

Integrale analyse morfologische effecten van bodemdaling door gaswinning Ameland-Oost



Integrale analyse morfologische effecten bodemdaling door gaswinning Ameland-Oost

Auteur(s)

Marlies van der Lugt
Jelmer Cleveringa
Zheng Bing Wang

Partners

ARCADIS Nederland B.V., 'S-HERTOGENBOSCH

Integrale analyse morfologische effecten bodemdaling door gaswinning Ameland-Oost

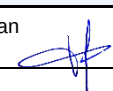
Opdrachtgever	Nederlandse Aardolie Maatschappij B.V.
Contactpersoon	Erwin Bruineveld
Referenties	
Trefwoorden	Waddenzee, bodemdaling, morfologie, monitoring

Documentgegevens

Versie	0.2
Datum	09-12-2020
Projectnummer	11203910-002
Document ID	11203910-002-ZKS-0006
Pagina's	88
Status	definitief

Auteur(s)

	Marlies van der Lugt	
	Jelmer Cleveringa	
	Zheng Bing Wang	

Doc. Versie	Auteur	Controle	Akkoord	Publicatie
0.1	Marlies van der Lugt 	Peter Herman 	Toon Segeren	
	Jelmer Cleveringa			
	Zheng Bing Wang			
0.2	Marlies van der Lugt 	Peter Herman 	Toon Segeren 	

Samenvatting

De voorliggende rapportage beschouwt het conceptuele model over de werking van het morfologische systeem rond Ameland-Oost. Het is tot stand gekomen op verzoek van de Begeleidingscommissie “Monitoring Bodemdaling Ameland” naar aanleiding van de integrale monitoringsrapportage van 2017 (NAM e.a. 2017). Deze studie geeft een overzicht van de fysische principes die gelden voor het hele morfologische systeem rond de gaswinningslocatie Ameland-Oost en de samenhang tussen de ontwikkelingen van het morfologische systeem.

Het doel van de rapportage is het inzichtelijk maken van verbanden tussen effecten van gaswinning op morfologie tussen de deelgebieden van het systeem zoals de Noordzeekust, het zeegatsysteem, de wadplaten en de kwelders. De directe en mogelijke indirecte effecten van bodemdaling op de morfologische ontwikkeling van het integrale systeem en zijn deelgebieden zijn uiteengezet in dit rapport. Daarnaast zijn monitoringsgegevens vanaf de start van de monitoring in 1989 tot en met 2019 samengevat en wordt er besproken in hoeverre de metingen aansluiten bij het systeembegrip.

Deze integrale beschouwing is de basis voor de evaluatie van het monitoringsprogramma gaswinning Ameland-Oost. Hieruit wordt geconcludeerd dat de omvang en uitvoering van het monitoringsprogramma grotendeels voldoende is. Door gebruik te maken van de gegevens uit het monitoringsprogramma “Bodemdaling door gaswinning onder de Waddenzee” en van de monitoringsactiviteiten van Rijkswaterstaat ontstaat er een goed beeld van de effecten van gaswinning op de morfologische processen in het gebied.

De voornaamste aanbeveling is om het monitoringsprogramma aan te vullen met de gegevens van aandrijvende processen voor morfologische ontwikkelingen die nog ontbreken in het programma. Door wind- en golfgegevens te verzamelen en te rapporteren binnen de monitoringscyclus kan beter geduid worden of mogelijke variaties in de deelgebieden gerelateerd kunnen worden aan de natuurlijke dynamiek of het effect zijn van gaswinning.

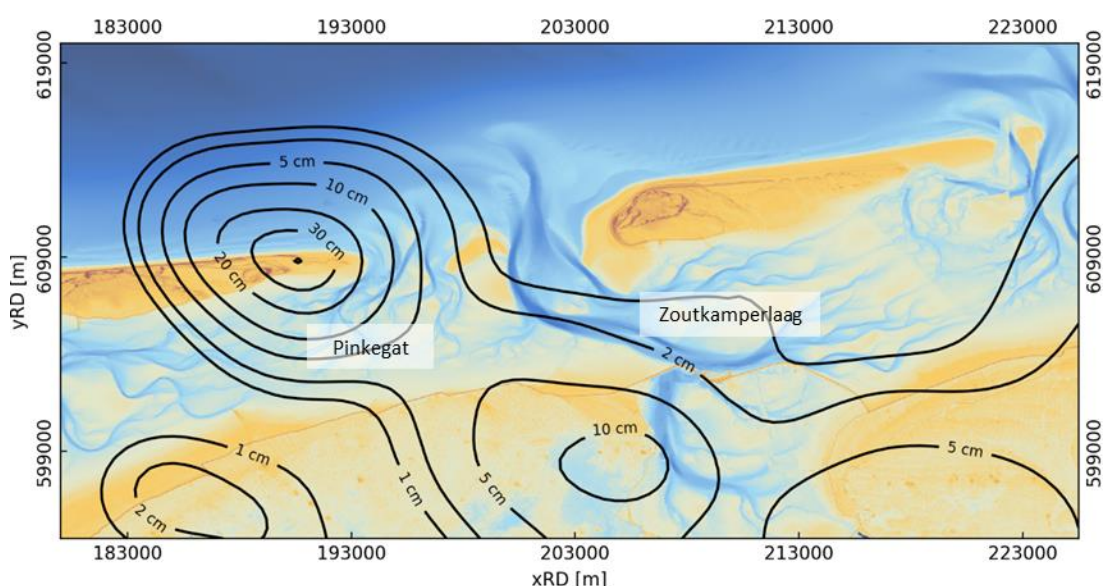
Inhoud

Samenvatting		4
1	Inleiding	6
1.1	Achtergrond	6
1.2	Doelstelling	6
1.3	Aanpak	7
1.4	Leeswijzer	8
2	Principes van het conceptuele model	9
2.1	Het morfologisch systeem	9
2.2	Onderliggende principes morfologische ontwikkelingen	10
2.3	Aandrijvers van morfologische ontwikkeling	12
2.4	Intern gegeneerde dynamiek	16
3	Processen van sedimentuitwisseling	19
3.1	Import-export vloedkommen	19
3.2	Plaat-geul interactie	20
3.3	De ruimtelijke verdeling van zand en slib	21
3.4	De uitwisseling van zand tussen de kust en de duinen	24
3.5	Transport van zand via de duinen en strandvlakte naar de kwelders	25
3.6	Sedimentatie op de kwelder	26
4	Doorwerking op elementen in het zeegatsysteem	28
4.1	De buitendelta	28
4.2	Wadplaten in de vloedkom	31
4.3	Geulconfiguratie	38
4.4	Begrenzing van het bekken	42
4.5	Kustlijn en suppletiebeleid	43
5	Doorwerking op het eilandsysteem	48
5.1	Duinen en strand	49
5.2	De eiland-oostpunt	55
5.3	Neerlands Reidt	58
5.4	De Hon	65
5.5	Kwelderrand	68
6	Evaluatie monitoring en conceptuele model	74
7	Conclusies en aanbevelingen	77
8	Referenties	80

1 Inleiding

1.1 Achtergrond

Gaswinning op Ameland-Oost is gestart in 1986. De gaswinning leidt tot daling van de ondergrond in de vorm van een kom onder het Waddeneiland Ameland, de Noordzee en de Waddenzee, zie Figuur 1.1. De diepe bodemdaling door de gaswinning op Ameland-oost ligt voornamelijk ten zuiden van het eiland Ameland, de Noordzee direct ten noorden van Ameland en het Waddenzeebekken Pinkegat. In mindere mate vindt er ook daling van de diepe ondergrond plaats onder de westzijde van de vloedkom Zoutkamperlaag. Er is bij aanvang van de winning een voorspelling gemaakt van de mogelijke effecten van de bodemdaling (Eysink e.a., 1987), waarna eind 1988 is begonnen met de monitoring. Monitoringsrapportages zijn gepubliceerd in 1995 (Eysink e.a., 1995), 2000 (Eysink e.a., 2000), 2005 (NAM e.a., 2005), 2011 (NAM e.a., 2005) en 2017 (NAM e.a. 2017) en beschrijven de effecten over een periode van respectievelijk 8 jaar, 13 jaar, 18 jaar, 24 jaar en 30 jaar na het begin van de gaswinning.



Figuur 1.1 Totale daling van de diepe bodem in cm van start winning in 1987 tot 2019 door gaswinning Ameland oost en andere gasvelden nabij de Waddenzee, volgens het gekalibreerde geomechanisch model van NAM.

Na de laatste rapportage (NAM e.a., 2017) constateerde de Begeleidingscommissie Monitoring Bodemdaling Ameland dat een geïntegreerd beeld van de hydromorfologische situatie op en rond Oost-Ameland ontbreekt. De commissie is op zoek naar een antwoord op de vraag hoe dit gebied zich ontwikkelt en ontwikkeld heeft en welke processen daar sturend in zijn. Op deze wijze kan de bijdrage van de bodemdaling op de ontwikkeling van het morfologisch systeem worden begrepen en is nog beter te voorspellen hoe toekomstige ontwikkelingen zullen verlopen. Hierbij denkt de commissie op verschillende schaalniveaus, van het hele sedimentdelende systeem rondom Ameland tot de verschillende morfologische elementen daarbinnen: de stranden, duinen, eilandstaart en kwelders.

1.2 Doelstelling

Het doel van deze studie is het ontwikkelen van een integraal beeld over de morfologische ontwikkelingen rondom het Waddeneiland Ameland en de rol die bodemdaling daarin speelt. De doorvertaling naar de ecologische waarden is geen onderdeel van dit rapport. Op basis van

het integrale beeld over de morfologische ontwikkelingen worden vervolgens aanbevelingen worden gedaan voor het monitoringsprogramma.

1.3 Aanpak

Om tot een integraal beeld van de morfologische ontwikkelingen rond Ameland te komen, is een projectplan gedefinieerd in twee fasen.

In de eerste fase van het project zijn twee workshops gehouden om denkmodellen te verzamelen over de werking van het sedimentdelende systeem rond Ameland. Eén workshop focuste op het zeegatsysteem, de ander op het kweldersysteem. Bij de workshops waren onderzoekers aanwezig die in het kader van monitoring gaswinning Ameland-Oost reeds gegevens aanleveren of analyseren voor NAM, of voor andere opdrachtgevers onderzoek doen naar het morfologische systeem van Ameland. Bij de morfologieworkshop waren aanwezig: Ad van der Spek, Albert Oost, Edwin Elias en Tommer Vermaas. Bij de kwelderworkshop waren dit: Bruno Ens, Chris Bakker, Jaap de Vlas, Johan Krol, Loek Kuiters en Marinka van Puijenbroek. Daarnaast zijn de monitoringsgegevens, voor het laatst gezamenlijk gepresenteerd in de monitoringsrapportage 2017 waar mogelijk aangevuld met observaties tot en met 2019. Dit is deels gedaan door deze informatie bij de betreffende onderzoekers op te vragen (met name op de kwelderonderwerpen en de wadplaten), en deels door analyses binnen deze opdracht compleet te maken tot en met 2019.

In de tweede fase van het project zijn de verzamelde denkmodellen geaggregeerd tot conceptuele modellen van het sedimentdelende systeem van vloedkom, buitendelta en kust en van de kleinere morfologische elementen strand en duinen, de oostpunt en de kwelders. Het betreft denkmodellen, gebaseerd op een aantal fundamentele principes: massabalans, evenwichtscondities, een opbouw van het systeem van grote schaal naar kleine schaal. Forceringen die op de decennia tijdschaal effect hebben op het grootschalige systeem, zoals zeespiegelstijging en bodemdaling, zorgen voor extern gegeneerde dynamiek. Daarnaast is er intern gegeneerde dynamiek, zoals de verplaatsing van brekerbanken op de vooroever, die niet noodzakelijkerwijs door externe forcering zoals bodemdaling wordt opgewekt, maar die wel in de monitoring wordt vastgelegd en daarom belangrijk is om te kennen. We bespreken een aantal principes die ten grondslag liggen aan deze interne dynamiek, die vaak resulteren in sedimentuitwisseling binnen en tussen deelgebieden. Gezamenlijk noemen we deze principes voor werking en de processen die de uitwisseling van sediment tussen elementen beschrijven het conceptuele model.

Met de handvatten die dit conceptuele model biedt, worden alle elementen (deelgebieden die gebruikelijk in de monitoring los van elkaar worden beschouwd) langsgelopen. Voor elk element wordt de interactie van het conceptuele model met bodemdaling besproken. Voor ieder element is het belangrijk na te gaan:

- Brengt bodemdaling een respons van het systeem op gang? Is de terugkoppeling positief (versterkend) of negatief (dempend).
- Kunnen we onderscheid maken tussen een direct effect en een indirect effect door respons op bodemdaling van het systeem?
- Zijn er andere forceringen die het effect van bodemdaling versterken zoals bijvoorbeeld zeespiegelstijging?

Bij elk element bespreken we de belangrijkste observaties tot en met 2019. Aan de hand van de observaties kunnen we aangeven of deze het conceptuele model ondersteunen. Verder bekijken we of er aanvullingen op het monitoringsprogramma aan te bevelen zijn. Ook is het mogelijk dat de monitoring uitstekend is, maar dat er nog kennisleemtes in de wetenschappelijke literatuur te identificeren zijn betreffende de mechanismen onderliggend aan de morfodynamiek.

De evaluaties van het monitoringsprogramma voor elk element individueel vatten we vervolgens samen in een algehele evaluatie van de monitoring, waaruit we aanbevelingen doen over de voortzetting van de monitoring.

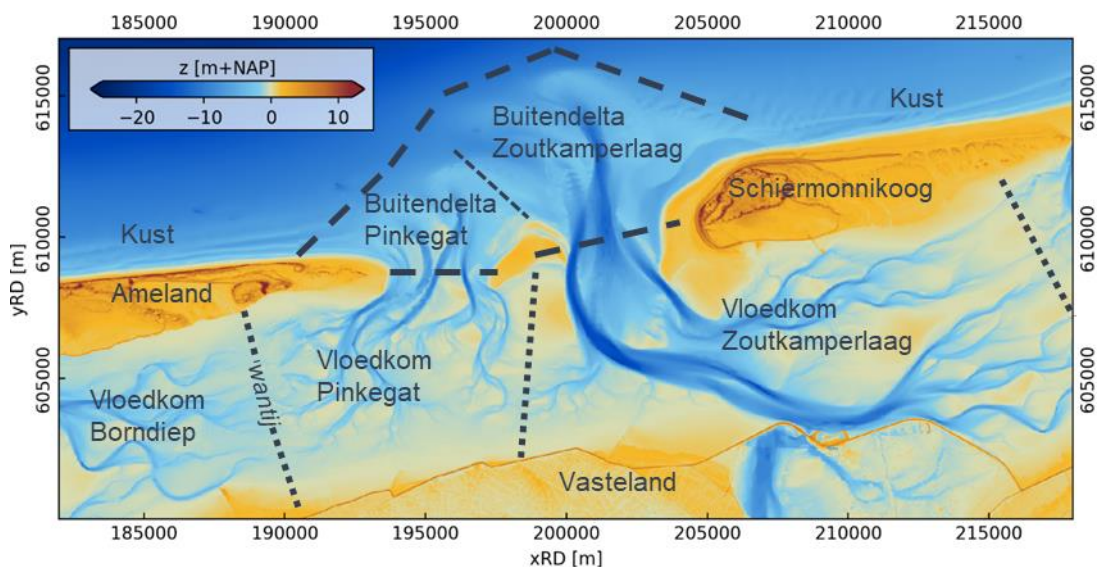
1.4 Leeswijzer

Hoofdstuk 2 bespreekt de principes van het conceptuele model. Hoofdstuk 3 beschrijft de principes en processen van sedimentuitwisseling die voor interne dynamiek binnen het systeem zorgen. Vervolgens werken wij uit welke processen van het conceptuele model van belang zijn voor de individuele elementen van het systeem in de Hoofdstukken 4 en 5. In de uitwerking van het conceptuele model voor de individuele elementen van het systeem en de interactie met bodemdaling maken we onderscheid tussen de elementen behorend bij het zeegatsysteem in Hoofdstuk 4 en die behorend bij het eiland in Hoofdstuk 5. Deze tweedeling is ingegeven door het verschil in schaalgrootte van de elementen en het verschil in de wisselwerking met de andere onderdelen van het sedimentdelende systeem. Voor ieder element behandelen we de uitwerking van het conceptuele model, de interactie van het element met de bodemdaling, de geconstateerde ontwikkelingen uit de monitoring, en sluiten we af met een discussie of de observaties aansluiten bij het begrip dat voortkomt uit het conceptuele model. De discussie over aansluiting van observaties bij het conceptuele model wordt samengevat in Hoofdstuk 6, waarmee we aanbevelingen geven over de voortzetting van de monitoring. Hoofdstuk 7 vat de conclusies samen over de aansluiting van het monitoringsprogramma bij het conceptuele model en besluit met aanbevelingen.

2 Principes van het conceptuele model

2.1 Het morfologisch systeem

Voor het opstellen van een conceptuele model van het morfologisch systeem rond Ameland-Oost is het belangrijk om vast te stellen wat het morfologisch systeem is. De ruimtelijke afbakening moet overeenkomen met het bereik van de dalingskom van de diepe ondergrond zodat alle mogelijke effecten van bodemdaling worden meegenomen. De dalingskom strekt zich uit over de vloedkommen van het Friesche Zeegat¹ en over de kwelders en duinen van de oostelijke helft van Ameland (Figuur 1.1). Hierdoor wordt het te beschouwen gebied natuurlijkerwijs gevormd door de Noordzeekust van Ameland, de buitendelta gelegen tussen de eilanden, de twee vloedkommen (Pinkegat & Zoutkamperlaag) en de oostpunt van Ameland, zie Figuur 2.1.

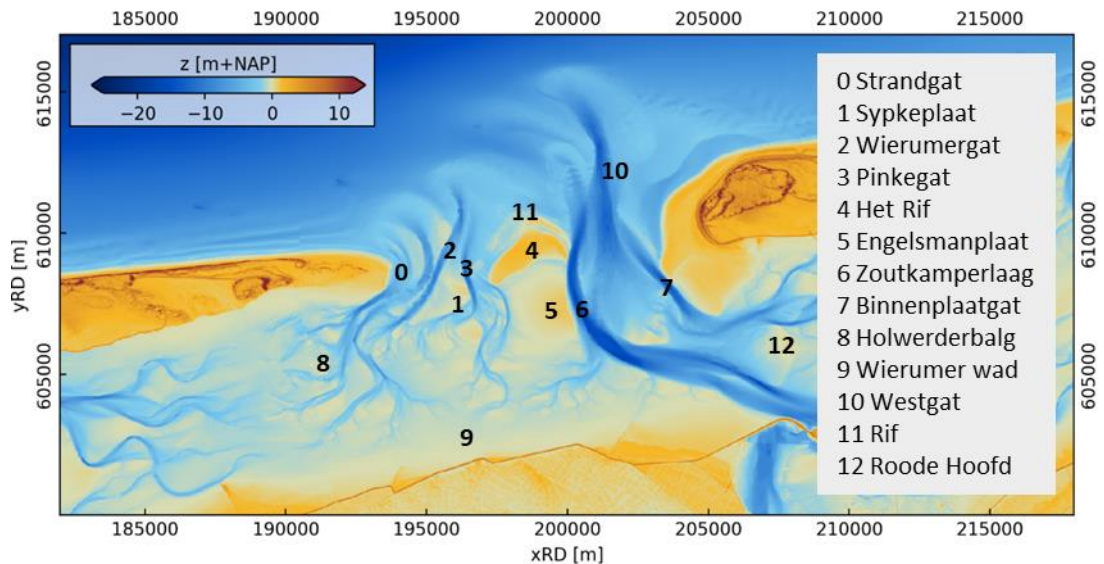


Figuur 2.1 Elementen van het sedimentdelende systeem voor het Friesche Zeegat.

Het bekken van het Friesche Zeegat wordt begrensd door de wantijen achter de eilanden Ameland en Schiermonnikoog. Het wantij achter de Engelsmanplaat verdeelt het bekken in de twee vloedkommen, van Zoutkamperlaag en van Pinkegat. Hoewel de contouren van de dalingskom nog net over het wantij tussen het Borndiep en het Pinkegat reiken, is de daling hier zo minimaal en het gebied klein ten opzichte van de oppervlak van de vloedkom dat we het Borndiep niet verder beschouwen.

Vervolgens zijn binnen het morfologische systeem nog verdere elementen te definiëren: de eilandkwelders, de eilandduinen, individuele platen, plaatcomplexen en geulen in de vloedkommen. Al deze elementen zijn onderhevig aan dezelfde principes. Voordat wordt ingegaan op de individuele elementen van het systeem, zetten we deze principes uiteen.

¹ Friesche Zeegat omvat het Pinkegat en de Zoutkamperlaag.



Figuur 2.2 Benaming van belangrijkste platen geulen en platen van het Friesche Zeegat

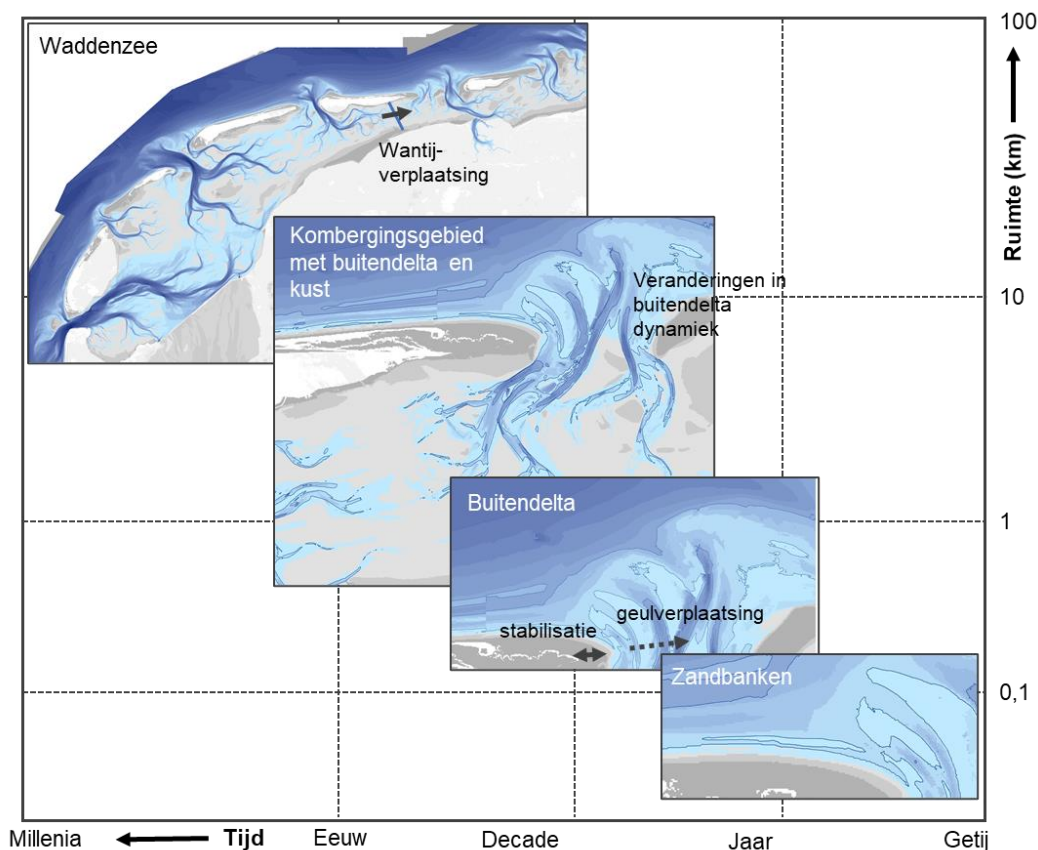
2.2 Onderliggende principes morfologische ontwikkelingen

Massabehoud

In de kern is de ontwikkeling van elk morfologisch systeem gestoeld op het principe van massabehoud. Zonder externe sedimentbron zou sedimentatie op de ene plaats binnen het sedimentdelend systeem direct samengaan met erosie van dezelfde omvang ergens anders. Zonder sedimentbron is het niet mogelijk om een tekort aan sediment van het hele morfologisch systeem te compenseren. Het Friesche Zeegatsysteem is echter een sedimentdelend systeem mét een externe bron van sediment, voortkomend uit de Amelandse eilandkust en de golf-gedreven langsstroming van west naar oost die sediment meevoert. Aan de oostzijde van het systeem vormt de eilandkust van Schiermonnikoog en het langstransport aldaar een verliesterm voor sediment. Hierdoor kan een sedimentbehoefte die gecreëerd wordt door externe factoren, zoals daling van de ondergrond, worden gecompenseerd door het binnenhalen van sediment bij de bron: de eilandkust en het langstransport dat vervolgens wordt herverdeeld binnen het morfologisch systeem (Louters en Gerritsen, 1994; Wang et al, 2018).

Cascademodel

De dynamiek van elementen binnen het sedimentdelende systeem is sterk aan elkaar gekoppeld en wordt beïnvloed door langjarige aandrijvers zoals zeespiegelstijging en bodemdaling, maar ook door korte termijn fluctuaties die worden aangedreven door storm. Om ontwikkelingen van individuele elementen op detailniveau te begrijpen, is het nodig om grootschalige en langjarige invloeden te duiden en een hiërarchie aan te wijzen in de aandrijvende krachten. Dit concept is gevangen in de schaalcascade van de Vriend (1991). De ontwikkelingen op de grote schaal worden gezien als de externe dynamiek, de aandrijvers, van de kleine schaal. Deze extern gegenereerde dynamiek kan resulteren in intern gegenereerde dynamiek op de kleine schaal, maar interne dynamiek kan ook plaatsvinden als variabiliteit binnen de afbakening van het grootschalige systeem. Om te duiden met wat voor soort dynamiek men te maken heeft, is het nodig om de cascade van grote naar kleine schaal helder voor ogen te hebben. Een voorbeeld van het cascademodel is gegeven in Figuur 2.3.



Figuur 2.3 Een schaalcascade voor de dominante processen op de buitendelta van het Zeegat van Ameland (naar Elias et al. 2019).

Sediment delen

Herverdeling van sediment binnen het systeem vindt op twee manieren plaats: dagelijks, met name tussen elementen van het zeegatsysteem (kust, buitendelta, vloedkom) en episodisch, met name voor de eilandelementen (kwelders, duinen). Voor de herverdeling van sediment binnen het zeegatsysteem is het getij de belangrijkste sturende factor. Voor de eilandelementen zijn stormvloed en storm de belangrijkste sturende factoren.

Storm leidt tot waterstandsopzet en verhoogde golfaanval. Sedimenttransport tijdens storm is sterker dan tijdens kalme condities, maar ook van korte duur. Daarnaast vindt er tijdens stormcondities uitwisseling plaats tussen elementen van het systeem die tijdens rustige condities ontkoppeld zijn van elkaar. Denk hierbij bijvoorbeeld aan overstroming van kwelders vanuit het bekken. Hoewel stormcondities zich in de regel niet vooruit laten voorspellen, vertonen langjarige statistieken wel trendmatigheden.

Het getij stroomt tweemaal daags door het zeegat de vloedkommen binnen. Het watervolume dat binnen één getijcyclus de vloedkomt binnenstroomt wordt het getijprisma genoemd. Zand en slib (samen gevangen onder de algemene noemer sediment) in suspensie wordt door het getij meegevoerd met het water waardoor er zeer grote bruto transporten plaats vinden tussen de vloedkommen en de buitendelta op de tijdschaal van een getij. De herverdeling van sediment vindt echter niet plaats door dit bruto transport, maar door het veel kleinere netto transport (voor het netto transport door de zeegaten gebruiken we de termen 'import' en 'export'). De mate van netto transport wordt beïnvloed door subtiele hydrodynamische factoren die op hun beurt weer afhankelijk zijn van de geometrie van de vloedkom. Dit netto transport is het residuele verschil tussen transporten bij eb en vloed wat accumuleert in sedimentatie op de ene plek en erosie op de andere.

Morfologisch evenwicht

Uit een analyse van bodemkaarten van de vloedkommen en de buitendelta's van een veelvoud van getijdebekkens, blijkt dat er relaties bestaan tussen kenmerken van de vloedkom en de buitendelta op geaggregeerde schaal en parameters die de getijbeweging bepalen/beschrijven (onder andere Eysink en Biegel, 1992). Geaggregeerde kenmerken zijn bijvoorbeeld de gemiddelde geuldiepte, verhouding plaat- en geul oppervlak en sedimentvolume van de buitendelta. Laagwater (LW) vormt de scheiding tussen platen en geulen: gebied met bodemligging hoger dan LW behoort tot de platen en lagergelegen behoort tot de geulen. Parameters die de getijbeweging karakteriseren zijn oppervlak van het bekken, getijslag en getijprisma. Deze observaties vormen de grondslag van het concept morfologisch evenwicht. Het uitgangspunt van dit concept is dat een zeegatsysteem dat niet onderhevig is aan externe forcering zoals bodemdaling en zeespiegelstijging, en waarbij de sedimenttoevoer niet beperkt is, voldoet aan de geconstateerde relaties. Externe aandrijvers, zoals bodemdaling, zeespiegelstijging en menselijke ingrepen zoals de afsluiting van de Lauwerszee wijzigen de getijbeweging en/of de morfologische kenmerken van het zeegatsysteem waardoor het evenwicht wordt verstoord. Sedimentuitwisseling door de getijstroming tussen vloedkom, buitendelta en kusten brengt een herverdeling van sediment op gang die er uiteindelijk voor zorgt dat er een nieuw morfologisch evenwicht ontstaat dat voldoet aan de evenwichtsrelaties.

Aanpassingstijdschalen

Hoewel het herverdelen van sediment onmiddellijk aanvangt nadat het zeegat uit zijn evenwicht is gebracht, zit er een vertraging op een volledig herstel van het morfologisch evenwicht. Dit komt bijvoorbeeld doordat de hoeveelheid sediment die er binnen één getijde kan worden herverdeeld, de transportcapaciteit, tussen vloedkom en buitendelta eindig is. Hoe een zeegatsysteem reageert op externe aandrijvers zoals bodemdaling of zeespiegelstijging is dus een balans tussen de snelheid waarmee het systeem uit zijn evenwicht wordt bewogen (in het geval van vloedkommen onder bodemdaling of zeespiegelstijging is dit een sedimentbehoefte), de snelheid van de herverdeling van sediment binnen het systeem (de transportcapaciteit) en de mate van externe sedimentaanvoer.

Het hierboven beschreven concept van morfologisch evenwicht en aanpassingstijdschalen is opgesteld voor het zeegatsysteem, maar dit kan ook worden toegepast op andere elementen van het morfologische systeem, zoals de kust (zie bijvoorbeeld Dean, 1991). Ook voor de eilandelementen zijn de principes van toepassing. Zo is sedimentatie van de kwelder bij uitstek ook een transportcapaciteit-gelimiteerd proces, en is duingroei een proces dat voornamelijk wordt gestuurd door sedimentaanbod. De ontwikkeling van deze elementen is dus te koppelen aan de tijdschalen van aandrijvende forcering.

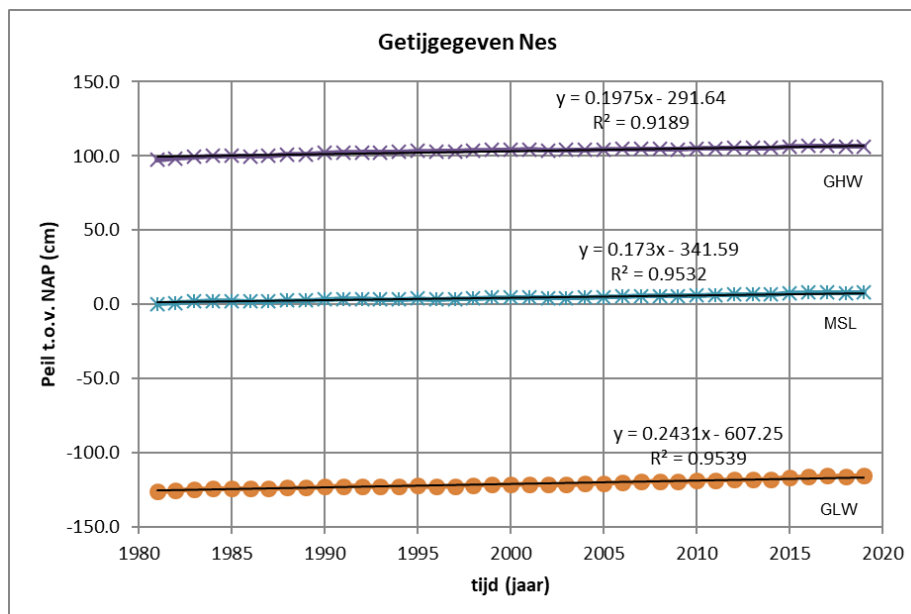
2.3 Aandrijvers van morfologische ontwikkeling

Forceringen die op de decennia-tijdschaal effect hebben op de elementen van het systeem leiden tot extern gegeneerde dynamiek. De belangrijkste aandrijvers zijn zeespiegelstijging, sedimentaanvoer en daling van de diepe bodem. Deze drie aandrijvers worden in deze paragraaf besproken

2.3.1 Zeespiegelstijging

Zeespiegelstijging beïnvloedt morfologie direct doordat inundatieperioden en overstromingskansen van wadplaten en kwelder toenemen. Daarnaast wordt het getijprisma van de vloedkommen groter door zeespiegelstijging, omdat de bodem niet direct aanpast aan deze verandering. Elk element van het morfologisch systeem, zowel grootschalig als individueel, heeft een sedimentbehoefte om mee te groeien met de zeespiegelstijging. Omdat een accurate voorspelling van de ontwikkeling van de zeespiegel op de lange termijn erg moeilijk blijkt te maken, wordt voor delfstofwinning onder de Waddenzee gebruik gemaakt van een beleidsscenario dat 5 jaar vooruitkijkt. Het huidige scenario is herzien in 2016, en gaat tot 2021 uit van een lineaire component van 2.2 mm/jr en een kwadratische component van 0.0076mm/jr²

stijging van de zeespiegel. In 2021 komt het Ministerie van Economische Zaken en Klimaat met een update van het beleidsscenario. In Figuur 2.4 is de ontwikkeling van de zeespiegel bepaald op basis van het 19-jarig gemiddelde van de hoogwaters, laagwaters en gemiddelde waterstanden van KNMI station Nes. Tussen 1986 en 2019, in de periode van de gaswinning, is het gemiddeld zeeniveau zo'n 6 cm toegenomen.



Figuur 2.4 stijging van de zeespiegel bij station Nes, op basis van 19-jarig gemiddelde hoog, laag en gemiddelde waterstanden.

De huidige trend van zeespiegelstijging leidt tot een verstoring van het morfologisch evenwicht. De stijgende zeespiegel leidt tot een kleine maar doorgaande toename van de waterstanden, waaronder de hoog- en de laagwaterstand. Daarmee neemt het getijprisma in het kombergingsgebied toe, waardoor een afwijking ontstaat die het systeem verwijderd van de evenwichtssituatie. Het zeegatsysteem reageert met herverdelen van sediment richting het morfologisch evenwicht, maar het bereiken van een evenwichtssituatie is niet mogelijk omdat de zeespiegelstijging een voortdurende verstoring is. Bij zeespiegelstijging bestaat die reactie uit sedimentimport in Waddenzee. Het sediment voor het bereiken van de evenwichtssituatie wordt geleverd door de buitendelta, de kust en de Noordzee. Deze langjarige doorgaande trend van sedimentatie in de kombergingsgebieden van de Waddenzee, gevoed door sediment uit de kust wordt wel de 'zandhonger' van de Waddenzee genoemd, die resulteert in een 'zandvraag' aan de Noordzeekust.

2.3.2 Externe sedimentaanvoer

De voorwaarde voor sedimentimport van de Waddenzeebekkens is voldoende externe sedimentaanvoer. De bron van sediment voor de Waddenzeebekkens is de kustzone van de Waddeneilanden en het langtransport langs de Noordzeekust. De Waddenzeebekkens ontvangen praktisch geen sediment van rivieren. Import dan wel export door de zeegaten bepalen de morfologische ontwikkelingen op het schaalniveau van de bekkens.

Bij sedimentaanvoer moet een onderscheid tussen zand en slib worden gemaakt. Zand wordt geleverd door de buitendelta en de aanliggende kusten. Beschikbaarheid van zand in de kustzone wordt in Nederland vanwege het rijksbeleid voor de kust op peil gehouden door middel van zandsuppleties. Voor slib is geen sedimentbron binnen het morfologische systeem aanwezig, het legt een veel langere weg af voordat het wordt afgezet in de geulen en platen in de Waddenzee en op de kwelders van het eiland. Slib wordt aangevoerd via het kustlangse transport en is afkomstige van verschillende bronnen in de Noordzee zoals bijvoorbeeld de riviermondingen van de Thames, Rijn en Maas en erosie van de Vlaamse Banken. Vooral nog is er geen aanwijzing

dat het aanbod van slib een beperkende factor kan worden voor de import naar de Waddenzee (Eysink, 1979; Oost et al. 1998).

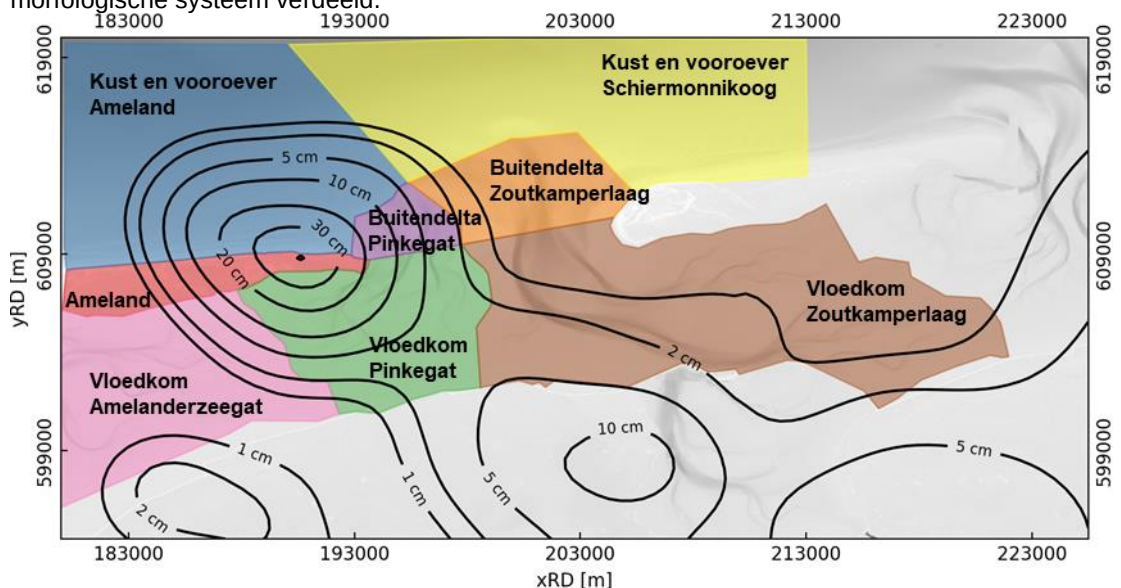
Sedimenttransport naar het bekken vindt plaats door de aanvoer van zand en slib met het water dat vanuit de Noordzee ieder getij het bekken instroomt. Het transport van het sediment vindt plaats over de bodem (bodemtransport) en zwevend in de waterkolom (zwevend transport). Slib wordt alleen als zwevend transport getransporteerd terwijl bij zand zowel bodemtransport als zwevend transport optreedt. Het concentratieprofiel van zwevend zand is wel schever (meer sediment in het onderste deel van de waterkolom) dan bij slib. Dit komt door een verschil in gemiddelde diameter en vorm van de slib- en zandkorrels wat resulteert in een grotere valsnelheid van zand ten opzichte van slib. Een deel van het zand en slib dat naar de Waddenzee wordt aangevoerd tijdens vloed wordt daar afgezet en blijft achter in de Waddenzee. Tijdens eb neemt het water dat de Waddenzee uitstroomt ook weer zand en slib mee, naar de Noordzee.

2.3.3 Bodemdaling

De bodemdaling door gaswinning wordt gepresenteerd als het volume van de bodemdalingsschotel in de diepe ondergrond en de gemiddelde daling per deelgebied, deze zijn berekend uit de integrale ruimte-tijd analyse van NAM (aangeleverd als Excel-rekenbestand en geüpdated tot en met 2019). In deze gegevens zit naast de bodemdaling die het gevolg is van de gaswinning bij Ameland ook de bodemdaling als gevolg van de gaswinning uit andere velden (Moddergat, Lauwers, Vierhuizen en Blija).

Eerst is een indeling gemaakt in de geaggregeerde onderdelen van het sedimentdelende systeem, zie Figuur 2.5. De gemiddelde daling en het volume van de kom in deze deelpolygonen is getabuleerd in Tabel 2.1. Het volume van de dalingskom is in de orde van enkele miljoenen m³ voor de deelgebieden Ameland, Buitendelta Pinkegat, Vloedkom Pinkegat en Kust en vooroever Ameland. Voor deze gebieden is de daling gemiddeld over het deelgebied genomen ook meerdere centimeters. Uit de berekening voor de overige deelgebieden blijkt dat de invloed van de daling van de diepe bodem hier tot een effect van minder dan 1.5 centimeter cumulatief over de hele periode heeft geleid, en dus zeer minimaal is geweest.

Verder werkt bodemdaling ruwweg op dezelfde manier door op de morfologie als zeespiegelstijging: toename van inundatieperioden, overstromingskansen en een vergroting van het getijprisma. Er zijn wel verschillen aan te duiden: bodemdaling is lokaal, en het betreft een éénmalige periode van tientallen jaren. Bodemdaling is verder niet gelijkmatig over het morfologische systeem verdeeld.

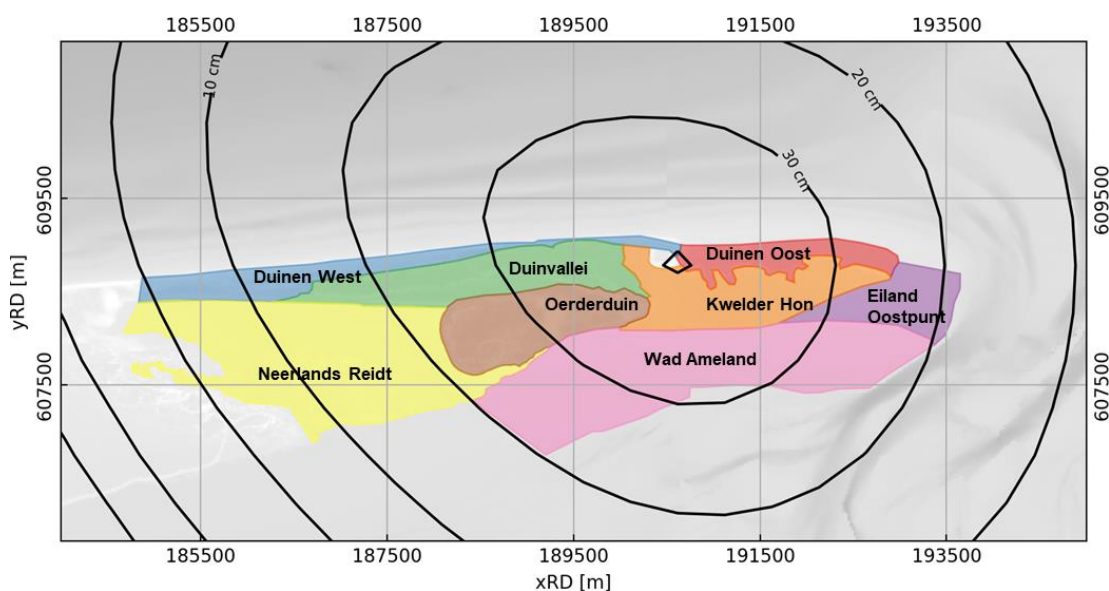


Figuur 2.5 Grootschalige gebiedsindeling met de bodemdaling door gaswinning vanaf de start van de winning tot 2019..

Tabel 2.1 Gemiddelde daling en volume van de dalingskom door gaswinning per geaggregeerd deelgebied in de periode 1986-2019.

	Gemiddelde daling [cm]	Volume kom [$\times 10^6 m^3$]
Ameland	10	1.4
Kust Vooroever Ameland	5.5	7.7
Buitendelta Pinkegat	8.0	0.98
Vloedkom Pinkegat	7.6	4.9
Kust en vooroever	0.060	0.081
Schiermonnikoog		
Buitendelta Zoutkamperlaag	0.44	0.15
Vloedkom Zoutkamperlaag	1.4	2.1
Vloedkom Amelanderveegat	1.1	0.86

Op Ameland² is een verdere uitsplitsing in elementen uitgevoerd. Polygonen die de elementen afbakenen zijn gebruikt om tot gebiedsgemiddelden te komen, zie Figuur 2.6. Op het diepste punt van de dalingskom is de diepe bodemdaling opgelopen tot ongeveer 40 cm in 2019. Dit leidt dat een variërende gemiddelde bodemdaling per eilanddeelgebied van 12 tot 33 cm op Ameland, zoals samengevat in Tabel 2.2.



Figuur 2.6 Definitie van de polygonen waarin gemiddelde daling en volume van de dalingskom is berekend voor de onderzoeksgebieden rond gaswinningslocatie Ameland-Oost. Dalingscontouren gepresenteerd ter referentie.

Tabel 2.2 Gemiddelde daling en volume van de dalingskom door gaswinning per deelgebied op de eilandschaal in de periode 1986-2019

	Gemiddelde daling [cm]	Volume kom [$\times 10^6 m^3$]
Duinen Oost	32	0.21
Duinen West	17	0.17
Oerder duin	28	0.38

² Hiervoor is niet het deelgebied Ameland gebruikt, zoals aangegeven in Figuur 2.5, maar is een eigenstandige gebiedsbegrenzing genomen. De omvang van de bodemdaling in het deelgebied 'Ameland' in Tabel 2.1 is daarom anders dan de optelsom van de elementen op Ameland (exclusief 'Wad Ameland') zoals opgenomen in Tabel 2.2 (ligging van de elementen die opgenomen in Figuur 2.6).

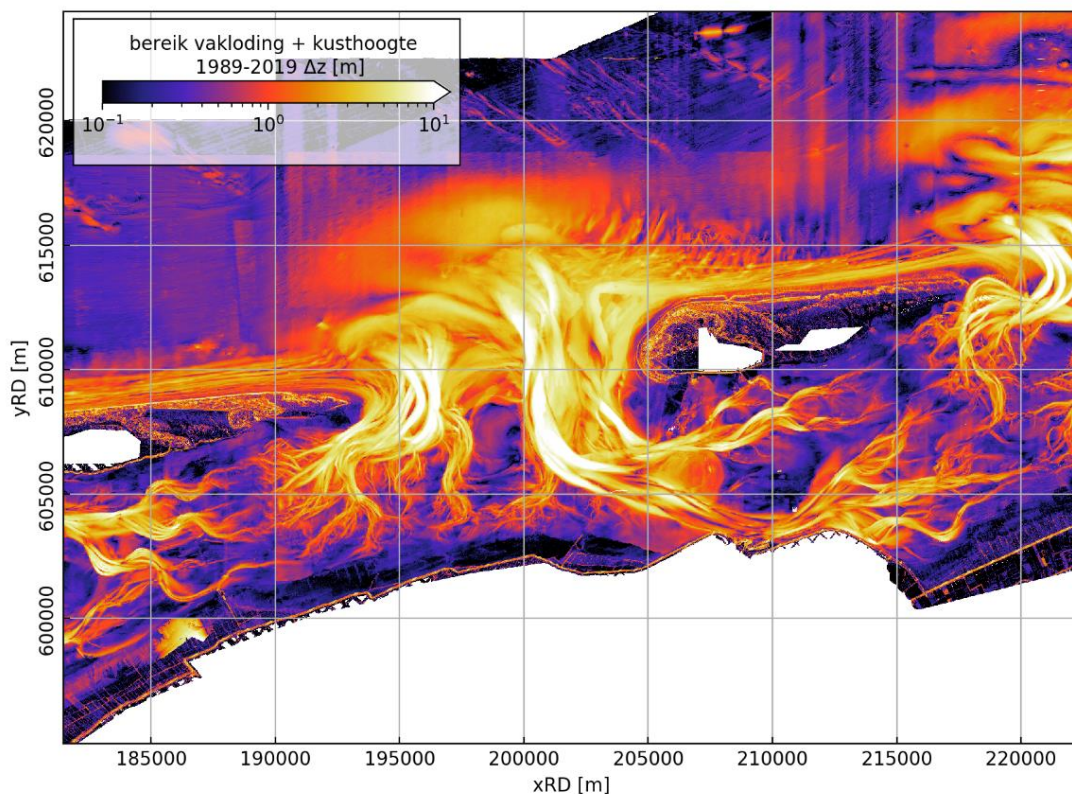
Duinvallei	27	0.40
Eiland Oostpunt	22	0.18
Kwelder Hon	33	0.47
Neerlands Reidt	12	0.43
Wad Ameland	27	0.96

Grootschalig leidt de bodemdaling tot een sedimentafname ter grootte van de dalingskom. Voor de elementen van het morfologische systeem die streven naar een morfologisch evenwicht is die sedimentafname een tekort, dat moet worden gecompenseerd door sedimentatie. Dit betreft de vloedkommen in Figuur 2.5, waarvan de bijbehorende volume zijn opgenomen in Tabel 2.1. Het slibdeel van deze sedimentatie kan worden aangevoerd vanuit de Noordzee. Dit geldt niet voor het zanddeel, wat in kleinere mate en over een veel langere tijdschaal door langstransport via de eilandkust van Ameland wordt aangevoerd. Om te voorkomen dat het zandtekort resulteert in achteruitgang van de kustlijn wordt het zanddeel aangevuld door zandsuppleties.

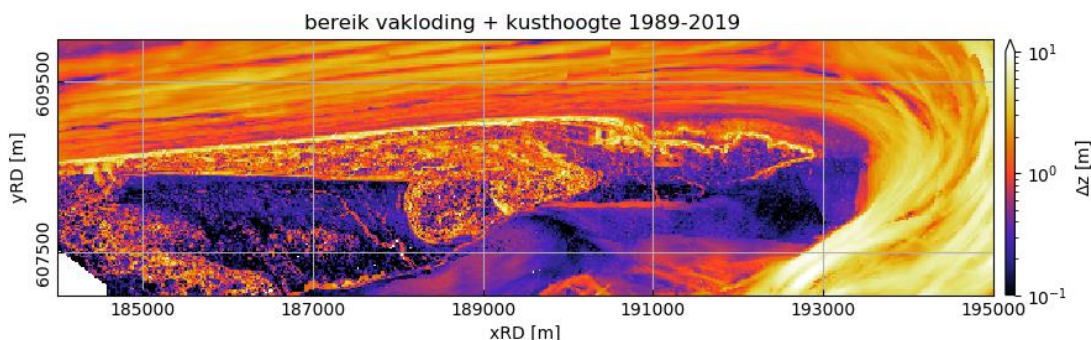
2.4 Intern gegenereerde dynamiek

Naast grootschalige ontwikkelingen op lange termijn die voornamelijk worden gestuurd door externe aandrijvers, is er ook een sterke intern gegenereerde dynamiek in het gebied rond Ameland Oost. Intern gegenereerde dynamiek betreft onder andere de verplaatsing, nieuwvorming en het verdwijnen van getijdegeulen, binnen de vloedkom en in het zeegat, de vorming en verplaatsing van brekerbanken op de vooroever en het ontstaan van jonge duinen op strand en strandvlakte. Voor intern gegenereerde dynamiek op de korte termijn zijn ook variaties in forceringen zoals waterstanden, stormvloed, golfwerking en neerslag relevant. Bijlage A geeft een summier overzicht, bijgewerkt tot en met 2019, van de monitoringsgegevens over deze forceringen.

Binnen het sedimentdelende systeem zijn er gebieden met veel dynamiek, zoals de keel van het zeegat, en gebieden met minder dynamiek, zoals de kwelders en het wad ten zuiden van Ameland, zie Figuur 2.7 en Figuur 2.8. Deze figuren tonen het bereik (maximum waargenomen hoogte minus minimum waargenomen hoogte) van bodemligging in de periode 1989-2019 uit alle vaklodingen en kusthoogte opnamen beschikbaar in deze periode. Dit bereik kan worden geïnterpreteerd als een indicator voor de dynamiek. Waar de dynamiek laag is in vergelijking met de omvang van de bodemdaling (zie hiervoor de waarden van de gemiddelde bodemdaling in Tabel 2.1 ter vergelijking met Figuur 2.7 en Tabel 2.2 ter vergelijking met Figuur 2.8), worden de effecten van bodemdaling op de korte termijn al duidelijk uit de monitoringsgegevens. Daar waar de natuurlijke dynamiek groot is, kan de invloed van bodemdaling wel degelijk aanwezig zijn, maar is deze op de korte termijn niet direct herleidbaar uit monitoringsgegevens en moeten we sterker leunen op het conceptuele model van de werking van het systeem.



Figuur 2.7 Indicatie van variabiliteit bodemligging voor het zeegatsysteem in meters. Weergave is de range (maximum geobserveerde minus minimum geobserveerde bodemhoogte) van de vaklodingen en kusthoogte kaarten uit de periode 1989 en 2019. Gebieden die fel oplichten zijn hoog variabel, donkere gebieden hebben een nauwelijks variabele hoogteligging.



Figuur 2.8 Uitsnede uit Figuur 2.7 rond het vasteland van Ameland.

Figuur 2.7 laat grote en kleinere structuren zien. Zeker de fel oplichtende geulstructuren wijzen op sterke geulmigratie en plaat-geul uitwisseling in de afgelopen dertig jaar. Daarnaast zien we een fel oplichtende zeereep in de uitsnede Figuur 2.8, die wijst op uitwisseling van zee, strand en duinen (land-zee uitwisseling). De intern gegenereerde dynamiek vormt een groot deel van het signaal dat door de monitoringsgegevens wordt opgevangen. Daarom is het belangrijk om de processen van sedimentuitwisseling die deze interne dynamiek van het sedimentdelend systeem veroorzaken te begrijpen, om daaruit te kunnen afleiden hoe bodemdaling doorwerkt in de sedimentuitwisseling. Ook zijn er gebieden aan te wijzen met weinig dynamiek, bijvoorbeeld de kwelders en het wadplaatcomplex net ten zuiden van de Hon.

Voor gebieden waar de dynamiek laag is, kan het directe effect van bodemdaling worden getoetst aan de hand van de monitoring. In sterk dynamische gebieden, waar bijvoorbeeld de geulligging continue wijzigt, moet er sterker op de conceptuele modellen en het begrip van de processen van sedimentuitwisseling worden geleund om een beoordeling te maken van het effect van

bodemdaling op het individuele element/gebied. Daarom worden in hoofdstuk 3 de belangrijkste processen van sedimentuitwisseling beschreven.

3 Processen van sedimentuitwisseling

Dit hoofdstuk beschrijft de belangrijkste processen van sedimentuitwisseling die nodig zijn om de dynamiek binnen het sedimentdelend systeem te begrijpen. We beschrijven achtereenvolgens import-export van de vloedkommen, plaat-geul interactie in de vloedkom, de ruimtelijke verdeling van zand en slib, sedimentatie op de kwelder, uitwisseling tussen land en zee en doorstuiven van duinen en strandvlakte naar de kwelders.

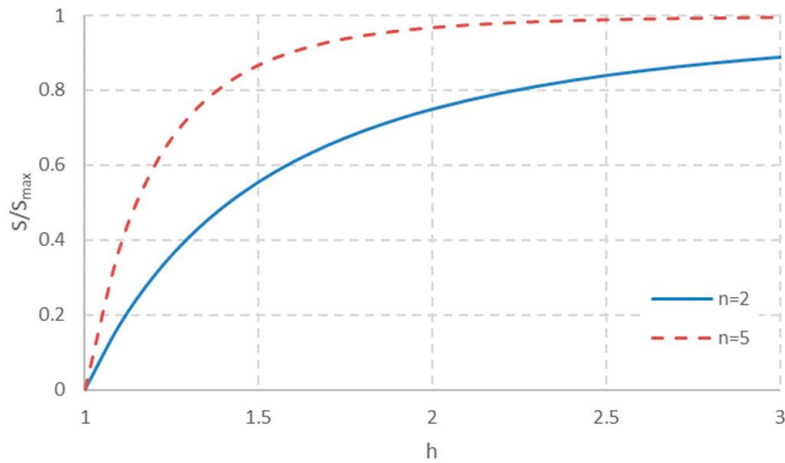
3.1 Import-export vloedkommen

3.1.1 Transportmechanisme

Import-export door een zeegat wordt door drie factoren beïnvloed: sedimentbehoefte (ook wel accommodatieruimte genoemd), sedimentaanbod en transportcapaciteit. Elk van deze drie factoren kan de limiterende factor worden voor sedimentimport naar een Waddenzeebekken.

Er is sprake van sedimentbehoefte in een bekken als het bekken sediment nodig heeft om morfologisch evenwicht te bereiken dan wel te herstellen. Sedimentbehoefte kan ontstaan door menselijke ingrepen, met als voorbeeld de afsluiting van de Lauwerszee. Het ontstaat ook door zeespiegelstijging of bodemdaling.

Gegeven het relatief onbeperkte sedimentaanbod vanuit de kust, mede omdat vanwege de kustlijn zorg structureel wordt gesuppleerd, kan in het algemeen worden gezegd dat sedimentimport door een zeegat gestuurd wordt door sedimentbehoefte en gelimiteerd is door transportcapaciteit. Voor zeegatsystemen die sterk zijn beïnvloed door menselijke ingrepen zoals door afsluiting van een deel van het bekken is transportcapaciteit vaak de beperkende factor voor sedimentimport. Herstel van morfologisch evenwicht binnen het bekken vindt daardoor niet instantaan plaats, maar over een periode die bepaald wordt door de configuratie van het bekken en de sedimenteigenschappen. Voor zeegatsystemen dichtbij morfologisch evenwicht is juist de sedimentbehoefte de beperkende factor voor de mate van import-export. Als er geen sedimentbehoefte is, zijn de bruto transporten tijdens vloed en eb ook met elkaar in evenwicht. Deze relatie tussen de sedimentimport en de sedimentbehoefte is afgebeeld in Figuur 3.1. Deze figuur is gebaseerd op het ASMITA model (van Goor e.a., 2003; Kragtwijk e.a., 2004; Wang et al, 2018), waarin morfologisch evenwicht op basis van empirische relaties het uitgangspunt is. De relatie kan ook worden begrepen vanuit overwegingen op basis van fysische processen en mechanismen. Het netto sedimenttransport door een zeegat is het verschil tussen het vloed- en het eb-transport. Het ontstaat door asymmetrie van getijstroming (ongelijke sterkte en duur van vloed- en eb-stroming) en asymmetrie in depositie (na instroom) en opname (voor uitstroom) in het bekken door het water. Beide soorten asymmetrie zijn afhankelijk van de morfologie die gekenmerkt wordt door diepte, hoeveelheid platen, enz. Dit verklaart de afhankelijkheid tussen sedimentimport en sedimentbehoefte. Het netto transport richting de vloedkom kan nooit groter zijn dan het vloedtransport. Dit vormt dus de bovengrens (in de figuur aangegeven als S_{max}).



Figuur 3.1 Relatie tussen sedimentimport en sedimentbehoefte afgeleid aan de hand van het ASMITA model (Lodder et al. 2019). Sedimentbehoefte is uitgedrukt in de verhouding h tussen de gemiddelde diepte in een bekken en de evenwichtsdiepte. S is sedimentimport en S_{max} is de maximale capaciteit ervan. De waarde van n is afhankelijk van het type sediment

Wang et al. (2018) maken een onderscheid tussen het westelijke deel en het oostelijke deel van de huidige Nederlandse Waddenzee. In het westelijke deel (Marsdiep, Vlie en Eierlandse Gat) is een groot deel van de sedimentbehoefte ontstaan door de afsluiting van de Zuiderzee (in 1932) nog niet weggewerkt. Hier zal een toename van sedimentbehoefte door versnelde relatieve zeespiegelstijging geen wezenlijke invloed hebben op de sedimentimport die door de transportcapaciteit wordt bepaald. In het oostelijke deel (Amelanders Zeegat en Friesche Zeegat) is daarentegen de morfologie dichter bij het dynamische evenwicht, en de sedimentimport wordt beperkt door sedimentbehoefte. Verdere toename van sedimentbehoefte door versnelde zeespiegelstijging kan de sedimentimport wel wezenlijk vergroten.

3.1.2 Effecten van bodemdaling

Het directe effect van bodemdaling onder het bekken is een toename van de sedimentbehoefte van het bekken, gelijk aan de toename van de dalingskom. De daling van de diepe bodem door gaswinning versterkt het effect van natuurlijke bodemdaling en van zeespiegelstijging. Omdat de import-export voor bekkens van het Friesche Zeegat gestuurd wordt door de sedimentbehoefte (en niet beperkt wordt door aanbod) leidt de bodemdaling tot een verhoging van de import. Deze respons van de morfologie is dempend: er vindt een herverdeling van zand plaats om de dalingskom op te vullen. Deze herverdeling wordt groter naar mate de bodemdalingssnelheid toeneemt.

3.2 Plaat-geul interactie

3.2.1 Transportmechanisme

In een systeem waarin de geulen qua ligging stabiel zijn, bouwt getijstroming de plaat op door sediment met het overstromende water mee te nemen tijdens vloed. Sterkere stroming in de geul brengt meer sediment in suspensie in het water dat de plaat overstroomt. Als de stroomsnelheden afnemen boven de plaat, zet dit sediment af op de platen. De hoeveelheid sediment aangevoerd tijdens vloed is dus afhankelijk van de sterkte van de stroming in de geul. Tijdens rustige weersomstandigheden wanneer er weinig golven zijn, vindt deze afzetting plaats direct langs de plaatrand waardoor oeverwallen ontstaan. Golven zorgen ervoor dat het sediment in het water kan worden gehouden. Daardoor wordt sediment over de plaat verdeeld. Grote golven houden dusdanig veel sediment vast in de waterkolom dat het afstromende water meer sediment afvoert tijdens eb dan aanvoert tijdens vloed, wat dan tot plaaterosie leidt. De hoeveelheid sediment aangevoerd tijdens eb is dus beïnvloed door sterkte van golven boven de plaat.

In een systeem waarin geulen migreren is de uitwisseling ingewikkelder. Naast de processen bij systemen met stabiele geulen heeft de geulmigratie ook belangrijke invloed op de plaatontwikkeling. Een migrerende geul erodeert plaat aan de ene kant en regenereert plaat aan de andere kant. De nieuw gegenereerde plaat is meestal lager dan de plaat die wordt geërodeerd. Hierdoor zijn de platen in een gebied met actief migrerende geulen gemiddeld lager dan in gebieden met qua ligging stabielere geulen.

Differentiatie van plaathoogte door de vloedkom heen wordt bepaald door de mate van blootstelling aan golfwerking. Golven in de Waddenzee komen voor een deel vanuit de Noordzee wanneer deze over de buitendelta door de geulen van het zeegat binnenkomen, maar de meeste golven worden door de wind in de Waddenzee zelf opgewekt. Lokaal opgewekte golven in de Waddenzee zijn veel kleiner dan golven op de Noordzee, omdat de Waddenzee in vergelijking met de Noordzee ondiep is en de maximale strijklengte (de afstand in de windrichting waarover wind op het wateroppervlak kan aangrijpen) binnen het bekken klein is. Omdat de wind medebepalend is voor de waterstanden en bepalend is voor de golven in de Noordzee en de Waddenzee, treden perioden met verhoogde waterstanden en hoge golven samen op tijdens stormen uit het zuidwesten tot het noorden. Golven vanaf de Noordzee zijn het hoogst bij noordwesterwind. Door de oriëntatie van het zeegat bereikt een deel van deze golven ook de vloedkom, en valt dan ook nog samen met verhoogde waterstanden. Tijdens perioden met harde oosterwind is de waterstand verlaagd. Golfwerking op de platen is dus het belangrijkste tijdens periode met westerwind. Hierdoor is de mate van golfwerking op individuele platen afhankelijk van de positie in de vloedkom.

3.2.2 Effecten van bodemdaling

Voor stabiele geulen wordt de sedimentuitwisseling tussen plaat en geul bepaald door de getijdestroming en golven. De golfwerking wordt door bodemdaling niet noemenswaardig veranderd, de getijdestroming wel. Op de korte termijn leidt bodemdaling onder de geulen tot afname van afzetting van sediment vanuit de geulen naar de platen, omdat verruiming van de geul tot afzwakking van de getijstroming in de geul leidt. Dit leidt tot een relatieve verlaging van de plaat en sedimentatie in de geul. Daardoor zal na verloop van tijd de opbouwende werking van getijstroming voor de plaat weer worden versterkt. Op de lange termijn herstelt de afzetting op de platen zich als de geulen weer in morfologisch evenwicht zijn. Bodemdaling onder de platen zorgt daartegen voor een versterking van getijstroming in de geul door toename van komberging. Dit vergroot de aanvoer van sediment naar de platen en versterkt de plaatopbouw, wat tot een herstel van evenwicht leidt. Bodemdaling versterkt het effect van zeespiegelstijging op de plaatgeul interactie

3.3 De ruimtelijke verdeling van zand en slib

3.3.1 Transportmechanisme

De sedimentsamenstelling van de bovenste laag van de bodem is belangrijk voor de ecologie. Dit geldt zowel voor de aanwezigheid van bodemdieren die in en op het sediment leven van het strand, de vooroever, de buitendelta, de wadplaten en de geulen, als voor de planten in de duinen en op de kwelder. Ook sommige vogelsoorten hebben een voorkeur voor meer slibrijk of meer zandig sediment om te foerageren.

De verschillende fysische en biologische processen leiden tot een duidelijke verdeling van zand en slib. Het sediment in de Waddenzee bestaat uit verschillende fracties van verschillende korrelgroottes, en de sedimentsamenstelling vertoont duidelijke ruimtelijke variatie. Globaal neemt het slibgehalte (hier wordt slib beschouwd als het sediment met korrelgrootte kleiner dan 64 μm) in de bovenste laag van de bodem toe vanaf het zeegat naar de vastelandskust en naar de wantijen. De korrelgrootte neemt af vanaf het zeegat naar binnen, ook in de zandige delen.

De verdeling van plaatgebieden met verschillend slibgehalte in de Waddenzee vertoont een bimodale verdeling: er zijn relatief veel plaatgebieden met hoge slibgehaltenes en plaatgebieden met lage slibgehaltenes, terwijl gebieden met een slibgehalte ertussen veel minder algemeen zijn (Herman et al., 2018). In de Waddenzee zijn de wadplaten dus of slibberig, of zandig, het is geen

continuüm van zandrijk naar slibrijk. In de kwelders wordt voornamelijk slib afgezet, met uitzondering van de zone direct bij de kwelderrand. Het sediment in de geulen is zandig, met lokaal aanrijking van grover materiaal, dat voornamelijk bestaat uit schelpen, schelpfragmenten en met soms stenen (van der Spek, 1994)

Aan de Noordzeezijde is veel minder slib aanwezig in de zeebodem. Op het strand en op de brekerbanken is slib vrijwel geheel afwezig. Op de vooroevers en tussen de brekerbanken is het zand fijner. Dieper op de vooroevers worden ook sliblagen aangetroffen in het bodemsediment. Nog dieper op de vooroevers wordt het zand weer iets grover. In de duinen ligt goed gesorteerd fijn zand.

De ruimtelijke variatie van de sedimentsamenstelling aan het bodemoppervlak kan worden gerelateerd aan: 1. De korrelgrootteverdeling van het aanwezige en aangevoerde sediment, 2. De condities waaronder het transport van sediment plaatsvindt, 3. De richting van het netto sedimenttransport, en 4. De biologische processen.

De korrelgrootteverdeling van het aanwezige en aangevoerde sediment

De basis voor de ruimtelijke verdeling van het sediment wordt gevormd door wat voor sediment aanwezig is en wat er naar het gebied wordt aangevoerd. In het gebied van het Pinkegat en het Friesche zeegat is relatief fijn zand en slib aanwezig. Grover zand en grind ontbreken, het grofste sediment bestaat uit schelpen en schelpenfragmenten. Slib wordt aangevoerd via de Noordzee. Fijn zand wordt aangevoerd vanaf de kust. Ook het op Ameland gesuppleerde zand is over het algemeen vrij fijn, omdat in de zandwingebieden op de Noordzee veelal fijn zand aanwezig is.

De condities waaronder het transport van sediment plaatsvindt

In het algemeen geldt dat sediment fijner is in rustigere gebieden. Zowel golven als de stroming door het getij zijn bepalend voor het transport van zand en slib door het water. De hydrodynamische conditie kan worden uitgedrukt in bodemschuifspanning. Het grofste sediment wordt aangetroffen op de bodems van de grotere geulen, waar tijdens eb en vloed de hoogste stroomsnelheden en de hoogste waarden voor de bodemschuifspanning optreden. Op het strand, in de brandingszone en op de brandingsbanken wordt relatief grover sediment aangetroffen, dan op de diepere vooroevers, vanwege de golven die daar voor transport van zand zorgen. Op de wadplaten is het een combinatie van getijdestroming en golfwerking die de hydrodynamische condities bepaalt.

De wisselende omstandigheden door het getij maken het lastig om te spreken van één hydrodynamische condities. Zo kan in de getijdegeulen (tijdelijk) ook slib worden afgezet, omdat tijdens de kentering van het getij de stroomsnelheden in de geulen zeer laag zijn en het slib kan bezinken. Als deze sliblagen tijdens de daaropvolgende fase van het getij worden bedekt met zand blijft een beetje slib in de geulbodem aanwezig. Wel kan grofstoffelijk worden gekeken naar de samenhang tussen de stroomsnelheden of schuifspanningen in de verschillende delen in het waddegebied, waarbij zowel de maximale waarden als de getijgemiddelde waarden kunnen worden gebruikt. Als dan het slibgehalte tegen de bodemschuifspanning wordt geplot dan ziet men vaak een kritische waarde van de bodemschuifspanning waarboven alleen lage slibgehalten worden gevonden. In gebieden met representatieve bodemschuifspanning onder de grens kan slibgehalte hoog worden.

De meest rustige hydrodynamische condities treden op in getijdegeulen die hun functie hebben verloren, zodat er geen water meer doorstroomt ("*abandoned channels*") en geulen waarin de stroomsnelheden sterk zijn gereduceerd omdat hun getijdeprisma is afgenomen. Het Smeriggat, de geul die oorspronkelijk tussen de Engelsmansplaat en Rif lag is een voorbeeld van een verlaten geul, waarin voornamelijk slib is afgezet. Na de afsluiting van de Lauwerszee zijn de stroomsnelheden in de Zoutkamperlaag sterk afgenomen en is er veel sedimentatie opgetreden. In eerste instantie is daarbij veel slib afgezet, met dunne zandlaagjes. Naarmate meer sediment in de Zoutkamperlaag is afgezet en de omvang van de geul is afgenomen zijn de hydrodynamische condities geleidelijk minder rustig geworden en is steeds meer zand en minder slib afgezet. Dit kan men zien aan de hand van sedimentkernen (Oost, 1995b).

Het transport door de wind is zeer selectief, zodat het duinzand zeer goed gesorteerd is (dat wil zeggen dat de variatie van de korrelgrootteverdeling beperkt is). Grove deeltjes kunnen niet door

de wind worden getransporteerd en zeer fijne en vochtige deeltjes worden niet opgepikt door de wind.

De richting van netto sedimenttransport.

Het sediment wordt vaak fijner in de richting van netto sedimenttransport. Dit heeft te maken met segregatie tijdens sedimentatie: de grovere sedimentkorrels sedimenteren eerst; en selectieve erosie: de fijnere sedimentkorrels worden eerst geërodeerd. Bij slib gaan complexe processen (settling lag, scour lag, zie bijvoorbeeld Postma, 1982 of Oost en de Boer, 1994 voor een overzicht van deze processen) een rol spelen, doordat slib bij lagere stroomsnelheden sedimenteert dan dat het erodeert. De relatie tussen de richting van het netto sedimenttransport en de korrelgrootte wordt bijvoorbeeld gebruikt om netto sedimenttransportpatroon (sedimenttransportpaden) te bepalen aan de hand van korrelgrootteverdeling (bekend als de McLaren methode -McLaren & Bowles, 1985, die overigens niet zonder kritiek is, zie bijvoorbeeld Gao & Collins, 1991).

Biologische processen

Naast de bovengenoemde fysische processen wordt de verdeling van zand en slib beïnvloed door biologische processen. Verschillende organismen beïnvloeden de condities waarbij erosie en sedimentatie van zand en slib in de Waddenzee plaatsvinden. Op de kwelders speelt de aanwezigheid van vegetatie een belangrijke rol. Ook op de wadplaten en in de geulen spelen organismen een rol in de dynamiek van het sediment. De eencellige benthonische diatomeen (kiezelwieren) die op en in de bovenste laag sediment van de wadbodem leven zorgen voor het onderling verklevan van zand- en kleideeltjes. Het gevolg hiervan is dat het zand en slib moeilijker wordt los gespoeld door stromingen en golven dan in de situatie zonder deze benthonische diatomeeën (zie bijvoorbeeld Weerman, 2011). Ook in de waterkolom kunnen kleine sedimentdeeltjes aan elkaar verklevan en grotere deeltjes met andere eigenschappen vormen, mede onder invloed van organismen.

Kokkels, mosselen en andere schelpdieren die met hun voedsel ook slibdeeltjes binnen krijgen, scheiden deze onverteerbare deeltjes weer uit als pseudo feces, waarin de kleine deeltjes samen zijn gekleefd tot grotere deeltjes. Deze pseudo feces hebben eigenschappen die overeenkomen met zanddeeltjes met dezelfde korrelgrootte. Dat betekent onder andere dat de bezinksnelheid groter is en dat hogere stroomsnelheden nodig zijn om de deeltjes te transporteren. Deze deeltjes kunnen wel weer uiteenvallen in de oorspronkelijke fijnere deeltjes. De productie van deze deeltjes door mossels is één van de oorzaken voor de aanwezigheid van zeer slibrijke wadplaten in de nabijheid van mosselbanken (Donker, 2015).

Veel van de organismen die in de wadbodem leven, zorgen voor het mengen van de sedimentlaagjes. Dit proces wordt bioturbatie genoemd. Door het mengen, veranderen de eigenschappen die van belang zijn voor de erosie. Verschillende organismen beïnvloeden de erodeerbaarheid van het sediment, dat geldt bijvoorbeeld voor zandkokerwormen (*Lanice conchilega*), groot en klein zeegras (*Zostera marina* en *Zostera noltii*) en bankvormende schelpdieren, zoals mosselen (*Mytilus edulis*) en Japanse oesters (*Crassostrea gigas*) en vele andere organismen, zie bijvoorbeeld Van der Zee (2014).

De omvang van de sedimenttransporten varieert met de getijvariaties en de veranderende meteorologische condities. Een deel van de optredende variaties in de sedimenttransporten is gekoppeld aan de seizoenen, vanwege de afhankelijkheid van biologische processen, zoals de productie van pseudo-feces. Het geldt in mindere mate voor het optreden van hogere waterstanden en hogere golven, die gekoppeld zijn aan stormen. Deze treden -inderdaad- frequenter op in het stormseizoen, dat de herfst, winter en het vroege voorjaar omvat. Deze seizoensvariatie komt onder andere tot uitdrukking in de opbouw van sliblagen op delen van de wadplaten, bijvoorbeeld voor de vastelandskwelders en in de nabijheid van mosselbanken vanaf het voorjaar en in de zomer. Deze lagen blijven doorgaans aanwezig tot dat de eerste herfst- of winterstorm zich voordoet, die zorgt voor een sterke of soms zelfs volledige erosie van deze laag. Het slib wordt tijdens zo'n storm herverdeeld, waarbij het in verschillende andere delen van de Waddenzee terecht kan komen, maar ook (deels) naar de Noordzee wordt getransporteerd.

3.3.2 Effecten van bodemdaling

De diepe bodemdaling leidt tot zeer geleidelijke veranderingen in de omvang van de platen en geulen in de bekkens. De fysische en biologische processen die zorgen voor de preferente afzetting van slib in een deel van het bekken en van zand in andere delen van het bekken veranderen niet als gevolg van deze geleidelijke veranderingen. Er is geen sprake van terugkoppelingen, of een versterking van andere forceringen. Voor het MER voor de gaswinning Moddergat, Lauwers en Vierhuizen (NAM, 2006) heeft hydrodynamische modellering plaatsgevonden, waarbij de bodemschuifspanning is berekend in de situatie zonder en met bodemdaling. De gevolgen van de bodemdaling op de waterbeweging zijn hiermee overdreven, omdat de sedimentatie die optreedt tijdens de bodemdaling hierin niet is meegenomen. Vervolgens is gebruik gemaakt van de relatie tussen bodemschuifspanning en slibgehalte in de bodem waarmee de veranderingen in het slibgehalte zijn bepaald. Op basis van deze modellering is geconcludeerd dat de bodemdaling niet tot merkbare verandering van de bodemsamenstelling zal leiden. Op basis van de waarnemingen aan de sedimentsamenstelling in het kader van SIBES, is meer inzicht ontstaan in de ruimtelijke verschillen en temporele variaties die in de slibgehalten op de wadplaten optreden. Hieruit zijn geen aanwijzingen naar voren gekomen dat in de omgeving van het Pinkegat structurele veranderingen in de slibgehalten hebben plaatsgevonden (Colina Alonso, 2020). De sedimentsamenstelling van het bodemoppervlak (uitgedrukt in bijvoorbeeld slibgehalte) wijzigt dan ook niet als gevolg van de bodemdaling.

3.4 De uitwisseling van zand tussen de kust en de duinen

3.4.1 Transportmechanisme

De optelsom van de verschillende bijdragen van de golven, stroming en wind aan het zandtransport op de vooroever, het strand en de duinen is dat onder relatief rustige condities het strand hoger wordt en de duinen bij de zeereep aangroeien, terwijl tijdens stormen het strand lager wordt en het duinfront erodeert. Deze veranderingen van stormprofiel naar zomerprofiel en omgekeerd kunnen plaatsvinden zonder dat er zand verdwijnt of bijkomt (met een gesloten massabalans), omdat het zand wordt uitgewisseld met de vooroever. Dit zijn de bruto veranderingen van duinen, strand en vooroever.

De netto veranderingen van de kust en van de ligging van de kustlijn zijn het gevolg van veranderingen in de aan- en afvoer van zand als gevolg van gradiënten in het langtransport. Daar waar sprake is van een stabiele kust, of zeewaartse uitbreiding van de kust, kan meer zand naar de duinen worden getransporteerd dan tijdens stormen wordt afgeslagen. Dit transport is eolisch (getransporteerd door de wind). De omvang van de duinen neemt dan toe. Daar waar een gesloten zeereep aanwezig is, zal het zand voornamelijk in de eerste duinregel terechtkomen. Deze duinregel kan in hoogte toenemen en er kunnen bij de duinvoet nieuwe duintjes worden gevormd. Voor dat laatste is het wel nodig dat het (droge) strand (van hoogwaterlijn tot de duinvoet) voldoende breed is. Daar waar kerven in de duinen aanwezig zijn, kan het zand doorstuiven naar achteren.

De grondwaterstand speelt een rol bij de ontwikkeling van de kerven. Als de duinbodem te vochtig wordt, dan wordt minder tot geen zand meer door de wind getransporteerd. Het laagste niveau tot waar uitstuiven kan plaatsvinden wordt bepaald door de grondwaterstand. Ook de aanwezigheid van veel schelpen en schelpenfragmenten kan de verstuiwing beperken. De omvang van het zandtransport naar de duinen toe wordt bepaald door de meteorologische omstandigheden in combinatie met de wisselwerking met landschap en vegetatie. Transport dieper de duinen in is slechts mogelijk wanneer er geen vegetatie aanwezig is die verstuiwing voorkomt.

3.4.2 Effecten van bodemdaling

Het eolische transport wordt niet beïnvloed door de bodemdaling. Dit geldt met name voor de zeereep en eerste duinregel. Bodemdaling beïnvloedt wel de processen die gerelateerd zijn aan

de grondwaterstand. Daar waar verstuiving plaatsvindt in de duinen is het niveau van het grondwater bepalend voor het niveau tot waar verstuiving kan plaatsvinden (Bakker et al., 1979). Door de bodemdaling kan de duinbodem lager komen te liggen ten opzichte van dit niveau. De verstuiving stopt dan eerder dan in de situatie zonder bodemdaling. Uiteindelijk kan vernatting optreden, zodat een vochtige duinvallei ontstaat. Omdat het grondwaterniveau varieert, onder invloed van neerslag en verdamping en omdat morfologische veranderingen plaatsvinden in de duinen (bijvoorbeeld het ontstaan van een nieuwe duinregel bij de oostpunt) is het buitengewoon lastig om vast te stellen wat de bijdrage is van de diepe bodemdaling aan veranderingen in het eolisch zandtransport via veranderingen in de grondwaterstanden.

3.5 Transport van zand via de duinen en strandvlakte naar de kwelders

3.5.1 Transportmechanisme

Bij de Hon is het transport van zand door eolisch transport niet beperkt tot de zeereep en de duinen. Door de aanwezigheid van de relatief hoge strandvlakte aan de oostzijde, die overgaat in een hoge zandige wadplaat, wordt met wind met een oostelijke component ook zand aangevoerd naar de kwelder. Op de kwelder manifesteert dit zich door de aanwezigheid van zand in het slibbige kweldersediment en door de aanwezigheid van een zandrichel aan de zuidoostzijde. Deze processen zijn van belang voor de diversiteit van de morfologie op de oostpunt van de Hon. In termen van volumes is de omvang van dit zandtransport beperkt.

Ten oosten van de NAM-locatie kan ook zand door en vanuit het duincomplex naar de kwelder stuiven. In het huidige landschap is niet meer duidelijk zichtbaar dat hierdoor zand vanaf het strand naar de noordzijde van de kwelders werd getransporteerd. Iets oudere (lucht)foto's laten zien dat dit eerder wel het geval is geweest: aan de uiteinden van de duinvalleien liggen onbegroeide zandlobben.

Een ander transportproces van het strand naar de kwelder loopt via de washovers. Bij washovers vindt tijdens stormen transport van water plaats vanaf de Noordzee in de richting van de Waddenzee. Tijdens de momenten van overwash wordt met het water ook zand getransporteerd, dat wordt afgezet in washoverlobben. De mate van begroeiing van de washovergeulen en de washoverlobben is een indicatie van hun activiteit. De mate van begroeiing is sterk toegenomen, zodat een aantal washovers in het veld nog lastig als zodanig is te herkennen (zie de foto's over opeenvolgende jaren in het hoofdstuk 'Morfologie' van de Rapportage monitoring bodemdaling Ameland 1986-2017, Wang et al., 2017). De oorzaak voor de afname van de activiteit van de washovers wordt toegeschreven aan de ontwikkeling van de duingordel ten noorden van de washovers. Door de aanwezigheid van deze duinen vindt vanaf de Noordzee geen rechtstreekse aanstroming van de washovers meer plaats.

3.5.2 Effecten van bodemdaling

Wat in de voorgaande paragraaf is beschreven voor de uitwisseling van zand tussen de kust en de duinen geldt ook voor het eolisch transport via de duinen naar de kwelder. Directe invloed van de bodemdaling op het transport van zand door wind zal niet plaatsvinden. Wel kan via de invloed van diepe bodemdaling op het relatieve grondwaterniveau een doorwerking plaatsvinden op de verstuiving van zand. Ook hiervoor geldt dat het vaststellen van de bijdrage van bodemdaling buitengewoon lastig is, omdat ook andere variaties optreden die dit transport beïnvloeden. De autonome ontwikkeling van de vegetatie speelt hierbij bijvoorbeeld ook een rol. Omdat het grondwater ook van belang is voor de vegetatie, is het ontrafelen van oorzaak en gevolg hier ondoenlijk.

Voor het transport van zand en water geldt dat in theorie de bodemdaling kan zorgen voor versterking van dit proces. Ter plaatse van de washovergeulen en washoverlobben leidt de bodemdaling tot een verlaging van het maaiveld, die betekent dat de stroming via de geulen en de

afzetting wordt gefaciliteerd. Maar bij Oost-Ameland heeft de ontwikkeling van de duintjes aan de Noordzezijde de washoveractiviteiten beperkt, zodat alleen sprake is van een theoretische invloed van bodemdaling op de transporten via de washovers.

3.6 Sedimentatie op de kwelder

3.6.1 Transportmechanisme

De sedimentatie op de kwelders vindt plaats als de kwelder wordt overstromd vanaf de Waddenzee. Het sedimenttransport naar de kwelders is sterk afhankelijk van het optreden van hoge waterstanden. Alleen bij verhoogde waterstanden vindt uitwisseling plaats van sediment tussen de Waddenzee en de aangrenzende kwelders. In situaties zonder diepe bodemdaling betekent dit dat kwelders geleidelijk hoger worden, waardoor de frequentie van overstromen en de snelheid van sedimentatie afneemt. De sedimentatiesnelheid op de kwelders is een functie van de hoogte van de kwelder: hoe hoger de kwelder, des te lager de sedimentatiesnelheid.

In de kwelders vindt vrijwel alleen sedimentatie van slib plaats. De sedimentatie van zand is beperkt tot een rand van enkele meters bij de kwelderrand en langs krekken. Het slib dat op de eilandkwelders wordt afgezet, wordt aangevoerd met het water dat via de Waddenzee over de kwelder stroomt. De exacte herkomst van het slib is niet te herleiden. Het is in ieder geval niet zo dat slib alleen afkomstig is van de wadplaten die direct voor de kwelder liggen. Ook in situaties waarbij de voorliggende wadplaat zandrijk is, zoals bij de Hon, wordt namelijk slib aangevoerd en afgezet op de kwelder. De aanvoer van slib naar de kwelder is ook niet afhankelijk van de ontwikkeling van de voorliggende wadplaten: zowel bij eroderende wadplaten als bij sedimentatie vindt aanvoer van slib naar de kwelders plaats.

De omvang van de slibsedimentatie is op basis van een schatting van de sedimentatiesnelheid tussen 0,2 en 1 cm per jaar en het oppervlak berekend en bedraagt voor Neerlands Reidt tussen de 12 en $59 \times 10^3 \text{ m}^3$ per jaar en voor de Hon tussen de 8 en $42 \times 10^3 \text{ m}^3$ per jaar (Cleveringa, 2018). De omvang van de slibsedimentatie op de kwelders is in vergelijking met de sedimentatie in de Waddenzee beperkt. Slib dat in de kwelders terechtkomt is niet meer beschikbaar voor de Waddenzee. Er wordt beduidend meer slib doorgevoerd door de Waddenzee dan er wordt afgezet (Oost et al, 1998). Dit wijst erop dat er meer dan voldoende slib beschikbaar is voor zowel sedimentatie op de kwelders als in de Waddenzee, waardoor de slibafzetting in de Waddenzee dus niet wordt beïnvloed door een grotere slibafzetting op de kwelder.

Uitbreiding van kwelders op wadplaten en omgekeerd erosie van de kwelder waardoor weer wadplaat ontstaat, heeft gevolgen voor de omvang van het kombergingsgebied. Via de veranderingen in de oppervlakte van het kombergingsgebied en daarmee in het kombergingsvolume, kunnen veranderingen in het kwelderareaal ook doorwerken in de omvang van de getijdegeulen. Een uitbreiding van het kwelderareaal brengt daarmee een sedimentvraag in de kombergingsgebieden op gang. Door Eysink (1979) is een schatting gemaakt van de bijdrage van de uitbreiding van het kwelderareaal aan de sedimentvraag in alle kombergingsgebieden in de Waddenzee. De achteruitgang van de kwelderrand bij het Neerlands Reidt, voorafgaand aan de stabilisatie hiervan, heeft geresulteerd in een beperkte toename van de oppervlakte van het kombergingsgebied Pinkegat. De toename is relatief beperkt geweest in vergelijking met de oppervlakteveranderingen die het gevolg zijn van de verplaatsing van het wantij.

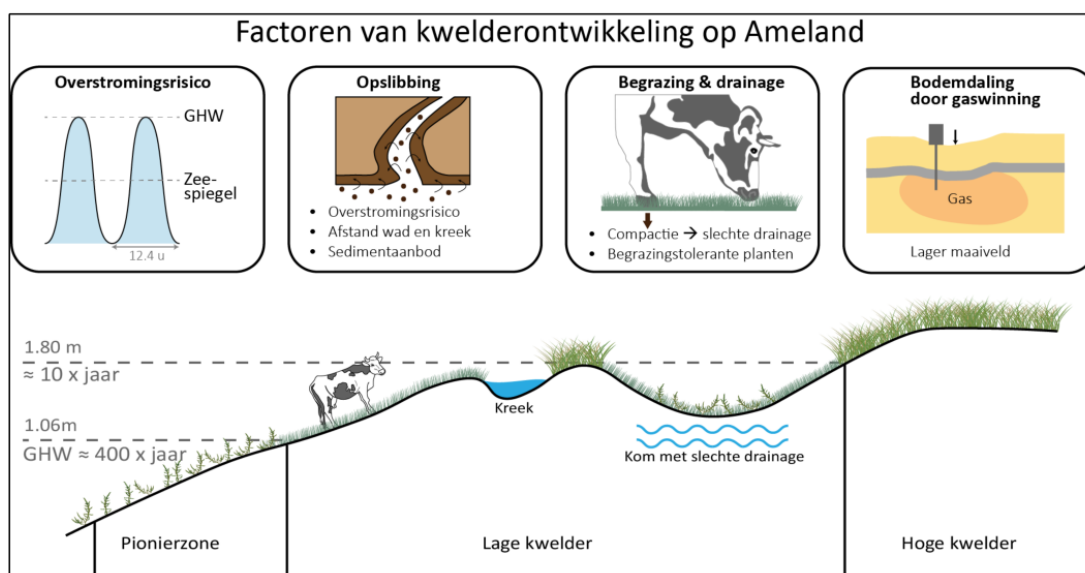
3.6.2 Effecten van bodemdaling

Het directe effect van bodemdaling is een vermindering van de kwelderhoogte, wat weer wordt teniet gedaan door slibafzetting bij overstroming. Dit betekent dat bij diepe bodemdaling de snelheid van sedimentatie toeneemt ten opzichte van een situatie zonder bodemdaling. De processen van overstromen en sedimentatie veranderen niet door de diepe bodemdaling, maar

wel de frequentie van overstrooming. De bodemdaling resulteert dus in een respons van de kweldersedimentatie in de vorm van een negatieve terugkoppeling. Deze respons op de bodemdaling treedt tegelijkertijd op met zeespiegelstijging en veranderingen in het niveau van hoogwater en samen leiden deze forceringen tot een versterkt effect op de sedimentatiesnelheid.

De sedimentatiesnelheid op kwelders is afhankelijk van de kwelderhoogte en van de afstand tot kwelderrand en de afstand tot de kreek. Ook de aanwezigheid dan wel afwezigheid van vegetatie speelt een rol en dat heeft weer een relatie met de eventuele begrazing. De factoren in de sedimentatie op de kwelders zijn schematisch weergegeven in Figuur 3.2. Ook de drainage, door de aanwezigheid van kreek en door menselijke ingrepen daarin (aanleg van dammen, al dan niet met duikers) speelt hierbij een rol. Daar waar komen met een slechte drainage ontstaan op de kwelder, zal de kwaliteit van de vegetatie afnemen, of de vegetatie geheel verdwijnen. In die situatie kan erosie van de kwelder plaatsvinden. Diepe bodemdaling kan de verlaging van de kwelderbodem op dergelijke plekken versterken.

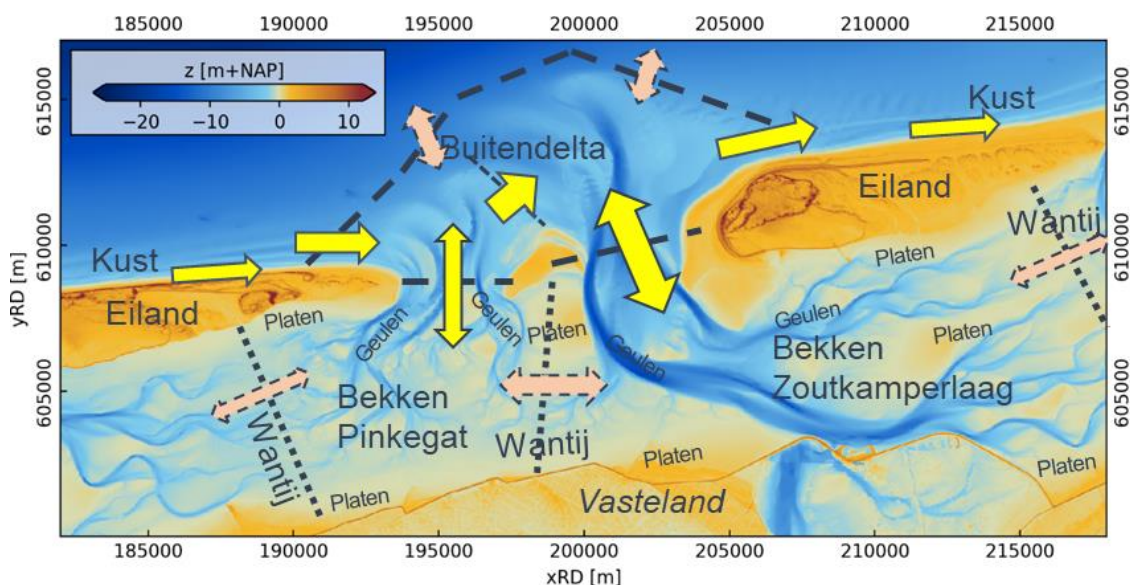
In potentie kan een indirect effect optreden van bodemdaling door het verschil in sedimentatiesnelheid van de kwelderrand naar achter in de kwelder wat leidt tot het 'kantelen' van de kwelder. Dit wil zeggen dat de hoogte van de kwelderrand toeneemt ten opzichte van de hoogte van de achterzijde van kwelder. Omdat de sedimentatie op de kwelder ook afhankelijk is van de hoogte, werkt dit het 'kantelen' tegen. Een relatieve verlaging achterin de kwelder vergroot de kans op het ontstaan van slecht gedraineerde kommen, zoals hierboven is omschreven. Op de beide kwelders zijn er geen aanwijzingen dat daadwerkelijk sprake is van een kanteling in het kwelderreliëf.



Figuur 3.2 Een infographic over verschillende factoren die een effect kunnen hebben op de kwelderontwikkeling. De kweldervegetatiesamenstelling wordt voornamelijk bepaald door de overstroomingsfrequentie. Opslibbing zorgt voor een hoger maaiveld en daardoor zal de overstroomingsfrequentie omlaag gaan. Begrazing en veranderingen in drainage kunnen leiden tot de begroeiing van plantensoorten die meer resistent zijn tegen begrazing of aangepast zijn aan een betere of slechtere drainage. Door bodemdaling daalt het maaiveld wat een effect kan hebben op de overstroomingsfrequentie, opslibbing, drainage en de kweldervegetatie. Uit Puijenbroek en Sonneveld (2020).

4 Doorwerking op elementen in het zeegatsysteem

De belangrijkste principes onderliggend aan het conceptuele model zijn besproken in Hoofdstuk 2 en de processen van sedimentuitwisseling tussen elementen van het morfologisch systeem in Hoofdstuk 3 en daarmee wordt in dit hoofdstuk de uitwerking gegeven van het conceptuele model voor de elementen van het zeegatsysteem (Figuur 4.1). In deze uitwerking wordt met een bondige beschrijving opgenomen van de resultaten uit de monitoring, waarbij de gegevens zoveel mogelijk zijn aangevuld tot en met 2019. Voor elk element wordt aangegeven wat het effect van bodemdaling is, zoals verondersteld op basis van het conceptuele model, waarna wordt aangegeven of de monitoringsresultaten aansluiten bij het conceptuele model.



Figuur 4.1 Elementen van het Friesche Zeegat systeem en de hoofdtransportpaden die worden beschreven door het conceptuele model (geel), en de transportpaden die klein worden verondersteld, maar wel aanwezig kunnen zijn (oranje).

4.1 De buitendelta

4.1.1 Conceptuele model

De buitendelta staat centraal in het zeegatsysteem. De buitendelta heeft de rol van doorgeefluik voor de sedimentstroom. De buitendelta vormt ook een zandvoorraad die aan de zeezijde van het zeegat op de bodem ligt. De buitendelta van Friesche Zeegat wisselt sediment uit met de kusten van Ameland en van Schiermonnikoog, en met de vloedkommen van Zoutkamperlaag en Pinkegat. De buitendelta's van de twee vloedkommen lopen in elkaar over, een grens tussen de twee is niet duidelijk aanwezig. De relaties van morfologisch evenwicht stellen dat de omvang van de buitendelta (uitgedrukt als sedimentvolume ten opzichte van een doorgetrokken kustprofiel van de aangrenzende kusten) direct gerelateerd is aan het getijprisma voor een zeegatsysteem dat voor lange tijd onverstoorde is geweest. Wanneer de buitendelta verstoord wordt uit het morfologisch evenwicht gaat het zeegatsysteem sediment herverdelen zodat het evenwicht weer wordt hersteld. De vloedkommen, de eilandkusten en mogelijk de diepe zeebodem vormen de zandbron bij sedimentatie van de buitendelta.

4.1.2 Effecten van bodemdaling

Het directe effect van bodemdaling op het zeegatsysteem is een afname van het volume van de buitendelta. Bij gelijkblijvende getijslag leidt dit tot sedimentbehoefte van de buitendelta. Zowel de

kust als de buitendelta maken onderdeel uit van het kustfundament. De bodemdaling versterkt het effect van zeespiegelstijging op het zeegatsysteem. De bron voor de sedimentatie op de buitendelta ligt in de omliggende kust en het langstransport.

Hierdoor is een indirect effect van de bodemdaling extra erosie van de aanliggende kust. Ook het bekken zou mogelijkwerwijs een bron voor deze sedimentatie van de buitendelta kunnen vormen, maar dit vindt niet plaats omdat er ook bodemdaling binnen het bekken optreedt.

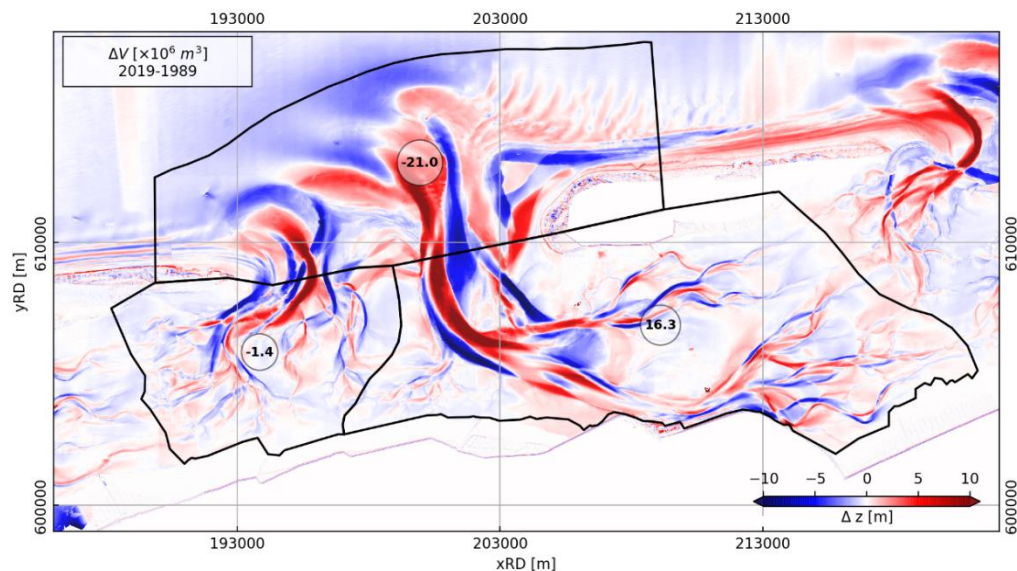
4.1.3 Geconstateerde ontwikkelingen

De voornaamste aandrijver van veranderingen aan de configuratie van het Friesche Zeegat is de afsluiting van de Lauwerszee in 1969. De initiële respons van het zeegatsysteem is uitvoerig beschreven in verschillende onderzoeken (Biegel en Eysink, 1992; Biegel en Hoekstra, 1995; Oost, 1995a; Elias, 2019). Elias (2019) beschrijft een sedimentbalans van de hele Waddenzee voor de periode 1927-2012. Voor een analyse van de recente volumeontwikkelingen (na 1985) op de schaal van het zeegatsysteem is de Vaklodingen-dataset van Rijkswaterstaat de databron. Hier vullen we de recente gegevens (na 1985) van de geaggregeerde sedimentbalans van het zeegatsysteem aan met de opname van 2019.

Elias (2019) schrijft uitgebreid over verschillende methoden om tot een beste schatting van de trendlijn voor volumeontwikkeling te komen. De kwantificering van de volumeontwikkelingen en het berekenen van de sedimentbalans met de import/export van de vloedkommen op basis van Vaklodingen is gevoelig voor de analysemethode en voor de periode waarover trends worden bepaald³. De keuze voor de analysemethode en periode wordt door Elias (2019) per deelgebied onafhankelijk gemaakt op basis van expert-judgement. Hier beperken we ons tot een bespreking van de volumeontwikkeling in de periode 1985-2019.

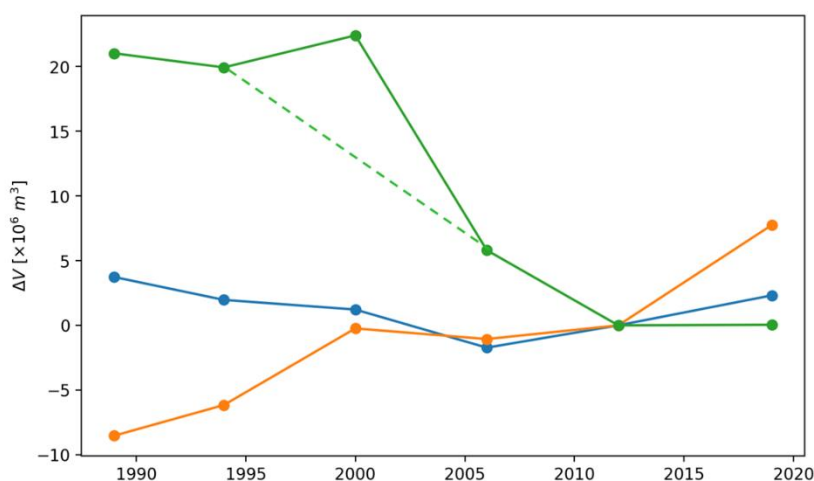
De verschilkaart van de bodems 2019 en 1989 (Figuur 4.2) laat zien dat geulmigraties van Pinkegat en Zoutkamperlaag de grootste diepteverschillen veroorzaken. De verzanding van de oude hoofdgeul Pinkegat en het ontstaan van nieuwe geulen in de keel van de vloedkom Pinkegat vallen daarbij op. Ook het uitbochten van de Zoutkamperlaag door de keel van het zeegat is duidelijk te zien. Dieper in de vloedkom van de Zoutkamperlaag zijn patronen van geulmigratie zichtbaar, maar lijkt sedimentatie te overheersen ten opzichte van erosie. Dit komt ook tot uiting in de geaggregeerde volumeverandering van de vloedkommen en buitendelta. De bodemhoogteverschillen tussen 1989 en 2019 in het Pinkegat wijzen op een volumeafname van 1.4 Mm³ (miljoen kubieke meter). Het volume van de buitendelta van het Friesche zeegat is met 21 Mm³ afgenomen. Het sedimentvolume van de vloedkom Zoutkamperlaag is met zo'n 16 Mm³ toegenomen. Deze volumeveranderingen zijn niet gecorrigeerd voor de volumeafname door bodemdaling al gevolg van gaswinning en voor volumetoename door zandsuppleties. De volumeveranderingen verlopen niet lineair en ook niet monotoon in de tijd, zie Figuur 4.3. In plaats van de verschillen tussen de twee opnames in Figuur 4.2 te beschouwen is het beter om naar de eventuele trendmatige ontwikkelingen te kijken.

³ De gevoeligheid voor de methode en de periode waarover trends worden bepaald is de verklaring voor verschillen tussen de recente analyse van Elias (2019) en eerdere sedimentbalansen zoals die van Elias et al., 2012 en analyses van de sedimentvolumes, zoals die in Hoeksema et al. (2004).



Figuur 4.2 Erosie-sedimentatieplot van de samengestelde kaart 2019 – 1989. Daaroverheen zijn de polygonen van drie elementen van het zeegat geplot: de buitendelta en vloedkommen van Pinkegat en Zoutkamperlaag. De getallen in de cirkels zijn de totale volumeverandering van de bodem binnen deze polygonen in miljoen kubieke meter, berekend uit de verschilkaart 2019-1989.

Figuur 4.3 laat het verloop van het volume van de drie elementen van het zeegatsysteem over de periode 1989-2019 zien, waarbij de bodem van 2012 is gebruikt als referentiebodem voor het bepalen van het volumeverschil. De uitschieter van het volume van de buitendelta in 2000 wordt niet betrouwbaar geacht, omdat de hoogtekaart van 2000 hier een systematische bias toont ten opzichte van de andere opnamen, die duidelijk te zien is in de diepe vooroever. In de grafiek in Figuur 4.3 is daarom een groene stippellijn opgenomen die de uitschieter negeert. Het volumeverlies van de buitendelta is een doorzetting van de reactie op de afsluiting van de Lauwerszee. In de 2019 opname lijkt de afname te stagneren, maar één datapunt is onvoldoende om daar conclusies aan te verbinden. Het sedimentvolume van het kombergingsgebied Zoutkamperlaag is in 30 jaar zo'n 15-20 miljoen m³ toegenomen. Ook dit is een voortzetting van het herstel van het morfologische evenwicht na de afsluiting van de Lauwerszee. De volumeverandering van de vloedkom Pinkegat toont geen trendmatige veranderingen. Het volume schommelt tussen 1989 en 2019 heen en weer met zo'n 5 miljoen m³.



Figuur 4.3 Tijdreeksen van volume per entiteit van het Friesche Zeegatsysteem. Zie Figuur 4.2 voor de gehanteerde polygonen. Het volume is berekend ten opzichte van de 2012 bodem en uitgedrukt in miljoenen kubieke meters. PGT=vloedkom Pinkegat; ZKL= vloedkom Zoutkamperlaag; ETD- Buitendelta Friesche zeegat. Groene stippellijn negeert de uitschieter in 2000

4.1.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

Het conceptuele model komt overeen met de respons van de buitendelta en de vloedkom van de Zoutkamperlaag na afsluiting van de Lauwerszee. De geconstateerde afname van het sedimentvolume kan direct worden gerelateerd aan de plotsklapse afname van het getijdeprisma door de afsluiting, waardoor er een sedimentoverschot op de buitendelta en een sedimenttekort in het bekken ontstond (Biegel & Hoekstra, 1995). Hierdoor is een herverdeling van sediment op gang gekomen. Een deel van het sediment van de buitendelta is geïmporteerd door de vloedkom waar de geulen sterk verzandden, en een deel van het sediment van de buitendelta werd afgevoerd richting de kust van Schiermonnikoog met het aanlanden van een enorme zandhaak tot gevolg (Elias, 2020).

4.2 Wadplaten in de vloedkom

4.2.1 Conceptuele model

Het getijdebekken Friesche Zeegat bestaat uit twee kleinere bekkens, de vloedkom van Zoutkamperlaag en de vloedkom van Pinkegat. Bij morfologisch evenwicht is het volume van de geulen binnen het bekken gerelateerd aan het getijprisma en is de omvang van het plaatoppervlak gerelateerd aan het totale oppervlak van het bekken. De relatie voor plaatoppervlak is niet lineair, kleinere bekkens hebben naar verhouding meer platen dan grotere bekkens. De gemiddelde hoogte van platen gemeten vanaf LW, is in morfologisch evenwicht lineair gerelateerd aan de getijslag (HW-LW), en in veel mindere mate gerelateerd aan bekkenoppervlak (grotere bekkens hebben lagere platen).

Wanneer het morfologische evenwicht wordt verstoord dan volgt een periode van aanpassing van de configuratie van het bekken om opnieuw een morfologisch evenwicht te vinden. De bron van sedimentimport voor de platen in de vloedkom is de buitendelta. Na extreme ingrepen in het zeegatsysteem die het morfologisch evenwicht sterk verstoren, kan het wantij opschuiven, zodat extra komberging wordt gecreëerd of deze juist afneemt, waardoor het getijprisma verandert. De tijdschaal waarop de aanpassingen plaatsvinden kan worden geschat op basis van de primaire variabelen die het bekken beschrijven en parameters die sediment transport proces beschrijven. Voor kleine bekkens is de tijdschaal korter (jaren tot tiental jaren) en de tijdschaal wordt lager (tientallen jaren) voor grote bekkens.

4.2.2 Effecten van bodemdaling

De verdieping van de vloedkom door bodemdaling leidt tot vraag-gestuurde import door het zeegat. Voor deze import is de buitendelta en uiteindelijk de omliggende kust de sedimentbron.

In het algemeen treedt de bodemdaling op in zowel geulen- als platengebied. De verdeling van de mate van bodemdaling over de platen en geulen bepaalt hoe het systeem reageert. Binnen het bekken is de aanpassingstijdschaal van de platen groter dan die van de geulen. Hierdoor zullen de platen langzamer naar het morfologisch evenwicht evolueren dan de geulen. Dit komt omdat al het sediment voor de platen uit de geulen moet komen, maar de geul bij bodemdaling zelf ook een sedimentbehoefte heeft. De bodemdaling leidt ook tot een kleine vergroting van de getijslag. Dit heeft een dempend effect op de erosie van de platen maar is minder sterk dan de sedimentbehoefte van de geulen, en kan deze dus niet compenseren.

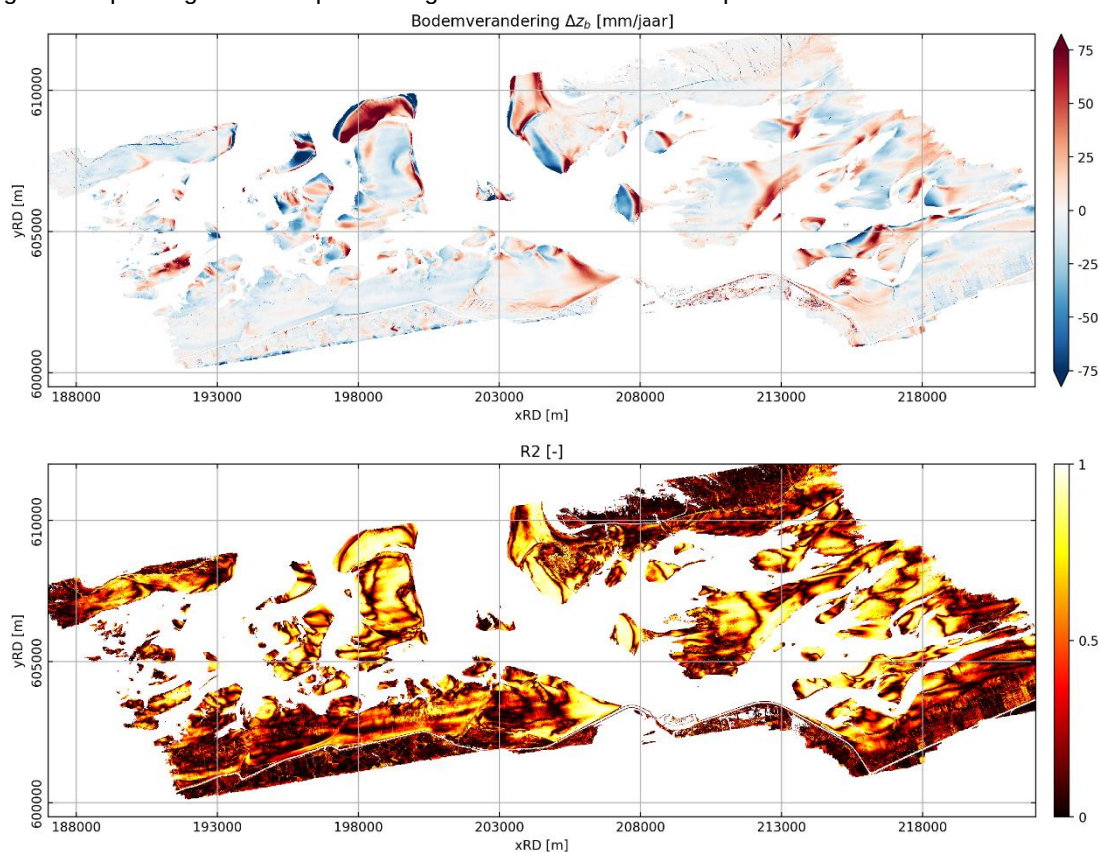
Direct effect op de korte termijn van bodemdaling op het bekken is een verlaging van platen en verdieping van de geulen. Omdat de transportmechanismen richting het bekken en binnen het bekken dempend werken, vindt er op de lange termijn (tientallen jaren) herstel plaats van het morfologisch evenwicht. De geulen zullen sneller sedimenteren dan de platen. Op de korte termijn hoeft sedimentatie op de platen niet overal in het bekken met dezelfde snelheid plaats te vinden. Gebieden met weinig natuurlijke dynamiek passen zich trager aan dan gebieden met hoge dynamiek. Daarnaast is de bodemdaling niet uniform verdeeld over het bekken, en zullen plaatcomplexen die sterker aan bodemdaling onderhevig zijn, dus ook een sterkere respons ondergaan dan platen verder weg gelegen van het centrum van de dalingskom. Indirect effect van de sedimentbehoefte van het bekken is erosie van Noordzeekust van Ameland. Hierin versterkt de bodemdaling de werking van zeespiegelstijging.

4.2.3 Geconstateerde ontwikkelingen

4.2.3.1 Monitoren met LiDAR

Om de droogvallende wadplaten in beide vloedkommen nauwkeurig en vlakdekkend te volgen, worden binnen het kader van de monitoring *effecten bodemdaling door gaswinning in de Waddenzee* vanaf 2010 LiDAR opnamen gemaakt van het hele Friesche Zeegat. Met LiDAR kan niet onder water gemeten worden, dus alleen de platen die daadwerkelijk zijn drooggefallen tijdens de meting worden ermee opgemeten. Het inwinprotocol is sinds de eerste opname sterk verbeterd, onder andere door verbeteringen in de gebruikte laserscanners. Daarnaast zijn de afgelopen jaren een aantal verbeteringsslagen ondernomen om de consistentie van de opwerking tussen opnamen te verbeteren en voor een deel van de systematische afwijkingen te corrigeren (Schrijvershof et al., 2018), Van der Lugt et al., 2020, 2019). Hierdoor zijn afzonderlijke opnamen, die zijn ingevlogen door verschillende meetdiensten, beter met elkaar te vergelijken.

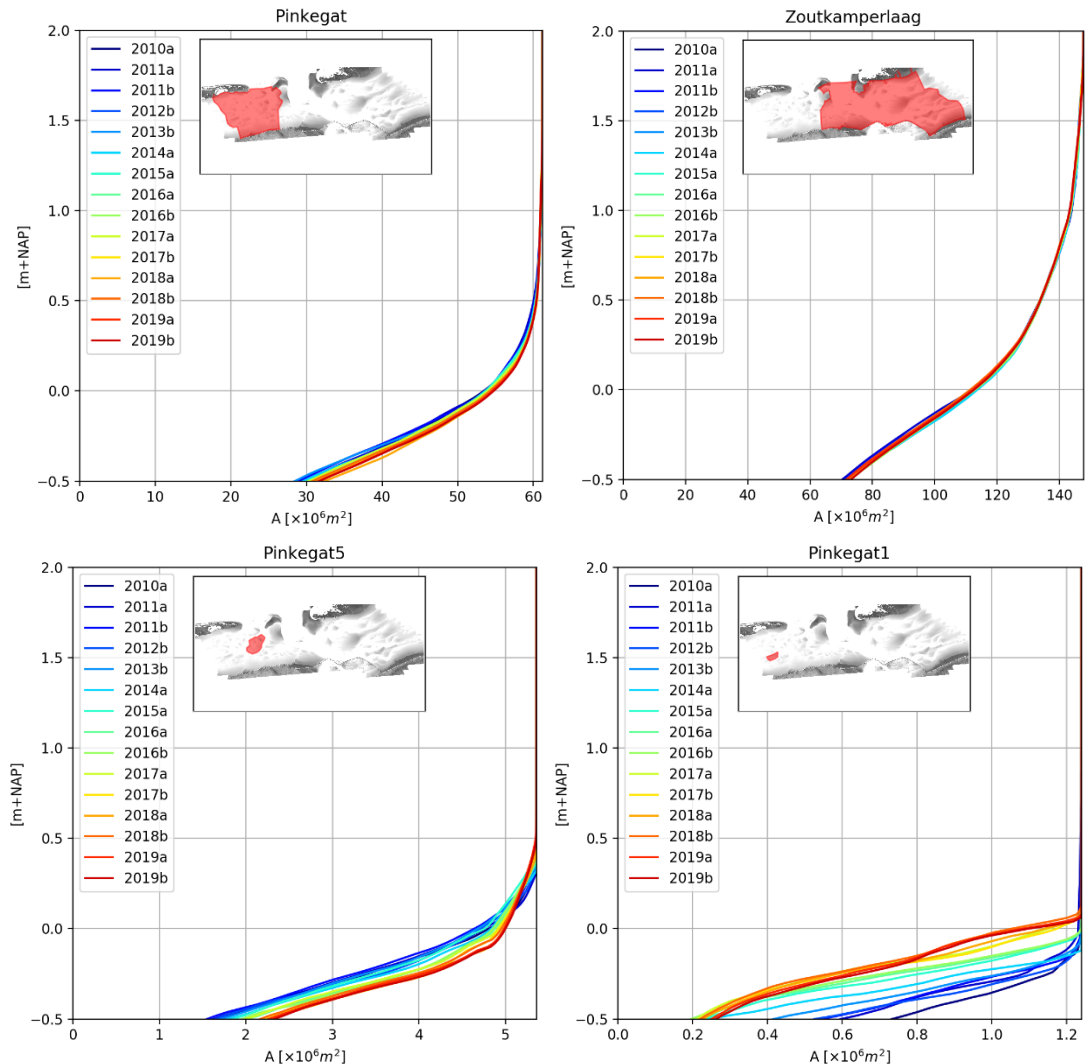
Uit de LiDAR gegevens kan de trendmatige verandering van bodemhoogte worden berekend. De gemiddelde hoogteverandering per jaar over de hele periode 2010-2019 is geplot in Figuur 4.4. De sterkste hoogteveranderingen vonden plaats bij de verheling van het Rif (de zandplaat ten noorden van de Engelsmanplaat, zie Figuur 2.2) met de Engelsmanplaat, en aan plaatranden ten gevolge van geulmigratie. In de rest van de gebieden, gelegen tegen het vasteland en de platen ten zuiden van de eilanden, zijn veranderingen vaak kleiner van 2.5 cm per jaar. Hoewel op de geaggregeerde schaal de veranderingen in het bekken niet zo groot zijn, vinden er wel degelijk grote aanpassingen van de plaatconfiguratie binnen het bekken plaats.

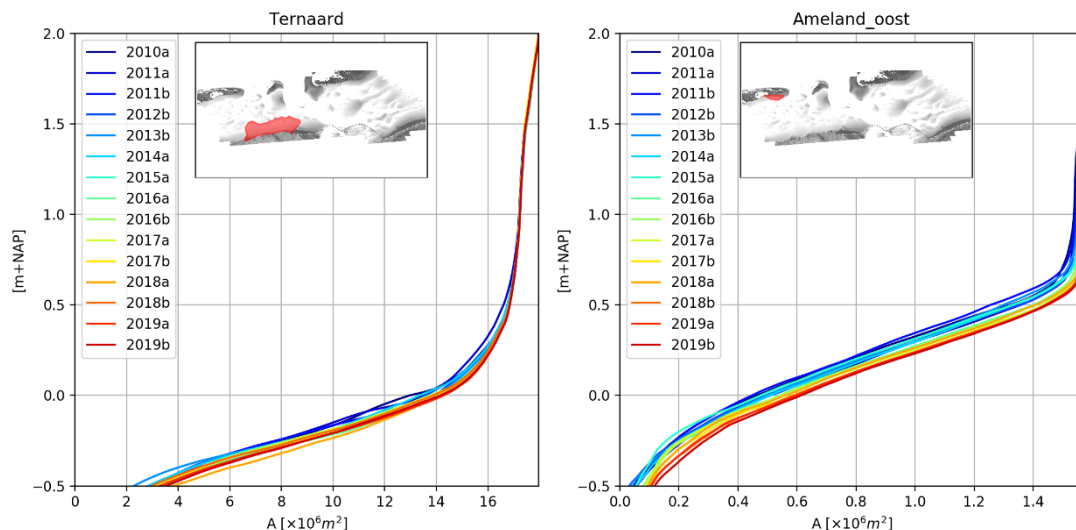


Figuur 4.4 Trendmatige bodemverandering in mm/jaar op basis van de LiDAR reeks 2010-2019 (boven), en R^2 -indicator voor de mate van trendmatigheid (bij waarde van 1 verklaart de lineaire trend alle variantie van het signaal in de rooster cel, bij waarde van 0 verklaart de lineaire trend helemaal geen variantie in het signaal).

De LiDAR metingen stellen ons zeer goed in staat om tussen eroderende en aangroeiende platen te differentiëren. Figuur 4.5 toont hypsometrische curven van de platen van de twee

vloedkommen, en een viertal platen met verschillende ontwikkelingen voor de periode 2010-2019. Het plaatcomplex genaamd Pinkegat 5 (zie de figuur voor de locatie binnen de vloedkom) erodeert door geulmigratie, wat te herkennen is aan de versteiling vanaf NAP+0m. De plaat Pinkegat 1 is in een tijdsbestek van 10 jaar zo'n 30 centimeter omhoog gekomen. Het platencomplex aan het vasteland dat hier Ternaard is genoemd, vertoont een redelijk stabiele curve waar geen duidelijke trend uit naar voren komt, wat in lijn is met de kombergingsgeaggregeerde ontwikkeling. Het wad ten zuiden van Ameland toont een daling van de lokale plaathoogte en in mindere mate lokaal ook een afname van plaatareaal.





Figuur 4.5 Hypsometrische curven voor deelgebieden van het Pinkegat, gefocust op individuele platen.

De meetfout van de LiDAR methode, die op basis van vergelijking met sedimentgrids in ieder geval op zo'n 3 centimeter wordt geschat (Van der Lugt et al., 2020), is dus zeer geschikt om de morfologische veranderingen van variabele gebieden te monitoren, maar blijft vrij groot in relatie tot de zeer minimale hoogteveranderingen van de stabiele platen.

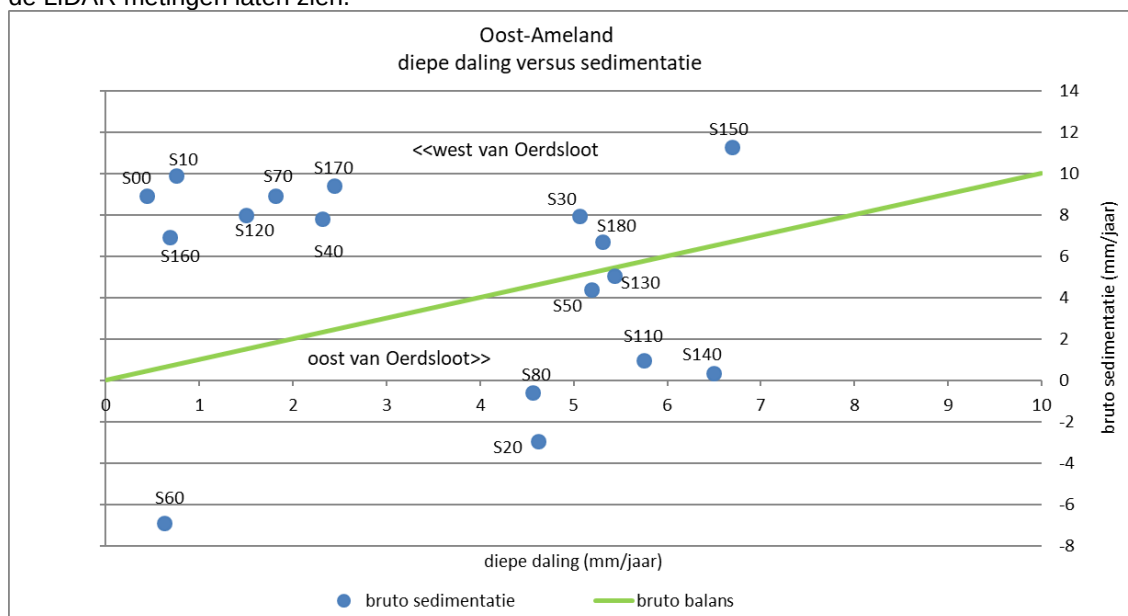
4.2.3.2 Spijkermetingen

Om lokale sedimentatie en/of erosie op de stabiele wadplaten met grotere nauwkeurigheid en hogere frequentie vast te stellen worden Spijkermetingen verricht op Wadplaten in en rondom het gaswinningsgebied. Dit zijn puntmetingen van sedimentlaagdikte uit de lengtebepaling van een viertal meettouwjes die met grondankers 60-90 cm onder het wad zijn geplaatst. Het gehele meetprotocol en resultaten zijn beschreven in Krol (2020). In 2000 begonnen de eerste metingen op het wad ten zuiden van Oost-Ameland. De monitoringsgebieden werden uitgebreid met het wad Paesens in 2003, wad ten zuiden van West-Ameland in 2006, Schiermonnikoog en de Engelsmanplaat in 2007 en de Piet Scheve plaat in 2014. Gerekend over de gehele meetperiode, die tussen de onderzoeksgebieden varieert van de afgelopen 5 tot 18 jaar, is er sprake van sedimentatie in alle 6 onderzochte gebieden. Het betreft Engelsmanplaat +0,5 mm/j, Oost-Ameland +5,1 mm/j, Paesens +9,2 mm/j, West-Ameland +6,2 mm/j, Piet Scheve plaat +10,1 mm/j en Schiermonnikoog +4,7 mm/j, zie Figuur 4.6.



Figuur 4.6 Sedimentatiesnelheid per onderzoeksgebied in mm/jaar. De reeksen waarop het gemiddelde is gebaseerd variëren in lengte van 5 tot 18 jaar, maar ze zijn allemaal bijgewerkt tot en met 2019. Overgenomen uit Krol (2020)

De bruto sedimentatiesnelheden die uit de spijkermetingen worden verkregen worden uitgezet tegen gegevens van diepebodemdaling van NAM. Voor een beperkt gebied ten zuiden van het Oerd en de Hon in onderzoeksgebied Oost-Ameland blijkt de daling van de diepe bodem groter te zijn dan de bruto sedimentatie, dit zorgt dus lokaal voor een netto verlaging van het wad op deze meetstations (Figuur 4.7). De stations waar een netto verlaging optreedt liggen allemaal ten oosten van de Oerdsloot, zie Figuur 4.8. Voor die stations is dit consistent met de resultaten die de LiDAR metingen laten zien.



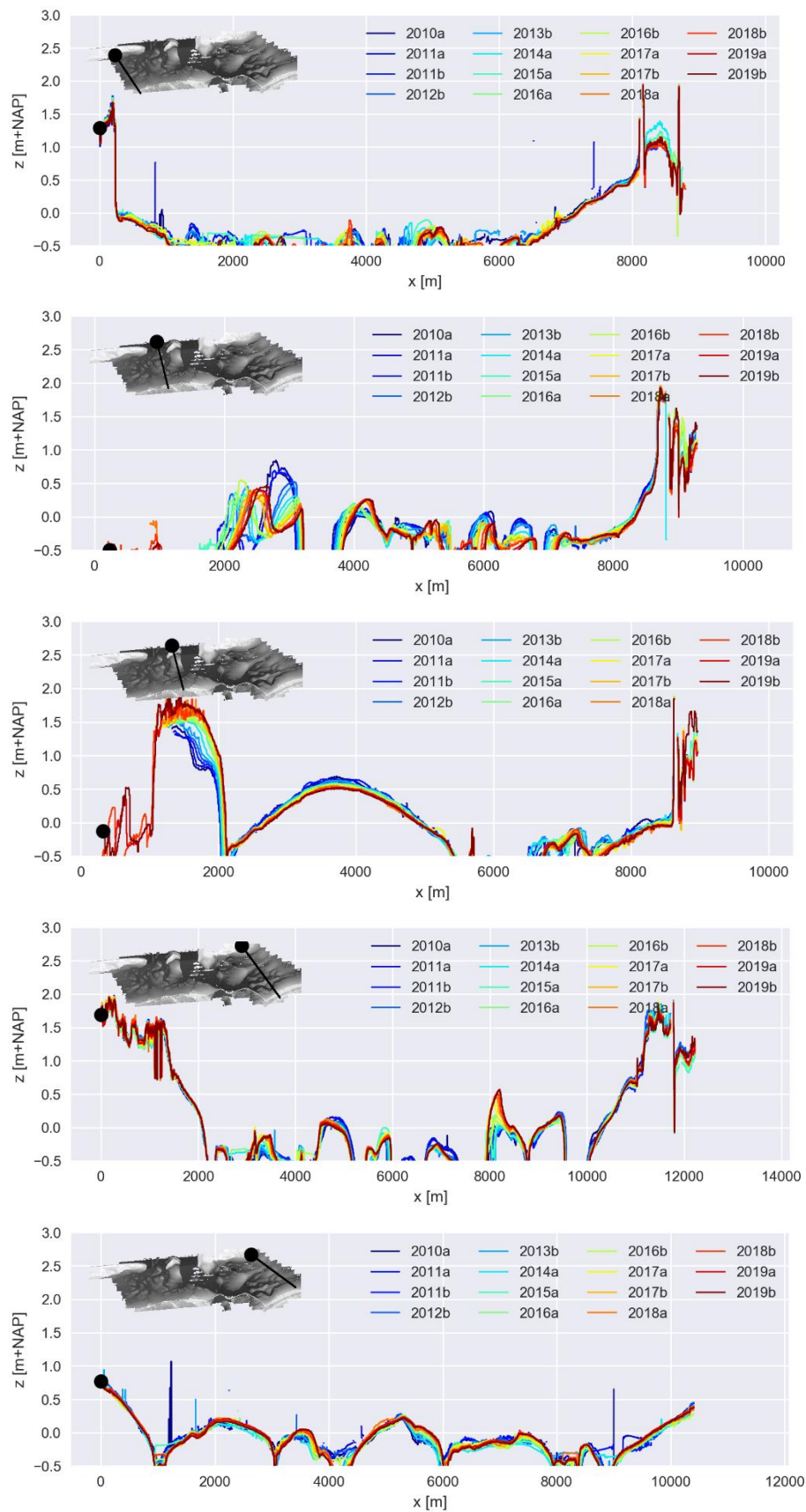
Figuur 4.7 Diepe daling versus sedimentatie van de spijkermetingen. Zie Figuur 4.8 voor plaatsbepaling van meetstationnummering. Overgenomen uit Krol (2020)



Figuur 4.8 locatie van de spijkermetingen. Spijkers waar de daling van de diepe bodem groter is dan de sedimentatie aangegeven in geel. Overgenomen uit Krol (2020)

Het conceptuele model geeft geen verklaring voor het verschil in morfologie en dynamiek van individuele platen en geulen. De morfologie op de schaal van individuele platen is wel zeer goed te monitoren aan de hand van LiDAR en laat duidelijke verschillen zien tussen de verschillende platen in het Friesche zeegat. Figuur 4.5 toont een aantal doorsneden van de vloedkommen voor alle opnamen 2010-2019. De doorsneden gelegen tegen de wantijen van Ameland en Schiermonnikoog tonen aan dat de platen daar in het Pinkegat maar net boven NAP-0.5m uitkomen, terwijl de platen tegen het wantij in de Zoutkamperlaag bijna allemaal boven NAP+0m uitkomen. Ook in vergelijking met het westelijke gelegen Borndiep zijn en waren de platen in het Pinkegat relatief laag. Het verschil in hoogte van de platen in het Pinkegat en de Zoutkamperlaag is ook zichtbaar in de oudere Vaklodingen (van voor 1985). Mogelijk speelt de relatief korte afstand tussen het zeegat en kust van het vasteland hierin een rol. Door de beperkte afstand tot het zeegat is de invloed van golven hier mogelijk groter dan in de aangrenzende bekkens.

Doorsneden die meer door het midden van de vloedkom lopen tonen aan hoe sterk individuele platen kunnen migreren, vervormen, verhogen en verlagen. Het Roode Hoofd in de vloedkom Zoutkamperlaag migreert met snelheden tot zo'n 50 m oostwaarts per jaar. De platen recht onder de keel van het Pinkegat migreren sterk wat ook grote hoogteverschillen oplevert, bekeken uit één vast punt van de doorsnede.



Figuur 4.9 Doorsneden van LiDAR opnamen van 2010 (blauw) tot 2019 (rood).

4.2.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

De data tonen differentiatie van plaatgedrag door het bekken heen. De sedimentatiesnelheid is voor sommige plaatcomplexen voldoende om daling van de diepe bodem bij te benen en voor andere plaatcomplexen vindt er wel sedimentatie plaats, maar is dit niet voldoende om de daling van de diepe bodem direct te compenseren. Dit is in lijn met het conceptuele model. De sedimentbehoefte ontstaat gelijktijdig met de bodemdaling, waardoor er direct een import van sediment ontstaat wat zich vertaalt in sedimentatie op de platen. De tijdschaal van de aanpassing van het systeem is echter niet gelijk aan de tijdschaal van de bodemdaling, er zit dus vertraging op de aanpassing. Het conceptuele model is van toepassing op de geaggregeerde elementen van het sedimentdelende systeem en beschrijft niet de evolutie van individuele platen of geulen binnen het bekken. Conceptuele modellen die de ruimtelijke variatie van plaathoogte en de differentiatie in hoogte-ontwikkeling beschrijven voor situaties zonder en met menselijke ingrepen, waaronder bodemdaling, zijn (nog) niet beschikbaar. Hierdoor is het niet mogelijk om verschillen tussen plaat(complexen) te duiden en de eventuele invloed van bodemdaling te beschouwen ten opzichte van autonoom optredende veranderingen.

4.3 Geulconfiguratie

4.3.1 Conceptuele model

In een morfologisch evenwicht is het volume van de geulen gekoppeld aan het getijdeprisma. Voor kleine bekkens (relatief t.o.v. getijgolf lengte), zoals het Pinkegat, is het getijprisma gelijk aan het volume in het bekken tussen HW en LW. Wanneer het morfologische evenwicht wordt verstoord dan volgt een periode van aanpassing van de configuratie van het bekken om opnieuw een morfologisch evenwicht te vinden. De bron van sedimentimport voor de geulen zijn de wadplaten en de buitendelta.

De geulen vormen de verbinding tussen de vloedkommen en de buitendelta. De configuratie van de geulen vormt geen onderdeel van het concept van morfologisch evenwicht. De configuratie van geulen door de keel van het zeegat is sterk aan veranderingen onderhevig: er zijn in het verleden zowel meergeulenconfiguraties als systemen met een enkele hoofdgeul opgetreden. Oost (1995) beschrijft het proces van het voortdurend ontstaan van nieuwe geultjes uitvoerig: Geultjes ontstaan vlak langs de oostpunt waar ze de drainage van de Holwerderbalg faciliteren. Vervolgens groeien ze in stroomvoerend oppervlak, waarbij ze tegelijkertijd oostwaarts het zeegat in migreren. Daar verliezen ze uiteindelijk hun aansluiting met de Holwerderbalg, waarna er een nieuw geultje ontstaat strak langs het eiland om die drainagefunctie over te nemen. Dit proces wordt vaak als cyclisch omschreven, maar echt periodiek verloopt de ontwikkeling niet (Elias, 2019). Dit is deels te verklaren doordat een omslag in de configuratie gepaard gaat met *bypassing* van sediment. Platen met groot oppervlak ontstaan op de buitendelta, migreren door het zeegat heen en verhelen vervolgens met de eilandstaart of het Rif. Deze *bypassing* komt incidenteel voor, wat het dus moeilijk maakt om de geulconfiguratie te voorspellen.

4.3.2 Effecten van bodemdaling

De verdieping van de geulen door bodemdaling leidt tot een toename van de getijslag, en daardoor tot een toename van de vraaggestuurde import door het zeegat. Voor deze import is de buitendelta en uiteindelijk de omliggende kust de sedimentbron.

Direct effect op de korte termijn van bodemdaling op het bekken is een verdieping van de geulen die leidt tot een toename van de vraaggestuurde import door het zeegat. Omdat de transportmechanismen richting het bekken en binnen het bekken dempend werken, vindt er op de lange termijn herstel plaats van het morfologisch evenwicht. Zoals in Paragraaf 4.3.2 reeds besproken, treedt de bodemdaling in het algemeen op in zowel geulen- als platengebied. De verdeling van de mate van bodemdaling over de twee soorten gebieden bepaalt hoe het systeem reageert. Binnen het bekken is de aanpassingstijdschaal van de geulen kleiner dan die van de platen. Hierdoor zullen de geulen sneller richting het morfologisch evenwicht evolueren dan de

platen. Indirect effect van de sedimentbehoefte van de geulen is erosie van Noordzeekust van Ameland. Hierin versterkt de bodemdaling de werking van zeespiegelstijging.

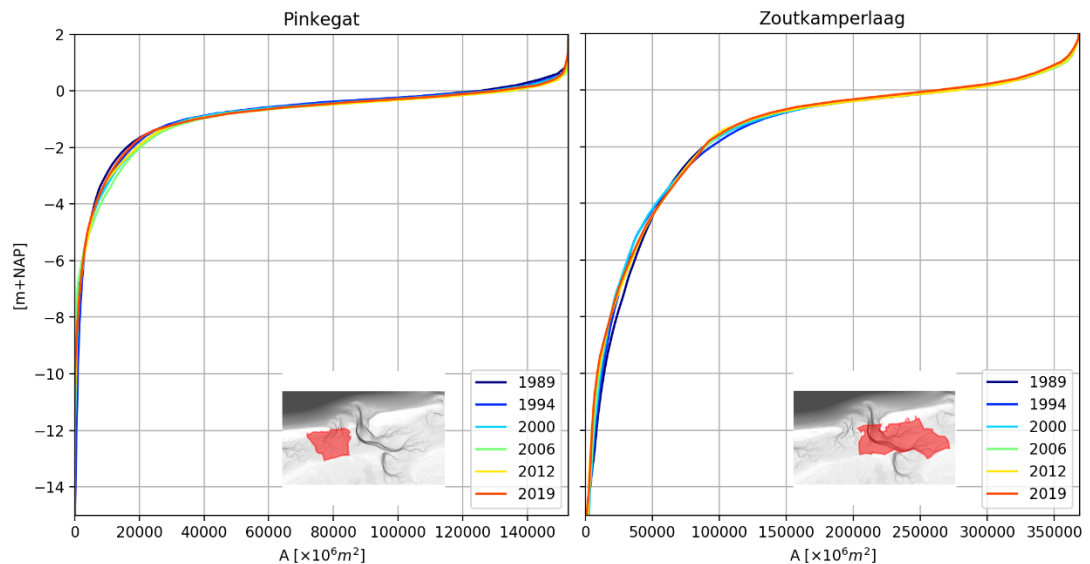
Er is geen direct effect van bodemdaling op de configuratie van de geulen. Indirect effect kan wel aanwezig zijn in veranderingen van het langstransport en *bypassing* van grote zandplaten op de buitendelta, die mede worden veroorzaakt door sedimentbehoefte die in de vloedkom ontstaat. Hoe groot dit indirecte effect is, is lastig te duiden omdat we het proces van bypassing en het effect op geulconfiguratie weliswaar goed fenomenologisch kunnen beschrijven, maar het ontstaan van een *bypass* afhankelijk is van allerlei omstandigheden op zowel grote als kleine schaal. De voorspelbaarheid van dergelijke *bypasses* onder omstandigheden zonder en met bodemdaling is daarom beperkt.

4.3.3 Geconstateerde ontwikkelingen

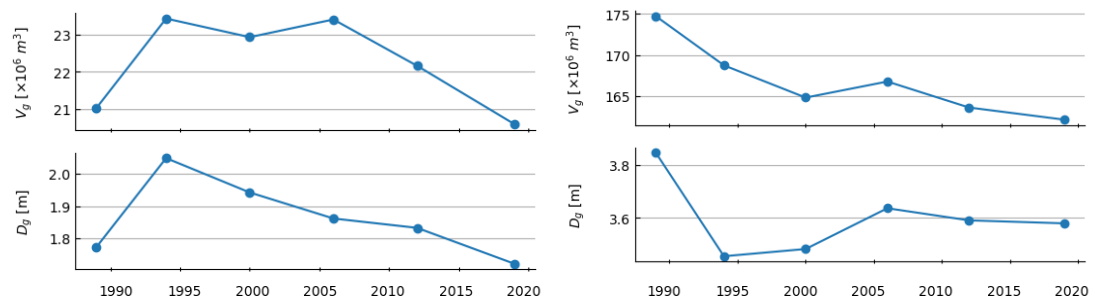
Lodinggegevens van Rijkswaterstaat beslaan de hele periode 1989-2019 en worden gebruikt om een vlakdekkend beeld van de twee vloedkommen te verkrijgen. Figuur 4.10 toont de hypsometrische curven voor beide vloedkommen, berekend voor elke loding uit de periode 1989-2019. Hieruit lezen we het oppervlak van gebied bij een bepaalde hoogteklaar af. In het Pinkegat is een relatief veel groter gebied gelegen tussen de NAP-2m en NAP+0m ten opzichte van de Zoutkamperlaag. De vloedkom van de Zoutkamperlaag bevat veel meer diepe geulen dan het Pinkegat. De differentiatie naar jaar wijst uit dat de geulen in de periode 1989-2019 gemiddeld genomen wat minder diep zijn geworden. Dit geldt voor beide vloedkommen. De minimale verschillen tussen de curven voor verschillende jaren tonen aan dat op geaggregeerde schaal het Pinkegat niet wezenlijk is veranderd. De grootste variatie in hoogtemeting is te zien tussen NAP-4m en NAP-2m, maar een trend is hier niet duidelijk te zien. De curven van opnamen van de vloedkom Zoutkamperlaag laten wel een trendmatigheid zien: onder NAP-4m, de diepe geulen, liggen de curven van recentere jaren hoger dan de oudere opnamen. Dit duidt erop dat de geuldiepte gemiddeld genomen over de vloedkom enigszins is afgenomen sinds 1989. Dit is in lijn met de voorspelde sedimentimport door het geaggregeerde model ten gevolge van de afsluiting van de Lauwerszee.

Naast hypsometrie kan er uit lodingsgegevens nog een koppeling gemaakt worden met het geaggregeerde model. Figuur 4.11 toont het geulvolume en de gemiddelde diepte van de geulen (volume water onder LW) over de periode 1989-2019 zoals bepaald uit de Vaklodingen. De gemiddelde diepte van de delen van de vloedkommen die tot de geulen wordt gerekend varieerde over de periode zo'n 20 tot 30 centimeter, evenveel in beide vloedkommen. Het geulvolume van de vloedkom Pinkegat neemt sinds 1994 af met zo'n 2 Mm³ en dit gaat gepaard met een afname van de gemiddelde geuldiepte van zo'n 3 centimeter tussen 1994 en 2019. De opname 1989 valt niet in lijn met de latere opnamen. Bij dergelijke uitschieters gaan we ervanuit dat deze gevolg zijn van de onnauwkeurigheid van de metingen, bij vaklodingen wordt die onzekerheid eerder op 10 cm dan 1 cm geschat. Op volledig geaggregeerde schaal zijn er binnen de vloedkom van het Pinkegat geen ontwikkelingen opgetreden die groter zijn dan de nauwkeurigheid waarop we ze kunnen bepalen.

De vloedkom van Zoutkamperlaag heeft een grote verstoring op het morfologische evenwicht gekregen door de afsluiting van de Lauwerszee in 1969. Daarop is sedimentatie in de geulen opgetreden, waardoor het geulvolume in de Zoutkamperlaag is afgenomen, met zo'n 12 Mm³ tussen 1989 en 2019. De gemiddelde geuldiepte volgt een minder duidelijke trend, wat betekent dat het oppervlak van de vloedkom dat tot het geulengebied wordt gerekend ook variabel is. Ook voor deze vloedkom past de opname van 1989 niet goed in het patroon van de navolgende opnamen.



Figuur 4.10 Hypsometrische curves voor vloedkommen Pinkegat en Zoutkamperlaag voor de periode 1989-2019 op basis van Vaklodinggegevens.

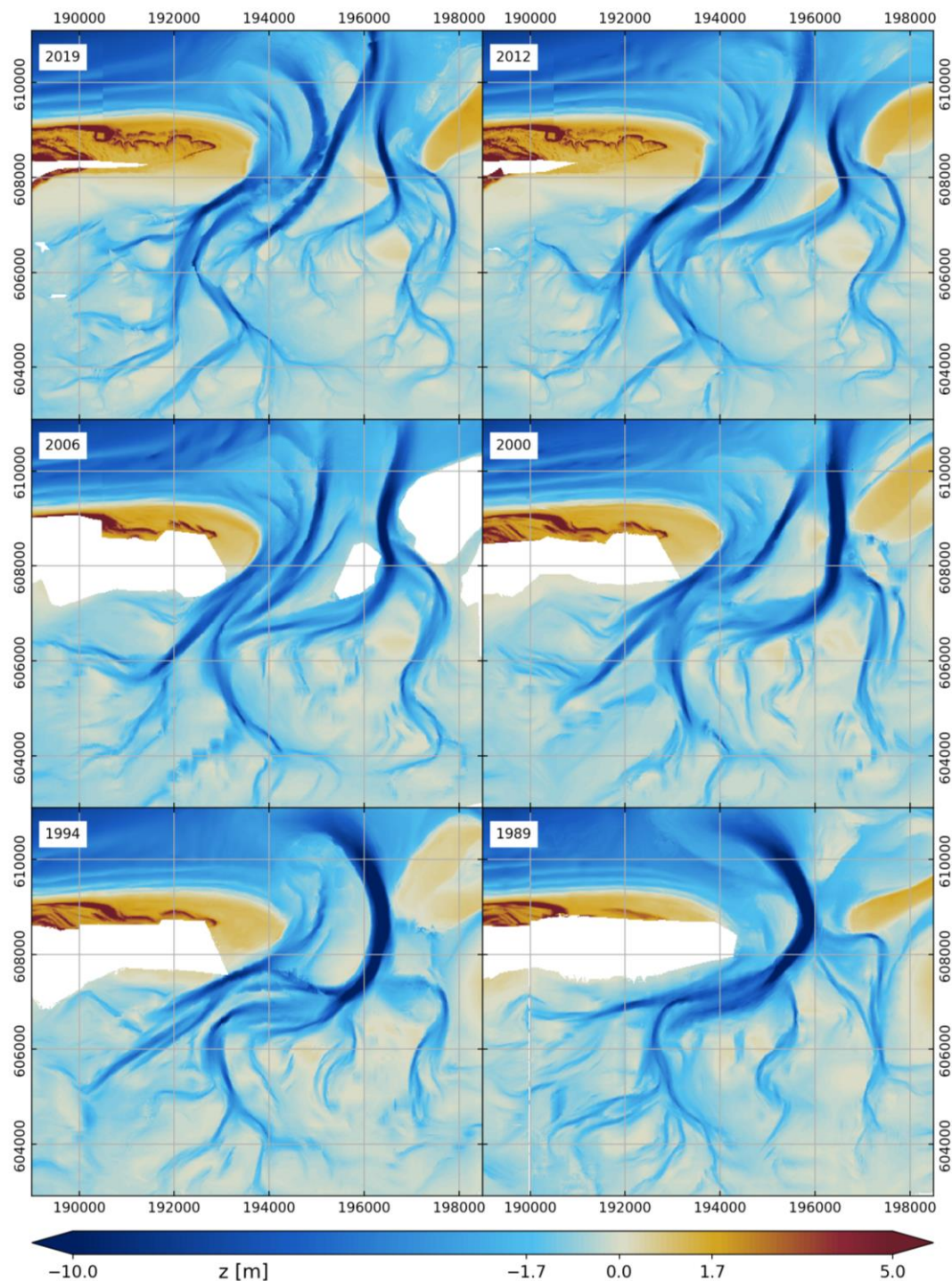


Figuur 4.11 Links: Pinkegat, Rechts: Zoutkamperlaag. Boven: geulvolume (volume water onder LW), onder gemiddelde diepte geulen, beiden als functie van de tijd op basis van Vaklodinggegevens.

Hoewel de geaggregeerde sedimentbalans van het Pinkegat niet wezenlijk is veranderd in de metingen, is de geuligging in de vloedkom en het zeegat van het Pinkegat juist erg veranderlijk geweest. We bespreken de configuratie aan de hand van Figuur 4.12 met benaming van individuele geulen zoals aangegeven in Figuur 2.2.

Sinds 1989 was er afwisselend sprake van een één, twee of zelfs meergeulensysteem. In 1989 is nauwelijks sprake van twee geulen: Het Strandgat is veel ondieper dan het Pinkegat en vergelijkbaar georiënteerd van west naar oost. Het meeste water stroomde af naar zee via het Pinkegat. Tot 1994 verdiept het Strandgat en de ebstroom verdeelt zich over twee geulen. De geul die de voornaamste drainage van de Holwerderbalg draagt heet hierin dan het Strandgat. De oostelijker gelegen geul heet dan het Wierumergat, en is niet langer de hoofddrainagegeul van De Holwerderbalg, maar draagt bij aan de drainage van het Wierumer wad, evenals het Pinkegat doet. De geul Pinkegat draait tussen 1989 en 2000 steeds verder naar het oosten. Zijn stroomvoerend oppervlakte neemt steeds wat verder af ten bate van het Strandgat en Wierumergat. Tussen 2000 en 2012 blijft de oriëntatie van het Pinkegat constant noordwaarts. Het stroomvoerend oppervlak blijft afnemen en het Strandgat neemt steeds meer de rol over van het Pinkegat. In 2006 bestaat het zeegat uit drie geulen, en de wadgeulen sluiten steeds meer aan bij de meest westelijke geul. Het Strandgat draait tussen 2006 en 2019 steeds verder met de klok mee, wat invloed heeft op het wad ten zuiden van de Hon. Op de buitendelta is het Wierumergat even breed en diep als het Pinkegat in 2012. Het Pinkegat blijkt in 2019 stabiel gebleven ten opzichte van 2012, alleen is zijn oriëntatie op de buitendelta wat teruggedraaid, zodat de geul nu

weer noord-zuid georiënteerd is. De Sypkeplaat, ingeklemd tussen het Wierumergat en het Pinkegat, is in de periode 1989-2012 steeds in omvang toegenomen, en voorkomt een potentiële samensmelting van het Wierumer- en Pinkegat.



Figuur 4.12 Overzichtsfiguur van de lodingendata uit periode 1989-2019 voor de vloedkom Pinkegat. Hierin kan de ligging en oriëntatie van het Strandgat, Wierumergat en het Pinkegat worden gevolgd.

4.3.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

De volumetoename van het sedimentvolume van de Zoutkamperlaag is structureel en goed uit leggen aan de hand van het sedimentoverschot op de buitendelta en de sedimentbehoefte van de

geulen van de vloedkom na afsluiting van de Lauwerszee. Op de schaal van de hele vloedkom blijkt het geulvolume van de vloedkom Pinkegat min of meer constant te blijven.

De geulconfiguratie tussen 1989 en 2019 is sterk veranderlijk geweest. Hoewel de huidige configuratie in 2019 het conceptuele model niet tegenspreekt, is er voor het eerst sinds de metingen sprake van een meergeulensysteem met zo veel geulen. Het is niet duidelijk wat hiervan de oorzaak is.

4.4 Begrenzing van het bekken

4.4.1 Conceptuele model

Wantijen vormen de scheiding tussen vloedkommen in de Waddenzee. Achter elk eiland is er een wantij, meestal oostelijk gelegen ten opzichte van het midden van het eiland. Deze kenmerkende ligging kan worden verklaard door de voortplanting van het getij langs de kust, waarbij de ruimtelijke variaties van zowel de amplitude als de fase van het getij van belang zijn (Wang et al. 2013, Vroom, 2011). Voor het conceptuele model en ook voor de bepaling van het getijprisma wordt ervanuit gegaan dat de wantijen tussen kombergingen gesloten zijn: er vindt geen transport van water, zand en slib plaats over de wantijen tussen de kombergingen. In numerieke uitwerkingen van dit model wordt over het algemeen gewerkt met een vaste ligging van de wantijen tussen bekkens, zodat de oppervlakte van de bekkens in de tijd gelijk blijft. Zo is de toepassing van het geaggregeerde model in het numerieke Asmita-model voor het Pinkegat en het Friesche zeegat te vinden in Wang en Eysink, (2005).

In werkelijkheid is de ligging van wantijen enigszins variabel. De ligging van het wantij hangt samen met de lengte van het eiland (door de timing van twee elkaar ontmoetende getijgolven uit verschillende zeegaten). Sterke erosie of juist uitbouw van de eilandpunt zal dus effect hebben op de wantijligging. Of de ligging van de oostpunt of de ligging van het wantij de aandrijver is in deze wisselwerking is niet duidelijk. Na extreme ingrepen in het zeegatsysteem die het morfologisch evenwicht sterk verstoren kan het wantij ook opschuiven zodat extra komberging ontstaat, of deze juist afneemt en het getijprisma verandert. De afsluiting van de Lauwerszee heeft een wezenlijk deel van de vloedkom Zoutkamperlaag weggenomen, zodat de geul te ruim werd voor het morfologische evenwicht (Biegel en Hoekstra, 1995; Oost, 1995b). Het wantij achter Schiermonnikoog heeft zich na de afsluiting van de Lauwerszee in de oostelijke richting verplaatst. Die verplaatsing droeg direct bij aan het herstel van morfologisch evenwicht (Wang, 2007).

In werkelijkheid zijn de wantijen ook niet volledig gesloten, over de wantijen kan water van het ene naar het andere kombergingsgebied stromen (zie bijvoorbeeld Duran Matute et al., 2016). De omvang van die stroming varieert, omdat deze (sterk) afhankelijk is van de windrichting en windsterkte. Bij windrichtingen uit west tot noordwest, waarbij hogere waterstanden optreden, zal de stroming over het wantij groter zijn en gericht van west naar oost, dan bij rustige omstandigheden. Een kombergingsgebied kan dus worden gevuld door inkomend getij vanuit één zeegat, en afstroming kan deels plaatsvinden door een ander zeegat, bijvoorbeeld bij stormcondities. Over de wantijen kan ook transport van sediment plaatsvinden. Hoewel de omvang van de (bruto en netto) transporten van sediment over de wantijen kleiner is dan deze transporten via de zeegaten, zijn de netto transporten wel belangrijk om de sedimentbalans van de Waddenzee sluitend te krijgen (Elias, 2019).

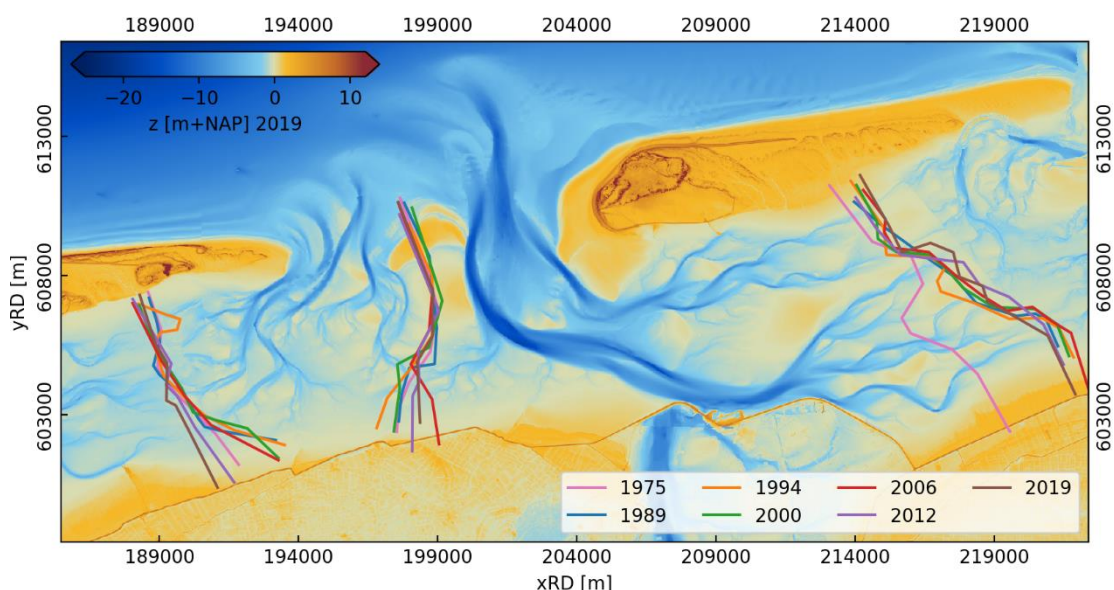
4.4.2 Effecten van bodemdaling

Er is geen direct gevolg van bodemdaling voor de begrenzing van het bekken. Indirect kan er wel een interactie zijn tussen bodemdaling en de begrenzing van het bekken. Afname van plaathoogte leidt namelijk tot een toename van het getijprisma, waardoor het plaatareaal te klein wordt ten opzichte van het getijprisma. Naast sedimentimport, is een andere mogelijkheid om een morfologisch evenwicht te bereiken een vergroting van het plaatoppervlak door een verschuiving van het wantij. In hoeverre dit daadwerkelijk plaatsvindt heeft ook te maken met de afstand tot de oostpunt van het eiland en de situatie van de aanliggende vloedkom en het al dan niet bestaan van morfologisch evenwicht aldaar.

4.4.3 Geconstateerde ontwikkelingen

De ligging van het morfologisch wantij kan worden bepaald uit de lodingsgegevens. Voor de periode 1989-2019 zijn deze posities bepaald voor deze rapportage en weergegeven in Figuur 4.13. Hiertoe is de ligging van de wadgeultjes bepaald aan de hand van 0-m contouren getrokken uit de vaklodingen. Het wantij is bepaald door een lijn te trekken die op gelijke afstand ligt vanaf de uiteinden van de wadgeultjes vanuit de beide bekkens. Deze bepaling is op het oog uitgevoerd. Het wantij onder Ameland ligt aan de eilandkant redelijk stabiel, maar lijkt aan de zuidkant verder te zijn opgeschoven naar het westen. De zuidelijke ligging van het wantij over de Engelsmanplaat kwispelt wat heen en weer. Deze ligging wordt sterk gedreven door de variaties in de vertakkingen van de plaatgeultjes.

Het wantij onder Schiermonnikoog is over de periode 1989-2019 ook wat heen en weer verschoven, maar trendmatige verplaatsing is niet af te leiden. Blijkbaar is de eerste respons op de afsluiting van de Lauwerszee, met een sterke verplaatsing naar het oosten in 1989 al achter de rug. De hypothese dat het wantij zich op de lange-termijn weer terug naar het westen verplaatst nadat het morfologische evenwicht van de Zoutkamperlaag weer is hersteld kan nog niet worden geverifieerd. Hierbij dient bedacht te worden dat ook de oostzijde van Schiermonnikoog beduidend langer is geworden.



Figuur 4.13 Positie van de wantijen op basis van Vaklodingen 1989-2019

4.4.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

De oostwaartse verplaatsing van het wantij achter Schiermonnikoog na afsluiting van de Lauwerszee sluit goed aan bij het conceptuele model. De zuidkant van wantij achter Ameland is wat westwaarts geschoven in de periode 1989-2019. Dit is te verklaren vanuit de samenhang tussen de positie van het wantij en de afstand tot de eilandstaart, gezien de achteruitgang van de oostpunt van het eiland. Daarnaast is de richting van de verplaatsing ook in overeenstemming met het vergroten van de komberging om het evenwicht tussen plaatoppervlak en bekkenoppervlak te herstellen. Het is vanuit het conceptuele model en deze observaties niet mogelijk vast te stellen welk effect belangrijker is.

4.5 Kustlijn en suppletiebeleid

4.5.1 Conceptuele model

Langs de Noordzeekust wordt zand getransporteerd door het golfgedreven langstransport. Dwars op de kust wordt zand uitgewisseld door het golfgedreven dwarstransport. Het dwarstransport

zorgt voor uitwisseling van zand met de duinen en met de diepere vooroever. Dwarstransport grijpt alleen aan op dat deel van de vooroever dat voldoende ondiep is dat waterbeweging door oppervlaktegolven de bodem bereikt. Hierdoor vormt de diepe vooroever in het conceptuele model geen bron van sediment voor de kustzone, want er is geen transportmechanisme om zand van de diepe vooroever op te pikken en richting de kust te transporteren.

Het bruto zandtransport aan de kust is sterk afhankelijk van de meteorologische omstandigheden, zoals de windrichting en -sterkte. Tijdens een storm kan bijvoorbeeld door duinafslag een groot zeewaarts gericht dwarstransport plaatsvinden, terwijl onder rustige condities de golfwerking zorgt voor een landwaarts dwarstransport van zand. Het gaat bij de ontwikkeling van de kustlijn om de netto aan- en afvoer van zand, dat is de optelsom van de zandtransporten zoals die gedurende een langere periode (jaren) plaatsvinden. Of sprake is van een uitbouwende, stabiele of terugtrekkende Noordzeekust is afhankelijk van het netto resultaat van het langs- en het dwarstransport naar en uit het betreffende kustvak. Als aan- en afvoer met elkaar in balans zijn, dan is sprake van een stabiele kustlijn.

Erosie of uitbouw van de kust treedt op ten gevolge van een gradiënt van het langstransport. Bij een negatieve gradiënt van de transporten, zal er uitbouw van de kust plaats vinden. Een negatieve gradiënt wil zeggen dat het aanbod van sediment aan de westzijde van het eiland groter is dan het transport richting het oosten, de buitendelta van het Friesche Zeegat. *Bypassing* van sediment vanaf de buitendelta Bornrif in het Amelanders Zeegat richting de noordwestzijde van Ameland zorgt voor episodische aanlanding van grotere en kleinere zandbanken op de westpunt van Ameland. De aanlandingen veroorzaken een variatie van de zandaanvoer in de tijd. De periode van deze aanlandingen is niet geheel regelmatig en kan beter ook niet als cyclisch worden beschreven (Elias et al. 2019). Omgekeerd zal er bij een groter langstransport aan de oostzijde dan aan de westzijde (een positieve gradiënt) erosie plaatsvinden. Zo'n positieve gradiënt in het langstransport kan ontstaan als de sedimentvraag van de bekkens toeneemt. Door zeespiegelstijging is deze sedimentvraag van de bekkens structureel, en hierdoor vormt de Noordzeekust van Ameland een sedimentbron voor de vloedkommen.

Voordat grootschalige zandsuppleties hun intrede deden in het kustbeleid, had Ameland een kustlijn die landwaarts verplaatste (Oost, 1995a). Er was sprake van een netto transport van zand vanuit de kust richting de Waddenzee. Sinds 1990 is het rijksbeleid om de positie van de Nederlandse kustlijn te handhaven op de positie van 1990. De minimale ligging van de kustlijn van Ameland tot rijksstrandpaal 23 is wettelijk vastgelegd en bij een te grote landwaartse verplaatsing wordt hier gesuppleerd. Sinds de eeuwwisseling is het kustbeleid ook gericht op het handhaven van het sedimentvolume van het kustfundament. Het kustfundament bevat zowel het zandvolume van de ondiepe vooroever (tot NAP-20m) en de duinen. Door ervoor te zorgen dat dit hele zandvolume op orde blijft, treedt er ook onder voortdurende zeespiegelstijging geen versteiling van het kustprofiel op, wat wel gebeurt wanneer alleen de positie van de waterlijn wordt gehandhaafd. Voor het handhaven van het kustfundament zijn grotere suppletievolumes nodig dan voor het handhaven van de positie van de kustlijn.

Voor de Noordzeekust van Ameland wordt de kustlijn tot rijksstrandpaal 23 (overeenkomend met raai 2300 in Figuur 4.14) gehandhaafd, de oostpunt van het eiland wordt vrij gelaten. De handhaving van de kustlijn bestaat uit het plaatsen van zandsuppleties ter compensatie van landwaartse verplaatsingen van de kustlijn. Omdat de ligging van de kust wettelijk vastligt, zijn gevolgen van een onbalans tussen transporten van en naar het eiland (gradiënten in de langstransporten) niet langer meer af te lezen uit het kustlijngedrag. Een dergelijke onbalans is nu enkel nog indirect te herkennen in de suppletievolumes die nodig zijn om de kustlijn vast te houden. De ontwikkeling van de kustlijn ten oosten van rijksstrandpaal 23 (raai 2300) wordt niet bepaald door het aanbrengen van zandsuppleties vanwege het kustbeleid, maar indirect is ook dit stuk van de kust beïnvloed door de suppleties door het langstransport. Het zand van de zandsuppleties is ook een zandbron voor de oostzijde van het eiland.

4.5.2 Effecten van bodemdaling

Het directe effect van bodemdaling onder de Noordzeekust is een afname van het sedimentvolume van de kustlijn en van het kustfundament. Daarnaast is sprake van een indirect effect op het sedimentvolume van kustlijn en kustfundament, omdat het zand dat extra in het zeegatsysteem wordt afgezet van de kust afkomstig is.

De bodemdaling werkt op vier manieren door op de kust en het kustfundament.

- Direct, doordat het sedimentvolume van het kustfundament afneemt;
- Indirect doordat zand wordt getransporteerd naar het zeegatsysteem, waardoor het sedimentvolume van het kustfundament verder afneemt;
- Direct, doordat het zandvolume van de kust en daarmee de kustlijn achteruitgaat;
- Indirect: doordat het extra volume zand dat naar de oostpunt van Ameland en het zeegatsysteem wordt getransporteerd resulteert in een achteruitgang van de kustlijn.

De afname van het sedimentvolume van de kustlijn door de bodemdaling, zowel direct als indirect is onderdeel van de afname van het sedimentvolume van het kustfundament. Bodemdaling vergroot dus de suppletiebehoefte die de kustlijn en het kustfundament al ondervindt.

4.5.3 Geconstateerde ontwikkelingen

Voor de eilandkust van Ameland wordt de kustlijn door middel van kustsuppleties tot rijksstrandpaal 23 onderhouden. Tot 1998 werden deze suppleties als strandsuppletie uitgevoerd, met één suppletie tegen de zeereep voor herstel van stormafslag in 1990. Hierna werden voornamelijk vooroeversuppleties (onderwatersuppleties) uitgevoerd.

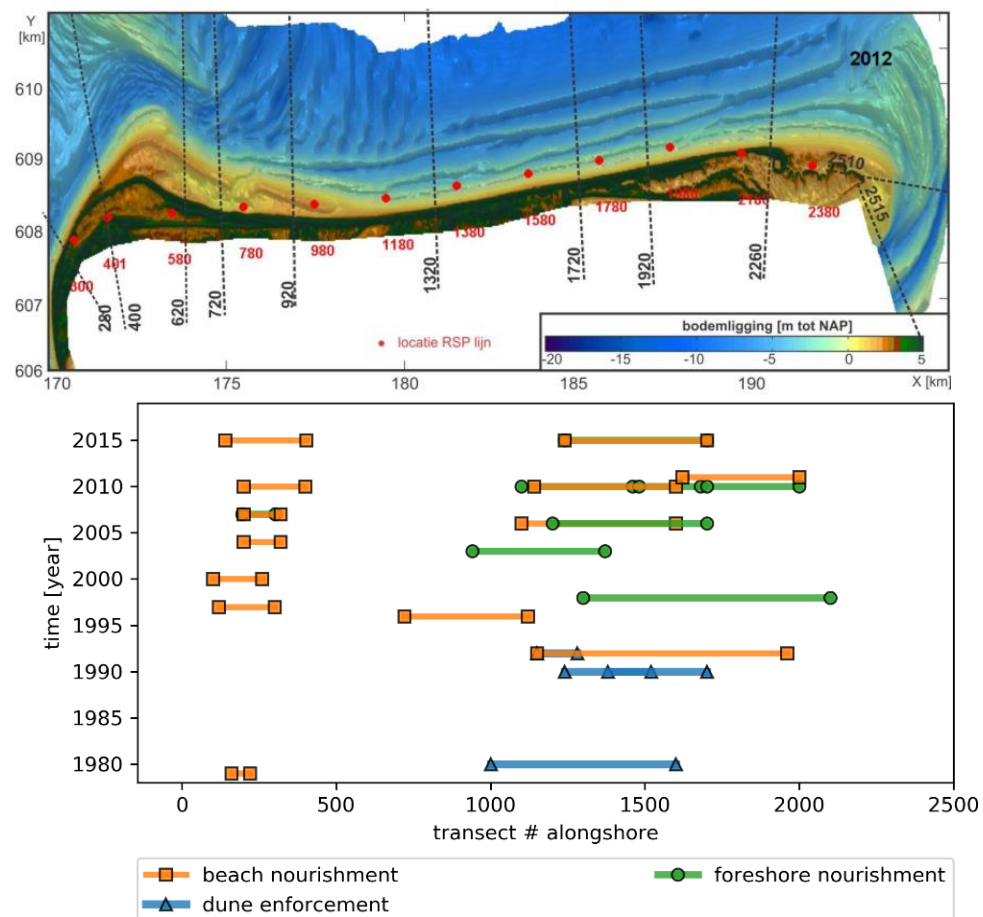
Eysink heeft in 1987 alleen de ontwikkeling van de kustlijn beschouwd en het zandvolume dat daarmee gemoeid zou zijn. Vanwege de verandering in het kustbeleid en -beheer is het gesuppleerde volume zand niet alleen meer gekoppeld aan de ontwikkeling van de kustlijn. Om rekening te houden met de verandering in kustbeleid en -beheer wordt het volume van de vooroeversuppleties gecorrigeerd, door te rekenen met de effectiviteit van de vooroeversuppletie voor de kustlijn. Die effectiviteit van vooroeversuppleties is niet zo makkelijk te kwantificeren. Er wordt nu met een effectiviteit van 50% gerekend, maar dit kan per vooroeversuppletie verschillen.

Tabel 4.1 toont de suppletiegegevens tot 2019. De locatie van elke suppletie is weergegeven in Figuur 4.14. Na 2017 is er nog een geulwand- en buitendelta suppletie uitgevoerd in het Amelanders Zeegat, deze vallen buiten de beschouwde Noordzeekust van Ameland. In het overzicht zijn ook de zandsuppleties op de west- en noordwestkop van Ameland tussen raai 0 en 500 opgenomen. Vanwege de ligging van dit deel van de kustlijn ten opzichte van de overheersende zandtransporten door golven en getij zal tenminste een deel van dit gesuppleerde zand naar het Zeegat Borndiep worden getransporteerd en niet te goede komen aan de kustlijn van Ameland ten oosten van raai 500 (Cleveringa et al, 2005). Ondanks de beperkte bijdrage aan de kustlijn van heel Ameland zijn deze strandsuppleties wel in het beschouwde volume opgenomen.

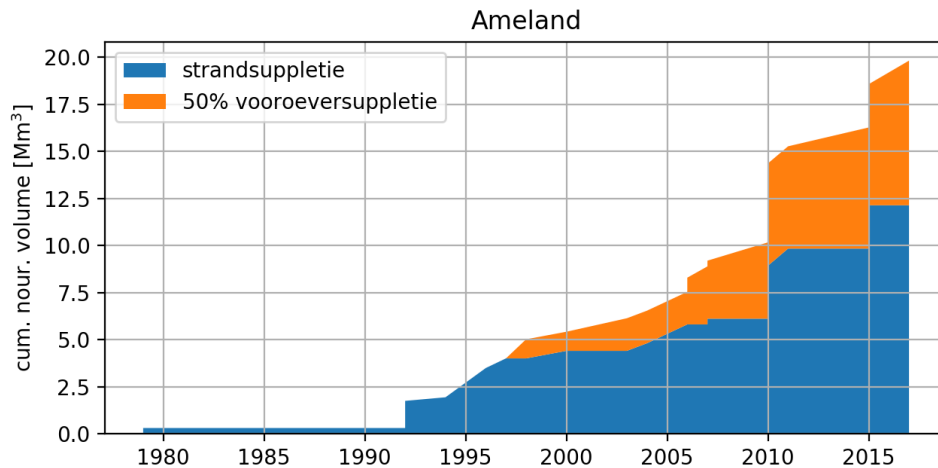
Het suppletievolume dat wordt beschouwd voor de ligging van de kustlijn bestaat uit de som van strandsuppletievolume plus 50% van het volume vooroeversuppleties. Dit volume is uitgezet tegen de tijd in Figuur 4.15. De duinverzwaringen vormen geen onderdeel van dit volume.

Tabel 4.1 Volumen kustsuppleties Noordzeekust Ameland 2010-2019 tussen kmr.5 en kmr. 25.

Jaar	Duinverzwaring ($10^6 m^3$)	Vooroeversuppletie ($10^6 m^3$)	Strandsuppletie ($10^6 m^3$)	Totaal ($10^6 m^3$)
1979			0.3	0.3
1980	2.2			2.2
1990	1.0			1.0
1992	0.2		1.4	1.7
1994			0.2	0.2
1996			1.6	1.6
1997			0.5	0.5
1998		2.0		2.0
2000			0.4	0.4
2003		1.4		1.4
2004			0.4	0.4
2006		1.5	1.0	2.5
2007		1.2	0.3	1.5
2010		4.7	2.8	7.5
2011			0.9	0.9
2015		2.0	2.3	4.3
2017		2.5		2.5
Totaal ($10^6 m^3$)	3.4	15.4	12.1	30.9



Figuur 4.14 Referentie voor positie Jarkusraaien (boven) en overzicht van locatie suppleties Noordzeekust Ameland over Jarkus raaien (beach nourishment = strandsuppletie; foreshore nourishment = onderwatersuppletie; dune enforcement = duinverzwaring).



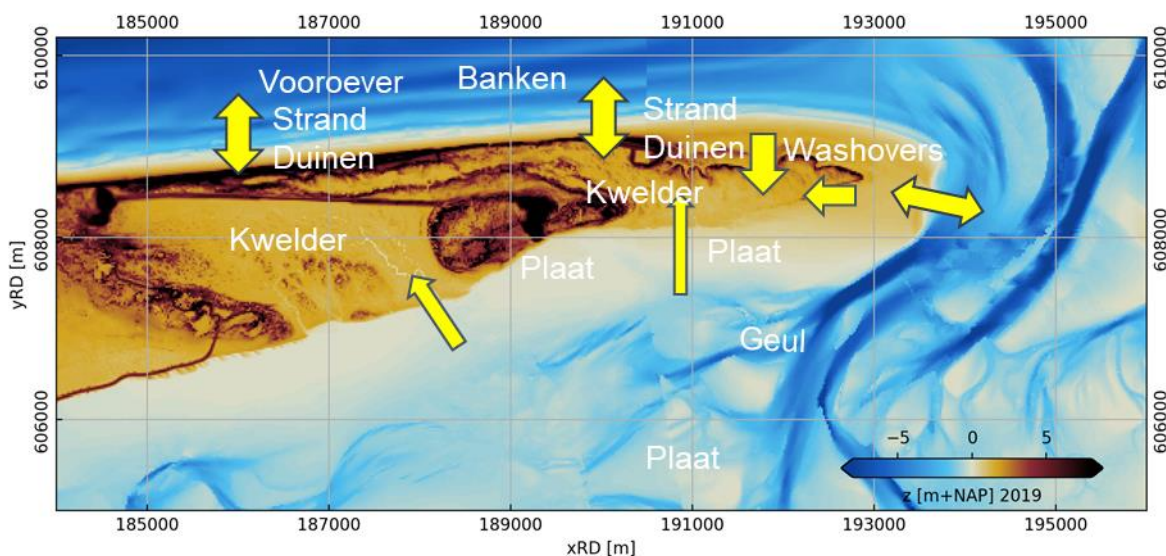
Figuur 4.15 cumulatief effectieve suppletievolume voor instandhouding van de kustlijn langs de gehele Amelandse Noordzeekust sinds 1979. Effectieve volume bij vooroeversuppleties is genomen als de helft van volume vooroever uit Tabel 4.1

4.5.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

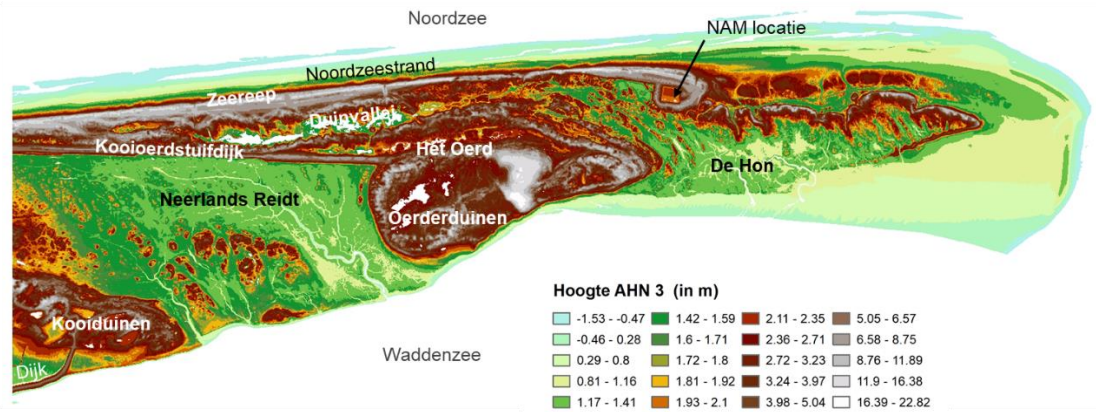
Het benodigde extra volume aan zandsuppleties, zoals geschat bij start van de gaswinning door Eysink (1987) is kleiner dan het gerealiseerde suppletievolume. Dit verschil is verklaarbaar door een wijziging in het kustbeleid en een aanpassing in het kustbeheer. Sinds de eeuwwisseling is in het kustlijnbeleid vastgelegd dat het volume van het kustfundament (de duinen en de hele vooroever tot de NAP-20 lijn) in stand wordt gehouden met suppleties. Daartoe is het suppletievolume dat gemiddeld jaarlijks wordt aangebracht ruwweg verdubbeld. Bij het kustbeheer is vanaf de eeuwwisseling de onderwatersuppletie geïntroduceerd als voorkeursmethode. Voor de eeuwwisseling werden strandsuppleties toegepast om de kustlijn te behouden en na de eeuwwisseling werden onderwatersuppleties, soms gecombineerd met strandsuppleties, toegepast om én de kustlijn te behouden en het sedimentvolume van het kustfundament op peil te houden. Daarnaast hebben de zandsuppleties op Ameland ook geleid tot de toename van het duinvolume op Ameland (zie Paragraaf 5.1). Dat is een ontwikkeling die niet door Eysink is beschouwd en het geeft aan dat meer zand is aangevoerd dan noodzakelijk voor het behouden van de ligging van de kustlijn.

5 Doorwerking op het eilandsysteem

De oostzijde van Ameland omvat een groot aantal morfologische eenheden, die deels naast elkaar bestaan, zonder elkaar te beïnvloeden, terwijl tussen anderen volop uitwisseling van sediment plaatsvindt (Figuur 5.1). Voor het begrip van de aanwezigheid van de verschillende eenheden in de huidige situatie is enige kennis van de historische ontwikkeling van de oostpunt handig. Het model voor de bio-geomorfologische ontwikkeling van eilandstaarten van de Groot et al. (2016) geeft hiervoor goede handvatten. Het model geeft de ontwikkeling in de tijd van de eilandstaarten van Waddeneilanden weer, waarin ook de rol van de mens, door de aanleg van de stuifdijk, beheer van de duinen en beweiden van de kwelder wordt beschouwd. De ontwikkeling begint met de grotendeels onbegroeide strandvlakte aan de oostzijde van het eiland, met enkele duincomplexen en duinkopjes. De duinen waren onder deze omstandigheden niet beperkt tot de zeereep, zoals we dat nu kennen, maar lagen op de strandvlakte, ook meer landwaarts (Oerderduinen, zie Figuur 5.2 voor de gebruikte namen). Aan het eind van de 19^e eeuw werd de stuifdijk aangelegd tussen duincomplexen bij Nes en de Oerderduinen. De aanleg van de stuifdijk maakte de weg vrij voor de ontwikkeling van vegetatie, zodat de kwelder op Neerlands Reidt zich kon ontwikkelen. De ontwikkeling van de kwelder betekende ook het ontstaan van kreken. De duinkopjes van de strandvlakte blijven aanwezig als relictten van het voorgaande landschap. De laagste duintjes worden langzamerhand bedekt door kweldersediment (klei). Ten oosten van Oerderduinen is op de Hon tot na de tweede wereldoorlog sprake geweest van een onbegroeide strandvlakte. Zeewaartse van de stuifdijk werd de ontwikkeling van een aaneengesloten zeereep gestimuleerd door intensief duinbeheer: plaatsen van stuifschermen, planten van helm (en beperken van de invloed van konijnenvraat). Uiteindelijk heeft ook vestiging plaatsgevonden van vegetatie op de strandvlakte van de Hon. De onbegroeide strandvlakte met duinkopjes kennen we niet meer van het huidige Ameland, maar wordt nog wel aangetroffen bij andere Waddeneilanden, zoals de Vliehors op Vlieland en de oostpunt van Schiermonnikoog.



Figuur 5.1 Elementen op schaalniveau van Ameland eiland en de hoofdtransportpaden.



Figuur 5.2 Overzichtskartaal Ameland Oost

5.1 Duinen en strand

5.1.1 Conceptuele model

De grootschalige ontwikkeling van het strand en de duinen wordt bepaald door de ontwikkeling van de kustlijn en het daarbij horende sedimentvolume (zie paragraaf 4.5). Dit is de bovenliggende ruimteschaal in de cascade, zie paragraaf 2.2. Het huidige beheer van de kustlijn, waarbij de ligging van de kustlijn zeewaarts van de gedefinieerde positie van de kustlijn wordt gegarandeerd door het uitvoeren van zandsuppleties, heeft geleid tot een stabiele kustlijn en een toename van het zandvolume. Deze aggraderende kust (stabiel, opbouwend, in tegenstelling tot regressief: terug schrijdend en transgressief: uitbouwend) biedt én ruimte voor de opbouw van duinen en biedt voldoende aanbod van zand daarvoor. Het zandaanbod is een belangrijke factor voor de groei van duinen.

Het zand op het strand vormt de bron voor eolisch (wind-gedreven) transport naar de duinen. De hoeveelheid zand die beschikbaar is voor eolisch transport hangt af van de breedte en hoogte van het strand en de omvang en richting van de transporten wordt bepaald door de meteorologische omstandigheden. Wat vervolgens met het door de wind getransporteerde zand gebeurt hangt af van de omstandigheden in het gebied waar het zand naar toe wordt getransporteerd. Daar waar luwte ontstaat, bijvoorbeeld door de aanwezigheid van obstakels of vegetatie zal het zand worden afgezet. Als de windrichting parallel aan de kustlijn staat kan het zand over grote afstanden over het strand worden geblazen. De interactie van het eolische zandtransport met de aanwezige morfologie bepaalt in belangrijke mate de dynamiek van de duinen. Bij een rechte duinregel is alleen bij een voldoende breed strand ruimte voor de ontwikkeling van jonge duintjes voor de zeereep, anders zal de bestaande duinregel aangroeien. Bij een strandvlakte of overgang van strandvlakte naar kwelder kunnen duinen op verschillende plekken ontstaan. Zo kunnen op een strandvlakte nieuwe duinregels worden gevormd met tussenliggende duinvalleien en bij de overgang naar de kwelder kan een verstuivingsrug opbouwen.

Naast de ontwikkeling van de kustlijn en het sedimentvolume die de ruimte voor duinontwikkelingen en het zandaanbod bepalen, spelen de vegetatie en het beheer belangrijke rollen in de ontwikkeling van de duinen. Traditiegetrouw werd de sedimentatie van door de wind getransporteerde zand gestimuleerd door het creëren van luwte, met stuifschermen en rietpoten en door het inplanten van helm. Met dezelfde maatregelen werd het wegstuiven van zand uit de duinen voorkomen. Zo werd, tot de beleidsmatige omarming van dynamisch duinbeheer in 1990 de vorming van de eerste duinregel van voldoende hoogte en breedte gestimuleerd. Omgekeerd kan door het weghalen van vegetatie in de eerste duinregel, eventueel gecombineerd met ontgravingen het verstuiven weer op gang worden gebracht, daar waar meer dynamiek is gewenst.

In de zeereep en de eerste duinregel spelen de aanwezigheid van helm en biestarwegras een belangrijke rol in het vasthouden van het zand. Voordat het dynamische duinbeheer werd geïntroduceerd werd sterk ingezet op het handhaven van de helmvegetatie op de eerste duinregel. In de duinen achter de eerste duinregel speelt de aanwezigheid van vegetatie ook een doorslaggevende rol voor eventuele dynamiek door de wind. Daar waar een bodembedekkende vegetatie aanwezig is, kan geen verstuiving meer optreden. De ontwikkeling van de vegetatie wordt bepaald door de autonome ontwikkeling ervan (successie), in combinatie met bemesting via de lucht (stikstofproblematiek) en konijnenvraat en -gegraaf. De invloed van konijnen is afgenomen omdat de stand van konijnen sterk is teruggelopen. Beheer, in de vorm van begrazing en het afplaggen van vegetatie kan worden ingezet voor het terugdringen van vegetatie en het opnieuw op gang brengen van verstuiving.

Bij het uitstuiven van duinen speelt de grondwaterstand een belangrijke rol: de verstuiving kan doorgaan totdat het zand te nat wordt. Op deze wijze kunnen duinvalleien en kerven ontstaan. Ook de aanwezigheid van schelprijke lagen in het duinzand, die zijn afgezet tijdens stormen, of aangebracht met van strandsuppletie en duinverzwaringen, kan het uitstuiven beperken. Dergelijke laagtes stuiven niet makkelijk weer vol, behalve daar waar zand vanaf de zijkant de laagte kan invullen door doorstuiving. Fluctuaties in de gemiddelde waterstanden rond het eiland werken door in de grondwaterstanden. Als de zeespiegel stijgt, dan stijgen de grondwaterstanden mee. Dat leidt tot een vernatting van de duinvalleien leidt en heeft invloed op het niveau tot waar uitstuiving mogelijk is.

5.1.2 Effecten van bodemdaling

De snelle en uitgebreide morfologische veranderingen op het strand zijn dermate groot dat hierin de gevolgen van bodemdaling geheel wegvallen. Op het strand is dan ook geen sprake van een direct effect van de bodemdaling. De effecten op de ligging van de kustlijn en de omvang van het kustfundament zijn in paragraaf 4.5 beschreven.

Voor de duinen geldt dat voor die plekken waar veel zand naar toe wordt gevoerd vanaf het strand dat de morfologische veranderingen groter zijn dan de directe effecten van de bodemdaling. Op plekken waar geen of weinig zand wordt aangevoerd naar de duinen leidt de bodemdaling tot een verlaging van de duinhoogte. In theorie kan de bodemdaling er toe leiden dat in duinvalleien vernatting optreedt, waardoor geen verstuiving meer kan optreden. Dit kan alleen optreden als de andere factoren, zoals de aanwezigheid van vegetatie, de verstuiving niet beperken. In de praktijk treedt deze interactie daarom niet op.

5.1.3 Geconstateerde ontwikkelingen

Op Ameland-oost zijn verschillende vormen van duinen aanwezig. Het duin ter plaatse van de NAM-locatie vormt een scheiding tussen het duingebied aan de westzijde en de oostzijde. Aan de westzijde vormt het eerste duin (de zeereep) een doorlopende duinregel, waarvan de hoogste delen tot NAP 15 m reiken. Achter de eerste doorlopende duinregel ligt de Kooioerdstuifdijk, die een flauwe hoek maakt met de zeereep, vanaf de locatie waar ze samenkomen bij rijksstrandpaal 17. Het gebied tussen de zeereep en de stuifdijk wordt naar het oosten steeds breder en biedt ruimte aan een duinvallei. Ten oosten van de NAM locatie is sprake van een serie duinkopjes die wordt onderbroken door washovers. Op Ameland-oost liggen ook de Kooiduinen en de Oerderduinen. Deze worden hier niet eigenstandig beschouwd, omdat hier geen morfologische veranderingen optreden.

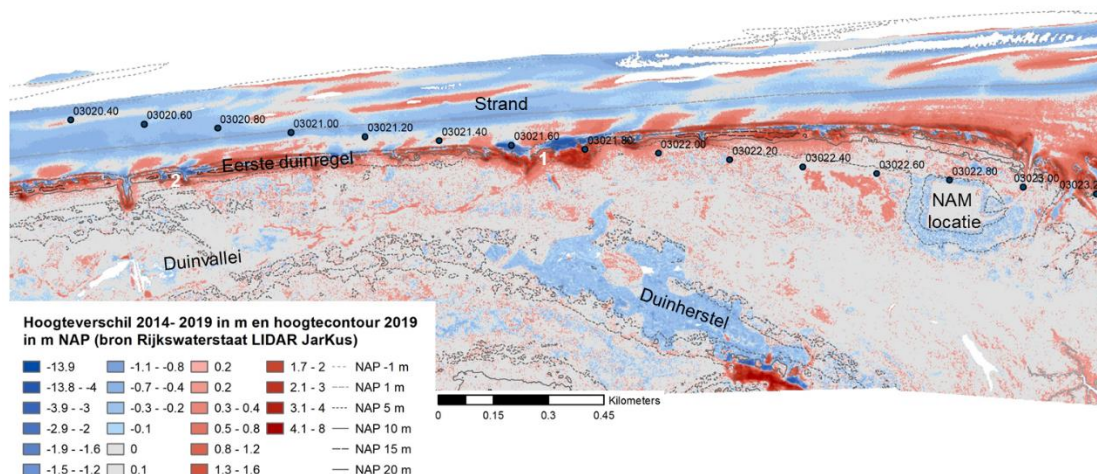
Ten westen van NAM-locatie

Ten westen van NAM-locatie vindt achter de eerste duinregel weinig tot geen morfodynamiek in de duinen plaats. Hier is sprake van vrijwel geen aanvoer van zand vanaf de zeereep, omdat het zand effectief wordt tegengehouden en ingevangen door de hoge eerste duinregel. De kaart met het hoogteverschil van het strand en de duinen in Figuur 5.3 laat zien dat de hoogteveranderingen vrijwel beperkt zijn tot het strand en de eerste duinregel. De Jong et al. (2011) geven een

kwalitatieve en kwantitatieve beschrijving van de ontwikkeling van deze duinen tot 2011. Tegenwoordig is na maatregelen in 2011 op verschillende plekken doorstuiving mogelijk na het verwijderen van vegetatie en het graven van stuifkuilen en één grote kerf (Nijssen et al., 2014). In Figuur 5.3 is de erosie en sedimentatie bij de grote kerf gemarkeerd met 1 en staat de 2 bij twee kleine doorstuivingsmaatregelen. In de bestaande duinen achter de eerste duinregel (Kooiduinen, Oerderduinen, stuifdijk) is geen sprake van lokale dynamiek door verstuuving, omdat het zand effectief is vastgelegd door de vegetatie. Ontwikkeling van de vegetatie is versterkt door de afname van de invloed van konijnen en door bemesting via de lucht (stikstofproblematiek). In het Oerderduin zijn in 2011 enkele kleine stuifkuilen aangelegd en is in 2016 een groter gebied afgeplagd (de verlaging van de hoogte door deze ingreep is zichtbaar in Figuur 5.3 bij Duinherstel). In tegenstelling tot in de zeereep heeft in de stuifkuilen in het Oerderduin een snelle ontwikkeling plaatsgevonden van de vegetatie.

Achter de eerste duinregel ligt de natte duinvallei. Deze vallei is toegankelijk voor zeewater 'achterlangs' via de Hon. Door de relatief grote afstand en, voor de beheeringrepen in de duinvallei in 2005/2006 de aanwezigheid van een drempel, was de toestroom van zeewater naar de duinvallei beperkt.

Over het gehele duingebied gemiddeld heeft er netto sedimentatie plaatsgevonden in het duingebied. Vermaas en Marges (2015) hebben voor het gebied 'kust van Ameland', dat bestaat uit de duinen en het strand, een toename van bijna 20 miljoen m³ berekend voor de periode 1990-2012. Profielen en verschilkaarten op basis van de jaarlijkse kustlodingen laten zien dat ten westen van de NAM locatie met name de hoogte van de eerste duinregel is toegenomen, zie Figuur 5.3.



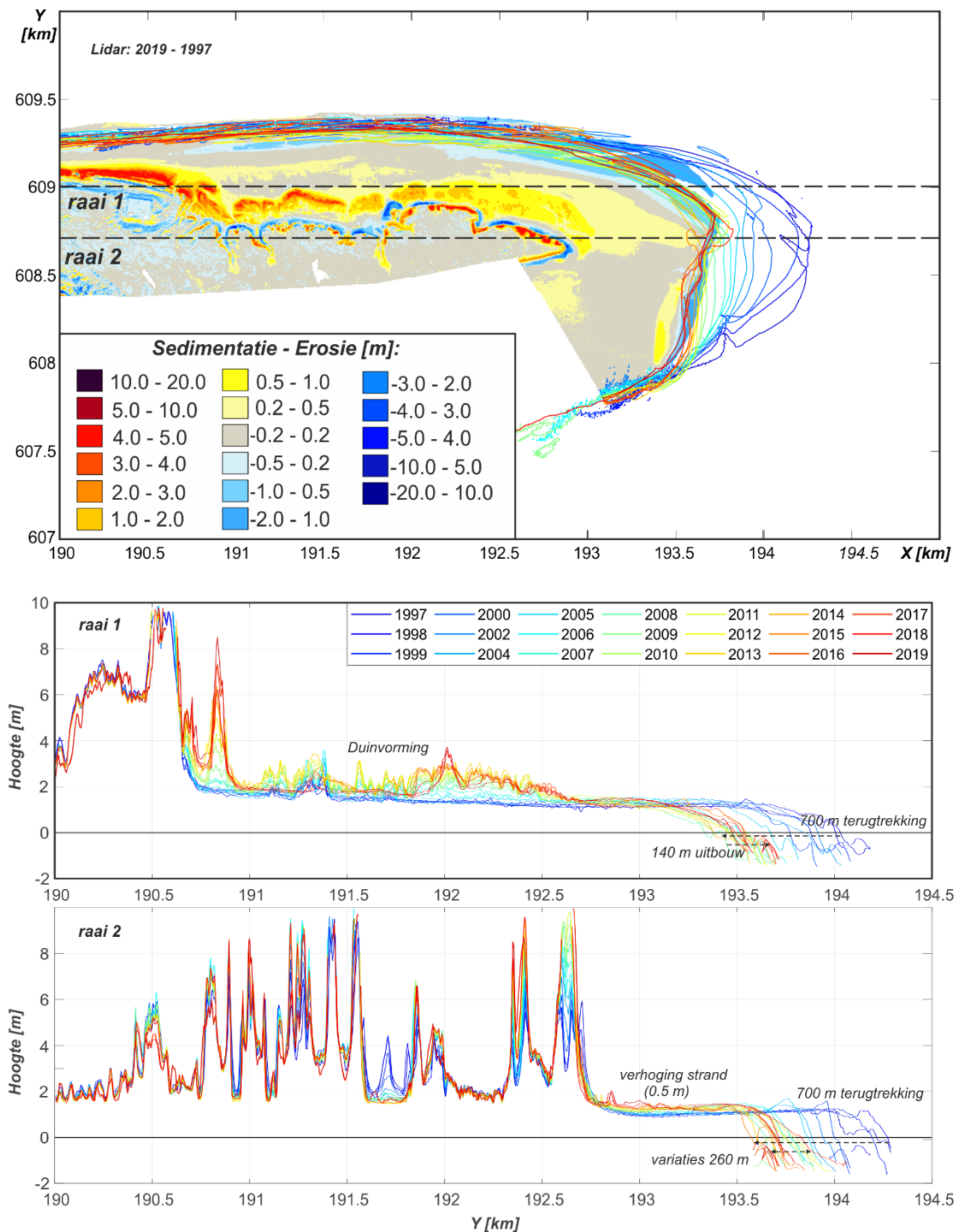
Figuur 5.3 Kaart van het strand en duingebied ten westen van de NAM locatie met het hoogteverschil tussen de Kusthoogte LiDAR opnames van 2014 en 2019. Deelen die hoger zijn geworden in rood, delen die lager zijn geworden in blauw. Gebieden met geen of een beperkte (minder dan 1 decimeter) hoogteverandering in grijs.

Ten oosten van NAM-locatie

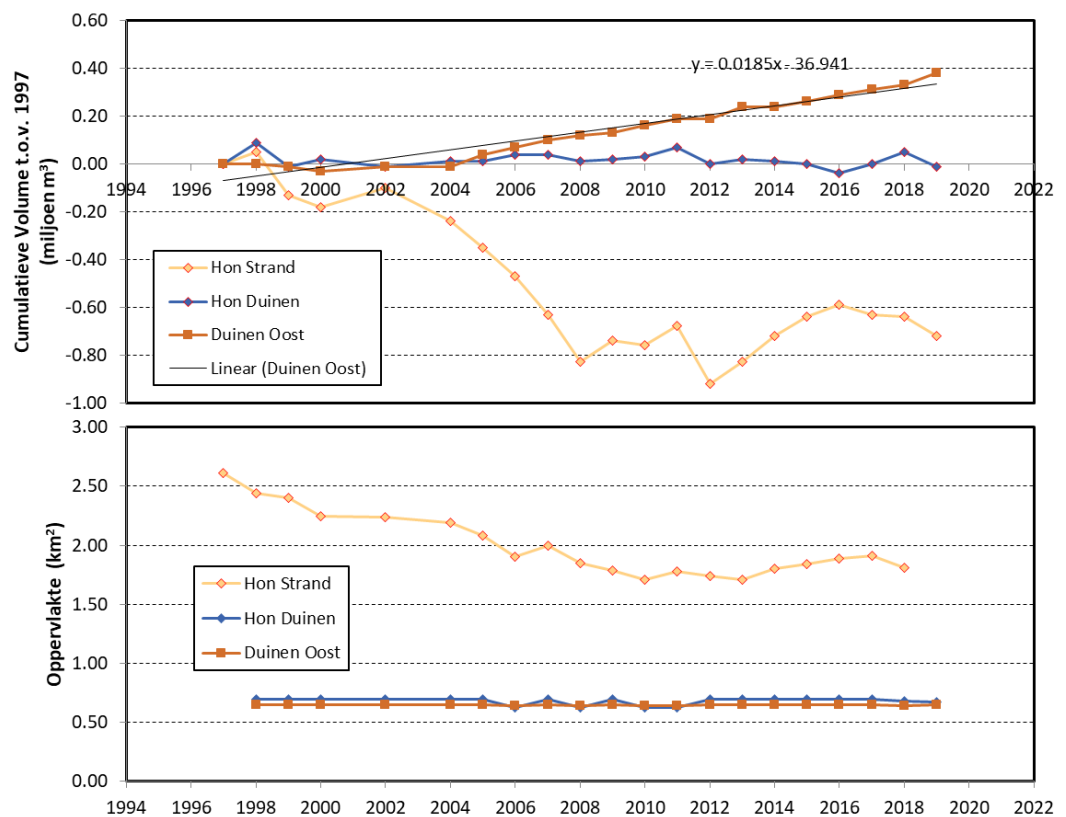
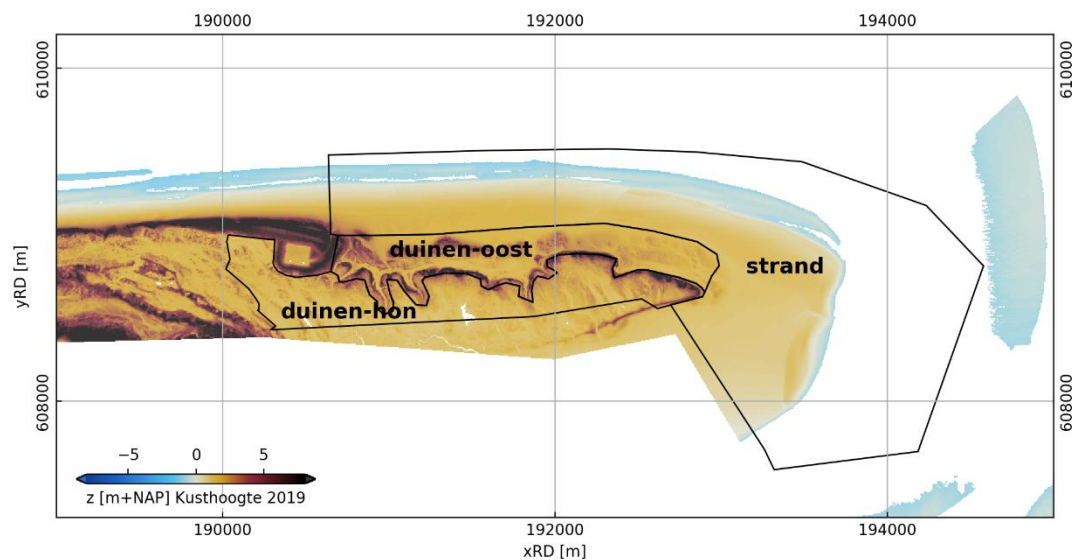
Ten oosten van de NAM-locatie bestaat de noordzijde van de Hon uit een serie duinkopjes met daartussen de geulen van washovers. Deze washover-geultjes lopen tot in de kwelder. Tegenwoordig ligt zeewaarts van deze duinen een gebied waar nieuwe duintjes zijn gevormd. Het duingebied van Ameland wordt sinds 1997 jaarlijks gemonitord door Rijkswaterstaat met LiDAR en verzameld in een datareeks genaamd Kusthoogte. Met deze jaarlijkse opnames beschouwen we de duinontwikkeling en strandontwikkeling ten oosten van de NAM-locatie. Figuur 5.4 toont de verschilbodem van de 2019 (de meest recente) en de 1997 (de eerste) opname. Voor alle opnames is ook de NAP-1m contour weergegeven. Deze contouren laten het eroderen van de eilandpunt zien vanaf de eerste opname in 1997. De doorsneden laat zien dat de terugtrekking van de oostpunt sinds 1997 ongeveer 700 meter is geweest. De teruggang van de NAP-1m contourlijn vond plaats tot ongeveer 2013, waarna de contourlijn min of meer stabiel is. Op

dwarsdoorsnede 1 heeft sinds 2013 zelfs ongeveer 140 m uitbouw plaatsgevonden. Op dwarsdoorsnede 2, in 2019 snijdt deze raai het meest oostelijke puntje van Ameland, is (nog) geen sprake van uitbouw en blijft de eilandpunt vooralsnog stabiel. Zie voor een nadere beschouwing van de oostpunt paragraaf 5.2. Twee dwarsdoorsneden uit deze kaart beschouwen we nader. Dwarsdoorsnede 1 is getrokken door een rij embryonale duinen, die zijn ontstaan aan de noordkant van de oudere duinenrij. Dwarsdoorsnede 2 loopt door de duinenrij die langer aanwezig op de oostpunt en die de noordelijke begrenzing vormen van de washovers. Oostelijk van de NAM locatie is over 2 km een geheel nieuwe duinenrij ontstaan, die in de periode 1997-2019 tot een hoogte van zo'n 3 meter is toegenomen.

Een eerste bepaling van de volumeveranderingen van de duinen van de oostpunt van Ameland is weergegeven in Figuur 5.5. Hiervoor zijn drie polygonen gedefinieerd; één voor het strand, één voor de duinenrij met de jonge lage duintjes ervoor (genaamd duinen-oost), en één voor de washovers op de overgang naar de kwelder van de Hon (duinen-Hon). De afkapping van deze laatste polygoon is gedreven door de databeschikbaarheid en niet door een eventuele natuurlijke afscheiding tussen washovers en kwelder. Het sedimentvolume in de polygoon voor de duinenrij (duinen-oost) neemt sterk toe sinds 1997. Dit betekent dat de oorsprong van sediment van de nieuwe duinenrij die de raaianalyse liet zien, buiten de polygoon ligt. Het sedimentvolume van de washovers naar de kwelder (duinen-Hon) is min of meer constant gebleven. In lijn met het sterke eroderen van de oostpunt, is het sedimentvolume van de strandpolygoon vanaf 1997 afgenomen met ongeveer $0.9 \times 10^6 m^3$. Na 2013 slaat de afname van het volume om in een toename van $0.3 \times 10^6 m^3$ tot 2016, waarna de toename weer stagneert. Ook de oppervlakte van het strand boven NAP -1 m is afgenomen tot 2010) en is daarna relatief stabiel. De veranderingen van het volume gaan niet steeds gelijk met veranderingen van de oppervlakte en dat betekent dat de gemiddelde hoogte van het gebied ook aan verandering onderhevig is.



Figuur 5.4 Bovenste paneel: verschilkaart Kusthoogte 2019-1997 met daaroverheen geplot de NAP-1m contourlijnen voor de gehele periode 1997-2019 en de locatie van twee raaien die zijn uitgewerkt in de andere panelen. Middelste paneel: doorsnede op raai 1 van alle kusthoogtebeelden uit periode 1997-2019. Onderste paneel: doorsnede op raai 2 van alle kusthoogtebeelden uit periode 1997-2019.



Figuur 5.5 Volumebalans op basis van kusthoogte voor het strand, de duinen en de duinvalleien van De Hon. Boven: overzichtsfiguur van de analysepolygoenen. Midden: Volumebalans voor sediment boven NAP-1m over de hele periode van opnamen Kusthoogte 1997-2019. Onder: Verandering van oppervlakte boven NAP-1m.

De uitgebreide en diverse morfologische veranderingen van de duinen ten oosten van de NAM-locatie hebben de invloed van bodemdaling overvleugeld, ondanks de relatief grote bodemdaling (Tabel 2.2). Op de oostpunt, ten oosten van de NAM-locatie heeft uitgebreide sedimentatie van de duinen plaatsgevonden en is een nieuwe duinregel gevormd. De bodemdaling heeft in deze voorste duinregels geen gevolgen gehad voor de hoogte van de duinen, omdat de ontwikkelingen aldaar zijn gedomineerd door de morfodynamiek van de duinen. Meer landinwaarts, waar de duinen begroeid waren en geen verstuing meer optrad heeft de bodemdaling waarschijnlijk geleid tot een verlaging van de duinhoogte.

5.1.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

De dynamiek in het duingebied blijkt in hoge mate afhankelijk te zijn van het beheer. Het loslaten van het intensieve duinbeheer in combinatie met het vasthouden van de kustlijn door het uitvoeren van zandsuppleties heeft geleid tot grootschalige veranderingen van de voorste duinregel. Het stimuleren van doorstuiving leidt lokaal tot morfologische veranderingen tot achter de eerste duinregel. In de duingebieden waar deze dynamiek niet optreedt, leidt de diepe bodemdaling door gaswinning tot een verlaging van het maaiveld. Op het strand en de rond washovers valt de invloed van bodemdaling weg in de interne dynamiek. Dit sluit aan bij het conceptuele model van aanbod gestuurde ontwikkeling van de duinen.

5.2 De eiland-oostpunt

5.2.1 Conceptuele model

De ligging van de oostpunt van Ameland wordt beïnvloed door processen die zich op verschillende tijdschalen afspelen. Op de grootste tijdschaal van eeuwen hebben de eilanden van de Waddenzee, zoals Ameland en Schiermonnikoog, de neiging naar het oosten te verplaatsen. Dit wordt veroorzaakt door de dominante golfrichting die een netto sedimenttransport van west naar oost veroorzaakt. Daartegenover bepaalt de ligging van het Waddenzeebekken de ligging van het zeegat. Migratie van de eilanden leidt tot verplaatsing van de zeegaten, wat betekent dat de indeling van de Waddenzeebekkens zich ook moeten aanpassen door verplaatsing van de wantijen. Vroeger waren er grote bekkens, zoals de Middellzee en de Zuiderzee, die voor verankering van de zeegaten en dus ook van de eilanden zorgden omdat hun grenzen moeilijk te verplaatsen waren. Door de afsluitingen van deze grote bekkens is de kust van het vasteland glad gestreken en de verankeringen losgelaten. Dit heeft erosie van de eilandkop tot gevolg. Tegenwoordig worden vrijwel alle eilandkoppen verdedigd tegen erosie omdat deze delen van de eilanden bewoond worden. De eilandstaarten zijn daartegen niet verdedigd waardoor de natuurlijke dynamiek zich kan uiten.

De natuurlijke dynamiek kenmerkt zich door groeifasen van het eiland afgewisseld met krimpfasen op de schaal van decennia. Door Oost (1995) is deze ontwikkeling beschreven als semi-cyclisch, met een periode van 20 tot 40 jaar. De ontwikkeling van de eiland-oostpunt hangt direct samen met de positie en oriëntatie van de geulen van het Pinkegat, zie voor inzicht hierin paragraaf 4.3. Door Elias et al. (2019) is voor het Amelanders zeegat een aangepast conceptuele model gepresenteerd voor de ontwikkelingen van geulen en platen in dat zeegat, dat door Elias (2020) is toegepast op het Pinkegat. In dit model ligt meer nadruk op de ontwikkelingen van de zandplaten onder invloed van de golven en de interactie daarvan met de getijdegeulen. Wanneer er zich voortdurend geultjes blijven insnijden strak langs de oostpunt van het eiland, kan er geen uitbouw plaatsvinden. Dit is een mogelijke verklaring voor het uitblijven van de uitbouw van de oostpunt in de afgelopen jaren (Elias, 2020), die werd verwacht op basis van de eerder genoemde semi-cyclische ontwikkeling. De eventuele periodiciteit van de doorontwikkeling van geulen die ontstaan strak langs de oostpunt wordt verstoord door de interferentie van tenminste twee verschillende processen, met verschillende tijdschalen.

Daarbij speelt ook de ontwikkeling van de positie en de omvang van het kombergingsgebied een rol bij de lengte van de oostpunt van het eiland. Veranderingen in de ligging van het wantij onder Ameland hebben geresulteerd in veranderingen van het kombergingsgebied. Vroom (2011) en Wang et al. (2013) laten zien hoe de positie van het wantij is gerelateerd aan de lengte van het eiland en daarmee aan de positie van de oostpunt van Ameland. Op een tijdschaal van een eeuw en langer is het wantij oostwaarts gemigreerd en het zwaartepunt van de vloedkom oostwaarts opgeschoven, zodat de oostpunt van Ameland structureel oostwaarts is verplaatst. Op de tijdschaal van tientallen jaren blijkt de ligging van het wantij onder Ameland te variëren, met name in de omgeving van de vastelandskust (nabij Holwerd), zoals is beschreven in paragraaf 4.4. Vanuit het conceptuele model is er een samenhang van tussen de ontwikkeling van de oostpunt

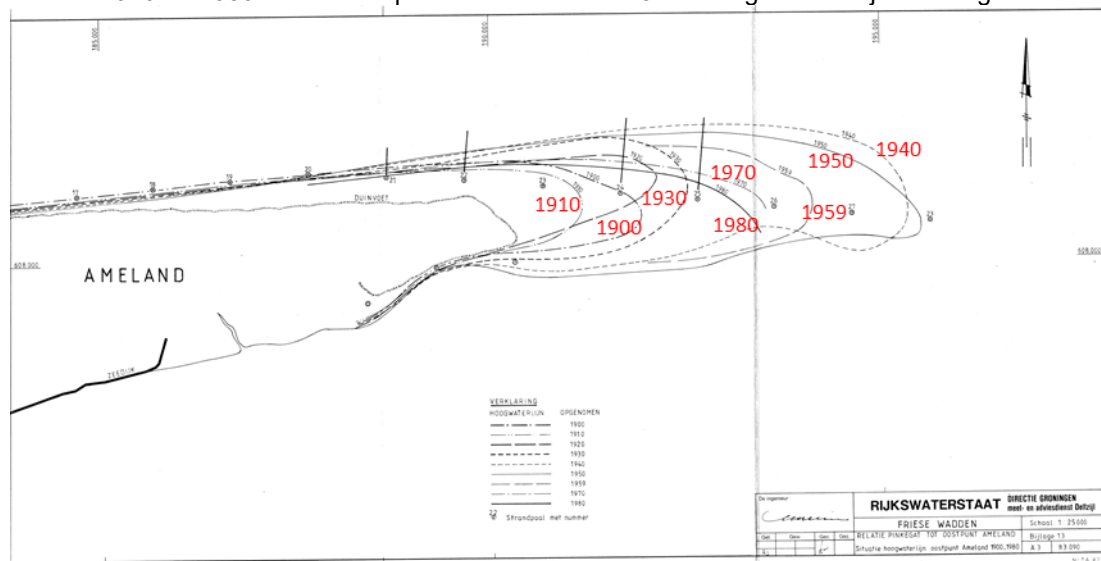
van Ameland en de beweging van het wantij achter Ameland: hoe langer de oostpunt van het eiland des te verder oostelijk het wantij ligt en hoe korter de oostpunt van het eiland des te westelijker het wantij ligt. Het is echter niet duidelijk wat oorzaak en wat gevolg is in deze ontwikkeling.

5.2.2 Effecten van bodemdaling

Direct effect van bodemdaling onder de oostpunt van Ameland is het optreden van diepe bodemdaling, waar sedimentatie plaatsvindt. Indirect effect van de bodemdaling kan zijn dat de sedimentbehoefte van het bekken en de buitendelta deels wordt opgelost met zand dat anders ten goede van de uitbouw van de eiland-oostpunt zou komen. Omdat de oostpunt van het eiland geen individueel onderdeel vormt van het geaggregeerde model van het sediment delende systeem, is die mogelijkheid daarin niet uitgewerkt. De interactie van de bodemdaling met de ligging van de geulen en de zandplaten op de buitendelta is uitgewerkt in paragraaf 4.3.2. Vanuit het perspectief van de geulpositie in de keel van het zeegat is uitbouw van de oostpunt niet mogelijk zolang er een Strandgat strak langs het eiland ligt. De omvang van de Sypkeplaat heeft een direct effect op de geulmigratie in de keel van het zeegat. Een laatste bijdrage aan de ligging van de oostpunt is de samenhang tussen positie van de eilandoostpunt met de ligging van het wantij, waarvan niet zonder meer te zeggen is in welke richting die afhankelijkheid is. De omvang van deze andere invloeden op de ligging van de oostpunt is groter dan het directe effect van bodemdaling. De eventuele indirecte effecten van bodemdaling kunnen niet los worden gezien van de afhankelijkheden met geulpositie in de keel van het zeegat (paragraaf 4.3) en wantijligging (paragraaf 4.4).

5.2.3 Geconstateerde ontwikkelingen

Hoe sterk de variatie in ligging van de eilandpunt in de periode 1900-1980 is geweest is weergegeven in Figuur 5.6. Tussen 1900 en 1910 vond significante teruggang van de hoogwaterlijn plaats, maar dit werd tussen 1910 en 1940 opgevolgd door een uitbouw van 5 km. Tussen 1940 en 1980 trok de oostpunt zich weer zo'n 2.5 km terug in westelijke richting.

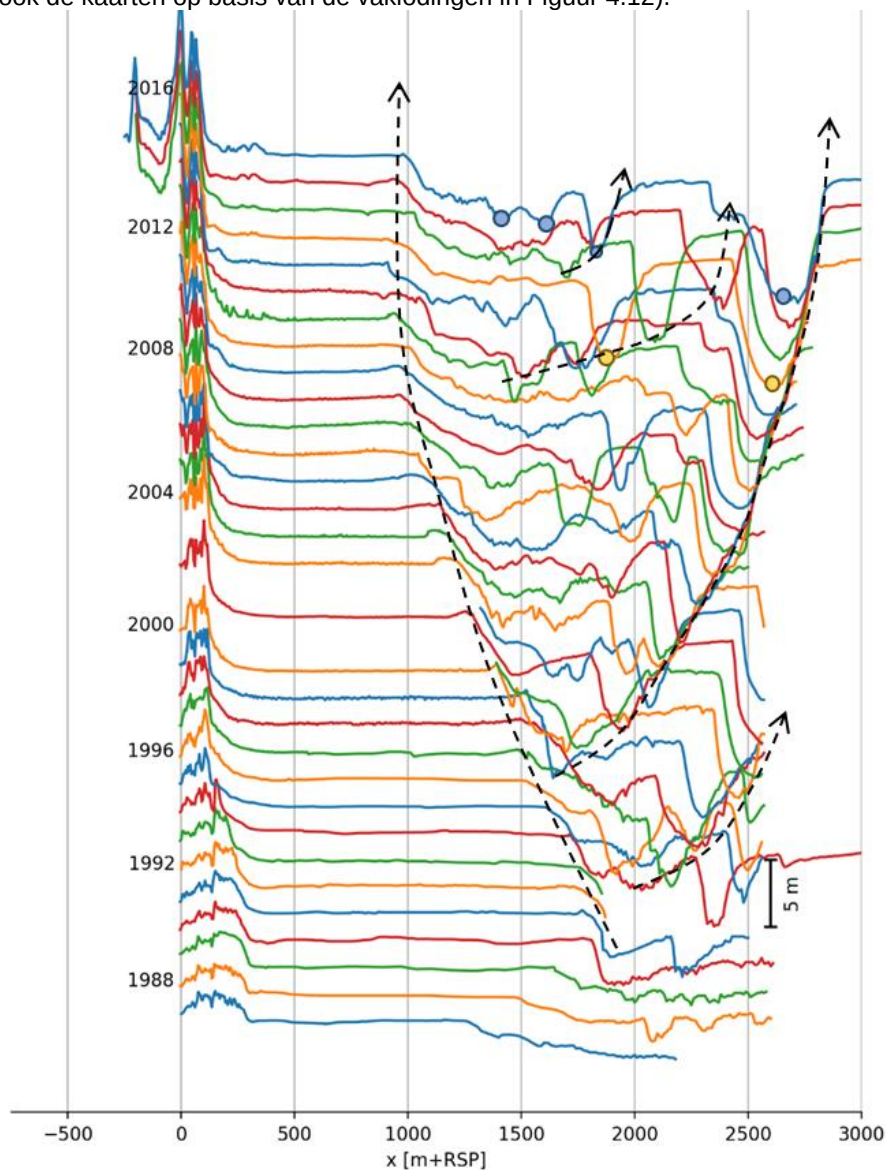


Figuur 5.6 Historische ontwikkeling van De Hon (Ameland) aan de hand van de gemiddelde hoogwaterlijn over de periode 1910-1980. (Bron: Postma, 1982).

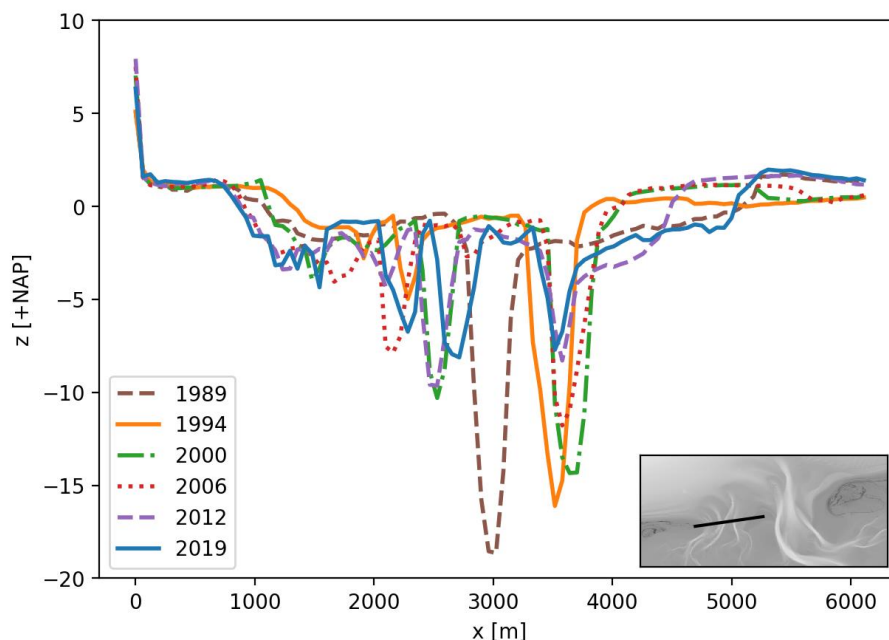
Dergelijke grote veranderingen zijn sinds 1985 niet meer waargenomen. Sindsdien wordt de ligging van de oostpunt gemonitord aan de hand van Jarkusraai monitoring. Dit biedt niet alleen inzicht in de evolutie van een hoogtecontour, maar ook in de ligging van geulen westelijk van de Sypkeplaat. Figuur 5.7, toont een tijdstapeling van de raaien in de periode 1987-2019. De ontwikkeling van de eilandoostpunt, in deze figuur aangegeven met pijl, wijst uit dat regressie van de oostpunt van Ameland plaatsvond tussen 1990 en 2010. Na 2010 stopt de erosie, maar een

omslag van afslag naar groei is in 2019 nog niet waargenomen. De locatie van de oostpunt is sinds 2012 stabiel: deze erodeert niet verder westwaarts maar bouwt ook niet uit oostwaarts. De geulligging wisselt door de jaren sterk. Voor een aantal jaren is de migratie van een 'nieuw' Strandgat weergegeven in Figuur 5.7. Voor 2012 en 2019 is aangegeven met bolletjes dat de meest recente ontwikkeling er een van een tweegeulen systeem (westelijk van de Spykerplaat) naar een meergeulensysteem is. De voortdurende insnijding van nieuwe geultjes lijkt zo de uitbouw van de oostpunt te voorkomen.

De gemiddelde diepte van de meergeulenconfiguratie is kleiner dan bij twee geulen. Dit wordt beter inzichtelijk wanneer een aantal doorsneden van het hele zeegat worden beschouwd (Figuur 5.8). In de eerdere opnamen, zoals 1989, is het stroomvoerend oppervlak van de geul Pinkegat dominant, maar in latere jaren heeft het Wierumergat net zoveel stroomvoerend oppervlak. Hier is ook goed te zien dat het Strandgat in sommige jaren uit één enkele geul bestaat (2012), en in andere jaren uit twee (2006) of zelfs drie (2019). De omvang van de geulen Strandgat en Wierumergat staat namelijk direct in verband met de omvang van de geul Pinkegat. Het verloop van de omvang van de geul Pinkegat en de Spykerplaat ingeklemd tussen het Wierumergat en het Pinkegat verloopt trager dan de veranderingen aan de configuratie van de andere geulen (zie ook de kaarten op basis van de vaklodingen in Figuur 4.12).



Figuur 5.7 Ontwikkeling van Jarkusraai 2510 over de periode 1987-2019.



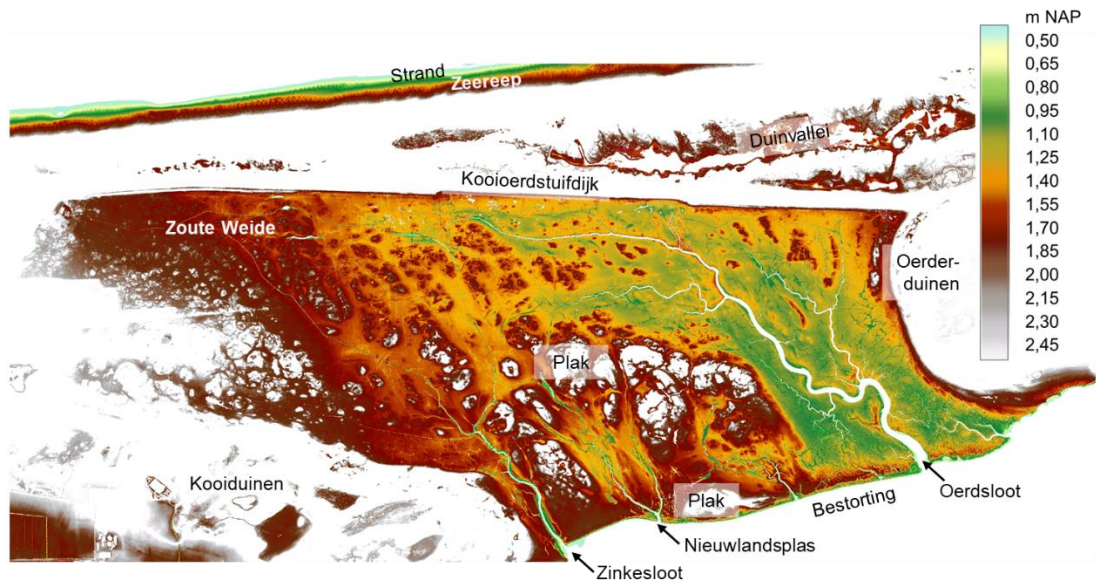
Figuur 5.8 Dwarsdoorsnede van de keel van het Pinkegat uit de Vaklodgingen voor 1989-2019.

5.2.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

Feitelijk bestaat er geen conceptueel model dat de huidige ontwikkeling van de eiland oostpunt beschrijft. De huidige ontwikkelingen worden niet gevat in het bestaande denkmodel van semi-cyclische ontwikkeling. Dit is niet alleen zo voor het Pinkegat, ook voor andere zeegaten passen recente ontwikkelingen niet in dit denkmodel. Op fenomenologische gronde kunnen geconstateerde ontwikkelingen wel worden uitgelegd aan de hand van geïdentificeerde dwarsverbanden met bijvoorbeeld de geulconfiguratie en de interactie met de vloedkom. Daarmee is echter nog geen voorspellend model beschikbaar waarmee de effecten van bodemdaling op de ontwikkeling van de eiland-oostpunt kunnen worden uitgelegd.

5.3 Neerlands Reidt

Het Neerlands Reidt ligt tussen de Kooiduinen aan de westzijde, de Oerderduinen aan de oostzijde en de Kooioerdstuifdijk aan de noordzijde (Figuur 5.9). Aan de zuidzijde ligt de overgang van de kwelder naar de wadplaten van de Waddenzee, die bestaat uit een kwelderrand. Het grootste deel van de kwelderrand is bestort met stortsteen. Alleen bij de overgang van de het wad naar krekken die het Neerlands Reidt insteken, is geen steenbestorting aangebracht. Van west naar oost zijn deze geulen de Zinkesloot, de Nieuwlandsplas, enkele naamloze kleine krekken en de Oerdsloot. Van deze krekken is de Oerdsloot de grootste, zowel in breedte, als in lengte en in de omvang van het gebied dat door deze kreek en zijn vertakkingen wordt gedraineerd. De hoogteligging van de kwelder Neerlands Reidt varieert tussen ongeveer NAP +1m en NAP +1,8 m. De kwelders bij de westelijke krekken zijn hoger dan die bij de Oerdsloot. Bij de kwelderrand nabij de Oerdsloot is sprake van een hogere zone: de kwelderwal. Ook nabij de kreek Oerdsloot en enkele vertakkingen ervan is sprake van hogere kwelders, die oeverwallen vormen bij de kreek. In het Neerlands Reidt liggen nabij de Waddenzee enkele hogere kopjes, de plakken. Deze plakken zijn van oorsprong lage duintjes. Ook de lage kopjes nabij de stuifdijk zijn geen kenmerken van de kwelder, maar hebben hun oorsprong als duintjes in het oorspronkelijke landschap, dat onder de huidige kwelder aanwezig is. Deze hogere delen die in de kwelder aanwezig zijn, zijn belangrijk zijn als broedlocatie voor kustvogels.



Figuur 5.9 Hoogtekaart van het Neerlands Reidt, met de in tekst gebruikte namen (op basis van AHN 3, opname 2014).

5.3.1 Conceptuele model

De aanvoer van sediment richting het Neerlands Reidt kan alleen plaats vinden door overstroming vanuit de Waddenzee. Met het water wordt sediment aangevoerd dat op de kwelder kan bezinken. Aanvoerroutes via de duinen door eolisch transport en aanvoer vanaf de Noordzeezijde door washovers zijn uitgesloten vanwege de aanwezigheid van (dicht)begroeide duinen. Overstroming van de kwelder kan alleen plaatsvinden bij hoge waterstanden, tijdens springvloed en stormvloed (zie Appendix A). Het Waddenzeeewater dat de kwelder op stroomt bevat zand- en slibdeeltjes die bezinken. De zanddeeltjes zinken sneller dan de slibdeeltjes. Het bezinken van de zand- en slibdeeltjes op de kwelder wordt geholpen door de aanwezige vegetatie, die de waterbeweging dempt en daarmee voorkomt dat de zand- en slibdeeltjes weer op worden gewoeld.

De ruimtelijke verdeling van sedimentatie over de is afhankelijk van twee factoren, namelijk de hoogte van de kwelder en afstand vanaf de kwelderrand, zie bijvoorbeeld Temmerman et al. (2005) en het model van De Vlas in Elschot et al. (2017). Dit bij de kwelderrand en laag op de kwelder vind meer sedimentatie plaats. De afhankelijkheid van de hoogte van de kwelder is te begrijpen in relatie tot de aanvoer van water en slib: hoe hoger de kwelder is, des te kleiner is de waterkolom boven de kwelder en daarmee is ook de hoeveelheid sedimentdeeltjes die wordt aangevoerd kleiner. Daarbij neemt het aantal keren dat de kwelder wordt overstroomd ook af met de hoogte van de kwelder, omdat zeer hoge waterstanden minder vaak optreden dan hoge waterstanden.

De relatie met de afstand tot de kwelderrand is het gevolg van bezinking dicht bij de kwelderrand. Verder van de kwelderrand is daardoor minder sediment in suspensie beschikbaar dat nog kunnen bezinken. Omdat de zanddeeltjes zwaarder zijn dan de slibdeeltjes bezinken de zanddeeltjes dicht bij de kwelderrand. In werkelijkheid vindt een deel van de overstroming van de kwelders via de kwelderkreken plaats, waardoor langs de kwelderkreken ook meer zand kan worden aangetroffen. Ook kan de hoeveelheid sediment dat wordt aangevoerd naar de kwelder hoger zijn in de nabijheid van de kreken. Door afzetting kunnen daarom oeverwallen aanwezig zijn bij de kwelderkreken.

In tegenstelling tot op het wad en door het zeegat is het transport van zand en slib naar de kwelder meer eenrichtingsverkeer. Het bruto transport van zand en slib naar de kwelder ligt dicht bij het netto transport. Voor de uitwisseling van zand en slib tussen het wadbekken en de kwelder betekent dit dat de kwelder als een netto 'sink' werkt.

Kwelderkreken

De omvang van de kwelderkreken wordt uitgedrukt in doorstroomoppervlakte, die wordt bepaald door de breedte en de diepte van de kreek. De omvang van kwelderkreken is net als die van alle stroomvoerende geulen, zoals getijdegeulen en rivieren, gekoppeld aan de hoeveelheid water die er doorheen stroomt. Dit is vergelijkbaar met de eerder beschreven evenwichtsrelatie tussen dwarsoppervlak/volume van getijdegeulen en het getijdeprisma. Voor de kwelderkreken is het lastiger dan bij getijdegeulen om te bepalen wat het maatgevende watervolume is dat de omvang van de kwelderkreek bepaalt. Dat komt omdat de omstandigheden waaronder de kwelders overstroomd en de stroomsnelheden in de kwelderkreken dermate hoog zijn dat slib en zand kan worden geërodeerd en getransporteerd alleen optreden bij hoge waterstanden door springtij en stormen. Welke van die omstandigheden, die ook nog eens sterk variëren, bepalend zijn voor de omvang van kreken, vereist diepgaande kennis van die condities en de frequentie waarmee deze optreden. Het krek patroon van een kwelder ontstaat al snel na de vestiging van de vegetatie. Over het algemeen is het patroon van de kwelderkreken na het ontstaan ervan relatief stabiel (zie bijvoorbeeld de klassieke beschrijving van Van Straaten, 1964). Uitbreiding van het krekensysteem vindt plaats doordat de kleine kreken zicht achterwaarts insnijden (*headward erosion*).

5.3.2 Effecten van bodemdaling

Op de kwelders is sprake van een duidelijke terugkoppeling tussen de gevolgen van de diepe bodemdaling en de sedimentatie: naarmate de kwelder lager komt te liggen door daling van de bodem neemt de sedimentatiesnelheid toe. Omdat de sedimentatiesnelheid ook afhankelijk is van de afstand vanaf de kwelderrand en vanaf de kreken is de respons van de kwelder op de diepe bodemdaling ruimtelijk verschillend: dicht bij de kwelderrand en de grote kreken is de sedimentatiesnelheid meer dan voldoende voor het bijhouden van de bodemdaling, zodat de kwelder daar hoger wordt. Verder van de kwelderrand af is de sedimentatiesnelheid lager, zodat de kwelder daar minder snel in hoogte toeneemt, of de hoogte zelfs afneemt. Dit beeld van de invloed van diepe bodemdaling wordt gecompliceerder wanneer ook de invloed van vegetatie, drainage en beweiding wordt beschouwd. Met name daar waar slecht gedraineerde kommen ontstaan in de kwelder, door ingrepen in de drainage, kan de vegetatie geheel verdwijnen en kan erosie optreden. Dit proces wordt versterkt door de aanwezigheid van grazers (Puijenbroek & Sonneveld, 2020).

In de meest extreme denkbeeldige situatie ontstaat een slecht gedraineerde en laag liggend gebied aan de achterzijde van een kwelder, dat zelden overstroomt omdat het achter een steeds hogere kwelder is komen te liggen. Na incidentele overstrooming kan dit gebied niet meer draineren, zodat de vegetatie gaandeweg afsterft. Dit is voor het Neerlands Reidt een denkbeeldige beeld van een 'kantelende' kwelders. De aanwezigheid van de kwelderkreken tot achterin de kwelder betekent dat ook de achterste delen overstroomd bij hogere waterstanden en dat ontwatering kan plaatsvinden.

Op Neerlands Reidt neemt de lengte van de kreken geleidelijk toe. Het is niet vast te stellen of deze toename alleen het gevolg is van autonome terugschrijdende erosie van de kreken, of dat de omvang van de kreken ook toeneemt omdat het watervolume dat op de kwelder wordt geborgen toeneemt.

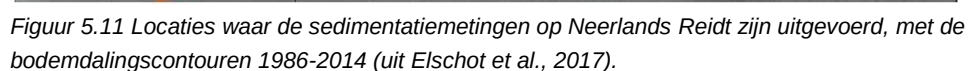
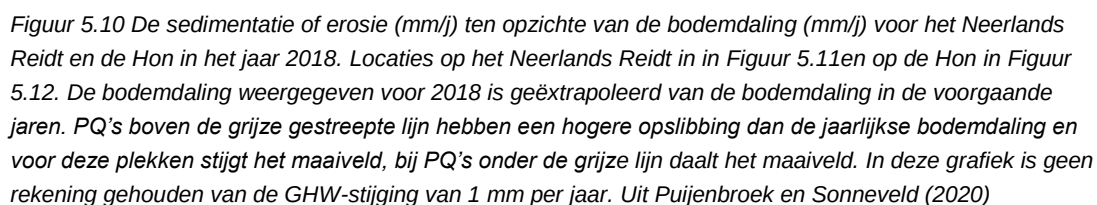
Voor de hoge randen en kopjes ('plakken') die in de kwelders liggen is sprake van een andere ontwikkeling. Deze hoge delen liggen weliswaar in de kwelder, maar hun oorsprong ligt op de onderliggende oudere strandvlakte, die aanwezig was voordat de kwelders werden gevormd. Vanwege hun hogere ligging treedt hier geen of slechts incidentele sedimentatie op, omdat deze hoge delen niet of slechts zeer zelden worden overstroomd. Door de bodemdaling neemt de hoogte van deze hoge delen dus af. De kans op overstroomd van de lagere delen van de hogere randen en kopjes neemt daarmee ook toe.

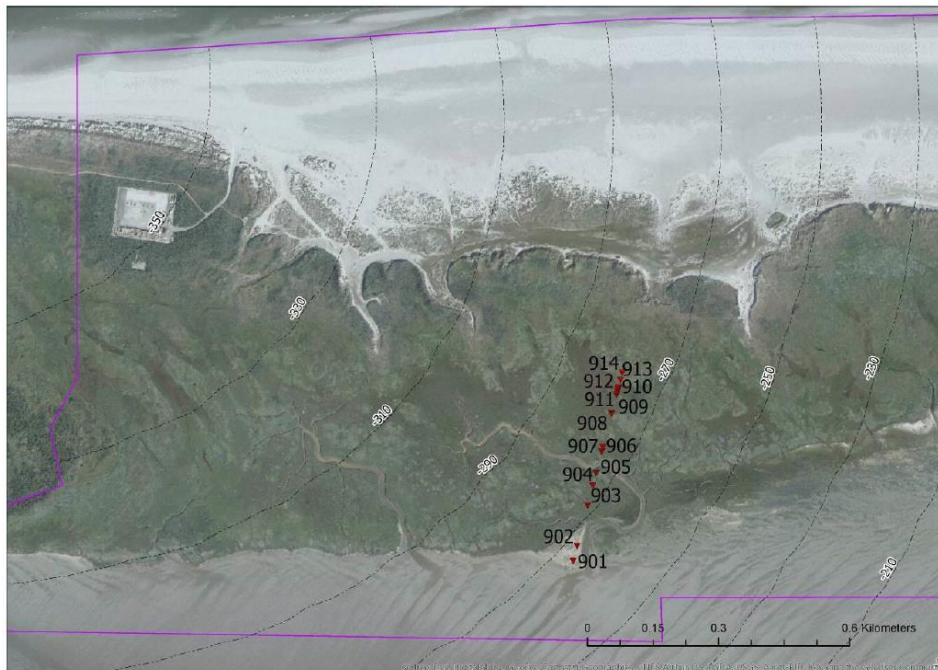
5.3.3 Geconstateerde ontwikkelingen

De ontwikkelingen van de kwelder op het Neerlands Reidt worden nauwgezet gevolgd. De monitoring betreft naast ecologische aspecten (vegetatie, broedvogels) ook een aantal morfologische aspecten. De sedimentatie of erosie wordt op een aantal vaste punten jaarlijks gemeten (Elschot, et al., 2017). De locatie van deze vaste punten is gekoppeld aan de inventarisatie van de vegetatie in permanente quadranten, oftewel pq's. De sedimentatie en erosie wordt in Figuur 5.10 beschouwd ten opzichte van de bodemdaling die ter plaatse optreedt, op een vergelijkbare wijze als met de spijkermetingen op het wad wordt gedaan. Door in dezelfde figuur aan te geven wanneer sprake is van een balans tussen bodemdaling en sedimentatie (de grijze gestreepte lijn in Figuur 5.10) wordt inzichtelijk in welke pq's sprake is van een toename van de hoogte van de kwelder (boven de grijze gestreepte lijn) en in welke pq's de hoogte afneemt (onder de grijze gestreepte lijn). Duidelijk is dat zowel sprake is van pq's waarvan de hoogte toeneemt, als van pq's waarvan de hoogte afneemt, waarbij de mate waarin de hoogte verandert sterk varieert. De omvang van de sedimentatie, maar ook van de erosie is bij enkele pq's veel groter dan de omvang van de bodemdaling. De geobserveerde verschillen in de snelheden van sedimentatie en erosie sluiten aan bij het conceptuele model van de ontwikkeling van de kwelders, met de grootste sedimentatie nabij de kwelderrand en op de oeverwallen bij de grote kwelderkreken. Erosie vindt plaats op plekken op de kwelder waar de vegetatie is afgenomen, of geheel is verdwenen.

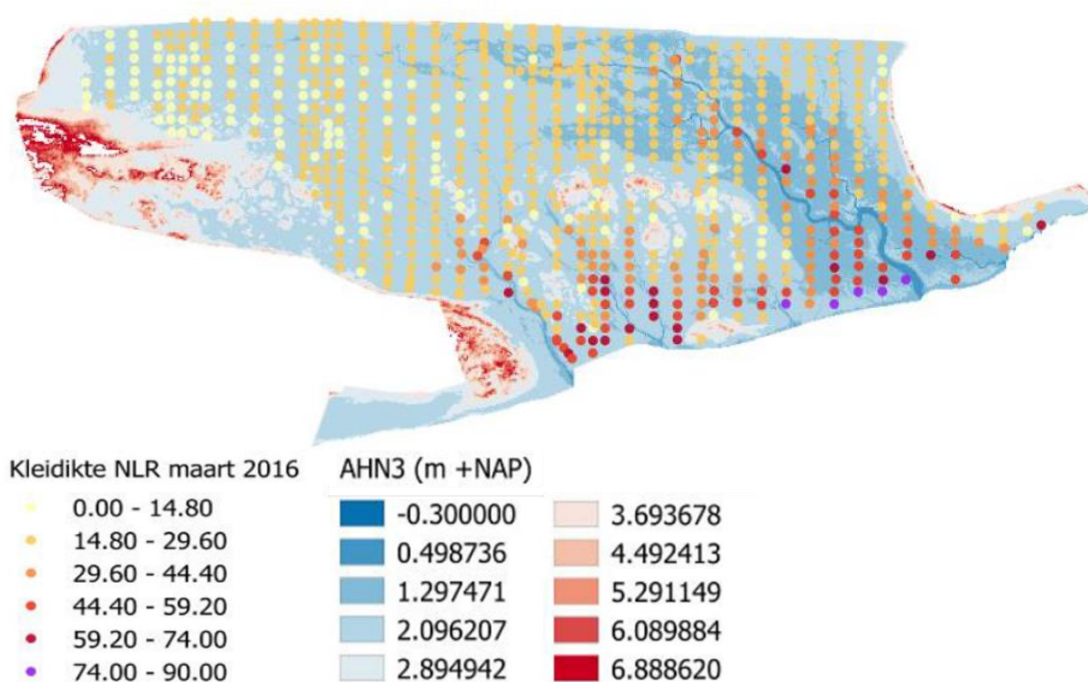
De pq's zijn niet evenredig over het Neerlands Reidt en de Hon verdeeld en geven daarmee geen inzicht in de ruimtelijke verdeling van de erosie en sedimentatie. Om meer inzicht te krijgen in de ruimtelijke verdeling van de sedimentatie heeft een kartering plaatsgevonden van de dikte van de kleilaag op Neerlands Reidt. De vorming van deze kleilaag is gestart met de ontwikkeling van kwelder op het Neerlands Reidt en heeft plaatsgevonden tot in maart 2016 toen de meting is uitgevoerd. Figuur 5.13 laat zien dat de kleilaag dun is aan de westzijde, ver weg van de kwelderrand. De kleilaag is het dikst in het zuidoosten, rond de ingang van de Oerdsloot in het gebied waar grotere bodemdaling is opgetreden. Op de 'Plakken', de oude duinkopjes die relict zijn van het oude strandvlaktelandschap van voor de kweldervorming, is de kleilaagdikte beperkt. De kleilaag is ontstaan gedurende de gehele periode dat de kwelder Neerlands Reidt aanwezig is. Het verschil in de dikte van de kleilaag is het gevolg van verschillen in de sedimentatie op de kwelder, zoals beschreven bij het conceptuele model hierboven en van het verschil in bodemdaling over de kwelder (zie ook het model van De Vlas in Elschot et al., 2017). De bodemdaling draagt bij aan de accommodatieruimte voor kweldersediment.

Idealiter zouden in aanvulling op de sedimentatie en erosie op de pq's en de kleilaagdikte ook kaarten beschikbaar zijn van de hoogte ten opzichte van NAP over een aantal perioden, vergelijkbaar met de LiDAR-hoogtemetingen van de wadplaten. Uit dergelijke kaarten kan dan de absolute verandering in hoogte van de gehele kwelder worden bepaald. De LiDAR metingen van de wadplaten, de verschillende AHN opnamen en de LiDAR opnamen voor de jaarlijkse kustlodgingen omvatten elk delen van de kwelder, vanaf 1997. Omdat de verwerking van de LiDAR data is ingericht op 'kale' wadplaten en niet op de begroeide kwelder zijn de LiDAR metingen van de hoogte van de kwelder niet bruikbaar om hieruit absolute veranderingen in de hoogte te bepalen.





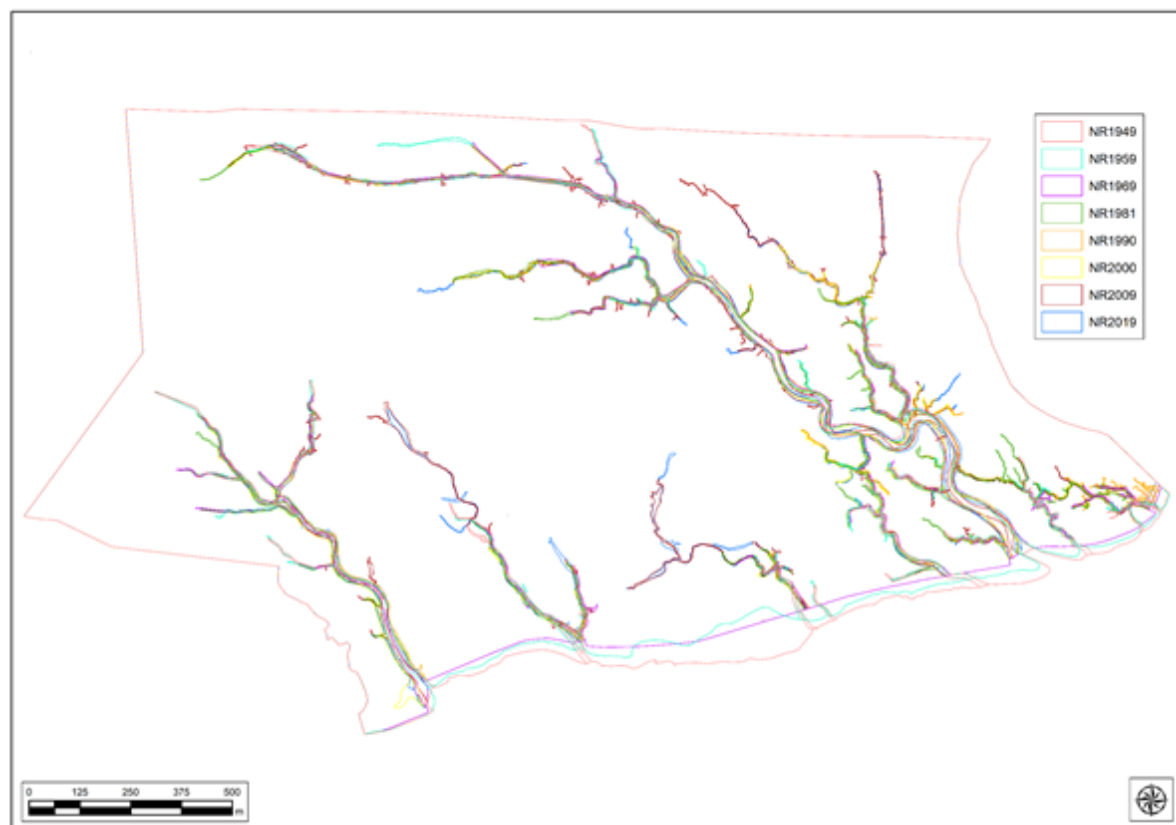
Figuur 5.12 Locaties waar de sedimentatiemetingen op de Hon zijn uitgevoerd, met de bodemdalingscontouren 1986-2014 (uit Elschoot et al., 2017).



Figuur 5.13 Kleidiktemetingen (in cm) op Neerlands Reidt (data Natuur Centrum Ameland) Overgenomen uit Elschoot et al. (2017)

De luchtfoto's van het Neerlands Reidt geven de mogelijkheid om de ligging van de kwelderkreken te karteren en de resultaten daarvan zijn opgenomen in Figuur 5.14. De omvang van de kwelderkreken is waarschijnlijk gerelateerd aan de omvang van het watervolume dat op de kwelder wordt geborgen tijdens overstromingen. De relatie tussen de omvang van kwelderkreken en het watervolume dat wordt geborgen kent niet dezelfde onderbouwing als de evenwichtsrelaties voor getijdegeulen. De reden daarvoor is dat het lastiger is om maatgevende watervolumes op de kwelder te bepalen en betrouwbare metingen van het doorstroomoppervlak

en andere kenmerkende waarden van kwelderkreken zijn schaarser. Daarbij komt dat ook de factor tijd een rol kan spelen bij de ontwikkeling en omvang van de kwelderkreken. Kwelderkreken breiden zich achterwaarts uit, door “headward erosion” – terugschrijdende erosie: het water dat uit de kwelder naar de kwelderkreek stroomt erodeert achterwaarts. Omdat dit alleen gebeurt nadat de kwelder voldoende is overstroomd is dit een relatief langzaam proces. Van de achterwaartse uitbreiding van de kwelderkreken op het Neerlands Reidt is niet vast te stellen of deze het gevolg is van een toename van het watervolume dat op de kwelders wordt geborgen, of van de autonome ontwikkeling van de kreek.



Figuur 5.14 Gecombineerde kaart met de veranderingen in het krekensysteem van Neerlands Reidt in de periode 1949-2019. Uit Kuiters en Wegman (2020)

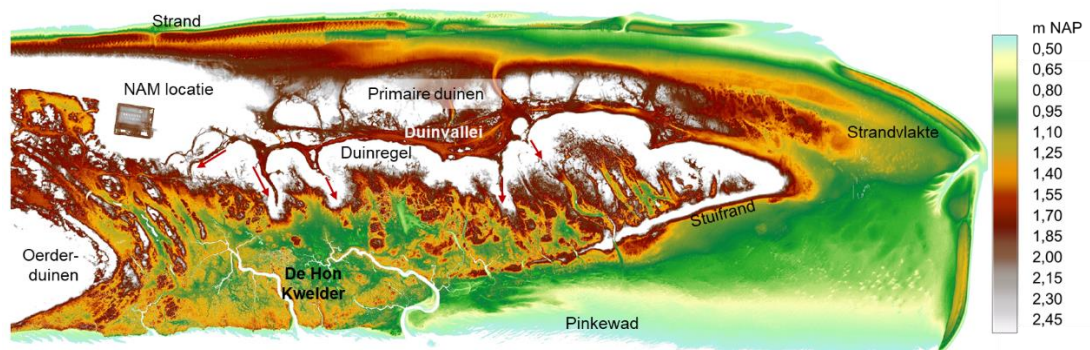
5.3.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

In de basis dateert het conceptuele model voor de sedimentatie op kwelders al van voor de bodemdaling door de gaswinning bij Ameland. Het conceptuele model is gedurende de periode waarin gaswinning heeft plaatsgevonden wel aangepast op basis van waarnemingen aan het Neerlands reidt. Zo is het meer nadruk komen te liggen op het belang van de afstand van de kwelderrand voor de sedimentatie. Ook is door waarnemingen aan ontwikkelingen die zijn opgetreden na de afsluiting van een kreek veel duidelijker geworden hoe belangrijk de rol van drainage is voor de ecologische en de morfologische ontwikkeling van de kwelders. Ten slotte zijn de belangrijkste fysische componenten van het conceptuele model (sedimentatiesnelheid op de kwelder is een functie van de kwelderhoogte en de afstand tot de kwelderrand) gebruikt voor het opstellen van een numeriek model dat de sedimentatie op Neerlands Reidt berekend en voorspeld op basis van de bodemdaling en de zeespiegelstijging (in Elsschot et al., 2017). Recent is de monitoring van de kwelders Neerlands Reidt en de Hon aangepast (Puijenbroek & Sonneveldt, 2020), zodat de waarnemingslocaties nog beter aansluiten bij de verwachte toekomstige

ontwikkelingen. Daarbij lijkt het aantrekkelijk om de data van de hoogte van de kwelder, die twee keer per jaar mee wordt gemeten met de LiDAR opnamen van de wadplaten, bruikbaar te krijgen voor analyse door een specifieke verwerking uit te voeren voor dit doel, waarbij rekening wordt gehouden met de aanwezige vegetatie.

5.4 De Hon

De Hon ligt ten oosten van de Oederduinen. Aan de noordzijde bestaat de overgang van de duinen naar kwelder uit twee duidelijke verschillende gebieden, ten westen en ten oosten van de NAM-locatie. Aan de westzijde wordt de Hon begrensd door het hoge en brede duin met de NAM-locatie. Naar het oosten toe bestaat de noordzijde van de Hon uit een serie duinkopjes met daartussen de geulen van washovers. Deze washover-geultjes lopen tot in de kwelder. Aan de oostzijde van de Hon verandert het landschap van kwelder in een strandvlakte, met op de overgang enkele duinkopjes. Aan de zuidoostzijde van de Hon wordt de kwelder begrensd door een walletje. De overgang van de kwelder van de Hon naar de wadplaten wordt gevormd door een steile, maar relatief lage kwelderrand. Op de Hon is nabij de kwelderrand sprake van een hogere zone, de kwelderwal. Rond de geulen is sprake van iets hogere oeverwallen. De Hon heeft aan de westnoordwest zijde een verbinding met de duinvallei.



Figuur 5.15 Hoogtekaart van De Hon, met de in tekst gebruikte namen (op basis van AHN 3, opname 2014).

Net als bij het Neerlands Reidt is de kwelder van de Hon ontstaan vanuit een onbegroeide strandvlakte die gaandeweg begroeid is geraakt. De vestiging van de vegetatie op de Hon is veel recenter dan die op het Neerlands Reidt, deze dateert van na de tweede wereldoorlog. De sedimentatie van slib op deze kwelder is daarmee ook relatief recent. Het reliëf van de Hon kent nog verschillende elementen die relict vormen van de onderliggende strandvlakte. Dat geldt voor verschillende zandkopjes, maar ook voor enkele meertjes en plassen (zichtbaar in de luchtfoto's die zijn gebruikt voor de kartering van de kwelderrand).

De verschillen tussen de kwelders van het Neerlands Reidt en de Hon zijn divers. In de morfologie valt op dat de kreken in het Neerlands Reidt langgerekt zijn, met de Oerdsloot als meer uitgesproken voorbeeld, terwijl de geulen op de Hon korter zijn en meer kronkelen. Aan de noordzijde van de Hon gaat de kwelder geleidelijk over in de washovers en duintjes. Bij het Neerlands Reidt is de begrenzing scherp, door de aanwezigheid van de stuifdijk. Aan de oostzijde van de Hon is geen sprake van duidelijke grenzen tussen de verschillende morfologische eenheden. Ecologisch gezien verschillen het Neerlands Reidt en de Hon ook, zoals bijvoorbeeld beschreven in Elsschot et al. (2017). Het verschil in kweldervegetatie is niet alleen een gevolg van de ontwikkeling van de kwelder, maar ook van het verschil in beheer. Op grote delen van het Neerlands Reidt wordt de kwelder begraasd door vee en door ganzen. De Hon wordt niet begraasd door vee en ook minder begraasd door ganzen, waardoor daar een veel meer verruigde kweldervegetatie aanwezig is dan op Neerlands Reidt. Het plantendek op de Hon is op de meeste plekken veel hoger dan op het Neerlands Reidt.

5.4.1 Conceptuele model

Het denkmodel voor de aanvoer van zand en slib naar de kwelder vanaf de Waddenzee is vergelijkbaar met het model dat is beschreven voor Neerlands Reidt. De aanvoer vindt plaats als de kwelder overstroomt. De hoeveelheid slibdeeltjes die worden afgezet is afhankelijk van de hoogte van de kwelder en van de afstand tot de kwelderrand. Zand wordt afgezet dicht bij de kwelderrand.

Naast de sedimentatie van slib op de kwelder speelt op de Hon ook de aanvoer van zand door de wind vanuit de duinen en vanaf de strandvlakte ten oosten van de kwelder en de aanvoer door het water via washovers vanaf de Noordzee naar de kwelder, tijdens stormen. Voor de aanvoer van zand door de wind geldt hetzelfde conceptuele model als dat is beschreven voor de uitwisseling tussen strand en duinen in paragraaf 3.4. In combinatie met de breedte van de strandvlakte zijn de windsterkte en -richting bepalend voor het eolisch transport. De interactie met de aanwezige morfologie en vegetatie is bepalend voor de luwte waar het zand wordt afgezet. Het denkmodel voor het transport via de washovers gaat uit van hoge waterstanden en een waterstandsverschil tussen Noordzee en Waddenzee, dat in combinatie met de hoge golven een transport van water en zand op gang brengt. De stroming loopt via de *washoverchannels* en de afzetting van het zand vindt plaats op de washoverlobben. Dit proces vereist een vrije aanstroombopening van de washoverchannels aan de Noordzeezijde.

5.4.2 Effecten van bodemdaling

De terugkoppeling die hierboven beschreven is bij Neerlands Reidt tussen de gevolgen van diepe bodemdaling en de sedimentatie op de kwelder treedt ook op bij de kwelder van de Hon. Voor het oostelijke deel van de Hon geldt dat naast de overspoeling vanaf de Waddenzee ook verstuing optreedt vanaf de naastgelegen strandvlakte en hoge wadplaat. Hierbij is geen duidelijk interactie met de bodemdaling, omdat het zandaanbod bepalend is voor de sedimentatie door de verstuing. De aanvoer zand via de washovers aan de noordzijde van de Hon kan in theorie worden als de kwelder in hoogte afneemt door de bodemdaling.

5.4.3 Geconstateerde ontwikkelingen

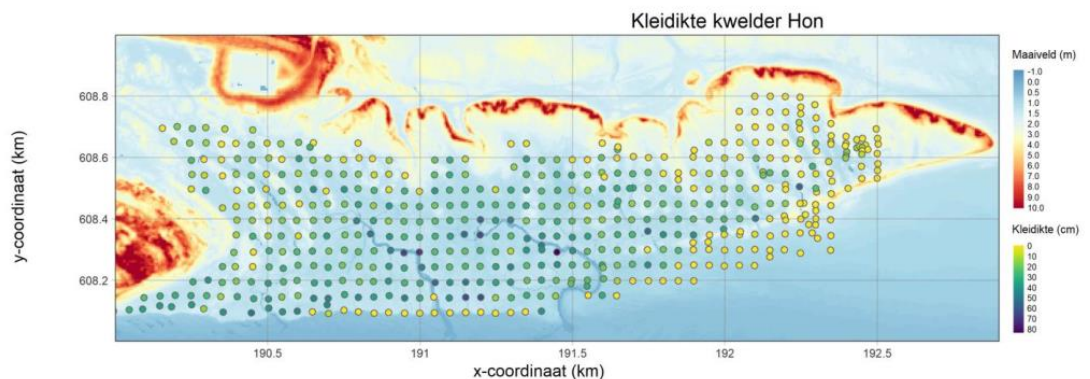
Op de Hon is de sedimentatiesnelheid gemeten op pq's en is de dikte van kleilaag ingemeten, net als bij het Neerlands reidt. De gemeten sedimentatiesnelheden bij de pq's geven in relatie tot de lokaal opgetreden bodemdalingssnelheden zoals getoond in Figuur 5.10, inzicht in de hoogte veranderingen die op hebben treden in 2018. De clustering van de waarden voor de Hon in Figuur 5.10 heeft te maken met de positie van de pq's, die voor de Hon in raaien liggen. Deze punten hebben allemaal vrijwel dezelfde bodemdalingssnelheid ondergaan. Dit in tegenstelling tot de meetpunten op het Neerlands Reid, die net iets meer verspreid liggen ten opzichte van de bodemdalingcontouren.

De sedimentatiesnelheden op de pq's op de Hon komen overeen met de lage sedimentatiesnelheden op Neerlands Reidt. Dit suggereert dat de opslibbing van de Hon minder snel verloopt dan de opslibbing van Neerlands Reidt. De meting van de kleilaagdikte en de waarnemingen aan de hoogte van de kwelders doen echter anders vermoeden.

De laagdikte van de klei op de Hon is weergegeven in Figuur 5.16. De dikste kleilaag wordt aangetroffen op de plekken waar verplaatsing van de kwelderkreken ruimte heeft opgeleverd voor sedimentatie. Buiten deze dikste punten nabij geulen geldt dat de dikste kleilaag wordt aangetroffen bij de kwelderrand (de rij met gele punten met dikte nul zijn punten die op de wadplaat voor de kwelder liggen). Naar het noorden wordt de kleilaag dunner, of is deze geheel afwezig. In het noordwesten is in sommige diepere delen van de Hon sprake van een opeenhoping van organisch materiaal, dat in ieder geval deels bestaat uit wortelmateriaal (dit is het voorstadium van veenvorming), zoals is waargenomen tijdens veldbezoeken. Dat betekent dat de beschikbare accommodatieruimte hier niet wordt opgevuld met klei, maar met organisch

materiaal (bij het beschouwen van de massa- of volumebalans is dit extra volume, omdat het lokaal onstaat, maar vanwege de beperkte omvang kan dit buiten beschouwing blijven). Op de Hon is op het eerste gezicht sprake van een minder duidelijke relatie tussen de kleilaagdikte en de bodemdaling (zie Figuur 5.16). De bodemdaling op de Hon is in het westen het grootst en wordt naar het oosten kleiner, maar de kleilaagdikte lijkt redelijk uniform als langs de kwelderrand naar het oosten wordt bewogen. Alleen op de uiterste oostpunt van de Hon is de kleilaagdikte (veel) kleiner.

De dikte van de kleilaag tot ruim 40 cm op de Hon laat zien dat in het relatief korte tijdsbestek dat de kwelder op de Hon aanwezig is, vanaf de jaren '70 van de vorige eeuw (Kuiters & Wegman, 2020), de totale sedimentatie groter is dan volgt uit de sedimentatiesnelheid die is gemeten op de pq's. Uit de gegevens van de hoogte en de sedimentatie op de Hon valt niet op te maken of de hoogte van de kwelder verandert als gevolg van de diepe bodemdaling. Dat betekent in ieder geval dat de mate van verandering dermate klein is dat deze niet meetbaar is in een tijdsbestek van tien jaar, waarover gebiedsdekkende LiDAR hoogte opnamen beschikbaar zijn.



Figuur 5.16 Kleilaagdikte voor een grid van 50x50 m voor de kwelder de Hon, geprojecteerd op AHN3. Uit Puijenbroek en Sonneveld (2020).

Eolisch zandtransport vanaf de strandvlakte lijkt verantwoordelijk voor de aanwezigheid van het walletje dat de overgang vormt tussen de kwelder en de wadplaat op de uiterste oostpunt van het eiland. Bij de Hon heeft ook zandtransport plaatsgevonden via de washovers tijdens stormen, zoals blijkt uit de aanwezigheid van de washoverlobben aan de noordzijde van de kwelder. Deze lobben zijn zichtbaar in de hoogte en ze bestaan uit zand, in tegenstelling tot de klei die er om heen aanwezig is. Door de ontwikkeling van de primaire duintjes aan de zeezijde van washovers en door de toegenomen vegetatie in de washovers is de bijdrage van de washovers aan de sedimentatie op de Hon de afgelopen jaren waarschijnlijk geleidelijk afgenomen. Door de verschillende processen die bijdragen aan de sedimentatie op verschillende delen van de Hon is het gebied morfologisch gezien diverser dan het Neerlands Reid.

5.4.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

Voor de sedimentatie op de kwelder van het Hon gelden dezelfde opmerkingen als bij Neerlands Reidt: In de basis voldoet het conceptuele model voor het verklaren van de ontwikkelingen en de observaties geven aanleiding tot verdere verfijning. De recent ingemeten kleilaagdikte op de Hon geeft de mogelijkheid tot verdere analyse van de relatie tussen de kleilaagdikte, de hoogte van het maaiveld, de bodemdaling, de vegetatie en de afstand tot de kwelderrand.

Voor de washovers kan worden geconstateerd dat in de situatie op Oost Ameland de ontwikkeling aan de Noordzezijde hebben gedomineerd boven die op de kwelder. Door het ontstaan van een nieuwe duinregel zeewaarts van de washovers leveren deze geen bijdrage meer aan de sedimentatie op de kwelders.

5.5 Kwelderrand

5.5.1 Conceptuele model

De kwelderrand vormt op Oost-Ameland de grens tussen het wad en de kweldervegetatie. Daar waar kwelders aangroeien in zeewaartse richting is er een geleidelijke overgang in hoogte van wad en kwelder. Hier doorloopt de vegetatie van wad tot hoge kwelder de stadia pionierzone, midden kwelder en hoge kwelder. In situaties met een stabiele (aggraderende, opbouwende) kwelder of een eroderende (achteruitgaande) kwelder ontbreken één of meerdere van deze kwelderstadia. Er is dan sprake van een rand waar de hoogte abrupt toeneemt van wadplaat naar kwelder. Deze rand van de kwelder is gevoelig voor afkalving (kliferosie). Als zeewaarts van de rand opnieuw de omstandigheden ontstaan voor de vorming van een (pionier) kwelder, dan zal deze zich vormen zeewaarts van de rand.

Natuurlijke morfologische processen bepalen de balans tussen opslibbing en afkalving (Van de Koppel et al., 2005). Of sprake is van uitbreiding van de kwelder, of achteruitgang van het areaal door kliferosie van de kwelderrand of geleidelijke terugschrijding, is afhankelijk van de condities op het voorliggende wad. Ook de snelheid waarmee de erosie plaatsvindt is afhankelijk van deze condities. De belangrijkste bepalende factoren zijn de hoogte van de voorliggende wadplaat en de golfaanval op de kwelderrand. Deze twee factoren zijn aan elkaar gekoppeld: de hoogte van de golven wordt in belangrijke mate bepaald door de hoogte van de voorliggende wadplaat. De oriëntatie van de kust werkt door in de expositie van de kwelderrand aan golfwerking. Daarnaast heeft ook de afstand van de wadgeulen tot de kwelderrand invloed op zowel de hoogte van de wadplaat, via de sedimentaanvoer, als op de hoogte van de golven.

Er bestaat een relatie tussen de lengte van het eiland en de uitbreiding van de kwelder: hoe langer en groter het eiland is, des te meer ruimte er aanwezig is voor de ontwikkeling van de kwelder. De lengte van de oostpunt is mede van invloed op de golfaanval op de kwelderrand en beïnvloedt daarmee de achteruitgang van de kwelderrand.

Bij eilandkwelders gelegen tegen een duinenrij kan er geen achterwaartse uitbreiding van de kwelder plaats vinden waardoor de kwelder bij kwelderranderosie steeds smaller wordt. Daarnaast is het model voor de erosie van de kwelderrand is van toepassing op natuurlijke kwelderranden. Wanneer de kwelderrand wordt vastgelegd met stortstenen, zoals bij het Neerlands Reidt, is er van zeewaartse uitbreiding of erosie van de kwelder geen sprake meer.

5.5.2 Effecten van bodemdaling

Direct effect van bodemdaling is een verlaging van de kwelder en de wadplaten. De afname van de hoogte van de wadplaten wordt op de geaggregeerde schaal van het sedimentdelende systeem tegengegaan door sedimentatie, zoals beschreven in paragraaf 4.2. Voor de invloed van de wadplaat op de kwelderrand is niet de gemiddelde hoogte van de wadplaten in de vloedkom van belang, maar juist de lokale situatie voor de kwelderrand (Van der Wal et al., 2008; Bouma et al., 2016). Verlaging van de wadplaat ter plaatse van de kwelder leidt tot een vergroting van de golfwerking op de kwelderrand. Hoe dit doorwerkt op de snelheid waarmee de kwelderrand achteruit gaat ligt aan het proces van de erosie door de golfwerking. Deze balans tussen golfwerking en sedimentatie wordt ook beïnvloed door de oriëntatie van de kwelderrand (Slim et al., 2011).

Daar waar de kwelderrand is bestort, zal geen achteruitgang van de kwelderrand meer plaatsvinden. Dat de bestorting mee daalt met de diepe bodemdaling doet de beschermende werking slechts beperkt afnemen.

5.5.3 Geconstateerde ontwikkelingen

De ontwikkeling van de kwelderrand wordt gevolgd door interpretatie van luchtfoto's volgens de methode beschreven in Sanders & Slim (2000) en is aangevuld tot 2019 in Kuiters en Wegman (2020), zie Figuur 5.17. De aanvulling van Kuiters en Wegman (2020) is niet alleen een aanvulling in de tijd, zoals in de evaluatierapporten van de Gaswinning Ameland is gebeurd (zie bij voorbeeld Slim et al., 2011), maar ook een aanvulling in de ruimte. De gehele kwelder op de Hon is in de analyse van Kuiters en Wegman (2020) betrokken. De kwelderrandontwikkeling is in de analyse opgedeeld in 9 deelgebieden, waarvan de gemiddelde afstand tot de referentielijn wordt bijgehouden, zie Figuur 5.17. De indeling in de deelgebieden is gebaseerd op de kenmerken van de kwelderrand, waaronder de oriëntatie. Van deze deelgebieden zijn de deelgebieden 1-5 in eerdere analyses, de deelgebieden 6-9 zijn nieuw voor deze analyse.

De resultaten van de analyse zijn opgenomen in Figuur 5.18 en Tabel 5.1. Tussen 1959 en 1981 vond in alle deelgebieden netto aanwas plaats. Dit is ook ongeveer de periode dat de vegetatiegrens van de kwelder zich sterk oostwaarts uitbreidde (rode lijn in de deelfiguren). Vooral tussen 1959 en 1981 schoof de vegetatiegrens sterk op, met gemiddeld ruim 90 m per jaar. Tussen 1981 en 1990 vond een omslag plaats en veranderde in vrijwel alle deelgebieden (met uitzondering van deelgebied 7) een netto aanwas van de kustlijn in een netto afslag. Deze bedroeg in die periode soms zo'n 5-8 m per jaar (deelgebieden 4, 5, 6). Vanaf omstreeks 1990 trok de oostelijke vegetatiegrens zich weer heel geleidelijk terug met ruim 40 m in de periode 1990-2019 (1,45 m per jaar). In deze min of meer stabiele periode (1990-2019), waarin de vorm van het eiland weinig veranderde, vond zowel geringe afslag (deelgebied 1, 4, 5, 6 en 7) als geringe aanwas (deelgebied 3, 8 en 9) plaats (figuur 3).

Eerdere analyses hebben laten zien dat de omslag van een periode van aanwas naar een periode van afslag in de vakken 1-5 plaatsvond tussen 1981 en 1986, dus reeds vóór de start van de gaswinning in 1986 (Sanders & Slim (2000), Slim et al. (2011) en Wang et al. (2017)). Na 1986 vond geen versnelde afslag plaats maar juist een afname in de gemiddelde afslagsnelheid, zoals eerder voor de deelgebieden 1-5 is geconcludeerd door Sanders & Slim (2000), Slim et al. (2011) en Wang et al. (2017). Merk op dat Sanders & Slim (2000), Slim et al. (2011) en Wang et al. (2017) meer luchtfoto's en opnamen uit andere jaren hebben gebruikt voor de analyse dan de luchtfoto's die voor de analyse in Kuiters en Wegman (2020) zijn gebruikt. Sanders en Slim (2000) merken over het moment waarop de omslag van netto aanwas heeft plaatsgevonden op: "Het omslagmoment van netto aanwas naar afslag werd vastgesteld rond 1979. In theorie kan dit moment overal tussen 1970 en 1985 liggen. Deze uitersten zijn niet aannemelijk omdat er dan onwaarschijnlijk grote afslag en aanwas zou hebben plaatsgevonden."

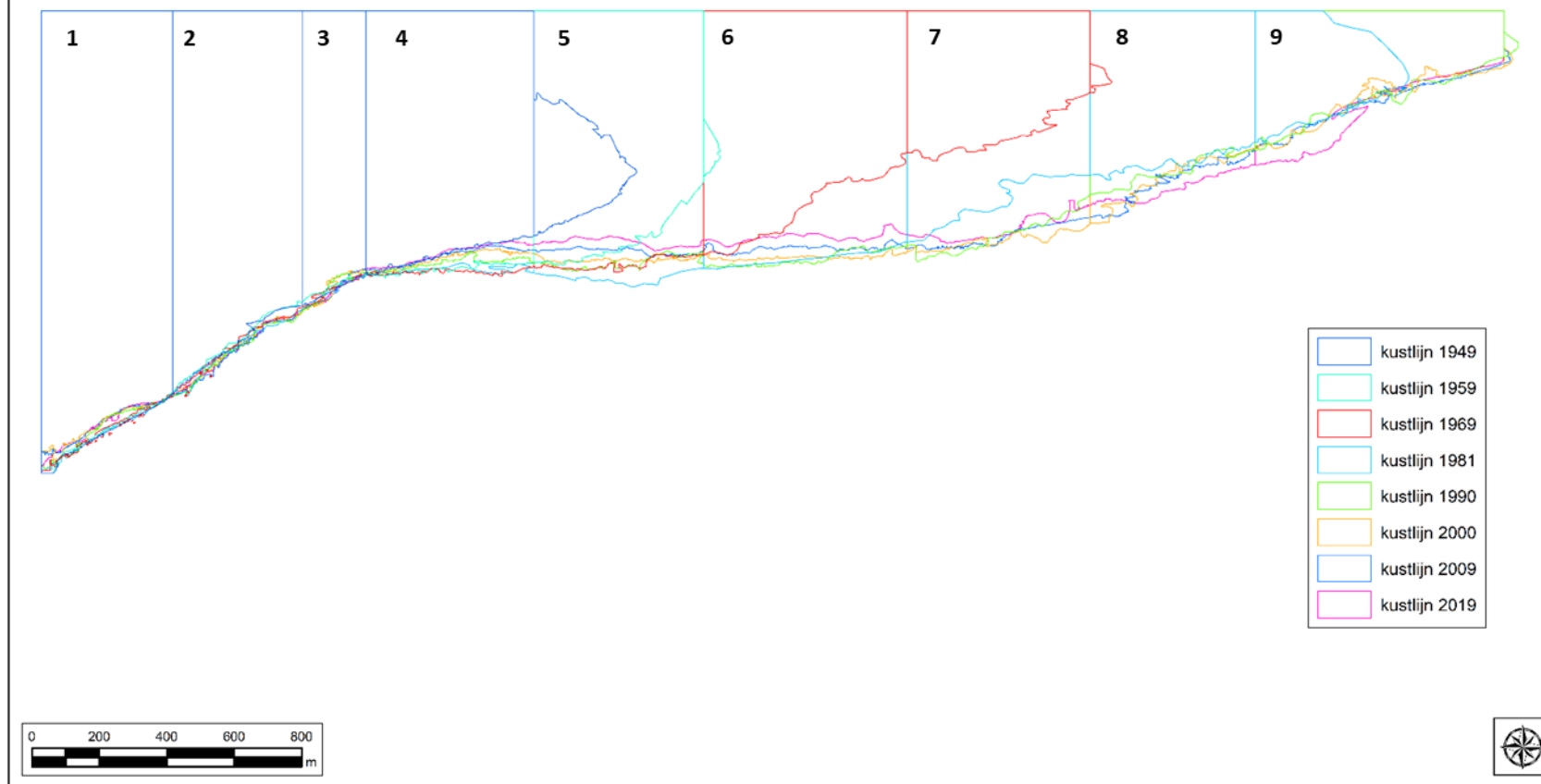
Tabel 5.1 Gemiddelde afslag (-) en aanwas(+) van de kuststrook in meters per jaar onder het Oerderduin (deelgebied 1-5) en de Hon (deelgebied 6-9). Netto aanwas is in zwart en netto afslag is in rood weergegeven. In grijs veranderingen die vallen binnen de foutenmarge bij de luchtfoto-interpretatie (uit Kuiters & Wegman, 2020).

Kuststrook	Gemiddelde aanwas/afslag (m per jaar)							Totaal (m)	
	Deel	'49-'59	'59-'69	'69-'81	'81-'90	'90-'00	'00-'09	'09-'19	'49-'19
1		-0.5	0.1	0.3	-1.5	-1.3	-0.0	0.1	-26
2		-0.4	1.1	1.2	-0.2	-0.4	0.7	-0.4	18
3		-1.1	0.8	2.7	-4.3	0.4	0.5	0.2	1
4		4.4	1.0	1.6	-5.0	-1.3	-0.9	-0.8	0
5		53.1	6.9	5.8	-8.1	-0.9	-2.9	-2.6	536
6		0.8	57.7	18.2	-8.0	-0.4	-3.0	-3.3	669
7			36.6	20.5	5.0	1.5	-1.4	-2.2	636
8			0.6	39.5	-2.6	2.1	1.2	1.7	505
9				26.5	-7.3	-0.3	0.9	2.0	276

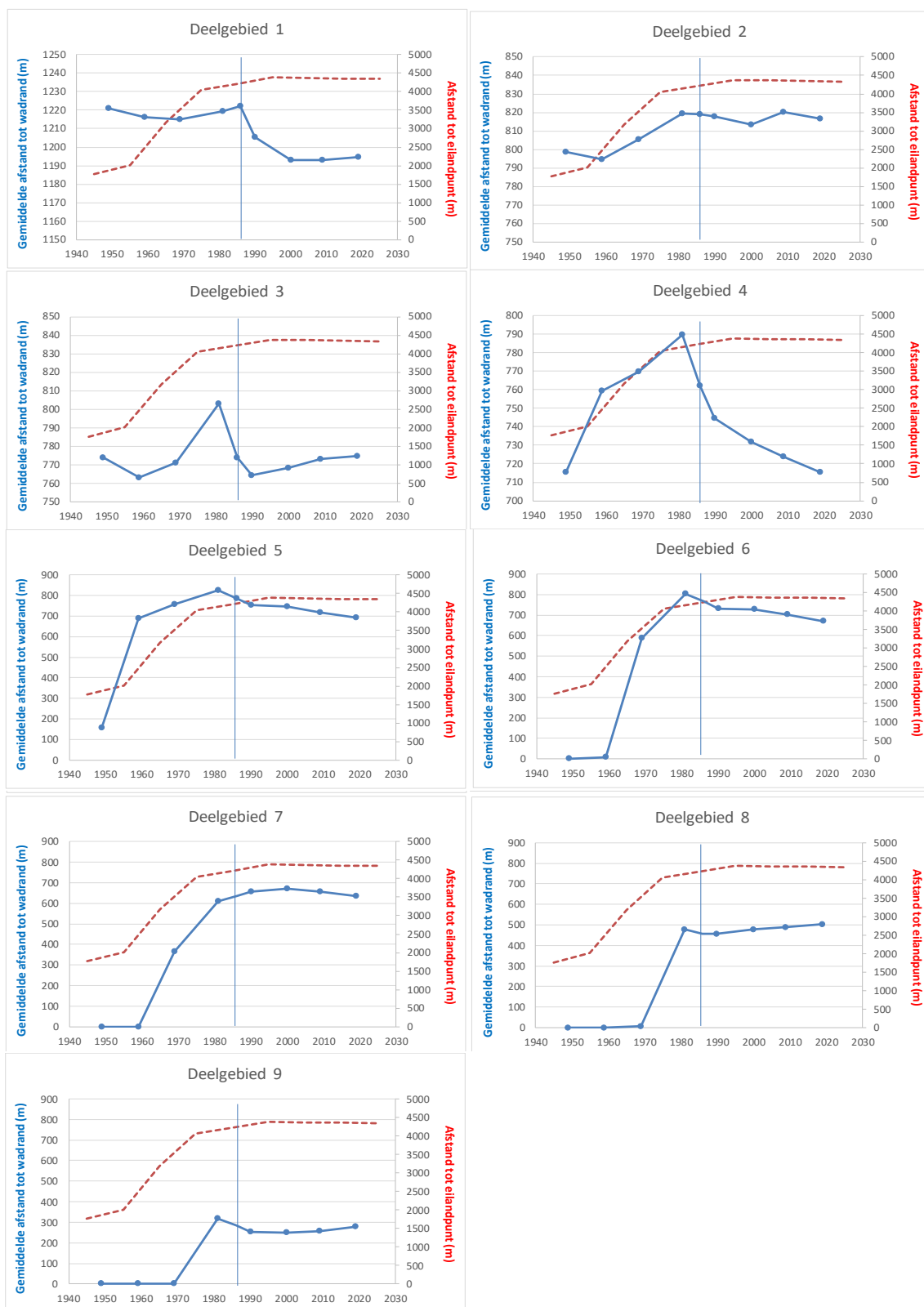
De trend in aanwas en afslag verschilde tussen de verschillende deelgebieden als gevolg van lokale verschillen in dynamiek. De kwelderstrook is in deelgebied 3 op z'n smalst en door de afslag reikte de kwelderrand rond 1990 bijna tot aan de duinvoet. Inmiddels is in dit deel weer sprake van enige aangroei en bedraagt de afstand van kwelderrand tot duinvoet weer meer dan 20 m. De grootste dynamiek trad op in de meest oostwaarts gelegen deelgebieden (4 t/m 9). Dit heeft te maken met het feit dat in dit deel van Oost-Ameland de groei van de eilandstaart en de oostelijke vegetatiegrens in volle gang was na 1950. Dit beeld past in het patroon dat ook bekend is van andere Waddeneilanden (De Groot et al. 2015). Merk op dat de afstand tot de eilandpunt die in Figuur 5.18 met de rode lijn is aangegeven afstand tot de oostgrens van de vegetatie op het eiland betreft. Het onbegroeide deel van de eilandstaart, waarvan de omvang na 1990 tot 2012 sterk is afgenomen, is hierin niet beschouwd.

De kwelderrand van het Neerlands Reidt wordt al tenminste sinds jaren '70 op de huidige positie beschermd tegen achteruitgang, door een kwelderrandverdediging. De achteruitgang van de kwelderrand bij het Neerlands Reidt dateert dus al van ruim voor de aanvang van de gaswinning op oost-Ameland. In de jaren '90 is deze kwelderverdediging versterkt met stortsteen. De kwelderrandverdediging van de Kooigrie, de kwelder ten westen van het Neerlands Reidt is nog beduidend ouder. Het vastleggen van de kwelderrand heeft geen merkbare gevolgen gehad voor de sedimentatie op de kwelder.

Ameland kustlijn Het Oerd en De Hon 1949-2019



Figuur 5.17 Veranderingen van de kustlijn onder de Orderduinen en De Hon in de periode 1949-2019 vastgesteld op basis van luchtfoto's. Bij de analyse is de kuststrook gesegmenteerd in 9 deelgebieden. Uit: Kuiters en Wegman (2020)



Figuur 5.18 Gemiddelde positie kwelderrand (m) in de negen deelgebieden in de periode 1949-2019, vastgesteld op basis van false colour en true colour luchtfoto's. Voor deelgebieden 1 t/m 5 zijn ook de eerdere luchtfoto-interpretaties van 1986 meegenomen. De gestippelde rode lijn geeft de afstand tot de vegetatiegrens van de oostpunt weer (in meters vanaf de westzijde van deelgebied 1), de verticale lijn markeert de start van de gaswinning in 1986. Uit: Kuiters en Wegman (2020).

5.5.4 Aansluiting observaties bij conceptuele model

De kwelderrand is in sommige deelgebieden zeewaarts verplaatst, en in andere deelgebieden geërodeerd. Er is geen sprake van een ruimtelijke verdeling die gerelateerd is aan de mate van bodemdaling. De grootste achteruitgang van de kwelderrand treedt op in het gebied waar de voorliggende wadplaat lager is komen te liggen (zie paragraaf 4.2.3 en Figuur 4.8) en dit sluit aan bij het hierboven opgenomen conceptuele model over de invloed van de plaathoogte op de dynamiek kwelderrand. Hierbij moet worden opgemerkt dat ook bij de smalle kwelder bij de Oerderduinen de plaathoogte is afgenomen, terwijl daar een kleine vooruitgang van de kwelder is opgetreden (deelgebieden 1, 2 en 3 in Figuur 5.17 en Figuur 5.18). De golfaanval op de kwelderrand hangt niet alleen van de hoogte van de voorliggende plaat. Het is waarschijnlijk dat veranderingen in de ligging van de geulen en platen voor de kwelderrand een bijdrage aan de verschillen in dynamiek opleveren. De diepe bodemdaling door gaswinning kan een bijdrage hebben geleverd aan deze veranderingen, waarbij wordt opgemerkt dat deze bijdrage indirect verloopt, via de invloed op de plaathoogte (zie paragraaf 4.2) en de ligging van de geulen en platen (zie paragraaf 4.3). Aanvullende gegevens over de daadwerkelijke golfaanval op de kwelderrand, op basis van golfmetingen en/of gevalideerde golfmodellen zijn nodig om te toetsen of deze factor van doorslaggevend belang is voor de ontwikkeling van de kwelder, of dat ook andere factoren een rol spelen, zoals de aanvoer van sediment via de oostpunt.

6 Evaluatie monitoring en conceptuele model

Gaswinning leidt tot daling van de diepe ondergrond onder veel elementen van het sedimentdelende systeem. Door de hoge mate van uitwisseling van sediment in de kustzone en het zeegatsysteem brengt de bodemdaling een herverdeling van sediment teweeg, waarbij de kustzone van Ameland de grootste bronterm is. De processen die zorgen voor de herverdeling van sediment zijn beschreven in hoofdstuk 3. De conceptuele modellen voor de herverdeling op de schaal van het sedimentdelende systeem van zeegatsysteem en kustzone staan beschreven in hoofdstuk 4. De herverdeling van sediment vindt ook op kleinere ruimtelijke schaal plaats, en de conceptuele modellen hiervoor zijn beschreven in hoofdstuk 5. Om de conceptuele modellen van de werking van het systeem onder invloed van bodemdaling op de verschillende morfologische elementen te toetsen, is er een uitgebreid monitoringsprogramma opgetuigd. Sommige monitoringsonderdelen zijn speciaal opgezet ten behoeve van de meet- en regelcyclus van de gaswinning, andere onderdelen vloeien voort uit analyse van gegevens van Rijkswaterstaat, zie Tabel 6.1 of worden ingewonnen voor de monitoringsverplichting Bodemdaling door gaswinning onder de Waddenzee. Verder zijn er meerdere studies uitgevoerd om het effect van bodemdaling op de ontwikkeling te toetsen, denk daarbij aan de totstandkoming van een overstromingsmodel van de kwelder (Van Wijnen en de Bakker, 2001; De Vlas 2020) en de studie naar erosie van de Engelsmanplaat (Wang, 2007). Daarnaast zijn er natuurlijk de 5-jaarlijkse integrale rapportages waarin de resultaten uit de monitoring worden samengevat.

Tabel 6.1 Overzicht monitoringsmethoden voor morfologie rond Ameland-Oost

	Inwinning uitgevoerd door	Schaal	Input voor
Vaklodingen	RWS	Vlakdekken, Sedimentdelend systeem,	Concept van morfologisch evenwicht, beschouwing volumeontwikkeling zeegat, monitoring van geulen
LiDAR	NAM	Vlakdekkend, wadplaatareaal	Monitoring platen
Kusthoogte	RWS	Vlakdekkend, Duinen, strand	Monitoring duinen, strand
Jarkusraaien	RWS	Lijnmetingen, Noordzeekust	Monitoring noordzeekust
Spijkermetingen	NCA	Puntmetingen, wadplaten	Monitoring platen
Luchtfoto's	WUR	Lijnmetingen, kwelderrand, kreekontwikkeling kwelder	Monitoring kwelderrand, ontwikkeling afstromingskreken kwelder
Kleilaagdiktemetingen	WUR	Rastergewijze puntmetingen, kwelder	Concept sedimentatie kwelder
Sedimentatiemetingen	WUR	Puntmetingen, kwelder	Concept sedimentatie kwelder
Sedimentsamenstelling (SIBES)	NIOZ	wadplaten	Monitoring platen

In de voorliggende rapportage zijn de conceptuele modellen onderliggend aan de morfodynamiek rond Ameland-Oost samengebracht met daarbij een samenvatting van de monitoringresultaten tot 2019. Daaruit blijkt dat we de ontwikkelingen van de gebieden goed begrijpen, de veranderingen nauwkeurig kunnen monitoren en dat ook de onderlinge samenhang van de morfologische veranderingen overwegend goed wordt begrepen. De aandachtspunten die volgen uit de analyses in het voorliggen de rapport zijn hieronder opgenomen. De opsomming volgt de schaalindeling in Figuur 2.3.

Grote ruimtelijke schaal van het kombergingsgebied op een tijdschaal van tientallen jaren.

Het conceptuele model van morfologisch evenwicht voor platen, geulen en de buitendelta is essentieel in het voorspellen van de reactie van het zeegatsysteem op bodemdaling. De voorspelde effecten van bodemdaling op de geaggregeerde elementen zijn zeer klein ten opzichte van de interne dynamiek. De monitoring levert hiervoor geen afwijkende of nieuwe inzichten, maar levert in de vorm van LiDAR hoogtemetingen en spijkermetingen wel meer gedetailleerde informatie dan in het conceptuele model wordt gehanteerd. Dit is eigenlijk 'bijvangst' op de kleinere mesoschaal van de platen en plaatcomplexen. Het oorspronkelijke conceptuele model leent zich niet voor het gedetailleerd beschrijven van de ruimtelijk gedifferentieerde respons die de monitoring in kaart brengt, omdat het model hier niet voor ontwikkeld is.

Middelgrote ruimtelijke schaal van de platen op een tijdschaal van jaren tot tientallen jaren.

Kijkend naar individuele platen blijkt uit de spijkermetingen en de LiDAR dat sedimentatie op de platen ten oosten van de Oerdsloot niet voldoende groot is om de bodemdaling bij te houden. Dit is ook het plaatgebied dat de grootste bodemdaling ondervindt. Dit betekent niet dat de bodemdaling noodzakelijkerwijs de oorzaak is van de relatieve verlaging van deze platen. En het betekent ook niet dat het conceptuele model dat de ontwikkeling van alle platen op de geaggregeerde schaal van het gehele kombergingsgebied beschrijft, niet juist is. Wat het wel betekent is dat er een kennislacune is op de middelgrote ruimtelijke schaal van de platen. Dit is niet voorbehouden aan de platen in het kombergingsgebied van het Pinkegat. Ook in de andere kombergingsgebieden in de Waddenzee is sprake van ruimtelijke differentiatie in plaathoogte en de ontwikkeling. Zo is bijvoorbeeld ook bij Terschelling een afname van de plaathoogte direct voor de eilandkwelders waargenomen. Het conceptuele model beschrijft de geaggregeerde schaal en de response op die schaal van bodemdaling en zeespiegelstijging. In aanvulling daarop is een vertaalslag nodig van de kombergingsschaal naar de individuele platen.

Middelgrote ruimtelijke schaal van het zeegat op een tijdschaal van jaren tot tientallen jaren.

De ontwikkeling van de oostpunt van Ameland is zeer goed te volgen in de monitoringsdata. Waar in eerdere cycli van erosie vrij snel een periode van uitbouw van de oostpunt volgde, blijft de ligging van de oostpunt nu sinds 2012 stabiel. De oriëntatie van de geulen in de keel van het zeegat lijkt daaraan ten grondslag te liggen. Of en hoe de bodemdaling aangrijpt in de geulconfiguratie, de ontwikkeling van de oostpunt, en in welke richting de afhankelijkheid tussen de positie van het wantij en de ligging van de oostpunt is, blijft nog een leemte in het conceptuele model.

Middelgrote ruimtelijke schaal van de kustlijn op een tijdschaal van jaren tot tientallen jaren.

De kustlijn is door het intensieve suppleren van zand niet verder landwaarts verplaatst. De monitoring laat dus zien dat suppleren effectief is voor de instandhouding van de kustlijn. De sterke ontwikkeling van de oostelijke duinen volgt niet uit de jaarlijkse analyse van de kustlijnligging, maar hiervoor geeft de kusthoogte data een uiterst geschikte dataset om de ontwikkeling in beeld te brengen en te kwantificeren. De jaarlijkse gebiedsdekkende hoogtemetingen van de duinen met LiDAR (de Kusthoogte dataset) zijn zeer bruikbaar voor de kwalitatieve (beschrijvende) en kwantitatieve analyse van deze ontwikkelingen.

Middelgrote ruimtelijke schaal van de kwelders op een tijdschaal van jaren tot tientallen jaren.

Het Neerlands Reidt heeft één belangrijke bron van sediment: overstromingen vanaf het wad. De sedimentatiemetingen in combinatie met de kleilaagdiktemetingen hebben gezorgd voor een goed begrip voor de verdeling van sedimentatie over deze kwelder, waarbij de sedimentatie afhankelijk is van de hoogteligging en de afstand tot het wad. Anno 2019 zijn de monitoringsinspanningen die op het Neerlands Reidt plaatsvinden, uitgebreid naar de kwelder van de Hon. De verwachting is dat dit op termijn de ruimtelijke verdeling van sedimentatie op de Hon net zo duidelijk zal beschrijven als is gedaan voor het Neerlands Reidt. Mogelijk bieden de LiDAR hoogteopnamen

van de kwelders, die 'bijvangst' zijn bij de hoogteopnamen van de wadplaten, zinvolle aanvullende informatie. Bij de eventuele specifieke verwerking van deze gegevens die nodig is voor dat doel dient dan voldoende aandacht te worden besteed aan de aanwezigheid van vegetatie. De aanwezigheid van de vegetatie beperkt de directe toepasbaarheid van de LiDAR hoogtegegevens, omdat deze zijn ingericht voor de onbegroeide wadplaten.

Aandrijvers van morfologische veranderingen

Uit Hoofdstuk 2 "Principes van het morfologische model" en Hoofdstuk 3 "Processen van sedimentuitwisseling" kunnen we concluderen dat er naast de forceringen die reeds onderdeel van de monitoring vormen, minstens nog twee andere forceringen van belang zijn om veranderingen in de morfologie te kunnen verklaren: wind en golven. Metingen van windsnelheden zijn beschikbaar bij KNMI stations, en kunnen input vormen voor het koppelen van stormachtigheid aan geconstateerde ontwikkelingen. Metingen van golven zullen bijdragen aan begrip van differentiatie van gedrag in verschillende hoeken van de vloedkommen, en daarnaast ook relevant zijn voor de kwelderrandontwikkeling. Golfmetingen worden binnen de vloedkom Pinkegat nog niet uitgevoerd. Wel worden golfmetingen uitgevoerd nabij de buitendelta van het Pinkegat (op het NAM-platform), op de buitendelta van het Friesche zeegat en op het wad nabij Paesens-Moddergat (Rijkswaterstaat locatie Wierumerwad). Die locaties leveren waarschijnlijk ook bruikbare gegevens op voor de monitoring van het Pinkegat. De locaties waar deze metingen worden uitgevoerd maken het niet mogelijk om een directe koppeling te leggen tussen morfologische ontwikkelingen van plaatcomplexen, de achteruitgang van de kwelderrand en het lokale golfklimaat. Maar de gegevens van deze locaties kunnen wel bruikbaar zijn voor het valideren van golfmodellen. Ook zijn de ervaringen met deze metingen bruikbaar voor het opzetten van aanvullende metingen in de Pinkegat vloedkom.

We willen een aanbeveling doen met betrekking tot de monitoringinspanning. Sinds 2010 wordt er tweemaal per jaar met LiDAR een opname van de platen in de vloedkommen van het Friesche Zeegat gemaakt. De meerwaarde van tweemaal per jaar vliegen is niet zo evident, omdat seizoensfluctuaties vooralsnog niet te onderscheiden zijn uit deze reeks. Met het vrijgekomen budget zou meer tijd kunnen worden besteed aan de koppeling van de geaggregeerde schaal van het conceptuele model naar de lokale schaal waarop de monitoring plaatsvindt (bijvoorbeeld door ook de ontwikkelingen onder water te monitoren en deze te relateren aan de ontwikkelingen op de platen), of een nader onderzoek van het verband tussen ligging van het wantij en oostpunt van Ameland.

7 Conclusies en aanbevelingen

Deze rapportage beschouwt het conceptuele model over de werking van het morfologisch systeem rond Ameland-Oost in relatie tot de bodemdaling door de gaswinning Ameland. In dit concluderende hoofdstuk worden de belangrijkste discrepanties en kennisleemtes ten opzichte van het oorspronkelijke conceptuele model benoemd.

In het conceptuele model is de nadruk gelegd op de samenhang tussen de ontwikkelingen van verschillende morfologische elementen, zodat ook indirecte effecten van bodemdaling op de individuele elementen aangewezen kunnen worden.. Hiervoor is een kader geschepd dat begint bij de sedimentbalans op de grote schaal van het zeegatsysteem en een doorvertaling daarvan maakt naar elementen van het zeegat- en eilandsysteem. De voornaamste geïdentificeerde verbanden tussen elementen zijn:

- Direct verband tussen de ontwikkeling van vloedkom, buitendelta en eilandkust door de uitwisseling van zand.
- Direct verband tussen ontwikkeling van de duinen en het strand en het aanbod van zand vanuit de kust.
- Samenhang tussen de ontwikkeling van de eilandoostpunt, de wantijligging en de geulconfiguratie in het zeegat.
- Verband tussen wadplaathoogte, ontwikkeling van de kwelderrand en de eilandoostpunt.

Bij de effecten van bodemdaling op het morfologische systeem, die in de hoofdstukken 4 en 5 per morfologische systeem en element in een paragraaf zijn opgenomen, is onderscheid gemaakt tussen directe effecten en indirecte effecten, en is beschreven of op basis van het conceptuele model er een herverdeling van sediment optreedt die de effecten van bodemdaling door gaswinning versterkt of juist mitigeert. Vervolgens is besproken of de bestaande monitoringsgegevens, aangevuld tot en met 2019, het begrip van de werking van het conceptuele model bevestigen of dat er een discrepantie bestaat tussen conceptuele model en observaties. Ook zijn enkele kennisleemtes geïdentificeerd waarvoor de wetenschappelijke literatuur niet-eenduidige aanknopingspunten geeft over de autonome morfologische ontwikkelingen en of en hoe bodemdaling daar effect op heeft. De belangrijkste discrepanties en kennisleemtes zijn aangegeven op basis van hun schaal:

Middelgrote ruimtelijke schaal van de kustlijn op een tijdschaal van jaren tot tientallen jaren.

Sinds 1990 is meer zand gesuppleerd dan bij aanvang van het monitoringsprogramma werd voorspeld door Eysink (1987) die de ontwikkeling van de kustlijn relateerde aan de bodemdaling door gaswinning. Het grotere zandvolume is onder andere het gevolg van een wijziging in 2000 in het kustbeleid, waarbij de zandsuppleties naast het behoud van de kustlijn ook dienen voor het behoud van het sedimentvolume in het kustfundament. Hiervoor wordt in de suppletiepraktijk door Rijkswaterstaat meer zand gesuppleerd dan voor 2000, omdat de hele vooroever, het strand en alle duinen mee moeten groeien met de zeespiegelstijging. De oorspronkelijke voorspelling is door de beleidswijziging dus niet meer juist.

Middelgrote ruimtelijke schaal van de platen op een tijdschaal van jaren tot tientallen jaren.

Lokaal in het gebied onder (ten zuiden van) Ameland zijn de wadplaten lagen komen te liggen. De sedimentatie op die wadplaten is kleiner dan de bodemdaling. Zoals in het voorgaande hoofdstuk is beschreven, is dit geen discrepantie met het conceptuele model. Het model beschrijft de ontwikkeling van de wadplaten in de vloedkom op de geaggregeerde schaal en niet de individuele plaatcomplexen. Een (conceptueel) model dat de verschillen in de morfologie en de morfodynamiek van individuele platen beschrijft is nog niet beschikbaar. Dit is een kennisleemte

die verder strekt dan het kombergingsgebied Pinkegat, omdat ook in andere kombergingsgebieden ontwikkelingen op deze schaal worden waargenomen.

Middelgrote ruimtelijke schaal van het zeegat op een tijdschaal van jaren tot tientallen jaren.

In de huidige configuratie zijn er meer geulen in het zeegat Pinkegat dan in het verleden zijn waargenomen. De "semi-cyclische ontwikkeling" van het geulsysteem, zoals die is beschreven op basis van historische waarnemingen doet zich recent niet op dezelfde wijze voor. Vanuit deze waarnemingen en gevoed door observaties aan andere zeegaten is een nieuw conceptueel model opgesteld, waarin een belangrijker rol is weggelegd voor sediment bypassing. Op de buitendelta's van de Waddenzee vinden verschillende vormen van sediment bypassing plaats, waarop jaar-op-jaar verschillen in het wind- en golfklimaat van invloed zijn. Mede daardoor treedt meer variatie op in de buitendelta dynamiek dan eerder is geconstateerd. In het oorspronkelijke en in het nieuwe conceptuele model voor de ontwikkelingen van de buitendelta van het Friesche zeegat is nog geen expliciete koppeling met de bodemdaling gelegd. Het ligt niet voor de hand om dit op te pakken, omdat het nieuwe conceptuele model zonder deze koppeling al complex is en omdat waarschijnlijke sprake is van meerdere en zeer complexe koppelingen.

Samenhangend hiermee, is dat de groei van de oostpunt van Ameland is uitgebleven die werd verwacht op basis van de semi-cyclische trend. De afgelopen 10 jaar is de positie van de oostpunt min of meer stabiel gebleven. Het nieuwe conceptuele model geeft geen voorspelling voor de ontwikkeling, maar relateert de ontwikkeling van de oostpunt wel aan de dynamiek van de kleine, maar persistente geulen direct voor de oostzijde van het eiland die de groei van het eiland beperken.

Middelgrote ruimtelijke schaal van de kwelders op een tijdschaal van jaren tot tientallen jaren.

Voor de kwelders geldt dat in de basis het conceptuele model voldoet voor het verklaren van de ontwikkelingen. De observaties aan het Neerlands Reidt en de Hon hebben aanleiding gegeven tot verdere verfijning van het conceptuele model, die voornamelijk betrekking hebben op de rol van vegetatie, het beheer door begrazing en de rol van de drainage.

Vanwege de waarschijnlijke rol die de hoogte van de wadplaten speelt bij de achteruitgang van de kwelderrand, is inzicht in de sturende processen, waaronder de wind en golven, achter de ontwikkeling van de wadplaathoogte voor de kwelder bij Oerd en de Hon gewenst.

De integrale beschouwing in het voorliggende rapport van de conceptuele modellen in relatie tot de observaties vormt de input voor een evaluatie van het monitoringsprogramma van de bodemdaling Ameland. We concluderen op basis van onze resultaten dat de omvang van het monitoringsprogramma grotendeels voldoende is, zeker door ook gebruik te maken van de gegevens uit andere monitoringsprogramma's (waaronder dat van de Bodemdaling door de gaswinning Moddergat, Lauwers en Vierhuizen). We doen een tweetal aanbevelingen met betrekking tot de LiDAR metingen: deze zouden ook input kunnen zijn voor frequente hoogtemetingen van de kwelder wanneer in de opwerking rekening wordt gehouden met de aanwezigheid van vegetatie. Uit de LiDAR analyse is verder gebleken dat tweemaal per jaar meten niet tot meer inzicht leidt dan jaarlijks.

Naast monitoring van de elementen van het systeem worden ook gegevens verzameld van aandrijvingsprocessen van morfologische ontwikkelingen omdat deze helpen bij de interpretatie van de ontwikkelingen die optreden en variaties daarin op de korte termijn. We doen één aanbeveling met betrekking tot het compleet maken van de gegevens van aandrijvingsprocessen voor morfologische ontwikkelingen op de korte termijn: verzamelen en rapporteer ook wind- en golfgegevens. Beide forceringen vormen een belangrijk onderdeel van het conceptuele model dat het verband tussen wadplaatontwikkeling en kwelder(rand) ontwikkeling beschrijft en zullen naar verwachting ook bijdragen aan het begrip van differentiatie van de ontwikkeling van wadplaten op

de schaal van individuele platen. Voor wind gebeurt dit al bij de analyse van LiDAR metingen, voor golfmetingen gebeurt dit nog niet.

8 Referenties

- Bakker, T.W.M., J.A. Klijn, & J.A. van Zadelhoff (1979). Duinen en duinvalleien: een landschapsecologische studie van het Nederlandse duingebied.
- Biegel, E. & P. Hoekstra (1995). Morphological response characteristics of the Zoutkamperlaag Inlet, Friesian Inlet, The Netherlands to a sudden basin area reduction. International Association of Sedimentologists. Special Publication 24: 85-99.
- Bouma, T. J., van Belzen, J., Balke, T., van Dalen, J., Klaassen, P., Hartog, A. M., Callaghan, D. P., Hu, Z., Stive, M. J. F., Temmerman, S., & Herman, P. M. J. (2016). Short - term mudflat dynamics drive long - term cyclic salt marsh dynamics. *Limnology and Oceanography*, 61(6), 2261–2275.
- Cleveringa, J., C.G. Israël & D.W. Dunsbergen (2005). De westkust van Ameland; Resultaten van 10 jaar morfologisch onderzoek in het kader van de Rijkswaterstaat programma's KUST2000 en KUST2005. Rijkswaterstaat RIKZ Rapport RIKZ/2005.029.
- Cleveringa, J. (2018). Slibsedimentatie in de kwelders van de Waddenzee; Bijdrage aan de kwantificering van sinks voor slib in de Waddenzee i.h.k.v. project KRW slib. Arcadis rapport referentie 083755930 0.1.
- Colina Alonso, A. 2020. Evolutie van het bodemslib in de Waddenzee. Data analyse. Deltares rapport 11205229-001-ZKS-0003
- Dean, R.G. (1991). Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. *Journal of Coastal Research* Vol. 7 pp. 53-84.
- De Groot, A.V., A. P. Oost, R.M. Veeneklaas, E. J. Lammerts, W.E. van Duin, & B. K. van Wesenbeeck (2016). Tales of island tails: biogeomorphic development and management of barrier islands. *Journal of Coastal Conservation*.
- De Jong, B., P.A. Slim, M. Riksen & J. Krol, (2011). Ontwikkeling van de zseereep onder dynamisch kustbeheer op oost-Ameland; onderzoek naar de bijdrage van duinbeheer op de kustveiligheid. Alterra-rapport 2152, ISSN 1566-7197.
- De Vriend, H. J. (1991). Mathematical modelling and large-scale coastal behaviour. *Journal of Hydraulic Research*, 39(6).
- Donker, J.J.A. (2015). Hydrodynamic processes and the stability of intertidal mussel beds in the Dutch Wadden Sea. Proefschrift Universiteit Utrecht.
- Duran-Matute, M.; Gerkema, T. & Sassi, M. (2016). Quantifying the residual volume transport through a multiple-inlet system in response to wind forcing: The case of the western Dutch Wadden Sea. *JGR: Oceans* 121(12): 8888-8903.
- Elschot, K, et al. (2017). Bodemdalingsonderzoek Ameland-Oost. Evaluatie kweldermonitoring 1986-2016. Wageningen Marine Research, Wageningen UR (University & Research Centre), Wageningen Marine Research (intern) rapport C041/17. 156 blz.
- Elias, E.P. (2020). Morfologische processen van het Friesche Zeegat. Een conceptuele model. Deltares rapport (in press).

- Elias, E. P., Van der Spek, A. J., Pearson, S. G., & Cleveringa, J. (2019). Understanding sediment bypassing processes through analysis of high-frequency observations of Ameland Inlet, the Netherlands. *Marine Geology*, 415, 105956
- Elias, E.P. (2019). Een actuele sedimentbalans van de Waddenzee. Deltares rapport 11203683-001-ZKS-0002.
- Elias, E.P.L., Van der Spek, A.J.F., Wang, Z.B., en De Ronde, J. (2012). Morphodynamic development and sediment budget of the Dutch Wadden Sea over the last century. *Netherlands Journal of Geosciences*, 91(03), 293-310.
- Eysink, W. D., & Biegel, E. J. (1992). Impact of sea-level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function, ISOS* 2 Project, Phase 2, Investigations on empirical morphological relations. *WL| Delft Hydraulics, Report H, 1300*.
- Eysink, W.D. (1987). Gaswinning op Ameland-oost. Effecten van de bodemdaling. Waterloopkundig laboratorium rapport H 114.
- Eysink, W.D. (1979). Morfologie van de Waddenzee : gevolgen van zand- en schelpenwinning : verslag literatuuronderzoek. Rapport Waterloopkundig Laboratorium nr. R1336.
- Gao S. & M. Collins (1991). A critique of the "McLaren Method" for defining sediment transport paths. *Journal of Sedimentary Research* 61(1):143-147.
- Herman, P.M.J., T. van Kessel, J. Vroom, P. Dankers, J. Cleveringa, B. de Vries, & N. Villars (2018). Mud dynamics in the Wadden Sea. Towards a conceptual model, Deltares rapport met kenmerk 11202177-000-ZKS-0011.
- Hoeksema, H.J., H.P.J. Mulder, M.C. Rommel, J.G. de Ronde, & J. de Vlas (2004). Bodemdalingstudie Waddenzee 2004, Vragen en onzekerheden opnieuw beschouwd, Rapport RIKZ 2004-025.
- Hoekstra, H., Winkels, H., & Gerritsen, J., (1998). De bodemopbouw van de buitendijkse gronden langs de noordkust van Friesland en Groningen. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Directie IJsselmeergebied.
- Kragtwijk, N. G., T. J. Zitman, M. J.F. Stive, & Z. B. Wang. (2004). "Morphological Response of Tidal Basins to Human Interventions." *Coastal Engineering* 51(3): 207–21.
- Krol, J., C. Kampichler, B. Ens & J. Postma. (2017) Broedvogels op de kwelder. In: Monitoring effecten van bodemdaling op Oost-Ameland, red. J. de Vlas.
- Krol, J. (2020) Sedimentatie metingen op het wad van Ameland, Paesens, Piet Scheve plaat, Engelsmanplaat en Schiermonnikoog. Natuur Centrum Ameland rapport.
- Kuiters, L. & Wegman, R. (2020) Morfologische dynamiek kwelderrand onder het Perderduin en ontwikkeling drainagesysteem Neerlands Reidt (1949-2019): is er een relatie met bodemdaling? Wageningen Environmental Research rapport.
- Louters, T., & Gerritsen, F. (1994). The Riddle of the Sands: A Tidal System's answer to a Rising Sea Level. report RIKZ-94.040 (isbn 90-369-0084-0).

McLaren, P. & D. Bowles (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, p. 457-470.

NAM (2006). Aardgaswinning Waddenzeegebied vanaf locaties Moddergat, Lauwersoog en Vierhuizen

NAM et al. (2017). Monitoring effecten bodemdaling op Ameland-Oost

Nijssen, M., B. Arens, A. de Groot, E.J. Lammerts & A.P. Oost (2014). Advies beheeringrepen Oerderduinen Oost-Ameland. O+bn (Ontwikkeling en Beheer Natuurkwaliteit) – Advies-OBN-05-DK.

Oost, A. P. (1995). The cyclic development of the Pinkegat Inlet system and the Engelsmanplaat/Smeriggat, Dutch Wadden Sea, over the period 1832-1991. *Dynamics and sedimentary developments of the Dutch Wadden Sea, with special emphasis on the Frisian Inlet*", Proefschrift Utrecht University.

Oost, A.P. (1995a). Dynamics and sedimentary development of the Dutch Wadden Sea with emphasis on the Frisian Inlet; a study of the barrier islands, ebb-tidal deltas and drainage basins. PhD-Thesis, Utrecht, Geologica Ultraiectina, 126, 518 pp.

Oost, A.P. (1995b). Sedimentological implications of morphodynamic changes in the ebb-tidal delta, the inlet and the drainage basin of the Zoutkamperlaag tidal inlet (Dutch Wadden Sea), induced by a sudden decrease in the tidal prism, in: Flemming, B.W. et al. (Ed.) *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 24: pp. 101-119.

Oost, A.P. & P.L. de Boer (1994). Sedimentology and development of barrier islands, ebb-tidal deltas, inlets and backbarrier areas of the Dutch Wadden Sea. *Senckenbergiana maritima* 24 (1), 65-115.

Oost, A.P., B.J. Ens, A.G. Brinkman, K.S. Dijkema, W.D. Eysink, J.J. Beukema, H.J. Gussinklo, B.M.J. Verboom, & J.J. Verburgh (1998) *Integrale bodemdalingstudie Waddenzee, Nederlandse Aardolie Maatschappij, rapport*.

Sanders, M.E. & P.A. Slim (2000). Monitoring kwelderrand Oerderduinen; een onderzoek naar de effecten van bodemdaling door gaswinning op de morfologie en vegetatie van de kuststrook ten zuiden van de Oerderduinen op Ameland-Oost. Alterra-rapport 007. Alterra Wageningen UR.

Schrijvershof, R.A., Van den Boogaard, & H., Visser, M. (2018). Analyse LiDAR data voor het Friesche Zeegat (2010-2018) – Monitoring effect bodemdaling door gaswinning, Rapport 11202013-000.

Postma, H. (1982), *Hydrography of the Wadden Sea: movements and properties of water and particulate matter*.

Puijenbroek, M.E.B. & Sonneveld, C. (2020) Nieuw monitoringsmeetnet kwelders Ameland-Oost. Wageningen Marine Research Rapport, <https://doi.org/10.18174/517954>.

Rus, J.S. & Bakker, H. (2012) *Hydrologische systeemanalyse Waddeneilanden; Ameland, Vitsen, Royal Haskoning Groningen*.

Slim, P.A., R.M.A. Wegman, M.E. Sanders, H.P.J. Huiskes, & H.F. van Dobben (2011) Monitoring kwelderrand Oerderduinen, in Begeleidingscommissie Monitoring Bodemdaling Ameland,

Monitoring effecten van bodemdaling op Ameland-Oost, evaluatie na 23 jaar gaswinning, Deel 1, hoofdstuk Morfologie.

Schrijvershof, R.A., Van den Boogaard, H., & Visser, M. (2018). Analyse LiDAR data voor het Friesche Zeegat (2010-2017) – Monitoring effect bodemdaling door gaswinning. Deltares rapport 11202013-000.

Temmerman, S, T. Bouma, G. Govers & D. Lauwaet, (2005). Flow paths of water and sediment in a tidal marsh: Relations with marsh developmental stage and tidal inundation height. *Estuaries*. 28. 338-352.

van de Koppel, Johan, Daphne van der Wal, Jan P. Bakker, & Peter M.J. Herman. 2005. "Self-Organization and Vegetation Collapse in Salt Marsh Ecosystems." *The American naturalist* 165(1).

Van der Lugt, M.A., Visser, M., & Van den Boogaard, H. (2019). Analyse LiDAR data voor het Friesche Zeegat (2010-2018). Deltares rapport 11203620-002-ZKS-0003.

Van der Lugt, M.A., Visser, M., & Ketelaar, G. (2019). Monitoring wadplaatareaal Friesche Zeegat met LiDAR (2010-2019). Rapport 11203620-002-ZKS-0007.

Van der Spek, A. J. F. (1994) Large-scale evolution of Holocene tidal basins in the Netherlands, Proefschrift, Universiteit Utrecht.

Van der Wal, D., Wielemaker - Van den Dool, A., & Herman, P. M. J. (2008). Spatial patterns, rates and mechanisms of saltmarsh cycles (Westerschelde, The Netherlands). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76(2), 357 – 368.

Van Goor, M. A., T. J. Zitman, Z. B. Wang, & M. J.F. Stive. (2003). "Impact of Sea-Level Rise on the Morphological Equilibrium State of Tidal Inlets." *Marine Geology* 202(3–4): 211–27.

Van Straaten, L.M.J.U. (1964) De bodem der Waddenzee. In: *Het Waddenboek*, pp 75-151.

Van Wijnen, H. J., Bakker, J. P. (2001). Long-term surface elevation change in salt marshes: a prediction of marsh response to future sea-level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52(3), 381-390.

Vermaas, T. & V. Marges (2015), Detailanalyse volumeveranderingen rondom Ameland, Deltares, Rapport 1220040-006.

Vroom, J. (2011). Tidal Divides: A study on a simplified case and the Dutch Wadden Sea.

Wang, Z.B., Townend, I, & Stive, M. (2020) "Aggregated Morphodynamic Modelling of Tidal Inlets and Estuaries." *Water Science and Engineering* 13(1): 1–13.

Wang, Z.B., Edwin P.L. Elias, Van Der Spek, A. J.F. , & Lodder, Q.J. (2018). "Sediment Budget and Morphological Development of the Dutch Wadden Sea: Impact of Accelerated Sea-Level Rise and Subsidence until 2100." *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences* 97(3): 183–214.

Wang, Z.B., J. Krol, L. Kuiters, D. de Vries, R. Wegman, & P. Slim. (2017) Morfologie, in Begeleidingscommissie Monitoring Bodemdaling Ameland, Monitoring effecten van bodemdaling op Ameland-Oost, evaluatie na 23 jaar gaswinning.

Wang, Z. B., Vroom, J., Van Prooijen, B. C., Labeur, R. J., & Stive, M. J. F. (2013). Movement of tidal watersheds in the Wadden Sea and its consequences on the morphological development. *International Journal of Sediment Research*, 28(2), 162-171.

Wang, Z.B. (2007). Morfologische ontwikkeling van het Rif en de Engelsmanplaat, Analyse naar mogelijke invloed van de bodemdaling. WL|Delft Hydraulics rapport Z3973.

Wang, Z.B. & W.D. Eysink (2005). Abiotische effecten van bodemdaling in de Waddenzee door gaswinning, Rapport Z3995, WL | Delft Hydraulics.

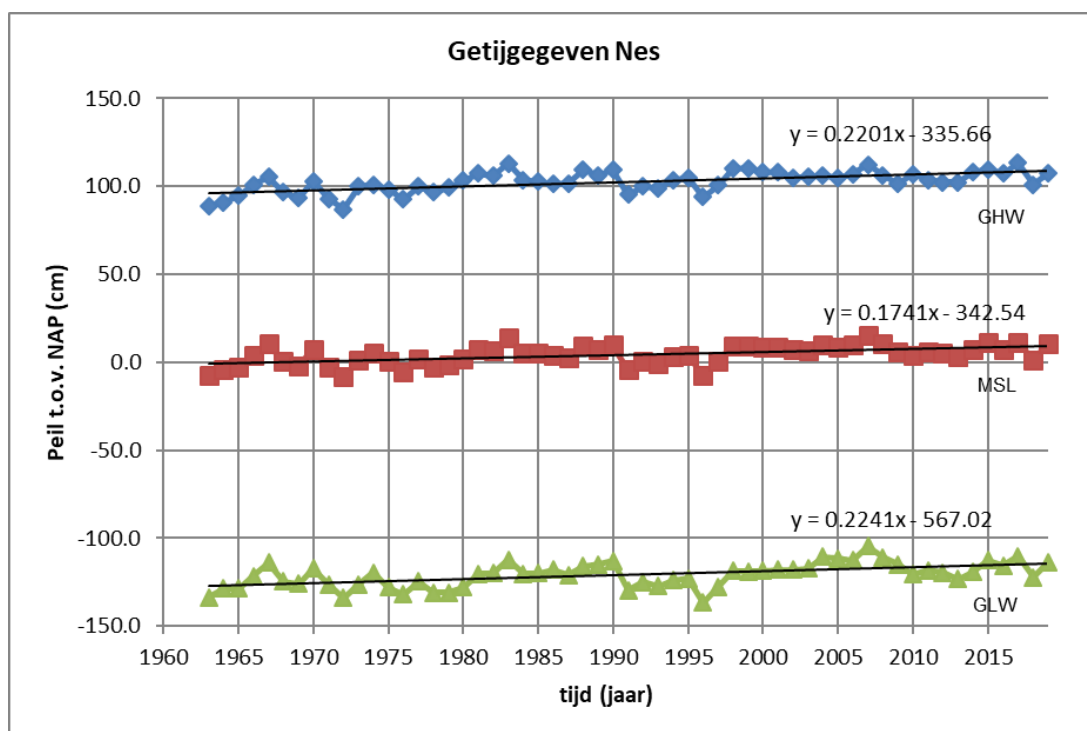
Weerman, E. J., P. M. J. Herman, & J. Van de Koppel (2011). Top-down control regulates self-organization on a patterned intertidal flat. *Ecology* 92:487–495.

A Aandrijvers kortetermijnfluctuaties

A.1 Getijvariaties

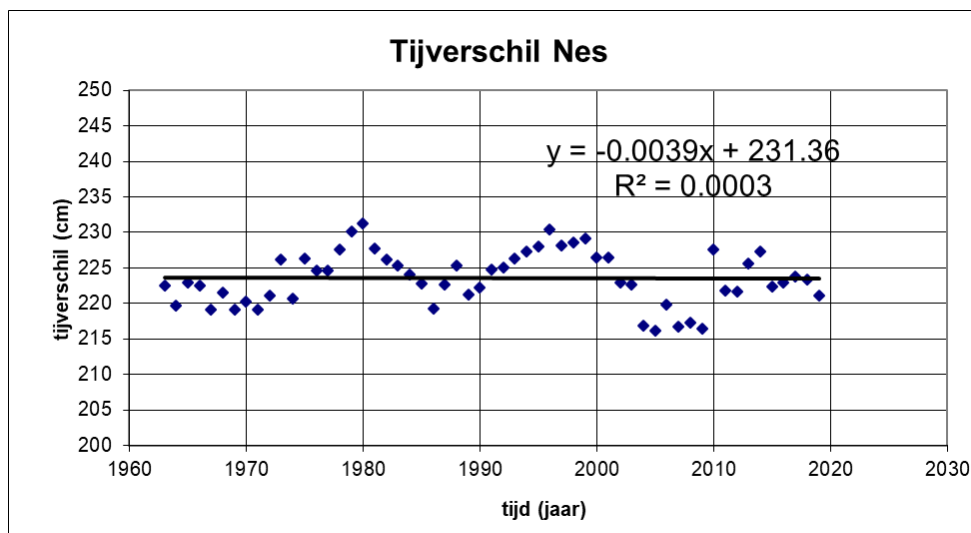
In de Noordzee en de Waddenzee is sprake van een getij dat twee keer per dag resulteert in hoog- en laagwater. De niveaus van hoog- en laagwater en daarmee de getijslag (het verschil tussen de niveaus van hoog- en laagwater) variëren onder invloed van astronomische factoren (de stand van de maan ten opzichte van de aarde en de stand van de aarde ten opzichte van de zon). Op de korte termijn (met een periode van 14.75 dagen) is daardoor sprake van de springtij-doodtij cyclus. Hoogwaters bij Ameland variëren van +1.25 m NAP met springtij tot +0.80 m NAP met doodtij. Deze springtij-doodtijfluctuatie is voor de overstroming van platen en kwelders belangrijk; het betekent dat gebieden die lager liggen dan +1,25 m NAP regelmatig onder lopen, zelfs zonder effecten van lage druk en wind-opzet.

Er zit ook een jaarcyclus in het getij. Waterstanden zijn gemiddeld hoger in de winter dan in de zomer. Hoogwaters tijdens springtij liggen 's winters rond de +1.35 m NAP en 's zomers circa 20 cm lager. Jaargemiddelden van hoogwater (GHW), het zeeniveau (MSL) en laagwater (GLW) vanaf het begin van de waarnemingen bij station Nes zijn weergegeven in Figuur A.1.



Figuur A.1 gemiddeld hoogwater (GHW), gemiddeld zeeniveau (MSL) en gemiddeld laagwater (GLW) per jaar op basis van station Nes.

Op de langere termijn zijn er verschillende andere cycli, waaronder een variatie met een periode van 18,6 jaar. Deze worden veroorzaakt door een cyclus van het maanvlak. De amplitude van de variaties in het getijverschil (hoog minus laag water) is zo'n 5 cm, zie Figuur A.2. Deze cycli werken door in de overstromingsfrequenties van platen en kwelders, en ze werken ook door in het zoete grondwater. Zo kan de getijde beweging van de zee onder de kwelder gevolgd worden tot een afstand van 50 meter van de wadrand met een vertraging van maar enkele minuten om de eenvoudige reden dat het zoete water drijft op het zoute water daaronder en het verhang (de afstroming) afneemt met hogere standen van de zeespiegel.



Figuur A.2 Jaarlijks gemiddeld verschil in getijslag bij station Nes sinds start van de metingen.

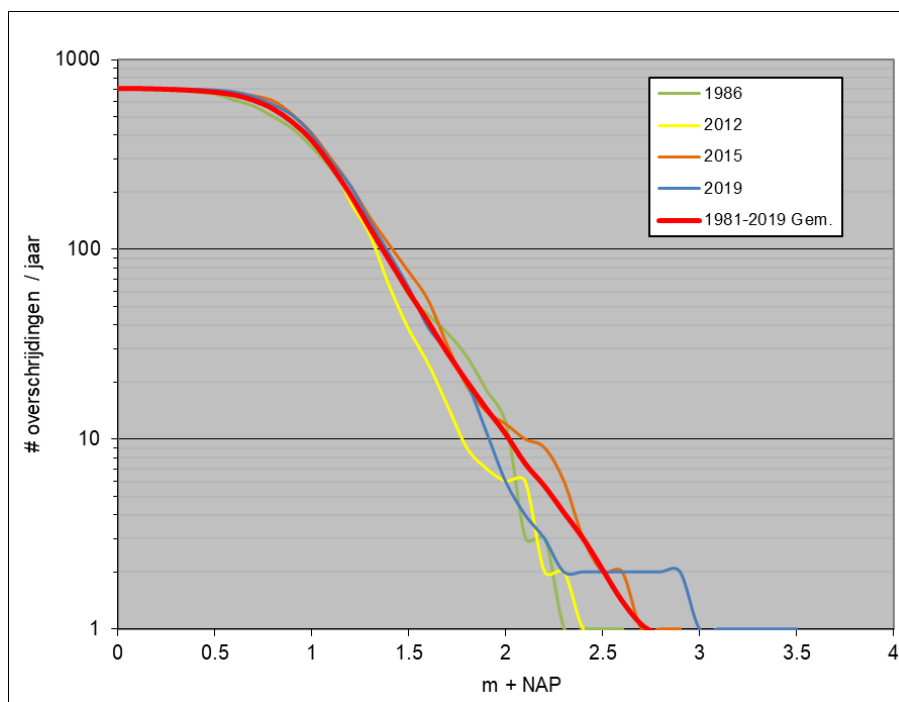
A.2 Waterstanden en stormvloed

Naast de variaties in de hoog- en laagwaterstanden door het astronomische getij, zijn er variaties in de waterstanden doordat de wind zorgt voor het opstuwen of afblazen van het water in de Noordzee en de Waddenzee. Deze variaties in de waterstanden worden de meteorologische variaties genoemd. Het verschil tussen de astronomische waterstanden en werkelijke waterstanden wordt de 'opzet' genoemd. De mate van opzet is afhankelijk van de windsterkte, de windrichting en duur waarover de wind met een bepaalde sterkte uit een bepaalde hoek waait. Sterke wind uit het noordwesten resulteert in hogere waterstanden in de Noordzee en de Waddenzee. Sterke wind uit het zuidwesten levert met name in de Waddenzee een verhoogde waterstand. Sterke wind uit het oosten resulteert in waterstanden die lager zijn dan de astronomische waterstanden (negatieve opzet). De opstuwing en het verlagen door de wind kan decimeters tot meters waterstandsvariatie toevoegen aan de getijverschillen, afhankelijk van de windrichting en de -sterkte.

De kwelder op De Hon en de lage duinvalleien ten westen van de NAM-locatie worden tijdens een storm overspoeld door zeewater via de stormvloedgeulen door de duinen ten oosten van de NAM-locatie en via de lage kant aan de Waddenzeezijde. Het water via de stormvloedgeulen dringt als gevolg van waterstandsverhoging aan de Noordzeezijde door opwaaiing en/of door golfopzet rond het verhoogde hoogwater binnen. De capaciteit van de smalle stormvloedgeulen met een relatief hoge drempel is echter beperkt. Verwacht wordt dat het meeste water iets later via de Waddenzeezijde binnenstroomt nadat het hoogwater om de oostpunt is getrokken.

Met name fluctuaties in het jaarlijkse GHW en in het aantal extreme hoogwaters, waarbij de kwelders en de lage duinvalleien overstroomd, zijn van belang voor sedimentatie van deze gebieden. Er zijn over het algemeen kleine lokale verschillen tussen hoogwater bij de Hon en het Neerlands Reidt van de orde 5-10 cm. Door verschil in opwaaiing tijdens stormen kan dit verschil onder stormomstandigheden nog wat groter of iets kleiner zijn. Voor een begrip van de werking van het systeem is station Nes een geschikt station om te analyseren voor beide kwelders. De hoogwateroverschrijdingsgegevens voor een aantal voorbeeldjaren en voor het gemiddelde van de gehele periode 1981-2019 zijn weergegeven in Figuur A.3. Voor de referentiehoogten tot NAP+70 cm ligt het aantal overschrijdingen rond 705 per jaar, wat overeenkomt met 2maal daagse overfloeding. Boven NAP+1m neemt het gemiddeld aantal overschrijdingen in de periode 1981-2019 exponentieel af met de hoogte.

Voor de ecologische gevolgen van hoge waterstanden is niet alleen de frequentie van overstromen belangrijk, maar met name het seizoen waarin deze waterstanden optreden. Overstromingen van de kwelder tijdens de broedperiode zijn direct van invloed op broedsucces van vogels die in de kwelders broeden, zoals scholeksters en lepelaars. Voor een beschouwing hiervan voor de situatie op Ameland wordt verwezen naar Krol et al, (2017). Voor de morfologie is de verdeling van de overstromingen over de seizoenen waarschijnlijk minder relevant.



Figuur A.3 Aantal overschrijdingen van waterstanden per jaar, voor een viertal voorbeeldjaren en het gemiddelde aantal overschrijdingen per jaar van waterstanden over de periode 1981-2019.

Stormen hebben in grote mate effect op de wadplaten in het bekken. Naast hoge waterstanden leiden stormen ook tot grotere stroomsnelheden door het zeegat. De hoeveelheid suspensietransport dat het getij kan dragen is direct afhankelijk van de stroomsnelheden. Hierdoor is het bruto transport onder stormcondities groter dan tijdens kalme condities. De golven binnen het bekken zijn ook groter. Afhankelijk van de windrichting zijn dit grotere golven die via het zeegat het bekken in rollen, of zijn de lokaal gegenereerde golven dominant. Deze toename van golfwerking vergroot de erosie van de platen. Ge-erodeerd sediment wordt afgevoerd naar de geulen. Een deel zal hier blijven liggen en een deel wordt afgevoerd naar de buitendelta waar het sedimenteert op de eb-schilden.

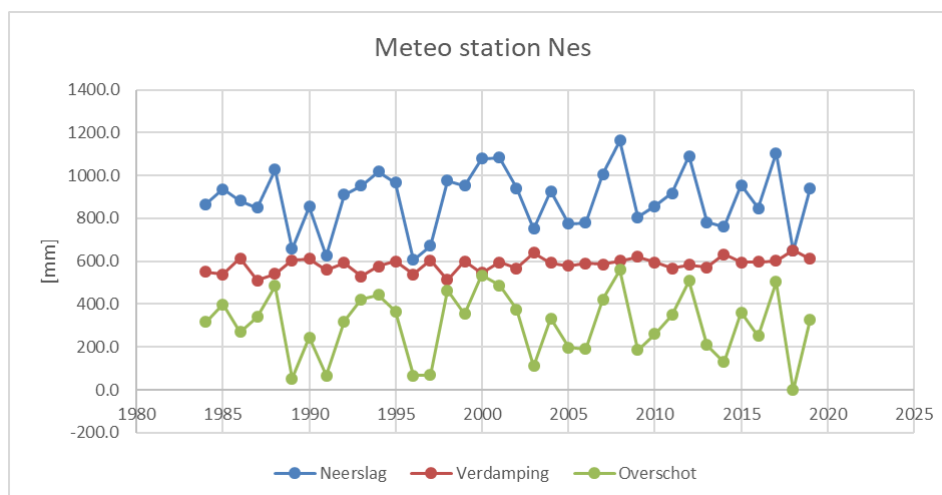
Tijdens stormen is de definitie van het wantij minder duidelijk. Met name bij stormen met een westelijke component kan dan stroming over het wantij, van het westelijke kombergingsgebied naar het oostelijke kombergingsgebied plaatsvinden. Dit kan in omgekeerde richting ook plaatsvinden bij oostenwind, maar de omvang is dan beperkter omdat de waterstanden door afwaaiing lager liggen. Stroming over het wantij leidt tot incidentele uitwisseling van sediment tussen de vloedkommen onderling, wat met name voorkomt tijdens stormcondities.

A.3 Neerslag en verdamping

Neerslag en verdamping zijn belangrijk voor de grondwaterstanden van kwelders, duinen en duinvallei. In deze paragraaf worden de gegevens voor neerslag van het KNMI gemeten bij station Nes en een schatting van de verdampingscijfers volgens de methode Makkink tot en met 2019 weergegeven, zie Figuur A.4. De gemiddelde neerslag in Nes in de periode 1984-2019 bedroeg

888,3 mm/jaar en was daarmee 94,4 mm/jr hoger dan het lange termijn gemiddelde van 1951-1980. Gemiddeld over de periode 2011-2019 is de neerslag nog hoger, met 894.2 mm/jaar, maar 2018 was wel een zeer droog jaar. Over de gehele periode 1951-2015 is er dus een toenemende trend te zien in het lange termijn gemiddelde van de jaarlijkse regenval in Nes.

De door het KNMI verstrekte verdampingscijfers voor Ameland betreft allemaal gewasverdampingscijfers volgens Makkink voor de locatie Lauwersoog. De locatie is representatief voor de verdamping op Ameland. De gemiddelde verdamping over de periode 1984-2019 bedroeg 583,3 mm. De verdamping op Ameland in de periode 2011-2019 is iets hoger dan de gemiddelde verdamping, 601 mm/jaar. In voorgaande rapportages werd het vrij droge jaar 2014 verdamping met een verdampingswaarde van 631,6 mm relatief extreem genoemd, maar 2018 werd een nog droger jaar met 650 mm verdamping. In 2018 werd het neerslagoverschot n t negatief, met -2mm neerslagoverschot. Dat was voor het eerst sinds de start van de metingen zo. In 2019 was het neerslagoverschot dan weer groter dan gebruikelijk met 329 mm.



Figuur A.4 Jaarlijkse totalen van neerslag, verdamping en het neerslagoverschot bij meteostation Nes.