



Dienst Getijdewateren
Rijksinstituut voor kust en zee

De basispeilen langs de Nederlandse kust Fysisch onderzoek

rapport: DCW-93.025

auteurs: M.E. Philippart
S.T. Pwa
J.G. de Ronde

bijdrage: M. Soerdjballi
K. Doekes
A. Bavelaar
M. Groen

datum: april 1993

Inhoudsopgave

1	Inleiding 5
2	Projectdefinitie van het fysisch modelonderzoek 7
2.1	Probleemstelling 7
2.2	Aanpak van het modelonderzoek 7
3	De geselecteerde stormen als basis voor manipulaties 10
3.1	Selectieprocedure 10
3.2	Korte beschrijving van de geselecteerde stormen 12
4	Beschrijving en toetsing waterbewegingsmodellen 15
4.1	Beschrijving gebruikte waterbewegingsmodellen 15
4.2	Toetsing gebruikte waterbewegingsmodellen 16
5	Manipulatie van stormintensiteit, -duur en -aanvangstijd 19
5.1	De betrekkinglijnen 19
5.2	De gebruikte manipulaties 19
5.3	De Westelijke Waddenzee 22
5.3.1	Uitkomsten voor de Westelijke Waddenzee 22
5.3.2	Een afwijkende storm 26
5.4	Uitkomsten voor Delfzijl 28
5.5	Uitkomsten voor Vlissingen 30
6	Ruimtelijke verschuivingen van een windveld 33
6.1	Inleiding 33
6.2	Storm van 1953 34
6.3	Resultaten 36
6.4	De storm van 1983 44
7	Foutenanalyse 47
8	Het waddeneffect 51
9	Conclusies uit het modelonderzoek 55
	Bijlage: Overwegingen en aanbevelingen van het KNMI 59
	Literatuurlijst 63

Lijst van figuren

- Figuur 3.1 De ligging van de opzetten, opgetreden bij de drie uitgangsstormen, ten opzichte van alle opzetten voor Hoek van Holland versus Den Helder, West Terschelling en Harlingen
- Figuur 3.2 De depressiebanen van de vier geselecteerde stormen afkomstig uit lit 2
- Figuur 4.1 De grenzen van de gebruikte modellen
- Figuur 4.2 De maximale waterstanden voor de stormen in '81 (twee hoogwaters), '83 (twee hoog waters) en '89 zoals met het ZUNOBOL en het WADDEN-model gesimuleerd voor de stations: Hoek van Holland, Den Helder, W. Terschelling, Harlingen en Delfzijl
- Figuur 5.1 Verloop van maximale waterstand en de betrekkinglijnen met Hoek van Holland bij variatie van de aanvang van een storm
- Figuur 5.2 Betrekkinglijnen van waterstanden bij enkele stations tegen de standen bij Hoek van Holland zoals met ZUNOBOL- en WADDEN-model zijn bepaald voor de stations IJmuiden en Petten
- Figuur 5.3 Betrekkinglijnen van waterstanden bij enkele stations tegen de standen bij Hoek van Holland zoals met ZUNOBOL- en WADDEN-model zijn bepaald voor de stations Den Helder en West Terschelling
- Figuur 5.4 Betrekkinglijnen van waterstanden bij enkele stations tegen de standen bij Hoek van Holland zoals met ZUNOBOL- en WADDEN-model is bepaald voor het station Harlingen
- Figuur 5.5 Ligging betrekkingsellips, die ontstaat bij variatie van aanvangstijd van de storm van '53, ten opzichte van de betrekkinglijn die met de stormen uit de jaren 80 is bepaald
- Figuur 5.6 Betrekkinglijnen van waterstanden bij Huibertgat en Delfzijl tegen de standen bij West Terschelling zoals met het WADDEN-model zijn bepaald
- Figuur 5.7 Betrekkinglijn van waterstanden bij Vlissingen tegen de standen bij Hoek van Holland zoals met het ZUNOBOL-model is bepaald
- Figuur 6.1 de opgetreden opzetten van de '53 storm langs de Nederlandse kust
- Figuur 6.2 het windveld op 1 februari 1953, 00.00 uur
- Figuur 6.3 veld van maximale opzetten in Vlissingen en in Hoek van Holland
- Figuur 6.4 veld van maximale opzetten in IJmuiden en in Den Helder
- Figuur 6.5 veld van maximale opzetten in West Terschelling en in Harlingen
- Figuur 6.6 veld van maximale opzetten in Huibertgat en in Delfzijl
- Figuur 6.7 betrekkinglijn door resultaten van de verschoven '53 storm voor Vlissingen, IJmuiden, Den Helder en West Terschelling
- Figuur 6.8 betrekkinglijn door resultaten van de verschoven '53 storm voor Harlingen en Delfzijl
- Figuur 6.9 betrekkinglijn door resultaten van de verschoven '83 storm voor Vlissingen, IJmuiden, Den Helder en West Terschelling
- Figuur 6.10 betrekkinglijn door resultaten van de verschoven '83 storm voor Harlingen en Delfzijl
- Figuur 8.1 Opzetverschillen tussen Hoek van Holland en de drie Waddenstations bij toenemende stormintensiteit voor de '81 en de '89 storm, berekend met het CSM-model.

1 Inleiding

Onder een basispeil wordt de waterstand in een meetstation verstaan die eens per 10.000 jaar wordt overschreden, oftewel die een overschrijdingskans heeft van 1% per eeuw, deze stand wordt ook het 10^{-4} kwantiel genoemd. De Deltacommissie heeft deze basispeilen vastgesteld voor verschillende meetstations langs de gehele Nederlandse kust. Voor Hoek van Holland, waarvan een lange meetreeks van waterstanden voorhanden was, is het basispeil via de statistiek bepaald. Voor andere stations waren de beschikbare meetreeksen te kort om het basispeil met behulp van de statistiek af te leiden. De basispeilen hiervan zijn door de Deltacommissie afgeleid uit het basispeil van Hoek van Holland met behulp van betrekkingen tussen Hoek van Holland en de diverse stations.

Inmiddels zijn de beschikbare meetreeksen langer. Voor de basisstations langs de Nederlandse kust is er dan ook een hernieuwde statistische studie uitgevoerd (lit. 10). Volgens deze studie blijkt dat voor de Westelijke Waddenzee de stormvloedpeilen met een overschrijdingskans van 10^{-4} per jaar significant afwijken van de basispeilen die door de Deltacommissie zijn bepaald. Om de uitkomsten van het hernieuwde statistische onderzoek te toetsen is er met behulp van fysisch-wiskundige modellen onderzoek uitgevoerd om de relaties tussen de verschillende stations te bepalen voor stormvloedstanden in de buurt van de basispeilen. Hiermee dient vooral inzicht te worden verkregen in het effect van de geometrie van de Waddenzee op de waterstanden bij zeer extreme klimatologische omstandigheden. Op deze wijze kan worden vastgesteld in hoeverre de nieuwe statistische uitkomsten in de Waddenzee fysisch realistisch zijn. Verder zijn met deze modellen de 10^{-4} standen voor Delfzijl en Vlissingen bepaald.

De werkwijze is mede op advies van het KNMI gekozen. De aanbevelingen die door het KNMI zijn gedaan zijn als bijlage toegevoegd.

Het belangrijkste uitgangspunt bij deze afleidingen is dat het basispeil in Hoek van Holland op NAP + 5.00 m ligt. Dit is de uitkomst van het statistisch onderzoek en komt overeen met het nu vigerende basispeil.

In het voorliggende rapport zijn de resultaten van het modelonderzoek vastgelegd. Het rapport is als volgt ingedeeld. In hoofdstuk 2 wordt het project gedefiniëerd. Er wordt hierbij nader ingegaan op de probleemstelling en de aanpak van het onderzoek. Basis van het onderzoek zijn manipulaties van reeds opgetreden stormen. Door deze manipulaties worden stormvloedpeilen langs de Nederlandse kust verkregen in het onbekende extreme overschrijdingsfrequentiebereik. In hoofdstuk 3 worden deze reeds opgetreden stormen kort beschreven.

In hoofdstuk 4 wordt kort ingegaan op het gebruikte waterbewegingsmodel waarmee de manipulaties zijn uitgevoerd. In hoofdstuk 5 en 6 wordt ingegaan op de berekeningen waarin op verschillende wijzen manipulaties van de bestaande stormen zijn uitgevoerd. Hoofdstuk 7 behandelt de onzekerheden in de daarvoor gevonden uitkomsten.

In hoofdstuk 8 wordt ingegaan op de specifieke processen die zich in de Waddenzee afspelen. Het rapport wordt in hoofdstuk 9 afgesloten met de conclusies uit het modelonderzoek.

2 Projectdefinitie van het fysisch modelonderzoek

2.1 Probleemstelling

Als belangrijkste uitkomst van het hernieuwde statistisch onderzoek volgt dat herberekende peilen langs de Westelijke Waddenzee significant verschillen van de vigerende peilen die zijn vastgesteld door de Deltacommissie. Vooral de relatie tussen het basispeil van Hoek van Holland en die in de Westelijke Waddenzee blijkt volgens het statistische onderzoek sterk af te wijken van de huidige basispeilen. Gezien deze grote verschillen is besloten om fysisch onderzoek met behulp van wiskundige modellen naar de onderlinge relaties tussen de diverse stations uit te voeren.

Van grote invloed op de basispeilen is het gedrag van de waterstanden in de Waddenzee bij het extremer worden van de meteorologische condities. Onder gematigde stormcondities is de Westelijke Waddenzee relatief ondiep en daardoor sterk opzetgevoelig. De waterstand in de Westelijke Waddenzee zal daarom hoger zijn dan daarbuiten. Naarmate de condities extremer worden zal dit verschil oplopen. In de overschrijdingsfrequentielijnen uit dit zich in een steller verloop. Dit wordt het waddeneffect genoemd.

De vraag die nu speelt is of naarmate de stormcondities nog extremer worden dit waddeneffect toe dan wel afneemt. Met andere woorden: *of bij hogere waterstanden de overschrijdingslijnen in de Westelijke Waddenzee meer of minder steil worden.* Volgens de hernieuwde statistische studie zou extrapolatie op basis van deze gegevens resulteren in een relatieve afname van het waddeneffect en minder steile overschrijdingslijnen bij hogere waterstanden. Dit zou dan het gevolg moeten zijn van fysisch processen in de waterbeweging bij buitengewoon hoge stormvloed, die verschillen van die bij de tot nog toe opgetreden stormvloed.

Fysische processen die bij het waddeneffect een rol spelen zijn:

- een vertraging in het vollopen van de Westelijke Waddenzee vanwege de beperkte doorstroomcapaciteit van de zeegaten (in dat geval speelt de stormduur een belangrijke rol)
- een verandering van de waterbeweging doordat de platengebieden meer zullen bijdragen aan het watertransport bij hogere standen - een verandering van de lokale opwaaiing langs de kust aan de lijkzijde, omdat bij hogere standen boven het relatief hoge voorland de retourstroom zich meer kan ontwikkelen, hetgeen de opwaaiing reduceert.

2.2 Aanpak van het modelonderzoek

Op grond van het bovenstaande is besloten het gedrag van de waterstanden in de stations langs de Nederlandse kust onder zeer extreme meteorologische condities te onderzoeken aan de hand van simulaties van stormen met fysisch-mathematische modellen. Daartoe

zijn er enkele reeds opgetreden stormen geselecteerd en vervolgens zodanig gemanipuleerd dat er waterstanden worden verkregen in het extreme overschrijdingsfrequentiebereik. Aan de gegenereerde waterstanden in de stations kan geen kans van voorkomen worden toebedeeld. Deze kans kan wel worden afgeleid uit zogenaamde betrekkinglijnen die de relatie weergeven tussen waterstand en opzet in Hoek van Holland en die in de stations elders langs de Nederlandse kust. Er is de betrekking met Hoek van Holland beschouwd omdat van dit station zeker is dat hier het eerder genoemde waddeffect niet optreedt. Bovendien levert de hernieuwde statistische studie naar de basispeilen een 10^{-4} kwantiel op dat niet significant afwijkt van het huidige basispeil. Voorts is het voor een zo goed mogelijke beschouwing van de maatgevende peilen in de Westelijke Waddenzee van belang dat vergeleken wordt met een station dat buiten dit gebied ligt maar wel zo dicht mogelijk erbij. Hoek van Holland verdient daarom de voorkeur boven Vlissingen en Delfzijl al bezitten deze stations ook een lange reeks waarnemingen.

De betrekkinglijnen worden als volgt verkregen. Simulaties van zeer extreme stormen worden uitgevoerd door reeds opgetreden stormen te manipuleren in aanvangstijd, intensiteit, duur en plaats. Per gesimuleerde storm wordt de meest extreme combinatie van de waterstanden in deze stations bepaald en in een grafiek uitgezet. Wordt dit voor een aantal stormen herhaald dan ontstaat er een reeks punten waaruit een betrekkinglijn kan worden afgeleid. In dit onderzoek worden de betrekkingen beschouwd tussen Hoek van Holland en IJmuiden, Den Helder, West Terschelling, Harlingen, Delfzijl en Vlissingen. Via deze betrekkinglijnen met Hoek van Holland kunnen waterstanden in de diverse stations worden afgeleid, welke geïnterpreteerd kunnen worden als zijnde de 10^{-4} kwantielen.

Beschouwde manipulaties van de stormen

Van een viertal geselecteerde stormen, zie hoofdstuk 3, zijn de windvelden op een aantal manieren aangepast. Dit is ten eerste gedaan om zwaardere stormen en daarmee hogere stormvloedstanden te creëren en ten tweede om de gevoeligheid na te gaan van verschuivingen in de tijd en in de ruimte. De volgende manipulaties zijn in dit onderzoek beschouwd in de aangegeven volgorde:

- Het „opblazen” van de windvelden

De belangrijkste vraag is hoe de stormvloedstanden en de relaties daartussen veranderen bij zogenaamde superstormen met standen in de buurt van de basispeilen. Hiertoe zijn per storm alle windvelden vermenigvuldigd met een bepaalde factor. Met de geselecteerde stormen zijn een aantal gevallen (met de factor variërend tussen 1 en 1,75) doorgerekend.

- Het „uitrekken” van de stormen in de tijd

Om na te gaan wat de invloed is van de stormduur zijn de windvelden uitgerekt in de tijd. De stormduur is verlengd met de factoren 1,25 en 1,5.

- Het verschuiven van de stormen in de tijd

Bij het verschuiven in de tijd is de stormduur gelijk gelaten. Het doel is om na te gaan wat de invloed is van de ligging in de tijd van het tijdstip van maximale opzet ten opzichte van het tijdstip van hoogwater. Bij het samenvallen ervan zullen relatief hoge stormvloedstanden optreden terwijl bij het niet samenvallen relatief lagere standen optreden. Omdat langs de Nederlandse kust de fase van het getij verloopt zullen bij een bepaalde storm opzet en getij op verschillende punten langs de kust meer of minder „goed” samenvallen.

- Het verschuiven van de stormen in de ruimte

Als laatste is gekeken wat de invloed is van een verschuiving van een storm in de ruimte. Hiertoe zijn per storm alle windvelden met een bepaalde afstand geografisch verschoven, waardoor maximale gedeelten in het windveld meer of minder „gunstig” gesitueerd werden voor bepaalde gedeelten van de kust.

3 De geselecteerde stormen als basis voor manipulaties

3.1 Selectieprocedure

Aan de basis van het modelonderzoek staat het genereren van superstormen door middel van manipulatie van reeds opgetreden stormen. Het is niet mogelijk één representatieve storm als uitgangspunt te nemen omdat een storm wordt bepaald door vele stochastische klimatologische factoren waarvan de statistiek nog niet (in voldoende mate) is ontwikkeld.

De keuze van de reeds opgetreden stormen is essentieel. In het modelonderzoek zijn drie criteria aangelegd op basis waarvan de selectie plaats vindt:

1. Op grond van de waarnemingen luidt de verwachting dat de basispeilen langs de Nederlandse kust zullen worden bereikt tijdens stormen (van zeer grote intensiteit) met noordwestelijke winden waarbij verschillende depressiebanen mogelijk zijn. De stormen dienen dus een noordwestelijk karakter te hebben.
2. De stormen mogen geen uitzonderlijke verdeling van de stormvloedpeilen langs de Nederlandse kust geven. Daartoe zijn opzetten (boven een zekere drempel) in Hoek van Holland uitgezet tegen die in stations langs de Westelijke Waddenzee (Den Helder, Harlingen en Terschelling), die van Terschelling tegen Delfzijl en die van Hoek van Holland tegen de opzetten in Vlissingen. Dit zijn echter niet de werkelijk opgetreden opzetten maar die van de zogenaamde geoptimaliseerde stormen die voor dit onderzoek zijn gebruikt. In hoofdstuk 5 wordt uitgelegd hoe deze stormen geoptimaliseerd zijn. Het resultaat is een puntenwolk, welke is weergegeven in figuur 3.1 voor verschillende combinaties van stations. Voor elk punt geldt dat de bijbehorende opzetten zich in één en dezelfde stormperiode hebben voorgedaan. In deze figuur is de vergelijking voor de uitkomsten van het CSM-model uitgezet. Voor deze stations is het CSM-model nauwkeurig genoeg voor de selectieprocedure. Voor de stations Delfzijl en Vlissingen zijn de de resultaten uit het CSM-model niet bruikbaar voor een goede vergelijking met de waarnemingen. Hiervoor zouden sommen van de geoptimaliseerde stormen met 100% windsnelheden (zie 5.2) met de detailmodellen nagerekend moeten worden. Dit was echter gezien de inspanning en resterende tijd van het project niet meer uit te voeren.

Als selectie criterium geldt nu dat de stormen niet sterk mogen afwijken van de lijn die de oorsprong en het gemiddelde van de puntenwolk snijdt. Dit geldt voor elk van de beschouwde combinaties van stations. Deze werkwijze impliceert dat de lijn indicatief is voor de gemiddelde trend. Van de twee rechte lijnen in de grafieken is de bovenste lijn de lijn door het gemiddelde van de puntenwolk en de onderste de lijn van gelijke opzetten. Zo kan snel gevonden worden dat de opzetten in de Westelijke Waddenzee hoger zijn dan bij Hoek van Holland.

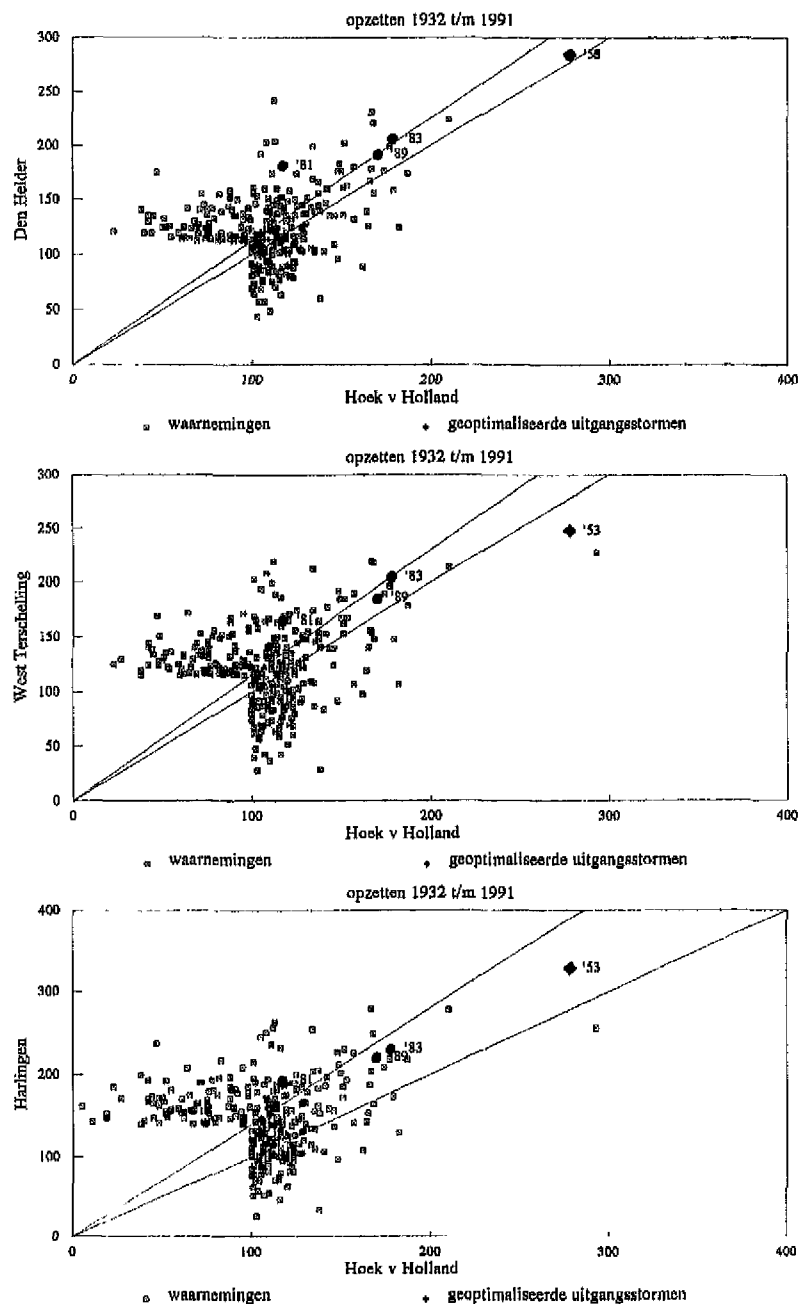
3. Van de stormen moet nauwkeurige data van het bijbehorende windveld beschikbaar zijn.

Aan de eisen blijken 3 stormen te voldoen: de storm op 24 november 1981, 2 februari 1983 en 14 februari 1989. Zoals later uit het onderzoek blijkt, geven deze stormen een eenduidig beeld en voldoende inzicht in het fysisch gedrag van waterstanden bij extreme meteorologische condities. Van de vierde storm (van februari 1953) is bekend dat het een opmerkelijk geconcentreerd effect had op de waterstanden in het zuid-westelijk deel van de Nederlandse kust. Om deze reden is deze storm alleen gebruikt voor de bepaling van de betrekking tussen Hoek van Holland en Vlissingen.

De winddata van deze storm zijn weliswaar minder nauwkeurig dan de andere drie stormen, doch bruikbaar voor een gevoeligheidsanalyse waarbij de baan van het hele windveld verschoven wordt.

Figuur 3.1

De ligging van de opzetten, opgetreden bij de drie uitgangsstormen, ten opzichte van alle opzetten voor Hoek van Holland versus Den Helder, West Terschelling en Harlingen



3.2 Korte beschrijving van de geselecteerde stormen

De storm van november 1981 werd veroorzaakt door een depressie waarvan het centrum zich verplaatste vanaf het zeegebied tussen IJsland en Schotland richting de Noorse kust. Aan de westflank ontstond een uitgebreide, zware storm op de Noordzee. Dit veroorzaakte op 24 november 1981 een stormvloed welke optrad tijdens gemiddeld getij; de grootste verhogingen traden voornamelijk op langs het noordelijk deel van de Nederlandse kust. In tabel 3.1 zijn van de basisstations de hoogste waterstanden van 24 november en de bijbehorende kans van voorkomen (volgens de frequentielijnen van de Deltacommissie) opgenomen. De verschillen in frequentie worden veroorzaakt door het ruimtelijke patroon van de storm én door het al dan niet samenvallen van het maximale stormeffect met hoogwater.

Tabel 3.1

De waargenomen hoogste waterstanden bij de basisstations en de frequenties van voorkomen zoals die op de huidige frequentielijnen afgelezen zijn.

station	'81 [m]	N/ 100jr	'83 [m]	N/ 100jr	'89 [m]	N/ 100jr	'53 [m]	N/ 100jr
Vlissingen	3.18	80	3.68	8	3.34	70	4.55	0.33
Hoek v Holland	2.44	50	2.60	27	2.79	20	3.85	0.45
Den Helder	2.27	40	2.70	12	2.53	20	3.25	3
Harlingen	3.07	30	3.53	9	2.95	40	3.66	7
Delfzijl	3.89	17	3.85	18	3.08	120	3.27	70

De tweede storm (1983) is het gevolg van een randverstoring van een depressiecentrum die zich vanaf de Atlantische Oceaan over Schotland richting Denemarken verplaatste. Deze storing leidde tot een zuidwester tot westerstorm op de Noordzee die haar hoogtepunt bereikte aan de Nederlandse kust op 1 februari 1983. Deze storm werd opgevolgd door een noordwester storm op de Noordzee op 2 februari. Belde stormen veroorzaakten een significante verhogingen langs de gehele Nederlandse kust, hetgeen uit tabel 3.1 is op te maken waarin de hoogste waterstanden van de stormen zijn opgenomen.

De derde storm op 14 februari 1989 werd veroorzaakt door een depressie die van het midden van de oceaan richting Noorwegen trok. Aan de achterzijde bouwde zich een veld op met een noordwesterstorm. De stormvloed, welke hiermee gepaard ging, veroorzaakte een verhoging van de waterstand langs de Nederlandse kust die minder groot was dan de hiervoor beschreven stormvloed op 1 februari 1983 (zie tabel 3.1).

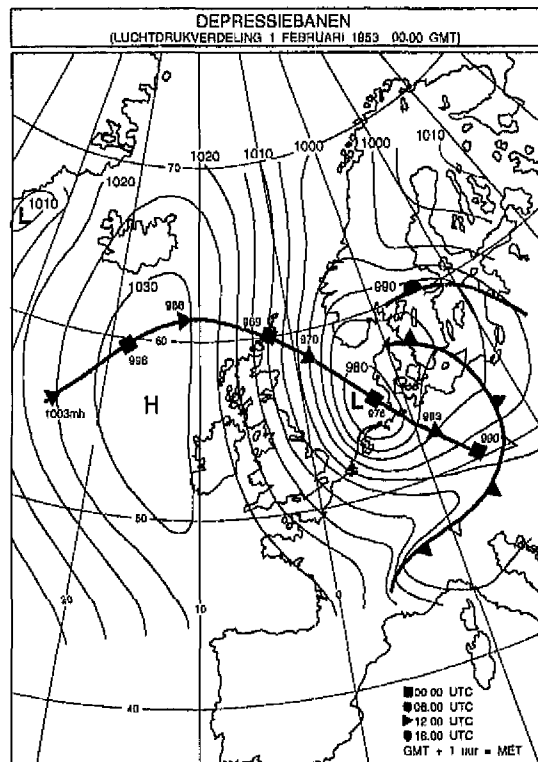
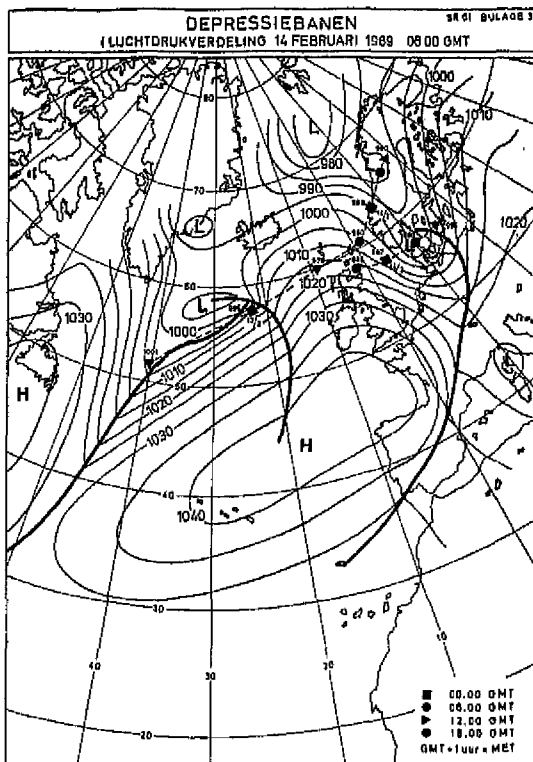
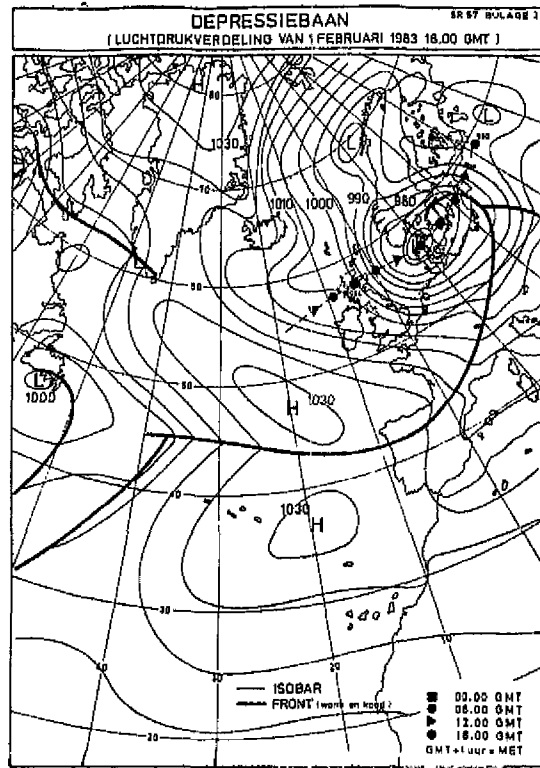
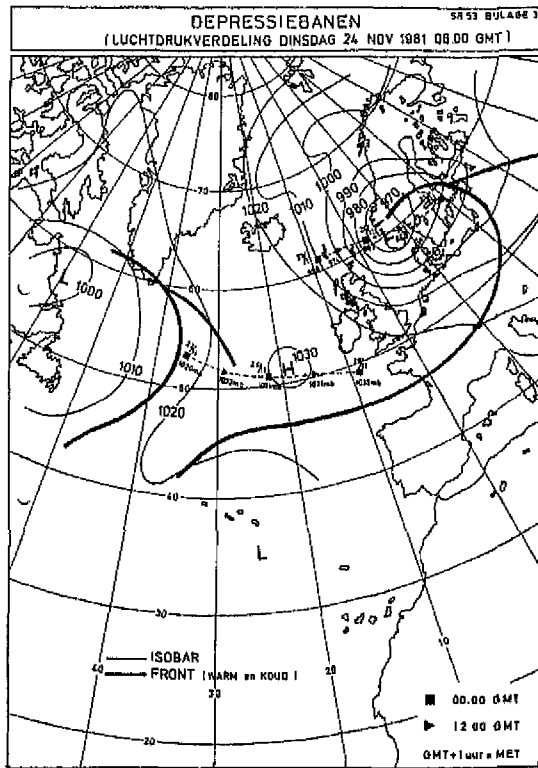
De depressie van de vierde storm lag op 31 januari 1953 boven de noordoostkust van Groot-Brittanie en verplaatste zich richting de Duitse Bocht. In vergelijking met de depressiebanen van de andere stormen was deze depressiebaan sterk zuidoost georiënteerd en passeerde deze Nederland op een kortere afstand. De storm veroorzaakte aan de noordoostkust van Groot-Brittanie al een grote opstuwing die verder doorgroeide en uiteindelijk in de nacht van 31 januari op 1 februari 1953 fataal was voor Zuidwest-Nederland.

In de middag en avond van 31 januari nam de storm snel in omvang en intensiteit toe en werd het water opgestuwd over een lengte van 1000 km richting het zuidelijk deel van de Noordzee, waar het samenviel met het hoogwater in Zuidwest Nederland. Hier werden dan ook de maximale waterstanden bereikt. Omdat de looptijd van het hoogwater tussen Vlissingen en Delfzijl 10 uur bedraagt, en de storm in de tussentijd afnam, werden in het noordelijk deel van Nederland minder extreme waterstanden bereikt. De maximum waterstand werd hier bereikt tijdens het voorgaande hoogwater, toen de storm nog aangroeide.

De depressiebanen van de vier genoemde stormen staan in figuur 3.2 weergegeven.

Figuur 3.2

De depressiebanen van de vier geselecteerde stormen afkomstig uit lit 2



4 Beschrijving en toetsing waterbewegingsmodellen

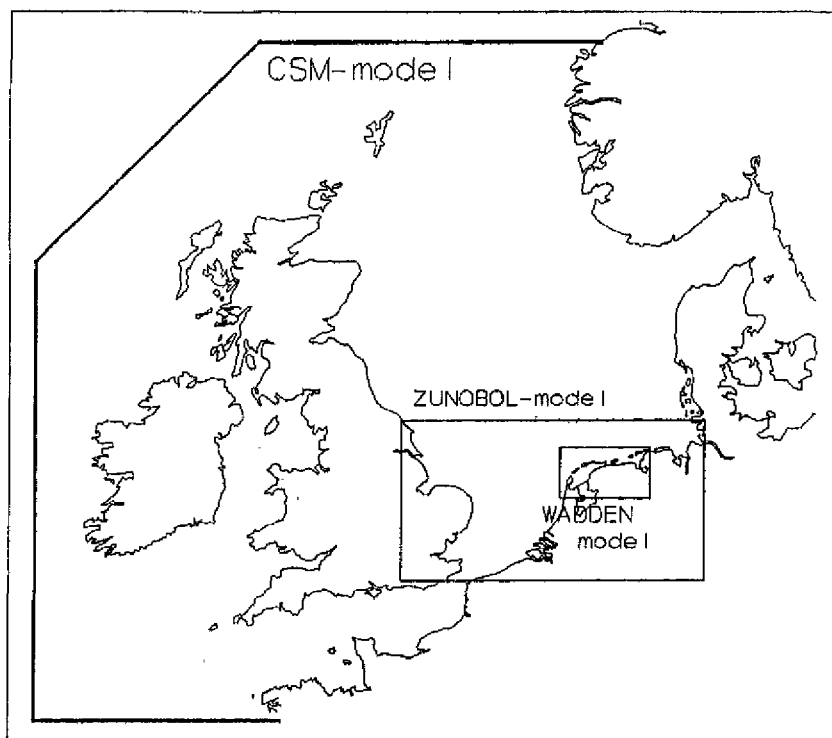
4.1 Beschrijving gebruikte waterbewegingsmodellen

In het onderzoek wordt gebruik gemaakt van modellen uit het WAQUA-pakket. Het betreft hier 2-dimensionale waterbewegingsmodellen, waarin de dieptegemiddelde ondiepwater-vergelijkingen worden opgelost. In de modellen zijn fysische processen gemodelleerd zoals de getijbeweging, bodemwrijving, transporten, het droogvallen en onderlopen van platen en de interacties tussen water, wind en luchtdruk.

In het onderzoek is gebruik gemaakt van een drietal WAQUA-modellen, te weten het CSM-model, het ZUNOBOL-model (dit is de bolcoördinaten versie van het ZUNOWAK-model) en het WADDEN-model. In figuur 4.1 is de geometrie van deze modellen weergegeven. Het CSM-model (resolutie van 8 km) berekent de waterbeweging voor het continentale plat. Dit model wordt aangedreven door een tiental harmonische componenten op de randen die buiten de continentale rand liggen. Een uitgebreide beschrijving van dit model is in literatuur 3 te vinden. Het CSM-model levert de randvoorwaarden aan het ZUNOBOL-model, een model met een resolutie van 3 kilometer dat de zuidelijke Noordzee beslaat (lit. 4). Het ZUNOBOL-model levert uiteindelijk de randvoorwaarden aan het fijnmaziger WADDEN-model (resolutie van 0,5 km), waarin verschillende detailgebieden duidelijk kunnen worden onderscheiden (lit. 5). Met deze werkwijze is het mogelijk stormen op het continentale plat te simuleren om vervolgens de waterstanden en stroomsnelheden in de meetstations van de Waddenzee nauwkeurig te bepalen.

Figuur 4.1

De grenzen van de gebruikte modellen



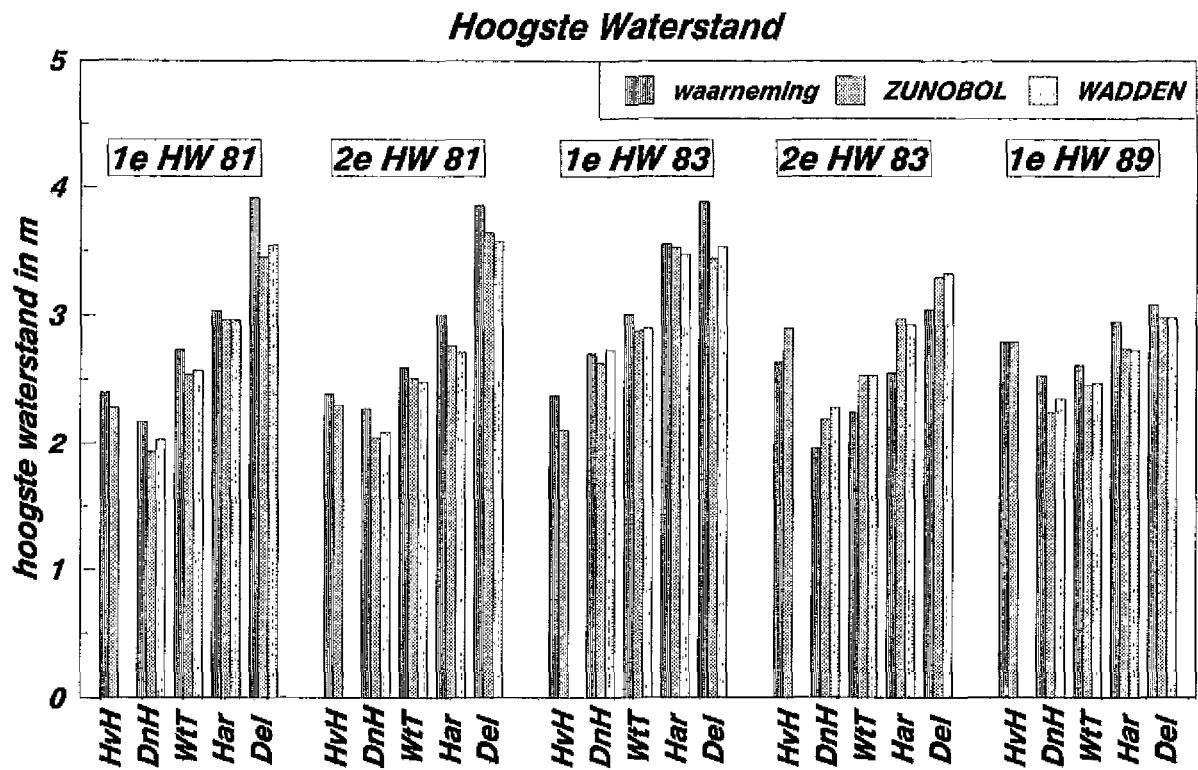
Het doorrekenen van stormen met WAQUA-modellen vereist extra aandacht ten aanzien van de wrijving van de wind over het zeeoppervlak. Deze wrijving wordt geparametriseerd met de dragcoëfficiënt. Deze geeft de verhouding weer tussen de schuifspanning en het kwadraat van de absolute windsnelheid op 10 meter hoogte boven het wateroppervlak. Voor deze coëfficiënt bestaan verschillende formules. De drie modellen zijn allen uitgebreid afgeregeld en gevalideerd. De dragcoëfficiënt is bij de afregeling van de drie modellen als "tuningparameter" gebruikt. Met de gevonden formulering zijn ook de simulaties van de superstormen in dit onderzoek verricht. In hoeverre deze formulering ook geldig is bij superstormen is onbekend. Op de onderlinge relaties tussen de stations heeft dit echter nauwelijks effect. Op dit vraagstuk zal in hoofdstuk 7 dieper worden ingegaan.

4.2 Toetsing gebruikte waterbewegingsmodellen

In eerdere onderzoeken zijn de gebruikte modellen uitgebreid afgeregeld voor de beschrijving van stormen. De resultaten hiervan staan onder andere in literatuur 6,7 en 8. Voor dit onderzoek is de rechtlijnige versie van de WAQUA-programmatuur (waarmee het WADDEN-model gedraaid wordt) aangepast zodat hiermee de windinvoer, naast variabel in de tijd, ook ruimtelijk variabel beschreven wordt. In de bolcoördinatenversie, waarmee de andere twee modellen berekend worden, was dit reeds het geval. Met de modellen zijn de hierboven genoemde drie noordwestelijke stormen gesimuleerd. Van deze stormen zijn de waarnemingen bij de belangrijkste waterstandsstations beschikbaar zodat de modelresultaten getoetst kunnen worden. Het windveld van de storm van '53 is alleen getoetst voor het CSM-model (lit. 7). Het windveld voor deze storm is echter minder nauwkeurig bekend. De uitkomsten van de modelberekeningen zijn opgenomen in figuur 4.2. Teneinde een indruk te krijgen van de nauwkeurigheid van de modellen, zijn in deze figuur ook de gemeten waterstanden uitgezet. De berekeningen blijken vaak een systematische fout te herbergen, die veroorzaakt wordt door het feit dat voor de drie stormen één en dezelfde dragformulering is gebruikt. Een tweede oorzaak dient te worden gezocht in het feit dat er slechts winddata om de drie uur beschikbaar zijn (bij de '81 storm uurlijks). Dit betekent dat gedurende het rekenproces een windveld om de drie uur wordt ingevoerd waarbij in tussengelegen tijdstappen de waarden lineair geïnterpoleerd worden. De tussentijdse ontwikkeling van het windveld is hierdoor niet gemodelleerd terwijl dit in werkelijkheid van invloed kan zijn op de waterstanden. Een derde oorzaak van de afwijkingen is de grofmazigheid van het meteorologisch model waarmee de windvelden zijn gegenereerd; ruimtelijke details van het windveld zijn hierdoor verloren gegaan. Van belang voor dit onderzoek is dat per hoogwater de afwijkingen bij de vijf stations niet te groot en voornamelijk van gelijke grootte zijn. Worden al deze modeluitkomsten met de waarnemingen vergeleken dan volgt voor het ZUNOBOL-model een gemiddelde afwijking van -8.6 cm met daarbij een standaarddeviatie van 21.9 cm en voor het WADDEN-model -7.4 respectievelijk 21.7 cm. Deze standaardafwijking ligt in de zelfde orde van grootte als bij de operationele modellen die door de Stormvloedwaarschuwingsdienst (SVSD) worden gebruikt. Wordt per hoogwater de gemiddelde fout afgetrokken van de modelresultaten dan volgt een standaarddeviatie van 11.0 cm.

.....
Figuur 4.2

De maximale waterstanden voor de stormen in '81 (twee hoogwaters), '83 (twee hoogwaters) en '89 zoals met het ZUNOBOL en het WADDEN-model gesimuleerd voor de stations: Hoek van Holland, Den Helder, W. Terschelling, Harlingen en Delfzijl



5 Manipulatie van stormintensiteit, -duur en -aanvangstijd

5.1 De betrekkinglijnen

In het modelonderzoek worden de betrekkinglijnen tussen verschillende stations beschouwd. Deze lijnen zijn opgebouwd uit punten die elk de relatie weergeven tussen de waterstanden van de twee betreffende stations op het moment van het optreden van één hoogwater dat zich langs de kust verplaatst in noordoostelijke richting (het zijn dus geen gelijktijdige gebeurtenissen). Deze punten zullen worden aangeduid als "betrekkingpunten". Per gesimuleerde storm wordt er één punt op de betrekkinglijn tussen twee stations bepaald, namelijk de combinatie van de meest extreme waterstanden in beide stations. Wordt dit voor een aantal stormen en voor meerdere combinaties van meetstations uitgevoerd dan ontstaat er een set van betrekkinglijnen tussen de verschillende stations die in het extreme bereik ligt. In dit onderzoek worden de betrekkingen beschouwd tussen Hoek van Holland en achtereenvolgens IJmuiden, Petten, Den Helder, West Terschelling, Harlingen en Delfzijl, tussen West Terschelling en Huibertgat respectievelijk Delfzijl en tussen Hoek van Holland en Vlissingen.

5.2 De gebruikte manipulaties

Om verschillende stormen te krijgen die waterstanden opleveren variërend vanaf waargenomen stormvloedstanden tot standen hoger dan de basispeilen, zijn de in hoofdstuk 3 beschreven stormen gemanipuleerd. Er zijn in dit deel van het onderzoek drie soorten manipulaties te onderscheiden. Als eerste zijn de windsnelheid en de afwijking tot de gemiddelde luchtdruk (1012 hpa) met een factor α vermenigvuldigd zodat de intensiteit van de storm toeneemt. Een tweede manipulatie is de duur van de storm met een factor β te vermenigvuldigen. Met deze twee manipulaties wordt een set basisstormen gecreëerd. De derde variatie is het verschuiven van het startmoment van de storm (van de wind) in de tijd met een tijdstap Δ . Hiermee wordt de set basisstormen zodanig gemanipuleerd dat ze representatief zijn voor meerdere stations.

Hier wordt zodadelijk verder op in gegaan. Bij de manipulaties is voor α de waarden 1, 1.25, 1.50 en 1.75 genomen, voor β is bij $\alpha = 1.50$ de waarden 1.25 en 1.50 gekozen en de tijdstap Δ kan een hele getijperiode (750 min.) variëren.

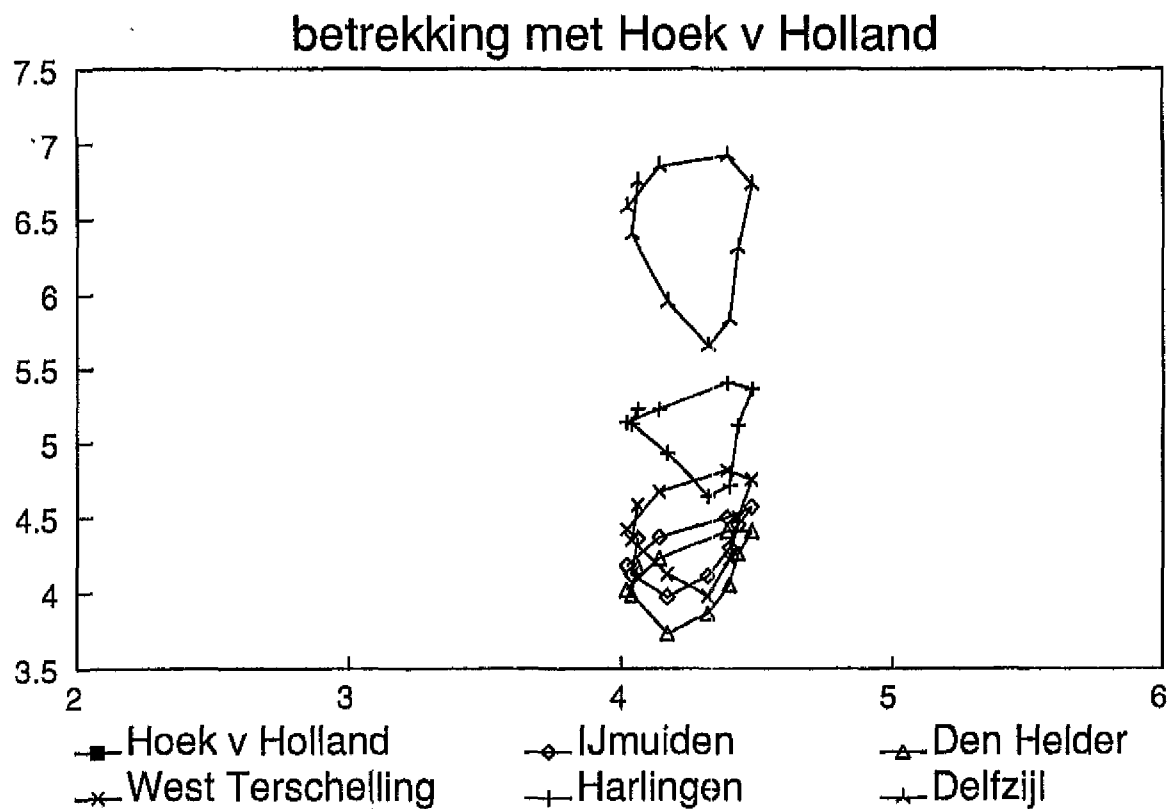
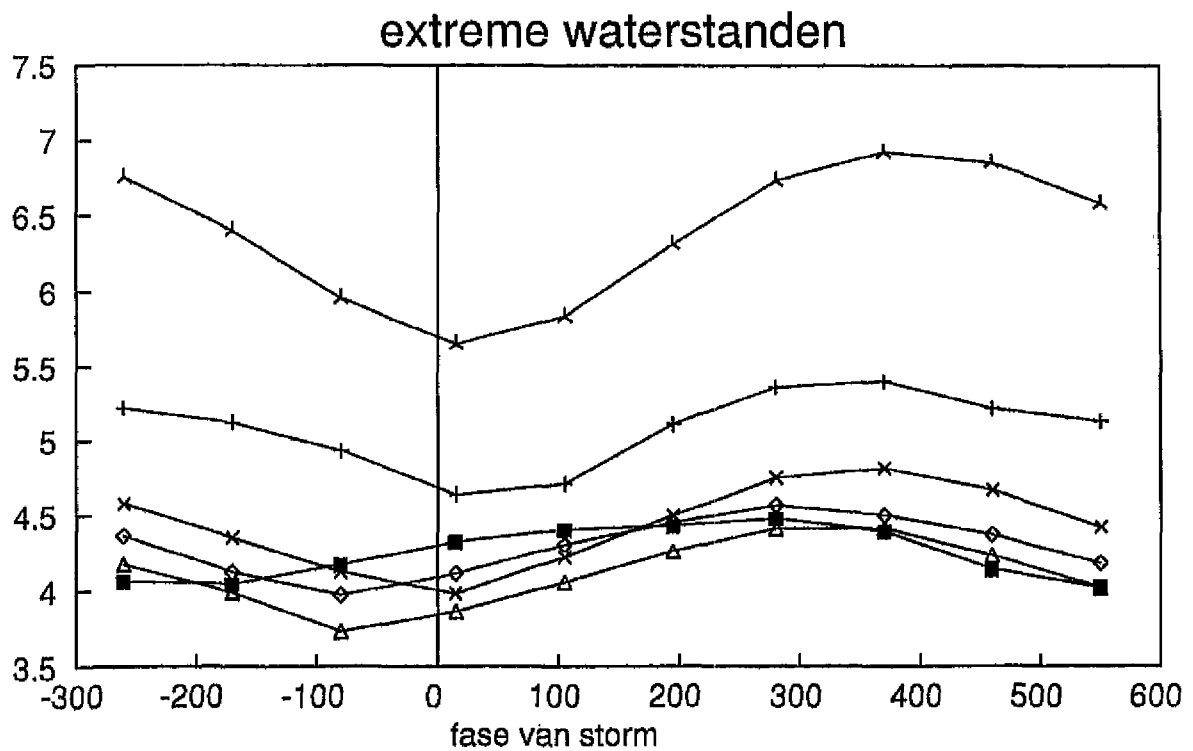
In ieder station wordt, gegeven een bepaalde storm, de hoogste waterstand bereikt indien het maximale stormeffect in de tijd samenvalt met het tijdstip van astronomisch hoogwater. Dit was bijvoorbeeld in de Waddenzee het geval voor de stormvloed van 22 december 1954. In het stormvloedverslag is daarom de volgende frase opgenomen: "Aangezien het kunnen samenvallen van maximum stormeffect met hoogwater soms een punt van discussie uitmaakt, is het van belang dat zulk een samenvallen hier door de natuur zelf wordt gedemonstreerd." Door het schuiven van de storm in de tijd met een tijdstap Δ kan nu op kunstmatige wijze zulk een samenvallen worden gedemonstreerd.

Het is echter niet mogelijk dat het maximum stormeffect in alle stations samenvalt met het hoogwater. Door middel van manipulatie van de starttijd van de storm is het echter wel mogelijk een storm te generen, waarbij alle stations **gezamenlijk** een extreme waterstand bereiken (indien de stations niet te ver van elkaar verwijderd zijn). De storm met deze specifieke starttijd wordt in het navolgende als het "optimaal" aangeduid. Per station kan weliswaar door een ander starttijd te kiezen een hogere waterstand worden verkregen, doch deze zal in combinatie met de waterstanden in andere meetstations een minder representatief betrekkingpunt opleveren. Per (gemanipuleerde) storm is een aantal sommen gedraaid waarbij het startpunt van het windveld in de tijd is verschoven. Voor ieder station wordt zo, afhankelijk van de startpunt, het extreem gevonden. Deze berekeningen zijn met het CSM-model uitgevoerd. De resultaten zijn als betrekkingpunten tussen dat station en het station Hoek van Holland uitgezet. Er ontstaat een soort ellips omdat de extremen een sinusvormig verloop hebben en deze patronen voor verschillende stations uit fase liggen. In de ellips is het optimum voor de twee stations gedefiniëerd als zijnde het meest extreme punt waar de raaklijn van de ellips loodrecht op de betrekkinglijn staat. Deze rechte betrekkinglijn wordt verkregen na verschillende stormen te hebben doorgerekend (iteratief proces). In het bovenste deel van figuur 5.1 is weergegeven hoe het verloop van de maximale waterstand bij een bepaald station is wanneer de aanvangstijd van de storm wordt gevarieerd. Daaronder is weergegeven hoe de betrekkingen van Hoek van Holland met een aantal andere stations veranderen bij deze verschuiving. In deze figuur is uitgegaan van de storm van feb.'89 met $\alpha = 1.50$ en $\beta = 1.50$. Bij dit voorbeeld is de betrekking tussen Hoek van Holland en Delfzijl gegeven. In het verdere onderzoek is Delfzijl alleen uit de betrekking met West Terschelling gehaald.

In de gevoeligheidsanalyse met het CSM-model is voor een groot aantal stormen het optimum bepaald ten aanzien van de aanvangstijd van de storm. Enkele van deze stormen zijn vervolgens met het ZUNOBOL- en het WADDEN-model doorgerekend. De resultaten zijn vergeleken met de CSM simulaties. Hieruit blijkt dat er in de beschouwde stations verschillen van 1 à 2 decimeter in de berekende waterstanden optreden, doch dat het patroon van de betrekkinglijnen ongewijzigd blijft. Omdat alle CSM-sommen samen een min of meer eenduidig beeld van de betrekkinglijnen gaf is gekozen om slechts een beperkt aantal stormen met de andere modellen door te rekenen. Er is gekozen om negen van deze stormen met het ZUNOBOL- en WADDEN-model te simuleren voor de betrekking tussen Hoek van Holland en de Westelijke Waddenzee en tussen West Terschelling en de Eems Dollard. Voor de betrekking tussen Hoek van Holland en Vlissingen zijn elf stormen genomen.

.....
Figuur 5.1

Verloop van maximale waterstand en de betrekingslijnen met Hoek van Holland bij variatie van de aanvang van een storm



feb '89, a=1.5, b=1.5

5.3 De Westelijke Waddenzee

5.3.1 Uitkomsten voor de Westelijke Waddenzee

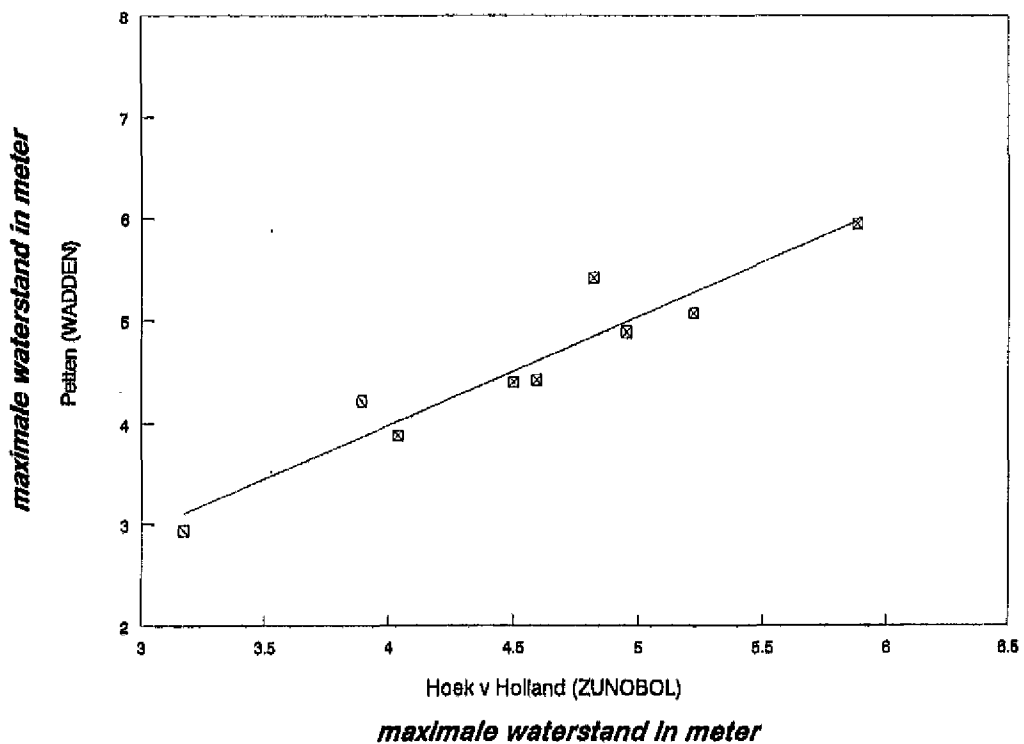
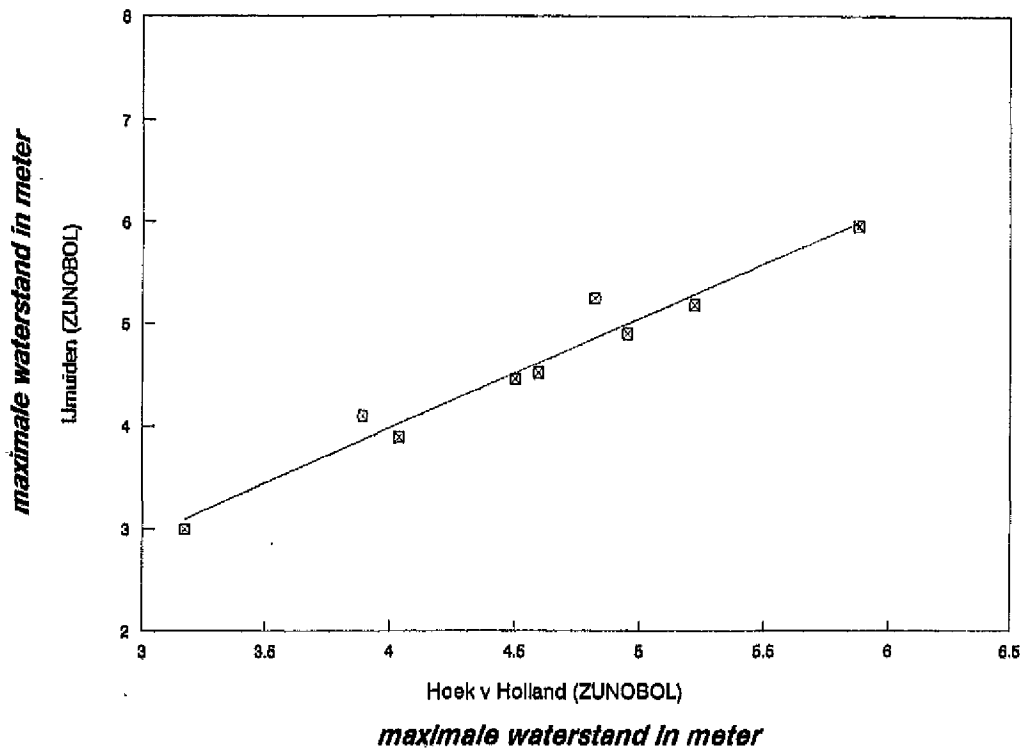
In tabel 5.1 zijn de berekende maximale waterstanden van de belangrijkste stations vastgelegd, alsmede de wijze waarop de stormen zijn gemanipuleerd (de gebruikte α , β , Δ). Deze resultaten zijn zodanig gerangschikt dat de maximale waterstanden bij het station Hoek van Holland in de tabel oplopen. Zodoende zijn de betrekkingpunten in de volgende figuren makkelijk terug te vinden omdat Hoek van Holland langs de x-as is uitgezet.

Tabel 5.1 Gemanipuleerde stormen met α , β , Δ en de bereikte maximale waterstand in respectievelijk Hoek van Holland, IJmuiden, Petten, Den Helder, West Terschelling en Harlingen in meters.	storm	α	β	Δ min.	opgetreden maximale waterstand in m					
					HvH	IJm	Pet	DnH	WtT	Har
'83	1.00	1.00	-500	3.17	3.00	2.94	2.92	3.15	3.58	
'81	1.50	1.25	-60	3.89	4.10	4.22	4.13	4.34	5.07	
'83	1.25	1.00	-500	4.04	3.89	3.89	3.89	4.06	4.61	
'89	1.50	1.50	320	4.50	4.46	4.41	4.58	4.61	5.36	
'89	1.50	1.25	-240	4.59	4.52	4.43	4.53	4.51	5.18	
'81	1.75	1.00	0	4.82	5.24	5.42	5.12	5.27	6.05	
'83	1.50	1.00	-500	4.95	4.90	4.89	4.93	5.03	5.70	
'89	1.75	1.00	40	5.22	5.18	5.07	5.16	5.07	5.76	
'83	1.75	1.00	-500	5.88	5.95	5.94	5.97	6.03	6.81	

Steeds is de betrekking met Hoek van Holland beschouwd omdat van dit station zeker is dat hier het eerder genoemde waddeffect niet optreedt. Bovendien levert de hernieuwde statistische studie naar de basispeilen een 10^{-4} kwantiel op dat niet significant afwijkt van het huidige basispeil. Voorts is het voor een zo goed mogelijke beschouwing van de maatgevende peilen in de Westelijke Waddenzee van belang dat vergeleken wordt met een station dat buiten dit gebied ligt maar wel zo dicht mogelijk erbij. Hoek van Holland verdient daarom de voorkeur boven Vlissingen en Delfzijl al bezitten deze stations ook een lange reeks waarnemingen. Het station Hoek van Holland ligt weliswaar niet in het WADDEN-model maar aangezien de modellen als "genest" mogen worden beschouwd kunnen de uitkomsten voor dit station uit het ZUNOBOL-model worden gehaald. De uitkomsten van de berekeningen met de detailmodellen staan in de figuren 5.2 tot en met 5.4 weergegeven met hierin de met behulp van lineaire regressie bepaalde rechte lijn.

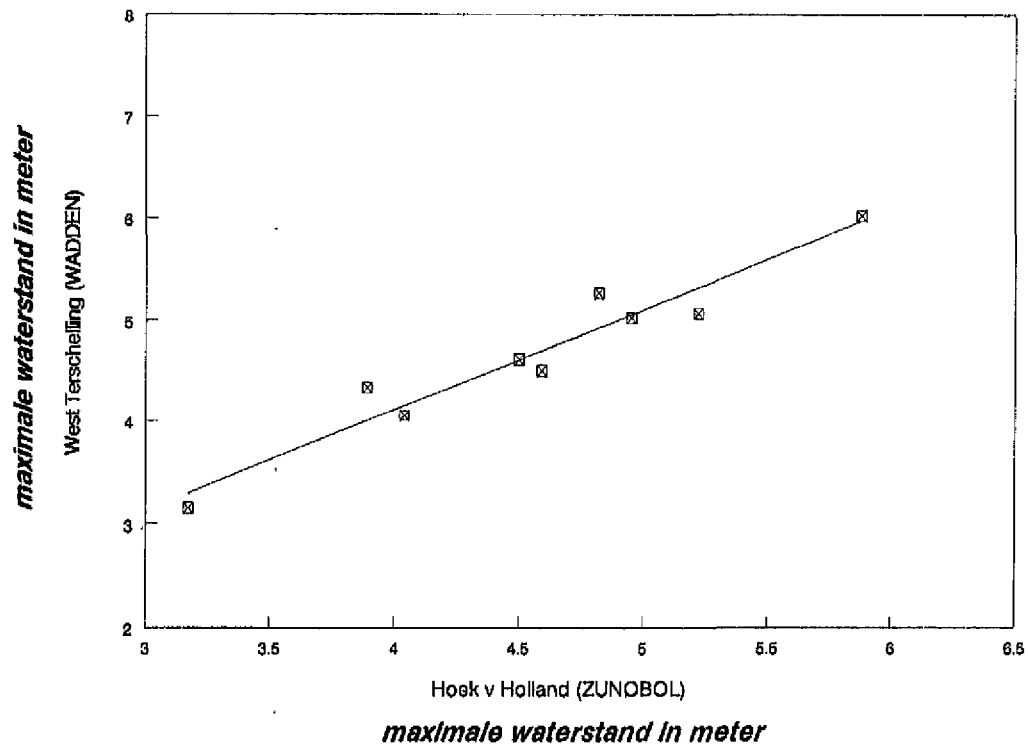
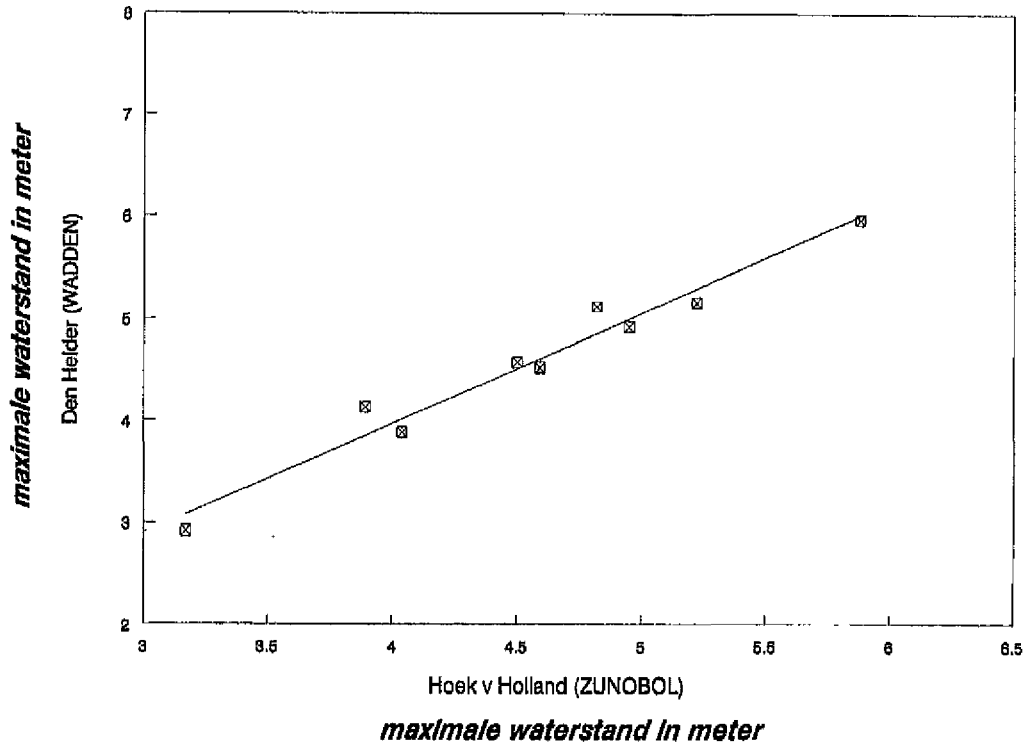
Figuur 5.2

Betrekklingslijnen van waterstanden bij enkele stations tegen de standen bij Hoek van Holland zoals met ZUNOBOL- en WADDEN-model zijn bepaald voor de stations IJmuiden en Petten



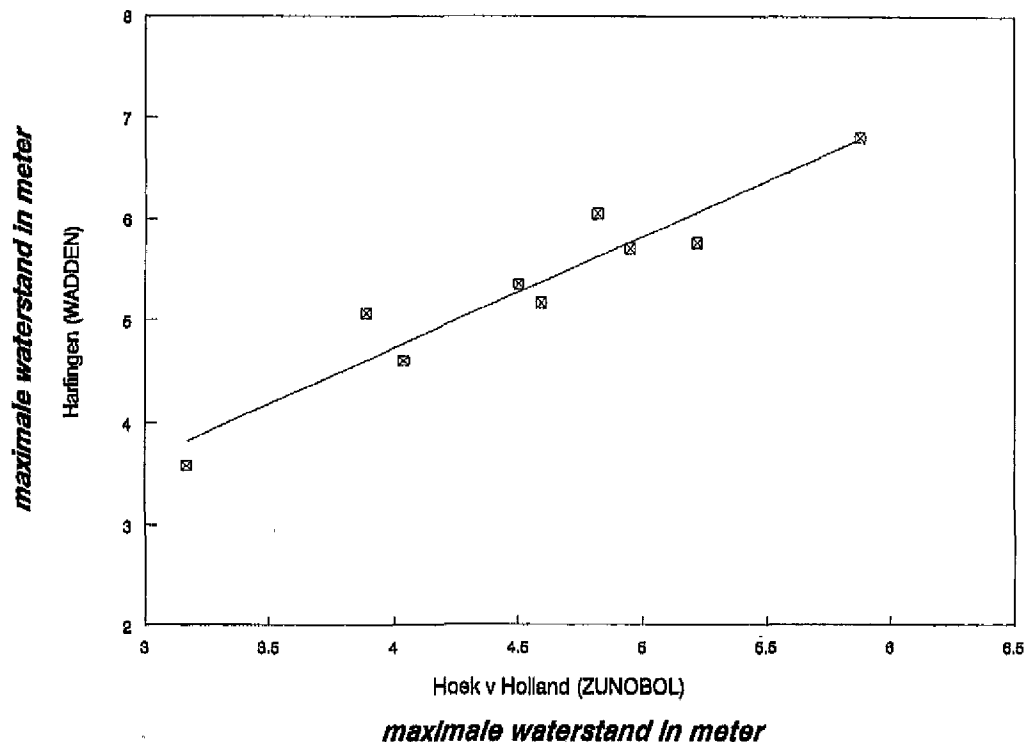
.....
Figuur 5.3

Betrekingslijnen van waterstanden
bij enkele stations tegen de standen
bij Hoek van Holland zoals met
ZUNOBOL- en WADDEN-model zijn
bepaald voor de stations Den
Helder en West Terschelling



Figuur 5.4

Betrekingslijnen van waterstanden bij enkele stations tegen de standen bij Hoek van Holland zoals met ZUNOBOL- en WADDEN-model is bepaald voor het station Harlingen



De zo gevonden betrekingslijnen moeten aansluiten bij de waarnemingen. Als aansluitingspunt is gekozen voor het betrekingspunt tussen twee stations dat bepaald wordt door de stand die eens per 10 jaar overschreden wordt in de twee stations. Deze standen kunnen voor alle stations met redelijke zekerheid bepaald worden gezien de lengte van de waarnemingsreeksen. In tabel 5.2 zijn voor de nu beschouwde stations de 10^{-1} standen gezet naast de standen die kunnen worden afgelezen uit de net bepaalde regressielijnen, waarbij de stand wordt afgelezen bij die van Hoek van Holland. Het verschil vormt een correctie die voor de hele lijn wordt toegepast. De gedachte hierachter is dat de gevonden helling van de regressielijn correct is maar dat de fout in de hoogte van de lijn zit die onder andere wordt veroorzaakt doordat de doorgerekende stormsituaties niet bij een gemiddeld astronomisch getij plaats hebben gevonden. In dezelfde tabel staan de regressieuitkomsten en de verbeterde asafsnede waarin de hierboven genoemde correctie is verwerkt. Uit de met behulp van de modelresultaten bepaalde betrekingslijn kunnen de waarden voor het 10^{-4} kwantiel worden afgelezen. Hiervoor wordt aangenomen dat dit kwantiel van Hoek van Holland NAP + 5.00 meter bedraagt. Voor de andere stations kan het 10^{-4} uit de betrekingslijn afgelezen worden bij deze waarde voor Hoek van Holland. In tabel 5.2 staan de waarden die met het model zijn bepaald.

Tabel 5.2

Uitkomsten lineaire regressie (helling lijn en asafsnede door y-as), de 10⁻¹ stand uit de waarnemingen, de 10⁻¹ stand uit de modelresultaten en het verschil tussen deze laatste twee. In kolom 7 staat de met dit verschil gecorrigeerde asafsnede. In de laatste kolom staat de hoogte van het 10⁻⁴ kwantiel zoals uit de modelresultaten is berekend na het uitvoeren van de correctie.

Station	helling betrek lijn	afsnede	10 ⁻¹ stand waarn.	10 ⁻¹ stand model	verschil = corr.	afsnede plus corr.	10 ⁻⁴ stand model
Hoek van Holland	-	-	2.98	2.98 (def.)	-	-	5.00 (def.)
IJmuiden	1.065	-0.28	2.87	2.90	-0.03	-0.31	5.02
Petten	1.057	-0.25	2.85	2.90	-0.05	-0.30	4.99
Den Helder	1.081	-0.35	2.69	2.87	-0.18	-0.53	4.88
W Terschelling	0.990	0.16	2.96	3.11	-0.15	0.01	4.96
Harlingen	1.097	0.34	3.47	3.61	-0.14	0.20	5.69

5.3.2 Een afwijkende storm

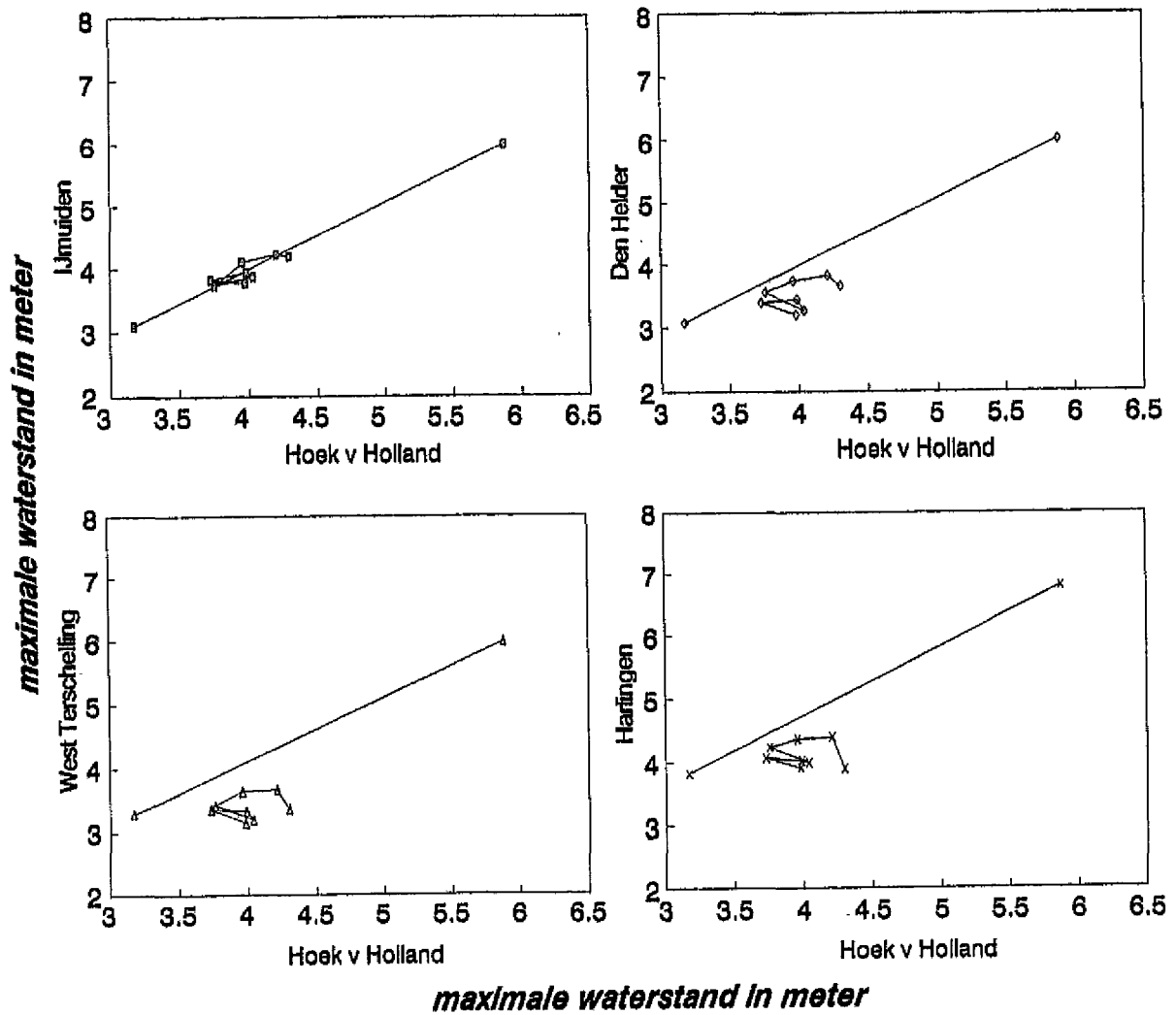
In het voorgaande is uitgegaan van de drie stormen in de jaren tachtig, die min of meer gelijk van karakter waren. Om vast te stellen in hoeverre het beeld van de waterstanden en de betrekkingen tussen de Waddenzee stations en Hoek van Holland wijzigt bij een afwijkende storm, is de beruchte storm van februari 1953 nader onderzocht. Van deze storm is het ruimtelijk geconcentreerd effect op de stormvloedstanden in het zuidwestelijk deel van Nederland kenmerkend, hetgeen de storm wezenlijk doet verschillen van de geselecteerde jaren tachtig stormen. Hoewel het windveld van deze storm minder nauwkeurig is, mag er worden verondersteld dat hiermee een indicatie kan worden verkregen van de mate van veranderingen van de betrekkinglijnen. In hoofdstuk 6 wordt deze '53 storm ruimtelijk gemanipuleerd waardoor het geconcentreerde effect van de storm op de waterstanden op andere locaties plaatsvindt.

Analoog aan de werkwijze bij de andere stormen is de eerder genoemde ellips van betrekkingpunten, welke ontstaat door variatie van het aanvangstijdstip, voor deze storm vastgesteld.

Vervolgens is het optimale aanvangstijdstip van de storm van 1953 bepaald. Hieruit volgt dat de meest extreme combinatie van waterstanden van Hoek van Holland en een Waddenzee station wordt verkregen bij een vervroeging van 540 minuten. In dit geval nemen de waterstanden bij Hoek van Holland en Den Helder met respectievelijk 17 en 56 centimeter toe. De ellips is verkregen door de storm 720 minuten vroeger tot 540 minuten later dan het werkelijke tijdstip te laten aanvangen. De resultaten zijn opgenomen in figuur 5.4. Het blijkt dat voor alle Waddenzee-stations de gehele ellips zich onder de betrekkinglijn bevindt welke is vastgesteld in de vorige paragraaf. Hierna is de stormintensiteit opgevoerd tot 150% van de werkelijke.

De betrekkingpunten voor 100, 125 en 150% liggen op een rechte lijn die parallel loopt met de eerder bepaalde betrekkinglijn. De lijn voor de '53 storm ligt echter ongeveer een halve meter lager (voor de waterstanden in de waddenstations).

Figuur 5.5
 Ligging betrekkingsellips, die ontstaat bij variatie van aanvangstijd van de storm van '53, ten opzichte van de betrekkinglijn die met de stormen uit de jaren 80 is bepaald



5.4 Uitkomsten voor Delfzijl

Voor de berekening van het maatgevende peil bij Delfzijl is niet rechtstreeks de waterstand aan die van Hoek van Holland gekoppeld. Deze stations liggen namelijk te ver van elkaar om op een correcte manier een optimale storm te creëren. Er is gekozen om uit te gaan van het station West Terschelling. Dezelfde reeks stormen wordt nu geoptimaliseerd op de stations West Terschelling, Huibertgat en Delfzijl. Met behulp van deze opnieuw geoptimaliseerde stormen kan de betrekking tussen West Terschelling en Huibertgat, respectievelijk Delfzijl worden bepaald. Voor het verkrijgen van de maatgevende peilen voor deze twee stations wordt de stand aan deze betrekkinglijnen afgelezen bij het in de vorige paragraaf gevonden 10^{-4} peil bij het station West Terschelling van 4.96 meter. In tabel 5.3 zijn de berekende maximale waterstanden van de drie stations vastgelegd, alsmede de wijze waarop de stormen zijn gemanipuleerd (de gebruikte α , β , Δ).

Tabel 5.3

Gemanipuleerde stormen met α , β , Δ en de bereikte maximale waterstand in respectievelijk West Terschelling, Huibertgat en Delfzijl in meters.

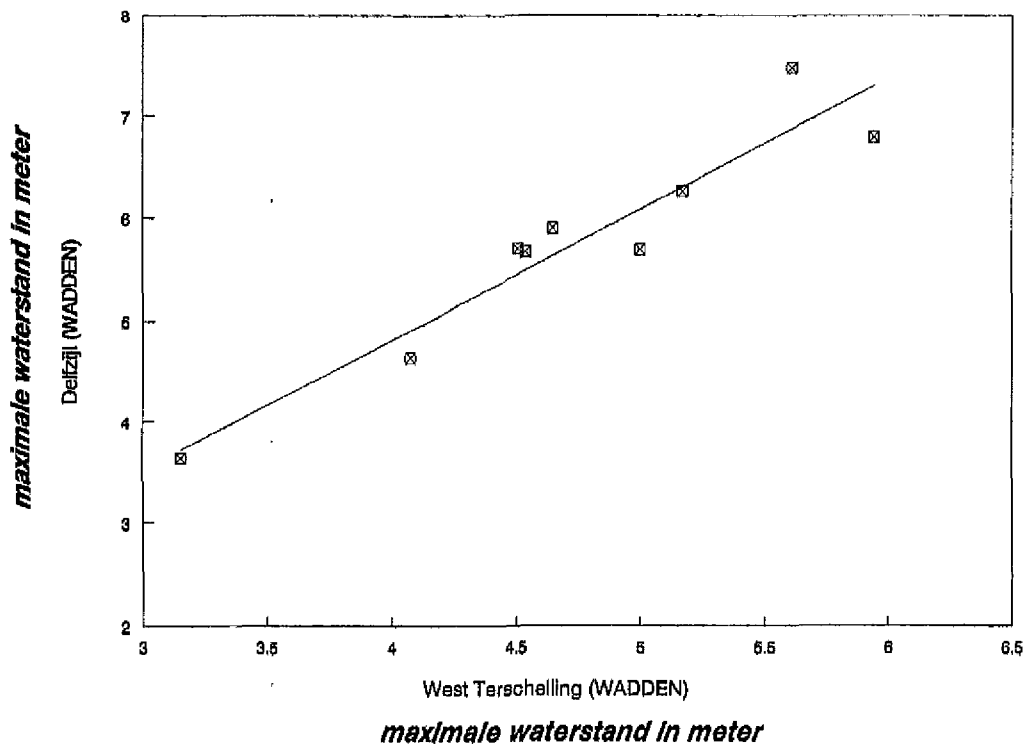
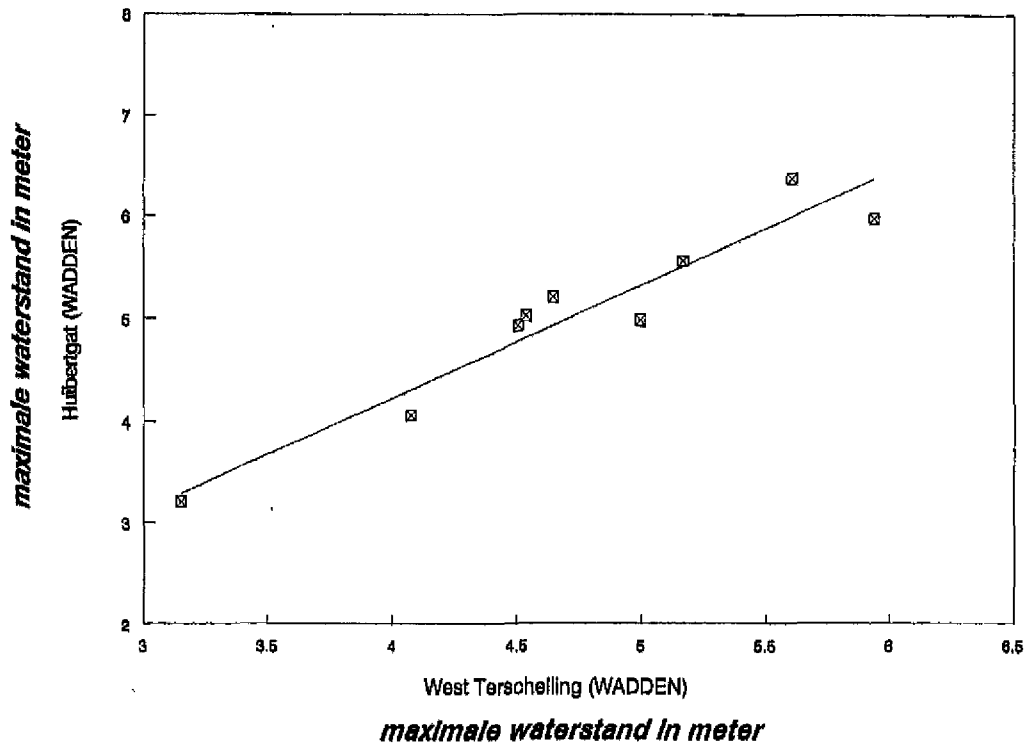
storm	α	β	Δ	opgetreden maximale waterstand in meter		
				min.	WtT	Hul
'83	1.00	1.00	-430	3.16	3.18	3.64
'81	1.50	1.25	0	4.51	4.93	5.71
'83	1.25	1.00	-430	4.08	4.04	4.64
'89	1.50	1.50	370	4.65	5.20	5.91
'89	1.50	1.25	-100	4.54	5.02	5.68
'81	1.75	1.00	-500	5.61	6.38	7.48
'83	1.50	1.00	-430	5.00	4.98	5.70
'89	1.75	1.00	180	5.17	5.56	6.27
'83	1.75	1.00	-430	5.94	5.98	6.80

De uitkomsten van de berekeningen met de detailmodellen staan in figuur 5.6 weergegeven. Door de negen punten is een rechte lijn bepaald met behulp van lineaire regressie.

Op een gelijke wijze als in 5.2 is er een correctie op basis van de 10^{-1} standen toegepast op de regressielijnen, zie tabel 5.4. Uit de met behulp van de modelresultaten bepaalde betrekkinglijn kunnen de waarden voor het 10^{-4} kwantiel worden afgelezen. Hiervoor wordt aangenomen dat het 10^{-4} kwantiel bij West Terschelling NAP + 4.96 meter bedraagt. Het 10^{-4} kwantiel voor de andere stations kan uit de betrekkinglijn afgelezen worden bij deze waarde voor West Terschelling. In tabel 5.4 staan deze waarden die met het model zijn bepaald.

Figuur 5.6

Betrekkinglijnen van waterstanden bij Huibertgat en Delfzijl tegen de standen bij West Terschelling zoals met het WADDEN-model zijn bepaald.



Tabel 5.4

Uitkomsten lineaire regressie (helling lijn en asafsnede door y-as), de 10^{-1} stand uit de waarnemingen, de 10^{-1} stand uit de modelresultaten en het verschil tussen deze laatste twee. In kolom 7 staat de met dit verschil gecorrigeerde asafsnede.

In de laatste kolom staat de hoogte van het 10^{-4} kwantiel zoals uit de modelresultaten is berekend na het uitvoeren van de correctie

Station	helling betrek lijn	afsnede	10^{-1} stand waarn.	10^{-1} stand model	verschil = corr.	afsnede plus corr.	10^{-4} stand model
W Terschelling	-	-	2.96	2.96 (def.)	-	-	4.96 (def.)
Huibertgat	1.115	-0.26	2.94	3.04	-0.10	-0.36	5.17
Delfzijl	1.286	-0.34	4.08	3.47	0.61	0.27	6.65

5.5 Uitkomsten voor Vlissingen

Voor de berekening van het maatgevende peil bij Vlissingen is de waterstand net als in paragraaf 5.2 aan die van Hoek van Holland gekoppeld. De gebruikte serie stormen bestaat uit dezelfde reeks stormen als eerder gebruikt, met twee extra stormen: de opgetreden '53 storm en deze met 25% intensiteitsverhoging. Macaber detail is dat de storm zoals werkelijk opgetreden ($\Delta = 0$) in het jargon van dit onderzoek optimaal was. Deze stormen worden nu geoptimaliseerd op de stations Hoek van Holland en Vlissingen. Met behulp van deze opnieuw geoptimaliseerde stormen kan de betrekking tussen Hoek van Holland en Vlissingen worden bepaald.

In tabel 5.5 zijn de berekende maximale waterstanden van de drie stations vastgelegd, alsmede de wijze waarop de stormen zijn gemanipuleerd (de gebruikte α , β , Δ). De in deze tabel gegeven waterstanden bij Hoek van Holland zijn andere standen dan in tabel 5.1 omdat het hier op een andere wijze geoptimaliseerde stormen gaat (andere Δ).

Tabel 5.5

Gemanipuleerde stormen met α , β , Δ en de bereikte maximale waterstand in respectievelijk Hoek van Holland en Vlissingen in meters.

storm	α	β	Δ min.	opgetreden maximale waterstand in meter	
				HvH	Vls
'83	1.00	1.00	-620	3.24	4.08
'81	1.50	1.25	0	3.88	4.29
'83	1.25	1.00	-620	4.11	4.83
'89	1.50	1.50	280	4.53	4.69
'89	1.50	1.25	-275	4.63	4.78
'81	1.75	1.00	-135	5.15	5.45
'83	1.50	1.00	-620	5.01	5.66
'89	1.75	1.00	-75	5.35	5.51
'83	1.75	1.00	-620	5.99	6.55
'53	1.00	1.00	0	4.05	4.67
'53	1.25	1.00	0	5.46	5.84

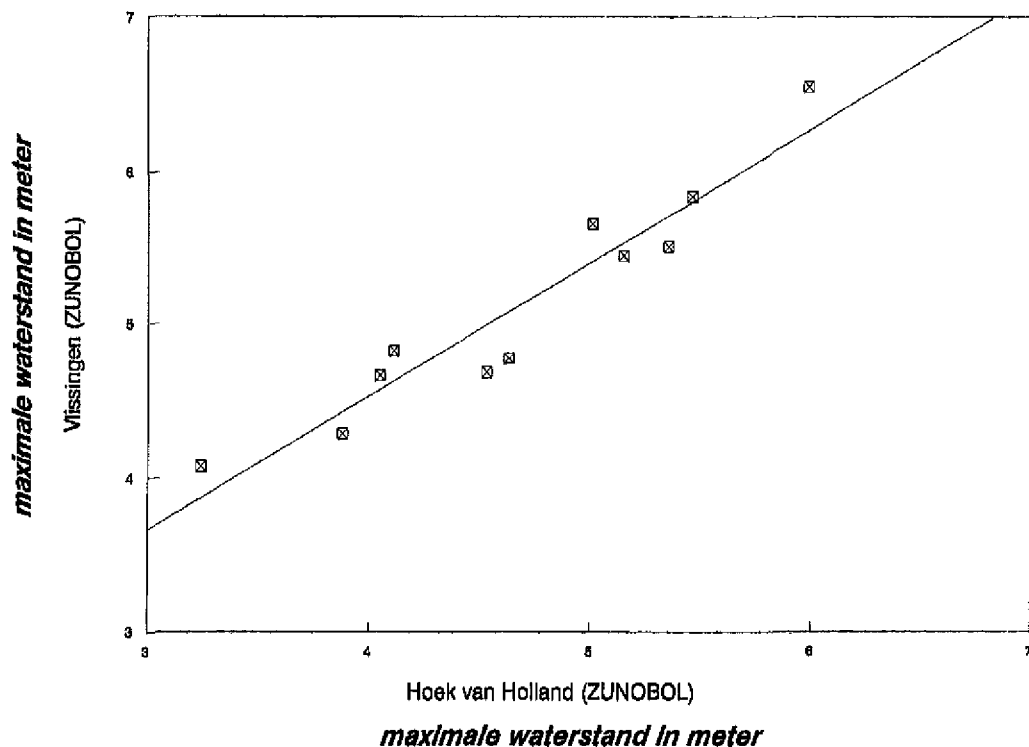
De uitkomsten van de berekeningen met de detailmodellen staan in figuur 5.7 weergegeven.

Door de elf punten is een rechte lijn bepaald met behulp van lineaire regressie.

Op een gelijke wijze als in 5.2 is er een correctie op basis van de 10^{-1} standen toegepast op de regressielijnen, zie tabel 5.4. Uit de met behulp van de modelresultaten bepaalde betrekkinglijn kunnen de waarden voor het 10^{-4} kwantiel worden afgelezen. Hiervoor wordt aangenomen dat het basispeil bij Hoek van Holland NAP + 5.00 meter bedraagt. Het 10^{-4} kwantiel voor Vlissingen kan uit de betrekkinglijn afgelezen worden bij deze waarde voor Hoek van Holland. In tabel 5.6 staan deze waarden die met het model zijn bepaald.

Figuur 5.7

Betrekkinglijnen van waterstanden bij Vlissingen tegen de standen bij Hoek van Holland zoals ze met het ZUNOBOL-model zijn bepaald.



Tabel 5.6

Uitkomsten lineaire regressie (helling lijn en afsnede door y-as), de 10^{-1} stand uit de waarnemingen, de 10^{-1} stand uit de modelresultaten en het verschil tussen deze laatste twee. In kolom 7 staat de met dit verschil gecorrigeerde afsnede.

In de laatste kolom staat de hoogte van het 10^{-4} kwantiel zoals uit de modelresultaten is berekend na het uitvoeren van de correctie

Station	helling betrek lijn	afsnede	10^{-1} stand waarn.	10^{-1} stand model	verschil - corr.	afsnede plus corr.	10^{-4} stand model
Hoek van Holland	-	-	2.98	2.98 (def.)	-	-	5.00 (def.)
Vlissingen	0.872	1.05	3.79	3.65	0.14	1.19	5.55

6 Ruimtelijke verschuivingen van een windveld

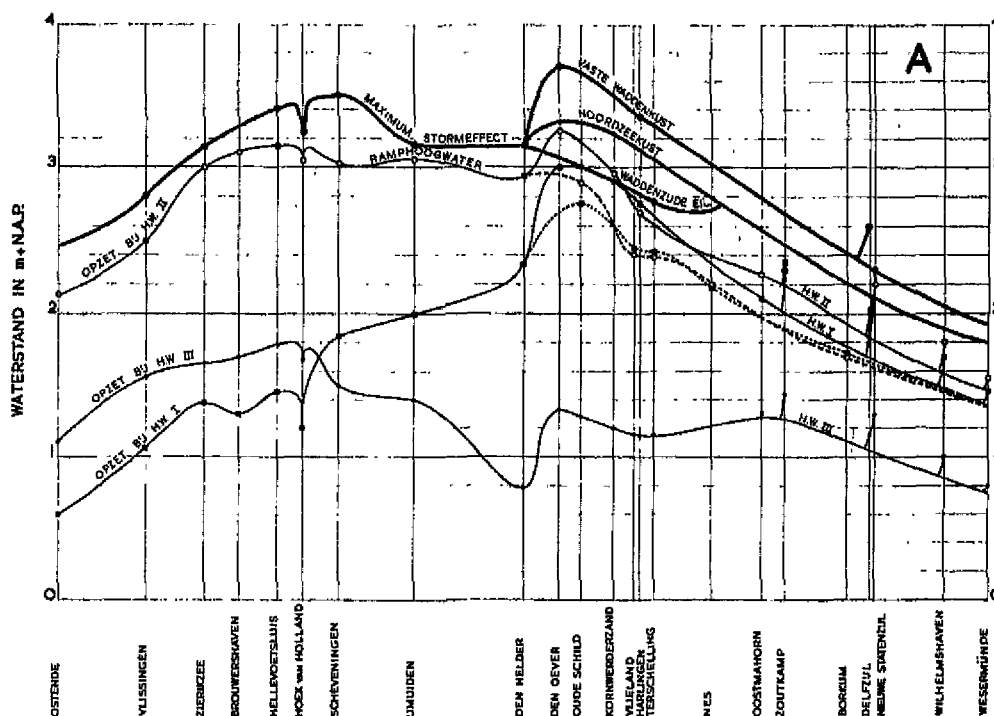
6.1 Inleiding

In het vorige hoofdstuk zijn de geselecteerde stormen gemanipuleerd door de aanvangstijd, de intensiteit en de duur te variëren. Een vierde manipulatie is mogelijk: het geometrisch verschuiven van windvelden. Voor elk stormveld geldt dat ergens langs de Nederlandse kust de opzet maximaal is. Elders langs de Nederlandse kust zijn de opzetten lager. Ter illustratie wordt verwezen naar figuur 6.1 waarin de opzetten voor verschillende locaties langs de Nederlandse kust tijdens de storm van februari 1953 zijn weergegeven. Hieruit blijkt dat het stormeffect in Scheveningen het grootst was.

De locatie van dit maximum en het verloop van de opzet langs de kust zijn afhankelijk van o.a. de depressiebaan. In het onderzoek zijn daarom de windvelden van de stormen van 1953 en 1983 verschoven hetgeen neerkomt op het verleggen van de depressiebaan. Uit deze exercitie kan meer inzicht worden verkregen omtrent:

- * het effect van geometrische translaties van depressiebanen op de verdelingen van de stormvloedpeilen langs de Nederlandse kust.
- * de invloed van geometrische translaties van depressiebanen op de spreiding van de eerder verkregen betrekkinglijnen van de waterstanden in twee stations.

Figuur 6.1
de opgetreden opzetten van de '53
storm langs de Nederlandse kust



Volgens het KNMI geldt dat elke depressiebaan, binnen een gebied van ongeveer de Noordzee, een gelijke kans van voorkomen heeft. Bijbehorende windvelden, gegenereerd uit drukvelden waarbij geen rekening wordt gehouden met de eigenschappen van het aardoppervlak (land of water), zijn in beginsel onafhankelijk van de geografische positie. De opzetten die door deze windvelden worden gegenereerd hebben een gelijke kans van voorkomen. Dit gegeven vormt de basis van de in het onderstaande beschreven exercities. Opgemerkt dient te worden dat de hier gebruikte windvelden in het algemeen sterker zijn en een grotere ruimtelijke variabiliteit hebben dan windvelden waarbij rekening wordt gehouden met de eigenschappen van het aardoppervlak (water of land).

De berekeningen zijn uitgevoerd voor verschillende verschuivingen van de windvelden. Hierbij is de intensiteit van een windveld opgevoerd met een factor α (zie vorige hoofdstukken) teneinde opzetten te verkrijgen die bij gemiddeld hoogwater waterstanden geven in de orde van grootte van de bestaande basispeilen.

Deze berekeningen zijn gedaan zonder de getijbeweging in beschouwing te nemen. De berekeningen concentreren zich enkel op opzetten en niet op hoogwaterstanden. Gegeven de beperkte project-tijd was dit noodzakelijk en leidde dit snel tot inzichten in het effect van verschuivingen van het windveld zonder dat de waterstanden ruimtelijk variëerden door het al dan niet samenvallen van maximale opzet met hoogwater. Nadeel van deze rekenmethodiek is het feit dat de getij-opzetinteractie verwaarloosd is. Om het effect van deze interactie te kunnen inschatten zijn tevens voor een aantal maatgevende verschuivingen berekeningen uitgevoerd met het getij. Hierbij is er geen optimale aanvangstijd van de storm uit de ellips bepaald doch is pragmatisch de storm zodanig in de tijd verschoven dat de opzet samenvalt met het hoogwater van het station waarvoor de verschuiving maatgevend is. Teneinde de interactie te verdisconteren in alle uitkomsten waarbij het getij is verwaarloosd, zijn de opzetten gecorrigeerd met de verhouding tussen de opzetten berekend mét en zonder getij-opzet interactie. Vergelijkbaar met de betrekkinglijnen uit het vorige hoofdstuk zijn de opzetten van twee stations in een grafiek (hier gemakshalve aangeduid als "betrekkinggrafiek") tegen elkaar uitgezet en is een betrekkinglijn getrokken. Deze lijn is op een andere wijze bepaald dan in het vorige hoofdstuk waar de betrekkinglijn van waterstanden middels lineaire regressie is verkregen op basis van drie of vier verschillende uitgangsstormen. De rechte betrekkinglijn van opzetten snijdt de oorsprong van de grafiek en het punt dat is samengesteld door de maximale opzetten van de twee betreffende stations te combineren.

6.2 Storm van 1953

Als basis voor de manipulaties diende de storm van februari 1953. Tevens is voor de februari storm van 1983 een beperkte set doorgerekend (zie 6.4). Het KNMI beoordeelt in dit kader deze storm als de meest geschikte omdat:

- * de werkelijk opgetreden windsnelheden reeds hoog waren. Om snelheden te verkrijgen waarbij stormvloedpeilen langs de

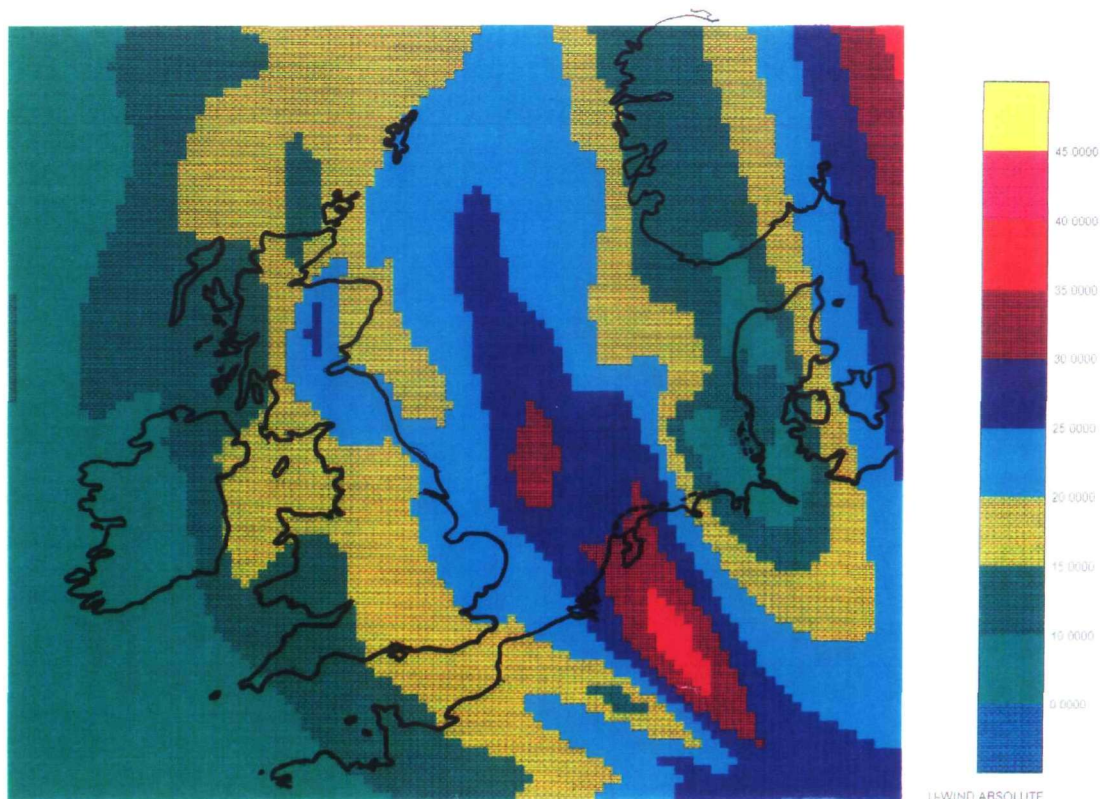
Nederlandse kust in de orde grootte van basispeilen worden bereikt, is slechts een lichte versterking ($\alpha = 1.25$) nodig.

- * de windvelden van de storm van februari 1953 een smalle band van hoge windsnelheden bevat. Hierdoor ontstaat een geprononceerde verdeling van opzetten langs de kust (grote verschillen) en is het effect van verschuivingen van windvelden op de relatie van waterstanden en opzetten tussen verschillende stations goed waar te nemen. Een mogelijk nadeel is dat door deze smalle band van hoge windsnelheden er een andere betrekking volgt dan die in het geval van een brede band.
- * het beschikbare windveld van deze storm geen land-zeemasker bevat aangezien het windveld is gegenereerd uit drukvelden. Een masker ontstaat omdat de windsnelheden in het meteorologisch model boven land op een ander wijze zijn berekend dan boven zee. In de drukvelden zit geen masker. De windvelden voor de '53 storm zijn uit zo'n drukveld gehaald zonder rekening te houden met de landeffecten. Worden andere stormvelden gebruikt dan zou dit problemen opleveren indien door verschuiving lage snelheden boven land nu boven zee worden geprojecteerd.

In figuur 6.2 is het windveld van 1 februari 03.00 uur, behorende bij de storm van 1953, afgebeeld. Opgemerkt dient te worden dat in het windveld twee gebieden met locale hoge snelheden zijn te onderscheiden. Het eerste extreme lokale windveld ontwikkelt zich op de Noordzee langs de oostkust van Engeland, het tweede boven het vaste land ter hoogte van de Ardennen.

Figuur 6.2

het windveld op 1 februari 1953,
03.00 uur



Het KNMI is van mening dat hier het gebergte van invloed is op het drukveld. Bij bepaling van de „zeewind” uit het drukveld in dit gebied worden onrealistische windsnelheden verkregen. De resultaten van de verschuivingen van dit lokale windveld naar de Noordzee dienen daarom kritisch bekeken te worden.

6.3 Resultaten

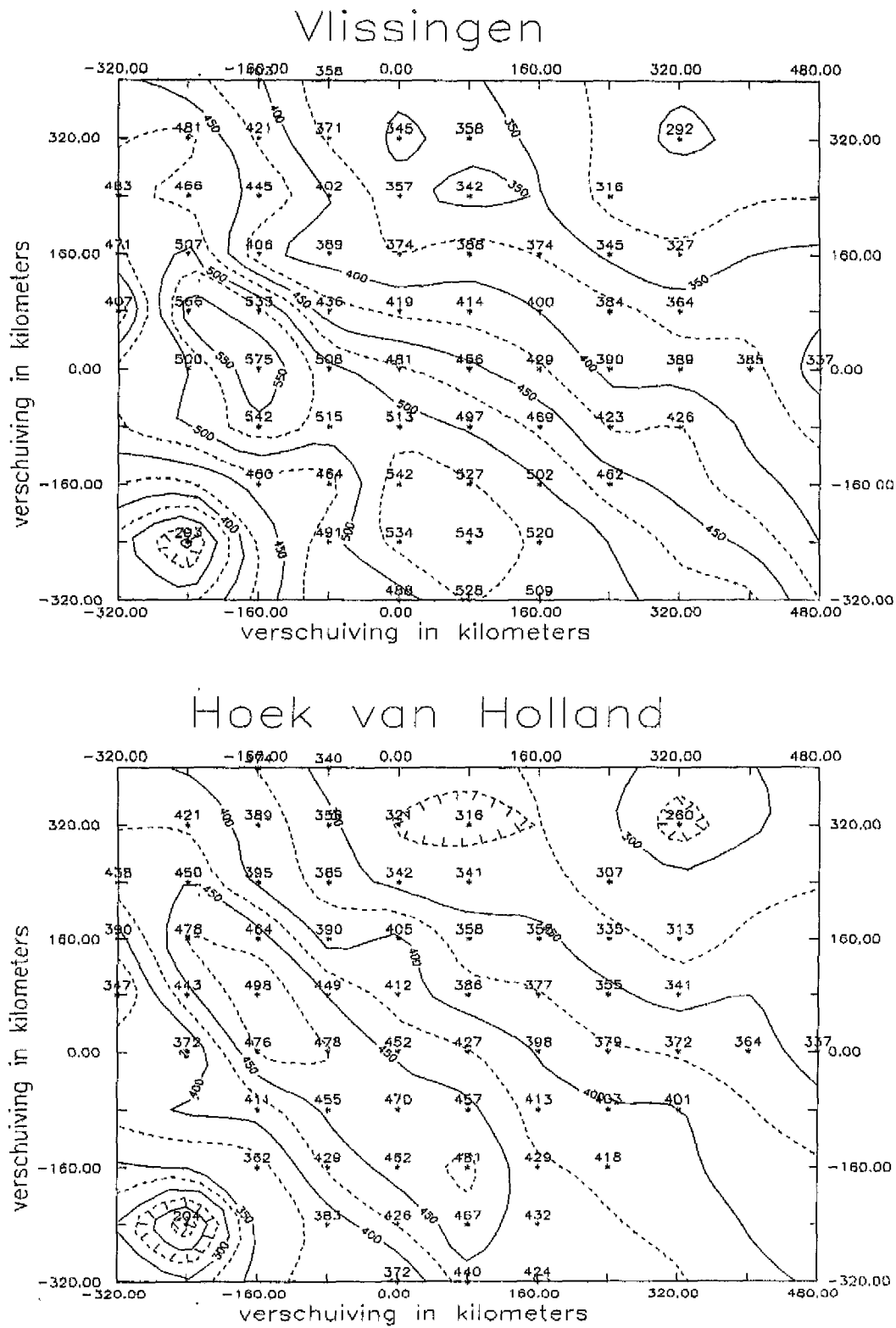
De uitgevoerde manipulaties zijn weergegeven in de figuren 6.3. tot en met 6.6. Voor elk station zijn de hoogst berekende opzetten per verschoven storm opgenomen. De verschuivingen zijn in deze figuren als X(oost positief)-Y(noord positief) weergegeven met elke verschuiving als coördinaat met de bepaalde maximale opzet als label. In de figuren zijn met een interpolatieprogramma lijnen van gelijke opzetten getekend in het veld van de verschuivingen.

In de gebieden waar geen getallen staan, en er dus geen verplaatsingen ten grondslag liggen, moet geen waarde aan de isolijnen gegeven worden.

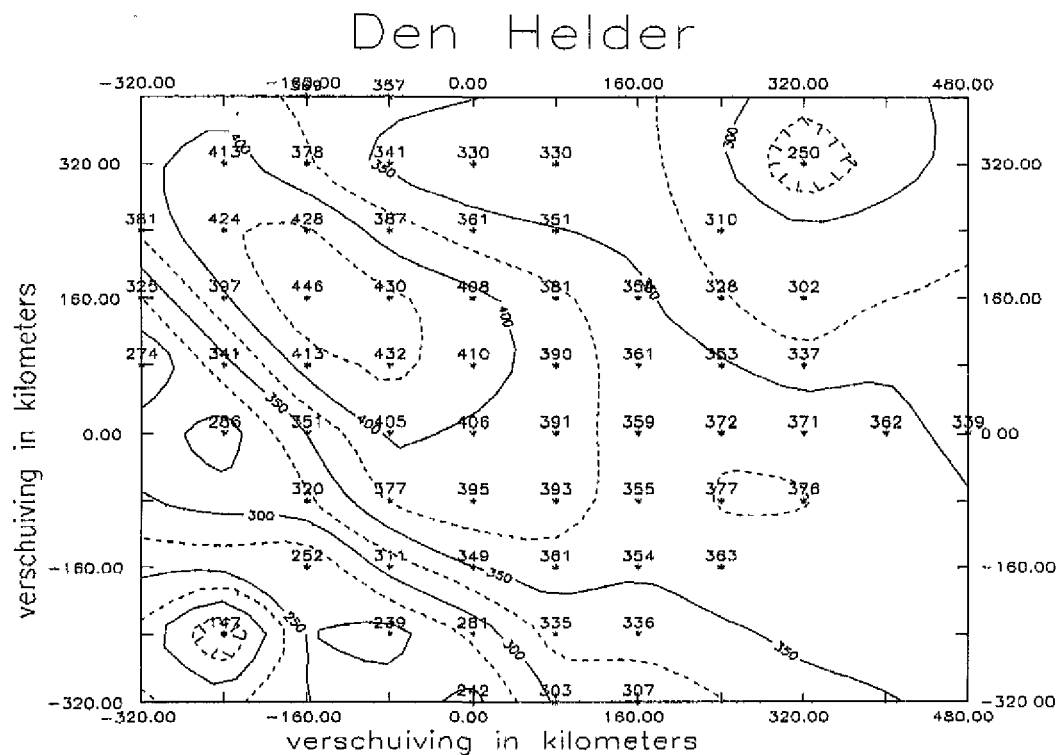
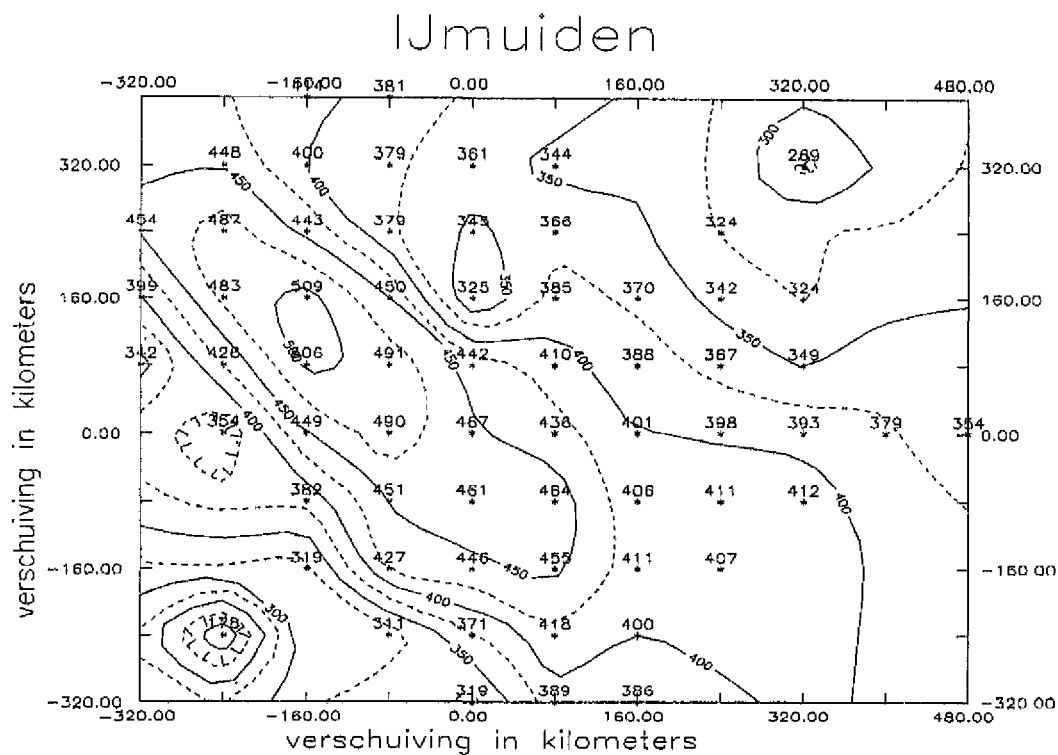
Het blijkt essentieel te zijn of al dan niet rekening wordt gehouden met het windveld boven de Ardennen. Indien dit lokale windveld wordt verschoven naar de Noordzee, blijkt voor vrijwel alle stations een dergelijke verschuiving de hoogste opzetten te geven. Het betreft hier verschuivingen, afhankelijk van de ligging van het station, in westelijke, noordwestelijke of noordelijke richting. Dit windveld boven de Ardennen is volgens het KNMI veroorzaakt door het ontstaan van een stuwbrug voor de hoogste delen van de Ardennen en de Eifel. Door verschuiving van dit windveld naar de Noordzee ontstaat dan een niet reële situatie.

Indien dit discutabele windveld buiten beschouwingen wordt gelaten geven zuidelijke tot oostelijke verplaatsingen de hoogste opzetten. Het beeld komt dan globaal overeen met de verwachtingen van het KNMI.

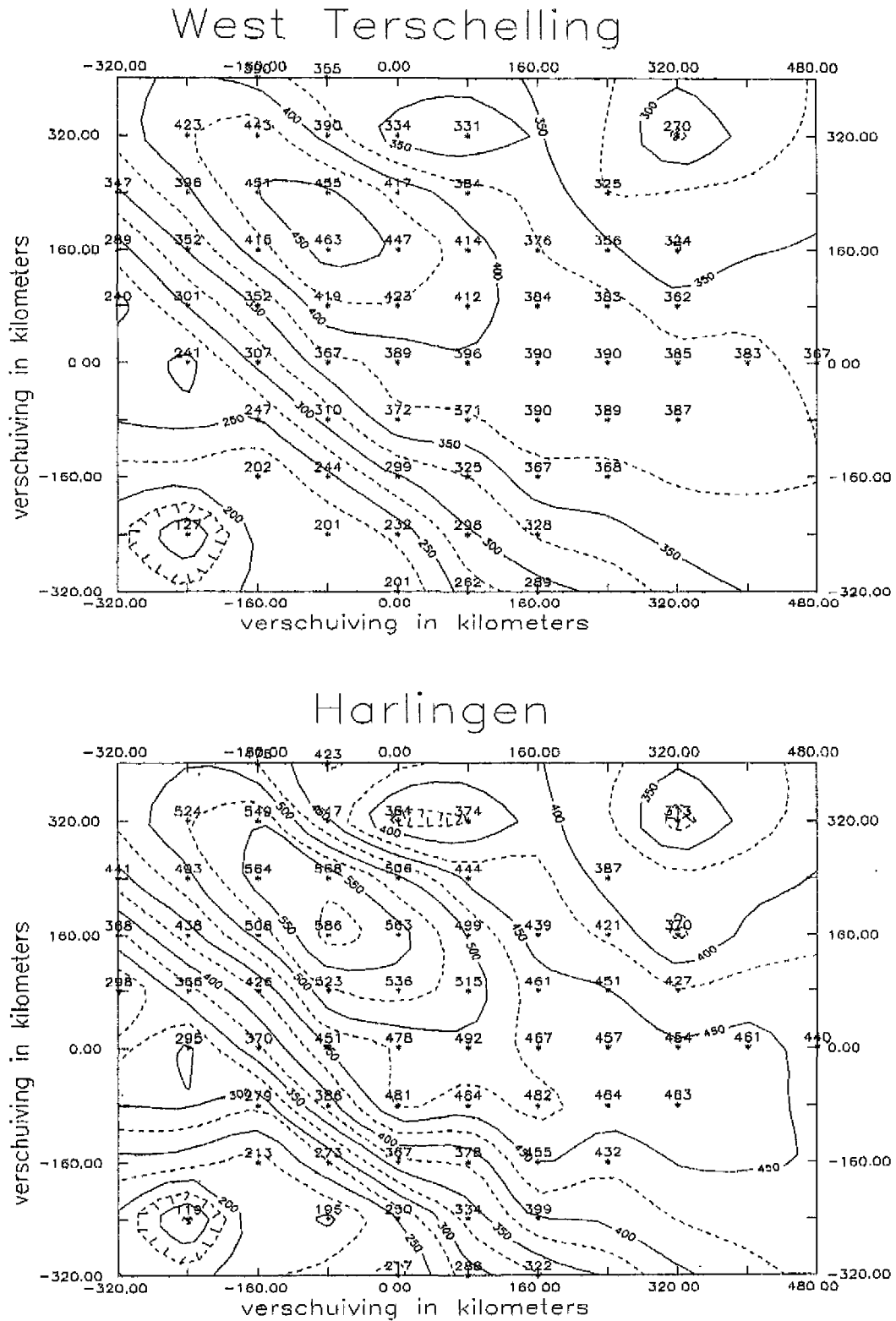
Figuur 6.3
veld van maximale opzetten in
Vlissingen en In Hoek van Holland



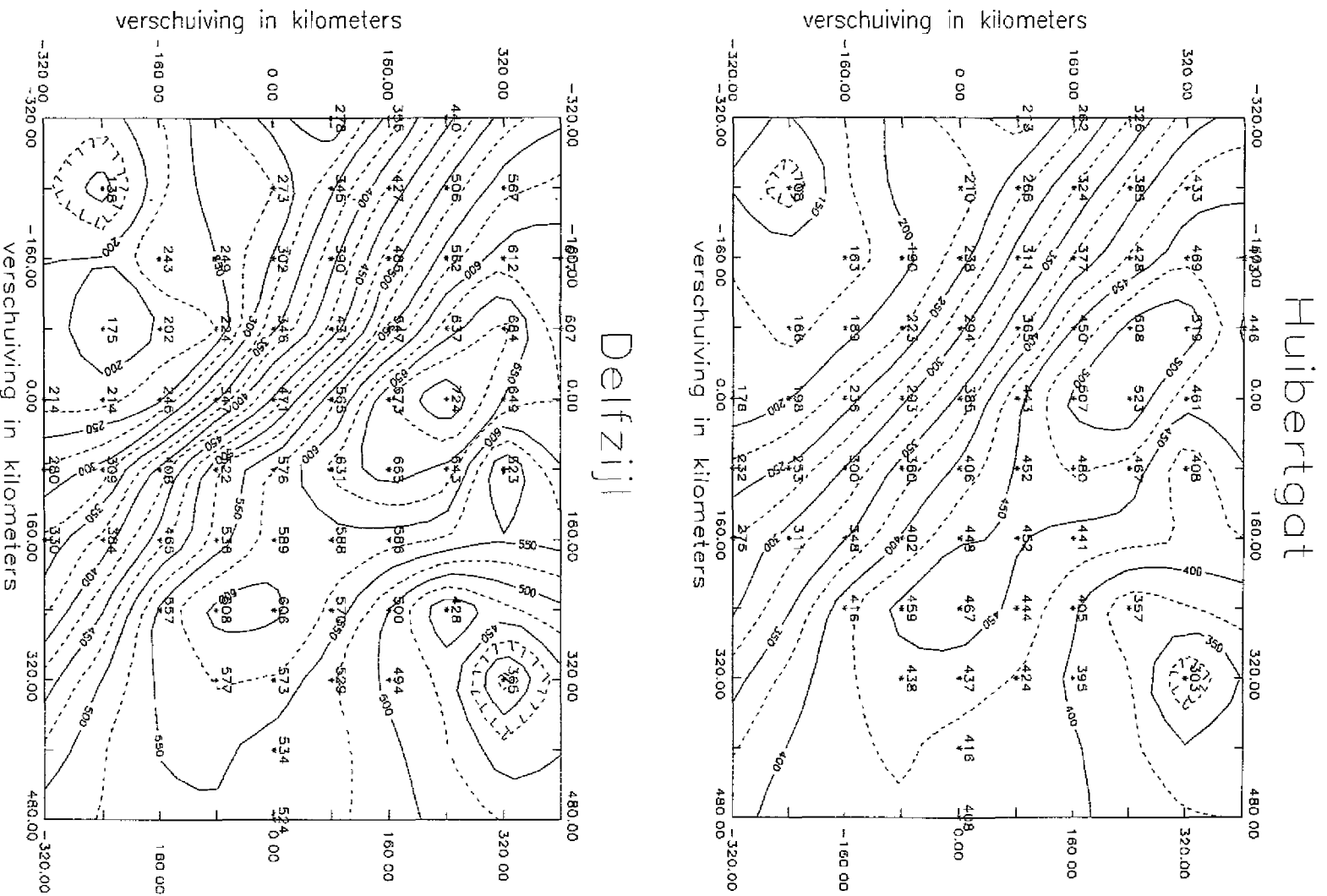
Figuur 6.4
 veld van maximale opzetten in
 IJmuiden en in Den Helder



.....
Figuur 6.5
 veld van maximale opzetten in West
 Terschelling en in Harlingen



Figuur 5.6
Veld van maximale opzetten in
Huibertgat en in Delfzijl



In de figuren 6.7 en 6.8 zijn betrekkinglijnen van waterstanden afgebeeld tussen Hoek van Holland en de andere stations op basis van de uitkomsten waarbij de waterstanden zijn verkregen door bij de berekende opzetten het gemiddeld hoogwater op te tellen. Hierbij zijn de opzetten gecorrigeerd voor de eerder genoemde opzet-getij interactie. De betrekkinglijn is echter nu niet door middel van lineaire regressie bepaald: de lijn is pragmatisch getrokken door de combinatie van de hoogst verkregen waterstanden (in feite opzetten) en de combinatie van de gemiddelde hoogwaters. Het blijkt dat de spreiding van de punten rond de betrekkinglijn toeneemt naarmate de afstand tussen Hoek van Holland (het referentiestation) en het onderzochte station groter wordt.

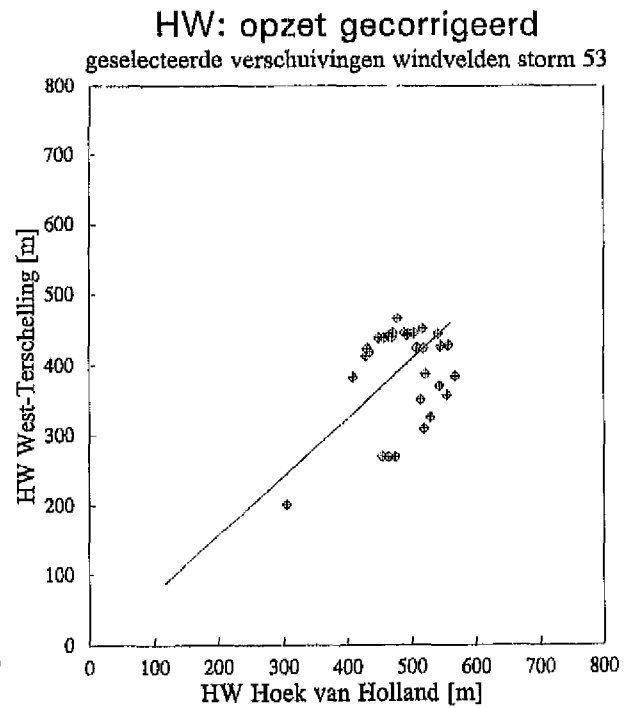
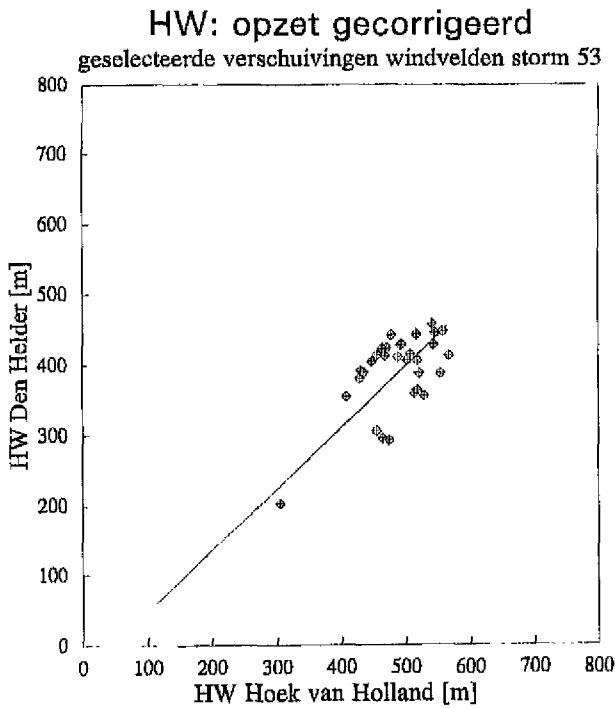
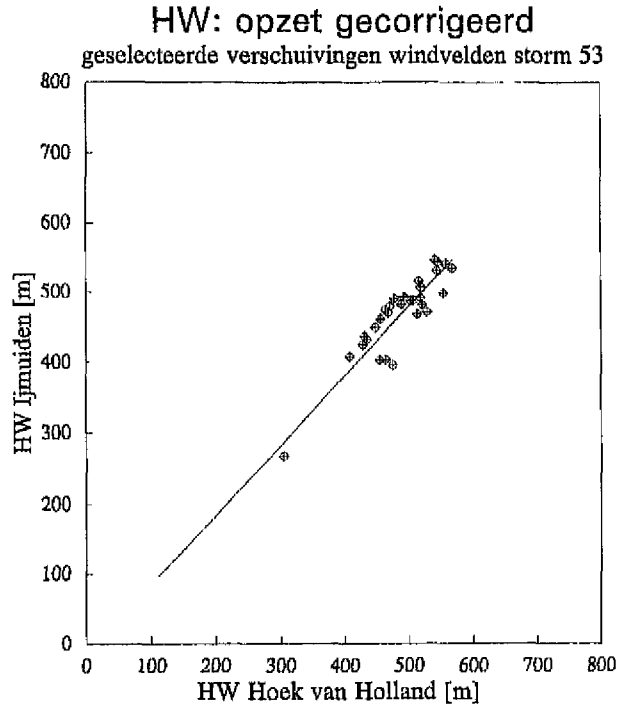
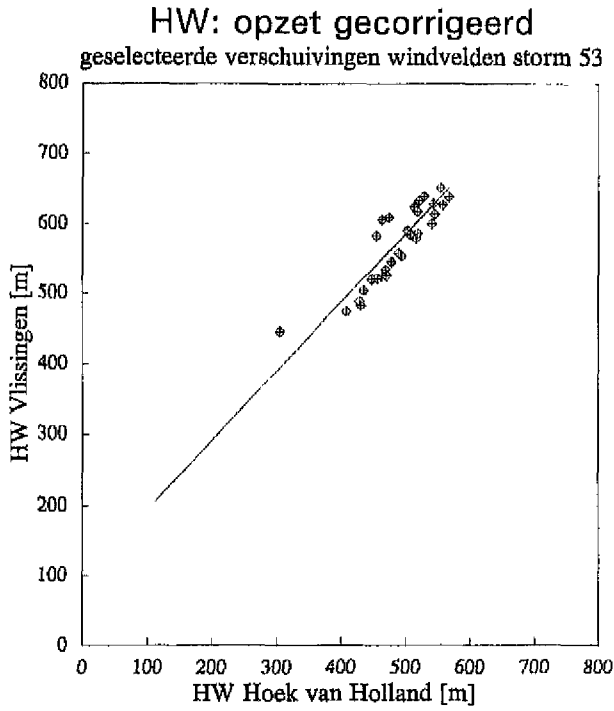
In vergelijking met de vorige serie manipulaties van intensiteit, aanvangstijd en duur van een storm leveren verschuivingen van het windveld een grotere spreiding van punten op. Weliswaar betreft het hier in feite opzetten en bij de vorige serie manipulaties waterstanden, doch de toegenomen spreiding is onmiskenbaar terug te voeren naar de wijze van manipulatie.

Voor Delfzijl dient nog het volgende te worden opgemerkt. Alle depressiebanen hebben een gelijke kans van voorkomen. Echter, het aantal depressiebanen die potentieel een hoge opzet in Delfzijl veroorzaken, is kleiner dan in de andere stations. Dit station is dus gevoelig voor slechts een beperkter aantal depressiebanen. Dit verklaart mede de grote spreiding van de punten in de betrekkinggrafiek van Delfzijl.

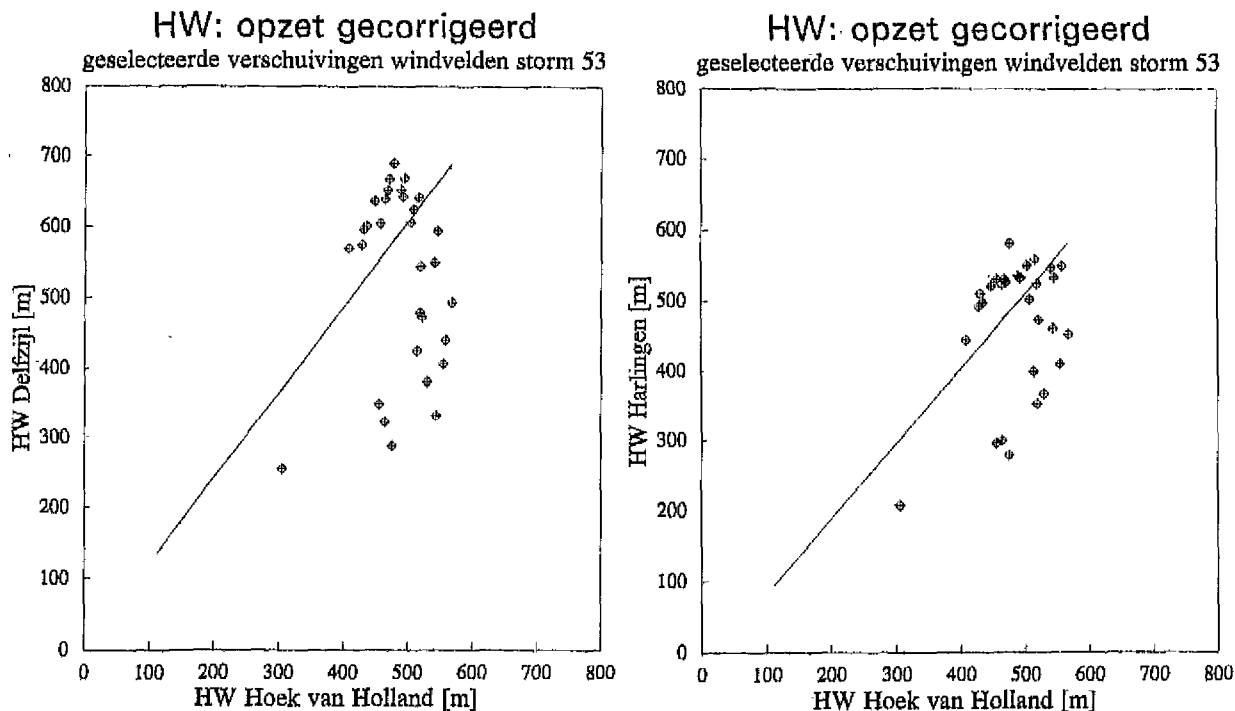
Het is wederom mogelijk een schatting voor de 10^{-4} standen af te leiden uit de berekende opzetten door uit te gaan van de waterstand van Hoek van Holland van NAP + 5.00 m. In de onderstaande tabellen zijn de resultaten opgenomen. Hierbij is onderscheid gemaakt tussen de verzameling van uitkomsten die wel verschuivingen van het windveld boven Ardennen naar de Noordzeekust bevatten en de verzameling waarin deze verschuivingen niet zijn opgenomen. Met name voor de stations langs de Westelijke Waddenzee en in Delfzijl zijn de verschillen significant. Voor beide verzamelingen geldt echter dat aanmerkelijk lagere waarden voor de basispellen in dit gebied worden verkregen dan die uit de vorige serie manipulaties (zie hoofdstuk 5). De standen bij Vlissingen zijn echter hoger dan de eerder gevonden waarden.

Figuur 6.7

betrekkingslijn door resultaten van de verschoven '53 storm voor Vlissingen, IJmuiden, Den Helder en West Terschelling



Figuur 6.8
betrekkingslijn door resultaten van
verschoven '53 storm voor
Harlingen en Delfzijl



Tabel 6.1

Verschuiving windveld 1953 en afgeleide waarden voor basispellen. Bij deze verschuivingen is het effect van het drukveld boven de Ardennen buiten beschouwing gelaten.

station	maatgevende verplaatsingen	afgeleide 10^{-4} peil [m]
Vlissingen	80 km oost en 240 km zuid	5.50
Hoek van Holland	80 km oost en 160 km zuid	5.00 (uitgangspunt)
Ijmuiden	geen verplaatsing	4.69
Den Helder	geen verplaatsing	3.96
West-Terschelling	80 km oost	4.09
Harlingen	160 km oost en 80 km zuid	5.17
Huibertgat	240 km oost	4.61
Delfzijl	240 km oost en 80 km zuid	5.88

In de volgende tabel zijn de waardes gegeven die ontstaan door het verstoorde drukveld boven de Ardennen. Dit zijn echter waarden die niet op kunnen treden omdat een dergelijk windveld waarschijnlijk nooit kan ontstaan op de Noordzee.

Tabel 6.2

Verschuiving windveld 1953 en afgeleide waarden voor basispellen. Bij deze verschuivingen is het effect van het drukveld boven de Ardennen wel in beschouwing genomen.

station	maatgevende verplaatsingen	afgeleide 10^{-4} peil [m]
Vlissingen	160 km west	5.60
Hoek van Holland	160 km west en 80 km noord	5.00 (uitgangspunt)
Ijmuiden	160 km west en 160 km noord	4.89
Den Helder	160 km west en 160 km noord	4.17
West-Terschelling	80 km west en 160 km noord	4.42
Harlingen	80 km west en 160 km noord	5.53
Huibertgat	240 km noord	4.92
Delfzijl	240 km noord	6.41

6.4 De storm van 1983

Naast de storm van 1953 zijn tevens een beperkt aantal berekeningen uitgevoerd voor de storm van 1983. Het beschikbare windveld hiervan bevatte het zogenaamde land-zee masker waarbij de snelheden boven land lager zijn. Hierdoor kan het deel van het windveld boven land niet op zee worden geprojecteerd. Om dit alsnog mogelijk te maken is via een eenvoudige relatie van windsnelheden en drukgradiënten het windveld gegenereerd uit het beschikbare drukveld. Bij deze vertaling wordt de instabiliteit van de onderste grenslaag verwaarloosd, hetgeen bij geavanceerde atmosferische modellen van het KNMI wel plaats vindt. Op advies van het KNMI is de mate van instabiliteit gecontroleerd door het gegenereerde windveld uit het drukveld te vergelijken met het windveld dat beschikbaar is. Hieruit blijkt dat de twee windvelden redelijk met elkaar overeenkomen voor wat betreft snelheid en ruimtelijke snelheidsverdeling zodat het gegenereerde windveld realistisch en bruikbaar is voor verder onderzoek. Het uit drukveld gegenereerde windveld bevat een smalle band van hogere snelheden en een lokaal sterk windveld boven het noordelijk deel van de Nederlandse kust. Bij de oorspronkelijke stormvelden van de '83 storm was er sprake van een meer globale windsnelheidsverdeling dan in deze opnieuw gegenereerde windvelden.

Conform de voorgaande exercities met het windveld van 1953 zijn voor een beperkt aantal verschuivingen de opzetten berekend en gecorrigeerd op opzet-getijinteractie, hier is echter de correctie genomen die uit de '53 exercitie volgde. Hieruit zijn waterstanden en betrekkinglijnen afgeleid. Deze zijn weergegeven in figuren 6.9 en 6.10.

Het blijkt dat het lokale windveld boven de kust van Nederland wederom bepalend is. De betrekkinglijnen van de storm van 1983 blijken steller te verlopen dan die van de storm van 1953. Dit geldt met name voor Vlissingen en Delfzijl. Voor de stations langs de Hollandse kust zijn de verschillen relatief klein. Deze verschillen uiteten zich ook in de afgeleide waarden voor de basispeilen. Deze zijn voor de storm van 1983 in de onderstaande tabel opgenomen. Deze zijn hoger dan de uitkomsten van de storm van 1953.

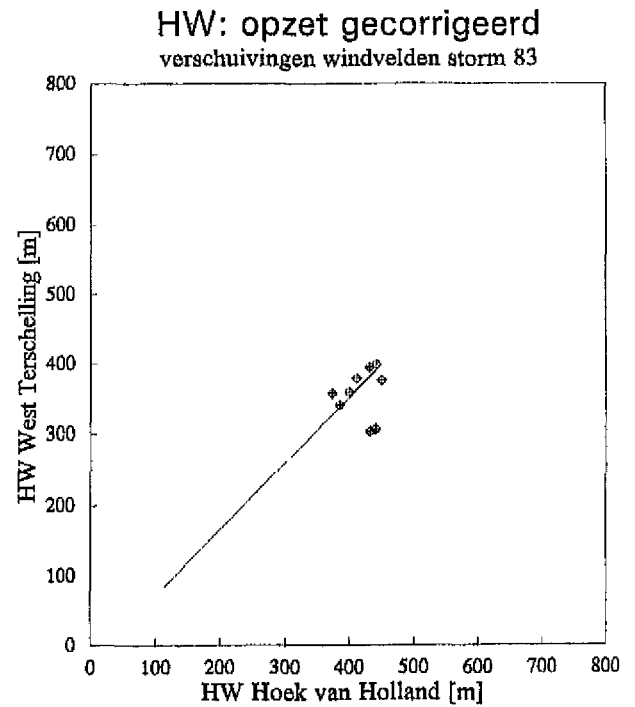
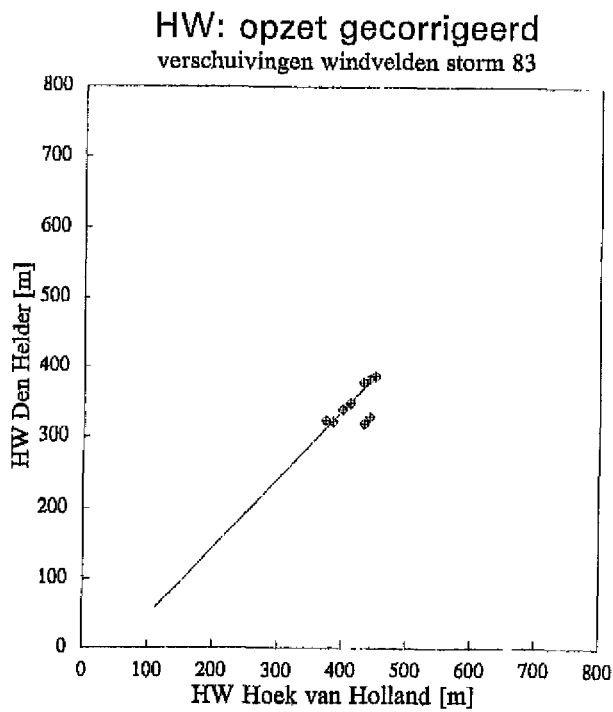
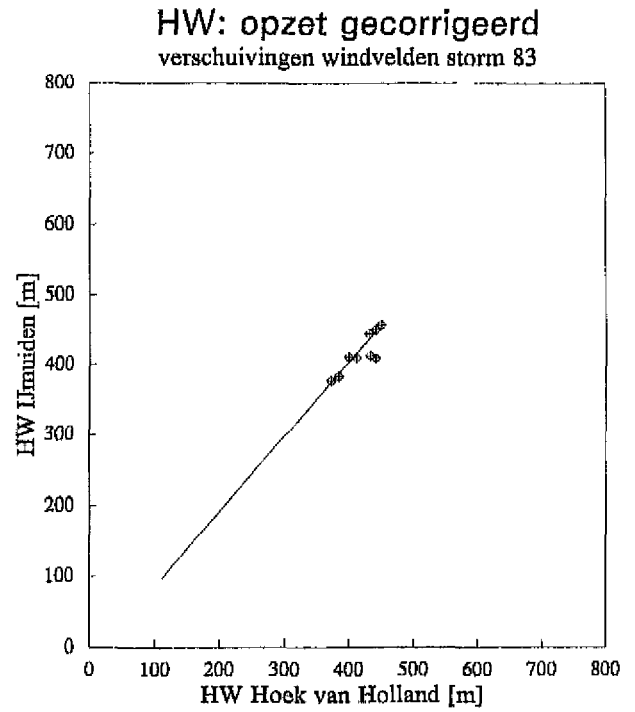
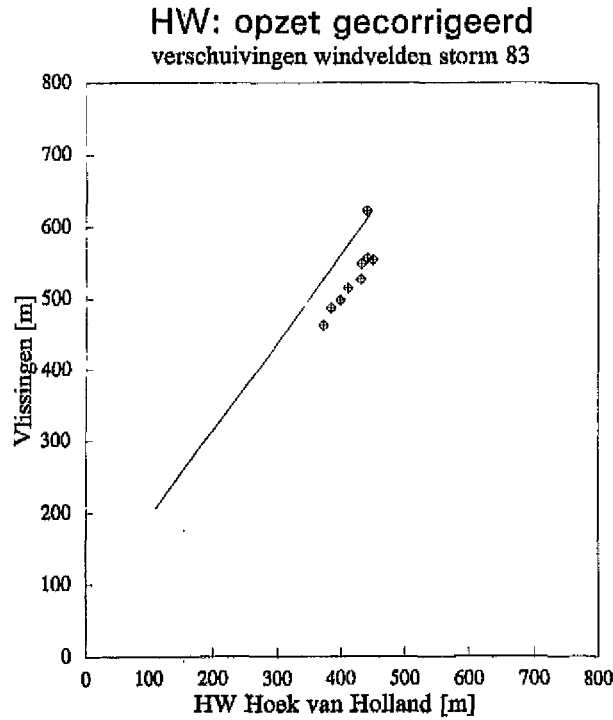
Tabel 6.3

Verschuiving windveld 1983 en afgeleide waarden voor basispeilen.

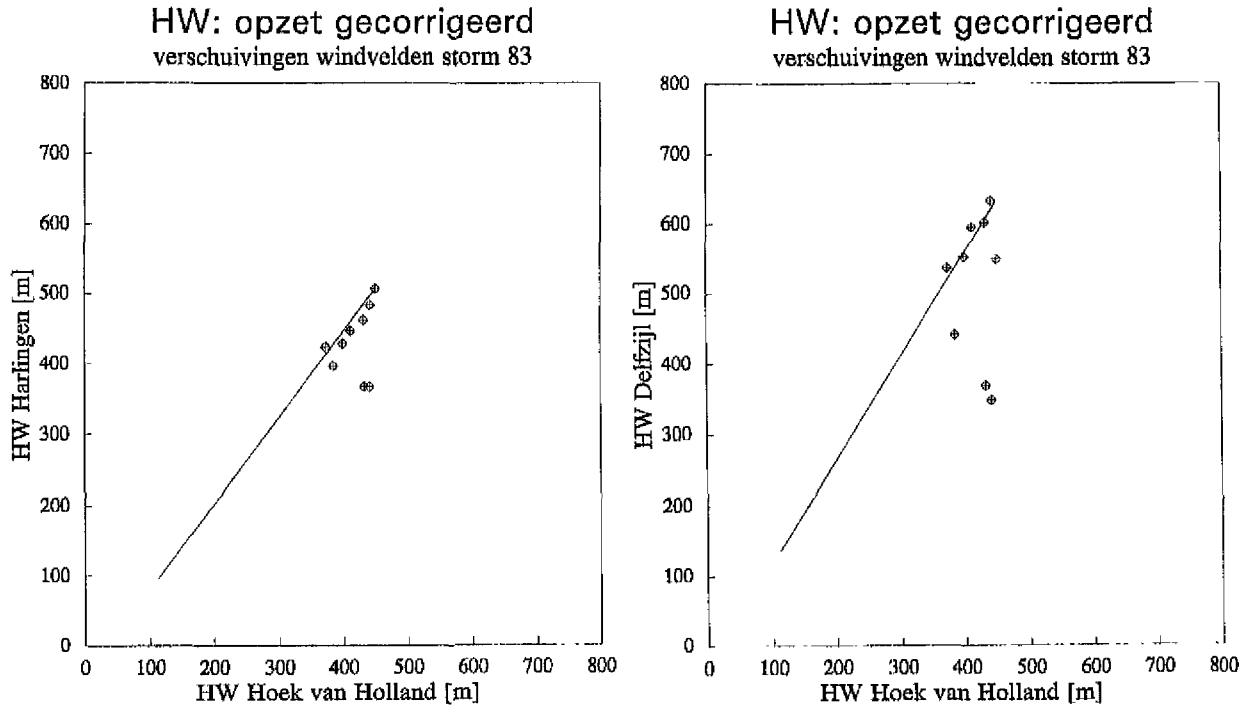
station	maatgevende verplaatsingen	afgeleide 10^{-4} peil [m]
Vlissingen	80 km west en 240 km zuid	5.85
Hoek van Holland	80 km west en 80 km zuid	5.00 (uitgangspunt)
IJmuiden	80 km west en 80 km zuid	5.06
Den Helder	80 km west en 80 km zuid	4.47
West-Terschelling	80 km oost en 80 km zuid	4.42
Harlingen	80 km west en 80 km zuid	5.67
Huibertgat	160 km west	4.65
Delfzijl	80 km oost en 80 km zuid	6.46

Figuur 6.9

betrekkingslijn door resultaten van de
 verschoven '83 storm voor
 Vlissingen, IJmuiden, Den Helder en
 West Terschelling



.....
Figuur 6.10
 betrekkinglijn door resultaten van de
 verschoven '83 storm voor
 Harlingen en Delfzijl



7 Foutenanalyse

De belangrijkste onnauwkeurigheden bij de gevolgde methodiek bij de bepaling van basispeilen met behulp van modellen worden veroorzaakt door:

- modelonnauwkeurigheden
- onzekerheden ten gevolge van de beperkte set manipulaties die op de stormen is toegepast
- de onnauwkeurigheid bij de bepaling van de regressielijn door de met de modellen berekende uitkomsten

Hieronder zijn deze bronnen stuk voor stuk beschouwd en is de bijbehorende standaardafwijking vastgesteld.

Modelonnauwkeurigheid

De door het fysisch-wiskundig model berekende waterstanden van bijvoorbeeld een stormvloedstand zullen niet geheel overeenkomen met de werkelijk opgetreden waterstanden; dit is de zogenaamde modelonnauwkeurigheid. In het voorliggende onderzoek zijn we echter vooral geïnteresseerd naar de onderlinge relaties van de diverse stations en de onderlinge verschillen.

Voor de gebruikte stormen uit '81, '83 en '89 is nagegaan welke onnauwkeurigheid de modellen hadden ten aanzien van het weergeven van de onderlinge verschillen tussen de stations. De standaardafwijking hiervan blijkt te lopen van 10 cm voor Hoek van Holland ten opzichte van IJmuiden tot 20 cm voor Hoek van Holland ten opzichte van Delfzijl. In de situatie van superstormen zal deze onnauwkeurigheid groter zijn. De opzetten zijn in het geval van superstormen ongeveer 2,5 maal zo groot als die van de geselecteerde stormen, zodat de standaardafwijkingen in het geval van een superstorm gesteld mogen worden te variëren tussen 25 en 50 cm (zie tabel 7.2)

Keuze dragformulering.

Reeds in het voorgaande is opgemerkt dat de uitkomsten van een berekening van waterstanden afhankelijk is van de gekozen dragformulering. Teneinde deze afhankelijkheid duidelijker in beeld te krijgen zijn simulaties van dezelfde storm uitgevoerd waarbij twee verschillende gangbare formuleringen zijn gebruikt die bij windsnelheden in het extreme bereik ver uit elkaar lopen: de Knikfunctie RWS en Smith & Banke (zie respectievelijk lit. 7 en 9). Uit de gevoeligheidsanalyse blijkt dat de waterstanden berekend met Smith & Banke duidelijk hoger zijn dan die met de Knikfunctie. Voor dit onderzoek is echter niet de afzonderlijke waterstand per station van belang maar de onderlinge samenhang. Het blijkt dat wanneer de extreme waterstanden op de betrekkinglijnen uitgezet worden, het verloop van de betrekkinglijn niet verandert door de keuze van de dragformulering. De onderlinge samenhang blijft gelijk. De dragformulering is dus niet van belang voor de betrekkinglijnen. Wel moeten er bij de nu gekozen

formulering hogere windsnelheden ingevoerd worden dan bij gebruikmaking van de Smith en Banke formulering om waterstanden in de buurt van de 10^{-4} kwantielen te krijgen. Nu treden maximale windsnelheden (lokaal) op ter grootte van 55 m/s terwijl bij gebruik van de andere formulering de snelheden tot 46 m/s beperkt zouden blijven.

Onnauwkeurigheid ten gevolge van niet uitgevoerde manipulaties met de windvelden.

Echte gedurende stormen optredende windvelden kunnen op oneindig veel manieren variëren ten opzichte van elkaar. Gedurende dit onderzoek was het slechts mogelijk om een beperkt aantal variaties in ogenschouw te nemen, namelijk:

- verschuiving van het windveld in de tijd (t.o.v. het getij)
- lineaire verkorting dan wel verlenging van de duur van de storm
- lineaire vergroting van de sterkte van de windkracht
- verschuiving van de windvelden in de ruimte.

Een aantal van de belangrijkste variaties is hiermee onderzocht. Toch zal door het niet beschouwen van alle andere mogelijke variaties een fout geïntroduceerd kunnen worden. Deze fout wordt verondersteld niet al te groot te zijn en kan gesteld worden op 10 à 20 cm.

Onnauwkeurigheid regressieanalyse

In tabel 7.1 zijn de enkele kenmerken van de regressieberekening van de betrekkinglijnen opgenomen. Hierin staan achter ieder station de asafsnede en de helling van de betrekkinglijn tussen dat station en Hoek van Holland en de correlatiecoëfficiënt voor de regressieberekening. Uit de hoge waarden voor de correlatiecoëfficiënt volgt dat de afwijking tot een rechte betrekkinglijn gering is.

station	asafsnede [m]	helling	correlatie	spreiding [m]
IJmuiden	-0.277	1.065	0.98	0.08
Petten	-0.245	1.057	0.95	0.11
Den Helder	-0.349	1.081	0.98	0.07
W Terschelling	0.156	0.990	0.96	0.09
Harlingen	0.342	1.097	0.95	0.12

Tabel 7.1

Uitkomsten lineaire regressie: achter
ieder station de asafsnede en de
helling van de betrekkinglijn tussen
dat station en Hoek van Holland, de
correlatie coëfficiënt.

In het bovenstaande zijn verschillende factoren genoemd, die de onnauwkeurigheid bepalen van de met behulp van fysisch-wiskundige modellen bepaalde peilen. In de onderstaande tabel (7.2) zijn de onnauwkeurigheden (de sigma's) gekombineerd tot een totale onnauwkeurigheid voor de geëxtrapoleerde stormen.

Tabel 7.2

Gekombineerde onnauwkeurigheid voor de geëxtrapoleerde stormen

	Model onnauwkeurigheid	Onnauwkeurigheid door niet beschouwde variaties in stormen	Onnauwkeurigheid regressielijn geëxtrapoleerde stormen	Gekombineerde onnauwkeurigheid
Vlissingen	25	15	6	30
IJmuiden	25	15	5	30
Den Helder	25	15	5	30
West-Terschelling	30	15	6	34
Harlingen	38	20	7	43
Delfzijl	50	20	13	55

In tabel 7.3 is dit gedaan voor de verschoven stormen.

Tabel 7.3

Gekombineerde onnauwkeurigheid voor de verschoven stormen

	Model onnauwkeurigheid	Onnauwkeurigheid door niet beschouwde variaties in stormen	Onnauwkeurigheid regressielijn verschoven stormen	Gekombineerde onnauwkeurigheid
Vlissingen	25	15	15	32
IJmuiden	25	15	15	32
Den Helder	25	15	18	34
West-Terschelling	30	15	18	38
Harlingen	38	20	31	53
Delfzijl	50	20	40	67

8 Het Waddeneffect

In hoofdstuk 2 is reeds in de probleemverkenning aangegeven dat het waddeneffect van grote invloed is op de uitkomsten van de statistische studie met betrekking tot de stations in de Westelijke Waddenzee. Het betreft hier het fenomeen dat de waterstanden in de Waddenzee hoger zijn dan daarbuiten. De kennis van dit fenomeen is echter onvoldoende om op voorhand de fysische waarde van de uitkomsten van de twee statistische onderzoeken vast te stellen. Het vermoeden bestaat dat er variaties in het waddeneffect optreden bij toenemende waterstanden. Hierdoor zullen extrapolaties van de waarnemingen (gebaseerd op de effecten tot en met de normale stormen) een ander beeld op kunnen leveren dan wanneer de extreme stormen worden gesimuleerd.

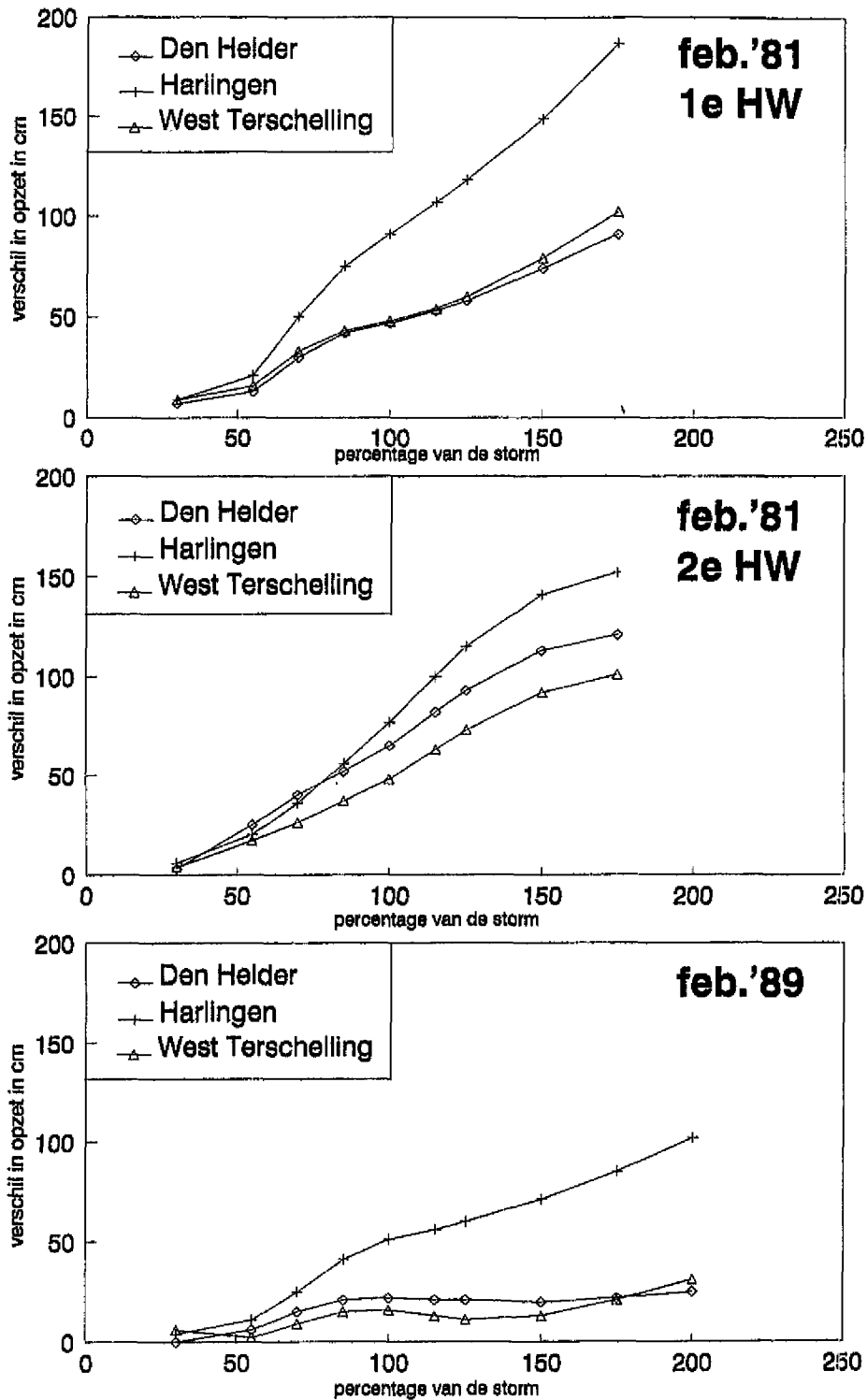
Om die variatie te onderzoeken zijn met het CSM-model twee stormen doorgerekend met wind in het bereik dat zowel de waarnemingen alsmede de tot nog toe niet opgetreden extremen bestrijkt. Hierbij zijn de stormen van november 1981 en februari 1989 in intensiteit gemanipuleerd van windstil tot twee maal de werkelijk stormintensiteit (de '81 storm tot 175%). Uiteraard is bij deze stormen weer het optimale begintijdstip genomen zoals eerder is bepaald. Bij elke gemanipuleerde storm is voor de verschillende stations de meest extreme waterstand bepaald. Voor de '81 storm zijn per station twee extremen bepaald die samenvallen met twee opeenvolgende hoogwaters omdat beide extremen bijna even belangrijk zijn.

In figuur 8.1 zijn de resultaten te zien van deze exercitie. In deze figuur zijn de opzetten ten opzichte van Hoek van Holland weergegeven voor de stations Den Helder, West Terschelling en Harlingen. De opzet in de Waddenzee (station Harlingen) stijgt bij toenemende wind sneller dan in de twee stations aan de rand van de Waddenzee en veel sneller dan bij Hoek van Holland (het waddeneffect). Volgens het beeld dat het hernieuwde statistische onderzoek geeft zal het verschil in opzet (het waddeneffect) tussen de Waddenzee en Hoek van Holland kleiner worden naarmate de storm in kracht toeneemt. Bij zeer extreme stormen zal het opzetverschil negatief worden (met andere woorden onder de x-as in figuur 8.1). Dit beeld blijkt niet te worden bevestigd door de uitkomsten van de fysische modelberekeningen. Uit de figuur blijkt dat er enig variatie in het waddeneffect aanwezig is doch de overall trend is dat van een toenemende opzetverschil met Hoek van Holland.

Tevens is in deze figuur dezelfde trend waar te nemen tussen de opzetverschillen voor het eerste hoogwater van de '81 storm en die van de '89 storm. Tot ongeveer 70% storm neemt het opzetverschil sterk toe. Vervolgens zwakt deze toename af in het bereik tot 100% van de stormintensiteit. Uitgaande van dit verloop ontstaat er het misleidend beeld dat de fysica richting een afname van het opzetverschil tendert bij een toenemende stormintensiteit. Wordt dit beeld vertaald in frequentielijnen, dan zal de statistiek op basis van de tot nog toe waargenomen waterstanden bij extrapolatie lagere uitkomsten voor het 10^{-4} kwantiel geven. Zoals echter uit de twee figuren blijkt zal de afname van het waddeneffect echter niet doorzetten; het opzetverschil met Hoek van Holland neemt in het extremer bereik gestaag toe.

Figuur 8.1

Opzetverschillen tussen Hoek van Holland en de drie Waddenstations bij toenemende stormintensiteit voor de '81 en de '89 storm, berekend met het CSM model.



Als reden voor een mogelijke afname van het waddeneffect is genoemd dat de zeegaten een te kleine capaciteit hebben om de extra hoeveelheid water in de Waddenzee te krijgen. De grotere hoeveelheid water, nodig voor de opzet, is inderdaad niet in verhouding tot de toename van de doorsnede van het zeegat bij die hogere waterstand. Indien de opzet plaats zou vinden bij één vloed (in 6 uur tijd) moet er zeer veel water door de zeegaten naar binnen stromen in korte tijd. De duur van een storm zal echter langer zijn en daarmee de toename van de stroom snelheden beperkter, bijvoorbeeld omdat de eb stroom achterwege blijft. Indien de capaciteit een beperkende factor is zal deze bij een langer durende storm minimaal worden. Uit het modelonderzoek bleek dat er bij toename van stormduur van 100 naar 125 en 150% bijna geen extra opzetten teweeg gebracht werden. Hieruit kan geconcludeerd worden dat de capaciteit voldoende is. De waterstandsvelden die met het model verkregen zijn gaven geen noemenswaardige invloeden van de zeegaten weer. Het enige effect dat optrad was aan de binnenzijde van de eilanden Vlieland en Terschelling tijdens de groei van de opzet. Hier bleven de waterstanden enigszins in de tijd achter. Bij het beeld van de maximaal bereikte waterstanden is dit effect echter niet waar te nemen, de waterstand is als het ware weer bijgetrokken en de Waddenzee bak is gevuld.

9 Conclusies uit het modelonderzoek

gebruikte fysische modellen

Uit modelsimulaties van een aantal bekende stormen blijkt dat de fysische modellen in staat zijn de fysica van de waterbeweging in de Noordzee en de Waddenzee voldoende nauwkeurig weer te geven. De spreiding van de berekende waterstanden bedraagt ca. 2 decimeter. Er wordt aangenomen dat deze modellen ook geldig zijn voor de beschrijving van de waterstanden onder zeer extreme meteorologische condities.

Voor de beschrijving van de effecten van wind over water is de dragformulering een belangrijke parameter. Voor deze parameter zijn verschillende keuzes mogelijk die ieder een andere waterstand opleveren. Deze verandering is voor alle stations van gelijke grootte zodat voor het beschrijven van de verbanden tussen de waterstanden bij verschillende stations de keuze van de dragformulering geen wezenlijke invloed heeft op de resultaten. Wel maakt het uit voor de windsnelheden die moeten worden ingevoerd.

geselecteerde stormen

Bestaande stormen zijn gemanipuleerd tot superstormen door intensiteit te vergroten en duur te verlengen. Hieruit blijkt dat niet zozeer de duur maar de intensiteit van de storm de belangrijkste maatstaf voor de opzetten is. Er ontstaat een set stormen waarmee maximale waterstanden zijn gegenereerd die variëren van de hoogst waargenomen standen tot standen die het basispeil overtreffen.

waterstanden in de Westelijke Waddenzee onder zeer extreme meteorologische condities

Uit het modelonderzoek blijkt dat onder zeer extreme meteorologische condities de waterstand in Westelijke Waddenzee het peil daarbuiten volgt. De zeegaten bezitten de capaciteit om de Waddenzee voldoende snel te vullen. Interne opzet vindt plaats in de Westelijke Waddenzee. Mede hierdoor kan een groot waterstandsverschil ontstaan tussen de binnenrand (langs de Friese en Groningse kust) en de buitenrand (langs de eilanden). De beperkingen in de modellering van de retourstroom kan mogelijk tot gevolg hebben dat dit waterstandsverschil is overschat. De verwachting luidt echter dat dit effect van marginale betekenis is.

betrekkingslijnen

De betrekkingslijnen zijn middels lineaire regressie samengesteld op basis van de berekende waterstanden. De spreiding van de punten om de zo gevonden rechte lijn is klein: er wordt verondersteld dat de betrekkingen dus een rechtlijnig verloop hebben. Aangezien de frequentielijn van Hoek van Holland volgens de hernieuwde statistische studie

ook een rechtlijnig verloop heeft, worden de frequentielijnen van de andere beschouwde stations eveneens rechtlijnig. Het in de hernieuwde statistische studie gevonden kromlijnig karakter van de frequentielijnen van de stations langs de Westelijke Waddenzee wordt dus niet bevestigd door de fysische modelberekeningen.

De verkregen betrekkinglijnen zijn gebaseerd op waterstanden welke zijn gegenereerd door drie geselecteerde, reeds opgetreden stormen te manipuleren. Het blijkt echter dat indien een vierde storm, die een buitengewone verdeling van de waterstanden langs de Nederlandse kust gaf, in de beschouwing wordt meegenomen, de betrekkinglijn zich wijzigt. Deze storm was weliswaar exceptioneel van karakter doch geeft aan dat het verloop van de betrekkinglijn afhankelijk kan zijn van de keuze van de stormen.

geometrische verschuivingen

Het verschuiven van depressiebanen leidt tot een grote spreiding in de relatie tussen opzetten en waterstanden in twee stations. Dit duidt erop dat deze wijze van manipulatie tot een grotere spreiding in de waterstandrelatie leidt dan de eerder uitgevoerde manipulaties van de aanvangstijd en intensiteit van een storm.

De verschuiving van het windveld van 1953 boven de Ardennen richting de Nederlandse kust (west, noordwest en noord) leidt tot hogere opzetten dan verschuivingen in zuidoostelijke en oostelijke richting. Hieruit kan worden geconcludeerd dat lokale windsnelheden boven de Nederlandse kust een sterke bijdrage hebben in de opzetten langs de Nederlandse kust welke op de Noordzee zijn opgewekt. Dit wordt bevestigd door de storm uit 1983 die lokaal boven de Nederlandse kust een extreem veld bevat welke maatgevend is. Omdat er maar een beperkt aantal sommen met de '83-verschuiving uitgevoerd zijn en omdat er nog beperkingen zijn aan het omzetten van drukvelden naar windvelden worden de resultaten als minder maatgevend beschouwd. Als eindwaarden worden daarom alleen de '53-verschuivingen zonder het Ardennen effect in beschouwing genomen.

De onderlinge verhoudingen van de hoogst verkregen opzetten in de verschillende stations zijn per storm verschillend. Evenals bij de vorige serie manipulaties (met stormintensiteit) geeft ook bij deze manipulatie de storm van 1983 hogere uitkomsten dan de storm van 1953. Uitgaande van het basispeil in Hoek van Holland, gemiddeld hoogwater en de gevonden relaties in opzetten en waterstanden, zijn voor Den Helder en West-Terschelling de schattingen voor het basispeil lager dan de vigerende basispeilen.

afgeleide 10^{-4} kwantielen

Uit de betrekkinglijnen kunnen de 10^{-4} kwantielen voor de beschouwde stations worden geschat; hierbij wordt ervan uitgegaan dat het basispeil in Hoek van Holland NAP + 5m bedraagt. De 10^{-4} kwantielen zijn in de onderstaande tabel opgenomen. Ook staan hierin de 10^{-4} kwantielen zoals uit de geometrische verschuiving van de '53 storm zijn verkregen. Voor de vergelijking staan in de laatste kolom de nu vigerende waarden (vastgesteld door de Deltacommissie) voor de betreffende basispeilen.

Tabel 8.1

Hoogte van het 10^{-4} kwantiel zoals berekend met het model en de huidige basis peilen

station	10^{-4} kwantiel betrekkingslijn [m]	10^{-4} kwantiel schuiven '53 [m]	nu vigerende basispeil [m]
Vlissingen	5.55	5.50	5.65
Hoek van Holland	5.00 (def.)	5.00 (def.)	5.00
Ijmuiden	5.02	4.69	5.15
Petten	4.99	-	-
Den Helder	4.88	3.96	5.05
W Terschelling	4.96	4.09	5.30
Harlingen	5.69	5.17	5.80
Huibertgat	5.17	4.61	-
Delfzijl	6.65	5.88	6.40

Het is echter niet raadzaam aanbevelingen over de 10^{-4} kwantielen enkel te baseren op deze schattingen. Daarvoor zijn teveel onzekerheden en aanname's in de uitkomsten opgesloten zoals:

- de modelonnauwkeurigheden als gevolg van de beperkte resolutie van de rekenroosters en beperkte modellering van fysische processen.
- de afhankelijkheid van de betrekkingen voor de keuze van de stormen met betrekking tot de positie van hun zwaartepunt langs de Nederlandse kust.
- de onzekerheden ten aanzien van het realiteitsgehalte van de gegenereerde wind- en drukvelden van zeer extreme stormen.
- Het bepalen van de effecten van de geometrische verschuivingen zijn met een grof model verricht en zonder getij.

Bijlage: Overwegingen en aanbevelingen van het KNMI

Door: drs. B. Zwart

Datum: april 1993

1 Probleemstelling

Door de Dienst Getijdewateren van de Rijkswaterstaat is advies gevraagd over de meteorologische aspecten die samenhangen met het creëren van extreem hoge stormvloedstanden langs de kust en in de westelijke Waddenzee. deze moeten, wat zwaarte betreft, vergelijkbaar zijn met basispeilomstandigheden in Hoek van Holland.

2 Enkele meteorologische opmerkingen

Het creëren van superstormen door het uitvoeren van genoemde opschalingen kan meteorologisch gezien op bezwaren stuiten. De verschijnselen, die zich aan het aardoppervlak (i.c. zee-oppervlak) voordoen zijn namelijk onverbrekkelijk verbonden met processen in de hogere luchtlagen. Het beeld van de luchtdrukverdeling, die men kunstmatig tot stand brengt, kan bij de heersende algemene circulatie volstrekt onmogelijk zijn. Daarbij is het vermenigvuldigen van de wind met een factor 1,75 niet realistisch. Men komt dan op gemiddelde windsnelheden van meer dan 180 km/h of meer dan 50 m/s. Dit zijn gemiddelde windsnelheden, die uitsluitend bij tropische cyclonen worden aangenomen. Bij vermenigvuldiging met een factor 1,25 of 1,50 komt men tot realistische waarden van 130 tot 155 km/h. De temperatuur van het oppervlaktewater van de Noordzee en de Atlantische Oceaan nabij het Europese continent is (veel) te laag voor tropische cyclonen om zich daar te vormen of te handhaven, gesteld dat zij de oversteek over de Atlantische Oceaan hebben overleefd. Zware stormen in onze streken zijn uitsluitend gekoppeld aan depressies, die niet speciaal extreem diep hoeven te zijn, maar die wel sectoren moeten vertonen met een extreem steil luchtdrukveld.

3 Verplaatsing van opgetreden stormen

Om het in de aanvang gestelde doel - het creëren van hoge weerstanden langs de kust en in de westelijke Waddenzee t.o.v. Hoek van Holland - te bereiken, kan daarom beter gebruik worden gemaakt van optreden meteorologische situaties. In het verleden voorgekomen depressies met stormvelden van hoge intensiteit kunnen zodanig worden verschoven dat de nieuwe situatie volgens meteorologisch inzicht tot hoge waterstanden in de westelijke Waddenzee zou moeten leiden. Bij deze handelwijze wordt er niet geknoeid aan de dynamische en fysische opbouw van de atmosfeer binnen het depressiesysteem. Het is namelijk niet denkbaar, waarom een bepaald stromingspatroon niet elders in de atmosfeer zou kunnen ontstaan, waar het gaat om verschuivingen van slechts enkele honderden kilometers.

Verschuivingen over duizenden kilometers, speciaal wanneer die plaats vinden in de noord-zuid richting en omgekeerd, zijn niet toegestaan omdat er dan totaal andere klimaatzone's bij worden betrokken. Ook configuraties, waarbij lijvormen en stuwruggen voorkomen, mogen niet worden gekozen omdat die aan de topografie zijn gekoppeld.

Zeer zware stormen komen voor in gebieden, waar de isobaren dicht opeen liggen. Deze situatie kan zich voordoen zowel in de warme sector van een depressie als in de trog. Trogstormen en warme sectorstormen zijn beruchte verschijnselen. Met name in de trog kan een storm zeer zwaar worden door de onstabiele opbouw van de atmosfeer. Troggen ontstaan onder invloed van processen in de bovenlucht (advectie van koude) en onafhankelijk van de geografie. Troggen kunnen dus zonder ernstige bezwaren met de depressieken worden verplaatst en eventueel gedraaid. De trog mag echter niet versterkt zijn door een lijvoren, zoals bij een Skagerak- en Genuadepressie.

4 Manipulatie met de stormvloeddepressie van 1 februari 1953

Bij de stormdepressie van 1 februari 1953 ontstond op een bepaald moment een trog nabij de Shetland eilanden (pal tegen westen van de depressiekern). De trog verplaatste zich over de westelijke Noordzee zuidwaarts om daarna rond het depressiecentrum om te zwaaien zodat het maximale windveld op de Zuidhollandse kust werd gericht waar toen de hoogste opzetten werden gemeten. Het advies was: verschuif de baan van het depressiecentrum zó, dat dit maximale windsnelheid (met richting 270 à 280 gr) gericht wordt op de zuidelijke Waddenzee. Dit kwam neer op een noordwaartse verschuiving van de depressiebaan met maximaal enkele honderden kilometers. Dan kwam de sterkste wind (uit de richting 280 graden) juist op de zuidelijke Waddenzee te staan. Tevens zijn de resultaten van zuidwaartse en oostwaartse verschuivingen berekend.

Door de maximale effecten van deze eenzijdige verschuiving te combineren leek een absoluut maximaal effect te kunnen worden bereikt. De resultaten van de berekening weken nogal af van het gegeven advies. We kunnen dit als volgt verklaren. Er werd bij de berekeningen gebruik gemaakt van een windveld afgeleid uit een drukveld verkregen van de Engelse meteorologische dienst. Dit drukveld bevatte naast een steil gedeelte bij Schotland (de trog) een ander steil veld boven Zuid-Limburg en de Ardennen. Dit steile veld werd hoogstwaarschijnlijk veroorzaakt door het ontstaan van een stuwrug voor de hoogste delen van de Ardennen en de Eifel. Door de depressiekern naar het noordwesten te verschuiven, werd dit steile veld op de Hollandse kust gericht en werden extreem hoge waterstanden gecreëerd. Een dergelijke handelswijze is echter niet geoorloofd (stuwruggen mogen niet verplaatst worden), de met deze manipulatie verkregen waarden moesten worden verworpen. Een (zuid)oostverschuiving was noodzakelijk om de sterke winden bij Schotland voor de Nederlandse kust te krijgen. De sterke winden langs de Schotse oostkust (119 tot 129 km/h of 33 tot 36 m/s uit richtingen 340 tot 360 graden) lagen nu in de volle breedte over de Zuidelijke Noordzee. De met dit experiment verkregen waterstanden zijn door deze in

meteorologisch opzicht toegestane verschuivingen reëel. Door de wind met een factor 1,25 te vermenigvuldigen worden dan gemiddelde windsnelheden bereikt (148 tot 162 km/h of 41 tot 45 m/s). Rijkvoort en Wierenga (1983) berekenden op metingen uit het tijdvak 1962-1976 voor de lokaties op de lichtscheperen Goeree en Texel een terugkeerperiode van 1000 jaar voor een uurgemiddelde van de potentiële wind van omstreeks 145 km/h of 40 m/s. Iets hogere windsnelheden boven het Noordzeegebied voor de Nederlandse kust zijn in de toekomst dus geenszins ondenkbaar.

5 Invloed broeikas effect

Wat betreft het ontstaan als gevolg van een versterkt broeikas effect spreken klimaatmodellen elkaar tegen. Depressies zouden in aantal kunnen toenemen, maar niet in intensiteit veranderen, maar ook zouden veel diepere depressies kunnen ontstaan. Het laatste hoeft echter niet te betekenen dat stormen dan ook heviger worden. Bij klimaatverandering is een baanverschuiving waarschijnlijk. Een noordwaartse baanverschuiving zou voor onze kust een vermindering van het aantal zware stormen betekenen, een zuidwaartse verschuiving een toeneming.

Literatuurlijst

- lit. 1 Deltacommissie: Eidverslag en interimadviezen. RDC, december 1960.
- lit. 2 Stormvloedwaarschuwingsdienst Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren,; stormvloedrapporten SR53, SR57 en SR61
- lit. 3 Verboom, G.K., Dijk, R.P. van, en Ronde, J.G. de: Een model van het Europese Continentale Plat voor windopzet en waterkwaliteitsberekeningen. Delft, Delft Hydraulics and Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, report Z96-00/GWA-O-87.021, 1987
- lit. 4 Plieger, R, Soerdjballi, M: Het ZNWK-BOL model - bolcoördinatenversie van het ZUNOWAK-model. Notitie Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, GWAO-90.10093
- lit. 5 Robaczewska, K.B., Dijk, R.P. van, Plieger, R, Soerdjballi, M: Een model van de Nederlandse Waddenzee voor berekening van waterbeweging en waterkwaliteit. Rapport Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, GWAO-91.010.
- lit. 6 Bijlsma, A.C.: Generation and dissipation of storm surges in the North Sea, with applications to the major storm surges of 1953 and 1983. Delft Hydraulics, Rapport Z96.01, march 1988
- lit. 7 Philippart, M.E.: Dragformulering in het CSM-16 model bij stormberekening. Werkdocument Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, GWAO-92.120x
- lit. 8 Boogaard, H.F.P. van den: De kalibratie van de Cd-koëfficiënt in ZUNOWAK. Delft Hydraulics, Rapport Z530, april 1992
- lit. 9 Smith, S.D. and Banke, E.G.: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Quart. J.R. met. Soc., 101 (1975), pp 665-673
- lit. 10 Dilling, D., Haan, L. de, Helmers, R., Konnen, G.P., Malde, J. van: De basispeilen langs de Nederlandse kust Fysisch onderzoek. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, DGW-93.023

Grafische verzorging:
Meetkundige Dienst
Afdeling Grafische Technieken