SMHI OCEANOGRAFI
Nr 36, 1990

# Glomma älvens spridningsområde i NO Skagerrak

**Resultat av kontinuerlig övervakning av Skagerrak och Kattegatt med satellitdata under januari - juni, 1989**

SMHI 1249 a

Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping. Tel 011-15 80 00. Telex 64400 smhi s.

## Sammanfattning

- Övervakning med satellit data från NOAA-AVHRR av ytvattnets temperatur har visat att partiellt molnfria bilder till nytta för projektet kan erhållas var fjärde dygn i genomsnitt. Det är nästan en fördubbling av det beräknade utfallet.

- Baltiska strömmen utanför svenska västkusten i Skagerrak är en persistent ström. Undersökningen visar att strömmen kan iaktas i medeltal under drygt 60 % av hela data serien. Hydrografin i NO Skagerrak bör därmed vara påverkad av strömmen. Strömmens västra front hade ett avstånd av ca 20 km från kusten under januari och februari 1989 vilket därefter ökade till ca 50 km. Denna breddning var speciellt märkbar norr om Väderöarna och har förmodligen inte observerats tidigare.

- Den norska älven Glomma har observerats under 13 dygn motsvarande 29 % av data serien. Älvens areala utsträckning i NO Skagerrak var i medeltal 83, 51 och 41 $km^2$ i respektive mars, april och maj. Plymen från Glomma har observerats i Kosterfjorden vid två tillfällen; 17 maj och 16 juni 1989.

- Undersökningen visar att Glomma älvens plym i NO Skagerrak påverkas av strömsättningen i området. Cirkulationen kan vara både cyklonal och anticyklonal, vilket är avgörande för plymens orientering. Vid de två tillfällen då Glommas älvvatten observerades i Kosterfjorden var cirkulationen anticyklonal.


## Förord

Följande rapport behandlar övervakning av Skagerrak och Kattegatt med speciell inriktning på den norska älven Glomma med fjärranalys. Arbetet utgör en del av Skagerrak-projektet om gränsvattnen mellan Norge och Sverige, vilket är ett samarbetsprojekt länderna emellan med Statens Naturvårdsverk och Statens Föroreningstillsyn som ansvariga myndigheter. Projektet syftar till att kartlägga transportvägar i Skagerrak.

Övervakningen har resulterat i ett stort material av satellit bilder. Arkivet av för projektet användbara bilder har fördubblats jämfört med det beräknade. För att hålla projektets ramar har därför en viss begränsning av materialet skett vid bearbetningen. Tyngdpunkten av rapporteringen har lagts på att beskriva förhållandena under första halvåret av 1989 då en kontinuerlig övervakning skedde vid SMHI. Övervakningen pågick emellertid till juli 1990.

Innehållsförteckning


| | | Sid |
|---|---|---|
| 1 | Inledning | 1 |
| 2.1 | Övervaknings-teknik och metodik | 2 |
| 2.2 | Arkiverade bilddata av NOAA AVHRR | 3 |
| 3 | Storskalig fördelning av ytvattnets temperatur | 4 |
| 3.1 | Baltiska strömmens utbredning och förekomst | 5 |
| 4 | Spridning av Glomma plymen i NO Skagerrak | 8 |
| 4.1 | Identifiering av plymen med ytvattentemperatur | 9 |
| 4.1.1 | Beräkning av plymens spridningshastighet | 11 |
| 4.1.2 | Tre exempel på den storskaliga cirkulationens inverkan på plymens geografiska orientering | 13 |
| 4.2 | Identifiering av plymen med suspenderat material | 16 |
| 5 | Varför är det väsentligt att fortsätta övervakningen | 16 |
| 6 | Referenser | 17 |
| 7 | Bilagor | 18 |

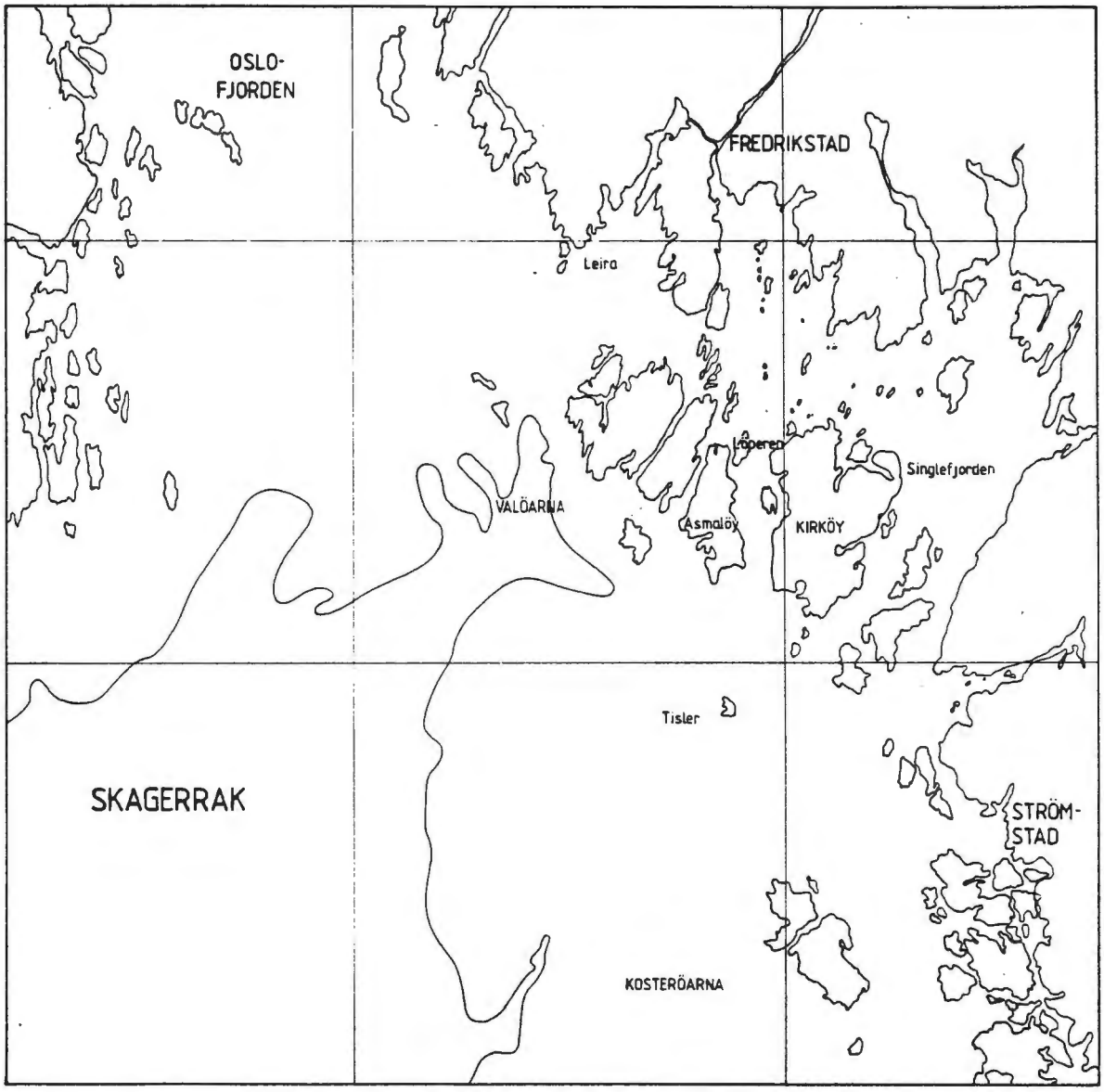
# 1 Inledning

Vattenkvaliten i farvattnen kring Kosteröarna och i Strömstads skärgård har tidvis varit dålig (siktdjup på 1 till 2 m har uppmätts mot normalt 5-8 m) med klagomål från allmänheten som följd. En möjlighet är att den norska älven Glomma som mynnar i sydöstra delen av Oslofjorden tidvis kan påverka de hydrografiska och kemiska förhållandena i kustområdena kring nordöstra Skagerrak. Älven är rik på suspenderat och löst organiskt material vilket nedsätter siktdjupet och ger vattnet dess karaktäristiska färg. Norska undersökningar pekar på att Glomma också kan vara en viktig transportlänk av föroreningar från industrier och bebyggelse (se NIVA Rapport 171/84). I NIVA' s slutrapport anges föroreningar såsom metaller och organiskt material från industrier samt avloppsvatten speciellt från Fredriksstad.

Glomma är Nordens största älv med ett medelflöde av 700 $m^3/s$ och med vårfloder som kan överstiga 2000 $m^3/s$ (NIVA 1984). Älven delar sig vid Fredrikstad i Vesterelva och Österelva (se Figur 1). Den förstnämnda mynnar i Leira och svarar för ca 30% av volymflödet, medan övriga flödet går i Österelva som mynnar i Löperen.

Den Baltiska strömmen transporterar Kattegatts ytvatten och vatten från fjordar och älvar utefter den svenska västkusten norrut. Det är sannolikt att Baltiska strömmen liksom Glomma kan påverka hydrografi, kemi och biologi i NO Skagerrak. Strömmens persistens och utsträckning diskuteras därför kortfattat i rapporten.

SMHI's oceanografiska sektion har av SNV fått i uppdrag att utföra övervakning av Skagerrak och Kattegatt med speciell inriktning på Glomma älvens spridningsområde i NO Skagerrak. Övervakningen sker med fjärranalysteknik som ger möjlighet att beräkna havsytans vattentemperatur och det övre vattenlagrets (<10m) halt av suspenderat material. Med parametrarna identifieras ytvattenmassor och ur konsekutiva satellit bilder kan ytvattenström uppskattas. För ändamålet används data från de meteorologiska satelliterna i NOAA-serien, vilka ger informatiom flera gånger per dygn av bl.a. Skagerrak och Kattegatt. För att demonstrera transportvägar av älvvattnet från mynning till öppet hav används data från jordresurs satelliten LANDSAT. Tekniken presenteras mer ingående i det följande avsnittet.




Figur 1: Översiktskarta av undersökningsområdet i NO Skagerrak. Djupkurvan för 100 m är angiven i kartan.

## 2.1 Övervaknings- teknik och metodik

Vid SMHI mottags rutinmässigt AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) data från de två NOAA-satelliterna vilka för tillfället är NOAA-10 och -11 (NOAA står för National Oceanic and Atmospheric Administration) med mottagnings- och bildbehandlingssystemet PROSAT (PROcessing system for meteorological SATellite data). De två satelliterna befinner sig i solsynkrona polära banor med en omloppstid på ca 102 minuter. Under ett dygn har varje satellit gjort 14 varv runt jorden och täckt alla områden minst två ggr varav en under solbelyst tid. Instrumentet ombord mäter strålningen från atmosfär och jordyta i 5 spektralområden från reflekterat visuellt ljus till termiskt emitterad strålning. Samtidigt transmitteras dessa data för mottagning på jorden digitaliserade till 1024 nivåer. Radiometern avsöker ett 2800 km brett stråk uppdelat på ett antal bildelement (pixel) med storlek 1.1*1.1 km i nadir som ökar till 2*5 km i kanten av stråket.

Mottagning av satellit data vid SMHI baseras på att en viss täckningsgrad av Euoropa och speciellt Skandinavien erhålls vilket innebär att data från ca 11 passager tas emot. Termiska bilddata kalibreras till strålningstemperatur och omräknas till bland annat Mercators projektion automatiskt. Bilden presenteras ca 50 minuter senare på bildskärm. För Glomma projektet har ytterligare krav definierats för att erhålla tillräcklig kvalite' på materialet. En satellithöjd över området på minst 60 grader över horisonten har satts som gräns för att erhålla tillräcklig geometrisk upplösning och minska strålgången i atmosfären. Därmed är det möjligt att i medeltal erhålla 2 satellit bilder per dygn. För data i visuellt ljus har kravet för minsta solhöjd dessutom satts till 30 grader, vilket utgör en minimigräns för att detektera variationen i havsvattnets reflektans. Data har också reducerats geografiskt så att endast Skagerrak och Kattegatt har ingått. I Mercators projektion utgör bilddata en rektangel med hörnkoordinater N 59° 30' E 07° 50' och N 55° 30' E 13° 20'.

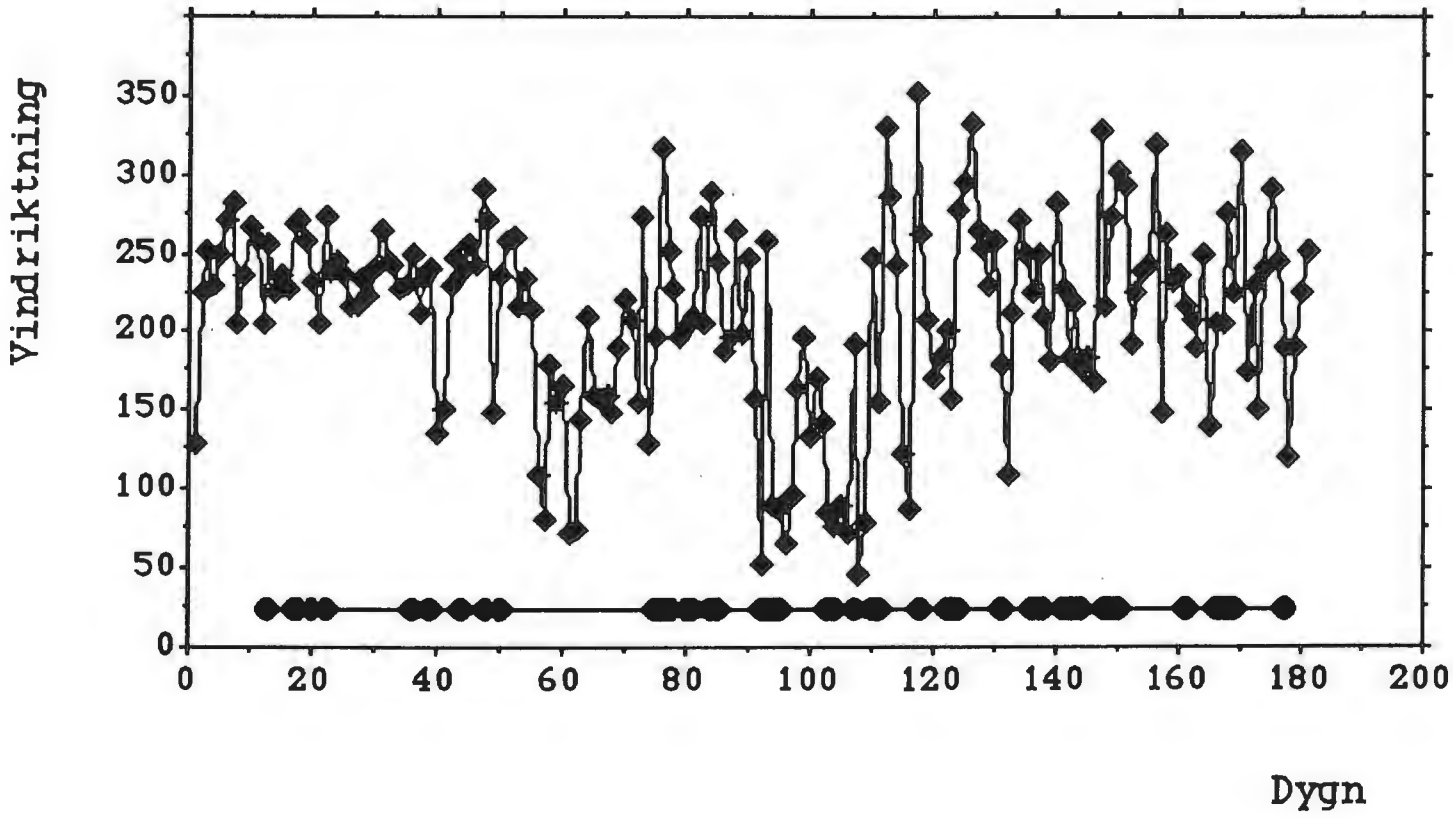
Strålningstemperaturen vid satelliten kan avvika upp till ca 2 K från ytvattnets strålningstemperatur beroende på atmosfärens vatteninnehåll. Någon korrektion för detta inflytande har emellertid inte gjorts eftersom det är den relativa horisontalfördelningen av temperaturen som är av betydelse för projektet. Den radiometriska upplösningen är i detta fallet 0.12 K. Vidare så representerar strålningstemperaturen temperaturen i de översta millimetrarna av vattenytan. I regel är denna temperatur ca 0.5 K kallare än under liggande vattenmassa på grund av avdunstning vid vattenytan (Robinsson et. al. 1984).

Det bör noteras att ytvattnets temperatur inte är en konservativ parameter som salthalt utan bestäms bland annat av värmeutbytet mellan atmosfär och hav. Således kan ytvattnets temperaturfördelning avvika från salthaltens som i regel är den dominerande parametern för att skilja vattenmassor åt i Skagerrak och Kattegatt. Emellertid har sambandet mellan temperaturens fördelning och dynamiska förlopp påvisats ett flertal gånger i litteraturen (se exempelvis Johannesson et.al. (1989)).

Visuella data från NOAA AVHRR har likaledes arkiverats med full upplösning, dvs. med 0.1 % reflektans. Analyserade bilder har atmosfärskorrigerats med den s.k. 'dark object subtraction technique' beskriven av Chavez (1988) varefter reflektansen har beräknats efter en metodik använd av Tassan (1987) för data från LANDSAT-TM. Reflektansen är propotionell mot ljusets bakåtspridningskoefficient och inverst propotionell mot absorptionskoeeficienten (Morel, 1980), så att i rött ljus kan reflektansen korreleras till halten suspenderat material (Tassan, 1987). Både för LANDSAT-TM och NOAA-AVHRR har det röda spektralområdet använts.

## 2.2 Arkiverade bild data från NOAA-AVHRR

Arkivet innehåller de bild data som mottagits vid SMHI sedan januari 1989 för projektets genomförande och finns redovisade i Bilaga 1. Övervakningen fortsätter dock tills vidare året ut. Sammanlagt arkiverades 68 termiska bilder med en molnighet av högst 50 %. Om molnigheten översteg 50 % men NO Skagerrak ansågs molnfri så arkiverades bilden likaså. Fördelningen av bilder under halvåret är återgivet i Figur 2 tillsammans med vindriktning från väderstationen på Nordkoster. I stort sett täcker satellitbilderna situationer med olika riktningar förutom under första hälften av mars då O till S vindar förhärskade under en längre period.




Figur 2: Vindriktning och arkiverade bilder från jan-juli, 1989.

I april och maj erhölls 11 respektive 12 dygn med data medan övriga månader hade en täckningsgrad av 5 till 7 dygn. Sammanlagt har data från 45 dygn arkiverats, varav 12 dygn täcks med fler än en bild. I medeltal erhölls således data vart fjärde dygn. NO Skagerrak var molnfri under 27 dygn varav Glomma plymen noteras med sin karaktäristiska temperaturfördelning under 13 dygn.

## 3 Storskalig fördelning av ytvattnets temperatur

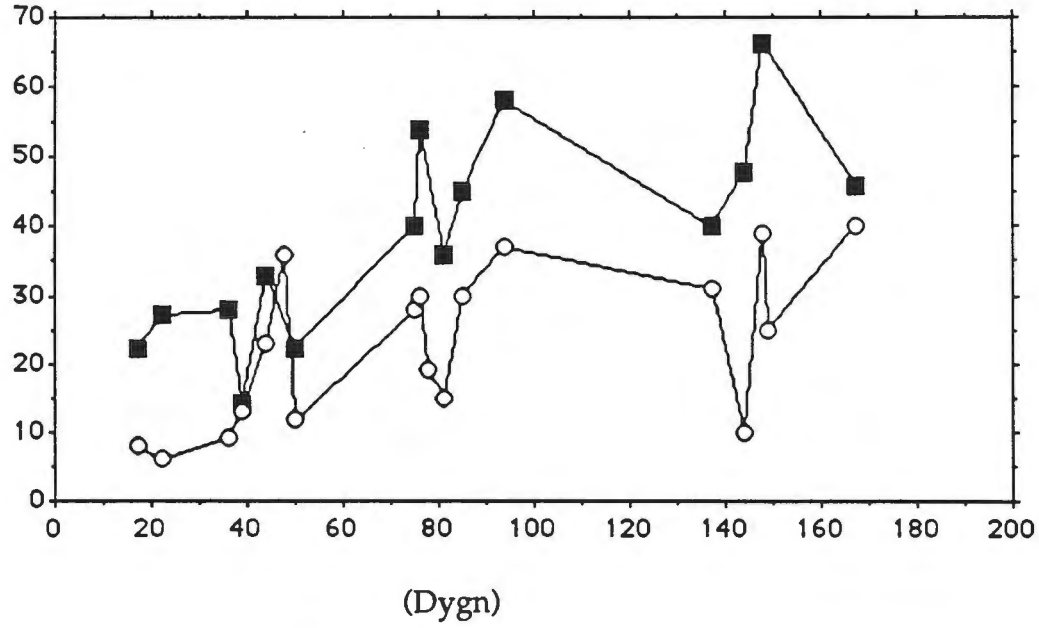
En vanligt förekommande temperaturfördelning i Skagerrak och norra Kategatt under första halvåret av 1989 illustreras med satellitbilden från 17 mars där temperaturfördelningen har färgkodats (se Bilaga 4). Kattegatts ytvatten är ca 4.5 °C och sträcker sig utefter den svenska västkusten norrut. En temperaturfront skiljer detta kallare vatten från det varmare (> 5 °C) Skagerrakvattnet åt väster. Vattenmassan sträcker sig åt sydväst efter Jyllands nordvästra kust till Nordsjön. Temperaturfördelningen kan tolkas så som att varmt Nordsjövatten transporteras in i Skagerrak med den s.k. Jutska strömmen, svänger nordvart öster om Jyllands nordspets där den möter den kallare Baltiska strömmen också med nordlig drift. Cirkulationsbilden stämmer då väl överens med den storskaliga cirkulation som antas gälla i Skagerrak (Svansson 1975, Rodhe 1987). I NO Skagerrak sammanfaller Baltiska strömmen med det kallare ytvattnet från Oslofjorden (ca 3.5 °C).

Ytvattnets reflektans visas också i Bilaga 4 med hjälp av färgkodning (reflektansen påverkas av mängden partiklar i vattnet och ofta kalibreras den till halten suspenderat material). Reflektansens fördelning liknar till viss del temperaturens fördelning. Kattegatt och den Baltiska Strömmen är partikelrikare än Skagerraks ytvatten och fronten sammanfaller geografiskt med temperaturfronten. Mätningar av suspenderat material i ytvattnet från 21 och 22 mars visar att halten varierade mellan 20 och 22 mg/l vid Måseskär, norra Kattegatt och vid Skagen. Senare provtagningar i april, maj och juni visade att halterna halverats och någon liknande situationsbild av reflektansens fördelning med satellit data erhölls aldrig efter 17 mars. För övrigt är reflektansen hög utanför Jyllands nordvästra kust där djupet understiger 50 m samt betydligt högre i temperaturfronten som sträcker sig ut från Skagen på Jyllands nordspets.

## 3.1 Baltiska strömmens utbredning och förekomst

Strömmens bredd från kusten och temperatur visavi Skagerraks ytvatten har beräknats utifrån satellit bilderna i de fall där en temperaturfront har identifierats. Frontens bredd har i dessa fall varierat mellan 1 och 5 km. Strömmens bredd som funktion av tiden visas i Figur 3, och har beräknats vid Grebbestad (N 58$^0$ 40'), Smögen (N 58$^0$ 22') samt vid Måseskär (N 58$^0$ 5').

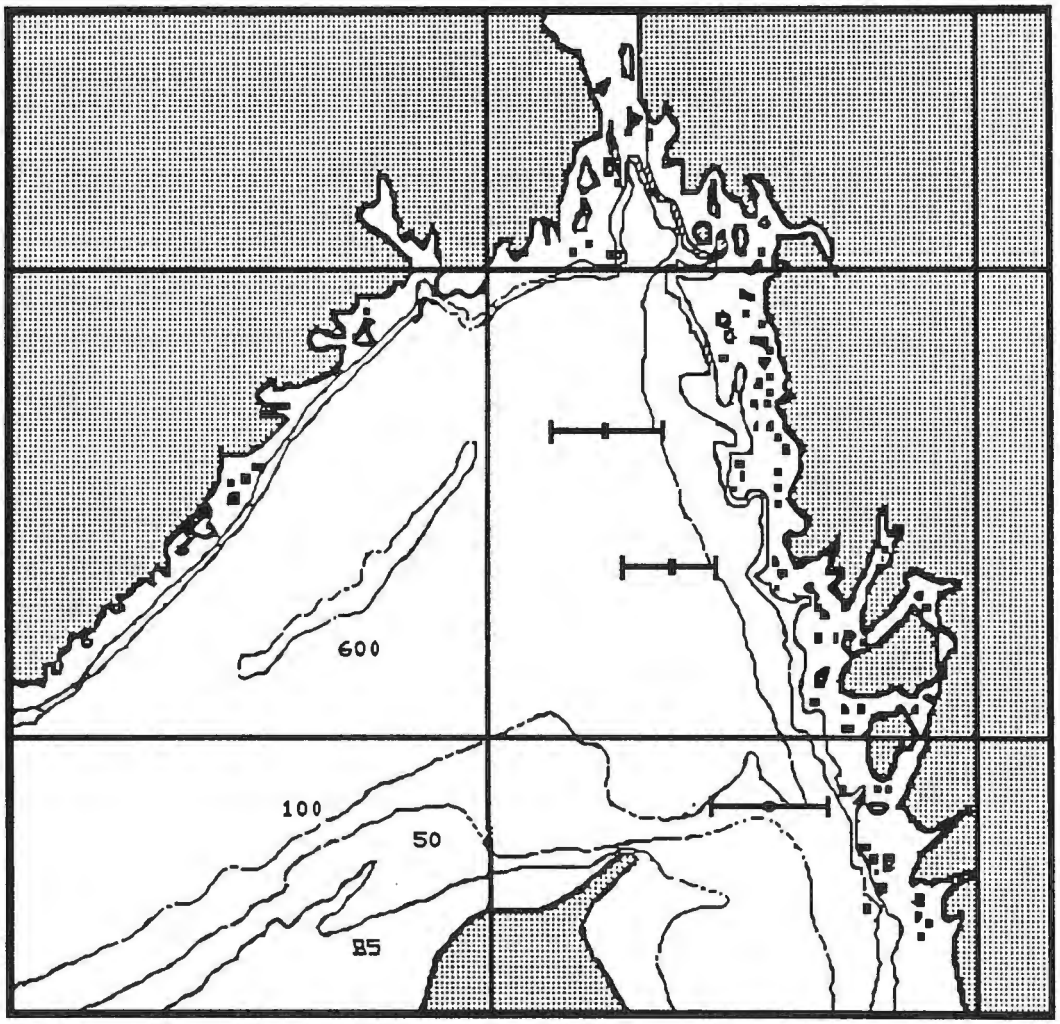
Frontens avstånd tenderar att öka med tiden, vilket är speciellt markant i den nordliga snittet vid Grebbestad. I februari är avståndet ca 20 km jämfört med ca 50 km i mars, april och maj. Däremot verkar svängningarna i frontens avstånd till kusten vara i fas längs kusten.



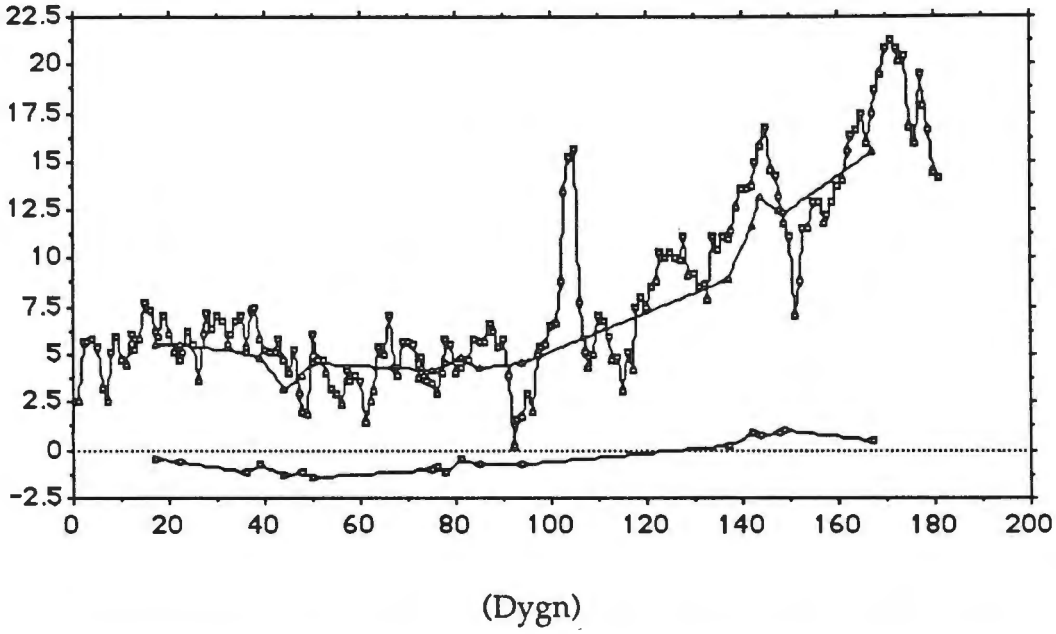

Figur 3: Avståndet i km från kusten vid Grebbestad (fylld markering) och Smögen till den Baltiska Strömmens temperaturfront som funktion av tiden.

Frontens genomsnittliga position utefter den svenska västkusten visas i Figur 4. Avståndet till kusten ökade i medeltal från 26 km vid Måseskär och 24 km vid Smögen till 41 km vid Grebbestad. Standardavvikelsen varierade mellan 12 till 14 km och var därmed nästan konstant längs kuststräckan.

Vid identifiering av strömmen erfodras att en temperaturdifferens föreligger mellan strömmen och Skagerraks ytvattnet. I Figur 5 visas observationer av ytvattnets differens i medeltemperatur i ett ca 200 $km^2$ stort område dels i Baltiska strömmen och dels i övriga Skagerraks vatten, även dygnsmedelvärdet av lufttemperatur från Nordkoster ingår. Temperaturdifferensen är som mest 1.5 $^oC$ mellan vattenmassorna. Under januari till mars är Baltiska strömmen kallare och i maj och juni är förhållandet omvänt. Under april och första hälften av maj gjordes inga observationer av frontkaraktär i området, vilket antagligen beror på att Baltiska strömmen värmts så mycket att temperaturdifferensen försvann mellan vattenmassorna. I övrigt följer tidsutvecklingen av vattentemperaturen väl lufttemperaturen.




Figur 4: Läget av Baltiska strömmens temperaturfront i medeltal och dess standardavvikelse under första halvåret av 1989.




Figur 5: Tidsutvecklingen av lufttemperatur vid Nordkoster och Baltiska Strömmens ytvattentemperatur (Δ) från satellit data. Den undre kurvan visar temperaturdifferensen mellan Baltiska Strömmen och Skagerrak.

Hur vanligt förekommande den Baltiska strömmen är har uppskattats genom att jämföra tidserien då strömmens temperaturfront observerats med hela tidserien av satellit data. Strömmen har observerats sammanlagt 20 dygn i temperatur data under perioden. Förekomsten blir då 44 % av tiden. En mer realistisk bedömning erhålls om man inte tar hänsyn till de satellit data då fronten var termiskt osynlig dvs. ca 12 observationer. Förekomsten av Baltiska strömmen blir då ca 61 % av tiden.

## 4 Spridning av Glomma plymen i NO Skagerrak

Under perioden januari till juli 1989 visade ytvattnets temperatur, observerade från satellit, att tre ytvattenmassor ofta förekommer i NO Skagerrak. Dessa kan hänföras till ytvatten från Oslofjorden, den Baltiska strömmen och Skagerraks ytvatten. Temperaturen var i regel lägre i Oslofjordens vatten än i Baltiska strömmen som i sin tur var kallare än Skagerraks ytvatten fram till början av maj 1989 då Kattegatt och därmed Baltiska Strömmen blev varmare.

I de flesta fall karaktäriseras Glommas älvvatten av ett kallare ytvatten än de utanför liggande ytvattenmassorna i NO Skagerrak. Denna temperaturskillnad har använts för att uppskatta de två Glommaplymernas areala utbredning. I huvudsak har den del av Glomma som utmynnar öster om Fredrikstad (Österelva) kvantifierats. Den västliga mynningens spridningsområde av Glomma älven (Vesterelva) har också noterats men eftersom ca 70 % av flödet i Glomma passserar i Österelva har studien koncentrerats till denna. Plymen identifieras i satellit data av villkoret:

> att ett sammanhängande område utanför Valöarna har en temperaturskillnad av minst 0.24 °C med utanför liggande ytvattenmassa och att området inkluderar sundet mellan Kirköy och Asmalöy.

Genom detta sund passerar antagligen huvuddelen av Österelvas vatten (NIVA, 1984). Det stöds också av våra satellit observationer av ytvattentemperatur. Inget entydigt tillfälle har heller inte observerats då älvvattnet passerar Singlefjorden och utmynnar i sunden SO om Kirköy. Snarare finns ofta en temperaturskillnad norr om Kirköy på gränsen mellan Singlefjorden och Löperen där Österelva mynnar, vilket överensstämmer med tidigare observationer (i.e. Håkansson, 1989).

## 4.1 Identifiering av älvvattnet med ytvattentemperatur

I Bilaga 3 presenteras de 13 dygn då plymen har observerats i satellit data av 27 molnfria (ingen utbredning av älvvattnet utanför Valöarna noterades under årets två första månader). I bilagan noteras också för varje tillfälle de tre föregående dygnens medelvind samt flödet i Glomma. Beräkningar av den horisontella utsträckningen och temperaturintervallet av plymen från Österelva är återgivna i Tabell 4.1. I huvudsak kan de 13 tillfällena indelas i två typer av händelseförlopp:

1. Plymarean ökar utan att en speciell riktning kan iaktagas. Det sker ofta vid svaga vindar eller vid växlande vindriktning.

2. Under stabila W och SW vindar indikerar plymens orientering och andra temperaturmönster att strömmen utanför Valöarna påverkar plymens läge. Både cyklonal och anticyklonal cirkulation har observerats i NO Skagerrak i detta fall.

Plymareans ändring har beräknats ur den tidserie av satellit bilder som indelas under punk 1 ovan. Ofta är det ett eller två dygn mellan observationerna på grund av de urvalsprinciper som ligger till grund för övervakningen. I något enstaka fall har emellertid bilder insamlats med tätare frekvens för att studera variationen av ytvattentemperatur på kortare tidskala än ett dygn. En sådan tidserie ligger till grund för att beskriva ett av de händelseförlopp som är definierat i punkt 2 ovan. I avsnitt 4.1.2 diskuteras dessa förlopp mer ingående.

Tabell 4.1: Österelvas spridningsareal A utanför Valöarna samt max och min temperaturer i plymen under första halvåret av 1989.

| Datum | $T_{max}$ (°C) | $T_{min}$ (°C) | A ($km^2$) |
|---|---|---|---|
| 16/3 | 3.0 | 2.1 | 50 |
| 17/3 | 2.9 | 2.3 | 129 |
| 26/3 0243 | 3.7 | 2.8 | 84 |
| 26/3 0813 | 3.7 | 3.2 | 68 |
| 02/4 | 4.1 | 3.6 | 43 |
| 04/4 | 4.1 | 3.6 | 55 |
| 20/4 | 6.3 | 6.1 | 20 |
| 23/4 | 5.5 | 5.1 | 106 |
| 28/4 | 5.1 | 5.1 | 31 |
| 17/5 | 9.7 | 9.5 | 77 |
| 21/5 | 10.9 | 10.8 | 15 |
| 22/5 | 10.9 | 10.4 | 46 |
| 24/5 | 12.8 | 12.3 | 27 |
| 16/6 | 13.6 | 13.2 | 44 |

Plymens areal i medeltal under mars, april och maj var respektive 83, 51 och 41 $km^2$. Under samma period var volymflödet i Glomma 517, 678 och 1090 $m^3/s$. Plymarealen har således en tendens att minska med ökad vattenföring, ett inte helt väntat förhållande. Det finns emellertid ett flertal faktorer såsom vindblandning, lokal vindström, cirkulation och värmeutbytet mellan atmosfär och plym som kan bidra till detta resultat.

Exempelvis kan avsnörningar av plymen utanför Valöarna ske oftare under april och maj än tidigare på året, därmed skulle plymen inte hinna växa till i samma utsträckning. Att strömmen utanför Valörna varierar i styrka och riktning på en kortare tidskala under april och maj än under mars finns det ännu inga belägg för. Däremot visar vinddata att riktningen är avsevärt stabilare under januari-mars än under april - juni (se Figur 2).

En annan orsak till plymareans minskning kan vara att uppvärmningen av plymen sker snabbare än i omgivande vatten. Viktiga parametrar som påverkar uppvärmningen relativt omgivningen är djupet till språngskiktet dvs plymens tjocklek och partikelhalten i vattnet. I plymens front är tjockleken minst och uppvärmningen effektivast och därmed kan temperaturfronten ligga innanför densitetsfronten, vilket ger upphov till en minskad plymarea i temperaturdata än vad exempelvis salthaltsdata skulle ge upphov till. Vidare så ökar partikelhalten (suspenderat material) med ökat volymflöde i Glomma vilket kan bidra till en effektivare uppvärmning och svagare temperaturkontrast med omgivande vatten.

Det krävs emellertid en studie av plymens hydrodynamik och samspel med omgivande faktorer för att helt förstå de ovan diskuterade sambanden.

### 4.1.1 Beräkning av plymens spridningshastighet

Plymens spridningshastighet har beräknats i de fall där ingen speciell utbredningsriktning har kunnat identifieras. Plymens horisontella utsträckning beskrivs med en halv-cirkulär geometri med radien:

$$r = ( 2 A / \pi )^{1/2}$$

Här är A den ur satellitbilden beräknade plymarean. Den radiella spridningshastigheten kan därmed beräknas ur följande samband:

$$V = (\pi (r_1 + r_2 / 4))^{-1} * \Delta A / \Delta t$$

Här anger $V$ det horisontella medelvärdet av plymens spridningshastighet, $\Delta A$ ändringen av plymarean mellan två satellitbilder och $\Delta t$ tidsdifferensen mellan dem. Resultaten av beräkningarna anges i Tabell (4.1.1).

Tabell (4.1.1): Typisk spridningshastighet beräknade med AVHRR data.

| Datum | $r_1$ (km) | $r_2$ (km) | $V$ (cm/s) | Vindhastighet (m/s) | Volymflöde ($m^3/s$) |
|---|---|---|---|---|---|
| 16-17/3 | 5.6 | 9.1 | 9.5 | 4 | 725-600 |
| 02-04/4 | 5.2 | 5.9 | 1.0 | 10 - 11 | 538-500 |
| 20-23/4 | 3.6 | 8.2 | 3.8 | 7 - 8 | 950-950 |
| 21-22/5 | 3.1 | 5.4 | 3.4 | 5 - 1 | 1250-1290 |

Den radiella hastigheten kan underskatta den verkliga eftersom tiden mellan satellit bilderna i vissa fall kan vara för lång jämfört med plymens förändringar. Det är dock värt att notera att den uppskattade spridningshastigheten i regel är större än vad som erhålls om plymen tillväxer av uteslutande kontinuitetsskäl. Med konstant plymdjup (h=3.5 m) så kan hastigheten beräknas med formeln $V = Q/\pi rh$ där r är plymens medelradie. För värden tagna ur tabell 4.1.1 ger formeln att $V \leq 2$ cm/s. Den andra faktorn som påverkar spridningshastigheten är den gravitationella spridningen som verkar p.g.a. den horisontella densitetsskillnaden mellan plymen och omgivningen.

Vid tre av de ovan angivna perioderna (16-17/3, 20-23/4 och 21-22/5) varierade vindhastigheten mellan 1 och 8 m/s och vindriktningen från SW till NW. Under perioden i april tenderade plymen att utsträcka sig i NW riktning, vilket möjligtvis kan bero på den storskaliga ytströmmen utanför Valöarna. För de två övriga perioderna är utsträckningen i SW riktning, vilket sammanfaller med riktningen på passagen av älvvattnet genom sundet mellan Kirköy och Asmalöy. Det är därför mindre sannolikt att någon storskalig cirkulation påverkar plymspridningen vid dessa tillfällen.

Den relativt sett stora spridningshastigheten under perioden i mars (9.5 cm/s) kan bero på låg vindhastighet. Det är sannolikt att perioder med svaga vindar minskar den vertikala blandningen av älvvatten med underliggande vattenmassor vilket ökar densitetsskillnaden och därmer den gravitationella spridningen av plymen.

Under perioden 2-4 april var vindarna O till NO med hastigheter på 10 till 11 m/s. Plymen hade en svag tendens att orientera sig i NW riktning. Den låga spridningshastigheten på 1.0 cm/s kan därför bero på god vertikal omblandning orsakad av höga vindhastigheter.

### 4.1.2 Tre exempel på den storskaliga cirkulationens inverkan på plymens geografiska orientering

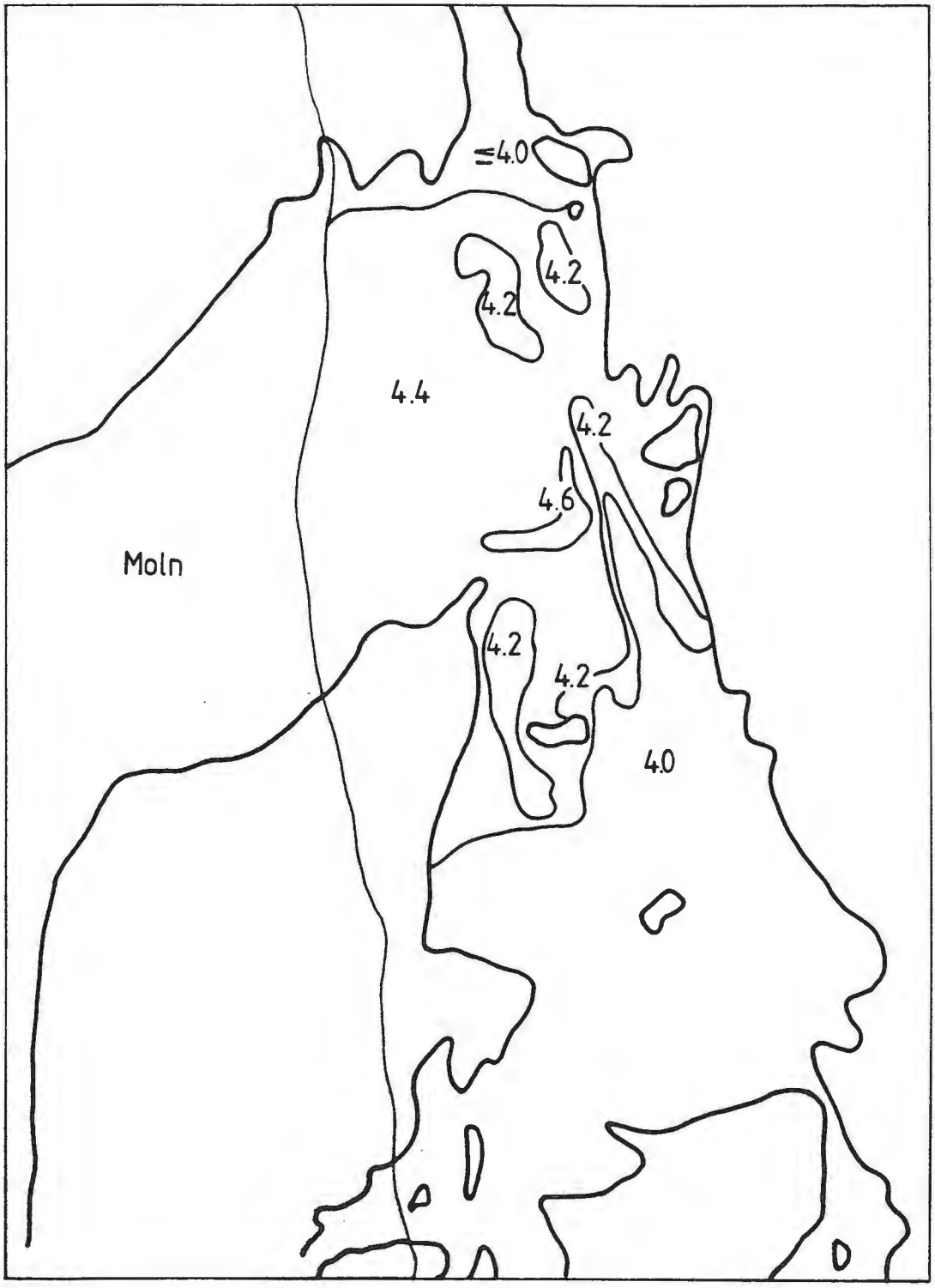
De tre fallen karaktäriseras av att Glomma plymen har olika orientering och tidsutveckling trots att vindriktningen är densamma. Sannolikt är det strömmen utanför Valöarna som påverkar riktningen av plymen. I följande tre exempel görs försök med att beskriva den storskaliga cirkulationen med enbart satellit data för att ge underlag till hur strömsättningen utanför Valöarna kan vara.

Den storskaliga cirkulationen innefattar den Baltiska Strömmen och den cyklona cirkulation som ofta förekommer i Skagerrak (se Svansson 1975). I satellit data över havsytans temperatur kan dessa strömmar observeras då de har olika temperaturer. Likartade strukturer i temperaturmönstret kan ibland iaktagas i konsekutiva satellitbilder vilket gör det möjligt att uppskatta ytströmmens riktning och hastighet. I två av exemplen har hastighetsvektorer beräknats i bilder med ca 10 timmars intervall. I det första exemplet diskuteras cirkulationen kvalitativt.

#### Exempel på cyklonal cirkulation

Den 26 mars 1989 insamlades 6 bilder mellan 0100 och 1240 UTC över Skagerrak och Kattegatt. Under tre dygn har det blåst västliga vindar med respektive dygnsmedelvärden på 14, 12.5 och 6.3 m/s. På eftermiddagen den 26 mars närmar sig en molnfront väster ifrån och hindrar vidare data insamling. Utvecklingen av ytvattnets temperaturfördelning återges här kvalitativt som ett scenario av en trolig cirkulationsbild.

Figur 6: Ytvattentemperatur från NOAA-AVHRR i Skagerrak och Kattegatt 0243 UTC, 26 mars 1989.




Figur 7: Ytvattentemperatur från NOAA-AVHRR i Skagerrak och Kattegatt 0813 UTC, 26 mars 1989.

Det observerade ytvatten-temperaturen 0243 UTC är återgiven i Figur 6. Det kan noteras att Kattegatts ytvatten och den Baltiska strömmen kan identifieras med området markerat med 4-gradigt vatten eller kallare. Strömmen följer svenska västkusten norrut till NO Skagerrak där ytvatten från Oslofjorden och Glomma tillkommer. Västerifrån i södra Skagerrak finns varmare vatten (ca 4.6 °C) indikerande att Nordsjövatten strömmar in. Det varma vattnet stöter på Baltiska strömmen öster om Skagen vilket ger en markerad temperaturfront här. Den svampliknande strukturen på det varma ytvattnet i detta område indikerar att en transport av varmvatten sker både in i Kattegatt och norrut längs den svenska västkusten. Drygt 8 timmar senare indikerar satellit data återgivet i Figur 7 att det varmare vattnet har trängt undan och kanske inblandat den kallare Baltiska strömmen och blockerat densamma i Kattegatt. Den vid svenska västkusten nordgående strömmen är nu ca 0.4 grader varmare.

En mer detaljerad bild av utvecklingen i NO Skagerrak återges i Bilaga 5 (Glommas älvvatten identifieras med grå färg). Här bör speciellt noteras förskjutningen av 3.9-gradigt och kallare ytvatten (rosa och röd färg) åt NW vid Kosters skärgård och utanför Valöarna. Temperaturmönstrets förändring indikerar sannolikt att en nord till nordvästlig ström är orsaken och att det är fortsättningen av den söderifrån kommande strömmen av varmare vatten. Det kallare vattnet från Oslofjorden och Glomma tycks lämna området utefter det norska Sörlandet.

I satellit bilden från 1239 UTC kan Glommaplymen inte längre observeras. Det kan bero på en kombination av att plymen transporteras bort av strömsättningen och att den under dagen ökande solinstrålningen har värmt plymen så att temperatur differensen med omgivningen avtar.

## Anticyklonal cirkulation; exempel 1

Den 17 maj 1989 insamlades två bilder mellan 0200 och 1220 UTC. Under tre dygn har det blåst SW vind med avtagande dygnsmedelvärden från 9.2 till 5.7 m/s. Glommaplymernas orientering (Bilaga 3i) indikerar att en anti-cyklonal cirkulation pågår i NO Skagerrak.

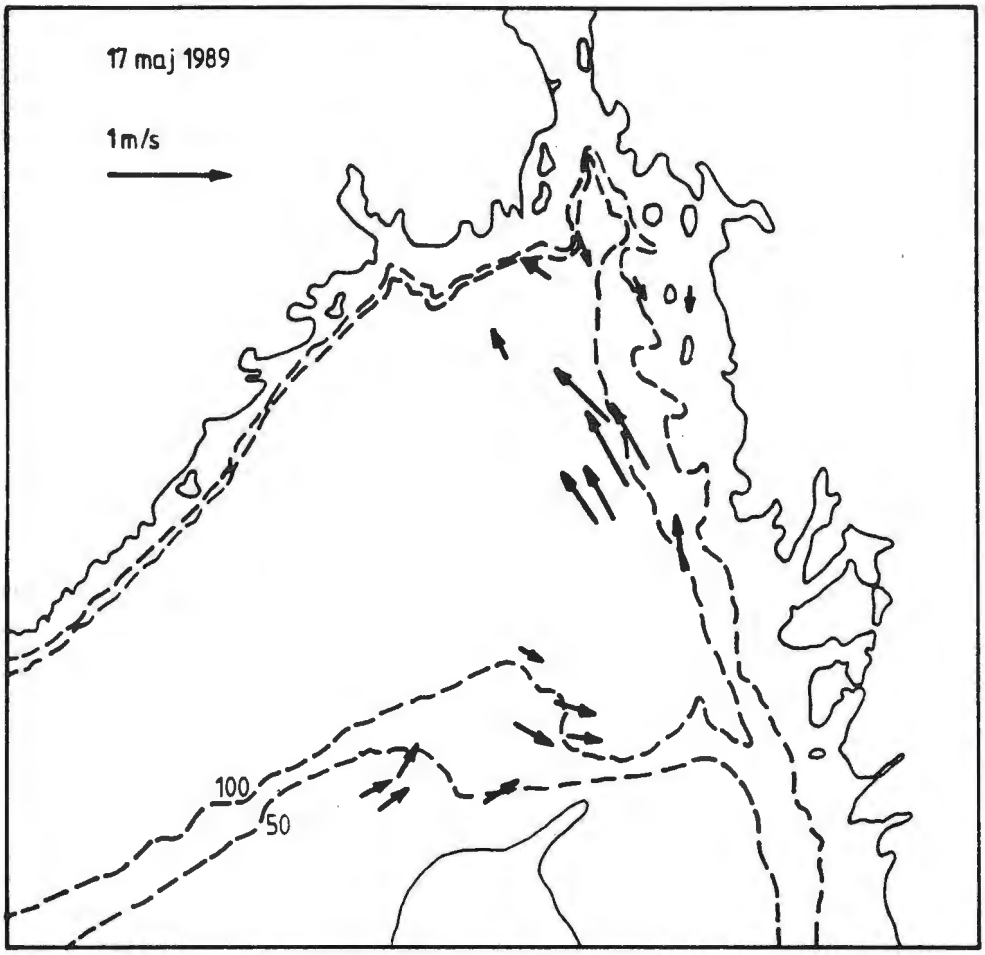



Fig 8a

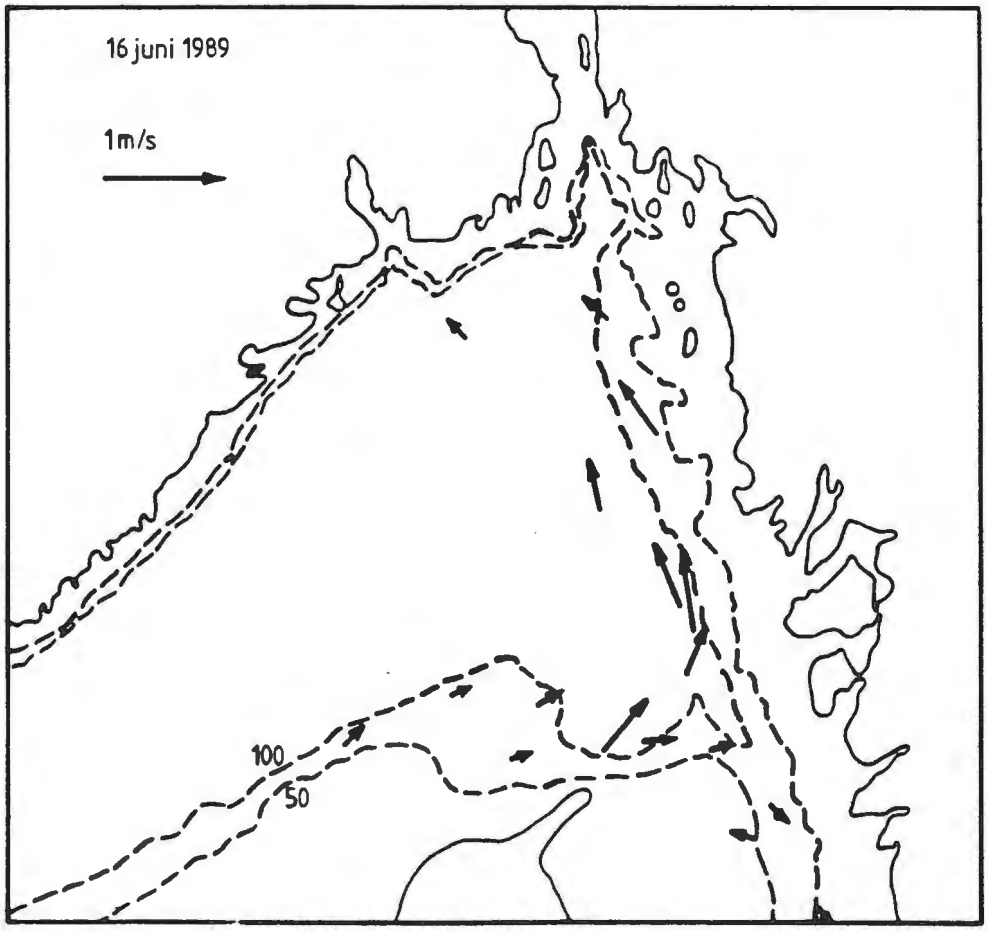



Fig 8b

För att visa den storskaliga cirkulationen i Skagerrak har hastighetsvektorer för ytvattenmassan uppskattats från de två satellit bilderna med manuell mönsteridentifiering (se Figur 8a). I Skagerrak kan den cyklonala cirkulationen noteras tillsammans med en anticyklonal cirkulation i NO Skagerrak (notera strömpilarna öster och väster om Kosteröarna). Den Jutska strömmen norr om Jylland har NO kurs och en amplitud av ca 0.2 m/s medan strömmen väster om Väderörna på svenska västkusten är ca 0.5 m/s i NNW riktning. Här tycks strömmen lämna kusten vilket i sin tur innebär att den anticyklonala cirkulationen i NO Skagerrak kan realiseras. Det styrks av att den Baltiska strömmen också lämnar kusten vid Väderörna för en mer NW drift. Den Baltiska strömmen kan identifieras i Bilaga 6 av att den har samma temperatur som Kattegatts ytvatten (9.7 °C, gul färg) samt bildar en sammanhängande temperatur-tunga utefter den svenska västkusten.

Den O till SO strömmen utanför Valöarna transporterar således plymen från Vesterelva i samma riktning och plymen från Österelva längs Valörna och in i Kosterfjorden. Det är för övrigt ett av de två tillfällen med satellit data som direkt visar att Kosterfjorden påverkas av Glommas älvvatten under perioden. Denna period har studerats mer i detalj av Håkansson (1990) och finns redovisad i Bilaga 8.

Anticyklonal cirkulation; exempel 2

Slutligen kan det noteras att den 16 juni 1989 visar ett liknande tillfälle som det ovan beskrivna. Under tre dygn har det blåst SW vind med dygnsmedelvärde från 4.5 till 4.0 m/s. Plymen från Österelva har en SSO orientering men når inte fram till Kosterfjorden vid tillfället i fråga (se Bilaga 3m). Bilden från 0219 UTC visar dock ett relativt kallare sammanhängande ytvatten från sundet mellan Kirköy och Asmalöy till Kosterfjorden, vilket pekar på att älvvatten från Glomma påverkar de hydrografiska förhållandena i fjorden.

Den storskaliga cirkulationen av ytvattnet i Skagerrak har uppskattats ur konsekutiva bilder från 0219 och 1214 UTC och Figur 8b visar de beräknade hastighetsvektorerna. Cirkulationen liknar den från 17 maj, men den lokala cirkulationen i NO Skagerrak har inte kunnat urskiljas i data från 16 juni. Förmodligen pågår också en anticyklonal cirkulation under detta dygn med tanke på plymens orientering.

## 4.2 Identifiering av plymen med suspenderat material

Under första halvåret av 1989 fanns inga tillräckligt molnfria LANDSAT-TM scener över NO Skagerrak. Istället används en TM scen från 14 juni, 1988 för att beskriva spridningsvägarna av älvvattnet i kustzonen (se Bilaga 7). Österelvas vatten identifieras med reflektansnivåerna 3-4 % (motsvarande 15-20 mg/l suspenderat material). Öster om Österelvas mynning i Löperen återfinns högre värden (5-8 %) som förmodligen är ackumulerat partikulärt material. Sammanhängande reflektansnivåer på 3-4 % finns i sundet mellan Asmalöy och Kirköy vilket bekräftar resultaten från NOAA-AVHRR och tidigare undersökningar i området att sundet är den viktigaste transportleden an Österlevas vatten. Plymen sträcker sig i NW riktning utanför Valöarna med en längd och bredd av respektive ca 15 och 2-5 km.

# 5 Varför är det väsentligt att fortsätta övervakningen ?

- Övervakningen bör fortsätta så att inte bara en årscykel beskrivs av Glomma älvens spridningsområde, eftersom älvens volymflöde varierar år från år liksom meteorologiska och oceanografiska variabler. Övervakningen av Glomma kan då koncentreras till perioder med hög vattenföring dvs. mars till juli och september till november.

- Undersökningen visar att Baltiska strömmen har karaktär av att ändra sin bredd mellan vinter- och vårsäsong. Det bör inverka på hur och när strömmen påverkar kustområdet i norra Bohuslän och i södra Oslofjorden. Fortsatt övervakning behövs för att utröna om denna breddändring sker i en årlig cykel eller om det var unikt för 1989. I samband med detta är det av vikt att undersöka om breddändringen innebär att Baltiska strömmen separerar från kusten för en NW kurs istället för en nordlig eller om det är fråga om kustbunden breddning.

- De hydrografiska, kemiska och biologiska förhållandena i Skagerrak och Kattegatt påverkas av och är en del av den storskaliga cirkulationen i Skagerrak. Satellit data av ytvattnets temperatur och suspenderat material bör användas för att beräkna ytströmmarna så att en kartläggning kan komma tillstånd. Undersökningen visar att detta är möjligt åtminstone ett par gånger per månad.

## 6 Referenser

Chavez P. (1988): An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering of multispectral data. Remote Sensing of Enviroment, Vol 24, Nr 3.

Johannessen J., Svendsen E., Sandven S., Johannessen O. and Lygre K.(1989): Three-dimensional structure of mesoscale eddies in the Norwegian coastal current. J.Phys. Oceanography, Vol.19.

Håkansson B. (1989): Kartläggning av totalt suspenderat material från Glomma älven med satellitdata. Vatten 45, 271-277.

Håkansson B. (1990): Remotely sensed water mass distributions and large scale sea surface circulations in the Skagerrak. ICES C.M., C:15, Copenhagen.

Morel A. (1980): In water and remote measurements of ocean colour. Boundary-Layer Meteorology, 18, 177-201.

NIVA rapport (1984): Basisundersökelser i Hvalerområdet og Singlefjorden 1980-83, Konklusjonsrapport. NIVA rapport 171/84.

Robinson I., Wells N. and Charnock H. (1984): The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of sea surface temperarure and spaceborne radiometers. Int. J. Remote Sensing, Vol 5, No. 1, 19-45.

Rodhe J. (1987): The large-scale circulation in the Skagerrak; interpretation of some observations. Tellus vol.39A, No. 3, May 1987.

Svansson A. (1975): Physical and chemical oceanography of the Skagerrak and the Kattegatt. Fishery Board of Sweden, Institute of Marine Research, Report No. 1.

Tassan S. (1987): Evaluation of the potential of the Thematic Mapper for marine application. Int. J. Remote Sensing, Vol. 10, 1455 - 1478.

## 7 Bilagor

Bilaga 1: Arkiverade satellit data.

Bilaga 2: Volymflödet i Glomma januari-juni, 1989.

Bilaga 3: Glommas plym i NO Skagerrak med volymflöde och de tre senaste dagarnas vindriktning och amplitud medelvärdesbildat över dygnet från väderstationen på Nordkoster.

Bilaga 4: Ytvattnets reflektans och temperatur 17 mars, 1989.

Bilaga 5: Temperaturutvecklingen 26 mars, 1989 i NO Skagerrak.

Bilaga 6: Ytvattnets temperatur 17 maj, 1989.

Bilaga 7: LANDSAT-TM data av ytvattnets reflektans vilket återspeglar halten suspenderat material. Reflektansnivåerna 3 - 4 % anger älvvattnets spridningsvägar i kustzonen och utanför Valöarna.

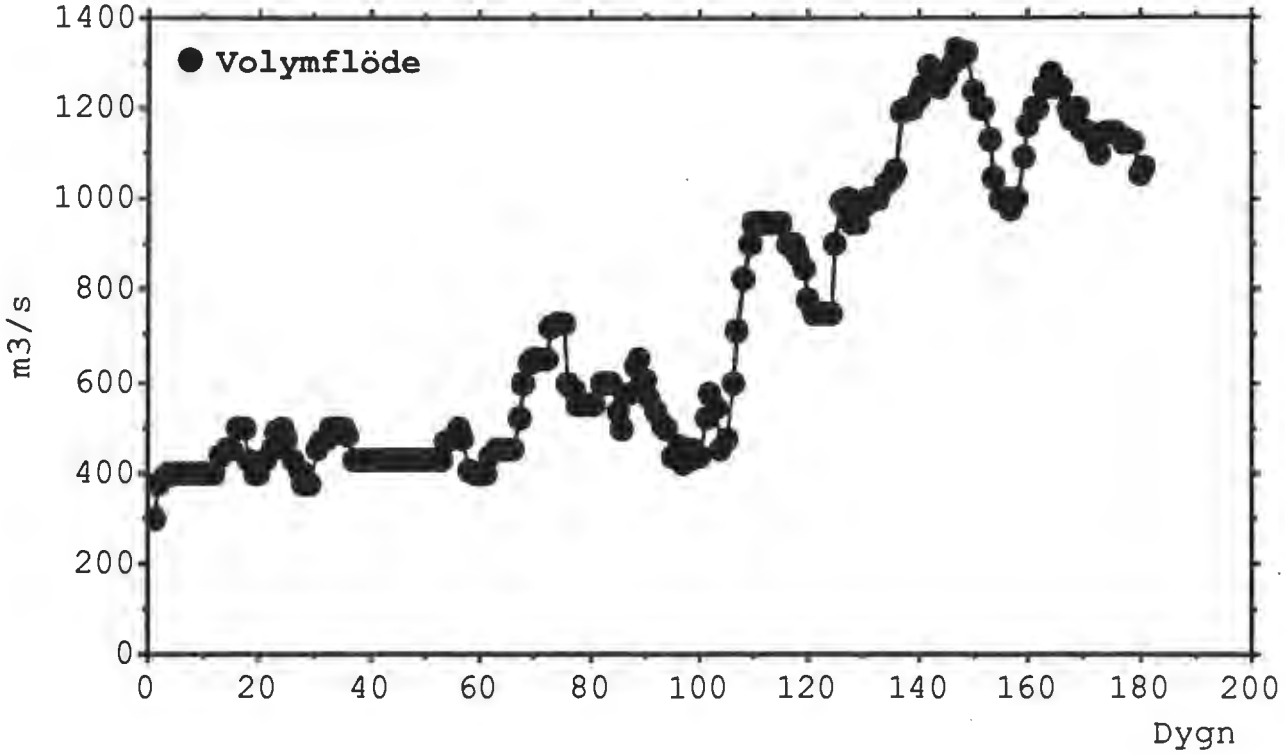
Bilaga 8: Artikel presenterad på ICES, 1990 i Köpenhamn som mer i detalj analyserar den anticyklonala cirkulationen i NO Skagerrak under 16-18 maj, 1989 (se kap. 4.1.2 och exempel 1).

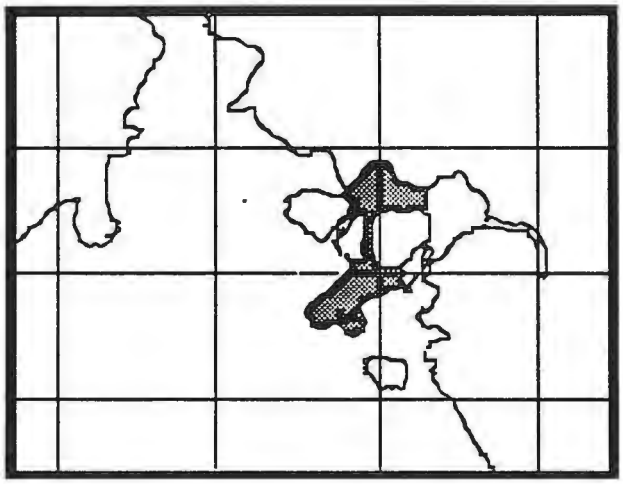
Arkiverade bild data under första halvåret av 1989. Termiska data (TERM) och visuella data (VIS) åtskiljs, vidare är data där Glomma plymen har identifierats markerad med GLOMMA.

| DATUM | KLOCKSLAG | TERM | VIS | GLOMMA |
|---|---|---|---|---|
| 890113 | 0810 | x | | |
| 890117 | 0822 | x | | |
| 890118 | 0227 | x | | |
| 890120 | 0156 | x | | |
| 890122 | 0812 | x | | |
| 890205 | 0804 | x | | |
| 890208 | 0217 | x | | |
| 890213 | 0637 | x | | |
| 890217 | 0227 | x | | |
| 890219 | 0756 | x | | |
| 890316 | 0834 | x | | |
| | 1059 | x | | |
| | 1240 | x | | x |
| 890317 | 0830 | x | | x |
| | 1050 | x | | |
| | 1230 | x | x | |
| | 1814 | x | | |
| 890319 | 0739 | x | | |
| | 1221 | x | | |
| | 1730 | x | | |
| 890321 | 0205 | x | | |
| 890322 | 0812 | x | | |
| 890325 | 1249 | x | | |
| | 1647 | x | | |
| | 1826 | x | | |
| 890326 | 0102 | x | | x |
| | 0243 | x | | x |
| | 0633 | x | | |
| | 0813 | x | | x |
| | 1059 | x | | |
| | 1239 | x | | |
| 890402 | 0143 | x | | x |
| 890404 | 1816 | x | | x |
| 890405 | 1238 | x | | |
| 890413 | 1817 | x | | |
| 890414 | 0804 | x | x | |
| 890417 | 0231 | x | | |
| 890420 | 0200 | x | | |
| | 1156 | x | x | x |
| 890421 | 0150 | x | | |
| | 1146 | x | x | |
| 890422 | 1817 | x | | |
| 890423 | 0805 | x | x | x |
| 890428 | 0754 | x | x | x |

| DATUM | KLOCKSLAG | TERM | VIS | GLOMMA |
|---|---|---|---|---|
| 890502 | 1756 | x | | |
| 890504 | 0721 | x | | |
| 890511 | 0806 | x | x | |
| 890516 | 1745 | x | | |
| 890517 | 0226 | x | | |
| | 1221 | x | x | x |
| 890518 | 0215 | x | | |
| 890521 | 0744 | x | x | x |
| 890522 | 0123 | x | | x |
| 890524 | 0817 | x | x | x |
| 890528 | 0213 | x | | |
| | 1209 | x | x | |
| 890529 | 0203 | x | | |
| 890530 | 0744 | x | x | |
| 890610 | 0140 | x | | |
| | 1830 | x | | |
| 890615 | 1225 | x | x | |
| 890616 | 0219 | x | | |
| | 0805 | x | x | x |
| | 1214 | x | x | |
| 890618 | 0158 | x | | |
| | 0721 | x | x | |
| | 1154 | x | x | |
| 890626 | 1212 | x | x | |

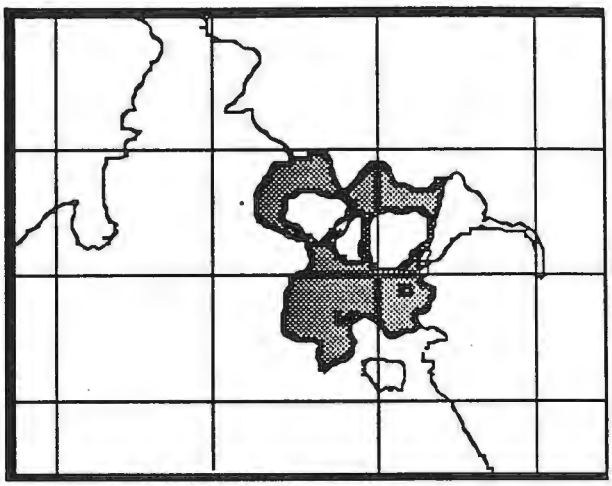
BILAGA 2


Volymflöde
m3/s
1400
1200
1000
800
600
400
200
0
0
20
40
60
80
100
120
140
160
180
200
Dygn



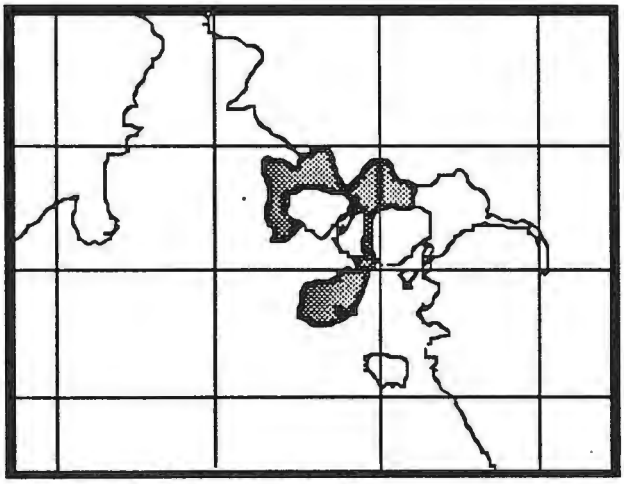
Figur 3a: 16 mars, 1240 UTC

Volymflöde = 725 m3/s
1. SSW 4 m/s
2. SO 6 m/s
3. W 17 m/s



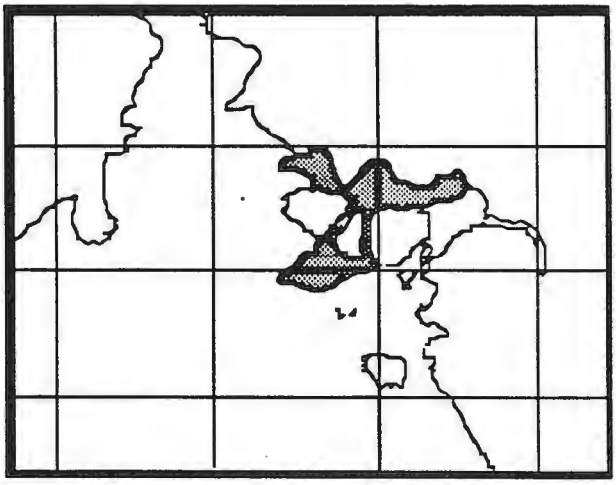
Figur 3b: 17 mars, 0830 UTC

Volymflöde = 600 m3/s
1. NW 3.7 m/s
2. SSW 4 m/s
3. SO 6 m/s



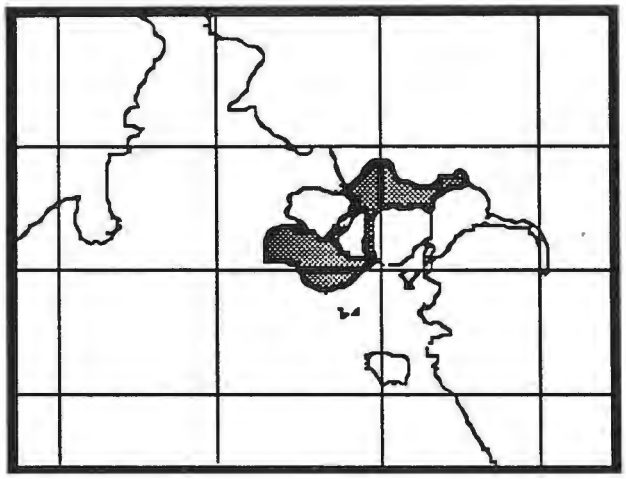
Figur 3c: 26 mars, 0813 UTC

Volymflöde = 535 m3/s
1. W 6 m/s
2. WNW 12 m/s
3. SW 14 m/s



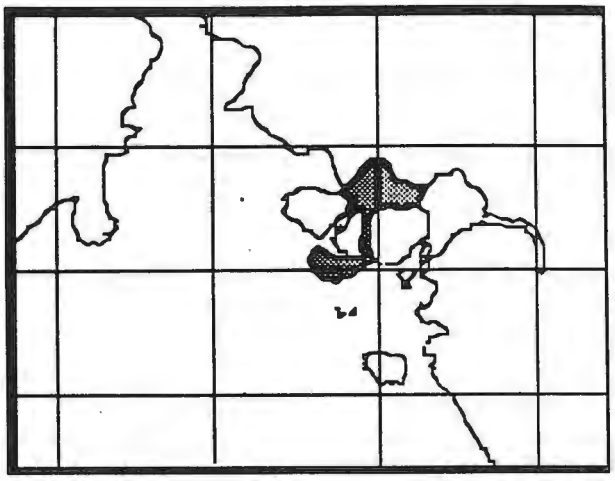
Figur 3d: 2 april, 0143 UTC

Volymflöde = 538 m3/s
1. NO 10 m/s
2. ONO 7 m/s
3. SSO 5 m/s



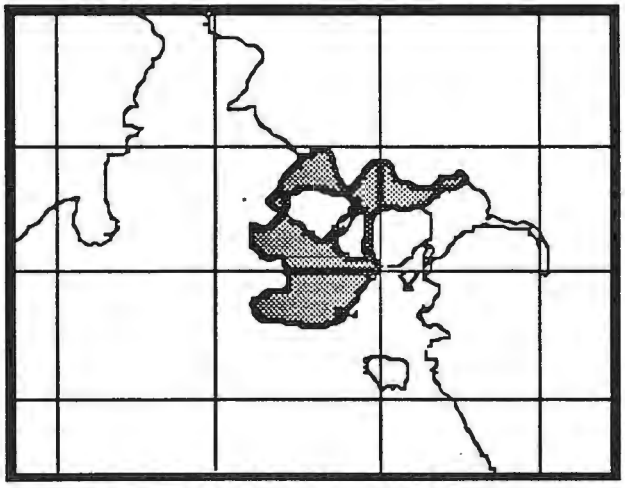
Figur 3e: 4 april, 1816 UTC

Volymflöde = 500 m3/s
1. ONO 11 m/s
2. S 5 m/s
3. NO 10 m/s



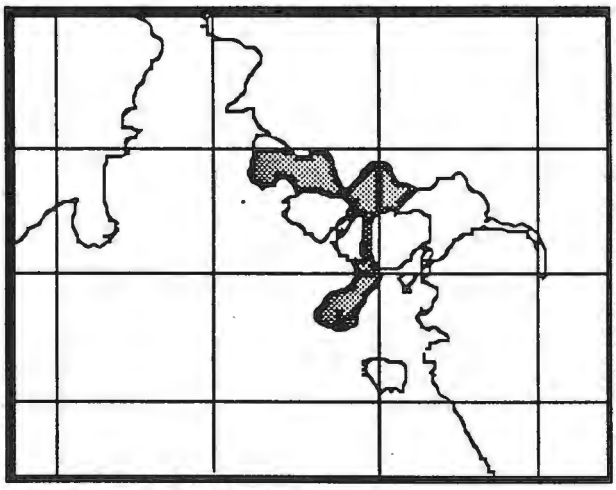
Figur 3f: 20 april, 1156 UTC

Volymflöde = 950 m3/s
1. W 7 m/s
2. OSO 5 m/s
3. O 3 m/s



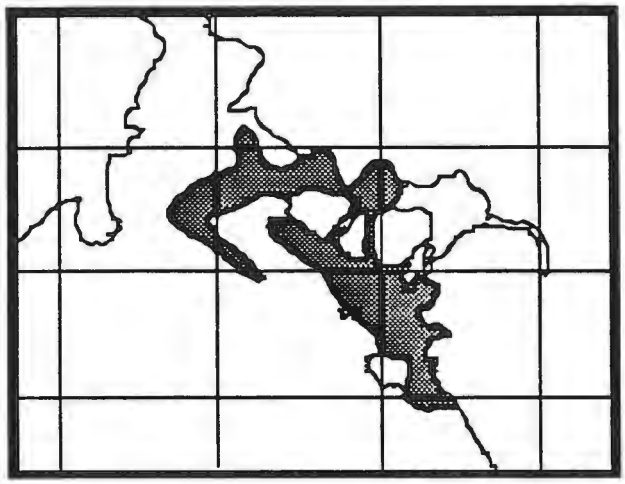
Figur 3g: 23 april,0805 UTC

Volymflöde = 950 m3/s
1. SW 8 m/s
2. SW 7 m/s
3. W 7 m/s



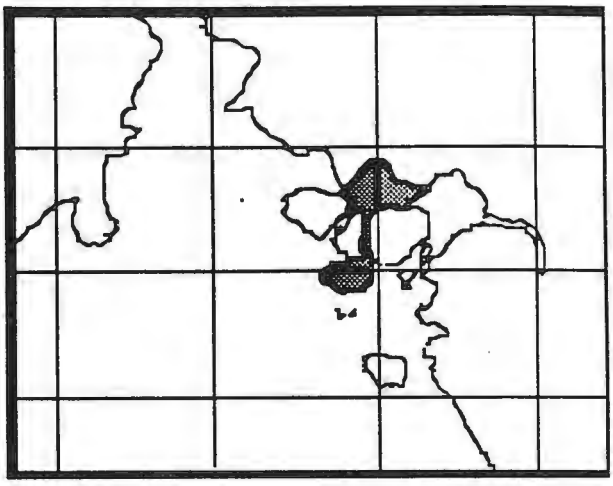
Figur 3h: 28 april, 0754

Volymflöde = 877 m3/s
1. WNW 4 m/s
2. S 4 m/s
3. NW 10 m/s



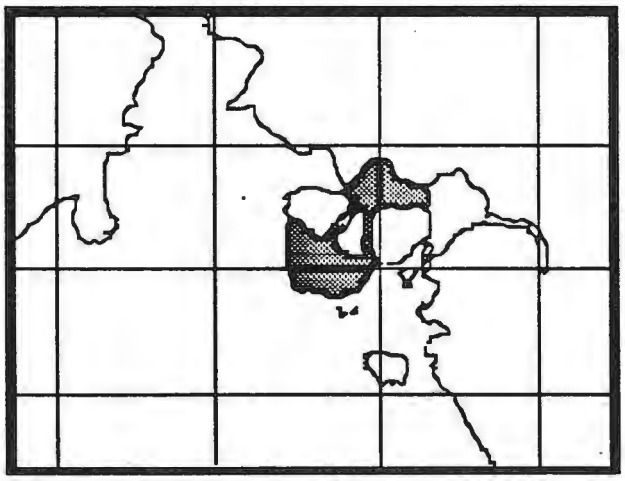
Figur 3i: 17 maj, 1221 UTC

Volymflöde = 1192 m3/s
1. SW 6 m/s
2. WSW 8 m/s
3. SSW 9 m/s



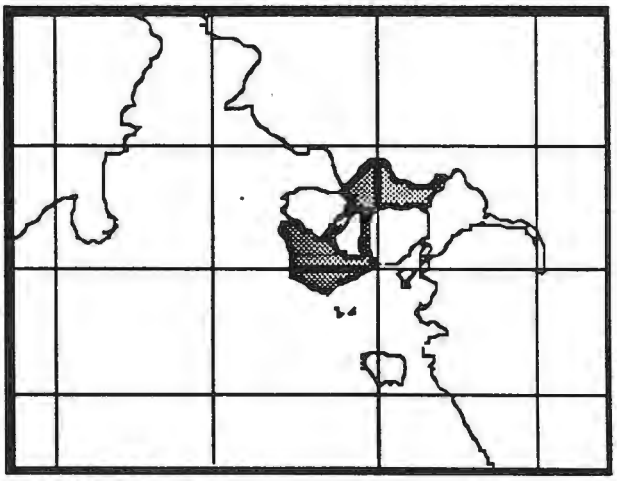
Figur 3j: 21 maj, 0744 UTC

Volymflöde = 1250 m3/s
1. SW 5 m/s
2. SW 3 m/s
3. S 4 m/s



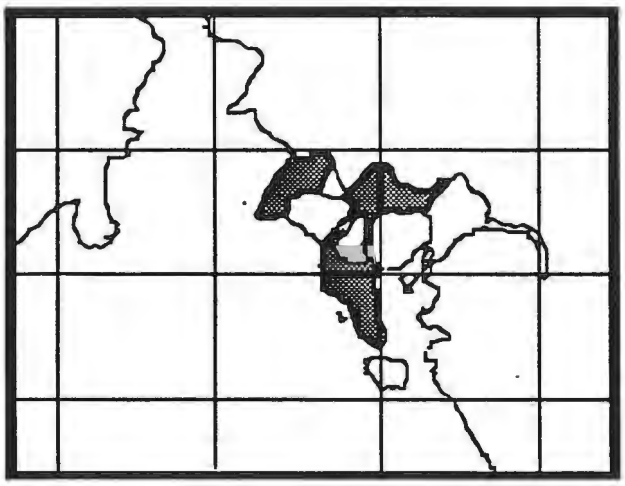
Figur 3k: 22 maj, 0123 UTC

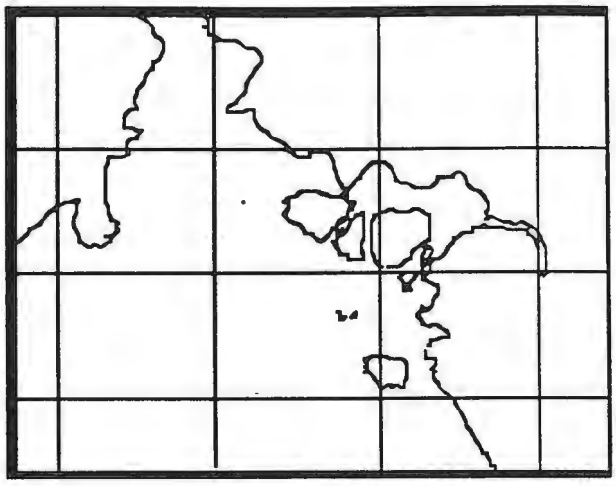
Volymflöde = 1290 m3/s
1. SSO 1 m/s
2. SW 5 m/s
3. SW 3 m/s



Figur 3l: 24 maj, 0817 UTC

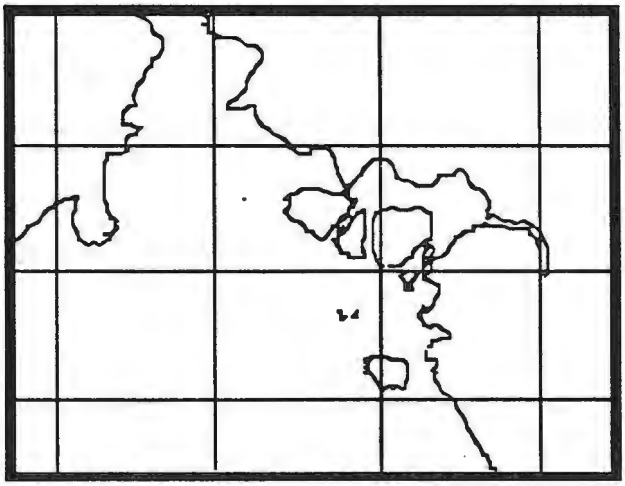
Volymflöde = 1250 m3/s
1. SSO 8 m/s
2. SSO 5 m/s
3. SSO 1 m/s

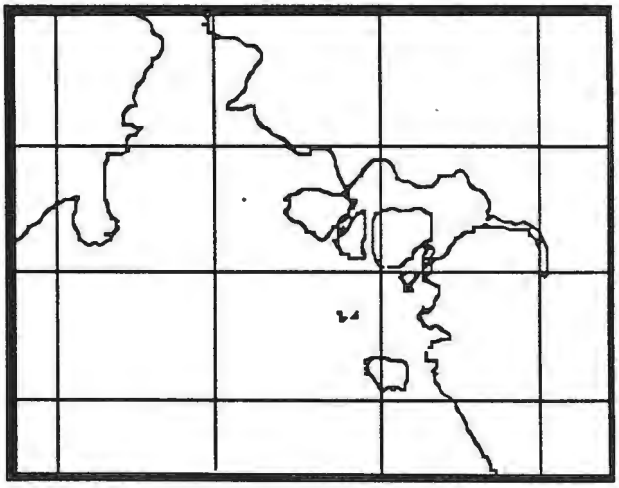


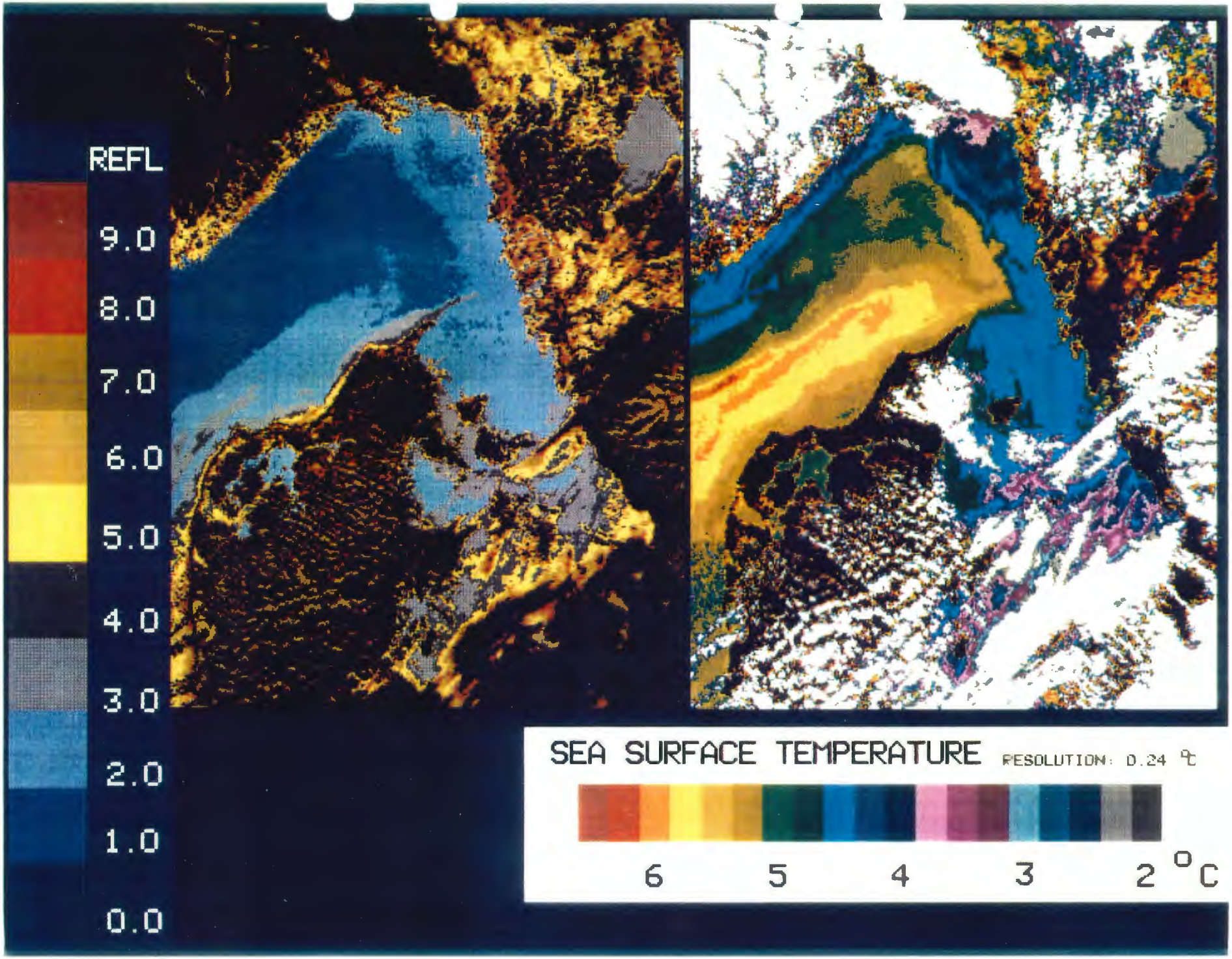


Figur 3m: 16 juni, 0805 UTC

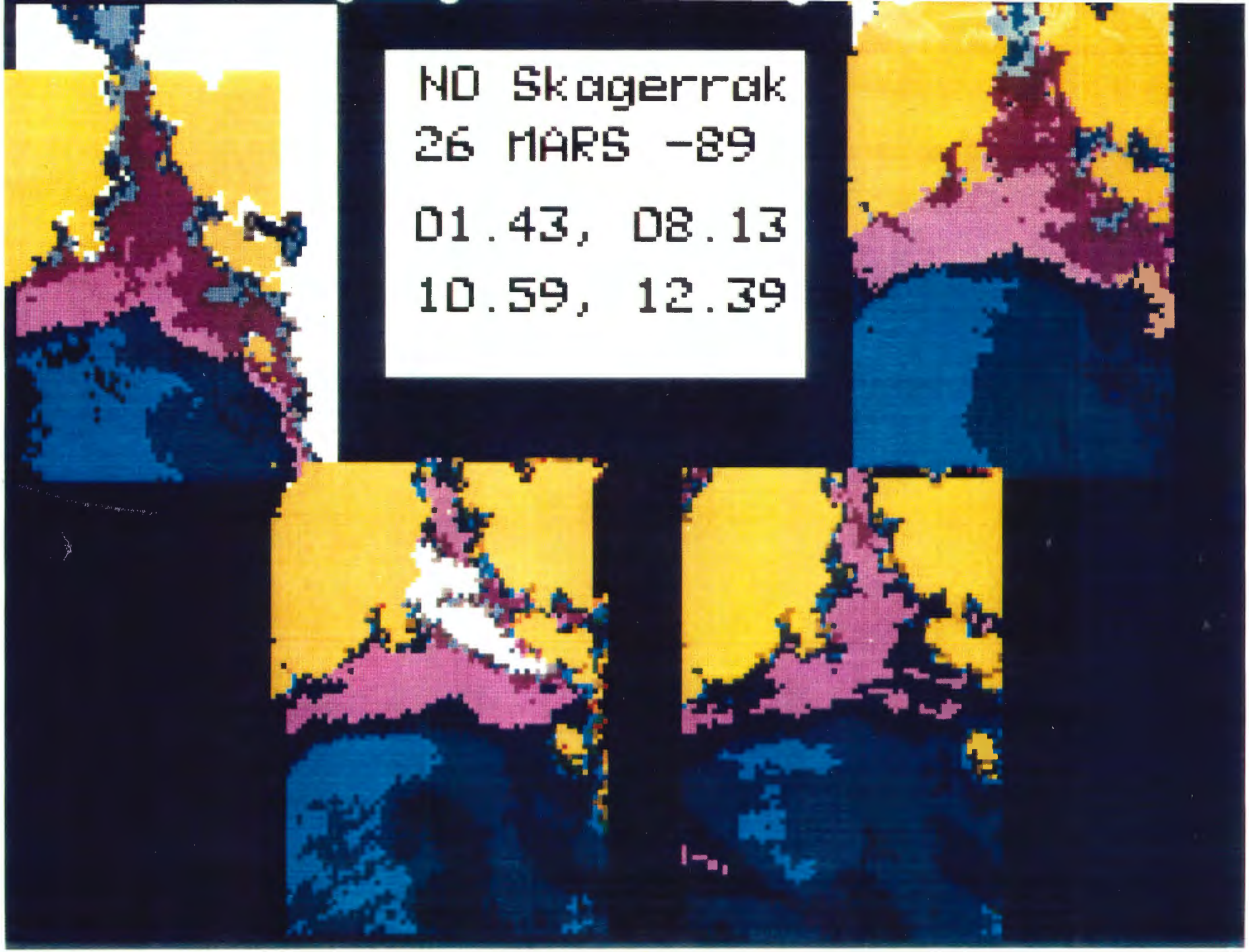
Volymflöde = 1202 m3/s
1. WSW 4 m/s
2. WSW 4 m/s
3. SW 4 m/s



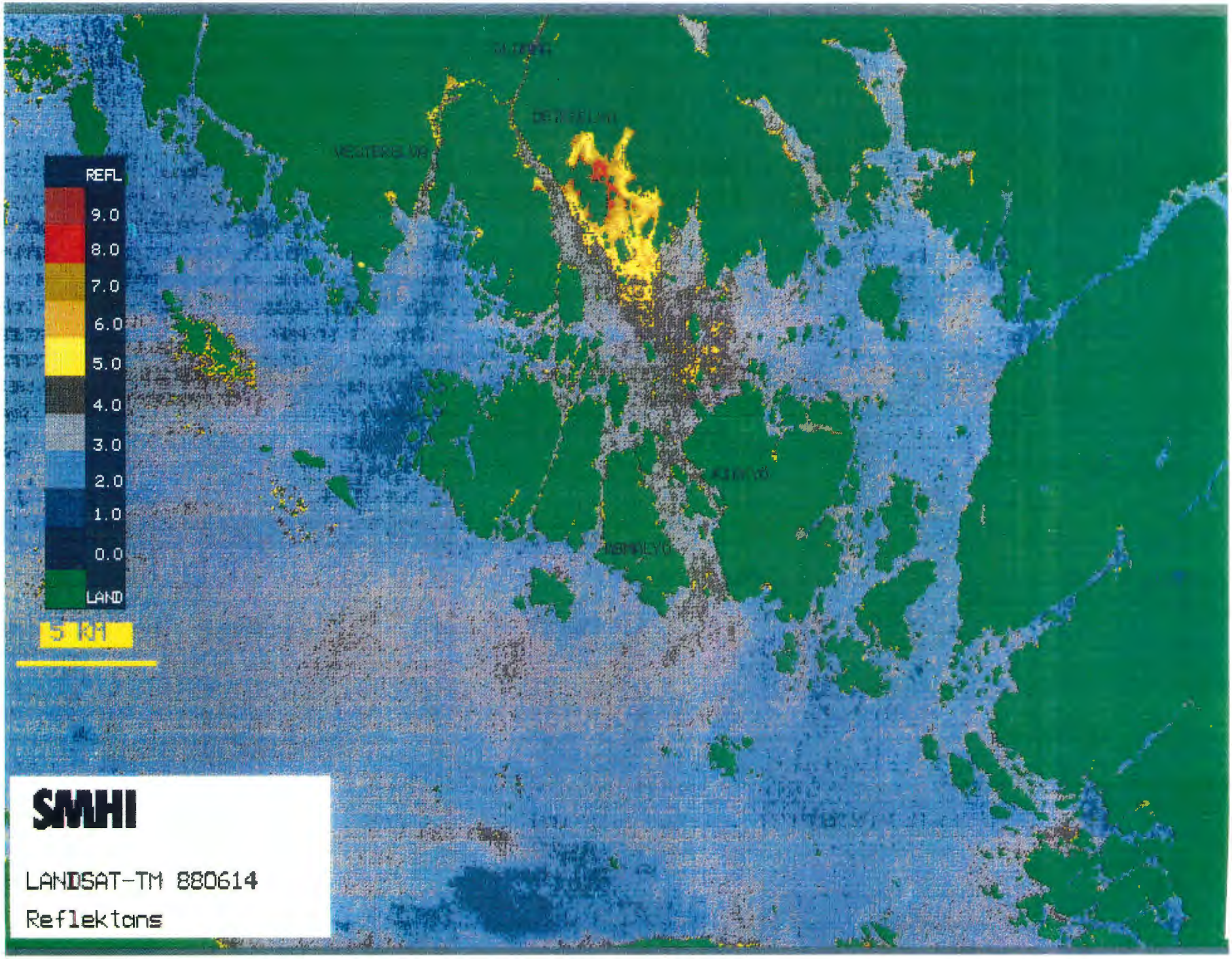



REFL
9.0
8.0
7.0
6.0
5.0
4.0
3.0
2.0
1.0
0.0
SEA SURFACE TEMPERATURE
RESOLUTION: 0.24 °C
6
5
4
3
2
°C

Bilaga 4




Bilaga 5


REFL
9.0
8.0
7.0
6.0
5.0
4.0
3.0
2.0
1.0
0.0
LAND
5 km
SMHI
LANDSAT-TM 880614
Reflektans

BILAGA 7

ICES 1990 PAPER C.M. 1990 / C:15 Sess. P

# Remotely sensed water mass distributions and large scale sea surface circulations in the Skagerrak.

by

Bertil Håkansson
Swedish Meteoroligical and Hydrological Institute
S-601 76 Norrköping, Sweden

## ABSTRACT

The sea surface temperature remotely sensed from the weather satellites in the NOAA-series is used to identify water masses in the Skagerrak area. Data from May 17 and 18, 1989 are compared with almost simultaneous in situ data of hydrography, showing good correspondance between sea surface salinity and temperature distributions. The case demonstrates that the sea surface temperature can be used as a tracer for the water masses in the area, determined otherwise with only in situ salinity or a combination of in situ salinity and temperature. The remotely sensed sea surface temperature have a geometric and radiometric resolution of 1 km and 0.12 K, respectively. The satellite data shows the synoptic view of the upper layer of the ocean to a much better extent than any ship data, allowing detailed analysis of even relatively small scale events such as eddies in the Skagerrak. Concecutive images with about 12 hours interval are used to calculate sea surface drift velocities with a method tested by Svejkovsky (1988).

Validated sea surface temperatures from May 17, 1989 indicates that an anticyclonic eddie takes place in the NO Skagerrak. This may be caused by the large scale cyclonic circulation in the main part of the Skagerrak interacting with the boundaries of the area. This circulation is probably driven by westerly and southwesterly winds. In this case the Baltic current is blocked at the Swedish coast, forcing the current to move in a northwesterly direction. This circulation has not been observed ealier with traditional methods of current measurements.

**Remotely sensed and in situ observations of water mass distribution and dynamics in the Skagerrak.**

## 1. Introduction

Skagerrak is a transitional area between the Baltic and the North Sea. It receives in the surface layer low salinity water from the Kattegat and the Baltic Sea with the Baltic current and high salinity water from the North Sea with the Jutland and Dooley currents. In the lower layer high salinity water is also entering along the southern boundary with inflows from the North Atlantic. These currents make up the large scale cyclonic circulation often found in the Skagerrak (Svansson, 1975). The Dooley current is less known and is only occassionally discussed in the litterature. The Jutland and the Baltic current are variable in magnitude, the former appears to be winddriven and the latter density driven.

Outflows in the surface layer generally takes place along the Norwegian coast with the Norwegian Coastal Current (Saetre and Mork, 1980) , which occasionally can be blocked by westerly wind events (Mork, 1981). There is also an outflow in the lower layer along the Norwegian coast. Detailed current measurements along the transect between Norway and Denmark investigated by Rodhe (1987), indicate that the cyclonic gyre is most pronounced in the lower layer with maximum mean flows along the bottom. In the surface layer the cyclonic circulation of the mean flow is weak with the largest variability in current strenght and direction found along the rigid boundaries of Skagerrak.

The surface currents entering the Skagerrak originates in areas where the anthropogenic influence is considerable. The transport of this material to the Skagerrak may be of importance to the ecosystem in the area, where exceptional blooms of phytoplankton and oxygen deficit bottom layers in some coastal sites has been observed in recent years. It is also put forward that the geographic variation of the stratification contribute to the patchiness in phytoplankton distribution (Richardsson, 1989). Hence, an increased understanding of the hydrographic processes in Skagerrak, and especially in the surface layer is necessary. With this in mind the aim of the present investigation is to give a qualitative description of a near synoptic event of circulation and hydrography in the upper part of the Skagerrak. Detailed horizontal distributions of the water masses and drift velocities are determined by remotely sensed images of the sea surface temperature and surveying ship measurements of the hydrography. The results from these different measurement techniques are qualitatively integrated in order to increase the accuracy of the interpretation. For example, in the northeastern part of the Skagerrak an anticyclonic eddie was found, which had a pronounced influence on the coastal water distribution and on the pathway of the Baltic current. Details which could not be obtained from the ship transect measurements alone.

Remote sensing have previously been used in some studies of water masses and with phytoplankton distributions. Pingree et. al. (1982) used infra-red satellite images and hydrography during a late summer situation (August 1981) to interpretate the plankton patchiness. They found a relatively colder surface region in the middle of the Skagerrak, reflecting the area where the pycnocline was shallow. The relatively colder water was circumferenced by warmer water in which the currents were in geostrophic balance, creating the doming of the pycnocline found in the cold spot. This doming was found to favour a rich biomass within the pycnocline. Remotely sensed sea surface temperature as a tracer for water masses in the area was also used during the Chrysochromulina Polylepis bloom in 1988. The idea was that the bloom was advected with the warm and low salinity surface water of the Baltic current from the Kattegatt along the Swedish and Norwegian coasts into the North Sea. This drift observed from satellite images corresponded with in situ measurements of chlorophyll content (Johannessen et. al., 1989). These studies indicate that it is possible to use remotely sensed sea surface temperature as a tracer of surface water masses, which can indirectly be related to phytoplankton distribution when in situ measurments are available.

Water masses may also be traced, using the optical conditions in the surface layer observed with satellite images. Total suspended matter and chlorophyll content are retrievable and well understood in ocean water ( Morel case one water), whereas in coastal seas the interpretation of satellite images for quantitative evaluation of these parameters are less known. Here nonbiological particles contribute to the total amount of suspended matter, which may create ambiguities in the image analysis of chlorophyll content. Also the amount of yellow substances is known to be high in the Skagerrak and especially in the low salinity parts of the water masses. How this contribute to the optical conditions and influencies the analysis techniques in remote sensing is not yet clear. There are nevertheless studies made in the area by Aarup et al (1987, 1989) using CZCS images. They conclude that so far it is possible to obtain semi-quantitative assessments of chlorophyll which is a valuable indicator of dynamic processes from time series of images. For more accurate estimates of optical properties there is an urgent need for a whole series of bio-optical measurements to establish a comprehensive set of calibration data. A dedicated airborne experiment for this purpose was conducted by Norwegian institutions during the spring 1989 in Skagerrak (Pettersson, 1989 and 1990). Other studies in the field and covering the Skagerrak area are reported by Sörensen et al (1989) and Håkansson (1989). These mainly focus on coastal areas and the Glomma river outflow. Hence, there is a need for further investigations with satellite and simultaneous in situ data of optical properties to obtain calibration data in offshore areas. From the point of view of oceanography, however, the mentioned studies indicates that the integration of ship and satellite data well benefits and make progress to the understanding of the physical and biological oceanography in the Skagerrak,

although the chlorophyll content is not yet accurately retreivable.

In the following Section of this paper the results from the validation of the retrieved sea surface temperature is presented. The interpretation of remotely sensed and in situ gathered measurements is discussed in Section 3, whereas the conclusions are summarized in the final Section.

## 2. Calibration of sea surface temperatures from AVHRR sensor

The methodology of retrieving sea surface temperature from satelliteborne sensors in the thermal electromagnetic band often make use of multispectral techniques to eliminate the contributions of atmospheric water vapour (Robinson et.al 1984). This so called split window technique is used in the present study on three images which are compared with in situ measurements of bulk sea surface temperatures in the Skagerrak. The expression used for retrieving this temperature has the following form:

$$MCSST = T_4 + 2.5\,(T_4 - T_5) - 0.96 \qquad (2.1)$$

The second term which represent the difference between the brightness temperature in the AVHRR channel four and five are smoothed using a 3*3 median filter to supress the noise generated by the algebraic calculation (Barton, 1989). In this way surface temperature structures are maintained in the MCSST (Multi Channel Sea Surface Temperature) image.

The ship transects are schematically shown in Figure 2.1, the east-west transect encompass 12 hydrographic stations which were covered within 18 hours on May 17, whereas the main part of the nort-south transect was covered within 10 hours on May 18, 1989 (the three stations closest to the Denmark coast was sampled during May 19). During these surveys three AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) images have been used for calibration of the algorithm of MCSST. In the beginning of the east-west transect an image from May 17, 0226 GMT was obtained, whereas the other was from May 17, 1221 GMT when the major part of the transect was ended. In order to compare image and in situ data as simultaneous as possible the values of MCSST were selected from both images from May 17 and the image data from May 18 were selected to be as close as possible with the in situ data. The result from the comparison is presented in Figure 2.2 from which the correlation coefficient was found to be 0.91, indicating the validity of the MCSST.

The temporal variation of bulk sea surface temperature at the coastal station of Väderöarna have been used for comparison with the satellite data. The coastal station measurements of the air temperature and the water temperature at 5 meters depth are shown in Figure 2.3, indicating a close relationship between air and water temperatures. Both variables demonstrates a daily

heating and cooling cycle and an almost linear increase in temperature on the time scale of a week. The daily variation during May 17 was 1.3 K and the mean increase was about 0.7 K between May 17 and 18. The corresponding values obtained from the horizontally averaged MCSST covering an area of 87*87 $km^2$ in the central Skagerrak were 0.2 and 0.5 K ( this temperature difference was calculated using the night images from Maj 17 and 18, 1989). The coastal site is apparently more influenced by the daily variation of the air temperature than the open sea off the coast. The trend in the increase of the mean daily sea surface temperature is, however, of the same magnitude.

## 3. Results and discussion

### *3.1 Hydrography and wind*

The wind speed and direction the period before 17 and 18 May, 1989 (corresponding to the Julian days 137 and 138) was characterized by SW winds with daily mean speeds of 6 to 9 m/s according to observations at the coastal sites Måseskär and Koster (see Figure 2.1). This situation was persistent during four days before the studied event. During westerly winds uppwelling along the Norwegian coast may take place and will be well developed on the time scale of a week. The hydrographic survey along the section across the Skagerrak indeed indicate that uppwelling is occurring. The salinity distribution presented in Figure 3.1.1 show a tilting from ten metres depth to the surface and is clearly shown in the horizontal temperature distribution of Figure 3.2.1.

In general the pycnocline, which in Figure 3.1.2 and 3.1.3 is indicated by the halocline, is found between 10 and 20 metres depth, whereas the halocline becomes thicker and tilted along the coastal boundaries indicating geostrophic currents. Along the Danish coast the surface current (Jutland current) moves eastward and along the Swedish coast the Baltic current is found above ten metres depth extending about 10 km offshore. The uppwelling along the Norwegian coast appears to block any surface outflow along the coast. Beneath the main halocline, however, the isohaline tilting indicates a cyclonic circulation in the whole Skagerrak.

### *3.2 Sea surface temperature and salinity*

The distribution of the sea surface temperature shown in Fig. 3.2.1 is obtained by averaging the MCSST images from May 17. This image represent the mean temperature distribution and should be comparable with the less synoptic ship data. The map of surface salinity (5 meters depth) shown in Fig. 3.2.2 is obtained from the ship data. The distribution of these two variables shows similar features, regarding the location of two frontal zones. One is the front of the Baltic current offshore the Swedish coast in which the magnitude of the horizontal salinity and temperature gradients ( $S^{-1} * \Delta S/\Delta x$ ) and ( $T^{-1} * \Delta T/\Delta x$ ) are approximately $+12.8*10^{-3}$ and $-12.5*10^{-3}$ $km^{-1}$, respectively. The second is the front between the inner and outer Skagerrak

surface water along the transect from Arendal to Hirtshals. In this front the salinity gradient is weaker on the Danish side of the transect than on the Norwegian. The largest gradients of salinity and temperature found in this region are $+13.8*10^{-3}$ and $-4.8*10^{-3}$ $km^{-1}$, respectively. The appearance of this front indicates that the inner Skagerrak surface water is blocked and cannot leave the area along the Norwegian coast.

The scarcity of ship data in other areas of Skagerrak limits the analysis to this basinwide scale, whereas more detailed information about the distribution of surface water masses may be obtained from the remotely sensed temperature data shown in Fig 3.2.1 and 3.2.3. Note especially that the Baltic current ( temperature $\geq 10.5$ $^{o}C$) does not extend along the Swedish coast north of N58$^{O}$ 40' as the surface salinity distribution appears to indicate, but is forced offshore. The river Glomma plym is extending from the eastern to the western side (image from May 17, GMT 1221, 1989) of the mouth of the Oslofjord from where it makes a sharp bend to southeast. These two features indicate that an anticyclonic eddie is formed in the NO Skagerrak, forcing the Baltic current offshore and the river plym to southeast. Furthermore a cold tunge of surface water appears to circumvent a water mass characterized by higher temperature and salinity ($T \geq 10.5$ $^{0}C$ and $28 \leq S \leq 29$ PSU) than the surrounding water masses in the inner part of Skagerrak. Close to the Norwegian coast in the NO Skagerrak this "cold" water mass separates in two branches one to the east probably forming the anticyclonic eddie and one to the southwest. Along the shallow areas ( $\leq 50$ m) offshore the Danish coast a warm water mass is located. This temperature distribution is found in the three images from May 17 and 18, indicating a persistent hydrographic structure to which a tentative surface circulation has been discussed. In the following section this circulation will be quatitatively verified to some extent .

*3.3 Large scale sea surface circulation*

To study fronts, water masses and velocities it is not necessary to calibrate the images to absolute temperatures. Instead, the single channel brightness temperature with the relative accuracy of the 0.12 K (NOAA-AVHRR) is used. The velocity estimates are made by identifying and following temperature patterns in images with at least 6 hours interval (Svejkovsky, 1988). He found an accuracy of 0.06 m/s at velocities lower than 0.4 m/s, comparing surface drogue data and estimated flow velocity from satellite images with 12 to 24 hours interval. This technique is based on a manual identification of features and may thus be subjectively influenced by the interpretator to some degree. In the present work the estimated velocities should be recognized as an indication of a probable circulation.The estimated surface flow velocities from May 17 are shown in Fig 3.3.1. These are not evenly distributed since it is not possible to find features in all areas within the images.

Nevertheless, the circulation is in agreement with the water mass distribution in general. It

shows that the cold water off the Swedish coast is moving northward and at N58° 40' turns northwestward, where the Baltic current separates from the coast. Also the anticyclonic eddie in the NE Skagerrak is indicated although the magnitude of the current is weak (≤ 10 cm/s). In the south of Skagerrak two currents meet; one from the SW part of the Norwegian coast traced by the cold water (see Fig 3.2.1), which may be driven by the Ekman drift and one following the Danish west coast (Jutland current). The Jutland current is broad and extends over the shallow area from the coast to the 100 m isobath, congruous with the comparatively warm water mass found in this region. The Jutland current and the uppwelled water originating from the Norwegian coast converge north of the Danish coast.

The surface current offshore the Swedish coastline at the isobath of 100 m was measured during May 1989. The vector plot is shown in Fig 3.3.2 and indicate that the velocity on May 17 was directed NNW with an amplitude of 0.5 m/s at 15 m depth, in agreement with the estimated drift velocities from the images. The advection velocity of the uppwelled water may also be compared with the Ekman drift, which most likely is the driving mechanism in this case. The standard equation relating the Ekman transport, $m_e$, to the observed wind at 10 m, $W_{10}$, is:

$$m_e = C_d (\rho_a / \rho_w) f^{-1} (W_{10})^2 \qquad (3.3.1)$$

Here $C_d$ (≈ 2.5 $10^{-3}$) is the drag coefficient, $(\rho_a/\rho_w)$ (≈ 1.3 $10^{-3}$) is the density ratio between air and water, f (≈ 1.2 $10^{-4}$) is the Coriolis parameter. With the mean windspeed of 7 m/s the Ekman transport amounts to 0.85 $m^2/s$, and the typical Ekman drift is of the order of 10 cm/s when the surface layer depth is 10 m. This is indicating that the velocity calculation from the image data of the uppwelled water is consistent with what can be expected from Ekman theory.

Knowing the surface current and the stratification it is possible to calculate the geostrophic velocity in the deeper layers, taking into account the classical formula of Marguel. This expression relates the geostrophic velocity difference, $\Delta v$, to the tilting of isopycnals, $\Delta h / \Delta x$, yielding:

$$\Delta v = g' f^{-1} \Delta h / \Delta x \qquad (3.3.2)$$

Here g' is the reduced constant of gravity, $g^* (\rho_2 - \rho_1 / \rho_2)$. In a two layer stratified basin the lower layer velocity ($v_2$) can be estimated if the surface layer velocity ($v_1$) is known, hence:

$$v_2 = v_1 - g' f^{-1} \Delta h / \Delta x \qquad (3.3.3)$$

In the Jutland current the upper layer velocity was 25 cm/s, the tilt can be estimated from Figure 3.2.3 to 1.3 $10^{-3}$ and $g' \approx 2.7\ 10^{-3}$ $m/s^2$. In this case the lower layer velocity is -5 cm/s which is indeed lower than the surface layer velocity and of opposite sign, demonstrating that the current is baroclinic. This simple analysis may also be applied to the currents offshore the Baltic current, which has a surface velocity of 50 cm/s, a tilt of 0.1 $10^{-3}$ and a reduced gravity of 5.3

$10^{-3}$ m/s$^2$. Hence, the lower layer velocity is 45 cm/s, indicating that the current is almost barotropic.

## 4. Conclusions

This investigation covers a near synoptic situation of the Skagerrak surface water mainly driven by winds from SW. This is a typical wind direction occuring in the area and, hence, the given synoptic case may be of some importance for the understanding of the general surface water circulation. It is believed that the following scenario concludes the results. The southwesterly wind is driving the upwelled water along the the Norwegian coast by the Ekman transport offshore, blocking the surface water in the inner part of Skagerrak. The Jutland and the Baltic current add surface water to the inner Skagerrak. A complex convergens of these currents and the cold surface water from the uppwelling area is taking place in the southeastern part of Skagerrak. Strong northward currents are found offshore the Swedish coast, which splits in two parts when reaching the Norwegian coast. One part turns east, supporting the anticyclonic gyre in the NE Skagerrak which is forcing the river Glomma plym to move southeastward and the Baltic current to move northwestward and thereby separating from the coast. The second part presumably turns southwest and thereby circumferences the warm and slightly more saline inner Skagerrak surface water.

The blocking of surface water in the Skagerrak during westerly winds has been noted earlier, but the anticyclonic gyre in the NE corner and the separation of the Baltic current are features not previously investigated in detail. For example it is not known under what meteorological and oceanographic conditions the gyre takes place. Hence, further studies are needed to investigate the frequency of these features.

## Acknowledgements

In this investigation the remote sensing data was obtained by the Swedish Meteorological and Hydrological Institute during a monitoring program of the Skagerrak area during 1989 and 1990, initiated by the Swedish Enviromental Board. The hydrographic survey data were nicely delivered by the Institute of Marine Research at Flödevigen Biological Station.

## 4. References


Aarup, T., Groom, S.and Holligan, P. (1987): CZCS Scenes from the North Sea. *ICES,C.M. 1987/C;31*

Barton, I. (1989): Digitization effects in AVHRR and MCSST data. *Remote Sens. Environ., 29, 87-89.*

Holligan, P, Aarup, T. and S. Groom (1987): The North Sea satellite colour atlas. *Cont. Shelf Res., vol 9, No. 8, 667-765.*

Håkansson, B. (1989):Remote sensing of total suspended matter from the Glomma river in the Skagerrak. *Vatten, 45, Nr. 4, 271-277.*

Johannesseen, J., Johannessen, O., and P. Haugan (1989): Remote sensing and model simulation studies of the Norrwegian coastal current during the algal bloom in May 1988. *Int. J. Remote Sensing, 1989, vol. 10, no. 12.*

Mork, M., and R., Saetre (1980): The Norwegian coastal current. *Proceedings from the Norwegian coastal current symposium, Geilo, vol 1+2.*

Mork, M. (1981): Circulation phenomena and frontal dynamics of the Norwegian coastal current. *Royal Soc. London, Philosophical transactions, Serv.A, mathematical and physical sciences, 302(1472): 635-647.*

Pettersson, H. (1989): Norwegian remote sensing spectrometry for mapping and monitoring of algal blooms and polution - NORSMAP'89. Summary of field campaign. *NRSC, Technical report No. 22.*

Pettersson, H. (1990): NORSMAP'89 Project report & recommendations. *NRSC, Technical report No. 28.*

Pingree, R., Holligan, P., Mardell, G. and R. Harris (1982): Vertical distribution of plankton in the Skagerrak in relation to doming of the seasonal thermocline. *Cont.Shelf Res., vol. 1, no. 2.*

Richardson,K. (1989): Phytoplankton distribution and activity in the Skagerrak: a review. *ICES paper CM1989/L:24 Sess Q.*

Robinson,I. och N. Ward (1989): Comparison between satellite and ship measurements of sea surface temperature in the north-east Atlantic Ocean. *Int.J.Remote Sensing,Vol.10,No.4 and 5,787-799.*

Rodhe. J. (1987): The large-scale circulation in the Skagerrak; interpretation of some observations. *Tellus 39A, 245-253.*

Svansson, A. (1975): Physical and chemical oceanography of the Skagerrak and the Kattegatt. *Inst. Marine Res., Report No. 1.*

Svejkovsky, J.,(1988): Sea surface flow estimation from advanced very high resolution radiometer and coastal zone color scanner satellite imagery. *J.Geophys.Res.,Vol.93,No.C6,6735-6743.*

Sörensen,K., Lindell, T. and J. Nisell (1989): The information content of AVHRR, TM and SPOT data in the Skagerrak sea. *Proceedings of the IGARRS'89- 12th Canadian Symposium on Remote Sensing. Vancouver, Canada, July 10-14,1989.*

Tassan,S. (1987): Evaluation of the potential of the thematic mapper for marine application. *Int.J.Remote Sensing,Vol.8,No.10,1455-1478.*

## Figure captions

Figure 2.1: Topography, ship transects and some coastal meterological and oceanographic stations along the Swedish coast.

Figure 2.2: The satellite derived sea surface temperature shows good correlation with the in situ measured temperature at 5 m depth. The correlation coefficient is 0.91 and data were obtained from May 17 and 18, 1989.

Figure 2.3: Air temperature from 10 m height and water temperature from 5 m depth measured hourly at the coastal station Koster.

Figure 3.1.1: Wind speed and direction from the two coastal stations Koster and Måseskär. The presented observations are daily average values, beginning on May 10, 1989 and ending on May 20, corresponding to the Julian days 130 and 140.

Figure 3.1.2: The upper figure shows the salinity distribution in the surface layer along the transect between Norway (left) and Denmark (right). The bottom configuration on the Danish side of the section is schematically drawn in dark. The lower figure shows the salinity distribution of the surface layer in the section from Sweden (left) and westward.

Figure 3.2.1: Schematically shown MCSST distribution in the Skagerrak.

Figure 3.2.2: The horizontal salinity distribution at 5 m depth, obtained from the in situ measurements.

Figure 3.2.3: Enhanced sea surface temperature schematically obtained from MCSST covering the eastern part of Skagerrak. Notice the Baltic current separation from the coast and the warm plym from the river Glomma turning sharply to southeast.

Figure 3.3.1: The surface velocity drift obtained from feature identification in the satellite images from May 17, 1989.

Figure 3.3.2: Vector diagram of the current offshore the Swedish west coast at N $58^0$ 14' E $11^0$ 03'. The current meter was placed at a depth of 15 m.

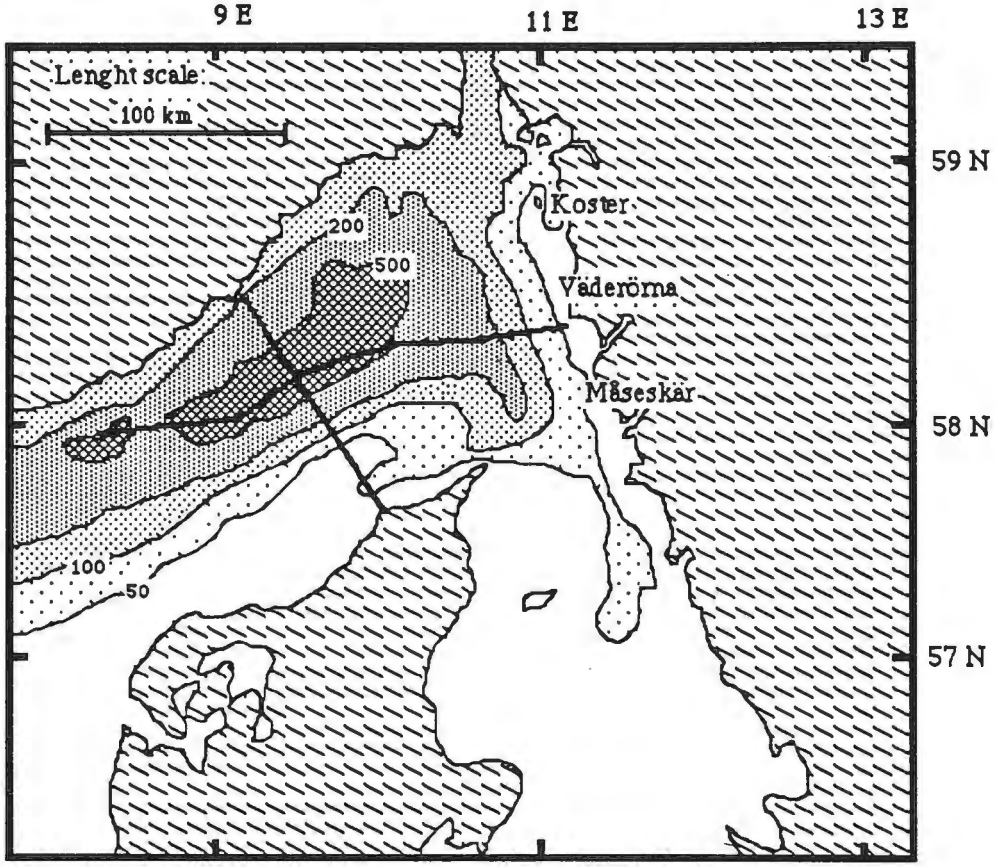

9 E
11 E
13 E
59 N
58 N
57 N
Lenght scale:
100 km
Koster
Väderöma
Måseskär
200
500
100
50

Fig. 2.1

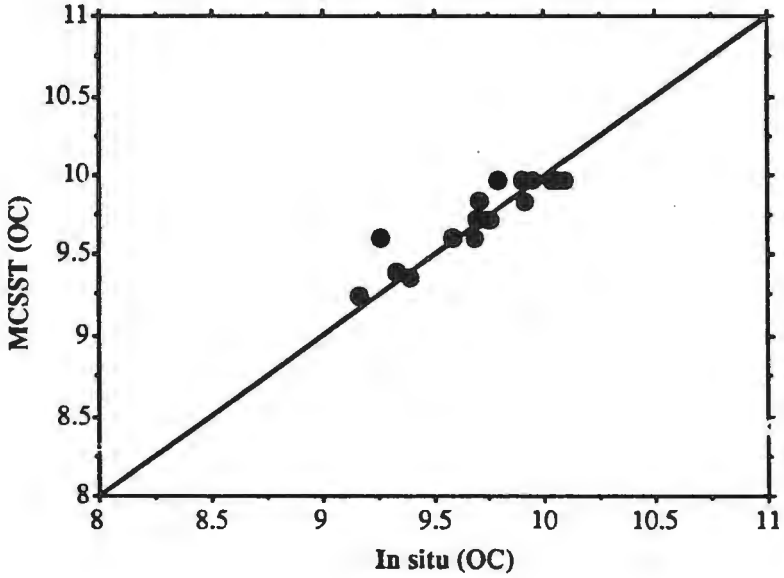



Fig 2.2

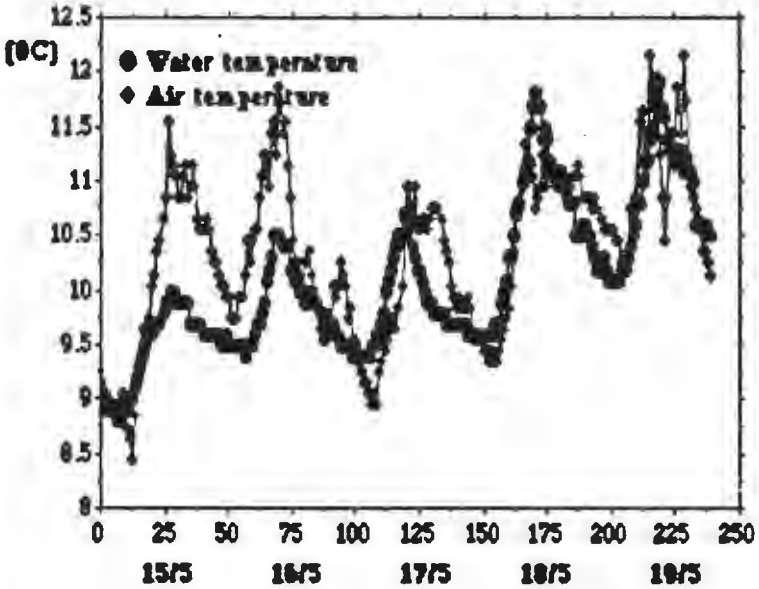
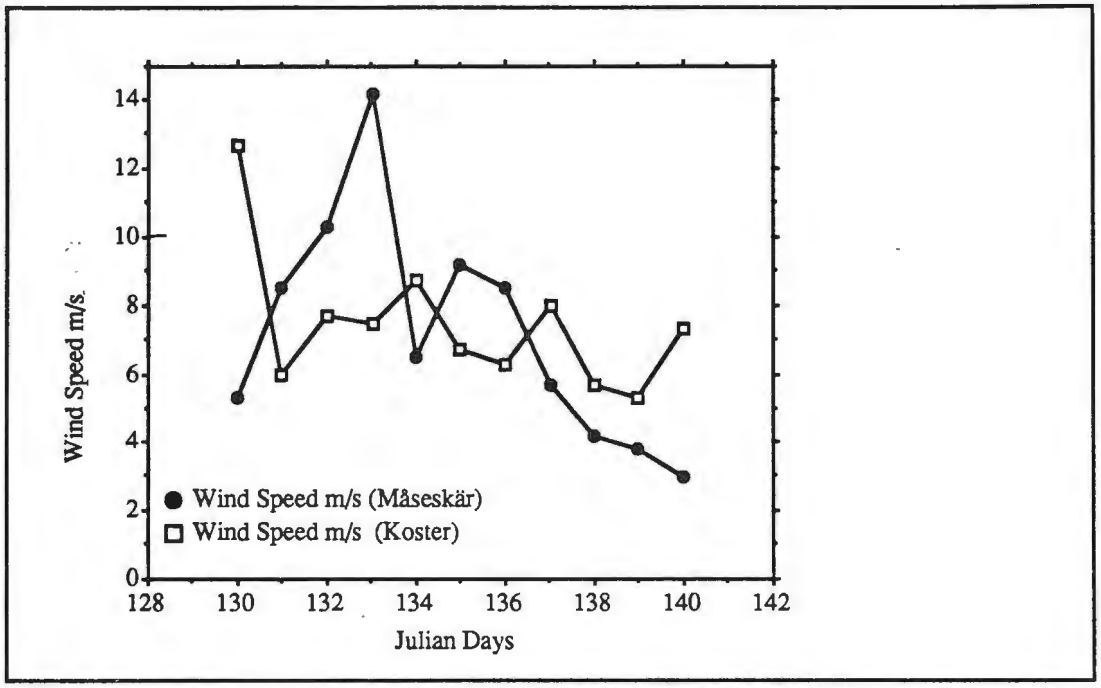

(°C)
Water temperature
Air temperature
12.5
12
11.5
11
10.5
10
9.5
9
8.5
8
0
25
50
75
100
125
150
175
200
225
250
15/5
16/5
17/5
18/5
19/5

Fig. 2.3


Wind Speed m/s
Julian Days
Wind Speed m/s (Måseskär)
Wind Speed m/s (Koster)
0
2
4
6
8
10
12
14
128
130
132
134
136
138
140
142

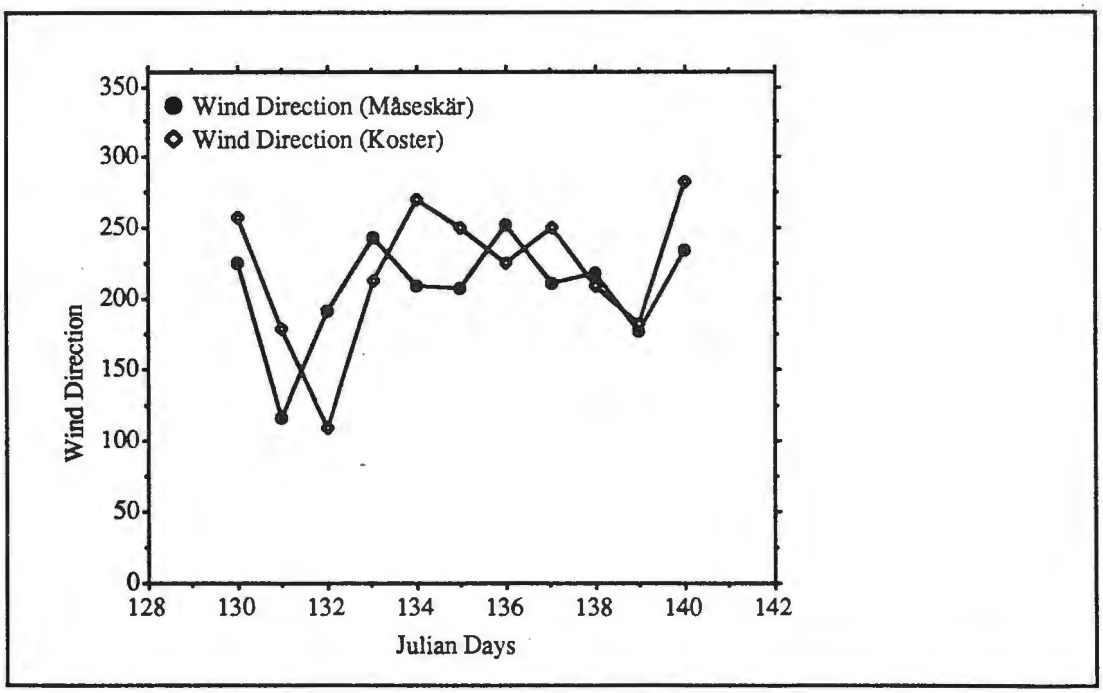
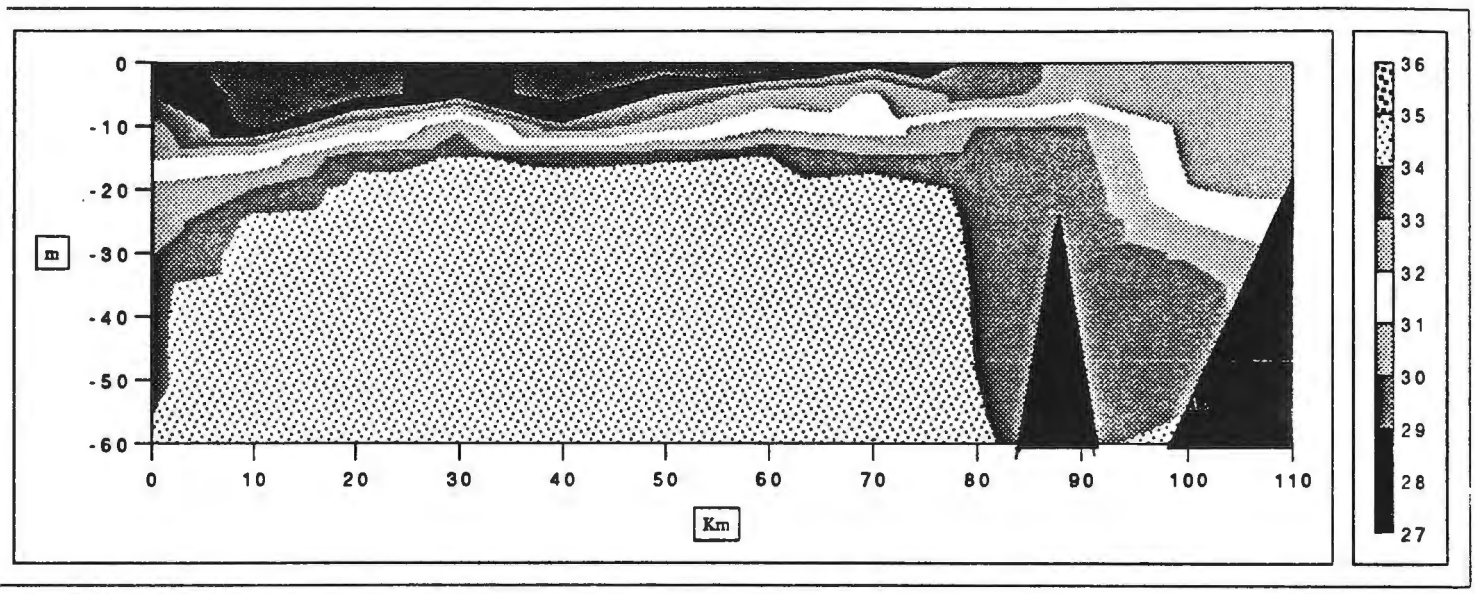

Wind Direction
Julian Days
Wind Direction (Måseskär)
Wind Direction (Koster)
0
50
100
150
200
250
300
350
128
130
132
134
136
138
140
142

Fig 3.11.


0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
m
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110
Km
36
35
34
33
32
31
30
29
28
27

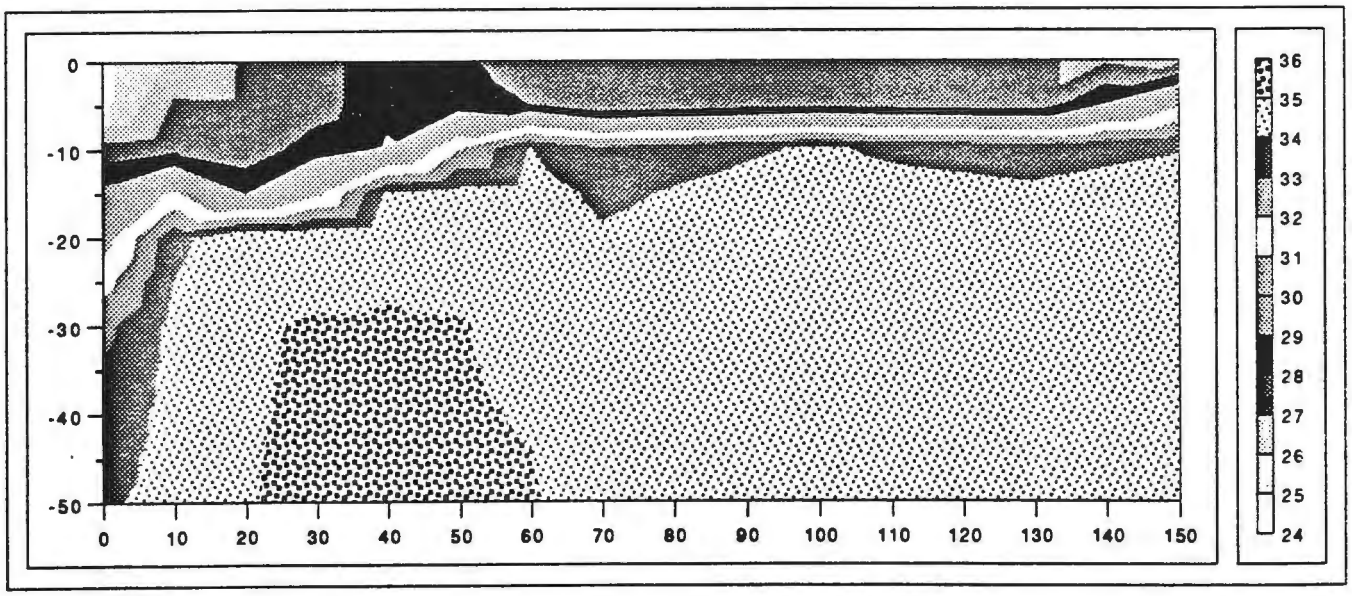

0
-10
-20
-30
-40
-50
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150
36
35
34
33
32
31
30
29
28
27
26
25
24

Fig. 3.1.2.

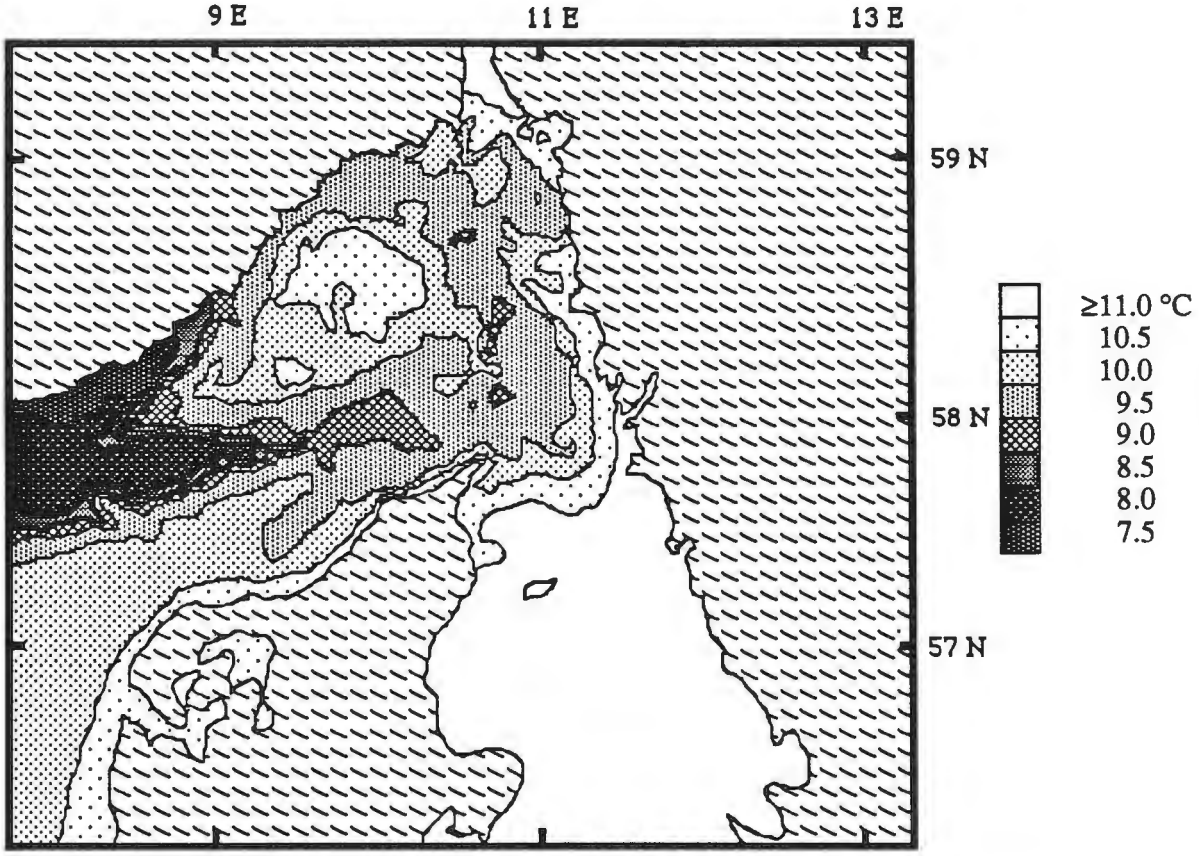



Fig 3.2.1.

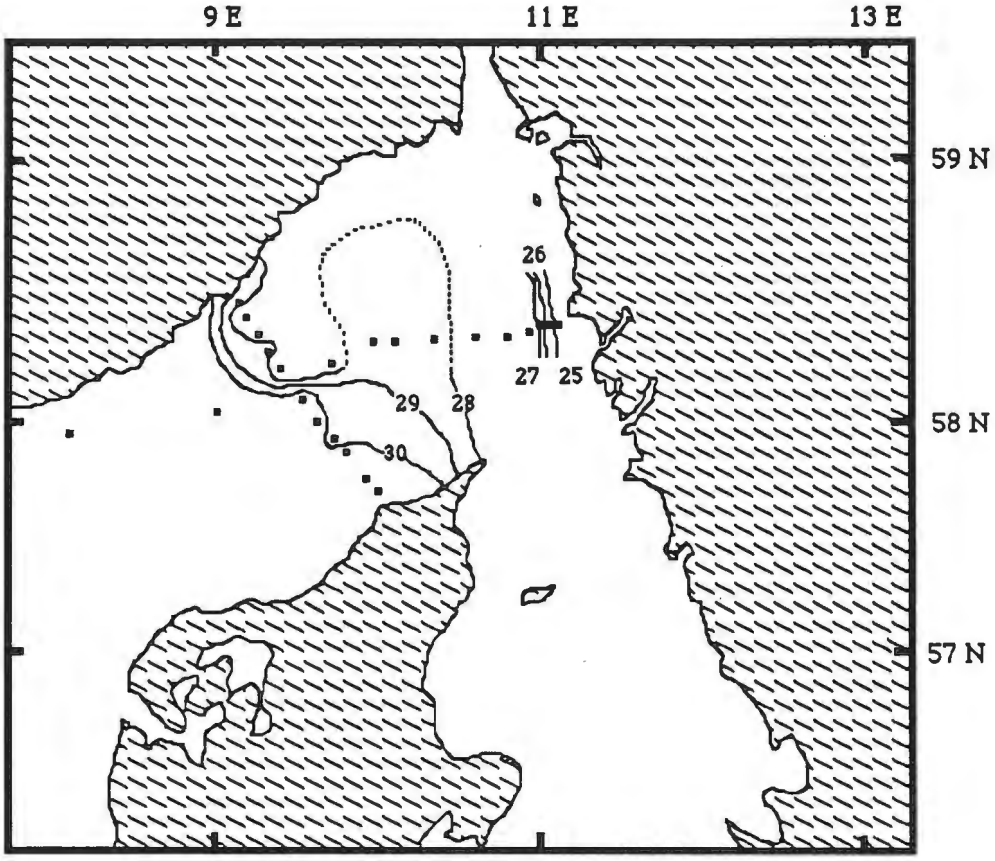



Fig. 2.2.2.

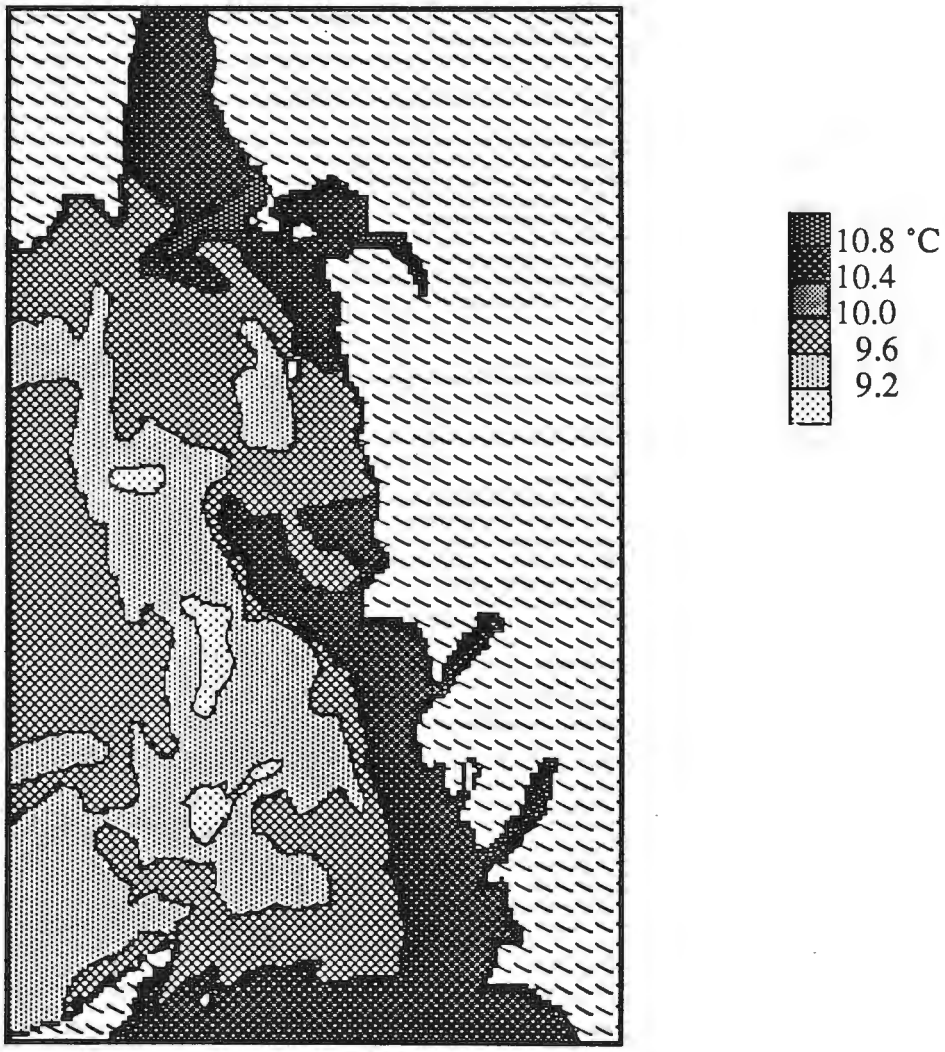



Fig 3.2.3

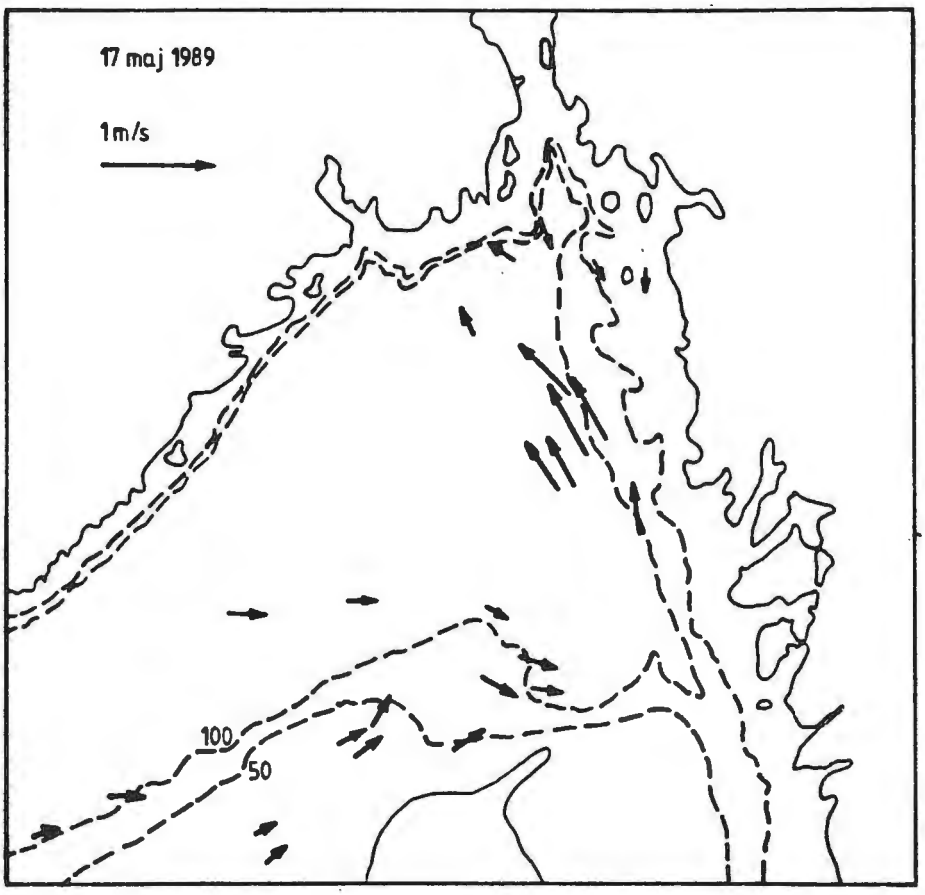



Fig. 3.3.1.

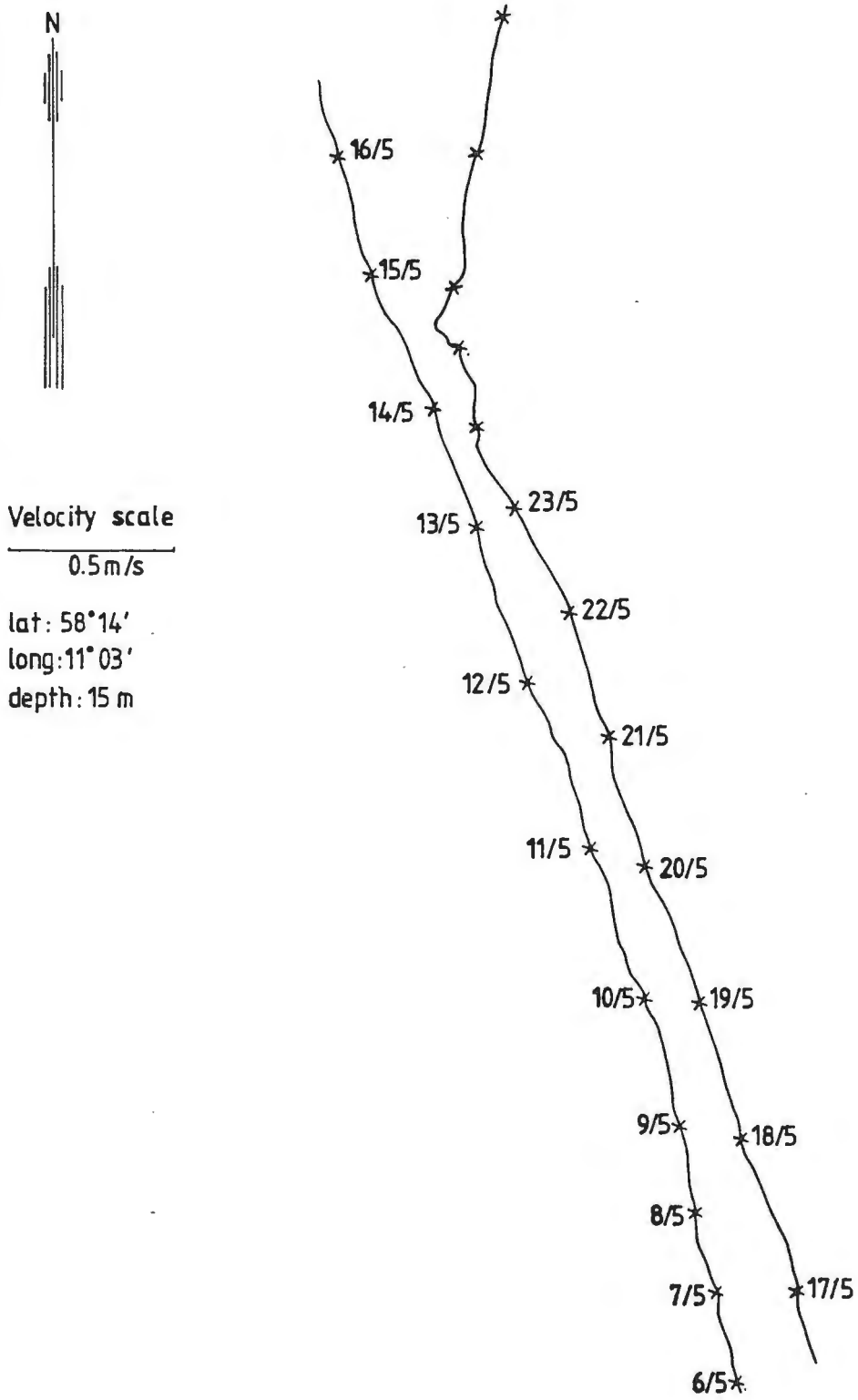

N
Velocity scale
0.5 m/s
lat: 58°14'
long: 11°03'
depth: 15 m
16/5
15/5
14/5
13/5
12/5
11/5
10/5
9/5
8/5
7/5
6/5
23/5
22/5
21/5
20/5
19/5
18/5
17/5

Fig. 3.3.2