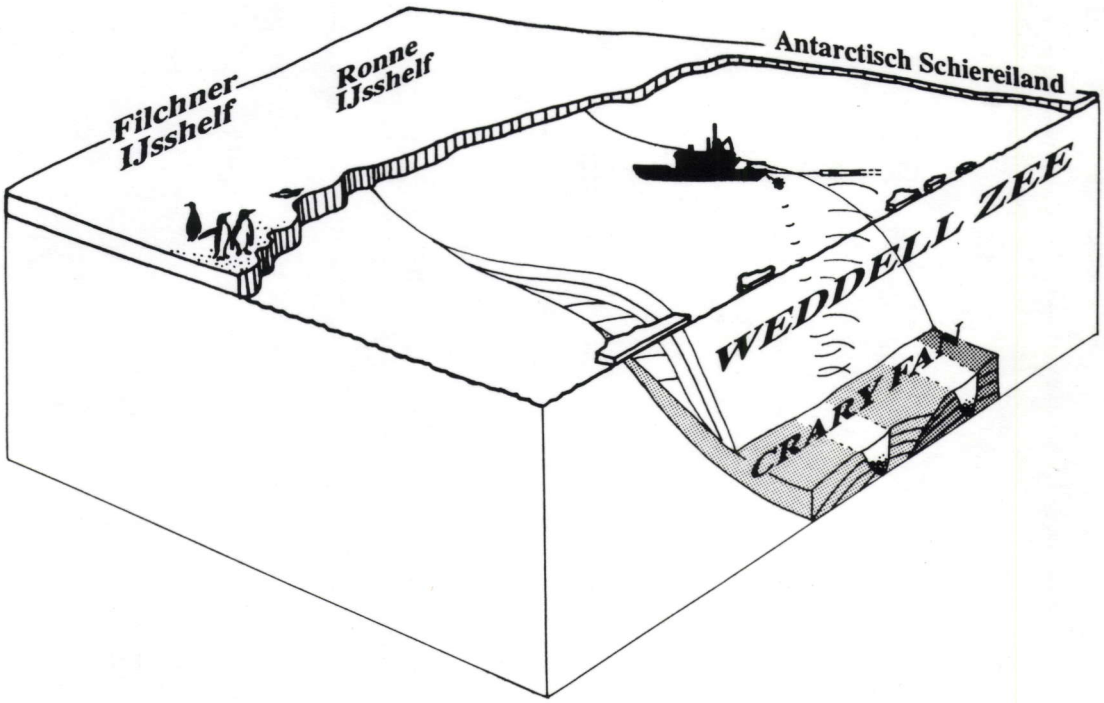
IZWO
Instituut voor Zeewetenschappelijk Onderzoek (vzw)
Institute for Marine Scientific Research
VICTORIALAAN 3 - B-8400 OOSTENDE BELGIUM
Tel. +32-(0)59-321045 — Fax: +32-(0)59-321135

Anne-Marie MOONS

Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

VOLUME 1



Proefschrift ingediend bij de Faculteit van de Wetenschappen van de Universiteit te Gent voor het verkrijgen van de graad van Doctor in de Wetenschappen (Groep Aard- en Delfstofkunde)

Promotor : Prof. Dr. R. MARECHAL
Co-Promotor : Dr. J.P. HENRIET

-1992-

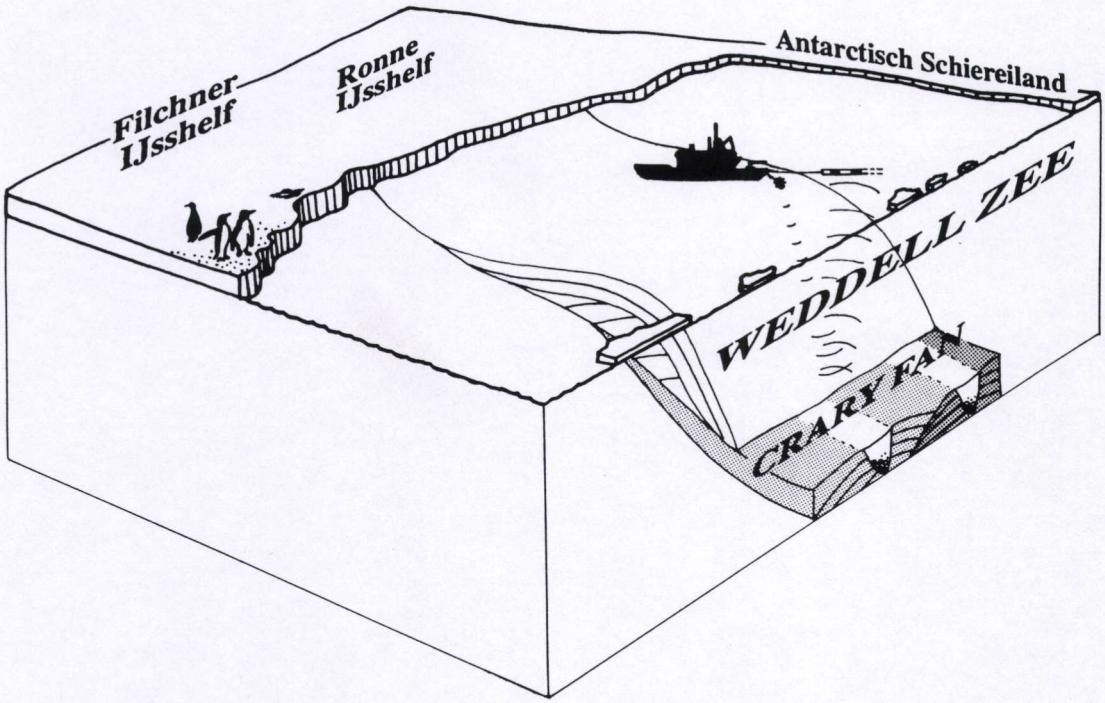
5828

IZWO
Instituut voor Zeewetenschappelijk Onderzoek (vzw)
Institute for Marine Scientific Research
VICTORIALAAN 3 - B - 8400 OOSTENDE BELGIUM
Tel. +32-(0)59-321045 — Fax: +32-(0)59-321135

Anne-Marie MOONS

Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

VOLUME 1



Proefschrift ingediend bij de Faculteit van de Wetenschappen van de Universiteit te Gent voor het verkrijgen van de graad van Doctor in de Wetenschappen (Groep Aard- en Delfstofkunde)

Promotor : Prof. Dr. R. MARECHAL
Co-Promotor : Dr. J.P. HENRIET

-1992-

Aan mijn nog
ongeboren kind

INHOUDSTAFEL

WOORD VOORAF

1. INLEIDING 1

2. GEOLOGIE VAN ANTARCTICA EN DE WEDDELL ZEE 4

2.1 Platentektonische struktuur en geologie van Antarctica 4

2.2 Platentektonische evolutie van Antarctica 6
2.2.1 Evolutie van Gondwanaland 7
2.2.2 Initiële evolutie van Antarctica in het kader van Gondwanaland 7

2.3 Evolutie van de Weddell Zee 10
2.3.1 Algemeen 10
2.3.2 Resultaten van diep reflektieseismisch onderzoek 12

3. METHODOLOGIE 15

3.1 Acquisitie van de seismische gegevens 15
3.1.1 Antarktis V/4-campagne 15
3.1.2 Antarktis VIII/5-campagne 18

3.2 Verwerking van de gegevens 20
3.2.1 Verwerken van de positioneringsgegevens 20
3.2.2 Digitale verwerking van de gegevens 21
3.2.3 Snelheidsbepalingen 22
3.2.4 Seismostratigrafische basisprincipes 26
3.2.4.1 Algemeen 26
3.2.4.2 Grenzen van afzettingsreeksen 27
3.2.4.2.1 Lapout-strukturen 27

3.2.4.2.2 Truncaties 29
3.2.4.3 Analyse van het seismisch facies 29
3.2.4.4 Principes van de sequentiestratigrafie 31
3.2.5 Interpretatiestappen 35
3.2.6 Mogelijke problemen bij de interpretatie, gebonden aan opname- en verwerkingsprocedures 37
3.2.7 Gebruik van Geofox 38

4. SEISMOSTRATIGRAFIE VAN DE WEDDELL ZEE 41

4.1 Basisgegevens 41

4.2 Seismisch-stratigrafische banadering 41

4.3 Stratotype-profiel 87095 door ODP 693-site 44
4.3.1 Beschrijving van de ODP boringen 692 en 693 nabij Cape Norvegia 44
4.3.2 Correlatie van de seismische gegevens met ODP-boorresultaten 46

4.4 Analyse van de grote discordanties in de zuidoostelijke Weddell Zee 47
4.4.1 Correlatie tussen de ODP-boorresultaten en de zuidoostelijke Weddell Zee 47
4.4.2 Beschrijving van de grote eenheden onder WO4b 48
4.4.3 Mogelijke benaderingen aangaande de interpretatie van de erosieoppervlakken WO1, WO4 en WO5 57
4.4.3.1 Paleo-oceanografische benadering 57
4.4.3.2 Paleotektonische benadering 60
4.4.3.3 Paleoklimatologische benadering 61

5. SEQUENTIESTRATIGRAFIE VAN DE CRARY FAN 63

5.1 Beschrijving van gekende fanstrukturen 63
5.1.1 Algemeen 63
5.1.2 Verschillende modellen voorgesteld voor sedimentaire fans 64
5.1.2.1 Moderne fans 64

5.1.2.2 Fossiele fans 66
5.1.3 Seismische facies-analyse van de faneenheden 68
5.1.4 Factoren die de bouw van een submariene waaier kunnen beïnvloeden 69
5.1.5 Beschrijving van moderne fans 70
5.1.5.1 De Amazone Fan 70
5.1.5.2 De Indus Fan 72
5.1.5.3 De Rhône Fan 75

5.2 Voorafgaand reflektieseismisch onderzoek aangaande de Crary Fan in de zuidoostelijke Weddell Zee 77

5.3 Beschrijving van de verschillende profielen doorheen de Crary Fan 80
5.3.1 Reflektieseismische gegevens in de zuidoostelijke Weddell Zee 80
5.3.2 Bathymetrie van de zuidoostelijke Weddell Zee 82
5.3.3 Sequentiestratigrafische beschrijving van de beschikbare profielen doorheen de Crary Fan 85
5.3.3.1 Algemene bouw van de Crary Fan 85
5.3.3.2 De basis van de Crary Fan, de wf0-sequentie 88
5.3.2.3 De wf1-sequentie 90
5.3.2.4 Detailanalyse van het channel-levee systeem CH2-WF2 90
5.3.2.5 Detailanalyse van het derde channel-levee systeem CH3-WF3 104
5.3.2.6 Beschrijving van het seismisch facies van de fansedimenten met betrekking tot het lithofacies 131
5.3.4 Factoren die de migraties en de sprongen van de geulen kunnen beïnvloeden 131

5.4 Analyse van de shelfsedimenten 133
5.4.1 Verwerking van de AWI/RCMG reflektieseismische shelfprofielen 133
5.4.1.1 Beschrijving van de verschillende shelfsequenties 133
5.4.1.2 Correlatie met de Noorse gegevens 136
5.4.1.3 Zeespiegel en/of klimatologische controle van de shelfsedimenten 138

5.5 Aard van de sedimenten en sedimentaanvoermogelijkheden in de Crary Fan 138
5.5.1 Aard van de glaciaire shelfsedimenten in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee 138
5.5.2 Hydrodynamische factoren langs de Antarctische continentale randen 140
5.5.2.1 Oppervlakkig stromingspatroon rond Antarctica 140

5.5.2.2 Antarctische diepwaterstromingen 142

5.6 Paleoklimatologische studie van de zuidoostelijke Weddell Zee en sedimentatieomstandigheden in de Crary Fan 143

5.6.1 Algemeen 143

5.6.2 Sedimentatiemodel van de Crary Fan 145

5.6.3 Evolutie van de Crary Fan 149

6. BESLUIT 152

7. BIBLIOGRAFIE 154

FIGURENLIJST : VOLUME 1 169

FIGURENLIJST : VOLUME 2 174

WOORD VOORAF

Mijn woorden van dank wil ik in de eerste plaats betuigen aan mijn promotor Prof. Dr. R. Maréchal, die mij de mogelijkheid geboden heeft dit onderzoek uit te voeren aan het Labo voor Aardkunde en die mij steeds gesteund en gemotiveerd heeft tijdens de jaren van mijn onderzoek.

Dr. J.P. Henriet, co-promotor, ben ik ten zeerste dankbaar voor het vertrouwen dat hij al deze jaren in mij stelde en voor de kans die hij mij geboden heeft te werken op dit uiterst interessant onderwerp, waardoor ik tevens kon deelnemen aan een onvergetelijke campagne naar Antarctica. Zijn efficiënte en deskundige begeleiding hebben in gtote mate bijgedragen tot de verwezenlijking van dit proefschrift.

Een speciaal woord van dank richt ik tot Dr. M. De Batist voor zijn vakkundige hulp en de stimulerende discussies gedurende de zeer aangename jaren van collegiale samenwerking op het Labo.

Het Instituut voor Wetenschappelijk Onderzoek in Nijverheid en Landbouw (I.W.O.N.L.) ben ik bijzonder dankbaar voor de toekenning van drie mandaten van bursaal, die mij in staat hebben gesteld dit onderzoek uit te voeren.

Het Antarctisch onderzoek kaderde binnen een eerste en een tweede fase van het Belgisch Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied (ANTAR 09-Fasen I en II) van de Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid. Ik wens dan ook in het bijzonder de heer S. Cashetto, projectverantwoordelijke, te danken voor zijn vertrouwen in de onderzoeksgroep van het RCMG, voor zijn positieve samenwerking en zijn efficiënte begeleiding en steun.

Het Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, en in het bijzonder Prof. H. Miller, hoofd van de Geofysische afdeling op het AWI ben ik mijn dank verschuldigd voor de scheepstijd en de logistieke ondersteuning aan boord van de ijsbreker "Polarstern" gedurende de twee Antarktis-campagnes in de Weddell Zee. Prof. H. Miller ben ik tevens zeer dankbaar voor de nauwe samenwerkingsbanden tussen het AWI en het RCMG en voor de zeer goede sfeer aan boord van de "Polarstern". In dit verband wens ik tevens mijn dank te betuigen aan de kapiteinen en de bemanning van de "Polarstern".

Prof. K. Hinz van de BGR en zijn medewerkers en Prof. Y. Kristoffersen en B. Kuvaas van de Universiteit van Bergen ben ik bijzonder dankbaar voor het ter beschikking stellen van een aantal Duitse en Noorse gegevens en voor de goede samenwerking die tot stand kwam tussen de BGR, de Universiteit van Bergen, het AWI en het RCMG.

B. Savoye (IFREMER, Brest) en Dr. L. Droz (Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine, Villefranche sur Mer) ben ik zeer erkentelijk voor het bereidwillig verschaffen van supplementaire gegevens aangaande submariene waaiers.

Tevens wens ik alle collega's van het Renard Centre of Marine Geology en het personeel van het Labo voor Aardkunde te danken voor de aangename werksfeer tijdens de voorbije jaren. W. Versteeg wens ik te danken voor zijn processing-ervaring, E. Maes en E Vanheuverswyn ben ik dankbaar voor hun technische ervaring, onontbeerlijk voor het welslagen van de beide campagnes, M. Verschuren ben ik erkentelijk voor zijn deskundige uitleg bij het gebruiken van "GEOFOX" en B. Van Bavinchove ben ik dankbaar voor haar praktische hulp bij dit werk. M. Bogaert ben ik in het bijzonder dankbaar voor haar hulp bij het verwezenlijken van het grafisch gedeelte van dit proefschrift.

Tenslotte ben ik Yvan van harte dankbaar voor zijn ononderbroken begrip en morele steun en zijn daadwerkelijke hulp.

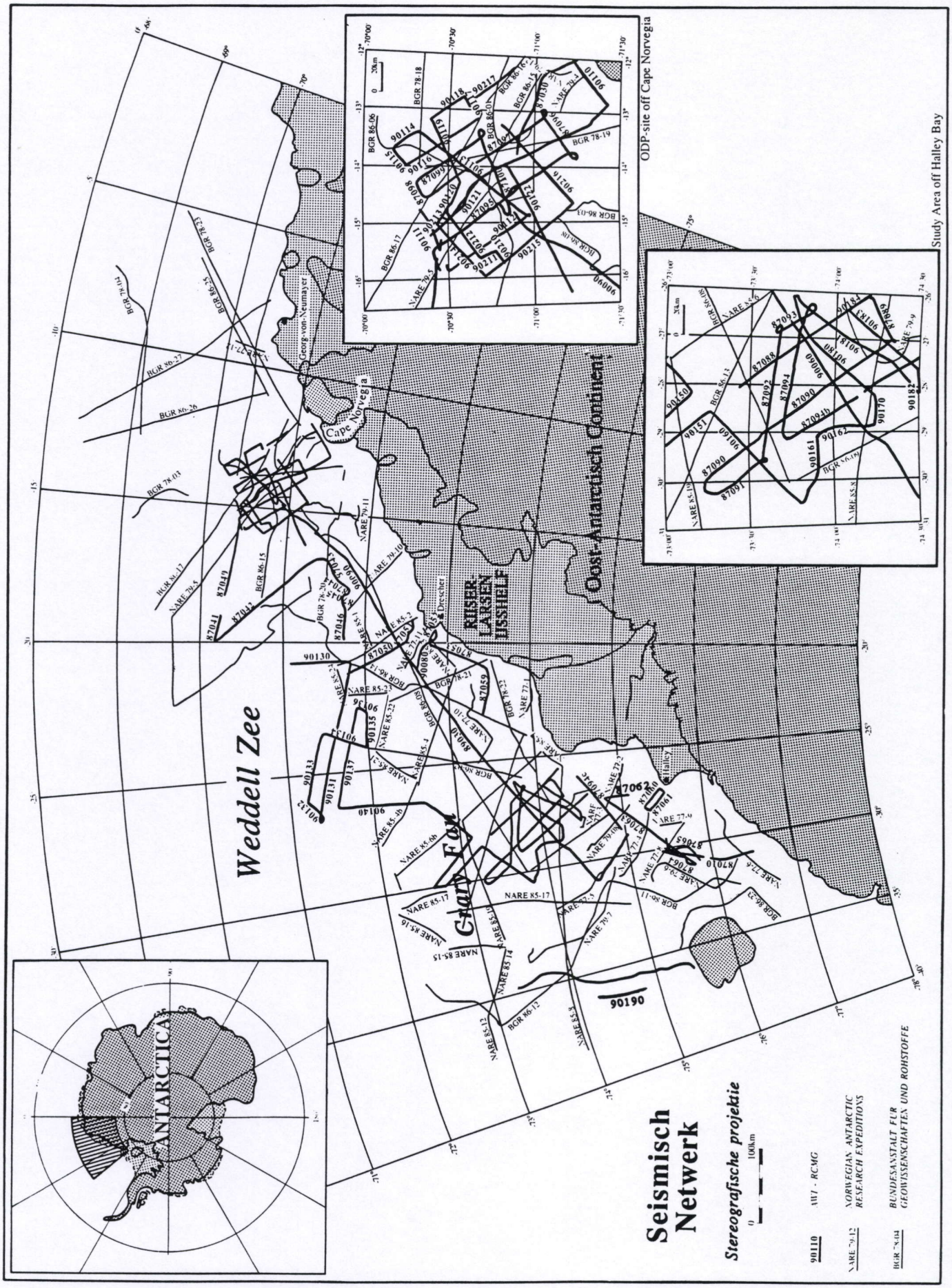
1. INLEIDING

Van december 1986 tot maart 1987 en van december 1989 tot maart 1990 werden door het Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI-Bremerhaven) en het Renard Centre of Marine Geology (RCMG-Universiteit Gent) aan boord van de Duitse ijsbreker F.S. Polarstern in het totaal 6981 km reflektieseismische profielen met hoog onderscheidingsvermogen opgenomen in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee. De Belgische deelname aan deze beide campagnes, Antarktis V/4 en Antarktis VIII/5, gebeurde in het raam van de eerste (1986-1988) en de tweede fase (1989-1991) van het Belgisch Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied (ANTAR 09) van de Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid (DPWB).

Tijdens de eerste antarctische expeditie (ANT V/4) wisselden de reflektieseismische opnamen af met oceanografische, hydrochemische, geologische en glaciologische onderzoeken en logistieke taken, waardoor het seismisch programma beperkter was (2869 km seismische profielen) dan gedurende de tweede, essentieel marien-geologische en geofysisch georiënteerde campagne (ANT VIII/5) (4112 km reflektieseismische profielen). Het aldus verworven databestand kon aangevuld worden met een aantal Duitse "BGR" (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffen) en Noorse "NARE" (Norwegian Antarctic Research Expeditions) profielen. In totaal werden nagenoeg 1250 km Noorse en Duitse profielen eveneens geïnterpreteerd en verwerkt. Figuur 1 geeft de lokalisatie weer van de reflektieseismische profielen die tot nu toe werden opgenomen in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee door AWI/RCMG, BGR en NARE.

In overleg met het AWI werd het seismisch gegevensbestand van de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee opgesplitst in hoofdzakelijk drie deelgebieden : de Crary fan in de zuidoostelijke Weddell Zee, de "Polarstern Bank" ten noorden van de Crary Fan en een sector tegenover Cape Norvegia in de noordoostelijke Weddell Zee, waar boringen uitgevoerd werden in het raam van het Ocean Drilling Programme (ODP Leg 113, 1987). De interpretatie en verwerking van de reflektieseismische lijnen opgenomen in de zone van Leg 113 geeft hoofdzakelijk informatie aangaande de strukturele evolutie van de Weddell Zee en maakt, na afspraak tussen het AWI en het RCMG deel uit van een Duitse doctoraatsverhandeling, afgewerkt door N. Kaul van het AWI (Berichte zur Polarforschung, 89, 1991).

Het doctoraatswerk dat hier voorgelegd wordt spitst zich toe op een gedetailleerde seismostratigrafische en sequentiestratigrafische interpretatie van de reflektieseismische profielen opgenomen tijdens de twee Antarktis-campagnes in de zuidoostelijke Weddell Zee, in een gebied dat zich uitstrekt van 76°30S tot 72°30S en van 33°00W tot 23°00W. Het omvat



Figuur 1. Lokalisatie van de AWI/RCMG-, BGR- en NARE-reflektieseismische profielen in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee.

deels continentaal plat en voor de rest een uitgestrekt gebied op de continentale helling. De voornaamste sedimentaire eenheid in het studiegebied is een complex van "channel-levee" systemen, behorend tot een grootse sedimentaire waaier, de "Crary Fan" (Haugland et al., 1985 ; Kuvaas & Kristoffersen, 1991). De verwerking van het beschikbaar netwerk in het studiegebied levert belangrijke inzichten in de tot nu toe nog vrij slecht gekende geologische gesteldheid in de zuidoostelijke Weddell Zee en in de sedimentatieprocessen in polaire gebieden. Aan de hand van de boorresultaten van ODP-Site 693 (Leg 113) in de noordoostelijke Weddell Zee (Figuur 1), nabij Cape Norvegia, kon een zekere chronostratigrafische interpretatie van de Crary Fan sequenties uitgevoerd worden. Ten slotte kon in de gedetailleerde interpretatie van de sedimentaire reeksen, gedefinieerd op de hoge resolutie seismogrammen, een duidelijke ritmiciteit ontwaard worden die geïnterpreteerd werd in termen van klimaatsveranderingen, ijskapbewegingen en zeespiegelschommelingen in de zuidoostelijke Weddell Zee.

2. GEOLOGIE VAN ANTARCTICA EN DE WEDDELL ZEE

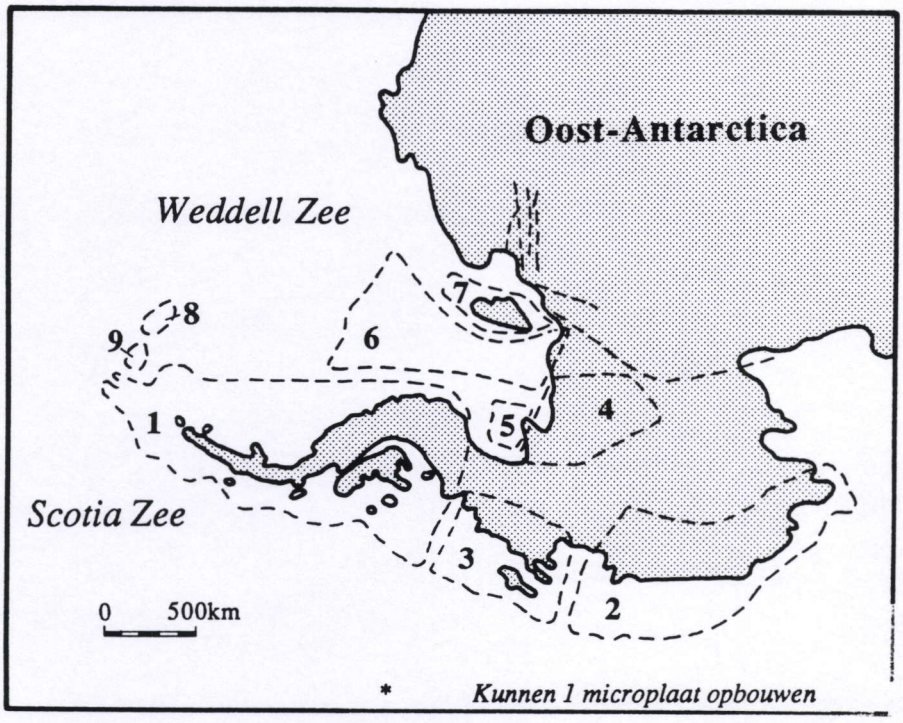
2.1 Platentektonische struktuur en geologie van Antarctica

Antarctica wordt geologisch in Oost- en West-Antarctica onderverdeeld.

Oost-Antarctica is een craton of continentaal schild, opgebouwd uit plutonische en metamorfe gesteenten van Laat-Precambrische tot Onder-Paleozoïsche ouderdom, bedekt door voornamelijk subhorizontale jongere sedimentaire en vulkanische gesteenten. De sedimentaire gesteenten behoren tot de "Beacon Supergroup" van het Devoon, terwijl de vulkanische reeksen deel uitmaken van de "Ferrar Group" van het Jura. Beide groepen vertegenwoordigen de Gondwana-sequentie en worden eveneens beschreven in andere zuidelijke continenten (Craddock, 1982). Deze verschillende gesteentesoorten van Precambrische tot Jura-ouderdom worden o.a. in het Transantarctisch gebergte teruggevonden. Deze bergketen, die gedurende de laatste 45-50 M.Y. ontstaan zou zijn (Stern & Ten Brink, 1989), is een belangrijke vervormingszone die de grens uitmaakt tussen Oost- en West-Antarctica (Jankowski, et al., 1983) .

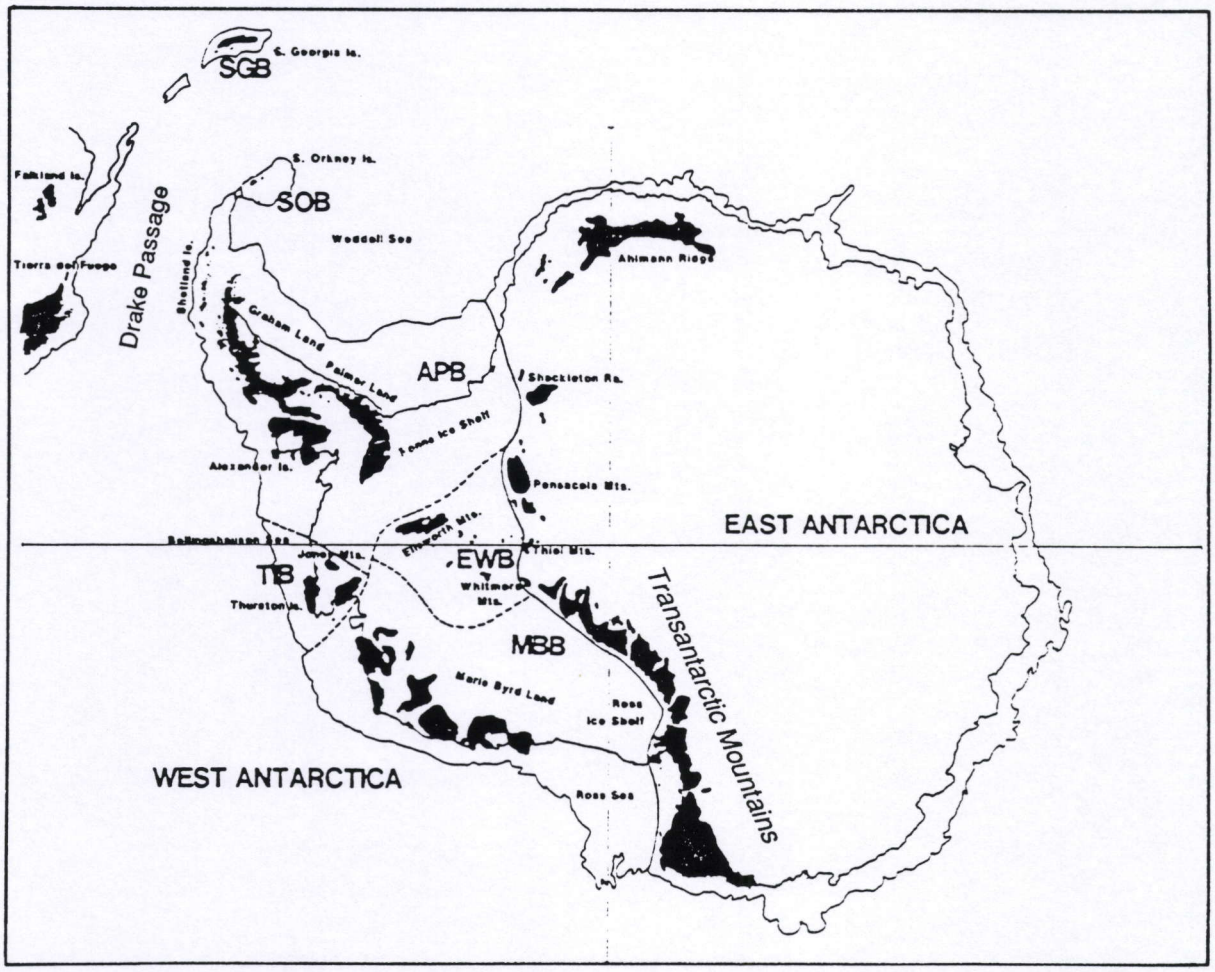
West-Antarctica wordt gekenmerkt door jongere gesteenten, die dateren vanaf het Paleozoïcum. Tot op heden zijn er nog geen Precambrische gesteenten op West-Antarctica gevonden (Craddock, 1982). De oudste gesteenten in West-Antarctica zijn metamorf of intrusief en vormen het "Basement Complex", dat van Paleozoïsche ouderdom is. Sedimentaire en vulkanische reeksen van waarschijnlijk Paleozoïsche en Mesozoïsche ouderdom zijn wijd verspreid. West-Antarctica wordt opgesplitst in verschillende microcontinenten, waarbij het aantal kan variëren al naargelang de auteurs. Zo onderscheiden De Wit et al. (1988) (Figuur 2) : het Antarctisch Schiereiland, Mary Byrd Land, Thurston Eiland, Ellsworth Gebergte, Haag, Filchner, Berkner Eiland, Zuid Georgia Eiland en de Zuid Orkney Eilanden. Dalziel et al. (1987) herkent slechts 6 microcontinenten (Figuur 3): Antarctisch Schiereiland-Ellsworth Land (APB), Ellsworth-Withmore Gebergte (EWB), Mary Byrd Land (MBB), Thurston Island-Eights Coast (TIB), Zuid Orkney Eilanden (SOB) en Zuid Georgia Eilanden (SGB). Wilson et al. (1989) onderscheiden slechts vier microplaten (Figuur 5), nl. West-Antarctica (WAB), het Antarctisch Schiereiland (APB), Zuid Georgia (SGB) en de Zuidelijke Orkneys (SOB).

De Weddell Zee wordt in het westen begrensd door het Antarctisch Schiereiland, in het zuiden door het Ellsworth Gebergte en in het oosten door de Oost-Antarctische craton. Het Antarctisch Schiereiland is een nauwe strook continentale korst omgeven door oceanische korstgebieden van Drake Passage, de zuidelijke Stille Oceaan, de Scotia Zee en de Weddell Zee (Garrett & Storey, 1987). Een groot deel van deze continentale strook is gevormd bij de subductie van een lithosferische plaat van de vroege Stille Oceaan sedert ten minste Trias-tijden. Het vulkanisme, geassocieerd met deze subductie langs de westelijke zijde van het Antarctisch



1* Antarctisch Schiereiland
2 Marie Byrd Land
3* Thurston
4* Ellsworth
5* Haag
6 Filchner
7 Berkner Eiland
8 Zuid Georgia
9 Zuid Orkney eilanden

Figuur 2. De Antarctische microcontinenten naar het model van De Wit et al. (1988).



Figuur 3. De Antarctische microcontinenten naar het model van Dalziel et al. (1987).
APB=Antarctisch Schiereiland, EWB=Ellsworth-Witmore gebergte, MBB=Mary Byrd Land, TIB=Thurston Eiland, SOB=Zuid-Orkney Eilanden, SGB=Zuid-Georgia Eilanden.

Schiereiland, is nu nog steeds aktief. Het Ellsworth Gebergte zou gevormd zijn vanaf het Midden-Trias ten gevolge van de botsing van het microcontinent van het Antarctisch Schiereiland enerzijds tegen de West-Antarctische en Oost-Antarctische Blokken anderzijds.

2.2 Platentektonische evolutie van Antarctica

Het supercontinent Gondwana bestond grofweg uit het huidige Zuid-Amerika, Afrika, Arabië, Madagascar, Sri Lanka, Zuid-Indië, Antarctica, Australië en Nieuw Zeeland (Craddock, 1982). De evolutie van de fragmentatie van Gondwanaland is in het kader van deze studie belangrijk, daar het spreidingsproces ter hoogte van de Weddell Zee, Zuid-Amerika en Zuid-Afrika startte en het tevens de aard van het Weddell Zee bekken bepaalde. Verschillende modellen voor de reconstructie van Gondwanaland kunnen in de literatuur teruggevonden worden, waaronder de modellen van Smith & Hallam (1970) ; Barker & Burrell (1977) ; De Wit (1977) ; Barron & Harrison (1980) ; Norton (1982) ; Miller (1983) ; Lawver & Scotese (1987) ; De Wit et al. (1988) en Wilson et al. (1989).

Er moet evenwel opgemerkt worden dat er tussen de verschillende auteurs geen eensgezindheid bestaat aangaande de pre-Jura positie van het Antarctisch Schiereiland ten opzichte van zuidelijk Zuid-Amerika. Men vindt in de literatuur in hoofdzaak vier mogelijke reconstructies van Gondwanaland ter hoogte van Antarctica en Zuid-Amerika door :

1. het Antarctisch Schiereiland tussen Afrika en Zuid-Amerika te plaatsen (Smith & Hallam, 1970 ; Norton, 1982) ;
2. de lithosfeer ontstaan door sea-floor spreading in Drake Passage gedurende de laatste 30 M.Y. weg te denken (Barker & Burrell, 1977) ;
3. het Antarctisch Schiereiland over 90 graden in tegenwijzerzin te roteren zo dat het in het verlengde van Vuurland ligt (De Wit, 1977 ; De Wit et al., 1988) ;
4. het Antarctisch Schiereiland ten westen van Vuurland te plaatsen (Lawver & Scotese, 1987 ; Miller, 1983 ; Wilson et al., 1989).

In de tekst die volgt worden twee modellen besproken : het oudere model van Norton (1982), dat de evolutie van Gondwanaland weergeeft en het recentere model van Wilson et al. (1989), dat de evolutie van Antarctica binnen Gondwanaland bespreekt.

2.2.1 Evolutie van Gondwanaland

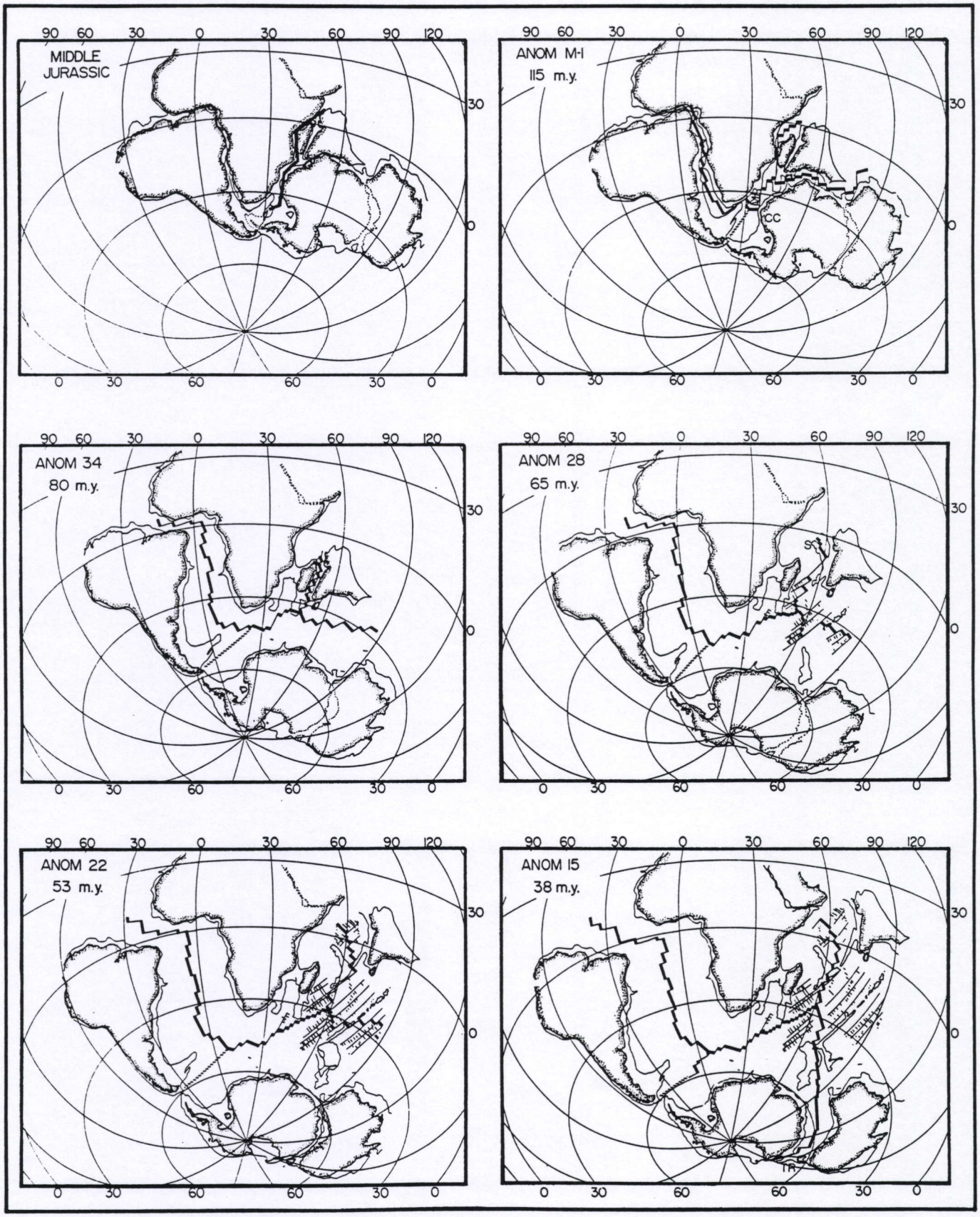
Volgens het model voorgesteld door Norton (1982) (Figuur 4) treedt als eerste fase van het spreidingsproces tijdens het Onder-Jura de splitsing op tussen Oost- (Madagascar, Indië, Antarctica en Australië) en West-Gondwanaland (Afrika en Zuid-Amerika), waarbij Oost-Gondwanaland ten opzichte van Afrika in zuidwaartse richting werd verplaatst. De scheiding tussen Zuid-Amerika en Afrika gebeurde vanaf het Onder-Krijt, ongeveer gelijktijdig met het loskomen van Indië t.o.v. Antarctica en Australië. Indië kwam vervolgens los van Madagscar tijdens het Boven-Krijt. Vanaf het midden Onder-Krijt zou het Antarctisch Schiereiland zijn huidige positie ten opzichte van Oost-Antarctica hebben aangenomen. De scheiding van Australië en Antarctica gebeurde vanaf het Onder-Eoceen. De spreiding tussen Zuid-Amerika en het Antarctisch Schiereiland doet zich voor vanaf het Oligoceen en deze spreiding resulteerde in de opening van Drake Passage.

2.2.2 Initiële evolutie van Antarctica in het kader van Gondwanaland

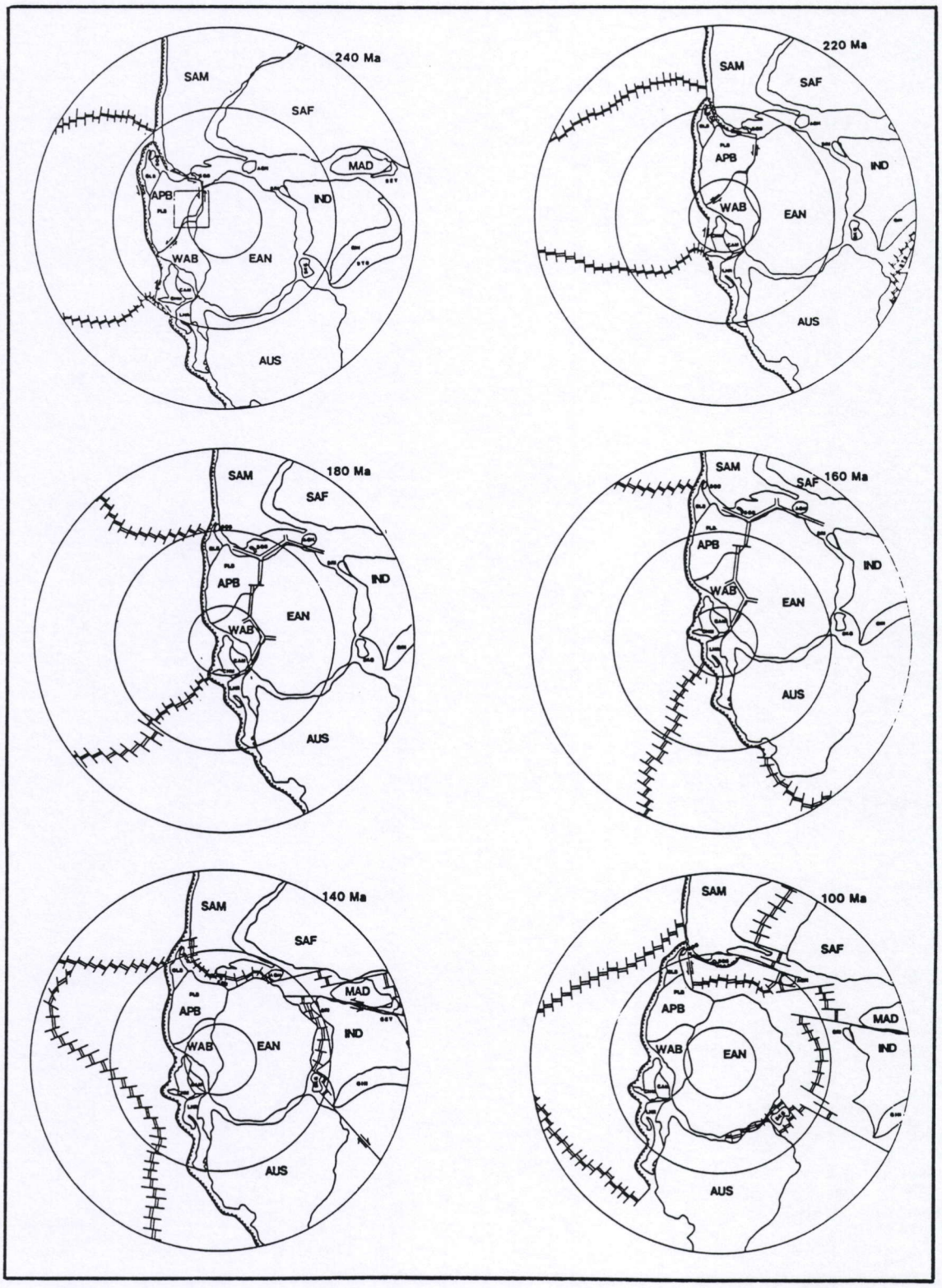
Volgens het model, voorgesteld door Wilson et al. (1989) wordt, zoals reeds hoger vermeld, West-Antarctica opgesplitst in vier microcontinenten (West-Antarctica, WAB ; Antarctisch Schiereiland, APB ; Zuid Georgia, SGB en Zuid Orkney, SOB) (Figuur 5).

Tijdens het Midden Trias (240 M.Y.) bevindt het blok van het Antarctisch Schiereiland zich in het verlengde van Zuid-Amerika, waardoor het huidige Antarctisch Schiereiland ten westen van Vuurland komt te liggen. De belangrijkste ontwikkeling gedurende deze periode is de botsing tussen het microcontinent van het Antarctisch Schiereiland en het blok gevormd door West- en Oost-Antarctica samen, met als gevolg het onstaan van het Ellsworth Gebergte. Met deze botsing gaat een rotatie van het Antarctisch Schiereiland in wijzerszin gepaard. Het Antarctisch Schiereiland en West-Antarctica worden vanaf deze periode gekenmerkt door subductie langs de rand van de Stille Zuidzee.

Vanaf het einde van het Onder-Jura (180 M.Y.) start een spreidingsfase in het westen van Gondwanaland. De riftvorming die gepaard gaat met deze spreiding heeft drie armen, waarvan twee een scheiding maken tussen Zuid-Amerika en Antarctica. De derde rifttak, de zgn. transantarctische spreidingszone, spreidt zich verder doorheen de Weddell Zee, vervolgens tussen West-Antarctica samen met het Antarctisch Schiereiland enerzijds en Oost-Antarctica anderzijds, om in de Ross Zee te eindigen.



Figuur 4. De evolutie van Gondwanaland naar het model van Norton (1982).



Figuur 5. De initële evolutie van Antarctica in het kader van Gondwanaland naar Wilson et al. (1989).

WAB=West-Antarctica, APB=Antarctisch Schiereiland-Ellsworth gebergte (GLB=Graham Land subblok, PLB=Palmer land subblok), SGB=Zuid-Georgia Eilanden, SOB=Zuid-Orkney Eilanden, AGH=Agulhas Plateau, CAM=Campbell Plateau, CHM=Chathman Rise, IND=Indië (GIN=Groot Indië, gedeelte dat verdwenen is door botsing), LHR=Lord Howe Rise, MAD=Madagascar, SEY=Seychellen Eilanden, SKG=Zuid-Kerguelen Plateau, SRI=Sri-Lanka, STB=Zuid-Tibet, SAM=Zuid-Amerika, SAF=Zuidelijk Afrika, AUS=Australië.

In het Midden-Jura is het spreidingsproces in de Weddell Zee, dat aktief is sinds het Onder-Jura, nog steeds het belangrijkste fenomeen. Vanaf het einde van het Midden-Jura wordt echter de transantarctische spreidingszone inaktief. Tijdens het Boven-Jura en het Onder-Krijt verwijdert het gebied van de Weddell Zee zich van Zuid-Amerika en Zuid-Afrika.

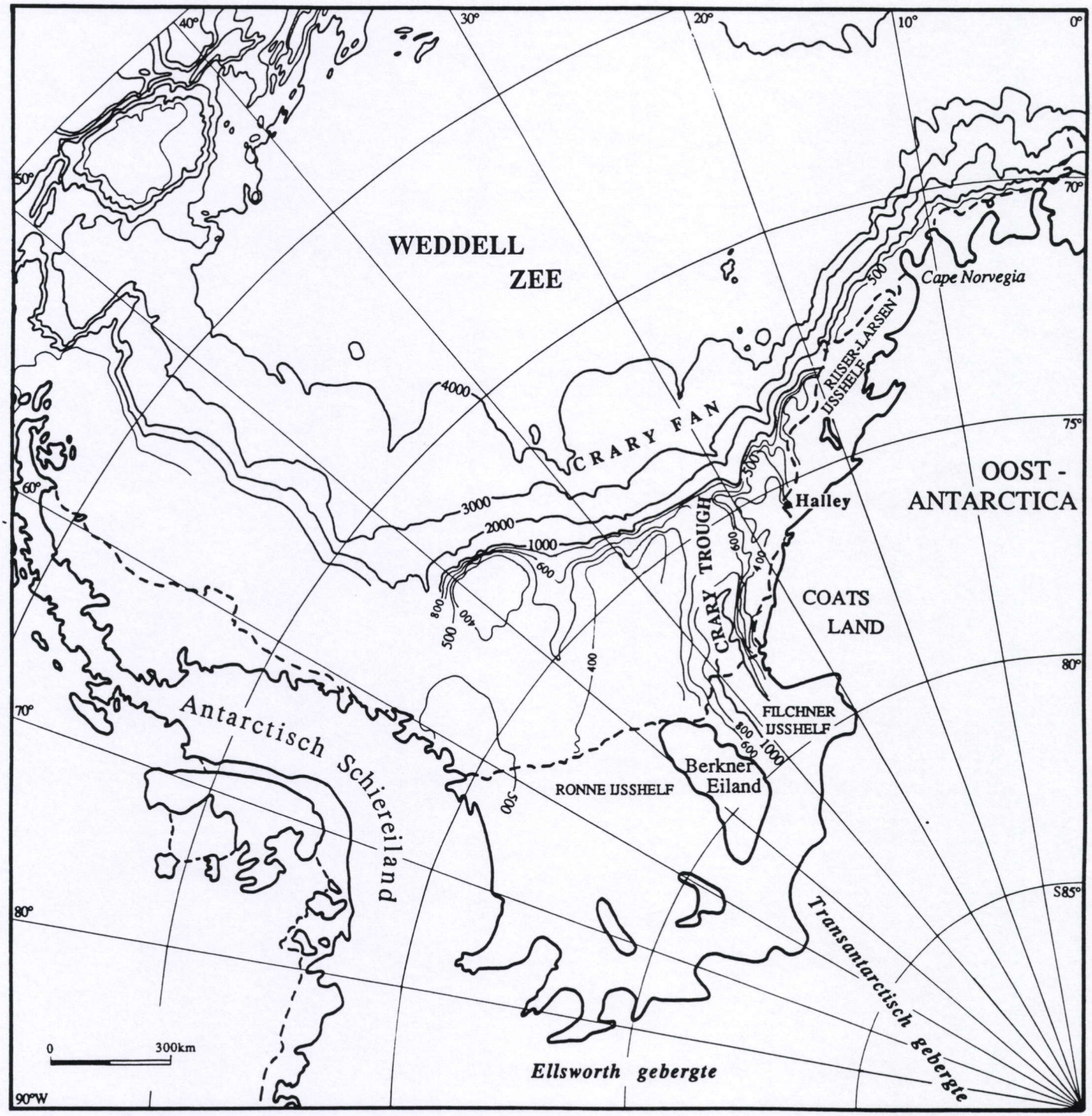
De opening van de Weddell Zee is dus duidelijk bepaald door de fragmentatie en spreidingsprocessen van Gondwanaland ter hoogte van Antarctica, wat belangrijke implicaties heeft voor de strukturele evolutie van het Weddel Zee bekken zelf.

2.3 Evolutie van de Weddell Zee

2.3.1 Algemeen

De Weddell Zee, gesitueerd tussen het Antarctisch Schiereiland en Oost-Antarctica, wordt gekenmerkt door een centraal bekken met waterdiepten van 4000-5000 m (Figuur 6). In het zuidelijk en westelijk deel van de Weddell Zee herkent men een brede continentale shelfzone, niet bedekt door zeeijs, met diepten van minder dan 550 m. De oostelijke Weddell Zee wordt echter gekenmerkt door een smallere shelfzone, die bedekt is met de ijsshelf. Aan de rand van de ijskap meet men plaatselijk waterdiepten tot meer dan 1000 m. In de zuidoostelijke Weddell Zee tussen 75°S en 78°S wordt de zeebodemmorfologie gedomineerd door de Crary Trough, een noordoost-zuidwest georiënteerde depressie parallel met de oostkust van de Weddell Zee, met een totale lengte van 900 km en waarschijnlijk van glaciaire oorsprong. Het diepste deel (nagenoeg 1200 m) situeert zich voor de Filchner IJsshelf. Naar het noorden toe wordt de trog minder diep (Haugland, 1982, Elverhøi & Maisey, 1983).

Het bekken van de Weddell Zee wordt in het oosten begrensd door de Oost-Antarctische craton, die langs de oostelijke flank van de Crary Trough op de zeebodem dagzoomt (Haugland, 1982 ; Kamanev & Ivanov, 1983). In het westen is het bekken begrensd door de Mesozoïsche magmatische boog en oostwaarts hellende geplooide Boven-Jura vulkanoklastische sedimenten van het zuidoostelijk Antarctisch Schiereiland. Het zuidelijk deel van het Weddell Zee bekken omvat eveneens delen van het Transantarctisch gebergte, het Ellsworth Gebergte en het Antarctisch Schiereiland. Het zuidelijk bekken van de Weddell Zee rust op een gebroken, heterogene sokkel die zich tussen 500 m en 15 km onder de zeespiegel bevindt.



Figuur 6. Lokalisatie en morfologie van het Weddell Zee bekken.

2.3.2 Resultaten van diep reflektieseismisch onderzoek

Het eerste geologisch en marien geofysisch onderzoek in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee gebeurde nagenoeg vijftien jaar geleden door Noorse onderzoekers tijdens de NARE-expeditie (Norwegian Antarctic Research Expeditions) van 1976/1977 en door de eerste expeditie van de BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffen) in 1978.

Een overzicht van het meerkanaals reflektieseismisch onderzoek tot op heden uitgevoerd in het Weddell Zee bekken wordt weergegeven aan de hand van tabel 1.

Jaar	Instituut	Land	Schip	Profiellengte (km)
1977	Bergen Universiteit	Noorwegen	Polarsirkel	1000
1978	Bundesanst. Geow. Rohst.	B.R.D.	Explora	5850
1978	Lamont-Doherty Geol. Obs.	U.S.A.		
1979	Bergen Universiteit	Noorwegen	Polarsirkel	1010
1983	Nat. Oil Corporation	Japan	Hakurei-Maru	1500
1985	Bergen Universiteit	Noorwegen	Andenes	2600
1985	USSR	USSR		2270
1986	Bundesanst. Geow. Rohst.	B.R.D.	Polarstern	6260
1987	AWI/RCMG Antarktis V/4	B.R.D./België	Polarstern	2869
1990	AWI/RCMG Antarktis VIII/5	B.R.D./België	Polarstern	4112

Tabel 1. Overzicht van de reflektieseismische campagnes, uitgevoerd in de Weddell Zee.

De Antarktis V/4- en Antarktis VIII/5-profielen en de vroegere Duitse en Noorse netwerken opgenomen in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee werden reeds weergegeven op figuur 1.

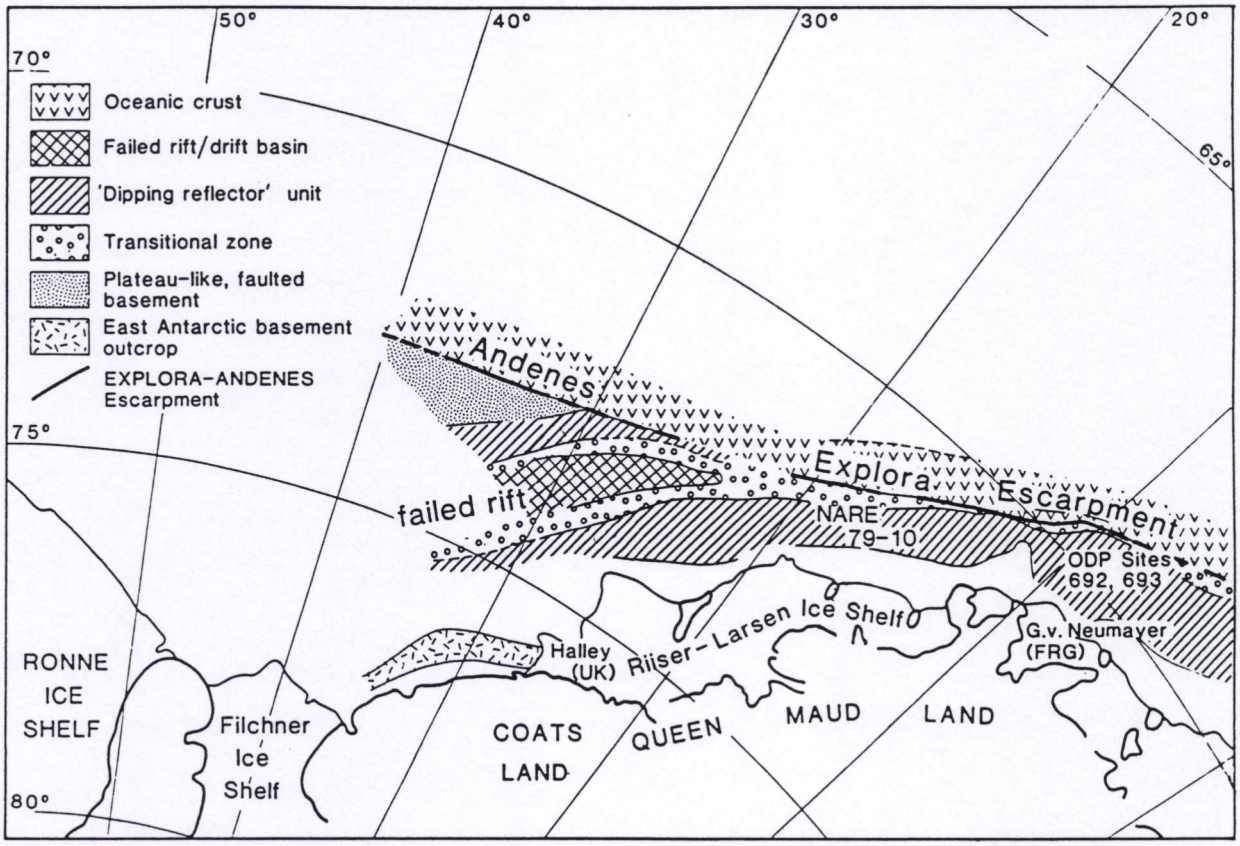
De Noren spitsten zich toe op de studie van de afzettingen van de Crary Fan en op een aantal diepere strukturen in de zuidoostelijke Weddell Zee (Haugland, Kristoffersen & Velde,

1985). Daarenboven werden verschillende profielen opgenomen op de shelfsedimenten nabij de Britse Halley basis (Haugland, 1982).

Een uitgebreide studie van de BGR (1979) bracht een eerste coherent geologisch beeld van de oostelijke Weddell Zee. Hierbij kwamen merkwaardige diepere strukturen, de "Explora Wedge" en de "Explora Escarpment", aan het licht. De "Explora Wedge", een wigvormige eenheid met interne, zeewaarts divergerende reflektoren en met seismische snelheden gaande van 4 km/s tot 5 km/s, zou naar analogie met strukturen uit andere oceanische gebieden van vulkanische oorsprong kunnen zijn (Vøring Plateau - ODP Leg 104 - in de Noorse Zee en langs de zuidwestelijke Afrikaanse continentale randen, Gerrard & Smith 1982; Hinz, 1981). Dit vulkanisme zou geassocieerd zijn met de initiële spreiding van de oceaanbodem.

De "Explora Escarpment" is een belangrijke steilrand die door Hinz & Krause (1982) in kaart werd gebracht in de oostelijke Weddell Zee. Later menen de Noorse onderzoekers deze steilrand verder naar het zuidwesten te kunnen vervolgen en werd deze dan ook de "Explora-Andenes Escarpment" genoemd (Haugland & Kristoffersen, 1985 ; Haugland, Kristoffersen & Velde, 1985). De continuïteit van de Explora-Andenes Escarpment en een aantal andere hypothesen in verband met dit struktureel element vormen een discussiepunt tussen verschillende onderzoekers werkzaam op de strukturele evolutie van de Weddell Zee (Ghidella et al., 1991 ; Lawver et al., 1991 en Miller et al., 1991).

De tweede Duitse Weddell Zee expeditie (1986) gebeurde onder meer met het oog op de voorbereiding van Leg 113 van het Ocean Drilling Program in de Weddell Zee. Bij dit onderzoek werd meer naar het zuiden en meer oceaanwaarts een tweede struktuur ontdekt met divergerende reflektoren in zuidoostwaartse zin. Deze struktuur zou de westelijke tegenhanger vormen van de "Explora Wedge". Beide wigvormige eenheden flankeren een axiaal bekken met een sokkel met onregelmatig reliëf, vergelijkbaar met oceanische korst. Aldus zou volgens Hinz (Kristoffersen & Hinz, 1987) in dit gebied een "failed rift/drift" bekken, de "Weddell Rift" (Hinz & Kristoffersen, 1991) ontdekt zijn, getuigend van de initiële fragmentatie van Gondwanaland. De "Explora-Andenes Escarpment", die zich hoofdzakelijk in de noordoostelijke Weddell Zee in de zeebodem aftekent en geassocieerd is met een positieve magnetische anomalie, werd geïnterpreteerd als een transforme breuk die dit "rift/drift" bekken doorsnijdt en scheidt van een noordwestelijk gebied met typische oceanische korst. Deze breukzone zou volgens Hinz de Antarctische continentale randzone scheiden van oceanische korst van het Weddell Zee bekken (Figuur 7).



Figuur 7. Strukturele kaart van de oostelijke Weddell Zee tussen 0° en 40°W (naar Kristoffersen & Hinz, 1991).

Kristoffersen & Hinz (1991) onderscheiden twee hoofdfasen in de opening van de Weddell Zee :

1. een eerste fase,waarbij er spreiding optreedt tussen het Antarctisch Schiereiland en Oost-Antarctica, begint in het Trias en gaat door tot het Onder-Jura met de vorming van vulkanische wiggen met divergerende reflektoren aan beide zijden van de later gevormde oceanische korst, waardoor de zgn. "Weddell Rift" ontstaat ; studies van magnetische anomalieën, uitgevoerd in de Weddell Zee tussen 60°-73°S en 5°-35°W tonen aan dat dit bekken van pre-Jura ouderdom zou zijn (LaBreque & Barker, 1981) ;

2. een tweede fase, in het Boven-Jura en het Onder-Krijt, met de opening tussen Antarctica en Afrika door een zuidoost- tot oost/zuidoostwaartse dextrale beweging van de Antarctische blokken langs een transforme breuk, nl. de "Explora-Andenes Escarpment".

Deze spreiding in de Weddell Zee gevolgd door een dextrale beweging ligt aan de basis van de vorming van het Weddell Zee bekken en schiep de ruimte voor de sedimentaire opvulling van dit bekken.

3. METHODOLOGIE

3.1 Acquisitie van de seismische gegevens

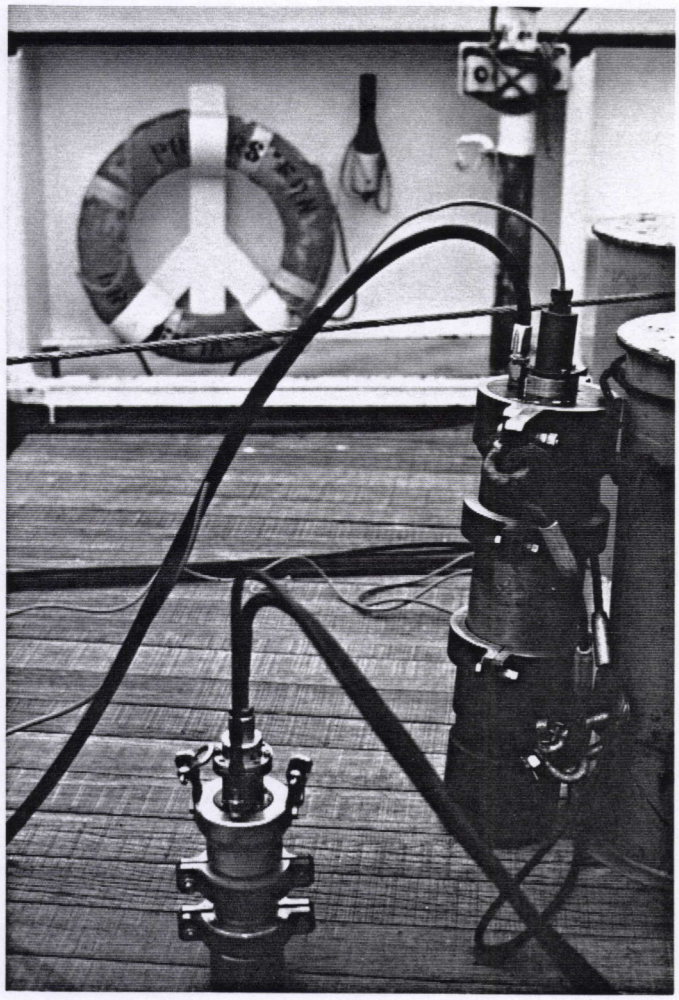
3.1.1 Antarktis V/4-campagne

De meeste reflektieprofielen gebruikt voor deze studie werden opgenomen met PRAKLA-SEISMOS airguns van het AWI, met capaciteiten van 0.5l, 2.5l (2stuks) en 5.0l, op ongeveer 5 m onder het zeeoppervlak (Figuur 8). Ze werden aangedreven door perslucht op hoge druk (14 MPa of 140 bar), geleverd door 6 JUNKERS-compressoren type 4 FK 115, die elk een debiet hebben van 2 m^3/minuut. Deze compressoren maken deel uit van de vaste infrastruktuur van de Polarstern. Door de geringere broncapaciteit kon een fijnere lagendefinitie bereikt worden dan bij de opnamen van Duitse en Noorse onderzoekers alsook een penetratie van tweeduizend meter onder de zeebodem. In de shelfzones met geringere waterdiepte werden een aantal profielen opgenomen met de SODERA S-15 watergun van het RCMG.

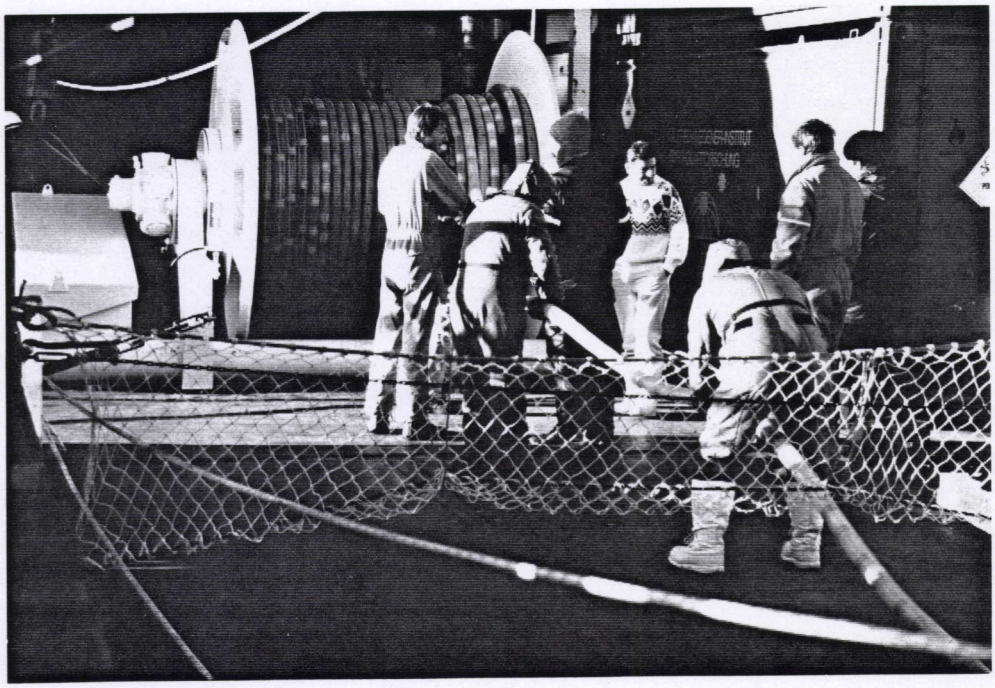
De 800 m streamer (600 m actieve lengte) van het AWI is eveneens vervaardigd door PRAKLA-SEISMOS (Figuur 9). De hydrofoongroepen werden per 4 verbonden tot een 24-kanaalsconfiguratie. De diepteregeling (7 m) en -stabilisatie van de AWI-streamer gebeurde met 5 SYNTRON cable levellers met afstandsbediening (Figuur 10). Een continue monitoring van de streamerdiepte gebeurde via ingebouwde sensoren en een PRAKLA-SEISMOS afleeseenheid.

De digitale registratie gebeurde op de meerkanaals-acquisitie-eenheid van het RCMG, met een EG&G GEOMETRICS ES-2420 seismograaf en twee CIPHER tape drives (Figuur 11). De registratie gebeurde met een sampling rate van 0.25 ms tot 1ms. In het totaal werden 1162 magneetbanden volgeschreven met een dichtheid van 1600 bpi.

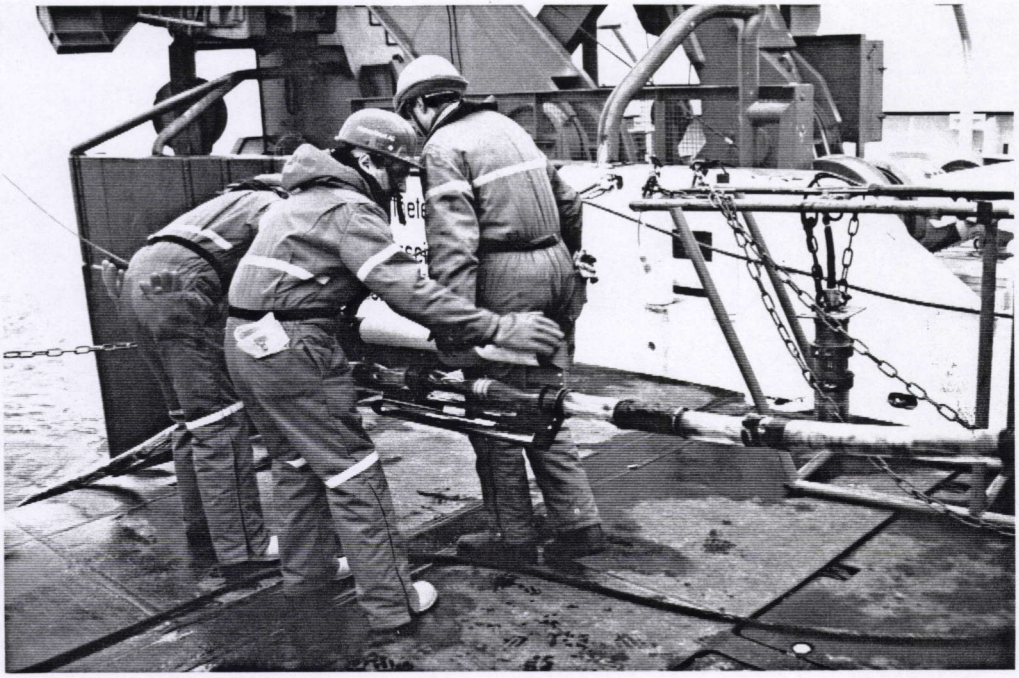
De vuurfrequentie was volledig computergestuurd, zodanig dat één schot afgevuurd werd precies om de 25 m afgelegde weg. Deze sturing geschiedde vanuit het GPS (Global Positioning System) van de Polarstern, via een daartoe geprogrammeerde IBM-PC. Op het triggercircuit waren eveneens een beveiligingsmodule (in de meet- en controle-eenheid van het RCMG) en een delay-eenheid voorzien voor de synchronisatie van airguns met verschillende capaciteit. Van alle schotpunten zijn de exacte coördinaten op afzonderlijke magneetbanden opgenomen met het oog op latere digitale gegevensverwerking (het aanmaken van "Common Depth Point" of CDP-gathers voor CDP-stacking).



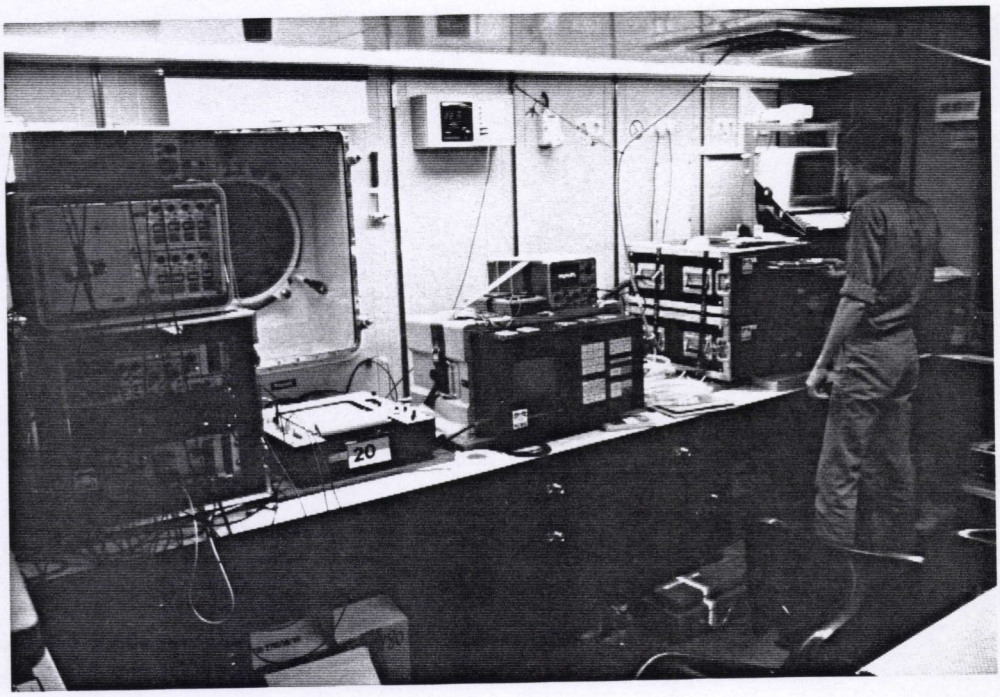
Figuur 8. Twee PRAKLA-SEISMOS airguns, met een capaciteit van 0.5l en 5.0l.



Figuur 9. Ontplooiing van de 800 m PRAKLA-SEISMOS streamer.



Figuur 10. Uitlaten van de 800 m PRAKLA-SEISMOS streamer en bevestigen van de SYNTRON cable levellers.



Figuur 11. Analoge en digitale meet- en registratieketen tijdens de Antarktis V/4-campagne.

Parallel met de digitale opnamen gebeurde ook een analoge monitoring op één kanaal (kanaal 8), met uitschrijving van continue seismische profielen op een EPC-4800 papierrecorder van het AWI en op een EPC 1600S papierrecorder van het RCMG (Figuur 11). Hiervoor werd één kanaal rechtstreeks van de ES-2420 afgetapt en in de meet- en controle-eenheid van het RCMG ingevoerd. Dit signaal werd eerst gefilterd, dan versterkt en geanalyseerd op een digitale oscilloscoop vooraleer op beide EPC recorders, met verschillende tijdsschaal en dus diepteschaal, uitgeschreven te worden.

3.1.2 Antarktis VIII/5-campagne

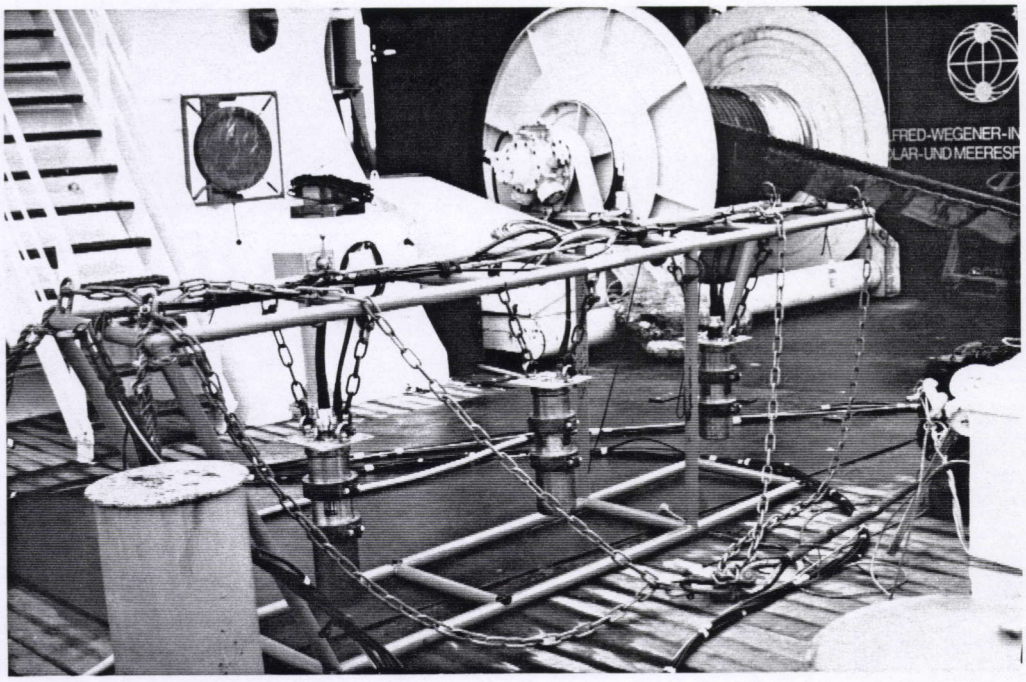
De acquisitie van de seismische gegevens gebeurde tijdens deze campagne grotendeels met AWI-apparatuur.

Voor de reflektieprofielen werd doorgaans gebruikt gemaakt van één van de twee elkaar afwisselende airgun-arrays, elk bestaande uit drie BOLT-airguns : 1.2l, 2.0l en 2.5l (Figuur 12). "Gun array tuning" gebeurde door middel van een delay, instelbaar per kanon. Hierdoor werd het signaal verbeterd en kon de gasbelvorming onderdrukt worden (zie verder 3.2.6). De airguns opereerden eveneens onder een druk van 140 bar aangedreven door dezelfde compressoren als deze gebruikt tijdens de eerste campagne.

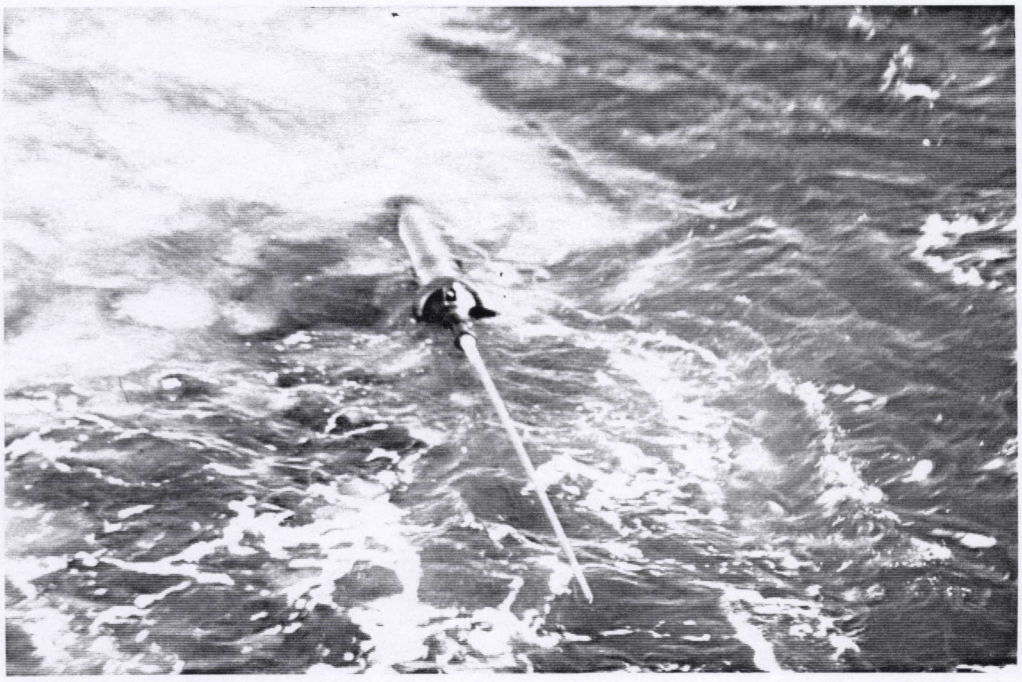
Voor de opname van de reflektieprofielen werd gebruik gemaakt van dezelde 24-kanaals PRAKLA SEISMOS streamer van het AWI als tijdens de Antarktis V/4-meetcampagne.

De ijscondities in de zuidoostelijke Weddell Zee maken enkel het gebruik van een eerder korte streamer mogelijk, waardoor men na processing van de digitale gegevens geen optimale snelheidsinformatie verkrijgt. Bijkomende snelheidsinformatie kan men verkrijgen door refractiemetingen aan de hand van sonoboeien uit te voeren. Dergelijke refractiemetingen gebeurden simultaan met een aantal reflektiemetingen, met behulp van FAIRCHILD SB87 sonoboeien (Figuur 13). De lokalisatie van de sonoboeiprofielen in het studiegebied uitgevoerd wordt verder weergegeven op figuur 16 (zie 3.2.5).

De registratie gebeurde op AWI's EG&G ES-2420 seismograaf met een sampling rate van 2 ms. Eventuele bijkomende gegevens van sonoboeien werden geregistreerd op de extra beschikbare kanalen. Een continue controle van het ruisniveau op de 24 kanalen gebeurde met een afzonderlijke TEKTRONIX oscilloscoop, aangesloten op de ES-2420 seismograaf. De seismograaf was gekoppeld aan twee STORETEK tape drives. In totaal werden 419 magneetbanden volgeschreven (met een dichtheid van 6250 bpi).



Figuur 12. Airgun-array met de drie BOLT airguns met een capaciteit (v.l.n.r.) van 2.5l, 2.0l en 1.2l.



Figuur 13. Een van de gebruikte FAIRCHILD SB87 sonoboeien.

Continue analoge monitoring op één kanaal (kanaal 8) gebeurde op dezelfde twee EPC papierrecorders als tijdens de eerste campagne. Bovendien kon door het bijna on-line processen van een aantal van de seismische profielen vrij snel een goed kwaliteitsoordeel over de digitale gegevens geformuleerd worden.

3.2 Verwerking van de gegevens

3.2.1 Verwerken van de positioneringsgegevens

Tijdens de seismische opnamen werden van ieder schotpunt de tijd en de coördinaten op magneetband vastgelegd. Gedurende de eerste meetcampagne werden ook bij elke profielopname om de tien minuten de coördinaten van de zogenaamde fixpunten neergeschreven. Deze fixpunten werden eveneens in de rand van de analoge seismische opnamen genoteerd, met het oog op een initiële interpretatie aan de hand van de analoge seismogrammen. Nadien werden op het Labo voor Aardkunde de coördinaten van de fixpunten, samen met het fixnummer, dag en uur van opname en profieldeelnummer in het seismisch gegevensbeheerssysteem NORDATABASE (Renard Centre of Marine Geology - Kern Seismostratigrafie, 1987) op de NCR Tower 32 minicomputer van het RCMG ingevoerd.

De meest geschikte manier om positioneringsgegevens in te voeren gebeurt via magneetbanden. Aan boord van de Polarstern werden de verschillende bruikbare parameters op tape weggeschreven en achteraf op het labo in Gent ingelezen op de NCR minicomputer. Na filtering van de gegevens en correcties en aanpassingen aangaande het formaat ontstaat een basisbestand met de positioneringsgegevens, bruikbaar voor het plotten van de seismische netwerkkaarten.

Het gegevensbeheerssysteem NORDATABASE steunt enerzijds op de verwerking en stockering van de positionerings- en acquisitiegegevens en anderzijds op de digitale invoer en verwerking van de geologische basisgegevens uit de geïnterpreteerde seismische profielen.

Met behulp van de NORDATABASE-routines worden dan met een FUJITSU DPL24 punt matrix printer kaarten van de seismische netwerken getekend, op diverse schalen en projecties. Kustlijnen, geologische en morfologische grenzen alsook geografische plaatsnamen kunnen van andere kaarten in het NORDATABASE-bestand via een CALCOMP-digitaliseertafel ingevoerd worden en als achtergrondgegevens aan de netwerkkaarten toegevoegd worden.

Voor een meer gedetailleerde werkwijze bij de programmagestuurde verwerking van de positioneringsgegevens en het beheerssysteem NORDATABASE wordt verwezen naar het doctoraatsproefschrift van De Batist (1989).

3.2.2 Digitale verwerking van de resultaten

Ten gevolge van de beperkte computercapaciteit bij het RCMG, werd door RCMG-geofysicus W. Versteeg een zeer tijdrovende voorbereidende processing (multiplex-demultiplex conversie en common offset plots) van de Antarktis V/4 data uitgevoerd op de CONVEX-computer van het AWI in Bremerhaven.

Een van de voornaamste doelstellingen van de tweede Antarktis VIII/5-campagne was dan ook het verder processen van de oude maar ook het volledig processen van de nieuwe seismische profielen op de CONVEX C1 mini-supercomputer, door het AWI geleased en aan boord van de Polarstern gebracht. Dit systeem was uitgerust met het DISCO 7.2 processingpakket en was verbonden met twee STORETEK tape drives en een VERSATEC V-80 plotter. Aldus ondergingen tegen het einde van de campagne al de Antarktis V/4 en al de Antarktis VIII/5 profielen een volledige, weliswaar elementaire, processingsequentie.

De allerlaatste processingstappen werden achteraf tijdens de demobilisatie in Bremerhaven door geofysicus W. Versteeg verricht. Ze bestonden voornamelijk uit het ontwerpen van de definitieve side-labels voor de plots en uit het plotten van de digitaal verwerkte profielen op groot papierformaat.

De elementaire processingsequentie, uitgevoerd op alle reflektieprofielen, bestond uit de volgende routines :

CONVERSIE MULTIPLEX-DEMULTIPLEX EN SEGD-DISCO FORMAAT, wat reeds door geofysicus W. Versteeg voor de Antarktis V/4-profielen uitgevoerd werd tijdens voorbereidende processingzendigen op het AWI ;
SIGNAALANALYSE EN BEPALING VAN HET POWERSPECTRUM ;
COMMON OFFSET PLOT (COF plot - EERSTE KANAAL ; BANDPASS FILTERING), reeds vooraf uitgevoerd voor de meeste Antarktis V/4-profielen ;
DEFINITIE VAN GEOMETRIE OP BASIS VAN SHOTPOINTCOORDINATEN ;
STATISCHE CORRECTIE VOOR MISTRIGGERS ;
COMMON DEPTH POINT (CDP) SORTERING ;

SNELHEIDSANALYSE OP GESTACKTE EN ONGESTACKTE DATA ;
DEFINITIE VAN SNELHEIDSFUNKTIE ;
NORMAL MOVEOUT (NMO) CORRECTIE ;
NORMALE STACKING, 12- TOT 24-VOUDIG (AUTOMATIC GAIN CONTROL of AGC) ;
PLOT (BANDPASS FILTERING ; AGC ; AUTOMATISCHE MUTE) ;

Bovendien werden op een aantal geselecteerde profielen bepaalde, meer geavanceerde processingroutines uitgetest :

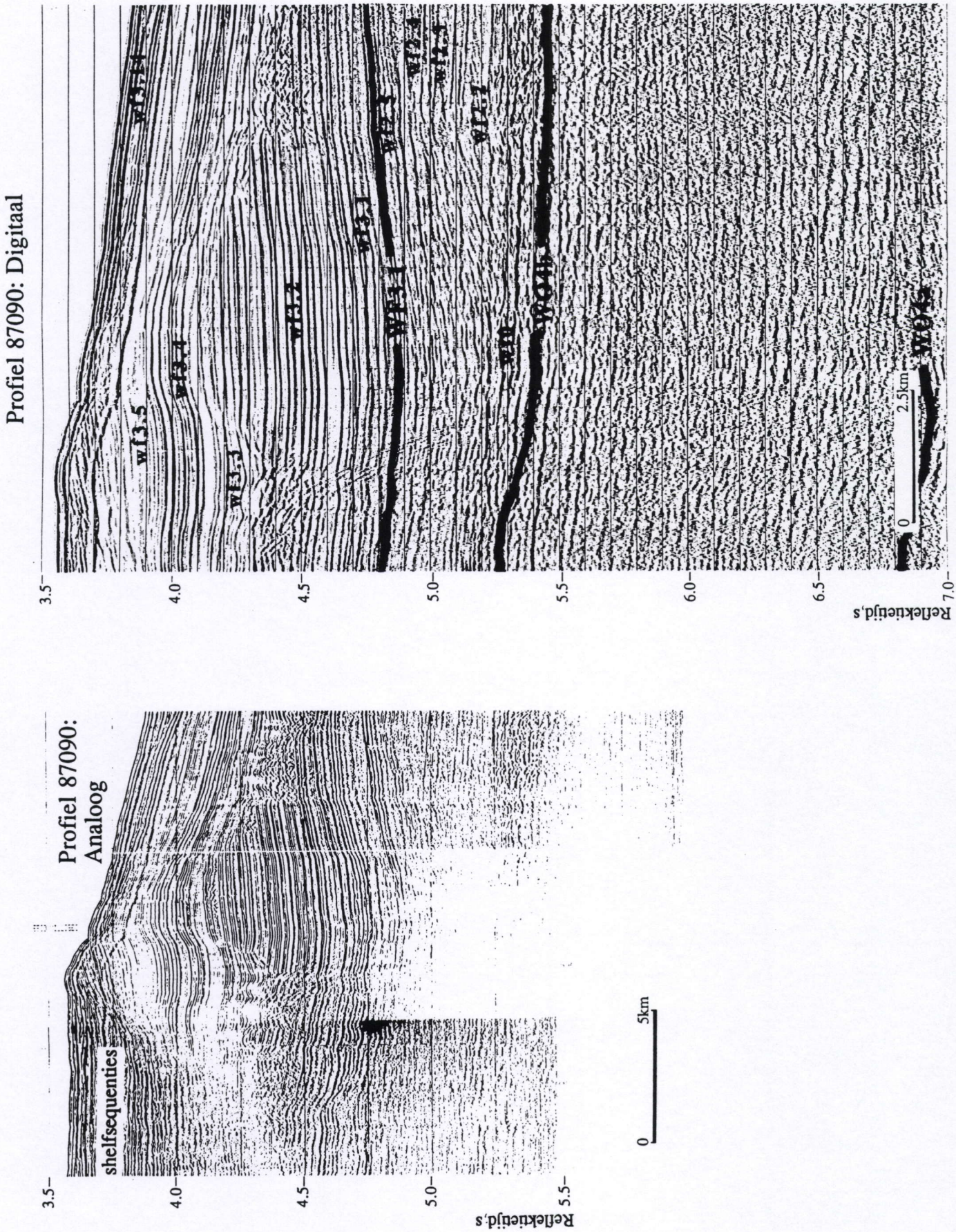
DECONVOLUTIE-FILTERING (SPIKING ; GAP ; ZCROSS), ten einde het soms storende bubble-effect door de ontdubbeling van het primair bronsignaal, vooral aanwezig op de Antarktis V/4-profielen, te onderdrukken;
ONDERDRUKKING VAN MULTIPLES, terugkaatsing van de waterlaag, die vooral hinderlijk zijn bij de ondiepere profielen;
MIGRATIE NA STACKING, teneinde diffracties door structurele onregelmatigheden of ten gevolge van de onregelmatige zeebodemtopografie te verwijderen.

De hoge resolutie van de digitale AWI/RCMG profielen werd bekomen door een hogere frequentie-inhoud van de uitgestuurde signalen in combinatie met een relatief hoge sampling rate te gebruiken.

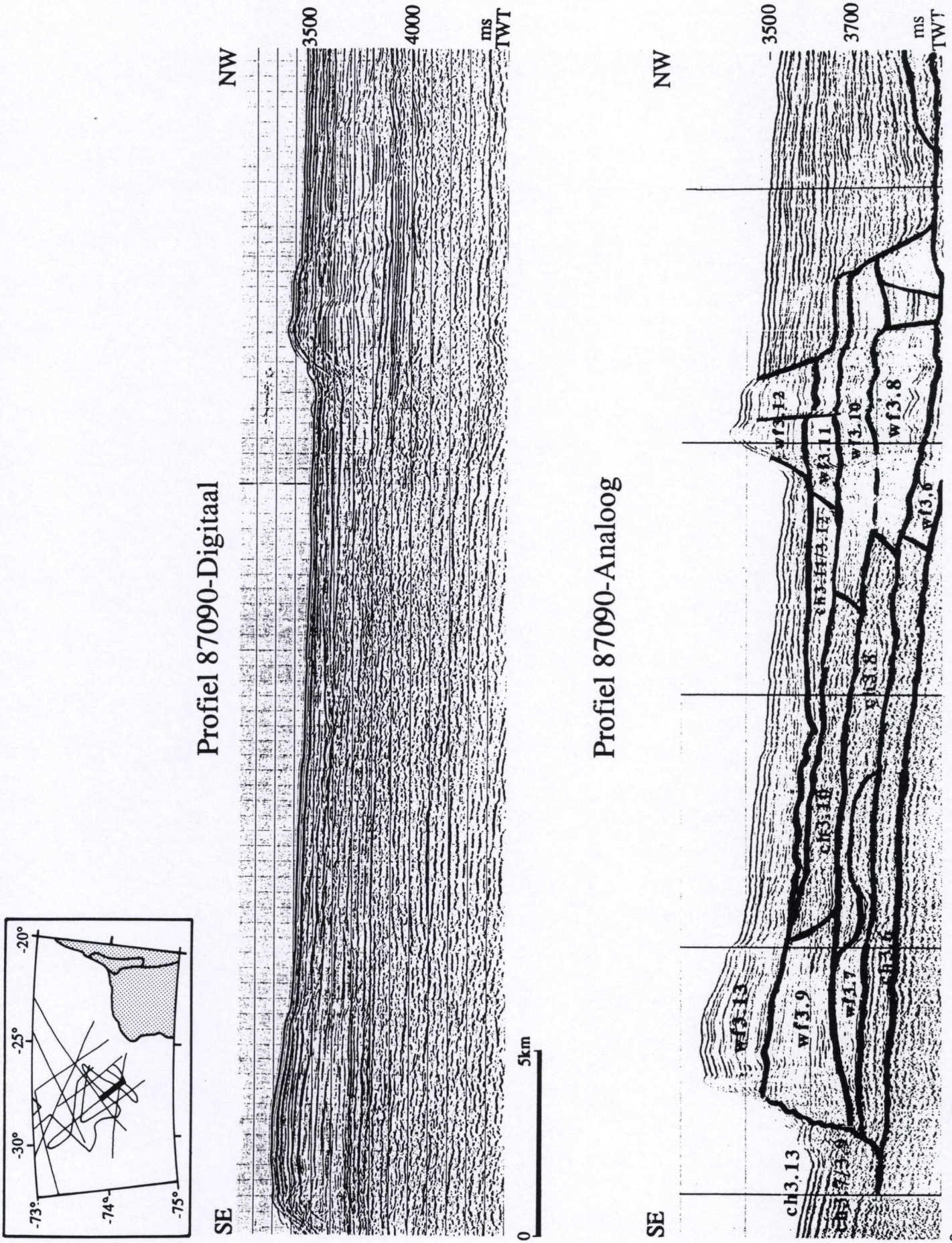
Aan de hand van figuren 14 en 15 is duidelijk dat een elementaire processing van de digitale data de kwaliteit van de gegevens ten goede komt. Men verkrijgt informatie op grotere diepte zonder al te grote resolutievermindering (Figuur 14). Het seismisch facies van de gestapelde (stacked) data verschilt sterk van deze van de analoge gegevens, waardoor het zeker nuttig is bij de faciesanalyse en de geologische interpretatie van fenomenen dichter bij de oppervlakte zowel de digitale als de analoge opnamen in rekening te brengen. Dit verschil in seismisch facies tussen de beide opnamen komt duidelijk tot uiting aan de hand van o.a. profiel 87090 (Figuur 15).

3.2.3 Snelheidsbepalingen

De resultaten van de sonoboeimetingen uitgevoerd in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee door de Noren (Haugland, 1982), de BGR (Hinz & Krause, 1982) en het AWI/RCMG geven vrij hoge snelheden in de bovenste 1000-2000 m sedimenten in de zuidoostelijke Weddell Zee. Snelheden op de zeebodem variëren tussen 1600 en 2000 m/s, in de sedimenten tot 2000 m onder de zeebodem bereiken de akoestische golven snelheden tussen

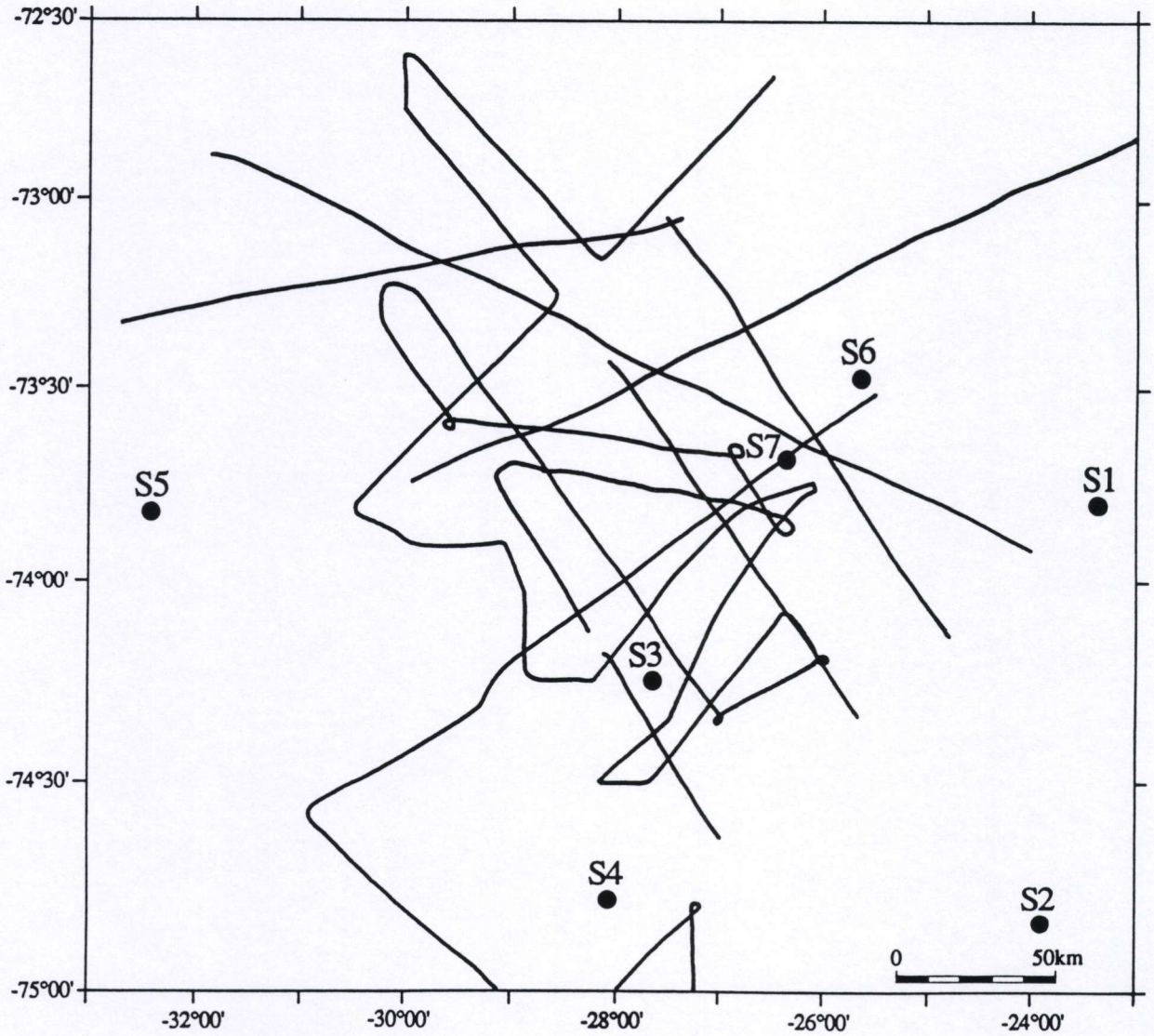


Figuur 14. Verschil in penetratie tussen analoge en digitaal verwerkte (gestackte) opnamen (Profiel 87090)



Figuur 15. Verschil in seismisch facies tussen analoge en digitaal verwerkte (gestackte) opnamen (Profiel 87090).

1900 en 3000 m/s. De lokalisatie van de verschillende sonoboei-stations in het studiegebied wordt weergegeven op figuur 16, de resultaten van deze snelheidsbepalingen worden samengevat weergegeven in tabel 2. De sonoboeien genummerd van 1 tot 6 werden door Haugland (1982) beschreven. De voorlopige resultaten van sonoboei 7, uitgevoerd door AWI/RCMG, zijn niet in deze tabel opgenomen. Naar aanleiding van deze resultaten werd geopteerd om de uniforme snelheid van 2000 m/s in de sedimenten in te voeren bij het uitplotten van de gedigitaliseerde profielen.



Figuur 16. Lokalisatie van de sonoboeien in het studiegebied (lokalisatie S1 tot S6 naar Haugland, 1982 ; lokalisatie van S7 naar De Batist et al., 1991).

Sonoboei	*Snelheid op de zeebodem* (km/s)	*Laag 1*		*Laag 2*		*Laag 3*	
		v (km/s)	dikte (km)	v (km/s)	dikte (km)	v (km/s)	dikte (km)
S 1	1.6	2.1	0.9	3.0	0.8	-	0.8
S 2	1.9	2.7	1.2	3.2	0.6	6.0	-
S 3	1.7	2.2	2.6	4.8	-	-	-
S 4	1.8	2.5	2.0	5.6	-	-	-
S 5	1.7	2.4	2.0	3.8	-	-	-
S 6	1.9	1.9	1.7	3.9	1.2	4.6	-

Tabel 2. Resultaten van sonoboeimetingen uitgevoerd in het studiegebied door Haugland (1982)

Voor de snelheid in water werd een waarde van 1500 m/s gebruikt. Na vergelijking van bathymetrische waarden, verkregen door de SEABEAM installatie aan boord van de Polarstern met dieptewaarden verkregen na digitalisatie van de seismische profielen, blijken beide resultaten slechts overeen te komen wanneer een snelheid van 1460 m/s in water gebruikt wordt.

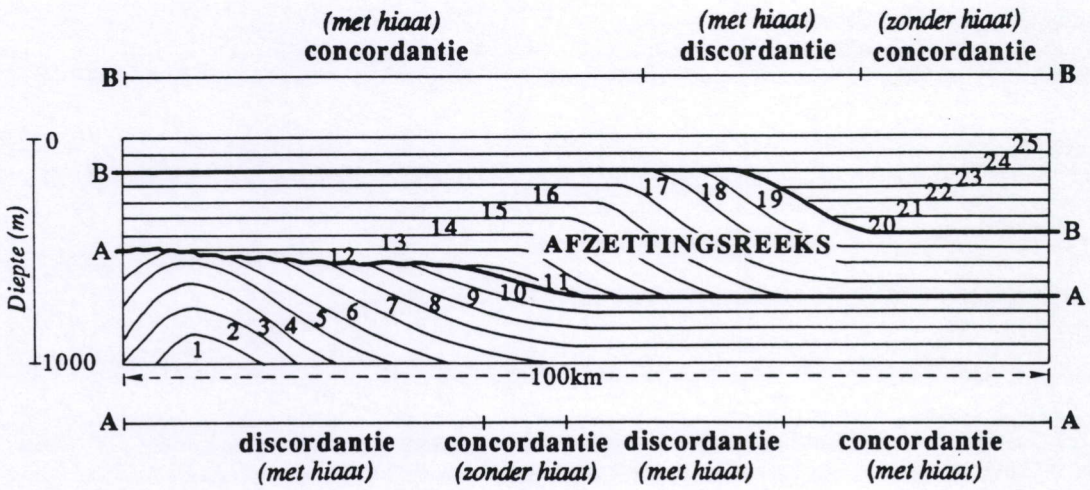
3.2.4 Seismostratigrafische basisprincipes

3.2.4.1 Algemeen

De seismostratigrafie werd door Vail et al. (1977, Memoir 26 van het AAPG Bulletin) ingevoerd als een praktisch geologisch-stratigrafisch interpratiemodel voor seismische gegevens in sedimentaire bekkens. Er werd een relatie bevestigd tussen de seismisch identificeerbare stratigrafische eenheden en de globale, eustatische zeespiegelschommelingen. Dit oorspronkelijk interpretatiemodel werd later bijgeschaafd tot een meer theoretisch globaal-geologisch concept : de sequentiestratigrafie (Van Wagoner et al., 1988), waarbij een deel van de initieel geïntroduceerde terminologie opnieuw gedefinieerd werd.

In overeenstemming met de seismostratigrafische basisprincipes (Vail et al., 1977 ; Mitchum et al., 1977) beoogt de interpretatie de identificatie van "afzettingsreeksen". Een afzettingsreeks is een stratigrafische eenheid, samengesteld uit een binnen een bepaald gebied concordante (conforme) opeenvolging van genetisch verwante lagen en is aan de basis en aan

de top begrensd door discordanties of door concordante grenzen die lateraal aansluiten bij deze discordanties (Figuur 17). De grens van een afzettingsreeks is op seismische gegevens niet noodzakelijk overal herkenbaar als een duidelijke reflektor, en men zal deze grens dan slechts optimaal kunnen definiëren als men discordante inwendige reflektoren boven of onder het oppervlak waarneemt. De determinatie van afzettingsreeksen wordt bepaald door de geometrische relatie van de lagen zelf en is onafhankelijk van litho-, bio- of chronostratigrafische gegevens die kunnen veranderen binnen eenzelfde afzettingsreeks.



Figuur 17. Definitie van een afzettingsreeks en haar begrenzingen (naar Mitchum et al., 1977).

3.2.4.2 Grenzen van afzettingsreeksen

In de onderlinge relatie van de interne gelaagdheid met de begrenzing van de afzettingsreeks kan men twee gevallen onderscheiden : ofwel is de gelaagdheid parallel met de begrenzing ofwel bestaat er een hoekdiscordantie tussen de gelaagdheid en de grens van de afzettingsreeks. In dit laatste geval kan men verder onderscheid maken tussen de natuurlijke laterale beëindiging van een laag (reflektor) ter hoogte van de originele afzettingslimiet of lapout en de beëindiging van lagen door truncatie of afsnijding (Mitchum et al., 1977) (Figuur 18).

3.2.4.2.1 Lapout-strukturen

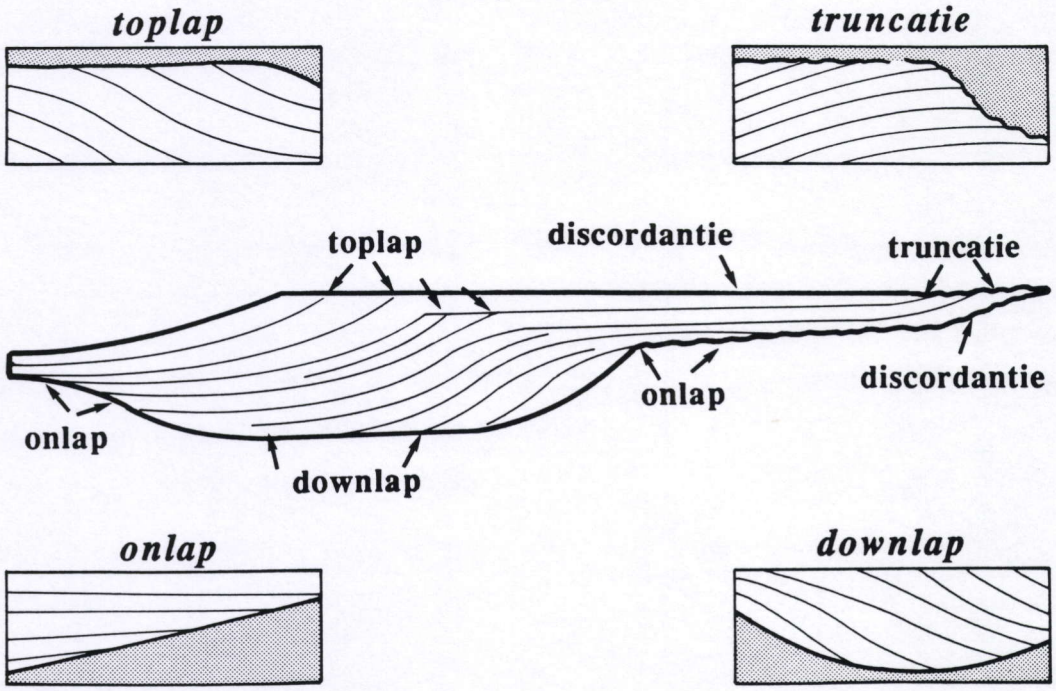
Lapout is een laterale beëindiging van een laag of reflektor ten gevolge van een vermindering of stopzetting van sedimentaanvoer of een gebrek aan sedimentatieruimte.

Baselap is lapout aan de ondergrens van een afzettingsreeks, hetzij door onlap, hetzij door downlap.

Onlap is een baselap, waarbij een oorspronkelijk horizontaal laagvlak uitwigt tegen een oorspronkelijk hellend oppervlak. Wanneer een oorspronkelijk hellend laagvlak hellingopwaarts eindigt tegen een laag met grotere oorspronkelijke helling kan men ook van onlap spreken. Onlap in littoraal milieu kan beschouwd worden als een indicatie van relatieve zeespiegelstijging, terwijl een neerwaartse verschuiving van de maximale onlap in twee opeenvolgende afzettingsreeksen kan wijzen op een relatieve zeespiegeldaling.

Downlap is een baselap waarbij een oorspronkelijk hellende laag hellingafwaarts eindigt tegen een oorsponkelijk horizontaal oppervlak of een laagvlak met een oorspronkelijk geringere helling dan de uitwiggende laag. Distale downlap illustreert een geleidelijk verminderde sedimentaanvoer in bekkenwaartse richting. Wanneer men onlap niet van downlap kan onderscheiden wegens sedimentvervormingen, gebruikt men beter de meer algemene term baselap.

Toplap is een lapout, waarbij de lagen hellingopwaarts uitwiggen tegen de bovenste begrenzing van een afzettingsreeks. Toplap is vaak geassocieerd met ondiep-mariene en deltaïsche afzettingen. Door een beperkte resolutie op bepaalde seismische profielen lijken lagen vaak abrupt te eindigen tegen de bovenste begrenzing, zodat verwarring met truncatie mogelijk wordt.



Figuur 18. Verschillende types van begrenzingen van een afzettingsreeks (naar Mitchum et al., 1977).

3.2.4.2.2 Truncaties

Truncatie kan veroorzaakt worden door erosie of door strukturele vervormingen.

Erosieve truncatie of afsnijding uit zich door een beëindiging van de lagen tegen de bovenste begrenzing van de afzettingsreeks. Het is veelal het gevolg van subaërische of submariene erosie.

Naast truncatie door erosie kan ook *strukturele truncatie* voorkomen, waarbij de lagen onderbroken worden door strukturele fenomenen zoals breuken, gravitationele afglijdingen, intrusies, diapirisme enz.

Tot slot kan een *schijnbare truncatie* optreden wanneer de lagen bekkenwaarts geleidelijk dunner worden door een verminderde sedimentaanvoer bij relatieve zeespiegelstijging.

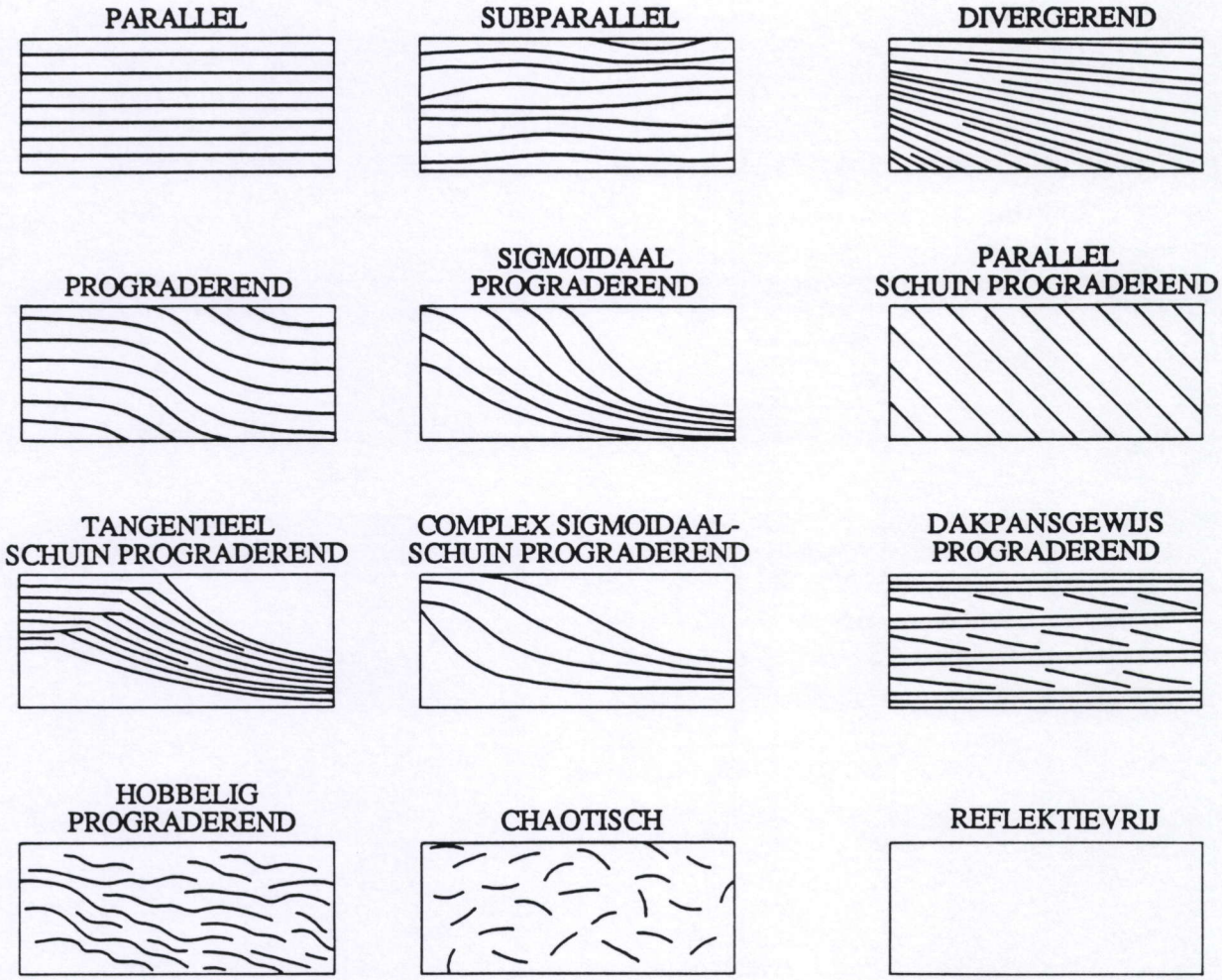
3.2.4.3 Analyse van het seismisch facies

De analyse van het seismisch facies omvat de beschrijving en de geologische interpretatie van een aantal kenmerken zoals onderlinge configuratie van de interne reflektoren, kenmerken van de interne reflekties (continuïteit, lateraal verloop, amplitude en frequentie) en intervalsnelheden. Op grond van deze kenmerken kunnen delen van afzettingen gegroepeerd worden in seismische facies-eenheden, waarbij de uitwendige vorm en ruimtelijke associatie van de facies-eenheden aanduiding kunnen geven aangaande de afzettingsomstandigheden, de sedimentbron en de schommelingen in relatieve zeespiegelstand.

De interne reflektoren in een afzettingsreeks kunnen onder verschillende configuraties voorkomen, namelijk parallel (effen of golvend), subparallel, divergerend, prograderend of chaotisch (Figuur 19). Onder de prograderende of voortschrijdende patronen onderscheidt men sigmoïdaal, tangentieel of parallel schuin voortschrijdend, complex sigmoïdaal-schuin, dakpansgewijs en hobbelig. Bovendien onderscheidt men nog een reflektievrij seismisch facies wanneer geen interne reflektoren kunnen waargenomen worden.

Parallelle en subparallelle interne reflektoren wijzen op relatief uniforme afzettingssnelheid op een uniform subsiderend afzettingsoppervlak (shelf of bekkenbodem).

Een *divergerend* reflektiepatroon wijst op een laterale variatie van de sedimentatiesnelheid of een progressieve kanteling van het afzettingsoppervlak.



Figuur 19. Verschillende types van interne reflektorconfiguraties in een afzettingsreeks (naar Mitchum et al., 1977).

Progradereende reflektoren zijn typisch voor gebieden met belangrijke sedimentaanvoer, waar de afzetting van de lagen door laterale aangroei gebeurt. De *sigmoïdale* configuratie wijst op een eerder relatief lage sedimentatiesnelheid, een relatief snelle subsidentie van het bekken en/of een snelle relatieve zeespiegelstijging. Het sedimentair regime zou laag energetisch zijn. *Schuin progradereende* interne reflektoren (*parallel of tangentieel*)lwijzen op een relatieve hoge sedimentaanvoer, een trage of geen bekkensubsidentie en een relatieve zeespiegelstilstand in een vrij hoog energetisch sedimentair milieu. De *dakpansgewijze* configuratie is kenmerkend voor progradereende gelaagdheden in ondiep water. Het *hobbelig progradereend* reflektiepatroon staat meestal in verband met ondiepe sedimentatie in pro- of interdeltaïsch milieu.

Het *chaotisch* reflektiepatroon zou kenmerkend zijn voor een sedimentatiemilieu met een relatief hoge energie. Een dergelijk seismisch facies kan ook toegeschreven worden aan sedimenten die initieel continu afgezet werden, maar post-sedimentair sterk vervormd werden door slump-, breuk- of plooitektoniek.

Homogene, niet gelaagde of steil hellende eenheden kunnen zich op een seismogram uiten onder de vorm van *reflektievrije* zones.

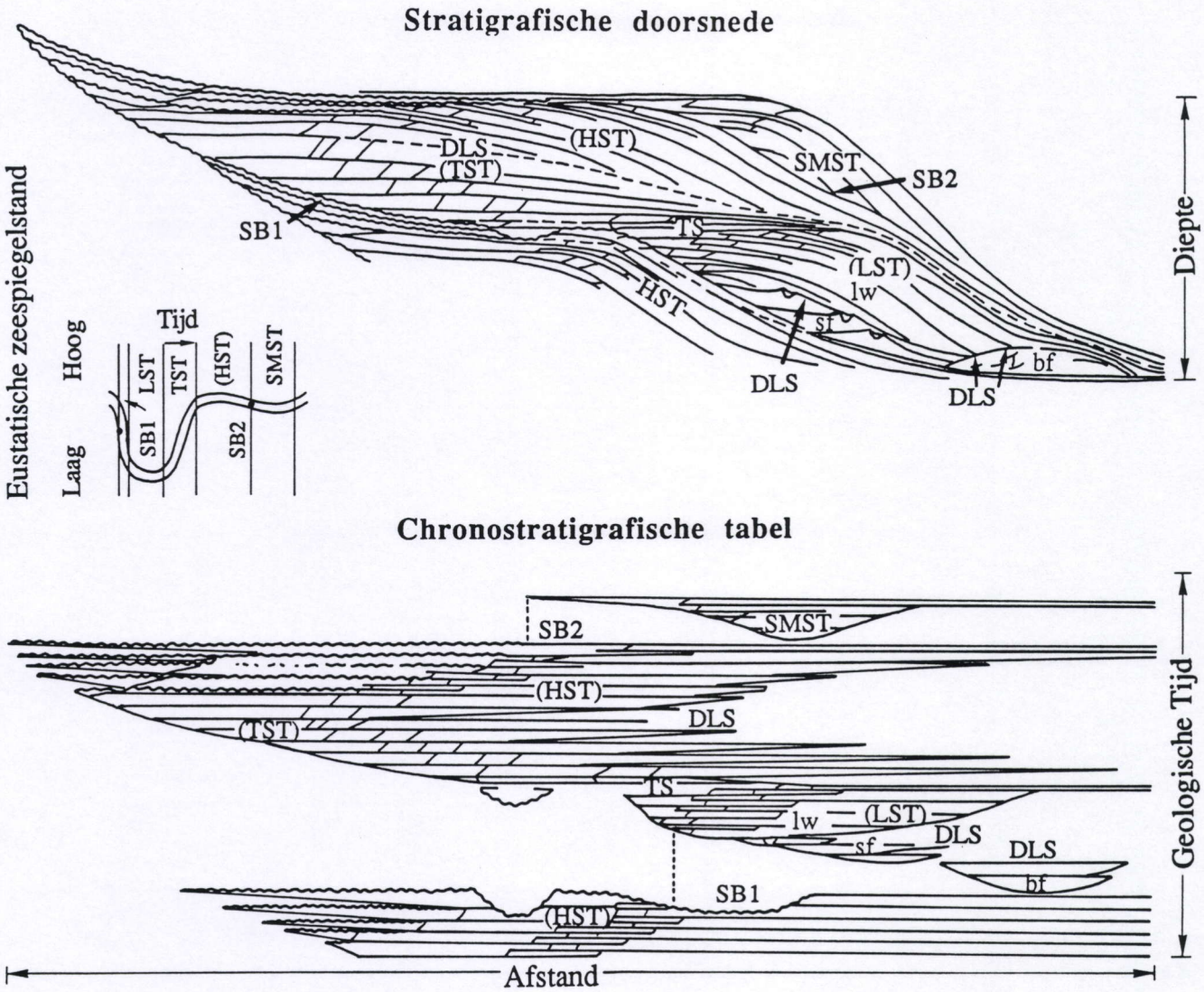
De beschrijving van de uitwendige vorm en de driedimensionele associatie van de seismisch-facieseenheden laat toe verschillende types te onderscheiden, waaronder : lagen, wiggen, banken, lenzen, waaiers en opvullingspatronen.

De analyse van het seismisch facies kan doorgaans een indicatie geven aangaande de aard van het materiaal. Fijne homogene sedimenten zullen reflecties geven met geringe amplitude. Reflectoren met hoge amplitude wijzen op een groot verschil in seismische impedantie tussen twee opeenvolgende lagen. Diffractiehyperbolen worden veroorzaakt door onderbrekingen in de sedimenten ter hoogte van breuken of steilranden.

3.2.4.4 Principes van de sequentiestratigrafie

Door het verwerven van bijkomende gegevens in verschillende delen van sedimentaire bekkens door een aantal onderzoekers (Vail et al., 1987 ; Baum & Vail, 1988 ; Donovan et al., 1988 ; Haq et al., 1988 ; Jervey, 1988 ; Loutit et al., 1988 ; Posamentier & Vail, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Van Wagoner et al., 1988 ; Haq, 1991) bleek het noodzakelijk het initieel seismostratigrafisch interpretatieschema, voorgesteld door Vail et al. (1977) te herzien en bij te werken tot een meer theoretisch, globaal-geologisch concept, de sequentiestratigrafie. Bij deze ontwikkeling veranderde de betekenis van een aantal oorspronkelijk gedefinieerde termen en werden tevens nieuwe begrippen ingevoerd.

De fundamentele eenheid van de sequentiestratigrafie is de *sequentie*, die vervolgens onderverdeeld wordt in *systems tracts*. Een sequentie stemt overeen met een volledige cyclus van relatieve zeespiegelschommeling. Een sequentiegrens wordt steeds bepaald door.een onlapconfiguratie. De begrenzingen van een sequentie kunnen van twee types zijn : *Type 1* of *Type 2* (Figuur 20). De type 1 sequentiegrens wordt gekenmerkt door onlapconfiguraties op een erosieve truncatie en geïnterpreteerd als een oppervlak geassocieerd met een relatieve zeespiegeldaling. Tijdens het ontstaan van de type 2 sequentiegrens wordt geen relatieve zeespiegeldaling voorbij de shelfrand waargenomen. De type 2 sequentiegrens wordt gekenmerkt door onlap op een concordante sequentiegrens. De type 1 sequentie wordt onderaan begrensd door de type 1 sequentiegrens en bovenaan door de type 1 of type 2 grens, terwijl de type 2 sequentie onderaan begrensd wordt door de type 2 sequentiegrens en bovenaan door de type 1 of type 2 grens.



OPPERVLAKKEN
(SB) = Sequentiegrens
(SB1) = Type 1
(SB2) = Type 2
(TS) = Transgressie-oppervlak
(DLS) = Downlap-oppervlak

SYSTEMS TRACTS
(HST) = Hoogstand systems tract
(TST) = Transgressieve systems tract
(LST) = Laagstand systems tract
(bf) = ("basin floor fan") - sedimentaire waaiers aan de voet van de continentale helling
(sf) = ("slope fan") - sedimentaire waaiers op de continentale helling
(lw) = ("lowstand wedge") - wigvormige prograderende eenheden
(SMST) = Shelfrand systems tract

Figuur 20. Systems tracts en oppervlakken binnen een sequentie en relatie tussen eustatische zeespiegelstand en de opeenvolging van de systems tracts (naar Vail et al, 1977 en Haq, 1991).

De systems tracts hebben een eigen positie in het bekken en zijn afgezet tijdens bepaalde sedimentatieprocessen, die gecontroleerd worden door fluctuaties van zeespiegelschommelingen. Systems tracts worden gedefinieerd op basis van hun begrenzing, hun positie binnen een sequentie, hun vorm en faciesassociatie. Afzonderlijke systems tracts binnenin de sequentie worden doorgaans begrensd door downlapoppervlakken. Er worden vier types van systems tract onderscheiden : laagstand, transgressieve, hoogstand en shelfrand systems tracts (Figuren 20 en 21). De laagstand, transgressieve en hoogstand systems tracts komen voor in de type 1 sequentie, de type 2 sequentie daarentegen wordt gekenmerkt door de shelfrand, transgressieve en hoogstand systems tracts. De ondergrens van de laagstand systems tract is steeds een sequentiegrens veroorzaakt door truncatie van de onderliggende sedimenten door de laatste relatieve zeespiegeldaling.

Indien de **laagstand systems tract** werd afgezet in een bekken met een shelfrand (shelf break) kunnen drie subtypes onderscheiden worden, naargelang hun plaats in het bekken : "basin floor fan", "slope fan" en "lowstand wedge" (Figuren 20 en 21).

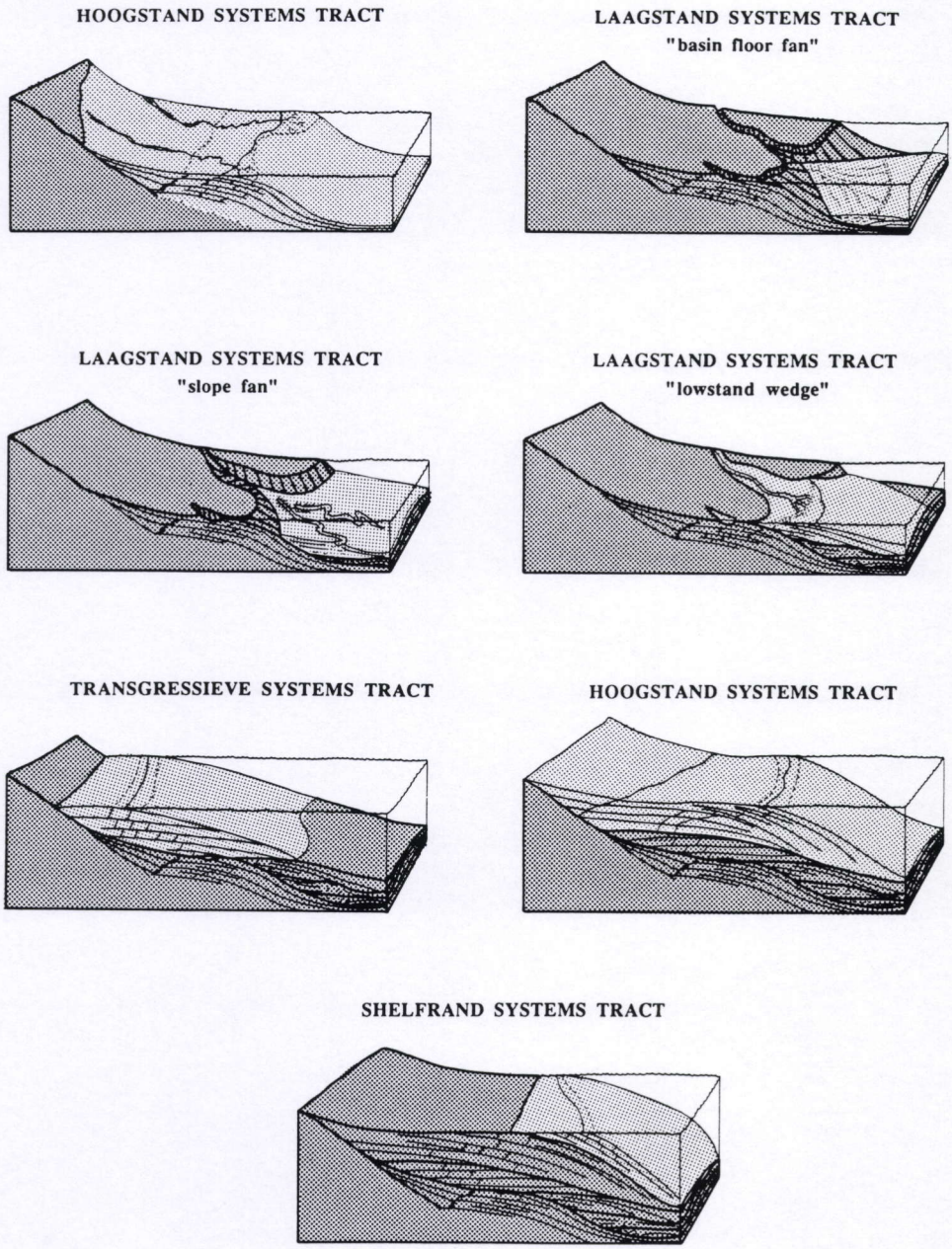
De *"basin floor fan"* wordt gekenmerkt door de afzetting van submariene waaiers of fans (in hoofdzaak accumulaties van zand) aan de basis van de continentale helling of op de bekkenvloer aan de voet van de continentale helling. Het ontstaan van de waaiers wordt geassocieerd met de erosie van canyons in de continentale helling en de uitschuring van fluviatiele valleien in de shelf gedurende een relatieve zeespiegeldaling. De basis van de "basin floor fan", die overeenstemt met de basis van de laagstand systems tract, is een type 1 sequentiegrens. De top van de waaier is een downlap-oppervlak.

De *"slope fan"* wordt gakarakteriseerd door turbidiet- en puinafzettingen op de continentale helling tijdens de late fase van de relatieve zeespiegeldaling of de vroege relatieve zeespiegelstijging. De top van de "slope fan" is een downlapoppervlak.

De *"lowstand wedge"* wordt op het shelfgedeelte gekenmerkt door opvullingen van uitgeschuurde valleien. Op de continentale helling zijn deze eenheden wigvormig en progradeerend en komen ze in downlapconfiguratie op de "basin floor fan" en de "slope fan" voor. Ze worden gevormd gedurende de eerste fase van een trage relatieve zeespiegelstijging. De top van deze laagstand wigvormige eenheden stemt overeen met de top van de laagstand systems tract.

De laagstandafzettingen en de shelf worden landwaarts door onlap bedekt door de **transgressieve systems tracts** (Figuren 20 en 21). De transgressieve systems tracts worden bekkenwaarts dunner door een laterale vermindering van de sedimentaanvoer. De

SYSTEMS TRACTS
Chronologische opeenvolging



Figuur 21. Chronologische opeenvolging van de verschillenbde systems tracts en oppervlakken binnen een sequentie (Haq, 1991).

ontwikkeling van de transgressieve systems tracts is typisch voor een snelle zeespiegelstijging, die gepaard gaat met een hoge sedimentaanvoer. Het basisoppervlak van deze systems tracts zal wanneer de eenheden uitwiggen in landwaartse zin samenvallen met een sequentiegrens.

De **hoogstand systems tracts** kunnen in belangrijke mate voorkomen ter hoogte van de shelf (Figuren 20 en 21). Binnen de hoogstand systems tracts kunnen drie subtypes onderscheiden worden : de sigmoïdaal bekkenwaarts prograderende eenheden uit de vroege fase van de zeespiegelhoogstand, de schuin bekkenwaarts prograderende eenheden uit de late fase van de zeespiegelhoogstand en de subaërische eenheden uit de late fase van de zeespiegelhoogstand.

3.2.5 Interpretatiestappen

De interpretatie van de nagenoeg 3500 km reflektieseismische lijnen (AWI/RCMG, BGR en NARE) in het studiegebied gebeurde in hoofdzaak aan de hand van digitaal opgenomen meerkanaalsgegevens. In een initieel onderzoekstadium kon enkel gebruik gemaakt worden van de analoge profielen verkregen gedurende de eerste Antarktis V/4-campagne. Het was pas na afloop van de tweede campagne dat kon gestart worden met de verwerking van de digitaal geregistreerde data. Voor een aantal opmerkelijke oppervlakkige strukturen werd de interpretatie dus bij voorkeur uitgevoerd aan de hand van de analoge opnamen.

De originele analoge opnamen werden op film fotografisch opgenomen en door blauwdrukken vervolgens gereproduceerd. De digitale plots werden in hun geheel gefotocopieerd.

Seismische reflekties ontstaan ter hoogte van twee verschillende media met een voldoende hoog contrast in akoestische impedantie. De interpretatie van de seismische profielen houdt in de eerste plaats de identificatie van beduidende reflektoren in ("picking") ; dit kunnen discordantievlakken zijn of oppervlakken die samenvallen met opvallende vertikale facieswisselingen. Deze reflektoren worden aangeduid door een welbepaalde kleur en werden, zo mogelijk, lateraal vervolgd doorheen het volledig seismisch netwerk. De controle van de identificatie op de verschillende profielen gebeurde aan de hand van de verschillende intersectiepunten.

In een volgende fase werden de gedefinieerde reflektoren gebundeld in afzettingsreeksen in overeenstemming met de sequentiestratigrafische basisprincipes, waarna de sequenties en hun begrenzingen beschreven zijn.

De volgende stap in de stratigrafische interpretatie is de op seismogrammen aangeduide begrenzingen te dateren via correlatie met de twee meest nabij gelegen ODP-boringen (Leg 113, site 692 en 693) nabij Cape Norvegia aan de hand van twee lange NE-SW georiënteerde verbindingsprofielen. De twee boringen bevinden zich op een paar honderd km van het studiegebied en geven slechts informatie tot nagenoeg 500 m diepte, waardoor de correlatie helaas niet eenduidig kan uitgevoerd worden. De analyse van de relatieve zeespiegelstand en vergelijking met zeespiegelcurven uit de literatuur kan bijkomende informatie geven aangaande de ouderdom van de verschillende afzettingsreeksen .

De analyse van het seismisch facies en de seismische facieseenheden op de seismische profielen doorheen het volledig netwerk en de informatie uit de diepe ODP-boringen gekoppeld aan een vergelijking van seismisch opnamen van welgekende submariene waaiers elders in de wereld kan inzicht verschaffen aangaande het lithofacies en de afzettingsomstandigheden. De verspreiding van de meest opmerkelijke faciesveranderingen kunnen op basiskaarten van het seismisch netwerk uitgezet worden.

De basiskaarten worden opgesteld aan de hand van de lokalisatie van de fixpunten op de analoge profielen van de eerste campagne en aan de hand van de coördinaten van de schotpunten voor de tweede campagne (om de honderd). De lokalisatiepunten van de Duitse en Noorse seismische profielen (om de honderd schotpunten) werden gedigitaliseerd van een bestaande kaart. De morfologische kaart van de zeebodem wordt opgesteld met behulp van GEOFOX (3.2.7) aan de hand van de gedigitaliseerde seismische profielen met dieptegegevens in m uitgedrukt, aangevuld met gedigitaliseerde bathymetrische gegevens afkomstig van de HYDROSWEEP en SEABEAM installatie aan boord van de Polarstern.

Na interpretatie worden de seismogrammen, die tijdssecties zijn met een niet-lineaire horizontale schaal, gedigitaliseerd samen met de zeebodemlijn, de tijdsnullijn en de fixpunten of schotpunten (om de honderd). De verticale tijdsschaal wordt aan de hand van een welbepaalde snelheidshypothese (1500 m/s in het water en 2000 m/s in de sedimenten) omgezet in een lineaire diepteschaal, terwijl de horizontale schaal omgezet wordt tot een lineaire afstandsschaal. Door de beperkingen van het bestaande plotprogramma is het niet mogelijk verschillende snelheden binnen de sedimentkolom in te voeren en moet er een bestpassende uniforme snelheid ingevoerd worden. Aldus kunnen diepte-afstandsprofielen op de gewenste horizontale schaal en verticale schaaloverdrijving alsook de gekozen oriëntatie uitgeplot worden. De gedigitaliseerde profielen worden met behulp van GEOFOX in een drie-dimensioneel model voorgesteld (zie 3.2.7).

De diepte van de hoofdreflektoren, alsook de dikte van de verschillende afzettingsreeksen kunnen in m op de basiskaarten van het seismisch netwerk uitgezet worden en vervolgens door contoureren met behulp van GEOFOX (zie 3.2.7) uitgewerkt worden tot isochronenkaarten van de hoofdreflektoren en tot isopachenkaarten van de afzettingsreeksen.

De strukturele interpretatie behelst de studie van de strukturele vervormingen, in hoofdzaak breuken van verschillende grootteorde, die het continu verloop van de reflektoren verstoren. De belangrijkste vervormingszones binnen bepaalde afzettingsreeksen kunnen afzonderlijk op strukturele kaarten weergegeven worden.

Het AWR/RCMG-seismisch netwerk, aangevuld met de beschikbare Duitse en Noorse gegevens wordt op deze manier verwerkt om vervolgens te kunnen overgaan tot een geologische reconstructie van het studiegebied. Uit de verschillende dikte- en dieptekaarten kan men inzicht krijgen aangaande de sedimentatiebron en afzettingsrichting van de sedimenten die de verschillende lobben in het bovenste en middenste deel van de Crary Fan. De ruimtelijke uitbreiding van deze fanlobben kunnen aanduidingen geven aangaande relatieve zeespiegelfluctuaties, gebonden aan klimatologische veranderingen in de zuidoostelijke Weddell Zee.

De verschillende getekende geïnterpreteerde profielen worden samen in een afzonderlijk deel (volume 2) gebundeld.

3.2.6 Mogelijke problemen bij de interpretatie, gebonden aan opname- en verwerkingsprocedures

Bij de interpretatie van de analoge en digitale seismogrammen is het duidelijk dat een aantal reflekties alsook sommige veranderingen in seismisch facies niet van geologische aard zijn. Het is dan ook de taak van de interpretator deze reëele en niet-reële beelden en reflekties van elkaar te onderscheiden.

Bijkomende akoestische effekten zoals "ghost", "bubble", diffractiehyperbolen, en in dit gebied in mindere mate "multiples" bemoeilijken het herkennen van de beduidende reflektoren. De "ghost" ontstaat wanneer de bron en de ontvanger zich te diep onder water bevinden en er een ontdubbeling van het gereflekteerde signaal ontstaat. Tijdens de twee Antarktis campagnes bevond de bron zich nabij het wateroppervlak, terwijl de ontvanger op minder dan 10 m diepte gesleept werd. De diepte van de streamer kan verantwoordelijk zijn voor een ghost die zich ongeveer 10 ms onder de beduidende reflektor bevindt, maar door de gebruikte schaal op de

seismische profielen zal deze nauwelijks een storend effect vertonen. De "bubble" is een ontdubbeling van het primair bronsignaal (airgun) en komt zowel op de analoge als op de digitale profielen van de eerste Antarktis V/4-campagne op een diepte van nagenoeg 150 ms plaatselijk vrij duidelijk tot uiting en maskeert er aldus het verloop van de beduidende reflekties. Tijdens de Antarktis VIII/5-campagne kon het "bubble"-effect sterk verminderd of zelfs geëlimineerd worden door een gepaste tuning van de verschillende airguns van de array. Diffractiehyperbolen ter hoogte van breuken, sedimentvervormingen of onregelmatige zeebodemtopografie kunnen eveneens een storend effect in de profielen veroorzaken. De "multiples" of meervoudige reflekties, die ongeveer op een dubbele afstand van de hoofdreflektie onder het wateroppervlak voorkomen, oefenen enkel langs de continentale shelf en de continentale helling een storende invloed uit omwille van de grote waterdieptes elders in het studiegebied.

3.2.7 Het gebruik van "GEOFOX"

"GEOFOX" (M. Verschuren, doctoraatsverhandeling 1992) is een geologisch/ geografisch geörienteerd computerprogramma dat toelaat natuurlijke en synthetische oppervlakken te modelleren en te visualiseren op alle Sun-werkstations (naast PC het belangrijkste type computer in de geologische exploratiewereld), waarbij dit modelleren interaktief gebeurt.

De basisgegevens bestaan hier uit gedigitaliseerde interpretaties van seismische reflektiehorizonten en bestaande contourkaarten. Modellering van dergelijke gegevens omvat de kwantitatieve bepaling van het gehele oppervlak, waarvan deze lijngegevens slechts de doorsneden zijn. Een natuurlijk geologisch-geografisch oppervlak is meestal grotendeels glad op enkele scherpe hoeken en schuine kanten na. GEOFOX ondersteunt op een interaktieve en kwantitatieve wijze het interpretatieproces van de correlaties tussen schuine tot zeer steile oppervlaktediscontinuïteiten zoals normale breukenstelsels, diepe uitschuringen of valleien en bergkammen. Op een voor de gebruiker zeer eenvoudige manier kan dan een continu oppervlak worden gereconstrueerd dat stuksgewijs glad is, tesamen met tal van eventueel zich vertakkende en kruisende scherpe randen.

Daartoe werd een totaal nieuw 3D modelleringsmethode uitgewerkt bestaande uit drie elk op zich nieuwe technieken, die werden gecombineerd met zelf ingevoerde gesofisticeerde 3D visualisatiemogelijkheden.

De gegevensdichtheid langs de ingevoerde lijnen in het studiegebied is zo groot dat interaktieve modellering enkel mogelijk wordt, indien men alleen die gegevens gebruikt die op de schaal van het model relevant zijn. Een eerste kerntechniek van GEOFOX laat toe deze meest interessante punten snel, objektief en automatisch, maar gecontroleerd te selecteren. Hierdoor stijgt niet alleen de modelleringsproductiviteit, maar ook de opslag- en rekenefficiëntie.

Een tweede kerntechniek bestaat uit het interaktief aanbrengen van veranderingen in een automatische, geometrisch optimale maar meestal niet verantwoorde triangulatie van de geselekteerde punten. Een triangulatie legt een ruimtelijk verband tussen de punten en daarmee ook tussen de strukturen die ze beschrijven langs de gedigitaliseerde lijnen. Door een verandering van de verbanden of correlaties tussen deze strukturen, kan een bepaalde geologische interpretatie in het triangulair model worden ingevoerd. Dit interpretatieproces gebeurt interaktief, waarbij door lineaire interpolatie vlakke driehoeken tussen de punten worden weergegeven met contourkleuren en -lijnen, en een schaduwberekening aan het model bijkomend reliëf toevoegt. De kleinste onnauwkeurigheden worden hierdoor onmiddellijk duidelijk.

Een derde kerntechniek laat toe de hoekige triangulatie om te zetten in een rechthoekig en fijn grid dat stuksgewijs glad is, met scherpe kanten daar waar de interpretator die in de triangulatie heeft aangeduid. Hiervoor werd een nieuw gridding algorithme ontwikkeld dat een oppervlak "met variable spanning" interpoleert tussen de gegevens. Het grootste deel van het oppervlak gaat daardoor met een minimale spanning en dus glad door de punten (en evenmin eronder of erboven), terwijl het gedeelte in de buurt van de scherpe randen geleidelijk wordt strak getrokken aan die randen. Een stapel van dergelijke grids kan in een realistische 3D projectie met schaduwberekening worden bekeken, waardoor niet alleen de kleinste details en overblijvende fouten in het geheel van een oppervlak aan het licht komen, maar ook de ruimtelijke verbanden tussen verschillende lagen onderling.

Op deze manier kunnen dieptekaarten van belangrijke horizonten gerealiseerd worden. Op de kaarten wordt de afstand tussen de gridlijnen weergegeven in m (50 km tussen twee gridlijnen), er worden geen aanduidingen gegeven van breedte- of lengteligging. De isopachenkaarten van sequenties die niet geassocieerd zijn met een geul konden rechtstreeks m.b.v. GEOFOX verkregen worden, contouren van isopachen van leveesequenties zonder geulen vertoonden voorlopig nog de noodzaak voor enige manuele aanpassing.

Om deze GEOFOX-modellen en kaarten tenslotte zwart op wit op papier te krijgen, werd een nieuwe plottechniek ontwikkeld voor 3D tekeningen en kaarten op een hoge resolutie zwart/wit VERSATEC printer, waardoor zowel subtiele schaduwnuances als interval"kleuren"

kunnen worden weergegeven. Voor meer details aangaande de programmatuur en het gebruik van GEOFOX verwijzen we naar de doctoraatsverhandeling van Verschuren (1992).

4. SEISMOSTRATIGRAFIE VAN DE WEDDELL ZEE

4.1 Basisgegevens

De interpretatie in het kader van de samenwerking tussen het AWI en het RCMG omvatte in totaal 6981 km reflektieseismische profielen met hoog onderscheidingsvermogen. Naar aanleiding van een samenwerking opgestart tussen het AWI, BGR, Universiteit van Bergen en het RCMG werden nog eens 1250 km seismische profielen door K. Hinz en Y. Kristoffersen voor deze studie ter beschikking gesteld.

4.2 Seismisch-stratigrafische benadering

Een eerste seismisch-stratigrafische benadering van de sedimentaire bedekking in het Weddell Zee bekken gebeurde door Hinz & Krause (1982), Haugland, Kristoffersen & Velde (1985) en Hinz & Kristoffersen (1987).

Hinz & Krause (1982) onderscheidden twee grote eenheden : een onderste bedolven eenheid, waarvan de top de "Weddell Sea Continental Margin Unconformity" vormt en anderzijds een bovenste, weinig vervormde sedimentaire eenheid. Binnen de onderste eenheid onderscheidt men enerzijds oceanische korst en anderzijds de "Explora Wedge" of WS-4 sequentie. Boven de "Weddell Sea Continental Margin Unconformity", dat men geïnterpreteerd heeft als een belangrijke discontinuïteit op het einde van het tektonisch/magmatisch-vulkanisch regime van eind Jura, definieert men 4 grote afzettingsreeksen, van onder naar boven WS-3A, WS-3B, WS-2 en WS-1 genoemd. Later werden door Hinz & Kristoffersen (1987) niet de sequenties gedefinieerd, maar de belangrijkste discordanties. Deze werden van onder naar boven benoemd U9 tot U2 ("U" : Unconformity), waarbij U9 overeenstemt met de "Weddell Sea Continental Margin Unconformity".

Haugland, Kristoffersen & Velde (1985) legden eerder de nadruk op de seismisch-stratigrafische studie van de "Crary Fan"-sedimenten op het continentaal plat. Hierin onderscheidden ze 5 verschillende sequenties, van onder naar boven SWS-E tot SWS-A genoemd. Een aantal ervan : SWS-A tot SWS-C (en misschien ook SWS-D) werden naar hun intern reflektiepatroon gecorreleerd met de reeksen gedefinieerd in de "Eastern Basin" in de Ross Zee. Deze sequenties vertonen een sterke shelfaangroei, vergelijkbaar met die in de Ross Zee na het Onder-Mioceen (Hinz & Block, 1984). Het basiserosieoppervlak van de sequentie SWS-E werd gecorreleerd met de lage zeespiegelstand in het Boven-Oligoceen (Vail et al., 1977).

Tijdens de NATO Advanced Workshop in Bremen in oktober 1988 werd een samenwerking tussen de vier onderzoeksgroepen werkzaam in de Weddell Zee opgestart, met het oog op de verwezenlijking van een geïntegreerd seismisch-stratigrafisch model van de Weddell Zee (Tabel 3).

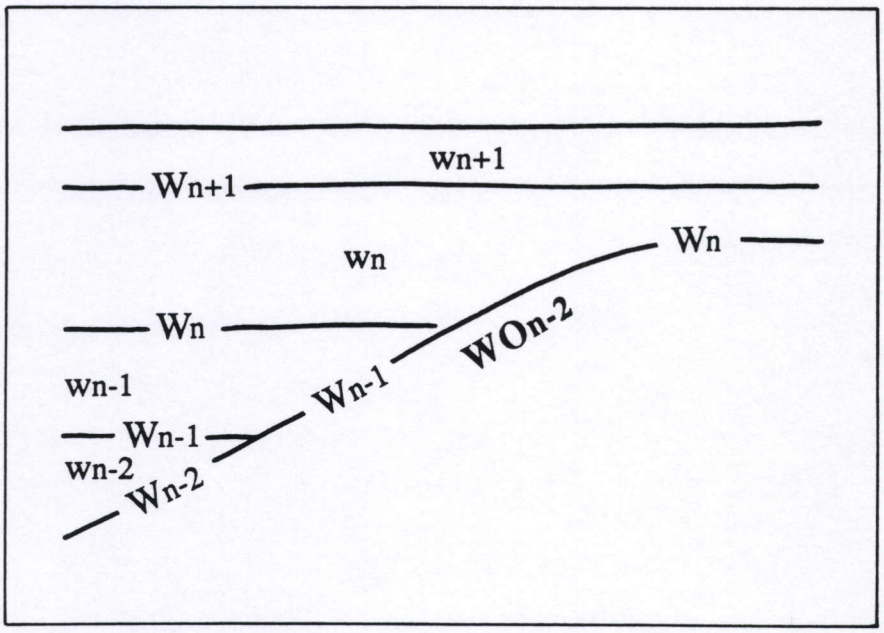
Tabel 3. Correlatie tussen de sequentie-stratigrafische benamingen tot nu toe gebruikt door de verschillende auteurs, werkzaam in de Weddell Zee.

Correlatie van seismisch-stratigrafische eenheden					
Miller et al. 1990	Henriet et al. 1988	Moons 1992	Hinz & Krause 1982	Haugland et al. 1985	Hinz & Kristoffersen 1987
w7		wf3.14			
W7		ws1–ws11 ↑			
w6				SWS-A	
W6			WS-1	SWS-B	
w5		wf3.1		SWS-C	
W5		WF3.1			
w4		WF2.1		SWS-D	
W4	WO4b-WO4a			SWS-E	U3
w3			WS-2		
W3					
					U5*
w2			WS-3B		
W2					U6
w1			WS-3A		
W1	WO1		"Weddell Sea Continental Margin Unconformity"		U9
			WS-4 "Explora Wedge"		

* Hierbij moet wel opgemerkt worden dat Barker et al. (1988) in het ODP Leg 113 rapport de grens tussen WS-3B en WS-2 correleerden met de U6 reflektor in plaats met de U5 horizont zoals eerder door Hinz en co-auters voorgesteld (Hinz & Krause, 1982 ; Hinz & Kristoffersen, 1987).

De hoofdletter W gevolgd door een getal duidt de basisdiscordantie aan, gedefinieerd op het "stratotype-profiel". Het getal dat het eerste symbool W volgt neemt van onder (oudste eenheid) naar boven (jongere eenheid) toe, zoals toegepast wordt in de gebruikelijke stratigrafie. Bij een verdere onderverdeling van de sequenties door toenemende resolutie voegt men aan het eerste ranggetal een tweede toe, van elkaar gescheiden door een punt (W1.1, W1.2, enz.). De sequenties zelf worden benoemd naar hun basisdiscordantie en worden in deze studie door kleine letters voorgesteld (w1.1, w1.2, enz.) (Figuur 22).

Problemen kunnen ontstaan bij de benaming van verschillende reeksen eindigend in onlap tegen eenzelfde basisoppervlak. Aldus stelde men voor om de belangrijke onlapoppervlakken te benoemen met eenzelfde symbool voor het volledig horizont. De belangrijke onlaphorizonten in de Weddell Zee worden aangegeven door het symbool WO (Weddell Sea Onlap Surface) gevolgd door een getal (Figuur 22).



Figuur 22. Seismisch-stratigrafische benaming van oppervlakken en sequenties in de Weddell Zee.

De channel- en levee-complexen in hun geheel worden voorgesteld door respectievelijk de ch- en wf-symbolen. De sedimentaire eenheden afgezet in de leveecomplexen in de Crary Fan worden voorgesteld door de wf-symbolen (Weddell Sea Fan), de opvulling van de geassocieerde kanalen door ch (Channel). Het eerste cijfer na het symbool wf of ch verwijst naar één van de drie gefedinieerde channel-levee systemen in de Crary Fan, terwijl het tweede cijfer de afzettingsreeks zelf determineert. Beide getallen worden van elkaar gescheiden door een punt. De hoofddiscordanties die de drie grote channel-levee complexen van de Crary Fan

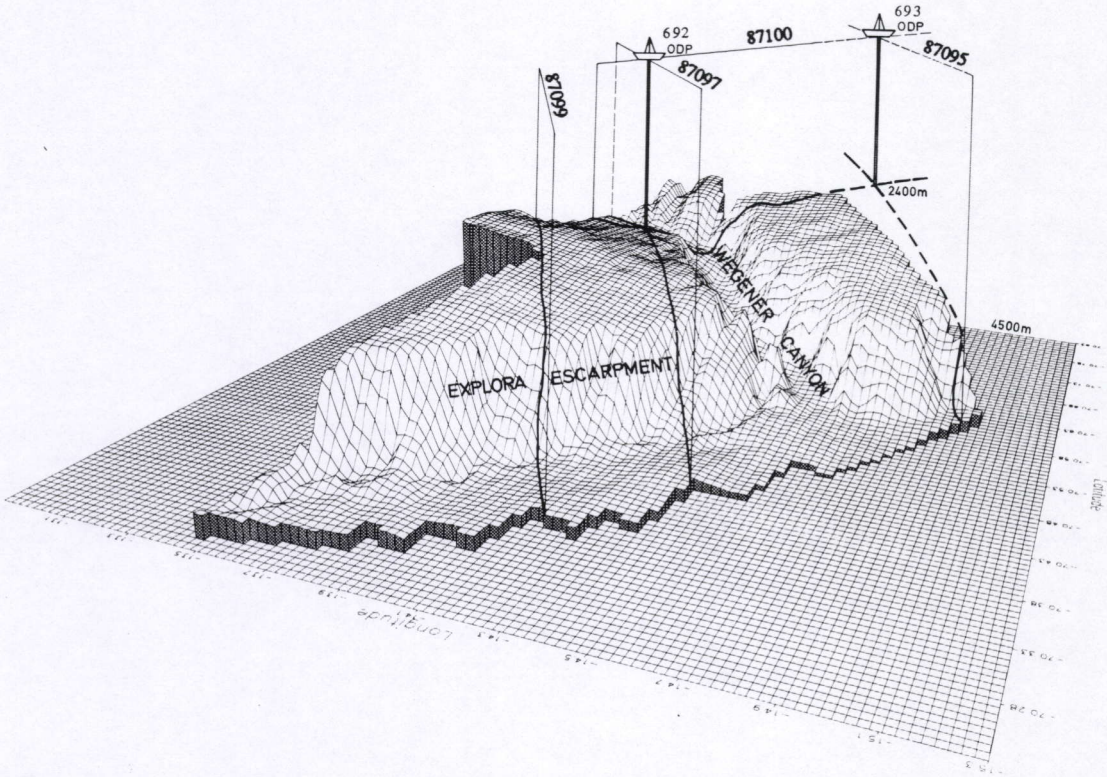
van elkaar scheiden worden voorgesteld door de symbolen WF2.1 en WF3.1. Deze twee oppervlakken vormen respectievelijk de basis van de channel-levee complexen 2 en 3, die door Kuvaas & Kristoffersen (1991) gedefinieerd werden.

Voor de shelfsedimenten werd geopteerd voor een verschillende terminologie daar ze geometrisch en sedimentologisch apart kunnen gedefinieerd worden. De shelfsequenties worden voorgesteld met de letter ws (Weddell Sea Shelf), gevolgd door een cijfer dat de afzettingsreeks zelf definieert. De verschillende ws-sequenties zouden overeenstemmen met de drie of misschien vier jongste SWS-reeksen gedefinieerd door Haugland et al. (1985), zoals voorgesteld op tabel 3.

4.3 Stratotype-profiel 87095 door ODP 693-site

4.3.1 Beschrijving van de ODP boringen 692 en 693 nabij Cape Norvegia

Met het oog op de identificatie van de "Explora Wedge" en van zijn sedimentaire bedekking werden in het kader van Leg 113 van het ODP-programma door het boorschip Joides Resolution twee boringen uitgevoerd op het plateau ten oosten van de Explora



Figuur 23. Driedimensionele voorstelling van de Wegener Canyon met aanduiding van de twee ODP-692 en -693 boringen (Leg 113) en van de profielen 87095, 87097, 87099 en 87100.

Escarpment, nabij Cape Norvegia, in de noordoostelijke Weddell Zee. Deze boringen werden in januari 1987 uitgevoerd tijdens de Antarktis V/4-campagne. Talrijke boortechnische problemen, o.m. veroorzaakt door een zeer moeilijk penetreerbare toplaag met een hoge concentratie aan zwerfstenen, veroorzaakten verscheidene verplaatsingen van de boorsites. Beide boringen liggen aan weerszijde van het hoofdeinde van een zeer diepe canyon, "Wegener Canyon" genoemd, die door de Polarstern door middel van SEABEAM in detail uitgekarteerd werd. De driedimensionele voorstelling van deze canyon wordt samen met de lokalisatie van de twee boringen en de Antarktis V/4-reflektieseismische lijnen weergegeven op figuur 23.

De eerste boring (692) die uiteindelijk enige vooruitgang boekte, diende na minder dan 100 m gestopt te worden, toen een Mesozoïsche schieferformatie met organisch materiaal aangeboord werd. Een tweede boring (693) werd dan meer zuidwaarts ingeplant en kon over een diepte van bijna 500 m uitgevoerd worden. De resultaten van beide boringen worden in tabel 4 samengevat.

Tabel 4. Samenvatting van de boorresultaten van de boringen 692 en 693 van het ODP Leg 113.

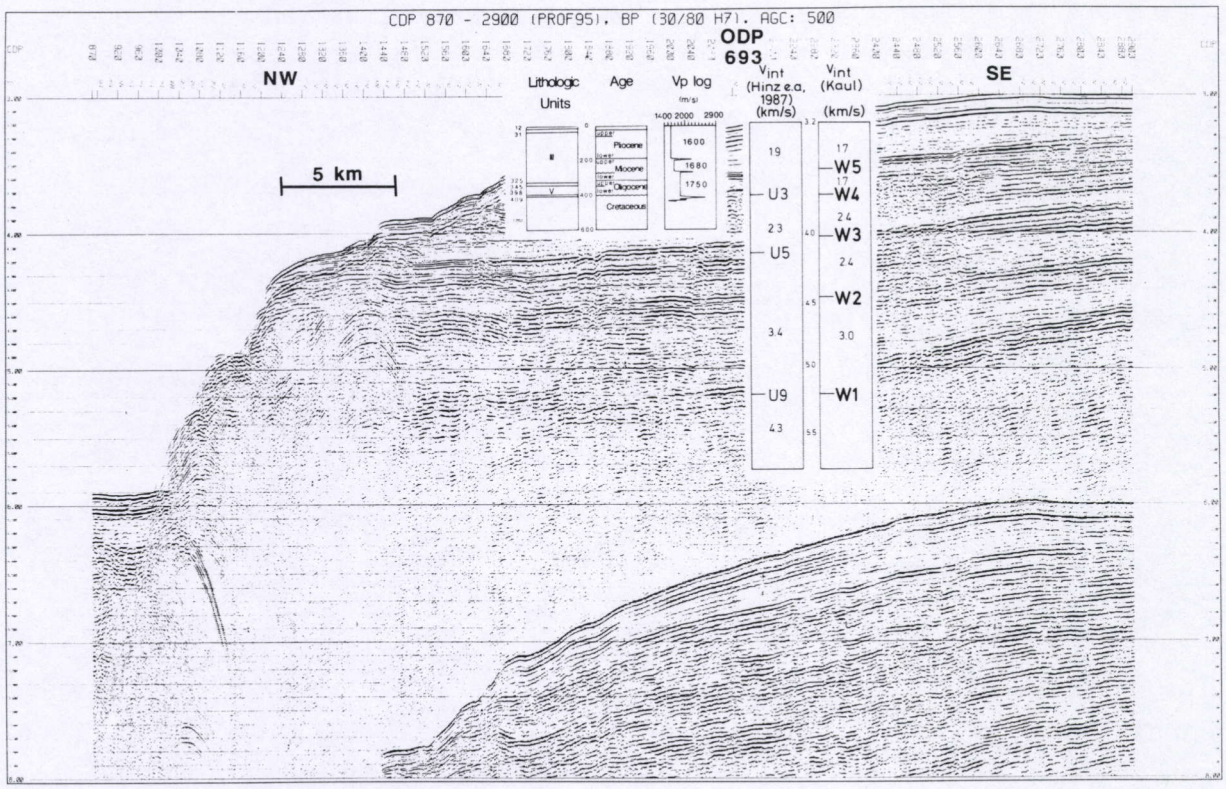
Boorsite	Lokalisatie	Waterdiepte	Boordiepte	Boorresultaten
692	70°43 S 13°49 W	2874 m	97.9 m	bovenste 50 m : Neogene (vanaf Midden-Mioceen) tot recente kleien bovenop residuele keien tot 97.8 m : kleistenen rijk aan organisch matriaal, mudstones en krijt van het Onder-Krijt (Valangiaan tot Aptiaan)
693	70°50 S 14°34 W	2363 m	483.9 m	nagenoeg 400 m sedimenten van het midden Onder-Oligoceen tot Pleistoceen, waarbij het grootste deel van het Midden-Mioceen blijkt verdwenen te zijn tot 483.9 m : pelitische gesteenten van het Albiaan, rijk aan organisch materiaal

Uit deze boringen blijkt in de oostelijke Weddell Zee een zeer belangrijk hiaat voor te komen tussen de Oligocene tot Pleistocene sedimenten en de pelitische gesteenten van het Onder-Krijt. Het is alleszins merkwaardig dat in de oostelijke Weddell Zee het Boven-Krijt totaal afwezig blijkt te zijn, terwijl er in de Zuid-Atlantische Oceaan een vrij belangrijke sedimentatie genoteerd wordt. Wel wordt de overgang Krijt-Tertiair in de Zuid-Atlantische domeinen gedefinieerd door een belangrijk hiaat of plaatselijk door een geringe sedimentatie. De overgang Eoceen-Oligoceen wordt in de Zuid-Atlantische Oceaan gekenmerkt door een algemeen hiaat, dat toegeschreven wordt aan belangrijke submariene erosiefasen. Deze fase menen verschillende auteurs in verband te kunnen brengen met de toenemende diepwaterstromingen, veroorzaakt door het afkoelend Antarctisch oppervlaktewater en met de aanzet van glaciaties in het Oligoceen (Kennett, 1982).

4.3.2 Correlatie van seismische gegevens met ODP-boorresultaten

Als uitgangspunt van de seismisch-stratigrafische interpretatie van de zuidoostelijke Weddell Zee werd het stratotype-profiel 87095 genomen doorheen de ODP-693-boring (Leg 113) (Miller et al., 1990). Op dit profiel werden de verschillende hoofddiscordanties en voornaamste afzettingssequenties eenduidig gedefinieerd en benoemd (Figuur 24). De top van de onderste eenheid of "Explora Wedge" wordt gevormd door de W1 reflektor of de door Hinz (Hinz & Kristoffersen, 1987) gedefinieerde "Weddell Sea Continental Margin Unconformity". Boven de W1 horizont onderscheidt men binnen de sedimentaire bedekking van onder naar boven de volgende hoofddiscordanties W2, W3, W4, W5, W6 en W7. De twee laatste discordanties W6 en W7 zijn enkel definieerbaar op de hoge-resolutie AWI/RCMG-profielen en niet op de BGR- en NARE-profielen.

De W4-reflektor vormt de top van de diepst aangeboorde afzettingsreeks W3, gekenmerkt door pelitische gesteenten van Albiaan (boorsite 693)-Aptiaan (boorsite 692) ouderdom. De W4 horizont vertegenwoordigt ter hoogte van de boring 693 een lokaal hiaat van ongeveer 60 M.Y.. Tussen W4 en W5 worden hoofdzakelijk kleiïge sedimenten aangeboord van het Onder-Oligoceen tot het Onder- en Midden-Mioceen. De reflektor W5 stemt overeen met een hiaat waarbij het grootste deel van het Midden-Mioceen blijkt verdwenen te zijn.

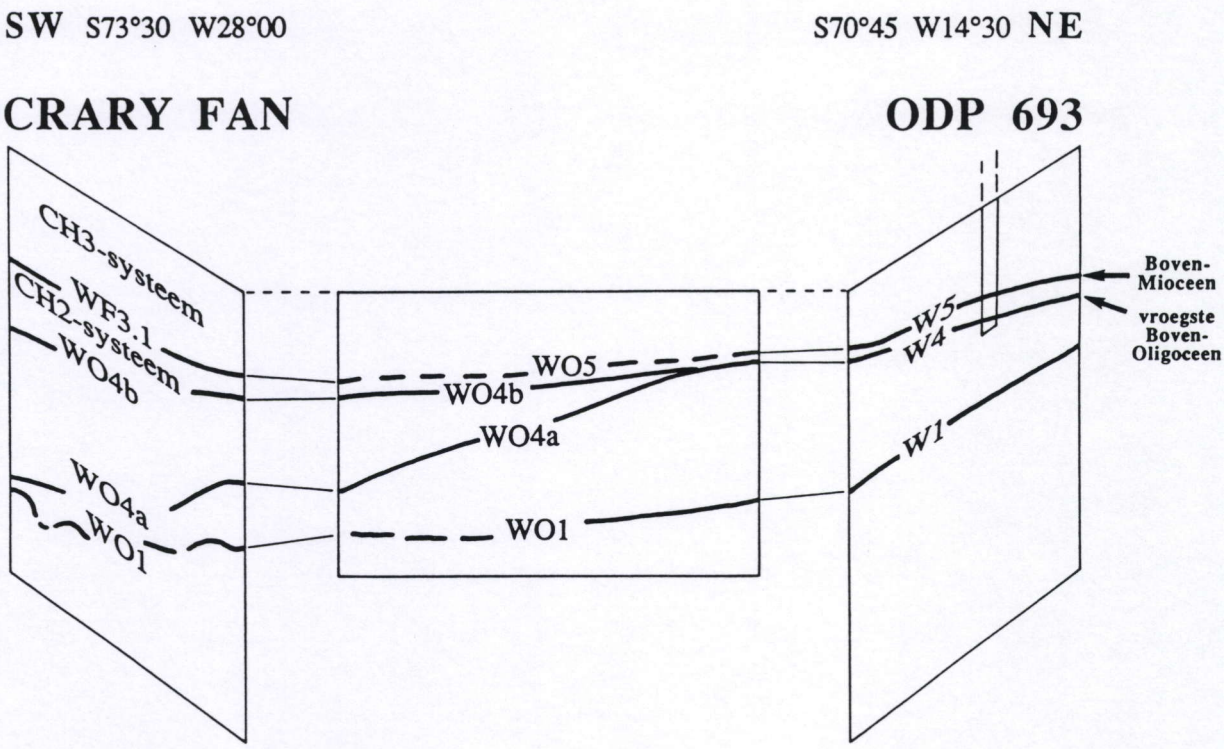


Figuur 24. Stratotype-profiel 87095 door de ODP-693-boring (Leg 113) (Miller et al., 1990).

4.4 Analyse van de grote discordanties in de zuidoostelijke Weddell Zee

4.4.1 Correlatie tussen de ODP-boorresultaten en de zuidoostelijke Weddell Zee

Aan de hand van de NE-SW georiënteerde profielen BGR 86-08 en AWI/RCMG 89030, 90060(2) en 90090 (Figuur 1) werd getracht een correlatie door te voeren tussen de ODP-sites en het studiegebied in de zuidoostelijke Weddell Zee, beide gebieden meer dan 500 km van elkaar verwijderd. De discordanties W1 en W4 blijken naar het zuiden op profiel BGR 86-08, alsook op de lijnen BGR 86-13, NARE 85-6 en AWI/RCMG 87088 en 87090 belangrijke onlaphorizonten te zijn, waartegen de verschillende onder- en bovenliggende reeksen eindigen. W1 en W4 zijn dan ook eerder WO1 en WO4a genoemd. Daarenboven definieert men in de zuidoostelijke Weddell Zee een derde belangrijk onlap/downlaphorizont, WO4b dat lateraal in noordwaartse richting op profiel BGR 86-08 blijkt over te gaan in het WO4a erosieoppervlak en aldus in de ODP-zone slechts als één oppervlak W4 waarneembaar is (Figuur 25). Dit derde onlap/downlap-oppervlak WO4b vormt meer naar het zuiden in het studiegebied de basis van de Crary Fan.



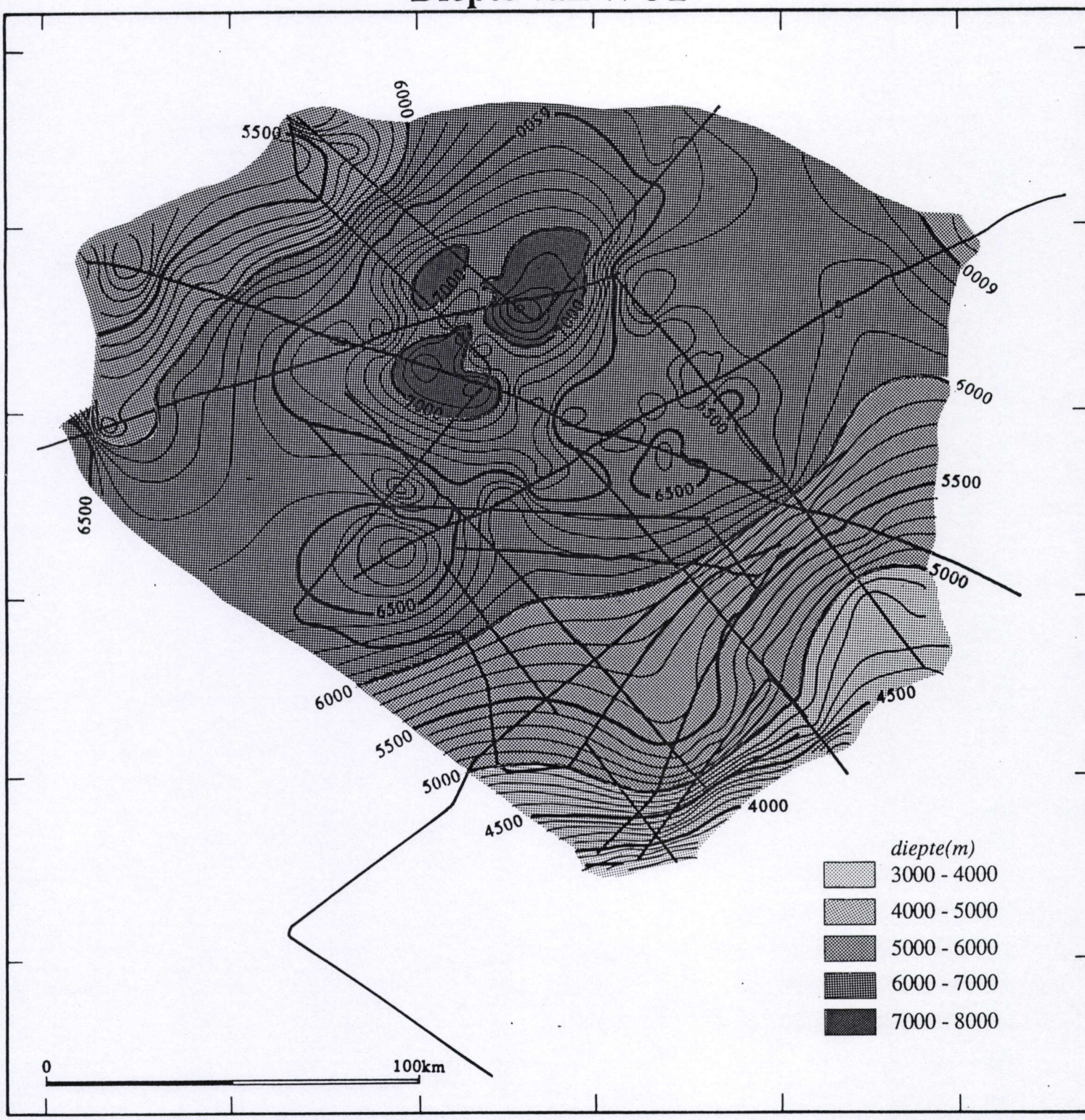
Figuur 25. Correlatie van de grote discordanties in de zuidoostelijke Weddell Zee met de ODP-693-boorgegevens.

4.4.2 Beschrijving van de grote eenheden onder WO4b

Onder het WO4b erosieoppervlak kunnen op de diepere Duitse en Noorse lijnen alsook op de digitale AWI/RCMG-profielen in hoofdzaak drie grote eenheden onderscheiden worden, gescheiden door de duidelijke discordantievlakken WO1 en WO4a. De diepte van de horizonten WO1, WO4a en WO4b worden weergegeven op de figuren 26, 28 en 30. De figuren 27 en 29 tonen een driedimensionele voorstelling van de horizonten WO1 en WO4a. Figuur 32 toont duidelijk hoe de twee oppervlakken WO1 en WO4b in de studiesector in 3D ten opzichte van elkaar gelegen zijn.

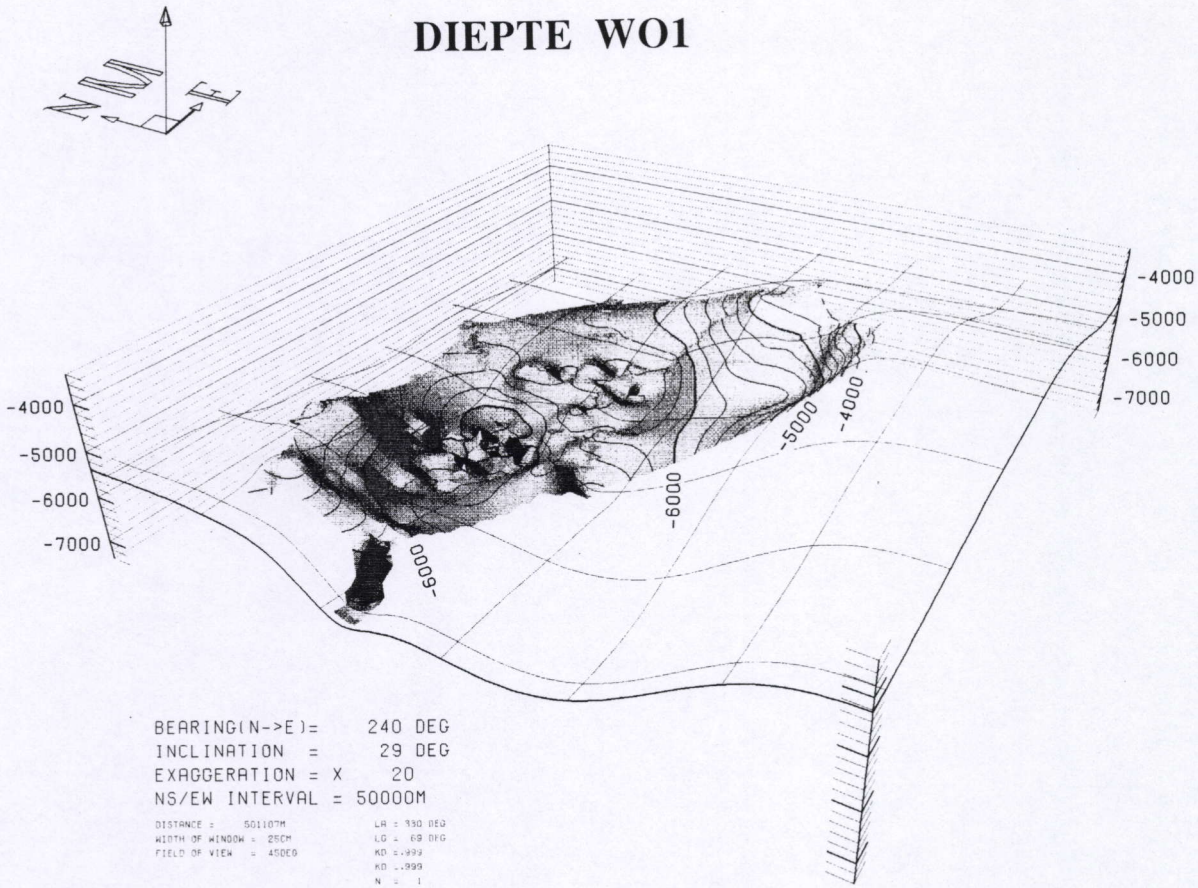
In de onderste eenheid, bovenaan begrensd door de WO1 reflektor, onderscheidt men op profiel BGR 86-13 een axiale zone met diffractiehyperbolen, kenmerkend voor oceanische korst, die aan weerszijden geflankeerd wordt door wigvormige strukturen met een divergerend reflektiepatroon. Deze wigvormige eenheden zouden volgens Hinz (1987) van vulkanische oorsprong zijn, geassocieerd met de fragmentatie van Gondwanaland (zie 2.3.2). Op de Noorse lijn NARE 85-6 is enkel de axiale zone en de zuidelijke wig met divergerende reflektoren te zien.

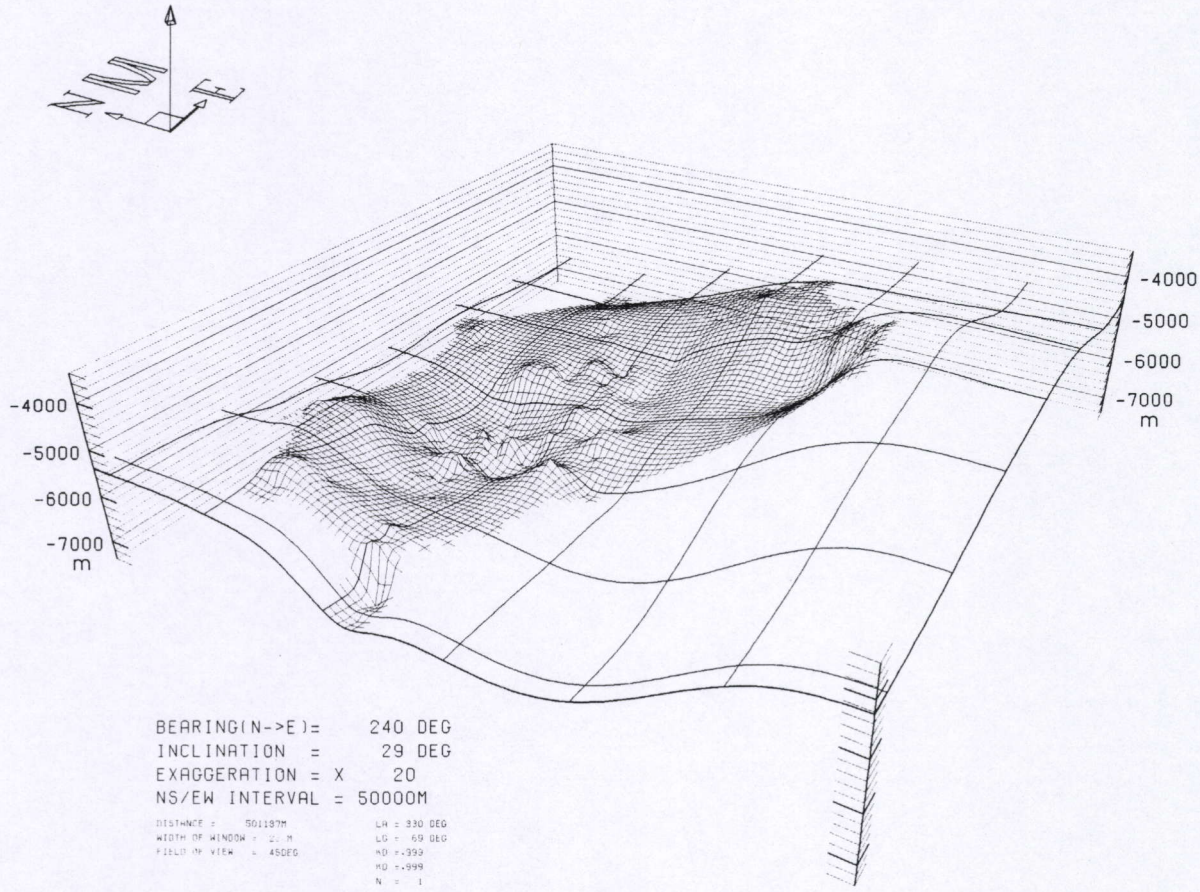
Diepte van WO1



Figuur 26. Diepte van de horizont WO1, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 100 m).

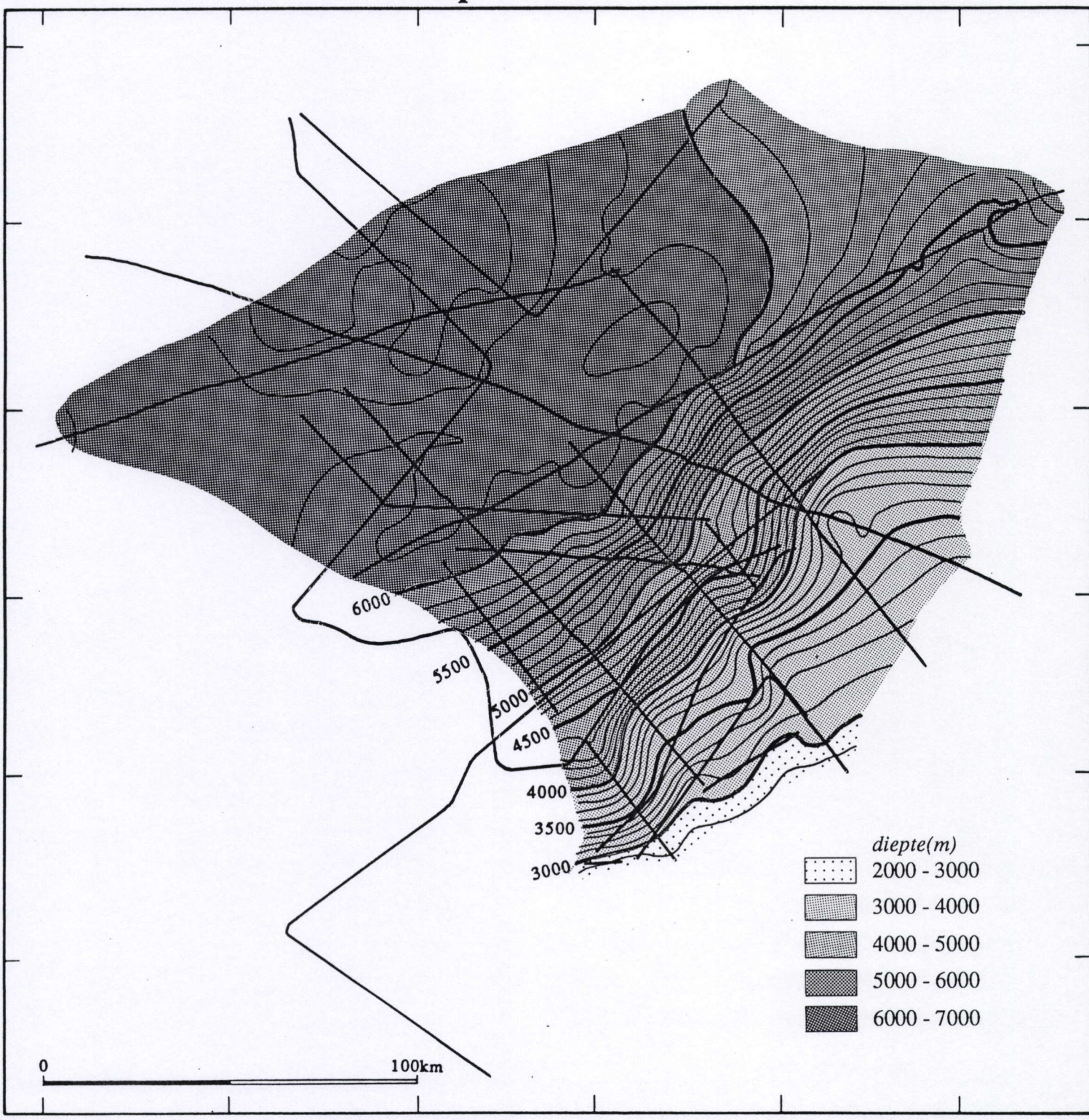
DIEPTE WO1





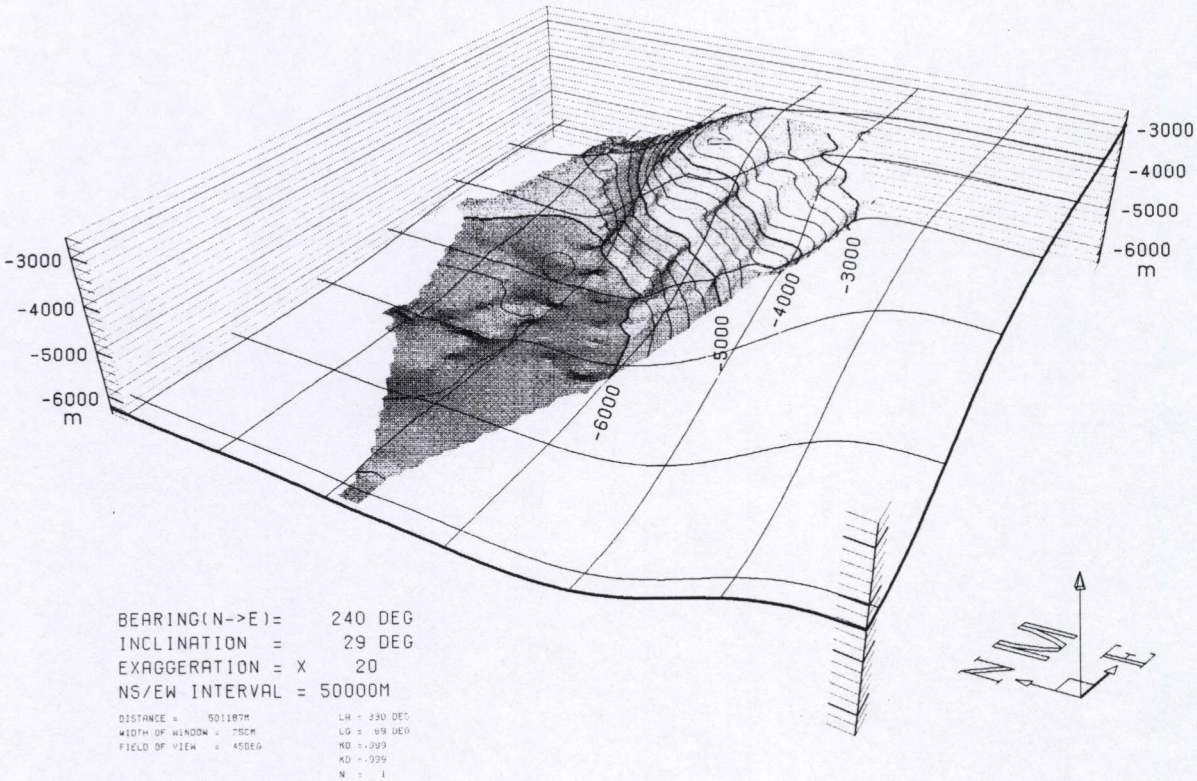
Figuur 27. Driedimensionele voorstelling van de horizont WO1, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000m/s.

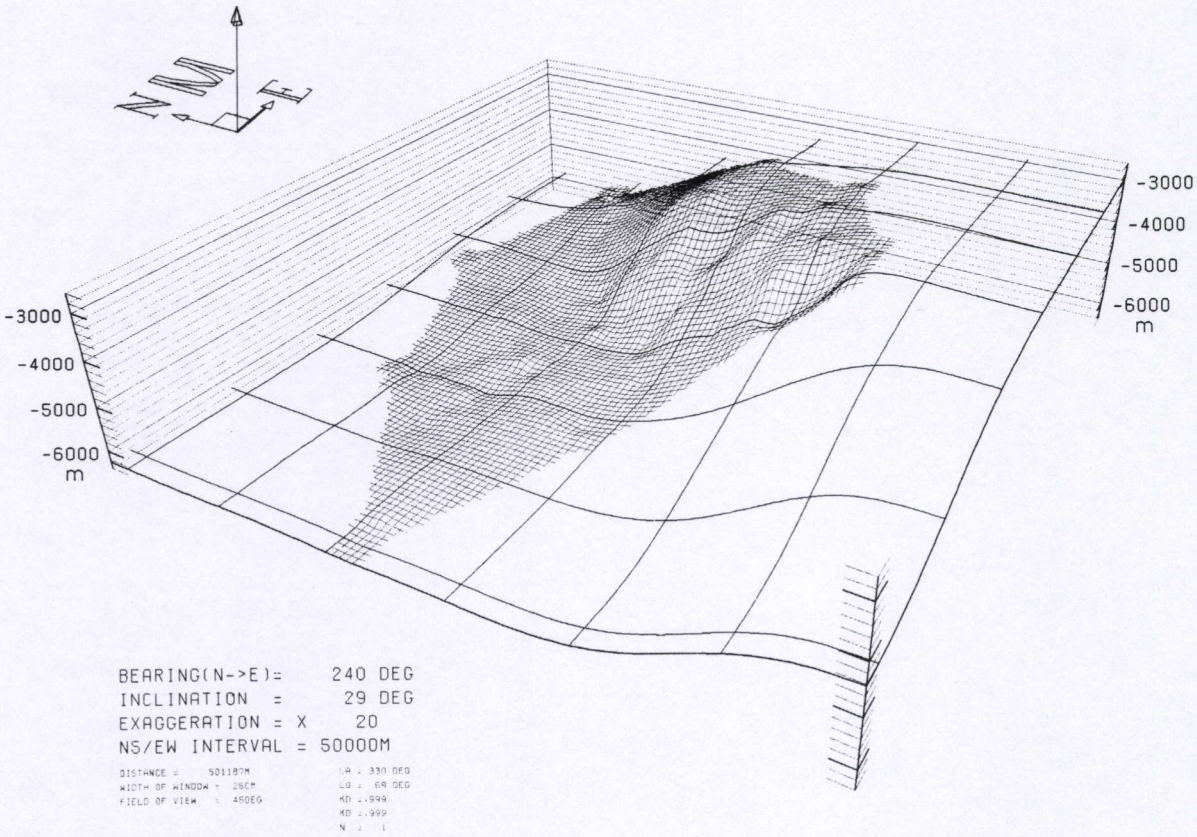
Diepte van WO4a



Figuur 28. Diepte van de horizont WO4a, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 100 m).

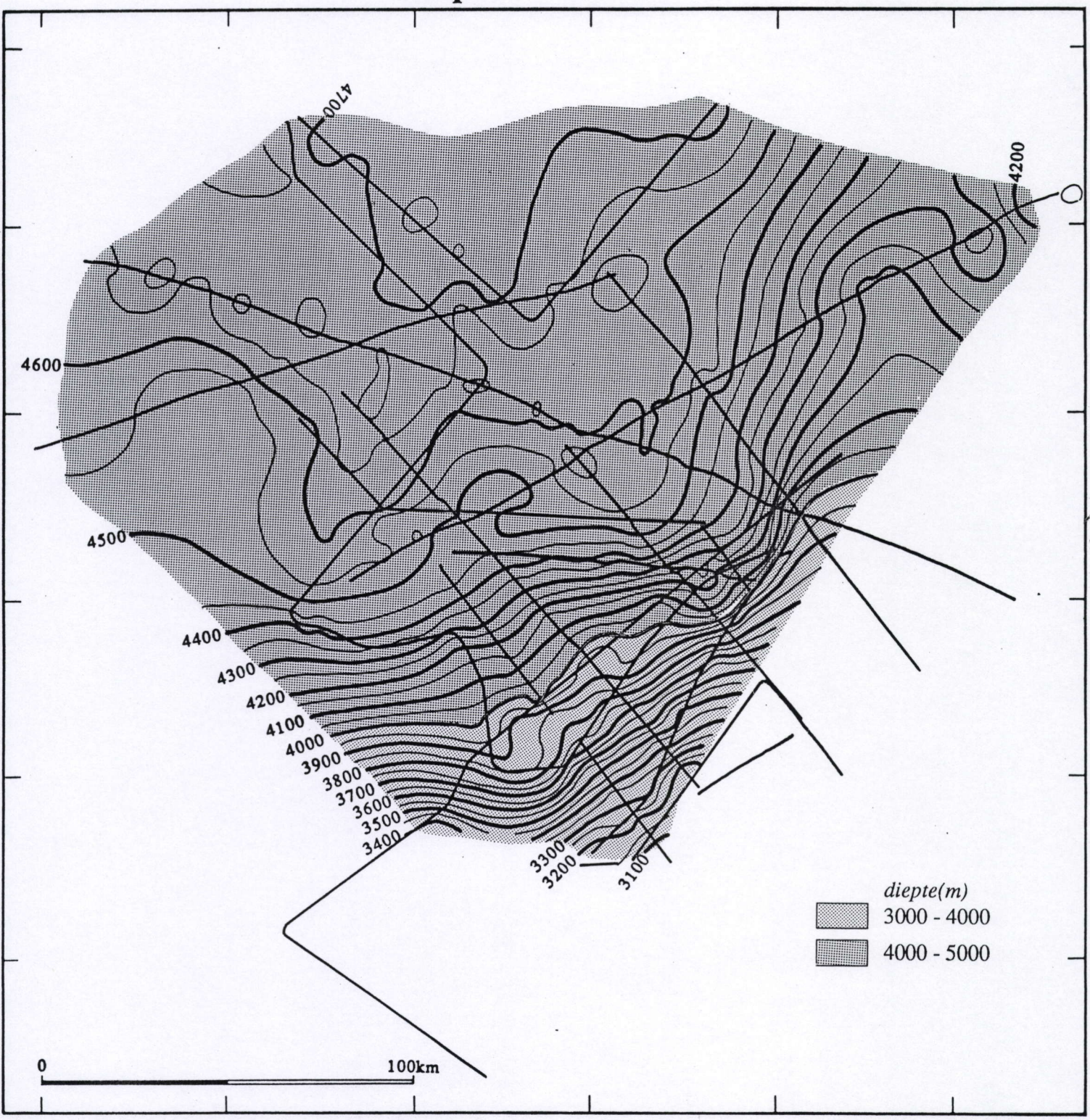
DIEPTE WO4a





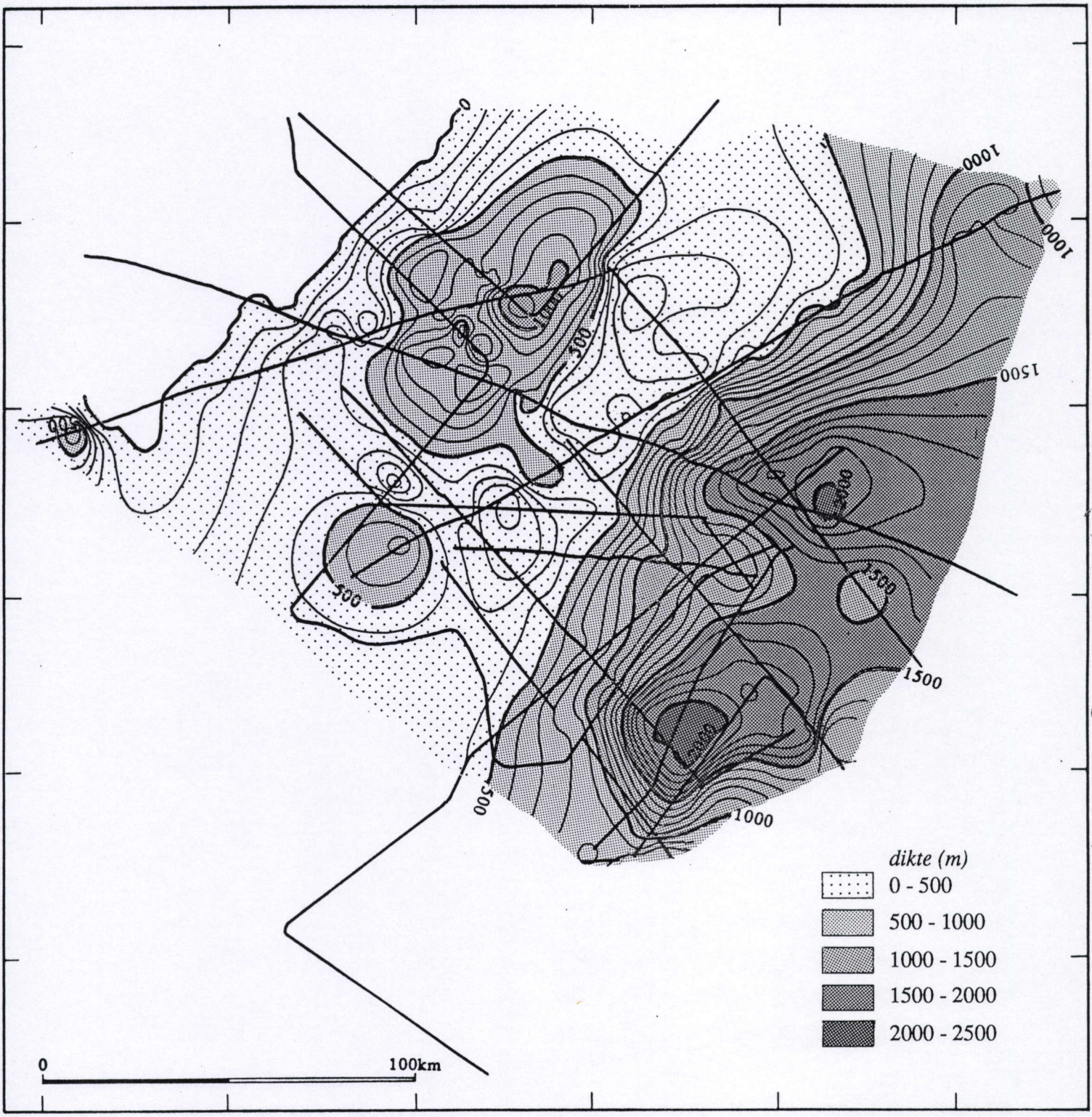
Figuur 29. Driedimensionele voorstelling van de horizont WO4a, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000m/s.

Diepte van WO4b

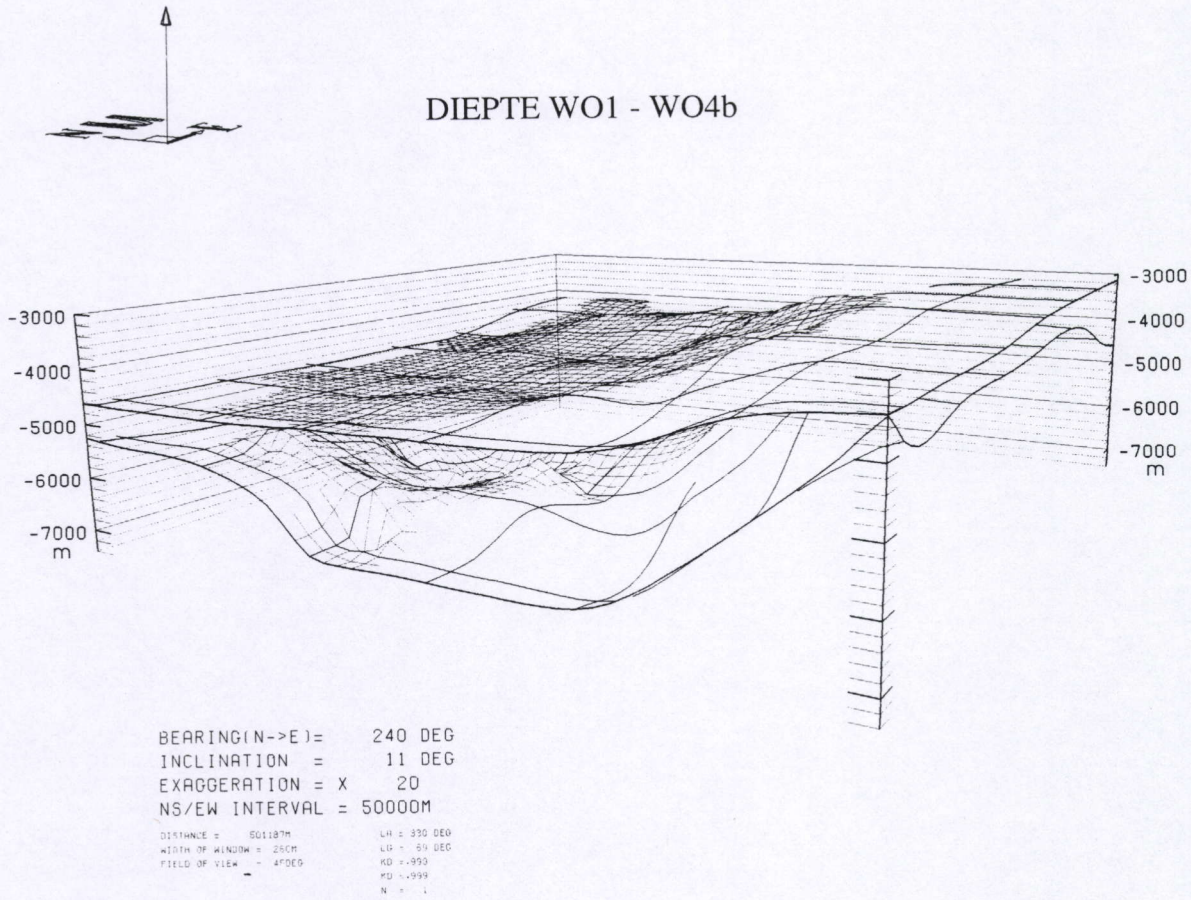


Figuur 30. Diepte van de horizont WO4b, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 50 m).

Dikte van de sequentie tussen WO1 en WO4a



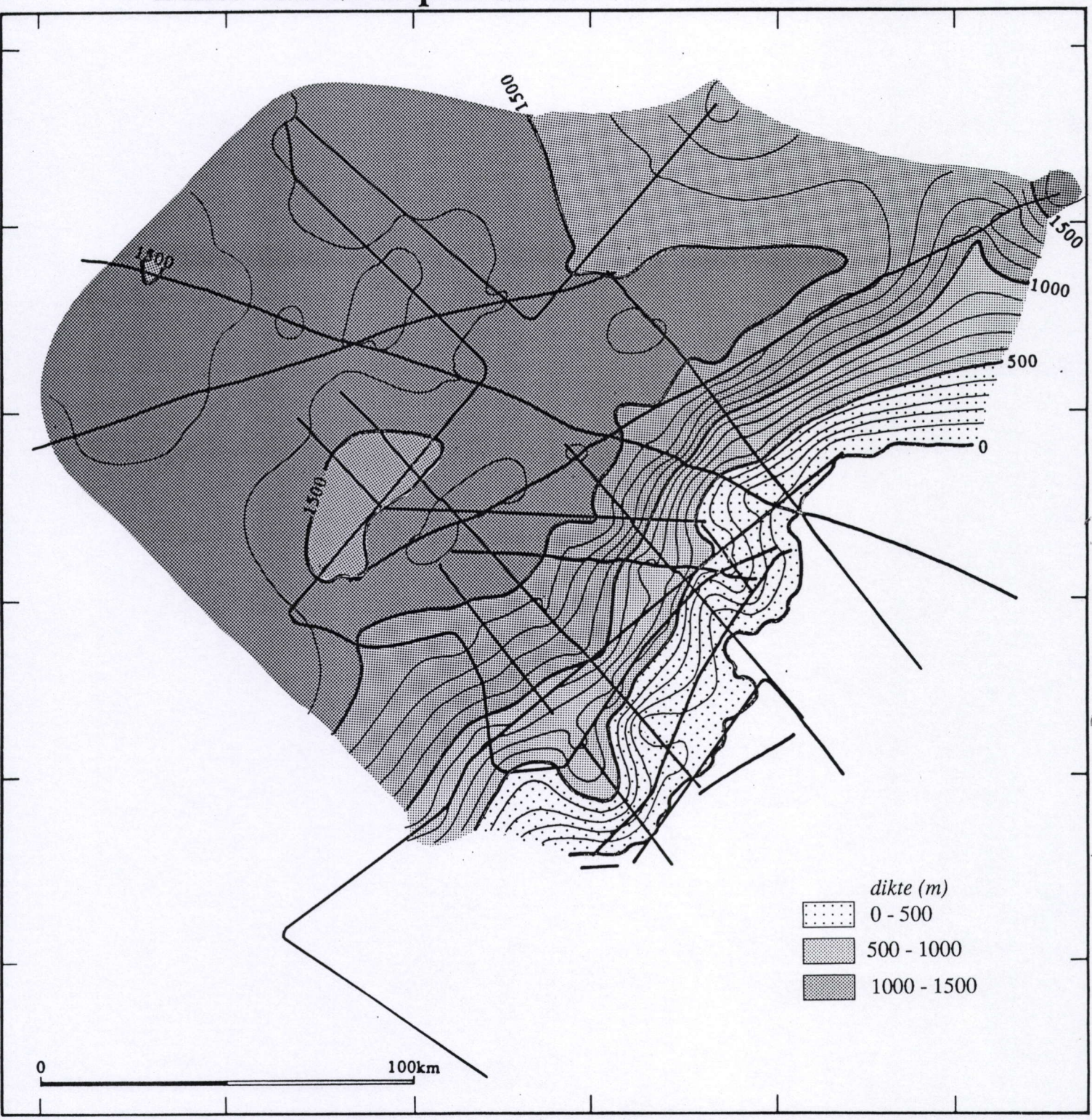
Figuur 31. Dikte van de sequentie tussen de horizonten WO1 en WO4a, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 100 m).



Figuur 32. Driedimensionele voorstelling van de horizonten WO1 en WO4b, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000m/s.

De tweede eenheid, tussen WO1 en WO4a bereikt in het zuiden aanzienlijke dikten, tot meer dan 2000 m, terwijl ze in oceaanwaartse zin vrij plots in dikte vermindert door erosieve afsnijding door het WO4a erosieoppervlak, om uiteindelijk te eindigen tegen de oceanische korst (profielen BGR 86-13 en NARE 85-6). De isopachen (interval : 100 m) van de eenheid tussen WO1 en WO4a worden op figuur 31 uitgezet. In deze tweede reeks kan men in het zuiden, waar het sedimentpakket het dikst is, twee grote subeenheden onderscheiden. De onderste subreeks eindigt op de profielen BGR 86-13 en NARE 85-6 in een downlapsituatie tegen de WO1 horizont en ze wordt gekenmerkt door discontinue, parallelle reflektoren met matige energie. Het seismisch facies van de bovenste subreeks wordt eveneens gekenmerkt door discontinue reflektoren, die over het algemeen veel zwakker zijn dan de reflekties herkend in de onderste subreeks.

Dikte van de sequentie tussen WO4a en WO4b



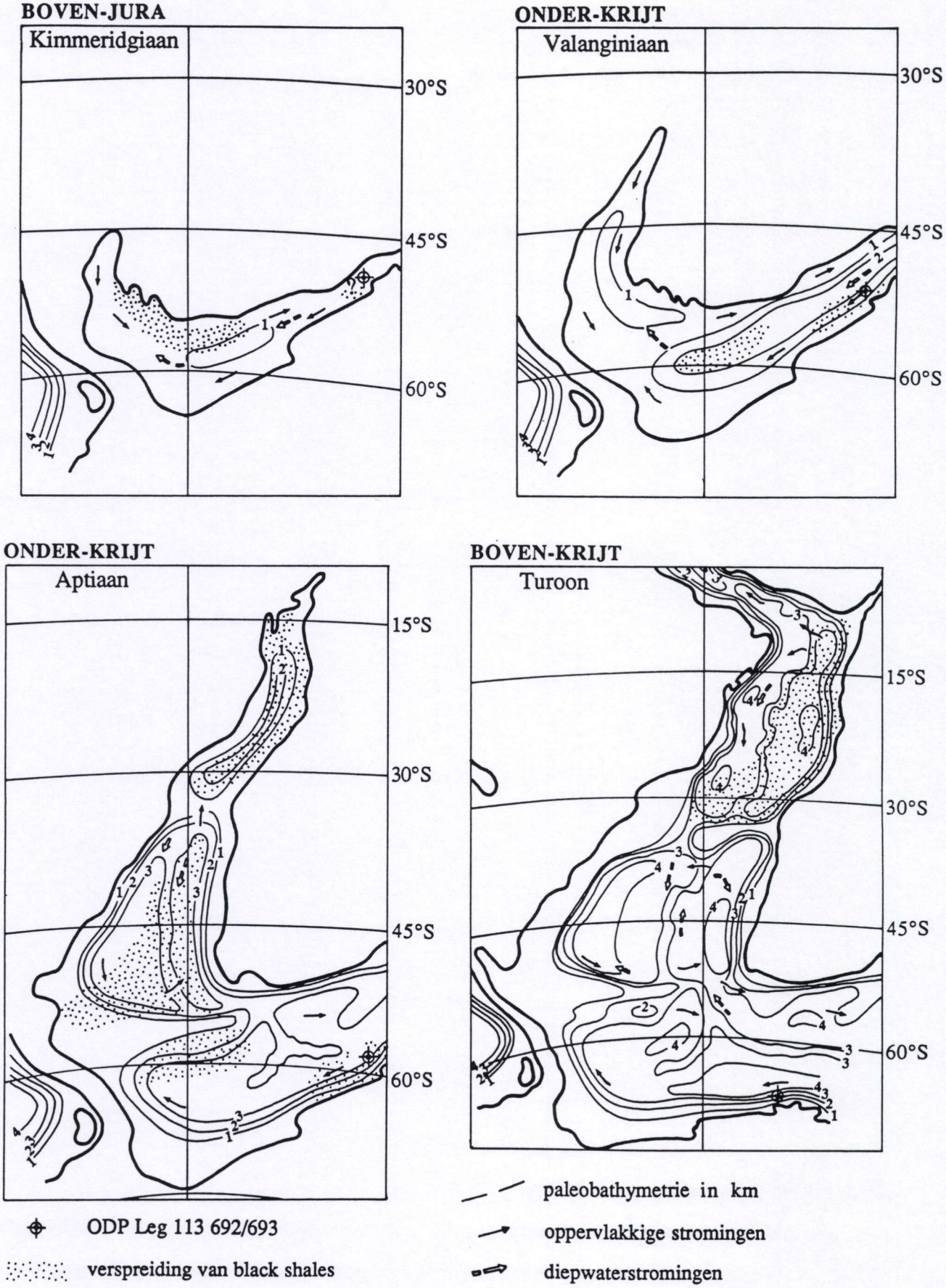
Figuur 33. Dikte van de sequentie tussen de horizonten WO4a en WO4b, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 100 m).

De derde eenheid, tussen WO4a en WO4b, wordt in het algemeen gekenmerkt door een discontinu reflektiepatroon, dat plaatselijk overgaat in reflektievrije zones. Binnen deze eenheid worden weinig vervormingen waargenomen. Deze eenheid kan onderverdeeld worden in drie subeenheden, die elk in een onlapsituatie eindigen op het vrij sterk hellend discordantievlak WO4a (profielen BGR 86-13, NARE 85-6 en AWI/RCMG 87088, 87090). De grens tussen de eerste (onderste) en tweede subeenheid wordt gevormd door een duidelijke reflektor met hoge amplitude. De onderste subreeks wordt gekenmerkt door discontinue, moeilijk vervolgbare reflektoren met hoge amplitude. De tweede subreeks vertoont een duidelijk parallel, maar plaatselijk discontinu reflektiepatroon. Aan de basis van de bovenste subeenheid herkent men meestal een nagenoeg transparante zone, die naar de top toe overgaat in discontinue reflektoren. De dikte van de eenheid tussen WO4a en WO4b wordt op kaart uitgezet (Figuur 33).

4.4.3 Mogelijke benaderingen aangaande de interpretatie van de erosieoppervlakken WO1, WO4 en WO5

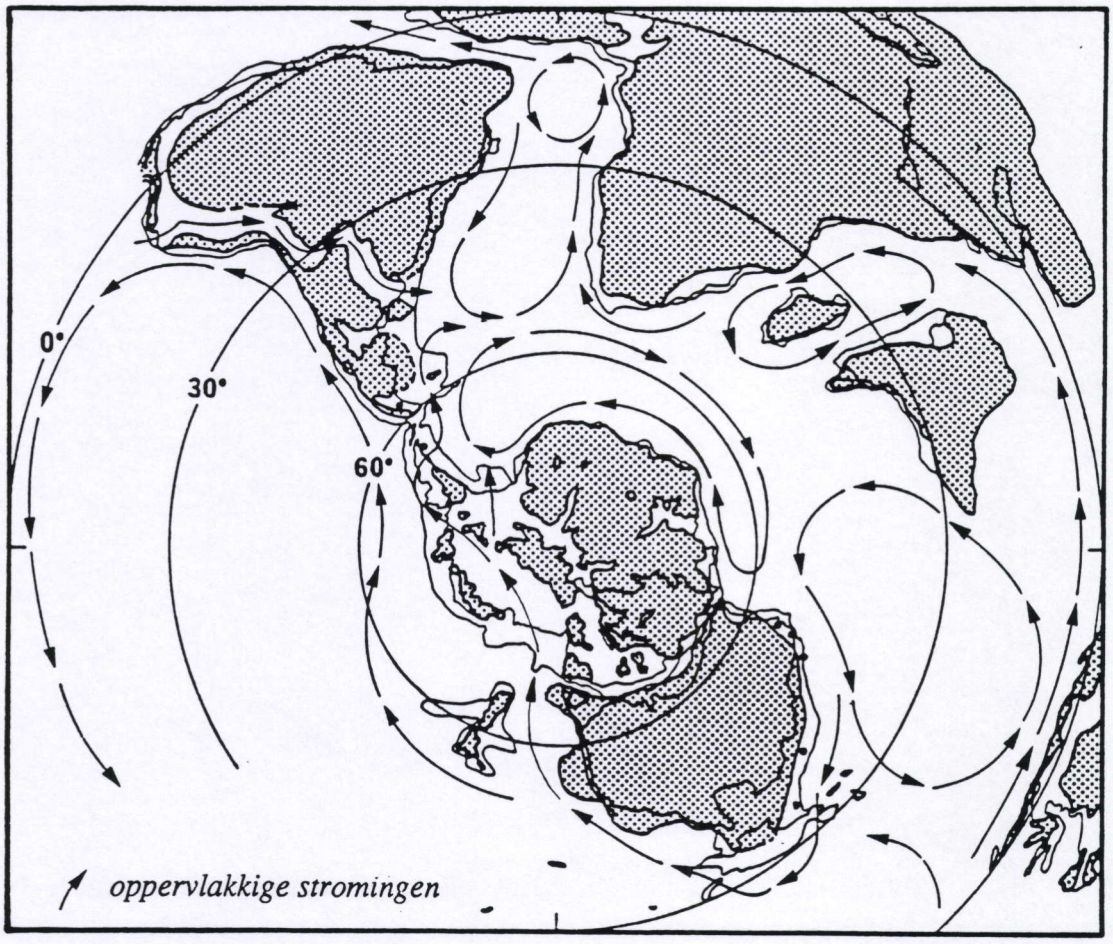
4.4.3.1 Paleo-oceanografische benadering

De diepst aangeboorde sedimenten in de ODP-boring 693 bleken pelitische gesteenten van het Onder-Krijt te zijn, rijk aan organisch materiaal. Om de aanwezigheid van dergelijke organisch rijke sedimenten, zgn. "black shales", te verklaren kan gerefereerd worden naar een studie uitgevoerd door Zimmerman et al. (1987) aangaande de zuidelijke Atlantische Oceaan. Figuur 34 toont een palinspastische (paleogeografische) reconstructie van de zuidelijke Atlantische Oceaan van Boven-Jura tot Krijt voorgesteld door Zimmerman et al. (1987) met aanduiding van de positie van de ODP-boringen Leg 113 tijdens de verschillende perioden. Zimmerman et al. (1987) beschreef de zuidelijke Atlantische Oceaan tijdens het Boven-Jura tot het Onder-Krijt als een tektonisch geïsoleerd bekken, vergelijkbaar met de Zwarte Zee, met een zeer laag gehalte aan vrije zuurstof, bijgevolg een zeer geringe vertikale watercirculatie en de afzetting van black shales. Het Boven-Krijt (Cenomaan/Onder-Turoon, onmiddellijk na Albiaan) wordt gekenmerkt door een belangrijk erosiefase geassocieerd met het voorkomen van diepwater stromingen tussen de noordelijke en de zuidelijke Atlantische Oceaan. Na het Albiaan worden in de zuidelijke Atlantische Oceaan geen black shales meer aangetroffen. Of de opening van de diepwaterdoorgang in de Atlantische Oceaan aan de basis ligt van een dergelijk belangrijk hiaat als dat opgemeten in de ODP 693 zone blijft weliswaar twijfelachtig. Het voorkomen van "black shales" in de noordoostelijke Weddell Zee kadert volledig in dit model, waar de Weddell Zee deel uitmaakte van de zuidelijke Atlantische Oceaan.



Figuur 34. Palinspastische reconstructie van de zuidelijke Atlantische Oceaan van het Boven-Jura tot het Krijt (naar Zimmerman et al., 1987).

De doctoraatsstudie van Huber (1988) aangaande de verspreiding van planktonische en benthonische foraminiferen in het Boven-Krijt, wijst op de aanwezigheid van een transantarctische mariene verbinding tussen de Weddell Zee en de Ross Zee en dit van het Campaniaan tot het Maastrichtiaan (Figuur 35).



Figuur 35. Oppervlakkig stromingspatroon in de zuidelijke hemisfeer van het Campaniaan tot het Maastrichtiaan (naar Huber, 1988).

Een dergelijke verbinding kan sterke bodemstromingen teweeggebracht hebben, voornamelijk nabij de monding in de zuidelijke Weddell Zee. Hierdoor is het ook mogelijk dat nabij Halley, in de zuidoostelijke Weddell Zee, de WO4a reflektor een veel steiler erosieoppervlak vertegenwoordigt dan de WO4 in de ODP-zone in het noorden. Deze argumentatie wordt nog meer aanvaardbaar doordat er verder naar het noorden, nabij de Maud Rise, in de boorgaten 689 en 690 van Leg 113 de volledige reeks vanaf het Boven-Campaniaan/Maastrichtiaan tot Paleoceen, Eoceen, Oligoceen en Mioceen tot Plio-Pleistoceen aangeboord werden, hetgeen wijst op een ongestoorde sedimentatie in dit gebied. De sluiting van deze transantarctische zeeweg kon plaats gegrepen hebben tijdens het Midden-Eoceen, na nagenoeg 50 M.Y., ten gevolge van de stijging van het Transantarctisch gebergte (Stern & Ten

Brink, 1989). Deze stijging kan een belangrijke aanvoer van sedimenten in de richting van het Weddell Zee bekken veroorzaakt hebben. Deze belangrijke aanvoer zou kunnen gecorreleerd worden met het dik pakket sedimenten tussen de hoofddiscordanties WO4a en WO4b in de zuidelijke Weddell Zee.

Door de opening van Drake Passage tussen Zuid-Amerika en het Antarctisch Schiereiland, vanaf 30 M.Y., werd de laatste barrière die de diepwaterstroming rond Antarctica tegenhield verbroken (Barker & Burrell, 1982). De diepwaterstromingen in de Weddell Zee zouden kunnen versterkt zijn door de opening van Drake Passage, maar analysen van de sedimenten aangeboord in de ODP-sites nabij Cape Norvegia vertonen echter geen aanwijzingen voor een belangrijke erosiefase in de noordelijke Weddell Zee ten gevolge van de opening van de Drake Passage. De vorming van het erosieoppervlak WO4b in de zuidelijke Weddell Zee zou in verband kunnen staan met de opening van de Drake Passage.

4.4.3.2 Paleotektonische benadering

Van de verschillende discordantievlakken die in de Weddell Zee werden geïdentificeerd kan slechts aan de onderste WO1 horizont met grote zekerheid een tektonische oorsprong toegekend worden. De WO1-reflektor vormt namelijk de limiet tussen magmatische korst en vulkanische reeksen, die in relatie staan met de initiële fragmentatie van Gondwanaland, en hun sedimentaire bedekking.

Drie belangrijke strukturen ontstonden op en nabij de grens tussen de twee continenten Oost- en West-Antarctica : het Transantarctisch gebergte, het Wilkes Bekken en het Victoria Land Bekken (Stern & Ten Brink, 1989). Het Transantarctisch gebergte, een ketengebergte tot 4500 m hoog, vormt de oostelijke rand van het Oost-Antarctisch continent. Het Wilkes Bekken, 400-500 km ten oosten van het Transantarctisch gebergte, is een subglaciair bekken, bedekt door ijs tot 3000 m dik en waarvan de sokkel op 1000 m onder de zeespiegel is gesitueerd. Het Victoria Bekken tot slot, is een half-graben struktuur, langs het Transantarctisch gebergte, in de Ross Zee gelegen. Interpretatie van meerkanaals seismische gegevens doorheen dit bekken toont de aanwezigheid van gelaagde reeksen tot 14 km dik in het diepste gedeelte van het Victoria Bekken (Cooper et al., 1987) De topreeksen (4-6 km) op de reflektieseismische opnamen blijken hoofdzakelijk Cenozoïsche mariene sedimenten te zijn, die in relatie zouden staan met de belangrijke stijging van het Transantarctisch gebergte vanaf het Onder-Paleogeen.

Het zou niet volledig onwaarschijnlijk zijn dat deze diepe riftachtige strukturen tussen Oost- en West-Antarctica het stromingspatroon in de zuidelijke Weddell Zee zodanig

beïnvloedden waardoor een erosieoppervlak zoals het WO4a oppervlak ontstond. De afzetting van de dikke sedimentaire reeksen bovenop WO4a zou in relatie kunnen staan tot de opheffing van het Transantarctisch gebergte vanaf ongeveer 50 M.Y..

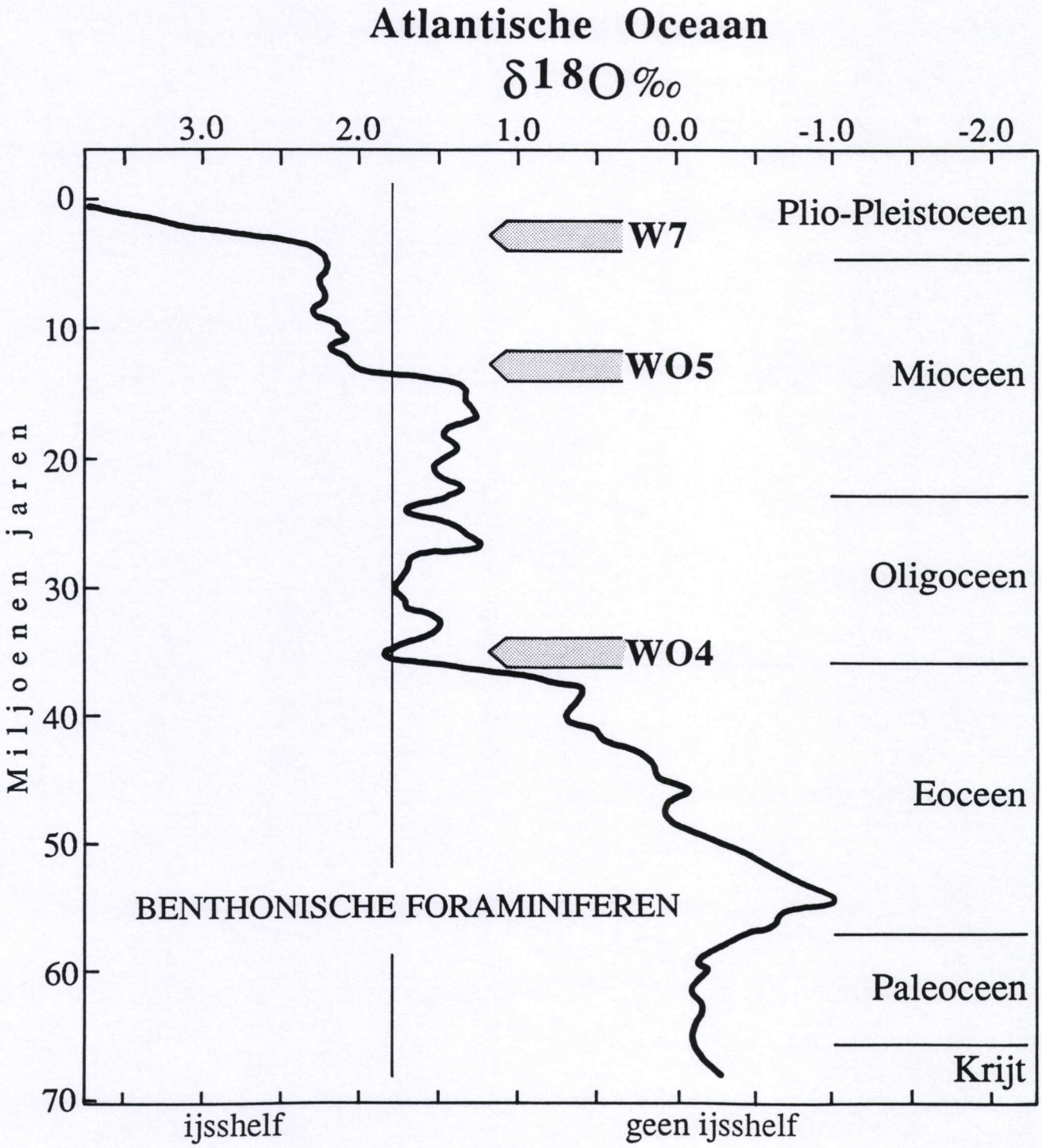
4.4.3.3 Paleoklimatologische benadering

De studie van het zware ^{18}O isotoop dat opgenomen werd in de skeletten van ongewervelde mariene organismen blijkt een stratigrafische betekenis te hebben (Kennett, 1982). De zuustofisotopen ^{16}O en ^{18}O zijn stabiele isotopen die samen in een bepaalde verhouding voorkomen. Bij verdamping vertoont het ^{16}O-isotoop de eigenschap relatief sneller te verdampen en wordt het zeewater relatief rijker aan het zware ^{18}O-isotoop. IJskappen bevatten een grote hoeveelheid zoetwater dat rijk is aan het ^{16}O-isotoop. Bij toenemende vergletsjering wordt oceaanwater opgenomen in de ijskappen door verdamping en neerslag met als gevolg een verlaging van de zeespiegel en een verhoging van de relatieve concentratie aan ^{18}O in het oceaanwater. Fossiele mariene organismen zoals benthonische foraminiferen bevatten zuurstofisotopen. Analysen van boringen waarin foraminiferen aanwezig zijn, kunnen een beeld geven van de glaciaire fluctuaties tot in het Onder-Cenozoïcum.

Miller et al. (1987) en Miller en Kent (1987) bestudeerden de benthonische foraminiferen in DSDP-boringen in de Atlantische Oceaan. De hoeveelheid zuurstofisotopen, gemeten in benthonische foraminiferen, geeft een beeld van de glacio-eustatische veranderingen in het Cenozoïcum. De vertikale lijn op figuur 36 geeft de 1.8 per duizend waarde aan van $\delta^{18}O$; waarden groter dan 1.8 wijzen op de aanwezigheid van belangrijke continentale ijskappen, waarden met hoeveelheden beneden 1.8 per duizend worden mogelijk beschouwd zonder ijskap. Wanneer deze curve op figuur 36 vergeleken wordt met de globale eustatische curve, voorgesteld door Haq et al. (1987), stemmen deze beide vrij goed overeen, na rekening te houden met de resolutie van biostratigrafische resultaten. Twee belangrijke veranderingen vallen hier onmiddellijk op, nl. in het Oligoceen en in het Midden-Mioceen. De twee belangrijke erosieoppervlakken WO4 en WO5, gedefinieerd in de ODP 693-boring zouden kunnen gecorreleerd worden met deze belangrijke isotopenveranderingen in de Atlantische Oceaan.

Volgens Miller et al. (1987) wordt pre-Oligocene erosie aan passieve continentale randen toegeschreven aan eustatische zeespiegeldalingen ten gevolge van veranderingen in de globale spreidingssnelheid. De pre-fan discordanties onder WO4b in de zuidelijke Weddell Zee (WO4 in de ODP-zone) geïnterpreteerd, zouden aldus eerder van paleotektonische dan van paleoklimatologische aard zijn. De Oligocene en de Midden Miocene discordanties WO4 en

WO5 daarentegen zouden in relatie staan tot glacio-eustatische veranderingen en dus eerder van paleoklimatologische aard zijn.



Figuur 36. Verband tussen $\delta^{18}O$ in bentonische foraminiferen (Atlantische Oceaan) en de eustatische veranderingen in het Cenozoïcum (naar Miller et al., 1987) en correlatie met de ODP-693-boorgegevens (naar Henriet, Moons et al., 1988).

5. SEQUENTIESTRATIGRAFIE VAN DE CRARY FAN

5.1 Beschrijving van gekende fanstrukturen

5.1.1 Algemeen

Langs de continentale helling kunnen troebelingstromen of "turbidity currents" -vaak in associatie met submariene canyons- ontstaan. Deze turbidietstromen worden gekenmerkt door een groot gehalte aan sedimentdeeltjes in suspensie (slib, zand), die aan de stroom een relatief hoge dichtheid geven. De grootste en zwaarste deeltjes worden nabij de bodem vervoerd, waar de stroom de grootste snelheid heeft. In opwaartse richting neemt de snelheid af, mede door de wrijving met het nagenoeg stilstaande water erboven. Afzettingen van troebelingsstromen zijn turbidieten (Kennett, 1982 ; Pickering et al., 1989). Turbidietstromen kunnen aan de voet van de continentale helling zeer hoge snelheden bezitten. Het bekendste voorbeeld voor het optreden van troebelingsstromen met grote snelheid is dat van de turbidietstroom over de "Grand Bank" in 1929 ten zuiden van Newfoundland (Komar, 1969). De breuken van de telegraafkabel ter hoogte van de "Grand Bank" zouden veroorzaakt zijn door turbidietsromen met een snelheid van ten minste 30 km/uur aan de voet van de continentale helling. Ter vergelijking kan men aanhalen dat bergstromingen snelheden vertonen van minder dan 8 km/uur.

Dergelijke turbidietstromen kunnen aanleiding geven tot de bouw van submariene fans of waaiervormig sedimentlichamen aan de voet van de continentale helling. Ze kunnen gevoed worden door materiaal rechtstreeks afkomstig van rivieren zoals de Indus of de Amazone Fans of van materiaal afkomstig van de kust of de shelf, zoals de Navy Fan ten westen van de Californische kust gesitueerd of door Pleistoceen smeltwater zoals dit het geval bleek te zijn bij de vorming van de Laurentian Fan, langs de oostelijk continentale rand van Canada. De sedimenten die de fan opbouwen werden aangevoerd langs canyons of grote geulen uitgeschuurd in de continentale helling en vervolgens afgezet langs één of beide zijden van de geul als submariene oeverwalvormige verhogingen (fanlobben). In de loop van de opbouw van de submariene fan kunnen migraties van de geulen en hun geassocieerde lobben optreden.

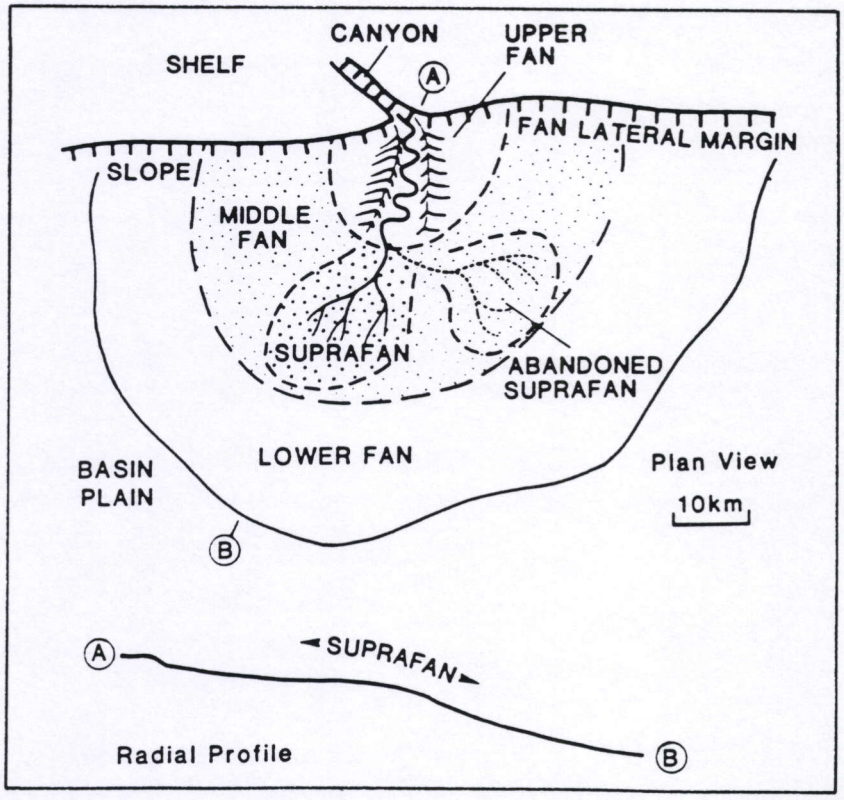
Binnen de fans onderscheidt men drie zones : boven fan, midden fan en onder fan. Een fan kan opgebouwd zijn uit canyonachtige uitschuringen, die overgaan in geulen of channels, levees en gebieden tussen de geulen.

5.1.2 Verschillende modellen voorgesteld voor sedimentaire fans

De beschrijving van submariene fans of waaiers gebeurde enerzijds aan de hand van moderne submariene waaiers, waaruit een morfologisch model voortvloeide (Normark, 1970 en 1978) en anderzijds door de studie van fossiele waaiers, hoofdzakelijk op land gesitueerd, die het ontstaan gaf aan een sedimentologisch model (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 en 1975). De beschrijvingen van de verschillende zones waarneembaar binnen een fan berust voor zowel moderne als fossiele fans op dezelfde sedimentatieprocessen, maar op een enigszins verschillende terminologie.

5.1.2.1 Moderne fans (Normark, 1970 en 1978)

Moderne fans, zoals o.a. de Navy Fan, de Amazone Fan, de Mississippi Fan, de Rhône Fan en de Indus Fan werden reeds vrij uitvoerig bestudeerd aan de hand van gedetaileerde bathymetrische en reflektieseismische opnamen, ondiepe boringen en/of DSDP-ODP-boringen. Moderne fans worden onderverdeeld in (1) boven of upper fan, (2) midden of middle fan en (3) onder of lower fan (Figuur 37).



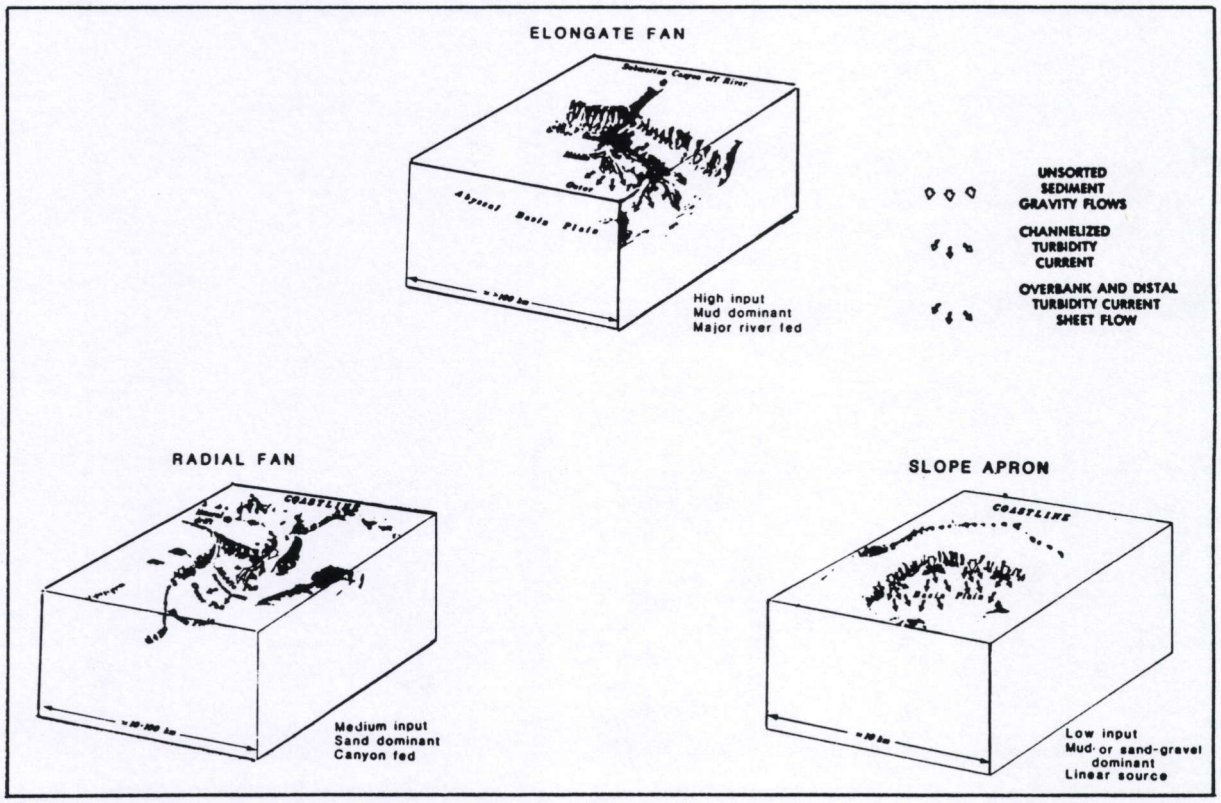
Figuur 37. Model voor de beschrijving van moderne submariene fans (Normark, 1970 en 1978).

(1) De *boven fan* bevindt zich juist zeewaarts van het voedingskanaal of -canyon en wordt gekenmerkt door een enkelvoudige diepe geul met levees.

(2) De *midden fan* wordt gekenmerkt door verschillende kanalen, de meeste inaktief en een opwelving in de topografie, de suprafan genoemd, die overeenstemt met de aktieve lob van de fan.

(3) In de *onder fan* worden geen geulen meer aangetroffen en vertoont de morfologie een zeer zachte helling.

Tevens worden de moderne fans volgens het klassificatiesysteem, aanvankelijk voorgesteld door Nelson (1983) en bijgewerkt door Stow et al. (1985) ondergebracht in drie types : (1) geëlongeerde fans, (2) radiale fans en (3) slope apron systemen (Figuur 38). Dit klassificatiesysteem werd opgesteld aan de hand van morfologische kenmerken van de fan, het sedimenttype en de aard van voedingsareaal.



Figuur 38. Klassificatiesysteem voor moderne fans (naar Nelson, 1983 en Stow et al., 1985).

(1). *Geëlongeerde fans* (de Amazone Fan, de Indus Fan, de Mississippi fan en de Rhône Fan) worden gekenmerkt door een hoge aanvoersnelheid van sedimenten, voornamelijk slib. Deze fans worden in eerste instantie gevoed door belangrijke rivieren of deltas.

(2) *Radiale fans* (de Navy Fan) worden gekenmerkt door een matige aanvoersnelheid van hoofdzakelijk zandige sedimenten en ze worden gevoed door kust- of shelfmateriaal en door canyons van lokale rivieren

(3) *Slope apron* systemen zijn geen echte submariene waaiers, daar er geen geulen aanwezig zijn, maar ze onstaan wel onder invloed van turbidietsromen. Slope aprons worden gekenmerkt door een lage sedimentaanvoer van kleiïge of zandige tot grindhoudende sedimenten, vanuit een lineaire bron (geen canyon).

5.1.2.2 Fossiele fans (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 en 1975)

De oorsprong van fossiele submariene waaiers wordt in de meeste gevallen afgeleid uit hun vertikale facies-associaties. Voor de fossiele waaiers worden twee sedimentologische modellen beschreven, een eerste model waar de fanlobben rechtstreeks verbonden zijn met de voedingskanalen, en een tweede model waar de lobben en de geulen los van elkaar zijn.

In het eerste model, met verbonden kanalen en lobben onderscheidt men drie zones : (1) de inner fan, (2) de middle of midden fan en (3) de outer fan (Figuur 39). De terminologie verschilt enigszins van deze gebruikt bij de moderne fans en een geschikte Nederlandse benaming lijkt niet te bestaan, waardoor men dan hier opteert om voor de inner en outer fan een engelse term te behouden.

(1) De *inner fan* wordt gekenmerkt door brede kanalen, uitgeschuurd in fijnkorrelige sedimenten (faciesklasse E) en opgevuld met conglomeraten of grove zandstenen.

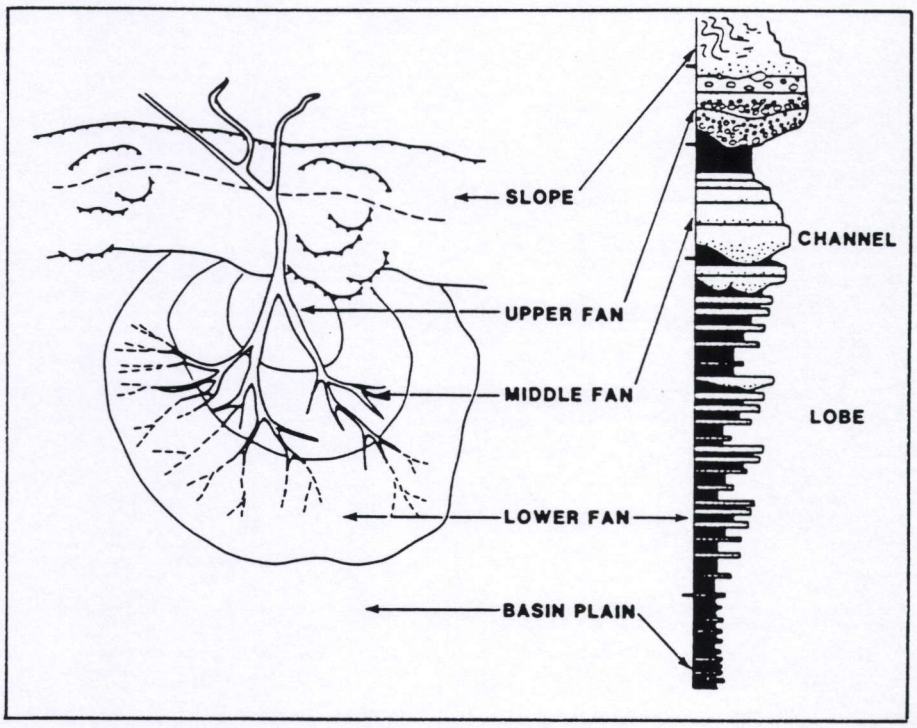
(2) De *middle of midden fan* wordt gekenmerkt door secundaire geulen en is opgebouwd uit zandsteenpaketten en in mindere mate conglomeraten, die in korrelgrootte verfijnen en in dikte verminderen naar de top toe, afgewisseld met lagen hoofdzakelijk opgebouwd uit siltige en kleiïge sedimenten.

(3) In de *outer fan* komen maar weinig tot geen kanalen meer voor en vergroven de sedimenten in opwaartse richting (van silt naar zand) afgewisseld met lagen opgebouwd uit kleien.

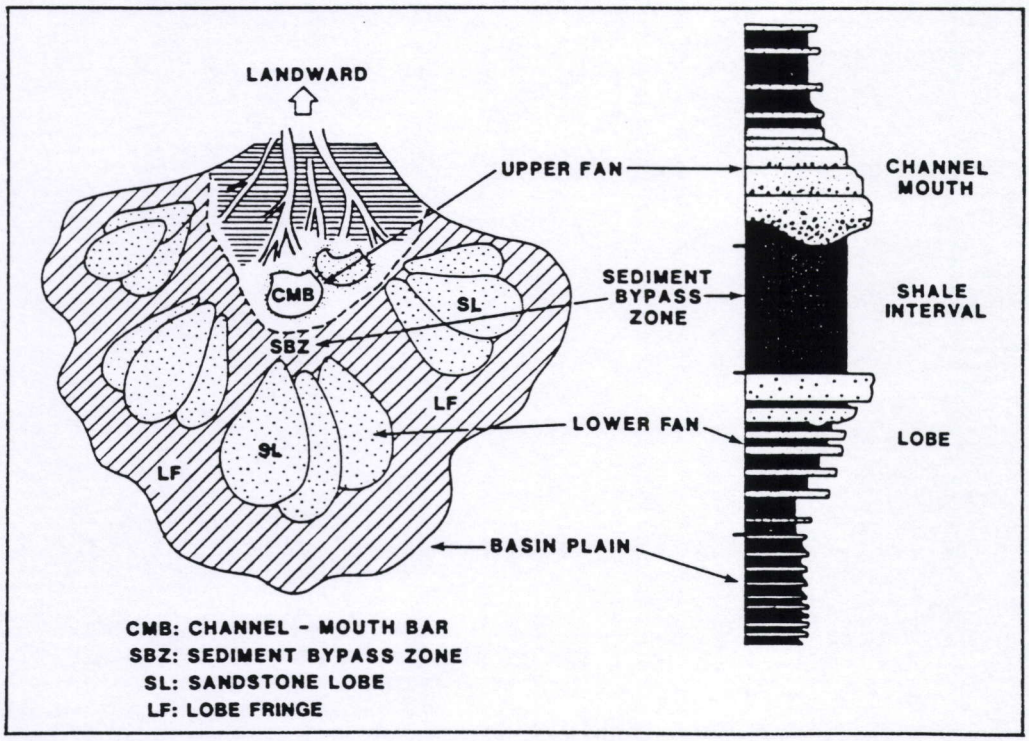
In het tweede model (Figuur 40), waar de geulen en de lobben niet meer met elkaar verbonden zijn, worden in de fan slechts twee zones onderscheiden, (1) de inner fan en (2) de outer fan.

(a) De *inner fan* is het gedeelte met geulen en geulopvullingen van verschillende aard en fijnere afzettingen tussen de kanalen en in de levees.

(b) De *outer fan* is de zone waar geen kanalen meer voorkomen. Deze wordt opgebouwd door lensvormige zandsteen lichamen en afzettingen van fijne sedimenten tussen de lobben in.



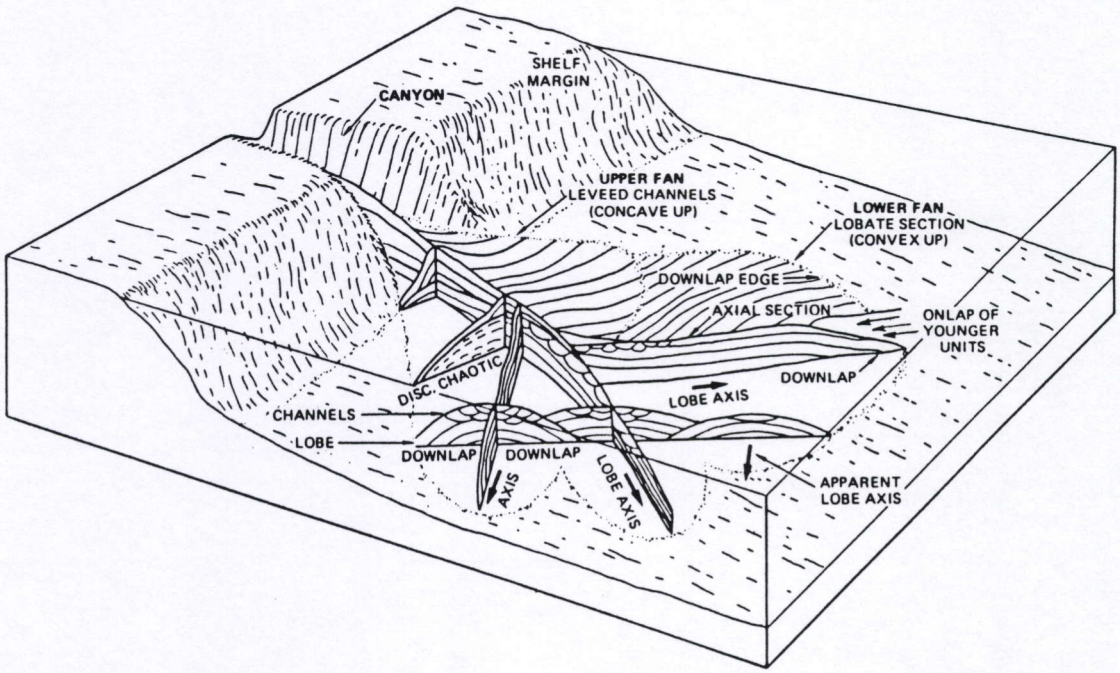
Figuur 39. Model voor de beschrijving van fossiele fans met verbonden geulen en lobben (naar Mutti & Ricci Lucchi, 1972 en 1975).



Figuur 40. Model voor de beschrijving van fossiele fans met losstaande geulen en lobben (naar Mutti & Ricci Lucchi, 1972 en 1975).

5.1.3 Seismische facies-analyse van de faneenheden

Op figuur 41 wordt een geïdealiseerd model van het seismisch facies of seismisch reflektiepatroon binnen een canyon-fan systeem voorgesteld (Mitchum, 1985). Binnen het volledig canyon-fan systeem onderscheidt men de canyon zelf met zijn opvullingen en een boven (upper) en onder (lower) fan gedeelte. Het boven fan gedeelte, gekenmerkt door uitgebreide channel-levee systemen, stemt over het algemeen overeen met de boven fan van moderne submariene waaiers zoals voorgesteld door Normark (1970, 1978), het onder fan gedeelte van dit seismisch model stemt over het algemeen overeen met de midden en onder fan in moderne fans (Normark, 1970 en 1978). Elk van deze segmenten wordt gekenmerkt door een welbepaald seismisch facies. Binnen de boven fan worden de levees, opgebouwd uit kleiïg tot zandig materiaal, gekenmerkt door nagenoeg continue reflektoren, met variabele tot geringe amplitude, die vanuit de centrale geul downlappen tegen het basisoppervlak van de levee. De levees verminderen in dikte wanneer men zich van de geul verwijdert. De onder fan vertoont geen uitgesproken channel-levee systemen en het seismisch facies van de grovere afzettingen wordt gekenmerkt door continue tot discontinue reflektoren met hoge amplitude. De onder fan



Figuur 41. Geïdealiseerd model van het seismisch reflektiepatroon binnen een canyon-fan systeem (Mitchum, 1985).

is meestal ouder dan de boven fan. Binnen de geulopvullingen onderscheidt men continue reflektoren met geringe amplitude (fijnere sedimenten) bovenop discontinue reflektoren met hoge amplitude (grover materiaal). De limiet tussen de boven en de onder fan wordt vaak gekenmerkt door downlap of onlap van de boven-fanreflektoren op de onder fan. De verschillende seismische karakters binnen een canyon-fan syteem worden eveneens op figuur 41 aangeduid.

5.1.4 Faktoren die de bouw van een submariene waaier kunnen beïnvloeden

Er worden in hoofdzaak drie primaire faktoren onderscheiden die diepzee-sedimentatie en de vorming van submariene waaiers beïnvloeden : (1) sedimentaanvoer en sedimenttype, (2) tektoniek, (3) zeespiegelfluctuaties (Stow et al., 1985, Pickering et al., 1989). Deze drie faktoren zijn uiteraard niet los van elkaar te denken. Zo kan de tektonische aktiviteit in een gebied in belangrijke mate de sedimentaanvoer of de lokale zeespiegelveranderingen beïnvloeden. Het belang van de aard van de sedimenten en de aard van het voedingsareaal werden reeds besproken in paragraaf 5.1.2.1 bij de bespreking van het klassificatiesysteem voorgesteld door Nelson (1983) en Stow et al. (1985). De tektonische gesteldheid van een gebied zal een invloed hebben op de grootte en de vorm van een sedimentair bekken, op de aard van de sedimenten die worden afgezeten en op hun aanvoersnelheid. Tot slot speelden de zeespiegelfluctuaties volgens Shanmugan et al. (1985) een primaire rol bij de vorming van submariene waaiers in het Fanerozoïcum.

Zeespiegelfluctuaties kunnen eustatisch (globaal) of regionaal zijn. Globale zeespiegelschommelingen worden in de eerste plaats bepaald door tektonische veranderingen en glaciaties/deglaciaties. Snelle veranderingen in de zeespiegel, die van relatief korte duur zijn, worden veroorzaakt door klimatologische veranderingen. Zo zouden de zeespiegel-schommelingen van eerste orde op de curve van Haq et al. (1987) van tektonische aard zijn, terwijl de zeespiegelfluktuaties van tweede tot vijfde orde op dezelfde curve eerder een klimatologische oorzaak zouden hebben.

De sedimentatie en de groei van de meeste recente diepzee waaiers gebeurde tijdens de Plio-Pleistocene glacio-eustatisch gecontroleerde zeespiegelfluctuaties. Relatieve hoge zeespiegelstanden tijdens interglaciale perioden resulteren in een verminderde aanvoer van terrigeen materiaal naar de diepzee toe en een belangrijke sedimentatie in de kustgebieden en op de relatief brede continentale shelf. De grote hoeveelheden sedimenten die nodig zijn om een diepzee fan op te bouwen kunnen niet ver voorbij de brede continentale shelf vervoerd worden en bereiken aldus de continentale helling of rise niet. Tijdens glaciaire perioden (lage

zeespiegelstanden) worden grote delen van de shelf blootgesteld en kunnen de rivieren hun sedimentaire lading rechtstreeks aan het hoofd van de submariene canyons ter hoogte van de shelfbreak afzetten. Grote hoeveelheden terrigeen materiaal worden continu naar de diepzee vervoerd in troebelingsstromen en geassocieerde massa transport stromen.

5.1.5 Beschrijving van moderne fans

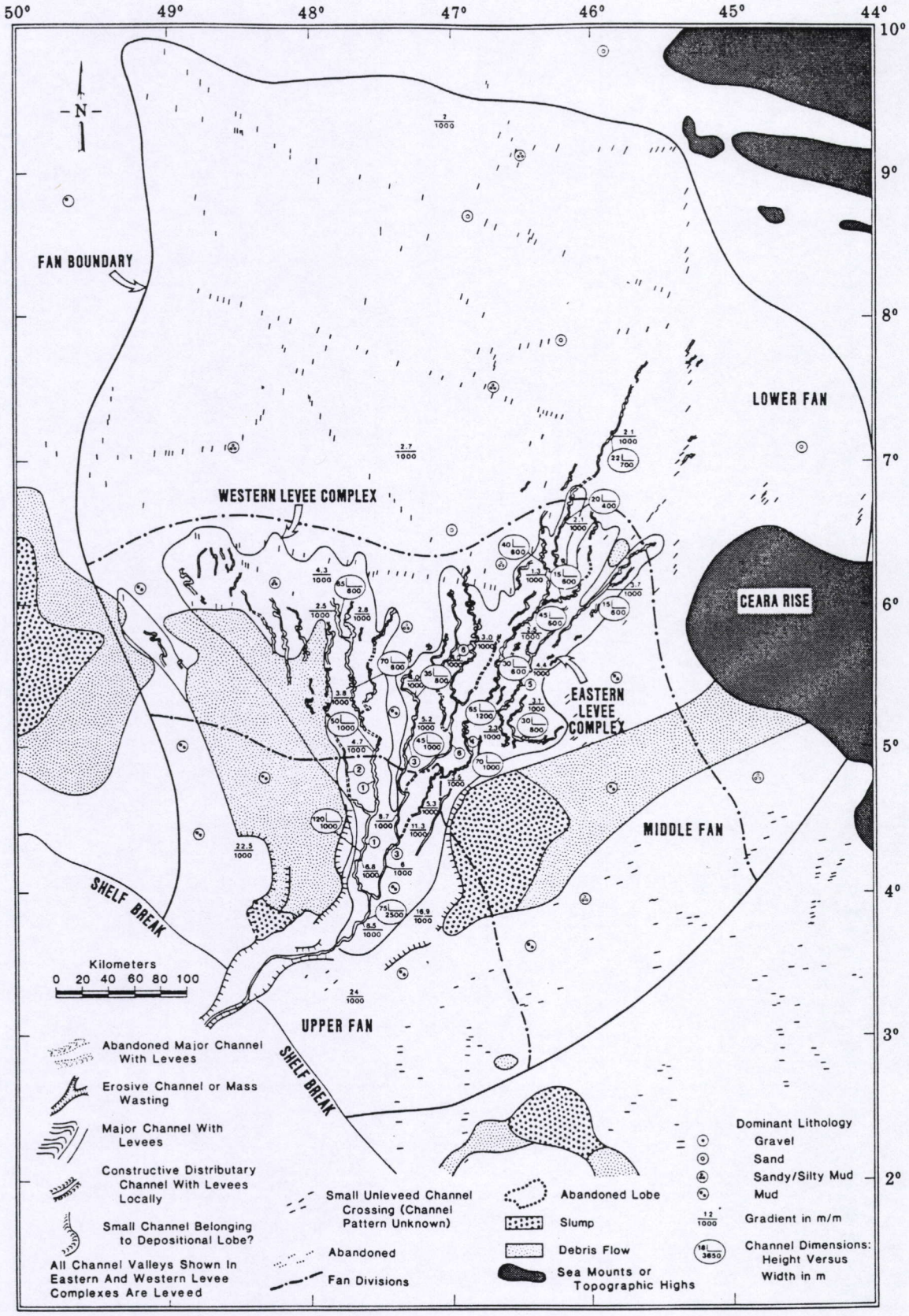
Om de aard van de Crary Fan beter te kunnen begrijpen is het nuttig vooraf een beschrijving van enkele vrij goed gekende moderne diepzeefans (zoals de Amazone Fan, de Indus Fan en de Rhône Fan) te maken, met betrekking tot de bouw en omvang van de fans, hun sedimentatiemechanismen en hun relatie tot zeespiegel/klimatologische fluctuaties. Uit deze literatuurstudie blijkt duidelijk hoe uniek elke fan op zich is en dat het nagenoeg onmogelijk is om een theorisch model dat voor alle fans geldt op te stellen.

5.1.5.1 De Amazone Fan

De Amazone Fan (Damuth & Flood, 1985 ; Damuth et al.,1988 ; Pickering et al., 1989) is een geëlongeerde fan die een oppervlakte bestrijkt van 3.3 x 10^5 km^2. Dit is merkbaar minder dan de Indus Fan (zie 5.1.5.2), maar nagenoeg vijf maal groter dan de Rhône Fan (zie 5.1.5.3). De Amazone Fan strekt zich uit aan de voet van de continentale shelf in het noordoosten van Brazilië tot waterdieptes van meer dan 4700 m en dit over een afstand tot 700 km. De fan is nabij de shelfrand 250 km breed, maar verbreedt dan vrij vlug tot 650-700 km. De maximale dikte van deze fan bedraagt 4000 tot 5000 m (Figuur 42).

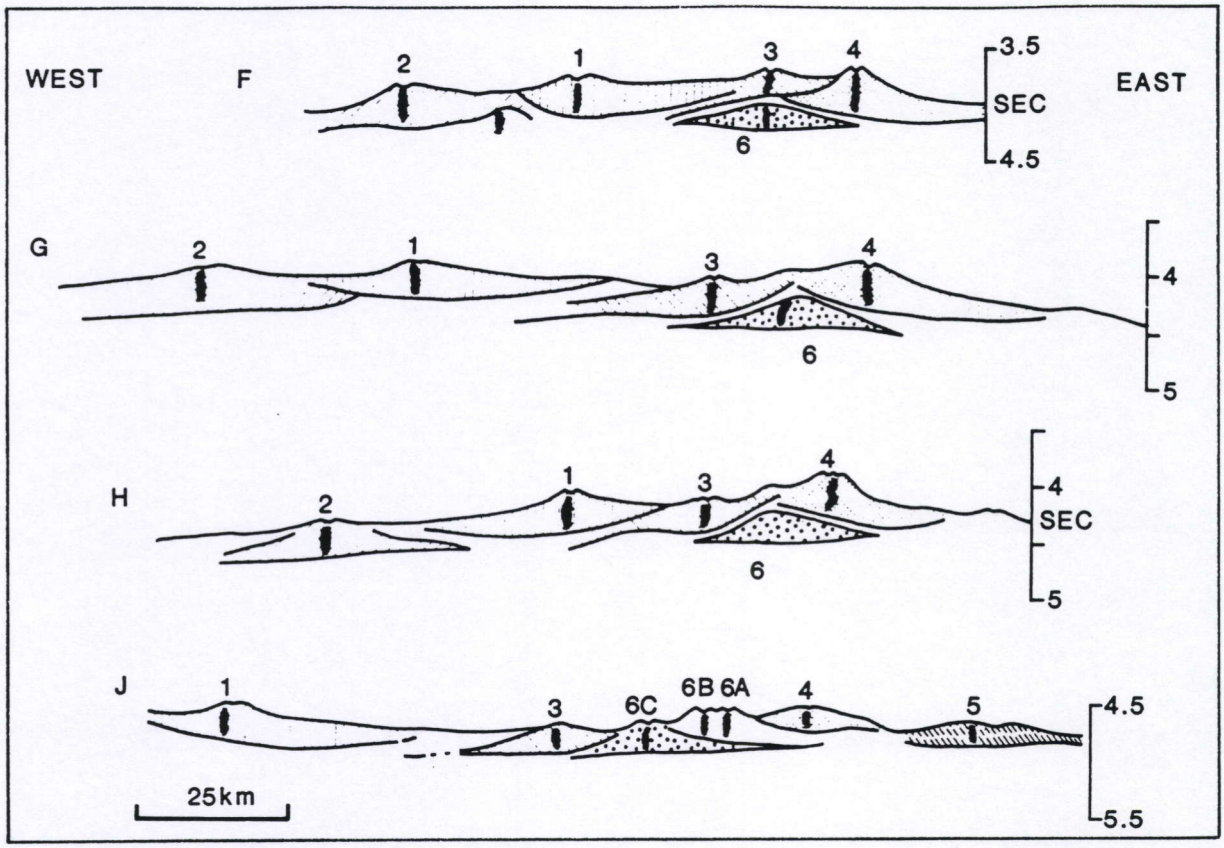
Binnen de Amazone Fan, die aktief blijkt te zijn vanaf het Onder-Mioceen, kunnen drie zones onderscheiden worden : de boven fan, de midden fan en de onder fan. De belangrijkste morfologische trek in de boven fan is de Amazone submariene canyon, tot 600 m diep en een brede centrale geul met levees die zich lager in de boven fan opsplitst in hoofdzakelijk vier channel-levee systemen. De Amazone canyon is rechtstreeks verbonden met de monding van de Amazone rivier De midden fan wordt gekenmerkt door verschillende meanderende channel-levee systemen, die in twee complexen gegroepeerd worden, nl. een oostelijke en een westelijk levee complex. In de onder fan herkent men verschillende meanderende geultjes, die merkwaardig genoeg niet blijken geassocieerd te zijn met levees.

De Amazone Fan blijkt aktief geweest in perioden van lage zeespiegelstand tijdens glaciaire perioden en is reeds inaktief sinds de laatste 11.000 jaar. Seismische opnamen tonen aan dat in een zelfde periode telkens slechts één channel-levee systeem aktief was. Vier



Figuur 42. Lokalisatie en bouw van de Amazone Fan (in : Pickering et al., 1989).

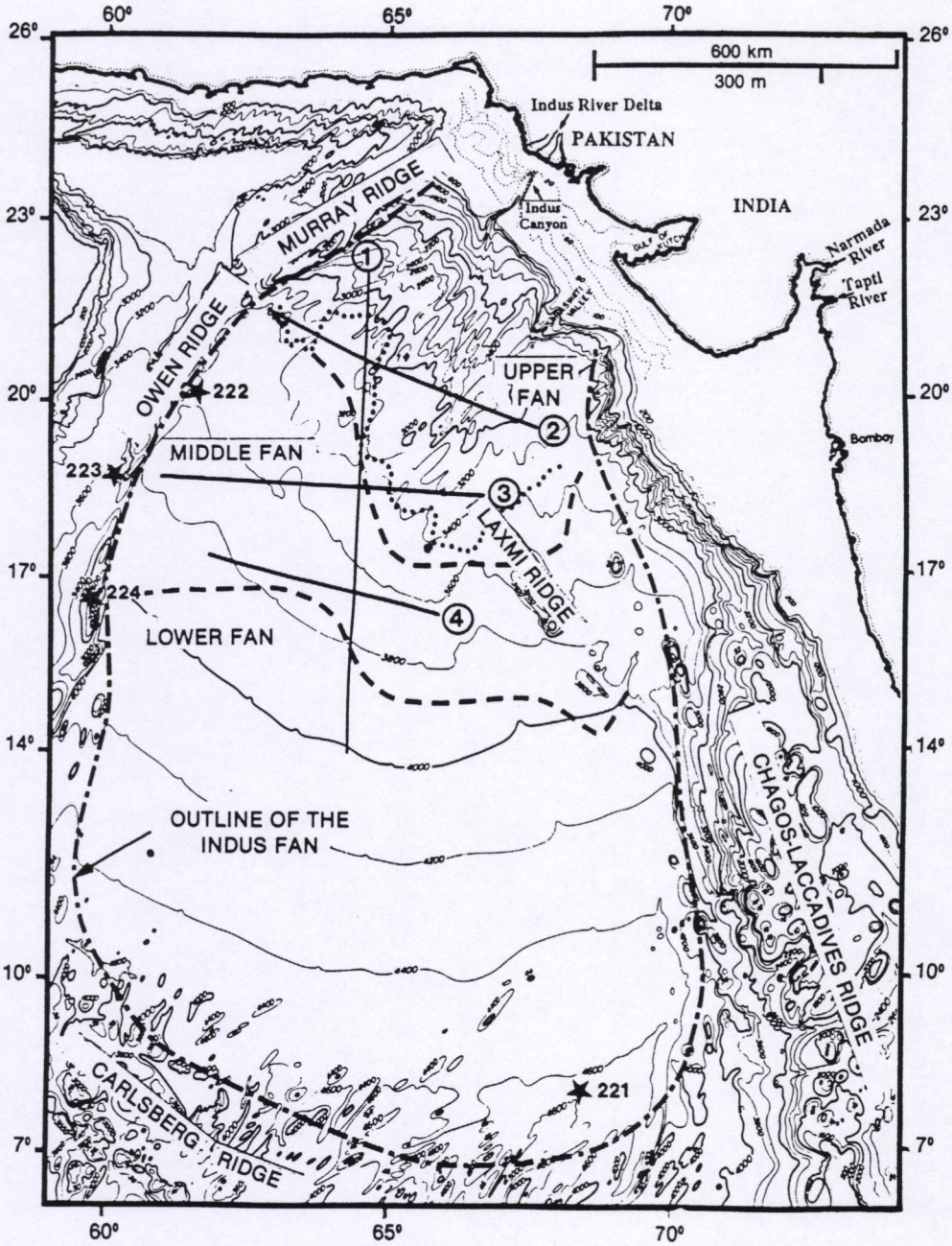
doorsneden aan de hand van seismische interpretaties tonen een duidelijke migratie van de verschillende systemen (Figuur 43). In de geulen ter hoogte van de boven en de midden fan wordt het seismisch facies gekenmerkt door reflektoren met hoge amplitude, die kunnen wijzen op de afzetting van grover materiaal in de geul wanneer de levee opgebouwd werd. De afzonderlijke leveesystemen worden op seismogrammen herkend als nagenoeg 1 km dikke lensvormige afzettingen met semi-transparant facies.



Figuur 43. Migraties van de belangrijkste channel-levee systemen in de midden Amazone fan worden gedocumentarieerd aan de hand van lijntekeningen van seismische opnamen doorheen de Amazone Fan. De verschillende systemen worden van jong naar oud van 1 tot 6C genummerd (in : Pickering et al., 1989).

5.1.5.2 De Indus Fan

De Indus Fan, in de noordwestelijke Indische Oceaan gesitueerd, heeft een totale lengte van 1500 km en een maximale breedte van 960 km en de fan bestrijkt een oppervlakte van 1.1 x 10^6 km^2 (Droz & Bellaiche, 1987 ; Kolla & Coumes, 1987 ; Droz & Bellaiche, 1991). De uitbreiding van de Indus Fan wordt bepaald door submariene strukturele hoogtes en door de continentale rand van Indië-Pakistan (Figuur 44).



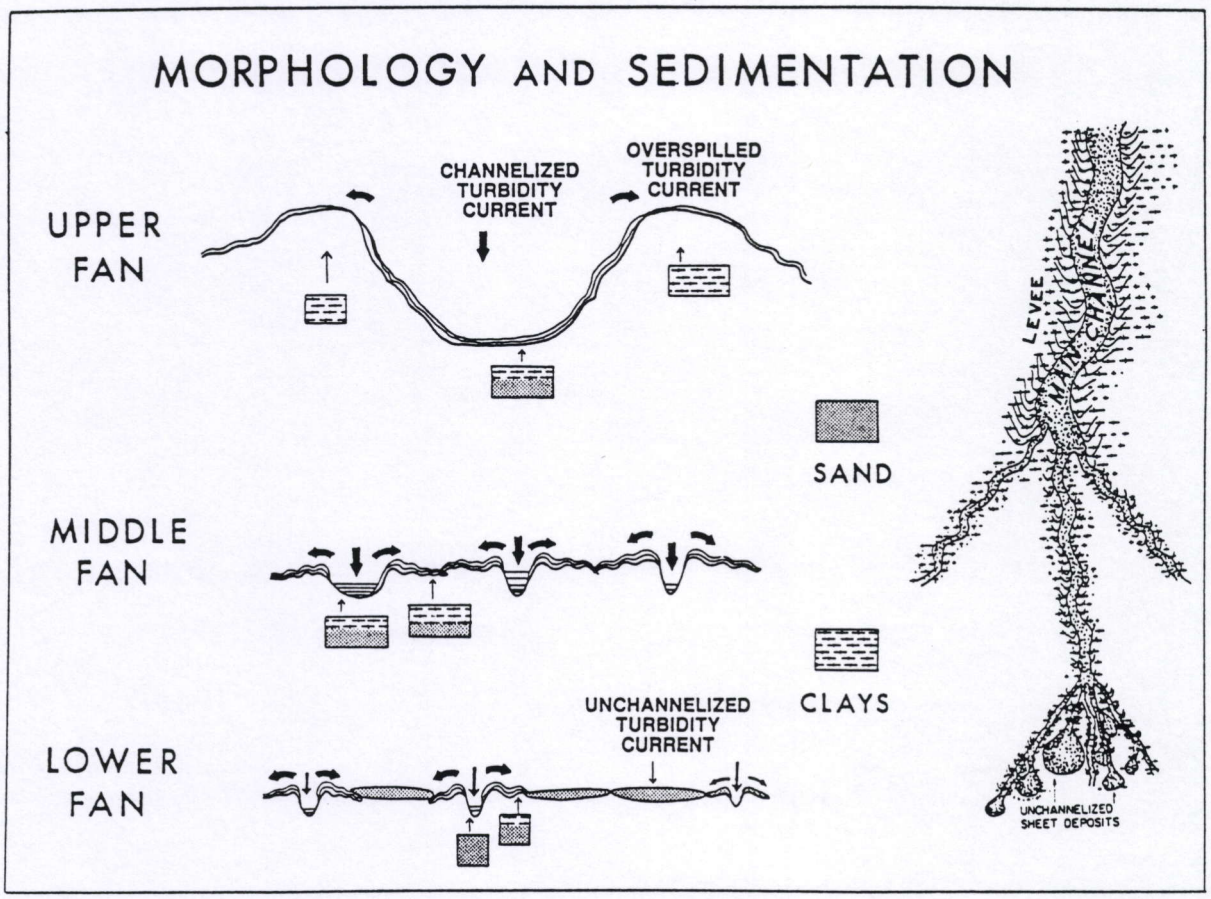
Figuur 44. Lokalisatie en bouw van de Indus Fan (Droz & Bellaiche, 1991).

De vorming van de Indus Fan gebeurde sinds het Oligoceen-Mioceen, overeenkomend met de stijging van het Himalaja gebergte. Deze diepzeewaaier wordt hoofdzakelijk gevoed door sedimenten afkomstig uit het Himalaja gebergte die vervoerd worden via de Indus rivier naar de Indus Canyon. De Indus Canyon, die van de continentale shelf tot aan de continentale helling reikt, is 8 km breed, 800 m diep en 170 km lang.

Binnen de Indus Fan kunnen drie zones onderscheiden worden : de boven fan de midden fan en de onder fan. De boven fan wordt gekenmerkt door grote channel-levee

complexen met fijne sedimenten in de levees en grovere sedimenten afgezet in de geulen. De geulen kunnen meer dan 10 km breed en meer dan 100 m diep zijn. De dikte van de individuele levees kan tot meer dan 600 m bereiken. De onder fan vertoont geulen en levees van relatief geringe dimensies en men neemt er hoofdzakelijk een zandige sedimentatie waar. De midden fan vertoont intermediaire kenmerken.

De oostzijde van de Indus Canyon blijkt preferentieel geërodeerd te zijn, terwijl er langs de westzijde eerder sedimentatie optrad. In de boven fan zijn de levees ten westen van de geulen hoger dan aan de oostzijde, een fenomeen dat door Kolla & Coumes (1987) toegeschreven wordt aan de Corioliskracht, die de sedimentdeeltjes o.i.v. de rotatie van de aarde doet afwijken. Verschillende migraties van de Indus Canyon en de geulen worden sinds het ontstaan van de submariene waaier waargenomen.



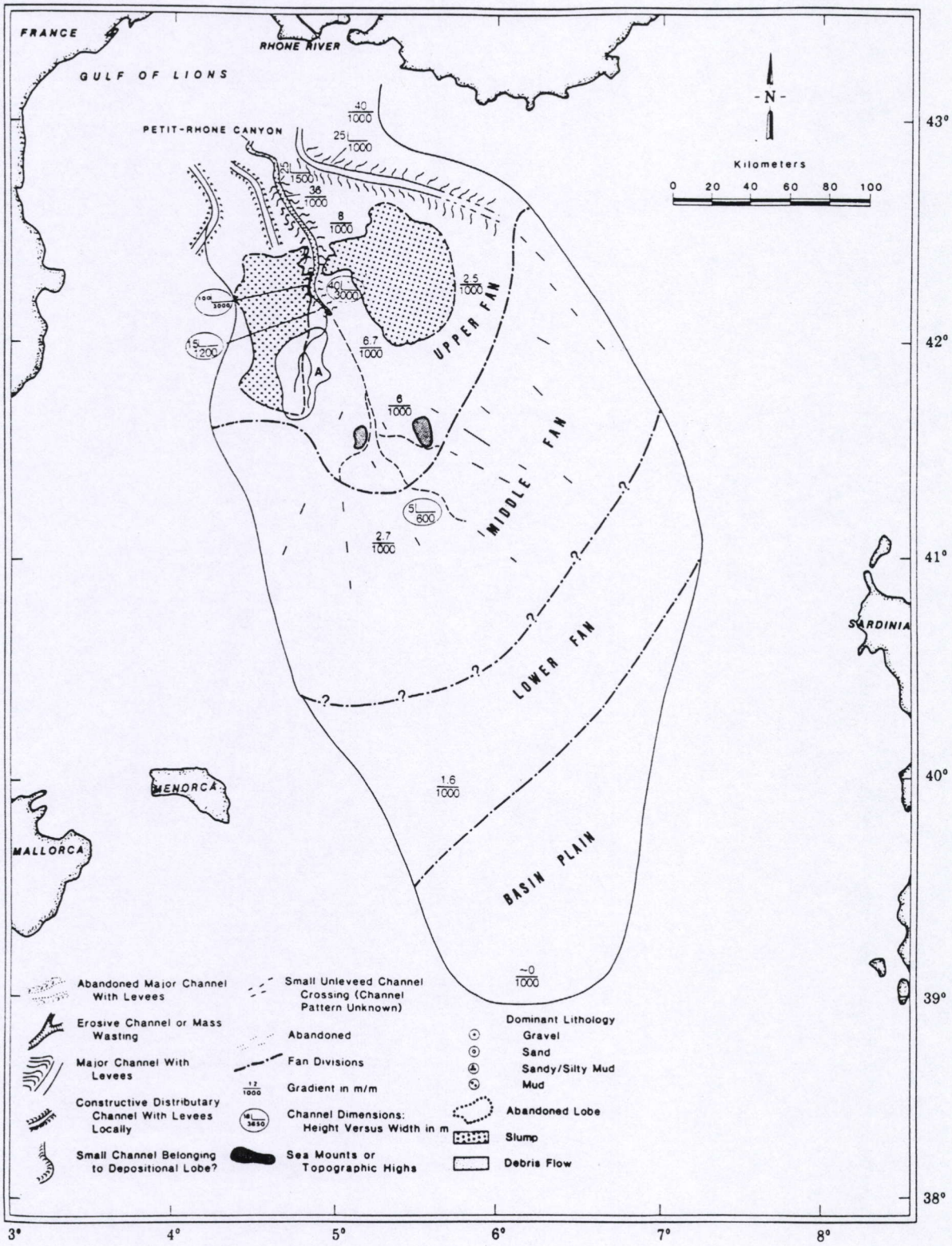
Figuur 45. Sedimentatiemodel voor de Indus Fan (Kolla & Coumes, 1987).

De levees vertonen continue, parallelle reflektoren. Het seismisch facies van de geulen daarentegen wordt gekenmerkt door discontinue reflektoren met hoge amplitude, bedekt door transparante zones en continue reflektoren met geringe tot matige amplitude. Deze faciesveranderingen binnen de geulopvullingen kunnen wijzen op de afzetting van grofkorrelige sedimenten aan de basis en een verfijning van het materiaal naar de top toe (Kolla & Coumes, 1987). De reflektoren met hoge amplitude aan de basis van de geul stellen grove sedimenten voor, die werden afgezet door relatief sterke turbidietstromen in perioden van lage zeespiegelstand. De reflektievrije zones en de zwakke parallelle reflektoren zouden een fijnere en meer homogene sedimentatie tijdens de stijging van de zeespiegel of gedurende perioden van inaktiviteit van de turbidietstroom vertegenwoordigen. Figuur 45 geeft het sedimentatiemodel van de Indus fan weer, opgesteld door Kolla & Coumes (1987).

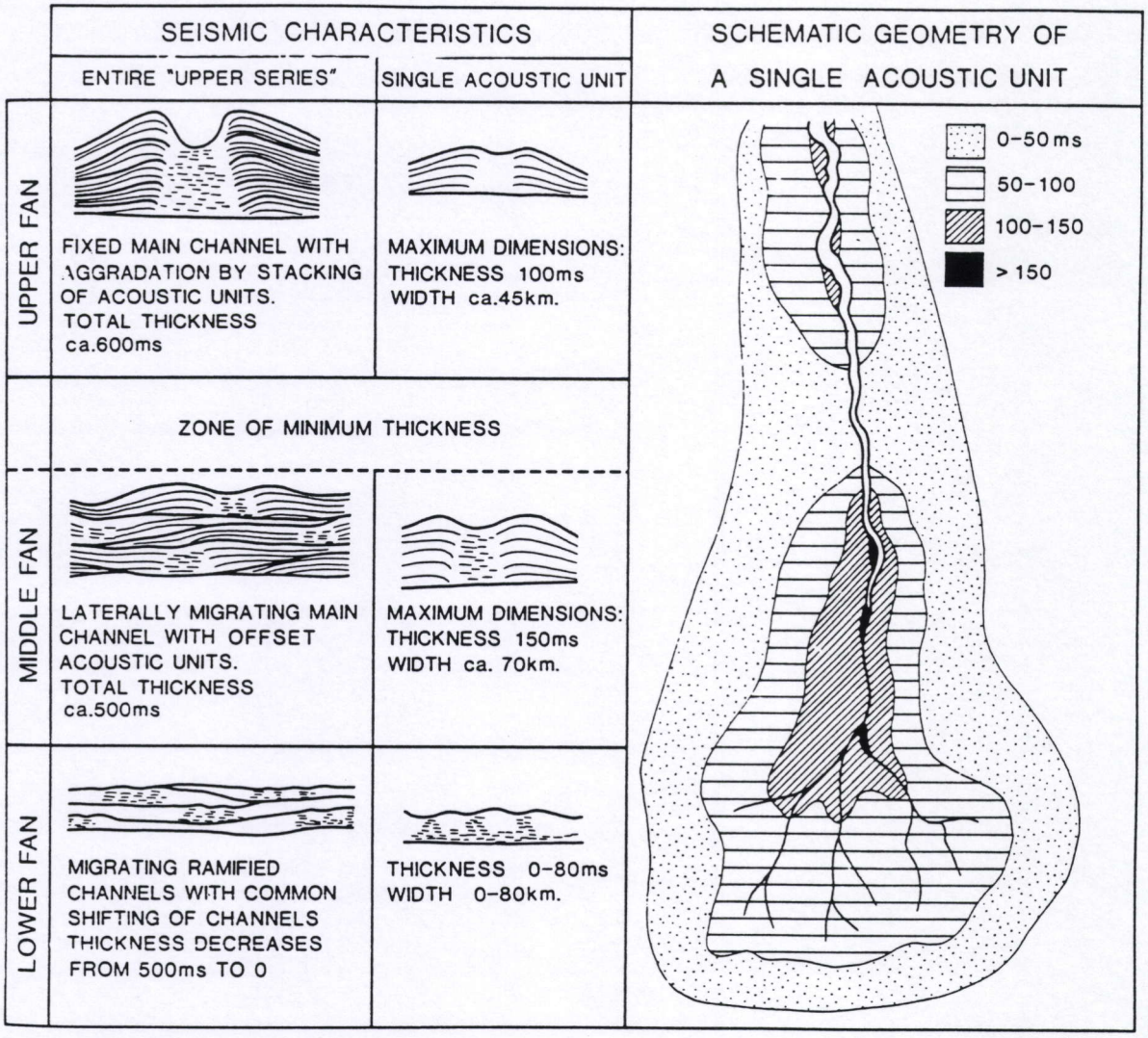
5.1.5.3 De Rhône Fan

De Rhône Fan in de Middellandse Zee (Figuur 46) bestrijkt een oppervlakte van 7 x 10^4 km^2 en vertoont een maximale dikte van 1500 m (Droz, 1983 ; Bellaiche et al., 1984 ; Droz & Bellaiche, 1985 ; Bellaiche et al., 1989 ; Pickering et al., 1989). De Rhône Fan wordt hoofdzakelijk gevoed door de Rhône rivier, via de "Petit Rhône" Canyon. De "Petit Rhône" Canyon is één van ten minste vier canyons die de continentale helling nabij de Rhône Fan doorsnijdt. De Rhône Fan kende een aktieve sedimentatie van het Onder-Plioceen tot het Würm.

Binnen de fan kunnen drie grote zones onderscheiden worden : de boven fan, de midden fan en de onder fan (Figuur 46). De boven fan wordt gekenmerkt door een enkelvoudige geul (40-50 m diep en 500-600 m breed). Binnen de boven fan definieert men een aantal lensvormige akoestische eenheden, tot 100 m dik, die opgebouwd zijn uit een centrale zone met chaotische reflektoren en langs beide zijden convergerende reflektoren, waarbij het convergerend reflektiepatroon plaatselijk overgaat tot een transparant seismisch facies. Deze verschillende akoestische eenheden worden geïnterpreteerd als channel-levee complexen, ontstaan tijdens lage zeespiegelstanden. De midden fan is eveneens opgebouwd uit lensvormige akoestische eenheden, maar deze zijn hier in de midden fan gedeelte ten opzichte van elkaar lateraal verplaatst. Elke eenheid is maximaal 150 m dik. De onder fan wordt gekenmerkt door verschillende eenheden, minder dan 80 m dik, die niet kunnen gecorreleerd worden met de sequenties van de midden fan wegens de aanwezigheid van zoutdômes en geassocieerde breukzones. Op figuur 47 worden de vorm, de omvang en genese van de akoestische eenheden in de verschillende zones van de Rhône Fan schematisch weergegeven.



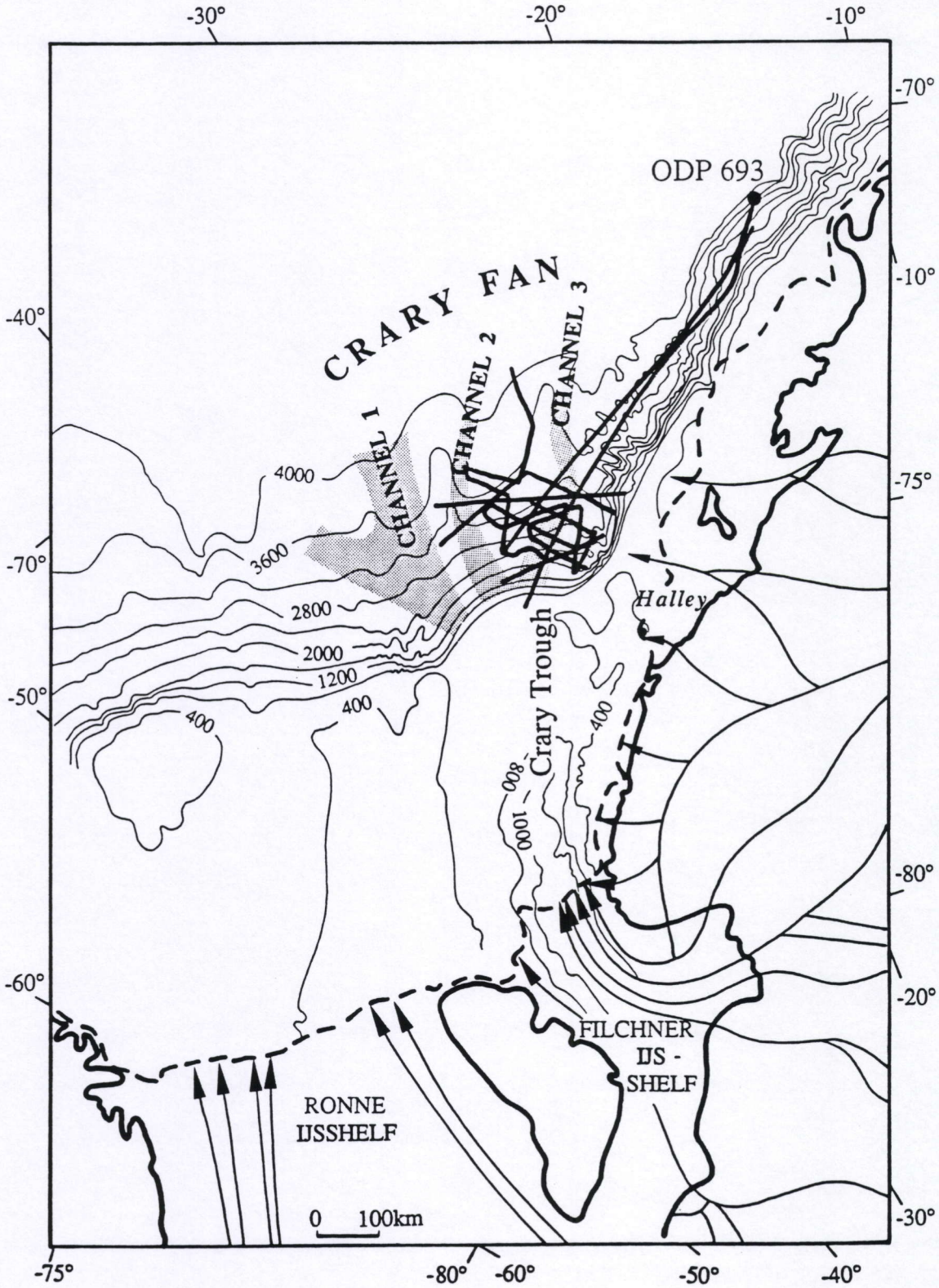
Figuur 46. Lokalisatie en bouw van de Rhône Fan (in : Pickering et al., 1989).



Figuur 47. Schematische weergave van de vorm, omvang en genese van de akoestische eenheden in de verschillende zones van de Rhône Fan (naar Droz & Belaiche (1985) in : Pickering et al., 1989).

5.2 Voorafgaand reflektieseismisch onderzoek aangaande de Crary Fan in de zuidoostelijke Weddell Zee

De Noorse NARE-studies hebben gewezen op de aanwezigheid van een belangrijke sedimentwig met schuin voortschrijdende gelaagdheden langs de shelfzone in de zuidelijke Weddell Zee, nabij Halley, en op een uitgestrekte submariene waaier ("Crary Fan") in de zuidoostelijke Weddell Zee ten noorden van de Crary Trough (Figuur 48), nabij de Filchner en Ronne Ice Shelves (Haugland, 1982 ; Haugland, Kristoffersen & Velde, 1985 ; Kuvaas & Kristoffersen, 1991).

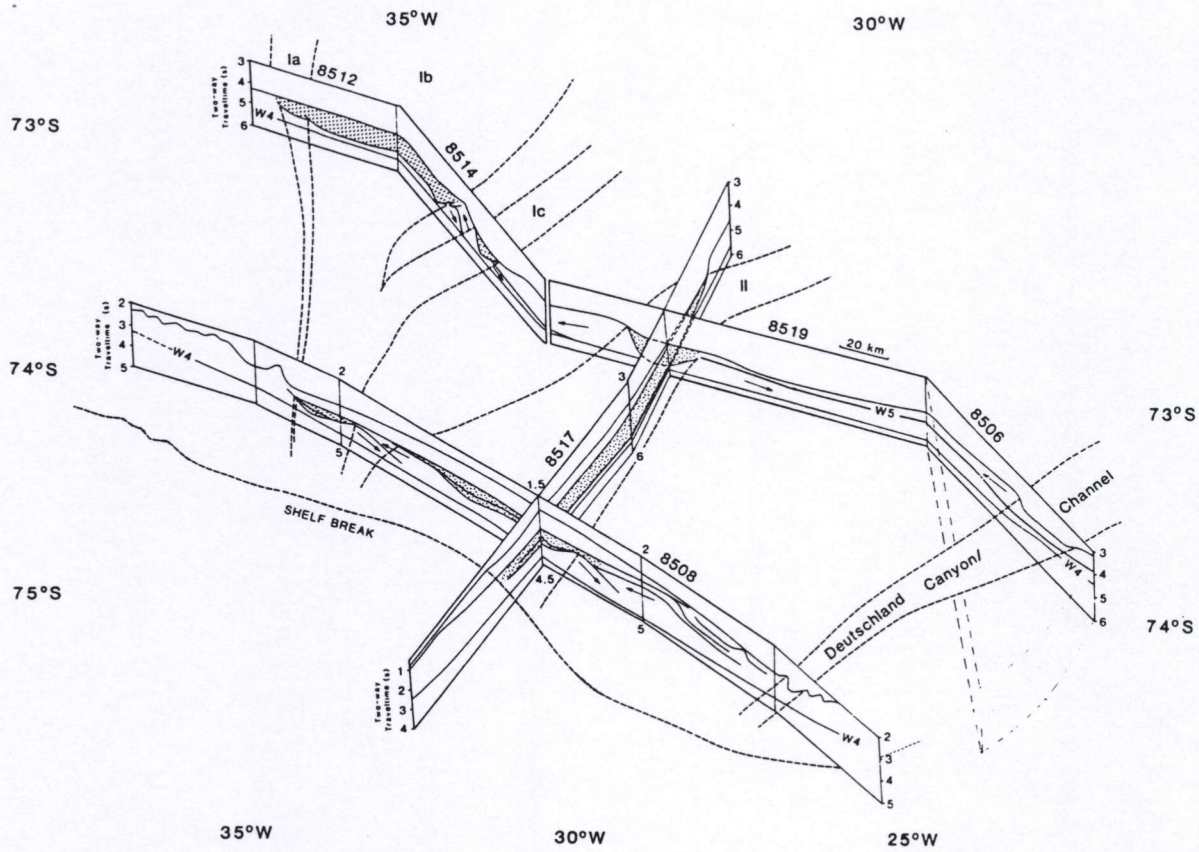


Figuur 48. Lokalisatie van de channelsystemen (1 tot 3) van de Crary Fan (lokalisatie van channelsysteem 1 naar Kuvaas & Kristoffersen, 1991). De belangrijkste ijsstromen worden door pijlen weergegeven (naar Fütterer & Melles, 1990). De seismische lijnen gebruikt voor deze studie van de Crary Fan worden met dikke zwarte lijnen geaccentueerd.

De Cenozoïsche deklagen bereiken volgens Haugland (1982) en Haugland et al. (1985) meer dan 5000 m dikte voor het front van de Filchner ijsshelf, en hebben een duidelijke naar het westen en het noorden schuin voortschrijdende (prograderende) interne struktuur. Ze getuigen van een zeer belangrijke sedimentaanvoer, vermoedelijk onder deltaïsche afzettingsomstandigheden, op een subsiderende continentale shelf. In periodes van aangroei van de continentale ijskappen, moet zich voor het front van deze ijskappen een brede vlakte met puinwaaiers en meanderende rivieren uitgestrekt hebben, die de bron van het terrigeen sediment waren dat door fluviatiel transport naar de deltamonden in de Weddell Zee aangevoerd werd. Een afschuring van de toplagen van deze deltaïsche sedimentwiggen kan gebeurd zijn in de periodes van maximale uitbreiding van de ijskap, toen deze zich ook op het continentaal plat ging uitbreiden onder de vorm van een dikke ijsshelf. Het is waarschijnlijk ook in deze periodes van maximale uitbreiding dat de Crary Trough uitgeschuurd werd. Het voorkomen van een dergelijke glaciaire erosievorm laat vermoeden dat de Filchner ijskap ooit 800 m dikker was dan nu (Elverhøi & Maisey, 1982). De eerste resultaten van de Noorse onderzoekers (Haugland et al., 1985) toonden de aanwezigheid van vijf verschillende sequenties in de shelf en in de Crary Fan afzettingen (SWS-E tot SWS-A).

Uit ondiep seismisch en magnetisch onderzoek langs de zuidoostelijke Weddell Zee blijken ten oosten van de Crary Trough kristallijne gesteenten te dagzomen (Elverhøi & Maisey, 1983, Haugland, 1982, Maisey, 1980), die deel zouden uitmaken van het Oost-Antarctische craton. Op de zeebodem werden hoge seismische snelheden van 5.5 km/s opgemeten. Ten noorden van Halley Bay duikt dit kristallijn complex onder een dik sedimentair pakket

Recent onderzoek van Kuvaas & Kristoffersen (1991) bracht de algemene bouw van de Crary Fan aan het licht. De Crary Fan strekt zich uit langsheen de continentale rand van de zuidelijke en zuidoostelijke Weddell Zee tussen 71°S en 75°S en ruwweg tussen 22°W en 40°W en is duidelijk geassocieerd met de glaciaal uitgeschuurde Crary Trough (Figuur 48). De Crary Fan blijkt volgens Kuvaas & Kristoffersen (1991) op een vrij eenvoudige wijze opgebouwd te zijn. Ze onderscheiden drie grote geëlongeerde channel-levee systemen, die van west naar oost en tevens van oud naar jong genummerd werden van 1 tot 3. Elk fansysteem wordt gekenmerkt door een axiale geulzone, die tot 200 km lang en tientallen km breed kan zijn. Figuur 49 toont de algemene bouw van de Crary Fan volgens Kuvaas & Kristoffersen (1991).



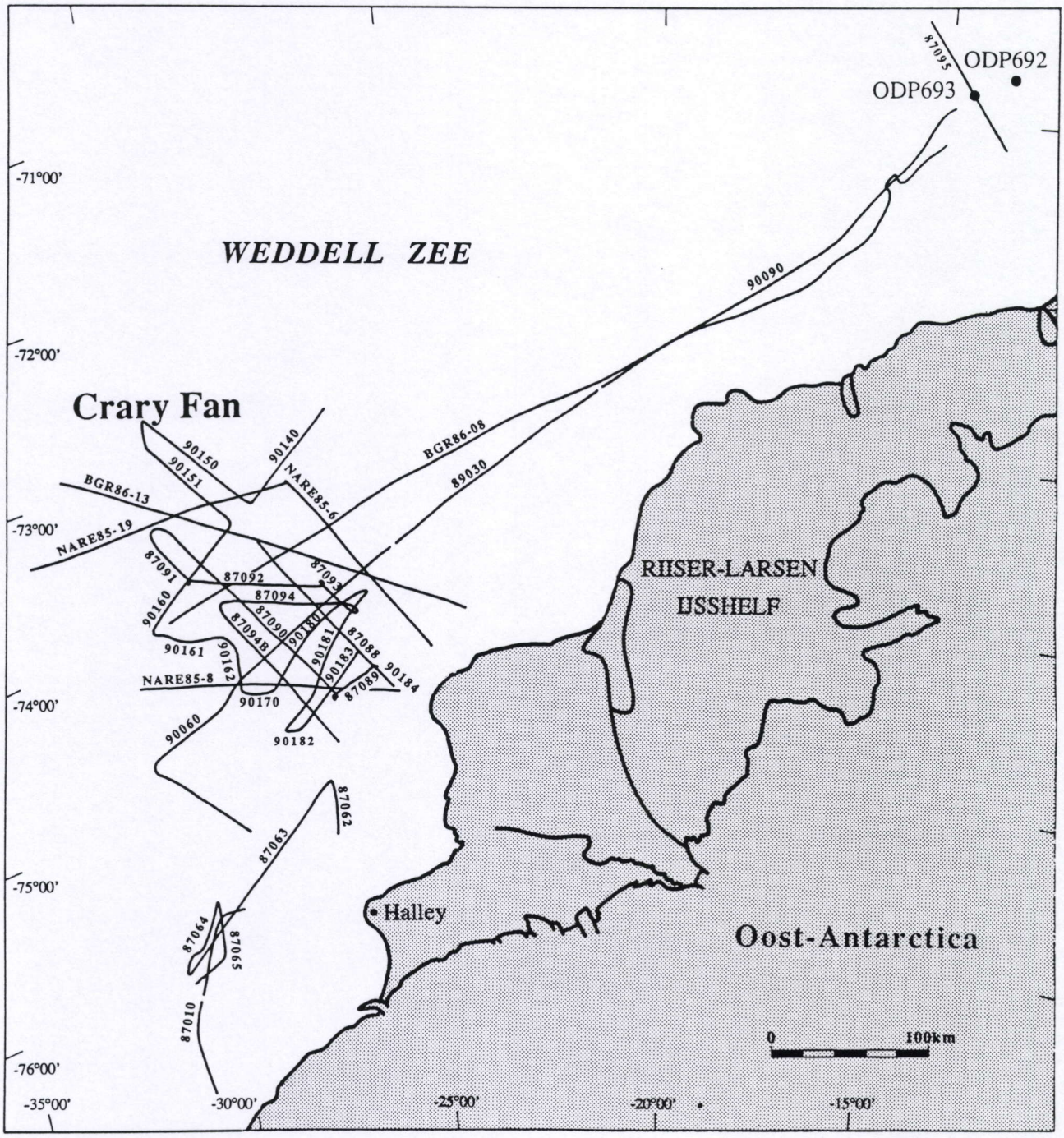
Figuur 49. Algemene bouw van de Crary Fan volgens Kuvaas & Kristoffersen (1991).

5.3 Beschrijving van de verschillende profielen doorheen de Crary Fan

5.3.1 Reflektieseismische gegevens in de zuidoostelijke Weddell Zee

De inplanting van het volledig seismisch netwerk, gebruikt voor deze studie, wordt geïllustreerd op figuur 50. Het profielnummer van de seismische lijnen opgenomen tijdens de eerste campagne wordt voorafgegaan door 87, terwijl de lijnen opgenomen gedurende de tweede meetcampagne een prefixnummer 89 of 90 dragen. Op de lokalisatiefiguur van de seismische profielen in volume 2 ondergebracht, werden op de profiellijnen tevens de fixpunten (ANT V/4) en de punten om de 100 schoten (ANT VIII/5) aangebracht.

Tijdens de eerste meetcampagne werden een aantal shelfprofielen geschoten langsheen de rand van het pakijs nabij Halley (profielen 87010 (watergun) en 87060 tot 87065). Het tracé van de profielen werd hoofdzakelijk bepaald door de moeilijke ijscondities. Tijdens de tweede campagne werd profiel 90060(1) opgemeten dat een correlatie tussen de shelfzone en de diepzee mogelijk maakt.



Figuur 50. Lokalisatie van de seismische profielen gebruikt voor deze studie.

De profielen 87088, 87090 en 87094B, 90150, 90151, 90161 en 90162 vormen in principe dwarsprofielen over het zgn. riftbekken (Hinz, 1987), alsook op de fansequenties. De profielen 87089, 87091 en 87093 fungeren als verbindingslijnen, de profielen 87092 en 87094 doorsnijden schuin de fansequenties en de profielen 90140 en 90160 verlopen volgens de as van het bekken. De profielen 89030, 90060(2) en 90090 verlopen parallel met het iets meer oceaanwaarts gelegen BGR 86-08-profiel en leveren bijkomende informatie bij de correlatie tussen het studiegebied en de ODP-boorsites.

Op de Antarktis V/5 profielen 87088, 87090 en 87094B werden merkwaardige sedimentlichamen gedefinieerd, die in eerste instantie geïsoleerd bleken te zijn. Tijdens de tweede Antarktis VIII/5-campagne werden doorheen deze strukturen een aantal bijkomende dwarsprofielen geschoten, nl. 90180, 90181 en 90183 met hun verbindingslijnen 90170, 90182 en 90184, die de coherentie van deze sedimentlichamen aantoonden.

Tijdens de NATO Advanced Workshop in Bremen in oktober 1988 werd een samenwerking opgestart tussen vier Europese onderzoeksgroepen werkzaam in de Weddell Zee : BGR, AWI, Universiteit van Bergen en RCMG. Naar aanleiding van deze samenwerking werden ons door K. Hinz van de BGR en Y. Kristoffersen van de Universiteit van Bergen een aantal seismische lijnen ter beschikking gesteld (Figuur 50):

-BGR 86-08 vormt samen met de profielen 89030, 90060 en 90090 een verbinding tussen de ODP-sites 692-693 en de Crary Fan in de zuidoostelijke Weddell Zee;

-BGR 86-13 doorsnijdt het "failed rift/drift" bekken en vormt tevens het enige profiel waar de twee channel-complexen samen voorkomen;

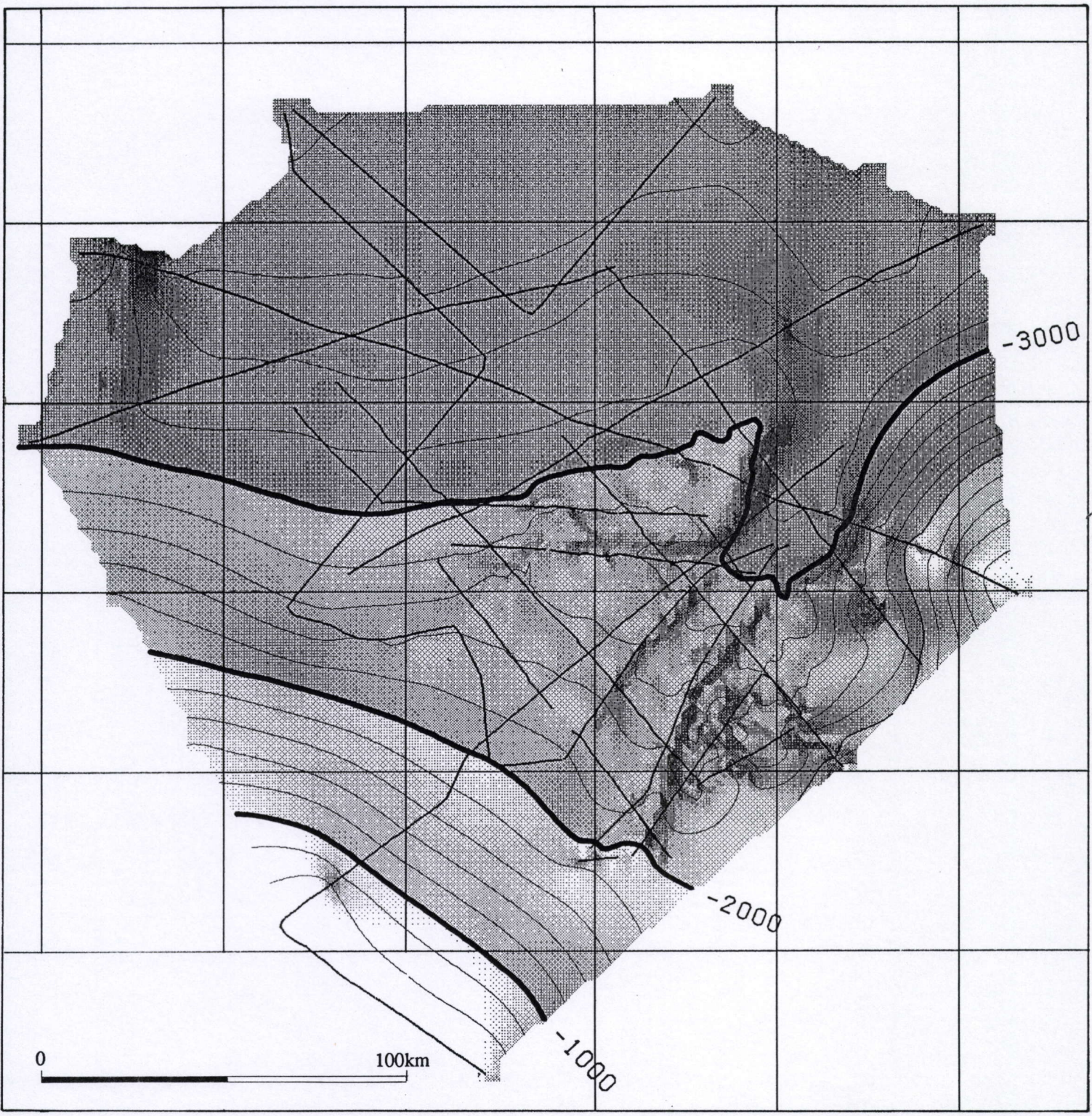
-NARE 85-6 en NARE 85-19 strekken zich in hoofdzaak uit boven het centrale gedeelte van het "failed rift/drift" bekken en geven tevens bijkomende informatie aangaande de bouw van de Crary Fan.

Het volledig AWI/RCMG seismisch netwerk aangevuld met de beschikbare Duitse en Noorse profielen maakt een vrij gedetailleerde sequentiestratigrafische interpretatie van een belangrijk deel van de Crary Fan mogelijk.

5.3.2 Bathymetrie van de zuidoostelijke Weddell Zee

In de zuidelijke Weddell Zee is de continentale shelf zeer breed en minder dan 550 m diep. In de oostelijke Weddell Zee valt de rand van de continentale shelf nagenoeg samen met de ijsshelfrand. De shelftopografie van de Weddell Zee wordt gedomineerd door een NE-SW georiënteerde depressie van glaciaire oorsprong, de Crary Trough, die een maximale diepte van

Diepte van de zuidoostelijke Weddell Zee

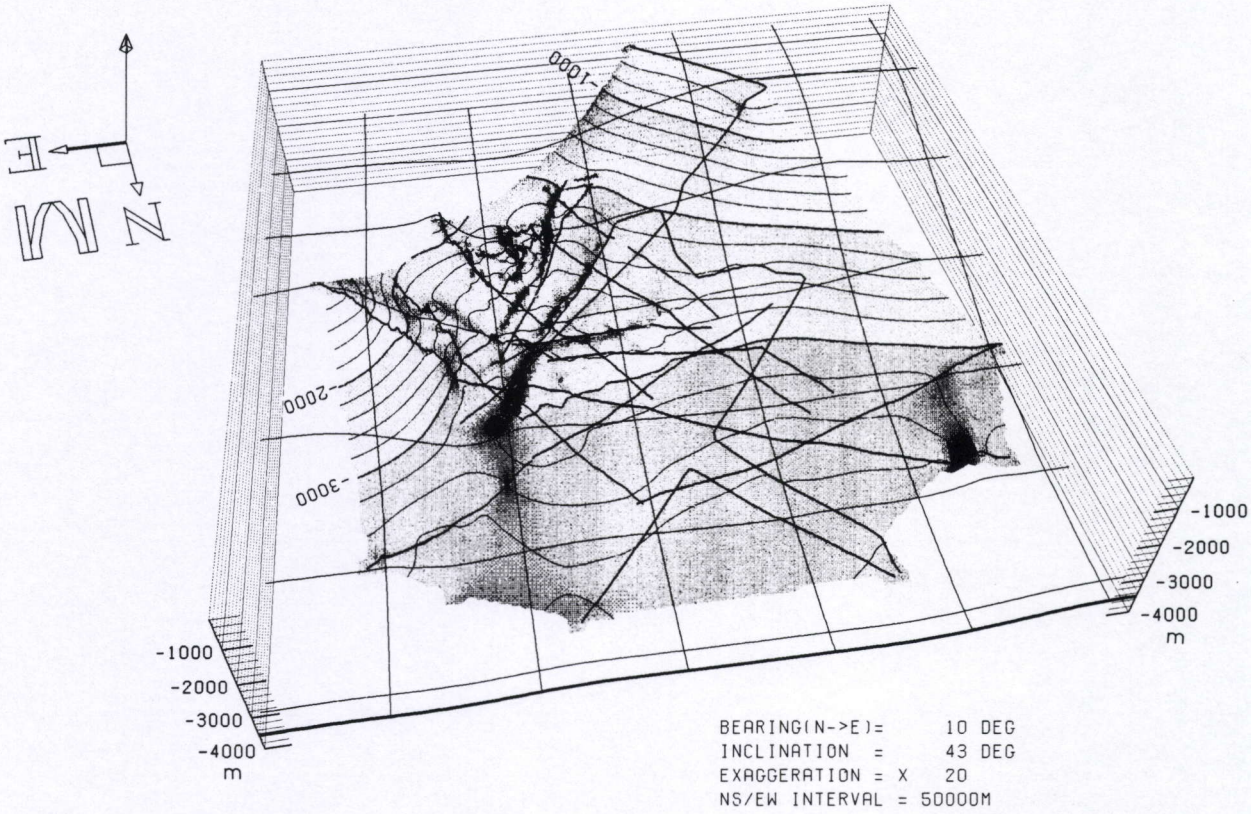


Figuur 51. Bathymetrische kaart van de zuidoostelijke Weddell Zee ten noorden van Crary Trough, berekend aan de hand van een seismische snelheid in water van 1460 m/s (interval : 200 m).

1140 m nabij de Filchner ijsshelf vertoont (Haugland et al., 1985). Aan de shelfrand bedraagt de diepte van deze trog nagenoeg 630 m. De Crary Trough is gelegen in een gebied met convergerende ijsstromen, hoofdzakelijk afkomstig uit Oost-Antarctica (Figuur 48).

De bathymetrische kaart van de continentale randzone in het studiegebied ten noorden van de Crary Trough (Figuur 51) vertoont convexe isobathen in oceaanwaartse zin en een minder steile continentale helling dan deze langs de oostelijke randzone. De oostelijke randzone wordt doorkruist door verschillende submariene insnijdingen en/of canyons. Langs de voet van de continentale helling neemt men een canyonachtige uitschuring waar, de Deutschland Canyon/ Channel (Kuvaas & Kristoffersen, 1991), die vrij smal is op profiel 87090 (5 km breed en 200 m diep) in het zuidoostelijk deel van het studiegebied. Op het nog meer zuidelijk gelegen profiel 87094B kan deze uitschuring op zich niet meer vervolgd worden, men onderscheidt er wel tal van kleinere submariene uitschuringen. Naar het noorden toe wordt deze depressie tot 35 km breed en meer dan 400 m diep. Figuur 52 toont een driedimensioneel beeld vanuit het noorden van de zuidoostelijke Weddell Zee ter hoogte van de Crary Fan in het studiegebied.

DIEPTE VAN DE ZUIDOOSTELIJKE WEDDELL ZEE



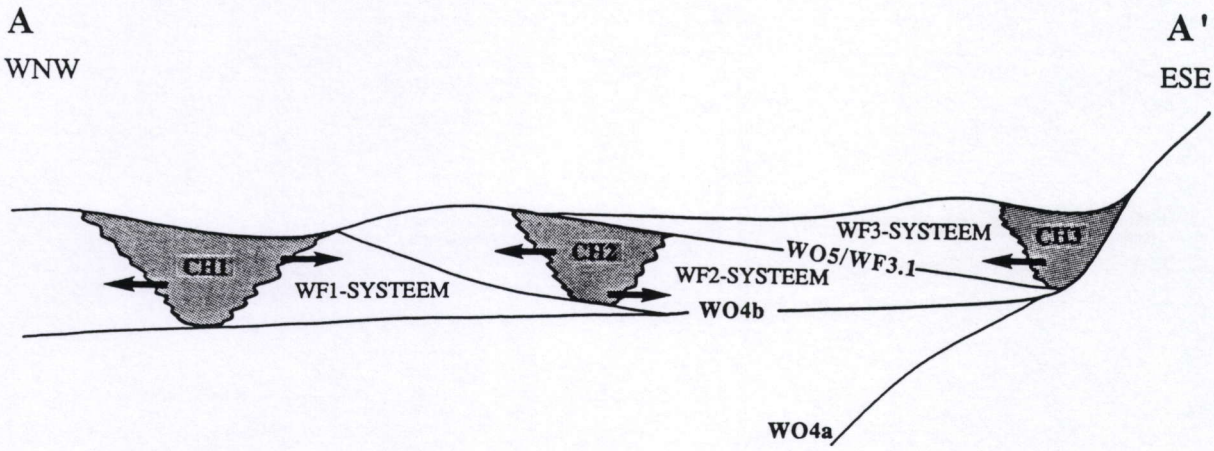
Figuur 52. Driedimensionele voorstelling van de bodem van de zuidoosyelijke Weddell Zee ten noorden van de Crary Trough.

5.3.3 Sequentiestratigrafische beschrijving van de beschikbare profielen doorheen de Crary Fan

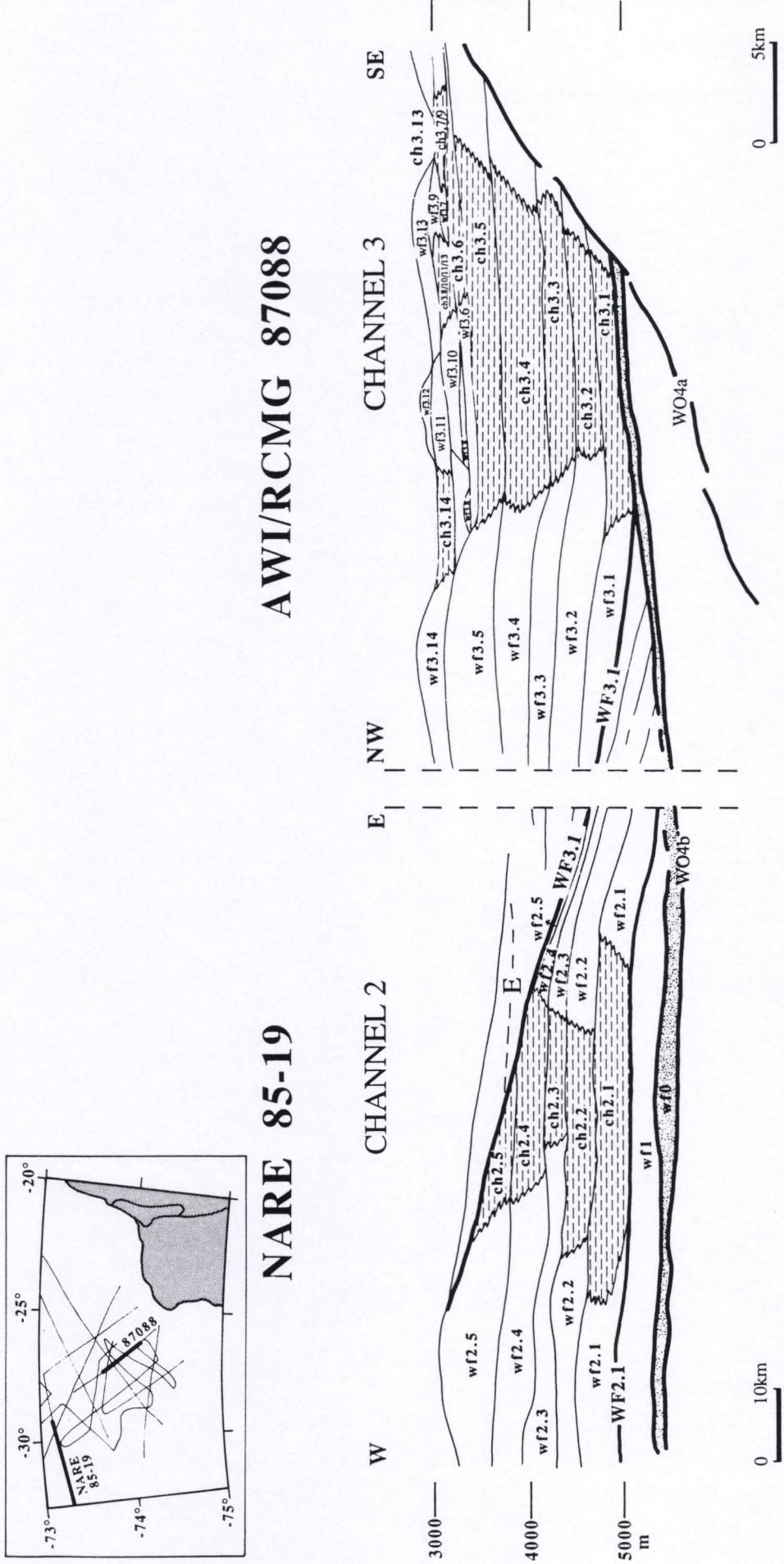
5.3.3.1 Algemene bouw van de Crary Fan

Op het beschikbaar seismisch netwerk konden de twee jongste channel-levee systemen 2 en 3 van de Crary Fan (Kuvaas & Kristoffersen, 1991, zie ook 5.2) in detail geanalyseerd worden. Het oudste, meer naar het westen gelegen complex is echter buiten het huidige studiegebied gesitueerd. Wel kunnen op de profielen in het uiterste westen van het studiegebied de oudste afzettingen geassocieerd worden met dit oudste channel-levee complex.

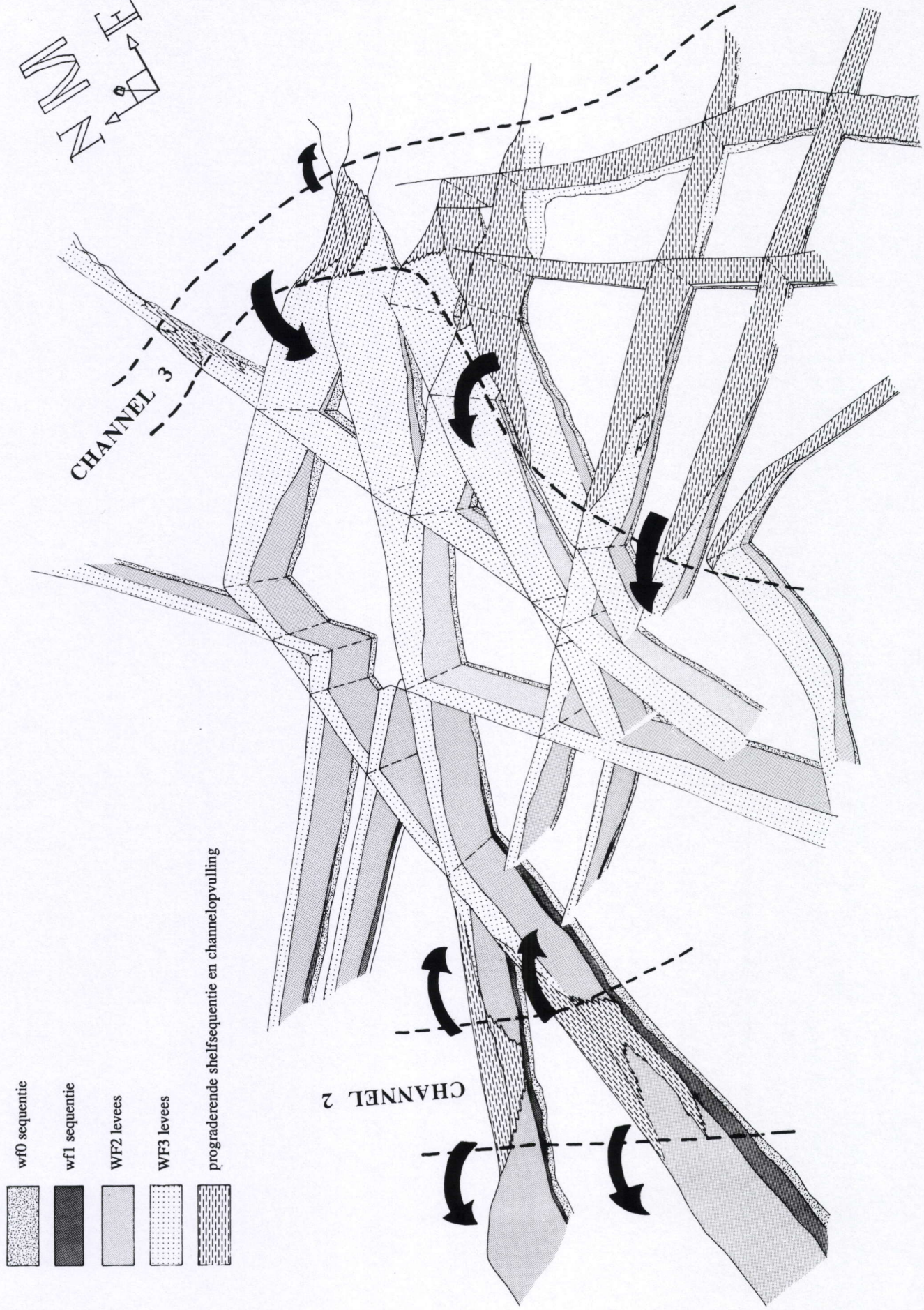
De nummering van de channel-levee complexen voorgesteld door Kuvaas & Kristoffersen (1991) wordt in dit paragraaf overgenomen, de drie grote channel-levee systemen worden WF1, WF2 en WF3 genoemd. De channel-complexen zelf worden aangeduid met de symbolen CH (CH1, CH2 en CH3) (Figuur 53). De sequenties die men binnen de channel-levee systemen onderscheidt, alsook de geulopvullingen, worden voorgesteld door kleine letters (vb. wf2.1 - ch2.1). Met het oudste channel-levee sytseem WF1 wordt bij gebrek aan data slechts één sequentie wf1 geassocieerd. Binnen het complex WF2 onderscheidt men vijf sequenties wf2.1 tot wf2.5 en in het jongste complex WF3 herkent men in totaal 14 sequenties wf3.1 tot wf3.14. Een gedetailleerde schematische doorsnede doorheen de channel-levee systemen WF2 en WF3 van de Crary Fan toont de stratigrafische opbouw van de twee complexen (Figuur 54). Het voorkomen van channel-levee complexen wijst op een positie in het bovenste of middenste deel van de fan, terwijl de eigenlijke distale delen van de Crary Fan zich verder naar het noorden uitstrekken (tussen 70°S en 71°S). Figuur 55 toont een driedimensionele voorstelling van de geïnterpreteerde profielen in het studiegebied.



Figuur 53. Schematische doorsnede doorheen de Crary Fan.



Figuur 54. Stratigrafische opbouw van de channel-levee systemen CH2-WF2 en CH3-WF3 aan de hand van een schematische doorsnede doorheen de twee systemen.



Figuur 55. Driedimensionele voorstelling van de Crary Fan in het studiegebied, aan de hand van de geïnterpreteerde seismische profielen.

De drie Crary fansytemen werden in de volledige studiesector afgezet bovenop het WO4b erosieoppervlak, waardoor men zou kunnen afleiden dat de vorming van de Crary Fan vermoedelijk gebeurde vanaf het Midden-Oligoceen (zie 4.4.1).

Hoewel een groot deel van de fan vermoedelijk verhuld ligt in gebieden die door permanente ijsbedekking ontoegankelijk zijn voor seismisch onderzoek, kan men voorop stellen dat door de hoge aanvoer van de sedimenten door smeltwaterstromingen en door de belangrijke laterale uitbreiding in noordwaartse richting, de Crary Fan volgens het klassificatiesyteem voorgesteld door Nelson (1983) en Stow et al. (1985) ondergebracht kan worden bij de geëlongeerde fans (zie 5.1.2.1).

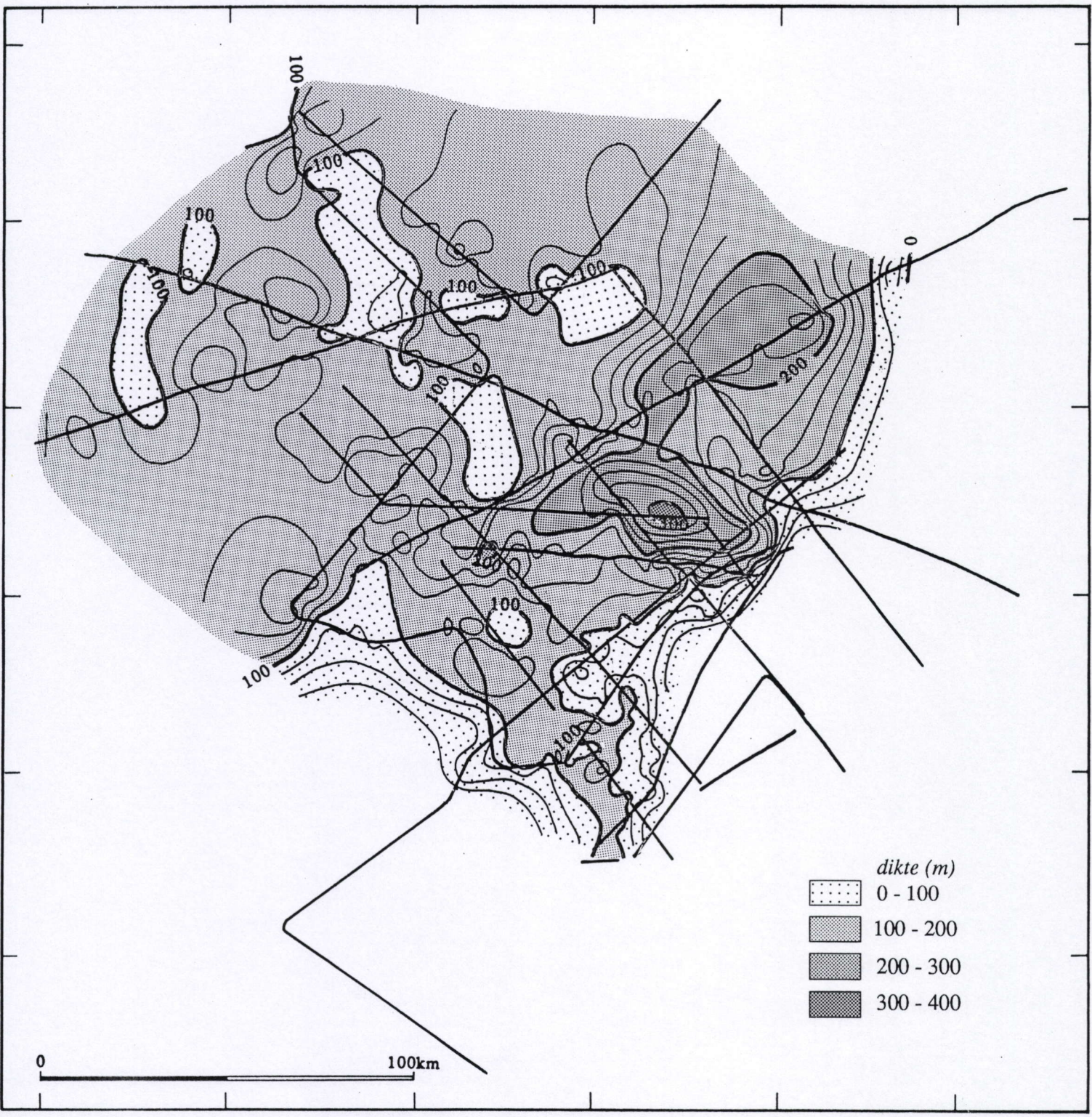
De asymmetrische bouw van de verschillende channel-levee complexen kan te wijten zijn aan de Corioliskrachten, werkzaam op de stromingen die van de continentale helling komen. Onder invloed van de Corioliskracht wijken de sedimentdeeltjes bij hun bezinking af naar het westen in de zuidelijke hemisfeer en naar het oosten in de noordelijke hemisfeer (Brown et al., 1989). Het Coriolis effect is nul op de evenaar en maximaal op de polen. De westelijke levees in de Crary fan kunnen hierdoor een belangrijkere sedimentatie dan de oostelijke levees gekend hebben.

5.3.3.2 De basis van de Crary Fan, de wf0-sequentie

De basis van de fanafzettingen definieert men als een bundel discontinue, onregelmatige, soms vrij krachtige reflektoren bovenop het WO4b erosieoppervlak (profiel 87088, 98090 en 90151), met wisselende dikte van 0 tot 300 m (Figuur 56). Deze afzettingsreeks, wf0 genoemd, wordt nagenoeg in de volledige sector aangetroffen. In het zuidoostelijk en zuidwestelijk deel van het studiegebied verdwijnt de sequentie. De sequentie is maximaal in dikte in het centrale deel van de studiesector. In het westen van de uitbreidingszone vermindert de sequentie naar waarden van minder dan 100 m.

Deze bundel reflektoren vertegenwoordigt een eerste afzettingsreeks (bovenop WO4b), die, omwille van het seismisch karakter en het ontbreken van geulen en levees mogelijk afgezet werd in een pre-fan periode of in een initieel stadium van fanvorming. Na de afzetting van wf0 greep een vrij belangrijke erosiefase plaats waardoor deze reeks thans zeer wisselende diktes vertoont.

Dikte van wf0



Figuur 56. Dikte van de wf0-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m).

5.3.3.3 De wf1-sequentie

De eerstvolgende afzettingsreeks herkenbaar in het studiegebied is de WF1-reeks die, door het intern reflektiepatroon en het ontbreken van een corresponderende geul in het studiegebied, duidelijk een verschillende herkomst laat vermoeden dan de erop liggende sedimentlobben (NARE 85-19). Deze afzettingsreeks werd als wf1 bestempeld, daar ze geassocieerd wordt met de door Kuvaas en Kristoffersen (1991) gedefinieerde channel-complex CH1 die ten westen van het onderzoeksgebied gelegen is.

De wf1-reeks wordt enkel waargenomen op de profielen 90150, 90151, BGR 86-13, NARE 85-19 en in het uiterste noordwesten van de profielen 87090 en 87091. De sequentie wf1 werd niet verder onderverdeeld in subreeksen. Deze sequentie wordt gekenmerkt door een nagenoeg transparant seismisch facies, dat plaatselijk overgaat in zwakke discontinue reflektoren, die tegen de top van de wf0 sequentie eindigen in downlap. Op delen van de profielen 90151 en NARE 85-19 wordt wel een vrij sterke interne reflektor waargenomen. De dikte van wf1 herkenbaar in het studiegebied varieert tussen 0 en meer dan 250 m (Figuur 57).Op de verschillende profielen eindigt wf1 in on- of downlap tegen de top van de wf0 sequentie. De top van wf1 wordt gevomd door het belangrijk erosieopppervlak WF2.1, dat tevens de basis van de erboven liggende WF2-reeksen vormt. Na de afzetting van de wf1-reeks wordt een belangrijke migratie van het channel-levee systeem waargenomen in oostwaartse richting.

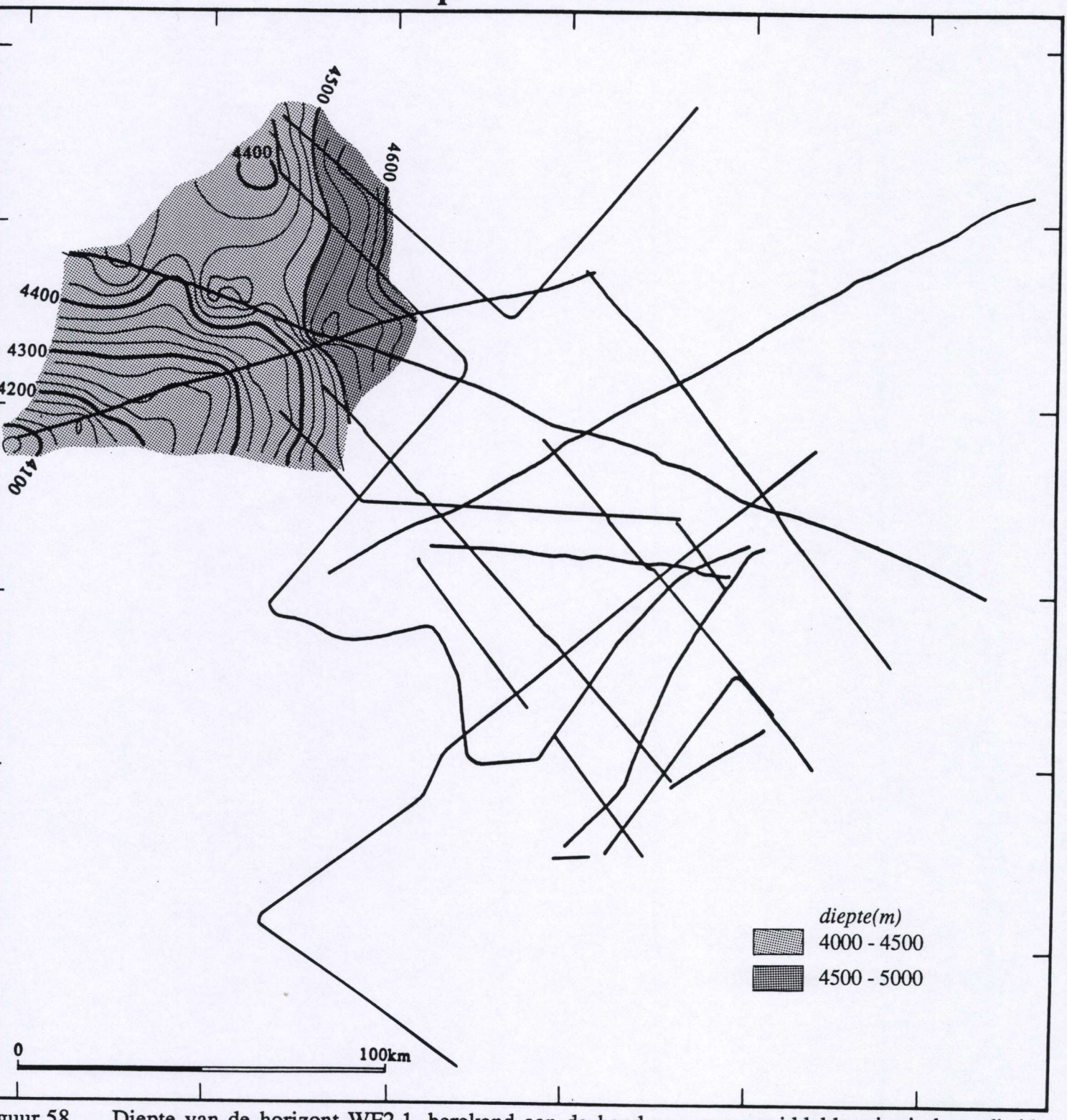
5.3.3.4 Detailanalyse van het channel-levee systeem CH2-WF2

Het channel-complex CH2 met zijn corresponderende WF2 levees is duidelijk waarneembaar op de beschikbare profielen bovenop het erosieoppervlak WF2.1. De diepte van de WF2.1 horizont wordt weergegeven op figuur 58. Het channel-complex is opgebouwd uit een opeenstapeling van vijf verschillende geulen ch2.1 tot ch2.5, die enkel kunnen onderscheiden worden op de profielen NARE 85-19 en BGR 86-13. Het channel-complex CH2 heeft globaal genomen een N-S oriëntatie, en een maximale breedte van nagnoeg 35 km. Op het profiel BGR 86-13 worden binnen het CH2 complex geen laterale migraties waargenomen. Men herkent slechts een systematische verbreding van de geulen van onder naar boven toe. Op profiel NARE 85-19 daarentegen worden wel zekere laterale verschuivingen van de geulen waargenomen. Op het meest noordelijk gelegen profiel BGR 86-13 blijkt de channel ch2.5 volledig en de geul ch2.4 gedeeltelijk geërodeerd te zijn door en vrij belangrijk erosieoppervlak, E genoemd. De beschrijving van het seismisch facies van de geulopvullingen

Dikte van wf1

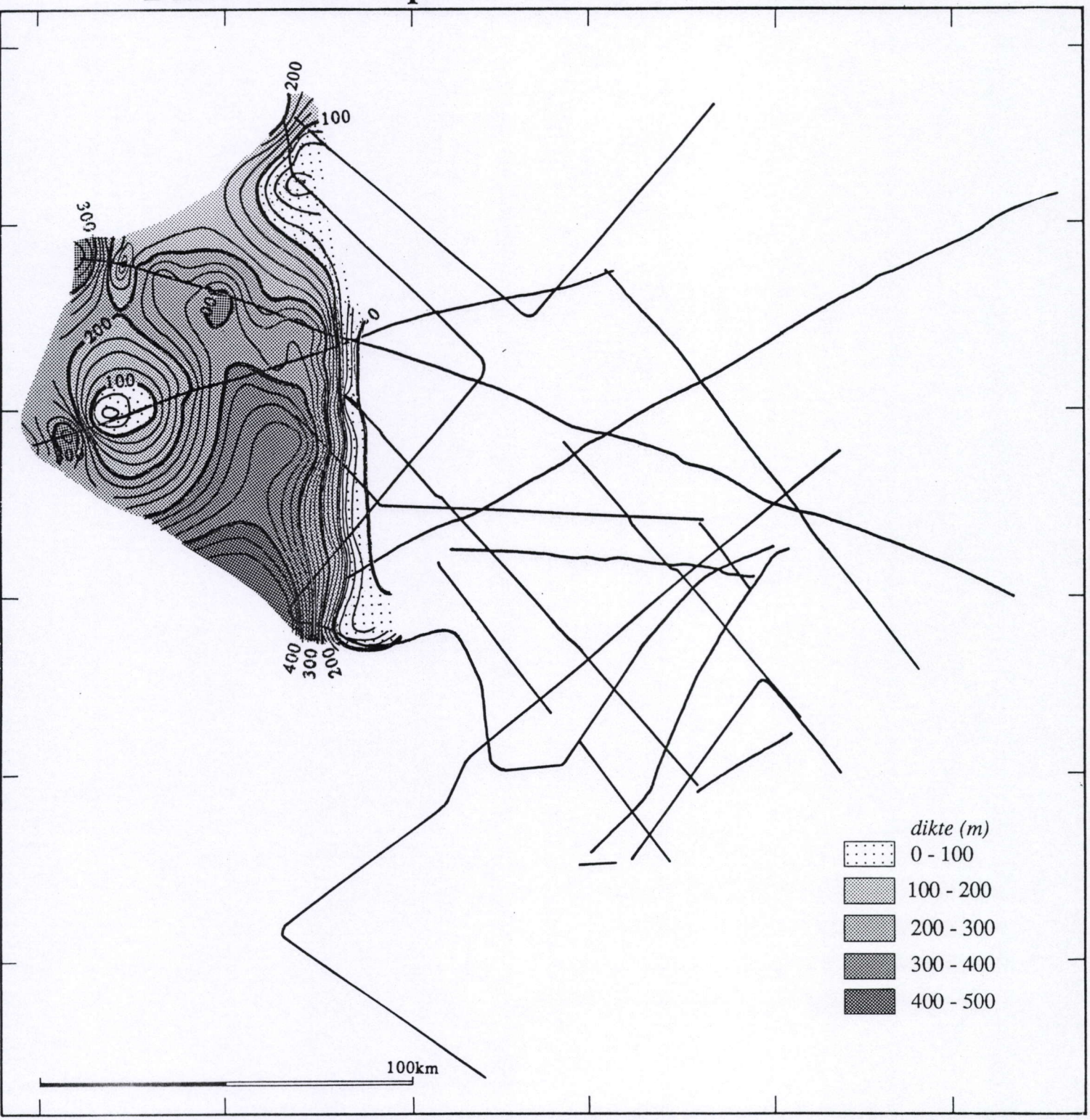
Figuur 57. Dikte van de wf1-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m).

Diepte van WF2.1



guur 58. Diepte van de horizont WF2.1, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 250 m).

Dikte van de sequentie tussen de zeebodem en E



Figuur 59. Dikte van de sedimenten tussen het erosieoppervlak E en de zeebodem, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m).

gebeurt voornamelijk op basis van het NARE 85-19 profiel, daar door de geringere resolutie het BGR 86-13 profiel voor een faciesanalyse minder geschikt is.

Met het CH2 complex worden in het studiegebied in totaal vijf grotere levee-sequenties geassocieerd : wf2.1 tot wf2.5. De wf2-sequenties eindigen langs de oostelijke flank van het geulen in on-of downlap tegen de top van de wf0-sequentie. In het zuidelijk deel van het studiegebied worden de drie jongste sequenties afgesneden door het WF3.1 erosieoppervlak aan de top van de wf2-sequenties. Er is een duidelijke asymmetrische bouw van het volledig levee complex, waarbij de westelijke levee in zijn geheel een belangrijkere sedimentatie kende dan de oostelijke levee.

De isopachen, met 25 m interval, van de verschillende levees worden op afzonderlijke kaarten op kalken voorgesteld, de geassocieerde geulen worden met een verschillend raster gelokaliseerd. De weergave van de kaarten op kalken laat toe de uitbreiding van de verschillende sequenties en de positie en migratie van de geulen beter met elkaar te vergelijken. De belangrijkste vervormingszones binnen de WF2 sequenties werden eveneens op kaart weergegeven.

Het erosieoppervlak E wordt onderscheiden op de profielen 87090, 87091, 90150, 90151, 90160, 90161, BGR 86-08, BGR 86-13 en NARE 85-19. De dikte van de sedimenten bovenop dit erosieoppervlak bedraagt verder naar het zuiden, op de profielen 90160 en 90161, maximaal meer dan 400 m (Figuur 59). Deze uitschuring zou kunnen geassocieerd worden met de aanvang van een belangrijke verschuivingsfase binnen het derde channel-levee complex CH3-WF3 (zie 5.3.3.5).

De analyse van de seismische faciessen in de verschillende channel- en leveesequenties wordt achteraf in 5.3.3.6 besproken.

ch2.1 - wf2.1

De geul ch2.1, met nagenoeg N-S oriëntatie, vertoont op kaart een trechtervorm, waarbij het smalste gedeelte, op profiel BGR 86-13, naar het noorden is gericht. De geul werd uitgeschuurd in de onderliggende wf1-reeks. De geul bereikt zijn maximale breedte (nagenoeg 30 km) en dikte (300 m) op profiel NARE 85-19. Het seismisch facies van de opvullingen van de geul is over het algemeen chaotisch. Er kunnen binnen de opvulling van ch2.1 twee zones onderscheiden worden, een onderste zone met chaotische reflektoren met hoge amplitude en een bovenste zone met een chaotisch reflektiepatroon met geringe amplitude dat naar de top toe

plaatselijk overgaat in een reflektievrij facies. Het voorkomen van deze twee zones kan wijzen op ten minste twee verschillende opvullingsfasen in de geul. Langs beide flanken van de ch2.1 geul werden de geassocieerde levees wf2.1 afgezet.

De levee aan de westelijke flank van de geul is tot meer dan 250 m (Figuur 61) dik en deze wordt gekenmerkt door parallelle reflektoren met vrij hoge amplitude. De interne reflektoren, zichtbaar op het NARE 85-19 profiel worden verstoord door een reeks normale breuken, nabij de geul gesitueerd. Deze vervormingen kunnen niet onderscheiden worden op de BGR 86-13 lijn.

Ten oosten van ch2.1 is de corresponderende levee tot 350 m dik. De maximale uitbreiding vertoont op kaart een NNE-SSW oriëntatie (Figuur 61). De sequentie wf2.1 eindigt in downlap in oostwaartse richting tegen de top van de wf0-sequentie. Nabij de oostelijke flank van de geul zijn de reflektoren eerder zwak en discontinu, maar deze versterken en worden continu verder van het kanaal weg. De sequentie wordt op de profielen 90150, 90151, BGR 86-13 en NARE 85-19 en slechts in zeer geringe mate op het meer zuidelijk profiel 87090, verstoord door een reeks normale en inverse breuken. Deze vervormingen reiken tot in de bovenliggende reeks. De belangrijke vervormingszones in de verschillende wf2-sequenties worden op een figuur 60 gezamelijk weergegeven.

ch2.2 - wf2.2

De geul ch2.2 is N-S georiënteerd, de dikte bedraagt maximaal 150 m en de grootste breedte (24 km) wordt opgemeten op profiel NARE 85-19. De geul vertoont op de beschikbare profielen geen grote variaties in breedte. De basis van de geul wordt gekenmerkt door zeer sterke onregelmatige reflektoren die naar de top verzwakken. Men neemt slechts een klein gedeelte waar van de bovenste zone met verzwakt seismisch facies, waarschijnlijk doordat een gedeelte ervan achteraf weggeërodeerd werd. Langs beide flanken van de geul werden de wf2.2-levees afgezet. De isopachen van de wf2.2 sequentie worden weergegeven op figuur 62.

De levee is ten westen van de ch2.2 geul 150-200 m dik, slechts op profiel BGR 86-13 is de sequentie nabij de geul meer dan 250 m dik (Figuur 62). Het seismisch facies wordt gekenmerkt door vrij sterke, continue reflektoren, die niet verstoord zijn.

Ten oosten van de ch2.2 geul bedraagt de maximale dikte van de levee meer dan 300 m (Figuur 62). In oostwaartse richting eindigt deze sequentie in onlap/downlap tegen de top van de wf0-sequentie. Het seismisch facies van de oostelijke levee is opgebouwd uit continue

reflektoren, die aan de basis lokaal zeer zwak kunnen zijn. Plaatselijk, op de profielen 87090, 87091, 90150, 90151, BGR 86-13 en NARE 85-19, wordt de sequentie verstoord door normale en inverse breuken. Op de meer noordelijk gelegen profielen 90150, 90151, BGR 86-13 en NARE 85-19 reikt de verstoring tot aan de basis van de bovenliggende sequentie wf2.3, maar meer zuidelijk, op de profielen 87090, 87091 en 90160, kan men deze vervormingen volgen tot in de wf2.5 sequentie. De breukzones, waarneembaar binnen de wf2.2-reeks worden op kaart weergegeven (Figuur 60). Op de profielen 90150, 90151 en 90161 wordt de top van sequentie wf2.2 afgesneden door de wf2.4-reeks. Op profiel 90160 snijdt de wf2.4-reeks de sequentie wf2.2 plaatselijk weg, over een afstand van 8 km, via een geulvormige depressie.

ch2.3 - wf2.3

De N-S georiënteerde geul ch2.3 is op kaart (Figuur 63) trechtervormig, het smalste gedeelte (13 km) wordt gedefinieerd op profiel NARE 85-19, het breedste (27 km) op profiel BGR 86-13. De maximale dikte van de opvulling van de geul bedraagt tot meer dan 100 m. Binnen de geulopvulling wordt wegens de geringe dikte enkel de onderste zone met chaotisch seismisch facies onderscheiden. Vanuit de ch2.3 geul werd de afzetting van de levees wf2.3 langs beide flanken van de geul geïnitieerd.

De westelijke levee is maximaal 150 m dik (Figuur 63). Nabij de geul, op profiel NARE 85-19, is het seismisch facies eerder transparant, verder van de geul herkent men eerder zwakke, discontinue reflektoren.

De maximale uitbreiding van de oostelijke levee vertoont een NE-SW oriëntatie (Figuur 63). De levee wordt op de profielen 87094B, 90160 en 90161 afgesneden door de bovenliggende wf2.4 sequentie, op de andere profielen eindigt de reeks in on/downlap tegen de top van de wf0 sequentie. In het noorden van de uitbreidingssector wordt de wf2.3 sequentie eveneens afgesneden door de de bovenliggende wf2.4 reeks. De maximale dikte van de wf2.3 levee bedraagt zeer plaatselijk 300 m. Het seismisch facies wordt algemeen gekenmerkt door vrij sterke, continue en parallelle reflektoren. Aan de basis komt plaatselijk (profiel 90160) een zone voor van nagenoeg 100 m dik met discontinue tot chaotische zwakke reflektoren. In het oosten van de uitbreidingszone op de profielen NARE 85-6, NARE 85-19 en 90140 verzwakt het seismisch facies en worden de reflektoren discontinu. De belangrijke vervormingen (normale en inverse breuken) binnen de wf2.3 levee, die reeds onderscheiden werden in de onderliggende wf2.2 sequentie op de profielen 87090, 87091 en 90160, werden op kaart uitgezet (Figuur 60).

ch2.4 - wf2.4

De N-S geul ch2.4 is op profiel BGR 86-13 nagenoeg 30 km breed en een pakket sedimenten van meer dan 100 m vult de geul op. Op profiel BGR 86-13 worden de geulopvullingen afgesneden door het belangrijk erosieoppervlak E. Wegens de geringe sedimentdikte kan ook hier moeilijk een seismische faciesanalyse gebeuren, er wordt enkel een zone met chaotische reflektoren onderscheiden. De wf2.4 levees flankeren de geul langs beide kanten.

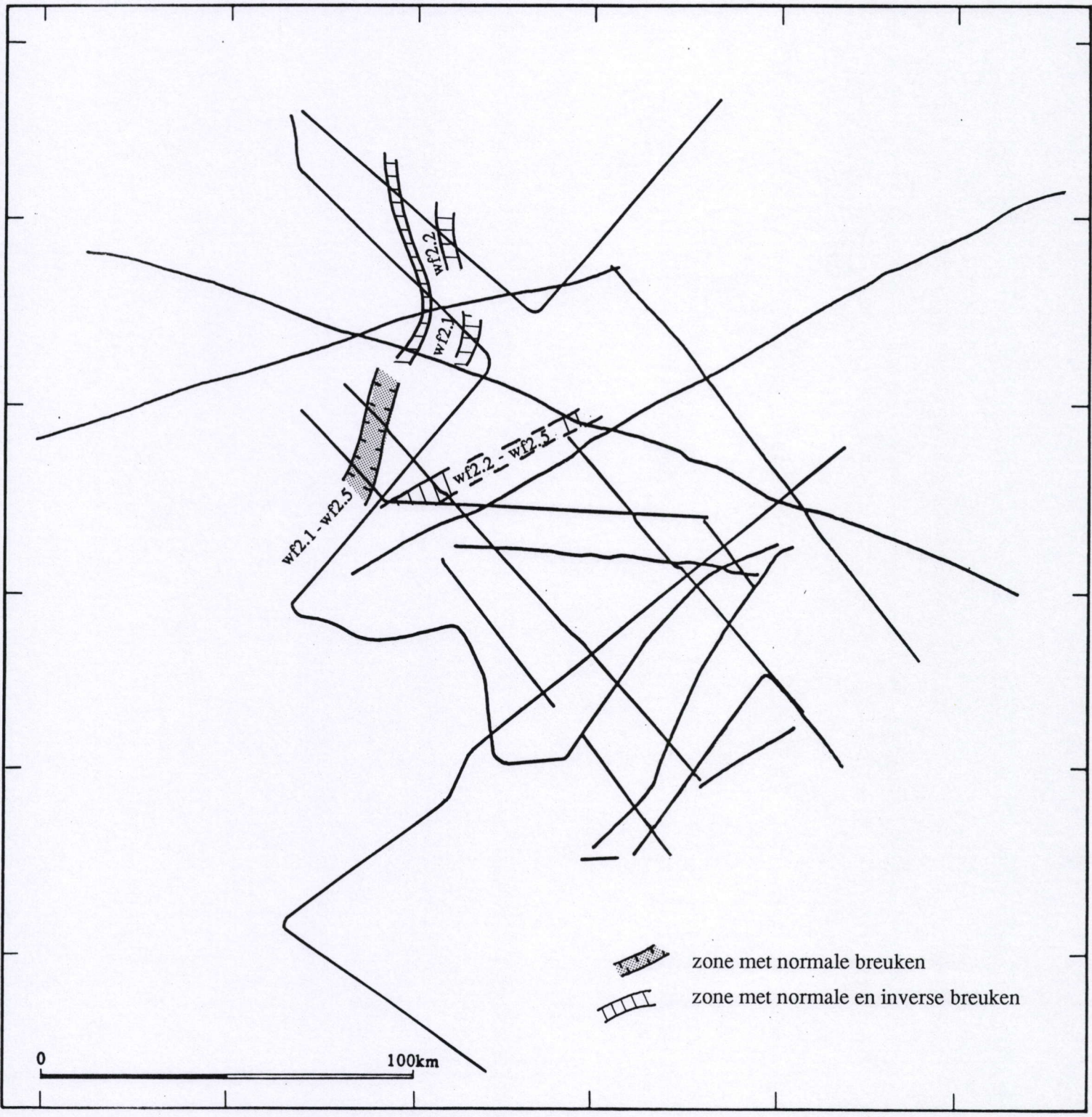
Langs de westzijde van de geul bereikt de wf2.4 levee plaatselijk diktes van 100 m (Figuur 64). Nabij de geul is het seismisch facies eerder chaotisch. Verder van de geul verwijderd is de levee te dun en de resolutie van de beschikbare profielen te gering om een faciesanalyse te kunnen uitvoeren.

De oostelijk levee vertoont een maximale dikte tot 250 m (Figuur 64). In het zuidoostelijk deel van de uitbreidingszone eindigt de sequentie in onlap tegen de top van de wf0 reeks. De top van sequentie wf2.4 wordt plaatselijk, meer in het oosten, afgesneden door de basis van het WF3 channel-levee complex. Op profiel 90160 erodeert de basis van de wf2.4 sequentie plaatselijk de twee onderliggende sequenties wf2.2 en wf2.3. Het seismisch facies van de wf2.4 levee wordt gekenmerkt door een zwak, discontinu en parallel tot transparant reflektiepatroon. De opvulling van de uitschuring, waarneembaar op profiel 90160 vertoont discontinue tot chaotische reflektoren met vrij hoge energie. De wf2.4 sequentie is over het algemeen weinig verstoord door breuken, met uitzondering van de vervormingen door normale breuken, waarneembaar op de profielen 87090, 87091 en 90160 (zie bespreking van de wf2.2 en wf2.3 sequenties).

ch2.5 - wf2.5

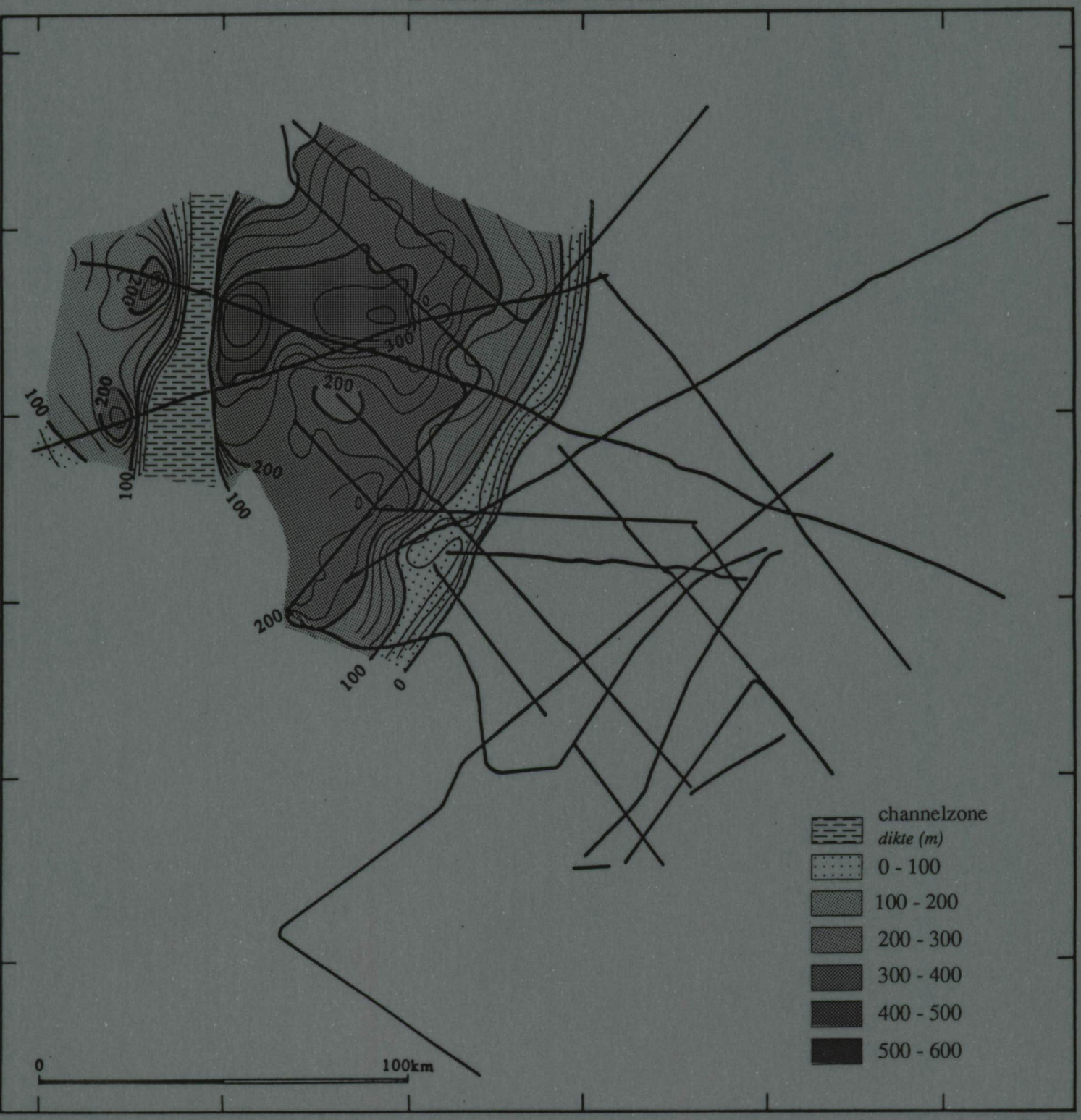
De geul ch2.5 is enkel waarneembaar op profiel NARE 85-19. Op profiel BGR 86-13 werd deze achteraf volledig weggeërodeerd, doch op het Noorse profiel blijkt slechts een gedeelte van de geul verdwenen te zijn. De exacte oriëntatie van de ch2.5 geul kan aldus op de beschikbare data niet achterhaald worden. Op profiel NARE 85-19 is de maximale breedte van het resterende deel van de geul nagenoeg 25 km, de dikte van de sedimentaire opvulling bedraagt maximaal 200 m. Het seismisch facies van de geulopvulling is duidelijk chaotisch.

Vervormingszones in de wf2-sequenties



Figuur 60. Lokalisatie van de vervormingszones waarneembaar in het leveesysteem WF2.

Dikte van wf2.1



Figuur 61. Dikte van de wf2.1-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.1-channelzone.

Dikte van wf2.2

Figuur 62. Dikte van de wf2.2-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.2-channelzone.

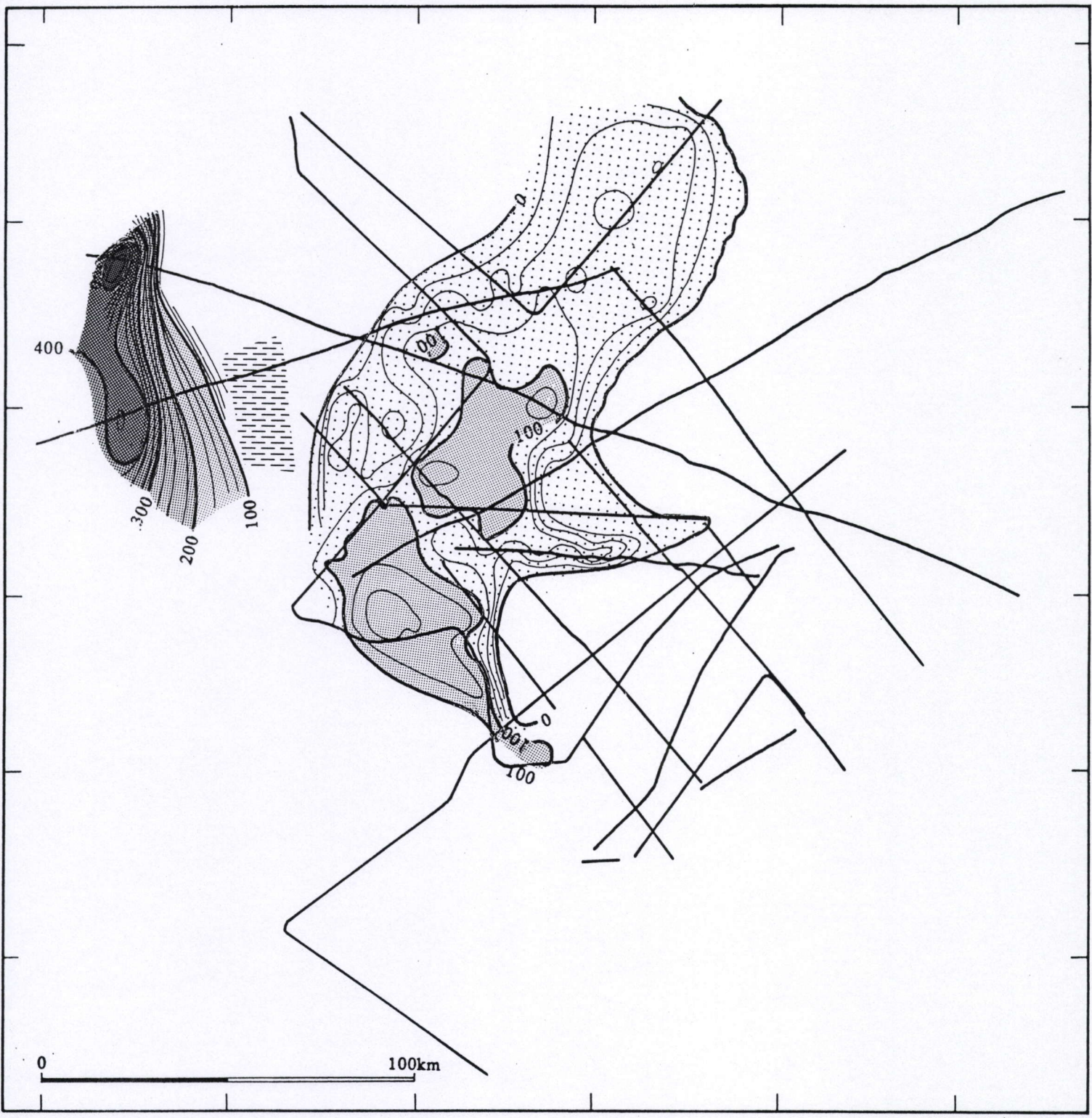
Dikte van wf2.3

Figuur 63. Dikte van de wf2.3-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.3-channelzone.

Dikte van wf2.4

Figuur 64. Dikte van de wf2.4-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.4-channelzone.

Dikte van wf2.5



Figuur 65. Dikte van de wf2.5-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.5-channelzone.

Ten westen van de geul ch2.5 bereikt de corresponderende levee een dikte tot nagenoeg 600 m (Figuur 65). Het seismisch facies wordt gekenmerkt door sterke, continue en parallelle reflektoren, die niet verstoord blijken te zijn.

De wf2.5 levee ten oosten van de ch2.5 geul vertoont een geringere uitgebreiding en dikte dan de overige wf2 sequenties, waarschijnlijk door erosie door de bovenliggende WF3.1 horizont. Dit zowel nabij de geul, op de profielen 87090, 87091, 90150, 90151, BGR 86-13 en NARE 85-19 als in het oosten van het uitbreidingsgebied. Op slechts een paar profielen (87088 en 87094) eindigt wf2.5 tegen de top van de wf0 reeks. Op profiel 87094B wordt de sequentie afgesneden door de basis van de geul ch3.1. De wf2.5 sequentie is bijgevolg slechts maximaal 150 m dik (Figuur 65). Het seismisch facies van de oostelijke levee wordt gekenmerkt door afwisselend discontinue en continue reflektoren.

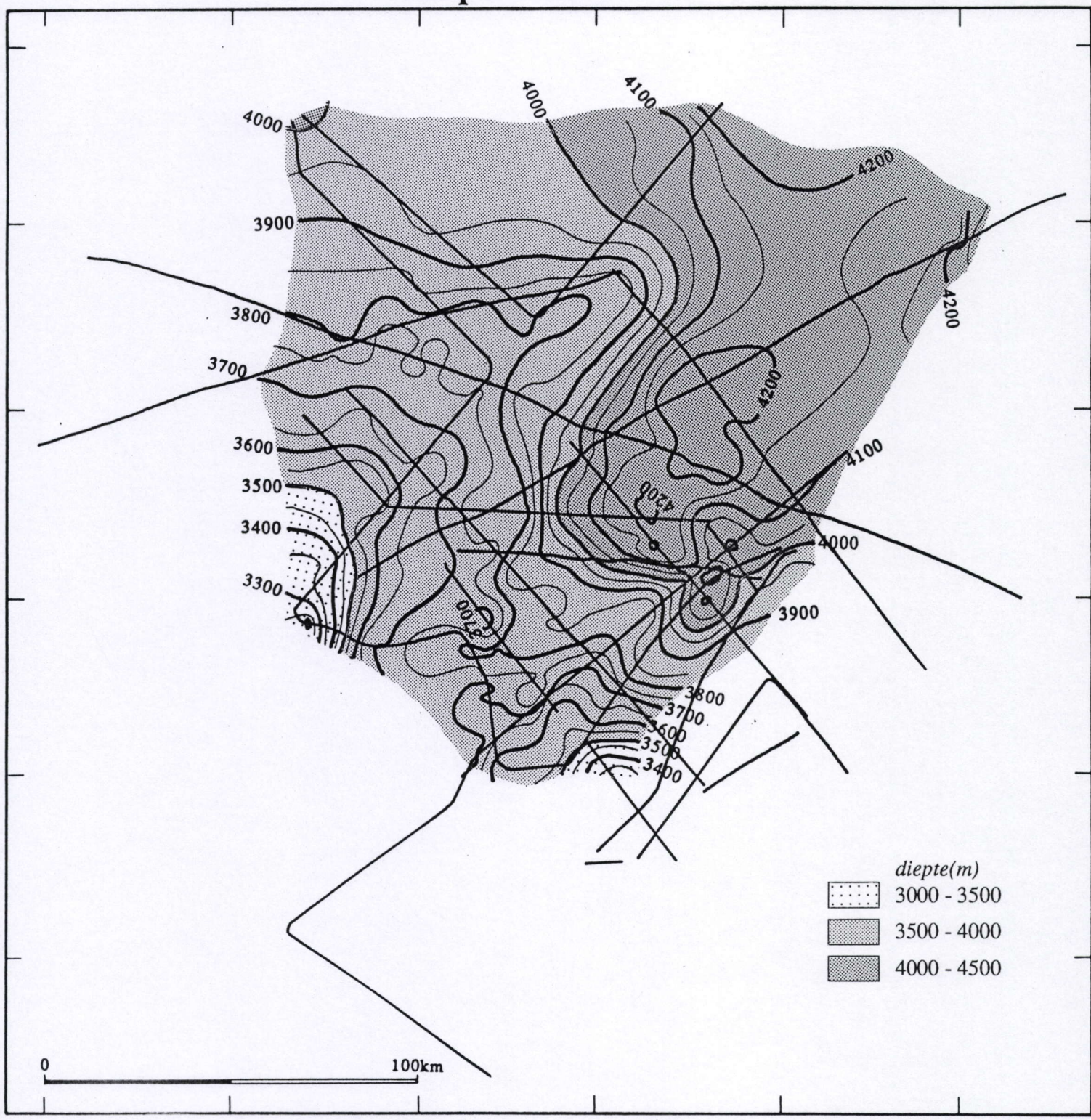
5.3.3.5 Detailanalyse van het derde channel-levee systeem CH3-WF3

Het derde channel-levee complex, bovenop het belangrijk onlap-erosieoppervlak WF3.1, is aan de voet van de continentale helling gesitueerd. De diepte van de horizont WF3.1 wordt op kaart weergegeven op figuur 66. Na de afzetting van de wf2.5 sequentie is er een belangrijke oostwaartse migratie van het channel-complex opgetreden. Binnen het channel-levee complex WF3, waarmee 14 sequenties geassocieerd zijn, kunnen twee grote episodes onderscheiden worden. Een eerste episode met de afzetting van de onderste sequenties wf3.1 tot wf3.5, vertoont slechts geringe migraties binnen de vijf corresponderende geulen en heeft qua evolutie veel overeenkomsten met de WF2 reeks. Tijdens de aktiviteit van de tweede episode, geassocieerd met de vorming van de levees wf3.6 tot wf3.14, zijn belangrijke migraties van de geulen opgetreden.

De verschillende wf3 levees vertonen een duidelijk asymmetrische bouw, langs de westelijke flank van de corresponderende geul trad een belangrijkere sedimentatie op dan langs de oostelijk flank. De uitbreiding van de oostelijke levee is over het algemeen zeer gering tot nihil en vaak moeilijk te definiëren. De isopachen van de sequenties wf3.1 tot wf3.5 en wf3.14 worden met een interval van 25 m op afzonderlijke kaarten op kalkpapier weergegeven, de lokalisatie van de geassocieerde geulen wordt met een raster aangeduid.

Onmiddellijk aan de voet van de continentale helling onderscheidt men in het uiterste oosten van het studiegebied een zone met zeer onregelmatige bathymetrie en het voorkomen van "debris" afzettingen, waarschijnlijk afkomstig van de continentale helling. Binnen deze zone,

Diepte van WF3.1



Figuur 66. Diepte van de horizont WF3.1, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 250 m).

die in noordwaartse richting verbreedt, kunnen reflektoren nauwelijks gedefinieerd of vervolgd worden. Deze zone wordt op de verschillende kaarten aangaande de wf3 sequenties aangeduid.

In het uiterste westen van het studiegebied worden distale lobben van een aantal van de oudste wf3 sequenties weggeërodeerd door het belangrijk erosieoppervlak E. Dit erosiehorizont schuurde tevens een aantal reeksen van het onderliggende WF2 complex weg.

De bespreking van het seismisch facies van de verschillende channel- en leveesequenties gebeurt verder in 5.3.3.6.

Beschrijving van de vijf oudste sequenties, wf3.1 tot wf3.5, van het derde channel-levee complex WF3.

De geulen van de sequenties wf3.1 tot wf3.5 (ch3.1-ch3.5) zijn breder in het zuiden en smaller in het noorden van de studiesector. De geulen vertonen alle vijf een bocht, waardoor de zuidelijke helft een WSW-ENE oriëntatie vertoont, terwijl het noordelijke deel NNW-SSE georiënteerd is.

De opeenstapeling van de vijf oudste wf3 sequenties bedekt door de jongste wf3.14 levee resulteerde in de vorming van een sedimentaire rug, duidelijk herkenbaar in de bathymetrie.

ch3.1 - wf3.1

De channel ch3.1 is in het zuidelijk deel van het studiegebied, op profiel 87094B maximaal 30 km breed, meer naar het noorden is de geul nog nauwelijks 10 km breed. De maximale dikte bedraagt plaatselijk tot 250 m (Figuur 67). Het seismisch facies van de geulopvulling is over het algemeen chaotisch, er kunnen geen echte verschillende zones onderscheiden worden. Vanuit de ch3.1 geul werd in hoofdzaak een westelijke levee afgezet, de uitbreiding van de oostelijke levee is weinig belangrijk.

De westelijke levee is op de profielen 87088 en 87092 tot 300 m dik (Figuur 67). De levee eindigt in onlap tegen het basiserosieoppervlak WF3.1. Het seismisch facies van wf3.1 wordt aan de top van de sequentie gekenmerkt door vrij sterke continue reflektoren, naar de basis toe zijn de reflektoren zwakker en eerder discontinu. De wf3.1 sequentie vertoont geen duidelijke sporen van strukturele vervormingen.

ch3.2 - wf3.2

De geul ch3.2 op profiel 87094B blijkt grotendeels door de erboven liggende geul ch3.3 geërodeerd te zijn, waardoor er van deze laatste slechts een klein gedeelte overblijft (Figuur 68). Op het meer noordoostwaarts gelegen profiel 87090 is de geul ch3.2 vermoedelijk eveneens sterk verminderd in dikte : er rest amper 50 m opvulling. Meer naar het noordoosten, op de profielen 90060, BGR 86-13 en NARE 85-6 wordt de geul ch3.2 uitgeschuurd tot in de wf0 reeks en bereikt de sedimentopvulling in de geul waarden tot 300 m. Het seismisch facies van de geulsedimenten is duidelijk chaotisch.

Ten westen van de ch3.2 werd vanuit deze geul de wf3.2 levee afgezet. De wf3.2 sequentie bereikt op de profielen 87090, 87094 en BGR 86-13 diktes tot 400 m (Figuur 68). In het noordwesten van de sector, op profiel 87091, wordt de sequentie wf3.2 afgesneden door het belangrijk erosieoppervlak E. De maximale uitbreiding van deze sequentie kan moeilijk achterhaald worden, doordat de sequentie meer naar het noordwesten dicht bij de zeebodem komt, en men de beduidende reflektoren moeilijk kan onderscheiden door het "bubble"-effekt (zie 3.2.6). Deze opmerking kan eveneens gemaakt worden voor de jongere sequenties wf3.3 tot wf3.5 en wf3.14.

De top van de wf3.2 sequentie wordt gekenmerkt door merkwaardige vervormingen, die zich op analoge seismogrammen uiten door reflektoren met diffractiehyperbolen. Deze vervormingen hebben zich aan de afgeschoven zijde van prominente normale breuken ontwikkeld, aan weerszijde van een rug met sterke parallelle reflektoren. Op de digitale opnamen onderscheidt men in plaats van de diffractiehyperbolen, duidelijke kleine normale breuken. Deze breuken vervormden enkel het bovenste deel van de sequentie, aan de basis van de sequentie kunnen de interne reflektoren min of meer continu doorgetrokken worden. Deze vervormingen zouden kunnen te wijten zijn aan interne instabiliteiten door compactie in fijne sedimenten. Dergelijke fenomenen werden eveneens herkend in de Amazone Fan en de Rhône Fan (zie 5.1.5, Figuren 42 en 46) De lokalisatie van de twee faciessen, die binnen de wf3.2 sequentie voorkomen, worden op kaart weergegeven (Figuur 72). Buiten deze uitgebreide vervormingszone worden er binnen de wf3.2 sequentie een aantal normale breuken op de profielen 87088, 87092 en 87094 herkend. Sommige breuken hebben doorgewerkt in de bovenliggende wf3.3 sequentie.

ch3.3 - wf3.3

De geul ch3.3 is op profiel 87090 het breedst (28 km), op profiel BGR 86-08 rest er slechts een zeer smal gedeelte van nauwelijks 4 km breed (Figuur 69). De geulopvulling ch3.3 is in het noordoosten van het studiegebied zeer gering in dikte, tussen 50 en 100 m (profielen 90060, BGR86-13 en NARE 85-6). Meer naar het zuidwesten in de geulzone worden plaatselijk diktes tot 250 m opgemeten. Binnen de geulopvulling kunnen duidelijk twee zones onderscheiden worden, een onderste zone met sterke discontinue tot chaotische reflektoren en een bovenste zone met zwakkere chaotische reflektoren.

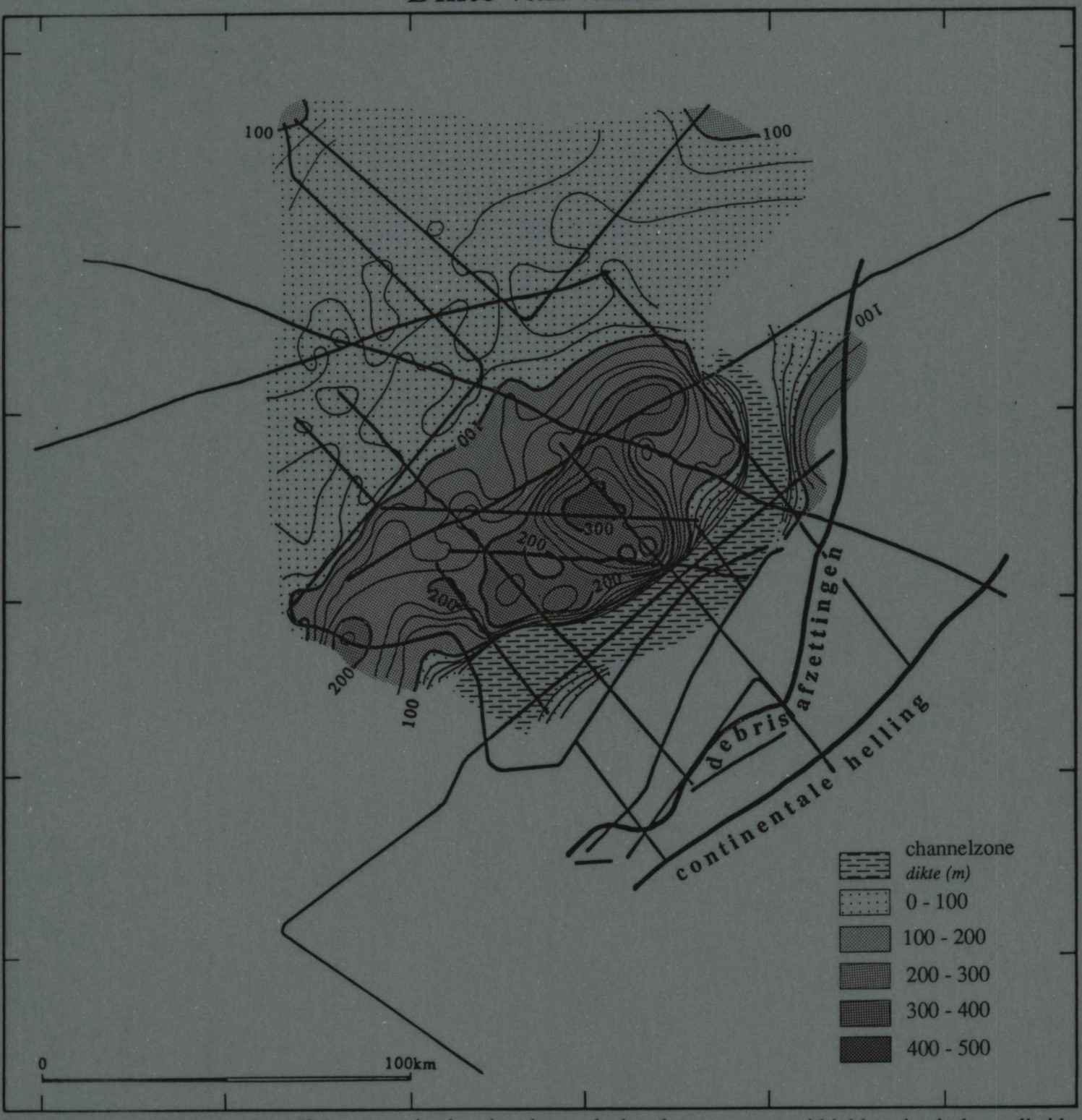
De levee wf3.3, afgezet ten westen van de geul ch3.3, is nabij de geul tot 200 m dik en drapeert als het ware de onderliggende reeks wf3.2 (Figuur 69). Op de profielen 87090 en 87091 eindigt de wf3.3 sequentie in downlap tegen de top van de onderliggende wf3.2 reeks en meer in het westen van het uitbreidingsgebied wordt de sequentie afgesneden door het erosieoppervlak E. Het seismisch facies van de wf3.3 sequentie is in hoofdzaak opgebouwd uit sterke, parallelle en continue reflektoren. Boven de uitgestrekte vervormingszonein wf3.2 zijn de reflektoren van de wf3.3 sequentie golvend. Aan top van de wf3.3 sequentie komt op de profielen 87088 en 87092 een zone met chaotische reflektoren voor. Deze zone kan wijzen op een plaatselijke verschuiving van fijn materiaal alvorens de bovenliggende wf3.4 sequentie werd afgezet.

ch3.4 - wf3.4

De geul ch3.4 is het breedst in het zuidelijk deel van het studiegebied, meer dan 30 km op profiel 87090 (Figuur 70). De interpretatie van de profielen 90162 en 90170 laat vermoeden dat de geul ch3.4 in het meest zuidelijk gedeelte van de waarnemingszone, opgesplitst was. Meer naar het noorden op profiel BGR 86-08 is de geul ch3.4 nog amper 10 km breed. De opvulling van de geul bereikt diktewaarden van minder dan 50 m tot 200 m. In de geulopvulling kunnen duidelijk twee zones onderscheiden worden, een onderste, dunne zone (maximaal 50 m dik) met onregelmatige reflektoren met hoge amplitude en een bovenste zone met chaotisch seismisch facies. Op het profiel NARE 85-6 onderscheidt men enkel nog de basiszone met sterke reflektoren.

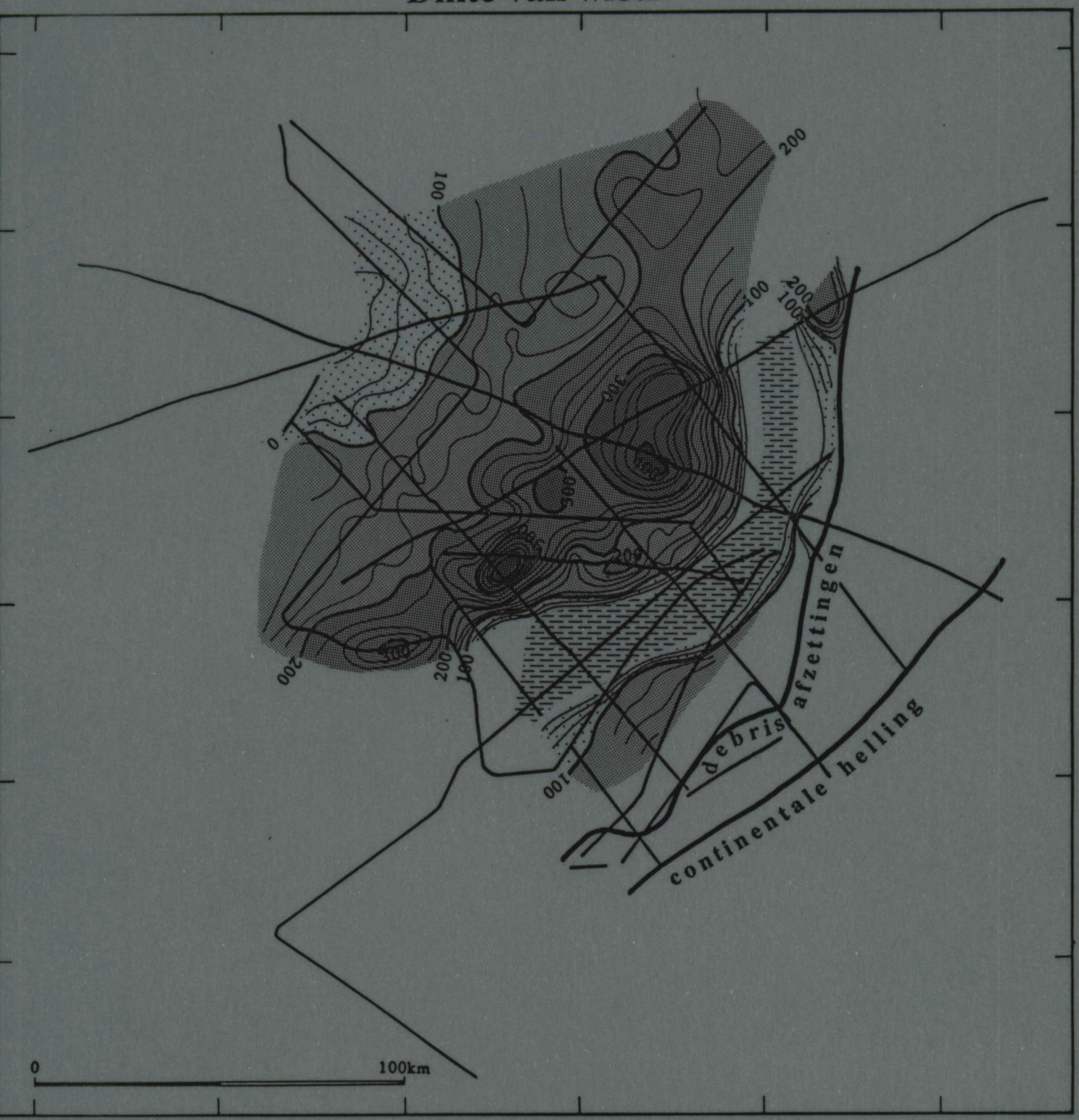
De westelijke levee wf3.4 bereikt nabij de geul ch3.4 diktes tot 250 m (Figuur 70). In het uiterste westen van het uitbreidingsgebied (profielen 90160 en 90161) wordt de leveesequentie afgesneden door het erosieoppervlak E. Op de profielen 87090 en 87091 wordt de sequentie wf3.4 vermoedelijk ook door het oppervlak E afgesneden, maar door het bubble-

Dikte van wf3.1



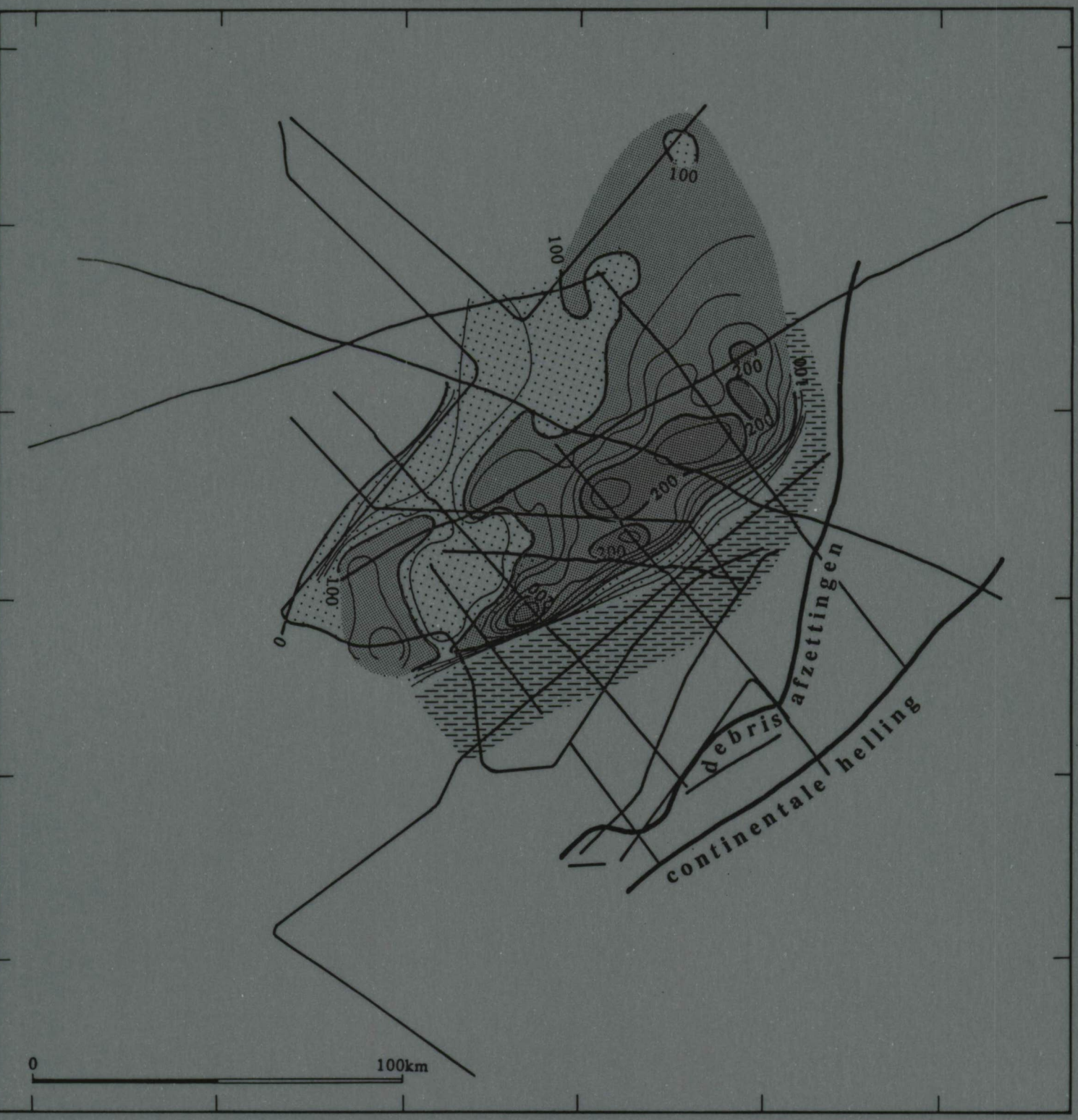
Figuur 67. Dikte van de wf3.1-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.1-channelzone.

Dikte van wf3.2



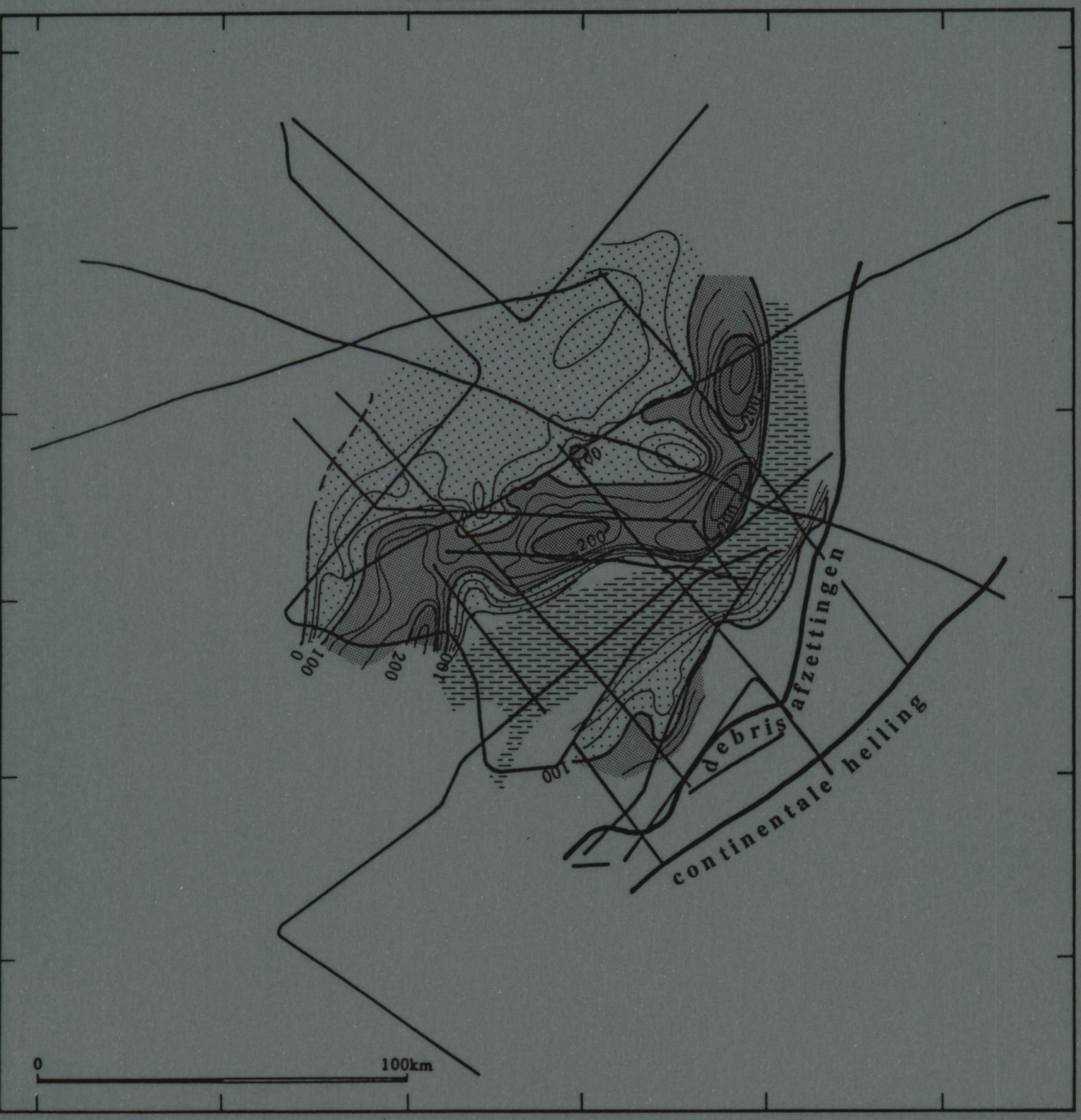
Figuur 68. Dikte van de wf3.2-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.2-channelzone.

Dikte van wf3.3



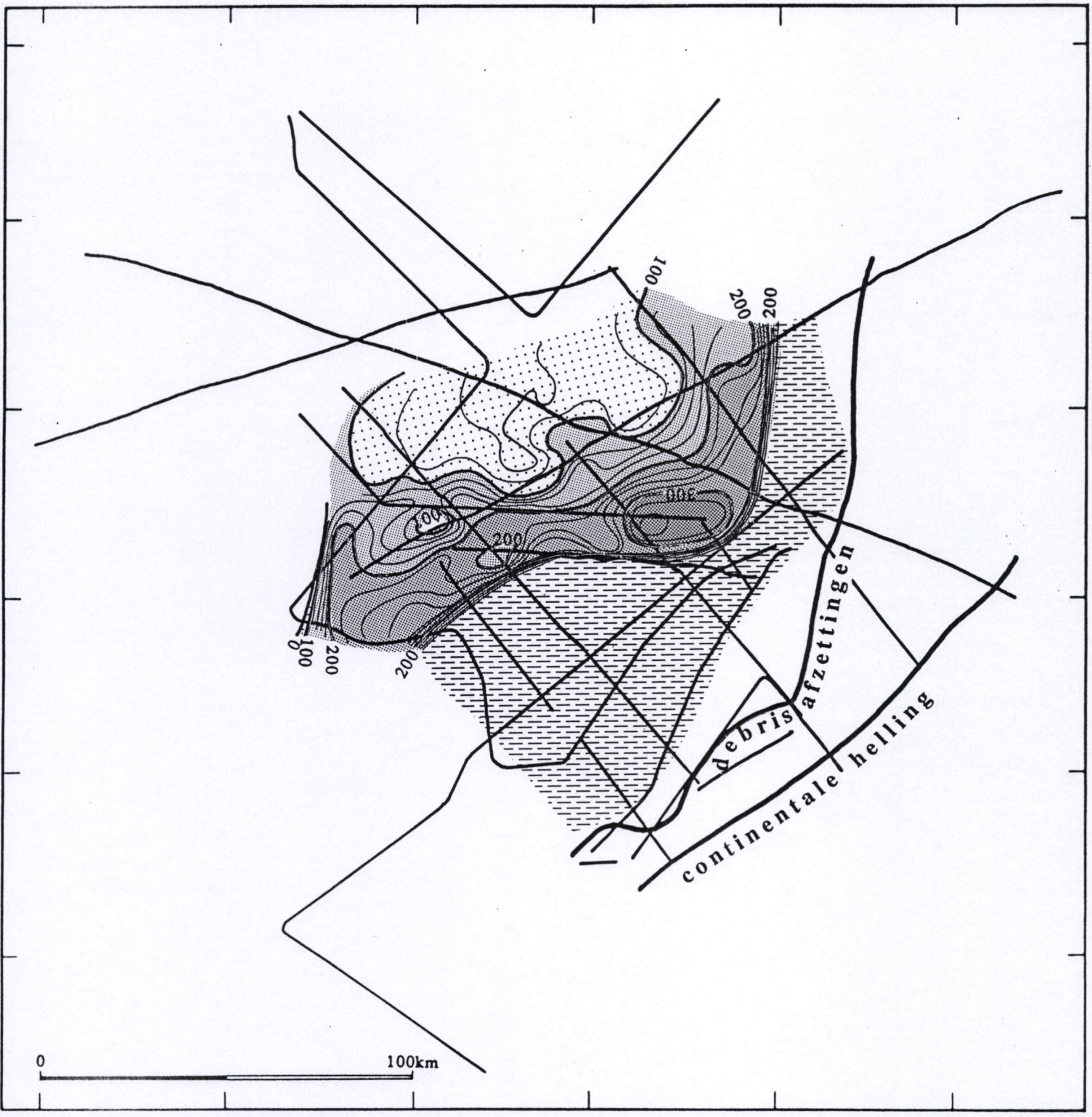
Figuur 69. Dikte van de wf3.3-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.3-channelzone.

Dikte van wf3.4

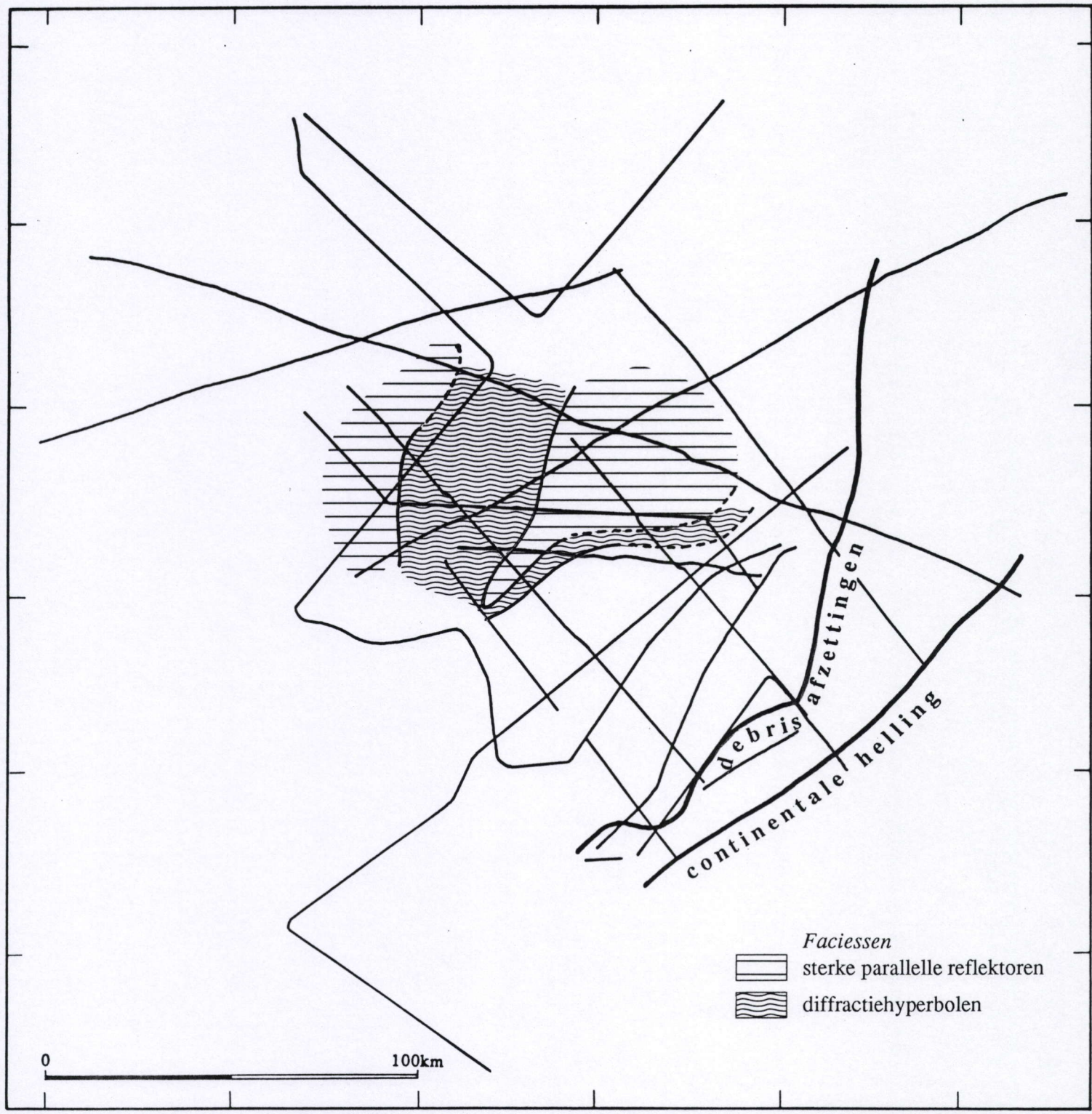


Figuur 70. Dikte van de wf3.4-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.4-channelzone.

Dikte van wf3.5



Figuur 71. Dikte van de wf3.5-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.5-channelzone.



Figuur 72. Uitbreiding van de twee belangrijkste seismische faciessen binnen de wf3.2- sequentie.

effect (zie 3.2.6) kan het verder verloop van de sequentie niet met zekerheid achterhaald worden. Het seismisch facies van de wf3.4 reeks wordt gekenmerkt door sterke, parallelle en continue reflektoren, die over het algemeen weinig vervormd zijn. Onder invloed van de vervormingen in de wf3.2 sequentie vertoont het reflektiepatroon van de wf3.4 sequentie ter hoogte van deze vervormingen nog steeds een licht golvend karakter. De interne reflektoren aan de top van de sequentie worden afgesneden door de basis van de bovenliggende wf3.5 sequentie.

ch3.5 - wf3.5

De oostelijk begrenzing van de geul ch3.5 kan op seismogrammen moeilijk achterhaald worden. De geul is plaatselijk opgevuld met nagenoeg 300 m sedimenten (Figuur 71). In de geulopvulling kunnen twee zones onderscheiden worden, een onderste zone met sterke onregelmatige reflektoren en een bovenste zone met chaotisch seismisch facies met duidelijk geringere amplitude. De geul ch3.5 wordt in het zuidelijk deel van de uitbreidingszone volledig bedekt door de shelfsequentie ws5 (zie 5.4.1.1).

De westelijke levee is op profiel 87088, nabij de geul tot 350 m dik, in noordwestelijke richting vermindert de levee vrij snel in dikte (Figuur 71). Het seismisch facies van de levee vertoont sterke, continue en parallelle reflektoren, die over het algemeen weinig tot niet verstoord blijken te zijn.

Beschrijving van de negen jongste sequenties wf3.6 tot wf3.14 van het derde channel-levee complex WF3

De geulen ch3.6 tot ch3.13 komen enkel voor in het zuidoostelijk deel van de globale CH3 channelzone, en ze zijn alle nagenoeg NE-SW georiënteerd. De corresponderende levees wf3.6 tot wf3.14 komen uitsluitend voor langs de westelijke flank van de geulen.

Opmerkelijk op de profielen 87088, 87090 en 87094B is de aanwezigheid van schijnbaar geïsoleerde sedimentlichamen, opgebouwd uit de sequenties wf3.6 tot wf3.13. Op de profielen 87088 en 87090 vormen deze sedimentlichamen verhevenheden in de zeebodemtopografie, terwijl op profiel 87094B de top van de struktuur gelijk is met de zeebodem. De profielen 90060, 90180 en 90181 tonen dat deze sedimentstrukturen twee nagenoeg parallelle banden met NE-SW oriëntatie zijn, die een coherent geheel vormen. Een detailanalyse van deze sedimentlichamen aan de hand van zowel analoge als digitale opnamen,

laat toe ze te interpreteren als erosieresten van levees, afgezet in acht fasen. De sequentie wf3.6 vormt als het ware een gemeenschappelijke basis voor de twee sedimentlichamen, de sequenties wf3.8, wf3.10 tot wf3.12 vormen de meest oostwaarts gelegen levee-rest en de sequenties wf3.7, wf3.9 en wf3.13 vormen de meest westwaarts gelegen levee-rest. Het grootste gedeelte van de meest westwaarts gelegen levee-rest kan op profiel 87094B niet onderscheiden worden, enkel de jongste sequentie wf3.13 kan gedefinieerd worden, de oudere sequenties wf3.7 en wf3.9 werden vermoedelijk in dit deelgebied niet afgezet of werden achteraf volledig geërodeerd. De vorming van deze strukturen ging bijgevolg gepaard met in totaal vijf grote migraties van de geulen (ch3.6-ch3.7 //.ch3.7-ch3.8 // ch3.8-ch3.9 // ch3.9-ch3.10-ch3.11-ch3.12 // ch3.12-ch3.13).

Daar de sequenties wf3.6 tot en met wf3.13 in vergelijking met de andere wf3 sequenties een zeer geringe uitbreiding en dikte vertonen, werden van deze sequenties dan ook enkel uitbreidingskaarten op kalken gemaakt samen met de positie van hun geassocieerde geulen. De diktewaarden van deze acht sequenties worden vermeld in de beschrijving van iedere sequentie afzonderlijk.

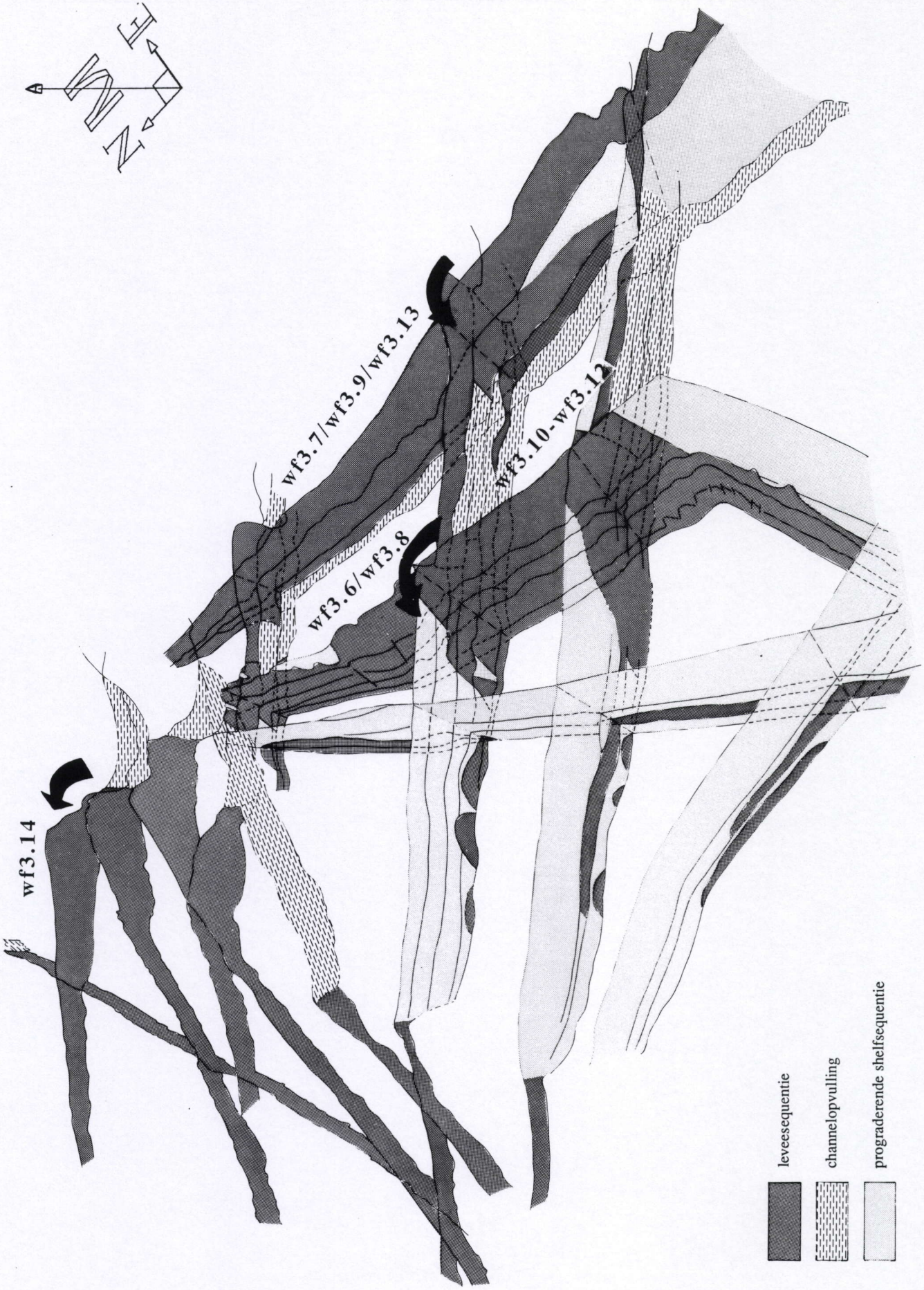
De jongste sequentie wf3.14 bedekt, tijdens een laatste aktieve fase van de Crary Fan, de sedimentaire rug, gevormd door de onderliggende wf3.1 tot wf3.5 sequenties. Deze opwelving wordt door de afzetting van de wf3.14 sequentie nog extra geaccentueerd. De wf3.14 levee werd afgezet ten westen van de sequenties wf3.6 tot wf3.13.

Een overzicht van deze jongste migrerende episode in het CH3-WF3 systeem wordt weergegeven aan de hand van een driedimensionele voorstelling van de geïnterpreteerde lijntekeningen van de beschikbare profielen (Figuur 73).

ch3.6 - wf3.6

Met de sequentie wf3.6 begint de sterk migrerende fase binnen het derde channel-levee complex. De geul ch3.6 is maximaal 24 km breed (Figuur 74). Het seismisch facies van de geulopvulling, die maximaal 100 m bedraagt, wordt gekenmerkt door chaotische reflektoren met hoge amplitude.

De levee wf3.6 is nabij de geul tot meer dan 100 m dik, maar vermindert in westwaartse richting vrij snel tot 0 m dikte (Figuur 74). Op seismogram is de levee opgebouwd uit discontinue reflektoren, die op de profielen 87088, 87090 en 87094B een zwak golvend



Figuur 73. Driedimensioneel overzicht van het gebied gekenmerkt door de afzettingen wf3.6 t.e.m. wf3.14.

karakter vertonen. Op profiel 90180, dat loodrecht georiënteerd is op de drie voorgaande profielen, worden een aantal normale breuken waargenomen.

ch3.7 - wf3.7

Na de afzetting van de wf3.6 sequentie neemt men een vrij belangrijke migratie waar van het channel-levee systeem ch3.7-wf3.7 in oostwaartse richting (Figuur 75). Op profiel 87088 herkent men slechts een kleine rest van de geul ch3.7 (2 km breed met minder dan 30 m geulopvulling), op profiel 87090 kan men de geul dan ook als dusdanig niet onderscheiden van de bovenliggende geul ch3.9.

De levee wf3.7 blijkt achteraf vermoedelijk eveneens sterk geërodeerd te zijn : er rest plaatselijk op profiel 87090 amper 80 m sedimenten (Figuur 75). Het seismisch facies van de wf3.7 levee kan enkel aan de hand van de profiel 87090 en 90181 beschreven worden. Op profiel 87088 is de levee veel te gering in dikte om met de bestaande resolutie een faciesanalyse uit te voeren. De wf3.7 sequentie wordt gekenmerkt door parallelle, min of meer continue reflektoren met geringe energie.

ch3.8 - wf3.8

De geul ch3.8 kan op profiel 87088 niet afzonderlijk onderscheiden worden. Men herkent hier één geulzone, die vermoedelijk de geulen of delen van de geulen van de sequenties wf3.8, wf3.10 tot wf3.12 inhoudt. Op profiel 87090 kan men wel een channel ch3.8, geassocieerd met de levee wf3.8, onderscheiden en op profiel 90181 rest er nog een heel dunne strook van de geulopvulling ch3.8. De geul migreerde, na de afzetting van de jongere wf3.7 sequentie naar het noordoosten. De geul is meer dan 17 km breed en men onderscheidt tot 80 m sedimentaire opvulling (Figuur 76). Het seismische facies van de opvulling wordt gekenmerkt door chaotische reflektoren met hoge amplitude.

De levee wf3.8 is in het zuidelijk deel van de uitbreidingszone maximaal 140 m dik, op de profielen 87090 en 87094B neemt men een aantal losstaande resten waar van de oorspronkelijke levee en op profiel 87088 is de levee amper 50 m dik (Figuur 76). De sequentie wf3.8 wordt gekenmerkt door parallelle golvende reflektoren met geringe amplitude, die in onlap eindigen tegen de top van de onderliggende wf3.6 sequentie. Op profiel 87094B en 90180 onderscheidt men duidelijk een aantal kleine normale breuken.

ch3.9 - wf3.9

De geul ch3.9, die t.o.v. de oudere geul ch3.8 een belangrijke zuidoostwaartse migratie onderging, is eerder gering in omvang en op het profiel 87090 niet afzonderlijk definieerbaar. Op profiel 87088 kan de westelijke flank van de geul duidelijk afgebakend worden, de oostelijke kan niet eenduidig gedefinieerd worden. De geul is vermoedelijk iets breder dan de onderliggende ch3.7 geul, die 2 km breed is en de geulopvulling bedraagt in het meetbare gedeelte maximaal 50 m (Figuur 77).

De levee wf3.9 wordt enkel herkend op de profielen 87088, 87090 en 90181 en bereikt op profiel 87090 een dikte van bijna 200 m nabij de geul (Figuur 77). Het seismisch facies van de wf3.9 sequentie wordt op de profielen 87088 en 87090 gekenmerkt door parallelle reflektoren met geringe amplitude. Op het nagenoeg loodrecht hierop georiënteerde profiel 90181 herkent men plaatselijk transparante zones. De interne reflektoren aan de basis van de sequentie eindigen op de profielen 87088 en 87090 in onlap tegen de top van de onderliggende wf3.7 levee.

ch3.10 - wf3.10

De geul ch3.10 is het duidelijkst te herkennen op de profielen 87090 en 87094B. De geul ch3.10 verplaatste zich na de aktiviteit van de ch3.9 geul in noordwestwaartse richting. Op profiel 87090 bereikt de geul een breedte van nagenoeg 13 km en bedraagt de totale huidige sedimentopvulling nog maximaal 60 m (Figuur 78). De geul ch3.10 kan op profiel 87088 niet onderscheiden worden van de onder- en bovenliggende geulen ch3.8, ch3.11 en ch3.12. Het seismisch facies van de geulopvulling op de profielen 87090 en 87094B vertoont sterke onregelmatige reflektoren.

De levee wf3.10 is tot 100 m dik en vertoont een maximale laterale uitbreiding op profiel 87094B (Figuur 78). Op profiel 87088 onderscheidt men twee leveeresten, beide behorende tot sequentie wf3.10. Het seismisch facies van deze eenheid wordt gekenmerkt door zwakke parallelle, eerder continue reflektoren met golvend karakter. Op profiel 90180 herkent men binnen de sequentie wf3.10 een aantal kleine normale breuken.

ch3.11 - wf3.11

De geul ch3.11, enkel herkend op de profielen 87090 en 87094B, onderging geen belangrijke migratie. Op profiel 87090 werd het grootste deel van de geul geërodeerd, de geulopvulling bedraagt hier op het noordwestelijk deel van de geulzone maximaal 80 m, naar het zuidwesten toe worden de geulsedimenten afgesneden door de basis van de bovenliggende wf3.13 sequentie (Figuur 79). Het seismisch facies van de sedimenten in de geul is chaotisch, met plaatselijk aan de top min of meer continue reflektoren.

De levee wf3.11 vertoont op de parallel georiënteerde profielen 87090 en 87094B een geringe dikte (tot 80 m), in noordwaartse richting op profiel 90180 alsook op profiel 87088 neemt de levee in dikte toe tot maximaal 120 m (Figuur 79). De sequentie wf3.11 wordt over het algemeen gekenmerkt door een zeer zwak tot transparant seismisch facies, duidelijk verschillend van de onder- en bovenliggende sequenties. Op profiel 86094B onderscheidt men wel een aantal zwakke, parallelle interne reflektoren.

ch3.12 - wf3.12

De geul ch3.12 is enkel te onderscheiden op profiel 87094B. Vermoedelijk werd de geul en zijn opvulling op de meer noordoostelijk gelegen profielen 87088 en 87090 volledig verwijderd door erosie De geul ch3.12 onderging evenals de onderliggende geul ch3.11 geen noemenswaardige migratie. De breedte van de geul kan moeilijk bepaald worden, daar de westelijke flank van de geul onduidelijk is. De geul is op profiel 87094B waarschijnlijk minstens 15 km breed (Figuur 80). De opvulling van de geul, maximaal 80 m, wordt gekenmerkt door onregelmatige reflektoren met hoge amplitude.

De sequentie wf3.12 vormt op de profielen 87088 en 87090 een rug in de zeebodemtopografie, op profiel 87094B daarentegen ontstond er ter hoogte van de wf3.12 levee een kleine depressie in de zeebodem. Op profiel 87088 en 90180 lokaliseert men in de wf3.12 sequentie uitschuringen, die achteraf geheel of gedeeltelijk opgevuld werden met sedimenten die gecorreleerd werden met de shelfsequenties (zie 5.4.2.1). In de richting van profiel 87088 zijn deze uitschuringen relatief gering, van 300 tot 800 m breed en met maximaal 90 m sedimenten opgevuld, de erosieve afsnijding is op profiel 90180 10 km breed en opgevuld met maximaal 100 m sedimenten. De wf3.12 levee is dikker in het zuidwesten van het ontsluitingsgebied (tot 200 m op de profielen 87094B en 90180) en ze wordt dunner in noordoostwaartse richting (tot amper 80 m op profiel 87088) (Figuur 80). Het seismisch facies

wordt gekenmerkt door vrij sterke parallelle reflektoren mer geringe amplitude. Op verschillende plaatsen worden vervormingen door normale breuken waargenomen.

ch3.13 - wf3.13

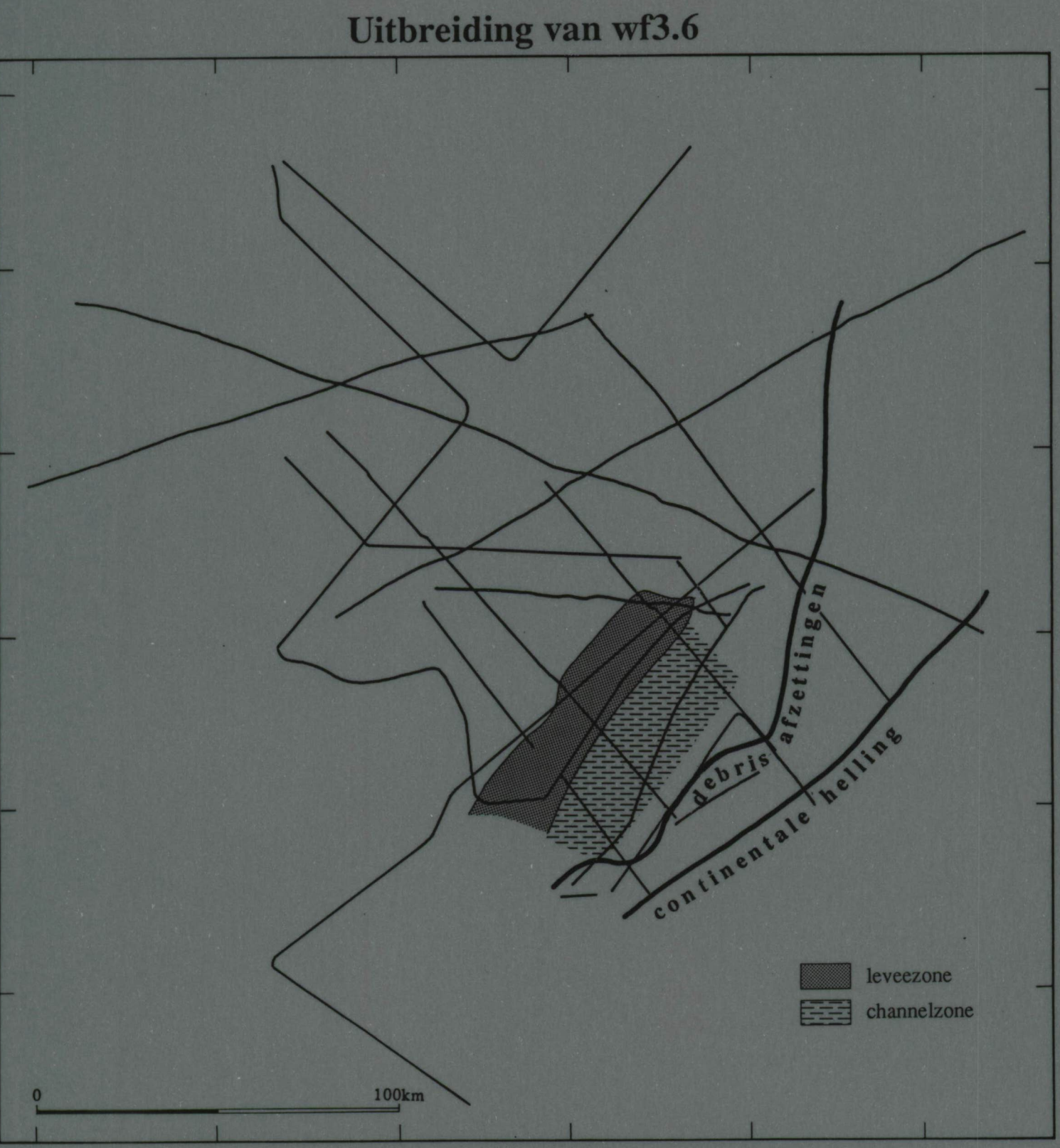
Na de aktiviteit van het channel-levee systeem ch3.12-wf3.12 onderscheidt men opnieuw een sterke migratie van de geulzone (ch3.13) in zuidoostwaartse richting. De opvulling in de ch3.13 geul kan op de seismische profielen niet meer onderscheiden worden. Vermoedelijk zijn deze sedimenten volledig of nagenoeg volledig weggeërodeerd door de recente diepstroming doorheen de zgn "Deutschland Canyon/Channel" (Kuvaas & Kristoffersen, 1991). De geul ch3.13 splitst zich in twee takken in het zuidwestelijk deel van de geulzone (Figuur 81).

De levee wf3.13, die op de profielen 87088, 87090 en 87094B tegen de jongere sequentie wf3.12 eindigt, is op profiel 90181 maximaal 170 m dik. Op profiel 87094B werd de top van de sequentie wf3.13 en plaatselijk de volledige sequentie weggeschuurd (Figuur 81). Deze depressies werden vermoedelijk achteraf bedekt door shelfsedimenten (ws8 en ws11). De sequentie wf3.13 wordt in het algemeen gekenmerkt door continue en parallelle reflektoren met zwak golvend karakter.

ch3.14 - wf3.14

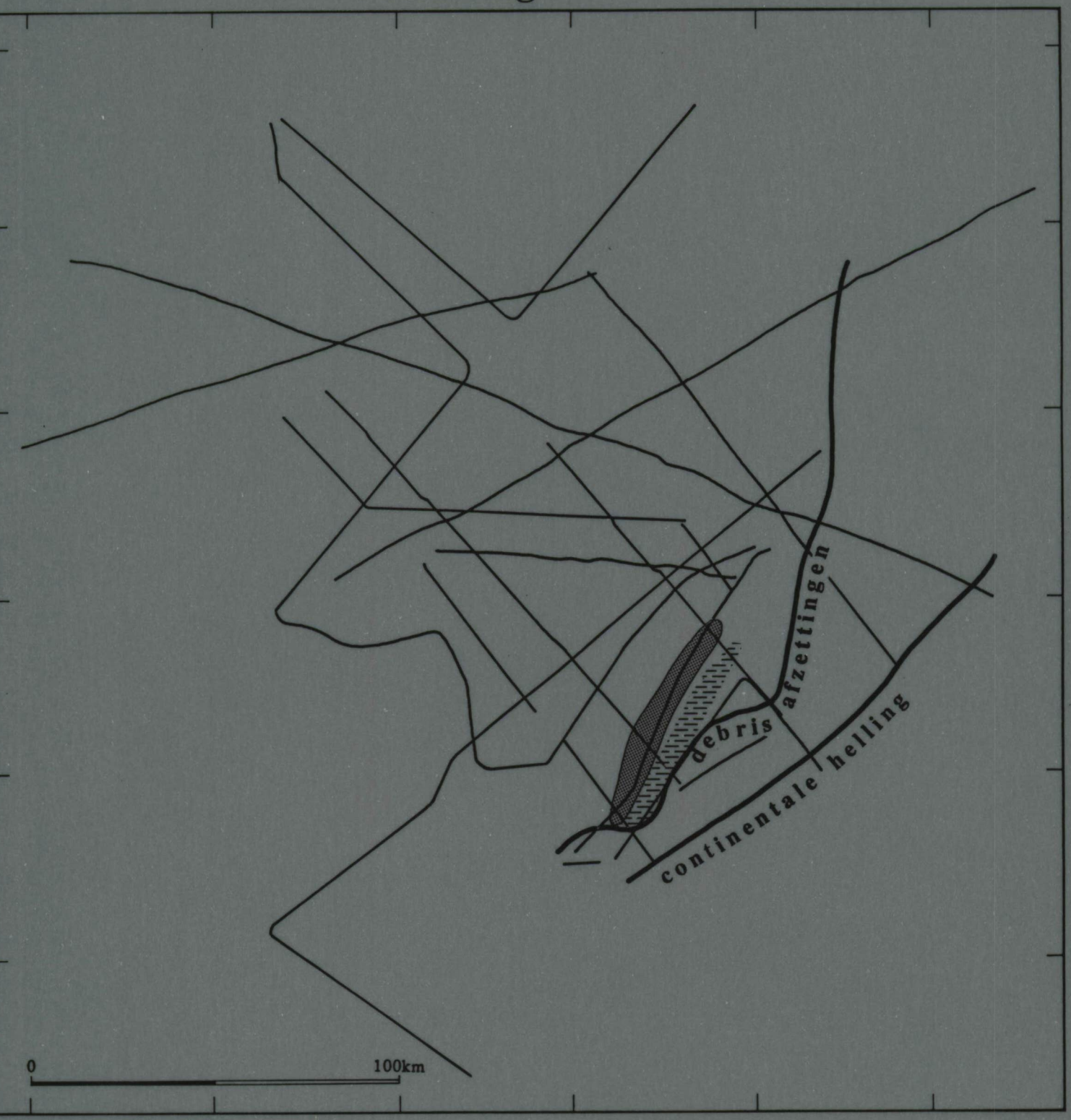
De geul ch3.14 wordt enkel in de noordoostelijke helft van het studiegebied herkend (Figuur 82). In het zuidelijk en zuidwestelijk deel werden de geulsedimenten vermoedelijk weggeërodeerd en werden nadien de shelfsequenties ws8 en ws11 afgezet. De geul ch3.14 kan duidelijk onderscheiden worden op de profielen 87088, 87093 en 87094. Verder naar het noorden op de profielen BGR 86-13, NARE 85-6 en BGR 86-08 worden de levees wf3.6 tot en met wf3.13 en hun geassocieerde geulen niet meer gedefinieerd. Bovenop ch3.5 interpreteert men rechtstreeks de geul ch3.14. Op de profielen 87093 en 87094 werd de geul ch3.14 gedeeltelijk uitgesneden in de wf3.13 levee. De ch3.14 geul is meer dan 10 km breed en de opvulling van de geul bedraagt maximaal 200 m. Het seismisch facies van de geulopvulling wordt gekenmerkt door sterke chaotische reflektoren die aan de basis over een paar tientallen m nog extra versterkt worden.

De wf3.14 sequentie komt uitsluitend voor ten westen van de ch3.14 geul en drapeert als het ware de onderliggende wf3 5 reeks. De wf3.14 levee is in het oostelijk deel van het



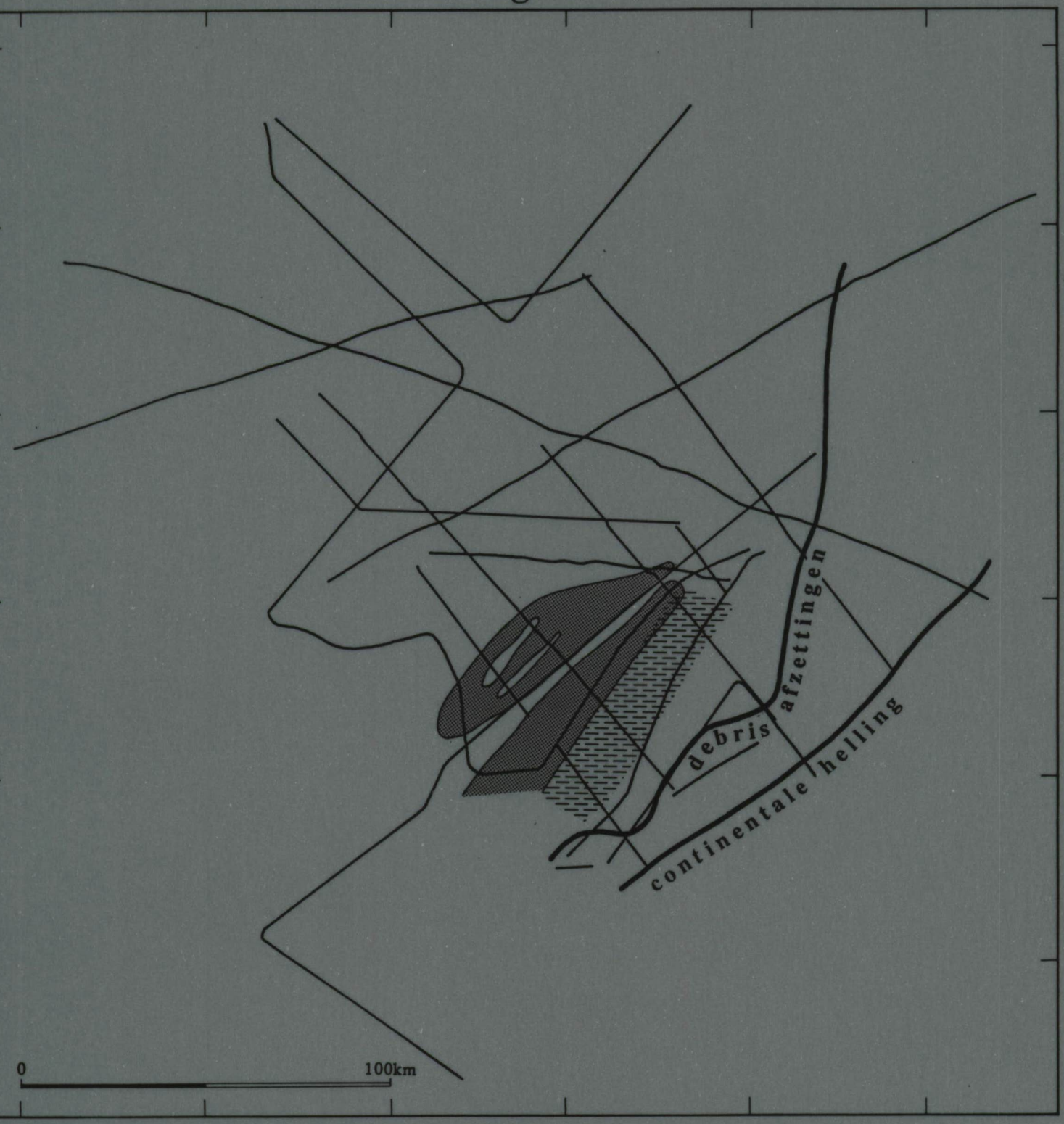
Figuur 74. Uitbreiding van de sequentie wf3.6 en lokalisatie van de ch3.6-channelzone.

Uitbreiding van wf3.7



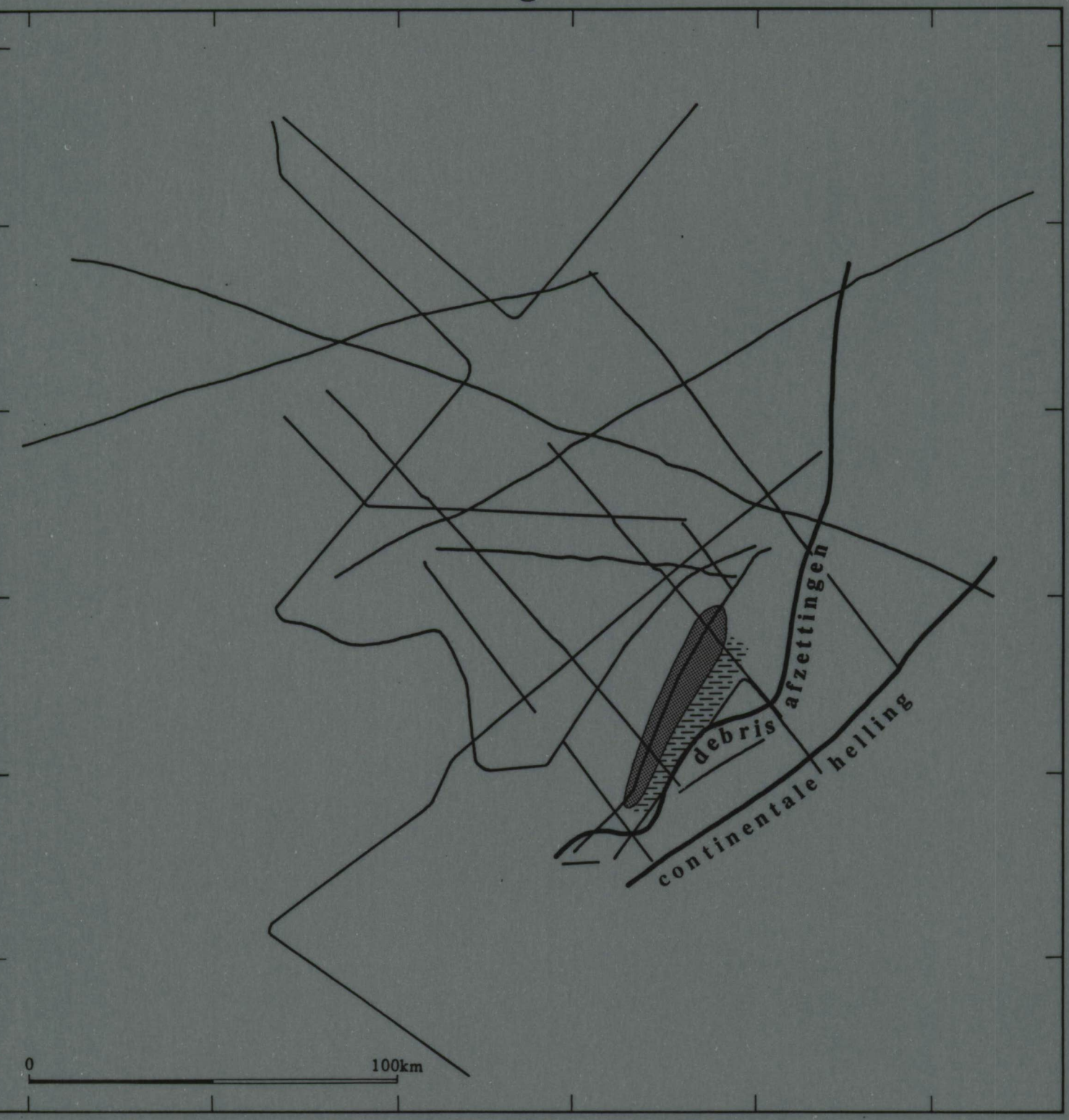
Figuur 75. Uitbreiding van de sequentie wf3.7 en lokalisatie van de ch3.7-channelzone.

Uitbreiding van wf3.8



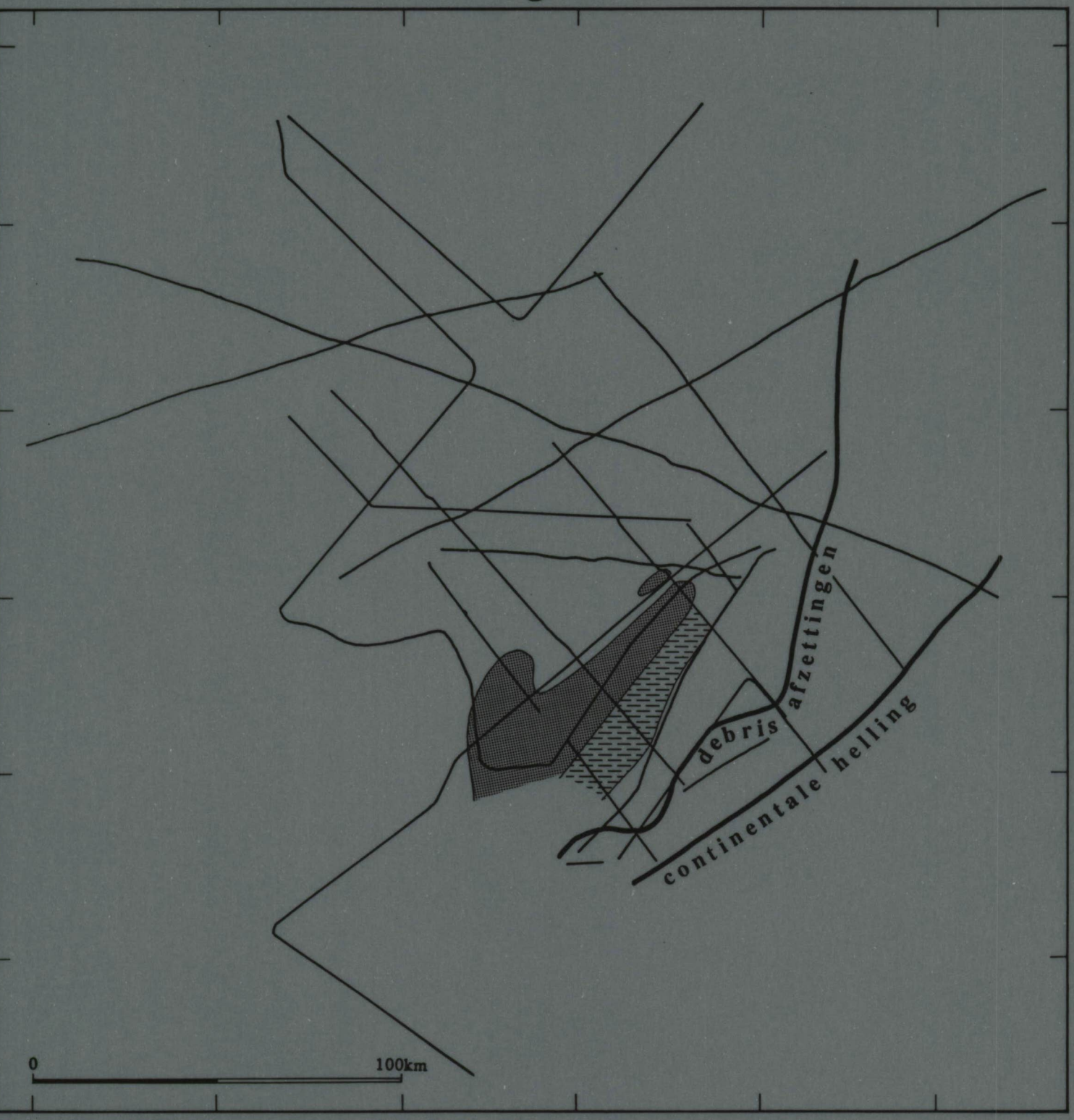
iguur 76. Uitbreiding van de sequentie wf3.8 en lokalisatie van de ch3.8-channelzone.

Uitbreiding van wf3.9



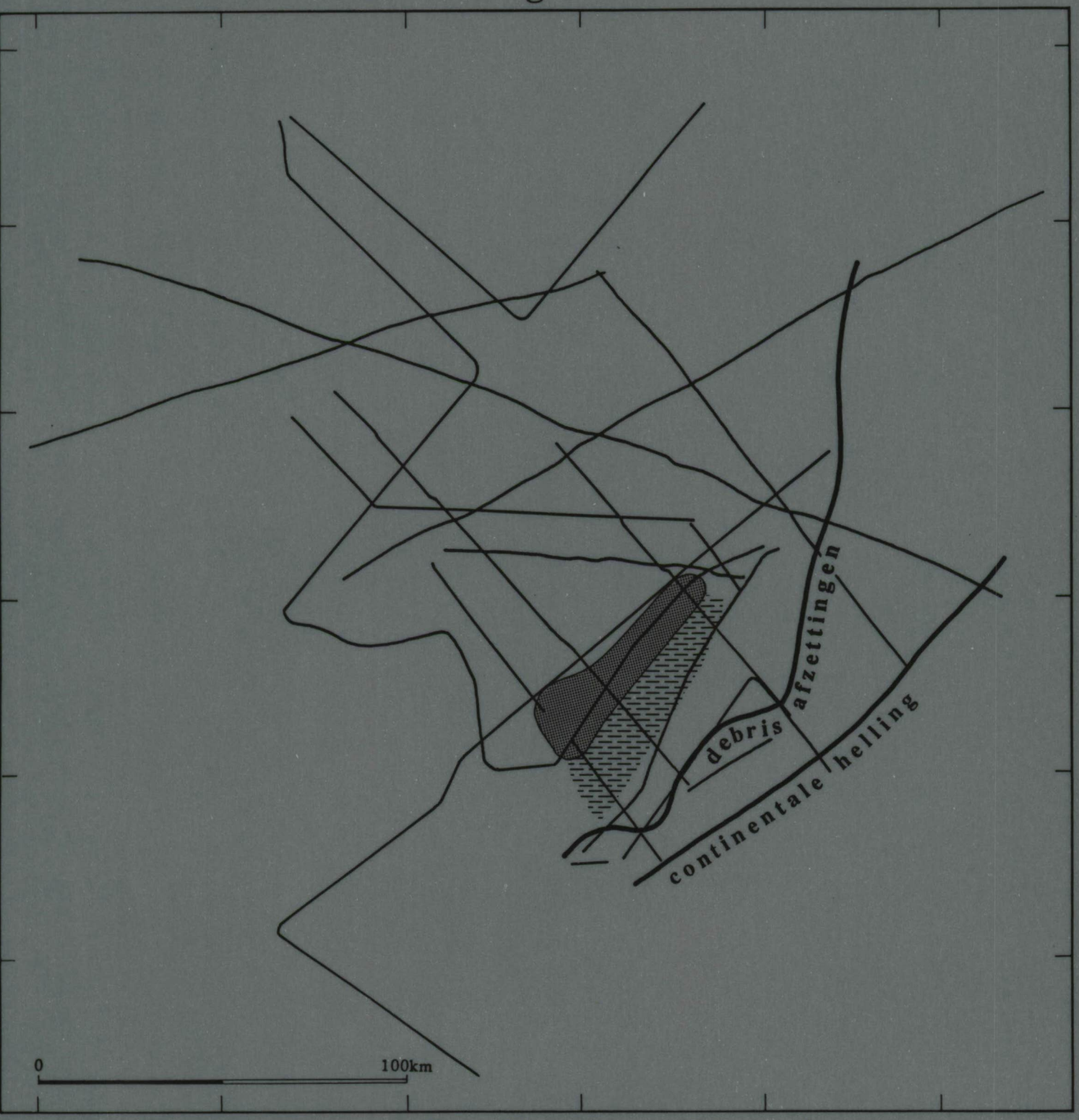
Figuur 77. Uitbreiding van de sequentie wf3.9 en lokalisatie van de ch3.9-channelzone.

Uitbreiding van wf3.10



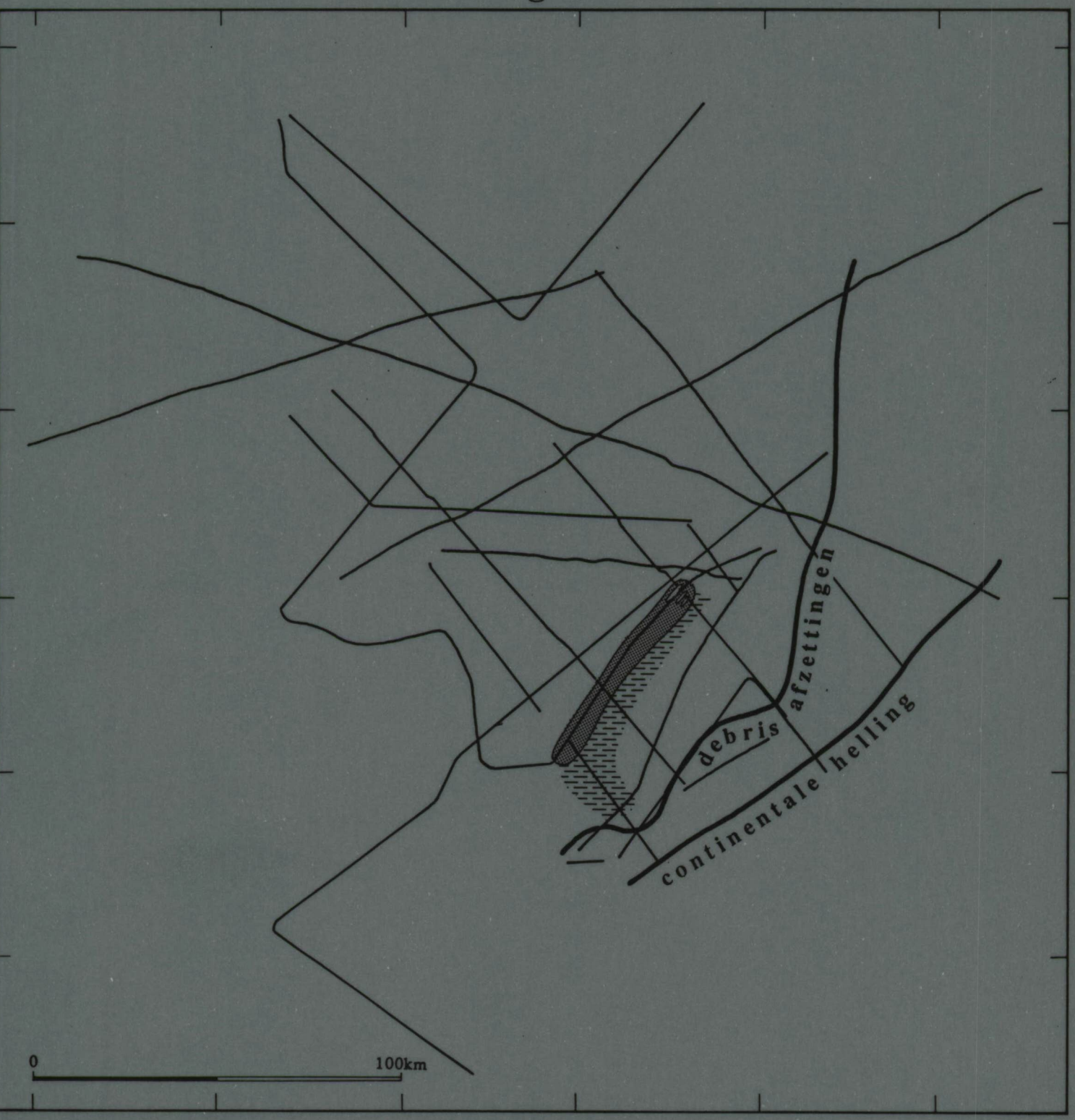
Figuur 78. Uitbreiding van de sequentie wf3.10 en lokalisatie van de ch3.10-channelzone.

Uitbreiding van wf3.11



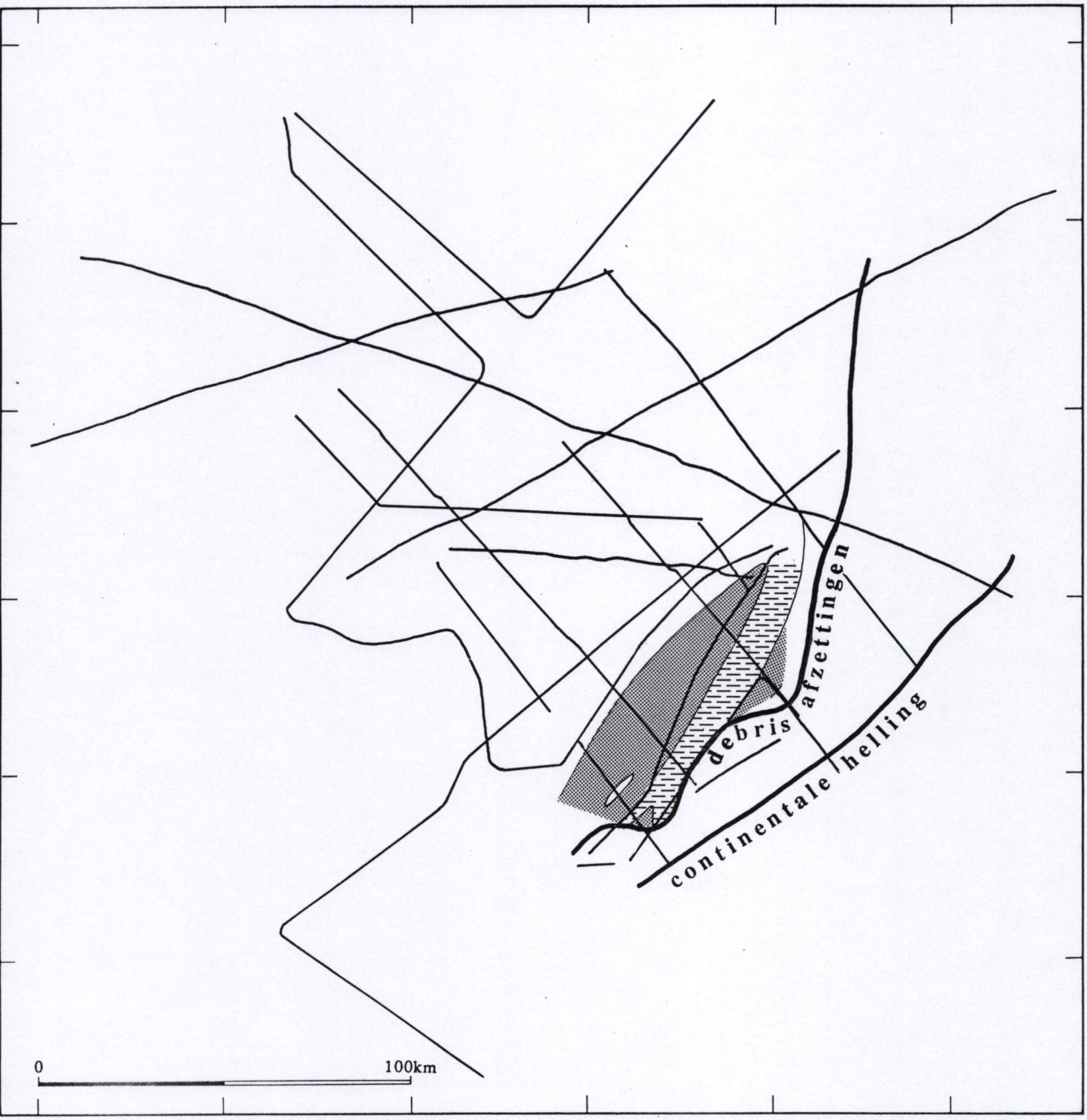
Figuur 79. Uitbreiding van de sequentie wf3.11 en lokalisatie van de ch3.11-channelzone.

Uitbreiding van wf3.12



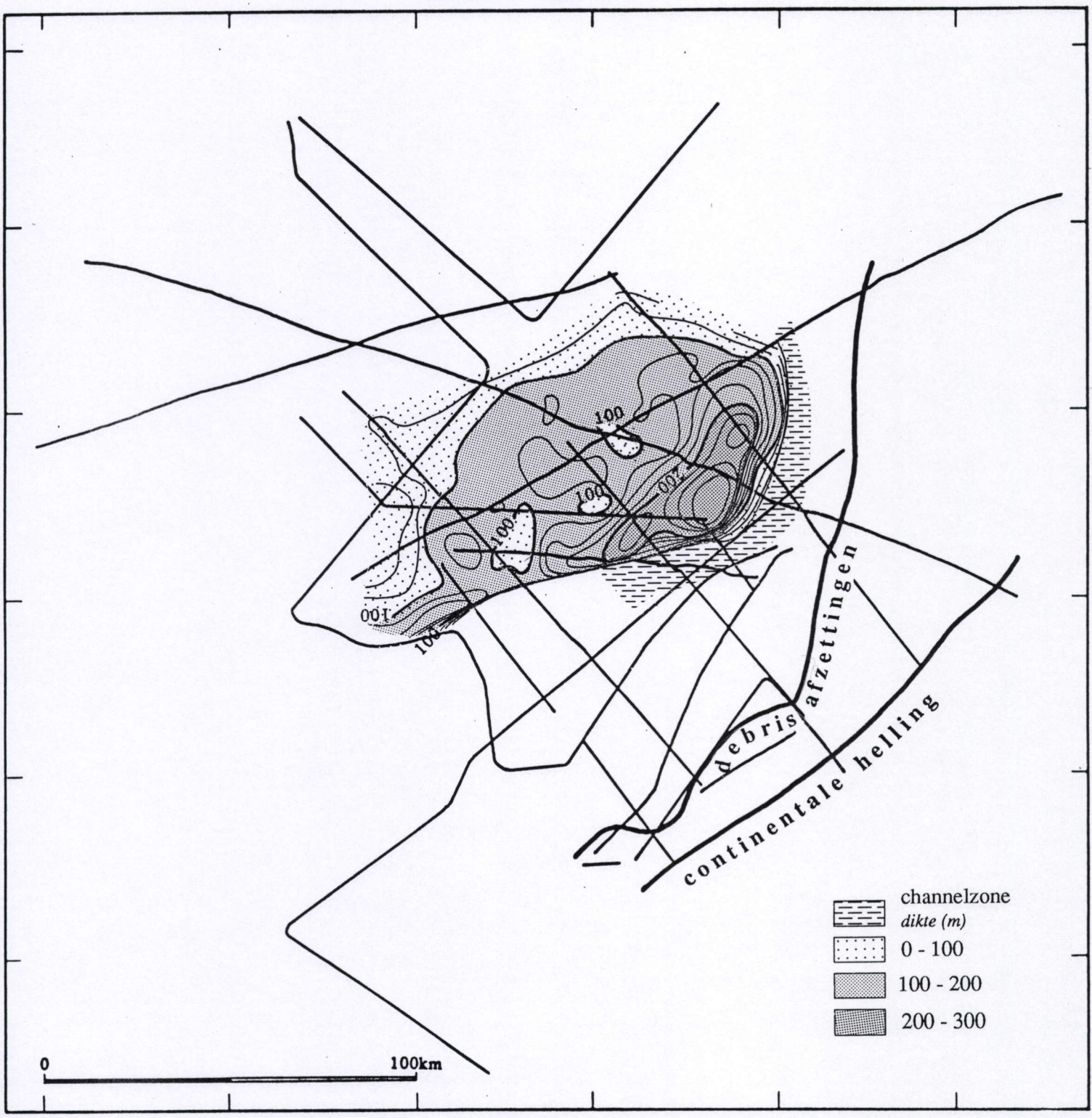
Figuur 80. Uitbreiding van de sequentie wf3.12 en lokalisatie van de ch3.12-channelzone.

Uitbreiding van wf3.13



Figuur 81. Uitbreiding van de sequentie wf3.13 en lokalisatie van de ch3.13-channelzone.

Dikte van 3.14



Figuur 82. Dikte van de wf3.14-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.14-channelzone.

uitbreidingsgebied maximaal in dikte, tot meer dan 250 m. Deze sequentie accentueert de wf3.1-wf3.5 rug in de zeebodemtopgrafie. Naar het westen toe verdunt de levee en nadert de basis van deze sequentie de zeebodem, waardoor de maximale uitbreiding niet exact kan achterhaald worden door het "bubble"-effekt (zie 3.2.6). De dikte van de wf3.14 sequentie werd in kaart gebracht en voorgesteld op figuur 82. De sedimentaire rug, gevormd door de wf3.14 levee wordt gekenmerkt door vrij sterke parallelle reflektoren. Ten westen van deze wf3.14 rug onderscheidt men een meer chaotisch seismisch facies dat van de sterke parallelle reflektoren gescheiden wordt door normale breuken. Deze veranderingen in facies staan mogelijk in verband met gravitationele verschuivingen.

5.3.3.6 Beschrijving van het seismisch facies van de fansedimenten met betrekking tot het lithofacies

De geulen in de Crary Fan worden in het algemeen gekenmerkt door een chaotisch seismisch facies met aan de basis een zone met hogere energie en amplitude. Dit onderste facies zou, naar analogie met studies uitgevoerd in de Indus Fan (Kolla & Coumes, 1987), kunnen wijzen op de afzetting van grover materiaal op de basis van de kanalen tijdens de aktiviteit van de turbidietstroom. Bovenop deze onderste zone is in verschillende geulen een zone waarneembaar met reflektoren met geringere amplitude. Naar de top toe gaat het chaotisch facies plaatselijk over in een nagenoeg reflektievrij patroon. Deze bovenste zone, die de finale opvulling van de geul weergeeft, zou kunnen wijzen op een verfijning van de sedimenten naar de top toe in een fase van verminderde aktiviteit tot inaktiviteit van de turbidietstroom.

De levees worden hoofdzakelijk gekenmerkt door regelmatige en vrij continue reflektoren die kunnen wijzen op de afzetting van fijner materiaal. De levee-afzettingen zijn weinig verstoord. Plaatselijk kunnen wel faciesveranderingen optreden, die waarschijnlijk te wijten zijn aan interne instabiliteiten door compactie of massabewegingen in de fijnkorrelige sedimenten. Bijzondere voorbeelden van deze faciesveranderingen binnen de sequentie wf3.2 werden reeds aangehaald bij de beschrijving van deze sequentie (zie 5.3.2.5). De levees van het complex WF2 zijn over het algemeen eveneens weinig verstoord. Wel onderscheidt men in hoofdzaak twee zones met normale en inverse breuken.

5.3.4 Faktoren die de migraties en de sprongen van de geulen kunnen beïnvloeden

Kolla & Coumes (1987) bestudeerden voor de Indus Fan de mogelijke oorzaken voor de meandering en de sprongen of migraties van de geulen tijdens de opbouw van de fan. Uit

deze resultaten kunnen een aantal faktoren, die algemeen gelden, gehaald worden en toegepast worden op de Crary Fan. De volgende faktoren kunnen mede verantwoordelijk geweest zijn voor de migratie van de geulen en de grotere oostwaartse sprongen van de geulcomplexen in de Crary Fan : (1) zeespiegelschommelingen (Haq et al., 1987), (2) tektonische veranderingen van het voedingsareaal en het omliggend gebergte, (3) de Corioliskracht en (4) de voorkeur van kanalen om zich naar topografisch lagere gebieden te richten.

De zeespiegelschommelingen van derde orde op de curve van Haq et al., (1987) zouden in de Crary Fan kunnen verantwoordelijk geweest zijn voor de kleine migraties binnen de geulcomplexen CH2 en CH3. De grote oostwaartse sprong van het complex 2 naar het complex 3 zou eerder in relatie kunnen gebracht worden met een verlaging van de zeespiegel, die overeenkomt met een fluctuatie van tweede orde op de curve van Haq et al. (1987).

De evolutie van het brongebied van de Crary Fan en van de gebergten die de zuidoostelijke Weddell zee omgeven is over het algemeen weinig gekend, zodat het moeilijk is om de invloed van deze faktor te schatten.

De Corioliskracht kan mede verantwoordelijk zijn voor de asymmetrische bouw van de levees. De westelijke levee is in zijn geheel meestal meer uitgebreid en dikker. Hierbij moet wel opgemerkt worden dat het derde channel-levee complex aktief was in een zone aan de voet van de continentale helling van de oostelijke Weddell Zee, wat de ontwikkeling van de oostelijke levees verhinderd kan hebben. Door deze asymmetrische bouw zal een eventuele migratie van het channel-levee complex eerder in oostwaartse richting gebeuren, doordat geulen een voorkeur vertonen te stromen door lagere topografisch gelegen gebieden. De oostwaartse verschuivingen van de drie grote channel-levee complexen werd aldus mogelijks onrechtstreeks beïnvloed door de Corioliskracht.

Channels in de diepzee in het zuidelijk halfrond kunnen onder invloed van de Corioliskracht afbuigen in westwaartse richting (Komar, 1969). Het is inderdaad bekend dat de huidige koude diepwaterstromingen in de zuidelijke Weddell Zee westwaarts afwijken wanneer deze van de continentale helling in noordwaartse richting stromen (Melles, 1991, zie 5.5.2.2).

5.4 Analyse van de shelfsedimenten

5.4.1 Verwerking van de AWI/RCMG reflektieseismische shelfprofielen

5.4.1.1 Beschrijving van de verschillende shelfsequenties

In het noordoostelijk deel van de AWI/RCMG-profielen 87062 en 87063 en op profiel 90060 (Figuur 83) worden schuin voortschrijdende eenheden gedefinieerd. Vergelijkbare eenheden werden eveneens herkend op de Noorse profielen (Elverhøi & Maisey, 1983) (zie 5.2). De opbouw van de shelf is niet eenvoudig, er kunnen ten minste 11 grotere afzettingsreeksen (ws1 tot ws11) met complexe interne voortschrijdende struktuur bovenop de kristallijne sokkel onderscheiden worden. De oudste sedimentaire sequentie werd ws1 genoemd. De interpretatie van de profielen ter hoogte van de shelf wordt echter bemoeilijkt door de aanwezigheid van een sterke zeebodemmultiple (zie 3.2.6). Op figuur 83 worden de verschillende geïnterpreteerde shelfprofielen samen weergegeven.

De kristallijne sokkel, die in het zuidwestelijk deel van profiel 87010 aan het oppervlakte komt op de zeebodem, kan verder naar het noordwesten gevolgd worden als een horizont met talrijke diffraktiehyperbolen, duikend onder de deklagen.

De sequentie ws1 bedekt gedeeltelijk de kristallijne sokkel en bereikt een waarneembare dikte tot meer dan 250 m. Gegevens op grotere diepte worden gemaskeerd door de aanwezigheid van de zeebodem-multiple. Sequentie ws1 wordt gekenmerkt door subparallelle reflektoren die vooral in het zuidelijk deel van de shelfzone vrij sterk en continu zijn. Naar het noorden toe vertoont deze sequentie een duidelijk intern voortschrijdend patroon in oceaanwaartse zin.

Na de afzetting van sequentie ws1 greep er een belangrijke erosiefase plaats met diepe ravinaties (tot 100 m) in de ws1 sequentie. De ravinaties kunnen geassocieerd worden met perioden van belangrijke uitbreiding van de ijskap en ze worden voornamelijk waargenomen op de profielen 90063, 90064 en 90065. Binnen de sequentie ws2 kunnen duidelijk twee subreeksen ws2a en ws2b onderscheiden worden. De onderste subreeks ws2a (tot 150 m dik) eindigt op profiel 87063 in onlap tegen de sequentie ws1 en wordt bedekt door de subreeks ws2b. Deze laatste vult in de eerste plaats de meest zuidelijk gelegen ravinaties op (profielen 87062, 87063 en 87065) en bedekt vervolgens volledig de eerste sequentie ws1. De subreeks ws2b bereikt een maximaal waarneembare dikte van nagenoeg 300 m en de ze wordt gekenmerkt door vrij sterke, nagenoeg parallelle interne reflektoren die prograderen en tevens zwakker worden naar de shelfrand toe.

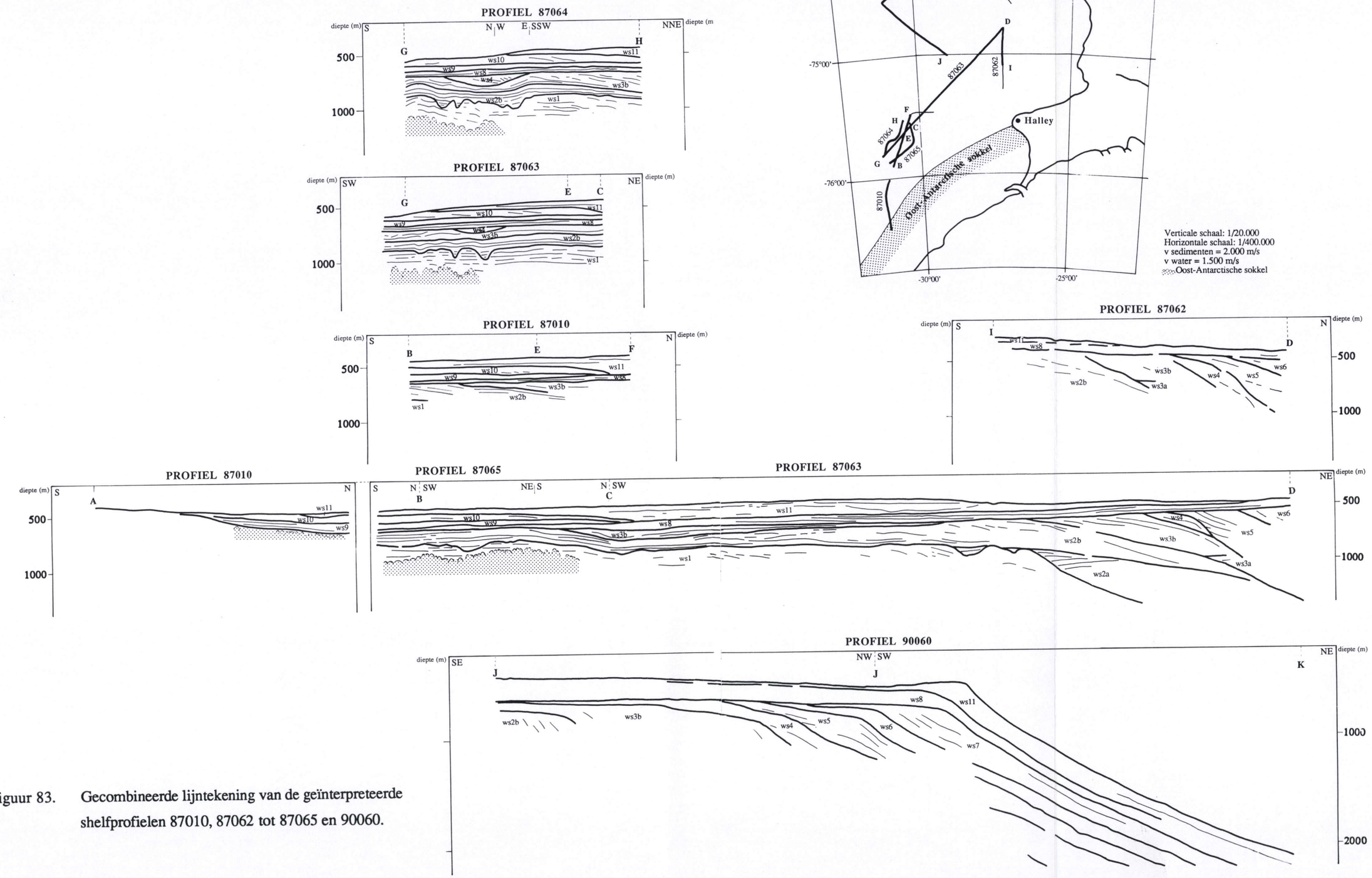
Binnen de volgende sequentie ws3 kunnen eveneens twee subreeksen onderscheiden worden, ws3a en ws3b. Van de onderste subreeks ws3a onderscheidt men slechts een zeer beperkt deel (50 m dik) door de zeebodemmultiple. De subreeks ws3a eindigt in het noordelijk deel van de shelfzone in onlap tegen de oudere sequentie ws2b (profielen 87062 en 87063). De bovenste subreeks ws3b strekt zich niet over de gehele sector uit. In het meest zuidelijk deel van het gebied vertoont ws3b een dikte tussen 0 m en meer dan 150 m. Het seismisch facies wordt er gekenmerkt door plaatselijk vrij sterke, nagenoeg parallelle reflektoren. In het noordelijk deel (profielen 87062 en 87063) vormt ws3b een prograderende wig, tot meer dan 250 m dik. Het seismisch facies wordt gekenmerkt door interne voortschrijdende reflektoren die naar de top toe vrij sterk kunnen worden.

De sequentie ws3 wordt op de meeste westelijk gelegen profielen 67063 en 87064 sterk uitgeschuurd (tot 100 m diep) en nadien opgevuld door de volgende sequentie ws4. De opvulling ws4 wordt gekenmerkt door schuine, sterke interne reflektoren, die hellen in noordwaartse richting. Meer naar het noorden in de shelfaangroeizone, worden op de profielen 87062, 87063 en 90060 nog resten van de sequentie ws4 waargenomen (tot 200 m dik).

De reeksen ws5, ws6 en ws7 worden enkel in het noordelijk deel van het studiegebied op de profielen 87062, 87063 en 90060 geïnterpreteerd. Deze sequenties worden gekenmerkt door een plaatselijk eerder zwakke interne prograderende gelaagdheid en vertonen elk diktes van tussen 150 en 250 m. De sequenties ws5, ws6 en ws7 kunnen verder aan de hand van profiel 90060 tot in de diepzee verder gevolgd worden. De sequentie ws5 bedekt de geulsedimenten van van de ch3.5 geul en de distale delen van de sequenties ws6 en ws7 eindigen uiteindelijk tegen de leveeresten in het channel-levee complex CH3-WF3.

Na de afzetting van de verschillende prograderende wiggen ws1 tot ws7 greep de belangrijkste erosie plaats, die waarschijnlijk kan geassocieerd worden met de maximale uitbreiding van de ijskap. Hierdoor werden de toplagen van de verschillende onderliggende sequenties ws1 tot ws7 geërodeerd, met truncatie van de interne reflektoren als gevolg. De sequentie ws8 (20 tot 150 m) bedekt vevolgens de verschillende onderliggende reeksen ws1 tot ws7 en breidt zich verder uit langs profiel 90060 voorbij de shelfbreak gevormd door de onderliggende ws7 sequentie en dit tot tegen de resten van de fansequenties van het CH3 systeem. Het seismisch facies van ws8 wordt gekenmerkt door parallelle reflektoren die vrij sterk worden naar het noorden toe.

De sequenties ws9 (0 tot 100 m) en ws10 (0 tot 80 m) worden enkel waargenomen in het meest zuidelijk gelegen deel van de shelfzone en zijn weinig belangrijk qua laterale uitbreiding. Het seismisch facies van ws9 is eerder transparant terwijl dat van ws10 zwakke



Figuur 83. Gecombineerde lijntekening van de geïnterpreteerde shelfprofielen 87010, 87062 tot 87065 en 90060.

interne schuine reflektoren vertoont. Deze twee minder belangrijke sequenties zouden kunnen geïnterpreteerd worden als twee initiële voortschrijdingsfasen, die de belangrijke progradatie van de shelf, resulterend in de afzetting van de sequentie ws11, voorafgingen.

De laatste sequentie ws11 bedekt in het zuidelijk deel de sequentie ws10 ; meer naar het noorden bedekt ws11 de sequentie ws8. De afzettingsreeks ws11 blijkt afwezig te zijn langsheen de noordelijke delen van de profielen 87062 en 87063. Op profiel 90060 eindigt de sequentie ws11 tegen de leveesequenties van het channel-levee complex 3. De dikte bedraagt tussen 0 en nagenoeg 200 m.

De opeenvolging van de verschillende shelfsequenties in de zuidelijke Weddell Zee laat vermoeden dat er een shelfaangroei van ten minste 70 km heeft plaatsgegrepen na de afzetting van de eerste ws1 sequentie, bovenop de kristallijne sokkel van Oost-Antarctica. De meest noordwaarts gelegen shelfbreak van ws11 ligt aldus meer dan 70 km ten noorden van de shelfbreak ontstaan door de ws1 sequentie.

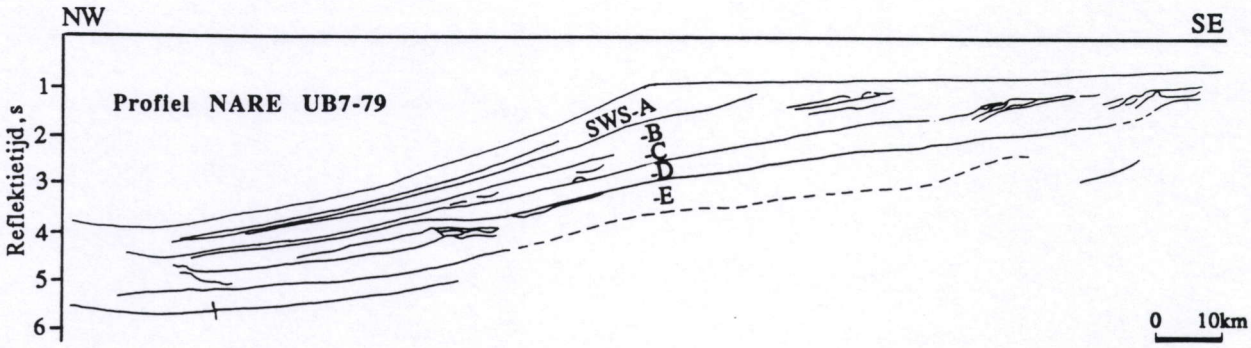
5.4.1.2 Correlatie met de Noorse gegevens

Op de Noorse profielen die nabij Halley van de shelfzone over de continentale helling naar de diepzee werden opgenomen, werden in totaal vijf verschillende seismische sequenties onderscheiden, van onder naar boven SWS-E tot SWS-A genoemd (zie 4.2). De drie bovenste eenheden vormen in hoofdzaak de prograderende shelfeenheden, die door Haugland, Kristoffersen en Velde (1985) in relatie gebracht worden met belangrijke uitbreidingen van de Antarctische ijskap. De diktes van deze drie eenheden, beschreven in de hierna volgende tekst, werden omgerekend in meter met eenzelfde snelheidshypothese van 2000 m/s als deze gebruikt bij de verwerking van de AWI/RCMG profielen., Een vergelijking met waarden verkregen aan de hand van de geïnterpreteerde AWI/RCMG-profielen word hierdoor enigszins mogelijk.

Binnen de sequentie SWS-A kunnen twee subreeksen onderscheiden worden. De bovenste subreeks vertoont langs de shelf een vrij constante dikte van meer dan 200 m en wordt gekenmerkt door continue parallelle reflektoren. De onderste subreeks daarentegen wordt gekenmerkt door discontinue reflektoren die kunnen overgaan in een semi-transparant patroon ; de dikte van deze subreeks kan meer dan 500 m bedragen. De sequentie SWS-B wordt gekenmerkt door een geheel van parallelle reflektoren met hoge amplitude die continu gevolgd kunnen worden van de shelf (dikte tot 400 m) tot het middenste deel van de continentale helling, waar deze sequentie uitwigt. De derde sequentie SWS-C, ongeveer 400 m dik,vertoont in de shelf relicten van geulen. Naar de continentale helling toe wordt deze sequentie meer

continu. Deze drie bovenste sequenties wiggen alle uit ter hoogte van het bovenste deel van de continentale helling, in de Crary Fan (Figuur 84, profiel UB 7-79). De twee oudste eenheden SWS-D en SWS-E vertonen in veel mindere mate een prograderend karakter en worden ter hoogte van de continentale helling gekenmerkt door belangrijke geulcomplexen. De sequenties SWS-A tot SWS-C werden geïnterpreteerd als eenheden die de shelfaangroei voorstellen, vanaf het Midden-Mioceen, terwijl de sequenties SWS-D en SWS-E afgezet zouden zijn vanaf de lage zeespiegelstand van het Boven-Oligoceen tot verder in het Onder-Mioceen.

Uit deze studie is wel duidelijk dat er volgens Haugland et al. (1985) een zekere continuïteit bestaat tussen de shelfsedimenten en de fansedimentatie (Crary Fan) in de diepere zee, dit in tegenstelling met de resultaten die voortvloeien uit het eigen onderzoek (zie 5.3.3 en 5.4.1.1). De AWI/RCMG-profielen vertonen een veel hogere resolutie en maken een meer gedetailleerde sequentiestratigrafische analyse van de shelf- en fansedimenten mogelijk. De interpretatie van het volledig seismisch netwerk maakt duidelijk dat de shelfsedimenten onder andere omstandigheden werden afgezet dan de fansedimenten. Door deze verschillende bevindingen kan een correlatie met de Noorse gegevens niet eenduidig gemaakt worden. Wel zouden de drie bovenste sequenties SWS-A tot SWS-C, gezien hun shelfprograderend karakter, hun uitwendige vorm en dikte kunnen overeenkomen met de ws1 tot ws11 shelfsequenties, terwijl de twee onderste sequenties SWS-D en SWS-E dan eerder zouden kunnen gecorreleerd worden met de wf-sequenties van de Crary Fan.



Figuur 84. Geïnterpreteerde lijntekening van het NARE-profiel UB 7-79 (naar Haugland et al, 1985).

5.4.1.3 Zeespiegel en /of klimatologische controle van de shelfsedimenten

Zoals reeds eerder vermeld kunnen binnen de reeksen ws2 en ws3 twee subreeksen onderscheiden worden, ws2a - ws2b, en ws3a-ws3b. De twee subsequenties ws2a en ws3a, die in onlap tegen hun respectievelijke ondergrens eindigen en aan de top begrensd zijn door truncatie, zouden naar analogie met de bevindingen vanVail et al. (1987) afgezet zijn bij een stijgende zeespiegel en aldus tot een transgressieve systems tract behoren. De voortschrijdende subreeksen ws2b en ws3b, alsook de sequenties ws1, ws4 tot ws8 en ws11 weerspiegelen sedimentpaketten afgezet bij een relatieve hoge zeespiegelstand, geassocieerd met een belangrijke deglaciatiefase en zouden volgens Vail et al. (1987) tot een hoogstand systems tract behoren. De sequenties ws9 en ws10, die in dit gebied slechts plaatselijk voorkomen en een beperkte laterale uitbreiding vertonen, werden waarschijnlijk afgezet in perioden van geringere sedimentaanvoer.

De belangrijke uitschuringsfasen in verschillende niveaus binnen de sedimentkolom (ws1, ws2b, ws3b en ws4) kunnen wijzen op glaciaire erosie veroorzaakt door een voortschrijdende ijskap, geassocieerd met een daling van het zeeniveau. De basis van de ws8 sequentie stelt de belangrijkste erosiefase voor, waarneembaar op de continentale shelf in het studiegebied. Voor de afzetting van de ws8 sequentie werden de onderliggende sequenties ws2b, ws3b, ws4tot ws7 afgesneden. De jongste shelfafzetting ws11 stemt overeen met de laatste en tevens de maximale uitbreiding van de Filchner ijsshelf. De sequenties ws5 tot ws9 en ws11 reiken tot aan de Crary Fan sequenties aan de voet van de continentale helling in de zuidoostelijke Weddell Zee.

5.5 Aard van de sedimenten en sedimentaanvoermogelijkheden in de Crary Fan

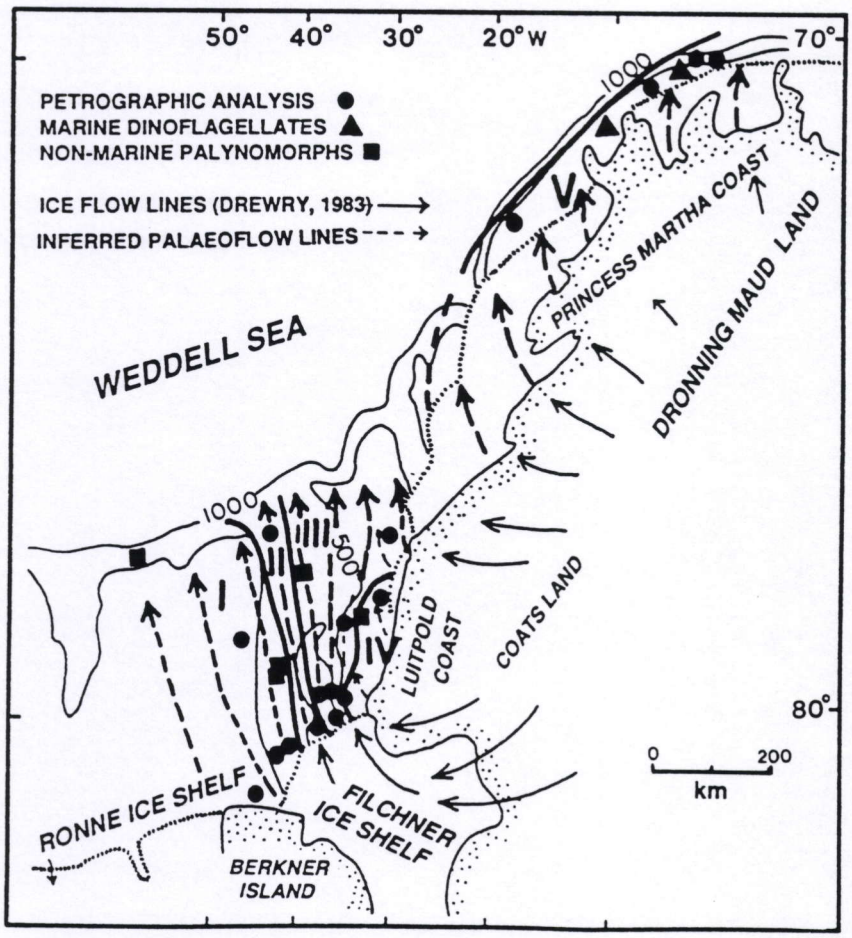
5.5.1 Aard van de glaciaire shelfsedimenten in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee

Over de aard van de sedimenten van de Crary Fan zijn geen publicatiegegevens voorhanden. Enkel over de glaciaire shelfsedimenten werden onderzoekingen uitgevoerd. Anderson et al. (1983, 1991) bestudeerden de aard en de oorsprong van losse glaciaire sedimenten uit ondiepe boringen, genomen langs de continentale shelf in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee. Het aangeboorde grof materiaal bestond vooral uit magmatische en kwartsietische gesteenten ; metamorfe gesteenten kwamen in geringere mate voor. De glaciaire shelfsedimenten werden naar hun petrologische en palynologische (sporen, pollen, dinoflagellaten) kenmerken in vijf provincies (I tot V) onderverdeeld. De grenzen tussen de vijf provincies verlopen parallel volgens de huidige ijsstromen en ze vormen een basis voor de

reconstructie van de paleo-ijsstromen van de meer uitgebreide ijskappen tijdens glaciale perioden.

De vier eerste provincies zijn gesitueerd in de nabijheid van de Crary Trough, de vijfde breidt zich uit langs de kust van Dronning Maud Land (Figuur 85). De provincies I tot IV werden hoofdzakelijk gevoed door paleo-ijsstromen vanuit de Filchner IJsshelf ; hun microflora wijst op een aanvoer van terrigeen materiaal, gedateerd van Onder- tot Boven-Krijt (Neocoom - Cenomaan/Santoniaan (?)).

De provincie V wordt in de eerste plaats geassocieerd met paleo-ijsstromen afkomstig uit het Dronning Maud Land, waarbij de sedimenten voornamelijk van het Aptiaan - Cenomaan afkomstig blijken te zijn en een mariene oorsprong vertonen. Daarenboven kunnen Eocene dinoflagellaten in deze boorkernen in gering aantal herkend worden.



Figuur 85. Verspreiding van de vijf provincies van glaciaire sedimenten, gedefinieerd langs de continentale shelf in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee (Anderson, 1991).

De gesteenten die op land dagzomen in de omgeving van de oostelijke Weddell Zee bestaan hoofdzakelijk uit metamorfe gesteenten. De glaciaire sedimenten vertonen grotere hoeveelheden magmatische gesteenten en kwartsieten dan beschreven in de op het continent dagzomende gesteenten, doch een relatief laag procent aan metamorfe gesteenten. Hierdoor moet de oorsprong ervan eerder gezocht worden in subglaciaire bekkens gelegen ten oosten van de Weddell Zee. Enkel de glaciaire shelfsedimenten van de provincies II en III hebben een mineralen-samenstelling die zou kunnen wijzen op een herkomst vanuit de sokkel van de omliggende gebergten. De glaciaire sedimenten die de provincies IV en V vertegenwoordigen, zouden afkomstig zijn van een subglaciair sedimentair bekken onder de Oost-Antarctische ijskap in Dronning Maud Land gelegen. Binnen de glaciaire shelfsedimenten in de oostelijke Weddell Zee herkent men aldus drie oorsprongsgebieden : (1) de afzettingen van het Krijt - (?)Tertiair uit een bekken gelegen ten westen van het Transantarctisch gebergte, (2) het recent opgeheven Transantarctisch gebergte en (3) een Paleozoisch-Mesozoisch sedimentair bekken in het Dronning Maud Land.

Het studiegebied is in hoofdzaak gelegen nabij de provincie III, voorgesteld door Anderson et al. (1991), waaruit blijkt dat de aanvoer van de sedimenten voornamelijk vanuit de Filchner IJsshelf gebeurde. De studie van Anderson werd weliswaar enkel uitgevoerd voor de oppervlakkige shelfsedimenten. Het lijkt dan ook niet onwaarschijnlijk dat de oorsprong van de sedimenten afgezet in de Crary Fan slechts gedeeltelijk zou kunnen vergeleken worden met deze van de afzettingen op de continentale shelf, en dat submariene oorsprongsgebieden een niet onbelangrijke rol kunnen gespeeld hebben.

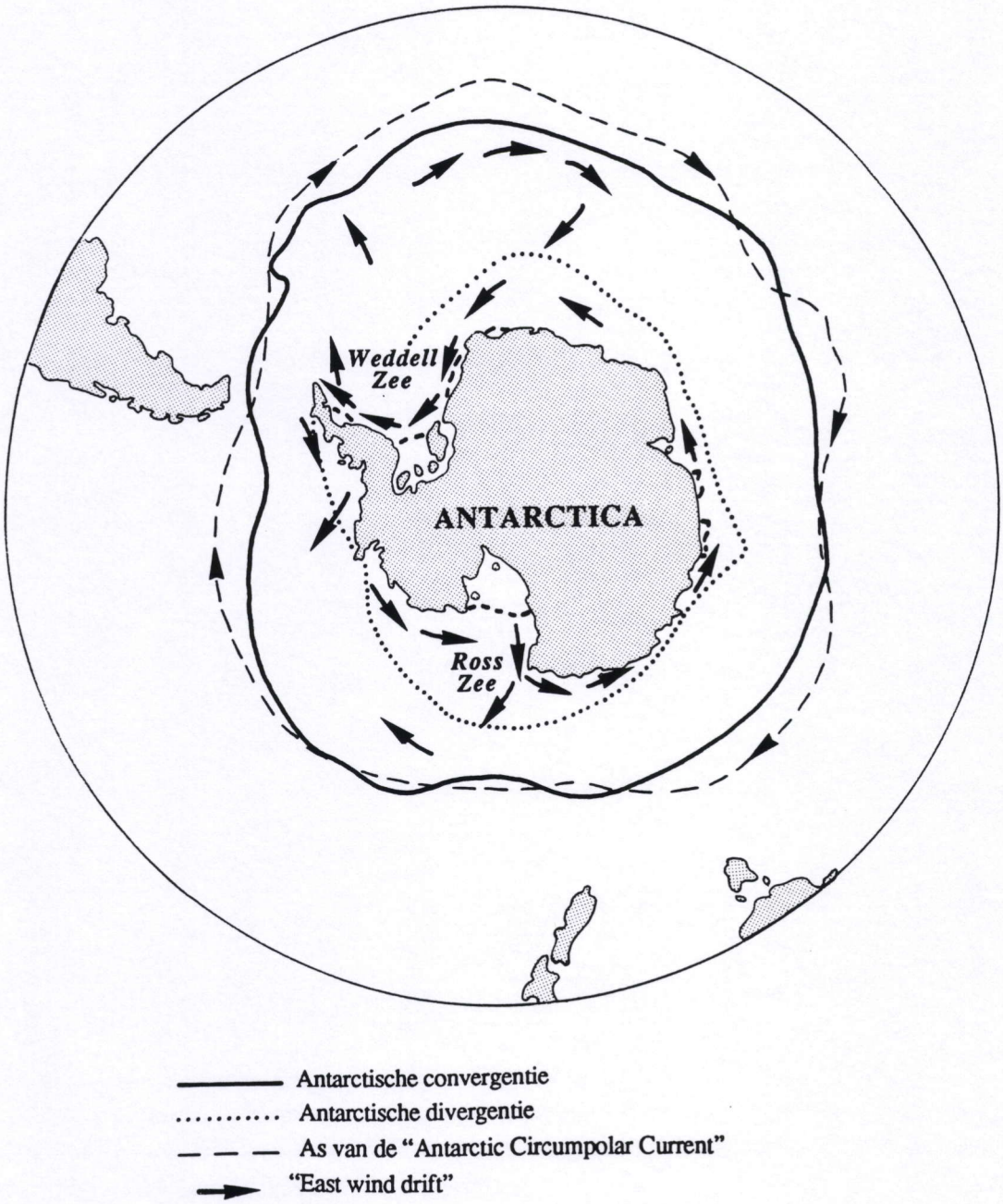
5.5.2 Hydrodynamische faktoren langs de Antarctische continentale randen

Uit geologisch standpunt zij de hydrodynamische faktoren langs de Antarctische continentale randen van groot belang voor het ontstaan van de Crary Fan. De verschillende hydrodynamische faktoren zijn mede verantwoordelijk voor erosie, transport en afzetting van de sedimenten die de Cray fan opbouwen. Hierbij dient onderscheid gemaakt te worden tussen oppervlakkige stromingen en diepwaterstromingen.

5.5.2.1 Oppervlakkig stromingspatroon rond Antarctica

De oppervlakkige stromingen in de zuidelijke oceanen worden gedomineerd door de "Antarctic Circumpolar Current" (ACC), die in oostwaartse zin onder invloed van de overheersende westenwinden rond Antarctica stroomt (Kennett, 1982). De aanvang van de ACC rond 23.5 M.Y. blijkt uit marien-geofysisch onderzoek in relatie te staan met de opening

van de Drake Passage. De snelheid van de ACC is over het algemeen niet bijzonder hoog, meestal minder dan 25 cm/sec, maar de stroming reikt zeer diep, tot 4000 m waterdiepte, waardoor deze een enorm volumetransport vertegenwoordigt (Brown et al., 1989).



Figuur 86. Oppervlakkige stromingen rond Antarctica (naar Kennett, 1982 en Brown et al., 1989).

Nabij het Antarctisch continent zelf doen de oostenwinden het oppervlaktewater in westwaartse zin stromen. Deze stroming is niet volledig circumpolair daar het Antarctisch Schiereiland hier een drempel vormt. Deze zogenaamde "east wind drift" speelt een belangrijke rol bij de stromingen in de Weddell Zee en de Ross Zee (Figuur 86).

De Antarctische divergentie aan de pakijsrand scheidt de oostwaartse circumpolaire stromingen (ACC) van de westwaartse polaire stromingen nabij het continent en begrenst de zone waar diep bodemwater aan het oppervlakte komt. De Antarctische convergentie, geassocieerd met het polair front, wordt gevormd tussen de Antarctische (ACC) en sub-Antarctische wateren en vormt de zone vanwaar oppervlaktewater naar grotere diepten stroomt. Op Figuur 86 worden de verschillende oppervlakkige stromingen rond Antarctica en hun begrenzingen weergegeven.

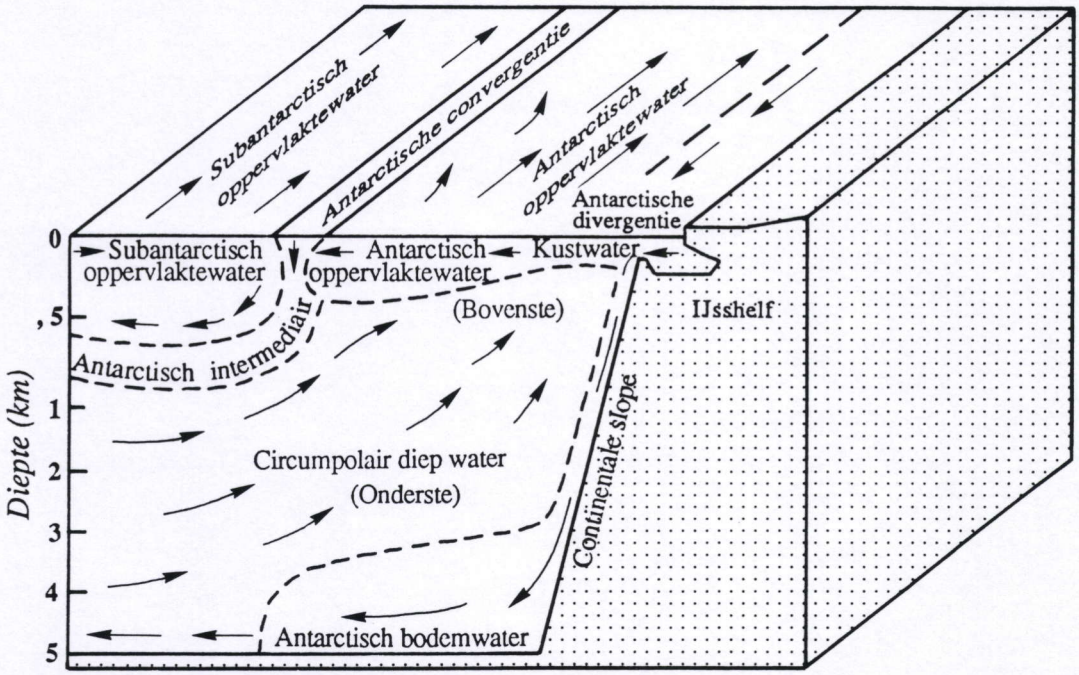
5.5.2.2 Antarctische diepwaterstromingen

De huidige diepwaterstromingen in de oceanen ontstaan tijdens de winter hoodzakelijk in de poolstreken, in het bijzonder in het Zuidpoolgebied in de Weddell en Ross Zeeën. De bijdrage van de noordelijke Atlantische Oceaan is merkelijk minder. Vanuit de shelfrand van de Weddell Zee stroomt het koude Weddell Zee bodemwater (WSBW) in noordwaartse richting en vormt het Antarctisch bodemwater (AABW), dat iets minder koud is (tussen 0° en -0.7°C) dan het Weddell Zee bodemwater (<-0.7°C). Het Antarctisch bodemwater reikt tot 45°N in de Atlantische Oceaan en tot 50°N in de Stille Oceaan (Kennett, 1982). De diepzeecirculaties verlopen volgens de bathymetrische contourlijnen en zijn het sterkst in gebieden met een steile topografie, langs de continentale randen. De erosieve kracht van dergelijke stromingen zal ook het sterkst zijn aan de voet van de continentale helling. De densiteit van het Antarctisch bodemwater is zeer hoog, nl. de hoogste die opgemeten wordt in open oceanen. De stroomsnelheden op grote diepten zijn over het algemeen zeer gering. Onder invloed van de Corioliskracht verlopen bodemstromingen sterk asymmetrisch en wijken de sedimentdeeltjes, waarmee de diepwaterstromingen kunnen beladen zijn, bij hun bezinking in de zuidelijke hemisfeer af naar het westen. Op figuur 87 worden de verschillende oceaanstromen nabij Antarctica schematische weergegeven.

De belangrijkste faktor in de vorming van het koud Weddell Zee bodemwater WSBW is de vorming van shelfijs afkomstig van de Filchner en Ronne IJshelf. Uit de ijsshelf ontstaat extreem koud ijsshelfwater (ISW, <-2.2°C). De stroming van het Weddell Zee bodemwater wordt gedomineerd door de cyclonische oostwinden ("East wind drift") en kan tot aan de zeebodem reiken. In de zuidelijke Weddell Zee stroomt het ijsshelfwater langs de westelijke

flank van de Crary Trough in een noordwaartse richting. Vervolgens stroomt het dichte en extreem koude water in een nauwe stroming over de zeebodem van de continentale helling met een westwaartse buiging onder invloed van de rotatie van de aarde (Corioliskracht) (Foldvik et al., 1985, Melles, 1991).

In de zuidelijke Weddell Zee stroomt zeer koud ijsshelfwater ISW vanaf nagenoeg 12.000 jaar B.P. langs de westelijke flank van de Crary Trough in een noordwaartse richting (Melles, 1991). Dit betekent dat gedurende de laatste 12.000 jaar zeer koud ijsshelfwater meer westwaarts stroomt dan het koud smeltwater verantwoordelijk voor de afzetting van de fansedimenten van het derde en jongste channel-levee complex.



Figuur 87. Oppervlakkige stromingen en diepwaterstromingen nabij Antarctica (naar Kennett, 1982).

5.6 Paleoklimatologische studie van de zuidoostelijke Weddell Zee en sedimentatie-omstandigheden in de Crary Fan

5.6.1 Algemeen

Gedurende het Krijt heerste er over het algemeen een warm en stabiel klimaat. Aan de polen schommelde de gemiddelde jaartemperatuur rond het vriespunt (Kennett, 1982). Het Cenozoïcum wordt gekenmerkt door een algemene afkoeling van de gebieden op hogere

breedten. Deze klimaatsveranderingen worden reeds waargenomen vanaf nagenoeg 100 M.Y. en treden samen op met wijzigingen in de geografische distributie van de landmassa's en met veranderingen in de dimensies van het landoppervlak door eustatische zeespiegel-veranderingen.

Volgens minder recente literatuurgegevens zou de Antarctische ijskap ontstaan zijn vanaf het Midden-Mioceen. Deze evolutie werd in relatie gebracht met de thermische isolatie van Antarctica na de ontwikkeling van de ACC (Antarctic Circumpolar Current). Deze thermische isolatie zorgde voor een toenemende glaciatie alsook de verdere uitbreiding van shelfijs. Tegen het einde van het Mioceen zou de Oost-Antarctische ijskap nagenoeg haar huidige dimensies hebben bereikt (Kennett, 1982).

Recenter paleoklimatologisch onderzoek bracht nieuwe inzichten aangaande de glaciaire evolutie van Antarctica. Alhoewel het Antarctisch continent in het Paleoceen reeds een polaire positie innam, traden er nog geen siginificante glaciaties op. Op het Antarctisch Schiereiland werden lokale glaciaties waargenomen in het Midden-Paleoceen tot Onder-Eoceen (Cooper et al., 1991). In de Ross Zee werden mariene glaciaire sequenties gevonden waaruit zou blijken dat de opbouw van de West-Antarctisch ijskap van het einde van het Oligoceen zou dateren. Zuurstofisotopen-berekeningen ($^{16}O/^{18}O$) wijzen op de ontwikkeling van de Antarctische ijskap sinds het Oligoceen (vanaf 36 M.Y.) (Miller et al., 1987 en Miller & Kent, 1987). Recent onderzoek van sedimenten op land en langs de Antarctische continentale shelf wijzen op de aanwezigheid van belangrijke ijskappen op Antarctica vanaf het Onder-Eoceen/Boven-Oligoceen (38-45 M.Y.). Studies van de glaciaire shelfsedimenten aan de hand van de ODP boringen van Leg 119 te Prydz Bay wijzen op een belangrijke uitbreiding van de ijskap reeds vanaf het Midden-Eoceen (Barron et al., 1988). In de boringen van ODP Leg 113 in de noordoostelijke Weddell Zee werden dropstones van Onder-Oligocene ouderdom in de sedimenten gevonden. Hieruit bleken in dit gedeelte van Antarctica reeds glaciaire omstandigheden te bestaan tijdens het Onder-Oligoceen. In de Ross Zee werden glacio-mariene sedimenten aangeboord van Onder-Oligocene ouderdom (Anderson, J.B. & Bartek, L.R., 1990), en in de boringen van de centrale shelf van de Ross Zee werden glacio-mariene afzettingen van ten minste Onder-Miocene ouderdom aangetroffen (Hayes & Frakes, 1975).

In de zuidoostelijke Weddell Zee zou tijdens de initiële vergletsjering van Antarctica in het Oligoceen/Mioceen de Filchner en Ronne ijskap de rand van de shelf in de Crary Trough bereikt hebben. Tijdens het Pleistoceen tot vermoedelijk Boven-Weichsel kende de Filchner-Ronne ijsshelf verschillende fasen van uitbreiding, tot aan de huidige rand van de continentale shelf, afgewisseld met verschillende fasen van terugtrekking (Elverhøi & Maisey, 1983 ; Kuvaas & Kristoffersen, 1991).

5.6.2 Sedimentatiemodel van de Crary Fan

Er wordt algemeen aangenomen dat veranderingen in het zeespiegelniveau een sleutelrol kunnen spelen in de ruimtelijke organisatie en opbouw van submariene fans. Hoge relatieve zeespiegelstanden zouden samenvallen met niet-aktieve fasen in de sedimentatie in de fanzone, terwijl lage relatieve zeespiegelstanden over het algemeen resulteren in de aangroei van diepzee fans (Pickering, et al., 1989) (zie 5.1.4) en in belangrijke discordanties of hiaten langs de shelf en continentale helling. Het is tevens bekend dat de eustatische zeespiegelschommelingen in de recentere geologische tijden in fase opgetreden zijn met de klimatologische glaciale/interglaciale fluctuaties.

Hieruit kan aangenomen worden dat fan-aangroei, zeker wanneer het gaat om fans in de onmiddellijke nabijheid van poolkappen of gletsjers zoals dit het geval is voor de Crary Fan, plaatsvindt tijdens glaciale periodes.

De sequentiestratigrafische interpretatie van de beschikbare seismische gegevens laat toe een sedimentatiemodel voor de zuidoostelijke Weddell Zee en de Crary fan op te stellen. Binnen dit model beschouwt men cycli van telkens vier fasen :

Fase1 : glaciale periode
Fase 2 : glaciaire terugtrekking
Fase 3 : interglaciale periode
Fase 4 : nieuwe glaciale fase

Deze vier klimatologische fasen en hun relatie tot de sedimentatie in de zuidoostelijke Weddell Zee worden gedocumenteerd aan de hand van Figuur 88.

<u>Fase 1 : Glaciale periode - Lage Zeespiegelstand - Actieve fangroei</u>

Glaciaire perioden of perioden met globaal koud klimaat stemmen overeen met een eustatische lage zeespiegelstand. In Antarctica worden deze koude perioden eveneens gekenmerkt door voortschrijdende en eroderende ijskappen die de volledige continentale shelf kunnen bedekken. Keilemen en tills, gevonden op de shelfbodem tot aan de shelfrand, laten met vrij grote zekerheid vermoeden dat de ijskappen in de zuidelijke en zuidoostelijke Weddell Zee de rand van de shelf ten minste één maal bereikten (Kuvaas & Kristoffersen, 1991). Deze ijskappen kunnen een zeer grote hoeveelheid sedimenten bevatten en ze over een grote afstand van het oorsprongsgebied vervoeren.

Zo vertonen de Filchner en Ronne ijskappen convergerende ijsstromen (zie 5.2, Figuur 48) die een grote hoeveelheid sedimenten opvangen en transporteren. Wanneer de ijskap

de rand van de shelf bereikt worden de sedimenten afgezet op de bovenste continentale helling. Door verschuiving of afglijdingen van deze snel afgezette sedimenten kunnen er troebelingsstromen ontstaan, die verantwoordelijk kunnen gesteld worden voor de vorming van de turbidietafzettingen aan de voet van de continentale helling.

Subglaciaire smeltwaterstromingen, die preferentieel langs subglaciaire erosievormen, zoals de Crary Trough kunnen stromen, brengen een belangrijke hoeveelheid sedimenten naar de geulen of canyons die in de continentale helling door de turbidietstromen uitgeschuurd werden. Hieruit volgen turbidietische afzettingen met de typische channel-levee complexen in de fan. Grovere sedimenten komen aan de basis van de geulen voor, levee- en "oeverwalachtige" afzettingen, ontstaan vanuit de geul, zijn opgebouwd uit goed gesorteerde fijnere sedimenten. Belangrijke hoeveelheden turbitietische zanden worden inderdaad wijd verspreid aangetroffen op de continentale helling en de abyssale vlakte in het oostelijk gedeelte van de Crary fan (Wright & Anderson, 1982). De Corioliskrachten kunnen mede verantwoordelijk geweest zijn voor het ontstaan van hoger en sterker ontwikkelde westelijke levees.

Fase 2 : Glaciaire terugtrekking - Snelle zeespiegelstijging - Uitsterven van fanaktiviteit

Tijdens perioden van globale opwarming kent men een terugtrekking van de ijskappen, die gepaard gaat met een snelle eustatische zeespiegelstijging. Een dergelijke stijging induceert de verder afsmelting van de basis van de ijskap tot de eventuele vorming van drijvende ijsschollen. Langs de continentale shelf eindigt de subglaciaire erosie en worden er in zones van basale afsmelting diamictons (slecht tot niet gesorteerd terrigeen sedimentair materiaal zoals bvb. till) op de shelf afgezet. De verspreiding van de shelfsedimenten gebeurt door koude smeltwaterstromingen (Haase, 1986) en gravitationele transportprocessen (Melles, 1991).

De koude smeltwaterstromingen op de bodem van de continentale shelf voeren nog steeds belangrijke hoeveelheden sedimenten tot aan de rand van de shelf en de bovenste continentale helling, waar ze afgezet worden als dunne transgressieve eenheden, die in onlap eindigen tegen de onderliggende shelfsequenties. Volgens Bowman & Vail (1992) gaat een snelle zeespiegelstijging in een milieu met een grote sedimentaanvoer gepaard met de ontwikkeling van dunne transgressieve systems tracts, die aan de top eindigen met een schijnbare truncatie.

Bij een zeespiegelstijging kent men een stapsgewijze verschuiving van het sedimentatiegebied naar de shelf toe met een merkbare vermindering van de aktiviteit van de

turbidietstromen, waardoor geleidelijk de aktiviteit in de fan stilvalt. Er kan wel steeds een zekere hoeveelheid sedimenten naar de fan aangevoerd worden door koud smeltwater dat naar de diepzee stroomt via bestaande canyons op de continentale helling en bestaande geulen in de fan. De fanchannels zouden op die manier geleidelijk opgevuld worden met relatief fijn materiaal, bovenop het grove basismateriaal. Dit verschijnsel, waarbij de fanchannels opgevuld worden tijdens een stijgende zeespiegel wordt eveneens in 5.1.5.2 besproken voor de Indus Fan (Kolla & Coumes, 1987).

Fase 3 : Interglaciale periode - Hoge zeespiegelstand - Shelfuitbreiding

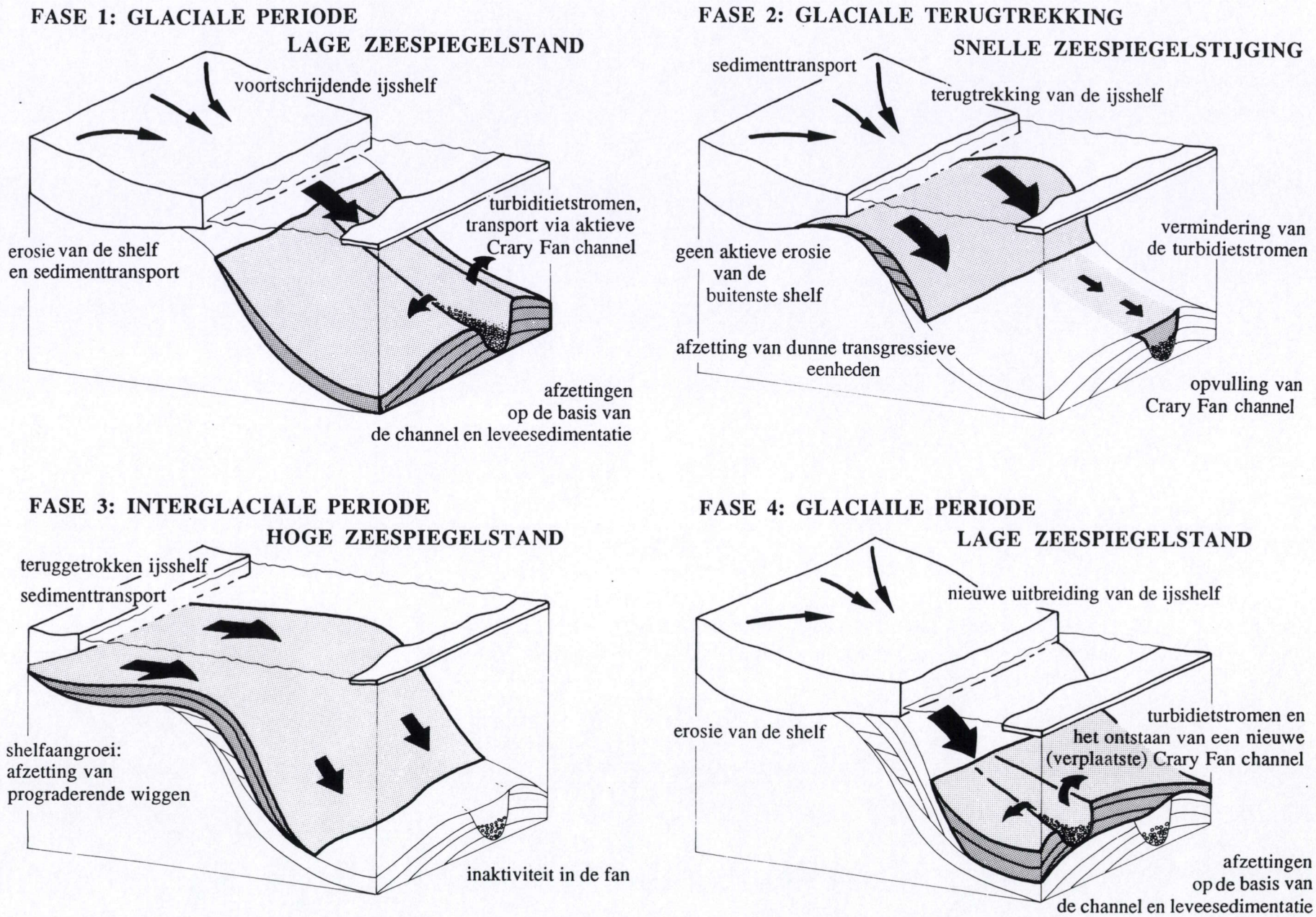
Een algemeen warm klimaat of een interglaciale periode stemt overeen met een eustatische hoge zeespiegelstand. Deze periode wordt gekenmerkt door een maximale terugtrekking van de drijvende ijskappen, waardoor een groot gedeelte ijsvrij wordt. De verspreiding van de shelfafzettingen door de koude bodemstromingen blijft verder doorgaan.

De sedimenten die door de ijskappen vanuit het oorsprongsgebied worden aangebracht, worden over de continentale shelf getransporteerd als suspensiemateriaal in koud smeltwater onder de ijskappen. Doordat de geulen in een vorig stadium van vergletsjering volledig werden opgevuld, zullen deze uiteraard niet meer als preferentiele weg voor de met sedimenten beladen koude stromingen fungeren. Het suspensiemateriaal, aanwezig in het koud smeltwater, wordt afgezet langs de shelf en het bovenste deel van de continentale helling, met de vorming van de typische prograderende wiggen. Tijdens de interglaciale periode kan de fan als inaktief beschouwd worden.

Fase 4 : Nieuwe glaciale periode - Lage zeespiegelstand - Erosie ter hoogte van de shelf en aktieve fangroei

Bij een nieuwe glaciatie kent men opnieuw een verlaging van de zeespiegel, de Ronne en Filchner ijskappen breiden zich uit over de shelf van de zuidelijke Weddell Zee. De ijsshelf bereiken de bodem t.h.v. de continentale shelf en eroderen aldus de oudere sequenties afgezet gedurende de vorige hoge zeespiegelstand op de shelf en de bovenste continentale helling.

Door de uitbreiding van de ijskappen verhoogt de turbidietische aktiviteit met de vorming van nieuwe canyons en geulen langs en aan de voet van de continentale helling en met de afzetting van nieuwe channel-levee sequenties in de fan. De positie van de nieuwe channel-levee sequenties zal niet noodzakelijk op dezelfde plaats zijn als deze van het voorgaande complex. In de loop der tijden kunnen verschillende migraties en sprongen van de geulen



Figuur 88. Sedimentatiemodel van de Crary Fan (naar De Batist, Henriet, Miller, Moons et al, 1991).

opgetreden zijn. Daar de westelijke levees meestal sterker ontwikkeld zijn, zal op een zeker ogenblik een oostwaartse belangrijke migratie van het channel-levee complex de meest waarschijnlijke verschuiving zijn (zie 5.3.4).

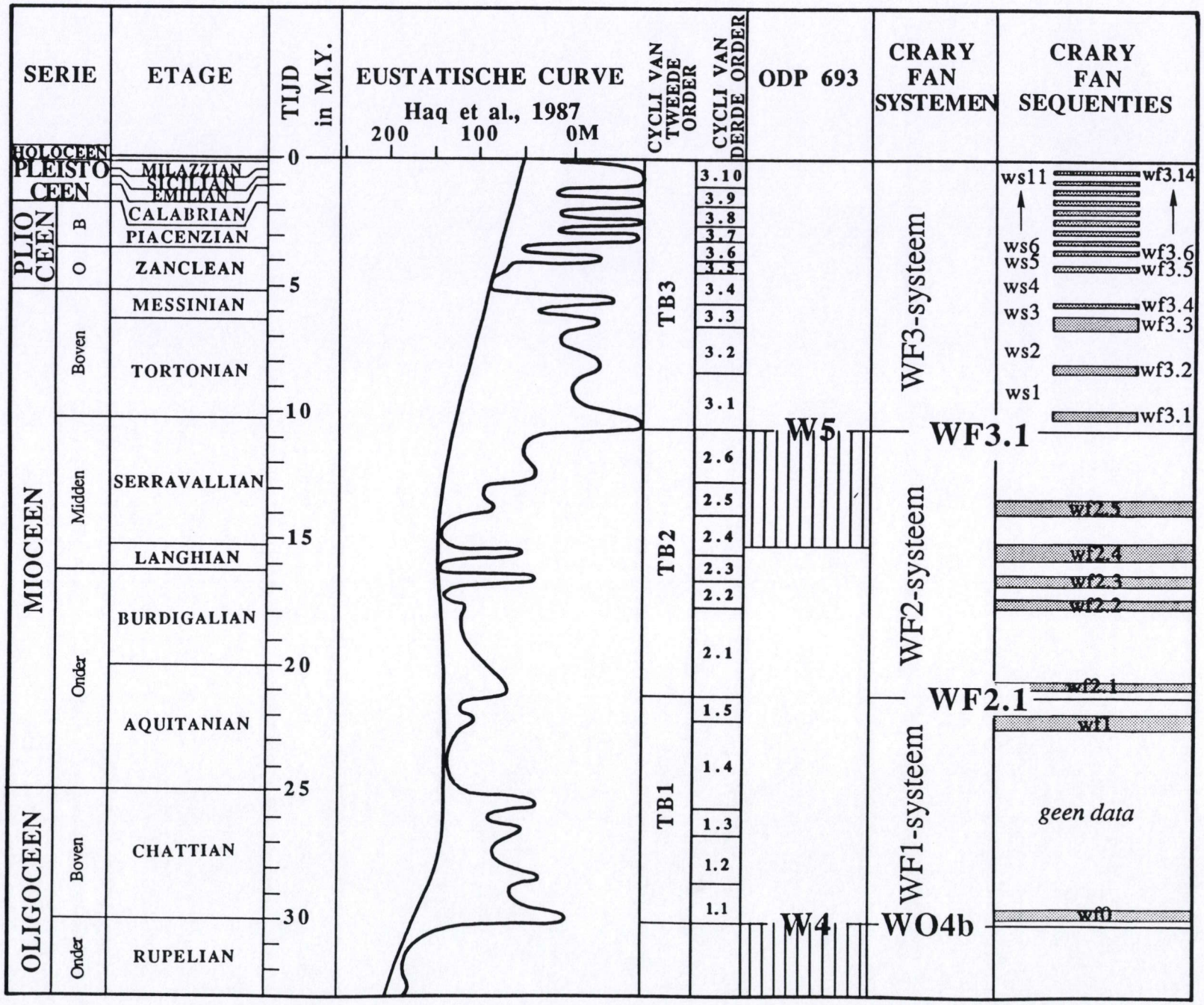
5.6.3 Evolutie van de Crary Fan

Uit het voorgestelde sedimentatiemodel voor de Crary Fan volgt dat de verschillende wf sequenties van de drie channel-levee complexen afgezet werden in perioden van lage zeespiegelstand, geassocieerd met belangrijke vergletsjeringen (laagstand systems tracts). ODP-Site 693 (Leg 113) vormt de enige chronostratigrafische referentie voor geologisch onderzoek in de oostelijke Weddell Zee (zie 4.3.2 en Miller et al., 1990). Dit seismostratigrafisch model werd vervolgens naar de zuidoostelijke Weddell Zee uitgebreid, door middel van twee lange correlatieprofielen. Opvallend hierbij is dat de W4 discordantie, gedefinieerd in de ODP-zone, zich naar het zuiden toe opsplitst in twee belangrijke sequentiegrenzen WO4a en WO4b. Het WO4b oppervlak vormt in het volledige studiegebied de basis van de verschillende Crary Fan sequenties. Dit impliceert dat de beginfase van het sedimentatiesysteem van de Crary Fan vermoedelijk reeds dateert van het begin van het Boven-Oligoceen.

De relatie tussen de eustatische zeespiegelschommelingen en de periodes van aktieve fanuitbreiding enerzijds en de veronderstelde aanvang van de fansedimentatie in het Boven-Oligoceen anderzijds suggereren dat de drie Crary Fan channel-levee complexen WF1, WF2 en WF3 met de drie post-Onder-Oligocene eustatische cycli van tweede orde TB1, TB2 en TB3 van Haq et al. (1987) overeenstemmen (Figuur 89).

Een eerste belangrijke oostwaartse migratie van het fansedimentatiesysteem, die de grens tussen de channel-levee complexen WF1 en WF2 karakteriseert en de afzettingen in een gemigreerde positie zijn dus vermoedelijk een gevolg van de Onder-Miocene eustatische zeespiegeldaling. De discordantie WF3.1, die de tweede grote migratie en de grens tussen de channel-levee systemen WF2 en WF3 weergeeft, zou dan corresponderen met de eind Midden-Miocene zeespiegeldaling. Deze discordantie werd reeds door Kuvaas & Kristoffersen (1991) gecorreleerd met de Midden-Miocene discordantie W5 op het ODP-Site 693 (4.3.2).

Daarenboven werd getracht elk van de 20 geïndentificeerde fansequenties in de drie channel-levee complexen te correleren met de gekende eustatische lage zeespiegelstanden van derde orde (Haq et al., 1987) sinds het Boven-Oligoceen (Figuur 89). Uit deze correlatieoefening blijkt een opvallende overeenkomst te bestaan in aantal en frequentie tussen de Crary Fan sequenties en de eustatische zeespiegelschommelingen. De veranderende



Figuur 89. Evolutie van de Weddell Zee

sedimentatie-omstandigheden, geassocieerd met sterke migraties binnen het WF3 channel-levee complex (wf3.6 tot wf3.14), kunnen een uiting zijn van de frequente zeespiegelschommelingen met grote amplitude tijdens het Boven-Plioceen en Pleistoceen. Er worden weliswaar iets meer fansequenties gedefinieerd dan zeespiegelfluctuaties van derde orde vanaf het Boven-Plioceen, waardoor het onmogelijk was de sequenties wf3.6 tot wf3.14 elk afzonderlijk op de curve van Haq et al. (1987) met zekerheid aan te duiden.

De verschillende prograderende ws shelfsequenties, geïnterpreteerd als hoogstand systems tracts, worden gecorreleerd met de eustatische hoge zeespiegelstanden binnen het derde channel-levee complex WF3 vanaf het Midden-Mioceen.

De sequenties ws2a en ws3a, alsook de geulopvullingen, werden afgezet tijdens een stijgende zeespiegel en maken deel uit van de transgressieve system tracts.

Het aantal prograderende shelfsequenties vanaf ws6 stemt niet volledig overeen met het aantal fansequenties, hetgeen zou kunnen te wijten zijn aan het verlies van informatie op grotere diepte op de shelfprofielen door de aanwezigheid van de zeebodemmultiple. Wel kan met vrij grote zekerheid gezegd worden dat de fansequentie wf3.5 bedekt wordt door de shelfsequentie ws5 en dat de afzetting van de laatste voortschrijdende sequentie ws11 gebeurde tijdens de laatste hoge zeespiegelstand, na de sedimentatie van de wf3.14 fansequentie.

6. BESLUIT

De verwerking van het volledig beschikbaar seismisch netwerk in de zuidoostelijke Weddell Zee maakte een gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische interpretatie van de Crary Fan en van de shelfsedimenten in de zuidoostelijke Weddell Zee mogelijk en dit in associatie met zeespiegelfluctuaties die gepaard gingen met klimatologische veranderingen.

Door de goede resolutie van de AWI/RCMG profielen werden binnen de twee jongste channel-levee complexen in totaal 19 sequenties onderscheiden. Daarenboven werd er één sequentie, behorende tot het onderste en meer westwaarts gelegen channel-levee-complex gedefinieerd. Binnen de prograderende shelfafzettingen konden in totaal 11 sequenties gedefinieerd worden. Uit de opeenvolging van de 11 geïnterpreteerde shelfsequenties, en hun relatie met de verschillende fansequenties kan een sedimentatiemodel voor de Crary Fan, geassocieerd met klimatologische fluctuaties (glaciaties/deglaciaties) voorgesteld worden. Binnen dit model onderscheidt men vier fasen : glaciale periode / glaciaire terugtrekking / interglaciale periode / nieuwe glaciale periode.

De drie verschillende channel-levee systemen WF1, WF2 en WF3 van de Crary Fan blijken actief te zijn geweest tijdens perioden van lage relatieve zeespiegelstand in associatie met belangrijke uitbreidingen van de ijsshelf tijdens glaciaire omstandigheden. Verhoogde smeltwateraanvoer in hoofdzaak afkomstig van de Filchner IJskap veroorzaakte de turbidietstromingen, waardoor er aan de voet van de continentale helling fanvorming met de afzetting van fijnere sedimenten optreedt (laagstand systems tracts). Significante hoeveelheden terrigene sedimenten worden aldus op de Antarctische diepzeebodem afgezet gedurende perioden van belangrijke ijsuitbreidingen. De basis van de geulen worden tijdens de aktieve fan-aangroei bedekt met een relatief dunne laag grovere sedimenten. Op de shelf kent men tijdens de glaciaire perioden belangrijke uitbreidingen van de ijskap met uitsgesproken erosie ter hoogte van de shelf voor gevolg.

Op dezelfde wijze kan men stellen dat tijdens de opwarming de turbidietstromen in kracht verminderen en dat aldus de sedimentatieactiviteit in de fan zo goed als stilvalt. Het is in de overgang glaciaal/interglaciaal, die gepaard gaat met een relatieve zeespiegelstijging dat de volledige opvulling van de geulen plaatsvindt en dat de afzetting van de onlapsequenties ws2a en ws3a, gedefinieerd nabij de shelf, vermoedelijk plaatsgrijpt (transgressieve systems tracts).

Ter hoogte van de shelf herkent men tijdens hoge zeespiegelstanden een vrij belangrijke sedimentatie met de opbouw van prograderende shelfeenheden (hoogstand systems tracts), waarvan sommige sequenties(ws5 tot ws11) kunnen gevolgd worden tot aan de eerder afgezette WF3 levees in de Crary Fan. Tijdens deze interglaciale perioden kan men stellen dat de fan inaktief is. In het channel-complex CH2 neemt men erosie door het oppervlak E en opvulling waar, zonder duidelijke activiteit van de fan, die zou kunnen toegeschreven worden aan de aktiviteiten in een interglaciale periode. In het CH3 complex neemt men erosie zonder opvulling waar, die zou te wijten zijn aan recente diepwaterstromingen in de huidige interglaciale periode.

Na de aktieve fansedimentatie van de complexen WF1 en WF2 herkent men telkens een spectaculaire oostwaartse verplaatsing van het channel complex. Tijdens de aktiviteit van het channel-levee complex WF2 worden er geen merkwaardige interne migraties van de verschillende geulen waargenomen. De afzetting van de negen jongste sequenties wf3.6 tot wf3.14 van het derde channel-levee systeem WF3 ging daarentegen gepaard met belangrijke migraties van de respektievelijke geulen.

Door een correlatie met ODP resultaten (Site 693-Leg 113) en een vergelijkend onderzoek met gekende zeespiegelschommelingen kon de evolutie van de Crary Fan geschetst worden. De Crary Fan blijkt aktief te zijn geweest vanaf het Midden-Oligoceen. De limiet tussen de channel-levee systemen WF1 en WF2 werd gecorreleerd met de Onder-Miocene lage zeespiegelstand, terwijl de limiet tussen het tweede en derde channel-levee systeem WF2 en WF3 waarschijnlijk correspondeert met de eind Midden-Miocene verlaging van de zeespiegel. De verschillende fansequenties binnen de drie grote systemen werden gecorreleerd met gekende lage zeespiegelstanden van derde orde. De afzetting van de negen migrerende eenheden wf3.6 tot wf3.14 binnen het WF3 systeem werden toegeschreven aan de zeer frequente Plio-Pleistocene zeespiegel-fluctuaties (glaciaties/deglaciaties) met grote amplitude.

7. BIBLIOGRAFIE

Anderson, J.B., Andrews, B.A., Bartek, L.R. & Truswell, E.M. (1991) - Petrology and palynology of Weddell Sea glacial sediments : implications for subglacial geology. In : Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (eds), Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press, 231-235.

Anderson, J.B. & Bartek, L.R. (1990) - Interpretation of glacial marine deposits and the stratigraphic record of Antarctica's glacial, climatic and oceanographic history : problems, progress and future needs. Overview and extended abstracts of the International Workshop on Antarctic offshore Acoustic Startigraphy (ANTOSTRAT), California 7-10 June 1990, 25-30.

Anderson, J.B., Brake, C., Domack, E.W., Myers, N. & Singer, J. (1983) - Sedimentary dynamics of the Antarctic Continental Shelf. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 387-389.

Anderson, J.B., Kurtz, D.D., Domack, D.W. & Balshaw, K.W. (1980) - Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. J. Geol., **88**, 399-414.

Anderson, J.B. & Molnia, B.F. (1989) - Glacial-Marine Sedimentation. Short Course in Geology. American Geophysical Union, **9**, 127 pp.

Andrews, P.B. (1977) - Depositional facies and the early phase of ocean basin evolution in the circum-Antarctic region. Marine Geology, **25,** 1-13.

Barker, P.F. & Burrell, J. (1977) - The opening of the Drake Passage. Marine Geology, **25**, 15-35.

Barron, E.J. & Harrison, C.G.A. (1980) - An Analysis of Past Plate Motions : The South Atlantic and Indian Oceans. In : Davies, P.A. & Runcorn, S.K. (eds), Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics. Academic Press, 89-109.

Barron, J.B., Larsen, J., Baldauf, J. & Shipboard Scientific Party (1988) - Early glaciation of Antarctica. Nature, **333**, 303-304.

Baum, G.R. & Vail; P.R. (1988) - Sequence Stratigraphic Concepts Applied to Paleogene Outcrops, Gulf and Atlantic Basins. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach. SEPM Special Publication, No. **42**, 309-327.

Behrendt, J.C. (1983) - Geophysical and Geological studies relevant to assessment of the petroleum resources of Antarctica. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 423-428.

Behrendt, J.C. (1985) - Developing Legal Regime. Are there petroleum resources in Antarctica? Chapter 12, 191-202.

Bellaiche, G., Droz, L., Coutellier, V., Berthon, J.L., Orsolini, P., Ravenne, C., Aloisi, J.C., Got, H. & Monaco, A. (1984) - Detailed Morphology, Structure and Main Growth Pattern of the Rhône Deep-Sea Fan. Marine Geology, **55**, 181-193.

Bellaiche, G., Coutellier, V. & Droz, L. (1989) - Detailed Morphology, Sedimentary Strucure and Evolution of the Continental Margin of the Western Provençal Basin (South of France) Since the Late Miocene. Marine Geology, **89**, 259-268.

Bentley, C.R. (1983) - Crustal Structure of Antarctica from geophysical evidence - A review. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 491-497.

Bergh, H.W. (1977) - Mesozoic seafloor off Dronning Maud Land, Antarctica. Nature, **269**, 686-687.

Bergsager, E. (1983) - Basic conditions for the exploration and exploitation of mineral resources in Antarctica : options and precedents. In : Vicuna, F.O. (ed), Antarctic Resources Policy, 167-183.

Bonatti, E. & Honnorez, G. (1976) - Sections of the Earth's Crust in the Equatorial Atlantic. Journ. Geophys. Res., **81**, 23, 4104-4116.

Bouma, A.H., Normark, W.R. & Barnes, N.E. (eds). (1985) - Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag, New York, 351 pp.

Bowman, S.A. & Vail, P.R. (1992) - Response of Stratal Patterns and Lithofacies Distribution to Sediment Supply, Tectonic, and Eustatic Variations. Abstracts of the Intern. Conf. on "Sea-Level Changes-Processes and Products", Stuttgart, February 1992.

Brice, S.E., Cochran, M.D., Pardo, G. & Edwards, A.D. (1982) - Tectonics and Sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence : Cabinda, Angola. In : Watkins, J.S. & Drake, C.L. (eds), Studies in Continental Margin Geology. AAPG Memoir **34**, 5-18.

Brock, B.B. (1964) - The Southern Ocean as a structural entity. In : Adie, R.J. (ed), Antarctic Geology. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 657-665.

Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D. & Wright, J. (1989) - Ocean Circulation. Open University, Oceanography Course Team, 238 pp.

Carter, R.M. (1988) - The nature and evolution of deep-sea channel systems. Basin Research, 1, 41-54.

Clark, J.A. & Longle, C.S. (1977) - Future sea-level changes due to West-Antarctic ice sheet fluctuations. Nature, **269**, 206-209.

Cooper, A.K., Barrett, P.J., Hinz, K., Traube, V., Leitchenkov, G. & Stagg, H.M.J. (1991) - Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin : a record of glacial-eustatic and tectonic events. Marine Geology, **102**, 175- 213.

Cooper, A.K. & Davey, F.J. & Behrendt, J.C. (1987) - Seismic Stratigraphy and Structure of the Victoria Land Basin, Western Ross Sea, Antarctica. The Antarctic Continental Margin : Geology and Geophysics of the Western Ross Sea. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, **5B**, 27-76.

Craddock, C. (1982) - Antarctica and Gondwanaland. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 3-13.

Curtis, C.D. (1980) - Diagenetic alteration in black shales. J. Geol. Soc., London, **137**, 189-194.

Dalziel, I.W.D., Garrett, S.W., Grunow, A.M., Pankhurst, R.J., Storey, B.C.& Vennum, W.R. (1987) - The Ellsworth Whitmore Mountains crustal block : its role in the tectonic evolution if West Antarctica. In : McKenzie, G.D. (ed), Gondwana Six : Structure, Tectonics and Geophysics. American Geophys Union, **40**, 173-182.

Damuth, J.E. & Flood, R.D. (1985) - Amazon Fan, Atlantic Ocean. In : Bouma, A.H., Normark, W.R. & Barnes, N.E. (eds), Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag, 97-106.

Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H. & Gorini, M.A. (1988) - Anatomy and Growth Pattern of Amazon Deep-Sea Fan as Revealed by Long-Range Side Scan Sonar (Gloria) and High-Resolution Seismic Studies. AAPG Bulletin, **72**, 8, 855-911.

Davey, F.J., Hinz, K. & Schroeder, H. (1983) - Sedimentary basins of the Ross Sea, Antarctica. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 533-538.

De Batist, M. (1989) - Seismostratigrafie en struktuur van het Paleogeen in de Zuidelijke Noordzee. Onuitgegeven doctoraatsstudie, Rijksuniversiteit Gent, 107 pp.

De Batist, M., Dennielou, B. & Moons, A. (1991) - Projekt ANTAR/II/09 - Verslag juni 1991. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, 15 pp en bijlagen.

De Batist, M., Henriet, J.P., Miller, H., Moons, A., Dennielou, B., Maes, E., Jokat, W., Schulze, B., Uenzelmann-Neben, G., Versteeg, W. & the GRAPE Team (1991) - High-resolution seismic investigation of the evolution (stratigraphy and structure) of the continental margins of the eastern Weddell Sea and of the Antarctic Peninsula. Project ANTAR/II/09 - Final Report December 1991. Science Policy Office, Belgian Scientific Research Programme on the Antarctic, Renard Centre of Marine Geology, 64 pp.

De Batist, M., Henriet, J.P., Moons, A. & Schulze, B. (1990) - Projekt ANTAR/II/09 - Verslag juni 1990. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, 18 pp en bijlagen.

De Batist, M., Henriet, J.P., Moons, A. & Versteeg, W. (1989) - Projekt ANTAR/II/09 - Verslag december 1989. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, 10 pp en bijlagen.

De Batist, M. & Moons, A. (1990) - Projekt ANTAR/II/09 - Verslag december 1990. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology,15 pp en bijlagen.

Dennielou, B. (1991) - Stratigraphie sismique du lobe oriental du Crary Fan, Mer de Weddell, Antarctique. Thèse DEA "Geosciences Marines", 27 pp.

De Wit, M.J. (1977) - The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. Tectonophysics, **37**, 53-81.

De Wit, M., Jeffrery, M., Bergh, H. & Nicolaysen, L. (1988) - Geological Map of sectors of Gondwana, scale 1:10 000 000.

Dietz, R.S. (1973) - Morphologic Fits of Noth America/Africa and Gondwana : A Review. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, London, 865-873.

Dietz, R.S. & Holden, J.C. (1970) - Reconstruction of Pangaea : Breakup and Dispersion of Continents, Permian to Present. J. Geoph. Res., **75**, 4939-4956.

Dingle, R.V., Siesser, W.G. & Newton, A.R. (1983) - Mesozoic and Tertiary Geology of Southern Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 375 pp.

Donovan, A.D., Baum, G.R., Blechschmidt, G.L., Loutit, T.S., Pflum, C.E. & Vail, P.R. (1988) - Sequence Stratigraphic Setting of the Cretaceous-Tertiary Boundary in Central Alabama. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach. SEPM Special Publication, No. **42**, 299- 307.

Douglas, R.G., Moullade, M. & Nairn, A.E.M. (1973) - Causes and Consequences of Drift in the South Atlantic. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, London, 517-537.

Drewry, D. (1986) - Glacial Geologic Processes. Edward Arnold, Maryland, USA, 276 pp.

Droz, L. (1983) - L'Eventail Sous-Marin Profond du Rhône (Golfe de Lion) : Grands Traits Morphologiques et Structure Semi-Profonde. Onuitgegeven D.E.A. - thesis, Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine, Université Pierre et Marie Curie, Villefranche-sur-Mer, 195 pp.

Droz, L. & Bellaiche, G. (1985) - Rhône Deep-Sea Fan : Morphostructure and Growth Pattern. AAPG Bulletin, **69**, No. 1, 460-479.

Droz, L. & Bellaiche, G. (1987) - Morphologie et structure sédimentaire du Cône de l'Indus : premiers résultats de la campagne MD 51/Profindus. C.R. Acad. Sci. Paris, T. **305**, Série II, 109-113.

Droz, L. & Bellaiche, G. (1991) - Seismic Facies and Geologic Evolution of the Central Portion of the Indus Fan. In : Weimer, P. & Link, M.H. (eds), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems.Frontiers in Sedimentary Geology, Springer-Verlag, 383-402.

Eittreim, S.L. Cooper, A.K. et al (1984) - Marine geological and geophysical investigation of the Antarctic continental margin. U.S. Geol. Surv. Circular, **935**, 172pp.

Eittreim, S.L. & Hampton, M.A. (eds). (1987) - The Antarctic Continental Margin : Geology and Geophysics of offshore Wilkes Land. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, USA, 221 pp.

Elverhøi, A. (1981) - Evidence for Late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea. Nature, **293**, 641-642.

Elverhøi, A. & Maisey, G.H. (1983) - Glacial erosion and morphology of the eastern and southeastern Weddell Sea Shelf. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 483-487.

Emery, K.O. & Uchupi, E. (1984) - The geology of the Atlantic Ocean. Springer-Verlag, New York Inc., 1050 pp.

Fairbridge, R.W. (1973) - Glaciation and Plate Migration. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, London, 501-513.

Foldvik, A., Gammelsdød, T. & Tørresen, T. (1985) - Circulation and water masses on the southern Weddell Sea Shelf. In : Jacobs, S.S. (ed), Oceanology of the Antarctic Continental Shelf. Antarctic Research Series, **43**, 5-20.

Fossum, B.A., Maisey, G.H. & Torsen, H.O. (1982) - Marine geophysical research in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expeditions of 1976-1977. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 397-404.

Francheteau, J. (1973) - Plate tectonic Model of the Opening of the Atlantic Ocean South of the Azores. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, London, 197-203.

Fütterer, D.K. & Melles, M. (1990) - Sediment patterns in the southern Weddell Sea : Filchner shelf and Filchner depression. In : Bleil, U. & Thiede, J. (eds), Geologic History of the Polar Oceans : Arctic versus Antarctic. Kluwer Acad. Publ., 381-401.

Garrett, S.W. & Storey, B.C. (1987) -Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during the Cenozoic subduction. In : Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hanrock, P.L. (eds), Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., **28**, 419-431.

Gerrard, I. & Smith, G.C. (1982) - Post-Paleozoic Succession and Structure of the Southwestern African Continental Margin. In : Watkins, J.S. & Drake, C.L. (eds). Studies in Continental Margin Geology. AAPG Memoir **34**, 49-74.

Ghidella, M.E., Raymond, C.A. & LaBrecque, J.L. (1991) - Verification of crustal sources for satellite elevation magnetic anomalies in West Antarctica and the Weddell Sea and their regional tectonic implications. In : Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (eds), Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press, 243-250.

Gonzalez-Ferran, O. (1983) - The Larsen Rift : an active extension fracture in West Antarctica. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 344-346.

Grikurov, G.E. (1982) - Structure of Antarctica and outline of its evolution. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 791-804.

Grindley, G.W. & Davey, F.J. (1982) - The reconstruction of New Zealand, Australia and Antarctica. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 15-29.

Haase, G.M. (1986) - Glaciomarine sediments along the Filchner-Ronne Ice Shelf, southern Weddell Sea-first results of the 1983-84 Antarktis IV/4 expedition. Marine Geology, **72**, 241-258.

Hailwood, E.A. & Tarling, D.H. (1973) - Palaeomagnetic Evidence for a Proto-Atlantic Ocean. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 37-47.

Hambrey, M.J., Larsen, B., Ehrmann, W.U. & ODP Leg 119 Shipboard Scientific Party. (1989) - Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program. Polar Rec., **25** (153), 99-106.

Hamilton, W. (1963) - Antarctic tectonics and continental drift. In : Munyan, A.C. (ed), Polar wandering and continental drift. Tulsa Oklahoma, 74-93.

Hamilton, W. (1964) - Tectonic map of Antarctica - A progress report. In : Adie, R.J. (ed), Antarctic Geology. North-Holand Publishing Company, Amsterdam, 676-680.

Haq, B.U. (1991) - Sequence Stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **12**, 3-39.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science, Washington, **235**, 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. **42**, 71-108.

Haugland, K. (1982) - Seismic reconnaissance survey in the Weddell Sea. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 405-413.

Haugland, K. & Kristoffersen, Y. (1985) - Geophysical studies in the southern Weddell Sea. In : Orheim, O. (ed), Report of the Norwegian Antarctic Expedition 1984/1985, 89-100.

Haugland, K., Kristoffersen, Y. & Velde, A. (1985) - Seismic investigations in the Weddell Sea Embayment. In : Husebye, E.S., Johnson, G.L. & Kristoffersen, Y. (eds), Geophysics of the Polar regions. Elsevier Science Publishers, 293-313.

Hay, W.W., Shaw, C.A. & Wold, C.N. (1989) - Mass-balanced paleogeographic reconstructions. Geologische Rundschau, **78/1**, 207-24

Hayes, D.E. & Frakes, L.A. (1975) - General Synthesis : Deep Sea Drilling Project 28. In : Hayes, D.E. & Frakes, L.A. (eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office. Washington, D.C., **28**, 919-942.

Henriet, J.P. & Miller, H. (1990) - Some speculations regarding the nature of the Explora-Andenes Escarpment. In : Bleil, U. & Thiede, J. (eds), Geologic History of the Polar Oceans : Arctic versus Antarctic. Kluwer Acad. Publ., 163-169.

Henriet, J.P., Miller, H., Meissner, R., Moons, A., Huws, D., Jokat, W., Kaul, N., Vanheuverswijn, E. & Versteeg, W. (1988) - Reflection seismic investigations in the Weddell Sea and along the Antarctic Peninsula. Projekt ANTAR 09 - Eindverslag december 1988. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, 79 pp.

Henriet, J.P., Miller, H., Meissner, R., Moons, A., Huws, D., Jokat, W., Kaul, N., Vanheuverswijn, E. & Versteeg, W. (1989) - Reflection seismic investigations in the Weddell Sea and along the Antarctic Peninsula. In : Cashetto, S. (ed), Antarctica, Scientific Results of Phase One (Oct 85-Jan 89). Belgian Scientific Research Programme on Antarctica, vol 2, Marine Geophysics, part B, 1-79.

Henriet, J.P. & Moons, A. (1986) - Projekt ANTAR 09 - Verslag december 1986. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, 47 pp.

Henriet, J.P. & Moons, A. (1988) - Projekt ANTAR 09 - Verslag juni 1988. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, 15 pp.

Henriet, J.P. & Moons, A. (1989) - Projekt ANTAR 09 - Verslag juni 1989. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, 9 pp.

Henriet, J.P., Moons, A. & Vanheuverswyn, E. (1987) - Projekt ANTAR 09 - Verslag juni 1987. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, vol I, II, 36 pp.

Henriet, J.P., Moons, A. & Vanheuverswyn, E. (1987) - Projekt ANTAR 09 - Verslag december 1987. Diensten voor Programmatie van het Wetenschapsbeleid, Wetenschappelijk Onderzoekprogramma betreffende het Zuidpoolgebied, Renard Centre of Marine Geology, 21 pp.

Herrod, L.D.B. & Garrett, S.W. (1986) - Geophysical fieldwork on the Ronne Ice Shelf, Antarctica. First Break, **4**, 1, 9-14.

Hinz, K. (1981) - A hypothesis on terrestrial catastrophes. Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins. Their origin and palaeoenvironmental significance. Geol. Jb., **E 22**, 3-28.

Hinz, K. (1986) - Report on the Cruise "ANTARKTIS IV/3" of Polarstern. Part 1 : Results of BGR's Geophysical Investigations in the Weddell Sea, 137 pp.

Hinz, K. & Block, M. (1983) - Results of geophysical investigations in the Weddell Sea and in the Ross Sea, Antarctica. Proceeding of 11th World Petrol. Congr., London 1983, **2**, 279-291.

Hinz, K. & Krause, W. (1982) - The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica : seismic sequences, structural elements and geological developments. Geol. Jb., **E23**, 17-41.

Hinz, K. & Kristoffersen, Y. (1987) - Antarctica. Recent Advances in the Understanding of the Continental Shelf. Geol. Jb., **E 37**, 1-54.

Hofmann, J. & Weber, W. (1983) - A Gondwana reconstruction between Antarctica and South Africa. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 584-589.

Houtz, R.E. & Davey, F.J. (1973) - Seismic profiler and sonobuoy measurments in the Ross Sea, Antarctica. J. Geoph. Res., **78**, 3448-3468..

Houtz, R.E. & Meijer, R. (1970) - Structure of the Ross Sea Shelf from profiler data. J. Geoph. Res., **75**, 6592-6597.

Huber, B. (1988) - Upper Campanian - Maastrichtian foraminifers of the high southern latitudes : ontogenetic morphometric systematics, biostratigraphy, and paleobiogeography. Ohio State University, unpublished Ph D thesis, 237-313.

Ivanov, V.L. (1983) - Sedimentary basins of Antarctica and their preliminary structural and morphological classification. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 539-541.

Jacobs, S.S. (1985) - Oceanology of the Antarctic Continental Shelf. Antarctic Research Series, American Geophysical Union, **43**, 312 pp.

Jankowski, E.J., Drewry, D.J. & Behrendt, J.C. (1983) - Magnetic studies of upper crustal structure in West Antarctica and the boundary with East Antarctica. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 197-203.

Jervey, M.T. (1988) - Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and their Seismic Expression. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. **42**, 47-69.

Johnson, G.L., Vanney, J.R. & Hayes, D. (1982) - The Antarctic continental shelf. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 995-1002.

Kadmina, I.N., Kurinin, R.G., Masolov, V.N. & Grikurov, G.E. (1983) - Antarctic crustal structure from geophysical evidence : A review. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 498-502.

Kamanev, E.A. & Ivanov, V.L. (1983) - Structure and outline of geologic history of the southern Weddell Sea Basin. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 194-196.

Katz, B.J. & Pheifer, R.N. (1982) - Characteristics of Cretaceous Organic Matter in the Atlantic. In : Watkins, J.S. & Drake, C.L. (eds), Studies in Continental Margin Geology. AAPG Memoir **34**, 617-628.

Kaul, N. (1991) - Detailed seismic investigations at the eastern continental margin of the Weddell Sea off Kapp Norvegia, Antarctica. Berichte zur Polarforschung, **89**, 120 pp.

Kennett, J.P. (1977) - Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. J. Geoph. Res., **82**, 3843-3860.

Kennett, J.P. (1982) - Marine Geology. Prentice-Hall, Inc., New York, 813 pp.

King, L. (1973) - An Improved Reconstruction of Gondwanaland. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, London, 851-863.

King, L. & Downard, T.W. (1964) - Importance of Antarctica in the hypothesis of continental drift. In : Adie, R.J. (ed), Antarctic Geology. North-Holand Publishing Company, Amsterdam, 727-735.

Kolla, V & Coumes, F. (1987) - Morphology, Internal Structure, Seismic Stratigraphy, and Sedimentation of Indus Fan. AAPG Bulletin, **71**, No. 6, 650-677.

Kolla, V. & Macurda Jr., D.B. (1988) - Sea-Level Changes and Timing of Turbidity-Current Events in Deep-Sea Fan Systems. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. **42**, 381-392.

Komar, P.D. (1969) - The Channelized Flow of Turbidity Currents with Application to Monterey Deep-Sea Fan Channel. J. Geoph. Res. **74**, 4544-4558.

Kristoffersen, Y. & Haugland, K. (1986) - Geological Evidence for the East Antarctic Plate Boundary in the Weddell Sea. Nature, **322**, 538-541.

Kristoffersen, Y. & Hinz, K. (1991) - Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area. In : Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (eds), Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press, 225-230.

Kurinin, R.G. & Grikurov, G.E. (1982) - Crustal structure of part of East Antarctica from geophysical data. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 895-901.

Kuvaas, B. & Kristoffersen, Y. (1991) - The Crary Fan : A trough-mouth fan on the Weddell Sea continental margin, Antarctica. Marine Geology, **97**, 345-362.

LaBrecque, J.L. & Barker, P. (1981) - The age of the Weddell Basin. Nature, **290**, 489-492.

LaBrecque, J.L. & Keller, M. (1982) - A geophysical study of the Indo-Atlantic Basin. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 387-396.

Larson, R.L. & Ladd, J.W. (1973) - Evidence for the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous. Nature, **246**, 209-212.

Laughton, A.S., McKenzie, D.P. & Sclater, J.G. (1973) - The Structure and Evolution of the Indian Ocean. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, London, 203-212.

Lawver, L.A., Royer, J.-Y., Sandwell, D.T. & Scotese, C.R. (1991) - Evolution of the Antarctic continental margins. In : Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (eds), Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press, 533-539.

Lawver, L.A., Sclater, J.G. & Meinke, L. (1985) - Geophysics of the Southern Oceans - Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. Tectonophysics, **114**, 233-254.

Lawver, L.A. & Scotese, C.R. (1987) - A revised reconstruction of Gondwanaland. In : McKenzie, G.D. (ed), Gondwana Six : Structure, Tectonics and Geophysics. American Geophys. Union, **40**, 17-23.

Lorenzo, J.M. & Mutter, J.C. (1988) - Seismic Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Falkland/Malvinas Plateau. Revista Brasileira de Geociéncias, **18**, 2, 191-200.

Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R. & Baum, G.R. (1988) - Condensed Sections : The Key to Age Dating and Correlation of Continental Margins Sequences. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. **42**, 183-213.

Maisey, G.H. (1980) - Shallow seismic profiling on the South Eastern Weddell Sea continental margin. Paper presented at the meeting held at the Norwegian Petroleum Directorate on February 21-22, 1980 on plans for geologic research on the Norwegian continental shelf.

Manley, P.L. & Flood, R.D. (1988) - Cyclic Sediment Deposition within Amazon Deep-Sea Fan. AAPG Bulletin, **72**, 8, 912-925.

Mascle, J., Mougenot, D., Blarez, E., Marinho, M. & Virlogeux, P. (1987) - Aptian transform continental margins : examples from Guinea, the Ivory Coast and Mozambique. Geological Journal, **22**, 537-561.

McGinnis, L.D. & Kin, Y. (1985) - Deep seismic soundings along the boundary between East and West Antarctica. Antarctic Journal, 1985 Review, 21-22.

Melles, M. (1991) - Late Quaternary paleoglaciology and paleoceanography at the continental margin of the southern Weddell Sea, Antarctica. Berichte zur Polarforschung, **81**, 190 pp.

Miller, H. (1983) - The position of Antarctica within Gondwana in the light of Palaeozoic orogenic development. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 579-581.

Miller, H., De Batist, M., Jokat, W., Kaul, N., Steinmetz, S., Uenzelmann-Neben, G. & Versteeg, W. (1991) - Revised Interpretation of Tectonic Features in the Southern Weddell Sea, Antarctica, from New Seismic Data. Polarforschung, **60 (1)**, 33-38.

Miller, H., Henriet, J.P., Jokat, W. & Moons, A. (1988) - High-resolution reflection seismic investigations in the Weddell Sea during the ANTARKTIS V/4 expedition. In : "Proceedings of the Belgian National Colloquium on Antarctic Research". Brussels, October 20, 1987, 65-95.

Miller, H., Henriet, J.P., Kaul, N. & Moons, A. (1989) - A fine-scale seismic stratigraphy of the eastern margin of the Weddell Sea. In : Bleil, U. & Thiede, J. (eds), Geologic History of the Polar Oceans : Arctic versus Antarctic. Kluwer Acad. Publ., 131-161.

Miller, K.G., Fairbanks, R.G. & Mountain, G.S. (1987) - Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. Paleoceanography, **2**, 1, 1-19

Miller, K.G. & Kent, D.V. (1987) - Testing Cenozoic eustatic changes : the critical role of stratigraphic resolution. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication **24**, 51-56.

Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R. & Thomson, S.III. (1977) - Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2 : The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In : Payton, C.E. (ed), Seismic Stratigrapy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir **26**, 53-62.

Mitchum, R.M.Jr., Vail, P.R. & Sangree, J.B. (1977) - Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6 : Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In : Payton, C.E. (ed), Seismic Stratigrapy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir **26**, 117-133.

Mitchum, R.M.Jr., (1985) - Seismic Stratigraphic Expression of Submarine Fans. In : Berg, O.R. & Woolverton, D.G. (eds), Seismic Stratigraphy II : An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir **39**, 117-136.

Moons, A., De Batist, M., Henriet, J.P. & Miller, H. (1991) - Sequence Stratigraphy of the Crary Fan, Southeastern Weddell Sea. In : Proceedings of the 6th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Tokyo, 9-13 september 1991 (in press).

Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1972) - Turbidites of the Northern Apennines : Introduction to facies analysis (English translation by T.H. Nilsen, 1978). International Geology Review, **20**, 125-166.

Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1975) - Turbidite facies and facies association. Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. Intern. Assoc. of Sedim. Fieldtrip Guidebook A-11, Intern. Congress Sedimentologists, 21-36.

Nelson, C.H. (1983) - Modern submarine fans and debris aprons : an update of the first half century. In : Boardman, S.J. (ed), Revolution in the Earth Sciences, Advances in the Past-Half Century, 148-166.

Normark, W.R. (1970) - Growth patterns of deep-sea fans. AAPG Bulletin, **54**, 2170-2195.

Normark, W.R. (1978) - Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy environments. AAPG Bulletin, **62**, 912-931.

Norton, I.O. (1982) - Paleomotion between Africa, South America and Antarctica and implication for the Antarctic Peninsula. In : Craddock, C., Loveless, J.K., Vierima, T.L. & Crawford, K.A. (eds), Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, 99-106.

Norton, I.O. & Sclater, J.G. (1979) - A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. J. Geoph. Res., **84**, 6803-6830.

Oklida, Y., Yamazaki, T., Sato, S., Saki, T. & Oikawa, N. (1983) - Framework of the Weddell Basin inferred from the new geophysical and geological data. In : Nagati, T. (ed), Proceedings of the Third Symposium on Antarctic Geosciences, 1982. National Institute of Polar Research, Tokyo, 93-114.

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. & Hein, F.J. (1989) - Deep-Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics. Unwin Hyman, London, 426 pp.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R. (1988) - Eustatic Controls on Clastic Deposition I- Conceptual Framework. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. **42**, 109-124.

Posamentier, H.W. & Vail, P.R. (1988) - Eustatic Controls on Clastic Deposition I- Sequence and Systems Tract Models. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. **42**, 125-154.

Quilty, P.G. (1985) - Australia's Antarctic Basins : identification and evolution. Presented as the Distinguished Lecturer, Petroleum Exploration Society of Australia, 33pp.

Quilty, P.G. (1985) - Mineral resources of the Australian Antarctic Territory. (Comments from Tingey, R.J.). ANARE Research Notes. 165-215.

Rabinowitz, P.D. & LaBrecque J.L. (1979) - The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of its Continental Margins. J. Geoph. Res., **84**, 5973-6002.

Ritzwoller, M.H. & Bentley, C.R. (1983) - Magnetic anomalies over Antarctica measured from magsat. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 504-507.

Robinson, P.L. (1973) - Palaeoclimatology and Continental Drift. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds). Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, Academic Press, London, 451-476.

Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. (1976) - Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. Geologie en Mijnbouw, **55**, 179-184.

Shanmugam, G. & Moiola, R.J. (1985) - Submarine Fan Models : Problems and Solutions. In : Bouma, A.H., Normark, W.R. & Barnes, N.E. (eds), Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag, 29-34.

Shanmugam, G., Moiola, R.J. & Damuth, J.E. (1985) - Eustatic Control of Submarine Fan Development. In : Bouma, A.H., Normark, W.R. & Barnes, N.E. (eds), Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag, 23-28.

Shipboard Scientific Party ODP Leg 104 (1987) - Sites 642-644. Initial Reports, Nat. Sc. Found.

Shipboard Scientific Party ODP Leg 113 (1987) - Glacial history of Antarctica. Nature, **328**, 115-116.

Shipboard Scientific Party ODP Leg 113 (1987) - Leg 113 explores climatic changes. Geotimes, July 1987, 12-15.

Shipboard Scientific Party ODP Leg 113 (1988) - Sites 691 and 692. Initial Reports, Nat. Sc. Found., 293-328.

Shipboard Scientific Party ODP Leg 113 (1988) - Site 693. Initial Reports, Nat. Sc. Found., 329-447.

Smith, A.G. & Hallam, A. (1970) - The fit of the Southern Continents. Nature, **225**, 139-144.

Solheim, A. & Kristoffersen, Y. (1985) - Marine geological studies on the Weddell Sea Shelf. In : Orheim, O. (ed), Report of the Norwegian Antarctic Research Expedition 1984/1985, 101-115.

Stagg, H.M.J. (1984) - The structure and origin of Prydz Bay and MacRobertson Shelf, East Antarctica. Tectonophysics, **114**, 315-340.

Stagg, H.M.J., Ramsay, D.C. & Whitworth, R. (1983) - Preliminary report of a marine geophysical survey between Davis and Mawson Stations. In : Oliver, R.L. & James, P.R. (eds), Antarctic Earth Science. Cambridge University Press, 527-532.

Stern, T.A. & Ten Brink, U.S. (1989) - Flexural Uplift of the Transantarctic Mountains. Journ. of Geophys. Res., **94**, 10315-10330.

Stow, D.A.V., Howell, D.G. & Nelson, C.H. (1985) - Sedimentary, Tectonic, and Sea-Level Controls. In : Bouma, A.H., Normark, W.R. & Barnes, N.E. (eds), Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag, 15-22.

Stump, E. (1973) - Earth Evolution in the Transantarctic Mountains and West Antarctica. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, London, 909-923.

Turcotte, D.L. & Schubert, G. (1982) - Geodynamics - Application of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley & Sons, New York, 450 pp.

Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S.III, Sangree, J.B., Bubb, J.N. & Hatlelid, W.G. (1977) - Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In : Payton, C.E. (ed), Seismic Stratigrapy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir **26**, 49-212.

Vail, P.R., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F. & Trifilieff, V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. France, **8**, III, 1301-1321.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A. & Perez-Cruz, C. (1991) - The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology - an Overview. In : Einsele G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds), Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, 617-659.

Van Andel, T.H., Thiede, J., Sclater, J.G. & Hay, W.W. (1977) - Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. In : Wyllie, P.J. (ed), The Journal of Geology, **85**, 651-698.

Vanneste, K. (1989) - Seismische stratigrafie en geodynamische evolutie van de IJsland-Faeröer en Kolbeinsey Ruggen. Onuitgegeven Licentiaatsthesis, Universiteit Gent, 165 pp.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J. (1988) - An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds), Sea-Level Changes : An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. **42**, 39-45.

Watkins, N.D. & Kennett, J.P. (1973) - Respons of Deep-Sea Sediments to the Changes in Physical Oceanography Resulting from Separation of Australia and Antarctica. In : Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (eds), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, London, 787-798.

Weimer P. & Link, M.H. (eds) (1991) - Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. Frontiers in Sedimentary Geology, Springer-Verlag, 447 pp.

Weissel, J.K., Hayes, D.E. & Herron, E.M. (1977) - Plate tectonic synthesis : the displacement between Australia, New Zealand, and Antarctica since the Late Cretaceous. Marine Geology, **25**, 231-277.

Whitehead, J.A. (1989) - Giant Ocean Cataracts. Scientific American, **2**, 36-43.

Wilson, K.M., Rosol, M.J., Hay, W.W. & Harrison, C.G.A. (1988) - New model for the tectonic history of West Antarctica : a reappraisal of the fit of Antarctica in Gondwana. Eclogae Geol. Helv., **82**, 1, 1-35.

Wright, R. & Anderson, J.B. (1982) - The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment : Eastern Weddell Sea. Geol. Soc. Am. Bull., **93**, 951-963.

Zhivago, A.V. (1964) - Tectonic and relief maps of the sea floor in the Southern Ocean. In : Adie, R.J. (ed), Antarctic Geology. North-Holand Publishing Company, Amsterdam, 715-724.

Zimmerman, H.B., Boersma, A. & McCoy, F.W. (1987) - Carbonaceous sediments and palaeoenvironment of the Cretaceous South Atlantic Ocean. In : Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds), Marine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ., **26**, 271-286.

FIGURENLIJST : VOLUME 1

Figuur 1. Lokalisatie van de AWI/RCMG-, BGR- en NARE-reflektieseismische profielen in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee.

Figuur 2. De Antarctische microcontinenten naar het model van De Wit et al.(1988).

Figuur 3. De Antarctische microcontinenten naar het model van Dalziel et al. (1987).

Figuur 3. De Antarctische microcontinenten naar het model van Dalziel et al. (1987).

Figuur 4. De evolutie van Gondwanaland naar het model van Norton (1982).

Figuur 5. De initiële evolutie van Antarctica in het kader van Gondwanaland naar Wilson et al. (1989).

Figuur 6. Lokalisatie en morfologie van het Weddell Zee bekken.

Figuur 7. Strukturele kaart van de oostelijke Weddell Zee tussen 0° en 40°W (naar Kristoffersen & Hinz, 1991).

Figuur 8. Twee PRAKLA-SEISMOS airguns, met een capaciteit van 0.5l en 5.0l.

Figuur 9. Ontplooiïng van de 800 m PRAKLA-SEISMOS streamer.

Figuur 10. Uitlaten van de 800 m PRAKLA-SEISMOS streamer en bevestigen van de SYNTRON cable levellers.

Figuur 11. Analoge en digitale meet- en registratieketen tijdens de Antarktis V/4-campagne.

Figuur 12. Airgun-array met drie BOLT airguns met een capaciteit (v.l.n.r.) van 2.5l, 2.0l en 1.2l.

Figuur 13. Een van de gebruikte FAIRCHILD SB87 sonoboeien.

Figuur 14. Verschil in penetratie tussen analoge en digitaal verwerkte (gestackte) opnamen (Profiel 87090).

Figuur 15. Verschil in seismisch facies tussen analoge en digitaal verwerkte (gestackte) opnamen (Profiel 87090).

Figuur 16. Lokalisatie van de sonoboeien in het studiegebied (lokalisatie van S1 tot S6 naar Haugland, 1982 ; lokalisatie van S7 naar De Batist et al., 1991).

Figuur 17. Definitie van een afzettingsreeks en haar begrenzingen (naar Mitchum et al., 1977).

Figuur 18. Verschillende types van begrenzingen van een afzettingreeks (naar Mitchum et al., 1977).

Figuur 19. Verschillende types van interne reflektorconfiguraties in een afzettingsreeks (naar Mitchum et al., 1977).

Figuur 20. Systems tracts en oppervlakken binnen een sequentie en relatie tussen eustatische zeespiegelstand en de opeenvolging van de systems tracts (naar Vail et al., 1987 en Haq, 1991)).

Figuur 21. Chronologische opeenvolging van de verschillende systems tracts en oppervlakken binnen een sequentie (Haq, 1991).

Figuur 22. Seismisch-stratigrafische benaming van oppervlakken en sequenties in de Weddell Zee.

Figuur 23. Driedimensionele voorstelling van de Wegener Canyon met aanduiding van de twee ODP-692 en -693 boringen (Leg 113) en van de profielen 87095, 87097, 87099 en 87100.

Figuur 24. Stratotype-profiel 87095 door de ODP-693-boring (Leg 113) (Miller et al., 1990).

Figuur 25. Correlatie van de grote discordanties in de zuidoostelijke Weddell Zee met de ODP-693-boorgegevens.

Figuur 26. Diepte van de horizont WO1, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 100 m).

Figuur 27. Driedimensionele voorstelling van de horizont WO1, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s.

Figuur 28. Diepte van de horizont WO4a, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 100 m).

Figuur 29. Driedimensionele voorstelling van de horizont WO4a, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s.

Figuur 30. Diepte van de horizont WO4b, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 50 m).

Figuur 31. Dikte van de sequentie tussen de horizonten WO1 en WO4a, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 100 m).

Figuur 32. Driedimensionele voorstelling van de horizonten WO4a en WO4b, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s.

Figuur 33. Dikte van de sequentie tussen de horizonten WO4a en WO4b, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 100 m).

Figuur 34. Palinspastische reconstructie van de zuidelijke Atlantische Oceaan van het Boven-Jura tot het Krijt (naar Zimmerman et al., 1987).

Figuur 35. Oppervlakkig stromingspatroon in de zuidelijke hemisfeer van het Campaniaan tot het Maastrichtiaan (naar Huber, 1988).

Figuur 36. Verband tussen $d^{18}O$ in bentonische foraminiferen (Atlantische Oceaan) en de eustatische veranderingen in het Cenozoïcum (naar Miller et al., 1987) en correlatie met de ODP-693-boorgegevens (naar Henriet, Moons et al., 1988).

Figuur 37. Model voor de beschrijving van moderne submariene fans (Normark, 1970 en 1978).

Figuur 38. Klassificatiesysteem voor moderne fans (naar Nelson, 1983 en Stow et al., 1985).

Figuur 39. Model voor de beschrijving van fossiele fans met verbonden geulen en lobben (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 en 1975).

Figuur 40. Model voor de beschrijving van fossiele fans met losstaande geulen en lobben (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 en 1975).

Figuur 41. Geïdealiseerd model van het seismisch reflektiepatroon binnen een canyon-fan systeem (Mitchum, 1985).

Figuur 42. Lokalisatie en bouw van de Amazone Fan (in : Pickering et al., 1989).

Figuur 43. Migraties van de belangrijkste channel-levee systemen in de midden Amazone fan worden gedocumentarieerd aan de hand van lijntekeningen van seismische opnamen doorheen de Amazone Fan. De verschillende systemen worden van jong naar oud van 1 tot 6C genummerd (in : Pickering et al., 1989).

Figuur 44. Lokalisatie en bouw van de Indus Fan (Droz & Bellaiche, 1991).

Figuur 45. Sedimentatiemodel voor de Indus Fan (Kolla & Coumes, 1987).

Figuur 46. Lokalisatie en bouw van de Rhône Fan (in : Pickering et al., 1989).

Figuur 47. Schematische weergave van de vorm, omvang en genese van de akoestische eenheden in de verschillende zones van de Rhône Fan (naar Droz & Belaiche (1985) in : Pickering et al., 1989).

Figuur 48. Lokalisatie van de channelsystemen (1 tot 3) van de Crary Fan (lokalisatie van channelsysteem 1 naar Kuvaas & Kristoffersen, 1991). De belangrijkste ijsstromen worden door pijlen weergegeven (naar Fütterer & Melles, 1990). De seismische lijnen gebruikt voor deze studie van de Crary Fan worden met dikke zwarte lijnen geaccentueerd.

Figuur 49. Algemene bouw van de Crary Fan volgens Kuvaas & Kristoffersen (1991).

Figuur 50. Lokalisatie van de seismische profielen gebruikt voor deze studie.

Figuur 51. Bathymetrische kaart van de zuidoostelijke Weddell Zee ten noorden van Crary Trough, berekend aan de hand van een seismische snelheid in water van 1460 m/s (interval : 200 m).

Figuur 52. Driedimensionele voorstelling van de bodem van de zuidoostelijke Weddell Zee ten noorden van de Crary Trough.

Figuur 53. Schematische doorsnede doorheen de Crary Fan.

Figuur 54. Stratigrafische opbouw van de channel-levee systemen CH2-WF2 en CH3-WF3 aan de hand van een schematische doorsnede doorheen de twee systemen.

Figuur 55. Driedimensionele voorstelling van de Crary Fan in het studiegebied, aan de hand van de geïnterpreteerde seismische profielen.

Figuur 56. Dikte van de wf0-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m).

Figuur 57. Dikte van de wf1-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m).

Figuur 58. Diepte van de horizont WF2.1, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 250 m).

Figuur 59. Dikte van de sedimenten tussen het erosieoppervlak E en de zeebodem, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m).

Figuur 60. Lokalisatie van de vervormingszones waarneembaar in het leveesysteem WF2.

Figuur 61. Dikte van de wf2.1-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.1-channelzone.

Figuur 62. Dikte van de wf2.2-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.2-channelzone.

Figuur 63. Dikte van de wf2.3-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.3-channelzone.

Figuur 64. Dikte van de wf2.4-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.4-channelzone.

Figuur 65. Dikte van de wf2.5-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch2.5-channelzone.

Figuur 66. Diepte van de horizont WF3.1, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 250 m).

Figuur 67. Dikte van de wf3.1-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.1-channelzone.

Figuur 68. Dikte van de wf3.2-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.2-channelzone.

Figuur 69. Dikte van de wf3.3-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.3-channelzone.

Figuur 70. Dikte van de wf3.4-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.4-channelzone.

Figuur 71. Dikte van de wf3.5-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.5-channelzone.
Figuur 72. Uitbreiding van de twee belangrijkste seismische faciessen binnen de wf3.2-sequentie.
Figuur 73. Driedimensioneel overzicht van het deelgebied gekenmerkt door de afzettingen wf3.6 t.e.m. wf3.14.
Figuur 74. Uitbreiding van de sequentie wf3.6 en lokalisatie van de ch3.6-channelzone.
Figuur 75. Uitbreiding van de sequentie wf3.7 en lokalisatie van de ch3.7-channelzone.
Figuur 76. Uitbreiding van de sequentie wf3.8 en lokalisatie van de ch3.8-channelzone.
Figuur 77. Uitbreiding van de sequentie wf3.9 en lokalisatie van de ch3.9-channelzone.
Figuur 78. Uitbreiding van de sequentie wf3.10 en lokalisatie van de ch3.10-channelzone.
Figuur 79. Uitbreiding van de sequentie wf3.11 en lokalisatie van de ch3.11-channelzone.
Figuur 80. Uitbreiding van de sequentie wf3.12 en lokalisatie van de ch3.12-channelzone.
Figuur 81. Uitbreiding van de sequentie wf3.13 en lokalisatie van de ch3.13-channelzone.
Figuur 82. Dikte van de wf3.14-sequentie, berekend aan de hand van een gemiddelde seismische snelheid in de sedimenten van 2000 m/s (interval : 25 m). Lokalisatie van de ch3.14-channelzone.
Figuur 83. Gecombineerde lijntekening van de geïnterpreteerde shelfprofielen 87010, 87062 tot 87065 en 90060.
Figuur 84. Geïnterpreteerde lijntekening van het NARE-profiel UB 7-79 (naar Haugland et al., 1985).
Figuur 85. Verspreiding van de vijf provincies van glaciaire sedimenten, gedefinieerd langs de continentale shelf in de oostelijke en zuidoostelijke Weddell Zee (Anderson, 1991).
Figuur 86. Oppervlakkige stromingen rond Antarctica (naar Kennett, 1982 en Brown et al., 1989).
Figuur 87. Oppervlakkige stromingen en diepwaterstromingen nabij Antarctica (naar Kennett, 1982).
Figuur 88. Sedimentatiemodel van de Crary Fan (naar De Batist, Henriet, Miller, Moons et al., 1991).
Figuur 89. Evolutie van de Crary Fan.

FIGURENLIJST : VOLUME 2

Lokalisatie van de seismische profielen in de Crary Fan

Geïnterpreteerde lijntekeningen van de profielen :

87088
87089
87090
87091
87092
87093
87094
87094B
90060
90140
90150
90151
90160
90161
90162
90170
90180
90181
90182
90183
90184
BGR 86-08
BGR 86-08
BGR 86-13
NARE 85-6
NARE 85-19

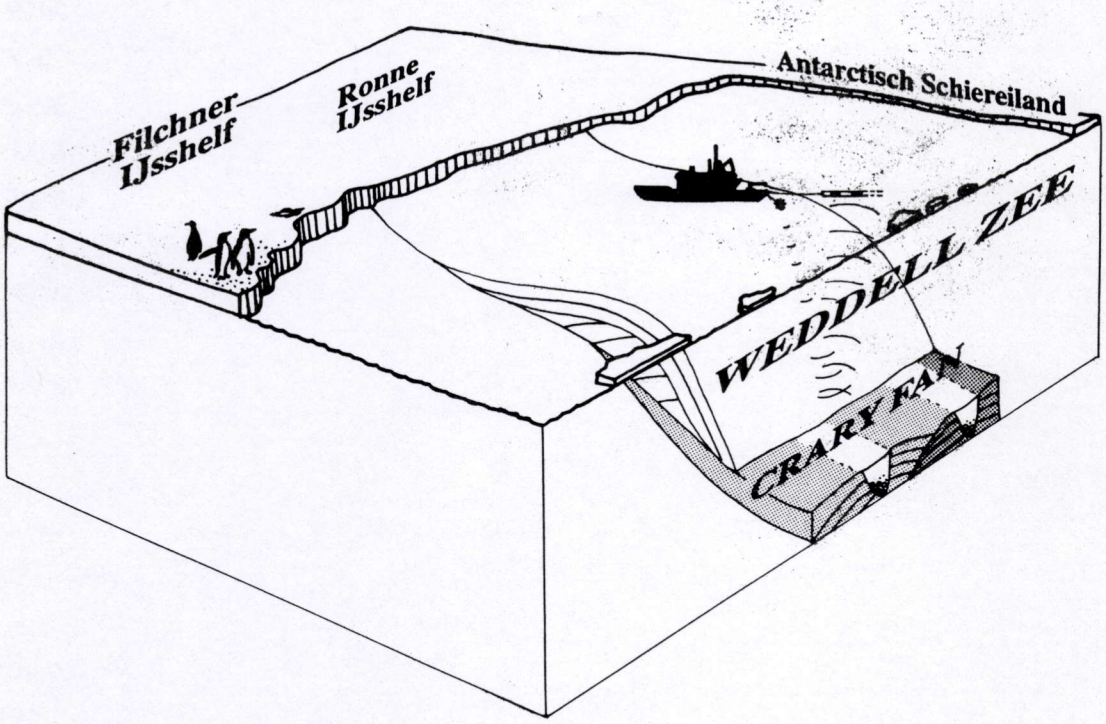
IZWO
Instituut voor Zeewetenschappelijk Onderzoek (vzw)
Institute for Marine Scientific Research
VICTORIALAAN 3 - B-8400 OOSTENDE BELGIUM
Tel. +32-(0)59-321045 — Fax: +32-(0)59-321135

5828

Anne-Marie MOONS

Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

VOLUME 2



Proefschrift ingediend bij de Faculteit van de Wetenschappen van de Universiteit te Gent voor het verkrijgen van de graad van Doctor in de Wetenschappen (Groep Aard- en Delfstofkunde)

Promotor : Prof. Dr. R. MARECHAL
Co-Promotor : Dr. J.P. HENRIET

-1992-

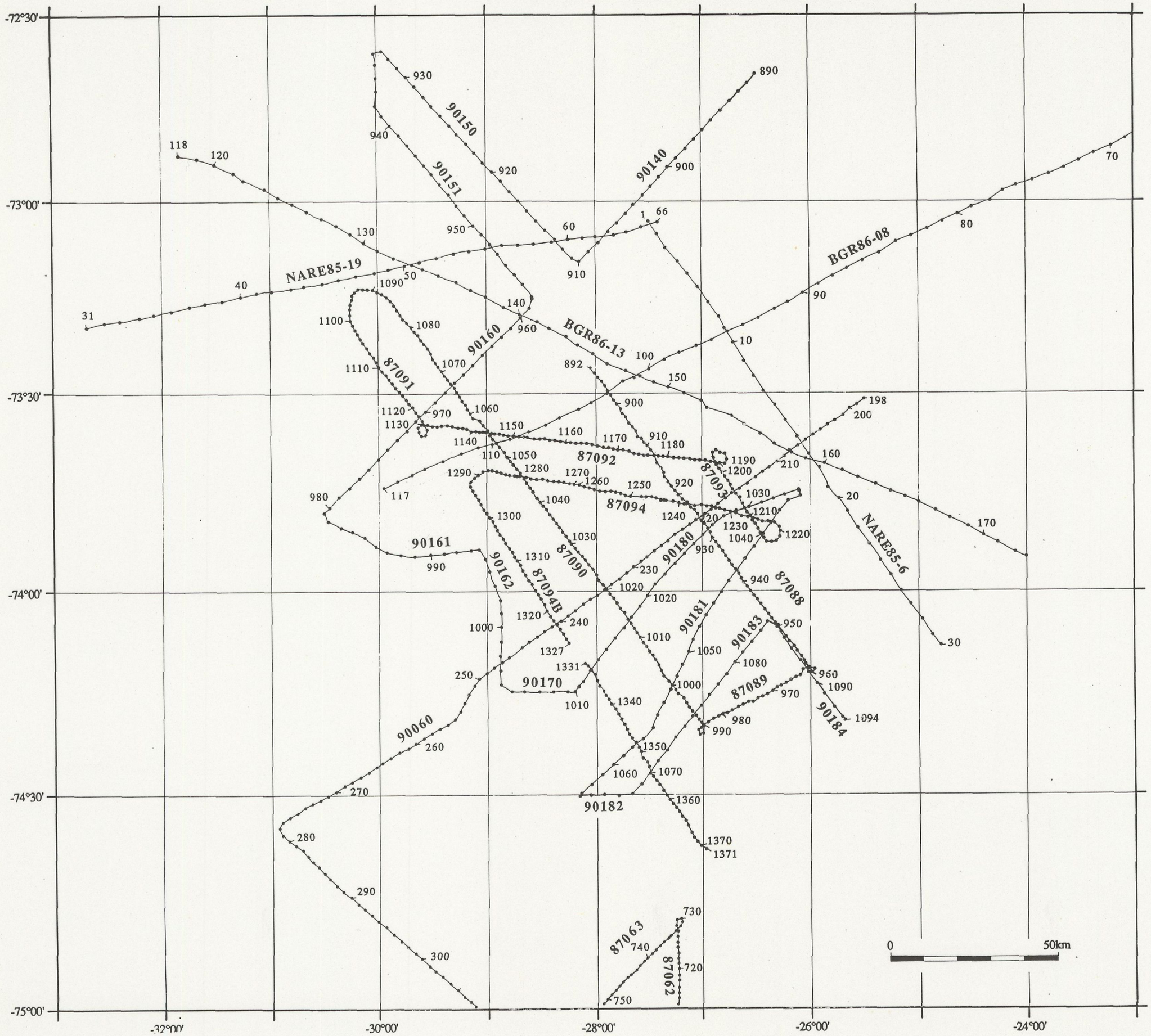
FIGURENLIJST : VOLUME 2

Lokalisatie van de seismische profielen in de Crary Fan

Geïnterpreteerde lijntekeningen van de profielen :

87088
87089
87090
87091
87092
87093
87094
87094B
90060
90140
90150
90151
90160
90161
90162
90170
90180
90181
90182
90183
90184
BGR 86-08
BGR 86-08
BGR 86-13
NARE 85-6
NARE 85-19

Lokalisatie van de seismische profielen in de Crary Fan

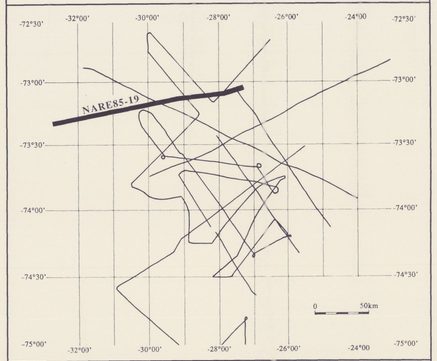


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

NARE85-19



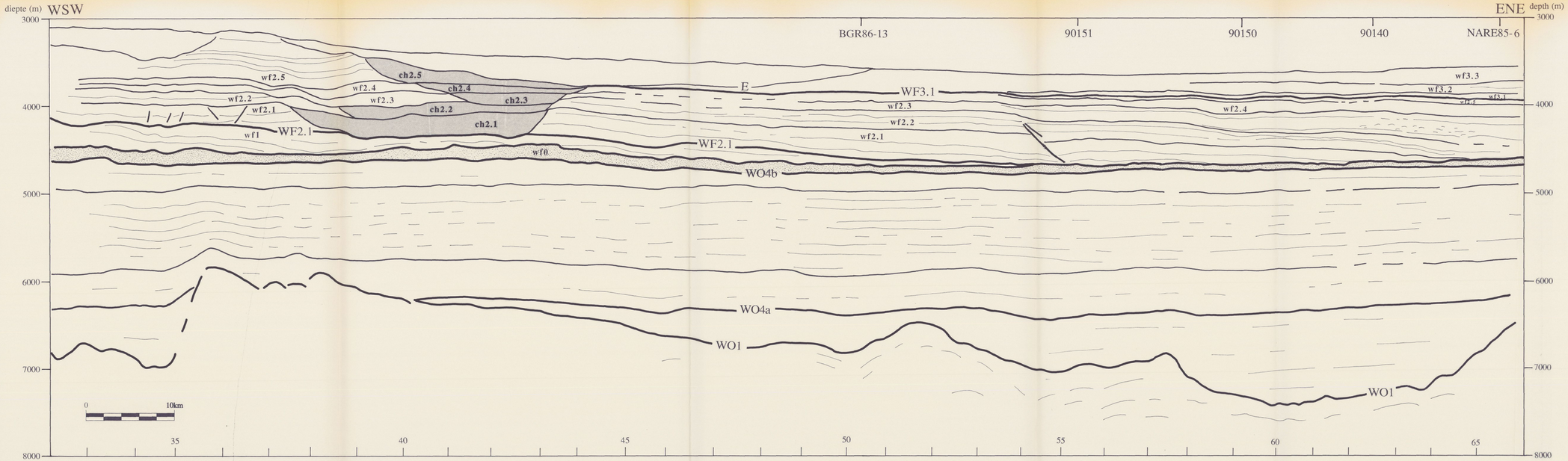
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties

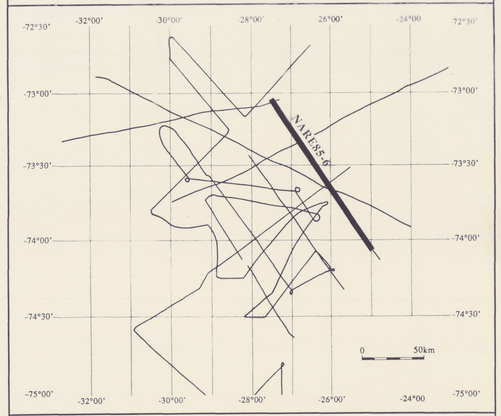


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

NARE85-6



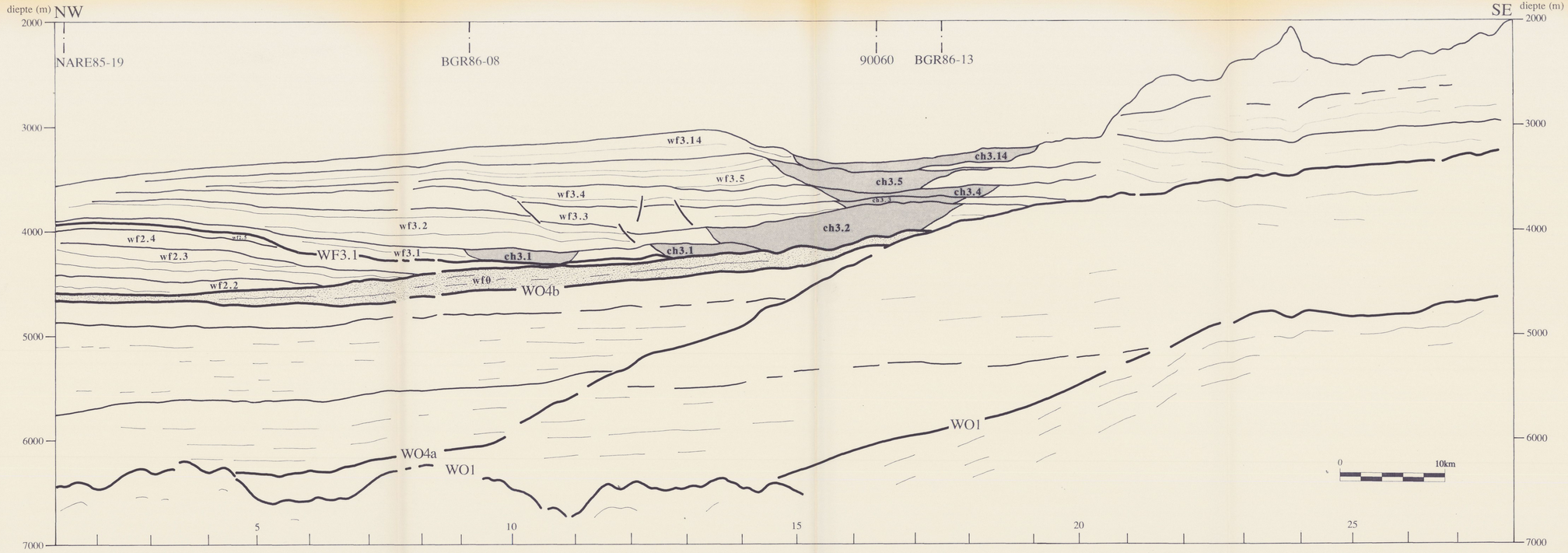
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

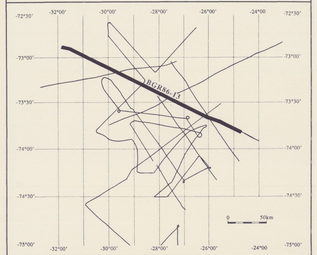
prograderende shelfsequenties



Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

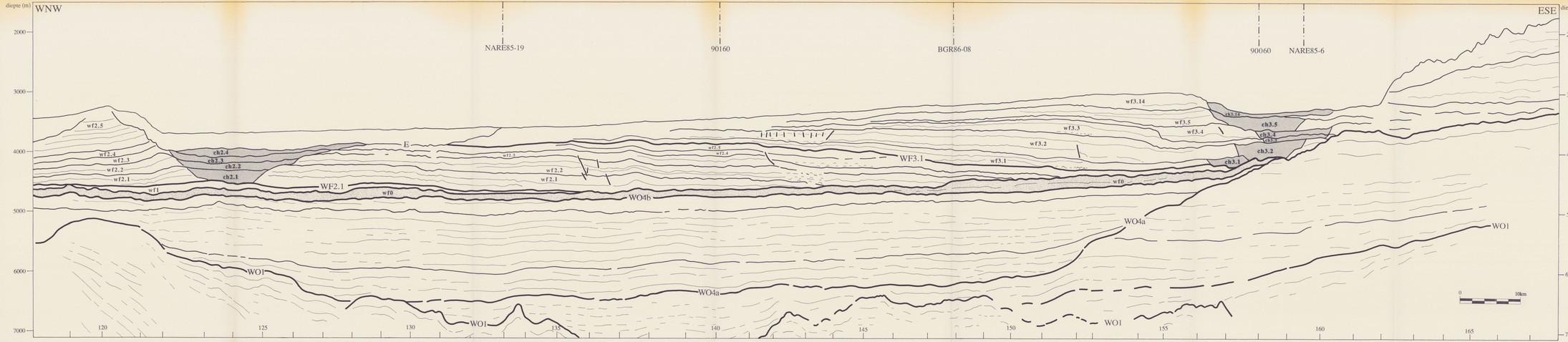
Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **BGR86-13**



Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

- *"pre-fan" afzettingen*
- *channelopvulling*
- *prograderende shelfsequenties*



Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, noidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.
A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **BGR86-08**

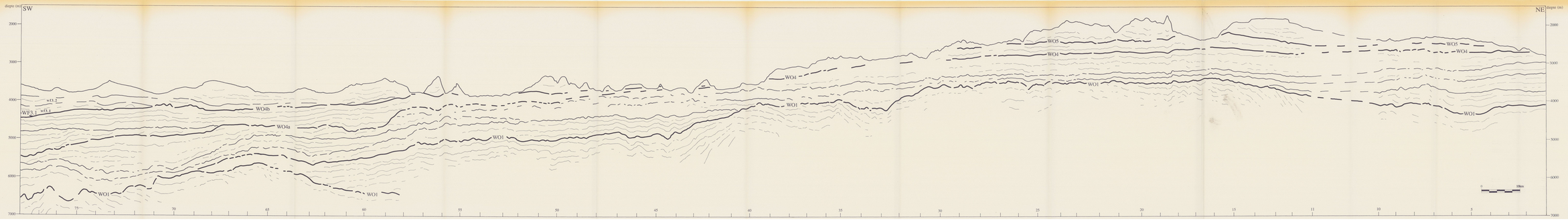
Verticale schaal: 1:20.000
Horizontale schaal: 1:200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

grey facies afzettingen

channel/gouwfaling

progradderende shelfsequenties

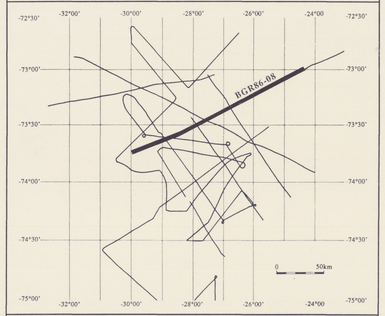


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

BGR86-08



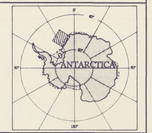
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

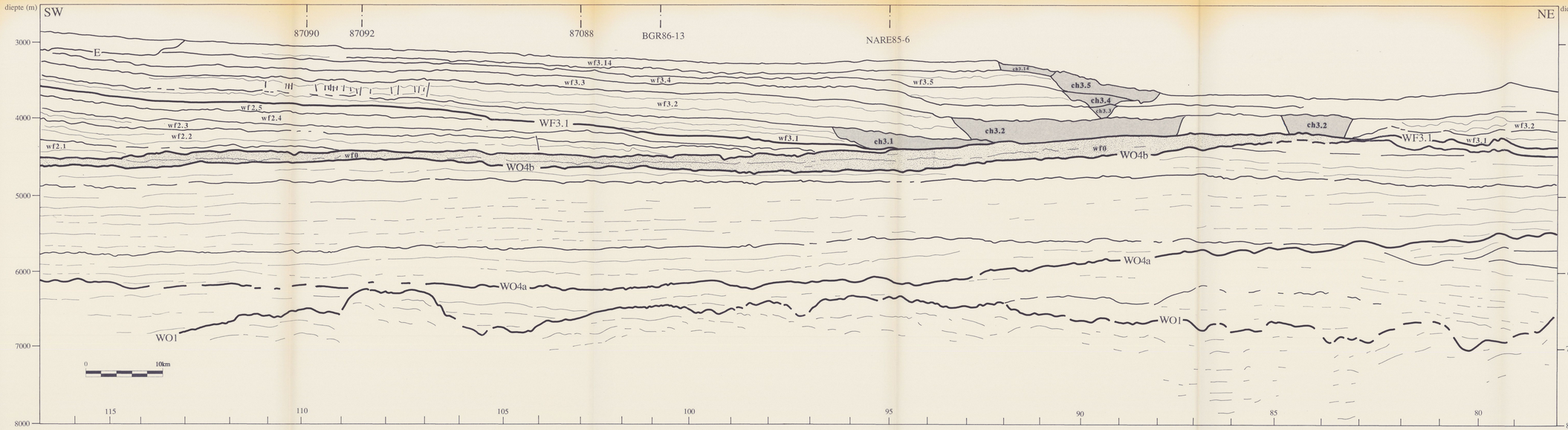
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

"pre-fan" afzettingen

channelopvulling

progradererende shelfsequenties

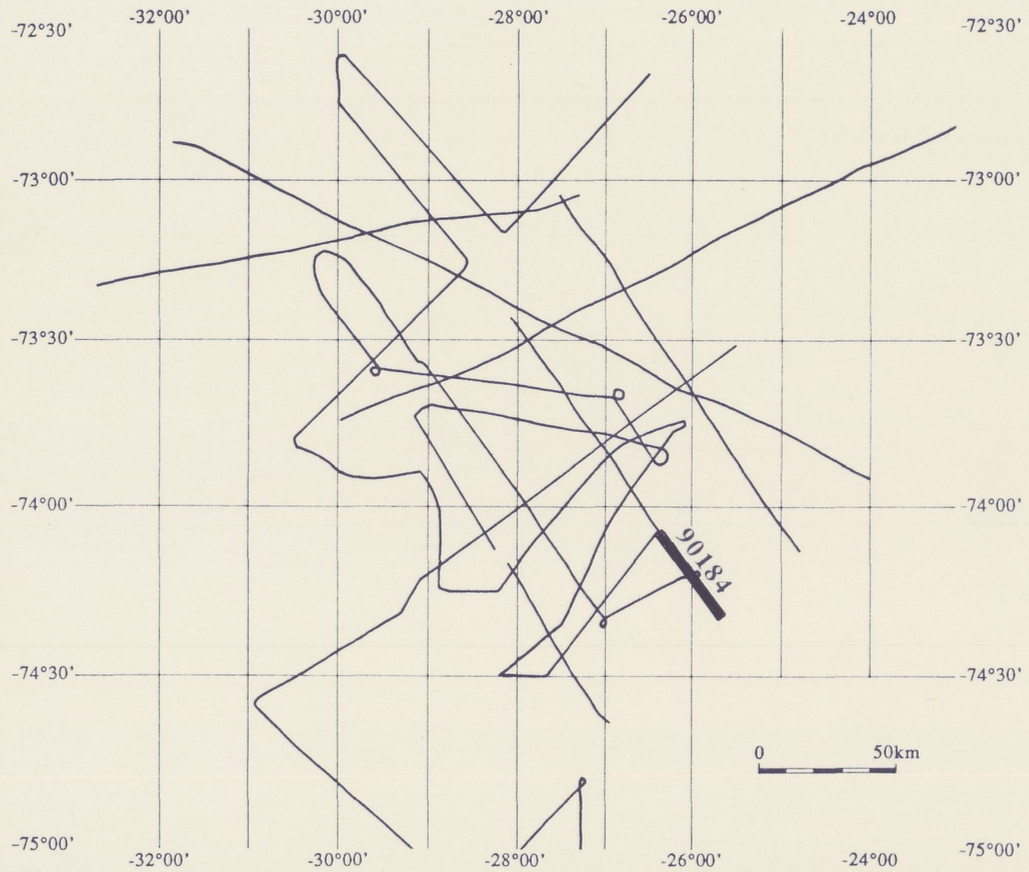




Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **90184**



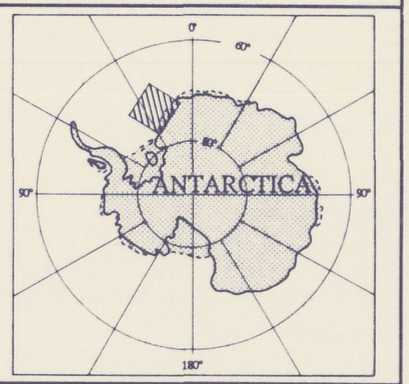
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

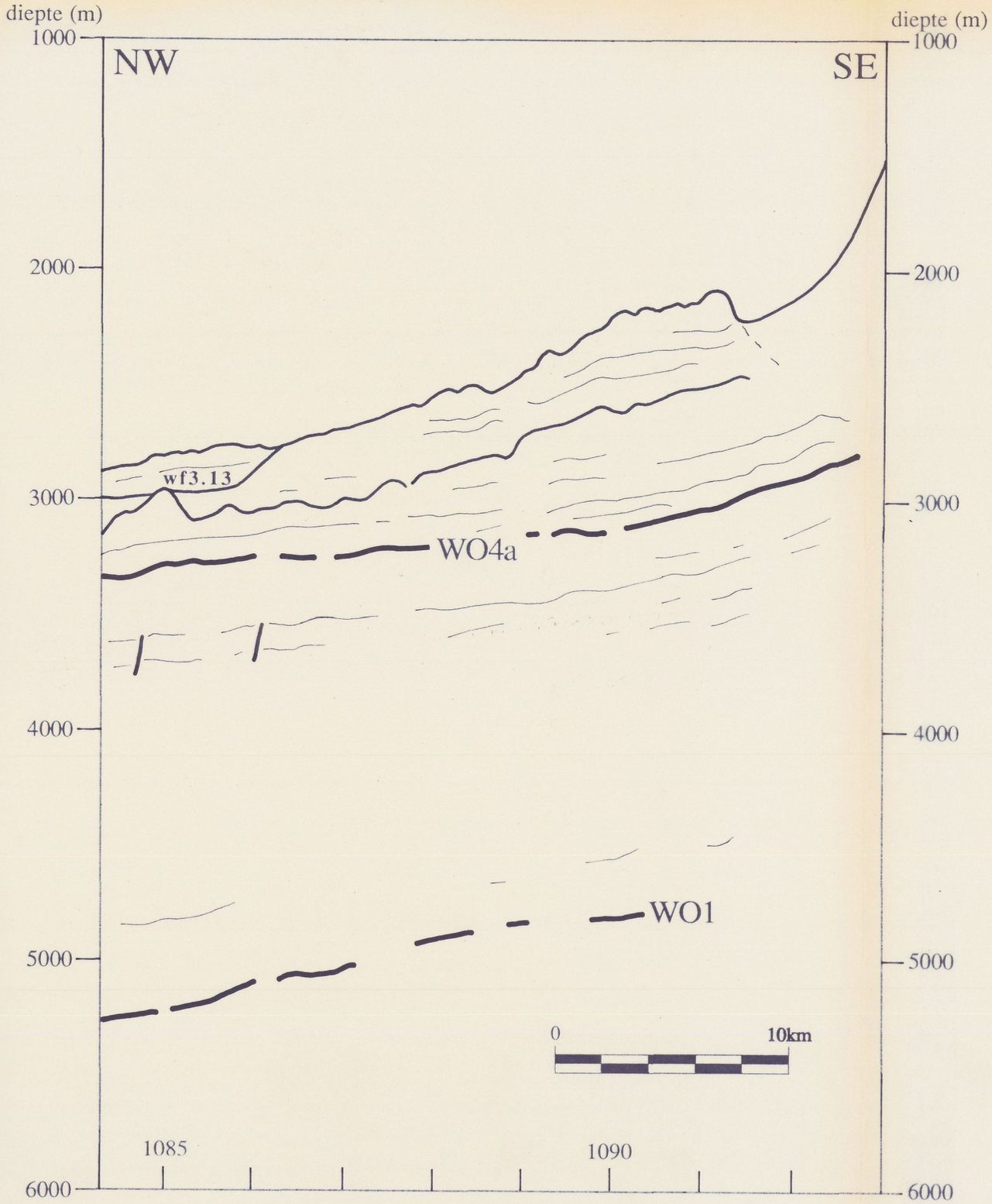
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties



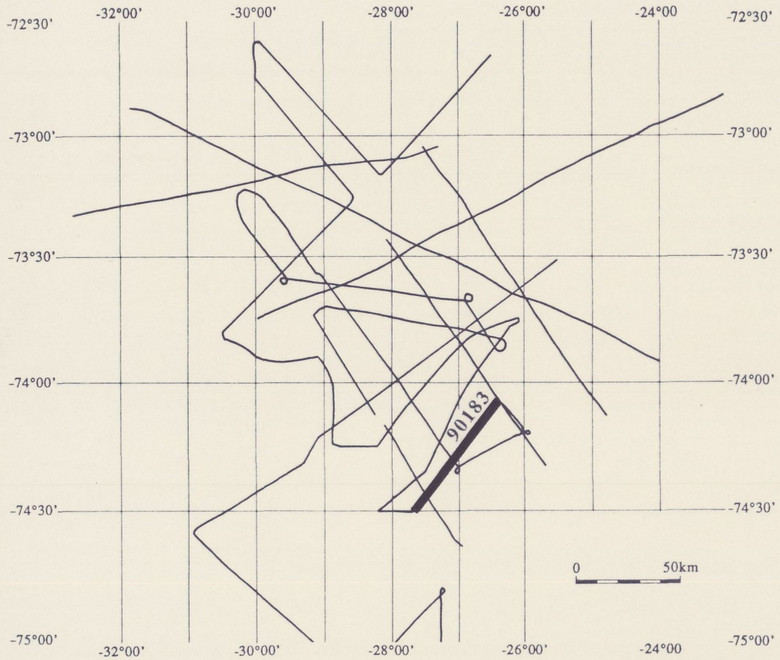


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90183



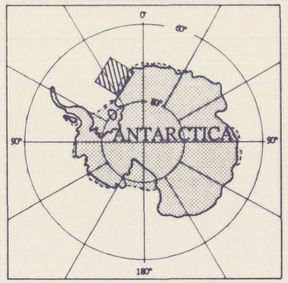
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

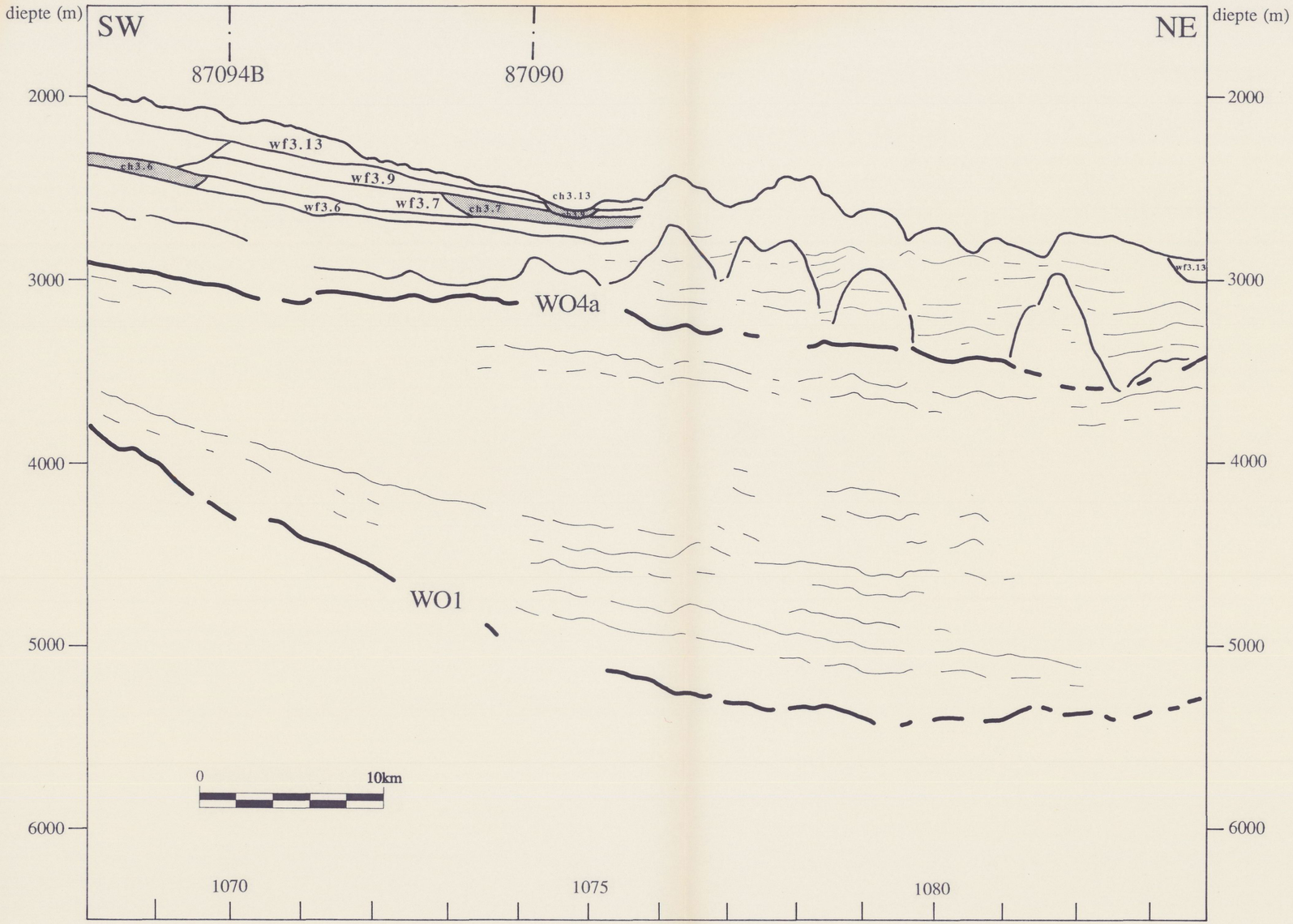
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

progladerende shelfsequenties

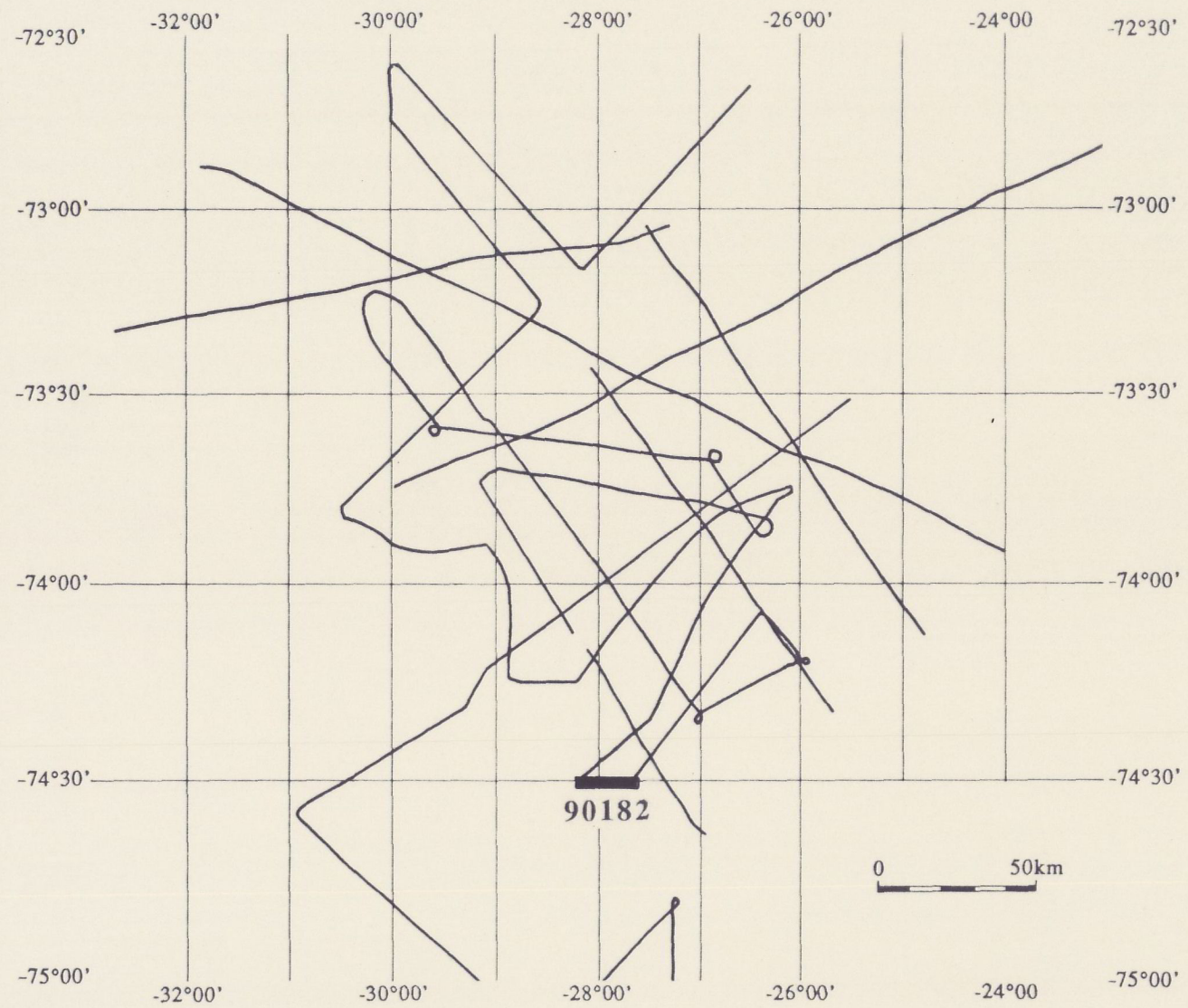




Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **90182**



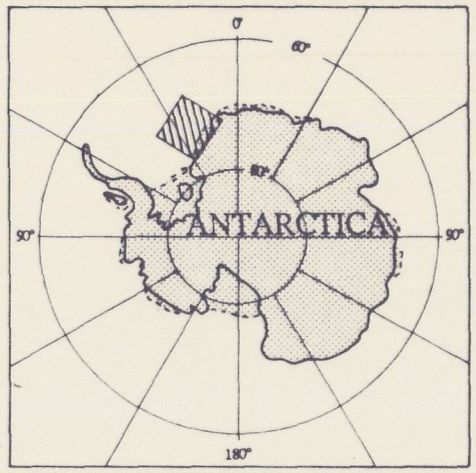
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

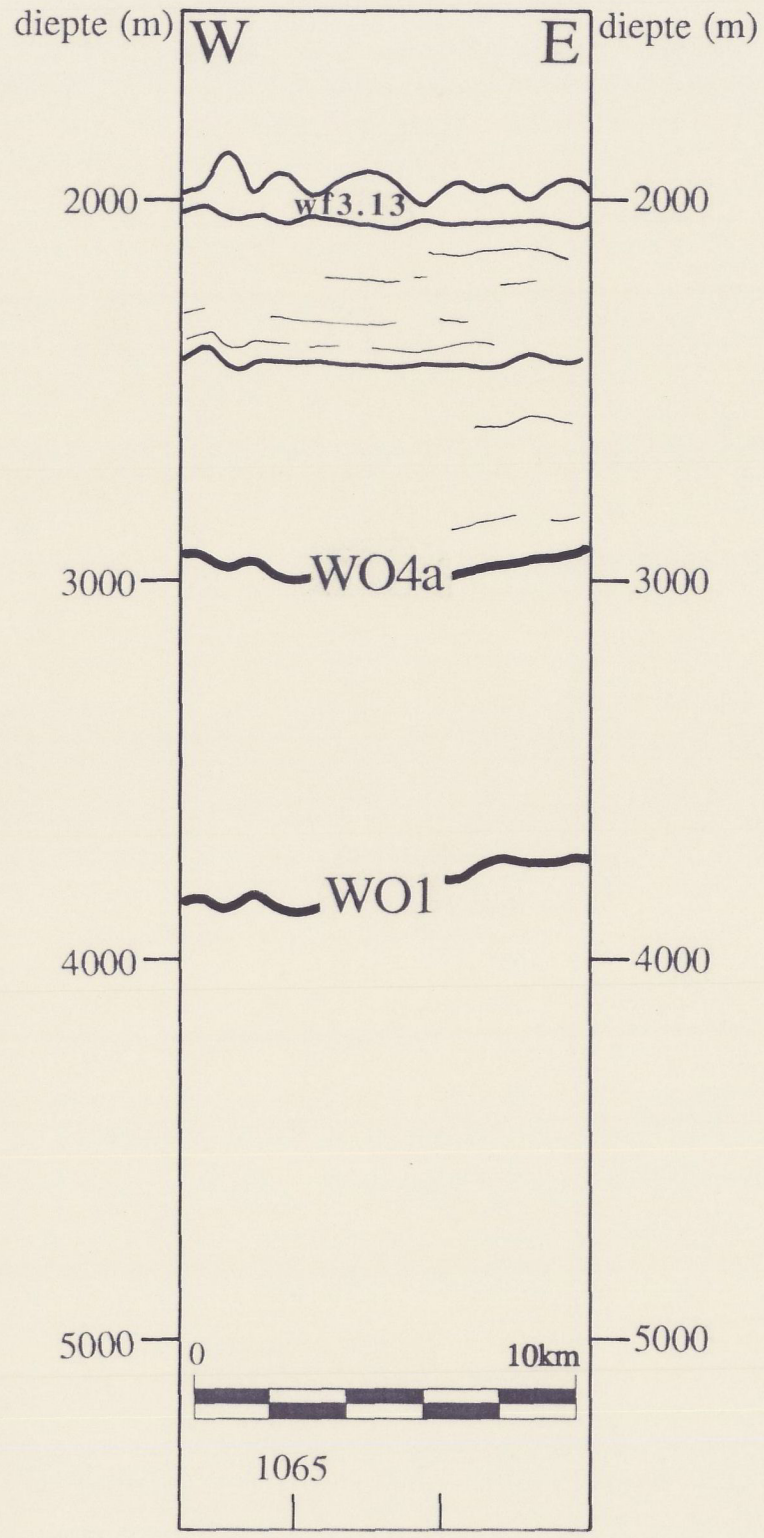
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties



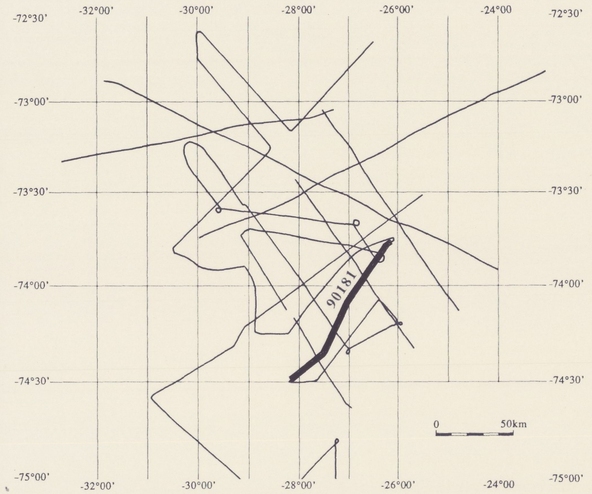


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90181



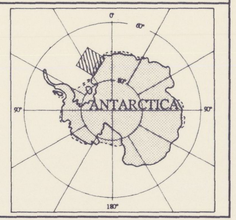
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

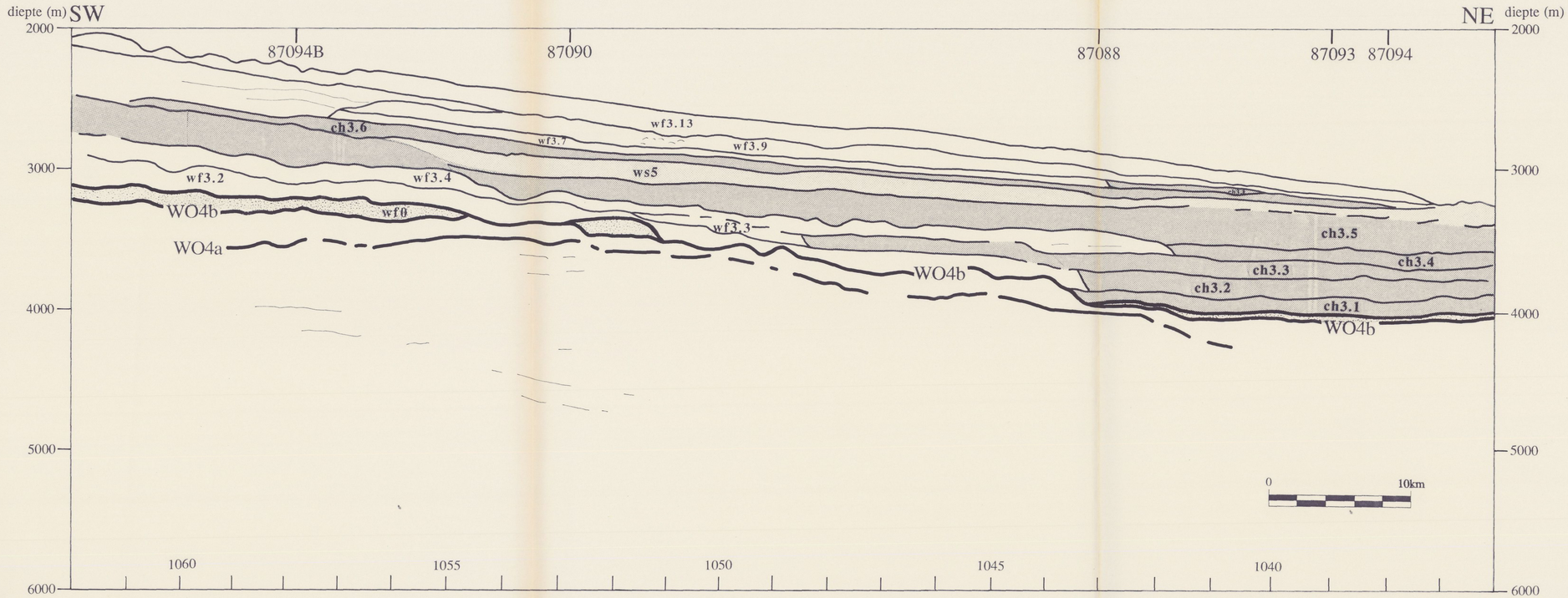
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties



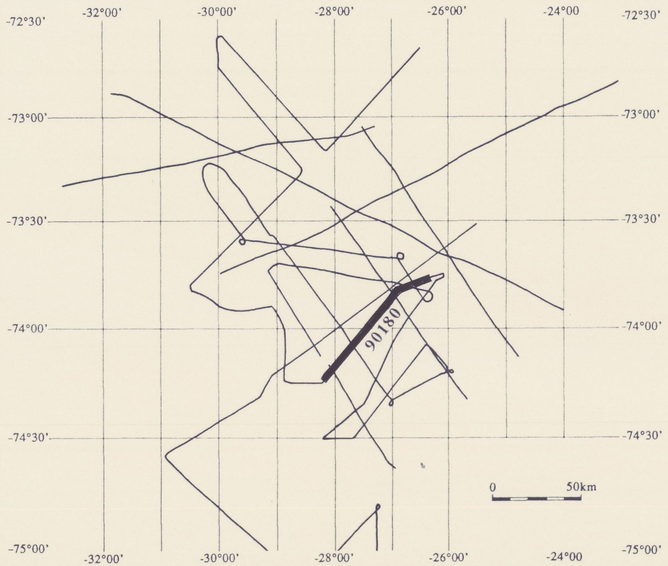


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90180



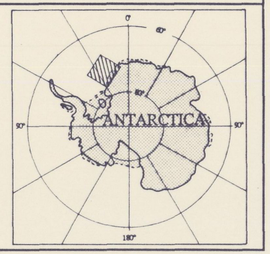
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

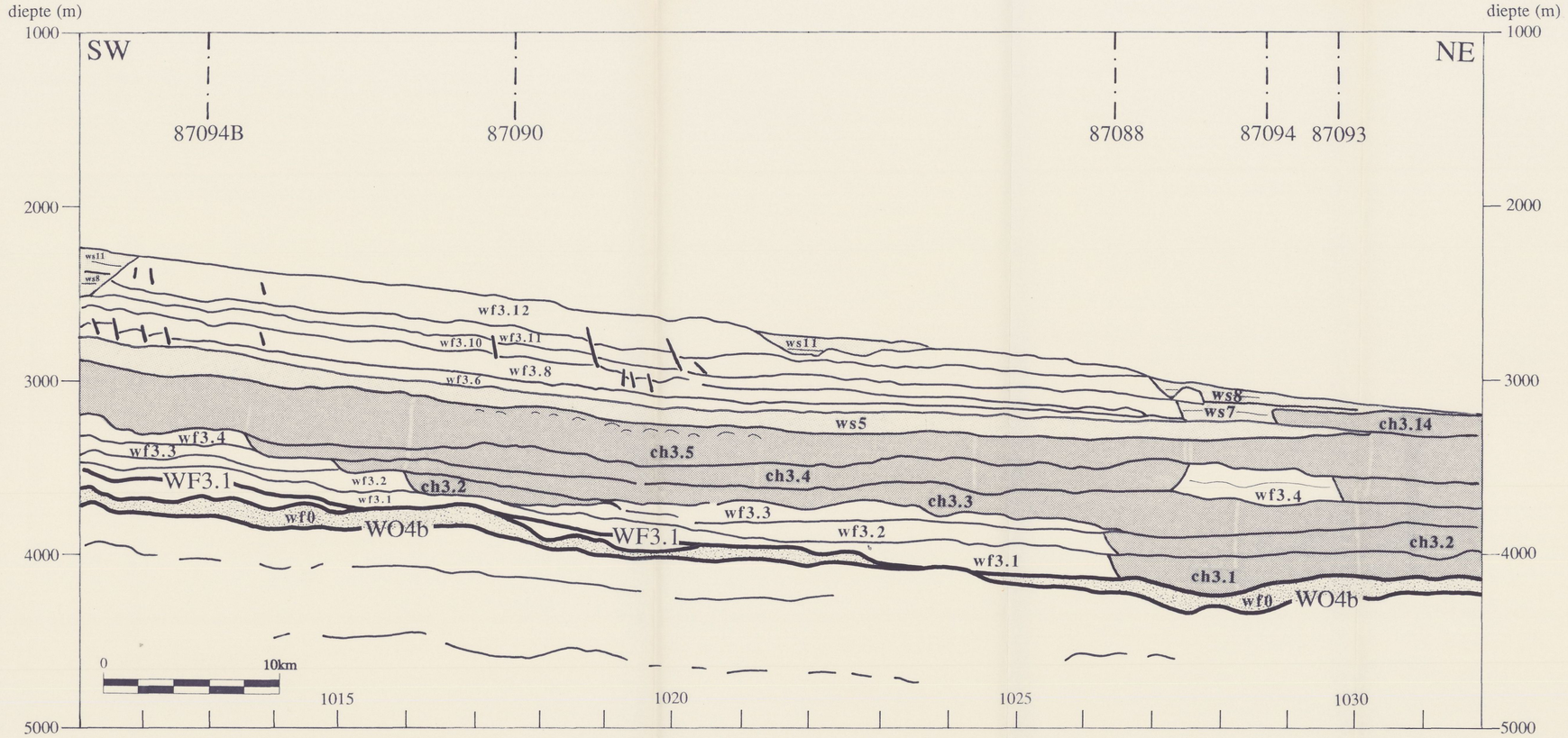
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

progradererende shelfsequenties

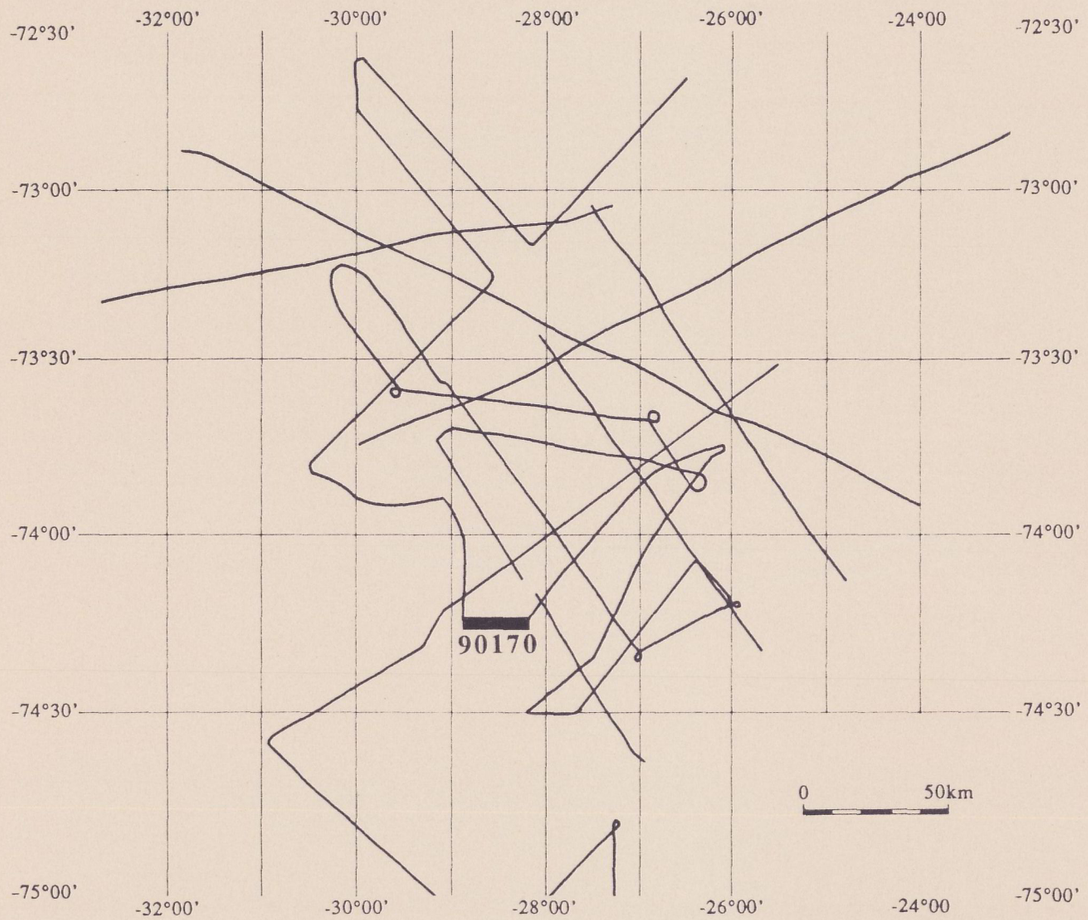




Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **90170**



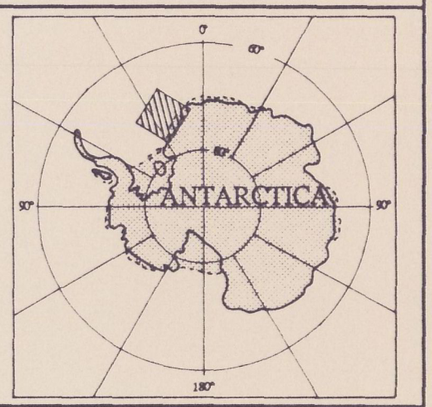
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

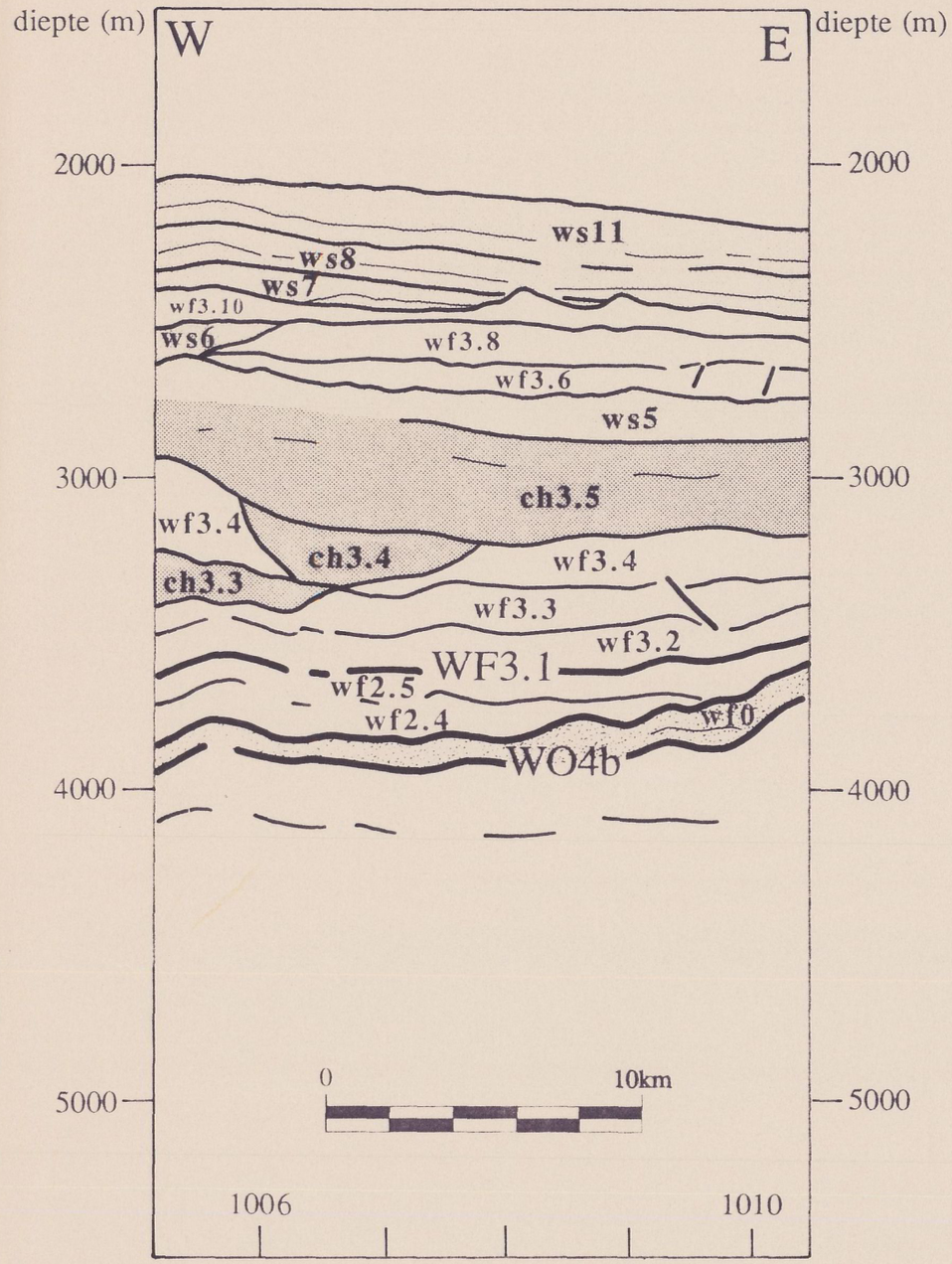
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties



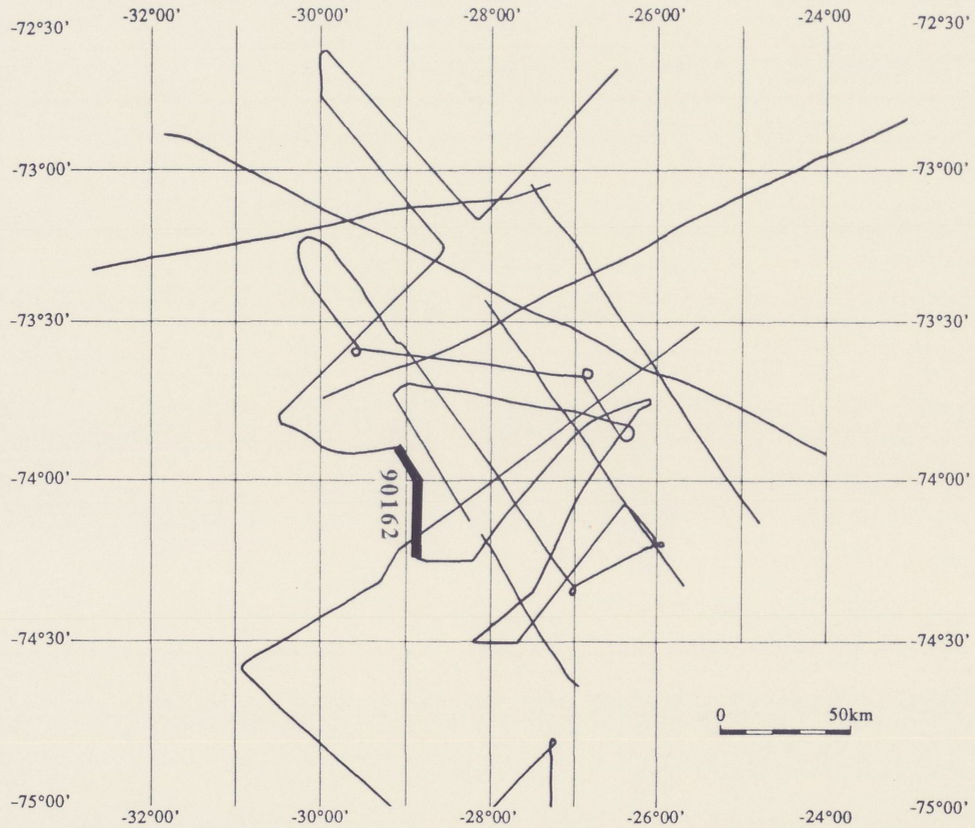


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90162



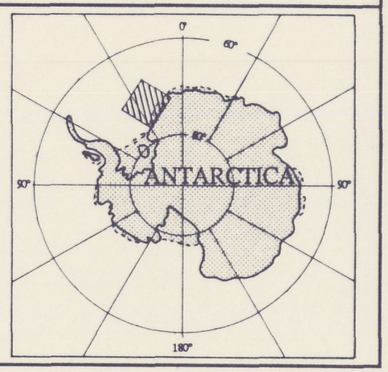
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

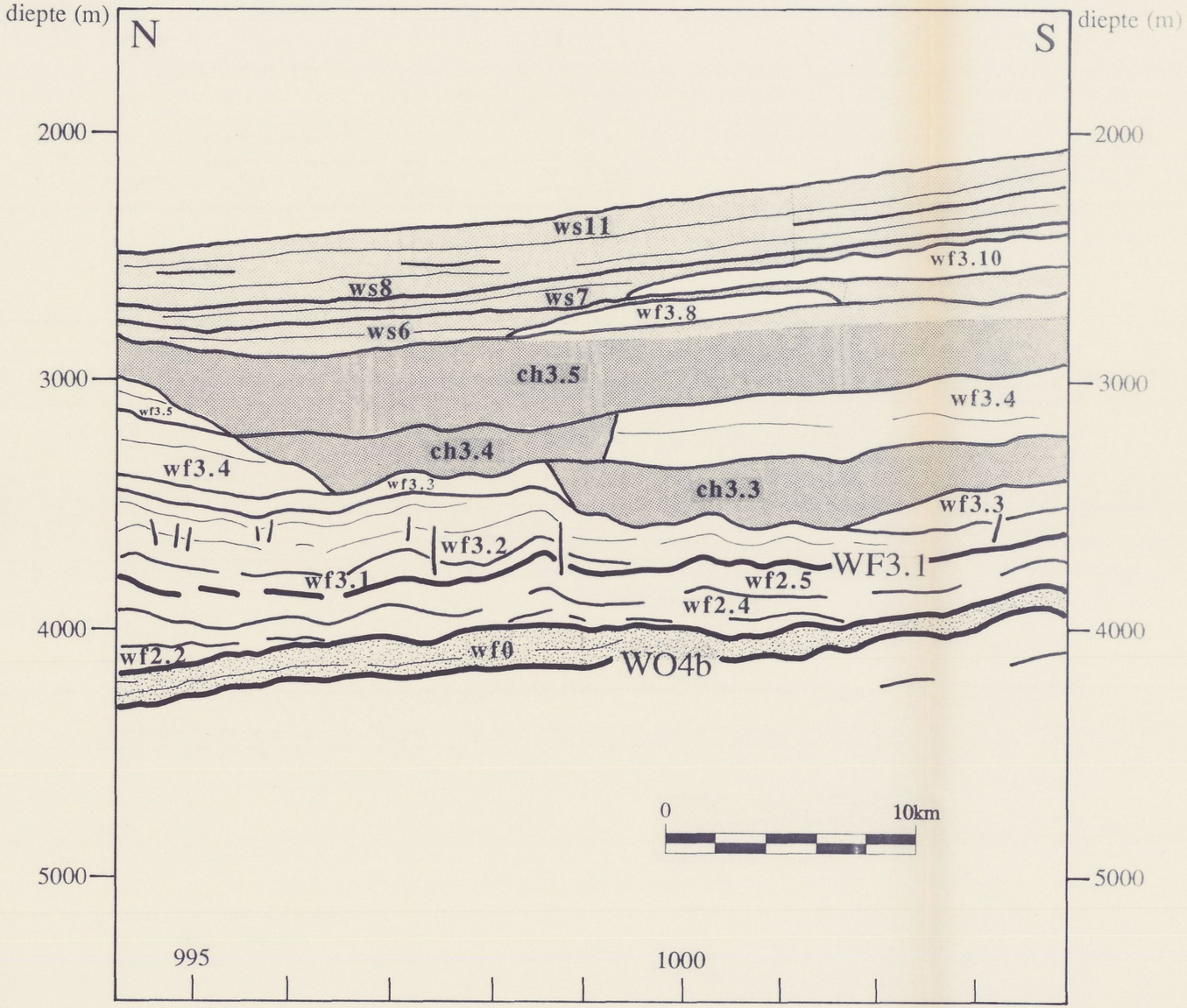
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties



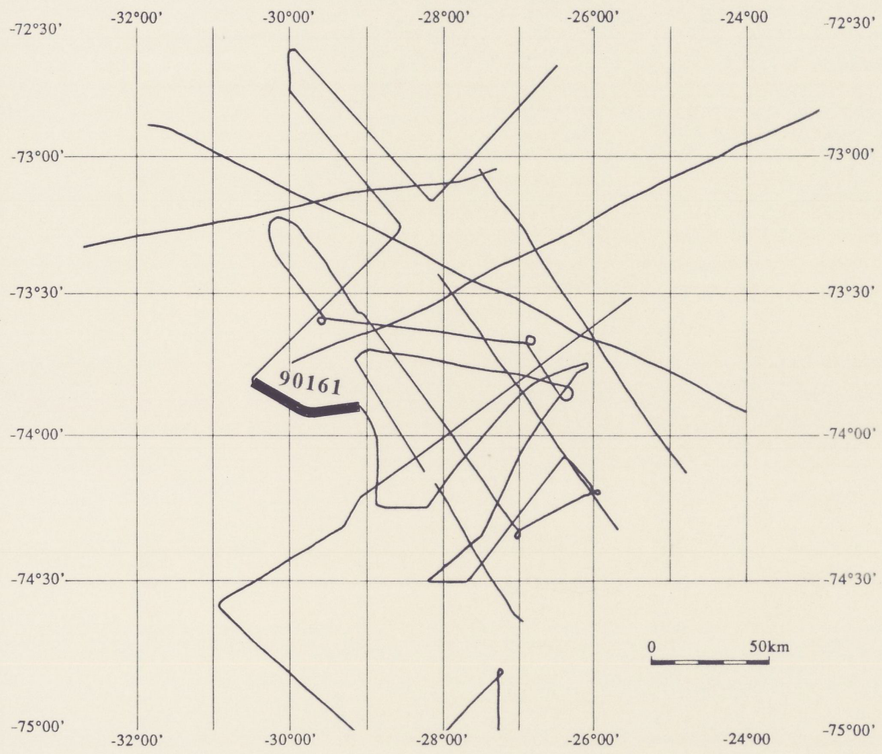


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90161



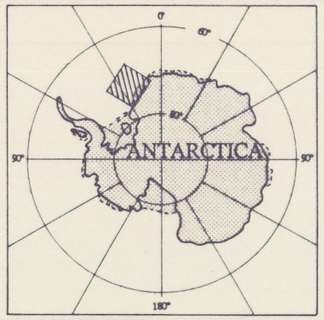
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

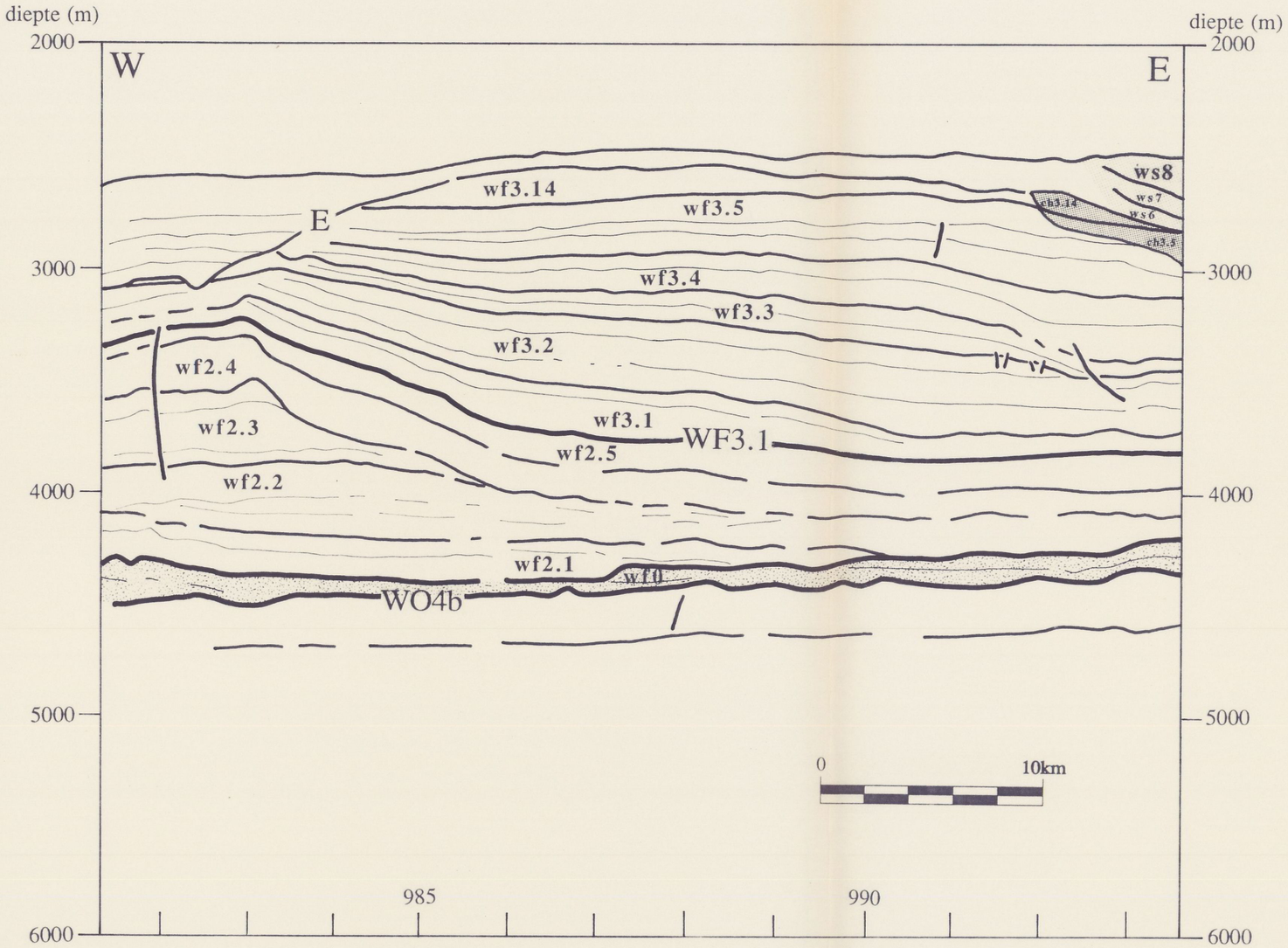
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties



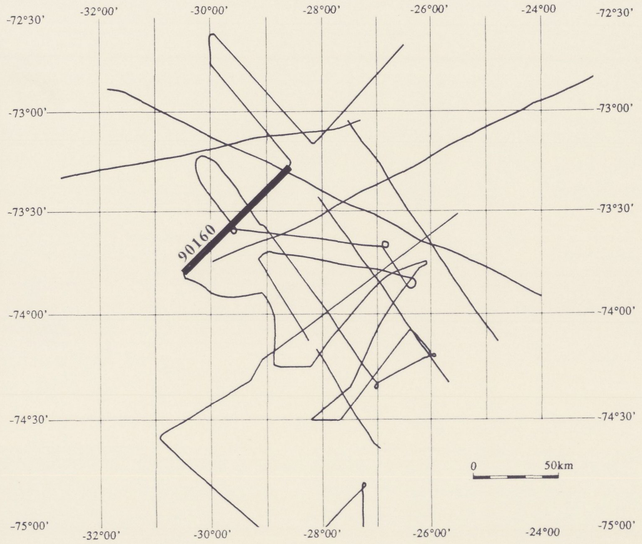


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90160



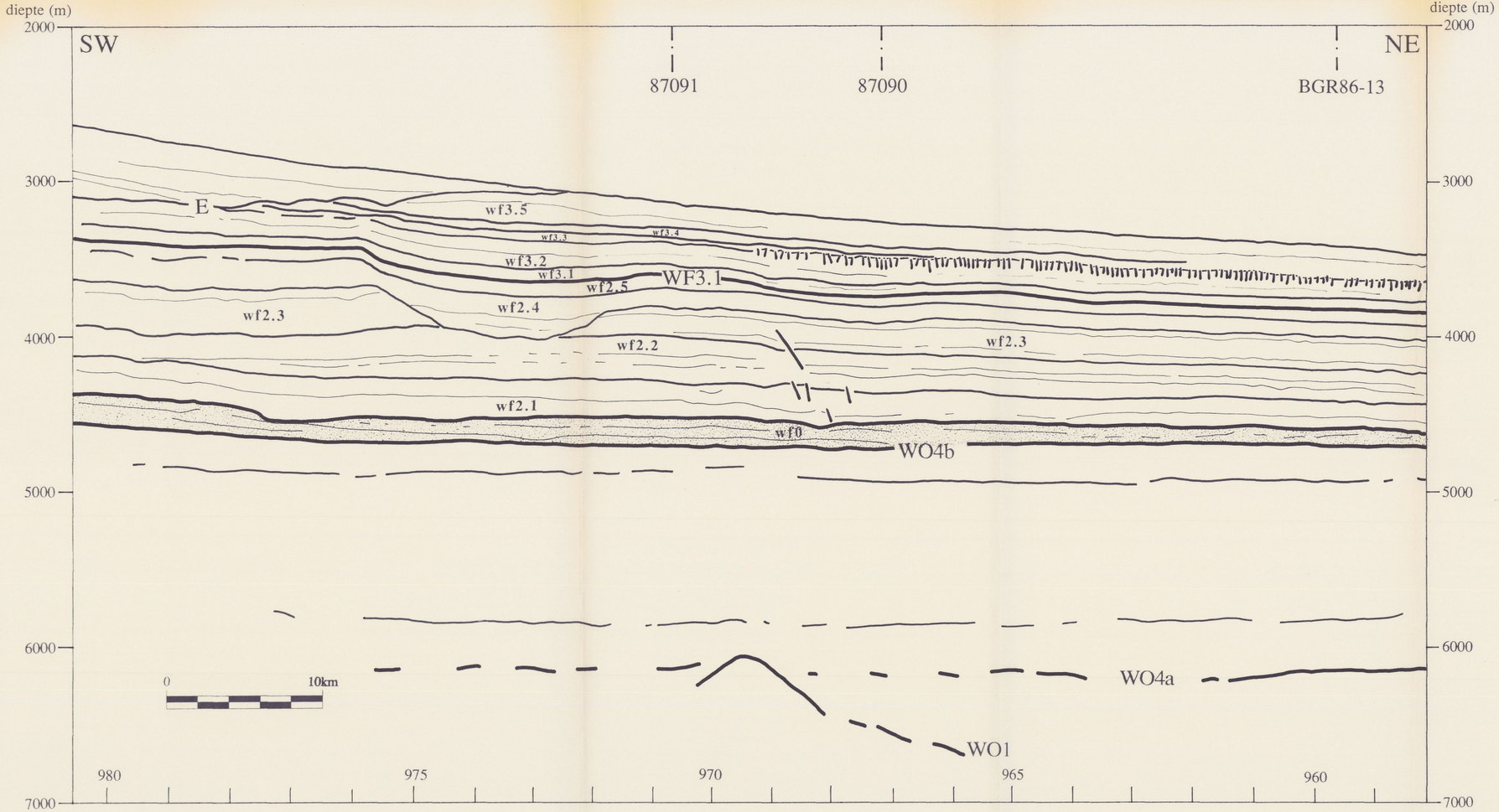
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties

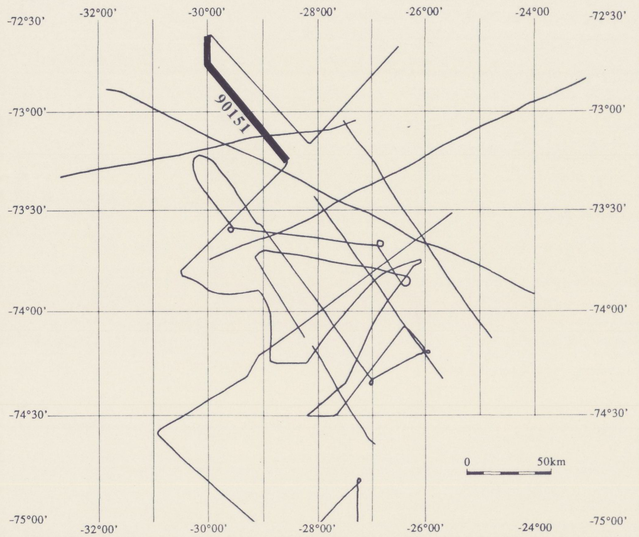


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90151



Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties

diepte (m)

NW

SE

NARE85-19

E

WF3.1

wf3.1

wf3.2

wf3.3

wf2.5

wf2.4

wf2.3

wf2.2

wf2.1

WF2.1

wf1

wf0

WO4b

WO1

WO4a

0 10km

935 940 945 950 955

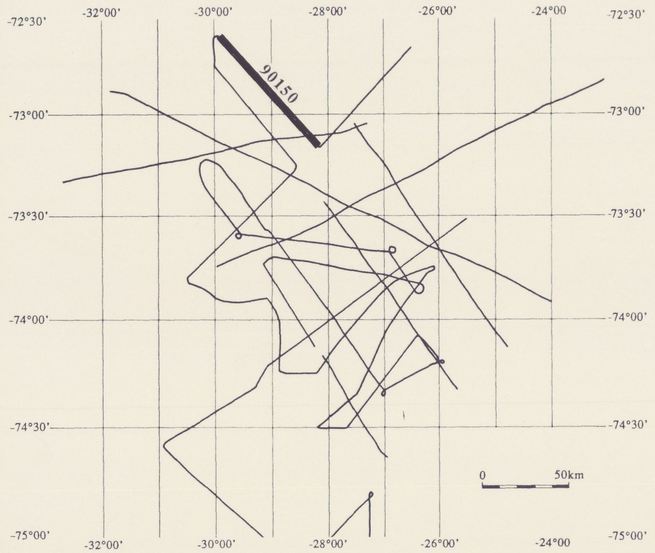
3000 4000 5000 6000 7000 8000

Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90150



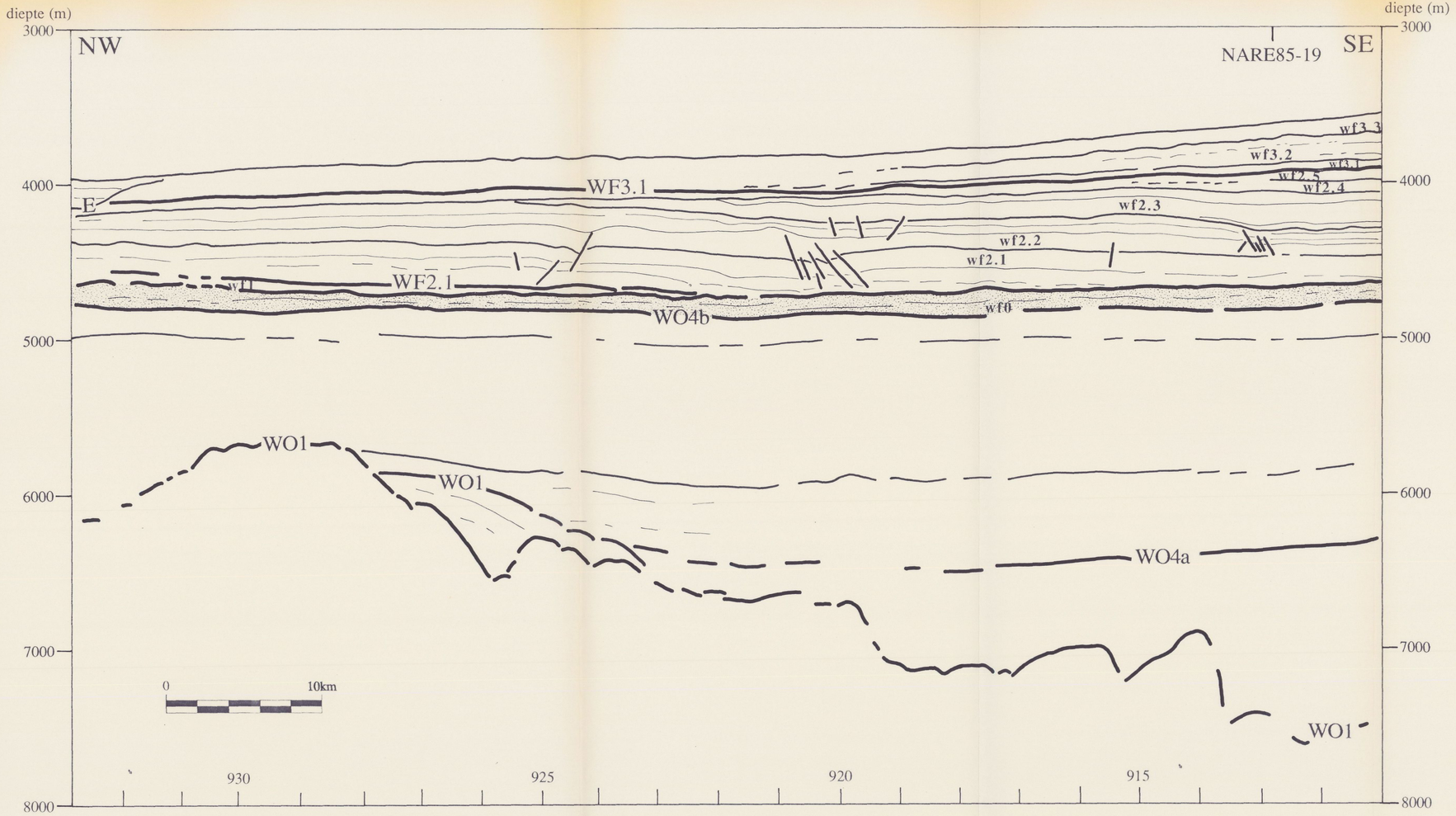
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties

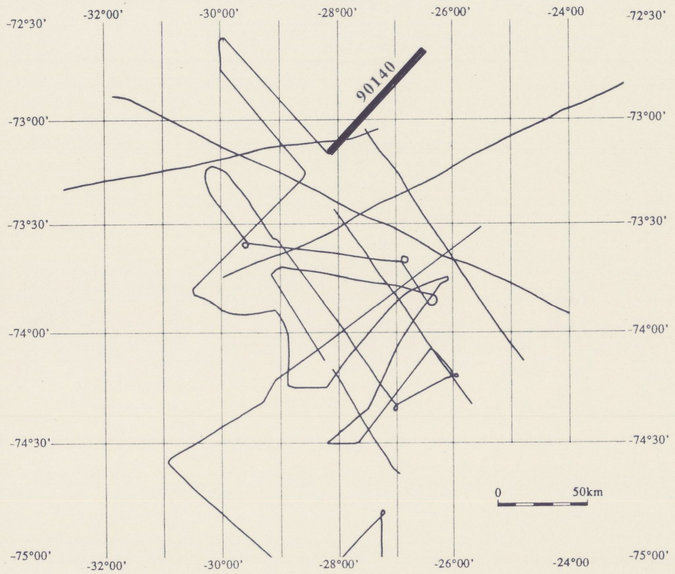


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

90140



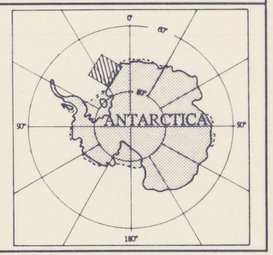
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

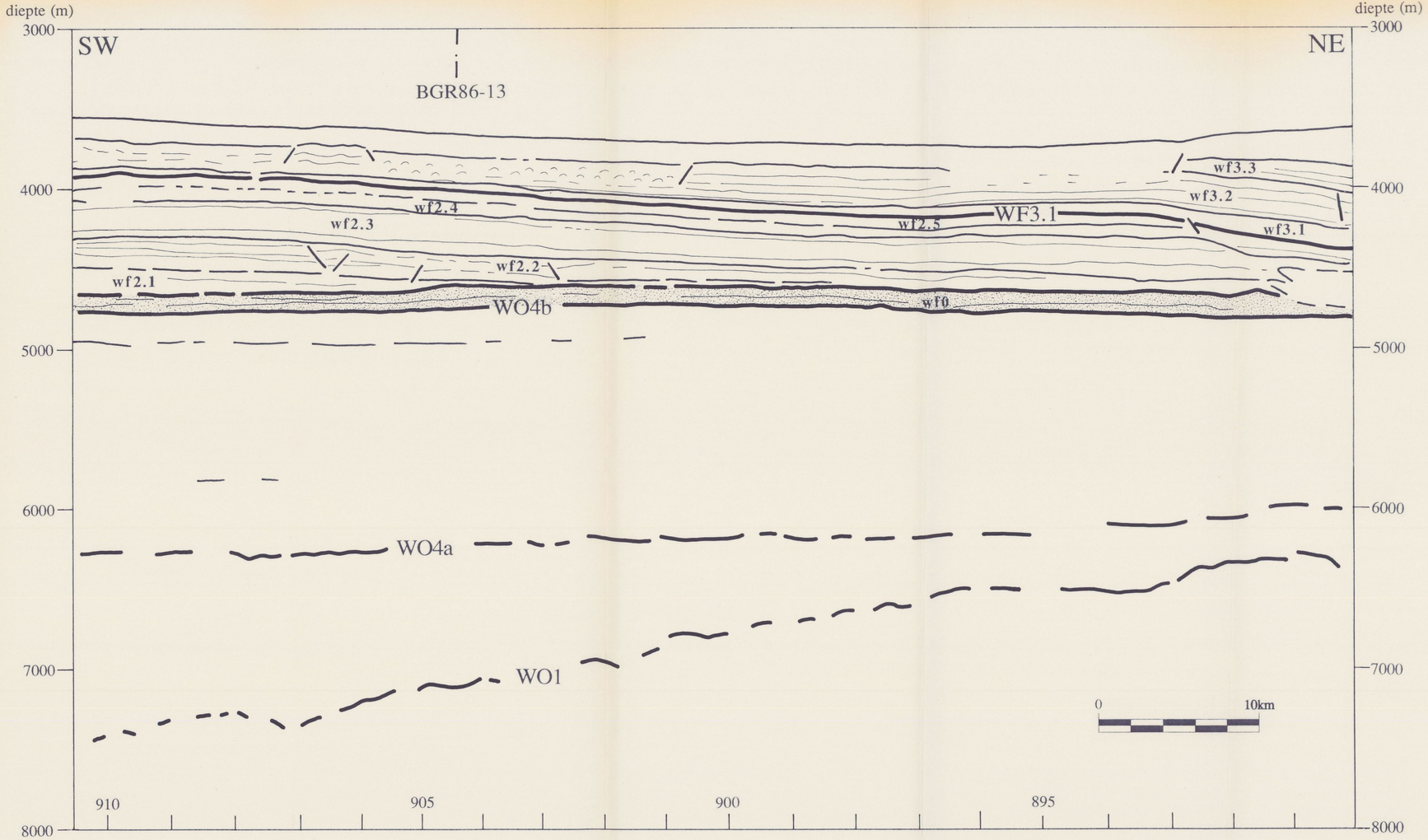
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

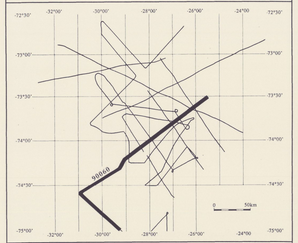
prograderende shelfsequenties





Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.
A.-M. Moons, 1992

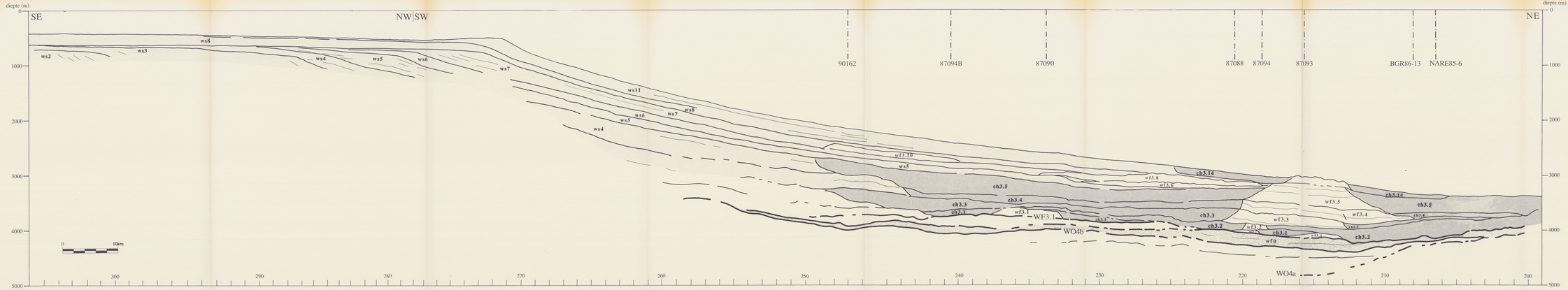
Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel
90060



Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

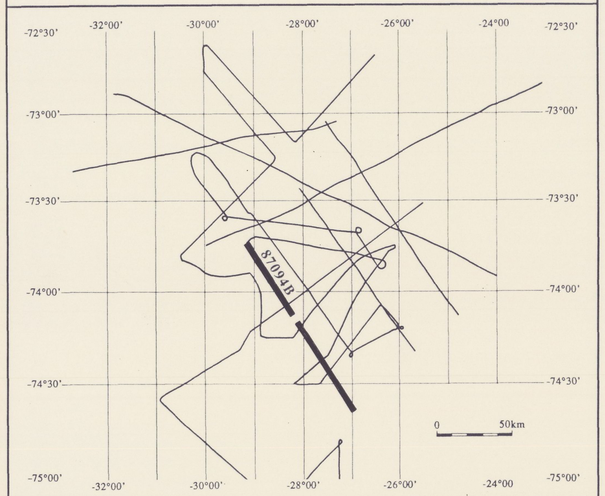
- *'pre-fan' afzettingen*
- *channelopvulling*
- *prograderende shelfsequenties*



Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **87094B**



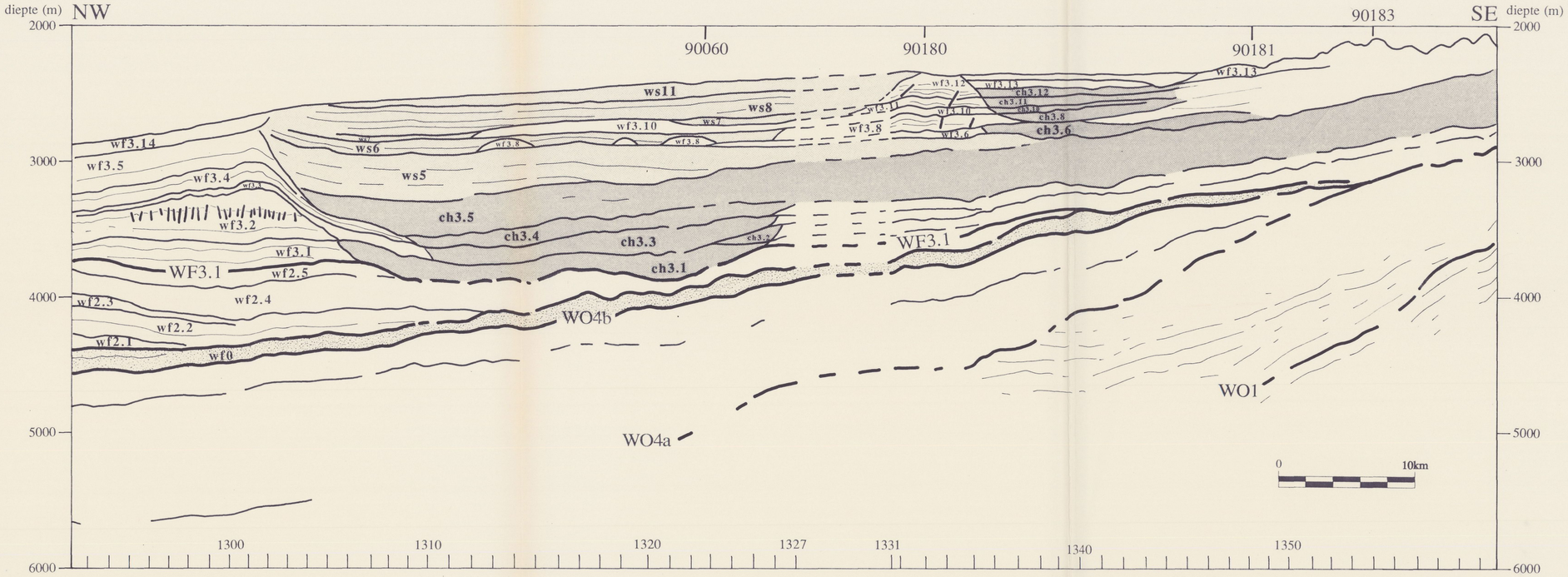
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties

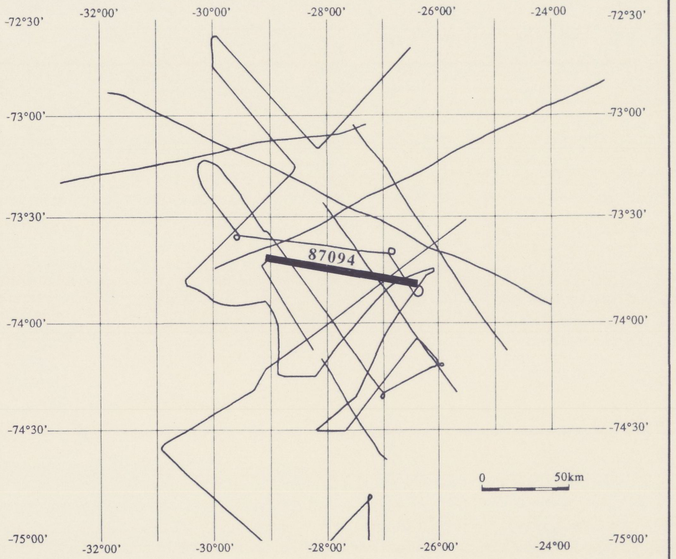


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

87094



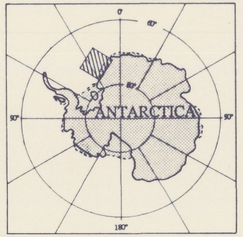
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

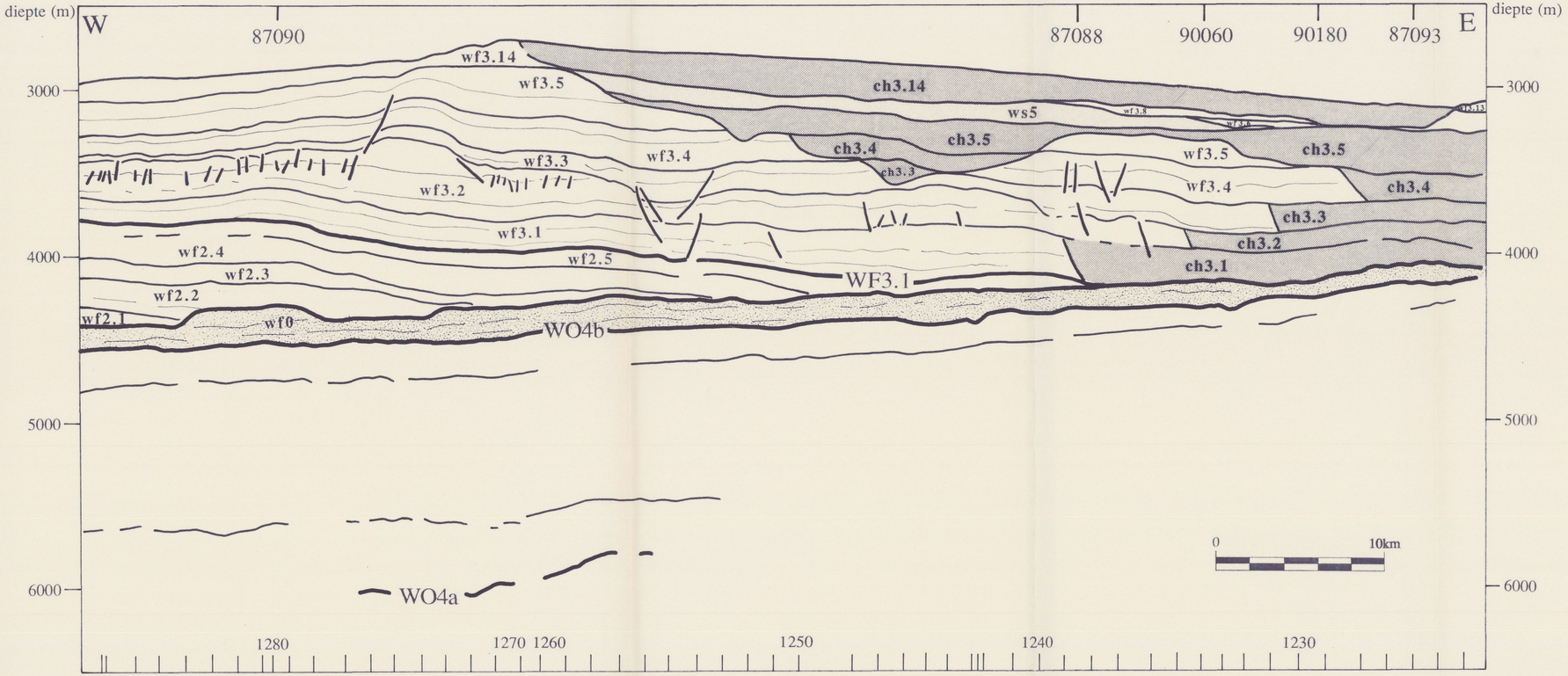
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties

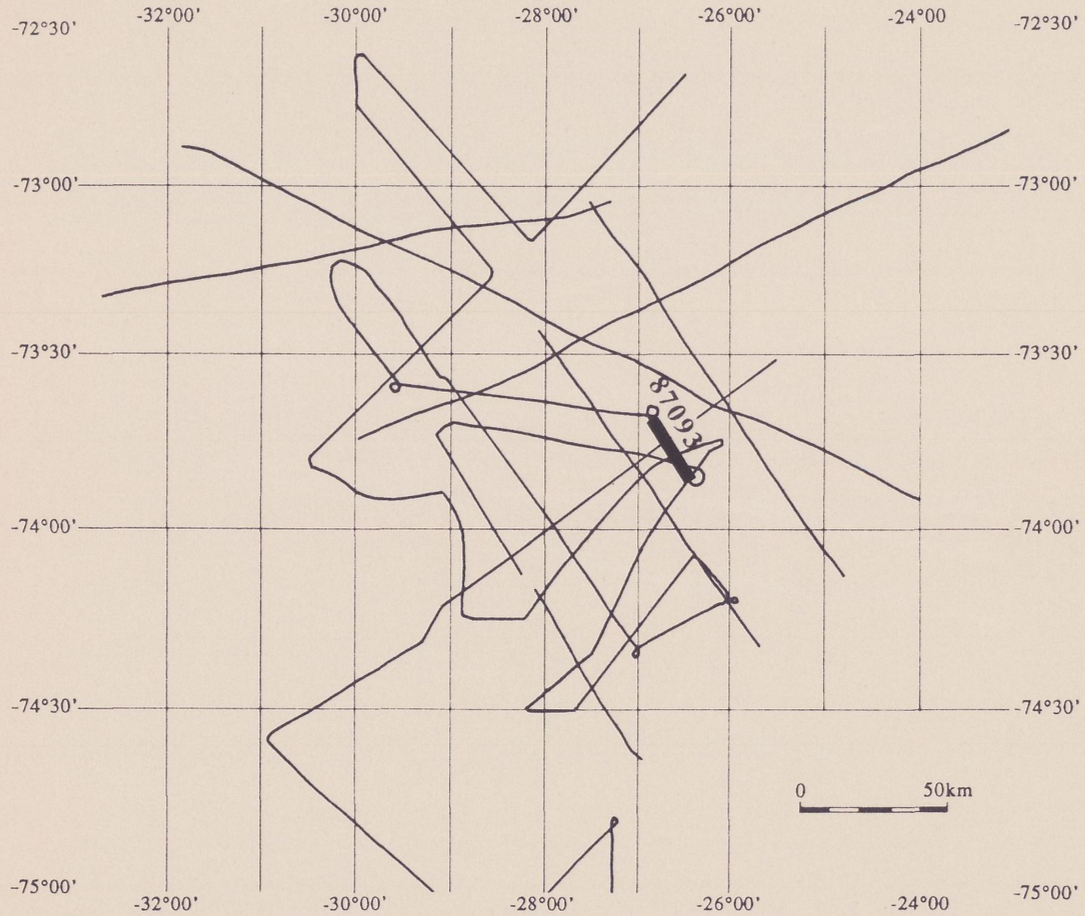




Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **87093**



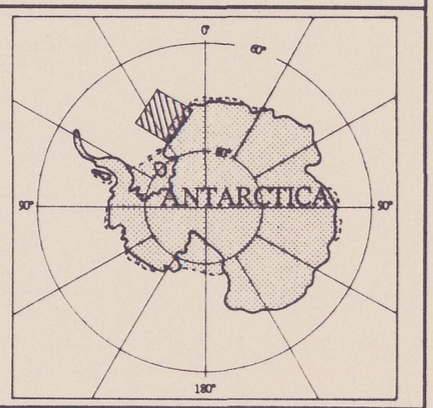
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

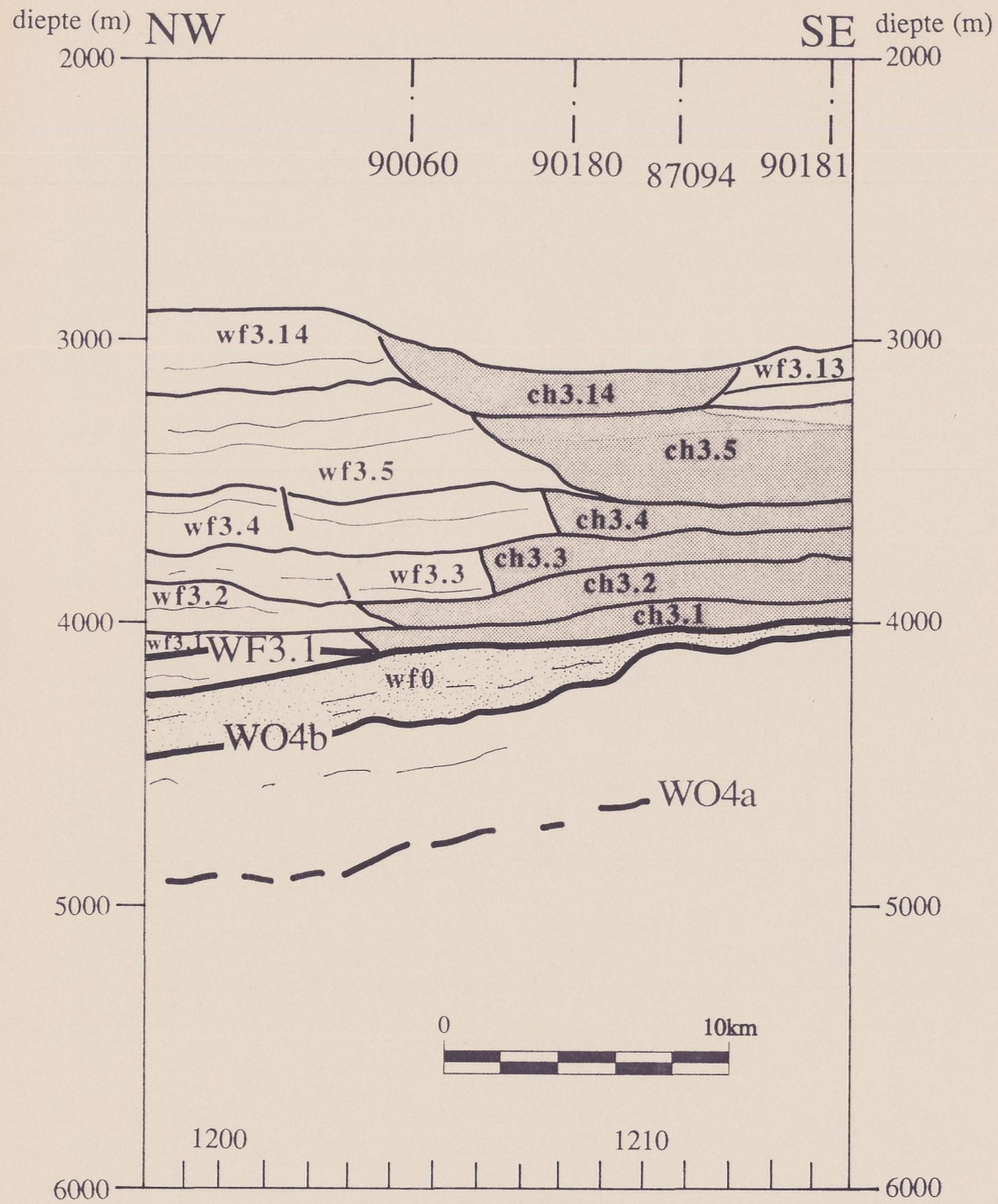
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties



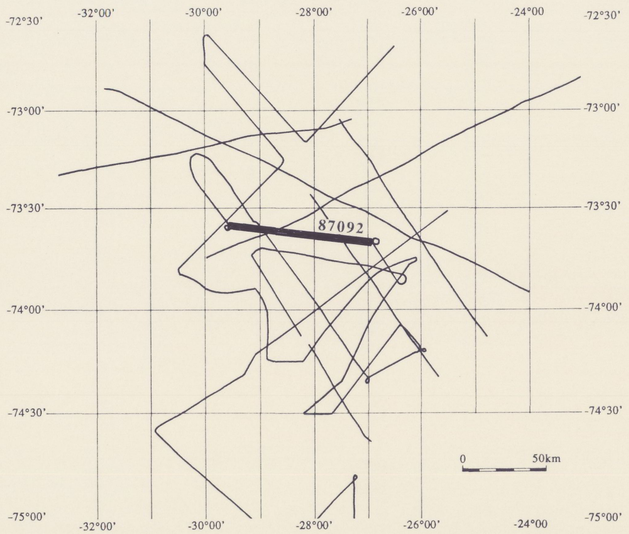


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

87092



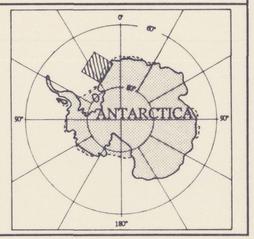
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

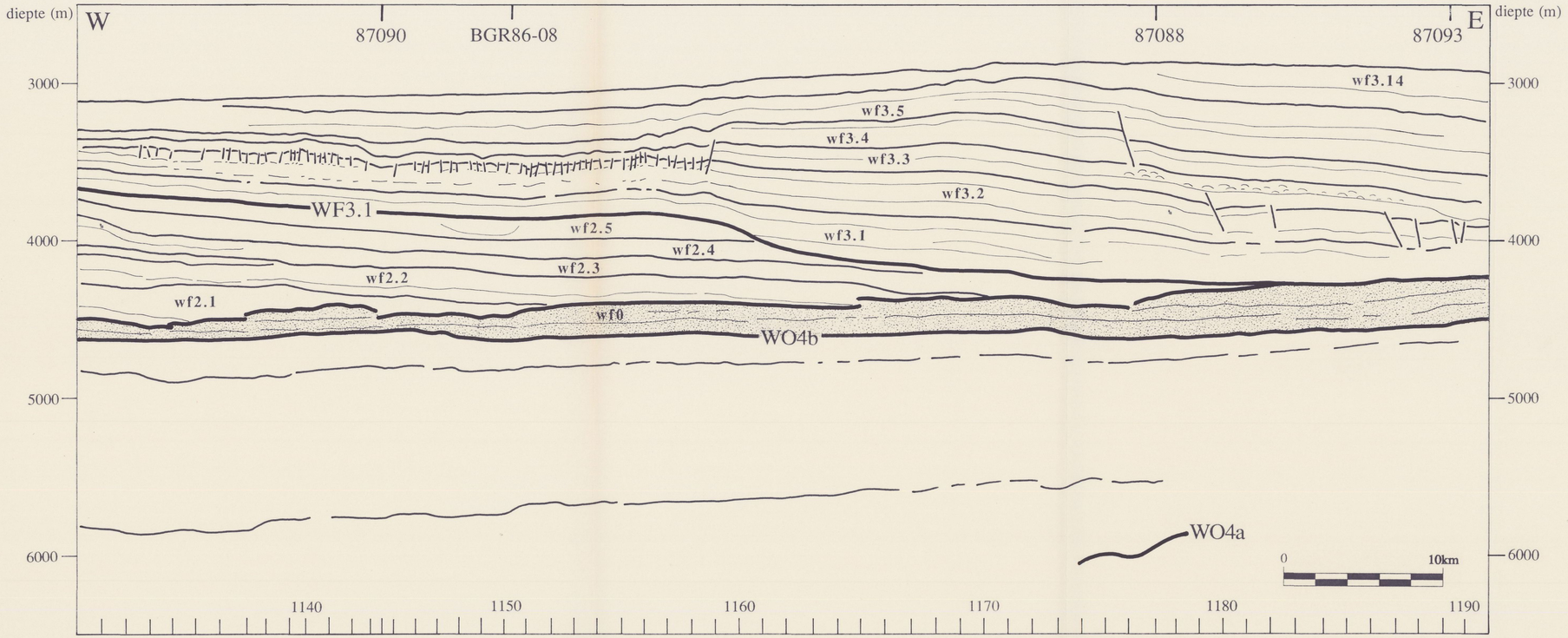
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties

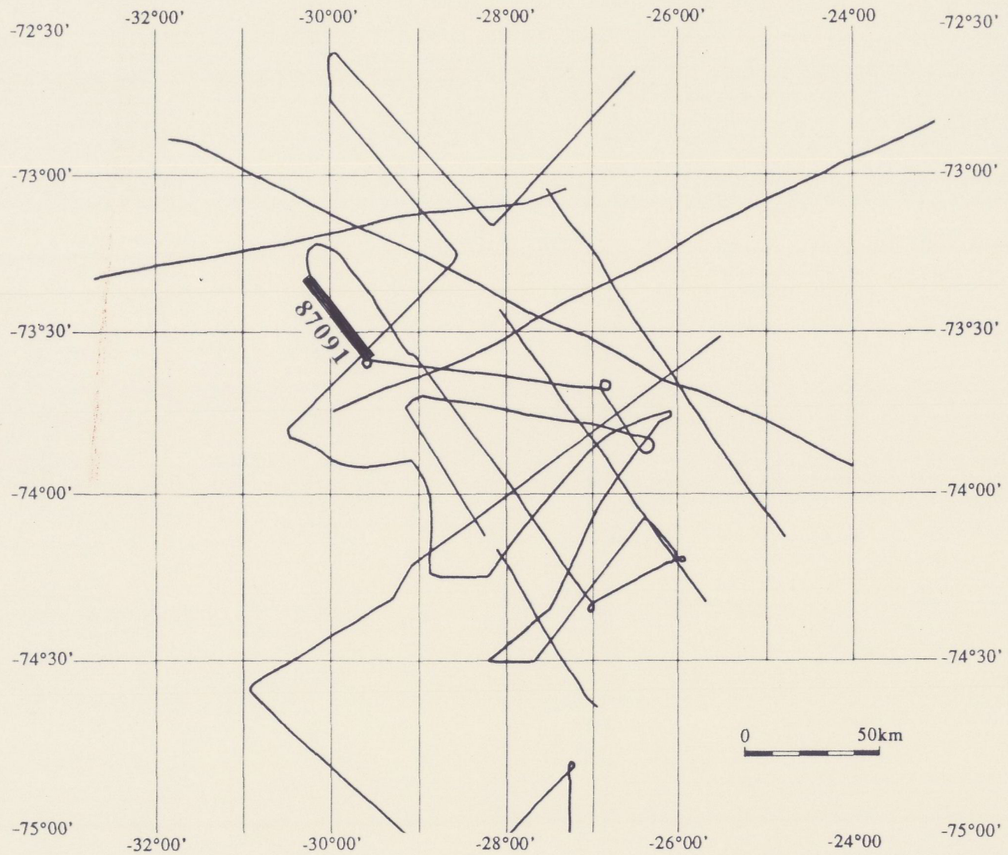




Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **87091**



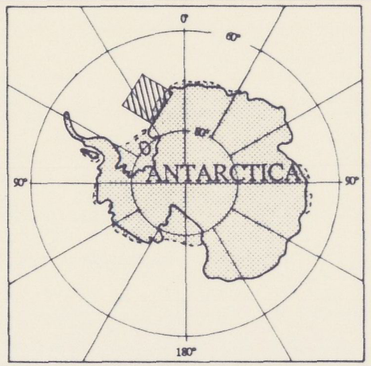
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

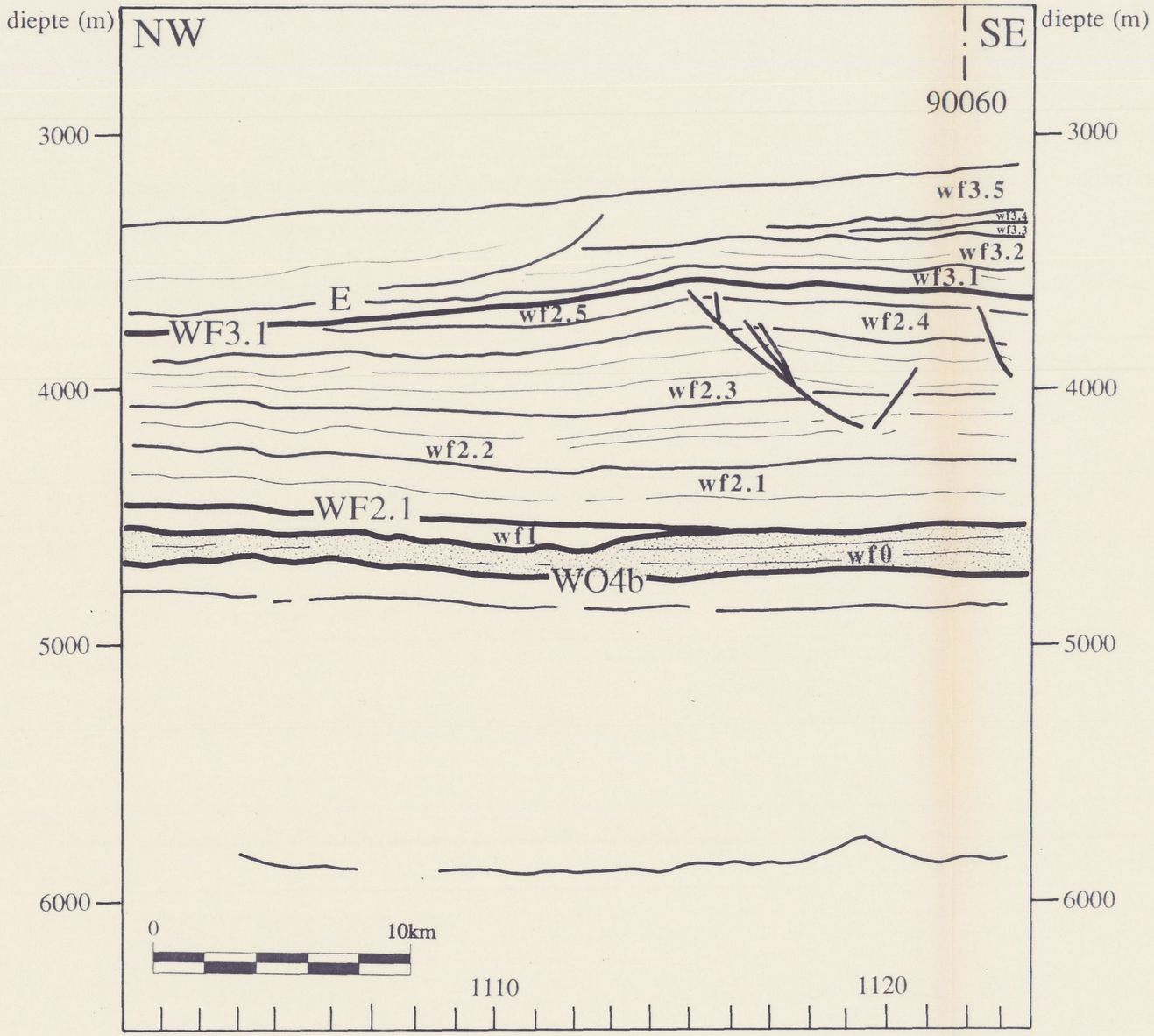
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties



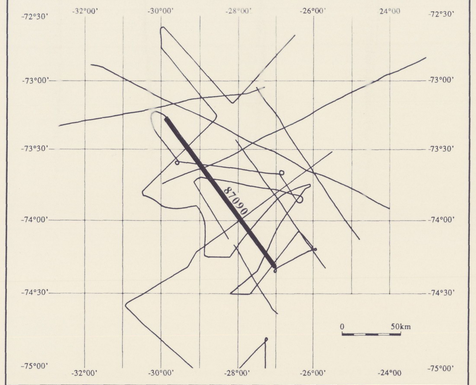


Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel

87090



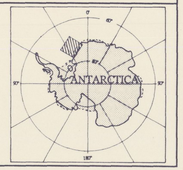
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

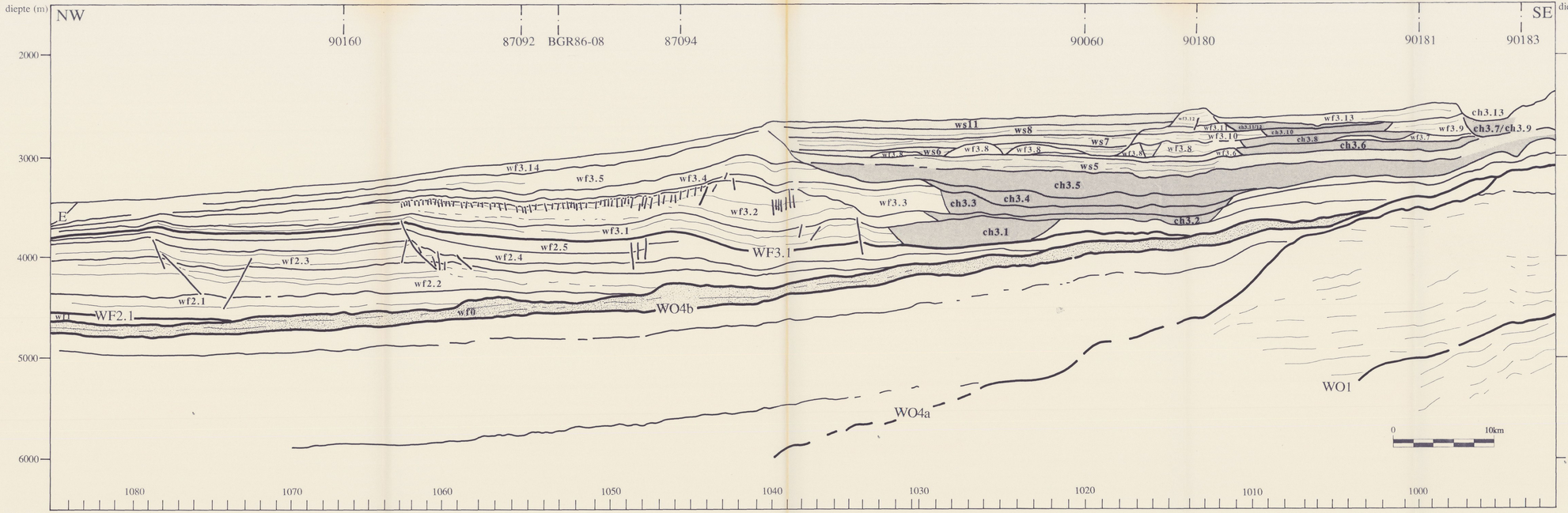
v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

"pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties

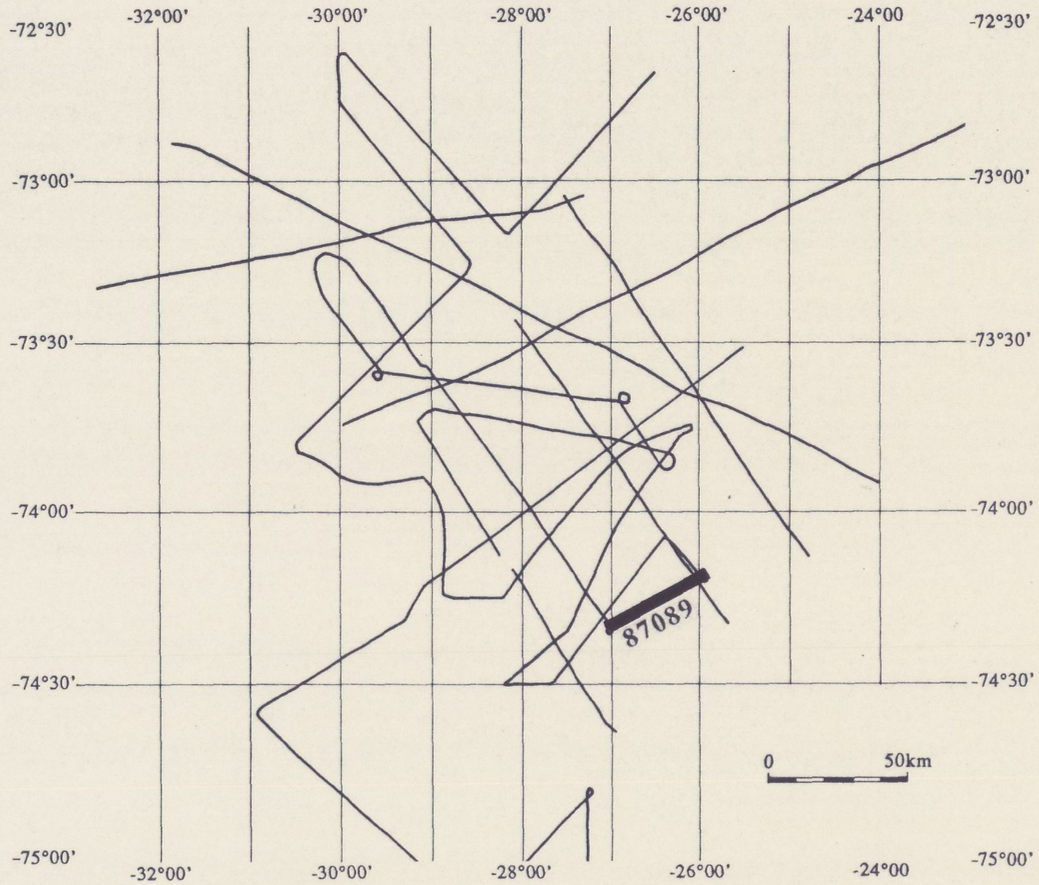




Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **87089**



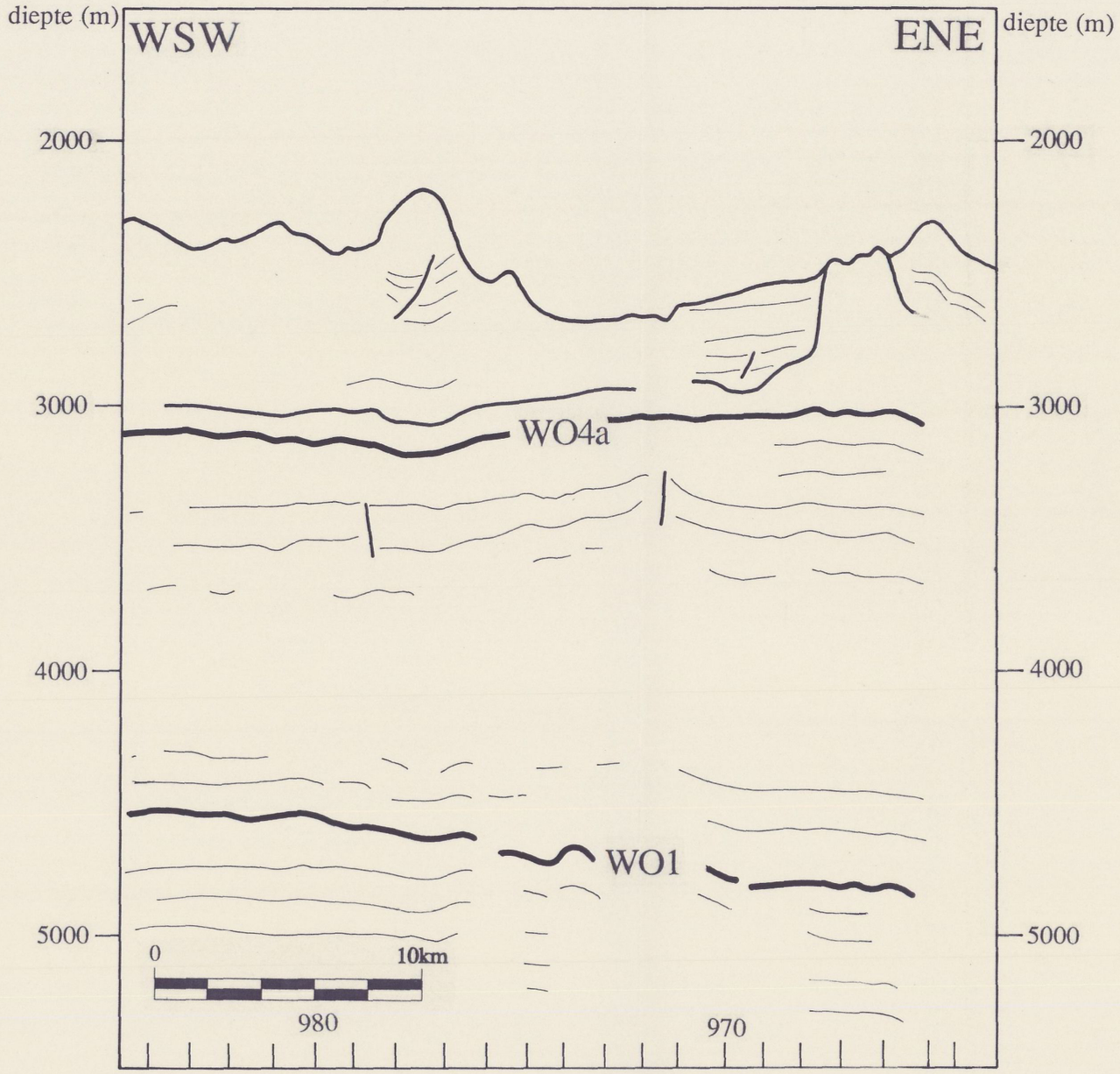
Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

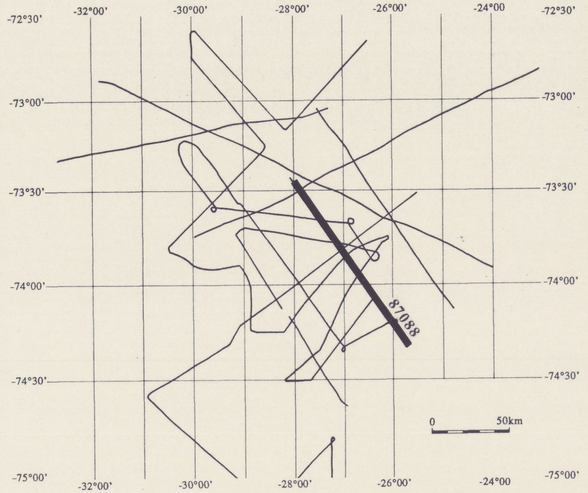
prograderende shelfsequenties



Gedetailleerde seismo- en sequentiestratigrafische studie van de Crary Fan, zuidoostelijke Weddell Zee, Antarctica.

A.-M. Moons, 1992

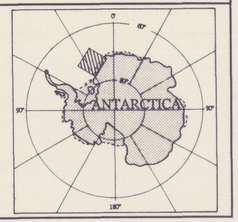
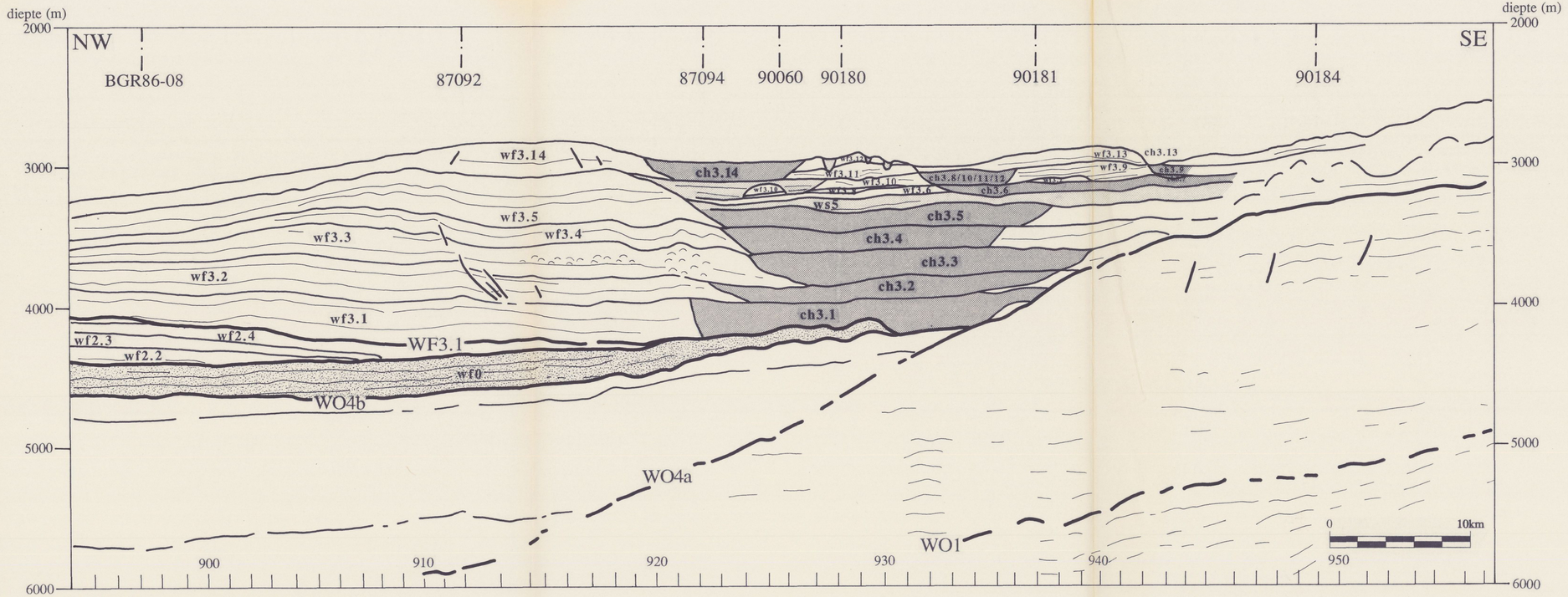
Geïnterpreteerde lijntekening van het seismisch profiel **87088**



Verticale schaal: 1/20.000
Horizontale schaal: 1/200.000

v sedimenten = 2.000 m/s
v water = 1.500 m/s

" pre-fan" afzettingen

channelopvulling

prograderende shelfsequenties