



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2021 60 stp

Fakultet for Miljøvitenskap og Naturforvaltning (MINA)

Interaksjon mellom elva Gausa og lokalt grunnvann under flomhendelser og mulig effekt av plassering og utforming av flomvoll

Stian Bruvoll

Miljø og Naturressurser

Forord

«Interaksjon mellom elva Gausa og lokalt grunnvann under flomhendelser og mulig effekt av plassering og utforming av flomvoll» er en masteroppgave skrevet i forbindelse med M60-MINA, Miljø og Naturressurser ved Norges Miljø- og Biovitenskapelige Universitet. Tidlig på masterstudiet forsto jeg at hydrogeologi var en retning jeg ville følge fordi det sammenkobler klassisk geologi med vann- og miljøproblematikk som foregår i nåtid. Min hovedveileder er Helen Kristine French, som med stor entusiasme har veiledet meg gjennom studier og denne oppgaven. Det siste året har vært svært lærerikt og morsomt, mye takket være Helens pedagogiske framtoning.

Jeg vil takke mine veiledere Helen Kristine French (NMBU) og Anders Solheim (NGI) for alle morsomme og lærerike samtaler. I tillegg vil jeg takke Ingar Steinholt (NGI) for å gi meg mer hjelp enn forventet til å håndtere modelleringsprogrammet HEC-RAS, samt lærerike innspill om hydraulikk og hydrologi. Ikke minst vil jeg takke Leif Vidar Jakobsen for hyggelig og lærerike dager i felt.

Ett år med hjemmekontor kunne ikke vært bedre enn å sitte side ved side med min kjære samboer og kjæreste, Kari Havnevik. Hennes arbeidskapasitet har vært inspirerende. Oppmuntrende ord og kaffe på senga har gitt meg en ekstra giv til å jobbe videre når det har gått trått med oppgaven.

Oslo, 2021

Stian Bruvoll

Sammendrag

Etter flommene i Gudbrandsdalen i 2011 og 2013 ble det bestemt at det skulle utarbeides en ny regionalplan for Innlandet Fylke. Den heter Lågenplanen og kvalifiserte fylket for å være med i Horizont2020s PHUSICOS-prosjekt. Prosjektet setter søkelys på naturbaserte løsninger (NBS) mot naturfarer som flom og skred. I Lågenplanen ble det etterlyst mer kunnskap om strømningsforholdene hvis tiltak mot flom iverksettes langs Gausa. Fokuset i oppgaven er derfor på endringer i erosjonspotensiale i Gausa hvis en ny, tilbaketrukket flomvoll bygges langs elva. I tillegg sees det på responsen i grunnvannssonen som følger av endret strømningsmønster med tilbaketrukket flomvoll. Det diskuteres også i hvilken grad tiltakene er å regne som naturbaserte løsninger.

Tilnærmingen til oppgaven gikk ut på å kartlegge geologiske og hydrogeologiske forhold langs Gausa. Blant annet ble sedimentprøver samlet inn langs Gausa, i flomskogen og på den dyrkede marken sør for elva for å fastslå hydraulisk ledningsevne i overflaten. Det ble gjennomført slug-test for å finne hydraulisk ledningsevne dypere ned i grunnen. Modified Philip Dunne-metoden ble gjennomført for å analysere infiltrasjonsevnen på overflaten. Det ble installert 3 grunnvannsbrønner for å registrere fluktasjoner i grunnvannet gjennom våren, sommeren og ut på høsten. Georadar ble brukt for å kartlegge grunnvannsnivået, og validert ved å sammenlikne data fra grunnvannsbrønnene. Data som ble samlet inn la grunnlag for å lage to hydrauliske modeller i henholdsvis HEC-RAS 6.0.0 og MODFLOW-2005. I disse modellene kan virkningene av tilbaketrukket flomvoll beregnes.

Resultatene viser at det er god kontakt mellom grunnvann og elv. Hydraulisk ledningsevne i sedimentene stemmer bra med det som antas å være fluviale og glasifluviale avsetninger på lokaliteten. Grove beregninger viser at grunnvannet er en begrenset bidragsyter til vannføringen i Gausa. Tilbaketrukket flomvoll fører til høyere vannstand i elva, ifølge beregninger i HEC-RAS. Skjærspenning og hastighet synker som følger av tiltaket. Dette reduserer erosjonspotensialet langs øvre deler av strekket. Sammenliknet med flomvoll langs elvebredden, viser tilbaketrukket flomvoll raskere grunnvannsrespons i bak flomverk under kulminasjonsvannføring. Grunnvannstrykket øker, men viser ikke verdier som kan føre til overflatevann bak flomverk.

Grunnvannsmodellen som er laget i MODFLOW kan ved hjelp av mer informasjon om grunnen utbedres og bli mer presis. En morfologisk analyse av elvebunnen kan si mer om erosjonspotensialet når skjærspenning synker som følger av tilbaketrukket flomvoll. Det er også interessant å undersøke konsekvensene av tilbaketrukket flomverk for utløpet av Gausa, der den møter Lågen. Her er det avsatt store mengder masser. Hvordan et endret strømningsmønster lengre opp i Gausa påvirker disse avsetningene burde derfor undersøkes nærmere.

Abstract

After the floods of 2011 and 2013, Innlandet County decided to prepare a new regional plan that evaluates flood hazards and possible knowledge gaps. Innlandet County participates in the Horizont2020-project PHUSICOS. The project focuses on nature-based solutions (NBS) to mitigate and prevent future natural hazards. Among them floods are the hazard the Gudbrandsdal area is most prone of. The regional plan, Lågenplanen, highlighted some key areas where more knowledge about flow conditions is needed. The river Gausa is one of these places. It is suggested to build a new secluded flood embankment to refurbish the old flood plains alongside the river. Also, it is suggested that this measure will lower the velocity of the river Gausa and decrease the potential of erosion in this part of the river. The focus of this project is to evaluate the effects of a new, secluded flood embankment on the shear stress in the river. Shear stress is the most important driver of erosion. Also, the response in groundwater-head values will be evaluated.

Several field surveys were initiated to get an understanding of the area's hydraulic conductivity and general geological properties. Among them were the use of Ground Penetrating Radars, and several tests to evaluate infiltration rates and hydraulic conductivity. Sediment samples were collected and evaluated through a grain distribution analysis. Three groundwater wells were installed to measure groundwater fluctuations through spring, summer, and early autumn. Groundwater contribution to Gausa was measured through simple calculations. The sampled field data were used to create hydraulic models in the software programs HEC-RAS 6.0.0 and MODFLOW-2005.

Results indicated good communication between the river Gausa and the groundwater. Increased water flow in Gausa was followed by increased head-values in the wells. The groundwater contribution to Gausa was insignificant, but there are reservations regarding the calculations. A new secluded flood embankment showed lower velocity and shear stress higher up in the river. Meaning less erosion is expected. Also, higher water levels will occur by moving the dike further away from the river. The groundwaters response in the aquifer behind the new embankment was rapid. Higher head-values are expected, but not enough to cause standing surface water behind the dike. It is uncertain if the groundwater aquifer does function as a flood absorber with the new secluded flood embankment.

More data should be collected from the field area. More information can make the MODFLOW-model more sophisticated and realistic. It is also interesting to evaluate the riverbed to calculate more accurately the potential of sediment transport. There is a substantial amount of deposited sediments where Gausa enters the river Lågen. It should be evaluated what happens with these sediments when a new flood embankment is built.

Innhold

Forord.....	2
Sammendrag	3
Abstract	4
1. Innledning.....	7
1.1 Bakgrunn.....	7
1.2 Oppgavens relevans	7
1.3 Naturbaserte løsninger (NBS) gjennom PHUSICOS	8
1.4 Tidligere arbeid.....	8
1.5 Problemstilling.....	9
2. Områdebeskrivelse.....	11
2.1 Klima i studieområdet	12
2.2 Flom og erosjon i Gausa	15
2.3 Geologi og grunnvann	19
3. Teori og metoder.....	23
3.1 Bestemmelse av hydraulisk vannledningsevne.....	25
3.1.1 Kornfordelingsanalyse.....	25
3.1.2 Slug test – Hvorslevs metode	27
3.1.3 Modified Philip-Dunne infiltrometer (MPD)	28
3.2 Kartlegging av grunnforhold.....	29
3.2.1 Sonderboringer.....	30
3.2.2 Ground Penetrating Radar (GPR)	31
3.2.3 Grunnvannstrømning	33
3.3 Hydraulisk modellering.....	38
3.3.1 HEC-RAS 6.0.....	38
3.3.2 Modflow-2005.....	40
4. Resultater	44
4.1 Bestemmelse av hydraulisk ledningsevne.....	44
4.1.1 Kornfordelingsanalyse.....	44
4.1.2 Slug test – Hvorslevs metode	46
4.1.3 Modified Philip-Dunne (MPD) infiltrometer	47
4.2 Kartlegging av grunnforhold og grunnvannsnivå på elvesletta.....	48
4.2.1 Sonderboring.....	48
4.2.2 Ground Penetrating Radar (GPR)	49
4.2.3 Grunnvannslogging ved hjelp av grunnvannsbrønner	50
4.2.4 Grunnvannsbidrag til Gausa fra sør.....	51

4.2.5 Grunnvannskapasitet for umettet sone	52
4.3 Hydraulisk modellering.....	54
Resultater fra modellering i HEC-RAS 6.0.....	54
Grunnvannsstrømning i MODFLOW-2005.....	64
5. Diskusjon	69
5.1 Bestemmelse av hydraulisk ledningsevne.....	69
Kornfordelingsanalyser.....	69
Slug-test og MPD-metoden	70
5.2 Grunnforhold.....	70
Ground penetrating radar	70
Volumetrisk grunnvannsstrømning, grunnvannskapasitet og kommunikasjon med Gausa.....	71
5.3 Hydrauliske elv- og grunnvannsforhold	72
HEC-RAS.....	72
Modflow-2005.....	74
5.4 Tilbaketrasket flomvoll som naturbasert løsning	75
6. Konklusjon	77
7. Forslag til videre arbeid	79
Referanseliste.....	80
Vedlegg A: Kornfordelingsanalyser og permeabilitetsverdier	84
Vedlegg B: Måling av grunnvannstand og vannføring i Gausa.....	96
Vedlegg C: Profiler fra GPR-målinger	99
Vedlegg D: Resultater fra tverrsnittet ved Storebrua	101
Vedlegg E: Vektorisert snitt fra MODFLOW med dagens flomverk	105

1. Innledning

1.1 Bakgrunn

Som følger av klimaendringer er det antatt at ekstremvær vil opptre hyppigere i framtiden (Hanssen-Bauer et. al, 2015). FNs klimapanel IPCC opererer med utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5. RCP4.5 beskriver et scenario der det kuttes i klimagassutslippene fra år 2040, mens RCP8.5 setter søkelys på fortsatt økning i klimagassutslipp fram mot år 2100, såkalt «business as usual». I rapporten «Klima i Norge 2100», mener (Hanssen-Bauer et. al, 2015) at endring i nedbør og temperatur som følger av ICCPs scenarioer vil føre til at flommene endrer seg. 200-årsflommer som har en sannsynlighet for gjentakelse på 0.5% er i noen områder estimert til å øke mellom 20% og 40% i størrelse. Dette gjelder spesielt små vassdrag med kort responstid på nedbør. I henhold til Plan- og bygningslovens tekniske forskrift, TEK-17, er det krav om at installasjoner i flomsone skal være dimensjonert for å demme opp for 200-årsflommer (Hanssen-Bauer et. al, 2015).

I en tid med nedbygging av natur og der press på naturområder øker har kravene til utbyggere blitt strengere. Naturvennlige inngrep som bevarer områdets egenart, men samtidig er hensiktsmessige for formålet kan derfor være et godt kompromiss mellom utbygging og bevaring av natur.

Storflommene i 2011 og 2013 i Gausa gjorde at Innlandet Fylkeskommune tok initiativ til å utarbeide en regionalplan for Gudbrandsdalslågen med sidevassdrag. Formålet med planen er å bidra til økt sikkerhet mot flom- og skredhendelser, samtidig som vann, miljø og friluftsinnteresser ivaretas (Innlandet Fylkeskommune, 2018a). Blant annet ble elva Gausa og sikring av nærliggende bebyggelse på Jorekstad trukket fram som ett av områdene med høyest prioritet. Vårflommen i 2013 avsatte store mengder masser i utløpet av Gausa og kostnaden for skadene i Gausdal ble estimert til 12 millioner kroner. Regionalplanen fra 2018 slo fast at det krevdes et større kunnskapsgrunnlag om strømningsforholdene i Gausa og hvordan flomsikringstiltak vil påvirke strømningsforholdene (Innlandet Fylkeskommune, 2018b). Lågenplanen kvalifiserte Innlandet Fylkeskommune til å delta i Horisont 2020-prosjektet PHUSICOS. Gudbrandsdalslågen ble trukket fram som ett av tre satsningsområder der fokuset er å finne naturbaserte løsninger mot naturfarer som flom og skred. Det er i denne sammenhengen masteroppgavens relevans blir tydelig.

1.2 Oppgavens relevans

På Østlandet er flom en naturfare som vil opptre hyppigere i framtiden i små vassdrag (Lawrence, 2016). Økt flomhyppighet medfører behov for tiltak som kan begrense skadene en flom påfører infrastruktur og utsatte områder. I større vassdrag kan bruk av hydrauliske modeller belyse hvor stor skade en flom kan påføre, samt kritiske soner for erosjon. For Gausa vil den hydrauliske

programvaren HEC-RAS være godt egnet for elvens profil. Kulminasjonsvannføringen i Gausa når en raskere topp enn Lågen, som kommer opp i kulminert størrelse 1-2 dager senere (Leine, 2015). Derfor vil denne oppgaven kun basere seg på flomsituasjoner i Gausa, og behandle vannføringen i Lågen som en konstant verdi. Det vil i hovedsak bli fokusert på hvordan nytt flomsikringsverk kan påvirke strømningshastighet og skjærspenninger i elva. Det er ønskelig at tiltakene er naturvennlige og effektive.

1.3 Naturbaserte løsninger (NBS) gjennom PHUSICOS

PHUSICOS er et innovasjonsprosjekt innenfor EUs forsknings- og innovasjonsprogram Horisont2020. Hovedmålet i prosjektet er å demonstrere bruk av naturvennlige løsninger for å minimere risiko for flom i fjellandskap. Gudbrandsdalen er et av områdene som er utpekt som prosjektområde. Målet er å finne og ta i bruk naturbaserte løsninger for å redusere skadeomfang ved ekstremnedbør og flomhendelser. Med det menes løsninger som kan erstatte tradisjonelle ingeniørløsninger som ofte medfører større inngrep i naturen. På Jorekstad ved Lillehammer er ett av disse allerede i planleggingsfasen. Her planlegges det en ny, tilbaketrukket flomvoll som skal bidra til at elven Gausa får mer spillerom under flom. Dette vil forhåpentligvis også forbedre forholdene for den gamle flomskogen slik at den naturlige faunaen og økosystemet rundt elven opprettholdes og om mulig forbedres.

1.4 Tidligere arbeid

Naturbaserte løsninger kan minimere konflikter rundt utbygging. Inngrep som bevarer områdets egenart samtidig som det effektivt fordrer formålet er en ønsket målsetning. En av de samfunnsmessige utfordringene med NBS (Nature Based Solutions) er å tilfredsstille kravene til TEK-17 (Hagen, 2020). Infrastrukturbaserte løsninger forholder seg til slike forskrifter, men er også kostbare og lite hensynfulle til natur og fauna. NBS er rimelige tiltak som ser på helhetlige løsninger for vassdragene. Problemet er å tilfredsstille høyeste sikringsnivå, som gjelder for offentlige bygg blant annet. Hagen (2020) mener at bedre modeller for kvantifisering av sikringseffekt er nødvendig for at NBS skal kunne tilfredsstille de strengeste kravene til TEK-17. I tillegg er det viktig å få med lokalbefolkningen, i dette tilfellet bøndene som driver landbruk. For å kunne iverksette naturbaserte løsninger er dette et sentralt steg da inngrepene ofte går ut over bøndenes dyrkingsareal (Hartmann et. al, 2019).

Det er utarbeidet en hydraulisk modell ved hjelp av HEC-RAS 1D 5.0.3 for utløpet av Gausa av firmaet Dr. Blasy og Dr. Øverland (Blasy og Øverland, 2017). Dette ble gjort i sammenheng med utforming av Lågenplanen. De modellerte virkningene av den tiltenkte, tilbaketrukne flomvollen ved Jorekstad, og masseuttak i Gausa. Resultatene viste at en ny flomvoll vil øke vannstanden i elva på grunn av innsnevring av elveløp. Dette gjelder for et scenario med 200-års flom der dagens sikringsverk har liten effekt. Masseuttak der elven er smal vil derimot senke vannstanden (Blasy og Øverland, 2017). Et av problemene med uttak av masser er sannsynligheten for økt erosjon og massetransport ut i Lågen (Kondolf, 1997). Dette er ugunstig for dyreliv i elva og vil flytte flomproblemet nedstrøms. I tillegg viser rapporten at gunstige tiltak for å minske flomtoppen, herunder masseuttak, ikke samsvarer med kravene til naturbaserte løsninger. Flomsikringsanlegg er tiltak som gir varierende resultater. Det er derfor interessant å finne ut hvordan et flomsikringsanlegg rundt Gausa kan virke effektivt, med så lite inngrep i naturen som mulig.

Interaksjon mellom grunnvann og elv under flomhendelser kan være en naturlig flomdempingsmekanisme. En rapport fra NVE beskriver bruken av modelleringsprogrammet Modflow for å undersøke hvordan grunnvannsmagasiner langs Glomma interagerer med elva under flomhendelser (Colleuille et. al, 2004). De anslår at grunnvannsmagasiner langs Glomma kan minke kulminasjonsvannføringen med 15% under flomhendelser. De understreker at utforming av flomvoll er kritisk for å bevare grunnvannsmagasinens flomdempingseffekt. Blant annet er de kritiske til bruk av tetningsduk i flomvoller fordi det kan hindre den naturlige elveinfiltrasjonen inn i grunnvannet.

Elven Po er den lengste i Italia og halve elven har flomvoller bygget langs elvebredden. Her er det bevist hvordan relative endringer i grunnvannstrykket kan destabilisere flomvollene. Om den relative forskjellen mellom elven og grunnvannstrykket overstiger 5 meter, så øker sannsynligheten drastisk for svekkelser i flomvollen (Martinez et. al, 2016). Dette viser at en effektiv flomvoll må dimensjoneres for å tåle store fluktuasjoner i trykkgradient mellom elv og grunnvann. For den tilbaketrukne flomvollen ved Gausa er det planlagt å plassere en filterduk slik at den hydrauliske trykkgradienten ikke overstiger kritisk nivå, ifølge sikringshåndboka (NVE, 2021).

1.5 Problemstilling

Det overordnede målet med denne oppgaven er å skape forståelse for hvordan elveløpet til Gausa vil endre seg med en ny, tilbaketrukket flomvoll. Mer rom for elven vil kunne påvirke hastigheten og erosjonspotensialet til elven. Den gamle flomvollen leder vannet i en unaturlig trang elvekanal. Dette medfører større erosjonsrate og transport av sedimenter ut i Gudbrandsdalslågen (Figur 2-1).

Samtidig spiller grunnvannet en usynlig rolle under bakken. Responsen til grunnvannet på økt vannføring i Gausa med tilbaketrukket flomvoll er derfor noe som burde utforskes.

Jordbruksland og idrettsanlegg ligger utsatt til for flom på Jorekstad. Grunnvannsnivået kan stige og bli stående på den dyrkede marken hvis det er liten lagringskapasitet i akviferen (NVE, 2020). Dette avhenger av de lokale forholdene og tidsresponsen mellom flom og grunnvannsflyktuasjon. Det er derfor interessant å se hvordan plassering av flomvoll påvirker responsen til grunnvannet.

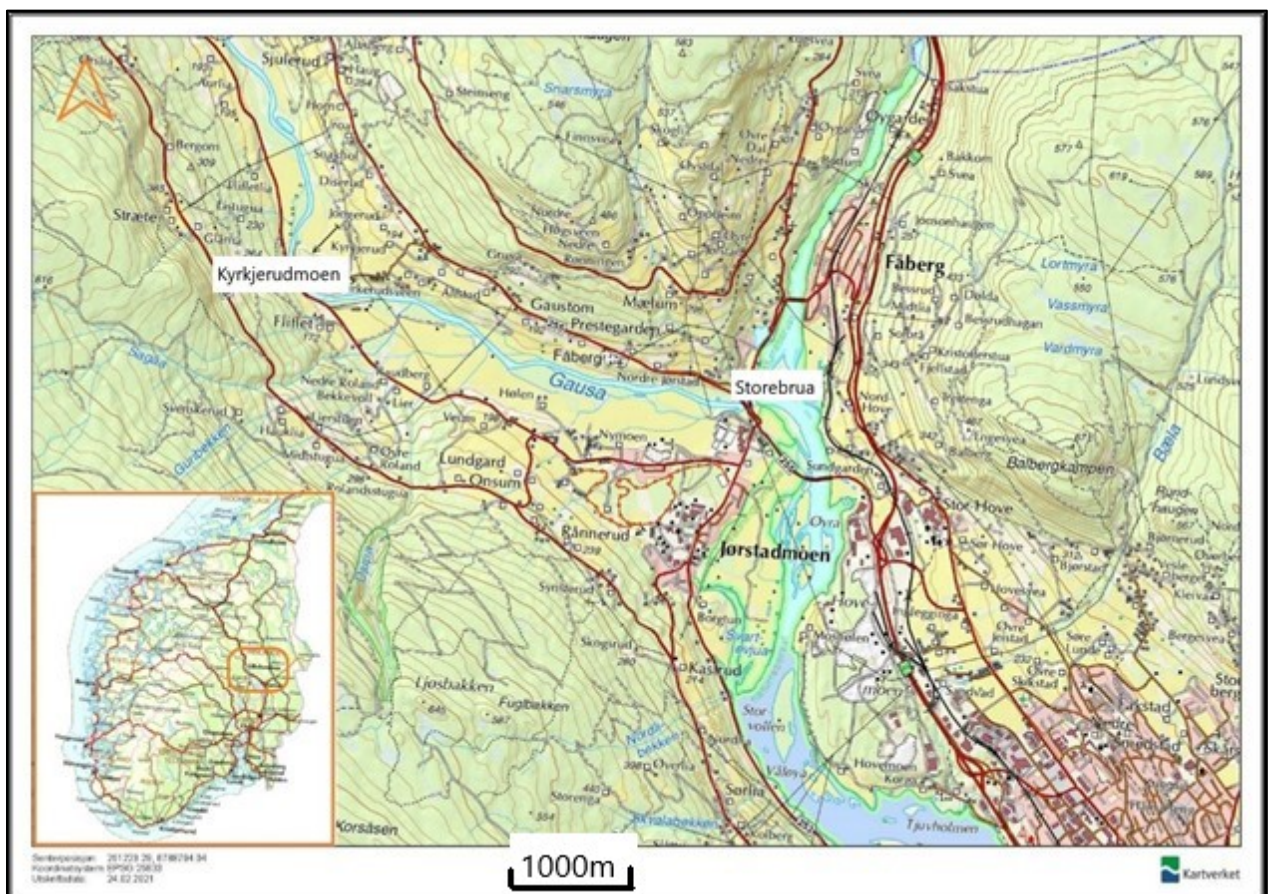
Følgende problemstillinger er definert for oppgaven:

- *Estimere endringer i erosjonspotensiale fra Gausa og ut i Gudbrandsdalslågen basert på ny flomvoll sør for eksisterende flomvoll.*
- *Hvordan er tidsresponsen på grunnvannsnivået under flomvoll under flomhendelser i Gausa.*
- *Hvilken effekt har tilbaketrukket flomvoll totalt sett under flomhendelser i Gausa tilsvarende 2013-flommen.*

2. Områdebeskrivelse

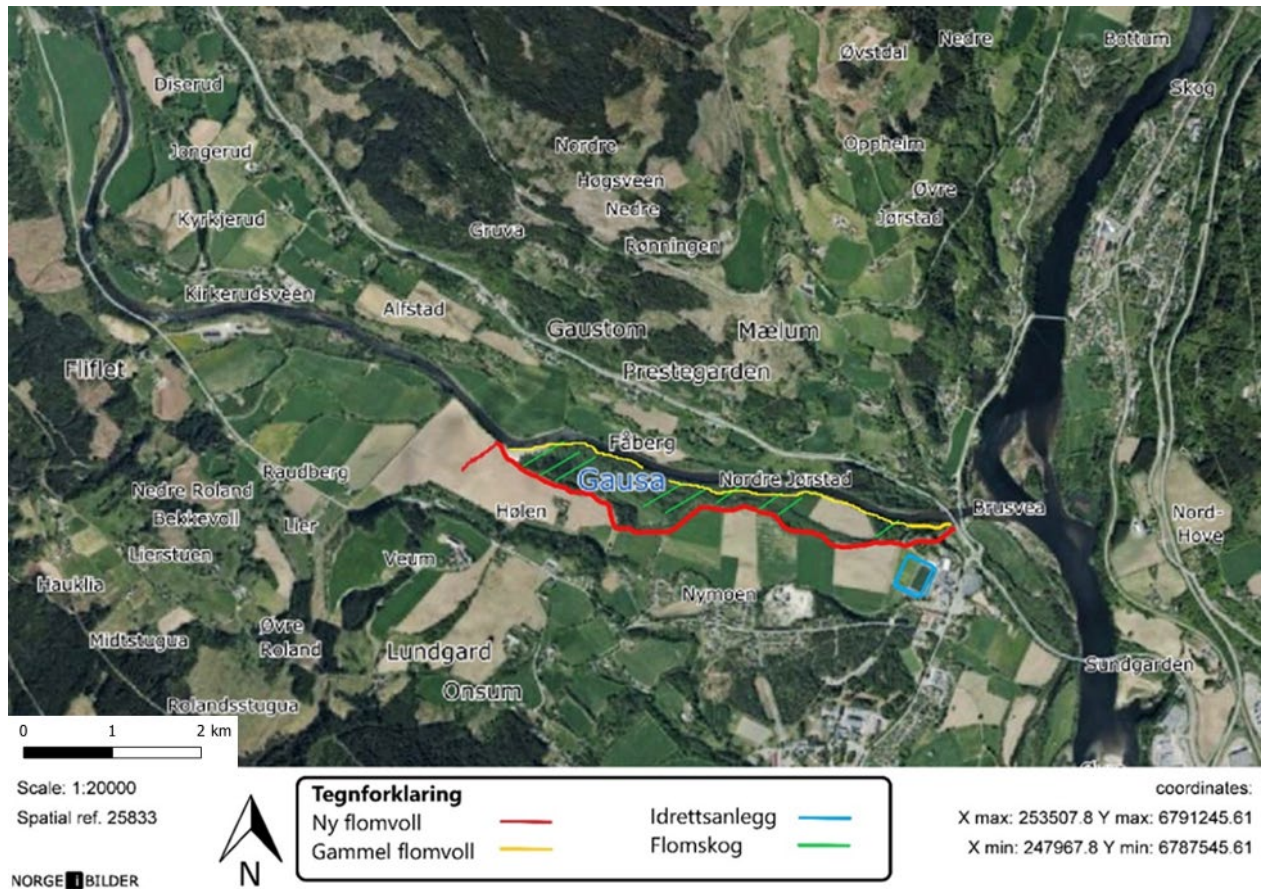
Studieområdet for denne masteroppgaven er nedre del av Gausa, en sideelv til Gudbrandsdalslågen. Gausas utløp ligger like nord for Lillehammer by, ved Fåberg, nord for militærleiren på Jørstadmoen (Figur 2-1). Jørstadmoen ligger i Lillehammer kommune, Innlandet fylke. Området består av jordbruksland og flommarkskog nær elven. I tillegg er det idrettsanlegg med fotballbane og utendørs badeanlegg ved Jorekstad. I dette området er det i EU-prosjektet PHUSICOS foreslått en tilbaketrukket flomvoll, for å gi elven Gausa rom under flomhendelser.

Gausa er en slak elv som renner gjennom Gausdal. Det er tydelige spor etter eldre elveløp i det gamle elvedeltaet på Jørstadmoen. I denne oppgaven vil området mellom Flåkålibrua ved Kyrkjerudmoen i vest (141,6 moh) og Storebrua i øst (125,3 moh) brukes som utgangspunkt (Figur 2-1). Avstanden på 4,2km mellom bruene gir en gjennomsnittlig elvegradient på $3,88\text{m}/\text{km}^{-1}$. Det er planlagt en ny, tilbaketrukket flomvoll som skal gi Gausa mer plass under flomhendelser. Samt senke hastigheten og energien til vannet.



Figur 2-1 Oversiktsbilde fra studieområdet med elven Gausa som renner ut i Gudbrandsdalslågen. Bildet er hentet fra Norgeskart.no

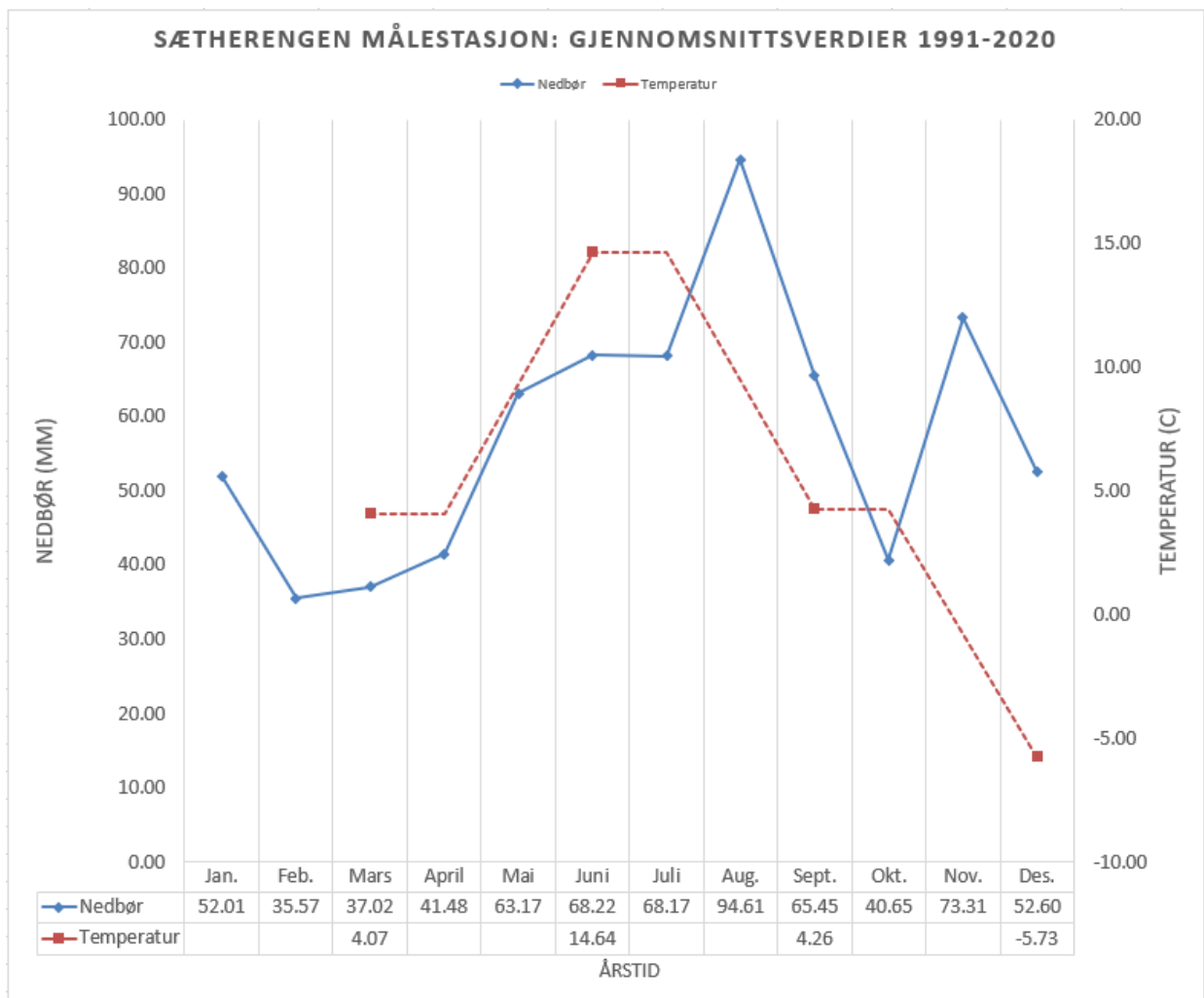
Lengden på flomvollen antas å bli 2,3km og starter nordvest for boligene på Hølen og ender ved Storebrua der Gausa renner ut i Gudbrandsdalslågen (Figur 2-2).



Figur 2-2 Lengde på flomvollen er omtrent 2,3km. Den gamle flomvollen følger elvebredden fra samme punkt som den nye vollen starter. Bildet er hentet fra norgebilder.no

2.1 Klima i studieområdet

Jørstadmoen har innlandsklima, der vinterne er kalde og somrene varme. Middelftemperatur fra 1991 til i dag ligger på 4,3 grader, med kaldeste og varmeste målte temperaturer på -24,8 og 32,4 grader. Gjennomsnittlig årsnedbør på målestasjonen Sætherengen (Figur 2-3 og Figur 2-4) i Lillehammer ligger på 733 mm i året, der det meste av nedbøren faller mellom mai og august (Norsk klimaservicesenter, 2021).



Figur 2-3 Gjennomsnittlig nedbør (mm) per måned, og temperatur for Sætherengen målestasjon i Lillehammer. Data er hentet fra Norsk Klimaservicesenter (2021) for perioden 1991-2020.

Kilmaendringer vil gi endring i nedbørsmønster og intensitet (Hanssen-Bauer et, al. 2015). Usikkerheten ligger i hvor mye nedbør som kommer som snø om vinteren og hvor kraftig nedbørsepisodene blir. På Østlandet er det ikke anbefalt noe klimapåslag for nedbørsfelt større enn 100km² der snøsmelting er flomårsak. Det er også prognoser som tilsier at nedbørsfelt med liten andel høyfjellsterreng kan få mindre flommer enn i dag (Lawrence, 2016). For Aulestad stasjon (Figur 2-4) anslås det at 200-årsflommer vil vokse med 8 prosent innen 2100 ved 2-3 graders oppvarming (RCP4.5), og 13 prosent som verst tenkelig scenario (RCP8.5) (Lawrence, 2016).



Senterposisjon: 255014.69, 6772324.44
 Koordinatsystem: EPSG:25833
 Utskriftsdato: 30.04.2021

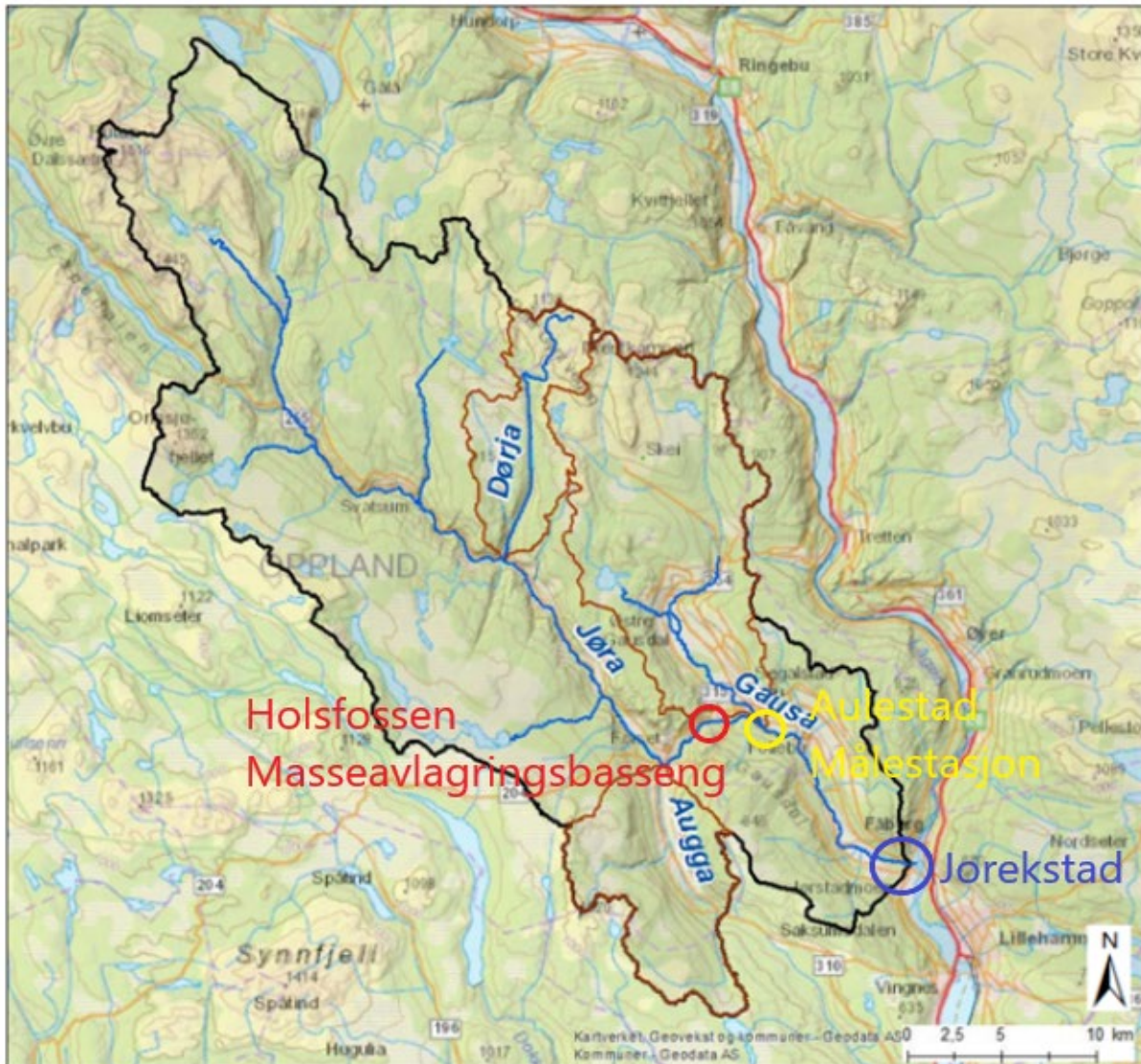
0 2 4 6 8 km



Figur 2-4 Aulestad vannføringsstasjon, Kise grunnvannsstasjon og Sætherengen værtestasjon.

2.2 Flom og erosjon i Gausa

Nedbørsfeltet til Gausa, estimert fra Aulestad målestasjon (Figur 2-5) er 869,8km². Stasjonen ligger 200 moh. og har en middelavrenning på 14,96 m³/s (Nevina, 2021).



Figur 2-5 Oversikt over Gausas nedbørsfelt. Sideelven Dørja og elvestrekket Jøra transporterer store mengder sedimenter under flom. Sedimentavlagringsbassenget ved Holsfossen ligger i den røde sirkelen og bidrar til å fange opp transportert masse. Aulestad i gul sirkel. Jorekstad innfelt i lilla sirkel. (Bogen et.al, 2016).

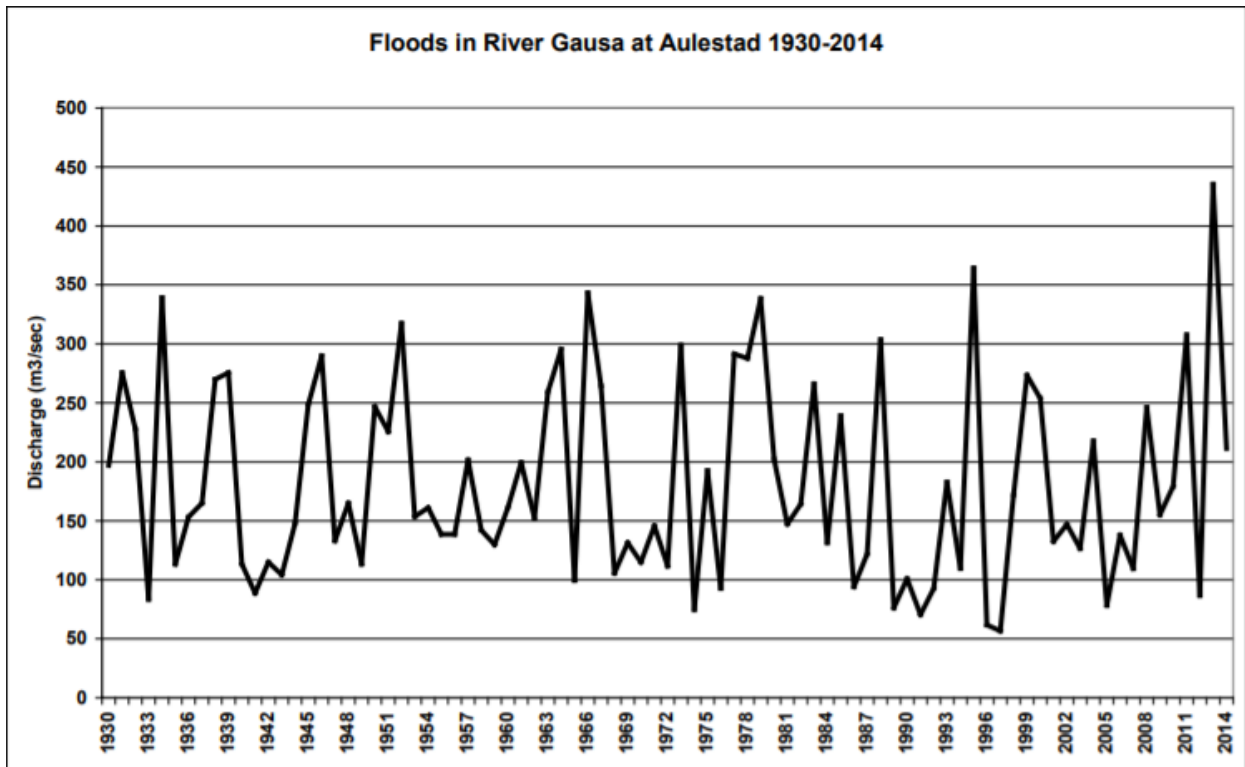
Snøsmelteflommer er den dominerende flomtypen i Gausa (Roald, 2021). Både flommen i 2013 og 1995 var såkalte snøsmelteflommer i kombinasjon med nedbør (Leine, 2015). Slike vårflokker kommer syklisk hvert år, har høyt volum og lang varighet (Leine, 2015). Størrelsen på vårflokkene avhenger av luftfuktighet, nedbør, temperatur, og om smeltingen skjer i alle høyder av vassdraget samtidig. Syv av de ti største flokkene i Gausa er såkalte snøsmelteflommer (Tabell 1).

Kulminasjonsvannføringen under flommen i 2013 var 1161 m³/s, og den hadde en døgnmiddelvannføring på 375 m³/s (Leine, 2015). Andre kilder opplyser om en døgnmiddelvannføring på 465 m³/s (Roald, 2021). Det er knyttet usikkerhet til tallene fra Aulestad målestasjon for flommen i 2011 og 2013. 2013-flommen er den største flommen som er registrert etter at Aulestad målestasjon ble oppført i 1929 (Figur 2-6).

Tabell 1 Liste over største flommer i Gausa. (Roald, 2021).

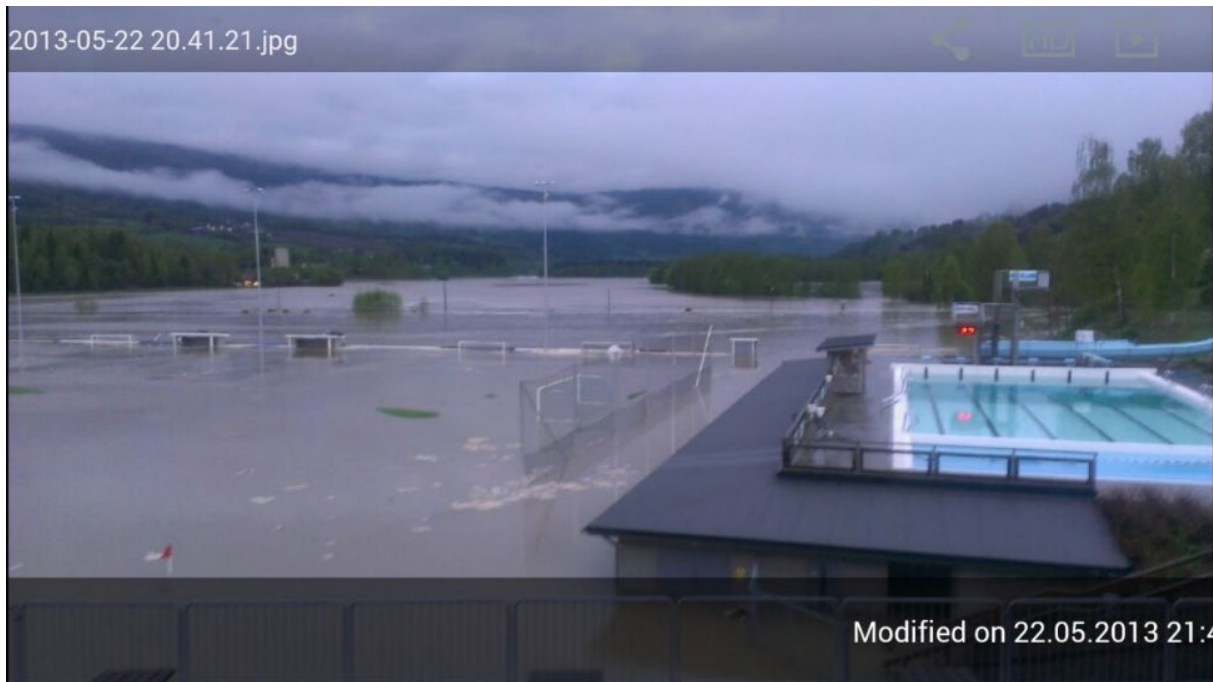
Aulestad 2.28			1930 - 2014
År	Dato	Rangering	Døgnmiddelvannføring
1934	13.aug	4	339 m ³ /s
1952	06.mai	6	315 m ³ /s
1964	10.okt	9	299 m ³ /s
1966	19.mai	3	344 m ³ /s
1973	01.jun	8	301 m ³ /s
1977	25.mai	10	292 m ³ /s
1979	25.mai	5	338 m ³ /s
1988	03.sep	7	306 m ³ /s
1995	02.jun	2	364 m ³ /s
2013	23.mai	1	464 m ³ /s

En grafisk framstilling av døgnmiddelvannføringen under flomhendelser fra 1930 til 2014 sees i Figur 2-6.



Figur 2-6 Døgnmiddelvannføring under flomhendelser mellom 1930 og 2014 (Roald, 2021).

Flomsikringstiltak i Norge skal dimensjoneres for 200-års flommer (Hanssen-Bauer et. al, 2015). Den nye tiltenkte flomvollen på Jørstadmoen (Figur 2-2) skal dimensjoneres til å håndtere slike flommer (Olsen, 2020). En 200-års flom i Gausa er estimert til å ha kulminasjonsverdi på 659 m³/s (Leine, 2015). En konsekvensanalyse utført av Asplan Viak landet på en mer konservativ kulminasjonsverdi på 495 m³/s (Reinemo, 2015). En sikkerhetsmargin på 0,5 meter ble anbefalt å legge til på dimensjonerende høyde for flomsikringsverket. Det finnes fem mindre reguleringsmagasiner i Gausa, men de har minimal påvirkningskraft på flomstørrelsen (Leine, 2015). Under 2013-flommen ble idrettsanlegget på Jørstadmoen, stående under vann (Figur 2-7). Den nye, tiltenkte flomvollen skal forhindre slike hendelser i framtiden.



Figur 2-7 Idrettsanlegget ved Jorekstad under flommen i 2013. Både idrettsanlegget og det dyrkede arealet (i bakgrunnen) er oversvømt. Tidspunktet bildet er tatt sammenfallet med kulminasjonsvannføring i Gausa. I bildet ser man vestover, altså oppover elven fra idrettsanlegget (Figur 2-2). Foto: Bente Moringen.

Sedimenttransport som følger av erosjon og endrede elveløp er et problem i Gausa. Flere av sideelvene til Gausa bidrar med store mengder sedimenter under flomhendelser. Det er estimert at under flommen i 2011 og 2013 ble erodert til sammen 45 000m³ med sedimenter (Bogen et. al, 2016). Under flommen i 2013 sto Mjøsa to meter høyere enn den vanligvis gjør (Bogen et. al, 2016). Dette gjorde at kombinasjonen flom og høy vannstand oversvømte deler av Jorekstad idrettsanlegg. I en slik situasjon vil sedimenter avsettes og ødelegge jordbruksland og idrettsanlegg fordi hastigheten til elva faller.

Ved Holsfossen er det en masseavlagringsdam som under flomhendelser samler opp store mengder sedimenter (Figur 2-5). Lengre ned i Gausa er erosjonspotensialet mindre, men det er avdekket områder som kan være utsatt for erosjon. Blant annet er svingen like nord for Hølen definert som et slikt område (Figur 2-8) (Bogen et. al, 2016). Den nye flomvollen som er tiltenkt skal starte her. Den vil gi plass til elven slik at hastigheten og erosjonspotensialet minker. Bilder fra 1960 som viser Gausa før den gamle flomvollen ble bygget viser elvens naturlige løp (Figur 2-8). Ved gjenåpning av flomskogen vil forhåpentligvis situasjonen i Gausa nærme seg forholdene i 1960.



Figur 2-8 Bildet over viser Gausa 1960, før den gamle flomvollen ble bygget. Bildet under viser Gausa i 2019. Bildene er hentet fra norgebilder.no

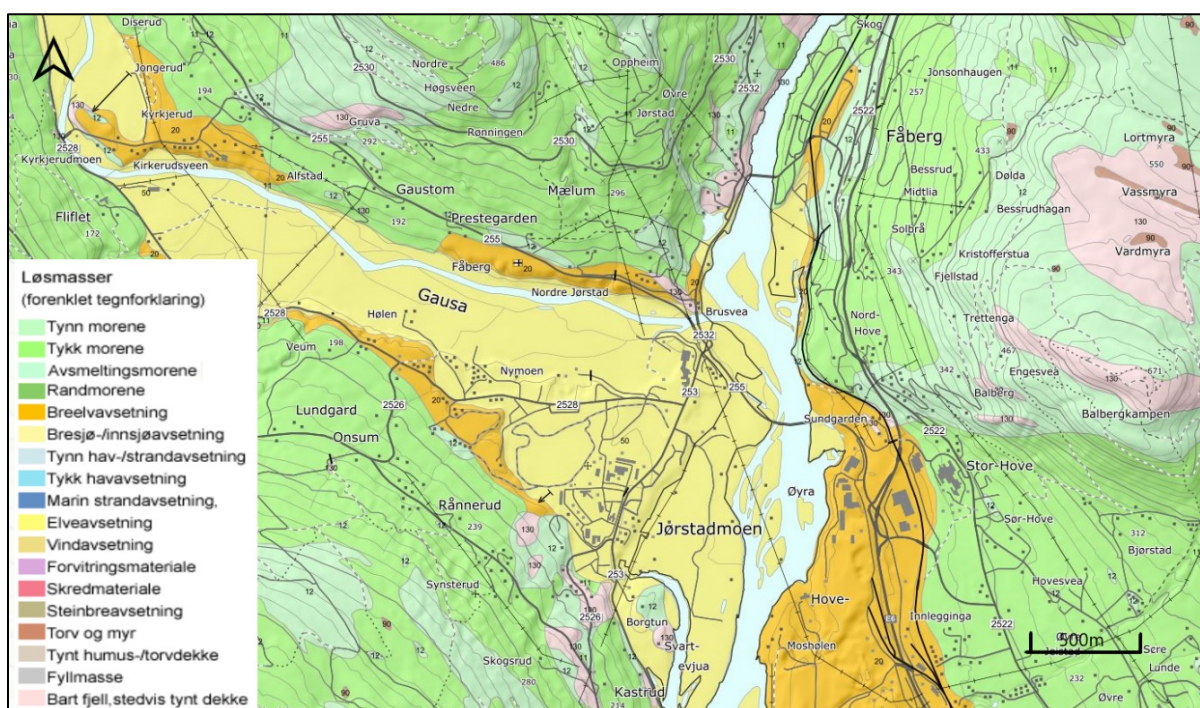
2.3 Geologi og grunnvann

For denne oppgaven er det nyttig å forstå de kvartærgeologiske forholdene ved Jørstadmoen. Grunnvann kan strømme gjennom løsmasser hvis forholdene ligger til rette for det. Kornfordeling og sortering er viktig for permeabiliteten til sedimentet. En god grunnvannskilde må kunne holde på vann, men samtidig kunne frigjøre vann innenfor en rimelig responstid. Det betyr at løsmassene må ha god porøsitet og høy permeabilitet. Kornstørrelsen må helst være mellom 0,6mm og 2mm (medium til grov sand) og at de er avsatt i et regime som gir stor tetthet og god sortering. Elver fungerer som sorteringsmaskiner når de frakter sedimenter i løs form og avsetter dem når energien avtar. Sedimenter med lik vekt og form vil da avsettes i samme område. I områder med grove sedimenter (elv- og breelavsetninger) vil det være god hydraulisk kommunikasjon mellom grunnvann og ellevann. Vannstanden i elva vil som regel være lik grunnvannstanden langs elveløpet. Avhengig av retning på hydraulisk gradient vil vann enten strømme fra elva og ut i grunnvannsmagasinet eller grunnvannet strømme ut i elva (Winter et. al, 1998).

Geomorfologien ved Jørstadmoen bærer preg av siste istid, mens de underliggende bergartene tilhører Hedmarksgruppens Brøttumformasjon (Ramberg et. al, 2013). De kvartærgeologiske avsetningene på Jørstadmoen består av sand, silt og grus (Olsen, 2008). Det er i hovedsak fluviale og glasifluviale avsetninger i overflaten (Figur 2-9). På Jørstadmoen er det gjort målinger på tykkelsen til

de sedimentære lagpakkene. De øverste lagene består av grovere sand og grus, mens det er anslått 20-30m med silt-finsand under de øverste sedimentene. Under silt-finsand pakken ligger en eldre morenelagpakke. Det er anslått en tykkelse på 80-90m med kvartære avsetninger på de høyeste terrassene, basert på seismiske målinger og interpolasjon (Olsen, 2008). Dette kan ikke bekreftes med tall fra permanente grunnvannsbrønner på terrassene (Figur 2-10). I oppgaven er verdiene fra grunnvannsbrønnene brukt som utgangspunkt for beregningene.

Den eldre terrassen på Jorekstad som ligger 140 moh antas å gjenspeile høyden til Mjøsa like etter siste istid (Olsen, 2008). Under denne perioden ble sannsynligvis finere sedimenter avsatt, før vannstanden sank og grovere elvematerialer ble avsatt over silt- og sand pakken (Figur 2-9).

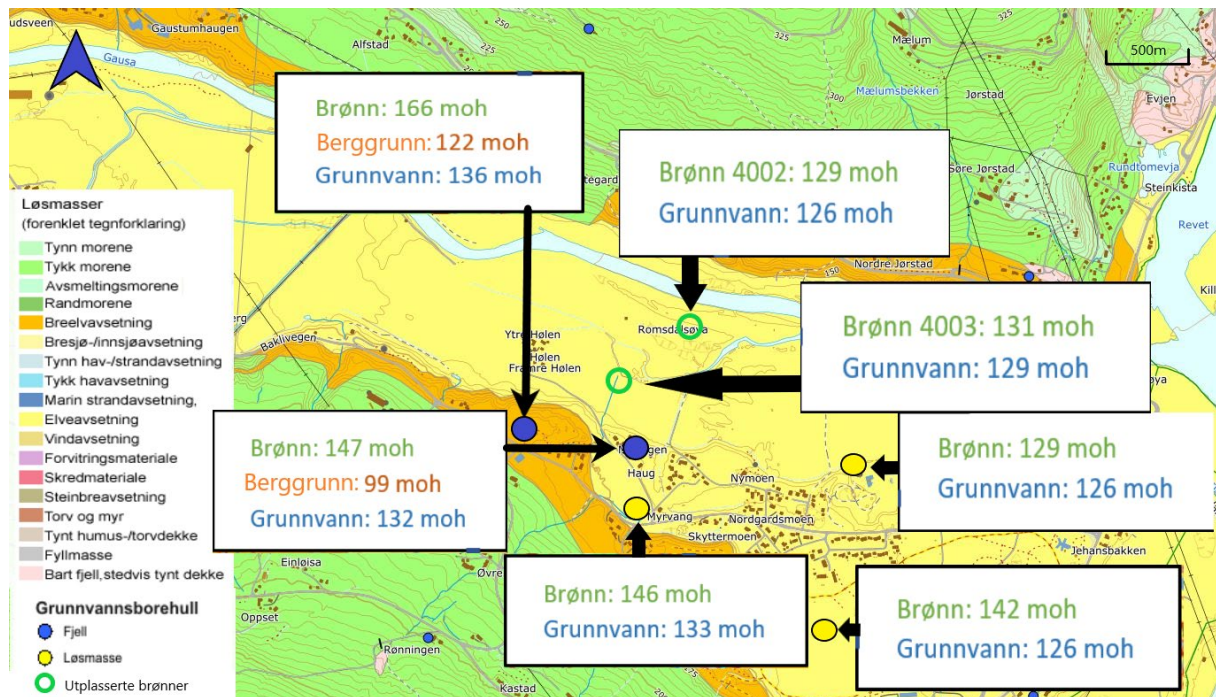


Figur 2-9 Løsmassekart over Jørstadmoen med elva Gausa som renner ut i Gudbrandsdalslågen. Løsmassekartet er hentet fra NGUs database. http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/

Normal situasjon for grunnvannet er sannsynligvis strømming fra høydedragene og ned mot elven. Grove breelavsetninger gir god kontakt mellom elv og grunnvann. I en slik situasjon vil det sannsynligvis være strømming fra elv til grunnvann under flomsituasjoner. Ved normal vannstand i elven vil det sannsynligvis strømme vann fra grunnvannet til elven.

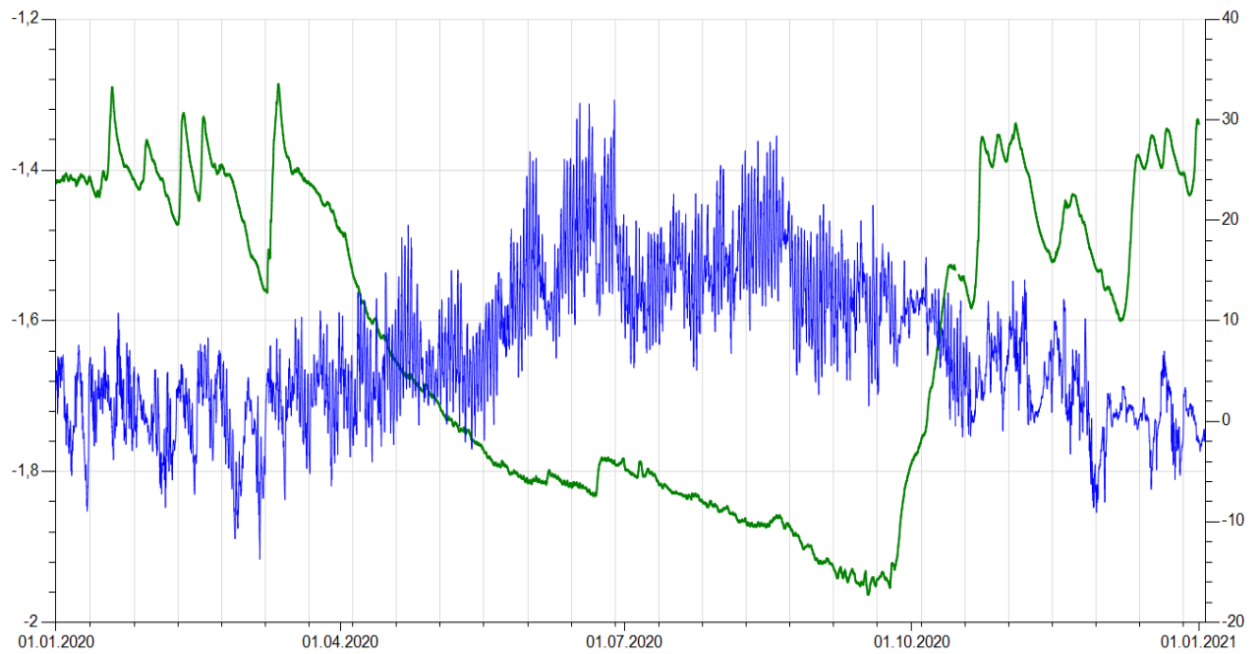
Det er flere grunnvannsbrønner i området som gir gode grunnvannsbidrag til lokalbefolkningen. To av brønnene er boret helt ned til fjell på sørsiden av Gausa (Figur 2-10). Disse brønnene gir fine anslag på tykkelsen til den sedimentære pakken der løsmasser er dominerende. De andre brønnene er løsmassebrønner, og har ifølge lokale beboere aldri vært tørre. En lokal bonde kunne fortelle at de

bruker vann fra brønnene til å vanne jordene under tørre somre. I tillegg til de permanente brønnene, ble det satt ut tre midlertidige brønner, BRONN4002 og BRONN4003 Nord og Sør. «Brønn 4003» er to brønner stilt opp 75cm fra hverandre på jordet, den nordlige 4 meter dyp og den sørlige 2 meter dyp. Brønn 4002 er også 2 meter dyp og plassert i flomskogen, 190 meter lengre nord for brønn 4003.



Figur 2-10 Løsmassekart fra Jørstadmoen. I tillegg vises grunnvannsbrønner, permanente og midlertidige (grønn sirkel). Kartet er hentet fra NGUs grunnvannsdatabase Granada (2021). http://geo.ngu.no/kart/granada_mobil/

For et innenlandsklima vil grunnvannsnivået generelt fluktuere med årstidene og variere med hensyn til nedbør og evapotranspirasjon (Figur 2-11). Lillehammer-området har kalde vintre og varme somre med mest nedbør i juni, juli, august og september (Figur 2-3). Det er sannsynlig at grunnvannsfluktuationene kan defineres av høye topper to ganger i året. April og mai som følger av snøsmelting, og oktober til november på grunn av mer nedbør og mindre evapotranspirasjon (Kirkhusmo et. al, 1988). Kise grunnvannsstasjon ligger sør for Lillehammer (Figur 2-4), på omtrent samme høyde over havet. Det kan forventes at grunnvannsnivåets sesongvariasjoner på Jørstadmoen er tilnærmet lik situasjonen på Kise (Figur 2-11).



Figur 2-11: Grunnvannsflyktuasjoner for innlandsklimatiske soner, her representert ved Kise grunnvannstasjon. Grønn graf viser grunnvannsnivået i meter under bakken (venstre akse). Blå graf viser temperatur på overflaten (høyre akse). Målingene er fra 1. januar 2020 til 31 desember 2020. Figur er hentet fra Kise grunnvannstasjon som ligger 128 moh., like ved Gjøvik. (senorge.no, 2021).

3. Teori og metoder

Dette masteroppgave-prosjektet har kombinert feltarbeid og teoretiske beregninger. Hensikten med feltarbeidet var å kartlegge grunnforholdene, samt estimere hydraulisk ledningsevne og infiltrasjonsevne i løsmassene. I tillegg var det ønskelig å beregne grunnvannsbidraget til Gausa ved hjelp av hydraulisk gradient mellom brønnene og elven. Det ble installert 3 grunnvannsbrønner for å følge fluktuasjonene i grunnvannet gjennom våren, sommeren og høsten. Noe av feltarbeidet var en del av felthydrologikurset GEO221. Blant annet ble saltfortynningsmetoden gjennomført på dette kurset. Disse dataene er ikke inkludert i oppgaven.

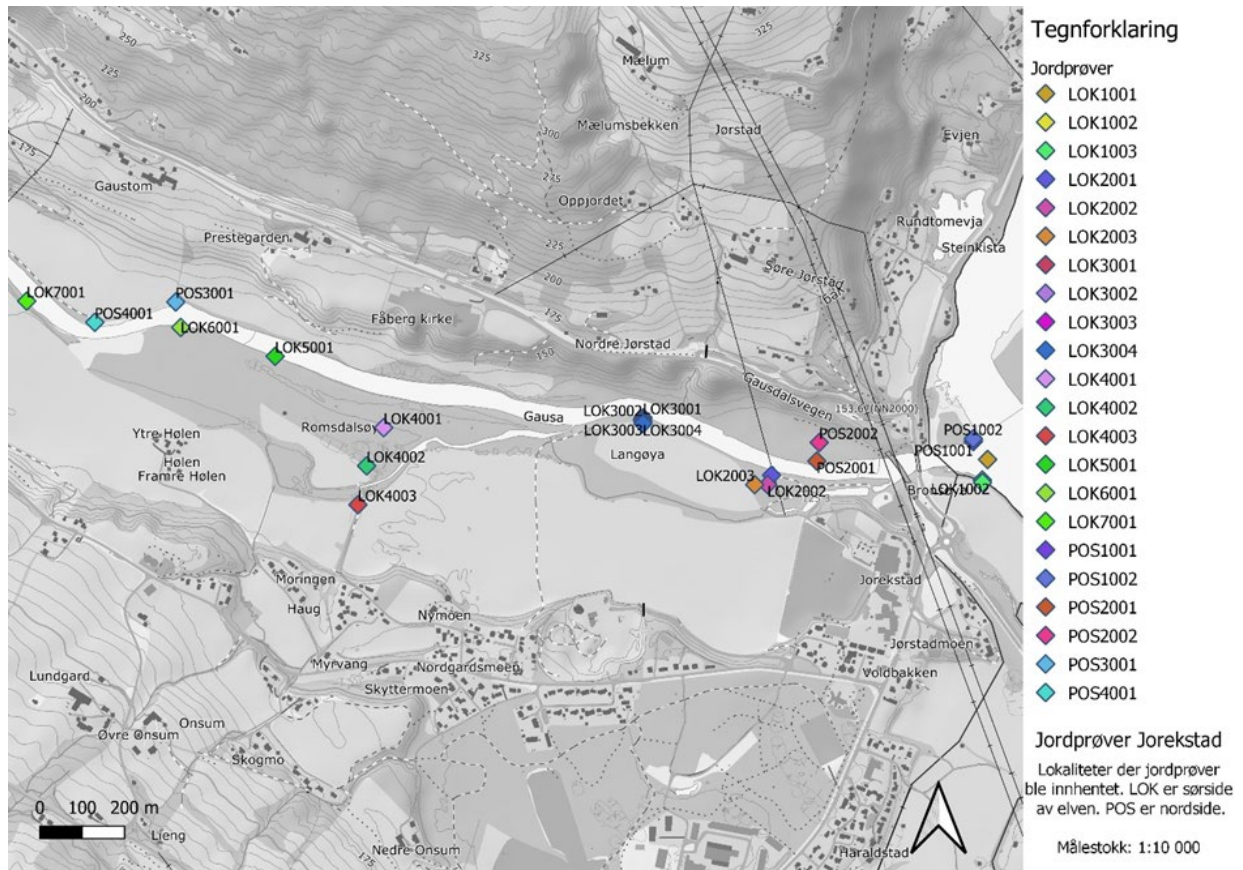
De teoretiske beregningene ble utført ved hjelp av modelleringsprogrammene HEC-RAS 6.0.0 og MODFLOW-2005. GRADISTAT ble brukt til kornfordelingsanalyse. Med disse programvarene kunne flomhendelsen fra 2013 modelleres, endringer i erosjonsrate, effekt av flomvoll og endringer i grunnvannsnivå under flom beregnes.

Det er brukt forskjellige høydeverdier for vannstanden i Gausa under modelleringen i MODFLOW-2005 og i beregningen av grunnvannsbidraget til elva. Årsaken er de naturlige svingningene på vannstanden i elva. Siden det allerede er betydelig vannføring i elva før 2013-flommen kulminerer, så antas det at vannlinjen ligger på 127,5 m.o.h. i MODFLOW-modellen (Kap. 3.3.2). For å estimere grunnvannsbidraget ble en vannhøyde på 127 m.o.h. brukt for elva. Dette er for å få et estimat på hydraulisk gradient mot elva ved lav vannføring. Den eksakte vannhøyden ble estimert til 127,35 m.o.h. ved GPS litt oppstrøms for brønn 4002 (Figur 3-8). Vannføringen var på dette tidspunktet under $20 \text{ m}^3/\text{s}$.

HVA ER GJORT	HENSIKT
INNSAMLING AV SEDIMENTPRØVER FOR KORNFORDELINGSANALYSER	Estimere hydraulisk ledningsevne (Ks) ved hjelp av kornfordelingsanalyse og utregning av Ks i programmet GRADISTAT.
ETABLERT 3 GRUNNVANNSBRØNNER	Måle grunnvannsnivået ved hjelp av trykkmålere som ble installert i brønnene. Estimere hydraulisk gradient mellom brønnene.
GEOFYSISKE UNDERSØKELSER VED HJELP AV GROUND PENETRATING RADAR (GPR)	Avdekke grunnvannsspeil og strukturer i grunnen som kan påvirke grunnvannstrømningen. Retning på grunnvannstrømningen.
SLUG-TEST I GRUNNVANNSBRØNNER	Anslå Ks i de dypere sedimentene ved hjelp av Hvorslev's metode.
MODIFIED PHILIP-DUNNE INFILTROMETER TEST	Anslå Ks og infiltrasjonshastighet i de øverste lagene. Testene ble gjort både i flomskog og på dyrket mark.
SONDERBORING	Karakterisere løsmassenes egenskaper og tykkelse.
GRUNNVANNSSTRØMNING	Darcy's lov ble brukt for å anslå grunnvannsbidraget til Gausa. Grunnvannsnivå i brønner og data fra GPR-målinger ble brukt til å finne hydraulisk gradient.
HYDRAULISK MODELLERING	HEC-RAS ble brukt til å beregne erosjonspotensialet i Gausa og virkningen av ny flomvoll. MODFLOW ble brukt til å modellere grunnvannstrømning gjennom ny flomvoll.

3.1 Bestemmelse av hydraulisk vannledningsevne

Innsamling av jordprøver ble gjort langs elvebredden av Gausa fra utløpet i Lågen (Storebrua) og opp til lokasjon 7001 i vest (Figur 3-1). I tillegg ble det gjort infiltrasjonstester ved Brønn 4002 (LOK4001) og Brønn 4003 (LOK4003). Brønnene ble også brukt til å gjennomføre slug-test. Gjennom disse metodene kunne den hydrauliske vannledningsevnen (heretter kalt ledningsevnen) utledes.



Figur 3-1 Innsamlede sedimentprøver langs elvebredden for utføring av kornfordelingsanalyser. «LOK» henviser til prøver tatt på sørsiden av elven, mens «POS» refererer til prøver tatt på nordsiden. LOK1001 er lengst øst, mens LOK7001 er tatt lengst vest. 3 brønner er utplassert, henholdsvis ved LOK4001 og LOK4003. Figur er laget i QGIS med posisjonsdata fra differensial GPS-mottaker.

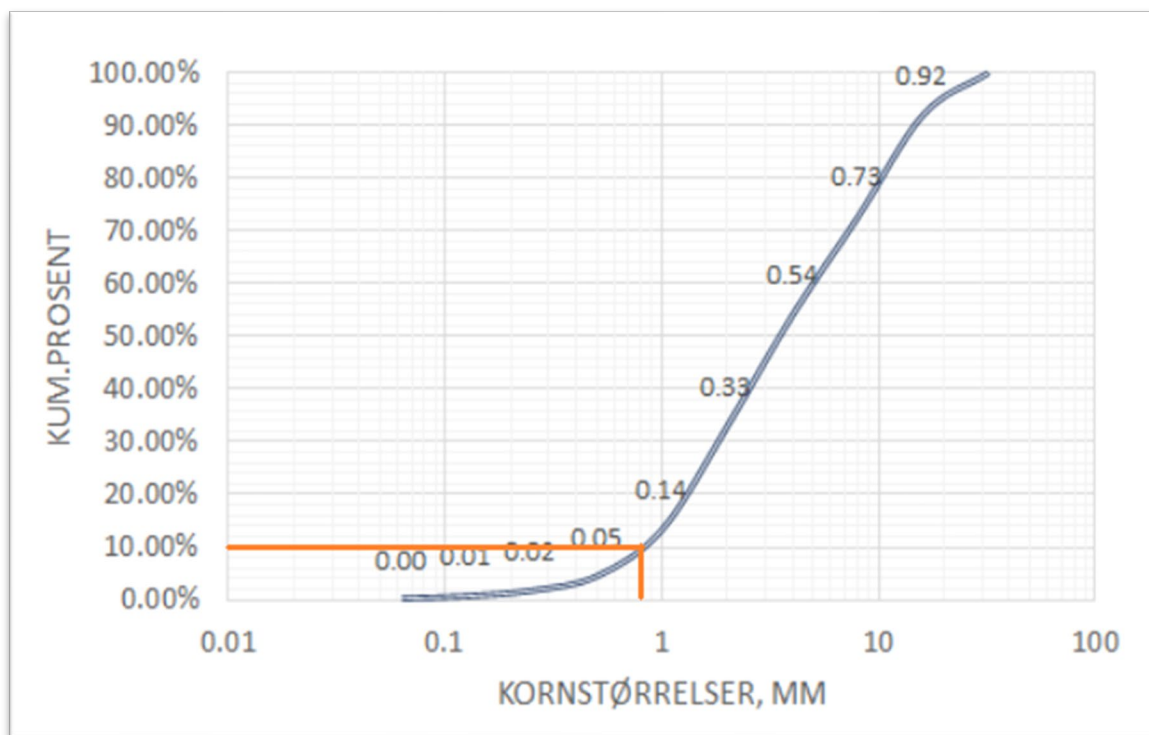
3.1.1 Kornfordelingsanalyse

For å utføre kornfordelingsanalyse og derved beregne den hydrauliske ledningsevnen i sedimentene, ble sedimentprøver samlet inn fra utvalgte lokaliteter (Figur 3-1). Ledningsevnen i de øverste lagene er viktig for å kunne beregne hvor raskt overflatevann infiltrerer og strømmer i de øverste lagene.

Kornfordelingsanalysen ble gjort etter tørrsiktning av prøvene. Alle prøvene ble ristet i 10 minutter. Deretter ble de forskjellige kornstørrelsens prosentvise andel av total masse beregnet. Den

kumulative prosentvise andelen fra minste kornstørrelse (<0,063mm) til største kornstørrelse (16mm) ble beregnet til slutt.

Ut ifra den kumulative summen av kornstørrelser og logaritmisk graderingen av kornstørrelser fra minst til størst, så kan kornstørrelsen D_{10} utledes. D_{10} er diameteren (mm) til 10% av prøvens masse som består av partikler med en diameter (mm) mindre enn denne verdien (Pap et. al, 2019) (Figur 3-2). D_{10} kan utledes grafisk eller ved hjelp av Excel-programmet Gradistat versjon 4.0. Programmet kan brukes til å analysere ukonsoliderte sedimenter fra sikteprøver, eller fra laserskanning (Blott et. al, 2001).



Figur 3-2: Kornfordeling av prøve fra POS1002 (Figur 3-1). Tallene langs kurven beskriver den prosentvise andelen av kornstørrelse i prøven.

Etter D_{10} var beregnet for alle prøver, kunne den hydrauliske ledningsevne utledes. Hazens formel (1911) egner seg godt for kornstørrelser mellom fin og grov sand, i velsorterte løsmasser og ble derfor brukt (Cheong, 2008).

Hazens fomel:

$$K = Cb \times (d_{10})^2 \quad (3,1)$$

Hvor K = Hydraulisk ledningsevne (m/s) og D_{10} = Kornstørrelse tilsvarende vektprosenten 10% (mm).
 C_b = Hazens empiriske koeffisient og er satt til 0,0116 i denne oppgaven fordi den passer bra til sand.
 Ligningen forutsetter at forholdet mellom vektprosent 60% og vektprosent 10% er mindre eller lik 5.
 Altså mindre enn 0,1mm i kornstørrelse. Det betyr at massene er relativt godt sortert.

Graderingstall:

$$U = \frac{D_{60}}{D_{10}} \leq 5$$

Sorteringsgraden (U) kan visuelt beskrives med hvor bratt kurven stiger i et kornfordelingsdiagram. Et lavt forholdstall betyr god sortering.

For prøvene som ikke tilfredsstilte kravet til U for Hazens metode, så ble Breyers metode brukt.
 Metoden passer bra for å kartlegge hydraulisk ledningsevne i heterogene lag (Sahu et. al, 2016).

Breyers metode:

$$K = \frac{g}{\nu} \times C_b \times d_{10}^2 \quad (3,2)$$

Hvor K = Hydraulisk ledningsevne (m/s), g = gravitasjonskoeffisienten, ν = viskositeten til vann. D_{10} = kornstørrelse tilsvarende vektprosenten 10% (mm) og C_b = Breyers empiriske koeffisient som er satt til $(6 \times 10^{-4}) \times \log(500/U)$. U gjelder for $(1 < U < 20)$, som betyr at d_{10} -fraksjon må være mellom 0,06mm og 0,6mm i kornstørrelse. Dette gir formelen litt større rekkevidde enn Hazens metode.

For noen av prøvene var det ikke mulig å framstille d_{10} . Her ble laseranalyse av prøvene gjort for å finne fraksjonen. Dette gjelder prøvene fra lokasjonene LOK2002, LOK3002, LOK4002, LOK4003, POS1001 og POS2002 (Figur 3-1). Graderingstallet U ble avgjørende for valg av metode til utregning av hydraulisk ledningsevne.

3.1.2 Slug test – Hvorslevs metode

Det ble også gjort slugtester for å finne den hydrauliske ledningsevne (K_s) i den mettede grunnvannssonen. Metoden ble gjennomført i de tre grunnvannsbrønnene som ble installert på Jorekstad (Figur 2-10). Metoden forutsetter at hele brønnfilteret er under grunnvannsnivået, og er best tilpasset lukkede akviferer. Utregningene ble gjort ved å bruke Hvorslevs metode. Metoden går ut på å fylle brønnen med vann og måle tiden det tar for vannet å synke ned til den opprinnelige vannhøyden i brønnen. Dette gjør at man kan utlede en funksjon for tiden vannet bruker på å synke en gitt lengde i brønnen. Man kan deretter regne ut den hydrauliske ledningsevne ved hjelp av Hvorslevs formel.

Hvorslevs formel:

$$K = \frac{r^2 \ln\left(\frac{L}{R}\right)}{2LT_0} \quad (3,3)$$

Hvor K = hydraulisk ledningsevne, r = radius til brønnfilter, L = lengden til brønnfilter og T_0 = Tiden det tar for vannet å synke til 37% av total synkedybde. I noen formler brukes $T_{0,37}$ i stedet for T_0 . (Schwartz et. al, 2003).

Ut ifra verdiene i Diver-Office (programvare for grunnvannsmåling, Kap. 3.2.3), kan tiden det tar for vannet å nå initielt nivå leses av. Her finner man h_0 som er høyden til vannet i brønnen etter den er fylt opp, og h_t som er den opprinnelige dybden til vannspeilet og tiden dette tar. Med denne informasjonen kan $\log(h_t/h_0)$ settes opp langs y-aksen i et diagram. Tid vil stå langs x-aksen. T_0 kan nå leses av diagrammet og brukes i Hvorslevs formel.

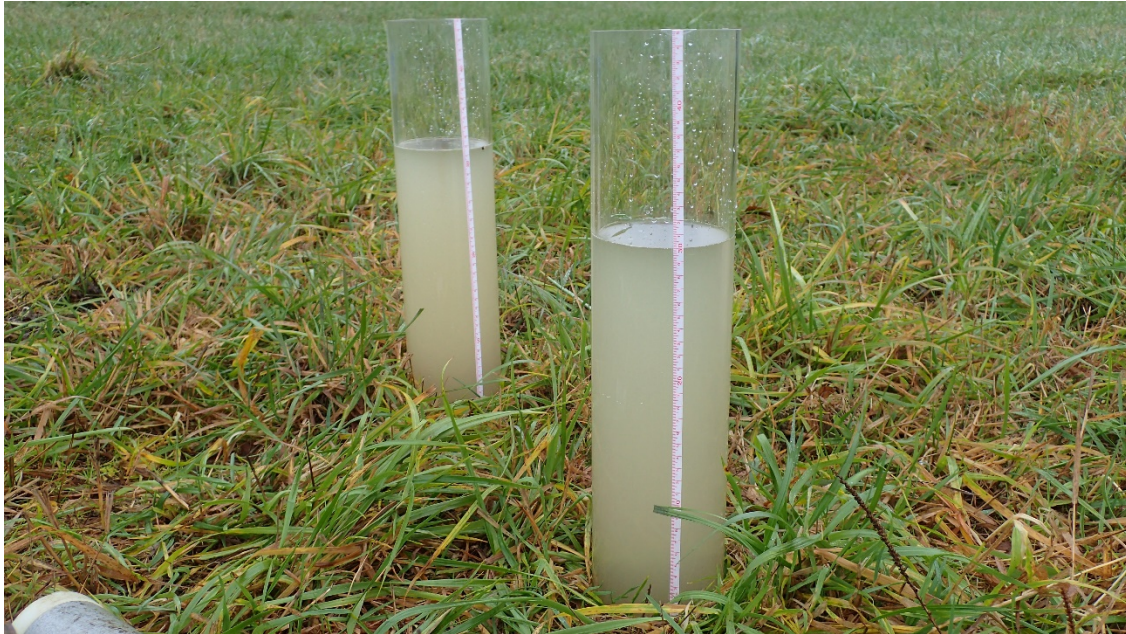
Testen forutsetter at lengden på brønnen er åtte ganger radiusen til brønnfilteret (well screen). Dette var ikke tilfelle for de to grunne brønnene (LOK4002 og LOK4003GRUNN). Det var kun brukbare resultater fra dyp brønn ved lokasjon 4003. Akviferen regnes som åpen og er derfor ikke ideell da testen er beregnet for lukkede akviferer.

3.1.3 Modified Philip-Dunne infiltrometer (MPD)

Hensikten er å kartlegge den dyrkede markens og flomskogens evne til å infiltrere overflatevann. Hvor raskt flomskogen og den dyrkede marken klarer å infiltrere overflatevannet vil ha betydning for flomdemningspotensialet og hvor lenge overvann blir stående hvis det er overløp på flomverket.

To sylindere i pleksiglass ble stilt like ved hverandre og fylt opp med vann til 30cm høyde (Figur 3-3). Deretter ble vannets høyde over bakken notert hvert 20 minutt. Forventet utvikling er at vannet synker raskt innledningsvis, før farten stabiliserer seg. Årsaken er at det øverste jordlaget inneholder både luft og vann. Det trengs tid før det øverste jordlaget er vannmettet og konstant infiltrasjonshastighet oppnås. Dette kalles også mettet hydraulisk ledningsevne (K_s).

Stabil infiltrasjonsrate angir hydrauliske ledningsevne. Tidspunkt og vannhøyde kan plottes i et diagram med cm/tidsenhet langs y-aksen og tid langs x-aksen. For å få en representativ verdi for lokaliteten ble to sylindere plassert en meter fra hverandre. Gjennomsnittlig hydraulisk ledningsevne ble estimert ut fra de to sylindernes gjennomsnittlige verdi når infiltrasjonshastigheten var stabil.



Figur 3-3 To sylindere med vannhøyde på 30cm. Sylindrene bankes 5cm ned i bakken og har en indre diameter på 10cm. Vannhøyden leses av hvert 20 min og plottes i et diagram med synkehastighet og tid på Y og X – aksen. Bildet er tatt ved LOK4003.

Hydraulisk ledningsevne (K_s) ved MPD-metoden finnes ved å dividere vannhøyde på tid.

$$\text{Synkehastighet} = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3,4)$$

Hvor Δh (cm) = forskjell i vannhøyde ved start og avslutning av måling. Δt (time) = tidsintervall mellom målingene.

Metoden ble utført like ved LOK4003 og LOK4001 for å kunne sammenlikne resultatene med slugtest og kornfordelingsresultatene (Figur 3-1). Metoden tar ikke hensyn til horisontal kapillærvanntransport. Dette er en svakhet med metoden siden resultatene ikke er korrigert for dette. Korrigeringen er en krevende operasjon og ble derfor ikke prioritert (Solheim et. al., 2017). For en presis gjennomføring av metode anbefales det 5-10 avlesninger av vannhøyde (Solheim et. al, 2017). Det ble kun gjort 4 avlesninger. I tillegg var det frost natten i forveien og en del overflatevann som gjør at resultatene må tolkes med varsomhet.

3.2 Kartlegging av grunnforhold

Kartlegging av grunnforholdene er viktig for å kunne modellere grunnvannstransport. Dette inkluderer blant annet å avdekke grenser mellom sedimentære lag med forskjellige egenskaper. Med forutsetning om at de fluviale og glasifluviale avsetningene er godt sortert, vil strukturer kunne

avsløre hvor en avsetningstype avløses av en annen. Dette kan ha stor betydning siden partiklers fysiske form påvirker ledningsevnen til massene. I tillegg tenderer grunnvannstrømninger til å følge kontaktsoner der tettheten til et lag endres (Schwartz et. al, 2003).

3.2.1 Sonderboringer

Det ble boret tre brønner for å kartlegge grunnvannsnivået. På den dyrkede marken like øst for Hølen (LOK4003) og i flomskogen ved LOK4001 (Figur 3-1). I sonderingene registreres motstand og lyd under boringen. Hensikten er å vurdere løsmassenes egenskaper og tykkelse. Brønnene skal registrere grunnvannsfluktasjoner gjennom vår, sommer og tidlig høst.

Under sonderboringene ble tiden det tok å bore ned til 4 meters dyp notert. Spett ble brukt for å komme gjennom det øverste jordlaget. En slagboremaskin ble deretter brukt for å sette ned peilerør med sandspiss. (Figur 3-4).



Figur 3-4 Montering av brønn 4003. Boringen kan gi svar på egenskaper til løsmassene det bores gjennom. Foto: Leif Vidar Jakobsen.

En sonderboring er en subjektiv vurdering av løsmassenes egenskaper. Testen bidrar kun til å understøtte andre måleresultater. Kraften man legger i dreiestangen og motstanden man opplever er vanskelig å tallfeste. Testen kan bekrefte informasjon som er å hente fra andre grunnundersøkelser (Olsen, 2008).

3.2.2 Ground Penetrating Radar (GPR)

Geofysiske metoder kan anvendes til kartlegging av grunnforhold. Et av flere geofysiske verktøy som kan brukes er en Ground Penetrating Radar (Schwartz et. al, 2003) (Figur 3-5).

Radaren sender radiobølger ned i bakken. Signalene reflekteres og analyseres med hensyn til styrken på signalene og tiden det tar å motta signalene. En Georadar har to antenner. Den ene kalles transmitter og sender ut elektromagnetiske bølger. Den andre antennen er en mottaker som registrerer signalene. Dybden på signalene avhenger av frekvensen til signalene. Det ble valgt en frekvens på 100MHz. Desto lavere frekvens, jo dypere når signalene. Refleksjonen oppstår når signalene møter komponenter med andre dielektriske egenskaper. Hvis komponentene er veldig forskjellig, slik som våt sand og tørr sand, så vil også styrken på signalene som returnerer variere mye (Schwartz et. al, 2003). En slik overgang kan være grunnvannsspeilet. Tiden fra signalene sendes ut til de returnerer loggføres, og måles i nanosekunder (ns). Signalene ble sendt ut med en hastighet på 0,1m/ns gjennom sedimentene. Radaren var innstilt til å registrere tilbakevendende signaler hvert 0,8 nanosekund. Kumlokk, biler og andre objekter som kunne gi forstyrrelser på signalene ble notert underveis.

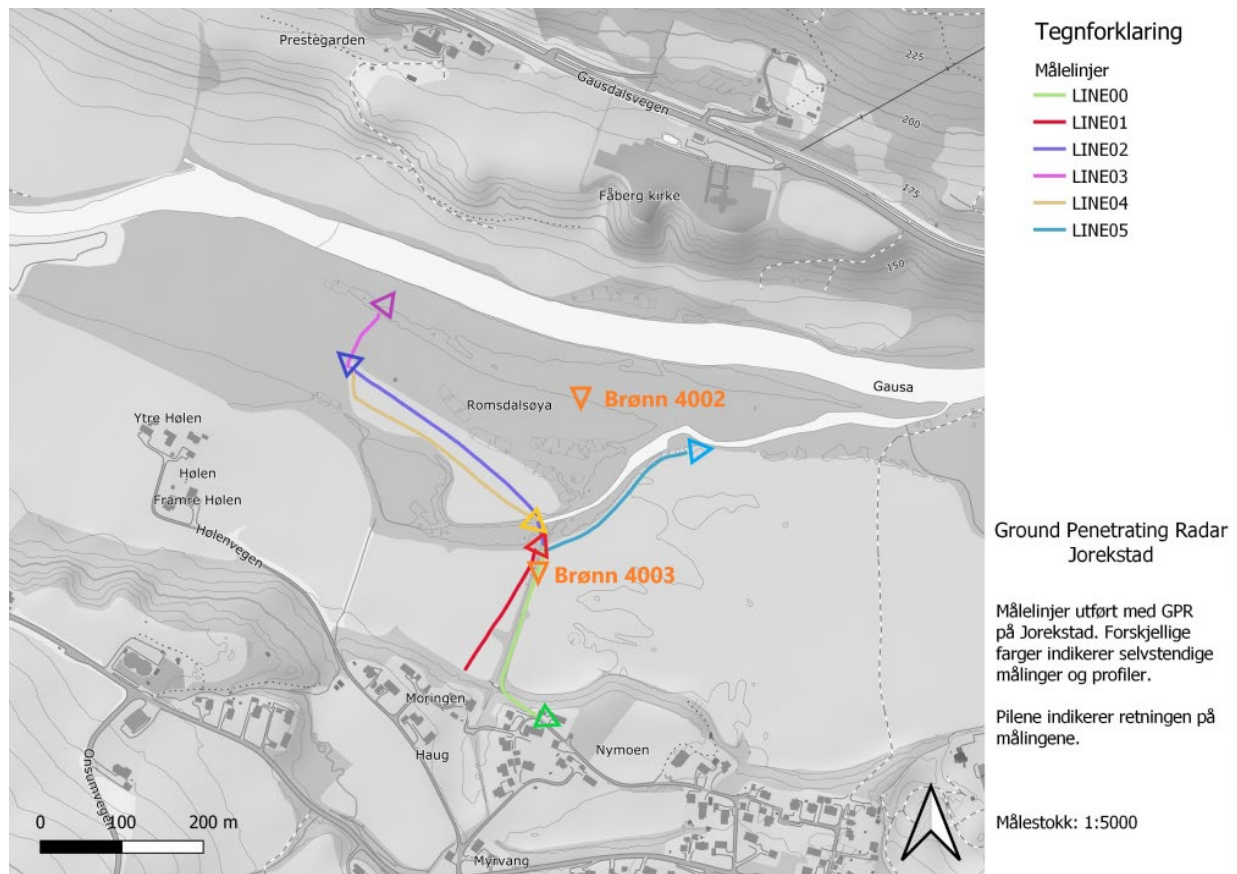


Figur 3-5 Ground Penetrating Radar ved lokasjon 4003 på Jorekstad. 100MHz antenner er festet under vognen og en GPS sender/mottaker er montert midt på vognen. Foto: Stian Bruvoll.

Radaren pulseEKKO ble brukt i arbeidet (Sensors & Software, 2020). Radaren var montert på en vogn med to antenner, plassert 1 meter fra hverandre. På hjulet var det montert et ortometer som sørget for at høyfrekvensbølgene ble sendt ut med lik avstand, 25 centimeter mellom hver bølge. I tillegg

var det montert en GPS som logget den geografiske plasseringen til loggelinjene. På vognen er det montert en digital videologger (DVL). Den tar opptak og lagrer data etter hvert som de samles inn. Videologgeren har en innebygd funksjon, DynaQ, som skal forbedre signalene ved å filtrere vekk støy.

Det ble målt totalt seks profiler (Figur 3-6). Profilene ble analysert ved hjelp av spesialprogramvare på PC. Hastigheten til et medium ble avdekket ved å undersøke hyperbler som er synlige i GPR profilet. De fleste profilene ble endret fra 0,1m/ns til 0,06 eller 0,07m/ns som representerer hastigheten til våt sand.



Figur 3-6 Målinger utført med Ground Penetrating Radar på Jorekstad. LINE00 følger grusveien som deler jordene. LINE03 er gjort inne i flomskogen. Resterende målinger er utført på dyrket mark. Figur er framstilt ved hjelp av QGIS, gråtonekart fra Norgeskart og posisjonsdata fra roveren på måleinstrumentet.

Hensikten med å kartlegge stratigrafien var å avdekke grunnvannspeilet, tolke mulig strømningsretning og korrelere disse med vannhøyde i brønnene. Grunnvannspeilet gir ofte en tydelig og sammenhengende grense i forhold til overliggende og underliggende lag. Det gjør det mulig å kartlegge grunnvannsnivået på Jorekstad over et større område. Det ble gjort målinger fra ytterkanten av dyrket areal og så nært elven som mulig. Vinkelen på linjene var både vinkelrett på elven, for å avdekke mulig eldre elveløp, og langs elven for å avdekke eventuelle skrålag (Figur 3-6).

3.2.3 Grunnvannstrømning

Brønninstallasjoner og grunnvannslogging

På Jorekstad ble det installert 3 grunnvannsbrønner i tilknytning til denne masteroppgaven (Figur 2-10). Brønnene logger fluktusjoner i grunnvannsnivået. Gradienten (i) mellom brønnene kan brukes til å estimere hvilken retning grunnvannet strømmer. I tillegg ble brønnene brukt til å utføre slug-test for å måle mettet hydraulisk ledningsevne i de dypere lagene. Det ble også registrert hvordan grunnvannet responderer på endringer i vannføring i Gausa.

Vannhøyde ble logget fra 6. Mai til 10. September. Tykkelse på vannmettet sone vites ikke, men ble antatt til å være like tykk som ved løsmassebrønnen på Moringen (33 meter). Data fra grunnvannsbrønnene ble også brukt til å lage ekvipotensiallinjer som viser et grovt estimat på hvilken retning grunnvannet strømmer. Dette ble gjort i kombinasjon med data fra GPR-målingene.

Grunnvannstand ble logget med en elektronisk trykksensor, TD-Diver (DI801) fra Van Essen. Målingene ble lagt inn i programmet Diver-Office versjon 11.1.0.4 fra Van Essen. Her ble eksakt vannhøyde estimert ved å kompensere målingene for lufttrykk, og korrelering av høyde over geoiden for brønntopp.

Brønnens filter kalles sandspiss. Den har en lengde på 90cm, spissen på filteret er 15cm, totalt 105cm. Diameteren er 3,3 cm. Dyp brønn (4003DYP) er 3,8 meter dyp. De grunne brønnene er 1,8 meter dyp. Brønn 4002 er plassert i flomskogen ved LOK4001 (Figur 3-1), og er den nordligste brønnen (Figur 3-7). To brønner (LOK4003) ble plassert 70cm fra hverandre på den dyrkede marken 190m sør for LOK4001 (Figur 3-1).



Figur 3-7 Brønn 4002 er montert i flomskogen.

Volumetrisk strømning for elvedeltaet – Darcy's lov

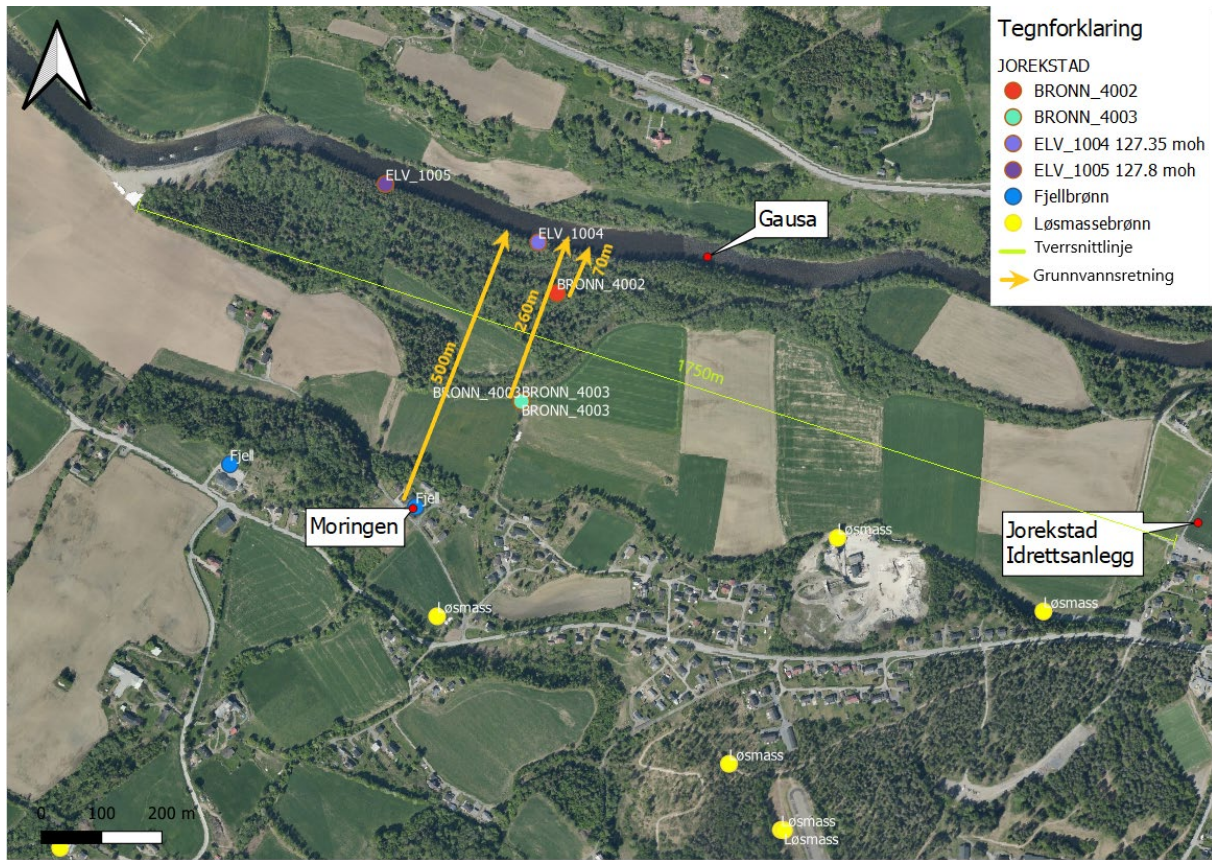
Grunnvannets strømning ble kartlagt for å beregne grunnvannets bidrag til Gausa. Strømning foregår fra områder med høyt hydrologisk trykknivå til områder med lavere hydrologisk trykknivå (Schwartz et. al, 2003). Den hydrauliske ledningsevnen er definert som vannets evne til å trenge gjennom et porøst medium (Fetter, 2001). Den hydrauliske ledningsevnen kan utledes fra Darcy's ligning.

$$\text{Darcy's ligning:} \quad Q = K * A * \frac{dh}{dl} \quad (3,5)$$

Hvor K er den hydrauliske ledningsevnen [m/s], Q er den volumetriske strømningsraten [m³/s], L er lengden som trykkfallet måles over [m] og A er strømmingens tverrsnittareal [m²]. H er endringen i den hydrauliske trykkehøyden [m].

Ved hjelp av Darcy's ligning (3,5) kan den volumetriske strømmingen (Q) beregnes. Et grovt anslag på grunnvannets bidrag til Gausa ble gjort ut fra de eksisterende løsmassebrønnenes hydrauliske trykkehøyde, arealet av tverrsnittet til den mettede grunnvannssonen og hydraulisk gradient på grunnvannsstrømmingen. Tykkelse på den mettede grunnvannssonen er hentet fra Granadas database for grunnvannsbrønner (NGU, 2020). Den er estimert til å være 33 meter tykk ved løsmassebrønnen på Moringen (Figur 3-8). Dersom denne mektigheten av akviferen forutsettes konstant, fordelt over en avstand på 1500 meter, så gir det et tverrsnittareal (A) på 57750m². Hydraulisk trykkehøyde ved Moringen er på 132 moh. Ved Brønn 4003 er den 129,5 m.o.h. og ved brønn 4002 127,5 m.o.h. Gausa ligger på 127,35 m.o.h., men beregningen tar utgangspunkt i at Gausa ligger 127 m.o.h. for å ta hensyn til grunnvannsbidrag ved lav vannføring i Gausa (Figur 3-8). Hydraulisk gradient (i) ble beregnet fra brønnene til elven over en avstand (L) på henholdsvis 500m, 260m og 70m. Hydraulisk ledningsevne (K) ble estimert til å være 7,5 x 10⁻³ m/s i akviferen

(Kap.3.1.2). Det ble ikke tatt hensyn til eventuelle lagdelinger i akviferen med forskjellig hydraulisk ledningsevne.



Figur 3-8 Forventet grunnvannsstrømning gjennom tverrsnittet markert som grønn linje. Gule piler indikerer antatt retning på grunnvannsstrømning. Kart er laget i QGIS med bakgrunnskart fra norgebilder.no

Grunnvannskapasitet for umettet sone

Det er viktig å forstå hvor mye vann den umettede grunnvannssonen på Jorekstad har kapasitet til å romme. Overflatevann vil trekke ned i grunnen, men bare fram til den umettede grunnvannssonen er fylt opp. Under flomhendelsen i 2013 ble overflatevann stående på den dyrkede marken en god stund etter flomtoppen.

Hvor lang tid overflatevann bruker på å synke ned til grunnvannsspeilet avhenger av Darcy's hastighet.

$$\text{Darcy's hastighet} \qquad q = K * i \qquad (3,6)$$

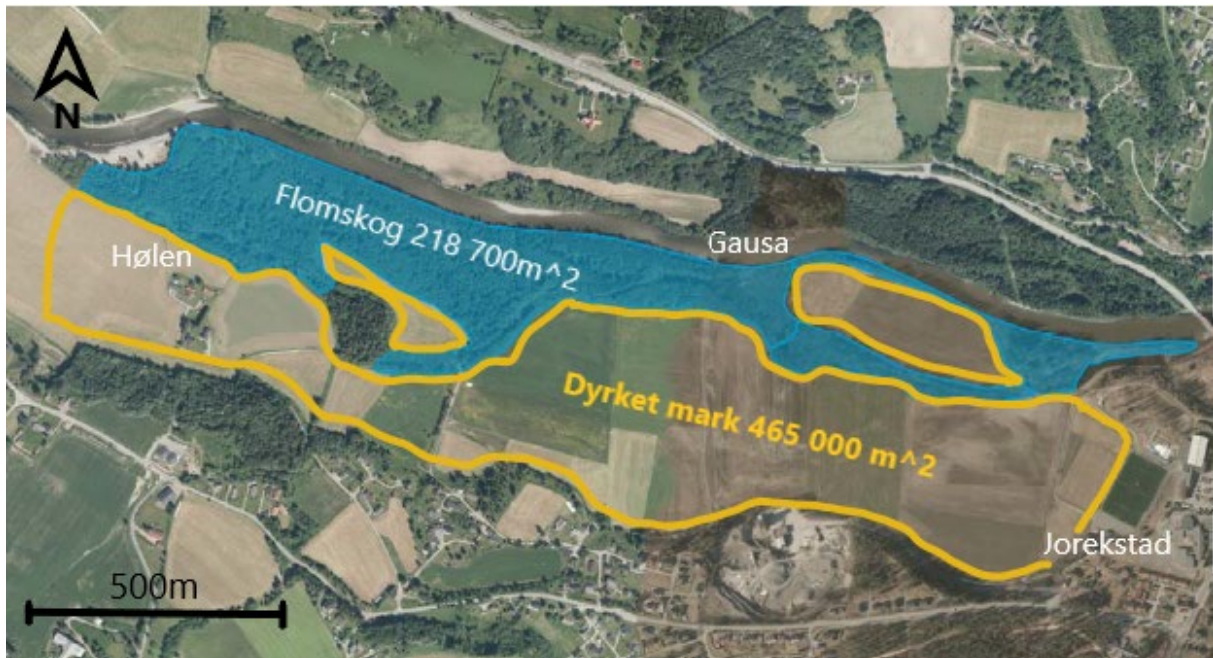
Der K er hydraulisk ledningsevne og i er gradienten. I denne utregningen forutsetter vi vertikal strømming, som betyr at gradienten (i) er lik 1. Vi trenger derfor kun bruke den hydrauliske ledningseven (k) fra Darcy's hastighetsligning.

Darcy's hastighetsligning tar for gitt at strømming forekommer langs hele overflaten av et jordprofil. Vann strømmer tvert imot bare i poreåpninger som er sammenhengende. Derfor må eksakt porehastighet utledes fra Darcy's hastighetsligning.

$$\text{Poreromshastighet} \qquad v = \frac{q}{n_e} \qquad (3,7)$$

Der q er Darcy's hastighet og n_e er effektiv porøsitet, også kalt permeabilitet.

Volumet til den umettede grunnvannssonen kan estimeres ved å gange overflateareal (Figur 3-9) med dybden til umettet grunnvannssone og den effektive porøsiteten. Effektiv porøsitet (N_e) er et empirisk tall som hentes fra litteraturen (Schwartz et. al, 2003). Det beskriver hvor stor andel av en sedimentær enhet som har sammenhengende, åpne porerom. For sand som er tilfelle langs Gausa er dette tallet satt til 0,25 (Schwartz et. al, 2003).



Figur 3-9 Areal av dyrket mark og areal flomskog ved Gausa. Bilde er hentet fra norgebilder.no.

Volumet til den umettede grunnvannssonen ble estimert både i flomskogen og på jordbruksområdet. Det ble antatt at den umettede grunnvannssonen i flomskogen var 3 meter dyp etter å ha undersøkt bilder fra georadar og grunnvannsbrønner. Ved hjelp av samme virkemidler ble den umettede grunnvannssonen på jordbruksområdet estimert til å være 2 meter dyp. Det er sannsynligvis store variasjoner i dybde ettersom terrenget varierer en del.

3.3 Hydraulisk modellering

3.3.1 HEC-RAS 6.0

Det amerikanske forsvarrets avdeling Hydrological Engineering Center (HEC) har utviklet det hydrauliske modelleringsverktøyet HEC-RAS (Brunner, 2020). Den nyeste versjonen HEC-RAS 6.0.0 Beta benyttes i denne oppgaven til å modellere 2013-flommen i Gausa.

Hensikten med å bruke HEC-RAS er å estimere endringer i hastighet og skjærspenninger i Gausa ved tilbaketrasket flomvoll. Derfor er både dagens situasjon og det planlagte scenarioet med ny, tilbaketrasket flomvoll modellert. Hastighet og skjærspenninger sier noe om erosjonspotensialet i elva. Hvis disse verdiene blir lavere med den nye, tiltenkte flomvollen, så betyr det at tiltaket kan redusere erosjonen under store flommer i Gausa.

Ikke-stasjonær strømningsmodelleringen i 2D ble brukt i denne masteroppgaven. HEC-RAS framstiller skjærspenninger langs elvestrekket basert på en topografisk terrengmodell (DTM) og vannføringshastighet.

Geometri

I programmet ble et 2D-strømningsområde definert. Øvre- og nedre grensebetingelser ble bestemt, og tverrsnitt inntegnet langs elven. Elvas lengde (river reach) og cellestørrelse ble også bestemt. Beregningsnettet som HEC-RAS produserer ut ifra informasjonen som puttes inn i modellen tilpasser seg tverrsnittene i modellen.

Grensebetingelser

I modellen er det en øvre og en nedre grensebetingelse. Den øvre grensebetingelsen defineres av en hydrograf som viser vannføring (m^3/s) over en gitt periode. Disse tallene er hentet fra Aulestad 2.28 målestasjon (Figur 2-4). Data fra flomhendelsen i 2013 ble brukt. Vannføringen starter med $120 \text{ m}^3/\text{s}$ før den øker til $1116 \text{ m}^3/\text{s}$ etter 15 timer. Deretter faller vannføringen til $120 \text{ m}^3/\text{s}$ etter 61 timer.

Data ble hentet fra NVEs database for flomhendelser, HYDRA II (NVE, 2015). Nedre grensebetingelse defineres av tverrsnittet av elva ved Storebrua (Figur 2-1), der Gausa munner ut i Lågen. Betingelsen kalles normaldybde (Normal Depth) og defineres av en friksjonshelning (friction slope) på 0.005 hentet fra terrengmodellen. Friksjonshelningen (S_f) beskriver hvor mye energi som går tapt langs en gitt lengde av elven og plasseres i nedre del av modellen (Brunner, 2020). Både friksjonshelningen og hydrografen baserer seg på cellelengde når modellen kjører.

Ikke-stasjonær strømning

For 2D-simulering i HEC-RAS er det nødvendig å bruke et ikke-stasjonært strømningsregime. Det betyr at vannstand endres over tid og avstand. Diffusjonsbølgeligningen er en forenklet differensialligning som fungerer bra for lengre tidssteg, gir raske resultater og passer bra for flomsletter og slake elver (Brunner, 2020). Diffusjonsbølgeligningen er en forenklet versjon av Saint-Venant-ligningene. Saint-Venant-ligningene bygger på bevaring av bevegelsesmengde og konservering av masse. Det som skiller diffusjonsbølgeligningen fra Saint-Venant-ligningene er at den ikke inkluderer akselerasjon til vannet, turbulens eller corioliskraften.

Diffusjonsbølgeligningen er grunninnstillingen til HEC-RAS. Man kan enkelt bytte til Saint-Venant-ligningen for å få kortere og mer nøyaktige tids-steg. Dette gjør derimot modellen mer ustabil og det kreves mer presisjon for at den skal kjøre smertefritt. Diffusjonsligningen passer bra for subkritisk strømning og et lavt Froude-tall. Den baserer seg kun på gravitasjonsgradienten til vannet, og balanseres av friksjonen mot elvebunnen.

$$\text{Diffusjonsbølgeligningen:} \quad g \frac{\partial H}{\partial x} + c_f u = 0 \quad (3,8)$$

Der $g \frac{\partial H}{\partial x}$ er hydrostatisk trykk eller gravitasjon. Den andre delen av ligningen, $c_f u$, er friksjonen mot elvebunnen. Ligningen balanseres ved at helningen til vannoverflaten pluss friksjonen, som er en negativ kraft, blir lik 0.

Froude-tall

Diffusjonsbølgeligningene fungerer bra for subkritiske strømningsregimer (Brunner, 2020). Subkritisk strømningsregime defineres av et Froude-tall som må være mindre enn 1. Froude-tallet har en standardverdi på 0,8. En utfordring med modellen er å finne et så høyt Froude-tall som mulig fordi det gjør modellen mer nøyaktig. Samtidig er sjansen større for feiltrinn, som medfører at modellen regner på et superkritisk strømningsregime.

Manning's ruhetskoeffisient (n-verdi)

Manning's n-verdi er en ruhets koeffisient som beskriver friksjonen et medium har mot rennende vann. Man opererer med verdier mellom 0 og 1, der 1 er så høy friksjon at vannet stopper opp. I en rapport fra ble hovedkanalen i Gausa estimert til å ha en n-verdi på 0,035 og sidekanaler med verdi på 0,08 (Reinemo, 2015). Terrengverdier for flomslettene ved Jorekstad ble hentet inn fra HEC-RAS

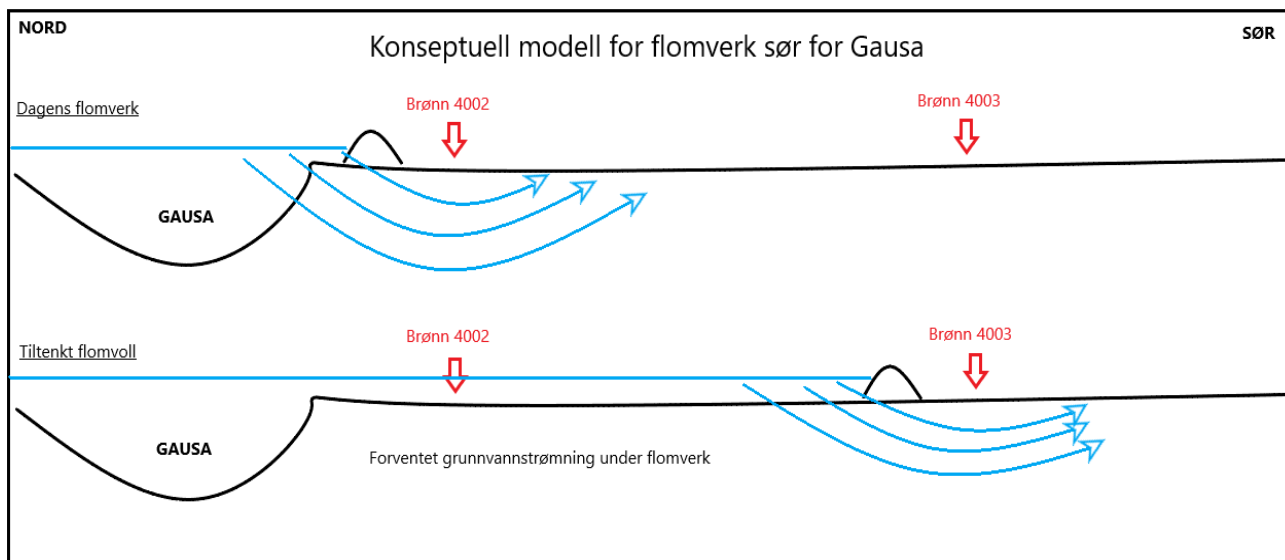
brukermanual og tilpasset terrenget på Jorekstad (Brunner, 2020). Det er viktig med presise n-verdier for at modellen skal fungere best mulig. For lave n-verdier vil gi økt vannhastighet som kan medføre superkritisk strømming (Brunner, 2020).

3.3.2 Modflow-2005

Modflow er en programvare for å modellere grunnvannstransport. I denne oppgaven er versjonen Modflow-2005 brukt (Harbaugh, 2005). Programmet er utviklet av U.S Geological Survey og kan brukes til å modellere 3D-strømming for grunnvann ved å løse partielle differensialligninger. Modellen er bygget i Modelmuse 4.2.0.0 (Winston, 2019) som er et grafisk brukergrensesnitt beregnet for å lage transport- og strømningshastighetsinput til MODFLOW-2005.

Målet er å finne ut hvordan grunnvannet responderer på økt vannføring i Gausa med flomverket som allerede finnes her, samt effekten av nytt, tilbaketrasket flomverk. Hvilken vei grunnvannet strømmer i de forskjellige fasene av en flomepisode vil bli undersøkt. I tillegg vil tidsaspektet for hvor raskt grunnvannets trykknivå endrer seg bli sett på. Hydraulisk trykknivå (head-verdier) beskriver vannhøyde til grunnvannet. Overflatevann kan forekomme hvis hydraulisk trykknivå overstiger høyden til overflaten (Schwartz et. al, 2003). Risikoen for dette vil bli evaluert basert på resultatene fra modelleringen.

Modelleringen utføres i en transient tilstand, som betyr at grunnvannsspeilet endres over tid. Dette kommer av at vannlinjen til elven heves og senkes i et tidsrom som gjenspeiler de spesifikke head-verdiene til flommen i 2013. Flomhøyde er på 131,5 m.o.h. med dagens, gamle flomverk. Dette er satt som grensebetingelse nord i modellen (Gausa) under kulminasjonsvannføring i Gausa. I tillegg er et grunnvannsnivå på 130 m.o.h. satt som grensebetingelse i sør-enden av modellen (Moringen). For scenarioet med tilbaketrasket flomvoll viser målinger i HEC-RAS en flomhøyde på 132,5 m.o.h. Dette er satt som nordlig (Gausa) grensebetingelse i modellen. Den nye, tilbaketrakne flomvollen som er tiltenkt på Jorekstad er plassert inntil den flomførende elven i modellen, selv om den i virkeligheten ligger 280 meter fra elven. Dette for å unngå komplikasjoner i modellen da det er en krevende operasjon å simulere overflatevann som strømmer inn over flomskogen før den møter flomvollen. Området sør for flomvoll forlenges i modellen for å representere scenarioet med gammelt flomverk slik at modelleringsproblemet unngås her også (Figur 3-10).



Figur 3-10 Konseptuell modell for modellert grunnvannstrømning i MODFLOW. I modellen er elven plassert inntil flomvollen, mens området sør for flomvoll utvides. Øverste figur gjenspeiler dagens situasjon. Nederste modell viser ny, tilbaketrukket flomvoll.

Geometri

For scenario med ny, tilbaketrukket flomvoll ble rutenettet ble satt opp med 213 kolonner, 10 lag og 10 rader. Modellen er 8 meter bred (y-retning), 107 meter lang (x-retning) og 41 meter dyp (z-retning). Lengden tilsvarer avstanden fra ny flomvoll til enden av den dyrkede marken sør for flomvoll. Flomvollen er 2 meter høy, dimensjonert for å håndtere 200-årsflommer. Dette gir total dybde på 43 meter i modellen under toppen av flomvollen. Flomvollen er 6 meter bred og er laget av 3 objekter som er interpolert. For å unngå erosjon av flomvoll er det anbefalt med et helningsforhold på 1:2 på vannsiden (Sikringshåndboka, 2021). Luftsiden av flomvollen har samme helningsforhold.

Rutenettet sør for flomvollen ble deretter utvidet for å simulere dagens situasjon der flomvollen følger elva. Avstanden bak flomvollen ble satt til 207 meter, noe som tilsvarer omtrent 419 kolonner. Det betyr at flomsletten bak flomvollen er betydelig lengre enn ved den første simuleringen. I tillegg ble grunnvannsnivået satt til 127,5 moh. Dette samsvarer med målinger fra bønn 4002, som er utført like bak dagens flomvoll (Figur 2-10). Resten av modellen er lik for begge scenarioer. I virkeligheten er lengden av akviferen bak dagens, gamle flomvoll nærmere 300 meter (Figur 3-8).

Grensebetingelser

Grensebetingelsene er definert av de hydrogeologiske egenskapene til akviferen og grunnvannsnivå i sør-enden av modellen. Modellen har et elvegrense-objekt med en tidsvariabel spesifikk head-verdi som nordlig grensebetingelse. Nordlig grensebetingelse (elva) fluktuerer mellom 127,5 og 131,5

m.o.h. for scenario med gammelt flomverk. For det nye flomverket går vannstanden opp til 132,5 m.o.h. I sør-enden av modellen er det laget et objekt som viser en tidsvariabel head-verdi til grunnvannsnivået. Grunnvannsnivået i sør-enden av modellen er satt til 130,0 m.o.h. og holdes stabil gjennom hele tidsløpet modellen kjører.

Basert på feltmålinger (Kap. 3.1.2) ble hydraulisk ledningsevne (Ks) satt til 1×10^{-5} m/s i modellen. Modellen har et forhåndsdefinert grunnvannsnivå på 129.5 m.o.h. for scenario ned ny, tilbaketrukket flomvoll. Og 127,5 m.o.h. for gammel flomvoll. Brønn 4002 ligger rett bak gammel flomvoll og brønn 4003 ligger rett bak ny flomvoll (Figur 3-10). Akviferen er definert som homogen, åpen og porøsiteten er satt til 0,25. Akviferen har ingen definert oppfyllingshastighet (recharge rate). Flomvullen har et tettningslag for å forlenge grunnvannstrømningen under flomvullen. Tettningslaget har en hydraulisk ledningsevne på 1×10^{-8} m/s.

Grunnvannstrømning i MODFLOW

Grunnvannstrømningsligningen som også kalles diffusjonsligningen beregnes ut ifra Darcy's lov (3,5) og vannbalanseligningen (3,9).

$$\text{Vannbalanseligningen:} \quad \Delta M = P + R + E \quad (3,9)$$

Der ΔM er endring i masse (grunnvann), P er nedbør, R er avrenning og E er evapotranspirasjon. Kort forklart er endring i magasin summen av mengde inn minus mengde ut (Hendriks, 2010). Kombinert blir dette til en grunnvannstrømningsligning (Schwartz et. al, 2003). Multiplisert med hydraulisk ledningsevne gir det følgende ligning.

$$\text{Grunnvannsligningen:} \quad \frac{\partial}{\partial x} \left(Kx \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Ky \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(Kz \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3,10)$$

Der venstre side av ligningen viser K som er mettet hydraulisk ledningsevne og S som er magasinkoeffisienten (storativity).

For denne oppgaven er det valgt å bruke et transient strømningsregime i modellen. Det gjør at modellen tar hensyn til fluktuasjoner i grunnvannsnivået og at retning på grunnvannstrømningen varierer. Det samme gjelder for mengde vann som kommer inn og ut av systemet. For transient grunnvannstrømning gjelder følgende.

$$\text{Transient strømning:} \quad Q_{inn} +/- \text{lagring} = Q_{ut} \quad (3,11)$$

Der Q er strømningsraten i akviferen.

Kjøring av modellen

Det ble kjørt to forskjellige scenarioer for flomhendelsen i 2013. Et scenario med gammel flomvoll og et scenario med ny, tilbaketrukket flomvoll (Figur 3-10). Flomvollen består av et tettningslag som er nødvendig for å unngå undergraving og svekkelse av konstruksjonen (Sikringshåndboka, 2021). Et tettningslag vil gjøre at grunnvannet må ta en lengre vei under flomvollen. Ugunstig gradient mellom elvehøyde og grunnvannsnivå unngås med dette tiltaket (Martinez et, al. 2016). En smal flomvoll som ikke tar opp store områder på den dyrkede marken er ønskelig av lokale myndigheter og er derfor brukt som utgangspunkt i modellen (Lågenplanen, 2018).

Elvehøyden i nord-enden av modellen starter på 127.5 m.o.h., og kjøres i 4 døgn på denne vannhøyden. Dette skaper en naturlig gradient mellom elva og grunnvannsnivået i sørenden av modellen (130 m.o.h.). Dette er for å vise at grunnvannet strømmer mot elven i denne fasen. Det neste døgnet stiger vannet til kulminasjonsverdien på 131,5/132,5 m.o.h. Deretter bruker modellen ett døgn på å synke ned til 127,5 m.o.h. Tilbake på denne vannstanden kjøres modellen i 4 døgn. Tidsstegene følger samme tidslinje som 2013-flommen.

Hendelsesforløpet er delt opp i 4 stressperioder. Den første perioden (4 døgn) er på 96 steg. De to neste stressperiodene (Gausa stiger og synker) er på ett døgn hver, og har 24 steg for hvert døgn. Siste periode (4 døgn) er på 96 steg. Hvert tidsstegen er på 3600 sekunder.

Modellen forutsetter at dagens flomverk fungerer. Modellen tar ikke høyde for overløp eller infiltrasjon fra overflaten. Overløp var tilfelle i 2013-flommen da dagens flomverk sviktet.

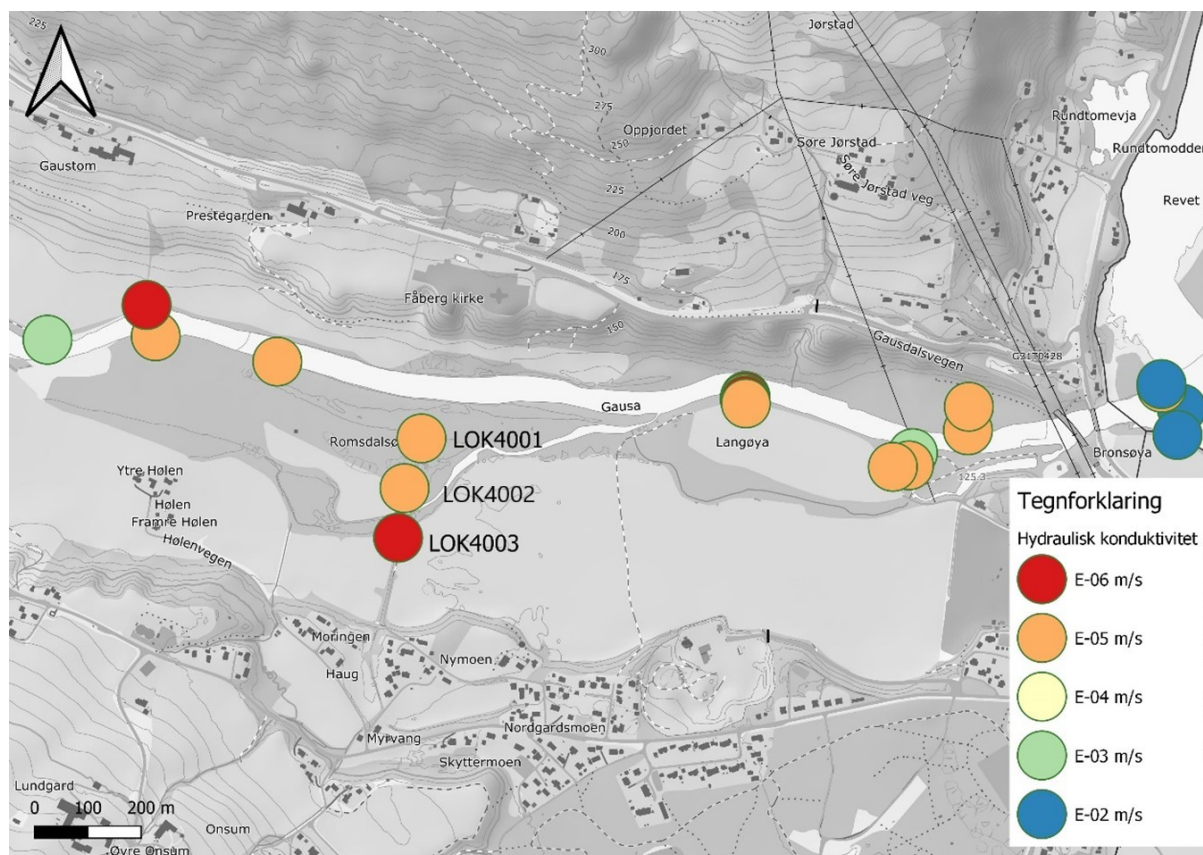
4. Resultater

4.1 Bestemmelse av hydraulisk ledningsevne

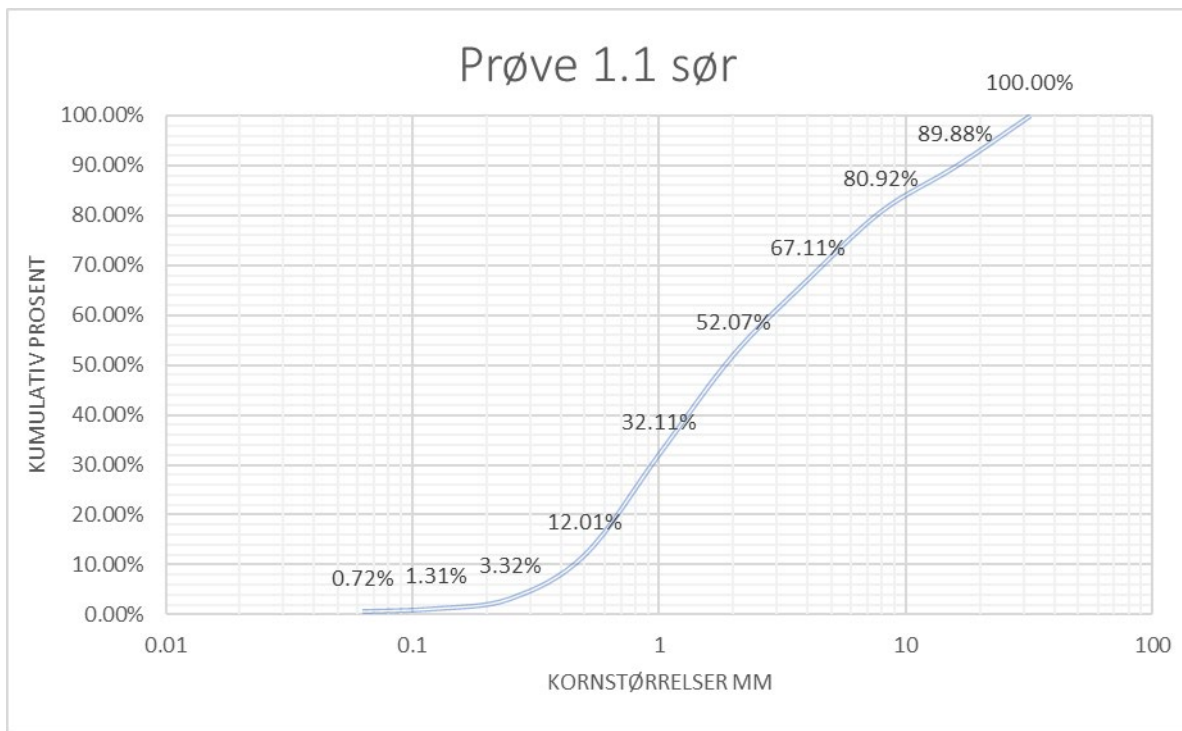
Det ble utført kornfordelingsanalyser ved tørrsiktningsmetoden for å fastslå hydraulisk ledningsevne i overflatesedimenter. Modified Philip-Dunne metoden ble også brukt med samme hensikt. For kartlegging av hydraulisk ledningsevne i den mettede grunnvannssonen ble det utført slug-tester i grunnvannsbrønnene som ble installert (Figur 2-10).

4.1.1 Kornfordelingsanalyse

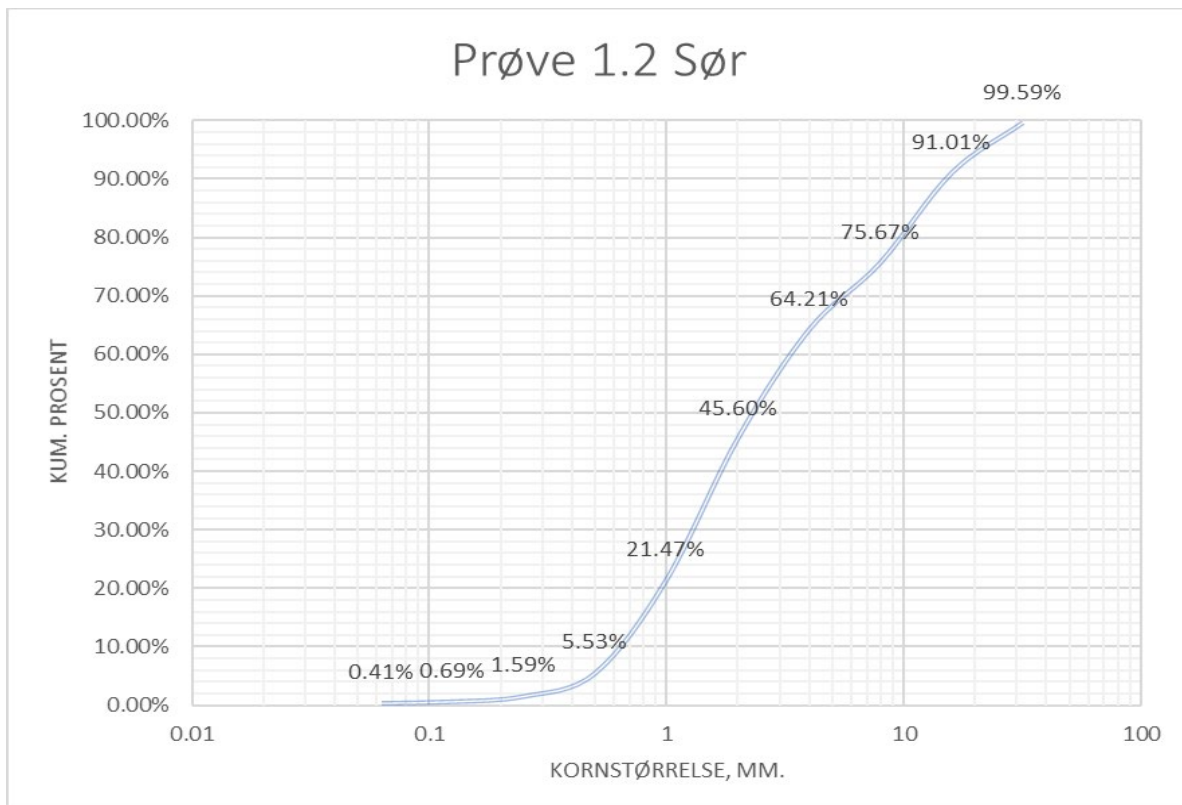
Resultatene viser at den hydrauliske ledningsevnen er størst i nedre del av elven (Figur 4-1). Inne på den dyrkede marken ved lokasjon 4003 er ledningsevnen noe lavere, $5,62 \times 10^{-6}$ m/s. I flomskogen ved lokasjon 4002 og 4001 er ledningsevnen høyere, $2,5 \times 10^{-5}$ m/s.



Figur 4-1 Forenklet oversikt over hydraulisk ledningsevne nær overflaten, langs Gausa, beregnet fra kornfordelingsanalyse. Figur er laget i QGIS.



Figur 4-2 Kornfordeling fra LOK1001. Lokasjonen er på sørsiden av Gausa, i munningen ut til Lågen (Figur 4-1).

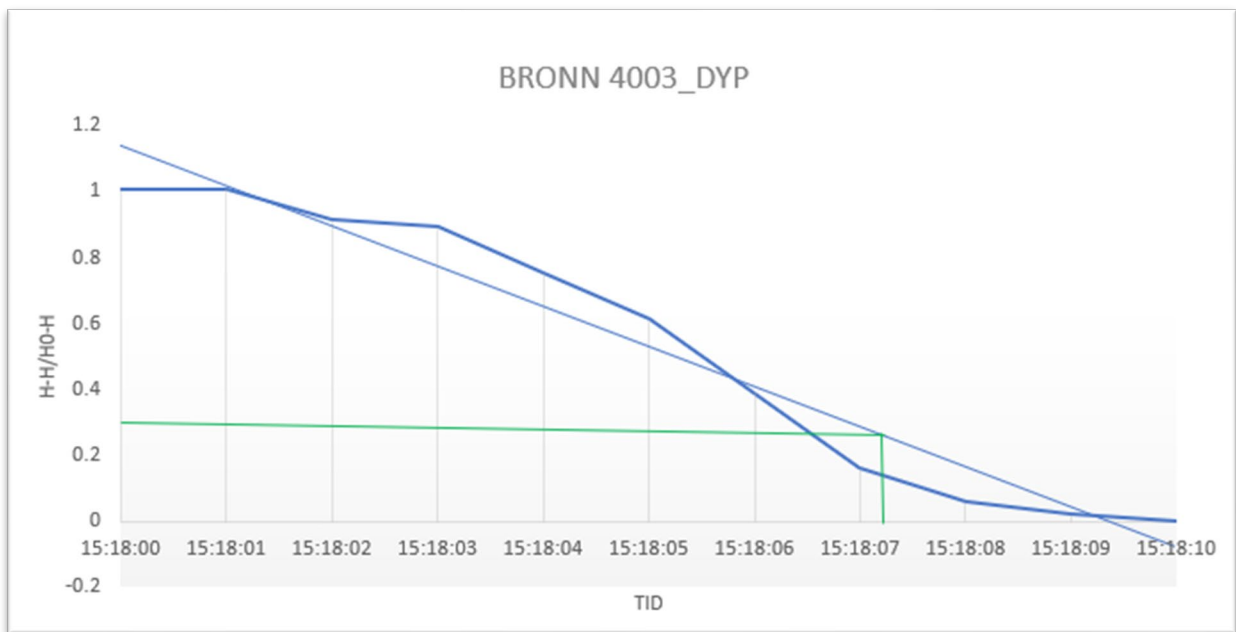


Figur 4-3 Kornfordeling fra LOK1002 på sørsiden av Gausa, ved munningen til Lågen. Prøven er tatt lengre inn på land, sør for prøve 1,1 (Figur 4-2).

Resultater fra øvrige kornfordelingsanalyser er presentert i vedlegg A.

4.1.2 Slug test – Hvorslevs metode

For hver av de tre utplasserte grunnvannsbrønnene ble det gjennomført en slug-test, ved bruk av Hvorslevs metode (likning 3,3). Brønn 4002 og brønn 4003GRUNN var nesten tom da slug-testene ble gjennomført og tilfredsstillende derfor ikke kravene til metoden (Kap. 3.1.2). De to brønnene er kun 2 meter dype. Brønn 4003 er 4 meter dyp. Det var kun resultatene fra brønn 4003DYP som ga troverdige resultater.



Figur 4-4 Resultater fra Slug-test i den dype brønnen ved lokasjon 4003. Lineær interpolering av måledata vises som tynn blå linje. Grønn linje indikerer $t_{0,37}$ som brukes i Hvorslev's formel.

Resultater fra den dype brønnen ved lokasjon 4003 indikerer at det tar 7,3 sekunder å nå $t_{0,37}$ basert på en lineær interpolering av måledata. Leser man av resultatene direkte fra måledata, så er tiden noe kortere (Figur 4-4). $T_{0,37}$ indikerer hvor lang tid det tar for vannet å synke til 37% av total synkedybde.

Fra Hvorslev's formel (3,3) ble den mettede infiltrasjonshastigheten (K_s) estimert til $7,5 \times 10^{-5}$ m/s. Denne hastigheten kan indikere at sedimentene er av en fin-medium sandtype (Schwartz et. al, 2003).

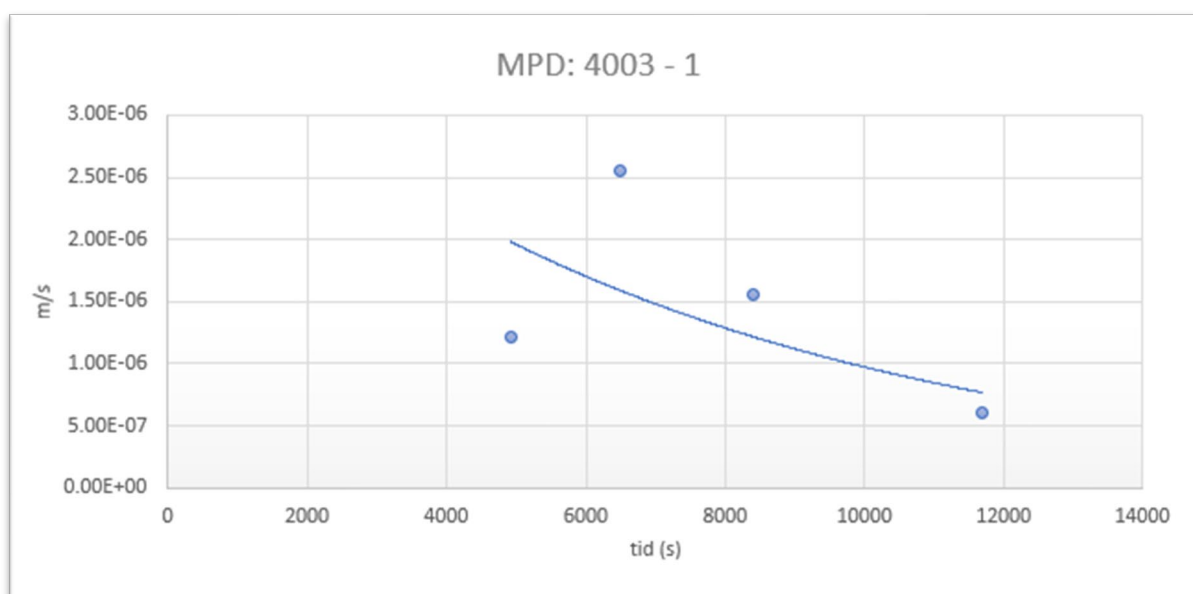
4.1.3 Modified Philip-Dunne (MPD) infiltrometer

Metoden ble utført med LOK4003 og LOK4001 (Figur 3-1). To målinger ble gjennomført parallelt ved hver lokasjon. For presis gjennomføring av metode anbefales det 5-10 avlesninger av vannhøyde (Solheim et. al, 2017). Det ble kun gjort 3 og 4 avlesninger av infiltrometer ved LOK4001 og LOK4003. Når infiltrasjonshastigheten stabiliserer seg, så kan man anta at det gjenspeiler mettet hydraulisk ledningsevne. Det ble regnet ut et gjennomsnitt av de to parallelle målingene som ble gjennomført ved hver lokasjon.

For lokasjon 4003 som ligger like ved brønn 4003 ble infiltrasjonshastigheten estimert til å være 1.21×10^{-6} m/s. For lokasjon 4001 som ligger like ved brønn 4002 ble infiltrasjonshastigheten beregnet til å være 1.24×10^{-5} m/s. På lokasjon 4001 ligger infiltrasjonshastigheten i et sjikt som representerer sedimenter fra grov sand til fin sand (Schwartz et. al, 2003). For lokasjon 4003 er sammensetningen av sedimenter i samme sjikt, men innbefatter også silt.

Tabell 2 Infiltrasjonshastighet for måleområdene LOK4001 og LOK4003.

Test	4003 - 1	4003 - 2	4001 - 1	4001 - 2
Infiltrasjonshastighet	6.06×10^{-7} m/s	1.81×10^{-6} m/s	1.82×10^{-5} m/s	6.50×10^{-6} m/s



Figur 4-5 Måleresultater fra test 4003 – 1. Blå linje viser forholdet mellom målepunkter og avtagende infiltrasjonshastighet.

Det er viktig å påpeke at infiltrasjonsevnen overestimeres fordi metoden ikke tar hensyn til horisontal vanntransport. I tillegg var bakken frossen og grunnvannet sto veldig høyt på den aktuelle måledagen.

4.2 Kartlegging av grunnforhold og grunnvannsnivå på elvesletta

En generell kartlegging av grunnforholdene ble etter innledende undersøkelser av kvartærgeologiske kart og grunnvannsdatabasen GRANADA (NGU, 2021) gjennomført ved georadarundersøkelser, sonderboring, og installasjon av sandpissere for logging av grunnvannsstand med divere. I tillegg ble det regnet på hvor mye grunnvannsbidraget til Gausa kan være ved hjelp av Darcy's lov.

4.2.1 Sonderboring

Ved brønn 4003 ble det gjennomført en sonderboring før installasjon av grunnvannsbrønn.

Resultatene av denne undersøkelsen vises i Tabell 3. Øverste del av profilet består av et ploglag som bærer preg av jordbruksaktivitet. Sedimentene her kan stamme fra overflatevann som har medført avsetning av finere sedimenter under flomhendelser. De resterende lagrekkene i elvedeltaet består av grov sand til grus, som gjenspeiler et elveavsetningsmiljø (Ramberg et. al, 2013). Dypere i stratigrafien er den sedimentære sammensetningen enda grovere, med innslag av større steiner. Rundingsgraden ble ikke vurdert, derfor ble det ikke fastslått om det er glasifluviale eller fluviale avsetninger. I flomskogen og langs elven ga innsamlede sedimentprøver inntrykk av å samsvare bra med tolkningen fra sonderboringen. I stor grad fin-medium sand med innslag av større steiner var representert i de fleste prøvene her.

Tabell 3 Vurdering av lagdeling basert på sonderboring i punkt brukt til «brønn4003».

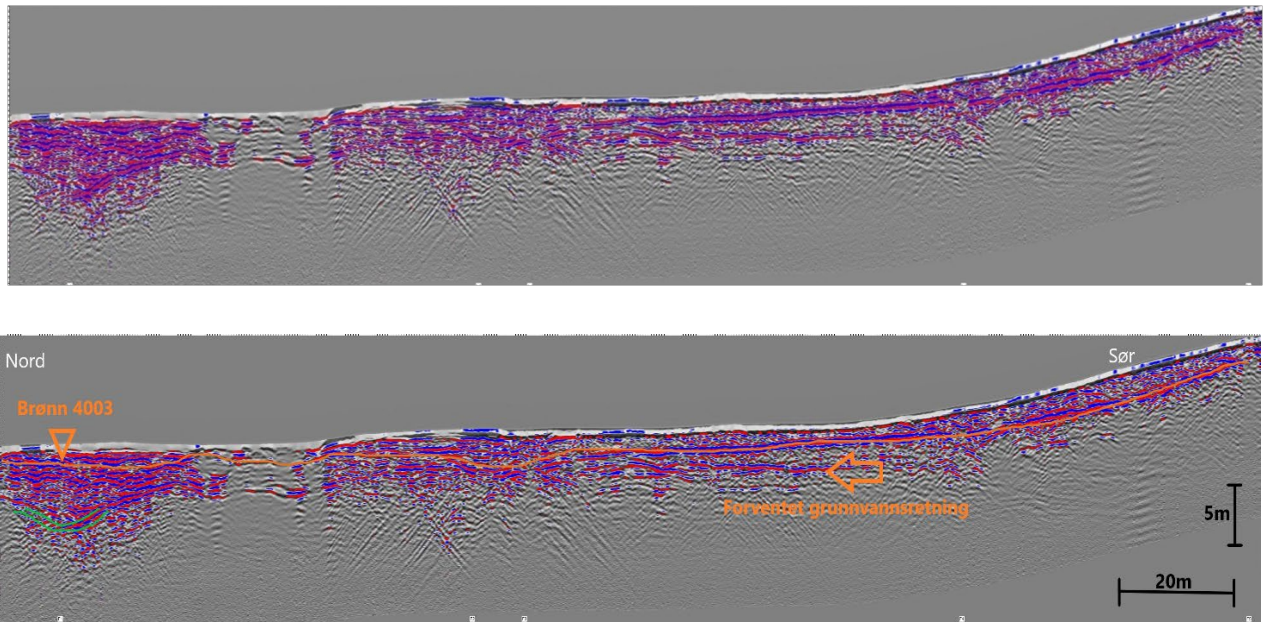
Dybde	Tid	Karakteristikk	Type sediment
0-1m	Spett	Ingen motstand	Dyrket jordsmonn
1-2m	5 sekunder	Liten motstand	Fin sand
2-3m	25 sekunder	Middels motstand, knitrende lyd	Grov sand
3-4m	40 sekunder	Mye motstand, knitrende lyd	Grov sand/innslag av store steiner
4-5m	50 sekunder	Veldig mye motstand, knitrende lyd	Grov sand/innslag av store steiner

4.2.2 Ground Penetrating Radar (GPR)

Det ble gjennomført 6 måleprofiler ved hjelp av en Ground Penetrating Radar (Figur 3-6). De fleste profilene viser en tydelig refleksjonslinje som antas å være grunnvannsspeilet. Sammenlikninger med vannivå i grunnvannsbrønnene bekrefter antakelsene.

For å få korrekt dybde ble hastigheten til sedimentene korrelert til å samsvare med sedimentene på lokasjonen. I utgangspunktet var GPR'en innstilt på 0,1m/ns. For LINE00 (Figur 4-6) ble hastigheten endret til 0,07m/ns etter undersøkelser av hyperbler i profilet. Dette tilsvarer hastigheten til silt eller våt sand. LINE02 og LINE03 hadde hastigheter på 0,066 og 0,068m/ns, som samsvarer med våt sand. LINE05 hadde også en hastighet 0,068m/ns. Hyperblene ga fine indikasjoner på hvilke typer sedimenter som befinner seg i måleprofilene.

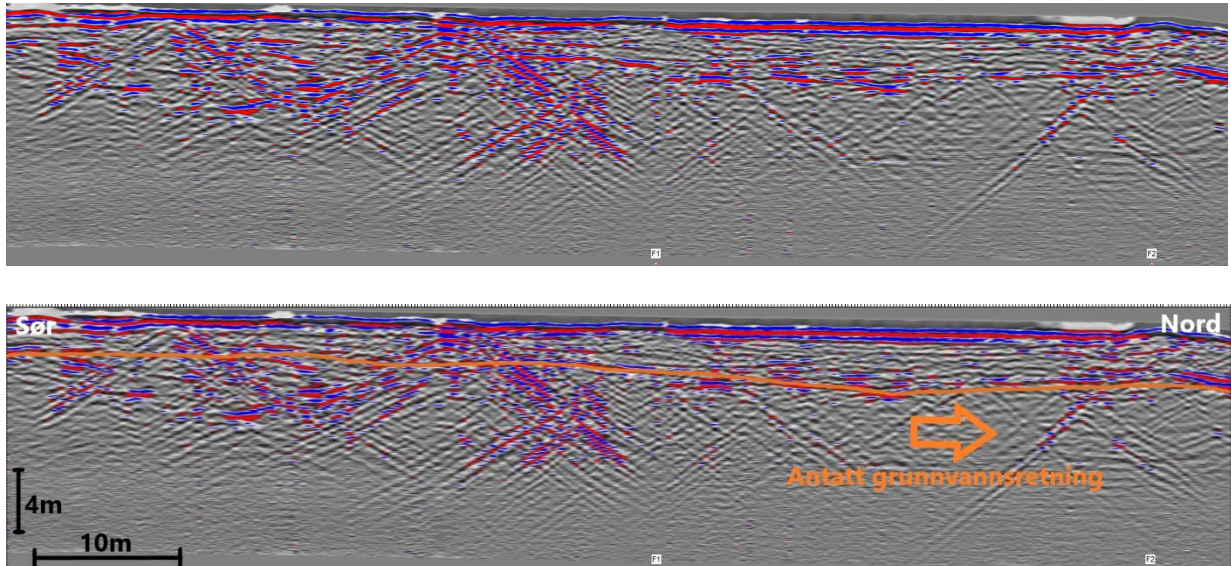
GPR profilet fra LINE00 (Figur 4-6) viser en tydelig overgang som er markert med oransje strek. Den grønne pilen viser hvor brønn 4003 er utplassert. Orange strek er korrelert med målt vannhøyde i grunnvannsbrønnen. Det er lagt på rød og blå farge i programvaren for å få fram kontrastene. Målingen er gjort fra nord mot sør. Grunnvannsnivået i brønn 4003 er anslått til 129,5 meter over havet, og er gjenkjennbart i GPR-profilet. Under brønn 4003 er det mulig å se spor etter en eldre elvekanal (grønne streker).



Figur 4-6: GPR data uten (øverst) og med (nederst) tolkning. LINE00 med brønn 4003 merket med grønne pil. Reflektoren merket med oransje strek viser grunnvannsnivået. Se Figur 3-6 for lokalisering av GPR linjene.

Fra GPR profilet LINE03 (Figur 4-7) i flomskogen er det vanskeligere å fastslå grunnvannsspeilet. Grunnvannsbrønn 4002 sin vannhøyde fluktuierer mellom 127,5 og 128 meter over havet. LINE03 er

målt cirka 100 meter øst for grunnvannsbrønn 4002 og store høydeforskjeller i grunnvannsspeilet forventes ikke (Figur 3-6). Derfor antas det at oransje linje indikerer grunnvannsnivået. Georadarbildene viser at grunnvannsnivået faller mot elven. Målingen er ikke gjort helt fram til elven på grunn av tett vegetasjon.



Figur 4-7 GPR data med og uten tolkning. LINE03 er målt fra sør mot nord i flomskogen. Grunnvannsnivået er antatt å følge orange linje basert på data fra grunnvannsbrønn 4002

Kun utvalgte georadarbilder er vist her. Alle georadarbilder kan sees i vedlegg C med målestokk.

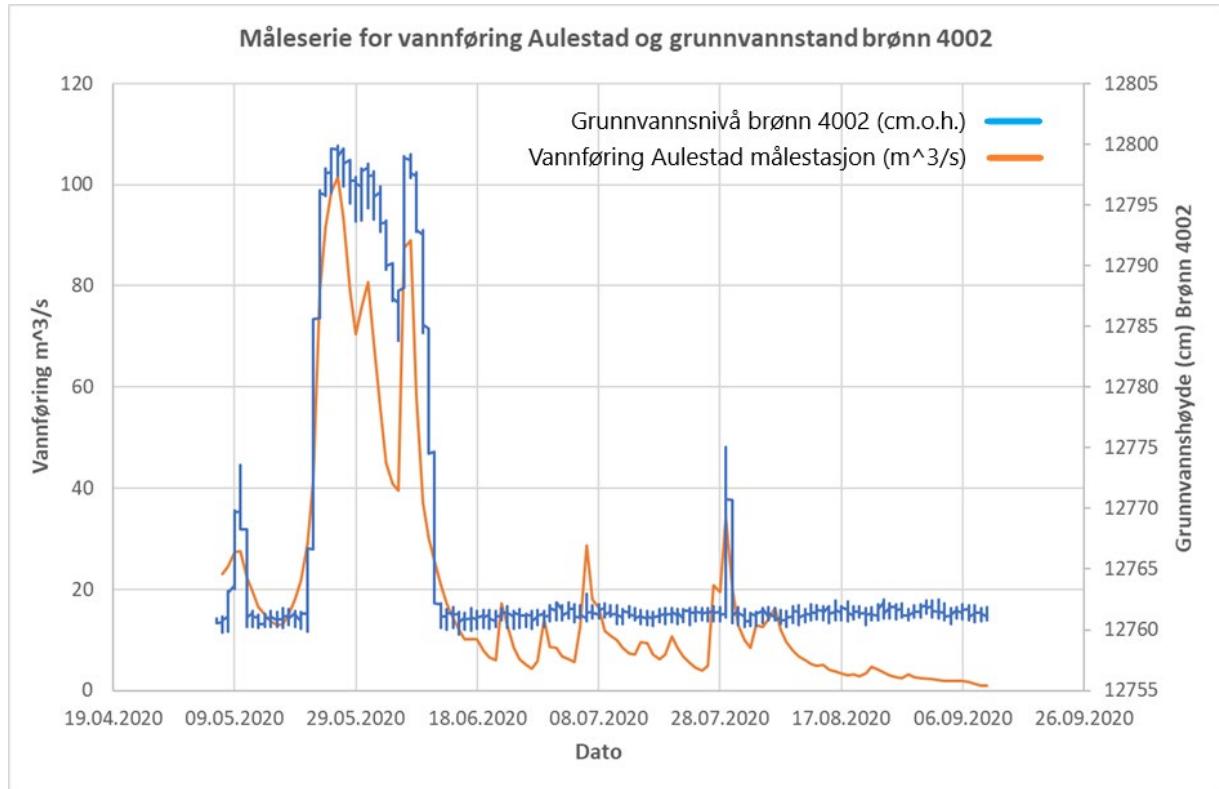
4.2.3 Grunnvannslogging ved hjelp av grunnvannsbrønner

Logging av grunnvannsnivå viser at Gausa kommuniserer godt med grunnvannet i flomskogen. Vannstanden i brønn 4002 som er plassert nærmere elva reagerer raskt når Gausa stiger (Figur 4-8). Brønn 4002 viser jevnt lav vannstand når vannføringen er lav i Gausa. Årsaken er at brønnen er tørr når vannstanden er lav fordi brønnen ikke er boret dypt nok. Dette ble registrert ved flere anledninger tilknyttet feltarbeid. Det er først ved vannføring over 20 m³/s i Gausa at det kan registreres vannhøyde i brønnen.

Brønn 4003 som er plassert lengst sør viser rask økning i vannstanden, med et påfølgende lengre tidsrom før grunnvannsnivået faller til et lavere nivå. Den dype brønnen ved LOK4003 viser at grunnvannsfluktuationene ligger på 40cm gjennom sommeren. I hvor stor grad økning i vannstand i brønnen påvirkes av vannføring i Gausa er usikkert. Det kan virke som vannstanden i brønnen stiger før vannstanden elva stiger. Vannstanden i brønn 4003 påvirkes også av strømning fra sør basert på

hydraulisk gradient fra Moringen mot brønn 4003 (Tabell 4). En kombinasjon av nedbør, grunnvannsstrømning fra sør og infiltrasjon fra elva er mulig årsak.

Vannføringskurver og målinger fra brønn 4003 kan sees i vedlegg B.



Figur 4-8 Ved vannføring over 20 m³/s i Gausa sees også endringer i grunnvannsnivået i brønn 4002.

4.2.4 Grunnvannsbidrag til Gausa fra sør

For å estimere grunnvannets bidrag til Gausa, ble det gjort en grov beregning av grunnvannstrømning gjennom et tverrsnitt (øst-vest, vinkelrett på strømningsretning i Gausa) av elvedeltaet sør for Gausa (Figur 3-8). Beregningene er kun ment for å gi et anslag om hva tilførselen av grunnvann i dette området betyr, sammenliknet med vannføringen i Gausa.

Fra Moringen til Gausa faller grunnvannsnivået med 5 meter over en avstand på 500 meter. Dermed blir den estimerte hydrauliske gradienten (i) 0,01. Tverrsnittarealet er antatt å være 57750m². Ved hjelp av Darcy's likning (likning 3,5) ble bidraget estimert til 3740 kubikkmeter vann per dag fra elvesletta nord for Moringen. Fordi dette er grove beregninger, og få brønner til å måle grunnvannsnivået, er litt ulike forutsetninger lagt til grunn. Fra brønn 4003 er hydraulisk gradient til elva litt lavere enn fra Moringen til elva. Fra brønn 4002 er gradienten enda slakere mot elva (Tabell 4). Fra grunnvannssonene nord for brønn 4003 og brønn 4002 ble det estimert et grunnvannsbidrag

på henholdsvis 3425 kubikkmeter vann og 3261 kubikkmeter vann om dagen. Et gjennomsnitt av grunnvannsbidraget fra Moringen, brønn 4003 og brønn 4002 gir 3480m³ vann hver dag basert på de hydrauliske gradientene. Videre i oppgaven rundes verdien opp til 3500m³ som grunnvannets bidrag fra sørsiden av Gausa.

På nordsiden av elven er terrenget brattere, og nedbørsfeltet noe mindre (Figur 2-5). En forenklet antakelse om lik tilførsel fra hver side av elven betyr at det totale grunnvannsbidraget kan anslås til 7000m³ per dag. Brattere terreng på nordsiden av Gausa medfører en høyere hydraulisk gradient og derved høyere hastighet på grunnvannsstrømningen sammenliknet med sørsiden. I hvor stor grad dette kompenseres for at nedbørsfeltet er mindre enn på sørsiden er vanskelig å kvantifisere. For å fastslå presist hvor stort grunnvannsbidraget er, så kreves mer nøyaktige utregninger.

Tabell 4 Grunnvannsbidrag estimert over forskjellige avstander til Gausa. Moringen ligger lengst sør og lengst fra elva.

	Moringen	Brønn 4003	Brønn 4002	Gausa
Brønntopp	147 moh	131 moh	130,8 moh	-
Grunnvannsnivå	132 moh	129 moh	127.6 moh	127 moh
Avstand til Gausa	500m	260m	70m	-
Gradient (i) fra lokalitet til Gausa	9.4×10^{-3}	9.15×10^{-3}	8.71×10^{-3}	-
Grunnvannsbidrag (Q/dag)	3740m ³ /dag	3425m ³ /dag	3261m ³ /dag	-

Middelavrenning i Gausa er ved Aulestad stasjon 14,96 m³/s, som tilsvarer 1 296 000 m³/dag (Kap. 1.2). Sammenliknet med vannføringen i Gausa, så er grunnvannsbidraget til Gausa veldig lite.

4.2.5 Grunnvannskapasitet for umettet sone

Det antas en umettet grunnvannssone på 2 meter på dyrka mark og 3 meter i flomskogen, over et areal på 218 700 m² i flomskogen og 465 00 m² på dyrka mark (Figur 3-9). Porøsitet, hentet fra litteraturen, er satt til 0,25 (Schwartz et. al, 2003). Med disse forutsetningen er det beregnet at den umettede grunnvannssonen i flomskogen kan romme 164 025m³ vann. Det dyrkede arealet kan romme 233 000m³ vann. Hvor raskt dette området kan fylles opp avhenger av infiltrasjonshastigheten (Tabell 5). Hydraulisk ledningsevne i flomskogen og på den dyrkede marken er basert på kornfordelingsanalyser, slug-test og infiltrasjonsmålinger (MPD-metoden). K-verdier kan variere mye, så verdien som velge bør være et gjennomsnitt fra området (Schwartz et. al, 2003). I

flomskogen viser resultatene høyere hydraulisk ledningsevne enn på dyrket mark. Derimot viser slug-test at ledningsevnen er høyere i de dypere lagene på det dyrkede arealet (Kap. 4.1.2). Mulig årsak kan være glasifluviale avsetninger dypere i stratigrafien.

Tabell 5 Hydraulisk ledningsevne i flomskog og på dyrket mark.

	Slug-Test	Modified Philip-Dunne	Kornfordelingsanalyse
Dyrket mark	7.54×10^{-5} m/s	1.21×10^{-6} m/s	5.62×10^{-6} m/s
Flomskog	-	1.24×10^{-5} m/s	2.91×10^{-5} m/s

I flomskogen ble poreromshastigheten (v) estimert til 8×10^{-5} m/s, og på dyrket mark til 2×10^{-5} m/s (likning 3,7). Dette forutsetter kun vertikal strømming med en gradient (i) på 1. Tilgjengelig volum er basert på dybden i brønn 4002 og 4003 ned til vannspeil. I tillegg ble bilder fra georadar anvendt.

Beregningene er grove og forutsetter vannmettet jordsøyle. I tillegg forutsettes et konstant bidrag fra grunnvannet mot Gausa under flomhendelser slik at umettet sone kan bidra til å infiltrere flomvannet. Med det som forutsetning kan infiltrasjonstiden anslås til 10 timer for å fylle opp den umettede sonen i flomskogen. Det tar omtrent 28 timer for den dyrkede marken å bli fullstendig vannmettet ovenfra. Volumet som den umettede grunnvannssonen representerer (effektiv porøsitet) tilsvarer 0,75m med overvann i flomskogen. Den dyrkede marken kun kan infiltrere 0,5m overvann før grunnvannssonen er mettet.

Tabell 6 Lagringskapasitet for grunnvannet på dyrket areal og flomskog.

	Poreromshastighet	Tid	Overvannskapasitet	Dybde til grunnvannspeil
Dyrket mark	2×10^{-5} m/s	28 timer	0,5m	2m
Flomskog	8×10^{-5} m/s	10 timer	0,75m	3,2m

4.3 Hydraulisk modellering

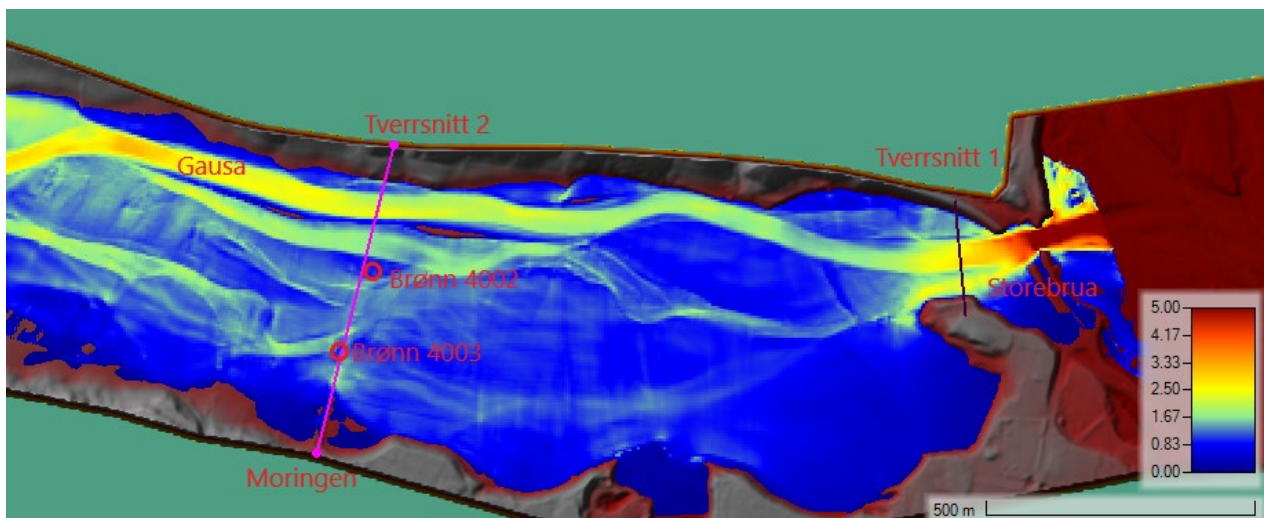
Både flomutbredelse som funksjon av vannføring i Gausa og grunnvannstrømning fra sør med ulik flomvollplassering er modellert med henholdsvis HEC-RAS og MODFLOW. Resultat av beregning av ulike scenarier er beskrevet i dette kapittelet.

Resultater fra modellering i HEC-RAS 6.0

Vannhøyde, skjærspenninger og strømningshastighet ble analysert ved to tverrsnitt av Gausa. Både dagens situasjon med gammelt flomverk, og ny, tilbaketrukket flomverk ble modellert med vannføringsdata fra 2013-flommen. Resultatene for en vannføring tilsvarende en 200-årsflom ble også analysert. Ny, tilbaketrukket flomvoll skal dimensjoneres for å håndtere 200-årsflommer (Kap. 1.4). I tilfelle høyest skjærspenning forekommer før kulminasjonsvannføring (2013-flommen), så ville en analyse med lavere vannføring avdekke dette.

Modellering av 2013-flommen med dagens flomverk.

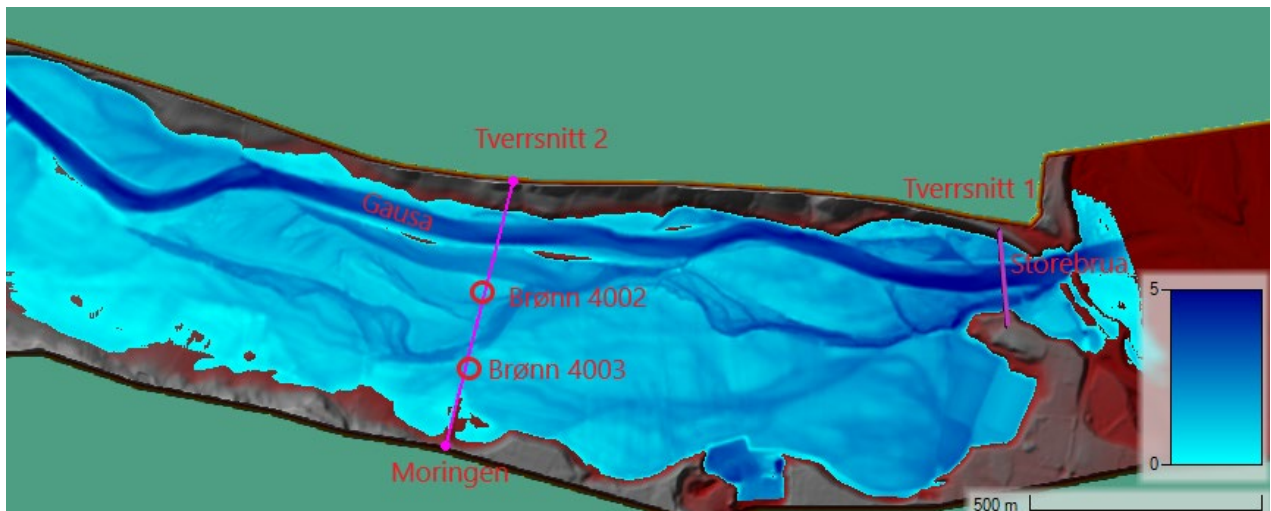
Modellering av flomhendelsen fra 2013 i Gausa viser hastighet (Figur 4-9), vandedybde (Figur 4-10) og skjærspenning langs profilet fra Moringen og ved Storebrua ved kulminasjonsvannføring (Figur 4-11). Gausa hadde i 2013 en kulminasjonsvannføring på $1116 \text{ m}^3/\text{s}$ den 22. mai klokken 21.



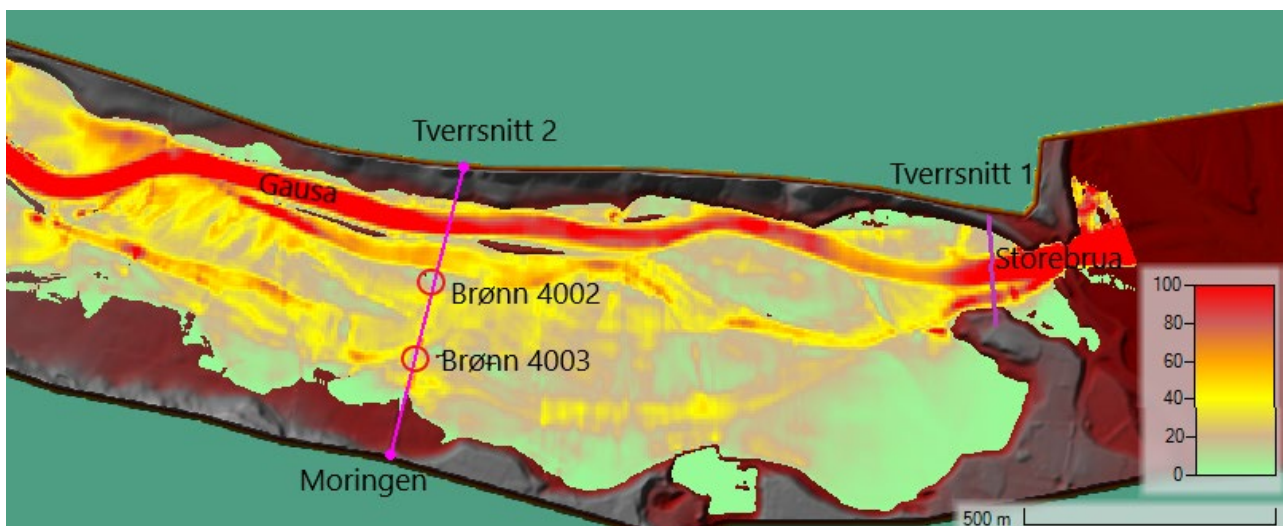
Figur 4-9 Hastighet ved flomtopp i Gausa i 2013 med dagens flomvoll. Tverrsnitt 1 og 2 ved henholdsvis Storebrua og Moringen. Hastighet er i m/s.

HEC-RAS viser at ved tverrsnitt 1 er elvebunnen på det dypeste 124,15 moh. For tverrsnitt 1 er vandybden 5,3 meter under kulminasjonsvannføring. Vannstanden er da 129,5 moh. Dette kan indikere oppstuvning av vannet foran Storebrua sammenliknet med tverrsnitt 2 (Figur 4-10).

Elvebunnen ved tverrsnitt 2 er på det dypeste 127,4 moh. (Figur 4-10). Ved kulminasjonsvannføring for flommen i 2013 er vandybden 4,25 meter for tverrsnitt 2. Vannstanden er da på 131,80 moh.



Figur 4-10 Vandybde (m) under flomtoppen i 2013 for gammelt flomvollscenario. Ved brønn 4003 var det 1,3 meter overvann. 0,8 meter overvann ved brønn 4002.



Figur 4-11 Skjærspenninger (N/m^2) for scenario med dagens, gamle flomverk langs Gausa under flomtopp i 2013.

Modellering av 200-årsflom - med dagens flomverk

En 200-årsflom har kulminasjonsverdi på mellom 450 og 600m³/s (Kap. 2.2). Simuleringen i HEC-RAS viser at vannhøyde ved en vannføring tilsvarende 200-årsflom (cirka 500m³/s) ligger på 131,22 m.o.h.

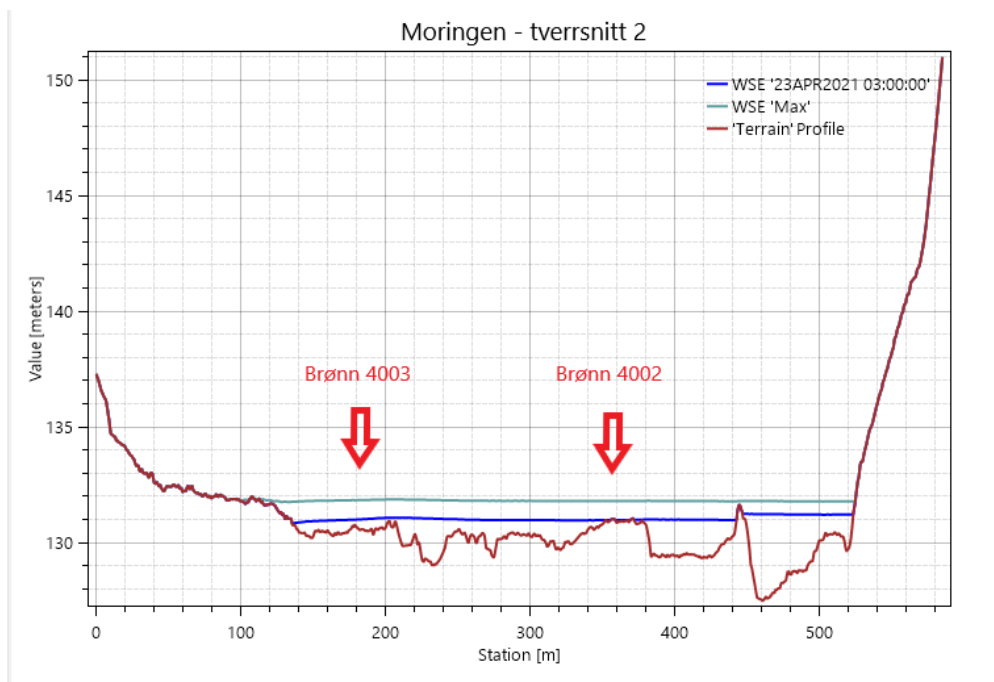
ved tverrsnitt 2 (Moringen) i hovedelveløpet. Dette er 60cm lavere vannstand enn for 2013-flommen. Økt vannføring kompenseres med et bredere elveprofil (Tabell 7). Det gamle flomverket har liten sikringseffekt på 200-årsflommer, og flomslettene oversvømmes ved denne vannføringen. Den største forskjellen mellom flommene sees i hastighet og skjærspenning på flomslettene og sidekanalene til Gausa. Her øker verdiene markant under 2013-flommen (Figur 4-13 og Figur 4-14).

Resultatene viser høyere skjærspenning ved Storebrua enn ved Moringen for både 2013-flommen og 200-årsflom (Figur 4-11). Strømningshastigheten øker ved Storebrua sammenliknet med Moringen. Dette kan være på grunn av innsnevringen av elveløpet ned mot Storebrua.

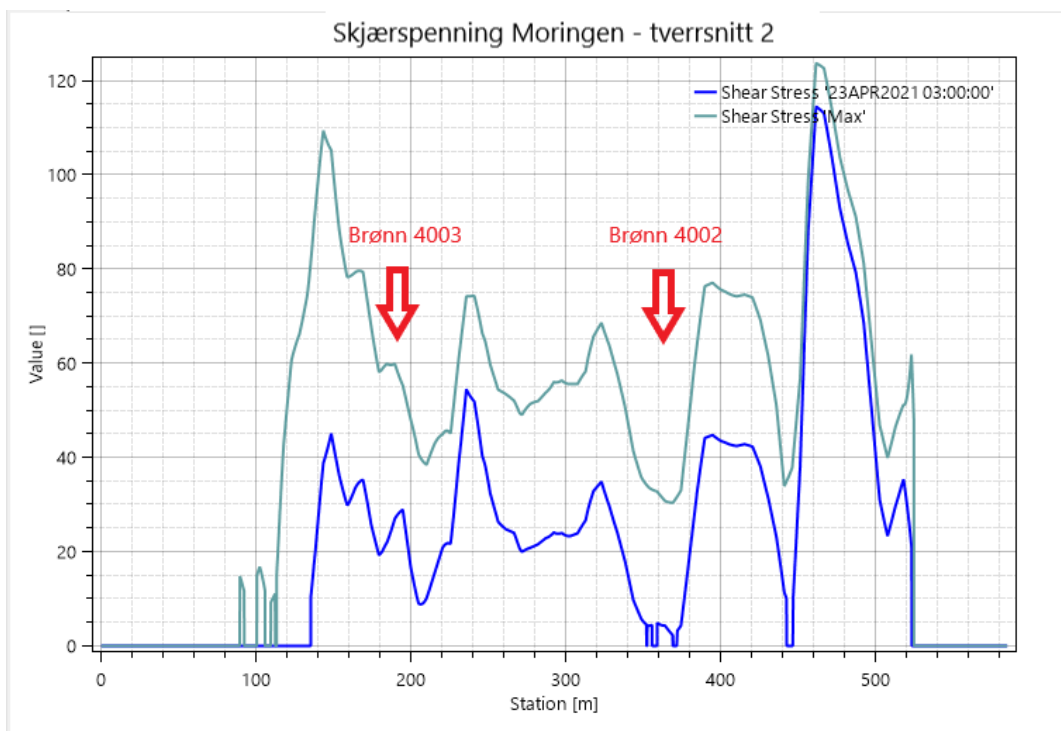
Det er lavere høydeforskjell for vannstanden (m.o.h.) mellom Moringen og Storebrua under 2013-flommen (2,25m differanse), sammenliknet med en 200-års flom (3.12m differanse) (Figur 4-10). Dette indikerer at det foregår en oppstuvning av vannet før Storebrua når flommene blir større (Tabell 7).

Tabell 7 Høyeste målte verdier med Moringen og Storebrua for 2013-flommen og 200-årsflom med dagens flomverk.

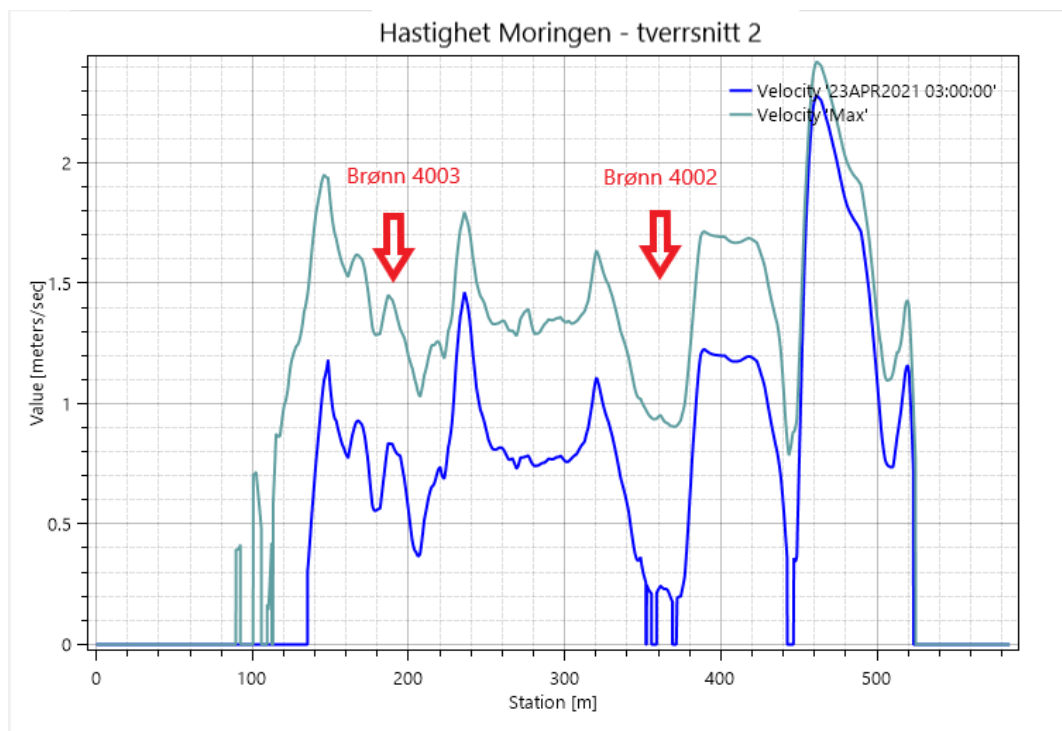
	Vannstand (moh.)		Hastighet (m/s)		Skjærspenning (N ² /m)	
	Flomslette/ sideløp	Hoved- elveløp	Flomslette/ sideløp	Hoved- elveløp	Flomslette/ sideløp	Hoved- elveløp
2013-flom: 1116m³/s						
<i>Moringen</i>	131,80	131,80	1,95	2,42	109,10	123,45
<i>Storebrua</i>	129,63	129,55	2,49	2,94	136,07	168,07
200-årsflom: 500m³/s						
<i>Moringen</i>	130,90	131,22	1,08	2,28	45,07	114,46
<i>Storebrua</i>	128,25	128,10	1,73	2,48	77,15	132,57



Figur 4-12 Vannstand for tverrsnitt 2 på Moringen med dagens, gamle flomverk. Grønn linje viser vannstand under 2013-flommen og blå linje for 200-årsflom.



Figur 4-13 Skjærspenninger under 2013-flommen (grønn linje) og 200-årsflom (blå linje) for tverrsnitt 2 ved Moringen med dagens, gamle flomverk..

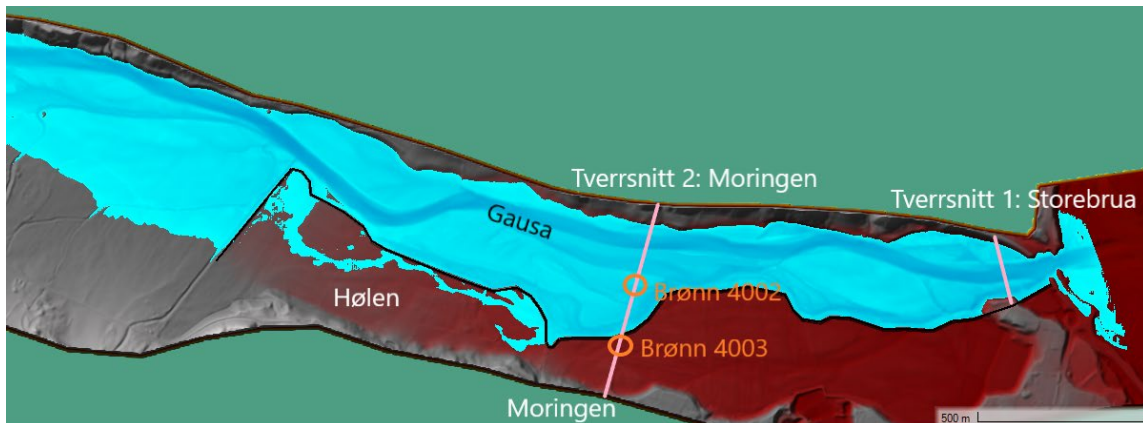


Figur 4-14 Hastigheter for vannet under 2013-flommen og 200-årsflom langs tverrsnittet ved Moringen med dagens gamle flomvoll.

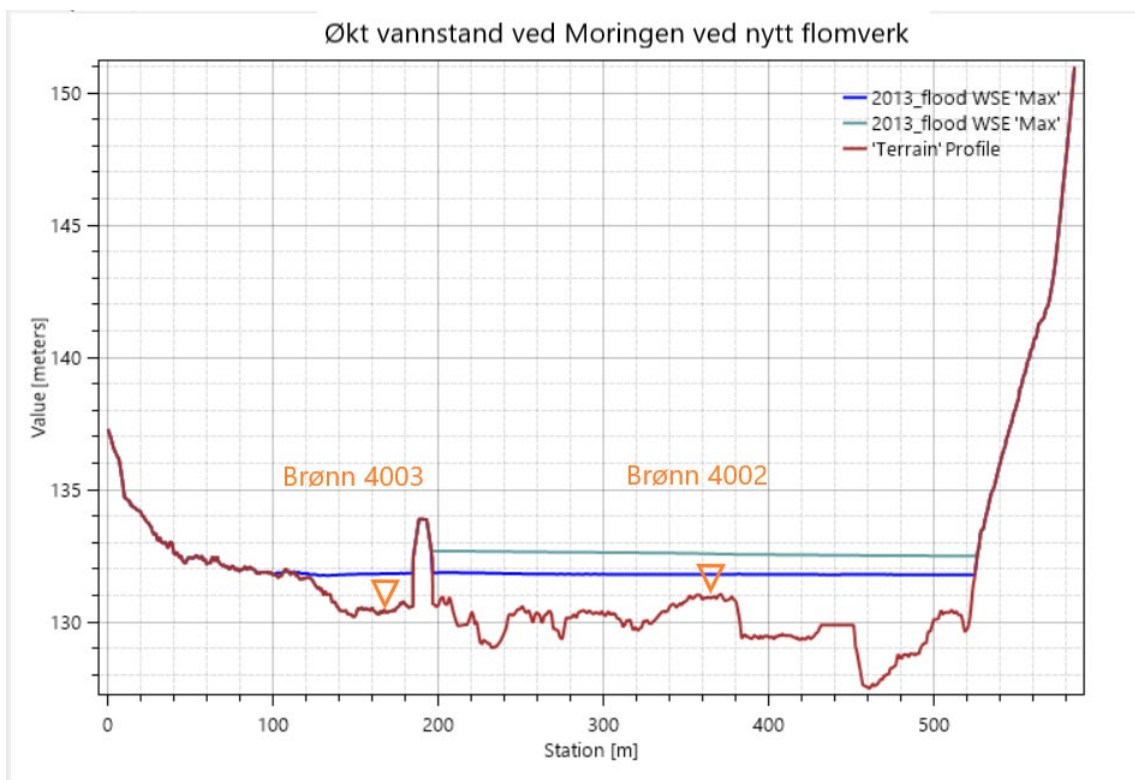
Modellering av 2013-flommen med ny, tilbaketrukket flomvoll

Dr. Blasy og Dr. Øverland (2017) kom i sin HEC-RAS-modell fram til at en ny, tilbaketrukket flomvoll ville føre til et smalere elveløp og høyere vannstand (kap. 1.4). Årsaken er sannsynligvis den manglende funksjonen dagens flomverk har, noe som medfører at flomsletten på Jorekstad oversvømmes selv ved en 200-årsflom.

Modellering av tilbaketrukket flomverk viser økt vannstand i Gausa sammenliknet med dagens situasjon for 2013-flommen. Vannhøyden stiger med omtrent en meter. Innsnevring av elveløpet sammenliknet med dagens ikke-fungerende flomverk er årsaken. Flomvollens dimensjonering virker å fungere i modellen. Det er lite overvann på den dyrkede marken sør for flomverket (Figur 4-15).

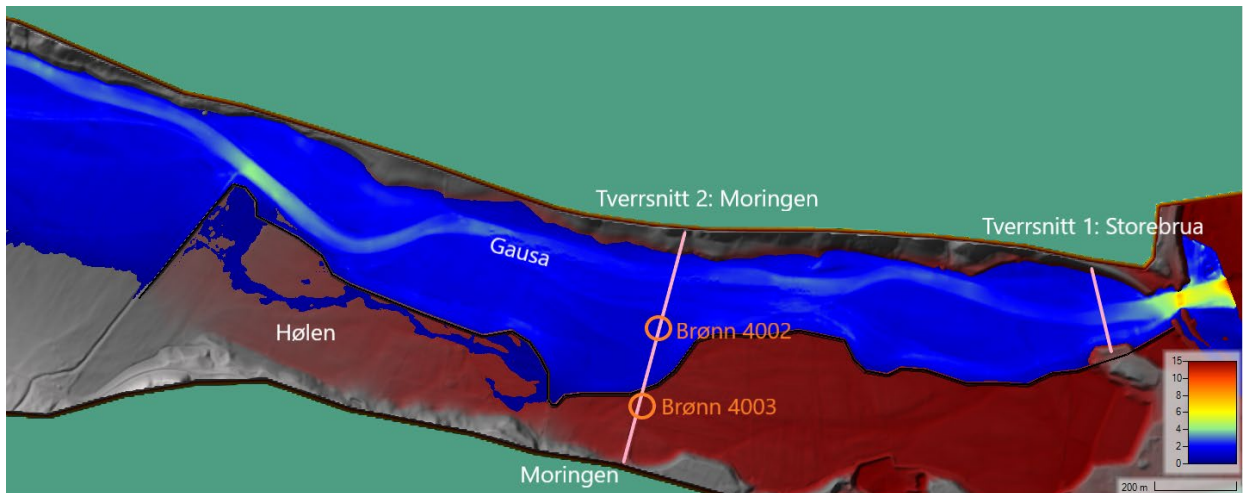


Figur 4-15 Økt vannstand i Gausa på grunn av innsnevring av elveløp med nytt tilbaketrukket flomverk..



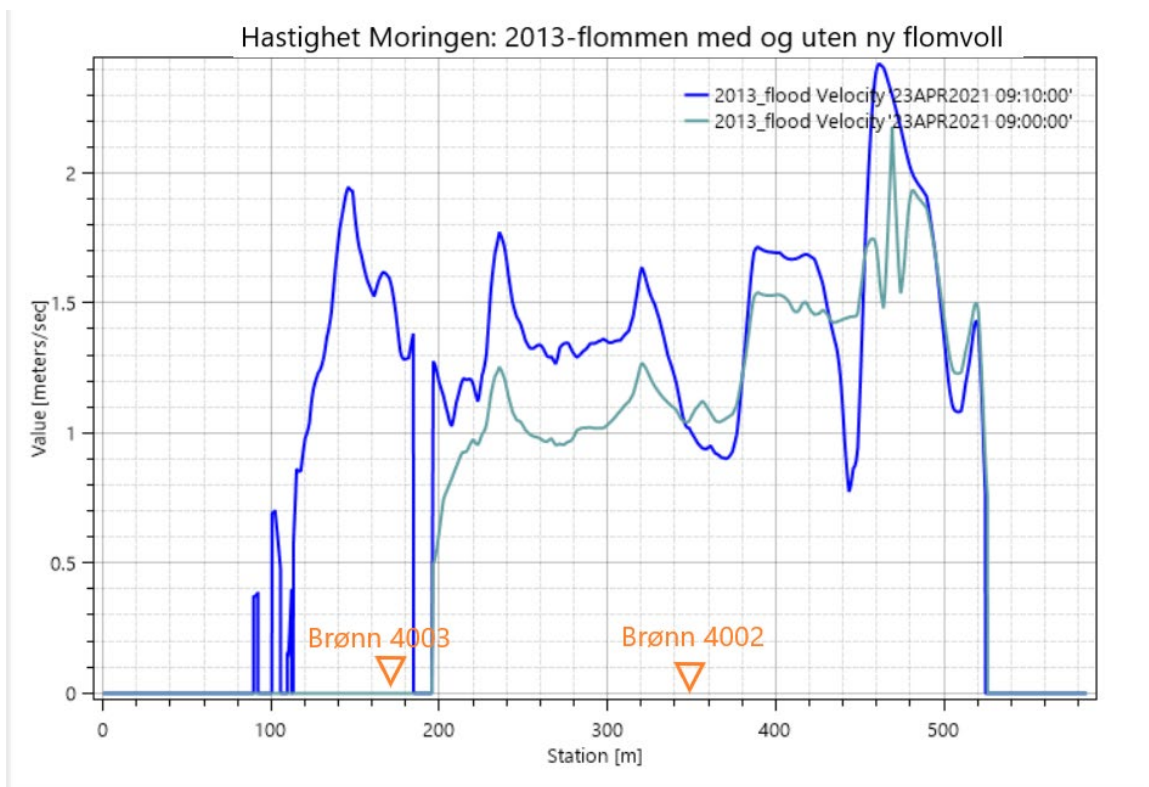
Figur 4-16: Grønn linje viser vannstand med nytt, tilbaketrukket flomverk. Blå linje viser vannstand for 2013-flommen med dagens flomverk.

Hastigheten til Gausa øker ikke, selv om vannstanden øker. Tvert imot virker hastigheten å gå ned sammenliknet med scenarioet der dagens flomverk er gjeldende. Det sees fortsatt høy hastighet under brokaret til høyre i modellen (Figur 4-17).



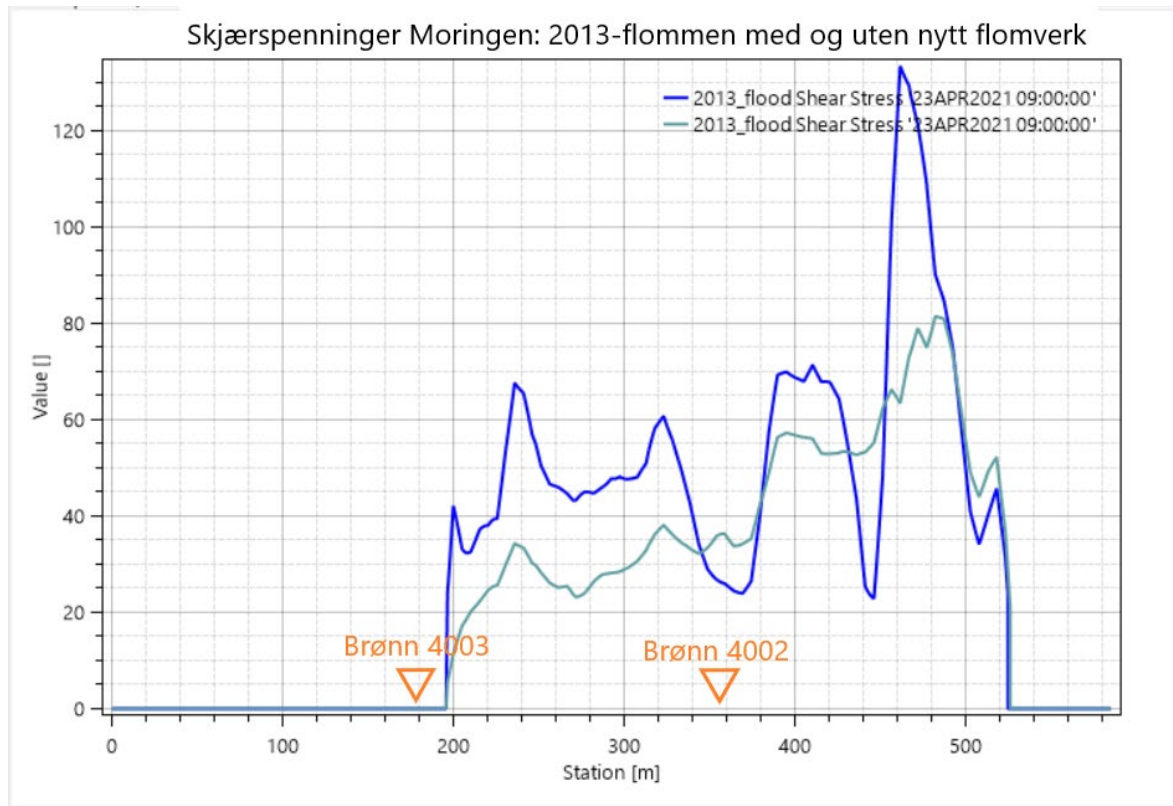
Figur 4-17 Strømningshastighet under 2013-flommen med nytt, tilbaketrasket flomverk.

Tverrsnittet ved Moringen viser tydelig hvordan strømningshastigheten faller når vannstanden øker som følger av innsnevring av elveløpet med ny, tilbaketrasket flomvoll. Figuren viser kulminasjonsvannføring på 1116 m³/s (Figur 4-18).



Figur 4-18 Grønn graf viser strømningshastighet i Gausa ved tilbaketrasket flomverk. Blå graf viser dagens situasjon med gammelt flomverk.

Senket hastighet påvirker også skjærspenningen. Skjærspenningen faller dramatisk ved tverrsnittet på Moringen. Den reduseres fra 133 til 82 N/m² i hovedløpet der skjærspenningen er på det høyeste i dagens situasjon (Figur 4-19).

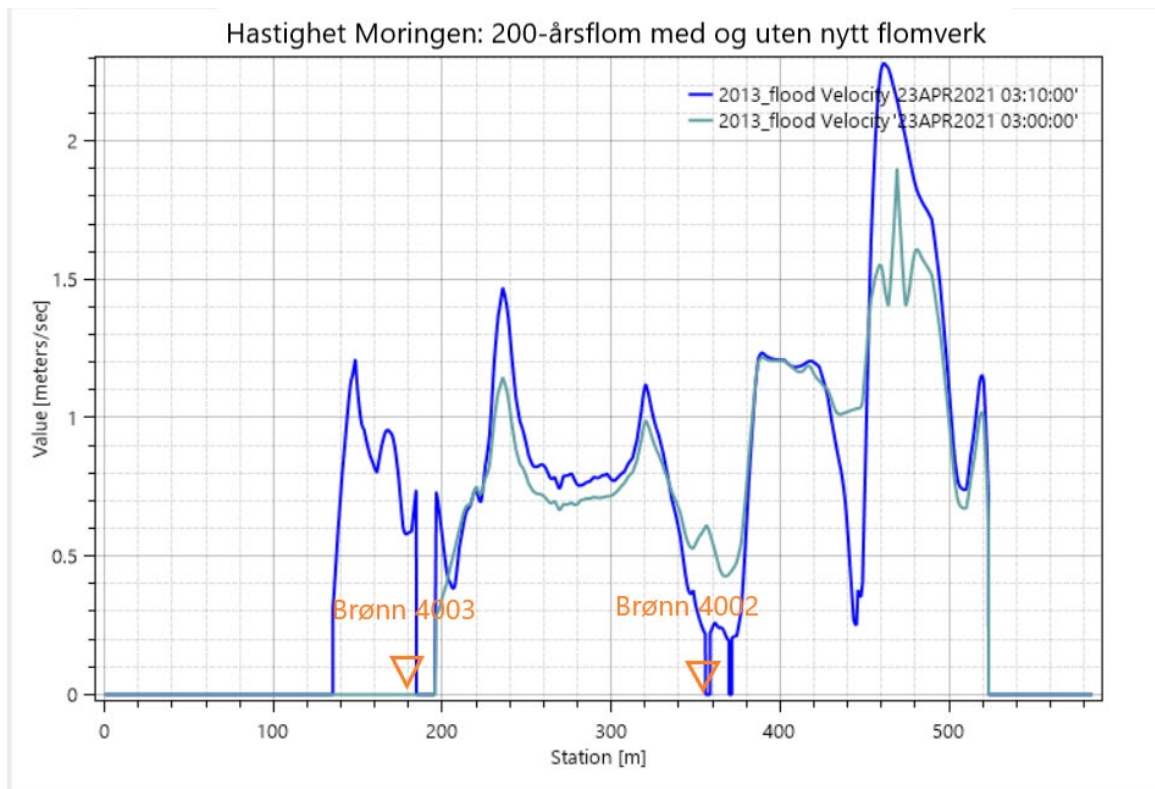


Figur 4-19 Grønn graf viser skjærspenninger ved modellering av tilbaketrasket flomvoll. Blå graf viser skjærspenning under 2013-flommen med dagens flomverk.

200-årsflom med ny, tilbaketrasket flomvoll

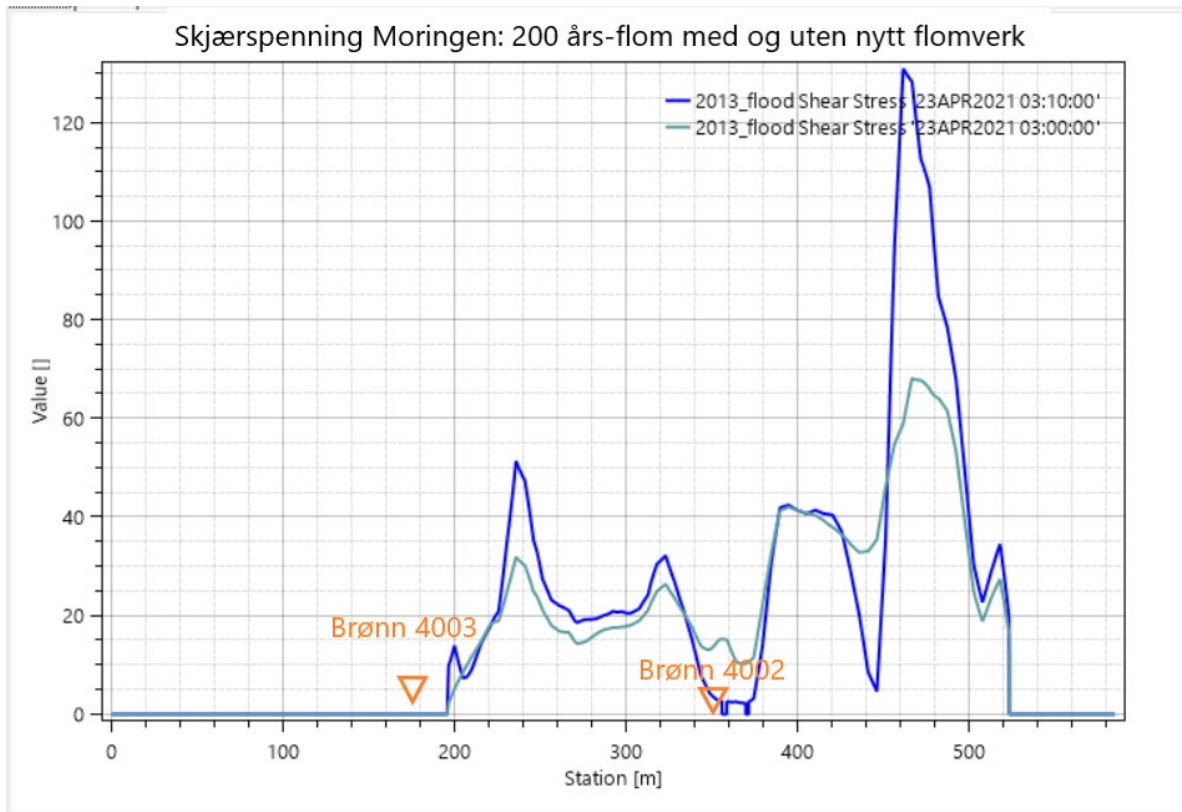
Resultatene fra målinger av et 200-årsflom scenario med vannføring på 500m³/s viste liknende resultater som for 2013-flommen. Det var forventet økt hastighet når det var mindre vannføring i elva. Dette var ikke tilfelle (Figur 4-20).

Strømningshastigheten med nytt, tilbaketrasket flomverk falt fra 2,2 m/s under 2013-flommen til 1,9 m/s ved en 200-årsflom. En betydelig nedgang. Med dagens, gamle flomverk falt hastigheten fra 2,4 m/s (2013-flom) til 2,3 m/s for vannføring tilsvarende en 200-årsflom. En tilbaketrasket flomvoll har stor effekt på hastigheten til elva, og bidrar til å senke hastigheten for både et 200-årsflom scenario og 2013-flommen.



Figur 4-20 En sammenlikning av 200-årsflom scenario med ny, tiltenkt flomvoll (grønn graf) sammenliknet med dagens, gamle flomverk (blå graf).

Skjærspenningen falt også for en 200-årsflom langs tverrsnittet ved Moringen. Det var en mistanke om økt skjærspenning når vannføringen var $500 \text{ m}^3/\text{s}$. Teorien var at lavere vannføring ville medføre mindre oppstuvningen av ellevann med Storebrua, og derav høyere strømhastighet i elva. Men her viser modellen en stor nedgang i skjærspenning. Den halveres nesten i hovedveløpet under en 200-års flom (Figur 4-21).



Figur 4-21 Blå graf viser skjærspenning under 200-årsflom med dagens sikringsverk. Grønn graf viser skjærspenning med nytt flomverk.

For tverrsnittet ved Storebrua var situasjonen nesten uforandret for alle scenarioene. Detaljerte grafer fra Storebrua kan leses i vedlegg D.

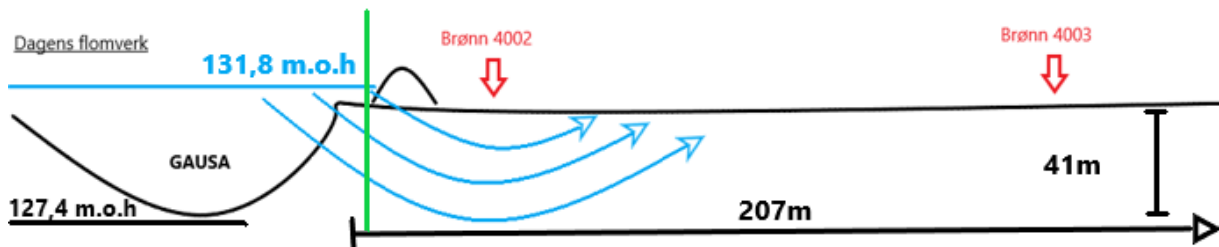
Grunnvannsstrømning i MODFLOW-2005

To scenarioer ble modellert. Først ble utviklingen i det hydrauliske trykknivået undersøkt for dagens situasjon med flomverk plassert inntil elven (Figur 3-10). Deretter ble utviklingen i det hydrauliske trykknivået undersøkt for den tiltenkte, tilbaketrukne flomvollen.

Grunnvannsstrømning med dagens, gamle flomvoll

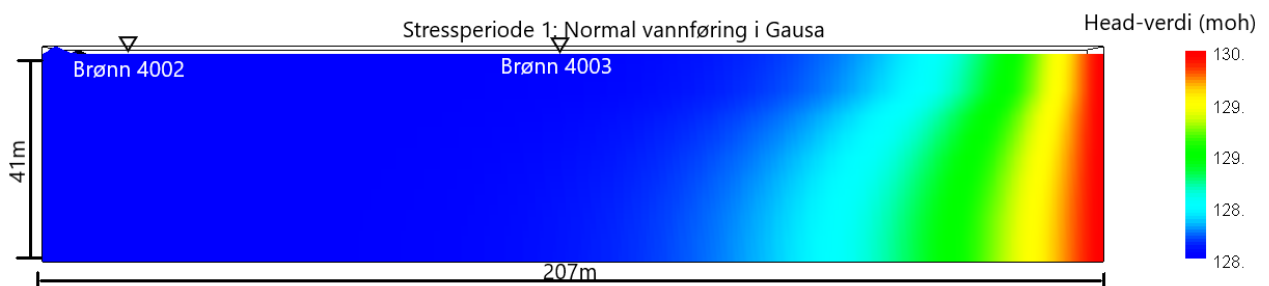
Scenarioet er basert på dagens flomverk som er plassert like ved elven. Endringer i hydraulisk trykknivå (head-verdier) vises som graderte fargekoder i figurutsnittene (Figur 4-24).

Grunnvannsakkviferen sør for Gausa er 100m lengre enn i scenarioet med tilbaketrukket flomvoll. Det gir en total lengde av akviferen på 207 meter i modellen. (Figur 4-23).



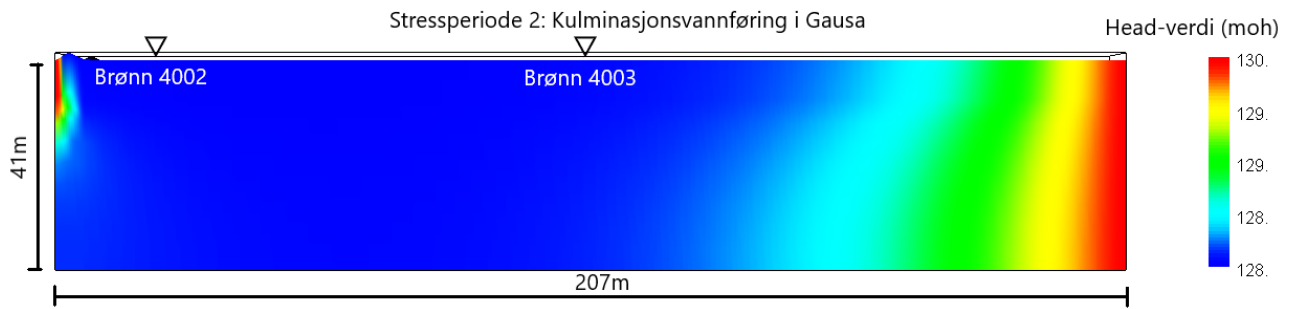
Figur 4-22: Skisse av tverrsnitt (nord-sør) brukt som konseptuell modell. Dagens flomverk gir en større sammenhengende akvifer med forutsetning om at flomverket ikke flommer over. Grønn linje indikerer nordlig avgrensning av modellen.

Den innledende fasen på 4 dager (stressperiode 1) viser nåsituasjon der grunnvannet strømmer sørfra og mot elva. Gradienten mellom sørenden av modellen og brønn 4002 viser hvordan grunnvannet faller i trykkehøyde samtidig som det beveger seg mot elva (Figur 4-24).



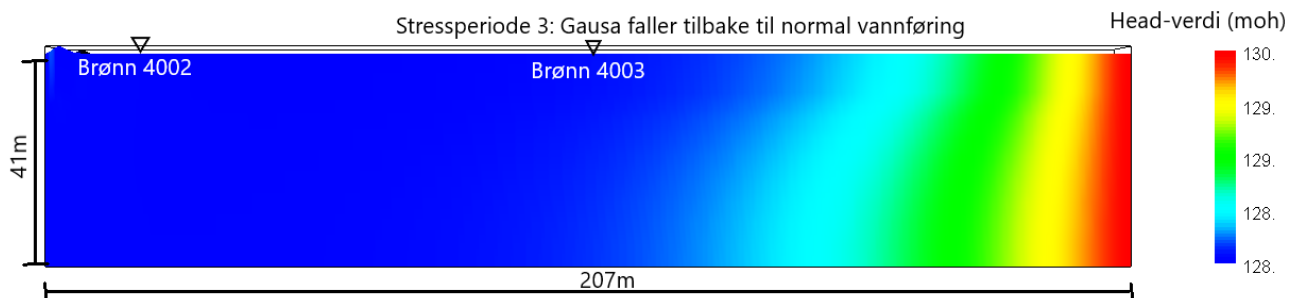
Figur 4-23 Grunnvannet strømmer mot elva før flommen starter fra dag 1 til 4 (stressperiode 1).

I den andre perioden, som er på 1 døgn (stressperiode 2), stiger Gausa til 131,5 m.o.h. Her viser modellen økt grunnvannstrykk under flomverket (Figur 4-25).



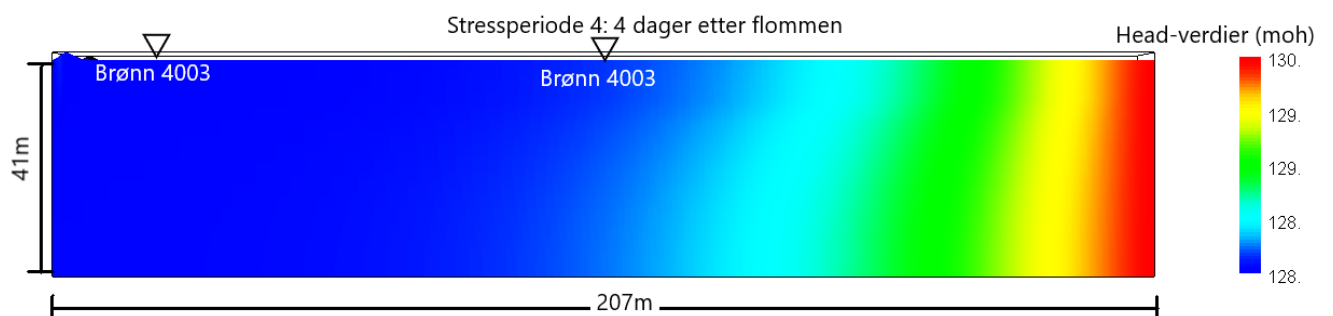
Figur 4-24 Gausa stiger i nord-enden av modellen fra 127,5 til 131,5 m.o.h. på dag 5 (stressperiode 2).

I løpet av ett døgn (stressperiode 3) faller Gausa til opprinnelig høyde på 127,5 m.o.h. Grunnvannstrykket avtar raskt under flomverk (Figur 4-26).



Figur 4-25 På dag 6 (stressperiode 3) faller elva til 127,5 m.o.h.

Den siste fasen av modelleringen går over 4 døgn og viser ingen endringer i grunnvannstrykket under flomverk (stressperiode 4). I sørenden av akviferen øker grunnvannstrykket. (Figur 4-27).



Figur 4-26 Økt grunnvannsstrømning fra akviferen mot elva fra dag 7 til 10 (stressperiode 4).

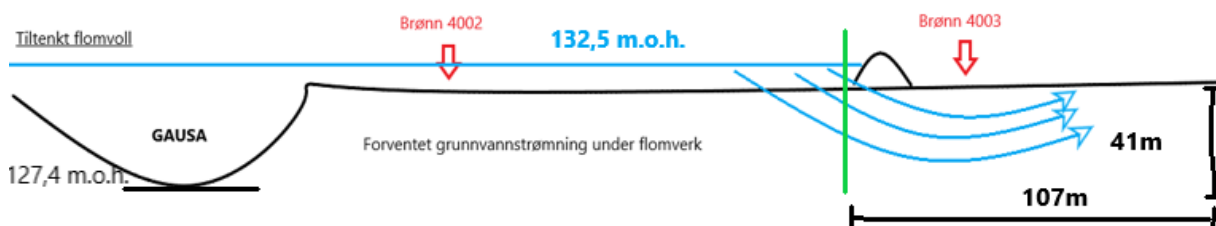
Under kulminasjonsvannføring i Gausa (stressperiode 2) øker trykket under flomvoll på grunn av filterduk som presser vannet ned. Derimot viser ikke modellen tegn til endret retning på

grunnvannstrømningen, foruten rett under flomverk. Resultatene viser også et lavere hydraulisk trykknivå i akviferen enn hva som er tilfellet med tilbaketrukket flomvoll. Dette kan være på grunn av økt treghet i systemet, eller større buffringseffekt når akviferen blir større. Sannsynligheten for overflatevann er liten, fordi hydraulisk trykkehøyde ikke overstiger overflatens høyde over havet.

Grunnvannstrømningen mot elven endres noe etter flommen om man sammenlikner stressperiode 4 med den første stressperioden. Økt strømning mot elva i stressperiode 4 tyder på at overskuddsvann fra flomhendelsen, som er temporært lagret i akviferen, strømmer tilbake til elva. Dominerende grunnvannsretning er gjennomgående strømning fra områder med høyt hydraulisk trykknivå til områder med lavere nivå i dette scenarioet. Som i dette tilfellet er mot elva.

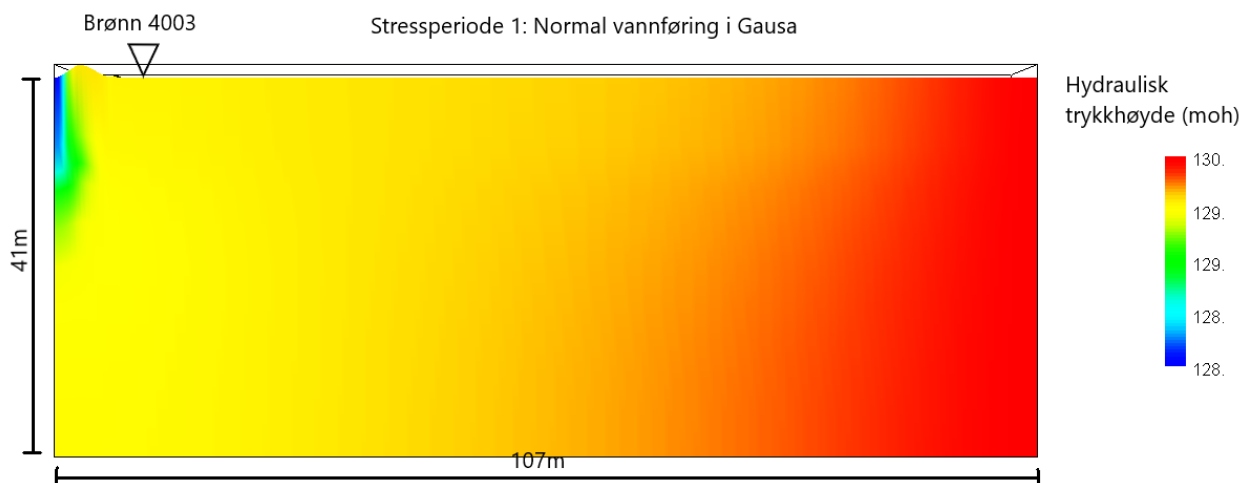
Grunnvannsstrømning med tilbaketrukket flomvoll

Scenarioet viser utviklingen i hydraulisk trykkehøyde (head-verdier) når flomvollen flyttes lenger sør og inn på den dyrkede marken. I modellen gjenspeiles det av en kortere akvifer bak flomverket (Figur 4-28).



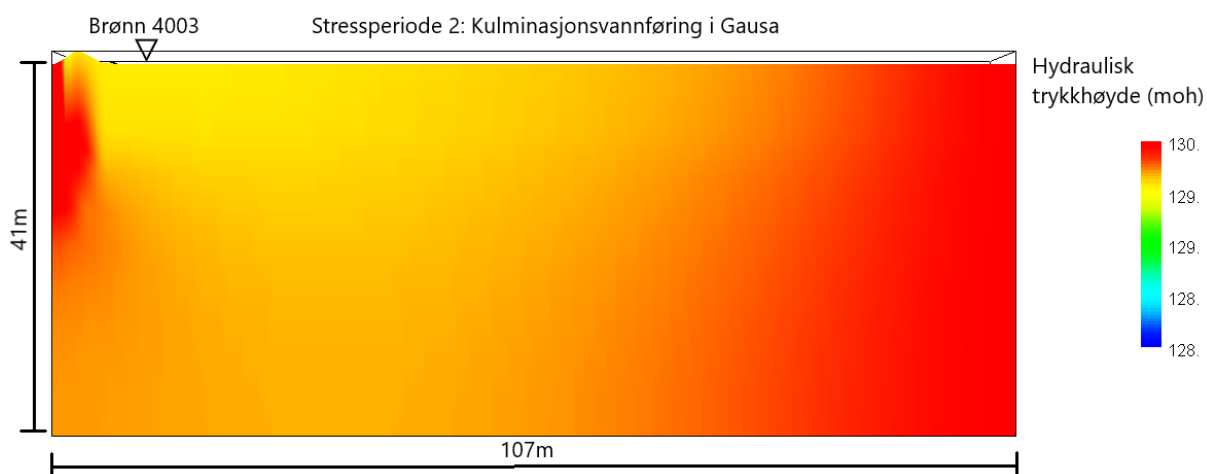
Figur 4-27 Konseptuell skisse av scenario for planlagt flomvoll (nord-sør). Grønn linje viser nordlig avgrensning av modellen.

De fire første dagene (stressperiode 1) viser normal vannføring i Gausa der elva er 127,5 m.o.h. Grunnvannstrømningen er mot elva (Figur 4-29).



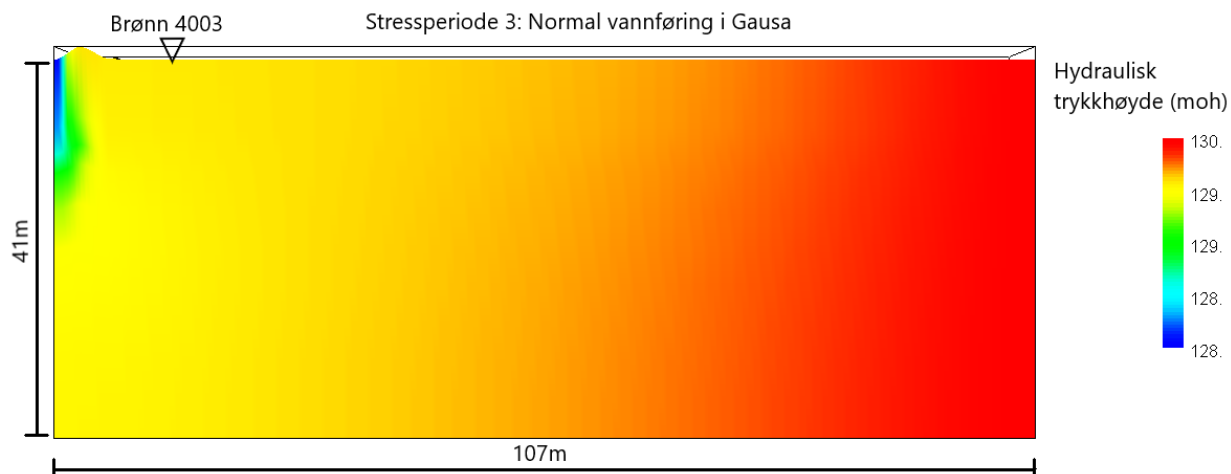
Figur 4-28 Tilbaketrukket flomvoll. Fordeling av head-verdier på flomsletta og under flomvollen fra dag 1 til 4 (stressperiode 1). Grunnvannstrømningen domineres av strømning mot elva før flomsituasjonen inntreffer.

Under kulminasjonsvannføring sees det en endring i grunnvannstrykk under flomvoll. Modelleren viser at grunnvannstrykket øker under flomvollen (oppe i venstre hjørne) når Gausa stiger fra 127,5 moh til 132,5 moh (Figur 4-30). Modellen bruker 1 døgn på å nå flomtopp. Tilstanden viser at elven ikke påvirker grunnvannstrykket nok til å skape overvann bak flomvollen.



Figur 4-29: Tilbaketrukket flomvoll. Fordeling av head-verdier på flomsletten og under flomvollen på dag 5 (stressperiode 2) når Gausa stiger til 132,5 moh.

Neste fase går over 1 dag (stressperiode 3). Elva synker til opprinnelig vannstand (127,5 m.o.h.). Dette viser at trykket under flomvoll avtar raskt (Figur 4-31).



Figur 4-30: Tilbaketrukket flomvoll. Dag 6 (stressperiode 3) viser raskt avtagende grunnvannstrykk under flomvoll når Gausa faller til 127,5 m.o.h.

4 døgn etter elva har falt til 127,5 m.o.h. (stressperiode 4) er situasjonen den samme som før flommen. Grunnvannet strømmer mot elva (Figur 4-32).



Figur 4-31 Tilbaketrukket flomvoll. Dag 7 til 10 (stressperiode 4) viser at grunnvannstrømningen er tilbake til normalt nivå etter flommen er over.

Responsten til grunnvannet er rask siden endringene i grunnvannstrykket er raske og forbigående. Selv med en ganske liten akvifer sør for flomverk, så øker ikke grunnvannstrykket nok til å kunne gi overvann på den dyrkede marken da brønn 4003 er 131 moh.

5. Diskusjon

I dette kapittelet vil resultatene og metodene diskuteres. Fokus vil være på sammenlikning av resultater fra forskjellige metoder, spesielt for hydraulisk konduktivitet som er en sentral faktor i grunnvannsmodelleringen. I tillegg vil resultatene sammenliknes med resultater fra litteraturen, om de samsvarer eller spriker fra resultatene i denne oppgaven. I hvor stor grad resultatene har støtte i teorien er drøftet der metodene ikke er gjennomført som planlagt.

I innledningen til metodedelen (Kap. 3) vises det til at vannhøyde på Gausa, basert på GPS-målinger, antas å være 127,34 m.o.h. I MODFLOW-modellen er laveste vannstand satt til 127,5 m.o.h., mens for beregningene av grunnvannets bidrag til Gausa er brukt en vannstand på 127 m.o.h. i elva. HEC-RAS har beregnet at elvebunnen er 127,4 m.o.h. Dette er viktig å oppklare slik at forutsetningen for beregningene blir riktige. Dette viser også at det sannsynligvis er feil i beregningene til HEC-RAS eller GPS-målingene.

5.1 Bestemmelse av hydraulisk ledningsevne

Kornfordelingsanalyser

Resultatene fra kornfordelingsanalysene viser at prøvene langs elva har høy hydraulisk konduktivitet, helt ned til 1×10^{-4} m/s (Figur 4-1). Dette kan bety at grunnvann i flomskog og elv utveksler vann med større letthet. Infiltrasjonstestene viste litt lavere verdier for ledningsevnen (Kap. 3.1.3).

Sannsynligvis er sedimenter av denne kornstørrelsen (fin-medium sand til grov sand) et resultat av avsetningsregimet de befant seg i. Som nevnt innledningsvis vil elver avsette sedimenter etter hvert som energien i vannet avtar (Kap. 2.3). Fluviale avsetninger er gode grunnvannsakviferer som kan romme mye vann (Schwartz et. al, 2003). I tillegg viser grunnvannsbrønn 4002 at vannstanden i brønnen reagerer raskt på endringer i vannføring i Gausa (Kap. 4.2.3). Dette kan tolkes som at kornfordelingsanalysene treffer bra på den hydrauliske ledningsevnen som er forventet i fluviale- og glasifluviale avsetninger.

For de prøvene der d_{10} fraksjonen manglet ble Breyers metode brukt til å utlede hydraulisk ledningsevne. Breyers metode fungerer bra for heterogene sedimenter, mens Hazens passer best for homogene sedimenter (Ishaku et. al, 2011). Men Breyers metode har en større feilmargin, noe som er viktig å ta med i vurderingen av resultatene (Siosemarde et. al, 2014).

Slug-test og MPD-metoden

Brønn 4002 var tørr når testen skulle gjennomføres og ble ikke anvendt. Brønn 4003 hadde vannfylt filter og testen var vellykket. Den ga et resultat på $7,5 \times 10^{-5}$ m/s som mettet hydraulisk ledningsevne i de dypere lagene. Dette var den eneste direkte testen som ble utført i de dypere massene. Lavere ledningsevne kan tyde på at det finnes breelavsetninger dypere i stratigrafien. Det burde vært gjort flere tester, men den grunne brønnen (2 meter dyp) ved lokasjon 4003 hadde ikke vannfylt filter. Det er en forutsetning for å bruke Hvorslevs metode. Ett resultat alene er ikke nok til å fastslå ledningsevnen over et større område, men gir noe informasjon om den vannmettede ledningsevnen til massene ved brønn 4003.

MPD-metoden er mangelfull. Det ble ikke gjort nok målinger til å fastslå infiltrasjonsevnen med stor sikkerhet. Anbefalt mengde avlesninger er 7-10, men det ble kun gjennomført 4 avlesninger av tidshensyn. I tillegg burde man korrigere målingene slik at de tar hensyn til horisontal kapillærtransport. Dette er en krevende operasjon og ble ikke prioritert (Solheim et. al, 2017). Siden målt infiltrasjonshastighet er så usikker, er det vanskelig å si sikkert hvordan flomskog og dyrket areal responderer på overvann under flomhendelser. Derfor er beregningene grove estimater da det ofte kan være sprikende K-verdier innenfor samme avsetningstype (Schwartz et, al. 2003). I tillegg må lokale forhold ved datoen for prøvetaking tas med i betraktningen. På den aktuelle dagen var det høyt grunnvannsnivå og mye vann i den umettede sonen. I tillegg hadde det vært nattefrost. Dette er faktorer som senker infiltrasjonshastigheten (Schwartz et, al. 2003). Den reelle infiltrasjonshastigheten kan være noe høyere.

Hydraulisk ledningsevne beregnet fra kornfordelingen i prøver fra flomskogen og dyrka mark samsvarer bra med resultatene fra slug-test og MPD-metoden. Kornfordelingsanalysene er metodisk riktig gjennomført, derfor gir resultatene større troverdighet.

5.2 Grunnforhold

Ground penetrating radar

GPR data ble verifisert gjennom å sammenlikne antatt grunnvannsspeil fra GPR data med vanddybde i grunnvannsbrønnene. Det er derfor god grunn til å anta at definert grunnvannsspeil i GPR dataene er realistisk (Figur 4-6). Det gjør at grunnvannsnivået kan beregnes over et større område da grunnvannsspeilet er enkelt å kjenne igjen i GPR-dataene. Det samme gjelder for gradienten til grunnvannet og dybden på umettet sone. Beregninger av gradient fra løsmassebrønnene mot elva sier generelt at grunnvannet strømmet mot elven.

Sedimentære strukturer som elvekanaler og skrålag ble også avdekket ved hjelp av GPR. Disse ble ikke tatt med i noen av MODFLOW-modellene. De påvirker heller ikke estimeringen av grunnvannsbidrag til Gausa fordi beregningene i utgangspunktet er grove. I Modflow-modellen er akviferen definert som homogen og åpen, men på detaljnivå kunne akviferen vært delt opp i flere lag om GPR-data hadde avdekket tydelige grenser i stratigrafien. Dette krever et større arbeid med analyser av GPR-data, og ble derfor ikke prioritert i oppgaven. Det viktigste er å avdekke eventuelle overraskelser som åpenbart kan påvirke grunnvannstrømningen. Slik som berggrunn eller masser med veldig stor tetthet. Dette ble ikke observert. Det antas derfor at kornfordelingen langs Gausa i grove trekk er representert i de dypere lagene som GPR data viser. Blant annet viser slug-test, som er gjort i dypet, en hydraulisk ledningsevne som kan forventes å være i glasifluviale sedimenter.

Volumetrisk grunnvannsstrømning, grunnvannskapasitet og kommunikasjon med Gausa

En grov beregning av grunnvannets bidrag til Gausa fastslo at bidraget var minimalt sammenliknet med vannføringen i elva. Utregningen er gjort for å avkrefte at grunnvannsbidraget kan være en pådriver under flomhendelser.

Grunnvannsakviferen på Jorekstad kan fungere som en flomdemper under flomhendelser hvis forholdene ligger til rette for det. I et forskningsprosjekt på Rena ble sandbankene og grunnvannssonen langs Glomma vurdert til å ha en sentral flomdempingsmekanisme under flomhendelser (Colleuille et. al, 2004). Derimot var grunnvannsnivået tidvis lavere enn vannstanden i Glomma, og det ble drøftet om grunnvannssonen trakk vann fra Glomma. Om dette kan forklare noe av flomdempingsmekanismen som grunnvannet har på Glomma ble ikke fastslått. På Jorekstad er det en brattere gradient fra grunnvannet mot elva, som tyder på strømning mot elva. Basert på de ulike forholdene representert ved Glomma sammenliknet med Gausa er det i utgangspunktet vanskelig å dra en klar parallell mellom lokalitetene, spesielt siden beregningene i denne oppgaven kun er representerer langs et isolert tverrsnitt. Legger man det til side er det mulig å anta at større lagringskapasitet i akviferen, som følger av en stor grunnvannssone bak flomverket, kan ha en flomdempingsmekanisme.

Å bygge en tilbaketrukket flomvoll langs Gausa vil gjøre at flomskogen får større evne til å infiltrere overvann når den oversvømmes. Dette vil fylle opp den umettede sonen i flomskogen raskere. Men akviferen bak den nye, tilbaketrukne flomvollen vil raskere komme i kontakt med elva når den stiger. Modelleringen i Modflow viste økt grunnvannstrykk i akviferen når flomvollen ble trukket tilbake (Figur 4-30). Samtidig ble situasjonen med strømning mot elva raskt tilbakeført til normalen like etter flommen. Vannmengden som akviferen bak den nye flomvollen kan lagre etter en flomhendelse er

derimot liten sammenliknet med vannføringen. Grunnvannsbidraget fra sørsiden av Gausa ble grovt estimert til cirka 3500m³ per dag. Kulminasjonsvannføring i Gausa under 2013-flommen var på 1116m³/s. Det vites heller ikke hvordan kommunikasjonen mellom grunnvann og elv er andre steder på flomsletten enn der grunnvannsbrønnene er installert. Sannsynligvis er det vekselvirkninger mellom elv og grunnvann som gjør at elva mater grunnvannet noen plasser, og grunnvannet mater elva andre steder (Winter, 1998).

Utrekningen av volumetrisk strømning forutsetter en 33 meter dyp akvifer basert på data fra grunnvannsbrønnen på Moringen (Figur 2-10). Dette gir utregningene stor usikkerhet siden mektigheten er ukjent i resten av området. Om grunnvannssonen er tykkere vil også den volumetriske strømningen mot elva bli større. Samtidig er differansene mellom grunnvannsbidraget per dag og vannføringen per sekund i elva så store at bidraget fortsatt ville vært minimalt. Nordsiden av elva ble anslått til å bidra like mye med tilførsel til elva som grunnvannet sørfra gjør. Sannsynligvis er bidraget nordfra en del mindre siden arealet er mindre. Det er også brattere på nordsiden. Dette vil gi en økt gradient og høyere fart på grunnvannsstrømningen. Mektigheten på løsmassene er muligens ikke like stor på grunn av topografien. I tillegg viser løsmassekart at det stedvis er tynt dekke og bart fjell (Figur 2-9). I så fall minker vannlagringskapasiteten til massene. Derfor er det totale grunnvannsbidraget sannsynligvis noe mindre enn det som er forespeilet i resultatdelen (Kap 3.2.3).

Grunnvannsbrønnene viser at det er god kommunikasjon mellom elv og grunnvann. Ved økt vannføring i Gausa stiger også vannstanden i brønnene. Det er derimot vanskelig å si om det er elva som infiltrer grunnvannet og øker grunnvannshøyden i akviferen, eller om det er økt nedbør og infiltrasjon ovenfra. For noen av måletidspunktene ved brønn 4003 kan det virke som om grunnvannstanden øker før vannstanden i elva øker (Vedlegg B). I så fall er responstiden på nedbør raskere i grunnvannsakviferen enn i elva etter nedbørsperioder. En annen mulighet er at tridsresponsen i grunnvannsakviferen er så treg at vannhøyden i brønnene bruker veldig lang tid på å stige. Dette er nok lite trolig da den hydrauliske ledningsevnen i akviferen er høy.

5.3 Hydrauliske elv- og grunnvannsforhold

HEC-RAS

Resultatene viser at dagens flomverk medfører en oppstuvning av vannet før Storebrua når 2013-flommen modelleres. Det gamle flomverket fungerer dårlig, selv under 200-årsflommer. Økt vannføring kompenseres i bredden og oversvømmer store deler av flomsletten. Modelleringen gikk uten noen komplikasjoner eller feilmeldinger. Ruhetskoeffisientene som ble valgt i modellen er nøye

vurdert og satt sammen. Modellen ble kjørt med diffusjonsligningen, som er en grovere beregningsmåte enn full-momentum ligningene. For å få en mer presis modell kan prøving og feiling med full-momentum ligningene være fordelaktig. Dette ble ikke prioritert av tidshensyn og fordi HEC-RAS kun er et av flere hjelpemidler i oppgaven. Det er viktigere å se de store linjene i resultatene siden presisjonen med diffusjonsligningen ikke er like bra som for full-momentum.

Med tilbaketrasket flomvoll viser modellen økt vannstand i Gausa med nesten 1 meter. Dr. Blasy og Dr. Øverland (2017) viser også til økt vannstand som konsekvens av tilbaketrasket flomvoll og innsnevring av elveløp. Firmaet mente også at en innsnevring av elva med ny, tilbaketrasket flomvoll ville øke strømningshastigheten. Resultatene fra denne oppgaven viser det motsatte. Dr. Blasy og Dr. Øverland modellerte også virkningene av masseuttak i Gausa, noe som kan være årsak til deres antakelse om økt strømningshastighet. Deres modell ble kjørt i HEC-RAS 1D som betyr at tverrsnitt av elvebunnen må legges inn manuelt i modellen. En modell har kun plass til 500 elementer. Dette gjør at en del elementer må utelates fra modellen deres. Det er ikke spesifisert nærmere hva dette betyr for Gausa. I den nye versjonen til HEC-RAS (6.0.0) er det ikke nødvendig å lage tverrsnitt for 2D modellering. Dette defineres automatisk fra den digitale terrengmodellen som legges inn i modellen. Dette var tidsbesparende og gjorde at manipuleringer av tverrsnitt og de feilslutninger som medfølger ble unngått. En annen viktig forskjell er at Dr. Blasy og Dr. Øverland (2017) modellerer en stasjonær strømningsssituasjon, til forskjell fra ikke-stasjonær strømnings som er anvendt i denne modellen. Som nedre grensebetingelse i modellen er det forutsatt at Lågen har lav vannstand under flomhendelser i Gausa. Dette gjelder både i denne modellen og Dr. Blasy og Dr. Øverlands (2017) modell. Årsaken er at Lågen bruker lengre tid på å nå kulminasjonsvannføring. Det er påpekt at vannføringsdata fra 2013-flommen er et usikkerhetsmoment i denne oppgaven. Dette belyser også Dr. Blasy og Dr. Øverland (2017). Vannføringsstasjonen på Aulestad fungerte ikke som normalt under flommen i 2013 og data fra denne hendelsen er ikke eksakte (Leine, 2015). Selv om det er likheter i metodene, er det også store forskjeller og en sammenlikning av resultatene må gjøres med varsomhet.

Modelleringen av 2013-flommen viser at tilbaketrasket flomvoll senker hastigheten og skjærspenningen i hovedelvekanalen langs tverrsnittet ved Moringen. Dette kan bety mindre sedimenttransport, da sedimenter avsettes lengre opp i elveløpet og erosjonen minker. Resultatene fra kulminasjonsvannføringen ga som sagt lave verdier for strømningshastighet og skjærspenning. Derfor ble det undersøkt om høyest skjærspenning forekom mens flommen steg. Flomverdiene for en 200-årsflom ble derfor modellert. Mer overraskende var det at skjærspenningen med og uten tilbaketrasket flomvoll viste størst differanse for 200-årsflom scenarioet. Ved Storebrua er resultatene omtrent like i alle scenarioene.

Lavere hastighet betyr lavere skjærspenning og mindre erosjon (Norem et. al, 2016). Dette indikerer at den beste løsningen for å minske erosjon og sedimenttransport er å bygge en tilbaketrukket flomvoll. Dr. Blasy og Dr. Øverland (2017) konkluderte med at fjerning av masser i elveløpet er det beste tiltaket for å senke vannlinjen. Det komme ikke tydelig fram i deres rapport om de har vurdert konsekvensene det kan medføre å fjerne deler av elvebunnen. Sannsynligvis vil det øke erosjonspotensialet (Steinholt, 2019) (Kondolf, 1997). Tilbaketrukket flomvoll har liten effekt på senking av vannlinjen ifølge deres resultater. Det bekreftes av resultatene i denne oppgaven. Det er mulig at lavere hastighet i denne oppgavens hydrauliske modell forekommer av for høy ruhetskoeffisient i flomskogen. Men samtidig er det i hovedelveløpet hastigheten minker mest. Noe som gjør koblingen til ruhetskoeffisienten mer usikker.

Modflow-2005

Ny tilbaketrukket flomvoll gjør at akviferen bak flomvollen i modellen blir mindre. Dette gir utslag i større hydraulisk trykk i akviferen under kulminasjonsvannføring i Gausa (Figur 4-30). Tidsresponsen viser at trykkendringene oppstår umiddelbart. Sannsynligvis på grunn av god hydraulisk ledningsevne i grunnen. Tiden det tar før strømningsregimet mot elva er normalisert er like rask i begge scenarioene, i underkant av ett døgn. Når Gausa stiger, så trenger vann inn i akviferen som forventet. Prosessen fører til en temporær lagring av elvevann i akviferen som er representert ved høyere grunnvannstrykk (Colleuille et. al, 2004). Siden akviferen i modellen har mindre volum, så begrenses lagringskapasiteten. Dette er en mulig årsak til det økte grunnvannstrykket i akviferen bak tilbaketrukket flomvoll.

Fordelen med tilbaketrukket flomvoll er at flomskogen kan bidra til temporær lagring av vann i form av overflatevann som infiltreres. I tillegg kan flomskogen skape økt bunnfriksjon slik at hastigheten til elva synker. Grove beregninger antyder at det tar 10 timer å fylle opp den umettede grunnvannssonen med infiltrasjon fra overflaten. Spørsmålet er om infiltrasjonen i den umettede sonen i flomskogen er for treg sammenliknet med varigheten på flommen til å ha en reell flomdempende effekt. Infiltrasjon krever først vannmetning av den umettede sonen før infiltrasjonen er effektiv. I tillegg vil økt grunnvannstrykk i akviferen presse grunnvannet høyere slik at den reelle dybden på den umettede sonen blir mindre. Hvilken mekanisme som blir dominerende i et slikt scenario er tidsavhengig. Men Colleuille et. al (2004) så på infiltrasjon fra overflaten som gunstig for flomdempingseffekten fordi grunnvann bruker lengre tid på å strømme ut i elva enn overflatevann.

Modelleringen av dagens, gamle flomverk viser at grunnvannstrykket i akviferen påvirkes lite. Det er kun under flomvollen at trykket øker (Figur 4-25). Dette er naturlig da filterduken som er modellert

inn i modellen vil presse vannet ned. Der grunnvann møter hindringer vil trykket bygge seg opp (Schwartz et. al, 2003). Vannet vil da ta en lengre vei under flomverket slik at trykkgradienten mellom elv og grunnvann minimeres. Dette er ønskelig for å unngå svekkelse av flomverket (NVE, 2021). Modellen forutsetter at dagens flomverk fungerer, noe det ikke gjør i praksis. Men modellen viser fordeler med en lang akvifer der lagringskapasiteten er større. Det viktigste funnet fra modellen er at grunnvannstrømningen til elva er størst 4 dager etter flomtopp. Den økte strømningen mot elva etter flomtopp viser samme mønster resultatene fra Glomma (Colleuille et. al, 2004). Årsaken kan være at det forekommer grunnvann fra flomhendelsen som fortsatt er lagret i akviferen. Økt vannstand i elva vil i noen tilfeller stoppe grunnvannstrømningen mot elva (Colleuille et. al, 2004). Når vannstand i elva senkes, vil overskuddsvannet fra akviferen strømme tilbake på grunn av nyopprettet hydraulisk gradient mellom grunnvann og elv. Konklusjonen fra Colleuille et. al (2004) er at dette mønsteret er en flomdempende mekanisme.

Det var ikke mulig å se forskjeller mellom tidsfaktoren på responsen i grunnvannstrykket mellom scenarioene. Men tilbakestrømningen til elva for scenarioet med gammel flomvoll var tydelig. For akviferen bak den tilbaketrunkne flomvollen økte grunnvannstrykket mest under kulminasjonsvannføring i elva. Det er større sannsynlighet for overflatevann bak den tilbaketrunkne flomvollen som følger av økt hydraulisk trykknivå like bak flomverket. Derimot vil en dreneringskanal bak flomverket kunne løse dette problemet om det inntreffer. Det er viktig å påpeke at modellen er en generell framstilling av virkeligheten. MODFLOW-modellen tar kun hensyn til strømning i 2D fra et tverrsnitt av grunnvannssonen. Grundigere feltundersøkelser kan gi data til en mer sofistikert og realistisk modell.

5.4 Tilbaketrunket flomvoll som naturbasert løsning

En av vår tids største utfordringer er klimautfordringene. Et sentralt element for å unngå forverring av situasjonen er å minimere utbygging av natur. Naturbaserte tiltak (NBS) er et kompromiss mellom utbygging og sikring mot naturfarer. Innledningsvis ble det påpekt at det foreligger lite kvantifisert data på effekten av naturbaserte løsninger (Hagen, 2020). Strengt tatt er ikke en ny flomvoll et perfekt naturbasert tiltak, da det fordrer inngrep i naturen. Utforming av flomvoll kan skape kompromisser mellom visuelt flotte sikringsverk og funksjon, selv om det er et naturinngrep. Om flomvoll i det hele tatt er nødvendig er også et spørsmål som dukker opp når resultatene analyseres.

Undersøkelsene i oppgaven har metodiske begrensninger, som gjør det vanskelig å konkludere med hvilke tiltak som er best egnet. En tilbaketrunket flomvoll har fordeler da både erosjonspotensialet minker, og den naturlige flomskogen tilbakeføres, som er et bra naturbasert tiltak. Men den nye,

tilbaketrukne flomvollen kommer også i konflikt med dyrket mark. Det er forståelig at slike inngrep er konfliktskapende mellom bønder og utbygger. Samtidig er trenden de siste 100 år at stadig mer jordbruksaktivitet langs Gausa har tvunget elva inn i trange elveløp (Hagen, 2020). Derfor vil kostnaden for en elv som får utfolde seg fort havne på bønder og annen infrastruktur nær elva. Det blir spennende å se hva som blir resultatet hvis den nye flomvollen bygges og om det blir en helhetlig løsning som både natur og lokalbefolkning vil tjene på.

6. Konklusjon

De viktigste funnene i oppgaven er oppsummert i dette kapittelet. Det er forsøkt å svare på problemstillingene som ble drøftet innledningsvis.

- *Estimere endringer i erosjonspotensiale fra Gausa og ut i Gudbrandsdalslågen basert på ny flomvoll sør for eksisterende flomvoll.*
- *Hvordan er tidsresponsen på grunnvannsnivået under flomvoll under flomhendelser i Gausa.*
- *Hvilken effekt har tilbaketrasket flomvoll totalt sett under flomhendelser i Gausa tilsvarende 2013-flommen.*

Modellering med HEC-RAS viser at ny, tilbaketrasket flomvoll gir en markant nedgang i hastighet og skjærspenninger ved Moringen. Dette betyr at erosjonspotensialet avtar markant. Dette gjelder både for 200-års flommer og for 2013-flommen. Spesielt for 200-årsflommer er nedgangen stor og viser nesten en halvering av skjærspenningen i elveløpet. En svakhet med modellen er at den bruker diffusjonslikningen, som ikke gir like presise verdier som full-momentum likningen.

Ruhetskoeffisienten påvirker kun hastighet og skjærspenninger i flomskogen. Her viser resultatene også en nedgang, men ikke like stor som i hovedelveløpet. En annen ruhetskoeffisient i modellen vil kunne gi andre strømningshastigheter og skjærspenninger under flommen. HEC-RAS viser at det forekommer en oppstuvning av vann før Storebrua. Dette hever vannstanden oppstrøms, som forespeilet i tidligere modellstudier.

Det er påvist god kontakt mellom elv og grunnvann ved å logge grunnvannsfluktasjoner og sammenlikne de med vannføringen i Gausa. Det er også påvist i MODFLOW at modelleringen av dagens, gamle flomverk under kulminasjonsvannføring medfører økt grunnvannstrykk under flomverk og i akviferen. Dette skjer momentant når elva stiger. Grunnvannstrykket øker ikke nok til at overflatevann bak flomverk er sannsynlig. Grunnvannstrømningen tilbake til elva gjenopptar mindre enn ett døgn etter flomhendelser og viser samtidig at grunnvannssonen bak den gamle flomvollen lagrer ellevann midlertidig under flomhendelser. Dette er i andre studier påvist å være en flomdempende mekanisme.

Den nye, tilbaketrakne flomvollen gir mindre lagringskapasitet i akviferen, og viser et høyere hydraulisk grunnvannstrykk sammenliknet med dagens scenario. Tidsaspektet er det samme som for scenarioet med dagens, gamle flomvoll, og normal situasjon med strømning sørfra til elva gjenopptar innen ett døgn etter flommen. Mindre lagringskapasitet for akviferen bak den nye flomvollen kan gi flomsletten på Jorekstad en lavere flomdempingseffekt under flomhendelser. Derimot er flomdempingseffekten av oversvømmet flomskog ikke analysert. Infiltrasjonshastigheten i flomskogen viser at det tar 10 timer å fylle opp den umettede grunnvannssonen. Dette vil under

flomhendelser skape en situasjon med både økning i grunnvannstrykk når elva stiger, samtidig som overflatevann infiltreres. Dette gjør det vanskelig å sammenlikne flomdempingspotensialet mellom scenarioene. I hvor stor grad flomdempingseffekten til akviferen i flomskogen fortsatt er gjeldende hvis den nye, tilbaketrukne flomvollen bygges, er det store spørsmålet. Det vites heller ikke nok om vekselvirkninger som forekommer mellom elv og grunnvann langs Gausa til å si at modellen i MODLFOW er representativ for hele området.

7. Forslag til videre arbeid

Denne oppgaven har belyst mange interessante problemstillinger. Nok til å flere selvstendige forskningsprosjekter. Noen momenter som burde undersøkes grundigere for å svare bedre på problemstillingene i denne oppgaven er beskrevet her.

- Mindre hastighet og lavere skjærspenning i Gausa betyr at sedimenter vil avsettes i elva. En morfologisk evaluering av elvebunnen kan si mer om potensialet for sedimenttransport ut i Lågen basert på eksisterende bunnforhold, og i hvor stor grad lavere skjærspenning minimerer erosjonspotensialet.
- Digitale terrengbilder av elvebunnen der Gausa renner ut i Lågen vitner om store mengder avsatt masse. En forlengelse av HEC-RAS modellen inn i Lågen kan gi mer informasjon om hvordan tilbaketrukket flomvoll på Jorekstad påvirker erosjon og sedimenttransport i Lågen.
- MODFLOW-modellen vil kunne bygges ut hvis mer kunnskap om grunnen innhentes. Spesielt dybden på akviferen kan ha mye å si for grunnvannsstrømningen. En heterogen modell der laggrenser med forskjellig hydraulisk ledningsevne implementeres vil gi en mer realistisk utviklingen i hydraulisk trykk under flomhendelser.
- Det er sannsynligvis vekselvirkninger mellom strømning til og fra elva på Jorekstad. En grundigere undersøkelse av hvilke områder dette gjelder vil skape økt forståelse for interaksjonen mellom Gausa og grunnvannet.

Referanseliste

- Blott, S. og Pye, K. (2001). *Gradistat: A grains size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments*. *Earth Surface, Processes and Landforms*, 2001 (26), s. 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Brunner, G. W. (2020). *HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual*. Version 6.0 Beta. https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/documentation/HEC-RAS_6.0_ReferenceManual.pdf
- Cheong, J. Y., Hamm, S. Y., Kim, H. S., Ko, E. J., Yang, K., og Lee, J. H. (2008). *Estimating hydraulic conductivity using grain-size analyses, aquifer tests, and numerical modeling in a riverside alluvial system in South Korea*. *Hydrogeology Journal*, 16(6), 1129.
- Colleuille, H., Wong, W. K. og Dimakis, P. (2004). *Elv og grunnvann: Analyse av interaksjon mellom et grunnvannsmagasin og Glomma på Rena, Hedmark (002.Z)*. Rapport nr. 3-2004.
- Dr. Blasy - Dr. Øverland. (2017). *Hydrauliske Beregninger i Gudbrandsdalslågen*. Rapport 18.05.2017 ea-NVE-010.01/he.
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology*. 4. utgave. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice-Hall. s. 598.
- Hagen, V. (2020). *Framtidig flomforvaltning i Gudbrandsdalen; Naturbasert eller infrastrukturbasert?* Nord Universitet.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A. og Ådlandsvik, B. (2015). *Klima i Norge 2100; Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015*. NCCS report no. 2/2015. https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/rapporter-og-publikasjoner/_attachment/6616?_ts=14ff3d4eeb8
- Harbaugh, A.W. (2005). *Modflow-2005, The U. S. Geological survey modular ground-water model - the ground-water flow process*. Virginia: U. S. Geological Survey.
- Hartmann, T., Slavikova, L., og McCarthy, S. (2019). *Nature-based Flood Risk Management on Private Land*. Springer, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-23842-1>
- Hendriks, M. (2010). *Introduction to Physical Hydrology*. Oxford University Press.

- Innlandet Fylkeskommune (2018a). *Regionalplan for Gudbrandsdalslågen med sidevassdrag*.
<https://innlandetfylke.no/f/p1/ib8fff23e-54a2-48f9-80a5-932b0efba4df/regional-plan-for-gudbrandsdalslagen-med-sidevassdrag.pdf>
- Innlandet Fylkeskommune (2018b). *Kunnskapsgrunnlag Lågenplanen – Regional plan for Gudbrandsdalslågen med sidevassdrag*. <https://innlandetfylke.no/f/p1/iec2f252c-52ce-47aa-9518-16969f6012a7/regional-plan-for-gudbrandsdalskaen-med-sidevassdrag-kunnskapsgrunnlag.pdf>
- Ishaku, J. M., Gadzama, E. W., og Kaigama, U. (2011). *Evaluation of empirical formulae for the determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis*. Journal of Geology and Mining Research Vol. 3(4) s. 105-113.
https://www.researchgate.net/publication/315481728_Evaluation_of_empirical_formulae_for_the_determination_of_hydraulic_conductivity_based_on_grain-size_analysis
- Kondolf, M. (1997). *Hungry water: Effects of Dams and Gravel Mining on River Channels*. Environmental Management Vol. 21, No. 4, s. 533–551.
- Lawrence, D. (2016). *Klimaendringer og framtidige flommer i Norge*. Rapport nr. 81-2016.
http://publikasjoner.nve.no/rapport/2016/rapport2016_81.pdf
- Leine, A.L. (2015). *Flomberegning for Gudbrandsdalsvassdraget (002.DZ)*. Rapport nr. 127-2015.
https://publikasjoner.nve.no/rapport/2015/rapport2015_127.pdf
- Martinez, M., Gagnano, C., Gottardi, G., Marchi, M., Tonni, L. og Rosso, A. (2016). *Analysis of underseepage phenomena of Po River embankments*. Science Direct, Procedia Engineering 158.
- Nevina. (2021). *Aulestad målestasjon*. <https://nevina.nve.no/> (Online; besøkt mars 2021).
- NGU. (2020). *Granada – Nasjonal Grunnvannsdatabase*. http://geo.ngu.no/kart/granada_mobil/. (Online; besøkt november 2020).
- Norem, H., og Sellevold, J. (2016). *Overvannshåndtering og drenering for veg og jernbane*. NVE Rapport nr. 28 – 2016. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2016/rapport2016_28.pdf
- Norsk Klimaservicesenter. (2021). *Sætherhaugen*. <https://seklima.met.no/observations/>. (Online; besøkt januar 2021).
- NVE. (2021). *Sikringshåndboka; Flomvoll – prosjektering*. <https://www.nve.no/moduler/modul-f2-301-flomvoll-prosjektering/>. (Online; besøkt april 2021).

- NVE. (2020). *Grunn- og Markvann*. <https://www.nve.no/hydrologi/grunn-og-markvann/?ref=mainmenu>. (Online; besøkt mai 2021).
- NVE. (2015). *Data I HYDRA II databasen*. <https://www.nve.no/hydrologi/hydrologiske-data/historiske-data/data-i-hydra-ii-databasen/>. (Online; besøkt mai 2021).
- Olsen, L. (2008). *Kvartære avsetninger i Lillehammer Kommune*. Norges Geologiske Undersøkelser. Rapport nr: 2008.031. https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2008/2008_031.pdf
- Olsen, M. (2020). *Flytting av flomvoll ved Gausa, Innlandet Fylkeskommune*. Publisert ved Nasjonalt Restaureringsseminar 11.09.2020. <https://vannforeningen.no/wp-content/uploads/2020/09/3.3-Flytting-av-flomvoll-ved-Gausa-Mari-Olsen-Innlandet-FK.pdf>
- Pap, M. og Mahler, A. (2019). *Comparison of different empirical correlations to estimate permeability coefficient quaternary danube soils*. Periodica Polytechnica Civil Engineering, 2019 (63), s. 25–29. <https://doi.org/10.3311/PPci.13108>
- Ramberg, I. Bryhni, I. Rangnes, K. og Nøttvedt, A. (2013). *Landet blir til – Norges geologi. 2. utg.* Trondheim; Norsk Geologisk Forening.
- Reinemo, P. (2015). *Flom-og vannlinjeberegning, Fyrverkerilager i Follebu*. Rapport 602578-01. <https://docplayer.me/59834241-Areal-as-flom-og-vannlinjeberegning-fyrverkerilager-i-follebu.html>
- Roald, L. (2021). *Floods in Norway*. Rapport nr. 1-2021. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2021/rapport2021_01.pdf
- Sahu, S. og Saha, D. (2016). *Empirical Methods and Estimation of Hydraulic Conductivity of Fluvial Aquifers*. Environmental and Engineering Geoscience 2016; 22 (4): 319–340. doi: <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.22.4.319>
- Schwartz, F. og Zhang, H. (2003). *Fundamentals of groundwater*. John Wiley & Sons, Inc.
- Senorge.no. (2021). *Kise Grunnvannstasjon*. <http://www.senorge.no/index.html?p=senorgeny&st=water>. (Online; besøkt 29. januar 2021).
- Sensors & Software. (2021). *PulsEkko Specifications*. <https://www.sensoft.ca/products/pulseekkopro/specification/>. (Online; besøkt februar 2021).
- Siosemarde, M., og Nodehi, D. (2014). *Review of Empirical Equations of Estimating Saturated Hydraulic Conductivity Based on Soil Grain Size Distribution*. J. Appl. Environ. Biol. Sci., 4(1s) s.

11-14.

[https://www.textroad.com/pdf/JAEBS/J.%20Appl.%20Environ.%20Biol.%20Sci.,%204\(1s\)11-14,%202014.pdf](https://www.textroad.com/pdf/JAEBS/J.%20Appl.%20Environ.%20Biol.%20Sci.,%204(1s)11-14,%202014.pdf)

Solheim, E. B., French, H. K., & Braskerud, B. C. (2017). *Måling av infiltrasjon fra overflaten for bruk av åpen LOD i praksis*. Fagfelleverderte artikler.

Steinholt, I. (2019). *Identifisering og modellering av masseførende vassdrag ved hjelp av HEC-RAS og LiDAR-data*. Universitetet i Oslo.

Winston, R. B. (2019). *ModelMuse version 4—A graphical user interface for MODFLOW 6*: U.S. Geological Survey Scientific Investigations. Report 2019–5036, s. 10.
<https://doi.org/10.3133/sir20195036>.

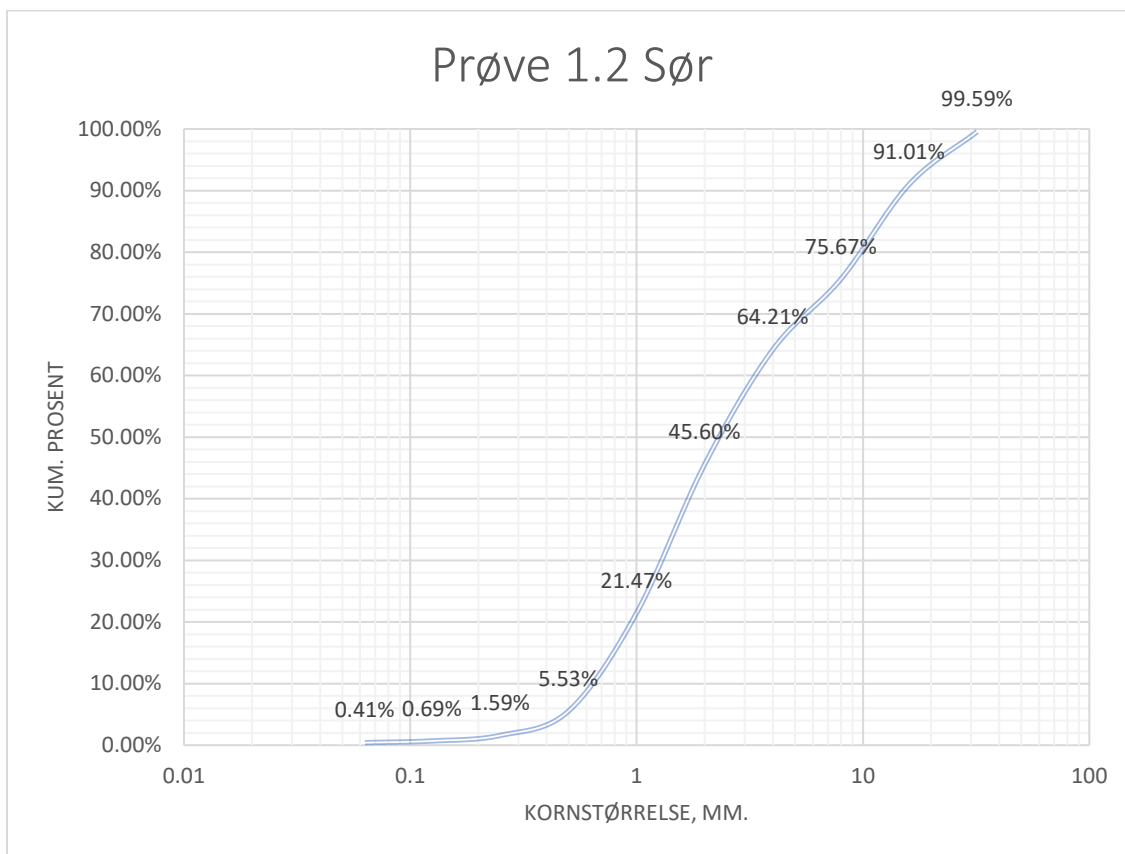
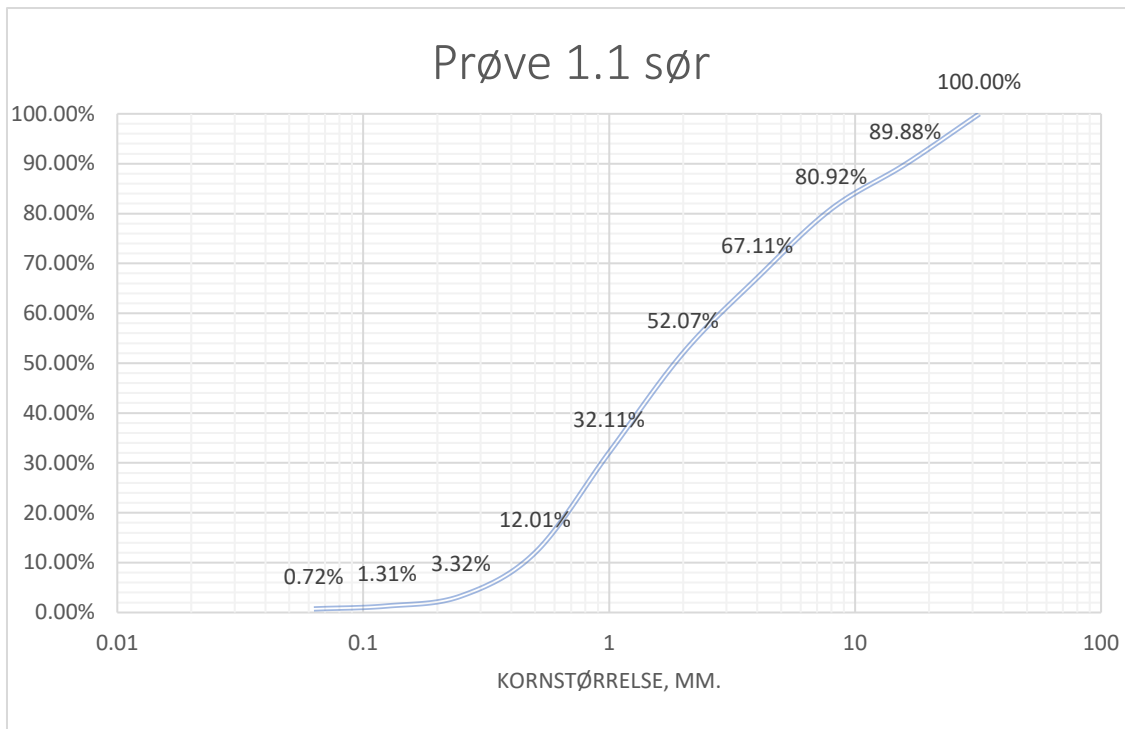
Winter, T. C., Harvey, J. W., Franke, O. L., og Alley, W. M. (1998). *Ground water and surface water: a single resource* (Vol. 1139). US geological Survey.

Vedlegg A: Kornfordelingsanalyser og permeabilitetsverdier

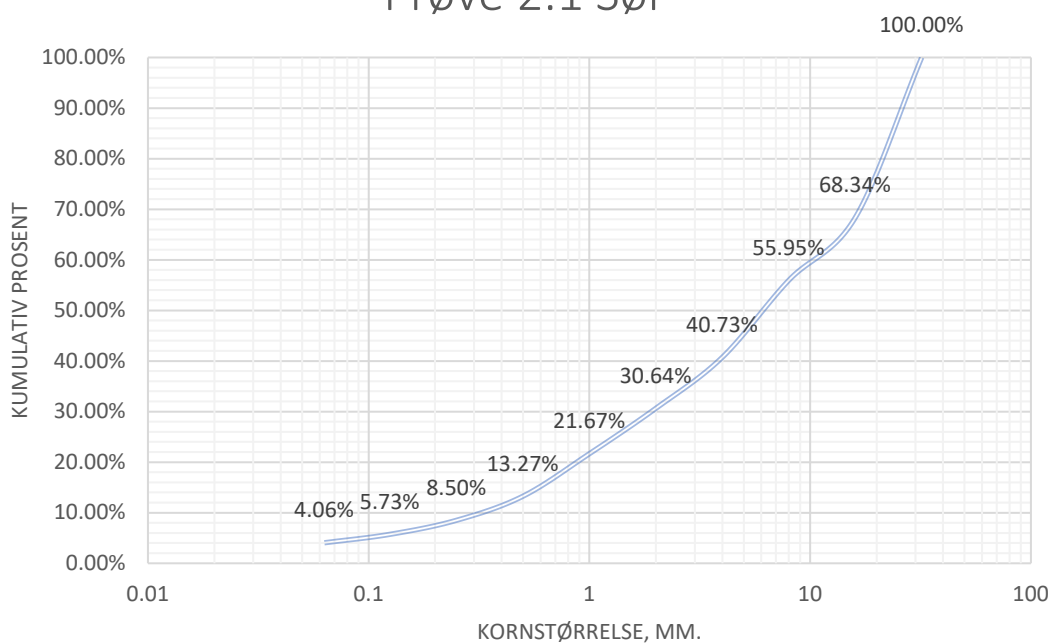
Kornfordelingsanalysene er innhentet nord og sør for Gausa. Nord er gjenkjennbart i oppgaven som «POS» og sør er «LOK». Oversikt over lokaliteter kan sees i figur Figur 3-1.

Permeabilitetsverdier fra kornfordelingsanalyser og foretrukken metode. Grønn tekst er prøver fra grunnvannsbrønnenes plassering.

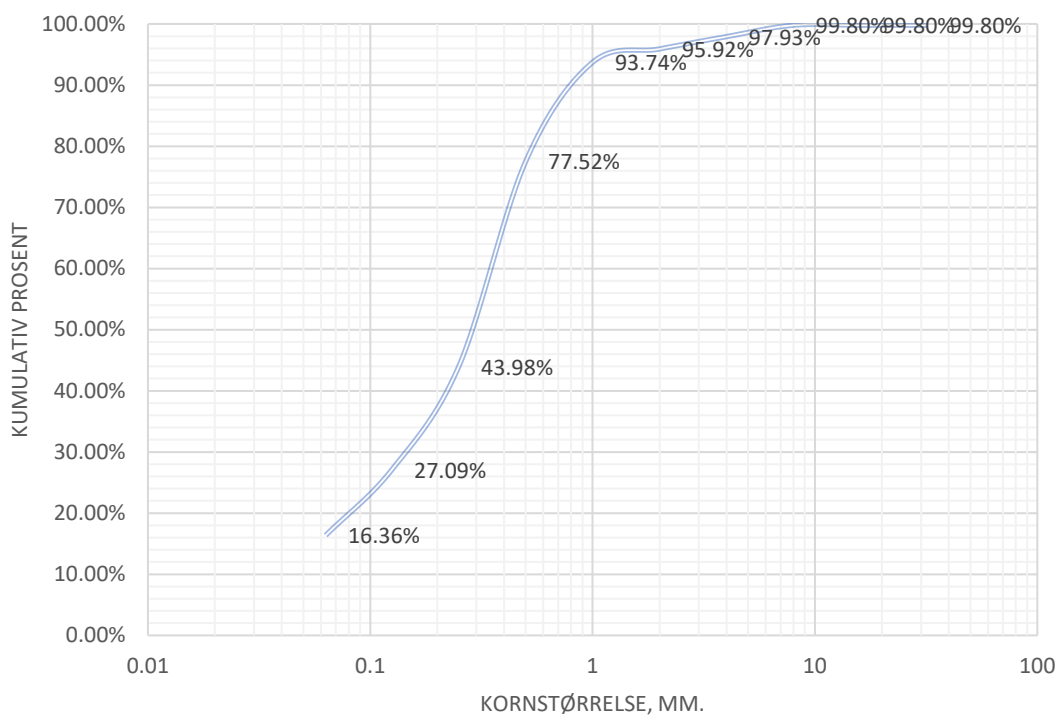
Lokasjon	Hazen (m/s)	Breyer (m/s)
1.1 Sør		1.13E-02
1.2 Sør		3.46E-02
2.1 Sør		5.31E-03
2.2 Sør		2.97E-05
2.3 Sør		4.75E-05
3.1 Sør	8.59E-06	
3.2 Sør		9.28E-05
3.3 Sør		8.64E-06
3.4 Sør		1.09E-05
4.1 Sør		2.91E-05
4.2 Sør		2.18E-05
4.3 Sør		5.62E-06
5.1 Sør	5.30E-05	
6.1 Sør	9.24E-05	
7.1 Sør	7.1E-05	
1.1 Nord		1.28E-05
1.2 Nord		4.09E-02
2.1 Nord	4.42E-05	
2.2 Nord		3.77E-05
3.1 Nord	7.41E-05	
4.1 Nord	2.39E-04	

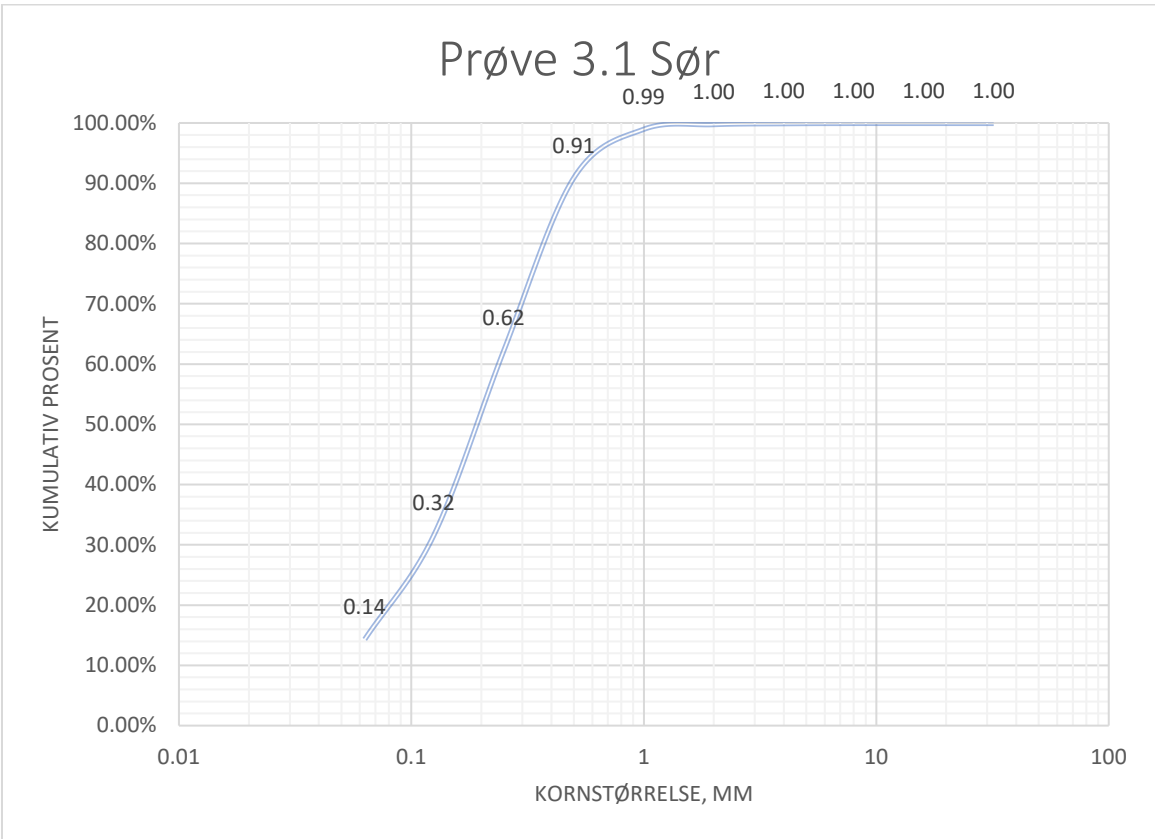
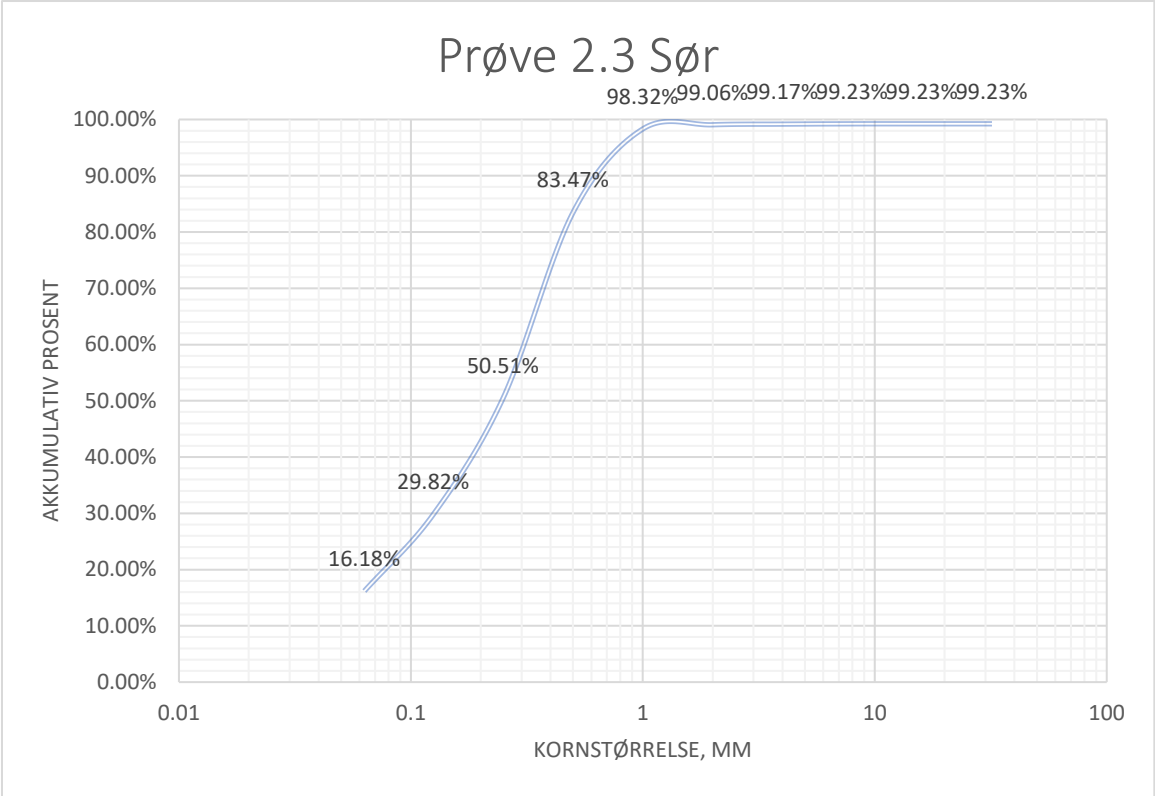


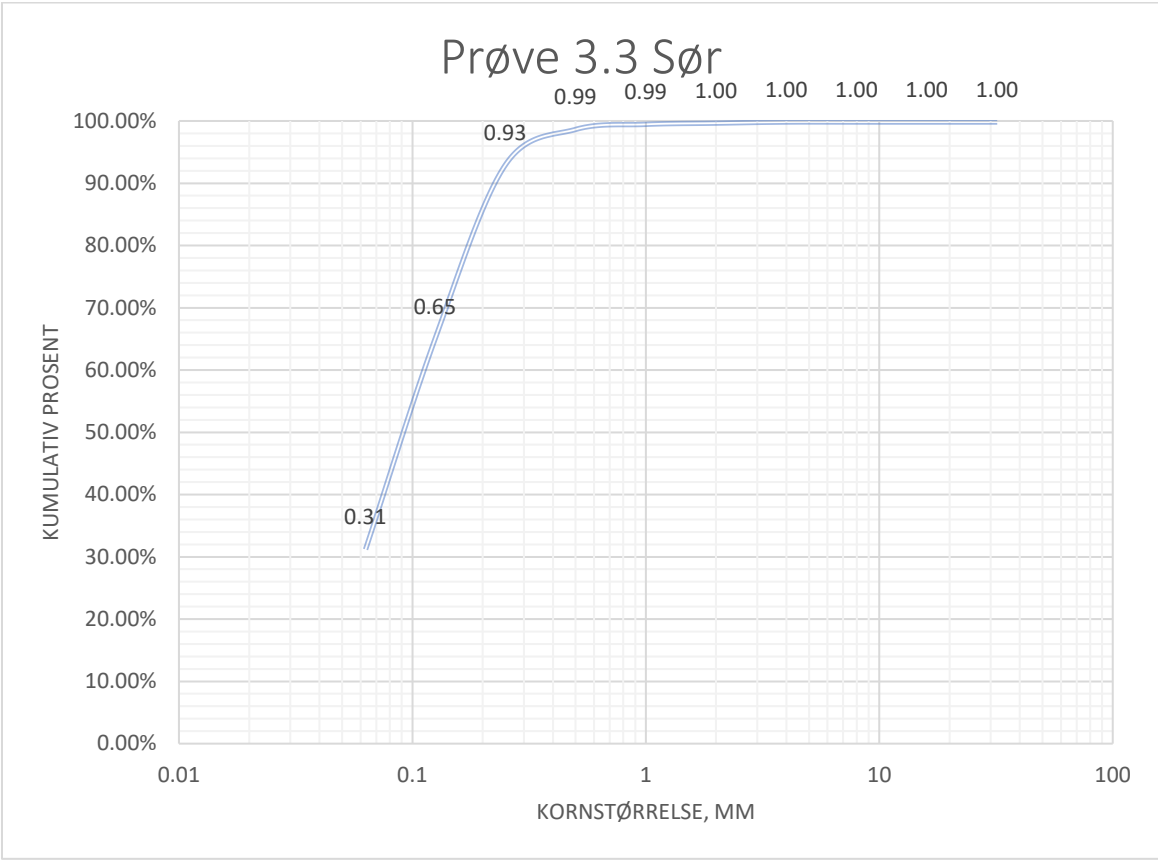
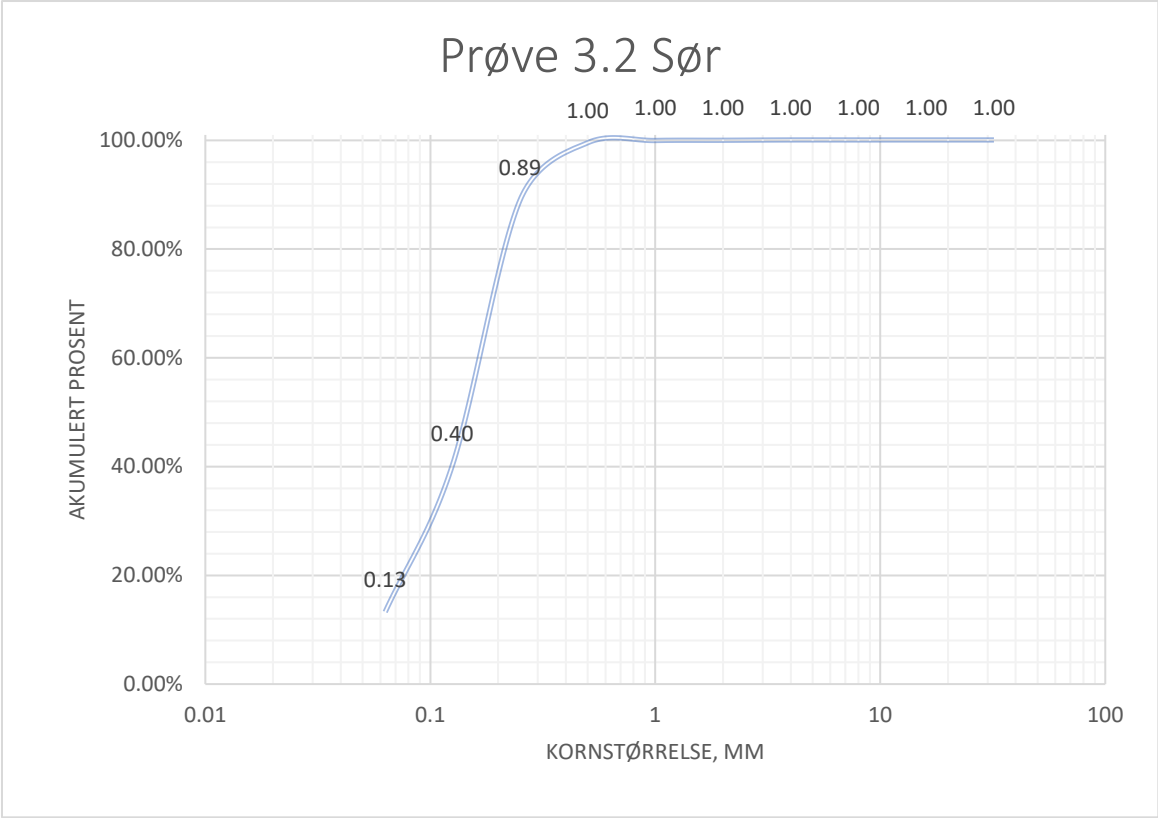
Prøve 2.1 Sør

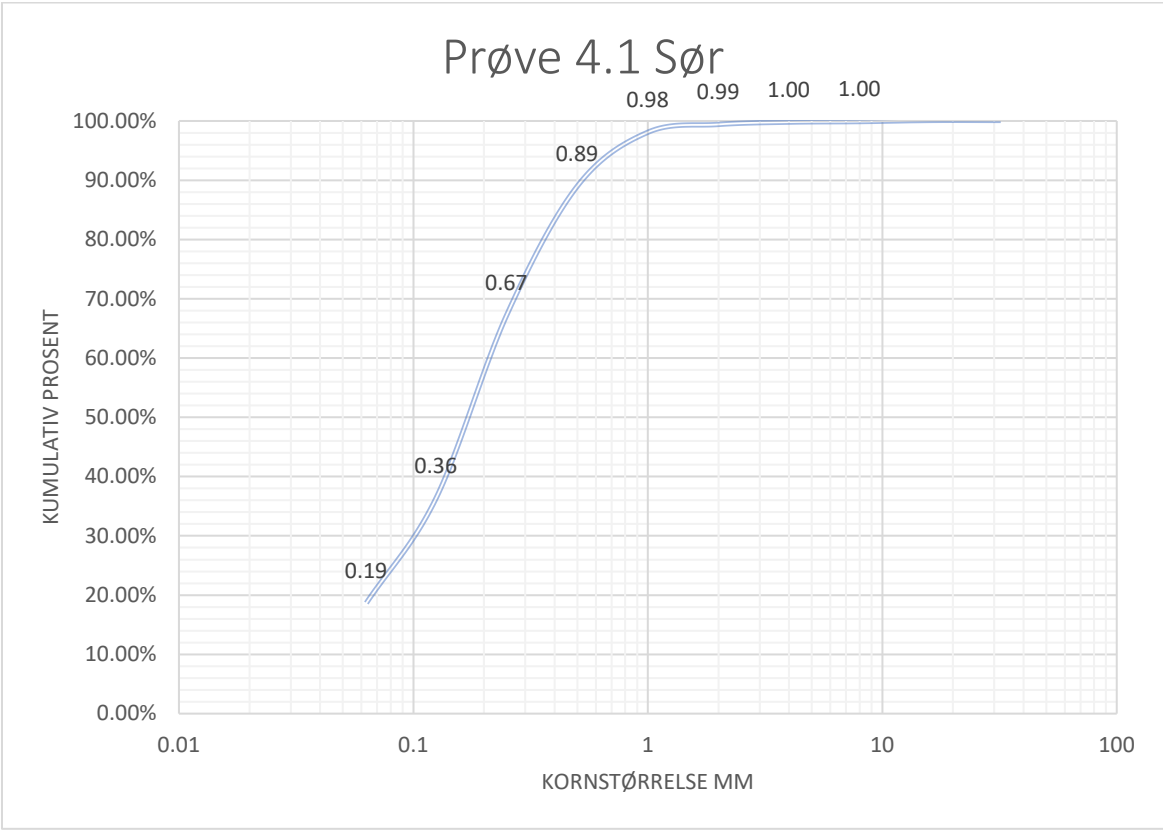
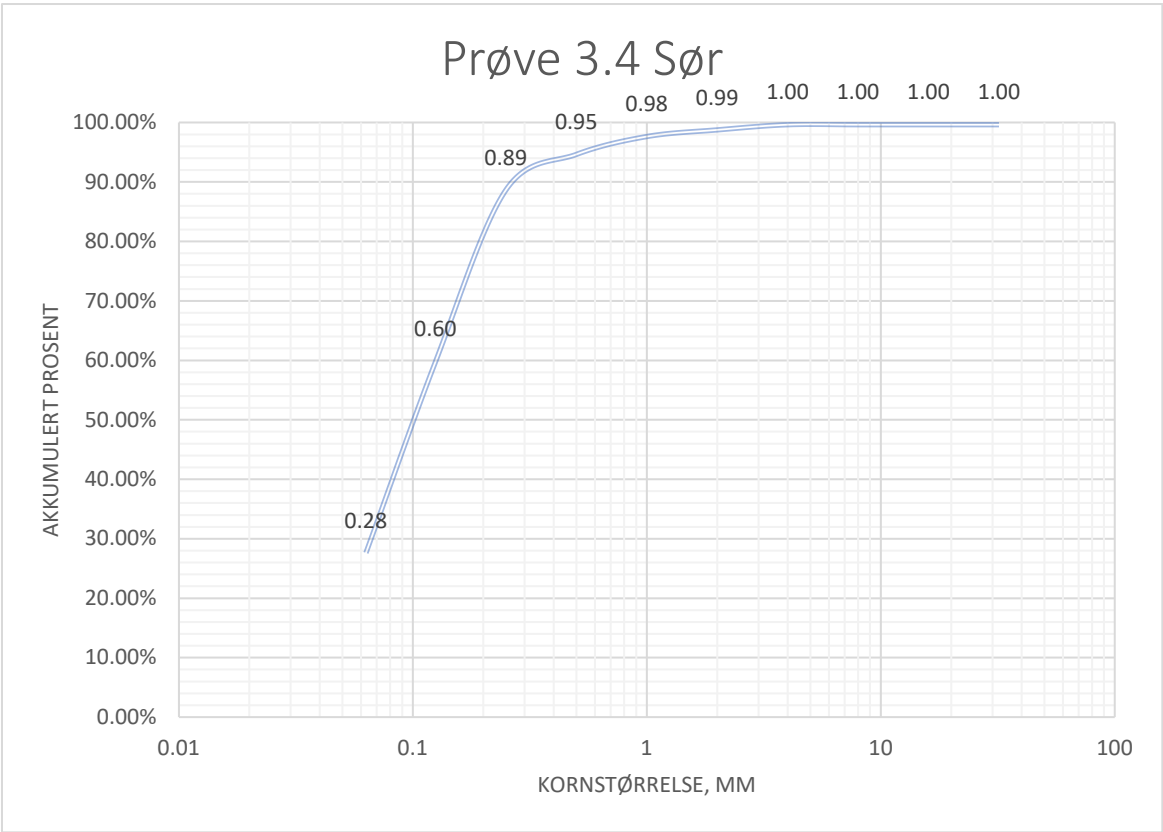


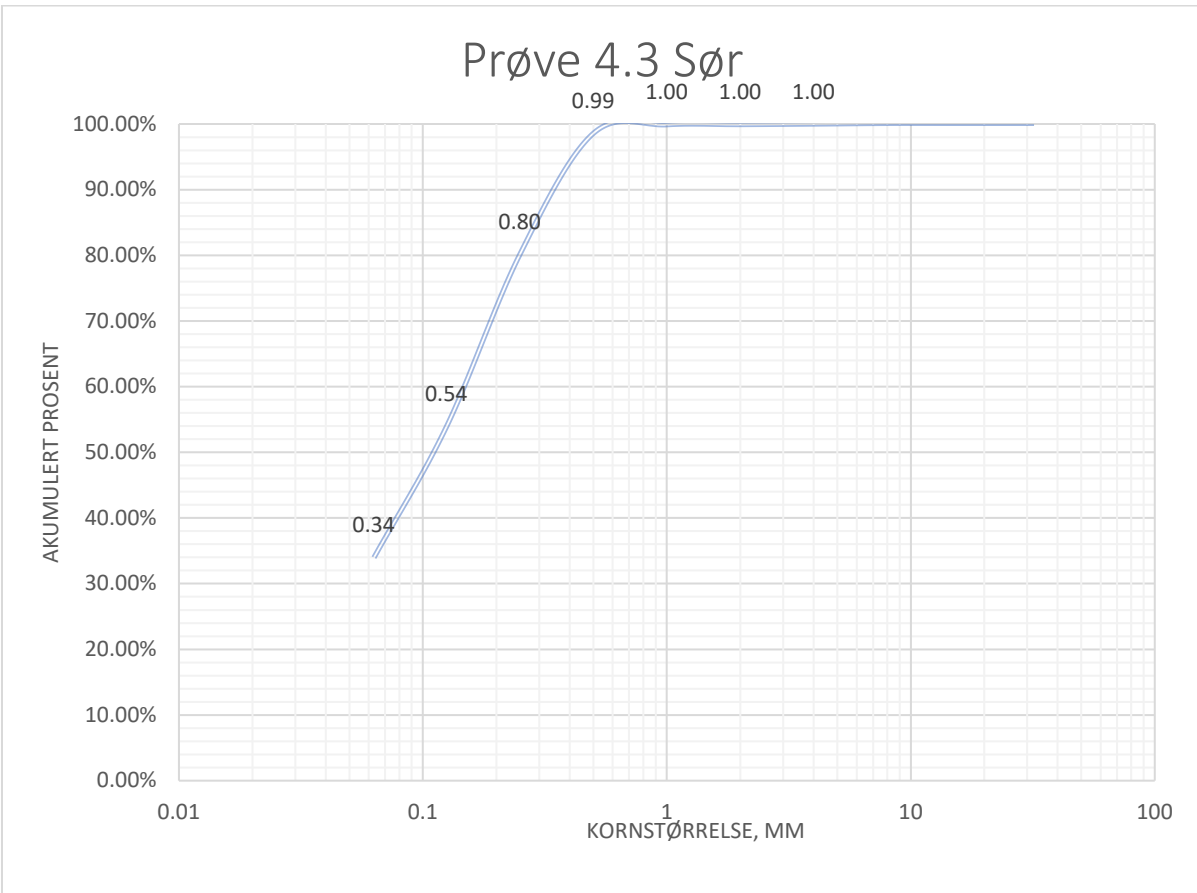
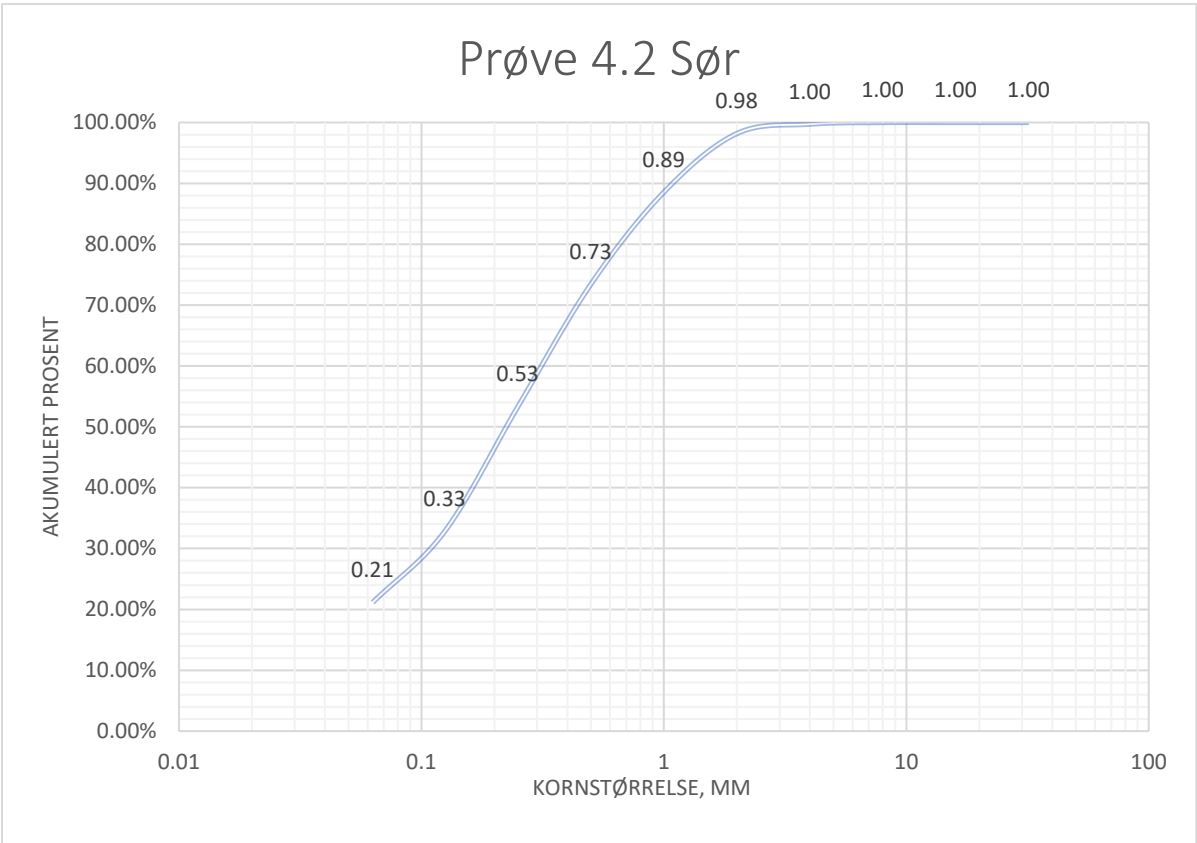
Prøve 2.2 Sør

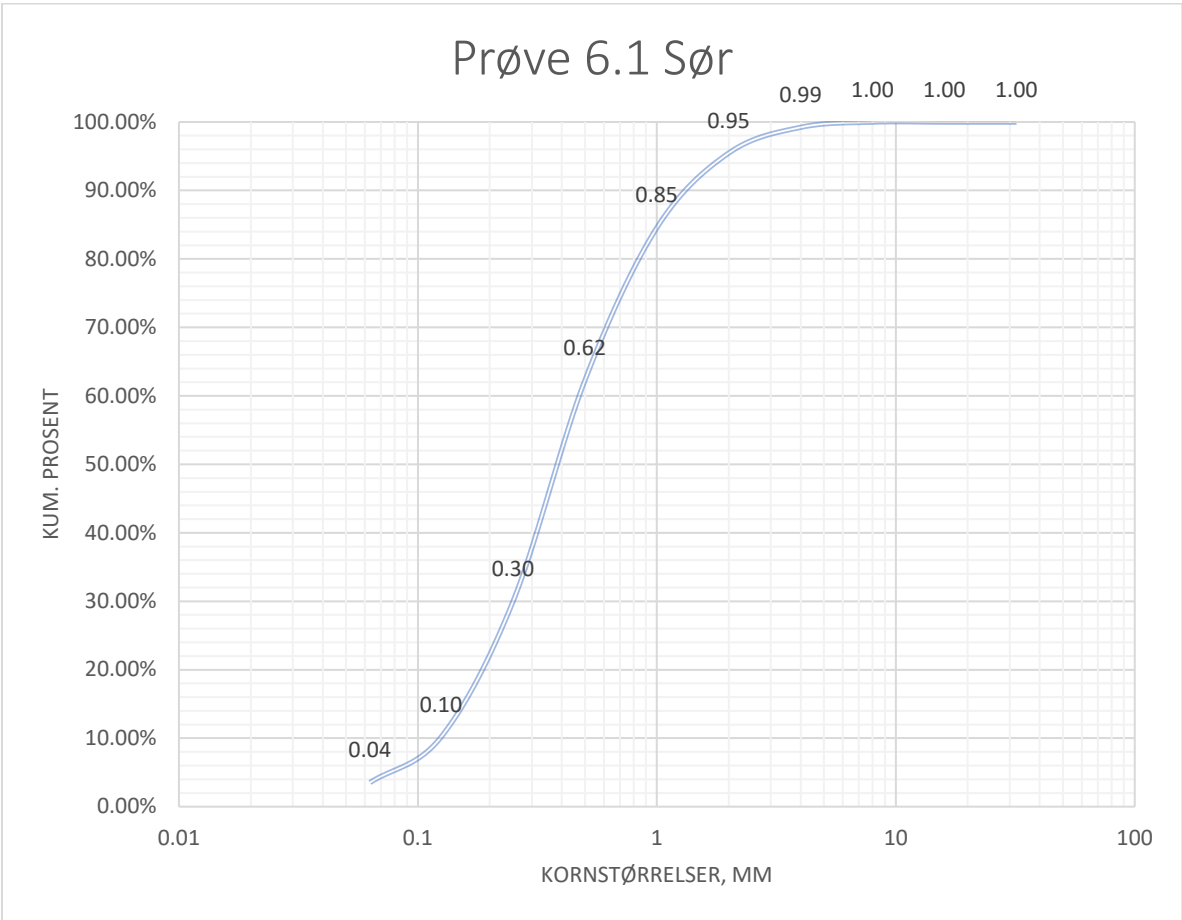
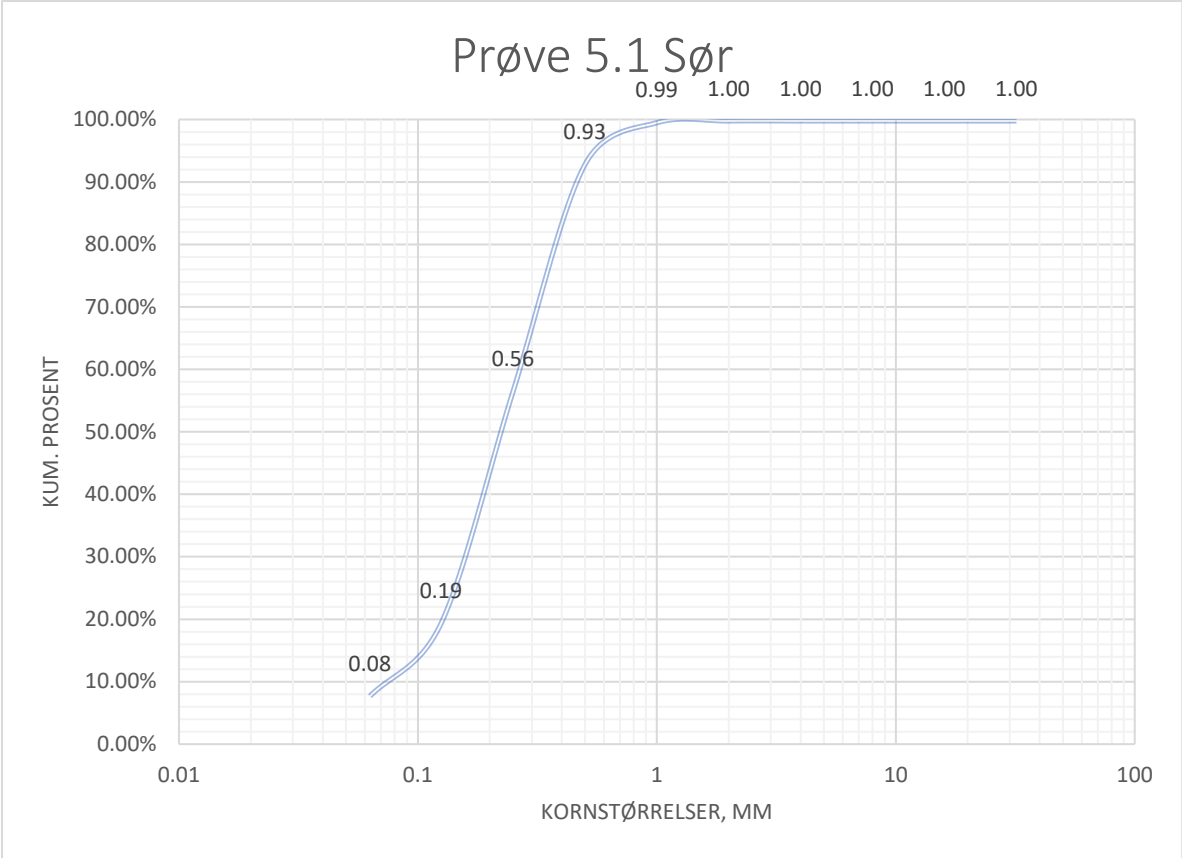


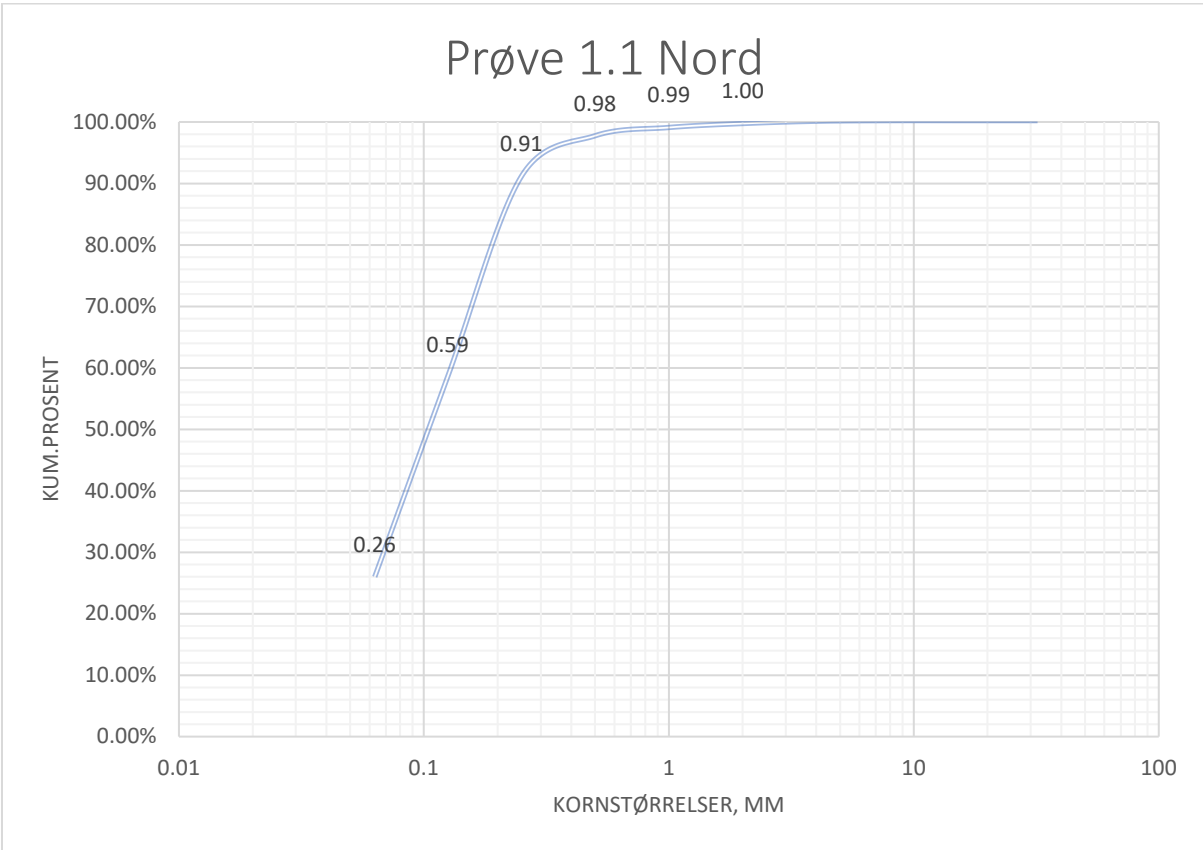
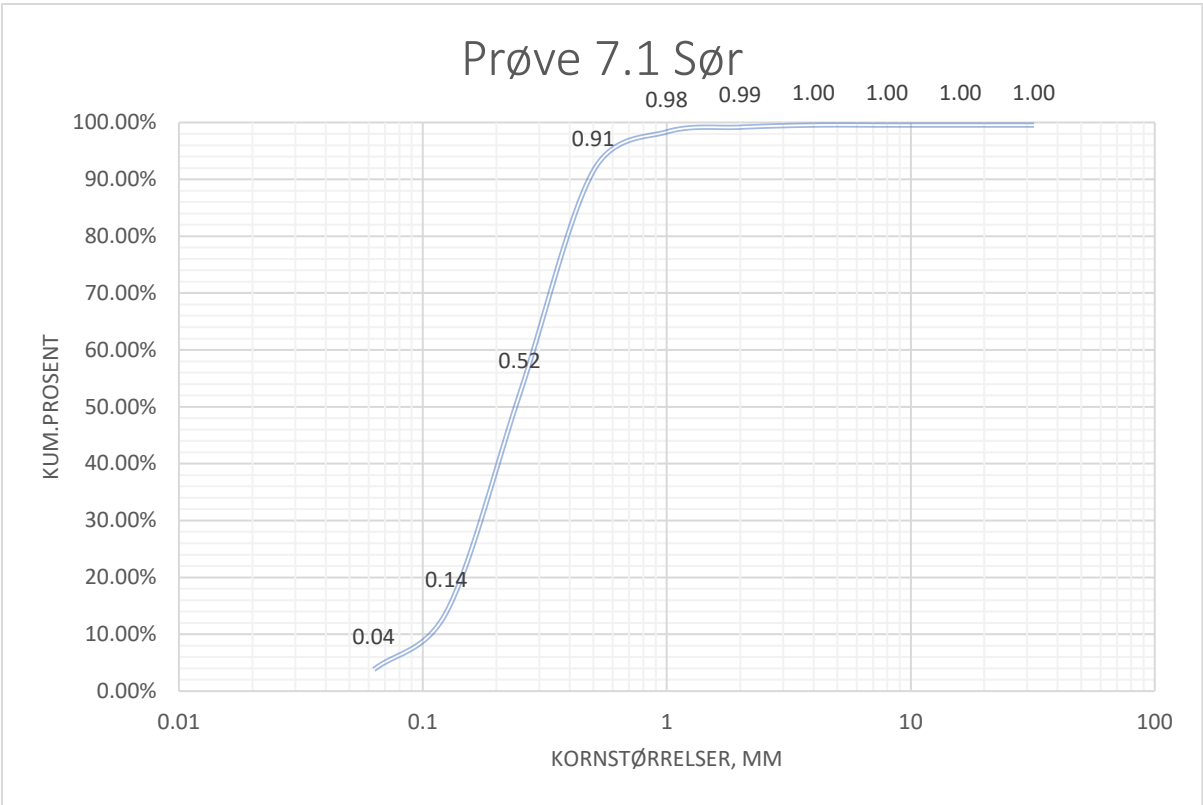




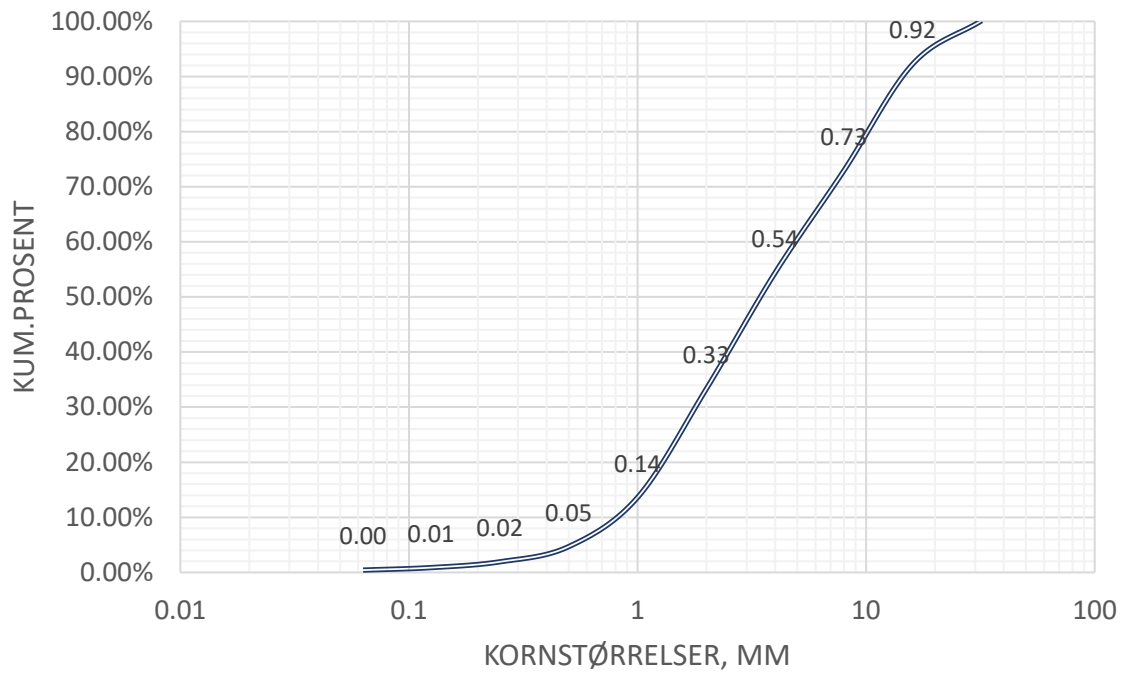




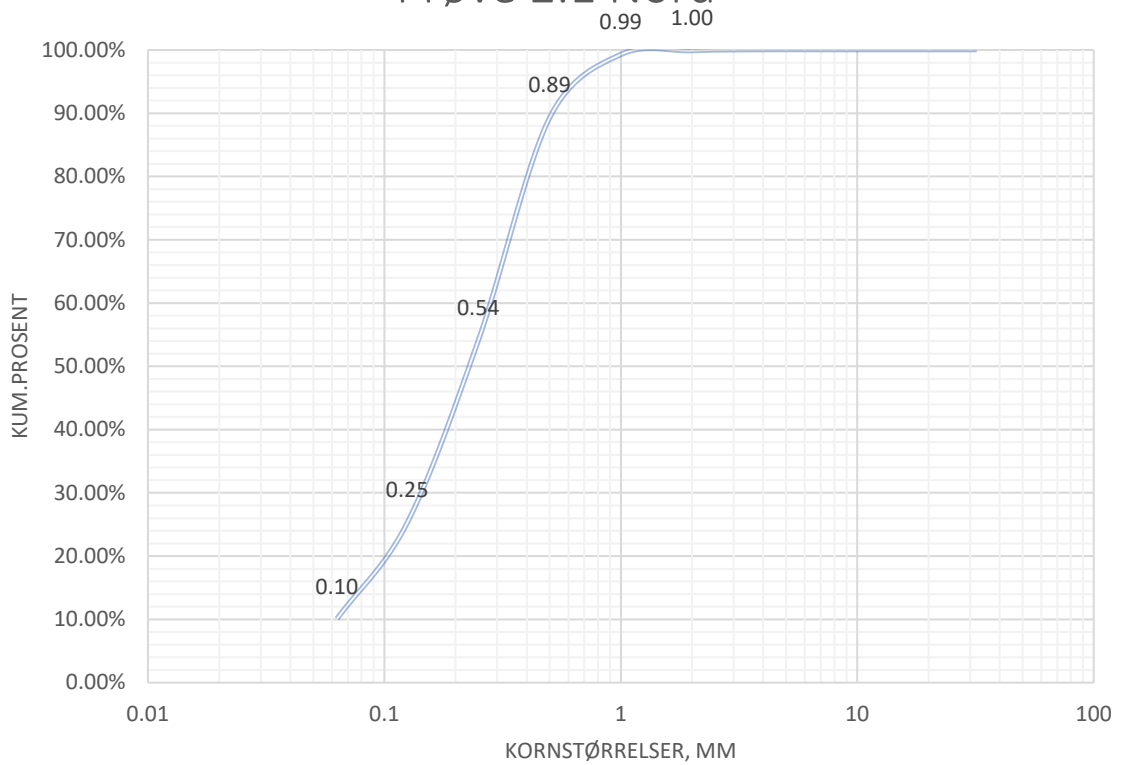


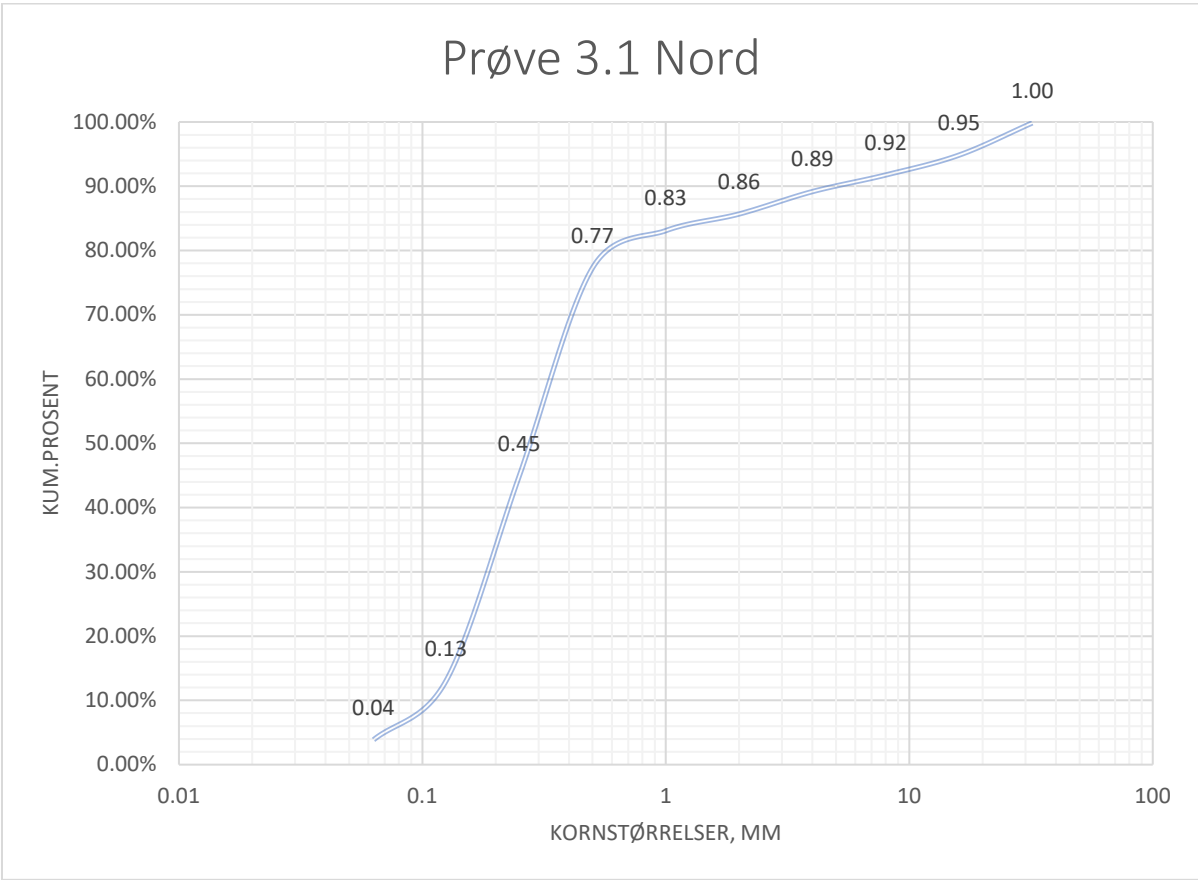
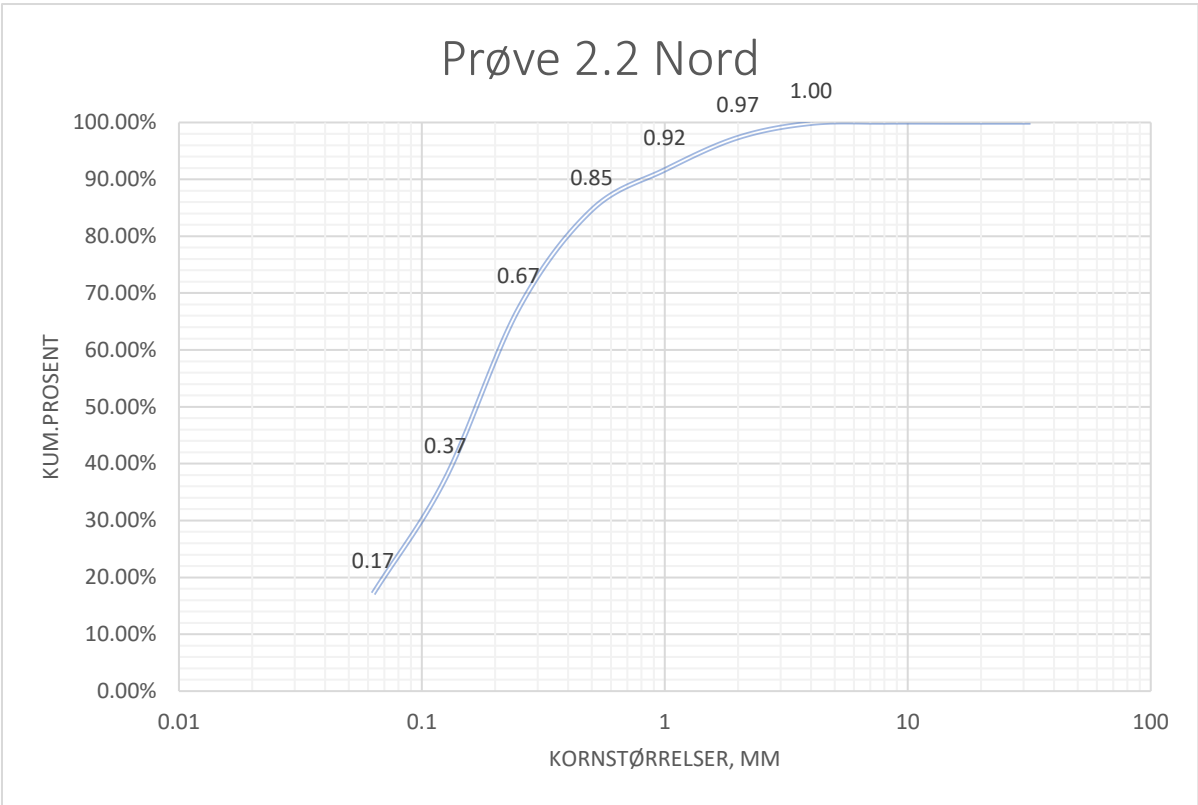


Prøve 1.2 Nord

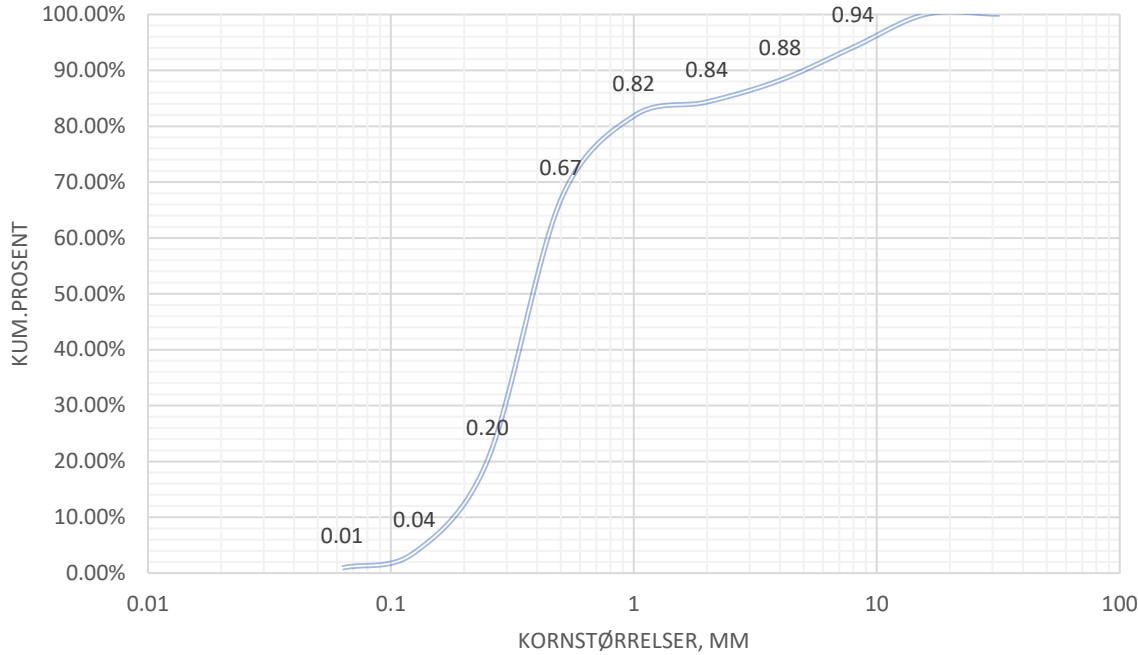


Prøve 2.1 Nord



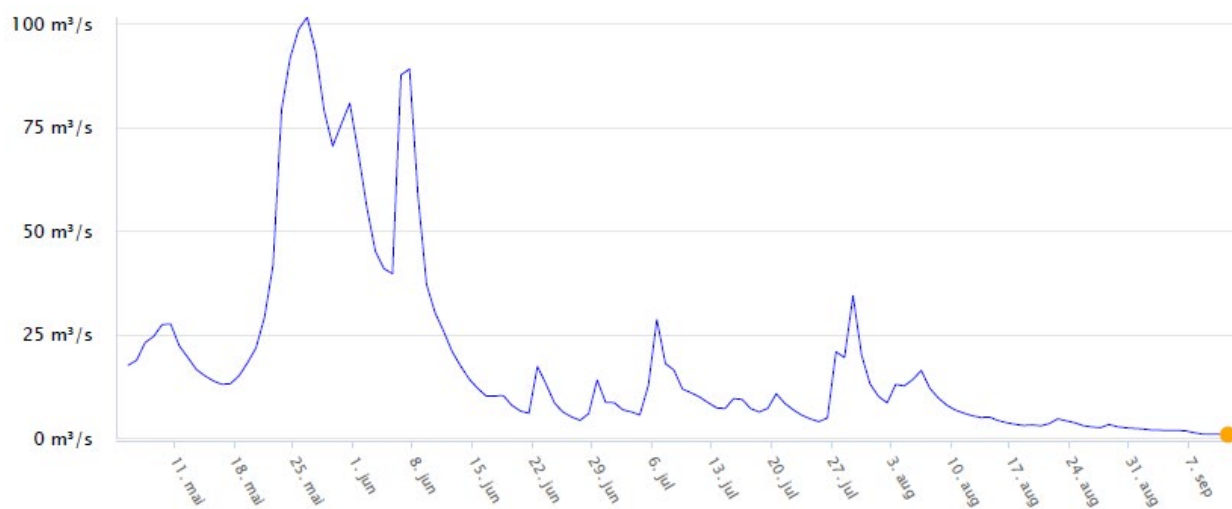


Prøve 4.1 Nord

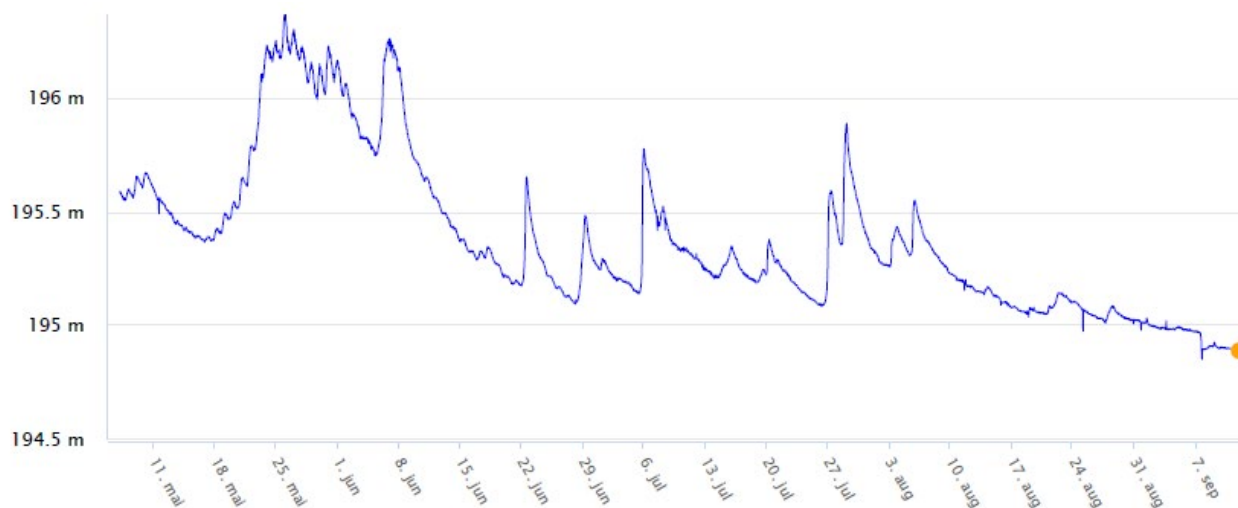


Vedlegg B: Måling av grunnvannstand og vannføring i Gausa

Oversikten viser vannføringen i Gausa gjennom sommeren og tilsvarende endringer i hydraulisk trykkehøyde i installerte grunnvannsbrønner.

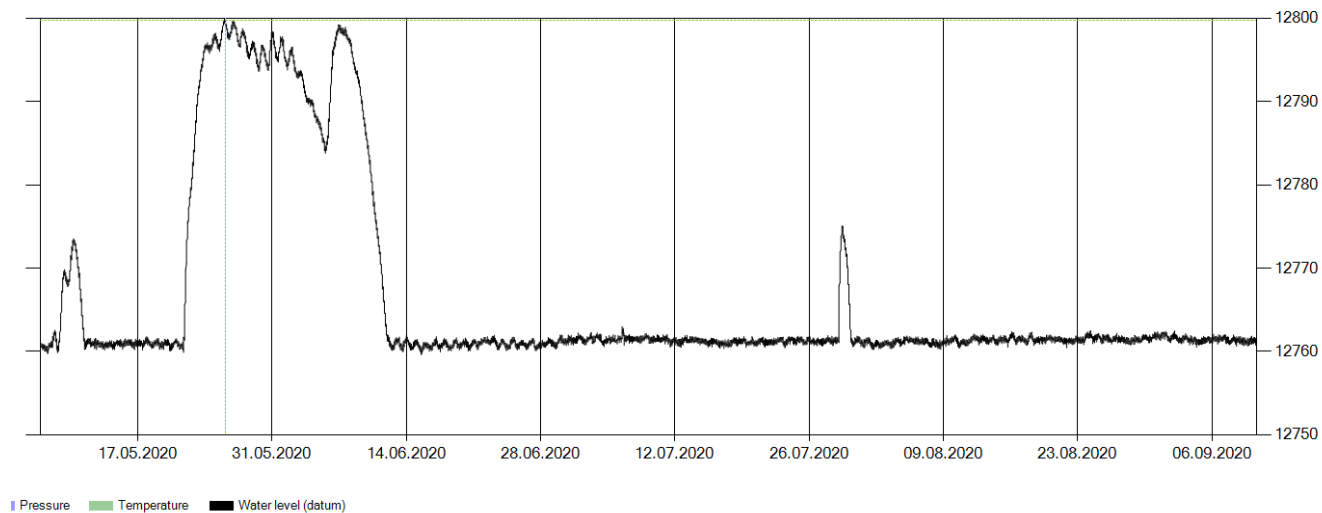


Vannføring ved Aulestad målestasjon for vår, sommer og tidlig høst 2020.



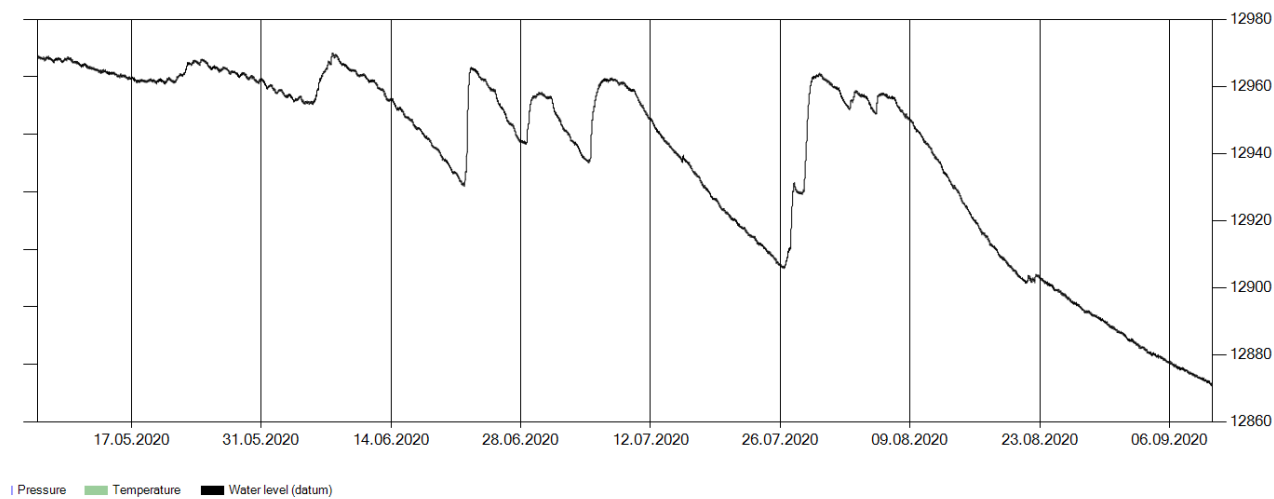
Vannstand (m.o.h.) ved Aulestad målestasjon gjennom vår, sommer og høst 2020.

LOK_4002_BR - AV641 - [06.05.2020 21:00:00 - 10.09.2020 15:30:00]



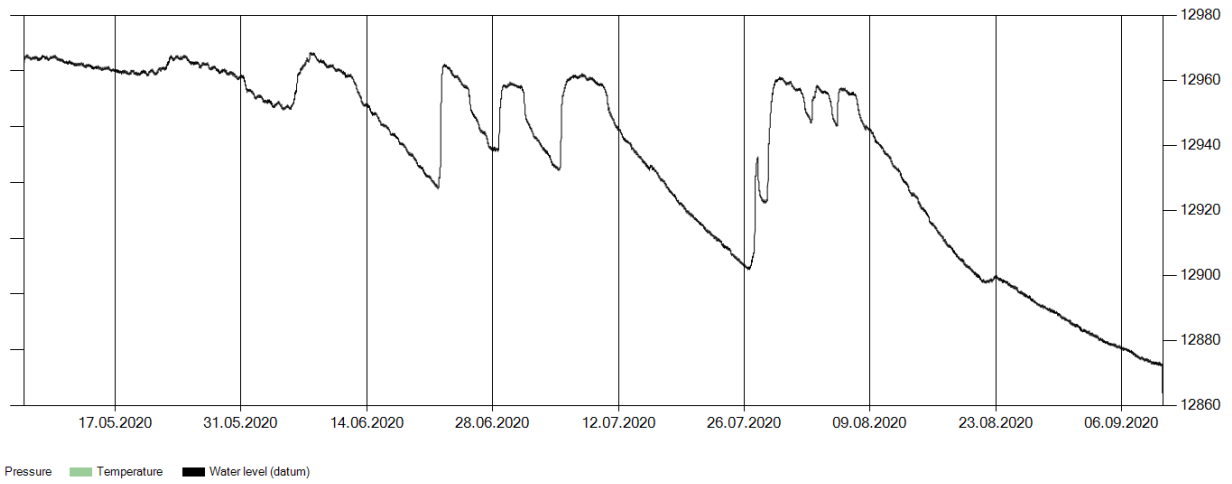
Grunnvannstand for brønn 4002. Brønnen er ikke boret dypt nok til å registrere vannhøyde ved lavere vannføring enn 20 m³/s. Cm over havet på y-aksen.

LOK_4003_DYP - AV449 - [06.05.2020 21:00:00 - 10.09.2020 15:00:00]



Grunnvannstand for brønn 4003 DYP. Cm over havet på y-aksen.

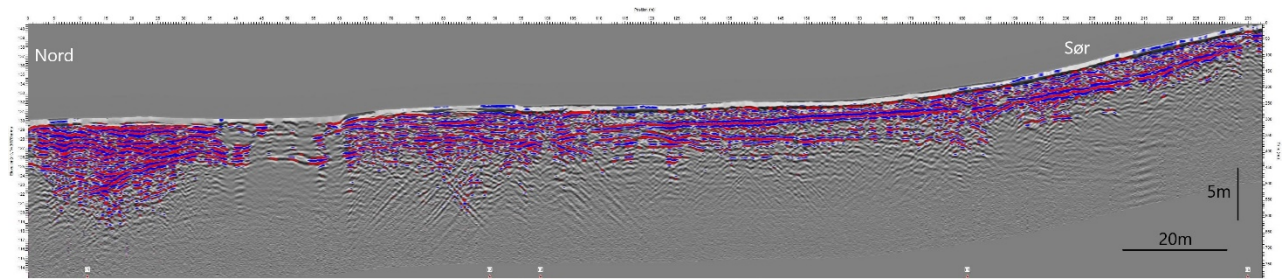
LOK_4003_GR - AV632 - [06.05.2020 21:00:00 - 10.09.2020 14:50:00]



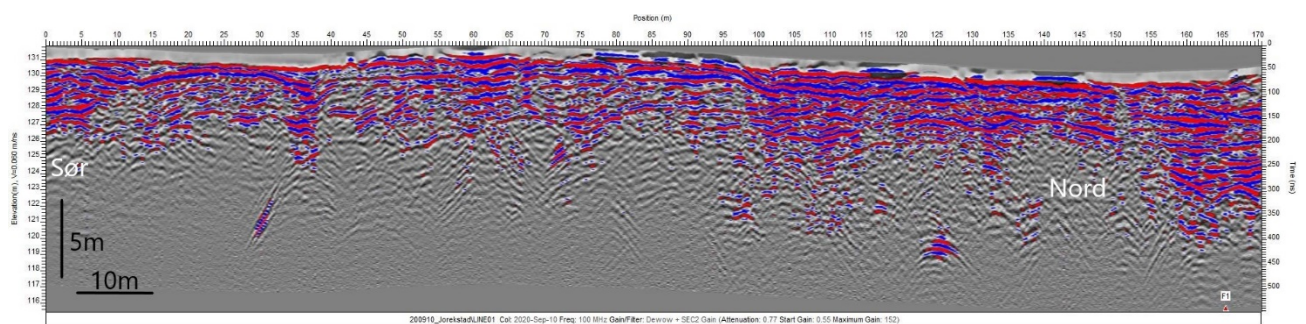
Grunnvannstand for brønn 4003 GRUNN. Samme lokalitet som dyp brønn. Cm over havet på y-aksen.

Vedlegg C: Profiler fra GPR-målinger

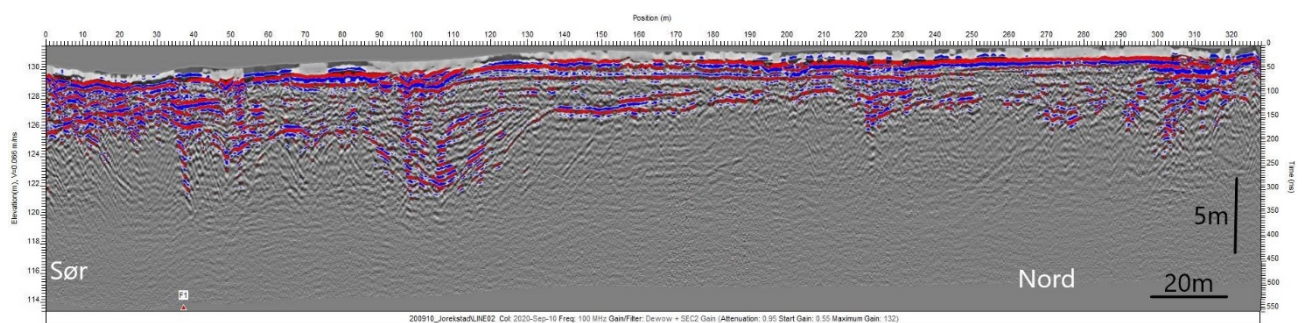
Vedlegget viser profilene fra GPR. Det er lagt på rød og blå farge for å framheve kontraster mellom lag.



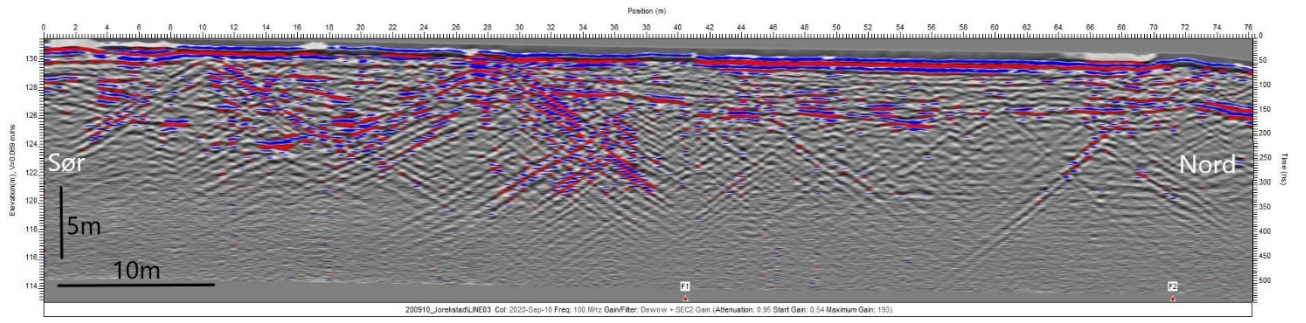
LINE00: Sees fra nord (venstre) mot sør (høyre). Gausa er mot nord(venstre) i bildet. Profilet er 240m langt.



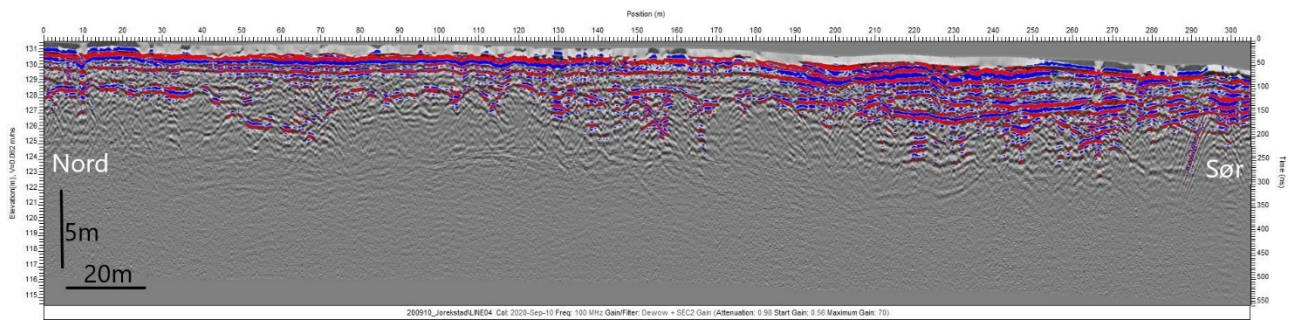
LINE01: Sees fra sør (venstre bildekant) mot nord. Gausa ligger mot høyre i bildet. Profilet er 170m langt.



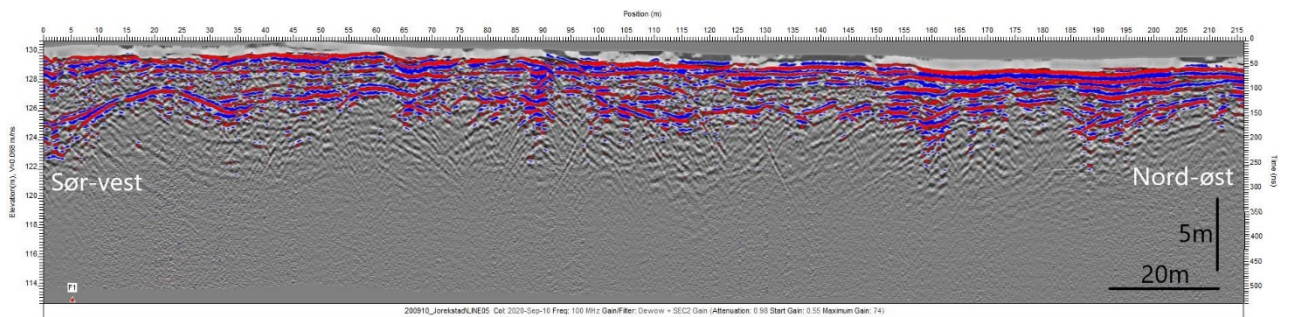
LINE02: Sees fra sør (venstre bildekant) mot nord der Gausa ligger. Profilet er 320m langt.



LINE03: Inne i flomskogen. Venstre bildekant er sør, mot nord ligger Gausa. Profilet er 76m langt.



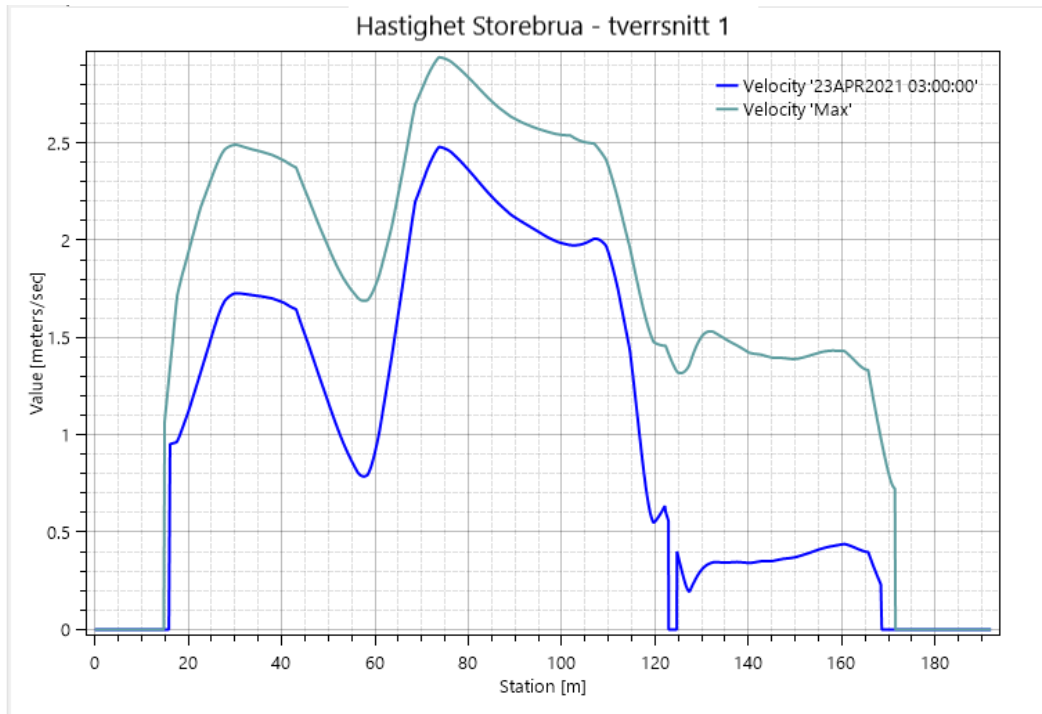
LINE04: Venstre bildekant er nord (Gausa) og høyre bildekant sør. Profilet er 305m langt.



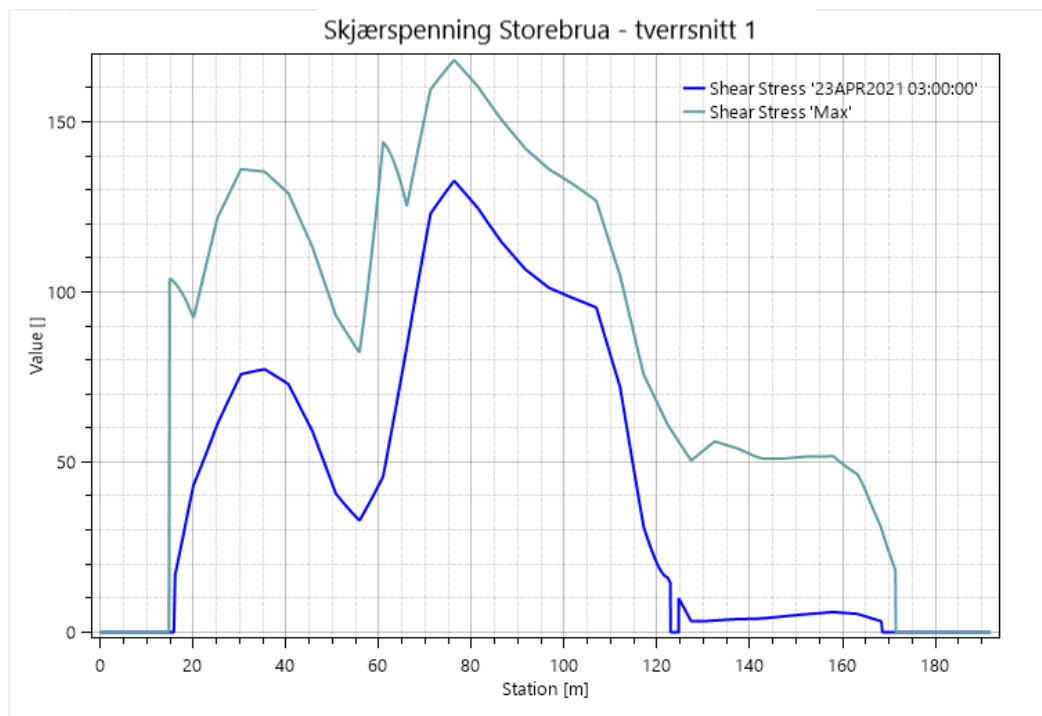
LINE05: Venstre bildekant er sørvest, målingen er gjort mot nordøst (mot Gausa). Profilet er 215m langt.

Vedlegg D: Resultater fra tverrsnittet ved Storebrua

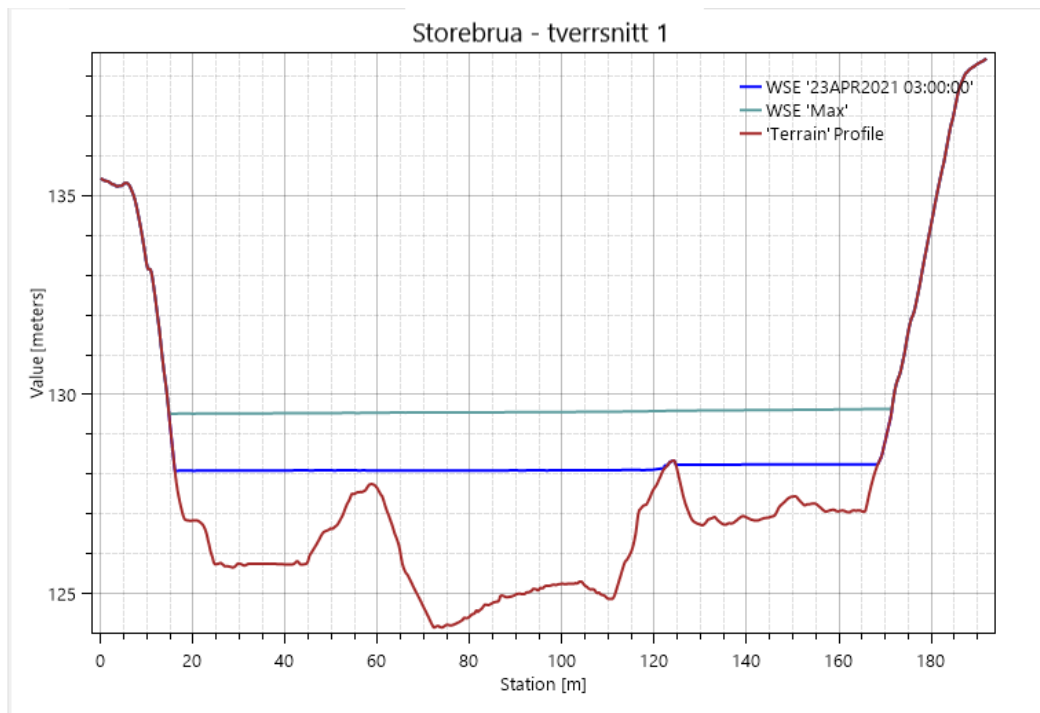
Målinger av hastighet, vannstand og skjærspenninger langs tverrsnittet ved Storebrua.



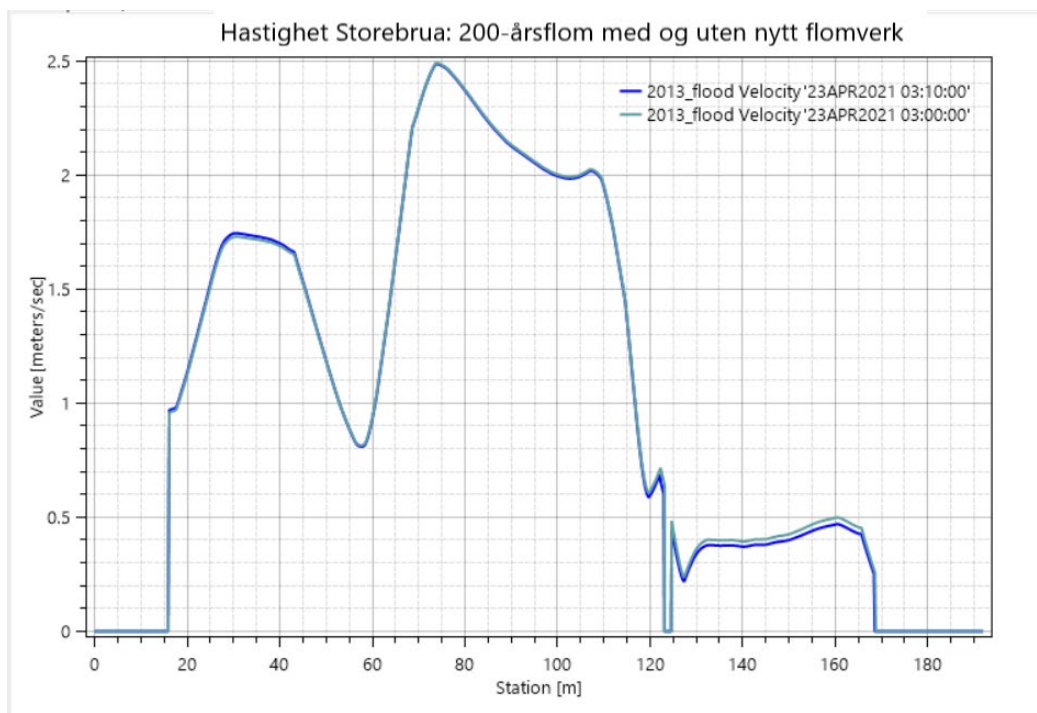
Gammelt flomverk. 200-årsflom med blå graf, 2013-flommen med grønn graf.



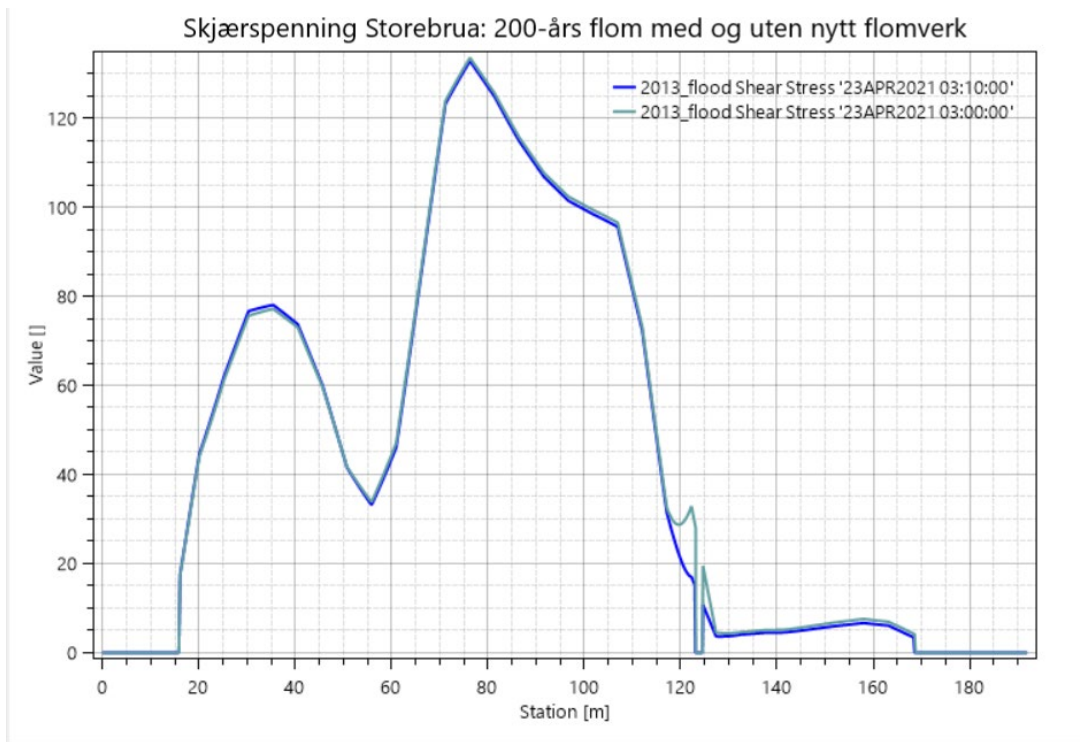
Skjærspenninger for dagens, gamle flomvoll. Blå linje 200-årsflom. Grønn linje 2013-flommen.



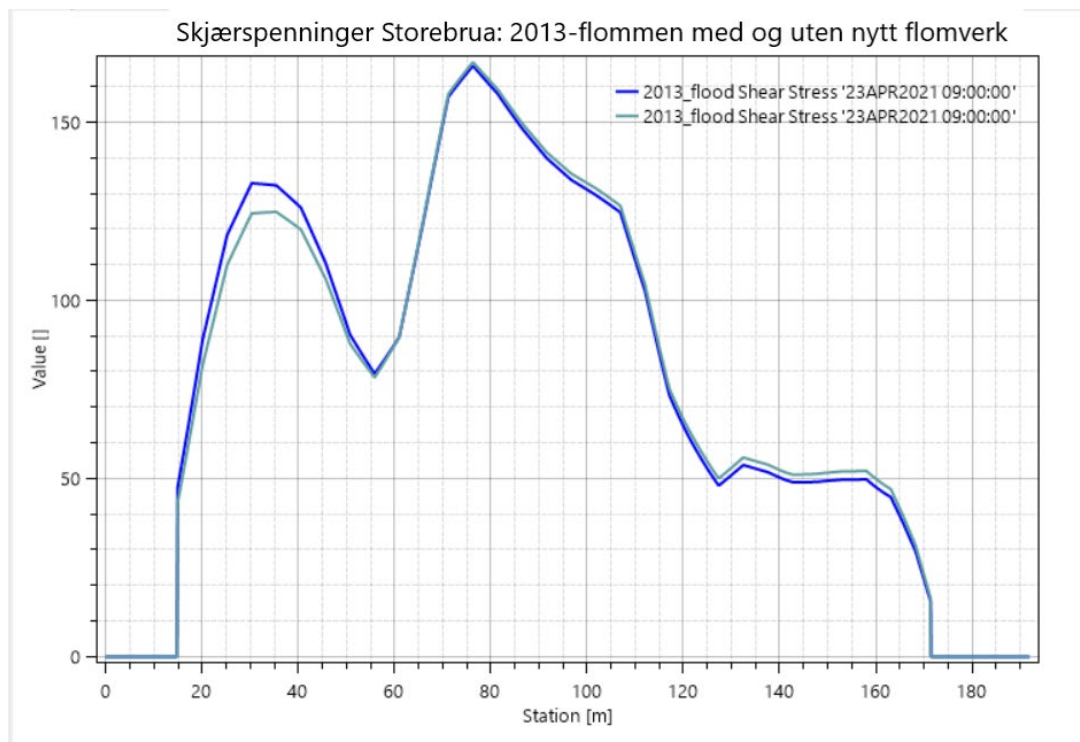
Gammel flomvoll. Vannstand 200-årsflom blå linje, grønn linje er 2013-flommen.



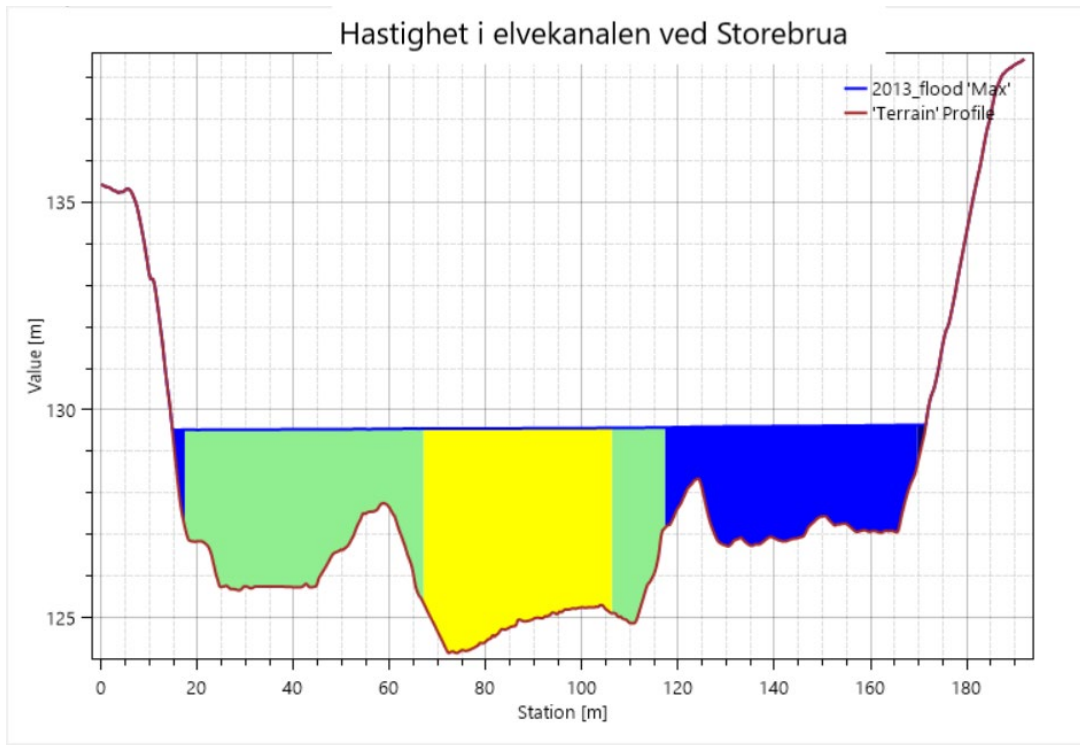
HEC-RAS viser ingen endringer i hastighet ved Storebrua for 200-årsflommer med nytt tilbaketrasket flomverk sammenliknet med dagens gamle flomverk langs elva.



Små forskjeller i skjærspenning for 200-årsflommer når gammelt flomverk sammenliknes med tilbaketrasket flomverk.



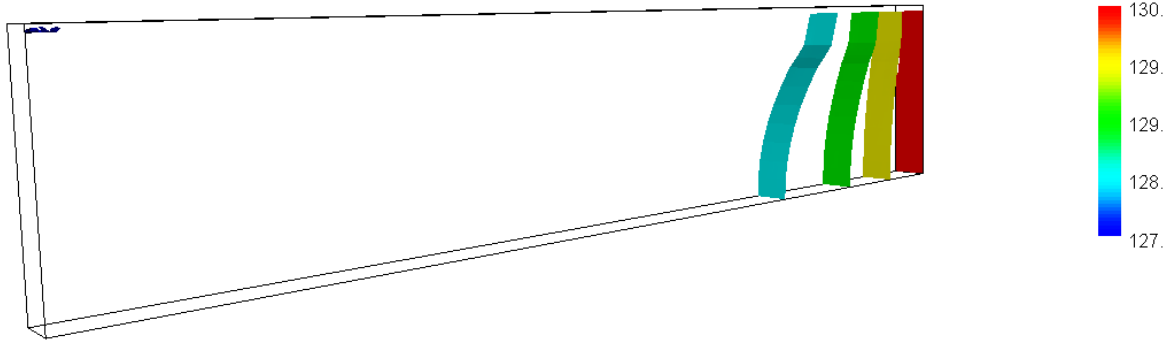
En sammenlikning av 2013-flom med tilbaketrasket flomvoll (grønn graf) og uten dagens gamle flomverk (blå graf).



Hastigheten er størst midt i elvekanalen under 2013-flommen med ny, tilbaketrukket flomvoll.

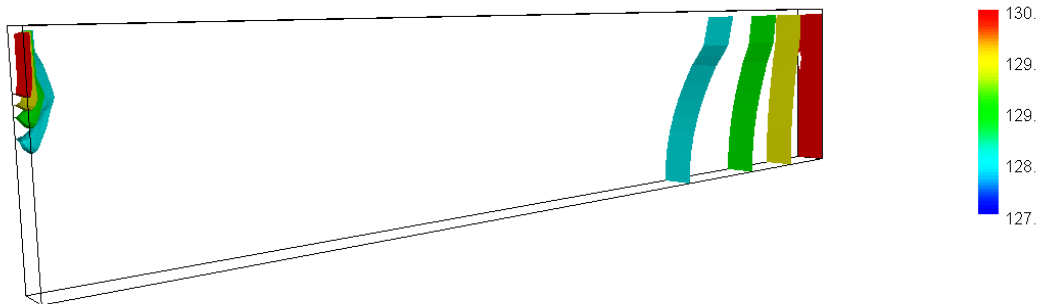
Vedlegg E: Vektorisert snitt fra MODFLOW med dagens flomverk

Utsnittene viser endringer i hydraulisk trykknivå (head-verdier) som vektorer. Modellen er endret til å vise 3D-perspektiv av akviferen for bedre framstilling av vektorer. Aksen til høyre viser head-verdier (m.o.h.).



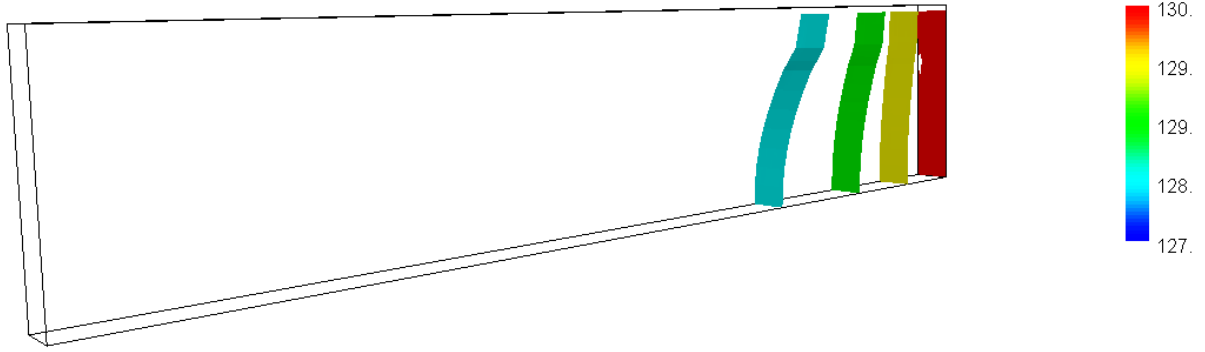
Time = 3.456e+005 s (1-96)

Dag 1 til 4 (stressperiode 1). Normal vannføring i Gausa. Aksen til høyre viser head-verdier (m.o.h.).



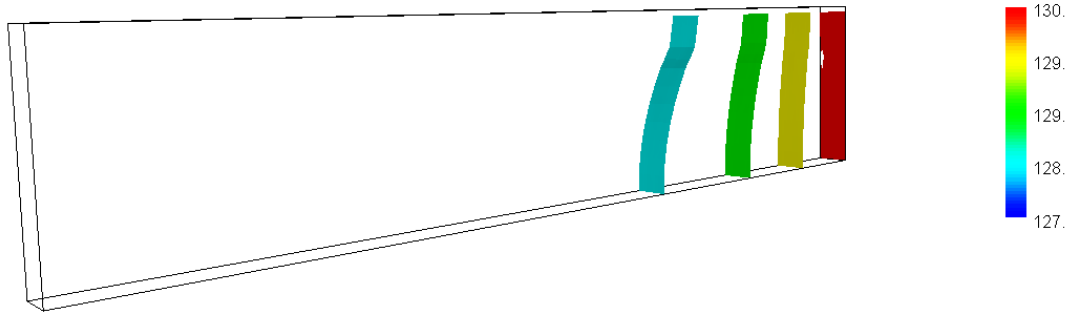
Time = 4.32e+005 s (2-24)

Dag 5 (stressperiode 2). Gausa stiger fra 127,5 m.o.h. til 131,5 m.o.h. Aksen til høyre viser head-verdier (m.o.h.).



Time = 5.184e+005 s (3-24)

Dag 6 (stressperiode 3). Flommen er over og Gausa har faller til opprinnelig vannstand. Aksen til høyre viser head-verdier (m.o.h.).



Time = 8.64e+005 s (4-96)

Dag 7 til 10 (stressperiode 4). 4 dager etter flommen er over. Aksen til høyre viser head-verdier (m.o.h.).



Norges miljø- og biovitenskapelige universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway