

OPGELOST SILICAAT EN ALUMINIUM IN DE GROENLANDZEE,
NOORSE ZEE EN IJSLANDZEE



J.E.E. VAN BEUSEKOM

Interne Verslagen
Nederlands Instituut voor
Onderzoek der Zee, Texel
1983-8

All rights reserved

Internal reports are not to be reprinted or cited, it is only allowed by consent of the Netherlands Institute for Sea Research.

printed by



texel

OPGELOST SILICAAT EN ALUMINIUM IN DE GROENLANDZEE,
NOORSE ZEE EN IJSLANDZEE*

door

J.E.E. VAN BEUSEKOM

INHOUD

1. Summary en Samenvatting	2-3
2. Inleiding	4
2.1. De Kaders van dit onderzoek	4
2.2. Topografie	4
2.3. Hydrografie	6
2.4. Processen van belang bij de vorming van Diep Water	9
2.5. Diep Watervorming in de Groenlandzee, Noorse Zee en IJslandzee	10
2.6. De silicaat- en aluminiumcyclus	13
3. Materiaal en methode	15
3.1. Monstername	15
3.2. Silicaatbepaling	15
3.3. Aluminiumbepaling	16
4. Resultaten	16
4.1. Dataverwerking	16
4.2. Silicaatresultaten	13
4.2.1. Diepteprofielen	18
4.2.2. Horizontale doorsneden	19
4.2.3. Verticale doorsneden	22
4.3. Aluminiumresultaten	27
4.3.1. Diepteprofielen	27
4.3.2. Horizontale doorsneden	29
4.3.3. Al-Si plots	31
5. Discussie	32
5.1. Saliniteit en temperatuur	32
5.2. De hydrografie gebaseerd op de silicaatver- deling, boven de 1000 meter	33
5.3. De hydrografie gebaseerd op de silicaatver- deling, beneden de 1000 meter	34

* Verslag van de Meteorreis 61 naar de Groenlandzee, Noorse Zee als onderdeel van een doctoraal onderwerp, aan het NIOZ te Texel voor Prof. Dr. H. Postma onder supervisie van drs. A. J. van Bennekom.

5.3.1. De silicaat flux	34
5.3.2. Het ontstaan van Greenland Sea Deep Water	34
5.3.3. Het ontstaan van Norwegian Sea Deep Water	36
5.3.4. De verrijking met opgelost silicaat van het Diepe Water	38
5.4. Het gedrag van opgelost aluminium in de Noorse Zee, IJslandzee en Groenlandzee	39
5.4.1. Het gedrag van opgelost aluminium in oppervlaktewater	39
5.4.2. Het gedrag van opgelost aluminium in het Diepe Water	40
5.5. De oorsprong van de "Middelste Watermassa" .	41
5.6. De circulatie van de Groenland Zee, IJslandzee en de Noorse Zee in het Diepe Water . .	42
6. Literatuurlijst	44

SUMMARY

During the Meteor cruise 61 Al- and Si-data have been gathered. Results show that two processes influence the Al- and Si concentration. Due to diatom growth the Al- and Si-concentration decreases. In the Deep Water the Al- and Si concentration increases due to the flux from the sediment. A flux calculation shows that not Atlantic Water but a different watermass with higher Si-concentration is the major direct source for Greenland Sea Deep Water. It is suggested that this watermass is part of the Polar Ocean Deep Water. This part of the Polar Ocean Deep Water moves southward along the east of Greenland at depth of 1000-2000 meter. Al/Si- plots show the existence of a surface watermass, an intermediate watermass with a core depth of 1000-2000 meters and a bottom watermass and suggest that Polar Ocean Deep Water is the source of not only the intermediate water in the west of the Greenland Sea but of all the intermediate water in the Greenland Sea, Iceland Sea and Norwegian Sea. Bottom water is formed in the south of the

Greenland Sea as a mixture of an Arctic Water type that can be found in the winter at the surface of the Greenland Sea and of Polar Ocean Deep Water. Part of this new-formed Greenland Sea Deep Water mixes in the north of the Greenland Sea with the intermediate Water and is thus transformed to Norwegian Sea Deep Water. It fills the Lofoten basin from the north. Another part of the Greenland Sea Deep Water enters the south of the Lofoten basin through gaps in the Mohn-ridge. The Norwegian basin and Lofoten basin exchange Norwegian Sea Deep Water through gaps in the east - Jan Mayen fracture zone.

SAMENVATTING

Tijdens de Meteor tocht 61 zijn Al- en Si-gegevens verzameld. De resultaten laten zien dat zowel de Al- als de Si-concentratie door twee processen beïnvloed wordt. Door diatomeeën groei wordt zowel aluminium als silicaat uit het water opgenomen en ingebouwd in hun silicaatskeletjes. In het Diepe Water wordt de Al- en Si-concentratie verhoogd door een flux uit het bodemsediment. Een flux berekening laat zien dat niet Atlantisch Water maar een andere watermassa met hogere Si-concentratie de belangrijkste directe bron voor Groenland Zee Diepte Water is. Het wordt gesuggereerd dat deze watermassa een component is van het Poolzee Diep Water die zich op diepten van 1000 -2000 meter langs oost- Groenland zuidwaart beweegt. Al/Si-plots laten het bestaan van een oppervlakte watermassa, een middelste watermassa met een kern diepte van 1000-2000 meter en een bodem watermassa zien en suggereren dat Poolzee Diep Water behalve in het westen van de Groenlandzee overal de middelste watermassa vormt. Het bodemwater ontstaat in het zuiden van de Groenlandzee als mengsel van een Arctisch Watertype dat in the winter aan het oppervlakte kan worden

aangetroffen en van Poolzee Diep Water. Van dit nieuwe Groenland Zee Diep Water mengt zich een deel in het noorden van de Groenlandzee met Poolzee Diep Water tot Norwegian Sea Deep Water en vult vanuit het noorden het Lofotenbekken. Een ander deel stroomt via de Mohn-rug in het zuidelijk deel van het Lofotenbekken. Het Noorse bekken en het Lofotenbekken wisselen door dalen in de Jan Mayen breukzone Norwegian Sea Deep Water uit.

2. INLEIDING

2.1. DE KADERS VAN HET ONDERZOEK

Veel vragen bestaan over het ontstaan van Diep Water in de Groenlandzee, Noorse Zee en IJslandzee en de stromingspatronen hiervan.

Vanwege het belang van dit Diep Water voor de circulatie in de Atlantische en Arctische Oceaan heeft de I.C.E.S. het "Deep Water Project" gestart.

In dit kader zijn gedurende één jaar verscheidene hydrografische survey's uitgevoerd, waarvan de 61-ste tocht van de F.S. Meteor van 17-5'82 tot 7-7-'82 er één was.

Een tweede kader waarbinnen deze tocht past, is een onderzoek van A.J. VAN BENNEKOM naar de verhouding tussen silicaat en aluminium in zeewater en in de thecae van de daarin groeiende diatomeeën, en de invloed van deze verhouding op de oplosbaarheid van diatomeeskeletjes.

Dit verslag geeft de eerste resultaten en interpretatie van die aan boord gedane analyse van de tijdens de tocht genomen watermonsters op opgelost silicaat en aluminium.

2.2. TOPOGRAFIE

De voorzetting van de mid-atlantische rug (vanaf IJsland respectievelijk de Kolbeinsey-rug, de westelijke Jan Mayen-breuk-



Fig. 1. Simplified bathymetry and names of the ridges and basins in the investigated area.

zône, de Mohn-rug en de Knipovitch-rug), en verder de oostelijke Jan Mayen-breukzône, en de Zuid Jan Mayen-rug verdelen het gebied tussen IJsland en Spitsbergen in 4 delen: het Groenlandbekken, het Lofoten-bekken, het Noorse bekken en - vanwege zijn geringe diepte- het IJslandplateau (Fig. 1). De scheiding met de Atlantische Oceaan wordt gevormd door de Groenland-Schotland-rug, met de Arctische Oceaan door de Spitsbergen-breukzône.

2.3. HYDROGRAFIE

Het circulatiepatroon aan de oppervlakte van het onderzochte gebied wordt bepaald door twee stromen: de Noors-Atlantische Stroom en de Oost-Groenland stroom, en door twee kolken: de Groenland-kolk en de Noorse kolk (Fig. 2). De Noors-Atlantische Stroom, die de Noorse Zee vanuit het zuiden nadert en warm en zout Atlantisch Water (A.W.) met zich mee voert ($S > 35^{\circ}/\text{oo}$, $T > 3^{\circ}\text{C}$; cf. Table I), gaat aanvankelijk als een brede stroom noordwaarts. Als hij de Mohn-rug nadert gaat een deel westwaarts als deel van de Noorse kolk. De rest vervolgt zijn weg in noord-oostelijke richting. Achtereenvolgens buigt nu een deel oostwaarts naar de Barendzee en een deel westwaarts met de Groenland-kolk mee. De rest gaat als de West-Spitsbergenstroom noordwaarts, de Arctische Oceaan in. De Oost-Groenlandstroom, die de Groenlandzee vanuit het noorden nadert en koud en relatief zoutarm Poolwater (P.W.) met zich meebrengt, ($S < 34.4^{\circ}/\text{oo}$, $T < 0^{\circ}\text{C}$, cf. Table I), gaat langs de kust van Groenland zuidwaarts, gedeeltes afstand aan de Groenland-kolk (Jan Mayenstroom) en aan de Noorse kolk (Oost-IJslandstroom).

Tussen de Noors-Atlantische Stroom en de Oost-Groenlandstroom bevindt zich het Arctisch Domein (SWIFT & AAGAARD, 1981),

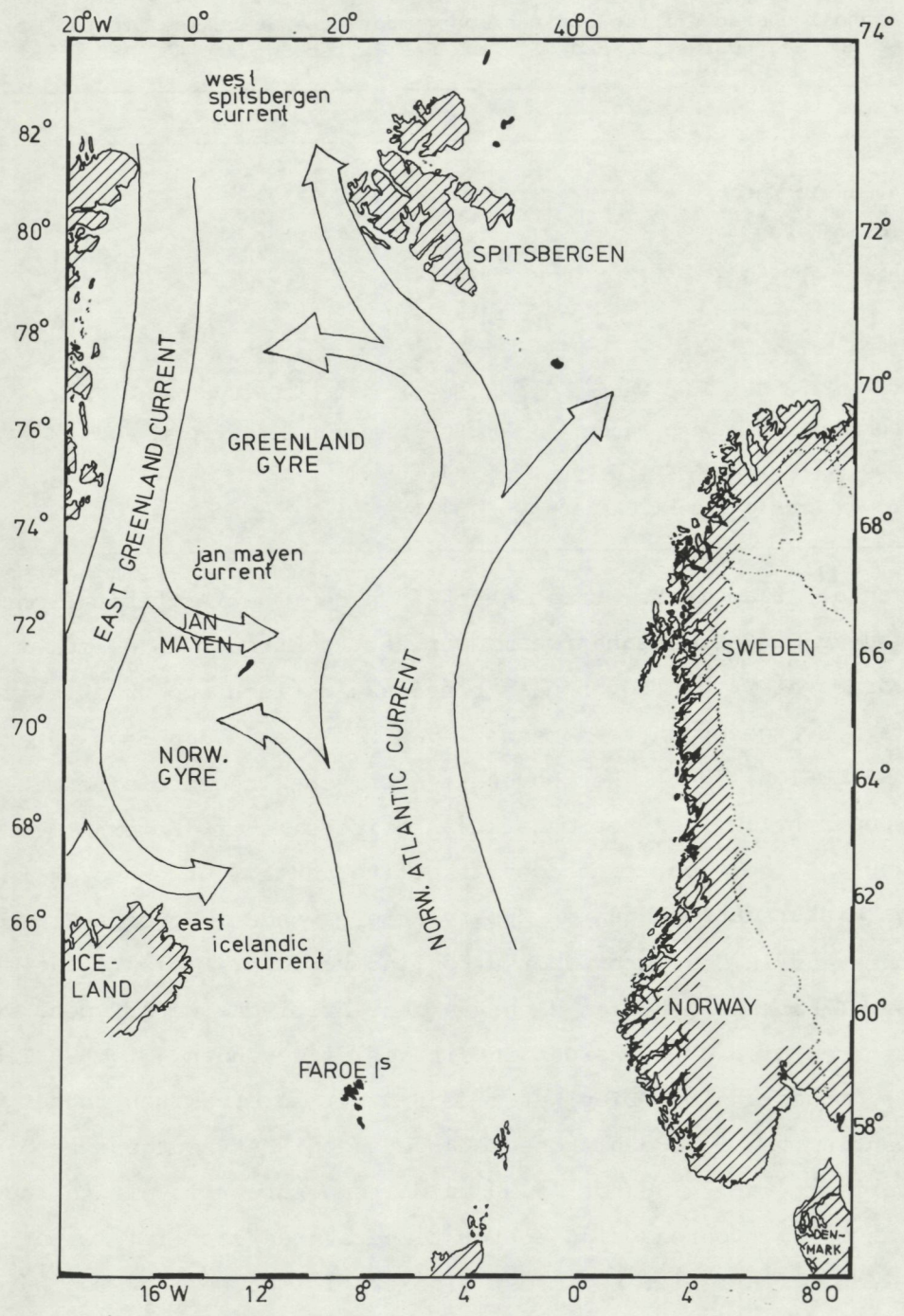


Fig. 2. Surface currents in the investigated area.

Table I
S and T characteristics of the most important watermasses in the Greenland Sea, Norwegian Sea, Iceland Sea (after SWIFT & AAGAARD, 1981).

Layer	S°/oo	$\theta^{\circ}\text{C}$
Surface		
Atlantic Water	35.0	> 3
Polar Water	34.4	< 0
Arctic Surface Water	34.4-34.7	> 0
	34.7-34.9	> 2
Deeper		
Greenland Sea Deep Water	34.88-34.90	< 0 (typical -1.1 to -1.3)
Norwegian Sea Deep Water	34.90-34.94	< 0 (typical -0.5 to -1.1)
Upper Arctic Interm. Water	34.4-34.7	< 2
Lower Arctic Interm. Water	34.7-34.9	$0 < \theta < 3$

van de Atlantische stroom gescheiden door het Arctisch front en van de Oost-Groenlandstroom door het Poolfront. In de zomer worden hier, van boven naar beneden, Arctisch oppervlaktewater (A.S.W.) gevonden, een mengsel van Pool- en Atlantisch water (KILLERICH, 1945), het bovenste Arctische Intermediaire Water (Upper A.I.W.) en het onderste Arctische Water (Lower A.I.W.). Upper A.I.W.) ontstaat door afkoeling van A.S.W. en wordt in de winter dan ook aan de oppervlakte gevonden, Lower A.I.W. ontstaat in de winter door afkoeling van A.W. Table I laat de S & T-karakteristieken zien van deze Arctische watertypen. Twee soorten Diep Water worden in dit gebied gevonden (Fig. 3, Table I). Groenland Zee Diep Water (G.S.D.W.) wordt alleen in het centrum van de Groenlandse kolk gevonden. Het zoutgehalte daar varieert van 34.88 tot 34.90 en de temperatuur is altijd lager dan 0°C , typerend zijn echter temperaturen van -1.1°C tot -1.3°C (Table I). Het meest algemeen is Noorse Zee Diep Water (N.S.D.W.). Het wordt in alle diepe delen van het gebied gevonden en omgeeft zelfs het Greenland Sea Deep Water. Norwegian

Sea Deep Water is zouter en warmer dan Greenland Sea Deep Water; het heeft een zoutgehalte van 34.90 tot 34.94 en een temperatuur lager dan 0°C , typerend zijn temperaturen van -0.5°C tot -1.1°C (Table I).

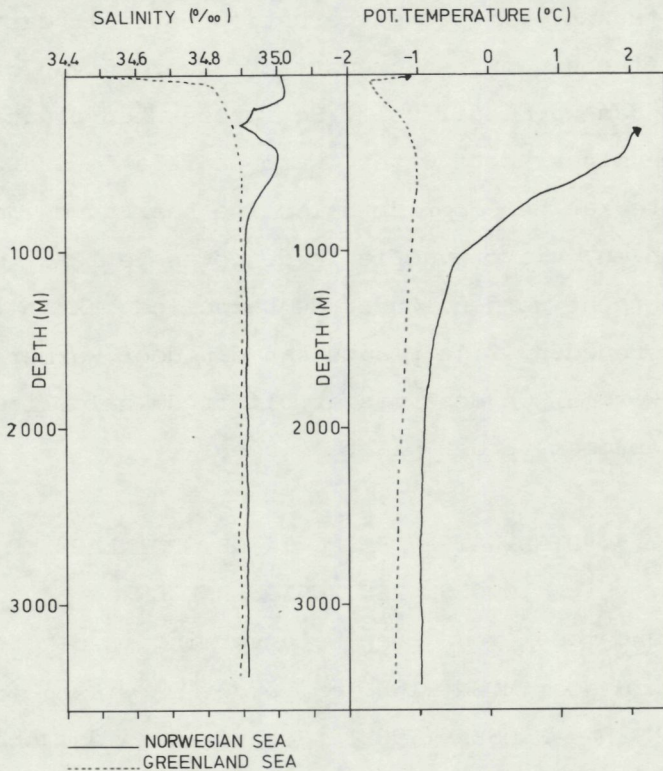


Fig. 3. Salinity- and potential temperature-profile for a station in the Greenland Sea (Geosecs 17) and in the Norwegian Sea (Geosecs 19).

2.4. PROCESSEN VAN BELANG BIJ DE VORMING VAN DIEP WATER

De belangrijkste drijvende kracht voor de vorming van Diep Water is afkoeling. Twee processen worden geacht te leiden tot Diep Water: "Chimney formation" en "Double diffusion" (BOCK et al., 1982).

Chimney formation.—De meest voor de hand liggende plaats voor water om af te koelen is het open zee oppervlak, de meest voor

de hand liggende tijd de winter. KILLWORTH (1979) heeft een mechanisme beschreven waarbij, als door afkoeling water zo zwaar geworden is dat een dynamisch instabiele situatie is ontstaan, dit instabiele water via zeer locale "schoorstenen" naar diepere lagen stroomt.

Double diffusion.—Dit proces berust op het feit dat de moleculaire diffusie door een grensvlak ± 2 orden van grootte kleiner is dan warmte diffusie. Het proces kan plaats vinden als koud en minder zout water, warm en relatief zout water bedekt. Warmte kan dan door de halocline naar boven getransporteerd worden en, via convectie in de bovenste laag, naar de atmosfeer gebracht worden. Onder de halocline zakt het afgekoelde water naar beneden. Zijn plaats kan dan door warmer water ingenomen worden. Op deze manier blijft de halocline in stand en kan het proces verder plaats vinden.

2.5. DIEP WATERVORMING IN DE GROENLANDZEE, NOORSE ZEE EN IJSLANDZEE

Het klassieke model voor Diep Watervorming in de Groenlandzee werd geopperd door MOHN (1887) en verder ontwikkeld door o.a. HELLAND-HANSEN & NANSEN (1909). Het hield in dat oppervlaktewater, na voldoende afkoeling, door diepe convectie naar diepere waterlagen kon worden getransporteerd en wel in het centrum van de Groenlandse kolk en een klein beetje in de Noorse kolk waar de vertical stabiliteit is het laagst.

Bij de eerste goede winterobservaties werd de homogene waterkolom, zoals die gepostuleerd was, niet gevonden. Fig.4 laat het probleem omtrent de Greenland Sea Deep Water-vorming zien, namelijk dat het Greenland Sea Deep Water niet kan ontstaan uit een simpele menging van P.W. en A.W., en verder dat het zoutgehalte aan het oppervlak van de Groenlandzee over het

algemeen te laag is om door afkoeling Greenland Sea Deep Water te worden. CARMACK & AAGAARD (1973) beschreven een mechanisme waarbij Greenland Sea Deep Water ontstaat uit A.W. Volgens hen koelt dit in de winter ten westen van Spitsbergen af om vervolgens onder de Oost-Groenlandstroom te duiken en deel uit te gaan maken van de Groenlandkolk. Ook bij Jan Mayen zou een deel

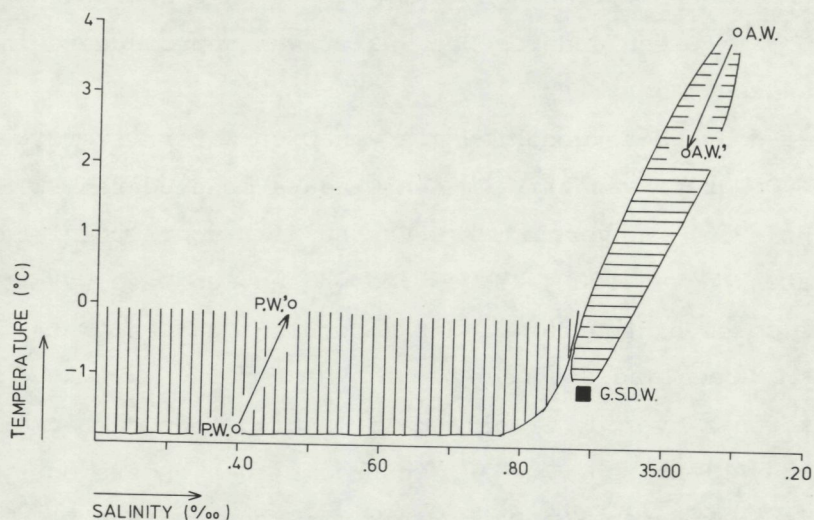


Fig. 4. S-T range of winter surface water in the arctic domain (vertically striped). S-T range of samples from the salt-maximum in vertical hydrocast in the Greenland Sea, (horizontally). (after CARMACK & AAGAARD, 1973).

van het A.W. zodanig kunnen afkoelen dat het onder het oppervlak weg kan duiken. De superpositie van P.W. boven het afgekoelde A.W. opent de moeilijkheid tot "double diffusion". De pijlen in Fig. 4 laten zien hoe, als door double diffusion warmte sneller diffundeert dan zout, de S & T-eigenschappen van P.W. en A.W. (bij Spitsbergen, in de winter) omgevormd zouden kunnen worden, zo dat uit A.W. uiteindelijk Greenland Sea Deep Water kan ontstaan. Als warmte sneller diffundeert dan zout dan kun je de kern van het A.W. in de Groenlandzee het best volgen aan de hand van de zoutmaxima in de profielen. Een plot van deze zoutmaxima tegen de bijbehorende θ (CARMACK & AAGAARD,

1973; Fig. 4) laat zien dat deze punten op één lijn liggen, die loopt van de S & T-eigenschappen van A.W. bij Spitsbergen in de winter tot S & T-eigenschappen van Greenland Sea Deep Water. Een exacte plaats, waar dit omgevormde A.W. tot Greenland Sea Deep Water overgaat kon echter niet worden gegeven. In hun studie kwamen CARMACK & AAGAARD op grond van volumetrische census tot de conclusie dat er in één winter $\pm 30 \times 10^3 \text{ km}^3$ Greenland Sea Deep Water was geproduceerd in de Groenlandzee.

Over de verdere geschiedenis van Diep Water is erg weinig bekend. Op grond van tritium- en C_{14} data concluderen PETERSON & ROTH (1976) een verblijftijd van 30 jaar voor Greenland Sea Deep Water en van 100 jaar voor Norwegian Sea Deep Water. Als globaal model hanteerden ze dat Norwegian Sea Deep Water ontstaat uit Greenland Sea Deep Water. Verder concludeerden ze dat het water dat over de Groenland-IJslandrug door de Denmark Strait de Atlantische Oceaan instroomt, een andere oorsprong heeft dan Norwegian Sea Deep Water of Greenland Sea Deep Water. SWIFT et al., (1980) kwamen tot de zelfde conclusie. Zij identificeerden dit water als "Upper A.I.W." ($S = \pm 34.88\%$, $T = \pm 1^\circ\text{C}$), dat in grote hoeveelheden in de winter in de IJslandzee wordt geproduceerd (SWIFT & AAGAARD, 1981). Slechts 10% van het water dat door de Denmark Strait in de Atlantische Oceaan stroomt identificeerden zij als Norwegian Sea Deep Water. DOOLEY & MEINCKE (1981) beschreven een stroom van $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ uit de Noorse Zee via "Farøe Bank Channel" in de Atlantische Oceaan. Van dit water bestaat 20% uit een A.I.W. ($S = 34.88 \text{ ‰}$, $T = 3^\circ\text{C}$) en 80% uit Norwegian Sea Deep Water ($S = 34.92 \text{ ‰}$, $T = -0.3^\circ\text{C}$). Dit Norwegian Sea Deep Water wordt in de Noorse Zee op dieptes van ± 1000 meter gevonden. (cf. Fig. 3).

2.6. DE SILICAAT- EN ALUMINIUMCYCLUS

Het allergrootste deel van het silicaat en aluminium, twee van de belangrijkste bestanddelen van continentaal gesteente, maakt zijn geologische cyclus geheel in vaste vorm door. Slechts een heel klein deel komt in opgeloste vorm via rivieren in zee terecht. Komt in continentaal gesteente aluminium bijna evenveel voor als silicaat, in zeewater is de aluminium-concentratie veel kleiner dan de silicaat-concentratie (respectievelijk 0-100 μM en 0-40 nM).

Opgelost silicaat wordt met een gemiddelde concentratie van $\pm 160 \mu\text{M}$ (MEYBECK, 1979) door rivieren naar zee getransporteerd. De gemiddelde concentratie in zee is echter veel lager (0-100 μM). Verantwoordelijk voor deze afname zijn voornamelijk diatomeeën en radolariën, die het gebruiken om een uitwendig skelet te bouwen. Hierdoor verarmen ze de waterlagen waarin ze voorkomen aan opgelost silicaat. Als deze organismen sterven zakt hun skelet naar de bodem. Een deel zal deze bodem bereiken, het grootste deel zal echter onderweg oplossen, waardoor diepere waterlagen (100-600 meter) verrijkt worden met opgelost silicaat. De allerdiepste waterlagen kunnen door uitwisseling met poriewater uit het sediment met opgelost silicaat verrijkt worden. Diepzeesediment bevat namelijk poriewater met silicaatconcentraties van 100 - 800 μM . Anorganische verwijderingsprocessen kunnen misschien een rol spelen in kustwateren, voor oceanische omstandigheden zijn ze nog nooit beschreven en spelen waarschijnlijk geen rol van betekenis.

Sinds vrij kort is men in staat om de hoeveelheid opgelost aluminium te bapalen. Zijn concentraties in de zee liggen tussen de 0.5 en 60 nM. Net als het geval is voor de silicaatcyclus spelen de rivieren en het poriewater van diepzeesedi-

ment, met concentraties van respectievelijk, 100-200 nM (VAN BENNEKOM & DE JAGER, 1978) en \pm 200 nM (STOFFYN-EGLI, 1982), een belangrijke rol als bron voor opgelost aluminium. Als derde bron voor opgelost aluminium wordt atmosferisch stof genoemd (o.a. HYDES & LISS, 1977). Over de aard van verwijderingsmechanismen van opgelost aluminium uit zeewater is weinig bekend. Dat ze een rol van belang spelen blijkt, behalve uit de zeer lage waarden die in de oceaan gevonden worden, uit studies van o.a. HYDES & LISS (1977) over de Noordzee en diverse estuaria en van MOORE (1981) over de Arctische Oceaan. In al deze gevallen vond men minder aluminium dan verwacht werd op grond van menging van zeewater en rivierwater. Zowel anorganische processen (HYDES & LISS, 1977; HYDES, 1979; MOORE, 1981) als organische processen (CASCHETTO & WOLLAST, 1979) worden als oorzaak genoemd. Een dieper inzicht in deze laatst genoemde processen geeft VAN BENNEKOM (1981). Hij beschrijft dat ook aluminium in silicaat-skeletjes van diatomeeën wordt ingebouwd tot een aandeel van 0.8 gewichtsprocenten (VAN BENNEKOM, mond. med.). De verhouding tussen opgelost silicaat en aluminium in het zeewater weerspiegelt zich in die in de skeletjes. Gevolg van de aanwezigheid van aluminium in het skeletje is: hoe meer aluminium hoe langzamer het skeletje oplost. Skeletjes van diatomeeën uit diepzeesediment laten zeer hoge aluminiumconcentraties zien (tot 10 gewichtsprocenten). Dit wijst erop dat na het afsterven van het organisme de skeletjes toch nog aluminium opnemen. Dit anorganische inbouwproces zou al in de waterkolom een aanvang kunnen nemen, waardoor skeletjes ook in diepere waterlagen opgelost aluminium uit het zeewater kunnen verwijderen.

Uit het voorgaande blijkt dat zowel aluminium als silicaat zich in de oceanen niet conservatief gedragen. De kennis omtrent

de processen die de Si-concentratie bepalen, verwijdering en wederoplossing van skeletjes in de bovenste 600 meter en verrijking door diffusie van poriewater in bodemwater maken het gebruik van opgelost silicaat als semi-conservatieve tracer mogelijk. De kennis omtrent de processen die de Al-concentratie bepalen is te gering om deze voor tracerdoeleinden te gebruiken.

3. MATERIAL EN METHODE

3.1. MONSTERNAME

Zout-, temperatuur- en dichtheidsverdeling in de waterkolom werden bepaald met behulp van een Neil Brown CTD-systeem. Met een hieraan verbonden rosettesampler met 12 Niskin-flessen van 10 liter elk werden per profiel 12 - 24 watermonsters genomen. Uit deze flessen werden subsamples genomen van 200 ml in zeer schone polyethyleen flesjes van 250 ml. Silicaat werd zo mogelijk direct bepaald, of wel binnen 12 uur, en dan eerst bij 4 °C bewaard. Ook aluminium werd zo mogelijk direct bepaald of in ieder geval binnen 24 uur en dan eerst bij 4 °C bewaard. Was de te verwachten bewaartijd langer dan 8 uur dan werden de monsters in teflon flesjes genomen en bewaard.

3.2. SILICAATBEPALING

Reagentia werden gemaakt zoals beschreven door STRICKLAND & PARSONS (1968). Met een plastic pipet werd 10 ml van het watermonster gepipetteerd in een plastic toeter (50 ml). Na toevoeging van 4 ml Molybdaatreagens werd goed geschud en na exact 10 minuten werd het Silicaat-Molybdaatcomplex gefixeerd en de kleuring geïntensiveerd door toevoeging van 6 ml reductie-reagens. Na minstens 3 uur en ten hoogste 10 uur werd de kleuring gemeten op een Skalar KSIB fotometer bij 810 nm met een cuvet-

lengte van 5 cm. De reagentia werden gemaakt met op het schip vervaardigd gedemineraliseerd water. Dit werd ook gebruikt voor de blancobepaling van de reagentia. Reagentia en demiwater lieten amper merkbare Si-verontreiniging zien ($0.02 \mu\text{M Si}$). De fout in de bepaling varieerde van $\pm 0.04 \mu\text{M}$ bij lage (Si) tot $\pm 0.4\%$ bij hogere (Si). De bepaling werd geijkt met een Si-standaard van $2000 \mu\text{M}$.

3.3. ALUMINIUMBEPALING

Reagentia werden op het laboratorium gemaakt, zoals beschreven door HYDES & LISS (1976), en werden, indien niet gebruikt, bewaard bij 4°C . Als reactievat werden polyethyleen flesjes gebruikt van 50 ml. In de vaatjes werd met een plastic pipet 10 ml watermonster gedaan, dat in het geval van bodemwater eerst in een teflon filterhouder met een goed gespoeld $0.4 \mu\text{m}$ milliporefilter van gesuspendeerd materiaal ontdaan was. Hierna werd het monster door toevoeging van een buffer op een pH van 5.0 gebracht en na 15 minuten werd $100 \mu\text{l}$ 0.01% lumogallion toegevoegd. Na 8 uur werd de hoeveelheid Al-lum. complex gemeten op een fluorescentie-spectrophotometer (PERKIN & ELMER) bij 568 nm. De reactie werd in triplo gedaan of als alle vaatjes bewezen hadden Al-vrij te zijn, in duplo. De reactie werd geijkt met een substandaard van $9.259 \mu\text{M}$ die regelmatig vernieuwd werd. De Al-verontreiniging in de reagentia werd aan boord bepaald en bleek 1.9 nM te bedragen. De nauwkeurigheid van de bepaling bedroeg 5% bij hogere Al-waarden tot $\pm 1.9 \text{ nM}$ bij lagere Al-waarden.

4. RESULTATEN

4.1. DATEVERWERKING

De stationsposities (Fig. 5), de data verkregen door het C.T.D.

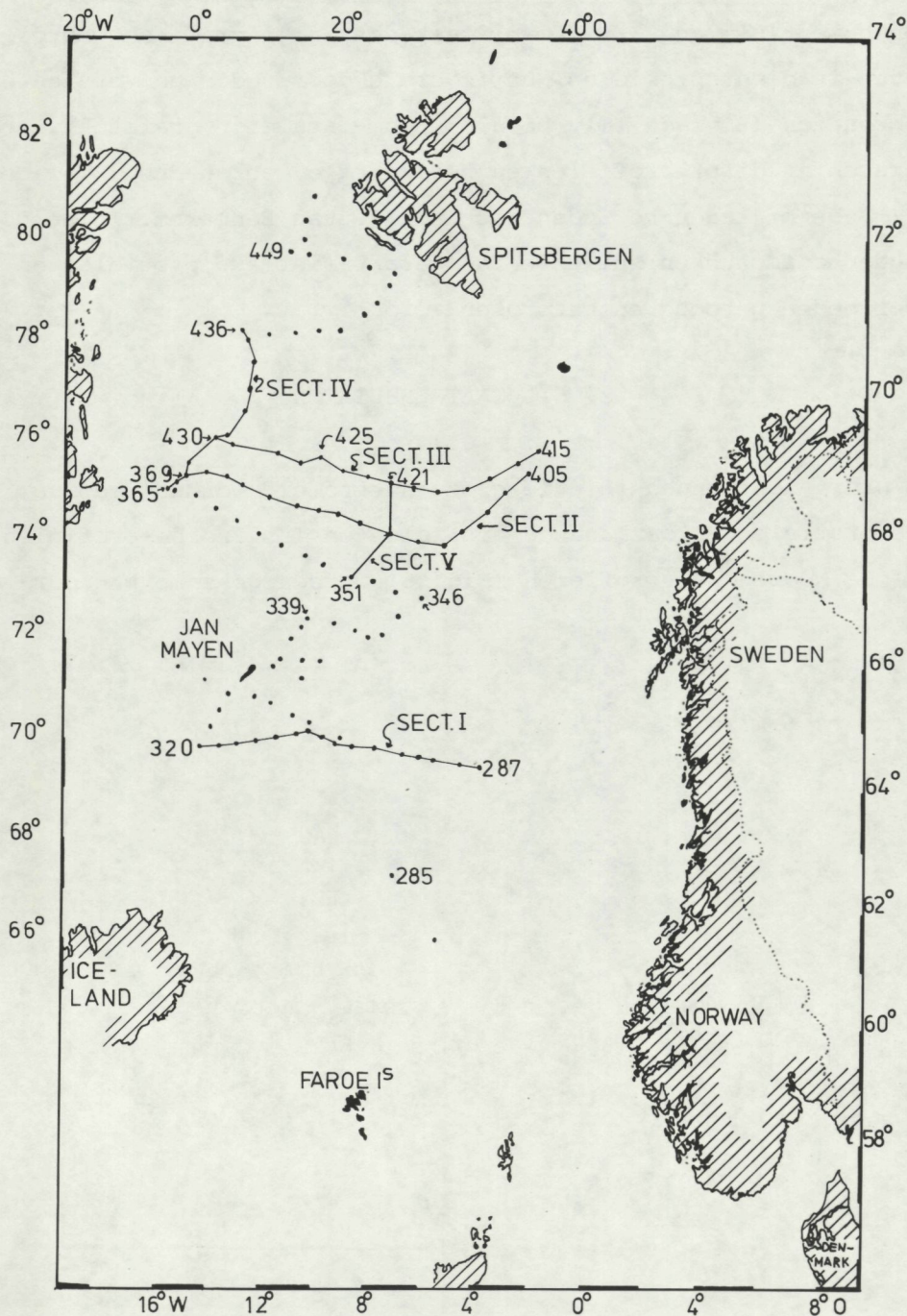


Fig. 5. Position of stations visited during the Meteor 61-cruise and positions of the vertical sections of dissolved silicate.

systeem en de silicaat- en aluminium-data zijn in een lijst opgenomen (Bijlage I). De silicaat-data zijn grafisch weergegeven in diepteprofielen, horizontale doorsneden en verticale doorsneden (Bijlage II). De aluminium-data zijn grafisch weergegeven in diepteprofielen en horizontale doorsneden (Bijlage III). De bijlagen bevinden zich bij J. van Bennekom. In de volgende hoofdstukken zullen enige karakteristieke profielen en doorsneden getoond en besproken worden.

4.2. SILICAATRESULTATEN

4.2.1. Diepteprofielen

De profielen kunnen in drie groepen verdeeld worden: Noorse Zee-profielen, Groenlandzee-profielen en IJslandzee-profielen.

De Noorse Zee-profielen (Fig. 6) worden gekenmerkt door

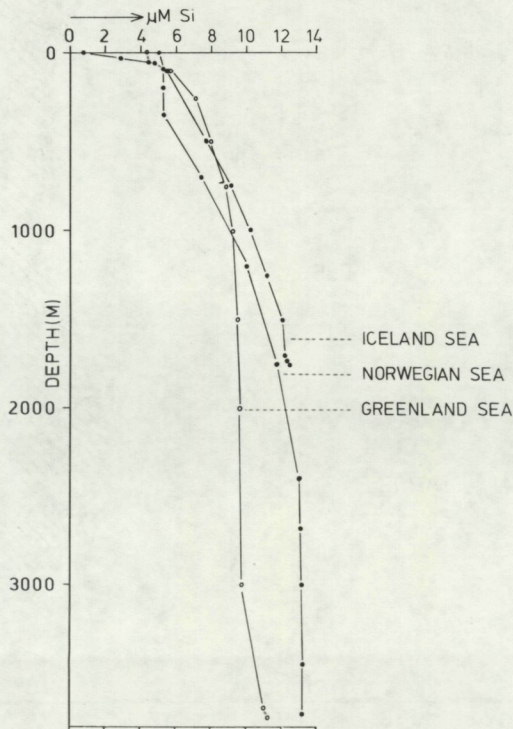


Fig. 6. Depth-profile of dissolved silicate in the Iceland Sea (station 320), the Norwegian Sea (station 285) and the Greenland Sea (station 425).

een 100-500 meter diepe oppervlaktelaag met een Si-concentratie van $\pm 5.5 \mu\text{M}$. Na deze laag neemt de concentratie eerst snel, dan steeds langzamer toe met de diepte tot $10.5 - 13.5 \mu\text{M}$.

De Groenlandzee-profielen (Fig. 6) hebben in het algemeen een profielverloop dat vanaf het oppervlak tot 1000 - 1500 meter eerst snel, dan steeds langzamer toeneemt van $\pm 4 - 9.5 \mu\text{M}$. Vanaf daar blijven de Si-concentratie vrij constant: $9.5 - 10.5 \mu\text{M}$.

De IJslandzee-profielen laten Si-concentraties zien van $4 - 5 \mu\text{M}$ aan het oppervlak, regelmatig stijgend tot $\pm 13.5 \mu\text{M}$ op een diepte van 2200 meter, de maximale diepte van deze zee (Fig. 6).

4.2.2. Horizontale doorsneden

Horizontale doorsneden worden getoond op diepten van 500, 1250 en 2000 meter. Het karakter van de doorsneden verandert met de diepte, waarbij die van boven en onder de 1000 meter duidelijke verschillen laten zien. Een karakteristiek beeld van de verdeling op diepten kleiner dan 1000 meter (i.c. 500 meter) geeft Fig. 7. We zien de hoogste Si-concentraties (kleiner dan $9 \mu\text{M}$) in het centrum van Groenlandzee. Deze zee wordt omgeven door water met Si-concentraties kleiner dan $7 \mu\text{M}$. Verder zien we in de IJslandzee Si-concentraties kleiner dan $8 \mu\text{M}$ en in het oosten, in de Noorse Zee, de laagste concentraties, tot lager dan $6 \mu\text{M}$.

In de Groenlandzee en de IJslandzee zien we tongen met Si-concentraties lager dan $7 \mu\text{M}$ binnendringen. Deze tongen zijn het sterkst ontwikkeld in het gebied ten N.W. van Jan Mayen.

Vanaf 1000 meter is het beeld van de Si-verdeling omgekeerd aan het voorgaande. Fig. 8 laat de Si-verdeling zien op een diepte van 1250 meter. De laagste Si-concentraties worden ge-

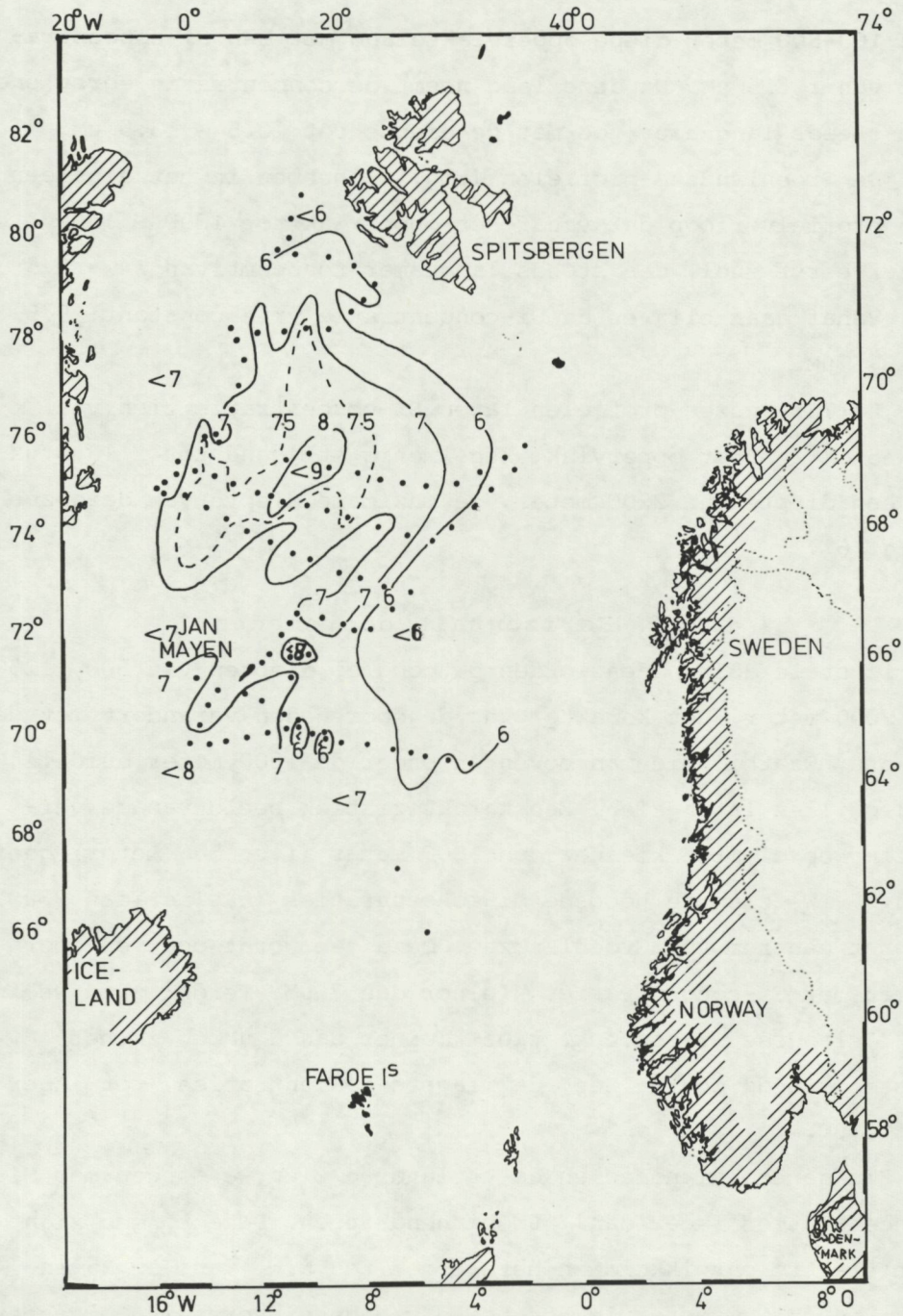


Fig. 7. A horizontal crosssection through the investigated area on a depth of 500 meter, showing the distribution of dissolved silicate (μM).



Fig. 8. A horizontal crosssection through the investigated area on a depth of 1250 meter, showing the distribution of dissolved silicate (μM).

vonden in de Groenlandzee (kleiner dan $10 \mu\text{M}$), in het bijzonder daar waar de Si-verdeling op 500 meter nog een maximum liet zien. Om de Groenlandzee worden nu de hogere Si-waarden gevonden. In het westen en in het Noorse bekken met Si-concentraties groter dan $10 \mu\text{M}$, toenemend tot groter dan $11 \mu\text{M}$ in het oosten van het Noorse bekken en in de IJslandse Zee met concentraties groter dan $11 \mu\text{M}$.

Over de Si-concentraties in het zuidelijk deel van het Lofotenbekken is het moeilijk iets te zeggen; in ieder geval vinden we boven de oostelijke Jan Mayen breukzône af en toe waarden kleiner dan $10 \mu\text{M}$. Direct oostelijk van de Mohn-rug vinden we een band met hogere Si-concentraties die in alle horizontale doorsneden dieper dan 750 meter te herkennen is. Op veel plaatsen zien we water met relatief lage Si-concentraties water met relatief hoge Si-concentraties intervingeren (Fig. 8, pijltjes I - XII). In het Groenlandbekken zien we een tong van relatief Si-arm water zich binnendringen in een tong van relatief Si-rijk water (Fig. 8, pijltjes XIII en XIV).

Fig. 9 laat de horizontale Si-verdeling zien op een diepte van 2000 meter. De Si-concentraties in het centrum en het zuidelijk deel van de Groenlandzee zijn het laagst (kleiner dan $10 \mu\text{M}$), het hoogst in de IJslandzee (groter dan $13 \mu\text{M}$) en in het noordelijk deel van het Lofotenbekken en in het Noorse bekken (groter dan $12 \mu\text{M}$). De verdeling laat vrijwel dezelfde karakteristieken zien als Fig. 8. Eén nieuwe pijl kan worden toegevoegd aan de noordzijde van het Lofotenbekken (XV).

4.2.3. Verticale doorsneden

Fig. 5 laat de liggen van de hier vertoonde doorsneden zien. Fig. 10 toont de doorsnede (sect. I) over de oostelijke Jan Mayen breukzône. De Si-isolijnen tonen een golvend patroon,

overeenkomstig de topografie van de rug. De Si-concentraties nemen vrij regelmatig toe tot de bodem. In passen van de rug zien we aan de westzijde Si-concentraties kleiner dan $13 \mu\text{M}$, aan de oostzijde echter groter dan $13 \mu\text{M}$. Tegen de zuid Jan Mayen-rug zien we een tong met Si-concentraties kleiner dan $12 \mu\text{M}$. De nummers in de figuren corresponderen met de nummers van tongen met lage Si-concentraties in Fig. 9. In het westen van de doorsnee, in de IJslandzee, zien we een tong van Si-arm water (lager dan $13 \mu\text{M}$) onder Si-rijk water (groter dan $13 \mu\text{M}$) schuiven.

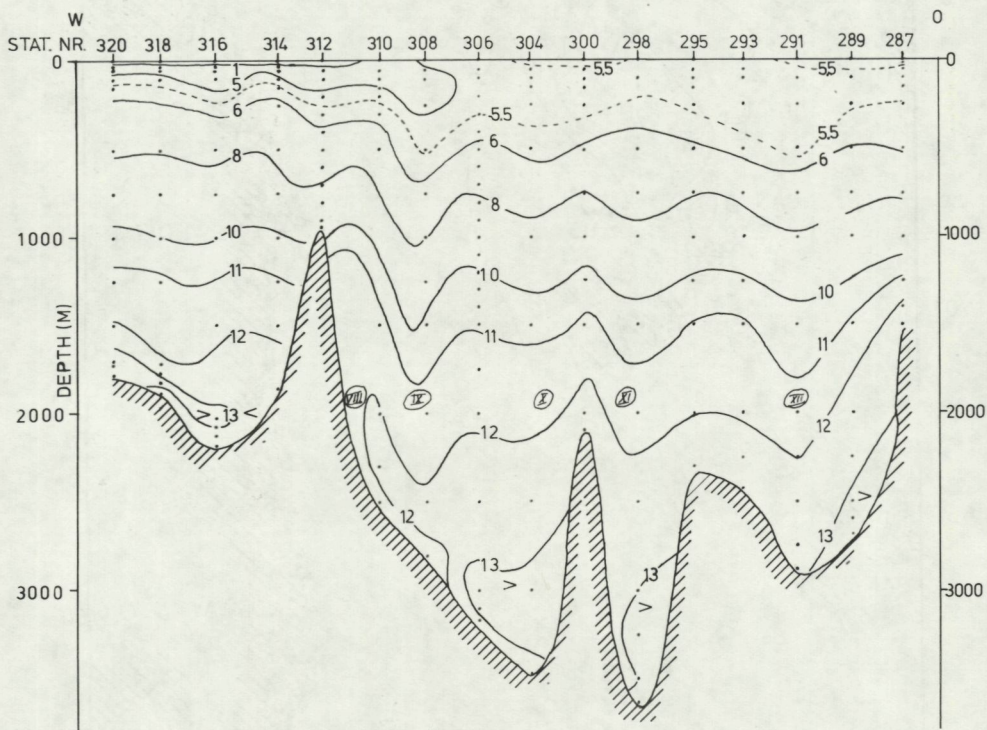


Fig. 10. The distribution of dissolved silicate (μM) in the vertical crossection I (cf. Fig. 5).

Fig. 11 laat een doorsnee (sect. III) zien door het centrum van de Groenlandzee. Tot een diepte van ± 1000 meter laat de Si-verdeling zowel in de Groenlandzee als in de Noorse Zee een vrij regelmatige toename zien met de diepte. Vanaf 1000 meter

neemt de Si-concentratie in de Groenlandzee nog amper toe (van ± 9.5 tot $10.5 \mu\text{M}$).

In de westzijde van de Groenlandzee, op de continentale helling, en in de oostzijde vinden we hogere Si-concentraties dan in het centrum van de Groenlandzee (tot groter dan $11 \mu\text{M}$). Zeer opvallend is het diepe doordringen van water met Si concentraties van $9.5 - 10 \mu\text{M}$ in het centrum van de Groenlandzee. In de Noorse Zee neemt de Si-concentratie vanaf 1000 meter nog vrij regelmatige toe tot $\pm 12.5 \mu\text{M}$. Boven de bodem vinden we echter een laag met relatief Si-arm water (lager dan $12 \mu\text{M}$, cf. Fig. 9, pijl XV). Opvallend verschil tussen het verloop van de isolijnen in de Groenlandzee en de Noorse Zee beneden de 1000 meter is het overwegend verticale verloop in de Groenlandzee en het horizontale verloop in de Noorse Zee.

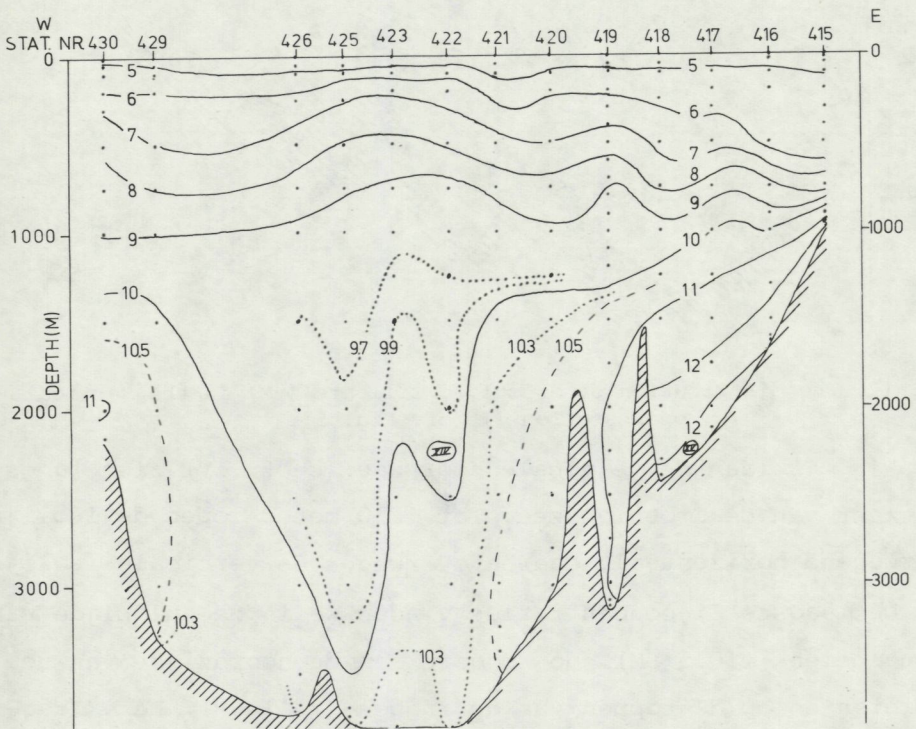


Fig. 11. The distribution of dissolved silicate (μM) in the vertical crosssection III (cf. Fig. 5).

Fig. 12 (sect. II) laat in principe hetzelfde beeld zien als Fig. 11. Ook hier zien we vooral beneden 1000 meter grote verschillen tussen de Noorse Zee en de Groenlandzee. In de Groenlandzee zijn de Si-concentraties weliswaar iets hoger dan in Fig. 11 maar wederom overheersen de verticale isolijnen, terwijl in de Noord Zee de horizontale isolijnen overheersen.

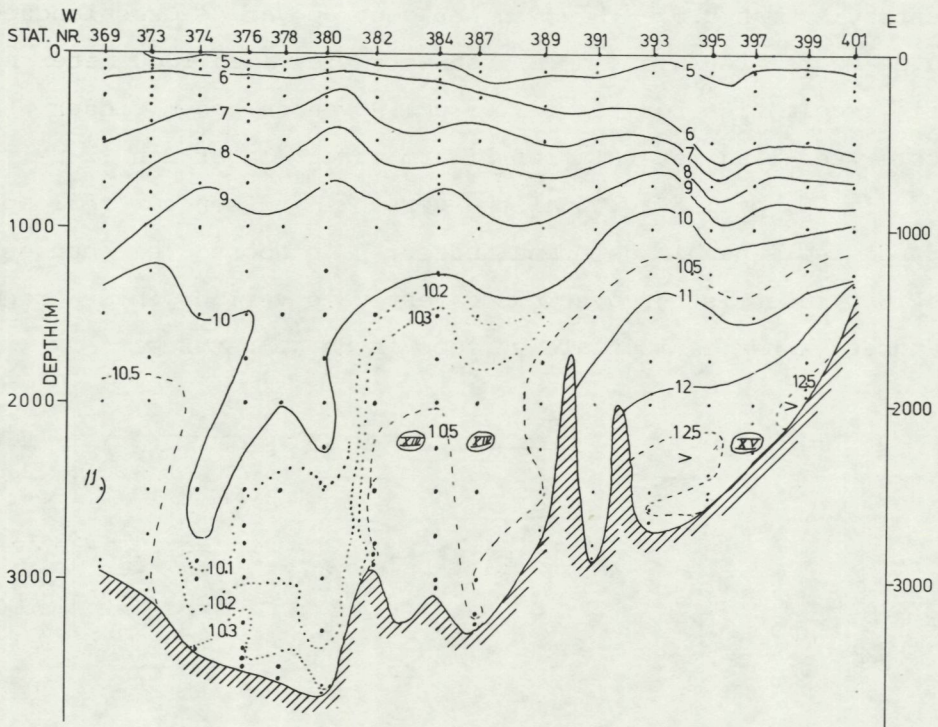


Fig. 12. The distribution of dissolved silicate (μM) in the vertical crosssection II (cf. Fig. 5).

Fig. 13 laat de verticale doorsnee (sect. IV) zien langs de westkant van de Groenlandzee. Tot 1250 meter lopen de isolijnen overwegend horizontaal, daarna overwegen de verticale isolijnen. De laagste Si-concentraties vinden we in de zuidzijde van de valleien ($\pm 10.5 \mu\text{M}$), de hoogste aan de noordzijde van de valleien en op de toppen van de ruggen ($\pm 11 \mu\text{M}$). Deze laag-silicaattongen corresponderen met de tongen die we in de horizontale doorsneden (Fig. 9) onderscheidten.

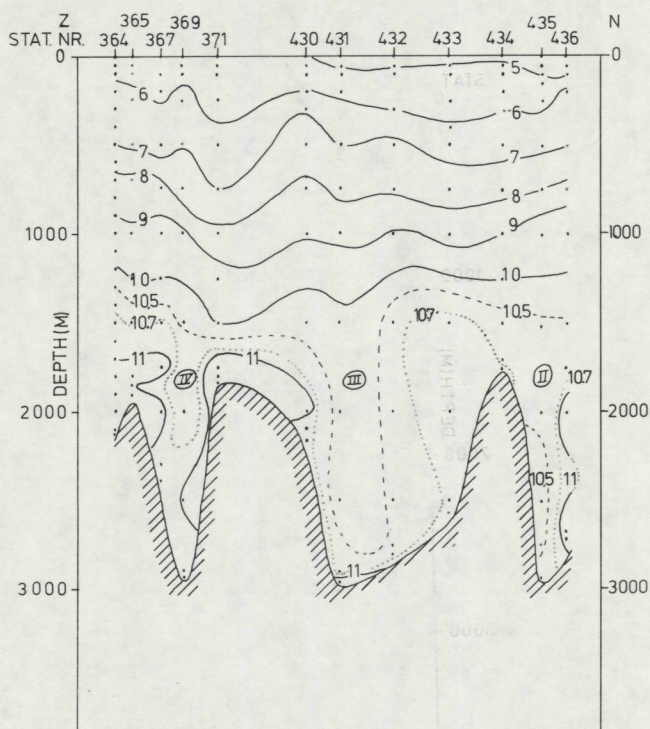


Fig. 13. The distribution of dissolved silicate (μM) in the vertical crossection IV (cf. Fig. 5).

Fig. 14 laat een doorsnede (sect. V) zien door de Groenlandkolk, waar de silicaat-arme en silicaat-rijke tong in elkaar grijpen (cf. Fig. 8 en 9). De silicaat-arme tong dringt het sterkst in het silicaat-rijke water op ± 2500 meter, het silicaatrijke water dringt het sterkst in het silicaat-arme water op diepten van ± 1800 meter en op ± 3000 meter.

4.3. ALUMINIUMRESULTATEN

4.3.1. Diepteprofielen

Twee typen profielen onderscheiden zich duidelijk: Noorse Zee- en Groenlandzee-profielen.

Fig. 15 laat een typisch Groenlandzee-profiel zien. De Al-concentratie neemt bijna lineair toe met de diepte van 2 nM tot ± 13 nM.

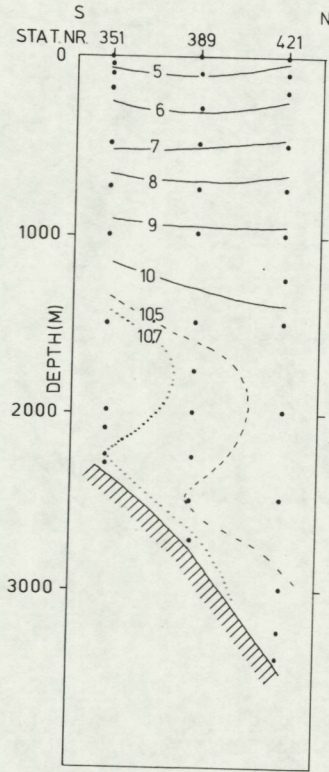


Fig. 14. The distribution of dissolved silicate (μM) in the vertical crosssection V (cf. Fig. 5).

De Al-verdeling in de Noorse Zee laat een heel ander beeld zien (Fig. 15). Karakteristiek voor deze profielen is een knik rond de 2000 meter. De al-concentraties aan de oppervlakte liggen rond de 7 nM en nemen langzaam toe tot op een diepte van ± 1750 meter, waarna ze de volgende 500 meter snel toenemen van ± 15 nM tot 30 nM. Vanaf ± 2250 meter nemen de Al-concentraties nog nauwelijks toe.

Het IJslandzee-profiel (Fig. 15) laat aan de oppervlakte een vrij lage Al-concentratie zien (± 4 nM) die tot ± 7 nM toeneemt op een diepte van 1000 meter. Daarna neemt de Al-concentratie vrij sterk toe tot een waarde van ± 26 nM.

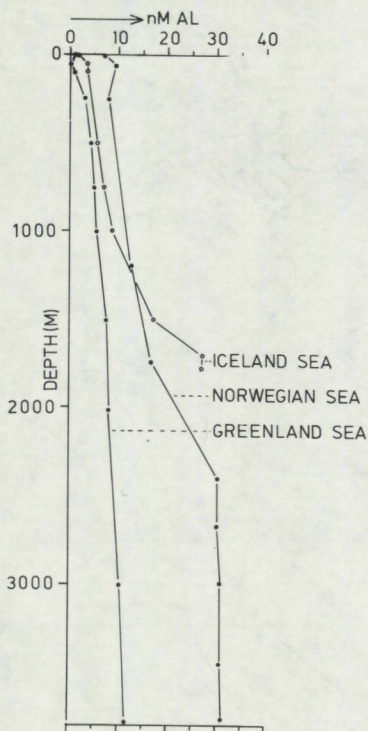


Fig. 15. Depthprofiles of dissolved aluminium (μM) in the Iceland Sea (station 320), the Norwegian Sea (station 285) and the Greenland Sea (station 425) (cf. Fig. 5).

4.3.2. Horizontale doorsneden

Fig. 16 laat de horizontale verdeling zien van de Al-concentratie op een diepte van 50 meter. Het weerspiegelt, in tegenstelling tot de Si-verdeling, de verdeling zoals die op alle diepten wordt gevonden. De laagste Al-concentraties worden gevonden in de Groenlandzee. Deze zee wordt omgeven door water met hogere Al-concentraties. De hoogste Al-concentratie worden gevonden in het zuiden, in het Noorse bekken en vanaf ± 1300 meter in de IJsland Zee (cf. Fig. 15).

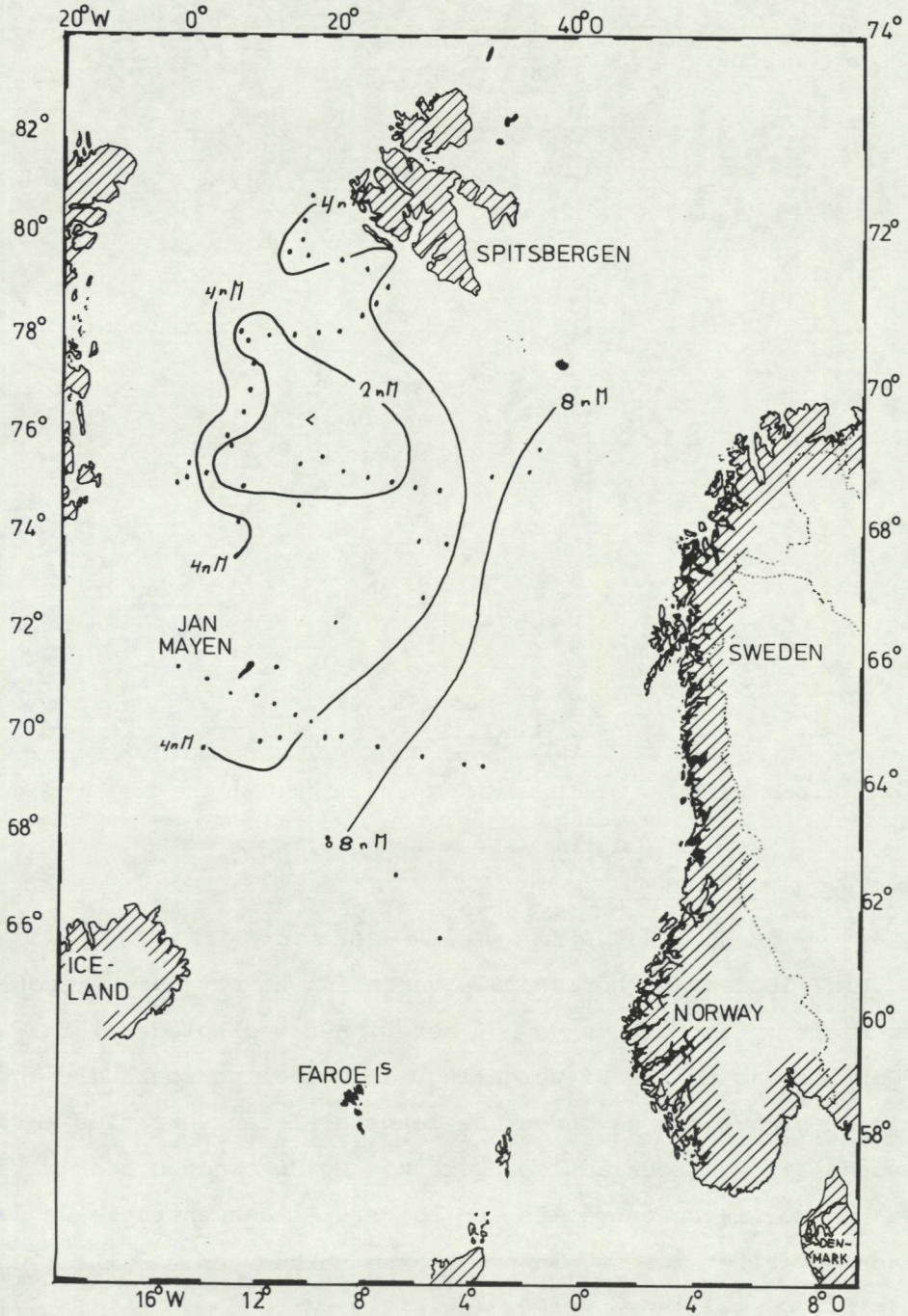


Fig. 16. The distribution of dissolved aluminium (μM) in a horizontal cross-section at a depth of 50 meter through the investigated area.

4.3.3. Al-Si Plots

Voor elk station waarvan zowel Al- als Si-data beschikbaar waren zijn deze tegen elkaar uitgezet. Fig. 17 laat dit zien voor de drie stations, waarvan in Fig. 6 en 15 de Si- en Al-profielen zijn getoond. In alle plots valt de duidelijke knik op, die ligt op diepten tussen 1000 en 2000 meter. Aan beide zijden van de knik is het verband tussen de Al- en de Si-concentratie bijna lineair met lage rico's aan de kant van de lage concentraties en hoge rico's aan de kant van de hoge concentraties. De verschillende plots zijn bijna isomorf en onderscheiden zich voornamelijk door de ligging van de knik. Enige stations in de periferie van de Groenlandzee laten een gecompliceerder ver-

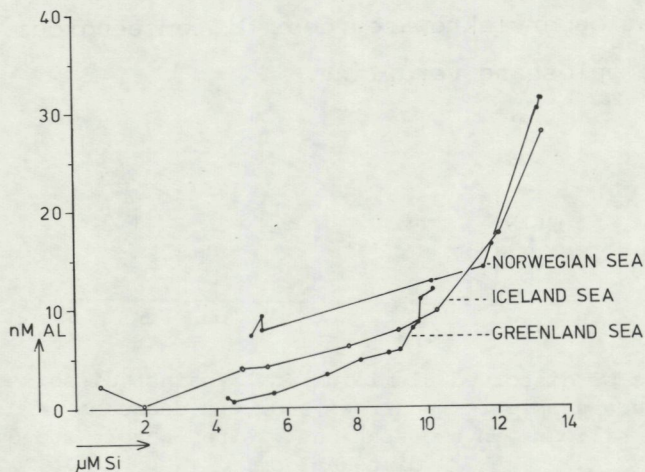


Fig. 17. Plots of dissolved aluminium (μM) against dissolved silicate (μM) for stations in the Iceland Sea (station 320), the Norwegian Sea (station 285) and the Greenland Sea (station 425).

band zien tussen de Al- en Si-concentratie (Fig. 18). In deze gevallen laat het Al- diepteprofiel relatief hoge oppervlakteconcentraties zien met tussen ± 100 en ± 500 meter een afname van de Si-concentratie met de diepte.

Ook als van alle oppervlakte monsters de Al- en Si-concentraties tegen elkaar worden uitgezet wordt een positieve rela-

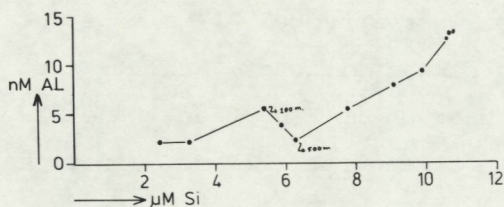


Fig. 18. Plots of dissolved aluminium (nM) against dissolved silicate (μM) of a station (439) in the periphery of the Greenland Sea.

tie gevonden (Fig. 19). Een goede aanwijzing naar de aard van deze relatie laten de pijlen in deze figuur zien. Deze pijlen verbinden de Al- en Si-concentraties in het oppervlaktewater van twee stations die vóór en na/tijdens de diatomeeënbloei bemonsterd zijn en laten zien dat bij verwijdering van silicaat uit het oppervlaktewater door diatomeeëngroei, ook aluminium uit de oplossing verdwijnt.

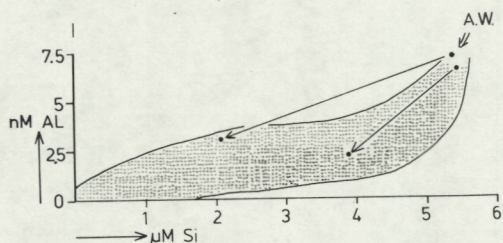


Fig. 19. Plots of dissolved aluminium (nM) against dissolved silicate (μM) for surface samples. The arrows show the decrease of dissolved aluminium and silicate in two stations visited before and during the diatom-bloom.

5. DISCUSSIE

5.1. SALINITEIT EN TEMPERATUUR

De silicaat-gegevens worden besproken met gebruikmaking van de voorlopige Saliniteit en Temperatuur-data van deze Meteor-reis 61. De Saliniteit en Temperatuur-data, afkomstig van het "Deutsche Hydrografische Institut" worden onder voorbehoud gegeven. Verder is gebruik gemaakt van een voorlopig rapport

over deze reis voor de I.C.E.S., waarin enige doorsneden van Saliniteit en Temperatuur (eveneens onder voorbehoud) zijn gegeven (BOCK et al., 1982).

5.2. DE HYDROGRAFIE GEBASEERD OP DE SILICAATVERDELING, BOVEN DE 1000 METER

Voor diepten kleiner dan 1000 meter is silicaat een minder bruikbare tracer. De verticale gradiënt (Fig. 6) is sterk waar- door patronen in horizontale doorsneden minder betrouwbaar zijn. Locale beïnvloeding van de silicaatverdeling door diatomeeën- en radiolariëngroei kunnen extra vertroebelend werken. Enige patro- nen zijn echter duidelijk herkenbaar (Fig. 7).

Een eerste duidelijke karakteristiek van de silicaatverdeling is het maximum in de Groenlandzee. Twee processen worden geacht hiertoe bij te dragen. Ten eerste dat het Atlantische Water om het centrum van de Groenlandzee stroomt (cf. Fig. 2). Deze watermassa met relatief lage Si- concentraties drukt de Si- gradiënt als het ware naar beneden. Een tweede proces dat het Si-maximum mede bewerkstelligd is de sterke menging in het centrum van de Groenlandzee als gevolg van de geringe stabili- teit in vergelijking tot welke in de periferie van de Groenland- zee wordt gevonden. Gevolg van dit stabiliteitsminimum is dat in het centrum meer Diep Water en dus ook meer silicaat door menging omhoog getransporteerd kan worden dan in de periferie van de Groenlandzee.

Een tweede karakteristiek zijn de lage Si-concentraties in de Noorse Zee. Deze ontstaan door de Noors-Atlantische Stroom die soms tot diepten van 500 meter reikt en door zijn lage Si-concentratie van $\pm 5.5 \mu\text{M}$ tot op vrij grote diepte lage Si-gehalten bewerkstelligt.

5.3. DE HYDROGRAFIE GEBASEERD OP DE SILICAATVERDELING, BENEDEN DE 1000 METER

5.3.1. De silicaat flux

Het proces dat in het Diepe Water de Si-concentratie beheerst is de flux vanuit het sediment. Op grond van de Si-gradiënt in de bovenste 3 cm van één sedimentkern uit het Noorse bekken is een schatting gemaakt van deze flux (Table III). Voor Greenland Sea Deep Water en Norwegian Sea Deep Water kan, uitgaande van een verblijftijd van respectievelijk 30 - 40 jaar (PETERSON & ROTH, 1976, CARMACK & AAGAARD, 1973) en 100 jaar (PETERSON & ROTH, 1976) een concentratieverhoging berekend worden van $\pm 1.0 \mu\text{M Si}$ (Greenland Sea Deep Water) en $\pm 3.2 \mu\text{M Si}$ (Norwegian Sea Deep Water).

5.3.2. Het ontstaan van Greenland Sea Deep Water CARMACK & AAGAARD (1973) beschreven een mechanisme waardoor Greenland Sea Deep Water door o.a. "double diffusion" uit A.W. zou ontstaan. Zoals uit Table II blijkt verschillen deze watermassa's wat betreft hun Si-concentraties minstens $4 \mu\text{M}$. Dit verschil maakt, gezien de hiervoor geschatte concentratieverhoging van $1 \mu\text{M Si}$ voor Greenland Sea Deep Water tijdens zijn verblijf in de Groenlandzee het onwaarschijnlijk dat A.W. de belangrijkste direct bron is voor Greenland Sea Deep Water. De enige andere watermassa die een rol zou kunnen spelen is die met Norwegian Sea Deep Water -karakteristieken die de Groenlandzee aan alle kanten omgeeft (cf. 2.3) en wél vrij hoge Si-concentraties heeft (Table II). Norwegian Sea Deep Water verschilt wat betreft z'n Si-concentratie $5-8 \mu\text{M}$ met A.W. (Table II). Dit verschil maakt het ook voor Norwegian Sea Deep Water, waarvoor een concentratieverhoging geschat is van $3.2 \mu\text{M}$, onwaarschijnlijk dat het aan het oppervlakte van de Groenlandzee, Noorse Zee of IJslandzee ontstaat.

Een mogelijke bron voor water met Norwegian Sea Deep Water-karakteristieken kan Poolzee Diep Water zijn. Zijn S, T en Si-range ($S = 34.93 - 34.95$ ‰, $T = -0.5 - -0.8$ °C, $[Si] = 10 - 12$ μM, MOORE et al., in press) komt goed overeen met die van Norwegian Sea Deep Water (Table II). Poolzee Diep Water ontstaat door afkoeling van A.W. dat via de west-Spitsbergenstroom en de Barendzee het Arctische bekken instroomt. Het ontleent z'n hoge zoutgehalte aan het A.W. maar heeft een veel hoger Si-gehalte dan A.W. Dit hoge Si-gehalte kan niet verklaard worden door de verblijftijd in het Arctisch bekken (12.5 jr.). Een belangrijke bijdrage kan echter geleverd worden door het verblijf van afkoelend A.W. in de ondiepe Barendzee waardoor dit water in korte tijd met silicaat verrijkt kan worden. Het Poolzee Diep Water kan via de Spitsbergen breukzone het Arctische bekken verlaten en, door de Corioliskracht tegen de continentale helling van oost-Groenland gedrukt, naar het zuiden stromen en zo de watermassa met Norwegian Sea Deep Water-karakteristieken ten westen van de Groenlandzee vormen. Tijdens deze reis kon de kern van deze watermassa door het vele ijs niet bemonsterd worden. Wel kan een éénzijdige grens opgesteld worden: $S > 34.92$ ‰, $T > -0.9$ °C, $[Si] > 11$ μM.

Behalve dit Poolzee Diep Water moet nog een watermassa een rol bij de vorming van Greenland Sea Deep Water spelen. Deze watermassa moet koud, silicaatarm en zoutarm zijn om, na menging met Poolzee Diep Water, tot Greenland Sea Deep Water te kunnen worden (cf. Table I en II) Enig mogelijke bron zijn watertypen die in het Arctische Domein worden gevonden. Deze ontstaan uit A.W. (SWIFT & AAGAARD, 1981) en hebben daardoor een Si-concentratie van rond de 6 μM (cf. Fig. 11 en 12). Op grond van deze 6 μM kan geschat worden dat Poolzee Diep Water

65 % bijdraagt aan Greenland Sea Deep Water en dat 35 % door een Arctisch Watertype wordt bijgedragen. Op grond van deze 35 % kan dit Arctische Water type nader gespecificeerd worden: $S \sim 34.76 \text{ }^{\circ}/\text{oo}$, $T \sim -1.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Een watertype met dergelijke S en T-karakteristieken is niet ondenkbaar (cf. Fig. 4). Tijdens deze tocht zijn onder het oppervlaktewater (A.S.W.) watermassa's gevonden met $S \sim 34.8 \text{ }^{\circ}/\text{oo}$ en $T < -1.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Hoe menging van deze twee watermassa's optreedt is nog niet duidelijk.

Table II

Al and Si-characteristics of the surface watermasses, watermasses overflowing the Greenland-Scotland-ridge, of the Deep Water of the Greenland Sea, Norwegian Sea, the Iceland Sea, and of the porewater in Norwegian Sea sediments, (1) after CODISPOTTI & LOWMAN, 1973; 2) after CHAN et al., 1977; 3) after BECKER et al., 1973 4) after VAN BENNEKOM, pers. comm.).

		Al (nM)	Si (μM)
Surface	AW(southern part of the Norw. Sea)	8	5.5
	AW(northern part of the Norw. Sea)	6	5.5
	Polar Water	\pm 4	8 ¹⁾
	Centre of the Greenland Sea	2	4 - 5
Overflow into the Atlantic Ocean	Greenland-Iceland ridge		\pm 7 - 7.5 ²⁾
	Iceland-Scotland ridge		8 - 10 ³⁾
Deep Water	G.S.D.W.	8-13	9.5-10.5
	N.S.D.W. (westerly of G.S.D.W.)	< 17	10.5-11.5
	N.S.D.W. (Lofoten-basin)	\pm 19	10.5-12.5
	N.S.D.W. (Norw. basin)	\pm 33	12.5-13.7
	Porewater in sediment	\pm 200 ⁴⁾	\pm 150 ⁴⁾

5.3.3. Het ontstaan van Norwegian Sea Deep Water

Twee watermassa's spelen een rol als bron voor het water met Norwegian Sea Deep Water-karakteristieken. De eerste is, zoals in 5.3.2 beschreven, het Poolzee Diep Water, dat ten westen

Table III

Calculated and found concentration rise of dissolved silicate and aluminium for the Greenland Sea and Norwegian Sea. The calculations are based on the concentration gradient in the upper 3 cm of a sediment core in the Norwegian Sea. Ficks first law ($J = \phi \cdot D \frac{\delta C}{\delta x}$) has been used assuming $\phi = 0.8$; $D = 5.10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$; a core compression of a factor 2 and a water column of 1500 meter over which the diffused silicate/aluminium is distributed.

Concentration	Silicate (μM)	Aluminium (nM)	Al/Si
Greenland Sea			
Gradient in sediment top (cm^{-1})	76	167	
Rise calculated	1.0	2.2	0.0022
Rise found	1.0 ± 0.5	~ 5	~ 0.005
Norwegian Sea			
Gradient in sediment top (cm^{-1})	76	167	
Rise calculated	3.2	7.0	0.0022
Rise found	3.2 ± 0.5	~ 15	~ 0.005

van het Greenland Sea Deep Water wordt gevonden. Als tweede bron treedt het Greenland Sea Deep Water op. In Fig. 8 en 9 zien we twee plaatsen waar water met laag silicaatgehalte, waaraan Greenland Sea Deep Water te herkennen is (Table II), de Noorse Zee binnendringt. Deze plaatsen zijn het zuidelijke deel van de Mohnrug en de Knipovitchrug. Norwegian Sea Deep Water kan in het noordelijk deel van de Groenlandzee ontstaan door menging van Greenland Sea Deep Water met het zoutere water dat de Groenlandzee vanuit het oosten en western binnendringt.

Deze twee bronnen verklaren de brede definitie van Norwegian Sea Deep Water (Table I). Het minder zoute gedeelte ($34.90 - 34.92$ ‰) is afkomstig van het Greenland Sea Deep

Water, het zoutere deel (34.92 - 34.94 ‰) is afkomstig van het Poolzee Diep Water.

5.3.4. De verrijking met opgelost silicaat van het Diepe Water

In Table III vinden we de op grond van verblijftijd en flux geschatte concentratieverhoging, alsmede de gevonden concentratieverhoging voor de Groenlandzee en de Noorse Zee. Hoewel de gevonden en geschatte verhogingen goed overeen komen moet er wat betreft de Groenlandzee een kanttekening geplaatst worden. Tijdens zijn verouderen vermengt Greenland Sea Deep Water zich met een zoutere en Si-rijkere watermassa. Hierdoor geeft de op grond van verblijftijd en flux geschatte concentratieverhoging een onderschatting van de werkelijke concentratieverhoging. Er tegenover staat dat in de op tritium-profielen gebaseerde berekening van de verblijftijd van het Greenland Sea Deep Water in de Groenlandzee PETERSON & ROOTH (1976) ervan uit zijn gegaan dat Greenland Sea Deep Water uit oppervlakte water van de Groenlandzee ontstaat. Zoals de Si-resultaten laten zien is Poolzee Diep Water in plaats van Groenlandzee de belangrijkste bron voor Greenland Sea Deep Water. Weliswaar ontstaan beide uit A.W. maar voordat Poolzee Diep Water mee kan doen aan de vorming van Greenland Sea Deep Water is het al, door zijn verblijf in de Poolzee, verouderd. Resultaat van deze veroudering is dat de berekeningen door PETERSON & ROOTH een overschatting van de verblijftijd van het Greenland Sea Deep Water geven. De combinatie van enerzijds de overschatting van de verblijftijd en anderzijds de onderschatting van de Si-verrijking door de extra Si-bron leidt ertoe dat de in Table III gepresenteerde schatting van de verrijking toch goed overeen komt met de gevonden verrijking.

5.4. HET GEDRAG VAN OPGELOST ALUMINIUM IN DE NOORSE ZEE, IJSLANDZEE EN GROENLANDZEE

De hoeveelheid aluminiumgegevens geeft de mogelijkheid om een dieper inzicht te krijgen in de processen die de Al-concentratie bepalen en om eventueel een idee te vormen hoe Al-gegevens gebruikt kunnen worden in hydrografische problemen.

5.4.1. Het gedrag van opgelost aluminium in oppervlaktewater

Dat behalve silicaat ook aluminium in de skeletjes van diatomeeën wordt ingebouwd is beschreven door VAN BENNEKOM (1981). Ook onze gegevens laten zien dat zowel silicaat als aluminium door diatomeeëngroei uit de waterkolom verdwijnen (Fig. 19). Opvallend is echter dat aluminium uiteindelijk effectiever verwijderd wordt dan silicaat. Als we namelijk het A.W. vervolgen vanaf het zuiden van de Noorse Zee tot bij Spitsbergen zien wij een duidelijke afname van de Al-concentratie bij een praktisch gelijkblijvende Si-concentratie (Table II). Deze trend zet zich voort in de Groenlandzee waar we een afname van opgelost silicaat zien van 20% en 75% voor opgelost aluminium ten opzichte van het A.W. in het zuiden van de Noorse Zee. VAN BENNEKOM & BERGER (in press) beschrijven voor het Angolabekken, met water met vergelijkbare Al/Si - verhoudingen, dat 90% van de diatomeeënskeletjes die in dit gebied gevormd worden in de bovenste 400 meter oplossen. De overige 10% verdwijnt naar het sediment. In ons geval zien we ook dat, gezien de geringe afname van opgelost silicaat in het oppervlaktewater, het in skeletjes ingebouwde silicaat een snelle cyclus doormaakt. De veel sterkere afname van opgelost aluminium suggereert dat het in de skeletjes ingebouwde aluminium niet zo snel als het silicaat oplost en voor een groot deel met het

niet oplossende deel van de skeletjes naar het sediment verdwijnt.

5.4.2. Het gedrag van opgelost aluminium in het Diepe Water

Ook voor opgelost aluminium in Diep Water is het sediment een belangrijke bron. Table III geeft de gevonden en geschatte concentratieverhogingen. De gevonden verhoging is echter een factor 2-2.5 hoger dan de geschatte. Dit verschil kan komen doordat in de waterkolom nog een extra Al-bron is, of doordat de gradiënt in de Noorse Zee-kern onderschat is. Een aanwijzing in de richting van de laatste suggestie geeft STOFFYN-GLI (1982) die liet zien dat de top het sediment in de noord-Atlantische Oceaan een sterkere Al-gradiënt vertoont dan de Si-gradiënt.

Of meerdere processen dan de bodemflux de Al-concentratie bepalen zou kunnen blijken uit de Al-Si plots. Deze plots laten zich in het simpelste geval (geen andere processen dan de bodemflux bepalen de Al-concentratie en dus de Al-Si-verhouding) interpreteren als het resultaat van menging tussen drie watermassa's: een oppervlaktewatermassa, een middelste watermassa en een bodemwater. Dit bestaan van twee Diepe Watermassa's is vrij nieuw, daar tot nu toe het Diepe Water van de Groenlandzee IJslandzee en de Noorse Zee als homogeen werd beschouwd. Op grond van S en T-gegevens van deze Meteorreis beschreven BOCK et al., (1982) voor de Groenlandzee het bestaan van een "Upper Deep Water" (onze middelste watermassa) en een "Lower Deep Water" (ons bodemwater). In hun verticale S-doorsneden is dit "Upper Deep Water" te herkennen als een zoutrijke watermassa die vanuit het oosten en westen op diepten van 1000 -

2000 meter de Groenlandzee binnendringt. Onze Si-gegevens zijn hiermee in overeenstemming en kennen aan deze middelste watermassa een relatief hoog Si-gehalte toe ($> 10 \mu\text{M}$). De Al-Si plots laten zien dat deze middelste watermassa behalve in de Groenlandzee ook in de Noorse Zee en IJslandzee op diepten van 1000 - 2000 meter voorkomt. De plots laten verder zien dat tussen de watermassa's een lineaire menging optreedt. Hieruit blijkt dat geen verdere processen de Al-Si verhouding en dus de Al-concentratie veranderen.

5.5 DE OORSPRONG VAN DE "MIDDELSTE WATERMASSA"

De middelste watermassa wordt op een diepte van 1000 - 2000 meter gevonden en onderscheidt zich door z'n relatief hoge zout- en silicaatgehalte en z'n relatief lage aluminiumgehalte (cf. Fig. 17). In de Groenlandzee zagen we deze watermassa vanuit het westen en oosten binnendringen. In 5.3.2. werd de suggestie gedaan dat de watermassa die de westelijke Groenlandzee binnendringt een component van het Poolzee Diep Water is. Ook wat betreft het aluminiumgehalte houdt deze suggestie stand. In het Poolzee Diep Water worden namelijk vrij lage Al-concentraties gevonden van 15 - 20 nM (MOORE et al., in press). Omdat nergens in het onderzochte gebied watermassa's met hoge silicaatgehalten aan het oppervlak kunnen ontstaan en omdat al het middelste water zich onderscheidt door relatief lage Al-concentraties wordt de suggestie gedaan dat al het middelste water een component is van het Poolzee Diep Water.

Deze component van het Poolzee Diep Water stroomt dan in eerste instantie langs oost-Groenland zuidwaarts terwijl het zich vanuit het westen over de Groenlandzee verspreidt. Later kan het zich over de Noorse Zee en IJslandzee en zelfs vanuit het oosten over de Groenlandzee verspreiden.

5.6. DE CIRCULATIE VAN DE GROENLAND ZEE, IJSLAND- ZEE EN DE NOORSE ZEE IN HET DIEPE WATER

Drie watermassa's spelen een rol bij de circulatie in dit gebied: Poolzee Diep Water als "Middelste Watermassa", Greenland Sea Deep Water als het bodemwater in de Groenlandzee en Norwegian Sea Deep Water als het bodemwater in de Noorse Zee. Een interpretatie van de silicaat- en zoutgradiënten is gegeven in Fig. 20. De zwarte pijlen geven het relatief silicaatrijke, de witte pijlen het relatief silicaatarme water aan.

De component van het Poolzee Diep Water die bron is van het Middelste Water stroomt op diepten van 1000 - 2000 meter langs oost-Groenland zuidwaarts. Door de west Jan Mayen breukzone wordt hij oostwaarts afgebogen om zich wederom op diepten van 1000 - 2000 meter over het Noorse bekken en Lofotenbekken te verspreiden. Zo kan het zowel vanuit het oosten als het westen zich in de Groenlandzee dringen.

Nieuwgevormd silicaatarm Greenland Sea Deep Water vinden we voornamelijk in het zuidelijk deel van de Groenlandzee. Een deel van het Greenland Sea Deep Water stroomt noordwaarts waarbij het zich mengt met de Middelste Watermassa. Zo langzamerhand tot water met Norwegian Sea Deep Water-karakteristieken ($S = 34.906$ ‰, $[Si] \sim 11 \mu M$) omgevormd, stroomt het het noordelijk deel van het Lofotenbekken in om zich vervolgens naar het zuiden van het bekken te begeven. Een ander deel van het Greenland Sea Deep Water stroomt vrijwel direct in het zuidelijk deel van het Lofotenbekken. Hierdoor ontstaat het relatief lage silicaat- en zoutgehalte in het zuiden van het Lofotenbekker. Door breuken in de oost- Jan Mayen breukzone kunnen het Noorse bekken en het Lofotenbekken water uitwisselen. Het water dat door de westerlijke dalen uit het

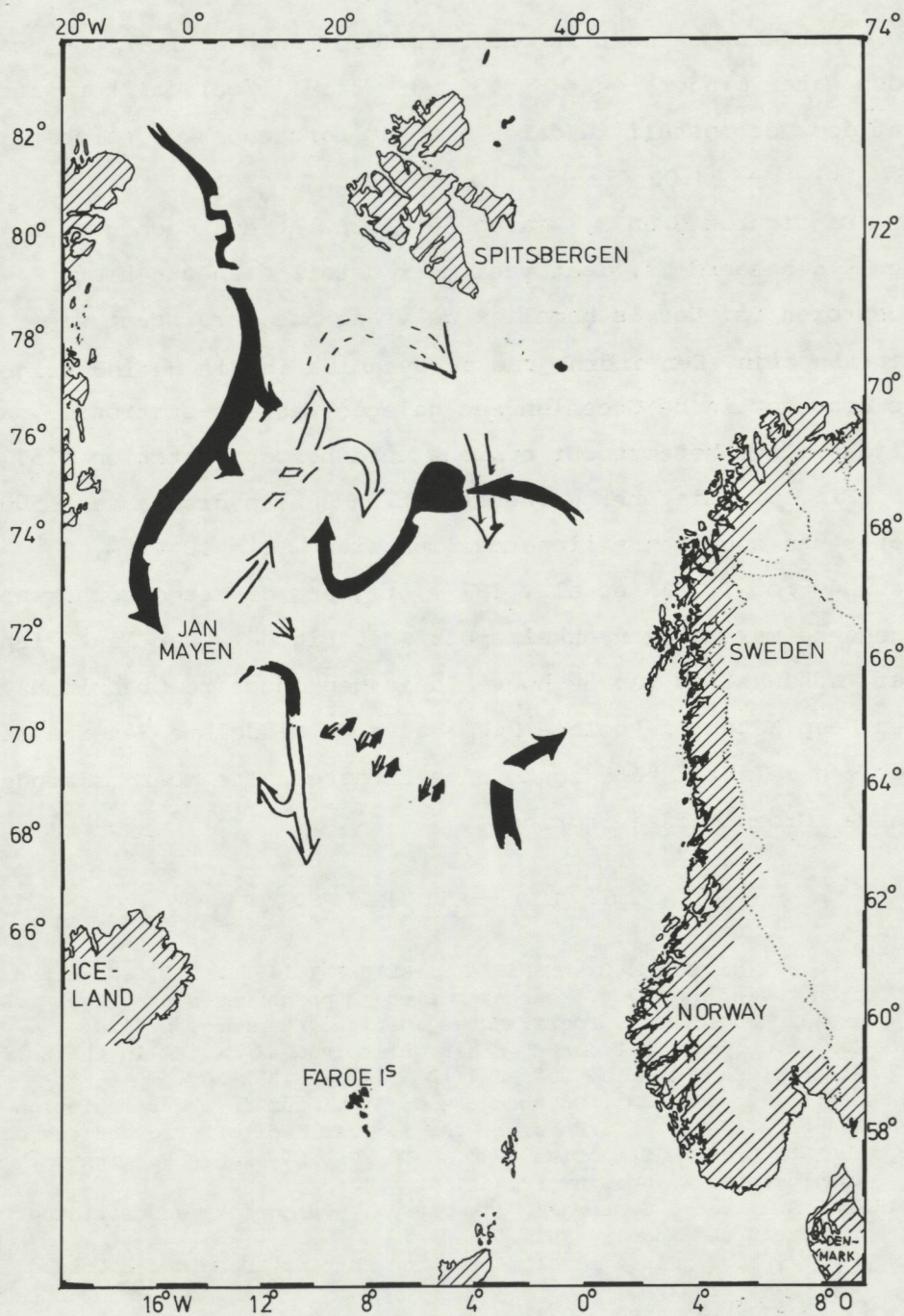


Fig. 20. A possible circulation-pattern based on horizontal gradients of dissolved silicate. White arrows point in the direction of an increasing silicate-concentration, dark arrows in the direction of decreasing silicate-concentrations.

Lofotembekken stroomt is onder invloed van het Greenland Sea Deep Water minder zout ($S = 34.90 - 34.91$ ‰) dan het water dat door de oostelijke dalen uit het Lofotembekker stroomt ($S = 34.91 - 34.92$ ‰).

De figuren 8 en 9, waarop het circulatiepatroon grotendeels gebaseerd is, laat veel meer detail zien dan hier besproken is. Het is namelijk de vraag hoe persistent die details zijn. Een indruk van de dynamiek in dit gebied krijgen we door het in de Groenlandzee gelegen Geosecs-station 17 dat tijdens deze Meteortocht opnieuw werd bezocht (station 425, cf. Fig. 5). Liet het Geosecs-station op een diepte van 1500 meter een zout- en silicaatmaximum zien $[Si] = 10.4 \mu M$, $S = 34.904$ ‰ ; CHAN et al., 1977), tijdens de Meteortocht was van deze maxima geen enkel spoor (cf. Fig. 6). Het laat zien dat, afhankelijk van de hoeveelheid geproduceerd Greenland Sea Deep Water of Poolzee Diep Water de Middelste Watermassa met z'n relatief hoge zout- en silicaatgehalte meer of minder verde Groenlandzee indringt.

6. LITERATUURLIJST

- BECKER, G.A., M. STEIN, G. WEGNER & S. WEICHART, 1976. I.C.E.S.-Expedition "Overflow 1973". Meereskundliche Beobachtungen und Ergebnisse nr 43. Deutsches Hydrografisches Institut, Hamburg, p. 124.
- BENNEKOM, A.J. van & J.E. JAGER, 1978. Dissolved aluminium in the Zaire River-plume.-Neth. J. Sea Res. 12 (3/4), : 358-367.
- BENNEKOM, A.J. van, 1981. On the Role of Aluminium in the Dissolution Kinetics of Diatom Frustules. In: R. Ross (editor) Proceedings of the 6th Diatom- Symposium 1980. OTTO KOELTZ Science Publishers, Koenigstein, W. Germany : 445-454.
- BENNEKOM, A.J. van & G. Berger, (in press). Hydrography and silicate budget of the Angola Basin.
- BOCK et al., 1982. First results from the "Meteor" Deep Water Cruise in May - July 1982.
- CARMACK, E. & K. AAGAARD, 1973. On the deep water of the Greenland sea.- Deep Sea Research, 20: 687-715.
- CASCETTO, S. & R. WOLLAST, 1979. Vertical distribution of dissolved aluminium in the Mediterranean. Sea. Mar. Chem. 7, pp. 141-155.

- CHAN, L.H., D. DRUMMOND, J.M. EDMOND & B. GRANT, 1977. On the barium, data from the Atlantic GEOSECS Expedition.—Deep Sea Research 24, 613-649.
- CODISPOTI, L.A. & D. LOWMAN, 1973. A reactive silicate budget for the Arctic Ocean.—Limnol. Oceanogr. 18, 448-456.
- DOOLEY, H.D. & J. MEINCKE, 1981. Circulation and Water Masses in the Faroese Channels during Overflow '73.—Dt. hydrogr. Z. 34, 41-55.
- HELLAND-HANSEN, B. & F. NANSEN, 1909. The Norwegian Sea. Its physical oceanography based upon the Norwegian Researches 1900-1904.—Rep. Norw. Fishery Mar. Invest, 2 (1), (2), pp. 390.
- HYDES, D.J., 1979. Aluminium in seawater: control by inorganic processes.—Science 205, 1260-1262.
- HYDES, D.J. & P.S. LISS, 1976. Fluorometric method for the determination of low concentrations of dissolved aluminium in neutral waters.—Analyst 101, 922-931.
- HYDES, D.J. & P.S. LISS, 1977. The behaviour of dissolved aluminium in estuarine and coastal waters.—Estuarine coastal Mar. Science 5, 755-769.
- KILLERICH, A., 1945. On the hydrography of the Greenland Sea.—Meddr. Grønland, 144 (2), 63 pp.
- KILLWORTH, P.D., 1979. On "Chimney" formation in the oceans.—J. Phys. Oceanogr., 9, 531-554.
- METCALF, W.G., 1955. On the formation of bottom water in the Norwegian basin.—Trans. Am. geophys. Un., 36 (4), 595-600.
- MEYBECK, M., 1981. Pathways of major elements from land through rivers, In: Riverinput in Oceansystems. U.N., New York 1981, pp. 183.
- MOHN, H., 1887. Nordhavets dybder, temperatur og strømninger.—Den Norske Nordhavs-Exped. 1876-1878, (18), 212 pp.
- MOORE, R.M., 1981. Oceanographic distribution of zinc, cadmium, copper and aluminium in waters of the central Arctic.—Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 2475-2482.
- MOORE, R.M., M.G. LOWINGS, & F.C. TAN. Geochemical profiles in the central Arctic Ocean: their relation to freezing and shallow circulation, (in press).
- OSTLUND, H.G., H.G. DORSEY & R. BUSCHER 1976. GEOSECS Atlantic radio-carbon and tritium results (Miami). Tritium laboratory Data Report No. 5, University of Miami, 14 pp plus tables and graphs. (Unpublished document).
- PETERSON, W.P. & C.H. ROTH, 1976. Formation and exchange of deep water in the Greenland and Norwegian Seas.—Deep Sea Res. 23, 273-284.
- STOFFYN-EGLI, P., 1982. Dissolved aluminium in the interstitial water of recent terrigenous marine sediments from the North Atlantic Ocean.—Geoch. Cosmochim. Acta, 46, 1345-1352.
- SWIFT, J.H. & K. AAGAARD 1981. Seasonal transitions and watermass formation in the Iceland Sea and Greenland Seas.—Deep Sea Research, 28, 1107-1129.