

Dirk v. Malsdalen

Beschr. ID 214071

zw

**Meandergeometrie en
morfodynamisch gedrag
van estuariumgeulen**

**(onderzoek aan de hand van
literatuur en andere documentatie)**

**GEOMOR
86-2**

Inhoudsopgave:

Hoofdstuk 1	1
1.1 Inleiding.....	1
1.2 Werkwijze.....	2
Hoofdstuk 2: Meandergeometrie en meander- processen van rivieren.....	4
2.1 Inleiding.....	4
2.2 Meandergeometrie.....	6
2.3 Waterbeweging, schuifspanning, sedimentbeweging.....	10
Waterbeweging door een bocht.....	10
De stroomdraad.....	11
Bodemschuifspanning.....	12
Sedimentbeweging.....	13
2.4 Debietveranderingen.....	20
Inleiding.....	20
Verandering van de waterbeweging door een bocht ten gevolge van debietveranderingen.....	20
Hoofdstuk 3: Estuaria.....	28
3.1 Inleiding.....	28
3.2 Verschillen in de waterbeweging tussen rivieren en estuariumgeulen.....	28
3.3 Morfologie van estuariumgeulen.....	30
3.4 De relatie tussen hydrodynamische variabelen en de oppervlaktes van doorstroomprofielen.....	43

3.5 Relaties tussen getijkarakteristieke grootheden en de meandergeometrie van estuariumgeulen.....	60
Inleiding.....	60
Getijkarakteristieke grootheden en bochtstraal.....	60
Getijkarakteristieke grootheden en meanderlengte.....	62
3.6 Debietveranderingen in estuariumgeulen.....	80
Inleiding.....	80
Oorzaken van de veranderingen van de hydrodynamische omstandigheden.....	80
Geulen in de zeegaten van de Waddenzee.....	84
Het estuarium van de Westerschelde.....	97
Literatuurlijst.....	116
Gebruikte kaarten.....	121
Puntsgewijze samenvatting en conclusies.....	122
Algemene conclusie.....	127
Bijlage A: kaartbijlage Waddenzee	
B: kaartbijlage Westerschelde	

Voorwoord

Naar verwachting zullen na de voltooiing van de Stormvloedkering en de aanleg van de Compartimenteringsdammen de Phillipsdam en de Oesterdam in de Oosterschelde, veranderingen van de morfologie van het Oosterschelde estuarium optreden. Om voorspellingen te kunnen doen over de veranderingen in de toekomst, wordt reeds enkele jaren door de Deltadienst van Rijkswaterstaat onderzoek gedaan (project Geomor).

Om morfologische consequenties van de ingrepen in de Oosterschelde in het subtidal gebied (de geulen) te kunnen voorspellen, is een fysisch-mathematisch simulatiemodel ontwikkeld door het Laboratorium voor Vloeistofmechanica van de TH Delft. De opzet is om m.b.v. de kennis van hydrodynamische en sedimentologische processen in bochtige waterlopen met getijdebeweging en voorspellingen van de toekomstige getijdebeweging (d.m.v. het model WAQUA) sedimentatie en erosie in de geulen in de toekomstige situatie te simuleren.

Het resultaat van het modelonderzoek wordt gekoppeld en getoetst aan resultaten van een literatuuronderzoek, waarbij verbanden tussen de waterbeweging en de geulgeometrie in het horizontale vlak in estuariumgeulen onderzocht zijn en verklaard.

In het onderhavige rapport wordt verslag gedaan van het literatuuronderzoek.

Frans Berben
Den Haag, december 1985.

Hoofdstuk 1

1.1 Inleiding

In eerder verschenen rapporten (van Vechgel, 1977, en van Alphen, 1982) zijn reeds verwachtingen uitgesproken over de aanpassing van de geulen in de Oosterschelde na voltooiing van de stormvloedkering en de compartimenteringsdammen: Als gevolg van de veranderde waterbeweging i.c. de Kleinere getijvolumina treden verondiepingen en geulverleggingen op.

Het eerste gebeurt als gevolg van het streven van de geulen de dwarsdoorsneden te verkleinen; het tweede als gevolg van het streven van de geulen de meanderlengte te verkleinen.

De verwachtingen omtrent de aanpassing van de meanderlengtes zijn gebaseerd op een evenredig verband tussen het getijvolume en de meanderlengte (van Vechgel, 1977).

Een van de doelstellingen van deze literatuurstudie is na te gaan hoe in diverse estuaria het verband tussen de waterbeweging (uit te drukken in getijkarakteristieke parameters) en de meandergeometrie (uit te drukken in bochtstraal en meanderlengte) is en om verschillen en overeenkomsten tussen diverse estuaria te verklaren.

De waterbeweging en morfologie van de Oosterschelde zullen streven naar een nieuwe evenwichtssituatie. Een nieuwe evenwichtssituatie zal, naar verwachting, echter pas na vele honderden jaren bereikt worden. De belangrijkste vraag in dit onderzoek is daarom niet welke meanderlengtes de geulen in de Oosterschelde in de toekomst zullen hebben en welke de toekomstige dwarsdoorsneden zullen zijn; meer is van belang te kunnen voorspellen waar op korte termijn de sedimentatie- en erosieprocessen, die moeten leiden tot een andere meanderlengte en andere dwarsdoorsneden, beginnen.

Hiermee is een tweede doelstelling van deze literatuurstudie aangeduid nl. nagaan of in de bestaande literatuur aanwijzingen te vinden zijn hoe het aanpassingsproces van de geulen in estuaria aan nieuwe hydrodynamische omstandigheden in zijn werk gaat.

1.2 Werkwijze

Eerst wordt (in hoofdstuk 2) voor "rivieren" nagegaan welke de relaties zijn tussen de waterbeweging en de meandergeometrie en welke de processen zijn die ten grondslag liggen aan deze relaties. Dit omdat aangenomen wordt dat 1) aan de relaties in estuaria dezelfde processen ten grondslag liggen als aan de relaties in rivieren, 2) deze processen en relaties meer onderzocht zijn voor rivieren dan voor geulen in estuaria en 3) de uitwerking van de processen in rivieren minder gecompliceerd is dan in estuaria vanwege het ontbreken van een getijdebeweging.

Opgemerkt dient te worden dat de studie over de meandergeometrie en de meanderprocessen in rivieren niet uitputtend is; alleen die zaken zijn behandeld die met het oog op het doel van de literatuurstudie nl. inzicht verkrijgen in relaties tussen waterbeweging en morfologie en morfologische processen in geulen in estuaria, geacht worden relevant te zijn.

In hoofdstuk 3 wordt aandacht besteed aan:

1) De mechanismen die leiden tot de typische morfologie van geulen in estuaria (hoofdstuk 3.2).

2) De relatie tussen de waterbeweging, uitgedrukt in getijvolume en debiet, en de grootte van het doorstroomprofiel van geulen (hoofdstuk 3.5).

3) De relatie tussen de waterbeweging en de meandergeometrie, uitgedrukt in de bochtstraal en de meanderlengte (hoofdstuk 3.4).

4) De ontwikkeling van de geulen in het verticale maar vooral horizontale vlak in de Waddenzee en de Westerschelde na verandering van de waterbeweging in het verleden zowel t.g.v. natuurlijke processen als menselijke ingrepen. Dit om na te gaan of en hoe de geulen zich aanpassen aan de nieuwe hydrodynamische omstandigheden (hoofdstuk 3.6).

Ten behoeve van 1) is gebruik gemaakt van bestaande literatuur. Het bleek dat weinig literatuur bestaat over de onderwerpen behandeld in 2), 3) en 4). Daarom is gebruik gemaakt van hydrografische kaarten, waarnemingen uit veldonderzoek van stroomsnelheden, debieten,

getijvolumina enz., en (periodieke) verslagen van morfologische veranderingen in de onderzochte estuaria. In deze laatste worden veelal alleen opsommingen gegeven van morfologische veranderingen zonder zonder nader in te gaan op de oorzaken van deze veranderingen.

Gezien het korte tijdsbestek waarin het onderzoek afgerond moest zijn, is ervan afgezien pogingen te ondernemen om gegevens te verkrijgen van estuaria buiten Nederland. Derhalve zijn de relaties en processen alleen onderzocht voor de Waddenzee, Oosterschelde en de Westerschelde.

Hoofdstuk 2

Meandergeometrie en meanderprocessen van rivieren.

2.1 Inleiding

Over de processen die leiden tot het ontstaan van meanders zijn vele theorieën. Over het algemeen wordt aangenomen (o.a. Hooke, 1975) dat meanders ontstaan als gevolg van een verstoring van het onstabiele evenwicht in een rechte geul: Wanneer in een recht riviergedeelte een oneffenheid aan de bodem ontstaat, ontwikkelt deze oneffenheid zich verder tot een zandbank. Oneffenheden aan de bodem zouden kunnen ontstaan als gevolg van erosie van de oever (Friedkin, 1945).

Onderzoek (Engelund en Skovgaard, 1973, en Parker, 1976) toonde verder aan dat het ontstaan en de ontwikkeling van een dergelijke zandbank aan een kant van een rechte geul, het ontstaan van een zelfde zandbank aan de tegenoverliggende oever, een zekere afstand stroomafwaarts, bevordert enzovoort.

Het ontstaan van zandbanken gaat de vorming van meanders vooraf: De zandbanken worden groter en doen de stroming uitwijken tot tegen de tegenoverliggende oever. Op deze plaats treedt een begin van uitbocht op. Over het hele traject van de geul leidt dit proces uiteindelijk tot een serie meanders achter elkaar.

Het gehele systeem ontwikkelt zich tot een stabiel, dynamisch evenwicht, waarbij uiteindelijk de vorm van de meanders in het horizontale vlak niet meer verandert (Hooke, 1975). In dit systeem (zie figuur 1) is, in overeenkomstige punten op een lijn evenwijdig aan de dalas, de erosie aan de stroomopwaartse kant van de "point bar" even groot als de sedimentatie aan de stroomafwaartse kant, zo dat de meanders zich uniform stroomafwaarts verplaatsen.

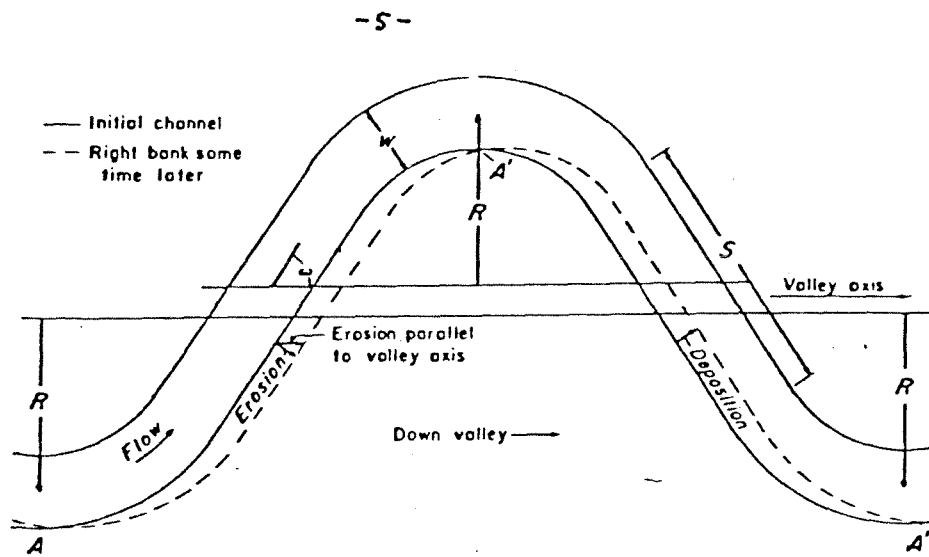


FIG. 1 —Requirements for uniform down-valley migration of meander bends

2.2. Meandergeometrie.

De geometrie van een meanderende rivier, die beschreven kan worden d.m.v. de parameters breedte, diepte, straal van de bocht en meanderlengte, is een functie van de afvoer, de sedimenteigenschappen van bodemmateriaal en oevermateriaal en de helling. Enkele onderzoekers noemen ook nog m.b.t. de geometrie, het sedimenttransport als onafhankelijke variabele. Echter door Ackers en Charlton (1970) is gevonden dat het sedimenttransport niet veel invloed heeft op de geometrie.

Men is van mening dat de vorm en het patroon van een rivier, met de andere parameters (bijv. sedimenteigenschappen) constant, bepaald en in stand gehouden worden door een zgn. dominante afvoer. De afvoer die zowel uit oogpunt van effectiviteit als vanwege de frequentie aangemerkt wordt als dominante afvoer, is de bankfull discharge (Wolman en Miller, 1960). Dit is de afvoer die optreedt wanneer het water in de rivier reikt tot aan de bovenkant van de oever. Deze afvoer komt eens per een of twee jaar voor.

Algemeen wordt aangenomen dat er een vaste lineaire relatie bestaat tussen de breedte van de rivier en de straal van de bocht. Theoretische achtergrond voor deze vaste verhouding wordt geleverd door Bagnold (1960), die vond dat de stromingsweerstand in een bocht een minimum bereikt, wanneer de verhouding tussen straal en breedte 2 a 3 is. De toename van de weerstand wanneer de verhouding straal/breedte kleiner dan twee wordt, wordt verklaard door het verschijnen van een separatiezone aan de convexe oever na de bochtapex. Daardoor wordt de effectieve geulbreedte verkleind en ontstaan neren die de stromingsweerstand doen vergroten.

Ook Hickin (1974) toonde aan dat de waarde 2 voor de verhouding straal/breedte een kritieke waarde is. Hij vond nl. dat de plaats van de maximale erosie in een bocht verlegd wordt wanneer de verhouding straal/breedte op die plaats een waarde van ongeveer twee bereikt. De reden hiervoor is de snel toenemende stromingsweerstand bij straal/breedte kleiner dan 2.

Er is in de loop der jaren veel onderzoek gedaan naar empirische relaties tussen bovengenoemde variabelen. Leopold en Wolman (1960) vonden voor 50 rivieren dat de verhouding tussen de gemiddelde bochtstraal en de breedte gemiddeld een waarde had van 3,1 met $2/3$ tussen

1,5 en 4,3. Leopold en Wolman (1960) vonden verder dat er een goede empirische relatie bestaat tussen de meanderlengte van de rivier en de straal:

$$\text{meanderlengte} = 4,7 \cdot \text{straal}^{0,98}$$

Wanneer nu de vaste verhouding straal/breedte (= 2 a 3) gesubstitueerd wordt in deze uitdrukking dan:

$$\text{meanderlengte} = 8 \text{ à } 12 \cdot \text{breedte}$$

Deze min of meer theoretisch afgeleide lineaire verhouding wordt ook uit metingen van breedte en meanderlengte van rivieren gevonden (Dury, 1965, Leopold en Wolman, 1960).

De vorm van de dwarsdoorsnede van een rivier, uitgedrukt in de verhouding tussen breedte en diepte, en daarmee de breedte op zich, zijn bij constante afvoer, afhankelijk van de sedimenteigenschaften. Schumm (1968) voerde regressie-analyses uit tussen aan de ene kant de breedte van de rivier en aan de andere kant de gemiddelde jaarlijkse afvoer en het aandeel van de siltfractie (percentage deeltjes <74 µm.) in het bodemmateriaal. Als resultaat vond hij dat:

$$\text{breedte} \approx \frac{\text{afvoer}^{0,58}}{\% \text{ siltfractie}^{0,37}}$$

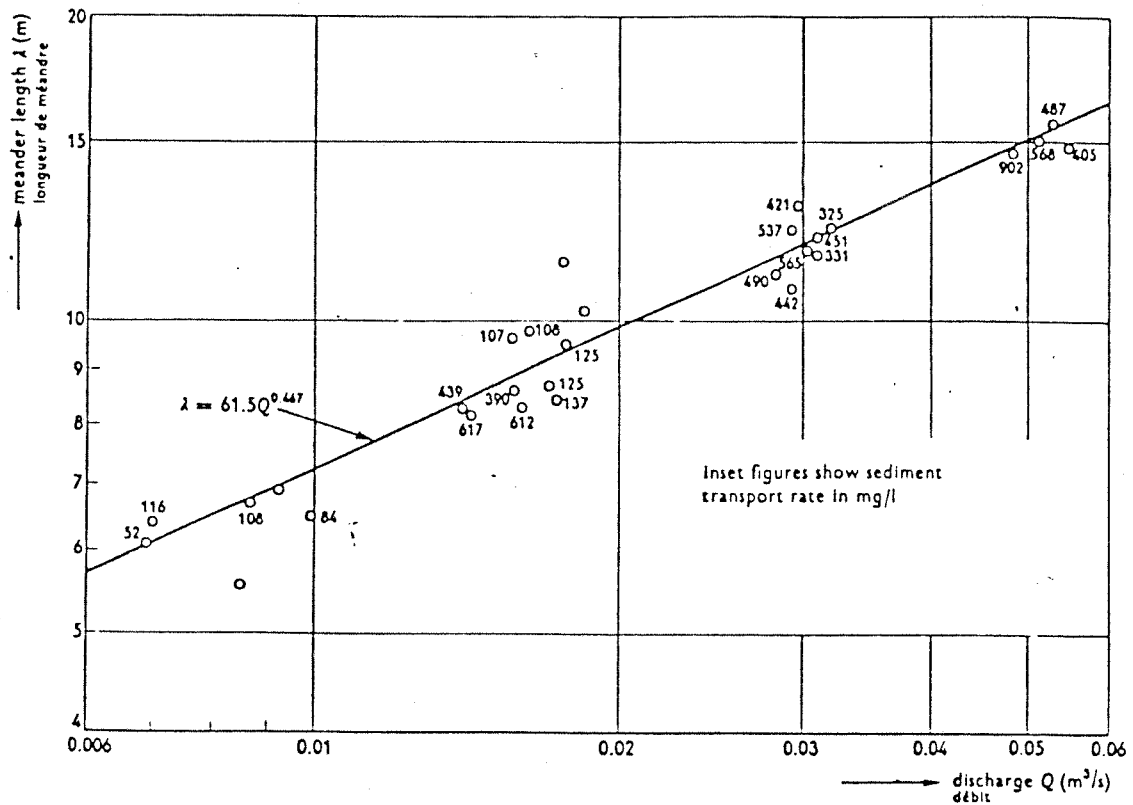
Deze vergelijking toont de invloed van de sedimenteigenschaften op de breedte van de rivier aan. Vanwege het directe verband tussen breedte en meanderlengte beïnvloeden de sedimenteigenschaften ook de relatie tussen afvoer en meanderlengte. Schumm (1969) vond:

$$\text{meanderlengte} \approx \frac{\text{afvoer}^{0,49}}{\% \text{ siltfractie}^{0,74}}$$

Schumm concludeerde dat er een significante relatie bestaat tussen de meanderlengte en de afvoer; echter, de meanderlengte kan bij constante afvoer aanzienlijke variaties vertonen, afhankelijk van de sedimenteigenschappen, hier uitgedrukt in het percentage van de siltfractie in het totale bodemsediment. Deze positieve relatie tussen meanderlengte en afvoer is ook gevonden door andere onderzoekers, zowel d.m.v. metingen aan rivieren als uit proeven in het laboratorium. Zie figuren 2 en 3 (Ackers en Charlton, 1970, Dury, 1965).

Door de invloed van de sedimenteigenschappen op de meanderlengte dient men, wanneer men wil afleiden hoe de meanderlengte zich ontwikkelt bij toenemende of afnemende afvoer, ook te onderzoeken in welke richting de sedimenteigenschappen veranderen. Wanneer de afvoer toeneemt, maar tegelijkertijd het percentage van de siltfractie in het bodemsediment afneemt, is het duidelijk wat er gebeurt: De meanderlengte neemt toe. Wanneer de afvoer afneemt en het percentage van de siltfractie neemt toe, dan neemt de meanderlengte af. Er zijn echter omstandigheden te bedenken (Schumm, 1969) waarbij de afvoer toeneemt en het percentage van de siltfractie tegelijkertijd ook. In dit geval is het niet duidelijk hoe de meanderlengte zich aanpast, omdat de invloeden van de afvoer en het fijne bodemsediment op de meanderlengte tegengesteld zijn.

De invloed van de helling uit zich in een groter worden van de meanderlengte bij toenemende helling. Dit blijkt o.a. uit laboratoriumproeven van Friedkin (1945).



Variation of λ with Q , in 0.15 mm sand.

Fig 2

λ en fonction de Q (sable de 0,15 mm).

Fig. 2 : Relatie tussen meanderlengte en afvoer in 0,15 mm zand (bron Ackers en Charlton, 1970) (laboratorium).

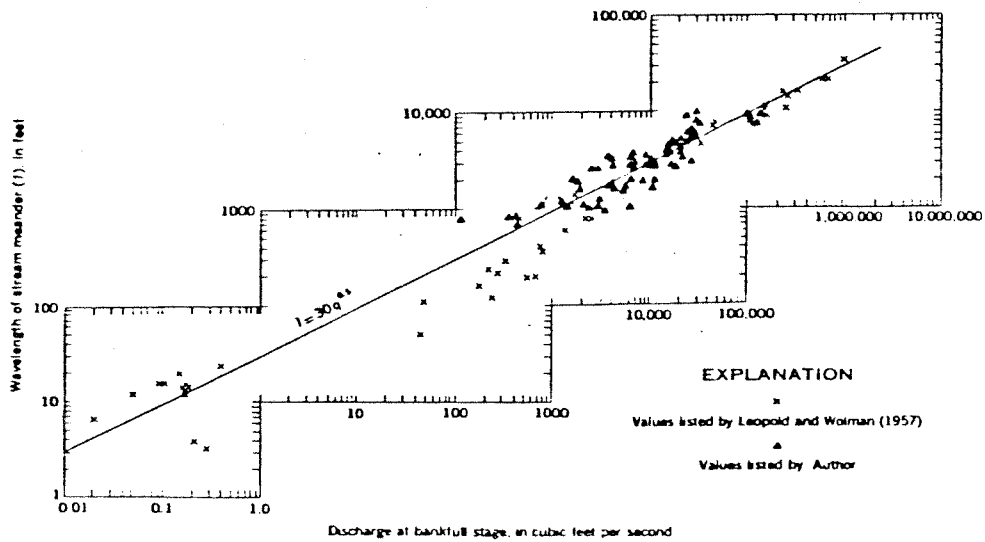


Fig. 3 Relatie tussen meanderlengte en afvoer bij "bankfull" afvoer (bron Dury, 1965) (Rivieren)

2.3. Waterbeweging, schuifspanning, sedimentbeweging.

Waterbeweging door een bocht (Falcon, 1984, v. Alphen e.a., 1983 en figuur 4)

Bij de stroming door een bocht ondervinden de waterdeeltjes vanwege het traagheidseffect, een centrifugale kracht, die loodrecht staat op de hoofdstroom en gericht is naar de buitenbocht. De centrifugale kracht zorgt voor een versnelling van de waterdeeltjes die gelijk is aan:

$$v^2/r$$

waarin: v = snelheid in m/s langs de hoofdstroom, r = bochtstraal in m.

Er ontstaat een stroming naar de buitenbocht toe, loodrecht op de hoofdstroming, en als gevolg daarvan een verhang gericht naar de binnenbocht toe. Daardoor wordt er een drukgradient dp/dr opgebouwd die, wanneer de druk als hydrostatisch wordt aangenomen, lineair evenredig is met dH/dr , met H = waterhoogte in m.

De centrifugale kracht neemt af met de diepte, terwijl de drukkracht constant blijft. Dit schept de situatie dat aan het wateroppervlak de centrifugale kracht groter is dan de drukkracht, en aan de bodem de centrifugale kracht kleiner is dan de drukkracht, waardoor aan de bodem water naar de binnenbocht stroomt. Vanwege de continuïteit moet er door een verticaal vlak, evenwijdig aan de hoofdstromingsrichting, evenveel water onderin het profiel richting binnenbocht stromen als bovenin richting buitenbocht.

Vanwege de verschillende snelheden van de waterlagen boven elkaar, is er nog een derde kracht in het spel nl. de schuifspanningskracht. De evenwichtsformule wordt nu:

$$dH/dr - v^2/gr = 1/\gamma * d\tau_{rv}/dz$$

waarin γ = het specifieke gewicht van de vloeistof in N/m^3 , en $d\tau_{rv}/dz$ = verticale gradient van de radiale schuifspanning in $N/m^2 * m$.

Er bestaat een faseverschil tussen de variatie van de centrifugale kracht en de ontwikkeling van de secundaire stroming als gevolg van de traagheidsterm in de bewegingsvergelijking (zgn. convectie van de secundaire stroming door de hoofdstroom): $v dv/ds$. Daardoor "kost

het enige afstand" voordat de secundaire stroming maximaal ontwikkeld is, en kan het gebeuren dat de secundaire stroming zelfs nog (in het begin van de bocht) tegengesteld ontwikkeld is zodat aan het wateroppervlak de secundaire stroming naar de binnenbocht gericht is en aan de bodem naar de buitenbocht. De secundaire stroming is maximaal ontwikkeld, korte afstand stroomafwaarts van de bocht.

De stroomdraad

In het algemeen wordt waargenomen dat de stroomdraad in een bocht langs de binnenbocht ligt in het stroomopwaartse gedeelte van de bocht, en bij de bochtapex of in het stroomafwaartse gedeelte de as van de rivier oversteekt naar de buitenbocht, waar het water ook de hoogste snelheden bereikt (Bridge en Jarvis, 1982, Dietrich e.a., 1979, Callandar, 1978, v.Alphen e.a., 1983).

Deze wijziging van de snelheidsverdeling in de dwarsdoorsnede is het gevolg van de combinatie van een aantal factoren. De belangrijkste factoren zijn:

- De bochtwerking. Door de centrifugale kracht ondervinden de vloeistofdeeltjes een kracht naar de buitenbocht toe gericht. Het gevolg is dat de stroomlijnen afgebogen worden naar de buitenbocht toe. Door convergentie van stroomlijnen aan de buitenbocht wordt de stroming versneld.

- Met de ontwikkeling van de secundaire stroming (maximaal na de bochtapex) neemt ook de invloed van de secundaire stroming op de hoofdstroming toe. Die invloed bestaat daarin dat door overdracht van langsimpulsie in radiale richting de stroomsnelheden naar de buitenbocht toe bovenin het verticale profiel toenemen. Het gevolg is dat de stroomdraad naar de buitenbocht verplaatst wordt.

- van Alphen e.a (1983) wijzen op de belangrijkheid van de zich wijzigende beddingmorfologie en de traagheid waarmee de waterbeweging op deze veranderingen reageert. Wanneer de traagheid geen invloed zou hebben op de waterbeweging dan zou de snelheidsverdeling in elke dwarsdoorsnede overeen komen met de lokale bocht- en beddinggeometrie. Dit betekent dat de hoogste snelheden boven het diepste deel van de bedding zouden optreden. Door de traagheid past de waterbeweging zich langzamer aan aan de beddingmorfologie waardoor de stroomdraad stroomopwaarts van de bocht aan de binnenbocht, bij een relatief ondiep deel van de bedding, ligt. Daarnaast speelt het tot stand komen van het dwarsverhang een rol. Het instellen van het dwarsverhang

heeft stroomopwaarts van de bocht een relatief groot langsverhang aan de binnenbocht en een relatief klein langsverhang aan de buitenbocht tot gevolg, hetgeen versnellend werkt op de waterbeweging in de binnenbocht en vertragend op de waterbeweging in de buitenbocht. In het stroomafwaartse gedeelte van de bocht heeft het verdwijnen van het dwarsverhang juist het tegenovergestelde effect.

Bodemschuifspanning:

Veranderingen in de vorm en het patroon van rivieren zijn het gevolg van erosie en sedimentatie. Deze processen zijn nauw verbonden aan de verdeling van het sedimenttransport, welke in sterke mate afhankelijk is van de grootte en de verdeling van de bodemschuifspanning en de variatie van deze parameters met de afvoer.

Door onderzoekers worden in het algemeen twee methoden toegepast om de bodemschuifspanning in een rivier te berekenen:

1) De verticale variatie in de snelheid nabij de bodem die men bepaalt uit snelheidsmetingen:

$$V = \frac{V_*}{K} \ln \left(\frac{H}{H_0} \right) \text{ met } V_* = \sqrt{\tau_b / \rho}$$

V = stroomsnelheid (in hoofdstromingsrichting) op bepaald punt in de verticaal (m/s), V_* = schuifspanningssnelheid in m/s, τ = de plaatselijke bodemschuifspanning in N/m^2 , H_0 = een ruwheidsparemeter, K = de Von Karman constante = 0,4 en ρ = de dichtheid van water in Kg/m^3 .

Met bekende waarden voor V en H wordt H_0 bepaald. Uit de formule volgt de waarde voor V_* , en vervolgens de waarde voor τ .

2) Meting van het verhang in langsrichting en de waterhoogte d.m.v. $\tau_b = \rho g H i$ met i = verhang van de energielijn. In plaats van het verhang van de energielijn voor i , wordt ook wel de locale helling van het wateroppervlak genomen.

De tweede methode wordt gebruikt in rivieren met bodemvormen. Het snelheidsprofiel ondervindt nl. invloeden van de bodemvormen en geeft daardoor geen representatieve waarden.

In een bocht bestaat er een secundaire stroming met een snelheidscomponent nabij het bodemoppervlak loodrecht op de hoofdstroom en naar de binnenbocht toe. Daardoor heeft ook de bodemschuifspanning een component loodrecht op de hoofdstroom, die werkt naar de binnenbocht toe. Af te leiden valt dat de bodemschuifspanning in de radiaalrichting is:

$$\tau_b^r = \gamma \frac{H}{2} \tau_b^t$$

τ_b^t = bodemschuifspanning in tangentiële richting en γ loopt voor een Chezy-waarde traject van 30-80 op van 9,3 tot 11,3.

Uit onderzoeken (Ippen en Drinker, 1962, Bridge en Jarvis, 1982, Dietrich et al., 1979, Hooke, 1975) blijkt dat de ruimtelijke verdeling van de bodemschuifspanning in de dwarsdoorsneden van de geul, overeenkomt met de ruimtelijke verdeling van de snelheid: Het strook met de hoogste bodemschuifspanning ligt bij de binnenbocht voor de apex van de bocht, en steekt verder stroomafwaarts de as van de geul over naar de buitenbocht waar de maximale waarden bereikt worden (figuur 6a en 7a). De oorzaken daarvan zijn volgens Bathurst (1979) a) de convergentie van de stroomlijnen door de centrifugale kracht op die plaats, met als gevolg een versnelling van de stroming, en b) tevens een neerwaartse beweging van water t.g.v. de secundaire stroming.

Sedimentbeweging:

De sedimentbeweging is in sterke mate afhankelijk van de grootte en de verdeling van de bodemschuifspanning. Hooke (1975) voerde in het laboratorium metingen van de bodemschuifspanning en het zandtransport aan de bodem uit in een kunstmatig vervaardigde meanderbocht. Hij vond dat de verdeling van het sedimenttransport over de dwarsdoorsneden van de geul overeenkomt met de verdeling van de bodemschuifspanning (figuur 6a en 6b): De strook

waarin het meeste sedimenttransport plaatsvindt, ligt aan de binnenbocht voor de bochtapex en steekt verder stroomafwaarts de geul over naar de buitenbocht. Maxima liggen aan het begin van de binnenbocht en aan de buitenbocht na de bochtapex.

Dietrich e.a. (1979) deden veldmetingen in een meander van een kleine rivier (bankfull discharge $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$; de gemiddelde breedte 5,5 m.; de gemidd. diepte 0,6 m.) tijdens een periode van relatief constante hoge afvoeren (figuur 7). Uit berekening van de bodemschuifspanning en metingen van de sedimentafvoer, afgeleid uit de verplaatsing van bodemvormen, blijkt dat de ruimtelijke verdeling van de bodemschuifspanning en van de sedimentafvoer overeenkomen en dat de ruimtelijke verdeling van deze parameters nagenoeg overeenkomt met resultaten uit de laboratoriumproeven van Hooke (1975). Het niet exact overeenkomen van de plaatsen van maximale bodemschuifspanning en sedimenttransport voor wat betreft de strook tussen de meetpunten 10 en 14 en meetpunten 20 en 22, is volgens Dietrich e.a. (1979) te wijten aan een verminderde verhouding tussen het zandtransport d.m.v. bodemvormen en het bodemtransport.

De richting van het sedimenttransport aan de bodem, wordt o.a. beïnvloed door de richting van de secundaire stroming. In een bocht is de secundaire stroming aan de bodem naar de binnenbocht gericht. Dit heeft tot gevolg dat zowel het bodemtransport een richtingscomponent naar de binnenbocht toe heeft, als het gesuspendeerd materiaal dat vlak boven de bodem getransporteerd wordt (en vlak boven de bodem de hoogste concentraties bereikt).

Met behulp van wat bekend is over de verdeling van het sedimenttransport over de dwarsdoorsneden van de geul, het verloop daarvan door de bocht en de richting van het transport aan de bodem, kan het proces van erosie en sedimentatie in een bocht verklaard worden (zie figuur 8).

Het sedimenttransport neemt langs de buitenbocht, in het traject AA', in de richting van het sedimenttransport toe. Dit betekent dat langs de buitenbocht in dit traject erosie optreedt. In de binnenbocht, het traject BB', vindt in de richting van het sedimenttransport een afname plaats van het sedimenttransport; hier vindt dus sedimentatie plaats. Bij dit proces verandert de breedte van een rivier in evenwicht niet: Het netto volume van de erosie aan de buitenbocht is gelijk aan het netto volume van de sedimentatie aan de binnenbocht.

Opgemerkt dient te worden dat het proces van sedimentatie en erosie niet zo eenvoudig is zoals het hier beschreven wordt. Zo zijn er nog meer factoren die invloed hebben op de processen (een neerwaartse stroming, van sedimentarm water aan de buitenbocht (t.g.v. secundaire stroming) welke erosie van de buitenbocht bevordert, een separatiecel aan de binnenbocht, door loslaten van de stroming daar ontstaan, en een vertraging aan de binnenoever t.g.v. het verdwijnen van het dwarsverhang welke de sedimentatie bevorderen.

Uit laboratoriumproeven van Friedkin (1945) met behulp waarvan hij het sedimenttransport in meanderbochten bestudeerde, bleek dat het bodemmateriaal, dat door de bocht getransporteerd wordt, aan dezelfde kant van de geul waar het geerodeerd werd, blijft, en slechts een korte afstand aflegt tot aan de eerste convexe zandbank stroomafwaarts. Slechts een kleine hoeveelheid zand, geerodeerd aan de concave oever, bereikt de convexe zandbank aan de andere kant van de geul.

In een geul met bodemvormen is de orientatie van de kam van die bodemvormen t.o.v. de stroomrichting niet constant (Dietrich e.a., 1979). De orientatie verandert geleidelijk met de migratie van die bodemvormen door de bocht (figuur 9). De kammen van de bodemvormen aan de rechterkant van de geul, stroomopwaarts van de bocht hebben een convexe vorm. Het meest vooruitgeschoven deel correspondeert met de plaats van de grootste bodemschuifspanning en het hoogste sedimenttransport in de dwarsdoorsnede. Omdat het sedimenttransport het grootst is op die plaats, is ook de migratie van de bodemvormen daar het snelst. Waar de stroomlijnen van maximale snelheid en plaats van grootste bodemschuifspanning naar de buitenbocht verschoven zijn, is hetzelfde beeld te zien: Het centrale deel van de bodemvormen verplaatst zich het snelst en de kam wordt convex in de stroomafwaartse richting.

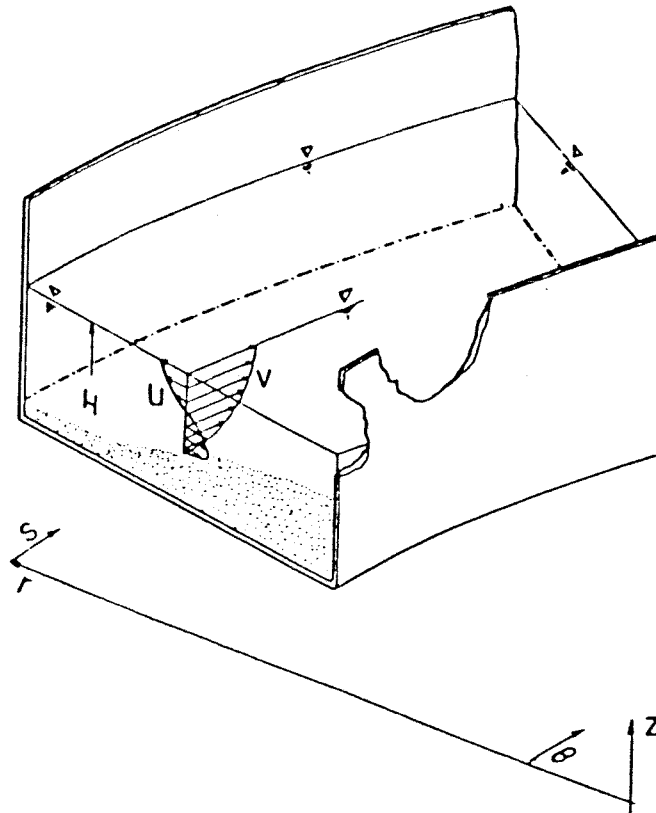
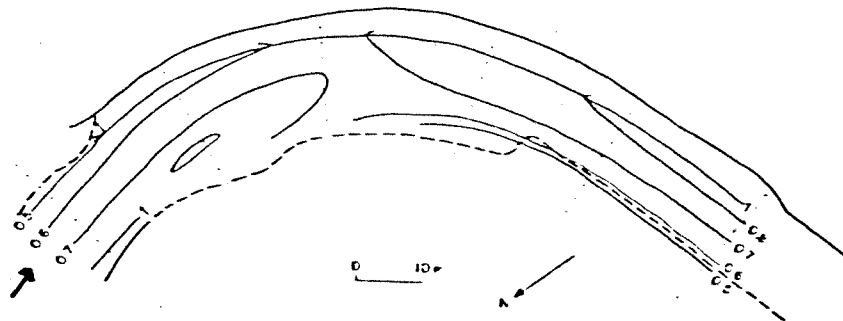
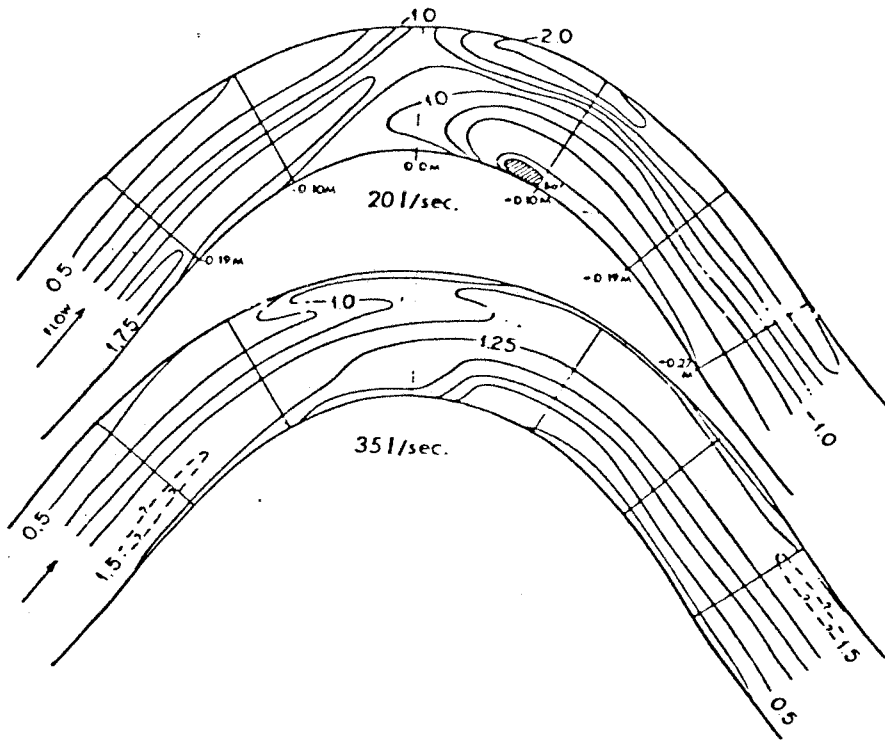


Figure 4 Definition sketch for curved channel flow.

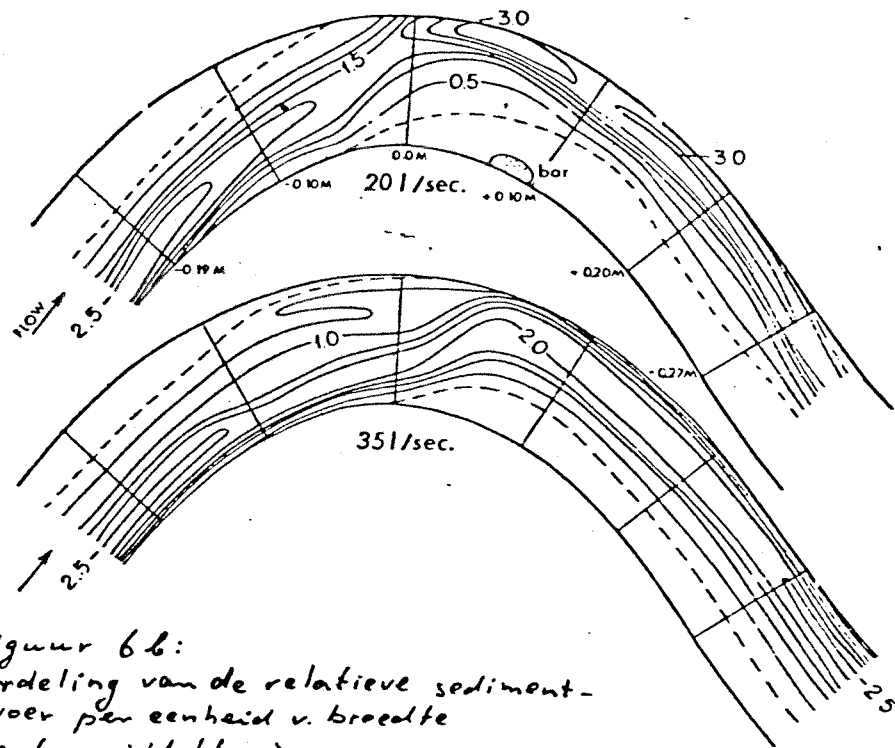


Figuur 5 De contourlijnen van de gemiddelde snelheid, gemeten door Bridge en Jarvis, 1982, in een bocht van de rivier de South Esk, Schotland, bij een afvoer van $19.6 \text{ m}^3/\text{s}$.



Figuur 6a

De verhouding tussen de lokale T_b en de T_f gemiddeld in een bocht. Contourlijnen oplopend met 0,25.
Laboratoriumproeven van Hooke (1975).



Figuur 6b:
Verdeling van de relatieve sediment-
afvoer per eenheid v. breedte
($q / \text{gemiddelde } q$).

Bron: Hooke, 1975.

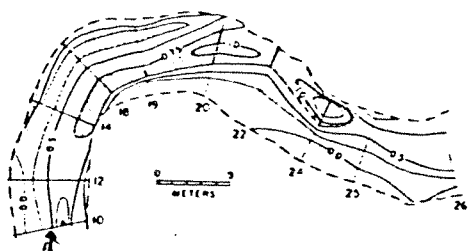


FIG. 7a—Boundary shear stress distribution. Measured distribution computed from velocity profiles. Discharge varied between 0.7 and 0.8 times bankfull during the measurements, and each computed stress is normalized by the mean total boundary shear stress in the downstream direction.

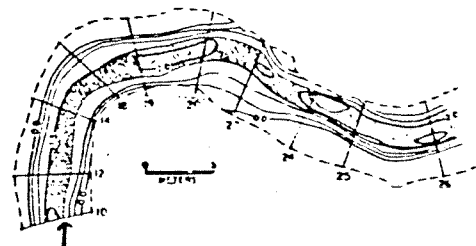
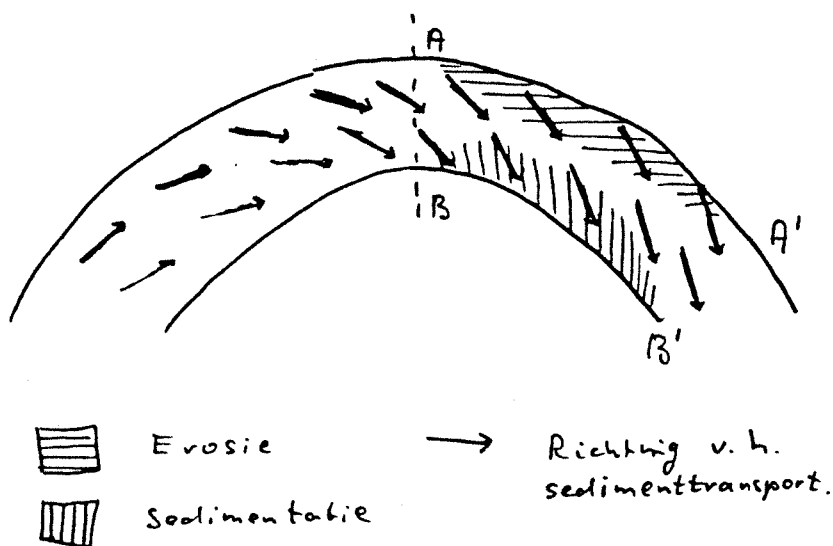
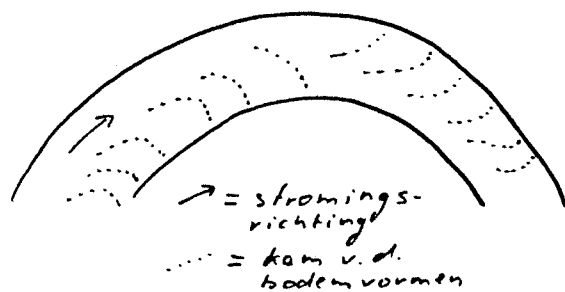


FIG. 7b—Bedload transport computed from downstream rates of bedform movement. The data are normalized by the mean bedload transport for the stage of measurement. Discharge ranged from 0.8–1.2 times bankfull and sediment transport ranged from 43–137 cm^3/sec (assuming a porosity of 0.3). Small dotted line between sections 18 and 22 is the local position of the right edge of water during stage of measurement.



Figuur 8

Erosie en sedimentatie in een bocht.



Figuur 9.

Orientatie van de kam van de bodemvormen in een bocht. Naar metingen van Dietrich e.a. (1979).

2.4. Debietveranderingen

Inleiding

In het voorgaande is aangetoond wat de invloed van de waterbeweging en de bodemschuifspanning op de processen van sedimentatie en erosie in een meanderbocht is. Om na te kunnen gaan hoe de rivier zich in het horizontale vlak aanpast wanneer debietveranderingen optreden is het van belang na te gaan of en hoe de waterbeweging, de ruimtelijke verdeling van de bodemschuifspanning en de sedimentbeweging veranderen. Hieraan zal in dit hoofdstuk aandacht worden besteed. Nagegaan zal worden of en hoe bij veranderd debiet het erosie- en sedimentatiepatroon zich wijzigt en of de aanpassing van de straal en de meanderlengte aan het nieuwe debiet door het veranderd erosie- en sedimentatiepatroon verklaard kunnen worden.

Verandering van de waterbeweging door een bocht ten gevolge van debietveranderingen.

Bridge en Jarvis (1982) hebben snelheidsmetingen uitgevoerd in een bocht van de rivier de South Esk in Schotland. In de meetperiode bleek de afvoer te variëren van zeer laag tot "over bankflow". Aan de hand van de resultaten van de snelheidsmetingen bij de verschillende afvoeren kan nagegaan worden of en hoe de ruimtelijke verdeling van de snelheid varieerde (zie figuur 10). Bij alle afvoeren werd wat betreft de snelheidsverdeling hetzelfde patroon waargenomen, een patroon dat ook reeds in hoofdstuk 2.3 aangeduid is: De plaats met de hoogste gemiddelde snelheid verplaatst zich van dichtbij de binnenbocht in het stroomopwaartse deel van de bocht naar de buitenbocht in het stroomafwaartse gedeelte. Tevens is te zien dat naarmate de afvoer lager wordt, de stroomlijnen met de hoogste snelheid de buitenbocht verder stroomopwaarts bereiken. De plaats met de maximale snelheden langs de buitenbocht komt meer stroomopwaarts te liggen. De voornaamste oorzaak voor deze verandering van de snelheidsverdeling is de afnemende invloed van de traagheid bij lagere snelheden (die met een afvoervermindering gepaard gaan). De stroomdraad verschuift sneller naar de diepere delen van de bedding.

Verandering van de ruimtelijke verdeling van de bodemschuifspanning t.g.v. debietveranderingen.

De veranderingen van de grootte en de ruimtelijke verdeling van de bodemschuifspanning in een bocht bij variaties in de afvoer zijn o.a. nagegaan door Bridge en Jarvis (1982). Zij berekenden de bodemschuifspanning m.b.v. het locale verhang van de wateroppervlakte. De resultaten staan in figuur 11.

De trend zoals die bij de ruimtelijke verdeling van de waterbeweging te zien is, nl. een verschuiving van de plaats met maximale gemiddelde snelheid stroomafwaarts met toenemende afvoer, is ook waar te nemen bij de bodemschuifspanning. Echter de precieze plaats van de maxima komt niet overeen. Bridge en Jarvis (1982) wijzen op de overschatting van de bodemschuifspanning in het bedoelde traject, door bij de berekening gebruik te maken van het locale verhang van de wateroppervlakte in plaats van de energielijn.

Verandering van de plaatsen van sedimentatie en erosie in een bocht bij veranderde afvoer.

Naar aanleiding van de trend die de ruimtelijke verdeling van de bodemschuifspanning bij veranderende afvoer te zien geeft, zouden verwachtingen t.a.v. de sedimentatie en erosie in de bocht opgesteld kunnen worden. Nl. dat met het verschuiven van de zones van toename of afname van de bodemschuifspanning bij veranderende afvoer langs de buitenbocht en de binnenbocht, tevens de plaatsen waar erosie optreedt en/of sedimentatie verschuiven. Immers sedimentatie treedt op wanneer in de richting van het sedimenttransport, het sedimenttransport, dat afhankelijk is van de grootte van de bodemschuifspanning, afneemt; erosie treedt op wanneer het sedimenttransport toeneemt.

Bij een toename van de afvoer zouden de plaatsen met maximale erosie en sedimentatie zich stroomafwaarts moeten verplaatsen.

Bovenstaande kan nagegaan worden aan de hand van laboratoriumproeven van Friedkin (1945), en Hooke (1975).

Friedkin (1945) onderzocht in het laboratorium wat de gevolgen zijn van de variaties van de afvoer op de sedimentbeweging in bochten. Hij vond dat bij verlaging van de afvoer, uitgaande van een bepaalde meander

gevormd bij hogere afvoeren, de plaats waar erosie ging optreden, in de buitenbocht voor de apex van de bocht kwam te liggen; terwijl sedimentatie optrad aan de tegenoverliggende oever van de binnenbocht (zie figuur 12).

Van deze situatie met lage afvoer uitgaande naar een situatie met hogere afvoeren (half bankfull), blijkt dat de plaatsen waar erosie aan de buitenbocht optreedt, en sedimentatie aan de binnenbocht zich stroomafwaarts verleggen.

Bij "bankfull discharges" was de stroming vnl. over de convexe oever heen, waarbij erosie van deze oever optrad. De plaats van erosie van de concave oever (buitenbocht) was nog meer in stroomafwaartse richting opgeschoven.

Dit laatste komt overeen met Hickin (1974). Hij vond nl. ook dat door het rechte trekken van de stroomlijnen bij hoge afvoeren, als gevolg van het traagheidseffect, de concave oever aan de stroomopwaartse kant geërodeerd werd; en dat tevens erosie plaatsvond aan de buitenbocht stroomafwaarts van de apex van de bocht.

Dezelfde trend is ook uit laboratoriumproeven van Hooke (1975) gebleken (zie figuur 13). Hij vond eveneens dat de plaatsen van erosie en sedimentatie bij toename van de afvoer stroomafwaarts verplaatst werden.

In paragraaf 2.2. zijn de empirische relaties tussen straal, breedte van de rivier, de meanderlengte en de afvoer behandeld. Uit deze relaties kan afgeleid worden dat, wanneer andere variabelen constant gehouden worden, de straal en de meanderlengte van een rivier bij toe- of afname van de afvoer resp. toe- of afnemen.

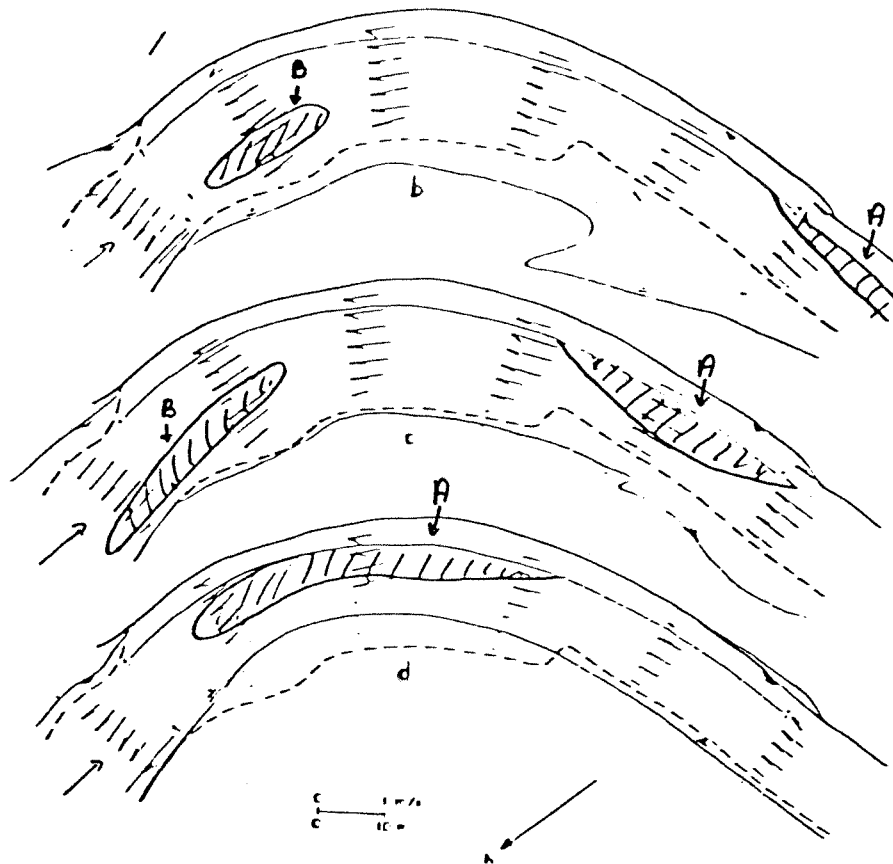
Een vraag die in het kader van dit onderzoek van groot belang is, is hoe de aanpassing van de straal en de meanderlengte in zijn werk gaat. De resultaten uit de proeven van Hooke en Friedkin geven hieromtrent enkele aanwijzingen.

Uit figuur 12, het resultaat van de laboratoriumproeven van Friedkin (1945), blijkt dat de straal van de geul waardoor het lage debiet gegaan is, kleiner is dan de straal van de geul met het hoogste debiet (bankfull). Het vergroten van de straal gebeurde door erosie van de buitenbocht bij A en sedimentatie aan de binnenbocht bij A'-accent en erosie van de convexe oever door stroming tegen en over deze oever. Dit komt overeen met Hickin (1974). Hickin stelt nl. dat door het rechte trekken van de stroming, de stroming tegen de oever van de binnenbocht gedrukt wordt en de convexe oever erodeert. Door het ontstaan van een separatiezone langs de convexe oever na de bochtapex, wordt de stroming tegen de oever

van de buitenbocht geconcentreerd, hetgeen op die plaats versterkte erosie ten gevolge heeft. Het resultaat is een straalvergroting.

De afname van de straal gebeurt door aangroei aan de binnenbocht aan de stroomopwaartse kant van de bocht en erosie van de buitenbocht aan de tegenoverliggende oever.

Nogmaals zij vermeld dat in de tot nu toe verzamelde literatuur slechts enkele aanwijzingen gevonden zijn over hoe de aanpassing van de meandergeometrie in zijn werk gaat. Daarbij ging het alleen nog maar om de aanpassing van de straal van de bocht. Hoe het verlagen of verhogen van de afvoer leidt tot resp. kleinere of grotere meanders is in de verzamelde literatuur nergens beschreven. Wel kan nog vermeld worden dat door een verandering van de afvoer, de waterbeweging, en daaraan gekoppeld sedimentatie en erosie, in de bochten (vergeleken met de rechte stukken) het meest beïnvloed worden (Bathurst, 1979). Daaruit kan afgeleid worden dat de aanpassing van de geometrie van de geul daar ook het eerst zal beginnen.



Figuur 10. Ruimtelijke verdeling van de gemiddelde snelheid bij diverse afvoer: $b = 19,6 \text{ m}^3/\text{s}$; $c = 13,0 \text{ m}^3/\text{s}$ en $d = 4,81 \text{ m}^3/\text{s}$.

 = plaatsen van maximale gemiddelde snelheid.
De maxima A en B verschuiven stroomopwaarts van situatie b naar situatie d.

(naar Bridge en Jarvis, 1982).

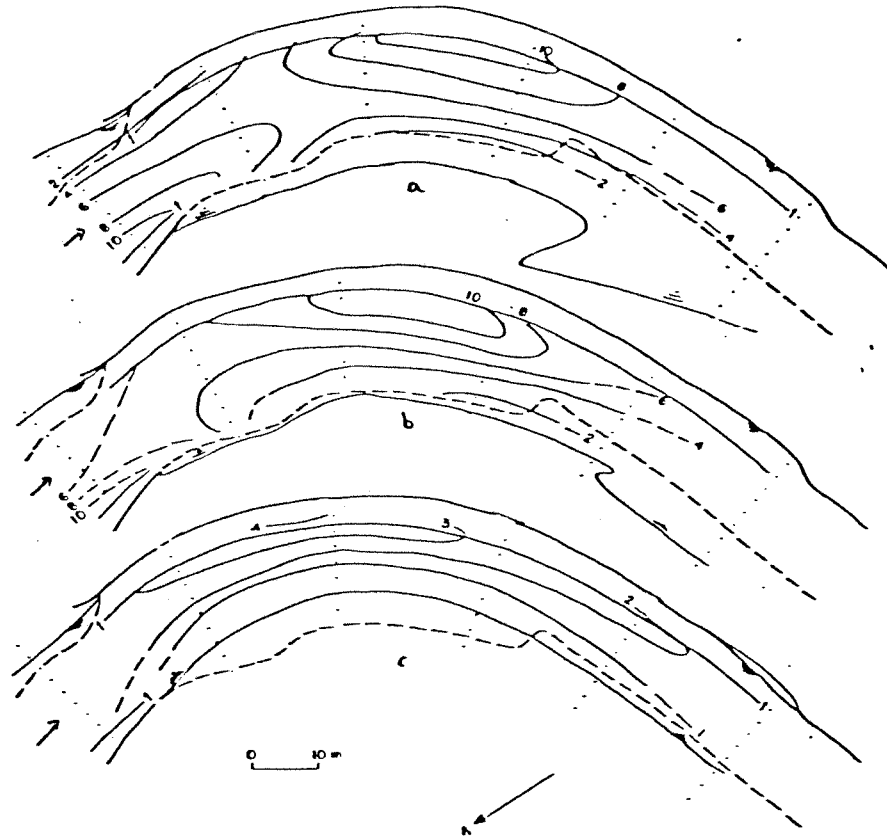
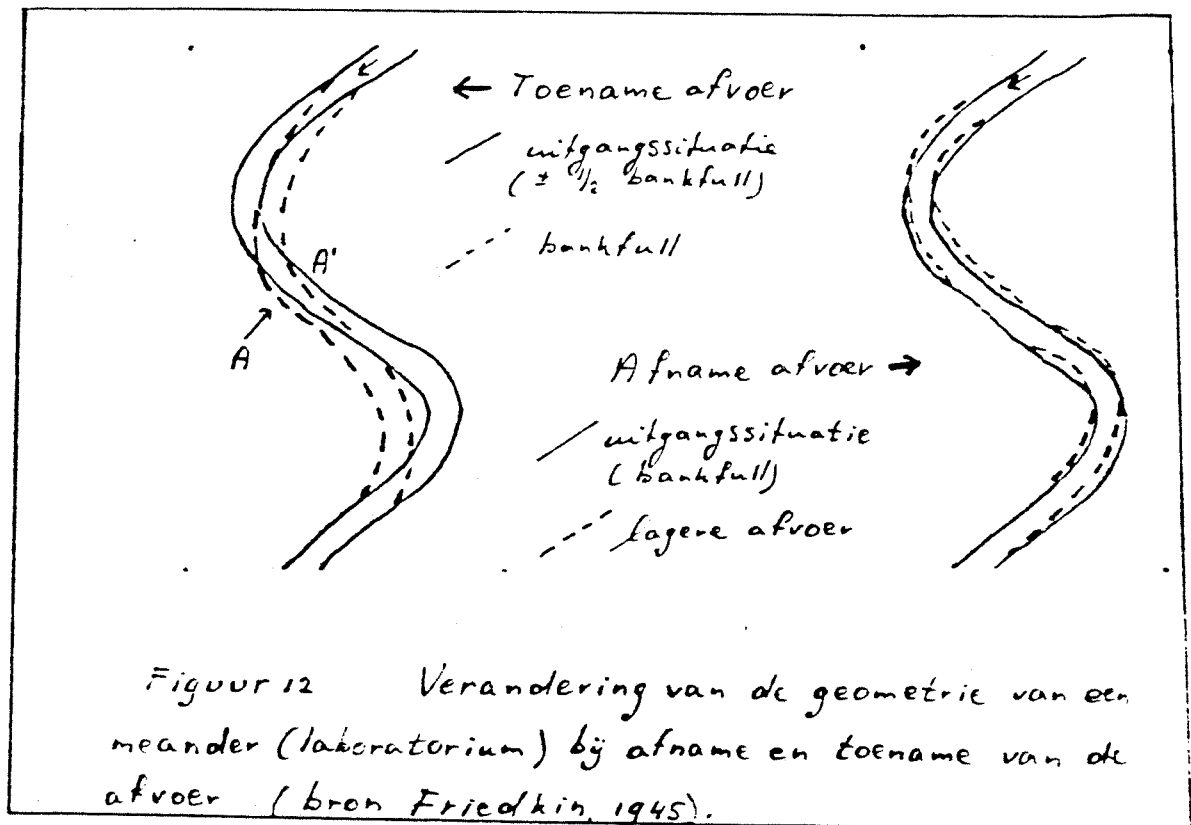
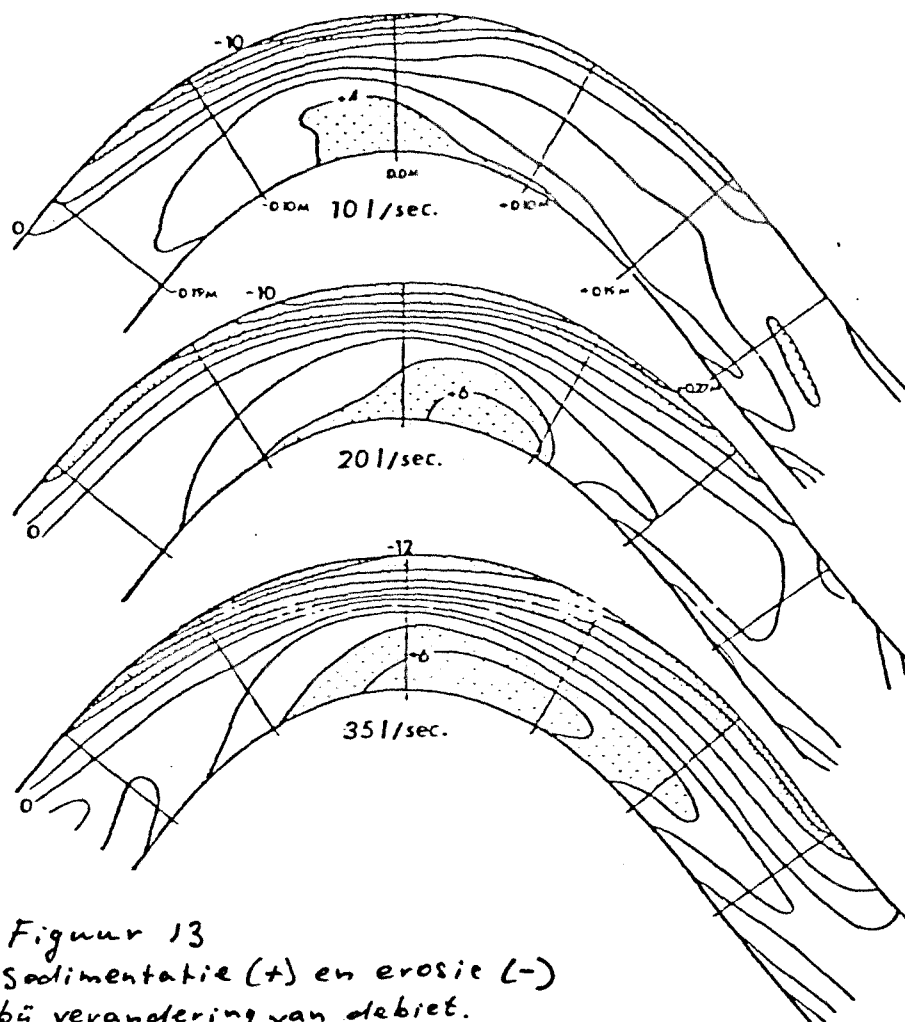


Fig. 11. Contour maps of bed shear stress, τ , for discharges of (a) 18.1-19.6 $\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$, (b) 13.0 $\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$, (c) 4.31 $\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$. Values are given in Nm^{-2} and are approximate. Dashed contours indicate uncertainty.





Figuur 13
Sedimentatie (+) en erosie (-)
bij verandering van debiet.
(bron Hooke, 1975)

Hoofdstuk 2

Estuaria

3.1. Inleiding

In het voorgaande hoofdstuk zijn de relaties besproken tussen hydrodynamische parameters en bochtstraal en meanderlengtes van rivieren. Deze empirische relaties kunnen verklaard worden door processen van sedimentatie en erosie in meanderbochten bij veranderende debieten, welke een aanpassing van de bochtstraal en meanderlengte ten gevolge hebben.

De waterbeweging in estuariumgeulen is op enkele belangrijke punten verschillend van de waterbeweging in rivieren. Aangezien de waterbeweging in grote mate de geometrie van geulen in het horizontale en verticale vlak bepaalt, kunnen de verschillen met rivieren leiden tot geheel andere empirische verbanden. In het volgende zullen eerst de belangrijkste verschillen genoemd worden. Vervolgens wordt nagegaan welke mechanismen leiden tot de morfologie die zo typisch is voor estuariumgeulen. Dan wordt onderzocht welke de empirische verbanden zijn tussen hydrodynamische parameters en de geometrie van estuariumgeulen in het verticale en horizontale vlak (voor de Nederlandse getijdewateren). Tenslotte wordt onderzocht of de empirische verbanden evenals voor rivieren door sedimentatie- en erosieprocessen te verklaren zijn.

3.2 Verschillen in de waterbeweging tussen rivieren en estuariumgeulen.

1) In een rivier is er maar een hoofdstromingsrichting nl. dalafwaarts: De waterbeweging is unidirectioneel. In een estuariumgeul daarentegen stroomt het water bij eb richting zee en bij vloed landinwaarts. De waterbeweging is bidirectioneel.

Aangezien de sedimentverplaatsing afhankelijk is van de waterbeweging, zal dit ook gevolgen voor de sedimentatie- en erosieprocessen hebben. Hier zal in 3.3 verder op worden ingegaan.

2) Bij voldoende waterdiepte, werkt op de watermassa de Corioliskracht. Op het noordelijk halfrond krijgen de waterdeeltjes door deze kracht in de stromingsrichting gezien, een afwijking naar rechts; op het zuidelijk halfrond een afwijking naar links. In de bochten van diepe geulen in estuaria heeft de Corioliskracht een aandeel in de secundaire stroming.

In Boer en Kalkwijk (1993) wordt m.b.v. een rekenvoorbeeld aangetoond dat in de estuaria in het zuidwesten van Nederland het aandeel van de Corioliskracht op de secundaire stroming in de zelfde orde ligt als het aandeel van de centrifugale kracht. Aangezien de secundaire stroming tengevolge van de Corioliskracht evenredig is met o.a. de stroomsnelheid van het water terwijl de secundaire stroming t.g.v. de centrifugale kracht evenredig is met de stroomsnelheid in het kwadraat, wordt het aandeel van de secundaire stroming t.g.v. de Corioliskracht belangrijker bij kleine gemiddelde stroomsnelheden (die bijv. gaan optreden bij plotseling verkleining van het getijvolume). Dit kan van grote invloed zijn op de richting van het sedimenttransport aan de bodem: In die gevallen waar in de huidige situatie de centrifugale kracht en de Corioliskracht tegengesteld zijn en bijna aan elkaar gelijk (zie figuur 14, tweede figuurtje) zou de situatie in de toekomst (lagere stroomsnelheden) wel eens kunnen veranderen ten "gunste" van de Corioliskracht. De sedimentbeweging op de bodem krijgt dan een component die naar de buitenbocht gericht is. Het huidige sedimentatie- en erosiepatroon zou daardoor aanzienlijk gewijzigd kunnen worden.

3) Een van de belangrijkste verschillen tussen estuariumgeulen en rivieren is de frequentie van de bankfull afvoer. Dit is de afvoer die voor wat betreft rivieren beschouwd wordt als de dominante afvoer; deze afvoer komt eens in de een of twee jaar voor. Afvoeren groter dan de bankfull discharge komen te weinig voor om een dominante invloed te hebben op de vorm en het patroon van de rivier; de afvoeren kleiner dan de bankfull discharge komen wel frequenter voor maar zijn niet effectief genoeg.

Een bankfull discharge van estuariumgeulen zou gedefinieerd kunnen worden als de afvoer die optreedt bij een waterhoogte net beneden de hoogte waarbij de platen onder water gaan lopen (Pestrong, 1965). Deze afvoer komt echter, weliswaar voor een kortere duur, vier maal per dag voor. Het is zeer de vraag of de bankfull discharge in estuaria beschouwd mag worden als de dominante afvoer.

Een ander verschil is de frequentie van voorkomen van de verschillende afvoeren: In het geval van "rivieren" is het zo dat de frequentie afneemt met toenemende grootte van afvoer. In het geval van "estuariumgeulen" is de frequentie voor alle afvoeren, de doodtij-springtij cyclus buiten beschouwing gelaten, gelijk.

Daarbij valt ook nog op te merken dat de hoogste snelheden en debieten in de geulen van de estuaria van zuidwest Nederland optreden wanneer de platen al onder water gelopen zijn. De maximale snelheden en debieten treden op bij 1,50 m. - 2.0 m. +NAP. Vergelijk met bijv. hoogste punt van de Galgeplaat van ongeveer 0,6 m. +NAP.

In dit onderzoek zal verder geen aandacht worden besteed aan de vraag welke stromingsparameter in estuaria de dominante, de geometrie bepalende, parameter is. In het volgende zal uitgegaan worden van getijvolumina (en als alternatief daarvoor oppervlakten van doorstroomprofielen) en maximale debieten, voor zover gegevens hierover bekend zijn.

3.3. Morfologie van estuariumgeulen.

Voor de beschrijving van de typische morfologie van estuariumgeulen wordt eerst uitgegaan van een hypothetisch geval, waarbij de zijwaartse erosie van de ebstroom en de vloedstroom gelijk is en op dezelfde hoogte aangrijpt.

In dit hypothetisch geval worden aan de ebstroom en de vloedstroom de volgende voorwaarden gesteld:

a) De vloedstroom en de ebstroom moeten van gelijke sterkte zijn.

b) De laterale erosie door beide stromingen moet maximaal zijn bij dezelfde waterhoogte. Aangezien verwacht mag worden dat de laterale erosie maximaal is bij maximale stroomsterkte betekent deze voorwaarde dat de maximale stroomsterkte van de ebstroom op de zelfde waterhoogte moet plaatsvinden als de maximale vloedstroom.

c) De invloed van de Corioliskracht is te verwaarlozen.

De bovenbeschreven situatie wordt het meest benaderd door de zgn. estuarine meanders beschreven door Ahnert (1960). Zie figuur 15a. In deze figuur zijn in een meanderende estuariumgeul de stroomdraden van de ebstroom en de vloedstroom aangegeven: Beide stromingen ondervinden een centrifugale kracht in de bocht waarbij de lijn met de hoogste snelheid tegen de benedenstroomse geuloever aanligt. Op de figuur is te zien dat de vloedstroom zich concentreert aan de landwaartse kant van de geul; de ebstroom aan de zeewaartse kant.

Op deze manier ontstaan geulen die aan de ene kant gevormd zijn door de vloedstroom, en aan de andere kant door de ebstroom. Zie figuur 15b, een voorbeeld uit de Oosterschelde. Zie ook van Veen (1950). In de figuur zijn tevens aangegeven de plaatsen van de zgn. zwaartepunten van de ebstroom en de vloedstroom.

In het geulgedeelte A is de vloedstroom dominant; in het geulgedeelte B is de ebstroom dominant. D.w.z. dat in het gedeelte A per getij een reststroom en een resulterend sedimenttransport in de richting van de vloed optreedt en dat in gedeelte B een reststroom en een resulterend sedimenttransport bestaat in de ebrichting.

Een gevolg daarvan is dat ook de bodemvormen in het vloeddominante gedeelte zich netto verplaatsen in de vloedrichting, landinwaarts; en de bodemvormen in het ebdominante gedeelte zich netto verplaatsen in de ebrichting, zeewaarts.

De dominantie van een bepaalde stroom wordt bepaald aan de hand van de richting van het resulterend sedimenttransport. Deze richting hoeft niet dezelfde te zijn als de richting van de reststroom (volume eb min volume vloed of andersom) of overeen te komen met de verhouding $v_{maxeb}/v_{maxvloed}$, maar hangt ook af van de vorm van de snelheidskromme (figuur 24). Bij de bepaling van het resulterende sedimenttransport moet ook rekening gehouden worden met de overschrijdingsduur van de voor het bodemsediment kritische erosiesnelheid (v_k). Ashley (1980) beschrijft een situatie waar de vorm van de getijkromme op een andere manier de richting van het resulterende sedimenttransport beïnvloedt (figuur 16). In dit geval wordt de hoogste vloodsnelheid in het begin van de vloed bereikt, terwijl daarentegen bij eb de snelheid langzaam toeneemt, laat in de ebcyclus de hoogste waarde bereikt en dan snel zakt. Omdat bij vloed de kritische erosiesnelheid in het begin van de vloedfase bereikt wordt en laat tijdens de ebfase, worden de bodemdeeltjes, omdat de sedimentatiesnelheid lager is dan de kritische erosiesnelheid, verder in de vloedrichting (afstand a) vervoerd, dan in de ebrichting (afstand b). Het resultaat is een oscillerende sedimentbeweging met netto verplaatsing in de vloedrichting.

Het bovenbeschreven ideale geval waarbij de ebstroom en de vloedstroom even sterk zijn komt niet veel voor. Meestal is ofwel over de gehele geul de ebstroom dominant ofwel de vloedstroom. Dit resulteert in veel situaties in een dwarsdoorsnede zoals geschetst in figuur 15c: Van de twee geulgedeelten is een duidelijk groter; het kleinere geulgedeelte wordt een "schouder" genoemd. Kjerfve (1978) noemt een dergelijk dwarsprofiel een bimodaal profiel. Een schouder ontstaat daar waar de stroom (vloed of eb) de kromming van de (hoofd)geul niet kan volgen.

Kjerfve toont een dergelijke vorm van het dwarsprofiel van een estuariumgeul aan in het estuarium van North Inlet (Zuid-Carolina, V.S.). In deze geul is de ebstroom in elke doorsnede dominant (figuur 18). De ebstroom is geconcentreerd in het diepere geulgedeelte; de vloedstroom op de plaats van de schouder. Het grotere geulgedeelte ligt in elke dwarsdoorsnede aan de buitenbocht (figuur 19). Dit betekent volgens Kjerfve dat in dit geval de centrifugale kracht, en niet de Corioliskracht, bepaalt aan welke kant van de bocht de diepere hoofdgeul ligt. Dit is ook te verwachten gezien

de geringe geulafmetingen (geringe diepte). Er zijn aanwijzingen dat in de Oosterschelde ook de Corioliskracht van invloed is op de ligging van het ebdominante en vloeddominante geulgedeelte. De dominantie is afgeleid aan de hand van de orientatie van de bodemvormen, bepaald d.m.v. Sonaropnamen (Goedheer, 1982 en 1984) en aan de hand van zwaartepuntsgrafieken zoals fig. 15b en fig. 15c, geconstrueerd met de resultaten van metingen van de stroomnelheden gedurende een gehele vloed-ebcyclus.

In de meeste dwarsprofielen waar een vloeddominant gedeelte en een ebdominant gedeelte te herkennen is, ligt het ebdominante gedeelte gezien in zeewaartse richting aan de rechterkant van de geul; het vloeddominante gedeelte aan de linkerkant. Of anders gesteld: Wanneer in een geul het dominante geulgedeelte, in zeewaartse richting gezien, aan de rechterkant van de geul ligt dan is meestal in dat gedeelte de ebstroom de dominante stroom; wanneer het dominante geulgedeelte aan de rechterkant ligt dan is het de vloedstroom die dominant is.

Het voorkomen van een schouder hoeft geen permanente situatie voor te stellen, maar kan een stadium zijn in de ontwikkeling van een geul. Een illustratie geeft de ontwikkeling van een dwarsprofiel van het Springersdiep in de Grevelingen in de periode 1885-1951. Deze ontwikkeling is aan de hand van hydrografische opnemingen vastgelegd (zie figuur 20). Aan de vorm van het dwarsprofiel is te zien dat aanvankelijk een diepe geul bestond. Aan de noordkant vormde zich in de loop van de tijd een schouder. Dit proces ging gepaard met verondieping van de hoofdgeul.

Vloeddominante en ebdominante geulen ontstaan wanneer:

a) Door toedoen van de centrifugaalkracht en de Corioliskracht de uitbocht van de tegenover elkaar liggende oevers zover voortgeschreden is dat de geul te breed wordt en zich tussen de twee stromingen in een zandbank (drempel) gaat vormen die tenslotte uitgroeit tot boven het wateroppervlak. Van Veen (1950) stelt dat de vorming van drempels bevordert wordt doordat elke stroom (vloed en eb) de neiging heeft aan de binnenbocht te sedimenteren. In de meeste gevallen ontstaat ook op de plaats waar de geulen elkaars flank raken een drempel. Dergelijke geulen worden eb- en vloescharen genoemd.

b) Door een aanzienlijke rivierafvoer de ebstroom altijd machtiger is dan de vloedstroom. Het geulgedeelte gevormd door de ebstroom is in elke dwarsdoorsnede groter dan het gedeelte waar de vloedstroom dominant is. Kjerfve (1978) beschrijft een situatie (zie eerder) waarbij de dominantie van de ebstroom het gevolg is van oppervlakte afstroming en grondwatertoevoer van

aangrenzende landoppervlakken.

c) De maximale vloedstroom optreedt bij hoge waterstanden. In dit geval heeft de vloedstroom de neiging uit de bocht te schieten. Een typische situatie doet zich voor in de Westerschelde: In de Westerschelde heeft zich een meanderende ebgeul ontwikkeld, die in de bochten leunt tegen de weerstand biedende oevers. De zandplaten worden doorsneden door een tiental in elkaars verlengde liggende vloedscharen (van Veen, 1950).

Aan het eind van de vloedschaar wordt een drempel gevormd.

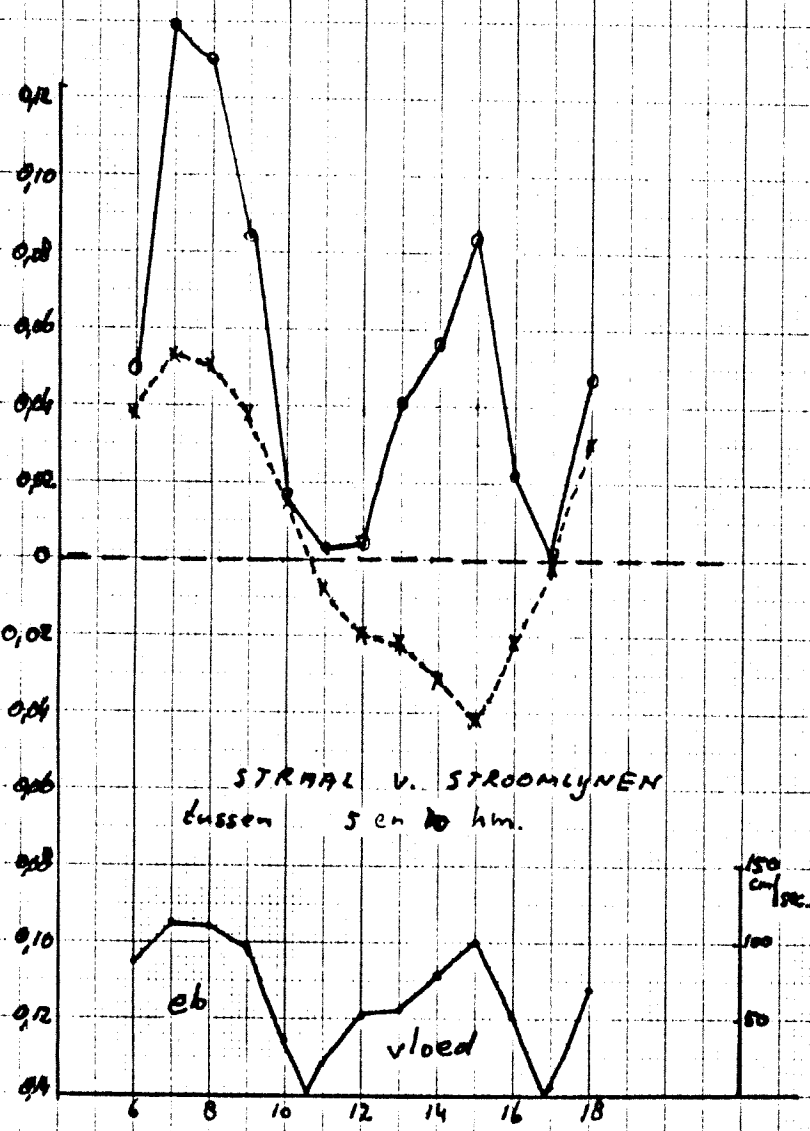
Bij vloed- en ebscharen bestaan meestal zandneren (figuur 21) met een rondgaande zandbeweging: In het vloedschaar is een netto zandbeweging in de vloedrichting. Het bodemmateriaal dat over de drempel heen in het ebschaar terecht komt, wordt echter weer door een netto zandtransport in de ebrichting in tegenovergestelde richting verplaatst tot aan het begin van het vloedschaar. Daar kan de cyclus weer opnieuw beginnen.

Typisch is dat een vloedschaar zelden door de drempel heenbreekt. Van Veen (1950) wijdt dit aan het hoge zandtransport over de drempel (zodat de stroom geen kracht meer heeft om te eroderen).

Toch gebeurt het wel eens dat er een doorbraak plaatsvindt van een kleine ebschaar naar een vloedschaar, zodat er een doorlopende geul ontstaat. Deze situatie blijft echter niet lang bestaan omdat door uitbochtiging de kleine ebschaar zich verplaatst in de richting van de dominante stroming. Dit proces gaat door totdat de richting van de schaar een hoek van ong. 90 graden maakt met de hoofdgeulas waarna de ebschaar verdwijnt. Stroomopwaarts kan zich echter alweer een nieuwe ebschaar gevormd hebben. Daar kan zich weer een nieuwe verbinding met het vloedschaar vormen.

Door sedimentatie op en over de drempel kan door het vloedschaar de ebgeul verdrongen worden. Jakobson ((1962) beschrijft de ontwikkeling van het Juvre Priel, ten oosten van het Deense eiland Romo (zie figuur 22). De naar het noorden toe afwaterende ebgeul werd door het vloedschaar steeds verder naar het westen en noorden opgedrongen totdat de geul uiteindelijk tegen de kust van Romo kwam te liggen.

boomschijfspanning in N/m^2

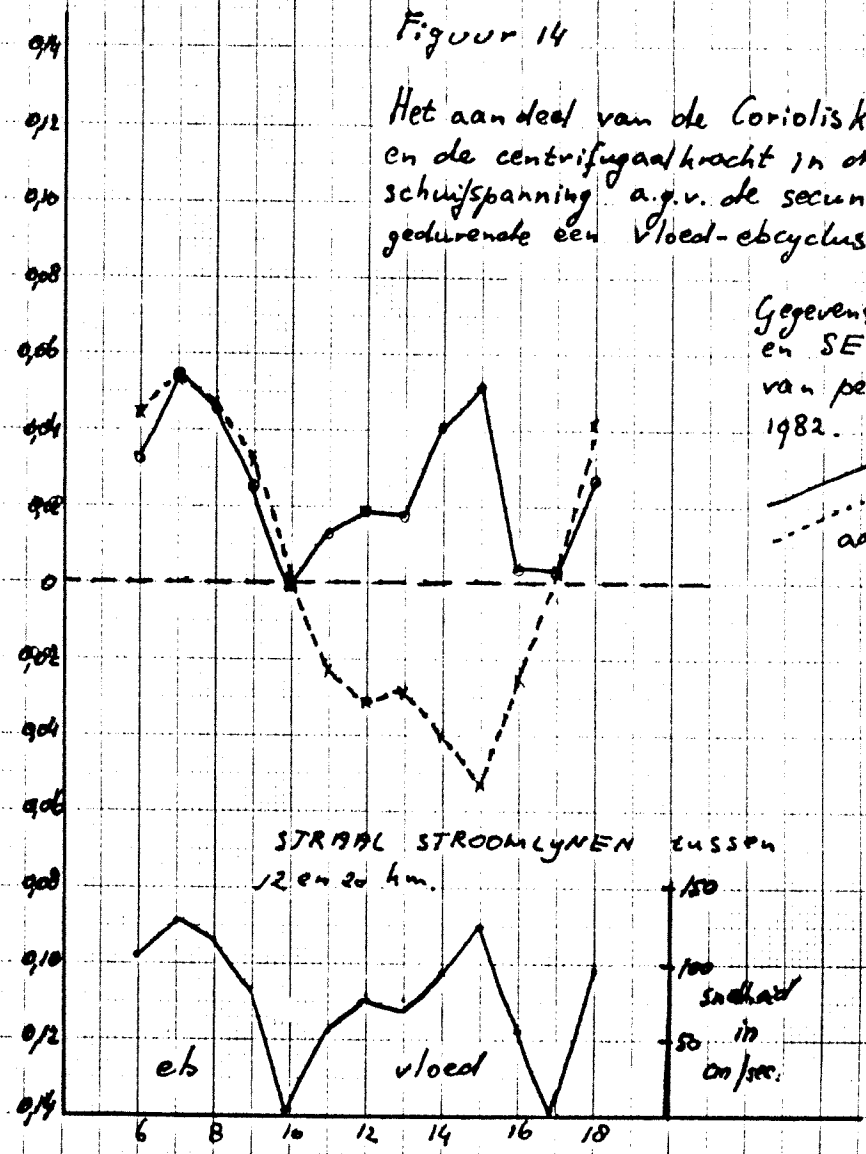


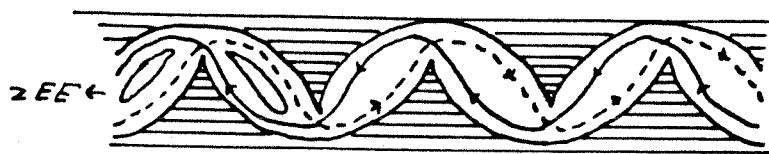
Figuur 14

Het aandeel van de Corioliskracht en de centrifugaalkracht in de boomschijfspanning a.g.v. de secundaire stroming gedurende een vloed-ebcyclus.

Gegevens d.m.v. WAQOM en SECFLO, simulatie van periode 9-11 januari 1982.

— aandeel centrif. kracht
- - - aandeel Cor. kracht





Figuur 15a

Schematisch diagram van estuarine
meanders

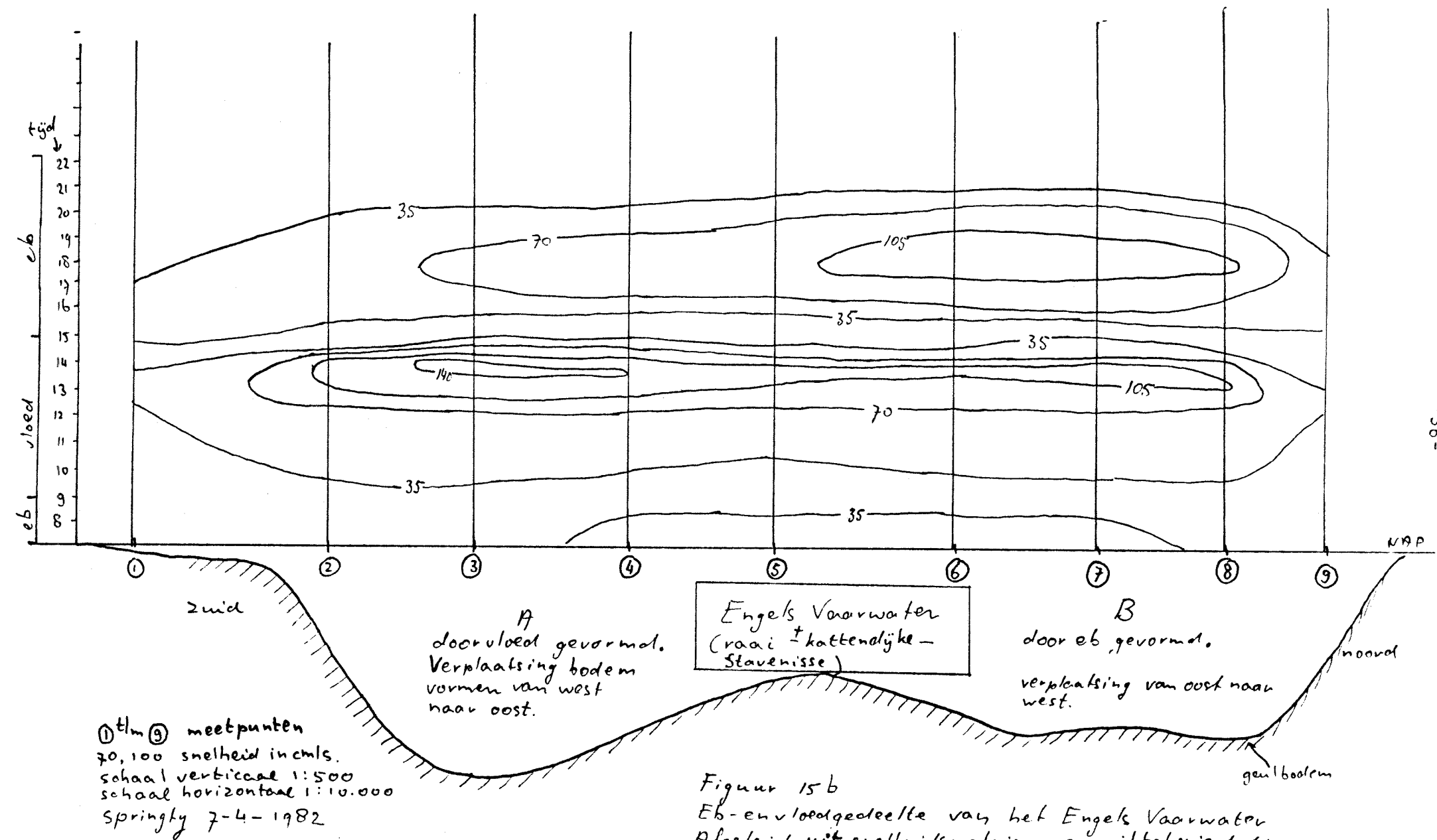
---> vloedstroomdraad

—< ebstroomdraad

 oever

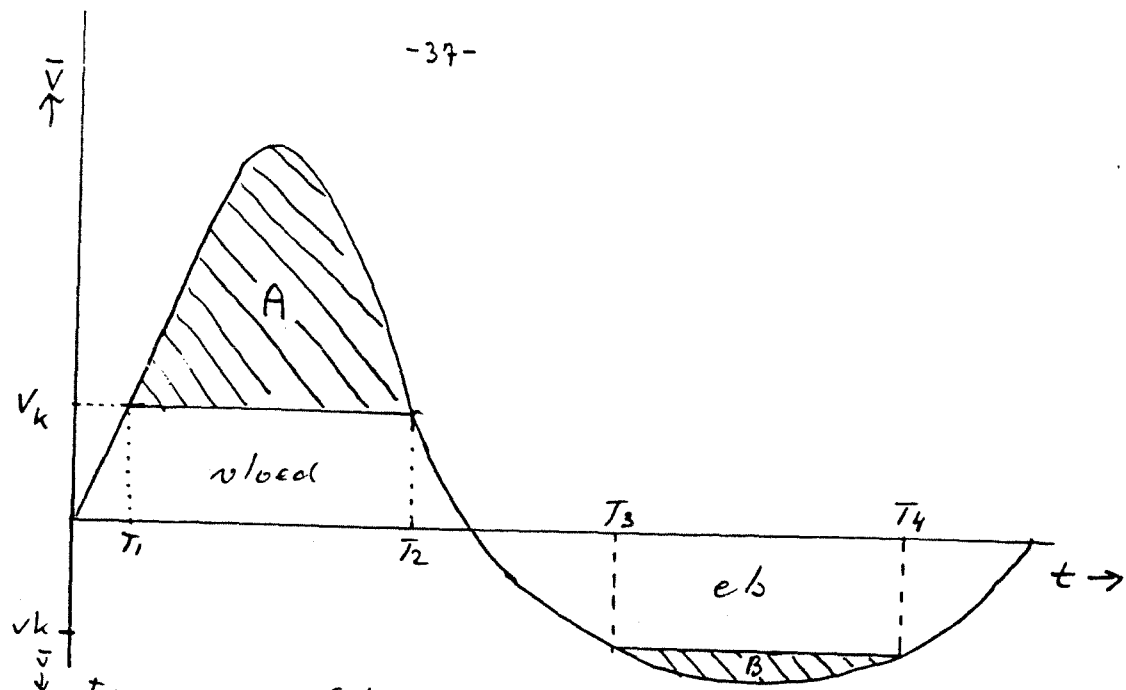
 zandbank

(naar Ahnert, 1960)



① tlm ⑨ meetpunten
70, 100 snelheid in cm/s.
schaal verticale 1:500
schaal horizontale 1:10.000
Springty 7-4-1982

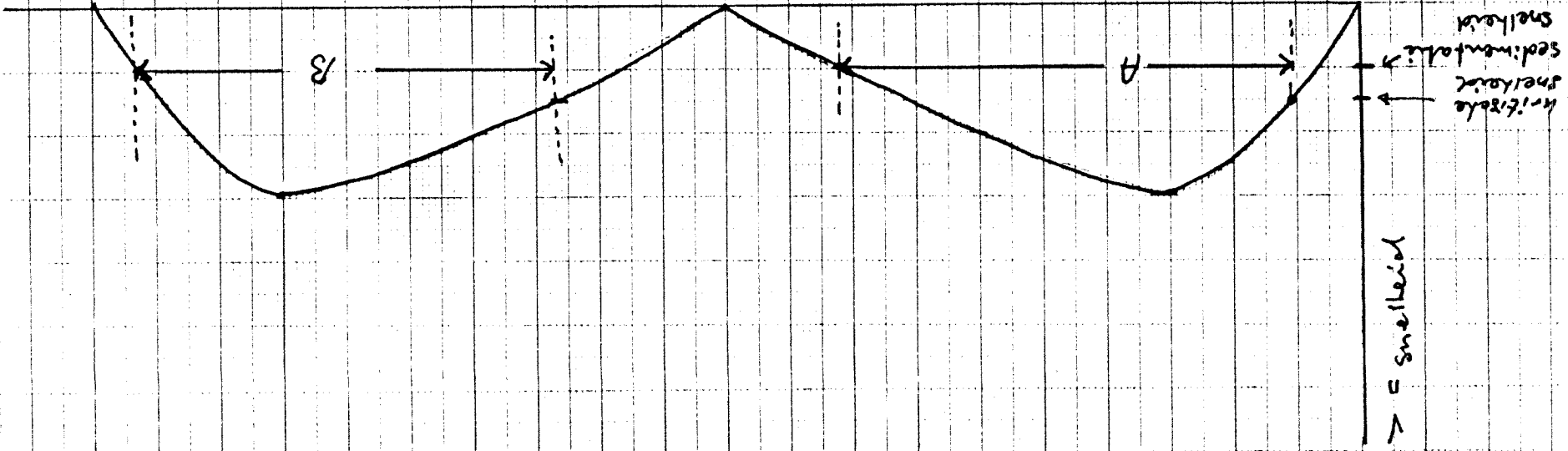
Figuur 15b
Eb- en vloedgedeelte van het Engels Vaarwater
Afgeleid uit snelheidsmetingen en ribbelorientatie.
(12-maatmetingen en Goedheer, 1982)
Contourlijnen van gelijke snelheid (isovels).

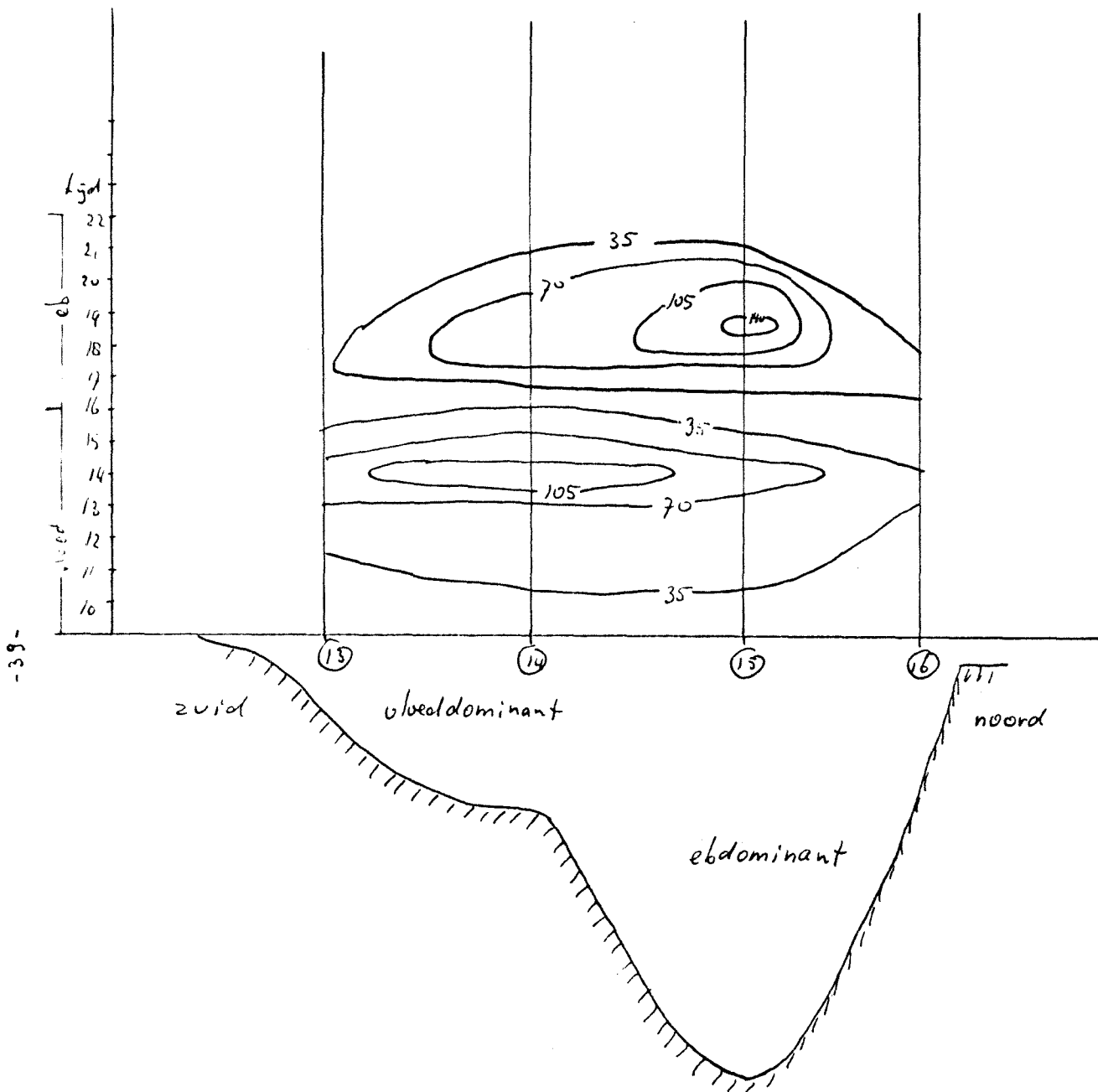


Figuur 24: Schematische weergave van een asymmetrische snelheidskromme tijdens een vloed/eb cyclus. $\bar{v}$ = gemiddelde snelheid.

Het transport in de vloedrichting is evenredig met $\int_{T_1}^{T_2} (\bar{v} - v_k) dt$ en oppervlak A; het transport in de ebrichting met $\int_{T_3}^{T_4} (\bar{v} - v_k) dt$ en oppervlak B. Oppervlak A is duidelijk groter dan opp. B; terwijl volume-vloed (opp. tussen snelheidskromme en t-lijn) verondersteld wordt gelijk te zijn aan volume-eb α = factor tussen : en 4.

Figuur 16: Snelheidskromme tijdens een vloed/eb cyclus





Figuur 154

Eb- en vloedgedeelte van de Hammen
(raai ± 5 km f.o.v. SVK)

Afgeleid uit snelheidsmetingen en ribbel
orientatie (nota 2).

Contourlijnen van gelijke snelheid

⑬ t/m ⑮ meetpunten

35, 70 snelheden in cm/s.

schaal verticaal 1:500

horizontaal 1:10.000

springtij 2-11-'82

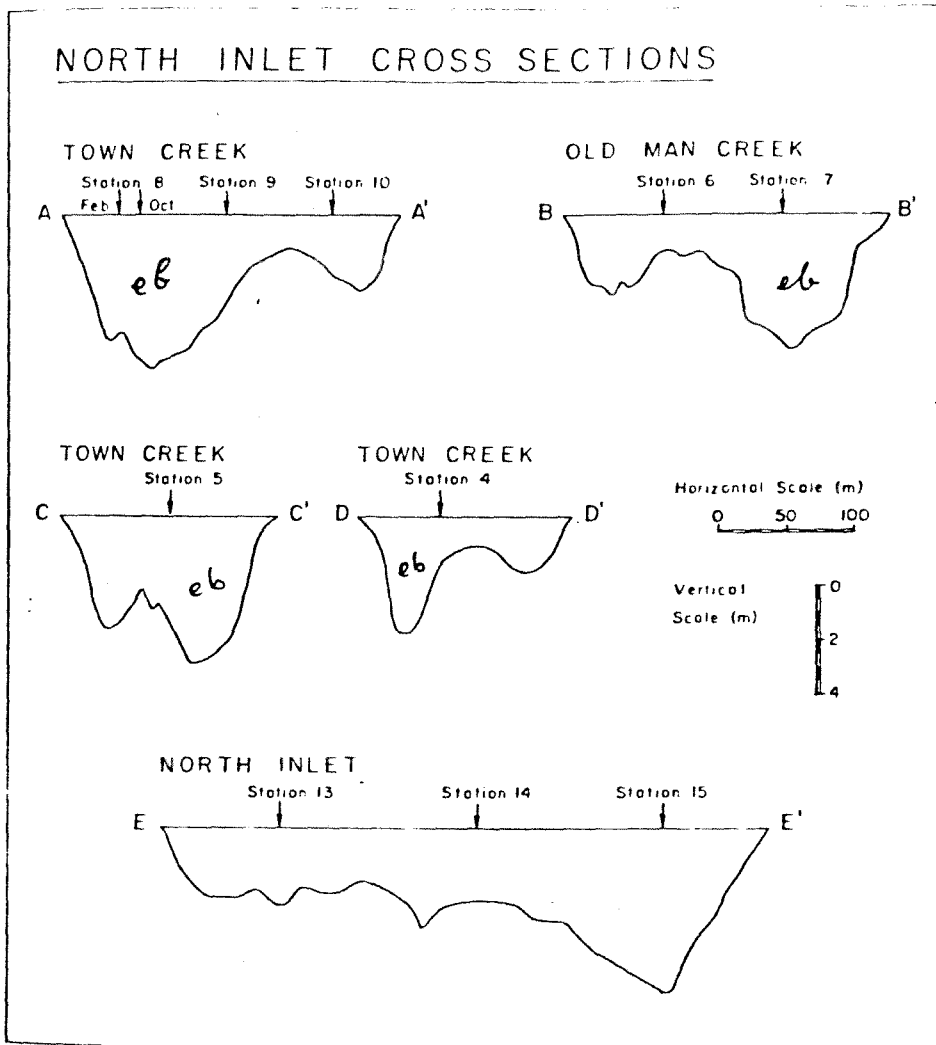


Fig. 18 Bathymetry of five North Inlet cross sections. Bimodal profile is apparent in all but oceanmost section, where junction of several branch channels creates complex bathymetry. Cross sections are exaggerated 20x vertically.

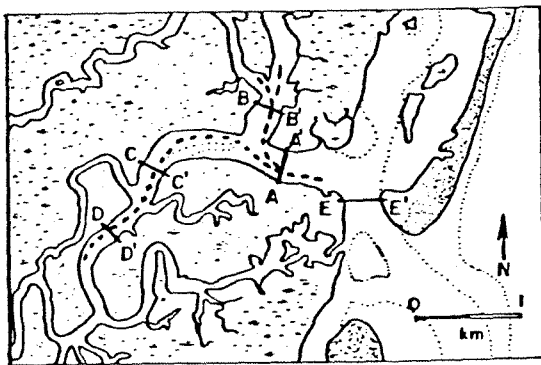
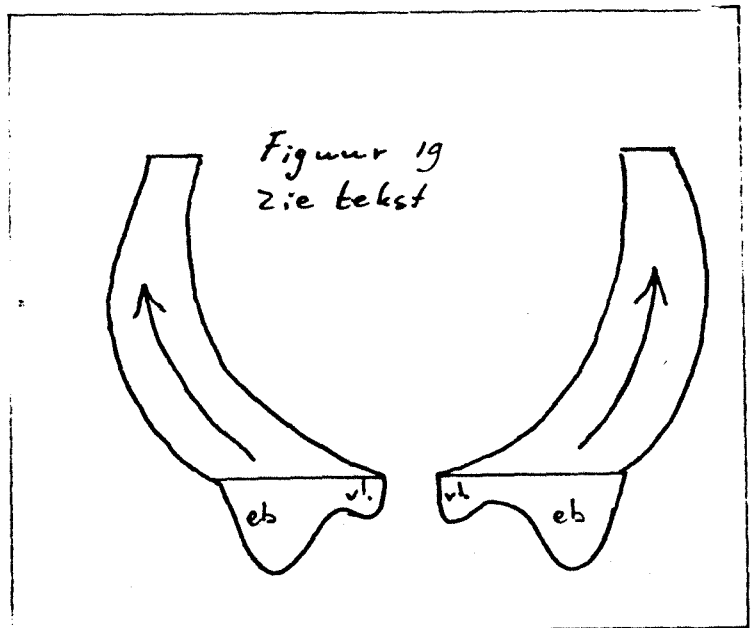
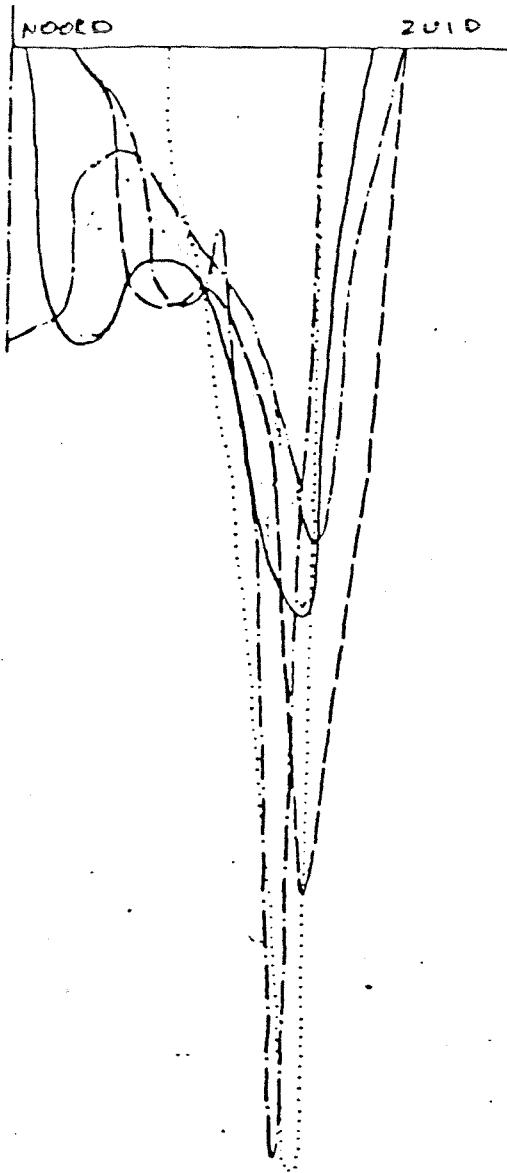


Fig. 18 Map showing locations of the bathymetric cross sections shown in Fig.





Figuur 20

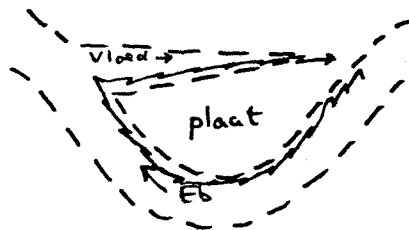
Dwaarsprofielen door het Springers-
diep in de periode 1885-1951

- 1885
- 1898
- 1909
- 1933
- 1951

schaal verticaal 1:200

horizontaal 1:25000

Figuur 21 :



orientatie (noot 2)

Schema van de werkelijke zand beweging
bij vloed- en ebzeiten (naar v. Keen, 1950).

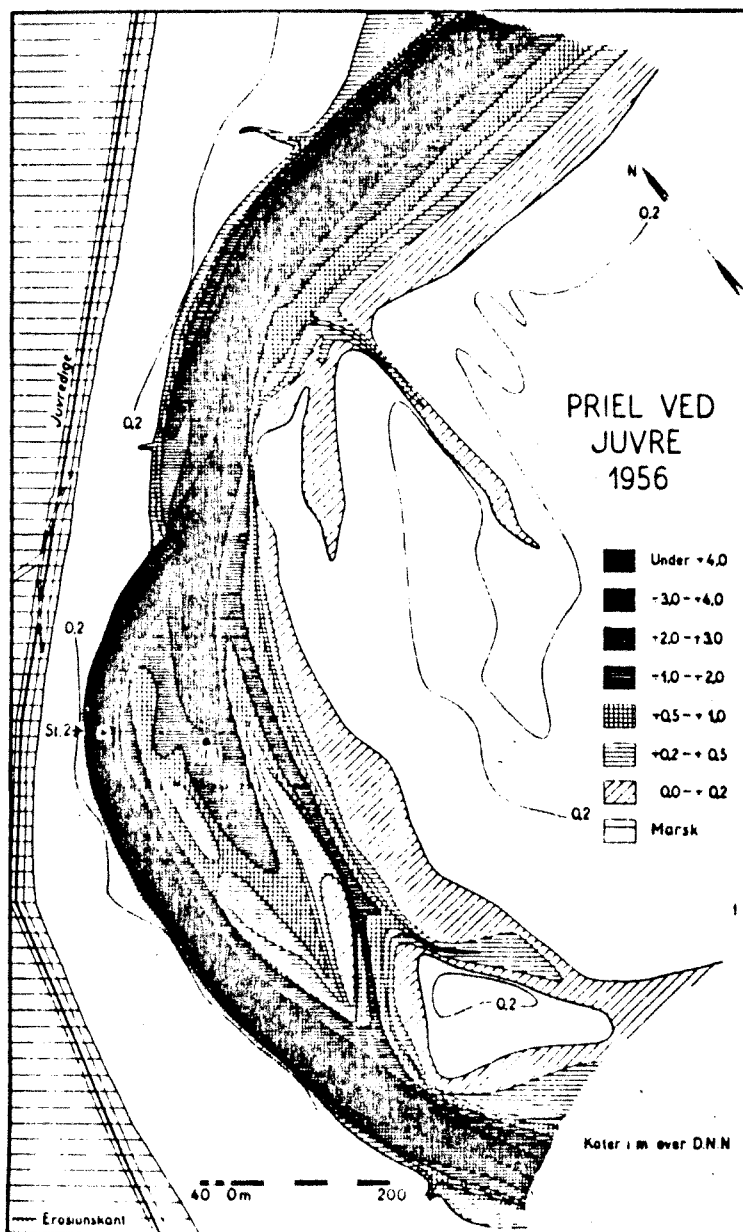


Fig 22. Ebbe- og flodskår i priel ved Juvre pejlet for Vadehavsudvalget af 1941. Flodbanken ved st. 3 tvinger ebbeskåret st. 2 til stadig at flytte sig mod V og NV.

Fig 21. Ebb- and flood-channel in a gully at Juvre. The flood-bar at st. 3 forces the ebb-channel st. 2 to move constantly towards west and north-west.

3.4. De relatie tussen hydrodynamische variabelen en de oppervlaktes van doorstroomprofielen.

Door Gerritsen en de Jong (1983 en 1984) is een onderzoek gedaan naar de stabiliteit van zeegaten en doorstroomprofielen. Zij hebben dit gedaan voor het zeegat en de geulen van de Westerschelde, de zeegaten van de Waddenzee en de geulen van het zeegat van het Vliet.

Men beschouwt een zeegat of een geul (in het verticale vlak) als stabiel wanneer bij gelijkblijvende getijkarakteristieken de oppervlakte van het dwarsprofiel niet verandert. Dit is theoretisch het geval wanneer over een getijcyclus geïntegreerd:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} = 0$$

dus wanneer:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_0^T Q_s dt = 0$$

Hierin is Q_s het totale sedimenttransport in m^3/s in een doorstroomprofiel, T de duur van een getijcyclus en x de stroomrichting.

Omdat de kennis van de transportverschijnselen nog ontoereikend is, kan deze vergelijking nog niet gebruikt worden voor het bepalen van evenwichtskondities. Teneinde voorspellingen te kunnen doen over de veranderingen in het geulprofiel na een verandering van de waterbeweging wordt daarom gebruik gemaakt van empirische relaties. Genoemde onderzoeken hadden tot doel een verband te leggen tussen het oppervlak van het doorstroomprofiel van estuariumgeulen en een aantal getijkarakteristieke grootheden, zoals stroomsnelheid, maximale debiet, vloed en ebvolume, zgn. maatgevende bodemschuifspanning (zie verder). Ten behoeve van genoemd onderzoek zijn met behulp van een groot aantal in het verleden verrichte stroommetingen en lodingen de debieten, gemiddelde stroomsnelheden, vloed- en ebvolumes, totale getijvolumes (allemaal bij gemiddeld tij) en geuldoorsneden bepaald. M.b.v. de correlatie-coëfficiënt bepaald uit de regressieanalyses tussen de verschillende parameters kon dan de bruikbaarheid en nauwkeurigheid van een getijkarakteristieke grootheid beoordeeld worden.

De belangrijkste, voor deze literatuurstudie relevante

conclusies uit deze onderzoeken zijn (zie figuur 25):

a) De empirische verbanden tussen aan de ene kant het maximale debiet bij eb en vloed, het ebvolume, het vloedvolume, totaalvolume en de verhouding

$$\frac{Q_{\max}}{C \sqrt{\tau/eg}}$$

(dit is een uitdrukking waarbij gebruik gemaakt wordt van de maatgevende schuifspanning = gemiddelde schuifspanning langs de bodem bij maximaal debiet) en aan de andere kant de oppervlakte van het doorstroomprofiel hebben allemaal een correlatiecoëfficiënt tussen 0,95 en 0,99 zowel voor wat betreft de geulen in het zeegat van Texel als de geulen in de Westerschelde. Dit betekent dat de gevonden empirische relaties een betrouwbaar uitgangspunt vormen voor het bepalen van het effect van veranderingen in de waterbeweging op het oppervlak van doorstroomprofielen.

b) Een andere conclusie uit Gerritsen en de Jong (1984) is dat de vergelijkingen gevonden voor de geulen in het zeegat van het Vlie in de Waddenzee een grote overeenkomst vertonen met de relaties, welke gevonden zijn voor de geulen in het estuarium van de Westerschelde. Alleen de relatie max.debiet/opp.doorstroomprofiel voor vloed is duidelijk verschillend in beide estuaria (20%).

Opgemerkt dient te worden dat in de vergelijkingen die met elkaar vergeleken worden niet in alle gevallen precies dezelfde parameters gebruikt zijn.

In de grafieken waarin de totaalvolumes tegen de grootte van de doorstroomprofielen zijn uitgezet, is in het geval van de Westerschelde het gehele totaalvolume tegen het gehele doortsroomprofiel dwz. van Kust tot Kust genomen.

In de Westerschelde is, in tegenstelling tot het Zeegat van het Vlie, een onderscheid gemaakt tussen de vloedgeulen en de ebgeulen.

Een ander punt is de grootte van het doorstroomprofiel: In enkele relaties is voor de grootte van het doorstroomoppervlak genomen het oppervlak van de dwarsdoorsnede beneden NAP; in andere gevallen echter is het doorstroomprofiel het natte oppervlak op het moment dat de snelheid bij eb of vloed maximaal is. Hierdoor is misschien het verschil in de relatie max.debiet/opp.doorstroomprofiel voor vloed te verklaren.

Vergelijking tussen de geulen in de Westerschelde,

Oosterschelde, zeegat van het Vlie en het zeegat van de Lauwers.

Uit nota 1 blijkt dat er een goede relatie bestaat tussen het vloedvolume of ebvolume (het grootste per getijdencyclus is genomen) en de grootte van het doorstroomoppervlak beneden GLW van enkele geulen in het kombergingsgebied van het zeegat van de Lauwers (zie figuur 25a).

D.m.v. de gegevens van de T2-raai-metingen uit de periode 1982/1983 konden ook de relaties onderzocht worden tussen getijkarakteristieke grootheden van geulen in de Oosterschelde en het oppervlak van het doorstroomprofiel (-NAP) van deze geulen.

Wat de getijvolumes en maximale debieten betreft zijn gegevens bekend van een getij tijdens doortij en een getij tijdens springtij. Analooog aan de werkwijze toegepast bij "de Lauwers" is het vloedvolume (resp. max. debiet vloed) of het ebvolume (resp. max. debiet eb) genomen (het grootste van die twee). De waarden zijn naar gemiddeld getij omgerekend door het gemiddelde te nemen.

De resultaten zijn weergegeven in figuur 25a, 26a, 26b en tabel 1). Uit deze figuur blijkt dat de relaties voor de geulen in de vier onderzochte estuaria in grote mate overeenkomen.

De afwijkingen van de meetpunten van de ideale lijn, de regressielijn, (zouden) kunnen verklaard worden door:

a) Plaatselijke verschillen in bodemsamenstelling. Zoals reeds in hoofdstuk 2.2 aangegeven is, heeft de bodemsamenstelling een grote invloed op de breedte/diepte-verhouding van het dwarsprofiel van de rivier. Schumm (1969) toont aan dat de breedte/diepte-verhouding (F) van een rivier niet alleen van de afvoer afhankelijk is maar ook van het type sediment, waar de bodem uit bestaat en door de rivier getransporteerd wordt. Een maat voor het type sediment is het percentage van de silt-kleifractie (M, materiaal < 74 µ) in het bodemsediment. Uit de relatie:

$$F \approx M^{-1,08}$$

blijkt dat de breedte/diepte-verhouding (=F) kleiner wordt naarmate M in het totale sediment toeneemt. Wanneer van twee rivieren (B>H) de oppervlakken van de dwarsdoorsneden (hier bedoeld de natte doorsneden) gelijk zijn, maar de breedte/diepte-verhouding verschilt, dan is het debiet door de dwarsdoorsnede met de grotere diepte vanwege de relatie:

$$Q = C i^{1/2} \int_0^B h^{3/2} db$$

(met Q = afvoer, h = waterdiepte en B = breedte van de geul, C = Chezycoefficient, en i = verhang) groter dan het debiet door de rivier met de kleinere waterdiepte (maar grotere breedte).

b) De invloed van dijken, weerstandskrachtige afzettingen, weerstand biedende oevers. De dijken enz. verhinderen de verplaatsing van de geulen in de breedte. Daardoor zal de geul in plaats van zich in de breedte aan te passen, zich verdiepen. Dit heeft hetzelfde effect op de relatie hydrodynamische parameter / oppervlakte doorstroomprofiel als beschreven onder a nl. dat langs dijken enz. de capaciteit van de geulen relatief groter is dan bij geulen, die zich vrij kunnen ontwikkelen, met dezelfde dwarsdoorsnede. Misschien treedt dit effect op bij de Pas van Terneuzen en het Middelgat in de Westerschelde waar de geulen zich tegen de dijken aan hebben verdiept en waar inderdaad het oppervlak van het dwarsprofiel relatief klein is t.o.v. het getijvolume. In andere geulen waar we hetzelfde zouden verwachten gaat dit echter niet op (bijv. Hammen).

c) De splitsing van geulen in een vloed- en ebdominant gedeelte. Dit schept de situatie dat de geul voor vloedstroom of de ebstroom apart (en dus ook het totale getijvolume) "eigenlijk te groot" is. Aangezien dit proces voor de verschillende geulen in verschillende stadia verkeert is het effect niet in alle geulen even sterk.

Enkele dwarsprofielen door het Engels Vaarwater zijn relatief t.o.v. het getijvolume erg groot. Dit zou verklaard kunnen worden door de duidelijke splitsing in een ebdominant gedeelte en een vloeddominant gedeelte.

d) Het achterblijven van de aanpassing van de geuldoorsnede aan veranderde hydrodynamische omstandigheden.

e) Het debiet is het produkt van snelheid en oppervlakte van het doorstroomprofiel. In wezen kan daarom uit de relaties afgeleid worden dat de over de dwarsdoorsnede gemiddelde snelheden voor de diverse situaties nagenoeg constant zijn. Afwijkingen treden op bij geulvernauwingen. Zie bijv. Gerritsen en de Jong (1983).

Geconcludeerd is dat de relaties voor de verschillende gebieden in zeer grote mate overeenkomen. Ten aanzien

hiervan kunnen nog enkele opmerkingen gemaakt worden:

a) Wat de bodemsamenstelling betreft zijn geen wezenlijke verschillen tussen de beschouwde gebieden te constateren (zie tabel 2). Voor de Westerschelde (nota 4a en 4b) is de slibfractie gedefinieerd als de fractie $< 16 \mu$ terwijl in de andere gebieden (nota 1 en nota 3) de slibfractie gedefinieerd is als de fractie $< 50 \mu$. De waarde van de slibfractie in de Westerschelde kan dus niet direct vergeleken worden met de waarden van de slibfracties in de twee andere gebieden.

b) In de Oosterschelde en Westerschelde zou een invloed van dijken enz. op de relaties te verwachten zijn. De grote overeenkomst van de relaties wijst echter niet op een dergelijke invloed.

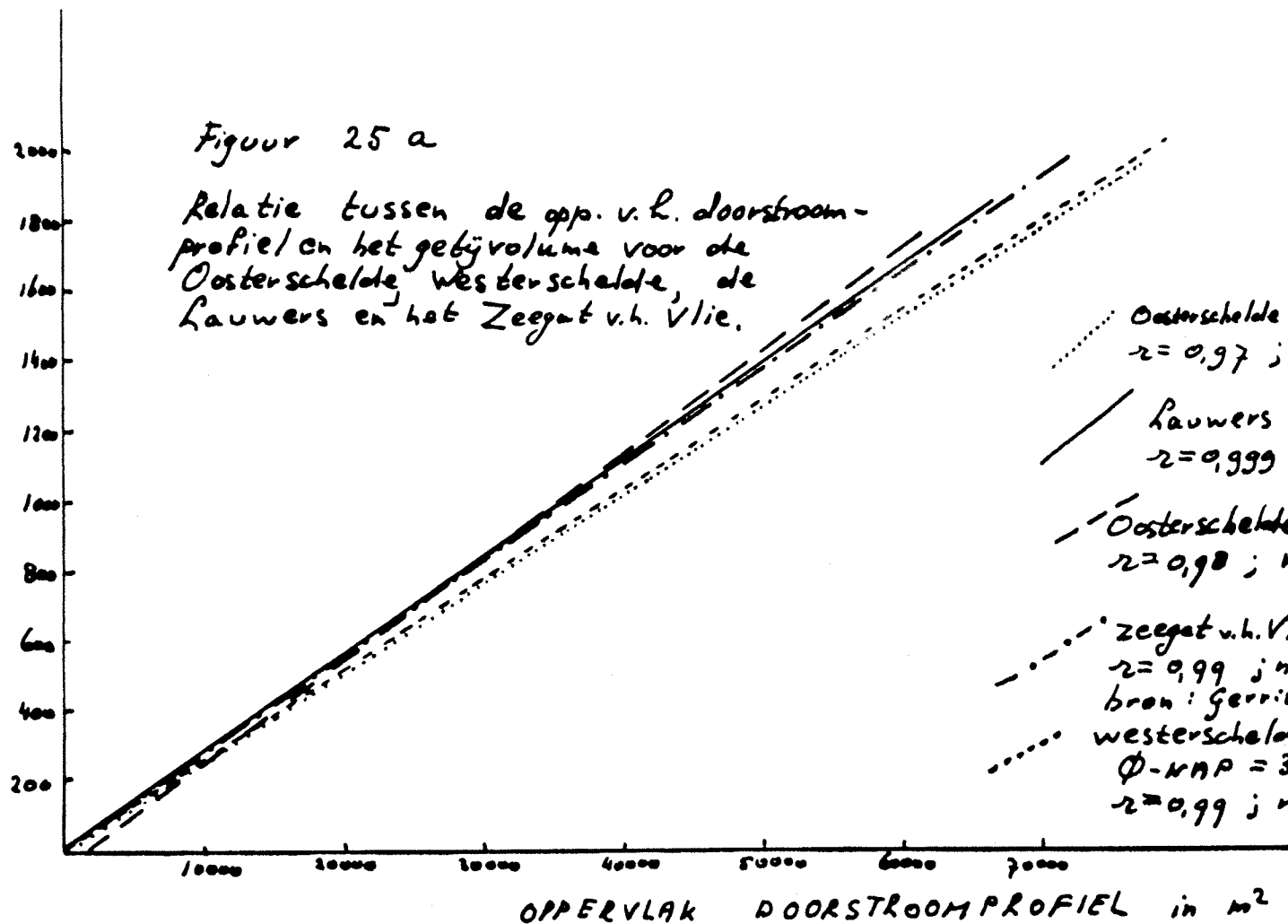
c) Invloed van andere getijkarakteristieken:
Wanneer in alle gebieden de doorsneden -NAP genomen zouden zijn, zou men verwachten dat in de Oosterschelde en de Westerschelde de dwarsdoorsneden -NAP relatief klein t.o.v. het maximale vloeddebiet zijn. Dit is af te leiden uit het feit dat de maximale snelheden bij resp. +1.50 m. en +2 m. +NAP optreden. De doorsnede bij maximale stroomsnelheid is daardoor aanzienlijk groter dan de doorsnede -NAP. Een vergelijking van de figuren 25c1 (doorsnede bij maximale stroomsnelheid, voor het Waddengebied bij max. 50 cm. +NAP) en figuur 25c2 (vloedgeulen Westerschelde, doorsnede -NAP) toont deze trend aan.

Aan de hand van bovenstaande relaties tussen de hydrodynamische parameters en de oppervlakte van doorstroomprofielen kan geconcludeerd worden dat vanwege een afname in getijvolumina van 30% tot 35% na de voltooiing van de SVK (voorlopige conclusie uit het voorspellingsmodel WAQUA), afhankelijk van de ligging van de geulen (de Roompot verliest relatief minder aan getijvolume, de noordelijke geulen vanwege het wegvallen van de stroming door het Mastgat relatief meer), de oppervlaktes van de dwarsprofielen ook met 30%-35% zullen afnemen. Er zullen dus verondiepingen optreden. In van Alphen, 1982, is geconcludeerd dat ook de vorm van de geulen zal veranderen: De breedte van de geul neemt bij afnemend debiet sneller af dan de diepte. Het gevolg is dat de breedte/diepte verhouding kleiner wordt.

GETIJ VOLUME in miljoen m³

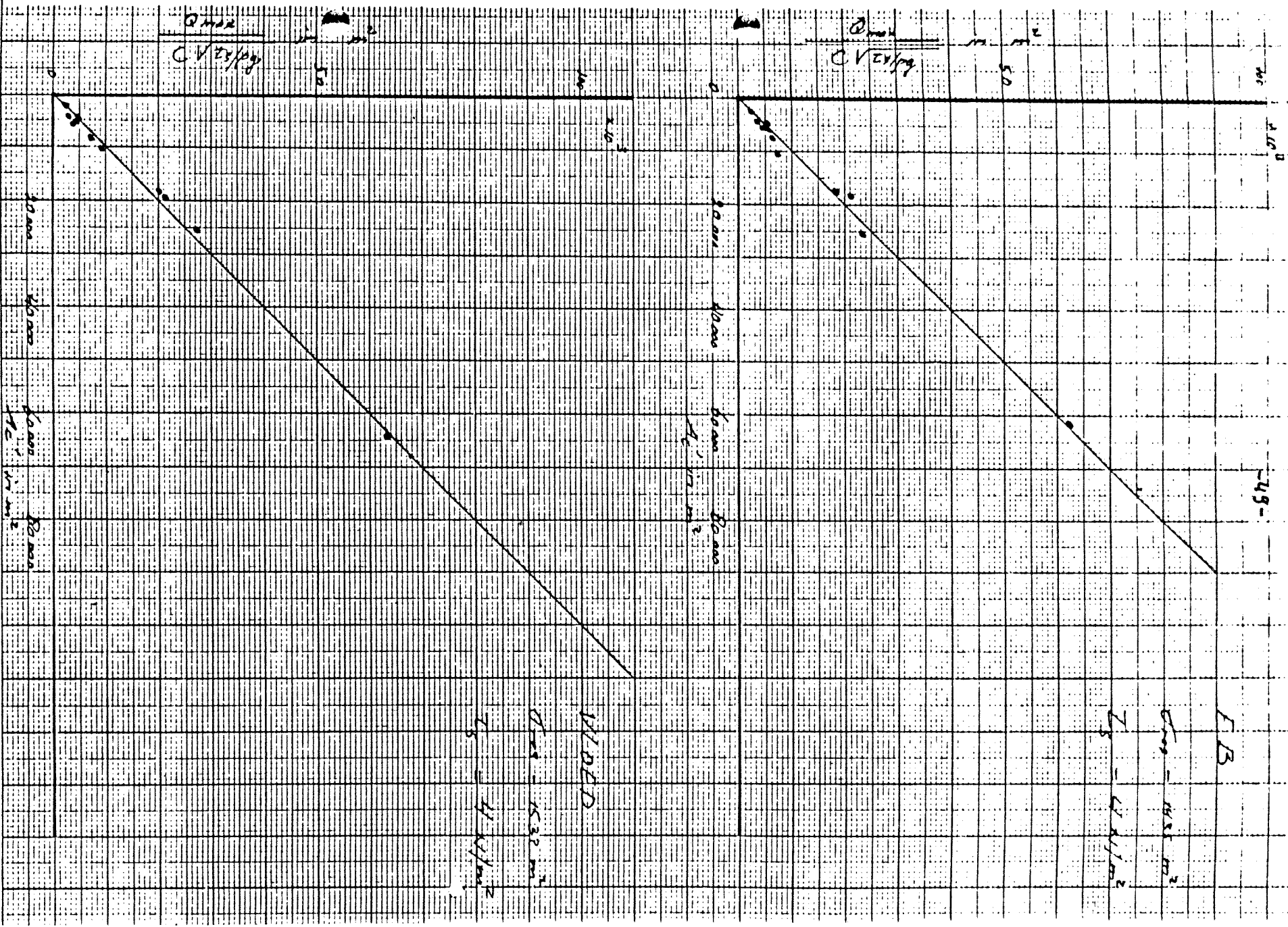
Figuur 25 a

Relatie tussen de opp. v. l. doorstroom-
profiel en het getijvolume voor de
Oosterschelde, Westerschelde, de
Lauwers en het Zeegat v. h. Vlie.



GTV = getijvolume gemiddeld getij

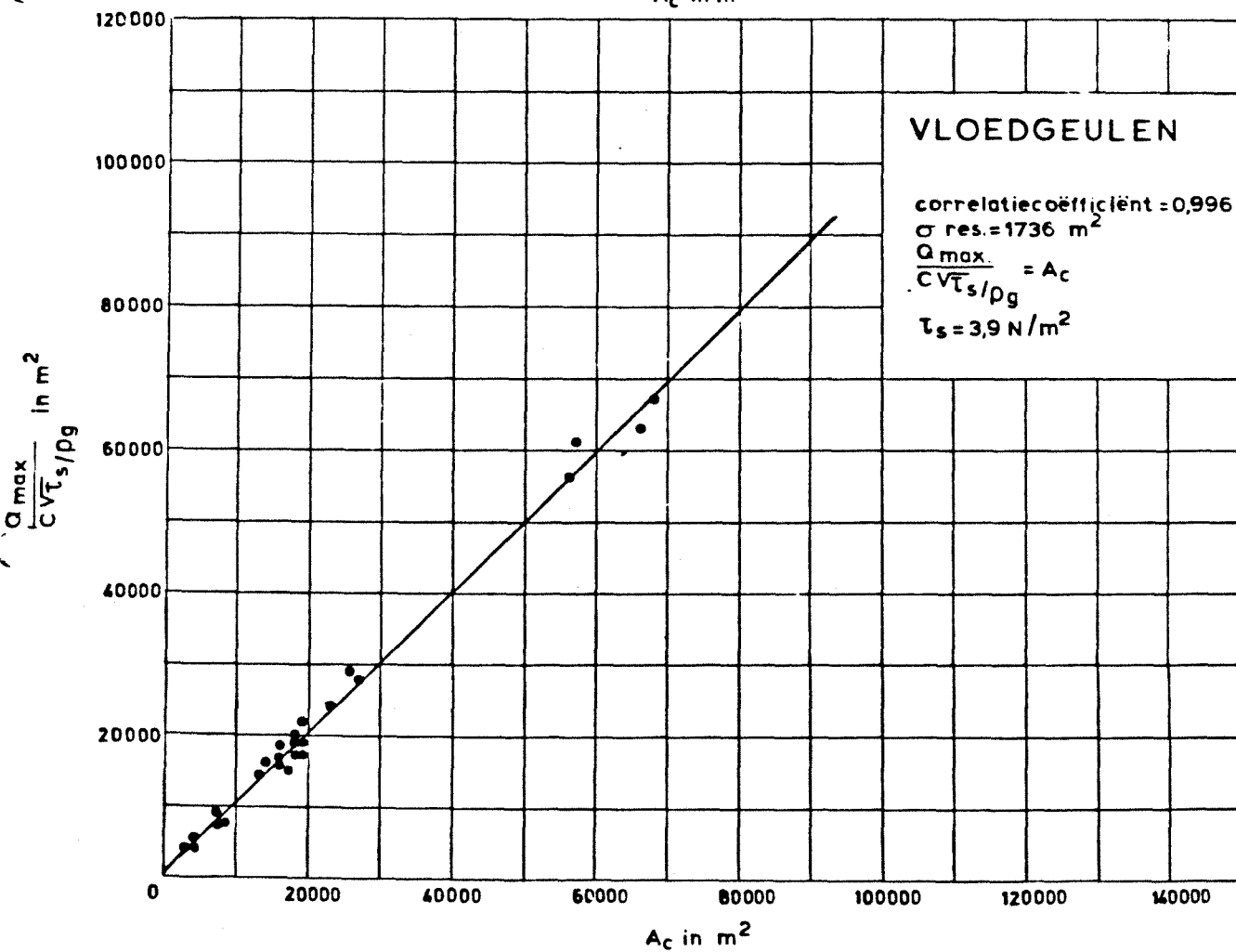
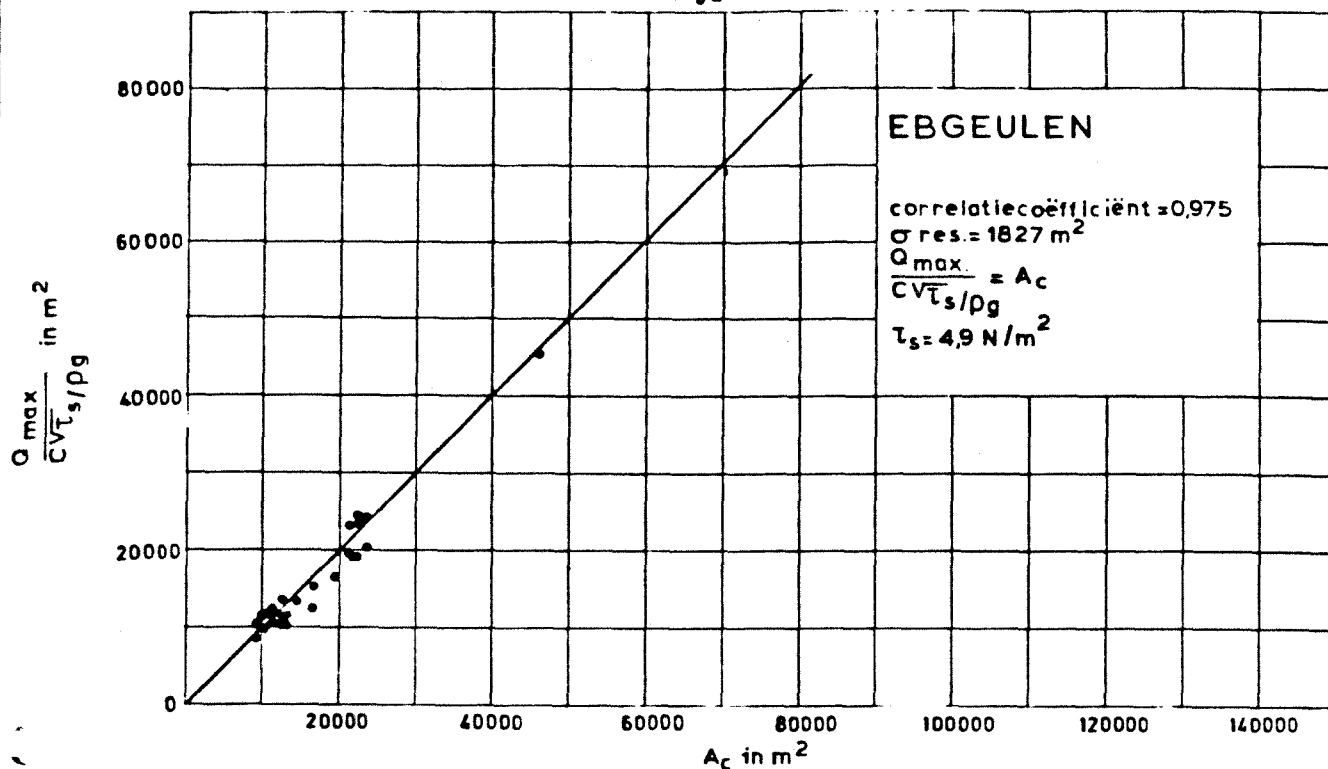
TVS = getijvolume springtij



rijkswaterstaat
 directe waterhuishouding en waterbeweging
 district kust en zee - adviesdienst vliissingen

Gulken in de binnendelta van het Zeyget v. n. Vlie
 relatie $\frac{Q_{max}}{C \sqrt{z_s / \rho g}}$ versus H_0 .

Figuur 25 b 1
 naar
 geïrrigatie en dekking, 1984



rijkswaterstaat

directie waterhuishouding en waterbeweging
 district kust en zee - adviesdienst vlossingen

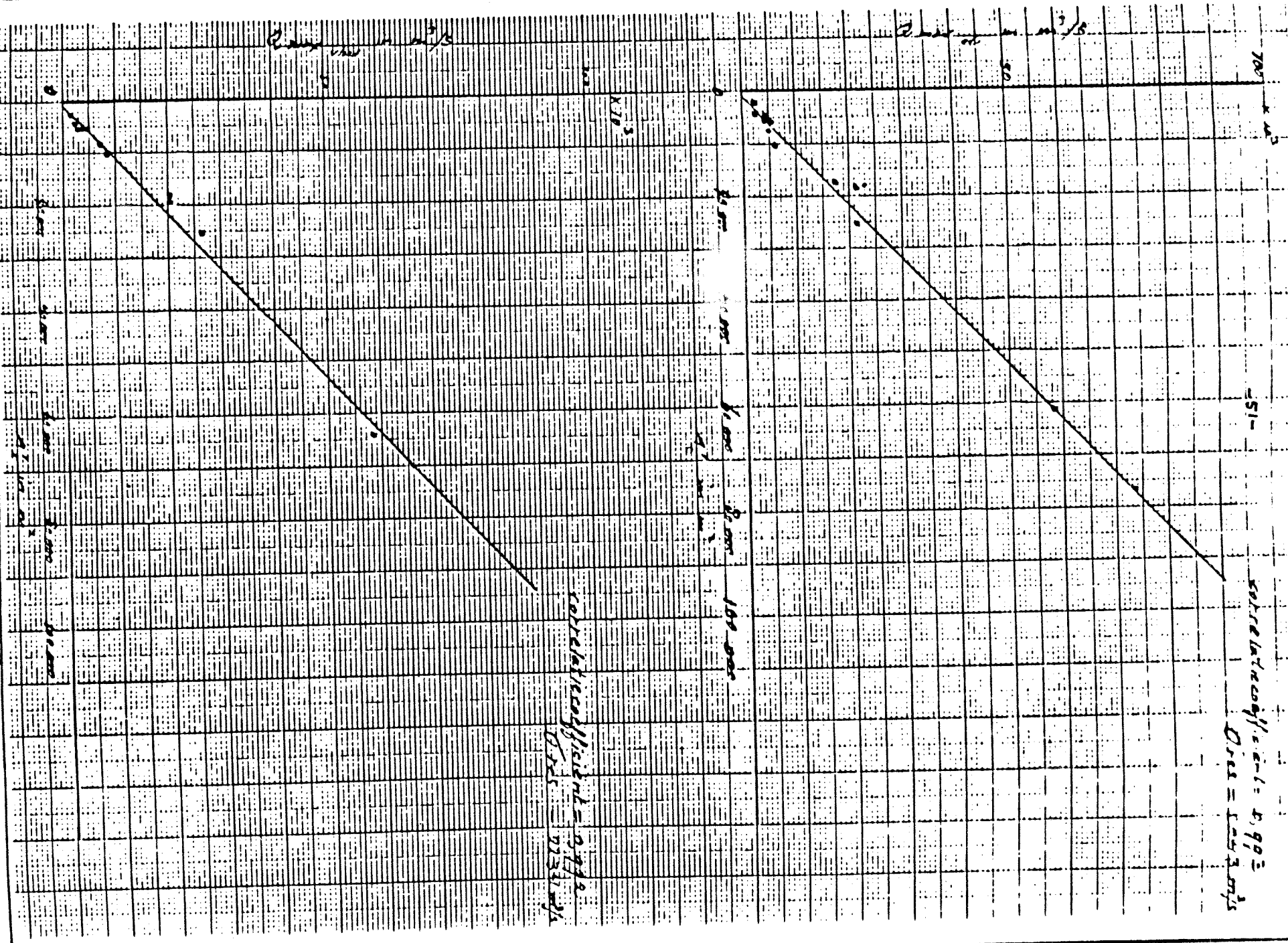
westerschelde

relatie $\frac{Q_{max}}{CV\tau_s/\rho g}$ versus A_c voor eb-en vloedgeulen

Figuur 25b2

naar Gerritsen en de Jong (1983).

correlatiecoëf. $r = 0,993$
 $D_{max} = 1004,3 \text{ m}^3/\text{s}$



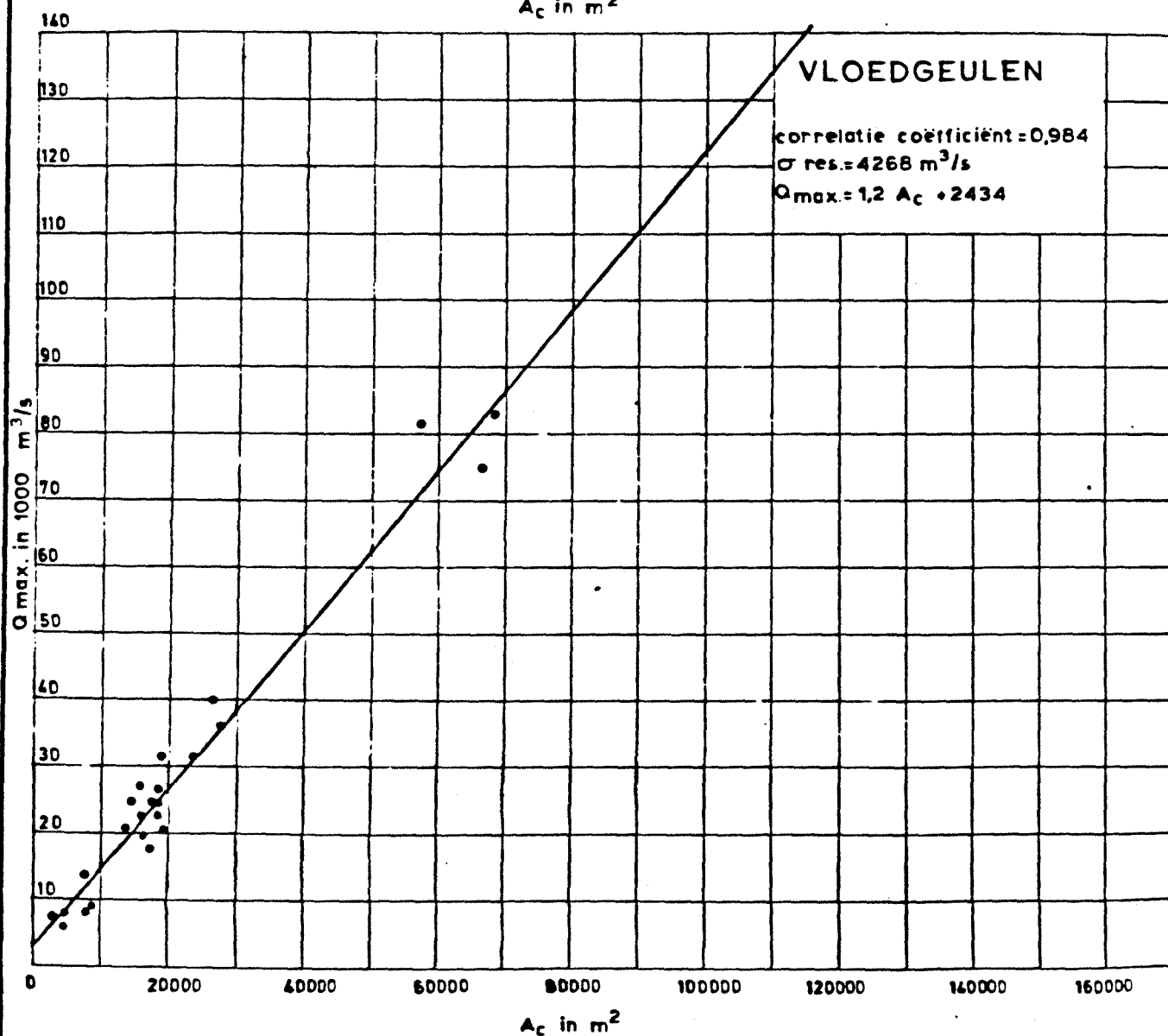
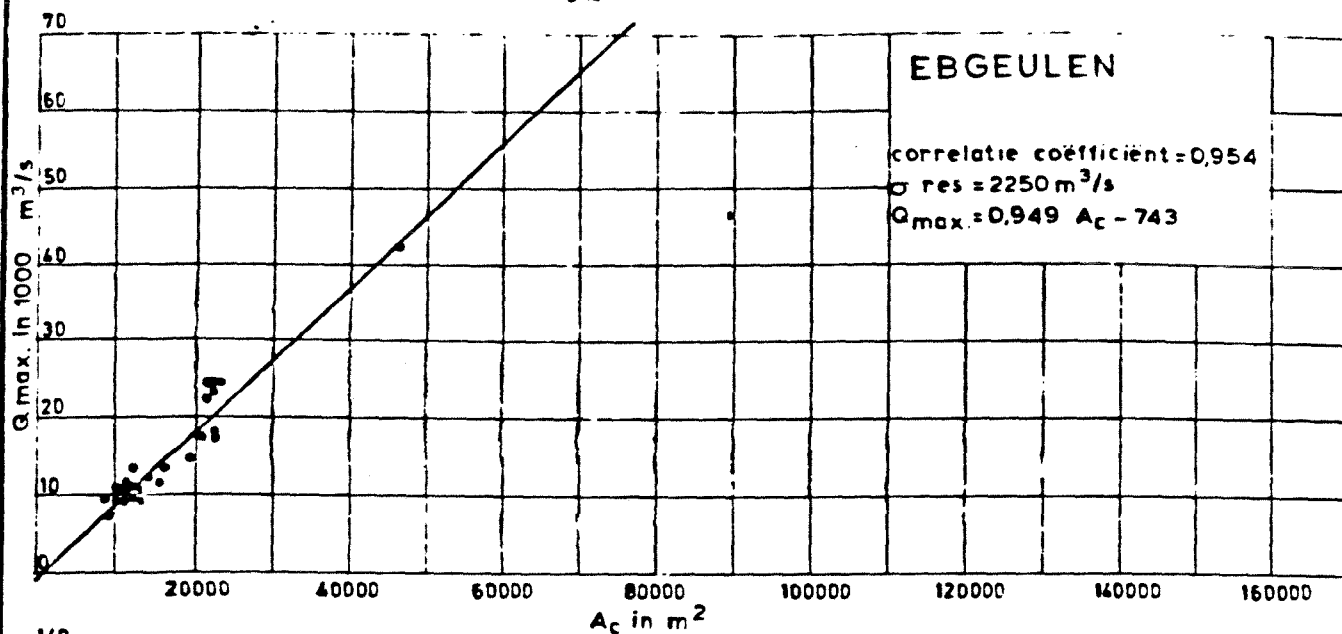
correlatiecoëf. $r = 0,993$
 $D_{max} = 1004,3 \text{ m}^3/\text{s}$

rijkswaterstaat

directie waterhuishouding en waterbeweging
 district kust en zee - adviesdienst vliissingen

gelezen van de binnensluis van het Zingor. 4/1/11
 maximum debiet (D_{max}) versas
 doorstroomprofiel (A_c!).

Figuur 25 c 1
 uit Gerichten en de long
 1984

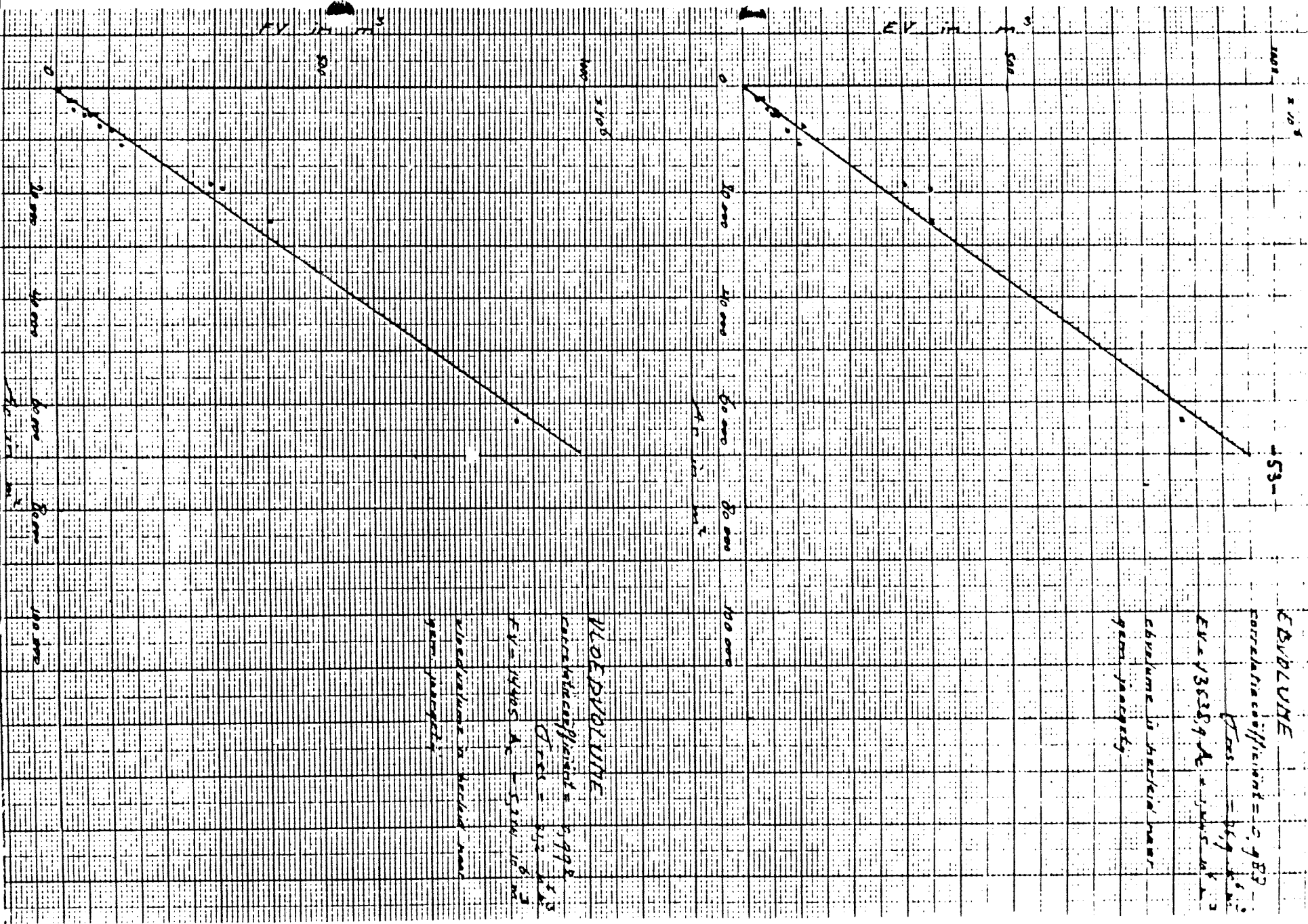


rijkswaterstaat

directie waterhuishouding en waterbeweging
 district kust en zee - adviesdienst vliissingen

westerschelde, eb- en vloedgeulen
 maximum debiet (Q_{max})
 versus doorstroomprofiel (A_c).

Figuur 25C 2
naar Gerritsen en de Jong
1983



45

BIBLIE

Correlation coefficient = -0.983

Thos. - 1897

$EV = \sqrt{3638,9} = 60,316$

Chrysomelids in the field near
great jacaranda

generosity

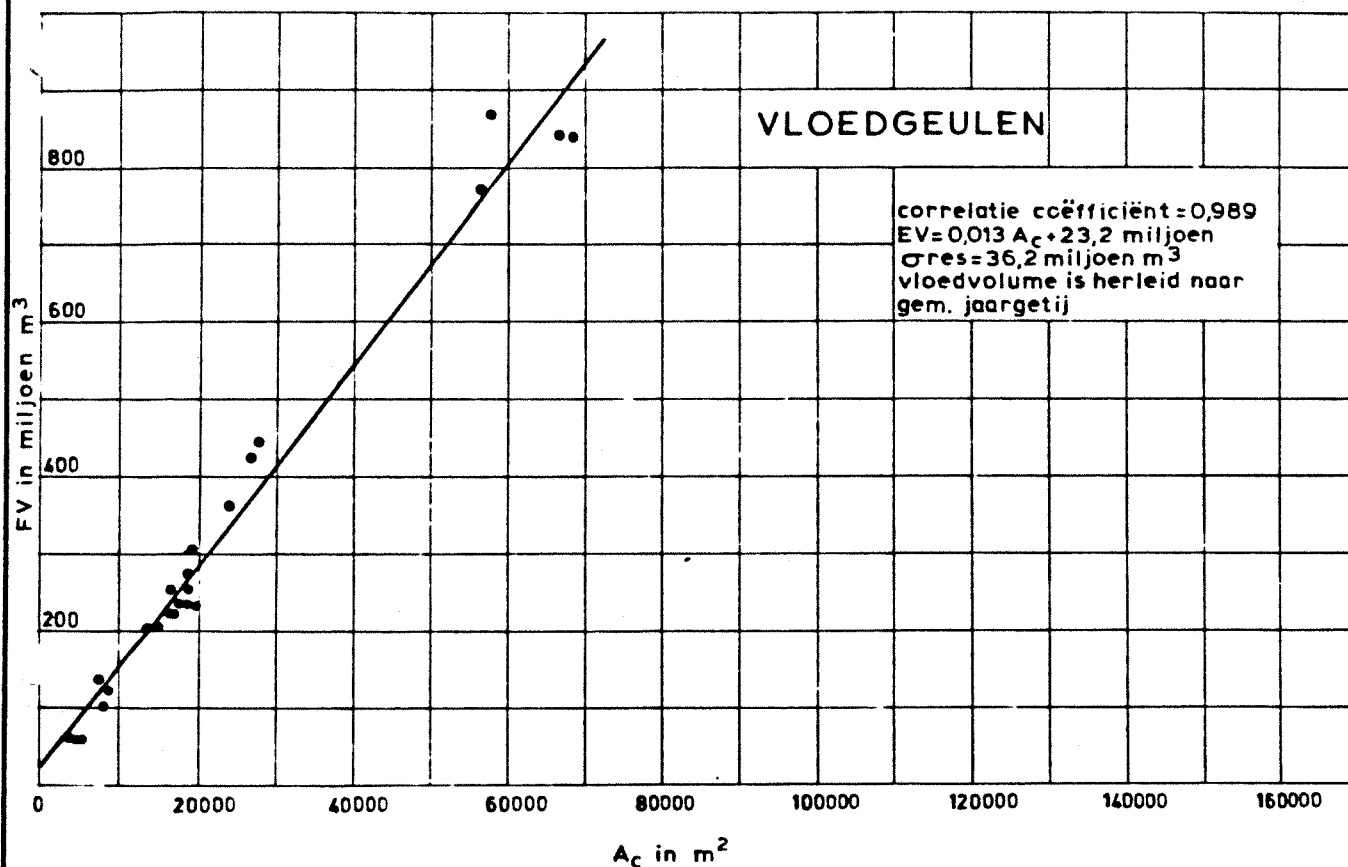
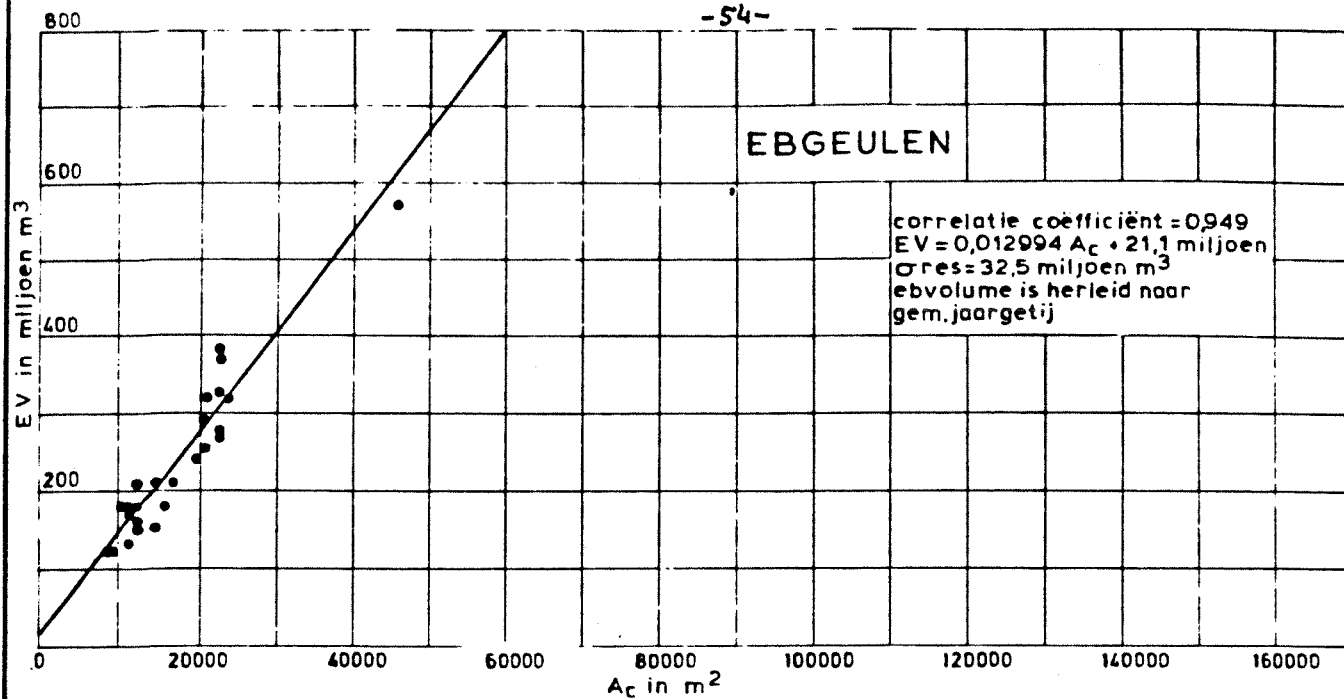
rijkswaterstaat

**directie waterhuishouding en waterbeweging
district kust en zee - adviesdienst vissingen**

Figure 25 of 1

mit Garrison & De Long
1884

Gulden in de binnendelta van het Zeegeul v.d. Vlie.
 Es- en vloedsolame versus afvoerstrom-
 profiel.



rijkswaterstaat

directie waterhuishouding en waterbeweging
 district kust en zee - adviesdienst vlissingen

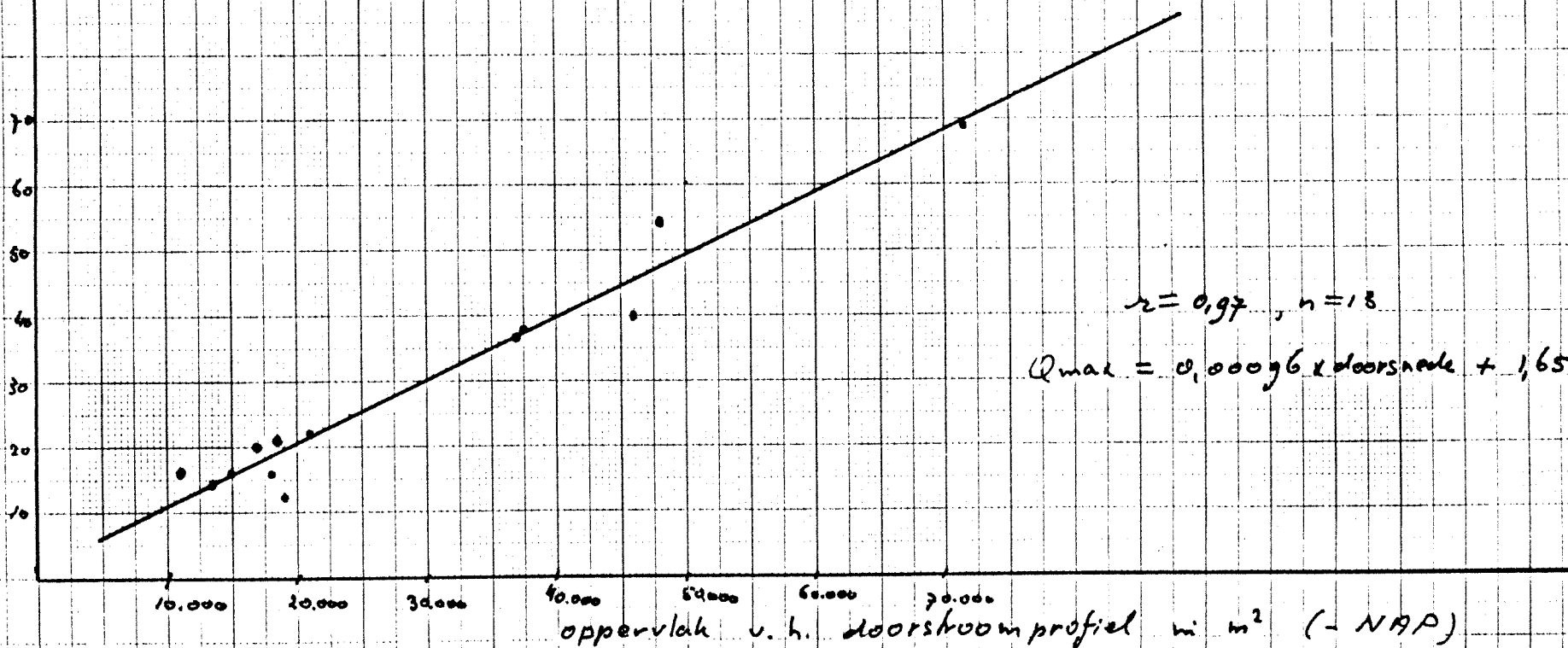
westerschelde

eb- en vloedvolume versus doorstroomprofiel
 van resp. de eb- en vloedgeulen

*Figuur 25 d2
 met Gerritsen en de Jong
 1988*

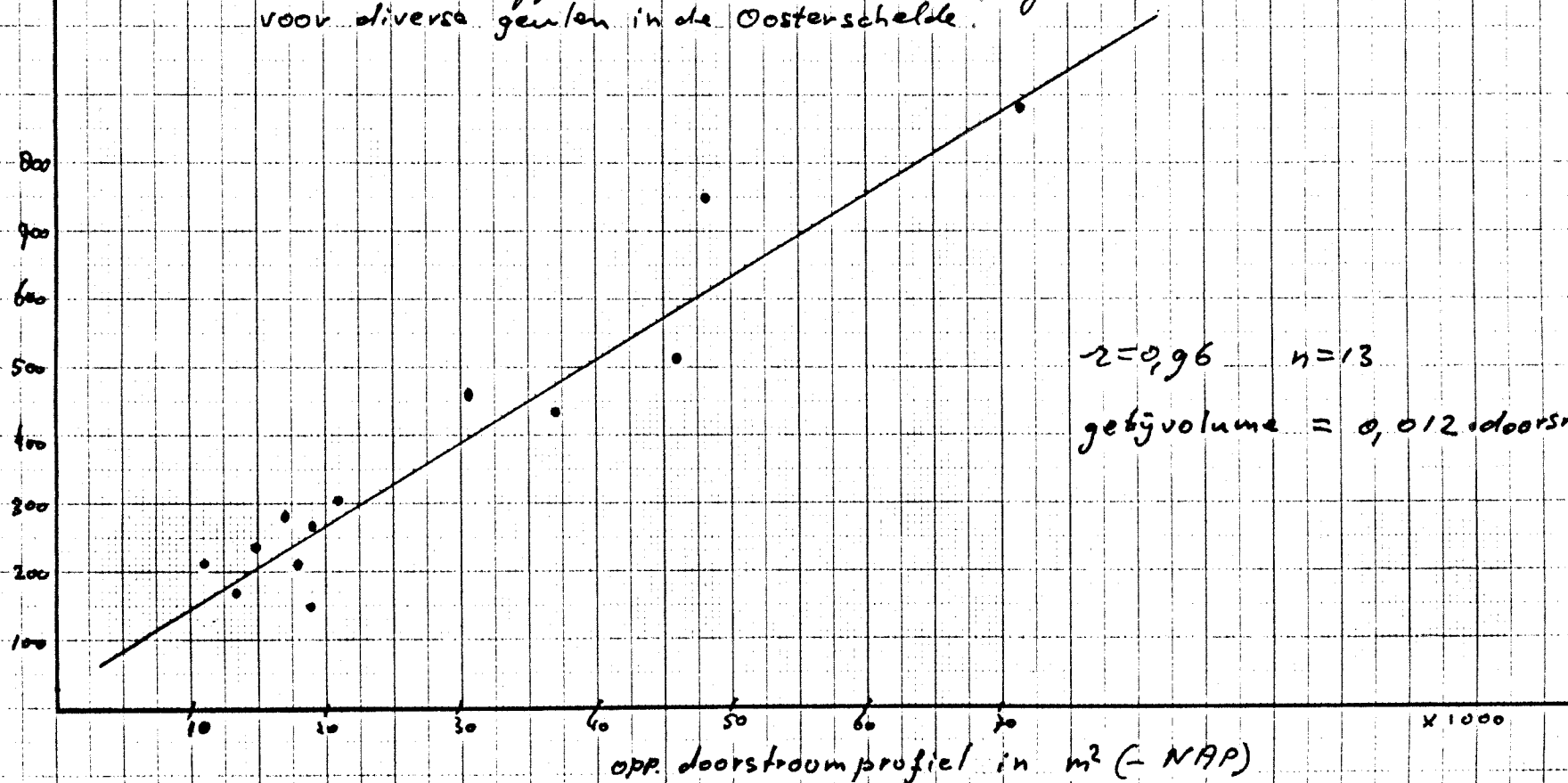
$Q_{\max}$ eblood in 10^3 m^3

Figuur 26 a : Relatie tussen het max. debiet ^{*)} ("gemiddelde" waarde) ^{**)} en de oppervlakte van doorstroomprofielen voor diverse geulen in de Oosterschelde.
^{*)} en ^{**)} zie tekst



eb/vloedvolume (zie tekst) in milj.m³

Figuur 26 b : Relatie tussen het eb/vloed.
volume en de oppervlakte van doorstroombprofielen
voor diverse getiden in de Oosterschelde.



tabel 1

	totaal volume ^{*)} in milj. m ³	eb/vloedvolume ^{*)} in milj. m ³	Q _{max eb/vloed} ^{*)} 1000 m ³ /sec	doorsnede - NAP
I Roompot	1376	753	54	48250
S.v. Roggenpl.	552	303	22	21000
Hammen	381	208	16	18190
II Colijnsplaat	842	456	38	30750
Roompot	480	284	20	17000
S.v. Roggenpl.	428	232	16	14940
Hammen	338	172	13	13500
raai III a	306	153	12	19000
raai III b	1756	885	69	71500
raai VI	993	507	39	46000
raai VII	833	429	37	36875
raai IV	534	268	21	18750
raai V	201	213	16	11284

* gemiddelde getij (zie tekst)

Tabel 2: Bodem samenstelling in Oosterschelde, Waddenzee en Westerschelde.

	Oosterschelde ^{*)}	Waddenzee ^{**)}	Westerschelde ^{***)}
korrelgrootte D ₅₀	De D₅₀ varieert tussen 110 mu en 285 mu. In de geulen komt het grovere sediment voor; naar de ondiepere delen (plaat, slik) treedt er duidelijk een verfijning van het sediment op.	In het grootste deel v.d. Waddenzee komt meer dan 80% van het bodemmateriaal tot de fractie 105-210 μ. (behalve rond wantijen en langs kust)	Oostelijk deel: Zandpercentages $\pm 95\%$. D₅₀: Platengebieden 105-150 mu + geulen t.p.v. drempels Elders oplopend tot > 300 mu Westelijk deel: Zandpercentages tussen 90 en 95%. D₅₀: Platengebieden 105-300 mu. Geulen: Variërend van 105-300 mu.
slibgehalte	Het slibgehalte (< 50 mu) varieert tussen 35% en 3%. In het grootste deel is het slibgehalte < 10%. In het westelijk gebied 5-10% slib (zandige kleilagen); het midden-deel < 5% slib; het komgebied getuigt van een toename v.h. slibgehalte naar de dijken toe.	Fractie < 50 mu In het grootste deel 3%; bij kust en wantij oplopend tot 15%	N/B Slibgehalte is fractie < 16 mu. Westelijk deel: 0,5 - 1% Oostelijk deel: < 0,5%

^{*)} bron: nota 3

^{**)} bron: nota 1

^{***)} bron: nota 4a en 4b

Tabel 3 : Enkele verschillen in de relatie tussen het horizontale en verticale gelij van de Waddenzee, Oosterschelde en Westerschelde. m.b.v. σT_2 -naarmetingen 1982/1983). Gevritsen an de Jong, 1983 en 1984

Waddenzee	Oosterschelde	Westerschelde
Maximale str. snelheid tijdens vloed als waterstand enkele decimeters hoger dan NAP (< 5 dec.)	Maximale str. snelheid tijdens vloed wanneer waterstand ong. 150 cm + NAP	Maximale stroomsnelheid tijdens vloed wanneer waterst. ong. 200 cm + NAP.
Maximale str. snelheid tijdens eb als waterstand enkele decimeters beneden NAP	Maximale str. snelheid tijdens eb wanneer waterstand ong. 50 cm. - NAP	Maximale str. snelheid tijdens eb als waterstand ong. gelijk aan NAP.

3.5. Relaties tussen getijkarakteristieke grootheden en de meandergeometrie van estuariumgeulen.

Inleiding

In hoofdstuk 1 is er reeds op gewezen dat er een zeker empirisch verband bestaat tussen de meanderlengte van estuariumgeulen en het getijvolume (Van Vegchel, 1977). Vanwege dit verband is de verwachting dat na de voltooiing van de Stormvloedkering en de Compartimenteringsdammen als gevolg van de vermindering van het getijvolume geulverleggingen optreden.

In het volgende wordt nagegaan welke de empirische relaties zijn tussen getijkarakteristieke grootheden en de meandergeometrie (uitgedrukt in bochtstraal en meanderlengte). Deze relaties zijn onderzocht voor de geulen in de Westerschelde, de Oosterschelde en het Waddengebied.

Voor de geulen in de Westerschelde en de Oosterschelde zijn gegevens over het getijvolume beschikbaar; voor het Waddengebied echter zijn alleen getijvolumina bekend van de geulen in het Zeegat van het Vlie. Om toch iets te kunnen zeggen over de relatie tussen het getijvolume en de straal en de meanderlengte is als alternatief voor het getijvolume gebruikt de oppervlakte van het doorstroomprofiel. Door de vele regelmatige lodingen die na ong. 1900 in de Waddenzee zijn uitgevoerd, zijn hier veel gegevens over.

Deze werkwijze wordt gebruikt omdat, zoals in de voorgaande paragraaf is aangetoond, een uitstekende relatie bestaat tussen het getijvolume en de oppervlakte van het doorstroomprofiel.

Getijkarakteristieke grootheden en bochtstraal

In de genoemde estuaria zijn de stralen van de geulbochten opgemeten. Dit gebeurde bij die bochten waar een duidelijke kromming waar te nemen is en waar gegevens over het getijvolume, de opp. van het doorstroomprofiel of maximale debiet van beschikbaar zijn. De bochtstraal werd verkregen door het gemiddelde te nemen van enkele stralen. Een straal is dan een lijn getekend vanuit een punt op de geulas, loodrecht op de raaklijn langs de geulas in dat punt. De diverse stralen ontmoeten elkaar in een punt of bijna in een punt.

Bochtstraal en getijvolume:

In tabel 4 zijn de waarden weergegeven van de getijvolumes en de grootte van de bochtstralen van

geulen in de Westerschelde, de Oosterschelde en het Zeegat van het Vlie. De relaties zijn uitgezet in figuur 27.

Geconcludeerd kan worden dat de waarden van de correlatiecoëfficiënten erop wijzen dat er een zekere mate van lineaire afhankelijkheid bestaat tussen de straal van de geulen en de getijvolumina. Ten tweede valt op te merken dat de voor de diverse gebieden gevonden vergelijkingen verschillen.

Bochtstraal en het maximale debiet

In tabel 4 zijn aangegeven de waarden die voor de relatie tussen het maximale debiet en de bochtstraal gebruikt zijn; in figuur 28 zijn de relaties weergegeven. Geconcludeerd kan worden dat a) de correlatiecoëfficiënten van de relaties wijzen op een afhankelijkheid van de straal van de bocht van het maximale debiet, b) dat de relaties verschillen tussen de gekozen gebieden onderling.

Zeer opvallend is dat de relatie die door Geyl (1976) voor het Waddengebied gevonden is, sterk verschilt van de relatie gevonden voor het Zeegat van het Vlie, Oosterschelde en Westerschelde (nl. lagere waarden voor de straal bij Geyl voor dezelfde waarden van Q_{max}). Redenen hiervoor kunnen zijn: 1) Andere waarden voor het maximale debiet en 2) een verschillende manier van opmeten van de straal.

Bochtstraal en oppervlak van het doorstroomprofiel.

In tabel 5 zijn aangegeven de waarden die voor de relatie tussen het oppervlak van het doorstroomprofiel en de bochtstraal gebruikt zijn; in figuur 29 zijn de relaties weergegeven.

Geconcludeerd kan worden dat a) de waarden van de correlatiecoëfficiënten erop wijzen dat er een zekere mate van lineaire afhankelijkheid bestaat tussen de grootte van het doorstroomprofiel van geulen en de straal van geulbochten en dat b) vergeleken met de relaties gevonden tussen getijvolume en bochtstraal en maximale debiet en bochtstraal de vergelijkingen beter met elkaar overeenkomen.

In verband met de relaties zoals in het bovenstaande weergegeven, kunnen enkele factoren genoemd worden die, buiten beschouwing gelaten de mogelijkheid dat andere functies bijv. machtsfuncties beter zouden voldoen, de relaties beïnvloeden:

- a) Het bepalen van de bochtstraal is zeer subjectief,
- b) Het maximale debiet, het getijvolume, de oppervlakte van het doorstroomprofiel, opgenomen op een bepaalde plaats in de bocht, hoeft niet altijd representatief

voor de hele bocht te zijn,

c) In enkele gevallen zijn maar zeer weinig waarnemingen beschikbaar. Dit betekent dat een enkele waarneming een grote invloed heeft op de relatie,

d) Een van de belangrijkste factoren is het voorkomen van dijken of weerstandskrachtige afzettingen. Deze kunnen de ontwikkeling van een bocht belemmeren. Als voorbeelden kunnen genoemd worden het Engels Vaarwater ter hoogte van Kats, het Zuidergat ter hoogte van Walsoorden, het nauw van Bath ten westen van Bath en het Middeltgat ten westen van Hansweert. Uit alle figuren blijkt dat de stralen van de genoemde geulgedeelten relatief zeer klein zijn. De drie relatief te lage waarden voor de straal in de Westerschelde zorgen ervoor dat de regressielijn 'lager' ligt dan de overige regressielijnen. M.a.w. wanneer de bedoelde bochten in de Westerschelde zich vrij hadden kunnen ontwikkelen zouden de relaties misschien een grotere overeenkomst hebben vertoont.

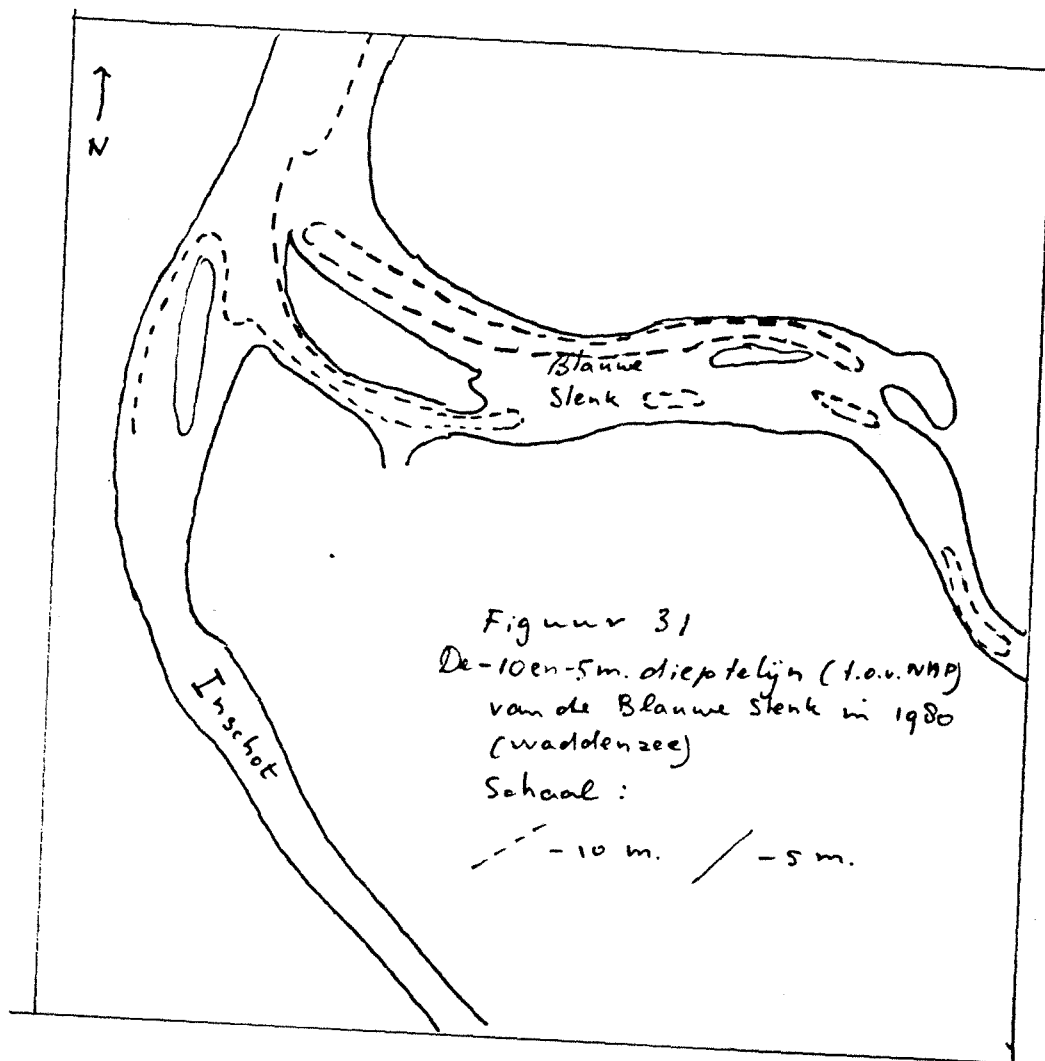
e) Verschillen in bodemsamenstelling. Deze zijn van invloed op de breedte-diepteverhouding van een geul en daarmee op de stroming door een bocht (zie "rivieren"),

f) De wederzijdse beïnvloeding van ebscharen en vloedscharen. Aan de ene kant kan een (eb)vloedschaar door de opbouw van een drempel het uitbochten van een eb(vloed)schaar bevorderen (fig.22). Aan de andere kant kan een zich verplaatsende vloed(eb)schaar de ligging van een daarin uitmondende eb(vloed)schaar beïnvloeden.

g) De ontwikkeling van de straal hoeft niet synchroon te lopen met de ontwikkeling van het getijvolume of de aanpassing van het doorstroomprofiel. Om dit te testen zijn voor het waddengebied de zgn. stabiele geulen gescheiden van de onstabiele geulen. Als criterium voor een stabiele geul gold in dit geval dat de laatste 20 a 30 jaar geen al te grote veranderingen ($<10\%$) van het oppervlak van het doorstroomprofiel waargenomen zijn. Voor gegevens hieromtrent is gebruik gemaakt van nota 5 waarin de ontwikkeling van de doorstroomprofielen van 37 geulen in het Waddengebied vanaf ong. 1925 is aangegeven. De resultaten zijn aangegeven in tabel 6 en figuur 30. Uit de correlatiecoëfficiënten blijkt dat het verband voor de "stabiele" geulen veel beter is ($r = 0,98$) dan het verband voor de onstabiele geulen ($r = 0,51$). Hieruit kan geconcludeerd worden dat, zoals boven al geopperd is, de ontwikkeling van een geul in het horizontale vlak, uit te drukken in de ontwikkeling van de bochtstraal, niet synchroon loopt met de ontwikkeling van de geul in het verticale vlak, uit te drukken in de ontwikkeling van het doorstroomprofiel.

Getijkarakteristieke grootheden en meanderlengte.

In het volgende worden de verbanden besproken tussen het getijvolume, het maximale debiet en oppervlakte van het



doorstroomprofiel en de meanderlengte van de geulen in de estuaria.

Opgemerkt dient te worden dat het meten van de meanderlengte nog subjectiever is dan het meten van de bochtstraal. Naast factoren die de betrouwbaarheid van de waarde van de bochtstraal beïnvloeden spelen nog mee: a) De scheiding in ebscharen en vloedscharen. Hierdoor wordt het vaak moeilijk het juiste verloop van een hoofdgeul te bepalen. Als voorbeeld kan genoemd worden de Blauwe Slenk (Waddenzee, zie figuur 31), en b) De splitsing van een grote geul in een aantal kleinere. Als voorbeeld kan genoemd worden het Malzwin, dat deel uitmaakt van het geulsysteem in het Zeegat van Texel. Het Malzwin splitst zich in drie kleinere geulen nl. het Amsteldiep, het Vissersgaatje en de Wierbalg. Daardoor wordt het getijvolume verdeeld over deze drie geulen zodat het moeilijk wordt aan te geven welk getijvolume of grootte van doorstroomprofiel representatief is voor de gehele meander.

In de meeste gevallen is uitgegaan van de halve meander.

In de Westerschelde zijn alleen de meanders van de hoofdvaargeul, die gevormd wordt door de ebscharen, opgemeten. Van de hoofdgeul maken deel uit de Honte, de Pas van Terneuzen, het Gat van Ossensisse (vloedgeul), het Middeldgat, het Zuidergat, het nauw van Bath en het vaarwater boven Eath. De vloedgeulen, die vnl. gevormd worden door rechte scharen, zijn buiten beschouwing gelaten.

De relatie tussen het maximale debiet en het getijvolume en de grootte van de meanders

In tabellen 7 en 8 en figuren 32 en 33 zijn resp. de waarden van de parameters en de gevonden relaties uitgezet. De correlatiecoëfficiënten zijn hoger dan bij de relatie hydrodynamische parameters en straal. Het blijkt dat bij eenzelfde grootte van maximaal debiet of getijvolume de meanders in de Westerschelde groter zijn dan in de Waddenzee en de Oosterschelde.

De relatie tussen de grootte van de dwarsdoorsnede en de meanderlengte

Zie tabel 9 en figuur 34. Geconcludeerd kan worden dat er een uitstekende relatie bestaat tussen de grootte van de dwarsdoorsnede van estuariumgeulen en de meanderlengte.

In figuur 34b zijn ook de waarde voor het opp. van het doorstroomprofiel en de meanderlengte van het Springersdiep in de Grevelingen (1933) verwerkt. Het blijkt dat de waarden goed passen bij de waarden gevonden voor de Waddenzee en de Oosterschelde. Uit de relaties blijkt dat de meanders in de

Westerschelde bij een zelfde grootte van doorstroomprofiel, groter zijn dan de meanders in de Waddenzee en de Oosterschelde. Een oorzaak voor het ontstaan van de grotere meanders in de Westerschelde kan niet afgeleid worden uit de ter beschikking staande gegevens. Toch kunnen in verband hiermee enkele opmerkingen worden gemaakt:

a) In het voorgaande is reeds erop gewezen dat de bodemsamenstelling in de Westerschelde, de Oosterschelde en de Waddenzee geen opmerkelijke verschillen vertoont. Deze factor kan dus niet de grotere meanders in de Westerschelde verklaren.

b) De ontwikkeling van de meanders in de Westerschelde zou achtergebleven kunnen zijn bij de ontwikkeling van het dwarsprofiel na vermindering van het getijvolume. Geyl (1976) wijst in dit verband op meanders van de Schelde stroomopwaarts van Antwerpen die te groot zijn in relatie tot de breedte. De reden hiervoor zou zijn dat de breedte zich wel heeft aangepast aan een kleiner debiet na de Wormijstijd, maar de meanderlengte niet omdat de stroming te zwak was om die te veranderen. In de zuidwestelijke estuaria echter is de laatste 10.000 jaar een toename van getijvolume geweest, ten gevolge van de relatieve zeespiegelrijzing. Wanneer er dus sprake zou zijn van een niet aangepast zijn van de meanderlengte aan getijvolume dan zou het andersom zijn nl. de meanderlengtes zouden relatief te klein zijn voor het getijvolume.

In figuur 35 is de relatie weergegeven tussen de bochtstraal en de meanderlengte in de onderzochte estuaria. Het blijkt dat de verhouding tussen meanderlengte en straal (uitgezonderd enkele geulen in de Westerschelde) ongeveer 3 is. Hieruit kan, hoewel zeer weinig meetgegevens ter beschikking staan, geconcludeerd worden dat de vaste relatie tussen de straal en meanderlengte zoals die voor rivieren door Leopold en Wolman (1960) is gevonden ($L=4,7 \times \text{straal}^{0,78}$) in de onderzochte estuaria niet geldt.

Uit de bovenbeschreven empirische relaties tussen hydrodynamische karakteristieken (plus de opp. van doorstroomprofielen als alternatief) en de meandergeometrie van de geulen in de Oosterschelde blijkt dat:

a) De bochtstraal van de geulen in de Oosterschelde a.g.v. een afname van de hydrodynamische parameters met ong. 30% na de voltooiing van de SVK, met ongeveer 18% zal afnemen. Van Alphen (1982) noemt n.a.v. Geyl (1976) en een afname in getijvolume van 36% een afname van bochtstraal van 20%.

t) De meanderlengte afneemt met 25%. Van Alphen noemt n.a.v. Geyl (1978) en een afname van getijvolume van 36% een afname van van meanderlengte van 25%.

Fig. 27
 Relatie tussen grootste getijvolume
 (FV of EV) en straal (gemidd. getij)

... en □ Oosterschelde
 $r=0,65$ str = $0,0096(FV \text{ of } EV) + 3,5$

- - - en + zeevat v.l. vlie
 $r=0,69$ str. = $0,01(FV \text{ of } EV) + 3,09$

/ / en x Westerschelde
 $r=0,62$ str. = $0,015(FV \text{ of } EV) + 1,62$

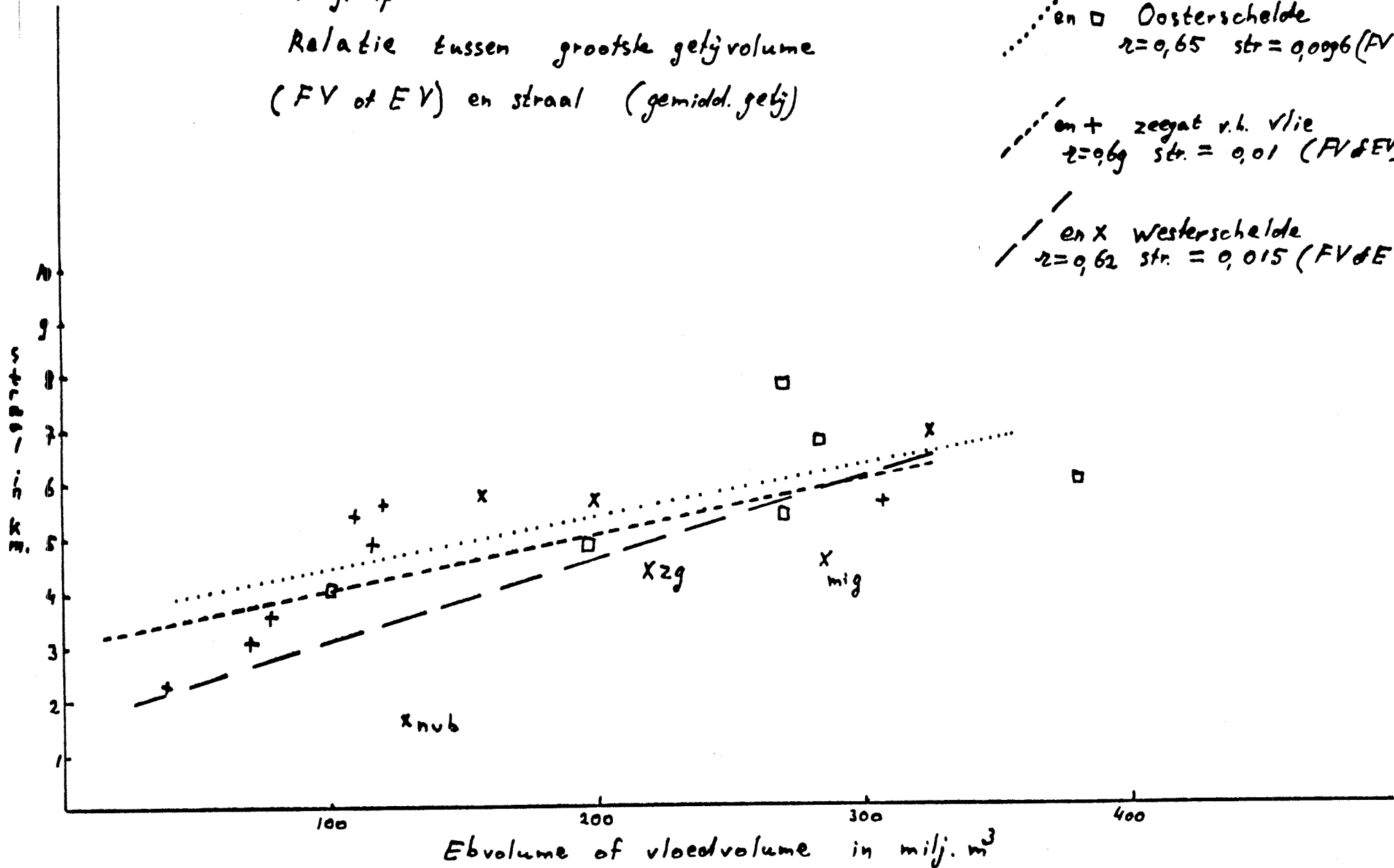
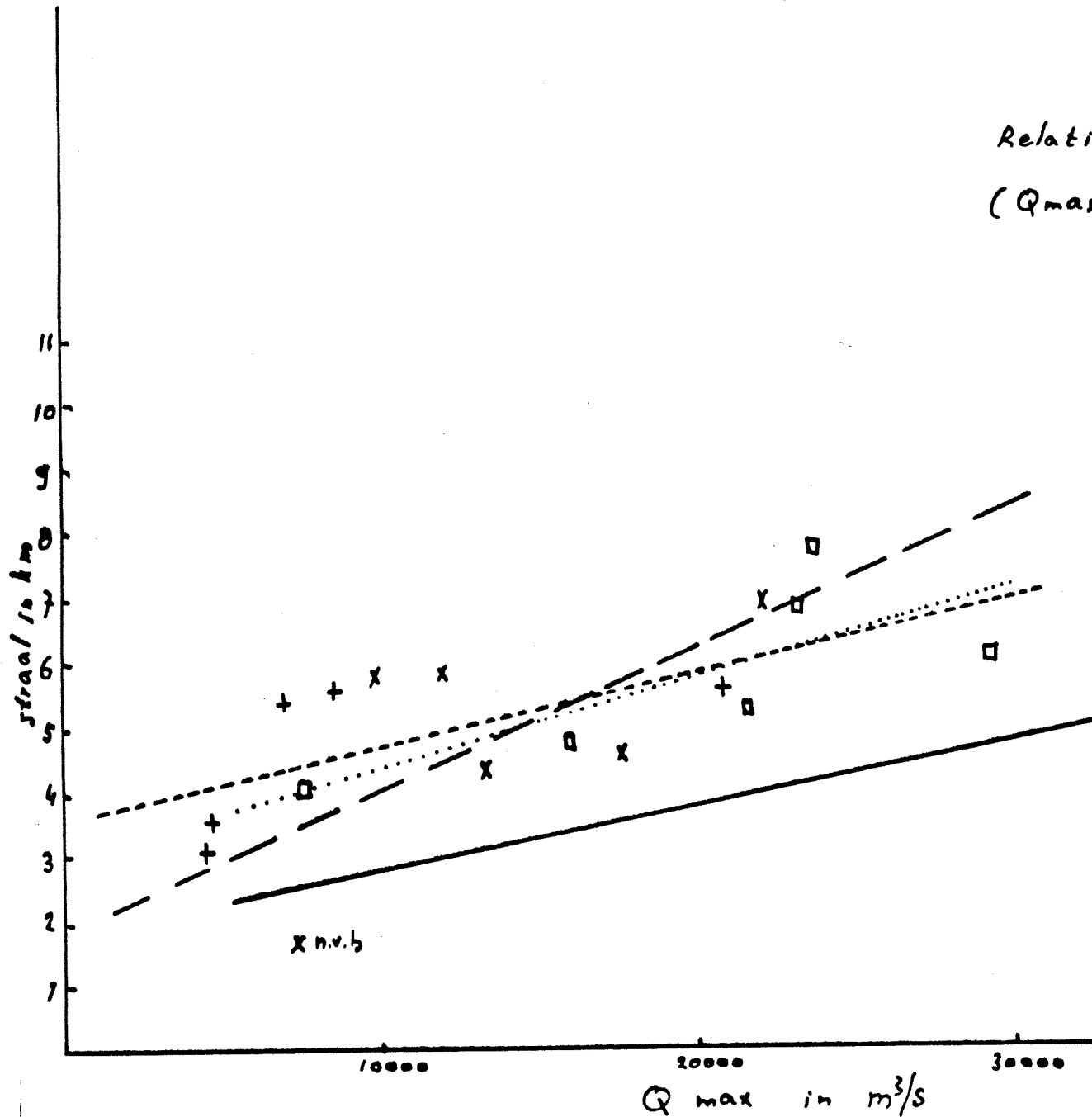


Fig. 28

Relatie tussen maximale debiet
($Q_{max.}$) en straal

b/z. 68



Westerschelde — en x
 $r=0,64$ str. = $0,00022 \cdot Q_{max, gen.lij} + 1,85$

Oosterschelde $r=0,73$
en □ str. = $0,00014 \cdot Q_{max, springlij} + 3,01$

zeegat v.h. $r=0,64$
en + Vlie str. = $0,00011 \cdot Q_{max, gen.lij} + 3,62$

relatie straal en Q volgens Gyl (1976)
($R = Q_{max}^{0.34}$)

str. = $0,0001 \cdot Q_{max, springlij} + 1,8$

Tabel 4: Eb- of vloedvolume, max. debiet en grootte van de bochtstraal voorgaen in de Oosterschelde (T₂-raai metingen), Westerschelde en Waddenzee (Gerritsen, de Jong, 1983 en 1984).

	eb- of vloed- volume in milj.m ³ voor gemidd. tj.	Q _{max} in 10 ³ .m ³	straal in km.
Oosterschelde:			
Engels vaarwater	379	29,24	6,1
Brabants vaarwater	99	7,65	4,1
Mastgat	260	21,6	5,3
Roompot	284	23,2	6,9
Hammen	190	16	4,8
Roggenplaat	272	23,8	7,9
Waddenzee:			
Schuitengat	69	4,5	3,1
idem	77	4,7	3,6
Noordmeep	116	-	4,9
Westmeep	307	20,8	5,6
Oude Zuidmeep	37	-	3,3
Blauwe Stenk	110	7	5,4
idem	123	8,6	5,6
Westerschelde:			
Vaarwater Boven Bath	157	9,9	5,8
Nauw van Bath	127	7,5	1,7
Zuidergat Oost	200	12	5,9
idem West	220	13,4	4,5
Middelgat	285	17,6	4,6
Pas van Terneuzen	325	22,1	7

Tabel 4: Eb- of vloedvolume, max. debiet en grootte van de bochtstraal voor geulen in de Oosterschelde (T₂-raai metingen), Westerschelde en Waddenzee (Gerritsen, de Jong, 1983 en 1984).

	eb- of vloed- volume in milj.m ³ voor gemidd. tj.	Q _{max} in m ³ .s ⁻¹	straal in km.
Oosterschelde:			
Engels vaarwater	379	29,24	6,1
Brabants vaarwater	99	7,65	4,1
Mastgat	268	21,6	5,3
Roompot	284	23,2	6,9
Hammen	190	16	4,8
Loggenplaat	272	23,8	7,9
Waddenzee:			
Schuitengat	69	4,5	3,1
idem	77	4,7	3,6
Noordmeep	116	-	4,9
Westmeep	307	20,8	5,6
Oude Zuidmeep	37	-	3,3
Blauwe Stenk	110	7	5,4
idem	123	8,6	5,6
Westerschelde:			
Vaarwater Boven Bath	157	9,9	5,8
Nauw van Bath	127	7,5	1,7
Zuidengat Oost	200	12	5,9
idem West	220	13,4	4,5
Middelgat	285	17,6	4,6
Pas van Terneuzen	325	22,1	7

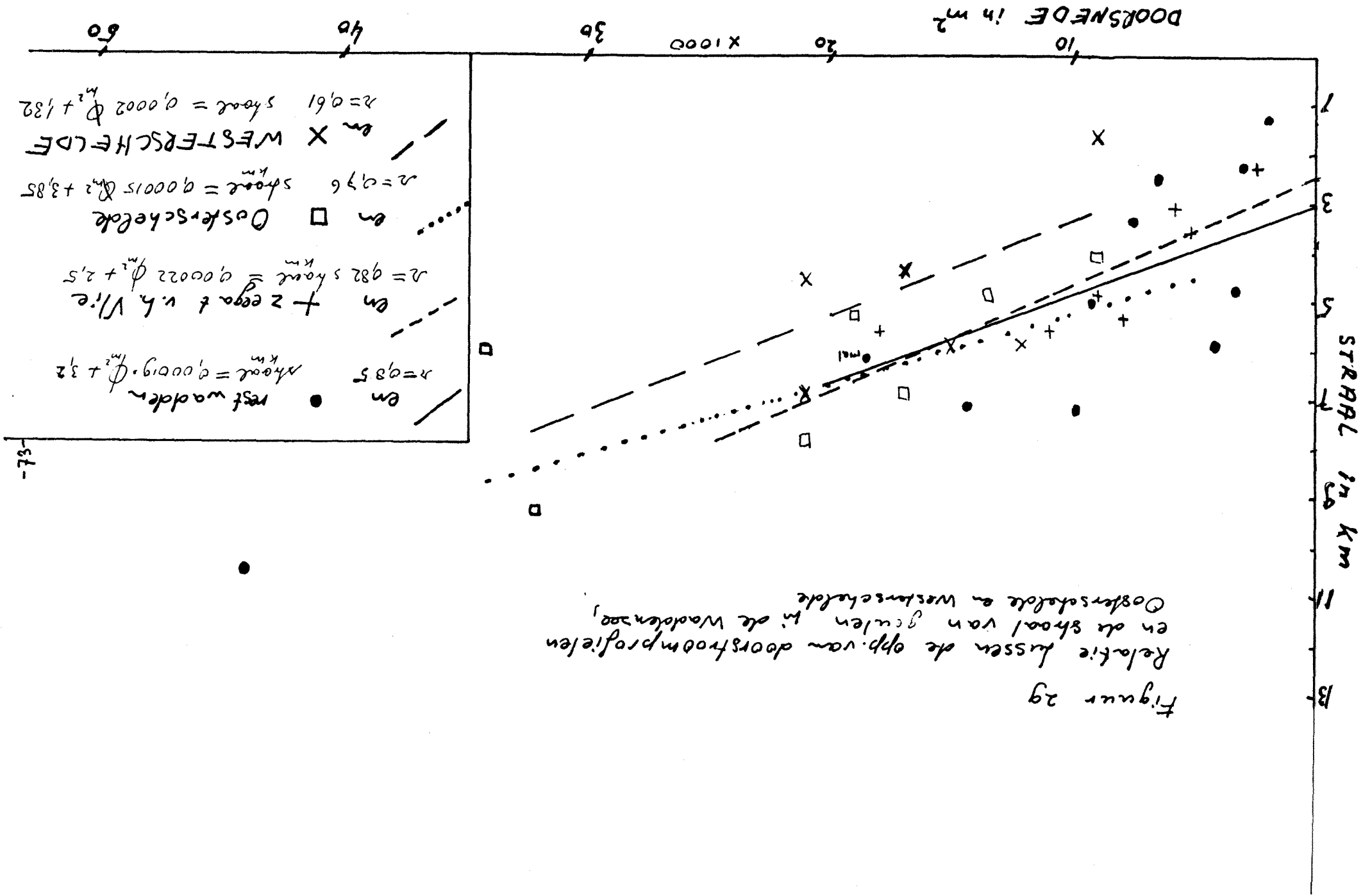
Tabel 5 :

	naam geul	doorsnede in m ²	straal (km)
pegat v. h. vlie	schuikengat	5770	3,125
	idem	5180	3,6
	hoordmeep	9000	4,9
	westmeep	18000	5,6
	oude zuidmeep	2500	2,3
	blauwe slenk	8065	5,4
	idem	11000	5,6
t wadden	Omdraai	7600	3,4
	malzwin	18500	6,2
	oude vlie	3000	2,3
	dove balg	9900	7,25
	texelstroom	44200	10,9
	dove balg	14400	7,25
	boontjes	3300	4,75
	kromme balg	6700	2,5
	jach ijs	1000	1,25
	voetelzwin	4200	5,75
ster schelde	Engels vaarw.	34400	6,1
	Maatgat	18750	5,3
	Brabantse vaarw.	9000	4,1
	Roompot	17000	6,9
	Hammen	13500	4,8
	Roompot idem	32000	9,4
	Roggen plaat	21000	7,9
ster schelde	vaarw. b. Bath	12125	5,8
	nauw v. Bath	9110	1,7
	zuidergat	15000	5,85
	zuidergat	16950	4,45
	middegat	21150	4,6
	pas van ternenzen	21590	7

Table 6 Opp.v. h. doorstroombrofiel, ~~en~~ en bochtstraal
van „Stabiele" en „onstabiele" geulen in de
Waddelen zee

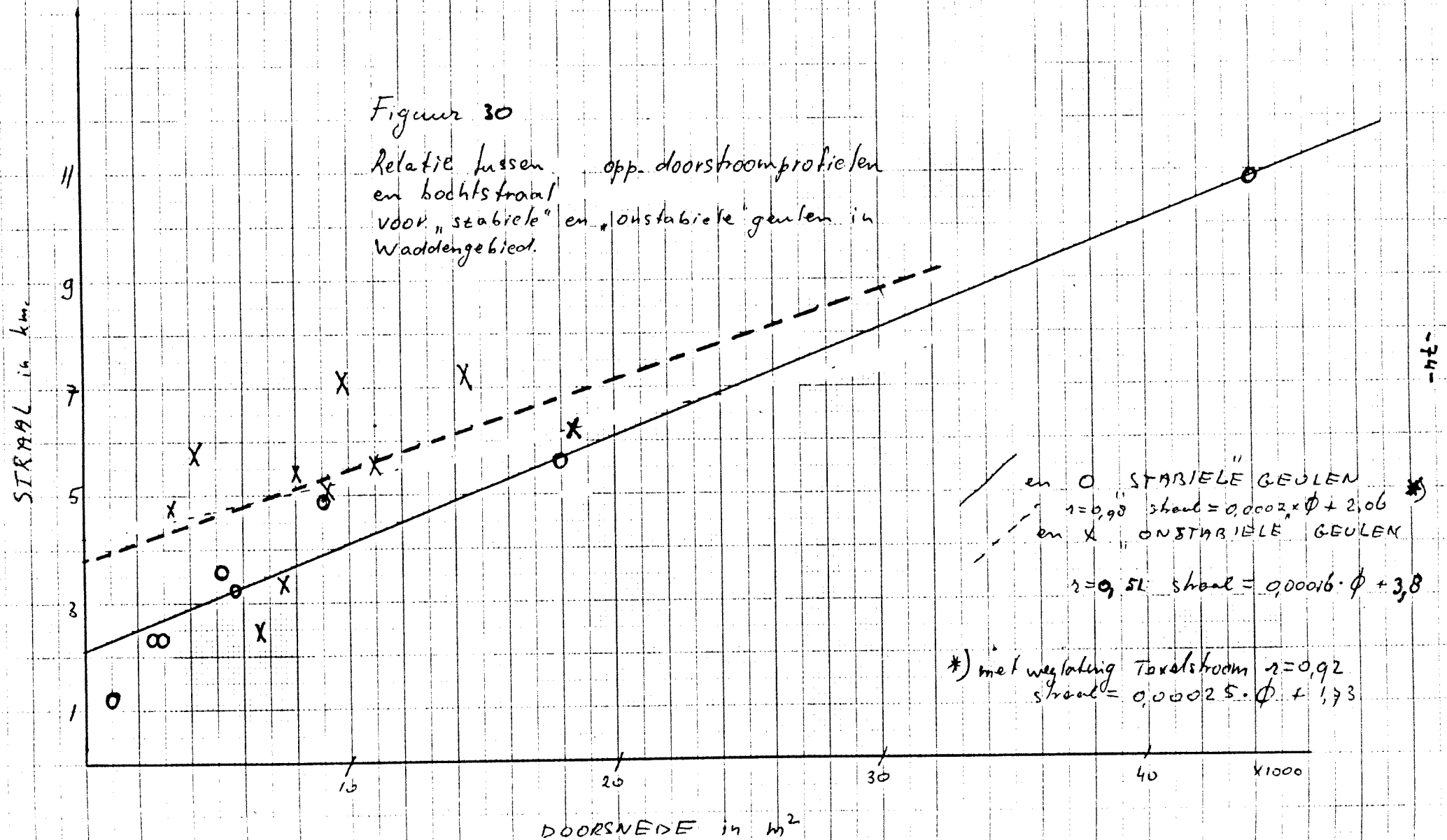
abiel	Opp. Dwarsprofiel in m ²	Bochtstraal in km.
Schuitengat	5770	3,125
"	5180	3,6
Noordmeep	9000	4,88
Westmeep	18000	5,6
Oude Zuidmeep	2500	2,3
Oude Vlie	3000	2,3
Texelstroom	44200	10,9
Yack Yst	1000	1,25
Onstabiel		
Vogelzwin	4200	5,75
Dantziggat	9200	5
Kromme Balg	6700	2,5
Boontjes	3300	4,75
Dove Balg	9900	7,25
idem	14400	7,25
Malzwin	18500	6,2
Omdraai	7600	3,4
Blaauwe Skenk	11000	5,6
"	8065	5,4

Figuur 29
 Relatie tussen de opp. van doorsnede en de schaal van gaten in de Waddenzee,
 Oosterschelde en Westerschelde



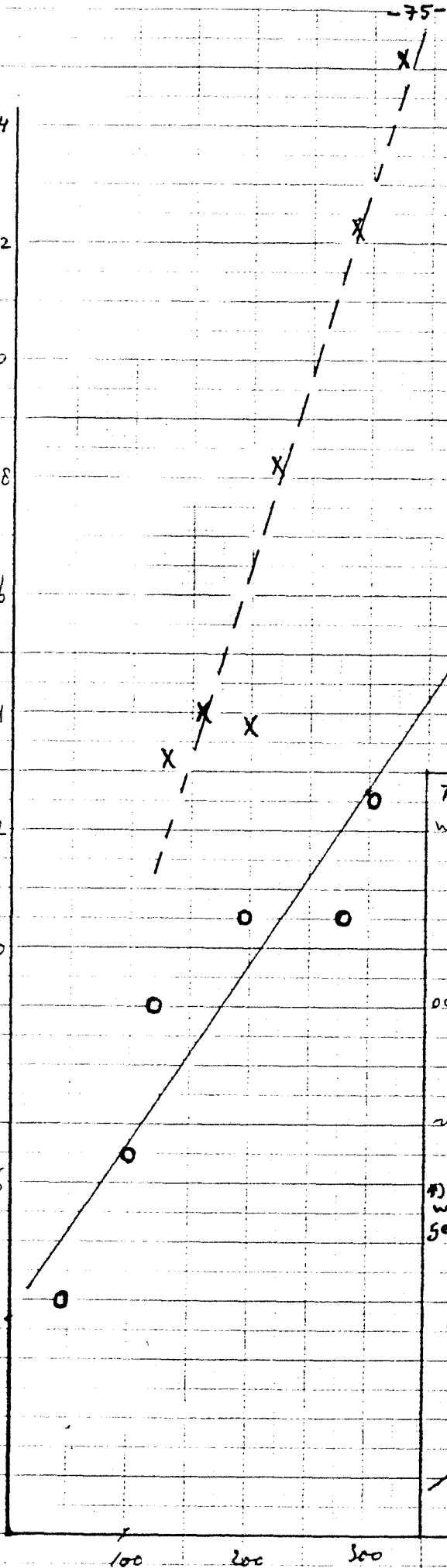
Figuur 30

Relatie tussen opp. doorstroomprofielen
en bochtstroom
voor "stabiele" en "onstabiele" geulen in
Waddengebied.



meander lengte in km.

24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2



Figuur 32:
Relatie tussen vloed- of ebvolume
en de meander lengte van geulen
in de O.S., W.S. en het zeeget
van het Vlie.

Tabel: 7 *)

	EV	ml
westerschelde: vaarw. bath	157	14
n.v. bath	127	13,2
zuidengat oos 1	200	13,8
" west	220	18,2
middelegat	285	22,3
par v. kerken	325	25,2
oosterschelde: wijngaaf, Eng. vaarw.	418	18,5
Hammen, monding	190	11
Bot. vaarw.	99	7
meedgat	268	10,5
vlie *) westmeep	307	12,5
oude zuidmeep	37	4
blauwe slenk	116	9

*) waarden voor W.S. en zeeget v. h. Vlie uit
geritsen, de Jong 1983 en 1984.

oosterschelde $r = 0,96$
 en O $\pm$ Vlie
 $ml = 0,03 \times \frac{EV}{\text{gem. ty}} + 3,7$

Westerschelde $r = 0,96$
 en X
 $ml = 0,064 \times \frac{EV}{\text{gem. ty}} + 3,67$

Vloedvolume of Ebvolume gemiddeld in m³

-76-

Figuur 33: De relatie tussen het maximale debiet en de meanderlengte voor geulen in de OS, WS en Waddenzee.

meanderlengte in km.

25
23
21
19
17
15
13
11
9
7
5
3
1

10000

20000

30000

maximaal debiet in m³/sec.

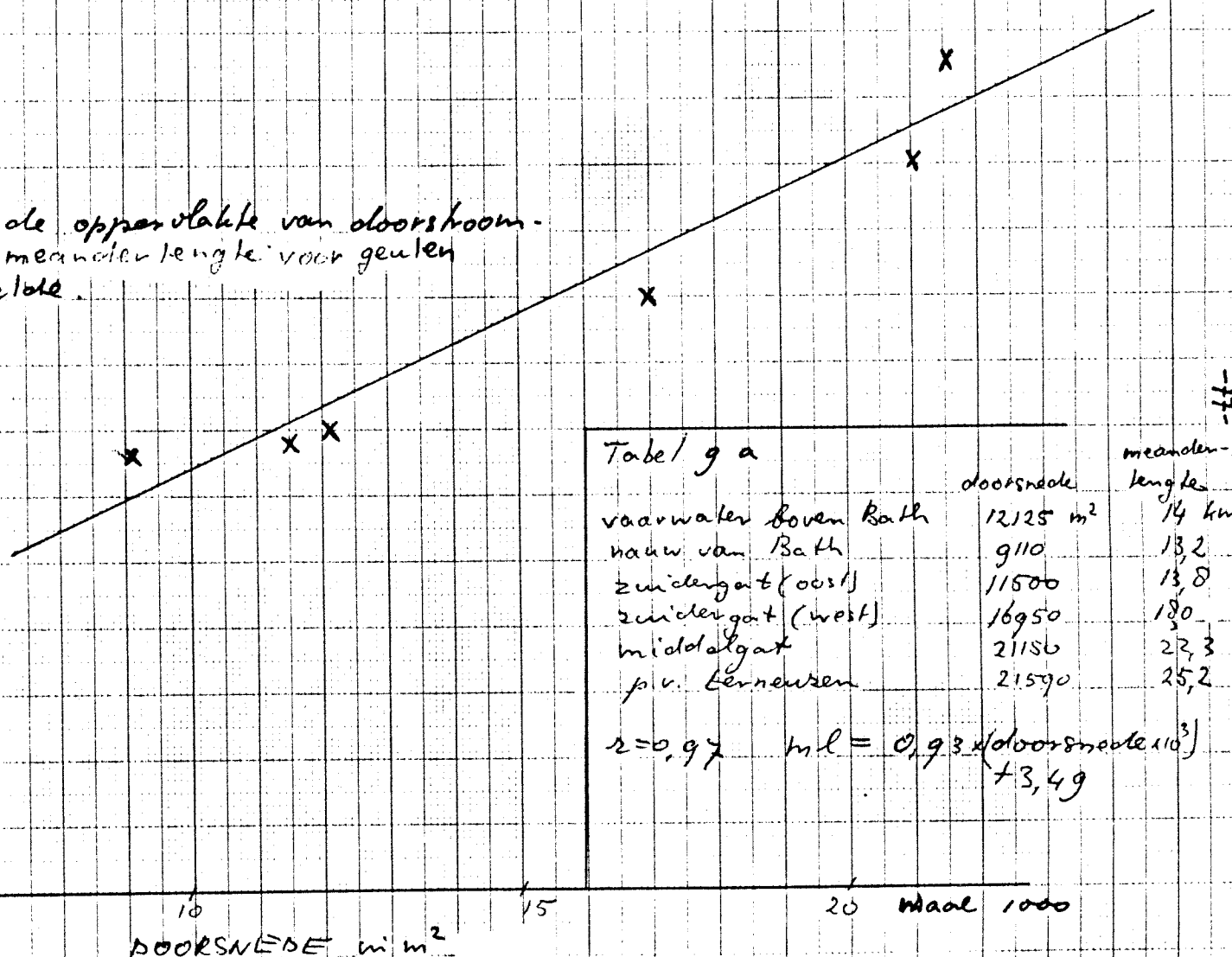
4000
en
19,5
km

Waddenzee (geul) $r = 0,71$
 en $ml = 0,00053 \cdot Q_{max} + 3,5$
 spring
 westerschelde $r = 0,97$
 en $ml = 0,0009 \cdot Q_{max} + 5,2$
 gemiddeld
 oosterschelde (spring)

Tabel B	Q_{max}	ml
westerschelde: vaarw. b. bath	9900	14
naarw. v. bath	7500	13,2
zuiddingel. oost	12000	13,8
" west	13400	18,2
middeldingel	17600	22,3
p.v. deurenzen	22100	25,2
oosterschelde: Eng. vaarw. / Kolyr	39750	18,5
(spring 65) Hammen, monding	16000	11
mestgat - zijde	21600	10,5
Brob. vaarw	9300	7
Waddelen: alleen gehalten paren		
bekend naar Geul (1976)		

MEANDERLENGTE in km

Figuur 34 a :
Relatie tussen de oppervlakte van doorsnomen-
profielen en de meanderlengte voor geulen
in de Westerschelde.

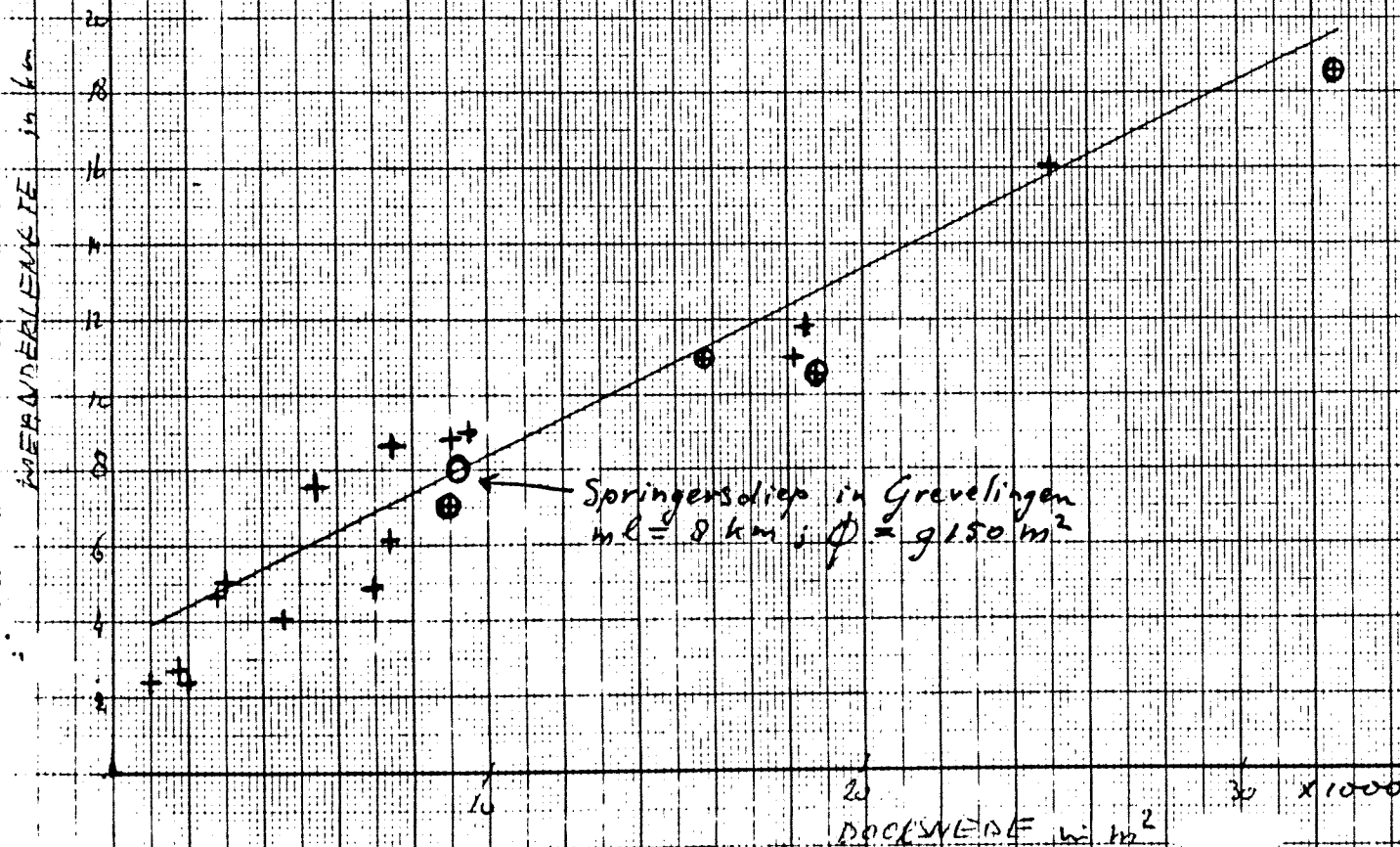


Tabel g a

	doorsnede	meanderlengte
vaarwater boven Bath	12125 m²	14 km
nauw van Bath	9110	13,2
zuidergat (oost)	11500	13,8
zuidergat (west)	16950	18,0
middelgat	21150	22,3
p.v. Terneuzen	21590	25,2

$$r = 0,97 \quad ml = 0,93 \times (\text{doorsnede} \times 10^3) + 3,49$$

Figuur 34 b : Relatie tussen de opp. van
doorstroomprofielen en de meander lengte
voor geulen in de Waddenzee en de
Oosterschelde



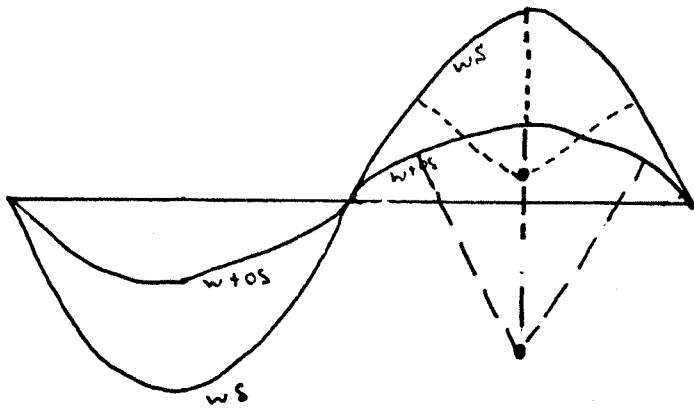
Tabel 96

Waddenzee + Oosterschelde	doorsnede	m.l.
Kromme Balg	7000	4,9
Oostmaep	9000	8,9
Boschgat	4500	4
Vlietstroom	25000	16
blauwe balg	2000	2,4
melengat	3000	5
malzwijn	18500	11,8
omdraai	7500	8,4
zuidmaep 1976	7400	6,1
blauwe slenk	9500	8,5
oude zuidmaep	2000	5
Joek Yst	1000	2,4
Foksoliep	1800	2,75
westmaep	18200	11
schuitengat	5500	7,5

Oosterschelde	doorsnede	m.l.
maslynt-Zyppe	18750	19,5
Brakke vaarw.	9000	7
Huimman, monding	15850	11
Eg vaarw. Rijkspol.	32600	18,5

Relatie Waddenzee: $r = 0,95$
 $m.l. = 0,00052 \cdot \phi + 2,71$

Waddenzee + Oosterschelde: $r = 0,99$
 $m.l. = 0,00049 \cdot \phi + 2,85$



Figuur 3.5

In deze figuur is het verschil in meandervorm weergegeven van meanders in de westerschelde (WS) en meanders in de waddenzee/oosterschelde: Nl. grotere amplitude van meanders in WS (λ gelijk). De straal v.e. meander in de Westerschelde is kleiner dan de straal van een meander in de waddenzee/oosterschelde.
 λ = meanderlengte.

--- stralen meander westerschelde

--- stralen meander waddenzee/oosterschelde

3.6. Debietveranderingen in estuariumgeulen

Inleiding

In het voorgaande is vastgesteld dat er voor estuariumgeulen evenals voor rivieren een empirisch verband bestaat tussen hydrodynamische parameters en bochtstraal en meanderlengte. Deze relaties tonen aan dat bij afname van debiet, getijvolumes enz. ook de straal van de bocht en de meanderlengte afnemen en dat bij toenemen van de debieten enz. de straal en de meanderlengte toenemen. Hoe de aanpassing van de straal in rivierbochten in zijn werk gaat is in eerdere hoofdstukken aangetoond. In het volgende zal worden nagegaan welke processen ten grondslag liggen aan bovengenoemde empirische relaties gevonden voor estuariumgeulen. Van geulen in de Waddenzee en de zuidwestelijke estuaria waar in het verleden veranderingen van debieten en getijvolumes hebben plaatsgevonden, zal worden nagegaan hoe het proces van sedimentatie en erosie na de veranderingen verlopen is en hoe sedimentatie en erosie leiden tot afname en toename van bochtstraal en meanderlengte.

Oorzaken van veranderingen van de hydrodynamische omstandigheden

Ten gevolge van natuurlijke en menselijke factoren kunnen veranderingen optreden in de waterbeweging door de geulen in de Waddenzee en de zuidwestelijke estuaria.

Een verandering van het getijvolume kan het gevolg zijn van een geleidelijk proces, dat reeds duizenden jaren plaatsvindt, maar kan zich ook zowel t.g.v. een natuurlijke oorzaak als van een menselijke ingreep relatief snel voordoen. Daarbij dient vermeld te worden dat diverse processen simultaan kunnen optreden en een nieuwe verandering vaak gesuperponeerd wordt op processen van getijvolume-verandering die reeds bezig zijn. Het laatste schept de moeilijkheid dat morfologische processen (sedimentatie en erosie) niet met zekerheid aan die nieuwe gebeurtenis gekoppeld kunnen worden, maar evengoed nog een gevolg kunnen zijn van eerdere, oudere veranderingen. Hieronder volgt een lijstje van factoren die invloed hebben gehad op de debieten en getijvolumina in estuarium in de Waddenzee en de zuidwestelijke estuaria.

Natuurlijke processen:

a) Relatieve zeespiegelrijzing in het Holoceen (sinds 10.000 jaar). Dit is op de eerste plaats een gevolg van de absolute zeespiegelrijzing als gevolg van het afsmelten van het landijs na de ijstijden. Daarnaast spelen een rol de bewegingen van het aardoppervlak waarvoor vnl. tektonische bewegingen, eustatische bewegingen en consolidatie van sedimenten. Volgens peilschaalmetingen (nota 1) bedraagt de relatieve zeespiegelrijzing in het Waddengebied 13,5-17,5 cm. per eeuw; en in zuidwestelijk Nederland (Zierikzee) rond de 25 cm. per eeuw. Aangezien bij dit proces het gemiddelde HW meer toeneemt dan het gemiddelde LW, neemt ook het getijverschil toe en mag geconcludeerd worden dat ook de getijvolumes zijn toegenomen.

b) Schommelingen van het zeespiegelniveau met langere perioden, waardoor cycli in het getijverschilverloop optreden. De voornaamste is de cyclus van 18,6 jaar. Deze cyclus is het gevolg van periodieke veranderingen van de hoek tussen de baan van de maan en de equator van 18,5 graad tot 28,5 graad. Maxima traden op in 1922, 1941, en 1960; de invloed op het getijverschil is 1,5 - 2 % (ong. 14 cm) (nota 6).

c) Richtingsverandering van de geulen in de buitendelta van de Waddenzee, gepaard gaande met veranderingen van het getijvolume. Uit een onderzoek van Joustra (1971) blijkt dat diverse geulen in de buitendelta in de loop der tijd "met de zon" meedraaien, in een cyclus waarbij, voor de geulen die in het oosten en noordoosten "verdwijnen", in het westen en zuidwesten weer nieuwe ontstaan. Dit meedraaien van de zon treedt op wanneer geen duidelijk verschil in motorisch vermogen aanwezig is in verschillende richtingen. De richtingsverandering van de geulen met de zon mee wordt verklaard door het van zuidwest/west naar noordoost/oost gerichte zandtransport langs de Kust en de voortplantingsrichting van het getij.

Tegelijk met de verandering van de richting van de geulen verandert ook de grootte van de geul en het getijvolume. Joustra (1971) berekende de correlatiecoëfficiënt tussen het natte oppervlak en de hoekafwijking van de geulen t.o.v. de gemiddelde richting. De correlatiecoëfficiënt die hij vond, wees op een duidelijk verband tussen deze grootheden.

d) Verandering van de relatieve belangrijkheid van geulen ten gevolge van geulverplaatsingen, afsnijdingen enz. Als voorbeeld kan genoemd worden de afname van het getijvolume door het Middellgat (Westerschelde) ten westen van Hansweert, na doorbraak van de overloop van Hansweert naar het Gat van Ossenissee toe. Na deze doorbraak werd de ebstroom meer geconcentreerd in de geul Gat van Ossenissee/ Overloop van Hansweert ten koste

van de afvoer door het Middellgat (nota 2).

e) Natuurlijke opwassen en aanzandingen waardoor de oppervlakte van het Kombergingsgebied afneemt en daarmee het getijvolume.

Verkleining/ vergroting van het Kombergingsgebied betekent nl. ook verkleining/vergroting van het getijvolume. Aan dit verband tussen de grootte van het Kombergingsgebied en het getijvolume is vooral door Duitse onderzoekers veel aandacht besteed (o.a. Rodloff, 1970; ook nota 1).

Een voorbeeld van een gebied waar het Kombergingsgebied verkleind is, is de Dollard (oostelijke Waddenzee). Hier is de oppervlakte van het Kombergingsgebied de laatste eeuw sterk afgenomen mede door deze processen. Deze afname gaat tot op heden nog door. Verandering van de grootte van het Kombergingsgebied betekent vaak ook verandering van de plaats van het "zwaartepunt" van het Kombergingsgebied en daarmee de richting van de stroming. Hierdoor kan ondanks een algehele afname van de grootte van de Komberging, plaatselijk de grootte van de Komberging (en daarmee het getijvolume in een bepaalde richting) toenemen.

Verandering van het getijvolume door menselijke ingrepen:

a) Kunstmatige reductie van de grootte van het doorstroomprofiel van geulen door volstorten. Door de aanleg van de SVK zal het doorstroomprofiel van de monding van de Oosterschelde verkleind worden, hetgeen invloed zal hebben op de getijvolumina enz. in de geulen aan de landwaartse kant van de SVK.

b) Kunstmatige vergroting van het doorstroomprofiel door baggeren (zoals in de Westerschelde vanaf ong. 1930)

c) Kunstmatige verkleining van de grootte van het Kombergingsgebied. Dit kan gebeuren door afdamming van een (deel van) zeegat, zoals in het verleden gebeurd is met de Zuiderzee, de Lauwerszee en in Duitsland met een deel van de Eider. In de toekomst zal dit in de Oosterschelde gebeuren door de aanleg van de Oesterdam en de Phillipsdam.

Ook door inpolderingen, bedijkingen en landwinning wordt het Kombergingsgebied verkleind.

d) Andere werken die leiden tot een toename van het getijvolume. Bijv. Kunstmatige verruiming van het binnenwaarts gelegen bekken. In de Oosterschelde is dit opgetreden door o.a. de volgende werken:

- Doorgraving van de Amer-Bersche Maas (1904),
- Verruiming Nieuwe Merwede (1920-1930),
- Aanleg Hellegatdam (1931),

- Baggerwerken ten behoeve van de scheepvaart,
 - Grevelingenafsluiting (1962 (zuid) - 1964 (noord)),
- Het getij drong door deze werken steeds verder landinwaarts door, hetgeen geleid heeft tot vergroting van het getijvolume in de mond van de Oosterschelde (van Vechgel 1977).

Kunstmatige geulverruiming heeft op tal van plaatsen tot een amplificatie van het getij geleid (dus niet alleen tot een verder opdringen daarvan). Een vermeldenswaardig voorbeeld is de Westerschelde: Bij Bath is het HW in 100 jaar tijd 44 cm. hoger komen te liggen, voornamelijk door baggerwerk (de Ronde, 1983).

De sluiting van het Volkerak (1969) heeft geleid tot een enorme toename in het verticaal getij (bij het Hellegat met 50%). Bij de monding van de Oosterschelde heeft de sluiting van het Volkerak geleid tot een toename van het horizontale getij met 8%.

De afsluiting van de Grevelingen (eerst het zuidelijk gedeelte in 1962, daarna het noordelijk gedeelte in 1964) heeft geleid tot grote veranderingen in het horizontaal getij. Uit afvoerkrommen van het Zijpe, berekend uit stroommetingen die werden verricht voor en na de afsluiting van de Grevelingen, kan worden afgeleid dat het getijvolume in het Zijpe toenam met meer dan 30%, voornamelijk als gevolg van een sterke vergroting van het ebvolume. Tijdens de maximale ebstroom. Tijdens de maximale ebstroom verliep meer dan 25% van de stroom uit het Volkerak via de bocht van St.-Jacob naar de Grevelingen. Daarentegen vertakte de stroom vanuit het Zijpe zich tijdens de maximale vloedstroom voor slechts 6 a 7% naar de bocht van St.-Jacob.

Na de afdamming van de bocht van St.-Jacob door de Grevelingendam moet dus de toename van de ebstroom in het Krammer evenals in het Zijpe, die van de vloedstroom aanzienlijk overtroffen hebben.

e) Groot (1962) wijst op de invloed van kustbeschermingswerken op het getijvolume. Deze werken kunnen leiden tot turbulentiegaten in geulen voor de kust met als gevolg een vergroting van de capaciteit van die geulen en tegelijkertijd een achteruitgang van de capaciteit van parallel lopende geulen.

Geulen in de zeegaten van de Waddenzee

In het volgende zal aandacht worden besteed aan de gevolgen van de afsluiting van de Zuiderzee en de afsluiting van de Lauwerszee op de waterbeweging en de morfologie van resp. de westelijke Waddenzee, het Friese Zeegat en de Dollard.

De waterloopkundige gevolgen van de afsluiting van de Zuiderzee (nota's 1, 5 en 8)

Door de afsluiting van de Zuiderzee is het kombergend oppervlak van de zeegaten van Texel en van het Vlie met 3700 km². afgenomen. Ondanks deze verkleining van het kombergend oppervlak is het gemiddelde vloedvolume van de Zeegaten van Texel en het Vlie, waardoor de Zuiderzee werd gevoed, niet afgenomen, doch zelfs iets toegenomen, vooral in het Marsdiep. De oorzaak hiervan is de toename van de getijamplituden na de afsluiting van de Zuiderzee. Het vloedvolume dat door de afsluiting verloren ging, werd door de versterkte getijbeweging in de westelijke Waddenzee ruimschoots gecompenseerd. Door de vergroting van het getijverschil na de afsluiting zijn vooral de stroomsnelheden en getijvolumina in de Dove Balg sterk toegenomen.

Hoe groot de toename van de sterkte van de getijstroom in de westelijke Waddenzee is (geweest), kan wegens het ontbreken van voldoende natuurwaarnemingen niet nagegaan worden.

Naast een vergroting van het getijverschil is er ook een verandering van voortplantingsrichting van het getij opgetreden. Voor de afsluiting was de voortplantingsrichting van het getij, binnenkomend door het zeegat van Texel noord-zuid gericht; na de afsluiting is deze west-oost.

Tussen het kombergingsgebied van de zeegaten van Texel en van het Vlie werd een wantij gevormd. Voor de afsluiting verhinderden diverse factoren de vorming van het wantij. De belangrijkste factoren waren:

a) Het grote faseverschil in het verticale getij van beide zeegaten. Hierdoor bestond er een pendelende waterbeweging tussen beide zeegaten via een tweetal geulenstelsels nl. de Dove Balg en Scheurrak-Omdraai-Oude Vlie, waarvan de eerste de belangrijkste was.

b) De stroming door de beide zeegaten naar en van de kom van de Zuiderzee.

Na de afsluiting zijn de stromen van en naar de Zuiderzee verdund en hoeven het zeegat van het Vlie en van Texel alleen het Maddengebied te voeden. Naar analogie van de toestand van andere delen van het Maddengebied is tussen het Kombergingsgebied van het zeegat van het Vlie en van Texel een wantij ontstaan (zie figuur R1336). De plaats van het wantij is zeer sterk beïnvloed door de veranderingen van het Kombergingsgebied van het zeegat van Texel. Door toename van de getijstroom en de verandering van de voortplantingsrichting van het getij, zijn de omgeving van de afsluitdijk, een gedeelte van het Kombergingsgebied van het zeegat van het Vlie en het gebied waar voor de afsluiting een pendelende waterbeweging was, met de geulenstelsels van de Dove Balg en Scheunrak-Omdraai-Oude Vlie, geheel in de invloedssfeer van het zeegat van Texel gekomen. De grootte van het Kombergingsgebied van dit zeegat is dan ook sterk ten koste van die van het Eyerlandse Gat en het Zeegat van het Vlie toegenomen.

Gevolgen van de veranderingen van de waterbeweging op de oppervlakte van de doorstroomprofielen en ligging van de geulen in het horizontale vlak.

Aangezien geen natuurwaarnemingen van getijvolumina in de diverse geulen voorhanden zijn, waaruit een afname of toename van het getijvolume afgeleid kan worden, is als alternatief voor het getijvolume genomen het oppervlak van het doorstroomprofiel. Een toename van het oppervlak van het doorstroomprofiel betekent een toename van het getijvolume; een afname van het oppervlak van het doorstroomprofiel betekent een afname van het getijvolume.

Toch kan deze werkwijze leiden tot verkeerde conclusies omtrent de ontwikkeling van het getijvolume. Zo is bekend dat in het zeegat van Texel na de afsluiting van de Zuiderzee door het grotere getijverschil de stroomsnelheden in plaats van het doorstroomprofiel zijn toegenomen.

Een ander voorbeeld is de ontwikkeling van de Kromme Balg. Uit de ontwikkeling van het doorstroomprofiel (zie figuur 36) zou men kunnen afleiden dat tussen 1950 en 1960 een plotselinge toename van het getijvolume heeft plaatsgevonden. Bestudering van de ontwikkeling van de Kromme Balg ter plaatse van het profiel in het horizontale vlak aan de hand van dieptelijnenkaarten toont aan dat in die periode ook een splitsing in ebgeul en vloedgeul heeft plaatsgevonden. Hierdoor stroomde het totale getijvolume door twee geulen, in plaats van door een geul zoals voorheen.

De ontwikkeling van de Kromme Balg in het horizontale vlak maakt het niet aannemelijk dat de toename van het oppervlak van het doorstroomprofiel het gevolg is van

een toename van het getijvolume.

De ontwikkeling van het Malzwin en de Dove Balg.

De oppervlakken van de doorstroomprofielen van het Malzwin en de Dove Balg zijn in de periode 1938-1975 toegenomen met resp. 39% en 24% (nota 5).

In figuur 37 is de ontwikkeling van het Malzwin in het horizontale vlak weergegeven. Uit de vergroting van het oppervlak beneden 5 m. - NAP blijkt dat de betekenis van de vloedgeul van het Malzwin is toegenomen ten koste van de ebgeul gevormd door de Balg, en de geulen de Wierbalg, het Vissersgaatje en het Amsteldiep o.a. door het opruimen van de drempel gevormd bij C.

Uit de verplaatsing van de 5 m.-NAP lijn blijkt dat ter plaatse van A en B erosie van de buitenbocht in noordelijke en oostelijke richting heeft plaatsgevonden. Sedimentatie heeft plaatsgevonden bij D.

In figuur 38 is de ontwikkeling van de Dove Balg weergegeven. Aan de verplaatsing van de -10 m. dieptelijn is te zien dat erosie heeft plaatsgevonden over de hele buitenbocht in zuidelijke richting. De punt van de vloedgeul en de punt van de ebgeul zijn enkele kilometers naar het oosten resp. westen verplaatst.

De ontwikkeling van de Omdraai en de Oude Vlie

De oppervlakte van het doorstroomprofiel van de Omdraai is na 1958 sterk toegenomen (nl. met 47%), terwijl het doorstroomoppervlak van de Oude Vlie nagenoeg constant is gebleven. Uit figuur 39 blijkt uit de verplaatsing van de -5m. dieptelijn dat erosie heeft plaatsgevonden aan de binnenbocht bij A en erosie aan de buitenbocht van de Oude Vlie bij B. Sedimentatie heeft plaatsgevonden aan de binnenbocht van de Oude Vlie bij C. Of deze ontwikkeling (alleen) toe te schrijven is aan de toename van het getijvolume in de Omdraai is niet af te leiden. Waarschijnlijk speelt ook nog de uitbochtiging naar het zuiden bij de uitmonding van de Oude Vlie in de Inschot een rol. Wel kan vastgesteld worden dat de halve meanderlengte in de beschouwde periode is toegenomen van 3,25 km. tot 4,25 km.

De ontwikkeling van de Balg, de Wierbalg, het Vissersgaatje en het Amsteldiep.

De oppervlakte van de doorstroomprofielen van de geulen de Balg, de Wierbalg, het Vissersgaatje en het Amsteldiep zijn vanaf de eerste lodingen vanaf 1925 afgenomen. Klok en Schalkers (1980) stellen dat de doorgaande afname van de capaciteit van de Wierbalg en de Wierbalg/Vissersgaatje een gevolg lijkt te zijn van de afsluiting van de Zuiderzee. De afname is vrijwel constant en een nieuw evenwicht is nog niet bereikt. De afname van de capaciteit van de Balg is reeds voor de

afsluiting beschnen.

In figuren 37 en 40 is weergegeven de ontwikkeling van deze geulen in het horizontale vlak (-5m. dieptelijn):

a) De Balg.

Ook de ontwikkeling van de geul in het horizontale vlak vertoont een afname van betekenis van de Balg. De verondieping van de geul gaat samen met een verplaatsing van het oostelijke deel van de Balg naar het noorden. Aangenomen kan worden dat deze verplaatsing van de Balg in verband staat met de uitbocht van het Malzwin die daar ten zuiden van ligt.

b) De afname in betekenis van de Wierbalg, het Vissersgaatje en het Amsteldiep is ook duidelijk in figuur 37 waar te nemen (afname van het oppervlak beneden de -5m. dieptelijn).

Vanwege de complexiteit van de processen die in dit gebied een rol spelen, is het onmogelijk om de processen van erosie en sedimentatie en eventuele geulverleggingen te verklaren. Een opmerking kan gemaakt worden t.a.v. de ontwikkeling van de Wierbalg: Door sedimentatie aan de binnenbocht is de straal van de geulas van de bocht kleiner geworden. De uitbocht van het Malzwin naar het oosten zal een invloed hebben gehad op de orientatie van de geulas in het noordelijke deel van de Wierbalg.

De ontwikkeling van de Zoutkamperlaag (nota 9 en 10)

De afsluiting van de Lauwerszee heeft veranderingen in het horizontale getij van de Zoutkamperlaag ten gevolge gehad. Deze verandering bestond uit een vermindering van het getijvolume van de Zoutkamperlaag met 80-100 miljoen m³. Dit is 40-50% van het getijvolume dat voor de afsluiting door de Zoutkamperlaag stroomde. Het gevolg van bovenstaande is dat de geul sinds de afsluiting van de Lauwerszee aan sterke sedimentatie onderhevig is. Het sediment is afkomstig uit de buitendelta. Bij de verondieping is de Zoutkamperlaag niet van plaats veranderd, maar alleen verondiept en versmald. Dit kan afgeleid worden uit het verloop van de dieptelijnen in de periode 1970-1980. Een uitzondering hierop vormt de verplaatsing van het diepste deel van de geul ter hoogte van de Engelsmanplaat naar het oosten. Het Westrak en een restje van de eilanderbult zijn geheel verdwenen.

Hoewel er geen geulverplaatsingen opgetreden zijn na de sluiting van de Lauwerszee, valt er toch iets te zeggen over de veranderde stroming (figuur 41). Zo heeft in de door de ebstroom gevormde noordelijke geultak, die loopt ten westen van het Roode Hoofd aan de binnenbocht, aanmerkelijk meer sedimentatie plaatsgevonden dan in de zuidelijke geultak, die gevormd is door de vloed en in het oosten uitloopt in een vloodschaar. Deze vloodschaar is zelf nauwelijks in capaciteit afgenomen.

Voor de afsluiting van de Lauwerszee kwamen in het gebied ten zuiden van het Roode Hoofd grote dieptes voor. Deze waren ontstaan doordat de ebstroom, komend vanuit de Lauwerszee via het Vaarwater naar Oostmahorn, daar tegen de kleitanken van het Roode Hoofd stootte (uitbochtig werd verhinderd, dus verdiepingen). Na de afsluiting is dit gebied zeer snel verondiept: In de periode van 1968 tot 1981 is een sedimentatie gemeten van 14 meter gemiddeld. Deze verondieping zal zeker een gevolg zijn van het na de afsluiting wegvallen van de stroming uit de Lauwerszee.

Na de afsluiting van de Lauwerszee is de stroom in de Zoutkamperlaag bij A een meer noordelijk gelegen loop gaan volgen. De oorzaak daarvan wordt niet aangegeven maar hangt hoogstwaarschijnlijk samen met de verplaatsing van het "zwaartepunt" van het kombergingsgebied naar het noorden en het oosten. Bovenstaande komt tot uiting in een verplaatsing van de diepteliijn van -75 dm. NAP met 600 meter naar het oosten in 7 jaar (nota 9). Door deze trend werd het doorstroomprofiel van de vloodschaar verruimd en kon de vloodschaar zich zelfs naar het oosten uitbreiden. Deze trend zet zich nog steeds voort.

Naast de afsluiting van de Lauwerszee kunnen ook nog simultaan andere processen van invloed zijn geweest op de stromingen in de Zoutkamperlaag. Hier worden bedoeld periodieke processen die zich reeds eeuwenlang in dit gebied afspelen nl. de richtingsverandering van de geulen in de buitendelta en de voortdurend veranderende invloed van het Gat van Schiermonnikoog. Wat het eerste betreft wordt gewezen op de trend dat het west-oost lopende deel van het Westgat naar het noordoosten opschuift en steeds meer aan capaciteit wint. Waarschijnlijk staat de uitbocht van het noordelijk gedeelte van de Zoutkamperlaag ten oosten van de Engelsmanplaat hiermee in verband.

Rond 1920 was het Gat van Schiermonnikoog nog gescheiden van de Zoutkamperlaag en mondde het naar het noorden toe in de buitendelta uit. Rond 1930 echter is het Gat van Schiermonnikoog meer noordnoordwest-zuidzuidoost gericht en mondt het uit in de Zoutkamperlaag. In 1960 is de oriëntering van de geul bijna west-oost (Joustra 1971). In nota 9 wordt aangaande de toestand in 1974 vermeld dat de uitmonding van het Gat van Schiermonnikoog in noordelijke richting steeds meer geblokkeerd wordt, waardoor een west-oost gerichte uitmonding in de Zoutkamperlaag zal kunnen ontstaan.

De ontwikkeling van de Dollard.

Reeds sinds het ontstaan van de Dollard (15e eeuw) treedt er een verkleining van het kombergingsgebied op. Voor de periode 1952-1970 is een afname gemeten van 6 miljoen m³. (5%). De verkleining van het kombergingsgebied is het gevolg van natuurlijke processen (aanslibbing, ophoging door een vloedoverschot in materiaaltransport) maar ook van menselijke ingrepen als inpolderingen.

Het gevolg was dat eveneens het getijdvolume in het algemeen afnam. Echter de aanleg (rond 1900) en de verhoging (1933) van de reguleringswerken op de Geiseplaat zorgden voor een herverdeling van de getijstromen over de verschillende geulen. De centrale hoofdgeul nam in capaciteit toe door een meer west-oost gerichte vloedinloop; het westelijk geulenstelsel kwam belangrijk ongunstiger te liggen voor de vloedstroom (Gerritsen, 1955).

De morfologische gevolgen waren de volgende (figuur 42):

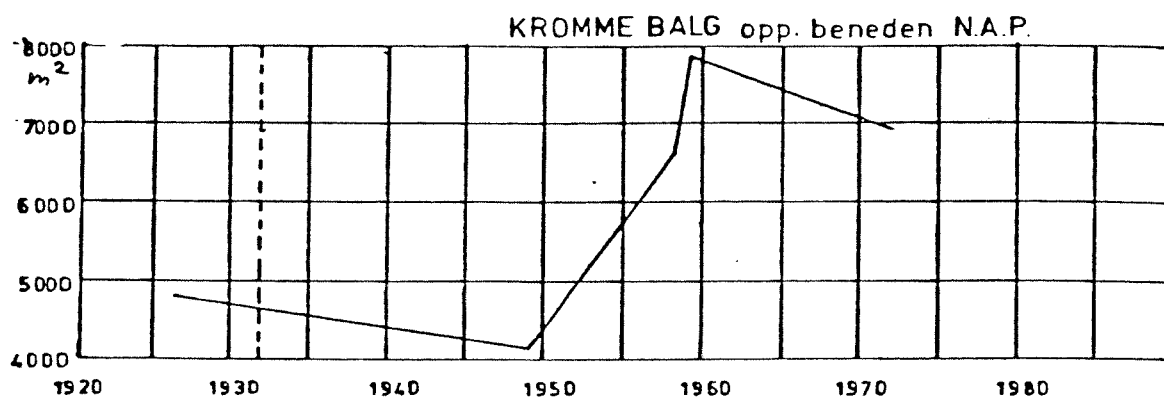
a) Door de capaciteitsvergroting en de meer west-oost lopende getijinstroming is de centrale hoofdgeul bij A aan de buitenbocht gaan uitbochten; bij B, aan de binnenbocht vond sedimentatie plaats.

b) Bij C ontstond een uitbocht naar het westen,

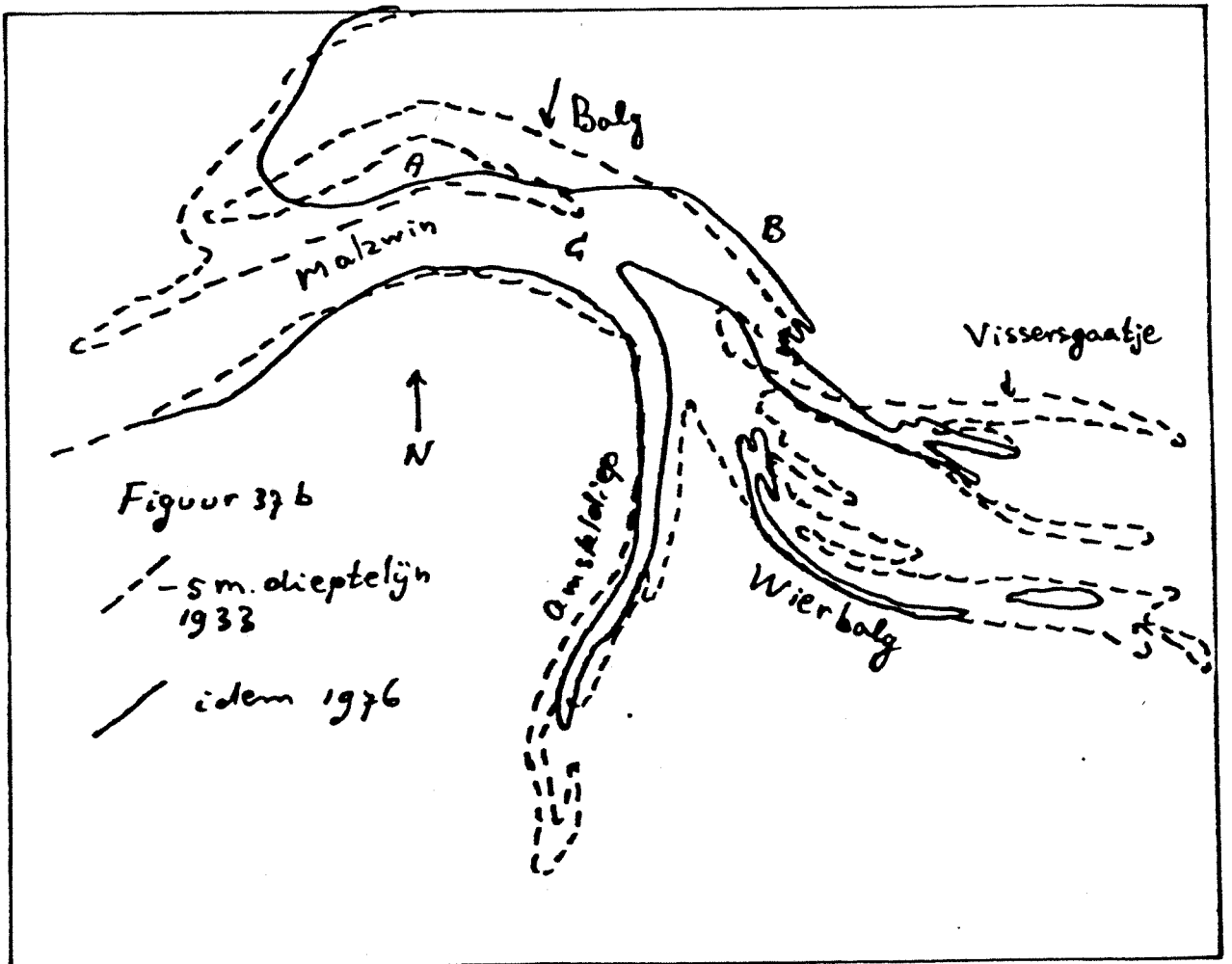
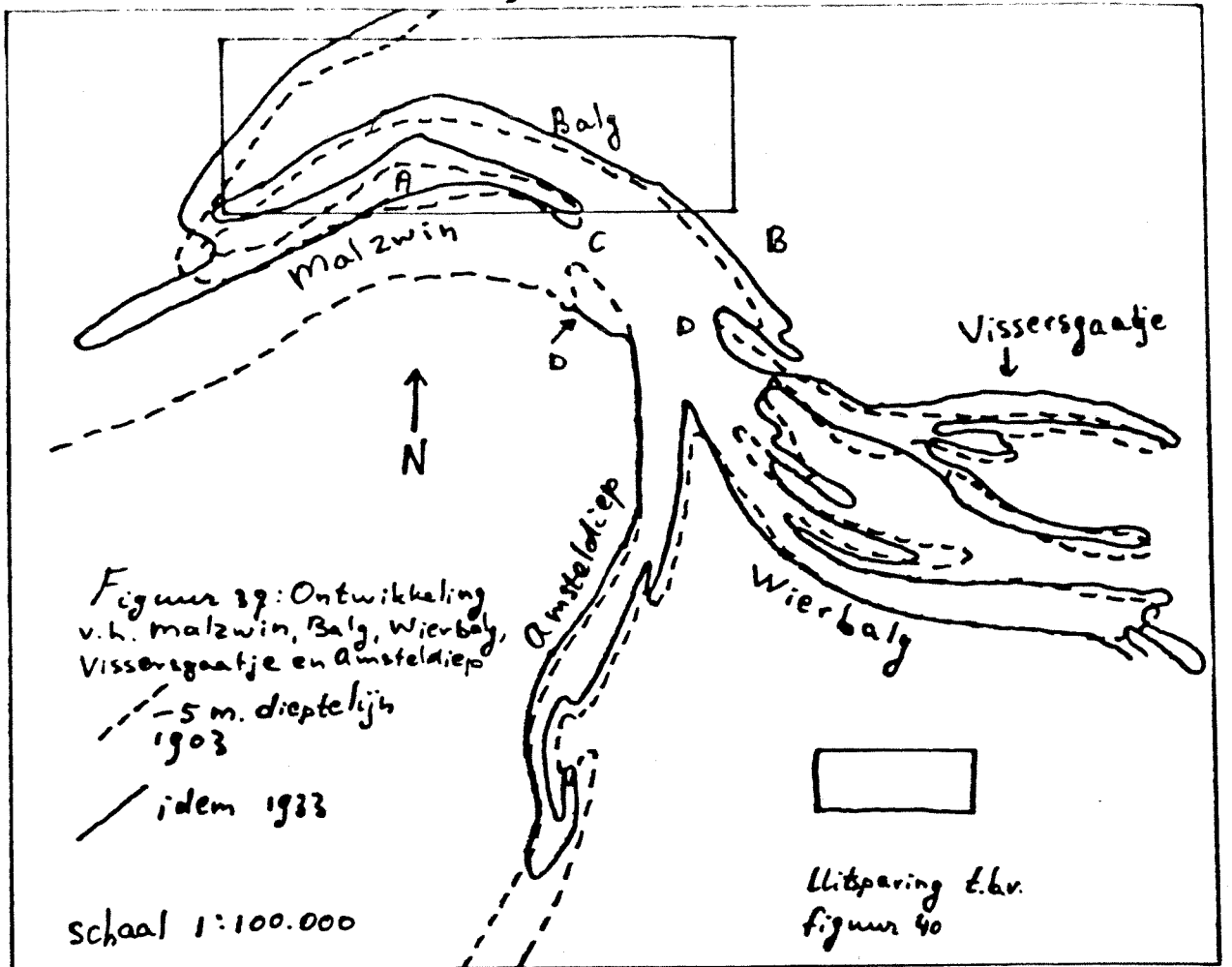
waarschijnlijk het gevolg van de toegenomen ebstroming door geultje D, dat ook een verdieping heeft ondergaan. Het resultaat van a) en b) op de geometrie van de centrale geul in het horizontale vlak, voor zover op de dieptelijnenKaarten te beoordelen, is dat de straal van de geul verkleind is.

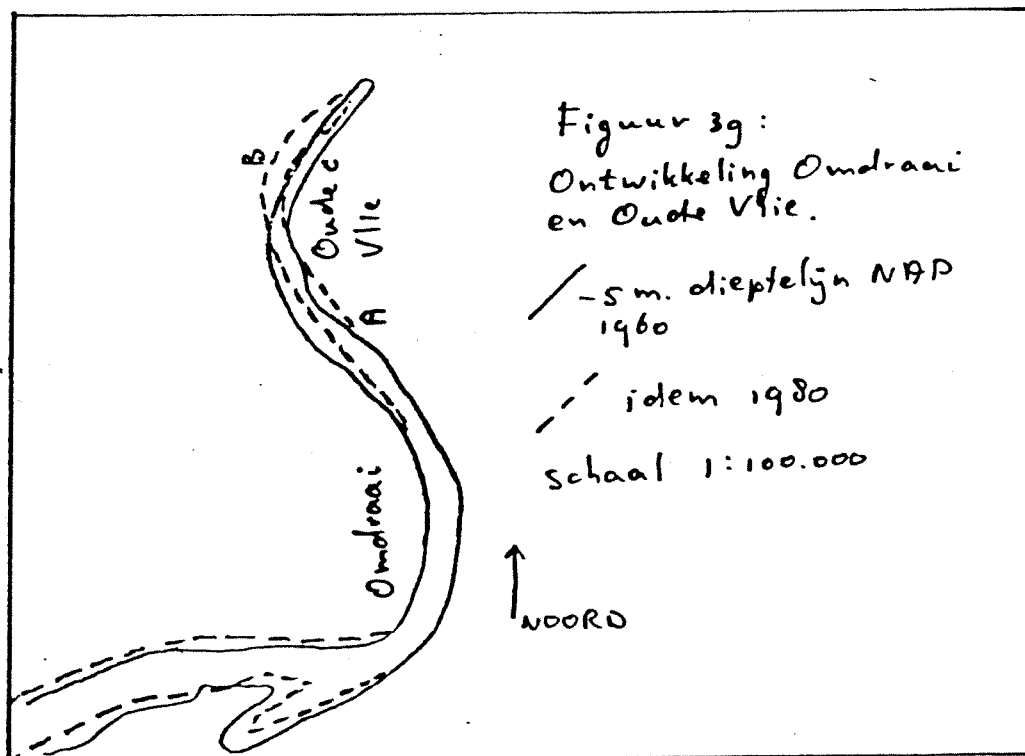
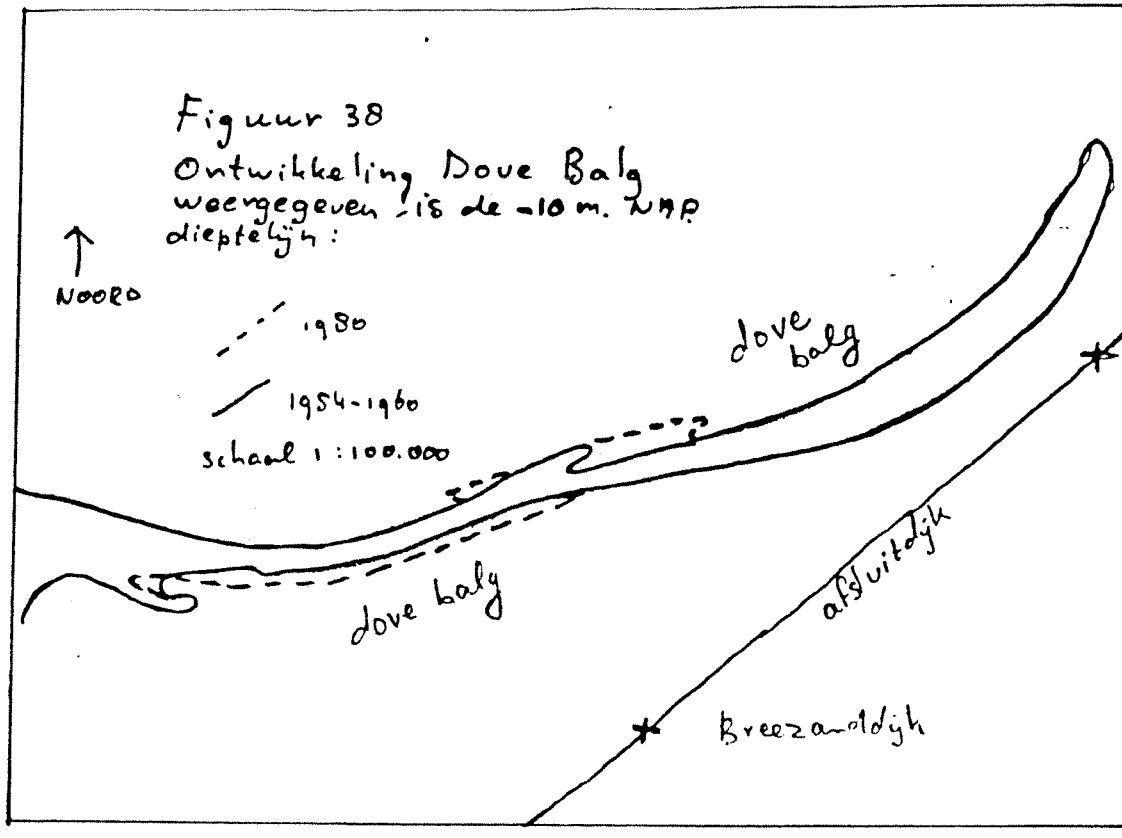
c) Geul E is ineengeschrumpeld tot geultje F. De afname in meanderlengte is natuurlijk duidelijk.

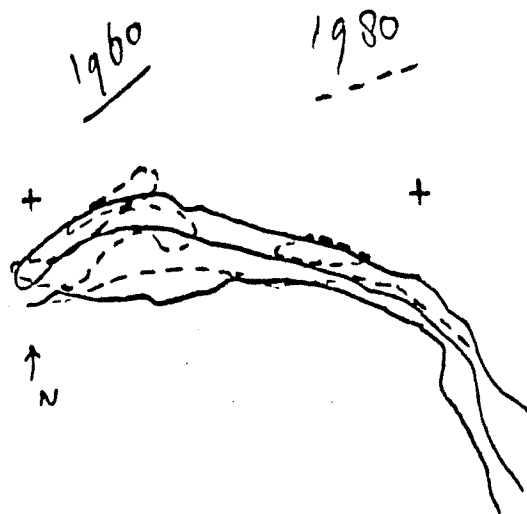
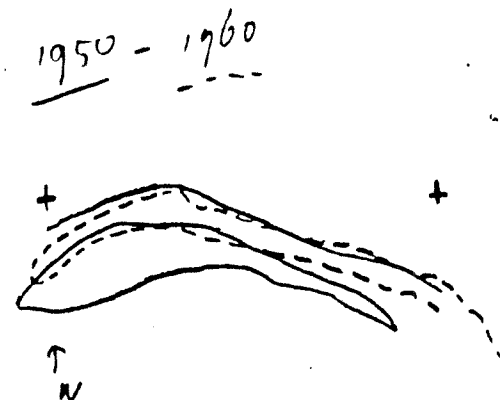
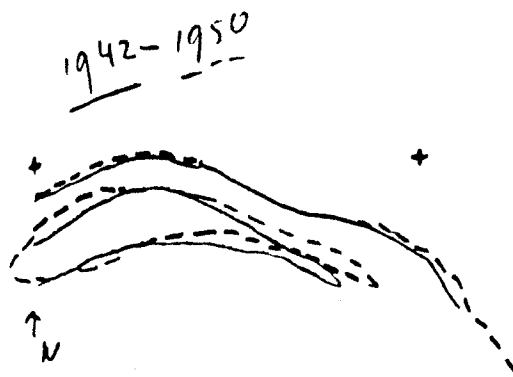
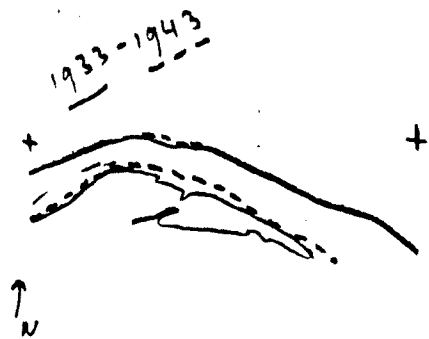
d) De structuur van het westelijk geulensstelsel G is zo ingewikkeld dat t.a.v. de ontwikkeling daarvan niets afgeleid kan worden.



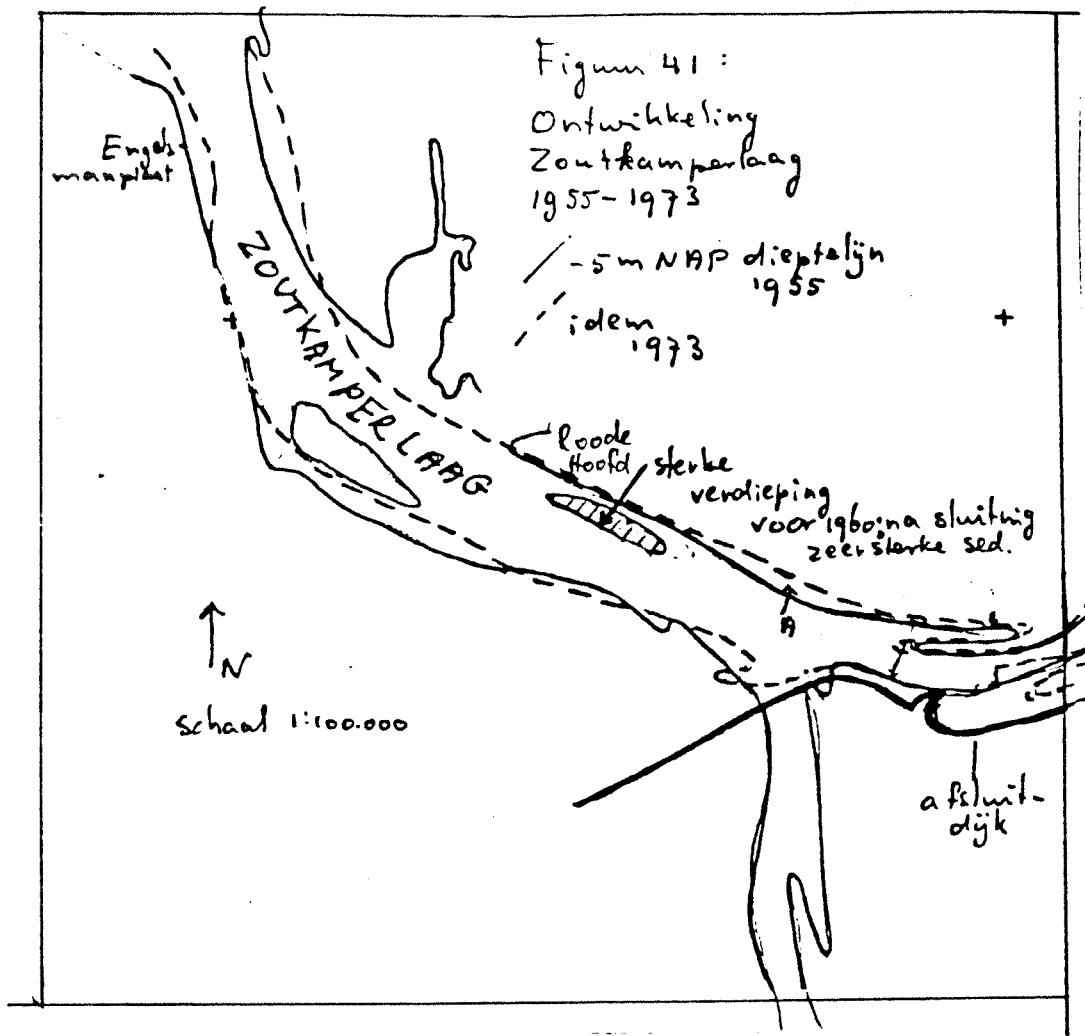
Figuur 36
Ontwikkeling van het doorstroombprofiel (y-as) van de
Kromme Balg (Waddenzee) Bron: nota 5.

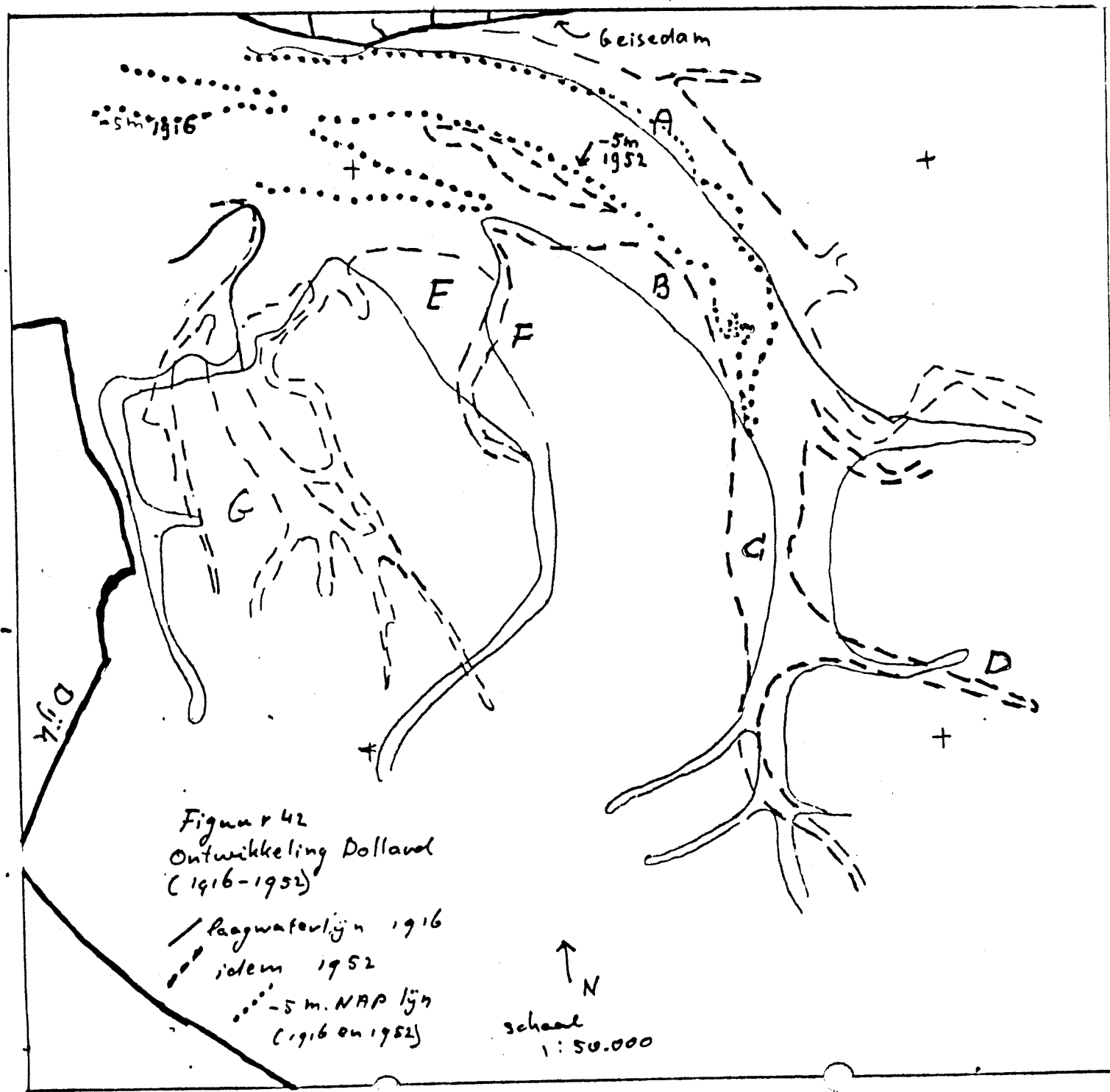






Figuur 40
 Ontwikkeling Balg
 van 1933-1980
 (-5 m. diepteliijn - NAO)
 Schaal 1:100.000
 Voor lokatie zie fig. 37.





Het estuarium van de Westerschelde

Inleiding

In de laatste honderd jaar zijn de getijverschillen in de Westerschelde trendmatig toegenomen. De oorzaak hiervan is de algemene stijging van het gemiddeld zeeniveau waarbij de gemiddelde hoogwaters meer toenamen dan de gemiddelde laagwaters. In de laatste jaren, na 1970, is een extra verhoging van het getijverschil opgetreden door een extra verlaging van de laagwaters. De stijging van het getijverschil na 1970 wordt in hoofdzaak veroorzaakt door baggerwerken: Door de verdieping van de drempels en de daarmee gepaard gaande seculverruiming wordt de weerstand van de geul verminderd en de getijgolf minder gedempt, voornamelijk tot uitdrukking komend in een verlaging van de laagwaters. Schommelingen in het verloop van het getijverschil treden op t.g.v. de 18,6 jarige cyclus in het verticale getij.

Door de vergroting van het getijverschil is de komberging toegenomen en daarmee ook de getijvolumes. In samenhang met het gelijkblijven van de stroomsnelheden, geconstateerd uit metingen, wijst dit op een vergroting van het totale dwarsprofiel.

Zowel door natuurlijke oorzaken als door ingrijpen van de mens is in de loop der tijd de verdeling van de getijvolumes over de geulen in een bepaald dwarsprofiel aanzienlijk gewijzigd.

Als natuurlijke oorzaak kan bijvoorbeeld genoemd worden bochtafsnijding door een vloed(eb)schaar waarbij een verbinding ontstond tussen die vloed(eb)schaar en een andere geul. Het gevolg is dat de nieuwe verbinding het grootste deel van het getijvolume te verwerken krijgt ten "nadele" van een parallel lopende geul. Als kunstmatige oorzaak worden genoemd baggerwerkzaamheden in een bepaalde geul, gepaard gaande met het storten van de baggerspecie in een parallel lopende geul. Zo is in de Westerschelde de verdeling van de debieten over de vloedscharen en de ebscharen trendmatig gewijzigd ten "gunste" van de ebgeulen (nota 6).

Aan de hand van nota 2 (met dieptelijnenkaarten vanaf 1800) en nota 6 zal in het volgende nagegaan worden hoe geulen waarvan bekend is dat in het verleden een toename of een afname in het getijvolume heeft plaatsgehad, zich aanpassen aan de nieuwe situatie.

Het Vaarwater langs Hoofdplaat (figuur 43)

Het Vaarwater langs Hoofdplaat is vanaf 1800 tot

ongeveer 1860 sterk in omvang afgenomen. Deze ontwikkeling is in sterke mate beïnvloed door de afgenomen invloed van de Braakman. De afname van de capaciteit is o.a. af te leiden uit de algemene versmalling van de geul tussen de 12 m. -NAP lijn. Gelijktijdig met deze trend vond een verandering van instromingsrichting vanuit de Wielingen plaats: De richting die aanvankelijk noordwest-zuidoost was, werd west-oost. Hierdoor veranderde ter hoogte van Nummer Een de orientatie van de bocht: Aanvankelijk lag de buitenbocht aan de zuidkant; later is de noordelijke oever de buitenbocht. Verder naar het oosten toe, ter hoogte van Hoofdplaat, vond door de vorming van een tegenbocht, erosie van de zuidoever plaats en sedimentatie aan de noordoever (zie de -12m.NAP lijn). In de periode van 1860 tot 1966 ging de achteruitgang vnl. in het oostelijk deel voort. Van een belangrijke invloed van de afsluiting van de Braakman (1852) op het vermogen van het Vaarwater langs Hoofdplaat en dat van de Paulinapolder is niets gebleken.

In deze periode trad wederom een verandering op van de instromingsrichting, welke nu weer noordwest-zuidoost loopt. Het gevolg was dat de bocht bij Nummer Een zich opnieuw anders ging oriënteren: De buitenbocht werd de zuidelijke bocht; deze vormde zich door erosie van de zuidelijke oever en sedimentatie aan de noordelijke oever.

Na 1945 openbaart zich de invloed van het Vaarwater langs Paulinapolder op het Vaarwater langs Hoofdplaat door uitbochtiging naar het noorden van de bocht ten noorden van Hoofdplaat. Tenslotte splitste de geul zich in het ebschaar van het Vaarwater langs Paulinapolder en vloedschuur van het Vaarwater langs Hoofdplaat. Concluderend kan gesteld worden dat de sedimentatie- en erosieprocessen in het Vaarwater langs Hoofdplaat tijdens de vermindering van de capaciteit van deze geul in sterke mate, zo niet helemaal, beïnvloed worden door de uitbochtiging van het Vaarwater langs Paulinapolder en de richting van de instroming vanuit de Wielingen.

Het Middelgat (zie figuur 44).

De ontwikkeling van het ebvolume en het vloedvolume van het Middelgat en het Gat van Ossenis is weergegeven in tabel 10. Het blijkt dat het ebvolume en het vloedvolume van het ebdominante Middelgat zowel relatief t.o.v. het vloeddominante Gat van Ossenis, als absoluut na 1932 zijn afgenomen (resp. met 22% en 18%). Het ebvolume en het vloedvolume van het Gat van Ossenis zijn resp. met 56% en 28% vermeerderd.

De achteruitgang van de capaciteit van het Middelgat staat in verband met de ontwikkeling van een verbinding tussen de Overloop van Hansweert en het Gat van

Ossenisse tusseen 1945 en 1952, welke steeds belangrijker werd. De bovenloop van de Overloop van Hansweert vertoont een langzame uitbocht in noordwestelijke richting. De vloedstroom komend vanuit de Overloop van Hansweert is ten oosten van Hansweert naar het noordoosten gaan uitbochten.

De snelheid van uitbochten is ondanks nieuwe baggerwerken vanaf 1970 verminderd. Dit komt omdat na het opruimen van het jonge zeezand (1965) het uit oude kerngronden (Hollandveen met daaronder niet-valgevoelige afzettingen uit het Pleistoceen) opgebouwde oevergedeelte bereikt werd. Uit de aanwezigheid van het meer resistente materiaal is de afname van de snelheid van uitbocht te verklaren (nota).

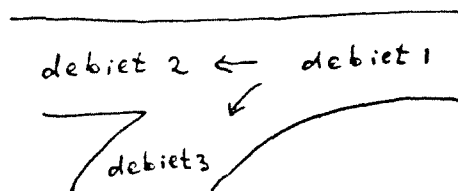
Gepaard gaande met de ontwikkeling van het getijvolume verplaatste het Gat van Ossenisse zich naar het oosten door erosie van de buitenbocht ten noordwesten van Ossenisse, met tegelijkertijd een verandering van de orientatie van de geulrichting op deze plaats van noordnoordwest-zuidzuidoost naar noordnoordoost-zuidzuidwest. Tijdens de periode 1970-1980 was duidelijk van een versterkte uitbocht sprake. Deze was het gevolg van het verdiepingsprogramma dat in de periode 1970-1975 is uitgevoerd. In het aansluitende tijdvak 1976-1980, waarin niet verder werd verdiept, werd een afname van de uitbocht vastgesteld. De erosie aan deze buitenbocht is relatief zeer sterk omdat het oevermateriaal uit valgevoelig jong zeezand bestaat (Platen van Hulst) .

Sinds het ontstaan van de verbinding tussen het Gat van Ossenisse en de Overloop van Hansweert is het Middelgat ten westen van de splitsing en vnl. aan de binnenbocht verondiept. Zie figuren 44c en 44d. In deze figuren zijn aan de hand van de verplaatsing van de 12 m. -NAP lijn en de 20 m. -NAP lijn de plaatsen waar sedimentatie en erosie opgetreden is, aangegeven.

Voor 1945 trad ook sedimentatie op aan de binnenbocht, echter de plaats van de maximale sedimentatie lag meer naar het westen. Uit de Kaarten van 1860, 1905 en 1931 blijkt nl. dat het Middelgat in de loop der tijd naar het noorden verplaatst is, tot tegen de oever van Zuid-Beveland aan. Door geleidelijke opruiming van de Kapellebank bereikte het Middelgat deze oever omstreeks 1921. Het opschuiven van het ebdominante Middelgat naar het noorden ging gepaard met sedimentatie aan de binnenbocht stroomafwaarts van de apex van de bocht. Aan de buitenbocht werd in de strook van Hoedekenskerke tot Hansweert echter de erosie verhinderd door de dijken, zodat de geul de breedte niet westwaarts kon aanpassen. Op de plaats aan de binnenbocht ontstonden verdiepingen tot -40 m. diepte (toestand 1965). Bij dit proces van sedimentatie aan de binnenbocht zonder erosie van de buitenbocht werd de straal van de bocht steeds kleiner.

Concluderend kan men stellen dat de sedimentatie aan de binnenbocht en de straalverkleining van de bocht van het Middelgat die na 1945 waargenomen worden, een trend is die ook reeds aanwezig was voor de vermindering van het getijvolume. Wel is de verondieping van het Middelgat en de verplaatsing van het punt van maximale sedimentatie aan de binnenbocht naar het oosten een gevolg van deze verandering. Deze laatste trend komt overeen met de sedimentatieprocessen die in rivieren na vermindering van het debiet in een bocht optreden. In deze situatie spelen echter nog andere factoren een rol:

a) Tegelijkertijd met de capaciteitstoename van het Gat van Ossensisse/Overloop van Hansweert, zijn de getijvolumina en de debieten door het Middelgat afgenomen zodat geldt (zie figuur 45): $\text{Debiet}_2 < \text{debiet}_1$.



Aangezien de aanpassing van het oppervlak van het doorstroomprofiel achter blijft bij de verandering van het debiet geldt:

$$\frac{\text{debiet } 2}{\text{opp. } 2} < \frac{\text{debiet } 1}{\text{opp. } 2}$$

en vanwege:

$$\text{snelheid} = \text{debiet} / \text{doorsnede}$$

dat:

$$\text{snelheid } 2 < \text{snelheid } 1$$

Omdat het sedimenttransport een functie is van de snelheid neemt ook het sedimenttransport af naar het westen toe en treedt sedimentatie op.

b) Het is niet bekend welke invloed de turbulentieput bij Hansweert op deze processen uitoefent.

Het Zuidergat en de Schaar van Waarde.

In het voorgaande is reeds vermeld dat de waterverdeling over de geulen in het totale dwarsprofiel (van kust tot kust) door omvangrijke baggerwerken op de drempels van de ebgeulen en door storten van baggerspecie in de vloedscharen geheel anders is komen te liggen. Hoe de situatie veranderd is voor het Zuidergat en de Schaar van Waarde is in tabel aangegeven: Het vloedvolume en het ebvolume van het Zuidergat zijn resp. met 100% en meer dan 50% vermeerderd; het vloedvolume en het ebvolume van de Schaar van Waarde zijn resp. met 11% en 46% verminderd.

Het Zuidergat (figuur 46).

De toename van het getijvolume in het Zuidergat ging gepaard met een toename van de stroomsnelheid gevolgd door een geleidelijke vergroting van het doorstroomprofiel. De vergroting van het doorstroomprofiel is ter plaatse van Konijneschor en Baalhoek relatief meer door erosie in de breedte dan door verdieping tot stand gekomen. De oorzaak hiervan is de aanwezigheid op 27 meter diepte van een 1 a 1,5 m. dikke kleilaag uit het Boven Pliocene. Dit betekent dat niet alleen de buitenbocht in zuidelijke richting sterk werd geërodeerd (ondanks het voorkomen van relatief weerstandskrachtige lagen uit het Pleistoceen); ook trad erosie op aan de binnenbocht (Platen van Valkenisse). De uitbochtiging bij Speelmansplaat en Baalhoek is na 1965 door baggerwerken sterk toegenomen. In 1960 was deze nog 4 a 5 m. per jaar; in de periode 1970-1980 8 m/jaar en tegenwoordig ong. 15 m/jaar. De sterkere neiging tot uitbochten blijkt zich stroomafwaarts (in de ebrichting) te verplaatsen.

Schaar van Waarde

Uit opnames van dwarsprofielen door de Schaar van Waarde blijkt dat de grootte van het doorstroomoppervlak sterk is afgenomen. Uit een voorbeeld blijkt dat de afname in de periode van 1937 tot 1981 25% is geweest (20000 m² in 1937, 14000 m² in 1981). Deze afname is ook af te leiden uit figuur 46: Het oppervlak van het gebied beneden 12m. -NAP is sterk verminderd in deze periode.

De verondieping ging gepaard met een uitbochtiging naar het noorden, welke in verband gebracht kan worden met de

uitbochtting van de vloedgeul van het verlengde van de Overloop van Hansweert ten oosten van Hansweert (zie eerder).

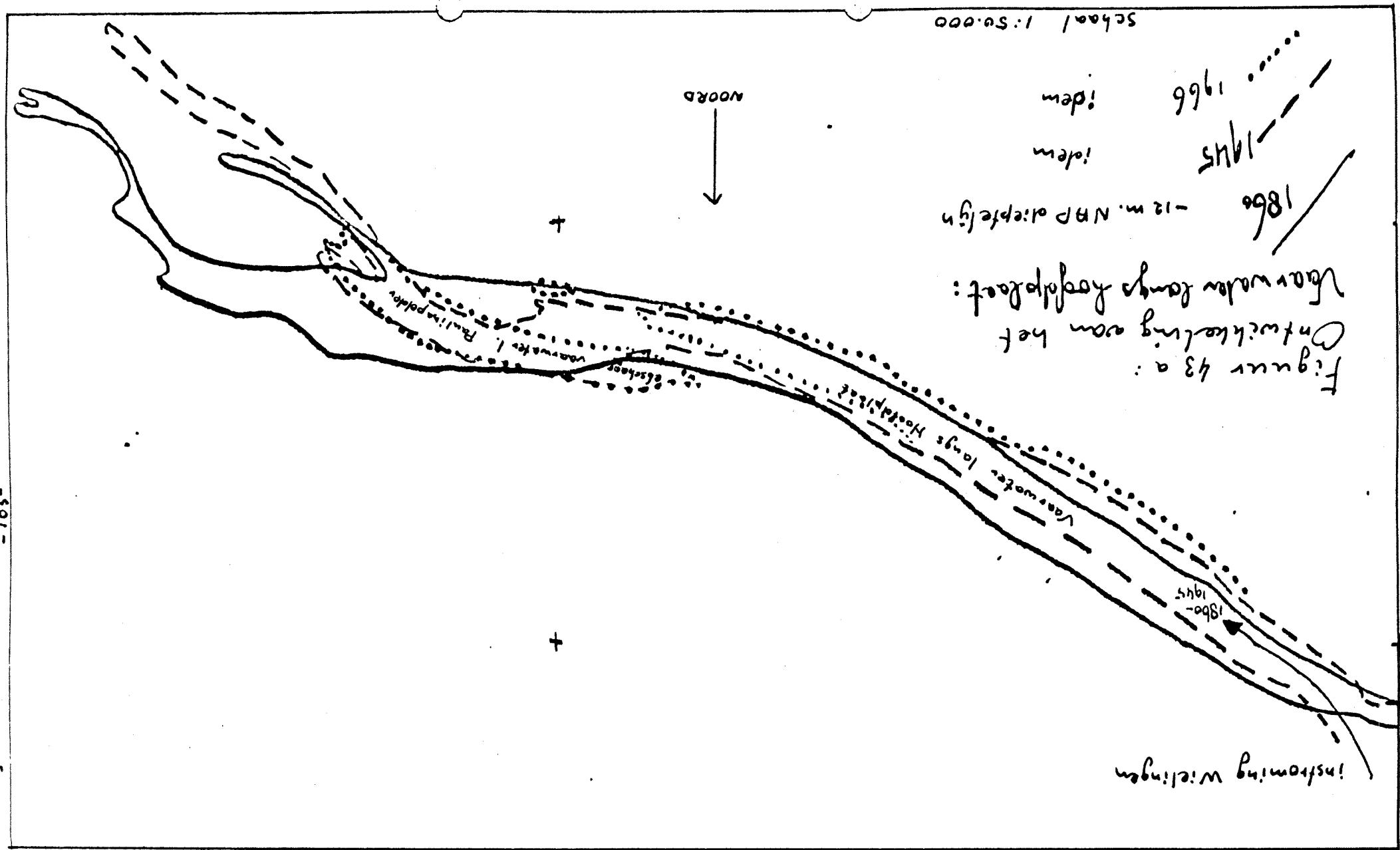
Het Nauw van Bath (figuur 47).

Tengevolge van baggerwerken in het Nauw van Bath, speciëstortingen in de Schaar van de Noord en afsluiting van de Appelzak door aanleg van de Leidam, is het getijvolume en het doorstroomprofiel van het Nauw van Bath in de laatste decennia toegenomen.

Door de toename van het getijvolume werd de ebstroom steeds meer geconcentreerd op de buitenbocht, net ten westen van de dijk bij Bath (B in figuur 48). Daar nam de uitbochtting toe van 1 m/jaar (1922-1960) tot 3 m/jaar (1971-1981). Op deze plaats komen valgevoelige afzettingen (afzettingen van Duinkerken) voor.

Stroomafwaarts van deze plaats waar onder Hollandveen weerstandskrachtigere afzettingen voorkomen, bleef de achteruitgang van de oever constant (2 a 4 m/jaar). Dit zou erop kunnen wijzen dat de plaats van de maximale erosie aan de buitenbocht met de vermeerdering van het getijvolume stroomopwaarts verplaatst wordt. Dit klopt niet met wat men, op grond van wat men bij rivieren waarneemt, nl. een verplaatsing van het punt met maximale erosie in de buitenbocht verder stroomafwaarts met toenemend debiet.

Wellicht dat de relatief weerstandskrachtige afzettingen in de buitenbocht ten westen van Bath een aan de hydrodynamische omstandigheden aangepaste uitbochtting naar het westen hebben verhinderd. Wat dit laatste betreft kan vermeld worden dat in de buitenbocht in de laatste decennia verdiepingen tot meer dan 20 m. -NAP zijn ontstaan; een aanpassing in de diepte dus i.p.v. in de breedte. In hoofdstuk 3.5 is er reeds op gewezen dat de straal van de bocht bij Bath t.o.v. het getijvolume te klein is. Zie figuur 47.

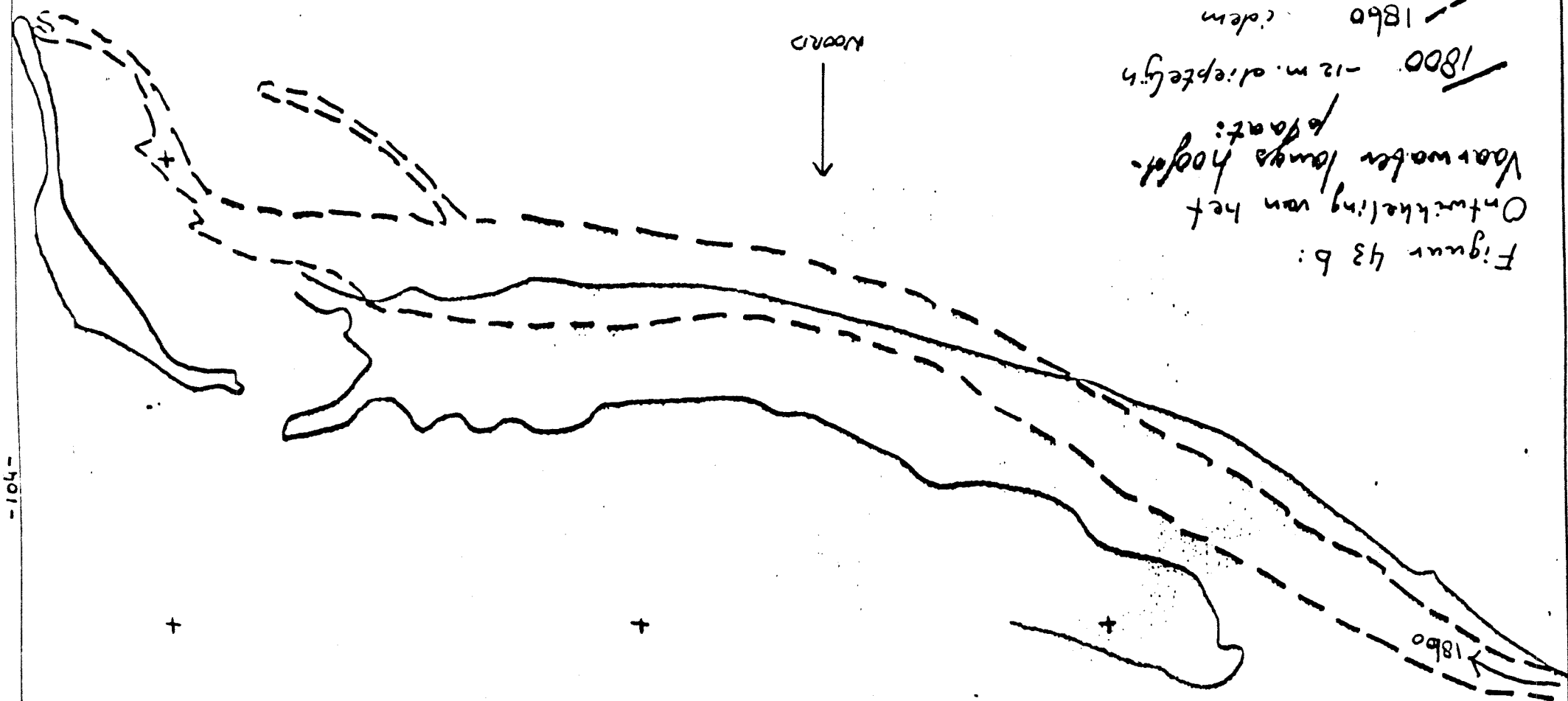


schaal 1:50.000

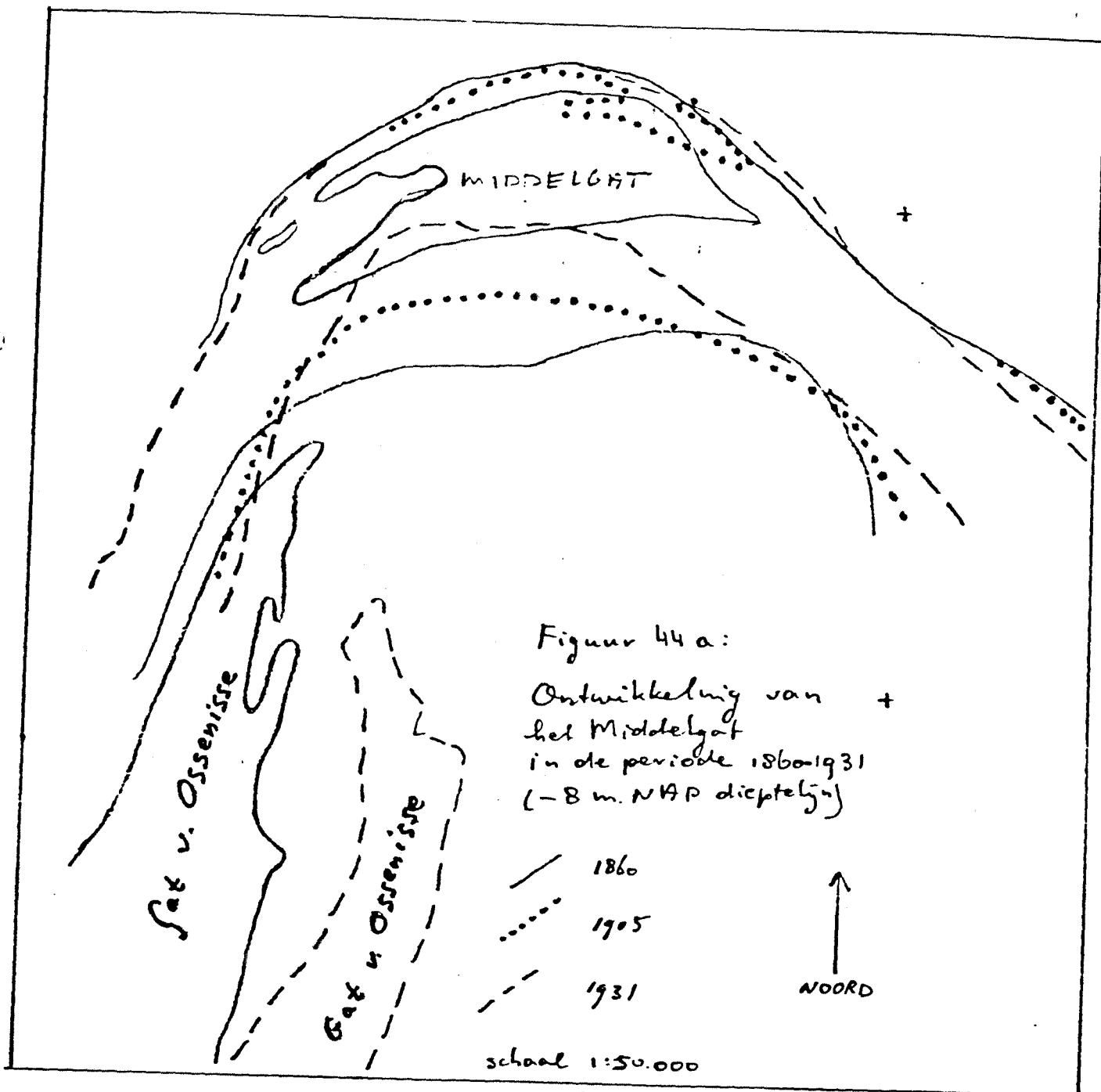
1800 - 12 m. diepte
1860 - 12 m. diepte
Omtrekking van het
Vaarwater langs hoogte
plaats:
Figuur 43 b:

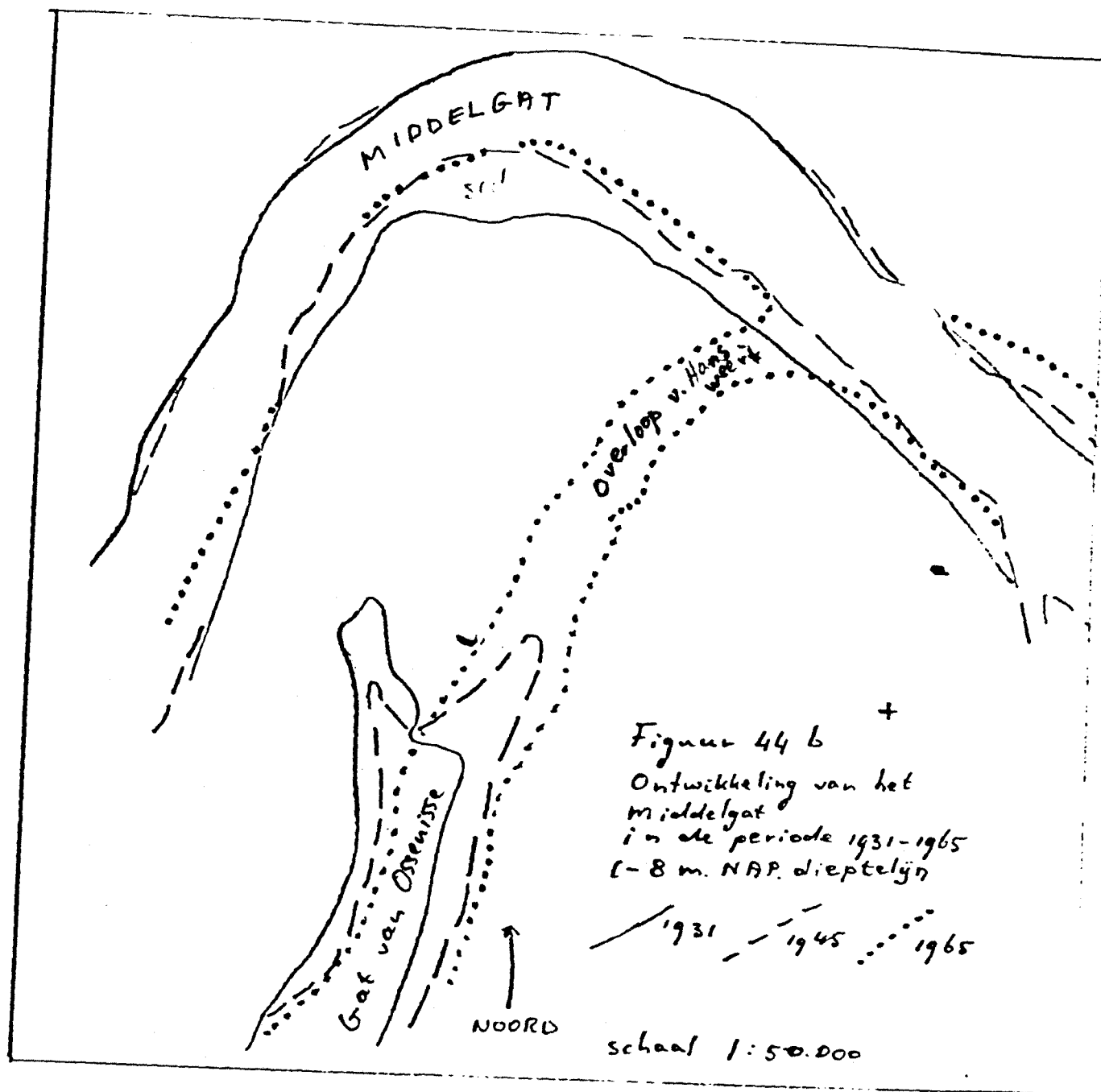
NOORD
↓

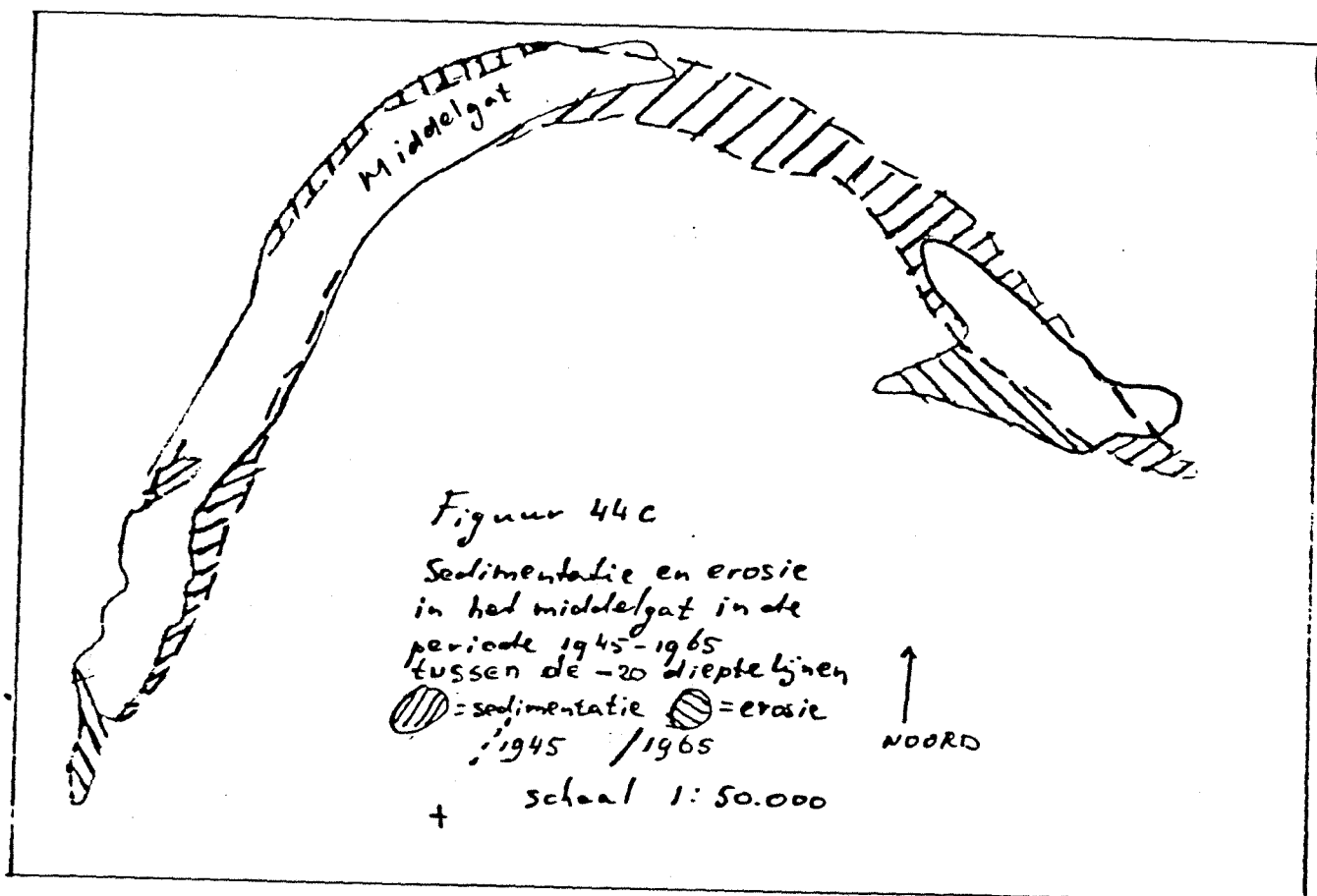
1800
↑
Instroming W. elingen

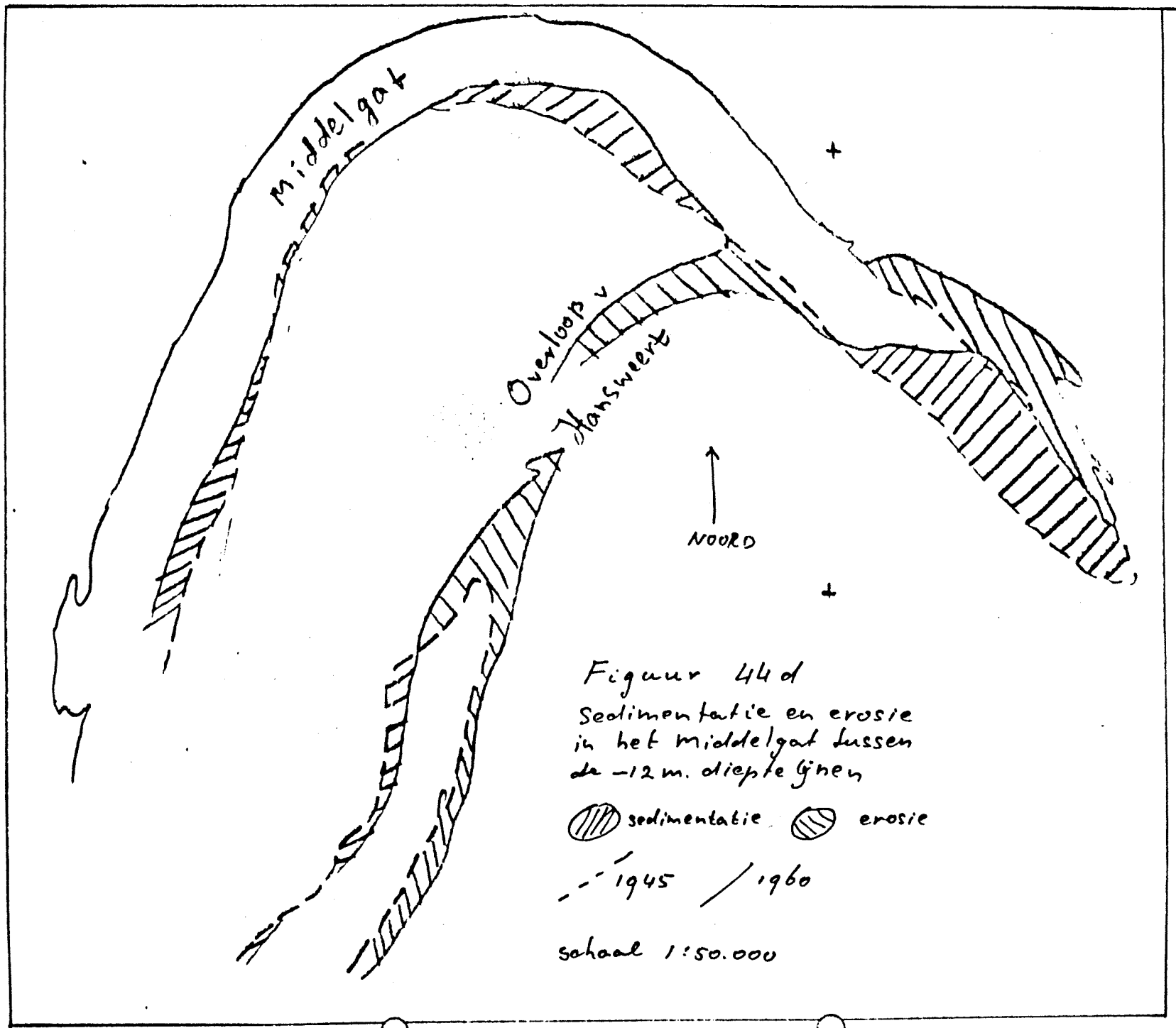


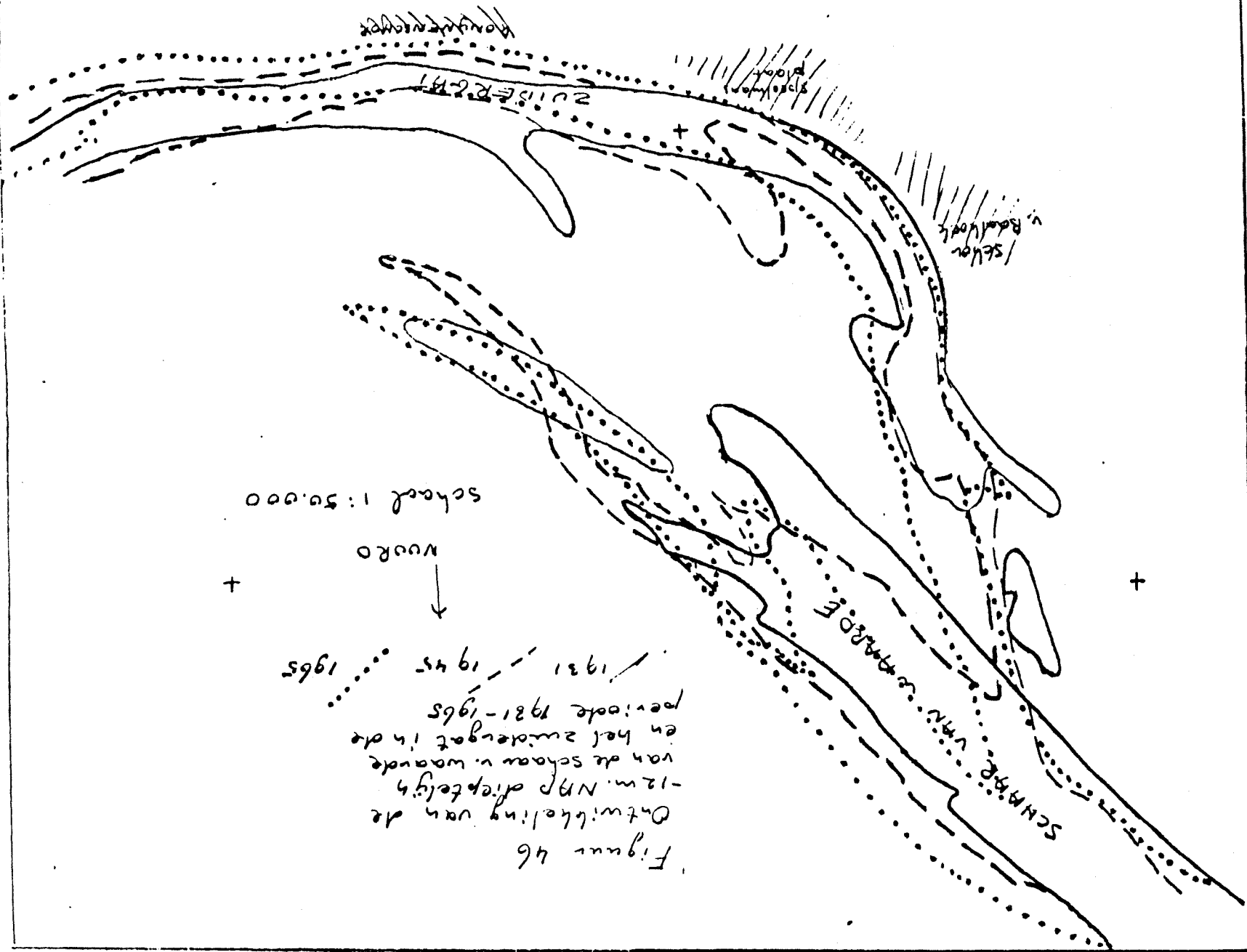
-401-

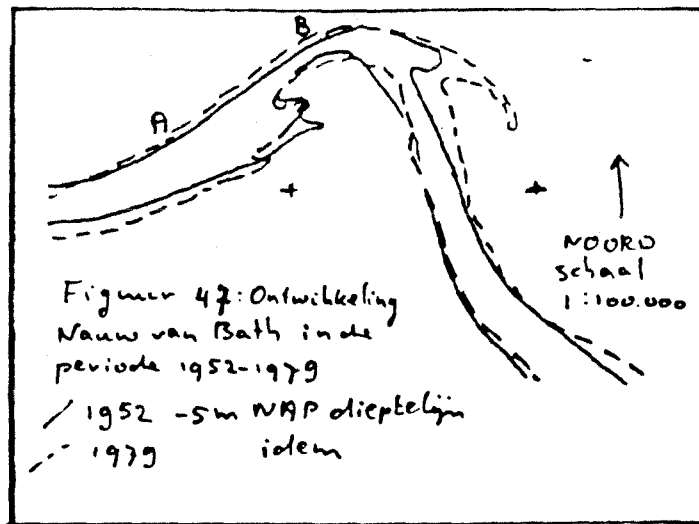












	Middelgat eb	Gat van Ossenisse	TOT	Middelgat vloed	Gat van Ossenisse	TOT.	
1932	381,0 *)	155,6	536	288,6	239,0	527	+9
1957	325,2	166,0	491	248,3	222,0	470	+21
1968	330,2	185,7	515	241,1	254,0	495	+20
1972	280,2	227,4	507	232,5	274,0	506	+1
1978	295,6	242,3	537	234,6	307,2	541	-4

Tabel 10:

Ontwikkeling van de vloed- en ebolumina van Het Middelgat en het Gat van Ossenisse in de periode 1932-1978.

Bron: nota 6 en Gerritsen, de Jong 1983.

*) in miljoen m³

Tabel 11

	zuidergat vloed	schaar waarde	TOT	zuidergat eb	schaar waarde		
1932	116,8 *)	234	350	158,3	215,9	373	+23
1957	113,2	259,1	372	182,4	198,4	380	+8
1964	126,8	225,5	351	188,4	170,5	358	+7
1970	185,1	258,8	443	219,1	178,5	397	-46
1975	171,3	201,1	372	219,3	146,2	365	-7
1981	232,8	208,1	440	247,4	117,0	364	-76

*) in miljoen m³

Ontwikkeling van de vloed- en ebolumina van het Zuidergat en de schaar van waarde in de periode 1932-1981

Bron: nota 6 en Gerritsen, de Jong, 1983

Concluderend kan het volgende vermeld worden:

Uit de vorige paragraaf (3.5) blijkt dat er een empirisch verband bestaat tussen de hydrodynamische karakteristieken van estuariumgeulen aan de ene kant en de meandergeometrie aan de andere kant. Zoals bij "rivieren", is getracht deze empirische relaties te verklaren aan de hand van een veranderd erosie- en sedimentatiepatroon na verandering van de hydrodynamische omstandigheden.

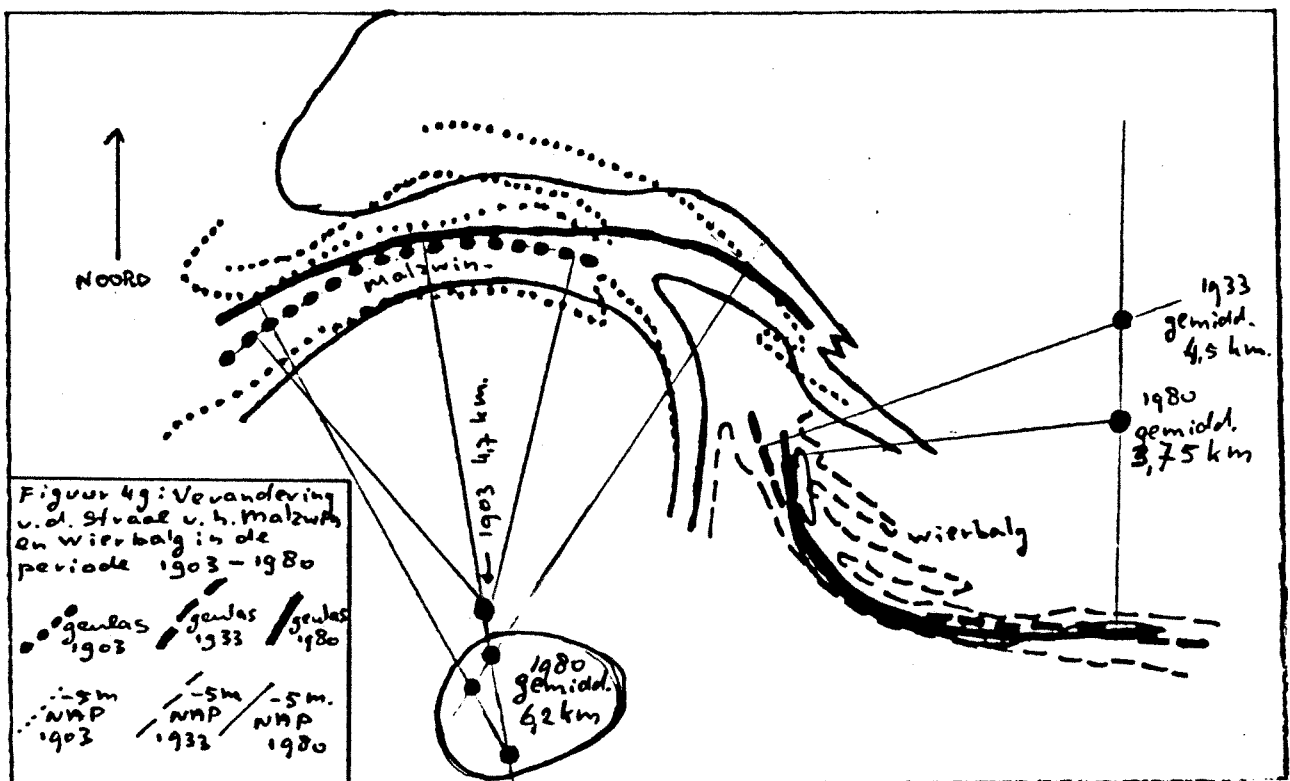
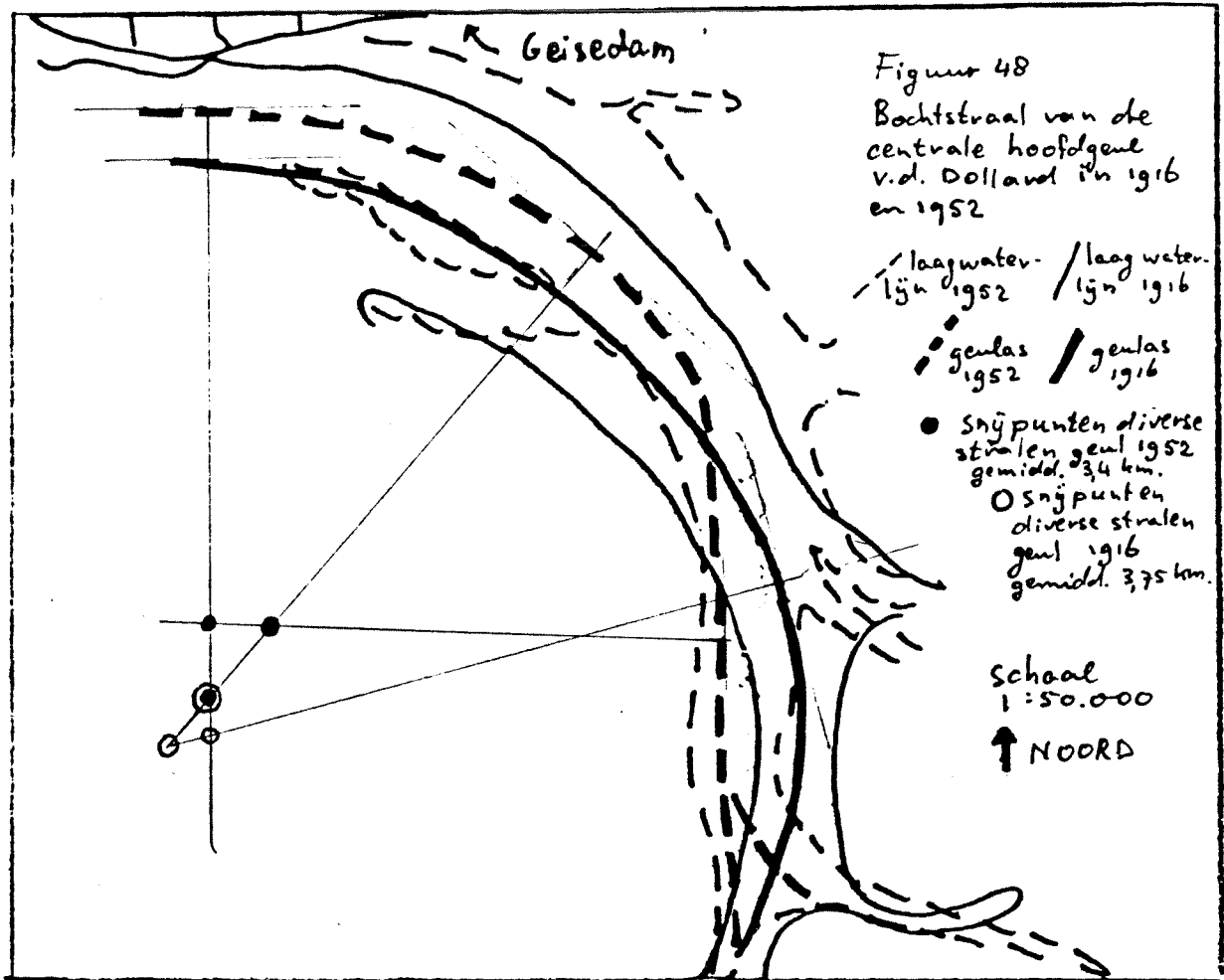
Het is echter niet mogelijk gebleken de sedimentatie- en erosieprocessen, die na de verandering van de waterbeweging in een bocht gaan optreden en moeten leiden tot een aanpassing van de bochtstraal en de meanderlengte los te koppelen van andere simultaan werkende processen, die duidelijk een andere oorzaak hebben. Hier worden bedoeld:

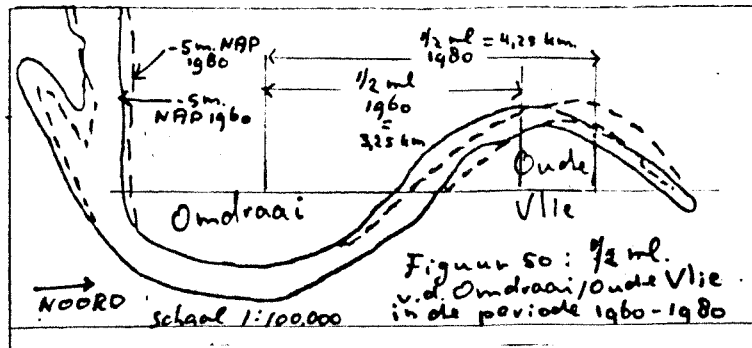
- 1) Verandering van in/uitstromingsrichting door verplaatsing van het zwaartepunt van het kombergingsgebied (bijv. Malzwin);
- 2) Verandering van de in/uitstromingsrichting door geulverplaatsing in de buitendelta (Zeegaten Waddenzee);
- 3) Verandering van de in/uitstromingsrichting door menselijk ingrijpen (hoofdgeul Dollard);
- 4) Wegvallen van de stroming uit een bepaalde richting (Lauwerszee);
- 5) Belangrijker worden van de stroming uit een bepaalde richting (zijgeul Dollard);
- 6) Wederzijdse beïnvloeding van ebscharen en vloedscharen, waarbij de ene met de andere "meebuigt" (Malzwin/Wierbalg);
- 7) Wederzijdse beïnvloeding van ebgeul en vloedgeul waarbij de ene de andere verdringt (Balg);
- 8) Invloed van uitbochtiging van een andere geul (Schaar van Waarde);
- 9) Splitsing van de stroming (Middelgat/Overloop van Hansweert);

Deze simultane processen kunnen reeds voor de verandering van de waterbeweging plaatsvinden (bijv. richtingsverandering van geulen in de buitendelta zoals Nielingen), maar ook daarna gaan optreden (bijv. wegvallen bepaalde stroming zoals stroming uit Lauwerszee na aanleg afsluitdijk).

Door deze processen verandert de geometrie van de geulen in het horizontale vlak in bepaalde gevallen niet zoals uit de empirische relaties te verwachten is. Een voorbeeld hiervan is de centrale hoofdgeul van de Dollard (figuur 48). In deze situatie is de straal afgenomen terwijl het getijvolume toenam. Voorbeelden van geulen waar de verandering van de

geometrie in kwalitatieve zin wel volgens de empirische relaties verliep, zijn het Malzwin, de Wierbalg en de Omdraai (figuren 48 en 50).





Literatuurlijst:

Gebruikte en aangehaalde literatuur

Ackers, P., Charlton, F.G., 1970
Dimiensional analysis of alluvial channels with special
reference to meanderlengt. Journal of Hydraulic
Research, 8, no. 3, 1970

Ahnert, F., 1960
Estuarine meanders in the Chesapeake area. Geogr. Review
50(3), pp. 399-401

Alphen, J. van, 1982
De te verwachten veranderingen in het morfodynamisch
gedrag van de Oosterschelde na het gereedkomen van de
stormvloedkering. Een literatuurstudie naar het
morfodynamisch gedrag van estuaria. Geomor nota 83.01

Ashley, G.M., 1980
Channel morphology and sediment movement in a tidal
river, Pitt River, British Columbia. Earth Surface
Processes, vol. 5, pp. 347-368

Bathurst, J.C., 1979
Distribution of boundary shear stress in rivers. In:
Adjustments of the fluvial system. Ed. by D. Rhodes and
G.P. Williams, Kendall/Hunt Publ. Comp., pp. 95-116

Bathurst, J.C., Thorne, C.R., Hey, R.D., 1979
Secondary flow and shear stress at river
bends. J. Hydraul. Div. ASCE 105, pp. 1277-1295

Booy, R., Kalkwijk, J.P.Th., 1983
Secondary flow in estuaries due to the curvature of the
main flow and the rotation of the earth and its
development. Geomor nota 83.05

Bridge, J.S., Jarvis, J., 1982
The dynamics of a river bend: a study in flow and
sedimentary processes. Sedimentology, 29(1982)4,
pp. 499-542

Callander, R.C., 1978
River meandering. Annual review of Fluid Mechanics,
vol. 10, 1978

Dietrich, W.E., Smith, J.D., Dunne, T., 1979
Flow and sediment transport in a sand bedded meander.
Journal of Geology, vol. 87, pp. 305-315

- Driemaandelijks Bericht Deltawerken, nummer 101, 1982,
Morfologische veranderingen in het Krammer en het Slaak.
- Dury, G.H., 1965
Theoretical implications of underfit streams. US
Geol.Surv.Prof.Paper, 452-C, 43 pp.
- Engelund, F., Skovgaard, O., 1973
On the origin of meandering and braiding in alluvial
streams. Jour. Fluid Mechanics, vol.57, pt.4, pp. 289-302
- Falcon, M., 1984
Secondary flow in curved open channels. Annual Review of
Fluid Mechanics, vol.16, 1984
- Friedkin, J.F., 1945
A laboratory study of the meandering of alluvial rivers.
US Waterways Exp.Stn., 39 pp.
- Gerritsen, F., 1955
Enige opmerkingen over de ontwikkeling van de Dollard.
nota CSD 55-17
- Gerritsen, F., de Jong, H., 1983
Stabiliteit van doorstroomprofielen in de Westerschelde,
nota WJKZ-83.V008
- Gerritsen, F., de Jong, H., 1984
Stabiliteit van doorstroomprofielen in het Waddengebied,
nota WJKZ-84.V016
- Geyl, W.F., 1976
Tidal neomorphs. Zeitschrift f. Geomorphologie N.F.,
200,3, pp.308-330
- Goedheer, G.J., 1982
Oosterschelde, onderzoek onderwaterbodem, Interpretatie
van Side Scan Sonaropnamen, nota DDMI 82-04
- Goedheer, G.J., 1984
Side-Looking Sonar in het kader van het project Geomor
(periode 1982-1983). Geomor nota 83.03
- Groot, T., 1962
The influence of shore protection works on gullies.
Coastal Engineering, 1962,43, pp.782-792
- Hickin, E.J., 1974
The development of meanders in natural river
channels. American Journal of Science, vol.274, 1974,
pp.414-442

Hooke, R. Le. B., 1975

Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend. Journal of Geologie, vol. 83, 1975, pp. 543-565.

Ippen, A. P., Drinker, P. A., 1962

Boundary shear stress in curved trapezoidal channels. J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Engrs. 88, pp. 143-180

Jakobson, A. B., 1962

Morfologiske og hydrografiske undersøgelser af flod- og ebbeskar i tidevandsrender. Aangehaald in Schou, 1967: Estuarine research in the Danish Moraine Archipelago: in Lauff (ed): Estuaries (1967)

Joustra, D. S. J., 1971

Geulbeweging in de buitendelta's van de Waddenzee. Studierapport WKK 71-14

Kjerfve, B., 1978

Bathymetrie as a indicator of net circulation of well mixed estuaries. Limnology and Oceanography 23, 4, pp. 816-821

Klok, B., Schalkers, K. M., 1980

De veranderingen in de Waddenzee ten gevolge van de afsluiting van de Zuiderzee. Notitie 78.H238. Dir. Waterh. en Waterb., District K en Z, studiedienst Hoorn

Leopold, L. B., Wolman, M. G., 1960

River meanders. Geol. Soc. Am. Bull. 71, pp. 769-794

Parker, G., 1976

On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers. J. Fluid Mechanics, vol. 76, pt 4, p. 457

Pestrong, 1965

The development of drainage patterns on tidal marshes. Stanford Un. Publ. Geological Science, 10(2), 87 pp.

Rietveld, F. W., 1962

The naturaal development of the Wadden Sea after the closure of the Zuider sea. Coastal Engineering, 42, pp. 765-781

Rodloff, W., 1970

Ueber Wattwasserläufe. Mitt. des Franz.-Institut. f. Grund- u. Wasserbau der TU Hannover, H. 34

Ronde, J. G. de, 1983

Changes of relative mean sea level and of mean tidal amplitude along the Dutch coast, Ritsema, A. R. en Gurpinar, A. (ed): Seismicity and seismic risk in the offshore North Sea area, pp. 131-142.

Schumm, S.A., 1969
River
metamorphosis. J. Hydraulic. Div. Amer. Soc. Civ. Engrs. 95.

Vechgel, R.H.W. van, 1977
Morfologische ontwikkeling in de Oosterschelde. RWS,
Deltadienst, nota W77-009

Veen, J. van, 1950
Eb en vloodschaarsystemen in de Nederlandsse
getijwateren. Tijdschrift KNAG, vol. 67(2), pp. 303-325

Wolman, M.G., Miller, J.P., 1960
Magnitude and frequency of forces in geomorphic
processes. Journal of Geologie, vol. 68, pp. 54-74.

nota 1
Morfologie van de Waddenzee, gevolgen van zand- en
schelpenwinning, verslag literatuuronderzoek, R1336, WL
Delft(?), 1978

nota 2
Over geulveranderingen in de Westerschelde i.v.m.
tracebepaling vaste oeververbinding, RWS Dir. Zeeland,
Studiedienst Vlissingen, nota 67,3

nota 3
Geomorfologische processen Oosterschelde-een pilot
study-, Geomor nota 84-01

nota 4a
Kaartering van de bodemsamenstelling van het oostelijk
gedeelte van de Westerschelde. Methode en resultaten,
nota WWKZ-78.V013, Adviesdienst Vlissingen

nota 4b
idem als 4a: westelijk gedeelte. Nota WWKZ-80.V009

nota 5 zie Klok, B., Schalkers, K.m., 1980.

nota 6
Studierapport verdieping Westerschelde, Programma
48'/43'. technische Scheldecommissie, subcommissie
Westerschelde, Antw. Middelb., 1984 (3 delen)

nota 7
De ontwikkeling van de Dollard over de periode
1952-1969/1970, nota 72.1, RWS. Dir. Groningen,
Afd. Studiedienst

nota 8
Wijzigingen in het hydraulisch aspect van de westelijke
Waddenzee nabij Harlingen, als gevolg van de afsluiting

van de Zuiderzee. RWS.Arrondissement Hoorn Studiedienst,
nota 59.8

nota 9

Morfologische veranderingen in het stroomgebied van het
Friese Zeegat in de jaren 1970 tot 1978, notitie 80-24,
RWS.Meet- en Adviesdienst (opgemaakt door J.T.Postma.

nota 10

Onderzoek naar de morfologische veranderingen in de
scheepvaartweg naar Lauwersoog. nota 82-3.RWS.Meet- en
Adviesdienst

Toevoeging:

*Alphen, J. van, Bloks, P., Hoekstra, P., 1983
Onderzoek naar de waterbeweging, morfologie en sedimen-
taire structuren in de meanderende rivier de Dommel.
R.U. Utrecht*

Gebruikte Kaarten:

Zeegat van het Vlie, Kustkaarten situaties 1912, 1933, 1958, 1968, 1978 (alle schaal 1:50000); situaties 1904, 1918, 1933 (schaal 1:100000)

Zeegat van Texel, Kustkaarten situaties 1901, 1916/1917, 1925, 1933, 1942, 1950, 1960, 1970, 1980 (alle schaal 1:100000)

Amelandse Gat, Kustkaarten situaties 1903/1904, 19114, 1926/1927, 1934, 1940, 1950, 1962, 1974 (alle schaal 1:100000)

Eyerlandse Gat, Kustkaarten situaties 1902, 1926, 1934, 1947, 1957, 1963/1967, 1976, 1982 (alle schaal 1:50000)

Friese Zeegat, Kustkaarten situaties 1934, 1949, 1960, 1973 (schaal 1:100000)

Nederlandse Kustwateren, noordblad Wadden, RWS. uitgave 1984, schaal 1:100000.

Kustkaarten, noordblad Waddenzee, RWS. uitgave 1960, schaal 1:100000

Westerschelde, schaal 1:100000, 1982 (naar opnemingen 1974-1975)

Oosterschelde, schaal 1:50000, 1982 (opnemingen ??)

Puntsgewijze samenvatting en conclusies (I=inleidend
hoofdstuk, R=rivieren, E=estuaria)

I1

In eerdere rapporten wordt verondersteld dat de geulen in de Oosterschelde na voltooiing van de Oosterscheldewerken zullen verondiepen en zich zullen verleggen.

I2

Deze verwachting is gebaseerd op een empirische relatie tussen de waterbeweging en de geometrie van estuariumgeulen in het verticale vlak en het horizontale vlak.

R1

Er blijkt een fundamentele relatie te bestaan tussen de breedte van een rivier en de bochtstraal (straal = 2 a 3 maal breedte) en daarvan afgeleid een relatie tussen de breedte en de meanderlengte (ml = ong.10 maal breedte).

R2

De relatie tussen debiet en meanderlengte is indirect in die zin dat het debiet, afhankelijk van de bodemsamenstelling, de breedte bepaalt; en de breedte bepalend is voor de meanderlengte.

R3

Het bleek dat de centrifugale Kracht en de daardoor opgewekte secundaire stroming een grote invloed hebben op de ruimtelijke verdeling van de snelheden, bodemschuifspanning en sedimenttransport.

R4

Bij een geul in evenwicht blijkt de ruimtelijke verdeling van de stroomsnelheden, bodemschuifspanning en het sedimenttransport nagenoeg identiek te zijn: Hoge waarden worden bereikt in de binnenbocht, stroomopwaarts van de bochtapex, en aan de buitenbocht, stroomafwaarts van de bochtapex.

R5

Bij verandering van het debiet "verschuiven" de plaatsen met maxima van stroomsnelheden, bodemschuifspanning en sedimenttransport: Nl. stroomopwaarts bij afname van het debiet; stroomafwaarts bij een toename van het debiet. Identiek verschuiven ook de plaatsen van erosie aan de buitenbocht en sedimentatie aan de binnenbocht.

R6

Er zijn aanwijzingen dat verkleining van de straal gebeurt door sedimentatie aan de binnenbocht vlak voor of bij de bochtapex (en eventueel erosie aan de tegenoverliggende oever). Vergroting van de straal bij toename van het debiet gebeurt door het afstrippen van de convexe oever; erosie van de buitenbocht stroomafwaarts van de bochtapex en sedimentatie aan de binnenbocht aan de daartegenoverliggende oever.

E1

Verschillen tussen stroming in rivieren en estuariumgeulen zijn: a) In rivieren treedt unidirectionele stroming op; in estuaria bidirectionele stroming b) In estuaria is er bij voldoende diepte de invloed van de Corioliskracht en c) De frequentie van de verschillende afvoeren in estuaria is anders dan de frequentie van de verschillende afvoeren in rivieren.

E2

Typisch voor estuariumgeulen is dat de geulen vaak verdeeld zijn in een ebdominant gedeelte en een vloeddominant gedeelte door verschillende werking van de centrifugaalkracht en de Corioliskracht bij eb en vloed. Meestal is de vorm van de dwarsdoorsnede bimodaal: Het ene geulgedeelte is groter dan het andere.

E3

Er bestaat een uitstekende empirische relatie tussen de getijkarakteristieke grootheden (debiet, getijvolume) en het oppervlak van het doorstroomprofiel. Deze relaties komen in grote mate overeen in de Oosterschelde, Westerschelde, Zeegat van het Vlie (Waddenzee) en het Zeegat van de Lauwers (Waddenzee).

E4

Er bestaat nauwelijks literatuur over de relatie tussen de waterbeweging en de meandergeometrie in

gevonden.

E11

Volgens de empirische relaties nemen de bochtstralen van de geulen in de OS na voltooiing van de OS-werken met ong. 18% af; de meanderlengtes met ong. 25%.

E12

Net als in rivieren zullen sedimentatie- en erosieprocessen moeten zorgen voor de aanpassing van de bochtstraal en de meanderlengte van estuariumgeulen aan nieuwe hydrodynamische omstandigheden. Om dit te onderzoeken is nagegaan hoe deze processen verlopen zijn bij geulen waarvan bekend is dat in het verleden veranderingen in de waterbeweging hebben plaatsgevonden.

E13

In veel geulen in de westelijke Waddenzee zijn ondanks een verkleining van het kombergingsgebied na de afsluiting van de Zuiderzee de getijvolumina toegenomen door vergroting van het getijverschil.

E14

De capaciteit van het Malzwin is vergroot. Dit heeft geleid tot uitbochtting.

E15

De capaciteit van de Balg is verkleind. Dit proces is echter reeds voor 1932 begonnen. De sedimentatie- en erosieprocessen zijn sterk beïnvloed door de uitbochtting van het Malzwin.

E16

Ook de Wierbalg, het Vissersgaatje en het Amsteldiep zijn in capaciteit afgenomen, volgens Klok e.a. wel als gevolg van de afsluiting van de Zuiderzee. De processen in dit gebied zijn te complex om het verloop van sedimentatie en erosie te verklaren.

E17

Opmerkelijk is dat de straal van de Wierbalg is afgenomen door sedimentatie aan de binnenbocht. Er moet echter ook rekening worden gehouden met de invloed van het naar het oosten toe uitbochtende Malzwin.

E18

Door de afsluiting van de Lauwerszee in 1969 zijn de

estuariumgeulen

Daarom zijn deze verbanden zelf onderzocht aan de hand van gegevens over getijvolumes, debieten, en kaarten waarvan de bochtstralen en meanderlengtes (i.c. halve meanderlengtes) zijn opgemeten.

E5

In die gevallen waar geen gegevens over getijvolumina en debieten aanwezig waren (m.n. het geval in de Waddenzee) is als alternatief voor een getijkarakteristieke parameter de grootte van het doorstroomprofiel genomen.

E6

Een empirische relatie blijkt te bestaan tussen aan de ene kant het getijvolume, maximale debiet en oppervlakte van het doorstroomprofiel en aan de andere kant de bochtstraal van de geulen. De correlatiecoëfficiënten zijn over het algemeen niet hoog en de relaties verschillen.

E7

Dit zou verklaard kunnen worden door de volgende factoren: a) De subjectiviteit van het meten, b) Het niet representatief zijn van de waarde van de variabele, c) Het geringe aantal waarnemingen, d) Het verhinderen van vrije uitbocht door dijken enz. e) Verschillen in bodemsamenstelling, f) Wederzijdse beïnvloeding van eb- en vloedgeulen, g) Het achterblijven van de ontwikkeling van geulen in het horizontale vlak bij veranderingen van het getijvolume (dit laatste is getest door zgn. stabiele geulen te scheiden van onstabiele).

E8

Duidelijk is te zien dat de bochtstralen van het Nauw van Bath, het Middeldgat, het Engels Vaarwater en het Zuidergat ter hoogte van Walsoorden relatief klein zijn. Dit is te verklaren door de invloed van dijken en resistente afzettingen op de uitbocht.

E9

In de Oosterschelde, de Westerschelde en de Waddenzee bestaat een empirisch verband tussen het maximale debiet, het getijvolume en het oppervlak van het doorstroomprofiel van de geulen aan de ene kant en de meanderlengte aan de andere kant.

E10

In de Westerschelde zijn de meanders bij een zelfde waarde van de hydrodynamische variabele groter dan in de andere estuaria. Een verklaring hiervoor is nog niet

getijvolumina in de Zoutkamperlaag met 50% afgenomen.

E19

De geul heeft zich sterk verdiept maar heeft zich niet verplaatst. Echter wel wijzen sedimentatie en erosie op diverse plaatsen op veranderde stroming door de Zoutkamperlaag. Deze kan verklaard worden door het wegvallen van de uitstroming uit de Lauwerszee (sed. bij A) en het verplaatsen van het zwaartepunt van het Kombergingsgebied (vorming vloodschaar bij B).

E20

De verandering van de stroming gaat samen met reeds lange tijd werkende periodieke processen. Dit zijn periodieke processen in de buitendelta en de steeds veranderende invloed van het Gat van Schiermonnikoog.

E21

In de Dollard is door aanslibbing, ophoging en inpolderingen sinds eeuwen verkleining van het totale getijvolume opgetreden. Echter de verdeling over de verschillende geulen was in het "voordeel" van de centrale geul, waarin het getijvolume toenam. De capaciteitsvergroting heeft wel geleid tot verdiepingen echter niet tot vergroting van de straal.

E22

In de Westerschelde is in het totale dwarsprofiel (van oever tot oever) trendmatig het getijvolume veranderd ten "gunste" van de ebgeulen. Deze trend is door baggeren in de ebgeulen en storten in de vloodscharen versterkt.

E23

Het Vaarwater langs Hoofdplaat is in de periode 1800-1945 in capaciteit afgenomen. Sedimentatie en erosie zijn sterk beïnvloed door richtingveranderingen van de instroming vanuit de Wielingen.

E24

In het Middelgat is na het ontstaan van de verbinding tussen het Gat van Ossensisse en de Overloop van Hansweert (1945) het getijvolume afgenomen en zijn o.a. door sedimentatie aan de binnenbocht verondiepingen opgetreden. De sedimentatie van de binnenbocht vond echter ook reeds voor 1945 plaats.

E25

Aangezien de dijken de erosie van de buitenbocht verhinderen, kan het Middellgat zich niet naar het noordwesten verplaatsen, maar treden langs de dijken verdiepingen op

E26

De straalverkleining van het Middellgat is reeds voor 1945 begonnen.

E27

In het Zuidergat is de uitbochting naar het zuiden t.g.v. baggerwerken (en getijvolumevergroting als gevolg) sterk toegenomen.

E28

De Schaar van Waarde is tegelijkertijd verondiept. Het sedimentatie-en erosieproces is sterk beïnvloed door de uitbochting van de Overloop van Hansweert ten oosten van Hansweert.

E29

In het Nauw van Bath is het getijvolume door baggeren in de laatste decennia toegenomen. De straal heeft zich echter niet kunnen aanpassen door de relatief weerstandskrachtige afzettingen in de buitenbocht ten westen van Bath.

E30

De invloed van het oevermateriaal op de erosiesnelheid is duidelijk in de Westerschelde aan te tonen. Een oever bestaande uit Jong Zeezand (afzettingen van Duinkerke) erodeert sneller dan een oever bestaande uit zgn. kerngronden i.e. Hollandveen met daaronder afzettingen uit het Pleistoceen.

Algemene conclusie:

Voor de geulen van de estuaria van de Oosterschelde, Westerschelde en Waddenzee is een empirische relatie gevonden tussen de hydrodynamische parameters (maximaal debiet, getijvolume en als alternatief voor het getijvolume het oppervlak van het doorstroombprofiel) en de meandergeometrie (bochtstraal en meanderlengte). Het is niet mogelijk gebleken de sedimentatie- en erosieprocessen, die na een verandering van de waterbeweging, in een bocht gaan optreden en moeten leiden tot aanpassing van de bochtstraal en de

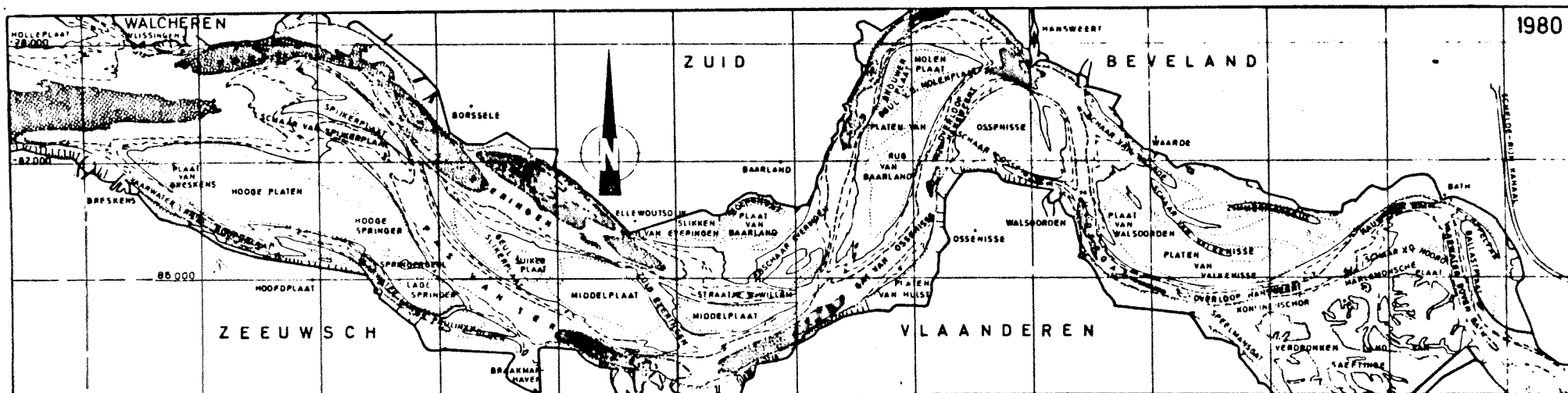
meanderlengte (voor situaties in de Westerschelde en de Waddenzee) los te koppelen van andere, simultaan werkende sedimentatie- en erosieprocessen, die duidelijk andere oorzaken hebben.

Deze simultane processen kunnen reeds voor de veranderingen van de waterbeweging plaatsvinden, maar ook daarna gaan opteden.

De sedimentatie- en erosieprocessen hebben veranderingen van de geulen in het horizontale vlak ten gevolge. Deze veranderingen kunnen hetzelfde resultaat opleveren als volgens de empirische relaties te verwachten is; maar ook resultaten tegengesteld aan de verwachtingen.

Wat betreft de toekomstige situatie in de Oosterschelde met kleinere getijvolumina enz. Kan uit de resultaten van de studie afgeleid worden dat de grootte van de bochtstralen en de meanderlengtes van de geulen in de Oosterschelde af zullen nemen, verwachtingen die in eerdere rapporten (van Alphen, 1982, en van Vechgel, 1977). Uit de relaties kan afgeleid worden dat de bochtstraal met ong. 18% en de meanderlengte met ong. 25% zal afnemen.

Verwacht wordt dat in de toekomst in de bochten van de geulen van de Oosterschelde over het algemeen de verandering van de waterbeweging en daaraan gekoppeld de verandering van het sedimentatie- en erosiepatroon op dezelfde manier gebeurt als in rivieren: De plaats waar de stroomdraad oversteekt, de plaatsen van snelheidstoename en snelheidsafname en de plaatsen van maximale erosie en sedimentatie zullen stroomopwaarts verplaatst worden.



Bylage B
kaartbijlage
westerschelde

TOELICHTING

—	dijk- en kustlijn	
—	strandhoofden en kaden	
—	dieptelijn van G.L.L.W.S.	
—	"	-50dm
—	"	-80dm
—	"	-120dm
—	"	-200dm
—	"	-300dm
—	"	-400dm
—	"	-500dm
—	"	-600dm

coördinaten in m tov Amersfoort

Schaal 1:200.000

situaties naar verkleiningen
van kaartjes (schaal 1:50.000)
samengesteld uit oorspronkelijke gegevens
door rijkswaterstaat studiedienst c a
adviesdienst Vlissingen

Bylage A:



DIEPTELIJNENKAART WADDENZEE EN EEMS-DOLLARD

RIJKSWATERSTAAT

UITGAVE 1980

SCHAAL 1:250.000



N

D

Z

E

E

TERSCHELLING

VLIELAND

TEKEL

USSELMEEER





80.800

1:250.000

met raster

