



AALBORG UNIVERSITET

Forudsigelse af vandføringskapaciteten i vandløb

Med udgangspunkt i Nørreå

Frederik Jordan Vind Andersen & Morten Nørgaard Stenkær

Aalborg Universitet - Institut for Byggeri og Anlæg - Vand og Miljø 2019



AALBORG UNIVERSITET

Det Teknisk-

Naturvidenskabelige Fakultet

Institut for Byggeri og Anlæg

Thomas Manns Vej 23

9220 Aalborg Øst

<http://www.tek-nat.aau.dk>

Titel:

Forudsigelse af vandføringskapaciteten
i vandløb med udgangspunkt i Nørreå

Projekttype:

Kandidatspeciale

Projektperiode:

Oktober 2018 - juni 2019

Deltagere:

Frederik Jordan Vind Andersen
Morten Nørgaard Stenkær

Vejledere:

Thomas Ruby Bentzen
Torben Larsen

Sideantal: 99

Bilag: 7

Afsluttet: 7. juni 2019

Synopsis:

Nærværende rapport omhandler udarbejdelse af en metode til at forudsige vandføringskapaciteten i vandløb. Metoden anvender nedbørsdata inden for vandløbsoplandet og vandstandsobservationer til at bestemme den aktuelle grødesituation. Nedbørsdataene omsættes til afstrømning til vandløbet, og sammenhængen mellem den modellerede afstrømning og den observerede vandstand udtrykker vandføringskapaciteten.

Vandføringskapaciteten beregnes med inddragelse af produktet af middelvandhastigheden og hydraulisk radius, $v \cdot R$, da disse har en indflydelse på strømningsmodstanden. Ved laboratorieforsøg undersøges, hvordan strømningsmodstanden påvirkes ved forskellige grødesituationer. Resultatet heraf viser, at strømningsmodstanden reduceres ved stigende $v \cdot R$, indtil et vist punkt nås.

I projektet anvendes Nørreå som casevandløb, og derfor anvendes stedsspecifikke parametre samt regn- og hydrometridata fra området til at bestemme vandføringskapaciteten.

Forord

Nærværende kandidatspeciale er udarbejdet af Frederik Jordan Vind Andersen og Morten Nørsgaard Stenkær som afsluttende projekt på Vand og Miljø-uddannelsen på Aalborg Universitet 2019.

Det i projektet anvendte hydrometriske data er udleveret af Orbicon efter aftale med hhv. Viborg og Randers Kommune. Derfor skal der lyde en stor tak til såvel Orbicon, Viborg Kommune og Randers Kommune for at give mulighed for at anvende disse store datasæt. Det anvendte regndata stammer fra Spildevandskomiteens netværk af SVK-målere. I rapporten anvendes der flere steder frit tilgængeligt kortmateriale fra Kortforsyningen.

Der rettes en stor tak til vores vejledere, lektor Thomas Ruby Bentzen og professor Torben Larsen, for god vejledning gennem hele projektforsløbet.

I rapporten refereres til kilder ved navn efterfulgt af årstal. Hvis referencen er placeret efter sidste punktum i et afsnit, gælder denne for hele afsnittet. Hvis referencen er placeret inden punktum henvises derimod kun til dét udsagn, der står i sætningen.

Forsidebilledet "*Skalapæl ved Nybro*" er taget d. 14. maj år 2019.

Abstract

This thesis deals with prediction of flow capacity in streams. The method used for the prediction is based on rain data from within the catchment area of the stream and waterlevel observations. The rain data is transformed to runoff water through a runoff model, and the relationship between the modelled runoff and the observed waterlevel indicates the flow capacity at a specific time.

In the prediction of the flow capacity the product of the mean velocity and hydraulic radius in the stream is included, since this is an affecting parameter regarding the bed resistance. The effect of a varying water velocity is investigated through laboratory experiments, and the overall outcome of the experiments is included in the prediction of the flow capacity. The laboratory experiments show that an increase in the product of the mean velocity and the hydraulic radius has an impact on the bed resistance until the maximum reduction is achieved.

The project is based on hydrometry data from the danish stream *Nørreå* and its surrounding catchment area. However, it is assumed that the methodology can be transferred to another location.

Indholdsfortegnelse

1	Introduktion	1
2	Projektets formål og rapportstruktur	5
2.1	Formål	5
2.2	Rapportstruktur	6
3	Oversigt over Nørreå	9
I	Analyse af grødens påvirkning på strømningsmodstanden - sammendrag fra Nørreå og laboratorieforsøg	
4	Hydrometriske målinger og stationær modstandsberegning	15
4.1	Vandstand	15
4.2	Vandhastighed og vandføring	16
4.3	Q-h-relation	18
4.4	Bestemmelse af Manningtal	19
4.5	Beregning af restkapacitet ved stationær betragtning	20
5	Laboratorieundersøgelse af grødens påvirkning på strømningsmodstanden 23	
5.1	Forsøgsopstilling	24
5.2	Opstilling af grødescenarier	25

5.3	Resultatbehandling	26
5.4	Beskrivelse af strømningsmodstanden med Mannings n	28

6	Fra laboratorie til Nørreå	31
----------	---	-----------

II

Modelopsætning og forudsigelse af vandføringskapacitet

7	Hydrologisk og hydraulisk systemanalyse til modelopsætning af Nørreå	37
----------	---	-----------

7.1	Beskrivelse af det hydrologiske kredsløb	37
7.2	Vandstand	38
7.3	Vandføring/afstrømning	39

8	Bestemmelse af afstrømningen fra oplandet til Nørreå	45
----------	---	-----------

8.1	Forudsætninger for bestemmelse af afstrømningen til Nørreå	45
8.2	Opsætning af afstrømningsmodel	47
8.3	Fordelingsfunktioner af kalibrerede afstrømningshydrografer	54

9	Opstilling af vandløbsmodel	57
----------	--	-----------

9.1	Beregningsprincip for vandløbsmodel	57
9.2	Bestemmelse af randbetingelser	59
9.3	Anvendelse af tværsnitsdata	62
9.4	Validering af vandløbsmodel	63
9.5	Metode til bestemmelse af Manningtal	64
9.6	Validering af metode til bestemmelse af Manningtal	65

10	Forudsigelse af vandføringskapacitet	67
-----------	---	-----------

10.1	Bestemmelse af grødeudvikling	67
------	-------------------------------	----

III**Afrunding af projektet**

11	Konklusion	73
12	Perspektivering	75

IV**Bilag**

A	Elektroniske bilag	83
B	Effekter ved grødeskæring og grødens udviklingshastighed	85
C	Beskrivelse af SVK-stationer	89
D	Hastighedsprofil i strømningsrende	91
E	Bestemmelse af responstiden	93
F	Undersøgelse af varierende trykrand	97
G	Variation i vandspejlsgradient	99

Introduktion

Vandløb er et fast element i den danske natur. De kan være brede eller smalle, mæandrerende eller udrettede. Fælles for dem alle sammen er, at de er opstået, fordi der naturligt er et behov for at transportere nedbør fra land til hav. Den fysiske udformning af vandløbene tilpasser sig til det landskab og den vandmængde, som vandløbet skal håndtere. Foruden den afvandingsmæssige funktion, fungerer vandløb også som habitat for flora og fauna, hvor stor biodiversitet er kendetegnende for et naturligt vandløb. Historisk set har der gennem de seneste århundreder været ønske om at udnytte vandløbsnære arealer til landbrugsdrift. Dette betød, at vandløbene, særligt i 1850'erne og 1960'erne, blev rettet ud og gravet dybere [Madsen og Gregersen, 1998]. Formålet var at lede vandet hurtigere fra land til hav, og dermed gøre vandløbsnære arealer dyrkbare. Tilstanden er dog unaturlig, og vandløbene vil forsøge at vende tilbage til sin oprindelige form ved enten at erodere eller aflejre sedimenter, fordi der ikke er balance mellem den hydrauliske belastning og vandløbets fysiske form. Derfor vedligeholdes vandløbene for at opretholde formen på vandløbet og sikre en god afvanding af oplandet.

Den menneskelige påvirkning på vandløbene forringede vandløbenes biologi, da vandløbene blev mere ensformige og de naturlige habitater blev færre. Det medførte, at der ved en ændring i lovgivningen, indførsel af Vandløbsloven i år 1982, skulle tages hensyn til de miljømæssige forhold i vandløbene. Åmanden skulle nu både sikre livsvilkårene for fisk, smådyr og planter, men samtidig skære grøden væk for at sikre god afvanding. [Madsen og Gregersen, 1998]

Alle danske vandløb er i dag stadig underlagt vandløbsloven, hvor både afvandings- og miljømæssige hensyn skal tilgodeses. I Vandløbslovens § 1. benævnes netop disse funktioner, for at sikre vandløbets egenskaber:

*”§ 1. Ved denne lov tilstræbes at sikre, at vandløb kan benyttes til afledning af vand, navnlig overfladevand, spildevand og drænvand.
Stk. 2. Fastsættelse og gennemførelse af foranstaltninger efter loven skal ske under hensyntagen til de miljømæssige krav til vandløbs-*

Vandløbene i Danmark

Der findes omkring **70.000 km** vandløb i Danmark, og alle er omfattet af Vandløbsloven. Ifølge Bach et al. [2016] er **19.000 km** underlagt Vandrammedirektivet, mens **28.000 km** er underlagt Naturbeskyttelsesloven. Omkring **75%** af vandløbene karakteriseres som mindre vandløb, grøfter eller bække, hvoraf en stor del har afvandingsmæssige formål. En stor del, næsten **90%**, er blevet udrettet eller uddybet.

kvaliteten, som fastsættes i henhold til anden lovgivning.” [Miljø- og Fødevarerministeriet, 2017]

Som det fremgår sidst i formålsparagraffen, skal de miljømæssige krav til vandløbskvaliteten fastsættes i henhold til anden lovgivning. Dette sikres bl.a. i Naturbeskyttelsesloven (tidl. Naturfredningsloven, 1917) og Lov om Vandplanlægning, hvor sidstnævnte implementerer Vandrammedirektivet, som alle medlemslandene i EU skal inddrage i national lovgivning. Vandrammedirektivets formål er bl.a. at opretholde eller opnå god økologisk tilstand i overfladevand [Miljø- og fødevarerministeriet, 2019].

Vandløbene i Danmark kan opdeles i to kategorier: offentlige og private. Til de offentligt forvaltede vandløb er vandløbsmyndigheden forpligtet til at udarbejde et regulativ til hvert vandløb. Vandløbsmyndigheden er ligeledes forpligtet til at vedligeholde vandløbene såfremt dette er nødvendigt [Miljø- og Fødevarerministeriet, 2017]. Vedligeholdelsen omfatter blandt andet oprensning og grødeskæring, og tager udgangspunkt i at opretholde en tilfredsstillende vandføringsevne.

Vedligeholdelsen har dog også den effekt, at det kan forringe vandmiljøet, hvilket strider imod både Naturbeskyttelseslovens og Vandrammedirektivets mål. Derfor handler det for vandløbsmyndigheden om at finde et samspil mellem at vedligeholde vandløbet tilstrækkeligt, således vandføringskapaciteten opretholdes og vedligeholde så miljøeffektivt at vandmiljøet forbedres om end ikke forringes.

Der grødeskæres typisk 1-3 gange i vækstperioden, hvilket forbedrer vandføringskapaciteten i cirka 3 uger efterfølgende [Bach et al., 2016]. Da effekten af grødeskæringen er tidsmæssigt begrænset grundet grødens genvækst, medfører den nuværende praksis, at vandføringsevnen forbedres i faste perioder hvert år. Disse perioder er dog ikke nødvendigvis sammenfaldende med de tidspunkter, hvor en grødeskæring vil have den største effekt.

Hvis datoerne for grødeskæring i stedet bestemmes på baggrund af aktuelle målinger af strømningsmodstanden, kan effekten af den øgede vandføringsevne placeres på de tidspunkter, hvor skæringen har den største effekt. Desuden vil denne type vandløbsvedligeholdelse give bedre sammenhæng mellem de afvandingsmæssige behov og miljøbeskyttelsen, fordi grødeskæring kun foretages, når der er brug for det ud fra et hydraulisk synspunkt. Derudover vil grødeskæringen kunne målrettes strækninger på vandløbet, hvor en effekt af grødeskæringen vil have den bedste virkning.

Den behovsstyrede grødeskæring kan naturligvis også have den modsatte effekt på miljøet, hvis grødeudviklingen sker så hurtigt, at der kræves flere grødeskæringer end der på nuværende tidspunkt er defineret i regulativerne. Da det ikke er tilladt at forringe den økologiske kvalitet i vandløb, der er omfattet af enten Naturbeskyttelsesloven eller Vandrammedirektivet, vil flere grødeskæringer pr. sæson formentlig ikke kunne tillades. Det forventes dog alligevel, at der er økonomisk og miljømæssigt potentiale i at anvende behovsstyret grødeskæring, hvorfor det i nærværende rapport undersøges, om udviklingen af modstanden kan bestemmes.

Projektets formål og rapportstruktur

I dette kapitel beskrives projektets formål, og der gives et overblik over rapportens indhold.

2.1 Formål

Nærværende rapport omhandler udarbejdelse af en metode, der kan bestemme og forudsige vandføringskapaciteten i vandløb nu og kort ud i fremtiden baseret på nedbørs- og vandstandsdata. Formålet med at anvende nedbørsdata er, at dette er langt mere tilgængeligt end vandføringsmålinger, der ellers ligeledes kunne anvendes, og på den måde forbedres anvendelsesmulighederne.

Med vandføringskapaciteten forstås vandløbets aktuelle evne til at lede vand bort uden overskridelse af en defineret kritisk vandstandskote svarende til bredfyldning. Metoden baseres på aktuelle grødesituationer og tager derfor højde for grødens aktuelle påvirkning på vandføringskapaciteten. Ved at tage hensyn til grødens udvikling i et antal dage op til et aktuelt tidspunkt forventes det, at udviklingen kan fremskrives en-to uger ud i fremtiden. Foruden grødeudviklingens påvirkning på vandføringskapaciteten inddrages vandhastighedens indflydelse på strømningsmodstanden.

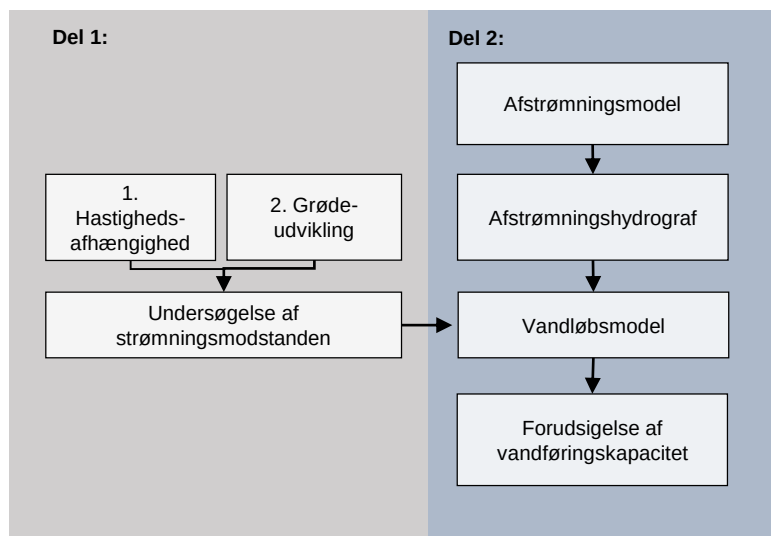
Ultimativt set kan den fremskrevne vandføringskapacitet anvendes som kriterie for, hvor og hvornår en behovstyret grødeskæring skal finde sted. Dette stiller krav til fremskrivningstiden, der skal være tilstrækkelig lang, så vedligeholdelsen kan udføres, inden et defineret kapacitetskrav overskrides. Omvendt må fremskrivningstiden ikke være så lang, at usikkerheden ved forudsigelsen af vandføringskapaciteten bliver for stor.

Projektet tager udgangspunkt i Nørreå, da der her foreligger et godt datagrundlag, men perspektivet er, at metoden kan overføres til andre vandløb.

2.2 Rapportstruktur

Rapporten er inddelt i to dele, hvilket fremgår af figur 2.1. Første del omhandler en undersøgelse af, hvordan strømningsmodstanden ændres over tid og som funktion af vandhastighed. Den anden del omhandler opsætning af afstrømnings- og vandløbsmodel, hvori erfaringerne fra modstandsundersøgelsen implementeres på bedst mulige måde. Slutteligt afprøves metoden, der kan beskrive vandføringskapaciteten et antal dage frem i tiden.

Figur 2.1: Projektets overordnede indhold inddelt i to dele. Del 1 omhandler opstilling af en modstandsbeskrivelse. Del 2 indeholder modelopstilling og afprøvning af metoden.



I rapportens første del undersøges strømningsmodstandens variation ud fra følgende to grundtanker:

1. Vandhastigheden påvirker modstanden, selvom grødemængden er konstant. Modstanden mindskes med stigende hastighed, fordi grøden afbøjer mere, når vandhastigheden stiger.
2. Modstanden ændres over tid, fordi grødemængden stiger eller falder som følge af vækst eller henfald.

Effekten af ændrede grødeforhold og varierende vandhastighed undersøges i en strømningsrende i laboratorie under kontrollerede forhold (kapitel 5). Det undersøges også, hvordan grødeudvikling og vandhastighed påvirker modstanden ud fra data fra hydrometristationer i Nørreå (hhv. kapitel 4 og 6).

I rapportens anden del er der fokus på opsætning af afstrømningsmodel (kapitel 8) og vandløbsmodel (kapitel 9) uden brug af kommercielle programmer. Det skyldes både en generel interesse for simpel programmering, men også for at lette muligheden for at ændre i beregningsmetoder. Afstrømningsmodellen opstilles for at omregne et nedbørsinput til en afstrømning til vandløbet. Vandløbsmodellen opstilles for at omdanne afstrømningshydrografen fra

afstrømningsmodellen til en vandstand i vandløbet. Den generelle tilgang ved opsætning af afstrømnings- og vandløbsmodel er, at de skal kunne efterligne observationerne fra hydrometrystationerne i Nørreå, men ikke nødvendigvis tage højde for alle hydrologiske og fysiske processer. Der laves en systemanalyse for at bestemme, hvilke hydrologiske elementer der skal inddrages (kapitel 7).

For at bestemme den aktuelle grødesituation benyttes vandløbsmodellen, der ved brug af afstrømningsinput og observerede vandstande bestemmer den modstand, der er på det aktuelle tidspunkt.

Slutteligt forudsiges vandføringskapaciteten 10 dage ud i fremtiden på baggrund af udviklingen af beregnede strømningsmodstande (kapitel 10). I forudsigelsen anvendes grødeudviklingen og hastighedens påvirkning på strømningsmodstanden.

Oversigt over Nørreå

Nørreå er 44 km lang og strækker sig fra Viborg til Fladbro nær Randers, hvor den løber sammen med Gudenå, se figur 3.2. Det hydrologiske opland til Nørreå er cirka 390 km², hvilket bidrager med en middelfafstrømning omkring 5 m³/s ved målestation 21.31. Dette er baseret på 62 enkeltmålinger af vandføringen udført fra 1976 til 1993. Arealanvendelsen i Nørreås opland er domineret af landbrug, der udgør 61 % af det samlede areal. Urbane arealer udgør 7 %, hvoraf en stor del befinder sig længst opstrøms ved Viborg. Af figur 3.1 fremgår et foto af Nørreå mellem st. 21.03 og 21.101. Her ses den flade lavbund omgivet af ådalen.



Figur 3.1: Foto af Nørreå mellem st. 21.03 og 21.101, der er markeret på figur 3.2.

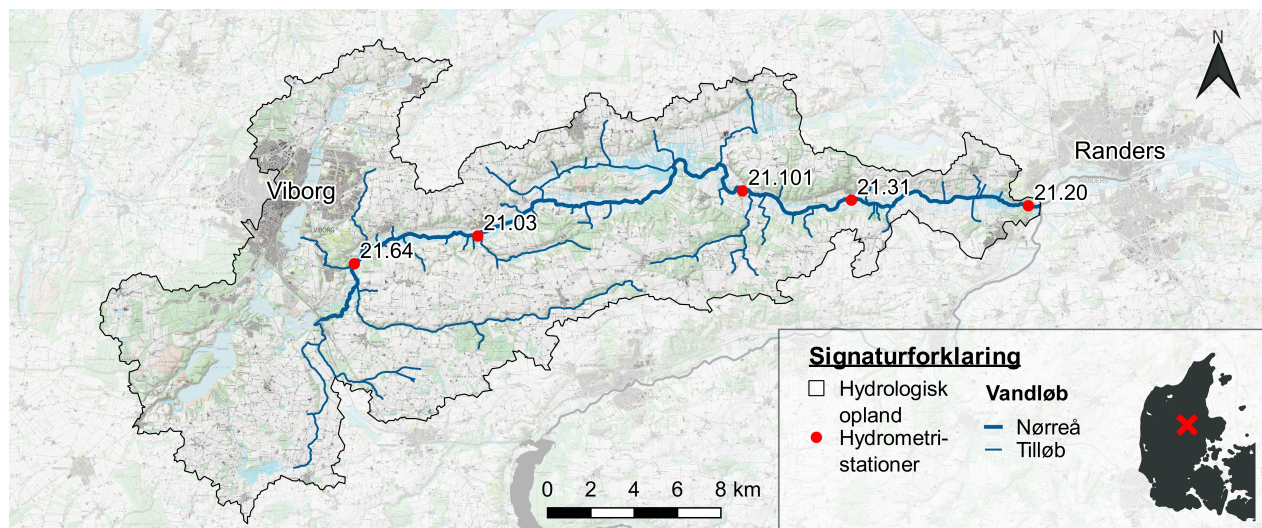
Langs Nørreå drives fem aktive hydrometrstationer, som i nærværende rapport refereres til med benævnelsen st., eksempelvis st. 21.03. Vandstanden monitoreres ved alle stationer, og vandføringen monitoreres ved st. 21.03 med en dopplerstation, hvilket betyder, at det er den aktuelle vandføring, der måles og ikke en vandføring bestemt på baggrund af en Q-h-kurve.

Ved alle stationer er der løbende foretaget manuelle målinger af vandføring og vandstand, hvor der gennemsnitligt er målt én gang om måneden. Perioden, for hvor lang tid måleprogrammet er kørt, er forskellig fra station til station.

Nørreå er et meget fladt vandløb, der jf. Vandløbsregulativet [Århus

Stednavn	Stationsnr.	Tekst
Bruunshåb	21.64	h
Vejrumbro	21.03	h, Q
Skjern Bro	21.101	h
Ålum	21.31	h
Fladbro	21.20	h

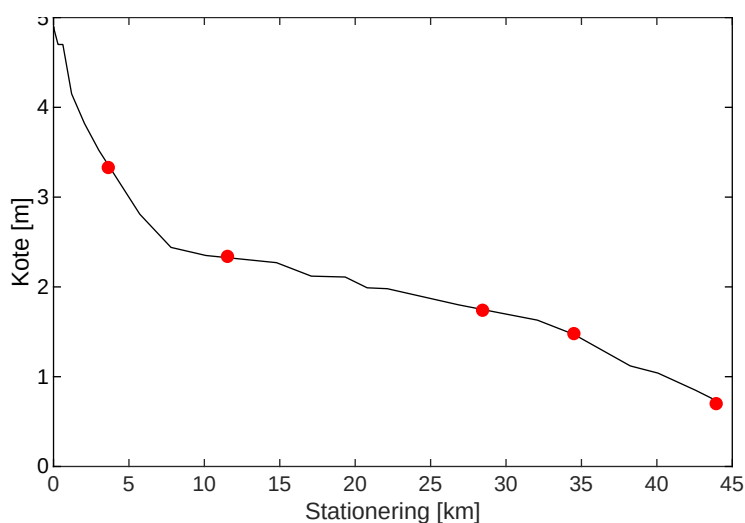
Tabel 3.1: Hydrometrstationer langs Nørreå.



Figur 3.2: Hydrologisk opland til Nørreå samt hydrometrystationer.

Amt, 2000] har en gennemsnitshældning på 0,1 ‰. Af figur 3.3 ses et længdeprofil, hvor det fremgår, at vandløbet udspringer i kote ca. 5 og løber sammen med Gudenå i kote 0,5. Af de ca. 4,5 højdemeter Nørreå falder, hentes halvdelen på de første ca. 10 km, hvor hældningen de nederste ca. 35 km er 0,05 ‰.

Figur 3.3: Længdeprofil bestemt på baggrund af tværsnitsopmålinger fra år 2015.



Den nederste del af Nørreå er tidevandspåvirket, hvilket fremgår af vandstandsdata fra st. 21.20 og 21.31, hvilket omtales nærmere i kapitel 7. Derudover ses dagligt et mindre udsving på både vandføring og vandstand på de øverste stationer, hvoraf årsagen ikke er kendt.

På nuværende tidspunkt udføres fem grødeskæringer på strækningen mellem st. 21.31 og 21.20 inden for perioden fra 1. juni til 30. september. På den øvre del af Nørreå grødeskæres tre gange inden for samme periode [Viborg Kommune, 2019a], hvor vedligeholdel-

sen udføres i en slynget strømningsrende, så der opnås stor variation i vandløbet. Det betyder, at der efterlades uberørte områder, enten langs brinkerne eller som grødeøer. [Århus Amt, 2000]

I

Analyse af grødens påvirkning på strømningsmodstanden - sammendrag fra Nørreå og laboratorieforsøg

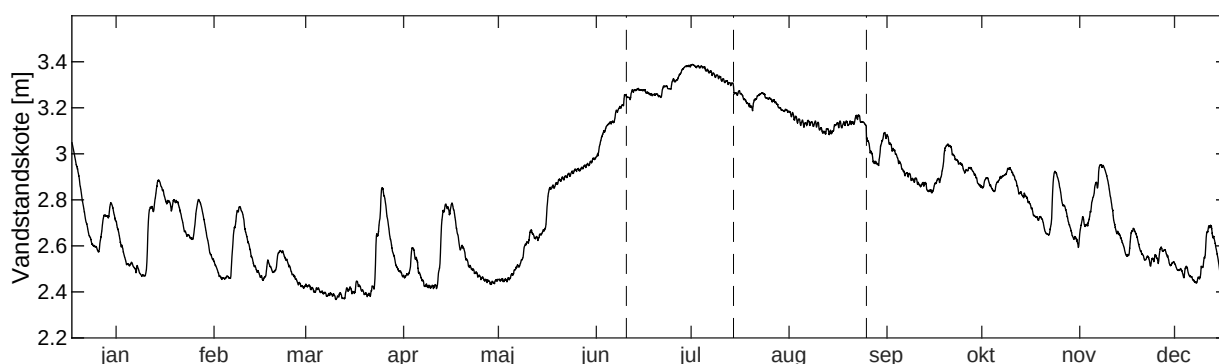
4	Hydrometriske målinger og stationær modstandsberregning	15
4.1	Vandstand	
4.2	Vandhastighed og vandføring	
4.3	Q-h-relation	
4.4	Bestemmelse af Manningtal	
4.5	Beregning af restkapacitet ved stationær betragtning	
5	Laboratorieundersøgelse af grødens påvirkning på strømningsmodstanden	23
5.1	Forsøgsopstilling	
5.2	Opstilling af grødescenarier	
5.3	Resultatbehandling	
5.4	Beskrivelse af strømningsmodstanden med Mannings n	
6	Fra laboratorie til Nørreå	31

Hydrometriske målinger og stationær modstandsberegning

I dette kapitel introduceres en række hydrometriske observationer for år 2016. Ved brug af den målte vandstand og vandføring bestemmes Manningtal for hele perioden og afslutningsvist beregnes Nørreå's vandføringskapacitet med inddragelse af hastighedsafhængig modstandsbeskrivelse.

4.1 Vandstand

Vandstanden i Nørreå varierer over året som følge af grødeudvikling og varierende afstrømning til vandløbet. Fra maj til september ses en forhøjet vandstand sammenlignet med vintersituationen, hvilket skyldes grødens tilstedeværelse. Som eksempel på dette vises på figur 4.1 vandstandsobservationer fra st. 21.03, der er målt i år 2016. Grøden får i vækstperioden vandstanden til at stige op mod 1 meter, hvilket kan skabe problemer med oversvømmelse på de vandløbsnære arealer. Dette er særligt problematisk, hvis der i grødens vækstperiode falder meget nedbør.

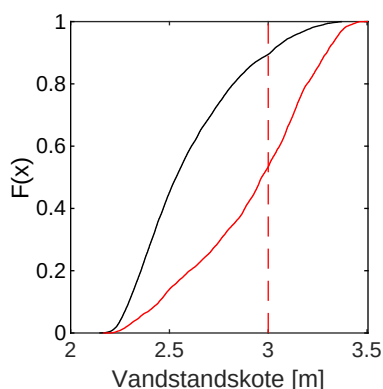
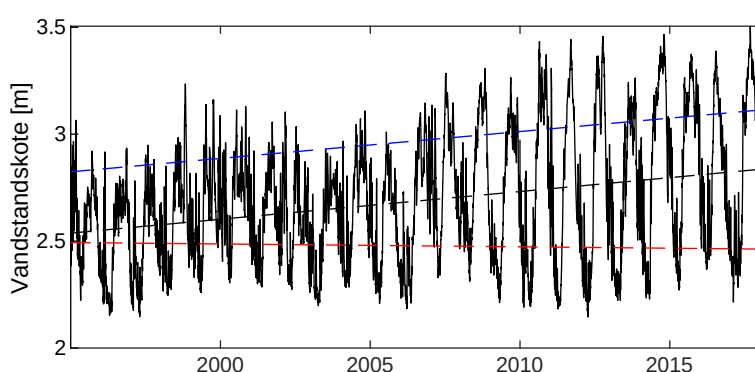


Figur 4.1: Vandstandsobservationer ved st. 21.03 målt i år 2016. De tre stiplede linjer indikerer, hvornår der er skåret grøde.

På figur 4.1 vises desuden, hvornår grødeskæring fandt sted i år 2016. Det er tydeligt, at effekterne ved grødeskæring, målt i centimeter, ikke giver anledning til en nævneværdig vandstandsreduktion.

Den ringe effekt af grødeskæringen fremgår af bilag B. Betragtes udviklingen af vandstanden i Nørreå i løbet af de seneste 25 år ses, at de høje sommervandstande er et stigende problem. Dette fremgår på figur 4.2, hvor tendenserne er, at de høje sommervandstande er stigende, mens de lave vandstande i vinterhalvåret ikke udvikler sig. Vandstandsobservationerne stammer fra st. 21.03 og er indsamlet fra år 1995 til i dag. Vandstandsstigningen er særlig tydelig fra år 2005-2007, og stigningen kan være et resultat af ændret vandløbsvedligeholdelse eller f.eks. udskiftning af måleudstyr. I år 2004 blev der lavet et nyt vandløbsregulativ for Nørreå, og i Salomonsen [2017] hævdes det, at den ændrede vedligeholdelse kan være skyld i vandstandsstigningen.

Figur 4.2: Vandstandskotens udvikling fra år 1995 til 2019 målt ved st. 21.03. De maksimale sommervandstande har, særligt fra omkring år 2005, været stigende. Det kan skyldes ændret vandløbsvedligeholdelse eller f.eks. udskiftning af måleudstyr.



Figur 4.3: Fordelingsfunktioner for vandstandskoten i og uden for grødens vækstperiode målt fra 1995-2019. Den orange linje er udenfor, mens den blå er inden for vækstperioden. Den stiplede linje angiver den kritiske kote i tværsnittet, hvor vandstanden er målt. I vækstperioden sker der overskridelse af den kritiske kote i cirka 40 % af tiden.

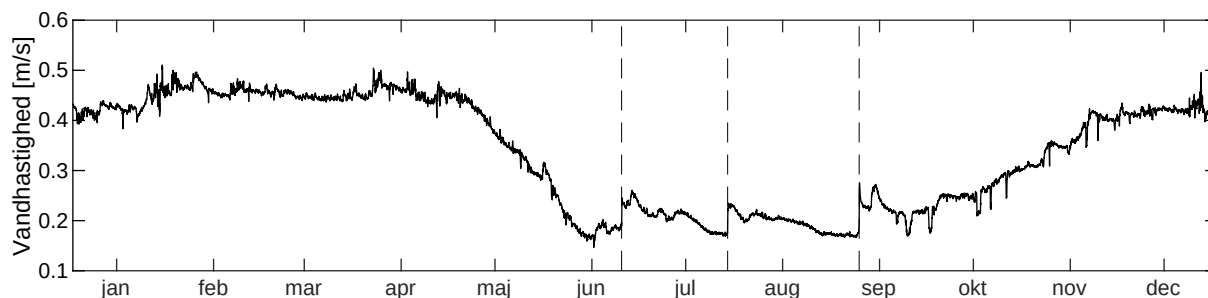
På figur 4.3 er optegnet tre tendenslinjer, der repræsenterer vandstandsudviklingen for forskellige perioder. Den blå linje viser vandstandsudviklingen for grødesæsonen, den røde linje viser vandstandsudviklingen uden for grødesæsonen, og den stiplede sorte linje angiver den generelle tendens. De tre linjer er bestemt ved lineær regression på dataene, der ligger hhv. over middelværdien, under middelværdien og for hele datasættet.

De høje vandstande i vækstperioden kommer ligeledes til udtryk på figur 4.3, hvor fordelingsfunktionerne for vandstandsobservationerne i og uden for vækstperioden er vist. Den kritiske kote, der på figuren er markeret med en stiplede linje, er bestemt ud fra laveste brinkkote i tværsnittet, hvor vandstanden er målt. I dette tværsnit er vandstandskoten overskredet i 40 % af tiden i vækstperioden.

4.2 Vandhastighed og vandføring

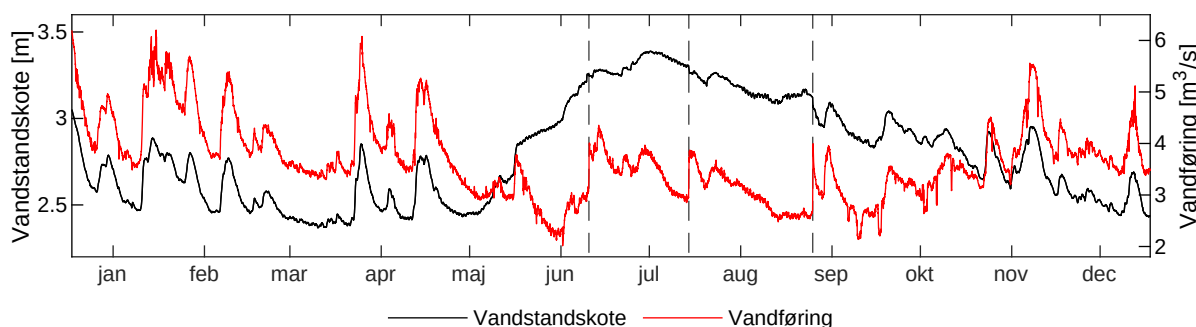
Foruden monitorering af vandstand er der også udført vandføringsmåling i en årrække ved st. 21.03. Målingerne er taget med en dopplerstation, der på baggrund af vandhastigheds- og vandstandsmålinger beregner vandføringen. På figur 4.4 og 4.5 fremgår vandhastigheds-

og vandføringsobservationerne fra år 2016.



Figur 4.4: Middelhastighed beregnet ud fra vandføring med kontinuitetsligningen. De stiplede sorte streger markerer, hvornår der er udført grødeskæringer.

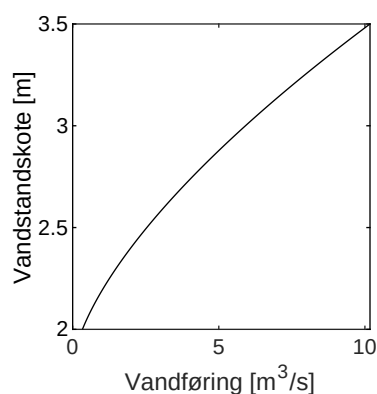
Vandføringen varierer mellem cirka 2,5-6,0 m³/s, hvor de laveste vandføringer ses om sommeren og de højeste om vinteren. Vandføringenens variation fra år til år afhænger bl.a. af nettonedbøren, hvorfor regnfulde år medfører en relativt høj vandføring sammenlignet med regnfattige år. Som eksempel på dette kan nævnes sommeren i år 2018, hvor de laveste målte vandføringer ved st. 21.03 var omkring 1,5 m³/s.



Figur 4.5: Observerede vandstande og vandføringer ved st. 21.03 fra år 2016. De stiplede sorte streger markerer, hvornår der er udført grødeskæringer. Vandstandsobservationerne er de samme som præsenteret på figur 4.1.

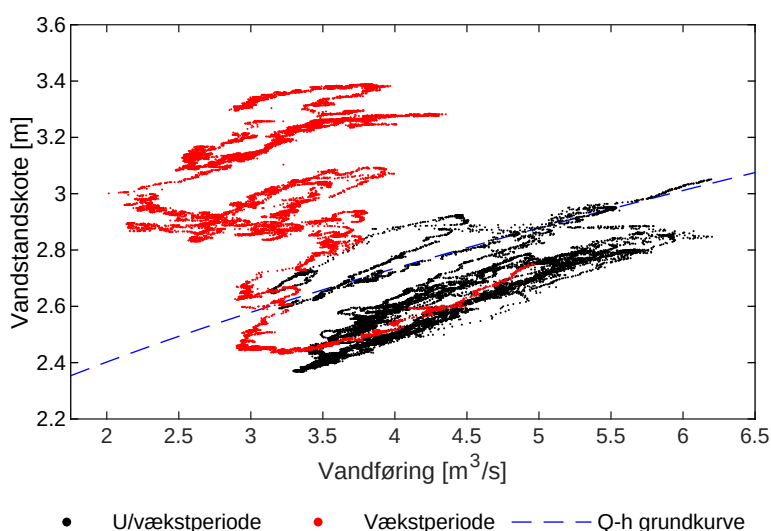
Foruden de sæsonstyrede variationer på vandstand og vandføring ses også en række store udsving på begge dataserier. Disse indtræffer i forbindelse med regnhændelser og kan få både vandstand og vandføring til at stige betragteligt for derefter at falde igen. Desuden ses, at vandføringen stiger i forbindelse med en grødeskæring, hvor grødeskæringen ikke har en nævneværdig effekt på vandstanden. På figur 4.4 ses, at middelvandhastigheden ikke påvirkes i samme grad i forbindelse med regnhændelser, men grødeskæringens effekt fremgår.

4.3 Q-h-relation



Figur 4.6: Q-h-kurve for Nørreå ved målestation 21.03 fra Viborg Kommune [2019b].

Figur 4.7: Observerede Q-h-forhold for Nørreå målt ved Vejrumbro. Til sammenligning er Q-h-grundkurven afbilledet.



Som det fremgår, er Q-h-kurven opdelt i to perioder. Perioden med rød markering opfattes som grødens vækstperiode og strækker sig fra maj til og med september, og de sorte markeringer angiver Q-h-forholdet uden for vækstperioden. I grødens vækstperiode måles de laveste vandføringer til de højeste vandstande, og det ses, at forholdet hele tiden ændrer sig, fordi grøden vokser. Uden for vækstperioden er Q-h-forholdet tilnærmelsesvist lineært i størstedelen af tiden, bortset fra i overgangsperioden fra vækstperiode til vinterperiode. Som det ses, overskrider de observerede Q-h-forhold den stiplede Q-h-grundkurve i stort set hele vækstsæsonen, mens Q-h-forholdet om vinteren næsten altid ligger under grundkurven.

4.4 Bestemmelse af Manningtal

Q-h-kurvens sæsonvariation og grødens påvirkning på vandløbshydraulikken kan beskrives med et beregningsudtryk. Det empirisk bestemte formeludtryk, Manningformlen, kan her benyttes til at tydeliggøre, hvordan vandføringen kan beskrives som et produkt af vandløbsspecifikke parametre. Manningformlen i sin traditionelle form er som beskrevet i ligning (4.1) og beskriver middelvandhastigheden i et tværsnit.

$$V = M \cdot \sqrt{I} \cdot R^{2/3} \quad (4.1)$$

Hvor V er middelhastigheden i et snit, [m/s], M er Manningtallet, [$\text{m}^{1/3}/\text{s}$], I er hældning på vandspejlet, [m/m], og R er den hydrauliske radius, [m], der er defineret som forholdet mellem det gennemstrømmede tværsnitsareal og den våde perimeter. Manningtallet er en empirisk bestemt parameter, der beskriver modstanden i vandløbet. [Brorsen og Larsen, 2009].

Ved at indføre kontinuitetsligningen, ligning (4.4), i Manningformlen, ligning (4.1), kan vandføringen i et snit beskrives med ligning (4.5).

$$Q = A \cdot V \quad (4.4)$$

$$Q = A \cdot M \cdot \sqrt{I} \cdot R^{2/3} \quad (4.5)$$

Hvor Q er vandføringen, [m^3/s], og A er det gennemstrømmede tværsnitsareal, [m^2]. Da det i strømmende bevægelser er vandløbsstrækningen nedstrøms for et tværsnit, der skaber den hydrauliske modstand og derfor bestemmer vandstanden i tværsnittet, er det en gennemsnitsbetragtning af tværsnitsareal, hældning og hydraulisk radius for den nedstrøms strækning, der skal benyttes [Larsen, 2017]. Modstanden i vandløbet og størrelsen heraf afhænger blandt andet af, hvor meget grøde der er i systemet. Når en grødeskæring foretages, er det altså Manningtallet, i ligning (4.1) og ligning (4.5), der øges. Det betyder, at en grødeskæring bidrager til en større vandføringsevne. Vandføringsevnen er dermed væsentligt reduceret i grødens vækstsæson, hvor Manningtallet er lavt, hvilket er sammenfaldende med perioden, hvor de kraftigste regnhændelser typisk optræder [Winther et al., 2011].

For at beskrive grødeudviklingens påvirkning på Manningtallet opstilles et beregningseksempel, hvor Manningtallet beregnes for år 2016 ved brug af ligning (4.5). Beregningen tager udgangspunkt i observerede vandstande og vandføringer ved st. 21.03, der fremgår på figur 4.5 samt vandløbets tværsnitsprofil for st. 21.03. Der anvendes en fast vandspejlshældning på 0,25 ‰, hvilket er gældende for den nærmeste nedstrøms strækning. Tværsnitsareal og

Manningformlen

Internationalt set anvendes Manningformlen, hvor n indføres som den reciprokke værdi af M til at beskrive modstanden i vandløbene.

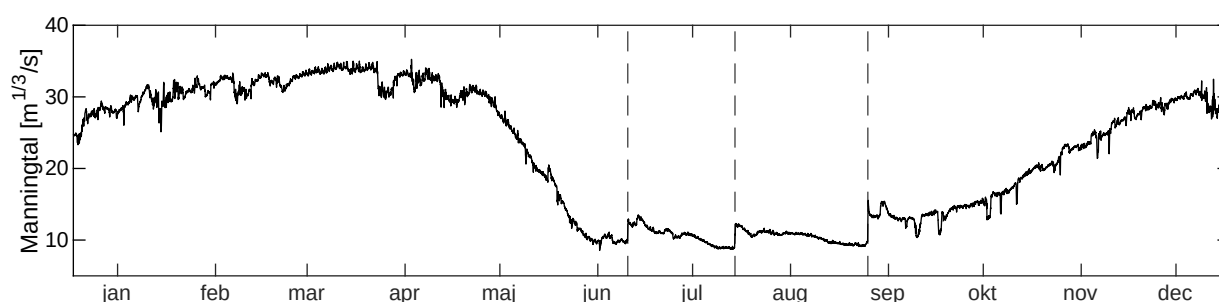
$$V = \frac{1}{n} \cdot \sqrt{I} \cdot R^{2/3} \quad (4.2)$$

Hvor n er Mannings n [$\text{s}/\text{m}^{1/3}$] og kan beskrives som ligning (4.3)

$$n = n_0 + a \frac{K}{R \cdot V} \quad (4.3)$$

Hvor n_0 og a kan bestemmes empirisk, og K angiver grødens relative dækningsgrad (mellem 0 og 1) [Larsen og Mikkelsen, 2017]. Ved anvendelse af dette kan grødens og vandhastighedens indflydelse tages i betragtning, såfremt dækningsgraden kan bestemmes tilnærmelsesvis præcist.

hydraulisk radius baseres alene på tværsnittet ved st. 21.03, men da modstanden skabes af strækningen nedstrøms det pågældende tværsnit, er det ikke korrekt at benytte disse fra kun ét målt tværsnit. Denne forsimpning kan medføre enten for store eller små beregnede Manningtal, hvorfor det kun er variationen og ikke størrelsen på modstanden, der kan illustreres ved dette. Manningtallene ligger dog inden for et interval, der betragtes som henholdsvis grødefulde og grødefrie vandløb [Brorsen og Larsen, 2009]. På figur 4.8 fremgår de beregnede Manningtal for år 2016.



Figur 4.8: Beregnede Manningtal for år 2016 baseret på ét tværsnit og en vandspejlshældning på 0,25 ‰. De stiplede sorte streger markerer, hvornår der er udført grødeskæringer.

Af figuren fremgår, at Manningtallene i vinterperioden bliver op til $35 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ og ned til omkring $8 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ i sommerperioden. I forbindelse med grødeskæringerne stiger Manningtallet en smule, hvorefter det igen inden for kort tid er tilbage ved udgangspunktet før grødeskæringen. En grødeskæring har derfor kun en effekt på Manningtallet i en kort periode og har nærmest ingen effekt på vandstanden. Vandføringsobservationerne indikerer derimod, hvornår grødeskæringerne finder sted, fordi vandføringen stiger i forbindelse med grødeskæring.

4.5 Beregning af restkapacitet ved stationær betragtning

For at give et indtryk af hvad de beregnede Manningtal for år 2016 betyder for vandføringsevnen, beregnes i dette afsnit restkapaciteten i vandløbet for samme periode. Restkapaciteten defineres som forskellen på den observerede vandføring og den vandføring, der maksimalt kan ledes igennem vandløbstværsnittet ved bredfyldning, dvs. uden at overskride en defineret kritisk kote. Den kritiske kote defineres i beregningen som den laveste brinkkote, men er i virkeligheden lavere for at muliggøre dræning af vandløbsnære arealer.

Vandføringskapaciteten afhænger af den aktuelle grødesituation og i beregningen undersøges, hvordan inddragelse af en hastigheds-

afhængig modstandsbeskrivelse påvirker vandføringskapaciteten. For at inddrage hastighedsafhængigheden anvendes ligning (4.3), der er den internationale betegnelse for strømningsmodstanden, n . Da dækningsgraden, K , er ukendt, samles de to empirisk bestemte konstanter i samme led ved $k = aK$, der i rapporten benævnes *grødekonsstanten*. Modstandsbeskrivelsen inddrages i Manningformlen ved ligning (4.6), og herfra isoleres og beregnes alle værdier for k for år 2016 på baggrund af observeret vandføring og vandstand.

$$V = \frac{1}{n_0 + \frac{k}{R \cdot V}} \sqrt{I} \cdot R^{2/3} \quad (4.6)$$

$$k = \left(\frac{R^{2/3} \cdot \sqrt{I}}{V} - n_0 \right) R \cdot V \quad (4.7)$$

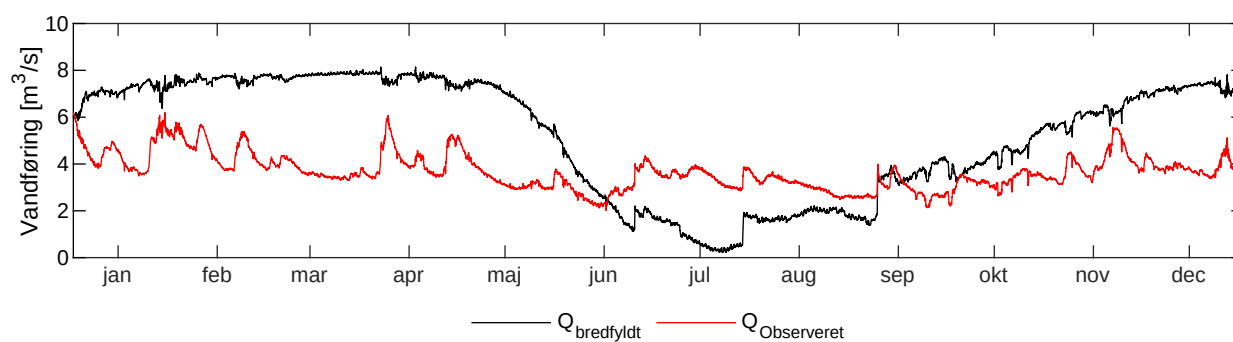
Ved brug af de beregnede værdier for k , $R_{kritisk}$ og $A_{kritisk}$ bestemmes vandføringskapaciteten ved bredfyldning. Til beregning af vandføringskapaciteten anvendes iteration, idet V indgår på begge sider af lighedstegnet. Ligning (4.8) viser funktionsudtrykket, der ved iteration med interval-halveringsmetoden anvendes til at finde den korrekte hastighed.

$$F = V - \frac{1}{n_0 + \frac{k}{R_{kritisk} \cdot V}} \sqrt{I} \cdot R_{kritisk}^{2/3} \quad (4.8)$$

Hvor F er iterationsfejlen [-]. Vandføringskapaciteten bestemmes ved kontinuitetsligningen, hvor de beregnede hastigheder og $A_{kritisk}$ anvendes.

På figur 4.9 er den observerede vandføring og den beregnede vandføringskapacitet, $Q_{bredfyldt}$, vist. Det fremgår, at vandføringskapaciteten er overskredet i ca. tre sammenhængende måneder i vækstperioden. Uden for vækstperioden er vandføringskapaciteten større end den observerede - også i forbindelse med store regnhændelser.

På figur 4.9 ses, at den beregnede vandføring ved bredfyldning, $Q_{bredfyldt}$, er mindre end den observerede vandføring. Dette er ulogisk, da $Q_{bredfyldt}$ defineres som den maksimale vandføring, som vandløbet kan bortlede. Årsagen hertil må skyldes, at bestemmelsen af den kritiske kote ikke er korrekt, og det har stor betydning for bestemmelsen af vandføringskapaciteten.



Figur 4.9: Sammenligning af observeret vandføring og beregnet vandføringskapacitet med inddragelse af hastighedsafhængig modstandsbeskrivelse.

Laboratorieundersøgelse af grødens påvirkning på strømningsmodstanden

I følgende kapitel undersøges ved laboratorieforsøg, hvilken påvirkning vandhastigheden har på strømningsmodstanden. Ved brug af kunstig grøde efterlignes de forhold, der gør sig gældende i vandløb, når vandhastighed og grødesituation ændres.

De to grundtanker omkring grødens påvirkning på strømningsmodstanden benævnt i kapitel 2 undersøges i en strømningsrende i laboratorie. På trods af at der ifølge Chow [1959] ses en sammenhæng mellem produktet af V og R og strømningsmodstanden, anvendes den direkte sammenhæng mellem modstanden og vandhastigheden for at bestemme grødens indflydelse på modstanden i forhold til vandhastigheden. Sammenhængen mellem Manningtallet og vandhastigheden undersøges under kontrollerede forhold, hvilket giver mulighed for at variere vandhastighed og grødemængde og beskrive forskellige sammensætninger heraf. Det undersøges ydermere, om benævnelsen for Mannings n (ligning (4.3)) kan benyttes til at beskrive en hastighedsafhængig modstandsbeskrivelse og dermed tage højde for vandhastigheden og grødens påvirkning på modstanden.

Hypotesen er, at strømningsmodstanden mindskes med stigende vandhastighed. Det skyldes, at grøden ved stigende vandhastighed afbøjer mere og dermed bremser en mindre del af vandsøjlen. Når en given hastighed opnås, opnår grøden sin maksimale afbøjning, og modstanden forbliver den samme på trods af, at vandhastigheden øges yderligere.

Forsøget opstilles med kunstig grøde, der udgøres af bobleplast. Tanken bag at vælge bobleplast er, at det ikke er stivheden i grødens stængler, der gør, at grøden står oprejst i vandløbet, men derimod densitetsforskellen mellem grøde og vand og dermed opdriften, der holder grøden oprejst. Dermed er det udelukkende bobleplastens opdrift, der skaber strømningsmodstanden. Stængeltæthed og opdriften pr. m^2 kan varieres ved enten at tilføje mere bobleplast eller

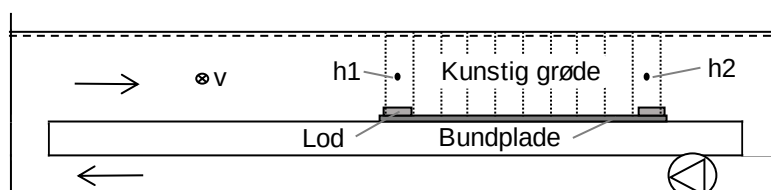
ved at springe et antal bobler.

Vandhastigheden måles i et centralt beliggende punkt opstrøms den kunstige grøde. Der ses bort fra den marginale afvigelse fra målt vandhastighed og den reelle middelvandhastighed, der egentlig burde anvendes. I bilag D ses resultatet af beregningen af denne afvigelse, og det kan konkluderes, at afvigelsen kan negligeres. Modstanden bestemmes på baggrund af opmåling af tryktab mellem to punkter på grødestrækningen og omregnes ved brug af Manning-formlen, ligning (4.1).

5.1 Forsøgsopstilling

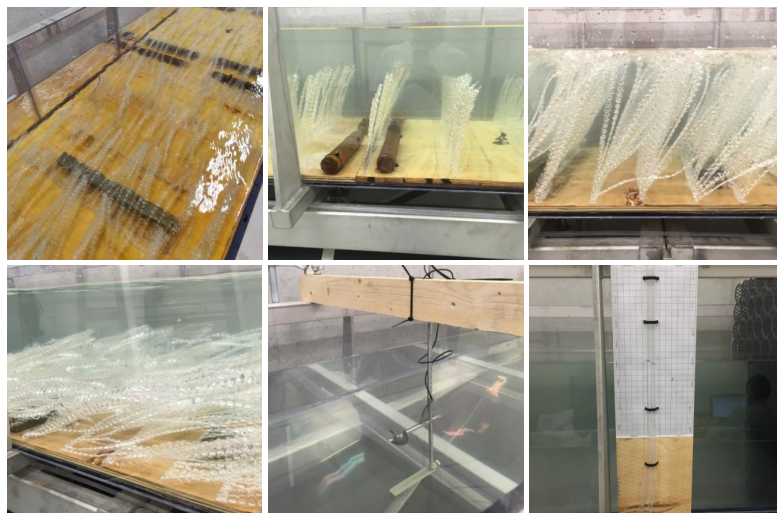
Forsøget opstilles i Aalborg Universitets strømningslaboratorie. På figur 5.1 fremgår en principskitse af forsøgsopstillingen. Den anvendte strømningsrende er en åben rende med en længde, højde og bredde på hhv. 10, 0,45 og 0,78 m. En pumpe driver vandet i systemet, og ydelsen på denne pumpe kan justeres for at opnå ønskede vandføringer og hastigheder. Hastigheden måles i punktet v , som er placeret 1,5 m opstrøms begyndelsen af den kunstige grøde. Trykket måles i punkt h_1 og h_2 , hvor afstanden imellem disse punkter er 2,3 m.

Figur 5.1: Principskitse af forsøgsopstilling i strømningsrenden. Pilene illustrer strømningsretningen.



Bobleplasten er skåret ud i strimler og fastgjort til bundpladen, som dækker hele strømningsrendens bredde og består af en krydsfinerplade. Pladen har en længde på 2,4 meter og holdes nede af lodder. Af figurer 5.2 fremgår billeder fra forsøget, hvor der ses forskellige grødescenarier.

Det venstre og midterste billede øverst er samme grødescenarie (T1L1 se kapitel 5.2), hvor der på billedet til højre er høj vandhastighed og på billedet i midten står vandet næsten stille. Billedet øverst til højre og nederst til venstre er scenarie T2L3, hvor der af det nederste ses, hvordan bobleplasten lægges ned, når vandhastigheden stiger. Det midterste og højre billede nederst er henholdsvis hastighedsmåleren, punktet v og hæverten, der benyttes til at måle trykforskellen hen over grødestrækningen mellem h_1 og h_2 .



Figur 5.2: Fotos fra forsøgsopstillingen. Grødescenarie T1L2 og T2L3 er vist henholdsvis øverst til venstre og i midten samt øverst til højre og nederst til venstre. Hastighedsmåler og hæverten til måling af trykforskellen fremgår af de sidste to billeder.

5.2 Opstilling af grødescenarier

Der undersøges seks forskellige grødescenarier ved kombination af to forskellige grødetætheder og tre grødelængder. Begge tæthedsscenarioer, $T1$ og $T2$, er udført med forskellige længder på grøden, hvilket er benævnt med $L1$, $L2$ og $L3$. Her er valgt en længde på bobleplasten, som er kortere end vanddybden, en længde som er lig med vanddybden og en, som er længere end vanddybden.

Ud fra grødescenarierne undersøges, om der findes en relation mellem mængden af opdrift pr. m^2 , og dermed mængden af grøde, og modstanden. De seks forskellige grødescenarier har varierende opdrift pr. m^2 , se tabel 5.1.

Forkortelse	Grødelængde [m]	Grødetæthed [stængler pr. m^2]	Opdrift [N/m^2]
T1L1	0,2	240	6,4
T1L2	0,3	240	9,3
T1L3	0,5	240	16,1
T2L1	0,2	460	12,4
T2L2	0,3	460	17,9
T2L3	0,5	460	30,9

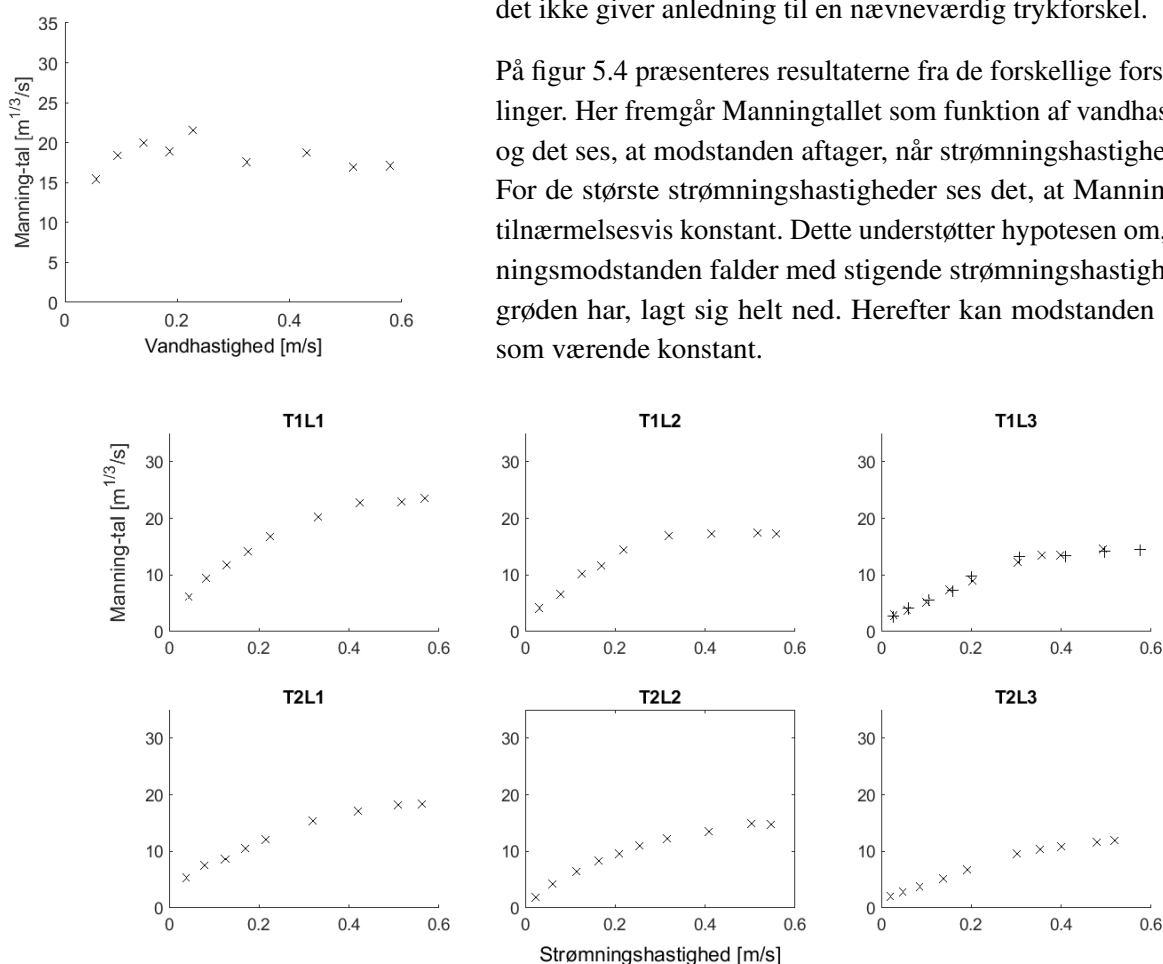
Tabel 5.1: Grødelængde, tæthed og opdrift pr. m^2 i de forskellige grødescenarier.

De tre grødelængder er valgt med ønsket om at undersøge grøde, der er hhv. længere, lig med og kortere end vanddybden. Der er en formodning om, at den længste grøde vil give et udslag i modstand, når den slipper vandspejlet. Foruden grødescenarierne bestemmes modstanden for bundpladen og lodderne, hvilket kan betragtes som et grødefrit vandløb.

5.3 Resultatbehandling

På baggrund af forsøgsresultaterne er der beregnet Manningtal for de enkelte scenarier. Manningtal er beregnet med Manningformlen (ligning (4.1)), hvor I bestemmes ud fra trykforskellen mellem h_1 og h_2 . Resultater for opstillingen uden bobleplast monteret på pladerne, dvs. kun bundplader og de lodder, der holder pladen nede, fremgår af figur 5.3. Her ses ikke nogen entydig påvirkning på Manningtallet ved ændret vandhastighed, og de beregnede Manningtal for denne forsøgsopstilling fluktuerer omkring $17 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$. Der ligger ikke nogen fysisk forklaring til grund for, hvorfor der måles værdier på henholdsvis ca. 15 og $22 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$, men en forklaring kan være måleusikkerheder. Specielt ved lave vandhastigheder er aflæsning af trykforskellen mellem h_1 og h_2 vanskelig med stor præcision, da det ikke giver anledning til en nævneværdig trykforskel.

På figur 5.4 præsenteres resultaterne fra de forskellige forsøgsopstillinger. Her fremgår Manningtallet som funktion af vandhastigheden, og det ses, at modstanden aftager, når strømningshastigheden øges. For de største strømningshastigheder ses det, at Manningtallet er tilnærmelsesvis konstant. Dette understøtter hypotesen om, at strømningsmodstanden falder med stigende strømningshastighed, indtil grøden har lagt sig helt ned. Herefter kan modstanden betragtes som værende konstant.



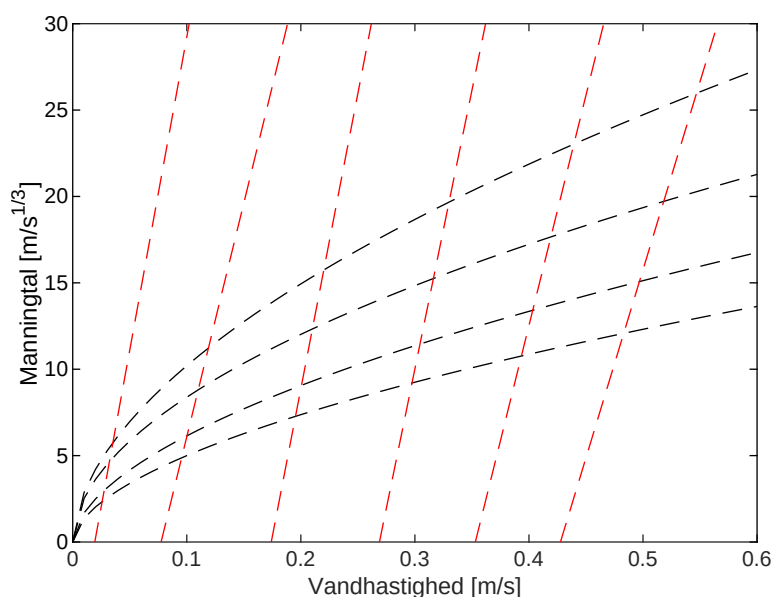
Figur 5.4: Manningtal for seks grødescenarier. I alle scenarierne mindskes modstanden, når strømningshastigheden øges indtil grøden har lagt sig helt ned. Herefter er modstanden tilnærmelsesvis konstant.

Bemærkelsesværdigt er det, at de maksimale Manningtal ved grødescenarie *T1L1* er lavere end resultaterne med bundplade og lodder alene. I dette tilfælde kan årsagen være, at bobleplasten har en "hjæl-

pende"effekt på strømningslinjernes konvergens, så energitabet ikke bliver så stort. Det må samtidigt betyde, at modstanden fra hhv. de faste elementer og grøden ikke kan adderes eller subtraheres ved superpositionsprincippet.

Hver linje fra figur 5.4 kan betragtes som et udtryk for, hvordan Manningtallet varierer i forbindelse med en regnhændelse, hvor grødemængden er konstant. Her bemærkes, at grødescenarierne med ca. samme mængde opdrift pr. m^2 (T1L2 og T2L1, T1L3 og T2L2) har tilnærmelsesvist samme interval af Manningtal. Intervallet går fra ca. 5 til $20 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ ved laveste opdrift pr. m^2 og fra ca. 2 til $15 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ ved de høje. For henholdsvis T1L1 og T2L3 spænder intervallet bredere og kortere. På baggrund af disse få scenarier kan det konkluderes, at det er mængden af opdrift pr. m^2 , der er afgørende for, hvordan vandhastigheden påvirker Manningtallet, og at længden og tætheden ikke har en direkte betydning.

Hvis resultaterne fra figur 5.4 samles på samme figur, kan der dannes seks nye linjer, der dannes ved at trække en linje mellem de punkter, der er blevet påvirket af samme pumpeydelse. Med de tilføjede røde, stiplede linjer og de eksisterende sorte, stiplede linjer, dannes der nu et gitter. Dette gitter fremgår af figur 5.5.



Figur 5.5: Alle linjer fremgår ikke af figuren, men kun et antal af dem for at beskrive princippet bag gitteret. Røde linjer beskriver grødeudviklingens påvirkning på Manningtallet, og de sorte linjer beskriver vandhastighedens påvirkning på Manningtallet.

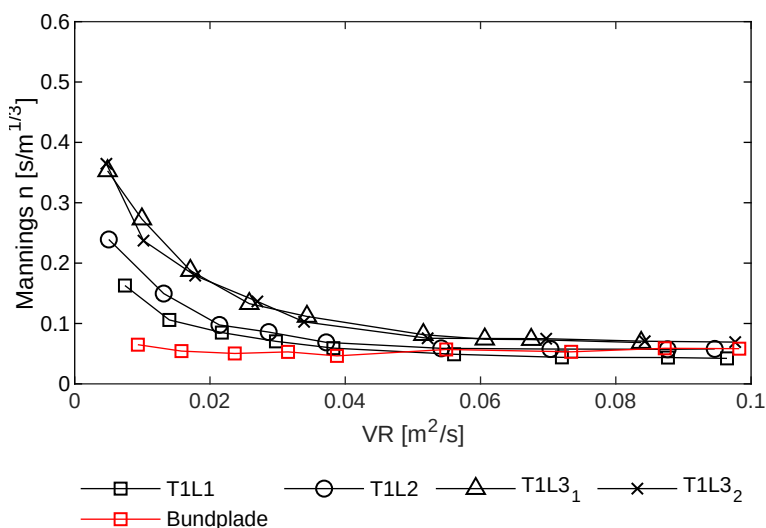
Følges en af de røde linjer fra højt Manningtal og ned, kan dette beskrives som grødens udvikling i vækstperioden. I takt med at grøden udvikles, falder Manningtallet og hastigheden lineært. I forbindelse med hastighedsændringer ved konstant grødescenarie følges en sort linje. Ud fra denne teori kan sammenhængen mellem grødens udvikling og vandhastigheden beskrives lineært, og det

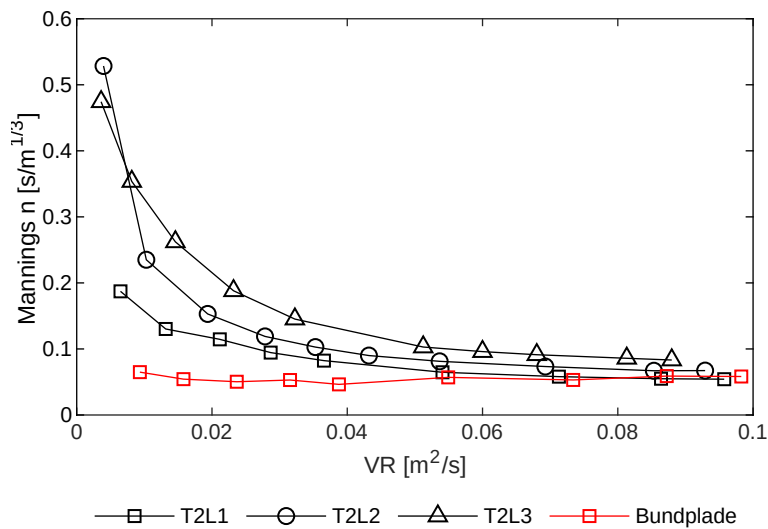
undersøges, om sammenhængen mellem hastighedsændringer og Manningstallet kan beskrives med Mannings n (ligning (4.3)).

5.4 Beskrivelse af strømningsmodstanden med Mannings n

For at beskrive vandhastighedens påvirkning på strømningsmodstanden benyttes formeludtrykket for Mannings n ($n = n_0 + \frac{k}{VR}$, ligning (4.3)), hvor der som i kapitel 4 benyttes en samlet grødekonsstant k . Forsøgsresultaterne fra hvert grødescenarie fremgår af figur 5.6 og 5.7, hvor modstanden er præsenteret som Mannings n , og der benyttes produktet af vandhastigheden og hydraulisk radius, da det er dette led, der indgår i Mannings n . Opdelingen i grødetætheder er valgt for overskuelighedens skyld.

Figur 5.6: Mannings n som funktion af vandhastighed for tre forskellige grødelængder og den mindste tæthed. Der ses ikke et tydeligt brændpunkt, men de forskellige grødekurver går mod grundkurven ved stigende vandhastighed.





Figur 5.7: Mannings n som funktion af vandhastighed for tre forskellige grødelængder og den største tæthed. Her ses heller ikke et tydeligt brændpunkt, men de forskellige grødekurver går ligeledes mod grundkurven ved stigende vandhastighed.

Formlen for Mannings n fittes til de enkelte grødescenarier, og konstanterne n_0 og k bestemmes for at beskrive tendenserne for linjerne. n_0 beskriver strømningsmodstanden som linjen går imod ved stigende vandhastighed, mens k relateres til mængden af grøde i systemet. Såfremt dette er korrekt, bør n_0 være ens for alle grødescenarierne, og k vil stige med mængden af bobleplast. n_0 og k fremgår af tabel 5.2 sammen med et k , der er bestemt på baggrund af en fast n_0 svarende til grundkurven (bundplader, $k=0,054$ [-]).

	T1L1	T1L2	T1L3	T2L1	T2L2	T2L3
n_0	0,034	0,048	0,064	0,053	0,048	0,064
k (10^{-3})	0,98	1,01	1,50	0,93	1,91	2,50
R^2	0,99	0,97	0,96	0,94	0,99	0,97
$k^{(1)}$ (10^{-3})	0,39	0,96	1,58	0,93	1,88	2,65
R^2	0,39	0,97	0,96	0,95	0,99	0,97

Tabel 5.2: Formelparametre for Mannings n , [$m^{1/3}/s$]. ¹⁾ k er bestemt med et fast n_0 på 0,054 [-] på baggrund af n_0 for bundpladerne.

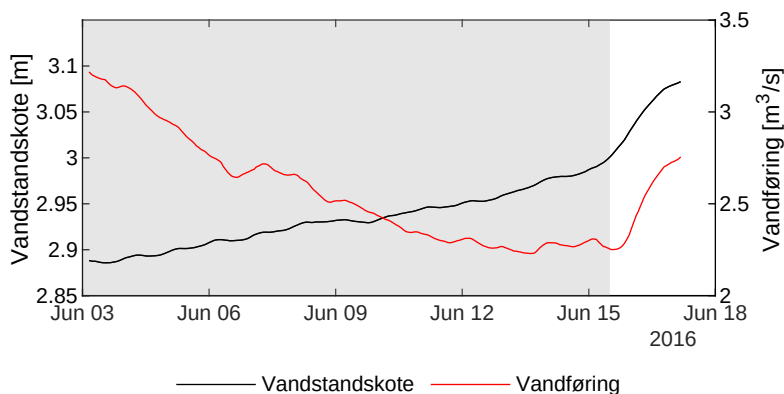
Af tabellen fremgår, at de bestemte n_0 ikke er ens som forventet, men ligger i omegnen af 0,05, og k stiger som forventet med mængden af bobleplast (opdrift pr. m^2). At n_0 ikke er ens for grødescenarierne kan skyldes måleusikkerheder, eller at ens værdier først opnås ved højere hastigheder end det undersøgte. Dog afviger k ikke betydeligt fra k bestemt med et fast n_0 , og det fittede formeludtryk afviger ikke betydeligt i forhold til R^2 de to metoder imellem. Ud fra dette vurderes det, at formeludtrykket for n kan bruges til at beskrive vandhastighedens påvirkning på strømningsmodstanden i forbindelse med hastighedsændringer. For grødescenarier T1L1 afviger R^2 markant, når en fast n_0 benyttes, hvilket skyldes, at modstanden måles lavere end modstanden fra bundpladerne, hvorfor n_0

reelt er lavere end for det bestemte på baggrund af bundpladerne.

Fra laboratorie til Nørreå

Følgende kapitel beskriver de tendenser, der er beskrevet i laboratoriet for vandhastighedens indflydelse på strømningsmodstanden med udgangspunkt i de observerede vandhastigheder og Manningtal fra st. 21.03.

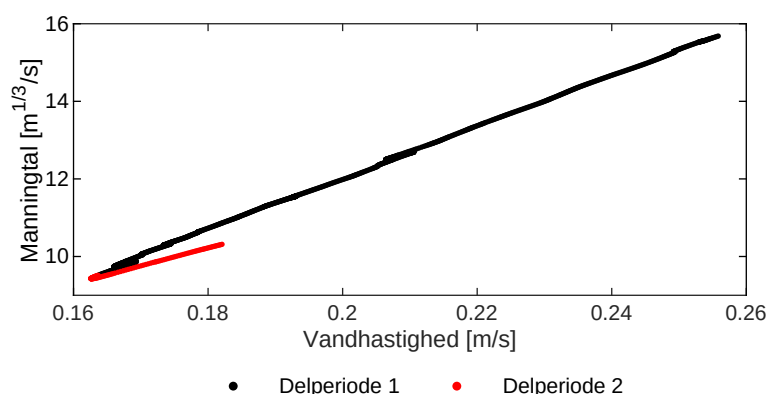
Det søges at genfinde tendenserne fra laboratorieundersøgelsen i de observerede data fra st. 21.03, hvor der tages udgangspunkt i en periode fra d. 3. juni til 18. juni, fra det præsenterede data i kapitel 4. Denne periode fremgår af figur 6.1.



Figur 6.1: Vandføring og vandstand for den undersøgte periode. Vandføringen falder i perioden til den 15. juni ind til en regnhændelse indtræffer.

Perioden, der benyttes, opdeles i to mindre perioder, hvor den første delperiode består af grødeudviklingen frem til d. 15. juni, der er markeret med grå, hvorefter det er hastighedsændringer over, hvad der antages som en konstant grødesituation (2 dage), der beskrives. Forholdet mellem Manningtallet og vandhastigheden for disse perioder fremgår af figur 6.2. M - og v -forholdet falder lineært i delperiode 1, hvorefter det i delperiode 2 i forbindelse med hastighedsændringerne som følge af en større regnhændelse får M - og v -forholdet til at stige af en ny linje.

Figur 6.2: Manningtal som funktion af vandhastigheden i forbindelse med grødeudvikling, delperiode 1, og Manningtallet som funktion af hastighedsændringer, delperiode 2.

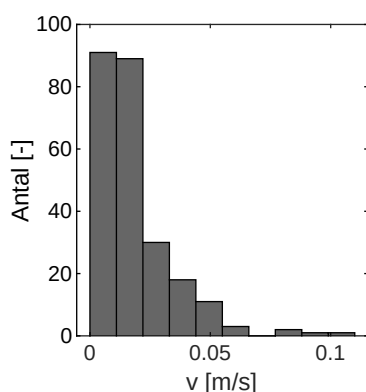


Det ses, at forholdet mellem Manningtallet og vandhastigheden falder lineært, hvilket kan genfindes fra laboratorieforsøget (figur 5.5), hvor samme tendens i forbindelse med grødeudviklingen observeres i delperiode 1. Derfor vurderes det, at teorien om, at forholdet mellem grødeudviklingens påvirkning på strømningsmodstanden og vandhastighed kan beskrives lineært, er korrekt. På baggrund af dette vurderes det, at grødeudviklingens påvirkning på strømningsmodstanden og dermed vandhastigheden kan fremskrives lineært, hvilket benyttes til at fremskrive og bestemme grødesituation i modelopsætningen af Nørreå. Det forventes dog, at forholdet falder til et vist punkt, hvorefter hastigheden ikke når længere ned, og modstanden fra grøden ikke stiger yderligere. Dette fremgår af figur 4.8 og 4.4, der viser vandhastighed og Manningtal for år 2016.

Af figur 6.2 fremgår det, at delperiode 2 ligeledes stiger lineært. Dette modstrider observationerne fra laboratoriet, hvor hastighedsændringerne afbøjer strømningsmodstanden ved stigende vandhastighed. Det undersøgte interval for hastighedsændringerne i laboratoriet er dog væsentligt bredere, hvilket kan forklare, at der ikke ses samme sammenhæng på dataene fra Nørreå.

På figur 6.3 fremgår differensen mellem de højeste og laveste observerede vandhastigheder inden for et døgn. Størstedelen af differencerne ligger omkring $0,01 \text{ m}^2/\text{s}$, hvilket dels skyldes, at det ikke regner hver dag, men også at effekten af en regnhændelse ikke er stor. Der fremgår desuden tre hændelser, hvor der observeres markant større ændringer end dette, hvilket sker i forbindelse med grødeskæringer. Dette understreger, at ændringen i Manningtal som følge af ændrede vandhastighed ikke spiller en stor rolle i Nørreå.

Da differencerne mellem den mindste og største vandhastighed for hvert døgn generelt er meget små, kan det antages, at der kan anvendes et lineært udtryk til at beskrive sammenhængen mellem



Figur 6.3: Histogram for differensen mellem mindste og største observerede vandhastighed inden for et døgn. Det anvendte år er 2016. Alle optegnede Manningtal er beregnet ved Manningformlen.

Manningtallet og vandhastigheden. På trods af dette bestemmes konstanterne for Mannings n for denne periode, og værdierne bliver hhv. $k = 0,0028$ og $n_0 = 0,024 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$.

I laboratorieforsøgene er der den store fordel, at Manningtallene bestemmes på baggrund af målt hastighed, hydraulisk radius og vandspejlsgradient. Sidstnævnte er som nævnt antaget at være konstant ved beregning af de Manningtal, der er vist på figur 6.2. Ved anvendelse af korrekt vandspejlsgradient ville punkterne på figur 6.2, delperiode 2, formentligt afbøje ved større vandhastighed. I bilag G er vist et eksempel på, hvordan vandspejlsgradienten varierer i løbet af en regnhændelse. Her er gradienterne bestemt som et modelresultat af vandløbsmodellen, der er beskrevet nærmere i kapitel 9. Til denne skal nævnes at modelberegningen naturligvis ikke er den fulde sandhed, men et resultat af opsætning og antagelser.

II

Modelopsætning og forudsigelse af vandføringskapacitet

7	Hydrologisk og hydraulisk systemanalyse til modelopsætning af Nørreå	37
7.1	Beskrivelse af det hydrologiske kredsløb	
7.2	Vandstand	
7.3	Vandføring/afstrømning	
8	Bestemmelse af afstrømningen fra oplandet til Nørreå	45
8.1	Forudsætninger for bestemmelse af afstrømningen til Nørreå	
8.2	Opsætning af afstrømningsmodel	
8.3	Fordelingsfunktioner af kalibrerede afstrømningshydrografer	
9	Opstilling af vandløbsmodel	57
9.1	Beregningsprincip for vandløbsmodel	
9.2	Bestemmelse af randbetingelser	
9.3	Anvendelse af tværsnitsdata	
9.4	Validering af vandløbsmodel	
9.5	Metode til bestemmelse af Manningtal	
9.6	Validering af metode til bestemmelse af Manningtal	
10	Forudsigelse af vandføringskapacitet	67
10.1	Bestemmelse af grødeudvikling	
10.2	Forudsigelse af vandføringskapacitet	

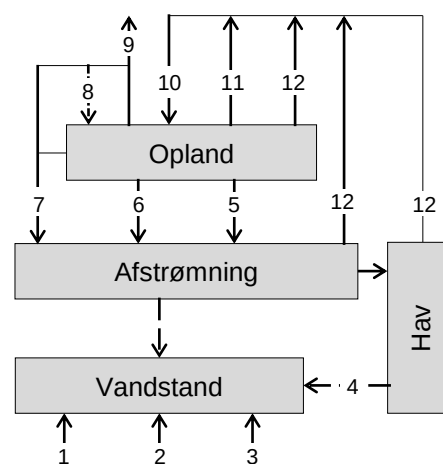
Hydrologisk og hydraulisk systemanalyse til modelopsætning af Nørreå

Følgende kapitel omhandler analyse af vandstands- og vandføringsdata fra Nørreå. Kapitlets formål er at danne grundlag for modelopbygningen af hhv. afstrømningsmodel og vandløbsmodel, så modellerne netop beskriver den dynamik, som dataene viser.

7.1 Beskrivelse af det hydrologiske kredsløb

Foruden de tidligere benævnte problematikker med grødens påvirkning på vandløbshydraulikken og vanskeligheden ved at beskrive sammenhængen mellem mængden af grøde og størrelsen på strømningsmodstanden entydigt, skal andre faktorer tages i betragtning for at kunne opstille en model til bestemmelse af vandføringskapaciteten i Nørreå. For at kunne opstille modelkonceptet og beskrive det hydrologiske og hydrauliske system for Nørreå udarbejdes en analyse af punkter, der påvirker både vandstand og vandføring. I den forbindelse er det relevant at tage udgangspunkt i det hydrologiske kredsløb for at beskrive de grundlæggende faktorer, der påvirker afstrømningen til og fra Nørreå.

Figur 7.1 beskriver de emner, der vurderes at have indflydelse på afstrømning og vandstand i et vandløb og beskriver i grove træk det hydrologiske kredsløb. Pilene, der går fra og til boksene, skal forstås som emnerne, der påvirker vandstanden og vandføringen, hvor nogle emner er mest relateret til afstrømningen, mens andre er relateret til vandstanden. Boksene for afstrømning, hav og opland udgør det hydrologiske kredsløb, hvor størrelsen på afstrømningen afgøres af, hvad der sker i det hydrologiske opland. I oplandet sker fordampning både direkte fra overfladevand (12), som eksempelvis søer. Ligeledes sker det som evapotranspiration fra overflader og bevoksning (11), og der sker en fordampning direkte fra vandløbet. Hvor meget der fordamper, og hvor meget der bliver indvundet (9) definerer størrelsen på afstrømningen. En del af indvindingen



Figur 7.1: Hydrologisk kredsløb: (1) Grøde, (2) Fysiske barrierer, (3) Vandløbs karakteristika, (4) Tidevandspåvirkning, (5) Overfladeafstrømning, (6) Grundvandsafstrømning, (7) Punkttudledninger, (8) Markvanding mm., (9) Vandindvinding, (10) Nedbør, (11) Evapotranspiration, (12) Fordampning fra overfladevand.

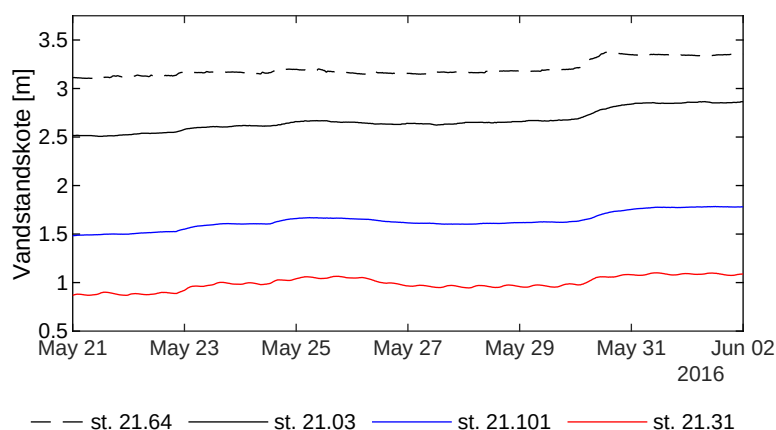
bidrager før eller siden til afstrømning igen. Afstrømningen forstås derfor som et produkt af den del af nedbøren, der ender i vandløbet (nettonedbøren), hvilket opdeles i tre bidrag; overfladeafstrømning (5), grundvandsafstrømning (6) og punktudledninger (7). Grundvandsafstrømningen forstås som den del af afstrømningen, som grundvandsmagasinerne bidrager med, hvor overfladeafstrømningen forstås som den afstrømning, der sker på overfladen og den øverste del af jordsøjlen - herunder eksempelvis dræn, grøfter og mindre vandløb. Punktudledninger er eksempelvis udledning fra renseanlæg eller udledning fra regnvandsbassiner. Afstrømningen påvirker vandstanden direkte sammen med vandløbets karakteristika (2), hvilket forstås som tværsnitsgeometri, mæandring og hældning. Derudover er de nedstrøms strækninger af mange vandløb tidevandspåvirket i større eller mindre grad afhængigt af blandt andet hældning. Grøden (1) spiller naturligvis også ind her, og såfremt der er fysiske bygningsværker, opstemninger eller andre former for barrierer, er disse også med til at fastholde en vandstand (3).

Alle de nævnte faktorer skal i givet fald tages med i betragtning i opsætningen af en model for Nørreå, og derfor undersøges deres påvirkning nærmere.

7.2 Vandstand

Som en del af beskrivelsen af Nørreå i kapitel 4 blev det tydeliggjort, hvor meget grøden påvirker vandstanden, hvorfor denne ikke analyseres yderligere. Effekten heraf bliver derfor taget i betragtning i forhold til opsætning af vandløbsmodellen, men blot i form af, at Manningtallet falder i vækstperioden.

På vandløbstrækningen findes ingen fysiske bygværker eller andre former for barrierer, der opretholder en given vandstand, hvorfor dette led kan afskrives. Dog kan der knyttes en kommentar til de tidligere omtalte grødeøer, der befinder sig i Gudenåen ved Motorvejsbroen. Disse kan potentielt set have en effekt på vandstanden i Nørreå, men omtales ikke nærmere. Som tidligere omtalt er den nederste strækning påvirket af tidevandet. Dette fremgår på figur 7.2, hvor der kun observeres en påvirkning fra tidevandet ved st. 21.31, som er placeret længst nedstrøms. Derudover observeres tidevandspåvirkning ved st. 21.20, hvilket fremgår af kapitel 9.2.



Figur 7.2: Vandstand for st. 21.64, 21.03, 21.101, 21.31, hvor det fremgår, at det kun er st. 21.31, der påvirkes af tidevandet.

Effekten af tidevandet inkluderes i modelopsætningen, da dette forventes at give det mest retvisende resultat i forhold til beskrivelse af vandstanden i specielt den nedre del af Nørreå. Det er dog også undersøgt, hvilken indflydelse en konstant trykrand har på vandløbshydraulikken, se bilag F.

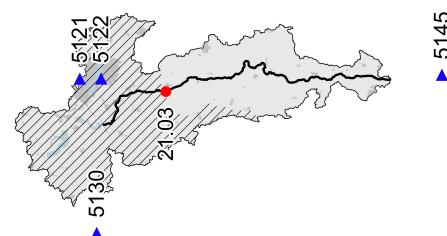
Karakteristikken for Nørreå inddrages i det omfang, at der anvendes opmålte tværsnitsprofiler. Dermed tages der højde for variationerne i tværsnitsprofilerne, såfremt de opmålte og benyttede tværsnit, er retvisende for de strækninger, som de repræsenterer. Ved at benytte opmålte tværsnit er bundhældningerne lokalt antageligt mere korrekte. Dermed kan den modellerede vandstand, som er et produkt af opmålte tværsnitsprofiler og lokalt korrekte bundlinjehældninger, formentligt kunne beskrives bedre.

7.3 Vandføring/afstrømning

Vandføringens størrelse er primært påvirket af nettonedbøren, og hvad der sker i oplandet, der kan påvirke afstrømningen. Nedbør, opland og afstrømningsforhold analyseres for at bestemme de antal elementer fra figur 7.1, der skal tages i betragtning i forbindelse med modelopsætningen.

Nedbør

Nettonedbøren er beskrivende for, hvor stor afstrømningen er til Nørreå. Dog er nettonedbøren vanskelig at måle, hvorfor der tages udgangspunkt i bruttonedbør, der derefter korrigeres, så afstrømningen kan bestemmes. Inden for og umiddelbart tæt på oplandet til Nørreå er placeret fire SVK-målestationer, hvilket fremgår på figur 7.3 markeret med blå symboler. Der refereres til SVK-målestationerne ved eksempelvis "SVK-5122". SVK-stationer benyttes, da registrerin-

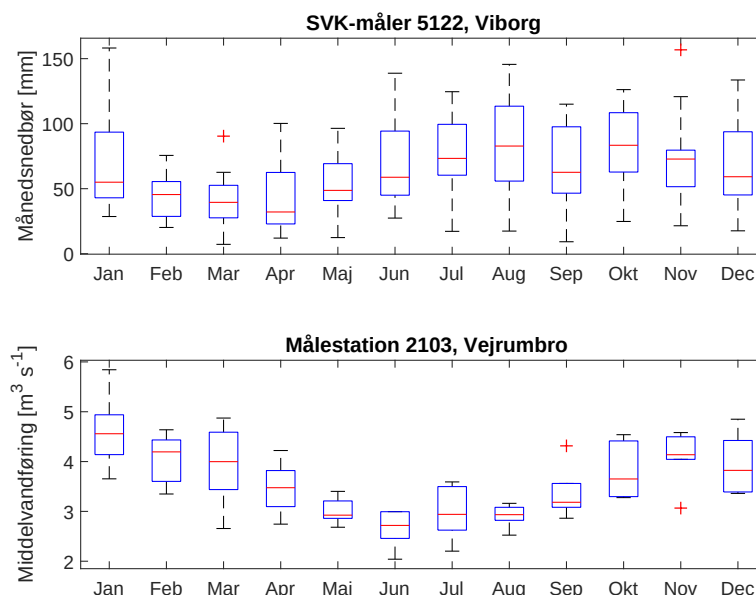


Figur 7.3: Oversigt over nærliggende SVK-stationer inden for og umiddelbart i nærheden af oplandet til Nørreå.

gen af nedbøren er af en tilfredsstillende kvalitet, og målemetoden er den samme målestationer imellem. Alle regnmålere er af typen vippekarsmålere, hvilket betyder, at nedbøren registreres som en regnhændelse, når der er kommet 0,2 mm, hvilket svarer til et vip [Winther et al., 2011]. Ulempen ved denne type måler er, at sne og meget små regnhændelser ikke nødvendigvis måles som selvstændige regnhændelser eller fordamper fra måleren, inden det registreres. Dette vurderes dog ikke at have en effekt på, om en tilfredsstillende model til at beskrive afstrømningen kan opstilles. I bilag C gennemføres en beskrivelse af forskelligheden af de målte regnserier mellem SVK-stationerne, hvor det konkluderes, at der til modelopsætningen kun anvendes én SVK-måler, nemlig SVK-5122, som er beliggende i Viborg.

På figur 7.4 fremgår nedbør for SVK-5122, og den observerede vandføring ved st. 21.03 som månedsmidler for perioden. Her fremgår det, at nedbøren er mere eller mindre konstant over året, hvor de generelt lave observationer i februar og marts kan skyldes, at nedbøren falder som sne. I modsætning til dette fremgår, at vandføringen generelt er lavere om sommeren end om vinteren, hvilket kan forklares som den mængde af observeret regn, der af den ene eller anden grund ikke ender i vandløbet.

Figur 7.4: Boxplots af hhv. månedsnedbør og middelvandføring. Månedssnedbøren er baseret på kontinuerligt målte data fra SVK-måler 5122 ved Viborg. Månedsmiddelvandføringen er bestemt ved brug af data fra st. 21.03. Dataene er fra år 2006, 2007, 2008, 2013, 2016 og 2017.

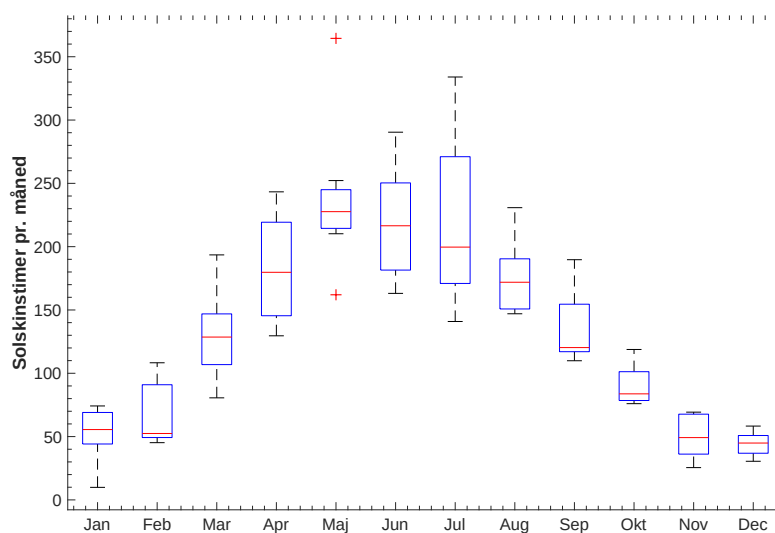


differenten mellem månedsnedbør og vandføringen kan beskrives som nettonedbøren plus den mængde vand, der bliver indvundet til eksempelvis forbrugsvand. Der er en forskel på, hvor meget der fordamper år for år, da dette i stor grad afhænger af vejrforholdene.

Fordampning

For at kunne beskrive differencen mellem observeret nedbør og vandføring inddrages fordampningen i opsætningen af afstrømningsmodellen, da afstrømningen til Nørreå ellers bliver for stor i sommerperioden, hvor differencen er størst. Størrelsen og variationen i fordampningen afhænger af flere forhold. Her kan nævnes temperatur, solskinstimer, solindstråling, vind og generelt faktorer, der relaterer til vejret [Højbjerg et al., 2009]. Derudover afhænger fordampningen af, hvilken type overflade, vandet fordamper fra. Her er mængden af vand, der fordamper, forskellig afhængigt af, om fordampningen sker fra åbne vandoverflader fra eller gennem bevoksning eller fra befæstede arealer.

Der tages ikke hensyn til, hvordan nedbøren fordamper, men det antages, at al fordampning kan relateres til antallet af solskinstimer. Det vurderes, at antallet af solskinstimer implicit beskriver, hvornår der sker stor fordampning, hvilket kommer til udtryk på figur 7.5. Her fremgår, at antallet af solskinstimer er højt i perioden, hvor differencen mellem observeret nedbør og vandføring er størst.



Figur 7.5: Boxplot af solskinstimer målt i årene 2011-2018 ved Viborg. Boxplottene viser medianværdi, 25%-fraktile, 75%-fraktile, minimumværdi, maksimumværdi og outliers. Data fra: DMI [2019]

Det er umiddelbart en forsimpning at relatere fordampningen direkte til antallet af solskinstimer, hvorfor det kun er formen på kurven, der anvendes. Til beskrivelse af afstrømningen anvendes en simplificeret vandbalanceligning, ligning (7.1).

$$A = N \cdot E \quad (7.1)$$

Hvor A er afstrømningen, [m^3/s], N er nedbøren, [m], og E er en fordampningsfaktor, [-]. Størrelsen og variationen over året af fordampningsfaktoren beskrives med en sinusformet kurve, relateret

til figur 7.5, hvor amplituden heraf kalibreres i forbindelse med opsætning af afstrømningsmodellen, kapitel 8. Fordampning, der sker direkte fra vandløbet, inddrages ikke, da det ikke vurderes at have en stor effekt på afstrømningen i forhold til den fordampning, der sker i oplandet til Nørreå.

Vandindvinding

Vandindvinding formindsker ligesom fordampningen afstrømningen til Nørreå. Den reelle mængde vand, der bliver indvundet i oplandet til Nørreå, kendes ikke. Derfor indføres denne som en del af den simplificerede vandbalanceligning for at tage højde for dette i modelopsætningen. Vandbalanceligningen kommer i så fald til at fremstå som ligning (7.2).

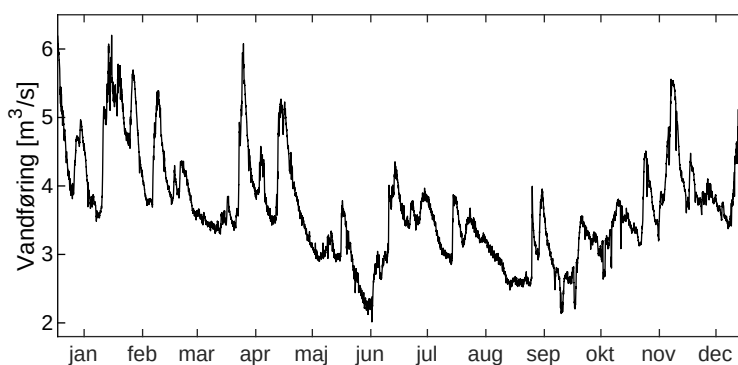
$$A = N \cdot E - S \quad (7.2)$$

Hvor S er mængden af vand, der bliver indvundet [m^3/s]. Dette led kalibreres ligesom fordampningen på plads i forbindelse med opsætning af afstrømningsmodellen. Vandindvindingen vurderes som værende konstant over året, og såfremt der sker vandindvinding til eksempelvis markvanding vurderes variationen at følge variationen for fordampningen, hvorfor denne i givet fald beskrives indirekte af fordampningen.

Afstrømningsforhold

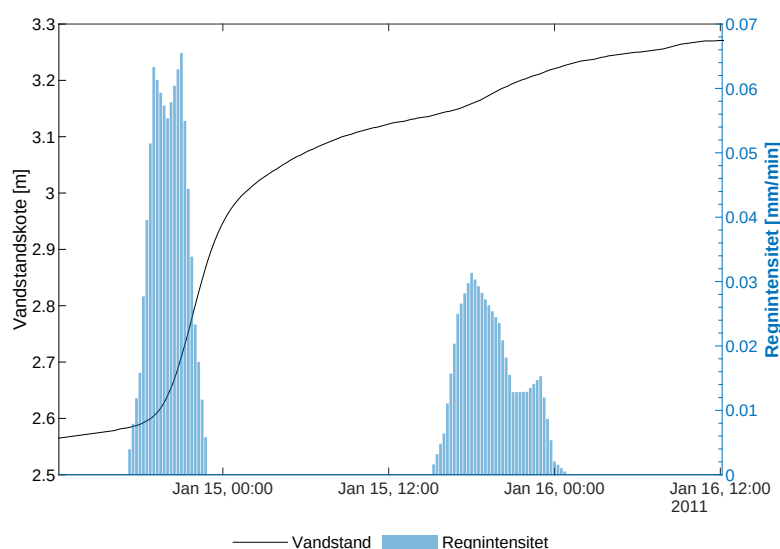
Afstrømningen fra Nørreås opland kan, som beskrevet på figur 7.1, beskrives som et produkt af tre bidrag. Disse bidrag fremgår af figur 7.6, hvor den observerede vandføring ved st. 21.03 er præsenteret. Her fremgår to typer afstrømning; overflade- og grundvandsafstrømning. De korte udsving sker som følge af overfladeafstrømningen, og grundniveauet for afstrømningen udgøres af grundvandsafstrømningen. I denne forbindelse betegnes overfladeafstrømningen som ét samlet led, der beskriver den hurtige afstrømning fra oplandet, der sker via overflade, grøfter, mindre vandløb og dræn mm..

Figur 7.6: Vandføring ved st. 21.03 målt i år 2016. Tidsserien er tidligere præsenteret på figur 4.5.



Punktudledninger medtages ikke, da der ikke observeres udledninger, som er direkte definerende for, hvor stor vandføringen bliver. Såfremt der sker udledninger, som er regnbetingede, beskrives disse implicit i overfladeafstrømningen. Grundvandsafstrømningen er forskellig fra årstid til årstid som effekt af, at fordampningen er størst om sommeren, hvorfor der i denne periode infiltrerer mindre til grundvandet. Derfor tager fordampningen, der medtages i modelopsætningen, højde for, at mindre nedbør ender som grundvandsafstrømning i sommerperioden - og omvendt.

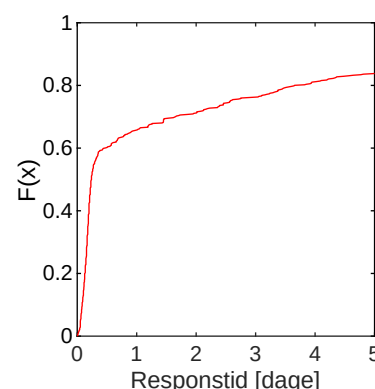
I forbindelse med den hurtige overfladeafstrømning observeres, at der er en forsinkelse fra en regnhændelse observeres i SVK-5122, til det observeres som en vandstandsstigning ved st. 21.03, hvilket fremgår af figur 7.7. Dette benævnes som responstiden, hvilket beskrives for at tage højde for dette i modelsammenhæng, så der ikke sker momentane udsving i vandstanden i forbindelse med en regnhændelse.



Figur 7.7: Sammenhæng mellem to regnhændelser og de deraf følgende vandstandsstigninger.

Responstiden vurderes at kunne opdeles i to bidrag. Afstrømningstiden på overfladen, og transporttiden i vandløbet. Disse inddrages ikke direkte i modelopsætningen, men som en valideringsparameter. Størrelsesordenen på responstiden bestemmes ved en krydskorrelation mellem observerede vandstande ved st. 21.03 og nedbør fra SVK-5122, præsenteret i bilag E.

På baggrund af denne analyse beskrives responstiden som værende inden for 60%-fraktilen (0-12 timer), hvilket fremgår af figur 7.8. Årsagen til, at fordelingsfunktionen ændrer form ved 60%-fraktilen, er at en vandstandsstigning korreleres med en forkert observeret regn, og den er derfor ikke retvisende for responstiden. Responstiden afhænger af karakteristikken for regnen, hvilket ikke inddrages



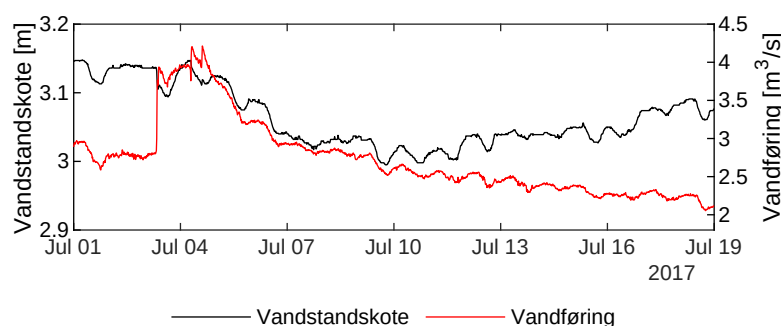
Figur 7.8: Fordelingsfunktion for responstider beregnet ved krydskorrelation.

direkte i modelopsætningen.

Afledte effekter af grødeskæring

Af kapitel 4 og bilag B fremgår, at der observeres en ringe effekt af en grødeskæring i forhold til reduktion i vandstand, hvorimod der sker en stigning i vandføringen, uden der observeres nævneværdig nedbør. Årsagen hertil kan forklares ud fra om, at en grødeskæring i Nørreå igangsætter en mere omfattende dræning end blot at sænke vandstanden. På figur 7.9 fremgår vandstands- og vandføringsdata omkring en grødeskæring d. 3. juli år 2017. Det ses, at vandføringen øges betydeligt, mens vandstanden ikke påvirkes momentant i samme grad.

Figur 7.9: Vandførings- og vandstandsdata for perioden 1. juli til 21. juli 2017. Grødeskæringen d. 3. juli 2017 medfører en momentan stigning i vandføring, mens vandstanden er længere tid om at falde. I den viste periode registreres ikke væsentlige nedbørsmængder.



Såfremt denne hypotese er korrekt skal effekten af dræningen af de omkringliggende arealer medtages i modelopsætningen. Hvis ikke effekten inddrages, overestimeres effekten af en grødeskæring, da afstrømningsmodellen ikke opsættes med udgangspunkt i at kunne beskrive interaktionen mellem vandstanden i vandløbet og afstrømningen fra de vandløbsnære arealer.

Bestemmelse af afstrømningen fra oplandet til Nørreå

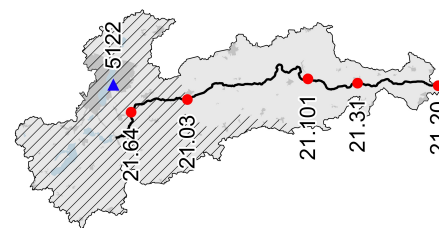
I følgende kapitel opstilles en model til at beskrive afstrømningen fra det hydrologiske opland til Nørreå. Her udgør den hydrauliske analyse af Nørreå, kapitel 7, tankegangen bag opsætningen af modellen. Formålet er at bestemme den stedslige afstrømning fra oplandet til Nørreå, således denne kan implementeres i vandløbsmodellen.

8.1 Forudsætninger for bestemmelse af afstrømningen til Nørreå

Afstrømningen til et vandløb kan beskrives på forskellig vis og med mere eller mindre komplicerede modelopsætninger. Der findes modeltyper, der tager højde for geologi og hydrologien omkring et vandløb. Afstrømningsmodellen, der opsættes i forbindelse med nærværende rapport, opstilles med udgangspunkt i de tendenser, der er præsenteret i kapitel 7. Følgende punkter beskriver de fænomener, der tages højde for:

- Langsom afstrømning
- Hurtig afstrømning
- Fordampning
- Vandindvinding

Afstrømningsmodellen opsættes med udgangspunkt i at beskrive afstrømningen fra oplandet til st. 21.03, se figur 8.1. Grunden hertil er, at st. 21.03 er den eneste på vandløbsstrækningen, hvor der måles vandføring kontinuert, og disse kalibreres modellen op imod. Det betyder, at afstrømningsmodellen baseres på et delopland på 235 km², hvortil der bestemmes ét sæt parametre ved kalibrering. Dette er umiddelbart en grov simplificering af virkeligheden at beskrive et så stort opland med ét sæt parametre. Dog vil en finere diskretisering stedsligt ikke kunne valideres, da der ikke foreligger tilgængeligt data til at beskrive variationen i de overnævnte tendenser inden for oplandet.



Figur 8.1: Vandløbsopland til Nørreå, hvor det skraverterede område udgør oplandet til målestation 21.03. På figuren fremgår også de øvrige målestationer og en SVK-målestation.

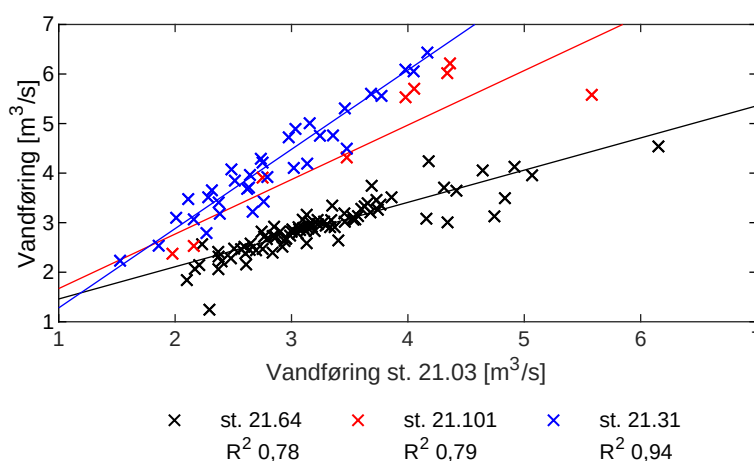
Resultatet af modellen er en afstrømningshydrograf, der beskriver afstrømningen til de enkelte vandløbssektioner i vandløbsmodellen. For at beskrive afstrømningen op- og nedstrøms ift. st. 21.03 laves en arealbaseret vægtning af afstrømningen, hvilken fordeles på vandløbsmodellens delstrækninger. For at beskrive afstrømningen nedstrøms st. 21.03 benyttes forholdet mellem målte vandføringer ved de fire målestationer langs Nørreå. Det betyder, at afstrømningshydrografen forskydes ned i systemet med en faktor svarende til forholdet, og afstrømningen mellem målestationerne arealbaseres svarende til oplandet til hver enkelt vandløbssektion.

I kapitel 7 er den responstid beskrevet, der går fra en regn observeres til der observeres en vandstands- og vandføringsstigning ved st. 21.03. Denne faktor inddrages ikke i afstrømningsmodellen, da en del af denne tid er transporttiden i vandløbet, hvorfor vandløbsmodellen tager højde for dette. Dog er der en koncentrationstid fra, at nedbøren lander, til den ender i vandløbet. Effekten heraf medtages ikke direkte i afstrømningsmodellen, men på grund af modelvalg medtages dette implicit. Dette beskrives nærmere i afsnit 8.2.

Stedslig sammenhæng af vandføring

Sammenhængen mellem enkeltmålinger af vandføringen mellem st. 21.03 og de resterende stationer bestemmes på baggrund af enkeltmålinger foretaget inden for samme døgn. Som det fremgår af figur 8.2, kan sammenhængene beskrives med god tilnærmelse. Dermed kan den kontinuerligt målte vandføring ved st. 21.03 omregnes til en afstrømning til de øvrige hydrometristationer.

Figur 8.2: Sammenhæng mellem sammenfaldende målte vandføringer fra målestationerne. N angiver antallet af sammenfaldende målinger.



Det forudsættes, at ændringerne i vandføring mellem stationerne stammer fra oplandet mellem stationerne. Når vandløbsoplandet

kendes, kan vandføringen mellem målestationerne bestemmes, idet ændringen i oplandsstørrelse benyttes, og afstrømningshydrografen fra afstrømningsmodellen forskydes med den bestemte sammenhæng.

Arealbaseret afstrømning

Til hver vandløbssektion, der afgrænses af tværsnitsdataene, bestemmes et opland baseret på en oplandsanalyse, hvor der tages højde for, at der i enkelte sektioner er tilløb til Nørreå fra mindre vandløb. Oplandsanalysen er foretaget i SCALGO Live, hvor oplandet til hver målestation samt punkterne, hvor oplandsstørrelsen stiger med over 10 km², noteres. Imellem disse punkter interpoleres lineært, så oplandet til hver vandløbssektion kan bestemmes. Afstrømningen til de enkelte vandløbssektioner bestemmes som deloplandets andel af det totale opland. Forskellen i afstrømning mellem målestationerne fordeles ud på hver vandløbssektion efter samme princip, hvorfra der bestemmes en hydrograf. Denne hydrograf indgår som input til vandløbsmodellen.

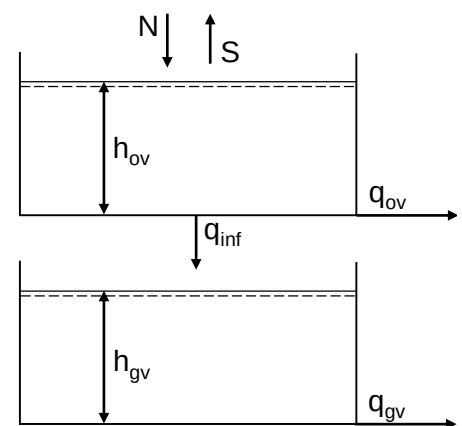
8.2 Opsætning af afstrømningsmodel

Afstrømningsmodellen opsættes som en lineær reservoir-model med to reservoirer efter princippet i [Bengtsson, 2004] for at kunne beskrive den hurtige og langsomme afstrømning. Det øverste reservoir beskriver den hurtige afstrømning og udgør i princippet den øverste del af jordsøjlen. Det nederste reservoir beskriver den langsomme afstrømning og udgør grundvandet. En principskitse af modelopbygningen ses på figur 8.3. Strømningen fra øverste til nederste reservoir betragtes som vandets transport i jorden, og transporthastigheden afhænger af jordens hydrauliske ledningsevne. Afstrømningen fra begge reservoirer, q_{ov} og q_{gv} beskrives med ligning (8.1).

$$q = \frac{h}{t} \quad (8.1)$$

Hvor h er vandstanden i reservoiret, [m], og t er en tidskonstant for det enkelte reservoir, [s]. Der gøres ikke brug af overløb i de to reservoirer, fordi det ved beregningsforsøg har vist sig at medføre store momentane udsving i afstrømningen, som ikke kan genfindes i observationsdataene. Såfremt et overløb anvendes, vil der, når reservoiret er fyldt, ske en stor afstrømning, da selv en lille regn bidrager med en stor afstrømning pga. oplandsstørrelsen.

Nedbørsinputtet til afstrømningsmodellen, N , baseres på SVK-5122. Dermed baseres opsætningen og kalibreringen af afstrømningen kun på én regnmåler. Usikkerheden ved kun at anvende én regnmåler



Figur 8.3: Principskitse af afstrømningsmodel opsat som en lineær reservoir model med to reservoirer.

undersøges ved at gennemregne modellen med de fire andre SVK-stationer præsenteret i kapitel 7. Ved kun at benytte ét regnininput forudsættes, at det regner lige meget over hele oplandet. Dermed tages ikke højde for den spatiale fordeling af regn i oplandet, hvilket medfører en usikkerhed på den modellerede afstrømning. Denne bliver et direkte produkt af nedbørsmålinger fra den ene station i Viborg, hvilket f.eks. betyder, at kraftige, lokale regnhændelser i Viborg medfører store udsving på den modellerede afstrømning, selvom det ikke nødvendigvis regner lige så kraftigt i den øvrige del af vandløbsoplandet. Det modsatte scenarie, hvor SVK-måleren ikke registrerer nedbør, selvom det regner andre steder i vandløbsoplandet, medfører manglende afstrømning. Derudover har sne og snesmeltning en påvirkning på den virkelige afstrømning, hvilket ikke inddrages i modellen. Dette anses som væsentlige usikkerheder ved afstrømningsmodellen, hvilket forplanter sig til vandløbsmodellen. En differentieret fordeling af nedbøren på oplandet beskriver formentligt en mere retvisende afstrømning til Nørreå, men for at holde afstrømningsmodellen simpel anvendes blot en enkelt SVK-station.

For at tage højde for andelen af bruttonedbør, der ikke ender i Nørreå, indføres faktoren, S . I denne faktor ligger både fordampning samt vandindvinding, og S beskrives med en sinuskurve, hvor amplituden og forskydningen på y-aksen indgår som parametre, der kalibreres for at bestemme størrelsen på disse. Forskydningen på y-aksen beskriver både den minimale fordampning, der sker i vinterperioden samt vandindvindingens andel af bruttonedbøren. Amplituden beskriver størrelsen på fordampningen og bestemmes som den maksimale fordampning om sommeren.

Som nævnt medtages koncentrationstiden implicit, da afstrømningen fra de to reservoirer afhænger af vandstanden. I takt med at vandstanden hæves i det øverste reservoir, øges afstrømningen, og den hurtige afstrømning stiger. Det betyder, at vandstanden i reservoiret hæves i forbindelse med en regnhændelse, og afstrømningen stiger som funktion heraf, indtil regnhændelsen ophører.

Kalibrering og validering

Afstrømningsmodellen kalibreres op mod målte vandføringer ved st. 21.03, og det antages, at vandføringen i målepunktet hverken påvirkes af menneskelige/mechaniske udledninger eller tidevand. Udgangspunktet for kalibreringen er, at modellen skal kalibreres over en periode på to år for at undgå, at den relativt simple model overfittes til en bestemt periode. Da der kun foreligger kontinuerte vandføringsmålinger fra år 2016 og 2017, kan der ikke efterlades

en periode til validering, som modellen ikke er kalibreret op mod. Afstrømningsmodellen kalibreres derfor over tre perioder; år 2016, år 2017 og år 2016-2017 samlet. Dermed er der mulighed for at anvende valideringsdata, der ikke er benyttet til kalibrering, og på den måde kan usikkerheden ved at overfitte modellen til et bestemt år beskrives. Forud for kalibreringsperioderne gennemregnes modellen med en periode svarende til kalibreringslængden for at modellen kan nå at stabilisere sig.

Til kalibrering anvendes en GLUE, hvor afstrømningsmodellen gennemregnes med mange tilfældigt udvalgte parametersæt inden for et forudbestemt interval. Ud fra et stort sæt resultater bestemmes det sæt parametre, der performer bedst i forhold til de observerede vandføringer. Parametersættens performance vurderes på baggrund af NSE (Nash Sutcliffe Efficiency), R^2 og en massebetragtning. Der indgår i alt fem parametre i kalibreringen, hvilke fremgår af tabel 8.1.

Parameter		Beskrivelse
t_{OV}	[s]	Tidskonstanten til øverste reservoir
t_{GV}	[s]	Tidskonstanten til nederste reservoir
S_{min}	[m/d]	Forskydning på y-aksen af den sinusformede beskrivelse af fordampning og vandindvinding
S_{max}	[m/d]	Amplituden af den sinusformede beskrivelse af fordampningen
q_{INF}	[m/s]	Infiltrationshastigheden fra øverste til nederste reservoir

Tabel 8.1: Parametersæt til afstrømningsmodellen. Parametrene fremgår også af figur 8.3, hvor parametrene S_{min} og S_{max} er under fællesbetegnelsen S .

Tidskonstanterne, t_{OV} og t_{GV} , betragtes ikke som fysiske faktorer, og størrelsesordenen beskriver ikke en fysisk tid, der har en sammenhæng med oplandet. Der er blot tale om en parameter, der kalibreres for at bestemme afstrømningshastigheden. Infiltrationshastigheden mellem de to reservoirer bør teoretisk set kunne bestemmes ud fra den hydrauliske ledningsevne i oplandet. Det er dog vanskeligt at vurdere én hydraulisk ledningsevne for et opland på denne størrelse, da geologien naturligvis varierer, og derfor kan parameteren ligeledes betragtes som en kalibreringsparameter uden egentlig fysisk indhold, hvorfor denne også indgår i kalibreringen.

Bestemmelse af det bedste parametersæt

Ud fra et stort antal gennemkørsler af afstrømningsmodellen med forskellige parametersæt bestemmes det sæt, der beskriver den observerede vandføring bedst. For hver af kalibreringsperioderne, år 2016 og 2017 enkeltvis samt år 2016-2017 samlet, fremgår det bedst

performende parametersæt af tabel 8.2.

Tabel 8.2: Resultat af kalibrering på de fem parametre, der indgår i afstrømningsmodellen. Det ses, at anvendelse af forskellige kalibreringsperioder medfører forskellige resultater for parametrene.

Parameter		2016	2017	2016-17
t_{OV}	[s]	$3,53 \cdot 10^6$	$3,78 \cdot 10^6$	$2,80 \cdot 10^6$
t_{GV}	[s]	$5,17 \cdot 10^6$	$7,52 \cdot 10^6$	$6,15 \cdot 10^6$
S_{min}	[m/d]	$1,06 \cdot 10^{-5}$	$1,45 \cdot 10^{-5}$	$3,10 \cdot 10^{-6}$
S_{max}	[m/d]	$3,35 \cdot 10^{-3}$	$3,41 \cdot 10^{-3}$	$4,52 \cdot 10^{-3}$
q_{INF}	[m/s]	$2,57 \cdot 10^{-8}$	$2,31 \cdot 10^{-8}$	$3,10 \cdot 10^{-8}$

Som det fremgår af tabel 8.2, er det ikke det samme sæt parametre, der beskriver de observerede vandføringer bedst for perioderne. Generelt er q_{inf} , og begge S -parametre i samme størrelsesorden. I modsætning hertil er tidskonstanterne, der varierer meget fra periode til periode.

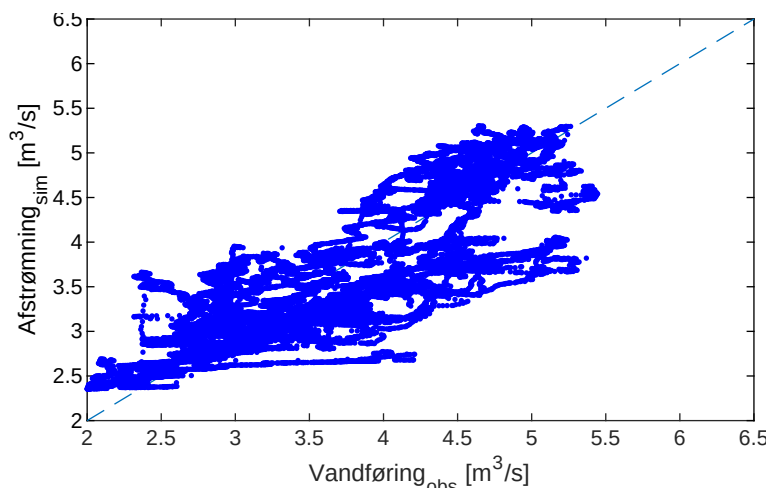
De nøgletal, der beskriver performance for hver kalibreringsperiode i forhold til en massebetragtning, fremgår af tabel 8.3. Nettonedbøren er beregnet som den akkumulerede vandføring over perioden delt med oplandsstørrelsen på 235 km². For perioderne år 2017 og år 2016-2017 er differencen mellem observeret og simuleret nettonedbør lille. Det samme gør sig gældende med S inden for samme periode. S er beregnet som differencen mellem nettonedbør og den observerede bruttonedbør fra SVK-stationen i Viborg. Ved kalibrering med år 2016 alene opnås generelt resultater, der ligger et stykke fra de observerede værdier. Dette kommer til udtryk i differencen mellem observeret og modelleret middelvandføring, $Q_{mid.diff}$. Ved kalibrering på år 2017 er middelvandføringen 20 l/s større end den observerede, mens perioden år 2016-2017 giver en middelvandføring, der er 50 l/s mindre end den observerede. Til sammenligning giver kalibrering på år 2016 en middelafløbstrømning, der er 200 l/s større end den observerede.

Tabel 8.3: ¹⁾ Observeret bruttonedbør inden for perioden. Observerede og modellerede massebetragtninger for systemet.

Parameter	år	2016	2017	2016-17
Observeret nedbør ¹⁾	[m]	0,75	0,87	1,62
Akkumuleret Q_{model}	[m ³]	$1,22 \cdot 10^8$	$1,16 \cdot 10^8$	$2,28 \cdot 10^8$
Akkumuleret Q_{obs}	[m ³]	$1,15 \cdot 10^8$	$1,16 \cdot 10^8$	$2,31 \cdot 10^8$
Nettonedbør $_{model}$	[m]	0,52	0,49	0,97
Nettonedbør $_{obs}$	[m]	0,49	0,49	0,98
S_{model}	[m]	0,29	0,36	0,69
S_{obs}	[m]	0,23	0,38	0,66
$Q_{mid.diff}$	[m ³ /s]	0,2	0,02	-0,05

Parametersættens performance i forhold til R^2 og NSE bestemmes, og de parametersæt med bedste performance udgør den kalibrerede model for de tre perioder. En høj R^2 beskriver, hvor godt modellen

performer i forhold til, hvor godt punkterne er korreleret indbyrdes. En høj R^2 kan ligeledes opnås, hvis modelresultatet er forskudt i forhold til de observerede, og derfor kan resultatet generelt ramme over eller under. Derfor anvendes NSE sammen med R^2 , da NSE er punkternes indbyrdes korrelation i forhold til vinkelhalveringslinjen, som derfor bedre beskriver, om det ene datasæt er forskudt i forhold til det andet. På figur 8.4 er den modellerede afstrømning afbilledet op mod de observerede vandføringer for kalibreringsperioden år 2017.



Figur 8.4: Modelleret afstrømning mod observeret vandføring for kalibreringsperioden år 2017. Den stiplede linje er vinkelhalveringslinjen, og såfremt modellen rammer 100% korrekt vil alle punkter ligge herpå.

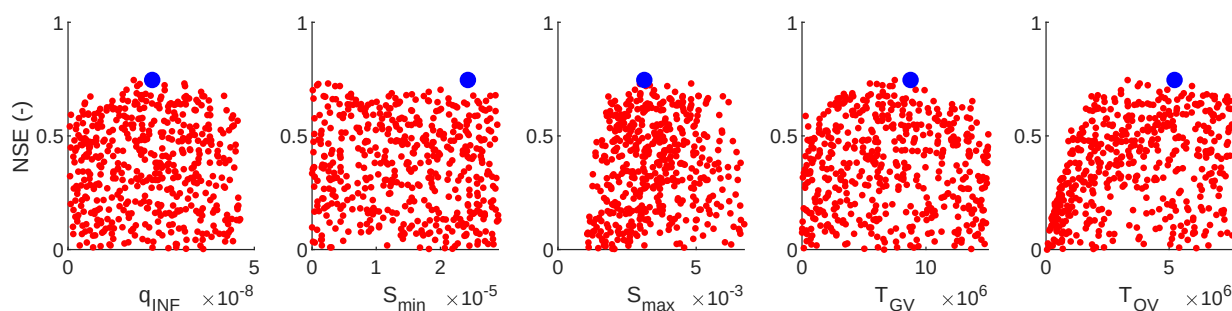
På figur 8.4 fremgår, at punkterne generelt ligger omkring vinkelhalveringslinjen. NSE og R^2 er for denne periode begge 0,78, hvilket antyder, at punkterne er lige så godt korreleret med hinanden, som de er i forhold til vinkelhalveringslinjen. Såfremt disse ikke er ens, vil punkterne følge en linje, der enten ligger over eller under vinkelhalveringslinjen. Dette gør sig gældende, hvis afstrømningsmodellen generelt rammer for højt eller for lavt på enten de høje eller lave vandføringer. NSE og R^2 for kalibreringsperioderne fremgår af tabel 8.4

Følsomheden af de enkelte parametre undersøges ligeledes for at bestemme et interval, hvor modellen performer godt samt at bestemme, om der er parametre, som ikke har indflydelse på resultatet. På figur 8.5 er NSE for 1000 gennemkørsler af modellen med forskellige parametersæt præsenteret.

Af figur 8.5 fremgår umiddelbart, at der ses toppunkter for hver parameter, inden for det præsenteret interval. S_{min} ses ikke at have et ligeså tydeligt toppunkt som de resterende parametre. Det kalibrerede parametersæt for de tre kalibreringsperioder er derfor det bedst performende parametersæt, i forhold til NSE, R^2 og massebetragtningen, og for nogle af parametrene kan der ikke drages en

År	2016	2017	2016-2017
R^2	0,63	0,78	0,69
NSE	0,59	0,78	0,69

Tabel 8.4: NSE og R^2 for kalibreringsperioderne.

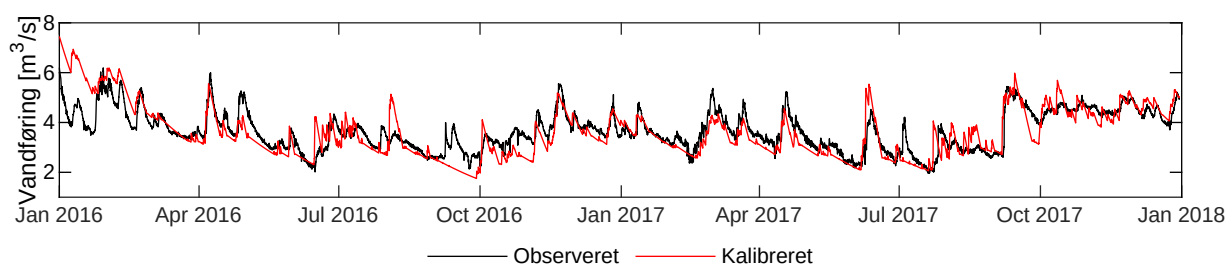


Figur 8.5: NSE for året 2017. De blå prikker er bedste performance for den givne kalibreringsperiode.

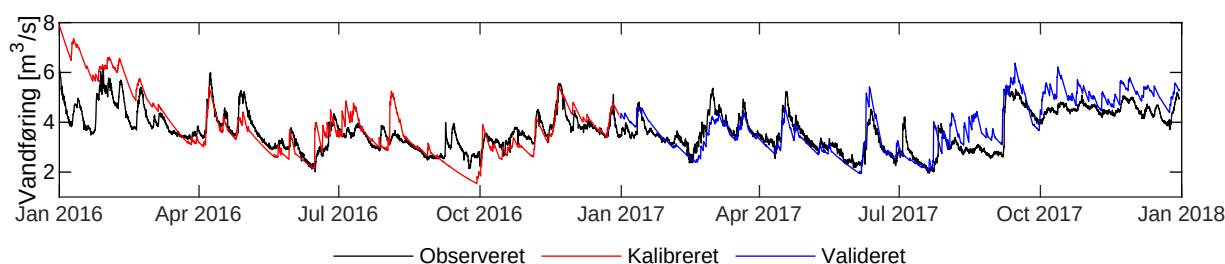
direkte fysisk sammenhæng med Nørreå og oplandet hertil.

Afstrømningshydrografer fra kalibrerede afstrømningsmodeller

Resultaterne af kalibreringen af de tre perioder fremgår af figur 8.6, 8.7 og 8.8.

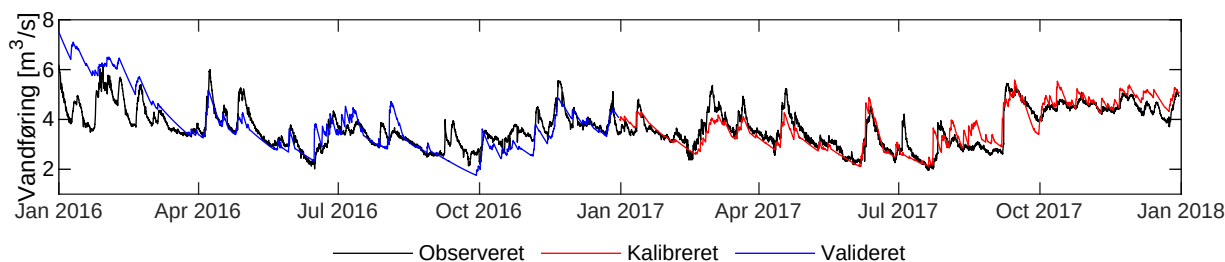


Figur 8.6: Kalibrering på perioden år 2016 og 2017



Figur 8.7: Kalibrering af år 2016, samt validering på år 2017.

Generelt har modellen, hvor år 2016 indgår, svært ved at beskrive den afstrømning, der sker først på året. Den høje afstrømning skyldes, at der i slutningen af år 2015 kommer op mod 300 mm nedbør i Viborg i de sidste to måneder. Det må betegnes som en svaghed ved modellen, at den har vanskeligt ved at beskrive meget nedbør over relativt korte perioder. Ydermere ses på figur 8.7, i slutningen



Figur 8.8: Kalibrering af år 2017, samt validering på år 2016.

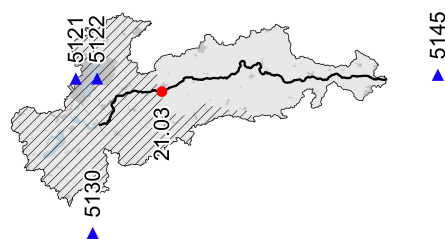
af september, at der er en hændelse, som modellen slet ikke rammer. Forklaringen på dette er, at der her sker en grødeskæring, og at der kommer en stor regnhændelse, som SVK-stationen ikke registrerer. Grødeskæringen forårsager, som tidligere beskrevet i kapitel 7, en stigning i vandføring, og en sådan stigning kan afstrømningsmodellen naturligvis ikke tage højde for. Det samme gælder for andre tilfælde, hvor vandføringen ændres som resultat af andre hændelser end nedbør. Ligeledes ses ulempen ved at basere regninputtet på én enkelt regnmåler, da der i perioden efter hændelsen i september 2016 generelt modelleres lavere vandføringer end observeret. Det skyldes, at reservoirerne i modellen tømmes i den efterfølgende periode i stedet for at fylde reservoirerne op efter regnhændelsen. Fænomenet med grødeskæringen ses også på figur 8.8, hvor der midt i juli ses en stigning i afstrømningen, uden modellen følger med. På figur 8.7 og 8.8 fremgår en afbildning af afstrømningsmodellens performance på det modsatte år end, hvad det er kalibreret på. Denne er markeret med blå.

Generelt ses også, at afstrømningsmodellen ikke fanger alle toppunkter, mens de andre gange overestimerer vandføringen. Dette kan skyldes, at modellen er så simpelt opstillet, som den er, eller at den observerede nedbør ikke er ens over hele oplandet. Derudover vil nogle dele af oplandet i høj grad bidrage hurtigere, efter en regnhændelse indtræffer, end andre, hvilket også kan være med til at forklare, at ikke alle toppunkter rammes.

Af figur 8.9 fremgår, hvordan den kalibrerede model på perioden år 2016-2017 gengiver en regnhændelse. Afstrømningen sker umiddelbart efter regnhændelsen indtræder, hvor den observerede vandføring først responderer efter et stykke tid. Tiden fra at det vand, der lander på befæstede arealer i Viborg, i høj grad bidrager til den hurtige afstrømning og kan observeres ved st. 21.03, er relativt lang. Såfremt dette er korrekt, tager vandløbsmodellen højde for den forsinkelse, der kommer af transporttiden i vandløbet.



Figur 8.9: Responsen fra en regnhændelse fra afstrømningsmodellen i forhold til observerede vandføring.



Figur 8.10: SVK-målestationer inden for og i umiddelbar nærhed af oplandet til Nørreå.

SVK-station	R^2	NSE
5121	0,59	0,61
5122 ¹⁾	0,69	0,69
5130	0,62	0,63
5145	0,12	0,56

Tabel 8.5: NSE og R^2 for kalibreringsperiode år 2016-2017 for de forskellige SVK-stationer. ¹⁾ R^2 og NSE for SVK5122 er de samme som i tabel 8.4.

Usikkerhed ved nedbørsinput

Usikkerheden ved at opstille afstrømningsmodellen med et nedbørsinput fra én SVK-regnmåler beskrives ved at køre modellen med de i bilag C beskrevne regnserier. Dette gøres udelukkende for at se, om en af disse regnmålere er mere sigende i forhold til afstrømningen til oplandet. Dog er svagheden stadig, at hele modellen opsættes med én regnmåler. Derfor laves også en gennemkørsel, hvor en middelbetragtning af de fire nærliggende SVK-stationer, 5121, 5122, 5130 og 5145 benyttes for at vurdere om dette er mere retvisende.

Af tabel 8.5 fremgår, at den bedste korrelation opnås ved at benytte SVK-måler 5122. Som det fremgår af bilag C, er der den mindste difference i målt nedbør mellem SVK-måler 5122 og 5121 og 5130, hvilket også kommer til udtryk i de bedste korrelationer. På baggrund af dette vurderes, at en nærliggende regnmåler er tilstrækkeligt til at beskrive afstrømningen til oplandet på trods af antagelsen om, at det regner ens over hele oplandet.

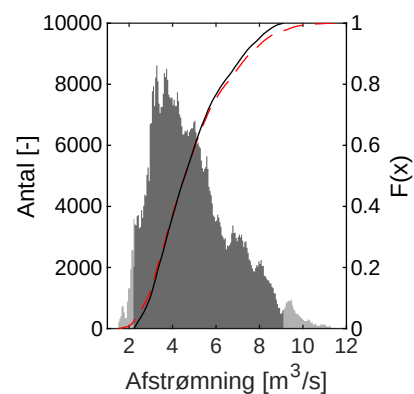
Opsamling på afstrømningsmodel

Til videre brug i vandløbsmodellen anvendes output fra afstrømningsmodellen kalibreret på perioden år 2016-17. Denne kalibrering anvendes for at forbedre mulighederne for, at modellen kan repræsentere de årlige variationer i vandføring for andre år end 2016 og 2017. I princippet bør alle parametre, bortset fra fordampningsparameteren, S , være konstante år for år, såfremt størrelsen af dem kan overføres til en fysisk parameter. Responstiden fra en regnhændelse til en vandføringsstigning, bør også være konstant år for år, når den betragtes som én parameter, der beskriver alle regnhændelser.

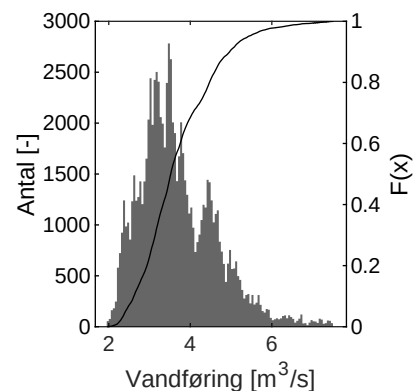
8.3 Fordelingsfunktioner af kalibrerede afstrømningshydrografer

Resultatet, foruden afstrømningshydrografen, der indgår i vandløbsmodellen, er sandsynligheden for opnåelse af en given vandføring. Dette benyttes til at beskrive, hvor stor sandsynligheden er for at opnå en given vandføring. Dette sammenlignes med den fremskrevne vandføringskapacitet i vandløbet. Sandsynligheden bestemmes ved at gennemberegne afstrømningsmodellen med en nedbørsserie fra SVK-måler 5122 i perioden år 2005-2018, og på baggrund af dette opnå en længere afstrømningshydrograf. Fordelingsfunktionen for modelleret afstrømning og observeret vandføring ved st. 21.03 fremgår af figur 8.11 og 8.12. Der skelnes ikke mellem sommer- og vintervandføringer, hvilket gør, at vandføringen overvurderes i sommermånederne, hvor vandføringen er lavere.

På figur 8.11 fremgår en stiptet rød linje, der beskriver fordelingen af hele afstrømningshydrografen fra afstrømningsmodellen. På baggrund af denne frasorteres 5% fraktilen, som fremgår af den sorte linje. Dette frasorteres for at tage højde for at afstrømningsmodellen baseres på én SVK-station, og den observerede nedbør fordeles jævnt over hele oplandet, og modelusikkerheder ved meget store og meget små afstrømninger. Det mørke område på figur 8.11 angiver 95 % fraktilen af den modellerede vandføring og sammenlignet med den observerede vandføring, opnås en større procent høje afstrømninger over middelværdien for de observerede vandføringer. Middelværdien af de observerede vandføringer er $3,7 \text{ m}^3/\text{s}$, og der ligger 70 % procent af de modellerede vandføringer over denne værdi.



Figur 8.11: Fordelingsfunktion, og histogram på baggrund af afstrømningsmodellen i perioden år 2005-2018.



Figur 8.12: Fordelingsfunktion og histogram på baggrund af observerede vandføring i perioden år 2016-2017.

Opstilling af vandløbsmodel

I dette kapitel beskrives, hvordan afstrømningshydrografen, der er resultatet fra afstrømningsmodellen (kap. 8), omregnes til en vandstand i Nørreå ved brug af en vandløbsmodel. I kapitlet omtales beregningsprincipper, metodevalg til inddragelse af tværsnitsdata, kalibrering og validering.

9.1 Beregningsprincip for vandløbsmodel

Vandstanden i vandløb kan beregnes med flere forskellige metoder med større eller mindre grad af kompleksitet. Til ikke-stationære beregninger af vandløbshydraulik, dvs. i situationer, hvor vandstand og vandføring ændrer sig i et vandløbstværsnit over tid, kan Saint-Vernant ligningerne anvendes. Disse består af hhv. kontinuitetsligningen og impuls-ligningen i 1D. Impuls-ligningen kan opstilles med forskellig grad af kompleksitet, og den valgte metode bør afhænge af, hvilket system modellen skal beskrive. Den mest komplekse udgave betegnes som en fuld dynamisk bølgemodel, og denne inddrager, i modsætning til to approksimerede bølgemodeller, to accelerationsled i impuls-ligningen. Disse accelerationsled tillader en friktionsløs bølgebevægelse, der er nødvendig at medtage i beregninger, hvor momentane hastigheds- og vandføringsændringer spiller en rolle. De approksimerede bølgemodeller, der benævnes kinematisk og diffusiv bølgemodel, inddrager ikke denne friktionsløse bølgebevægelse og kan derfor ikke anvendes til beskrivelse af systemer, hvor sådanne forekommer. I dette projekt anvendes en diffusiv bølgemodel, da momentane vandførings- og vandstandsændringer ikke forventes at have stor indflydelse på vandløbshydraulikken i Nørreå.

Den diffusive bølgemodel løses numerisk og kontinuitets- og impuls-ligningen fremgår på differensform ved (9.1) og (9.2).

$$y_j^{n+1} = y_j^n + \frac{(Q_j^n - Q_{j+1}^n + Q_{lat_j}^n) \cdot dt}{A_j^n} \quad (9.1)$$

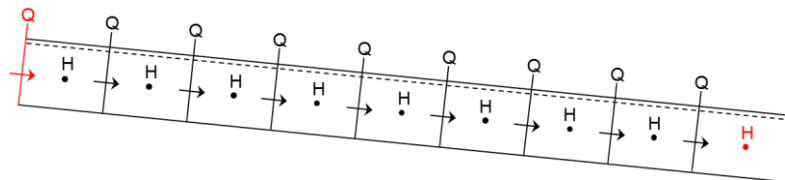
$$V_j^n = m^n \cdot \left(\frac{H_{j-1}^n - H_j^n}{dx} \right)^{1/2} \cdot \left(\frac{R_{j-1}^n + R_j^n}{2} \right)^{2/3} \quad (9.2)$$

Hvor indeks j angiver beregningscellens nummer, og indeks n angiver tidsskridtet. I kontinuitetsligningen (9.1) indgår vanddybden, y [m], vandføring mellem beregningscellerne, Q [m³/s], det laterale indløbsvandføring, Q_{lat} [m³/s], tidsskridtets størrelse, dt [s], og beregningscellens overfladeareal ved den aktuelle vanddybde, A [m²]. Vanddybden omregnes til en vandstandskote ved inddragelse af tværsnittets bundkote.

I impulsligningen (9.2), der udgøres af Manningformlen, indgår Manningtallet, M [m^{1/3}/s], vandstandskoten i beregningscellerne, H [m], afstanden mellem midten af beregningscellerne, dx [m], og den hydrauliske radius for de to tværsnit ved de aktuelle vanddybder [m²/m].

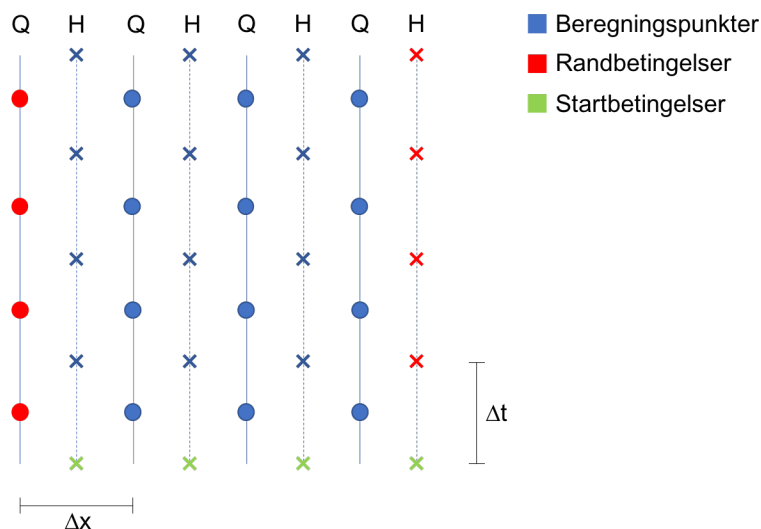
Efter en stedslig diskretisering af Nørreå i 418 beregningsceller benyttes de to styrende ligninger til at bestemme vandstand på baggrund af vandføring - og omvendt. Dette fremgår af ligning (9.1) og (9.2), hvor Q indgår i beregning af H , og H indgår i beregning af Q . På figur 9.1 ses en principskitse af den stedslige diskretisering af vandløbet.

Figur 9.1: Principskitse af den stedslige diskretisering af Nørreå. Indløbsvandføringen længst opstrøms og trykniveauet længst nedstrøms, begge markeret med rød, anvendes som randbetingelser.



Der anvendes to typer randbetingelser, markeret med rød på figur 9.1. Den ene udgøres af en vandstandskote længst nedstrøms, mens den anden er indløbsvandføringen længst opstrøms, der er bestemt ved brug af afstrømningsmodellen (kapitel 8). Trykkranden omtales nærmere i afsnit 9.2.

Det numeriske beregningsprincip for den diffusive bølgemodel er finite difference og illustreres på figur 9.2. Principskitsen skal læses fra bunden, hvor startbetingelsen for vandstandskoten er skitseret. På baggrund af denne bestemmes vandføringen mellem hver beregningscelle ved ligning (9.2) til tiden $\Delta t/2$. I næste tidsskridt, dvs. Δt , bestemmes den nye vandstandskote i hver beregningscelle ved ligning (9.1). Dermed beregnes vandstandskote og vandføring både tidsligt og stedsligt forskudt for hinanden.



Figur 9.2: Beregningsprincip for numerisk diffusiv bølgemodel. På baggrund af randbetingelserne og en begyndelsesbetingelse for vandstandskoten beregnes vandføring, Q , og vandstandskote, H , skiftevis for hele simuleringsperioden.

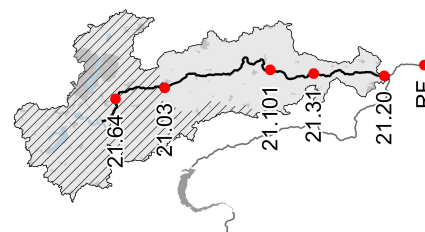
9.2 Bestemmelse af randbetingelser

Randbetingelserne til vandløbsmodellen består af en indløbsvandføring, der er bestemt ved brug af afstrømningsmodellen, og en vandstandskote længst nedstrøms i Nørreå, st. 21.20 på figur 9.3. De anvendte randbetingelser varierer over tid, da observationer fra målestationerne på vandløbet afslører, at vandstanden påvirkes af vandføringen og af tidevandsbevægelser i Randers Fjord. Da vandløbsmodellen skal anvendes til at bestemme det aktuelle Manningtal ved sammenligning af simuleret og observeret vandstand, er det afgørende, at de anvendte randbetingelser er så repræsentative for virkeligheden som muligt. Nærmere beskrivelse af metoden til bestemmelse af det aktuelle Manningtal fremgår i afsnit 9.5.

Som beskrevet i kapitel 8, anvendes afstrømningsmodellen til at bestemme den laterale indløbsvandføring til Nørreå. Resultatet fra afstrømningsmodellen baseres på nedbørsregistrering og arealet af deloplandene til Nørreå.

Sammenhæng mellem vandstandskote i Randers Fjord og ved st. 21.20

Vandstandskoten ved st. 21.20, der benyttes som randbetingelse til den diffusive bølgemodel, er monitoreret i en periode på cirka et år. I modsætning hertil findes vandstandsmålinger fra Randers Fjord for adskillige år. Derfor bestemmes en sammenhæng mellem vandstanden i Randers Fjord og vandstandskoten målt ved st. 21.20 til samme tidspunkt. En væsentlig forudsætning for dette er, at vandstanden ved st. 21.20 er styret af vandstanden i Randers Fjord og ikke af vandstanden i Gudenåen.

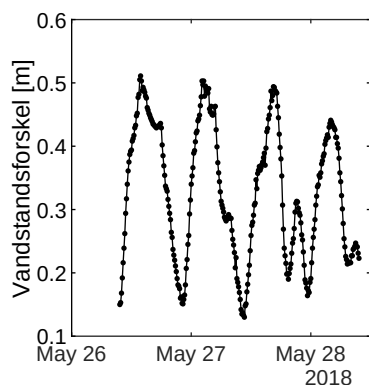
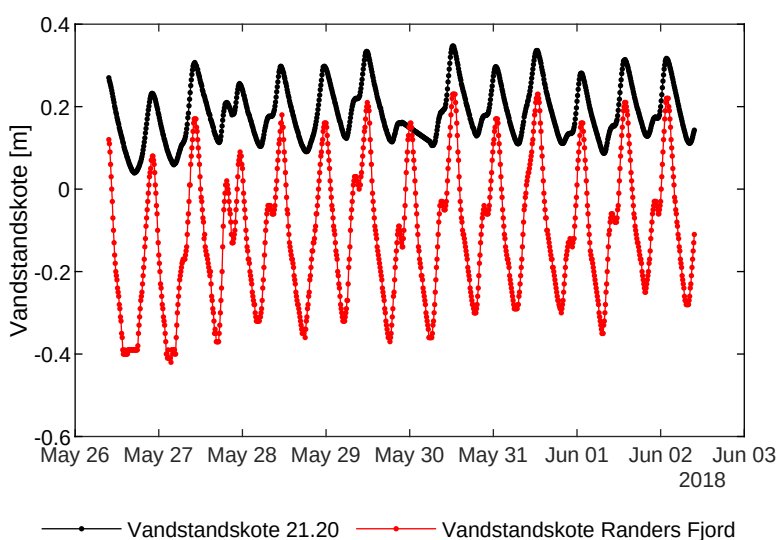


Figur 9.3: Placering af målestationer i Nørreå og Randers Fjord, RF.

I bilag F ses, hvor stor indflydelse en varierende trykrandbetingelse har på hydraulikken i den nederste del af Nørreå, hvilket begrundes, hvorfor det er nødvendigt at inddrage denne.

På figur 9.4 ses vandstandsmålinger fra Randers Fjord og st. 21.20 målt i januar 2018. Målingerne viser ved begge målestationer svingninger med en periode på cirka 12 timer, hvilket skyldes tidevandspåvirkningen. Det fremgår desuden, at differencen mellem vandstanden ved de to observationspunkter varierer. Når vandstanden er høj i Randers Fjord, er differencen relativt lille, mens differencen er relativt stor, når vandstanden i Randers Fjord er lille. Der forekommer naturligvis afvigelser, da vandstanden i Randers Fjord ikke udelukkende er påvirket af tidevandsbevægelser, men f.eks. også vindforhold.

Figur 9.4: Observeret vandstandskote ved st. 21.20 og i Randers Fjord. Det ses, at differencen mellem observationerne er størst, når vandstanden i Randers Fjord er mindst.



Figur 9.5: Observeret vandstandsforstel mellem målestationen i Randers Fjord og st. 21.20. De fire nævnte parametre bestemmes, så denne differenskurve beskrives bedst muligt. Beregningen af parameterværdierne tager dog udgangspunkt i en væsentligt længere periode end illustreret her.

Da differencen stiger og falder med samme konstante frekvens som tidevandet, bestemmes et sinusudtryk for differencen. Dette anvendes til at beregne vandstanden ved st. 21.20 på baggrund af vandstanden i Randers Fjord. Ligning (9.3) angiver det funktionsudtryk, der anvendes til at beskrive differencen.

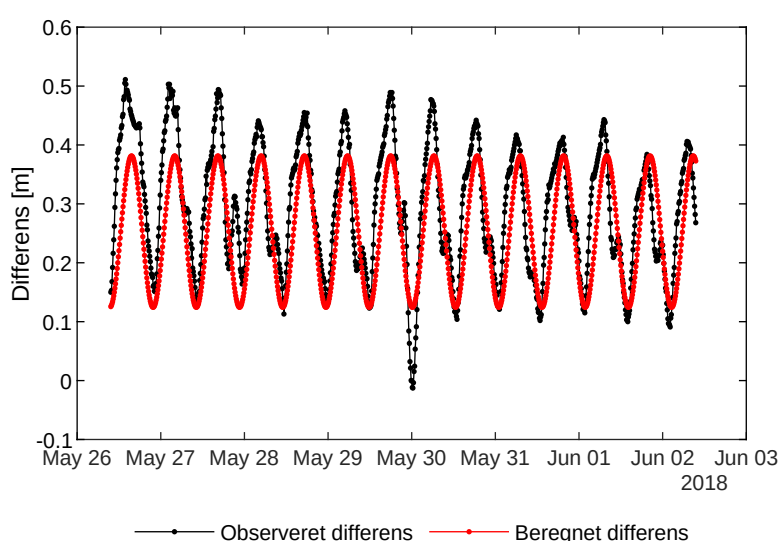
$$\text{Differens} = A \cdot \sin(t \cdot \omega + \varphi) + k \quad (9.3)$$

Her angiver A sinuskurvens amplitude, ω angiver vinkelfrekvensen, φ er faseforskydningen og k er forskydningen på y-aksen. Parametrenes værdi bestemmes ud fra det tilgængelige data for differencen, hvoraf der ses et udsnit på figur 9.5.

De enkelte parametre kan estimeres i grove træk ud fra en betragtning af den observerede differens. Amplituden, A , kan estimeres

ud fra forskellen på de største og de mindste differencer, vist på figur 9.5. Da differencen følger tidevandets bevægelse, fastsættes vinkelfrekvensen, ω , ud fra tidevandsperioden på 12,42 timer. Faseforskydningen, φ , bestemmes ved manuel kalibrering og middelværdien, k , findes ved beregning af middelværdien af den observerede differens. De anvendte parametre er desuden korigeret, så der for hele sammenligningsperioden opnås mindst mulig afvigelse mellem observeret og beregnet differens. Dette har betydning for bestemmelsen af hhv. A , φ og k .

På figur 9.6 ses den beregnede differenskurve sammen med den observerede differens for samme periode.



Figur 9.6: Observeret og beregnet vandstandsfordel mellem målestation i Randers Fjord og ved st. 21.20. Figuren viser blot et udsnit af hele sammenligningsperioden.

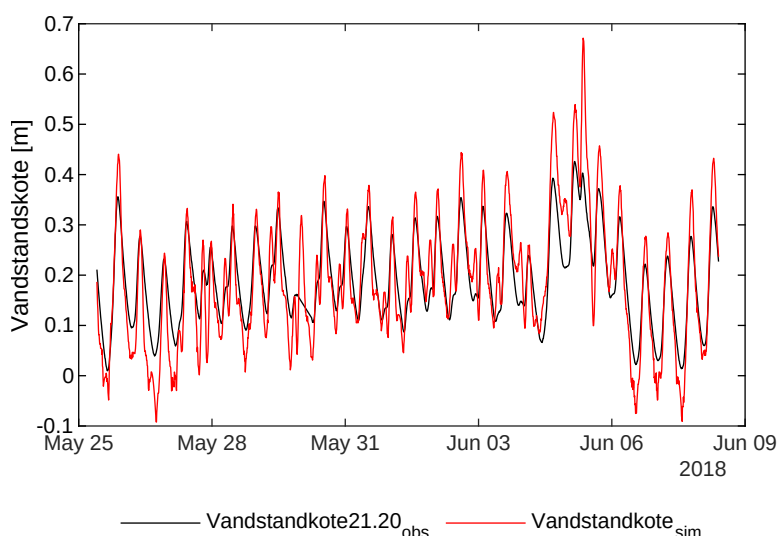
Som det fremgår på figur 9.6, stemmer vinkelfrekvens og faseforskydning overens med den observerede differenskurve. I den viste periode er toppunkterne for den beregnede differenskurve dog generelt mindre end for den observerede. Dette skyldes, at den beregnede differenskurve er bestemt på baggrund af en længere periode end vist på figuren.

Med anvendelse af den opstillede differenskurve beregnes vandstand ved st. 21.20. Resultatet for den beregnede vandstand og observationerne for samme periode sammenholdes på figur 9.7.

Parameter	Værdi
A	0,16
ω	$24/12,42 \cdot 2\pi$
φ	2,95
k	0,26

Tabel 9.1: Kalibrerede parameterværdier, der anvendes ved omregning af vandstand i Randers Fjord til vandstand ved st. 21.20.

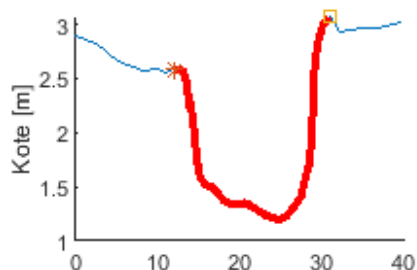
Figur 9.7: Observeret og beregnet vandstandskote ved st. 21.20. Den simulerede vandstandskote har tendens til at over- og underestimere de mindste og største vandstande.



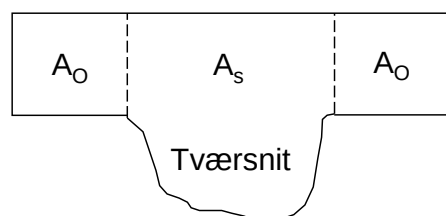
Udtrykket forudsættes at beskrive vandstanden ved st. 21.20 godt nok til at kunne anvendes som randbetingelse for vandløbsmodellen.

9.3 Anvendelse af tværsnitsdata

Resultatet af de anvendte ligninger og inputs gøres stedsspecifik ved anvendelse af tværsnitsdata for Nørreå. Tværsnitsdataen korrigeres af beregningsmæssige årsager, så de vandløbsnære arealer, der ligger på ydersiden af brinkerne, fjernes. På figur 9.8 ses et eksempel på, hvordan tværsnittene korrigeres. Den røde markering angiver det korrigerede tværsnit, mens den resterende del er frasorteret.



Figur 9.8: Ét ud af 418 anvendte tværsnit fra Nørreå. Den blå linje angiver interpolation mellem de rå tværsnitsdata, mens den røde linje angiver det korrigerede tværsnit.



Figur 9.9: Principskitse af opbygning af tværsnit. A_O er opmagasineringsareal og A_S er strømningsareal.

Tværsnitsdataene bidrager med information om størrelsen på det gennemstrømmede areal og den hydrauliske radius, der begge er afhængige af vanddybden. Såfremt vandstanden når den nederste brinkkote, der betegnes som den kritiske kote, gøres brug af et fiktivt magasineringsvolumen. Det sikrer, at vandet ikke forsvinder fra beregningscellerne, når vandstanden er høj. Den fiktive bredde over kritisk kote er for alle tværsnit 200 m, hvilket er væsentligt bredere end afstanden mellem vandløbs brinker. Det sikrer, at vandstanden i beregningscellen ikke stiger i samme takt, når vandstanden er over den kritiske kote, som når vandstanden befinder sig under den kritiske kote. Dermed opstår der ikke usandsynligt store trykgradienter mellem to beregningsceller i situationer, hvor inputtet ellers ville medføre dette.

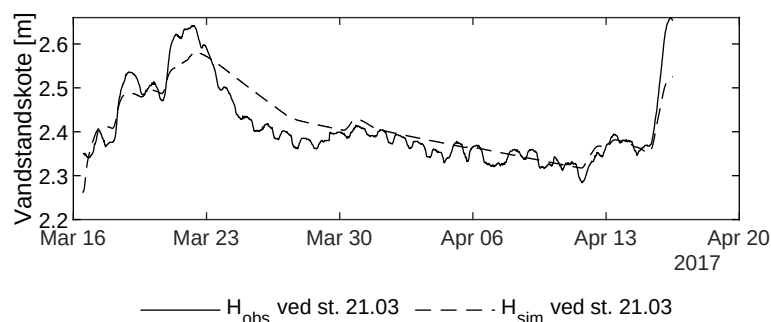
Det fiktive magasineringsvolumen opdeles i to dele, der tjener hvert sit formål. Det store tværsnitsareal, der udgøres af deltværsnit A_O og A_S på figur 9.8, anvendes til beregning af massebalancen (9.1),

mens den mindre afgrænsning af det fiktive tværsnitsareal benyttes i impuls-ligningen (9.2).

Begrundelsen, for at det fiktive areal opdeles, er, at det ønskes, at vandets strømning foregår inden for strømningsarealet, der er markeret på figur 9.9. Det betyder, at hydraulisk radius, R , og gennemstrømmet tværsnitsareal, A , beregnes på baggrund af den inderste afgrænsning af det fiktive tværsnitsareal. Dermed opstår der ikke store udsving på $R(H)$ -kurven, når vandstanden overstiger brinkkoten, hvilket ellers kan give beregningsmæssige problemer.

9.4 Validering af vandløbsmodel

Vandløbsmodellen valideres i en periode udenfor grødens vækstsæson, hvor Manningtallet kan antages at være tilnærmelsesvis konstant. Denne udføres for at sikre, at modellen kan omregne afstrømningen fra afstrømningsmodellen til en sandsynlig vandstand ved brug af et realistisk Manningtal. Den valgte periode strækker sig fra d. 16. marts til 16. april 2017, da denne periode er grødefri og Manningtallet derfor forventes at være konstant. Den observerede og simulerede vandstandskote, H_{obs} og H_{sim} , er præsenteret på figur 9.10.



Figur 9.10: Sammenligning af observeret og simuleret vandstandskote for perioden fra d. 16. marts til 16. april 2017. Til beregning er der anvendt et konstant Manningtal på $35 \text{ m/s}^{1/3}$.

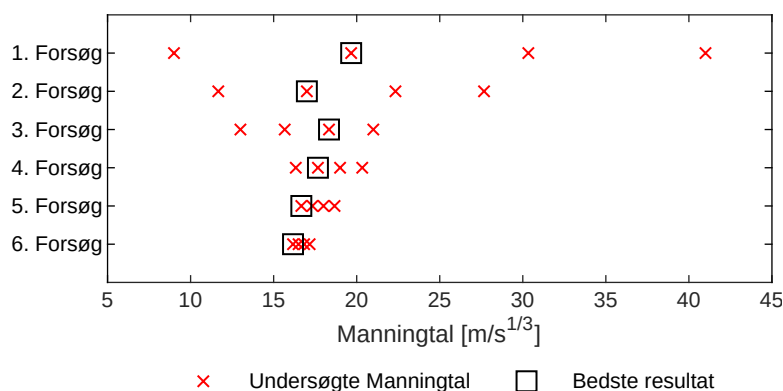
Det fremgår, at H_{sim} i grove træk følger de tendenser, der ses på H_{obs} . Den simulerede vandstand er beregnet med et Manningtal på $35 \text{ m/s}^{1/3}$, hvilket stemmer godt overens med opslagsværdier for Manningtal for grødefrie vandløb [Brorsen og Larsen, 2009]. Det ses dog også, at H_{sim} ikke indeholder de fluktuationer, der er observeret ved målestationen. Det skyldes formentlig, at afstrømningen fra oplandet til st. 21.03 i virkeligheden er mere kompleks end antaget i dette projekt. Derudover ses der på H_{obs} daglige fluktuationer, der forventes at skyldes menneskelig påvirkning (f.eks. sluse- eller dambrugsaktivitet). Disse udsving kan vandløbsmodellen ikke efterligne.

9.5 Metode til bestemmelse af Manningtal

Projektets formål er, som beskrevet i kapitel 2, at bestemme det aktuelle Manningtal på baggrund af vandstandsobservationer og randbetingelser. Metoden, der anvendes til bestemmelse af Manningtallet, er en automatisk kalibrering af Manningtallet indtil det bedste fit mellem observeret og simuleret vandstand nås.

Kalibreringen udføres ved anvendelse af forskellige Manningtal for samme beregningsperiode. Der anvendes først et groft interval, hvorfra der udvælges en værdi, der giver det bedste resultat, hvilket er benævnt som "1. Forsøg" på figur 9.11. Herefter gentages beregningen (2. Forsøg på figur 9.11), men denne gang reduceres intervallets størrelse, og de nye Manningtal får samme middelværdi som resultatet fra 1. forsøg. Denne metode gentages seks gange, for at præcisionen af bestemmelsen bliver tilstrækkeligt stor. Beregningsprincippet fremgår på figur 9.11.

Figur 9.11: Princip for automatisk bestemmelse af Manningtal. Eksemplet er fiktivt, men viser, hvordan de undersøgte intervaller indsnævres fem gange, indtil en passende præcision på Manningtallet er opnået.



Denne metode er smart, hvis der pludselig sker ændringer i Manningtallet, f.eks. i forbindelse med grødeskæring, da der altid undersøges et stort interval af Manningtal. Sker der derimod ikke store ændringer i Manningtallet fra én beregningsperiode til den næste, udføres der mange beregninger, som allerede på forhånd kan karakteriseres som urealistiske.

Til bestemmelsen af det bedste fit beregnes summen af den kvadrerede forskel på observeret og simuleret vandstand. Den observerede vandstand er målt ved st. 21.03, som er markeret på figur 9.3. Denne ligger cirka 10 km nedstrøms for Viborg, og derfor forventes en vis responstid, inden et ændret Manningtal i hele vandløbet får indflydelse på vandstanden ved st. 21.20. Hvis det ønskes at bestemme det aktuelle Manningtal for perioden "mandag fra kl. 8.00-10.00", er det derfor nødvendigt at forsimulere i en passende indkøringspe-

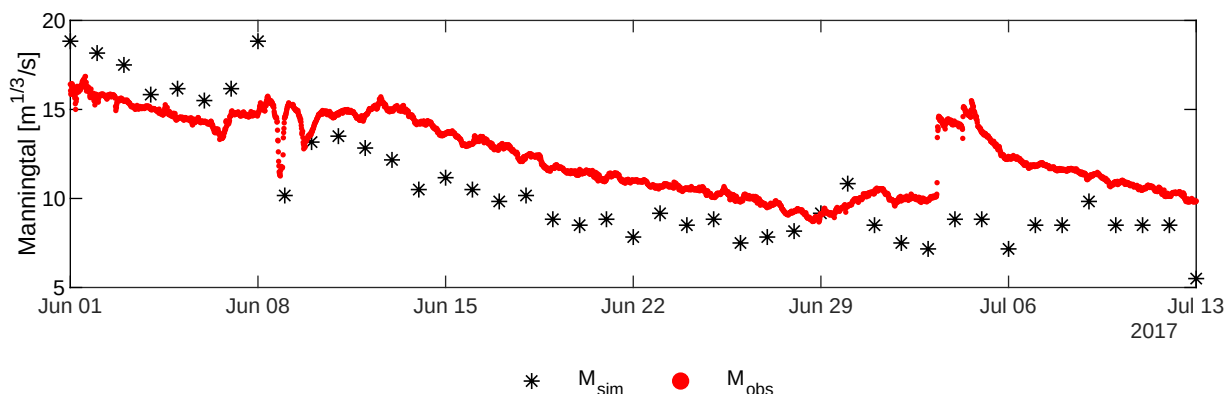
riode. Indkøringsperiodens størrelse afhænger af opbygnings- eller tømmetiden for vandløbet, da de simulerede værdier ikke kan sammenlignes med de observerede, hvis ikke modellen har indstillet sig til den aktuelle modstandssituation.

Det bedste Manningtal bestemmes på baggrund af en simulering med en varighed på 24 timer. Denne varighed er tilstrækkelig lang til, at resultatet baseres på den aktuelle grødesituation og ikke blot baseres på et dagligt udsving, der ses på den observerede vandstand. Med en varighed af denne størrelse, er det ikke nødvendigt at anvende yderligere indkøringsperioder.

9.6 Validering af metode til bestemmelse af Manningtal

Den anvendte metode til bestemmelse af Manningtal er afprøvet over en testperiode af en måneds varighed. Testperioden, fra 1. juni til 13. juli 2017, indeholder en tydelig grødeudvikling og en enkelt grødeskæring. Dette kan ses på udviklingen af Manningtallet, der er beregnet på baggrund af observeret vandstand og vandføring. Grødeskæringen fandt sted d. 3. juli og ses ved en markant stigning i Manningtallet indenfor en time.

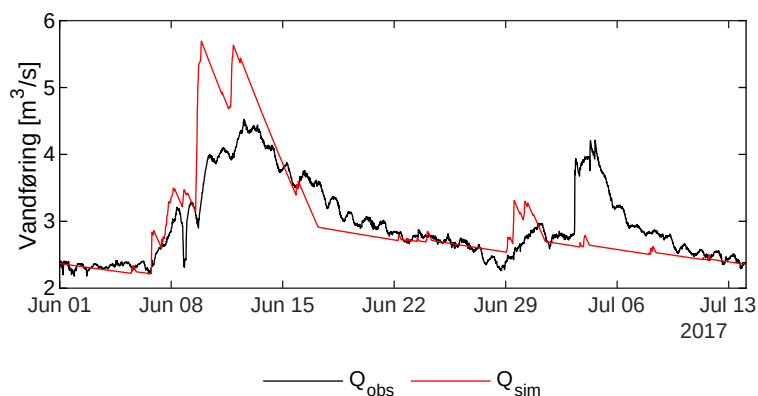
De Manningtal, der er beregnet ved brug af den diffusive bølge-model, M_{sim} , er markeret på figur 9.12 med sorte stjerner. Der er angivet én værdi pr. dag, da dette ved forsøg har vist sig at give de bedste resultater. Ved anvendelse af kortere varigheder bliver de beregnede Manningtal i høj grad påvirket af de forliggende beregningers resultater. Dette får beregningen af det bedste Manningtal til at variere voldsomt fra beregningsperiode til beregningsperiode.



Figur 9.12: Beregnede Manningtal ved hhv. diffusiv bølgemodel, M_{sim} , og ved vandstands- og vandføringsobservationer, M_{obs} . Sidstnævnte er tidligere vist på figur 4.8.

På figuren fremgår, at både M_{obs} og M_{sim} falder fra begyndelsen til slutningen af juni. De modellerede Manningtal indeholder ikke dét udsving, der finder sted d. 3. juli. Dette skyldes, at den modellerede vandføring ikke inddrager den momentane stigning i vandføring, der finder sted, når strømningsmodstanden mindskes, hvilket ses på figur 9.13.

Figur 9.13: Observeret og modelleret vandføring ved st. 21.03. Bemærk forskellen i vandføring fra d. 3 til 10. juli, der skyldes, at Q_{sim} ikke inddrager vandføringsstigningen, der finder sted ved grødeskæring.



Da M_{sim} er bestemt på baggrund af observeret vandstand, vil effekten af en grødeskæring først indtræffe, når vandstanden begynder at falde. Denne forsinkelse er dog lang i Nørreå, hvilket kunne ses på figur 7.9, hvorfor der går lang tid, inden M_{sim} bliver større.

Forudsigelse af vandføringskapacitet

Dette kapitel omhandler forudsigelse af vandføringskapaciteten. Forudsigelsen er baseret på de beregnede Manningtal for den før liggende periode, og disse ekstrapoleres ud i fremtiden ved brug af et lineært funktionsudtryk. Kapitlet tager udgangspunkt i M_{sim} bestemt i kapitel 9, hvor de observerede Manningtal for "fremtiden" allerede er kendt.

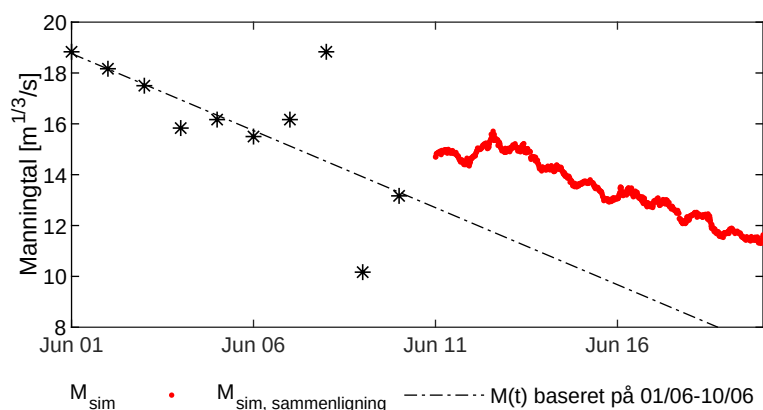
10.1 Bestemmelse af grødeudvikling

Ved at forudsige vandføringskapaciteten i vandløb, forventes det, at grødeskæring kan udføres på de tidspunkter, hvor vandføringskapaciteten forventes at blive lavere end et på forhånd defineret kriterium. Ved at fremskrive vandføringskapaciteten, og ikke blot vandstanden, kan grødeskæringen behovsstyres, så grødeskæringer kun baseres på vandløbets vandføringsevne og ikke på perioder med høj vandstand. Såfremt vandstanden i en periode er høj som følge af meget nedbør, men vandføringsevnen stadig er tilstrækkelig, vil grødeskæring ikke have en stor effekt, og denne vil principielt være "spildt".

På baggrund af beregnede Manningtal for en given periode, undersøges muligheden for at bestemme vandføringskapaciteten 10 dage ud i fremtiden. Der tages udgangspunkt i de beregnede Manningtal, M_{sim} , der er præsenteret på figur 9.12.

Ved lineær regression på en del af datasættet bestemmes den hastighed, hvormed Manningtallet ændrer sig. Antallet af beregnede Manningtal, som det lineære udtryk skal baseres på, skal være så stort, at tendensen for reduktionen i Manningtal bliver tydelig. På figur 10.1 er de beregnede Manningtal fra 1 - 10. juni illustreret.

Figur 10.1: Opstilling af lineært funktionsudtryk til forudsigelse af Manningtallet. På baggrund af 10 beregnede Manningtal, M_{sim} , fås følgende udtryk: $M(t) = -0,61t + 19,37$. Dette repræsenterer udelukkende den undersøgte periode og kan derfor ikke anvendes som generel udvikling.



Det ses, at M_{sim} d. 8. og 9. juni afviger fra tendensen for de øvrige punkter, hvilket får betydning for regressionens resultat, hvis der anvendes for få datapunkter. Derfor anvendes 10 datapunkter til opstilling af den lineære regression.

Efter lineær regression på M_{sim} fås følgende udtryk: $M(t) = -0,61t + 19,37$. Herfra anvendes hældningen til forudsigelsen, da denne angiver ændringen i Manningtal pr. dag.

10.2 Forudsigelse af vandføringskapacitet

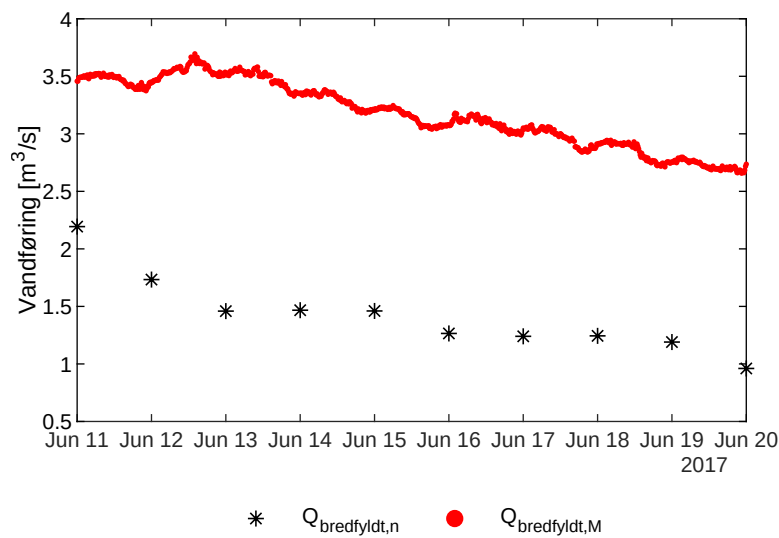
Med brug af den fundne udviklingshastighed på Manningtallet, bestemmes vandføringskapaciteten 10 dage ud i fremtiden. Kapacitetsberegningen bygger på samme princip som beskrevet i afsnit 4.5.

De fremskrevne Manningtal omregnes til grødekonstanten, k , ved ligning (10.1). I formelen indsættes middelvandhastigheden, og denne beregnes ved Manningformlen, ligning (4.1), hvor vandspejlsgradienten forudsættes at være konstant 0,25 ‰. Den hydrauliske radius bestemmes på baggrund af vandstandsobservationer for perioden.

$$M = \frac{1}{n_0 + \frac{k}{R \cdot V}}$$

$$k = \left(\frac{1}{M} - n_0 \right) R \cdot V \quad (10.1)$$

Med brug af grødekonstanterne for perioden bestemmes vandføringskapaciteten som vandføringen ved bredfyldning. Bredfyldning defineres, som i afsnit 4.5, til kote 3,0 m. Dette giver en fremskrevet vandføringskapacitet, der falder fra 4,5 m³/s til 0,9 m³/s fra d. 11 til 20. juni. Reduktionen i vandføringskapacitet fremgår på figur 10.2. På figuren fremgår også vandføringskapaciteten, der er beregnet ved brug af observeret vandføring, dvs. $M_{sim, sammenligning}$ på figur 10.1.



Figur 10.2: Vandføringskapaciteter for Nørreå fra d. 11 til 20. juni. $Q_{bredfyldt,n}$ er fremskrevet ud fra målte data fra perioden 1 til 10. juni, mens $Q_{bredfyldt,M}$ er beregnet ud fra observationer.

Det er tydeligt, at den estimerede vandføringskapacitet, $Q_{bredfyldt,n}$ er væsentligt mindre end den observerede. Denne store forskel kunne også ses indirekte på figur 10.1, hvor den lineære regression for Manningtallene ligger væsentligt under de observerede i valideringsperioden.

III

Afrunding af projektet

11	Konklusion	73
12	Perspektivering	75

Konklusion

Vandføringskapaciteten i Nørreå varierer i høj grad over året og er mindst i grødens vækstperiode. Her reduceres vandføringskapaciteten i en sådan grad, at vandstanden stiger væsentligt fra begyndelsen af vækstperioden, selvom vandføringen i denne periode generelt er lavere end i efterårs- og vintermånederne. De grødeskæringer, der finder sted op til fem gange i løbet af grødens vækstperiode, har øjensynligt ingen nævneværdig indflydelse på vandstanden. Der opnås derimod en effekt på vandføringskapaciteten, men denne reduceres hurtigt igen som følge af grødeudviklingen.

Varierende vandhastighed har stor indflydelse på strømningsmodstandens størrelse. Fra laboratorieforsøg med kunstig grøde eftervises, at forholdet mellem Mannings n og produktet af $v \cdot R$ kan beskrives med formlen: $n = n_0 + k/(vR)$, hvor n_0 angiver den modstand, som $n(vR)$ -kurven går mod når produktet af $v \cdot R$ stiger, mens k beskriver grødemængden i den aktuelle situation. Inden for det undersøgte hastighedsinterval, der ligger mellem 0 og 0,5 m/s, ses den største ændring i Mannings n ved grødescenarierne med de længste grødestimler. Her reduceres Mannings n med 80 % fra mindste til største vandhastighed. Foruden erkendelsen af, at produktet af $v \cdot R$ har stor indflydelse på strømningsmodstanden, har laboratorieforsøgene vist, at de beregnede værdier for n_0 varierer en faktor to mellem mindste og største grødemængde. Det betyder, grødemængden har en indflydelse på, hvor lille strømningsmodstanden kan blive, selvom middelvandhastigheden er stor.

På trods af at ændringer i produktet af $v \cdot R$ potentielt set påvirker strømningsmodstanden, ses fænomenet ikke som værende en nævneværdig faktor for vandløbshydraulikken i Nørreå. Det skyldes, at ændringerne i middelvandhastighed er så små, at ændringen i strømningsmodstand er ubetydelig. Forskellen på mindste og største middelvandhastighed, målt inden for samme døgn i vækstperioden, er for langt størstedelen af de undersøgte døgn mindre end 0,02 m/s.

Det kan konkluderes, at strømningsmodstanden i Nørreå kan estimeres på baggrund af et regninput og en observeret vandstand, når strømningsmodstanden udvikler sig jævnt som følge af grødeudvik-

lingen. I disse perioder øges strømningsmodstanden tilnærmelsesvist lineært. Da det er muligt at forudsige strømningsmodstanden, er det også muligt at forudsige vandføringskapaciteten. Usikkerheden af den fremskrevne vandføringskapacitet afhænger af regressionen, der baseres på de estimerede strømningsmodstande.

I forbindelse med grødeskæringer i Nørreå, sker der momentane stigninger i vandføringen. Den opstillede metode kan ikke anvendes til at bestemme effekten af en grødeskæring. Dette skyldes, at hverken afstrømningsmodel eller vandløbsmodel inddrager effekten af en grødeskæring i form af vandføringsstigninger. Da vandstandsreduktionen ved grødeskæring er meget lille, ses kun en ubetydelig reduktion i de estimerede strømningsmodstande i forbindelse med dette.

På trods af ovenstående problemstilling, forventes metoden at kunne benyttes i andre vandløb under forudsætning af, at tidsligt detaljerede vandføringsmålinger forefindes.

Perspektivering

Hvad er anvendelsesmulighederne

Vandløbsvedligeholdelse, herunder grødeskæring, udføres i dag typisk på faste datoer eller inden faste terminer. Ved fremskrivning af vandføringskapaciteten kan vedligeholdelsen udføres på de tidspunkter, hvor det er nødvendigt.

Såfremt denne metode implementeres i vandløbsmyndighedernes vedligeholdelsespraksis, skal der defineres et serviceniveau for det pågældende vandløbs vandføringsevne. Dette serviceniveau kan bestemmes ud fra vandføringsstatistik, der enten baseres på målte vandføringer eller modellerede afstrømninger fra oplandsarealet til vandløbet. På figur 7.4 er vist et eksempel på en fordelingsfunktion af modelleret afstrømning fra oplandet til Nørreå. En fordelingsfunktion af denne type kan definere kravet for, hvornår grødeskæring skal finde sted. Som eksempel kan nævnes et krav, der siger, at grødeskæring skal finde sted, hvis vandføringsevnen bliver mindre end 50%-fraktilen i løbet af de næste 14 dage.

Forordningsfunktionen på figur 8.11 er beregnet ud fra al nedbør, der er registreret mellem 2006 og 2018. Hvis metoden skal anvendes til at definere, hvornår behovsstyret grødeskæring skal finde sted, bør fordelingsfunktionen dog udelukkende repræsentere afstrømningen, der finder sted i grødens vækstperiode. I denne periode er den observerede vandføring i Nørreå mindst i løbet af året, og det vil den formentlig også være i andre vandløb.

Et andet, og meget væsentligt, punkt er, at forudsigelsen af vandføringskapaciteten skal kunne fremskrives i formentlig mindst 2 uger, før grødeskæringen af praktiske årsager kan baseres på prognoser. Denne lange fremskrivningsperiode stiller store krav til kvaliteten af forudsigelsen og dermed til alle anvendte modeller og kalibrering af disse.

Forudsigelse af vandføringskapacitet i andre vandløb

Metoden, der i dette projekt er anvendt til at forudsige vandføringskapaciteten i Nørreå, er forsøgt opstillet på en simpel og generel

måde. Der tages udgangspunkt i nogle overordnede fysiske grund-tanker, men ikke alle hydrologiske og hydrauliske parametre og processer inddrages. Årsagen hertil er, at metoden relativt nemt skal kunne overføres og anvendes i andre vandløb.

De inputs, som metoden gør brug af, er:

- Nedbørsdata fra vandløbsoplandet
- Størrelsen på oplandsarealet
- Observeret vandstand fra minimum to lokaliteter i vandløbet (én randbetingelse og én kalibreringsparameter)
- Tidsligt detaljerede vandføringsmålinger
- Tværsnitsdata for vandløbet

I ovenstående liste udgøres størstedelen af input-punkterne af hydro-metriske data, som kan tilgås via forskellige udbydere. Når input-dataene er anskaffet, er den største udfordring formentlig at udføre kvalitetskontrol på dette. Herefter kan parametrene, der indgår i afstrømningsmodellen, bestemmes ved automatisk kalibrering med GLUE-metoden, der er præsenteret i kapitel 8.

Parametrene nedbørsdata, vandløbets oplandsareal og vandstands-observationer er relativt let tilgængeligt og godt beskrevet i en stor del af Danmark. Tværsnitsdata kan enten baseres på nyopmålte data eller regulativdimensioner. Tidsligt detaljerede vandføringsmålinger er dog sværere at anskaffe, og derfor kan potentialet ved at anvende f.eks. døgnmiddelvandføringer fra Miljøportal [2019] eller enkelte målte vandføringer undersøges. Særligt kalibrering med enkeltmålte vandføringer vil formentlig forringe afstrømningsmodellens evne til at beregne den korrekte afstrømning i forbindelse med regnhændelser, fordi antallet af observationer i forbindelse med regnhændelser forventes at være minimal.

Overvejelser om andre løsningsstrategier

Som tidligere nævnt bygger den opstillede metode til bestemmelse af vandføringskapacitet i vandløb, på nogle få grundtanker. Disse består f.eks. af, at afstrømningen kan inddeles i to bidrag; hhv. hurtig og langsom afstrømning. Derudover forudsættes, at den laterale tilstrømning til Nørreå er direkte relateret til deloplandenes størrelser. Disse forudsætninger implementeres i beregningsmetoden, fordi det forventes, at de har en mærkbar indflydelse på resultaterne. Det kan dog ikke afvises, at forudsigelsen af vandføringskapaciteten, eller effekten af grødeudviklingen, kan bestemmes uden inddragelse af nogen form for fysik.

Med anvendelse af de store tilgængelige dataserier, der findes for både nedbør og vandstand, kan grødeudviklingen måske bestemmes

ved brug af Black Box-modellering af en eller anden form. Potentialer er særlig stort, fordi tidsserierne for både nedbør og vandstand generelt er lange og i øvrigt distribueret relativt jævnt over hele landet.

Da beregningsmetoden, der er opstillet i denne rapport, skal kalibreres og tilpasses, hvis metoden ønskes anvendt på et andet vandløb end Nørreå, er det formentlig ikke mere kompliceret at anvende en Black Box-model, selvom denne også skal tilpasses det nye vandløb.

Litteratur

- Bach et al., 2016.** Hanne Bach, Annette Baattrup-Pedersen, Peter E. Holm, Poul Nordemann Jensen, Torben Larsen, Niels Bering Ovesen, Morten Lauge Petersen, Kaj Sand-Jensen og Merete Styczen. *Faglig udredning om grødeskæring i vandløb*, 2016.
URL: <http://dce2.au.dk/pub/SR188.pdf>. Aarhus Universitet, DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi, 106 s. - Videnskabelig rapport fra DCE - Nationalt Center for Miljø og Energi nr. 188.
- Bengtsson, 2004.** Lars Bengtsson. *Hydrologi - Teori och processer*. Lund Universitet, 2004. Department of Water Resources Engineering.
- Brorsen og Larsen, 2009.** Michael Brorsen og Torben Larsen. *Lærebog i hydraulik*. Aalborg Universitet, 2009.
- Chow, 1959.** Ven Te Chow. *Open-channel Hydraulics*. McGraw-Hill Book Company, 1959. University of Illinois.
- DMI, 2019.** DMI. *Vejrarkiv*, 2019.
URL: <https://www.dmi.dk/vejrarkiv/>. Besøgt 03-04-2019.
- Højbjerg et al., 2009.** Anker L. Højbjerg, Per Nyegaard, Simon Stisen, Lars Trolborg, Maria Ondracek og Britt S.B. Christensen. *DK-model 2009 - Modelopstilling og kalibrering for Midtjylland*, 2009.
- Larsen, 2017.** Torben Larsen. *Kompendie i vandløbshydraulik*, 2017.
- Larsen og Mikkelsen, 2017.** Torben Larsen og Lars Mikkelsen. *Grødens indflydelse på de hydrauliske forhold i vandløb*, 2017.
- Madsen og Gregersen, 1998.** Bent Lauge Madsen og Jens Gregersen. *Vandløbene i Danmark*. Miljø- og energiministeriet, Miljøstyrelsen, 1998.
- Miljø- og Fødevareministeriet, 2017.** Miljø- og Fødevareministeriet. *Bekendtgørelse af lov om vandløb*. LBK nr

127 af 26/01/2017.

<https://www.retsinformation.dk/forms/r0710.aspx?id=186438>,
2017. Udskriftsdato: 12. september 2018.

Miljø- og fødevareministeriet, 2019. Miljø- og
fødevareministeriet. *EU's vandrammedirektiv*, 2019.

URL:

[https://mst.dk/natur-vand/natur/international-naturbeskyttelse/
eu-direktiver/eus-vandrammedirektiv/](https://mst.dk/natur-vand/natur/international-naturbeskyttelse/eu-direktiver/eus-vandrammedirektiv/). Besøgt 29-03-2019.

Miljøportal, 2019. Danmarks Miljøportal. *Danmarks Miljøportal*,
2019.

URL: [https://arealinformation.miljoportal.dk/html5/index.
html?viewer=distribution](https://arealinformation.miljoportal.dk/html5/index.html?viewer=distribution). Besøgt 03-01-2019.

Salomonsen, 2017. Uffe Salomonsen. *Ålav vil kæmpe lodsejernes
sag*, 2017.

URL: [https://viborg-folkeblad.dk/rundtomviborg/
AAlav-vil-kaempe-lodsejernes-sag/artikel/342281](https://viborg-folkeblad.dk/rundtomviborg/AAlav-vil-kaempe-lodsejernes-sag/artikel/342281). Besøgt
03-06-2019.

Viborg Kommune, 2019a. Viborg Kommune. *Hvor skærer
kommunen grøde*, 2019.

URL: [https://kommune.viborg.dk/Borger/Natur,
-miljoe-og-affald/Soer-og-vandloeb/Vandloeb/
Hvor-skaerer-kommunen-groede/Noerre-aa](https://kommune.viborg.dk/Borger/Natur,-miljoe-og-affald/Soer-og-vandloeb/Vandloeb/Hvor-skaerer-kommunen-groede/Noerre-aa). Besøgt 10-04-2019.

Viborg Kommune, 2019b. Viborg Kommune. *Nørreå, Vejrumbro*,
2019.

URL: [https://kommune.viborg.dk/Borger/Natur,
-miljoe-og-affald/Soer-og-vandloeb/Vandloeb/
Hvad-er-vandstanden-i-vandloebene/Noerre-aa-vejrumbro](https://kommune.viborg.dk/Borger/Natur,-miljoe-og-affald/Soer-og-vandloeb/Vandloeb/Hvad-er-vandstanden-i-vandloebene/Noerre-aa-vejrumbro).
Besøgt 03-06-2019.

Winther et al., 2011. Leif Winther, Jens Jørgen Linde, H. Thorkild
Jensen, Leo Lund Mathiasen og Niels Bent Johansen.
Afløbsteknik. Polyteknisk forlag, 2011.

Århus Amt, 2000. Århus Amt. *Regulativ for Simested Å*.

<https://natur.randers.dk/media/1976/noerre-aa-samlet-udgave.pdf>,
2000. Udskriftsdato: 12. November 2018.

IV

Bilag

A	Elektroniske bilag	83
B	Effekter ved grødeskæring og grødens udviklingshastighed	85
C	Beskrivelse af SVK-stationer	89
D	Hastighedsprofil i strømningsrende	91
E	Bestemmelse af responstiden	93
F	Undersøgelse af varierende trykrand	97
G	Variation i vandspejlsgradient	99

A

Elektroniske bilag

I forbindelse med dette projekt er der udarbejdet et antal elektroniske bilag. Bilagene fremgår som MATLAB kode, med en tilhørende HTML afrapportering. De elektroniske bilag er struktureret i mapper, hvor der i hver mappe ligger en "*readme*" tekstfil med en kort beskrivelse af koden. Følgende bilag er inkluderet:

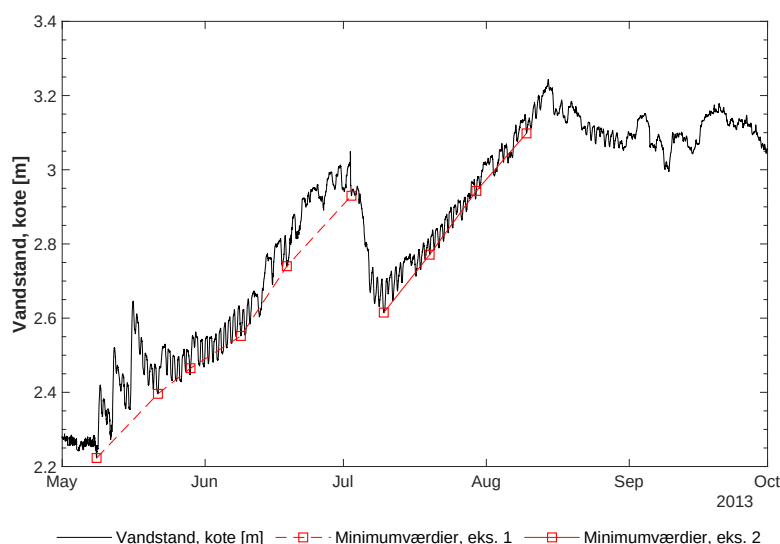
- Elektronisk bilag 1 - Afstrømningsmodel
- Elektronisk bilag 2 - Kapacitetsberegning
- Elektronisk bilag 3 - Manningestimering

B

Effekter ved grødeskæring og grødens udviklingshastighed

Grødens udviklingshastighed

Grødetilvækstens indflydelse på vandstandsændringer undersøges i dette bilag. Det forudsættes, at den aktuelle hastighed, hvormed vandstanden ændrer sig over en periode i grødens vækstperiode, er et indirekte udtryk for grødens udviklingshastighed. Da vandstanden også påvirkes af overfladeafstrømningen, der finder sted umiddelbart efter en regnhændelse, frasorteres disse tydelige udsving for kun at vurdere grødens indflydelse alene. På figur B.1 fremgår en periode fra år 2013, hvor en grødeskæring fremstår tydeligt omkring 1. juli. Vandstanden stiger tilnærmelsesvist lineært både før og efter grødeskæringen finder sted, og det er disse stigninger, der anvendes til at bestemme grødeudviklingshastigheden.



Figur B.1: Vandstandsstigning som følge af grødeudvikling ved st. 21.03. Til beregning af minimumværdier, markeret med firkant, anvendes blokke af cirka 10 dages varighed. Ved eksempel 1 fås en udviklingshastighed på 1,3 cm/dag, mens eksempel 2 giver en hastighed på 1,6 cm/dag.

Der er undersøgt 35 vandstandsstigninger i perioden fra år 2004 til 2017, og heraf fås en gennemsnitlig udviklingshastighed på 1,3 cm/dag. For den præsenterede periode på figur B.1 opnås en vandstandssænkning på omkring 40 cm, hvilket betyder at grødeskæringen har en effekt i ca. 30 dage.

Effekten af grødeskæring

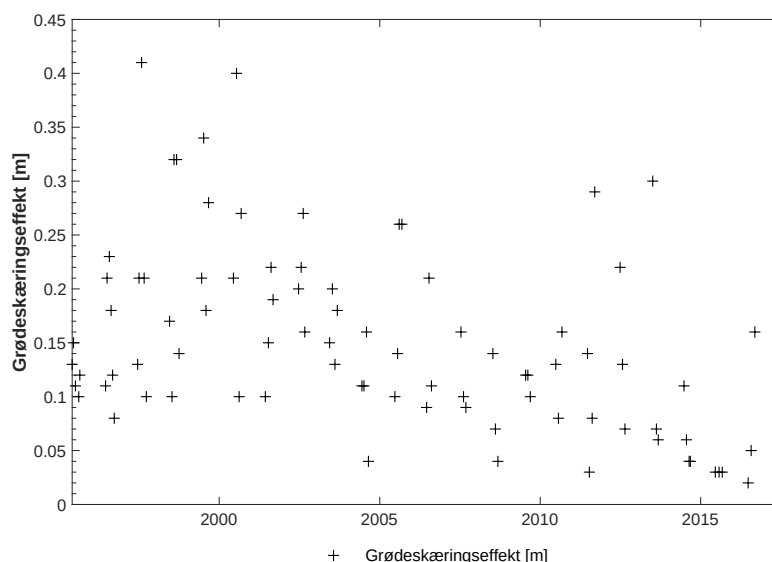
I Nørreå finder grødeskæring sted fem gange i vækstsæsonen længst nedstrøms og minimum tre gange i den øverste del af vandløbet [Århus Amt, 2000]. Årsagen hertil er naturligvis, at der er behov for jævnligt at forbedre Nørreås vandføringskapacitet grundet dyrkningsinteresser på de vandløbsnære arealer.

På figur 4.1 i hovedrapporten, antydes det, at effekten af grødeskæringen dog er minimal, og på figur 4.2 i hovedrapporten vises, at de årlige maksimalvandstand er stigende. Dette leder op til en diskussion af, hvad effekten af en grødeskæring i Nørreå egentlig er.

Som eksempel herpå henvises til dét vandstandsspring, der ses i begyndelsen af juli på figur B.1, hvor der sker en reduktion i vandstand på op mod 40 cm. Denne effekt er dog væsentligt højere, end hvad der normalt opnås ved grødeskæring i Nørreå. Dette er tydeliggjort ved analyse af effekterne af grødeskæringerne for de sidste cirka 25 år. Effekterne er præsenteret på figur 4.2.

Effekten af en grødeskæring, målt i cm vandstandsreduktion, varierer meget, hvilket først og fremmest skyldes, at en grødeskæring ikke nødvendigvis sænker vandstanden momentant. Da vandstanden også afhænger af afstrømningen fra det hydrologiske opland, vil en stor regnhændelse kunne fastholde eller måske øge vandstanden, selv umiddelbart efter en grødeskæring. Derfor skal dataene, præsenteret på figur B.2, tages med en vis skepsis.

Figur B.2: Effekt af grødeskæring i cm. Vandstandssænkningerne er bestemt manuelt ved detektering af momentane vandstandsfald, der ikke umiddelbart kan kobles til påvirkninger fra kraftige regnhændelser.



Da ovenstående effekter er bestemt udelukkende ved analyse af vandstandsserien, og kun i en mindre del af tidsserien sammenholdt med nedbørsdata (år 2005-2017), kan der være medtaget datapunk-

ter, hvor vandstands-faldet skyldes en stor regnhændelse. På trods af dette, tegner der sig et billede af, at grødeskæringseffekten generelt er faldende. Hvor der i 1990'erne kunne opnås reduktioner i vandstanden på mindst 10 cm, er dette i dag faldet til mindre end 5 cm.

Med den estimerede udviklingshastighed for vandstanden på over 1 cm/dag, vil effekten af en grødeskæring derfor forsvinde i løbet af meget kort tid, og såfremt der kun opnås en sænkning på 5 cm i forbindelse med en grødeskæring, vil denne kun have en effekt i ca. 4 dage. I Bach et al. [2016] nævnes, at en grødeskæring har en effekt i 22 dage, hvilket er en smule længere end, hvad der kan forventes for Nørreå - vurderet på baggrund af foreliggende datamateriale.

C

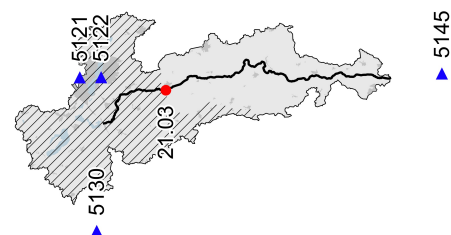
Beskrivelse af SVK-stationer

Som udgangspunkt opstilles afstrømningsmodellen med én regnmåler som input. For at undersøge variationen af regnen over oplandet til Nørreå, beskrives forskelligheden mellem fire SVK-regnmålere, der er placeret som vist på figur C.1. Den kalibrerede afstrømningsmodel testes med andre regnserier for at bestemme usikkerhederne ved blot at anvende én regnmåler. I alt er fem regnmålere analyseret, og nøgletallene herfor præsenteres i tabel C.1 og på figur C.2. Der er placeret to regnmålere inden for oplandet, begge placeret i Viborg. Derudover anvendes en regnmåler placeret i Kjellerup, umiddelbart syd for oplandet samt en SVK-måler i Randers.

Af tabel C.1 fremgår variationen i årsnedbør mellem de fem målestationer samt forskelligheden i årsnedbøren år for år.

år		5121	5122	5130	5145	5061
2015	[mm]	940	971	782	751	935
2016	[mm]	675	748	736	689	628
2017	[mm]	852	871	851	735	826
2018	[mm]	607	618	558	469	615

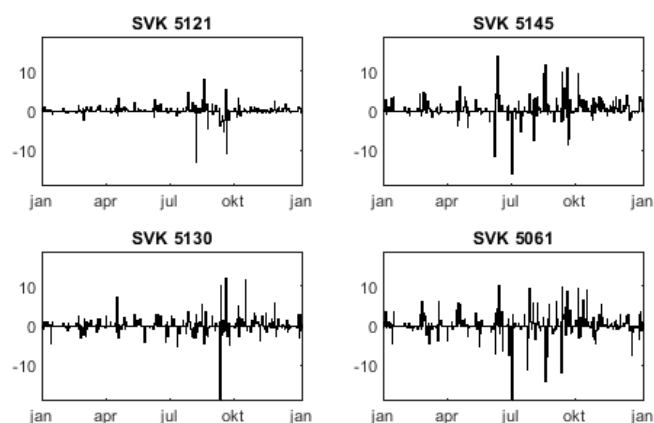
Som udgangspunkt anvendes SVK-5122 som input til afstrømningsmodellen, og af figur C.2 fremgår differencen i døgnsnedbør mellem denne og de resterende stationer for året 2017. Det er værd at bemærke, at de største forskelle fremkommer midt på året, hvor det ofte er konvektive regnhændelser, der er fremtrædende. I vinterhalvåret hvor det ofte er frontregne, der dominerer, ses mindre differencer i døgnsnedbør. [Winther et al., 2011]



Figur C.1: Oversigt over nærliggende SVK-stationer inden for og umiddelbart i nærheden af oplandet til Nørreå.

Tabel C.1: Årsnedbør for de fem udvalgte SVK-målestationer.

Figur C.2: Differencen mellem målt døgnnedbør fra SVK-5122 og de øvrige SVK-stationer fra år 2017.



år	5121	5130	5145	5061
2015	1/1	9/2	19/7	24/7
2016	6/0	10/0	23/6	28/13
2017	5/2	8/4	16/5	26/5
2018	5/0	6/0	10/6	23/5

Tabel C.2: Antal døgn over kriterierne 5mm/10mm. I antallet af døgn over 5mm indgår også døgn over 10 mm.

På trods af at SVK-måler 5122 og SVK-måler 5121 ligger tæt på hinanden geografisk, er der også her forskelle i den observerede døgnnedbør, hvilke er størst i sommerhalvåret. De resterende målestationer afviger mere fra SVK-måler 5122, hvor det fremgår, at der er meget nedbør, der ikke er observeret samtidigt og i samme mængder. I tabel C.2 fremgår, hvor mange døgn, der er hvor differencen mellem SVK-måler 5122 og de resterende er større end kriterierne 5 og 10 mm. Disse tal siger modsat figur C.2 ikke noget om, hvilken station der måler mere end den anden, men hvor mange døgn der er over kriterierne.

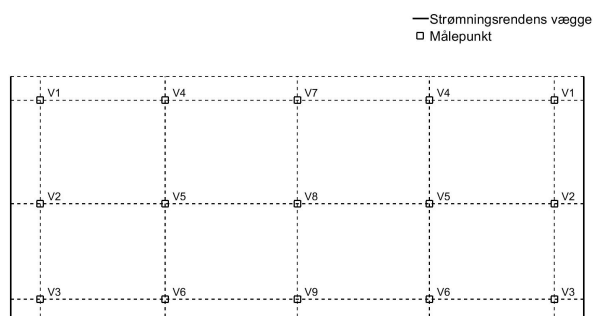
På baggrund af denne beskrivelse vurderes, at der vil være store usikkerheder forbundet med at vælge blot én regnmåler, uagtet hvilken det er. Om resultaterne er mere retvisende såfremt alle SVK-stationer inddrages og arealvægtes i forhold til deres placering, kan ikke konkluderes på baggrund af dette. Dog kan det nævnes, at da formålet er at forudsige vandføringskapaciteten, vil der, såfremt der anvendes en prognose på regnen, være lige så store usikkerheder forbundet med dette. Derfor vurderes at til formålet at beskrive afstrømningen til st. 21.03 at én SVK-station (SVK-5122), er tilstrækkeligt til at opstille en så simple model til at beskrive afstrømningen.

D

Hastighedsprofil i strømningsrende

Strømningshastigheden, der anvendes til beregning af Manningtal, måles i et centralt beliggende punkt i strømningsrenden. Til beregning af Manningtal skal middelhastigheden for det pågældende tværsnit anvendes, og derfor omregnes den målte strømningshastighed til en middelhastighed. I den forbindelse forudsættes det, at der til alle strømningshastigheder og grødemængder kan anvendes samme omregningsfaktor. Denne faktor bestemmes for et grødefrit vandløb, dvs. kun bundplader, lodder og strømningsrendens vægge laver modstand.

Strømningsrendens tværsnit inddeles med et antal vertikale og horisontale linjer, og i skæringspunkterne mellem disse tages propelmålinger. Middelhastigheden beregnes derefter ved arealvægtning af propelmålingerne. Det antages, at det horisontale hastighedsprofil er symmetrisk omkring midten, og derfor laves ni propelmålinger, se figur D.1.



Figur D.1: Inddeling af strømningsrendens tværsnit til beregning af middelhastighed.

Propellens diameter bestemmer, hvor tæt på væggen strømningshastigheden kan måles. I området mellem væggen og de yderste propelmålinger skal strømningshastigheden bestemmes teoretisk. Da de yderste propelmålinger tages 3 cm fra væggen, jvf. tabel D.1, udgør dette teoretisk bestemte hastighedsfelt $\approx 20\%$ af det samlede tværsnitsareal. Der anvendes et parabelformet hastighedsprofil i

Tabel D.1: *Afstanden fra væg, er afstanden fra nærmeste væg af renden, til målepunktet.

Placering	Afst. fra væg*	Afst. fra bund	V_{middel}
	[m]	[m]	[m/s]
V1	0,03	0,28	0,22
V2	0,03	0,15	0,23
V3	0,03	0,03	0,21
V4	0,21	0,28	0,23
V5	0,21	0,15	0,24
V6	0,21	0,03	0,23
V7	0,39	0,28	0,23
V8	0,39	0,15	0,24
V9	0,39	0,03	0,23

dette område, idet denne type forventes at repræsentere det reelle hastighedsprofil bedst muligt.

Som det fremgår af tabel D.1, er strømningshastigheden tilnærmelsesvis ens i de ni målepunkter. Derfor underestimeres middelhastigheden muligvis, når det teoretiske hastighedsprofil fra grænsefladen og til nærmeste målepunkt strækker sig over 3 cm. I tabel D.2 ses, hvordan middelhastigheden ændrer sig, når afstanden fra væg til nærmeste målepunkt reduceres. Dette er naturligvis en teoretisk beregning, da den målte strømningshastighed ikke nødvendigvis kan flyttes nærmere væggen.

Tabel D.2: Teoretiske middelhastigheder beregnet ved at flytte yderste målepunkter tættere på strømningsrendens vægge. Omregningsfaktoren anvendes til at beregne middelhastigheden ud fra en enkelt referencemåling.

Afst. til væg	Middelhastighed	Omregningsfaktor
[m]	[m/s]	[-]
0,03	0,21	0,92
0,02	0,22	0,95
0,01	0,23	0,96
0,005	0,23	0,97
0,001	0,23	0,98

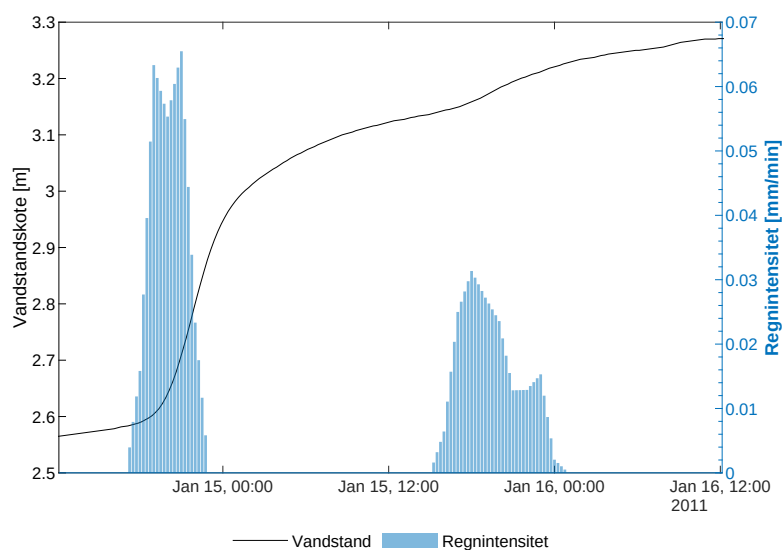
Det er tydeligt, at størrelsen på området, hvori strømningshastigheden skal bestemmes teoretisk, har betydning for, hvad middelhastigheden for hele tværsnittet er. Såfremt den anvendte tykkelse på 3 cm er korrekt, skal referencemålingen reduceres med 8%, mens referencemålingen blot skal reduceres med 2%, hvis tykkelsen af grænselaget er 1 mm. Da de yderst placerede propelmålinger dog ikke afviger fra den centralt placerede referencemåling (V8 på figur D.1), antages det, at grænselagets tykkelse skal reduceres væsentligt. Dette medfører forsvindende lille forskel på referencemåling og middelhastigheden i strømningsrenden, hvorfor referencemålingen anvendes uden korrektion.

E

Bestemmelse af responstiden

I følgende bilag undersøges den responstid, der findes mellem en regnhændelse og den derpå følgende vandstandsstigning.

Den umiddelbare sammenhæng mellem regnhændelse og vandstandsstigning kan ses på figur E.1. I eksemplet ses, at der kun går nogle få timer fra regnhændelsens start til vandstandsstigningen begyndelse. Størrelsen på responstiden varierer dog fra hændelse til hændelse, og derfor undersøges en række hændelser fra de to datasæt.



Figur E.1: Sammenhæng mellem to regnhændelser og de deraf følgende vandstandsstigninger.

De anvendte datasæt for vandstand og regn strækker sig fra år 2005-2018 og derfor udpeges vandstandsstigninger og dertilhørende regnhændelser automatisk. Kriteriet for registrering af en vandstandsstigning er, at vandstanden er stigende i en periode på 6 timer. Da vandstandsmålingerne fluktuerer pga. loggerens målefølsomhed, benyttes et glidende gennemsnit på vandstandsdataene, så fluktuationerne fjernes.

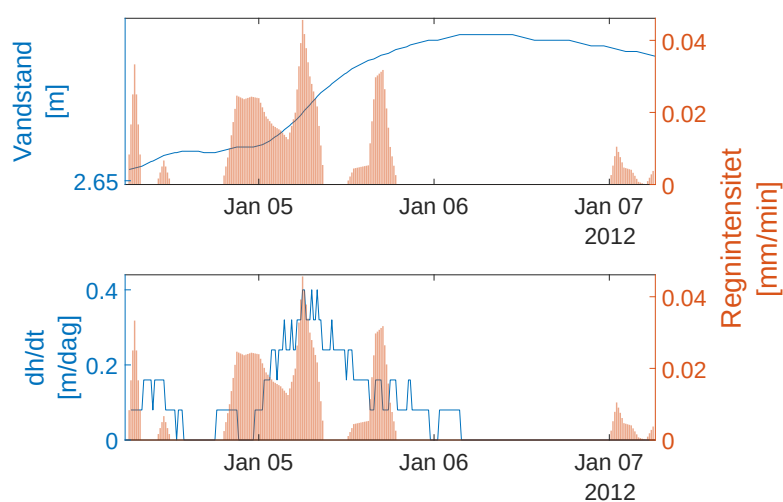
Responstiden fra regnhændelse til vandstandsstigning bestemmes ved krydskorrelation mellem de to datasæt. Der tages udgangspunkt i de fundne vandstandsstigninger og den førliggende regnhændelse. Starttidspunktet for hhv. vandstandsstigning og regnhændelsen

definerer det første datapunkt, der medtages i krydskorrelationen, mens det sidste datapunkt findes tre dage senere. Denne varighed er væsentligt længere end de fundne responstider, hvilket betyder, at der kan forekomme flere regnhændelser og vandstandsstigninger i de korrelerede tidsserier. Dette er en styrke for korrelationen, da resultatet på den måde bestemmes på baggrund af flere toppunkter. Det har imidlertid også den svaghed, at første regn ikke nødvendigvis korreleres med første vandstandsstigning. Dette kan forklares ud fra figur E.1, hvor den bedste korrelation opnås, når den højintense regn korreleres med den højeste vandstand, hvilket åbenlyst er forkert.

For at undgå dette problem anvendes i stedet hastigheden, hvormed vandstanden ændrer sig (dh/dt), frem for vandstanden. Dermed defineres responstiden som den varighed, der går fra, at regnen registreres i regnmåleren til det tidspunkt, hvor vandstanden ændrer sig hurtigst. Med denne metode er der bestemt 613 responstider fra perioden 2005-2018.

Et eksempel på to af de datasæt, der laves krydskorrelation på, fremgår på figur E.2. På øverste graf er regnintensitet og vandstand som funktion af tid afbilledet, og derunder ses regnintensitet og dh/dt som funktion af tid.

Figur E.2: Vandstand, hastigheden hvormed vandstanden ændrer sig og regnintensiteten for periode 4.-7. januar 2012. Krydskorrelationen laves på datasættene dh/dt og regnintensitet. Der er registreret fem regnhændelser i den viste periode, hvoraf regnhændelse nr. 3 er længst og har højest intensitet.

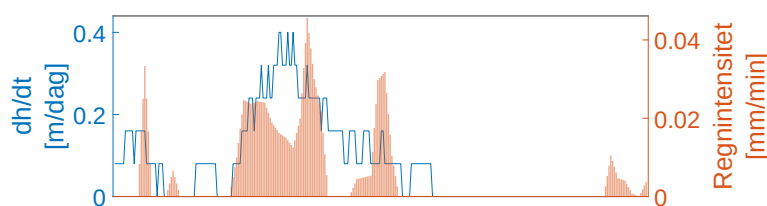


I det viste eksempel ses to tydelige vandstandsstigninger. Den første finder sted d. 4. januar og sker som resultat af en kortvarighed relativ højintens regn. D. 5. januar sker der igen en vandstandsstigning, der denne gang er større. Regnhændelsen, der forårsager vandstandsstigningen, er både længere og maxintensiteten er større end regnhændelsen d. 4. januar.

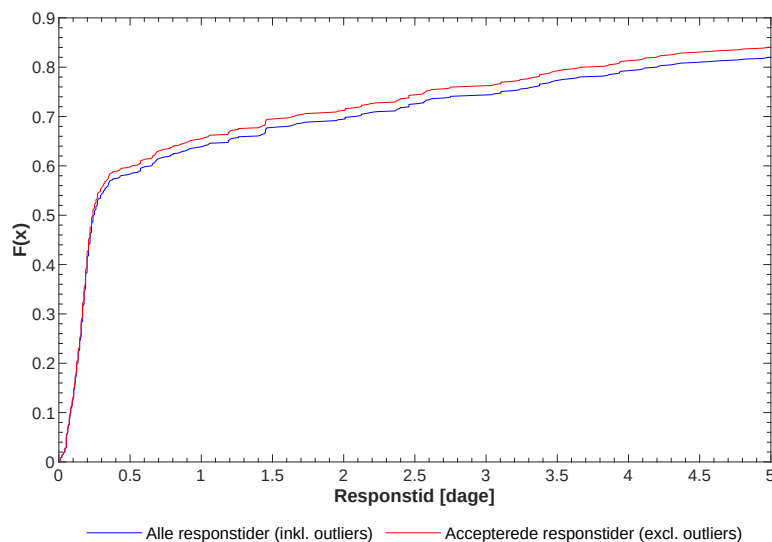
På øverste graf illustreres vanskeligheden ved at bestemme respon-

stiden på baggrund af datasættene for vandstand og regnintensitet direkte. Laves krydskorrelationen på disse, bliver afstrømningstiden for stor. Dette skyldes, at den bedste korrelation opnås, når den højintense regnhændelse d. 5. januar, regn nr. 3 i den viste periode, forskydes til tidspunktet med den højeste vandstand, dvs. 6. januar omkring klokken 12.00. Dette medfører imidlertid for lang responstid, fordi vandstanden 6. januar klokken 12.00 også er påvirket af regn nr. 4.

Figur E.3: Bedste korrelation fra E.2 opnås, når regndataene forskydes 3,6 timer.



Der beregnes 610 responstider, hvoraf en del kan betragtes som outliers i datasættet, fordi de afviger mere end $3 \cdot$ standardafvigelse. Fordelingsfunktionen er lineær op til 50%-fraktilen, der har en responstid på cirka 5 timer. Omkring 60%-fraktilen afbøjer fordelingsfunktionen, og responstiderne øges betragteligt.



Figur E.4: Fordelingsfunktion for responstider beregnet ved krydskorrelation.

Årsagen til at fordelingsfunktionen ændrer form ved 60%-fraktilen kan være, at responstiderne større end cirka 12 timer er beregnet ved regn- og (dh/dt)-data, der ikke hører sammen. Hvis regnhændelsen,

der egentlig skaber vandstandsstigningen, ikke er registreret på SVK-måler 5122, korreleres vandstandsstigningen med en førliggende regnhændelse. Dermed opnås større responstider end, hvad der i virkeligheden er tale om. Den del af fordelingsfunktionen over 60%-fraktilen er dermed et udtryk for den stokastiske varighed mellem en vandstandsstigning og en tilfældig førliggende regnhændelse.

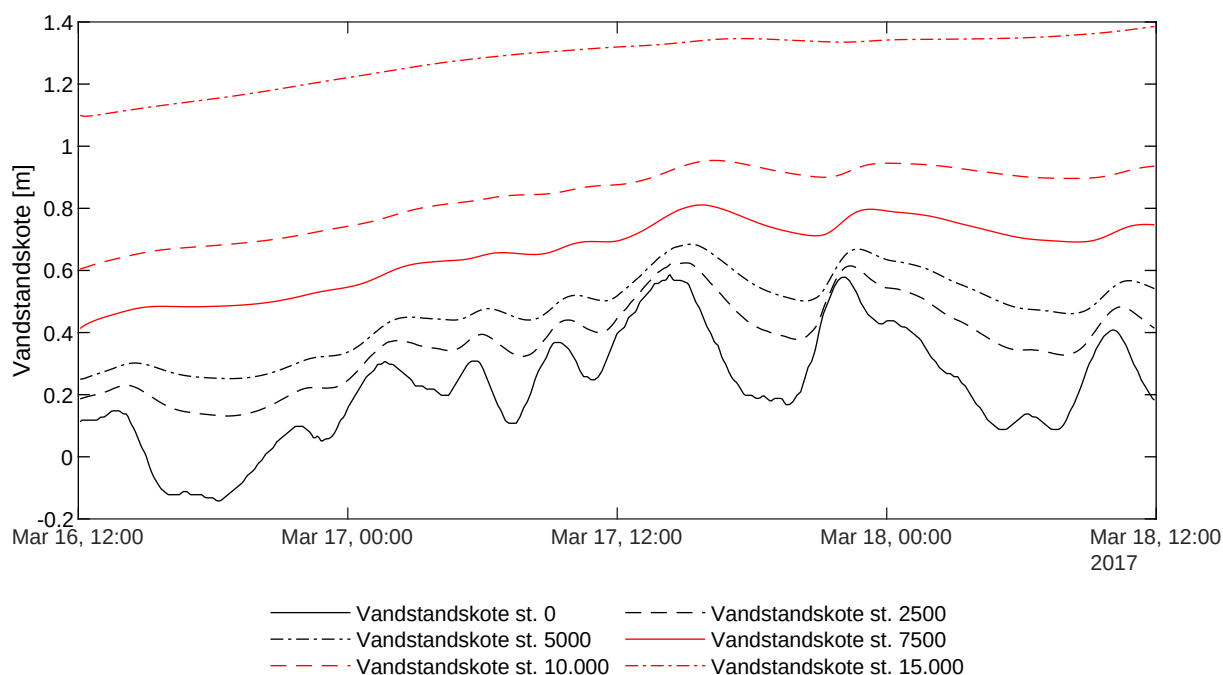
Derfor antages, at de korrekte responstider er repræsenteret inden for 60%-fraktilen, og dermed bestemmes afstrømningstiden som værende mellem 0-12 timer.

F

Undersøgelse af varierende trykrand

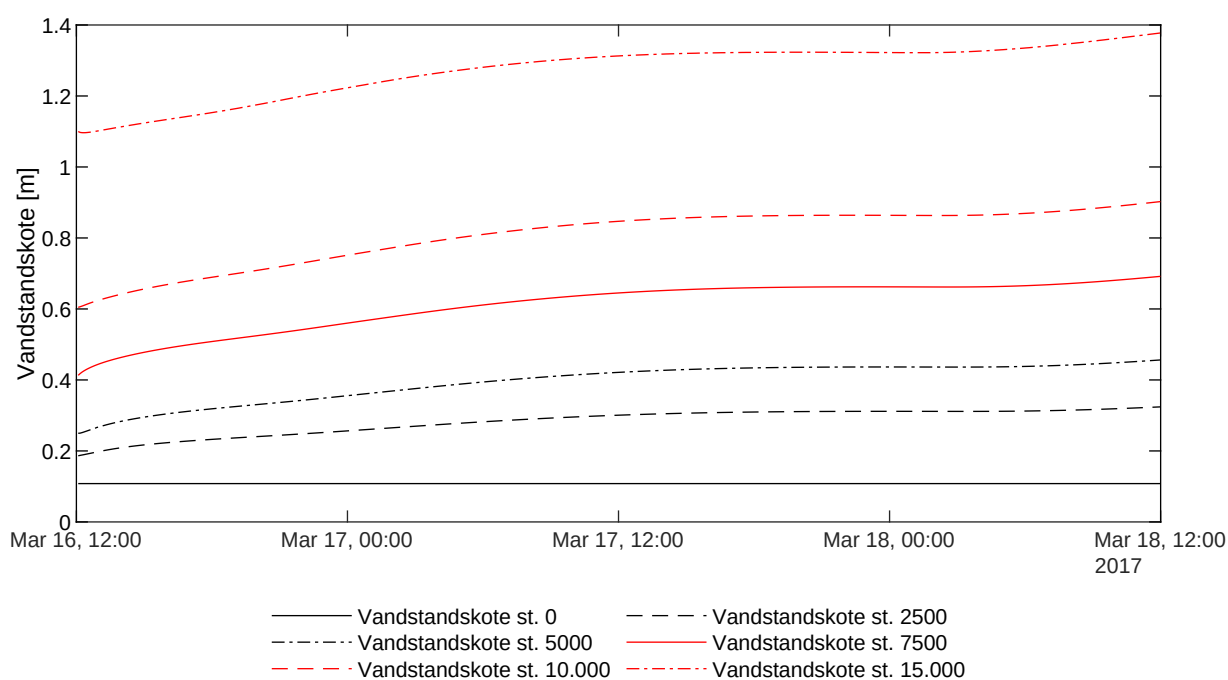
I dette bilag undersøges, hvilken påvirkning en varierende trykrand har på hydraulikken i den nederste del af vandløbet. Den varierende trykrand sammenlignes med en modelgennemkørsel med konstant trykrand.

Ved de følgende beregninger er der anvendt samme laterale indløbsvandføring, hvilket betyder, at de afvigelser, der optræder, udelukkende skyldes forskellen mellem brug af varierende eller konstant trykrand.



Figur F.1: Vandstandskote i en simuleringsperiode på 2 døgn i seks beregningsceller. St. 0 er positionen for randbetingelsen og denne har indflydelsen på. Der er anvendt varierende trykrand.

Ved sammenligning af figur F.1 og F.2 ses, at den varierende trykrand har en indflydelse på vandstanden op til station 10.000. I station 15.000 er afvigelsen mellem resultaterne ikke nævneværdig.



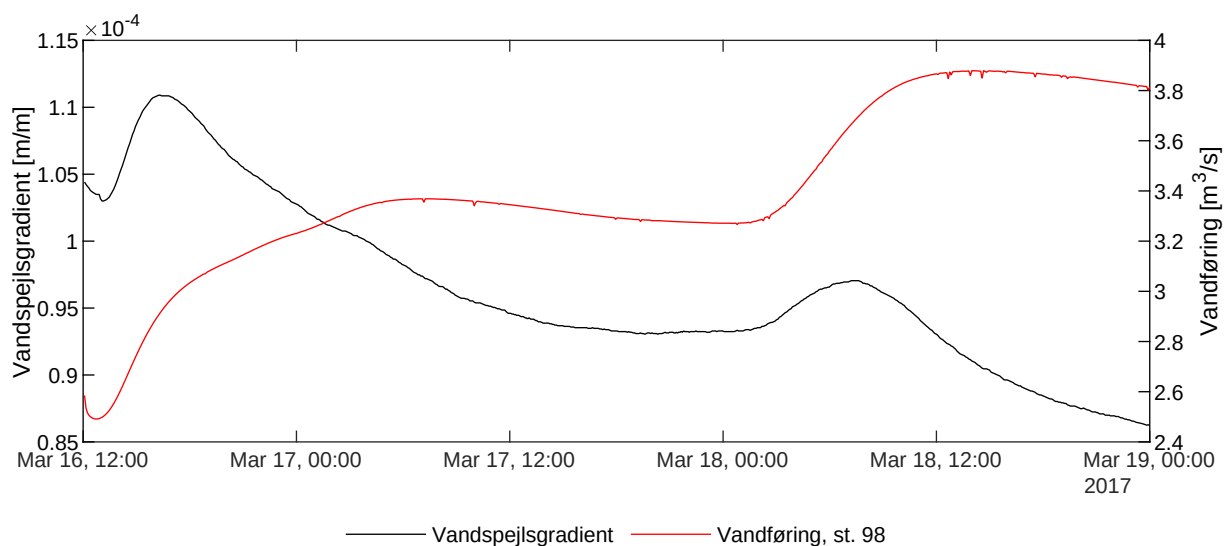
Figur F.2: Vandstandskote i en simuleringsperiode på 2 døgn i seks beregningsceller. St. 0 er positionen for randbetingelsen. Der er anvendt konstant trykrand.

Argumentet for at inddrage en varierende trykrand i vandløbsmodellen er derfor, at vandstanden i den nederste del af vandløbet er påvirket af denne. Da Manningtallet i denne rapport estimeres på baggrund af en sammenligning mellem simuleret og observeret vandstand, er det derfor nødvendigt at benytte de mest repræsentative simulerede vandstande. Hvis ikke der tages højde for, at vandstanden varierer, kan estimeringen af det bedste Manningtal blive påvirket af dette.

G

Variation i vandspejlsgradient

Vandspejlsgradienten mellem to beregningsceller varierer over tid i forbindelse med en regnhændelse. På figur G.1 er vandspejlsgradient og vandføring beregnet over tid. Gradienten er bestemt som forskellen på vandstandskoten mellem beregningscelle 98 og 99, og vandføringen er beregnet mellem de to beregningsceller.



Figur G.1: Vandspejlsgradient mellem beregningscelle 98 og 99 og vandføring mellem de to beregningsceller.

Den første del af simuleringsperioden benyttes som indkøringsperiode og gradienterne forventes derfor at være styret af dette. D. 18/03 øges vandføringen, hvilket er tegn på regn. Som det ses, øges vandspejlsgradienten i forbindelse med denne regnhændelse. Dette underbygger tesen om, at der er fejl behæftet ved beregning af Manningtal, hvis ikke der tages højde for varierende vandspejlsgradient.