

Effect ijsvorming op de overstromingskans

KPP Rivierkunde



Effect ijsvorming op de overstromingskans
KPP Rivierkunde

Auteur(s):

Jurjen de Jong
Ferdinand Diermanse
Anke Becker
Anton van der Meer
Ana Teixeira

Vorkant: Schaatsers op de uiterwaarden van de IJssel bij Kampen. Foto door Rijkswaterstaat / Ivo de Bruijn, <https://beeldbank.rws.nl>

Effect ijsvorming op de overstromingskans

KPP Rivierkunde



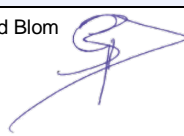
Opdrachtgever	RWS-WVL
Contactpersoon	Arjan Sieben
Referentie	Jong, J.S. de, F. Diermanse, A. Becker, A. van der Meer & A. Teixeira (2021). Effect ijsvorming op de overstromingskans. KPP Rivierkunde. Deltares rapport 11205234-002-ZWS-0002
Trefwoorden	Ijsvorming, ijsdek, ijsdam, vorstperiode, overstromingskans,

Documentgegevens

Versie	1.0
Datum	23-04-2021
Projectnummer	11205234-002
Document ID	11205234-002-ZWS-0002
Pagina's	96
Status	definitief

Auteur(s)

	Jurjen de Jong	
	Ferdinand Diermanse	
	Anke Becker	
	Anton van der Meer	
	Ana Teixeira	

Doc. Versie	Auteur	Controle	Akkoord
1.0	Jurjen de Jong 	Erik Mosselman  E. Mosselman.	Gerard Blom 

Samenvatting

Ijsdammen vormen een belangrijke factor in historische overstromingen langs de Nederlandse rivieren. Door de normalisering van de rivieren, maar ook door warmer water als gevolg van klimaatverandering en koelwaterlozingen, zijn de frequentie van de vorming van een ijsdek en de duur van een ijsdek afgenomen. Rivierverruiming maakt de verbetering door normalisatie echter deels ongedaan. Bovendien zou een toekomstige energietransitie de koelwaterlozingen op de Rijn nog verder kunnen verminderen dan al gebeurde door de sluiting van kerncentrales in Duitsland. In combinatie met de steeds nauwkeurigere methodieken om de overstromingskansen van een dijkkring te berekenen, is de vraag opgekomen of ijsvorming op de rivieren een significante bijdrage levert aan deze overstromingskansen. De hoofdvraag van dit onderzoek tracht dit te onderzoeken:

Wat is de bijdrage van ijsvorming op de overstromingskansen en hoe verandert dit in relevante toekomstscenario's voor klimaatverandering en ander relevant beleid in het stroomgebied (warmtelozingen)?

Voor het onderzoeken van deze vraag is een interdisciplinair onderzoek uitgevoerd naar de diverse aspecten en scenario's die bijdragen aan het effect van ijsvorming op de overstromingskansen. Het onderzoek naar externe forceringen bestaat uit een historische analyse van vorstperioden, prognoses hiervan voor de toekomst op basis van literatuurstudie, en prognose van scenario's in de watertemperatuur op basis van literatuurstudie. Het effect van ijsvorming op de faalkans is uitgevoerd door een casus te onderzoeken van een dijkprofiel bij Brummen (aan de Midden-IJssel) en een verkenning uit te voeren naar het kwantitatieve effect op de faalkans (door middel van de fragility curve). De vorming van een ijsdek en het effect van ijsvorming op de waterstanden is onderzocht door het opzet van een (semi-)empirisch model, gebaseerd op berekende stromingscondities voor de situatie zonder ijsdek. Ten slotte is alle informatie gecombineerd in een probabilistisch model voor de berekening van de overstromingskansen.

Het onderzoek heeft veel waardevolle inzichten geboden in de beschikbare historische literatuur, de processen rondom ijsvorming, en de vele onbekenden die er nog zijn om de berekeningen voldoende nauwkeurig uit te voeren. Binnen de aannamen van deze studie wordt geconcludeerd dat ijsvorming significant bijdraagt aan de overstromingskansen.

Inhoud

Samenvatting	4	
1	Introductie	7
1.1	Onderzoeksvragen	7
1.2	Methodiek en leeswijzer	8
1.3	Begrippenlijst	9
1.4	Projectteam	9
2	Temperatuur en rivierafvoer	10
2.1	Kans op vorst en hoge rivierafvoer	10
2.2	Mogelijke gevolgen van klimaatverandering	21
2.3	Watertemperatuur	21
2.4	Zoutgehalte	22
2.5	Afvoergolf door de doorbraak van een ijsdam bovenstrooms	22
3	IJsvorming tijdens vorst	23
3.1	Onderscheid tussen ijsdek en ijsdam	23
3.2	Ontstaan van een ijsdek	26
3.3	Opbreken van een ijsdek	27
4	Effect van ijs op de faalkans van de dijk	28
4.1	Inleiding	28
4.2	Faalmechanismen van een groene dijk	28
4.3	Kwantitatieve uitwerking	31
4.4	Conclusie	37
5	Opstuwing door ijsdek	38
5.1	Beschrijving model	38
5.2	Opstuwing door vast ijsdek	45
6	Invloed van een ijsdek op de overstromingskans	55
6.1	Inleiding	55
6.2	Waterstandsverdeling voor de situatie zonder ijsdek	55
6.3	Waterstandsverdeling voor de situatie met ijsdek	56
6.4	Berekende overstromingskans	63
7	Conclusies en aanbevelingen	68
7.1	Temperatuur en rivierafvoer	68

7.2	IJsvorming tijdens vorst	69
7.3	Faalkans van de dijk	69
7.4	Opstuwing ijsdek	70
7.5	Overstromingskans	71
8	Referenties	73
A	Ice dams in the Rhine: a meteorological perspective	75
B	Onderzoek watertemperatuur	79
B.1	Literatuurstudie	79
B.2	Synthese	84
C	Gecombineerde fragility curve	86
D	Gevoeligheid opstuwing	88
D.1	Gevoeligheid aangroei en lengte ijsdek	88
D.2	Invloed dwarsprofiel	90
E	Uitwerking aanbevelingen	95
E.1	Effect van een ijssdam op de overstromingskans	95
E.2	Vereenvoudiging aanbrengen aan rekenmodel opstuwing	96

1 Introductie

Ijsdammen vormen een belangrijke factor in historische overstromingen langs de Nederlandse rivieren. Door de normalisering van de rivieren, maar ook door warmer water als gevolg van klimaatverandering en koelwaterlozingen, zijn de frequentie van de vorming van een ijsdek en de duur van een ijsdek afgenomen (Zagonjoli & Mosselman, 2019). Rivierverruiming maakt de verbetering door normalisatie echter deels ongedaan. Bovendien zou een toekomstige energietransitie de koelwaterlozingen op de Rijn nog verder kunnen verminderen dan al gebeurde door de sluiting van kerncentrales in Duitsland. Daarom heeft de mogelijkheid van ijsvorming en ijsdammen blijvende aandacht nodig. In het Programma Overleg Rivieren (POR) is dan ook gevraagd wat de kans op het voorkomen van ijsdammen op de grote rivieren is, wat de gevolgen van ijsdammen zijn en hoe de kans op vorming van ijs en ijsdammen verandert door klimaatverandering.

De vorming van ijs op rivieren wordt bepaald door perioden van extreem lage temperaturen. Vanuit de monding of kentering ontstaat een ijsdek op de rivieren. Als bovenstrooms de dooi intreedt, kunnen daar stukken ijs loskomen of afbreken. De rivier voert die stukken ijs mee met de stroming. Afhankelijk van de sterkte van de stroming kunnen die stukken een ijsdam vormen wanneer ze stroomafwaarts stuiten op een ijsdek dat nog aanwezig is. Ijsdammen kunnen tot hogere waterstanden leiden, en opeenhopingen van kruierend ijs kunnen waterkeringen en constructies beschadigen. De ongunstigste scenario's treden op als door snel invallende dooi bovenstrooms een hoogwatergolf met kruierend ijs ontstaat terwijl in Nederland de rivier nog bevroren is en mogelijk de vorst zelfs nog aanhoudt.

Bij het bepalen van de overstromingskansen van de dijken langs de Nederlandse Rijnakten, wordt in de huidige methodiek rekening gehouden met de bijdrage van ijsvorming op noch de bezwijkfunctie (fragility curve) noch de waterstandsverdelingsfunctie. Hoewel de kans dat problemen door ijs ontstaan vermoedelijk heel klein is, wordt in de huidige methodiek al wel gekeken naar andere zeldzame condities (zoals zeer extreme afvoeren) vanwege het hoge beschermingsniveau van de diverse dijkringen. Onbekend is of de bijdrage van ijsvorming op de rivieren significant genoeg is om mee te nemen in de berekening van de overstromingskans. Deze studie heeft als doel dit nader te onderzoeken.

1.1 Onderzoeksvragen

Het doel van het project is om te toetsen of ijs een relevante bijdrage heeft aan de overstromingskansen. Hiermee willen we kunnen adviseren of de bijdrage van ijs opgenomen moet worden in de methodiek van het BOI (Beoordelings- en ontwerpinstrumentarium).

Hoofdvraag:

Wat is de bijdrage van ijsvorming aan de overstromingskansen en hoe verandert dit in relevante toekomstscenario's voor klimaatverandering en ander relevant beleid in het stroomgebied (warmtelozingen)?

Deelvragen:

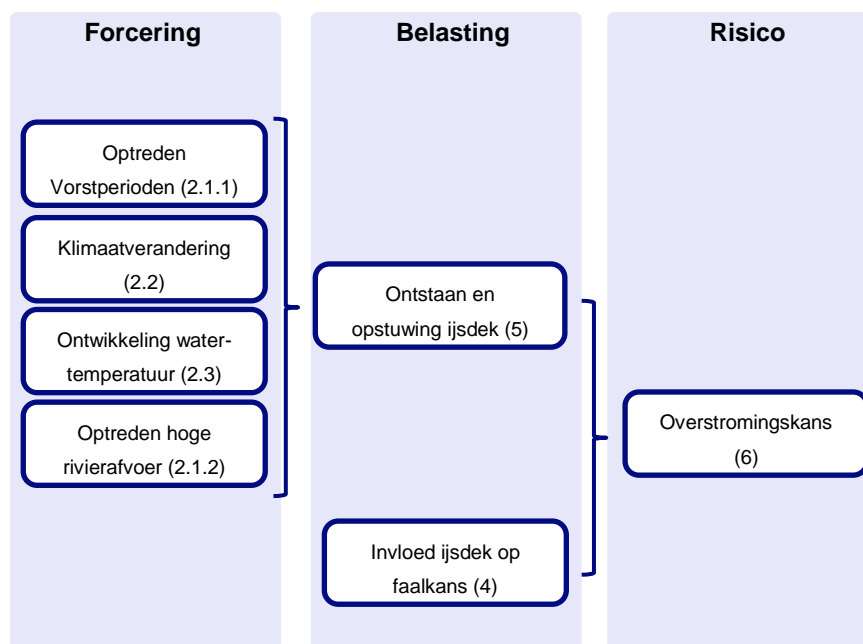
- 1 Wat is de kans op vorstperioden in combinatie met hoge rivierafvoeren en de invloed hierop van klimaatverandering?
- 2 Wat is het effect van klimaatverandering en lozingen op de watertemperatuur?
- 3 Wat is het effect van ijs op de stabiliteit van keringen?
- 4 Wat is het effect van ijs op de waterstanden?

- 5 Hoe werkt de toename in waterstanden en grotere faalkans door instabiliteit door in de overstromingskans?

1.2 Methodiek en leeswijzer

Het project heeft een sterk onderzoeks karakter waarbij tijdens de uitvoering is gezocht naar de methodiek om de onderzoeksvraag voldoende te beantwoorden. Diverse mogelijke oplossingsrichtingen zijn onderzocht. De uiteindelijke methodiek bestaat uit de volgende stappen (en stroomschema) zoals gegeven in Figuur 1.1.

- Allereerst worden van diverse externe forceringen de kans van optreden en trends naar de toekomst bepaald (hoofdstuk 2). Hierbij is onder meer een analyse uitgevoerd van historische vorstperioden en een literatuurstudie naar de effecten van klimaatverandering en invloeden op de watertemperatuur.
- Tijdens vorst kan een vast en drijvend ijsdek of een stroming-blokkerende ijsdam ontstaan. Het verschil tussen beide wordt uitgewerkt in hoofdstuk 3, resulterend in het uitgangspunt om in deze rapportage in te gaan op het ontstaan van een ijsdek. Hierna wordt ingegaan op de mechanismen rond het ontstaan en opbreken van een ijsdek.
- Door de aanwezigheid van ijs ontstaan extra belastingen op dijken (hoofdstuk 4). Voor een gekozen dijk is een kwalitatieve en kwantitatieve analyse gedaan naar het effect van een ijsdek (bij gelijke waterstand) op de bezwijkkans, ook wel de *fragility curve*.
- Door vorst ontstaat een ijsdek en door een ijsdek ontstaat opstuwing van de waterstanden. Beide worden berekend in hoofdstuk 5. Het onderscheid met een ijsdam wordt in dit hoofdstuk toegelicht.
- Ten slotte worden de toegenomen waterstand en toegenomen bezwijkkans gecombineerd in de berekening van de overstromingskans (hoofdstuk 6).



Figuur 1.1 Stroomschema methodiek en bijbehorende hoofdstukken

1.3 Begrippenlijst

Naam	Beschrijving
Drijfijis	Drijvende ijs in de vorm van schollen, dat gevormd wordt in of rondom de rivier
Ijsdam	Lokale opeenhoping van ijsschotsen. Dit ontstaat door de afvoer van ijs aan het einde van een vorstperiode op de locatie waar deze ijsschotsen als kruierend ijs op en onder een bestaand ijsdek ophopen (Engels: "break-up ice jam"). Doordat het ijsdek vast zit aan de grond of oever wordt de doorstroming geblokkeerd.
Ijsdek	Aaneengesloten drijvende ijsvlakte, gevormd door het aaneengroeien van drijfijis (Engels: "freeze-up ice jam")
Ijsgang	De aanwezigheid van drijfijis op waterwegen
Ijsschol	Zie ijsschots
Ijsschots	Een stuk drijfijis, ook wel ijsschol genoemd
Kruierend ijs	Ijs dat omhooggeduwd wordt door krachten zoals wind of stroming.

1.4 Projectteam

Vanwege de verschillende aspecten van deze studie is, ondanks de beperkte omvang, gewerkt met een groot team. De opbouw van het team met ieders rol is gegeven in onderstaande tabel.

Naam	Instituut	Rol
Jurjen de Jong	Deltares	Deelprojectleider
Erik Mosselman	Deltares	Review
Anke Becker	Deltares	Bijdrage hydrodynamica en projectleider KPP Rivierkunde
Bart van den Hurk	Deltares	Bijdrage klimaatverandering
Pascal Boderie	Deltares	Bijdrage watertemperatuur
Ferdinand Diermanse	Deltares	Bijdrage kansberekening en overstromingskans
Anton van der Meer	Deltares	Bijdrage bezwijkkans
Ana Teixeira	Deltares	Bijdrage bezwijkkans
Arjan Sieben	RWS-WVL	Deelprojectleider
Max Schropp	RWS-WVL	Adviseur Hoogwaterveiligheid
Wouter Rozier	RWS-WVL	Adviseur Waterkeringen vanuit BOI en WBI
Marcel Bottema	RWS-WVL	Adviseur Waterkeringen vanuit BOI en WBI
Matthijs Boersema	RWS-WVL	Projectleider KPP Rivierkunde

2 Temperatuur en rivierafvoer

Dit hoofdstuk beschrijft de diverse forceringen die een risico vormen voor het ontstaan van een ijsdek en hoge waterstanden ten gevolge hiervan. Eerst wordt gekeken in historische metingen naar (trends in) het optreden van vorstperioden (sectie 2.1.1) en het samenvallen van de vorstperioden met hoge rivierafvoeren (sectie 2.1.2). Een literatuurstudie is uitgevoerd naar de achterliggende meteorologische processen, waarbij een inschatting wordt gegeven van de gevolgen van klimaatverandering (sectie 2.2). Ten slotte wordt op basis van literatuurstudie een analyse en prognose gegeven van de watertemperatuur nu en in de toekomst ten gevolge van klimaatverandering en veranderende lozingen (sectie 2.3).

2.1 Kans op vorst en hoge rivierafvoer

2.1.1 Analyse vorstperioden

In de studie van De Haas (1986a; 1986b) zijn vorstperiodes gedefinieerd en geïdentificeerd. Op basis van temperatuurdata van De Bilt is de analyse van De Haas (1986b) gereproduceerd voor de periode 1901-1986. Het doel van deze actie was tweeledig:

- 1 Nagaan of in het verleden hoge afvoeren zijn opgetreden tijdens dergelijke vorstperioden.
- 2 Toevoegen van 34 jaar data (1987-2020) in vergelijking met de analyse van De Haas, om te zien of er sprake is van een trend in vorstperioden (aantal en strengheid) de laatste decennia.

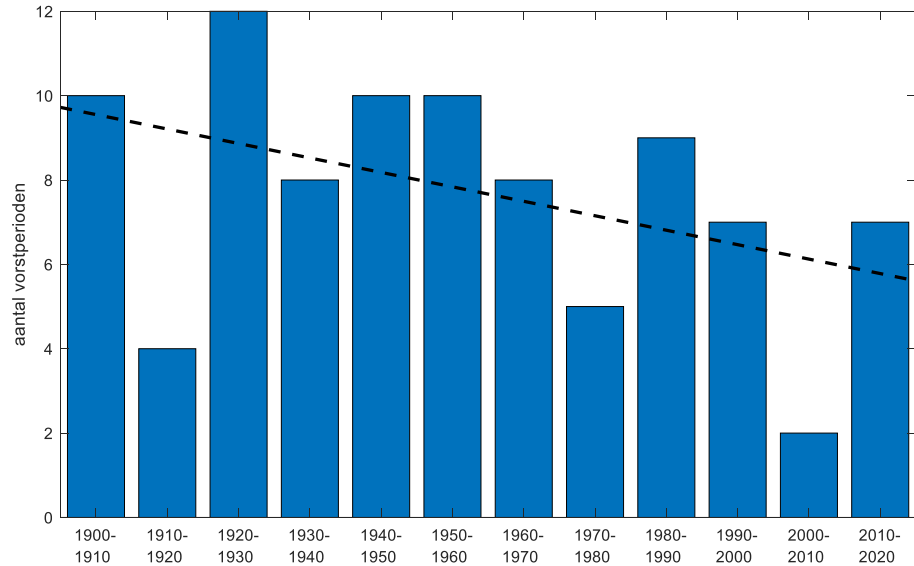
In de methode van De Haas (1986b) moet een periode van lage temperaturen aan minimaal één van de volgende twee voorwaarden voldoen om als vorstperiode aangeduid te worden:

- 1 14 achtereenvolgende (vorst)dagen waarop de minimum temperatuur onder 0 ligt; of
- 2 7 achtereenvolgende (ijs)dagen waarop de maximum temperatuur onder 0 ligt.

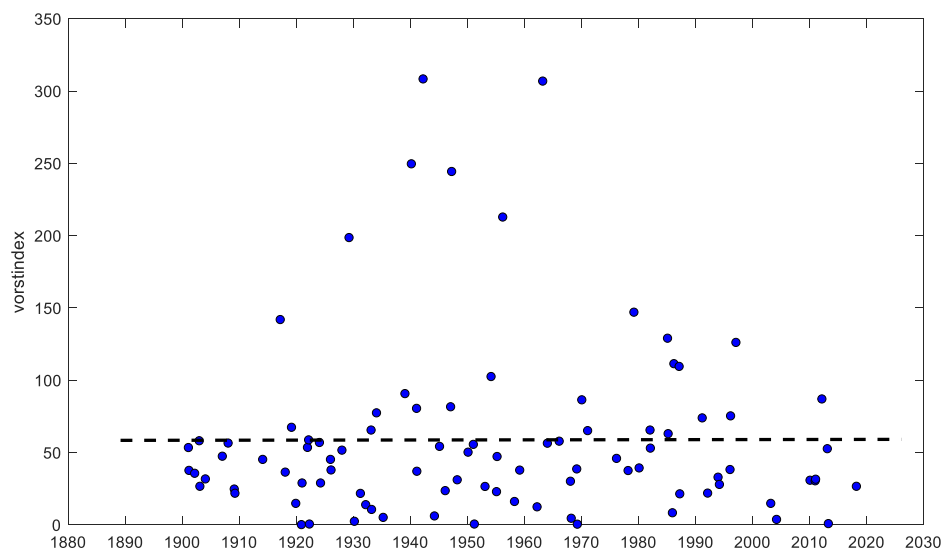
Een vorstperiode duurt dus minimaal 7 dagen en kan soms maanden aanhouden volgens de criteria van De Haas (1986b). De vorstperiode komt ten einde als meerdere dagen achter elkaar de minimum temperatuur boven 0 uitkomt. Voor elke vorstperiode heeft De Haas een vorstindex ("periodekarakter") afgeleid om de strengheid van de periode te kwantificeren. Deze maat is gelijk aan de negatieve som van de gemiddelde dagtemperaturen, dat wil zeggen de som van de dagtemperaturen vermenigvuldigd met -1. Daarbij zijn de reeksen van dagen aan het begin en eind met een gemiddelde temperatuur van boven de 0 niet meegeteld. Dus als de vorstperiode eindigt met dagtemperaturen van -5, -5, -1, +2, -1 en +3 °C, dan worden de laatste drie dagen niet meegeteld (dus ook niet de dag waarop het -1 graad was) omdat de gemiddelde temperatuur over die drie dagen boven 0 lag.

Na de nodige iteratieslagen is de reproductie geslaagd (de tekst van De Haas was op onderdelen voor meerdere uitleg vatbaar). De vorstperiodes en hun bijbehorende vorstindices komen niet exact overeen, maar de verschillen zijn beperkt en voor de huidige doelstelling verwaarloosbaar. Uit de analyse over de periode 1901-2020 blijkt een dalende trend in het aantal vorstperioden (Figuur 2.1), maar deze trend is niet statistisch significant. De Haas kwam zelf tot een vergelijkbare conclusie op basis van zijn analyse voor de periode 1730-1986. De dalende trend is dus een indicatie dat er mogelijk sprake is van een afname van de kans op strenge vorstperioden, maar op basis van deze getallen is deze trend niet hard te maken (dat wil zeggen de trend kan evengoed toeval zijn). Ook in de *omvang* van vorstperioden, gekenmerkt door een index zoals beschreven in De Haas (1986b), is geen significante trend waar te nemen (zie Figuur 2.2).

Wat wel opvalt is dat de zeer strenge vorstperioden al weer enige tijd geleden zijn. Er zijn in de periode 1901-2020 zes perioden met een vorstindex van 200 of meer, maar de laatste daarvan is al bijna zestig jaar geleden (1963; het jaar van de beruchte Elfstedentocht). Het feit dat de trendlijn in Figuur 2.2 nagenoeg horizontaal loopt heeft te maken met het feit dat in de eerste decennia van de 20^e eeuw ook nagenoeg geen extreme vorstperioden optraden. Indien de beschikbare meetreeks in 1940 zou starten, zou er wel sprake zijn geweest van een significante dalende trendlijn.



Figuur 2.1 Aantal vorstperioden per decennium en trendlijn (1900-2020)



Figuur 2.2 Vorstindices en trendlijn (1900-2020)

2.1.2 Samenvallen vorstperioden met hoogwaters

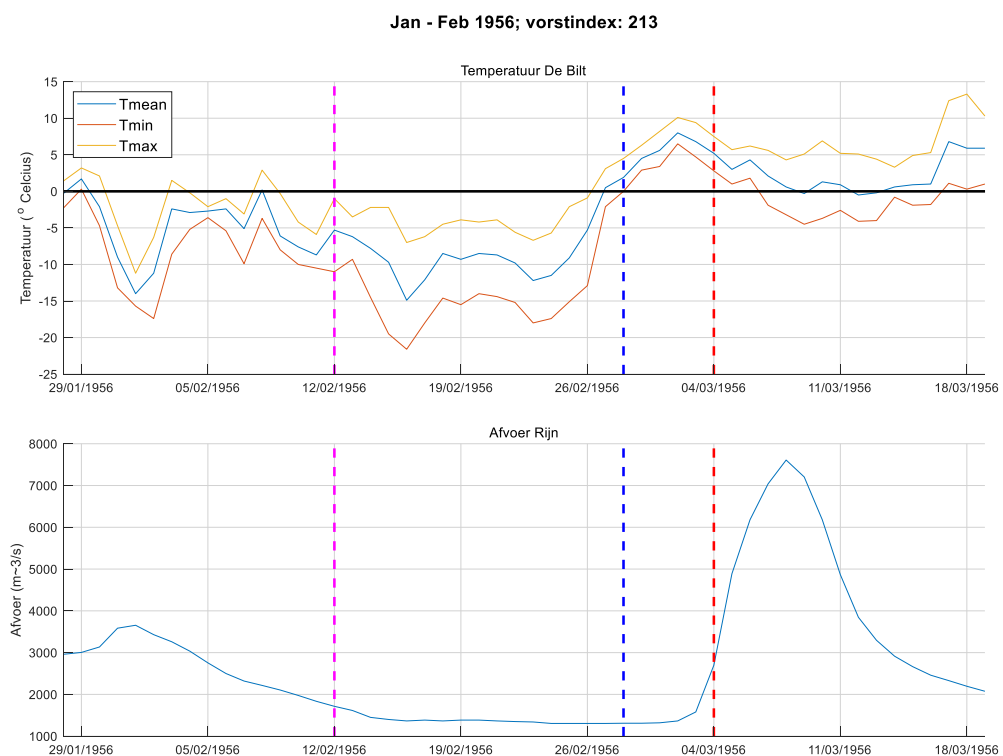
Vervolgens is geanalyseerd in hoeverre strenge vorstperioden samenvallen met hoogwaters. Voor elke vorstperiode zoals afgeleid in de vorige paragraaf is bepaald welke Rijnafvoer gelijktijdig plaatsvond.

Hoogwaters in de Rijn treden bijna allemaal op in de winterperiode (bekende uitzondering is het hoogwater van mei 1983) hetgeen de kans vergroot op samenvallen met vorstperiodes. Aan de andere kant valt gedurende strenge vorstperiodes de meeste neerslag in de vorm van sneeuw, waardoor de afvoer in de Rijn over het algemeen beperkt blijft. Als de temperatuur toeneemt aan het einde van de vorstperiode kan door de combinatie van smeltende sneeuw en regen in het stroomgebied van de Rijn een hoogwater ontstaan. De piek van het hoogwater zal dan meerdere dagen na het einde van de vorstperiode Nederland bereiken. IJsdekken die mogelijk tijdens de vorstperiode zijn ontstaan zullen dan naar verwachting al gesmolten zijn (zie ook paragraaf 2.3).

Figuur 2.3 toont een voorbeeld van een dergelijk tijdsverloop, zoals opgetreden tijdens en na de strenge vorstperiode van januari-februari 1956 (vorstindex 213). De bovenste plot in deze figuur toont het tijdsverloop van de minimum, gemiddelde en maximum dagtemperatuur in De Bilt; de onderste plot toont het tijdsverloop van de Rijnafvoer bij Lobith. Verder bevat de figuur een aantal periodemarkeringen:

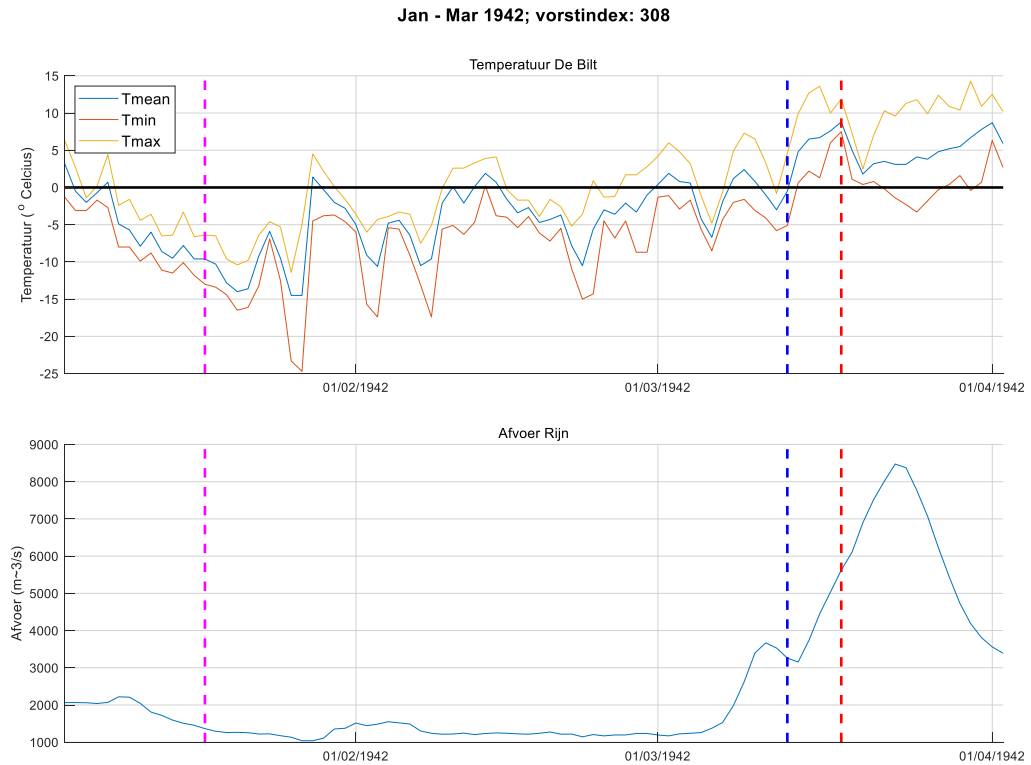
- de *magenta* stippellijn markeert het moment waarop het 'vorstcriterium' wordt bereikt (14 opeenvolgende dagen met daggemiddelde temperatuur onder 0, of 7 opeenvolgende dagen met maximale dagtemperatuur onder 0);
- de *blauwe* stippellijn markeert het einde van de vorstperiode; en
- de *rode* stippellijn markeert het moment 5 dagen na het einde van de vorstperiode.

Na het einde van de vorstperiode neemt de afvoer van de Rijn toe tot een piek van 7.600 m³/s. Dat is een afvoer met een herhalingsijd van ongeveer 2 jaar. De piek treedt ongeveer 7 dagen na het beëindigen van de vorstperiode op. Uit het ijsverslag van de winter 1956 (figuur 2 uit Rijkswaterstaat, 1967) blijkt dat het vaste ijsdek was losgeraakt op 1 maart (Waal), 2 maart (Nederrijn-Lek) en 3 maart (IJssel), dat wil zeggen respectievelijk 1, 2 en 3 dagen na het einde van de vorstperiode. Tijdens de afvoerpiek was er daardoor geen stuwning meer door een vast ijsdek.



Figuur 2.3 Temperatuur in De Bilt (boven) en Rijnafvoer bij Lobith (onder) in de vorstperiode van januari-maart 1956. Een vast ijsdek was aanwezig tot 3 maart (op de IJssel).

Een vergelijkbaar patroon trad op tijdens en na de eveneens zeer strenge vorstperiode van januari-maart 1942 (vorstindex 308; Figuur 2.4). In dit geval bereikte de Rijn een piekafvoer van 8.475 m³/s (herhalingstijd ongeveer 4 jaar) ongeveer 10 dagen na afloop van de vorstperiode. Uit het ijsverslag van deze winter (figuur 2 van Rijkswaterstaat, 1953) blijkt dat het vaste ijsdek was losgeraakt op 6 maart (Waal), 11 maart (Nederrijn-Lek) en 13 maart (IJssel), dat wil zeggen respectievelijk 7, 2 en 0 dagen voor het einde van de vorstperiode. Tijdens de afvoerpiek was er daardoor geen stuwung meer door een vast ijsdek.

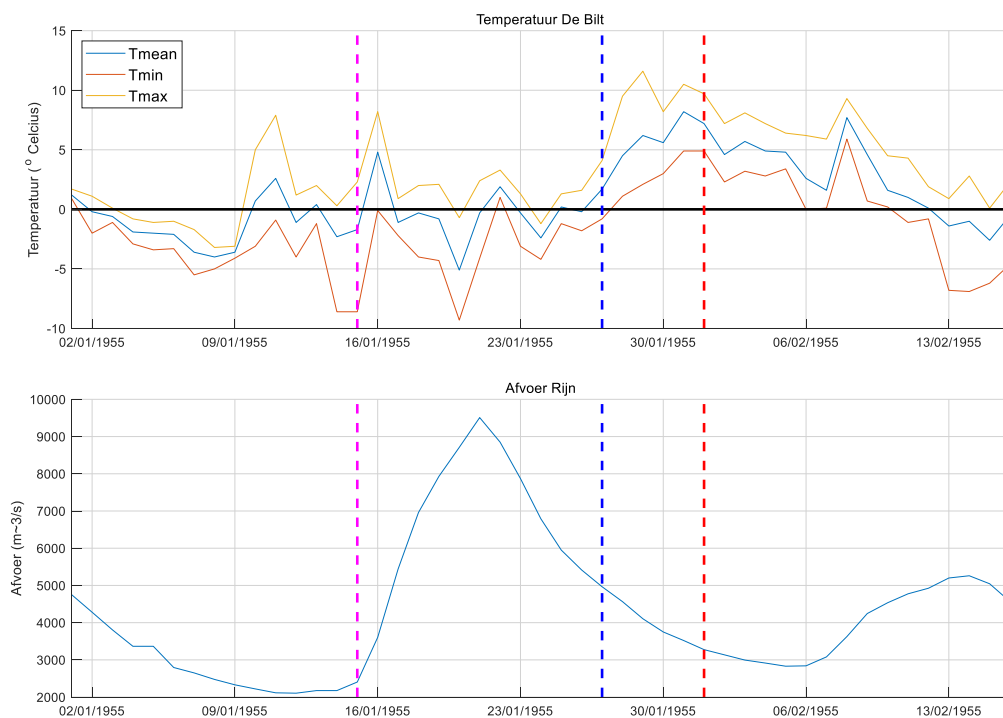


Figuur 2.4 Temperatuur in De Bilt (boven) en Rijnafvoer bij Lobith (onder) in de vorstperiode van januari-maart 1942.

Het is desondanks wel degelijk mogelijk dat een hoogwater optreedt tijdens een vorstperiode. Een voorbeeld daarvan is het hoogwater van januari 1955 dat optrad tijdens een vorstperiode met een (relatief lage) vorstindex van 23 (zie Figuur 2.5). De piekafvoer was 9.500 m³/s (herhalingstijd ongeveer 9 jaar). In MinVenW (1955) staat over dit hoogwater geschreven:

De oorzaken van het hoge opperwater waren in hoofdzaak de neerslaghoeveelheden tussen 22 en 27 December 1954, de hevige en langdurige regenval tussen 11 en 18 Januari 1955 en het afsmelten van het sneeuwdek in het zuidelijk deel van het stroomgebied van de Rijn. Op de berg de Säntis b.v. smolt het sneeuwdek tussen 6 en 14 Januari af van een dikte van 1.75 m tot 0.25 m.

De vorstperiode was dus niet heel streng waardoor bovenstrooms veel sneeuw kon smelten tijdens de vorstperiode en bovendien neerslag in Duitsland viel in de vorm van regen. De vorstperiode was ook niet streng genoeg voor de vorming van ijsgang, zo blijkt uit bijlage 5 van de Haas (1986b).



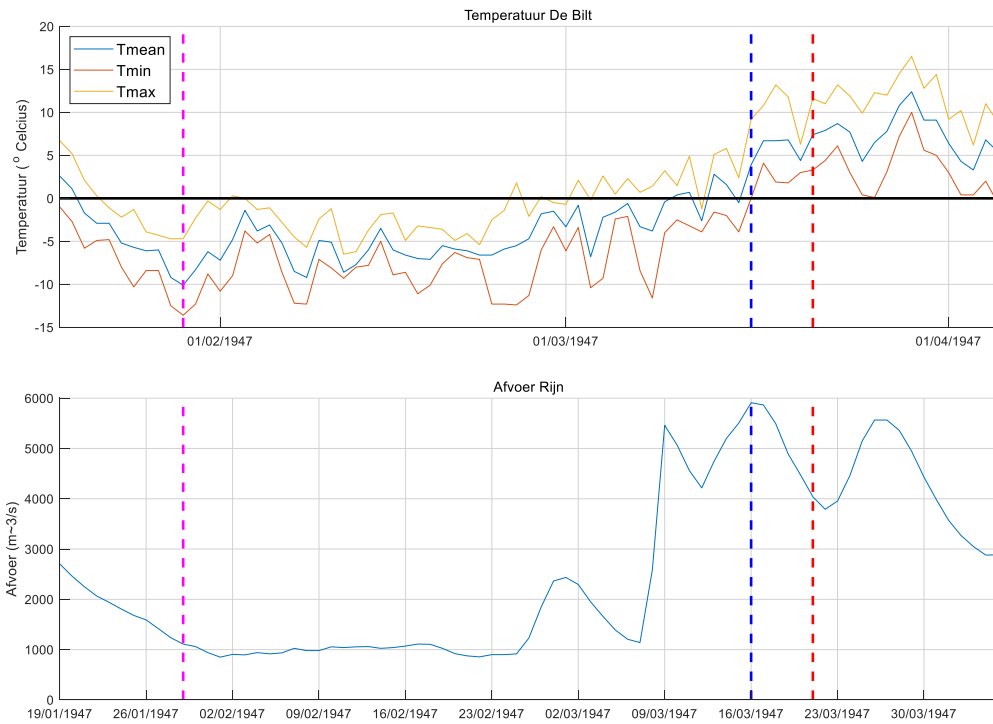
Figuur 2.5 Temperatuur in De Bilt (boven) en Rijnafvoer bij Lobith (onder) in de vorstperiode van december-januari 1955.

Twee andere vorstperiodes die gepaard gingen met hoogwaters zijn de relatief strenge vorstperiodes van 1947 (vorstindex 244; piekafvoer 5.910 m³/s, Figuur 2.7) en 1979 (vorstindex 147; piekafvoer 6.623 m³/s, Figuur 2.8). Dit waren echter vrij bescheiden hoogwaters met een herhalingsstijd lager dan 1 jaar. Er was wel sprake van ijsgang in beide winters. Figuur 2.6 toont een foto van een bevroren Rijn bij Arnhem in 1947. In 1979 was er na de eerste afvoergolf (piek ongeveer 5.400 m³/s) sprake van drijfijz afkomstig uit leeglopende uiterwaarden (Rijkswaterstaat, 1979). Dit leverde echter geen problemen op omdat de watertemperatuur niet laag genoeg was. Wat verder opvallend was aan deze eerste afvoergolf is dat het in Nederland vroom, maar verder naar het zuiden niet waardoor in Duitsland veel regen viel in plaats van sneeuw, hetgeen aanleiding gaf voor de (bescheiden) hoogwatergolf. Dat is dus een weertype dat mogelijk relevant is. Wellicht kan een dergelijk weertype ook tot meer extreme hoogwaters leiden. Het is dan wel de vraag of de vorst in Nederland dusdanig streng kan zijn dat het tot relevante ijsgang in de Nederlandse rivieren kan leiden.

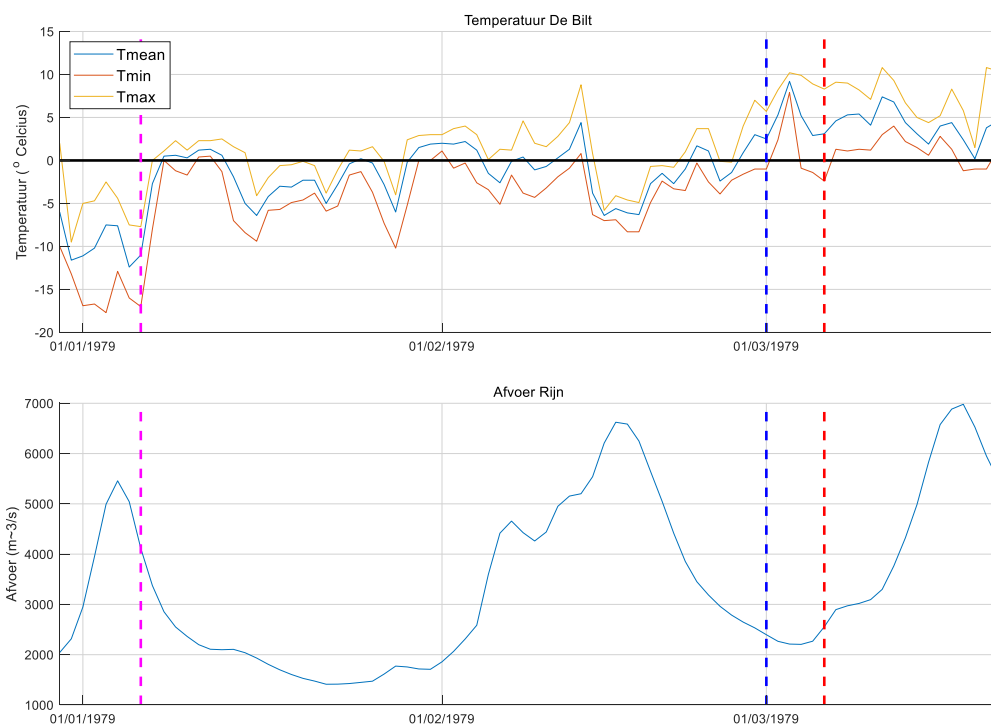


Figuur 2.6 Bevroren Rijn; Rijnbrug bij Arnhem; 1947

Jan - Mar 1947; vorstindex: 244



Figuur 2.7 Temperatuur in De Bilt (boven) en Rijnafvoer bij Lobith (onder) in de vorstperiode van januari-maart 1947.



Figuur 2.8 Temperatuur in De Bilt (boven) en Rijnafvoer bij Lobith (onder) in de vorstperiode van januari-maart 1979. Er is deze winter geen melding gemaakt van een vast ijsdek op de rivieren (Rijkswaterstaat, 1979).

Tabel 2.1 geeft een overzicht van de meest relevante combinaties van vorstperiodes met hoge afvoeren. Daarbij is onderscheid gemaakt naar het moment van optreden van het hoogwater (tijdens, kort na of ruim na afloop van de vorstperiode).

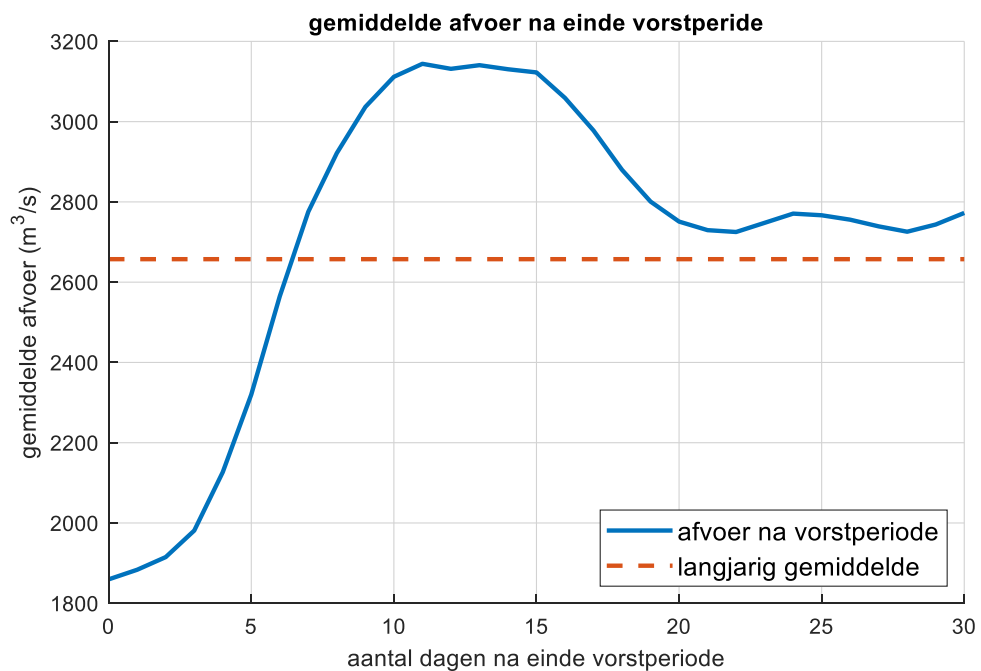
Tabel 2.1 Perioden met strenge vorst in combinatie met hoge afvoeren.

startdatum	einddatum	criteriumdatum	vorstindex	gem. temp.	afvoer
<i>hoge afvoer tijdens vorstperiode</i>					
1-jan-55	27-jan-55	15-jan-55	23	-0,7	9510
29-dec-78	01-Mar-79	6-jan-79	141	-2,3	6623
19-jan-47	16-Mar-47	29-jan-47	244	-4,1	5910
7-dec-81	28-dec-81	20-dec-81	66	-2,8	5843
12-dec-10	7-jan-11	23-dec-10	32	-0,3	4903
<i>hoge afvoer 1-5 dagen na verstrijken vorstperiode</i>					
12-dec-10	7-jan-11	23-dec-10	32	-0,3	8075
30-dec-67	14-jan-68	12-jan-68	30	-1,2	7091
19-jan-47	16-Mar-47	29-jan-47	244	-4,1	5865
25-nov-10	10-dec-10	9-dec-10	30	-1,4	5829
31-dec-40	20-jan-41	7-jan-41	81	-3,7	5685
<i>hoge afvoer 6-10 dagen na vorstperiode</i>					
5-jan-42	13-Mar-42	16-jan-42	308	-4,5	8475
12-dec-10	7-jan-11	23-dec-10	32	-0,3	8315
8-jan-80	29-jan-80	17-jan-80	39	-0,9	8264
31-dec-40	20-jan-41	7-jan-41	81	-3,7	7940
16-dec-17	11-jan-18	29-dec-17	37	-1,1	7750

Het meest waarschijnlijke scenario waarin ijsdammen of ijsdekken een rol spelen bij het veroorzaken van een overstroming voltrekt zich als relatief kort na een (strenge) vorstperiode een hoogwater optreedt.

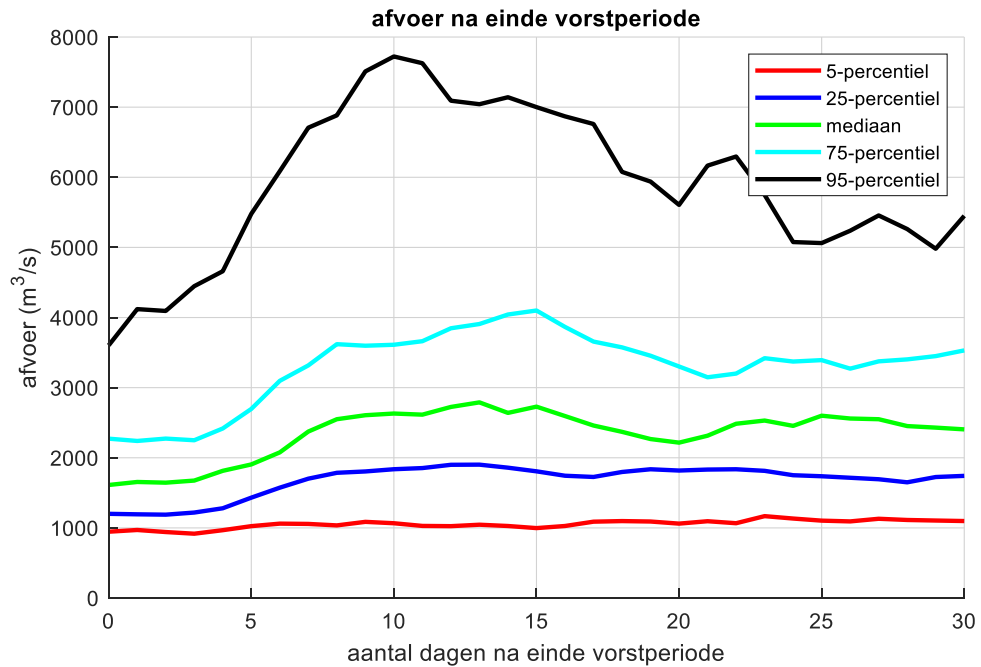
Om de plausibiliteit van een dergelijk scenario te kunnen staven is een analyse uitgevoerd op de gemeten afvoeren bij Lobith kort na het optreden van vorstperioden uit het verleden. Van de 92 geïdentificeerde vorstperioden is telkens bepaald wat de afvoer is op 0, 1, 2, ... dagen na afloop van de vorstperiode. Vervolgens zijn deze afvoeren gemiddeld over de 92 vorstperioden. Figuur 2.9 toont het resultaat. De blauwe grafiek kan beschouwd worden als een gemiddeld tijdsverloop van de afvoer na afloop van een vorstperiode. Ter referentie is tevens de gemiddelde Rijnafvoer van alle maanden januari-maart vanaf 1901 weergegeven (rode stippellijn).

Uit de grafiek blijkt duidelijk dat direct na afloop van een vorstperiode de afvoer over het algemeen lager is dan het langjarige gemiddelde. In de dagen daaropvolgend neemt de afvoer over het algemeen gestaag toe. Na een dag of zes wordt (gemiddeld over de 92 vorstperioden) het langjarige afvoergemiddelde bereikt en de hoogste afvoer wordt gemiddeld bereikt in de periode van 10-15 dagen na de vorstperiode. Merk op dat deze grafiek is gebaseerd op de hele reeks van 1901 – 2020 en dat eventuele trends in afvoer en temperatuur niet zijn weggefilterd.



Figuur 2.9. Rijnafvoer, n dagen na afloop van de vorstperiode ($n=0,1,\dots,30$ dagen); gemiddelde over alle vorstperioden. De rode lijn geeft de gemiddelde Rijnafvoer in de maanden januari tot maart

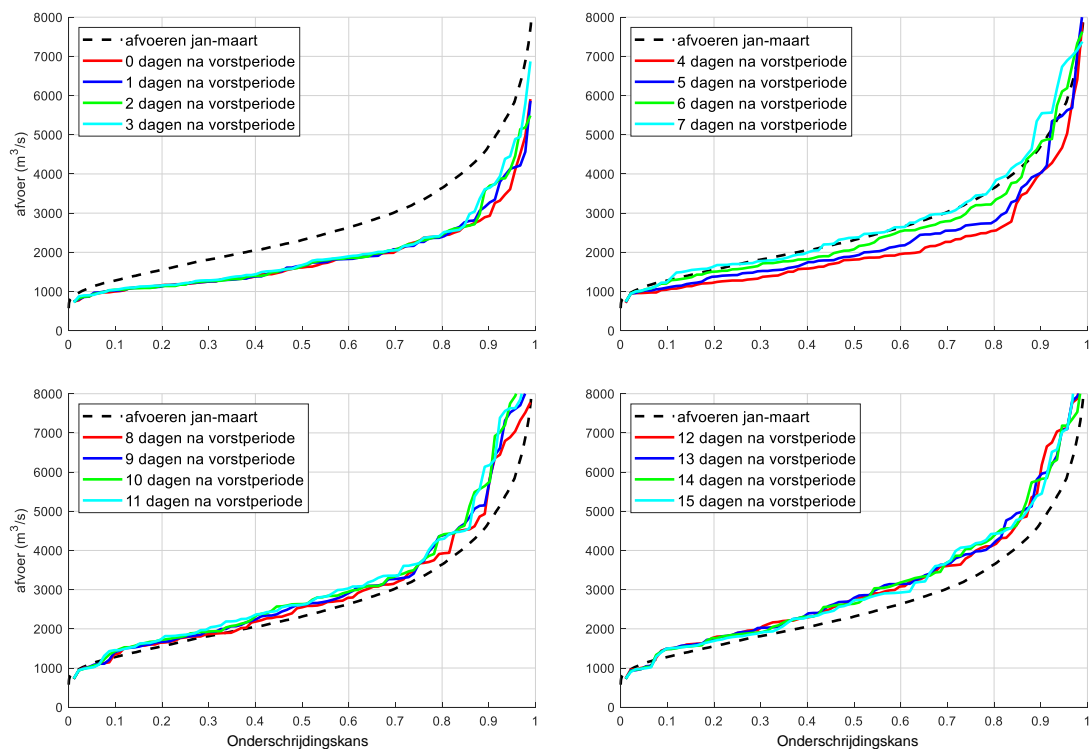
Hoewel het gemiddelde tijdsverloop van de afvoer in Figuur 2.9 zeer informatief is, zegt het onvoldoende over de kans op optreden van hoge afvoeren. Figuur 2.10 verschaft hierover meer inzicht. Het toont de mediane afvoer en enkele percentielwaarden. Met uitzondering van de 5-percentielwaarde is de verhoging van de afvoer na 10-15 dagen voor alle percentielwaarden zichtbaar.



Figuur 2.10 Mediane Rijnafvoer, n dagen na afloop van de vorstperiode ($n=0,1,\dots,30$ dagen) en de bijbehorende 5, 25, 75 en 95-percentielwaarden.

Ook Figuur 2.11 verschaft meer inzicht in de kans op voorkomen van meer extreme afvoeren na afloop van de vorstperiode. In deze figuur is voor elk geheel aantal dagen na de historische vorstperioden ($n=0,1,2,\dots$) een empirische kansverdeling geplot op basis van waargenomen afvoeren na de geselecteerde historische vorstperioden. Merk op dat deze grafiek ook is gebaseerd op de hele reeks van 1901 – 2020 en dat eventuele trends in afvoer en temperatuur niet zijn weggefilterd.

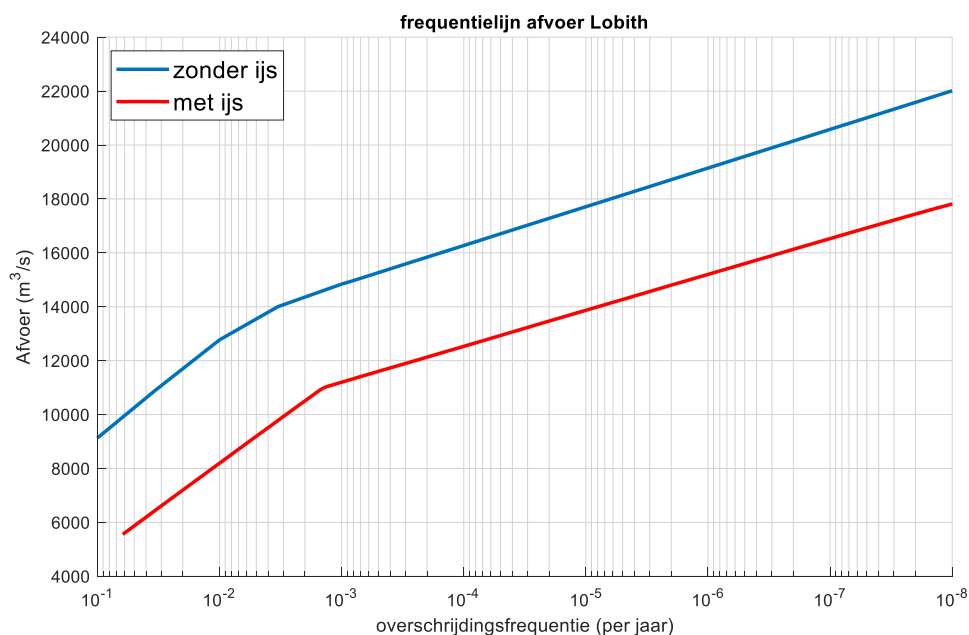
De empirische kansverdelingsfunctie op basis van alle afvoeren in de winterperiode is toegevoegd als referentie (stippellijn). Hierin wordt het beeld bevestigd dat de afvoeren gemiddeld gezien gestaag toenemen in de periode van 0 tot 10 dagen na een vorstperiode. Aanvullend geven deze empirische verdelingsfuncties een goed beeld van de spreiding en dus ook van de kans op voorkomen van relatief hoge afvoeren. Deze kansverdelingen zijn daarmee een waardevolle input voor de probabilistische analyse die in hoofdstuk 6 verder wordt uitgewerkt. Vanaf 7 dagen na de vorstperiode wordt de verdelingsfunctie van de gemiddelde afvoeren overschreden en is de kans op een hoge afvoer groter dan gemiddeld.



Figuur 2.11 Rijnafvoer, n dagen na afloop van de vorstperiode ($n=0,1,\dots,15$ dagen); empirische kansverdelingen op basis van alle vorstperiodes.

Voor het probabilistische rekenmodel dat in hoofdstuk 6 wordt uitgewerkt is een kansverdeling van de (piek-)afvoer nodig die kan optreden kort na een vorstperiode, wanneer de kans op het optreden van ijssdammen maximaal is. Deze kansverdeling is bepaald op basis van de hoogste afvoer voor 91 van de 92 vorstperiodes¹ in de periode tot 5 dagen na het einde van de vorstperiode. De kansverdeling is dus gefit op basis van 91 afvoermaxima. Figuur 2.12 toont de resulterende kansverdeling (rode grafiek) naast de corresponderende frequentielijn van de afvoer die in WBI/BOI wordt gebruikt (blauwe grafiek met label “zonder ijs”). De rode grafiek resulteert in lagere afvoeren bij dezelfde frequentie dan de blauwe grafiek. Dat is logisch omdat de hoogste afvoer in een relatief korte periode (kort na een vorstperiode) over het algemeen lager zal zijn dan de hoogste afvoer in een heel jaar.

¹ De laatste vorstperiode viel buiten de periode van de gebruikte afvoerreeks



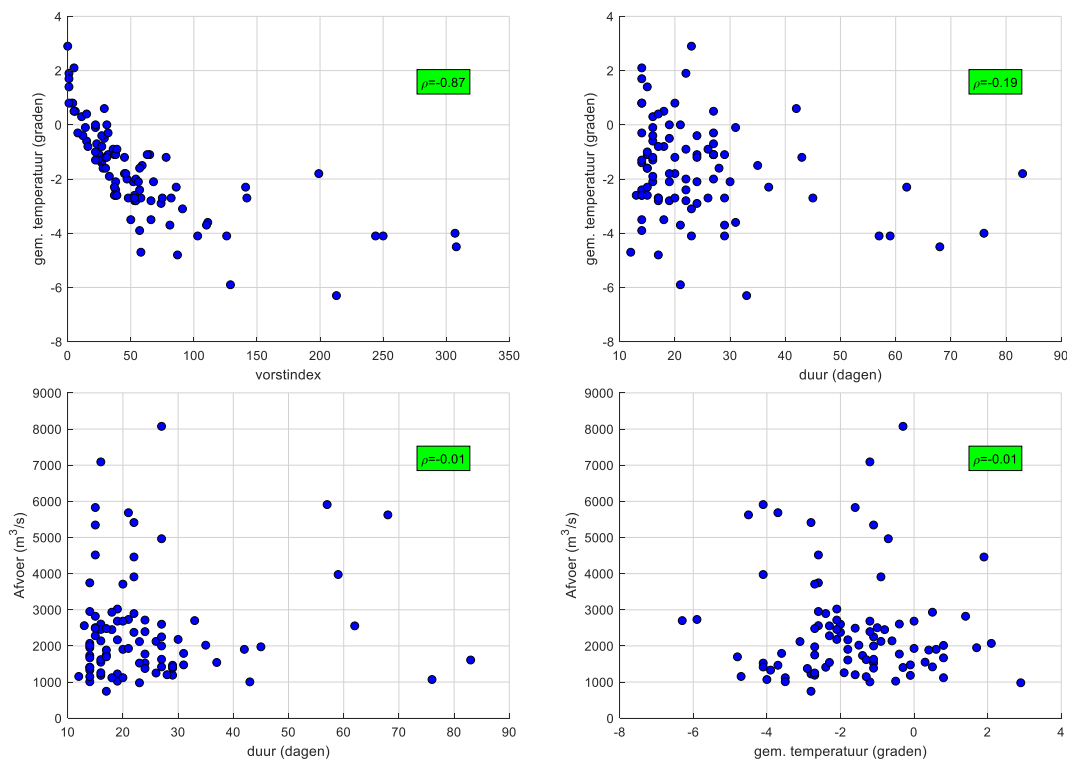
Figuur 2.12 Afvoerfrequentielijn voor de Rijn bij Lobith voor het hele jaar (blauwe lijn) en specifiek voor vorstperioden (rode lijn).

Behalve (empirische) kansverdelingen is het ook relevant om te weten hoe vaak bepaalde kenmerken zoals duur van de vorstperiode, gemiddelde temperatuur van de vorstperiode en (maximale) afvoer kort na optreden van de vorstperiode in combinatie voorkomen. Figuur 2.13 maakt dit inzichtelijk middels enkele scatterplots. In elke subplot staat tevens de berekende (rang-)correlatiecoëfficiënt, ρ , weergegeven. De afvoer die in drie subplots verticaal staat weergegeven betreft de maximale afvoer bij Lobith in de periode van 0-5 dagen na afloop van de vorstperiode.

Uit deze figuur is het volgende op te maken:

- Er is een sterke correlatie tussen de vorstindex enerzijds en de gemiddelde temperatuur van de vorstperiode anderzijds (plot linksboven). Dit is geen verrassing. De vorstindex is immers een combinatie van de duur van de vorstperiode en de gemiddelde temperatuur.
- Er lijkt geen statistische correlatie te zijn tussen enerzijds de duur en gemiddelde temperatuur van de vorstperiode en anderzijds de afvoer na afloop van de vorstperiode (plots linksonder en rechtsonder).
- Er is enige correlatie tussen de duur van de vorstperiode en de gemiddelde temperatuur van de vorstperiode. Relatief lang durende vorstperioden hebben gemiddeld iets lagere temperatuur dan relatief kort durende vorstperioden.

Deze informatie wordt gebruikt in de probabilistische analyse van hoofdstuk 6.



Figuur 2.13. Correlaties (ρ) tussen duur, vorstindex, gemiddelde temperatuur en maximale afvoer in de periode van 0-5 dagen na afloop van de vorstperiode.

2.2 Mogelijke gevolgen van klimaatverandering

Bijlage A beschrijft een analyse van het samenvallen van hoogwaters en vorstperiodes vanuit een meteorologisch perspectief. In het stuk wordt ook besproken wat de mogelijke gevolgen zijn van klimaatverandering op het optreden van (streng) vorstperiodes. De belangrijkste conclusies zijn:

- Ook in een warmer wordend klimaat kunnen strenge vorstperiodes niet uitgesloten worden.
- Er zijn verschillende theorieën dat opwarming van de aarde mogelijk zelfs tot extra strenge vorstperiodes gaat leiden in noordwest Europa. Er zijn echter ook klimatologen die deze theorieën weerspreken.
- Zonder vergaand nieuw onderzoek kan met de huidige stand der meteorologische kennis geen kans berekend worden op het volgen van een hoge rivierafvoer na een vorstperiode.

2.3 Watertemperatuur

Voor het voorspellen van ijsvorming is de watertemperatuur van belang, met name de watertemperatuur aan het begin van een vorstperiode.

In deze sectie is gebruik gemaakt van bestaande data- en modelanalyses. Er is een aantal literatuurbronnen bekeken en samengevat (zie bijlage B.1). Uit deze bronnen hebben we proberen af te leiden hoe de watertemperatuur in de Rijn bij Lobith wordt beïnvloed door het restant van bovenstroomse warmtelozingen en door klimaatverandering in het zichtjaar 2050.

De gemeten trend in watertemperatuur bij Lobith (1979-2018) is beïnvloed door stijgende luchttemperatuur. Voorzetting van deze trend naar 2050 leidt tot $+1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ hogere watertemperatuur (in 2100 $+3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Het afschakelen van nucleaire elektriciteitsopwekking in Duitsland daalt de watertemperatuur naar verwachting zo'n $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (bij $2000\text{ m}^3/\text{s}$). De bijdrage van industriële warmtelozingen varieert op kortere termijn met de economie.

In een recessie kan de watertemperatuur daardoor maximaal 2 °C dalen, tijdens een economische bloei 1.5 °C toenemen.

De onderzochte bronnen geven geen indicatie van hoe snel de watertemperatuur het vriespunt bereikt bij een koude-inval. Daarom is een korte synthese toegevoegd van een analytisch model dat de snelheid van het verdwijnen van warmte berekent (zie bijlage B.2). Door vergelijking van een langdurige temperatuurreeks bij Lobith met een representatief meteorostation in het stroomgebied kan dit model gevalideerd en verfijnd worden.

Op basis van dit model blijkt dat, afhankelijk van de luchttemperatuur (-10 °C of -5 °C), het bij gemiddelde afvoer² nu 5 tot 9 dagen duurt voordat ijsvorming begint (uitgaande van een basistemperatuur van 3 °C). In de toekomst kan, onder invloed van genoemde veranderingen, de watertemperatuur aan het begin van een vorstperiode in 2050 verlaagd zijn met 1.7 °C (+1.3 °C door klimaatverandering, -1.5 °C in geval van economische recessie en -1.5 °C door afschakelen van nucleaire energieopwekking), waardoor de periode tot ijsvorming verkort naar 3 tot 5 dagen. Het proces tot ijsvorming wordt verder toegelicht in hoofdstuk 3.2.

2.4 Zoutgehalte

Het vriespunt van de rivier wordt beïnvloed door het zoutgehalte in het water. Het zoutgehalte is afhankelijk van de zoutlozingen en de afvoer van de Rijn. Door Bonte en Zwolsman (2009) is onderzoek gedaan naar deze correlatie, en de verandering hierin tussen 1997 en 2008. Door Van der Kaaij et al. (2019) is de methode herhaald voor de periode 2012 tot 2018. Hoewel er in de periode tot 2008 nog een dalende trend in de zoutlozingen wordt geconstateerd blijkt dit niet langer het geval voor de periode na 2012. Tussen 2012 en 2018 varieert de totale zoutlozing tussen de 60 en 84 kg/s en is het resultaat van 2018 gelijk aan het gemiddelde over deze periode: 73 kg/s. Uit de gevonden correlatie³ blijkt dat het chloridegehalte bij lage afvoer (1000 m³/s) toe kan nemen naar 120 mg/L. Het effect van dergelijke chloridegehalten op het vriespunt is verwaarloosbaar. In het vervolg van dit onderzoek wordt daarom uitgegaan van een vriespunt van 0 °C.

2.5 Afvoergolf door de doorbraak van een ijssdam bovenstrooms

In Wijbenga et al. (1993) is onderzoek gedaan naar het risico van de doorbraak van een ijssdam op de Bovenrijn. Het opgestuwde water dat zich achter een ijssdam vormt zal zich bij een doorbraak als een afvoergolf verplaatsen in benedenstroomse richting. De hoogte van deze afvoergolf zal in eerste instantie gelijk zijn aan de opstuwings door de ijssdam. De afvoer die bij deze waterkolom hoort is vrijwel gelijk aan de 'reguliere' afvoer die in de situatie zonder ijs voor deze waterstand zou zorgen. Het is daardoor onwaarschijnlijk dat door een ijssdamdoorbraak extreem hoge afvoeren zullen ontstaan.

Indien verder benedenstrooms de afvoergolf stuit op een ijsdek, kan dit wel resulteren in een risicovolle opstuwings. Vanwege de onbekende kans op het ontstaan van een ijssdam (bovenstrooms) is het effect hiervan op de afvoerverdelingsfunctie buiten beschouwing gelaten.

² Het gaat in dit geval om de condities waarop een ijsdek gevormd wordt. Bij hogere afvoeren is de watertemperatuur lager (zie ook ijsverslag van Rijkswaterstaat 1979), maar de kans dat langdurige ijsvorming samenvalt met hoge afvoer is maar klein. In januari 2021 was de afvoer wel hoog, maar de ijsperiode maar kort.

³ De volgende formule wordt gehanteerd: $Cl_{Lobith} = Cl_c + 1000 * K_c / Q_{Lobith}$, met Cl de chlorideconcentratie (mg/L), Cl_c de achtergrondchlorideconcentratie (mg/L, voor 2018), K_c de constant veronderstelde chloridevracht (kg/s) en Q de rivierafvoer met een faseverschil van 3 dagen. Voor 2018 volgt met een $R^2=0.93$: $Cl_c=44$ mg/L en $K_c=73$

3 IJsvorming tijdens vorst

Het voorgaande hoofdstuk bevat een analyse van de kans van voorkomen van vorstperioden. In dit hoofdstuk wordt dieper ingegaan op de kans en mate van ijsvorming tijdens deze vorstperioden. Hierbij is gebruik gemaakt van analyses van ijsverslagen in de beschikbare literatuur. Aanvullende analyses waren vanwege de bewerkelijkheid van de data (vaak enkel gerapporteerd in figuren) binnen dit project niet mogelijk.

In dit hoofdstuk wordt eerst ingegaan op het onderscheid tussen een ijsdek en een ijssdam (paragraaf 3.1). Daarna wordt gekeken hoe snel een ijsdek kan ontstaan na het intreden van een vorstperiode (paragraaf 3.2) en hoe snel het weer opbreekt na het intreden van de dooi (paragraaf 3.3). Het proces tot de vorming van ijs wordt verder uitgewerkt in hoofdstuk 5.

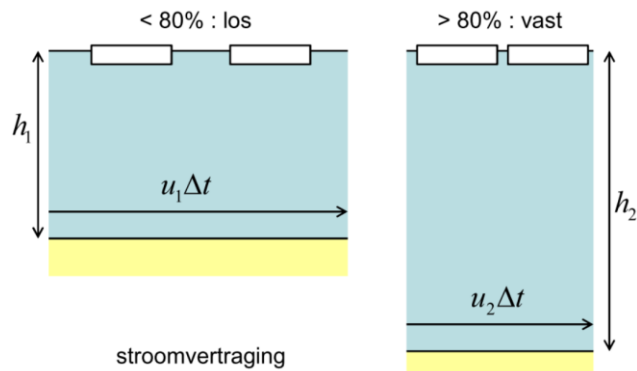
3.1 Onderscheid tussen ijsdek en ijssdam

Voor het onderscheid tussen een ijsdek en ijssdam wordt gebruik gemaakt van de definities zoals beschreven in de studie uit KPP Rivierkunde naar de risico's van ijsvorming door kribverlaging op het Pannerdensch Kanaal (Zagonjoli & Mosselman, 2019).

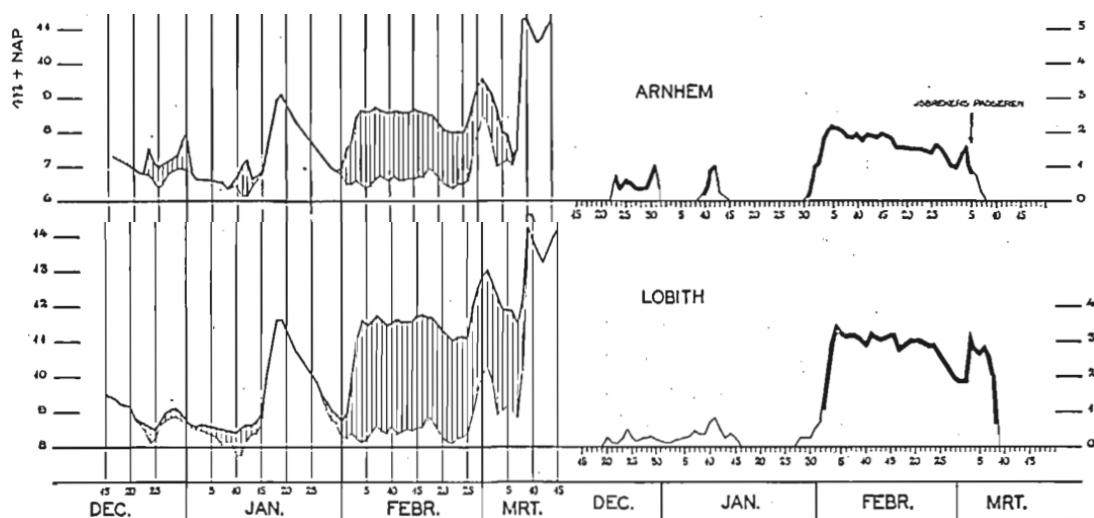
Ijs verhoogt de waterstanden als het zich vastzet en niet meer door de stroming wordt meegevoerd (Engels: "ice jam"). Van belang is daarbij het onderscheid tussen een ijsdek⁴ (Engels: "freeze-up ice jam") en een ijssdam (Engels: "break-up ice jam"). Een ijsdek is een aaneengesloten laag ijs die zich ter plaatse heeft gevormd (Termes & Boogaard, 1991a). Deze laag ontstaat aan het begin van een vorstperiode en breidt zich geleidelijk stroomopwaarts uit. In januari 1942, bijvoorbeeld, ontstond in de monding van de IJssel een ijsdek dat zich vervolgens met een snelheid van 0,9 km/h (21 km per etmaal) uitbreidde tot in het Pannerdensch Kanaal (Rijkswaterstaat, 1953). Gevaarlijker dan een ijsdek is een ijssdam die zich aan het eind van een vorstperiode vormt door opeenhoping van kruierend ijs dat bovenstrooms is losgebroken. Een ijssdam strekt zich uit over de breedte van de rivier en is dikker dan een ijsdek. Strikt genomen is het geen echte dam, want rivierwater stroomt er onderdoor (Termes & Boogaard, 1991b).

Een ijsdek wordt gevormd als het drijfijis een hoge bezettingsgraad (meer dan 80%) krijgt. Dit kan ontstaan door voortgaande ijsvorming, door stroomvertraging (zie Figuur 3.1), of door ophoping als gevolg van spiraalstromingen in bochten of door wind. Als een vorstperiode streng genoeg is, is het ontstaan van een ijsdek onvermijdelijk. Door de aanwezigheid van een ijsdek neemt de hydraulische weerstand toe, resulterend in hogere waterstanden (zie het voorbeeld in Figuur 3.2, hierover meer in hoofdstuk 5).

⁴ Opgemerkt wordt dat voor de "freeze-up ice-jam" in diverse literatuur ook de term *ijssdam* wordt aangehouden.

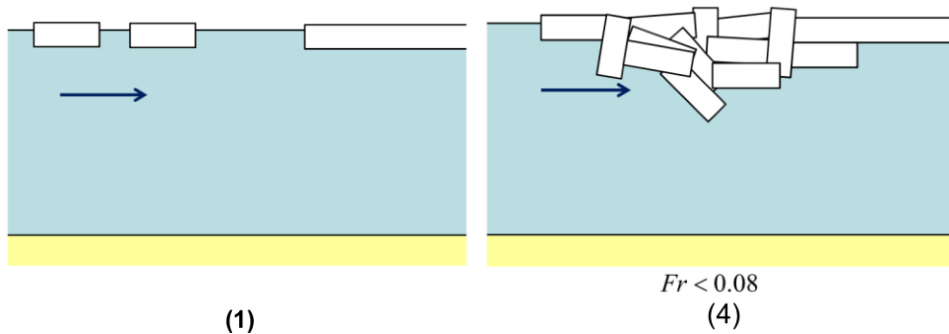


Figuur 3.1 Vorming van een vast ijsdek door stroomvertraging. Uit de continuïteitsvergelijking volgt dat een lagere snelheid van een gegeven volume water gepaard gaat met een grotere waterdiepte en dus een kleiner wateroppervlak. Bij een gegeven hoeveelheid drijfijis wordt de bedekkingsgraad groter totdat deze de waarde van 80% voor een vast ijsdek overschrijdt. Overgenomen uit Zagonjoli & Mosselman (2019).



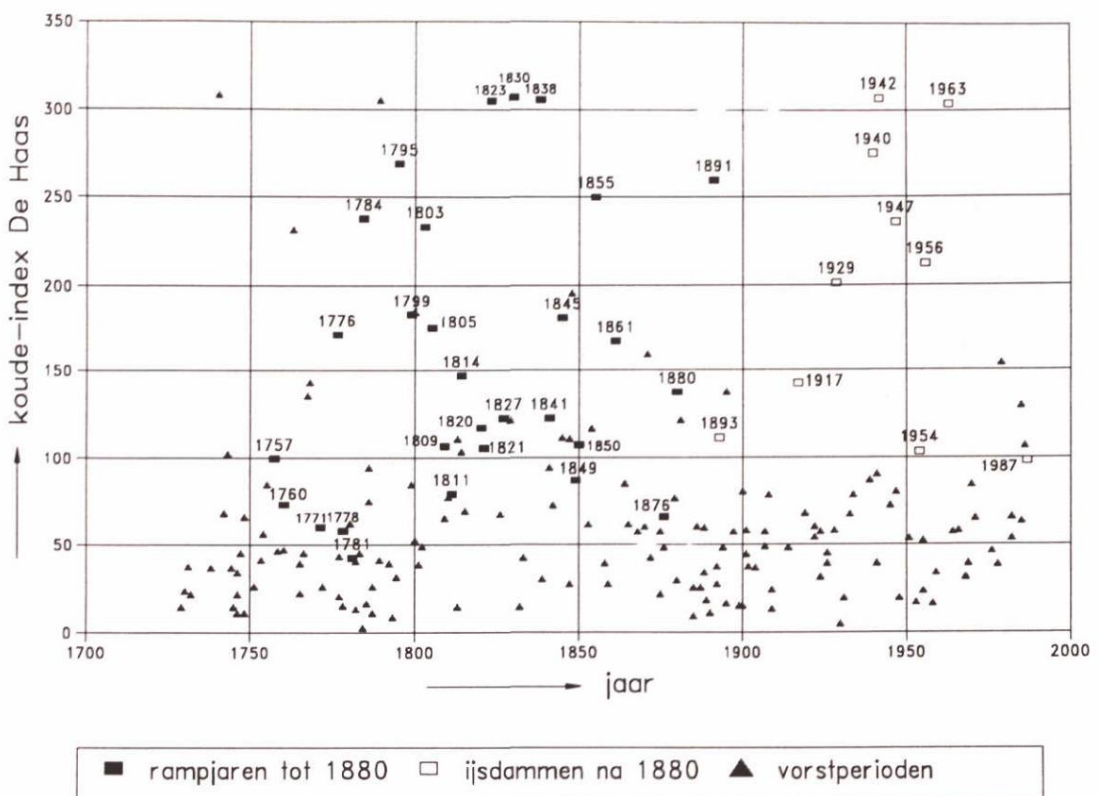
Figuur 3.2 Illustratief beeld van de opstuwing door een ijsdek bij Arnhem en Lobith in de winter van 1946-1947. De stippellijn geeft de waterstanden op basis van betrekkinglijnen (ten opzichte van Keulen) en de arcering geeft de opstuwing ten gevolge van het ijsdek. (uitsnede uit Rijkswaterstaat, 1956)

Voor het ontstaan van een ijssdam, is de aanwezigheid van een ijsdek vereist. Als grote hoeveelheden drijfijis (of ijsschotsen), bijvoorbeeld losgebroken door dooi, stuiten op dit ijsdek kan dit resulteren in een lokale ophoping van het ijs. Vooral bij lage stroomsterkte (dat wil zeggen lage Froude-getallen) is er een groot risico dat het ijsdek in de verticaal steeds dikker wordt, resulterend in een ijssdam (zie Figuur 3.3). Het effect op de waterstanden is niet enkel de verhoging in hydraulische ruwheid, maar ook de verkleining in het doorstroomoppervlak. Dit resulteert in een veel grotere opstuwing.



Figuur 3.3 Twee (van de vijf) beelden over de vorming van een ijssdam: (1) Kruierend ijs van bovenstrooms stuit op een vast ijsdek; (4) Voortgaande aanvoer van kruierend ijs maakt de ijssdam dikker. Overgenomen uit Zagonjoli & Mosselman (2019).

Het onderscheid tussen een ijsdek en een ijssdam wordt in de literatuur niet altijd even scherp aangehouden. In de gegevens over waterstanden en ijsgang in de Verslagen van de Sociëteit van Nijmegen worden ijsdekken niet gerapporteerd (Wijbenga et al., 1993) en blijkt dat grote historische overstromingen (in 1799, 1809, 1820) werden veroorzaakt door het optreden van ijssdammen. Door normalisatie is de kans op het ontstaan van een ijssdam sterk afgenomen. Frankenstein & Wuebben (1993; een bijlage van Wijbenga et al., 1993) concluderen na bestudering van jaarlijkse ijsverslagen zelfs dat na 1870 al het vaste ijs op de Nederlandse rivieren samenhangt met een ijsdek, niet met ijssdammen. Een overzicht van historische ijsdekken en ijssdammen in relatie tot de koude-index van De Haas (zie hoofdstuk 2) is gegeven in Figuur 3.4.



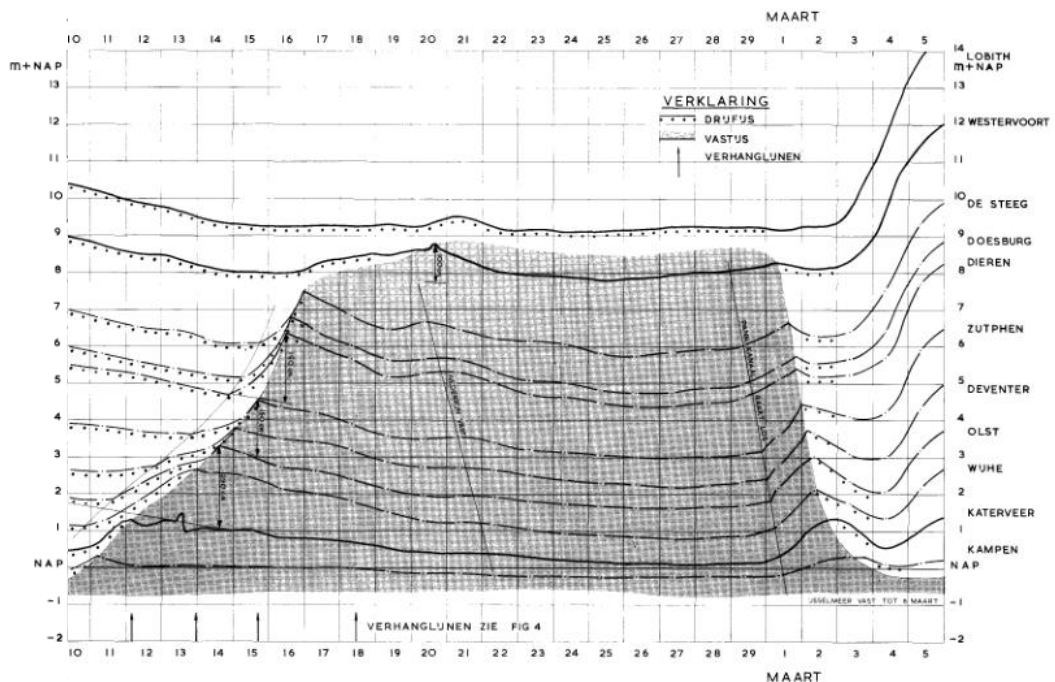
Figuur 3.4 Relatie koude-index De Haas en de vorming van ijssdammen in de periode 1734 tot 1991 (uit Wijbenga et al., 1993). De ijssdammen in deze figuur kunnen zowel een ijsdek als een ijssdam zijn.

De kans op een ijssdam is tegenwoordig zeer klein, maar het opstuwende effect op de waterstanden blijft zeer groot. Daartegenover is de kans op het ontstaan van een ijsdek groter, maar resulteert dit in een kleiner opstuwend effect. In het voorliggende onderzoek is gekozen om te beperken tot onderzoek naar het effect van een ijsdek op de overstromingskans. Dit is een logisch startpunt, omdat de aanwezigheid van een ijsdek een vereiste is tot de vorming van een ijssdam. Daarnaast heeft onderzoek naar een ijsdek een sterker deterministisch karakter: bij een gegeven forcering (temperatuur, afvoer) kan de opstuwing berekend worden. Dit in tegenstelling tot een ijssdam waar de methodiek veel meer onbekenden bevat. Deze keuze blijft echter een aanname, omdat een kwantitatieve afweging tot dit besluit zonder vergaande berekeningen niet zomaar valt te nemen. Een methodiek voor onderzoek naar ijssdampen is opgenomen in de aanbevelingen.

3.2 Ontstaan van een ijsdek

Zoals genoemd in de voorgaande paragraaf ontstaat een ijsdek op locaties waar de stroomsnelheden afnemen en daardoor de bezettingsgraad van het drijfijz toeneemt en zich een ijsdek vormt. Een ijsdek ontstaat daardoor bij niet-gestreden stuwten, bij de kentering van het getij of bij de monding. Op de Rijntakken begint een ijsdek doorgaans bij de Boven- of Nieuwe Merwede, op de Lek tussen Schoonhoven en Krimpen aan de Lek en op de IJssel bij de monding in het Ketelmeer (Wijngaarden, 1960). Vanwege de onzekerheid in de locatie waar een ijsdek ontstaat is in het vervolg van deze rapportage de aanname gedaan dat een ijsdek overal kan ontstaan.

Zodra een ijsdek is ontstaan kan de groei snel gaan. Ter illustratie is de groei van het ijsdek in de winter van 1956 weergegeven in Figuur 3.5. Wemelsfelder (1940) rapporteert voor de winter van 1940 aangroeiensnelheden van gemiddeld 1 km/uur op de Waal, 0,5 km/uur op de IJssel en 2,5 km/uur op de Nederrijn. Wijngaarden (1960) heeft ijsverslagen van 1890 tot en met 1954 geanalyseerd en presenteert aangroeiensnelheden die variëren tussen 0,3 km/uur en 1,5 km/uur. Zijn analyse laat zien dat de snelheid per tak in een winter vrij sterk wisselt maar dat de over de verschillende winters gemiddelde snelheid weinig verschilt tussen de takken. De gemiddelde aangroeiensnelheid op alle takken is volgens zijn analyse ongeveer 0,85 km/uur.



Figuur 3.5 Illustratief beeld van de groei en dooi van het ijsdek op de IJssel tijdens de vorstperiode van februari 1956 (uitsnede uit Rijkswaterstaat, 1967). Het temperatuurverloop is weergegeven in Figuur 2.3, de vorstperiode (definitie De Haas) loopt van 28 januari tot 28 februari.

3.3 Opbreken van een ijsdek

Na het einde van de vorstperiode is in de ijsverslagen terug te lezen dat het ijsdek snel weer opbreekt. In Wijngaarden (1960) is de snelheid van het verdwijnen van het ijsdek geanalyseerd voor de situatie waarin geen ijsbrekers worden ingezet. Voor de selecte dataset (11 vorstperiodes vanaf 1890) wordt geconcludeerd dat de “afbraaksnelheid” tussen 8 en 41 km/etmaal ligt (resp. 0,3 en 1,7 km/uur). Het gemiddelde ligt op ongeveer 20 km/etmaal (0,8 km/uur): ongeveer dezelfde snelheid als de aangroeisnelheid. Het opbreken van een ijsdek begint in veel winters al voor het einde van de vorstperiode (volgens de definitie van De Haas). Door Wijngaarden (diens bijlage 5) is gekeken naar het moment dat daggemiddelde temperatuur boven 0 °C kwam en het moment dat het vaste ijs op de Nederlandse Rijntakken in zijn geheel verdwenen is. Hieruit blijkt een spreiding tussen de -17 en +20 dagen, met een gemiddelde van +6 dagen. De volgorde van opbreken blijkt doorgaans omgekeerd aan de volgorde van de aangroei te zijn: eerst de Bovenrijn/Waal/Merwede, dan de Lek, en ten slotte de IJssel.

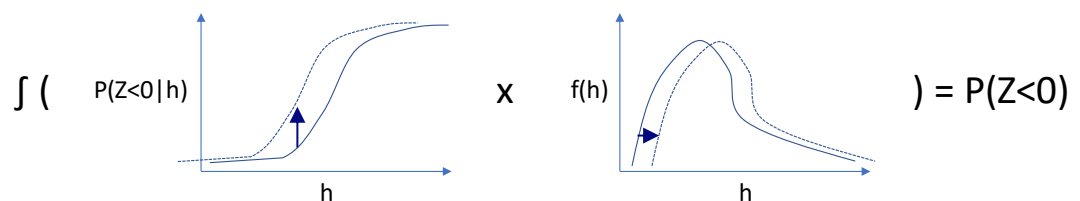
In de praktijk wordt het afbreken van het ijs echter versneld door de inzet van ijsbrekers. In Figuur 3.5 blijkt bijvoorbeeld dat het ijsdek op de IJssel in 2 dagen geheel is verdwenen. Door de inzet van ijsbrekers kan de dooiperiode tot 7,5 dagen worden verkort (Wijngaarden, 1960).

4 Effect van ijs op de faalkans van de dijk

Dit hoofdstuk beschrijft het effect van een ijsdek op de conditionele faalkans van een dijk. Bepaald wordt hoe de fragility curve verandert ten opzichte van de situatie zonder ijs. Hiertoe wordt in sectie 4.1 de methodiek beschreven en wordt vervolgens eerst een kwalitatieve uitwerking gedaan in sectie 3.2 en vervolgens voor de belangrijkste faalmechanismen een kwantitatieve uitwerking voor een case in sectie 3.3. De conclusies volgen in sectie 3.4.

4.1 Inleiding

IJs kan leiden tot een verhoging van de rivierwaterstand. Een hogere waterstand betekent doorgaans een toename van de overstromingskans. Daarnaast kan de kans op een overstroming bij gelijkblijvende waterstand toenemen als gevolg van ijs, bijvoorbeeld door de belasting van kruierend ijs. In de probabilistische faalkansanalyses kunnen de onzekerheid van de buitenwaterstand en de overige onzekerheden worden gesplitst door eerst de faalkans van de dijk conditioneel op de rivierwaterstand te berekenen en deze vervolgens te integreren met de kansverdeling van de rivierwaterstand. In Figuur 4.1 is dit schematisch uitgewerkt.



Figuur 4.1 Schematische weergave van het effect van ijs (stippellijn) op de berekening van overstromingskans $P(Z < 0)$, op basis van de conditionele faalkans van de dijk gegeven de rivierwaterstand ($P(Z < 0 | h)$) en de rivierwaterstandverdeling $f(h)$.

In dit hoofdstuk wordt de bepaling van de overstromingskans conditioneel op de rivierwaterstand uitgewerkt. Tevens wordt het effect van ijs op de rivierwaterstand uitgewerkt en in hoofdstuk 5 wordt het geheel geïntegreerd tot overstromingskans.

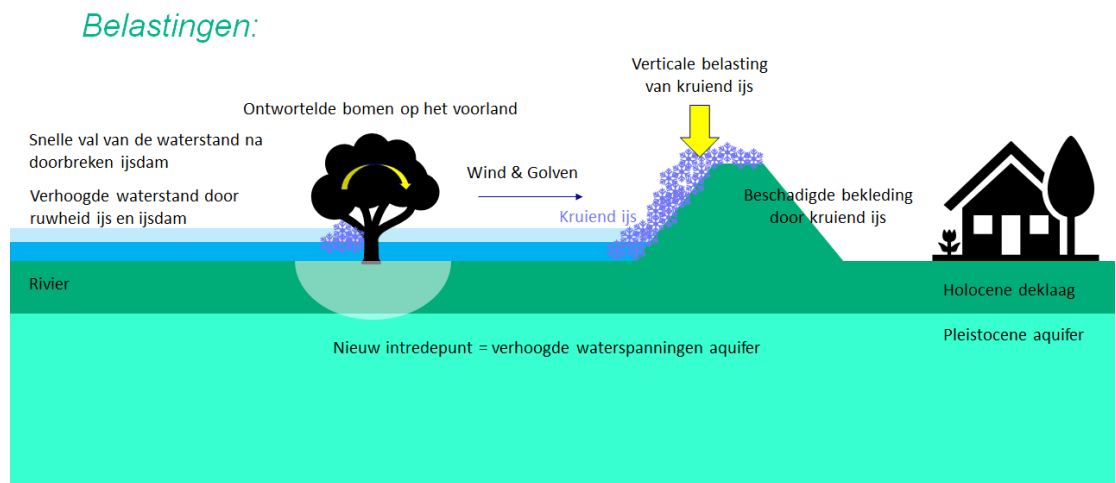
4.2 Faalmechanismen van een groene dijk

De kans op falen (ook wel bezwijken) van de dijk kan toenemen door ijs. In deze paragraaf wordt kwalitatief beschouwd wat het effect is van ijs op de faalmechanismen van het Wettelijk Beoordelingsinstrumentarium, WBI2017 (Ministerie van Infrastructuur en Milieu, 2017). Alleen de faalmechanismen van een groene dijk worden beschouwd (dus niet die van duinen en kunstwerken). In het WBI2017 zijn macrostabiliteit binnenwaarts, graserosie kruin en binnentalud, piping en erosie van de bekleding van het buitentalud gedefinieerd als de vier belangrijkste directe faalmechanismen van een groene dijk. Daarnaast zijn er ook indirecte faalmechanismen zoals marcostabiliteit buitenwaarts, afschuiven, golferosie en zettingsvloeiing van het voorland, falen van voorliggende keringen (havendammen) en falen van niet-waterkerende objecten. In deze paragraaf worden de mogelijke belastingen van ijs kwalitatief beschreven en gekoppeld aan de faalmechanismen.

De volgende belastingen zijn gerelateerd aan een ijsdek op de rivier (zie ook de schets in Figuur 4.2):

- IJs heeft effect op het waterstandsverloop op de rivier. De piekwaterstand zal toenemen door de aanwezigheid van een ijsdek of ijsdam. Dit wordt beschouwd in hoofdstuk 6. Een hogere waterstand heeft effect op vrijwel alle faalmechanismen van de dijk en wordt als beschreven in paragraaf 4.1 meegenomen in de bepaling van de waterstandsverdeling.
- Door het doorbreken van een ijsdam kan de valsnelheid van de waterstand groot zijn. Een snelle waterstandsval beïnvloedt het indirecte faalmechanisme macrostabiliteit buitenwaarts negatief. Een buitenwaartse afschuiving is waarschijnlijker als de waterspanningen in de dijk hoog zijn terwijl de buitenwaterstand laag is. Dit kan het geval zijn na een snelle val van de buitenwaterstand.
- IJs kan bomen in de uiterwaarden ontwortelen. Hierdoor kan de weerstand in de watervoerende Pleistocene zandlaag buitendijks afnemen en zullen de waterspanningen in deze watervoerende laag toenemen. Dit kan tevens een nieuw intredepunt voor het faalmechanisme piping betekenen.
- Kruierend ijs kan door wind en golven op en over de dijk worden gezet. Het kan hierbij zowel de buiten- als binnenbekleding van de dijk beschadigen (Figuur 4.3). Daarnaast kan kruierend ijs op de dijk (Figuur 4.4) als een verticale belasting de kans op een afschuiving vergroten.
- IJs dat aan constructies is vastgevroren kan een extra belasting zijn bij een waterstandsafname, waarbij het ijs aan de constructie blijft hangen. Voor een groene dijk lijkt dit belastinggeval minder relevant.

Naast de faalmechanismen uit het WBI2017 zou bij een relatief smalle dijk ook een horizontale afschuiving tot een overstroming kunnen leiden.



Figuur 4.2 Schets van faalmechanismen door ijs



Figuur 4.3 Waterkeringschade door kruierend ijs. Markermeer, Houtribdijk, schade aan asfaltbekleding. Bron: <https://beeldbank.rws.nl>, Rijkswaterstaat / Hans Johanson.



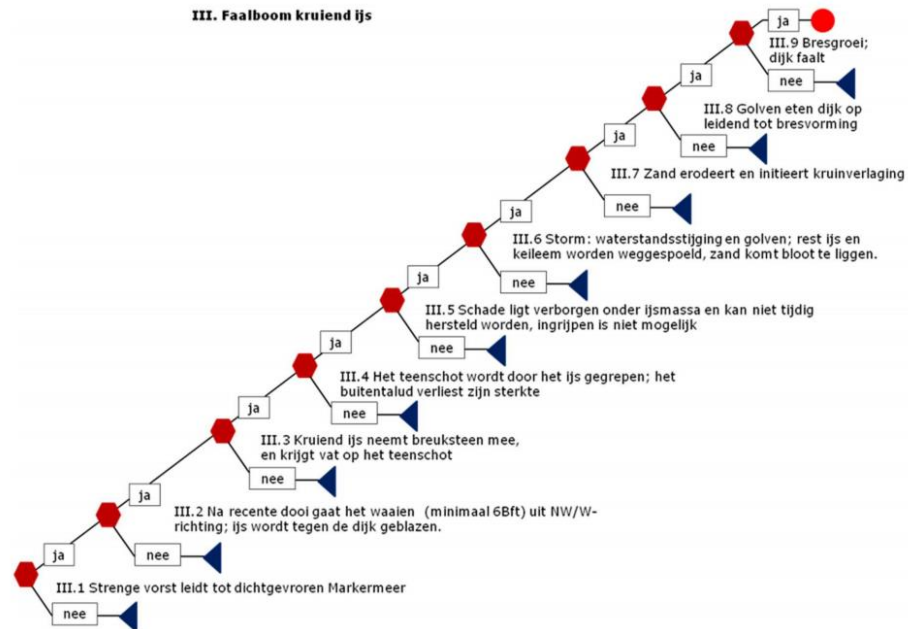
Figuur 4.4 Kruierend ijs op de IJsselmeerdijk in februari 1996. Bron: Jan Boezeman, Waterschap Zuiderzeeland.

Voor de directe faalmechanismen van de groene dijk zijn de scenario's leidend tot falen in Tabel 4.1 herkend. Het effect op de indirecte mechanismen is niet meegenomen in de kwantitatieve uitwerking van dit rapport. Deze zijn kwantitatief beschouwd voor een case in paragraaf 4.3.

Tabel 4.1 Effect van ijs op de directe faalmechanismen van de groene dijk.

Mechanisme	Effect van ijs op de conditionele kans
Overslag en erosie kruin en binnentalud (GEKB) (sectie 3.3.3)	Kruierend ijs tijdens of net na de vorstperiode beschadigt de kruin en het binnentalud. Tijdens het eerstvolgende hoogwater faalt de dijk door erosie door golfoverslag of -overloop. De erosiebestendigheid van de dijk is door de beschadigingen afgenomen.
Grasbekleding erosie buitentalud (GEBU); Golfklappen op asfaltbekleding (AGK), Stabiliteit steenzetting (ZST) (sectie 3.3.4)	Kruierend ijs tijdens of net na de vorstperiode beschadigt het buitentalud van de waterkering. Tijdens het eerstvolgende hoogwater faalt de dijk door erosie van het buitentalud door golfaanval. Schadebeelden van kruierend ijs zijn bekend uit voornamelijk het merengebied, IJsselmeer en Markermeer (Figuur 4.3). Het rivierengebied heeft een beperktere strijklengte om het ijs tegen, op en over de dijk te stuwen. In Figuur 4.5 is een uitwerking gegeven van het faalpad.

Mechanisme	Effect van ijs op de conditionele kans
Macrostabieleit binnenwaarts (STBI) (sectie 3.3.5)	De dijk bezwijkt als gevolg van de verticale (en horizontale) belasting van het kruidend ijs.
Piping en Heave (STPH) (sectie 3.3.6)	Door het ijs worden bomen op het voorland ontworteld waardoor een nieuw intredepunt voor piping ontstaat. Door het nieuwe intredepunt nemen de waterspanningen in de aquifer toe en wordt de kwelweglengte verkort.



Figuur 4.5 Faalpad van falen van de bekleding door kruidend ijs uit Hüsken (2019).

4.3 Kwantitatieve uitwerking

In deze paragraaf wordt kwantitatief een case in het bovenrivierengebied uitgewerkt. De case is gebaseerd op een dijkdoorsnede in normtraject 52-1 (op de Midden-IJssel bij kilometer 915). Merk op dat er geen uitgebreid onderzoek is gedaan naar de schematisatie van de ijsbelasting en de onderstaande resultaten slechts bedoeld zijn als indicatie.

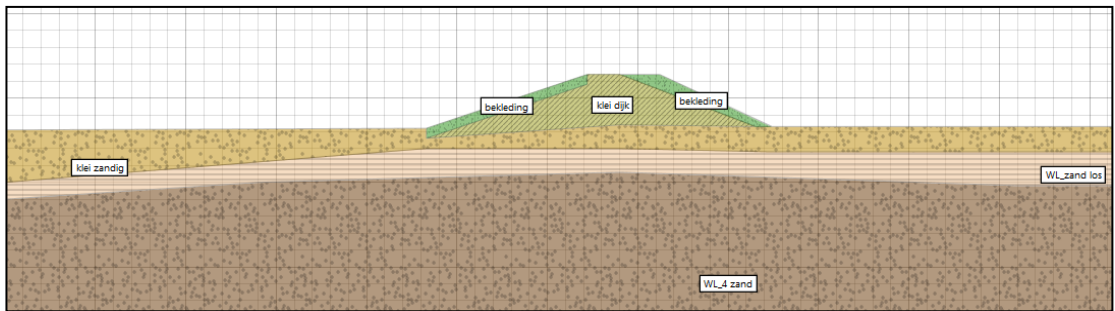
4.3.1 Case-omschrijving

De case is gebaseerd op een dijk langs de IJssel nabij Brummen. Het dijktraject heeft een norm (signaleringswaarde) van 1/3000 per jaar. Dit betekent, met inachtneming van de faalkansverdeling en de lengte-effectfactoren, de faalkanseisen per mechanisme op doorsnedeniveau als opgenomen in de onderstaande tabel.

Tabel 4.2 Faalkanseisen per mechanisme op doorsnedeniveau.

Faalmechanisme	Afkorting	Faalkanseisen op doorsnedeniveau
Grasbekleding erosie kruin en binnentalud	GEKB	$8 \cdot 10^{-5}$ per jaar
Erosie buitentalud	GEBU/ZST/AGK	$2 \cdot 10^{-5}$ per jaar
Macrostabieleit binnenwaarts	STBI	$9 \cdot 10^{-7}$ per jaar
Piping	STPH	$1 \cdot 10^{-6}$ per jaar

Het betreft een kleidijk op zand, met dunne deklaag (minder dan drie meter). De voorlandlengte is 100 meter en de dijk heeft een hoogte van NAP+11.4 meter. De dijk is beperkt overgedimensioneerd. De doorsnede van het profiel is gegeven in de onderstaande afbeelding.

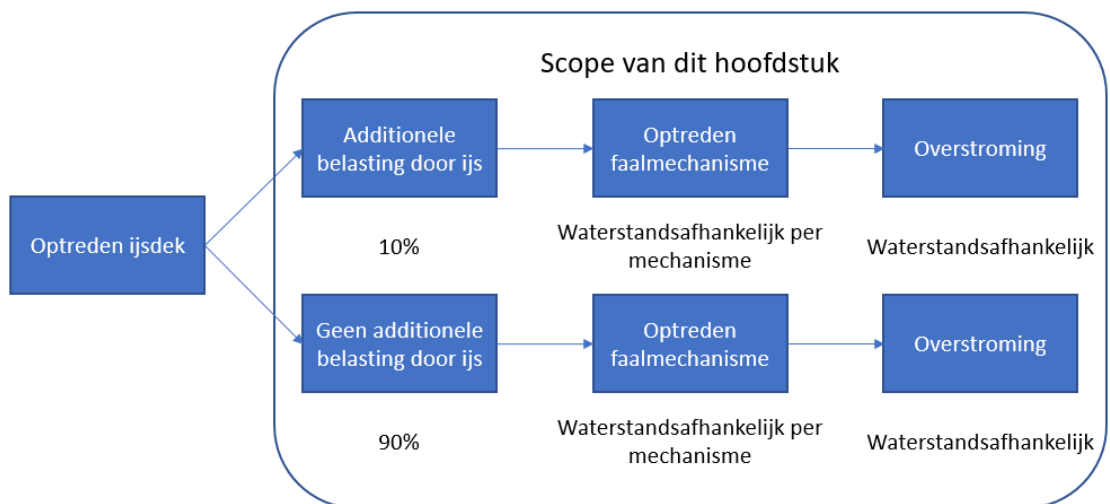


Figuur 4.6 Doorsnede van de beschouwde case. Eén rastercel is één meter.

4.3.2 Methodiek

Gegeven dat er een ijsdek is, is de kans op een overstrooming conditioneel op de rivierwaterstand bepaald. Deze conditionele kans is opgebouwd uit drie deelkans:

- 1 De kans dat het ijs leidt tot een additionele belasting op de dijk (naast een waterstandsverhoging). De additionele ijsbelasting is verschillend per faalmechanisme.
- 2 De kans dat het faalmechanisme optreedt gegeven wel of geen additionele belasting door ijs.
- 3 De kans op een overstrooming gegeven dat het initiële faalmechanisme is opgetreden. Dit verdisconteert de sterkte die de dijk nog heeft na optreden van het initiële faalmechanisme. In het WBI2017 wordt dit aangeduid als reststerkte. Hoe lager de buitenwaterstand hoe groter de reststerkte zal zijn.

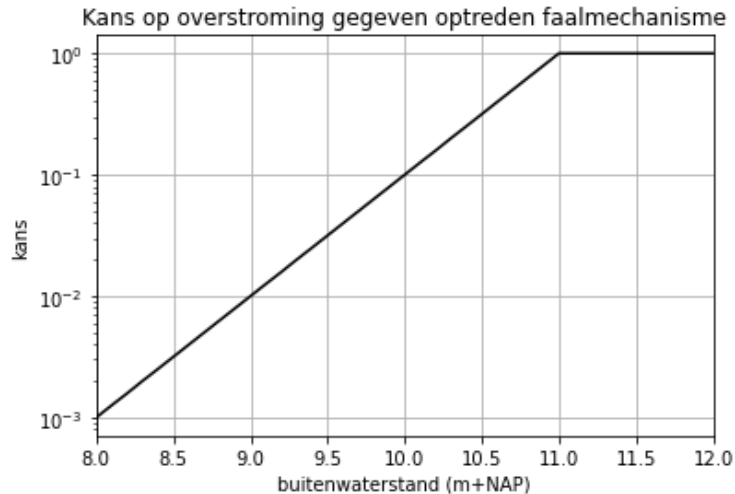


Figuur 4.7 Een overstrooming vindt plaats voor het scenario met ijsdek als er wel of geen additionele belasting is door ijs, vervolgens een faalmechanisme optreedt en ten slotte het resterende dijklichaam een overstrooming niet kan voorkomen. Het optreden van deze gebeurtenissen leidend tot een overstrooming wordt in dit hoofdstuk geïntegreerd in één fragility curve.

De kans dat er tijdens (of net na) een ijsdek op de rivier sprake is van een additionele belasting op de dijk is in deze casus aangenomen op 10%. Dit betekent dus dat er 10% kans is op kruidend ijs op de dijk, op een beschadigd binnentalud door kruidend ijs, op een beschadigde buitenbekleding door kruidend ijs of op een nieuw intredepunt voor piping door ontwortelde bomen.

De kans op het optreden van het faalmechanisme gegeven wel of geen additionele belasting door ijs is waterstandsafhankelijk en verschillend per mechanisme. Hoe groter de buitenwaterstand, hoe groter de kans van optreden van het faalmechanisme. Per waterstand kan ook het effect van een additionele ijsbelasting verschillend zijn.

De kans op een overstroming gegeven het optreden van een faalmechanisme is waterstandsafhankelijk. Bijvoorbeeld, niet elke afschuiving leidt tot een overstroming. Als er een afschuiving plaatsvindt bij een frequent hoogwater (waterstand net boven de hoogte van het voorland) is de kans op vervolgens een overstroming significant kleiner dan bij een extreem hoogwater (waterstand net onder de kruin van de dijk). Er is in deze kansinschatting niet expliciet rekening gehouden met de mogelijkheid tot herstel. In deze casus is de kans op een overstroming gegeven het optreden van het faalmechanisme meegenomen als in de onderstaande figuur.



Figuur 4.8 De aangenomen waterstandsafhankelijke kans op een overstroming gegeven het optreden van een faalmechanisme voor de beschouwde case met een kruinhoogte van 11.4 m+NAP.

De conditionele kansen op een faalmechanisme gegeven wel en geen additionele belasting door ijs zijn per direct mechanisme (GEKB, GEBU, STBI en STPH) uitgewerkt. De indirecte faalmechanismen zijn niet beschouwd. De kansen zijn geïntegreerd met de kans op een additionele belasting en de kans op een overstroming gegeven het optreden van het faalmechanisme voor het scenario met en zonder een ijsdek. Voor de mechanismen GEBU, STBI en STPH is er onderscheid gemaakt tussen een 'worst case' en 'best guess' schematisatie van de additionele belasting. Resultaat is een fragility curve (conditionele faalkans per waterstand) voor de verschillende mechanismen voor de scenario's met en zonder ijsdek op de rivier (paragrafen 4.3.3, 4.3.4, 4.3.5 en 4.3.6).

Ten slotte zijn de fragility curves per mechanisme, met de onderstaande vergelijking, geïntegreerd tot één fragility curve voor de scenario's met en zonder ijsdek (paragraaf 4.3.7). De aanname is dat de faalmechanismen gegeven de buitenwaterstand onafhankelijk zijn.

$$P(Z < 0|h) = P(Z_{GEKB} < 0|h) \cup P(Z_{GEBU} < 0|h) \cup P(Z_{STBI} < 0|h) \cup P(Z_{STPH} < 0|h) \quad (4.1)$$

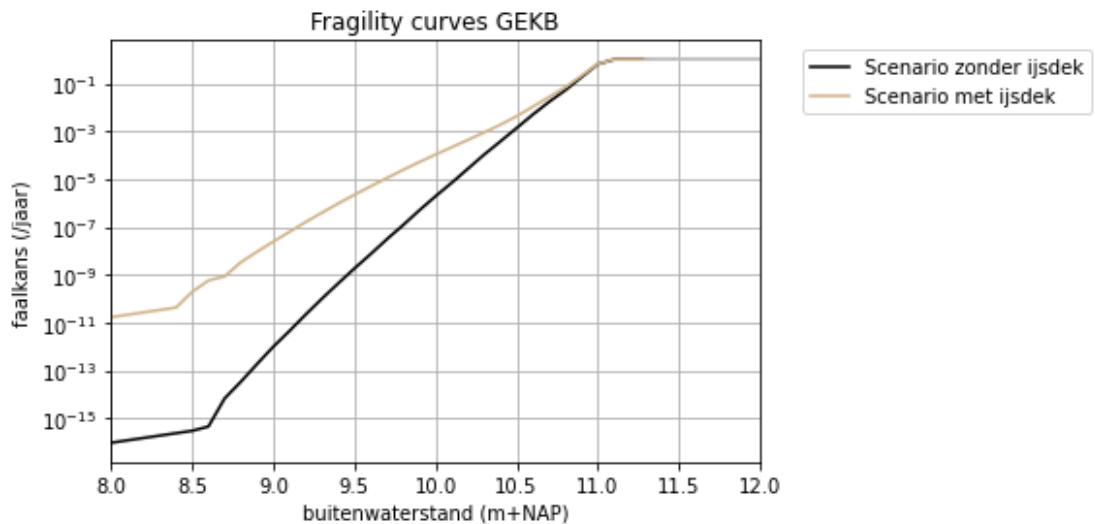
In de vergelijking is $P(Z < 0|h)$ de gecombineerde fragility curve en $P(Z_{Mechanisme} < 0|h)$ de fragility curve per mechanisme.

4.3.3 Faalmechanisme grasbekleding erosie kruin en binnentalud

Het faalmechanisme van graserosie op de kruin en binnentalud is als in WBI2017 afhankelijk gesteld van het overschrijden van een kritiek overslagdebiet. Het kritieke overslagdebiet is het overslagdebiet waarbij significante erosie van de kruin en het binnentalud wordt verwacht. Gegeven geen beschadigd binnentalud door kruierend ijs is het kritieke overslagdebiet 10 l/(s.m). Gegeven dat kruierend ijs dat over de dijk is geschoven de bekleding op het binnentalud wel beschadigt, is een kritiek overslagdebiet van 0.1 l/(s.m) aangenomen. De kans op overschrijding van het overslagdebiet gegeven de rivierwaterstand is berekend met de WBI2017-software Hydra-NL.

In deze analyse is het kritieke overslagdebiet meegenomen als determinist (in de software kan het ook als stochast worden meegenomen). Een speciale versie van Hydra-NL (versie 2.7.2) die fragility curves kan uitrekenen, is hiervoor gebruikt.

De fragility curves voor de scenario's met en zonder ijsdek op de rivier zijn opgenomen in Figuur 4.9. In deze curves is ook de kans op een additionele belasting door ijs en de kans op een overstroming gegeven het optreden van het faalmechanisme meegenomen.

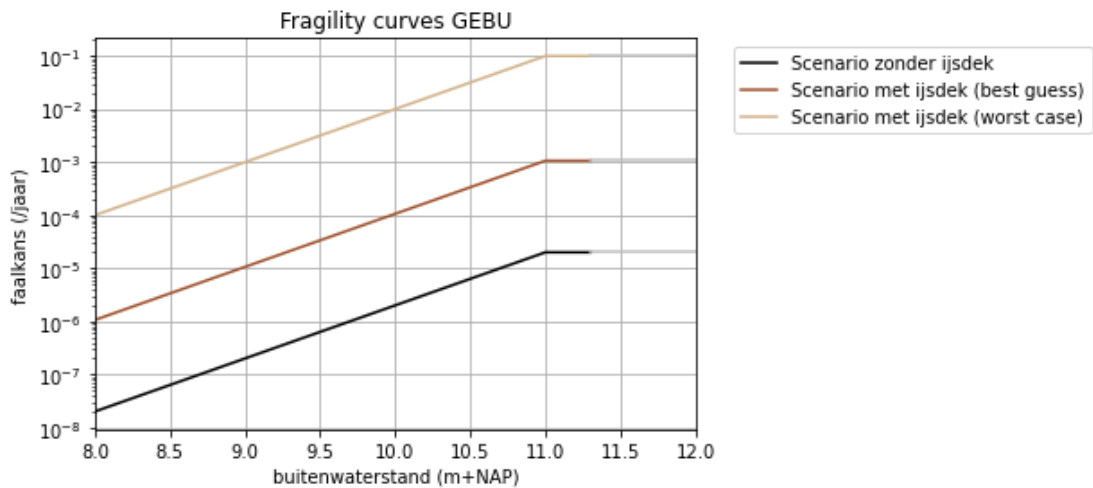


Figuur 4.9 Fragility curves – faalkans (P_f) vs. rivierwaterstand – voor mechanisme GEKB bij de scenario's met en zonder ijsdek op de rivier voor de beschouwde case. De getallen zijn opgenomen in een tabel in bijlage C.

Uit de figuur is te zien dat ijs bij lagere waterstanden een groter effect heeft op fragility curve. Bij lagere waterstanden is het relatieve verschil tussen de overschrijdingskans van 10 en 0.1 l/(s.m) golfoverslag (het kritieke overslagdebiet voor de situaties zonder en met beschadigd binnentalud door kruierend ijs) namelijk groter dan bij de hogere waterstanden. Bij lage waterstanden is een significante toename van de golfhoogte nodig om het overslagdebiet van 0.1 naar 10 l/(s.m) te verhogen. Dit is terug te zien in de overschrijdingskansen. Bij waterstanden hoger dan de kruin van de dijk (overloop) is het verschil tussen de overschrijdingskans van 10 en 0.1 l/(s.m) verwaarloosbaar.

4.3.4 Faalmechanisme erosie van het buitentalud

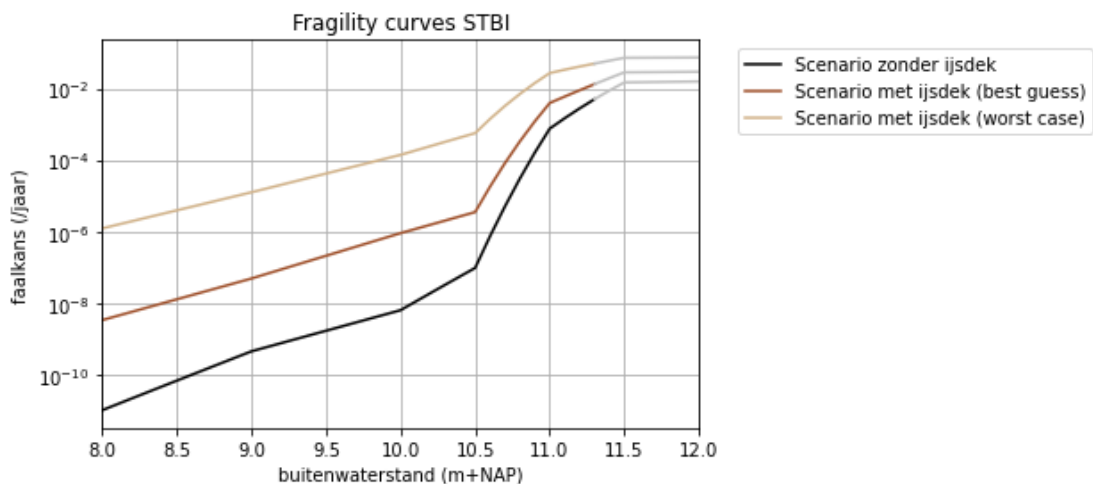
Bij dit faalmechanisme wordt de faalkans beïnvloed door kruierend ijs dat de bekleding beschadigt (Figuur 4.3). De kans op falen bij een hoogwater met golven tijdens of na de vorstperiode (vóór herstel van de bekleding) is hierdoor toegenomen. Gegeven dat het ijs de buitenbekleding heeft aangetast en er sprake is van een hoogwater faalt de dijk volgens de strikte WBI-faaldefinitie. In het geval van schade door kruierend ijs kan er bij de 'worst case' aanpak dus geen sterkte meer worden toegekend aan de dijk en zijn de conditionele faalkansen gelijk aan één ('worst case'). In werkelijkheid zal dit niet het geval zijn. Er is nog reststerkte aanwezig. De kans op bezwijken ten gevolge van significante erosie gegeven een gefaalde (gras/steen/asfalt)bekleding op het buitentalud is bepaald op basis van een versimpeld erosiemodel (gebaseerd op de basisvergelijking uit Mourik (2015), 'best guess'). De significante golfhoogte tijdens de hoogwaterpiek (één van de stochasten in het model) is onafhankelijk aangenomen van de hoogte van de hoogwaterpiek en de aanwezigheid van ijs. Voor de conditionele kansen gegeven geen ijs is aangenomen dat de kans op het faalmechanisme exact voldoet aan de faalkanseis voor GEBU. De drie fragility curves zijn opgenomen in Figuur 4.10. In deze curves is ook de kans op een additionele belasting door ijs en de kans op een overstroming gegeven het optreden van het faalmechanisme meegenomen.



Figuur 4.10 Fragility curves – faalkans (P_f) vs. rivierwaterstand (h) – voor mechanisme GEBU bij de scenario's met en zonder ijsdek op de rivier voor de beschouwde case. De getallen zijn opgenomen in een tabel in bijlage C.

4.3.5 Faalmechanisme macrostabiliteit binnenwaarts

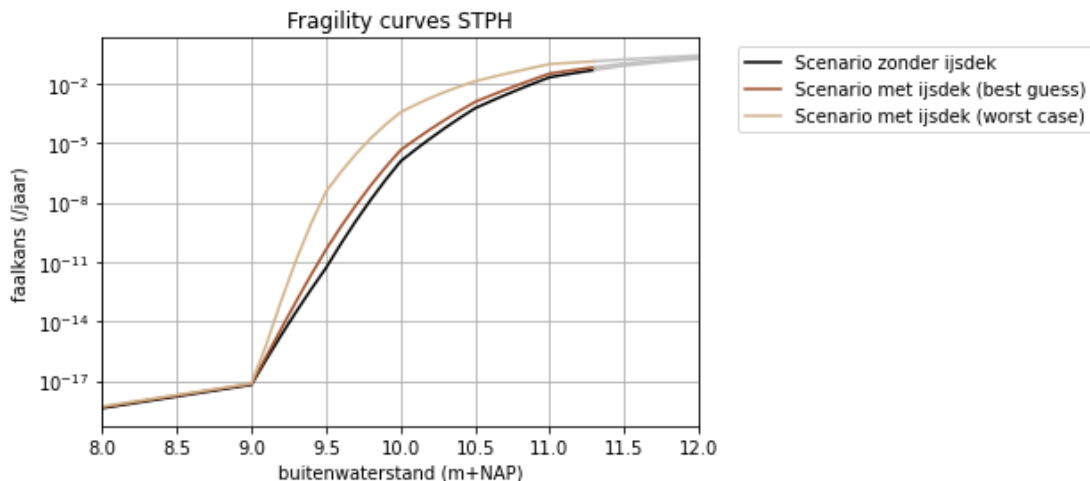
Gegeven kruierend ijs op de dijk is er een additionele bovenbelasting. Deze belasting is door Termes en Boogaard (1991b) bepaald met een bandbreedte van 2 tot 1000 kPa. In deze studie gaan we uit van 5 en 10 kPa. Met deze belasting neemt de conditionele kans op een afschuiving toe. In het merengebied is er sprake van een grote strijklengte en grote ijshoeveelheden die door wind en golven op de dijk terecht kunnen komen. Hiervan zijn recente gevallen bekend, Figuur 4.4. Voor het rivierengebied is dit minder het geval. Zodoende is geen rekening gehouden met 1000 kPa.



Figuur 4.11 Fragility curves – faalkans (P_f) vs. rivierwaterstand – voor mechanisme STBI bij de scenario's met en zonder ijsdek op de rivier voor de beschouwde case. De getallen zijn opgenomen in een tabel in bijlage C.

4.3.6 Faalmechanisme piping

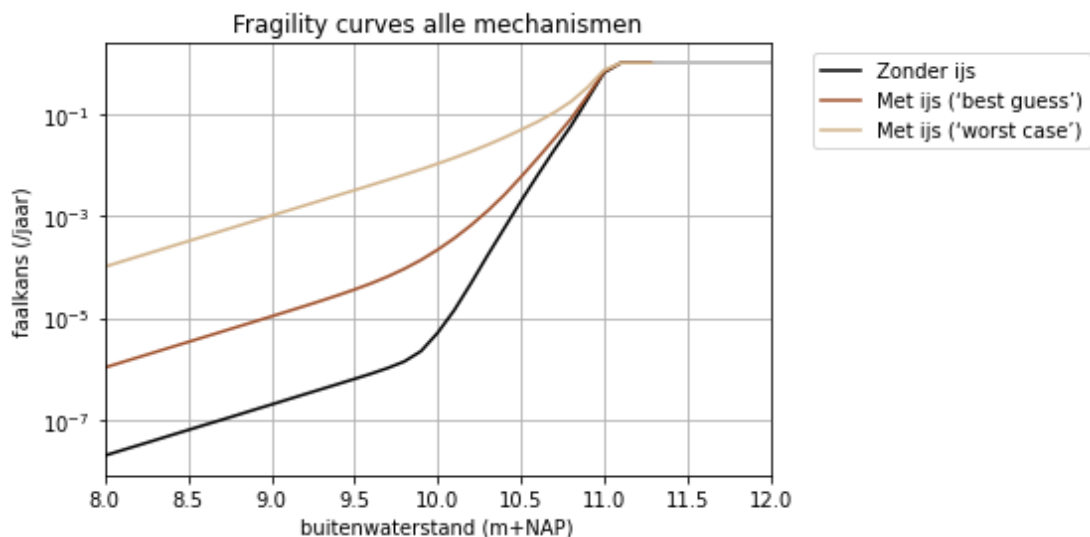
Door het ijs worden bomen op het voorland ontworteld waardoor een nieuw intredepunt voor piping ontstaat. Door het nieuwe intredepunt nemen de waterspanningen in de aquifer toe en wordt de kwelweglengte verkort.



Figuur 4.12 Fragility curves – faalkans (P_f) vs. rivierwaterstand (h) – voor mechanisme STPH bij de scenario's met en zonder ijsdek op de rivier voor de beschouwde case. De getallen zijn opgenomen in een tabel in bijlage C.

4.3.7 Gecombineerde fragility curve

Voor elk faalmechanisme is een fragility curve afgeleid. Deze zijn gecombineerd tot één fragility curve voor alle mechanismen. Hier is ook het onderscheid tussen zonder ijs, met ijs 'best guess' en met ijs 'worst case' gemaakt. De resultaten zijn opgenomen in Figuur 4.13 en in bijlage C.



Figuur 4.13 Fragility curves – faalkans (P_f) vs. rivierwaterstand – voor alle mechanismen geïntegreerd met en zonder ijsdek op de rivier voor de beschouwde case. De getallen zijn opgenomen in een tabel in bijlage C.

Gegeven een lage waterstand is het effect van een ijsbelasting relatief groot. Voor de hogere waterstanden is de overstromingskans zonder ijsbelasting al dermate groot dat het effect van ijs van beperkt belang is. Voor deze hoge waterstanden is bovendien het mechanisme graserosie kruin en binnentalud (GEKB, ook wel faalmechanisme 'hoogte' genoemd) dominant. Voor GEKB is het effect van de ijsbelasting beperkt voor de hoge waterstanden, als uiteengezet in paragraaf 4.3.3.

4.4 Conclusie

Dit hoofdstuk geeft een beknopte kwalitatieve en kwantitatieve uitwerking van het effect van een ijsdek op de rivier op de conditionele faalkans van de dijk. Het kwantitatieve gedeelte betreft een studie met grove aannamen met als doel een indicatie te geven van het effect van ijs op de conditionele faalkans. Belangrijke aannamen zijn naast de schematisatie van de belasting een aangenomen kans van 10% op een additionele belasting door ijs gegeven dat er een ijsdek op de rivier aanwezig is. Bijvoorbeeld, in de berekeningen van de bekleding is aangenomen dat gegeven een ijsdek op de rivier er een 10% kans is op een beschadigde bekleding als in Figuur 4.3. Het resultaat van dit hoofdstuk zijn de conditionele faalkansen van de dijk voor de scenario's met en zonder ijsdek op de rivier. De conditionele faalkansen met ijsdek zijn grofweg één à drie ordes van grootte groter dan de conditionele faalkansen zonder ijsdek. De kans op ijsbelasting tijdens een hoogwaterpiek moet dus kleiner zijn dan 10^{-1} à 10^{-3} (afhankelijk van het illustratiepunt van de waterstand) om de kansbijdrage van ijs op de overstromingskans te kunnen verwaarlozen.

In de integratie van de fragility curves, hoofdstuk 6.4.2, is de fragility curve van de 'best guess' met ijs aangehouden gegeven dat er een ijsdek aanwezig is. De fragility curves zonder ijs en voor de 'worst case' met ijs zijn aangehouden als onder- en bovengrens.

5 Opstuwing door ijsdek

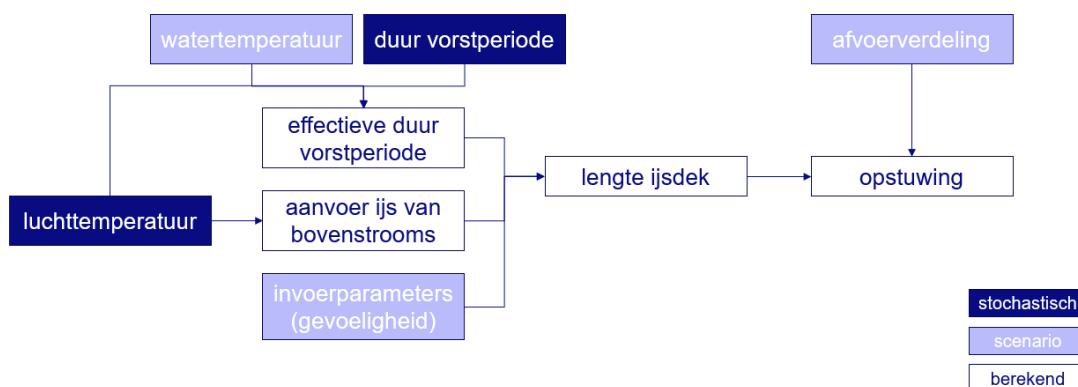
Dit hoofdstuk beschrijft de ontwikkeling van een model voor het bepalen van de opstuwing ten gevolge van een ijsdek. In dit model wordt de opstuwing bepaald met een stuwkromme op basis van de lengte van een ijsdek (als gevolg van de vorstperiode) en de (maximale) rivierafvoer terwijl dit ijsdek er ligt. Het model wordt beschreven in sectie 5.1. Een applicatie van het model wordt gegeven in sectie 5.2.

5.1 Beschrijving model

5.1.1 Model voor het berekenen van de opstuwing door een drijvend ijsdek

Paragrafen 5.1.2 tot 5.1.6 beschrijven in het kort hoe ijs op de Nederlandse rivieren ontstaat. Voor een beter overzicht geeft Figuur 5.1 hieronder alvast schematisch het model weer waarmee de opstuwing door een drijvend ijsdek is berekend. Invoer voor het model zijn de watertemperatuur aan het begin van een vorstperiode (paragraaf 2.3 en paragraaf 5.1.5) en de duur en gemiddelde luchttemperatuur van een vorstperiode (paragraaf 2.1.1). Afhankelijk van de watertemperatuur aan het begin wordt de duur van de vorstperiode ingekort tot een voor ijsgroei effectieve duur (paragraaf 5.1.5). De luchttemperatuur bepaalt de ijsaanvoer van bovenstrooms, samen met een aantal overige parameters, waarvoor aannames zijn gemaakt (paragraaf 5.1.4). De aanvoer van ijs en de effectieve duur van de vorstperiode bepalen de lengte van het ijsdek dat ontstaat (paragraaf 5.1.4). Bij het berekenen van de lengte van het ijsdek gaan we ervan uit dat de afvoer tijdens een vorstperiode vrij laag is, in de veronderstelling dat er dan bovenstrooms in Duitsland ook lage temperaturen heersen en neerslag alleen in de vorm van sneeuw valt. Voor de berekening van de aangroei van het ijsdek is daarom een stroomsnelheid gebruikt die hoort bij een afvoer van 2.000 m³/s bij Lobith. Deze is uit een SOBEK-berekening gehaald (paragraaf 5.1.7).

De lengte van het ijsdek wordt bepaald voor verschillende combinaties van luchttemperatuur en duur van de vorstperiode (stochastisch) en voor verschillende scenario's van de watertemperatuur (huidig of na klimaatverandering met of zonder verandering van de warmtelozingen bovenstrooms, paragraaf 5.1.5). Voor alle ijsdeklengtes wordt de opstuwing berekend volgens de aanpak uit paragraaf 5.1.6. Dit gebeurt voor een bandbreedte aan hoogwaterafvoeren die tijdens of direct na afloop van een vorstperiode kunnen optreden. Op die manier kan de resulterende waterstand gekoppeld worden aan het optreden van een vorstperiode met bepaalde duur en gemiddelde temperatuur en een ingegeven hoogwaterafvoer.



Figuur 5.1 Schematische weergave van het model waarmee de opstuwing door een drijvend ijsdek is berekend.

Een ijsdek wordt volgens dit model langer bij een lagere temperatuur of langere duur van de vorstperiode. En hoe langer het ijsdek benedenstrooms van een dijktraject hoe groter de opstuwing. Echter gaan we wel uit van een maximum ijsdeklengte. Het ijs reikt niet verder benedenstrooms dan de monding in het Ketelmeer (IJssel) of het kenterpunt van het getij⁵.

Bij een ijsdek tot dicht bij de IJsselkop of Pannerdensch Kop wordt ook de afvoerdeling beïnvloed. Oudshoorn (1970) rapporteert dat door een ijsdek de afvoerdeling verandert van 6:2:1 naar 4:2:1. Hoe dit in een scenario meegenomen kan worden moet nog verder worden uitgewerkt. Hetzelfde geldt voor de opstuwing die een ijsdam zou veroorzaken. Een ijsdam zit in tegenstelling tot een drijvend ijsdek vast in verticale richting.

5.1.2 **Ontstaan van ijs**

Klaassen (1976) beschrijft het ontstaan van ijs op de Nederlandse rivieren in detail. Samengevat kan onderscheid worden gemaakt in de volgende fases:

- 1 afkoelen van het water naar een temperatuur $< 0^{\circ}\text{C}$,
- 2 vorming van ijskristallen,
- 3 aangroei of samenklonteren van de ijskristallen tot drijfijis,
- 4 vastzetten van het drijfijis in een zone waar aangevoerd ijs accumuleert zoals in stroomversmallingen en bij doorvoerbelemmerende objecten in de stroming (pijlers, onregelmatige oevers, afwijkend aangestroomde kribben,..), in het kenteringsgebied van het getij of bij een monding in een meer,
- 5 aangroei van een vast ijsdek in bovenstroomse richting.

Met een vast ijsdek wordt daarbij bedoeld dat het ijs zich niet verplaatst in horizontale richting. Vaak zitten er breuken tussen het ijs dat vastzit aan de rivierbedding of oever en het ijs dat drijft. In dat geval is er sprake van een drijvend ijsdek, dat in verticale richting meebeweegt met de waterstand. Een stationair ijsdek zit ook in verticale richting vast en kan ontstaan bij stevige vorst. In deze studie gaan we, net als Klaassen (1976), er van uit dat er een drijvend ijsdek ontstaat.

5.1.3 **Ontstaan van drijfijis en vastzetten van een drijvend ijsdek**

Het ontstaan van drijfijis is afhankelijk van de luchttemperatuur in de vorstperiode, de watertemperatuur aan het begin van de vorstperiode en andere meteorologische factoren (Klaassen, 1976). In het model wordt uitgegaan van een constante aanvoer van drijfijis vanaf de aanvang van de vorstperiode. Dit staat uitgewerkt in sectie 5.1.4.

Er is een bepaalde bezetting met drijfijis nodig voordat het kan vastzetten. In de literatuur worden verschillende minimale ijsbezettingen (de fractie van het wateroppervlak dat bedekt is met ijs) genoemd (minimaal 80% volgens Wijbenga (1993), in het geval van grote ijsschotsen al vanaf 50% volgens Beltaos (1995)).

In deze studie wordt aangenomen dat het ijs zich meteen na afkoeling van het water op 0°C vastzet. Dit stelt een "worst case" voor, omdat er normaliter enige tijd zal vergaan voordat de ijsbezetting voldoende is voor het vastzetten van het drijfijis.

⁵ In het model zijn voor deze punten de volgende rivierkilometers aangehouden waar in het SOBEK-model de stroomsnelheid bij laagwater sterk afneemt: km 940 op de Waal, km 947 (stuw Hagestein) op de Lek en km 993 op de IJssel. Zie ook paragraaf 3.2.

5.1.4 Groei van het vaste ijsdek

Zolang de temperatuur laag genoeg is groeit het vaste ijsdek in bovenstroomse richting door aanvoer van drijfijis. De snelheid van de aangroei u_p is afhankelijk van de aanvoer van drijfijis van bovenstrooms, die word gedefinieerd door de ijsbezetting, de stroomsnelheid van het drijfijis en de dikte van het drijfijis in verhouding tot het ijsdek (Dijkstra, 2012).

$$u_p = \frac{-Q_{ijs}}{Bd_i - NBd_d}, \quad (5.1)$$

waarin ...

- Q_{ijs} = instroom van drijfijis van bovenstrooms (m³/s)
- B = breedte van het wateroppervlak (m)
- d_i = dikte van het vaste ijsdek (m)
- N = ijsbezetting (-)
- d_d = dikte van het drijfijis (m)

Dijkstra (2012) leidt de volgende formule af voor de toevoer van drijfijis van bovenstrooms:

$$Q_{ijs} = uBd_d \left[1 - e^{\frac{-T_l C_w}{\rho_{ijs} \lambda u d_d} x} \right], \quad (5.2)$$

waarin

- u = snelheid van het drijfijis (m/s)
- T_l = luchttemperatuur (°C)
- C_w = warmteoverdrachtscoëfficiënt voor water = 20 W/(m² °C)
- x = lengte van het traject bovenstrooms waarin ijs wordt geproduceerd
- ρ_{ijs} = dichtheid van ijs = 920 kg/m³
- λ = latente voedingswarmte van ijs = 3,34 10⁵ J/kg

Om de toevoer van drijfijis en de snelheid van aangroei te kunnen berekenen moeten er meerdere aannames worden gemaakt:

- dikte drijfijis: 0,25 m
Dit is de waarde waarmee Klaassen (1976) rekent.
- stroomsnelheid van het ijs: gelijk aan de stroomsnelheid van het water. Dit is niet per definitie het geval, omdat de snelheid van het ijs ook sterk door de wind wordt beïnvloed (Dijkstra, 2012). We gaan in deze studie dus eigenlijk ervan uit dat er geen wind is. Bovendien wordt in deze studie de profielgemiddelde stroomsnelheid van het water gebruikt (uit modelberekeningen, zie paragrafen 5.1.1 en 5.1.7). Aan het wateroppervlak, waar het ijs zit, stroomt het echter in werkelijkheid harder dan de gemiddelde snelheid.
- lengte van het traject waarop drijfijis ontstaat: 100 km
Hierbij gaan we ervan uit dat, als het in Nederland vriest, er ook in Duitsland langs een significant stuk van de Niederrhein vorst heerst.
- bezettingsgraad met ijs: 80%
Volgens Klaassen (1976) is dat een redelijke aanname. Het past ook bij de minimale ijsbezetting voor het vastzetten van het ijs die Wijbenga (1993) noemt (zie paragraaf 5.1.4).
- dikte van het ijsdek: 0.3 m
Deze waarde is gebruikt als een afregelparameter. Hij is dusdanig ingesteld dat met bovengenoemde aannames voor de overige parameters aangroeisnelheden van het ijsdek worden bereikt die passen bij gerapporteerde waardes. Dit wordt in de volgende alinea beschreven. In werkelijkheid is het ijs mogelijk dikker, en ook met andere combinaties van waardes voor bovengenoemde parameters kan een vergelijkbaar resultaat worden behaald.

De gevoeligheid van de berekende aangroeisnelheid en resulterende lengte van het vaste ijsdek voor de aannames wordt gepresenteerd in bijlage D. De berekende aangroeisnelheid wordt vergeleken met de historisch gerapporteerde aangroeisnelheden (zie paragraaf 3.2). De historische waarden geven een duidelijk onderscheid in snelheid over de verschillende riviertakken. Deze variatie tussen de takken wordt met bovengenoemde aanpak niet bereikt. De snelheden op de verschillende takken zijn ongeveer gelijk. De variatie tussen de takken kan veroorzaakt worden door een ongelijkmatige verdeling van ijs over de splitsingspunten. Die verdeling wordt bepaald door lokale stromingsomstandigheden en wind. Met de bovengenoemde formules en parameterwaarden wordt voor een gemiddelde luchttemperatuur van -3°C (vergelijkbaar met de winter in 1940) een aangroeisnelheid van ongeveer 0,9 km/uur bereikt op alle takken.

De groei van het ijs in de dikte kan ook worden berekend. Dit is hier niet gedaan, omdat het niet relevant is voor de opstuwing die het ijs veroorzaakt.

5.1.5 Invloed van de temperatuur op de groei van het ijsdek

In sectie 2.3 (en bijbehorende synthese in bijlage B.2) wordt een relatie beschreven tussen de watertemperatuur bij Lobith en de luchttemperatuur en afvoer bij Lobith in de voorafgaande periode (zie bijlage B.2 voor meer details):

$$T_w = 0,526T_{1,13d \text{ moving average}} - 0,000164Q_{Lobith, 7d \text{ moving average}} + 4,61 \quad (5.3)$$

Deze is gebruikt om de watertemperatuur aan het begin van de vorstperiode te bepalen. Daarbij gaan we ervan uit dat de afvoer tijdens een vorstperiode vrij laag is, in de veronderstelling dat er dan bovenstrooms in Duitsland ook lage temperaturen heersen en neerslag alleen in de vorm van sneeuw valt. Voor de berekening van de watertemperatuur is daarom een afvoer van 2.000 m³/s bij Lobith gebruikt. Figuur 5.3 laat zien dat deze formule realistische waardes geeft, als voor de luchttemperatuur een 13 daags gemiddelde bij De Bilt wordt gebruikt.

Voor de berekening van de ijsonwikkeling en de daaruit resulterende opstuwing is voor de luchttemperatuur voorafgaand aan de vorstperiode $T_l = 3^\circ\text{C}$ aangenomen⁶. De watertemperatuur voorafgaand aan de vorstperiode wordt daarmee 5,9°C (voor het huidige klimaat en huidige warmtelozingen bovenstrooms).

Ijs kan pas ontstaan als de watertemperatuur onder de nul graden gedaald is. Figuur 5.2 geeft een relatie voor de dagelijkse verandering van de watertemperatuur ΔT_w als functie van het verschil tussen lucht- (T_l) en watertemperatuur (T_w) voor de Rijn bij Lobith (uit Klaassen, 1976). Uit deze figuur is de volgende lineaire relatie afgeleid:

$$\Delta T_w = 0,1 + 0,11(T_l - T_w) \quad (5.4)$$

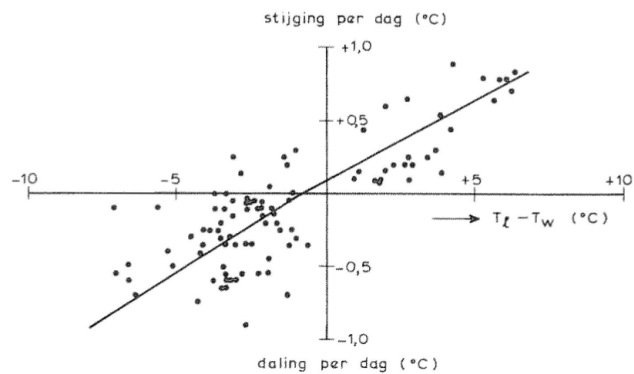
Met behulp van deze relatie kan worden berekend hoe lang het duurt totdat het water is afgekoeld naar 0°C. Van de totale duur van een vorstperiode moet de duur van het afkoelen worden afgetrokken om te komen tot een duur van de vorstperiode die relevant is voor ijsgroei. Dit model levert waardes die voor de IJssel goed overeenkomen met het aantal dagen dat Klaassen (1976) presenteert voor de winters 1890/91 t/m 1962/63 (Figuur 5.4).

⁶ De gemiddelde luchttemperatuur in Nederland is in januari 3,1°C en in februari 3,3°C.

<https://www.knmi.nl/nederland-nu/klimatologie/maand-en-seizoensoverzichten/2020/winter>

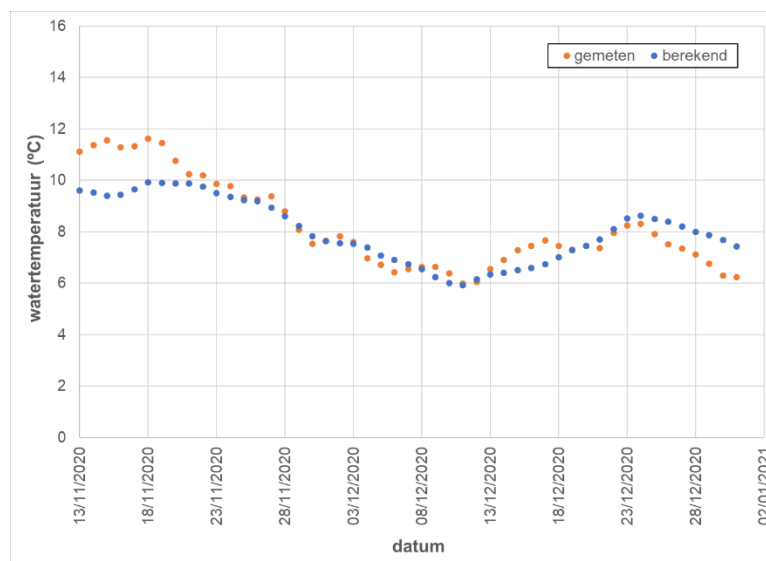
⁷ Deze regressielijn loopt niet door het nulpunt, wat impliceert dat de luchttemperatuur ongeveer 1°C lager moet zijn dan de watertemperatuur, wil er afkoeling van het water optreden. De mogelijke oorzaken daarvan worden in Wemelsfelder (1940) en Klaassen (1976) bediscussieerd.

De duur van de aanwezigheid van het vaste ijsdek wordt ook bepaald door de snelheid van de opwarming na afloop van de vorstperiode: Hoe lang na afloop van een vorstperiode blijft het ijsdek nog bestaan? Dit is in deze studie niet meegenomen om het aantal stochasten beperkt te kunnen houden. Er wordt in deze studie van uitgegaan dat het vaste ijsdek na afloop van de vorstperiode niet verder groeit in lengte.

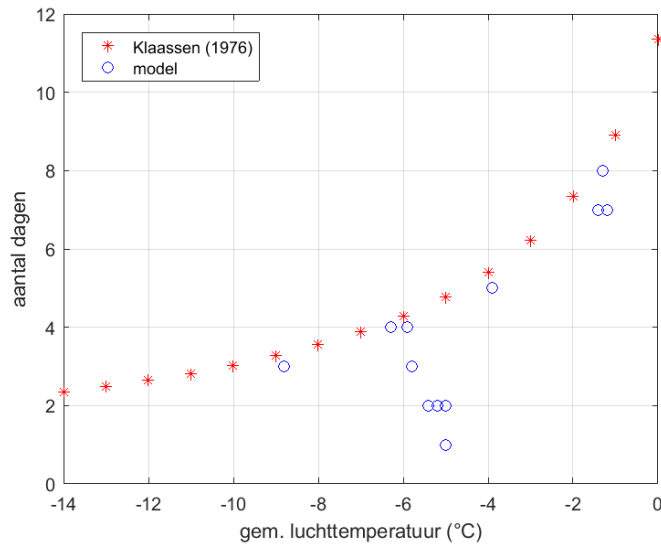


(a) Rijn bij Lobith, 1959, april ... september

Figuur 5.2 Snelheid van de verandering van de watertemperatuur als functie van het verschil tussen lucht- en watertemperatuur (uit Klaassen, 1976).



Figuur 5.3 Verloop van de watertemperatuur tussen 13/11/2020 en 31/12/2020. Oranje stippels: gemeten (bron: Waterinfo RWS), blauwe stippels: berekend (met 13d-gemiddelde luchttemperaturen bij De Bilt, bron: KNMI, en voor $Q = 2.000 \text{ m}^3/\text{s}$).



Figuur 5.4 Aantal dagen tussen het begin van een vorstperiode en het optreden van drijfijis zoals gerapporteerd voor de IJssel en de winters 1890/91 t/m 1962/63 (Klaassen, 1976) vergeleken met boven beschreven model (waarin wordt aangenomen dat het ijs zich meteen na afkoeling van het water op 0°C vastzet, en het moment van optreden van drijfijis dus gelijk gezet is aan het moment waarop een vast ijsdek begint te groeien).

5.1.6 Opstuwing door ijs

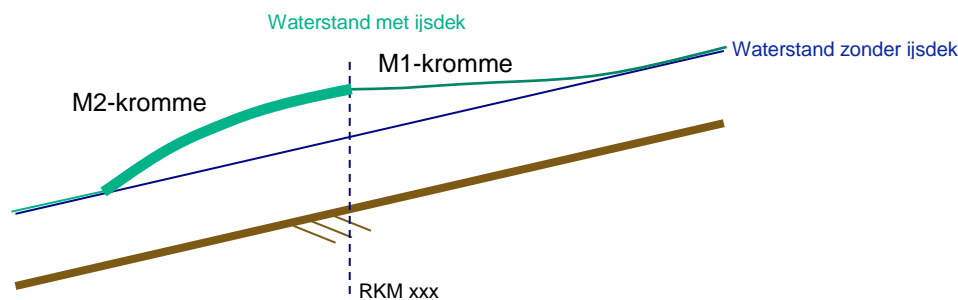
Door het vaste ijsdek neemt de hydraulische straal af, doordat de natte omtrek van de dwarsdoorsnede groter wordt. De hydraulische weerstand neemt toe door de wrijving tussen water en ijsdek. Dit zorgt voor een stijging van de waterstand ten opzichte van de waterstand in open water.

De overgang van een rivier zonder ijsdek naar een rivier met ijsdek gebeurt met een M2-stuwkromme (Figuur 5.5), die de waterdiepte richting de nieuwe evenwichtsdiepte (met ijs) brengt. Afhankelijk van de lengte van het ijsdek bereikt de opstuwing wel of niet de evenwichtsdiepte. Klaassen (1976) leidt voor een rechthoekig dwarsprofiel een verhouding tussen de evenwichtsdiepte in situaties met ijs (2) en zonder ijs (1) af:

$$\frac{h_2}{h_1} = 1,26 \left(\frac{C_1}{C_2} \right)^{2/3} \quad (5.5)$$

Voor verschillende lengtes van het ijsdek en willekeurige dwarsprofielen kan de opstuwing dh langs de stuwkromme als volgt worden berekend in stappen van dx (De Vriend et al., 2006):

$$\left[1 - \frac{Q^2}{gA^3} \frac{\partial A}{\partial h} \right] \frac{dh}{dx} = i_b \left[1 - \frac{Q^2}{C^2 A^2 Ri_b} \right] \quad (5.6)$$



Figuur 5.5 Schematische weergave van de gewenste uitkomsten bij een ijsdek tot locatie RKM xxx.

De afvoer in de situatie met ijs wordt als gelijk aan de afvoer in de situatie zonder ijs verondersteld. De hydraulische parameters

$$A(h), \frac{\partial A}{\partial h}(h) \text{ en } R(h) \quad (5.7)$$

worden uit bestaande SOBEK-berekeningen (De Jong, 2020) met het model voor de Rijntakken (sobek-rijn-j19_5-v1) gehaald (paragraaf 5.1.7). Daarbij is gebruik gemaakt van de benadering voor een brede rivier dat

$$R_1 = h_1 \quad (\text{zonder ijsdek}) \quad (5.8)$$

Het SOBEK-model bevat de vrije afstroming en houdt nog geen rekening met een ijsdek. Bij het bepalen van de opstuwing door ijs wordt verondersteld dat

$$R_2 = 0,5 \cdot h_2 \quad (\text{met ijsdek}) \quad (\text{benadering voor een rechthoekig dwarsprofiel}) \quad (5.9)$$

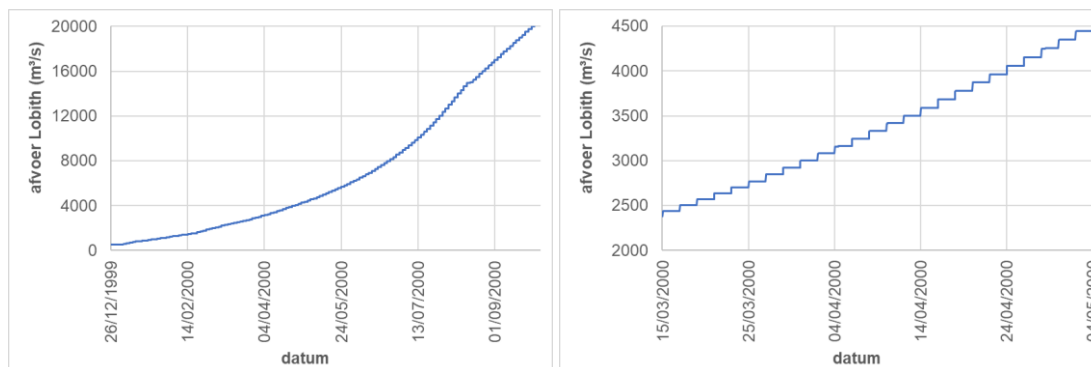
Deze formulering gaat ervan uit dat het volledige wateroppervlak een ijsdek bevat. Als een ijsdek alleen in het zomerbed actief zou zijn (bijvoorbeeld als de afvoer na vorming van het ijsdek stijgt naar een hoogwaterafvoer), dan zou dit resulteren in een factor tussen 0,5 en 1,0, afhankelijk van de lokale geometrie.

Het oppervlak als functie van de waterdiepte en de verandering van het oppervlak met de waterdiepte zijn in de situatie met ijs gelijk aan de situatie zonder ijs. De stuwkromme is berekend met $dx = 200$ m, uit een test naar de roosterconvergentie bleek dit nauwkeurig tot op orde 2 cm ten opzichte van een berekening met $dx = 5$ m.

In deze aanpak wordt ervan uitgegaan dat de afvoerverdeling tussen zomer- en winterbed in de situatie met ijs gelijk is aan de situatie zonder ijs. Als bijvoorbeeld door ijsvorming in de uiterwaarden de doorstroming van de uiterwaarden sneller afneemt, leidt dat tot extra opstuwing ten opzichte van deze aanpak.

5.1.7 SOBEK-berekening

In bovengenoemd SOBEK-model is de operationele stuwsturing verwijderd om de stuwen op de Neder-Rijn open te zetten, omdat dit naar verwachting in geval van ijsvorming ook in de realiteit zal gebeuren. Met het model is een berekening uitgevoerd voor een groot aantal quasi-stationaire afvoeren bij Lobith. De afvoeren variëren tussen 500 m³/s en 20.000 m³/s bij Lobith in stappen van ongeveer 150 m³/s.



Figuur 5.6 Afvoerhydrograaf die in de SOBEK-berekening is gebruikt als bovenstroomse randvoorwaarde. Links: volledige hydrograaf. Rechts: zoom op een deel van de hydrograaf waarin de quasi-stationaire afvoerstappen zichtbaar worden.

5.2 Opstuwing door vast ijsdek

5.2.1 Opstuwing en ijsdeklengtes in de huidige situatie

In eerste instantie is voor elke locatie⁸ langs de Rijntakken bepaald hoe lang het drijvend ijsdek zou worden voor alle verschillende combinaties van duur en gemiddelde luchttemperatuur van een vorstperiode. De lengte van het drijvend ijsdek is daarbij gemaximaliseerd tot de afstand van de desbetreffende locatie tot het punt waar het ijsdek uiterlijk kan beginnen. Dat is het punt waar zich naar verwachting het drijfijis vastzet (zie ook sectie 3.2). Gekozen is voor:

- Waal/Boven Merwede: rkm 940. Vanaf hier neemt de stroomsnelheid bij laagwater sterk af en is het kenteringsgebied van het getij.
- Neder-Rijn/Lek: rkm 947 (stuw Hagestein). Bij open stuw komt het getij iets verder, maar Hagestein lijkt een goede keuze omdat de stuw een vernauwing van het dwarsprofiel veroorzaakt vanwege de pijlers.
- IJssel: rkm 993. Dit is enkele kilometers bovenstrooms van de monding in het Ketelmeer. Vanaf hier neemt de stroomsnelheid bij laagwater sterk af.

In beide stappen (bepalen lengte ijsdek en bepalen waterstand met ijs) is voor elk punt als benadering ervan uitgegaan dat de stromingscondities en het dwarsprofiel – dus ook $A(h)$, $\frac{\partial A}{\partial h}(h)$ en $R(h)$ – benedenstrooms gelijk zijn aan die van de beschouwde rivierkilometer. De gekleurde stippels in Figuur 5.7 tonen de berekende waterstanden op de IJssel voor drie combinaties van gemiddelde luchttemperatuur en duur van de vorstperiode en voor verschillende hoogwaterafvoeren. N.B.: De stippels voor één hoogwaterafvoer vormen samen **geen** waterstandsverhanglijn. Het zijn individuele berekeningen van waterstanden, gegeven een bepaalde ijsdeklengte benedenstrooms van elke stip. De relatief grote variatie in waterstanden ontstaat door de grote variatie in de dwarsprofielen, met name de grote variatie in de functie $A(h)$ langs de rivier. Een breed dwarsprofiel leidt tot minder opstuwing dan een smal dwarsprofiel. Dit wordt nader uitgelegd in bijlage D.2, waar ook langsprofielen van de hydraulische grootheden A , $\frac{\partial A}{\partial h}$ en R voor verschillende afvoeren bij Lobith worden getoond. In principe zou het beter zijn om met gemiddelde waarden voor deze grootheden, bijvoorbeeld gemiddeld over 10 km benedenstrooms van de beschouwde locatie, te rekenen. Gezien de aard van de variatie in met name het doorstroomd oppervlak $A(h)$ (en daardoor ook de $\frac{\partial A}{\partial h}$) leek het echter niet goed om dat te doen. De variatie ontstaat namelijk doordat er in sommige profielen in het SOBEK-model grote oppervlaktes in de uiterwaarden bij overschrijden van een bepaalde waterstand (b.v. de kruinhoogte van een zomerkade) in één keer bij het profiel worden geteld⁹.

⁸ Elke uitvoerlocatie uit het SOBEK3-model (reach location)

⁹ Dit gebeurt met de "summer dike" optie in SOBEK.

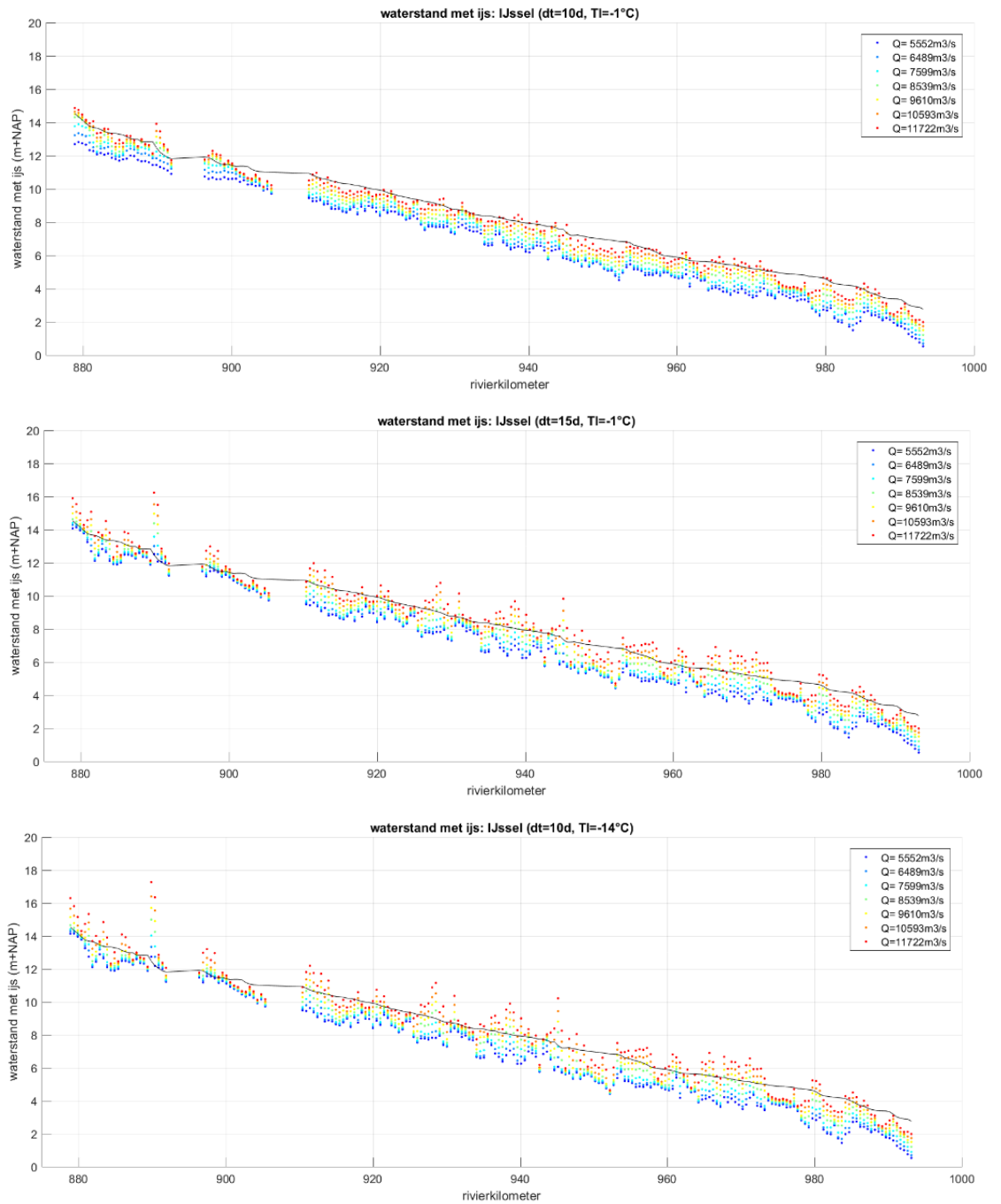
De drempelwaterstanden en de grootte van de aanvullende oppervlaktes kunnen langs een riviertak sterk verschillen (zie bijvoorbeeld in de vergelijking van twee profielen op de Bovenrijn in Figuur E.2). In plaats daarvan wordt aanbevolen om voor de verdere analyse alleen naar locaties met een gemiddelde opstuwing te kijken en de grotere uitschieters (naar boven en naar beneden) buiten beschouwing te laten.

Figuur 5.7 laat ook de berekende waterstanden zonder ijs voor een afvoer bij Lobith van 16.000 m³/s zien. Dit om een indruk te geven van de invloed van de opstuwing door een drijvend ijsdek. Zoals verwacht ontstaat door een lagere luchttemperatuur of langere vorstperiode een langer ijsdek, waardoor de opstuwing groter wordt. Figuur 5.7 (onder) toont de maximale waterstand die kan worden bereikt. Voor deze combinatie van gemiddelde luchttemperatuur en duur van de vorstperiode wordt op alle locaties de maximale ijsdeklengte bereikt, dat wil zeggen dat het ijsdek vanaf de locatie van elke stip tot aan de monding in het Ketelmeer reikt. In dat geval komen de waterstanden op meerdere locaties al bij hoogwaterafvoeren van orde 8.000 m³/s bij Lobith in de buurt van de vroegere maatgevende waterstanden. De opstuwing ten opzichte van de situatie zonder ijs ligt dan bij orde 1 m. Dat past bij observaties uit de ijswinter 1940/41 zoals gerapporteerd door Klaassen (1976) (verschil tussen de topstandslijn met ijsdek en de waterstandslijn uit betrekkinglijnen in Figuur 5.10). Ter vergelijking: de decimeringshoogte¹⁰ voor waterstanden bedraagt op de IJssel orde 0,7 m. Dit is ook de gemiddelde decimeringshoogte voor de Bovenrivieren (Witteveen + Bos, 2008).

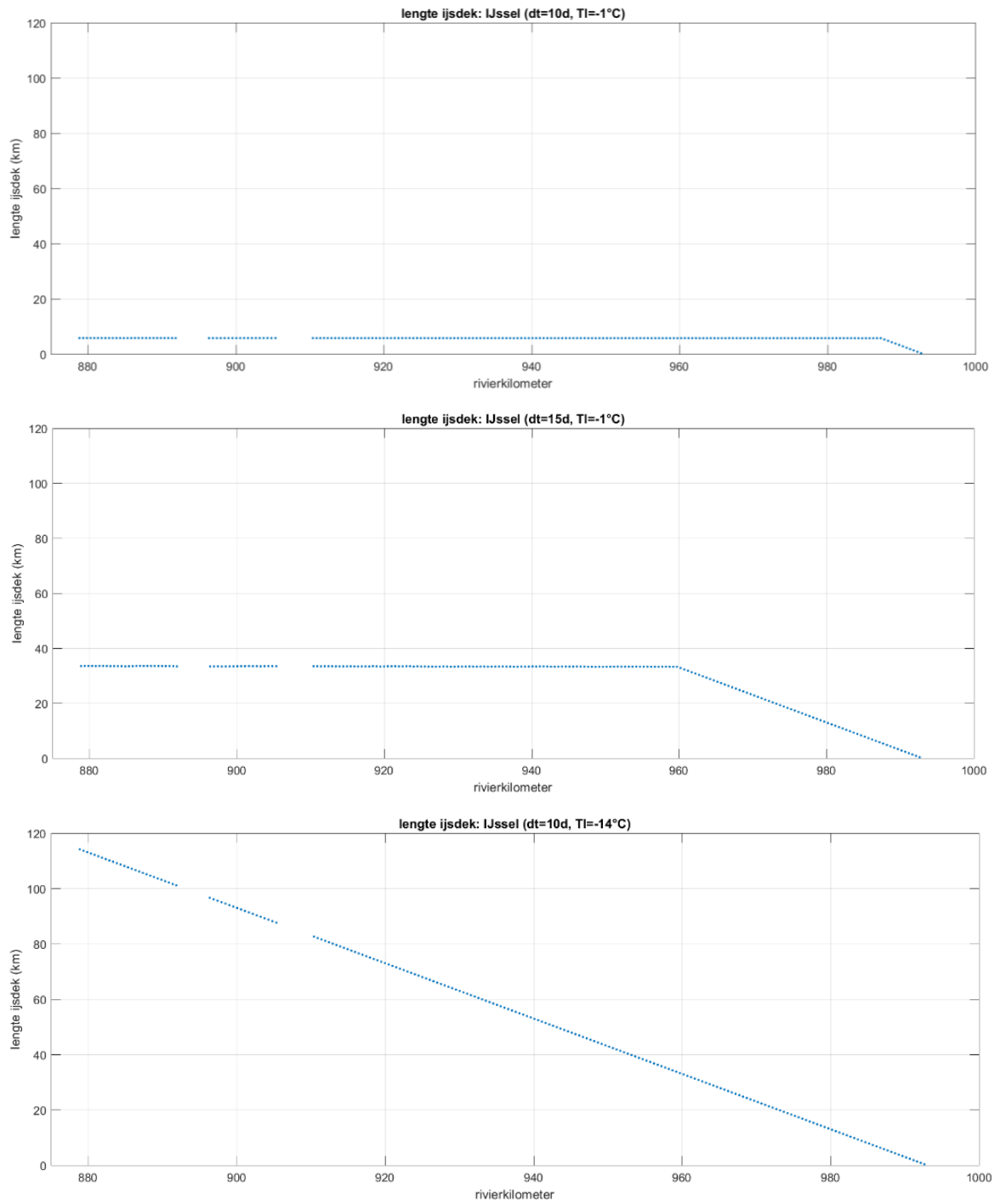
Figuur 5.11, Figuur 5.12 en Figuur 5.13 tonen resultaten voor de Bovenrijn en Waal. De opstuwing op deze takken is groter dan op de IJssel bij vergelijkbare ijsdeklengtes. De opstuwing op Pannerdensch Kanaal, Nederrijn en Lek is vergelijkbaar met de IJssel.

Uit de figuren blijkt het beperkte verschil tussen een strenge vorstperiode (van 15 dagen op -1 °C) en een zeer strenge vorstperiode (van 10 dagen op -14 °C). Dit komt doordat de opstuwing geconvergeerd is naar de maximaal mogelijke opstuwing van een ijsdek. Deze convergentie komt door een combinatie van twee effecten. Op benedenstroomse locaties convergeert de opstuwing als de maximale lengte van een ijsdek is ontstaan (van deze locatie tot het benedenstroomse startpunt van een ijsdek). Op verder bovenstroomse locaties wordt de evenwichtsdiepte voor de situatie met ijsdek bereikt als de lengte van het ijsdek een veelvoud is van de halveringslengte van stuwefecten.

¹⁰ De decimeringshoogte is het waterstandsverschil bij een tien maal lagere of hogere terugkeertijd. Een relatief lage decimeringshoogte geeft aan dat deze locatie weinig gevoelig is voor hoge afvoeren.



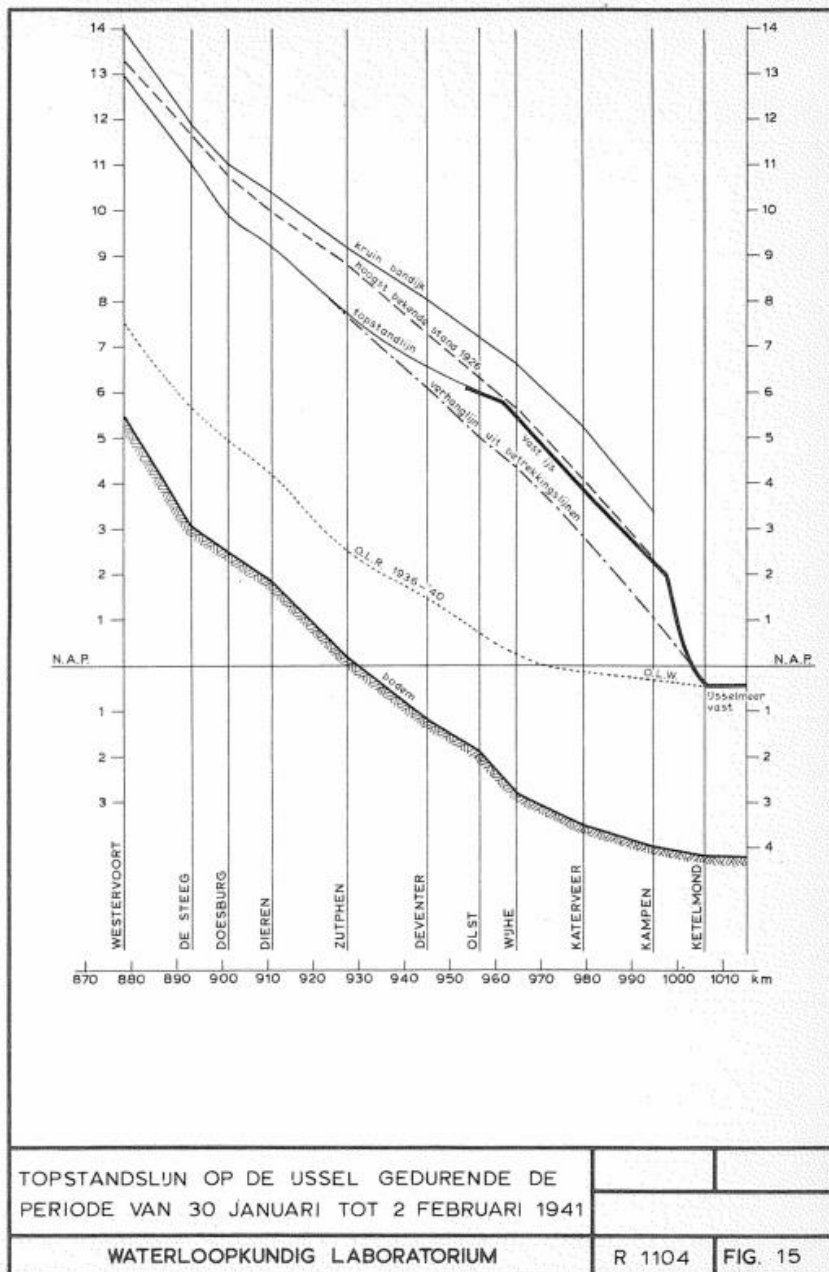
Figuur 5.7 Waterstand met ijs (stippels) voor verschillende hoogwaterafvoeren vergeleken met de waterstand zonder ijs bij $Q_{Lobith} = 16.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (zwarte lijn) (IJssel).



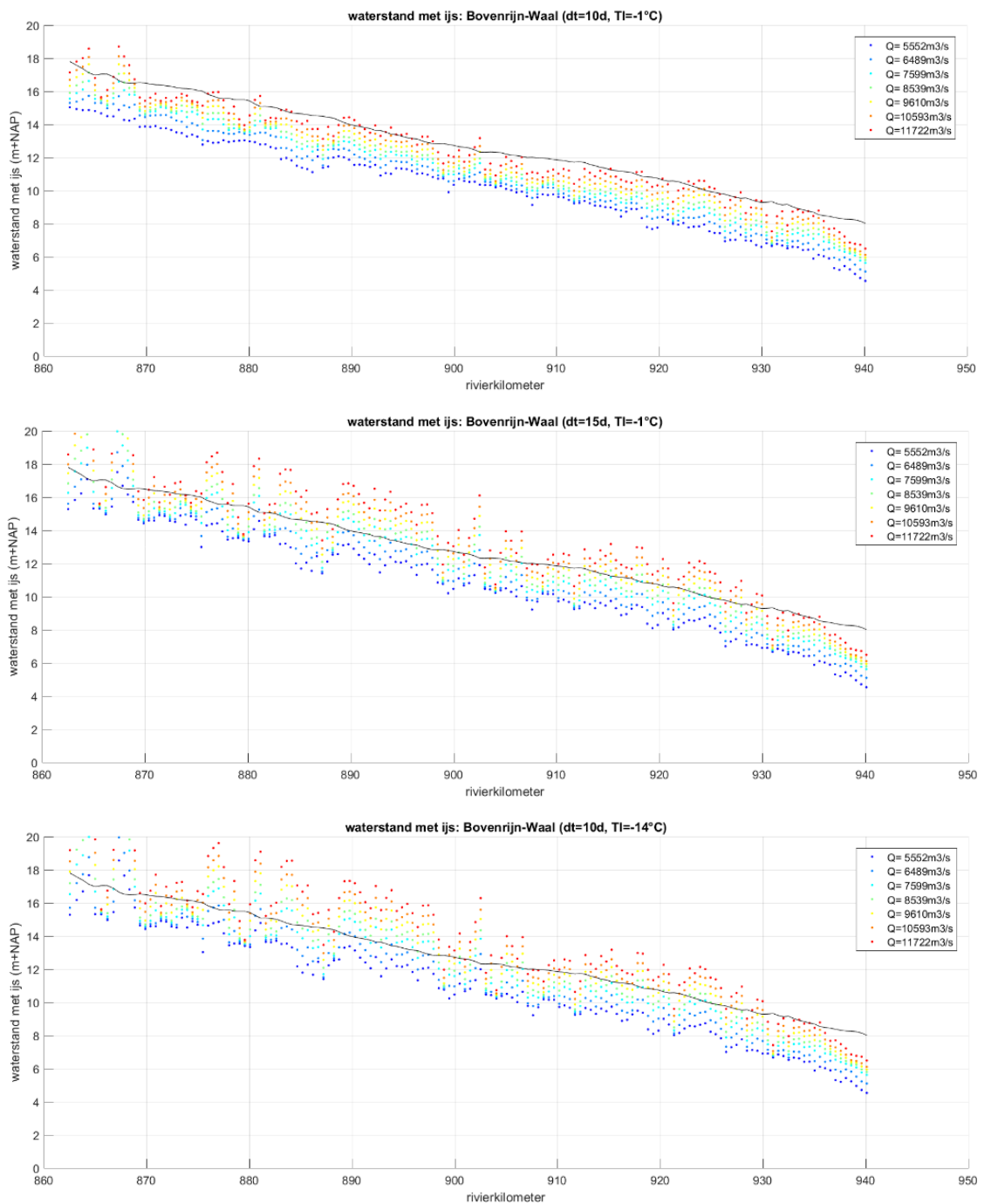
Figuur 5.8 Lengtes van het ijsdek (IJssel).



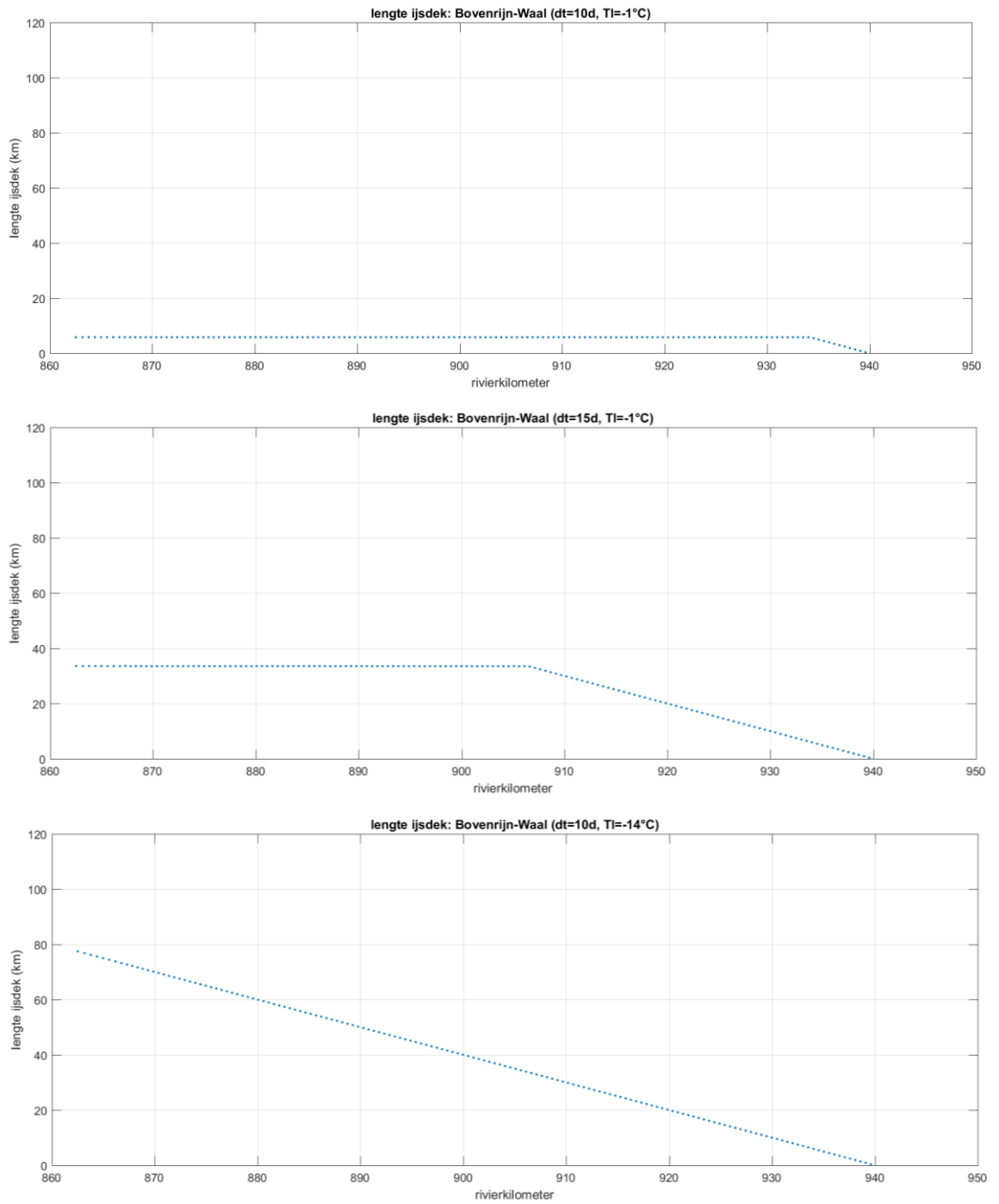
Figur 5.9 Opstuwung door het ijsdek (IJssel).



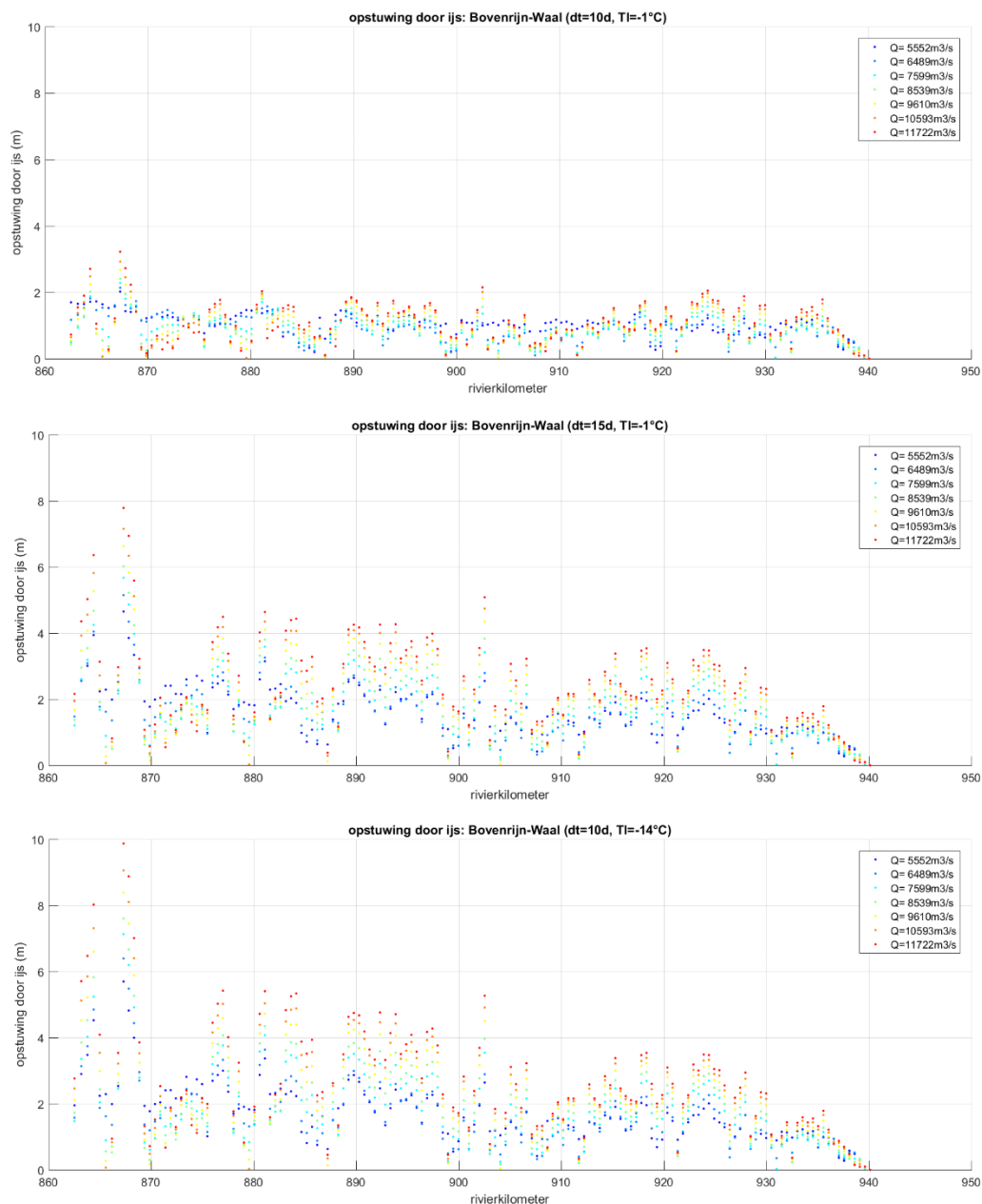
Figur 5.10 Waterstand langs de IJssel rond 30 januari 1941 (afvoerpiek Lobith: orde 8.000 m³/s).



Figuur 5.11 Waterstand met ijs (stippels) voor verschillende hoogwaterafvoeren vergeleken met de waterstand zonder ijs bij $Q_{Lobith} = 16.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (zwarte lijn) (Bovenrijn-Waal).



Figur 5.12 Lengtes van het ijsdek (Bovenrijn-Waal).



Figuur 5.13 Opstuwing door het ijsdek (Bovenrijn-Waal).

5.2.2 IJsdeklengtes in mogelijke toekomstige situaties

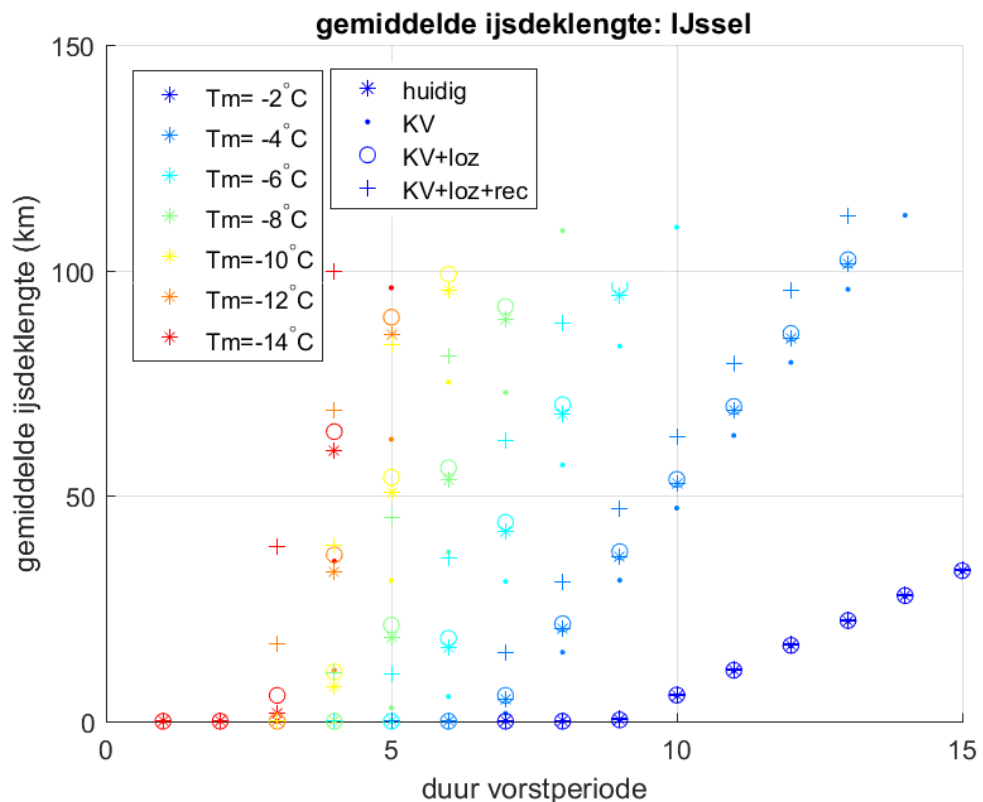
Paragraaf 2.3 geeft een schatting van de mogelijke verandering van de watertemperatuur aan het begin van een vorstperiode door klimaatverandering, minder warmtelozingen bovenstrooms en een mogelijke recessie. Figuur 5.14 laat zien welke ijsdeklengtes met het hier beschreven model op de IJssel worden berekend voor deze scenario's. De figuren voor de trajecten Bovenrijn-Waal en Pannerdensch Kanaal – Nederrijn – Lek tonen vergelijkbare veranderingen in de ijsdeklengtes.

In de figuur is de gemiddelde ijsdeklengte over de hele riviertak geplot. De lengte van het ijsdek op elke locatie langs de tak is beperkt tot een maximum dat wordt gegeven door de afstand van de desbetreffende locatie langs de rivier tot het punt waar het ijsdek kan beginnen (zie paragraaf 5.2.1). In de middeling voor Figuur 5.14 zijn alleen de trajecten meegenomen waar dat maximum nog niet wordt bereikt, dat wil zeggen de locaties waar de ijsdeklengte alleen door de duur en gemiddelde temperatuur van de vorstperiode en de lucht- of watertemperatuur aan het begin van de vorstperiode wordt bepaald.

Bij een te korte duur of te hoge temperatuur wordt geen ijsdek gevormd en is de lengte 0. Als er een ijsdek wordt gevormd neemt de lengte lineair toe met toenemende duur (ijsdeklengte = aangroeisnelheid (vergelijking 5.1) x duur vorstperiode). Hoe lager de temperatuur, hoe sneller groeit het ijs aan dus hoe langer wordt het ijsdek. Naar verwachting stijgt door klimaatverandering de watertemperatuur aan het begin van een vorstperiode met 1,3°C. Daardoor duurt het langer voordat de watertemperatuur naar 0°C is gezakt en drijfijis kan ontstaan. Bij een vorstperiode met eenzelfde duur en temperatuur ontstaat er daardoor een minder lang ijsdek dan in de huidige situatie. Het verschil in ijsdeklengte is groter bij een lagere temperatuur tijdens de vorstperiode (ruim 5 km bij een gemiddelde luchttemperatuur van -4°C en ruim 20 km bij een gemiddelde luchttemperatuur van -12°C). Dit omdat de duur van het afkoelen sterker in het gewicht valt vanwege de grotere aangroeisnelheid.

In het scenario van klimaatverandering in combinatie met minder warmtelozingen verandert de watertemperatuur aan het begin van de vorstperiode maar weinig (+1,3°C - 1,5°C = -0,2°C). Daarom verschillen ook de ijsdeklengtes niet sterk.

Als er daar bovenop nog de invloed van een recessie bij komt (+1,3°C - 1,5°C -1,5°C = -1,7°C) nemen de gemiddelde ijsdeklengtes toe met ruim 10 km bij een gemiddelde luchttemperatuur van -4°C en ruim 35 km bij een gemiddelde luchttemperatuur van -12°C. Een scenario met minder warmtelozingen maar *zonder* klimaatverandering (-1,5°C) zou vergelijkbare resultaten geven.



Figuur 5.14 Gemiddelde ijsdeklengte als functie van de duur en gemiddelde temperatuur van de vorstperiode voor verschillende scenario's voor de watertemperatuur aan het begin van de vorstperiode. De scenario's zijn: huidige situatie, KV = temperatuurstijging door klimaatverandering (+1,3°C), KV+loz = klimaatverandering met minder warmtelozingen (-0,2°C), KV+loz+rec = klimaatverandering met minder warmtelozingen en een economische recessie (-1,7°C).

6 Invloed van een ijsdek op de overstromingskans

6.1 Inleiding

De belangrijkste onderzoeksvraag in dit rapport is: “Wat is de bijdrage van ijsvorming aan de overstromingskans?” In dit hoofdstuk wordt deze vraag (in een voorzichtige eerste slag) beantwoord door de volgende twee kansen te berekenen en onderling met elkaar te vergelijken:

- [1] Kans op overstromen als gevolg van een hoogwater waar een ijsdek geen rol speelt;
- [2] Kans op overstromen als gevolg van een hoogwater waarbij een ijsdek een belangrijke rol speelt door opstuwing van water of aantasting en daarmee verzwakking van een dijk, in een scenario zonder tijdig herstel van fatale schade.

Zoals toegelicht in hoofdstuk 4 kan de overstromingskans van een dijk berekend worden op basis van de volgende twee componenten:

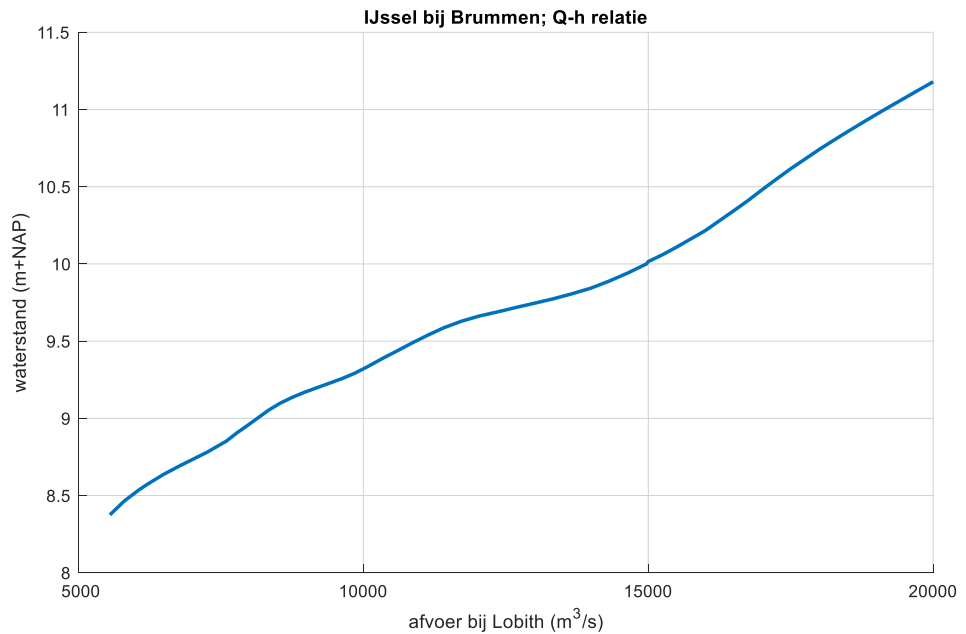
- a) Een kansverdeling van de waterstand;
- b) Een ‘fragility curve’ die voor elke waterstand de conditionele kans op falen van de dijk kwantificeert.

Figuur 4.13 beschrijft de fragility curves voor een locatie bij Brummen aan de IJssel voor zowel de situatie met als zonder een ijsdek. Voor deze locatie kunnen we dus de overstromingskansen [1] en [2] berekenen als ook de waterstandsverdelingen beschikbaar zijn. De waterstandsverdelingen worden in de volgende paragrafen uitgewerkt.

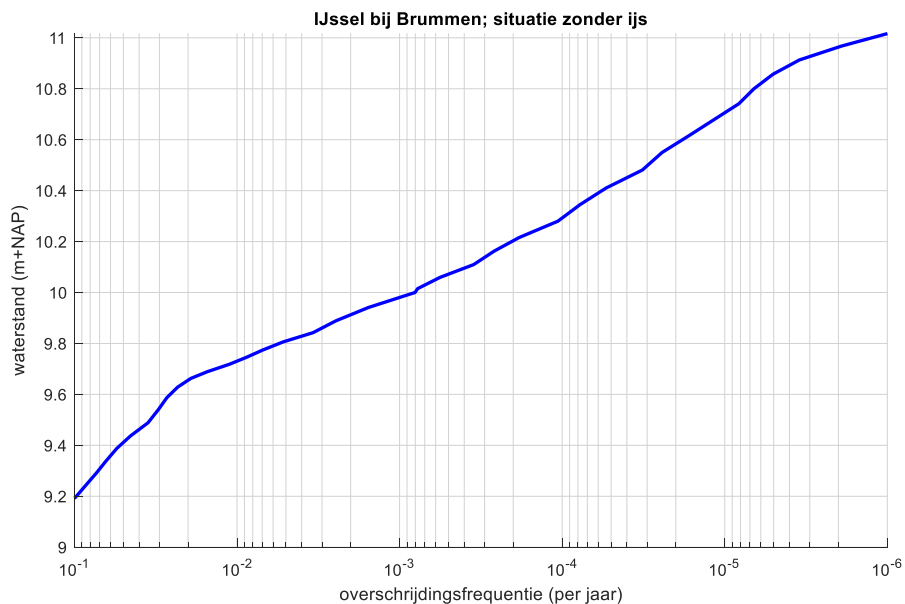
6.2 Waterstandsverdeling voor de situatie zonder ijsdek

De waterstandsverdeling voor de situatie zonder ijsdek wordt op vergelijkbare wijze berekend als in het BOI (het Beheer en Ontwerp Instrumentarium voor primaire waterkeringen). De basis voor deze berekening is de ‘frequentielijn’ (of ‘werklijn’) voor de afvoer bij Lobith. Deze frequentielijn beschrijft de relatie tussen de Rijnafvoer bij Lobith en de corresponderende jaarlijkse overschrijdingsfrequentie, zie de blauwe grafiek in Figuur 2.12.

De werklijn is in principe geldig tot een frequentie van 10^{-5} per jaar. Deze overschrijdingsfrequentie correspondeert met een afvoer van $17.770 \text{ m}^3/\text{s}$. Indien nodig voor de berekeningen van overstromingskansen kan deze frequentielijn geëxtrapoleerd worden naar kleinere frequenties. Echter, boven de afvoergrens van $18.000 \text{ m}^3/\text{s}$ is er discussie of het fysisch mogelijk is dat een dergelijk afvoer Nederland kan bereiken, vanwege de naar verwachting omvangrijke overstromingen in Duitsland. In diverse studies en projecten wordt de frequentielijn daarom “afgetopt” bij $18.000 \text{ m}^3/\text{s}$. In de huidige studie is een dergelijke aftopping niet toegepast. De frequentielijn van de afvoer wordt vertaald naar frequentielijnen van waterstanden langs de Rijntakken met gebruik van Q-h-relaties. Dat zijn relaties tussen enerzijds de afvoer bij Lobith (Q) en anderzijds de waterstand bij een locatie langs de Rijntakken (h). De Q-h-relatie is locatie-specifiek. Figuur 6.1 toont de Q-h-relatie voor locatie Brummen langs de IJssel; de locatie waarvoor in hoofdstuk 4 fragility curves zijn afgeleid. Figuur 6.2. toont de frequentielijn voor de waterstand bij dezelfde locatie. Deze is dus bepaald uit de combinatie van de werklijn bij Lobith (blauwe grafiek van Figuur 2.12) en de Q-h-relatie van Figuur 6.1.



Figuur 6.1 Q-h-relatie voor locatie Brummen langs de IJssel



Figuur 6.2. Frequentielijn voor de waterstand van de IJssel bij Brummen.

6.3 Waterstandsverdeling voor de situatie met ijsdek

6.3.1 Vereenvoudigd analytisch model

Uit de analyses van hoofdstuk 5 volgt dat de maximale waterstand, $h_{\text{ijs};\text{max}}$, die optreedt tijdens of kort na een vorstperiode, bij benadering beschreven kan worden als een functie van drie variabelen:

- De duur van de vorstperiode, D ;
- De gemiddelde temperatuur van de vorstperiode; T
- De maximale afvoer, Q , tijdens of kort na de vorstperiode.

Om een eerste gevoel te krijgen bij de mogelijke invloed van een extra waterstandsopzet die kan optreden als gevolg van ijsvorming, doen we eerst een analyse op basis van een vereenvoudigd model. De aanname in dat model is als volgt: als de vorstindex van een vorstperiode groter is dan drempelwaarde V^* , dan ontstaat een ijsdek dat een opstuwing van de waterstand van 1 m veroorzaakt (de aanname van 1 m is consistent met Termes en Boogaard 1991b). Als de vorstindex kleiner is dan V^* is er geen sprake van opstuwing; de waterstand is dan gelijk aan de situatie zonder ijsdek; zoals beschreven met de Q-h-relatie. Voor V^* wordt (in eerste instantie) een waarde van 100 aangehouden. Deze inschatting komt overeen met de analyse van historische ijsvorming in Wijbenga et al., 1993 (zie Figuur 3.4). De vorstindex van een vorstperiode is gelijk aan $-D^*T$ (D = de gemiddelde dagtemperatuur; T = de duur van de vorstperiode).

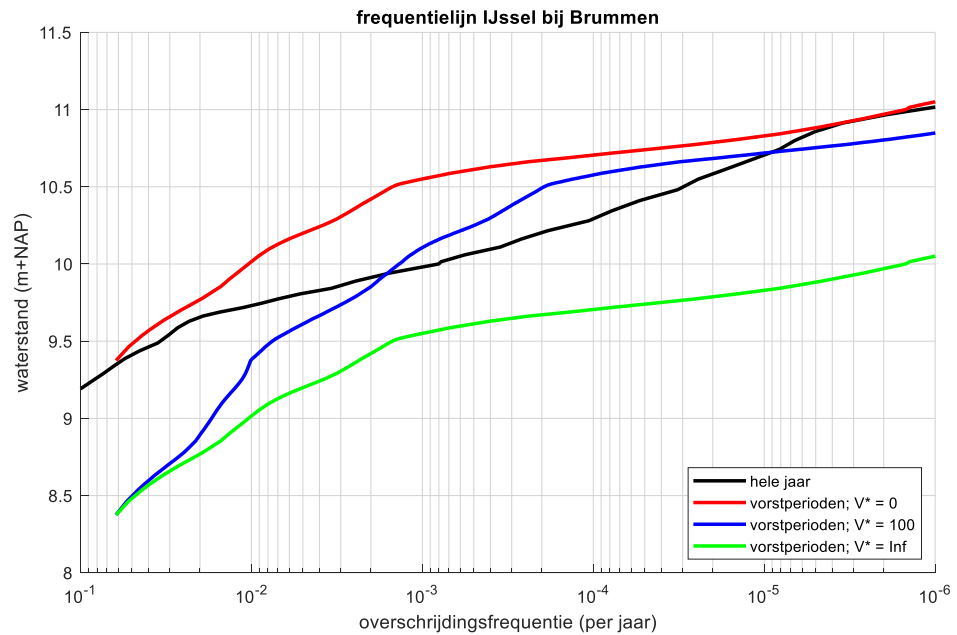
Figuur 2.13 toont de gemeten waarden van D , T en Q voor de 92 vorstperioden die sinds 1901 zijn waargenomen. Uit deze waarnemingen zijn kansverdelingen afgeleid. Met gebruik van deze kansverdelingen zijn vervolgens trekkingen uitgevoerd van combinaties van D , T en Q . Elke combinatie kan beschouwd worden als een synthetische vorstperiode. Met gebruik van de functie $h_{ijs,max}(D, T, Q)$ kan voor elke synthetische gebeurtenis geschat worden wat de maximale waterstand is. Op deze manier is een groot aantal synthetische gebeurtenissen gegenereerd, elk met een bijbehorende maximale waterstand.

Uit deze verzameling van gegenereerde waterstanden wordt vervolgens een empirische kansverdeling afgeleid. Dat gebeurt volgens een eenvoudig rekenrecept. Stel dat er 1000 synthetische waterstanden zijn gegenereerd. De hoogste waterstand van de 1000 krijgt dan een empirische overschrijdingskans toegekend van $1/1001$ (generiek: $1/(N+1)$, waarbij N het aantal synthetische gebeurtenissen is). De op-één na hoogste waterstand van de 1000 krijgt een empirische overschrijdingskans toegekend van $2/1001$, De daaropvolgend hoogste waterstand een overschrijdingskans van $3/1001$, etc. Op deze manier wordt een relatie afgeleid tussen de maximale waterstand tijdens of kort na een vorstperiode enerzijds en corresponderende overschrijdingskans anderzijds. Met andere woorden: een kansverdelingsfunctie van de maximale waterstand tijdens of kort na een vorstperiode. Deze kansverdeling beschrijft de overschrijdingskans *gegeven* het optreden van een vorstperiode. Dat kan vervolgens vertaald worden naar een overschrijdingskans *per jaar* door vermenigvuldiging met de factor λ , het gemiddeld aantal vorstperioden per jaar. Aangezien er 92 vorstperioden zijn opgetreden in een periode van 120 jaar is λ bij benadering gelijk aan 0,75. Het grote voordeel van de omrekening naar een kans per jaar is dat daardoor een eerlijke vergelijking gemaakt kan worden met de kansverdeling van de waterstand voor de situatie zonder ijsdek.

Figuur 6.3 toont de waterstandsfrequentielijn voor de IJssel bij Brummen voor het hele jaar (zwarte grafiek) en specifiek voor vorstperioden (groene, blauwe en rode grafiek). De zwarte grafiek is de grafiek die eerder te zien was in Figuur 6.2. Deze volgt uit de combinatie van de frequentielijn van de afvoer bij Lobith ("de werklijn") en de Q-h-relatie bij Brummen (waarbij de Q verwijst naar de afvoer bij Lobith). De groene grafiek heeft betrekking op vorstperioden, waarbij is aangenomen dat nooit sprake is van opstuwing als gevolg van de vorming van een ijsdek. De blauwe grafiek heeft ook betrekking op vorstperioden, waarbij is aangenomen dat tijdens vorstperioden met een vorstindex groter dan 100 zich een ijsdek vormt dat zorgt voor 1 m opstuwing. De rode grafiek heeft ook betrekking op vorstperioden, waarbij is aangenomen dat altijd sprake is van opstuwing als gevolg van de vorming van een ijsdek.

De verschillende grafieken zijn afgeleid op basis van de Q-h-relatie (afvoer Lobith versus waterstand Brummen). Ze zijn echter gebaseerd op verschillende afvoerstatistieken: de zwarte grafiek op de werklijn; de groene, blauwe en rode grafiek op de statistieken van afvoeren in de periode van 5 dagen na afloop van een vorstperiode. De zwarte grafiek ligt hoger dan de groene grafiek omdat de eerste betrekking heeft op alle afvoeren in een jaar, terwijl de groene grafiek alleen betrekking heeft op afvoeren na de vorstperioden. De hoogste afvoer in de korte periode na een vorstperiode is immers in de regel lager dan de hoogste afvoer in een jaar.

De rode en blauwe grafieken zijn ook gebaseerd op de relatief lagere afvoeren van de vorstperiode, maar komen desalniettemin voor frequenties $< 1/1000$ per jaar (deels) hoger uit dan de frequentielijn voor het hele jaar (zwarte grafiek). Dat komt door de extra opstuwung van 1 m die wordt veroorzaakt door het ijsdek bij vorstperioden met een vorstindex > 100 .

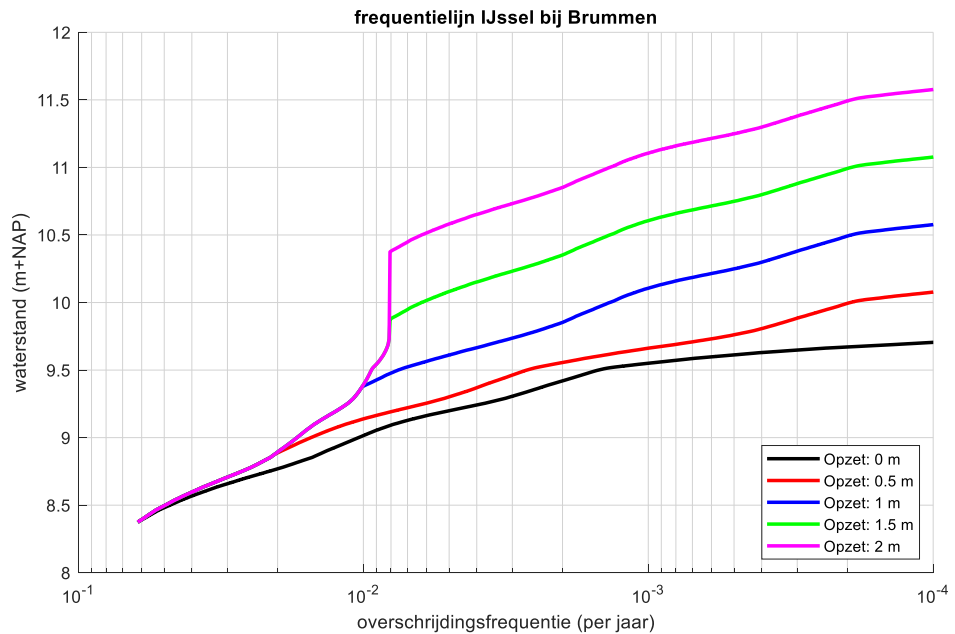


Figuur 6.3 Waterstandsfrequentielijn voor de IJssel bij Brummen voor het hele jaar (zwarte grafiek) en specifiek voor vorstperioden (rode, blauwe en groene grafieken). De waarde V^ geeft aan wanneer aangenomen wordt dat een ijsdek aanwezig is. Hierbij komt $V^*=inf$ (groene grafiek) overeen met de (fictieve) situatie waarin nooit sprake is van opzet als gevolg van een ijsdek.*

Dit voorbeeld lijkt dus aan te geven dat een ijsdek wel degelijk relevant kan zijn voor het overstromingsrisico, omdat ijsdekken voor frequenties die getalsmatig in het bereik liggen van de norm tot hogere waterstanden (kunnen) leiden. En dat ondanks het feit dat vorstperioden maar een relatief klein deel van het jaar vertegenwoordigen. Er moet echter wel een groot voorbehoud gemaakt worden op deze notie. We hebben immers een fictief model toegepast voor de opstuwung door een ijsdek (1 m opstuwung voor vorstperioden met vorstindex > 100). Diverse andere aannames hebben ook grote invloed op de uitkomsten, bijvoorbeeld de methode waarmee de statistiek van de afvoeren van de vorstperioden is geëxtrapoleerd naar het extreme bereik (op basis van 92 historische vorstperioden). Paragraaf 6.3.1.1 beschrijft daarom een paar gevoeligheidsanalyses.

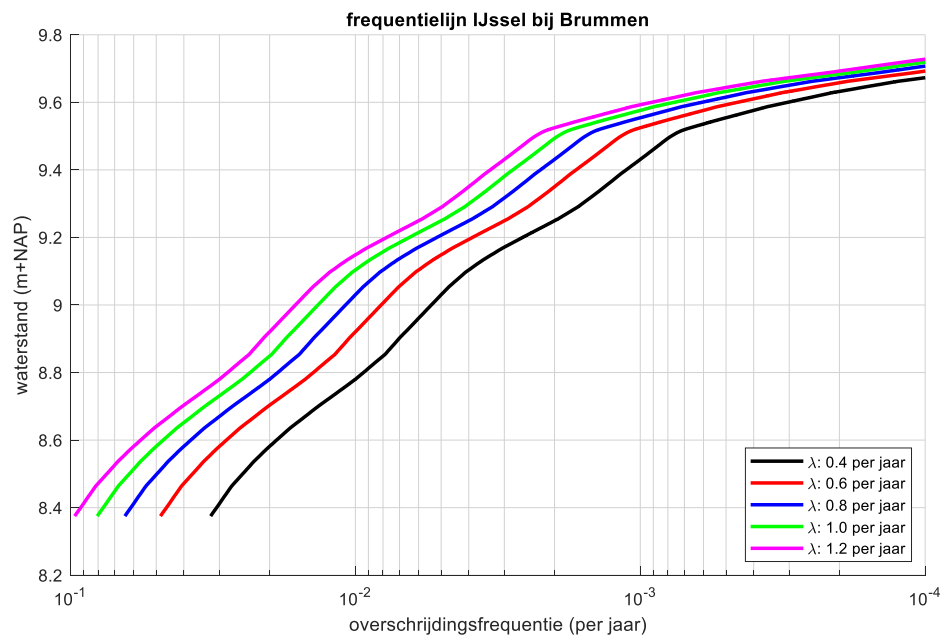
6.3.1.1 Gevoeligheidsanalyse

In het tijdelijke model is aangenomen dat een ijsdek tijdens een extreme vorstperiode zorgt voor 1 m waterstandsopzet. Figuur 6.4 toont de invloed van deze aanname van 1 m op de waterstandsfrequentielijn. Vanzelfsprekend leidt een toename in deze opzet tot een toename in de waterstanden. Deze toename is niet overal evenredig met de extra mate van opzet. Dat komt doordat de frequentielijn ook deels bepaald wordt door minder extreme vorstperioden waarin per definitie geen sprake is van extra opzet. In het extreme bereik ter rechterzijde van de figuur zijn de verschillen wel (nagenoeg) evenredig met de extra mate van opzet. Daaruit blijkt dat in het extreme bereik de extreme vorstperioden (vorstindex > 100) bepalend zijn voor de extreme waterstanden.



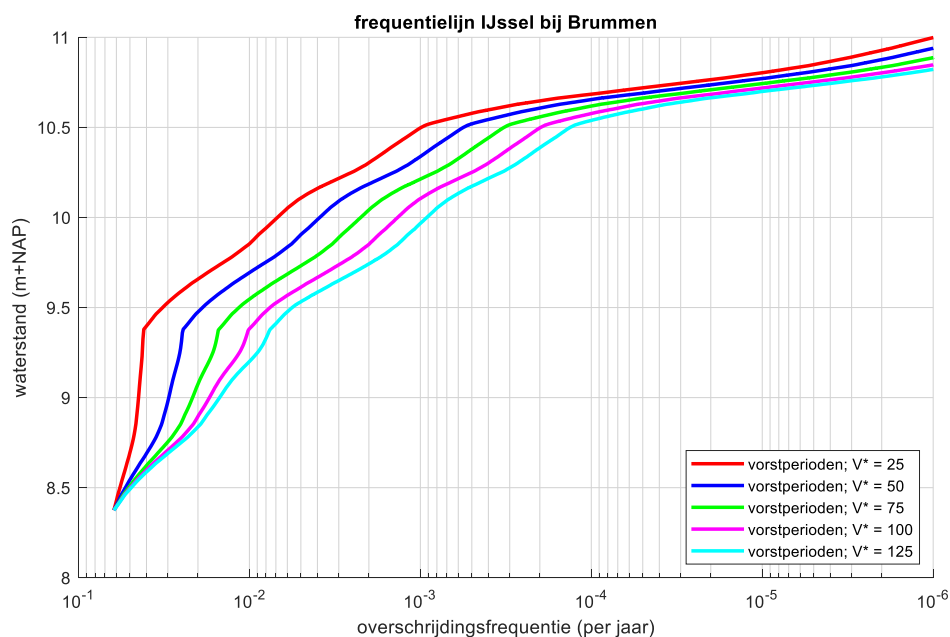
Figuur 6.4 Invloed van de mate van opzet tijdens een extreme vorstperiode op de waterstandsfrequentielijn.

Vervolgens is de waarde van λ gevarieerd (λ is de frequentie van voorkomen van vorstperiodes). De waarde van λ is bepaald op basis van de historische meetreeks en bij benadering gelijk aan 0,75 per jaar. In een toekomstig klimaat kan deze waarde echter veranderen. Figuur 6.5 laat de invloed zien van deze parameter op de frequentielijn. Elke verandering van λ resulteert in een horizontale verschuiving van de frequentielijn die evenredig is met de verandering van λ . Dus, bijvoorbeeld, als λ met een factor 2 toeneemt, dan neemt de overschrijdskans van de waterstand (onder condities van een vorstperiode) ook toe met een factor 2.



Figuur 6.5 Invloed van de frequentie van voorkomen, λ , van vorstperiodes op de waterstandsfrequentielijn

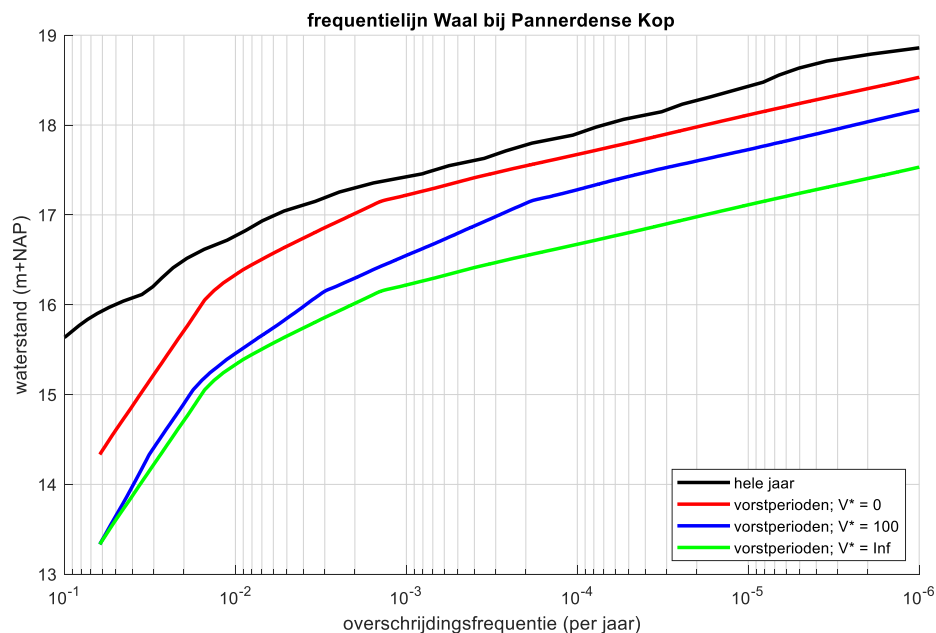
Figuur 6.6 toont de gevoeligheid van de frequentielijn voor de drempelwaarde V^* . Daaruit blijkt dat de gevoeligheid vooral groot is in het bereik van frequenties tussen 10^{-1} en 10^{-4} per jaar.



Figuur 6.6 Invloed van de drempelwaarde, V^* , op de waterstandsfrequentielijn

Verder is de keuze van de locatie (Brummen) ook van invloed op het resultaat. De Q-h-relatie bij Brummen heeft in het hoge bereik een zeer vlak verloop. Dat wil zeggen dat een toename in de afvoer in het extreme bereik een zeer beperkte toename in de waterstand veroorzaakt. De frequentielijn (zwarte grafiek in Figuur 6.3) heeft daardoor een relatief vlak verloop. Zo is bijvoorbeeld het verschil tussen de 1:100 jaar waterstand en de 1:10.000 jaar waterstand slechts ongeveer een halve meter. Voor een dergelijke locatie heeft een meter opstuwing als gevolg van een ijsdek relatief extra veel impact in termen van overschrijdingsfrequentie.

Ter vergelijking toont Figuur 6.7 soortgelijke grafieken voor een andere locatie: de Waal bij de Pannerdense Kop. De waterstandsfrequentielijn voor deze locatie (zwarte grafiek in Figuur 6.7) is steiler dan die van locatie Brummen (zwarte grafiek in Figuur 6.3). Zo is bijvoorbeeld het verschil tussen de 1:100 jaar waterstand en de 1:10.000 jaar waterstand voor deze locatie meer dan een meter; voor Brummen is dat verschil in de orde van een halve meter. Voor de Pannerdense Kop heeft een meter opstuwing als gevolg van een ijsdek relatief minder impact in termen van overschrijdingsfrequentie dan voor locatie Brummen. Het gevolg is dat de frequentielijnen voor de vorstperioden voor alle frequenties lagere waterstanden hebben dan de frequentielijn voor het hele jaar (zwarte grafiek).



Figuur 6.7 Waterstandsfrequentielijn voor de Waal bij Pannerden voor het hele jaar (zwarte grafiek) en specifiek voor vorstperioden (rode, blauwe en groene grafieken). De waarde V^* geeft aan wanneer aangenomen wordt dat een ijsdek aanwezig is. Hierbij komt $V^* = \text{inf}$ (groene grafiek) overeen met de (fictieve) situatie waarin nooit sprake is van opzet als gevolg van een ijsdek.

6.3.2 Opzet berekend met SOBEK

Zoals eerder vermeld kan de maximale waterstand, $h_{\text{ijs};\text{max}}$, die optreedt tijdens of kort na een vorstperiode bij benadering beschreven worden als een functie van drie variabelen:

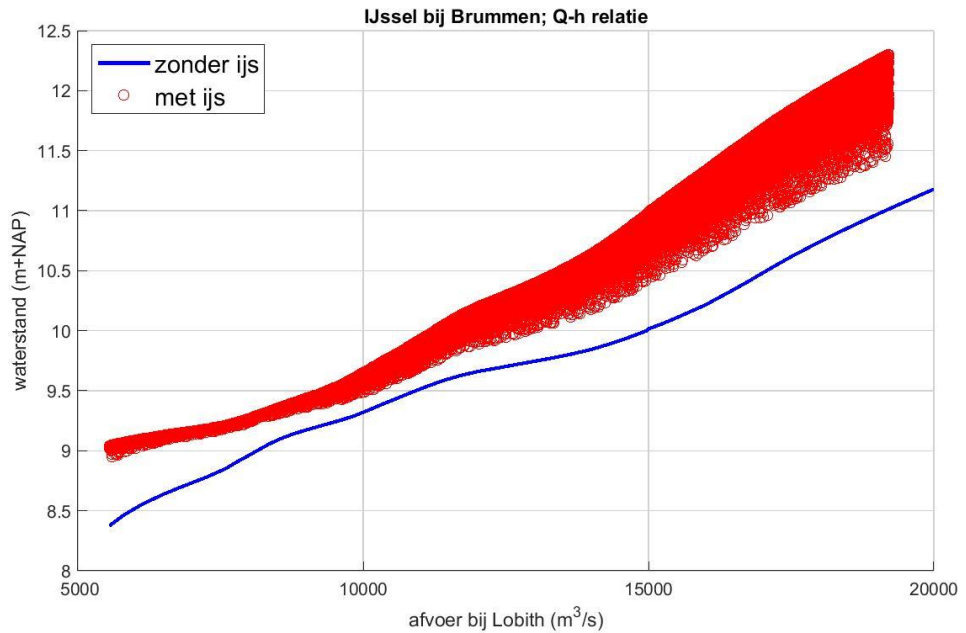
- De duur van de vorstperiode, D ;
- De gemiddelde temperatuur van de vorstperiode; T
- De maximale afvoer, Q , tijdens of kort na de vorstperiode

Op basis van SOBEK-berekeningen is een relatie afgeleid tussen deze drie variabelen enerzijds en de maximale waterstand, $h_{\text{ijs};\text{max}}$, anderzijds (zie hoofdstuk 5). Voor een groot bereik aan combinaties is de maximale waterstand berekend en deze rekenresultaten zijn opgeslagen in een tabel. Deze tabel fungeert als “lookup-tabel” waarmee op basis van (3-dimensionale) interpolatie voor elke willekeurige combinatie van D , T en Q de resulterende $h_{\text{ijs};\text{max}}$ berekend kan worden. We hebben daarmee dus als het ware de beschikking over de functie $h_{\text{ijs};\text{max}}(D, T, Q)$.

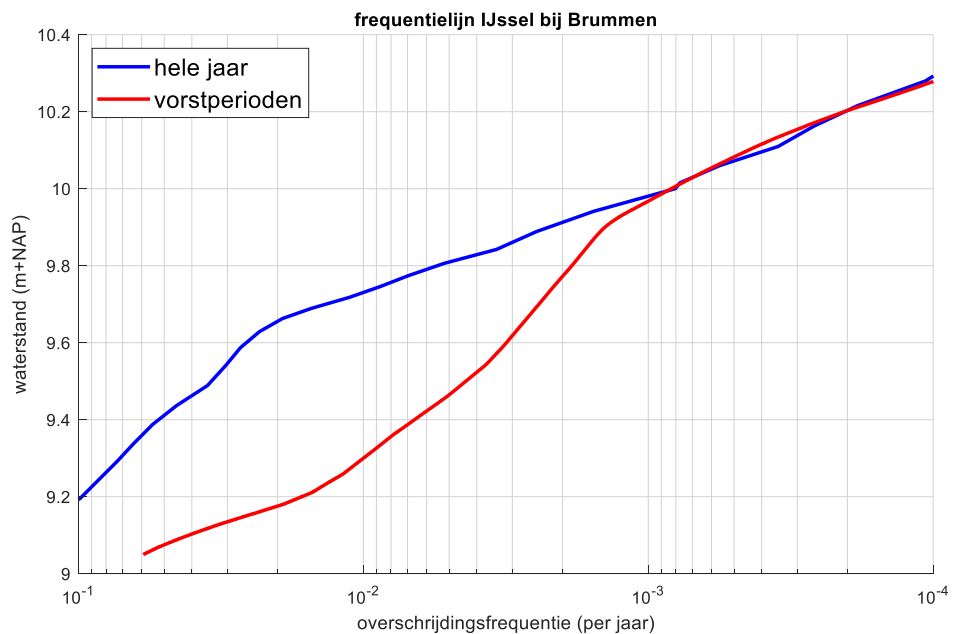
Net als in de vorige paragraaf zijn vervolgens trekkingen gedaan van synthetische gebeurtenissen, bestaande uit combinaties van D , T en Q . Met gebruik van de lookup-tabel is voor elk van de synthetische gebeurtenissen de resulterende maximale waterstand bepaald. Figuur 6.8 toont de resulterende waterstanden (bij Brummen), uitgezet tegen de afvoer (bij Lobith). In deze figuur is ook de Q - h -relatie opgenomen voor de situatie zonder ijs (blauwe grafiek). Uit de figuur blijkt dat de waterstand voor alle gebeurtenissen hoger ligt dan de blauwe grafiek. Dat wijst erop dat voor alle vorstperiodes sprake is van extra opzet door ijs. Dit komt voort uit de aanname dat een ijsdek op elke locatie op de rivier kan beginnen. Dat is een conservatieve aanname. In de praktijk zal niet altijd sprake zijn van extra opzet tijdens of kort na een vorstperiode. De grootte van de extra opzet is afhankelijk van de grootte van de afvoer. In eerste plaats valt op dat de bandbreedte, dat wil zeggen de variatie van de extra opzet als gevolg van ijs, toeneemt met toenemende waarde van de afvoer. Daarnaast is de gemiddelde waarde van de extra opzet ook sterk afhankelijk van de afvoer.

Voor afvoeren van 6.000 m³/s is de extra opzet in de orde van een halve meter. Voor afvoeren van 10.000 m³/s is dit (gemiddeld) ongeveer 0,2 meter; voor afvoeren van 18.000 m³/s is het gemiddeld bijna een meter.

Op basis van de gesimuleerde vorstperiode is de overschrijdingskromme opgesteld in Figuur 6.9. Net als bij de eerdere opmerkingen bij Figuur 6.7 geldt hier dat in de figuur de beide lijnen voor andere perioden en duur zijn opgesteld (hele jaar en vorstperiode) en daardoor niet direct vergeleken kunnen worden.



Figuur 6.8 Waterstand-afvoer relatie voor de situatie zonder ijs (blauwe lijn) en de situatie met ijs (rode cirkels).



Figuur 6.9 Waterstandsfrequentielijn voor de IJssel bij Brummen voor het hele jaar (blauwe lijn) en specifiek voor vorstperioden (rode lijn).

6.4 Berekende overstromingskans

De overstromingskans wordt berekend middels de volgende formule (zie ook Figuur 4.1):

$$P_f = \int_h f(h) p_f(h) dh \quad (6.1)$$

waarbij:

P_f = faalkans (overstromingskans) van de dijk

$f(h)$ = kansdichtheidsfunctie van de waterstand

$p_f(h)$ = faalkans van de dijk, gegeven de waterstand ('fragility curve')

Toelichting: deze integraal berekent feitelijk voor alle waterstanden het volgende:

- [1] De kans op optreden van deze waterstand ($=f(h) \cdot dh$)
- [2] De kans dat de dijk faalt als deze waterstand optreedt ($=p_f(h)$)
- [3] Het product van [1] en [2], ofwel de kans dat de waterstand optreedt EN de kering faalt bij deze waterstand

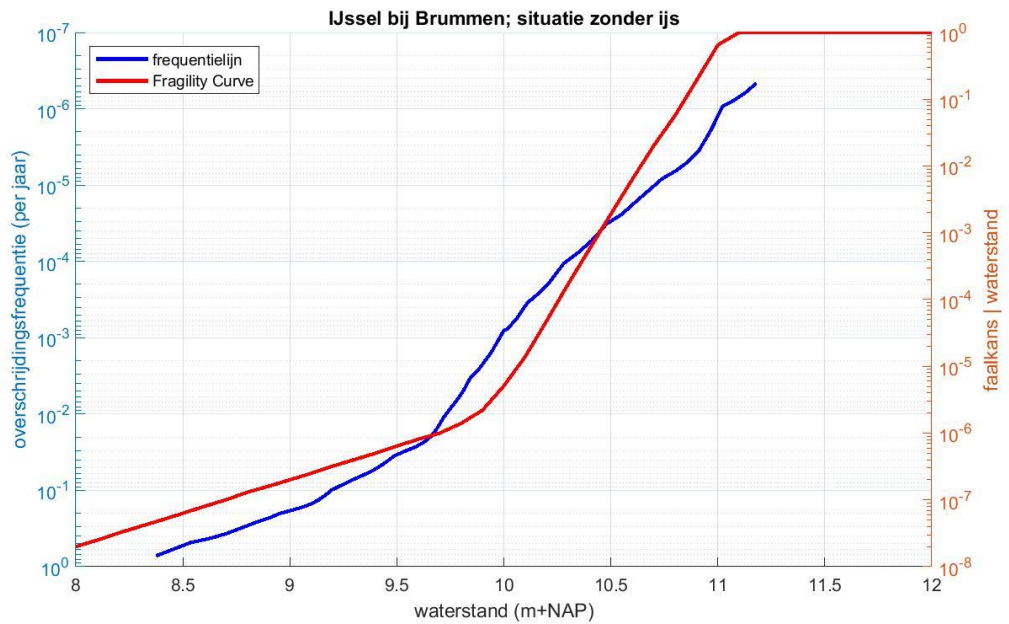
De som van de waarden bij [3] over alle waterstanden levert de totale faalkans van de dijk. Omdat de waterstand een continue variabele is wordt deze som in de wiskunde weergegeven met een integraalteken.

De faalkansen kunnen per afzonderlijk faalmechanisme berekend worden. Voor bijvoorbeeld het faalmechanisme 'piping en heave' (STPH) is in hoofdstuk 4 een fragility curve afgeleid voor de dijk bij Brummen. Invullen van deze curve in de hierboven beschreven integraal levert dan de kans op falen van de dijk door het faalmechanisme 'piping en heave'. Hetzelfde kan gedaan worden voor de mechanismen 'Overslag en erosie kruin en binnentalud' (GEKB), 'Erosie buitentalud' (GEBU, AGK, ZST) en Macrostabieliteit binnenwaarts (STBI). In hoofdstuk 4 is ook een "overkoepelende" fragility curve afgeleid voor al deze mechanismen tezamen. Invullen van deze curve in de hierboven beschreven integraal levert de kans op falen van de dijk als gevolg van (tenminste) één van de mechanismen uit deze groep. Aangezien deze mechanismen doorgaans dominant zijn kan deze faalkans beschouwd worden als een goede benadering voor de totale faalkans van de dijk. In het vervolg van dit document beschouwen we daarom alleen deze "overkoepelende" fragility curve.

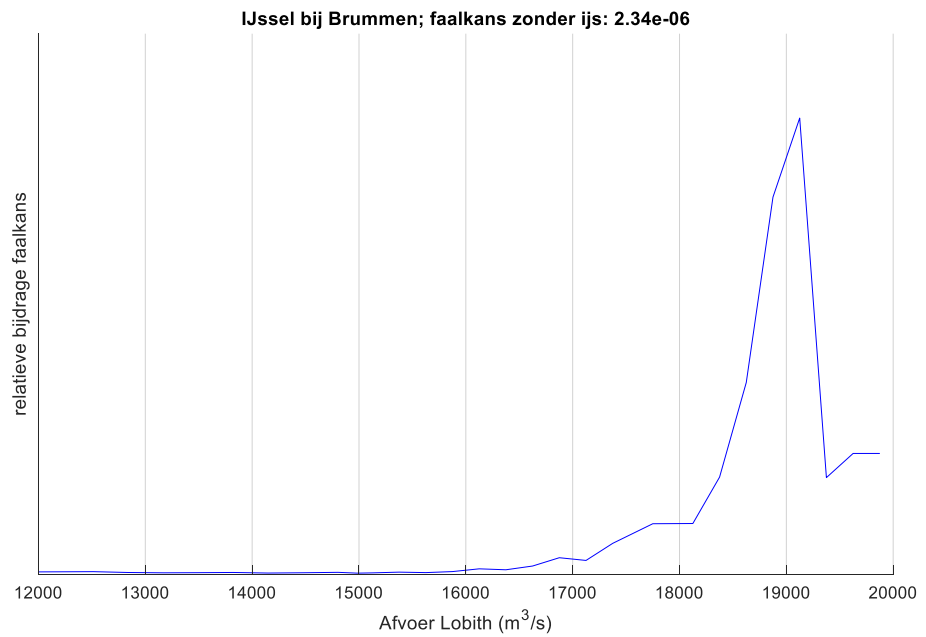
6.4.1 Faalkans zonder ijsdek

Figuur 6.10 toont de waterstandsfrequentielijn en fragility curve voor de dijk bij Brummen voor de situatie zonder een ijsdek. Uit deze figuur blijkt dat de faalkans van de dijk voor waterstanden onder de NAP+10,3 m (nagenoeg) gelijk is aan 0 ($\sim 10^{-4}$). Omdat de overschrijdingsfrequentie van een waterstand van NAP+10,3 m ongeveer gelijk is aan 10^{-4} per jaar kunnen we hier al direct uit afleiden dat de faalkans van de dijk kleiner is dan 10^{-4} per jaar (voor de situatie zonder een ijsdek). De berekende faalkans op basis van de integraal is gelijk aan $2.3 \cdot 10^{-6} \approx 1/430.000$ per jaar.

Figuur 6.11 toont de relatieve bijdrage van alle afvoeren aan de totale faalkans. De bijdrage van afvoeren van $15.000 \text{ m}^3/\text{s}$ en lager aan de faalkans is nihil. Dit is rekenkundig eenvoudig te verklaren. Zoals blijkt uit Figuur 6.8 is de waterstand bij een afvoer van $15.000 \text{ m}^3/\text{s}$ bij deze locatie ongeveer gelijk aan NAP+10 m. Uit Figuur 6.10 blijkt dat de faalkans van de dijk bij deze waterstand kleiner is dan 10^{-5} . Dat verklaart waarom de bijdrage van de afvoer van $15.000 \text{ m}^3/\text{s}$ nihil is en voor lagere afvoeren is de bijdrage nog kleiner. Pas vanaf afvoeren van ongeveer $17.500 \text{ m}^3/\text{s}$ worden waterstanden bereikt waarvoor de kans op falen groter is dan $1/100$.



Figuur 6.10 Waterstandsfrequentielijn en fragility curve voor de dijk bij Brummen; situatie zonder ijsdek.

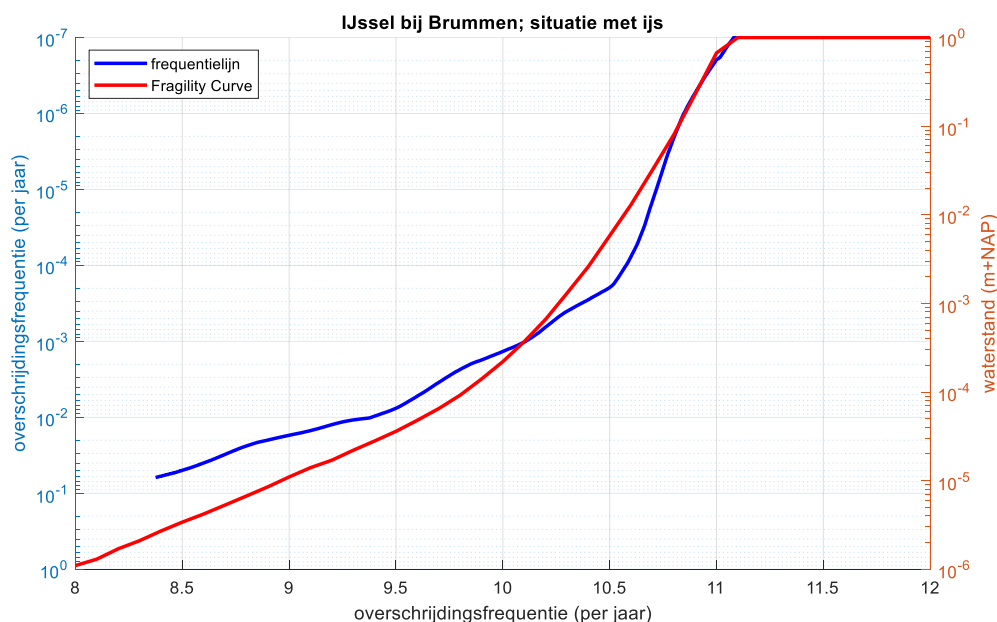


Figuur 6.11 Relatieve bijdrage aan de faalkans per afvoer.

6.4.2 Faalkans met ijsdek

6.4.2.1 Vereenvoudigd analytisch model

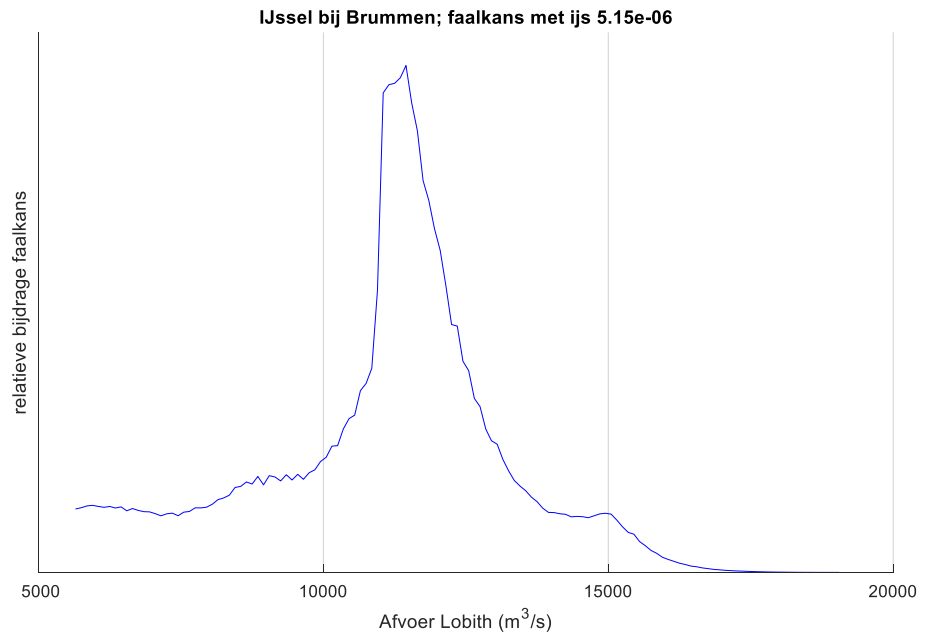
Figuur 6.12 toont de waterstandsfrequentielijn en fragility curve voor de dijk bij Brummen voor de situatie met een ijsdek. De waterstandsfrequentielijn is berekend met gebruik van het vereenvoudigd analytische model van paragraaf 6.3.1.



Figuur 6.12 Waterstandsfrequentielijn en fragility curve voor de dijk bij Brummen; situatie met ijsdek – vereenvoudigd analytisch model van paragraaf 6.3.1.

De berekende faalkans, uitgaande van het vereenvoudigde analytische model van paragraaf 6.3.1, is gelijk aan $5.2 \cdot 10^{-6} \approx 1/190.000$ per jaar. Dat is ruim twee keer groter dan de faalkans zonder ijsdek. Volgens deze berekeningen is er dus een grotere kans dat de dijk faalt door toedoen van een ijsdek (in combinatie met een hoge afvoer) dan door toedoen van een (extrem) hoge afvoer zonder ijsdek. Maar, zoals eerder vermeld, moet een groot voorbehoud gemaakt worden bij deze uitkomst omdat het gebaseerd is op een fictief model voor opstuwung door een ijsdek en diverse aannames op betrouwbaarheid onderzocht moeten worden.

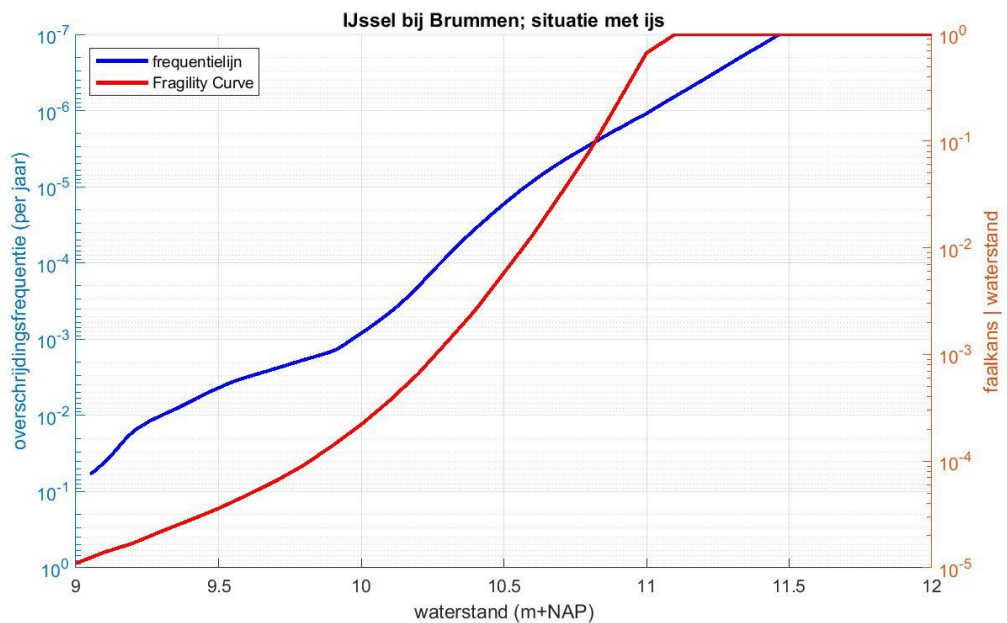
Figuur 6.13 toont de relatieve bijdrage van de verschillende afvoeren aan de faalkans. In dit geval komt de grootste bijdrage van afvoeren in het bereik van $11.000 \text{ m}^3/\text{s} - 12.500 \text{ m}^3/\text{s}$. In vergelijking met de situatie zonder ijs zijn dus lagere afvoeren bepalend. Dat is het gevolg van het feit dat [a] de waterstanden bij deze afvoer nu hoger zijn door de extra opzet en [b] de fragility curve voor de situatie met ijs grotere faalkansen geeft bij dergelijke waterstanden (als gevolg van mogelijke aantasting van de dijk door ijs).



Figuur 6.13 Relatieve bijdrage aan de faalkans van de verschillende afvoeren – vereenvoudigd analytisch model van paragraaf 6.3.1

6.4.2.2 SOBEK-model

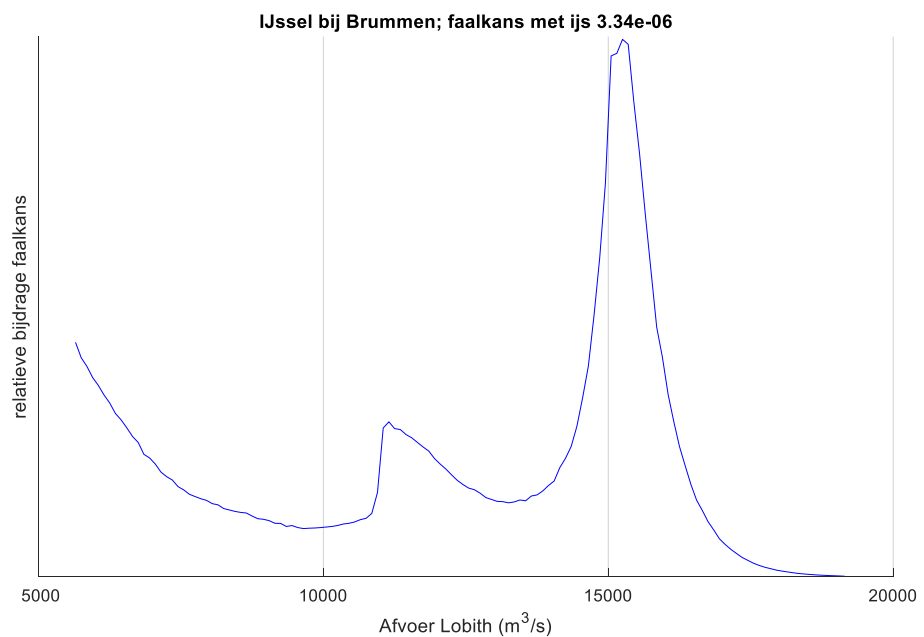
Figuur 6.14 toont de waterstandsfrequentielijn en fragility curve voor de dijk bij Brummen voor de situatie met een ijsdek. De waterstandsfrequentielijn is berekend met gebruik van het SOBEK-model.



Figuur 6.14 Waterstandsfrequentielijn en fragility curve voor de dijk bij Brummen; situatie met ijsdek – SOBEK model.

De berekende faalkans, uitgaande van het vereenvoudigde analytische model van paragraaf 6.3.1, is gelijk aan $3.3 \cdot 10^{-6} \approx 1/300.000$ per jaar. Dat is anderhalf keer groter dan de faalkans zonder ijsdek. Figuur 6.15 toont de relatieve bijdrage van de verschillende afvoeren aan de faalkans. In dit geval komt de grootste bijdrage van afvoeren in het bereik van $14.500 \text{ m}^3/\text{s}$ – $16.000 \text{ m}^3/\text{s}$. Verder valt op dat er meerdere “pieken” zijn in deze figuur. Afvoeren van net boven de $5000 \text{ m}^3/\text{s}$ dragen relatief veel bij omdat bij deze afvoeren de extra opzet als gevolg van een ijsdek groter is dan bij afvoeren van $\sim 10.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (zie Figuur 6.8). Verder hebben deze afvoeren natuurlijk een grotere kans van optreden dan hogere afvoeren.

Bij $11.000 \text{ m}^3/\text{s}$ is een tweede piek te zien. De oorzaak daarvan is dat de afgeleide frequentielijn van de afvoer (voor afvoeren kort na vorstperioden) een “knik” heeft bij een afvoer van $11.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (zie Figuur 2.12). Als gevolg daarvan is de kansdichtheid van afvoeren net boven de $11.000 \text{ m}^3/\text{s}$ groter dan van afvoeren net onder de $11.000 \text{ m}^3/\text{s}$. Dat verklaart de sprong in de grafiek Figuur 6.15 bij $11.000 \text{ m}^3/\text{s}$. Dit is dus een artefact van de gefitte frequentielijn en eenvoudig op te lossen door een gladdere fit van de afvoerfrequentielijn af te leiden. Voor nu is dat niet gedaan omdat het vooral een esthetische aanpassing betreft en niet een aanpassing die tot significant andere faalkansen leidt.



Figuur 6.15 Relatieve bijdrage aan de faalkans van de verschillende afvoeren – SOBEK model

7 Conclusies en aanbevelingen

7.1 Temperatuur en rivierafvoer

Historische vorstperioden zijn geanalyseerd. Hierbij is gekeken naar de strengheid van de periode (de vorstindex) en de rivierafvoer opvolgend aan de vorstperiode (hoofdstuk 2.1). Hieruit wordt het volgende geconcludeerd (deelvraag 1):

- Uit de analyse over de periode 1901-2020 blijkt een dalende trend in het aantal vorstperioden, maar deze trend is niet statistisch significant. De dalende trend is dus een indicatie dat er mogelijk sprake is van een afname van de kans op strenge vorstperioden, maar op basis van deze getallen is deze trend niet hard te maken. Ook in de omvang van vorstperioden is geen significante trend waar te nemen.
- Tijdens en direct na een vorstperiode is de afvoer over het algemeen lager dan het langjarige (winter)gemiddelde. De hoogste afvoer wordt bereikt in de periode van 10-15 dagen na de vorstperiode. Vanaf 7 dagen na de vorstperiode wordt de verdelingsfunctie van de gemiddelde afvoeren overschreden en is de kans op een hoge afvoer groter dan gemiddeld. Er is geen statistische correlatie tussen enerzijds de duur en gemiddelde temperatuur van de vorstperiode en anderzijds de afvoer na afloop van de vorstperiode.

Uit literatuurstudie naar de mogelijke gevolgen van klimaatverandering voor het optreden van (strenge) vorstperioden (hoofdstuk 2.2) wordt het volgende geconcludeerd:

- Ook in een warmer wordend klimaat kunnen strenge vorstperioden niet uitgesloten worden.
- Zonder vergaand nieuw onderzoek kan met de huidige stand der meteorologische kennis geen kans berekend worden dat vorstperiode gevolgd wordt door hoge rivierafvoer.

Uit literatuurstudie naar mogelijke ontwikkelingen in de watertemperatuur (hoofdstuk 2.3) wordt het volgende geconcludeerd (deelvraag 2):

- De gemeten trend in watertemperatuur bij Lobith (1979-2018) is beïnvloed door stijgende luchttemperatuur. Voortzetting van deze trend naar 2050 leidt tot +1.3 °C hogere watertemperatuur (in 2100 +3.2 °C).
- Het afschakelen van nucleaire elektriciteitsopwekking in Duitsland zal de watertemperatuur naar verwachting zo'n 1.5 °C verlagen (bij 2000 m³/s). De bijdrage van industriële warmtelozingen varieert op kortere termijn met de economie. In een recessie kan de watertemperatuur daardoor maximaal 2 °C dalen, tijdens een economische bloei 1.5 °C toenemen.

Daarnaast wordt op basis van het onderzoek de volgende aanbeveling aangedragen:

- *Een aanbeveling voor vervolgonderzoek is om een vergelijkbare analyse van samenvallen van hoogwaters met vorstperioden uit te voeren op basis van de GRADE-data¹¹. Het grote voordeel van GRADE is dat het lange reeksen genereert (duizenden jaren indien gewenst). In dergelijke lange reeksen zullen veel meer situaties van samenvallen van hoogwater en ijs optreden. Statistisch geeft dat natuurlijk een reductie van de onzekerheid. Vraag is wel in hoeverre GRADE representatief is voor het "werkelijke" klimaat en dan vooral de extreme vorstperioden.*

¹¹ GRADE = Generator for Rainfall and Discharge Extremes, een stochastisch model waarmee lange reeksen van temperatuur, neerslag en, middels neerslag-afvoermmodellering, rivierafvoeren gegenereerd worden.

Voor neerslag is daar in het verleden uitgebreid naar gekeken, voor temperatuur zijn mogelijk aanvullende validaties nodig.

7.2 IJsvorming tijdens vorst

Voor de ijsvorming die op de rivier ontstaat tijdens vorstperioden kan onderscheid gemaakt worden tussen een ijsdek en een ijssdam. Een vast ijsdek drijft op het wateroppervlak en groeit in de lengte gedurende de vorstperiode. Een ijssdam ontstaat bij een ijsdek als door ongelukkige stromingscondities en de aanvoer van veel ijsschotsen het ijs in de dikte groeit. De kans op een ijssdam is tegenwoordig zeer klein, maar het opstuwende effect op de waterstanden blijft zeer groot. Daartegenover is de kans op het ontstaan van een ijsdek groter, maar resulteert dit in een kleiner opstuwend effect. In het voorliggende onderzoek is gekozen ons te beperken tot onderzoek naar het effect van een ijsdek op de overstromingskans.

Van een ijsdek kan verder geconcludeerd worden dat:

- De gemiddelde aangroeisnelheid vrijwel gelijk is over alle Rijntakken, met een snelheid van ongeveer 0,85 km/uur.
- De opbrekksnelheid ongeveer even hoog is als de aangroeisnelheid, maar in de praktijk significant versneld wordt door de inzet van ijsbrekers. De snelheid waarmee dit gebeurt is niet onderzocht.

Daarnaast worden op basis van het onderzoek de volgende aanbevelingen aangedragen:

- *Zover bekend zijn de historische ijsregistraties enkel in de ijsverslagen beschikbaar. Deze verslagen zijn vaak slecht leesbaar, en vragen veel handwerk om nauwkeurig te analyseren. Aanbevolen wordt de ijsregistraties te digitaliseren zodat toekomstige onderzoeken van deze waardevolle dataset gebruik kunnen maken.*
- *Op basis van deze dataset zou verder onderzoek uitgevoerd kunnen worden naar de snelheid waarmee een ijsdek weer opbreekt (met inzet ijsbrekers), naar de correlatie tussen de temperatuur en het moment van ontstaan van een ijsdek, etc.*
- *In dit onderzoek is enkel gekeken naar het effect van een ijsdek op de overstromingskans. Aanbevolen wordt dit onderzoek uit te breiden met het effect van een ijssdam op de overstromingskans. Een mogelijke methode hiertoe is uitgewerkt in bijlage E.1.*

7.3 Faalkans van de dijk

Door ijsvorming kan de faalkans bij gelijke waterstand toenemen. Kwalitatief en kwantitatief onderzoek is gedaan naar het effect van ijsvorming op de fragility curve langs de IJssel bij Brummen. Hierbij is gebruik gemaakt van software Hydra-NL, en was er een noodzaak voor vele aannames op basis van expert judgement. Uit de studie volgen de volgende conclusies (deelvraag 3):

- De volgende faalmechanismen kunnen significant beïnvloed worden door ijs:
 - Overslag en erosie kruin en binnentalud (GEKB): beschadiging door kruierend ijs
 - Erosie buitentalud (GEBU, AGK, ZST): beschadiging door kruierend ijs
 - Macrostabieliteit binnenwaarts (STBI): als gevolg van de verticale belasting van kruierend ijs.
 - Piping (STPH): door het ontwortelen van bomen op het voorland.
- De conditionele faalkansen met ijsdek zijn grofweg één à drie ordes van grootte groter dan de conditionele faalkansen zonder ijsdek.

Daarnaast worden op basis van het onderzoek de volgende aanbevelingen aangedragen:

- *In de methodiek zijn vele (en grote) aannames gedaan over de effecten van ijs op de faalmechanismen. Als hiervan verder gebruik gemaakt gaat worden dient hier verder onderzoek naar gedaan te worden. Daarbij dient dan ook extra aandacht gegeven te worden aan het faalmechanisme STBU (macrostabiliteit buitenwaarts) tijdens ijsvorming op rivieren.*
- *De aannames zijn daarnaast gedaan voor een casus van een dijkdoorsnede op de Midden-IJssel (bij Brummen). Mogelijk dat de methodiek bij andere dijkdoorsnedes anders uitpakt. Een voorbeeld hiervan is bijvoorbeeld ook het effect van ijs bij kunst- en regelwerken.*

7.4 Opstuwing ijsdek

Een analytisch model is ontwikkeld voor het berekenen van de opstuwing ten gevolge van een ijsdek. Dit model berekent de evenwichtsdiepte bij de toegenomen weerstand en bepaalt de stuwkromme tot het bereiken van deze evenwichtsdiepte op basis van de lengte van het ijsdek. De lengte van het ijsdek wordt bepaald door de duur van de vorstperiode en temperatuur.

Uit de opzet van het model volgen de volgende conclusies (deelvraag 4):

- Een ijsdek groeit met een snelheid variërend tussen 0,3 en 1,5 km/uur (gebaseerd op ijsverslagen). Het model berekent een gemiddelde waarde van ongeveer 0,9 km/uur.
- Na de start van een vorstperiode moet het water eerst afkoelen tot het vriespunt voordat een ijsdek ontstaat. Historische registraties variëren tussen 1 en 8 dagen tot het ijsdek begint te vormen. Het toegepaste lineaire model op basis van het verschil tussen watertemperatuur en luchttemperatuur geeft een goede benadering.
- Een ijsdek over de volledige rivierbreedte zorgt voor opstuwing doordat de weerstand toeneemt door een halvering van de hydraulische straal (factor 0,5). Als een ijsdek alleen in het zomerbed zou optreden, neemt de weerstand minder toe en moet de hydraulische straal vermenigvuldigd worden met een factor tussen 0,5 en 1,0 afhankelijk van de lokale geometrie. Op basis van modelresultaten (SOBEK) zonder ijs en analytische formuleringen van de evenwichtsdiepte en stuwkromme, wordt per rivierlocatie de opstuwing berekend uitgaande van een uniform profiel per berekende locatie. Hierbij wordt uitgegaan van uniforme rivierparameters op het traject met ijs.

Op basis van de berekeningen met het hydraulische model blijken de volgende conclusies:

- Doordat individuele berekeningen worden uitgevoerd per rekenpunt en de resultaten van verschillende locaties feitelijk onafhankelijk van elkaar zijn, ontstaat een relatief grote variatie in waterstanden door de grote variatie in de dwarsprofielen.
- De (potentiele) opstuwing op een locatie door een ijsdek is afhankelijk van de lengte van een ijsdek benedenstrooms van dit punt. Als eenmaal de lengte van een ijsdek lang genoeg is (in verhouding met de halveringslengte van waterstandseffecten) dan is de evenwichtsdiepte bereikt en zal verdere aangroei van het ijsdek geen extra opstuwing meer geven. Hierdoor zijn de verschillen tussen een strenge vorstperiode en een zeer strenge vorstperiode verwaarloosbaar.
- Door een langere of strengere vorstperiode ontstaat een langer ijsdek en daardoor een grotere opstuwing. In de uitgevoerde berekeningen wordt op de IJssel al het niveau van de vroegere maatgevende waterstanden bereikt bij een afvoer van 8.000 m³/s bij Lobith. De opstuwing ten opzichte van de situatie zonder ijs ligt dan bij orde 1 m. Dat past bij observaties uit de ijswinter 1940/41.
- Op basis van de toekomstscenario's voor lozingen en klimaatverandering kan de basistemperatuur van de Rijntakken (voor aanvang vorstperiode) afnemen met 1,7 °C. Hierdoor begint de groei van een ijsdek eerder en groeit een ijsdek sneller. De lengte van een ijsdek is hierdoor tussen de 5 en 20 km langer dan berekend voor het huidige klimaat. Binnen de aannames van deze studie is dit verschil maar klein, maar kan zodoende wel een gevoel gekregen worden voor het effect van de watertemperatuur.

Daarnaast worden op basis van het onderzoek de volgende aanbevelingen aangedragen:

- *In dit onderzoek is de analyse uitgevoerd voor ieder unieke punt in de rivier. De resultaten geven hierdoor een grote variatie in opstuwing door dit model. In werkelijkheid wordt de opstuwing op ieder punt ook beïnvloed door de stromingscondities benedenstrooms van dit punt. Aanbevolen wordt om ofwel het model grootschalig uit te breiden en deze benedenstroomse condities mee te nemen, of juist te versimpelen door naar een meer uniform (of gemiddeld) profiel te kijken. Enkele gedachten over deze vereenvoudiging zijn uiteengezet in bijlage E.2.*
- *Het model voor de berekening van de opstuwing is gevalideerd op de berekende opstuwing ten opzichte van historische perioden. Een validatie van het model voor (de snelheid van) de vorming van een ijsdek is wel vergeleken met kentallen uit analyses van ijsverslagen, maar niet gevalideerd op de vorming van een ijsdek van specifieke vorstperioden. Als de registraties van de ijsdekken digitaal aanwezig zijn, wordt aanbevolen deze validatie uit te voeren.*
- *Voor het beoordelen van de significantie van ijsvorming kan dit afgezet worden tegen de lokale decimeringshoogte. Locaties met een lage decimeringshoogte (zoals bij rivierverruimingen) zullen vermoedelijk kwetsbaarder zijn voor de extra opstuwing door ijs.*

7.5 Overstromingskans

Een stochastisch model is ontwikkeld om de waterstandsverdeling te bepalen voor vorstperioden. Om de extra opzet als gevolg van ijsvorming te bepalen zijn twee modellen gebruikt:

- 1 Een eenvoudig model waarin de extra opzet gelijk is aan 1 m voor strenge vorstperioden (vorstindex > 100) en gelijk aan 0 voor minder strenge vorstperioden.
- 2 Een SOBEK-model waarmee voor verschillende condities van afvoer, en de duur en gemiddelde temperatuur van de vorstperiode een inschatting is gemaakt van de opzet.

Hieruit volgen de volgende conclusies (deelvraag 5):

- De kans op hoge afvoeren tijdens een vorstperiode is kleiner dan deze kans gedurende het hele jaar. Daarom ligt (bij uitblijven van een ijsdek) de waterstandsfrequentie tijdens een vorstperiode lager. Als bij strenge vorst een ijsdek ontstaat kan de extra opstuwing resulteren in waterstanden die vergelijkbaar en soms zelfs hoger liggen dan de vigerende waterstandsfrequentielijn.
- Diverse aannames in de beide modellen in combinatie met de keuze voor de locatie bij Brummen hebben grote invloed op het resultaat. De Q-h-relatie bij Brummen heeft in het hoge bereik een zeer vlak verloop, waardoor een extra opstuwing van, bijvoorbeeld, 1 meter door het ijsdek veel groter is dan de waterstandstoename ten gevolge van de 1:100 afvoer (13.000 m³/s) naar de 1:10.000 afvoer (16.000 m³/s): ongeveer een halve meter.
- Bij herhaling van de berekening voor een andere locatie (Pannerdensche Kop) met een steilere waterstandsfrequentielijn, is de bijdrage van een (constante) opstuwing door een ijsdek veel minder groot.
- De faalkans is bepaald door het integreren van de kansdichtheidsfunctie van de waterstanden en de faalkans bij de dijk bij Brummen. Dit is afzonderlijk uitgevoerd voor de situatie zonder ijs (dus de vigerende waterstandsverdeling met de vigerende fragility curve) en voor de situatie met ijs (voor de beide modellen).
- In de situatie met ijs is de faalkans ongeveer anderhalf tot twee keer groter dan de situatie zonder ijs (afhankelijk van de keuze van model 1 of 2). Volgens deze berekeningen is er dus een grotere kans dat de dijk bij Brummen faalt door toedoen van een ijsdek (in combinatie met een hoge afvoer) dan door toedoen van een (extreem) hoge afvoer zonder ijsdek.

Voor andere locaties zullen resultaten anders zijn. Voor locatie Pannerdense Kop is het waarschijnlijk dat de faalkans groter is voor de situatie zonder ijs.

- De resultaten lijken dus aan te geven dat een ijsdek wel degelijk relevant kan zijn voor het overstromingsrisico, omdat ze voor frequenties die getalsmatig in het bereik liggen van de norm tot hogere waterstanden leiden. Echter, de resultaten zijn behept met de nodige onzekerheden.

Binnen de aannamen van deze studie, wordt geconcludeerd dat er een significante bijdrage is van ijsvorming aan de overstromingskans.

Daarnaast worden op basis van het onderzoek de volgende aanbevelingen aangedragen:

- *Vanuit Rijkswaterstaat is aangegeven dat het aanbeveling verdient een studie naar de overstromingskans ook uit te voeren voor andere systemen. Met name het onderzoeken naar het risico van ijsvorming op de overstromingskans rondom meren en het daarbij ophalen van diverse kennis wordt aangemerkt.*
- *Het onderzoek heeft zich beperkt tot de Rijntakken, terwijl ook op de Maas een risico op ijsvorming aanwezig is. Voor het effect van een ijsdek op de Maas kan de studie op vergelijkbare wijze worden ingestoken als voor de Rijntakken (met de vereenvoudiging aangegeven in bijlage F.2). Het effect is vermoedelijk ook vergelijkbaar met dat op de Rijntakken. De start van een ijsdek zal vermoedelijk rondom de Bergsche Maas liggen (ervan uitgaande dat alle stuwen worden gestreken). Daarnaast is de kans op de vorming van een ijsdam op de Maas significanter: de stroomsnelheid is veel minder uniform op de Grensmaas.*

8 Referenties

- Beltaos, S. (1995) River ice jams. Highlands ranch, Colorado, VS: Water resources publications, LLC. ISBN: 091833487.
- Boderie, P. en S. Loos (2019) Evaluatie relatie tussen watertemperatuur, debiet en luchttemperatuur voor voorspelling bovenstroomse rivierrenden Landelijk Temperatuur Model. Januari 2019, Deltares project 11202216
- Boderie (2011) Water temperature Rhine. Contribution of cooling water to the ambient water temperature: measurements and models. Deltares report 1203156.
- Bonte, M. en G. Zwolsman (2009) Klimaatverandering en verzoeting van de Rijn. KWR Watercycle Research Institute. H2O / 20-2009
- De Luca, P., G. Messori, D. Faranda, P.J. Ward, D. Coumou (2020) Compound Hot-Dry and Cold-Wet Dynamical Extremes Over the Mediterranean. Earth System Dynamics, preprint in discussion. <https://doi.org/10.5194/esd-2020-21>
- Dijkstra, Y. (2012) Het effect van ijs op waterstanden van Nederlandse rivieren. BSc. Thesis Universiteit Twente, Rijkswaterstaat, HKV lijn in water
- Francis, J. A. (2017) Why Are Arctic Linkages to Extreme Weather Still up in the Air?, Bulletin of the American Meteorological Society, 98(12), 2551-2557. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0006.1>
- Francis, J.A. en S.J. Vavrus (2012) Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. Geophys. Res. Lett., 39, L06801. <https://doi.org/10.1029/2012GL051000>
- De Haas (1986a) IJsafvoerproblematiek voor de grote rivieren en de Rijndelta (deel 1; Algemeen gedeelte en IJsafvoerstrategie). Rijkswaterstaat.
- De Haas (1986b) IJsafvoerproblematiek voor de grote rivieren en de Rijndelta. Deel 2 Bijzondere onderwerpen. Rijkswaterstaat.
- Hardenbicker, P et al. (2017) Water temperature increases in river Rhine in reponse to climate change. Reg. Environ change (2017) 17: 299-308. DOI 10.1007/s10113-016-1006-3.
- Hüsken (2019) Verslag DOB: Deskundigen Oordeel voor Beoordelingsstrategie Oostvaardersdijk.
- ICPR (2011) Study of scenarios for the discharge regime of the Rhine. ICPR-report 188.
- ICPR (2014) Estimation of the effects of climate change scenarios on future Rhine water temperature development. International Commission for the Protection of the Rhine, ICPR-Report No. 214, Appendix D.
- Jong, J. de (2020) Effect van een nieuwe bodemhoogte 2050 op de waterstanden en afvoeren op de Rijnakken. Deltares memo 11203738-005-BGS-0011 d.d. 19 januari 2020
- Kaaij, T. van der, Y. Huismans, M. Mens (2019) Achtergrondconcentratie. Deltares presentatie d.d. 6 maart 2019
- Klaassen, G.J. (1976) Invloed van ijsvorming op de frekwentie van waterstanden langs de Rijn en zijn takken in Nederland, verslag vooronderzoek. Rapport R1104. Delft: Waterloopkundig laboratorium.
- Kornhuber, K., S. Osprey, D. Coumou, S. Petri, V. Petoukhov, S. Rahmstorf, L. Gray (2019) Extreme weather events in early summer 2018 connected by a recurrent hemispheric wave-7 pattern. Environmental Research Letters, Volume 14, Number 5. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab13bf>
- Termes & Boogaard (1991a) Voorkomen van ijs op de Nederlandse Rijnakken. Oriënterend literatuuronderzoek. WL | Delft Hydraulics.

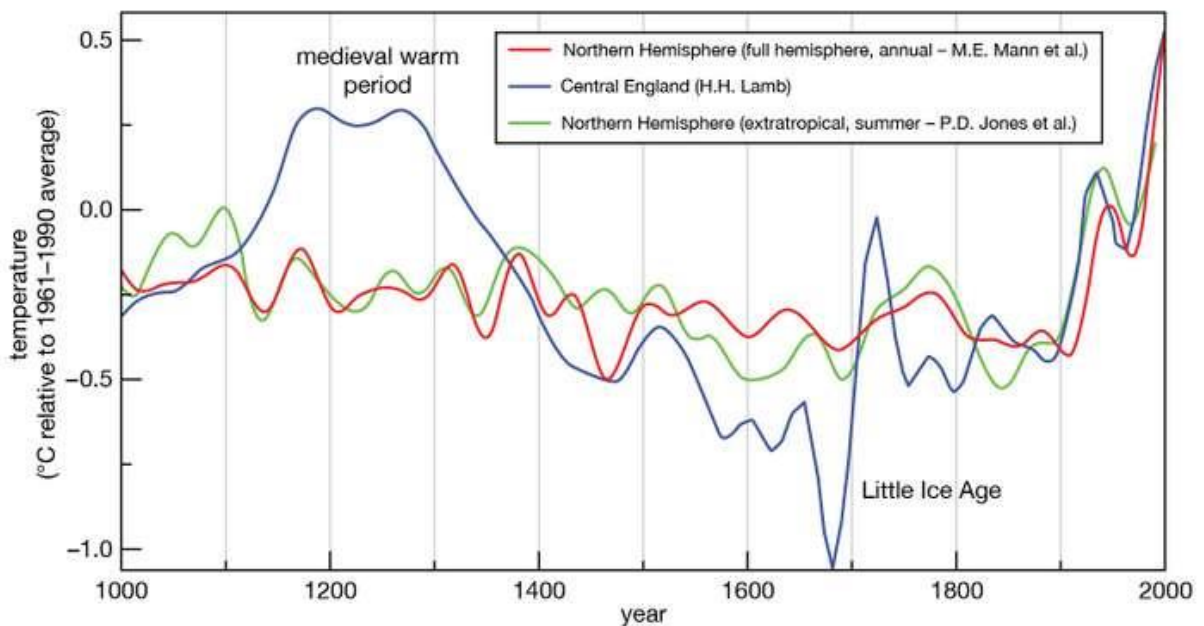
- Termes & Boogaard (1991b) Voorkomen van ijs op de Nederlandse Rijntakken. Kans op potentieel gevaarlijke situaties. WL | Delft Hydraulics.
- Mourik, G.C. (2015) Prediction of the erosion velocity of a slope of clay due to wave attack. WTI-2017. Deltares rapport, kenmerk 1209437-017-HYE-0003, 5 January 2015, final
- MinVenW (1955) Gegevens hoogwater 1955 met 13 kaarten, ministerie van verkeer en waterstaat; directie Oost-Nederland, Oktober 1955.
- Ministerie van Infrastructuur en Milieu (2017) Regeling veiligheid primaire waterkeringen 2017. Bijlage III Sterkte en veiligheid
- Oldenborgh, G. van, E. Mitchell-Larson, G.A. Vecchi, H. de Vries, R. Vautard, F. Otto (2019) Cold waves are getting milder in the northern midlatitudes. *Environ. Res. Lett.* 14 114004. <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/ab4867>
- Oudshoorn, H.M. (1970) Ice formation and associated hydrodynamic effects in the lower part of the River Rhine. Proc. IAHR Symposium on Ice and its action on hydraulic structures, Reykjavik, Iceland, September 1970.
- Rijkswaterstaat (1953). IJsverslag winter 1941 – 1942
- Rijkswaterstaat (1956). IJsverslag winter 1946 – 1947
- Rijkswaterstaat (1967). IJsverslag winter 1955 – 1956
- Rijkswaterstaat (1979). IJsverslag winter 1978 – 1979
- Screen, J.A. en I. Simmonds (2014) Amplified mid-latitude planetary waves favour particular regional weather extremes. *Nature Clim Change* 4, 704–709 (2014). <https://doi.org/10.1038/nclimate2271>
- Sweers, H.E. (1979) A monogram to estimate the heat exchange coefficient at the air water interface as a function of wind speed and temperature; a critical survey of some literature. *Journal of Hydrology*, vol.30
- Vriend, H.J. de, H. Havinga, P.J. Visser, Z.B. Wang (2006) Dictaat CT3340 Rivierwaterbouwkunde. April 2006.
- Wijngaarden, H. (1960) Ijsbezwaar op de Bovenrivieren. Rijkswaterstaat, Directie Bovenrivieren, Afdeling Studiedienst, nota 60.2.
- Wemelsfelder, P.J. (1940) De invloed van het ijs op de waterstanden der groote rivieren.
- Wijbenga, J.H.A. (1993) Invloed van nevengeulen op ijsgang. Rapport Q1674. Delft: Waterloopkundig laboratorium.
- Wijbenga, J.H.A., J.J.P. Lambeek, E. Mosselman, R.L.J. Nieuwkamer & R.H. Passchier (1993) Toetsing uitgangspunten rivierdijkversterkingen. Deelrapport 2: Maatgevende belastingen. Rapport voor Commissie Boertien, Waterloopkundig Laboratorium en European-American Center for Policy Analysis.
- Witteveen + Bos (2008) Decimeringshoogten TMR2006.
- Woollings, T., Barriopedro, D., Methven, J. et al. (2018) Blocking and its Response to Climate Change. *Curr Clim Change Rep* 4, 287–300 <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0108-z>
- Zavarsky, A and L. Duester (2020) Anthropogenic influence on the Rhine water temperatures. Department G4 – Radiology and Monitoring, Federal Institute of Hydrology, Koblenz, Germany. <https://hess.copernicus.org/articles/24/5027/2020/#bib1.bibx34>
- Zagonjolti & Mosselman (2019) Invloed van de kribverlagingsmaatregel bij het Pannerdensch Kanaal op de ontwikkeling van de ijssdammen. Deltares rapport 11202188-009-ZWS-0014

A Ice dams in the Rhine: a meteorological perspective

Introduction

In the historical evolution of the Rhine river shipping and flood control have been strong incentives to modify its shape and flow regime. In the 17th and 18th century frequent *ice dams* occurred that led to severe flooding. This is consistent with paleo-reconstructions of Northern Hemisphere and European temperature records, where a clear regional (European) “little ice age” is documented (see Figure 1 and references therein).

Estimated temperature variations for the Northern Hemisphere and central England (1000–2000 CE)



Sources: M.E. Mann et al., "Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations," *Geophysical Research Letters*, 26:759–762 (1999); P.D. Jones et al., "High-resolution Palaeoclimatic Records for the Last Millennium: Interpretation, Integration, and Comparison with General Circulation Model Control Run Temperatures," *Holocene*, 8:477–483 (1998); H.H. Lamb, "The Early Medieval Warm Epoch and Its Sequel," *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1:13–37 (1965).

Figure 1: illustration of European little ice age

(source: <https://www.britannica.com/science/Little-Ice-Age>)

Also for the evaluation of present day and future flood risk in the Rhine river occurrence frequency and underlying mechanisms of ice dams and related flood risk are of continued interest. Observed and projected global and regional warming lead to a detectable decrease of the statistical likelihood of cold extremes that are needed to create ice dams (see e.g. Van Oldenborgh et al., 2019; and Figure 2), a topic that attracted renewed interest after the major cold spell in North Eastern US in the early 2018/2019 winter.

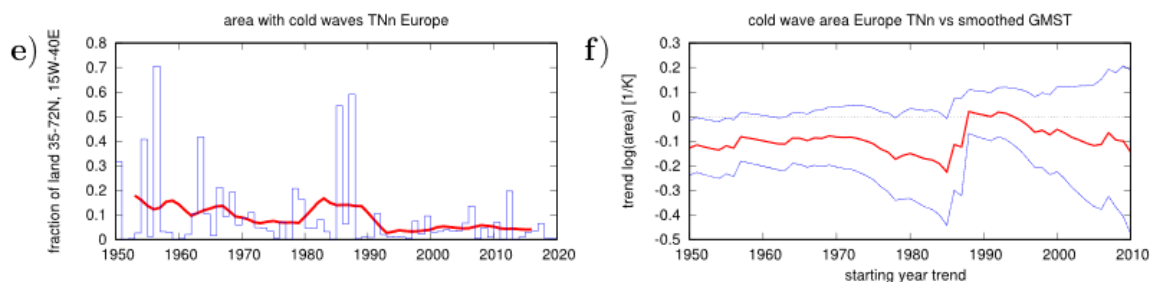


Figure 2: left: fraction of spatial area in Europe experiencing a cold wave (defined as the seasonal mean minimum temperature not exceeding a low threshold) since 1950; right: slope of the trend in this fractional extend as function of the trend period, defined by varying the trend period start date. In the recent decades a (small) positive trend is apparent, but over the longer time period a negative trend is dominant (source: van Oldenborgh et al., 2019).

Yet, even in a warming climate meteorological conditions that lead to an extreme cold spell cannot be excluded. In most cases, ice dams are formed by ice packages that break up and block the outflow of upstream generated discharge. With the current flood protection infrastructure designed at safety standards that are much more stringent than in the 17th and 18th century, an ice dam would only lead to a noticeable increase in flood risk when it is combined with a major discharge peak from excessive upstream precipitation and/or snow melt conditions. This implies that a particular combination of meteorological conditions leading to both ice formation and a discharge peak is required for noticeable changes in flood risk induced by ice dams.

Cold waves in a warmer climate

Mechanisms have been proposed that link the occurrence of extreme cold episodes in the Northern Hemisphere to global warming. A study by Francis and Vavrus (2012) illustrates that the Arctic amplification of warming leads to reduced equator-pole gradients in atmospheric thickness, that promotes the stagnation of the meandering large scale Rossby wave and thus favors persistent advection of cold air masses to specific regions. This theory has been criticized in subsequent studies, mainly because of a lack of empirical evidence, a low signal/noise detection level, dependence on the background climate, poor model performance and conflicting physical theory (see Francis (2017) for a review).

Another line of evidence is the analysis of atmospheric blockings, which are circulation patterns that are responsible for persistent low-cloud weather patterns giving rise to warm summers and cold winters at mid-latitude regions. Woollings et al. (2018) has provided a review of blocking frequency in current and future climate, and apart from noting a generic difficulty of climate (and seasonal forecasting) models to reproduce the observed frequency and intensity of blockings, the climate change signal is pretty small and noisy (Figure 3).

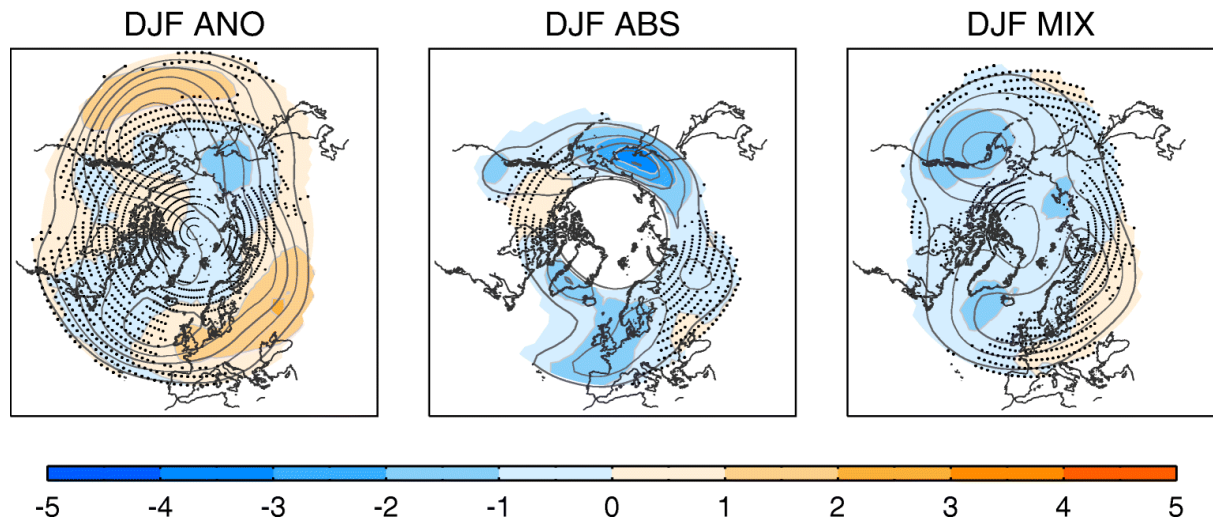


Figure 3: projections of wintertime (DJF) blocking frequency (in percentage of days), for 3 different blocking detection methods. Projections are for a high warming scenario (RCP8.5) and end of century (source: Woollings et al, 2018)

From these studies no hard conclusions on the systematic change in the likelihood of persistent cold spells that could induce the formation of river ice and ice dams can be made. The statistical records suggest that the coldest extremes are subject to a warming trend (van Oldenborgh et al, 2019), but the adverse cold weather conditions during the US 2018/2019 winter season demonstrate that extreme and disruptive events do still occur.

Compound occurrence of cold and wet spells

As indicated before, a problematic ice dam blocking requires consecutive occurrence of an extreme low temperature episode in the lower parts of the Rhine river, followed by extreme rainfall and/or rapid and considerable snowmelt generating a high discharge peak that would increase the risk of flooding. The emerging literature of compound events yields new insights in physical and statistical relationships between different climatic drivers or modes of variability. De Luca et al. (2020) analyse the coupling between dry-hot and cold-wet extremes in the Mediterranean, and conclude that this coupling is asymmetric, promoting the joint occurrence of dry and hot extremes and giving low evidence of systematic cool and wet extreme combinations. The dry-hot interaction can be understood from a thermodynamic coupling of low evaporative cooling, low moisture content/cloud cover and high radiative energy supply under stagnant (blocked) atmospheric conditions. A wet-cool interaction is less straightforward, since high precipitation rates normally require a large advection of moisture (so no stagnant atmosphere) or a strong convective recycling (which is not necessarily consistent with cool conditions).

However, a dynamic circulation scenario can be imagined that would lead to a cold spell in a given region followed by a period with strong advection of moisture and heat into the domain. For summer conditions Kornhuber et al. (2019; Figure 4) argued that a dynamic link exists between extreme hot and wet conditions across all continents at the Northern Hemisphere during the 2018 (and some other) summer seasons. A circum-global Rossby wave connected the hotspots in the corresponding ridges and troughs. Also a study by Screen and Simmonds (2014) makes a connection between stagnant weather and persistent Rossby waves that are slowly moving and have a large wave amplitude. In this study it is demonstrated that particularly areas on the western side of continents (including our region in Europe) exhibit strong connections between extreme persistent weather and large-scale circulation waves.

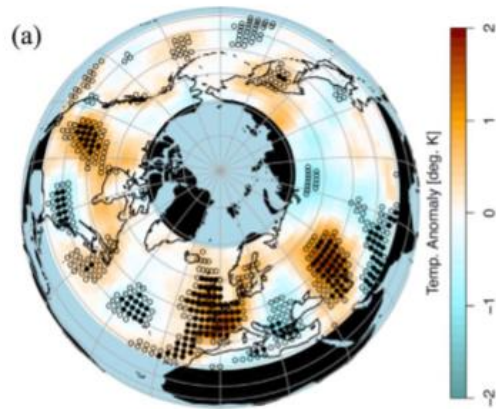


Figure 4: Composite of observed surface temperature anomalies over the NH mid-latitudes during weeks of high so-called wave-7 amplitudes in summer (JJA) over the NH mid-latitudes (source: Kornhuber et al., 2019)

The meteorological situation of interest (a cold winter spell forming ice, followed by wet/warm conditions promoting a discharge peak) can in principle occur when a stagnant Rossby wave, with a cold cell with polar air overlies Western Europe, is slowly moving eastward until our region is under a warm ridge that would promote moisture and heat advection into the area. However, documentation of this conceptually plausible weather scenario could not be found in the literature, and an historic analogue is not readily identified. It is well possible that in extensive archives of seasonal forecasts and/or climate projections circulation patterns can be found that give rise to this particular sequence of events. It is unlikely that a firm statistical probability of this specific configuration can be established.

B Onderzoek watertemperatuur

B.1 Literatuurstudie

Een vijftal bronnen zijn geraadpleegd. In Tabel B.1 zijn de hoofdlijnen van iedere studie aangegeven. In de daarop volgende paragrafen zijn de bronnen uitgebreider beschreven.

- [1] ICPR (2014)
- [2] Zavarasky & Duester (2020)
- [3] Boderie & Loos (2019)
- [4] Hardenbicker et al. (2017)
- [5] Boderie (2011)

Tabel B.1 Overzicht van de bronnen

	Doel studie	Techniek	Variabelen	Opmerking
[1]	Effect klimaatverandering en invloed lozingen	deterministische modellen	Volledige meteo en afvoer en 2 lozing varianten (reëel=50% vergund en nul)	IRC gedragen Analyse winterdagen
[2]	Invoel lozingen Relatie $T_{wat}=f(T_{air}, Q)$	statistiek	Lucht temperatuur, debietklassen Looptijden	Invoel economie op lozingen
[3]	Effect klimaatverandering	deterministisch model (QSim)	Volledige meteo en afvoer	(-)
[4]	Relatie $T_{wat}=f(T_{air}, Q)$	statistiek	Lucht temperatuur, debiet Lobith	Eenvoudiger dan [2] Specifieke relatie voor winter periode
[5]	Effect klimaatverandering en invloed lozingen	deterministische modellen (Delwaq, QSim)		invloed lozingen als functie van afvoer

B.1.1 ICPR (2014)

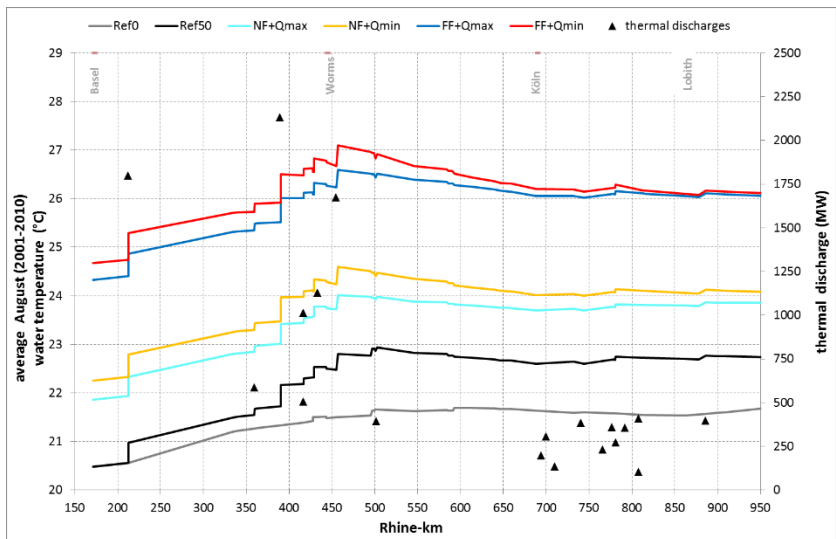
Met drie temperatuurmodellen is een inschatting van de toekomstige ontwikkeling van de temperatuur van het Rijnwater van Bazel tot de Rijndelta op basis van klimaatscenario's gemaakt in opdracht van de ICPR (2011). Bij de inschatting is er uitgegaan van bestaande waterhuishoudings- of waterbewegingsmodellen voor op verschillende Rijntrajecten: LARSIM-WT (LUBW voor het traject van Bazel tot Worms en SOBEK (RWS) voor het traject van Worms tot de Rijndelta. Als referentieperiode is 2001-2010 gebruikt, de scenarioberekeningen maken gebruik van klimatologische en hydrologische scenario's van de ICPR (2011) met de tijdshorizonten 2021-2050 (nabije toekomst, NF) en 2071-2100 (verre toekomst, FF), zie Tabel B.2. De gehele referentieperiode wordt doorgerekend voor aangepaste condities (meteorologie en afvoer) behorend bij deze scenario's.

Tabel B.2 Gebruikte klimaat vectoren voor scenario's (ICPR, 2014)

N r.	Naam	Modellsimulatie	Periode	Warmtelozing	Zomer-afvoer	Winter-afvoer	Lucht
1	Referentie (Ref50)	Referentie (actueel) met warmtelozingen	2001-2010	50% van de vergunde lozingen in 2010	2001-2010	2001-2010	2001-2010
2	Referentie zonder warmtelozingen (Ref0)	Referentie (actueel) zonder warmtelozingen	2001-2010	Geen warmtelozingen	2001-2010	2001-2010	2001-2010
3	NF-Qmax	Scenario voor de nabije toekomst met maximale afvoer en warmtelozingen zoals in Ref50	2021-2050	50% van de vergunde lozingen in 2010	+10%	+15%	Luchttemperatuur +1,5
4	NF-Qmin	Scenario voor de nabije toekomst met minimale afvoer en warmtelozingen zoals in Ref50	2021-2050	50% van de vergunde lozingen in 2010	-10%	0%	Luchttemperatuur +1,5
5	FF-Qmax	Scenario voor de verre toekomst met maximale afvoer en warmtelozingen zoals in Ref50	2071-2100	50% van de vergunde lozingen in 2010	-10%	+15%	Luchttemperatuur +4,0
6	FF-Qmin	Scenario voor de verre toekomst met minimale afvoer en warmtelozingen zoals in Ref50	2071-2100	50% van de vergunde lozingen in 2010	-25%	-5%	Luchttemperatuur +4,0

De modellen zijn gekalibreerd op basis van de daadwerkelijke warmtelozingen en de Hydrometeorologische meetwaarden voor de periode 2001-2010. Voor de scenarioanalyses zijn er op basis van de uitkomst van de studie naar scenario's. Omdat de omvang en de verdeling in de tijd van de toekomstige warmtelozingen onbekend is, is in alle scenario's uitgegaan van 50% van de vergunde lozingen in 2010. Deze waarden komen bij benadering overeen met de actuele warmtelozingen in de referentieperiode (12.000 MW). De watertemperaturen aan de randen van het model (Rijn bij Bazel en zijrivieren, zoals bijvoorbeeld de Neckar) zijn bepaald rekening houdend met klimaatparameters, de invloed ervan is niet groot. Voor de zomer is het resultaat van de studie samengevat in onderstaande figuur waarin te zien is dat in de zomer (augustus) bij Lobith:

- De invloed van warmtelozingen bij orde 1.5°C is
- De klimaatvector voor het NF scenario resulteert in +1.3°C
- De klimaatvector voor het FF scenario resulteert in ruim +3.2°C

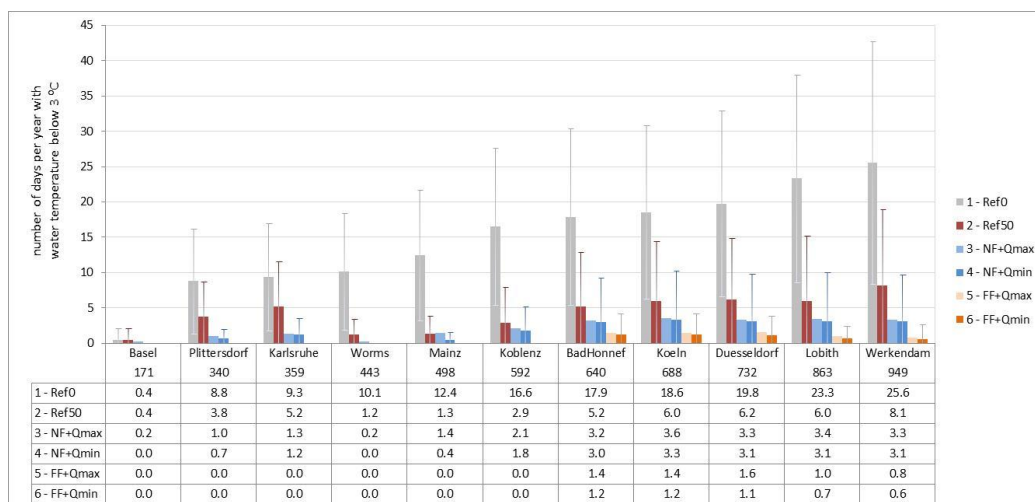


Figuur B.1 Verloop van de gemodelleerde watertemperatuur in de Rijn van Basel naar Nederland onder de condities zoals vermeld in Tabel B.2

De hoofdinteresse van de studie ging uit naar de zomerperiode maar in de Engelstalige rapportage is ook onderstaande analyse van wintertemperaturen te vinden:

Figuur B.2 shows the average number of days per year the water temperature is below 3°C. The reference situation (Ref50) clearly shows a minimum of the number of “cold” days at Worms. This minimum is a consequence of the location of the input of thermal discharges along the Rhine. Compared to the natural situation without heat inputs (Ref0) the yearly averaged number of days with water temperature less than 3°C reduces from 10 days to zero days around Worms. For the Rhine stretches less influenced by thermal heat inputs up to Lobith the number of days with water temperature below 3°C in the reference situation (Ref50) ranges from 4 to 6, this number is reduced to 1-3 in the near and to 0-1 in the far future.

The reduction of the number of days with water temperature below 3°C going from the natural (Ref0) to the reference situation (Ref50) is relatively large compared to the further reduction as a result of the effects of assumed climate change. Heat discharges in winter have a significant impact on the statistic evaluated. This may be a result of the fact that cooling of excess heat is slower at lower water temperatures (Sweers, 1979).



Figuur B.2 Average number of days per year having water temperature below 3°C along the Rhine. Results of LARSIM (Basel-Worms) and SOBEK (downstream of Worms). Bars cover 80% of the yearly variation in the number of days below 3°C in the period 2001-2010 (shown for Ref50, NFQmin and FFQmin only).

B.1.2 Zavorsky & Duester (2020)

Watertemperatuur van het Rijnstroomgebied op basis van een via empirisch relatie tussen luchttemperatuur (TI) en afvoer waarbij TI een ruimtelijk gewogen en tijdgemiddeld (lopend gemiddelde) van de gemeten luchttemperatuur is. Voorspellingen voor 4 meetstations in de Rijn, meest benedenstroomse is Keulen. Het niet verklaarde deel van het regressiemodel (verschil tussen gemeten watertemperatuur en T_w uit regressie analyse) is door auteurs gedefinieerd als RBT (Rhine Base Temperature). Veranderingen in RBT worden geanalyseerd door ze te correleren aan lange- en korte termijn (<5 jaar) veranderingen, o.a. in warmtelozingen door NPP en het Bruto Nationaal Product als graadmeter voor de economie. Met de methode wordt onderscheid gemaakt tussen antropogene invloed (warmtelozingen) en klimaatverandering (luchttemperatuur). Let wel dat alle korte termijn veranderingen toegeschreven worden aan invloed van lozingen. (dat hoeft niet zo te zijn!).

Lange termijn trend: Trend in watertemperatuur (1979-2018) is beïnvloed door stijgende luchttemperatuur en afschakelen van nucleaire elektriciteitsopwekking. De invloed van de NPP bij Keulen was op het hoogtepunt van de warmtelozingen in de periode 1996-1998 jaargemiddeld orde maximaal 1.5°C, deze invloed nu (2018) tot nul gereduceerd. Dat lijkt plausibel omdat de warmtelast door NPP in 2018 nog maar 40% is van de last in 1998 en er benedenstrooms van Worms geen NPP warmtelozingen meer zijn (waardoor het surplus warmte bij Keulen grotendeels verdwenen is).

Korte termijn trends laten grote(re) schommelingen RBT zien: -2 tot +1.5 °C (bij Keulen) die worden toegeschreven aan de fluctuaties in de bijdrage van industriële warmte lozingen (NPP worden verondersteld constant te zijn op deze termijn). Tussen 1998 en 2000 (burst of the dot com bubble) neemt RBT af van +1.5 naar -2 °C.

Economie kan dus $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ naar boven (bloei) en naar beneden (recessie) betekenen t.o.v. de natuurlijke watertemperatuur.

B.1.3 Boderie & Loos (2019)

Tw stijging in 60 jaar (1961-1990 tot 2021-2050) is 0.6-1.4 °C, dus 0.01-0.023 °C/jaar berekend met een op fysische processen gebaseerd model QSim waarin géén rekening met warmtelozingen is gehouden. QSim is een deterministisch model van BfG, vergelijkbaar met Delwaq. De studie voegt niet zoveel toe ten opzichte van IPCC (2014).

B.1.4 Hardenbicker et al. (2017)

Er zijn relaties afgeleid tussen watertemperatuur enerzijds en afvoer en luchttemperatuur anderzijds voor Lobith en Eijsden. Dit is gedaan op basis van metingen van debiet (Q), luchttemperatuur (Tair) en watertemperatuur uit de periode: 2000-2015. De relatie voor Lobith is bepaald met Python's reg.fit module, een reguliere kleinste kwadraten methode waarbij Tw_offset automatisch wordt bepaald. De score van de vergelijking op de gebruikte watertemperatuurdata in de periode 2000-2015 is uitgedrukt als rmse of de gekwadrateerde versie r^2 .

Er is onderzocht hoe de rmse varieert wanneer de volgende invoer in de relatie varieert:

- de periode van gebruikte gegevens (maand, seizoen, jaar)
- de periode van het lopend gemiddelde van de afvoer
- de periode van het lopend gemiddeld van de luchttemperatuur

De score van de regressievergelijking bleek gevoelig voor de middelingsperiode van de luchttemperatuur maar niet voor die van het debiet waarvoor 7 dagen wordt gebruikt. Een voorbeeld van de prestatie van de relatie voor de winter (december-februari 2018) is gegeven in de bijlage.

Voor Lobith (zie Tabel B.3) varieert de optimale middelingsperiode voor de luchttemperatuur per maand tussen 15 dagen in december en 6 dagen voor augustus. Zomermaanden geven een betere fit bij middelingsperiodes rond 6-8 dagen. De kortere middelingsperiode kan verklaard worden uit de (in het algemeen) lagere afvoer in de zomer. De score voor nsc en r^2 correleren goed en beide zijn daarmee geschikt voor de beoordeling van de kwaliteit van de relatie. Merk op dat rmse en mae de eenheid °C hebben en de waarde afhankelijk is van de watertemperatuur, scores voor de zomer zijn daarom meestal slechter dan voor de winter. Een relatie wordt als 'goed' (groen) beoordeeld als de nsc score > 0.75 is. Voor Lobith is voor de periode mei-september maandelijks een goede relatie afgeleid. Buiten die periode is de score van de relaties minder goed, dat geldt dus ook voor de wintermaanden! Als een relatie wordt toegepast voor één winter zoals in de bijlage voor het jaar 2018 is de score wel goed.

Invloed van warmtelozingen is impliciet in de gegevens meegenomen maar kan op grond van IPCC (2014) en Zavarsky & Duyster (2020) als beperkt worden gezien.

Tabel B.3 Resultaten lineaire relaties (coëfficiënten vergelijking 1 in kolommen 4,5,6) afgeleid voor de periode 2000-2015 op locatie Lobith. Per maand en per seizoen is de optimale middelperiode voor de luchttemperatuur (kolom 2) en afvoer (kolom 3) bepaald. De prestatie (r^2) en aantal datapunten (n) van de relatie bij de afleiding (2000-2016) zie kolom 7 en 8. De prestatie van de relatie in de toepassingsperiode van 3 jaar (2016-2018) zie kolommen 9-13.

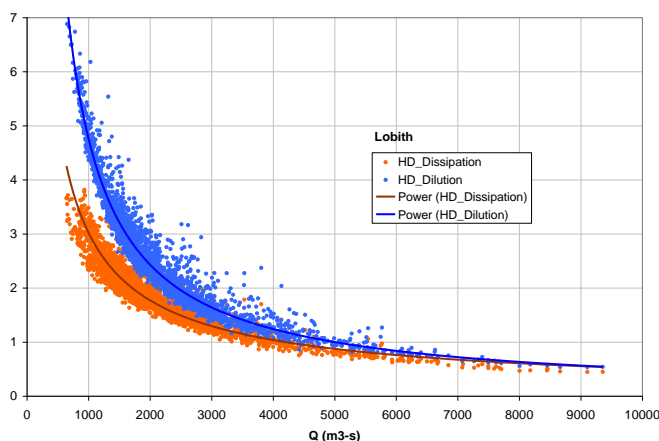
Maand	middelperiode		coëfficiënten nieuwe relatie			afleiding		toepassing nieuwe relatie				
	moving average	moving average	Tair_constant	Q_constant	TW_offset	r2	n	rmse	mae	nsc	n	r2
	Tair	Q										
Dec	15	7	5.29E-01	-7.02E-05	4.77	0.73	431	0.76	0.62	-0.44	56	0.37
Jan	10	7	4.31E-01	5.91E-05	3.97	0.79	427	0.76	0.59	0.79	91	0.89
Feb	9	7	4.76E-01	-5.07E-05	4.37	0.77	394	0.77	0.57	0.55	81	0.65
Winter	13	7	5.26E-01	-1.64E-04	4.61	0.74	1249	0.92	0.72	0.54	228	0.65
Mar	14	7	6.89E-01	-1.81E-04	5.14	0.77	429	1.03	0.74	0.75	93	0.83
Apr	12	7	7.73E-01	-6.06E-04	7.21	0.82	426	1.08	0.90	0.67	90	0.84
May	9	7	6.76E-01	-9.72E-04	10.37	0.76	490	1.26	0.95	0.78	86	0.85
Spring	15	7	1.01E+00	-4.44E-04	4.71	0.92	1345	1.41	1.11	0.90	269	0.92
Jun	9	7	7.70E-01	-1.14E-03	10.72	0.83	478	0.93	0.75	0.76	90	0.84
Jul	6	7	6.54E-01	-1.54E-03	13.48	0.84	491	0.98	0.78	0.60	93	0.85
Aug	7	7	6.92E-01	-9.13E-04	11.48	0.80	486	0.65	0.53	0.80	91	0.83
Summer	7	7	6.91E-01	-1.19E-03	12.05	0.85	1455	0.82	0.65	0.81	274	0.85
Sep	8	7	7.71E-01	-7.20E-04	8.77	0.77	447	0.92	0.76	0.83	90	0.84
Okt	15	7	8.05E-01	-3.29E-04	5.95	0.79	466	1.31	1.02	0.26	63	0.59
Nov	10	7	6.54E-01	-6.28E-05	5.42	0.75	444	1.11	0.92	0.41	60	0.48
Autumn	15	7	1.07E+00	-2.23E-04	2.48	0.91	1357	1.27	1.03	0.92	213	0.93

B.1.5 Boderie (2011)

Het werk in deze studie is in feite het voorwerk voor IPCR (2014) waarin gedrag van Delwaq en QSim is vergeleken. Naar aanleiding van deze studie zijn formuleringen in QSim aangepast waardoor de snelheid van verdwijnen (dissipatie) van geloosde warmte (excess warmte ten opzichte van meteorologische stralingsbalans) meer in lijn met Sobek-Delwaq komt te liggen.

In de studie is de surplus temperatuur als functie van debiet voor Lobith afgeleid. Warmtelozingen in het model bedragen 20,000 MW in het stroomgebied van de Rijn (meer dan in Ref50 scenario van bron IPCR (2014)). Simulatieperiode 2000-2008.

Figuur laat zien dat Sobek-Delwaq model, gebruikmakend van geaccepteerde warden voor atmosferische warmt uitwisseling bij Lobith bijdragen van warmtelozingen betekent die variëren van 1.6°C tot 3.3 °C voor afvoeren variërend van 2200 tot 900 m³/s.



Figuur B.3 Bijdrage van warmtelozingen aan de watertemperatuur bij Lobith (y-as: temperatuur surplus Θ , °C) as a functie van afvoer (x-as: Q , m³/s) voor Lobith), blauwe lijn is = conservatieve menging van warmte, oranje is met menging en afkoeling (heat dissipation) berekend met Sobek-Delwaq.

B.2 Synthese

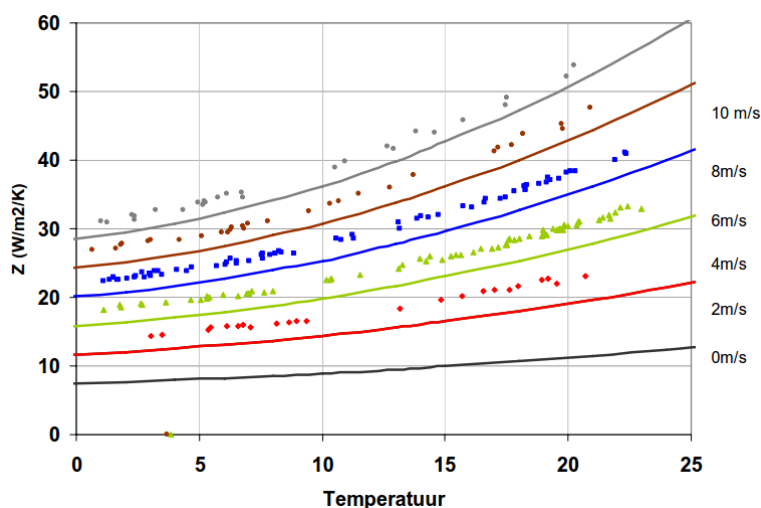
De gemeten trend in watertemperatuur bij Lobith (1979-2018) is beïnvloed door stijgende luchttemperatuur en afschakelen van nucleaire elektriciteitsopwekking. Warmtelozingen in het stroomgebied zijn van 1998 tot 2018 ruwweg gehalveerd (van 18 GW naar 8-10 GW) door sluiten nucleaire elektriciteitsopwekking, de invloed daarvan ligt grotendeels bovenstrooms van Keulen. De bijdrage van warmtelozingen varieert met het rivierdebiet, bij 2000 m³/s orde 2 °C (situatie 2000). Het aandeel geloosde warmte in de wintermaanden is wat hoger omdat de afkoeling naar de atmosfeer dan minder snel verloopt (zie Figuur B.4). De bijdrage van de industriële warmtelozingen varieert op kortere termijn met de economie, de bijdrage is geschat op maximaal - 2 °C (recessie) tot +1.5 °C (economische bloei) bij Keulen.

Er is een relatie tussen de watertemperatuur en de luchttemperatuur en het debiet bij Lobith beschikbaar, specifiek voor de winterperiode Hardenbicker et al. (2017):

$$T_{water} = 0.526 \times T_{lucht,13d} - 0.000164 Q_{7d} + 4.61$$

Daarmee kan het effect van klimaatvectoren voor luchttemperatuur in het Rijnstroomgebied (+1.5 °C in 2050 en +4.0 °C in 2100) worden vertaald naar watertemperatuur. Een opwarming van de luchttemperatuur in 2050 van 1.5 °C leidt tot een verhoging van de watertemperatuur van 0.8 °C volgens deze relatie. De coëfficiënt 0.526 °C (stijging watertemperatuur per graad luchttemperatuur) is aanzienlijk kleiner dan de coëfficiënten in vergelijkbare relaties voor de andere seizoenen (0.7 á 1.0 °C zie Hardenbicker et al. (2017) tabel 1). Dit wordt verklaard doordat uitwisseling met de atmosfeer bij lagere temperaturen minder snel verloopt (zie Figuur B.4).

Deterministische modellen IPCR (2014) kwantificeren het effect van klimaatverandering in 2050 (+1.5 °C luchttemperatuur) voor de zomer op +1.3°C (daarin zit naast klimaatvector van luchttemperatuur ook het effect van klimaatvectoren van straling en wind). Dezelfde modellen laten zien dat het aantal dagen dat de watertemperatuur in de winter lager dan 3°C wordt in 2050 daalt van 6 naar orde 3 dagen per jaar als gevolg van klimaatverandering. Het effect van warmtelozingen hierop is echter groter dan het effect van klimaatverandering. Zónder warmtelozingen (situatie 2000) zou het aantal dagen <3 °C 23 zijn geweest.



Figuur B.4 Zelfkoelingsgetal ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) als functie van de watertemperatuur en de windsnelheid (lijnen uit Sweers, 1976), punten uit landelijk temperatuurmodel.

We onderzoeken hoe de lengte van een vorstperiode in te toekomst verandert. Daartoe berekenen we eerst hoe lang het nu duurt om van een watertemperatuur van (stel) 3 °C bij start van een vorstperiode tot en watertemperatuur van 0 °C (begin ijsvorming) te komen.

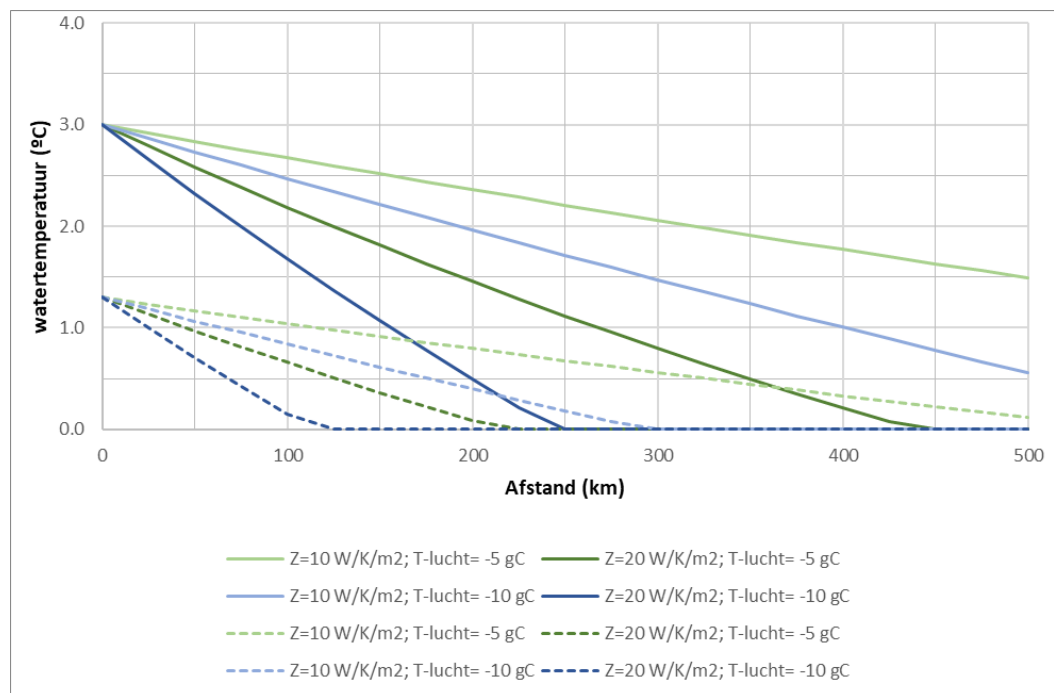
Dat is in Figuur B.5 voor verschillende omstandigheden berekend (aanname is dat de rivier 400 breed is en het debiet 2000 m³/s). Afhankelijk van de aangenomen luchttemperatuur (-10 °C of -5 °C) bedraagt de afstand die voor de afkoeling nodig is tussen 250 km en 450 km (of wel orde 5 tot 9 dagen). Daarbij is gerekend met een snelle aanpassing van de watertemperatuur aan de luchttemperatuur ($Z = 20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$), voor een lagere Z waarde ($10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$) is nagenoeg de hele lengte van de Rijn nodig om tot 0 °C af te koelen.

In de toekomst zal de watertemperatuur aan het begin van een vorstperiode anders zijn. Die temperatuur schatten we hier als uit de volgende aannamen:

- onder invloed van klimaatverandering (2050) zal de watertemperatuur aan het begin van een vorstperiode met +1.3 °C verhoogd zijn (in 2100 +3.2 °C)
- door verdere afschakeling van nucleaire warmtelozingen zal de watertemperatuur 1.5 °C afnemen
- in een economische recessie kan de watertemperatuur als gevolg van verminderde warmtelozingen uit de industrie 1.5 °C afnemen. De invloed van warmtelozingen in Duitsland kent nu een variatie van ongeveer $\pm 1.5 \text{ °C}$ als gevolg van het effect van economie op (niet nucleaire) warmtelozingen

Een worst case uitgangstemperatuur aan het begin van een vorstperiode in 2050 is dan: 3 °C (nu) +1.3 °C (2050 klimaat vector) -1.5 °C (verdwijnen e-sector nucleaire lozingen) -1.5 °C (variatie economie bij recessie) = 1.3 °C.

Als in de toekomst in de uitgangstemperatuur voor een vorstperiode 1.3 °C (in plaats van 3.0 °C) is dan begint ijsvorming (0 °C) al na 150 à 250 km (3.0 à 5.0 dagen), dat is 2 tot 4 dagen eerder dan nu.



Figuur B.5 Afkoeling van water met een begintemperatuur van 3 °C of 1.3 °C (gestippelde lijnen) als functie van de afstand bij een luchttemperatuur van -5 °C (groen) en -10 °C (blauw). De snelheid van afkoeling (zelfkoelingsgetal bepaalt de spreading). Bij een stroomsnelheid van $0.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ komt 100 km overeen met 2 dagen.

C Gecombineerde fragility curve

De fragility curves uit hoofdstuk 3 zijn opgenomen in de onderstaande tabel. De fragility curves geven de kans op een overstroming gegeven de waterstand. Er zijn verschillende curves opgenomen voor de verschillende mechanismen (GEKB, GEBU, STBI en STPH) en scenario's (met en zonder ijs). Voor GEBU, STBI en STPH is een onderscheid gemaakt tussen een best guess en een worst case schatting van de ijsbelasting. Voor zowel het scenario met als zonder ijsdek zijn de fragility curves van de verschillende mechanismen gecombineerd.

Waterstand (m + NAP)	Zonder ijs					Met ijs ('best guess')					Met ijs ('worst case')			
	GEKB	GEBU	STBI	STPH	Alle mech.	GEKB	GEBU	STBI	STPH	Alle mech.	GEBU	STBI	STPH	Alle mech.
8.0	9.5E-17	2.0E-08	1.0E-11	4.1E-19	2.0E-08	1.7E-11	1.1E-06	3.3E-09	4.7E-19	1.1E-06	1.0E-04	1.2E-06	5.1E-19	1.0E-04
8.1	1.2E-16	2.5E-08	1.5E-11	5.4E-19	2.5E-08	2.1E-11	1.3E-06	4.4E-09	6.1E-19	1.3E-06	1.3E-04	1.5E-06	6.7E-19	1.3E-04
8.2	1.5E-16	3.2E-08	2.2E-11	7.1E-19	3.2E-08	2.7E-11	1.7E-06	5.7E-09	8.0E-19	1.7E-06	1.6E-04	1.9E-06	8.7E-19	1.6E-04
8.3	1.9E-16	4.0E-08	3.2E-11	9.3E-19	4.0E-08	3.4E-11	2.1E-06	7.5E-09	1.1E-18	2.1E-06	2.0E-04	2.5E-06	1.1E-18	2.0E-04
8.4	2.4E-16	5.0E-08	4.6E-11	1.2E-18	5.0E-08	4.2E-11	2.7E-06	9.7E-09	1.4E-18	2.7E-06	2.5E-04	3.1E-06	1.5E-18	2.5E-04
8.5	3.0E-16	6.3E-08	6.8E-11	1.6E-18	6.3E-08	1.9E-10	3.4E-06	1.3E-08	1.8E-18	3.4E-06	3.2E-04	3.9E-06	1.9E-18	3.2E-04
8.6	4.5E-16	8.0E-08	9.9E-11	2.1E-18	8.0E-08	5.8E-10	4.2E-06	1.7E-08	2.4E-18	4.2E-06	4.0E-04	4.9E-06	2.5E-18	4.0E-04
8.7	6.7E-15	1.0E-07	1.4E-10	2.8E-18	1.0E-07	8.6E-10	5.3E-06	2.2E-08	3.1E-18	5.3E-06	5.0E-04	6.2E-06	3.3E-18	5.1E-04
8.8	3.4E-14	1.3E-07	2.1E-10	3.6E-18	1.3E-07	3.3E-09	6.7E-06	2.8E-08	4.1E-18	6.7E-06	6.3E-04	7.8E-06	4.3E-18	6.4E-04
8.9	1.9E-13	1.6E-07	3.1E-10	4.7E-18	1.6E-07	9.2E-09	8.4E-06	3.7E-08	5.3E-18	8.5E-06	7.9E-04	9.9E-06	5.6E-18	8.0E-04
9.0	9.8E-13	2.0E-07	4.5E-10	6.2E-18	2.0E-07	2.4E-08	1.1E-05	4.8E-08	7.0E-18	1.1E-05	1.0E-03	1.2E-05	7.4E-18	1.0E-03
9.1	4.5E-12	2.5E-07	5.8E-10	1.2E-16	2.5E-07	6.3E-08	1.3E-05	6.5E-08	1.7E-16	1.4E-05	1.3E-03	1.6E-05	6.7E-16	1.3E-03
9.2	2.2E-11	3.2E-07	7.6E-10	2.0E-15	3.2E-07	1.6E-07	1.7E-05	8.7E-08	4.2E-15	1.7E-05	1.6E-03	2.0E-05	1.1E-13	1.6E-03
9.3	1.0E-10	4.0E-07	9.9E-10	3.0E-14	4.0E-07	3.9E-07	2.1E-05	1.2E-07	1.0E-13	2.2E-05	2.0E-03	2.6E-05	1.2E-11	2.0E-03
9.4	4.4E-10	5.0E-07	1.3E-09	4.1E-13	5.0E-07	9.5E-07	2.7E-05	1.6E-07	2.2E-12	2.8E-05	2.5E-03	3.3E-05	8.4E-10	2.5E-03
9.5	1.8E-09	6.3E-07	1.7E-09	4.9E-12	6.4E-07	2.2E-06	3.4E-05	2.1E-07	4.1E-11	3.6E-05	3.2E-03	4.2E-05	3.5E-08	3.2E-03
9.6	7.3E-09	8.0E-07	2.2E-09	8.1E-11	8.1E-07	5.0E-06	4.2E-05	2.8E-07	5.9E-10	4.8E-05	4.0E-03	5.3E-05	3.4E-07	4.0E-03
9.7	3.1E-08	1.0E-06	2.9E-09	1.1E-09	1.0E-06	1.1E-05	5.3E-05	3.8E-07	7.1E-09	6.5E-05	5.0E-03	6.7E-05	2.7E-06	5.1E-03
9.8	1.2E-07	1.3E-06	3.7E-09	1.4E-08	1.4E-06	2.4E-05	6.7E-05	5.0E-07	7.1E-08	9.2E-05	6.3E-03	8.6E-05	1.7E-05	6.4E-03
9.9	4.9E-07	1.6E-06	4.9E-09	1.4E-07	2.2E-06	5.1E-05	8.4E-05	6.7E-07	6.0E-07	1.4E-04	7.9E-03	1.1E-04	8.6E-05	8.2E-03
10.0	1.9E-06	2.0E-06	6.3E-09	1.2E-06	5.1E-06	1.1E-04	1.1E-04	9.0E-07	4.3E-06	2.2E-04	1.0E-02	1.4E-04	3.5E-04	1.1E-02
10.1	7.0E-06	2.5E-06	1.1E-08	4.6E-06	1.4E-05	2.2E-04	1.3E-04	1.2E-06	1.5E-05	3.7E-04	1.3E-02	1.8E-04	8.4E-04	1.4E-02
10.2	2.7E-05	3.2E-06	1.9E-08	1.7E-05	4.8E-05	4.4E-04	1.7E-04	1.5E-06	4.9E-05	6.6E-04	1.6E-02	2.4E-04	1.9E-03	1.8E-02
10.3	1.1E-04	4.0E-06	3.3E-08	5.8E-05	1.7E-04	8.9E-04	2.1E-04	2.0E-06	1.5E-04	1.3E-03	2.0E-02	3.2E-04	3.8E-03	2.5E-02
10.4	3.8E-04	5.0E-06	5.6E-08	1.9E-04	5.7E-04	1.9E-03	2.7E-04	2.7E-06	4.3E-04	2.6E-03	2.5E-02	4.3E-04	7.2E-03	3.4E-02
10.5	1.4E-03	6.3E-06	9.6E-08	5.6E-04	1.9E-03	4.3E-03	3.4E-04	3.5E-06	1.2E-03	5.8E-03	3.2E-02	5.6E-04	1.3E-02	4.9E-02
10.6	5.0E-03	8.0E-06	7.4E-07	1.2E-03	6.3E-03	1.1E-02	4.2E-04	1.8E-05	2.4E-03	1.3E-02	4.0E-02	1.4E-03	2.0E-02	7.0E-02
10.7	1.7E-02	1.0E-05	5.1E-06	2.6E-03	2.0E-02	2.7E-02	5.3E-04	8.2E-05	4.7E-03	3.2E-02	5.0E-02	3.3E-03	3.0E-02	1.1E-01
10.8	5.2E-02	1.3E-05	3.0E-05	5.3E-03	5.7E-02	7.0E-02	6.7E-04	3.3E-04	9.1E-03	8.0E-02	6.3E-02	7.0E-03	4.5E-02	1.7E-01

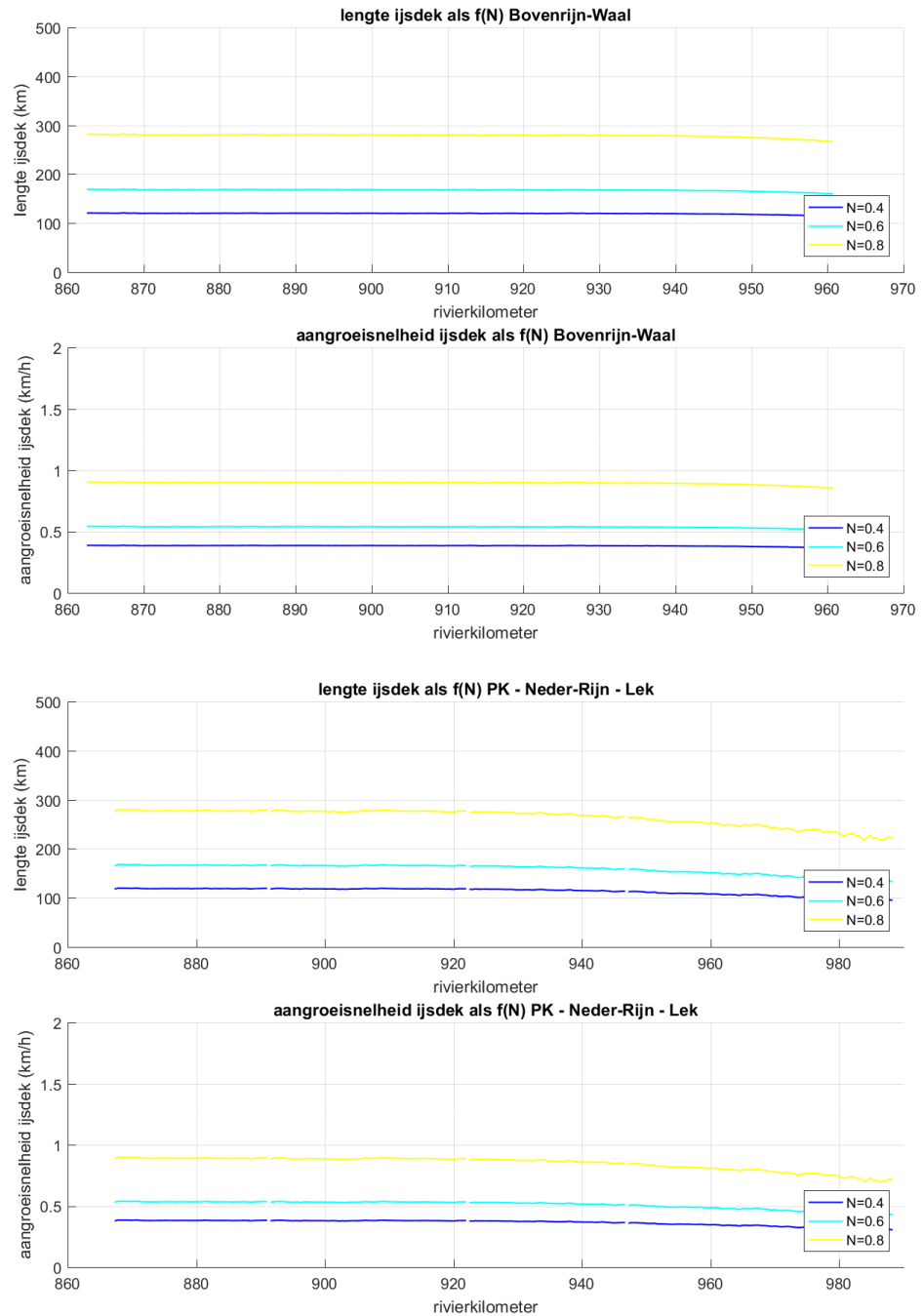
Waterstand (m + NAP)	Zonder ijs					Met ijs ('best guess')					Met ijs ('worst case')			
	GEKB	GEBU	STBI	STPH	Alle mech.	GEKB	GEBU	STBI	STPH	Alle mech.	GEBU	STBI	STPH	Alle mech.
10.9	1.8E-01	1.6E-05	1.6E-04	1.1E-02	1.9E-01	2.1E-01	8.4E-04	1.2E-03	1.7E-02	2.3E-01	7.9E-02	1.4E-02	6.5E-02	3.3E-01
11.0	6.4E-01	2.0E-05	7.5E-04	2.1E-02	6.5E-01	6.6E-01	1.1E-03	3.9E-03	3.1E-02	6.7E-01	1.0E-01	2.7E-02	9.5E-02	7.3E-01
11.1	1.0E+00	2.0E-05	1.5E-03	2.8E-02	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	5.9E-03	4.1E-02	1.0E+00	1.0E-01	3.3E-02	1.1E-01	1.0E+00
11.2	1.0E+00	2.0E-05	2.8E-03	3.7E-02	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	8.9E-03	5.2E-02	1.0E+00	1.0E-01	4.1E-02	1.2E-01	1.0E+00
11.3	1.0E+00	2.0E-05	5.0E-03	4.8E-02	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	1.3E-02	6.6E-02	1.0E+00	1.0E-01	4.9E-02	1.3E-01	1.0E+00
11.4	1.0E+00	2.0E-05	8.7E-03	6.2E-02	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	1.9E-02	8.2E-02	1.0E+00	1.0E-01	6.0E-02	1.5E-01	1.0E+00
11.5	1.0E+00	2.0E-05	1.5E-02	7.8E-02	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	2.8E-02	1.0E-01	1.0E+00	1.0E-01	7.2E-02	1.6E-01	1.0E+00
11.6	1.0E+00	2.0E-05	1.5E-02	9.4E-02	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	2.8E-02	1.2E-01	1.0E+00	1.0E-01	7.2E-02	1.8E-01	1.0E+00
11.7	1.0E+00	2.0E-05	1.5E-02	1.1E-01	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	2.9E-02	1.4E-01	1.0E+00	1.0E-01	7.2E-02	1.9E-01	1.0E+00
11.8	1.0E+00	2.0E-05	1.5E-02	1.3E-01	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	2.9E-02	1.6E-01	1.0E+00	1.0E-01	7.3E-02	2.1E-01	1.0E+00
11.9	1.0E+00	2.0E-05	1.5E-02	1.5E-01	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	2.9E-02	1.8E-01	1.0E+00	1.0E-01	7.3E-02	2.3E-01	1.0E+00
12.0	1.0E+00	2.0E-05	1.6E-02	1.8E-01	1.0E+00	1.0E+00	1.1E-03	2.9E-02	2.1E-01	1.0E+00	1.0E-01	7.3E-02	2.6E-01	1.0E+00

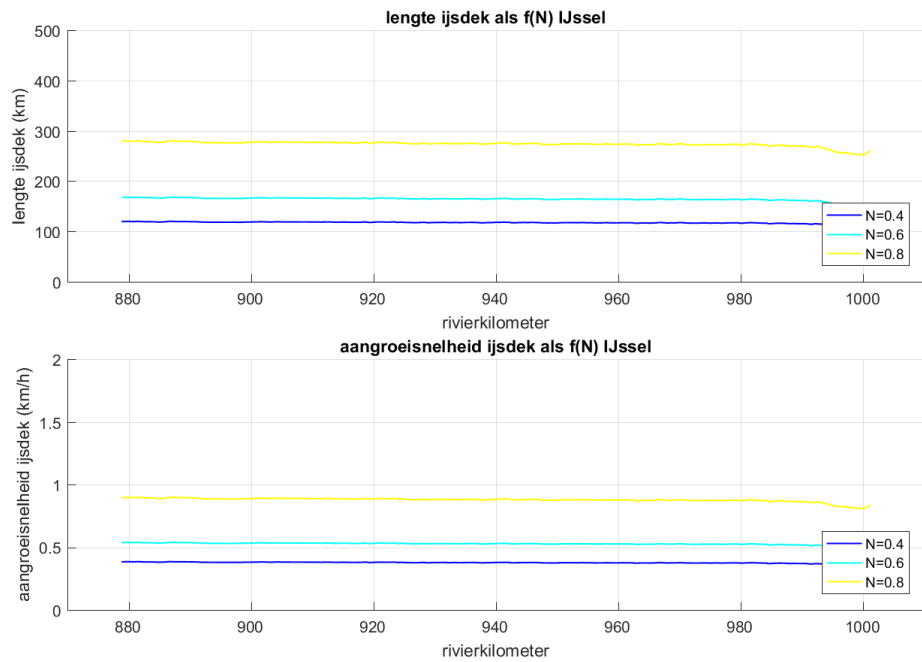
D Gevoeligheid opstuwing

D.1 Gevoeligheid aangroei snelheid en lengte ijsdek

D.1.1 Voor de ijsbezetting

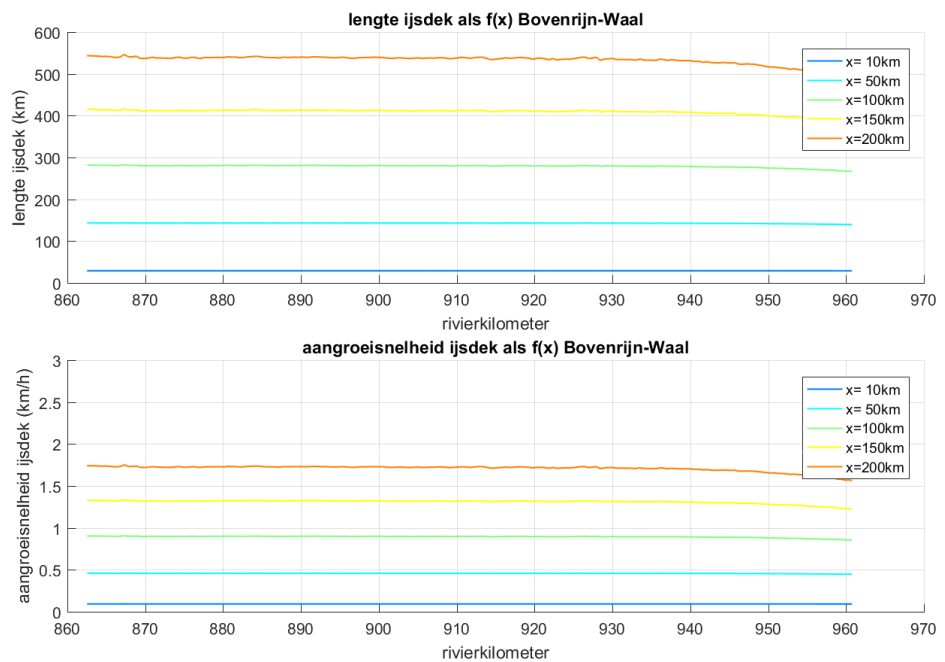
De volgende figuren tonen de gevoeligheid van de lengte van het ijsdek en de aangroei snelheid voor de ijsbezetting ($N [-]$) bij een gemiddelde luchttemperatuur van -3°C en een duur van de vorstperiode van 13 dagen (vergelijkbaar met de winter in 1940, waarvoor Wemelsfelder (1940) aangroei snelheden van 1 km/h voor de Waal, 2,5 km/h voor de Neder-Rijn en 0,5 km/h voor de IJssel rapporteert). Een ijsbezetting van 0,8 geeft de meest realistische waarden.

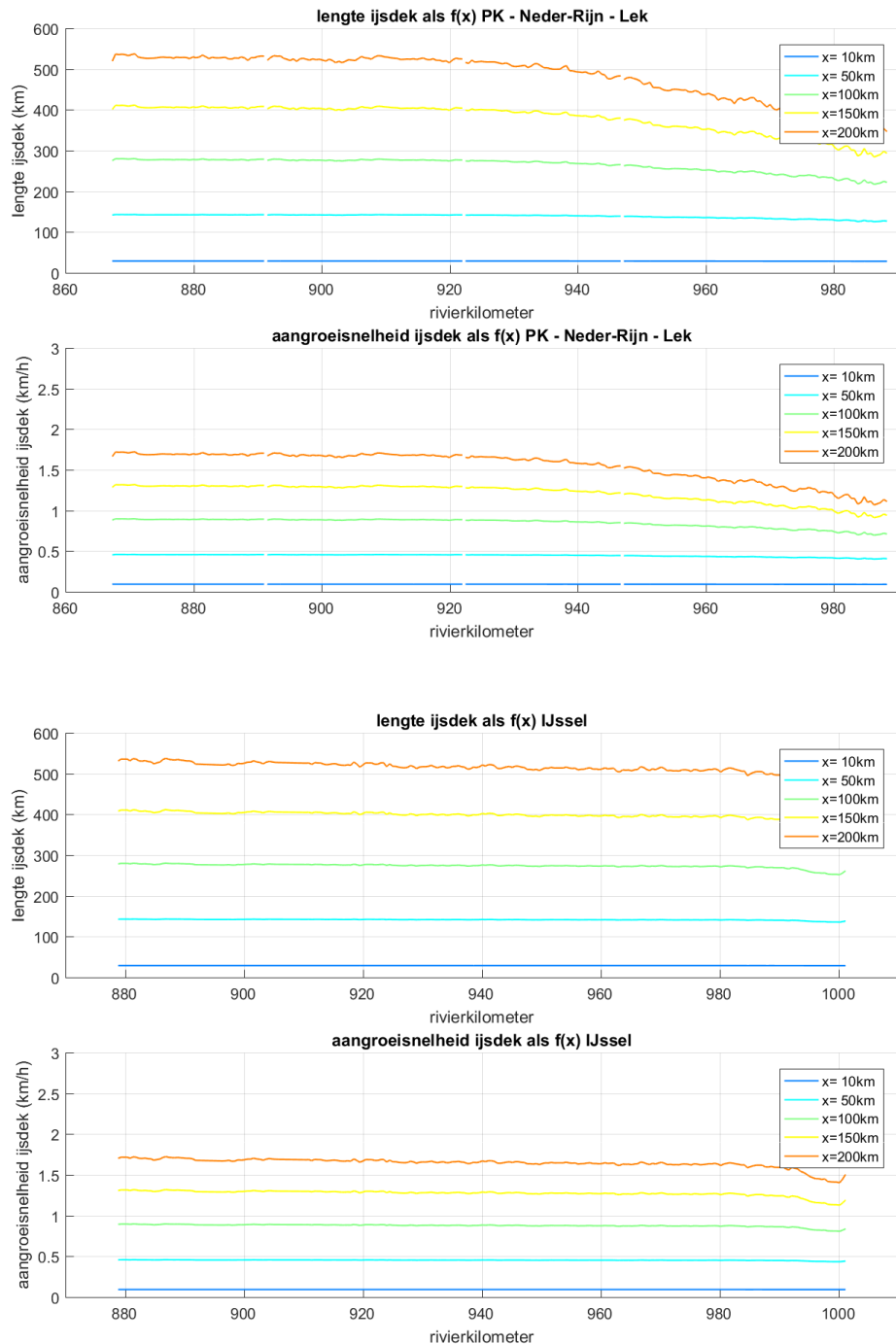




D.1.2 Voor de lengte van het traject met ijsproductie bovenstrooms

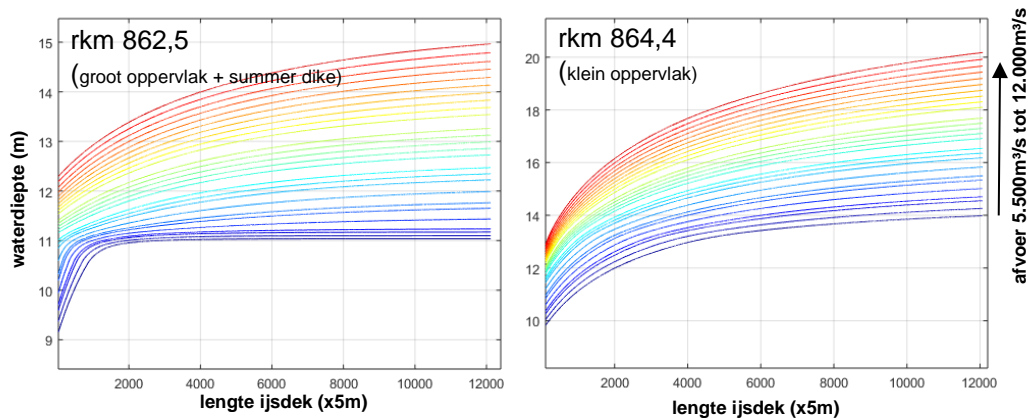
De volgende figuren tonen de gevoeligheid van de lengte van het ijsdek en de aangroeisnelheid voor de ijsbezetting (-) en een gemiddelde luchttemperatuur van -3°C en duur van de vorstperiode van 13 dagen.



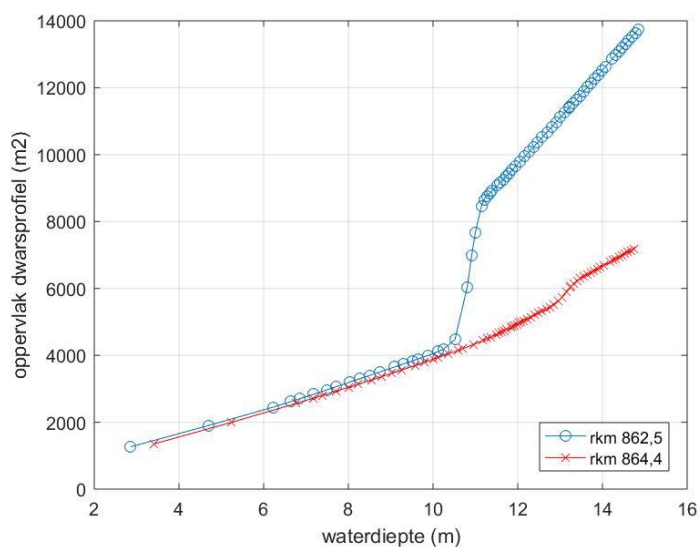


D.2 Invloed dwarsprofiel

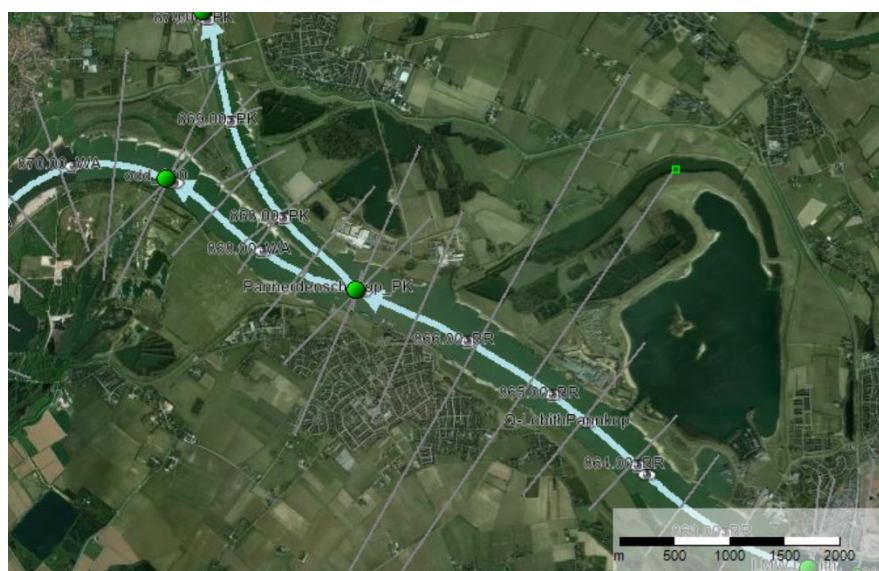
Figuur D.1 laat voor twee dwarsprofielen op de Boven-Rijn de stuwkromme (M2) zien die zou ontstaan met toenemende lengte van een drijvend ijsdek, bij aanname van een gelijkblijvend dwarsprofiel langs het hele door ijs bedekte traject. Figuur D.2 toont het oppervlak van de twee dwarsprofielen als functie van de waterdiepte. Het dwarsprofiel bij rkm 862,5 stijgt bij een waterdiepte van ongeveer 11 m sterk en is daarna duidelijk groter dan het profiel bij rkm 864,4 (zie ook Figuur E.3). Bij waterdieptes rond de 11 m, bij zeer grote dA/dh , stijgt de waterdiepte in de stuwkromme maar weinig met toenemende lengte. Bij grotere waterstanden, waarvoor de dA/dh weer vergelijkbaar is met die voor het profiel bij rkm 864,4, stijgt de waterdiepte langs de stuwkromme weer sterker, maar duidelijk langzamer dan bij het smalle dwarsprofiel van rkm 864,4.



Figuur D.1 Stuwkromme bij toenemende lengte van een drijvend ijsdek voor twee verschillende dwarsprofielen op de Boven-Rijn.

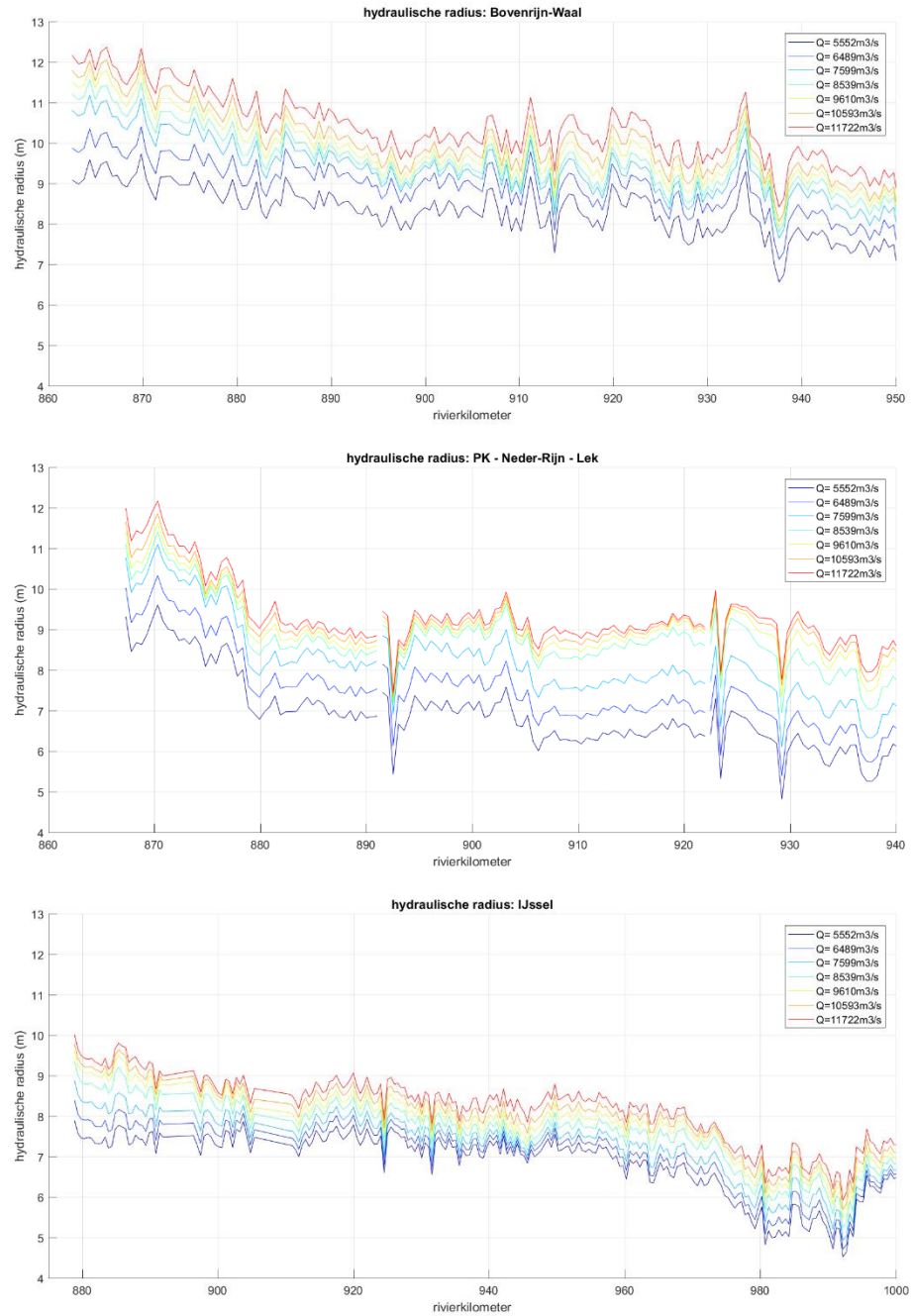


Figuur D.2 Oppervlak van de dwarsprofielen bij rkm 862,5 en rkm 864,4 als functie van de waterdiepte.

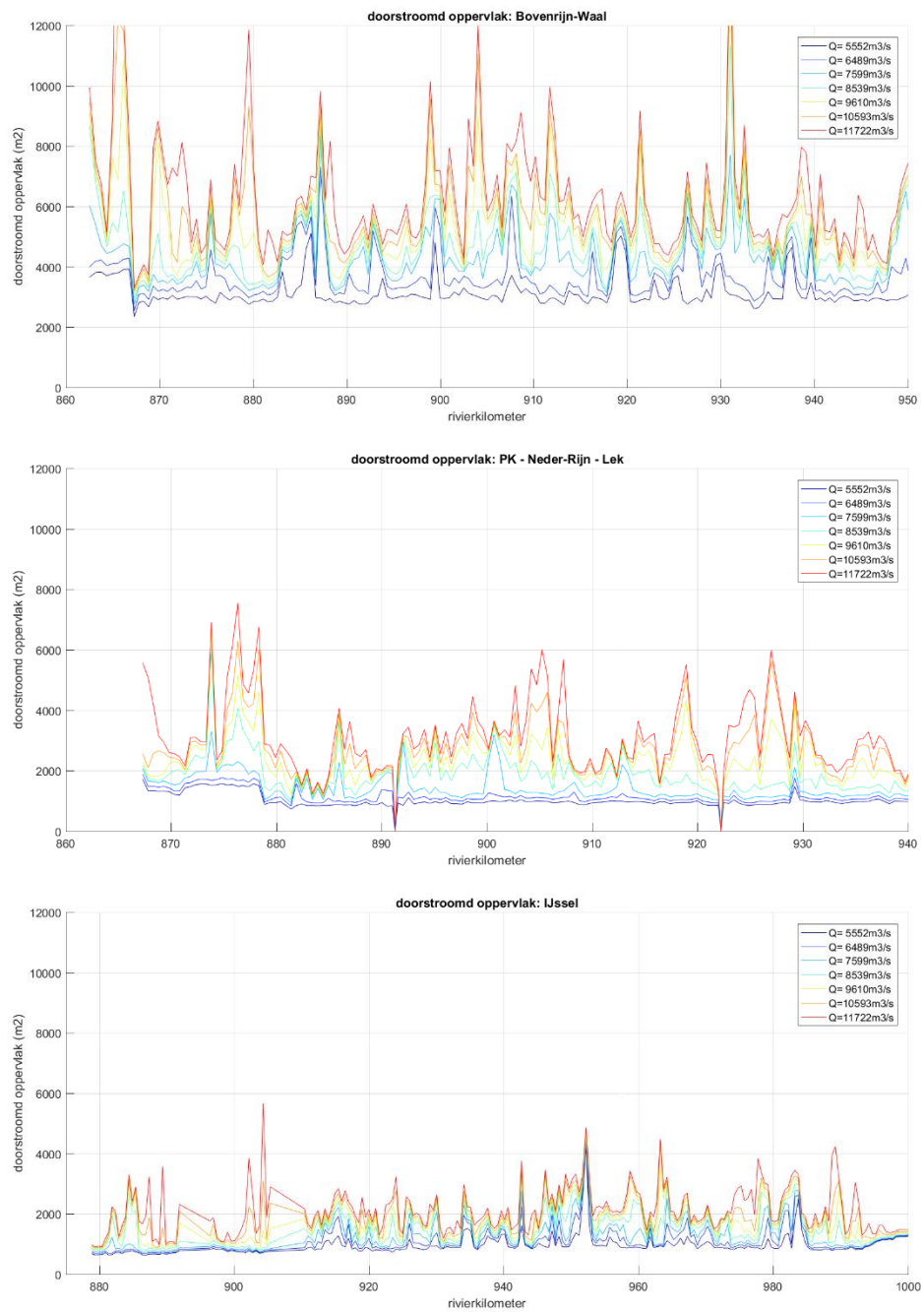


Figuur D.3 plas De Bijland in de rechter uiterwaard vlakbij Lobith.

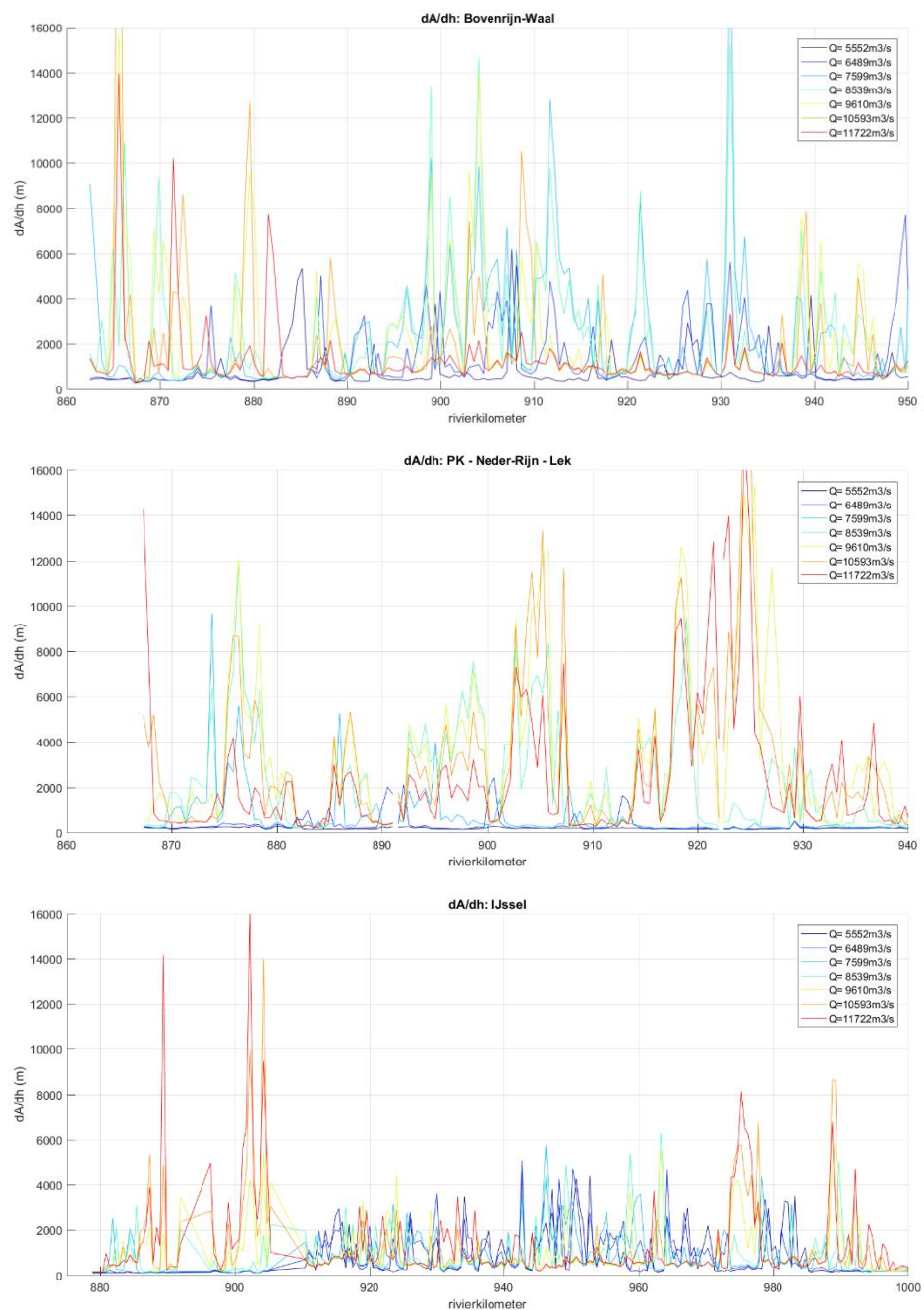
De volgende figuren tonen de variatie in de hydraulische straal, het doorstroomde oppervlak en dA/dh langs de Rijntakken voor verschillende afvoeren bij Lobith.



Figuur D.4 Hydraulische straal langs de Rijntakken voor verschillende afvoeren bij Lobith.



Figuur D.5 Doorstroomd oppervlak langs de Rijntakken voor verschillende afvoeren bij Lobiith.



Figuur D.6 dA/dh langs de Rijntakken voor verschillende afvoeren bij Lobiith.

E Uitwerking aanbevelingen

E.1 Effect van een ijssdam op de overstromingskans

Zoals geïntroduceerd in hoofdstuk 3.1 is zowel de wijze van ontstaan van een ijssdam, als het opstuwende effect op de waterstanden anders dan bij een ijsdek.

Het ontstaan van een ijssdam

Voor het ontstaan van een ijssdam dient een ijsdek aanwezig te zijn en moet de stromingscondities en de aanvoer van ijs bij de kop het ijsdek dusdanig zijn dat het ijsdek in de dikte groeit tot een ijssdam. Conform Zagonjoli en Mosselman (2019) (op basis van onder meer Oudshoorn, 1970) is het risico tot de vorming van een ijssdam aanwezig bij een Froude-getal van 0.08 of lager. Hoewel in die studie deze methode wordt toegepast op 2-dimensionele modelresultaten, gaat de oorspronkelijke literatuur uit van een 1-dimensionele benadering.

Voorgesteld wordt daarom om met behulp van 1-dimensionele modellering voor iedere dwarsdoorsnede uit te rekenen wat het Froude-getal voor een set van afvoeren is als het ijsdek precies tot die locatie loopt. Als een ijssdam kan ontstaan, dan wordt de conservatieve aanname gedaan dat ijssdam daadwerkelijk ontstaat.

Het kan een uitdaging zijn om in een 1-dimensionaal model de verhoogde ruwheid door een ijsdek te modelleren. Als alternatief kan ook het resultaat van de voorliggende rapportage gebruikt worden, waarbij op basis van 1-dimensionele modelresultaten zonder ijsdek berekend wordt wat het effect van de verhoogde ruwheid op de lokale stroomsnelheid is.

Vermoed wordt dat uit deze analyse volgt dat op de Rijntakken maar weinig locaties (en afvoeren) een risico vormen voor het ontstaan van de ijssdam. Door normalisatie zijn er geen grote vertragingen in stroomsnelheid.

Het opstuwende effect van een ijssdam

Het opstuwende effect van een ijssdam vormt een tweede uitdaging. Bij een ijssdam neemt niet alleen de weerstand toe, maar neemt ook het doorstroomoppervlak af. Beide hangen ook nog eens sterk af van de leeftijd van een ijssdam: door de hoge stroomsnelheden erodeert de bodem en wordt het ijsdek gladder, waardoor het opstuwende effect afneemt.

Voorgesteld wordt om daarom één van de volgende conservatieve aannamen te doen:

- De stroming wordt door een ijssdam volledig geblokkeerd. Mocht een ijssdam ontstaan dan wordt aangenomen dat dit resulteert in extreem hoge waterstanden (ongeacht de afvoer) en resulteren in een overstroming.
- Door een ijssdam wordt (enkel) het zomerbed volledig geblokkeerd voor stroming. Alle afvoer gaat vanaf dat moment via het winterbed. Als de afvoercapaciteit van het winterbed bekend is, dan kan op basis hiervan worden ingeschat welke afvoer resulteert in een overstroming. Dit is vermoedelijk nog steeds een conservatieve aanname, al wordt wel aanbevolen in literatuur na te gaan of ijssdammen in het winterbed zijn voorgekomen.
- Ten slotte kan de veel minder conservatieve aanname gedaan worden dat nog steeds een deel van de afvoer onder de ijssdam door kan stromen. Een aanname wordt gedaan van deze afvoer of van het doorstroomoppervlakte.

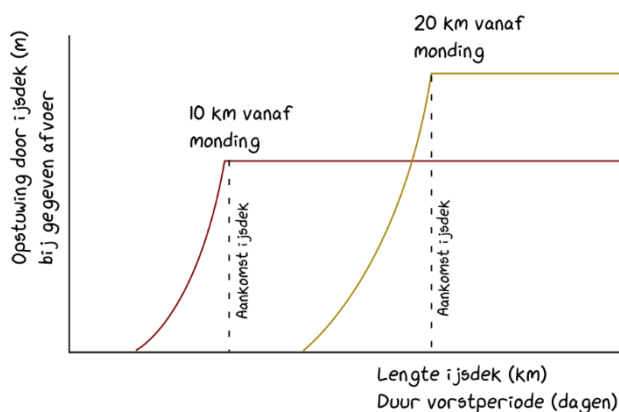
E.2 Vereenvoudiging aanbrengen aan rekenmodel opstuwing

Dit onderzoek heeft veel waardevolle kennis opgeleverd over het modelleren van een ijsdek. Op basis van de resultaten kan echter bediscussieerd worden of niet versimpelingen in de methodiek mogelijk zijn. Een van de mogelijke versimpeling is om aan te nemen dat het ijsdek altijd op vaste punten in het systeem begint.

In figuur F.1 is een schets gegeven van de opstuwing door een ijsdek op twee locaties langs een riviertak tot de monding (of eigenlijk: tot de plek waar het ijsdek begint). De opstuwing op een locatie is maximaal op het moment dat een ijsdek op dit locatie aankomt. Voorafgaand daaraan neemt de waterstand al toe door de stuwkromme tot het ijsdek. Daarna zal de opstuwing afnemen (niet aangegeven in de figuur) doordat het ijsdek gladder wordt.

Voor een gegeven locatie en gegeven afvoer is de opstuwing dus enkel afhankelijk van de lengte van een ijsdek (een lengte die benaderd kan worden op basis van de vorstperiode). De stuwkromme kan (eventueel) afhankelijk van de halveringslengte worden benaderd. De (maximale) opstuwing kan bepaald worden gelijk aan hoofdstuk 5, maar kan ook worden berekend om eenmalig een berekening met een 1-dimensionaal hydraulisch model te doen met een verhoogd ruwheid (zie paragraaf 5.1.6).

Deze methode verschilt van de huidige resultaten, doordat nu is aangenomen dat een ijsdek overal kan ontstaan. De lengte van een vorstperiode zorgt ervoor dat de potentiële lengte van een ijsdek langer is. De maximale lengte wordt bepaald tot de afstand tot monding. De maximale opstuwing kan ook al eerder bereikt worden als de equilibrium diepte wordt bereikt met de verhoogde ruwheid.



Figuur F.1: Schets van het opstuwende effect van een ijsdek op twee locaties langs de riviertak.