

Ijsvorming op de Nederlandse Rivieren

Een studie naar de groei en invloed van ijs op Nederlandse rivieren in combinatie met een modelstudie naar de implementatie van ijsvorming in de waterstandsverwachtingen van Rijkswaterstaat.



Zwaar drijfijs op de Lek bij Hagestein

UNIVERSITEIT TWENTE.



Rijkswaterstaat
Ministerie van Infrastructuur en Milieu

01 juli 2015

Henko Engberts
Civiele Techniek

s1338196
Universiteit Twente

Voorwoord

Dit verslag is opgesteld voor de afronding van de bachelor Civiele Techniek aan de Universiteit Twente. Voor ongeveer acht weken, ben ik bij Rijkswaterstaat werkzaam geweest bij de afdeling Rivieren van het organisatieonderdeel Water- en Verkeermanagement (VWM) in het Watermanagementcentrum Nederland (WMCN) te Lelystad. Ik kan terugkijken op een mooie, maar korte, tijd, waar ik in aanraking ben gekomen met zowel het ambtenaren- als het bedrijfsleven.

In de eerste plaats zou ik graag mijn begeleiders vanuit Rijkswaterstaat, Jasper Stam en Eric Sprokkereef, willen bedanken die mij op inhoudelijk gebied erg fijn hebben begeleid door mij sturing, contactpersonen en literatuur te geven. Daarnaast wil ik Ellen Claessens bedanken die de communicatie tussen Rijkswaterstaat, begeleiders, de UT en mij soepel heeft laten verlopen en daardoor voor verschillende zaken heeft gezorgd, zoals feedbackmomenten, een pasje en toegang tot verschillende zaken.

Ik wil dr.ir. Jan S. Ribberink, mijn begeleider vanuit de UT, bedanken die een aantal keer feedback heeft gegeven en mij aan het begin op een aantal belangrijke zaken heeft gewezen. Ook wil ik dr. ir. M.J. Booij bedanken, aangezien hij ervoor heeft gezorgd dat ik een Bachelor Eindopdracht bij Rijkswaterstaat heb gekregen. Daarnaast wil ik Ellen van Oosterzee bedanken die ervoor heeft gezorgd dat het contract volledig was.

Het vinden van specifieke literatuur was een lastige klus. Ik heb daarin gelukkig hulp ondervonden van onder andere Deltares. Als eerste wil ik daarom Koen Berends bedanken die ervoor gezorgd heeft dat ik toegang heb gekregen tot SOBEK 3 en het model van Rijkswaterstaat. Daarnaast wil ik Erik de Goede bedanken die mij veel heeft verteld over verschillende modellen en mij feedback heeft gegeven over stukken die ik had geschreven over deze modellen. Ook wil ik Reimer de Graaff bedanken waarmee ik, samen met Koen Berends en Erik de Goede, een gesprek heb mogen voeren bij Deltares in Delft. Zij hebben mij tijdens dit gesprek veel informatie gegeven over modellen die worden ontwikkeld in het kader van ijsvorming. Vanuit het KNMI bedank ik Rudolf van Westrhenen die mij meer heeft verteld over ijsvorming 'an sich' en modellen die ontwikkeld zijn bij het KNMI door middel van een gesprek in de Bilt.

Ook heb ik veel hulp ervaren van het onderzoek van Yoeri Dijkstra die hij gedaan heeft in 2012 bij HKV en Rijkswaterstaat ter afsluiting van de bachelors Civiele Techniek en Technische Wiskunde. Hij was erg enthousiast dat ik eenzelfde soort onderzoek heb gedaan en heeft mij dan ook geholpen met het leveren van literatuur. Daarnaast was het geen punt dat ik gebruik heb gemaakt van zijn onderzoek. Ook met hem heb ik gesproken in Delft, waar hij mij meer heeft verteld over ijsvorming en een rondleiding over het Deltares-terrein heeft gegeven.

Ik hoop dat het onderzoek voldoet aan de geschepte verwachtingen, zodat het op een goede manier gebruikt kan worden voor vervolgonderzoeken. Door de korte periode waarin dit onderzoek tot stand is gekomen, heb ik jammer genoeg niet alles kunnen doen dat interessant en bruikbaar is. Toch ben ik zeer tevreden met het eindresultaat, aangezien het de belangrijke vragen beantwoordt.

Henko Engberts
Lelystad, 01 juli 2015

Figuur Voorpagina: Bovenrivieren (1964, p. 29)

Samenvatting

Door de Nederlandse geschiedenis heen, is de invloed van ijsvorming vaak te zien geweest op zowel negatieve als positieve manieren. Toch is de laatste jaren minder aandacht geweest voor ijsvorming op rivieren, mede doordat er tegenwoordig minder ijswinters voorkomen. Aangezien er in de nabije geschiedenis te zien is dat ijsvorming nog daadwerkelijk haar impact heeft gehad en aangezien Rijkswaterstaat beslissingen moet maken die samenhangen met deze ijsvorming, is een studie naar ijsvorming op de grote Nederlandse rivieren op zijn plaats. Hierbij is de doelstelling als volgt vastgesteld: Het omschrijven van ijsvorming en ijsontwikkeling op de grote Nederlandse rivieren op basis van reeds bestaande kennis, en een overzicht geven van de huidige modellen die in staat zijn ijs te modelleren inclusief een uiteenzetting over de mogelijkheden die deze modellen hebben om de invloed van ijs op de waterstandsverwachting van Rijkswaterstaat voor de grote Nederlandse rivieren te modelleren. Er is een literatuurstudie uitgevoerd om de reeds bestaande kennis op het gebied van ijsvorming op rivieren te beschrijven en door middel van een modelstudie is een overzicht gemaakt van de modellen die ijs kunnen modelleren.

Voor de literatuurstudie is allereerst bepaald hoe er ijs ontstaat op een laminaire en turbulente stroming. Het onderscheid tussen een laminaire en turbulente stroming kan gemaakt worden door het Reynoldsgetal, de watersnelheid, de opdrijfsnelheid of het Froude-getal. Hieruit kan worden geconcludeerd dat een rivier turbulent is. De ijsvorming op een laminaire en turbulente stroming wordt bepaald door de watertemperatuur die afhankelijk is van onder andere de luchttemperatuur, de neerslag, de wind en de luchtvochtigheid. De watertemperatuur kan worden bepaald door een stralingsbalans op te stellen, waarin de netto-straling wordt bepaald door het vaststellen van de lang- en kortgolfige straling. Vervolgens kan de verticale ijsvorming door de statische ijsformatie worden bepaald door onder andere de Stefan-formule. Bij een stroming moet er ook rekening worden gehouden met de dynamische ijsformatie. Op basis van de stroomsnelheid kan er bepaald worden welk type ijs er aanwezig kan zijn. Ook kan voor een vast ijsdek het volume van het aankomende drijfijis worden bepaald.

In het tweede deel van de literatuurstudie is bepaald hoe er ijsvorming plaatsvindt op een rivier. Bij een rivier vindt ijsvorming plaats over de gehele waterdiepte in tegenstelling tot een laminaire stroming, waar dit enkel aan het oppervlak is. Bij rivierijs zijn er verschillende verschijningsvormen, waarbij er vanuit ijsnaalden drijfijis wordt gevormd dat zich vervolgens in combinatie met randijs vastzet tot een ijsdek. De ijsvorming wordt op verschillende manieren beïnvloed. Scheepvaart zorgt voor meer turbulentie en een ijsvrije vaargeul, waardoor ijsvorming later zal plaatsvinden. Rivierwerken hebben er de afgelopen tijd voor gezorgd dat er minder ijsvorming ontstaat, voornamelijk door het maken van een enkele watergeul. Koelwaterlozingen zorgen ervoor dat er lokaal een hogere watertemperatuur optreedt, zodat ijsvorming minder optreedt. Door de klimaatverandering zal de kans op ijsvorming lager zijn, de invloed van klimaatverandering op de kans op een te hoge waterstand ten gevolge van ijsvorming is echter lastig te voorspellen. Ijsdammen verschillen ten opzichte van ijsdekken doordat ze gedeeltelijk worden gevormd door aankomend drijfijis. Bij ijsdammen is er onderscheid in de ontstaansperiode te maken door middel van freeze-up en break-up ijsdammen. Er kan ook onderscheid worden gemaakt in type ijsdammen met oppervlakedammen, brede of smalle ijsdammen en hangende ijsdammen. Het type ijsdam kan bepaald worden doordat het (kritische) Froude-getal voorspelt hoe aankomend drijfijis zich gedraagt. De invloed van ijsvorming op rivieren kan worden onderverdeeld in de invloed op de waterstand, morfologie en afvoerdeling. Door ijsvorming zal er een hogere waterstand optreden door haar invloed op de ruwheid en stroming. De morfologie zal ook enigszins veranderen, al is hier niet veel studie naar verricht. Afvoerdelingen kunnen veranderen als er verschil is in de hoeveelheid ijs tussen de riviertakken.

Voor de modelstudie is allereerst bepaald hoe het huidige model van Rijkswaterstaat voor het genereren van de waterstandsverwachtingen is opgebouwd. Dit model is SOBEK 3, waarbij de stroomgebieden van de Maas en de Rijntakken worden meegenomen. Dit model bestaat uit een neerslag- en waterbewegingsmodel, maar heeft nog geen ondersteuning voor het modelleren van ijs. Het zou veel inspanning vergen dit model geschikt te maken voor Nederlandse rivierijsmodellering, omdat de volledige inputstructuur zal moeten worden gemodelleerd, transportvergelijkingen ontbreken en er een ijsmodule zal moeten worden gemaakt.

In het tweede deel van de modelstudie is vastgesteld wat de mogelijkheden zijn bij andere modellen voor rivierijsmodellering en of zij mogelijkheden hebben voor Rijkswaterstaat zelf. Deze modellen zijn HEC-RAS, de Bruin en Wessels, FLake en Delft3D. HEC-RAS is ontwikkeld door het US Army Corps of Engineers om ijs te modelleren op een kanaal met lichte stroming. Dit model wordt echter niet in Nederland gebruikt en is niet te gebruiken voor het berekenen van waterstanden. Het zal daarom een grote inspanning vergen om dit model te gebruiken voor Nederlandse rivierijsmodellering, omdat de kennis voor dit model ontbreekt in Nederland en het enkel geschikt is voor een kanaal met lichte stroming. De Bruin en Wessels is een simpel ijsmodel van het KNMI. Het kan de ijsdikte berekenen op een sloot van twee meter diep door middel van een stralingsbalans. Ook kunnen er enkele lokale effecten mee worden gemodelleerd, zoals windwakken of kunstwerken. FLake is een complexer model van het KNMI en is in samenwerking met een aantal Noord-Europese landen ontwikkeld. Dit model is iets preciezer dan Bruin en Wessels, maar beide modellen zijn niet geschikt voor rivierijsmodellering. Er zou echter voor gekozen kunnen worden deze modellen als richtlijn voor de hoeveelheid ijsvorming te gebruiken. Delft3D is een zeer uitgebreid model, ontwikkeld door Deltares. Delft3D 4 Suite bevat een ijsmodule met transportvergelijkingen voor onder andere de temperatuur. Deze ijsmodule is getest voor een aantal gevallen in het buitenland, maar nog niet voor de Nederlandse rivieren. Dit jaar komt *Delft3D Flexible Mesh* (FM) als opvolger voor Delft3D 4 Suite uit. Aangezien de eerste tijd dit model vooral in de basis zal worden ontwikkeld, zal een ijsmodule die geschikt is voor de Nederlandse rivieren nog niet op korte termijn kunnen worden ontwikkeld. Echter zou de ijsmodule van Delft3D 4 Suite relatief gemakkelijk omgeschreven kunnen worden naar FM. Wel hebben deze modellen na een flinke inspanning de mogelijkheid om als volledige vervanger van het huidige (SOBEK) model van Rijkswaterstaat te fungeren.

Als samenvatting van de modelstudie, is in Tabel 1 een kort overzicht gegeven van de modellen.

Tabel 1 Overzicht modellen

Model	Soort	IJsmodule aanwezig?	Mogelijkheid vervangen huidig model?	Voordeel	Nadeel
SOBEK 3	1D	Nee	Ja	Model is al in Rijkswaterstaat.	Inputstructuur, transportvergelijkingen en ijsmodule niet voldoende.
HEC-RAS	1D	Ja	Nee	Vergelijkingen bekend en vergevorderd op ijsmodellering.	Niet volledig geschikt voor rivierijsmodellering en geen kennis in Nederland.
Bruin en Wessels	0D	Ja	Nee	Simpel en toepasbaar plassen op sloten.	Niet bruikbaar voor Nederlandse rivieren.
FLake	1D	Ja	Nee	Preciezer dan Bruin en Wessels.	Niet bruikbaar voor Nederlandse rivieren en complexer dan Bruin en Wessels.
Delft3D 4 Suite	2D/3D	Ja	Ja	Transportvergelijkingen aanwezig, veel interactie tussen processen mogelijk. Vergevorderde ijsmodule aanwezig.	Nog geen gevalideerde ijsmodule voor Nederlandse rivieren.
Delft3D Flexible Mesh	2D/3D	Nee	Ja	Opvolger Delft3D 4 Suite: Flexibelere besturing, nieuwe methode, bewezen technologie.	Nog geen gevalideerde ijsmodule voor Nederlandse rivieren, beginfase model.

Lijsten met Figuren, Tabellen en Symbolen

Lijst Gebruikte Figuren

Figuur 1 Nederlandse rivieren en kanalen met vast ijs 1962-1963 (Bovenrivieren (1964, p. 12))	12
Figuur 2 Componenten Stralingsbalans Delft3D	18
Figuur 3 Watersnelheden verschijningsvormen (Carstens (1970))	20
Figuur 4 Verschijningsvormen ijs	21
Figuur 5 Vastraken ijsdek Beltaos (1995, p. 73)	22
Figuur 6 Profiel dwarsdoorsnede Dijkstra (2012)	29
Figuur 7 Overzicht van de ijswinters	43
Figuur 8 Componenten Stralingsbalans (de Goede et al. (2014))	45
Figuur 9 Chézy-coëfficiënt verloop IJssel (Laboratorium (1976, p. 98))	52
Figuur 10 Chézy-coëfficiënt verloop Nederrijn (Laboratorium (1976, p. 98))	52
Figuur 11 Chézy-coëfficiënt verloop Waal (Laboratorium (1976, p. 98))	52
Figuur 12 Manning-coëfficiënt voor ijsdikte en soort ijsdam	53
Figuur 13 Verschillende factoren massabalans	55
Figuur 14 Riviersectie ten behoeve van de impulsbalans	56
Figuur 15 Druk van het ijs ten behoeve van de impulsbalans	56
Figuur 16 Diagram van de ijsmodule (links) en het temperatuurmodel van Delft3D (rechts)	62
Figuur 17 Dwarsdoorsnede "Floating Structure"	64
Figuur 18 Vergelijking ijsmodule met KNMI-model door middel van Nederlandse ijswinters	65
Figuur 19 Validatie dynamisch model ijsmodule met behulp van "Drogues" (zuidwesterwind)	66
Figuur 20 KNMI model simulatie 2m diepte Elfstedentocht 85-86	70
Figuur 21 KNMI model simulatie 86-87	71
Figuur 22 KNMI model validatie Franeker en Sneek	71

Lijst Gebruikte Tabellen

Tabel 1 Overzicht modellen	6
Tabel 2 Overzicht modellen	35
Tabel 3 Verschillende waarden van de Manning-coëfficiënt	54
Tabel 4 Validatie ijsmodule Fountain Lake, Minnesota	65

Lijst Gebruikte Symbolen

Symbol	Eenheid	Beschrijving
a	-	Albedo-effect
c (l)	J/(kgK)	Soortelijke warmte (l=lucht)
d (d,i,s)	m	Dikte (d=drijfijs, i=ijs, s=sneeuw)
g	m/(s ²)	Gravatieversnelling
h	m	Waterdiepte
k (i,s)	W/(mK)	Warmtegeleidingscoëfficiënt (i=ijs, s=sneeuw)
n	m ^{1/2} /s	Manning-coëfficiënt
q	W/(mK)	Straling ("Heat Flux"; verschillende componenten)
s (i)		Deel ijs
t	s	Tijd
u	m/s	Water/stroomsnelheid (in x-richting; tenzij anders vermeld)
x	m	Afstand (over x-as)
A (0,d)	m ²	Oppervlak (0=open wateroppervlak, d=doorstroom)
B (i,R)	m	Breedte (i=ijsdek, R=randijs)
C	m ^{1/2} /s	Chézy-coëfficiënt (Soms ook een constante)
D (d,i)	m	Diameter (d=drijfijs, i=ijs)
E	W/(mK)	Verdamping
Fr	-	Froude-getal
H	W/(mK)	Verticale warmtetoevoer (tussen componenten)
I	m/m	Verhang (meter hoogte per meter lengte)
N	-	Hoeveelheid bewolking (als fractie)
P	m	Natte omtrek
Q	m ³ /s	Debiet
R	m	Hydraulische straal
T (e,l,opp,v,w)	°C of K	Temperatuur (e= evenwichts, l=lucht, opp=oppervlakte, v=vriespunt, w=water)
W (s)	(m ² K)/W	Warmtewisselingscoëfficiënt (s=sneeuw; Bruin en Wessels)
ε	-	Emissiviteitsfactor van ijs
σ	N/m ²	Spanning
ρ (i,l,s,w)	kg/m ³	Dichtheid (i=ijs, l=lucht, s=sneeuw, w=water)
τ (wind)	N/m ²	Schuifspanning (door de wind)
λ (i,sub)	J/kg	Latente warmte (i=ijs, sub=sublimatie van water)

Inhoudsopgave

Voorwoord	3
Samenvatting.....	4
Lijsten met Figuren, Tabellen en Symbolen	7
Lijst Gebruikte Figuren	7
Lijst Gebruikte Tabellen.....	7
Lijst Gebruikte Symbolen.....	8
Hoofdstuk 1. Inleiding	11
1.1. Historische Achtergrond.....	11
1.2. Probleem- en Doelstelling	12
1.3. Onderzoeksvragen en Methodologie	13
1.4. Enkele Opmerkingen	14
Hoofdstuk 2. IJs op een Laminaire en Turbulente Stroming.....	15
2.1. Onderscheid Laminaire en Turbulente Stroming	15
2.2. Factoren Laminaire en Turbulente IJsvorming.....	16
2.2.1. Luchttemperatuur.	16
2.2.2. Neerslag.....	17
2.2.3. Wind.	17
2.2.4. Luchtvochtigheid.	18
2.3. Stralingsbalans.....	18
2.4. Statische IJsformatie	19
2.5. Dynamische IJsformatie	19
2.6. Samenvatting.....	20
Hoofdstuk 3. IJs op een rivier.....	21
3.1. IJsvorming op een Rivier.....	21
3.1.1. Verschijningsvormen ijs.....	21
3.1.2. Factoren IJs op een rivier.....	23
3.2. Ijsdammen.....	24
3.2.1. Ontstaansproces ijsdammen.	25
3.2.2. Factoren Ijsdammen.	26
3.2.3. Vergelijkingen Ijsdammen.....	27
3.3. Invloed ijs op Rivieren	28
3.3.1. Invloed ijs op de waterstand	28
3.3.2. Invloed ijs op de morfologie	29
3.3.3. Invloed ijs op de afvoerverdeling	30
3.4. Samenvatting.....	30

Hoofdstuk 4.	Overzicht Modellen IJsvorming	31
4.1.	Model Rijkswaterstaat.....	31
4.2.	Overige Bestaande Modellen	32
4.2.1.	HEC-RAS.....	32
4.2.2.	Bruin en Wessels.	32
4.2.3.	FLake.....	33
4.2.4.	Delft3D.....	33
4.3.	Samenvatting.....	34
Hoofdstuk 5.	Conclusie	36
Hoofdstuk 6.	Aanbeveling	38
Bibliografie		40
Bijlage I.	Standaardwaarden IJsvorming	42
Bijlage II.	Geschiedenis IJswinters.....	43
Bijlage III.	Vergelijkingen IJs	45
Bijlage IV.	Ruwheid Chézy en Manning	51
Bijlage V.	Stromingsvergelijkingen Dijkstra	55
Bijlage VI.	Uitwerking Modellen.....	59

Hoofdstuk 1. Inleiding

Ter inleiding van dit onderzoek, is hier uiteengezet hoe het thema ijsvorming op rivieren in relatie staat tot dit onderzoek. Dit is gedaan door ten eerste de historische achtergrond van ijsvorming op rivieren te beschrijven, ten tweede de probleem- en doelstelling vast te stellen, en ten derde de onderzoeksvragen op te stellen met de bijbehorende methodologie om deze vragen te beantwoorden. Ten slotte zijn er opmerkingen geplaatst om een aantal zaken in dit verslag te verklaren.

1.1. Historische Achtergrond

IJsvorming heeft door de geschiedenis heen haar invloed op Nederland gehad, bijvoorbeeld in de winter van 1962-1963 op de Lek (zie voorpagina). In de verdere geschiedenis is die invloed ook te zien. Zo konden de provincies Holland en Utrecht gemakkelijk drie kastelen innemen van de opstandige Jan van Arkel in de winter van 1404-1405 doordat de slotgrachten waren bevroren. Ook in de Onafhankelijkheidsoorlog tegen de Spanjaarden (1568-1648) werd dankbaar gebruik gemaakt van het ijs door aan te vallen op schaatsen. In 1672 was het hele land juist in gevaar doordat door ijsvorming het verdedigingswerk van de Nederlanden, in de vorm van de Hollandse Waterlinie, niet werkte tegen de Fransen. De dooi viel echter net op tijd in, waardoor de aanval van de Fransen in het water liep. In de winter van 1794-1795 hadden de Fransen onder leiding van generaal Pichegru meer geluk, omdat de Hollandse Waterlinie toen wel bevroren was. Pichegru had hierbij zijn weervoorspelling gedaan op basis van het gedrag van spinnen. Naast oorlogvoering had ijs ook zijn impact op andere zaken. Zo werden er inkomsten misgelopen doordat er geen tol kon worden geheven voor de binnenvaart. Aan de hand van deze tolheffingen, is er geanalyseerd in welke winters er ijsvorming optrad (Bruin & Wessels (1990, pp. 437-438)). Naast negatieve invloeden, had ijsvorming ook haar positieve uitwerkingen. Zo kwam schaatsen al in de 16^e eeuw op als landelijke bezigheid voor het hele volk. In de winter was schaatsen ook vaak de enige mogelijkheid om afstanden af te leggen voor bijvoorbeeld familiebezoeken (Bruin & Wessels (1988, p. 146)).

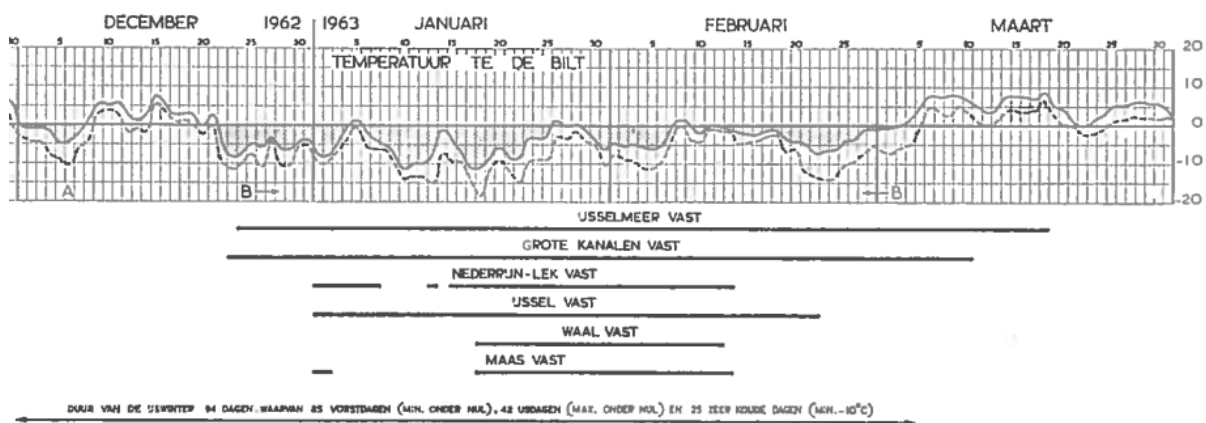
De staat van een rivier heeft veel invloed op de ijsvorming en door de geschiedenis heen zijn hier veel aanpassingen aan gedaan. Dit rivierenbeleid beschrijft Lintsen (2005) in de volgende technische regimes: Tot 1850 “De klassieke, groene rivier”, 1850-1920 “De genormaliseerde rivier”, 1920-1970 “Het gekanaliseerde rivierensysteem” en 1970-heden “Het integrale rivierensysteem”. Tot 1850 was er geen centrale aanpak van het rivierensysteem waardoor een rivier vaak uit meerdere geulen bestond en er veel obstakels waren. Deze obstakels bestonden veelal uit kribben die particulier werden aangelegd om er land tussen te winnen (Lintsen (2005, p. 100)). Dit zorgde er echter voor dat lokaal de stroomsnelheid lager was en dat de ijsvorming zich aan veel obstakels kon hechten. Overstromingen ten gevolge van ijssdammen kwamen daardoor relatief vaak voor (Heezik (2006, p. 22)). Na de Bataafs Franse Tijd kwam er echter een sterke vraag naar eenheid. Dit resulteerde in 1795 tot de oprichting van Rijkswaterstaat en in de 19^e eeuw in een centrale aanpak van de rivierenproblematiek in de vorm van normalisering en regulering (Lintsen (2005, pp. 102-103)). In de 20^e eeuw kwam de focus naast de waterveiligheid ook op andere zaken te liggen. Zo werden er kanalen aangelegd om een groter vaar netwerk te genereren en werd de binnenvaart verbeterd aan de hand van nieuwe technieken (Lintsen (2005, pp. 103-109)). Eind twintigste eeuw was er een verandering te zien van een antropocentrisch naar een ecocentrisch gedachtengoed, het milieu kwam centraal te staan. Hier kwam onder andere het denkbeeld van Ruimte voor de Rivier uit voort (Lintsen (2005, pp. 109-112)).

Naast de impact van ijsvorming in Nederland, zijn er ook in andere landen studies naar ijsvorming gedaan. In Rusland waren er vanaf 1820 al studies gedaan naar ijsvorming en in Noord-Amerika begon dit in 1904 (Carey (1973, pp. 9-12)). Sindsdien zijn de buitenlandse studies over

ijsvorming er vooral op gericht onderzoek te doen naar meerjarig ijs. Toch wordt in dit onderzoek ook veel gebruik gemaakt van buitenlands onderzoek.

1.2. Probleem- en Doelstelling

Ijsvorming op de Nederlandse rivieren heeft de afgelopen jaren niet veel aandacht gehad en er zijn daarom weinig recente studies naar dit onderwerp gedaan. Er is namelijk het denkbeeld ontstaan dat ijsvorming haast geen invloed heeft in Nederland. Dit in tegenstelling tot bepaalde landen die hier elk jaar mee te maken krijgen, zoals de Verenigde Staten (Alaska), Rusland, Scandinavië en Canada (Beltaos (1995, p. 2)). In eerste instantie is het denkbeeld terecht, aangezien er sinds eind 19^e eeuw geen ijsgerelateerde overstromingen meer zijn geweest (Schropp (2007, p. 1)). Wel is het zo dat er problemen zijn veroorzaakt door ijs op de Nederlandse vaarwegen. In Bijlage II is een overzicht te zien van de ijswinters in Nederland van 1850-2010. Daar is te zien dat de winter van 1962-1963 het strengste was. Zoals in Figuur 1 te zien is, vrozen daarbij ook het IJsselmeer en de grote rivieren dicht. Daarnaast waren er ijssdammen op de Waal, de Lek, de Nieuwe Maas, de Beneden-Merwede, de IJssel en het Hollands Diep (Rijkswaterstaat (1966, p. 51)). Ook is in Bijlage II te zien dat er ook recent redelijke ijswinters zijn geweest. Deze winters hebben ook voor een aantal problemen gezorgd. Zo was er in de winter 2009-2010 een vaarverbod op het Hilversums kanaal en gold er op de route Amsterdam-Lelystad-Lemmer een verplichte konvoivaart. Op de rest van het IJsselmeergebied inclusief de Randmeren en op verschillende trajecten ten noorden van de lijn Den Haag – Nieuwegein – Coevorden gold een vaarverbod (Slot (2010, p. 5)). Ijsvorming heeft dus nog wel degelijk invloed op de Nederlandse vaarwegen.



Figuur 1 Nederlandse rivieren en kanalen met vast ijs 1962-1963 (Bovenrivieren (1964, p. 12))

Door het ontstane denkbeeld is er niet veel literatuur die ijsvorming in de Nederlandse situatie beschrijft. Beltaos (1995, p. xii) stelt dat er veel op zichzelf staande onderzoeken zijn gedaan en dat de grote lijn mist. Toch hebben er de laatste jaren wel een aantal ontwikkelingen plaatsgevonden op het gebied van ijsvorming in Nederland. Bij het KNMI zijn bijvoorbeeld modellen ontwikkeld die vooral voorspellen hoeveel ijs er op de Friese wateren zal zijn en bij Deltares zijn er ijsmodules ontwikkeld voor hun modellen.

Aangezien ijsvorming nog recent haar invloed heeft gehad op de Nederlandse rivieren, is het belangrijk om een goed beeld te hebben van de oorzaken en gevolgen van ijsvorming. Deze studie heeft dan ook als doel een overzicht te geven van de huidige kennis voor bepaalde facetten van ijsvorming. Daarbij is er onderzocht of dit is te implementeren in modellen.

De vraag naar meer informatie kwam vanuit Rijkswaterstaat. Hierin heeft de afdeling Rivieren van het organisatieonderdeel Water- en Verkeermanagement (VWM) in het Watermanagementcentrum Nederland (WMCN) te Lelystad het maken van

waterstandsverwachtingen voor de grote Nederlandse rivieren als taak. Aangezien ijsvorming hier invloed op heeft en er in de nabije geschiedenis ijsvorming is opgetreden, is het noodzakelijk hier onderzoek naar te doen. Een andere taak van het WMCN is het verstrekken van informatie aan de binnenvaart over zaken aangaande de rivieren. Aangezien ijsvorming ook van grote invloed is op de binnenvaart, kan er door het inzicht in ijsvorming op rivieren gericht informatie verstrekt worden. Deze informatie is nuttig voor zowel de scheepvaart als het operationele waterbeheer. Rijkswaterstaat is immers onder andere verantwoordelijk voor de doorvaart op de rivieren, de staat van de waterkeringen en de berichtgeving over de waterstanden.

De vraag in de huidige situatie is dan ook: Hoe kan Rijkswaterstaat ijsverwachtingen op de grote Nederlandse rivieren modelleren met behulp van reeds bestaande kennis en welke modellen zijn hiervoor geschikt? De doelstelling van dit onderzoek is daarom vastgesteld als: Het omschrijven van ijsvorming en ijsontwikkeling op de grote Nederlandse rivieren op basis van reeds bestaande kennis en een overzicht geven van de huidige modellen die in staat zijn ijs te modelleren inclusief een uiteenzetting over de mogelijkheden die deze modellen hebben om de invloed van ijs op de waterstandsverwachting van Rijkswaterstaat voor de grote Nederlandse rivieren te modelleren.

1.3. Onderzoeksvragen en Methodologie

Om dit doel te bereiken, is het onderzoek afgebakend in twee onderdelen. In het eerste deel zal reeds bestaande kennis over ijs op rivieren worden beschreven in een literatuurstudie. Het tweede deel zal een overzicht geven van modellen die ijs kunnen modelleren, waarbij er gekeken zal worden welk model het beste past bij de mogelijkheden van Rijkswaterstaat. Dit heeft geresulteerd in de volgende onderzoeksvragen:

Hoofdvraag 1

Hoe vindt ijsontwikkeling op de grote Nederlandse rivieren plaats?

1.1 Hoe ontwikkelt ijs zich op een laminaire en turbulente stroming?

1.1.1 Hoe kan er onderscheid worden gemaakt tussen een laminaire en turbulente stroming?

1.1.2 Wat is het proces van het ontstaan van ijs op een laminaire en turbulente stroming?

1.2 Hoe ontwikkelt ijs zich op rivieren en wat is haar invloed op de rivier?

1.2.1 Wat zijn de verschillende verschijningsvormen voor ijs op een rivier?

1.2.2 Hoe ontstaan ijsdammen op een rivier?

1.2.3 Wat is de invloed van ijs op de waterstand van een rivier?

1.2.4 Op welke andere zaken omtrent rivieren heeft ijs invloed?

Hoofdvraag 2

Welke modellen kunnen ijs modelleren en wat zijn hun mogelijkheden voor Rijkswaterstaat?

2.1 Welke modellen zijn er in staat om ijs te modelleren?

2.2 Wat zijn de mogelijkheden om het effect van ijsvorming op de waterstandsverwachtingen van Rijkswaterstaat voor de grote Nederlandse rivieren te modelleren?

Hoofdvraag 1 zal worden beantwoord in Hoofdstuk 2 en Hoofdstuk 3 in de vorm van een literatuurstudie. Deze literatuurstudie zorgt ervoor dat de reeds bestaande kennis kan worden vastgesteld. Hierbij is Hoofdvraag 1 in twee delen opgedeeld: Allereerst zal er fundamenteel op ijsvorming in gegaan worden door te kijken naar laminaire en turbulente stroming (Deelvraag 1.1) en daarnaast zal er specifiek naar ijsvorming op rivieren worden gekeken (Deelvraag 1.2). Het eerste deel van Hoofdvraag 1 is te vinden in Hoofdstuk 2. Daarbij wordt Deelvraag 1.1.1 in Paragraaf 2.1 beantwoord door vast te stellen op welke manieren er in de literatuur onderscheid wordt gemaakt

tussen laminaire en turbulente stroming, vervolgens zal Deelvraag 1.1.2 worden beantwoord in Paragraaf 2.2 tot en met Paragraaf 2.5. Het tweede deel van Hoofdvraag 1 is te vinden in Hoofdstuk 3. Deelvraag 1.2.1 wordt beantwoord in Paragraaf 3.1 door vast te stellen welke soorten ijs er zijn op een rivier. Deelvraag 1.2.2 wordt beantwoord in Paragraaf 3.2 door het beschrijven van ijssdammen. Deelvraag 1.2.3 en 1.2.4 worden beantwoord in Paragraaf 3.3, waar de invloed van ijsvorming op de rivier uiteen wordt gezet. De literatuur die wordt gebruikt in deze literatuurstudie vloeit voort uit het archief van Rijkswaterstaat, het verslag van Dijkstra (2012), interviews met het KNMI en Deltares, en verschillende wetenschappelijke tijdschriften.

Hoofdvraag 2 is ook onderverdeeld in twee delen. Allereerst zal er gekeken worden naar welke modellen er zijn die ijs kunnen modelleren en vervolgens of deze modellen geschikt zijn om het effect van ijsvorming op de waterstandsverwachtingen die worden gegenereerd door Rijkswaterstaat voor de grote Nederlandse rivieren te kunnen modelleren. Dit is te zien in Hoofdstuk 4 aan de hand van een modelstudie, waarin allereerst het huidige model van Rijkswaterstaat is beschreven. De informatie die over deze modellen is verkregen komt voor een klein deel (HEC-RAS) van USACE (1999) en de informatie van de overige modellen komt van de interviews met het KNMI en Deltares. Daarnaast is er veel mailcontact geweest met Erik de Goede van Deltares om de juiste informatie over deze modellen te geven.

1.4. Enkele Opmerkingen

In dit rapport zullen niet alle vormen van ijs worden behandeld, maar enkel de ijsvormen die relevant zijn voor dit onderzoek. Veel van de buitenlandse literatuur behandelt grondijs (niet te verwarren met het ijs op de rivierbodem) en ijs dat meerdere jaren bestaat (zoals gletsjers). Voor dit onderzoek is echter alleen ijs dat één winter bestaat en ijs dat op water ontstaat belangrijk.

Voor de verwijzingen naar de literatuur is er gebruik gemaakt van het teken ‘–’ bij meerdere pagina’s (pagina 2 t/m 5 is bijvoorbeeld pp. 2-5) en van het teken ‘.’ is gebruik gemaakt voor bronnen die nummers per hoofdstuk (pagina 4 van hoofdstuk 3 is bijvoorbeeld pp. 3.4).

Daarnaast wordt er in Hoofdstuk 2 en Hoofdstuk 3 regelmatig verwezen naar het Bruin en Wessels model en naar Delft3D. Dit zijn modellen die verder worden beschreven in Paragraaf 4.2 en daarnaast in Bijlage V.

Hoofdstuk 2. IJs op een Laminaire en Turbulente Stroming

Om de ijsvorming op een rivier te beschrijven, is het noodzakelijk allereerst de fundamentele processen van ijsvorming te beschrijven. Dit hoofdstuk beschrijft daarom de ontwikkeling van ijs op een laminaire en turbulente stroming en dient daarmee als voorbereiding voor Hoofdstuk 3.

Het ontstaan van ijs in een winter kan beschreven worden op basis van een ijswinter zoals Haas (1986, pp. 7-14) dit heeft opgesteld. De eerste fase bevat het ontstaan van ijs op laminair stromend water, waarbij er op sloten, ondiepe meren en kanalen ijsvorming zal gaan plaatsvinden. De tweede fase omvat het ontstaan van ijs op turbulent stromend water, waarbij ijs optreedt op de diepere meren (IJsselmeer) en de grote Nederlandse rivieren. Deze fase komt in een Nederlandse winter beperkt voor. De derde fase is de dooiperiode, waarbij het ijs zal gaan smelten en zal moeten worden afgevoerd. In een ijswinter kunnen meerdere dooiperiodes voorkomen en lokaal kunnen verschillen zijn in de aanvang van een fase. Dit hoofdstuk zal voornamelijk op de eerste en tweede fase, en voor een klein gedeelte op de derde fase van een ijswinter ingaan.

De ijsvorming op een laminaire en turbulente stroming wordt beschreven in de volgende volgorde: In Paragraaf 2.1 wordt het onderscheid tussen een laminaire en turbulente stroming gemaakt, in Paragraaf 2.2 zijn verschillende factoren die de watertemperatuur van een laminaire en turbulente stroming beïnvloeden opgesteld, in Paragraaf 2.3 is een stralingsbalans opgesteld, in Paragraaf 2.4 is de statische en in Paragraaf 2.5 de dynamische ijsformatie beschreven, en ten slotte is in Paragraaf 2.6 een samenvatting van dit hoofdstuk gegeven.

2.1. Onderscheid Laminaire en Turbulente Stroming

Het onderscheid tussen een laminaire en turbulente stroming wordt gemaakt in verschillende literatuur (Fransson (2009, pp. 7-8), Termes & Boogaard (1991a, pp. 3-4), Prins (1988, p. 2), Haas (1986, pp. 7-9), Valk (1987, pp. 5-6) en USACE (1999, pp. 2.8-2.9)). Er zijn belangrijke verschillen tussen deze twee soorten stroming op het gebied van het ontstaan en de ontwikkeling van ijs, zodat een opdeling noodzakelijk is. Wel is het belangrijk om de ijsvorming en -ontwikkeling op een laminaire stroming te begrijpen en omschrijven, aangezien dit de basis vormt voor ijs op een turbulente stroming.

Om het optreden van ijs op een bepaald water te onderzoeken, is dus het noodzakelijk te weten of er een laminaire of turbulente stroming is. Dit kan worden gedaan door te kijken naar het Reynoldsgetal van de stroming. Echter wordt in de literatuur het onderscheid vrijwel altijd op andere manieren gemaakt. Allereerst wordt dit gedaan op basis van alleen de watersnelheid. USACE (1999, p. 2.6) veronderstelt dat er een laminaire stroming is bij een watersnelheid van maximaal 0,3 m/s. Bij een lagere watersnelheid wordt de ijsvorming bepaald door statische ijsformatie. Beltaos et al. (2000, p. 35) vermeldt echter dat dit op kan lopen tot 1,0 m/s bij zeer strenge vorst. In de Nederlandse situatie zal er echter niet (lang) een dergelijke strenge vorst optreden, zodat een maximum snelheid van 0,3 m/s kan worden aangehouden. Een tweede manier om te bepalen of een water laminair of turbulent stromend is, is door middel van Vergelijking 2.1. Deze methode stelt dat bij laminair stromend water de verticale component van de waterstroming kleiner is dan de opdrijfsnelheid van ijsdeeltjes (Matousek (1984, p. 98)).

$$u < \frac{1}{\sqrt{g}} (-0,125T_{opp} + 0,025)\sqrt{(0,7C + 6)C} \quad \text{Vergelijking 2.1}$$

Waarbij u de stroomsnelheid in m/s, g de gravitatieversnelling in m/s^2 , T_{opp} de wateroppervlaktetemperatuur in $^{\circ}\text{C}$ en C de Chézy coëfficiënt in $\text{m}^{1/2}/\text{s}$ is. Een derde methode om onderscheid te maken, is het gebruik van het Froude-getal. Beltaos (1995, p. 30) geeft deze methode

weer en geeft hierbij aan dat er bij hoge waarden van het Froude-getal een turbulente stroming aanwezig is. Hij maakt hierbij gebruik van Vergelijking 2.2.

$$Fr_h = \frac{u}{\sqrt{gh \frac{\Delta\rho_w}{\rho_w}}} \quad \text{Vergelijking 2.2}$$

Waarbij Fr_h het waterdiepte afhankelijke Froude-getal is (dimensieloos), h de waterdiepte in meters, $\Delta\rho_w$ het verschil in dichtheid tussen de bovenste en de onderste waterlagen, en ρ_w de dichtheid van de onderste waterlaag is in kg/m^3 .

Als er op bovenstaande manieren wordt gekeken naar de stroming op de grote Nederlandse rivieren, kan er gesteld worden dat daar sprake is van een turbulente stroming. In de rest van dit onderzoek is dit dan ook verondersteld.

2.2. Factoren Laminaire en Turbulente IJsvorming

Om de ijsvorming te bepalen (in Paragraaf 2.3, Paragraaf 2.4 en Paragraaf 2.5), zullen er allereerst verschillende factoren worden behandeld die deze ijsvorming beïnvloeden. Dit wordt gedaan voor zowel een laminaire als turbulente stroming, aangezien de factoren van deze stromingen veel overeenkomsten hebben.

Bepalend voor ijsvorming op zowel laminair als turbulent stromend water, is natuurlijk de watertemperatuur. Gedurende een winter zal de watertemperatuur dalen, totdat er ijsvorming optreedt. Volgens USACE (1999, p. 2.6) treedt ijsvorming voor stilstaand en langzaam stromend water op bij een onderkoeling (temperatuurdaling onder het vriespunt) van het oppervlaktewater van minder dan $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, waarbij het vriespunt voor zuiver water $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en voor zeewater $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ is (Bruin & Wessels (1990, p. 439)). Het vriespunt van rivierwater hangt af van de troebelheid van het water, maar ligt over het algemeen dicht bij de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. In deze paragraaf wordt er ingegaan op verschillende factoren die bepalend zijn voor de watertemperatuur. Dit wordt gedaan door te kijken naar de volgende factoren: de luchttemperatuur, de neerslag, de wind en de luchtvochtigheid.

Er zijn nog vele andere factoren te noemen. Beltaos (1995, p. 30) noemt ook nog de toevoeging van warmte door frictie van het water, door het grondwater en door warmte-uitwisseling met de bodem en kades. Deze factoren gaan echter pas een rol spelen als er een ijslaag is ontstaan en zullen gering zijn in vergelijking met de andere factoren.

2.2.1. Luchttemperatuur.

De belangrijkste afkoeling van het water vindt plaats door een lage luchttemperatuur. In dit gedeelte zullen daarom een aantal vuistregels worden gegeven om snel te kunnen inschatten wat de impact van de luchttemperatuur is.

Een eerste vuistregel wordt genoemd door zowel Prins (1988, p. 3) als Bruin & Wessels (1990, p. 442). Dit is de regel van Braak die stelt dat als de som van de negatieven van de luchttemperatuur van aaneengesloten vriesnachten ongeveer $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$ is, er een ijsdikte van 5 cm is ontstaan. Dit is een erg versimpelde weergave van de invloed van de luchttemperatuur op de ijsvorming, maar hij blijkt redelijk betrouwbaar te zijn voor ondiepe plassen en sloten (met laminaire stroming) bij normale omstandigheden (geen neerslag). Wemelsfelder (1968) stelt daarnaast vast dat de watertemperatuur elke dag één tiende van het verschil tussen de lucht- en watertemperatuur daalt, zonder hierbij rekening te houden met andere factoren. Hierbij komt hij tot Vergelijking 2.3 die de wijziging van de watertemperatuur per dag laat zien door de luchttemperatuur.

$$dT_w = \frac{(T_l - T_w) + C}{10} \text{ per dag} \quad \text{Vergelijking 2.3}$$

Hierbij staat T_w voor de watertemperatuur in $^{\circ}\text{C}$, T_l voor de luchttemperatuur in $^{\circ}\text{C}$ en de C voor andere factoren die de ijsgroei beïnvloeden. Ook deze regel is enkel toepasbaar voor ondiepe plassen en sloten (met laminaire stroming).

Een hoge luchttemperatuur kan ook juist een positief effect hebben op de ijsvorming. Zo kan het ervoor zorgen dat de sneeuw op een ijsdek, die door haar isolerende werking een negatief effect op de ijsdikte heeft, smelt. Mede doordat dit vaak gebeurt als er sneeuw is gevallen, is Nederland een goed schaatsland. Daarnaast zal ijs na verloop van tijd donkerder worden, zodat het meer warmte op gaat nemen. Dit ijs kan weer plaats maken voor vers ijs tijdens een periode met een hogere temperatuur (Bruin & Wessels (1988, p. 164)).

2.2.2. Neerslag.

Neerslag kan meerdere effecten hebben op ijsvorming. Allereerst kan sneeuw water af laten koelen of kan het de golfslag verminderen. Echter kan sneeuw ook door haar isolerende werking maar liefst een vermindering van 66% van de dikte van ijs tot gevolg hebben (Prins (1988, p. 8)). In de winter van 2011-2012 bleek dat de sneeuw meer invloed had op de reductie van ijsvorming dan de klimaatverandering (gemiddelde afkoeling van 1,5 graden; Vries & Westrhnen (2012)). Sneeuw kan ook juist warmte wegkaatsen, wat het albedo-effect wordt genoemd (Bruin & Wessels (1990, p. 438)). Het albedo-effect hangt af van de korrelgrootte van de sneeuw en van andere zaken zoals de hoeveelheid stof (Bruin & Wessels (1988)). Dit effect kan onder andere worden berekend met vergelijkingen die zijn opgesteld in het Bruin en Wessels model, te zien in Bijlage VI.3. Het isolerend en het albedo-effect van sneeuw zijn bij het ontbreken van bewolking ongeveer even groot, zodat onder andere bij het Bruin en Wessels model wordt aangenomen dat het isolerende effect van sneeuw wordt gecompenseerd door dit albedo-effect. Als neerslag een hogere temperatuur heeft dan het water, kan het er echter ook voor zorgen dat de dooi sneller intreedt. Daarnaast kan een regenbui er, net zoals een hoge luchttemperatuur, voor zorgen dat het verouderde ijs of de sneeuw dat zich op het ijsdek bevindt, smelt, waardoor er daarna juist meer ijsvorming optreedt (Bruin & Wessels (1988, p. 164)).

De isolerende werking van sneeuw wordt door Delft3D gemodelleerd door de thermische geleidbaarheid van het ijs (k_i in $\text{W}/(\text{mK})$) te veranderen.

$$k_i = \frac{k_i k_s}{d_i k_s + d_s k_i} \quad \text{Vergelijking 2.4}$$

Waarbij k_s de thermische geleidbaarheid (in $\text{W}/(\text{mK})$) van sneeuw is en d_i de dikte van het ijs (in meters) is. Standaard waarden van een aantal van deze gegevens zijn te zien in Bijlage I.

2.2.3. Wind.

Over het algemeen heeft de wind tot gevolg dat er een extra afkoeling van het water plaatsvindt. Er kan namelijk bij een ooster- of noorderwind vorst optreden door transportkou (Prins (1988, p. 7)). Daarnaast zorgt wind ervoor dat er een betere menging komt tussen de lucht en het wateroppervlak en versnelt het verdamping (Bruin & Wessels (1990, p. 439)). Beltaos (1995, p. 31) geeft dan ook aan dat een sterkere wind meer warmte-uitwisseling van het water met de lucht tot gevolg heeft. Wind kan een negatieve invloed hebben als het zorgt voor golven die het net ontstane ijs kunnen openbreken, de zogenaamde windwakken (Prins (1988, p. 7)). Daarnaast ontstaan er zogenaamde kistwerken op randen van ijsvelden op meren, doordat op een dergelijk groot oppervlak de wind veel kracht kan uitoefenen (Bruin & Wessels (1990, p. 441)). Heusinkveld et al. (1997) verklaart dat de wind

in de voorfase de ijsvorming zal belemmeren, maar dat het de ijsvorming aanzienlijk bevordert als het ijs eenmaal is gevormd.

De kracht die de wind kan uitoefenen, berekent Delft3D om de interne krachten te bepalen. Deze kracht wordt bepaald met Vergelijking 2.5.

$$\tau_{wind}^x = \rho_l C_d u_{10}^2 \quad \text{Vergelijking 2.5}$$

Hierbij is τ_{wind}^x de schuifspanning (in N/m²), ρ_l de dichtheid van de lucht (in kg/m³), C_d de winddrag-coëfficiënt en u_{10} de windsnelheid in x-richting 10 meter boven het ijs (in m/s).

2.2.4. Luchtvochtigheid.

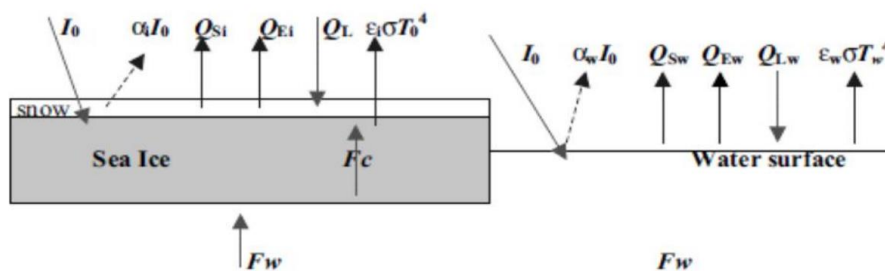
In het geval van een lage relatieve luchtvochtigheid (droge lucht), kan ijs al eerder optreden (zelfs bij luchttemperaturen boven nul). Droge lucht zorgt er namelijk voor dat er meer verdamping optreedt, waardoor de watertemperatuur sneller afneemt (Bruin & Wessels (1990, p. 439)). Bij een hoge relatieve luchtvochtigheid is er echter een negatieve werking op het ijs (Prins (1988, p. 9)).

2.3. Stralingsbalans

Zoals vastgesteld in Paragraaf 2.2, is de watertemperatuur belangrijk voor ijsvorming op zowel laminair als turbulent water. De verandering in watertemperatuur komt voor een groot deel door straling tot stand. Deze straling kan worden beschreven in een zogeheten stralingsbalans (Prins (1988, p. 9), Beltaos (1995, p. 30), de Goede et al. (2014) en Bruin & Wessels (1990, p. 438)).

Bij een stralingsbalans wordt de inkomende (instraling) en de uitgaande (uitstraling) straling bepaald waardoor de netto straling te berekenen is. Deze straling bestaat uit lang- en kortgolvlige straling. Langgolvlige straling vindt plaats bij elk voorwerp met massa. Er komt zowel uit het ijs als de atmosfeer langgolvlige straling. Deze straling heeft vooral 's nachts de overhand en hangt in grote mate samen met het temperatuurverschil tussen het water en de lucht. Bewolking en kunstwerken over het water zorgen ervoor dat er minder straling kan worden uitgezonden. Kortgolvlige straling ontstaat enkel door de warmte van de zon. Deze straling wordt verminderd door het albedo-effect (reflectie door het ijs of de sneeuw). Instraling zonder de aanwezigheid van sneeuw kan een reductie van de ijsdikte van een aantal centimeter in een paar dagen geven.

Delft3D (zie Hoofdstuk 5 voor meer informatie) gebruikt de componenten die in Figuur 2 te zien zijn voor de stralingsbalans van zeeijs.



Figuur 2 Componenten Stralingsbalans Delft3D

Een verdere beschrijving van de stralingsbalans in de vorm van vergelijkingen, is te zien in Bijlage III.1.

2.4. Statische IJformatie

De ijsgroei op stilstaand water vindt enkel verticaal plaats in tegenstelling tot ijsgroei op stromend water. Er hoeft daarom geen rekening met aankomend drijfijz of andere stromingsverschijnselen gehouden te worden. Deze verticale groei van ijs wordt ook wel statische ijsformatie genoemd. Een standaard formule die wordt gebruikt voor deze statische ijsformatie, is de Stefan formule (USACE (1999, p. 2.11) en Beltaos (1995, p. 48)), waarbij er vanuit is gegaan dat er aan het begin van de aaneengesloten vorstperiode nog geen ijsdek aanwezig was.

$$d_i = \sqrt{\frac{2k_i}{\rho_i \lambda_i} \sum_{l=1}^j (T_l)} = \sqrt{\frac{2k_i}{\rho_i \lambda_i} \sum_{l=1}^j (\text{Freezing degree} - \text{days})} \quad \text{Vergelijking 2.6}$$

Waarbij de dikte van het ijs (d_i in meters) kan worden berekend door de thermische geleidbaarheid van ijs (k_i in W/(mK)), de dichtheid van ijs (ρ_i in kg/m³), de latente warmte van ijs (λ_i in J/kg) mee te nemen en het aantal graden dat het vriest op een dag (Freezing degree-days in °C). Bruin & Wessels (1990, p. 441) geeft hierbij aan dat het groeien van het ijs steeds lastiger zal gaan naar mate de ijslaag dikker wordt. Dit komt doordat er dan minder warmte uitwisseling zal zijn tussen het water en de lucht door de isolerende werking van de ijslaag. Ze noemen daarom 30 centimeter als een maximum dikte van de ijslaag. Bij Vergelijking 2.6 wordt echter geen rekening gehouden met sneeuw, lokale toevoeging van warmte en de straling.

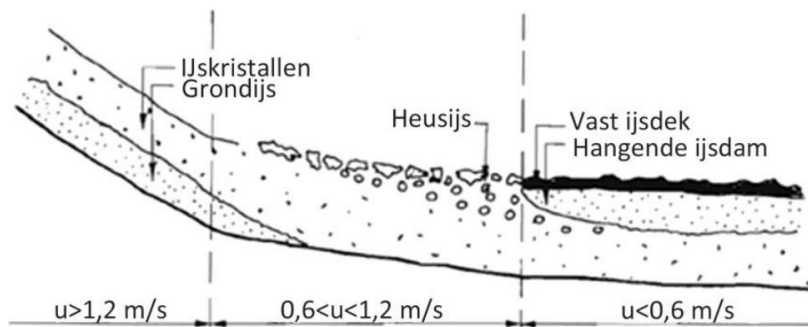
Voor een totaal overzicht van de statische ijsformatie in de literatuur zie Bijlage III.2 en voor standaardwaarden van een aantal van deze eenheden zie Bijlage I.

2.5. Dynamische IJformatie

Als de watersnelheid boven de 0,3 m/s komt, zal er ook dynamische ijsformatie plaatsvinden (USACE (1999, p. 2.12)). De dynamische ijsformatie is sterk afhankelijk van de watersnelheid, een overzicht van de maximale watersnelheid per verschijningsvorm is daarom te zien in Figuur 3. De verschijningsvormen te zien in Figuur 3, zijn uitgewerkt in Paragraaf 3.1.1. Bij hoge snelheden (van meer dan 1,2 m/s) kan er enkel ijs in de vorm van kristallen en grondijs zijn. Bij snelheden tussen de 0,6 en 1,2 m/s kan er sprake zijn van heusijs (of “frazil slush”). Bij lage snelheden (van minder dan 0,6 m/s) kan een ijssdam zich ontwikkelen. De maximale snelheden voor de verschillende verschijningsvormen van Figuur 3 kunnen ook worden geschat met behulp van Vergelijking 2.7 (Wasantha Lal & Shen (1993, p. 25)).

$$u < \frac{D_i}{0,624} \sqrt{(0,7C + 6)C} \quad \text{Vergelijking 2.7}$$

Vergelijking 2.7 hangt sterk af van de opdrijfsnelheid die voor een diameter van de ijsdeeltjes (D_i) van 0,1 tot 5 millimeter ligt in de range van een opdrijfsnelheid van 1 tot 20 mm/s (Gosink (1983)). Daarnaast is C Chézy-coëfficiënt in m^{1/2}/s.



Figuur 3 Watersnelheden verschijningsvormen (Carstens (1970))

Om de locatie te bepalen van de eerste ijsvorming, moet er worden bepaald waar de watertemperatuur als eerste onder het vriespunt komt. Vanaf het punt dat de watertemperatuur onder het vriespunt komt tot de eerste ijsvorming, zit namelijk een ijsproductie zone (Beltaos (1995, p. 33)). Tijdens deze ijsproductiezone zal het beschreven proces in Paragraaf 3.1.1 voor turbulent stromend water zich voltrekken. Het volume van de ijsproductie kan bepaald worden met Vergelijking 2.8, zodat het aankomende drijfijis bepaald kan worden (Beltaos (1995)).

$$V_{ijs} = \frac{1}{\rho_i \lambda_w} \int_{t_1}^{t_2} A_0 C_0 (T_w - T_{opp}) dt \quad \text{Vergelijking 2.8}$$

De dynamische ijsvorming binnen Delft3D (zie Paragraaf 4.2.4 voor meer informatie) behandelt de dynamische ijsvorming door middel van transportvergelijkingen, de impulsbalans en momentumvergelijkingen. In Bijlage VI.2 zijn de vergelijkingen van Delft3D uitgeschreven. In Bijlage V.1 is de massa- en impulsbalans uitgewerkt, die Dijkstra (2012) heeft opgesteld. Daarnaast is in Bijlage V.2 te zien hoe de toevoer van drijfijis berekend kan worden aan de hand van de massabalans.

Een ijsdek kan tijdens een dooiperiode op verschillende manieren verdwijnen. Dit kan worden gemodelleerd door de krachten op het ijsdek vast te leggen. Deze krachten bestaan uit verschillende onderdelen. Zo kan er een afname van de waterdiepte plaatsvinden, waardoor het ijsdek een deel van haar draagkracht kwijtraakt. Hierbij kan het zo zijn dat het ijsdek ineens stort, maar in de praktijk zal het vooral voorkomen dat de punten aan de randen het begeven (Beltaos (1995, p. 49)). Dit betekent dat het ijsdek zal gaan drijven, waarbij het benedenstrooms weer vast kan raken.

2.6. Samenvatting

Het onderscheid tussen laminaire en turbulente stroming kan gemaakt worden door het Reynoldsgetal, de watersnelheid, de opdrijfsnelheid of het Froude-getal. De ijsvorming op een laminaire en turbulente stroming wordt bepaald door de watertemperatuur die afhankelijk is van onder andere de luchttemperatuur, de neerslag, de wind en de luchtvochtigheid. De watertemperatuur kan worden bepaald door een stralingsbalans op te stellen, waarin de netto-straling wordt bepaald door het vaststellen van de lang- en kortgolvlige straling. Vervolgens kan de verticale ijsvorming door de statische ijsformatie worden bepaald met onder andere de Stefan-formule. Bij een stroming moet er ook rekening gehouden worden met de dynamische ijsformatie. Op basis van de stroomsnelheid kan er bepaald worden welk type ijs er aanwezig kan zijn. Ook kan voor een vast ijsdek het volume van het aankomende drijfijis worden bepaald.

Hoofdstuk 3. Ijs op een rivier

In dit hoofdstuk zal er ingegaan worden op verschillende aspecten van ijs op rivieren. Er zijn namelijk specifieke zaken die, in tegenstelling tot de zaken genoemd in Hoofdstuk 2, enkel op een rivier plaatsvinden. Aangezien ijsvorming op een rivier wel op eenzelfde manier plaatsvindt als ijsvorming op een turbulente stroming (zie Paragraaf 2.1), is het belangrijk dat Hoofdstuk 2 is gelezen. Daarnaast zal hier ook worden ingegaan op de invloed van ijs op een rivier.

Dit wordt gedaan door in Paragraaf 3.1 de verschillende verschijningsvormen van ijs op een rivier uiteen te zetten, vervolgens zal in Paragraaf 3.2 het verschijnsel ijsdammen worden beschreven, daarna zal in Paragraaf 3.3 de invloed van ijs op een aantal zaken omtrent rivieren worden beschreven en ten slotte is in Paragraaf 3.4 een samenvatting van dit hoofdstuk te vinden.

3.1. IJsvorming op een Rivier

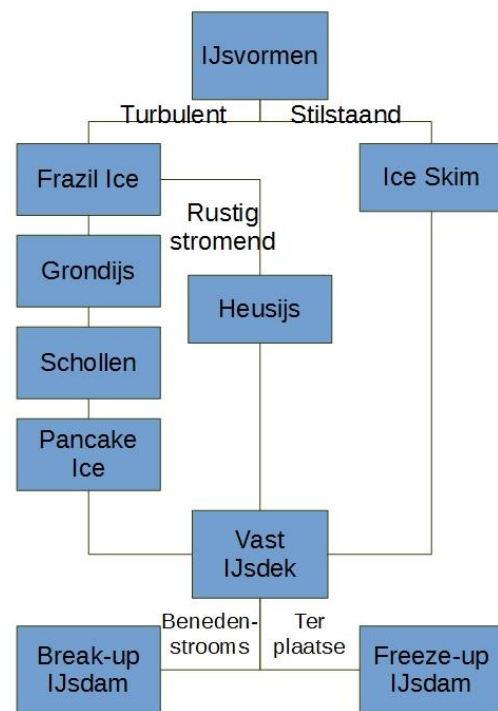
Om ijsvorming te beschrijven op een rivier, zullen allereerst de verschillende verschijningsvormen worden beschreven. Vervolgens zullen verschillende factoren worden weergegeven die puur voor ijsvorming op rivieren gelden.

3.1.1. Verschijningsvormen ijs

De verschijningsvormen van ijs op een rivier zullen worden beschreven aan de hand van Figuur 4.

Aangezien er turbulente stroming is in de Nederlandse rivieren, vindt daar per definitie veel verticale menging plaats (thermische stratificatie). Valk (1987, pp. 6-7) en Haas (1986, pp. 11-12) stellen dat door deze verticale menging het water tot over de gehele diepte zal moeten dalen tot het vriespunt. Dit in tegenstelling tot ijsvorming op laminair stromend water waar door het ontbreken van verticale menging enkel de bovenste waterlaag tot het vriespunt hoeft te dalen. Doordat water de grootste dichtheid heeft bij 4 °C en er weinig verticale menging is, vindt ijsvorming bij een laminaire stroming aan het oppervlak plaats doordat de warmere (en dus zwaardere) waterlagen naar de bodem zakken ("Ice Skim"; Prins (1988, p. 2)). Dit betekent dat er bij turbulent stromend water meer warmte vrij moet komen dan bij laminair stromend water en het in een ijswinter langer duurt voordat er ook op een turbulente stroming ijsvorming is.

Als het water bij een turbulente stroming tot over de hele diepte sterk is afgekoeld, zal het eerste ijs ontstaan door een geringe lokale onderkoeling tussen de -0,01 tot -0,1 °C (ook wel "supercooling" genoemd (USACE (1999, p. 2.7))). Dit ijs ziet eruit als perfecte schijven, waarbij de diameter 10 tot 12 keer groter is dan zijn dikte. De omzetting van water naar ijs wordt nucleatie genoemd en gebeurt voornamelijk in de nacht aan de bovenkant van het water. Bij een doorzetting van de vorstperiode wordt dit door turbulentie en secundaire nucleatie echter gemengd over de volledige waterdiepte (USACE (1999, p. 2.8)). Termes & Boogaard (1991a, pp. 3-4) beschrijft dat dit eerste ijs groeit rond ronde deeltjes die vervolgens ijsnaalden, ijskristallen of "frazil ice" worden genoemd (USACE (1999, p. 2.7)). Prins (1988, p. 2) stelt dat deze ronde deeltjes vaak onderkoeld zijn, zoals zand en slik op de bodem van een rivier. Als de ijskristallen zich hechten aan de grond, wordt dit

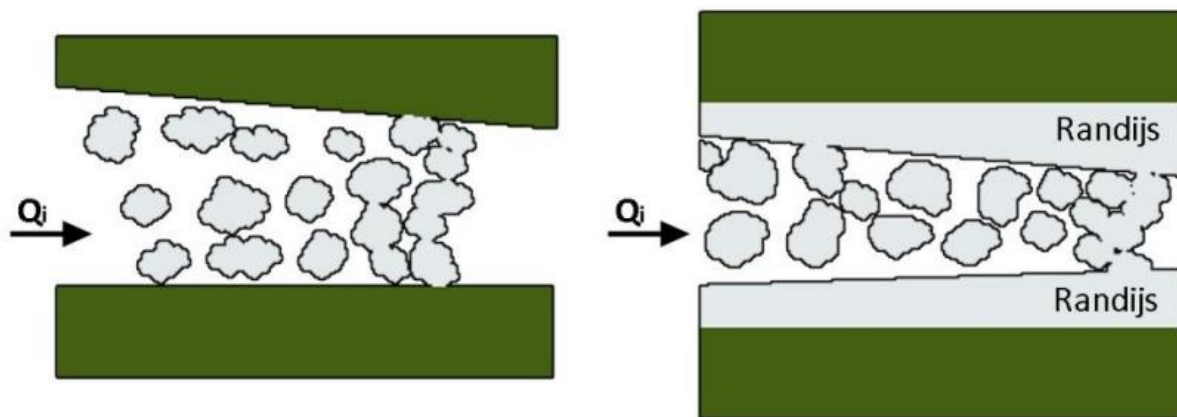


Figuur 4 Verschijningsvormen ijs

ook wel grondijs of “anchor ice” genoemd. Valk (1987, p. 7) beschrijft vervolgens dat dit grondijs loskomt bij een kleine temperatuursverhoging op de bodem. Deze stukken grondijs blijven rondzweven door de turbulentie en zijn 1 tot 100 millimeter groot. Als ze in aanraking komen met de lucht, wordt het opgevangen water ijs. Aangezien ijs een kleinere dichtheid heeft dan water, drijven deze stukken aan het wateroppervlak (Beltaos (1995, p. 37)). Aan het oppervlak worden deze stukken steeds groter en worden dan beschreven als schollen of “disks” (USACE (1999, p. 15.12)). Deze schollen worden afgerond doordat ze onderling botsen en dit wordt ook wel pannenkoeken ijs of pancake ice genoemd. Bij een doorzettende vorstperiode zal dit ijs vervolgens aan elkaar groeien, waarbij er allereerst randijs kan ontstaan. De aangroei van randijs kan berekend worden met Vergelijking 3.1 (Mao et al. (2008, p. 196)).

$$\Delta B_R = \frac{14,1 \sum S}{\rho_i \lambda_w} \left(\frac{u}{V_c} \right)^{-0,93} N^{1,08} \quad \text{Vergelijking 3.1}$$

Waarbij ΔB_R de verandering in breedte van het randijs in meters, S de netto warmte in W/m^2 , ρ_i de dichtheid van ijs is in kg/m^3 , λ_w de latente warmte van water is, u de stroomsnelheid in m/s , V_c is de maximale stroomsnelheid in m/s waarbij een ijsnaald aan het randijs kan vastkomen en N is de ijsconcentratie in deel van het oppervlak.



Figuur 5 Vastraken ijsdek Beltaos (1995, p. 73)

Zoals te zien is in Figuur 5, kan er vervolgens een vast ijsdek optreden doordat drijfijis vast raakt (wat ook wel “bridging” of “arching” wordt genoemd (Beltaos (1995, p. 42))). Er kan op twee manieren een vast ijsdek ontstaan. Ten eerste kan dit zijn doordat de ijsconcentratie te hoog wordt door de aanhoudende productie van ijs. Ten tweede kan de ijsafvoercapaciteit drastisch afnemen door de ontwikkeling van randijs. Het groeien van randijs is erg plaats afhankelijk en in Vergelijking 2.8 kan dit gesimuleerd worden door A_0 te verminderen. Vaak is er bij het vastraken van een ijsdek sprake van een combinatie van beide zaken. Bij een toename van de hoeveelheid randijs, kan er uiteindelijk een brug geslagen worden door grote schollen die langs komen. Deze schollen blokkeren vervolgens het aankomende frazil ice (Beltaos (1995, pp. 35, 45)). Schropp (2007) geeft aan dat dit bij een concentratie van meer dan 80% is. Dit zal gebeuren op plaatsen waar de stroomsnelheid en dus de ijsafvoercapaciteit afneemt.

Ijsnaalden kunnen ook eerder aan de oppervlakte komen dan hier voorgaand beschreven. Dit gebeurt op plaatsen waar er minder stroming is en dit wordt heusijis (of “frazil slush” (USACE (1999, p. 2.8))) genoemd. Dit kan ook wel worden beschreven als een brij van ijsnaalden, waardoor de viscositeit van het water sterk toeneemt.

Naast bovenstaand proces (ook wel thermische groei genoemd), kan het proces op bepaalde manieren versneld worden. Dit kan bijvoorbeeld door aufeis. Aufeis is ijs dat ontstaat doordat er water

op een bestaande ijslaag is gekomen dat weer vastvriest. Dit kan door gaten in het ijsdek of vanuit externe bronnen worden aangevoerd. Aufeis heeft vooral invloed bij meerjarig ijs of bij veel hoogteverschil, zodat de externe bronnen van bovenaf komen (Beltaos (1995, p. 52).

De derde fase in een ijswinter begint als de dooi begint op te treden. Dit betekent niet dat dit maar één keer in een ijswinter kan gebeuren. Volgens Haas (1986, p. 13) is dit namelijk zelfs al het geval als de luchttemperatuur boven de -8°C komt bij een watertemperatuur tussen de 0 en 1°C . Dit houdt in dat de warmte-uitwisseling van het ijs of water naar de lucht omslaat naar een warmte-uitwisseling van de lucht naar het ijs of water. Naast de luchttemperatuur zijn er ook lokaal warmtebronnen aan te wijzen, zoals koelwaterlozingen of aardwarmte. Hierdoor kan het zo zijn dat het invallen van de dooiperiode lokaal kan verschillen. Naast dooi, kunnen er ook andere oorzaken zijn die ervoor zorgen dat het ijs opbreekt. Te denken valt aan getijdewisselingen of een veranderend debiet (en dus waterstand). De invloed van ijs in de dooiperiode is beperkt. Wel is het zo dat er juist in de dooiperiode de meeste kans is op een te hoge waterstand door ijs door middel van break-up ijsdammen.

3.1.2. Factoren Ijs op een rivier

Om het proces van ijsvorming op rivieren verder te beschrijven, zullen er specifieke factoren worden beschrijven. Dit zijn de volgende factoren: de scheepvaart, rivierwerken, koelwaterlozingen en klimaatverandering.

3.1.2.1. Scheepvaart.

De scheepvaart heeft op meerdere manieren invloed op de ijsvorming. Ten eerste kan het ijs losbreken door de schroefgolven. Ten tweede wordt er op stukken waar veel scheepvaart is meer aan gedaan om het de vaargeul ijsvrij te houden. Door een toename van de binnenvaart in de afgelopen decennia, is er door de schroefgolven meer turbulentie en dus meer verticale menging in het water. Dit zorgt ervoor dat er in de vaargeul pas later ijsvorming zal optreden dan aan de randen van een rivier.

3.1.2.2. Rivierwerken.

Ook rivierwerken die in de afgelopen eeuwen zijn uitgevoerd, hebben haar invloed op het ontstaan van ijs. Dit kan zowel op een positieve als een negatieve manier voor ijsvorming. Ten eerste hebben rivierwerken een positief effect als de getijden worden tegengehouden. Bij getijden komen er namelijk extra krachten op een ijsdek doordat een ijsdek die ontstaan is bij vloed extra krachten ondervindt als het weer eb wordt. Daarnaast kunnen rivierwerken een positief effect hebben doordat er meer obstakels in het water komen waaraan het ijs zich kan “vastklampen”, doordat er plaatselijk een vermindering van de stroomsnelheid zal zijn. Een laatste manier van rivierwerken op een positief effect ten opzichte van de ijsvorming is er door een verminderde capaciteit voor het afvoeren van ijs. Door de normalisatie in de 19^e eeuw zijn er echter minder obstakels voor het ijs. Er kwam namelijk één vaargeul in de rivier in plaats van vele losse geultjes, zoals dat het geval was. Direct na deze normalisatie was te merken dat er minder ijsdammen optraden (Schropp (2007, p. 2) en Lintsen (2005)).

3.1.2.3. Koelwaterlozingen.

Verontreinigingen hebben vooral impact op ijsvorming in de vorm van thermische verontreinigingen. Dit heeft vooral in de winter tot gevolg dat de watertemperatuur hoger zal zijn. Thermische verontreinigingen bestaan voor een groot deel uit koelwaterlozingen door bijvoorbeeld elektriciteitscentrales. CBS et al. (2014) heeft bepaald dat de watertemperatuur tussen 1910 en 2013 van de Rijn met $2,9^{\circ}\text{C}$ is verhoogd en van de Maas met $2,4^{\circ}\text{C}$, waarvan ongeveer $2/3$ deel is toe te

wijzen aan een toename van de koelwaterlozingen. Wel kan het zo zijn dat er in de toekomst juist minder koelwaterlozingen zullen zijn. Door de verschuiving naar groene energie kan het zijn dat de energiecentrales in aantal zullen verminderen. Hier is echter geen uitgebreide studie naar gedaan (de Goede & de Graaff ()).

Voor de impact van koelwaterlozingen, geeft USACE (1999, p. 3.42) Vergelijking 3.2.

$$q = \gamma_w c_w N_{uit} (T_{uit} - T_{in}) \quad \text{Vergelijking 3.2}$$

Waarbij γ_w het soortelijk gewicht van water (1000 kg/m^3), c_w de soortelijke warmte van water ($4,2 \times 10^3 \text{ J/(kg } ^\circ\text{C)}$), N_{uit} de hoeveelheid water dat eruit gaat (m^3/s), T_{uit} de uitlaat-temperatuur en T_{in} de inlaat temperatuur is. q is vervolgens de hoeveelheid warmte in J/s .

3.1.2.4. Klimaatverandering

De invloed van de klimaatverandering op ijsvorming op de Nederlandse rivieren, is te beschrijven door haar invloed op twee aspecten: de kans op ijsvorming en de kans op een te hoge waterstand ten gevolge van ijsvorming. Het KNMI heeft klimaatscenario's ontwikkeld die elk beschrijven wat de gevolgen van de klimaatverandering zullen zijn (KNMI (2010)). Uit deze scenario's komen de volgende ontwikkelingen naar voren met betrekking tot de genoemde aspecten:

- De opwarming zet door. Zachte winters en warme zomers zullen meer voorkomen.
- De winters worden gemiddeld natter en er is meer kans op extreme neerslaghoeveelheden.

De kans op ijsvorming zal daarom lager zijn door de klimaatverandering. Dit is tweeledig: Ten eerste neemt de kans op periodes met strenge vorst af door de temperatuurstijging en ten tweede warmen de koudste dagen in de winter meer op dan het gemiddelde (KNMI (2010)). De kans op te hoge waterstanden ten gevolge van ijsvorming is echter lastiger te voorspellen. Er zal namelijk een hogere afvoer plaatsvinden op de Rijn en de Maas doordat de winters natter worden. Dit zorgt ervoor dat er bij een vastrakend ijsdek in de dooiperiode een hogere afvoer is dan normaal (Bosschieter (2005, p. v) en Rense (p. 1)). Wel is het zo dat in de winter het verschil tussen de scenario's het grootste is, wat betekent dat er nog geen duidelijk beeld is van wat er in de toekomst zal gebeuren (Bosschieter (2005, p. 32)). Terink & Droogers (2011, p. 11) heeft onderzocht dat de waterstand van de Lek bij Lopik in 2050 ongeveer 20 centimeter hoger zal zijn ten gevolge van de klimaatverandering.

Dat de klimaatverandering invloed heeft op ijsvorming, is duidelijk te zien in het aantal jaren dat er ijsvorming plaatsvond op de Nederlandse rivieren. De twintigste eeuw telde namelijk tien winters met vast ijs op de Waal, waarvan de laatste in de winters van 1985 en 1987 was. De winter van 1963 was de laatste met vast ijs op de Nederrijn en de Lek (Bosschieter (2005, p. 28)).

3.2. Ijsdammen

Aangezien ijsdammen een andere impact hebben en anders ontstaan dan een ijsdek, zullen ijsdammen apart in deze paragraaf worden beschreven. Termes & Boogaard (1991a, p. 3) stelt dat de grens tussen een ijsdek en een ijsdam vrij vaag is in de literatuur. Ter verduidelijking geeft hij daarom de volgende definities:

- Ijsdek: Een aaneengesloten laag ijs die ter plaatse is ontstaan en niet door de stroom wordt meegevoerd.
- Ijsdam: Een pakket ijs dat over de hele breedte van de rivier ligt en geheel of gedeeltelijk opgebouwd is uit drijfijis dat van elders is aangevoerd.

In het verdere verloop van deze paragraaf zullen ijsdammen als volgt worden beschreven: ten eerste is er een beschrijving van het ontstaansproces van ijsdammen weergegeven (Paragraaf 3.2.1), ten tweede zijn er diverse factoren die de ontwikkeling van ijsdammen beïnvloeden opgesteld (Paragraaf 3.2.2) en ten derde zijn er vergelijkingen gegeven die de ijsdammen beschrijven (Paragraaf 3.2.3).

3.2.1. Ontstaansproces ijsdammen.

Om ijsdammen beter te begrijpen, zal allereerst het ontstaansproces van ijsdammen op rivieren worden gegeven. Hierbij wordt er onderscheid gemaakt tussen bepaalde types ijsdammen.

Een ijsdam ontstaat enkel bij stromend water doordat aankomend drijfijz zich aan het ijsdek gaat hechten. Daarbij kan er onderscheid gemaakt worden in de periode waarin ze ontstaan. Zo wordt door USACE (1999, pp. 11.12-11.13), Schropp (2007, pp. 1-2) en Beltaos (1995, p. 16) onderscheid gemaakt tussen freeze-up en break-up ijsdammen. Een freeze-up ijsdam ontstaat in de tweede fase van een ijswinter en lijkt erg op een ijsdek. Door het beschreven proces in Paragraaf 3.1.1, ontstaat er drijfijz wat uiteindelijk aan elkaar zal vriezen tot een ijsdek doordat de rivier het ijs niet meer kan afvoeren door een te hoge concentratie. Dit wordt uiteindelijk een ijsdam doordat er bovenstrooms drijfijz aangevoerd blijft worden. Dit aangevoerde drijfijz kan zich op drie manieren gedragen: het kan onder de ijsdam door gaan, zich vastzetten onder de ijsdam of voor de ijsdam blijven liggen. Een dergelijke dam kan enkele meters dik worden en zich stroomopwaarts enkele kilometers uitstrekken. Doordat dit aan het begin van de vorstperiode plaatsvindt en deze vorstperiode zich vaak over het gehele stroomgebied uitstrekt, zal de afvoer laag zijn doordat neerslag niet tot afstroming komt. Dit betekent dat opvriezende ijsdammen niet vaak voorkomen en/of voor problemen zorgen.

Break-up ijsdammen ontstaan in de derde fase van een ijswinter. Doordat in de dooiperiode het ijsdek losraakt op andere stukken van eerder gevormde ijsdammen of van randijs, zal dit ijs moeten worden afgevoerd. Het kan voorkomen dat er op punten waar de stroomsnelheid lager is of ter plaatse van obstakels, dit ijs weer vast komt te zitten. Dit gebeurt veelal op plaatsen waar nog een gedeelte van een ijsdek aanwezig is. Aangezien dit in de dooiperiode plaatsvindt, is er op dat moment wel een hoge afvoer met een gedeelte in de vorm van ijs. Dit zorgt ervoor dat deze ijsdam sneller aangroeit en meer impact heeft op de waterstand dan de opvriezende variant.

Naast het onderscheid in de periode van ontstaan van de ijsdammen, kan er ook onderscheid gemaakt worden tussen het type ijsdam (Beltaos (1995, pp. 15-17)). Ten eerste is er de oppervlakedam die vooral plaatsvindt in de uitlopers van een rivier. In principe is dit een ijsdek, maar doordat het zich op ondiepe plaatsen bevindt, zal het zich als een ijsdam gedragen. Aangezien haar invloed niet groot is op een rivierensysteem, zal dit aspect onderbelicht blijven. Ten tweede zijn er smalle of brede kanaal ijsdammen, die dikker zijn dan een oppervlakedam. Het onderscheid tussen smal en breed wordt gemaakt omdat brede ijsdammen sneller zullen breken door de stroming en de zwaartekracht. Ten derde zijn er hangende ijsdammen. Deze worden gevormd nadat er een ijsdek is ontstaan op de rivier doordat er ijs vastvriest onder het ijsdek. Hierdoor zal hij steeds dikker worden, totdat de stroming zo groot wordt dat het ijs onder de ijsdam door blijft gaan.

Tijdens de dooiperiode zal het ijs op de ijsdam steeds meer smelten. Een ijsdam zal opbreken als het te dun is geworden om alle krachten op te vangen, waarbij dit tijdstip afhangt van onder andere de lucht- en watertemperatuur, zonnestraling, porositeit van het ijs en geometrie van de oplegpunten van de ijsdam. Het bezwijken kan in zeer korte tijd gebeuren, wat er voor zorgt dat er een translatiegolf ontstaat (Laboratorium (1976, p. 18) en Termes & Boogaard (1991a, p. 5)). Ook kan het gebeuren dat een ijsdam bezwijkt door de opstuwing die het bovenstrooms veroorzaakt. Vaak is dit het geval voordat de maatgevende hoogwaterstand wordt bereikt (Termes & Boogaard (1991b, p. 17)).

In de winter van 1962-1963 stuitte het drijfijz op de IJssel op een vast ijsdek van het IJsselmeer. Dit betekende dat het dek zich steeds meer stroomopwaarts uitbreidde en er een ijsdam ontstond bij Kampen. Ook op andere plaatsen op de grote rivieren vonden ijsdammen plaats. De ijsdam bij Kampen had een gemiddelde uitbreidingssnelheid van 16 kilometer per dag stroomopwaarts. Op de Nederrijn was een uitbreidingssnelheid van ongeveer 25 kilometer per dag. Bij de Boven-Rijn werd een uitbreidingssnelheid van 21 kilometer per dag behaald in de buurt van Lobith. Termes & Boogaard

(1991b) meldt een uitbreidingssnelheid van 1 km/uur voor ijsdammen, wat op basis van de ijswinter 1962-1963 redelijk blijkt te kloppen.

3.2.2. Factoren Ijsdammen.

Aangezien de ontwikkeling van ijsdammen van veel zaken afhangt, zullen hier enkele factoren behandeld worden. De factoren die behandeld zijn voor de laminaire en turbulente stroming, hebben natuurlijk ook hun invloed op ijsdammen, maar door een aantal factoren uit te lichten kan er een specifieke analyse plaatsvinden voor de ijsdammen. Op basis van Termes & Boogaard (1991b, pp. 6-9) worden de volgende factoren behandeld: de watersnelheid, ijsconcentratie, wind, het dwarsprofiel en de ijsruwheid.

3.2.2.1. Watersnelheid.

Ijsdammen hebben de neiging te ontstaan op locaties waar het verhang, en daarmee dus de stroomsnelheid, afneemt. Dit is het geval bij rivierbochten, getijdengebieden (als het vloed wordt), stuwen en bij splitsingen. Ook bij plaatsen waar obstakels zijn in de geul, zoals bij brugpijlers, zandbanken, zomerkades en kribben, is te zien dat de watersnelheid afneemt en de kans op ijsdammen wordt vergroot. Ijsdammen die ontstaan bij hogere watersnelheden, hebben vaak een grotere sterkte dan ijsdammen bij een lagere watersnelheid.

Ook op plaatsen waar er veranderingen van verhang in de dwarsprofielgegevens optreden, kan er een verhoogde kans op ijsdammen voorkomen. Dit is het geval bij profielverbredingen en soms ook bij profielvernauwingen (zoals bij de genoemde obstakels).

3.2.2.2. Ijsconcentratie.

Ijsdammen zullen uiteindelijk gaan optreden bij een te hoge ijsconcentratie. Onder andere Schropp (2007, p. 2) en Verheij et al. (2004, p. 3.2) noemen 80% de concentratie waarbij ijsdammen zullen ontstaan. Hierbij wordt de ijsconcentratie gezien als het deel van het wateroppervlak dat bedekt is met ijs.

3.2.2.3. Wind.

De wind heeft op meerdere manieren invloed. Volgens Verheij et al. (2004, p. 3.2) heeft de wind allereerst invloed op het transport van drijfijis. Termes & Boogaard (1991b, p. 7) heeft berekend dat de wind tussen de 1 en 5% van de krachten bepaald die werken op het drijfijis, wat neerkomt op een verandering van hoek (drifthoek) van maximaal 18° voor drijfijis op de Rijn. Aangezien deze hoek normaal kleiner is, heeft de wind een beperkte invloed bij een rivier met een enkele geul. Ter plaatse van splitsingspunten en punten met minder stroming is er echter een grote invloed van de wind. De drifthoek van ijs is vastgesteld voor wind dat loodrecht op het water staat. De invloed van wind is echter ook zeer goed merkbaar als de wind tegengesteld is aan de stroomrichting. Dit heeft opstuwung van drijfijis tot gevolg, waardoor er een toename van de ijsconcentratie is en er meer kans is op een vast ijsdek.

3.2.2.4. Dwarsprofiel.

Het dwarsprofiel heeft ook veel invloed op het ontstaan van ijsdammen. Als de gehele afvoer door het zomerbed gaat, is er een kleine kans op ijsdammen. Dit is vaak het geval in de winter, omdat er dan lagere afvoeren zijn doordat neerslag niet tot afstroming komt. Als het zo is dat er een hoge afvoer is en de uiterwaarden ook onder water komen te staan, is er een grotere kans op ijs op deze uiterwaarden doordat hier lagere stroomsnelheden zijn en het ondieper is. Echter, door de normalisering en regulering sinds de 19^e eeuw, is de rivier meer in staat de afvoer in zijn geheel door

het zomerbed te laten voeren. Daarnaast is er in de winter bij de dreiging van ijsdammen vaak een lage afvoer.

3.2.2.5. IJsruwheid.

Een hogere ijsruwheid heeft een verlaagde waarde van het Froude-getal tot gevolg, door haar invloed op de watersnelheid. Hierdoor zal een ijsdam sneller dik worden en dus meer invloed hebben op het riviereengebied. Door erosie kan het zo zijn dat de Chézy-waarde 75 tot 90% bedraagt van de ruwheid zonder ijs Verheij et al. (2004, p. 3.1).

3.2.3. Vergelijkingen Ijsdammen.

Naast een waarde voor de mate van warmte uitwisseling tussen de verschillende warmtelagen, is het Froude-getal (Vergelijking 3.3) ook belangrijk voor de voortplanting van een net ontwikkeld ijsdek (Verheij et al. (2004, p. 3.2), Laboratorium (1976, p. 17), Termes & Boogaard (1991b, pp. 4-5) en Schropp (2007, p. 2)). Voor een waarde kleiner dan het kritische Froude-getal zal een ijsdam zich stroomopwaarts uitbreiden. Dit komt doordat het aangevoerde drijfijis dan tot stilstand komt voor de dam en dan aan elkaar vriest ("frontal progression"). Als het Froude-getal ongeveer gelijk is aan het kritische Froude-getal, zal het drijfijis onder een ijsdam tot stilstand komen en hier aan vriezen. Dit heeft tot gevolg dat de ijsdam dikker wordt en dus meer invloed gaat krijgen op de hydraulica van de rivier. Bij een Froude-getal groter dan het kritische Froude-getal, zal het meeste drijfijis onder de ijsdam door worden getransporteerd zonder dat het vast komt te zitten. Typische waarden voor een Froude-getal op de Nederlandse rivieren zijn tussen de 0,05 en 0,15 en is gemiddelde zo'n 0,08.

Om het kritische Froude-getal vast te stellen, kan gebruik worden gemaakt van het Strouhal-getal (S_t). Voor Nederlandse Rivieren waar een lage waarde van $\frac{d_i}{h}$ ($<0,1$; waarbij d_i de ijsdikte en h de waterdiepte is in meters) kan worden aangenomen, kan deze vastgesteld worden door middel van Vergelijking 3.4 (McGilvary & Coutermarsh (1992)). Vaak is het kritische Froude-getal ($F_{r,kritisch}$) ongeveer 0,08.

$$Fr = \frac{u}{\sqrt{gh}} \quad \text{Vergelijking 3.3}$$

$$F_{r,kritisch} = \frac{u}{\sqrt{gd_i}} \frac{S_t^{-1}}{\sqrt{s_i \left(1 + \left(\frac{d_i}{L_i}\right)^2\right)}} \quad \text{Vergelijking 3.4}$$

Waarbij u de watersnelheid in m/s, g de gravitatieversnelling in m/s^2 , h de waterdiepte in meters, d_i de ijsdikte in meters, s_i de relatieve zwaartekracht van ijs (0,92) en L_i de gemiddelde lengte is van een ijsschots. Een ijsdam zal dus ontstaan als er een ijsdek is ontstaan waarbij het Froude-getal lager of gelijk is aan het kritisch Froude-getal voor deze specifieke situatie. Als dit het geval is, zal er een hangende ijsdam zijn die alsmaar dikker wordt. De meest voorkomende locatie van dergelijke ijsdammen is bij een afnemende watersnelheid (Beltaos (1995, pp. 43-44)). Bij een toenemende dikte, zal het Froude-getal blijven toenemen doordat de hydraulische straal zal afnemen en de watersnelheid zal toenemen. Hierdoor kan het zijn dat er na verloop van tijd toch ijstransport onder het ijsdek mogelijk is.

Als de ijsdam groeit, zullen de kracht op deze ijsdammen ook steeds groter worden. Dit komt door de schuifspanning en de zwaartekracht op de ijsdam. Vooral in brede rivieren en rivieren met een

groot verhang kan het zo zijn dat het achterste van de ijsdam door zijn eigen groei ineens stort (Beltaos (1995, p. 45)).

Doordat er zoveel factoren zijn die invloed hebben op ijsdammen en er niet veel onderzoek is gedaan naar de invloed van deze factoren op de plaats van ijsdammen, is het lastig te voorspellen waar en wanneer er precies een ijsdam zal optreden. Een freeze-up ijsdam ontwikkelt zich op een plaats waar reeds een ijsdek is gevormd. Een break-up ijsdam is echter zeer plaatsgebonden. In de praktijk is wel te zien dat break-up ijsdammen vaak op dezelfde plaatsen optreden (USACE (1999, p. 11.15)).

3.3. Invloed ijs op Rivieren

De invloed van ijs op rivieren, zal door een aantal aspecten worden beschreven. Allereerst zal er gekeken worden naar de invloed op de waterstand, vervolgens naar de invloed op de morfologie en ten slotte naar de invloed op de afvoerverdeling.

3.3.1. Invloed ijs op de waterstand

In deze paragraaf zal de invloed van ijs op de waterstand worden bepaald. Laboratorium (1976, p. 18) stelt dat de invloed van ijs op de waterstand vooral naar voren komt als er eenmaal een vast ijsdek is gevormd. Er zal daarom niet worden ingegaan op de invloed van drijfijs en grondijs op de waterstand. De invloed van het ijs op de waterstand wordt veroorzaakt door een wijziging van de ruwheid en de invloed op de stroming. De verandering van de waterstand is vast te stellen door gebruik te maken van Vergelijking 3.5. In Bijlage III.3 is uitgewerkt hoe tot deze vergelijking is gekomen.

$$\frac{h_2}{h_1} = \left(\frac{C_1}{C_2}\right)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2}}}\right)^{\frac{2}{3}} + 0,9d_i \approx 1,26 \left(\frac{C_1}{C_2}\right)^{\frac{2}{3}} + 0,9d_i \quad \text{Vergelijking 3.5}$$

Waarbij “1” de situatie is zonder ijs en “2” de situatie met ijs. Hierbij is h de waterdiepte in meters, C de Chézy-coëfficiënt in $m^{1/2}/s$ en d_i de ijsdikte in meters. Er zijn echter een aantal opmerkingen die geplaatst moeten worden bij Vergelijking 3.5:

- De verschijnselen spelen zich af in het zomerbed. Bij bekende dimensies is het echter vrij gemakkelijk de waterdiepte die het boven het zomerbed uit komt, mee te nemen als winterbed.
- Er kunnen ook waterstandsverschillen optreden door middel van kleinere ijsdammen. Deze ijsdammen worden niet meegenomen door deze vergelijkingen.
- De bepaalde waterstandsverandering is enkel ter plaatse van de ijsdam bepaald. Hoe dit zich bovenstrooms gedraagt, is dus niet meegenomen.

3.3.1.1. Wijziging Ruwheid.

In Vergelijking 3.5 is te zien dat er gekeken wordt naar de Chézy-coëfficiënt voor de situatie met én zonder ijs. Laboratorium (1976, pp. 21-23) geeft weer hoe deze ruwheid (in de vorm van de Chézy-coëfficiënt (C)) wijzigt. Hierbij is er gekeken naar de Rijntakken voor de ijswinter 1962-1963. Aangezien de afvoer, de breedte, het verhang en de waterstand bekend waren, kon de Chézy-coëfficiënt voor de situatie met ijs (C_2) redelijk nauwkeurig worden bepaald. De waarde van de Chézy-coëfficiënt voor de situatie zonder ijs (C_1) is bepaald bij eenzelfde afvoer zonder ijsdek. Hier is het volgende voor te zien:

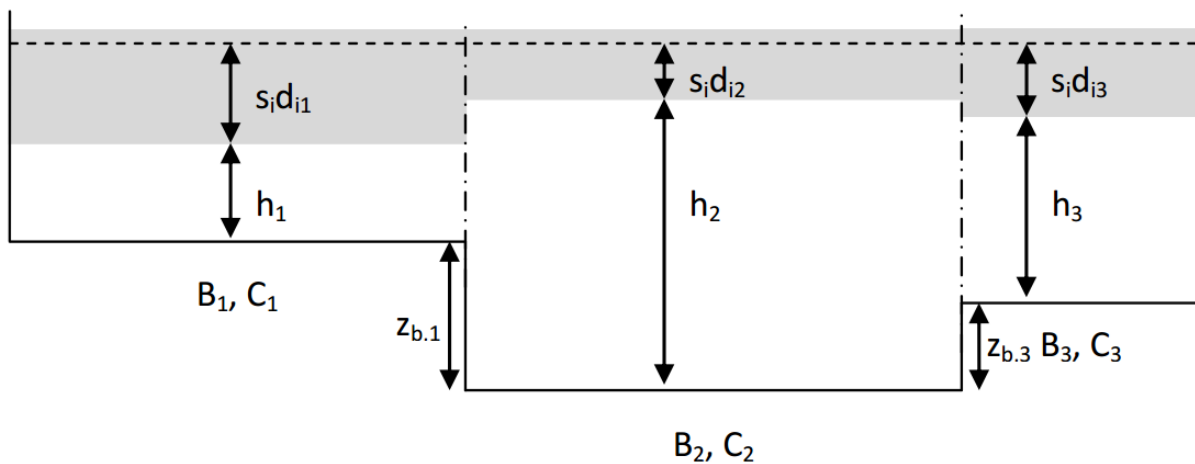
- C_2 is een stuk lager dan C_1 . Door het ijsdek neemt de ruwheid van een dwarsprofiel dus toe.
- Direct na het vormen van een ijsdek, is het verschil tussen C_2 en C_1 het grootste.
- Gedurende de ijsperiode neemt het verschil tussen C_2 en C_1 af.

- Tijdens een korte dooiperiode, lijkt C_2 enigszins te dalen. Als deze dooiperiode over is, neemt C_2 niet meer tot de oorspronkelijke waarde toe.
- Als een ijsdek in stukken uiteen is gevallen en vervolgens weer samen vriest (break-up ijsdam), is de waarde van C_2 kleiner dan in de eerste situatie.

In Bijlage IV is een overzicht van de historische data van de Chézy coëfficiënt, een omrekening van Chézy naar de Manning-coëfficiënt en een overzicht van de historische data van de Manning-coëfficiënt gegeven.

3.3.1.2. Invloed Stoming.

Op de wijze van Dijkstra (2012), is de invloed van ijsvorming op de stroming beschreven. Dit is te zien in Bijlage III.3. Hierbij is er gebruik gemaakt van de Profielwarsdoorsnede van Figuur 6.



Figuur 6 Profielwarsdoorsnede Dijkstra (2012)

In Figuur 6 is s_i het gedeelte van het ijs dat zich onder water bevindt (0,92), d_i de ijsdikte in meters, h de waterdiepte in meters, B de breedte in meters, C de Chézy-coëfficiënt in $m^{1/2}/s$ en z de diepte in meters.

De stroming van een rivier kan worden beschreven door middel van de massa- en impulsbalans. Deze kunnen worden omgeschreven voor de situatie met ijs. Hierin is in Vergelijking 3.6 de massabalans zien en in Vergelijking 3.7 de impulsbalans voor de situatie met ijs. De bepaling van deze balansen is te vinden in Bijlage V.1.

$$\left(\frac{\partial Q_w}{\partial x} + s_i \frac{\partial Q_i}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial A_d}{\partial t} + B s_i \frac{\partial d_i}{\partial t} \right) = 0 \quad \text{Vergelijking 3.6}$$

$$\frac{\partial (Q_w + s_i Q_i)}{\partial t} + \frac{\partial u (Q_w + s_i Q_i)}{\partial x} + g A_d \left(\frac{\partial h}{\partial x} + s_i \frac{\partial d_i}{\partial x} + s_b + S_f \right) = 0 \quad \text{Vergelijking 3.7}$$

Hierbij is Q_w het debiet van water (in m^3/s), Q_i de toevoer van ijs (in m^3/s), A_d het doorstroomoppervlak (in m^2), d_i de ijsdikte in meters, u de stroomsnelheid in m/s , g de gravitatieversnelling (in m/s^2) en S_f het verhang.

3.3.2. Invloed ijs op de morfologie

Het sedimenttransport dat onder een ijsdek door plaatsvindt, is in de literatuur niet goed onderzocht. Wel is het goed hier enige kennis over te hebben, aangezien ijs op een aantal manieren effect kan hebben op sediment. USACE (1999, pp. 7.1-7.9) geeft een aantal van deze manieren weer:

- Naar het effect van temperatuur is niet veel onderzoek gedaan. Wel is het zo dat er door een daling van de watertemperatuur van 27 °C naar 0 °C, de viscositeit verdubbelt. Hierdoor zullen sedimentdeeltjes minder snel naar de bodem gaan, waardoor het sedimenttransport wordt versterkt.
- Bij een ijsdek is er een hogere waterstand en een kleinere watersnelheid. Dit zorgt ervoor dat het sedimenttransport wordt verminderd.
- Bij een hangende ijsdam die de doorlaat vermindert, wordt de rivierbodem uitgeschuurd door de hoge watersnelheid. Dit versterkt het sedimenttransport na de ijsdam.
- Er kan sediment zijn gevangen in het ijs, vooral als het ijs is ontstaan door grondijs. Dit sediment kan na openbreken van het ijs, ver met de stroom worden meegevoerd.
- Grondijs kan sediment juist beschermen, zodat het niet wordt meegevoerd.

3.3.3. Invloed ijs op de afvoerverdeling

Bij een splitsing zal de afvoerverdeling wijzigen door ijs. Dit gebeurt voornamelijk als er op één riviertak wél ijs aanwezig is (Laboratorium (1976, p. 24)). Er vindt dan namelijk opstuwing op één van de riviertakken plaats door een vast ijsdek of ijsdam. In 1963 kwam er bijvoorbeeld door de vastgevroren Waal een afvoerverdeling voor de Waal, Nederrijn en IJssel van 4:2:1 in plaats van de gebruikelijke 6:2:1 doordat er een vast ijsdek aanwezig was op de Waal.

3.4. Samenvatting

Bij een rivier vindt ijsvorming plaats over de gehele waterdiepte in tegenstelling tot een laminaire stroming, waar dit enkel aan het oppervlak is. Bij rivierijs zijn er verschillende verschijningsvormen, waarbij er vanuit ijsnaalden drijfijs wordt gevormd dat zich vervolgens in combinatie met randijs vastzet tot een ijsdek. De ijsvorming wordt op verschillende manieren beïnvloed. Scheepvaart zorgt voor meer turbulentie en een ijsvrije vaargeul, waardoor ijsvorming later zal plaatsvinden. Rivierwerken hebben er de afgelopen tijd voor gezorgd dat er minder ijsvorming ontstaat, voornamelijk door het maken van een enkele watergeul. Koelwaterlozingen zorgen ervoor dat er lokaal een hogere watertemperatuur optreedt, zodat ijsvorming minder optreedt. Door de klimaatverandering zal de kans op ijsvorming lager zijn, de invloed van de klimaatverandering op de kans op te hoge waterstanden ten gevolge van ijsvorming is echter lastig te voorspellen. Ijsdammen verschillen ten opzichte van ijsdekken doordat ze gedeeltelijk worden gevormd door aankomend drijfijs. Bij ijsdammen is er onderscheid in de ontstaansperiode te maken door middel van freeze-up en break-up ijsdammen. Er kan ook onderscheid worden gemaakt in type ijsdammen met oppervlakedammen, brede of smalle ijsdammen en hangende ijsdammen. Het type ijsdam kan bepaald worden doordat het (kritische) Froude-getal voorspelt hoe aankomend drijfijs zich gedraagt. De invloed van ijsvorming op rivieren kan worden onderverdeeld in de invloed op de waterstand, morfologie en afvoerverdeling. Door ijsvorming zal er een hogere waterstand optreden door haar invloed op de ruwheid en stroming. De morfologie zal ook enigszins veranderen, al is hier niet veel studie naar verricht. Afvoerverdelingen kunnen veranderen als er verschil is in de hoeveelheid ijs tussen de riviertakken.

Hoofdstuk 4. Overzicht Modellen IJsvorming

In dit hoofdstuk zal de tweede hoofdvraag worden behandeld die is opgesteld in Paragraaf 1.3: Welke modellen kunnen ijs modelleren en wat zijn hun mogelijkheden voor Rijkswaterstaat?

Dit hoofdstuk zal allereerst in Paragraaf 4.1 het huidige model van Rijkswaterstaat beschrijven. Daarbij zijn de verschillende onderdelen van het model uiteengezet en is er gekeken naar de mogelijkheden van implementatie van ijsvorming in het model. Daarna volgt in Paragraaf 4.2 een beschrijving van verschillende andere modellen die ijsvorming kunnen modelleren. Hier zal, net als voor het model van Rijkswaterstaat, worden uiteengezet waar het model uit bestaat en wat de mogelijkheden zijn voor het modelleren van ijsvorming op de grote Nederlandse rivieren. Deze modellen zijn gekozen op basis van de interviews en de gelezen literatuur.

In Bijlage VI zijn van een aantal modellen verdere uitwerkingen te zien. Dit betreft voornamelijk het uitschrijven van de vergelijkingen die horen bij deze modellen.

De informatie in dit hoofdstuk is op een aantal manieren verkregen. Door een interview met Erik de Goede, Koen Berends en Reimer de Graaff van Deltares is meer informatie over SOBEK en Delft3D verkregen. Ook zijn er publicaties van Erik de Goede en Reimer de Graaff gebruikt waarin de huidige stand van zaken van Delft3D uiteengezet staat. Daarnaast is er vanuit Erik de Goede een aanbeveling voor Rijkswaterstaat gegeven. Een tweede interview is met Rudolf van Westrhenen van het KNMI geweest. Door hem is er meer informatie verkregen over FLake en het Bruin en Wessels-model. Naast de interviews zijn er handleidingen van SOBEK verkregen vanuit Deltares en de UT, en vanuit USACE (1999, pp. 4.1 - 4.12) is er informatie verkregen over HEC-RAS.

4.1. Model Rijkswaterstaat

In deze paragraaf zal er een beschrijving plaatsvinden van het model dat wordt gebruikt binnen het Watermanagementcentrum Nederland (WMCN) van Rijkswaterstaat voor het operationele waterbeheer en scheepvaartberichtgeving. De Nederlandse rivieren die het model meeneemt voor deze doeleinden zijn de stroomgebieden van de Rijntakken (de Benedenrijn, Waal en IJssel) en de Maas.

Het model is SOBEK 3 (opvolger van SOBEK-RE) en wordt onderhouden door Deltares. De input van het model wordt gegeven door een neerslagverwachtingsmodel die is ontwikkeld door het KNMI en die op basis van weersverwachtingen vanuit het KNMI berekent hoeveel neerslag in het stroomgebied van de Nederlandse rivieren valt. Het waterbewegingsmodel zorgt ervoor dat deze output van het neerslagverwachtingsmodel wordt omgerekend naar een afvoer op de rivieren, waarna deze afvoer wordt omgerekend naar een verwachting voor de waterstand. Om tot deze verwachting te komen, worden verschillende scenario's gegeven die volgen uit het neerslagverwachtingsmodel. Vervolgens zal door experts worden gekeken of dit alarmerend is. Dit betekent dat de resultaten van het model altijd nog worden bekeken voordat er iets mee wordt gedaan.

SOBEK is ontwikkeld door Deltares en is daar naast Delft3D een ander groot software systeem. SOBEK wordt voornamelijk gebruikt bij riviermodellering (1D modellering) en is dus een voor de hand liggend model voor rivierijsmodellering. Het is echter zo dat SOBEK enkel waterbewegingsvergelijkingen oplost en in de richting van transportvergelijkingen enkel die van zout. Hierdoor is het niet mogelijk om de temperatuurtransport (stralingsbalans en daarmee ijsformatie) te simuleren met SOBEK. Dit geldt voor zowel SOBEK-RUR als SOBEK 3. Het zal daarom een grote inspanning vergen om ijs te gaan modelleren met SOBEK 3. Voornamelijk het invoergedeelte (voor bijvoorbeeld de luchttemperatuur, relatieve luchtvochtigheid en bewolkingsgraad) zal veel inspanning vergen, omdat die volledig geprogrammeerd zal moeten worden. Naast het invoergedeelte, dienen ook de transportvergelijkingen uitgebreid te worden voor de uitwisseling tussen de lucht en het water.

Daarna kan een ijsmodule worden toegevoegd die ook nog zal moeten worden gekalibreerd en gevalideerd.

4.2. Overige Bestaande Modellen

Om alternatieven te bieden naast het huidige model van Rijkswaterstaat, zal er een beschrijving worden gegeven van verschillende modellen die ijs kunnen modelleren. Dit zal gedaan worden voor respectievelijk HEC-RAS, de Bruin en Wessels, FLake en Delft3D. Hierbij zal er vooral gekeken worden naar welke mogelijkheden deze modellen hebben voor Rijkswaterstaat.

4.2.1. HEC-RAS.

Het HEC-RAS model is ontwikkeld in de VS door het US Army Corps of Engineers (USACE) binnen de afdeling Hydrologic Engineering Center (HEC). Dit model is in de loop van tijd ontstaan als uitloper van verschillende modellen. Zo werd meer dan 45 jaar terug eerst HEC-2 ontwikkeld, waarbij de hydrologische effecten van een open stroming in een kanaal werden omschreven. Om ijsdekken te modelleren werd ICETHK ontwikkeld binnen de US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) die als ijsmodule fungeerde binnen het HEC-2 model. Hierdoor waren er minder iteraties nodig en werd het proces van de berekening makkelijker. HEC-RAS (River Analysis System) werd uiteindelijk ongeveer 20 jaar terug ontwikkeld als vervanger van HEC-2 en ICETHK. Hierbij werden er een aantal moeilijkheden van HEC-2 en ICETHK overwonnen waardoor het model voor meerdere toepassingen binnen de rivierijsmodellering mogelijk is.

Het HEC-RAS model bestaat uit twee delen. Het eerste deel modelleert de hydrologie bij een ijsdek, waarbij er wordt verondersteld dat de ijsdikte en ruwheid voor elke dwarsdoorsnede bekend is. Het tweede deel is een krachtenbalans die berekent of een ijsdam blijft bestaan. Hierbij kan er per dwarsdoorsnede worden ingevoerd wat de eigenschappen zijn, waaronder de hydraulische ruwheid. HEC-RAS kan de hydraulische ruwheid ook zelf bepalen door middel van empirische data. Bij beide delen kan er gekozen worden of er gebruik wordt gemaakt van de hoofdgeul of de uiterwaarden. Het model richt zich op een kanaal met lichte stroming (USACE (1999, pp. 4.1-4.12)). In Bijlage VI.1 zijn uitwerkingen van de vergelijkingen te zien. HEC-RAS wordt op dit moment niet gebruikt binnen Nederland.

HEC-RAS heeft dus de mogelijkheid om ijsvorming te kunnen modelleren voor een kanaal met lichte stroming. Wel moet hier de kanttekening bij worden geplaatst dat dit model niet de mogelijkheid heeft om waterstandsverwachtingen te genereren. Dit betekent dat dit model niet als vervanger van het huidige model kan dienen, maar dat het wellicht wel zou kunnen dienen als ijsmodule. Dit is echter niet geverifieerd en daarnaast zal dit ook niet op korte termijn kunnen gebeuren door de ontbrekende kennis van dit model in Nederland.

4.2.2. Bruin en Wessels.

Binnen het KNMI zijn er twee modellen die ijsgroei kunnen modelleren. Het complexere model is FLAKE (zie Paragraaf 4.2.3) en het simpelere model is het Bruin en Wessels model. Uit de geschiedenis is gebleken dat het Bruin en Wessels model vergelijkbare resultaten geeft voor de Nederlandse situatie (KNMI (2015)). Het nadeel van dit model is dat het alleen goede resultaten geeft voor laminair stromend water. Dit model berekent de watertemperatuur op basis van de stralingsbalans, waarbij er rekening wordt gehouden met kortgolvlige en langgolvlige straling. De ijsvorming wordt berekend op basis van een vaste waterdiepte van 2 meter (ondiepe sloot). Aangezien er een vaste waterdiepte wordt verondersteld, is dit model 0-dimensionaal. Deze waterdiepte wordt aangehouden, omdat de meeste kanalen een waterdiepte hebben tussen de twee en vier meter, met name de Friese wateren. Voor een uitwerking van de vergelijkingen van dit model, zie Bijlage VI.3.

Het model maakt gebruik van tijdstappen van twaalf uur, omdat er geen grote verschillen werden gegenereerd met tijdstappen van twee uur. De input bestaat uit meteorologische data van de luchttemperatuur, luchtvochtigheid, windsnelheid, bewolking, hoogte van de bewolking en neerslag. Lokale effecten, zoals windwakken en kunstwerken, kunnen ook worden gemodelleerd.

Voor Rijkswaterstaat is dit model niet geschikt als volledige module om de ijsvorming op de grote Nederlandse rivieren te modelleren. Wel is het door zijn simpelheid geschikt om een beeld te geven van de strengheid van de winter en zou het kunnen worden gezien als een richtlijn.

4.2.3. FLake.

FLake is een ijsgroeimodel dat is ontwikkeld bij het KNMI in samenwerking met Noord-Europese landen en is in tegenstelling tot het de Bruin en Wessels model complexer. De input is namelijk 1D en het werkt samen met een weermodel (zoals HARMONIE). In de zomer fungeert FLake ook als watertemperatuurmodel. De standaardberekening in FLake is, net zoals het Bruin en Wessels model, op basis van een 2 meter diepe sloot, maar er kunnen ook andere waterdieptes worden aangegeven. Net zoals het Bruin en Wessels model, geeft dit model enkel goede resultaten voor laminair stromend water (KNMI (2015)). Hierbij kan het verschillende zaken berekenen: het temperatuurprofiel van de waterdiepte, de grootte van (windgedreven) turbulente lagen, de interactie van water met sediment- en bodemdeeltjes, en heeft het een vergevorderd (sneeuw)ijsmodule. FLake is open-source en te downloaden (via <http://www.flake.igb-berlin.de/sourcecodes.shtml>). Daarnaast kan FLake online gebruikt worden om te zien wat de verwachting is van de ijsdikte (Moronov et al. (2015), FLake (2015)).

Ook dit model is niet geschikt als module voor het modelleren van ijsvorming op de grote Nederlandse rivieren. Dit model moet worden gezien als een uitgebreidere en preciezere versie van het Bruin en Wessels model. Wel vermeldde KNMI (2015) dat dit model overeenkomstige resultaten heeft voor het modelleren van de ijsdikte op de Friese wateren.

4.2.4. Delft3D.

Hier zal een beschrijving van Delft3D volgen die in samenwerking met Erik de Goede van Deltares is opgesteld. Delft3D is een softwarepakket van Deltares dat zich richt op vele toepassingen binnen het gebied van open watermilieus. Het model kan gebruikt worden voor 2D en 3D modellering, en kan (de interactie tussen) de volgende processen modelleren: sedimenttransport en morfologie, golven, waterkwaliteit en ecologie, en verontreinigingen (koelwaterlozingen). Doordat programma's sinds 1 januari 2011 open-source zijn, zijn er vele groepen bij betrokken. Daarnaast zijn er heel diverse gebruikers van Delft3D.

De huidige versie van Delft3D is Delft3D 4 Suite. De verschillende modules van Delft3D 4 zijn: Delft3D-FLOW, Delft3D-MOR, Delft3D-WAVE, Delft3D-WAQ, Delft3D-ECO en Delft3D-PART die elk één van de hierboven genoemde processen modelleren (Deltares (2015a) en Deltares (2015b)). Delft3D-FLOW bevat temperatuurmodellen die op basis van de wind, vochtigheidsgraad, luchttemperatuur en bewolgingsgraad de watertemperatuur berekent. Sinds een aantal jaar is er een Delft3D-FLOW beschikbaar die uitgebreid is met een ijsmodule (zie <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/developments>). Deze ijsmodule bestaat uit twee delen: een thermodynamisch model die de verticale vorming (aangroei of smelten) van ijs modelleert en een dynamisch model die de horizontale beweging van ijs modelleert (de Goede & de Graaff ()). De ijsmodule in combinatie met een softwarepakket als Delft3D, brengt nieuwe mogelijkheden met zich mee die te vergelijken zijn met systemen als CICE van Los Alamos National Laboratory en SLIM van University Louvain-la-Nueve (de Graaff & de Goede (2013, p. 5)). CICE en SLIM richten zich hierbij op grootschalige ijsvorming, zoals in de Arctische gebieden. De ijsmodule van Delft3D richt zich vooral op ondiepe zeeën, estuaria en meren.

Er is onderzocht of de output van Delft3D overeenkomt met metingen. Zo is een honderdjarige simulatie gedaan van het jaar 1900 tot 2000 om de ijsdikte van de ijswinters in Nederland te berekenen. Hierin waren de Elfstedenwinters duidelijk te herkennen in de resultaten. Ook is de ijsdikte bij de riviermonding Svartbäckfjärden in Finland berekend met Delft3D in combinatie met de ijsmodule. In die monding komen twee rivieren uit in de zoute zee en is er een elektriciteitscentrale die haar koelwater daar loost. De resultaten van de ijsmodule kwamen redelijk overeen met de metingen die gedaan waren. Er kwam daarom uit dat er meer studies gedaan moeten worden om voor meerdere soorten gebieden toepasbaar te zijn (de Graaff et al. (2015)). Daarnaast zijn er nog meer van dit soort onderzoeken gedaan op verschillende locaties. Dit is bijvoorbeeld gedaan voor de Noordzee (testen van het dynamische model), Fountain Lake (USA; ijsdikte voorspellen met inbegrip van sneeuwdek), Ob-Yenisei Delta en Kara zee (Rusland; ijsdiktevoorspelling), en Lake Teletskoye (Siberië; hydrologische, thermodynamische en dynamische model) (de Goede & de Graaff ()). Vergelijkingen van de ijsmodule in Delft3D zijn te vinden in Bijlage VI.2.

In 2015 wordt een opvolger van Delft3D gelanceerd als onderdeel van het Next Generation Hydro Software (NGHS) project, namelijk *Delft3D Flexible Mesh Suite* (FM). Hierbij wordt bewezen technologie van SOBEK 2 en Delft3D 4 samengevoegd met een flexibelere besturing en een in de nabije toekomst verwachte methodes die werken met subgrids. Het is gebaseerd op 1D netwerken en 2D/3D lagen van netwerken. FM zal uiteindelijk bestaan uit de volgende programma's: D-Flow Flexible Mesh, D-Waves, D-Morphology, D-Real Time Control, D-Water Quality en D-Rainfall Runoff (Deltares (2015a), Deltares (2015b)). Bij Deltares zijn nog geen initiatieven om dit uit te breiden met een ijsmodule. Eerst dienen de hierboven genoemde modules goed te werken voordat aan uitbreidingen, zoals een ijsmodule, wordt gedacht.

Delft3D is op dit moment het meest uitgebreide model dat ook geschikt is om ijsvorming op rivieren te modelleren, omdat het veel processen kan modelleren. De ijsmodule die is ontwikkeld, is echter nog niet geschikt voor de Nederlandse rivieren, aangezien het eerst zal moeten worden gekalibreerd en gevalideerd op basis van een strenge ijswinter. Hierbij kan er gekozen worden tussen Delft3D 4 Suite of *Delft3D Flexible Mesh Suite* (FM). Beide modellen kunnen fungeren als vervanger van het huidige (SOBEK) model van Rijkswaterstaat, omdat zij ook waterstandsverwachtingen kunnen genereren. Wel zal hier een extra inspanning voor moeten worden geleverd, omdat alle systemen binnen Rijkswaterstaat vervolgens op Delft3D moeten gaan draaien. Delft3D 4 Suite heeft als voordeel dat er al een ijsmodule voor is ontwikkeld, maar deze module is nog niet volledig geschikt voor Nederlandse rivierijsmodellering. Hier zal een strenge ijswinter voor moeten worden afgewacht en daarom kan er ook voor gekozen worden om deze ijsmodule (met relatief weinig inspanning) aan te passen voor FM. FM heeft in hoofdlijnen dezelfde mogelijkheden als Delft3D 4 Suite, maar draait op een andere methode en heeft een flexibelere besturing.

4.3. Samenvatting

Het model dat op dit moment gebruikt wordt voor de waterstandsverwachtingen van Rijkswaterstaat, is SOBEK 3, waarbij de stroomgebieden van de Maas en de Rijnakken worden meegenomen. Dit model bestaat uit een neerslag- en waterbewegingsmodel, maar heeft nog geen ondersteuning voor het modelleren van ijs. Het zou veel inspanning vergen dit model geschikt te maken voor Nederlandse rivierijsmodellering, omdat de volledige inputstructuur zal moeten worden gemodelleerd, transportvergelijkingen ontbreken en er een ijsmodule zal moeten worden gemaakt.

Er zijn diverse andere modellen die ijs zouden kunnen modelleren, waaronder HEC-RAS, de Bruin en Wessels, Flake en Delft3D. HEC-RAS is ontwikkeld door het US Army Corps of Engineers om ijs te modelleren op een kanaal met lichte stroming. Dit model wordt echter niet in Nederland gebruikt en is niet te gebruiken voor het berekenen van waterstanden. Het zal een grote inspanning vergen om dit model te gebruiken voor Nederlandse rivierijsmodellering, omdat de kennis voor dit model

ontbreekt in Nederland en het enkel geschikt is voor een kanaal met lichte stroming. De Bruin en Wessels is een simpel ijsmodel van het KNMI. Het kan de ijsdikte berekenen op een sloot van twee meter diep door middel van een stralingsbalans. Ook kunnen er enkele lokale effecten mee worden gemodelleerd, zoals windwakken of kunstwerken. FLake is een complexer model van het KNMI en is in samenwerking met een aantal Noord-Europese landen ontwikkeld. Dit model is iets preciezer dan Bruin en Wessels, maar beide modellen zijn niet geschikt voor rivierijsmodellering. Er zou echter voor gekozen kunnen worden deze modellen als richtlijn voor de mate van ijsvorming te gebruiken. Delft3D is een zeer uitgebreid model, ontwikkelt door Deltares. Delft3D 4 Suite bevat een ijsmodule met transportvergelijkingen voor onder andere de temperatuur. Deze ijsmodule is getest voor een aantal gevallen in het buitenland, maar nog niet voor de Nederlandse rivieren. Dit jaar komt *Delft3D Flexible Mesh* (FM) als opvolger voor Delft3D 4 Suite uit. Aangezien FM de eerste tijd vooral in de basis zal worden ontwikkeld, zal een ijsmodule die geschikt is voor de Nederlandse rivieren nog niet op korte termijn kunnen worden ontwikkeld. Echter zou de ijsmodule van Delft3D 4 Suite relatief gemakkelijk omgeschreven kunnen worden naar FM. Wel hebben deze modellen na een flinke inspanning de mogelijkheid om als volledige vervanger van het huidige (SOBEK) model van Rijkswaterstaat te fungeren.

Als samenvatting van dit hoofdstuk, is in Tabel 2 een kort overzicht gegeven van de modellen.

Tabel 2 Overzicht modellen

Model	Soort	Ijsmodule aanwezig?	Mogelijkheid vervangen huidig model?	Voordeel	Nadeel
SOBEK 3	1D	Nee	Ja	Model is al in Rijkswaterstaat.	Inputstructuur, transportvergelijkingen en ijsmodule niet voldoende.
HEC-RAS	1D	Ja	Nee	Vergelijkingen bekend en vergesorderd op ijsmodellering.	Niet volledig geschikt voor rivierijsmodellering en geen kennis in Nederland.
Bruin en Wessels	0D	Ja	Nee	Simpel en toepasbaar plassen op sloten.	Niet bruikbaar voor Nederlandse rivieren.
FLake	1D	Ja	Nee	Preciezer dan Bruin en Wessels.	Niet bruikbaar voor Nederlandse rivieren en complexer dan Bruin en Wessels.
Delft3D 4 Suite	2D/3D	Ja	Ja	Transportvergelijkingen aanwezig, veel interactie tussen processen mogelijk. Vergesorderde ijsmodule aanwezig.	Nog geen gevalideerde ijsmodule voor Nederlandse rivieren.
<i>Delft3D Flexible Mesh</i>	2D/3D	Nee	Ja	Opvolger Delft3D 4 Suite: Flexibeler besturing, nieuwe methode, bewezen technologie.	Nog geen gevalideerde ijsmodule voor Nederlandse rivieren, beginfase model.

Hoofdstuk 5. Conclusie

In dit hoofdstuk worden de belangrijkste conclusies van het onderzoek besproken aan de hand van de opgestelde onderzoeksvragen in Paragraaf 1.3.

Hoe ontwikkelt ijs zich op een laminaire en turbulente stroming?

Het onderscheid tussen een laminaire en turbulente stroming kan gemaakt worden door het Reynoldsgetal, de watersnelheid, de opdrijfsnelheid of het Froude-getal. De ijsvorming op een laminaire en turbulente stroming wordt bepaald door de watertemperatuur die afhankelijk is van onder andere de luchttemperatuur, de neerslag, de wind en de luchtvochtigheid. De watertemperatuur kan worden bepaald door een stralingsbalans op te stellen, waarin de netto-straling wordt bepaald door het vaststellen van de lang- en kortgolvlige straling. Vervolgens kan de verticale ijsvorming door de statische ijsformatie worden bepaald door onder andere de Stefan-formule. Bij een stroming moet er ook rekening gehouden moeten worden met dynamische ijsformatie. Op basis van de stroomsnelheid kan er bepaald worden welk type ijs er aanwezig kan zijn. Ook kan voor een vast ijsdek het volume van het aankomende drijfijz worden bepaald.

Hoe ontwikkelt ijs zich op rivieren en wat is haar invloed op de rivier?

Bij een rivier vindt ijsvorming plaats over de gehele waterdiepte in tegenstelling tot een laminaire stroming, waar dit enkel aan het oppervlak is. Bij rivierijs zijn er verschillende verschijningsvormen, waarbij er vanuit ijsnaalden drijfijz wordt gevormd dat zich vervolgens in combinatie met randijs vastzet tot een ijsdek. IJsvorming op rivieren wordt op een aantal specifieke manieren beïnvloed. Scheepvaart zorgt voor meer turbulentie en een ijsvrije vaargeul, waardoor ijsvorming later zal plaatsvinden. Rivierwerken hebben er de afgelopen tijd voor gezorgd dat er minder ijsvorming ontstaat voornamelijk door het maken van een enkele watergeul. Koelwaterlozingen zorgen ervoor dat er lokaal een hogere watertemperatuur optreedt, zodat ijsvorming minder optreedt. Door de klimaatverandering zal de kans op ijsvorming lager zijn, de invloed van klimaatverandering op de kans op te hoge waterstanden ten gevolge van ijsvorming is echter lastig te voorspellen. Ijsdammen verschillen ten opzichte van ijsdekken doordat ze gedeeltelijk worden gevormd door aankomend drijfijz. Bij ijsdammen is er onderscheid in de ontstaansperiode te maken door middel van freeze-up en break-up ijsdammen. Er kan ook onderscheid worden gemaakt in type ijsdammen met oppervlakedammen, brede of smalle ijsdammen en hangende ijsdammen. Het type ijsdam kan bepaald worden doordat het (kritische) Froude-getal voorspelt hoe aankomend drijfijz zich gedraagt. De invloed van ijsvorming op rivieren kan worden onderverdeeld in de invloed op de waterstand, morfologie en afvoerverdeling. Door ijsvorming zal er een hogere waterstand optreden door haar invloed op de ruwheid en stroming. De morfologie zal ook enigszins veranderen, al is hier niet veel studie naar verricht. Afvoerverdelingen kunnen veranderen als er verschil is in de hoeveelheid ijs tussen de riviertakken.

Welke modellen kunnen ijs modelleren en wat zijn hun mogelijkheden voor Rijkswaterstaat?

Het model dat op dit moment gebruikt wordt voor de waterstandsverwachtingen van Rijkswaterstaat, is SOBEK 3, waarbij de stroomgebieden van de Maas en de Rijnakken worden meegenomen. Dit model bestaat uit een neerslag- en waterbewegingsmodel, maar heeft nog geen ondersteuning voor het modelleren van ijs. Het zou veel inspanning vergen dit model geschikt te maken voor Nederlandse rivierijsmodelleren, omdat de volledige inputstructuur zal moeten worden gemodelleerd, transportvergelijkingen ontbreken en er een ijsmodule zal moeten worden gemaakt.

Er zijn diverse andere modellen die ijs zouden kunnen modelleren, waaronder HEC-RAS, de Bruin en Wessels, FLake en Delft3D. HEC-RAS is ontwikkeld door het US Army Corps of Engineers om

ijs te modelleren op een kanaal met lichte stroming. Dit model wordt echter niet in Nederland gebruikt en is niet te gebruiken voor het berekenen van waterstanden. Het zal een grote inspanning vergen om dit model te gebruiken voor Nederlandse rivierijsmodellering, omdat de kennis voor dit model ontbreekt in Nederland en het enkel geschikt is voor een kanaal met lichte stroming. De Bruin en Wessels is een simpel ijsmodel van het KNMI. Het kan de ijsdikte berekenen op een sloot van twee meter diep door middel van een stralingsbalans. Ook kunnen er enkele lokale effecten mee worden gemodelleerd, zoals windwakken of kunstwerken. FLake is een complexer model van het KNMI en is in samenwerking met een aantal Noord-Europese landen ontwikkeld. Dit model is iets preciezer dan Bruin en Wessels, maar beide modellen zijn niet geschikt voor rivierijsmodellering. Er zou echter voor gekozen kunnen worden deze modellen als richtlijn voor de mate van ijsvorming te gebruiken. Delft3D is een zeer uitgebreid model, ontwikkeld door Deltares. Delft3D 4 Suite bevat een ijsmodule met transportvergelijkingen voor onder andere de temperatuur. Deze ijsmodule is getest voor een aantal gevallen in het buitenland, maar nog niet voor de Nederlandse rivieren. Dit jaar komt *Delft3D Flexible Mesh* (FM) als opvolger voor Delft3D 4 Suite uit. Aangezien FM de eerste tijd vooral in de basis zal worden ontwikkeld, zal een ijsmodule die geschikt is voor de Nederlandse rivieren nog niet op korte termijn kunnen worden ontwikkeld. Echter zou de ijsmodule van Delft3D 4 Suite relatief gemakkelijk omgeschreven kunnen worden naar FM. Wel hebben deze modellen na een flinke inspanning de mogelijkheid om als volledige vervanger van het huidige (SOBEK) model van Rijkswaterstaat te fungeren.

Hoofdstuk 6. Aanbeveling

In dit hoofdstuk zullen verschillende aanbevelingen worden gegeven die volgen uit dit onderzoek. Hier zal zo veel mogelijk de volgorde van dit onderzoek worden gevolgd.

Het is nodig dat er voor de Nederlandse situatie meer studies gedaan worden met betrekking tot ijsvorming. Ten eerste is de ontwikkeling in de tijd van de statische en dynamische ijsformatie niet ver uitgewerkt in de literatuur. Zo is het niet duidelijk voor een stroming met veel turbulentie en met veel veranderingen in de dwarsdoorsnede hoe het ijs zich zal ontwikkelen over de tijd. Ten tweede is een historische studie naar het ontstaan van ijsdammen, inclusief een verwachting hoe veranderende rivierwerken hier invloed op hebben, noodzakelijk om beter te kunnen inschatten waar ijsdammen zullen ontstaan. Dit is vooral belangrijk voor de break-up ijsdam, omdat dit type ijsdam vaak op dezelfde locatie optreedt. Ook zaken waarop ijsvorming invloed heeft (verandering waterstand, morfologie en afvoerverdeling), zullen beter moeten worden bestudeerd om een duidelijk beeld van de invloed te hebben. Wel zal hier moeten worden afgevraagd of deze studies de moeite waard zijn. Deze studies zouden gebaseerd kunnen zijn op ijsverslagen of op buitenlandse literatuur, maar er kan ook een strenge ijswinter afgewacht worden.

Naast studies voor meer informatie over ijsvorming, is het belangrijk dat Rijkswaterstaat bepaalt hoe groot hun vraag is naar een ijsmodule. Dit kan gedaan worden door een studie te doen naar de toekomst van ijsvorming op rivieren, zodat de kans op ijsvorming en de kans op te hoge waterstanden ten gevolge van ijsvorming kan worden berekend. Er kunnen bijvoorbeeld scenario's worden ontwikkeld voor ijsvorming op rivieren over pakweg vijftig jaar. Dit kan gedaan worden door onder andere te kijken naar de klimaatverandering en koelwaterlozingen. Op basis van deze studie kan vervolgens worden bepaald of de berekende kans groot genoeg is om daar een ijsmodule voor te ontwikkelen.

Als er voor wordt gekozen een ijsmodule te laten ontwikkelen, is daarnaast belangrijk vast te stellen waar de ijsmodule aan moet voldoen. Er kan gekozen worden voor een model die niet hoeft samen te werken of niet de plaats in neemt van het huidige model van Rijkswaterstaat, zoals het Bruin en Wessels model of FLake. Dit vergt relatief weinig inspanning, maar dit zal hooguit een richtlijn geven voor de strengheid van de komende dagen op het gebied van ijsvorming. Als er waarde wordt gehecht aan een volledige ijsmodule, kan er gekozen worden voor HEC-RAS, Delft3D of SOBEK. HEC-RAS kan gekozen worden als er behoefte is aan een losse ijsmodule, aangezien dit model niet de mogelijkheid heeft waterstandsverwachtingen te genereren als er geen ijs aanwezig is. Dit heeft als voordeel dat er relatief weinig inspanning verricht hoeft te worden voor rivierijsmodellering, echter is het de vraag of dit model in zijn huidige staat te gebruiken is in samenwerking met het huidige neerslagverwachtingsmodel. Als er een grote vraag is naar een volledige ijsmodule die samenwerkt met een model voor de waterstandsverwachting, komt de keuze bij Delft3D. Dit betekent echter wel dat het huidige model van Rijkswaterstaat in zijn totaliteit moet worden veranderd in Delft3D, wat veel inspanning vergt. Daarbij kan er gekozen worden voor Delft3D 4 Suite of *Delft3D Flexible Mesh (FM)*. Als er gekozen wordt voor Delft3D is de aanbeveling om voor *FM* te kiezen, omdat deze een flexibelere besturing heeft en de ijsmodule van Delft3D 4 Suite hiervoor aangepast kan worden. De keuze hiervoor vergt vooral veel inspanning doordat het hele model zal moeten worden vervangen. De hoeveelheid inspanning die dit vergt is echter niet onderzocht. Als er wel vraag is naar een volledige ijsmodule maar het werk om over te schakelen naar Delft3D te groot wordt geschat, zal er gekozen moeten worden om het inputrooster van SOBEK te veranderen en transportvergelijkingen voor onder andere de temperatuur toe te voegen. De huidige ijsmodule van Delft3D 4 Suite zou dan kunnen worden aangepast om te passen bij het huidige SOBEK-model.

De uiteindelijke aanbeveling is als volgt: Vaststellen hoe groot de vraag is naar een ijsmodule, al dan niet met een studie naar de kans op ijsvorming en de kans op een te hoge waterstand ten gevolge van ijsvorming, en vaststellen of het mogelijk is om het huidige (SOBEK) model te veranderen. De vraag moet bestaan uit de hoeveelheid inspanning die er gedaan wil worden voor een ijsmodule en uit welke componenten deze ijsmodule moet bestaan. Op basis van deze vraag en de hierboven gegeven aanbeveling vervolgens vaststellen door welk model dit gedaan moet worden, waarbij er rekening wordt gehouden met de hoeveelheid inspanning die het kost om van dat model gebruik te maken.

Het ligt voor de hand deze ijsmodule vervolgens te laten ontwikkelen door Deltares (al dan niet in samenwerking met een masterstudent), omdat er al veel contact is tussen Deltares en Rijkswaterstaat.

Bibliografie

- Beltaos, S. (1995). *River ice jams*. Highland Ranch, Colorado, US.
- Beltaos, S., Pomerleau, R., & Halliday, R. A. (2000). Ice-Jam Effects On Red River Flooding And Possible Mitigation Effects (I. R. R. B. T. Force, Trans.): International Joint Commission.
- Bosschieter, C. G. (2005). *Klimaatverandering en Binnenvaart*. TU Delft, Port of Rotterdam, Rotterdam-Delft.
- Bovenrivieren, D. (1964). Verslag van de IJswinter 1962-1963 (A. Studiedienst, Trans.). Arnhem: Rijkswaterstaat.
- Bruin, H. A. R. d., & Wessels, H. R. A. (1988). A Model for the Formation and Melting of Ice on Surface Waters. *Journal of Applied Meteorology*(27), 164-173.
- Bruin, H. A. R. d., & Wessels, H. R. A. (1990). IJs in de lage landen. *Zenit*, 1990(12), 437-444.
- Carey, K. L. (1973). Icings Developed from Surface Water and Ground Water (C. R. R. a. E. Laboratory, Trans.). Hanover, New Hampshire: Corps of Engineers, U.S. Army.
- Carstens, T. (1970). *Heat exchanges and frazil formation*. Paper presented at the Proceedings IAHR ice symposium, Reykjavik.
- CBS, PBL, & UR, W. (2014). Temperatuur Oppervlaktewater 1910-2013. Retrieved 26-05, 2015, from <http://www.compendiumvoordeleefomgeving.nl/indicatoren/nl0566-Temperatuur-oppevlaktewater.html?i=9-54>
- de Goede, E., & de Graaff, R. Ice Modelling: Capability Statement: Deltares.
- de Goede, E., de Graaff, R., Wagner, T., & Sheets, B. (2014). *Modelling of Ice Growth and Transport on a Regional Scale, with Application to Fountain Lake, Minnesota, USA*. Paper presented at the 33th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, San Fransisco, CA, USA.
- de Graaff, R., & de Goede, E. (2013). Research Programme Ice 2013-2014: Development of ice knowledge and modelling (D. I. Team, Trans.): Deltares.
- de Graaff, R., Lindfors, A., de Goede, E., Rasmus, K., & Morelissen, R. (2015). *Modelling of a Thermal Discharge in an Ice-covered Estuary in Finland*. Paper presented at the Offshore Technology Conference, Copenhagen, Denmark.
- Deltares. (2015a). About Delft3D. Retrieved 05-06, 2015, from <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/about>
- Deltares. (2015b). Delft3D Suite. Retrieved 05-06, 2015, from <https://www.deltares.nl/en/software/delft3d-4-suite/>
- Dijkstra, Y. (2012). Het effect van ijs op waterstanden van Nederlandse rivieren. Delft: Rijkswaterstaat, Universiteit Twente, HKV.
- FLake. (2015). Online Lake Modeling System. Retrieved 22-06, 2015, from <http://www.flake.igb-berlin.de/cgi-bin/model?LAT=52&LON=13&DEPTH=4.5&EXTINCT=1&.cgifields=EXTINCT#input>
- Fransson, L. (2009). *Ice Handbook for Engineers* (1.2 ed.). Luleå University of Technology, Sweden.
- Gosink, J. P. O., T.E. (1983). Measurements and analyses of velocity profiles and frazil icecrystal rise velocities during periods of frazil ice formation in rivers. *Annals of glaciology*, 4, 79-84.
- Haas, A. W. d. (1986). IJsafvoerproblematiek voor de grote rivieren en de Rijndelta (deel 1; Algemeen gedeelte en IJsafvoerstrategie) (D. B. O. IJsopruiming, Trans.): Rijkswaterstaat.
- Heezik, A. v. (2006). Strijd om de rivieren: 200 jaar rivierenbeleid in Nederland. Den Haag: Rijkswaterstaat.
- Heusinkveld, B. G., Jacobs, A. F. G., & Bosveld, F. C. (1997). De opkomst en ondergang van ijs in een sloot. *Meteorologica*, 4(97).
- Hibler, W. D., III. (1979). A dynamic thermodynamic sea ice model. *Journal of Physical Oceanography*, 9, 815-846.
- Holtslag, A. A. M., & Ulden, A. P. v. (1983). A Simple Scheme for Daytime Estimates of the Surface Fluxes from Routine Weather Data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(4), 517-529.

- Hunke, E. C., & Dukowicz, J. K. (1997). An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 1849-1867.
- KNMI. (2010, 30-08-2010). KNMI'06: klimaatscenario's voor de 21e eeuw. Retrieved 26-05, 2015, from http://www.knmi.nl/cms/content/88238/knmi06_klimaatscenarios_voor_de_21e_eeuw
- KNMI. (2015). Interview klimaatscenario's + meer info over ijsvorming. In H. Engberts (Ed.).
- Laboratorium, W. (1976). Invloed van ijsvorming op de frekwentie van waterstanden langs de Rijn en zijn takken in Nederland.
- Lietaer, O., Fichefet, T., & Legat, V. (2008). The effects of resolving the Canadian Arctic Archipelago in a finite element sea ice model. *Ocean Modelling*, 24, 140-152.
- Lintsen, H. C. M. I. (2005). *Made in Holland*. Zutphen: Walburg Pers.
- Mao, Z., Zhao, X., Wang, A., Xu, X., & Wu, J. (2008). *Two-Dimensional Numerical Model for River-Ice Processes Based upon Boundary-Fitted Coordinate Transformation Method*. Paper presented at the Using New Technology to Understand Water-Ice Interaction Volume 1, Vancouver, Canada.
- Matousek, V. (1984). *Types of ice run and conditions for their formation*. Paper presented at the IAHR ice symposium, Hamburg, Duitsland.
- McGilvary, W. R., & Coutermarsh, B. (1992). *Dynamic analysis of ice floe underturning stability*. Paper presented at the Proceedings IAHR Ice Symposium.
- Moronov, D., Terzhevik, A., & Kirillin, G. (2015). Lake Model FLake. Retrieved 05-06, 2015, from <http://www.flake.igb-berlin.de/>
- Prather, M. J. (1986). Numerical advection by conservation of second order moments. *Journal of Geophysical Research*, 91, 6671-6681.
- Prins, J. W. P. (1988). IJs en ijsbestrijding op de Nederlandse vaarwegen: Farmsum/Delfzijl.
- Rense, R. Klimaatverandering en waterveiligheid in het rivierengebied: Rijkswaterstaat Waterdienst.
- Rijkswaterstaat. (1966). IJverslag Winter 1962-1963 (A. Hydrometrie, Trans.). 's-Gravenhage.
- Satterlund, D. R. (1979). An improved equation for estimating longwave radiation from the atmosphere. *Water Resources Research*, 15, 1649-1650.
- Schropp, M. (2007). Rivierverruiming en ijs (M. v. V. e. Waterstaat, Trans.): Rijkswaterstaat.
- Semtner, A. J., Jr. (1976). Numerical simulation of the Arctic Ocean circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 6, 409-424.
- Slot, H. B. (2010). IJverslag Nederlandse vaarwegen, Winterseizoen 2009-2010 (A. C. Informatievoorziening, Trans.). Lelystad: Rijkswaterstaat Waterdienst Watermanagementcentrum.
- Terink, W., & Droogers, P. (2011). Berekening van de rivierwaterstanden rond 2050 als gevolg van klimaatverandering onder het W+-scenario. Wageningen: FutureWater.
- Termes, A. P. P., & Boogaard, A. (1991a). Voorkomen van ijs op de Nederlandse Rijntakken: Oriënterend literatuuronderzoek (deel 1): Waterloopkundig Laboratorium.
- Termes, A. P. P., & Boogaard, A. (1991b). Voorkomen van ijs op de Nederlandse Rijntakken: Verslag Bureau studie (deel 2): Waterloopkundig Laboratorium.
- USACE. (1999). Ice Engineering. Washington, DC.
- Valk, H. W. J. v. d. (1987). Waterstandsverhoging ten gevolge van een ijsdek op de rivier (B. v. d. Binnenwateren, Trans.): D.B.W./RIZA.
- Vancoppenolle, M., Bouillon, S., Fichefet, T., Goosse, H., Lecomte, O., Maqueda, M. A. M., & Madec, G. (2012). LIM; The Louvain-la-Neuve sea ice model.
- Verheij, H., Mosselman, E., & Stolker, C. (2004). Kribben en ijsdammen.
- Vries, H. d., & Westrhenen, R. v. (2012). Weer (g)een Elfstedenwinter: KNMI.
- Wasantha Lal, A. M., & Shen, H. T. (1993). A Methemical Model for River Ice Processes (C. R. R. E. Laboratory, Trans.). Philadelphia, U.S.: US Army Corps of Engineers.
- Wemelsfelder, P. J. (1968). Wordt warmtelozing door centrales in de toekomst een probleem? *De Ingenieur*, 80(51), 20.

Bijlage I. Standaardwaarden IJsvorming

In deze bijlage worden verschillende standaardwaarden die worden gebruikt bij het bepalen van de ijsvorming, uiteengezet. Dit wordt gedaan voor verschillende eenheden van water, ijs en sneeuw.

I.1. Standaardwaarden Water

Dichtheid (USACE (1999, p. 2.1)): $\rho_w = 1000 - 1,955 * 10^{-2}(T_w - 4,0)^{1,68} \text{ kg/m}^3$

Warmtecapaciteit (USACE (1999, p. 2.2)): $C_p = 4174,9 + 1,6659 \left(e^{\frac{34,5-T_w}{10,6}} + e^{\frac{-34,5-T_w}{10,6}} \right) \frac{J}{\text{kg } ^\circ\text{C}}$

Latente warmte (USACE (1999, p. 2.3)): $\lambda_w = 333,4 \text{ J/g}$ (Komt vrij bij overgang water naar ijs)

Warmte benodigd voor 1 $^\circ\text{C}$ dalen temperatuur water = 4217 J/g

I.2. Standaardwaarden Ijs

Dichtheid (USACE (1999, p. 2.2)): $T_i = 0 \text{ } ^\circ\text{C} \rightarrow \rho_i = 916,8 \text{ kg/m}^3$

(T_i is ijstemperatuur) $T_i = -30 \text{ } ^\circ\text{C} \rightarrow \rho_i = 920,6 \text{ kg/m}^3$

Warmtegeleidingscoëfficiënt ijs USACE (1999, p. 2.3): $k_i = 2,21 - 0,011T_i \frac{W}{m \text{ } ^\circ\text{C}}$

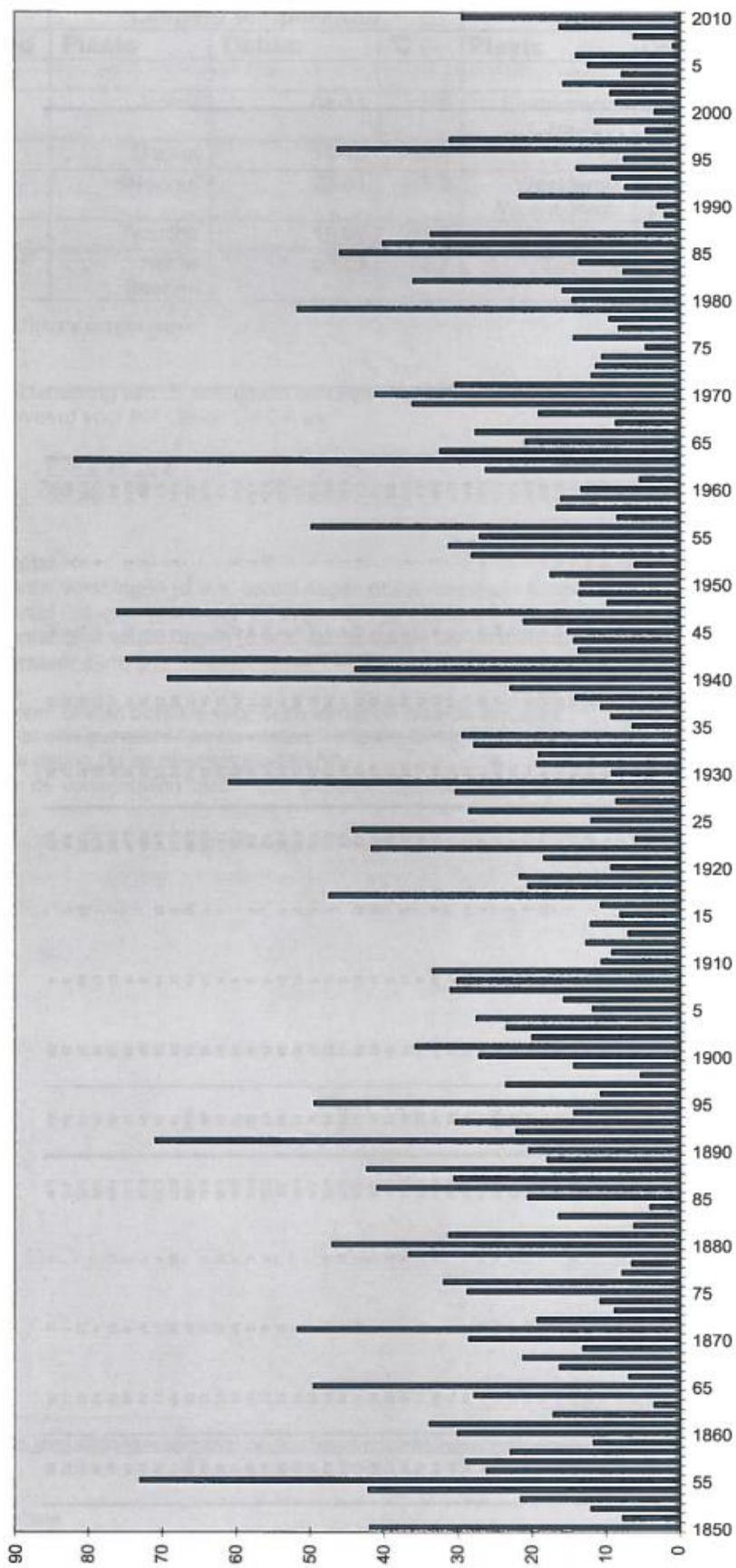
I.3. Standaardwaarden Sneeuw

De dichtheid van sneeuw is 90 kg/m^3 voor verse sneeuw en 900 kg/m^3 voor ijs. Het Bruin en Wessels model neemt daarbij aan dat er een lineair verloop is.

Dichtheid (Bruin & Wessels (1988)): $\rho_s = 90 + 0,5(J - j)\Delta t$ bij $\rho_s \leq 900$

Warmtegeleidingscoëfficiënt sneeuw Bruin & Wessels (1988, p. 168): $k_s \approx 3,10^{-6}\rho_s^2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$

Bijlage II. Geschiedenis IJswinters



Figuur 7 Overzicht van de ijswinters

$$\text{Vorstgetal (V)} = \frac{v^2}{363} + \frac{2}{3}y + \frac{10}{9}z$$

Waarbij v = het aantal vorstdagen (minimum temperatuur < 0 °C)
 y = het aantal ijsdagen (maximum temperatuur < 0 °C)
 z = het aantal zeer koude dagen (minimum temperatuur < 10 °C)

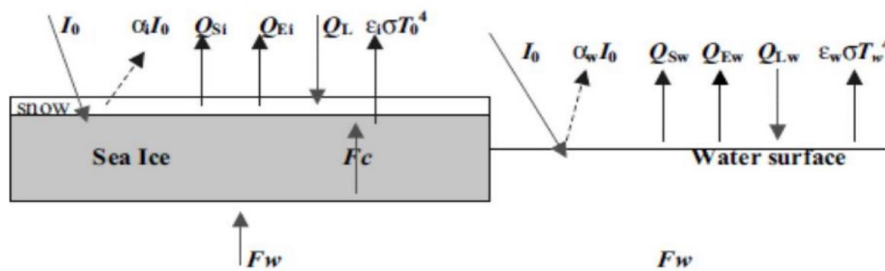
Slot (2010, pp. 2-Bijlage 2)

Bijlage III. Vergelijkingen IJs

In deze bijlage zijn uitwerkingen te zien van een aantal aspecten van ijsvorming die te zien zijn in dit onderzoek. Hierbij wordt in Paragraaf III.1 de stralingsbalans verder uitgewerkt op basis van Delft3D en het Bruin en Wessels model. In Paragraaf III.2 is vervolgens een uitwerking van de statische ijsformatie te zien. In Paragraaf III.3 wordt ten slotte de invloed op de waterstand uitgewerkt.

III.1. Stralingsbalans

In deze paragraaf wordt een uitwerking van de stralingsbalans gegeven, zoals behandeld in Paragraaf 2.3.



Figuur 8 Componenten Stralingsbalans (de Goede et al. (2014))

Door de componenten van Figuur 8 kan de totale warmtewisseling (q_{totaal}) tussen het ijs en de atmosfeer worden opgesteld, zoals te zien is in Vergelijking III.1 (de Goede et al. (2014)).

$$q_{\text{totaal}} = q_{\text{zon}} + q_{\text{atmosfeer}} - q_{\text{back radiation}} - q_{\text{verdamping}} - q_{\text{convectief}} \quad \text{Vergelijking III.1}$$

Hierbij is q_{zon} de netto zonnestraling (kortgolvig), $q_{\text{atmosfeer}}$ is de netto atmosferische straling (langgolvig), $q_{\text{back radiation}}$ is de terugstraling vanuit het ijs ("Back radiation"; langgolvig), $q_{\text{verdamping}}$ is de verdampings "heat flux" (latente warmte) en $q_{\text{convectief}}$ is de convectieve "heat flux" (voelbare warmte). $q_{\text{atmosfeer}}$ is te berekenen door middel van Vergelijking III.2 (de Goede et al. (2014)).

$$q_{\text{atmosfeer}} = (1 - a)\epsilon\sigma T_i^4 g(F_c) \quad \text{Vergelijking III.2}$$

Hierin is a de reflectie coëfficiënt (albedo-effect) en ϵ is de emissiefactor van ijs.

Door aan te nemen dat de temperatuur in de ijslaag lineair is en aan te nemen dat de thermische geleidbaarheid van ijs (k_i) constant is, kan hierdoor door middel van Vergelijking III.2 de totale doorgelaten warmte worden berekend (Vergelijking III.3 (de Goede et al. (2014))).

$$q_{\text{totaal}} = -\frac{k_i(T_l - T_v)}{d_i} \quad \text{Vergelijking III.3}$$

Delft3D omschrijft uiteindelijk de netto straling als de netto warmte die ontstaat door een temperatuurverschil tussen de lucht en het ijsoppervlak (die gelijk is aan het vriespunt (T_v)) en afhankelijk is van de ijsdikte (d_i) en thermische geleidbaarheid van het ijs (k_i).

Het de Bruin en Wessels model (zie Hoofdstuk 5 voor meer informatie) benadert de stralingsbalans op een andere manier. Hierbij wordt de totale warmte (Q_{totaal}) gezien in de vorm van de verticale warmte toevoer (H) en de verdamping van water (E). Bij een toevoeging van warmte is Q_{totaal} positief. In Vergelijking III.4 wordt vermeld hoe de totale warmte te berekenen is. Door deze

om te schrijven naar Vergelijking III.5 waarin een warmtewisselingscoëfficiënt (W) wordt verondersteld, kan de totale warmte worden berekend. Deze warmtewisselingscoëfficiënt is vervolgens te berekenen door middel van Vergelijking III.6. De evenwichtstemperatuur (T_e) is te berekenen met Vergelijking III.7.

$$q_{\text{totaal}} = q^* - H - \lambda_{\text{sub}} E \quad \text{Vergelijking III.4}$$

$$q_{\text{totaal}} = q_n^* + W(T_i - T_{\text{opp}}) = W(T_e - T_{\text{opp}}) \quad \text{Vergelijking III.5}$$

$$W = 4\epsilon_s \sigma T_i^3 + \frac{\rho_l c_l \left(1 + \frac{s}{\gamma}\right)}{r_a} \quad \text{Vergelijking III.6}$$

$$T_e = T_i + q_n^* / W \quad \text{Vergelijking III.7}$$

Hierbij is ϵ_s de langgolvlige straling vanuit ijs ($\epsilon=0,95$) en σ is de Stefan-Boltzmann constante. r_a is de aerodynamische weerstand tussen het ijs en de lucht voor de verdamping en warmteverplaatsing. Daarnaast is Q^* de netto warmte en Q_n^* de netto warmte bij een oppervlakte temperatuur die gelijk is aan de temperatuur van het ijs ($T_{\text{opp}} = T_i$). s is de afgeleide van de “saturation water vapor pressure” met $T=T_i$. Daarnaast is γ te berekenen door Vergelijking III.8.

$$\gamma = \frac{p_l c_l}{0,62 \lambda_{\text{sub}}} \quad \text{Vergelijking III.8}$$

Hierbij is λ_{sub} de latente warmte van de sublimering van water. De verhouding verdamping en droge lucht is 0,62. Aangezien er een lineair temperatuurprofiel wordt aangenomen (warmte capaciteit ijslaag wordt genegeerd) en de temperatuur aan het water-ijsoppervlak gelijk is aan het vriespunt, kan het verschil in warmte (G) worden omschreven als Vergelijking III.9. Door de ijsdikte mee te nemen (Vergelijking III.12), kan vervolgens weer de nieuwe netto warmte worden berekend (Vergelijking III.10).

$$q_{\text{totaal}} = \left(\frac{k_i}{d_i}\right) (T_s - T_v) \quad \text{Vergelijking III.9}$$

$$q_{\text{totaal}} = W_s (T_e - T_v) \quad \text{Vergelijking III.10}$$

$$T_{\text{opp}} = T_v + \left(\frac{A_s d_i}{k_i}\right) (T_e - T_v) \quad \text{Vergelijking III.11}$$

$$\frac{1}{W_s} = \frac{1}{W} + \frac{d_i}{k_i} \quad \text{Vergelijking III.12}$$

Voor Vergelijking III.9 is het belangrijk dat de oppervlaktetemperatuur (T_{opp}) nooit groter wordt dan het vriespunt (T_v). Voor de kortgolvlige straling bij sneeuwvrij ijs moet Vergelijking III.9 worden herschreven naar Vergelijking III.11.

De netto straling bij een oppervlaktetemperatuur die gelijk is aan de temperatuur van het ijs (q_n^*), kan worden omschreven als Vergelijking III.13.

$$q_n^* = (1 - a)K^+ - \epsilon_s \sigma T_i^4 + \epsilon_s L^+ \quad \text{Vergelijking III.13}$$

Hierbij is a het albedo-effect en zijn K^+ (Vergelijking III.14) en L^+ (Vergelijking III.15) de inkomende kortgolvlige straling. Hierbij zijn de waarden van Vergelijking VI.37 gehaald uit Holtslag & Ulden (1983).

$$K^+ = 1353(0,60 + 0,22 \sin(\varphi))\sin(\varphi)(1 - 0,7N^2) \quad \text{Vergelijking III.14}$$

$$L^+ = \epsilon_a \sigma T_l^4 + 60N - 42(N - N') \quad \text{Vergelijking III.15}$$

Hierbij is N de hoeveelheid bewolking. ϵ_a is de 'water vapor pressure' en kan berekend worden aan de hand van Satterlund (1979) met Vergelijking III.16.

$$\epsilon_a = 1,08(1 - \exp(-e_a^{\frac{T_l}{2016}})) \quad \text{Vergelijking III.16}$$

Deze waarde is getest door Bruin & Wessels (1988) waar vervolgens Vergelijking III.17 uit kwam.

$$\epsilon_a = 0,71 + 0,004(T_l - 260) \quad \text{Vergelijking III.17}$$

III.2. Statische IJsinformatie

In deze paragraaf is een verdere uitwerking van de statische ijsinformatie gegeven, zoals te zien in Paragraaf 2.4.

De vergelijking die USACE (1999, p. 2.10) voor HEC-RAS (zie Hoofdstuk 5 voor meer informatie) gebruikt voor het verschil in ijsdikte per tijdseenheid is Vergelijking III.18.

$$\frac{\partial d_i}{\partial t} = \frac{1}{\rho_i \lambda_i} \frac{(T_{opp} - T_l)}{\left(\frac{d_i}{k_i} + \frac{1}{H_{i,l}}\right)} \quad \text{Vergelijking III.18}$$

Waarbij $H_{i,l}$ de verticale warmtetransport van het ijs naar de lucht is.

Vergelijking III.18 is omgeschreven naar Vergelijking III.19 (USACE (1999, p. 2.11)) die de ijsdikte aangeeft na een bepaalde periode waarbij er vanuit is gegaan dat er aan het begin van de periode nog geen ijs aanwezig was. Ook Beltaos (1995, p. 48) maakt gebruik van Vergelijking III.19 (ook wel de Stefan formule genoemd) en meldt hierbij dat de termen $\frac{1}{c_l}$, $\frac{d_s}{k_s}$ en q_w van Vergelijking III.23 worden gezien als verwaarloosbaar. Daarnaast kan de linker term verminderd worden om isolatie door aanwezige sneeuw te modelleren.

$$d_i = \sqrt{\frac{2k_i}{\rho_i \lambda_i} \sum_{i=1}^j (T_l)} = \sqrt{\frac{2k_i}{\rho_i \lambda_i} \sum_{i=1}^j (\text{Freezing degree} - \text{days})} \quad \text{Vergelijking III.19}$$

Hierbij is λ_i de latente warmte die vrijkomt bij ijs en ρ_i de dichtheid van ijs. ΔH is het verschil in warmte.

Het de Bruin en Wessels model maakt gebruik van Vergelijking III.20, waarbij de stralingsbalans van Paragraaf III.1 wordt gebruikt.

$$\frac{\partial d_i}{\partial t} = -\frac{q_{totaal} + H_{w,i}}{\rho_i \Delta \lambda_v} - \frac{E}{\rho_i} \quad \text{Vergelijking III.20}$$

Waarbij H_{wi} de warmte van het water naar het ijs is. Deze is vervolgens omschreven naar Vergelijking III.21.

$$d_i(t) = -\frac{k_i}{W} + \sqrt{\left(d_i(t_0) + \frac{k_i}{W}\right)^2 - \frac{2k_i(t - t_0)(\bar{T}_e - T_v)}{\rho_i \lambda_i}} \quad \text{Vergelijking III.21}$$

Ook de dooi wordt op een dergelijke manier omschreven door Bruin en Wessels (Vergelijking III.22).

$$d_i(t) = d_i(t_0) - \frac{W(t - t_0)(T_e - T_v)}{\rho_i \lambda_i} \quad \text{Vergelijking III.22}$$

Hierbij kan het effect van ijs worden meegenomen met behulp van Vergelijking III.12. Beltaos (1995, p. 48) gebruikt Vergelijking III.23 als beschrijving voor statische ijsformatie, hierbij wordt ook het effect van de sneeuw meegenomen.

$$\rho_i \lambda_i \frac{dd_i}{dt} = \frac{(-T_l)}{\frac{d_i}{\lambda_i} + \frac{1}{H_{opp;l}} + \frac{d_s}{k_s}} - q_w \quad \text{Vergelijking III.23}$$

III.3. Invloed Waterstand

Een uitwerking van de invloed van ijsvorming op de waterstand, is verder weergegeven in deze paragraaf. Dit geldt als uitbreiding op Paragraaf 3.3.1.

De verandering in de waterstand door een vast ijsdek, heeft volgens Laboratorium (1976, pp. 17-18) en Termes & Boogaard (1991a, p. 5) twee oorzaken: ten eerste neemt de hydraulische straal af en ten tweede neemt de ruwheid toe door de onderzijde van het ijsdek. De Chézy-vergelijking voor de waterstand is allereerst weergegeven in Vergelijking III.24 en Vergelijking III.25.

$$Q_1 = B_1 C_1 h_1 \sqrt{R_1 I} \quad \text{Vergelijking III.24}$$

$$Q_2 = B_2 C_2 h_2 \sqrt{R_2 I} \quad \text{Vergelijking III.25}$$

Waarbij R de hydraulische straal is die te berekenen is door: $R = \frac{A_d}{P}$ waarbij A_d het doorstroomoppervlak is en P de natte omtrek.

Deze vergelijkingen kunnen worden gelijkgesteld aan elkaar om de invloed van een ijsdek weer te geven. Hierbij wordt aangenomen dat het debiet in de situatie zonder ijs (situatie 1) gelijk is aan de situatie met ijs (situatie 2; $Q_1 = Q_2$). Hieruit komt Vergelijking III.26.

$$B_1 C_1 h_1 \sqrt{R_1 I} = B_2 C_2 h_2 \sqrt{R_2 I} \quad \text{Vergelijking III.26}$$

Voor een brede rivier kan worden gesteld dat de hydraulische straal gelijk is aan de waterhoogte in de situatie zonder ijs. In de situatie met ijs kan worden gesteld dat de hydraulische straal ongeveer halveert doordat de natte omtrek verdubbelt (USACE (1999, p. 7.2) en Rijkswaterstaat (1966, p. 62). Dit komt neer op de volgende aannames:

$$R_1 = h_1 \quad \text{Vergelijking III.27}$$

$$R_2 = \frac{1}{2} h_2 \quad \text{Vergelijking III.28}$$

Hierdoor kan Vergelijking III.26 worden omgeschreven naar Vergelijking III.29.

$$B_1 C_1 h_1 \sqrt{h_1 I} = B_2 C_2 h_2 \sqrt{\frac{1}{2} h_2 I} \quad \text{Vergelijking III.29}$$

Aangezien de rivierbreedtes (B_1 en B_2) gelijk zijn aan elkaar kunnen die tegen elkaar worden weggestreept. Dit zelfde geldt voor het verhang (i). Dit komt neer op Vergelijking III.30 die weer kan worden omschreven naar Vergelijking III.31 en Vergelijking III.32.

$$C_1 h_1^{1,5} = C_2 h_2^{1,5} \sqrt{\frac{1}{2}} \quad \text{Vergelijking III.30}$$

$$h_2^{1,5} = \frac{C_1}{C_2} h_1^{1,5} \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2}}} \quad \text{Vergelijking III.31}$$

$$h_2 = \left(\frac{C_1}{C_2}\right)^{\frac{2}{3}} h_1 \left(\frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2}}}\right)^{\frac{2}{3}} \quad \text{Vergelijking III.32}$$

Aangezien de dikte van het ijsdek niet meetelt voor het bepalen van de afvoer maar wel invloed heeft op de waterstand, zal deze nog moeten worden toegevoegd aan de waterhoogte (Vergelijking III.33). Van ijs is bekend dat het zich voor negentig procent onder water bevindt.

$$h_2 = \left(\frac{C_1}{C_2}\right)^{\frac{2}{3}} h_1 \left(\frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2}}}\right)^{\frac{2}{3}} + 0,9 d_i \quad \text{Vergelijking III.33}$$

Deze vergelijking is weer om te schrijven naar Vergelijking III.34, zodat de toename te zien is als een verhouding.

$$\frac{h_2}{h_1} = \left(\frac{C_1}{C_2}\right)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2}}}\right)^{\frac{2}{3}} + 0,9 d_i \approx 1,26 \left(\frac{C_1}{C_2}\right)^{\frac{2}{3}} + 0,9 d_i \quad \text{Vergelijking III.34}$$

In plaats van aan te nemen dat de hydraulische straal halveert, kan er ook gebruik worden gemaakt van Vergelijking III.35 en Vergelijking III.36 die USACE (1999, p. 4.12) geeft om de hydraulische straal te berekenen voor een met ijs bedekt kanaal.

$$R_i = \frac{A_i}{P_b + B_i} \quad \text{Vergelijking III.35}$$

$$R_2 = \left(\frac{n_i}{n_2}\right)^{\frac{3}{2}} R_i = \left(\frac{n_i}{n_2}\right)^{\frac{3}{2}} \frac{A_i}{P_b + B_i} \quad \text{Vergelijking III.36}$$

Waarbij A_i het doorstroomprofiel onder het ijs is, P_b de natte omtrek zonder het ijs mee te rekenen en B_i de breedte van de onderkant van het ijsdek. n is de Manning-coëfficiënt die te berekenen is door de vergelijkingen in Bijlage IV.

Bijlage IV. Ruwheid Chézy en Manning

In deze bijlage wordt de verandering in ruwheid nader bekeken aan de hand van de Chézy en Manning-coëfficiënt. Allereerst wordt hiervoor een omrekeningsvergelijking gegeven. Daarnaast wordt data weergegeven voor respectievelijk de Chézy-coëfficiënt en de Manning-coëfficiënt.

IV.1. Omrekenen Formule van Chézy naar Manning

Chézyformule: $u = C\sqrt{Rs_b}$

Manningformule: $u = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} \sqrt{s_b}$

$$C\sqrt{Rs_b} = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} \sqrt{s_b}$$

$$C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{6}}$$

Door de situatie zonder ijs (1) en met ijs (2) te nemen en door te stellen dat $R_1 = h_1$ en $R_2 = \frac{1}{2} h_2$ (brede rivier), kan de volgende vergelijking worden gemaakt:

$$\frac{C_1}{C_2} = 2^{\frac{1}{6}} \frac{n_2}{n_1} \left(\frac{h_1}{h_2} \right)^{\frac{1}{6}}$$

Aangezien in Bijlage III.3 gesteld is dat $\frac{h_2}{h_1} = \left(\frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2}}} \right)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{C_1}{C_2} \right)^{\frac{2}{3}}$ (zonder het effect van ijs mee te nemen op de waterstand), kan dit weer worden omschreven naar:

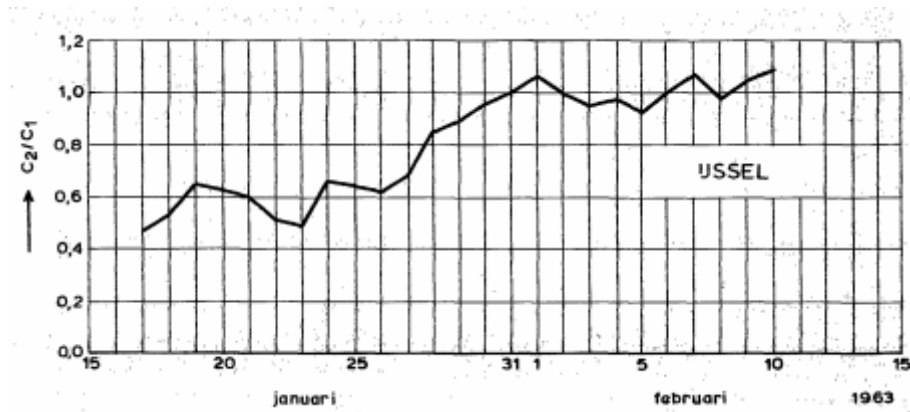
$$\frac{C_1}{C_2} = 2^{\frac{1}{6}} \frac{n_2}{n_1} \left(\left(\frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2}}} \right)^{-\frac{2}{3}} \left(\frac{C_1}{C_2} \right)^{-\frac{2}{3}} \right)^{\frac{1}{6}} = 2^{\frac{1}{6}} \frac{n_2}{n_1} \left(\frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2}}} \right)^{-\frac{1}{9}} \left(\frac{C_1}{C_2} \right)^{-\frac{1}{9}}$$

$$\left(\frac{C_1}{C_2} \right)^{\frac{9}{10}} = \left(\frac{2}{\sqrt{\frac{1}{2}}} \right)^{\frac{1}{6}} \frac{n_2}{n_1}$$

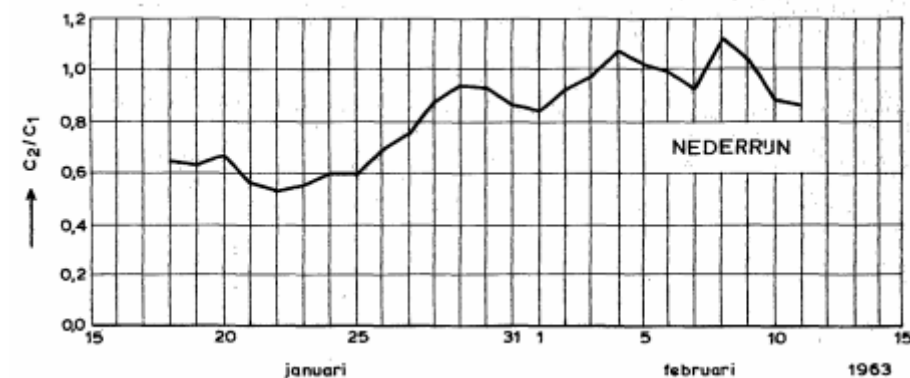
$$\frac{C_1}{C_2} = 2^{\frac{1}{10}} \left(\frac{n_2}{n_1} \right)^{\frac{9}{10}} \approx 1,07 \left(\frac{n_2}{n_1} \right)^{\frac{9}{10}}$$

IV.2. Data Chézy-coëfficiënt

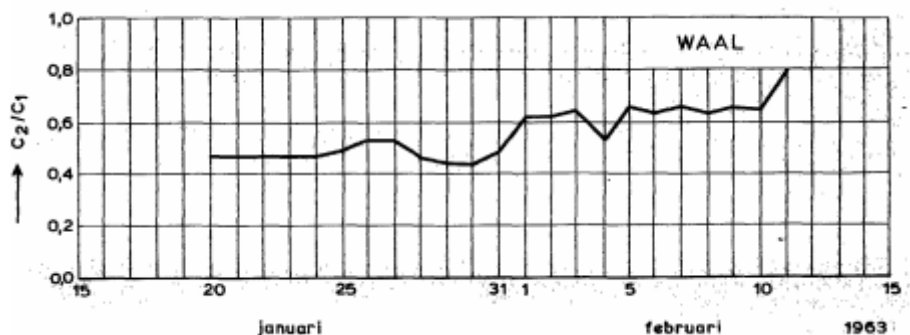
Laboratorium (1976, p. 98) geeft de Chézy coëfficiënt voor de Nederlandse Rijntakken tijdens de ijswinter 1962-1963. Dit is gedaan voor de IJssel, de Waal en de Nederrijn.



Figuur 9 Chézy-coëfficiënt verloop IJssel (Laboratorium (1976, p. 98))



Figuur 10 Chézy-coëfficiënt verloop Nederrijn (Laboratorium (1976, p. 98))



Figuur 11 Chézy-coëfficiënt verloop Waal (Laboratorium (1976, p. 98))

IV.3. Data Manning-coëfficiënt

USACE (1999, p. 4.2) geeft de berekening van de Manning-Coëfficiënt in de vorm van de Belokon-Sabaneev vergelijking weer:

$$n_2 = \left(\frac{n_1^{\frac{3}{2}} + n_i^{\frac{3}{2}}}{2} \right)^{\frac{2}{3}}$$

Waarbij n_1 de Manning-coëfficiënt is voor de situatie zonder ijs en n_i van het ijs zelf. USACE (1999, p. 4.6) geeft vergelijkingen voor de bepaling van de Manning-coëfficiënt van het ijs (n_i) per type ijsdam. Allereerst is de vergelijking voor een dikke (meer dan 0,46 meter) break-up ijsdam gegeven:

$$n_i = 0,0588 \left(\frac{H}{2} \right)^{-0,23} t_i^{0,40} = 0,0690 H^{-0,23} t_i^{0,40}$$

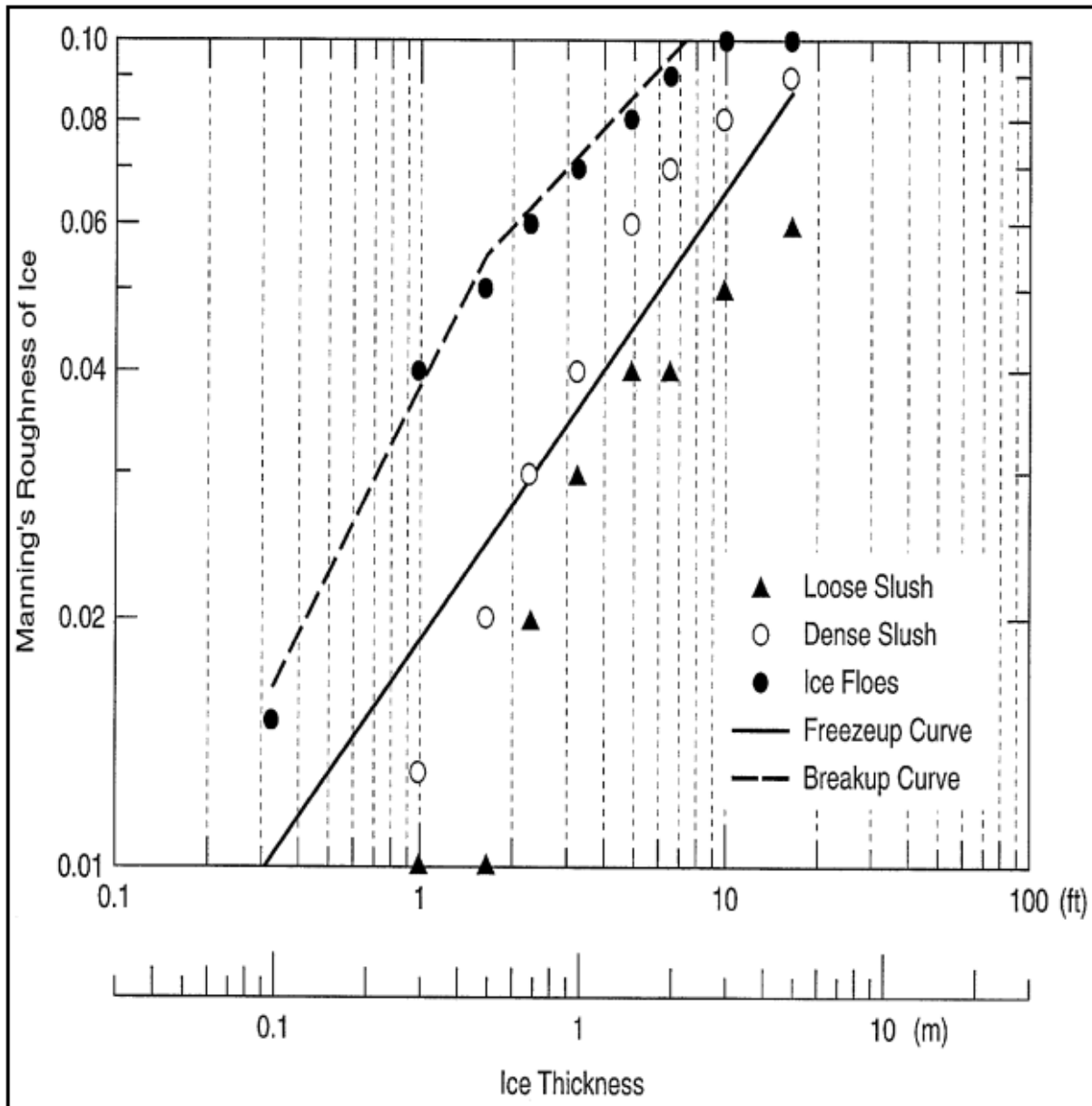
Voor een dunne (minder dan 0,46 meter) break-up ijsdam is de volgende vergelijking weergegeven:

$$n_i = 0,0506 \left(\frac{H}{2} \right)^{-0,23} t_i^{0,77} = 0,0593 H^{-0,23} t_i^{0,77}$$

Voor een opvriezende ijsdam is de volgende vergelijking weergegeven:

$$n_i = 0,0249 \left(\frac{H}{2} \right)^{-0,23} t_i^{0,54} = 0,0292 H^{-0,23} t_i^{0,54}$$

Deze vergelijkingen zijn te zien in onderstaande figuur:



Figuur 12 Manning-coëfficiënt voor ijsdikte en soort ijsdam

Daarnaast is er een tabel met de verschillende waarden van de Manning-coëfficiënt gegeven:

Tabel 3 Verschillende waarden van de Manning-coëfficiënt

Single Ice Layer			
Type of Ice	Condition	Manning n Value	
Sheet ice	Smooth	0.008 to 0.012	
	Rippled ice	0.01 to 0.03	
	Fragmented single layer	0.015 to 0.025	
Frazil ice	New, 0.3-0.9 m (1-3 ft) thick	0.01 to 0.03	
	0.9-1.5 m (3-5 ft) thick	0.03 to 0.06	
	Aged	0.01 to 0.02	
Ice Jams			
Thickness m (ft)	Manning's n Value		
	Loose Frazil	Frozen Frazil	Sheet Ice
0.1 (0.3)	--	--	0.015
0.3 (1.0)	0.01	0.013	0.04
0.5 (1.7)	0.01	0.02	0.05
0.7 (2.3)	0.02	0.03	0.06
1.0 (3.3)	0.03	0.04	0.08
1.5 (5.0)	0.03	0.06	0.09
2.0 (6.5)	0.04	0.07	0.09
3.0 (10.0)	0.05	0.08	0.10
5.0 (16.5)	0.06	0.09	--

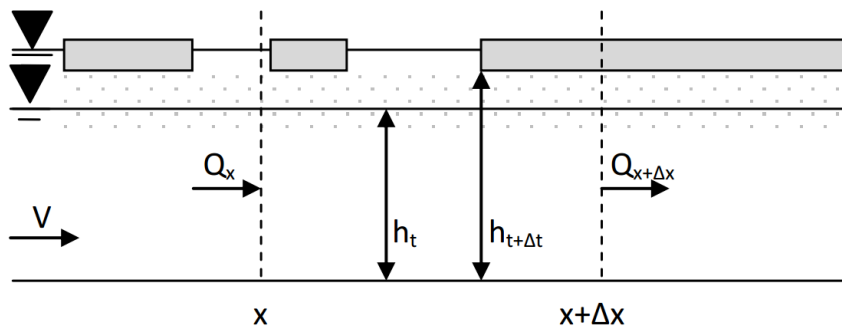
Bijlage V. Stromingsvergelijkingen Dijkstra

In deze bijlage worden verschillende vergelijkingen uitwerkingen die omschreven zijn in het onderzoek van 2012) weergegeven. Dit wordt gedaan voor vergelijkingen voor de ijsgroei en de impact op de waterstand. De vergelijkingen van de ijsgroei komen uit Dijkstra (2012, pp. 81-82) en de vergelijkingen van de impact op de waterstand uit Dijkstra (2012, pp. 79-81). Ze zijn verder onderverdeeld in deelonderwerp.

V.1. Uitwerking Massa- en Impulsbalans

De uitwerkingen van de vergelijkingen van de impact op de waterstand bestaan uit

V.1.1. Omschrijven Massabalans



Figuur 13 Verschillende factoren massabalans

De massa die een riviersectie in stroomt, wordt weergegeven door het debiet.

$$M_{in} = (Q_{w,x} - Q_{w,x+\Delta x})\rho\Delta t + (Q_{i,x} - Q_{i,x+\Delta x})s_i\rho\Delta t$$

$$\approx -\left(\frac{\partial Q_w}{\partial x} + s_i \frac{\partial Q_i}{\partial x}\right)\rho\Delta t\Delta x$$

Vergelijking V.1

Naast het debiet, is de massa ook te omschrijven door middel van de waterstand.

$$M_{in} = (A_{h,t+\Delta t} - A_{h,t})\rho\Delta x + (d_{i,t+\Delta t} - d_{i,t})Bs_i\rho\Delta x$$

$$\approx \left(\frac{\partial A_h}{\partial t} + Bs_i \frac{\partial d_i}{\partial t}\right)\rho\Delta t\Delta x$$

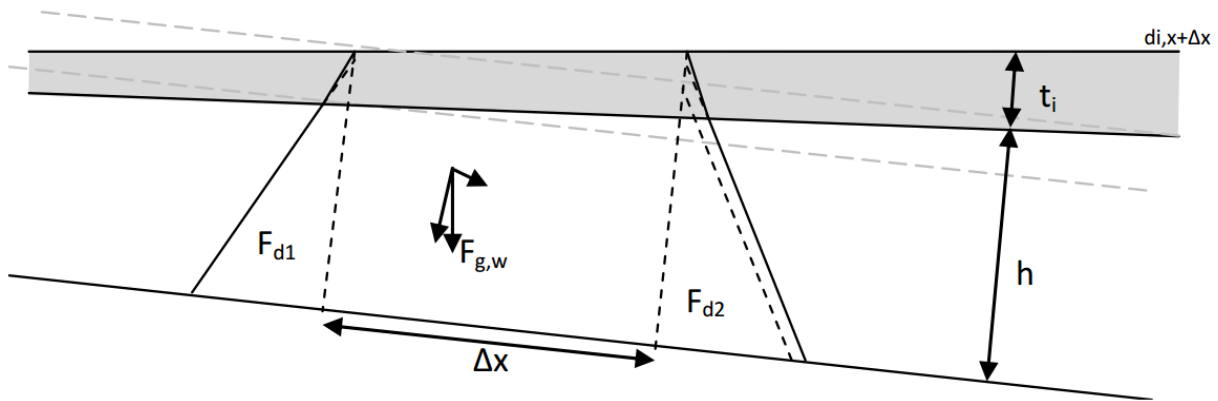
Vergelijking V.2

Door deze samen te voegen, kan de massabalans worden verkregen:

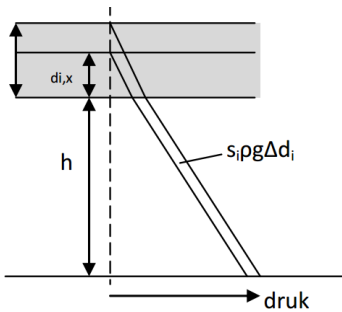
$$\left(\frac{\partial Q_w}{\partial x} + s_i \frac{\partial Q_i}{\partial x}\right) + \left(\frac{\partial A_h}{\partial t} + Bs_i \frac{\partial d_i}{\partial t}\right) = 0$$

Vergelijking V.3

V.1.2. Omschrijven Impulsbalans



Figuur 14 Riviersectie ten behoeve van de impulsbalans



Figuur 15 Druk van het ijs ten behoeve van de impulsbalans

De impulsbalans wordt vastgesteld door de tweede wet van Newton: $\sum F = ma$. Er bevinden zich drie krachten in de stromingsrichting van een riviersectie: hydrostatische kracht, gravitatiekracht en wrijving, waarbij er een deel ontstaat door het water en een deel door het ijs. Aangezien de druk op het ijs wordt gedragen door de kades, worden alleen de krachten meegenomen die gelden op het water. De drukcoëfficiënt kan daarom als volgt worden omschreven:

$$F_{druk} = F_{druk,water} + F_{druk,ijs} = -\rho g A_h \frac{\partial h}{\partial x} \Delta x - s_i \rho g A_h \frac{\partial d_i}{\partial x} \Delta x \quad \text{Vergelijking V.4}$$

$$F_{druk} = -\rho g A_h \frac{\partial (h + s_i d)}{\partial x} \Delta x \quad \text{Vergelijking V.5}$$

De verschillende krachten zijn als volgt weer te geven:

$$F_g = -\rho g A_h s_b \Delta x \quad \text{Vergelijking V.6}$$

$$F_f = -\tau P \Delta x \quad \text{Vergelijking V.7}$$

$$\tau = \frac{\rho g u^2}{C^2} \quad \text{Vergelijking V.8}$$

Daarnaast volgt uit de Chézy-vergelijking dat: $u = C \sqrt{RS_f}$ en kan gebruikt worden dat $A_h = R$. De wrijving kan nu worden omschreven als Vergelijking V.9.

$$F_f = -\rho g A_h S_f \Delta x \quad \text{Vergelijking V.9}$$

S_f is het verhang van het water. Als het waterniveau parallel aan het bodemniveau is, kan het volgende worden aangenomen in combinatie met de Chézy vergelijking: $S_f = \frac{Q^2}{A_h^2 C^2 R}$.

Het impuls zal gesplit moeten worden voor het deel dat door ijs en het deel dat door water wordt bepaald. Hiervoor wordt er voor het ijs een extra factor s_i toegevoegd om te voldoen aan het dichtheidsverschil.

$$\text{Netto ingaande impuls} = -\rho \frac{\partial u(Q_w + s_i Q_i)}{\partial x} \Delta x \quad \text{Vergelijking V.10}$$

$$\text{Impuls riviersectie} = -\rho \frac{\partial u(Q_w + s_i Q_i)}{\partial t} \Delta x \quad \text{Vergelijking V.11}$$

Er wordt aangenomen dat het drijfijis even snel stroomt als het water.

De totale impulsbalans is dan als volgt:

$$\frac{\partial(Q_w + s_i Q_i)}{\partial t} + \frac{\partial u(Q_w + s_i Q_i)}{\partial x} + g A_h \left(\frac{\partial h}{\partial x} + s_i \frac{\partial d_i}{\partial x} + s_b + S_f \right) = 0 \quad \text{Vergelijking V.12}$$

V.2. Uitwerking Drijfijisinstroom

De massabalans voor drijfijis, heeft Dijkstra (2012) bepaald als Vergelijking V.13.

$$\frac{1}{u} \frac{\partial Q_{ijs}}{\partial t} - \frac{Q_{ijs}}{u^2} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial Q_{ijs}}{\partial x} = - \frac{T_l C_w}{\rho_i \lambda} B \left(1 - \frac{Q_{ijs}}{u B d_d} \right) \quad \text{Vergelijking V.13}$$

Waarbij Q_{ijs} de hoeveelheid aankomend drijfijis is en d_d de drijfijis-dikte. Door aan te nemen dat er een evenwicht is (doordat de vorstcondities lang genoeg aanhouden; $\frac{\partial Q_{ijs}}{\partial t} = 0$) en dat de stroomsnelheid constant is in lengte en tijd, wordt de vergelijking nu

$$\frac{dQ_{ijs}}{dx} = - \frac{T_l C_w}{\rho_{ijs} \lambda} B \left(1 - \frac{Q_{ijs}}{u B d_d} \right) \quad \text{Vergelijking V.14}$$

Er zal nu worden aangenomen dat $P = - \frac{T_l C_w}{\rho_{ijs} \lambda}$.

$$\frac{dQ_{ijs}}{dx} = P B - P \frac{Q_{ijs}}{u d_d} \quad \text{Vergelijking V.15}$$

Dit is een gewone lineaire inhomogene differentiaalvergelijking die hieronder wordt opgelost. Het homogene stelsel wordt opgelost met scheiding van variabelen (Vergelijking V.16).

$$\frac{dQ_{ijs}}{dx} + P \frac{Q_{ijs}}{u d_d} = 0 \quad \text{Vergelijking V.16}$$

Na omschrijven en integreren volgt Vergelijking V.17 die opgelost kan worden als Vergelijking V.18. Na omschrijving wordt Vergelijking V.18 Vergelijking V.19.

$$\int \frac{1}{Q_{ijs}} dQ_{ijs} = \int -\frac{P}{ud_d} dx \quad \text{Vergelijking V.17}$$

$$\ln Q_{ijs} = -\frac{P}{ud_d} x + \ln C \quad \text{Vergelijking V.18}$$

$$Q_{ijs}(x) = Ce^{-\frac{P}{ud_d}x} \quad \text{Vergelijking V.19}$$

Door een integratiefactor toe te voegen, kan het inhomogene stelsel worden opgelost. Hiervoor wordt aangenomen dat C een functie is van x (C(x)).

$$\frac{dQ_{ijs}}{dx} = \left[\frac{dC}{dx} + C \left(-\frac{P}{ud_d} \right) \right] e^{-\frac{P}{ud_d}x} \quad \text{Vergelijking V.20}$$

Door Vergelijking V.20 te combineren met Vergelijking V.16, kan Vergelijking V.21 worden bepaald. Door Vergelijking V.21 om te schrijven, wordt Vergelijking V.22 verkregen.

$$\frac{dC}{dx} = PB e^{\frac{P}{ud_d}x} + K \quad \text{Vergelijking V.21}$$

$$C(x) = uBd_d e^{\frac{P}{ud_d}x} + K \quad \text{Vergelijking V.22}$$

Hierin is K een constante, zodat de totale oplossing van de differentiaal vergelijking Vergelijking V.23 is. Door aan te nemen dat op x=0 geen ijs aanwezig is (Q(0)=0; dus $K = -uBd_d$), wordt Vergelijking V.23 Vergelijking V.24.

$$Q_{ijs}(x) = uBd_d + Ke^{-\frac{P}{ud_d}x} \quad \text{Vergelijking V.23}$$

$$Q_{ijs}(x) = uBd_d \left[1 - e^{-\frac{P}{ud_d}x} \right] \quad \text{Vergelijking V.24}$$

Bijlage VI. Uitwerking Modellen

In deze bijlage zijn er voor verschillende modellen uitwerkingen te zien.

VI.1. Modellen USACE

In deze paragraaf zijn de vergelijkingen voor het modelleren van ijsvorming gegeven. Allereerst zijn er basisvergelijkingen voor een vast ijsdek te zien, vervolgens vergelijkingen van ICETHK die in samenwerking met HEC-2 werd gebruikt en ten slotte vergelijkingen van HEC-RAS.

VI.1.1. Basisvergelijkingen Vast Ijsdek

Aangezien de modellen die hierna worden beschreven vergelijkingen ten grondslag hebben die nog niet zijn behandeld in dit onderzoek, zullen die hier worden gegeven (USACE (1999, pp. 4.2 - 4.7)).

$$\text{Overdrachtscoëfficiënt: } K_i = \frac{1,486}{n_c} A_i R_i^{\frac{2}{3}}$$

K_i gereduceerd met 37%.

$$\text{Bij ijssdam over gehele breedte rivier krachtenbalans: } \frac{d\bar{\sigma}_x d_i}{dx} + \frac{2\tau_b d_i}{B} = \rho_i g I + \tau_i$$

$$\text{Die kan worden omgeschreven naar: } \frac{d d_i}{dx} = \frac{1}{2 \tan^2\left(45^\circ + \frac{\alpha}{2}\right) (1/2) \rho_i g (1-s)(1-e)} \left(\rho_i g I + \frac{\tau_i}{t} \right) \frac{\tan(\alpha) k_1 d_i}{B}$$

Voor verandering in de ruwheid, zie Bijlage IV..

VI.1.2. ICETHK

Op basis van USACE (1999, pp. 4.8 - 4.9) zal ICETHK worden beschreven. Het wordt gebruikt om een ijssdam te beschrijven, in samenwerking met HEC-2. Door hydrologische berekeningen te gebruiken vanuit HEC-2, wordt er een ijsdikte en ijsruwheid geschat voor de lengte van een rivier. Met deze gegevens wordt HEC-2 opnieuw gerund, zodat er een output ontstaat die rekening houdt met het ijsdek. Dit wordt herhaald, totdat de verschillen tussen de berekeningen van ICETHK en HEC-2 acceptabel klein zijn.

Op basis van de krachtenbalans in Bijlage VI.1.1, wordt aangenomen dat de interne sterkte en kracht op de oevers de krachten houden die benedenstrooms op het ijsdek worden gezet. Deze krachten worden onderverdeeld in de schuifkracht doordat het water onder het ijs schuurt en de zwaartekracht door het gewicht van het ijsdek. Of de sterkte van de ijssdam groot genoeg is, wordt bepaald door de ijsdikte en interne kracht. Bij ICETHK wordt dit berekend op basis van drie processen: juxtapositie (kritisch Froude-getal), brede ijssdam en erosie. Voor een brede ijssdam kan de volgende vergelijking dan direct worden opgelost, zodat berekent kan worden wat de ijsdikte zal zijn:

$$\mu \left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_w} \right) \rho_i g d_i^2 - (g \rho_i I B - 2 C_i) d_i - \tau_i B = 0$$

Waarbij $\mu = 0,8 - 1,3$ (Interne Kracht)

$C_i = 0$ (breakup) – 958 (freezeup) Pa (Cohesie factor)

Bij ijs in de uiterwaarden wordt er aangenomen dat de schuifkracht tussen het ijs van de uiterwaarde en het ijs in het kanaal even groot is als de schuifkracht tussen het ijs in het kanaal en de oevers.

De structuur van het opereren tussen ICETHK en HEC-2 is als volgt: ICETHK leest de hydrologische data die als output is gekomen van HEC-2, vervolgens wordt de ijsdikte en ijsruwheid

bepaald, dan wordt de erosie berekend, dan de verdikking door juxtapositie, de in elkaar gedrukte dikte wordt dan berekend, als ijsdikte wordt de grootste ijsdikte genomen ten gevolge van juxtapositie of in elkaar drukken, daarna wordt de ruwheid uit de nieuwe ijsdikte berekend en hier komt een waterstand uit. Als deze hoger is dan die van het kanaal, wordt het proces herhaald voor de uiterwaarden. De output van het ICETHK model wordt vervolgens de input van het HEC-2 model.

VI.1.3. HEC-RAS

Door gebruik te maken van de krachtenbalans in Bijlage VI.1.1, wordt de ijsdamdikte berekend. Om de nieuwe krachtenbalans te bepalen, wordt gebruik gemaakt van de volgende vergelijking om schuifkracht te berekenen: $\tau_i = \rho g R_2 I$. De nieuwe krachtenbalans wordt vervolgens bepaald door een doorsnede van de ijsdam verondersteld te kennen door de volgende formule:

$$d_{ijsdam;stroomafwaarts} = d_{ijsdam;stroomopwaarts} + ((F_{stroomopwaarts} + F_{stroomafwaarts})/2) * L$$

Hierna wordt er op basis van een aantal aannames gekeken of de waarden voldoen. Als dit niet het geval is worden er verschillende iteraties gemaakt (USACE (1999, pp. 4.9 - 4.13)).

VI.2. Vergelijkingen IJsmodule Delft3D

In deze bijlage zullen de vergelijkingen worden gegeven die gebruikt zijn voor de conceptuele ijsmodule van Delft3D op basis van de Goede et al. (2014). Dit is een ijsmodule die vooral voor regionale schaal is gemaakt, aangezien er enkel modellen zijn gemaakt die op zeer grote (oceanische) of zeer lokale (op een constructie) schaal opereren. Deze module werkt in samenwerking met Delft3D. Dit betekent dat het model samenwerkt met alle onderdelen van Delft3D, wat een belangrijk voordeel is. De ijsmodule is een zeeijsmodule, die getest is voor een aantal Nederlandse meren en Fountain Lake in Minnesota, USA.

Er zijn veel zeeijsmodellen te vinden in de literatuur, maar deze gaan in meer of mindere mate uit van hetzelfde concept. Deze ijsmodule is een combinatie van een thermodynamisch model op basis van een ijslaag met sneeuw (Semtner (1976)) en een dynamisch model gebaseerd op de elastisch-viskeus-plastisch (EVP) zeeijs reologie van Hunke & Dukowicz (1997) en de visceus-plastische reologie van Hibler (1979). De ijsmodule is gebaseerd op bestaande kennis dat wordt gezien als “bewezen technologie” en op software dat open-source is. Zo is er veel gebruik gemaakt van het Louvain-la-Neuve sea-ice model (LIM; Lietaer et al. (2008)). De ijsmodule zou kort na het rapport van de Goede et al. (2014) open-source worden, zodat ook andere lastige eigenschappen van het ijs, toegevoegd kunnen worden aan het model.

Delft3D-FLOW is geformuleerd in orthogonale curvilineaire coördinaten voor een vlak en in sferische coördinaten voor rondingen. De transportvergelijking is te zien in Vergelijking VI.1 en is voor het gemak gegeven in cartesische coördinaten voor het horizontale vlak en σ -coördinaten voor het verticale vlak.

$$\begin{aligned} \frac{\partial[HC]}{\partial t} + \frac{\partial[HuC]}{\partial x} + \frac{\partial[HvC]}{\partial y} + \frac{\partial(\omega C)}{\partial \sigma} \\ = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(D_h H \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_h H \frac{\partial C}{\partial y} \right) \right] + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[D_v \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right] \\ + -\lambda_d(d + \zeta)C + S \end{aligned} \quad \text{Vergelijking VI.1}$$

Hierbij stelt λ_d het eerste-orde verval proces met als snelheidscomponenten: $u(x,y,\sigma,t)$, $v(x,y,\sigma,t)$ en $\omega(x,y,\sigma,t)$ voor respectievelijke het horizontale vlak (x en y) en verticale σ -richtingen. Daarnaast is $C(x,y,\sigma,t)$ de concentratie, $H(x,y)$ de waterdiepte, $D_{(h,v)}$ de horizontale diffusie en t de tijd. S laat de bron en afname termen zien, en is te berekenen met Vergelijking VI.2.

$$S = (d + \zeta)(q_{in}C_{in} - q_{out}C) + Q_{tot} \quad \text{Vergelijking VI.2}$$

Hierbij is q_{in} en q_{out} de hoeveelheid water dat in en uit gaat, en is Q_{tot} de totale hoeveelheid warmte dat eruit gaat via het vrije oppervlak.

De massabalans voor ijs en sneeuw is te zien in Vergelijking VI.3 en Vergelijking VI.4.

$$\frac{\partial(Ah_i)}{\partial t} + \frac{\partial(u_iAh_i)}{\partial x} + \frac{\partial(v_iAh_i)}{\partial y} = S_{ice} + D_{ice} \quad \text{Vergelijking VI.3}$$

$$\frac{\partial(Ah_s)}{\partial t} + \frac{\partial(u_iAh_s)}{\partial x} + \frac{\partial(v_iAh_s)}{\partial y} = S_{ice} + D_{ice} + Q_{snow} \quad \text{Vergelijking VI.4}$$

Het model bestaat uit drie grootheden, namelijk $h_i(x,y,t)$ de ijsdikte, $h_s(x,y,t)$ de sneeuwdikte en $A(x,y,t)$ de ijsconcentratie. $u_i(x,y,t)$ en v_i zijn de snelheden van het ijs in het horizontale vlak. De hoeveelheid neerslag in de vorm van sneeuw is gegeven door Q_{snow} . De ijsconcentratie is te berekenen met behulp van Vergelijking VI.5.

$$\frac{\partial(A)}{\partial t} + \frac{\partial(u_iA)}{\partial x} + \frac{\partial(v_iA)}{\partial y} = S_A + D_A \quad \text{Vergelijking VI.5}$$

Hierbij is $0 \leq A \leq 1$. De ijsconcentratie geeft de fractie ijs aan op een cel dat bedekt is met ijs. Door horizontale verplaatsing is het mogelijk dat maar een deel van de cel bedekt is met ijs. Daarnaast is S de thermodynamische factor en D de diffusie factor voor Vergelijking VI.3 t/m Vergelijking VI.5.

Via de momentumvergelijkingen (Vergelijking VI.6 en Vergelijking VI.7) kunnen de ijssnelheden (u_i en v_i) worden berekend. Hierbij is λ_d de waterlevatie, f the Corioliskracht, M_i de massa van het ijs, g de gravitatieversnelling, F the interne spanning (op basis van Hibler (1979)) en τ_l en τ_w zijn respectievelijk de lucht en water krachten.

$$M \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial(u_i u_i)}{\partial x} + \frac{\partial(v_i u_i)}{\partial y} - f v_i \right\} = Mg \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_l^x + \tau_w^x + F^x \quad \text{Vergelijking VI.6}$$

$$M \left\{ \frac{\partial v_i}{\partial t} + \frac{\partial(u_i v_i)}{\partial x} + \frac{\partial(v_i v_i)}{\partial y} - f u_i \right\} = Mg \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_l^y + \tau_w^y + F^y \quad \text{Vergelijking VI.7}$$

Ijs beweegt en vervormt onder invloed van wind, waterstroming en interne krachten. De windkracht op ijs kan berekend worden door middel van Vergelijking VI.8.

$$\tau_l^x = \rho_l C_d U_{10}^2 \quad \text{Vergelijking VI.8}$$

Hierbij is ρ_l de dichtheid van de lucht, C_d de winddrag-coëfficiënt en U_{10} de windsnelheid in x-richting 10 meter boven het ijs.

De interne spanning (F) bevat ook de druksterkte van het ijs (P) die kan worden berekend door middel van Vergelijking VI.9.

$$P = p^* \times h_i e^{-C(1-A)} \quad \text{Vergelijking VI.9}$$

Hierbij zijn p^* en C empirische constanten van respectievelijk $2,5 \cdot 10^4$ en 20.

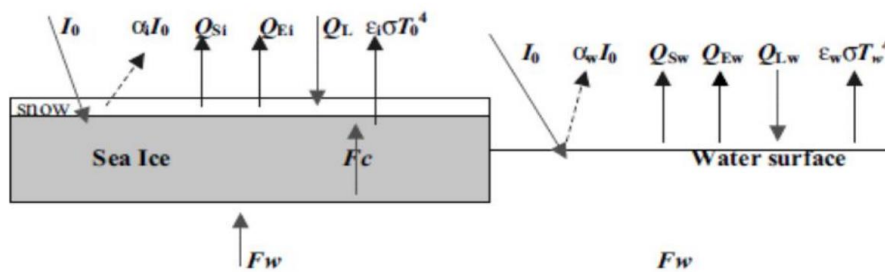
De x-component van de ijs-waterspanning is te berekenen door Vergelijking VI.10.

$$\frac{\tau_w^x}{\rho_w} = \frac{k u_*}{\ln\left(-\frac{z}{z_0}\right)} (u_i - u_w) \quad \text{Vergelijking VI.10}$$

Hierbij is u_w de stroming van de bovenste laag bij het oppervlak. De y-component van de ijs-waterspanning is op eenzelfde manier te berekenen.

VI.2.1. Thermodynamische model

Het thermodynamische model modelleert de verticale aangroei en afname van het ijs. In Figuur 16 is een overzicht van de warmtecomponenten te zien. De linkerkant laat de componenten van deze ijsmodule zien, waar de rechterkant de componenten van het temperatuurmodel van Delft3D-FLOW laat zien. Het thermodynamische model van de ijsmodule gaat over de interactie tussen ijs, water en de atmosfeer en is gebaseerd op een één laags-ijsmodel met een sneeuwlaag.



Figuur 16 Diagram van de ijsmodule (links) en het temperatuurmodel van Delft3D (rechts)

De “heat flux” op het ijsoppervlak is naast Figuur 16 ook in Vergelijking VI.11 te zien.

$$Q_{tot} = I_0 + Q_{ai} - Q_{br} - Q_{ei} - Q_{si} \quad \text{Vergelijking VI.11}$$

Hierbij is I_0 de netto zonnestraling (kortgolvig), Q_{ai} is de netto atmosferische straling (langgolvig), Q_{br} is de terugstraling vanuit het ijs (“Back radiation”; langgolvig), Q_{ei} is de verdampings “heat flux” (latente warmte) en Q_{si} is de convectieve “heat flux” (voelbare warmte). Een gedetailleerde uitleg van deze termen is te vinden in de gebruikshandleiding van Delft3D-FLOW. Q_{ai} is te berekenen door middel van Vergelijking VI.12.

$$Q_{ai} = (1 - r) \epsilon \sigma T_l^4 g(F_c) \quad \text{Vergelijking VI.12}$$

Hierin is r de reflectie coëfficiënt (albedo-effect) en ϵ is de emissiefactor van ijs.

In het numerieke zeeijsmodel wordt aangenomen dat de temperatuur in de ijslaag lineair is. Daarnaast wordt er aangenomen dat de thermische geleidbaarheid van ijs (k_i) constant is. Hierdoor kan door middel van Vergelijking VI.13 de totale doorgelaten warmte worden berekend.

$$Q_{tot} = -\frac{k_i (T_l - T_f)}{h_i} \quad \text{Vergelijking VI.13}$$

Om T_l te bepalen, kan T_l worden gedefinieerd als Vergelijking VI.14 en Vergelijking VI.12 kan worden gelineariseerd door middel van Vergelijking VI.15.

$$T_l = T_{l,t} = T_{l,t-1} + \Delta t \quad \text{Vergelijking VI.14}$$

Waarbij T_i één tijdseenheid terug de waarde van $T_{i,t-1}$ had.

$$T_i^4 = (T_{i,t-1})^4 + 4(T_{i,t-1})^3 \Delta t \quad \text{Vergelijking VI.15}$$

T_i kan nu door iteratie worden bepaald. Volgens de Goede et al. (2014) is twee of drie iteraties genoeg. Door Vergelijking VI.13 terug te substitueren, kunnen de netto atmosferische straling (van Vergelijking VI.12) en de totale heat flux (van Vergelijking VI.11) worden gemodelleerd.

Bij een laag sneeuw wordt de thermische geleidbaarheid (k_i) verandert door middel van Vergelijking VI.16, zodat de dikte (d_s) en thermische geleidbaarheid (k_s) van sneeuw wordt meegenomen.

$$k_i = \frac{k_i k_s}{d_i k_s + d_s k_i} \quad \text{Vergelijking VI.16}$$

Hierbij worden er waarden van 2,04 W/(mK) voor k_i en 0,31 W/(mK) voor k_s aangehouden. De iteratiemethode die hierboven wordt beschreven, is veel gebruikt in zeeijsmodellen.

De warmte uitwisseling tussen water en ijs voor cellen waar ijs aanwezig is, kan worden vastgesteld door middel van Vergelijking VI.17.

$$Q_{ice_water} = -C_{Tz}(T_f - T_s) \quad \text{Vergelijking VI.17}$$

Hierbij is T_s de watertemperatuur van de bovenste laag. De warmte uitwisselingscoëfficiënt is gegeven door Vergelijking VI.18.

$$C_{Tz} = \frac{u_*}{B_T + P_{rt} \ln(-z/z_0)/k} \quad \text{Vergelijking VI.18}$$

Hierbij is u_* de frictiesnelheid, P_{rt} het turbulente Prantl-getal, z de verticale coördinaat van de temperatuur T , z_0 is de ruwheidslengte en k is de Von Karman constante. De moleculaire tussenlaagcorrectie B_T is te berekenen door Vergelijking VI.19.

$$B_T = P_{rt} 3 \sqrt{z_0 u_* / \nu} P_t^{\frac{2}{3}} \quad \text{Vergelijking VI.19}$$

Hierin is P_{rt} het moleculaire Prantl-getal en ν de kinematische viscositeit.

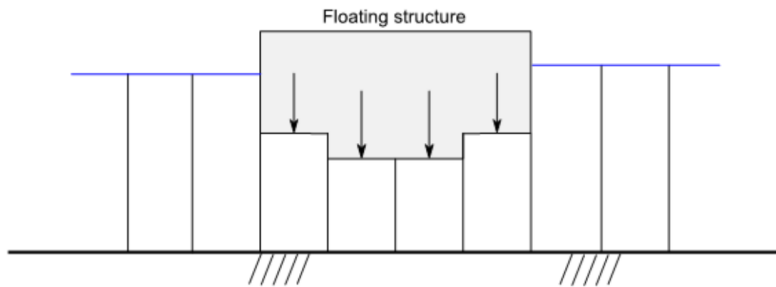
VI.2.2. Dynamische ijsmodel

Voor de ijsmodule van Delft3D wordt er gebruik gemaakt van software van het LIM 3 systeem om de momentum vergelijkingen (Vergelijking VI.6 en Vergelijking VI.7). LIM focust op ongestructureerde “meshes”, maar heeft ook een component van gestructureerde “meshes”, met gebruik van een Arakawa-C grid staggering. Hierbij wordt er gebruik gemaakt van LIMRHG.F90 en LIMADV.F90 (subroutines) om de momentum vergelijkingen op te lossen. Deze subroutines zijn aangepast om te passen in Delft3D en voor ADI (Alternating Direction) time integration method of Delft3D-FLOW.

Het numerieke schema van Prather (1986) wordt gebruikt om de advection van zeeijs door de het horizontale bewegingsveld te modelleren. Hierbij wordt het behoud van de tweede-orde momenten gemodelleerd en het is niet-diffuus. Dit model is duur, maar heeft bewezen precies te zijn in de transport van een dek van ijs en sneeuw (Vancoppenolle et al. (2012)).

VI.2.3. Eigenschappen ijsmodule

Deze ijsmodule in Delft3D-FLOW is bedoeld voor zeeijs en is geïmplementeerd als een “floating structure”. Dit wordt al gebruikt binnen Delft3D-FLOW om platforms en schepen te modelleren. Een dwarsdoorsnede is te zien in Figuur 17. Hierbij wordt er gebruik gemaakt van de “rigid lid” benadering, waarbij er van wordt uitgegaan dat de stroming zich onder het ijs bevindt en dat de wind niet op het water maar op het ijs reageert (van Vergelijking VI.6 en Vergelijking VI.7).

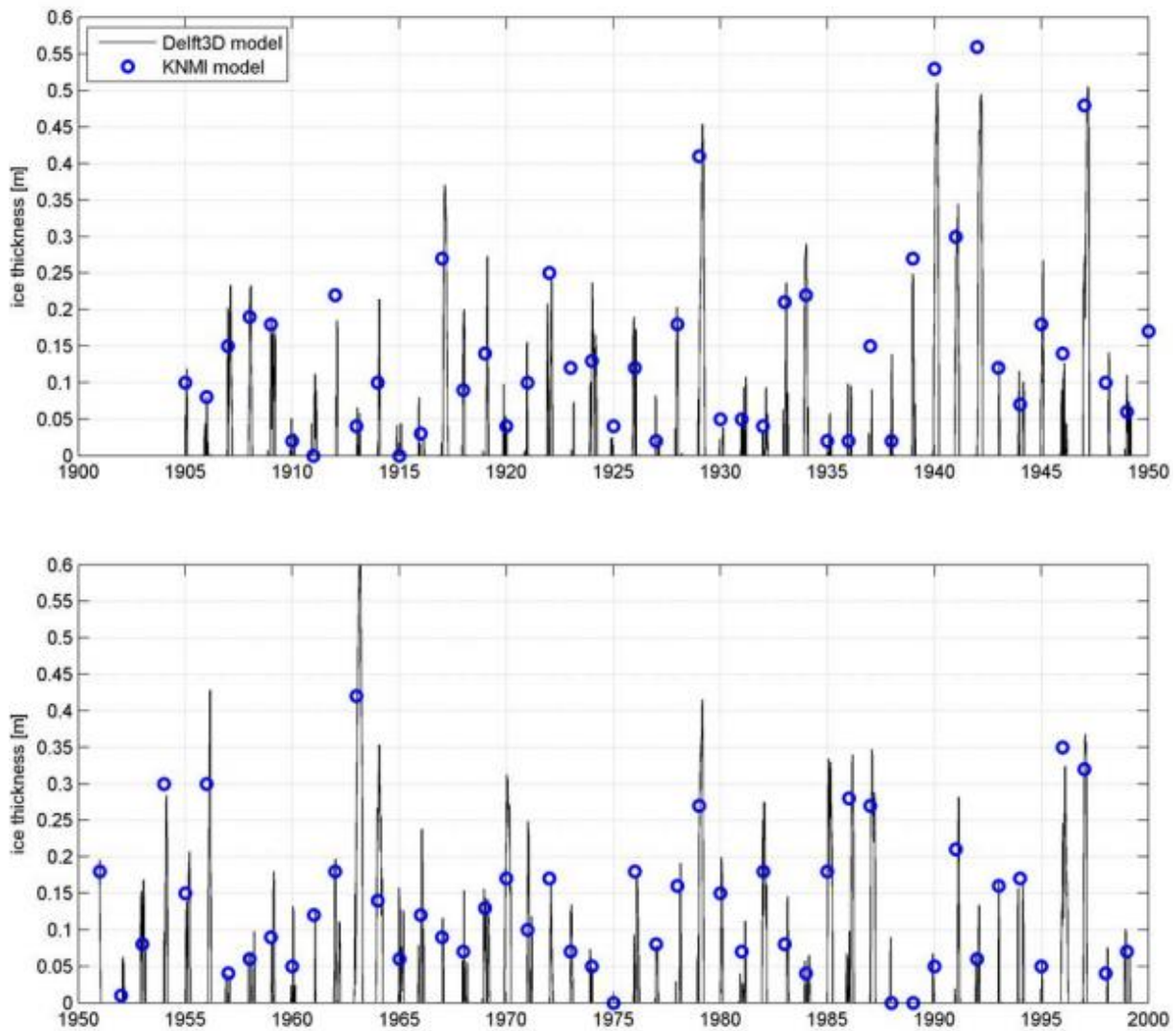


Figuur 17 Dwarsdoorsnede "Floating Structure"

Voor de ijsmodule worden de volgende parameters als input gebruikt:

- Windsnelheid (m/s)
- Luchttemperatuur (°C)
- Relatieve luchtvochtigheid (%)
- Bewolking (%)
- Sneeuwval (m/s)

De ijsmodule is gevalideerd door voor verschillende Nederlandse ijswinters te berekenen wat het model doet voor bepaalde locaties en dit te vergelijken met het KNMI model (Figuur 18). Hieruit kwam een acceptabele overeenkomst tussen de modellen. De verschillen werden waarschijnlijk voornamelijk veroorzaakt door gebrekkig zicht op de input (in het bijzonder voor de sneeuwval). Daarnaast is er berekend voor het meer IJssel wat de ijsgroei zou zijn, wat vervolgens overeenkwam met visuele elementen van het ijs. Ook is er gemodelleerd wat de ijsgroei zou zijn voor Fountain Lake, Minnesota. Hierbij kwamen het grotendeels overeen met de werkelijke waarden (zie Tabel 4).

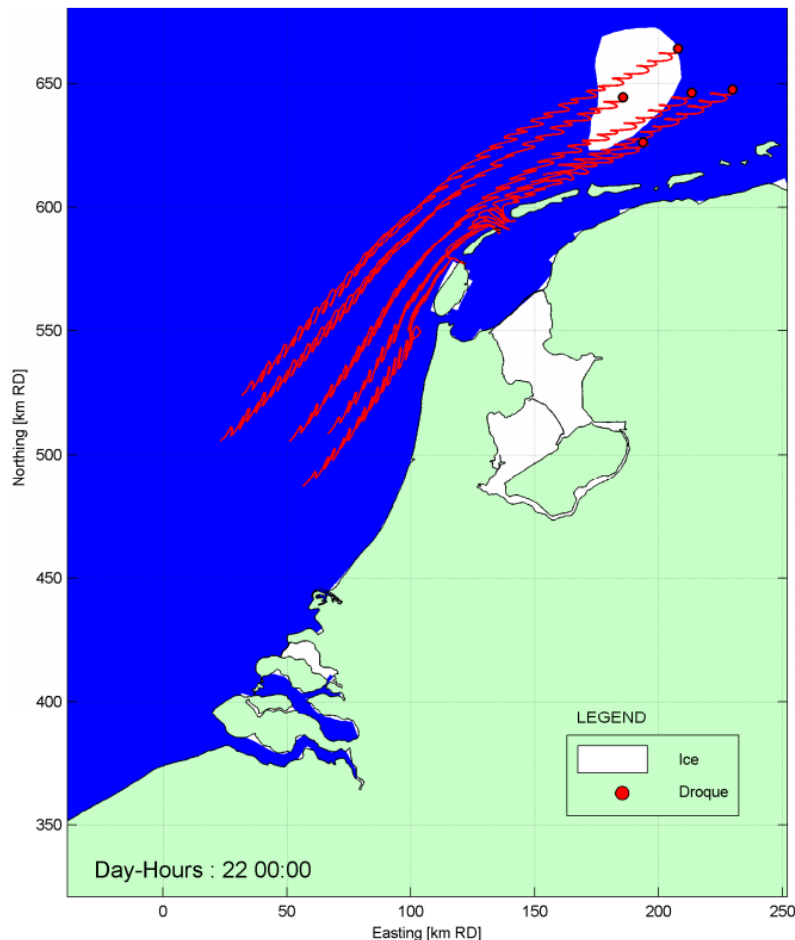


Figuur 18 Vergelijking ijsmodule met KNMI-model door middel van Nederlandse ijswinters

Tabel 4 Validatie ijsmodule Fountain Lake, Minnesota

Location	Measured	Computed
1	0.75	0.60
2	0.75	0.65
3	0.60	0.70
4	0.50	0.75
5	0.60	0.75
6	0.60	0.75
7	0.50	0.55
8	0.60	0.75
9	0.60	0.75
10	0.60	0.75

Naast de bovenstaande validatie voor het thermodynamische model (niet het dynamische model aangezien getijden en wind geen rol speelden), is ook het dynamische model getest. Hierbij is er gemodelleerd wat een ijschots in de Noordzee doet. Hierbij is het thermodynamische model uitgeschakeld. Om te valideren wordt er gebruik gemaakt van “drogues” (punten die enkel meegaan met de stroming), zodat de beweging van het ijsdek vergeleken kan worden met deze drogues. Uit de resultaten blijkt dat de “drogues” en het ijsdek goed overeen komen (Figuur 19).



Figuur 19 Validatie dynamisch model ijsmodule met behulp van "Drogues" (zuidwesterwind)

VI.3. Vergelijkingen De Bruin en Wessels Model

In deze bijlage zijn de vergelijkingen gegeven van het eenvoudige model van het KNMI, gebaseerd op Bruin & Wessels (1990), Bruin & Wessels (1988) en Holtslag & Ulden (1983).

Dit model is een simpele weergave van ijsvorming. Zo is het enkel bedoeld voor ijsvorming op stilstaand water. Er wordt vooral ingezoomd op de stralingsbalans en de stabiliteit van de lucht net boven het wateroppervlak. Ook wordt er gekeken naar het effect van sneeuw. Volgens KNMI (2015) geeft dit model voor simpele situaties even goede resultaten als FLake. Het model is dan ook vooral voor het voorspellen van de dikte van ijs voor schaatsters, maar kan ook worden gebruikt voor hydrologische studies in het kader van meren en reservoirs. Hierbij is het bruikbaar tot een ijsdikte van 20 cm. Daarnaast gaat dit model er van uit dat ijsvorming net is begonnen.

VI.3.1. IJsgroei

Aangezien dit model er vanuit gaat dat ijsvorming al is begonnen, zal dat moment moeten worden bepaald met een ander model. Dit kan bijvoorbeeld met die van Keijman (1974).

De ijsgroei kan bepaald worden met Vergelijking VI.20.

$$\frac{\partial d_i}{\partial t} = -\frac{G + Q_w}{\rho_i \Delta \lambda_v} - \frac{E}{\rho_i} \quad \text{Vergelijking VI.20}$$

Hierbij is G de totale warmte die wordt toegevoegd in de vorm van de verticale warmte toevoer (H) en de verdamping van water (E). Als er warmte wordt toegevoegd, is G positief. Q_w is de verandering in

warmte (heat flux density) en is ook positief als er warmte wordt toegevoegd. Na een ijsdek kan er ook warmte worden toegevoerd vanuit de bodem. Daarnaast is het water op de bodem waarschijnlijk 4 °C. Hier moet rekening mee worden gehouden, aangezien die warmte ook naar boven zal trekken (bij verschil van 4 K; $Q_w = 2,4/h_w \text{ W/m}^2$).

G kan worden omschreven in Vergelijking VI.21 en Vergelijking VI.22. Waarbij A is te berekenen als te zien in Vergelijking VI.23 en T_e als in Vergelijking VI.24.

$$G = Q^* - H - \lambda_{sub}E \quad \text{Vergelijking VI.21}$$

$$G = Q_n^* + A(T_i - T_s) = A(T_e - T_s) \quad \text{Vergelijking VI.22}$$

$$A = 4\epsilon_s\sigma T_i^3 + \frac{\rho c_p \left(1 + \frac{s}{\gamma}\right)}{r_a} \quad \text{Vergelijking VI.23}$$

$$T_e = T_i + Q_n^*/A \quad \text{Vergelijking VI.24}$$

Hierbij is A de warmtewisselingscoëfficiënt, ϵ de langgolvlige straling vanuit ijs ($\epsilon=0,95$) en σ is de Stefan-Boltzmann constante. r_a is de aerodynamische weerstand tussen het ijs en de lucht voor de verdamping en warmteverplaatsing. Daarnaast is Q^* de netto warmte en Q_n^* de netto warmte bij $T_s = T_i$ (verder behandeld in VI.3.4). s is de afgeleide van de “saturation water vapor pressure” met $T=T_i$. Daarnaast is γ berekend in Vergelijking VI.25.

$$\gamma = \frac{p_l c_p}{0,62\lambda_{sub}} \quad \text{Vergelijking VI.25}$$

Hierbij is λ_{sub} de latente warmte van de sublimering van water. De verhouding verdamping en droge lucht is 0,62.

Aangezien er een lineair temperatuurprofiel wordt aangenomen (warmte capaciteit ijslaag wordt genegeerd) en de temperatuur aan het water-ijsoppervlak gelijk is aan het vriespunt, kan het verschil in warmte (G) worden omschreven als Vergelijking VI.26. Daaruit volgt door Vergelijking VI.22 ook Vergelijking VI.27, Vergelijking VI.28 en Vergelijking VI.29.

$$G = \left(\frac{k_i}{h_i}\right)(T_s - T_f) \quad \text{Vergelijking VI.26}$$

$$G = A'(T_e - T_f) \quad \text{Vergelijking VI.27}$$

$$T_s = T_f + \left(\frac{A'h_i}{k_i}\right)(T_e - T_f) \quad \text{Vergelijking VI.28}$$

$$\frac{1}{A'} = \frac{1}{A} + \frac{h_i}{k_i} \quad \text{Vergelijking VI.29}$$

Voor Vergelijking VI.28 is het belangrijk dat T_s nooit groter wordt dan T_f . Voor de kortgolvlige straling bij sneeuwvrij ijs moet Vergelijking VI.26 worden herschreven naar Vergelijking VI.30.

$$T_s = T_f + \left(\frac{A'h_i}{k_i}\right)\left(T_e - T_f - \frac{S}{A}\right) \quad \text{Vergelijking VI.30}$$

Waarbij $S=75\%$, aangezien 75% van de kortgolvlige straling in één keer het water bereikt.

Door Vergelijking VI.27 te voegen in Vergelijking VI.20, wordt Vergelijking VI.31 verkregen.

$$\lambda_v \rho_i \frac{dh_i}{dt} = -A'(T_e - T_f) - Q_w - \lambda_v E \quad \text{Vergelijking VI.31}$$

Vergelijking VI.31 kan worden geïntegreerd naar Vergelijking VI.32 als A constant is over het tijdsinterval en Q_w klein is. Hierbij is $\bar{T}_e$ het gemiddelde voor de tijdsinterval.

$$h_i(t) = -\frac{k_i}{A} + \sqrt{\left(h_i(t_0) + \frac{k_i}{A}\right)^2 - \frac{2k_i(t - t_0)(\bar{T}_e - T_f)}{\rho_i \lambda_v}} \quad \text{Vergelijking VI.32}$$

VI.3.2. Dooi

Vergelijking VI.31 moet dan omgeschreven worden naar Vergelijking VI.33, aangezien $T_s = T_f$.

$$\lambda_v \rho_i \frac{dh_i}{dt} = -A(T_e - T_f) - Q_w \quad \text{Vergelijking VI.33}$$

Ook hier kan worden aangenomen dat A constant is over het tijdsinterval en Q_w klein, zodat Vergelijking VI.33 kan worden geïntegreerd naar Vergelijking VI.34.

$$h_i(t) = h_i(t_0) - \frac{A(t - t_0)(T_e - T_f)}{\rho_i \lambda_v} \quad \text{Vergelijking VI.34}$$

VI.3.3. Bepaling Warmtewisselingscoëfficiënt

Voor de bepaling van de warmtewisselingscoëfficiënt A zijn er veel praktische en theoretische problemen. Hierbij hebben Bruin & Wessels (1988) A vastgesteld als Vergelijking VI.35.

$$A = \begin{cases} 4\epsilon_s \sigma T_i^3 + 2,5\mu_{10} & \text{als } T_s \leq T_a \\ 4\epsilon_s \sigma T_i^3 + 2,5\mu_{10} \sqrt{1 + \frac{10(T_s - T_a)}{(\mu_{10})^2}} & \text{als } T_s > T_a \end{cases} \quad \text{Vergelijking VI.35}$$

Hierbij is μ_{10} de windsnelheid op 10 meter hoogte.

VI.3.4. Stralingsbalans

De netto straling bij $T_s = T_f(Q_n^*)$, kan worden omschreven als Vergelijking VI.36.

$$Q_n^* = (1 - a)K^+ - \epsilon_s \sigma T_i^4 + \epsilon_s L^+ \quad \text{Vergelijking VI.36}$$

Hierbij is a het albedo-effect (verhouding teruggeslaan zonlicht; verdere beschrijving in VI.3.5) en zijn K^+ (Vergelijking VI.37) en L^+ (Vergelijking VI.38) de inkomende kortgolvlige straling. Hierbij zijn de waarden van Vergelijking VI.37 gehaald uit Holtslag & Ulden (1983).

$$K^+ = 1353(0,60 + 0,22 \sin(\varphi))\sin(\varphi)(1 - 0,7N^2) \quad \text{Vergelijking VI.37}$$

$$L^+ = \epsilon_a \sigma T_a^4 + 60N - 42(N - N') \quad \text{Vergelijking VI.38}$$

Hierbij is N de hoeveelheid bewolking. ϵ_a kan berekend worden aan de hand van Satterlund (1979).

$$\epsilon_a = 1,08(1 - \exp(-e^{\frac{T_a}{2016}})) \quad \text{Vergelijking VI.39}$$

Deze waarde is getest door Bruin & Wessels (1988) waar vervolgens Vergelijking VI.40 uit kwam.

$$\epsilon_a = 0,71 + 0,004(T_a - 260) \quad \text{Vergelijking VI.40}$$

VI.3.5. Invloed Sneeuw

Ook de invloed van sneeuw kan worden meegenomen in dit model. Hierbij wordt A' veranderd door middel van Vergelijking VI.41.

$$\frac{1}{A'} = \frac{1}{A} + \frac{d_i}{k_i} + \frac{d_s}{k_s} \quad \text{Vergelijking VI.41}$$

Hierbij is aangenomen dat het isolerende effect van sneeuw gecompenseerd wordt door het albedo-effect. De warmtegeleidbaarheid van sneeuw kan berekend worden met Vergelijking VI.42.

$$k_s \approx 3,10^{-6} \rho_s^2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1} \quad \text{Vergelijking VI.42}$$

De sneeuwdikte kan berekend worden met Vergelijking VI.43.

$$d_s = \sum_{j=1}^J \frac{R_j}{\rho_s} \quad \text{Vergelijking VI.43}$$

Waarbij R_j de hoeveelheid neerslag is tijdens stap j en ρ_j de bijbehorende dichtheid. De effectieve warmtegeleidbaarheid kan vervolgens berekend worden met Vergelijking VI.44.

$$\frac{d_s}{k_s} = \sum_{j=1}^J \frac{d_j}{k_{sj}} \approx \sum_{j=1}^J \frac{R_j}{k_{sj} \rho_s} \quad \text{Vergelijking VI.44}$$

Om de dichtheid te bepalen, wordt er aangenomen dat die begint bij die van verse sneeuw ($\rho_j = 90 \text{ kg/m}^3$) en eindigt bij die van ijs ($\rho_j = 900 \text{ kg/m}^3$). Hierbij wordt een lineaire toename verondersteld, zodat Vergelijking VI.45 hiervoor kan worden gebruikt.

$$\rho_s = 90 + 0,5(J - j)\Delta t \quad \text{bij } \rho_s \leq 900 \quad \text{Vergelijking VI.45}$$

De verandering van het albedo-effect is te zien in Vergelijking VI.46, waarbij er ook een lineaire toename wordt veronderstelt.

$$a_s = 0,95 - 0,002(J - j)\Delta t \quad \text{bij } a_s \geq 0,35 \quad \text{Vergelijking VI.46}$$

Dit albedo-effect is minimaal 0,35 voor sneeuwvrij ijs en neemt af naar mate het ijs ouder wordt. Vergelijking VI.45 en Vergelijking VI.46 zijn echter algemene vergelijkingen, en voldoen bijvoorbeeld niet als het gaat regenen. Lokaal kunnen er dus wisselingen in het albedo-effect zitten. Ook kan dit albedo-effect afhangen van de korrelgrootte van de sneeuw en de afzetting van stof.

Naast de veroudering, neemt dit model ook het verdwijnen van sneeuw door smelten en verdamping mee. Andere oorzaken van het verdwijnen van sneeuw, zoals de wind, worden niet

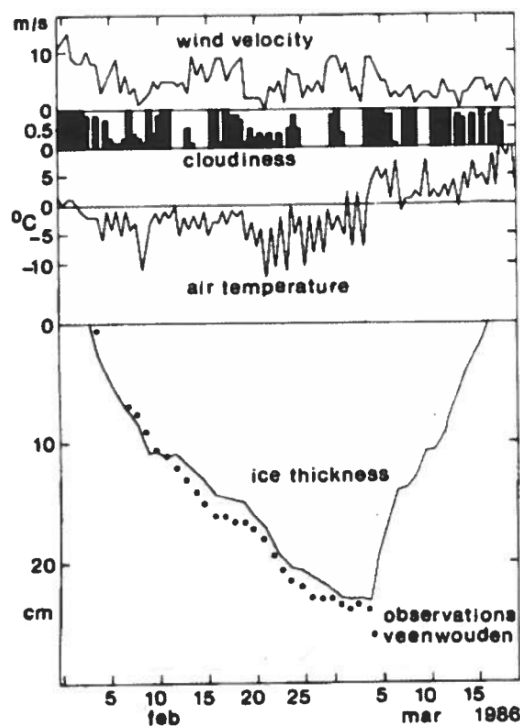
meegenomen door met model. Aangezien het smeltwater en het water direct onder de ijslaag ongeveer rond het vriespunt zitten, hoeft er geen rekening gehouden te worden met het smeltwater.

VI.3.6. Eigenschappen KNMI-model

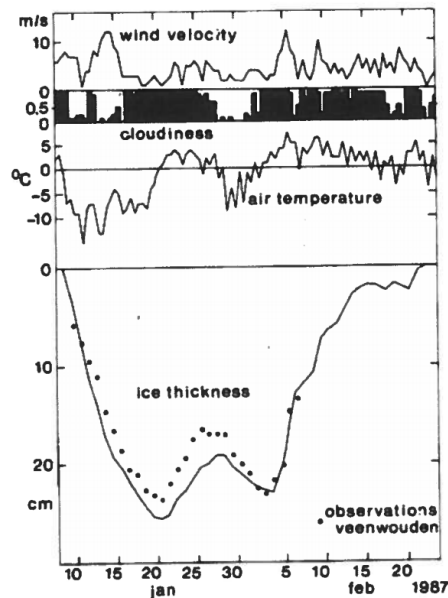
Het model is getest voor dieptes van twee meter, aangezien de meeste kanalen in Nederland een waterdiepte hebben tussen de twee en vier meter. De input bestaat uit meteorologische data:

- Luchttemperatuur
- Luchtvochtigheid
- Windsnelheid
- Bewolking
- Deel bewolking lage en middelhoge wolken
- Neerslag

De tijdstappen die gebruik zijn gemaakt, zijn één en twaalf uur. Aangezien er weinig verschil zat tussen de resultaten van deze tijdstappen, is er verder enkel gebruik gemaakt van een tijdstap van twaalf uur. Zoals in Figuur 20 en Figuur 21 te zien is, is het verschil tussen de metingen en het model binnen de twee centimeter. In die situaties was het ijs sneeuwvrij. Het model schat de ijsdikte aan het begin van de periode te hoog (waarschijnlijk door warmte die nog is opgeslagen in de oevers en de bodem), maar de ontwikkeling van ijs in verdere fases wordt goed gemodelleerd. Het model is ook gevalideerd door middel van een voorspelling van vijf dagen, maar het bleek hier sterk afhankelijk van de betrouwbaarheid van de input. Zo is er verder alleen getest met geobserveerde input.

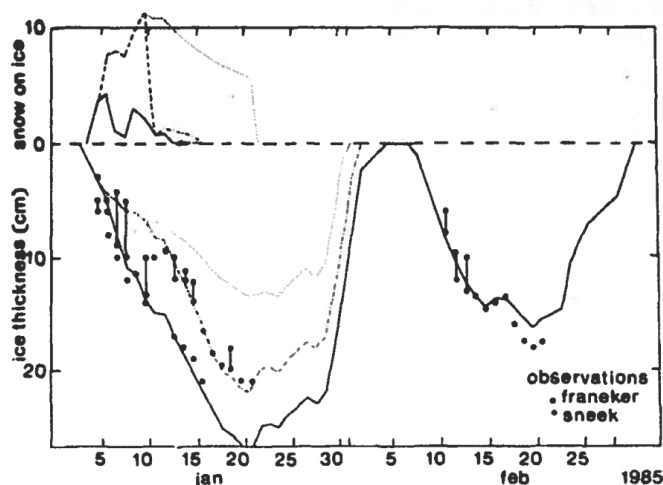


Figuur 20 KNMI model simulatie 2m diepte Elfstedentocht 85-86



Figuur 21 KNMI model simulatie 86-87

De horizontale variabiliteit bleek ook goed te zijn gemodelleerd (zie Figuur 22). Zo is er voor twee plaatsen de ijsdikte gemodelleerd. Wel was de meteorologische input niet zeer geschikt, aangezien de meetstations op meer dan 50 kilometer gepositioneerd waren.



Figuur 22 KNMI model validatie Franeker en Sneek

Windwakken zijn van groot belang voor onder andere de Elfstedentocht. Het model biedt de kans dit te modelleren door op het moment dat een dergelijk wak ontstaat de ijsdikte en watertemperatuur handmatig op nul te zetten. Hierdoor kan er worden berekend wanneer het wak dichtgevroren zal zijn.

Lokale effecten kunnen ook worden gemodelleerd. Zo kan een brug of ander kunstwerk gemodelleerd worden door de netto straling (Q_n^*) op nul te zetten en de windsnelheid te verminderen. Daarnaast kan een stedelijke omgeving worden gemodelleerd door meer warmte uit de bodem te laten komen en de snelheid groter te laten worden. Ook hier zal de windsnelheid over het algemeen kleiner zijn.

Ook kan het model worden gebruikt voor ijsbanen, met aangepaste vergelijkingen.