

Havforskning fra Miljøstyrelsen

Nr. 6 1991

Den Jyske Kyststrøm



Miljøministeriet **Miljøstyrelsen**

Havforskning fra Miljøstyrelsen

Rapporter fra Hav-90 forskningsprogrammet:

- Nr. 1: Analyse af ilt-sænkning i Kattegat, Balthavet og V. Østersø
- Nr. 2: Danmarks vindklima fra 1870 til nutiden
- Nr. 3: Hydrografiske forhold i det sydlige Kattegat
- Nr. 4: Kystnær omfordeling af sediment og næringssalte
- Nr. 5: Bestemmelse af phytoplanktonets totale stofproduktion
- Nr. 6: Den Jyske Kyststrøm

Havforskning fra Miljøstyrelsen

Nr. 6 1991

Den Jyske Kyststrøm

Karsten Bolding Kristensen,
Danmarks Tekniske Højskole

**Miljøministeriet
Miljøstyrelsen**

Indhold

1.	Resumé	side 5
2.	Indledning	7
3.	Hydrografisk oversigt	9
3.1	Nordsøens grænser	9
3.2	Salinitet- og temperaturfordelinger	10
3.3	Dynamiske processer	12
3.3.1	<i>Tidevand</i>	12
3.3.2	<i>Residual strømninger og vandkvalitet</i>	14
3.4	Hvad er Den Jyske Kyststrøm?	16
4.	Analystisk beregning af transporten langs den Jyske vestkyst	17
5.	Computersimuleringer	23
5.1	Tidevand i området	23
5.2	Vindpåvirkning	29
5.2.1	<i>Vindinduceret transport</i>	30
5.2.2	<i>Vandstande og hastigheder</i>	33
5.3	Verifikation v.h.a. satellitbilleder	40
6.	Statistisk analyse	47
6.1	Tidsserie af transporten	47
6.2	Fyrskibsobservationer	49
7.	Diskussion	55
8.	Litteraturliste	57
	Registreringsblad	64

1. RESUMÉ.

dynamiske processer	De barotrope dynamiske processer i Den Jyske Kyststrøm er blevet undersøgt. Det vises, at de ikke lineære led i de styrende fladvandsligninger har stor betydning for de frie bølgebevægelser (tidevand). Der eksisterer en tidevandsinduceret residual transport nordpå langs den jyske kyst på ca. 0.1 Sverdrup.
vindgenereret strømning	En udledt analytisk løsning til beskrivelse af den vindinducerede transport er i overensstemmelse med en barotrop numerisk model, hvad angår transporten langs kysten. Denne er hovedsagelig bestemt af Ekman-transporten i den centrale del af Nordsøen og varierer derfor lineært langs kysten. Maksimal nordgående transport fås for en vind fra SSW og når omkring 1 Sverdrup ved Hanstholm ved en vindhastighed på 10 m/s. Transporten varierer sinusformet som funktion af vindretningen og er proportional med vindhastigheden i anden potens.
tidsskala	Den dynamiske tidsskala for Den Jyske Kyststrøm er 9-10 timer både for en langsgående og tværgående vind. En beregnet 100-år-lang tidsserie af transporten viser en årsvariation. Der er der ingen langtidsvariationer i transporten.
fyrskibsdata	En statistisk analyse af salinitet og temperatur fra to danske fyrskibe, Vyl og E.R., samt vind fra Fanø og ferskvandstilstrømningen fra Elben viser, at lagdelingen i den sydlige del af området hovedsageligt er bestemt af ferskvandstilførelsen.

2. INDLEDNING.

De kystnære områder har såvel stor rekreative mæssig som økonomisk betydning. Den økonomiske interesse skyldes hovedsageligt de favorable biologiske betingelser, der er i disse områder. Baggrunden for de gode biologiske forhold er det relative høje indhold af næringssalte. Dette skyldes afstrømning fra floder, der medfører høje koncentrationer af næringssalte. Desuden er der i visse områder 'up-welling' af næringsrigt bundvand til den fotiske zone. Næringssaltene danner grundlaget for de højere trofiske lag. Produktionen af phytoplankton er bestemt af næringssaltene. En ligeså vigtigt faktor er lys. Variationer i produktionen af phytoplankton vil også give anledning til variationer på de højere trofiske niveauer.

iltsvind

I gennem de sidste år-tier har der været en voksende forståelse for effekterne af forureningen på miljøet i de kystnære områder. I 1980'erne har såvel hyppigheden som den areal mæssige udbredelse af områder med iltsvind været større end tidligere. Miljøstyrelsen iværksatte et forskningsprogram - Havforskningsprogram 90 - for at øge forståelsen af årsager og konsekvenser af iltsvind.

årsagssammenhæng

Årsagen til de observerede lave ilt-koncentrationer skyldes en forøgelse af tilførslen af næringssalte. Disse næringssalte giver anledning til en forøget produktion af phytoplankton. Den del af den producerede phytoplankton, der ikke bliver spist af zoo-plankton og ikke regenereret i den fotiske del af vandsøjlen, vil synke mod bunden og blive omsat til in-organisk materiale, hvilket er en iltforbrugende proces. Det er derfor muligt, at beskrive iltforbruget ved hjælp af phytoplanktonproduktionen som igen er kædet sammen med tilførsel af næringssalte og variationer i lysforhold og den vertikale lagdeling, samt strømforholdene i området.

næringssalt kilde

En af de mulige kilder for tilførsel af næringssalte til de indre danske farvande er ferskvandet, der via floderne, hovedsageligt Elben, bliver ledt ud i Tyske Bugt. Dette skyldes, at der under visse forhold er en netto nordlig strøm langs den jyske vestkyst. Hvilket kan ses, af at ferskvandet nogle gange kan spores langs hele den jyske vestkyst. Til andre tider er ferskvandet kun til stede i den sydlige del.

variation i tilførslen af næringssalte

For at beskrive indflydelsen fra de tyske floder på vandmiljøet i de indre danske farvande er det helt essentielt at kunne beskrive variationerne i den strøm, som transporterer næringssaltene fra Tyske Bugt til Skagen. Her tænkes på såvel stedlig som tidslig variation.

Denne rapport er hovedsagelig om de fysiske processer og disses indflydelse på biologien. Rapporten er et sammendrag af forfatterens Ph.D. afhandling (Kristensen, 1991). I forhold til Ph.D. afhandlingen er der i denne rapport udeladt en dybdegående teoretisk udledning og behandling af de fysiske processer. Der er i stedet tilstræbt en lettere tilgængelig fremstilling, hvor de væsentlige resultater og konklusioner er medtaget.

3. HYDROGRAFISK OVERSIGT.

ICES

Nordsøen er et af de mest velundersøgte vandområder i verden. Dette skyldes væsentligst den meget tidlige formaliserede dataindsamling. Arbejdet med en standardiseret dataindsamling for de lande, der støder op til dels Nordsøen og dels Østersøen, blev startet helt tilbage i 1890 af de to svenskere Otto Pettersen og Gustaf Ekman. Dette arbejde dannede grundlag for ICES (International Council for Exploration of the Sea), (Smed, (1983). Siden den tid er der foretaget mange både internationale og nationale videnskabelige projekter for at forøge forståelsen for de processer, der foregår.

3.1. Nordsøens grænser.

grænser og dybdeforhold

Nordsøen er begrænset af såvel vand som land. Mod syd støder Nordsøen op mod Den Engelske Kanal langs 51.0°N. Den nordlige rand er langs 58.5°N. Den vestlige grænse er 3.0°W, og den østlige er langs 10.0°E. Nordsøen har et areal på $575 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ og et volumen på $40 \cdot 10^3 \text{ km}^3$, hvilket resulterer i en middel vanddybde på ca. 70 m. Vanddybden er størst i den nordlige del (omkring 100 m) og aftager mod syd (i den sydøstlige del er der 10-20 meter dybt i store områder). Langs den jyske vestkyst er der et ca. 120 km bredt lavvandet område (bredden af dette område aftager mod nord). Modsat er der tæt på den norske kyst dybder på flere hundrede meter. Se Figur 3.1.

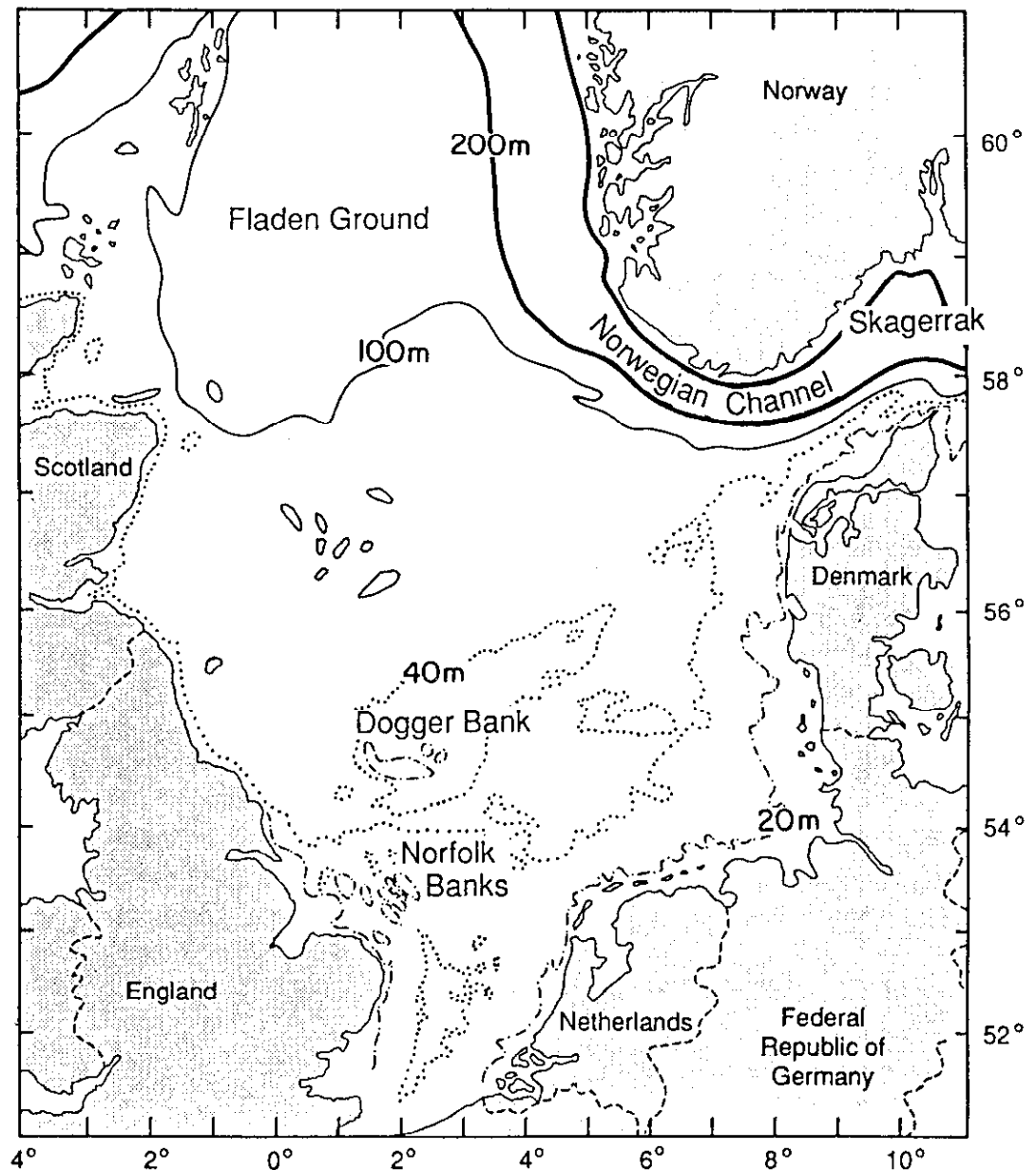
transporter til/fra Atlanterhavet

Via den Norske Rende er såvel Nordsøen som Skagerrak i forbindelse med dybvandet i Atlanterhavet. I såvel renden som på hele den nordlige grænse er der en meget varierende transport af vand ind og ud af Nordsøen. Mellem Norge og Shetlandsøerne er der estimeret en middel indstrømning på ca. 1.3 Sverdrup (1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) og en middel udstrømning via Den Norske Kyststrøm på ca. 1.8 Sverdrup. Denne kan dog have vandføringer på ca. 3 Sverdrup, (DeRuijter et al. 1987, side 27 Fig. 4.5.2 og 4.5.3).

Engelske Kanal

Gennem Den Engelske Kanal er der også en meget varierende vandføring omend amplituderne er væsentlig mindre end i nord. En middel vandføring ind i Nordsøen på ca. 0.15 Sverdrup er estimeret.

Kendskab til variationerne i disse vandføringer samt til tilledningen af ferskvand fra de omkringliggende lande er væsentlig for beskrivelsen af den økologiske tilstand i Nordsøen.



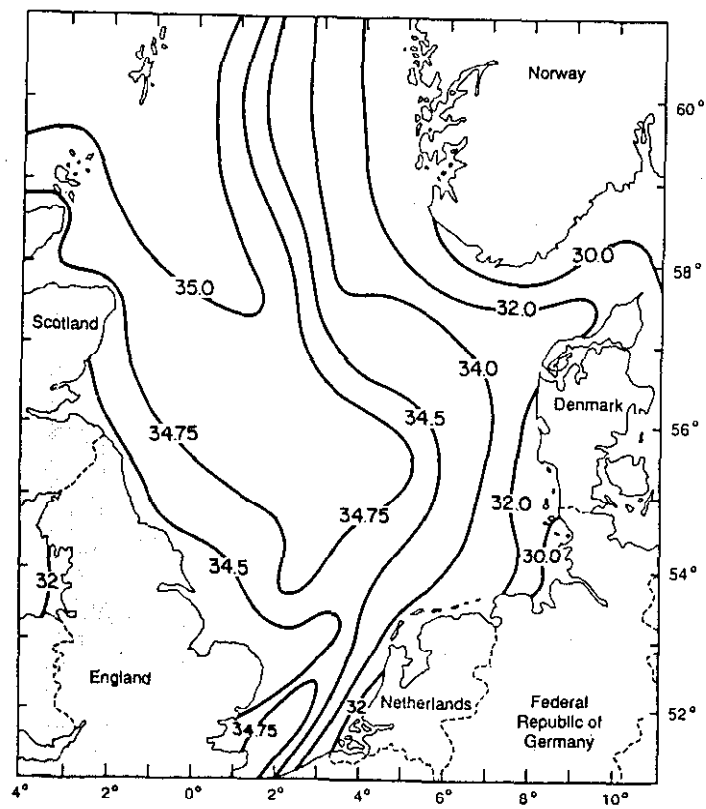
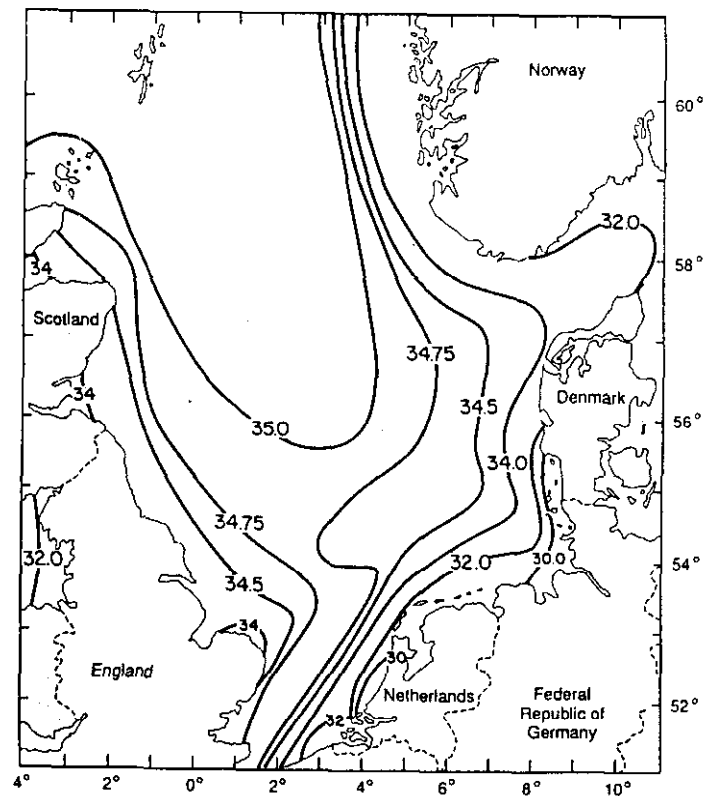
Figur 3.1

Kort over Nordsøen. Position af de to danske fyrskibe VYL () og E.R. (+) er også angivet.*

3.2. Salinitets- og temperaturfordelinger.

middel salinitet

En konsekvens af de varierende vandføringer er en årlig variation i saliniteten i Nordsøen. Figur 3.2 viser middel overfladesaliniteter for Nordsøen for henholdsvis februar og august. Vi ser, at Nordsøen generelt er mindre saltholdig om sommeren end om vinteren. Specielt langs den jyske vestkyst og i Skagerrak-regionen er saliniteten mindre om sommeren. Indflydelsen fra Atlanterhavet, både via den nordlige og sydlige rand, er mindre udtalt om sommeren, hvor 'tungerne' af højsalint vand ikke trænger så langt ind i Nordsøen.



Figur 3.2
Middel overflade-salinitet for Nordsøen for henholdsvis februar og august, (fra Holligan et al. (1989)).

middel temperatur

Foruden årlige variationer i saliniteten er der også variationer i temperaturen. Forskellen mellem overfladetemperaturen for henholdsvis februar og august er vist i Figur 3.3. Temperaturen udviser de største variationer i de lavvandede områder i den sydøstlige del af Nordsøen. Temperaturforskellen mellem vinter og sommer er ca. 14°C, hvorimod forskellen i den nordlige del, på grænsen til Atlanterhavet, kun er ca. 6°C.

Grunden til dette er, at der i den sydøstlige del ikke er så 'meget' vand, der skal opvarmes på grund af den forholdsvis lille dybde. Der er således mere solvarme til rådighed pr. volumen enhed vand. Modsat er der i vinterperioden ikke et så stort varmereservoir og afkølingen til luften vil bevirke lavere temperaturer i de kystnære områder.

lagdeling

Varmetilførslen fra luft til vand i sommerperioden bevirker, at vandet opvarmes i den del af vandsøjlen, hvor solindstrålingen trænger ned. Dette bevirker, at vandets massefylde i dette lag formindskes, og at et let overfladelag bliver dannet. Dette lag lægger sig som et låg over de nedre vandmasser, med mindre der er tilstrækkelig blandingsenergi (fra vind og tidevand) til rådighed til at homogenisere vandsøjlen.

3.3. Dynamiske processer.

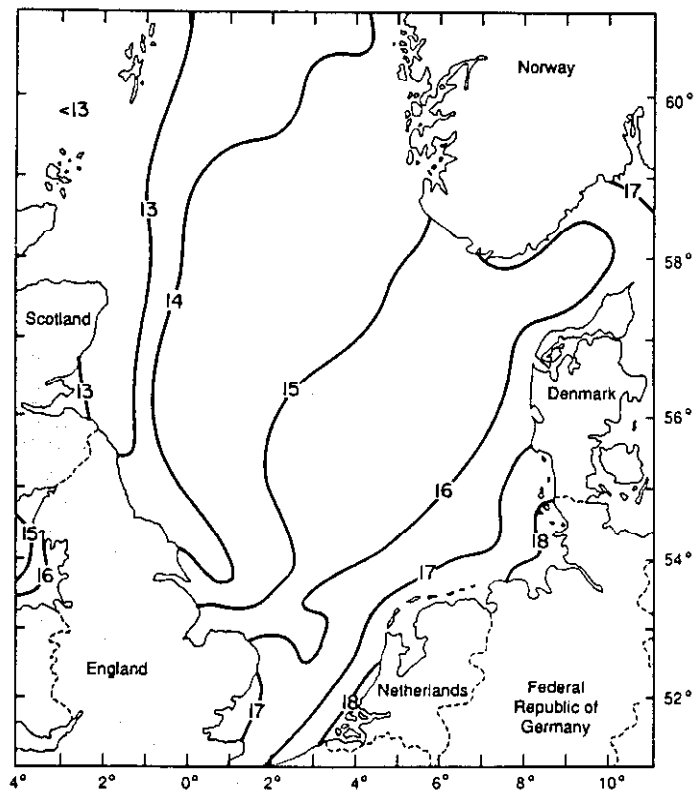
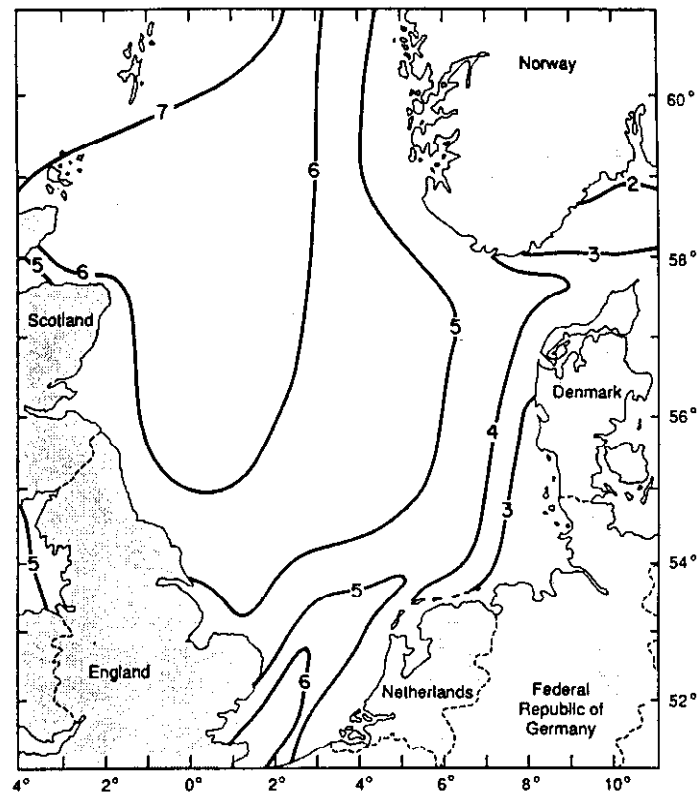
I et havområde som Nordsøen foregår der fysiske processer på mange såvel tids- som længdeskalaer. Turbulensen i vandet har meget små tids- og længdeskalaer. I den anden ende er der årstidsvariationer i f.eks. vinden, som vil give anledning til variationer i strømmønstret.

Variationer i biologiske og kemiske processer i vandet er tæt knyttet til variationer i de fysiske parametre, så som salinitet, temperatur, strømhastighed, etc. Det er meget vigtigt at erkende den meget store variation i tids- og længdeskalaer inden for samme system, da den er en af grundene til vanskelighederne med at beskrive alle processerne korrekt. Det er nemlig sådan, at processer på forskellige længde- og tidsskala påvirker hinanden.

3.3.1. Tidevand.

vandsstandsvariationer

Et af de fysiske fænomener, der er tydeligst at observere i Nordsøen, er tidevandet. Dette er særlig tydeligt i den sydlige og vestlige del af Nordsøen. Tidevandet optræder som en periodisk variation af havoverfladen (periodiske variationer i strømmene kan også måles). Tidevandet skyldes de kræfter som sol, måne og jord

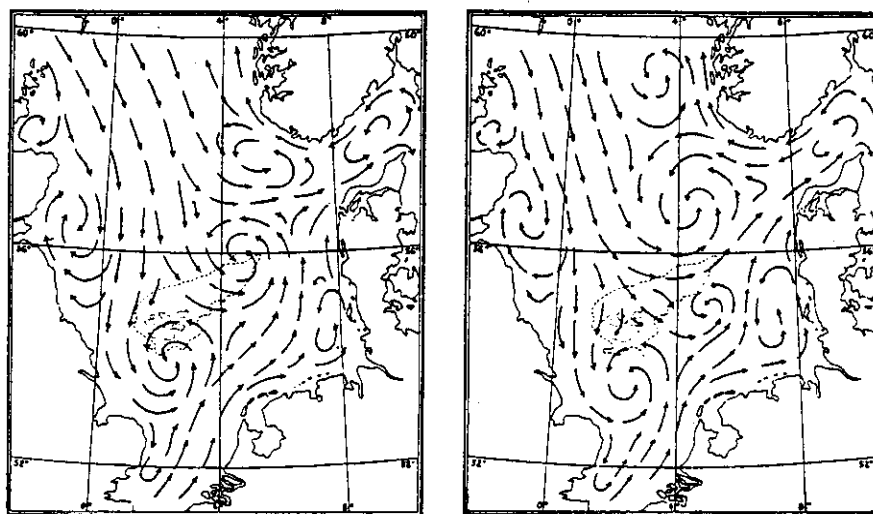


Figur 3.3
Middel overflade-temperatur for Norsøen for henholdsvis februar og august, (fra Holligan et al. (1989)).

semi-diurnalt tidevand	påvirker hinanden med i deres fælles bevægelse i rummet. I Nordsøen er tidevandet semi-diurnalt, hvilket vil sige at der er ca. 2 højvande og 2 lavvande i døgnet. Tidevandet er i det væsentligste bestemt af månen og har derfor ikke en periode på eksakt 24 timer, som man ville forvente, hvis solen var bestemmende. Den såkaldte månedag er ca. 25 minutter længere end soldagen, og da den tidevands-genererende kraft samtidig er symmetrisk på jordkloden haves forklaringen på de ca. 2 høj- og lavvande pr. døgn.
konstituenten	Den tidevandsgenererende kraft fra henholdsvis måne og sol kan skrives som funktion af 5 astronomiske vinkler samt positionen på jorden. Ved forskellige kombinationer af de astronomiske vinkler kan tidevandskraften opløses i et antal simple harmoniske funktioner. Disse funktioner kaldes konstituenten, og der findes mere end 300 forskellige. De to væsentligste konstituenten benævnes M_2 og S_2 , hvor 2-tallet henviser til ca. 2 svingninger pr. døgn.
variationer i tidevand	Specielle forhold gør, at selvom tidevandskraften er symmetrisk, er der store forskelle på, hvordan tidevandet varierer. I St. Malo Bugten i Den Engelske Kanal er der en forskel mellem lavvande og højvande på ca. 13 m, (Lisitzin, 1974, s. 15). Langs den engelske østkyst er forskellen ca. 4 m, hvorimod den er under 1 m langs den nordlige del af Jyllands kyst. Strømmønsteret, som tidevandet giver anledning til, er for det første meget komplekst, og for det andet af stor betydning for biologien, f. eks i forbindelser med fronter.
fronter	Et andet fænomen, som er blevet tydeligt i de senere år, er de frontstrukturer, som findes i Nordsøen. Disse fronter er skarpe skillelinier mellem vand med forskellig karakteristika, f.eks. varmt/koldt. Grunden til tydeliggørelsen er, at satellitterne er blevet i stand til at tage f.eks. infrarøde (varme) billeder med en stor opløselighed således, at vandmasser med en forskel i temperatur på under 0.2°C kan skelnes fra hinanden.
	Ved at sammenholde feltnmålinger af plankton med strømmønstre og satellitbilleder har man erfaret, at der er en forøget biologisk produktion i sådanne fronter. Her vil satellitbilleder i fremtiden kunne være til stor hjælp i kortlægningen af variationerne.

3.3.2. Residual strømninger og vandkvalitet.

strømmønstre	Vandkvaliteten i Nordsøen er bestemt af transporterne ud og ind samt de processer, der foregår. Det er derfor fundamentalt afgørende at have kendskab til disse. Strømmønsteret i Nordsøen viser visse karakteristika. I 1920'erne blev det første forsøg på at fremstille middelstrømmene gjort af Böhncke, se Figur 3.4. Det væsentlige på disse kort er, at der eksisterer en cyklonisk (mod uret) bevægelse, således at vandet fra Atlanterhavet kommer ind langs den engelske østkyst og løber sydpå, hvor den når den sydlige ende, drejer mod øst og samtidig bliver suppleret med vand fra
cyklonisk	



Figur 3.4

Strømmønstre i Nordsøen for februar og august, som Böhncke konstruede dem i 1922.

Den Engelske Kanal, inden den drejer mod nord op langs den jyske kyst. Ved Hanstholm drejer en del af strømmen af og løber ind i Skagerrak, mens den resterende del drejer mod vest og forlader Nordsøen igen. Böhncke konstruerede sine kort ud fra observerede salinitetsmålinger, sammenlign med Figur 3.2. Hvorvidt de meget detaljerede hvirvler er reelle eller ej er diskutabelt, men den generelle opfattelse af cirkulationsmønstret har ikke ændret sig væsentligt siden 20'erne.

Strømmønstret er i det væsentlige bestemt af 3 processer: a) vindinduceret, b) tidevandsinduceret og c) densitetsinduceret.

vind

Den fremherskende vindretning over Nordsøen har en årlig variation samtidig med at også vindstyrken varierer, hvilket vil afspejle sig i strømmen. Sammenhængen mellem vind og strøm vil blive belyst i afsnit 5, hvor en computermodel for Nordsøen beregner strømmen for forskellige vindretninger og vindstyrker.

tidevand

På grund af ikke-lineære led i de styrende ligninger vil tidevandsbølgen, når den kommer ind på lavere vand, inducere en netto strømning i bølgens udbredelsesretning. Størrelsen af denne netto hastighed er meget afhængig af de aktuelle forhold men er for den sydøstlige del af Nordsøen estimeret til at være i størrelsesordenen cm/s, svarende til en nordgående transport i størrelsesordenen 30.000 m³/s, (Kristensen, 1991). Det skal understreges, at dette fænomen alene skyldes ikke-lineære led i de styrende ligninger, hvilket altså medfører, at fænomenet ikke bliver medtaget i numeriske modeller, som ikke medtager de ikke-lineære led. Dette fænomen vil også blive belyst i afsnit 5.

denistet

Den densitetsinducerede strømning skyldes stedlige variationer i densiteten. Det kan vises, at densitetsforskelle kan ækvivaleres med en trykforskel i de styrende ligninger, se bl.a. (Bowden, 1983). Temperatur- og salinitetsdata indsamlet på et togt med undersøgelsesskibet "R/V Dana" i august 1989 er blevet benyttet til at bestemme densitetsvariationen i Den Jyske Kyststrøm. Med kendskab til denne variation kan den densitetsinducerede transport estimeres til ca. 60.000 m³/s langs den jyske vestkyst, (eller ca. dobbelt så meget som den tidevandsgenererede), (Kristensen, 1991).

3.4. Hvad er Den Jyske Kyststrøm.

dynamisk definition af
Den Jyske Kyststrøm

Den Jyske Kyststrøm er tidligere blevet defineret som det område langs den jyske vestkyst, der er måleligt influeret af ferskvand fra hovedsageligt de tyske floder, (Richardson og Jacobsen, 1990). Denne definition kan give det indtryk, at strømmen er et resultat af ferskvandet, hvilket ikke er tilfældet, (Kristensen, 1991). En bedre definition er, at Den Jyske Kyststrøm er et område i den østlige del af Nordsøen, som på grund af specielle hydrografiske forhold har et veldefineret strømmønster. Disse forhold er som følger: a) forholdsvis lille vanddybde, b) store tidevandshastigheder, c) store variationer på tværs af kysten i såvel temperatur som salinitet, og endelig d) området er på 2 sider begrænset af land. Dette sidste har, som vist i afsnit 4, overordentlig stor betydning for variationer i transporten langs kysten.

4. ANALYTISK BEREGNING AF TRANSPORTEN LANGS DEN JYSKE VESTKYST.

analytisk model

En analytisk model for bestemmelse af transporten af vand langs den jyske kyst som funktion af vindstyrke og vindretning er udviklet i (Kristensen, 1991).

Her vil hovedresultaterne for denne model blive beskrevet. Endvidere vil de teoretiske forudsætninger blive pointeret. På hvilke måder denne model afviger fra traditionelle kyststrømmodeller vil ikke blive berørt, der henvises i stedet til ovennævnte og f.eks. (Csanady, 1982).

For at øge udbyttet af forståelsen af følgende gennemgang af modellen vil nogle begreber blive defineret og forklaret nedenfor.

fladvandsligninger

Udgangspunktet for modellen er de lineariserede fladvandsligninger, (to kraftligninger og en massebevarelses ligning), se (4.1), (4.2) og (4.3).

Kraftligning i x-aksens retning:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f\bar{v} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_{wx} - \tau_{bx}}{\rho H} \quad (4.1)$$

Kraftligning i y-aksens retning:

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + f\bar{u} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_{wy} - \tau_{by}}{\rho H} \quad (4.2)$$

Volumenkontinuitet:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Hu) + \frac{\partial}{\partial y}(Hv) = 0 \quad (4.3)$$

Newtons 2. lov

Disse tre ligninger beskriver vandets bevægelse med givne randbetingelser, og er en konsekvens af Newtons 2. Lov, (u og v er hastighedskomponenterne i de to koordinat-retninger x og y og η er vandspejlselevationen). Leddene i kraftligningerne kan tolkes på følgende måde, (fra venstre mod højre):

acceleration,
Coriolis,
tryk og
friktion

Det første led er accelerationsleddet. Det næste kaldes Coriolis-leddet og skyldes jordens rotation. Første led på højre side af lighedstegnet er trykkraften på grund af variationer i vandspejlet. Endelig det sidste led, som egentlig består af to bidrag, nemlig vindfriktion og bundfriktion.

kontinuitetsligningen Massebevarelsesligningen, eller kontinuitetsligningen beskriver, at den samlede masse er bevaret. I ord kan ligningen tolkes som følger:
Forskellen mellem det, der løber ind og det, der løber ud af et kontrolvolumen er lig den opmagasinering, der foregår (bemærk at opmagasineringen kan være såvel positiv som negativ).

simple modeller Tre meget simplificerede løsninger af ligningerne viser sig at være vigtige for forståelse af modellen (det er forudsat at vanddybden er konstant).

vind og tryk Vindstuvning: En simpel balance mellem den påtrykte vindfriktion og overfladehældningen bevirker følgende resultat:

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\tau_{wx}}{\rho g H} \quad (4.4)$$

I denne løsningen er det forudsat, at der ikke er vandbevægelser.

Coriolis og tryk Geostrof balance: Den måske vigtigste elementære model for geofysiske strømningsfænomener er geostrof balance. Løsningen er bestemt af følgende ligningssystem:

$$\begin{aligned} -fv &= g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ fu &= g \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \quad (4.5)$$

Altså er det forudsat, at trykket induceret af vandspejlshældningen og Coriolis-kraften er i balance. Da vi betragter stationære forhold, er det tidsvarierende led i kontinuitetsligningen også udeladt.

Det vigtigste resultat i forbindelse med geostrof balance er, at strømningen er parallel med trykgradienten, og ikke som i almindelig kanal-hydraulik, vinkelret på trykgradienten. En vigtig konsekvens af dette er, at i et roterende koordinatsystem (som jorden) er ligevægtstilstanden ikke 'a state of rest' men i stedet geostrof balance. Den geostrofe balance giver også et længdemål for, hvornår jordens rotation har betydning. Denne længdeskala kaldes Rossby radius og kan beregnes efter (4.6).

$$a = \frac{\sqrt{gH}}{f} = \frac{c}{f} \quad (4.6)$$

Ved at benytte værdier, der svarer til Den Jyske Kyststrøm får vi at $a = 120$ km.

Coriolis og vind

Ekman transport: Vi antager, at vi befinder os i et åbent havområde og effekter fra land kan negligeres (ingen vindstuvning), trykgradienterne sættes også lig 0. Desuden antages det, at vinden kun har en komponent i den ene koordinatretning. Bundfriktionen negligeres også. Med disse forudsætninger er løsningen givet ved

$$u = 0$$
$$q = vH = \frac{\tau_{wx}}{f\rho} \quad (4.7)$$

(Kristensen, 1991).

Det bemærkes, at transporten (q) er vinkelret på vindretningen og ikke, som man ville forvente, i samme retning. Det skyldes jordens rotation. Den angivne løsning er et special tilfælde af en mere generel løsning der tager hensyn til variationer af hastigheden med dybden.

geometri

Geometrien for den analytiske model er givet i Figur 4.1.

Det er naturligt at splitte løsningen op i to del tilfælde:

- a) vinden er parallel med Jyllands kyst
- b) vinden er vinkelret på Jyllands kyst.

Vind parallel med Jyllands kyst: Løsningen er delt i to områder,

- a) er den centrale Nordsø hvor der ses bort fra alle randeffekter,
- b) 'tæt' på kysten.

Ekmantransport

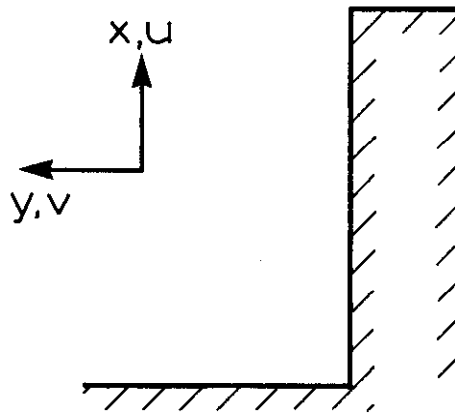
Område a) svarer til de forudsætninger, der gælder for Ekmantransportløsningen. For sydlig vind vil transporten være rettet mod øst, altså ind mod den jyske kyst. Denne østligt rettede transport vil optræde i hele den centrale Nordsø. Hvis dette sammenholdes med, at vandføringen ved den sydlige grænse må være lig 0 får vi følgende udtryk for transporten langs kysten:

$$Q = vHx = \frac{\tau_{wx}}{\rho f} x \quad (4.8)$$

Transporten vokser altså lineært med afstanden fra Tyske Bugt, for $x = 360$ km (svarende til Hanstholm), og en vindhastighed på 10 m/s får vi en transport på ca. 1 Sverdrup.

geostrof balance

Tættere på kysten vil der vinkelret på denne være geostrof balance. I den nordlige del, hvor Jylland ophører, vil den geostrofe balance bryde ned, og strømmen vil på grund af Coriolis-kraften blive afbøjet mod øst og strømme ind i Skagerrak. Dette vand er en kombination af vand fra den centrale del af Nordsøen og fra



Figur 4.1:

Geometrien for den analytiske løsningen. Det er vigtigt at modellen er begrænset på 2 sider, (syd og øst).

Tyske Bugt.

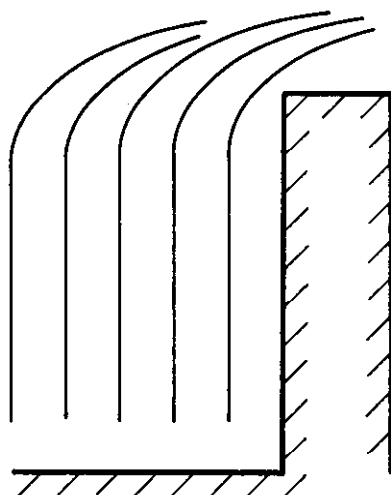
I den langsgående retning er forholdene mere komplicerede. I (Kristensen, 1991) diskuteres det, hvorvidt friktionen i dette område bliver brugt til en acceleration af vandet eller til inducering af vandspejlsvariationer. I virkeligheden er der nok tale om en kombination. Hvis det udelukkende er det sidste fænomen, der gør sig gældende, kan det vises at variationerne i vandspejlet er meget sensitiv for valg af dybde og bredde af området (Kristensen, 1991, Fig. 3.13).

Forudsætningerne for ovenstående bestemmelse af transporten er ene og alene bestemt af Ekman-transporten i den centrale del af Nordsøen. For vind kommende fra nord vil Ekman-transporten være vestlig rettet, og da der stadigvæk skal gælde, at transporten over den sydlige rand skal være lig 0 må transporten ved Hanstholm være ca. 1 Sverdrup i sydlig retning, igen for en vindhastighed på 10 m/s.

Vind vinkelret på Jyllands kyst:

vindstuvning

Hvis vinden derimod er vinkelret på kysten vil Ekman-transporten i den centrale del af Nordsøen være parallel med kysten, og da det samtidig gælder at Ekman-transporten aftager nærmere på kysten, er konklusionen, at der ikke er nogen nord-/sydgående transport for østlige/vestlige vinde. I stedet sker der det, at vinden ikke bliver balanceret af Ekman-transporten men derimod af en induceret overflade-hældning svarende til simpel vindstuvning. Igen ved at benytte værdier svarende til dem, der gælder for Den Jyske Kyststrøm samt en vindhastighed på 10 m/s, får vi en forskel i vandspejlselevation i størrelses ordenen 0.1 m over 100 km. I den nordlige del, hvor Jylland ophører, vil der i disse tilfælde ske



Figur 4.2

Kvalitativt billede af vandspejlsvariationer for en vind vinkelret på Jyllands kyst. I den nordlige del, hvor Jylland forsvinder, brydes balancen mellem vindfriktion og vandspejlshældningen.

følgende: (se Figur 4.2).

Balancen mellem vindfriktionen og overfladehældningen forsvinder. Vinden vil afbøje isobarerne, og der vil blive induceret en geostrof balance med en strøm i østlig retning (vind fra vest, for vind fra øst vil strømmen være rettet mod vest). Den integrerede geostrofe balance lyder som følger

integreret
balance

$$\rho f Q = \rho g H \eta$$

(4.9)

ved at kombinere dette udtryk med udtrykket for vindstuvningen fås følgende udtryk for transport i den nordlige del af Den Jyske Kyststrøm

$$Q = \frac{\tau_w}{f\rho} L$$

(4.10)

hvor L er en typisk bredde for det lavvandede område udfor Jyllands kyst. Igen ved at bruge værdier gældende for området og 10 m/s vind får vi, at transporten kan estimeres til ca. 0.6 Sverdrup. Det er vigtigt at erkende, at vandet for en østlig rettet strøm i dette tilfælde ikke stammer fra Tyske Bugt men udelukkende fra den centrale Nordsø.

5. COMPUTERSIMULERINGER.

model beskrivelse

En numerisk model er benyttet til at beskrive de dynamiske forhold i området mere detaljeret. Modellen er udviklet af Dansk Hydraulisk Institut og kaldes System 21, eller S21 (21 refererer til 2 retninger og et lag, altså en barotrop model).

Modellen løser de styrende ligninger ved hjælp af finitte differenser, hvilket vil sige at differentialerne opskrives som differenser. Modellen i den benyttede version dækker hele Nordsøen, Skagerrak, Kattegat og hele Østersøen.

Langs den jyske vestkyst er afstanden mellem beregningspunktern ca. 6 km, og der er benyttet et tidsskridt på 10 minutter.

Givet topografi, vandstandsvariationer på de åbne rande, modstandskoefficienter samt vinden beregner modellen vandstandsvariationer samt hastigheder.

randbetingelser

Randbetingelserne på de åbne rande er foreskrevne i ethvert gridpunkt til ethvert tidspunkt. I praksis er dette gjort ved at lave en harmonisk analyse af observerede vandstande for at bestemme tidevandskonstituenterne. For hver tidevandskonstituent er der så foretaget interpolation i såvel fase som amplitude. Der er ingen teoretiske metode til at foretage denne interpolation korrekt, istedet må interpolationen baseres på sund fysisk fornuft.

5.1. Tidevand i området.

Modellen er blevet kørt, hvor den eneste drivende kraft var de foreskrevne vandspejlsvariationer på henholdsvis de nordlige og sydlige åbne rande. Der er lavet forskellige plots for at beskrive tidevandet i Nordsøen og specielt i Den Jyske Kysstrøm.

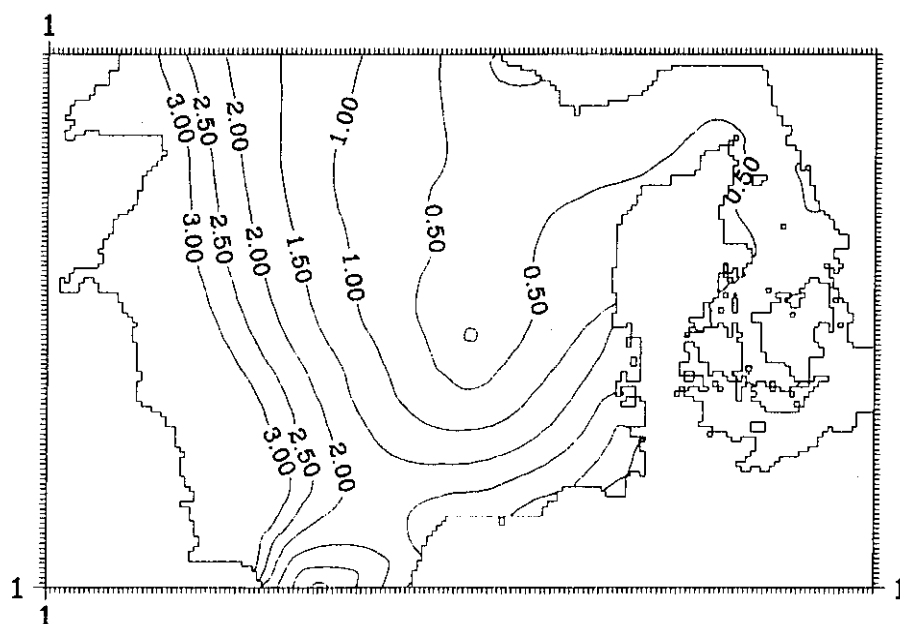
amphidrome punkter

Et fænomen i forbindelse med strømninger, der har en typisk længdeskala større end Rossby radius, er som tidligere diskuteret den geostrofe balance. I et halvindelukkede bassin kan det vises at når en bølge løber langs kysten rundt i bassinet, vil det give anledning til steder, hvor vandspejlsvariationen altid er 0. Disse kaldes amphidrome punkter. Da tidevandet netop er en sådan bølge, vil den give anledning til sådanne amphidrome punkter.

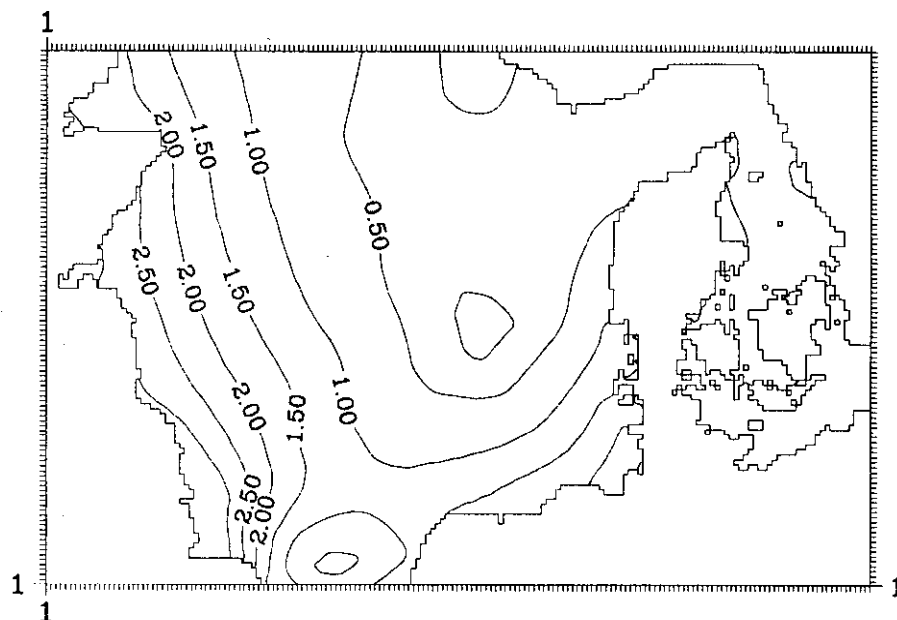
spring- og nipflod

Tidevandet har, blandt mange andre, en periode på ca. 14 dage som skyldes solens og månens stilling i forhold til hinanden og jorden. Ved ny- og fuldmåne vil der være maksimale vandspejlsvariationer (springflod), og når månen er i første og tredje kvarter, vil der være minimale vandspejlsvariationer (nip). For at undersøge de amphidrome punkters variation indenfor en sådan 14 dages periode blev der simuleret en sådan periode. Starttidspunktet for simuleringen var 2. december 1990 og den sluttede den 17. december 1990. De to ekstremer i variationer i

AMPHIDROMIC POINT NR 1



AMPHIDROMIC POINT NR 6



Figur 5.1

Linier gennem punkter der har samme maksimal variation inden for 25 timer. a) svarer til springflod og b) til nipflod.

stationsoversigt

vandspejlet er vist i Figur 5.1. De amphidrome punkter er anskueliggjort ved at optegne såkaldte 'co-range lines', hvilket svarer til at forbinde punkter med samme variation mellem høj- og lavvande. Vi ser, at positionen af det amphidrome punkt i den centrale del af Nordsøen stort set er uændret mellem de to situationer. Desuden observeres den betydelige forskel mellem springflod og nip langs den engelske kyst. Forskellen er på næsten en meter. Langs den jyske kyst er forholdene mere ensartede.

For at beskrive tidevandet langs den jyske kyst nærmere er der foretaget plotning af forskellige fysiske størrelser. I 5 punkter (se Figur 5.2 for positioner) er udtaget tidsserier af såvel vandstandsvariation som hastighed. Desuden er vandtransporten beregnet på tværs af transekterne II og IV, positiv mod nord.

Stationerne er valgt, så de dækker hele Den Jyske Kyststrøm og samtidig således, at de viser forskellige fysiske forhold.

Stationerne a) og b) ligger i den sydlige fladvandede del, c) og d) ligger på skrænten fra det lavvandede til den dybere del af Nordsøen mens e) er valgt som Skagen på grund af observerede kraftige strømme i øst/vestlig retning i dette område.

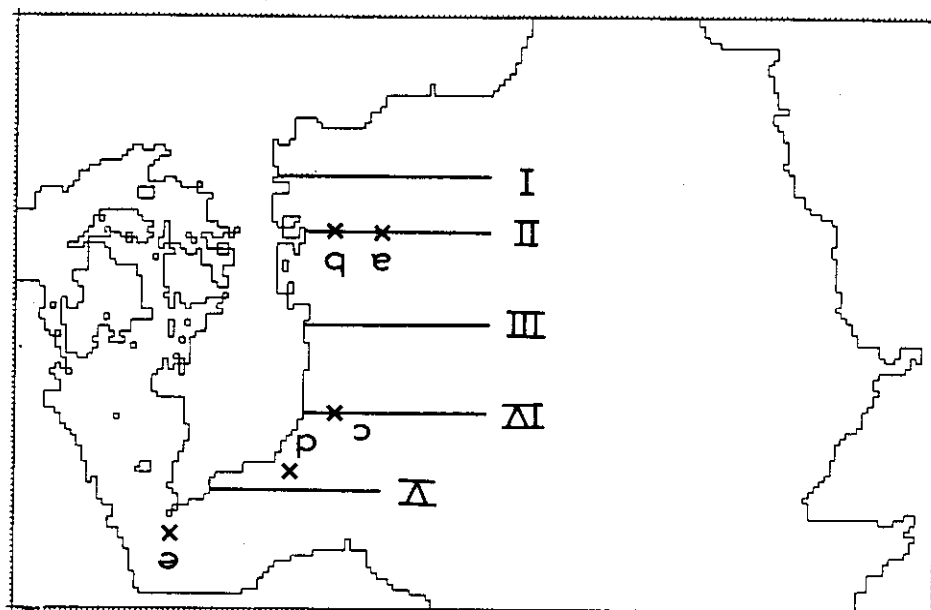
Strømmønstreet i Skagerrak er meget komplekst at beskrive. Dette skyldes, at det totale strømmønster er et resultat af førnævnte cyklonale (mod uret) bølgebevægelse i Nordsøen og en bølge, der løber langs Norges kyst i sydlig retning. I Skagerrak mødes disse to bølger og skaber det resulterende felt. Det resulterende strømmønster som fås ved addition af disse to bølger er meget sensitiv over for såvel amplitude som fasevariationer. En sensitivitetsanalyse viser, at selv ganske små ændringer i den påtrykte randbetingelser giver anledning til variationer i strømmønstreet i Skagerrak (Kristensen, 1991).

vandstandsvariationer

Vandstandsvariationerne for den ovennævnte 15-dages-periode er for de 5 stationer plottet i Figur 5.3. Det ses tydeligt, at tidevandet i dette område er semi-diurnalt (ca. 2 svingninger pr dag). To på hinanden følgende højvande/lavvande er ikke lige store, hvilket skyldes, at månens bane rundt om jorden ikke er sammenfaldende med ækvator. Det punkt, der er tættest på månen kaldes zenith og det, der er fjernest kaldes nadir. Ifølge tidevandsteorien er tidevandsskraften lige stor i zenith og nadir, men på grund af ovennævnte vil et punkt i zenith ikke være i nadir 12 timer og 25 minutter senere (undtagelsen er når månens bane krydser ækvator).

Forskellen mellem spring og nip er især tydelig for de tre sydligste stationer. Det bemærkes, at den maksimale vandstandsvariation ikke er sammenfaldende med fuldmåne (svarer til 0 på x-aksen) som forudsagt af teorien, men derimod forekommer et par dage senere. Dette fænomen kaldes 'phase-age' og skyldes at bølgens udbredelses hastighed aftager med faldende vanddybden.

Som det også kunne ses på Figur 5.1, aftager amplituderne kraftigt fra syd mod nord. Desuden kan vi observere at amplituden er



Figur 5.2

Position af punkterne a-e hvorfra tidsserier er beregnet, samt transekterne I-V, hvor transporten er beregnet.

større for station b) (tættest på kysten) end for station a), hvilket er i overensstemmelse med teorien om bølger i geostrof balance.

partikelbaner

På grundlag af de beregnede hastigheder i henholdsvis nord/syd- og øst/vest-retningen kan såkaldte Eulerske partikelbaner beregnes. Hastighedsvektoren integreres med hensyn til tiden, og partiklens position som funktion af tiden kan bestemmes. For at denne beskrivelse er fuldt korrekt, må der ikke være nogle stedlige variationer i hastigheden (svarer til at negligere de ikke lineære led i de styrende ligninger).

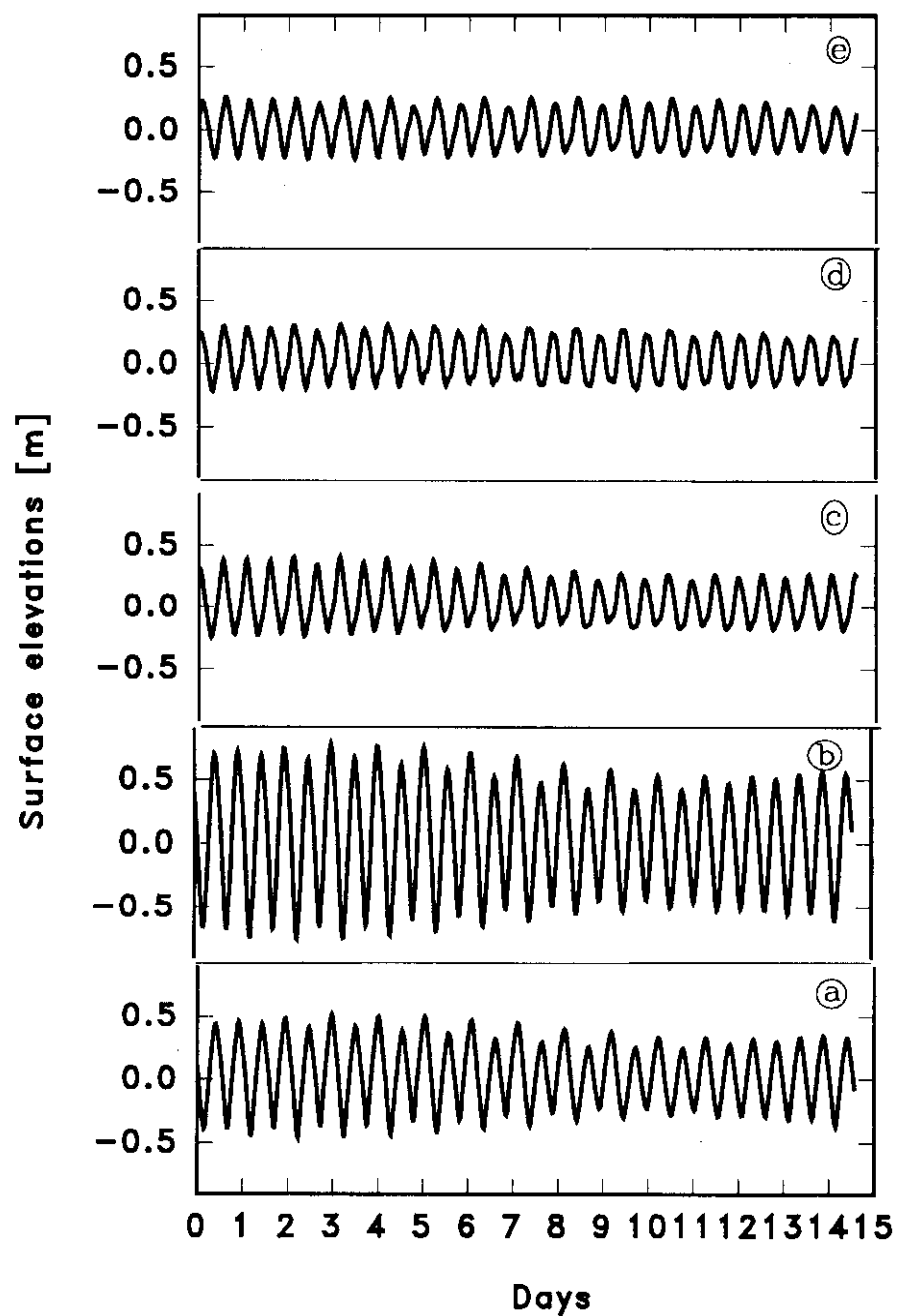
Figur 5.4 og Figur 5.5 viser disse beregnede partikelbaner for de 5 stationer.

Under forudsætning om lineær teori kan den totale tidevands-ekskursion i løbet af en tidevandsperiode beregnes efter (5.1).

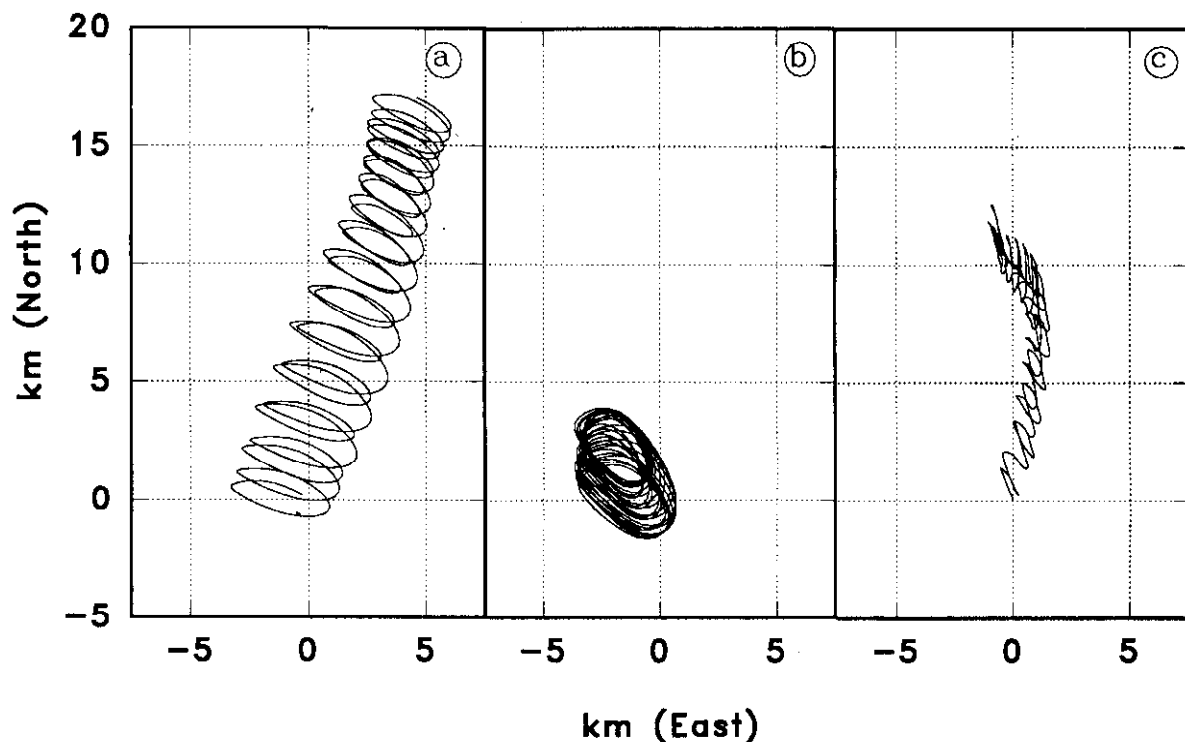
nettohastigheder

For de to sydligste stationer giver (5.1) en tidevandsekskursion på ca. 4 km, hvilket er i overensstemmelse med Figur 5.4.

For stationerne a) og b) er partikelbanerne ellipse-formede, svarende til teorien, hvorimod station c) afviger fra det teoretisk forventede. Årsagen er sandsynligvis topografisk betinget. For station a) kan en netto tidevandsinduceret hastighed på ca. 1.5 cm/s beregnes, hvilket svarer til de tidligere gjorde overslagsberegninger. Station b) er den af de 5 stationer, der svarer mest til den



Figur 5.3
Vandspejlsvariationer i perioden fra 2. december 1990 til 17 december.
a) og b) er i den sydlige del af Den Jyske Kyststrøm, c) lige syd for
Hanstholm, d) vestlige Skagerrak og e) ved Skagen.



Figur 5.4

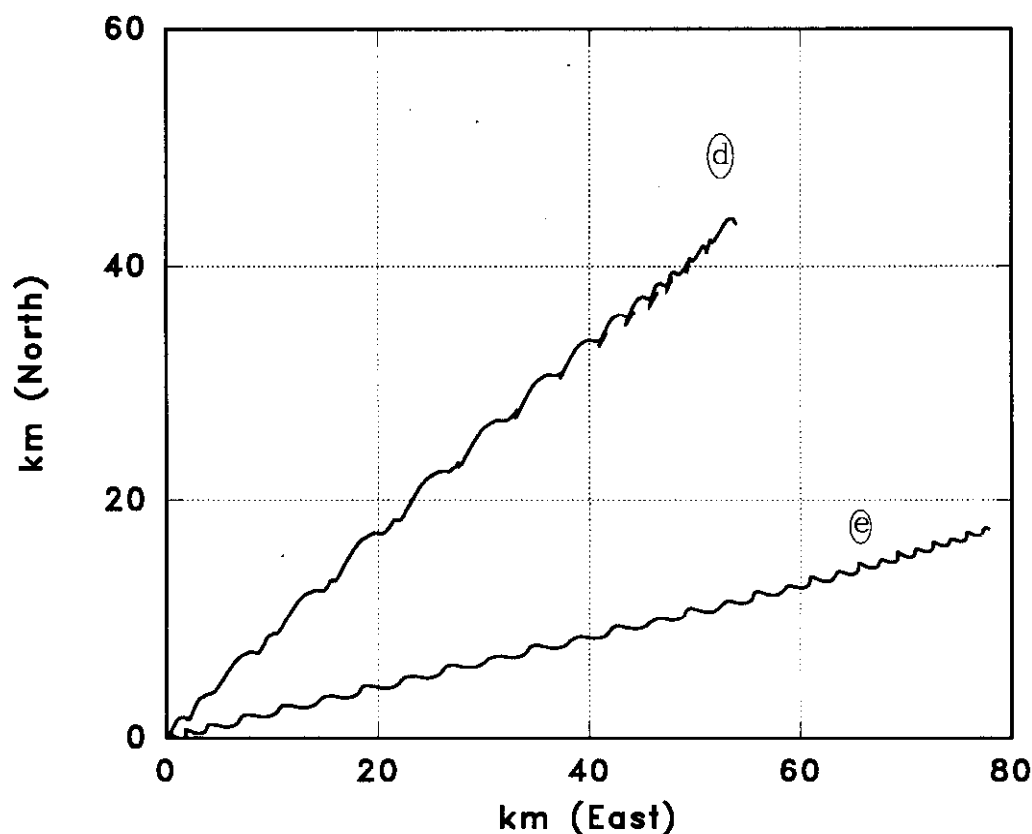
Partikel baner for perioden fra 2. december 1990 til 17 december. a) og b) er i den sydlige del af Jyllandstrøms området, c) lige syd for Hanstholm.

lineære teori. Der er næsten ingen residual hastighed. Partikel banerne er ellipser og variationen mellem spring og nip kommer tydeligt til syne i form af varierende længde af storaksen. For station c) er den tidevandsinducerede residual hastighed ca. den samme som for station a), men det er svært at finde ellipserne. For station c) ses endvidere, at residual-hastighedens retning er afhængig af hastighedens størrelse, idet den drejer mod uret for aftagende hastighed.

For stationerne d) og e) er forholdene helt forskellig fra de 3 øvrige stationer. For det første er residual-hastigheden ca. 6 gange større end for station c) selvom denne kun er ca. 60 km syd for station d). Effekten af spring og nip kan ses på de 'krusninger' som er på kurverne, svarende til at residual-hastigheden er mindre for nip end spring. Hvis residual-hastighedens retning for de to stationer sammenlignes med topografien (Figur 3.1), er det helt klart, at hastigheden er parallel med dybdekanturerne. Teoretiske overvejelser fører til, at strømmingen er kontrolleret af tryk- og Coriolis-kræfter, og at friktionskræfter spiller en mindre rolle (Kristensen, 1991).

transporter

Over de to transekter II og IV (Figur 5.2) er den tidevands inducerede transport bestemt. Dette er gjort ved at integrere hastigheden op over tværsnitsarealet og midle over et døgn. Der er en meget tydelig svingning henover de godt 14 dage (Figur 5.6) for såvel det sydlige som nordlige transekt. Arealerne er henholdsvis $8 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ for det sydlige transekt og $11 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ for det nordlige.



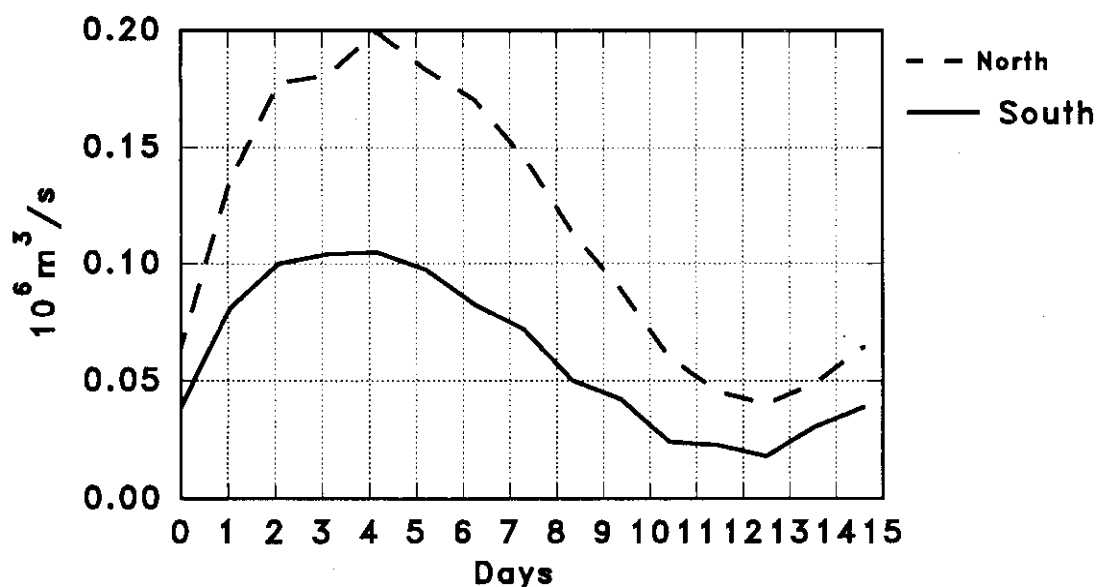
Figur 5.5
Partikel baner for perioden fra 2. december 1990 til 17 december. d) vestlige Skagerrak og e) ved Skagen. Bemærk ændringen i skala i forhold til Figur 5.4.

Middel-transporterne for de to transekter, 0.06 Sverdrup over det sydlige transekt og 0.12 Sverdrup over det nordlige, svarer til en netto nordlig hastighed på lidt under 1 cm/s. Ved at bruge denne hastighed kan det beregnes, at transporttiden fra Tyske Bugt til Skagen vil være ca. et år. Det skal pointeres, at denne transporttid udelukkende er baseret på den tidevandsinducerede transport.

5.2. Vindpåvirkning.

Der er blevet foretaget et stort antal simuleringer med System 21 for at undersøge Den Jyske Kyststrøm som funktion af vindstyrke og vindretningen. For alle disse simuleringer er vandtransporten over de 5 transekter blevet beregnet (se Figur 5.2). Disse transporter er så sammenholdt med den analytiske model beskrevet tidligere. I det følgende regnes systemet for lineært således, at den tidevandsinducerede transport kan fratrækkes den beregnede, og det tilbageblevne defineres som den vindinducerede transport. Dette er gjort for at gøre sammenligningen med den analytiske model, som ikke siger noget om tidevandsinduceret transport, mere realistisk. Imidlertid er der et andet problem og det er hvorvidt antagelsen om linearitet er opfyldt. Dette blev undersøgt i (Kristensen, 1991) hvor vi viser at såvel transporten

ikke-linearitet



Figur 5.6
Tidevandsinduceret transport over to transekter vinkelret på den jyske kyst. Se Figur 5.2 for positioner (II og IV).

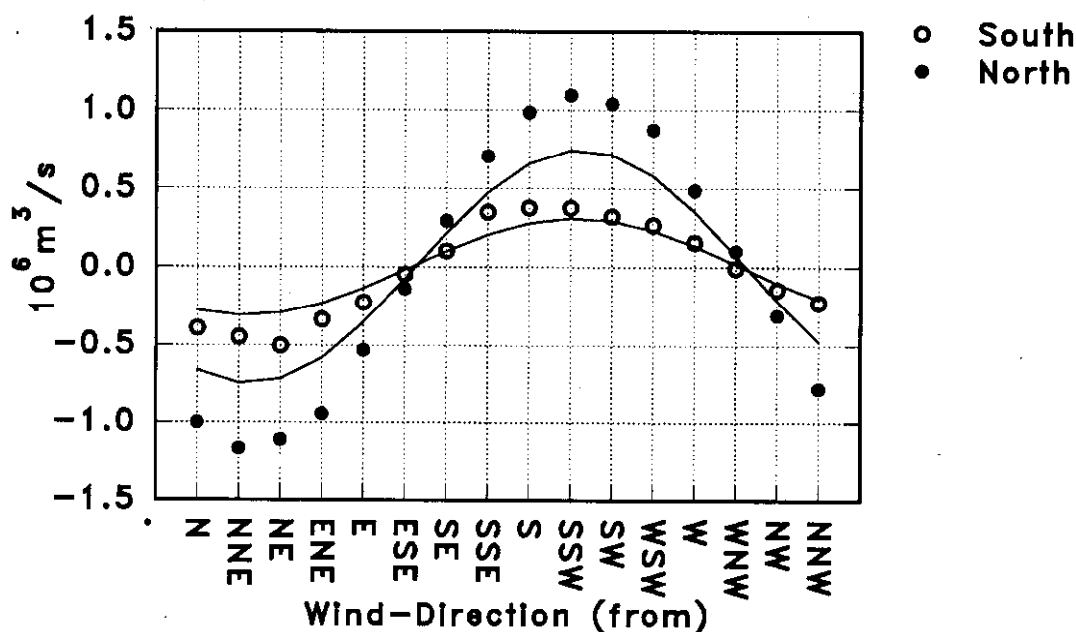
som vandspejlselevationerne er sensitiv overfor, hvorvidt tidevand er inkluderet eller ej. Således er transporten over transekt IV ca. 50% større, når tidevandet ikke er inkluderet i modellen. Dette resultat er interessant, idet det viser, at summen af tidevandsinduceret transport (netto nordlig) og vindinduceret (netto nordlig for dette eksempel, sydlig vind) er mindre end den vindinducerede transport alene. Ligeledes er vandspejlselevationen for vind alene større end for vind og tidevand.

Fænomenet skyldes ikke-lineær samspil mellem tidevandshastighederne og de vindinducerede hastigheder.

5.2.1. Vindinduceret transport.

vindretningsafhængighed

Først er transporten over transekterne II og IV undersøgt som funktion af vindretningen. Dette er gjort ved at lave 16 simuleringer, hvor vindstyrken er holdt konstant (10 m/s) og vindretningen varierer. I hvert tilfælde er simuleringsperioden 3 uger. For de 16 simuleringer er resultatet vist i Figur 5.7. De viste transporter er fratrasket den tidevandsinducerede transport (mid-deltransporten over 14 dage er benyttet). Vi ser, at den analytiske model giver transporter, der er mindre end S21. Dette skyldes sikkert, at fysikken tæt på kysten, i den analytiske model, ikke bliver beskrevet. Vi ser, at sinusvariationen forudsagt af den analytiske model er i overensstemmelse med S21-simuleringerne. Den eneste foretagne manipulation med den analytiske model er, at fasen er 'fittet', således at den giver maksimal transport for vind fra SSW istedet for S i overensstemmelse med S21.



Figur 5.7

Vindinduceret transport over transekt II og IV, Figur 5.2. De fuldt optrukne linier er S21-simuleringer (tidevandstransporten er fratrasket) og symbolerne er den analytiske model for 150 km og 360 km.

afstandsafhængighed

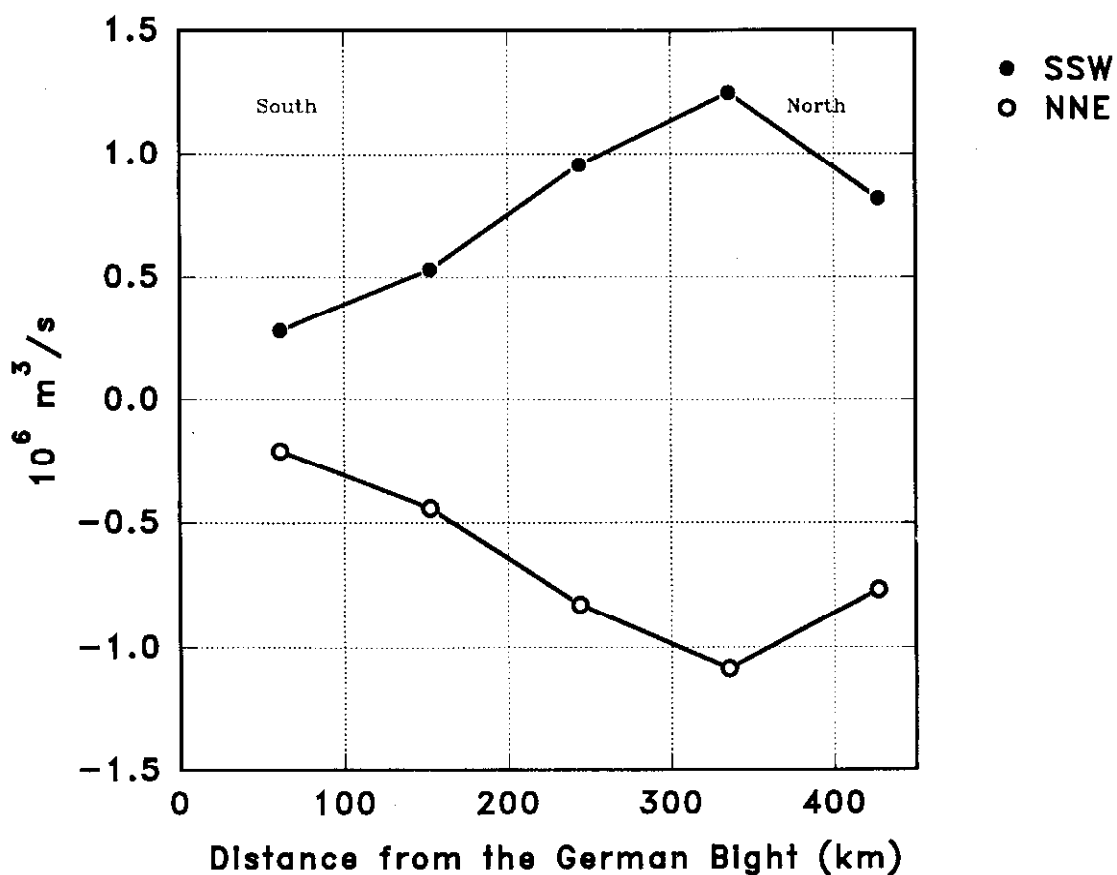
Ud over den sinusformede variation med vindretningen forudsiger den analytiske model, at transporten varierer lineært langs kysten med afstanden fra Tyske Bugt. Dette er testet ved hjælp af S21 ved at beregne transporten over de 5 transekter (Figur 5.2). Beregningen er foretaget for to forskellige vindretninger svarende til maksimal nordlig transport (vind fra SSW) og maksimal sydgående transport (vind fra NNE) (Figur 5.8). Vi ser at for de 4 sydligste transekter er der en meget fin overensstemmelse mellem S21 og den foreskrevne lineære variation. Samtidig er transporten også symmetrisk om 0, når vindretningen ændres 180° . For det nordligste transekt er transporten ca. 50 % mindre end forudsagt. Dette skyldes, at den analytiske model ikke er udviklet for dette område. Det svarer til, at for sydlige vind vil ca. 50 % af transporten ved Hanstholm ikke fortsætte ind i Skagerrak men dreje af mod den nordlige del af Nordsøen. Ligeledes vil ca. 50 % af vandet ved Hanstholm for nordlige vinde komme fra den nordlige Nordsø, og de resterende 50 % kommer fra Skagerrak.

styrkeafhængighed

Den analytiske model viser, at transporten er ligefrem proportional med den påtrykte vindforskydningsspænding. Denne er proportional med vindhastigheden i anden potens

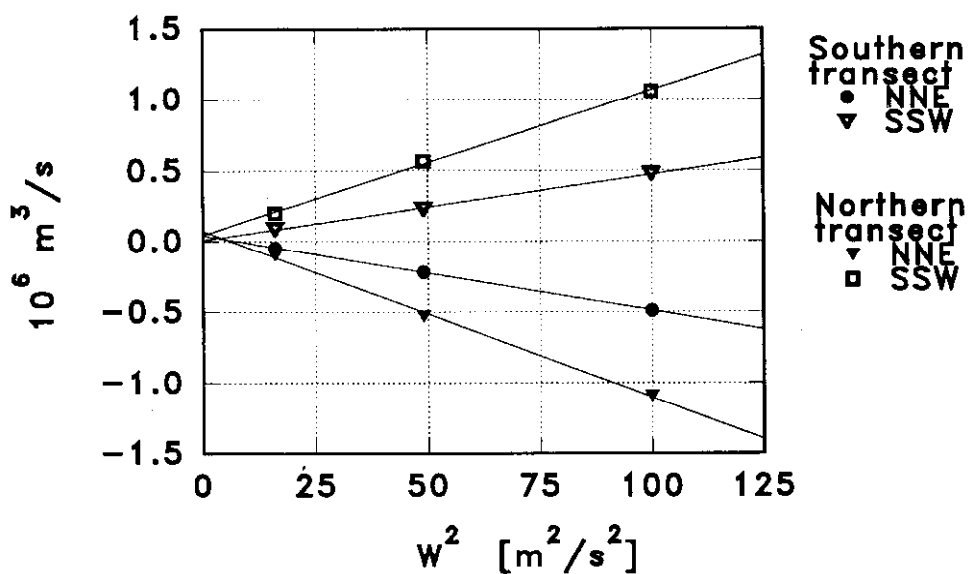
$$\tau_w = \frac{f}{2} \rho_a W^2 \quad (5.2)$$

Dette er testet ved at beregne transporten over transekt II og IV for varierende vindhastigheder. Resultatet er vist i Figur 5.9. Der er meget fin overensstemmelse mellem resultaterne, og igen ser vi, at resultatet er symmetrisk om 0 for vinden ændret med 180° .



Figur 5.8

Variationer i transporten langs den jyske vestkyst. Transporten er bestemt for to forskellige vindretninger. Tidevands bidraget er ikke fratrullet. Punkterne svarer til transekterne i Figur 5.2.



Figur 5.9

Den vindinducerede transport afhængighed af vindstyrken. Transporten er beregnet for transekterne II og IV, Figur 5.2, og 3 forskellige vindhastigheder 4, 7 og 10 m/s. Vindretningen er SSW og NNE.

analytisk udtryk for transporten Den ovenfor gennemførte verificering af den analytiske model ved hjælp af S21 viser, at transporten langs den jyske vestkyst med stor rigtighed kan bestemmes af (5.3)

$$Q = Q(x) = \frac{\frac{f}{2} \rho_a W^2}{\rho f} x \sin(v - 117^\circ) \quad [m^3/s] \quad (5.3)$$

Udtrykket er givet sådan, at vindretningen (v) skal gives i grader relativt til nord ($N = 0$, $E = 90$, etc), ρ_a er luftens densitet, W er vindhastigheden i m/s, ρ er vandets densitet, f er Coriolis parameteren og x angiver afstanden fra Tyske Bugt.

5.2.2. Vandstande og hastigheder.

middel vandstande og hastigheder

Den analytiske model er ikke i stand til at beskrive vandstandsvariationer og komplicerede strømmønstre. Dette kan imidlertid blive gjort ved hjælp af en computermodel. For de førnævnte 16 vindretninger er der beregnet middelvandstandselevationer og middel-strømhastigheder for Nordsøen, Skagerrak og Kattegat. I denne rapport er kun medtaget resultaterne for 4 vindretninger. Disse er vind fra SSW, svarende til maksimal nordgående transport. NNE, maksimal sydgående transport. WNW, svarende til maksimale vandstande langs den jyske vestkyst, og endelig ESE svarende til minimale vandstande langs den jyske kyst. For hver af de fire vindretninger er der lavet to plot, nemlig middel-vandspejlselevationen og et vektorplot af hastigheden. Resultaterne af de øvrige 12 vindretninger kan ses i (Kristensen, 1991).

vind SSW og NNE

Som vist tidligere er transporten lige så stor men modsat rettet for en vind fra NNE som en fra SSW. Det er også tilfældet for overfladeelevationerne, (se Figur 5.10 og Figur 5.11). Den totale vandspejlvariation i Nordsøen er ca. 0.4 m. Der er variationer i vandstanden i såvel strømmens retning som vinkelret på kysten. Den langsgående variation skyldes friktion, og den tværgående er på grund af Coriolis-kraften. Gradienten er stor mellem det kystnære område og overgangen til den dybe del af Skagerrak, nordvest for Hanstholm. Vandspejlet varierer ca. 15 cm inden for ca. 30 km. Denne kraftige gradient bliver balanceret af en kraftig strøm parallel med konturerne, hvilket er et tydeligt eksempel på geostrof balance. Det skal understreges, at pilene i plottene angiver hastigheder og ikke transporter. Strømfelterne er også symmetriske, og det er tydeligt, at hastighederne er vinkelret på vindens retning (Ekman transport) i den sydlige centrale del af Nordsøen, hvilket var grundlaget for den analytiske model. Knækket på kysten ved Hanstholm er, afhængig af vindretningen, enten et

divergens punkt (vind fra SSW), eller et konvergenspunkt (vind fra NNE).

I det første tilfælde kan det vand, der ikke strømmer ind i Skagerrak følges op i den nordlige del af Nordsøen hvor det ender i en cyklonal (mod uret) hvirvel. Det er muligt, at en del ryger tilbage til Den Jyske Kyststrøm. Størstedelen af vandet ved Hanstholm drejes mod øst og fortsætter ind i Skagerrak, hvor det indgår i en cyklonal rotation og forlader Skagerrak via Den Norske Kyststrøm. Bemærk de store hastigheder ved Skagen, ca. 0.3 m/s hvilket er i overensstemmelse med observationer. En del af hovedstrømmen drejer ind i Kattegat i stedet for at fortsætte rundt i Skagerrak. Dette vand udgør den barotrope transport fra Tyske Bugt til Kattegat.

Forholdene er modsat, når vinden kommer fra NNE. Hvirvlen i den nordlige del af Nordsøen er anti-cyklonal (med uret), men er placeret ca. samme sted som i det tidligere tilfælde. I dette tilfælde tapper cirkulationsstrømmen i Skagerrak Kattegat i stedet for at eksportere. Også i dette tilfælde er der meget store hastigheder ved Skagen.

vind fra WNW og SSE

For de to øvrige vindretninger er resultaterne vist i Figur 5.12 og Figur 5.8. Den totale variation i vandstanden i Nordsøen er lidt større end i det foregående tilfælde, ca. 0.5 m, og det meste af variationen er koncentreret i den østlige fladvandede del og isolinierne er vinkelret på vindretningen, helt i overensstemmelse med simpel vindstuvning (4.4). Vi ser endvidere, at det totale vandvolumen i Nordsøen er ændret (alle iso-linier er enten positive eller negative). Den analytiske model gav for disse vindretninger, at transporten langs vestkysten er 0. Dette ses at være tilfældet. Det skal dog bemærkes, at der er en meget kraftig strøm på grænsen mellem det fladvandede og dybe område nord for Hanstholm. Sammenlignes med overflade-elevationerne ser vi, at der igen er geostrof balance. Forholdene er dog ændret, idet der i dette tilfælde er induceret en vandspejls-elevation og for at bære denne induceres en strøm. For de to andre vindretninger var det en strøm, som skabte vandspejlsvariationerne.

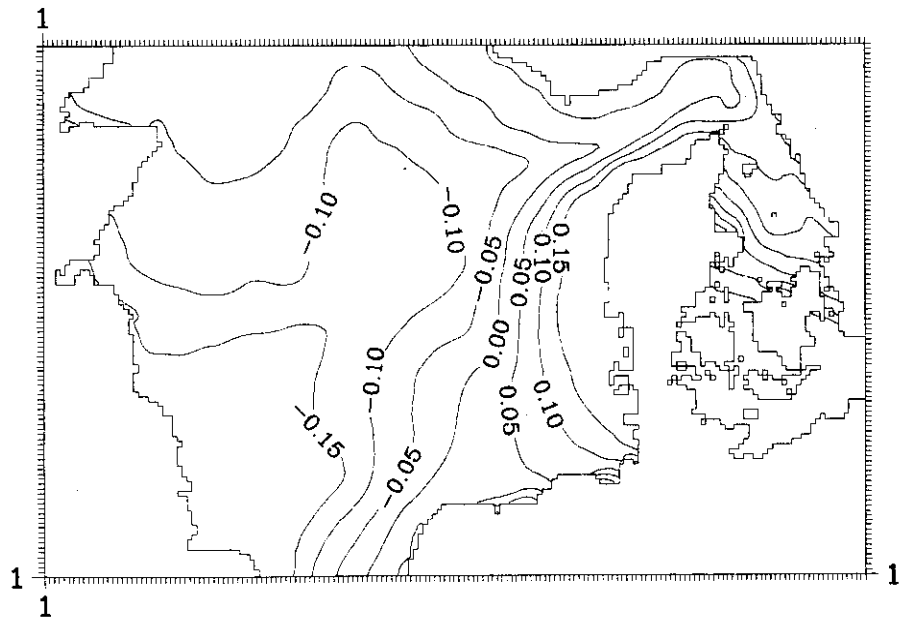
Resultaterne for de øvrige 12 vindretninger kan findes som en kombination ovenfor beskrevne, idet vindfriktionen kan projiceres ind på disse to hovedretninger, og det samlede resultat kan findes ved at addere de to delresultater.

tidsskalaer

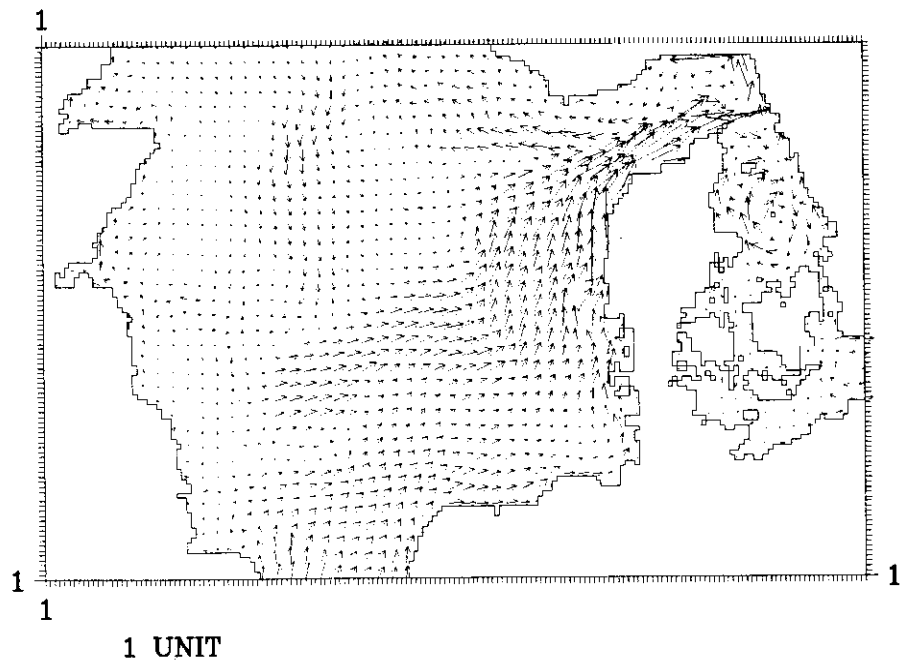
Indtil nu har der kun været diskuteret simuleringer, hvor systemet er i ligevægt. En meget vigtig størrelse at have kendskab til i beskrivelse af et dynamisk system er en tidsskala for systemet. Ideen med en tidsskala er at give et mål for, hvor hurtigt systemet reagerer på ændringer. Ved at lave en simpel input/output model for Den Jyske Kyststrøm og sammenligne med simuleringer med

S21 kan det vises, at Den Jyske Kyststrøm indstiller sig på en ny dynamisk ligevægt på ca. 10 timer, når vinden ændres fra 0 til 10 m/s både for øst/vestlige og nord/sydlig vindretninger. Hvis der tages hensyn til tidsskalaen for de meteorologiske forhold kan Den Jyske Kyststrøm for alle praktiske formål regnes for at være i dynamisk ligevægt. En mere uddybende gennemgang af beregningerne samt sammenligninger med S21 kørsler kan ses i (Kristensen, 1991).

Mean Ele. (SSW)



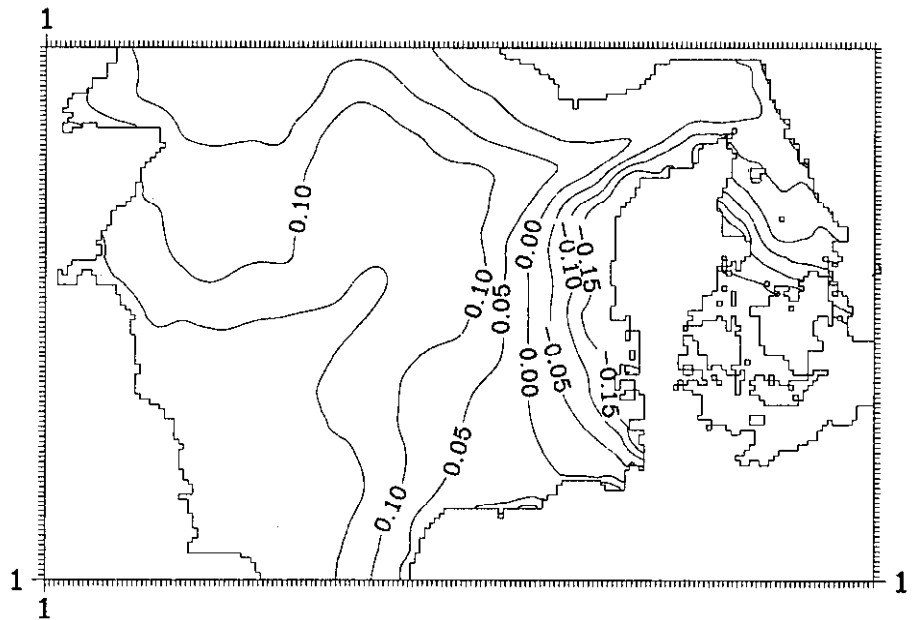
Mean Vel. (SSW)



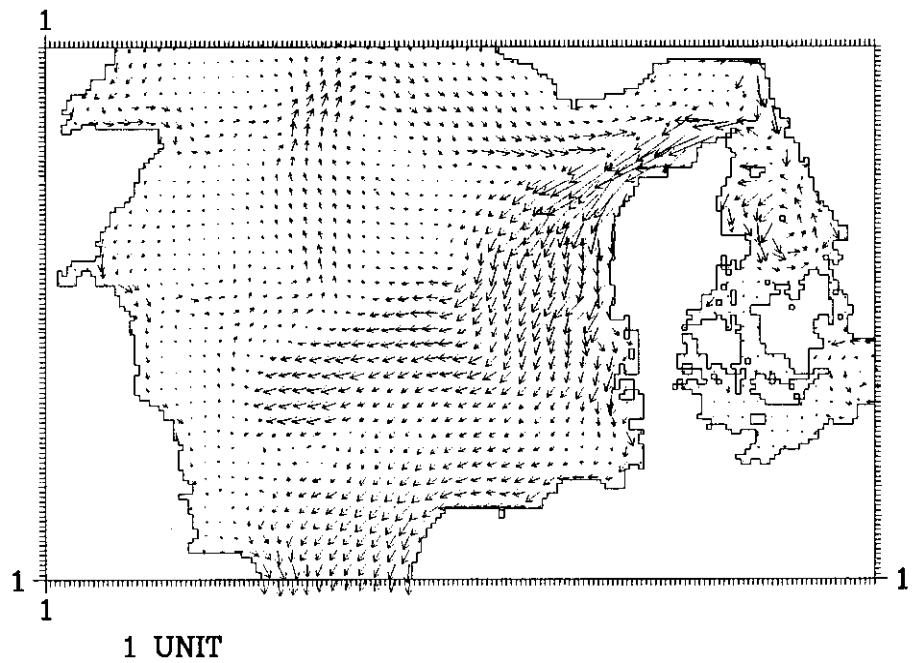
Figur 5.10

Middel-vandstand [m] øverst og middel hastigheder nederst for 10 m/s vind fra SSW. Middel-felterne er blevet beregnet over en 3 ugers periode.

Mean Ele. (NNE)

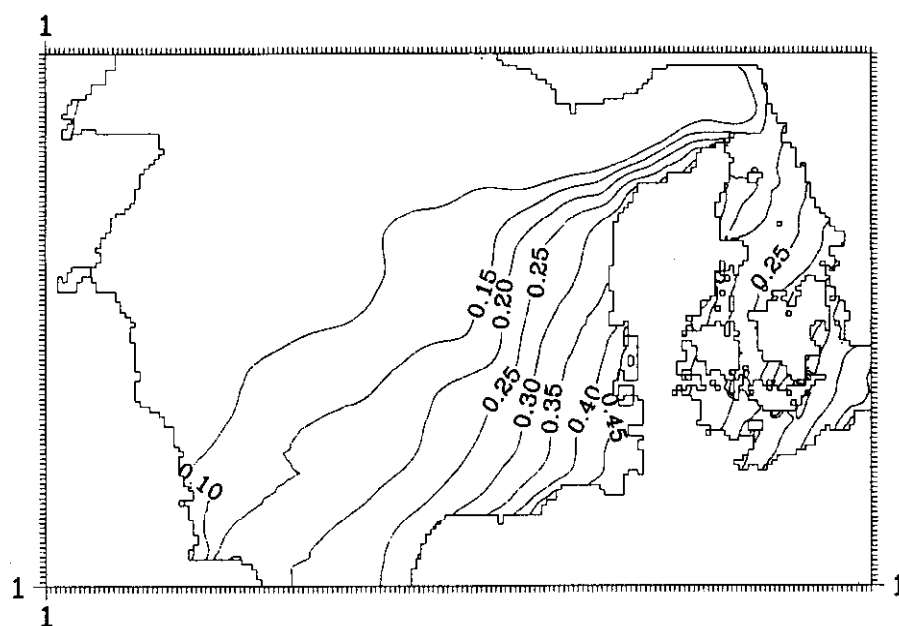


Mean Vel. (NNE)

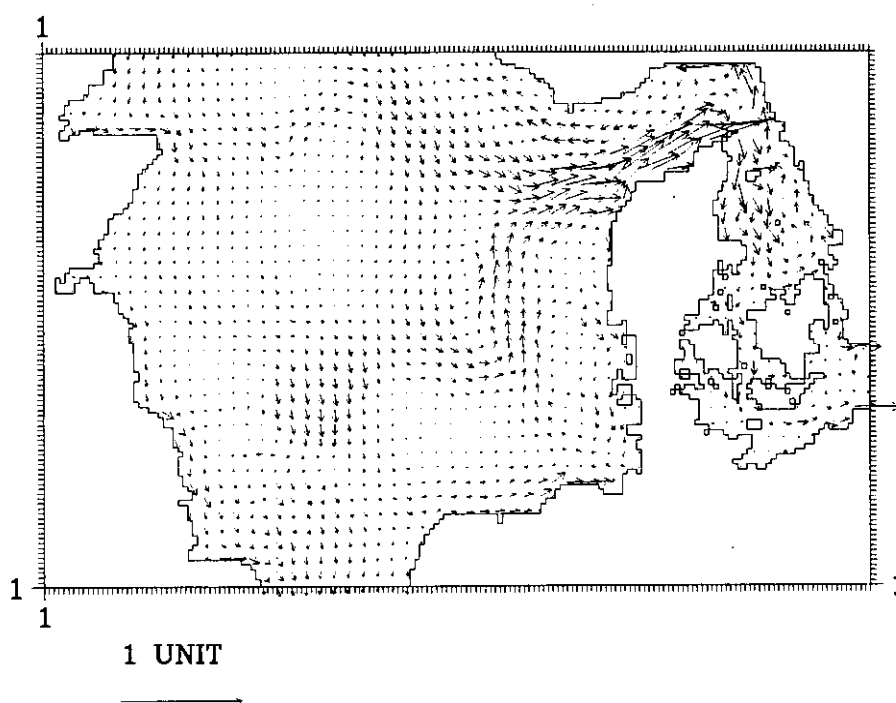


Figur 5.11
Middel-vandstand [m] øverst og middel hastigheder nederst for 10 m/s vind fra NNE. Middel-felterne er blevet beregnet over en 3 ugers periode.

Mean Ele. (10 m/s WNW)



Mean Vel. (WNW)



Figur 5.12
Middel-vandstand [m] øverst og middel hastigheder nederst for 10 m/s vind fra WNW. Middel-felterne er blevet beregnet over en 3 ugers periode.

39

5.3. Verifikation v.h.a. satellitbilleder.

salinitetsfordelinger

Ud fra en initial salinitetsfordeling langs den jyske vestkyst kan den tidlige variation i saliniteten bestemmes ved at løse transport/dispersionsligningen. Den tidlige udvikling af salinitetsfordelingen som funktion af de 16 førnævnte vindretninger er givet i (Kristensen, 1991). Disse figurer afspejler strømmønstrene ganske tydeligt. Her er medtaget resultaterne for 3 forskellige vindretninger for, at resultatet for disse kan sammenlignes med satellitbilleder af Nordsøen.

Den initiale salinitetsfordeling er baseret på observationer fra februar 1982.

For at kunne foretage en direkte sammenligning af satellitbilleder og beregnede størrelser er det nødvendigt, at det satellitbilledet viser, er velkorreleret med det, der beregnes. De satellitbilleder der er medtaget i denne rapport, viser overfladetemperaturen eller turbiditeten ('grumsetheden') af vandet. Dette skal sammenlignes med beregnede salinitetsfordelinger.

Satellitbillederne er vist i Figur 5.14 til Figur 5.16 og svarer til vind fra øst, vest og nord. De skal sammenlignes med beregnede saliniteter vist i Figur 5.17.

østlig vind

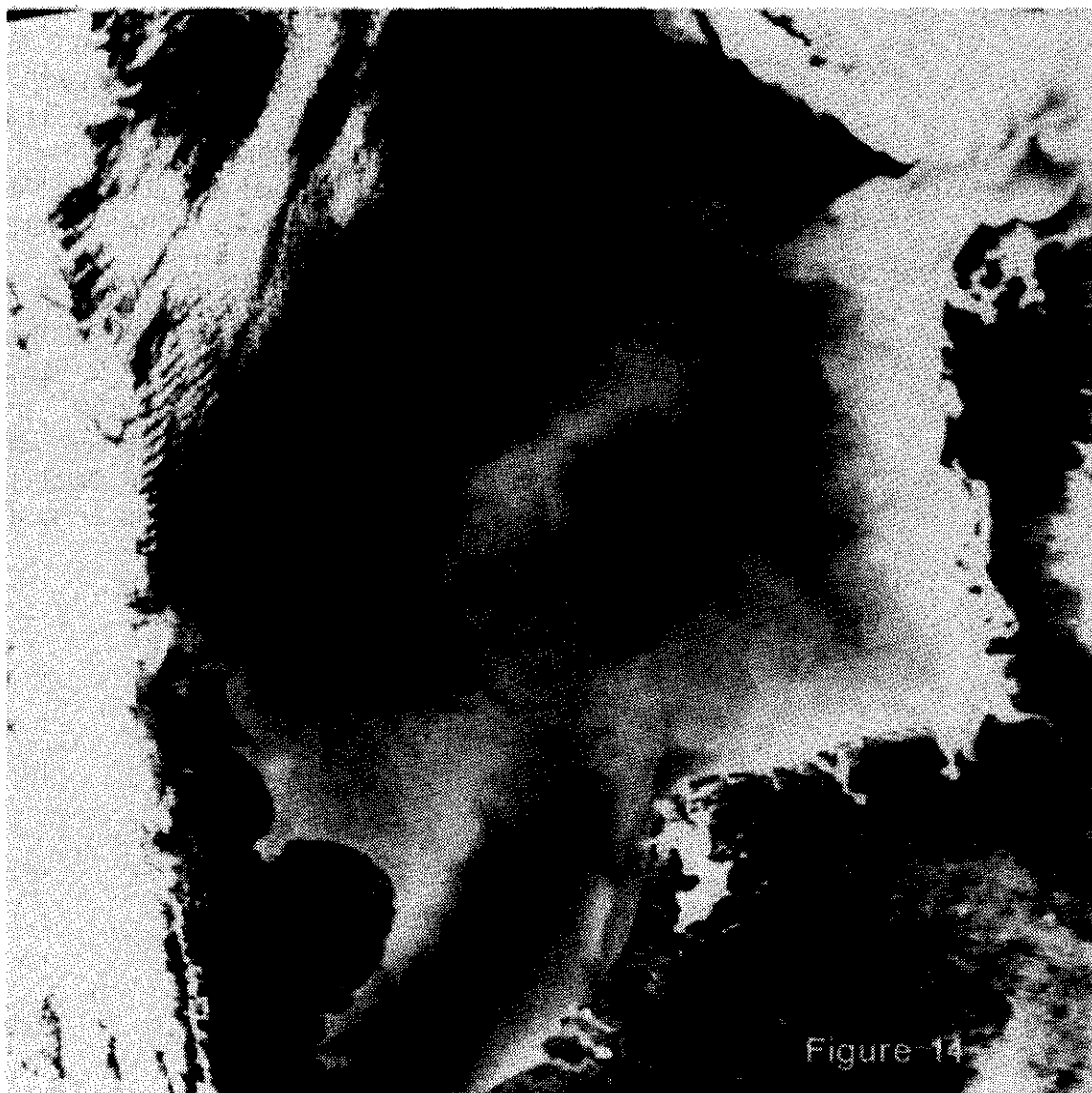
Figur 5.14 viser overfladetemperaturen d. 21. februar 1982, 10.48 GMT efter en periode med østlig vind. Den Jyske Kyststrøm er mere kold end den centrale del af Nordsøen. Der kommer varmere vand ind i Nordsøen fra både Den Engelske Kanal og Atlanterhavet. Langs den jyske vestkyst er vandet koldt, og der er nogle hvirvler i frontzone mellem det kolde og varme vand. En tunge af varmt vand trænger ind i Skagerrak mellem det kolde udstømmende Skagerrak vand og Den Norske Kyststrøm, svarende til Figur 5.8. Vest for Hanstholm er den anti-cyklonale hvirvel tydelig. I vinterperioden er salinitet og temperatur ikke nødvendigvis korrelerede. Vandet, der kommer fra Østersøen, er koldt og har en lav saltholdighed, mens vandet i Den Jyske Kyststrøm ligeledes er koldt men har en højere salinitet. Dette fænomen forklarer forskellen mellem satellitbilledet og den beregnede salinitet nord for Hanstholm.

vestlig vind

Figur 5.15 viser turbiditeten af vandet d. 26. marts 1982, 10.35 GMT efter en periode med vestlige vinde på ca. 12 m/s. Det er tydeligt, at området ved den jyske kyst er forskellig fra den centrale Nordsø. Bredden af området med høj turbiditet er mindre end for området med lavere temperatur ved østlige vinde, hvilket sandsynligvis skyldes den større vindhastighed. Temperaturfordelingen (Holigan et al., 1989, Fig. 18) viser en tydelig cyclonal hvirvel nordvest for Hanstholm.

Figur 5.16 viser overfladetemperaturen d. 16. april 1981, 11.26 GMT efter en periode med nordlig vind på ca. 5 m/s. Der er nogle veldefinerede hvirvler i overgangsområdet mellem Den Jyske Kyststrøm og den centrale Nordsø. Et smalt bånd af varmt vand kan spores mellem Norge og Danmark på vej ind mod Skagerrak. Den Jyske Kyststrøm er varmere end den centrale Nordsø, og er begrænset til området syd for Hanstholm. Billedet svarer også nøje til overfladeelevationerne vist i Figur 5.11.

De tre diskuterende satellitbilleder svarer nøje til de beregnede residualstrømme og vandspejlsvariationer for de tilsvarende vindretninger. Og satellitbillederne kan således bruges som verifikation af numeriske modeller. En fordel ved satellitbilleder er, at de er meget billige i forhold til traditionel dataindsamling og de giver samtidig et øjebliksbillede. En ulempe er, at de kun viser overfladeforholdene.



Figur 5.14

Satellitbillede taget d. 21. februar 1982 kl. 10.48 GMT. Billedet viser overfladetemperaturen (jo mørkere jo varmere). I dagene inden billedet blev taget var vinden fra øst og på ca 5 m/s, (fra Holigan et al. Fig. 19). Sammenlign med Figur 5.8.



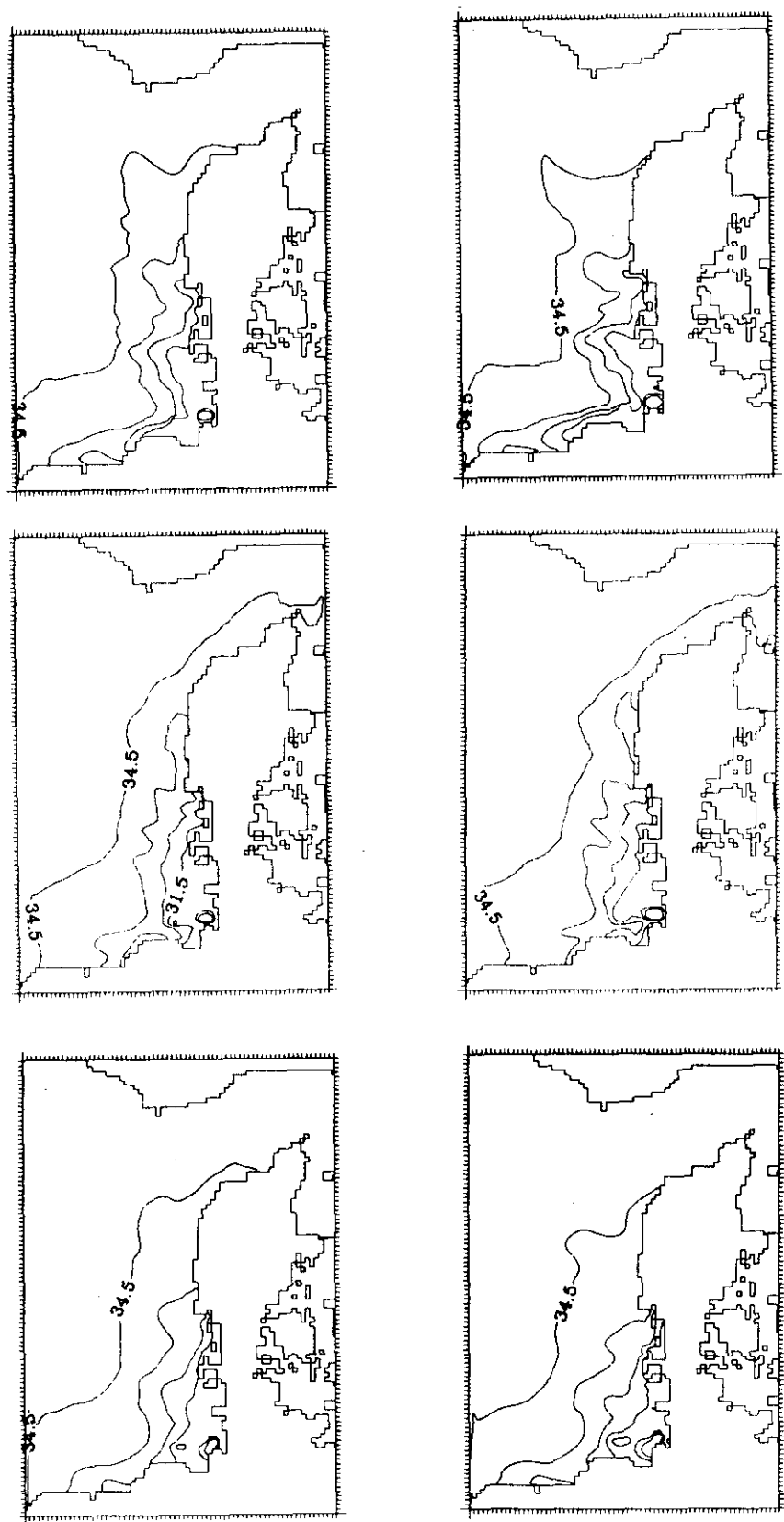
Figur 5.15

Satellitbillede taget d. 26. marts 1982 kl. 10.35 GMT. Billedet viser turbiditeten af vandet (jo lysere jo mere grumset). I dagene inden billedet blev taget var vinden fra vest og på ca 12 m/s, (fra Holigan et al. Fig. 19).



Figur 5.16

Satellitbillede taget d. 16. april 1981 kl. 11.26 GMT. Billedet viser overfladetemperaturen (jo mørkere jo varmere). I dagene inden billedet blev taget var vinden fra nord og på ca 5 m/s, (fra Holigan et al. Fig. 22).



Figur 5.17

Beregnete salinitetsfordelinger for 3 valgte vindretninger. Øverst svarer til vind fra øst, i midten vind fra vest og nederst vind fra nord. Der er plottet for hver 0/00. Der er simuleret 3 henholdsvis 6 dage.

6. STATISTISK ANALYSE.

Den statistiske analyse falder i to dele. Den første omhandler en tidsserie analyse af transporten langs den jyske vestkyst, og anden del omhandler observationer fra de to danske fyrskibe Vyl og E.R. samt afstrømningsdata fra Elben.

spektral analyse

I begge tilfælde vil der blive benyttet spektral analyse til at bestemme karakteristiske frekvenser i data. Spektral analyse bygger på teorien om Fourier analyse. Det vil sige, at enhver kontinuert funktion kan bestemmes som en uendelig sum af cosinus og sinus funktioner. I spektral analysen dekomponerer man sin observationsserie i en endelig sum af harmoniske funktioner og amplituderne af disse funktioner er et udtryk for variansen i den totale tidsserie. Variansen på de enkelte frekvenser plottet som funktion af frekvensen kaldes et spektrum, som der vil blive vist eksempler på i det følgende.

6.1. Tidsserie af transporten.

vindhypigheder

En mere end hundrede år lang tidsserie af transporten langs den jyske kyst er blevet konstrueret med kendskab til transportens afhængighed af vindretning og vindstyrke (5.3), samt en tidsserie af månedlige hyppigheder for vindretninger og vindstyrker. En forudsætning for, at der kan benyttes hyppigheder for retning og styrke i stedet for tidsserier af vinden er, at tidsskalaen er lille for systemet, således at det kan antages at systemet indstiller sig øjeblikkeligt på ændrede vindforhold, hvilket er tilfældet. Tidsserien består af månedlige transporter regnet positiv mod nord, der er benyttet værdier svarende til en afstand på 150 km fra Tyske Bugt. På grund af opløseligheden i de tilgængelige vinddata er det ikke muligt at beregne korttidsvariationer i strømmen. Dette betyder, at variansen af den beregnede tidsserie for strømmen ikke vil være lig den 'virkelige' total varians.

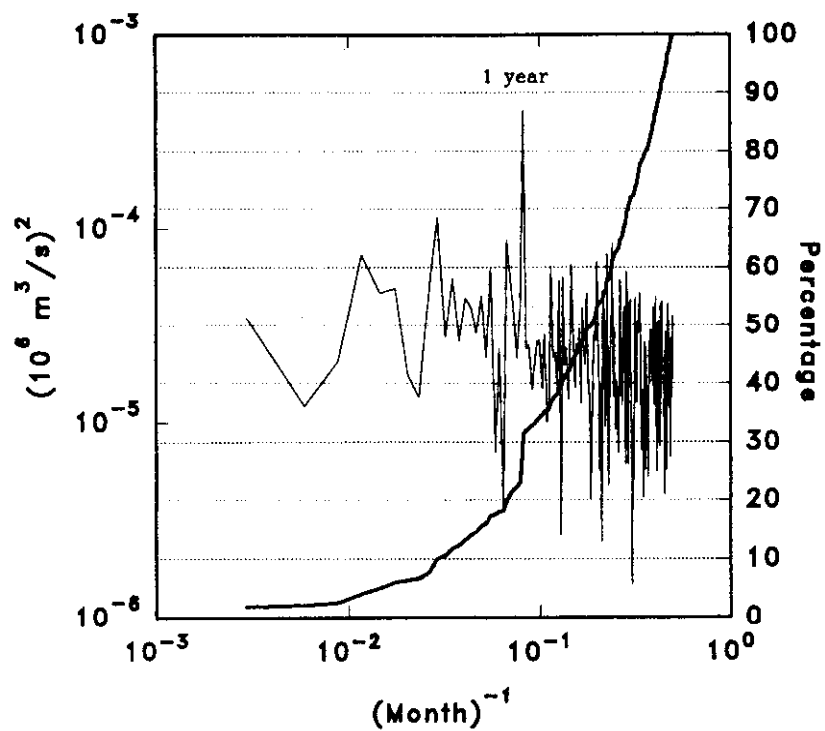
månedlige middel
transporter

Tolkningen af det beregnede spektrum skal altså foretages med dette forbehold.

Spektret er vist i Figur 6.1. Vi ser, at den årlige variation i den beregnede transport er ansvarlig for 10 % af den variansen i den beregnede i tidsserien. I virkeligheden vil den årlige variation udgøre en væsentlig mindre del af den totale varians. Det ses endvidere, at der ikke er nogen markant langperiodisk svingning. Den fede linie viser den accumulerede varians, og det er tydeligt at langt den største del af variansen har perioder på et år eller mindre (ca. 80 % af variansen i den beregnede tidsserie).

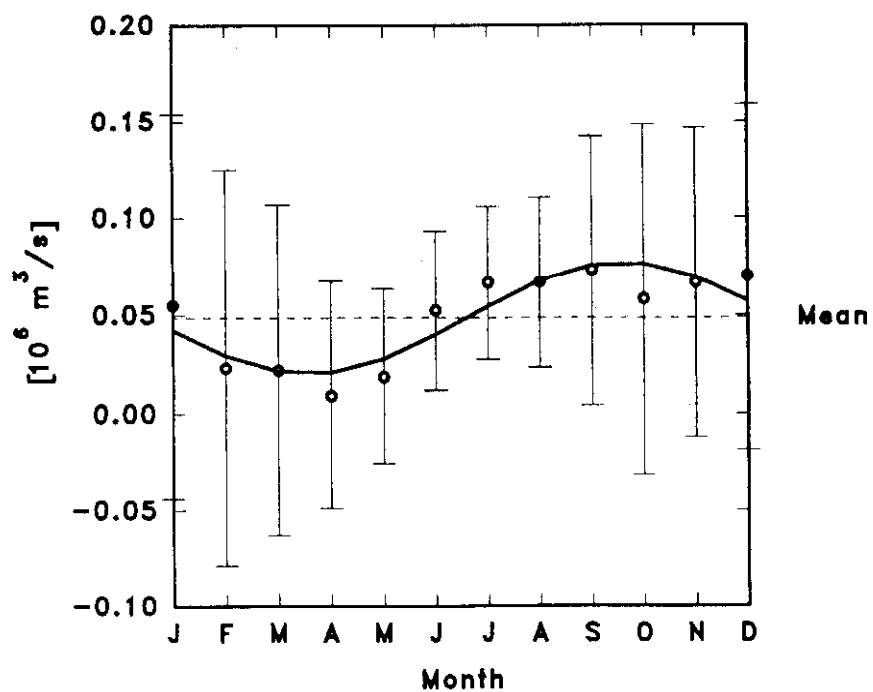
månedlige variationer

Dette ses også i Figur 6.2, hvor den årlige variation i middeltransporten for de 12 måneder er plottet. I middel giver alle måneder en netto transport nordpå, og årstidsvariationen er således, at transporten er mindst i den første halvdel af året og



Figur 6.1

Spectrum for beregnet transport langs den jyske vestkyst. Tidsserien er mere end 100 år lang og har en middelværdi på 0.04 Sverdrup, 150 km fra Tyske Bugt.



Figur 6.2

Middel årlig variation i transporten langs den jyske kyst. Afvigelser er også angivet (+/- en standard afvigelse). Den totale middelværdien samt en 'fittet' årlig sinus variation er også angivet.

større i den sidste. Udover middelværdierne for de enkelte måneder er også plottet afvigelse fra middel i form af standardafvigelsen. Denne er størst i vinterhalvåret.

Det skal igen understreges, at der i det foregående udelukkende er behandlet månedlige middelværdier af transporten.

6.2. Fyrskibsobservationer.

temperatur

Data fra fyrskibene Vyl og E.R. (se Figur 3.1 for positioner) er blevet behandlet.

Såvel overflade- som bundtemperatur viser ved begge stationer en tydelig årsvariation (Figur 6.3 og Figur 6.4). Faseforskellen mellem top og bund er mindre end 14 dage, hvilket er til forskel for de indre danske farvande, hvor faseforskellen er et par måneder.

Minimum temperaturen ved begge stationer er ca. 3° , lidt mindre ved Vyl end ved E.R.. Maksimum er ca. 16° , lidt højere ved Vyl end ved E.R.. Fra midten af april til midten af august er vandsøjlen lagdelt, tydeligst i juni og juli, hvor temperaturforskellen er ca. 3° og varmeindstrålingen til overfladen er maksimal (Bowden, 1983, p 227). I hele vinterperioden er vandsøjlen næsten homogen.

salinitet

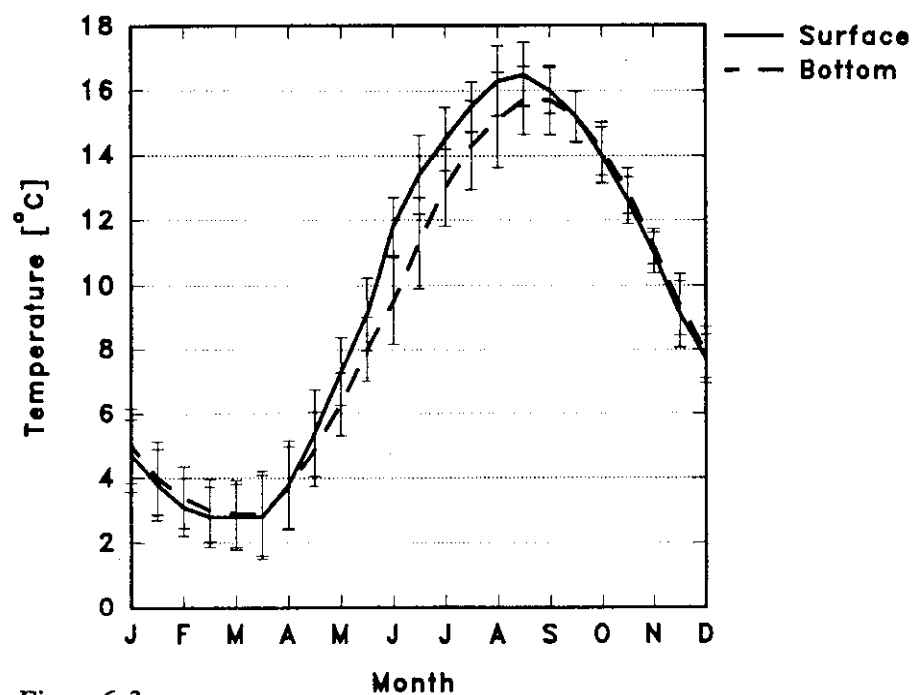
Overflade og bundsalinitet udviser også en årlig variation, se Figur 6.5. Saliniteten ved Vyl er lavere i såvel overflade- som bundlag, dette skyldes at Vyl ligger tættere på på kysten. Forskellen i salinitet mellem de to lag er størst i sommerperioden, og dette giver sammen med variationen i temperatur anledning til en årlig variation i densitetsforskellen mellem top og bund svarende til Figur 6.6. Det ses tydeligt, at der for begge fyrskibes vedkommende er en lagdeling om sommeren. Densitetsforskellen er størst ved E.R. da temperaturforskellen mellem top og bund er størst. Lagdelingen har stor betydning for de biologiske forhold, idet der ved lagdeling er lagt låg på tilførslen af ilt fra atmosfæren til bundvandet. Der eksisterer også en svag lagdeling om vinteren, denne er tydeligst ved Vyl, da dette fyrskib er placeret tættere på ferskvandstilstrømningen. I vinterperioden er densitetsforskellen udelukkende bestemt af salinitetsforskelle.

densitet

Det er her vist, at densitetsforskellen har en tydelig årsvariation. For at kunne afgøre, hvor stor betydning denne variation har i forhold til den totale varians, er spektret beregnet (se Figur 6.7). Omkring 20 % af den totale variation har perioder mindre end 10 dage. Samtidig dækker variationer med en periode på år eller mere omkring 30 % af den totale varians. Den årlige frekvens er markeret på figuren. De enkelte variansbidrag spænder over 5 dekader.

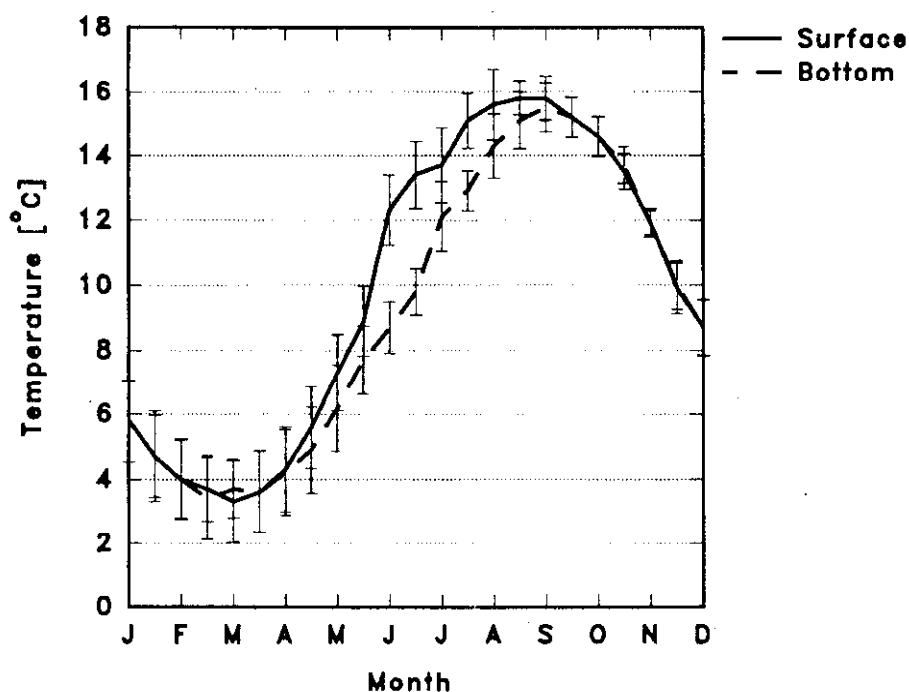
ferskvandstilstrømning

Ferskvandstilstrømningen fra Elben har en middelværdi på $766 \text{ m}^3/\text{s}$ og udviser en stærk årlig variation. Maksimum forekommer



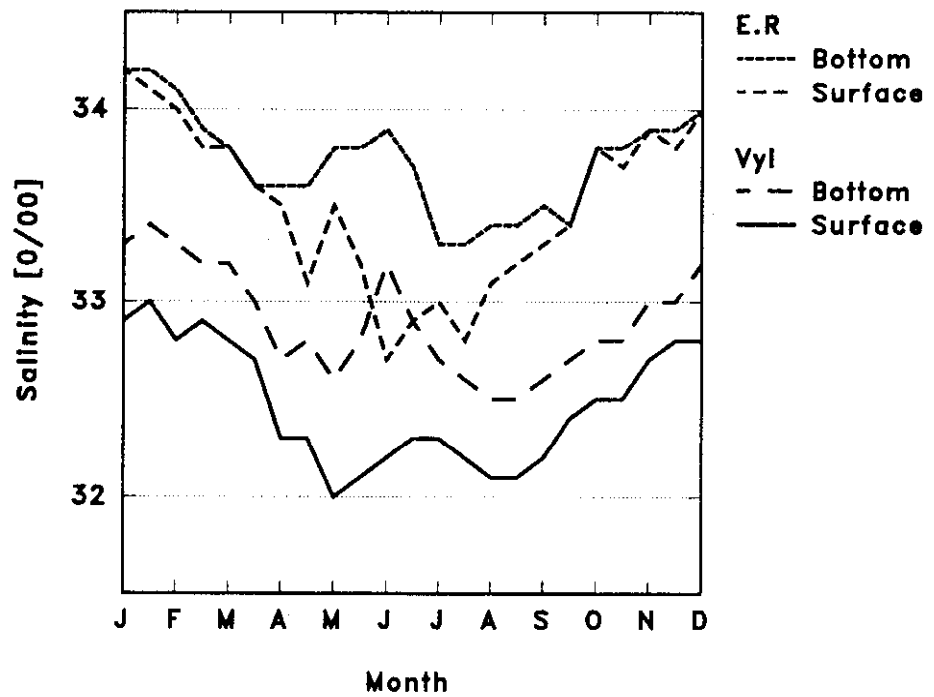
Figur 6.3

Middel overflade- og bundtemperatur ved Vyl. Værdierne er baseret på 10 års daglige observationer (1960-1970). Standardafvigelsen for 14 dags midler er også plottet.

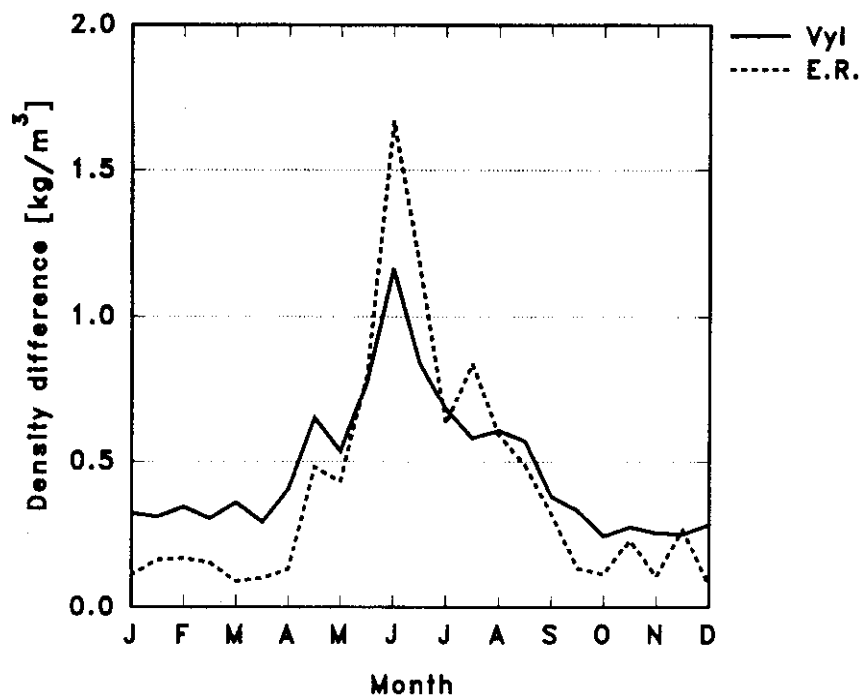


Figur 6.4

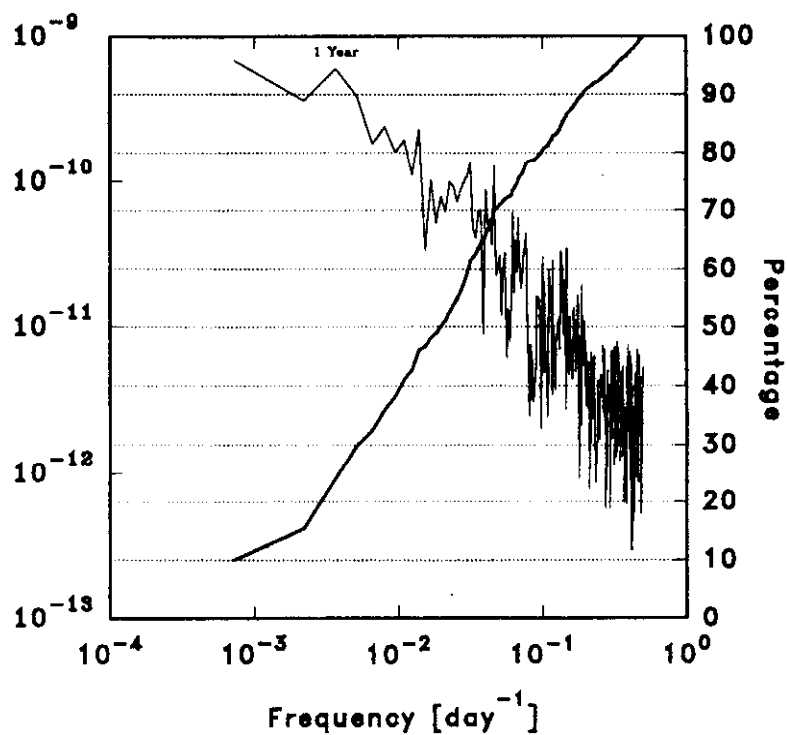
Middel overflade- og bundtemperatur ved E.R.. Værdierne er baseret på 10 års daglige observationer (1969-1970). Standard afvigelsen for 14 dags midler er også plottet.



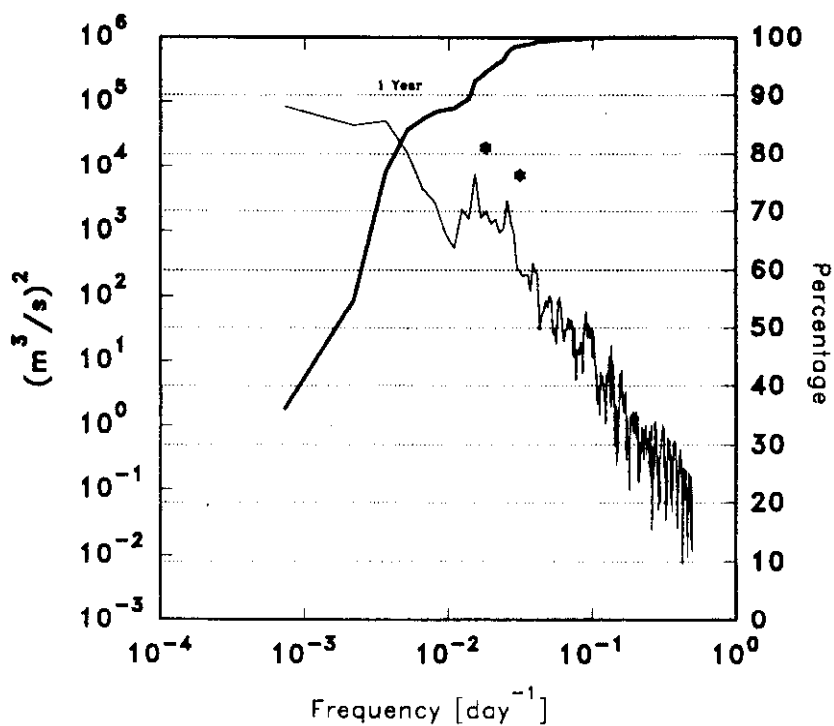
Figur 6.5
 Middel overflade- og bundsalinitet for Vyl og E.R.. Værdierne er baseret på 10 års daglige observationer (1969-1970).



Figur 6.6
 Den årlige variation i densitets forskellen mellem bund og overflade for Vyl og E.R. fyrskibe. Værdierne er beregnet på grundlag af 10 års daglige observationer (1960-1970).



Figur 6.7
Spectrum for vandføringen i Elben. Middelværdien er $766 \text{ m}^3/\text{s}$. * markerer 365/5 og 365/7 (se tekst). Data fra 1960-1970.

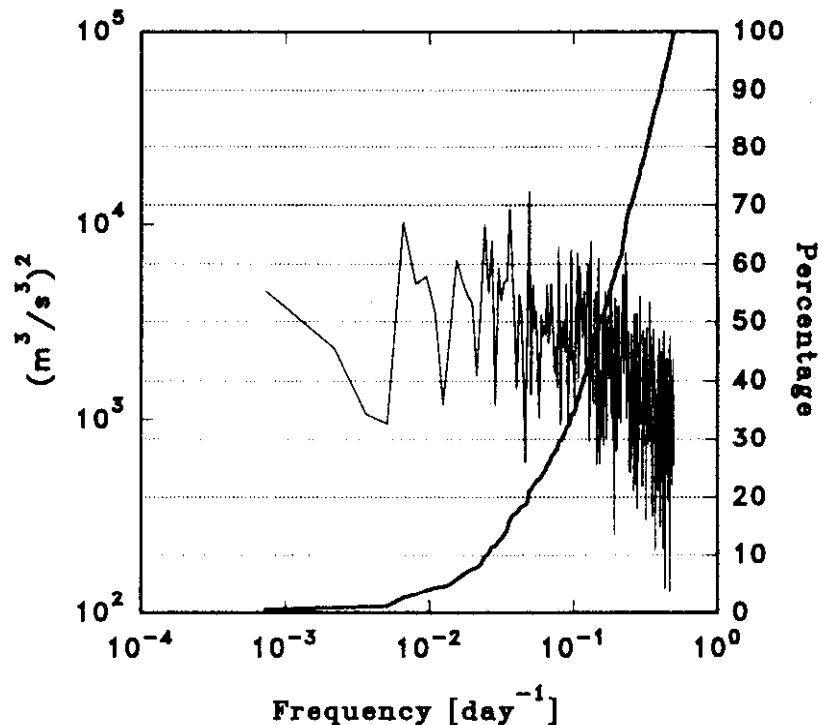


Figur 6.8
Spectrum for den normerede densitets forskel (δ) mellem top og bund ved Vyl.

i marts/april og hænger sammen snesmeltningen, (Bolding, 1990). Langt den største del af den totale varians skyldes de lavfrekvente svingninger, og omkring 80 % af variansen har perioder større end eller lig et år, se Figur 6.8. Ydermere er der næsten ingen varians med perioder mindre end 100 dage. Den årlige variation er ikke fuldstændig sinusformet, og for at kompensere for dette introduceres højere frekvenser i beregningen af spektret (markeret med *). Disse har ikke nogen fysisk betydning.

vind

Vinden vil sammen med tidevandet være de væsentligste faktorer for nedbrydning af lagdelingen. Den betydende størrelse er vindhastigheden i 3. potens (Pedersen, 1986). Vinddata observeret på Fanø fra den samme periode som observationer af salt, temperatur og ferskvandstilstrømning er blevet analyseret. Middelværdien af W^3 er $382 \text{ m}^3/\text{s}^3$ svarende til en hastighed på 7.3 m/s. Den maksimale døgnmiddelværdi for de 10 år var $34731 \text{ m}^3/\text{s}^3$ svarende til 32.8 m/s. Denne meget specielle hændelse fandt sted 16. februar 1962. Kun 8 gange gennem 10 år er der blevet observeret døgnmiddelværdier større end 20 m/s ($W^3 = 8000 \text{ m}^3/\text{s}^3$). Af Figur 6.9 ser vi, at der ikke er nogle specielle frekvenser, der dominerer. Variansen varierer kun over 2 dekader og spektret er næsten som hvid støj.



Figur 6.9

Spectrum for vindhastigheden i 3. potens. Vinden er observeret på Fanø og dækker 10 år fra 1960-1970. Middelværdien er $382 \text{ m}^3/\text{s}^3$ - svarende til en hastighed på 7.3 m/s.

sammenligning i frekvensdomænet

En sammenligning i frekvensdomænet mellem ferskvandstilstrømning, vinden og lagdelingen er vist i Tabel 6.1. Ferskvandstilstrømningen til den sydlige del af Den Jyske Kyststrøm er sammen med varmeindstrålingen betydende for lagdelingen i området. Varmetilførslen har en veldefineret årlig variation (se Figur 6.3 og Figur 6.4), og det samme har ferskvandstilstrømningen. Vinden har derimod ingen dominerende enkelt frekvenser, men ca. 65 % af den totale varians skyldes frekvenser indenfor 'the weather band' - 2-10 dage, (Bowden ,1983 p. 287). I dette frekvensområde forekommer imidlertid kun ca. 10 % af den totale variation i lagdelingen.

	$f < 0.01 \text{ d}^{-1}$ ($T > 100 \text{ dage}$)	$f > 0.1 \text{ d}^{-1}$ ($T < 10 \text{ dage}$)
Ferskvand	88 %	0.1 %
Vind	4 %	65 %
Lagdeling	40 %	10 %

Tabel 6.1:

Procentdelen af den totale varians der skyldes lav- og højfrekvente svingninger. Data fra Elben, Fanø og Vyl i 10-året 1960-70.

7. DISKUSSION.

Formålet med denne rapport er at beskrive den stedlige og tidslige variation i Den Jyske Kyststrøm og dennes mulige betydning som transportør af næringsrigt vand fra Tyske Bugt langs den jyske vestkyst op til Skagen og ind i de indre danske farvande. Interessen for dette skyldes de iltvindshændelser, der er observeret i havene omkring Danmark i 1980'erne.

Den Jyske Kyststrøm er en netto nordgående strøm langs vestkysten af Jylland. Strømmen er et resultat af forskellige hydrografiske forhold: tidevand, densitetsforskelle, vinden og bundtopografien.

Størrelsen af den tidevandsinducerede, densitetsinducerede og vindinducerede transport varierer langs kysten. I den sydlige del er den kombinerede transport omkring 0.15 Sverdrup.

Den tidevandsinducerede og vindinducerede transport er størst i den nordlige del af området (se Figur 5.6 og Figur 5.7). Den densitetsinducerede transport er størst i den sydlige del af området, hvor gradienten på tværs af kysten er størst.

Transporten induceret af vinden varierer næsten lineært langs kysten, hvilket skyldes, at transporten væsentligst skyldes Ekman-transporten i den centrale del af Nordsøen. Ekman-transporten er proportional med vindhastigheden i anden potens og størrelsen af den samlede transport ved Hanstholm, for en sydlig vind med en hastighed på 10 m/s, er ca. 1 Sverdrup.

Mere end 65 % af den totale varians i vindhastigheden, har perioder mindre end 10 dage, og der er ingen årstidsvariation, (Figur 6.9). Den vindinducerede transport vil have det meste af sin varians i det samme frekvensområde. Der er imidlertid den forskel, at transporten også inkluderer vindretningen. Resultatet er, at den vindinducerede transport har en tydelig årlig variation, som svarer til 10 % af den totale variation i transporten. I den sydlige del af området (over transekt II Figur 5.2) er middelværdien af transporten beregnet til 0.04 Sverdrup, hvilket er ca. det samme som den tidevandsinducerede og densitetsinducerede transport.

En indikation for Den Jyske Kyststrøm er tilstedeværelsen af vand med lavere salinitet, end hvad der gælder for den centrale del af Nordsøen. Det lavere saltindhold skyldes hovedsageligt ferskvandstilstrømningen i Tyske Bugt. Bredden af området med lavere salinitet er ikke nødvendigvis lige så bredt som bredden af selve strømmen.

En barotrop transport fra Den Jyske Kyststrøm ind i Kattegat kan

forekomme ved Skagen, derudover er der også en baroklin transport. Medrivningen af bundvand til overfladelaget i Kattegat på grund af vinden er estimeret til ca. 25.000 m³/s (Poulsen, 1991). Mængden af vand transporteret via Den Jyske Kyststrøm er mere end tilstrækkelig for at kompensere for den vindgenererede medrivning.

En vigtig tidsskala i den sammenhæng er, hvor hurtigt Den Jyske Kyststrøm vil være i stand til at forny bundvandet i Kattegat. Volumen af bundlaget i Kattegat er ca. 2 · 10¹¹ m³ (Poulsen, 1991), og med en transport på 0.15 Sverdrup (svarende til middeltransporten i den sydlige del af Den Jyske Kyststrøm) er tidsskalaen ca. 14 dage. Transporttiden fra Tyske Bugt til Skagen vil være flere måneder.

Månedlige middelværdier i den vindinducerede transport på mere end 0.3 Sverdrup er beregnet nogle få gange i løbet de sidste hundrede år. Ved at benytte denne værdi kan den 'kortest mulige transporttid' fra Tyske Bugt til Skagen estimeres til ca. 1 måned. I dette tilfælde vil en total fornyelse af bundvandet i Kattegat tage mindre end en uge.

Under transporten langs den jyske kyst vil nogle af de næringssalte, der blev tilført den Tyske Bugt blive brugt til at producere organisk materiale. Hvor stor en del, der bliver brugt, afhænger bl.a. af transporttiden og årstiden. En del af det organiske materiale vil bundfældes i Den Jyske Kyststrøm og omdannes ved forbrug af ilt (der er også observeret iltsvind langs vestkysten i 1980'erne). Med hensyn til Kattegat er den del af det organiske materiale, der bundfældes i Nordsøen, mindre interessant. Hvorimod den del, der potentielt kan transporteres ind i Kattegat, kan have stor betydning. For at bestemme hvor meget organisk/in-organisk materiale der transporteres, er kendskab til den tidslige variation i koncentrationen nødvendig.

En førsteordensberegning for betydningen af næringssalte transporteret med Den Jyske Kyststrøm kan gøres ved at forudsætte at alle næringssalte udledt til Tyske Bugt bliver brugt til at producere organisk materiale, der ender i Kattegat. Det årlige iltbehov kan beregnes til 25 mg/l/år, (Bolding, 1989).

For endelig at afgøre betydningen af udledte næringssalte til Tyske Bugt for de indre danske farvande kræves kendskab til den tidslige variation i koncentrationen samt hvor meget der forbruges langs den jyske kyst, og hvor meget der sedimenterer. Desuden er det meget vigtigt at vide, hvormed vand der løber in i Kattegat og ikke mindst hvornår.

8. LITTERATURLISTE.

Bolding Kristensen K. (1989) : Analysis of Time-Series from the two Danish Lightvessels Vyl and E.R. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering. Technical University of Denmark. Internal Rapport.

Bolding Kristensen K. (1990) : Time Series Analysis in the south-eastern part of the North Sea, and its Qualitative Relation to Oxygen Deficiency. Progress Rapport 72. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering. Technical University of Denmark. pp. 27-40.

Bowden, K.F. (1983): Physical Oceanography of Coastal Waters. Ellis Horwood Limited.

Csanady G.T. (1982) : Circulation in the Coastal Ocean. D. Reidel Publishing Company.

DeRuijter W., Huber K., and Backhaus J. (1987): Flushing Times and Circulation. Second International Conference on the Protection of the North Sea Conference. Report of the Oceanography sub-group. Contributions, pp 19-36.

Gill Adrian E. (1982) : Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press.

Holligan, P.M., Aarup T., and Groom S.B. (1989): The North Sea Satellite Colour Atlas, Continental Shelf Research, Pergamon Press. pp. 665-765.

Kristensen K. B. (1991) : The Jutland Coastal Current. Series Paper No. 53. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering. Technical University of Denmark.

Lisitzin E. (1974): Sea Level Changes, Elsevier Scientific Publishing Company.

Pedersen Fl.Bo (1986): Environmental Hydraulics:Stratified Flows, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, Springer Verlag.

Poulsen O. (1991): The Hydrography of Skagerrak and Kattegat, The Dynamics of the Skagerrak Front. Series Paper nr. 54, Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, Technical University of Denmark.

Richardson K. and Jacobsen T.S. (1990) : Jyllandsstrømmen, en transportmekanisme fra Tyske Bugt til Kattegat. NPO Projekt 4.11, Miljøstyrelsen.

Smed J. (1983) : History of International North Sea Research (ICES). North Sea Dynamics ed by J Sündermann and W. Lenz, Springer Verlag. pp 1-25.

Notat

Notat

REGISTRERINGSBLAD

Udgiver: Miljøstyrelsen, Strandgade 29, 1401 København K

Serietitel, nr.: Havforskning fra Miljøstyrelsen, 6

Udgivelsesår: 1991

Titel:

Den Jyske Kyststrøm

Undertitel:

Forfatter(e):

Kristensen, Karsten Bolding

Udførende institution(er):

Danmarks Tekniske Højskole. Instituttet for Strømningsmekanik og Vandbygning

Resumé:

Rapporten beskriver de dynamiske forhold ved den jyske vestkyst. Der er angivet et analytisk udtryk for transporten fra Tyske Bugt. Dette udtryk er verificeret med resultater fra en hydrodynamisk computermodel. Variationer i transporten er væsentlig i relation til tilførsel af næringssalte til Kattegat. Den årlige variation i såvel temperatur som salinitet er angivet for 2 danske fyrskibe. Endelig er foretaget en sammenligning i frekvensdomænet mellem faktorer, der har indflydelse på lagdelingen.

Emneord:

Nordsøen; kystvande; salinitet; temperatur; strøm; hydrografi; vandtransport; tidsvariationer; modelberegninger

ISBN: 87-503-9267-0

ISSN:

Pris (inkl. moms): 65 kr.

Format: A4

Sideantal: 64

Md./år for redaktionens afslutning: august 1991

Oplag: 600

Andre oplysninger:

Rapport fra koordinationsgruppen for stofomsætningen i de frie vandmasser

Tryk: Scantryk, København

Havforskning fra Miljøstyrelsen

Rapporter fra Hav-90 forskningsprogrammet:

- Nr. 1: Analyse af ilt-sænkning i Kattegat, Bælthavet og V. Østersø
- Nr. 2: Danmarks vindklima fra 1870 til nutiden
- Nr. 3: Hydrografiske forhold i det sydlige Kattegat
- Nr. 4: Kystnær omfordeling af sediment og næringssalte
- Nr. 5: Bestemmelse af phytoplanktonets totale stofproduktion
- Nr. 6: Den Jyske Kyststrøm

Den Jyske Kyststrøm

Rapporten beskriver de dynamiske forhold ved den jyske vestkyst. Der er angivet et analytisk udtryk for transporten fra Tyske Bugt. Dette udtryk er verificeret med resultater fra en hydrodynamisk computermode. Variationer i transporten er væsentlig i relation til tilførsel af næringssalte til Kattegat. Den årlige variation i såvel temperatur som salinitet er angivet for 2 danske fyrskibe. Endelig er foretaget en sammenligning i frekvensdomænet mellem faktorer, der har indflydelse på lagdelingen.



Pris kr. 65,- inkl. 22% moms

ISBN nr. 87-503-9267-0

Miljøministeriet **Miljøstyrelsen**

Strandgade 29 · 1401 København K · Tlf 31 57 83 10