H_2O \rightarrow NO_3^- + H_3O^+ + 2\ H_2O$

eller om vid syrebrist i vattnet nitratreducerande bakterier finns, kan fri kvävgas bildas:

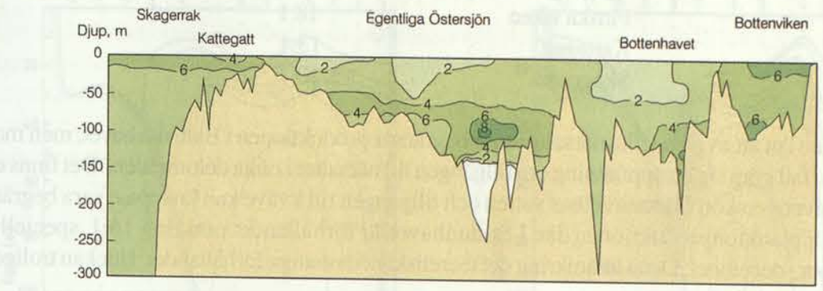
(8.4) $5\ NH_4^+ + 5\ OH^- + 3\ NO_3^- + 3\ H_3O^+ \rightarrow 4\ N_2 + 17\ H_2O$

I syre- och nitratfria vatten förblir det kväve som frigörs vid sulfatreduktionen i ammoniakform och därför ökar ammoniumhalten i sådana vatten.

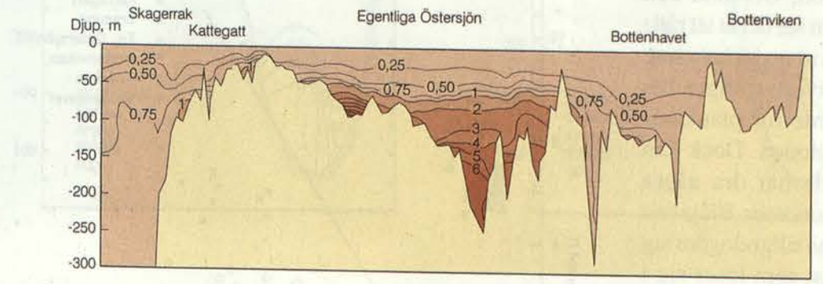
De viktigaste närsalterna i våra vatten är fosfor och kväve, främst ortofosfat och nitrat. Man använder ofta uttrycken "totalfosfor" och "totalkväve". I dessa uttryck ingår både oorganiskt och organiskt P och N. Tot. P och tot. N erhålles vid oxidering av vattenprover till oorganiska föreningar, som analyseras. Organiskt P och N utgör då skillnaden mellan resultat av direkt analys av proven och analys efter oxidation, som antas bryta ned den organiska delen till oorganisk form. Vanligen finns den största delen av fosforn i djupvattnet i oorganisk form, medan man i ytvattnet ofta finner lika stora koncentrationer av bägge, utom under planktonblomningen, då nästan all fosfor förekommer i organisk form. För kväve överväger alltid den organiska formen. Största delen av organiskt N är bundet i humus. Fosfor kan av planktonorganismerna utnyttjas som närsalt i form av ortofosfatjoner (PO_4^{3-}). Kväve kan tillgodogöras i form av nitrat (NO_3), nitrit (NO_2^-), ammonium (NH_4^+) och troligtvis urea ($CO(NH_3)_2$), som är en organisk förening. Nitrithalterna i havsvattnet är i allmänhet så låga att nitrit saknar praktisk betydelse.



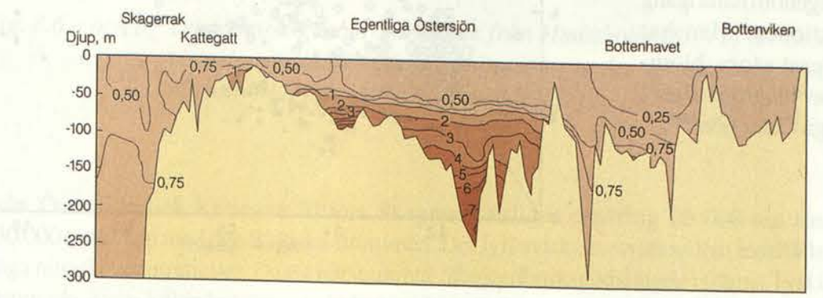
NITRATHALT, Sommaren 1988 (mmol/m³)



NITRATHALT, Vintern 1988 (mmol/m³)



FOSFATHALT, Sommaren 1988 (mmol/m³)



FOSFATHALT, Vintern 1988 (mmol/m³)

Fig. 8. 4. Längdsnitt från Skagerrak till Bottenviken visande vertikalfördelningen av nitrat och fosfat i µmol/l under sommaren och vintern 1988 [30].

Svenska och finska forskare har gjort en uppskattning av kväve/fosforrelationen (omräknat till moler) i ytvattnet i olika delar av Baltiska havet.

TABELL 8.IV [87]

Kväve/fosforrelationen (N:P) i Baltiska havet

Bottenviken	104:1
Bottenhavet	20:1
Egentliga Östersjön	9:1
Finska viken	18:1
Kattegatt	13:1
Skagerrak	20:1

Det är inte lätt att avgöra vilka närsalter som begränsar produktionen i Baltiska havet, men man kan i alla fall göra sig en uppfattning om tillgången till närsalter i olika delområden. Det finns ett stort kväveöverskott i Bottenvikens vatten och tillgången till kväve kan knappast vara begränsande för planktonproduktionen där. I Bottenhavet är förhållandet omkring 16:1, speciellt i november - december. Detta är omkring det teoretiskt nödvändiga förhållandet. Här kan troligen både kväve och fosfor vara begränsande. I egentliga Östersjön, Öresund och Kattegatt ser det ut att råda kvävebrist under hela året, och kväve är troligen begränsande för planktonproduktionen. Dock kan man inte här dra några säkra slutsatser. Blågröna alger kan tillgodogöra sig kvävgas, som löser sig i vattnet från atmosfären, och därigenom hålla igång produktionen. Man har observerat stora blomningar av blågröna alger i egentliga Östersjön [88].

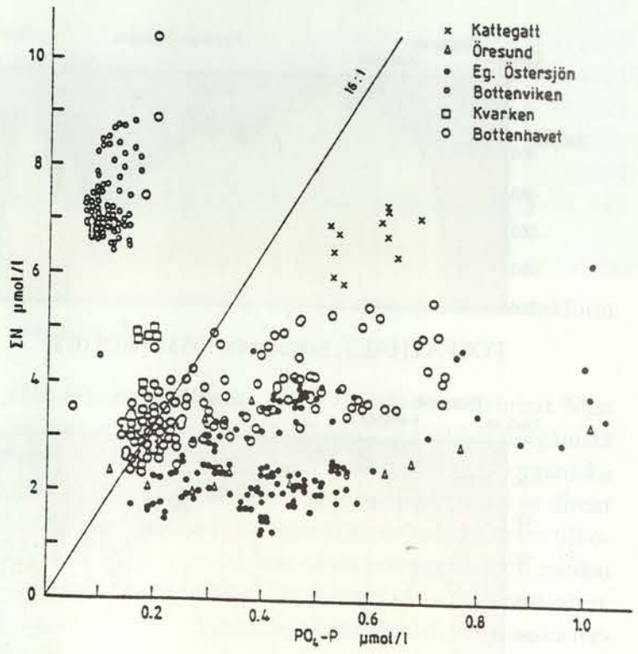
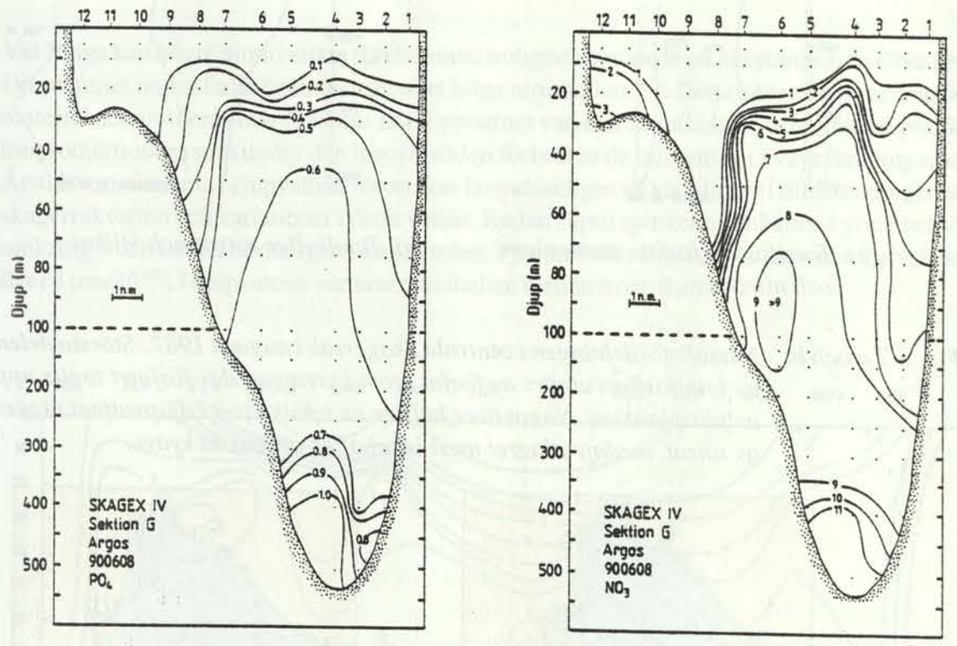


Fig. 8.5. Relationen mellan oorganiska kväveföreningar ($NO_3^-+NO_2^-+NH_4^+$) och fosfat i Östersjöns och Kattegatts ytvatten i november - december 1975 [88].

8.2.2. Skagerrak

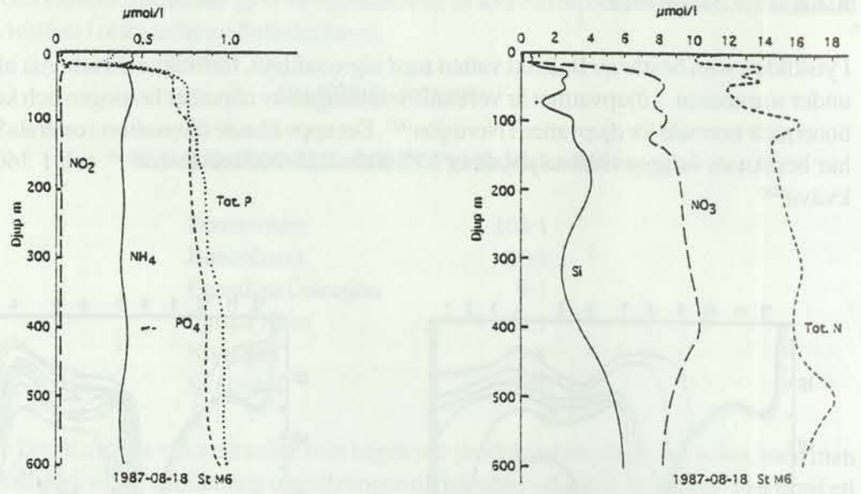
I ytskiktet, som består av Baltiskt vatten med lägre salthalt, förbrukas närsalterna nästan helt under sommaren. I djupvattnet är vertikalfördelningen av närsalter homogen och koncentrationerna är normala för djupvatten i Nordsjön [13]. Det uppvällande djupvattnet i centrala Skagerrak har beräknats årligen tillföra ytvattnet 175 000 - 226 000 ton fosfor [34] och 1 360 000 ton kväve [65].



a) Fosfatfördelningen 1990-06-08 *b) Nitratfördelningen 1990-06-08*

Fig. 8.6 a och b. Tvärsektion genom Skagerrak från Hanstholm (St. 12) till Oksø (St.1) visande närsaltsfördelningen i µmoler under sommaren. I ytvattnet är närsalterna nästan helt förbrukade.

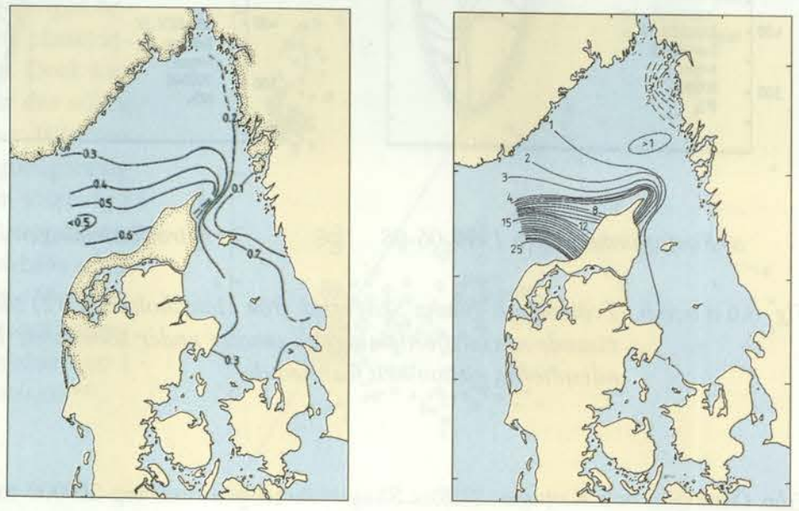
Från Östersjön och Kattegatt tillförs Skagerrak årligen omkring 20 000 ton fosfor och 230 000 ton kväve med den Baltiska strömmen. Det Jylländska kustvattnet kan innehålla mycket höga nitratkoncentrationer. Dessa härstammar från jordbruksgödslingen i främst Tyskland och Danmark. Även Jutlandsströmmen bidrar med nitrat. Sammanlagt tillförs från Nordsjön 35 000 ton fosfor och mellan 2 100 000 och 3 400 000 ton kväve. Dessa stora närsaltsmängder åstadkommer en hög produktion av planktonalger i Skagerrak och därmed också ett rikligt kommersiellt fiske.



a) Totalfosfor, fosfat, ammonium och nitrit

b) Totalkväve nitrat och silikat

Fig. 8.7 a och b. Närsaltsfördelningen i centrala Skagerrak i augusti 1987. Största delen av totalfosforn utgörs av fosfat utom i ytvattnet där fosfatet tagits upp av växtplankton. Något över hälften av totalkvävet i djupvattnet utgörs av nitrat, medan ytlagret mest innehåller organiskt kväve.



a) Fosfatfördelningen. Halterna är högst vid den danskakusten.

b) Nitratfördelningen. Mycket stor tillförsel vid den danska kusten fram till Skagens rev.

Fig. 8.8 a och b. Närsaltsfördelningen i µmoler i Skagerraks ytvatten i april 1987 [89]

Vattnet i de älvar som mynnar ut direkt i Skagerrak och nordligaste Kattegatt har också höga koncentrationer av närsalter. Under sommaren förbrukas kvävet i ytlagret helt av primärproduktionen av växtplankton, och Skagerraks ytvatten innehåller endast spår av nitrat och fosfat. Man har uppskattat uttransporten av kväve till Nordsjön i den Norska kustströmmen till 1 700 000 ton per år [90]. Skillnaden mellan in- och uttransport borde ge ackumulationen i vattenmassan och bortförseln till sedimenten, men det är mycket svårt att ställa upp en tillförlitlig balans på grund av de mycket grova uppskattningarna av in- och utförsel samt de breda mynningarna till Nordsjön och Kattegatt, som gör en vattenbalansmodell otillförlitlig.

8.2.3. Kattegatt

Vid Vinga kan högre nitratvärden förekomma, troligtvis beroende på inflytande från Göta älv. Djupvattnet under haloklinen har mycket höga nitrathalter [91]. Detta beror på att organiskt material ackumuleras och oxideras där. I ytvattnet varierar nitrathalten, beroende på planktonproduktionen, som under den ljusa årstiden förbrukar de oorganiska kväveföreningarna. Årstidsvariationerna i djupvattnet förorsakas huvudsakligen av variationer i tillströmningen av skagerrakvatten och variationer i detta vatten. Redan i april sjunker nitrathalten i ytvattnet till omkring 0 och halten börjar igen öka i oktober. I januari når nitratkoncentrationen i ytvattnet över 5 µmol/l [92]. I djupvattnet varierar nitrathalten mellan 4 och 8 µmol/l.

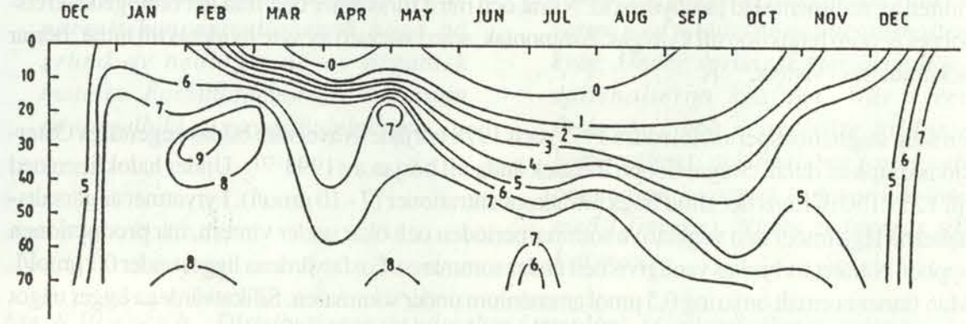


Fig. 8.9. Månadsmedelvärden för nitrat 1968 - 1986 vid Fladen i Kattegatt.

I ytvattnet är fosfathalterna under den största delen av året låga. Högre halter kan förekomma i nordöstra Kattegatt på grund av inblandning av vatten från Göta älv och på den danska sidan, där skagerrakvatten oftare strömmar in. Fosfathalten i ytvattnet når sina lägsta värden under planktonvårblomningen. I januari - februari når fosfathalten i ytvattnet sitt maximum (över 0,5 µmol/l). I djupvattnet varierar fosfathalten mellan 0,7 och 0,9 µmol/l.

Tillgången på kvävenärsalter anses vara begränsande för växtplanktonproduktionen i Kattegatt. Vid planktonblomningen förbrukas allt oorganiskt kväve i ytvattnet. Fosfathalten sjunker till nära noll. Vid kiselalgblomningen förbrukas nästan allt tillgängligt silikat. Det finns fyra viktiga källor för tillförseln av närsalter till Kattegatt: ytvatten från Östersjön, som är viktigast under vintern och tidigt under våren, yt- och djupvatten från Skagerrak, sötvatten från älvar och åar som mynnar ut

i Kattegatt och slutligen atmosfäriskt nedfall främst nederbörd över Kattegatts yta. Även i Kattegatt är det svårt att ställa upp en tillförlitlig närsaltsbalans[30),(90)]. Nettotillförseln från Östersjön uppskattas till omkring 105 000 ton N och 5 200 - 6 000 ton P årligen. Tillförseln från atmosfären och från land beräknas till mellan 104 000 och 195 000 ton N och mellan 3 100 och 14 300 ton P årligen. Svårast att uppskatta är nettoutförseln till Skagerrak, som varierar mellan 125 000 och 200 000 ton N och mellan 17 000 och 25 000 ton P. Denitrifikationen uppskattas till 170 000 ton N och sedimentationen till 2 400 ton P[30].

8.2.4. De danska sunden

Närsaltsförhållandena påverkas i hög grad av avrinningen från land främst från Tyskland och Danmark och beträffande Öresund också från Sverige. Närsalter förs in i området i ytvattnet från Östersjön och ut i djupvattnet från Kattegatt. Undersökning av närsaltsförhållandena har utförts sedan 1970-talet [93].

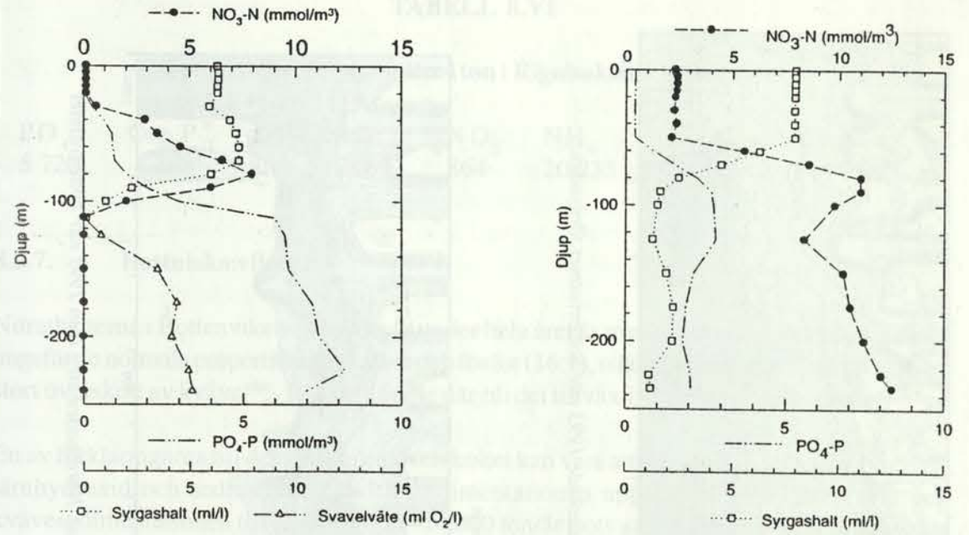
8.2.5. Egentliga Östersjön

I egentliga Östersjön påverkas närsaltsfördelningen i djup- och bottenvattnet av de stagnanta förhållandena. Egentliga Östersjön utgör en närsaltsfälla. Närsalter ackumuleras i djupvattnet under den primära haloklinen. När svavelväte bildas i bottenvattnet, förändras närsaltsförhållandena drastiskt. Fosfatkoncentrationen ökar genom att fosfat löses ut från bottensedimenten vid reduktionen av sedimenterad järnhydroxid. Nitrat och nitrit försvinner helt från det biologiska kretsloppet genom reduktion till kvävgas. Ammoniak, som i närvaro av syre oxideras till nitrat, börjar ackumuleras i vattnet.

En lång stagnationsperiod inleddes 1977, och 1978 började svavelväte bildas i egentliga Östersjöns djupaste delar. Stagnationen fortgick ända till början av 1993[71]. Under haloklinen ned till 125 - 150 m finns det alltid höga nitratkoncentrationer (7 - 10 µmo/l). I ytvattnet är närsaltshalterna låga under den vegetativa sommarperioden och ökar under vintern, när produktionen upphör. Nitratet förbrukas vanligtvis helt under sommaren. Fosfatvärdena ligger under 0,1 µmol/l. Man finner normalt omkring 0,5 µmol ammonium under sommaren. Silikatvärdena ligger något under 10 µmoler.

8.2.6. Rigabukten och Finska viken

Tabellerna 8.VI och 8.VII visar exempel på närsaltskoncentrationerna i Rigabuktens vatten i µmol/l och den totala mängden närsalter i vattnet i ton 1989. Organisk fosfor är skillnaden mellan totalfosfor och fosfat, och organiskt kväve är skillnaden mellan totalkväve och summan av nitrat, nitrit och ammonium. Totalmängderna har beräknats med hjälp av volymerna för de olika djupintervallen. Närsaltsförhållandena i Finska viken skiljer sig inte nämnvärt från förhållandena i resten av egentliga Östersjön, eftersom tröskel saknas. I stagnerande djuphålor är närsaltshalterna på grund av ackumulation höga liksom i övriga delar av egentliga Österssjön.



a) Oxiska förhållanden, 1994-11-30. Planktonproduktionen förbrukar närsalter i ytvattnet och därför är halterna låga. Under den primära haloklinen är närsaltskoncentrationerna höga på grund av nedbrytning av organisk materia. Fosfatfördelningen är nästan en spegelbild av syrgasfördelningen.

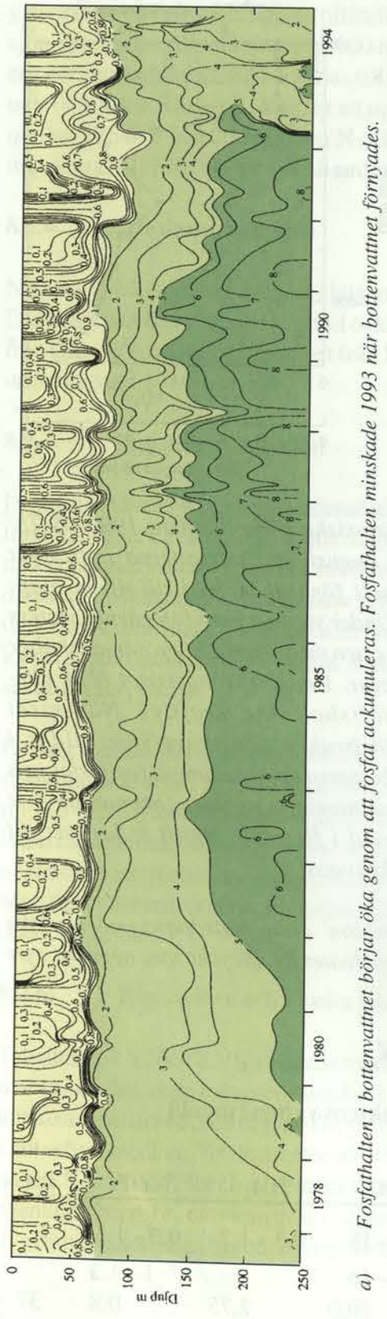
b) Anoxiska förhållanden, 1990-08-23. I augusti har närsalterna i ytvattnet helt förbrukats ned till 40 m djup. Under ytlagret finns föregående vinters vatten med relativt höga närsaltshalter kvar. Under språngskiktet ökar närsaltshalterna kraftigt. När syret förbrukas och svavelväte bildas i bottenvattnet, ackumuleras fosfat och ammoniak i vattnet (ammoniak inte med i figuren). Nitrat reduceras till kvävgas.

Fig. 8.10 a och b. Distributionen av närsalter i mmol/m³ i Gotlandsdjupet under oxiska och anoxiska förhållanden. Svavelvätet är uttryckt som negativt syre i ml/l.

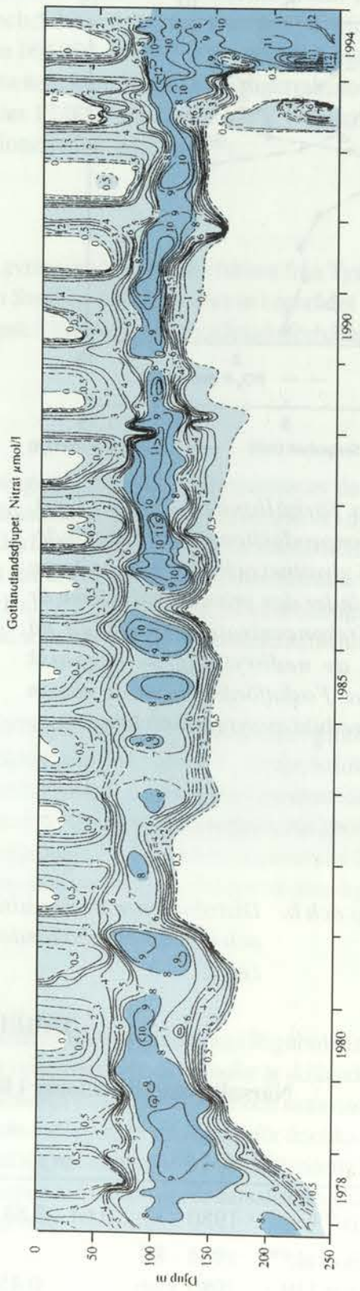
TABELL 8.V

Närsaltskoncentrationer i Rigabuktens vatten i µmol/l

Källa			PO_4	NO_3	NH_4	Tot. P	Tot.N
Yurkovskis[93]	1980 - 85		0,64 - 0,88	13 - 18	0,5 - 1,2	0,9 - 1,3	
Yurkovskis et al.[104]	1984 - 88			14 - 16		1 - 1,3	
Rigabukten st 119	1989	ytan	0,45	10,0	2,75	0,8	37
" " "	"	botten	0,60	14,1	3,10	0,9	40



a) Fosfathalten i bottenvatnet börjar öka genom att fosfat ackumuleras. Fosfathalten minskade 1993 när bottenvattnet förnyades.



b) Nitrathalten börjar reduceras till kvävgas och nitratet försvinner helt ur bottenvattnet. Nitrathalten steg igen 1993 när bottenvattnet förnyades och syre tillfördes.

Fig. 8.11. Ackumulationen och reduktionen i Gotlandsdjupet under anoxiska förhållanden 1977-1994. Svavelväte började bildas 1979. 1993 trängde nytt vatten in och svavelvätet försvann.

TABELL 8.VI

Totala mängder närsalter i ton i Rigabuktens vatten 1989

PO_4	Org. P	Tot. P	NO_3	NO_2	NH_4	Org. N	Tot. N
5 720	4 168	9 888	58 893	864	20 233	135 999	215 990

8.2.7. Bottniska viken

Nitrathalterna i Bottenvikens ytvatten är under hela året är mycket höga. I Bottenhavet finns ungefär de normala proportionerna kväve och fosfor (16:1), medan Bottenviken har ett mycket stort överskott av kväve[88]. Fosfatet måste där bli det tillväxtbegränsande närsaltet.

En av förklaringarna till det stora nitratöverskottet kan vara att stora mängder fosfat binds till järnhydroxid och sedimenterar. Fosforsedimentationen uppskattas till 7 000 ton/år och kvävesedimentationen till endast 7 000 - 14 000 ton/år trots att det finns relativt sett mycket mera kväve i vattenfasen. All återstående fosfor förbrukas i primärproduktionen, och ett stort överskott av nitrat blir kvar och ackumuleras i vattnet. Även belastningen av nitrat från älvar och från atmosfären kan bidraga till ökningen. Denitrifieringen i bottensedimenten i Bottenviken bör också vara mycket låg på grund av den låga tillgången på organiskt material i dessa[94].

8.2.8. Närsaltsbalans för Östersjön

Svenska forskare har ställt upp en närsaltsbalans för Östersjöns fosfor, kväve och silikat som visar tillförseln från land och atmosfären, utbytet mellan de olika bäckenen, utförseln till Kattegatt, sedimentationen, upplagringen i vattnet och den årliga förändringen i ton/år i egentliga Östersjön, Bottenhavet och Bottenviken från 1971 till 1981[95]. Där kan man se att fosfat och nitrat ökar i de olika områdena, medan silikatet minskar. Man kan också beräkna uppehållstiden för närsalterna och jämföra dessa med uppehållstiden för salt[95]. Salt är en konservativ parameter, som inte ändras på grund av kemisk-biologiska aktiviteter i vattnet. Man kan se att kväve har en mycket kortare omsättningstid än fosfor och silikat. Detta innebär att kvävet omsätts i det biologiska kretsloppet mycket snabbare än de övriga närsalterna[79].

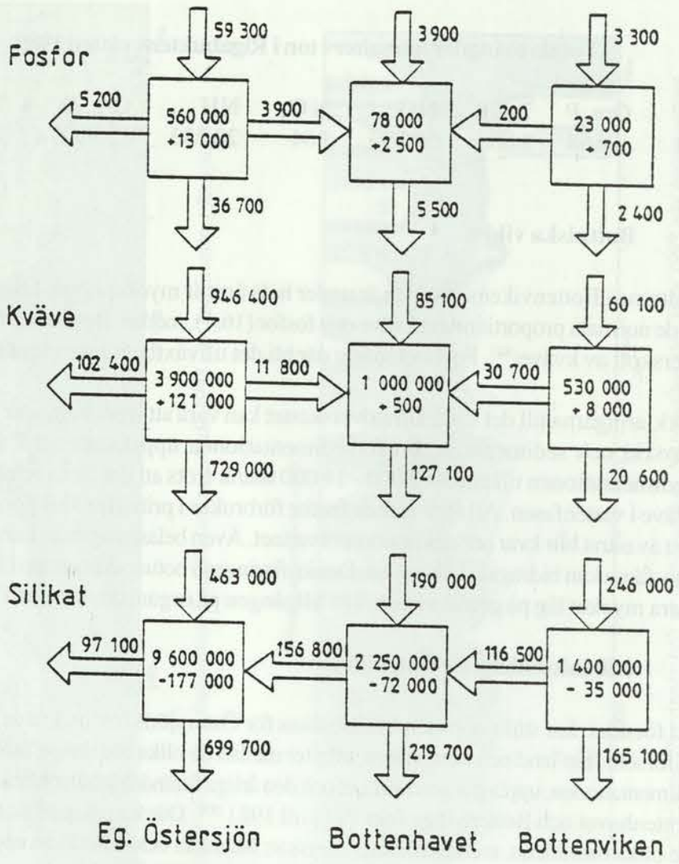


Fig. 8. 12. Uppskattad närsaltsbudget för fosfor, kväve och kisel i Östersjön. De övre pilarna anger tillförsel från land och atmosfären, de undre pilarna sedimentation och de horisontala pilarna utförsel respektive tillförsel till de olika bäckenen i ton/år. Upplagring och årliga förändringar i bäckenen ges i ton. Både fosfor och kväve ökar medan kisel minskar [95].

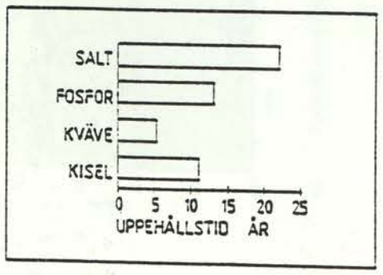


Fig. 8. 13. Uppehållstiden för en konservativ substans (salt) jämförd med tiden för fosfor, kväve och kisel[95].

8.3. Övergödning

8.3.1. Världshavet

Under vårt århundrade har man också börjat införa sedimentation och rening av kloakvatten. Med industrialiseringen uppkommer även problem med avfallet från fabrikerna. Även detta avfall leder man i allmänhet ut i floder, sjöar och hav eller samlar det på land för att sedan dumpa det i sjöar eller hav. Som exempel kan nämnas att mellan 1964 och 1968 tippades 200 000 ton kloakslam årligen i New Yorkbukten. Därav var 40 000 ton/år oxiderbart. Kloakslam är det material som sedimenterar i reningsbassängerna.

Man har i USA räknat ut att en medelamerikan 1970 bidrog med 1,6 kg fosfor och 4,5 kg kväve till vattnet i form av kommunalt avfall. Därtill bidrog han med ungefär en tiondedel av denna fosformängd och den dubbla kvävemängden genom sin andel i jordbruk och boskapsskötsel. Om man rundar av dessa siffror så kan man säga att varje medborgare i industriländerna varje år levererar 2 kg fosfor och 12 kg kväve till vattnet [96]. Teoretiskt skulle denna mängd närsalter för varje person skapa ett ton levande växter. Således skulle en stad med en miljon invånare åstadkomma en produktion av en miljon ton växter i havet under ett år. I verkligheten är det ju inte så. Det finns det en mängd faktorer som begränsar produktionen.

8.3.2. Eutrofiering och dess följder i havsmiljö

Närsalter frigörs vid oxidationen av organiskt material. Detta åstadkommer en gödsling av vattnet med en åtföljande ökad primärproduktion. En sådan process kallas *eutrofiering*. I massmedia och i naturvårdssammanhang framställs eutrofieringen ofta som en skadlig process. En viss eutrofiering av vattnet är dock inte alltid av ondo, den ökade produktionen kan märkas i alla stegen i näringskedjan och på så sätt medföra en ökad tillgång på fisk och ett ökat fiske [45]. Prefixet eu- är grekiska och betyder att någonting är bra. Man bör egentligen skilja på nyttig och skadlig eutrofiering. För den förstnämnda bör man bibehålla uttrycket eutrofiering och för skadlig eutrofiering bör man använda ordet hypertrofiering. Hyper - som prefix betyder ju över.

8.3.3. Övergödning i haven omkring Sverige och närsaltstrender sedan 1950-talet.

8.3.3.1. Skagerrak

Trots att Göta älv mynnar ut i Kattegatt, är den den största källan för fosfor och kväve till Skagerrak från svensk sida. Sammanlagt är närsaltsbelastningen från Danmark och Norge 3 825 ton fosfor/år och 86 000 ton kväve/år[97]. Av detta är Danmarks bidrag försumbart. Inräknat Göta älvs och Göteborgsregionens bidrag, blir hela belastningen för Skagerrak årligen omkring 4 100 ton fosfor och 107 600 ton kväve.

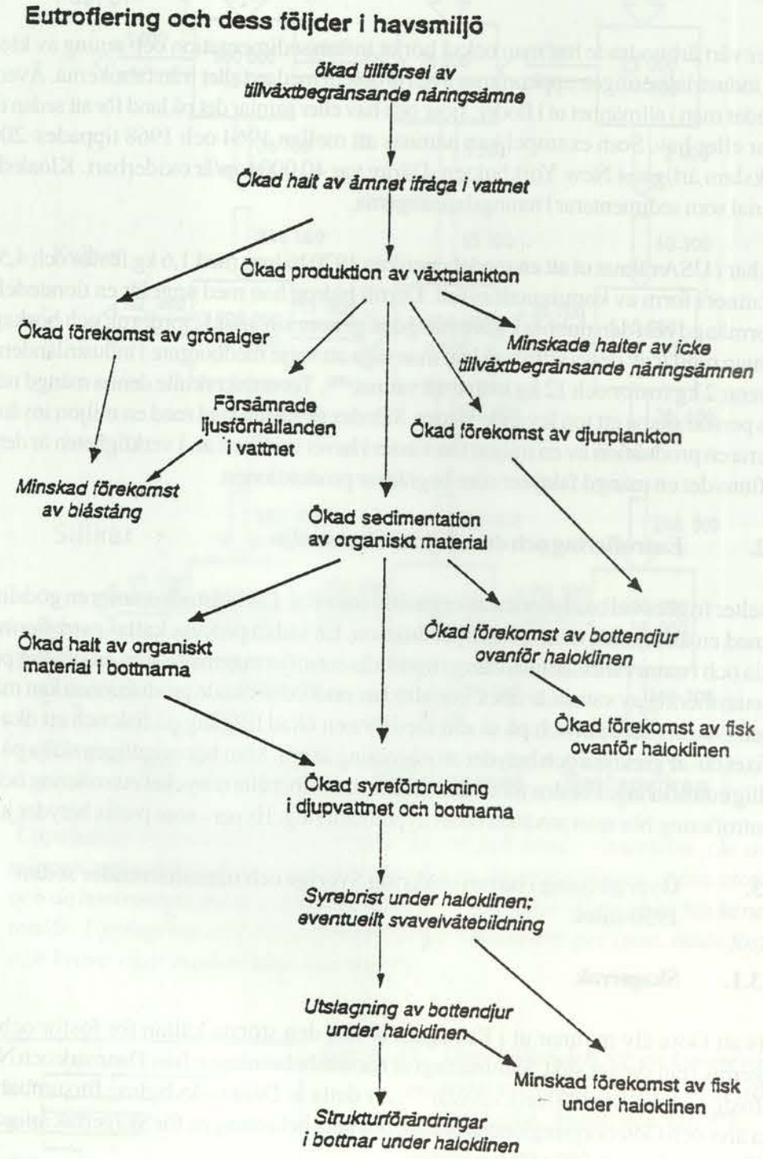


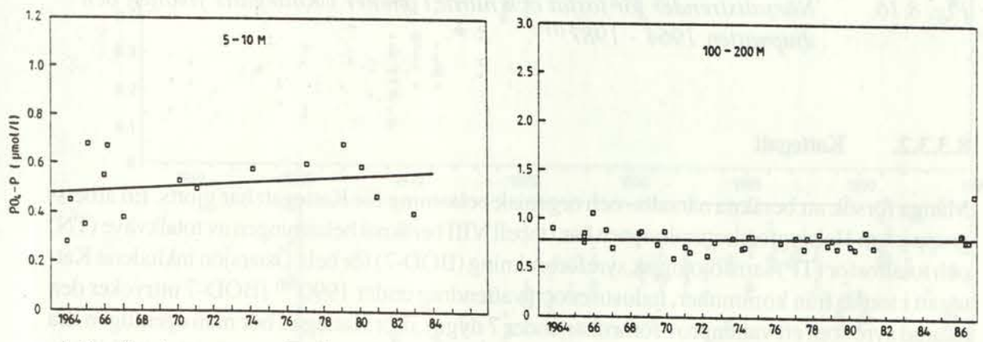
Fig. 8.14. Schema över eutrofieringens följder i havsmiljö[45].

TABELL 8.VII[13]

Tillförsel av totalfosfor och totalkväve till Skagerrak från reningsverk och i svenska älvar

Tillförsel	Totalfosfor (ton/år)	Totalkväve (ton/år)
Kommunala reningsverk 1985	10	500
Industrier	9	60
Fiskodlingar	3	15
Kustområdet direkt	60	900
Summa för Skagerrak	121	2 775
Göta älv	390	19 600
Göteborgsregionens reningsverk	180	2 000
Summa belastning från Sverige	691	24 915

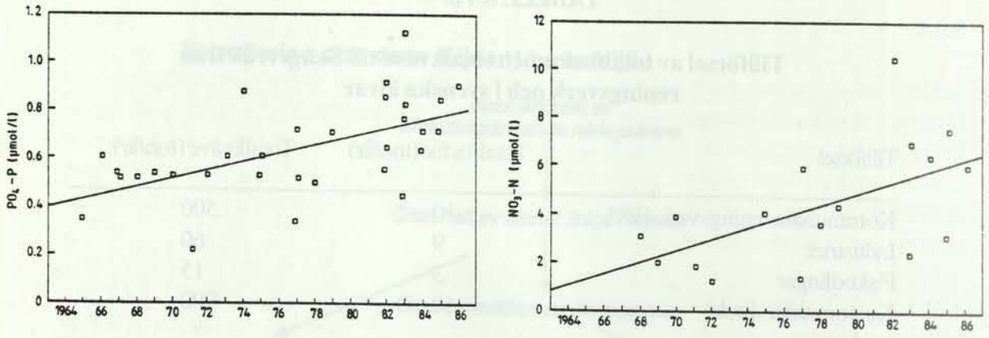
I öppna havet kan man inte finna några signifikativa närsaltstrender. På grund av primärproduktionen av växtplankton i ytvattnet under sommarhalvåret minskar närsaltskoncentrationerna där till nära noll och därför är det knappast möjligt att använda sommarvärden för trendanalys. Man måste använda tillgängliga vintervärden och dessa är tyvärr fåtaliga. Endast några få nitratbestämningar har utförts under perioden 1964 - 1987 och eftersom planktonblomningen börjar redan i mars och produktionen upphör först i slutet av november, måste man inskränka sig till resultaten för fosfat och endast från de tre vintermånaderna december, januari och februari[13]. Man kan inte upptäcka någon signifikativ trend, varken i yt- eller djupvattnet.



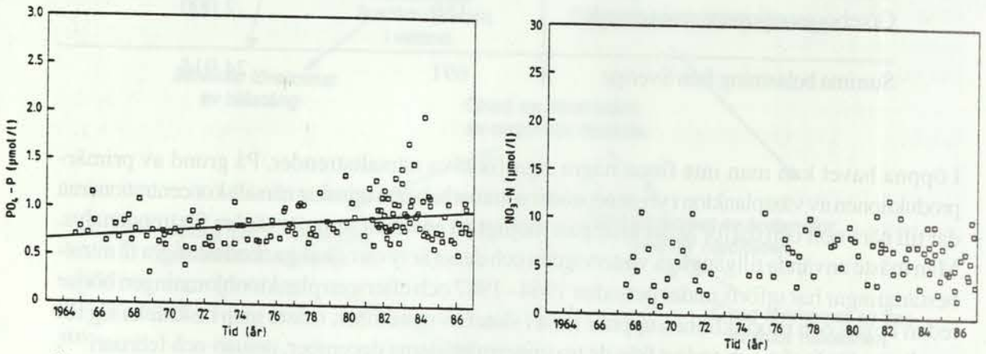
a) Fosfat i ytvattnet. Endast värden för december, januari och februari har använts.

b) Fosfat på 100-200 m djup. Ingen trend kan ses.

Fig. 8.15 a och b. Långtidsmedelvärden för fosfat (µmoler) i Skagerraks yt- och djupvatten från 1964 till 1987[13]



a) Ytvattnet. Endast värden för december, januari och februari har använts. En tydlig ökning kan ses för båda parametrarna.



b) Djupvattnet. Endast för fosfat kan en tydlig trend urskiljas.

Fig. 8.16. Närsaltstrender för fosfat och nitrat i µmoler i Kattegatts ytvatten och djupvatten 1964 - 1987 [117].

8.3.3.2. Kattegatt

Många försök att beräkna närsalts- och organisk belastning för Kattegatt har gjorts. En arbetsgrupp inom Helsingforskommissionen har i tabell VIII beräknat belastningen av totalkväve (TN) och totalfosfor (TP) samt biologisk syreförbrukning (BOD-7) för hela Östersjön inkluderat Kattegatt i ton/år från kommuner, industrier och vattendrag under 1990[98] (BOD-7 uttrycker den mängd syre som ett vattenprov förbrukar under 7 dygn). För Kattegatt bör man egentligen dra av belastningen från Göta älv. Helsingforskommissionen uppskattar det atmosfäriska nedfallet av totalkväve till 15 000 ton/år, men ger inget värde för totalfosfor[99]. ICES[100] ger 1981 för totalkväve 18 500 ton och för totalfosfor 315 ton.

Trender i närsaltshalterna i Kattegatt har studerats av många forskare[39, 101, 102]. För både totalkväve och totalfosfor är trenden signifikant[39]. För fosfat kan ingen trend urskiljas.

8.3.3.3. De danska sunden

Helsingforskommissionen ger närsaltsbelastningsvärden för både Bälthavet och Öresund och beräknar den atmosfäriska tillförseln av totalkväve till Öresund till 4 000 ton/år och till Bälthavet 28 000 ton/år[99]. I De danska sunden är närsaltstrenderna positiva[93].

8.3.3.4. Egentliga Östersjön

Även för detta område ger Helsingforskommissionen belastningsvärden för BOD-7, totalfosfor och totalkväve[98]. Kommissionen uppskattar den atmosfäriska totalkvävetillförseln till 230 000 ton/år[99]. I Arkonabäckenet kan man inte urskilja några trender, varken i djup- eller ytvattnet eftersom vattenomsättningen är för snabb. I Bornholmsbäckenet förekommer en tydlig periodicitet i bottenvattnet på omkring 4 - 5 år. Detta syns bäst i fosfatvariationerna. Fosfatkoncentrationen ökar kontinuerligt för att sedan plötsligt sjunka[103], då vattnet periodvis byts ut. Nitratkoncentrationerna visar samma periodicitet, men vid svavelvätebildning i bottenvattnet försvinner nitratet genom reduktion till kvävgas.

I sydöstra Östersjöns ytvatten uppvisar fosfat- och nitrattrenderna för vintervärden en kraftig ökning sedan mätningarna började efter andra världskriget[103]. Varderas trender planar ut efter 1977, och efter 1987 börjar halterna igen att minska för att igen plötsligt öka 1990. Sedan minskar halterna igen. För bottenvattnet, där ju nitratet försvinner vid svavelvätebildning, visas endast fosfattrenden, som är positiv för perioden 1977 till 1991, beroende på den långvariga stagnationsperioden, under vilken fosfat ackumulerats i bottenvattnet. Vid inflödet av nytt vatten 1992 börjar halterna att minska.

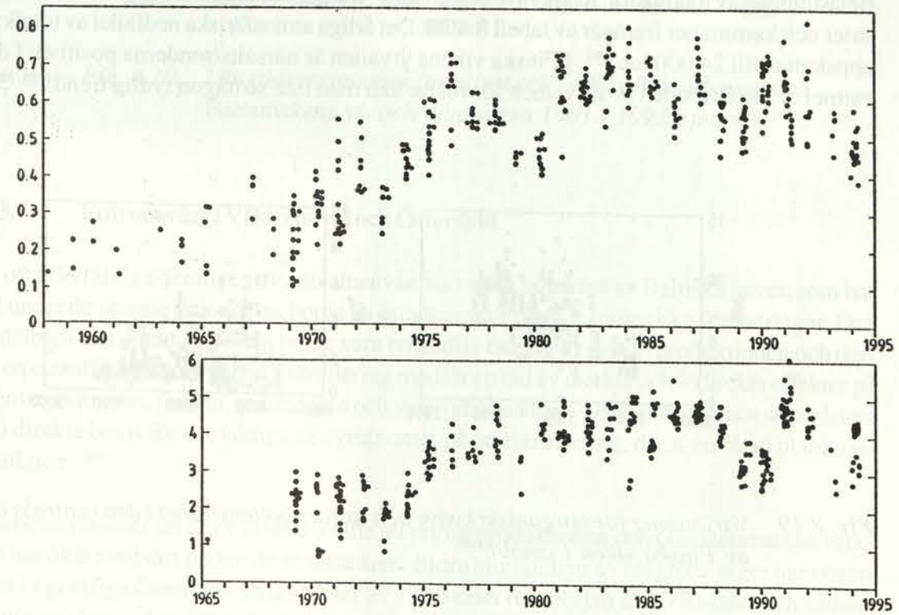


Fig. 8.17 a och b. Fosfat- och nitratvariationerna i Gotlandsdjupets ytvatten, för fosfor 1958 - 1994, för nitrat 1968 - 1994 i µmol/l.

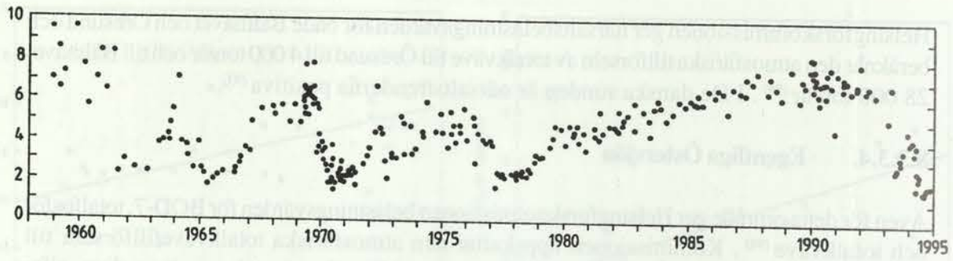


Fig. 8.18. Fosfatvariationer i Gotlandsdjupet vid 200 m 1958 - 1994 i µmol/l.

8.3.3.5. Rigabukten

Tabell 8.VIII visar också uppgifter på belastningen i Rigabukten. Det atmosfäriska nedfallet av totalkväve var 29 000 ton/år omkring 1986[99]. I Rigabukten ökar också närsaltskoncentrationerna och trenderna är därför positiva, utom för silikat där trenden är negativ[104].

8.3.3.6. Finska viken

Belastningen av organiska ämnen, närsalter och miljögifter är hög. Längst inne i Finska viken ligger S:t Petersburg med mer än 4 miljoner invånare. Belastningen därifrån är naturligtvis stor. Belastningen av totalfosfor, totalkväve och BOD-7 från ryska, estniska och finska älvar, industrier och kommuner framgår av tabell 8.VIII. Det årliga atmosfäriska nedfallet av totalkväve uppskattas till 24 000 ton[99]. I Finska vikens ytvatten är närsaltstrenderna positiva. I djupvattnet är nitrattrenden positiv, men för fosfat kan man inte se någon tydlig trend[105, 106].

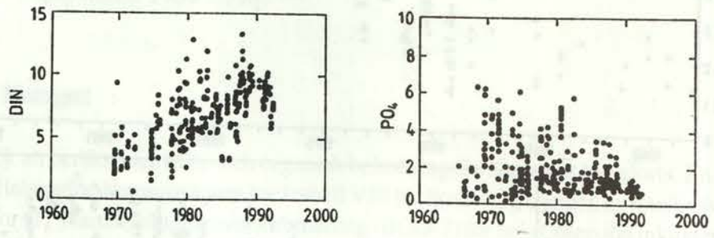


Fig. 8.19. Variationer för oorganiskt kväve och fosfat i bottenvattnet i den centrala delen av Finska viken i µmol/l[106].

8.3.3.6. Bottniska viken

Helsingforskommissionen ger i tabell 8.VIII belastningssiffror för totalkväve, totalfosfor och BOD-7 för både Bottenhavet och Bottenviken. Det årliga atmosfäriska nedfallet av totalkväve uppskattas till omkring 40 000 ton i Bottenhavet och 20 000 ton i Bottenviken[99]. I Bottniska viken är det ont om vintervärden och därför är det svårt att finna några klara trender i ytvattnet. I djupvattnet ökar närsaltskoncentrationerna i Bottenhavet. I Bottenviken, där fosfathalterna är mycket låga, kan man inte se någon trend för fosfat, men nitrathalten visar en positiv trend och koncentrationerna är mycket högre än i Bottenhavet och Ålands hav (se stycke 8.2.7).

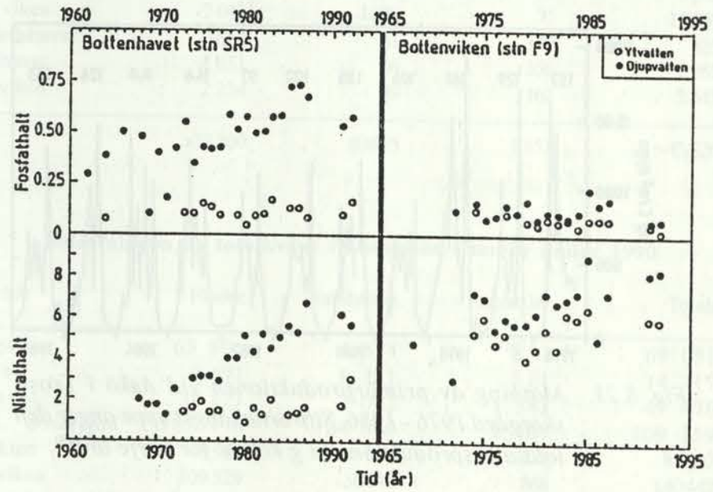


Fig. 8.20. Långtidsvariationer för nitrat och fosfat i Bottenhavets och Bottenvikens yt- och djupvatten 1961 - 1993 i µmol/l. [80].

8.3.3.7. Eutrofiering i Västerhavet och Östersjön

Den ofta flerfaldiga ökningen av närsaltsnivåerna i stora områden av Baltiska havet, som har skett under de senaste årtiondena, borde ha åstadkommit slående biologiska förändringar. Den omedelbara och direkta effekten borde vara en kraftig ökning av primärproduktionen och därmed en eutrofiering av området. Eutrofiering medför en rad av direkta och indirekta effekter på bottenvegetationen, faunan, sedimenten och syreförhållandena. Det har dock visat sig svårt att finna direkta bevis för det viktigaste symptomet på en eutrofiering, d.v.s. en ökad planktonproduktion [45].

Vissa observationer ser dock ut att bekräfta att primärproduktionen och planktonmassan verkligen har ökat avsevärt under de senaste åren. Stora blomningar av blågröna alger har observerats i egentliga Östersjön sedan slutet av 1960-talet och början av 1970-talet och sådana blomningar har sedan dess ofta förekommit. I Kattegatt och Skagerrak har stora mängder dinoflagellater förekommit under sensomrarna sedan 1980. I södra Kattegatt har en tydlig eutrofiering under de sista tio åren kunnat fastställas.

Sådana observationer är dock inte tillräckliga bevis, eftersom det råder brist på heltäckande observationer från tidigare perioder. Man vet inte om sådana blomningar förekommit tidigare och hur ofta. Blomning av blågröna alger har dock observerats i Östersjön för mer än hundra år sedan. Sedimentologiska undersökningar visar att svavelväteperioder förekommit i Östersjön flera gånger under tidigare århundraden. Från tio års mätningar av primärproduktionen vid Askölaboratoriet i Trosa skärgård har man inte kunnat utläsa någon säker ökning av produktionen [45].

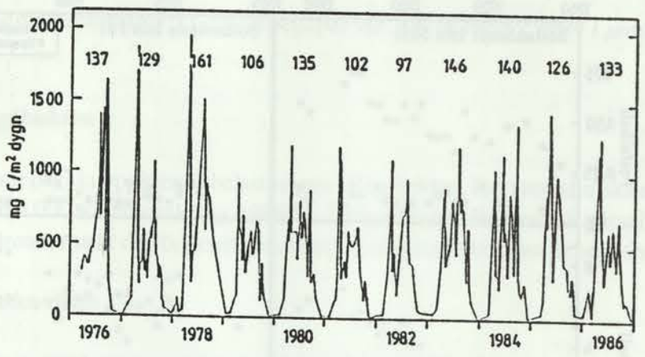


Fig. 8.21. Mätning av primärproduktionen vid Askö i Trosa skärgård 1976 - 1986. Siffrorna längst uppe anger den totala årsproduktionen i g kol/m² för varje år [45].



Bild 7. Planktonprovet samlas i en plastburk försedd med ett finmaskigt nät i botten. (Foto Stig Fonselius)

Tabell 8.VIII[98]

Belastningen av totalfosfor i Östersjön i ton/år under 1990

Delområde	Floder	Samhällen	Industrier	Totalt
Kattegatt	2 283	328	118	2 729
Öresund	224	1 558	100	1 882
Bälthavet	1 699	964	124	2 787
Egentl. Östersjön	>14 158	2 902	747	>17 807
Rigabukten	2705	649	34	3388
Finska viken	7642	4078	70	11790
Skärgårdshavet	664	31	140	835
Bottenhavet	1851	56	356	2263
Bottenviken	2234	49	162	2345
Totalt	>33360	10615	1851	>45826

Belastningen av totalkväve i Östersjön i ton/år under 1990

Delområde	Floder	Samhällen	Industrier	Totalt
Kattegatt	63 806	4 374	851	69 031
Öresund	7 591	6 851	311	14 717
Bälthavet	38 821	7 072	1 583	47 476
Egentl. Östersjön	182 136	24 660	2 463	209 259
Rigabukten	79966	5060	281	85307
Finska viken	109 529	30045	868	140442
Skärgårdshavet	7 870	939	1 101	9910
Bottenhavet	42 985	1 399	3097	47481
Bottenviken	35034	1 630	1 567	38231
Totalt	567738	81994	12122	661854

Belastningen av organiskt material (BOD-7) i Östersjön i ton/år under 1990

Delområde	Floder	Samhällen	Industrier	Totalt
Kattegatt	>23426	4843	11055	>39324
Öresund	>489	8148	>8022	>16659
Bälthavet	>4528	20804	24142	>49474
Egentl. Östersjön	>529862	>60003	19336	>609201
Rigabukten	101807	38923	863	141593
Finska viken	201935	70027	14324	286286
Skärgårdshavet	7780	742	202	8724
Bottenhavet	88536	1055	58298	147889
Bottenviken	79793	2730	18457	100980
Totalt	>1038156	>207275	>154699	>1400130

9. LÅNGTIDSFÖRÄNDRINGAR

9.1. Världshaven

9.1.1. Variationer i världshavens salthalt, temperatur och volym.

Man anser att världshavets salthalt varit relativt konstant sedan det bildades. Variationer i volymen har förekommit under istiderna genom att stora mängder vatten bundits i inlandsisarna. Med användning av ^{14}C-datering har man funnit att inlandsisen bundit så mycket vatten att havsytan vid den senaste istidens maximum för ungefär 18 000 år sedan låg omkring 120 m lägre än i modern tid. Salthalten var då i medeltal omkring 1 psu högre än nu. Avsmältningen skedde inte regelbundet, det förekom två maxima i avsmältningen för 13 000 och 10 500 år sedan med en avrinning på respektive 14 000 km^3 och 9 500 km^3/år, huvudsakligen till Nordatlanten. Detta kan jämföras med hela sötvattentillförseln till Nordatlanten i modern tid, som är 11 400 km^3/år. Under den yngre Dryasperioden (mellan 11 000 och 10 500 före nutid) var avsmältningen endast 2 700 km^3/år[107].

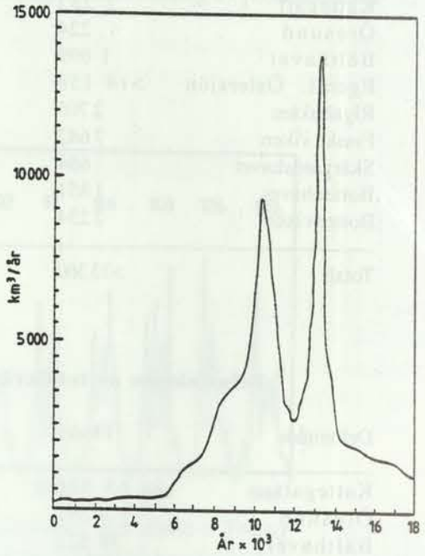


Fig. 9.1. Avrinningen av smältvatten efter istiden, beräknad med hjälp av en havsnivåkurva från Barbados och med användning av ^{14}C-år. Tidsskalan har korrigerats till kalenderår[107]. Tidsskalan ges i k-år (år x 1000). Avrinningen ges i km^3/år.

Eventuella klimatförändringar påverkar nederbörden och temperaturen över jordytan och kan medföra förändringar i havet. En ändring av temperaturen i världshavets hela vattenmassa med 1^{0}C skulle öka havets volym så mycket att vattenståndet skulle höjas med 0,8 m. För befolkningen på korallöar i Oceanien och i andra lågt liggande områden, t.ex. Holland, skulle detta medföra en katastrof. En sådan uppvärmning tar dock mycket lång tid. Klimatförändringar kan också medföra ökad frekvens av stormfloder, ökad eller minskad nederbörd etc.

Man har beräknat att havsytan för närvarande (1994) högt räknat stiger med 1,75 mm/år. Omkring en tredjedel av av denna höjning beror på människans slöseri med världens sötvattensresurser genom att pumpa upp grundvatten, genom att sprida flodvatten i stora bevattningsnät där vattnet avdunstar och genom att förvandla skogsmark till åkermark, främst genom nedhuggning av regnskogarna[108].

9.1.2. Växthuseffekten

Genom förbränning av fossila bränslen, d.v.s. kol, olja och gas, förändrar människan kolsyrebalansen i naturen[109]. Då man relativt väl känner till världsförbrukningen av kol och olja, har man beräknat den förväntade koldioxidökningen i atmosfären. Man har dock funnit att ökningen är mindre än vad man kunde väntat sig. Detta beror bl.a. på att en del av koldioxiden förbrukas genom ökad fotosyntesbaserad produktion på land och att en del upplöses i havsvattnet där den ökar växtplanktonproduktionen. Delvis förbrukas koldioxiden också vid upplösning av kalk. Man har med hjälp av matematiska prognosmodeller försökt förutsäga de klimatförändringar som förväntas ske genom ökningen av koldioxidhalten i atmosfären. Man tror att denna ökar temperaturen på jordytan genom att koldioxiden absorberar värmeutstrålningen från jordytan. Den hindrar inte solstrålningen från att nå jordytan, men förhindrar effektivt delar av värmestrålningen från att gå tillbaka ut i rymden. Detta kallas växthus- eller drivhuseffekten. Klimatmodeller förutsäger en ökning av vattentemperaturen med 2 grader kring ekvatorn och 4 - 6 grader i polartrakterna och en ökning av vattenståndet i havet under de närmaste 100 åren med mellan 25 och 85 cm, delvis genom avsmältning av glaciärerna och delvis genom att vattnet vid uppvärmning utvidgar sig[53].

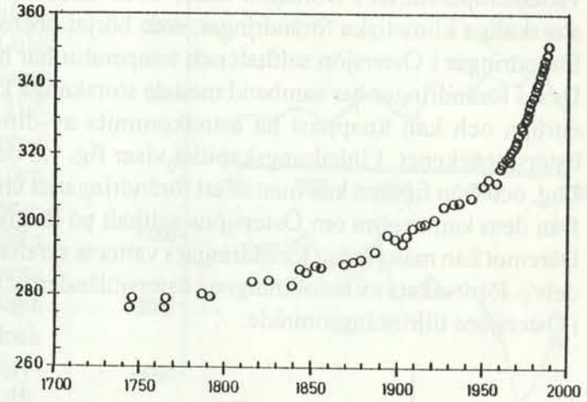


Fig. 9.2. Ökningen av koldioxid i atmosfären från 1750 till 1990. Koldioxidhalten ges i miljondedelar, d.v.s. ml/m^3. Värden fram till 1950 visar värden erhållna från iskärnor i Antarktis. Värden från 1950 är aktuella mätningar på Mauna Loa på Hawaii[109]

Om växthuseffekten verkligen har någon betydelse för klimatet, är därför ännu inte säkert klarlagt. Det bör också framhållas att växthuseffekten inte enbart åstadkommes av koldioxid utan att även andra föreningar, t. ex. metan och freoner, bidrar till denna. Det finns dock många processer som kan motverka växthuseffekten. En uppvärmning av havsytan ökar avdunstningen. En del forskare tror att en ökad primärproduktion i havet skulle medföra en stor transport av dimetylsulfid från havet till atmosfären. Där oxideras gasen snabbt till svavelsura aerosoler. Utsläppen av svaveldioxid från industriländerna ökar också halten av svavelsura föreningar i atmosfären. Dessa processer kan medföra en ökad kondensering av vattenånga. Moln bildas och instrålningen minskar. Detta medför högre nederbörd bl.a. över polarisarna som tillväxer i tjocklek och binder upp vatten.

9.2. Östersjön

Man vet att jordens bergsglaciärer för närvarande långsamt håller på att smälta och att vattentemperaturen i Nordsjön under 1900-talet har ökat, men detta beror troligtvis på storskaliga klimatiska förändringar, som börjat oberoende av växthuseffekten. Långtidsförändringar i Östersjön salthalt och temperatur har har under 1900-talet kunnat påvisas. Dessa förändringar har samband med de storskaliga klimatologiska variationerna i Nordeuropa och kan knappast ha åstadkommits av direkta mänskliga aktiviteter i själva östersjöbäckenet. I inledningskapitlet visar fig. 1.5 de olika skedena i Östersjöns utveckling, och från figuren kan man se att förändringarna under 1900-talet är så små att man inte från dem kan avgöra om Östersjöns salthalt på längre sikt håller på att öka eller minska. Däremot kan man påvisa förändringar i vattnets syrehalt och närsaltshalter, som åtminstone delvis förorsakats av befolkningen i östersjöländerna. Omkring 70 miljoner människor bor i Östersjöns tillrinningsområde.

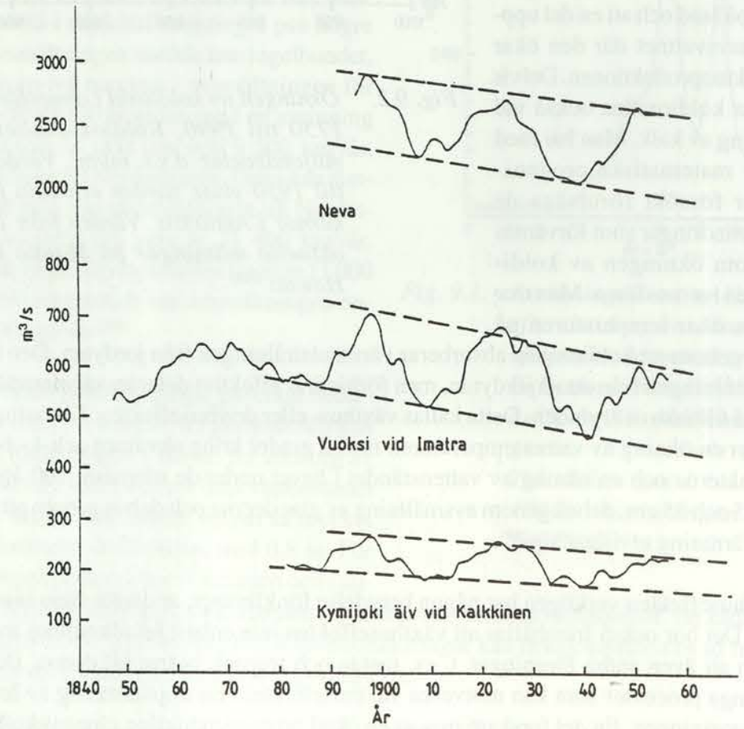


Fig. 9.3. Vattenföringen i Neva, Vuoksen och Kymmene älv, uttryckta som 10-års glidande medelvärden.

9.2.1. Sötvattenstillförseln

Förändringar i nederbörd och älvvattenstillförsel kan tänkas påverka de hydrografiska förhållandena i Östersjön. Långtidsserier existerar från t.ex. Lule älv, Dalälven och Motala ström [45] samt Neva, Vuoksen och Kymmene älv. Vuoksen mynnar ut i Ladoga och inte i Östersjön, men avrinningsserien är den längsta i Östersjöområdet och representerar väl avrinningen till Finska viken eftersom alla de tre sistnämnda älvarna visar samma trend. Värdena för Vuoksen under de tre första decennierna är dock osäkra eftersom förändringar i älvprofilen på mätplatsen kan ha skett [18]. Uppdämningen av svenska och finska älvar för vattenkraftändamål har förändrat älvvattentillförselns årscykel genom att den genom snösmältning förorsakade vårfloden till stor del samlas upp i vattenmagasinen. Avdunstningen i de skapade vattenmagasinen kan också ha påverkat den årliga avdunstningen i östersjöområdet [110].

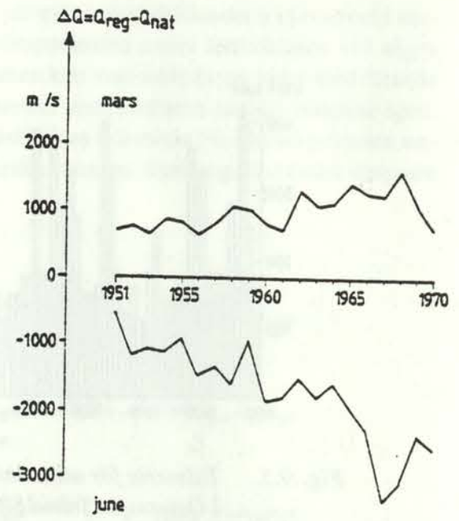


Fig. 9. 4. Förändringen i avrinning från svenska älvar på grund av regleringar från 1951. Figuren visar förändringarna i mars och juni från 1951 till 1970 som skillnaden mellan reglerad och naturlig oreglerad avrinning [110].

9.2.2. Temperatur

Ytvattnets temperatur varierar med årstiderna och det är svårt att få fram säkra långtidsförändringar. I detta sammanhang är det av intresse att se på isförhållandena och dessas variationer under 100 år. Endast under några få vintrar har Östersjön varit helt tillfruset [111] Det minsta istäcket förekom vintern 1988 - 1989, då mindre än 1/8 av Östersjön var istäckt. Total istäckning förekom 1892 - 1893, 1939 - 1940, 1942 - 1943 och 1947 - 1948. Vintern 1986 - 1987 var över 90 % av Östersjön istäckt. Istäckets varaktighet har naturligtvis också stor betydelse.

Ett samband mellan luft- och ytvattenstemperatur 1860 - 1980 har man funnit vid tre finska mätstationer. En tydlig ökning både i lufttemperaturen och havets yttemperatur har skett. I mätningarna har man använt data för månaderna juni till oktober eller november. Det är tydligt att ytvattnets temperatur är mycket beroende av lufttemperaturen på platsen [111].

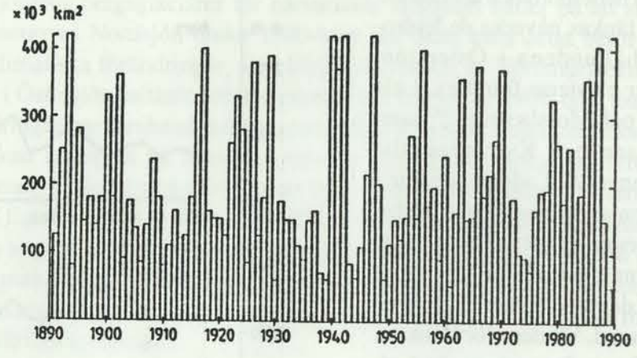


Fig. 9.5. Tidsserie för utbredningen av årligt maximalt istäcke i Österssjön från 1890/1891 till 1988/1989[III].

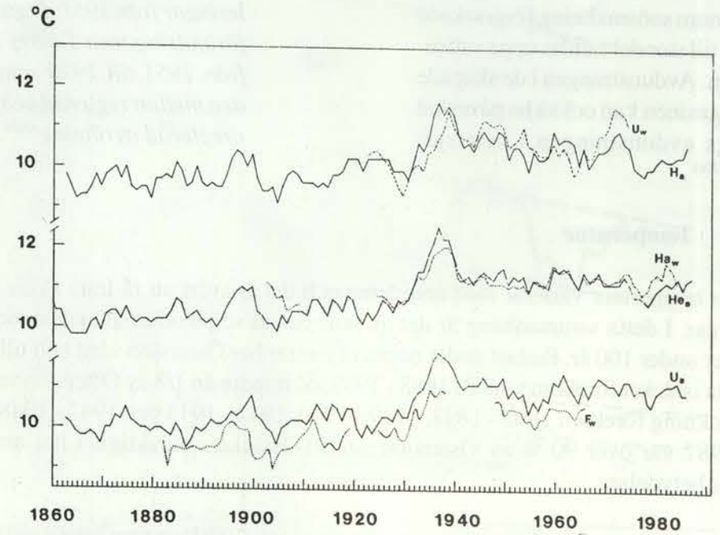


Fig. 9.6. Långtidsserier för lufttemperatur och yttemperatur i vattnet[III].
U_W = *vattentemperaturen vid Ulkokalla (juni - oktober)*
H_a = *lufttemperaturen i Haparanda (juni - oktober)*
Ha_W = *vattentemperaturen vid Harmaja (juni - november)*
He_a = *lufttemperaturen i Helsingfors (juni - november)*
F_W = *vattentemperaturen vid Finngrundet (juni - november)*
U_a = *lufttemperaturen i Uppsala (juni - november)*

Djupvattenstemperaturen under haloklinen kan påverkas av förhållandena i ytvattnet i närområdet. Detta visar långtidsvariationerna av temperaturen under termoklinen vid några stationer i Skagerrak. I Norska rännans bottenvatten kan man urskilja perioder med ökande temperatur. Dessa perioder varar i flera år, varefter temperaturen hastigt minskar igen. Detta beror på att vattenmassor med hög densitet bildas i centrala Nordsjöns ytvatten under kalla vintrar. Detta vatten rinner längs Norska rännans sluttning ned i den djupaste delen under senvintern och början av våren[II2].

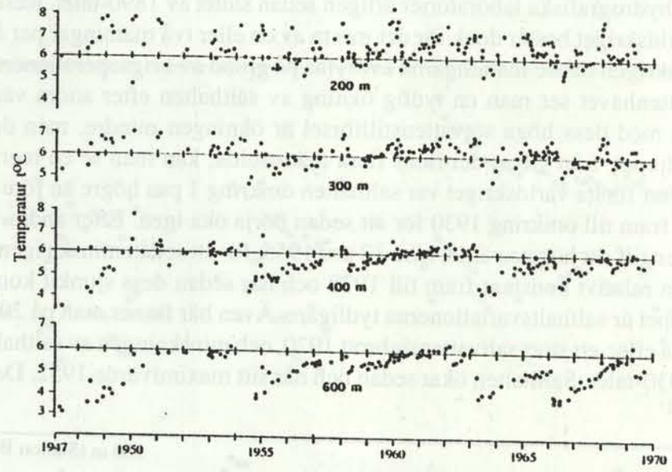


Fig. 9.7 Långtidsvariationer av temperaturen i centrala Skagerrak.

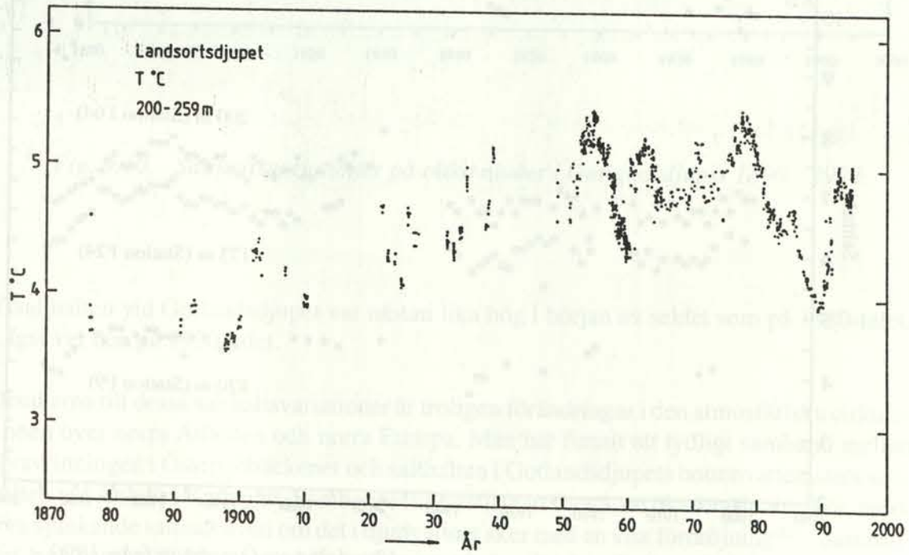


Fig. 9.8. Långtidsvariationer av temperaturen i Landsortsdjupet på 200 - 459 m djup 1877 - 1994.

I Landsortsdjupet finns det temperaturmätningar från 1877 fram till nuvarande tid. I djup- och bottenvattnet från 200 - 459 m djup ökade temperaturen från sekelskiftet fram till 1955 med över 2°C, för att sedan till 1960 sjunka med över 1°. Sedan ökade temperaturen igen till 1961 med 1° och har sedan åter minskat fram till 1993.

9.2.3. Salthalten

Salthaltsmätningar har utförts på några djupstationer i egentliga Östersjön av de olika östersjöstaternas hydrografiska laboratorier årligen sedan slutet av 1890-talet. Resultaten fram till andra världskriget består dock för det mesta av en eller två mätningar per år. Under de bägge världskrigen måste mätningarna avbrytas på grund av krigsoperationerna. I Ålands hav och Bottenhavet ser man en tydlig ökning av salthalten efter andra världskriget. I Bottenviken med dess höga sötvattenstillförsel är ökningen mindre, men dock mätbar. I Landsortsdjupet, från vilket det finns flera mätresultat, kan man se en mera detaljerad variation. Efter första världskriget var salthalten omkring 1 psu högre än före kriget, men sjönk sedan fram till omkring 1930 för att sedan börja öka igen. Efter andra världskriget steg salthalten till sitt högsta värde, nära 12 psu 1955, för att sedan minska igen. Sedan höll sig salthalten relativt konstant fram till 1978 och har sedan dess sjunkit kontinuerligt. I Gotlandsdjupet är salthaltsvariationerna tydligare. Även här finner man på 200 m djup de höga värdena efter ett stort saltvattensinbrott 1920, och minskningen av salthalten fram till början av 1930-talet. Salthalten ökar sedan och når sitt maximivärde 1952. Detta beror på

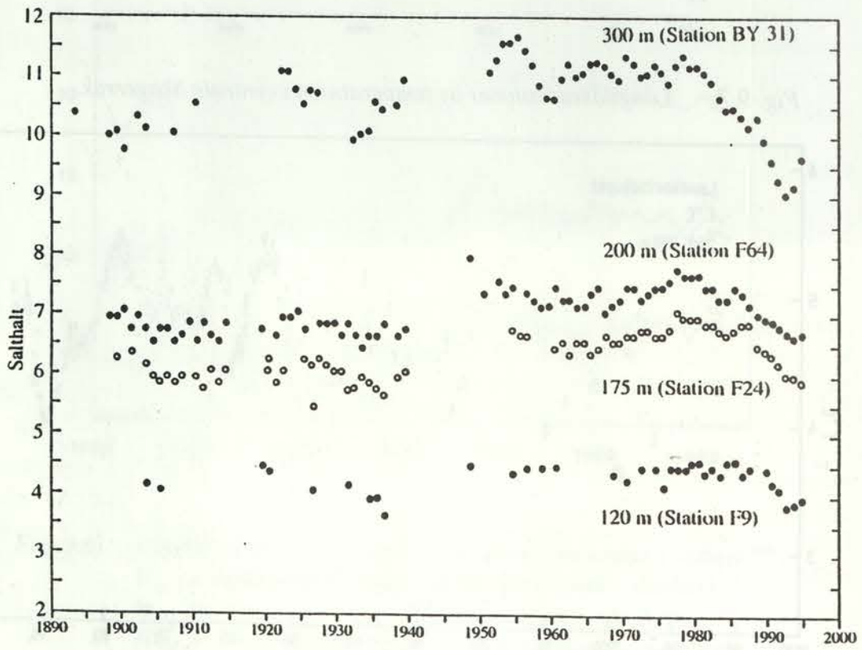


Fig. 9.9. Salthaltsvariationer i djupvattnet i olika delar av Östersjön från 1890 - 1994 [113]. St. BY31 Landsortsdjupet, F64 Ålandsdjupet, F24 Ulvödjupet, F9 Bjurödjupet.

ett stort saltvattensinbrott, det största som någonsin observerats i Östersjön. Efter detta sker en långsam minskning, avbruten av smärre ökningar, fram till 1992. Perioden 1950 fram till närvarande tid (1994) behandlas mera detaljerat i kapitel 3. Havsvattnet. På 100 m djup, således under den permanenta haloklinen, finner man i princip samma mönster i salthaltsvariationerna. På detta djup störs dock trenderna mera än på 200 m av horisontellt inströmmande vatten från De danska sunden[45].

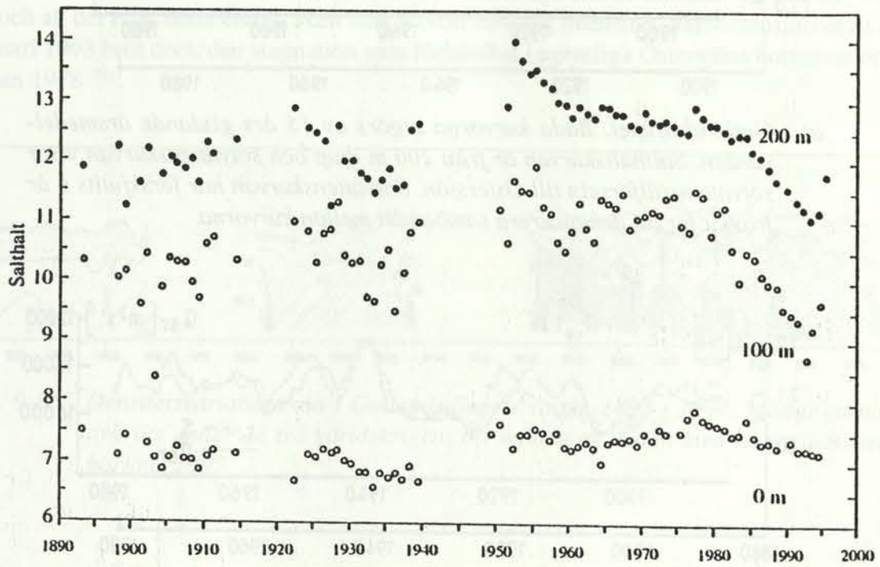
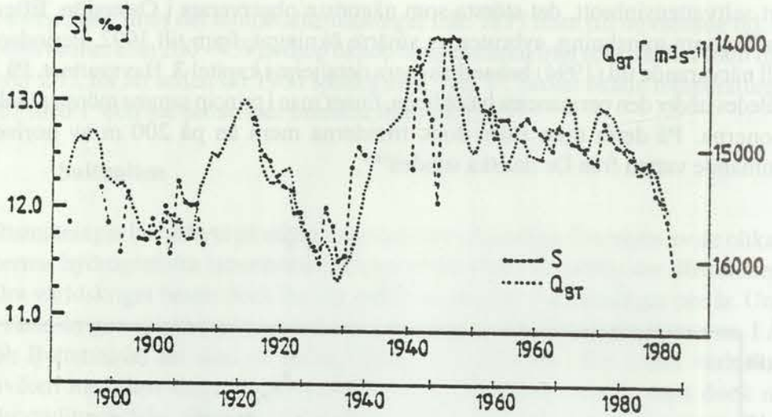


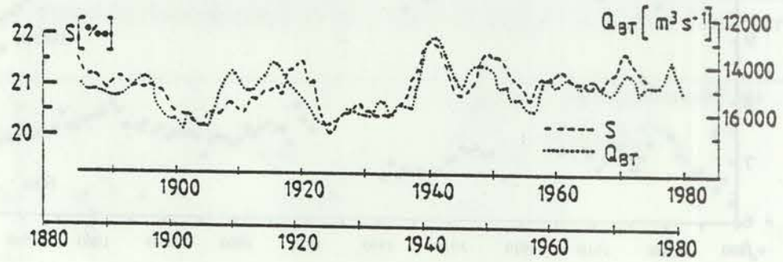
Fig. 9.10. Salthaltsvariationer på olika nivåer i Gotlandsdjupet 1890 - 1994.

Ytsalthalten vid Gotlandsdjupet var nästan lika hög i början av seklet som på 1980-talet. Lägst var den på 1930-talet.

Orsakerna till dessa salthaltsvariationer är troligen förändringar i den atmosfäriska cirkulationen över norra Atlanten och norra Europa. Man har funnit ett tydligt samband mellan älvavrinningen i Östersjöbäckenet och salthalten i Gotlandsdjupets bottenvatten samt salthalten vid Anholt i Kattegatt. Sambandet är inte lätt att förstå, en ökad avrinning bör medföra sjunkande salthalt även om det i djupvattnet sker med en viss fördröjning[111]. Sambandet kan kanske förklaras med förändringar i lufttrycksdistributionen, som kan medföra ökad nederbörd i Östersjöns avrinningsområde och, när densiteten sjunkit tillräckligt, ökad inströmning av saltare vatten genom De danska sunden.



a) Gotlandsdjupet. Båda kurvorna utgörs av 15 års glidande årsmedelvärden. Salthaltskurvan är från 200 m djup och sötvattenskurvan visar sötvattenstillförseln till Östersjön. Sötvattenskurvan har förskjutits 6 år framåt för att demonstrera sambandet mellan kurvorna.



b) Anholt. Båda kurvorna är 5 års glidande årsmedelvärden. salthalts- kurvan består av ytvärden vid Anholt och sötvattenskurvan av totalavrinningsvärdena för Östersjön. Här har sötvattenskurvan förskjutits 2 år.

Fig. 9.11. Jämförelse mellan salthaltsvariationer och sötvattenstillförsel[111].

9.2.4. Densiteten

Densiteten är en funktion av saliniteten och temperaturen. En förändring av salthalten med 1 enhet har en omkring 10 gånger större inverkan på densiteten än en temperaturförändring på 1°C. Därför kommer ett densitetsdiagram att nästan helt avspegla salthalten. Man kan urskilja de stora saltvattensinbrotten som plötsliga densitetsökningar[114]. Den tyska forskaren Matthäus[115] har utarbetat ett diagram för saltvattensinbrottens intensitet Q genom De danska sunden. Q beräknas från inflödets varaktighet och medelsalthalten i vattenpelaren. I diagrammet kan man tydligt se de två mycket stora saltvattensinbrotten 1914 - 15 och 1951 - 52. Man kan också se att det till intensiteten tredje största inbrottet skedde 1977 - 78 och att det efter detta endast skett små inbrott med låg intensitet. Saltvattensinbrottet i januari 1993 bröt dock den stagnation som förhärskat i egentliga Östersjöns bottenvatten sedan 1978 [71].

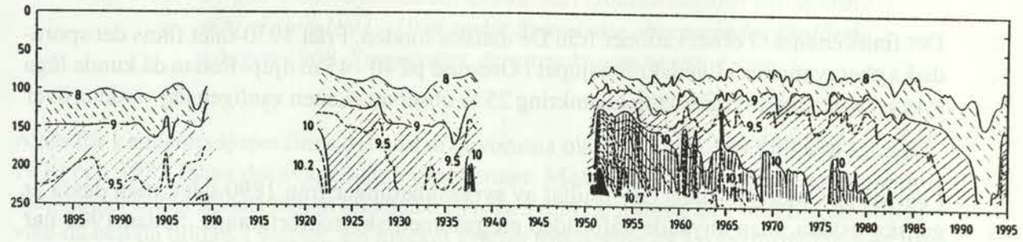


Fig. 9.12. Densitetsvariationerna i Gotlandsdjupets vatten 1893 - 1994. Mätningarna avbröts under de två världskrigen. Ett inflöde av vatten med högre densitet började 1993.

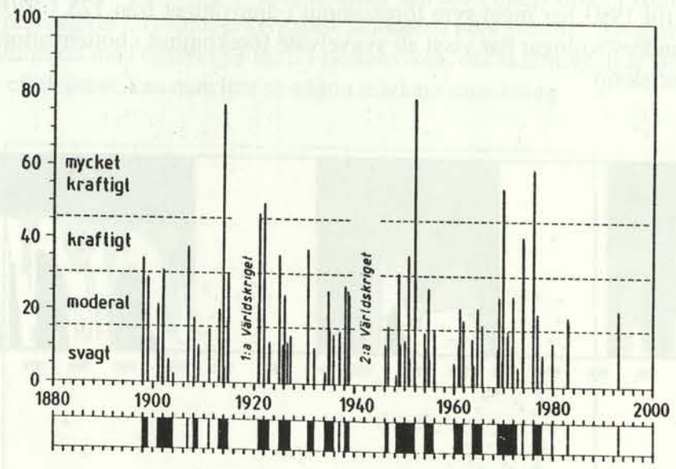


Fig. 9.13. Intensitetsdiagram för saltvattensinflödena genom De danska sunden 1900 - 1993. Den övre figuren visar intensitetsindex för inflödena och den nedre inflödenas längd[115].
En längd av 5 dygn och medelsalthalten 17 10-3 ger Q = 0.
En längd av 30 dygn och medelsalthalten 24 10-3 ger Q = 100.

9.2.5. Syrgashalten

I öppna Skagerrak, där syrgasförhållandena i vattnet är nästan oceaniska, kan man inte finna några trender i syrgasförhållandena. I fjordarna är förhållandena dock annorlunda, men det finns tyvärr inga långa mätserier. Syrgasförhållandena i fjordarna diskuteras i kapitel 7. Syrgas och svavelväte.

Långtidsförändringar i syrgashalten i Kattegatt har studerats av flera forskare. Tyvärr finns det ytterst få resultat från tiden före världskrigen. Alla har funnit en negativ trend i djupvattnet [39].

Total syrebrist har under de senaste hundra åren tillfälligt observerats i bottenvattnet i delar av Kielbukten, men 0-värden för syre två år i rad har endast rapporterats en gång före andra världskriget och igen 1969 - 1971 [64].

Det finns endast få observationer från De danska sunden. Från 1930-talet finns det sporadiska observationer i Landskronadjupet i Öresund på 40 - 45 m djup. Redan då kunde låga syrgasvärden med syrgasmättnad omkring 25 % observeras, men vanligen låg värdena över 50 %.

I egentliga Östersjön finns det resultat av syrgasmätningar från 1890-talet, men dessa är ganska osäkra, man använde dåförtiden ett gasometriskt mätförfarande. Sedan 1902 har man använt samma kemiska mätmetod, Winklertitrering, och därför kan resultaten anses vara tillförlitliga sedan dess. Fram till 1950-talet finns endast ett fåtal mätningar per år. Eftersom årstidsvariationerna i djupvattnet är obetydliga, kan dessa mätningar representera hela året [114]. Svavelväteförekomst rapporterades för första gången 1930 - 1932, och från 1978 till 1993 har inget syre förekommit i djupvattnet från 125 - 150 m till botten. Sedimentundersökningar har visat att svavelväte förekommit i bottenvattnet flera gånger under historisk tid.

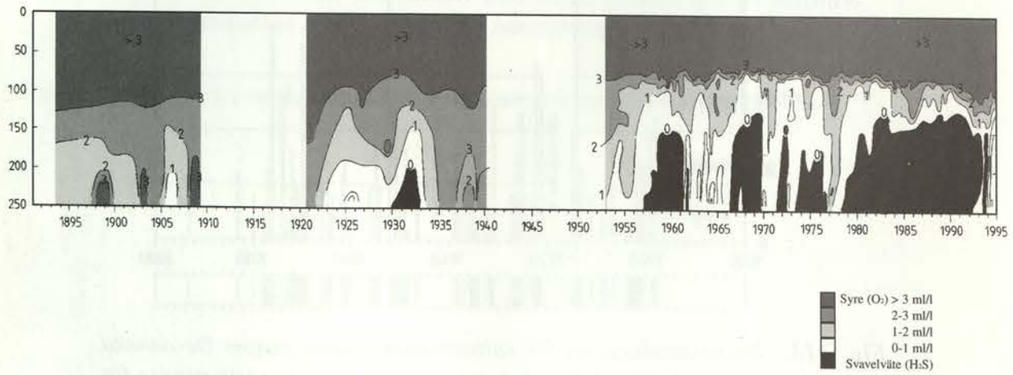


Fig. 9.14. Syrgas- och svavelvätevariationerna i Gotlandsdjupet 1893 - 1994. De svarta områdena betecknar svavelväteförekomst. Bottenvattnet förnyades 1993 och svavelvätet försvann. Syret i ml/l.

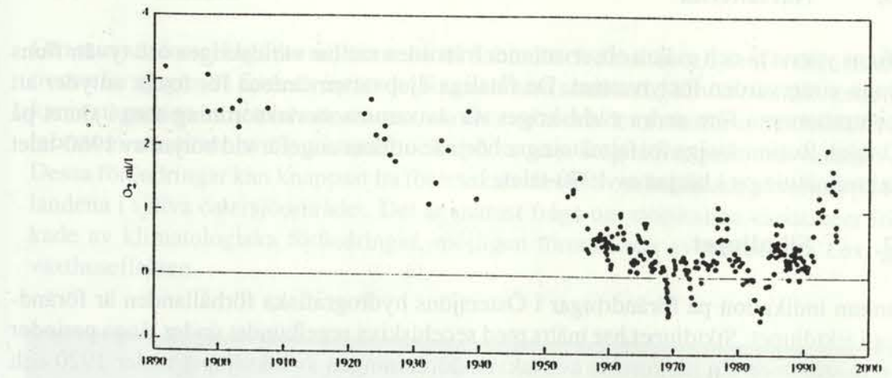


Fig. 9.15. Syrgas- och svavelvätevariationerna i Landsortsdjupet vid omkring 400 m djup 1891 - 1994 i ml/l. Svavelväte observerades för första gången 1968. Svavelvätet är uttryckt som negativt syre.

Även för Landsortsdjupet finns det nästan oavbrutna mätserier från 1893 till 1987. Under 1970 och 1982 fanns det svavelväte i djupvattnet. Man kan se att syrekoncentrationen i djupvattnet sedan seklets början minskat från nära 3 ml/l till mindre än 1 ml/l och att svavelväte då och då bildats i vattnet. En mycket kraftig försämring av syrgasförhållandena har skett under 1900-talet.

Från Bottniska viken finns det långtidsserier för syrgashalten med några få värden från seklets början. En tydlig minskning av syrgashalten kan ses i djupvattnet i Ålands hav. I Bottenhavet representerar Ulvödjupet syrgasvariationerna i djupvattnet. Syrgashalten har på 175 m djup minskat med omkring 3 ml/l. I Bottenviken, där skiktningen är svagast och vertikalutbytet effektivast, kan man inte se någon markant minskning.

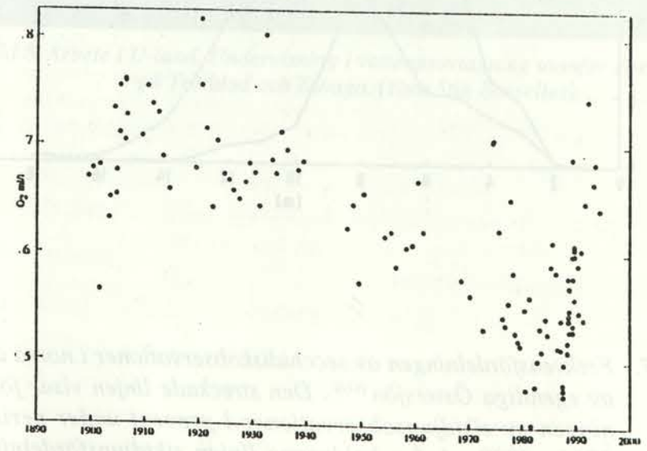


Fig. 9.16. Syrgasvariationerna i Ulvödjupet på 150 - 200 m djup 1900 - 1994.

9.2.6. Närsalterna

Det finns ytterst få och osäkra observationer från tiden mellan världskrigen och tyvärr finns det inga vintervärden för ytvattnet. De fåtaliga djupvattenvärdena för fosfat antyder att koncentrationerna före andra världskriget var av samma storleksordning som i slutet på 1950-talet. Rutinmässiga fosfatmätningar började utföras ungefär vid början av 1960-talet och nitratmätningar i början av 1970-talet.

9.2.7. Siktdjupet

En annan indikation på förändringar i Östersjöns hydrografiska förhållanden är förändringar i siktdjupet. Siktdjupet har mätts med secchiskiva regelbundet under långa perioder på vissa stationer. En jämförelse av frekvensfördelningen av siktdjupet under 1920 och 1980-talen i norra egentliga Östersjön har utförts av finska forskare[III]. Resultatet visar att siktdjupet i genomsnitt har minskat med två meter under denna tid. Detta tyder på en grumling av vattnet som kan bero på flera orsaker, t.ex. ökad planktonproduktion, ökad sedimenttransport eller ökad humustillförsel i älvvattnet.

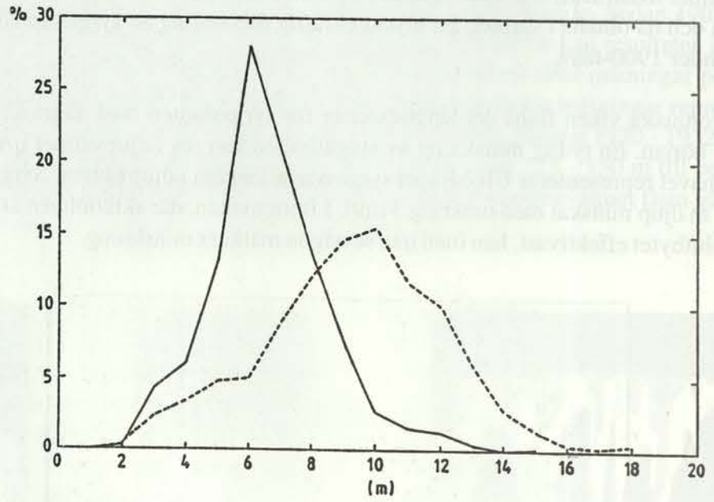


Fig. 9.17. Frekvensfördelningen av secchidiskobservationer i norra delen av egentliga Östersjön[III]. Den streckade linjen visar fördelningen av siktdjupsobservationer i procent under perioden 1914 - 1939 och den heldragna linjen siktdjupsfördelningen 1969 - 1986. Siktdjupet har minskat med omkring 2 m.

9.3 Slutord

Om man studerar långtidsvariationerna för salthalt och densitet och jämför dem med variationen för syrgas, så finner man att det finns ett nära samband. Saltvattensinbrotten förorsakar ju stagnation av bottenvattnet i centrala Östersjön och detta medför syrebrist. Saltvattensinbrötten ser ut att ha ökat i antal, och den senaste stagnationsperioden varade i 17 år. Dessa förändringar kan knappast ha förorsakats direkt av människans påverkan på förhållandena i själva östersjöområdet. Det är snarast fråga om storskaliga variationer förorsakade av klimatologiska förändringar, möjligen förorsakade av människan t.ex. genom växthuseffekten.

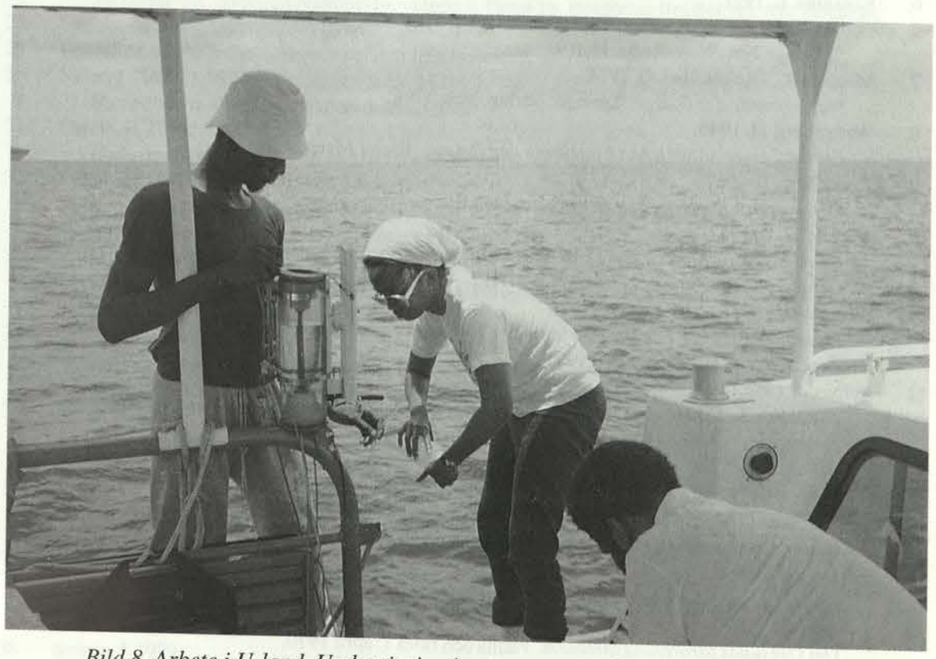


Bild 8. Arbete i U-land. Undervisning i vattenprovtagning utanför Port of Spain på Trinidad och Tabago. (Foto Stig Fonselius)

REFERENSER

1. Courtillot, V. and G. E. Vink. 1983.
   How Continents Break Up. Scientific American, July 1983 Vol 249, No. 1.
2. Sillén, L. G. 1961.
   The physical chemistry of seawater. In Oceanography, editor M. Sears.
   Publ. Am. Assoc. Adv. Sci. 67.Washington DC.
3. Edmond, J. M. and K. Von Damm. 1983.
   Hot springs on the Ocean Floor. Scientific American 1983, Vol. 248, No. 4.
4. Larsen, B. 1995. Personlig kommunikation.
5. Hallberg, R. 1978.
   Östersjön - i går, i dag, i morgon. Diagnos Östersjön. SNV. Red. A. Åkerblom. Libers Förlag.
6. Kossinna, E. 1921.
   Die Tiefen des Weltmeeres. Berlin Univ. Inst. f. Meeresk., Veröff. N.F.,
   A. Geogr. Nat. Wiss. Reihe, Heft 9.
7. Magaard, L. - Reinheimer, G. 1974.
   Meereskunde der Ostsee. Springer Verlag, New York.
8. Wattenberg, H. 1949.
   Entwurf einer natürlichen Einteilung der Ostsee. Kieler Meeresf. Bd. 6.
9. Kullenberg, B. 1967.
   Oceanografi för Nordiska Hälsovårdshögskolan, (stencil).
10. Rossiter, J. R. 1967.
    An Analysis of Annual Sea Level Variations in European Waters.
    Geophys. J. Astron. Soc. - London, 1967:12.
11. Striggow, K. 1987.
    Einhundertjährige Pegelregistrierungen des südwestlichen Ostseeraums.
    Z. geol. Wiss., Berlin, No 15 (1987) 2.
12. Voipio, A. (edit.) 1981.
    The Baltic Sea. Elsevier Oceanography Series, 30. Elsevier Scientific Publishing Company,
    Amsterdam - Oxford - New York.
13. Fonselius, S. 1990a.
    Skagerrak - porten mot Nordsjön. SMHI Oceanografi, Nr. 39.
14. Fonselius, S. 1987.
    Kattergatt - havet i väster. SMHI Oceanografi Nr. 18.
15. Nielsen, A. 1976.
    Fysiske Undersøgelser. Kap. 2. *Øresund, Bælthavet og Kattegat.* Miljøstyrelsens Bæltprojekt.
16. Fonselius, S. 1970.
    Om Öresunds föroreningsproblem. Fauna och flora 1, april 1970.
17. HELCOM, 1986.
    Chapt. 2. The Baltic as a system. Water Balance of the Baltic Sea.
    Baltic Sea Environm. Proc. No. 16.
18. Fonselius, S. 1969.
    Hydrography of the Baltic Deep Basins III. Fish. Board of Sweden, Ser. Hydrogr. No. 23.
19. HELCOM. 1990.
    Introd. by S. Gerlach. Second Periodic Assessment of the State of the Baltic Sea,
    1984 - 1988. Background Doc. Baltic Sea Environm. Proc. No. 35B.
20. Håkansson, B., P. Alenius och L. Brydsten. 1944.
    Fysisk miljö i Bottniska viken. Vatten 50:3, 1994.
21. ICES, 1970.
    Hydrography of the Oslo Fiord. Rep. on the Study Course in Chemical Oceanography
    arranged in 1969 by ICES with support from UNESCO. ICES Coop. Res. Rep. Ser. A. No. 20.

22. Svansson, A. 1975.
    Physical and Chemical Oceanography of the Skagerrak and the Kattegat.
    Fishery Board of Sweden, Inst. of Marine research, Rep. No. 1.
23. Grasshoff, K. 1975.
    Landlocked basins. Chemical Oceanograpy 2.nd ed.
24. Kunskas, R. 1978.
    Kurisches Haff I. Der physisch - geographische Überblick des Kurischen Haffs.
    (red. A. Rainys,w Mokslas Verlag, Vilnius 1978. (på litauiska med tysk resumé).
25. Lazarenko, N. N. i A. Maevskogo. 1971.
    Gidrometeorologiseskii Regim Vislinskogo Saliva. Leningrad 1971.
26. Fonselius, S. 1974.
    Oceanografi. Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag.
27. Anon. 1995.
    Secchiskivan. Sveriges Nationalencyklopedi. Band 16. Bokförlag Bra Böcker AB, Höganäs.
28. Ohlson, M. 1994. Opublicerad figur.
29. Fonselius, S. 1977. Opublicerade resultat från Bosex 77.
30. Sjöberg, B. (red). 1992.
    Hav och kust. Sveriges Nationalatlas.
31. Dahlin, H. 1976.
    Hydrografisk balans för Bottenhavet och Bottenviken. Vannet i Norden, 1976 - 1.
32. Dahlin, H. 1977.
    Kemiska vinterundersökningar i Bottniska viken. Forskningsredogörelse.
    Bilaga 1. SNV anslag 7-198/76. Göteborg januari 1977.
33. Knudsen, M. 1900.
    Ein hydrographischer Lehrsatz. Ann. der Hydrographie und Maritimen
    Meteorologie, Juli 1900.
34. Grimås, U and A. Svansson, 1985.
    Swedish Report on the Skagerrak. International Conference on the protection
    of the North Sea. Nat. Swedish Environment Prot. Board PM 1967 E.
35. Rohde, J. 1987.
    The Large-scale Circulation in the Skagerrak; Interpretation of some Observations.
    Tellus 1987, 39 A.
36. HELCOM. 1986.
    Chapt. 10, Calculated freshwater budget of the Baltic as a system,
    Water Balance of the Baltic Sea. Baltic Sea Environment Proc. No 16.
37. Lööf, S. and B. Thorstensson 1980.
    The Baltic Entrance Project: Methods and Equipment. Quality of Measurements.
    Medd. Havsfiskelab. Lysekil nr. 257 (IHR no 3).
38. Szaron, J. 1979.
    The Baltic Entrance Project: Preliminary transport computations of water, salt and
    nutrients through the Göteborg - Frederikshavn (GF) section in the northern Kattegat,
    based on measurements 1975-1977. Medd. Havsfiskelab. Lysekil, nr 255 (IHR No 2).
39. Rydberg, L. 1987.
    Hydrography, oxygen and nutrient balance of the Kattegat and related phenomena.
    Doctoral thesis, Dep of Oceanogr. Univ. of Gothenburg.
40. Jacobsen, J. P. 1925.
    Die Wasserumsetzung durch den Öresund, den Grossen und den Kleinen Belt.
    Medd. komm. havsunders. serie hydrogr. bd. 2 no. 9.
41. Wyrtki, K. 1954.
    Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. Dtsch. Hydrgr. Z. no. 7.
42. Soskin, I. M. 1963.
    Continuous Changes in the Hydrological Characteristics of the Baltic Sea.
    Hydrometeorological Press, Leningrad.

43. Kõuts, T. and A. Omstedt. 1993.
Deep water exchange in the Baltic Proper. Tellus No 45A:4.
44. Nilsson, J., H. B. Wittgren, K. Losjö, SMHI och J. Henriksson IVL, 1991.
Background report on Hydrology and River Transport of Nutrients and Organic Matter in Latvian Rivers - a Prefeasibility Study.
SMHI HOh PM nr 117, 1991-10-07 and IVL Publication B 1040.
45. Bernes, C. 1988.
Östersjön och Västerhavet. Monitor 1988. Schmidts Boktryckeri AB, Helsingborg.
Distribution Liber och SNV.
46. Kinsman, B. 1965.
Wind Waves, their generation and propagation on the ocean surface.
Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
47. Anonym. 1989.
Waves, tides and shallow-water processes. Open University, Oceanography Course Team.
Edit. G. Bearman. Pergamon Press, Oxford, New York, Bejing, Frankfurt, São Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto.
48. Pettersson, O. 1914.
On the occurrence of lunar periods in solar activity and the climate on the Earth.
Ur Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens skr. V.
49. Kullenberg, B. 1935.
Interne Wellen im Kattegat. Sv. Hydrogr.-Biol. Komm. Skr. Ny ser. hydrografi XII.
50. Nyberg, L.
Sjösprång. SMHI, PM nr 233.
51. Svansson, A. 1972.
Canal Models of Sea Level and Salinity Variations in the Baltic and adjacent Waters.
Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrography, Report No 26.
52. Anonym. 1990.
50 voprosov i otvetov. DAMBA, specialnyi vypusk No. 1, Sept. 1990.
(på ryska). *50 frågor och svar.* Dammen, specialutgåva nr. 1.
53. Lund-Hansen, L. Ch., Ch. Christiansen, C. Jürgensen, K. Richardson and P. Skyum. 1994.
Basisbog i fysisk-biologisk Oceanografi. G. E. C. Gads Forlag, København 1994.
54. Pond, S. and G. Pickard. 1978.
Introductory Dynamic Oceanography. Pergamon Press Oxford, New York,
Toronto, Sydney, Paris, Frankfurts
55. Dybern, B. I., D. S. Danielssen, L. Hernroth and E. Svendsen. 1994.
The Skagerrak Experiment - Skagex Report 1988 - 1994. Tema Nord 1994:635.
56. Danielssen, D., L. Edler, S. Fonselius, L. Hernroth, M. Ostrowski, E. Svendsen and L. Talpsepp. 1994.
Study area and general circulation pattern. Oceanographic Variability in Skagerrak/Northern Kattegat, May-June 1990. Submitted for publication in ICES J. Mar. Sci.
57. Svendsen, E. (edit.) 1991.
Preliminary data report from SKAGEX I with R/V G. O. Sars, May 18 - June 8, 1990.
Inst. Marine Res. Bergen, Norway, January 1991.
58. Dietrich, G. 1951.
Oberflächenströmungen im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. Deut. Hydrogr. Z. no. 4.
59. NOAA-AVHRR. 1983, 1986, 1987. Satellitbilder bearbetade av SMHI.
60. Wessel, L. 1971.
Havsströmmar. ISF. Ubj: Hydrografi.
61. Gustafsson, T. und B. Kullenberg. 1936.
Untersuchungen von Trägheitsströmungen in der Ostsee. Sv. Hydsrogr.- Biol. Komm. Skr.
Ny ser. hydrografi XIII, 1936.
62. Fonselius, S. 1974.
On the results from the anchor station during the International Baltic Year.
9th Conf. of Balt. Oceanogr. Kiel 17 - 19 April 1974, paper no. 28.

63. Dahlin, H. and S. Fonselius. 1981.
Oceanografiska orsaker till eutrofiering. Eutrofiering av havs- och kustområden.
22 Nordiska Symposiet om Vattenforskning. Laugavatn 1986-08-26 -- 29. Nordforsk, Miljövårdsserien Publ. 1987:1
64. HELCOM. 1990.
Chapt. 2, Oxygen, Hydrogen Sulphide, Alkalinity and pH.
Second Periodic Assessment of the State of the Marine Environm.of the Baltic Sea, 1984-1988, Background Document. Baltic Sea Environment Proc. No. 35 B
65. Fonselius, S. 1994.
On upwelling of nutrients in the central Skagerrak.
Accepted for pub. in Deep Sea Res. Kullenberg Memorial volume.
66. Anon. 1984.
Iltsvind och Fiskedød i 1981. Omfang og Orsager. Miljøstyrelsen, Januar 1984.
67. Krog, C. 1991.
Redogørelse fra Miljøstyrelsen No. 1, 1991.
68. Svansson, A. 1984.
Hydrography of the Gullmar Fiord. Medd. Havsfiskelab. No. 297.
Inst. of Hydrographic. Res. ser. No 23.
69. Jørgensen, B. B. 1980.
Seasonal oxygen depletion in the bottom water of a Danish fiord and the effects on the benthic community. Oikos, no. 34.
70. Fonselius, S. 1986.
On long-term variations of nutrients in the Baltic sea. 1986.
15th Conf. Balt. Oceanogr. Copenhagen. Proc. vol. 1. Oct. 1987.
71. Dahlin, H., S. Fonselius and B. Sjöberg. 1993.
The changes of the hydrographic conditions in the Baltic proper due to 1993 major inflow to the Baltic sea. ICES, C.M. 1993/ C:58. Sess. V.
72. Söderström, J. 1994.
Haltens signifikans i kustvattnets pelagiska ekologi. Medd. Havsfiskelab. Lysekil, nr. 326.
73. Edler, L. och T. von Wachenfeldt. 1981.
Marina alger, ekologi, dynamik och användning. Natur och kultur, Stockholm 1981.
74. Fleming, R. H. 1940.
The composition of plankton and units for reporting population and production.
Proc. Sixth Pacific Science Congress, California 1939.
75. Jonsson, P. 1994.
Ny syn på näringsväv i havet. Marin Botanik 11:31, 16 dec. 1994.
76. Fonselius, S. 1977.
The eutrophicating effects of organic matter and nutrient elements on natural waters.
Fifth FAO/SIDA Workshop on aquatic pollution in relation to protection of living resources.
Scientific and Administrative Bases for Management Measures, Manila, Philippines
17 Jan. - 27 Febr. 1977. Swedish Funds-in-Trust TF-RAS 34 (SWE) Suppl. 1, FAO.
77. Steeman-Nielsen, E. 1952.
The use of radioactive carbon (^{14}C) for measuring organic production in the sea.
J. Cons. Int. l'Expl. Mer. 18:2.
78. Schulz, S. 1985.
Ergebnisse ökologischer Untersuchungen im pelagischen Ökosystem der Ostsee.
Akad. der Wissensch. der DDR, Inst für Meereskunde, Rostock-Warnemünde.
79. Wulff, F. and A. Stigebrandt. 1989.
A time-dependent budget model for nutrients in the Baltic Sea.
Global Biogeochemical Cycles. 3.
80. Kuparinen, J., K. Leonardsson, J. Mattila och J. Wikner. 1994.
Bottniska vikens ekologi: Näringsvävsstruktur, materialflöden och trender.
Bottniska vikens miljö, Vatten nr. 50:3, 1994.
81. Lindahl, O. 1990. Personlig kommunikation.

82. Ærtebjerg, G. 1986.
Årsager til og effekter av eutrofiering i Kattegat og Belthavet. Eutrofiering av havs- och kustområden. 22 Nordiska Symposiet om vattenforskning, Laugavatn 1986-26-29. Nordforsk, miljövårdsserien, publ. 1987:1.
83. Mc Allister, C. D., T. R. Parsons and J. H. D. Strickland. 1960.
Primary productivity at station "P" in the North-east Pacific Ocean. ICES, J. du Cons.. Vol. XXV, No. 3.
84. Ryther, J. H. and C. S. Yentsch. 1958.
Cited by G. E. Fogg (Chapt. 14, Primary Productivity) in Chemical Oceanography 2nd edit. vol. 2. Edit. Riley and Skirrow. Acad. Press London, New York and San Fransisco.
85. Cushing, D. H. 1973.
Productivity of the North Sea. North Sea Science. NATO North Sea Science Conference, Aniemore, Scotland 15-20 Nov. 1971. Edit. E. D. Goldberg.
86. Richards, F. A. 1965.
Anoxic Basins and Fjords. Chemical Oceanography I. Edit. Riley and Skirrow. Acad. Press, London and New York.
87. Wulff, F., M. Perttilä and L. Rahm. 1994.
Bottniska vikens tillstånd och framtid. Skärgård, Specialnummer. Nr. 1 1994.
88. Fonselius, S. 1978.
On Nutrients and Their Role as Production Limiting Factors in the Baltic. Acta hydrochim. hydrobiol. 6:4 1978
89. Fonselius, S. 1989.
Hydrographic variabilities in the Skagerrak surface water. ICES C.M. 1989/C:35, Sess. Q.
90. North Sea Task Force 1993.
Assessment Report, North Sea Subregion 8. Edit. H. Rensvik. Scandinavian University Press, Oslo.
91. Thorstensson, B. 1980.
The Baltic Entrance Project: Mean values and time development of parameters measured at the G-F section in the northern Kattegat 1975-1977. Medd. Havsfiskelab. Nr 267 (Inst Hydrogr. Res. 7).
92. Svansson, A. 1984.
Hydrographic features of the Kattegat. Rapp. p.-v. Réun. Cons. Int. Explor. Mer, 185.
93. HELCOM. 1987.
Chapt. 2. Nutrients. First Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic sea Area, 1980-1985. Background Document. Baltic Sea Environment Proc. No.17B.
94. Fonselius, S., H. Dahlin, H. Pitkänen, E-L. Poutanen och P. Tulkki. 1987.
Rapport från arbetsgruppen för undersökning av de höga kvävevärdena i Bottniska viken. Temakapitel. Kommitten för Bottniska viken. Årsrapport 14, 1986.
95. Wulff, F., A. Stigebrandt and L. Rahm. 1990.
Nutrient Dynamics of the Baltic Sea. Ambio vol. 19, no. 3.
96. Fonselius, S. 1977.
All världens soptipp. Boken om havet (red. G. Strachal) Forskning och Framsteg.
97. SNV. 1988.
Västerhavet: Öresund-Kattegatt-Skagerrak. Förslag till åtgärder för att minska den svenska föroreningsbelastningen. Naturvårdsverket, Åtgärdsgrupp Väst. SNV Rapp. 3472.
98. HELCOM. 1993.
Second Baltic Sea Pollution Load Compilation. Baltic Sea Environment Proc. No. 45.
99. HELCOM. 1987.
First Baltic Sea Pollution Load Compilation. Ibid. No. 20.
100. ICES, 1987.
Assessment of the environmental conditions in the Skagerrak and the Kattegat. ICES Cooperative Research Report no 149, edit. P. Hognestad.
101. Corin, Ch., S. Fonselius and A. Svansson, 1969.
On the oxygen and phosphate conditions in the Kattegat and the Öresund 1900-1968. Medd. Havsfiske lab. Lysekil nr 62.

102. Herrmann, F. and O. Vagn-Olsen, 1970.
Long term fluctuations in oxygen and phosphate concentrations in the Kattegat, the Belt Sea and the Western Baltic. ICES C.M. 1970/C:27, Hydrog. Comm.
103. Nehring, D. and W. Matthäus. 1991.
Current trends in hydrographic and chemical parameters and eutrophication in the Baltic Sea. Int. Revue ges. Hydrobiol. 76.
104. HELCOM. 1990.
Chapt. 3. Nutrients. Background document. Second Periodic assessment of the state the Marine Environment of the Baltic Sea, 1984-1988. Baltic Sea Environment Proc. No. 35 B.
105. Kononen, K. and Å. Niemi. 1984.
Long-term variations of the phytoplankton composition at the entrance to the Gulf of Finland. Ophelia, Suppl. 3 (December 1984).
106. Kononen, K. 1992.
Dynamics of the Toxic Cyanobacterial Blooms in the Baltic Sea. Finnish Marine Res. No. 261.
107. Fairbanks, R. G. 1989.
A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the younger Dryass event and deep-ocean circulation. Nature, vol. 342. (7 December 1989).
108. Sahagian, D. L., F. W. Schwartz and D. K. Jacobs. 1994.
Direct anthropogenic contribution to sea level rise in the twentieth century. Nature, vol. 367, January 1994.
109. Moore III, B. and B. H. Braswell Jr. 1994.
Planetary Metabolism: Understanding the Carbon Cycle. Ambio, vol. 23:1.
110. Ehlin, U. and G. Zachrisson. 1974.
Redistribution of runoff to the Baltic throughriver regulations in Sweden. 9th Conf. Balt. Oceanogr. Kiel, April 1974. Paper no. 21.
111. HELCOM. 1990.
Chapter 1. Hydrography . Background document. Second Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea, 1984-1988. Baltic Sea Environment Proc. No. 35 B.
112. Ljøen, R. and A. Svansson, 1972.
Long-term variations of subsurface temperatures in the Skagerrak. Deep-Sea Research 1972, Vol. 19.
113. Fonselius S., J. Szaron and B. Öström, 1984.
Long-term salinity variations in the Baltic Sea deep water. Rapp P.-v. Réun. int. Explor. Mer, 185: 140-49. 1984.
114. Dahlin, H. and B. Broman. 1994.
On the importance of smaller inflows succeeding the major inflow of January 1993 to the Baltic sea. ICES C.M. 1994. Session Q, poster.
115. Matthäus, W. 1993.
Salzwassereinbrüche und ihre Bedeutung für die Meeresumwelt der Ostsee. Wasserboden nr. 12 1993.
116. Bergström, S. and B. Carlsson. 1994.
River Runoff to the Baltic sea. Ambio XXIII: 4-5.
117 Andersson, L. 1995. Opublicerad figur.
118. SMHI 1994, *Havsområdesregister 1993.* Svenskt Vattenarkiv. SMHI Oceanografi Nr 60.
119. Anon. 1995.
Jorden. Sveriges Nationalencyklopedi. Band 10. Bokförlag Bra Böcker AB, Höganäs.

SAKREGISTER

Kursiv siffra anger sidor där uppslagsordet behandlas utförligt

A

abyssal*147*
afotisk*147*
algblomning, plankton- *158*
alkalinitet *38f*
Amerikanska medelhavet 1, *10*
amfidrom *101f*
aminosyror *156*
ammoniak, ammoniumjon *156*
Ancylussjön *6,* 8
anjoner *5*
anoxisk *138,* 163f
Antarktiska havet, oceanen *1f*
antinod *92*
Arkonabäckenet -havet 11, *15f,* 20, 56, 128, 139, 171
Arktiska medelhavet 1, *10*
Atlanten *15,* 44, 101f, 113, 117, 183
atmosfäriskt nedfall, tillförsel 162, *170ff*
Austral-asiatiska medelhavet 1, *10*
Australiska oceanen *1*

B

bakterier 134. 148, *149,* 154, 156
Baltiska havet *11*
Baltiska issjön *6,* 8
Baltiska strömmen 48f, 62, *115,* 117f, 159
baroklin ström *106*
barotrop ström *106*
bentisk *147*
bentos *148*
bihav *1,* 10, 32, 41f, 67, 68, 113, 114
biologisk syreförbrukning *133,* 170
biomassa *147,* 150f, 155f
Bjurödjupet 12, *60,* 182
blockdiagram 70, 71, *74*
blågröna alger *148,* 158, 173
BOD *133,* 170ff, 175
Bornholmsbäckenet, -havet 11, *15f, 20,* 56, 128, 135, 139, 171
Bornholmsdjupet 12, *20,* 139
Bottenhavet 11,*15, 22,* 24, 46, 59ff, 74, 77ff, 131, 144, 155, 158, 165, 173, 175, 182, 187
Bottenhavsfronten *47*
bottenström *67,* 72, 122f
Bottenviken 11f,*15, 22,* 24, 41, 43f 46f, 59ff, 77ff, 93, 95f, 131, 144, 155, 158, 165, 173, 175, 182, 187
Bottniska viken 10,*15, 22f,* 29, 37, 39, 58ff, 77f, 93, 103, 131f, 143, 145, 165, 173, 187
brackvatten 10, *32,* 46, 68, 79
Brofjorden 27, *29*
bruttoproduktion *147*
bräckt vatten 24, 26, *32,* 49, 62, 77
Byfjorden *28,* 145
Bälten *18*
Bältfronten *46f*
Bälthavet 10f, *15f*, 18, 51, 72, 74, 123, 128, 137, 171, 175

C

C-14, ^{14}C *154,* 176
canyon *9*
centralbäcken, Östersjöns *128,* 140
centralrygg *9*
centrifugalkraften 97, *107*
ciliater *154*
copepoder *147*
Corioloskraften *106f,* 110f, 118, 128

D

Darssertröskeln *18,* 73, 103, 122, 128
De danska sunden 10, 17, *18,* 51, 72f, 119f, 122, 124, 129, 162, 171, 186
denitrifikation, nitratreduktion *134,* 156, 162
densitet 24, *31,* 32, 42ff, 51, 56ff, 60ff, 65ff, 72, 82, 87, 104ff, 112ff, 124, 128, 130, 138, 142, 181, 183, 185, 189
detritus *148*
diatoméer *147f*
dimetylsulfid *177*
Djupa rännan *17*
djupbäcken *114*
djupbäcken i Östersjön 11, 124, *129f*, 134f
djupcirkulation *113,* 131
djupförhållanden i haven 9,*10*
i Östersjön, Västerhavet 11,*15,* 18
djuphavsbotten *9*
djuphavsgrav *10*
djuphåla 18, *20f*, 129
djupkarta, topografisk karta *7,* 16, 19, 21, 23
djupvattenstemperatur, variationer *181f*
djurplankton *148,* 151, 153f
dragningskraft, attraktion *97,* 100, 104
Drogdenrännan *18*
Dryasperioden *176*
dynamisk meter, djup *104f*
dyning 82, 86, *88*

E

ebb, tidvatten *97,* 99
egentliga Östersjön 19, *20ff,* 29f, 46f, 52f, 56ff, 74f, 79, 124, 128ff, 138ff, 143, 145, 155, 158, 162ff, 166, 171ff, 175, 185ff, 188

Ekmandjup, -skikt, -spiral, -ström, -transport *109f, 112f,* 119
ekologi *151*
ekosystem *151f*
elektrisk ledningsförmåga, vattnets *41*
Europeiska medelhavet *10,* 41, 66, 113
eustatisk förändring, havsytan 95
eutrofiering 93, *167f,* 173f

F

Finska viken 10ff, 15, 20, *22,* 59, 74, 76f, 79, 93f, 128, 130, 143, 158, 162, 172, 175, 179
fjordar 17, *25ff,* 114f, 144f, 186
fjärdar*144*
flagellat *154*
Flensburgsfjorden *29*
Flintrännan *18*
flod, belastning *175*
flod, tidvatten *97, 99*
flodvatten *65ff,* 114f, 118, 176
flöde *138f*
fosfat, -jon *36,* 40, 156ff, 161ff, 165, 169ff, 188
fosfor, P total- 40, 150f, *155f,* 158ff, 162, 165ff, 169ff
fossilt bränsle *177*
fotisk zon *147f, 150*
fotosyntes 38, *147ff,* 154, 177
freon *177*
friktionsdjup *110*
friktionskraften *106,* 108ff
front, hydrografisk *46f*
Fårödjupet *15,* 128
Färlevfjorden *27*
förkastningsspricka *128*

G

Gdanskbukten, -bäckenet *15,* 20, 29, 128
Gdanskdjupet *20,* 128
Gedser, Gedser rev 18, *20, 72,* 123
geografisk gräns *11*
geoid, -yta *104f*
geostrofisk ström *107ff,*
glaciär, avsmältning *177*
Gotlandsbäckenet, -havet *20,* 140
Norra G 11ff, 15, *20,* 58, 140, 142
Västra G 11ff, 15, *20f,* 57, 142
Östra G 11ff, 15, *20,* 57, 140
Gotlandsdjupet 12, 20, 54f, 57, 128, 130f, *140ff,* 163f, 171f, 182ff, 185f
gravitation 86f, 92, *104*
gravitationskraften 82f, 97
gravitationsvågor *82f*
grundvatten *176*
Gullmarsfjorden *27,* 145f
gulämne *36*
Göta älv *70f,* 161, 167, 169f

H

haffar 20, *30,* 57
haloklin *42,* 44, 46, 52ff, 59ff, 92, 133f, 136, 138ff, 144, 163
hav *1ff*, 9, 15, 32ff, 176f, 179, 182f, 187
havssalt 6, *35f*
havsvatten *3ff,* 31f, 35ff
akustiska egenskaper *32f*
kemiska egenskaper *35ff*
optiska egenskaper 33, *34f*
havsyta *104ff,* 109, 113ff, 119, 133. 176f
HELCOM *70f,* 74ff
Helsingforskommissionen 11, 22, *70,* 170f, 173
homotermi *44*
hoppkräftor *147f*
Hudsonviken, -bay 2, *10*
humus *36f,* 156, 188
hydrografisk gräns *11, 20*
hydrostatisk ekvation *105*
hydrotermisk lösning, reaktion *3, 5*
hypertrofiering *167*
hypsografisk kurva *9,* 11

I

ideala havsytan *105*
Idefjorden 17, *26,* 145
inflöde, av saltvatten 55, *68,* 138f, 185
intensitetsdiagram *185*
Indiska oceanen 1, *10,* 43
interkontinentala medelhav *1,* 10
interna vågor 82, *92*
interfererande vågor *89*
intrakontinentala medelhav *2,* 10
Irbensundet , 59, 76
is, isbildning *31f,* 61ff
isförhållanden - täcke *63f,* 179f
islossning, -läggning *63f*
isobar, -yta *105ff*
isohalin *55,* 123, 132
isostatisk landhöjning, -sänkning *95f*
istider *6,* 8, 176

J

Jutlandsströmmen, Jutska strömmen *117f,* 159
Jylländskt kustvatten *116, 159*
järnsulfidrök *3,* 5

K

Kadettrännan *18*
kalksmoker *6*
kaolinit *4*
kapillärvågor *82f*
karbonat, vätekarbonat 4ff, *37ff*
Karibiska havet *1*
Karlsödjupet *142*
katjoner*3ff,*
Kattegatt 6, 10ff, 15f, *17,* 29, 49

kemiska enheter *39f*
kisel *3f,* 150, 155, 166
kiselalger *147,* 161
klimatförändring 94, *177*
klimatmodell *177*
klorinitet *41f,* 57
klorofyll 36, *149*
Knudsens relation *66f,* 76
kol, C 36, 38, 40, 133, *147,* 150ff, 154f
kol-14metoden *154*
koldioxid 3ff, *37f,* 80, 133 147ff, 177, 174, 177
kolsyra, kolsyresystemet 3f, 6, *37ff*
kolsyreassimilation *133,* 147
konservativ substans *166*
kontinentalbrant *9*
kontinentaldriften *2*
kontinentalsockel *9f*
kontinuitetsekvationen *65*
krabb sjö 91, *118*
krill *148*
Kuriska haffen *30,* 57, 75
Kvarken, norra, södra 12, *22,* 24, 46, 78, 131
kväve, kvävgas 37, *133f,* 148, 150f, 154, 156, 158ff, 165ff, 169ff
kväve/fosfor, C/Nrelation 150f, *155f,* 158
Kymijoki, Kymmene älv 77, *178f*

L
Ladoga *179*
Laholmsbukten 17, *136*
landhöjning -sänkning 6, *11,* 14, 95f
Landskronadjupet *18,* 137, 186
Landsortsdjupet 12, 15, *20f,* 33, 58, 128ff, 140, 142, 181f, 187
lera *3, 4*
Lilla Bält *18,* 72, 137
Limfjorden 17, *29*
Limneahavet *6,* 8
Littorinahavet *6,* 8
lufttryckvariationer, -förändringar 86f, *93ff,* 129f, 183
Lule älv *78,* 179
långtidsförändring, -variation, -serie i Östersjön *178f,* 180ff, 186, 189
Läsödjupet 12, *17*

M
mangan *5*
mareograf *95,* 100
medelhav *1f,* 10,
metan 6, *177*
Motala ström *75,* 179
måndygn *97,* 99

N
nadir *97ff*
nedbrytning, org. material 36, *133ff,* 149f, 155f, 163
negativt syre *135,* 139, 141f, 163, 187
nekton *148*
Neva 22, 29, 39, 59, *77,* 128, 178f
Nevadammen *93*
nipflod *99f*
nitrat, -jon 36, 44, 134, *156f,* 158ff, 165, 170f, 173
nitratreduktion *134,* 156
nitrit, -jon *36,* 134, 156, 160, 162
nod, -linje -punkt, *92f,* 101
Nordsjön *1f,* 10, 15, 44, 70, 115ff, 122f, 150, 155, 159, 161, 178, 181
normalvatten *41*
Norrköpingsdjupet *21,* 129
Norska havet 17, *43f,* 113, 115
Norska kustströmmen *115,* 161
Norska rännan 11, *17,* 116f, 181
Norskt kustvatten *116*
näringskedja -pyramid, -väv*151ff,* 167
näringsämne *36,* 44, 149, 155
närsalt *155f,*
närsaltsbalans 162, *165f*
närsaltsbelastning *167,* 169ff
närsaltsfördelning *159f,* 162
närsaltstrend 167, *169ff*

O
oceaner *1f,* 10
oceanografi *1*
olja *177*
omsättningstid *69,* 71ff, *74ff,* 77, 135, *165*
orbitalbana *84, 86*
organisk belastning *170ff,*
organiskt material 36, *133ff,* 135, 143f, 147ff, 152, 161, 165, 167, 175
organismer, fastsittande, krypande, nedgrävda *148*
Oslofjorden 17, *25*
oxidation 38, *155f,*

P
Pangea *2*
packis *62f*
pannkaksis, tallriksis *62*
pelagisk, pelagisk zon *139, 147*
periodisk svängning 91f, *93f*
permanent ström 117, *120*
Persiska viken *10,* 43
pH 6, *38f*
plankton, -organismer 35, 40, 133ff, *147,* 150ff, 156, 160f
planktonblomning 158
planktonproduktion 35f, 38f, 112, 133f, *150* , 156, 158f, 163, 188
polaris *177*
potentiell produktion *154*
practical salinity unit *41*
primär-, växtplanktonproduktion 40, 133f, *148,* 154f, 161, 165, 167, 169, 173f, 177
produktion 35, *147f,* 167

protein 152, *156*
psu 31, 33, *41,* 56
pyknoklin *42,* 92

R
radioaktivt kol, kol-14 *154*
randhav *2,* 32, 39, 44
"red tide" *35*
Rigabukten 10ff, 15, 20f, *22,* 59, 74ff, 79, 128, 143, 162f, 165, 172, 175
Röda havet 1, *10,* 35, 41

S
salinitet 31f, *41,* 75f
saltbalans, -budget *67,* 74
salthalt 3, 6, 8, 10, 25, 32f, 35ff, 39, *41ff, 45ff,* 49ff, 52f 55ff, 59ff, 66ff, 72ff, 77, 79, 92, 120, 123f, 128f, 176, 129ff, 133, 140f, 143, 178, 182f, 185
salthaltssprångskikt *42f,* 53, 129, 131, 134, 140
Saltkällefjorden *27*
saltlake *61*
saltsjöar *1*
saltsyra *1,* 6
saltvatten *3,* 6, 69, 72, 74, 115, 122, 124, 130, 183
saltvattensinbrott 52, 54, 56, 73, 124, 128ff, *140f,* 143, 182f, 185, 189
Secchiskiva *35,* 188
sediment *3ff,* 6, 9, 35, 38, 66, 124, 148, 161f, 165, 167, 173f, 186, 188
Seiche *91f,* 93f
sessila organismer *148*
shelf, kontinentalsockel *9,* 44, 101, 155
siktdjup *35,* 188
sjö *1f*
sjösprång, "seebären", "gust bumps" *96*
Skagerrak *10ff, 15ff,* 25, 29, 37, 39, 46ff, 63, 68ff, 91ff, 101, 103, 115ff, 136f, 155, 157ff, 167, 169, 173, 181, 186
Skagerrakdjupet *17*
Skagerrakfronten *46f,*
skorsten, havsbotten *3, 5*
Skärgårdshavet 11,15 , 22, *24,* 78, 131, 175
Slupskrännan 20, *128*
Solovjevadjupet *22,* 58
springflod *99ff,* 103
spårelement, -ämnen *36,* 40
stagnation 24, 38, 115, 131, 134, *140,* 162, 185
stagnationsperiod *139,* 162, 171, 189
Stettinerhaffen *30*
Stilla havet 1f, *9f,* 86, 90, 155
Stolpe ränna 20, *128*
Stora Bält *18,* 51, 72, 137
strömmar, havs- 32, 46, 48f, 59, 62, 65, 67, 69, 71, 76f, 103, *104ff,* 106ff, 112ff, 115ff, 119ff, 122ff, 128ff, 161
sulfatreduktion *134,* 156
sulfidjon 38, *134f,*
surhetsgrad, pH 6, *38*
svampar *148f*
Svarta havet 1, 10, 32, *115*
svaveldioxid *177*
svavelväte 37f, 115, 124, *133ff,* 136ff, 139ff, 143, 162ff, 168, 171, 174, 186f
svavelvätebottnar *138*
syre, syrgas *37f,* 40f, 46, 51, 56ff, 60, 115, 124, 131, *133ff,* 138ff, 145f, 149, 155f, 163f, 186f, 189
syremimimum *133*
syremättnad *133,* 136
syrefritt vatten 139f
Södra Kvarken 12, *22*
sötvattensresurs *176*
sötvattenssjö 6, *8*

T
tektonisk platta *2f,* 6
temperatursprångskikt *42ff,* 49, 52f, 149
temperaturvariationer *50f,* 54
termohalin konvektion *42ff,*
termoklin *42ff,* 49f, 52f, 59ff, 82, 181
tertiärproduktion *150f*
the Roaring Forties *88*
tidvatten, vågor 44, 82f, 86, 94, *97ff,* 101ff
tidvattensalstrande kraft *97ff,* 100
tidvattenskraftfält 97, *99*
tidvattensperioder 83, *97,* 99, 101
tidvattenströmmar 44, *101,* 103
tillgång, närsalter *148f,* 154, 158, 161,
till- avrinningsområde 66, *68f,* 71f, 75ff, 178
topografisk karta, djup- *7,* 16, 19, 21, 23
torrvikt, organismer *147,* 154
torskreproduktion *139*
trofisk nivå *152*
tryck 31, 33, *105ff,*
tryckgradient, -kraft *105ff,*
tröghetsström*111,* 128
tröskel 11f, *15,* 17f, 20ff, 24ff, 44, 46, 56, 59, 67f 73, 103, *113ff,* 122ff, 128f, 131, 162
tröskelfjord 24ff,
t-S diagram *45,* 130f
tsunami *86f,* 96
tyngdkraften *97f,* 104

U
Uddevallafjordarna 17, *28,* 145
Ulvödjupet 12, *24,* 60, 131, 182, 187
uppehållstid 71, *165f,*
uppvällning 80, 92, *112f,* 126, 150f, 155

V
vattenbalans, -budget, -utbyte *65ff, 68*
negativ *67,* 114
positiv *67f,* 114f
Bottniska viken *77*
Danska sunden *72f,* 122f
Kattegatt 66, *70f*
Rigabukten *75f*
Skagerrak *66ff,* 161
Östersjön 66, *73ff,* 77, 79, 120
vattenkraft 94, *179*
vattenmassa 32, *42,* 45, 66, 69, 104, 107, 111, 115, 123f, 147, 154, 161, 176
vattenstånd 72, 82, *91ff, 94ff,* 176f
vertikalkonvektion *31f,* 42ff, 62, 131, 143, 149
vindstress *88,* 96
vindvågor 82ff, *87f,* 90
Vistulahaffen *30,* 57
volymkonservering *65ff*
volymbalansekvationen *65ff*
volymvariationer, i världshavet 66, *176f*
vulkan 6, *9,* 86
Vuoksen, Vuoksi *178f*
våg *84,* 86ff, 89ff
-amplitud *84,* 86, 91f
-branthet *84,* 86, 89f,
-energi 83, 86, *87f,* 90f
vågfält *87f,* 91
våghöjd *84ff,* 87ff, 90ff
våginterferens *89,* 91
våglängd 82, *84,* 87f, 92, 97
vågskala *85*
vågperiod *83f,* 92
vågor 43, *82ff,* 85f
interna 82, *92*
korta *84ff,*
långa *84ff,*
orbitalbanor *84, 86f*
progressiva *82*
rörelsehastighet 86, *86*
stående *91f*
våtvikt, organismer *147,* 151f, 154
världshavet *1f,* 9f, 35, 167, 176
vattenbalans *66*
vattennivåförändring *94f,* 176f
värmebudget, -balans *80f*
Västerhavet 7, *10,* 13, 15, 18, 37, 39, 64, 68, 173
vätejoner *3f*
vätekarbonat 4, 5, *37*
växthuseffekten *177f,* 189
växtplankton 35, *148ff,* 151ff, 154f, 160f, 169, 171

Y
Yoldiahavet *6,* 8
ytsalthalt32, 49, 52, *56ff,* 183
ytvattenstemperatur *179*

Z
zenit *97ff*
zooplankton, djur- *148,* 151f, 153f

Å
Åbyfjorden 27, *29*
Ålands hav 12f, 15, 20f, *22,* 39, 58f, 129, 182
norra *22*
södra *22*

Ä
älvvattenstillförsel *69ff*

Ö
Öresund 10ff, 16f, *18,* 20, 41, 46, 49, 51f, 70, 72f, 103, 120ff, 128, 137, 158, 162, 171, 175, 186
östersjöbäckenet *128ff,* 178, 183
Östersjön 1f, 6ff, 10f, 13, *15,* 17f, 20, 24, 32, *35ff,* 39, 41, 44ff, 49, 51ff, 55, 62ff, 66, 68, 70ff, 73f, 79, 88, 90, 92ff, 111, 115, 119f, 122ff, 127f, 133, 155, 158f, 161f, 165f, 173ff, 178ff, 182ff, 188f
djupförhållanden *15*
indelning *11ff*
maximidjup *15*
omsättningstid *74ff*
tröskeldjup, olika delområden *15*
vattenbalans *73f*
volym, olika delområden *15*
värmebudget *81*
yta, olika delområden *15*
övergödning, gödning 35, 159, *167ff*

Norstedts Tryckeri AB, Stockholm 1996

Norstedts Tryckeri AB, Stockholm 1996

Stig Henrik Johannes Fonselius
föddes i Tammerfors, Finland 29 april 1921.
Han blev student i Grankulla i maj 1941 och studerade efter krigstjänst kemi vid Helsingfors Universitet och promoverades till filosofie magister 1951.
Han avlade licentiatexamen i oceanografi vid Göteborgs Universitet 1964 och disputerade till Filosofie Doktor i maj 1969 med avhandlingen: On the Stagnant Conditions in the Baltic.
Utnämnd till Docent i kemisk oceanografi vid oceanografiska institutionen. Arbete som assistent i kemisk meteorologi vid Internationella Meteorologiska Institutet, Stockholms Universitet 1954-1959 och som hydrografisk assistent på Fiskeristyrelsen i Göteborg 1959-1964.
Han utnämndes till fiskeriinspektör 1964 och till laborator 1970 samt till laboratoriechef för Fiskeriverkets Hydrografiska Laboratorium 1979 (från 1984 SMHIs Oceanografiska Laboratorium).
Han pensionerades i maj 1987.

Internationella aktiviteter

Han arbetade som utbytesstipendiat vid Scripps Institution of Oceanography i La Jolla, Californien 1959-1960, som Research officer vid the Laboratory of Marine Radioactivity of IAEA i Monaco 1961-1963, som Scientific officer för Unesco vid the Institute of Oceanography i Havanna, Cuba 1972-1973 och som Scientific officer för FN vid the Institute of Marine Affairs i Port of Spain, Trinidad och Tobago 1983-1984. Han har haft flera kortare uppdrag för Unesco, WHO och FAO i Libanon, Spanien, Egypten, Tunisien och Italien och för SIDA i Indien, Peru, Filippinerna, Kenya och Angola.
Han har varit svensk expert vid många nationella och internationella vetenskapliga kommissioner och har deltagit i internationella vetenskapliga forskningsexpeditioner.
Stig Fonselius har skrivit en textbok i oceanografi "Oceanografi" tryckt på Generalstabens Litografiska Anstalts tryckeri 1975 och har skrivit omkring 200 vetenskapliga eller populärvetenskapliga arbeten.



(Foto Göran Eriksson)

SMHI

Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
Swedish meteorological and hydrological institute
S-60176 Norrköping, Sweden. Tel +46 11 15 80 00. Telefax +46 11 170207

91-87996-07-3