



TNO-rapport
NITG 97-284-B

De geologische opbouw van de ondergrond van het mondingsgebied van de Westerschelde en de rol hiervan in de morfologische ontwikkeling.

Rijkswaterstaat

Rijksinstituut voor
Kust en Zee/RIKZ
bibliotheek



C-2004 712

Datum

december 1997

Auteur(s)

A.J.F. van der Spek

bijdragen van:

P.J. Frantsen, A. Menkovic, J.H.J. Ebbing

Richard Holkade 10
Postbus 157
2000 AD Haarlem

Telefoon 023 530 03 00
Fax 023 535 16 14

Alle rechten voorbehouden.
Niets uit deze uitgave mag worden
vermenigvuldigd en/of openbaar
gemaakt door middel van druk, foto-
kopie, microfilm of op welke andere
wijze dan ook, zonder voorafgaande
toestemming van TNO.

Indien dit rapport in opdracht werd
uitgebracht, wordt voor de rechten en
verplichtingen van opdrachtgever en
opdrachtnemer verwezen naar de
'Algemene Voorwaarden voor
onderzoekopdrachten aan TNO', dan
wel de betreffende terzake tussen de
partijen gesloten overeenkomst.
Het ter inzage geven van het
TNO-rapport aan direct belang-
hebbenden is toegestaan.

© 1996 TNO

Projectnummer

146367433

Opdrachtgever

Rijksinstituut voor Kust en Zee
Programma Kust*2000
Project K2000*KOP

Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO
is gevestigd in Delft en Haarlem en heeft nevenvestigingen in
Haarlem, Heerlen, Nuenen, IJmuiden en Zwolle.

Het instituut is het centrale geowetenschappelijke informatie-
en onderzoeksinstituut van Nederland, ten behoeve van het
duurzaam beheer en gebruik van de ondergrond en de
ondergrondse natuurlijke bestaansbronnen.



Nederlandse Organisatie voor toegepast-
natuurwetenschappelijk onderzoek TNO

Inhoud

1	Inleiding.....	1
	1.1 Doel studie.....	1
	1.2 Studiegebied.....	2
	1.3 Leeswijzer.....	2
2	Dataset.....	3
	2.1 Inleiding.....	3
	2.2 Bestaande geologische data.....	3
	2.3 Aanvullende, nieuw verzamelde data.....	5
3	De samenstelling van de ondergrond van het mondingsgebied.....	8
	3.1 Inleiding.....	8
	3.2 De geologische opbouw van het gebied.....	8
	3.3 Lithologische beschrijving van de formaties.....	12
	3.4 Afzettingen van de Westerschelde buitendelta.....	18
	3.5 Voorkomen van de formaties binnen het studiegebied.....	19
4	Drie-dimensionale opbouw van de ondergrond van het mondingsgebied.....	20
	4.1 Inleiding.....	20
	4.2 Beschrijving van de seismische lijnen.....	20
	4.3 Profielen op basis van boringen.....	20
5	Erosiebestendigheid van de formaties.....	22
	5.1 Erosie en erosiebestendigheid.....	22
	5.2 Erosiebestendigheid van de formaties.....	26
6	Erosiebestendigheid van de bovenste vier meter van de bodemsedimenten.....	28
7	Invloed van de samenstelling van de ondergrond op de morfodynamiek.....	29
	7.1 Inleiding.....	29
	7.2 De rol van de Tertiaire formaties.....	29
	7.3 De ondergrond van de huidige morfologische eenheden.....	29
8	Beschrijving van de morfologische ontwikkeling van het mondingsgebied.....	32
	8.1 Inleiding.....	32
	8.2 De geologische ontwikkeling van het gebied van de huidige Westerscheldemonding.....	32

8.3	Ontwikkeling van de Westerscheldemond van begin 16e eeuw tot ca. 1800	33
8.4	Veranderingen in de Westerscheldemond ná 1800.....	35
9	Verklaringen voor veranderingen in de morfologie van het mondingsgebied van de Westerschelde	37
10	Herkomst van de recente sedimenten	40
11	Conclusies.....	41
12	Aanbevelingen.....	44
13	Literatuur referenties	45
14	Figuren	
15	Bijlagen.....	

1 Inleiding

In opdracht van het Rijksinstituut voor Kust en Zee/RIKZ van Rijkswaterstaat, heeft het Nederlands Instituut voor Toegepaste Wetenschappen TNO (voorheen Rijks Geologische Dienst) Afdeling Geo-Marien en Kust, een inventarisatie gemaakt van de opbouw van de ondergrond van het mondingsgebied van de Westerschelde en de mogelijke invloed hiervan op de morfologische ontwikkeling van het gebied. Een en ander volgens de overeenkomst RKZ-442, bij brief RIKZ/OS 976403 d.d. 30 juni 1997. Het onderzoek is uitgevoerd in het kader van het projekt K2000*KOP, dat onderdeel uitmaakt van het KUST*2000 programma. Een analyse van de huidige problematiek in de Westerschelde monding is te vinden in de KUST*2000 Definitiestudie Westerscheldemonding, No. 1 (Svasek, 1995). In de betreffende definitiestudie wordt geconcludeerd dat de opbouw van de ondergrond in het algemeen en het voorkomen van erosieresistente lagen in het bijzonder de grootschalige ontwikkeling van het mondingsgebied beïnvloed kan hebben en dit mogelijk in de toekomst kan doen.

1.1 Doel studie

Het doel van de studie is het vastleggen van geologische kennis over de plaats en aard van stroomresistente lagen, en het vaststellen van hun invloed op de opgetreden en toekomstige ontwikkelingen van geulen en platen. Het achterliggende idee is dat lagen in de ondergrond met een lage erosiegevoeligheid het vrijelijk verplaatsen van met name geulen kunnen belemmeren.

Daarnaast leven er een aantal specifieke vragen:

1. Komen er in of in de nabijheid van de geulen Wielingen en Oostgat resistente lagen voor die de ontwikkeling van deze geulen kunnen beïnvloeden?
2. Bestaat er een duidelijk identificeerbare laag onder de Vlakte van de Raan die niet of nauwelijks beïnvloed wordt door morfologische ontwikkelingen? Kunnen er lokaties aangegeven worden waar deze laag(en) binnen redelijke afstand van het bodemoppervlak liggen of zelfs aan dit oppervlak voorkomen? Dit in verband met het identificeren van een "referentielaag", ten opzichte waarvan eventuele veranderingen in dikte van het overliggende zandpakket met de tijd vastgesteld kunnen worden.
3. Hoe is de interne opbouw van het Bankje van Zoutelande?
4. Valt er op grond van bestaande geologische gegevens iets te zeggen over grootschalige transportpatronen in het mondingsgebied?
5. Valt er op grond van bestaande geologische gegevens iets te zeggen over de herkomst van het in het mondingsgebied voorkomende sediment?

Het invullen van kennisleemten hieromtrent is voor RWS van belang om een lange-termijn visie op de ontwikkeling van de Westerschelde buitendelta te ontwikkelen, waaraan ingrepen getoetst kunnen worden.

1.2 Studiegebied

Het studiegebied beslaat de Westerschelde buitendelta, het meest westelijke deel van de Westerschelde zelf en de oevers van Walcheren en Zeeuws-Vlaanderen, zie Figuur 1.1. Het studiegebied is in eerste instantie hiertoe beperkt gehouden in verband met de beschikbaarheid van gegevens.

1.3 Leeswijzer

Het rapport is als volgt opgebouwd:

In Hoofdstuk 2 wordt een overzicht gegeven van de bestaande gegevens betreffende de opbouw van de ondergrond van het mondingsgebied van de Westerschelde. Daarnaast worden de voor dit project verzamelde boringen beschreven. Hoofdstuk 3 behandelt de geologische setting van het mondingsgebied. Het beschrijft de samenstelling en de verspreiding van in het gebied voorkomende geologische formaties die door geulen in het mondingsgebied aangesneden kunnen worden. Tenslotte wordt de samenstelling van de (sub)recente afzettingen op de buitendelta en de verspreiding van alle formaties beschreven. In Hoofdstuk 4 wordt de driedimensionale opbouw van de ondergrond van het studiegebied beschreven. Hoofdstuk 5 gaat in op de erosiegevoeligheid van de aangetroffen geologische formaties. Na een uitleg van een aantal basale ideeën omtrent erosie en erosiegevoeligheid wordt de erosiegevoeligheid van de in Hoofdstuk 3 beschreven formaties geschat. Hoofdstuk 6 behandelt de samenstelling van de bovenste vier meter van de zeebodem. Hoofdstuk 7 gaat in op de rol van de samenstelling van de ondergrond op de morfologische ontwikkeling van het mondingsgebied. Hoofdstuk 8 beschrijft de ontwikkeling van het mondingsgebied van de Westerschelde op geologische en historische tijdschalen. Hoofdstuk 9 werpt enig licht op de herkomst van de recente sedimenten die in het mondingsgebied aangetroffen worden. In Hoofdstuk 10 worden de conclusies die uit dit onderzoek voortkomen besproken. Daarnaast worden de antwoorden op de in §1.1 gestelde specifieke onderzoeksvragen nog eens op een rij gezet. Tenslotte worden in Hoofdstuk 11 een aantal aanbevelingen voor verder onderzoek gegeven.

2 Dataset

2.1 Inleiding

Dit hoofdstuk geeft een overzicht van de bestaande geologische gegevens omtrent de opbouw van de ondergrond van de Westerschelde monding. Deze gegevens zijn verzameld in het kader van inventariserende karteringen of ten behoeve van specifieke opdrachten. Daarnaast worden een vijftal boringen en een aantal seismische lijnen besproken welke als onderdeel van dit project verzameld zijn.

2.2 Bestaande geologische data

- karteringen

In het kader van de systematische kartering van de samenstelling van de ondergrond van Nederland en het Nederlands Continentaal Plat worden door het Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, voorheen de Rijks Geologische Dienst, een aantal kaartseries vervaardigd. Deze kaartseries hebben een verkennend karakter. Zij geven in grote lijnen weer welke geologische formaties en fenomenen er in een bepaald gebied aangetroffen worden. Voor gedetailleerde studies zoals deze voor de Westerschelde monding, moeten veelal aanvullende gegevens verzameld worden.

1. Kartering Noordzee bodem

De samenstelling en opbouw van de bodem van de Noordzee worden een tweetal kaartseries vastgelegd, te weten een serie kaartbladen schaal 1 op 250.000 en een serie kaartbladen schaal 1 op 100.000. In de 1:250.000 serie worden voor ieder kaartblad afzonderlijke kaarten van de Pre-Kwartaire sedimenten en vaste gesteenten, van de Kwartaire sedimenten en van de Holocene en recente sedimenten vervaardigd. Het studiegebied valt geheel binnen het Kaartblad Ostend (zie Balson et al., 1991a,b, en Laban et al., 1992). De 1:100.000 serie heeft betrekking op de kustzone. De buitendelta van de Westerschelde wordt beschreven door het kaartblad Rabsbank uit deze serie (zie Ebbing et al., 1993).

De bovengenoemde kaartseries zijn gebaseerd op een framework van seismogrammen of seismische lijnen, welke gekoppeld worden aan boringen. Seismogrammen laten een beeld zien van de verticale opbouw van de ondergrond. Meestal kunnen een aantal op en/of naast elkaar voorkomende lagen met een specifieke interne opbouw worden onderscheiden. De laterale verspreiding van lagen laat zich goed vervolgen. Door combinatie van meerdere seismogrammen ontstaat een drie-dimensionaal beeld van eventuele grootschalige structuren in de ondergrond. Seismiek wordt vervaardigd door (meestal akoestische) trillingen op te wekken welke na terugkaatsing op overgangen in dichtheid in de ondergrond weer worden

opgevangen. Na uitgebreide mathematische bewerking en correctie van de registraties ontstaat een afbeelding van de opbouw van de ondergrond welke vervolgens geïnterpreteerd kan worden. Hiervoor zijn meerdere trillingsbronnen en registratiesystemen inzetbaar. De keuze hiervan is afhankelijk van de gewenste penetratiediepte en verticale resolutie, en van de omstandigheden in het te onderzoeken gebied.

Om de samenstelling van de op seismogrammen zichtbare lagen te bepalen zijn boringen nodig. Door middel van boren kunnen in principe twee typen monsters verzameld worden, te weten (1) spoelmonsters welke een gemiddelde samenstelling van een bepaald diepte-interval weergeven, en (2) continu gestoken, niet verstoorde, monsters welke de gehele opeenvolging vanaf maaiveld c.q. zeebodem bevatten. Dit laatste type boring geeft niet alleen de samenstelling van het sediment weer, maar maakt ook bestudering van de interne samenhang van en de structuren in de sedimenten mogelijk. De lengte van gestoken monsters wordt beperkt door de lengte van het steekapparaat.

2. Kartering van het vasteland

Van de ondiepe ondergrond van Nederland, dat wil zeggen tot een diepte van 50 tot 100 m, wordt een kaartserie schaal 1 op 50.000 vervaardigd. Een blad uit deze serie bestaat uit een geologische kaart welke grotendeels op handboringentot maximaal 10 m diepte gebaseerd is, en een serie geologische profielen welke doorsnedes door de ondergrond tot ca. 50 m diepte laten zien en welke gebaseerd zijn op mechanische boringen. Tenslotte wordt bij ieder blad een toelichting uitgegeven. Voor deze studie zijn de bladen Walcheren en Zeeuwsch-Vlaanderen van belang (zie respectievelijk Van Rummelen 1972 en 1977).

- detailstudies

Naast verkennende karteringen zijn er ook detailstudies in het mondingsgebied van de Westerschelde en de aangrenzende delen van Walcheren en Zeeuws-Vlaanderen verricht. Het betreft opdrachten van onder andere Rijkswaterstaat-Directie Zeeland, de Provincie Zeeland en studies ten behoeve van grote infrastructurele werken (zie bv. Rijks Geologische Dienst, 1994, 1995, 1996).

In het kader van dit onderzoek zijn er steekboringen en seismische opnamen uitgevoerd, zie §2.3.

- verschil in stratigrafie tussen land en zee

Er bestaat een discrepantie tussen de stratigrafische indeling (d.w.z. de indeling van de verticale opeenvolging van sedimenten) zoals die op land en op de Noordzee

gebruikt worden. Dit verschil is vooral een gevolg van de opnametechnieken die gebruikt worden. De indeling van het sedimentpakket op zee is vooral gebaseerd op seismische verkenningen welke aangevuld worden met boringen, terwijl de indeling op land alléén gebaseerd is op boringen en een enkele ontsluiting van de ondergrond in groeves of bouwputten. Daarbij komt dat de Noordzee grosso modo het meer centrale deel van sedimentatiebekken beslaat, terwijl het vasteland dicht bij de rand van het bekken ligt. Hierdoor zijn er verschillen in dikte, samenstelling en ook ouderdom van de afzettingen. In § 3.3 wordt hierop verder ingegaan.

In dit rapport zullen beide formatienamen gegeven worden indien de naamgeving voor formaties van gelijke ouderdom op land en op zee verschilt.

2.3 Aanvullende, nieuw verzamelde data

2.3.1 Seismiek

Een uitgebreide seismische verkenning van de ondergrond van de Westerscheldemonding is weergegeven op kaartblad Rabsbank (Ebbing et al., 1993). De gegevens op dit kaartblad geven echter niet specifiek de situatie rond de huidige geulen in het mondingsgebied weer. Daarnaast is de resolutie van de seismische apparatuur aanzienlijk verbeterd sinds de opname van kaartblad Rabsbank. Om meer specifieke gegevens over de opbouw van de ondergrond in de directe omgeving van de geulen Wielingen en Oostgat te verkrijgen zijn aanvullende seismische lijnen opgenomen. De interpretatie van de seismische lijnen wordt besproken in Hoofdstuk 4.

2.3.2 Boringen

- steekboringen

Aan de hand van de seismiek zijn een vijftal lokaties geselecteerd voor steekboringen. De lokaties van de boringen zijn in principe zo gekozen dat iedere boring een deel van de totale verticale opeenvolging van het op de buitendelta voorkomende Holocene pakket afzettingen weergeeft, zie Figuur. 2.1. Op deze manier worden alle Holocene afzettingen, inclusief de oudere Holocene kleilagen, bemonsterd. Daarnaast leveren de boringen de lithologische gegevens welke een aanvulling vormen op de seismische lijnen. Alle boringen zijn aan de NO-zijde van de Vlakte van de Raan gezet, langs de zuidoever van het Oostgat, zie Figuur 1.1. De boringen zijn gemaakt door Rijkswaterstaat-Directie Zeeland, met behulp van een elektrische vibrocorer. Van de boringen zijn foto's en lakprofielen gemaakt. De foto's van de boringen zijn bijgevoegd als Bijlage 1.

- beschrijving boringen

De lokatie en waterdiepte t.o.v. NAP van de vijf boringen wordt gegeven in Tabel 2.1. Daarnaast wordt de verkregen lengte van de boringen aangegeven. De lengte varieert van 1.47 m tot 2.37 m. Deze lengtes zijn minder dan verwacht, waardoor de doelstelling om een zo compleet mogelijke verticale opeenvolging van de recente buitendelta-afzettingen te krijgen niet bereikt is. De geringe lengtes zijn een gevolg van de blijkbaar te geringe capaciteit van de vibrocorer, waardoor de gewenste penetratie in de oudere Holocene sedimenten niet bereikt is. Hierdoor is geen compleet beeld van de opbouw van de mondingsgebied gekregen

1. Samenstelling sediment

De samenstelling van de aangeboorde sedimenten varieert van zandige klei (bijv. de bovenste 0,5 m in boring 4), via kleiïg/slibrijk zand en zand met ingeschakelde dunne kleilaagjes naar vrijwel "schoon" zand (boring 5). De gemiddelde korrelgrootte van het zand varieert van 0,162 tot 0,359 mm (matig-fijn tot zeer grof zand, zie Tabel 2.2). Het zand bevat schelpen en schelpfragmenten en -gruis. Daarnaast komen klei- en veenbrokjes voor. Het slibpercentage van de zanden (d.w.z. het percentage deeltjes kleiner dan 0,063 mm) bedraagt maximaal 2,9%.

2. Structuren in het sediment

Het zand vertoont parallelle gelaagdheid en klein- tot grootschalige scheve gelaagdheid. Op de hellende laagvlakken worden vaak dunne kleilaagjes en schelpen en -fragmenten en soms klei- en veenbrokjes aangetroffen. Hier en daar zijn graafgangen van bodemorganismen zichtbaar en soms is het sediment vrijwel structuurloos als gevolg van doorgraving.

3. Interpretatie van het afzettingmilieu

Aan de hand van de afwisseling in de samenstelling van en de aangetroffen structuren in de afzettingen wordt het proces dat de afzettingen gevormd heeft gereconstrueerd. Een volgende stap is het reconstrueren van het afzettingmilieu waarin deze processen plaatsvinden. Hierbij worden ook de aangetroffen biologische sporen betrokken. Op deze manier ontstaat een beeld van de morfologie van het gebied ten tijde van de vorming van de afzettingen.

De scheve gelaagdheid in het sediment wordt gevormd door de verplaatsing van (mega)ribbels. De verplaatsende ribbel bouwt zich aan de stroomafwaartse zijde uit. Hierbij worden zogenaamde "foresets" gevormd, die vooral bestaan uit materiaal zoals zand, schelpen en klei- en veenbrokjes, dat langs de helling vanaf de top van de ribbel omlaag gegleden is. Deze ribbelverplaatsing vindt plaats onder invloed van meer of minder sterke stroming. De grootte van de ribbels is een functie van de stroomsnelheid en de korrelgrootte van het sediment. Onder rustige omstandigheden (weinig tot geen stroming, zoals bijvoorbeeld tijdens de stroomkentering), zal

fijnkorrelig sediment bezinken. Daarbij wordt een kleilaagje van enkele mm's tot enkele cm's gevormd dat de ribbelmorfologie geheel bedekt. Hoe rustiger de omstandigheden, hoe dikker het kleilaagje zal zijn. In de top van boring 4 wordt een kleirijke afzetting aangetroffen die duidt op zeer rustige condities. Aanwijzingen voor golfwerking zijn slechts hier en daar aangetroffen in de boringen.

De algemene conclusie is dat alle voor dit project verrichte boringen afzettingen van zich verplaatsende (mega)ribbels laten zien welke aangetroffen worden in getijgeulen.

Tabel 2.1: lokatie in UTM-coördinaten en waterdiepte van de boorlokaties en totale lengte van de boringen. De boorlokaties wijken maximaal 5 m van de opgegeven posities af.

boring	positie N (utm)	positie E (utm)	waterdiepte (m)	lengte boring (m)
1 (S11.358)	5702574.5	531910.9	6.8	1.47
2 (S11.359)	5701833.5	533839.8	6.0	2.37
3 (S11.360)	5700655.0	532831.8	5.5	2.32
4 (S11.361)	5698544.5	533657.0	14.1	2.18
5 (S11.362)	5698269.0	536258.0	14.2	2.09

Tabel 2.2: Indeling van zand op grond van de gemiddelde korrelgrootte.

benaming zand	range gemiddelde korrelgrootte (mm)
uiterst fijn zand	0,063 - 0,105
zeer fijn zand	0,105 - 0,150
matig fijn zand	0,150 - 0,210
matig grof zand	0,210 - 0,300
zeer grof zand	0,300 - 0,420
uiterst grof zand	0,420 - 2,000

3 De samenstelling van de ondergrond van het mondingsgebied

3.1 Inleiding

In dit hoofdstuk worden de geologische situatie en de aangetroffen afzettingen in het studiegebied beschreven. Voor deze studie zijn vooral die afzettingen van belang welke een meer dan gemiddelde weerstand tegen erosie bezitten en die daardoor de morfologische ontwikkeling van het gebied kunnen beïnvloeden. Deze weerstandskrachtige lagen kunnen in twee "leeftijdsgroepen" ingedeeld worden: (1) Tertiaire en Pleistocene afzettingen en (2) Holocene zanden en kleien. Tertiaire en Pleistocene afzettingen komen in de ondergrond van het mondingsgebied voor en kunnen in principe door de (diepere) geulen in het gebied aangesneden worden. Deze afzettingen zijn door hun hoge leeftijd dusdanig van textuur veranderd dat zij een ander gedrag vertonen dan de zanden en kleien waaruit ze oorspronkelijk opgebouwd zijn. De kleien zijn door ontwatering en belasting met overliggende lagen sterk gecompacteerd, waardoor zij een harde, stugge substantie vormen. De zanden zijn door de druk van overliggende lagen zodanig beter gestapeld dat de tussenruimte tussen de individuele korrels afgenomen is. Daarnaast kan er een zekere mate van verkittung van de zandkorrels opgetreden zijn door neerslag van bijvoorbeeld kalk uit het percolerende grondwater. Hierdoor is de samenhang van het zand sterk toegenomen. De Holocene afzettingen bestaan uit zanden, kleien en mengsels hiervan en veen. Met name kleirijke afzettingen en veenlagen kunnen door het gewicht van overliggende lagen ontwaterd en geconsolideerd zijn. De erosiebestendigheid van Holocene afzettingen zal in het algemeen minder zijn dan die van oudere lagen.

Tenslotte worden aan het eind van dit hoofdstuk de recente afzettingen van de Westerschelde buitendelta beschreven.

3.2 De geologische opbouw van het gebied

3.2.1 Regionale geologische setting

In boringen in de ondergrond van ZW-Nederland in het algemeen, en van het mondingsgebied van de Westerschelde in het bijzonder, worden tot een diepte van 100 tot 200 m matig tot niet geconsolideerde afzettingen aangetroffen. Deze afzettingen zijn hier vanaf ca. 50 miljoen jaar geleden gevormd. De ligging van het gebied op de overgang van het Massief van Brabant naar het zuidelijk deel van het Noordzebekken, Figuur 3.1, heeft hierbij een grote rol gespeeld. De grootschalige, tektonische bodembewegingen in het gebied sinds het Tertiair, bestaan uit een langzame daling van het Noordzebekken en een geleidelijke omhoog komen van het Massief van Brabant. Samen met de fluctuaties van de (relatieve) zeespiegel is hierdoor een afwisseling van verlandende en verdrinkende series afzettingen

ontstaan. De opheffing van het Massief van Brabant heeft geleid tot een scheefstelling van de sedimentpakketten, waarbij deze lagen in noordoostelijke richting hellen, in de richting van het centrum van het dalende bekken. Voorts nemen de lagen in die richting in dikte toe, zie Figuur 3.2. De scheefstelling bedraagt in werkelijkheid minder dan 1%. De sedimentopeenvolging vertegenwoordigt geen continue registratie van de tijd omdat in bepaalde periodes geen sediment is afgezet, of omdat de afzettingen uit een bepaalde periode later weer opgeruimd zijn. Deze onderbrekingen in de opeenvolging worden (stratigrafische) *hiaten* genoemd. Deze hiaten zijn aan de rand van het bekken groter dan in het centrum.

3.2.2 In het gebied voorkomende afzettingen

De afzettingen van de Westerschelde buitendelta liggen op oudere Tertiaire, Pleistocene en Holocene afzettingen. Het Tertiair beslaat de periode tussen 65 en 2 miljoen jaar geleden en wordt onderverdeeld in, van oud naar jong: Paleoceen, Eoceen, Oligoceen, Mioceen en Pliocene (zie Tabel 3.1). Het Kwartair begon 2 miljoen jaar geleden en duurt tot op de dag van vandaag. Het wordt onderverdeeld in het Pleistoceen, het ijstijdvak, en het Holoceen, de jongste periode die begon met de klimaatsverbetering die volgde op de laatste ijstijd. Bovengenoemde tijdvakken kunnen weer verder onderverdeeld worden. In dit rapport wordt volstaan met een onderverdeling in Vroeg, Midden en Laat.

Tabel 3.1: Stratigrafische kolom (NB van onder naar boven is van oud naar jong!).

Hiaten in de opeenvolging zijn aangegeven met een dikke lijn. In de linker kolom zijn eveneens de tijdsgrenzen van een aantal perioden aangegeven in jaren voor heden (BP = Before Present).

Periode / jaren BP			Formatie; zee	Formatie; land
Kwartair _ nu	Holoceen		Banjaard	Westland
			Bligh Bank	
			Elbow	
			Buitenbanken	
_ 10 ⁴	Pleistoceen	Laat (Weichsellen) (Eemien)	Twente Eem	Twente Eem
		Vroeg	Westkapelle Ground	Tegelen; Maassluis
			Brielle Ground	Oosterhout
_ 2.10 ⁶				
Tertiair _ 50.10 ⁶	Pliocene			
	Mioceen	Laat	Breda	Breda
		Midden		
	Oligoceen	Midden	Rupel	Rupel
		Vroeg	Zelzate	Zelzate
Eoceen	Laat			
	Midden			
			Dongen	Dongen

In het studiegebied worden, van oud naar jong, afzettingen uit de volgende drie perioden aangetroffen (zie Tabel 3.1):

1. uit het Eoceen tot en met het Midden-Oligoceen, gevormd tussen pakweg 50 en 33 miljoen jaar geleden,
2. uit het Midden-Mioceen tot en met het Vroeg-Pleistoceen, van ca. 15 miljoen tot minder dan 2 miljoen jaar geleden gevormd en
3. afzettingen uit het Laat-Pleistoceen en Holoceen, welke sinds ca. 120 000 jaar geleden zijn gevormd.

Afzettingen uit de tussenliggende perioden zijn niet aangetroffen. Deze hiaten zijn in Tabel 3.1 met een dikke streep aangegeven. Van oud naar jong kunnen achtereenvolgens de Tertiaire Formaties van Dongen, Zelzate, Rupel, Breda en Brielle Ground-Oosterhout en de Pleistocene Formaties van Maassluis-Westkapelle Ground, Tegelen, Eem en Twente onderscheiden worden. Daarnaast komen er Holocene afzettingen voor welke zijn gevormd voordat de Westerschelde ontstond.

- Tertiair

Tijdens het Eoceen, en het Vroeg- en Midden-Oligoceen zijn in het gebied een aantal pakketten sediment van mariene oorsprong afgezet. De oudste afzetting (zie Tabel 3.2) is een mariene klei uit het Eoceen, de Klei van Asse (Formatie van Dongen). Hierop werden tijdens het Laat-Eoceen de afzettingen van de Formatie van Zelzate gevormd, welke van onder naar boven bestaan uit zandige afzettingen, het Zand van Bassevelde, met daarop een kleilaag, de Klei van Watervliet. Op deze kleilaag is tijdens het Vroeg-Oligoceen een zandpakket afgezet, het Zand van Ruisbroek. Deze zanden worden afgedekt door de Klei van Boom. De Klei van Boom is onderdeel van de Rupel Formatie en heeft een Midden-Oligocene ouderdom.

Uit de periode van het Midden-Oligoceen tot en met het Vroeg-Mioceen zijn geen afzettingen bewaard gebleven. In het Midden-Mioceen bereikte de zee het gebied weer en werden mariene, glauconiethoudende zanden afgezet, welke tot de Formatie van Breda gerekend worden. Hierop zijn tijdens het Plioceen de schelprijke, zandige afzettingen van de Brielle Ground Formatie-Formatie van Oosterhout gevormd.

Tabel 3.2: Onderverdeling van de Tertiaire formaties naar afzetting (van onder naar boven is van oud naar jong).

Tertiaire formatie	Afzetting
Brielle Ground / Oosterhout	
Breda	
Rupel	Klei van Boom
Zelzate	Zand van Ruisbroek Klei van Watervliet Zand van Bassevelde
Dongen	Klei van Asse

- Kwartair

In het Vroeg-Pleistoceen werden de zandige en kleiige mariene afzettingen van de Westkapelle Ground Formatie-Formatie van Maassluis gevormd. Deze gaan oostwaarts over in de estuariene tot fluviaatiele afzettingen van de Formatie van Tegelen. Na de vorming van deze laatste afzettingen trok de zee zich uit het gebied terug. De geologische processen werden de tijdens het Kwartair sterk beïnvloed door de afwisseling van koude en warme perioden en de daarmee samenhangende schommelingen in gemiddelde zeestand. Vooral in de koude perioden, de ijstijden, trad sterke erosie en denudatie op. Van de Vroeg-Pleistocene afzettingen worden erosieresten langs de kust van Walcheren aangetroffen. Mariene sedimentatie, meestal voorafgegaan door sterke erosie, vond plaats tijdens de interglacialen, als de zeespiegel hoog genoeg stond om het gebied te bereiken. Dit laatste was het geval tijdens het Eemien, toen de Eemformatie is gevormd. Tijdens het laatste glaciaal, het Weichselien, zijn na een periode van erosie, onder koude omstandigheden fluviaatiele en eolische sedimenten afgezet (Formatie van Twente).

- Holoceen

De geologische ontwikkeling tijdens het Holoceen werd in sterke mate bepaald door de relatieve zeespiegelstijging als gevolg van het smelten van de landijskappen en de beweging van de ondergrond, onder andere ten gevolge van het afnemen van de ijsbelasting. Hierdoor verdronk de kustvlakte geleidelijk en werden achtereenvolgens lagunaire en getij-beïnvloede kustafzettingen gevormd. Volmariene afzettingen worden in de Noordzee aangetroffen.

3.2.3 Brongebieden van het sediment

Hierna volgt een zeer beknopt overzicht van de verschillende sedimentbronnen welke materiaal geleverd hebben dat nu aangetroffen wordt binnen het studiegebied.

De herkomst van de aangetroffen afzettingen is nogal divers. De Tertiaire afzettingen zijn allen in een meer of minder open marien milieu gevormd. Aan het begin van het Tertiair waren er in de omgeving van het studiegebied nog geen grote riviersystemen actief, zodat het meeste sediment of van lokale herkomst is (het Massief van Brabant zal een relatief belangrijke bron geweest zijn), of door mariene processen aangevoerd zal zijn. De mariene processen kunnen in principe gevoed zijn door grote deltasystemen welke zich vanuit Scandinavië uitgebouwd hadden tot ver in de zuidelijke Noordzee. Tegen het eind van het Tertiair heeft de Rijn zich ontwikkeld tot een riviersysteem vergelijkbaar met het huidige. Dit betekent dat er dan materiaal naar de Noordzee gevoerd wordt dat van verder uit het achterland komt dan daarvoor. De Formaties van Tegelen en Maassluis zijn afgezet in één van de toenmalige Rijn (en Maas) systemen. Dit materiaal is dus direct naar de omgeving van het studiegebied aangevoerd. Gedurende het Pleistoceen zal de aanvoer van fluviatiel sediment gedomineerd zijn door het Rijn-Maas systeem. Daarnaast zullen lokale fluviatiele aanvoer (o.a. door voorlopers van de Schelde) en mariene omwerking een rol gespeeld hebben. Over aanvoer door mariene processen valt op dit moment niet veel te zeggen. Tijdens het Holoceen domineerden de lokale fluviatiele aanvoer en mariene omwerking in het studiegebied.

3.3 Lithologische beschrijving van de formaties

Hierna volgt een gedetailleerde beschrijving van de samenstelling van de formaties welke in de ondergrond van het studiegebied aangetroffen worden. Aan de hand van deze beschrijvingen kan vastgesteld worden welke formaties, indien zij aangesneden worden door geulen, een rol kunnen spelen in de morfologische ontwikkeling van het gebied.

De naamgeving en definitie van sommige formaties kan verschillen naar gelang een afzetting op het land of op zee aangetroffen is. Algemeen gesproken kunnen de lithologische karakteristieken van formaties van identieke ouderdom die onderscheiden worden in de Noordzee en op het vasteland van elkaar verschillen. Dit is onder meer een gevolg van (1) het verschil in positie binnen het totale Noordzeebekken, en (2) de opnametechnieken. Nederland en de huidige Noordzee maken deel uit van het Noordwest-Europese sedimentatiebekken, dat ook wel met Noordzeebekken aangeduid wordt. Nederland, en ook België liggen aan de rand van dit bekken. De (huidige) Noordzee vormt het centrale, diepste deel van het bekken. Als gevolg hiervan zullen er verschillen zijn in o.a. korrelgrootte, samenstelling en totale dikte van het pakket tussen de afzettingen in het centrale deel van het bekken en die langs de randen welke tegelijkertijd zijn afgezet. Dit betekent dat de beschrijvingen van de afzettingen van dezelfde ouderdom op zee en land van elkaar zullen verschillen, omdat zij geldig moeten zijn voor verschillende delen van het bekken. Daarnaast zijn de formaties op zee onderscheiden op basis van reflectoren op seismogrammen welke gecorreleerd worden aan boorgegevens. Seismiek geeft een goed beeld van de horizontale verspreiding en de grootschalige verticale opbouw en dito structuren van sedimentpakketten. Boringen geven een veel beperkter beeld

van de horizontale verspreiding. De verticale opbouw ter plaatse van een boring kan echter in detail vastgesteld worden. Op het vasteland is over het algemeen geen seismische informatie over de bovenste 100 á 200 m aanwezig. De verspreiding van een formatie op land wordt uit boorgegevens afgeleid. Langs de kust van Nederland en België, op de grens van de twee bovengenoemde formatie-indelingen, zullen afzettingen van gelijke ouderdom uiteraard "naadloos" in elkaar overgaan. Daarom worden hierna zowel de mariene als vasteland formaties, indien deze van elkaar verschillen, beschreven. In dit rapport wordt voor de Pleistocene formaties de correlatie zoals voorgesteld door Laban et al. (1992) gehanteerd, zie Tabel 3.1.

De beschrijvingen van de mariene formaties zijn overgenomen uit Balson et al. (1991a, b), Laban et al. (1992) en Ebbing et al. (1993). De overige formatiebeschrijvingen zijn gecompileerd aan de hand van de rapporten RGD 1993, 1994 en 1995. Van de formaties worden achtereenvolgens de samenstelling of lithologie, de dikte, de ouderdom en het afzettingsmilieu beschreven. Het voorkomen en de erosiegevoeligheid van de formaties worden apart in respectievelijk §3.5 en Hoofdstuk 5 behandeld. Voor de vertaling van de beschreven, nominale korrelgrootteverdeling naar werkelijke korrelgroottes wordt verwezen naar Tabel 2.2.

3.3.1 Tertiaire formaties

In het studiegebied aangetroffen en in §3.2.2 reeds genoemde Tertiaire formaties welke door geulen aangesneden kunnen worden, worden hierna puntsgewijs, van oud naar jong, beschreven.

1. Formatie van Dongen

- lithologie: in het algemeen kalkhoudende, soms zandige, kleien met ingeschakelde glauconiethoudende zand(steen)opeenvolgingen; de belangrijkste afzetting van deze formatie is de *Klei van Asse*, een donkergrijze, zwaksiltige, kalkhoudende, compacte klei
- dikte: sterke variatie, van enkele dm's tot bijna 50 m, onder noordoever Westerschelde op Zuid-Beveland ca. 80 m; de dikte neemt over het algemeen in noordelijke richting toe
- ouderdom: Midden-Eoceen
- afzettingsmilieu: ondiep marien

2. Formatie van Zelzate

- lithologie: glauconiet- en micahoudende, uiterst fijne tot matig fijne, siltige zanden met ingeschakelde kleilagen, plaatselijk vrijwel zuiver kwartszand; deze formatie bestaat van oud naar jong uit:

- - *Zand van Bassevelde*: donkergrijs, glauconiet- en glimmerhoudend, matig fijn zand, soms kleilig, plaatselijk kleilenzen
- - *Klei van Watervliet*: donkergroene tot donker(blauw)grijze, sterk tot matig zandige/siltige, glauconiet- en glimmerhoudende klei met schelpresten; soms moeilijk te onderscheiden van Klei van Boom; dikte in Zeeuwsch-Vlaanderen van enkele cm's tot max 6 m
- - *Zand van Ruisbroek*; grijze tot lichtgrijze matig fijne en matig grove zanden, soms glauconiethoudend met schelpresten, naar boven toe toename korrelgrootte, aan top vaak steentjes en (fosforiet?)concreties
- dikte: tot 125 m
- ouderdom: Midden-Eoceen tot Vroeg-Oligoceen
- afzettingsmilieu: ondiep mariene afzetting met een cyclisch karakter

3. Rupel Formatie

- lithologie: de belangrijkste afzetting van deze formatie is de *Klei van Boom*, een stugge compacte, siltige klei met fijnzandige inschakelingen. Naar gelang het gehalte aan organische stof varieert de kleur van donkerbruin tot grijs(-bruin). De klei bevat wisselende inschakelingen van siltige en fijnzandige laagjes en is afwisselend kalkhoudend en kalkloos. Aan de basis bestaat de Klei van Boom uit een fijnzandige laag.
- dikte: tot 60 m. De oorspronkelijke dikte van de Klei van Boom kan meer dan 100 m geweest zijn (Brouwer, 1977). Diktevariaties zijn onder meer een gevolg van erosie welke na het Midden-Oligoceen is opgetreden
- ouderdom: Midden-Oligoceen
- afzettingsmilieu: ondiep marien, subtropisch

4. Formatie van Breda

- lithologie: groengrijze tot donkergroene, matig fijne, glauconiethoudende zanden met soms schelpgruis en wat fijn grind; op plaatsen waar ze uitwijken tegen oudere afzettingen vaak grofzandig, plaatselijk ingeschakelde kleilagen van 1 cm tot enkele m's dik (in Zeeuws-Vlaanderen maximaal 15 m)
- dikte: tot 70 m
- ouderdom: Midden- en Laat-Mioceen
- afzettingsmilieu: marien

5. Brielle Ground Formatie - Formatie van Oosterhout

De Brielle Ground Formatie is de Noordzee tegenhanger van de Formatie van Oosterhout op het land.

- lithologie:
- - *op zee*: uiterst fijn zand met schelpen en glauconiet, plaatselijk fosforietknollen aan de basis, naar boven overgaand in matig fijn zand, met daarop schelphoudende en plaatselijk glauconiethoudende (zandige) kleien
- - *op land*: groengrijze, schelprijke, plaatselijk glauconiethoudende, matig fijne en matig grove zanden met metersdikke schelpenbanken, plaatselijk kleilagen van een decimeter tot enkele meters dikte (in Zeeuws-Vlaanderen maximaal 6 m), aan bovenzijde formatie kalkhoudende kleilaag
- dikte: van <1 m tot ca. 60 m
- ouderdom: Pliocene tot Vroeg-Pleistoceen
- afzettingsmilieu: ondiep marien, kustnabij

3.3.2 Pleistocene formaties

De Formaties van Tegelen en Maassluis en de Westkapelle Ground Formatie vormen, globaal van (Z)O naar (N)W gaand, één systeem van achtereenvolgens fluviatile, estuariene en mariene afzettingen die tegelijkertijd gevormd zijn. De overgangen tussen de verschillende formaties zijn derhalve diffuus. De Formatie van Maassluis wordt in het studiegebied vaak samengenomen met de Formatie van Tegelen, aangezien beide formaties lateraal in elkaar overgaan.

6. Westkapelle Ground Formatie

lithologie: uiterst fijn tot matig fijn zand met kleilaminae en schelpen; bevat enig glauconiet en mica

dikte: van <1 tot 10 m

ouderdom: Vroeg-Pleistoceen

afzettingsmilieu: open marien

7. Formatie van Maassluis

lithologie: matig fijn tot matig grof zand met schelpresten, plaatselijk zwak-siltige kleilagen van enkele dm's dik

dikte: ten gevolge van erosie in Zeeuws-Vlaanderen gering, <2 m, op Walcheren en Zuid-Beveland tot ca. 15 m

ouderdom: Vroeg-Pleistoceen

afzettingsmilieu: ondiep marien

8. Formatie van Tegelen

lithologie: matig fijne en grove, glimmerhoudende zanden met lokaal, inschakelingen van kalkloze kleilagen (een tot enkele m's dik); soms veel geremanieerde mariene fossielen uit oudere afzettingen
dikte: zie Formatie van Maassluis
ouderdom: Vroeg-Pleistoceen
afzettingsmilieu: estuariene en fluviaatiele afzettingen

9. Eem Formatie

lithologie:

- op zee beschreven als grijs, vooral aan de basis licht tot sterk grind- en schelphoudend, matig fijn tot zeer grof zand met plaatselijk kleilagen en kleilaminae
- op land beschreven als bonte, sterk grind- en schelphoudende, matig fijne tot matig grove zanden met plaatselijk inschakelingen van klei- en veenlagen van enkele decimeters tot enkele meters dik.
dikte: van minder dan 1 m tot ca. 10 m
ouderdom: Laat-Pleistoceen
afzettingsmilieu: fluviaatiel, estuarien of kustnabij-marien

10. Formatie van Twente

lithologie: goed gesorteerd, fijnkorrelig eolisch zand met plaatselijk wat siltinschakelingen, op het vasteland zijn plaatselijk enkele dm's dikke klei-, leem- en veenlagen aangetroffen
dikte: enkele decimeters, top meestal geërodeerd door geulen uit Holoceen; op zee vaak geheel verdwenen
ouderdom: Laat-Pleistoceen
afzettingsmilieu: fluviaatiel, fluvioperiglaciaal en eolisch; koude omstandigheden

3.3.3 Holocene formaties

De afzettingen van de Westerschelde buitendelta liggen op een pakket oudere Holocene afzettingen welke hierna beschreven worden. In de Noordzee worden de Buitenbanken en Elbow Formaties onderscheiden, op het land maken deze afzettingen deel uit van de Westland Formatie (zie ook Tabel 3.1). De tijdsindeling van het Holoceen wordt weergegeven in Tabel 3.3

Tabel 3.3: Tijdsindeling van het Holoceen.

Tijdsindeling		Ouderdom "before present"
Laat-Holoceen	Subatlanticum	vanaf 2900 BP
Midden-Holoceen	Subboreaal	5000 BP - 2900 BP
	Atlanticum	8000 BP - 5000 BP
Vroeg-Holoceen	Boreaal	±9000 BP - 8000 BP
	Praeboreaal	±10 000 BP - ±9000 BP

11. Buitenbanken Formatie

- lithologie: bruingeel, matig fijn tot uiterst grof zand, plaatselijk grindhoudend
- dikte: van <1 m tot ca. 8 m
- ouderdom: Midden- tot Laat-Atlanticum (grotweg tussen 7000 BP en 5000 BP)
- afzettingsmilieu: door mariene processen omgewerkte fluviatiele afzettingen van Rijn en Maas

12. Elbow Formatie

- lithologie: grijze tot lichtgrijze klei gelamineerd met matig fijn, soms slibhoudend zand, alsook matig fijn tot zeer grof, soms slibhoudend zand met kleilagen en kleilaminae
- dikte: dikte van <1 tot ca. 12 m
- ouderdom: Midden-Atlanticum tot Laat-Subboreaal, ongeveer van 7000 tot 3000 BP
- afzettingsmilieu: afzetting van migrerende getijgeulen in wadden, estuarium of getijdedelta milieu; in het studiegebied geulen in waddengebied of estuarium

13. Westland Formatie

- lithologie: van oud naar jong worden de volgende lagen en afzettingen onderscheiden:
- - *Basisveen*; compact riet- en bosveen, alleen onderscheiden indien Calais afzettingen aanwezig, anders wordt op de Formatie van Twente liggend veen tot Hollandveen gerekend
- - *Afzettingen van Calais*; (kleiig) zand en zwak tot sterk siltige kleien met in het bovenste deel veel plantenresten
- - *Hollandveen*
- - *Afzettingen van Duinkerke*; zand en zandige kleien, de kleien komen als aaneengesloten dekken voor en als opvulling van geulen, de laatsten vaak gelaagd met zandlaagjes van enkele mm's tot cm's dik
- dikte: tot ca. 25 à 30 m

- ouderdom: Vroeg-Atlanticum (ca. 8000 BP) tot heden
- afzettingsmilieu: afzettingen van getijdegeulen en intergetijdegebieden, gevormd in een door getijbeweging gedomineerde kustvlakte; veen werd gevormd in de meest landwaartse delen van de getijbekkens, waar de invloed van afstromend zoetwater groot is

3.4 Afzettingen van de Westerschelde buitendelta

De Westerschelde buitendelta bestaat grotendeels uit een pakket zandige en siltige afzettingen van migrerende geulen. Hierop komen slib-arme zanden voor welke in de ondiepe bankgebieden gevormd zijn, waar slib nauwelijks bezinkt als gevolg van de golfwerking. De dikte van het sedimentpakket neemt globaal toe ZW naar NO en bereikt een maximum van meer dan 25 m in het noordoostelijk deel van de buitendelta, zie Figuur 3.3. In de huidige geulen is het pakket dun. Lokaal in de geulen Wielingen, Oostgat en Honte ontbreken deze afzettingen en komen de onderliggende Tertiaire en Pleistocene formaties aan het oppervlak voor. De afzettingen behoren tot de volgende Holocene formaties:

14. Bligh Bank Formatie

- lithologie: geelbruin, matig fijn tot zeer grof zand met hier en daar kleilaminae en grindlaagjes
- dikte: van minder dan 1 m tot meer dan 16 m in zandbanken
- ouderdom: Laat-Atlanticum tot heden
- afzettingsmilieu: open marien

15. Banjaard Formatie

- lithologie: Ebbing et al. (1993) onderscheiden in de Banjaard Formatie de volgende eenheden: *Raan member*: (licht)grijs matig fijn tot zeer grof zand met kleilagen en kleilaminae, soms silthoudend;
- *Hompels member*: grijs, zeer fijn slibhoudend zand met kleilagen en kleilaminae
- dikte: dikte van <1 m tot >25 m
- ouderdom: Vroeg-Subatlanticum tot heden
- afzettingsmilieu: afzettingen van migrerende getijgeulen

Naast de bovengenoemde afzettingen kunnen een deel van de afzettingen op Walcheren en in Zeeuws-Vlaanderen ook tot het Westerschelde systeem gerekend worden. Deze afzettingen worden tot de hierboven reeds beschreven Westland Formatie, Afzettingen van Duinkerke, gerekend.

3.5 Voorkomen van de formaties binnen het studiegebied

3.5.1 Verspreiding van de Tertiaire en Pleistocene afzettingen in het studiegebied

Door de algemene helling van de Tertiaire en Vroeg-Pleistocene lagen naar het noordoosten (zie §3.2.1) en de opheffing van het Massief van Brabant, worden van zuid naar noord gaand steeds jongere Tertiaire formaties aangesneden (Figuur 3.4). Van de Pleistocene formaties komt de Eem Formatie het meest voor. Deze bedekt in het zuidelijk deel van de buitendelta over een groot oppervlak de Tertiaire formaties (Figuren 3.4 en 3.5). In de Westerschelde is de Eem Formatie vrijwel geheel opgeruimd. De Formaties van Tegelen en Maassluis en de Westkapelle Ground Formatie worden in een relatief smalle strook langs de oevers van Zuid-Beveland en Walcheren aangetroffen. De Formatie van Twente wordt vooral op het vasteland, daar waar mariene erosie gering tot afwezig is, aangetroffen (Figuur 3.5). Combinatie van deze verspreidingspatronen laat de samenstelling van de onder de Holocene sedimenten voorkomende lagen zien: van zuidwest naar noordoost komen zones van achtereenvolgens de Eem Formatie, de Formatie van Rupel, welke naar het oosten overgaat in die van Breda, en de Brielle Ground Formatie/Formatie van Oosterhout voor. Dit patroon wordt lokaal verstoord door voorkomens van andere formaties (Figuur 3.4). De verspreiding van de boringen waarop de Figuren 3.4 en 3.5 gebaseerd zijn, wordt aangegeven in Figuur 3.6.

3.5.2 Verspreiding van Holocene afzettingen

Holocene afzettingen welke van vòòr de de vorming van de Westerschelde buitendelta dateren, worden aangetroffen onder het NW deel van de buitendelta (Buitenbanken Formatie), onder het NE deel van de buitendelta (Elbow Formatie) en op Walcheren en Zeeuws-Vlaanderen (Westland Formatie). De sedimenten waaruit de buitendelta is opgebouwd worden geheel tot de Banjaard Formatie gerekend. Deze afzettingen behoren voor meer dan 90% tot de Raan Member (zie §3.4). De in de voor dit onderzoek gestoken boringen (zie §2.3.2 en Bijlage 1) aangetroffen sedimenten behoren geheel tot deze formatie. De Bligh Bank Formatie komt op de teen van het deltafront en in de open Noordzee ten westen daarvan voor.

4 Drie-dimensionale opbouw van de ondergrond van het mondingsgebied

4.1 Inleiding

In dit hoofdstuk wordt de drie-dimensionale opbouw van de ondergrond van het studiegebied zoals die af te leiden is uit boringen en seismische lijnen, beschreven. Zoals reeds in Figuur 3.5 te zien was, ligt de basis van de Holocene afzettingen tegen de ZW oever van Walcheren op een diepte van 25 tot 30 m onder NAP, terwijl langs de oever van Zeeuws-Vlaanderen deze basis veel hoger ligt (locaal zelfs minder dan 15 m onder NAP). Hier ligt tevens de top van het Tertiair hoog, zodat de Tertiaire formaties hier binnen het bereik van recente geulerosie liggen.

4.2 Beschrijving van de seismische lijnen

Figuur 4.1 laat een zogeheten “schuttingdiagram” zien dat is samengesteld uit een netwerk van de seismische lijnen welke voor dit onderzoek verzameld zijn. De lijnen zijn in perspectief geplaatst om daarmee de drie-dimensionale opbouw van de ondergrond weer te geven. Een aantal noord-zuid lopende lijnen vallen echter samen met de kijkrichting. Daarom zijn deze lijnen qua kijkrichting anders geprojecteerd. Om verwarring te voorkomen zijn deze lijnen in rood in plaats van in zwart ingetekend. De seismogrammen geven de ligging van de zeebodem en de daaronder voorkomende reflectoren weer.

De figuur laat zien dat in het noordelijk deel van de buitendelta een dik pakket Holocene afzettingen voorkomt. In dit pakket zijn nu met sediment opgevulde geulen te herkennen. De hellende reflectoren in het pakket geven de lokatie van oude geulwanden weer. Een aantal naast elkaar voorkomende en in dezelfde richting hellende reflectoren zijn het gevolg van de laterale migratie van een geul. In en rond het Oostgat liggen de Holocene sedimenten op de Westkapelle Ground en de Brielle Ground Formaties. In het zuidelijk deel van de buitendelta zijn de Holocene afzettingen dun. Naar het zeegat en ook naar de Zeeuw-Vlaamse kust toe worden deze afzettingen dikker. In de figuur is goed te zien dat de Tertiaire Formaties van Zelzate, Rupel en Breda dicht onder de zeebodem voorkomen. De Rupel Formatie bestaat hier uit de Boomse Klei, een zeer weerstandskrachtige afzetting. In het westelijk deel van de Wielingen wordt onder het Holocene pakket nog een relatief dunne laag afzettingen van de Eem Formatie aangetroffen.

4.3 Profielen op basis van boringen

In aanvulling op de in §4.2 beschreven seismische lijnen zijn een aantal vooral op boringen gebaseerde profielen bestudeerd. Uitvoerige series profielen worden o.a.

gegeven door Laban (1979) en Ebbing (1987). De profielen in Laban (1979) geven in detail informatie over de samenstelling van de ondergrond van de geulen Wielingen en Oostgat. Ebbing (1987) presenteert onder meer een noord-zuid profiel over de Raan. In de omgeving van het Oostgat liggen Holocene afzettingen op ca. 24 m - NAP op de zandige afzettingen van de Formatie van Maassluis. Ten zuiden en zuidoosten van Zoutelande liggen deze afzettingen op een vergelijkbare diepte op de Formatie van Oosterhout. Op een diepte van -17 tot -24 m bevindt zich een Holocene kleilaag, zie Figuur 4.2. Daarnaast is ten ZW van het Bankje van Zoutelande, tussen -9 en -12 m een Holocene kleilaag aangeboord. Op de Raan is in meerdere boringen op vergelijkbare diepte een pakket met zand gelaagde klei aangetroffen, zie Figuur 4.3. Het betreft hier oudere Holocene afzettingen welke zeer waarschijnlijk tot de Elbow Formatie gerekend kunnen worden. Op de Vlakte van de Raan, 4 km ten noorden van Zeebrugge komt een dikke laag stugge vette klei, gelaagd met zandlaagjes, voor tussen -12 en -14 m. Daarboven, op een diepte van ca. -10 m, blijkt een kleilaag van ca. 1 m dik voor te komen. Deze laatste laag ligt dicht onder de zeebodem en is op zich goed bereikbaar door middel van boorapparatuur. Of deze of de eerder genoemde kleilagen als referentielaag te gebruiken zijn (zie de doelstellingen in §1.1), hangt sterk af van hun verspreiding. Het steeds op vergelijkbare diepte voorkomen van de kleilagen in verschillende delen van de buitendelta (zie Figuur 4.3) suggereert een regionale verspreiding. Zonder nader onderzoek kunnen hierover echter geen uitspraken gedaan worden.

Volgens de beschikbare boringen bevat het Bankje van Zoutelande geen kern van klei: het is geheel opgebouwd uit zand (Figuur 4.2 en andere hier niet weergegeven profielen). Ten ZW van het Bankje komt de eerder beschreven kleilaag voor.

Figuur 4.4 laat een profiel zien langs de ZW oever van Walcheren. Hier wordt een vrijwel complete opeenvolging Tertiaire, Pleistocene en Holocene afzettingen aangetroffen. Vanaf een diepte van 40 m komen hier van onder naar boven de volgende formaties voor: Rupel, Breda, Oosterhout, Tegelen, Maassluis, Eem en Twente. Deze opeenvolging wordt sterk versneden door geullichamen van Midden- en Laat-Holocene ouderdom (resp. Afzettingen van Calais en Duinkerke). Tussen de Holocene afzettingen komen veenlagen voor. De geulen hebben zich in Pleistocene zanden van diverse formaties ingesneden (vergelijk met Figuur 4.2 die hier haaks op staat). Figuur 4.5 (voor legenda en lokatie zie Figuur 4.4) laat een profiel langs de oever van Zeeuws-Vlaanderen zien. De opeenvolging is hier veel minder compleet dan op Walcheren: Holocene Afzettingen van Duinkerke liggen hier direct op Tertiaire afzettingen van de Formaties van Dongen, Zelzate, Rupel en Breda. Door de hoge ligging van de Tertiaire formaties zullen jongere Tertiaire en Pleistocene formaties (indien ooit aanwezig) hier slechts dun geweest zijn. De Holocene geulen hebben zich ingesneden tot op/in Tertiaire kleien van de Formaties van Rupel en Breda. De Formatie van Zelzate is hier vrijwel geheel zandig (Zand van Ruisbroek).

5 Erosiebestendigheid van de formaties

5.1 Erosie en erosiebestendigheid

Verdieping en verplaatsing van geulen kan alleen dan plaatsvinden als de schuifspanning τ_b die door stromend water wordt uitgeoefend op de bodemsedimenten de specifieke drempelwaarde τ_c voor beweging van die sedimenten overschrijdt (Terwindt et al., 1968). Er zijn hierbij dus twee factoren van belang: (1) de drempelwaarde voor erosie van de bodemsedimenten en (2) de door stromend water uitgeoefende schuifspanning.

De drempelwaarde voor erosie τ_c hangt van de korrelgrootte en onderlinge samenhang van een materiaal af; τ_c is erg laag bij kleine korrelgrootte en ongeconsolideerd materiaal en neemt toe met de korrelgrootte evenals met ontwatering en compactie van het sediment. De τ_c van geconsolideerde klei of siltlagen is veel groter dan die van zand, zelfs als de korrelgrootte van zand groot is. Zanden vertonen in het algemeen weinig onderlinge samenhang, totdat de korrels door diagenetische processen onderling verkit worden. Op deze wijze kan over een lange tijd uit los zand een harde zandsteen ontstaan. Kleien bestaan uit deeltjes welke een elektrische lading hebben. Deze lading speelt een rol bij de oriëntatie van de deeltjes tijdens de sedimentatie: de deeltjes worden, simpel voorgesteld, met de elkaar aantrekkende kanten naar elkaar toe afgezet. Hierdoor zullen pas gevormde kleilagen al snel een onderlinge samenhang vertonen welke sterk toeneemt na ontwatering: de stevigheid neemt toe omdat de deeltjes dichter bij elkaar komen te liggen. Daarnaast is de cohesie van klei voor een deel het gevolg van verbindingen tussen de samenstellende mineralen en organische stoffen. Verdere consolidatie treedt op door belasting met nieuwe lagen sediment. In het algemeen geldt: hoe ouder een afzetting, hoe meer geconsolideerd en hoe resistenter tegen erosie hij zal zijn. Met name kleien zijn compactiegevoelig, waardoor deze door belasting sterk geconsolideerd worden.

Simpel gesteld beginnen sedimentdeeltjes te bewegen op het moment dat de gecombineerde krachten in horizontale en verticale richting die door het bewegende medium op het deeltje worden uitgeoefend, de gravitatieve en cohesieve krachten die het deeltje op zijn plaats houden opheffen. Dit moment waarop een deeltje in beweging komt hangt vooral af van de stroomsnelheid van het medium en de hierdoor uitgeoefende schuifspanning aan de bodem τ_b en de korrelgrootte van het deeltje. Daarnaast spelen andere factoren als vorm en oriëntatie van de deeltjes, samenstelling en pakking van het sediment en de turbulentie van de stroming een belangrijke rol. In het algemeen neemt de stroomsnelheid die nodig is om een deeltje in beweging te brengen, de kritische erosiesnelheid, toe met de korrelgrootte. Echter, bij deeltjes kleiner dan ca. 0,1 mm neemt de kritische erosiesnelheid toe met afname van de korrelgrootte als gevolg van de cohesieve krachten tussen de deeltjes. De erosie neemt toe als τ_b toeneemt.

Uit het bovenstaande volgt dat de erosiebestendigheid van Tertiaire en Pleistocene afzettingen sterk afhangt van de omstandigheden die ze na hun vorming hebben doorgemaakt. Opeenvolgingen van (sub)recente sedimenten zullen door hun (relatief) geringe ouderdom over het algemeen minder erosiebestendig zijn. Zij kunnen wat erosiebestendigheid betreft grofweg ingedeeld worden in (1) zand, (2) klei en (3) uit beiden samengestelde afzettingen. Het hierna volgende is grotendeels ontleent aan Driemaandelijks Bericht Deltawerken (1966), Terwindt et al. (1968) en TAW (1996).

1. zand

De erosiebestendigheid van zand is redelijk goed bekend. Naarmate de korrels groter en zwaarder zijn, zullen de krachten die nodig zijn om de korrels te verplaatsen groter moeten zijn: de drempelwaarde voor beweging ligt hoger. In de modellering wordt veelal een eenvoudig verband tussen de korrelgrootte en de drempelwaarde voor erosie veronderstelt. Verder geldt: hoe hoger de drempelwaarde, hoe minder de erosie.

2. klei

De erodeerbaarheid van kleilagen laat zich moeilijker vaststellen. Door de onderlinge cohesiekrachten tussen de kleideeltjes wordt de weerstand tegen erosie verhoogd. Zoals gezegd: hoe hoger de cohesiekrachten, hoe hoger de drempelwaarde voor erosie. De cohesiekrachten nemen toe naarmate het watergehalte van een kleilaag lager, en de klei dus meer geconsolideerd is. In vergelijking met zand heeft een goed geconsolideerde zeeklei een hogere drempelwaarde voor erosie en ontleent daaraan zijn eigenschappen als bodembescherming. De volgende erosiemechanismen kunnen voor klei onderscheiden worden: (1) dispergeren van fijne deeltjes: de deeltjes trekken veel water aan waardoor onderlinge samenhang verloren gaat, (2) het meevoeren van deeltjes door stroming waardoor het bodemoppervlak afslijt en (3) het effect van golven: golven versterken erosie, o.a. door de opbouw van drukverschillen (dit speelt vooral bij dijken). Vette kleisoorten met een hoge vloeigrens (>45%) vertonen de minste slijtage: er treedt na enige uren blootstelling aan een stroomsterkte van 8 m.s^{-1} (!) niet meer dan 1 tot 3 mm erosie op (TAW, 1996). Over het algemeen geldt: hoe homogener de klei, hoe sterker. De grove fractie (grover dan 0,010 à 0,020 mm) verzwakt het "deeltjesskelet" van een klei.

In het rapport TAW (1996) wordt een indeling van erosiebestendigheid in drie groepen gehanteerd: weinig erosiebestendig, matig erosiebestendig en erosiebestendig. Deze indeling is gebaseerd op de vloeigrens en de plasticiteitsindex (=het verschil tussen vloe- en uitrolgrens, de zogenaamde Atterbergse grenzen) van een klei en het zandgehalte (hier gedefinieerd als de fractie grover dan 0,063 mm), zie Figuur 5.1.

3. zand en klei afwisselingen

De erodeerbaarheid van een sedimentopeenvolging die bestaat uit afwisselend zand- en kleilaagjes van 0,5 tot 2 cm dik, de zogenaamde "spekkoeklagen", is vergelijkbaar met die van kleilagen (Terwindt et al., 1968). Zie verder onder Metingen.

- Fysische parameters

Amos et al. (1992a) stellen dat er geen eenvoudige relatie bestaat tussen de drempelwaarde vòòr en de snelheid van erosie enerzijds en de fysische parameters van een sediment anderzijds. Dit is een gevolg van biotische en abiotische veranderingen tijdens en ná afzetting. De consistentie of hardheid van een klei, een maat voor het watergehalte, geeft volgens de Hardheidsaanduidingen van Sowers, zie Figuur 5.2, een indicatie voor de ongedraineerde schuifspanning, waarbij afname van de vervormbaarheid een toename van de schuifspanning aangeeft. Amos et al. (1996) vonden slechts een zwakke positieve correlatie tussen de vane shear strength τ_v (in kPa, zie Figuur 5.3 voor uitleg) en τ_c (in Pa). De discrepantie tussen beide waarden omvatte drie grootte-orde! Dit geeft aan dat τ_v op zijn best een slechte indicator is voor τ_c . Amos et al. verklaren dit uit het feit dat τ_v vastgesteld wordt door een verticale sectie van 20 mm (de hoogte van de vane, zie Fig. 5.3) te roteren, terwijl bij erosie van de bodem slechts de bovenste laag van het sediment, met een dikte van ca. 0,1 mm, verplaatst moet worden.

Het in de Tertiaire formaties aanwezige mineraal glauconiet beïnvloedt de fysische eigenschappen van de zanden (RGD, 1992). Glauconiet geeft enige verkitting van de zandkorrels. Daarnaast is het ten opzichte van de zandkorrels die uit kwarts bestaan relatief zacht, wat leidt tot intern bezwijken of deformatie van de glauconietkorrels bij verplaatsing. Hierdoor neemt de wrijving en dus ook schuifspanning in een vane test toe. Het is echter zeer de vraag of dit laatste bij erosie door stromend water relevant is.

- Metingen

Directe metingen van de erodeerbaarheid van geconsolideerde sedimenten zoals bijvoorbeeld die van de Tertiaire formaties zijn niet beschikbaar. De meeste in de literatuur traceerbare gegevens zijn gebaseerd op laboratoriumproeven aan kunstmatige afzettingen. Metingen aan afzettingen in het Westerschelde mondingsgebied zijn niet voorhanden. In-situ meting van de erodeerbaarheid van fijnkorrelige afzettingen is mogelijk met de 'Sea Carousel', een cirkelvormige stroomgoot welke op de zeebodem geplaatst kan worden om ter plaatse de eigenschappen te bepalen (zie Amos et al., 1992a,b, 1996, en Maa et al., 1993, 1995).

1. Laboratoriumproeven

Uit laboratoriumproeven zijn vooral de kritische schuifspanningen bekend van zanden en kleien waarvan de spreiding in korrelgrootte zeer klein is of welke slechts uit één korrelgrootte bestaan, zie Figuur 5.4. Daarnaast zijn metingen bekend aan homogene mengsels van zand en klei, zie b.v. Mitchener et al. (1996).

Waarnemingen van de laatsten laten zien dat door toevoegen van zand aan slib (=silt en klei, korrelgrootte < 0,063 mm) of andersom, de drempelwaarde voor erosie toeneemt en dat de snelheid van erosie na overschrijding van de kritische schuifspanning afneemt. NB Het gaat hier om homogene mengsels van zand en klei.

Mitchener et al. laten zien dat als je zand aan slib toevoegt, τ_c weinig toeneemt: bij 50 gewichts% zand is τ_c factor 2 toegenomen. De maximale sterkte wordt bereikt bij 50 tot 70 % zand. De hoeveelheid erosie neemt bij meer dan 20 % zand af met factor 10!! Bij het toevoegen van slib aan zand neemt τ_c duidelijk toe: onder toevoeging van 3 tot 15% slib verandert het gedrag van het zandmengsel van cohesieloos naar cohesief. Bij 30 gewichts% slib is τ_c factor 10 toegenomen. De hoeveelheid erosie neemt bij meer dan 3 % slib af met factor 5. Verder blijkt uit hun proeven dat homogene sliblagen zonder zand tot een grootte orde sneller eroderen dan die welke tot 50 gewichts% zand bevatten. Dit is in tegenspraak met het gestelde in TAW (1996)!

2. Veldproeven

Terwindt et al. (1968) hebben de erodeerbaarheid van "spekkoeklagen" (zie boven) gemeten aan natuurlijke afzettingen in de bouwput van de Haringvlietsluizen. Hieruit bleek dat de τ_c voor zand (gemiddelde korrelgrootte 0,1 mm) is slechts 1/7 van die van zand/klei afwisselingen bedraagt (0,16 tegen 1,1 N.m⁻²). Bij vergelijkbare stroomsnelheden worden uniforme zandlagen veel sneller geërodeerd. Het blijkt dat in sommige gevallen de zandlaagjes tussen de kleilaagjes weg worden gespoeld. De kleilaagjes worden dan ondergraven en breken af. Zo ontstaan kleiplaatjes die zowel bij stroomgootproeven alsook in natuurlijke afzettingen zijn aangetroffen. Deze uitspoeling leidt echter niet tot een waarneembare versnelling van de erosiesnelheid van spekkoeklagen (Terwindt et al., 1968). De maximaal optredende erosie van de spekkoeklagen bij snelheden van 0,60 tot 1,06 m.s⁻¹ bedraagt 2,5 tot 3,0 mm per uur.

Amos et al. hebben gepubliceerd over veldmetingen met de 'Sea Carousel' aan fijnkorrelige sedimenten in de Bay of Fundy (Amos et al., 1992a) en de Hudson Bay (Amos et al., 1996), beiden in Canada. In de Bay of Fundy bleek de kritische schuifspanning van sediment dat bestond uit 40 tot 60% anorganisch silt, 30 tot 40% (zeer) fijn zand en slechts 10 tot 20% klei, vooral bepaald te worden door adhesie, in dit geval biologische verkitting van deeltjes, en niet door cohesie. De conclusie uit deze waarnemingen is dat het sediment op de slikken in de Bay of Fundy minder snel erodeert dan labwaarden aangeven. Hierbij spelen onder andere

biologische factoren een rol. In dit geval betreft het benthische Diatomeeën (op en in het sediment levende algen) die korrels aan elkaar verbinden. Dit laatste lijkt in tegenspraak met de waarnemingen van Mitchener et al. (1996) die vonden dat de kritische schuifspanningen voor erosie van natuurlijke sedimenten lager liggen dan die voor kunstmatige mengsels. In hun laboratoriumproeven zijn alle biologische factoren echter uitgeschakeld. Daarnaast is er bij laboratoriumproeven geen sprake van een bodemopbouw zoals die in werkelijkheid aangetroffen wordt. De waarnemingen in de Hudson Bay laten zien dat met name de interne opbouw van een sedimentpakket een belangrijke rol speelt in de interne sterkteverdeling: de interne wrijving van de sedimenten laat een grote variatie zien in verhouding tot het kleigehalte.

- Conclusies

Voor de erosiekenmerken van (sub)recente (Holocene) geulafzettingen in het mondingsgebied van de Westerschelde kunnen de waarnemingen van Terwindt et al. (1968) in de Haringvlietmonding gebruikt worden. Voor de in het mondingsgebied aangetroffen Tertiaire en Pleistocene afzettingen zijn geen gegevens over erosiesnelheden en drempelwaarden bekend. Derhalve kunnen er dus geen uitspraken over de erosiesnelheden van deze formaties gedaan worden.

5.2 Erosiebestendigheid van de formaties

Op grond van de bovengenoemde criteria worden indicaties gegeven van de erosiebestendigheid van de afzettingen in het studiegebied. In de onderstaande Tabel 5.1 zijn de in 3.2 beschreven formaties als volgt gerangschikt: (1) ongeconsolideerde zanden hebben een lage erosiebestendigheid, (2) geconsolideerde zanden en afwisselingen van zand- en kleilagen hebben een matige erosiebestendigheid, (3) geconsolideerde, sterk slibhoudende zanden, afzettingen van spekkoeclagen en pure kleien en veen hebben een hoge erosiebestendigheid, en (4) sterk geconsolideerde kleien hebben een zeer hoge erosiebestendigheid.

Boomse Klei wordt in rapport RGD (1992) omschreven als een overgeconsolideerde klei. Op grond van verdere gegevens in genoemd rapport kan de Boomse Klei volgens de norm van Tabel 4.1 tot de erosiebestendige kleien gerekend worden: de gemiddelde vloeigrens ligt tussen 61 en 76%, de plasticiteitsindex ligt ruim boven genoemde minimum en het zandgehalte (korrelgrootte >0,063 mm) is kleiner dan 40%. (NB Het kalkgehalte is niet gegeven, dus of dit aan de voorwaarde in Figuur 5.1 voldoet is niet zeker.)

Tabel 5.1: Indicatieve indeling op erosiebestendigheid van de in het studiegebied aangetroffen formaties. NB Deze indeling berust op schattingen van de erosiebestendigheid, zie boven.

lage erosiebestendigheid	matige erosiebestendigheid	hoge erosiebestendigheid	zeer hoge erosiebestendigheid
Westland: Duinkerke	Westland: Calais, Duinkerke	Westland: Basis-/Hollandveen, Calais	
	Elbow	Elbow	
Twente			
	Eem		
	Tegelen	Tegelen	
	Maassluis	Maassluis	
	Westkapelle Ground	Westkapelle Ground	
	Oosterhout - Brielle Ground	Oosterhout - Brielle Ground	
	Breda	Breda	
			Rupel: Boomse Klei
		Zelzate: Zand van Ruisbroek	
		Zelzate: Klei van Watervliet	
	Zelzate: Zand van Basseveld	Zelzate: Zand van Basseveld	
	Dongen: Klei van Asse	Dongen: Klei van Asse	

Het spreekt voorzich dat de bovenstaande indeling slechts globaal is, aangezien de lithologische opbouw van de genoemde eenheden niet constant is en er dus binnen één eenheid grote laterale en verticale verschillen kunnen optreden met betrekking tot de erosiebestendigheid. Met uitzondering van de groep met een zeer hoge erosiebestendigheid, zijn de genoemde afzettingen in het studiegebied waarschijnlijk niet echt stabiel: bij aanhoudende hoge stroomsnelheden zullen zij in relatief korte tijd geërodeerd worden. Alleen de groep met een zeer hoge erosiebestendigheid zal in staat zijn gedurende lange tijd hoge stroomsnelheden te weerstaan. Over *snelheden* van erosie van de diverse afzettingen valt met de huidige kennis geen zinvolle inschatting te maken.

6 Erosiebestendigheid van de bovenste vier meter van de bodemsedimenten

Naast de erosiebestendigheid van onderliggende, oudere afzettingen, is het met name van belang de erosiebestendigheid van de huidige zeebodem te weten. Daarbij spelen aspecten van de sedimentsamenstelling als korrelgrootte, slibgehalte en het voorkomen van “storende” kleilagen, dat wil zeggen kleilagen met een dikte van meer dan 10 cm en/of spekkoeklagen, een rol. Deze gegevens zijn vastgesteld aan de hand van gestoken boringen uit het studiegebied. Deze boringen hebben een lengte van maximaal 5 m. De genoemde aspecten zijn per meter onder zeebodem bepaald en worden voor de eerste tot en met de vierde meter weergegeven in de figuren 6.1, 6.2 en 6.3. De erosiebestendigheid van de storende kleilagen is niet aan te geven omdat de voorkomende kleilagen niet uitgesplitst zijn naar samenstelling.

Uit Figuur 6.1 blijkt dat de korrelgrootte van het zand in de Wielingen direct ten noorden van Zeeuws-Vlaanderen alleen in de eerste meter tamelijk grof is. Dit heeft te maken met de huidige hoge stroomsnelheden ter plaatse, waardoor de fijne fractie is uitgespoeld. De gemiddeld fijnere korrelgrootte van de (huidige) sedimenten in de 2e tot en met 4e meter hebben te maken met het voorkomen van fijnkorrelige Tertiaire afzettingen direct onder de zeebodem. Uit Figuur 6.2 blijkt in de eerste meter onder zeebodem de invloed van recent (haven)slib afkomstig uit de Schelde, de Wielingen en de Deurloo. Het lage slibgehalte in de eerste twee meter op de Vlakte van de Raan is een gevolg van omwerking en uitwassing door de hier brekende golven. Dit betekent dat hier de eerste twee meter in mindere mate erosiebestendigheid zullen zijn. Volgens Figuur 6.3 komen “storende” kleilagen voor in grote delen van het gebied, met uitzondering van de eerste 3 meter in het Oostgat, direct onder de ZW kust van Walcheren.

7 Invloed van de samenstelling van de ondergrond op de morfodynamiek

7.1 Inleiding

In dit hoofdstuk zal getracht worden een link te leggen tussen de opbouw van de ondergrond van het studiegebied en de morfologische ontwikkeling. Hierbij zal de nadruk liggen op de ontwikkeling van de geulen, aangezien deze de meeste invloed van de opbouw van de ondergrond zullen vinden. Uit hetgeen in Hoofdstuk 6 gepresenteerd is kan de aanname gedestilleerd worden dat geulen zich makkelijker insnijden in oude geulafzettingen omdat deze vaak relatief zandig opgevuld zijn.

7.2 De rol van de Tertiaire formaties

De in §3.2 beschreven Tertiaire afzettingen hebben waarschijnlijk lange tijd een dominante rol gespeeld in de sedimentatie en erosie tijdens het Kwartair (zie Tabel 3.1 voor tijdsaanduidingen). Met name de vooral noordwest-zuidoostelijke strekkingsrichting van de Tertiaire formaties, zie Figuur 3.4, heeft de loop van de rivieren die uit de Vlaamse Vallei kwamen sterk gestuurd. Dit moet zeker gegolden hebben tijdens de aanvang van het Eemien (Tabel 3.1), toen de (relatieve) zeespiegel veel lager stond dan nu en de rivieren sterk insneden. De Vlaamse Vallei, die bij de aanvang van het Eemien ongeveer de oriëntatie had zoals aangegeven in Figuur 7.1, werd waarschijnlijk in belangrijke mate op zijn plaats gehouden door de onderliggende Tertiaire geologie (Ebbing en Laban, 1996). De relatief hoogliggende bult ten noorden van Zeeuws-Vlaanderen (Figuren 3.5 en 7.1) bestaat voor een groot deel uit afzettingen van de Rupel Formatie. Met name de top van deze formatie, die bestaat uit de Boomse Klei, heeft een zeer grote erosiebestendigheid. Waarschijnlijk hebben de rivieren ten oosten of ten westen van deze bult hun weg gezocht. De rivieren hebben zich ten noorden van de bult tot meer dan 30 m onder NAP ingesneden in de zandige afzettingen van de Brielle Ground Formatie. Deze laatste insnijding ligt ter hoogte van het huidige Oostgat en zou wellicht een rol kunnen spelen in de positie hiervan. De bult van Boomse Klei ligt onder de huidige positie van de Wielingen.

7.3 De ondergrond van de huidige morfologische eenheden

De erosiebestendige sedimenten kunnen de morfodynamiek van geulen aanzienlijk vertragen maar niet geheel belemmeren. De meest resistente lagen (Tertiair, Pleistoceen) zullen vooral door de diepste delen van de geulen aangesneden worden. Een belemmering van uitschuring in de diepte zal dan eerder in verbreding van dit deel van de geul leiden. Ondieper voorkomende lagen kunnen de laterale migratie van een geul directer belemmeren. Aangezien het dan meestal om minder sterk geconsolideerde lagen gaat is dit waarschijnlijk slechts van tijdelijke aard. De

samenstelling van de ondergrond kan de morfologische ontwikkeling van de buitendelta niet aansturen, maar wel beïnvloeden.

Hierna zal voor de huidige geulen en platen van de Westerschelde buitendelta de opbouw van de ondergrond, en de mogelijke rol in de morfodynamiek, behandeld worden.

In Oostgat ter hoogte van Westkapelle worden de Brielle Ground en de Westkapelle Ground Formaties aangesneden op een diepte van 20 m en meer. Of de hier bereikte diepte van het Oostgat natuurlijk is valt te betwijfelen. Door de oeververdediging op Walcheren zal het Oostgat zich aan de voet van de verdediging ingesneden hebben. Het is niet waarschijnlijk dat de fijne zanden van de Brielle Ground en de Westkapelle Ground Formaties hier veel weerstand tegen geboden hebben.

Ten noorden van Zeeuws-Vlaanderen, op de overgang van de Wielingen naar de Rede van Vlissingen worden de Boomse Klei (Formatie van Rupel) en de Formatie van Breda aangesneden. In Figuur 7.2 is te zien hoe de 15-m-contour van de Wielingen hier tegen de 15 m - NAP contour van de top van de Tertiaire afzettingen aanligt. Dit houdt in dat het diepste deel van de Wielingen hier vastgelegd is door de in §7.2 vermelde bult van vooral Boomse Klei, en dat een westwaartse uitbreiding van het diepste deel van de Wielingen sterk bemoeilijkt zal worden. Ook een noordwaartse verplaatsing van het diepste deel van de Wielingen in de toekomst zal bemoeilijkt worden. Op grond van de samenstelling van de Boomse Klei ligt het voor de hand dat het zo ondiep voorkomen hiervan een rol heeft gespeeld in de ontwikkeling van de Wielingen. Door de complexiteit van de morfologische veranderingen in en rond de Wielingen over de laatste eeuwen is deze invloed op dit moment niet duidelijk vast te stellen.

In de Honte bij Rammekens en Borssele wordt de Formaties van Breda en Oosterhout aangesneden. Ook hier zal de oeververdediging een rol spelen in de diepe uitschuring van de geulen. De zanden waaruit deze formaties hier vooral bestaan zullen waarschijnlijk weinig weerstand tegen erosie geboden hebben. De lokaal ingeschakelde kleilagen (zie bijv. Figuur 4.4) zullen meer weerstand tegen erosie bieden.

Op grond van de huidige informatie lijkt het voor de hand te liggen dat er onder de Raan en de Vlakte van de Raan vanaf een diepte ca. 10 onder NAP een ouder Holoceen kleipakket voorkomt. Dit pakket zal invloed uitgeoefend hebben op de laterale verplaatsing van de Deurloo. De Tertiaire en Pleistocene formaties liggen in dit gebied te diep om van enige betekenis te zijn voor de dynamiek van de relatief ondiepe geulen. Een eventuele landwaartse verplaatsing van het zeewaartse deltafront van de buitendelta kan vertraagd worden door de oudere Holocene lagen.

Zoals al in Hoofdstuk 4 geconstateerd is bestaat het Bankje van Zoutelande geheel uit zand. Het moet derhalve als gevormd door hydraulische processen beschouwd

worden. Eventuele morfologische veranderingen zullen afhangen van veranderingen in de hydraulica.

De geconsolideerde sedimenten kunnen de morfodynamiek van geulen aanzienlijk vertragen maar niet geheel belemmeren. De meest resistente lagen zullen vooral door de diepste delen van de geulen aangesneden worden. Een belemmering van uitschuring in de diepte zal dan eerder in verbreding van dit deel van de geul leiden. Ondieper voorkomende lagen kunnen de laterale migratie van een geul directer belemmeren. Aangezien het dan meestal om minder sterk geconsolideerde lagen gaat is dit waarschijnlijk slechts van tijdelijke aard. De samenstelling van de ondergrond kan de morfologische ontwikkeling van de buitendelta niet aansturen, maar wel beïnvloeden. Het ligt voor de hand dat hydraulische ontwikkelingen de morfodynamiek aansturen.

8 Beschrijving van de morfologische ontwikkeling van het mondingsgebied

8.1 Inleiding

In dit hoofdstuk wordt de ontwikkeling van de Westerscheldemonding beschreven. Daarnaast zal getracht worden de invloed van de opbouw van de ondergrond op de morfologische ontwikkelingen vast te stellen. Hierbij moet gedacht worden aan het al dan niet belemmeren van de laterale verplaatsing van getijgeulen door moeilijk te eroderen lagen. Geulen snijden zich in de ondergrond in en/of eroderen hun buitenbochten. Daarbij lopen zij de kans om op oudere, erosiebestendige afzettingen te stuiten. Een overzicht van de eventueel aan te treffen lagen is in de voorgaande hoofdstukken gegeven.

Andere recente studies van de ontwikkeling van de Westerscheldemonding zijn gepubliceerd door Van Enkevort (1996a,b) en Van der Slikke (1997). Een uitgebreide beschrijving van de geologische ontwikkeling van Zeeland en de Westerschelde wordt gegeven door Vos en Van Heeringen (1997).

8.2 De geologische ontwikkeling van het gebied van de huidige Westerscheldemonding

In het gebied van de huidige Westerscheldemonding bevond zich aan het eind van het Pleistoceen of aan het begin van het Holoceen waarschijnlijk het gecombineerde dalsysteem van de Belgische rivieren Waardamme en Leie, welke een min of meer met Figuur 7.1 vergelijkbare loop had (Ebbing en Laban, 1996). Dit riviersysteem werd tijdens de Holocene transgressie de inbraakroute van de zee. Rond 5500 BP (=Before Present, voor heden), had deze mariene invloed zich uitgebreid tot aan het huidige mondingsgebied, waarbij zich een aantal geulen van locale betekenis ontwikkelden (Vos en Van Heeringen, 1997). Tussen 3500 BP en het begin van onze jaartelling was er geen mariene invloed in het huidige mondingsgebied: het gebied was verland en er waren slechts enkele riviertjes van locale betekenis actief. Vanaf ca. 200 na Christus breidde de mariene invloed zich weer landwaarts uit, waarbij zich geleidelijk aan een groot geulensysteem ontwikkelde: de Honte. Rond het jaar 1000 AD had dit systeem zich zo ver oostelijk uitgebreid dat uitlopers hiervan ten noorden van Antwerpen contact konden maken met de rivier de Schelde. Geleidelijk aan ontwikkelde de Honte zich tot de nieuwe Scheldemonding, waarbij de Oosterschelde zijn rol verloor. Tussen de Oosterschelde en de Westerschelde ontstond ter hoogte van Bergen op Zoom een wantij. De Oosterschelde werd in de 19e eeuw definitief van de Schelde afgesloten door de aanleg van een spoordijk over dit wantij.

Met de forse middeleeuwse uitbreiding van het Honte/Westerschelde systeem zullen de getijgeulen in de monding zich verbreed en verdiept hebben, en zal de huidige buitendelta gevormd zijn. Aanvankelijk bevonden zich enkele eilanden (o.a. Wulpen) in het mondingsgebied. Daarnaast mondden een aantal locale getijgeulen welke het land van Zeeuws-Vlaanderen inliepen, uit in de huidige Westerscheldemonding. Door erosie van de eilanden en verlanding en/of inpoldering van de getijgeulen is uiteindelijk de huidige configuratie van de monding ontstaan. Een uitgebreide beschrijving van deze ontwikkeling is te vinden in Vos en Van Heeringen (1997).

8.3 Ontwikkeling van de Westerscheldemond van begin 16e eeuw tot ca. 1800

- veranderingen in het mondingsgebied

Vlam (1940) heeft de historisch-geografische ontwikkeling van de buitendelta van de Westerschelde tussen het begin van de 16e eeuw en ca. 1800 bestudeerd. Haar studie is vooral gebaseerd op oude zeekaarten van het gebied, daar contemporaine geschreven bronnen die betrekking hebben op de buitendelta en de navigatie aldaar schaars blijken te zijn. In de 16e eeuw wordt de Wielingen genoemd als navigeerbare geul tussen de Noordzee en de Westerschelde. Daarnaast bestonden de geulen Botkil, (de monding van) een geul onder de kust van Walcheren, en de Deurloo. Aan het eind van de 16e eeuw worden naast de Wielingen, de Doirloy (Deurloo) en Breevijff (Spleet) genoemd als vaargeulen. De kaart van Sgrooten uit het laatste kwart van de 16e eeuw laat, van noord naar zuid, de volgende geulen door de buitendelta zien: Botkil, Deurloo, Spleet, Wielingen en Heijst-Knokke diep. De kaartweergave suggereert een sterk radiaal geïntendeerd geulenpatroon, uitwaaiërend vanuit het zeegat. Het Heijst-Knokke diep was de aanloop naar het Zwin. Het werd in die tijd nog steeds van betonning voorzien door de stad Brugge, ondanks dat de verzanding van de geul tijdens de 16e eeuw steeds sterker werd. Daarnaast mondde het Sluissche Gat, een geul welke naar Sluis in Zeeuws-Vlaanderen liep, uit in het meest landwaartse deel van de Wielingen. De morfologische situatie hier werd verder gecompliceerd door het voorkomen van een aantal banken.

De Spleet was aan het eind van de 16e eeuw een breed en diep gat. De naam, die het tegendeel suggereert, stamt volgens Vlam echter uit eerdere tijden toen dit een nauwe geul was. In de 16e en 17e eeuw wordt de Spleet op de zeekaarten ingetekend als een ruime geul. In de 18e eeuw begint de geul te verondiepen, hetgeen uiteindelijk leidt tot verlies van de functie als vaarweg. Aan het eind van de 18e eeuw maakt een ondiepe drempel op de overgang naar de Deurloo deze geul verder onbruikbaar voor grotere schepen. In het landwaartse deel van de Wielingen, tussen het Zwin en het zeegat, bevonden zich in de 16e eeuw enige zandbanken. Vanaf het begin van de 17e eeuw breidden deze banken zich uit totdat er aan het eind van die eeuw een ondiep bankengebied ontstaan was. Daarnaast had zich in het midden van de 17e eeuw onder de kust van Vlaanderen een aparte geul naar het Zwin gevormd. Door het

verhelen van de zandbanken Paardemarkt en Hartsand werd deze geul afgescheiden van de Wielingen. Voor die tijd kwam de geul naar het Zwin rechtstreeks in de Wielingen uit.

Veranderingen in de Westerscheldemond ná 1800 De Deurloo ontwikkelde zich tegelijkertijd tot een diepe geul. In het midden van de 18e eeuw is de Deurloo de enige betonde vaarweg door de buitendelta. Dit suggereert dat de scheepvaart vooral gebruik maakte van deze geul. Buyskes geeft op zijn kaart uit 1796 (in Vlam, 1942) alleen diepten voor de Deurloo en het Oostgat. Het ligt voor de hand hieruit te concluderen dat deze twee geulen op dat moment de belangrijkste vaarwegen vormen.

Aan de hand van de boven beschreven ontwikkeling concludeert Vlam (1940) dat de grootschalige morfologie zoals de positie van de banken en geulen niet veel veranderd is tussen het begin van de 17e en het eind van de 18e eeuw. De banken tussen de geulen hebben zich landwaarts uitgebreid en in het landwaartse deel van Wielingen en Spleet is een ondiep bankengebied ontstaan. Echter, een voortdurend verzanden en weer openschuren van geulen zoals in het Waddengebied kan niet worden geconstateerd: gedurende de hele periode zijn de genoemde geulen op min of meer dezelfde positie aanwezig. De veranderingen zijn lokaal: de voorloper van het huidige Oostgat is wat verdiept, de Spleet is door een drempel onbruikbaar geworden en de Deurloo en Wielingen zijn niet noemenswaardig veranderd. Zelfs de op de kaarten aangegeven dieptecijfers suggereren dat er geen veranderingen zijn opgetreden. In het bankengebied direct voor kust Zeeuws-Vlaanderen zijn echter wel significante veranderingen opgetreden: door het verhelen van zandbanken is de geul naar het Zwin los komen te staan van de Wielingen. Dit zal de ontwikkeling van de kust van Vlaanderen aanzienlijk beïnvloed hebben.

Toch is het de vraag of de conclusie van Vlam, zie boven, terecht is. Gezien de nauwkeurigheid van de 17e en 18e eeuwse kaarten kunnen veranderingen in bijvoorbeeld omvang, hoogte of diepte niet of nauwelijks vastgesteld worden. De positie van de meeste platen en geulen lijkt niet veel veranderd te zijn. Over de andere parameters valt geen harde uitspraak te doen. Wel kan uit het kaartmateriaal de conclusie getrokken worden dat de Deurloo gedurende de 17e en 18e eeuw in betekenis toeneemt. Tegelijkertijd verliezen de Wielingen en Spleet deels hun functie als vaarroute door het ontstaan van banken in hun landwaartse deel. De vorming van deze banken kan samenhangen met de toename van het debiet in de Deurloo.

- veranderingen in het estuarium

De morfologie en de hydraulica van het Schelde estuarium zijn in de zelfde periode als hierboven beschreven sterk veranderd. Aan het eind van de 16e en in de eerste helft van de 17e eeuw breidde het estuarium zich sterk uit door dijkdoorbraken en inundatie van het achterliggende, laaggelegen land. Dit hield in dat het areaal aan intergetijdegebied in het estuarium fors toenam. Daarnaast nam in het estuarium het

getijverschil toe (zie Coen, 1988). Als gevolg van beide factoren zal het getijvolume van het estuarium toegenomen zijn. In de tweede helft van de 17e eeuw stopte de uitbreiding. Door bedijking van tot boven gemiddeld hoog water opgeslibde schorren nam het intergetijde areaal vanaf dat moment weer af. Reconstructie van de geometrie van het estuarium (zie Van der Spek, 1993) laat zien dat dit areaal met 170 km² afnam tussen 1650 en 1800. De getijslag in het estuarium bleef echter toenemen.

Modellering van de getijbeweging voor 1650 en 1800 (Van der Spek, 1993, 1994, 1997) laat zien dat de afname van het oppervlak aan intergetijdegebied in het estuarium, in de monding leidde tot een afname in de naijling van de getijstroming ten opzichte van de waterstandsveranderingen. De invloed van de vertragende werking van het vullen en legen van platen op de snelheid van voortplanting van de getijgolf bleek hierdoor aanzienlijk af te nemen. De kentering van eb naar vloed in het zeegat valt hierdoor een half uur eerder. Verder suggereren de simulaties dat de ebperiode in duur afnam en dat de maximale vloedsnelheid ten opzichte van de maximale ebsnelheid verminderde.

8.4 Veranderingen in de Westerscheldemond ná 1800

- veranderingen in het mondingsgebied

De ontwikkeling van de morfologie van de Westerscheldemonding sinds 1800 wordt beschreven door onder meer Van Cauwenbergh (1966), Van den Berg (1987), Svasek (1995) en Van Enckevort (1996b).

Van den Berg (1987) vat de ontwikkeling van de Westerscheldemonding sinds 1800 samen als erosie van de noordwestelijke rand van de buitendelta, een toename in grootte van de Wielingen en het Oostgat, waarbij verdiepingen van meer dan twee meter optraden, en verondieping van de Deurloo en de Vlakte van de Raan. Aangezien de eb- en vloeddebieten door het zeegat niet veranderd zijn over deze periode, moet er sprake zijn van een herverdeling van de debieten over de geulen. De verzanding van de Spleet zette zich voort (Vlam, 1940). Van den Berg (1987, p. 29) stelt dat de verdieping van de Wielingen ten koste van de Deurloo gegaan zal zijn, waarna de Deurloo geleidelijk verzandde. Samenvattend kan gesteld worden dat de getijgeulen langs de oevers van Walcheren en Zeeuws-Vlaanderen in omvang toenamen terwijl de betekenis van de getijgeulen op het centrale deel van de buitendelta afnam. De toename in grootte van de Wielingen ging gepaard met het opruimen van een aantal banken in en langs de geul. Een aantal van deze banken lag in de omgeving van de eerder vermelde ondiep voorkomende Boomse Klei. Of er een relatie bestond tussen deze opduiking van de Boomse klei en de genoemde banken, is op dit moment onduidelijk. De opduiking kan wel de verdieping van de Wielingen gedurende langere tijd vertraagd of belemmerd hebben.

Uitgaand van het principe dat ebscharen open liggen naar land en vloedscharen open liggen naar zee (Van Veen, 1950), kunnen de geulen in het mondingsgebied benoemd worden als eb- of vloedschaar. De ontwikkeling tussen 1800 en 1961, welke is af te leiden uit de kaartjes van Van Cauwenberghe (1966), zie Figuur 8.1, laat een aantal belangrijke veranderingen in het centrale en zuidelijke deel van de buitendelta zien. Het landwaartse deel van de Deurloo was in 1800 een duidelijke ebschaar, terwijl het zeewaartse deel een vloedschaar was. Ten zuiden van de Deurloo lag de Spleet, een vloedschaar. In de Wielingen zien we een ingewikkeld systeem van enkele ebscharen en een vloedschaar, welke gescheiden werden door zandbanken. Tussen 1800 en 1900 breidde het (zeewaartse) vloedschaar-deel van de Deurloo zich in landwaartse richting uit, waarbij het landwaartse ebschaar-deel deels verzandde. Dit resterende ebschaartje heeft dan contact gekregen met een geul ten zuiden van het Bankje van Zoutelande. Ten zuiden van de Deurloo heeft zich vanuit het zeegat een nieuwe ebschaar ontwikkeld, welke de loop van de Spleet gekaapt heeft. Deze geul is dus veranderd van een vloed- in een ebschaar, welke een deel van het vroegere debiet van de Deurloo overgenomen zal hebben. In de Wielingen was in 1900 nog één grote bank aanwezig, die een ebschaar en een vloedschaar van elkaar scheidt. Na 1900 ontstond er vanuit het zeegat een ebschaar welke zich in noordelijke richting door de Walvischstaart uitbreidde. Hierbij werd de vloedschaar Deurloo in tweeën geknepen. Uiteindelijk kreeg deze nieuwe geul contact met het zeewaartse deel van de Deurloo. Het landwaartse deel werd daarna gevoed vanuit het noorden. In 1961 zijn in de Wielingen inmiddels de laatste obstakels opgeruimd, zodat hier één groot ebsysteem ontstaan is. Direct ten noorden hiervan, aan de zuidrand van de Raan, manifesteert de Spleet zich weer als een bescheiden vloedschaar. Door de boven beschreven ontwikkelingen is het geulpatroon in het mondingsgebied veranderd van een systeem waarbij de grootste scharen in het centrale deel lagen naar een systeem waarbij langs de Vlaamse kust één grote ebschaar ligt en in het centrale deel meerdere kleine eb- en vloedscharen ontstaan zijn. Opvallend hierbij is het ontstaan van nieuwe ebscharen vanuit het zeegat, waardoor er een herverdeling van eb- en vloeddebieten in het centrale deel van de buitendelta ontstaat.

- veranderingen in het estuarium

Tussen 1800 en 1968 nam het oppervlak aan intergetijdegebied in het estuarium met 90 km² verder af. Als gevolg hiervan, alsook van de verdieping van de geulen, nam de gemiddelde diepte sterk toe. Uit getijsimulaties (Van der Spek, 1993, 1994, 1997) blijkt dat hierdoor de ebperiode nog weer korter is geworden en dat het maximale ebdebiet aanzienlijk vroeger en dus bij een hogere waterstand valt. De stroomkenteringen, vooral de laagwaterkentering, vallen sneller na hoog- en laagwater. Op de vele veranderingen op een kleinere schaal in het estuarium, zoals bijvoorbeeld cyclische ontwikkelingen in geulen en platen, wordt hier niet ingegaan.

9 Verklaringen voor veranderingen in de morfologie van het mondingsgebied van de Westerschelde

Samenvattend kan de ontwikkeling van de Westerschelde buitendelta sinds het begin van de 16e eeuw als volgt worden geschetst:

1. In het centrale deel van de buitendelta komt de Deurloo in de 17e eeuw tot ontwikkeling en bereikt zijn grootste omvang aan het eind van de 18e eeuw. Tegelijkertijd vermindert de betekenis van de geulen Wielingen en Spleet door het ontstaan van bankengebieden in hun landwaartse deel.
2. Ná 1800 neemt de betekenis van de Deurloo weer af en wordt de Wielingen de belangrijkste geul in het buitengebied. De Spleet verdwijnt vrijwel geheel.
3. Gedurende de gehele periode is er een geul dicht onder de oever van Walcheren aanwezig (Botkil, Oostgat). De betekenis van het Oostgat neemt vanaf 1800 toe.
4. De verlanding van het Zwin resulteert in het geleidelijk verdwijnen van de bankengebieden voor de kust van Zeeuws-Vlaanderen welke de stroming in de Wielingen beïnvloedden.

- Rol opbouw ondergrond

Op het eerste gezicht is de rol van de opbouw van de ondergrond in de morfologische ontwikkeling van de Westerscheldemond sinds 1800 niet vast te stellen. Uit eerder besproken gegevens blijkt dat er twee concrete voorkomens van kleien zijn welke eventueel hun invloed op de morfodynamica kunnen doen gelden: de opduiking van Boomse Klei in het landwaartse deel van de Wielingen en de Holocene kleilaag welke op diverse plaatsen op de Raan en de Vlakte van de Raan is aangeboord. Een directe invloed hiervan is niet vast te stellen omdat (1) de ontwikkelingen niet eenduidig vast te stellen zijn uit het beschikbare kaartmateriaal, en (2) als deze ontwikkelingen al zijn vast te stellen, het niet bekend is hoe een ontwikkeling van het gebied *zonder* deze lagen in de ondergrond verlopen zou zijn. In het geval van de Boomse Klei opduiking wordt de ontwikkeling verder gecompliceerd door het voorkomen van een aantal banken in de Wielingen. Deze banken lijken vòòr 1800 te ontstaan, later verdwijnen ze weer. Daarbij komt dat in eerdere eeuwen zich ter hoogte van dit deel van de Wielingen een complex systeem van eilanden en naar het oosten lopende getijgeulen, zoals bijvoorbeeld het Sluissche Gat, bevond. De ontwikkeling in de tijd van dit detailgebied en een eventuele vertragende rol van de Boomse Klei opduiking hierin moet verder in detail uitgezocht worden. De huidige situatie in dit deel van de Wielingen, zie §7.3, doet vermoeden dat de ontwikkeling van de geuldiepte, en het hiermee geassocieerde verdwijnen van de banken in de Wielingen, vertraagd zal zijn door de Boomse Klei.

- hydraulische veranderingen

Reconstructie van de getijstroming in de Westerschelde laat zien dat het getijdeprisma sinds het midden van de 17e eeuw niet veel veranderd is. De afname van het oppervlak van het estuarium werd gecompenseerd door een toename van de getijslag en een meer efficiënte vulling van het kombergend vermogen (Van der Spek, 1993, 1994, 1997). Indien dit juist is zal de omvang van de buitendelta ook niet veel veranderd zijn.

In de beschouwde periode is de zeespiegel gestegen. Hoe dit de buitendelta beïnvloed kan hebben is niet duidelijk.

Van den Berg (1987) en Sha en Van den Berg (1993) geven een theoretische beschouwing over de interactie van de getijstroming langs de kust en in een zeegat. De faseverschillen tussen beiden bepalen het stroompatroon in de buitendelta's en daarmee waarschijnlijk ook de morfologische ontwikkeling. Voor de Zeeuwse kust blijkt dat de noordwaardse vloedstroming op zee nog aanhoudt na het bereiken van hoogwater. Hierdoor is er een faseverschil van ca. 3 uur tussen het getij in het zeegat en het getij buitengaats (Van den Berg, 1987). Dit betekent dat de maximale eb- en vloedstroming in het zeegat ongeveer samenvallen met kentering op zee, waardoor er dan een min of meer radiaal stromingspatroon over de buitendelta bestaat. Dit vindt zijn weerslag in het geulpatroon van het mondingsgebied.

Het bovenstaande betekent dat eventuele veranderingen in het faseverschil tussen het getij buitengaats en in het zeegat hun weerslag zullen hebben op de morfologie van de buitendelta. De simulaties van het paleogetij in de Westerschelde laten zien dat tussen 1650 en 1800 met het afnemen van het oppervlak aan intergetijdegebied in het estuarium het horizontale getij in het zeegat meer in fase komt met het verticale getij. Dit betekent een vervroeging van de momenten van maximale stroming, met name van maximale ebstroming.

De uitbreiding van het estuarium tot het midden van de 17e eeuw zal waarschijnlijk een omgekeerd effect op het getij gehad hebben als de veranderingen daarna. Door de toename van het oppervlak aan intergetijdegebied zal de vulling en lediging van het estuarium vertraagd zijn. De maximale debieten vielen waarschijnlijk steeds later in de getijcyclus, waardoor de verhangen over de buitendelta veranderd zullen zijn. Deze verhangen zijn sturend voor de stroming over de buitendelta (Van Veen, 1936). Een significante verandering in fase tussen horizontaal en verticaal getij in het zeegat zou aldus tot een verandering van het geulpatroon op de buitendelta aanleiding kunnen geven. Als we dit vertalen naar de situatie in de Westerscheldemonddan zou gesteld kunnen worden dat in de 17e eeuw de periode van uitstroming uit het zeegat vooral tijdens vloedstroming op zee en instroming door het zeegat tijdens ebstroming op zee valt. Hierdoor kwam een meer radiaal stromingspatroon dan heden ten dagen voor, waarbij een relatief groot deel van debiet door de geulen in het centrale deel van de buitendelta (Deurloo, Spleet) stroomde. Met het afnemen van het oppervlak aan intergetijdegebied na de 17e eeuw zullen de hoog- en laagwaterkenteringen

eerder vallen, waardoor de in- en uitstroming meer gaat samenvallen met stroming op zee. Hierbij zal het in- en uitgaande debiet in het zuidelijk deel van de buitendelta, met name door de Wielingen relatief toegenomen zijn en het in- en uitgaande debiet in het centrale deel van de buitendelta (Deurloo, Spleet) relatief afgenomen zijn. Deze hypothese verdient het verder uitgewerkt en getoetst te worden.

- Conclusie

Naar aanleiding van het bovenstaande lijken de volgende conclusies gerechtvaardigd: (1) weerstandskrachtige lagen kunnen erosie (aanzienlijk) vertragen maar nooit voorkomen, en (2) de samenstelling van de ondergrond kan een morfologische ontwikkeling niet aansturen maar wel beïnvloeden. Het lijkt aannemelijk dat hydraulische veranderingen de ontwikkeling sturen.

10 Herkomst van de recente sedimenten

Bij onderzoek aan de zware mineralen in de Holocene afzettingen van een boring op de Raan (NITG-TNO, ongepubliceerde gegevens) werden glauconiet uit de onderliggende Tertiaire afzettingen en enig materiaal dat duidt op herkomst uit het stroomgebied van de Rijn aangetroffen. Er zijn echter geen aanwijzingen voor de directe invloed van de rivier. Het Rijn-materiaal kan afkomstig zijn uit de Buitenbanken Formatie, welke bestaat uit door mariene processen omgewerkte afzettingen van de Rijn en welke ten (N)W van het mondingsgebied voorkomt. Dit zou duiden op een aanvoer van materiaal uit zee. Het glauconiet kan van lokale herkomst zijn, dan wel aangevoerd uit zee of door de Westerschelde. Hieruit is dus geen indicatie over een transportrichting af te leiden.

Lagaaij (1968) heeft het voorkomen van Bryozoa (kalkvormende mariene organismen) in Holocene en recente kustzanden bestudeerd. Bryozoa van Eocene ouderdom (zie Tabel 3.1), welke geërodeerd worden voor de kust van Vlaanderen of zelfs in het Kanaal, worden aangetroffen tot aan IJmuiden. Daarnaast worden Pliocene Bryozoa welke eroderen in het Westerschelde mondingsgebied, ook aangetroffen tot aan IJmuiden. De afname in aantal exemplaren per volume-eenheid naar het noorden suggereert een transport van sediment vanuit of langs het studiegebied in die richting.

Uit de bovenstaande gegevens is geen eenduidige aanvoerrichting van zand af te leiden.

11 Conclusies

In de ondergrond van de Westerschelde monding worden Tertiaire, Pleistocene en Oud-Holocene lagen aangetroffen. Hierop liggen de (sub)recente afzettingen van de Westerschelde buitendelta. De genoemde oudere afzettingen kunnen in principe aangesneden worden door migrerende geulen in het mondingsgebied.

Langs de ZW-oever van Walcheren komt een (vrijwel) complete opeenvolging van Tertiaire, Pleistocene en Holocene sedimenten voor. Langs de oever van Zeeuws-Vlaanderen liggen de Holocene afzettingen direct op Tertiaire afzettingen.

Voor de Tertiaire maar ook de Pleistocene afzettingen hebben door verkitting van de zanden en vooral sterke consolidatie van de kleien een matige tot (zeer) hoge erosiebestendigheid. Met name de overgeconsolideerde Boomse Klei is in dit opzicht een belangrijke afzetting. Door hun diepte van voorkomen zullen deze lagen vooral door de diepste delen van migrerende geulen aangesneden worden en een verdere verdieping van de geul (sterk) vertragen..

De oudere Holocene sedimenten bestaan onder andere uit afwisselingen op cm-schaal van zand- en kleilaagjes, welke eenzelfde erosiebestendigheid vertonen als geconsolideerde kleilagen. Deze sedimenten komen ook ondieper voor en kunnen aldus de laterale migratie van geulen (sterk) belemmeren.

De geconsolideerde sedimenten kunnen de morfodynamiek van geulen aanzienlijk vertragen maar niet geheel belemmeren. De meest resistente lagen zullen vooral door de diepste delen van de geulen aangesneden worden. Een belemmering van uitschuring in de diepte zal dan eerder in verbreding van dit deel van de geul leiden. Ondieper voorkomende lagen kunnen de laterale migratie van een geul directer belemmeren. Aangezien het dan meestal om minder sterk geconsolideerde lagen gaat is dit waarschijnlijk slechts van tijdelijke aard. De samenstelling van de ondergrond kan de morfologische ontwikkeling van de buitendelta niet aansturen, maar wel beïnvloeden. Het ligt voor de hand dat hydraulische ontwikkelingen de morfodynamiek aansturen.

De rol van de opbouw van de ondergrond in de morfologische ontwikkeling van de Westerscheldemond sinds 1800 niet vast te stellen aan de hand van het beschikbare kaartmateriaal. Het is echter waarschijnlijk dat de aanwezige geconsolideerde kleilagen deze ontwikkeling in meer of mindere mate beïnvloed hebben.

Over de mate van erosiebestendigheid van de Tertiaire en Pleistocene afzettingen is geen concrete informatie beschikbaar. In principe zou deze informatie uit eenvoudig te bepalen geotechnische parameters van de afzettingen zoals bijvoorbeeld de bezwijkspanning af te leiden moeten zijn. Pogingen daartoe in de literatuur zijn echter niet bemoedigend. In dit rapport is volstaan met schattingen van de erosiegevoeligheid.

De voor dit onderzoek verzamelde boringen hebben door hun geringe lengte niet aan het gestelde doel, het geven van een complete verticale doorsnede van de Holocene afzettingen, voldaan. De aangetroffen sedimenten zijn allen afzettingen van verplaatsende (mega)ribbels welke in getijgeulen aangetroffen worden. De afzettingen behoren tot de Banjaard Formatie.

Op grond van de aanwezige boringen lijkt het Bankje van Zoutelande geen kern van resistente klei te hebben. Wel komen op grotere diepte onder het Bankje (rond NAP - 20 m) kleilagen voor. Het is aannemelijk dat het Bankje gevormd is door hydraulische processen en niet door geologische processen. Een gedetailleerde analyse van de seismiek in de omgeving van het Bankje is niet verricht.

De Wielingen snijdt ten NW van Breskens in de daar hoog liggende Boomse Klei in. Het is daarom niet waarschijnlijk dat de geul zich hier in de nabije toekomst veel zal verdiepen. Ook de laterale migratie zal beperkt zijn.

Het Oostgat snijdt ter hoogte van Westkapelle in Laat-Tertiaire en Vroeg-Pleistocene kleihoudende zanden in. Het is niet duidelijk of dit enig direct effect zal resorteren.

Ter hoogte van de Vlakte van de Raan is het pakket Holocene afzettingen dik. Dit betekent dat de Tertiaire en Pleistocene afzettingen hier diep (d.w.z. dieper dan NAP - 20 m) zullen liggen. Deze lagen zijn daarom niet geschikt als referentievlak voor het vaststellen van dikteveranderingen van het sedimentpakket alhier. In de Holocene afzettingen komt echter een meters dikke kleilaag, waarschijnlijk over een groot deel van het gebied, voor. Op grond van de huidige gegevens is echter niet te bepalen of deze laag geschikt is als referentielaag.

De ontwikkeling van de Westerschelde buitendelta sinds het begin van de 16e eeuw kan als volgt samengevat worden: In het centrale deel van de buitendelta ontwikkelde de Deurloo in de 17e eeuw tot een belangrijke geul welke zijn grootste omvang aan het eind van de 18e eeuw bereikte. Tegelijkertijd verminderde de betekenis van de geulen Wielingen en Spleet door het ontstaan van banken in hun landwaartse deel. Na 1800 nam de betekenis van de Deurloo weer af en werd de Wielingen de belangrijkste geul in het buitengebied. De Spleet is vrijwel geheel verdwenen. Gedurende de gehele periode was er een geul dicht onder de oever van Walcheren aanwezig (Botkil, Oostgat). De betekenis van het Oostgat is vanaf 1800 toegenomen.

De verlanding van het Zwin, en ook oudere geulsystemen in Zeeuws-Vlaanderen, heeft geresulteerd in het geleidelijk verdwijnen van de hiermee samenhangende morfologie welke de ontwikkeling van de Wielingen beïnvloedde. De invloed van deze ontwikkeling is in veel studies over het Westerschelde mondingsgebied ten onrechte buiten beschouwing gelaten.

De veranderingen in de morfologie van de buitendelta werden waarschijnlijk gestuurd door veranderingen in de hydraulische condities in het gebied. Met name de vervroeging van de getijstrooming in het zeegat na de 17e eeuw als gevolg van de verlanding van het estuarium kan hierop van invloed geweest zijn.

De beschikbare gegevens met betrekking tot grootschalig sediment transport laten zien dat fossielen welke ter hoogte van de Westerschelde monding uit oude afzettingen eroderen, tot aan IJmuiden aangetroffen worden. Dit suggereert een netto noordwaarts transport. De samenstelling van de buitendelta sedimenten bevat duidt op de omwerking van ter plaatse voorkomende oude afzettingen en een aanvoer van sediment uit zee. Een eenduidige conclusie over aanvoer van zand is niet te trekken.

12 Aanbevelingen

Het studiegebied van dit rapport beslaat niet het gehele mondingsgebied. Een uitbreiding in westelijke richting tot aan de 20 m dieptelijn, en in zuidelijke richting tot aan Ostende ligt voor de hand.

Om alsnog een min of meer compleet overzicht van het pakket Holocene sedimenten in het mondingsgebied te krijgen is het nodig om aanvullende boringen van voldoende lengte te plaatsen. Dit zou in 1998 kunnen gebeuren in aansluiting op boorwerkzaamheden in de Westerschelde.

Om inzicht in de erosiesnelheden van de aangetroffen resistente lagen te krijgen is het nodig om verder onderzoek te verrichten. Een eerste onderzoek aan gestoken boommonsters kan hierbij als verkenning dienen om de huidige geschatte nominale indeling beter te onderbouwen. Hierbij dient dan wel enig theoretisch onderzoek naar de relatie tussen relatief eenvoudig te meten parameters en te verwachten erosiesnelheden verricht te worden.

Uit de nu beschikbare boorgegevens kan niet met zekerheid afgeleid worden dat het Bankje van Zoutelande over de gehele lengte geen resistente kern bevat. Indien dit noodzakelijk is dient er een detailonderzoek ingesteld te worden. Een eerste stap kan een gedetailleerde analyse van de seismische lijnen zijn. Hetzelfde geldt voor de kleilaag welke onder de Vlakte van de Raan voorkomt: ook hier is detailonderzoek nodig, zowel van de voorhanden zijnde seismische lijnen als van nieuw te verzamelen gegevens, om de preciese diepteligging en verspreiding vast te stellen.

Voor een nader onderzoek naar de grootschalige transporten in het gebied kan gedacht worden aan het baggeren van een sleuf en het monitoren van de snelheid van opvulling.

De relatie tussen de morfologische ontwikkelingen op de buitendelta en in het estuarium tussen ca. 1600 en nu behoeft verdere uitwerking. Hierbij kan gedacht worden aan modelstudies van de waterbeweging voor een aantal reconstructies van estuarium en buitengebied.

De morfologische veranderingen in het landwaartse deel van de Wielingen sinds de 16e eeuw (het verdwijnen van eilanden, het ontstaan en eroderen van banken, het verlanden van getijgeulen) moet in detail uitgezocht worden om de eventuele rol van de Boomse Klei opduiking hierin vast te stellen.

13 Literatuur referenties

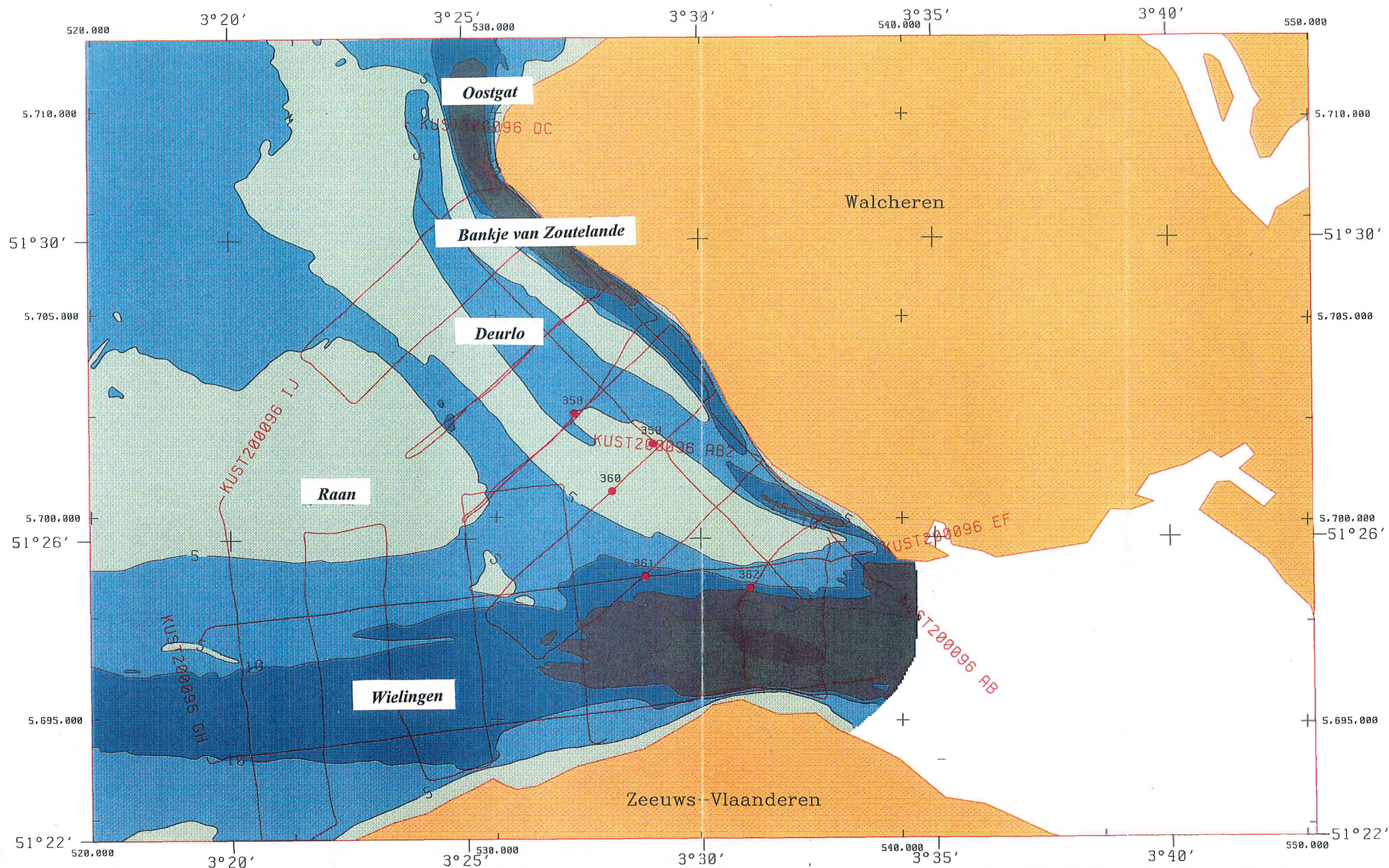
- Amos, C.L., G.R. Daborn, H.A. Christian, A. Atkinson en A. Robertson, 1992a. In situ measurements on fine-grained sediments from the Bay of Fundy. *Marine Geology*, 108: 175-196.
- Amos, C.L., J. Grant, G.R. Daborn en K. Black, 1992b. Sea Carousel - a benthic, annular flume. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 34: 557-577.
- Amos, C.L., T.F. Sutherland en J. Zevenhuizen, 1996. The stability of sublittoral, fine-grained sediments in a subarctic estuary. *Sedimentology*, 43: 1-19.
- Balson, P.S., C. Laban, R.T.E. Schüttenhelm, R. Paepe en C. Baeteman, 1991a. Kaarblad Ostend, 51°N-02°E, Holocene en Oppervlaktesedimenten, Schaal 1:250 000. Rijks Geologische Dienst, Haarlem (in samenwerking met British Geological Survey en Belgische Geologische Dienst).
- Balson, P.S., C. Laban, P.J. Frantsen, N. Parker, J.P. Henriët, M. de Batist en F. Mostaert, 1991b. Kaarblad Ostend, 51°N-02°E, Pre-Kwartaire Geologie, Schaal 1:250 000. Rijks Geologische Dienst, Haarlem (in samenwerking met British Geological Survey en Belgische Geologische Dienst).
- Berg, J.H. van den, 1987. Toelichting bij de Isallobatenkaart Voordelta 1975-1984. Nota ZL 87.0020, Rijkswaterstaat, Directie Zeeland, Middelburg, 49 pp.
- Brouwer, A., 1977. Depositional environments of the Oligocene Rupel Clay in well Graashoek-1, Peelregion, The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 25-30.
- Cauwenberghe, C. van, 1966. Hydrografische analyse van de Scheldemonding ten oosten van de meridiaan 3°05' tot Vlissingen. *Het Ingenieursblad (Halfmaandelijks Orgaan van de Koninklijke Vlaamse Ingenieursvereniging K.VIV)*, 35, 17: 565-576.
- Coen, I., 1988. Ontstaan en ontwikkeling van de Westerschelde. *Water*, 43: 156-162.
- Driemaandelijks Bericht Deltawerken, 1966. De erosiegevoeligheid van bepaalde grondsoorten in de zeegaten. *Driemaandelijks Bericht Deltawerken*, 37: 369-372.
- Ebbing, J.H.J., 1987. Geologisch Onderzoek van het Mondingsgebied van de Westerschelde IV. Rapport OP 6520, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 5 pp.

- Ebbing, J.H.J., en C. Laban, 1996. Geological history of the area off Walcheren and Zeeuwsch-Vlaanderen (southwestern Netherlands), since the start of the Eemian. In: D.J. Beets, M.M. Fischer en W. de Gans (red.), Coastal Studies on the Holocene of the Netherlands. Meded. Rijks Geol. Dienst, 57: 251-267.
- Ebbing, J.H.J., C. Laban, P.J. Frantsen en H.P. Nederlof, 1993. Geologische kaart Rabsbank, 51°20'N-3°00'E, Schaal 1:100 000. Rijks Geologische Dienst, Afd. Mariene Geologie, Haarlem.
- Enckevort, I. van, 1996a. Morfologisch Onderzoek Westerschelde Monding, Deel 1; Inventarisatie Beschikbare Literatuur over en Metingen in de Westerschelde Monding. Rapport R96-21-1, Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht, Universiteit Utrecht, 18 pp.
- Enckevort, I. van, 1996b. Morfologisch Onderzoek Westerschelde Monding, Deel 2; Morfologische Ontwikkeling van de Westerschelde Monding sinds 1800. Rapport R96-21-2, Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht, Universiteit Utrecht, 44 pp.
- Laban, C., 1979. Geologisch Onderzoek van het Mondingsgebied van de Westerschelde III. Rapport 10245, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 6 pp.
- Laban, C., R.T.E. Schüttenhelm, P.S. Balson, C. Baeteman en R. Paepe, 1992. Kaarblad Ostend, 51°N-02°E, Geologie van het Kwartair, Schaal 1:250 000. Rijks Geologische Dienst, Haarlem (in samenwerking met British Geological Survey en Belgische Geologische Dienst).
- Lagaaij, R., 1968. Fossil Bryozoa reveal long-distance sand transport along the Dutch coast. Proc. Kon. Ned. Acad. Wetensch., Series B, 71 (1): 31-50.
- Maa, J.P.Y., L.D. Wright, C.H. Lee en T.W. Shannon, 1993. VIMS Sea Carousel: a field instrument for studying sediment transport. Marine Geology, 115: 271-287.
- Maa, J.P.Y., C.H. Lee en F.J. Chen, 1995. Bed shear stress measurements for VIMS Sea Carousel. Marine Geology, 129: 129-136.
- Mitchener, H., H. Torfs en R. Whitehouse, 1996. Erosion of mud/sand mixtures. Coastal Engineering, 29: 1-25. (zie erratum in Vol. 30, 1997, p. 319)
- Rijks Geologische Dienst, 1992. Ingenieursgeologisch Onderzoek Westerschelde Oeververbinding (WOV-tunnel). Rapport BP 11.016, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 24 pp.

- Rijks Geologische Dienst, 1994. Geologische Inventarisatie Zeeuwsch-Vlaanderen. Rapport BP 11.047, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 13 pp. met 18 bijlagen.
- Rijks Geologische Dienst, 1995. Geologische Inventarisatie van de Westerschelde. Rapport BP 11.132, Rijks Geologische Dienst, District Zuid, Nuenen, 21 pp met 41 bijlagen.
- Rijks Geologische Dienst, 1996. Lithologische Inventarisatie Holocene Afzettingen in Zeeland (Walcheren/Beveland; Schouwen Duiveland). Rapport 11.171, Rijks Geologische Dienst, District Zuid, Nuenen, 14 pp. met bijlagen.
- Rummelen, F.F.F.E. van, 1972. Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland 1:50.000, Blad Walcheren. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 111 pp.
- Rummelen, F.F.F.E. van, 1977. Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland 1:50.000, Bladen Zeeuwsch-Vlaanderen West en Oost (2e druk). Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 73 pp.
- Sha, L.P., en J.H. van den Berg, 1993. Variation in ebb-delta geometry along the coast of the Netherlands and the German Bight. *J. Coastal Research*, 9, 3: 730-746.
- Slikke, A. van der, 1997. Grootschalige Sedimentbalansen Westerscheldemonding.
- Spek, A.J.F. van der, 1993. Getij-Simulatie Voormalige Getijdebekkens, Deel 1: de Westerschelde in 1650 en 1800. Rapport 93-10, Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht, Universiteit Utrecht, 47 pp.
- Spek, A.J.F. van der, 1994. Large-Scale Evolution of Holocene Tidal Basins in The Netherlands. Thesis, Universiteit Utrecht, 191 pp.
- Spek, A.J.F. van der, 1997. Tidal asymmetry and long-term evolution of Holocene tidal basins in The Netherlands: simulation of palaeo-tides in the Schelde estuary. *Marine Geology*, 141: 71-90.
- Svasek, 1995. KUST*2000, Definitiestudie Westerscheldemond, No. 1. Ingenieursbureau Svasek, Rotterdam, 40 pp. + appendici.
- Technische Adviescommissie voor de Waterkeringen, 1996. Technisch Rapport: Klei voor Dijken. TAW, Delft, 52 pp.
- Terwindt, J.H.J., H.N.C. Breussers en J.N. Svasek, 1968. Experimental investigation on the erosion-sensitivity of a sand-clay lamination. *Sedimentology*, 11: 105-114.

- Veen, J. van, 1936. Onderzoekingen in de Hoofden in Verband met de Gesteldheid der Nederlandsche Kust. Proefschrift, Leiden. Algemeene Landsdrukkerij, 's Gravenhage, 252 pp.
- Veen, J. van, 1950. Eb- en vloed-schaar systemen in de Nederlandse getijwateren. Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen., 67: 303-325.
- Vlam, A.W., 1940. Bijdrage tot de kennis van de veranderingen in den mond van de Westerschelde van het begin der 16e eeuw tot omstreeks 1800. Rapport Rijkswaterstaat, Dir. Benedenrivieren (?), 10 pp.
- Vos, P.C., en R.M. van Heeringen, 1997. Holocene geology and occupation history of the province of Zeeland. In: M.M. Fischer (ed.), Holocene Evolution of Zeeland (SW Netherlands), Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 59, pp. 5-109.
- Wouters, L. en N. Vandenberghe, 1994. Geologie van de Kempen, een Synthese. Niras, Brussel, 208 pp.

14 Figuren



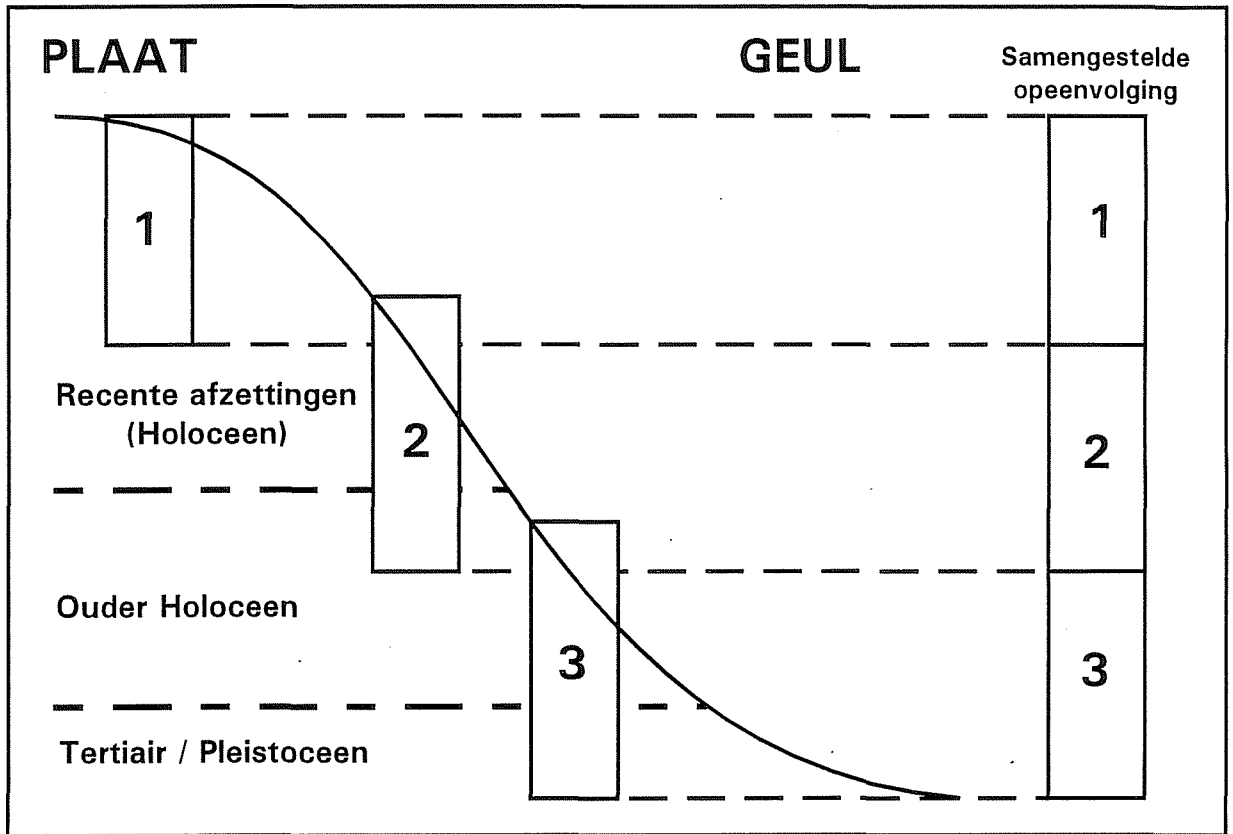
VAARLIJNEN ● BORING

Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO
Afdeling : Geo-Marien en Kust

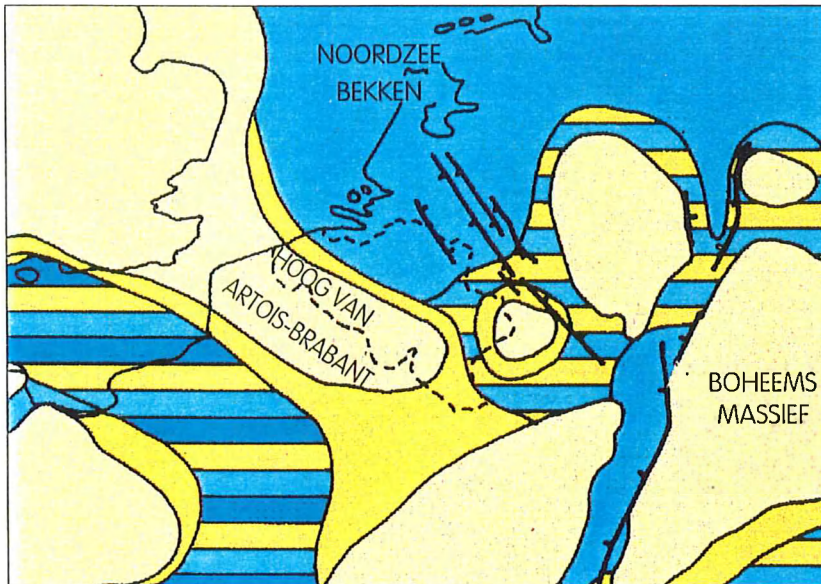
Figuur 1.1

BATHYMETRIE

SCALA 1 : 100.000 C.I. = 5M DTC 18-NOV-97



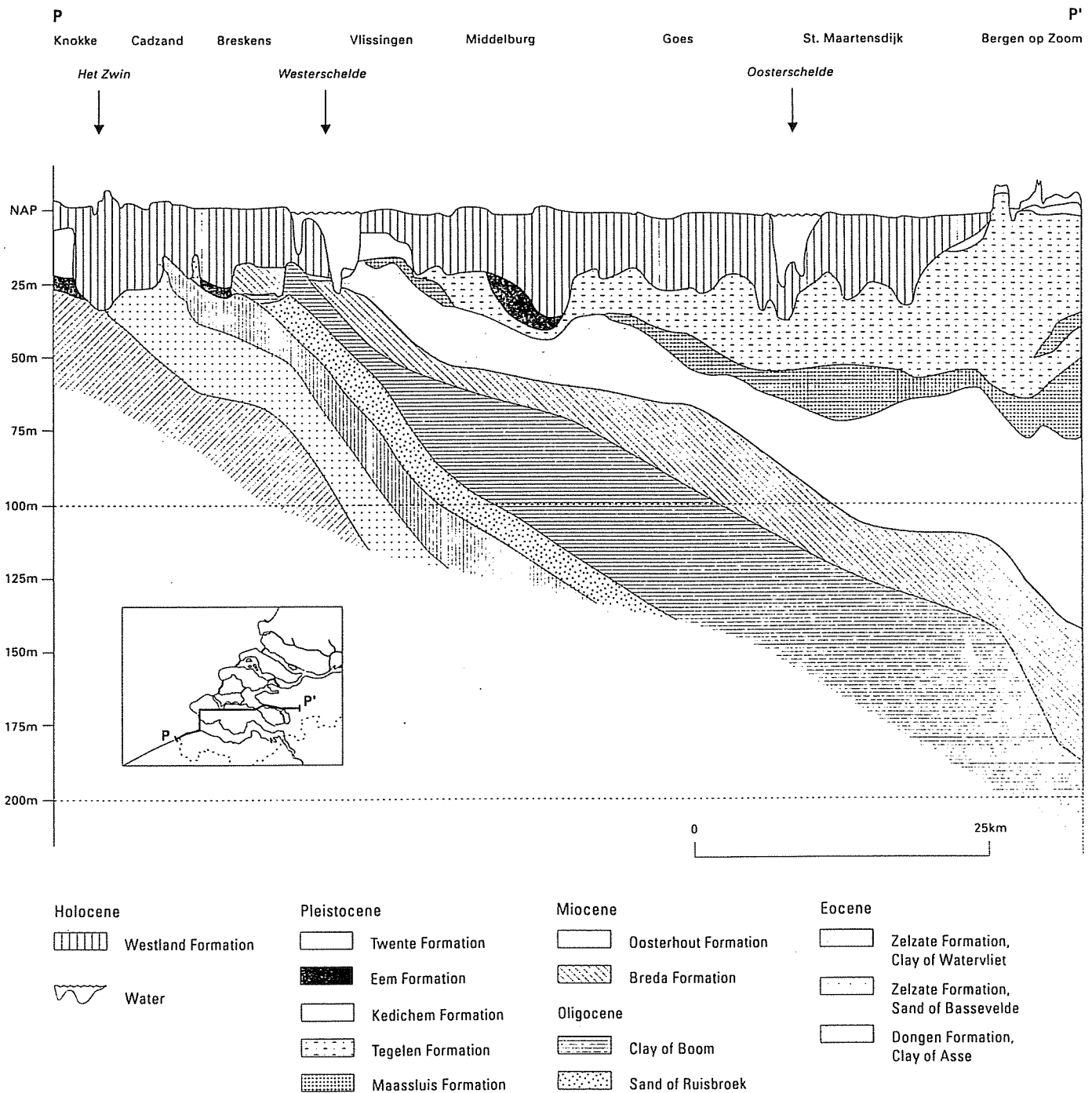
Figuur 2.1. Principe van het verkrijgen van een samengestelde Holocene opeenvolging voor de Westerschelde buitendelta uit meerdere boringen die elk verschillende delen van deze opeenvolging bevatten.



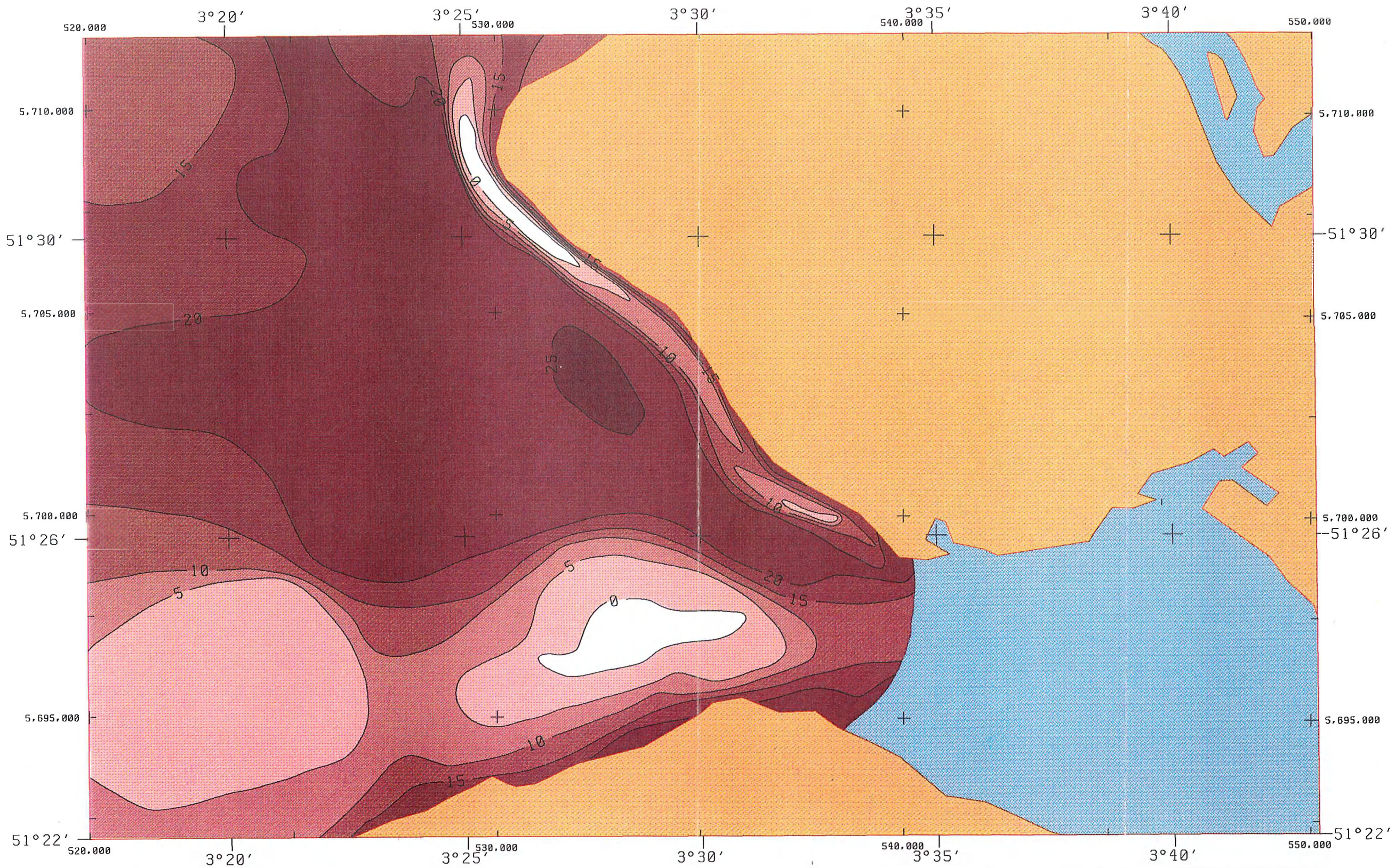
Legende bij de figuren
 "PALEOGEOGRAFISCHE RECONSTRUCTIE"

-  GEEN AFZETTINGEN :
ACTIEVE PLOOIINGSZONE
-  GEEN AFZETTINGEN :
STABIELE PLOOIINGSZONE
-  KLASTISCHE AFZETTINGEN :
CONTINENTAAL MILIEU
-  KLASTISCHE AFZETTINGEN :
DELTA, KUST & ONDIEP
MARIEN MILIEU
-  KLASTISCHE AFZETTINGEN :
DIEP MARIEN MILIEU
-  KALKSTEEN AFZETTINGEN :
MARIEN MILIEU

Figuur 3.1. Paleogeografische reconstructie van West Europa voor het Oligoceen (uit Wouters en Vandenberghe, 1994). Het Massief van Brabant (hier Hoog van Artois-Brabant genoemd) heeft een NW-ZO strekking en zet zich vanuit België en Noord Frankrijk voort tot in Engeland.

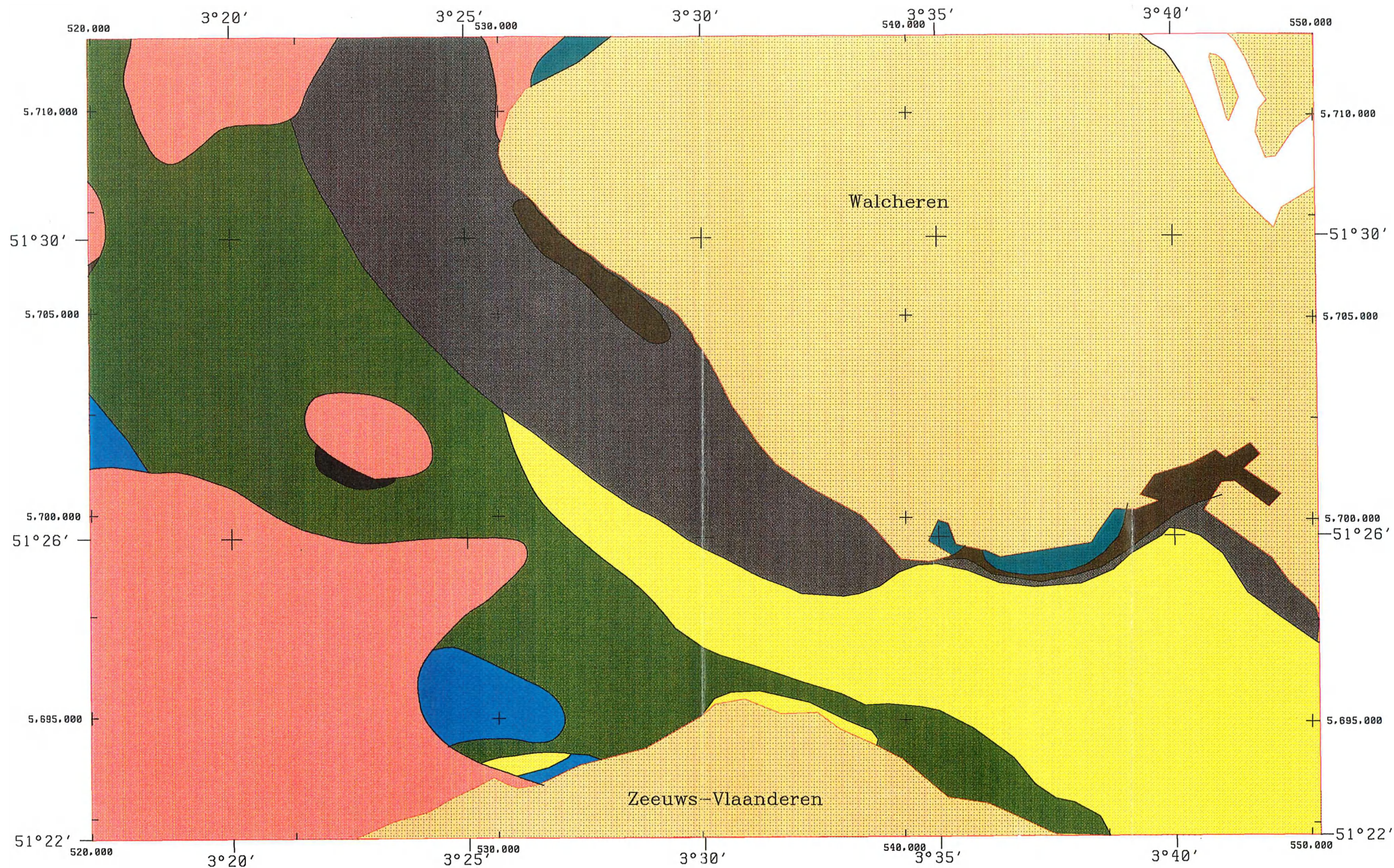


Figuur 3.2. Dwarsdoorsnede door de Tertiaire en Pleistocene afzettingen in Zeeland van Knokke naar Bergen op Zoom (uit Vos en Van Heeringen, 1997). De dwarsdoorsnede laat zien hoe de genoemde lagen in noordoostelijke richting wegduiken.



- 0 - 5M
 15 - 20M
- 5 - 10M
 20 - 25M
- 10 - 15M
 25 - 30M
- HOLOCENE AFZETTINGEN ONTBREKEN

RIJKS GEOLOGISCHE DIENST PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST		
Figuur 3.3 DIKTE HOLOCENE AFZETTINGEN		
SCHAAL 1 : 100.000	DRAAI C.I. = 5M	DATUM 19-NOV-96
DRAAI	DRAAI	DRAAI



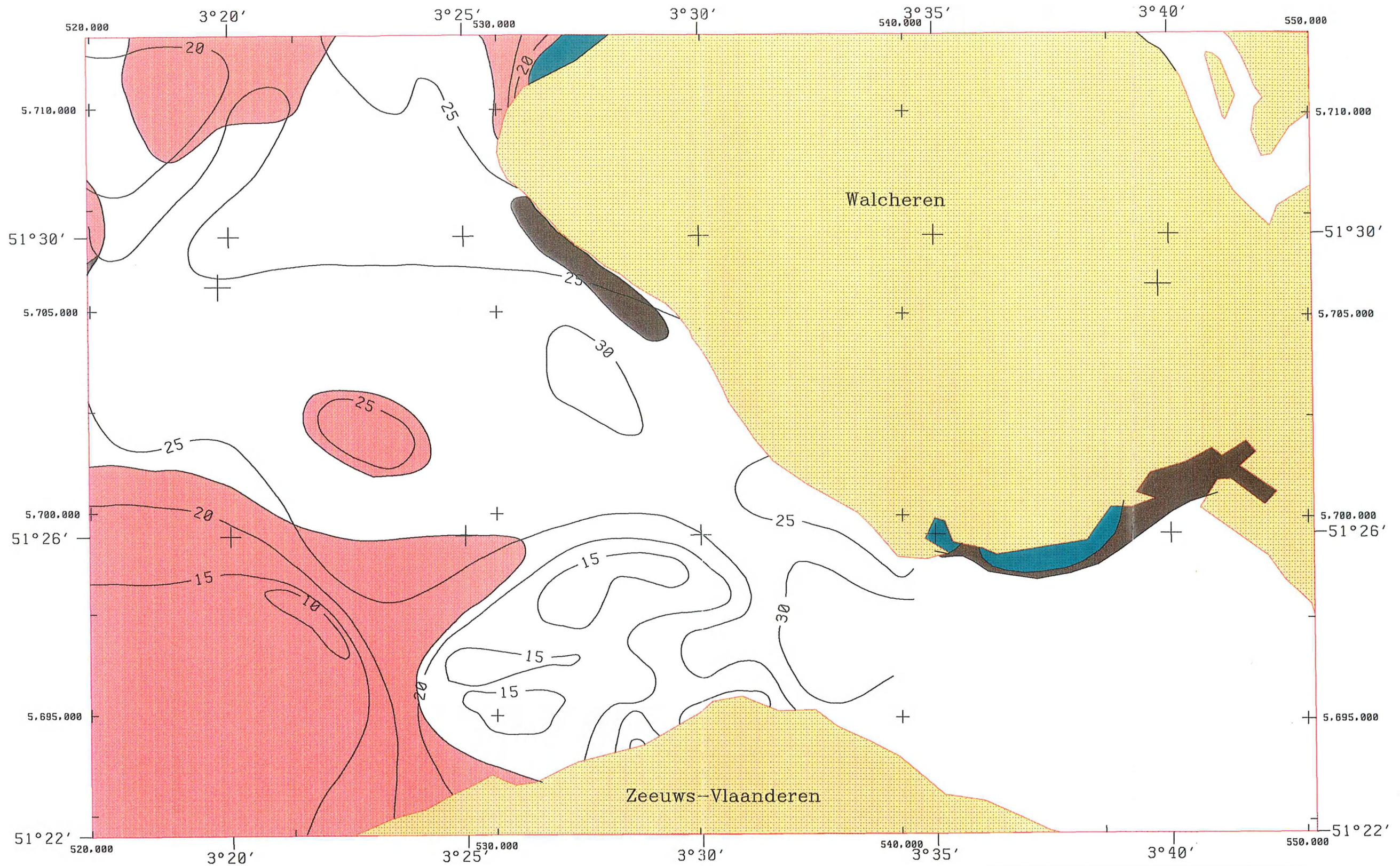
- | | | |
|---|---|--|
|  TWENTE FORMATIE |  BRIELLE GROND/
OOSTERHOUT FORMATIE |  ZELZATE FORMATIE |
|  EEM FORMATIE |  BREDA FORMATIE |  DONGEN FORMATIE |
|  WESTKAPELLE GROND/
TEGELEN-MAASSLUIS
FORMATIE |  RUPEL FORMATIE | |

Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO
Afdeling : Geo-Marijn en Kust

Figuur 3.4

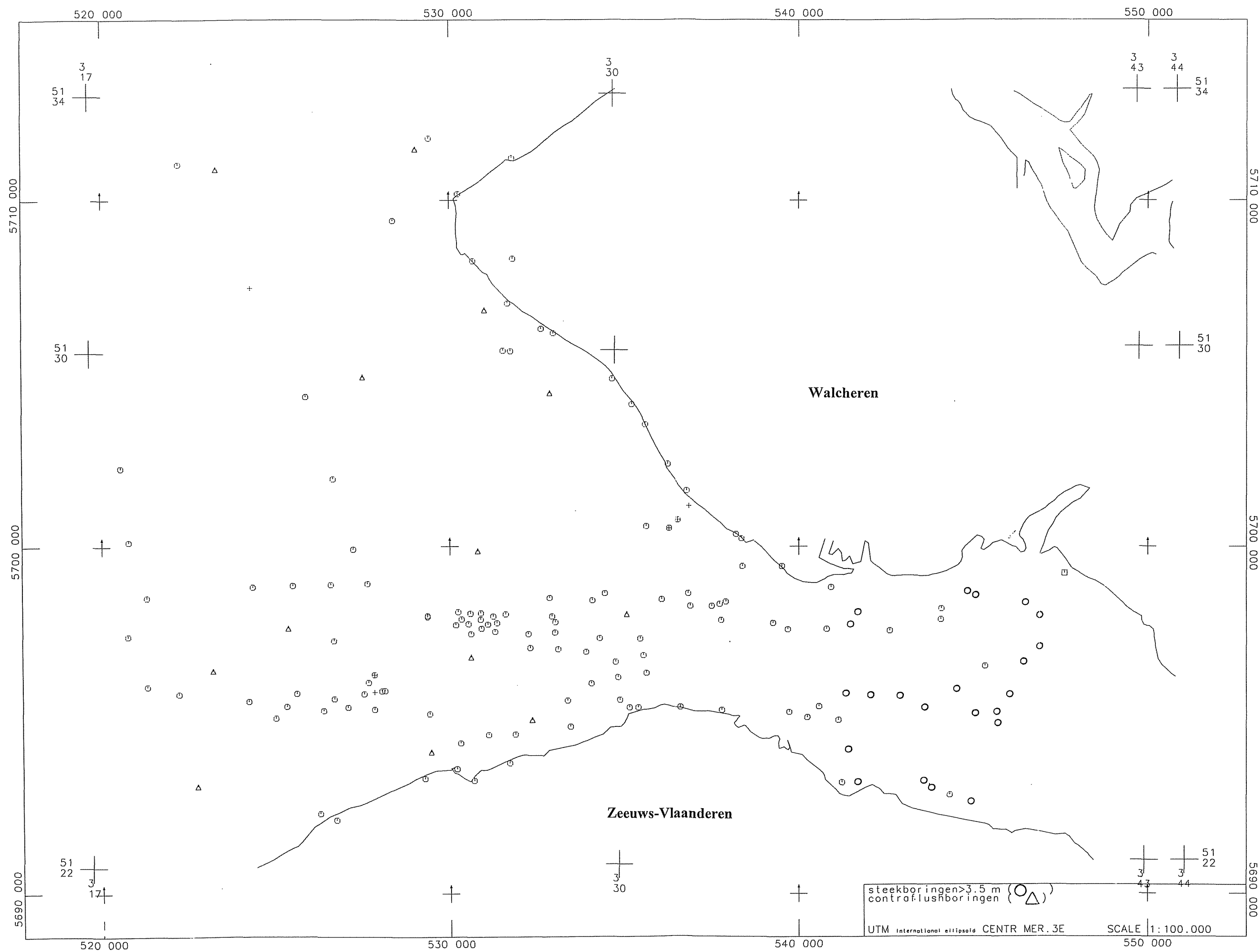
VOORKOMEN PLEISTOCENE FORMATIES,
WAAR PLEISTOCENE FORMATIES ONTBREKEN
VOORKOMEN TERTIAIRE FORMATIES.

SCALE 1 : 100.000 DATE 18-NOV-97



- TWENTE FORMATIE
- EEM FORMATIE
- WESTKAPELLE GROUND/ TEGELEN-MAASSLUIS FORMATIE
- PLEISTOCENE AFZETTINGEN ONTBREKEN

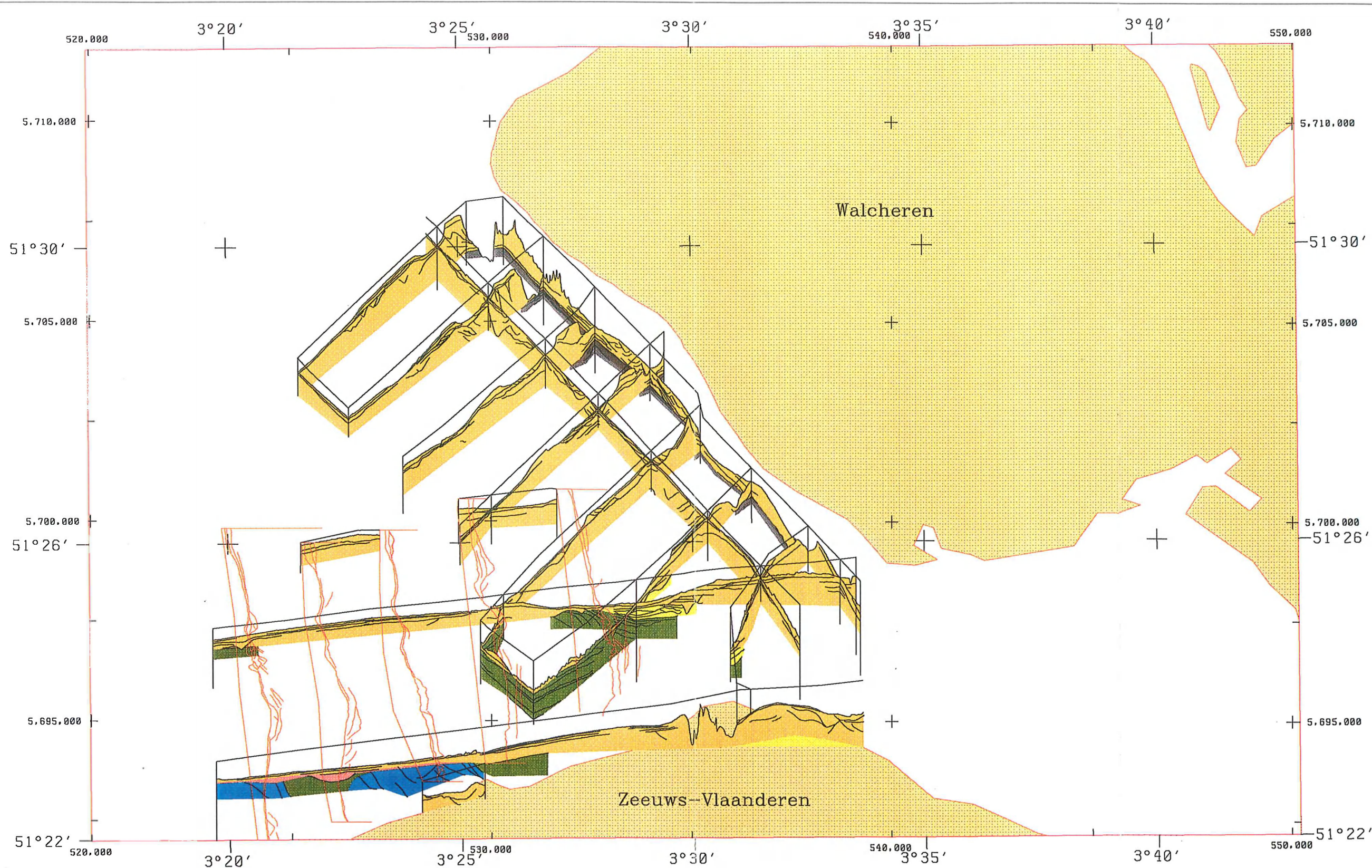
Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO		
Afdeling : Geo-Marijn en Kust		
Figuur 3.5		
DIEPTELIGGING BASIS HOLOCEEN EN VOORKOMEN PLEISTOCENE FORMATIES		
SCALE 1 : 100.000	C.T. = 5M	DATE 10-NOV-97










steekboringen > 3.5 m (○)
 contraflushboringen (△)

UTM International ellipsoid CENTR MER. 3E SCALE 1:100.000

Figuur 3.6



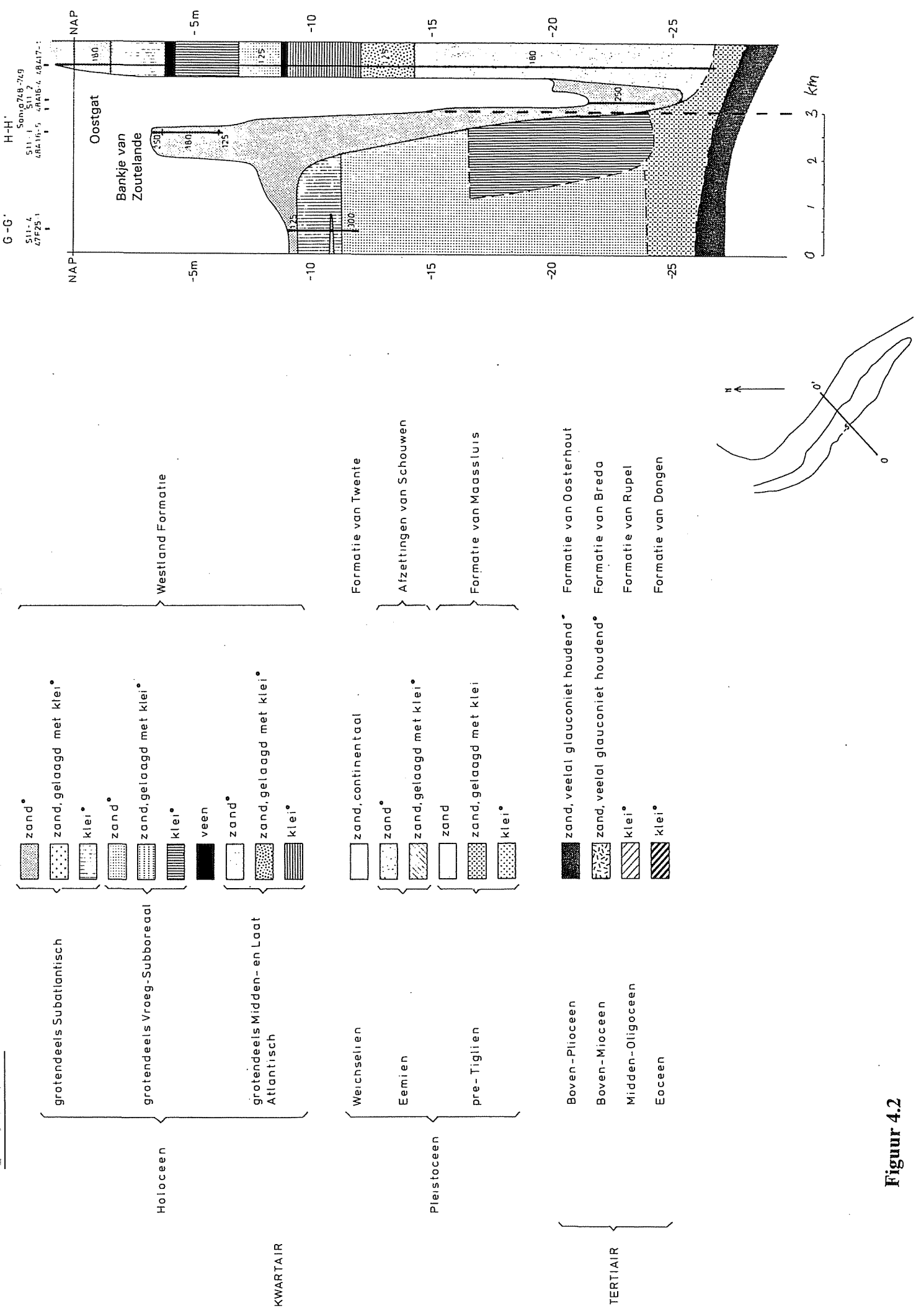
- | | | |
|--|---|--|
|  HOLOCENE FORMATIES |  BRIELLE GROUND FORMATIE |  ZELZATE FORMATIE |
|  EEM FORMATIE |  BREDA FORMATIE | |
|  WESTKAPELLE FORMATIE |  RUPEL FORMATIE | |

Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO
 Afdeling : Geo-Marijn en Kust

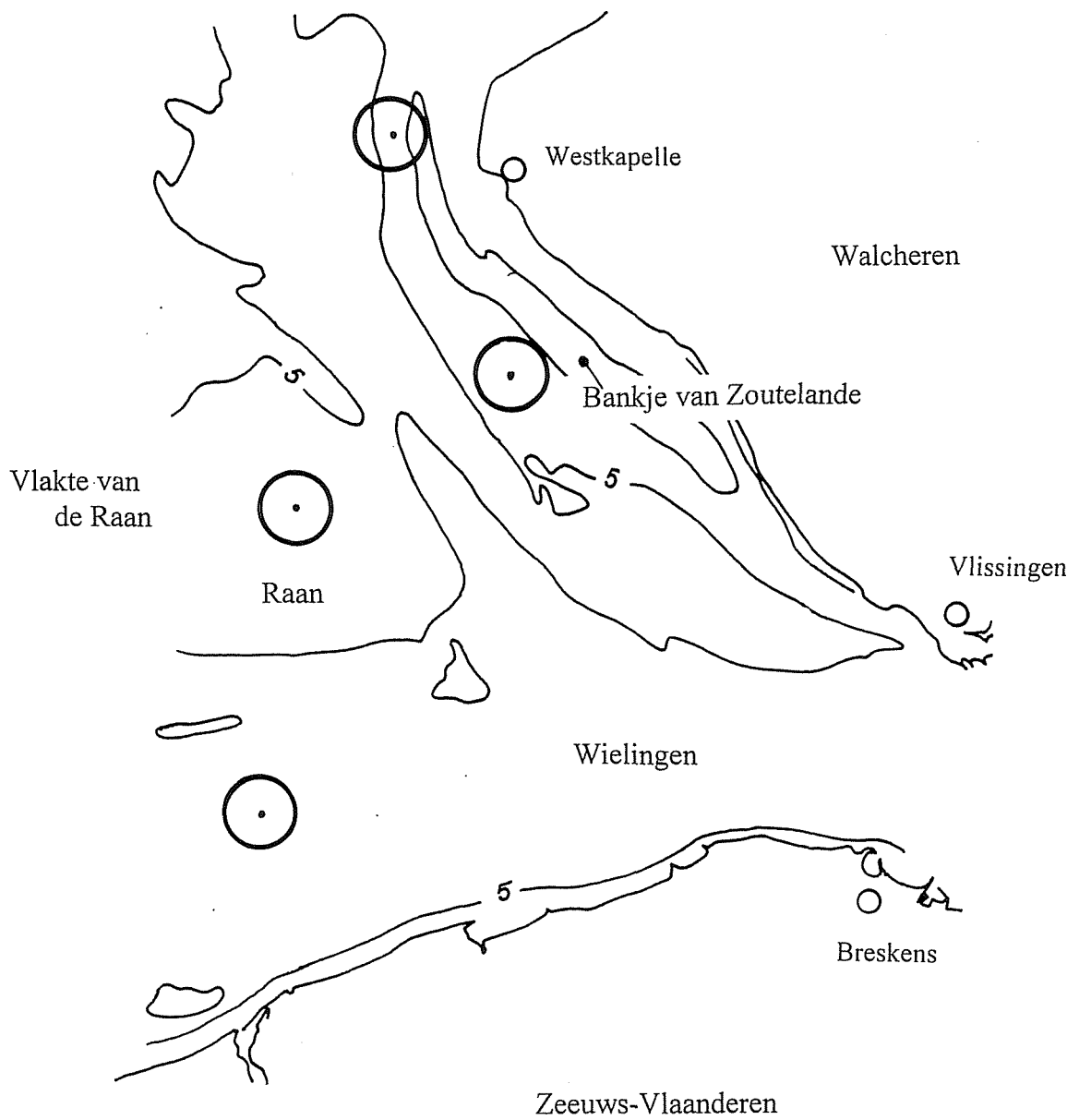
Figuur 4.1

Fencediagram
 Verticale schaal 1 : 2000

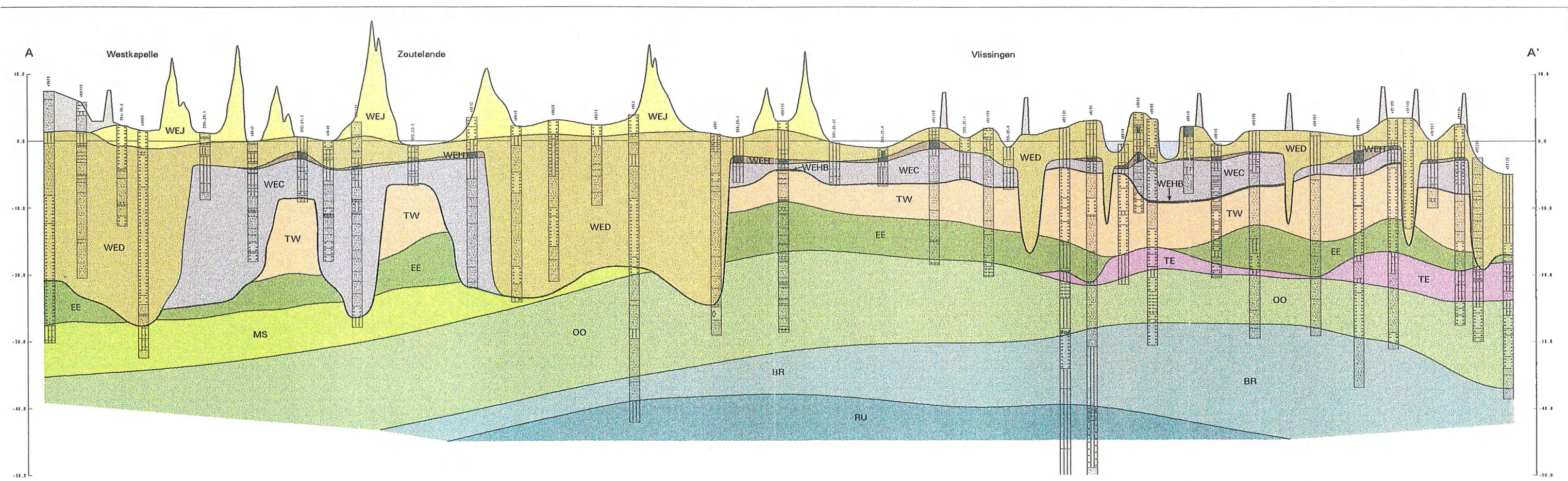
SCALA 1 : 100.000 DATE 18-NDV-97



Figuur 4.2



Figuur 4.3. Lokaties van boringen op de Raan en de Vlakke van de Raan waarin tussen ca. 10 en 12 m onder NAP oudere Holocene kleilagen aangetroffen zijn.



Nederlands Instituut voor
Toegepaste Geowetenschappen TNO

Projectnaam: Geologische opbouw ondergrond
mondinggebied Westerschelde

Project: K2000* KOP

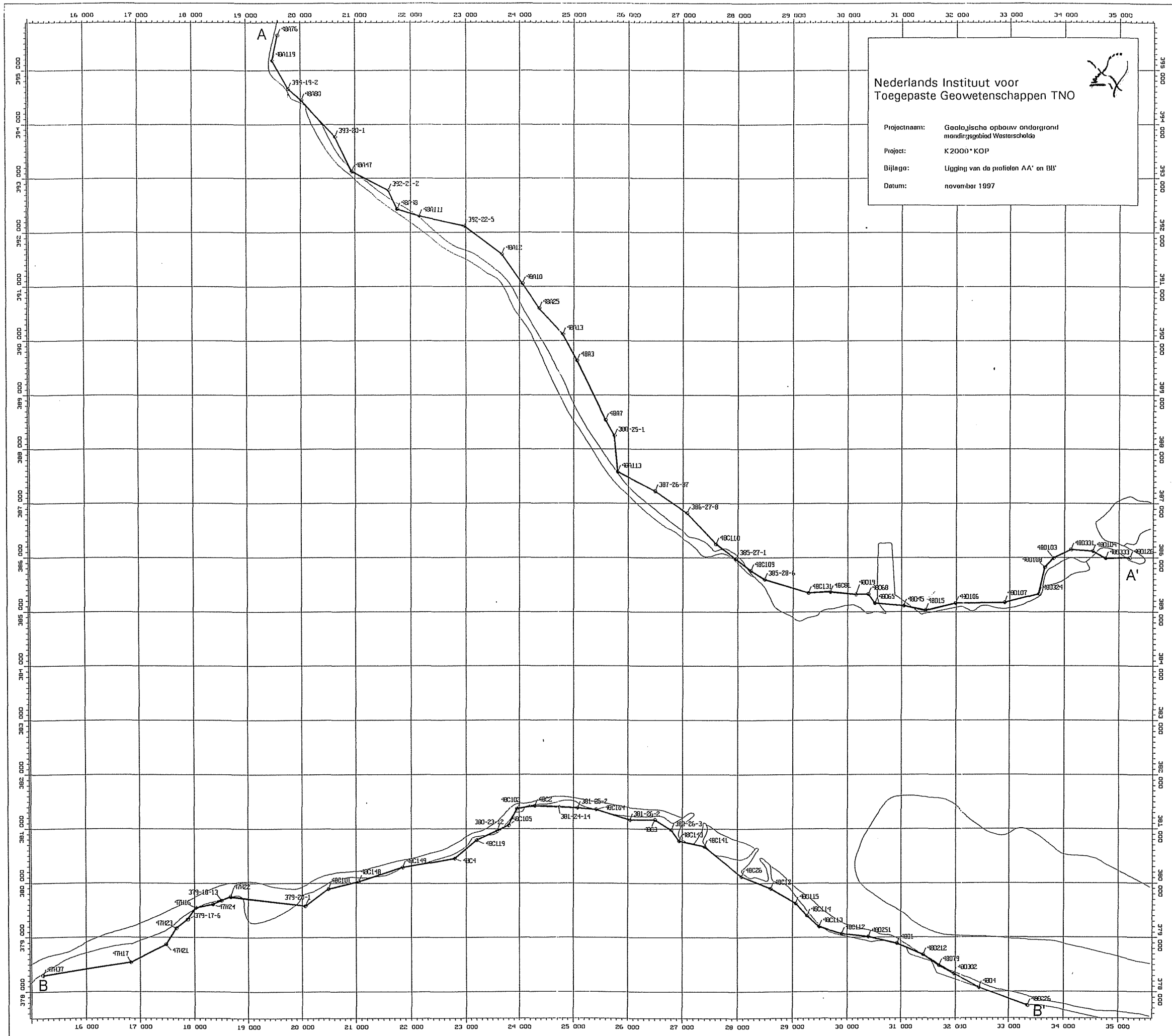
Bijlage: Praliet AA'; Geologische opbouw SW oever
Waddereen, tussen Westkapelle en de Slothuven

Datum: november 1997

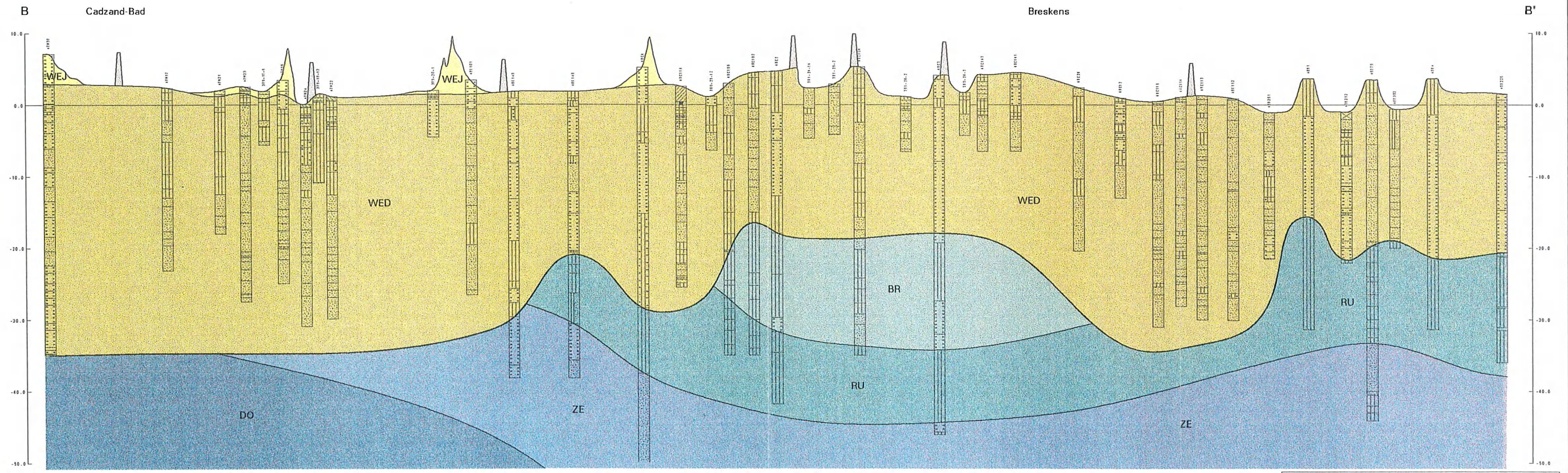
Figuur 4.4a


Legenda bij de profielen AA' en BB':

WEJ	Westland Formatie - Jonge Duin en Strandafzettingen
WED	Westland Formatie - Afzettingen van Duinkerke
WEH	Westland Formatie - Hollandveen
WEC	Westland Formatie - Afzettingen van Calais
WEHB	Westland Formatie - Basisveen
TW	Formatie van Twente
EE	Eem Formatie
TE	Formatie van Tegelen
MS	Formatie van Maassluis
OO	Formatie van Oosterhout
BR	Formatie van Breda
RU	Rupel Formatie
ZE	Formatie van Zelzate
DO	Formatie van Dongen



Figuur 4.4c



Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO 

Projectnaam: Geologische opbouw ondergrond meedingsgebied Westerschelde
 Project: K2000+KOP
 Bijlage: Profiel B-B'; Geologische opbouw onder Zeuws-Vlaamse, tussen Cadzand en Breskens
 Datum: november 1997

Figuur 4.5

Erosiebestendigheidscategorie	Grenswaarden classificatieproeven (alle getallen zijn massapercentages t.o.v. de droge massa) w_l = vloeigrens I_p = plasticiteitsindex $I_p = 0.73 \cdot (w_l - 20)$ is de zogenaamde Λ -lijn in het plasticiteitsdiagram (figuur 6.1)	
1. Erosiebestendige klei	w_l en I_p en zandgehalte	> 45 > $0.73 \cdot (w_l - 20)$ < 40
2. Matig erosiebestendige klei	w_l en I_p en zandgehalte	< 45 > 18 < 40
3. Weinig erosiebestendige klei	w_l en/of I_p en/of zandgehalte	< $0.73 \cdot (w_l - 20)$ < 18 > 40

Voor alle klei voor dijken geldt tevens:

Organische stofgehalte < 5
 Zoutgehalte (NaCl g/l bodemvocht) < 4
 Watergehalte bij verwerken: deklagen: $I_c \geq 0.75$
 kern: $I_c \geq 0.60$

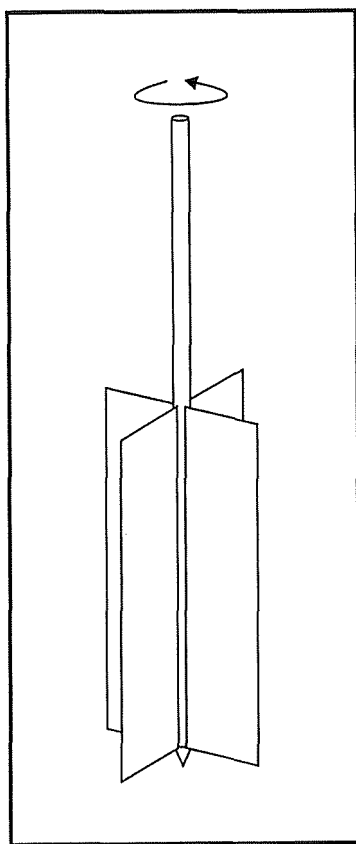
en tevens (vanwege mogelijk afwijkende samenstelling):

Kalkgehalte (HCl massaverlies): < 25
 Geen extreme verkleuringen bij ontgraven of drogen
 (helder rood, helder geel, helder blauw of veel zwarte plekken)
 Geen afwijkende sterke geur
 (rotte eieren, olie- of kolenachtig)

Figuur 5.1. Overzicht van eisen die aan klei gesteld worden voor gebruik in dijken (uit TAW, 1996). Met name de gehanteerde grenswaarden voor de indeling in categorieën van erosiebestendigheid zijn hier van belang.

hardheids-aanduiding	ongedraineerde schuifsterkte [kPa]	eenvoudige veldherkenningsproef
zeer zacht	< 12.5	perst tussen de vingers door bij gesloten vuist
zacht	12.5 - 25	gemakkelijk met de vingers te vervormen
stevig	25 - 50	met de vingers vervormbaar onder sterke druk
stijf	50 - 75	met de vingers in te drukken onder sterke druk
zeer stijf	75 - 100	nauwelijks indrukbaar met de vingers
hard	> 100	nauwelijks indrukbaar met een potloodpunt

Figuur 5.2. Hardheidsaanduidingen volgens Sowers (uit TAW, 1996)



Figuur 5.3. Schematische afbeelding van een 'vane' waarmee de bezwijkspanning van een sediment gemeten kan worden. Hiertoe worden de bladen van de 'vane' geheel in het sediment geduwd, waarna de as langzaam geroteerd wordt. De weerstand tegen rotatie wordt gemeten. Na een bepaalde rotatie zal het sediment bezwijken en draait de 'vane' vrij rond: het bezwijkpunt is bereikt. De hoogte van de bladen bedraagt meestal 20 mm.

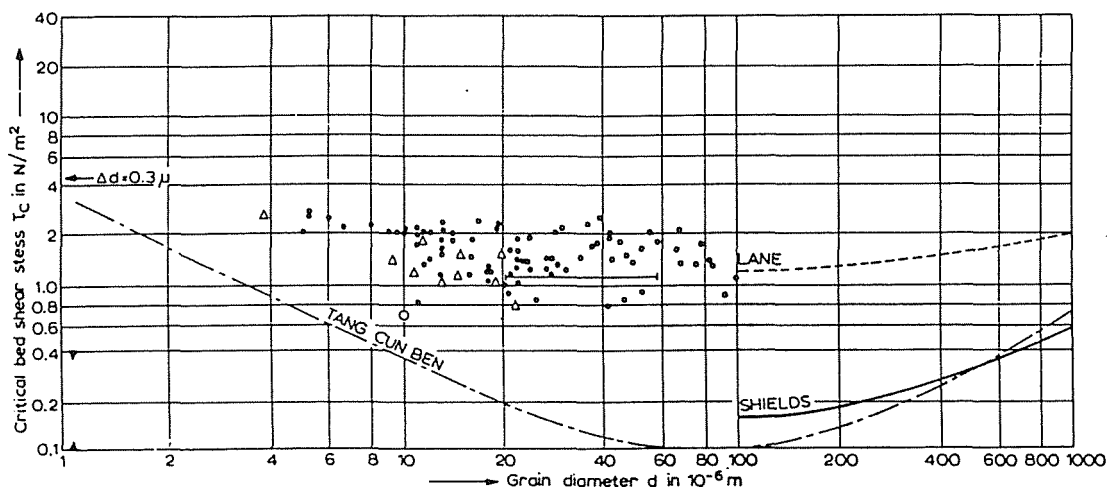
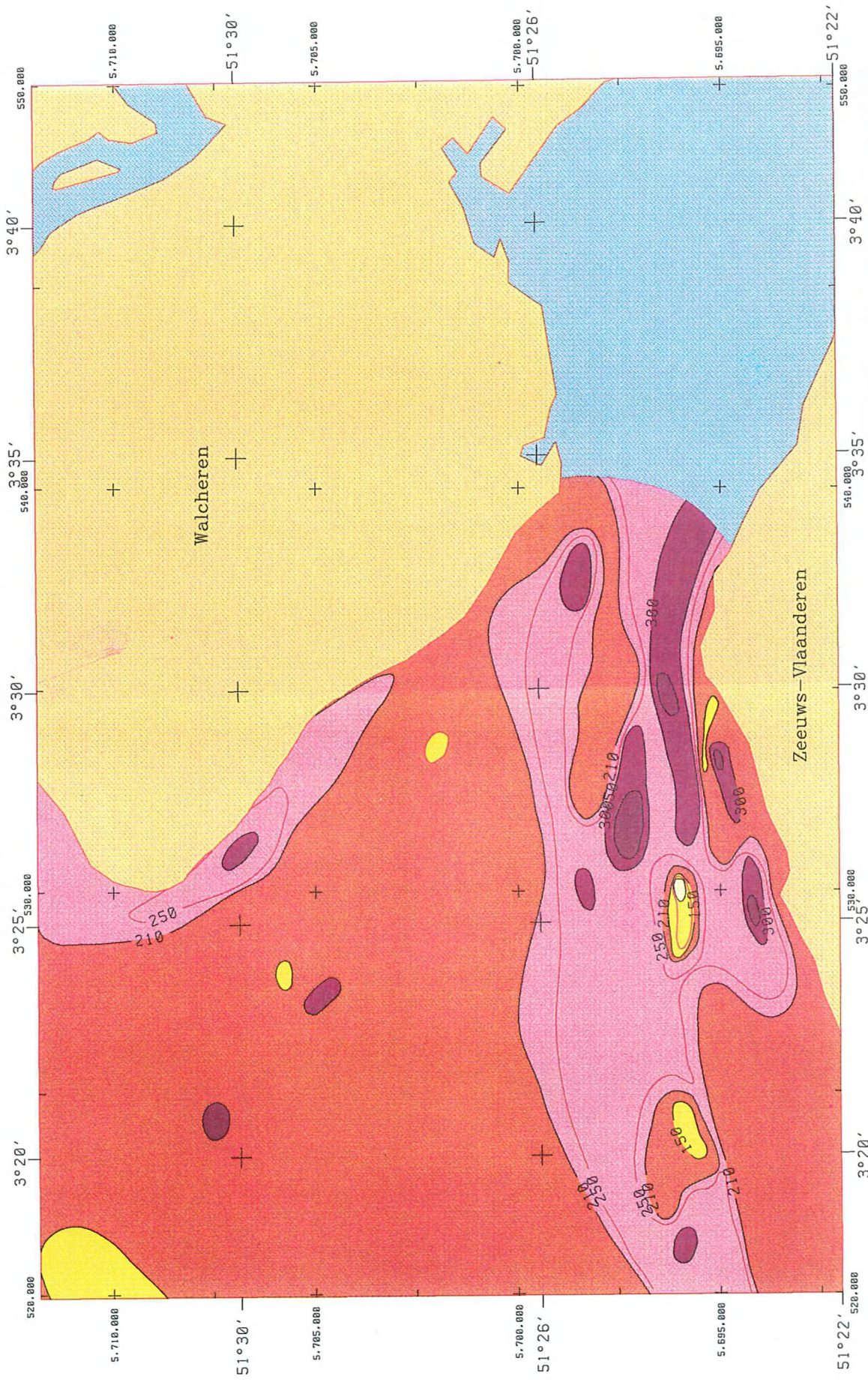


Fig.1. Relation between critical shear stress and grain diameter.

- CARLSON and ENGER (natural clay-soils)
- △ SMERDON and BEASLEY (natural clay-soils)
- RAHMAN (natural clay-soils)
- ▲ KRONE (non-consolidated bed)
- ▲ PARTHENIADES (non-consolidated bed)
- TANG CUN BEN — SHIELDS (pure sand)
- LANE (natural channels without transport)
- Present measurements (natural sand-clay lamination)

Figuur 5.4. Diagram waarin de kritische schuifspanning τ_c uitgezet is tegen de korrelgrootte (uit Terwindt et al., 1968). Uit het diagram blijkt dat τ_c toeneemt met de korrelgrootte vanaf ca. 0,100 mm (naar rechts gaand in het diagram) en met afnemende korrelgrootte vanaf ca. 0,060 mm (naar links gaand in het diagram). Dit laatste is een gevolg van de onderlinge samenhang van de slibdeeltjes.

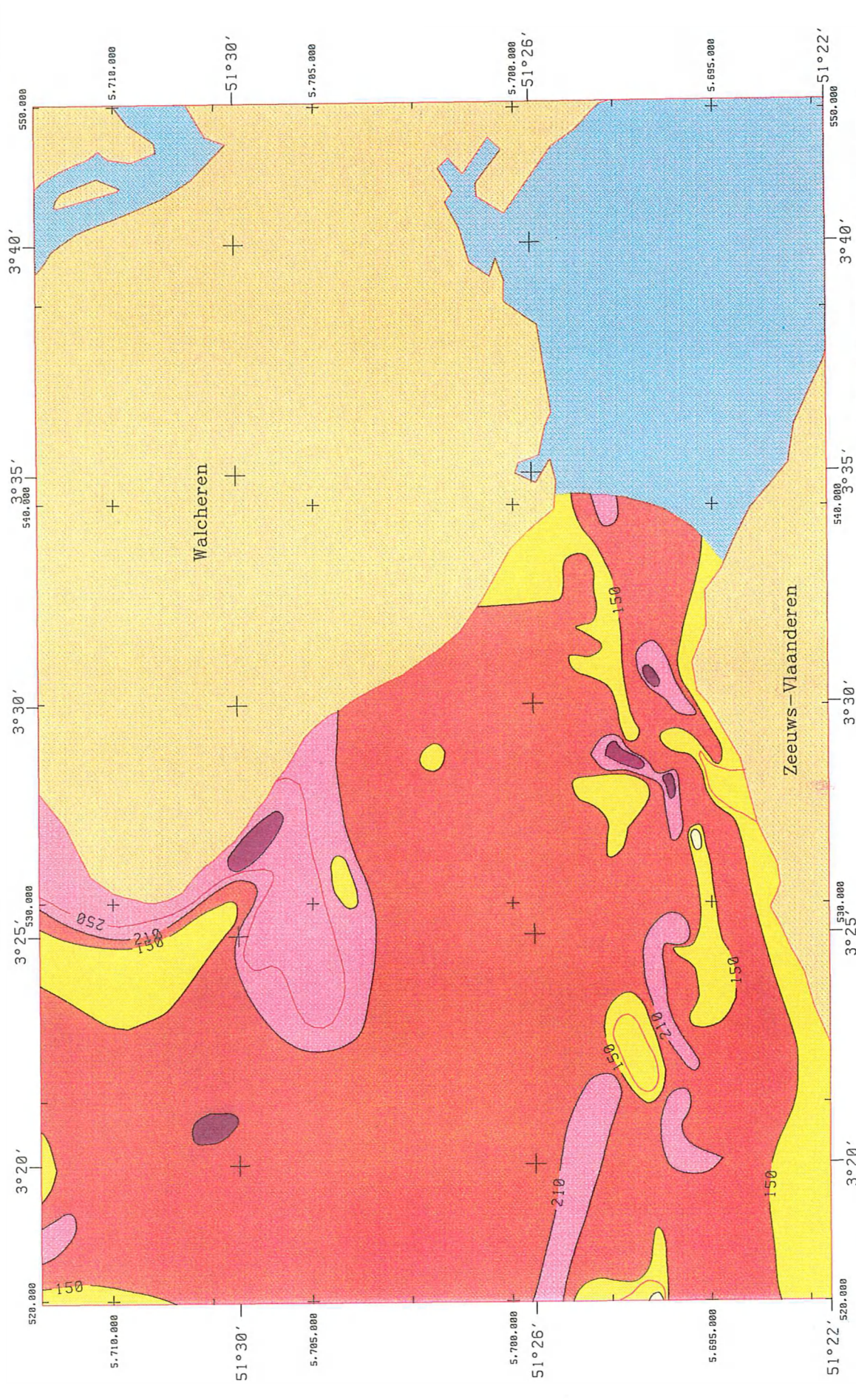


RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.1a

KORRELGROOTTE, METER 1

Maat 1 : 1.000.000
 No. 15-NOV-06

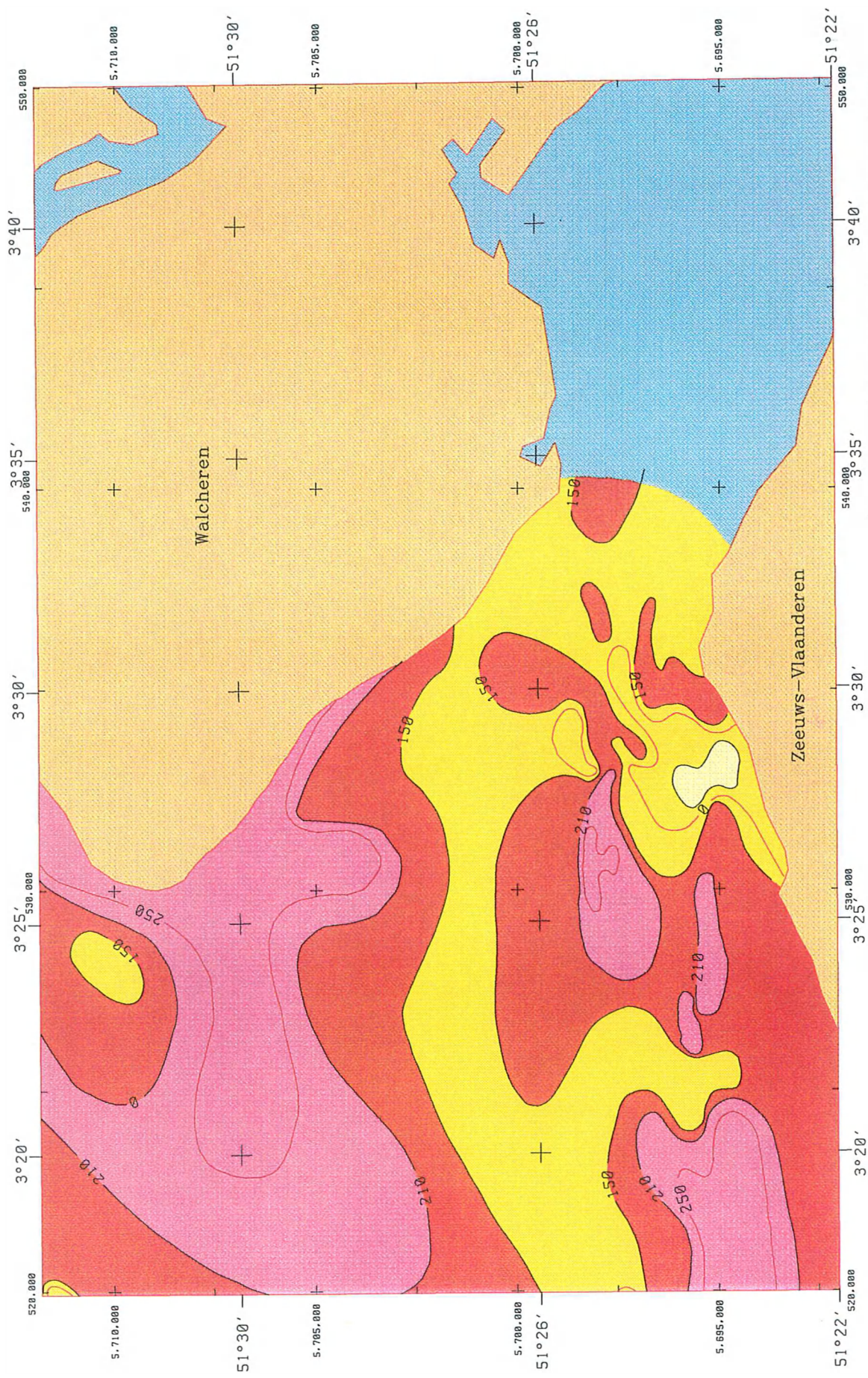


RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.1b

KORRELGROOTTE, METER 2

1:100,000
 1:15,000-30



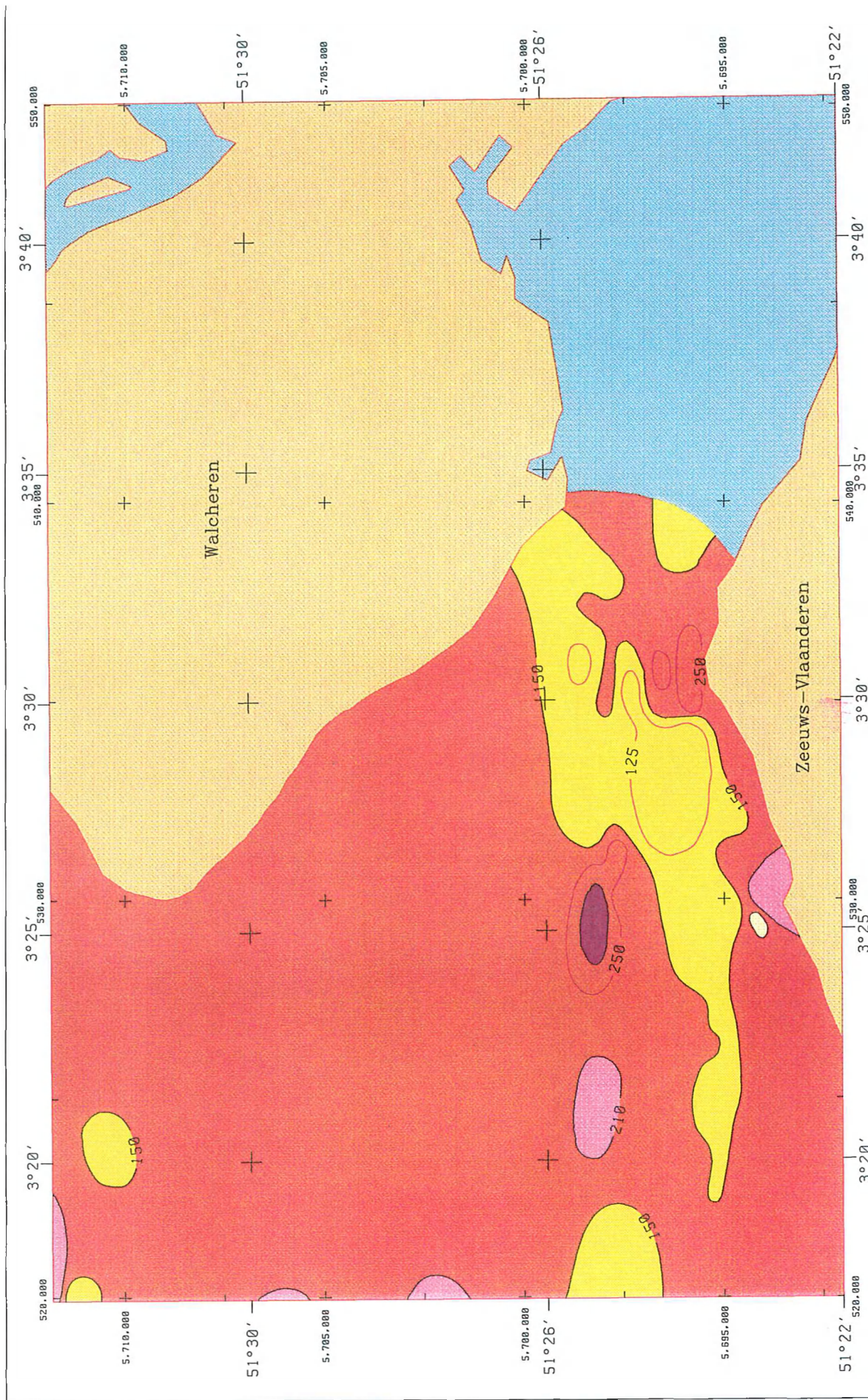
RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.1c

KORRELGROOTTE, METER 3

NOED 1 : 1:100,000
 NOED 2 : 1:50,000
 NOED 3 : 1:25,000
 NOED 4 : 1:12,500
 NOED 5 : 1:6,250
 NOED 6 : 1:3,125
 NOED 7 : 1:1,562.5
 NOED 8 : 1:781.25
 NOED 9 : 1:390.625
 NOED 10 : 1:195.3125
 NOED 11 : 1:97.65625
 NOED 12 : 1:48.828125
 NOED 13 : 1:24.4140625
 NOED 14 : 1:12.20703125
 NOED 15 : 1:6.103515625
 NOED 16 : 1:3.0517578125
 NOED 17 : 1:1.52587890625
 NOED 18 : 1:0.762939453125
 NOED 19 : 1:0.3814697265625
 NOED 20 : 1:0.19073486328125

- < 63
- 63 - 150
- 150 - 210
- 210 - 300
- 300 - 420
- 420 - 600









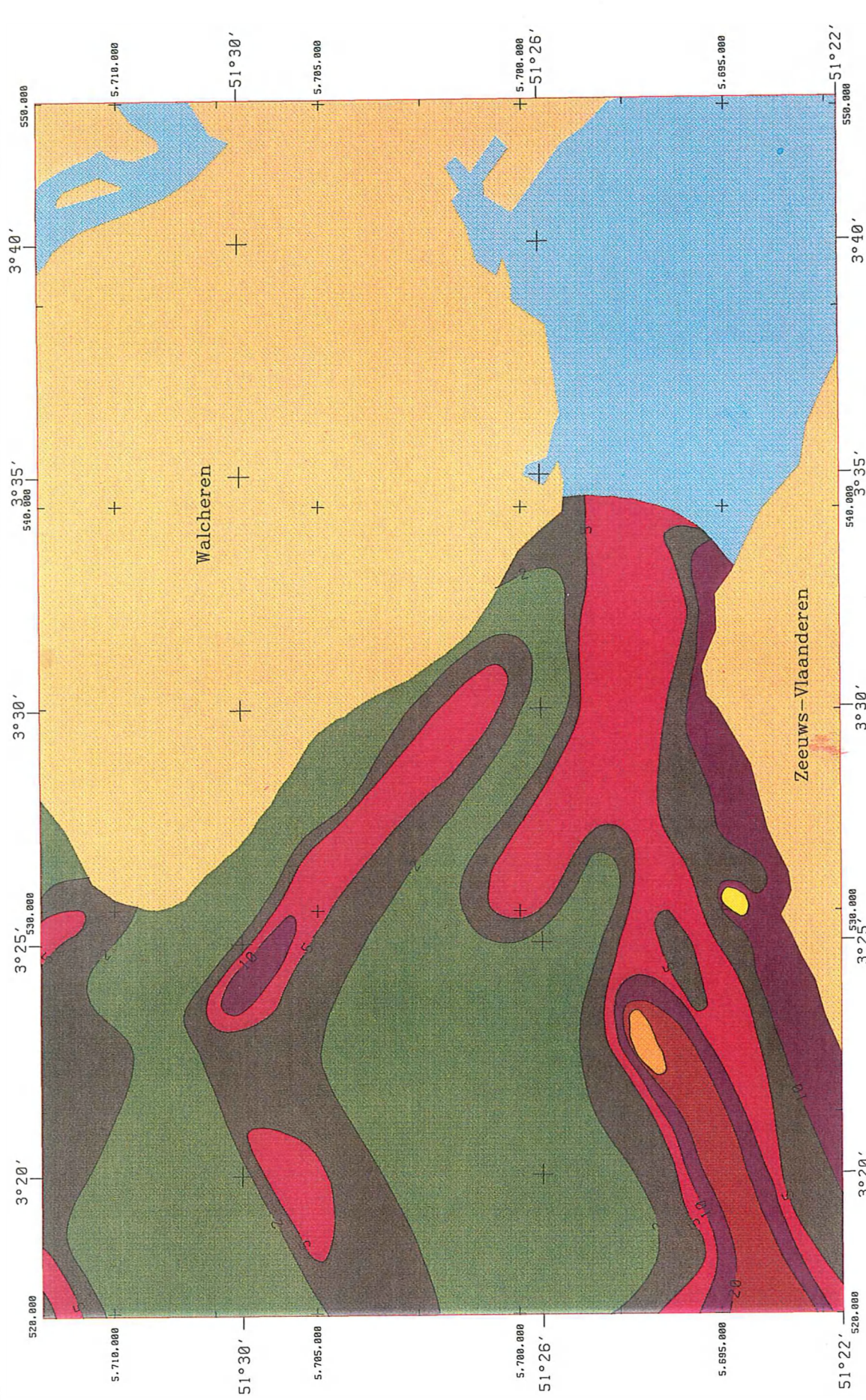
RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.1d

KORRELGROOTTE, METER 4

1:100.000
 15-NOV-98

- | | | | |
|---|-----------|---|-----------|
|  | < 63 |  | 210 - 300 |
|  | 63 - 150 |  | 300 - 420 |
|  | 150 - 210 |  | 420 - 600 |

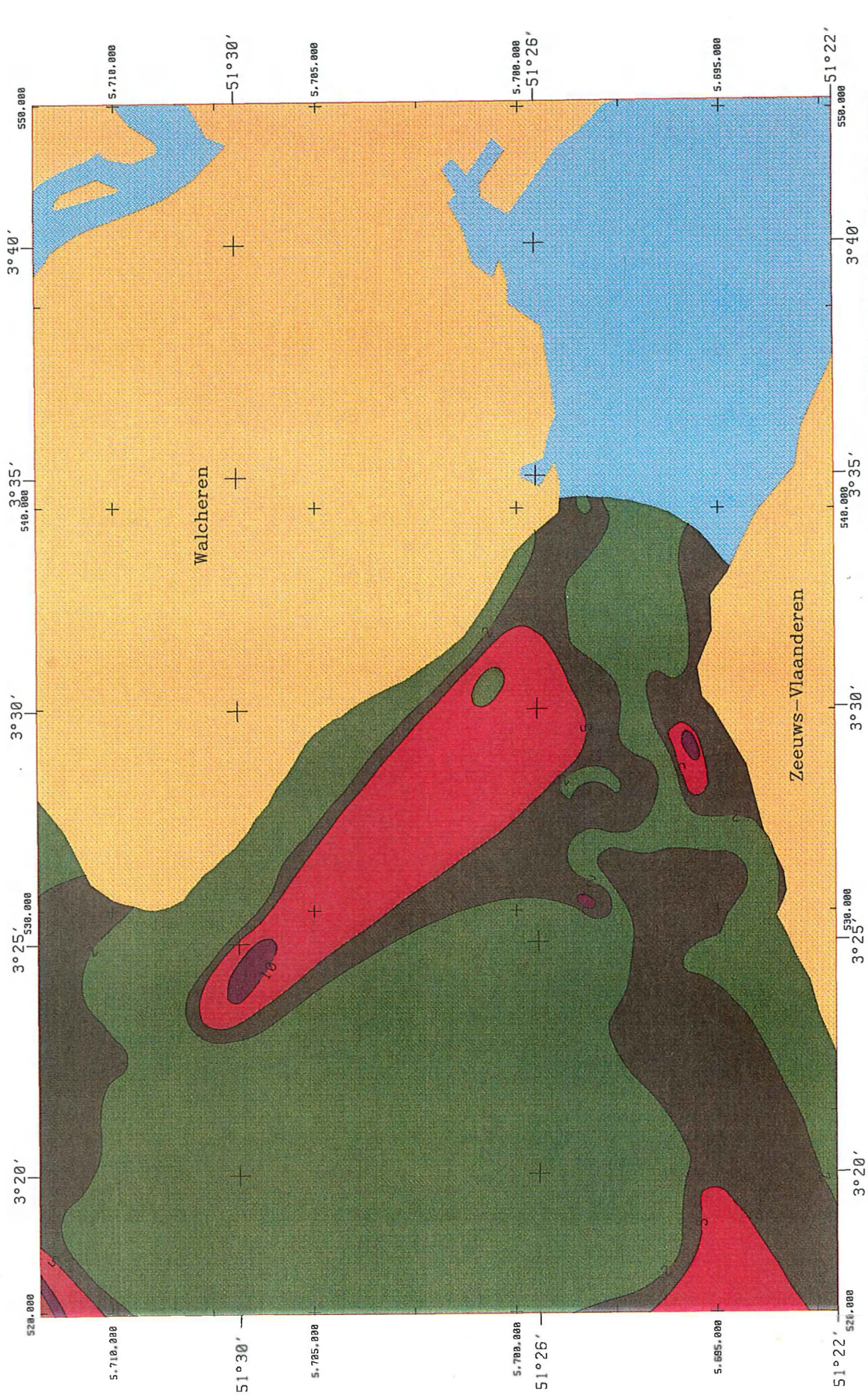


RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.2a

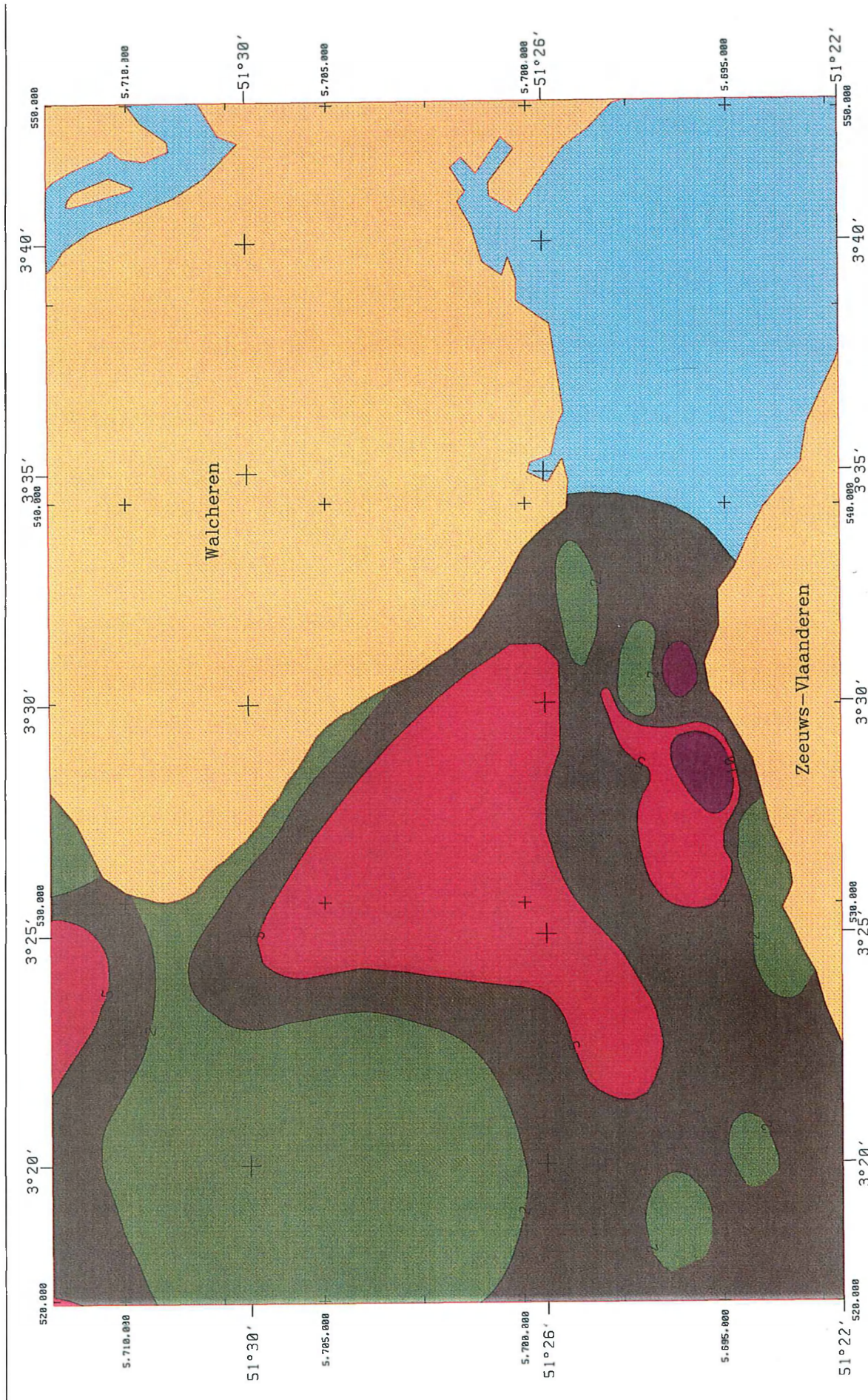
SLIB, METER 1

1:100.000
 15-NOV-88



RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.2b
SLIB, METER 2



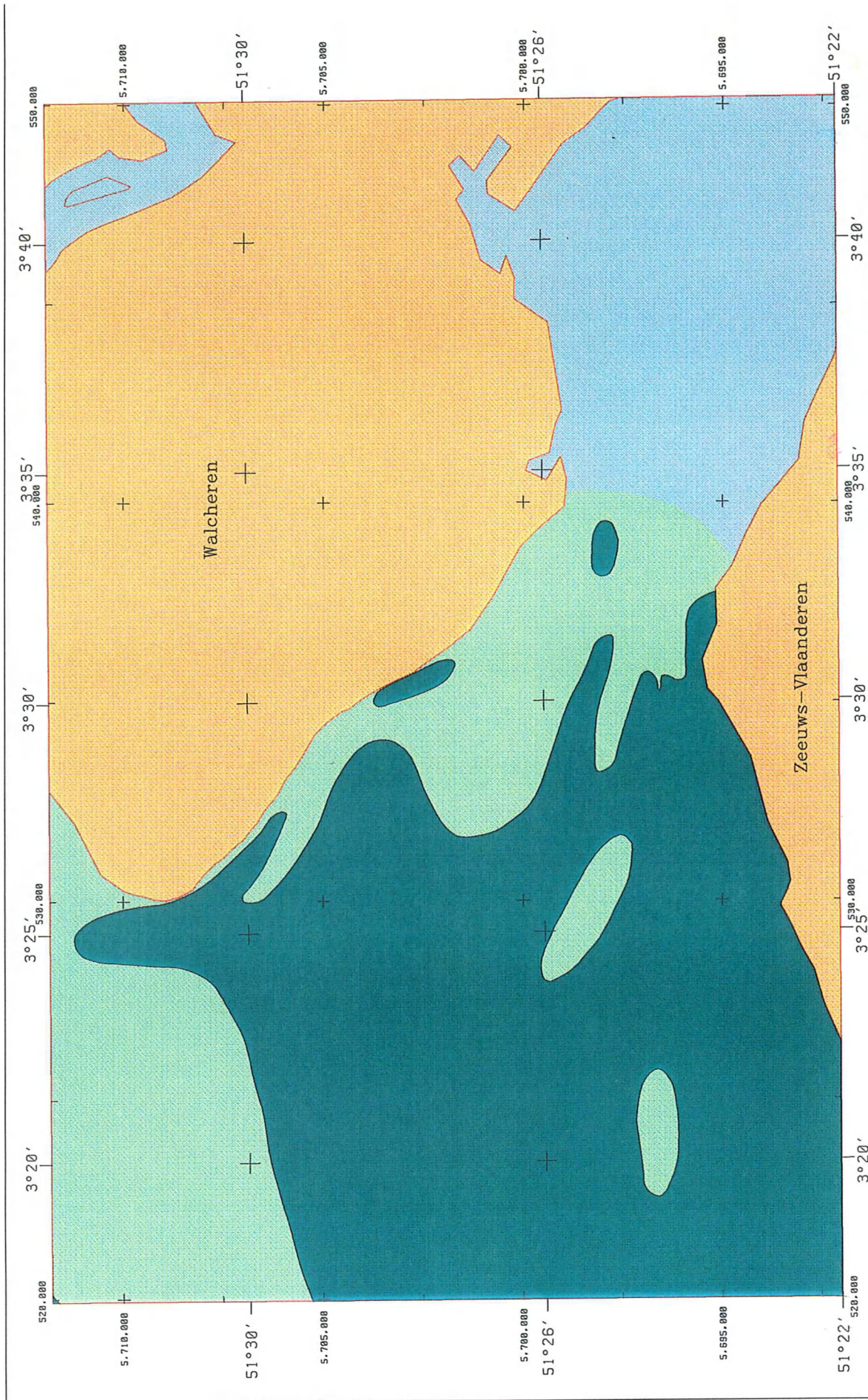
RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3: MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.2c

SLIB, METER 3

Scale: 1 : 100.000
 Date: 15-06-76

- | | | | |
|--|----------|--|----------|
| | 0 - 2% | | 20 - 30% |
| | 2 - 5% | | 30 - 40% |
| | 5 - 10% | | > 40% |
| | 10 - 20% | | |

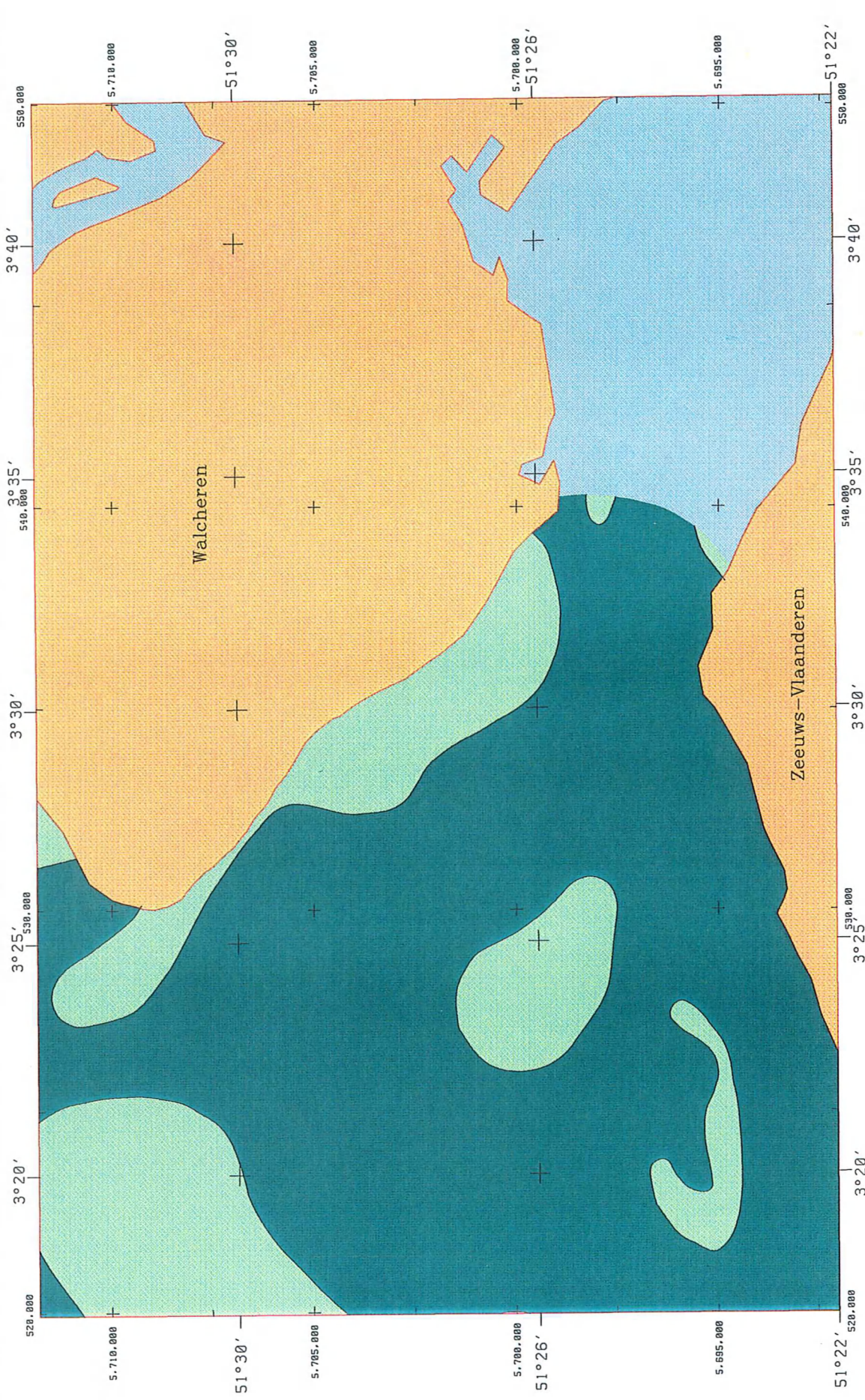


RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.3a

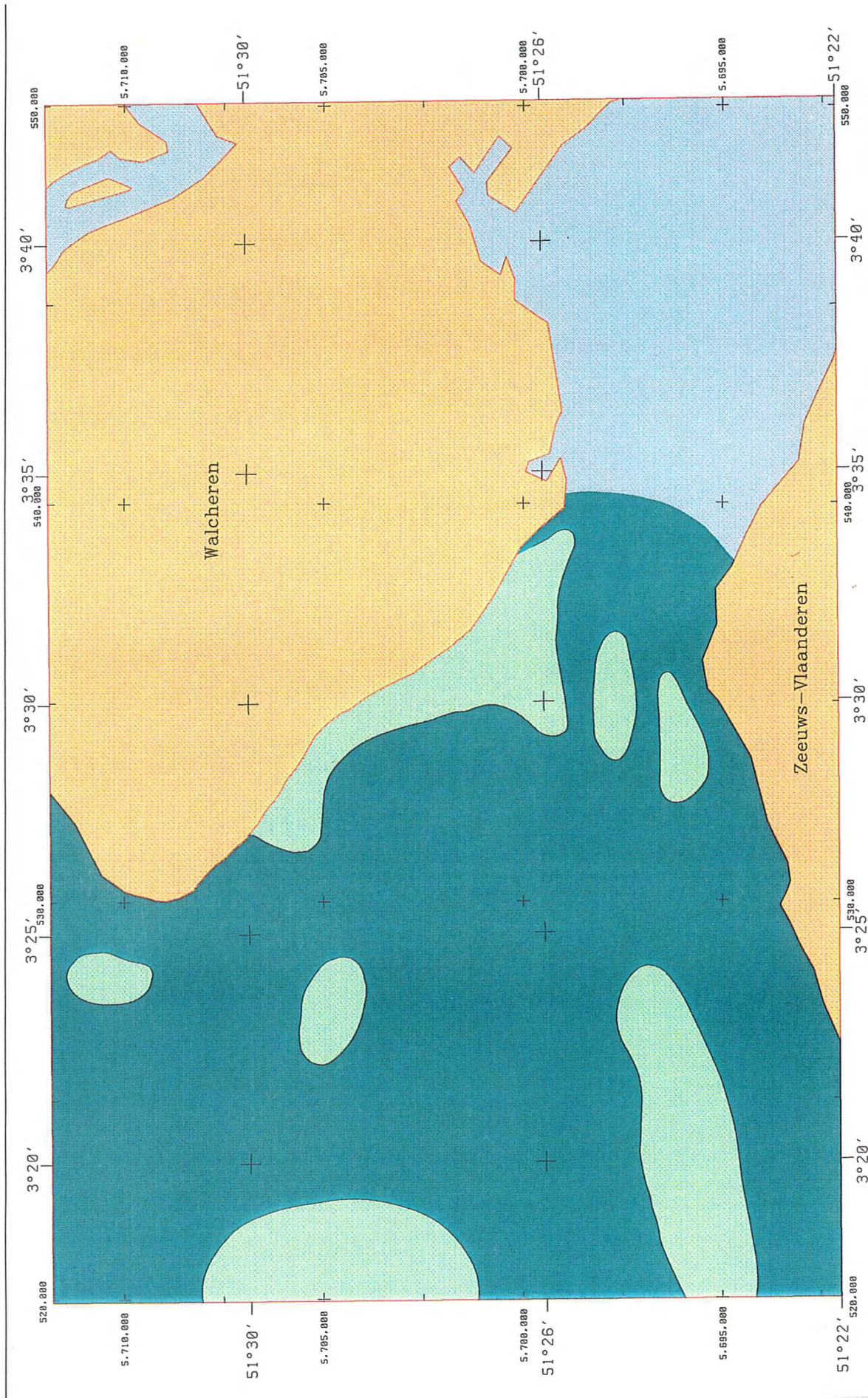
STORENDE KLEILAGEN, METER 1

Scale 1 : 100.000
 Date 12-10-78



RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE

Figuur 6.3b
STORENDE KLEILAGEN, METER 2

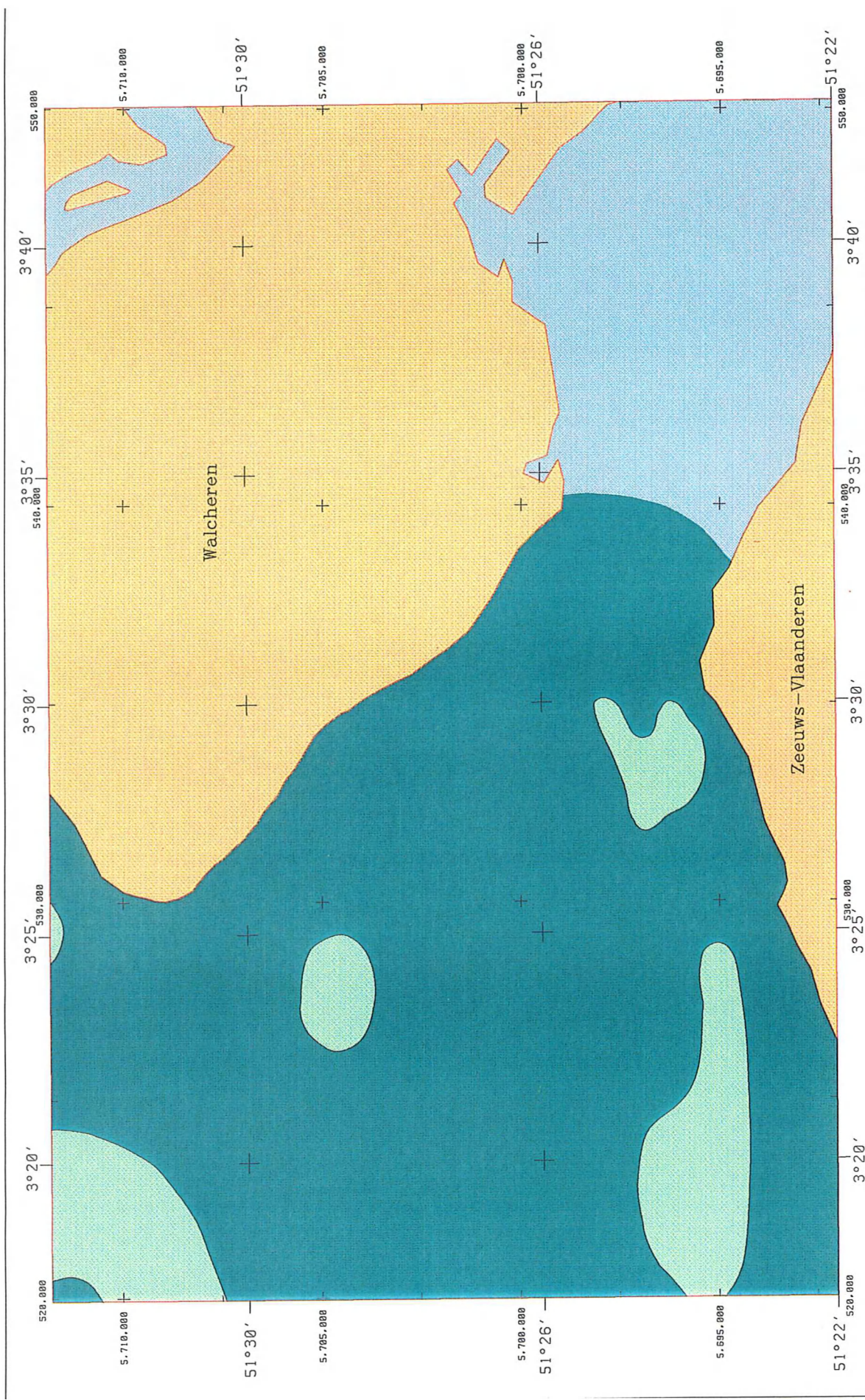


RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

Figuur 6.3c

STORENDE KLEILAGEN, METER 3

1:100.000
 10-100-3B

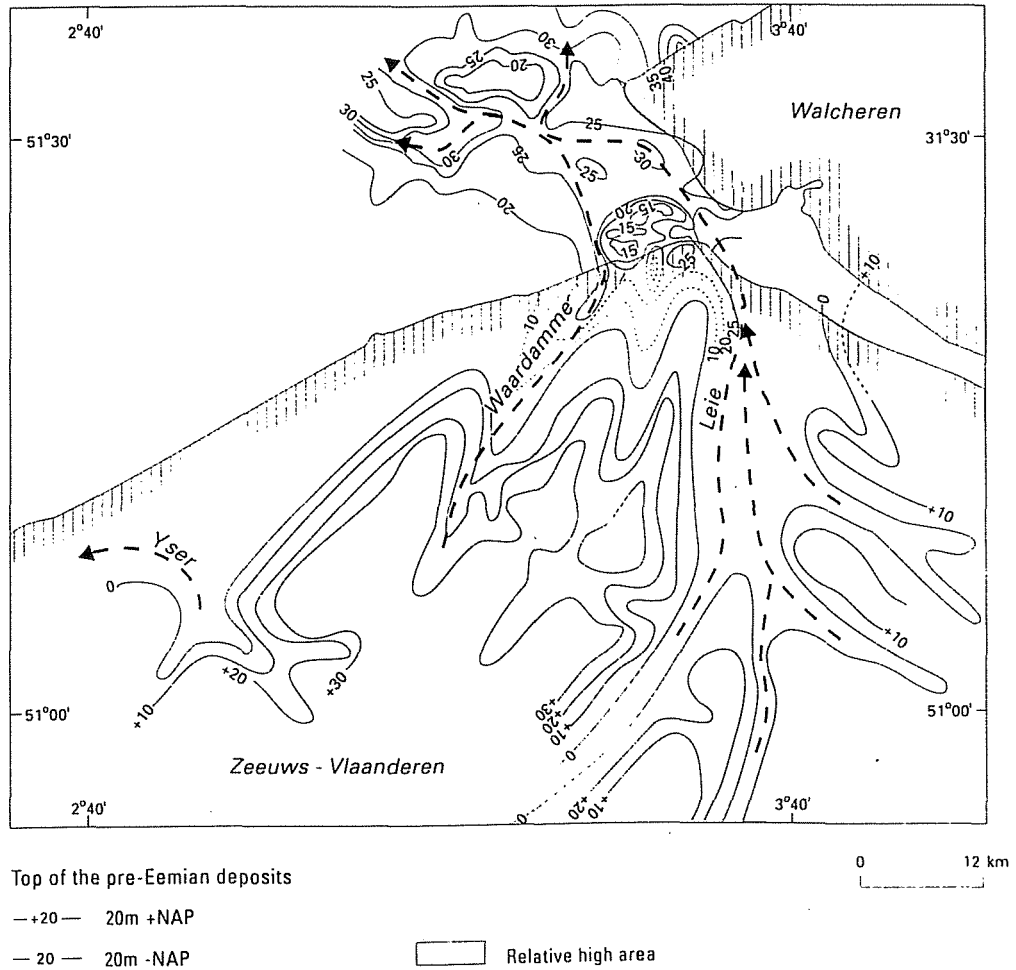


RIJKS GEOLOGISCHE DIENST
 PROGRAMMA 3 : MARIENE GEOLOGIE EN KUST

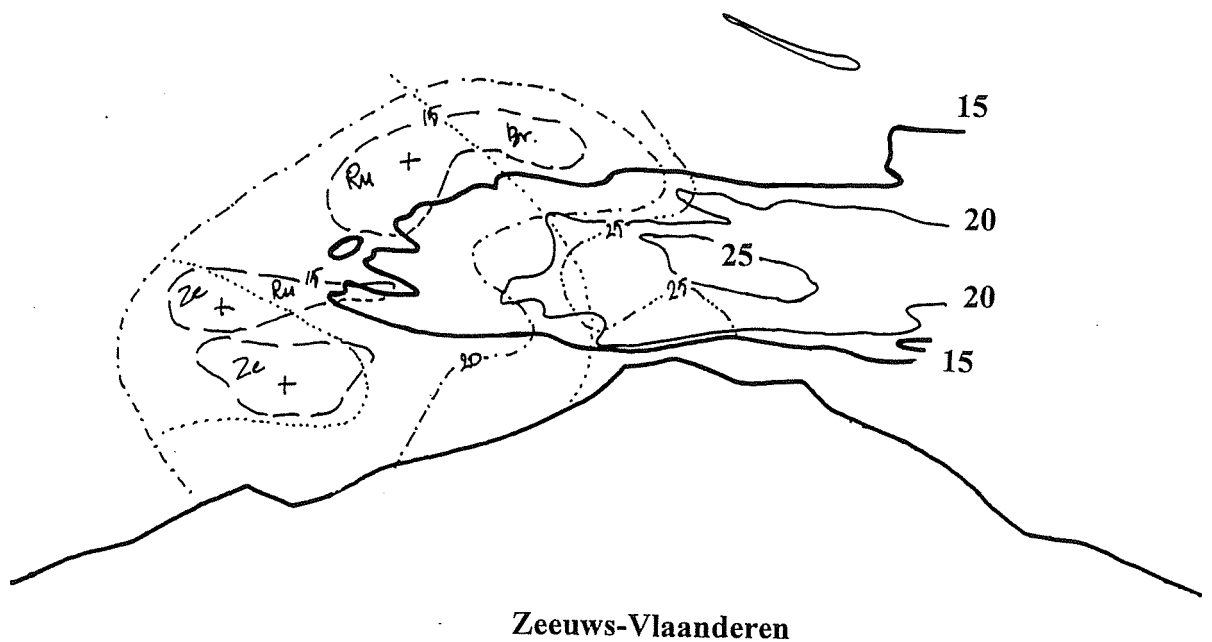
Figuur 6.3d

STORENDE KLEILAGEN, METER 4

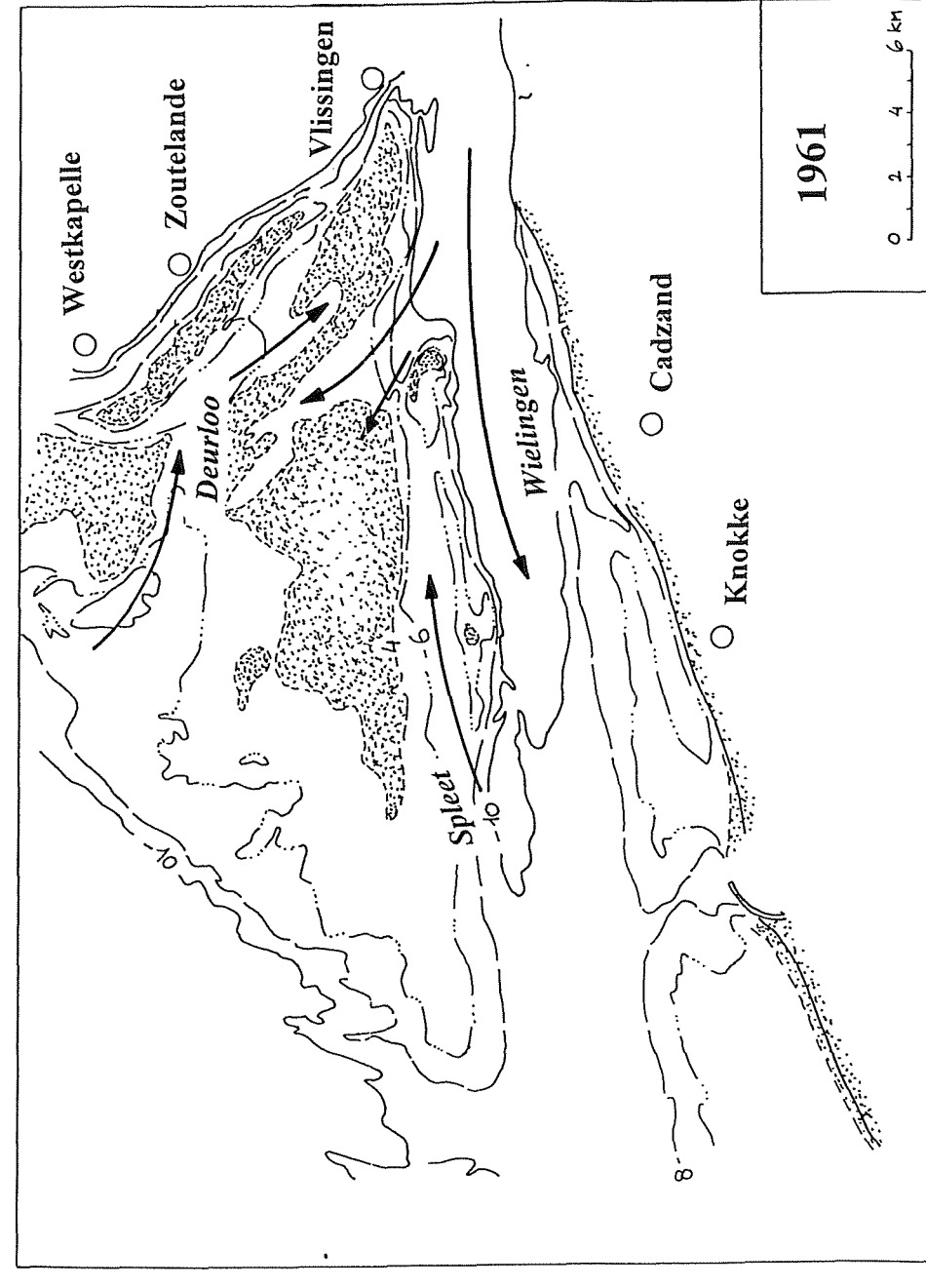
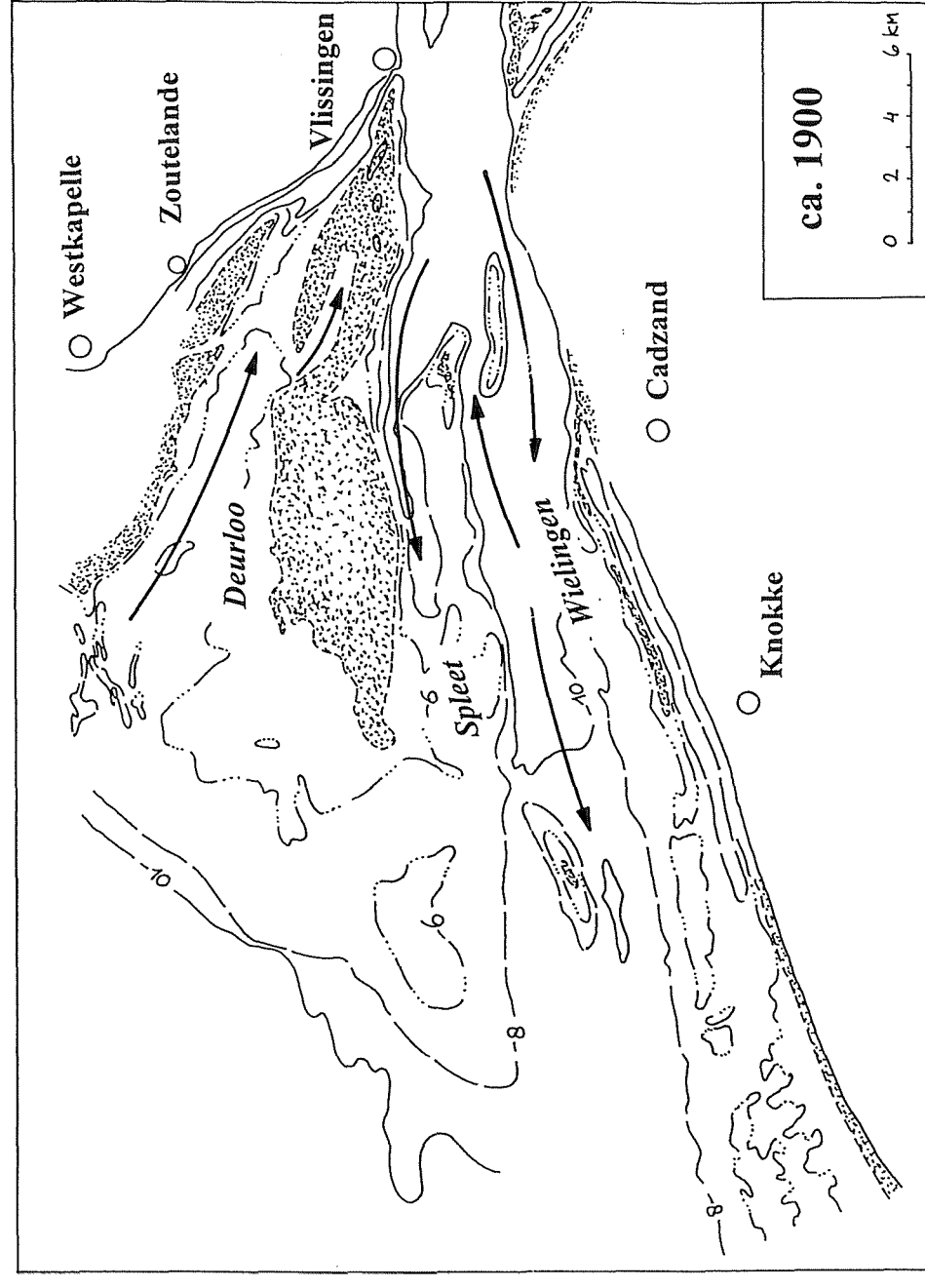
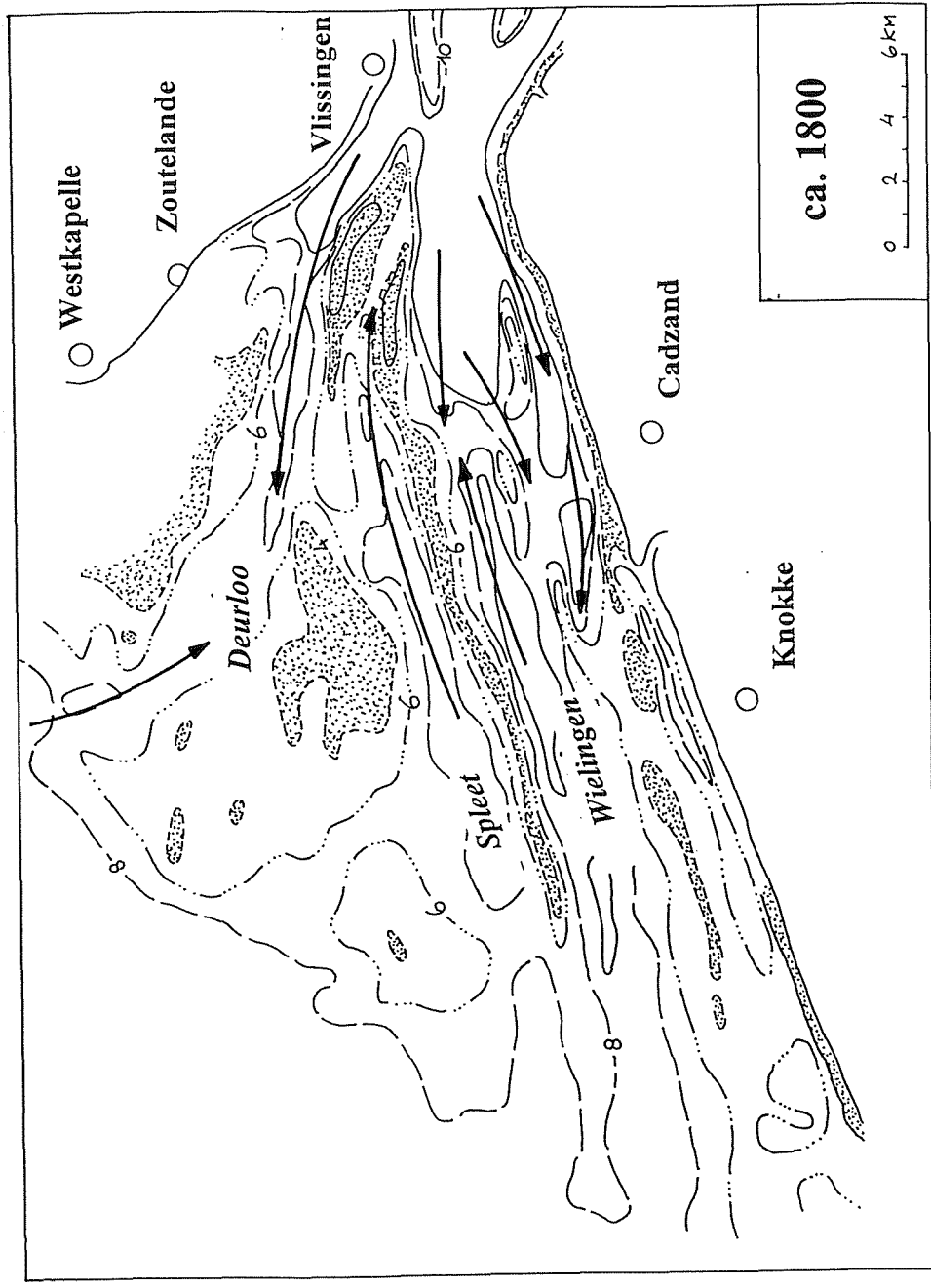
Scale 1 : 100.000	Sheet	Map 10-100V-08
-------------------	-------	----------------



Figuur 7.1. Reconstructie voor Zeeuws-Vlaanderen en de Westerscheldemonding van de morfologie van het landschap aan het begin van het Eemien. Duidelijk is de loop van de rivieren Leie en Waardamme door het gebied te zien. De rivieren stroomden om een hoog heen, dat heden ten dagen onder de Wielingen aangetroffen wordt. (Uit Ebbing en Laban, 1996.)



Figuur 7.2. Positie van een opduiking van Tertiaire afzettingen van de Formaties van Zelzate (Ze), Rupel (Ru), in dit geval de Boomse Klei, en Breda (Br), ten noorden van Zeeuws-Vlaanderen. De formatiegrenzen zijn gestippeld weergegeven. De diepteligging van de afzettingen ten opzichte van NAP is weergegeven door middel van gestreepte contourlijnen. De doorgetrokken lijnen zijn de dieptelijnen ten opzichte van NAP van de geul Wielingen. Duidelijk is te zien dat het diepste deel van de geul in het westen en noorden omsloten wordt door de Boomse Klei en afzettingen van de Formatie van Breda.



Figuur 8.1.

Morfologische kaartjes van de Westerscheldemond rond 1800, 1900 en in 1961. Het eb- of vloedschaar karakter van de geulen Wielingen, Spleet en Deurloo is met pijlen aangegeven. Pijlen in ebscharen wijzen naar zee, die in vloedscharen naar land. Zie tekst voor verdere uitleg. Figuren naar Van Cauwenberghe (1966).

15 Bijlagen

KUST 2000

BORING K2000-1

S11-96-358

UTM 5702575N/531911E

6.80 - NAP



BORING K2000-2

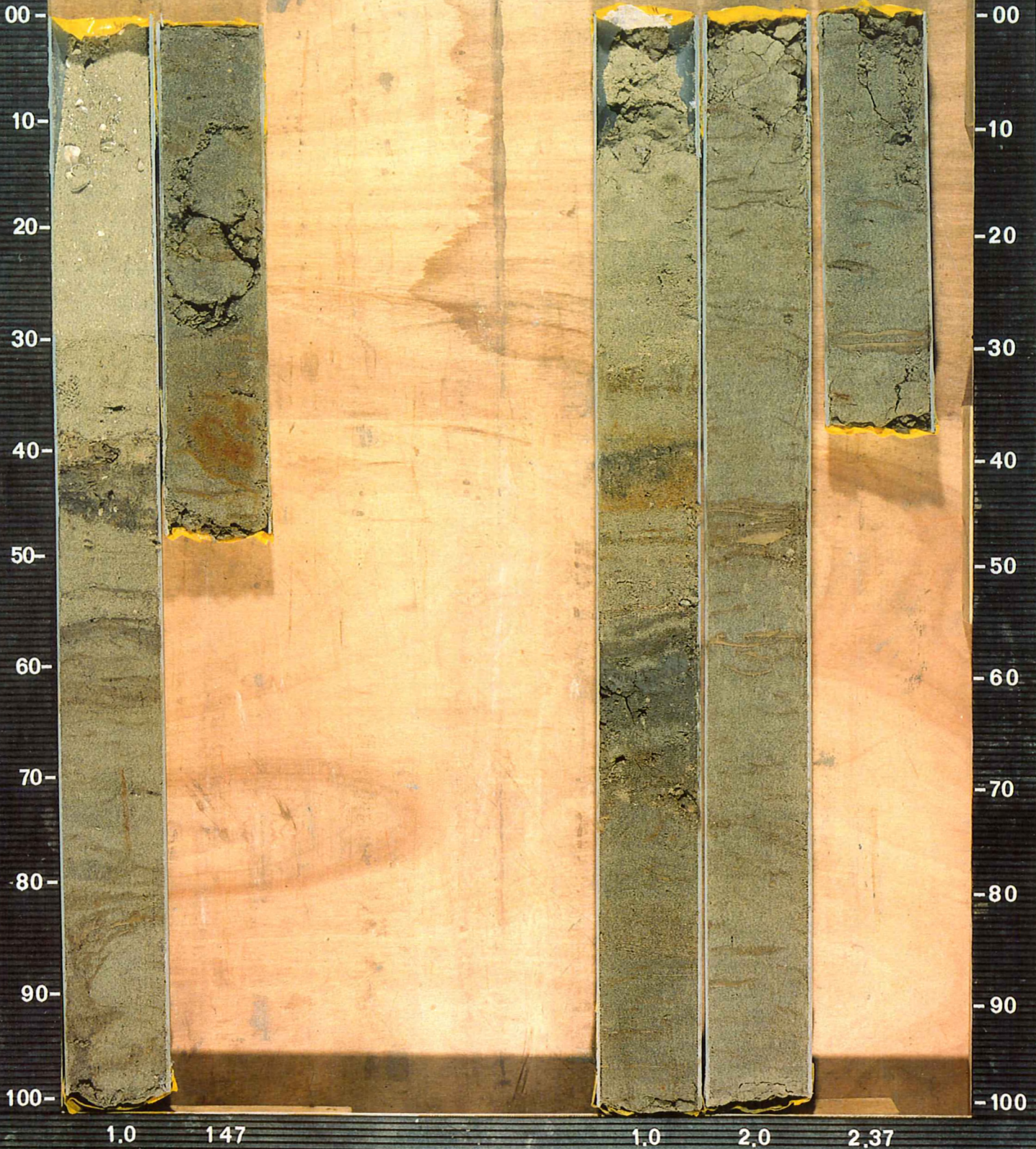
S11-96-359

UTM 5701834 N / 533840 E

6.00 - NAP

0.0 1.0

0.0 1.0 2.0



KUST 2000

BORING K2000-3

S11-96-360

UTM 5700655 N/532832E

5.50 - NAP



Nederlands Instituut
voor Toegepaste
Geowetenschappen TNO

BORING K2000-4

S11-96-361

UTM 5698545 N/533657E

14.10 - NAP



KUST 2000

BORING K2000-5

S11-96-362

UTM 5698269N/536258E

14.2 - NAP



Nederlands Instituut
voor Toegepaste
Geowetenschappen TNO

