

# **Aurland kommune - oppskylling av flodbølger etter skred fra Joasetbergi**

BEREGNINGER FOR ET VOLUM PÅ 280.000 M<sup>3</sup>

DOK.NR. 20160855-01-R

REV.NR. 0 / 2017-03-09

Ved elektronisk overføring kan ikke konfidensialiteten eller autentisiteten av dette dokumentet garanteres. Adressaten bør vurdere denne risikoen og ta fullt ansvar for bruk av dette dokumentet.

Dokumentet skal ikke benyttes i utdrag eller til andre formål enn det dokumentet omhandler. Dokumentet må ikke reproduseres eller leveres til tredjemann uten eiers samtykke. Dokumentet må ikke endres uten samtykke fra NGI.

Neither the confidentiality nor the integrity of this document can be guaranteed following electronic transmission. The addressee should consider this risk and take full responsibility for use of this document.

This document shall not be used in parts, or for other purposes than the document was prepared for. The document shall not be copied, in parts or in whole, or be given to a third party without the owner's consent. No changes to the document shall be made without consent from NGI.

## Prosjekt

Prosjekttittel: Aurland kommune - oppskylling av flodbølger etter skred fra Joasetbergi  
Dokumenttittel: Beregninger for et volum på 280.000 m<sup>3</sup>  
Dokumentnr.: 20160855-01-R  
Dato: 2017-03-09  
Rev.nr. / Rev.dato: 0 /

## Oppdragsgiver

Oppdragsgiver: NVE  
Kontaktperson: Lars Harald Blikra  
Kontraktreferanse: Kontrakt undertegnet 23. januar, 2017

## for NGI

Prosjektleder: Sylfest Glimsdal  
Utarbeidet av: Sylfest Glimsdal og Peter Gauer  
Kontrollert av: Carl B. Harbitz

## Sammendrag

På oppdrag fra NVE har NGI gjort bølgeberegninger i Aurlandsfjorden basert på et valgt fjellskredscenario fra Joasetbergi ved Flåm. Denne rapporten viser konsekvensene et slikt fjellskred vil ha i form av bølger i de nærliggende områder.

Volum, utfallsområde og sannsynligheter er formidlet av NGU og delvis dokumentert i NVE (2016), mens skreddynamikken er bestemt ut fra beregninger og vurderinger gjort av NGI. Det er i denne rapporten gjort beregninger for et skred på 280.000 m<sup>3</sup> (scenario 3a i NVE, 2016). Årlig sannsynligheten er anslått til 1/100-1/1000 (NVE, 2016). For stabiliteten i området henvises det til NGI (2008b) og NVE (2013).

Oppskyllingen i Flåm avhenger mye av hvor man måler denne. For Flåm sentrum er denne beregnet til 2-3.5 m. Høyeste verdi får vi i Vikji (bukta lengst sør i fjorden, øst for sentrum) med verdi opp mot 4.5 m. Strømningsdypet i Flåm sentrum er for store områder mindre enn 1 m, med høyeste verdier opp mot 2-3 m. Variasjonen for områdene sør for Aurlandsvangen og nordover til og med Høydalen er mye mindre. For Aurlandsvangen er oppskyllingen maksimalt 2.5 m og som nevnt stort sett knyttet til

strandsonen. Lenger nord (mellom Neset og nord for Høydalen) er det beregnet maksimal oppskylling på 2.0 m.

Partikkelhastigheten (hastigheten vannet beveger seg med) under oppskylling i Flåm ligger opp mot 4-5 m/s på land, mens tilsvarende for Aurlandsvangen og nordover vil de høyeste hastighetene ligge opp mot 3-4 m/s. Bølger dannet av skred fra Joasetbergi vil bruke ca. 40 s til Flåm og ca. 2.5 minutter til Aurlandsvangen.

Faresone for Flåm vil bli levert digitalt. NGI anbefaler at man bruker kote 2.5 m som faresone for Aurlandsvangen (fra 6776000N til 6778600N UTM 33) og 2.0 m videre nordover fra Neset til nord for Høydalen (fra 6778600N til 6781000N).

Det er tatt hensyn til en framtidig økning i havnivå på 0.7 m i alle tall og beregninger i denne rapporten (havnivåstigning med klimapåslag fram til år 2100, se DSB, 2016). Resultatene er likevel vist som høyder over dagens MSL som avviker fra NN1954 med noen få centimeter.

## Innhold

<b>1</b>	<b>Innledning</b>	<b>6</b>
1.1	Bakgrunn	6
1.2	Anvendte begreper og metoder	7
<b>2</b>	<b>Kort beskrivelse av fjorden</b>	<b>7</b>
<b>3</b>	<b>Skredvolum og -dynamikk</b>	<b>9</b>
<b>4</b>	<b>Bølgeberegninger</b>	<b>12</b>
4.1	Om beregningsområdet og regnemodellene	12
4.2	Bølgeforplantning	13
4.3	Oppskylling	14
<b>5</b>	<b>Sammenligning med tidligere resultater</b>	<b>18</b>
<b>6</b>	<b>Usikkerheter</b>	<b>19</b>
<b>7</b>	<b>Sammenlikning med historiske hendelser</b>	<b>19</b>
<b>8</b>	<b>Referanser</b>	<b>19</b>

## Vedlegg

Vedlegg A	Om flodbølger generert av fjellskred
Vedlegg B	Konvergenstest
Vedlegg C	Numerisk modell for skredbevegelse

## Kontroll- og referanseside

# 1 Innledning

## 1.1 Bakgrunn

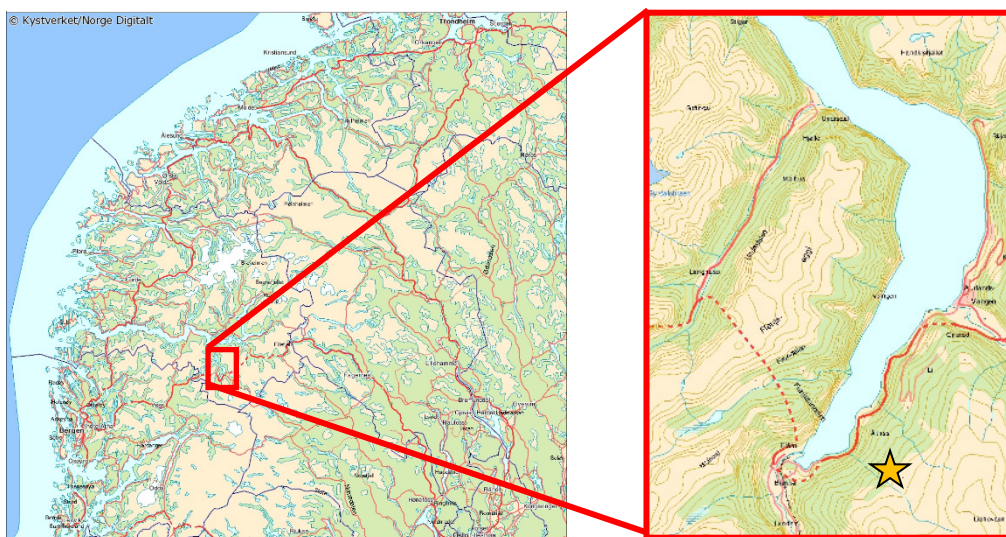
På oppdrag fra NVE har NGI gjort bølgeberegninger i Aurlandsfjorden basert på et valgt fjellskred-scenario fra Joasetbergi ved Flåm. Denne rapporten viser konsekvensene et slikt fjellskred vil ha i form av bølger i nærliggende områder.

På et møte mellom NGI, NVE og NGU (på NGU 2. desember 2017), fikk NGI en gjennomgang av hva NGU har gjort av volumberegninger samt simuleringer av utløp av skred fra Joasetbergi med modellen Dan3D (NVE, 2016; NVE, 2013).

Volum, utfallsområde og sannsynligheter er formidlet av NGU og delvis dokumentert NVE (2016), mens skreddynamikken er bestemt ut fra beregninger og vurderinger gjort av NGI. Det er i denne rapporten gjort beregninger for et skred på 280.000 m<sup>3</sup> (scenario 3a i NVE, 2016). Nominell årlig sannsynlighet er anslått til 1/100-1/1000 (NVE, 2016). For stabiliteten i området henvises det til NGI (2008b) og NVE (2013).

NGI har tidligere gjort beregninger av flodbølger for mulige skred fra Stampa-/Joasetbergi, se NGI (2009). Tidligere resultater og sammenligning med nye beregninger er diskutert i kapittel 5.

Det er ikke gjort befaring av området i forbindelse med arbeidet beskrevet i denne rapporten, men det henvises til tidligere befaring (NGI, 2009).



Figur 1.1 Området for beregning av flodbølger og oppskylling som følge av et mulig skred fra Joasetbergi (gul stjerne) ved Flåm (Kart er tatt fra Kystverket ©).

## 1.2 Anvendte begreper og metoder

Med **overflatehevning** menes bølgetoppens høyde over stille vannstand (likevektsnivå), mens **bølgehøyde** er definert som høydeforskjellen mellom bølgetopp og bølgedal. Disse begrepene benyttes for å beskrive bølger i åpent vann. I oppskyllingssonene benyttes også begrepet overflatehevning, men i tillegg brukes begreper som **strømningsdyp** og **partikkelhastighet**. Med strømningsdyp menes høyden på vannet over opprinnelig tørt land, mens med partikkelhastighet menes hvor fort vannet beveger seg (strømhastighet). Det er verdt å merke seg at partikkelhastighet ikke er det samme som hastigheten bølgene forplanter seg med. Se for øvrig Vedlegg A for en nærmere beskrivelse av flodbølger generert av fjellskred.

Modeller som beskriver bølgeforplantning og oppskylling deler beregningsområdet opp i mange små gitterceller. Modellene beregner så overflatehevingen og partikkelhastigheten i cellene (se også Vedlegg B). Maksimalverdiene av størrelsene beregnes ved å ta ut høyeste oppnådde verdi i hver enkelt celle i løpet av beregningstiden.

I oppskyllingsberegninger skal det tas hensyn til antatt **framtidig havnivåstigning**. Tillegget på havnivået estimert fram til år 2100 er beskrevet av DSB (2016). Ytterligere informasjon finnes i referanser i denne. Ut fra dette er det i analysen gitt et tillegg for fremtidig havnivåstigning på 0,7 m (dvs. 0,7 m over dagens middel vannstand, MSL). Resultatene er likevel vist som høyder over dagens MSL som avviker fra NN1954 med noen få centimeter.

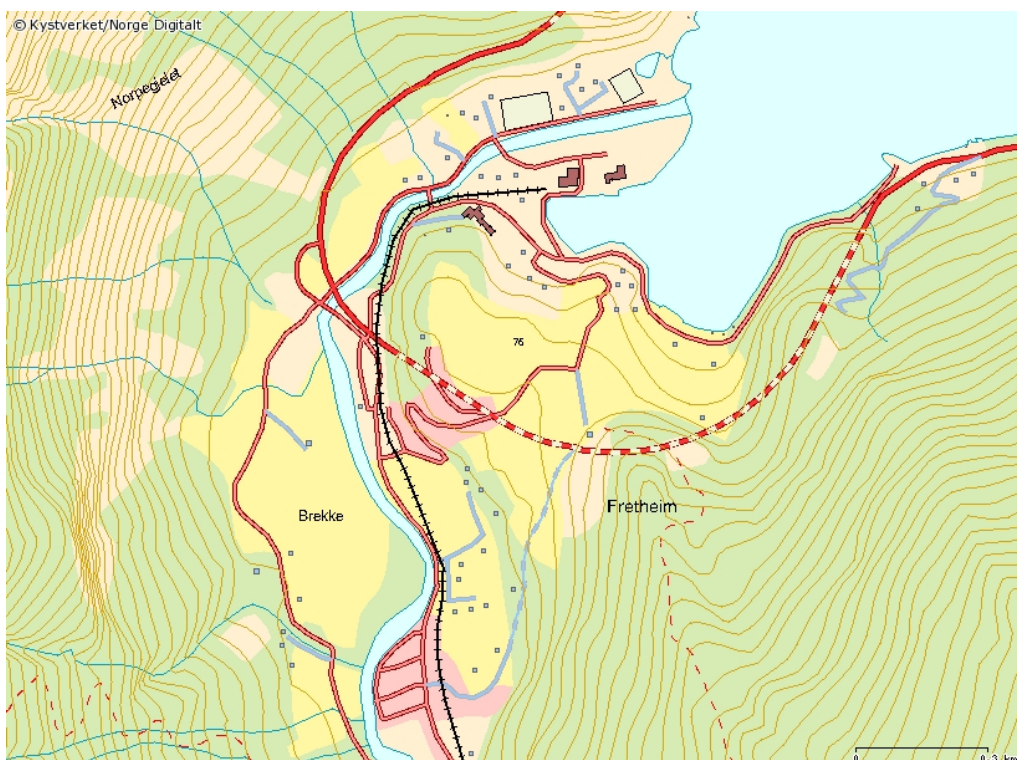
## 2 Kort beskrivelse av fjorden

Litt over halvveis inn i Sognefjorden går Aurlandsfjorden sørover, se Figur 1.1 og Figur 2.1. Fra Sognefjorden til Flåm som ligger lengst sør i Aurlandsfjorden er det 25 km. Omtrent 7 km ut fjorden fra Flåm ligger Aurlandsvangen på østsiden av fjorden. Aurlandsfjorden er rundt 800 m dyp lengst nord, og avtar gradvis til ca. 300 m utenfor Aurlandsvangen hvor fjorden er mer enn 2 km bred. Fra Aurlandsvangen og inn til Flåm avtar dypet raskt samtidig med at fjorden smalner inn. De siste 3 km inn mot Flåm er fjorden grunnere enn 60 m. Der skred fra Joasetbergi vil kunne gå i fjorden er det mellom 50 og 60 m dypt.

De aller fleste fastboende i området bor i Flåm eller Aurlandsvangen, se kart Figur 2.1-Figur 2.3. Det er noe spredt bebyggelse nær fjorden mellom Flåm og Aurlandsvangen og videre nord for Aurlandsvangen mot Høydalen. I de lavtliggende områdene i Flåm og Aurlandsvangen er det en blanding av alle typer bebyggelse slik som bolighus, overnattingssteder, sjukeheim, butikker, togstasjon (Flåm), bensinstasjon og spisesteder. Bortsett fra for Flåm og Aurlandsvangen som ligger på elvedeltaet er strandsonen relativt bratt.



Figur 2.1 Kart over området mellom Flåm og Aurland (Kart er tatt fra Kystverket ©)



Figur 2.2 Kart over Flåm (Kart er tatt fra Kystverket ©).





Figur 2.3 Kart over Aurlandsvengen, med Neset og Høydalen nord for Aurlandsvengen (Kart er tatt fra Kystverket ©).

### 3 Skredvolum og -dynamikk

Skredvolumet på 280.000 m<sup>3</sup> er gitt i NVE (2016). Simuleringer gjort av NGU med en regnemodell for fjellskred Dan3D gir en effekt av medrivning på ca. 120.000 m<sup>3</sup>. I flodbølgeberegningene bruker vi derfor et totalvolum på 400.000 m<sup>3</sup>.

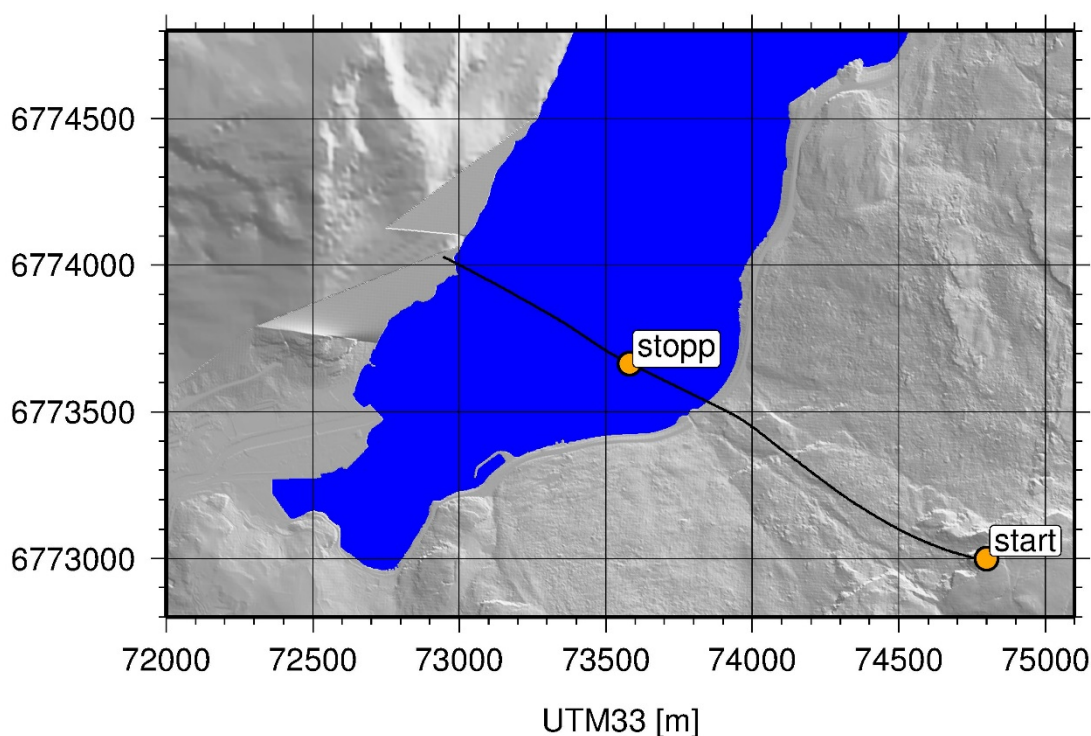
Betydningen av skredparametrene (form, utstrekning, hastighet og utløpslengde) for bølgedannelsen er grundig testet ved hjelp av regnemodeller. Testene viser at bølgehøyden i hovedsak avhenger av tykkelsen på skredet (eller skredets frontareal), hastigheten i første fasen etter at skredet har gått i vannet, og hvor langt skredet beveger seg. Dess lengre skredutløp, dess lengre tid har skredet en innvirkning på bølgene og dess høyere bølger bygger seg opp. Mindre betydning har skredets form, dvs. helning i fronten, og hvor langt selve skredet er, NGI (2014)

Undersjøiske utløpsdistanser er basert på vurdering av dybdeprofilen utenfor skredområdet, og på kjente (statistiske) sammenhenger mellom skredvolum og utløpsdistanse (se også NGI, 2014).

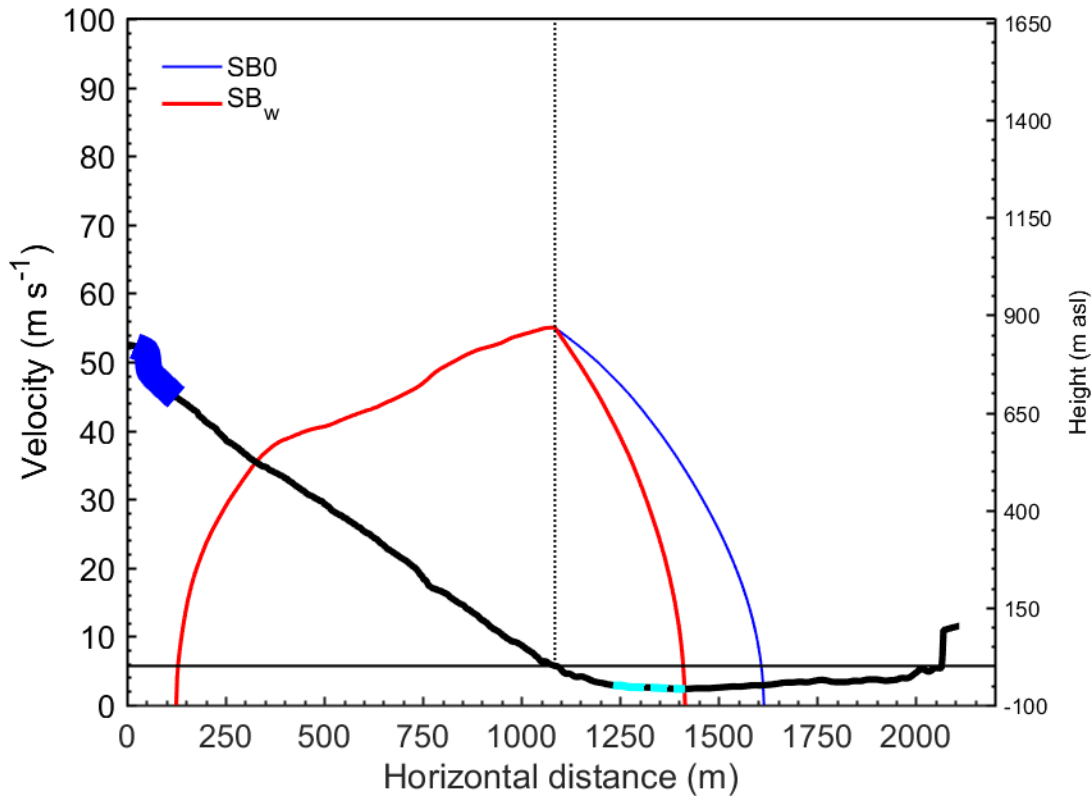
Skredets hastighetsforløp og utløpsdistanse er beregnet ved hjelp av PCM-modellen (Vedlegg C), se Figur 3.2. Skredprofilen og utløpet for PCM-modellen for det aktuelle

skredet er vist i Figur 3.1. I PCM-modellen er friksjonskoeffisienten  $\mu=0.5$  og "mass-to-drag-ratio"  $M/D=5000$  (Vedlegg C). Skredets hastighet i det det treffer fjorden (etter ca. 1100 m langs skredbanen) er beregnet til ca. 55 m/s. Tykkelsen på skredet er satt til 5 m ut fra vurderinger av tidligere studier. Det er denne tykkelsen vi tror skredet vil ha når det går i vannet. Parameterverdiene brukt i regnemodellen for flodbølgene er gitt i Tabell 3.1.

Basert på studier ved samme lokalitet (NGI, 2009) samt andre tidligere studier ser vi at hastighetene og utløpslengde fra beregninger med Dan3D i dette tilfellet er noe underestimert. Vi har derfor valgt å bruke resultater fra PCM-modellen som også gir hastigheter sammenlignbare med betraktninger ved hjelp av energilinjer (bruk av energilinjer er beskrevet i NGI, 2011). Skredet i bølgemodellen er modellert som et fleksibelt "teppe" som følger terrenget.



**Figur 3.1** *Oversikt over området ved Flåm og der skredet eventuelt vil gå ut i fjorden. Skredbanen brukt i modelleringen av skredet er vist med en svart linje. Oransje punkt viser startpunktet for skredet (Joasetbergi) og hvor modelleringen viser at skredet vil stoppe.*



Figur 3.2 Terrengeprofil (svart tykk linje, skala på høyre akse) og hastighetsprofil (rød og blå linje, skala på venstre akse, følger fronten av skredet). Rød og blå linje er hastighetsprofil henholdsvis med og uten effekten av viskøst drag (friksjon) fra vannet. I beregningene er det den røde linjen som er brukt (med effekten av viskøst drag).

Tabell 3.1 Dimensjoner, undersjøisk utløpsdistanse og hastighet idet skredet treffer vannet for de tre scenariene.

Volum* (m <sup>3</sup> )	Lengde (m)	Bredde (m)	Tykkelse (m)	Undersjøisk utløpsdistanse (m)	Treffhastighet (m/s)
400.000	250	250	5	300	55

\* Volumet er noe større enn produktet av lengde, bredde og tykkelse som følge av en glatting av skredfronten påkrevd for beregningene. Totalt volum i skredet inkluderer effekten av medrivning (entrainment) på 120.000 m<sup>3</sup>.

## 4 Bølgeberegninger

### 4.1 Om beregningsområdet og regnemodellene

Beregningsområdet dekker de innerste 12 km av Aurlandsfjorden, se Figur 4.1. For høydeverdiene på land er det hovedsakelig benyttet N50 data langs 20 m konturer (15 m oppløsning langs konturene). For oppskyllingsberegningene har NGU tilrettelagt laserdata av terrenget i Flåm og Aurlandsvngen for NGI. Dybdeedataene er produsert av Geodatasenteret AS, Arendal. Sistnevnte datasett har en uniform oppløsning på 25 m og er basert på Primærdata Sjø og Fiskeridatabasen.

Det er brukt middelvannstand (MSL) som vertikal datum for dybdeedataene. Fordelen med å bruke MSL i stedet for sjøkartnull som er vanlig for sjøkart er at det blir tilnærmet sømløs overlappning mellom land og sjø. Dessuten får vi beregnet oppskyllingshøyder over middelvannstand i tråd med høydedata på land. Høydeverdiene på land er basert på NN1954 og i Flåm avviker nullnivået for disse fra MSL kun med noen få centimeter. Høydeverdiene på land og dybdeedataene er siden sammenstilt og interpolert til et uniformt gitter med oppløsning på 15 m for grovanalyse i fjorden, og 2 m i oppskyllingssonene ved Flåm og Aurlandsvngen.

Modellering av skredgenererte bølger kan deles inn i tre deler: energioverføring fra skred til bølge (generering), bølgebevegelse i åpent vann (bølgeforplantning) og oppskylling. De første to (generering og bølgeforplantning) tas hånd om av en bølgemodell (GloBouss), mens oppskyllingsmodellen (MOST) leser inn data fra GloBouss og tar bølgen videre inn over land og beregner selve oppskyllingen.

GloBouss er en bølgemodell for bølger som er lange i forhold til dypet, for eksempel bølger som blir dannet etter skred og jordskjelv. GloBouss kan lese inn data for hvordan skredet beveger seg, og i beregningene som er gjort, er skredet modellert som en avrundet boks som slippes ut i fjorden. Dimensjonene for ”boks-skredet” er gitt i Tabell 3.1. GloBouss tar hensyn til såkalte ikke-lineære og dispersive effekter. Ikke-lineære effekter er viktige for steile og brytende bølger, og når bølgehøydene er store i forhold til vanddyppet. Dispersjon medfører at utbredeshastigheten for bølgene avhenger av bølgelengden. Et eksempel på dispersjon ser vi ved å kaste en stein i dypt vann. I stedet for at vi får én enkelt sirkulær bølge, får vi et tog av slike med den lengste bølgen i front, og med kortere og kortere bølger bakover. Dispersive effekter er ofte viktige i genereringsfasen for bølger dannet av skred (NGI 2008a), samt at de påvirker bølgene over lange avstander og der bølgene er korte i forhold til vanddyppet. Innenfor beregningsområdet i Aurlandsfjorden er sistnevnte effekt liten.

Oppskyllingsmodellen MOST tar hensyn til ikke-lineære effekter og håndterer bølgebrytning. Den tillater også at vann beveger seg inn på områder som i utgangspunktet ikke var våte. Det er ikke tilfellet med GloBouss som reflekterer bølgene ved den opprinnelige strandlinjen.

GloBouss og tilsvarende modeller er med godt resultat sammenlignet med analytiske løsninger og laboratorieforsøk for bølger etter skred, se for eksempel NGI (2008a) og Mortensen m.fl. (2016). GloBouss er utviklet ved NGI og Universitetet i Oslo. For mer detaljer om modellen, se Pedersen og Løvholt (2008).

MOST er kanskje den oppskyllingsmodell som er mest brukt internasjonalt i dag. Den er grundig verifisert ved hjelp av laboratorieforsøk og standardiserte tester (benchmark tests). Modellen er beskrevet av Titov og Gonzalez (1997).

Det koblede modelloppsettet er testet mot laboratorieforsøk for skredgenererte bølger i for eksempel NGI (2011) (Åkerneset) og Mortensen m. fl. (2016).

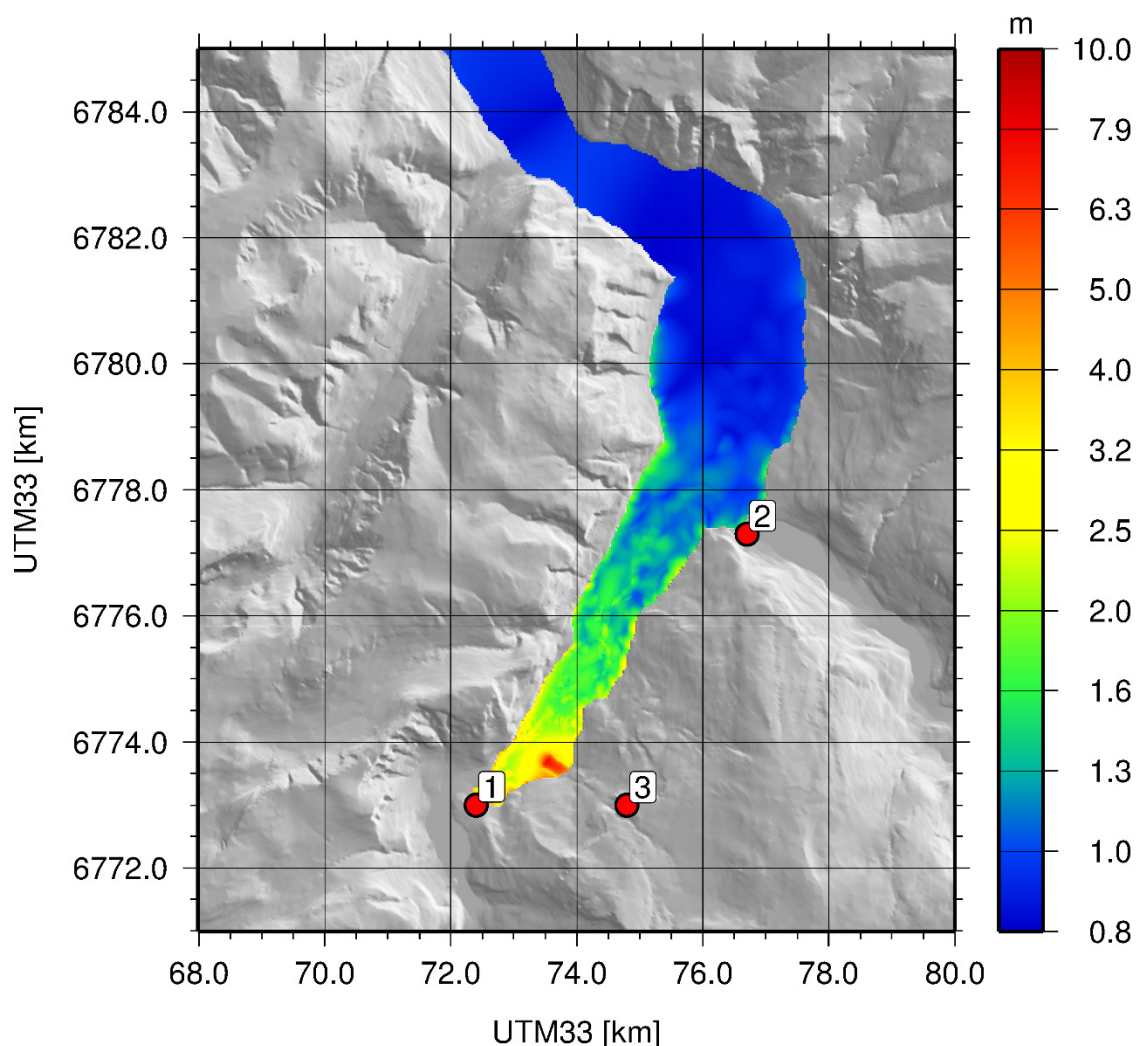
## 4.2 Bølgeforplantning

Bølger etter skred i en fjord blir påvirket av både dybdeforhold og bredde på fjorden. Hastigheten slike bølger beveger seg med avhenger av hvor dyp fjorden er. Dess grunnere fjorden er dess langsommere beveger bølgene seg. Det betyr at når en bølge beveger seg inn mot grunnere vann, vil fronten av bølgen bevege seg langsommere enn halen. Bølgen vil dermed bli kortere og høyere. Blir bølgen høy nok i forhold til vanddypet vil bølgen til slutt kunne bryte. Tilsvarende vil bølger som beveger seg fra grunnere mot dypere vann bli strukket, og høyden reduseres. Når fjorden smalner inn vil også bølgene bli høyere, mens der fjorden vider seg ut vil bølgene reduseres i høyde. I en idealisert fjord med samme bredde og dyp hele veien, kan man forenklet si at bølgene vil bevege seg uten å endre form eller høyde.

I Figur 4.1 vises den maksimale overflatehevningen for skredet fra Joasetbergi. Det er viktig å presisere at figurene representerer den maksimale overflatehevningen ute på fjorden og nær land, mens verdier for oppskylling inn over land er beskrevet i avsnitt 4.3.

Bølgene etter skredet fra Joasetbergi vil bruke ca. 40 s på å nå inn til Flåm, 2.5 minutter til Aurlandsvangen, og ca. 6 minutter til fjordkrysset ved Nærøyfjorden.

Oppløsningen i beregningene med GloBouss er 30 m. Se for øvrig Vedlegg B for test av riktig oppløsning i beregningene.



Figur 4.1 *Maksimal overflateheving i meter for bølgeforplantningen. Merk at skalaen for overflateheving er logaritmisk. Havnivåstigning på 0.7 m er inkludert, mens høydene refererer til dagens MSL (Mean Sea Level, se kommentar tidligere i rapport). Koordinatene er gitt i UTM sone 33, kilometer. 1-Flåm, 2-Aurlandsvangen og 3-Joasetbergi (utløsningsområdet).*

### 4.3 Oppskylling

Det er flere faktorer som bestemmer oppskyllingen ved en lokasjon. De viktigste er:

- ↗ Lengde, høyde og retning på innkommende bølge
- ↗ Bølgetype/bølgeform
- ↗ Dybdeforholdene utenfor lokasjonen
- ↗ Terrenget (spesielt helningen) i oppskyllingsområdet



Størst forsterkning (amplifikasjon) får vi der både terrenget i oppskyllingsområdet og sjøbunnen utenfor er slak. I ekstreme tilfeller kan oppskyllingen bli mer enn fem ganger så høy som bølgen var før amplifikasjonen begynte på vei inn mot land. Lavest oppskylling får vi ved en vertikal vegg (loddrett fjellside) der bølgen reflekteres og oppskyllingen typisk vil nå dobbelt så høyt som bølgen utenfor. Store lokale variasjoner kan oppstå avhengig av terreng, dybdeforhold, infrastruktur med mer. Dessuten vil vi få større oppskylling i en fjordbunn der bølgen vil bevege seg rett mot stranda, enn for bølger som beveger seg langs land.

Modellen som er anvendt for detaljstudiet av oppskyllingen i Flåm og Aurlandsvangen (MOST) leser inn data fra bølgemodellen GloBouss. Resultatene under er basert på beregninger gjort på tre forskjellige nivåer med økende oppløsning fra 20 m på det første nivået, via 10 m, ned til 2 m på det nivået med høyest oppløsning. Bølgebrytning kan spesielt forventes mellom skredet og Flåm på grunn av grunt vann (dypet her avtar fra maksimalt ca. 50 m) og nærhet til genereringsområdet. Siden GloBouss ikke håndterer bølgebrytning samt at modellen må ha noe økt vanddyb mellom Flåm og Aurlandsvangen for å kunne kjøres (vanddyb mindre enn 60 m er justert til 60 m mellom Flåm og Aurlandsvangen), forer vi MOST med data fra GloBouss så nær skredet som mulig. På den måten tas de genererte bølgene hånd om av oppskyllingsmodellen på et så tidlig tidspunkt som mulig, noe som øker nøyaktigheten i beregningene. Med andre ord brukes GloBouss kun til selve dannelsen av bølgene, mens MOST tar bølgene videre inn mot Flåm og Aurlandsvangen der modellen også beregner selve oppskyllingen.

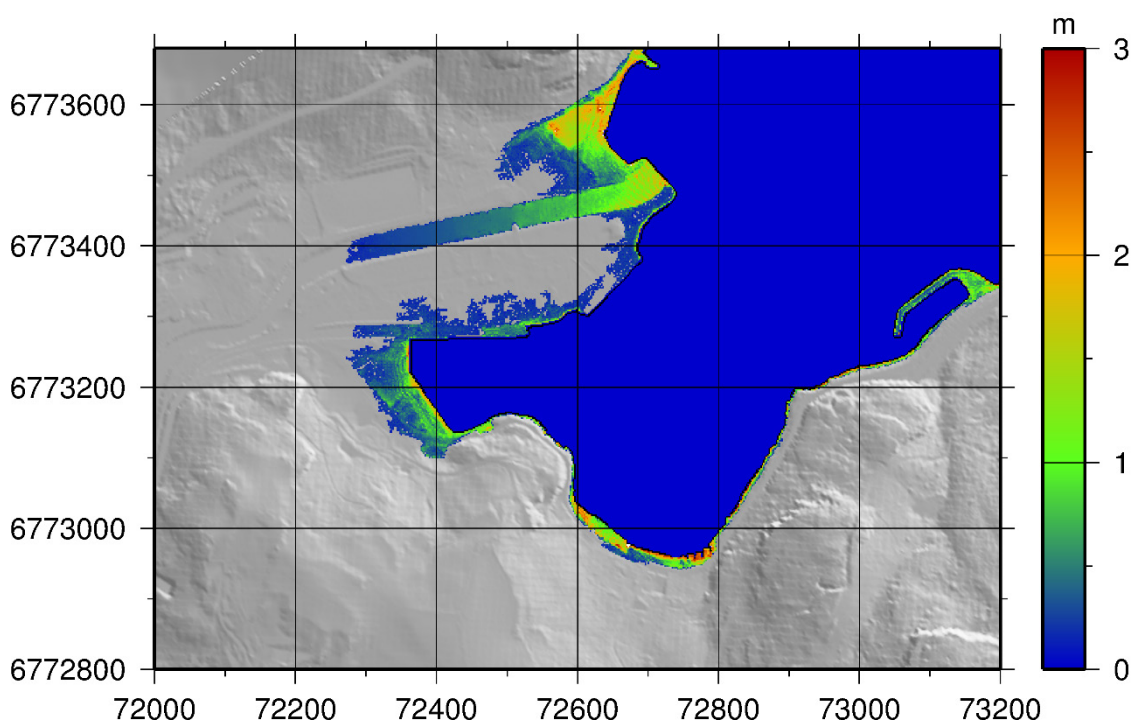
I Figur 4.2 - Figur 4.4 vises resultatene fra oppskyllingsberegningene for Flåm. Det er tre typer resultater som vises: Maksimal høyde på vannet over bakkenivå (strømningsdyp), maksimal hastighet vannet beveger seg med under oppskyllingen (partikkelhastighet), samt maksimal overflatehevning som er den maksimale høyden vannet når målt i forhold til fjordens middelvannstand (MSL). Resultatene for Aurlandsvangen og nordover til og med Høydalen er ikke vist i figur, siden oppskyllingen her i stor grad er knyttet til strandsonen.

Oppskyllingen i Flåm avhenger mye av hvor man måler denne. For Flåm sentrum er denne beregnet til 2-3.5 m. Høyeste verdi får vi ved bukta lengst sør i fjorden (øst for sentrum) med verdi opp mot 4.5 m. Strømningsdypet i Flåm sentrum er for store områder mindre enn 1 m, med høyeste verdier opp mot 2-3 m. Variasjonen for områdene sør for Aurlandsvangen og nordover til og med Høydalen er mye mindre. For Aurlandsvangen er oppskyllingen maksimalt 2.5 m og som nevnt stort sett knyttet til strandsonen. Lenger nord (mellom Neset og nord for Høydalen) er det beregnet maksimal oppskylling på 2.0 m.

Partikkelhastigheten (hastigheten vannet beveger seg med) under oppskylling i Flåm ligger opp mot 4-5 m/s på land, mens tilsvarende for Aurlandsvangen og nordover vil de høyeste hastighetene ligge opp mot 3-4 m/s.

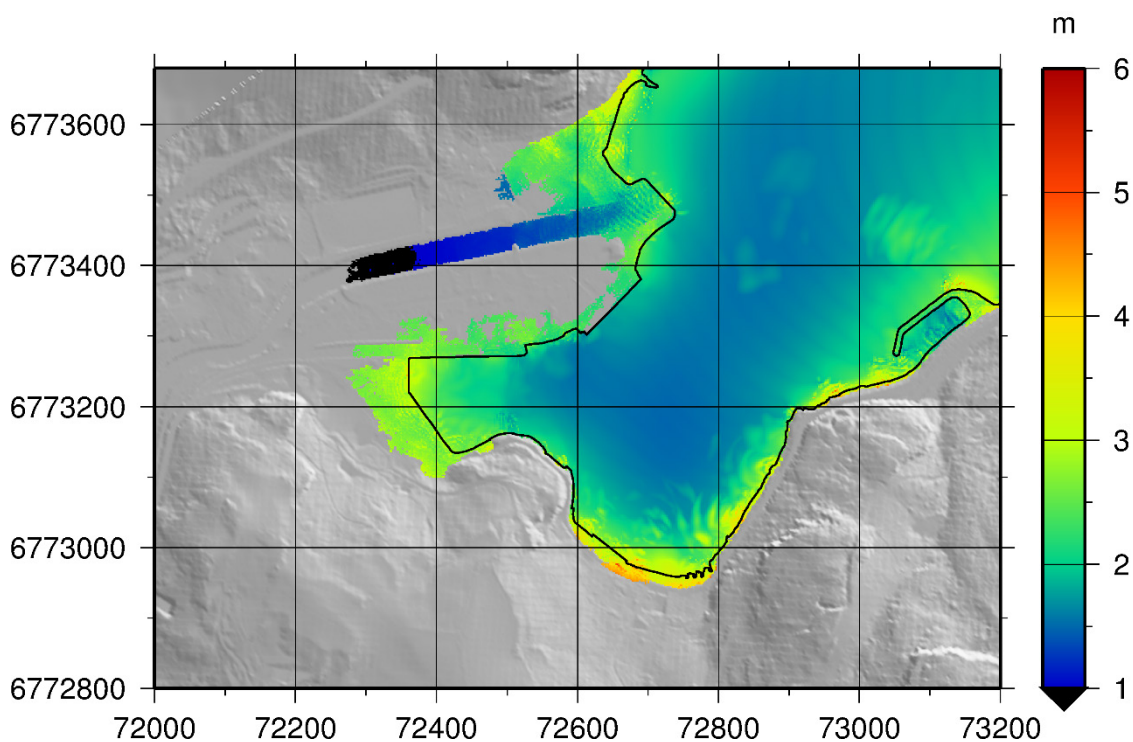
Faresone for Flåm er vist i Figur 4.4. Denne vil også bli levert digitalt. NGI anbefaler at man bruker kote 2.5 m som faresone for Aurlandsvengen (fra 6776000N til 6778600N UTM 33) og 2.0 m videre nordover fra Neset til nord for Høydalen (fra 6778600N til 6781000N).

Det er tatt hensyn til en framtidig økning i havnivå på 0.7 m i alle tall og beregninger (havnivåstigning med klimapåslag fram til år 2100, se DSB, 2016).

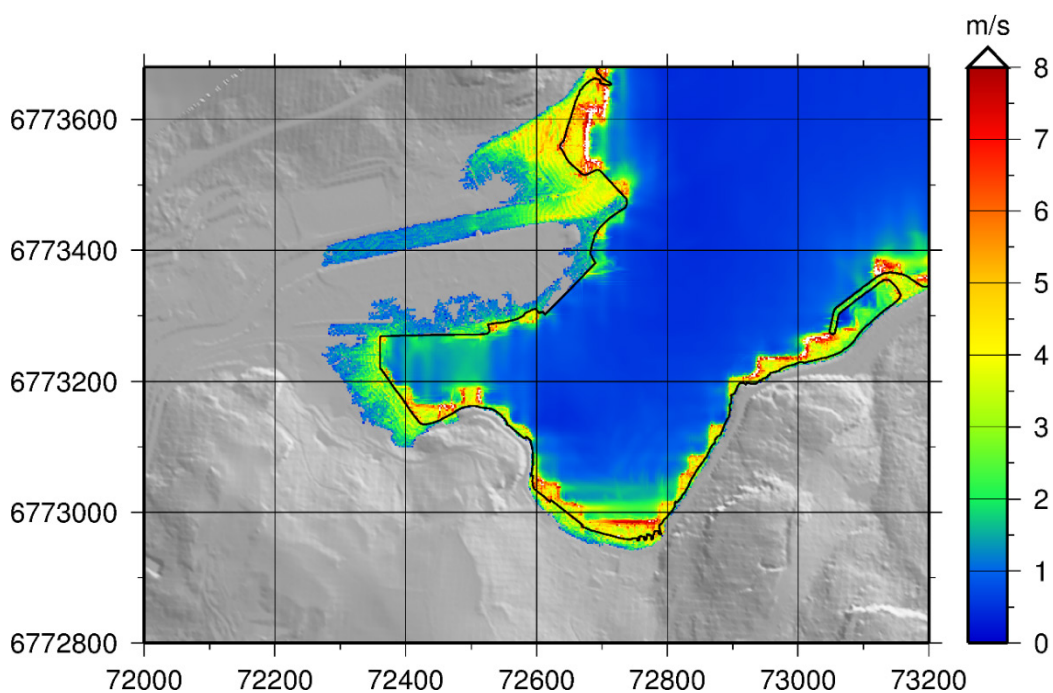


Figur 4.2 Strømningsdyp i Flåm i meter. Koordinatene er gitt i UTM sone 33 (meter). Beregningene inkluderer et økt havnivå på 0.7 m.

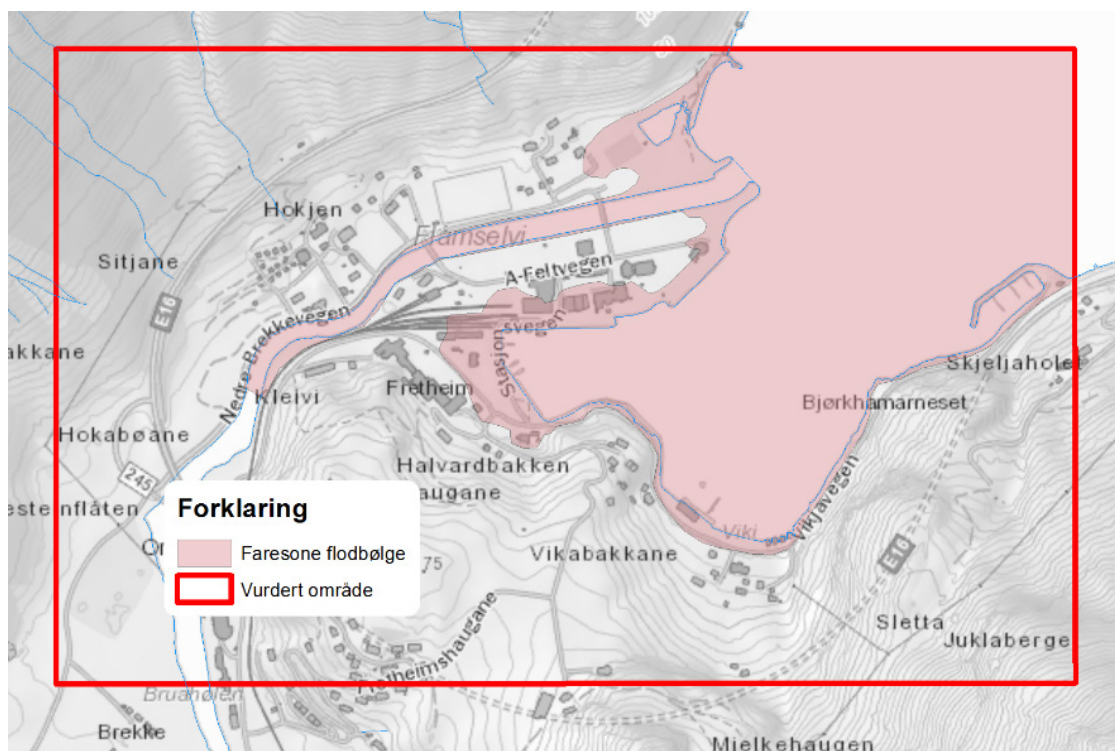




**Figur 4.3** Oppskylling i Flåm, maksimal overflatehevning i meter. Koordinatene er gitt i UTM sone 33 (meter). Beregningene inkluderer et økt havnivå på 0.7 m. Kystlinja er inntegnet med svart heltrukken linje.



**Figur 4.4** Maksimale hastigheter ved Flåm i meter/sekund. Koordinatene er gitt i UTM sone 33 (meter). Beregningene inkluderer et økt havnivå på 0.7 m. Kystlinja er inntegnet med svart heltrukken linje.



Figur 4.5 Faresone for Flåm. Blå linje er strandlinje og vannlinje (elva).

## 5 Sammenligning med tidligere resultater

I NGI (2009) er det minste scenarioet 200.000 m<sup>3</sup>. Dette er sammenliknbart med scenarioet fra Joasetbergi som er brukt i denne rapporten med et noe større volum (280.000 m<sup>3</sup>). Den største forskjellen mellom disse beregningene er kvaliteten på terrengdataene i oppskyllingssonene. I NGI (2009) var det data fra 15 m konturer, noe som glattet ut det meste av detaljene i oppskyllingssonene. Oppskyllingen i de nye beregningene har meget høy grad av detaljer. Med mer detaljerte terrengdata vil man også kunne fange opp effekter som fører til at oppskyllingen lokalt blir større. Der de gamle beregningene ga 3-4 m, så gir de nye 2-4.5 m. Skredmodelleringen er gjort på tilsvarende måte, men med en annen PCM modell hvor det er lagt til et viskøst drag fra vannet når skredet beveger seg i fjorden. Treffhastigheten er noe større i de nye beregningene (55 m/s mot 40 m/s), men undersjøisk utløp er kortere (300 m mot 400 m).

## 6 Usikkerheter

Den største usikkerheten i beregningene er knyttet til skredforløpet. Spesielt gjelder dette hastigheten og formen på skredet når det treffer fjorden. Begge disse faktorene er viktige med tanke på bølgene som blir dannet. Nøyaktigheten er vesentlig større i beregningene for bølgeutbredelsen og siden oppskyllingen. Dette er vist i sammenligninger med laboratorieforsøk (NGI, 2011).

## 7 Sammenlikning med historiske hendelser

Det kan være nyttig å sette resultatene for analysen i Aurlandsfjorden inn i en større sammenheng ved å sammenligne med relevante historiske hendelser. Hendelsene under er noe større enn skredet fra Joasetbergi som undersøkes i denne rapporten, men gir likevel en pekepinn på at de beregnede oppskyllingshøyder er realistiske.

Tafjorden ble i 1934 rammet av bølger etter et skred med volum på 1-1.5 Mm<sup>3</sup>. Oppskyllingen i tettstedet Tafjord ca. 4 km unna var på 5-16 m. I 1905 løsnest et skred fra Ramnefjell som gikk ned i Lovatnet. Skredet som hadde et volum på ca. 300.000 m<sup>3</sup> genererte store bølger i Lovatnet med oppskylling på ca. 40 m rett overfor skredet og ca. 14 m i Bødal som ligger ca. 1.5 km unna (men fortsatt på motsatt side av vannet i forhold skredet; dvs. der oppskyllingen gjerne blir størst).

Dette viser at de beregnede oppskyllingshøydene for skredet fra Joasetbergi er rimelige sett i lys av volumet for de ulike skredscenariene samt avstanden mellom oppskyllingsområdene og skredområdet, bredde og dybde på fjord og kompleksiteten i terrenget mellom skredområdet og oppskyllingsområde.

## 8 Referanser

- DSB (2016). Havnivåstigning og stormflo – samfunnssikkerhet i kommunal planlegging. DSB rapport.
- Mortensen, R., Hammeren, R., Lia, L., Glimsdal, S., Harbitz, C.B., Belete, K. (2016). Overtopping of rockfill dams from landslide generated waves. Proceedings of the 10th ICOLD European Club Symposium, Antalya, Turkey, 25-30 October 2016.
- NGI (2008a). Semi-annual report: Comparison of 1HD numerical simulations and laboratory experiments; coupling between 3D laboratory and numerical model; sensitivity analyses; the tsunami impact in the outer part of Storfjorden. NGI rapport 20051018-2.
- NGI (2008b). Utredning av ustabile dalsider i fyllitt, Aurland: Geologisk undersøkelse for overføringstunnel til Viddalsmagasinet og stabilitetsberegning. NGI rapport 20081254-1.

- NGI (2009). Skred- og flodbølger ved Flåm, Aurland kommune – Beregning av flodbølger for tre potensielle fjellskred fra Stampa. NGI rapport 20081693-1.
- NGI (2011). Numerical simulations of tsunamis from potential and historical rock slides in Storfjorden; Hazard zoning and comparison with 3D laboratory experiments. NGI rapport 20051018-00-1-R. Revisjon 01, 21. Februar 2011.
- NGI (2014). Evaluation of the flow characteristics of the potential Åkerneset rockslide, western Norway – contributions to the design of laboratory experiments on wave generation. Norwegian Geotechnical Institute report 20061333-01-R.
- NVE (2013). The unstable phyllitic rocks in Stampa – Flåm, western Norway: Compilation, scenarios, risk and recommendations. NVE report 35/2013.
- NVE (2016). Fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellparti. Faresoner, arealhåndtering og tiltak. NVE rapport 77-2016.
- Pedersen, G. and Løvholt, F., (2008). Documentation of a global Boussinesq solver, Preprint Series in Applied Mathematics 1, Dept. of Mathematics, University of Oslo, Norway,  
URL: [http://www.math.uio.no/eprint/appl\\_math/2008/appl\\_2008.html](http://www.math.uio.no/eprint/appl_math/2008/appl_2008.html)
- Titov, V.V., and F.I. Gonzalez (1997). [Implementation and testing of the Method of Splitting Tsunami \(MOST\) model](#). NOAA. *Technical Memorandum ERL PMEL-112*, 11 pp

# Vedlegg A

OM FLODBØLGER GENERERT AV  
FJELLSKRED

## Innhold

<b>A1 Om flodbølger generert av fjellskred</b>	<b>2</b>
--	----------

## A1 Om flodbølger generert av fjellskred

Skred som faller i fjorder eller innsjøer genererer tyngdebølger som normalt fortøner seg som en mellomting mellom dønninger og tidevann. Flodbølger generert av skred inngår i den type bølger som gjerne betegnes ”tsunamis”.

Generering og utbredelse av flodbølger etter skred er et komplisert fenomen som kan deles i tre faser: 1) energioverføring fra skred- til vannbevegelse; 2) bølgeutbredelse i åpent vann; 3) bølgeoppskylning i strandsonen.

Bølgenes karakteristika avhenger av skredets volum, form og hastighet, så vel som av vanddypet. Karakteristisk overflateheving vil normalt være mye mindre enn vanddypet i størstedelen av området. Dette er innfridd også i dette konkrete tilfellet, og fører til at enklere (dybdemidlede) likninger er gyldige.

Bølgene klassifiseres som lange bølger dersom størsteparten av den energi som overføres fra skred- til vannbevegelse fordeles på bølgelengder mye større enn karakteristisk vanddyb.

Sagt med andre ord er bevegelsen på ethvert sted tilnærmet den samme i hele vanddypet. Den såkalte ”bunnbølgen” er således kun en myte. Begrepet har oppstått fordi bølgen ofte ikke observeres før den ”dukker opp” inne ved land. Øyenvitner har derfor konkludert med at bølgen følger bunnen. At bølgen synes best inne ved land skyldes imidlertid bare at den blir krappere, dvs. både kortere (fordi hastigheten avtar) og høyere (fordi energifluksen må være konstant) på grunnere vann inn mot land.

Under utbredelsen bort fra skredområdet vil bølgens form endres avhengig av dempning og bunntopografi. Først avtar bølgehøyden som følge av radiell dempning når energien spres over et stadig større område. Bølgehøyden er således omvendt proporsjonal med kvadratroten av avstanden fra skredområdet. I tillegg utsettes bølgen for refraksjon, diffraksjon, refleksjon, interferens, fokusering, og amplifikasjon.

Amplifikasjonsfaktoren, dvs. forholdet mellom oppskyllingshøyden og overflatehevingen for innkommende bølge på dypt vann, er hovedsakelig bestemt av bølgelengden og helningen i strandsonen, eller mer presist forholdet mellom lengden på innkommende bølge og lengden på horisontalprojeksjonen av oppskyllingsskråningen under stille vannstand.

Amplifikasjonsfaktoren for bølger mot en skrånende strand vil normalt være omkring 2 - 4. Lokale forhold kan imidlertid føre til refraksjon, interferens og fokusering som øker oppskyllingshøyden ytterligere. Vi vil derfor anslå en faktor opptil 5 - 6 i områder spesielt utsatt for slike effekter (for eksempel bukter og nes). For oppskylling langs en slak, ”ideell” skråning er amplifikasjonsfaktoren maksimalt omkring 6. For refleksjon mot en tilstrekkelig høy tilnærmet vertikal vegg er amplifikasjonsfaktoren omkring 2.

Fjellskred kan medføre store svingninger i innelukkede fjorder eller innsjøer. Dette kan arte seg som en serie av innkommende bølger der den første ikke nødvendigvis er størst. Bølgebevegelsen kan vare i timevis.

# Vedlegg B

## KONVERGENSTEST

### Innhold

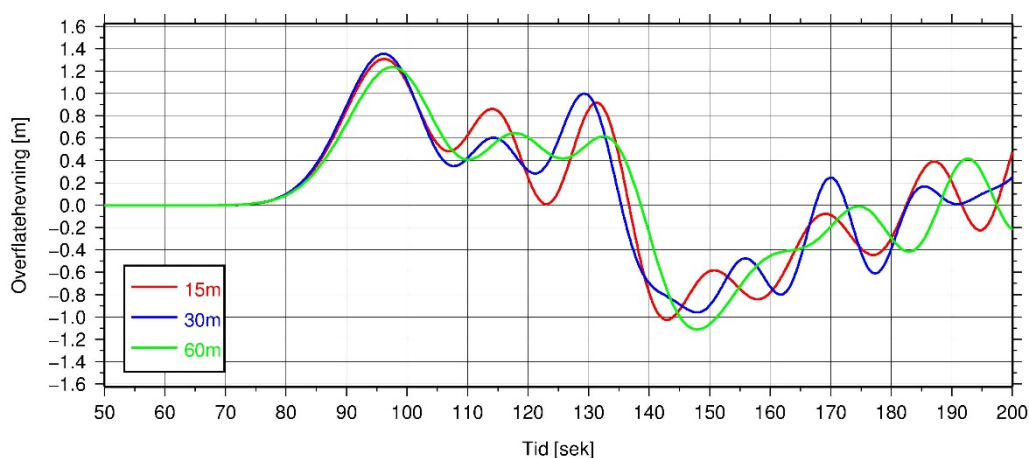
<b>B1 Konvergenstest for kontroll av nøyaktighet</b>	<b>2</b>
--	----------



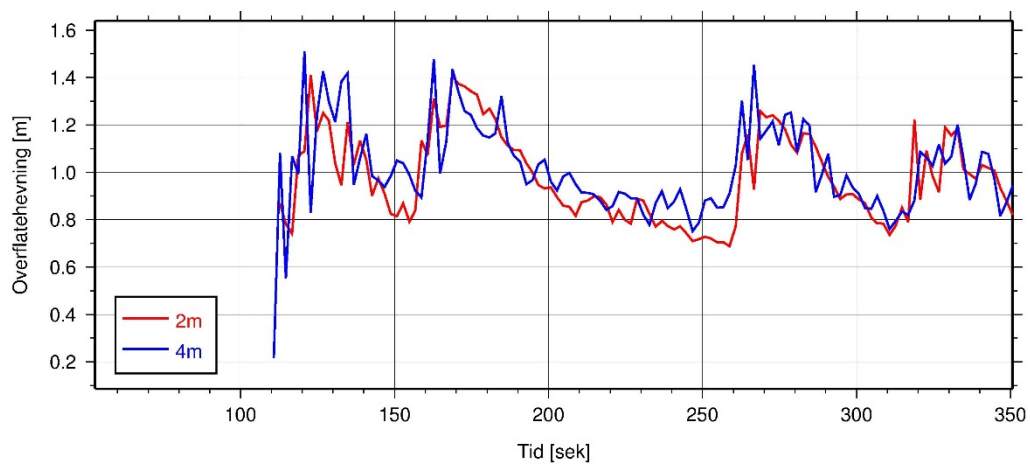
## B1 Konvergenstest for kontroll av nøyaktighet

Bølgelikningene løses numerisk ved at hele beregningsområdet deles opp i et finmasket nett eller celler, deretter beregnes bølgehøyde og strømhastighet i hver enkelt celle. Ved å sammenlikne simuleringer med ulik oppløsning av nettet kan vi måle nøyaktigheten til beregningene og konvergensten til metoden. Konvergensten oppnås dersom beregningene går mot den samme løsningen for finere og finere nett. I Figur B1 har vi presentert tidsserier fra GloBouss (bølge modellen) i et punkt mellom skredområdet og Flåm sentrum. Resultatene er vist for tre forskjellige oppløsninger, og viser at det er god konvergensten for ledende bølge med et avvik på +3.5% mellom 15 m og 30 m oppløsning. Det er større divergensten for påfølgende bølger, men den maksimale oppskyllingen i Flåm er kun knyttet til ledende bølge og det er derfor en akseptabel konvergensten her. Konvergensten for oppskyllingsmodellen, MOST, er vist for et punkt i Flåm sentrum i Figur B2 for to løsninger med 2 m og 4 m oppløsning. Resultatene her viser også en akseptabel konvergensten for slike typer modeller med et avvik på ca. 6 % på ledende bølge. I beregningene er det anvendt en oppløsning på 30 m for GloBouss og 2 m for MOST.

Konklusjonen er at vi har brukt konvergerende løsninger, både for bølge- og oppskyllingsberegningene.



Figur B1. Konvergenstest av GloBouss i et punkt mellom Flåm og skredutløpet, dybde ca. 45 m..



Figur B2. Konvergenstest av MOST modellen i Flåm sentrum.

# Vedlegg C

## NUMERISK MODELL FOR SKREDBEVEGELSE

### Innhold

C1	PCM blokkmodell	2
C2	Referanser	2

## C1 PCM blokkmodell

PCM-modellen beskriver skredet som et flak som beveger seg langs en skredbane med varierende helning. Modellen kan sees på som en variant av PCM blokk modellen, Perla, Cheng og McClung (1980). Det regnes på bevegelsen til flakets massemiddepunkt. Bevegelseslikningen inkluderer tyngde, tørr friksjon (uavhengig av hastigheten) samt sentrifugalkraften som følge av krumningen i skredbanen, et dynamisk drag og forskyvning av skredmasser i fronten. De tre siste bidragene inkluderes samlet som kvadratet av hastigheten dividert med en såkalt "mass-to-drag ratio". Bevegelseslikningen løses ved en iterativ løsningsprosedyre som deler skredbanen inn i korte linjestykker med ulik helning.

Hvor brukbar modellen er, avhenger av kjennskap til de to valgbare parameterne (tørrfrikksjonskoeffisienten og "mass-to-drag ratio"), som kan variere betydelig. Disse verdiene har til en viss grad blitt avgrenset ved statistisk testing av modellen (Scheidegger, 1973). Mass-to-drag ratio er tilpasset overgangen til vann.

## C2 Referanser

Bakkehøi, S., Cheng, T., Domaas, U., Lied, K., Perla, R.I. og Schieldrop, B. 1981. On the computation of parameters that model snow avalanche motion. Canadian Geotechnical Journal 18(1), 121-130.

Bakkehøi, S., Domaas, U. og Lied, K. 1983. Calculation of Snow Avalanche Run-out Distance. Annals of Glaciology, Vol. 4, 24-29. Også i: Norges Geotekniske Institutt, publikasjon nr. 151, 1984.

Harbitz, C.B. 1998. A survey of computational models for snow avalanche motion. (Deliverable D4 of the EU project SAME) Norges Geotekniske Institutt, rapport nr. 581220-1.

Perla, R.I., Cheng, T.T. og McClung, D.M. 1980. A Two-Parameter Model of Snow-Avalanche Motion. Journal of Glaciology Vol. 26, No. 94, 197-207.

Scheidegger, A. E. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides Rock Mechanics, 1973, 5, 231-236

<b>Dokumentinformasjon/Document information</b>		
<b>Dokumenttittel/Document title</b> Beregninger for et volum på 280.000 m <sup>3</sup>		<b>Dokumentnr./Document no.</b> 20160855
<b>Dokumenttype/Type of document</b> Rapport / Report	<b>Oppdragsgiver/Client</b> NVE	<b>Dato/Date</b> 2017-02-14
<b>Rettigheter til dokumentet iht kontrakt/ Proprietary rights to the document according to contract</b> Oppdragsgiver / Client		<b>Rev.nr.&amp;dato/Rev.no.&amp;date</b> 0 /
<b>Distribusjon/Distribution</b> BEGRENSET: Distribueres til oppdragsgiver og er tilgjengelig for NGIs ansatte / LIMITED: Distributed to client and available for NGI employees		
<b>Emneord/Keywords</b> Flodbølge, numerisk modellering, skred, Aurland, Flåm		

<b>Stedfesting/Geographical information</b>	
<b>Land, fylke/Country</b> Norge, Sogn og Fjordane	<b>Havområde/Offshore area</b>
<b>Kommune/Municipality</b> Aurland Kommune	<b>Felt navn/Field name</b>
<b>Sted/Location</b> Flåm	<b>Sted/Location</b>
<b>Kartblad/Map</b> 1416-IV	<b>Felt, blokknr./Field, Block No.</b>
<b>UTM-koordinater/UTM-coordinates</b> Sone: 33 Øst: 0073800 Nord: 6773600	<b>Koordinater/Coordinates</b> Projeksjon, datum: Øst: Nord:

<b>Dokumentkontroll/Document control</b> Kvalitetssikring i henhold til/Quality assurance according to NS-EN ISO9001					
Rev/ Rev.	Revisjonsgrunnlag/Reason for revision	Egenkontroll av/ Self review by:	Sidemanns- kontroll av/ Colleague review by:	Uavhengig kontroll av/ Independent review by:	Tverrfaglig kontroll av/ Inter- disciplinary review by:
0	Originaldokument	2017-03-08 Sylfest Glimsdal/ Peter Gauer	2017-03-09 Carl B. harbitz		

<b>Dokument godkjent for utsendelse/ Document approved for release</b>	<b>Dato/Date</b> 9. mars 2017	<b>Prosjektleder/Project Manager</b> Sylfest Glimsdal
--	----------------------------------	--

NGI (Norges Geotekniske Institutt) er et internasjonalt ledende senter for forskning og rådgivning innen ingeniørrelaterte geofag. Vi tilbyr ekspertise om jord, berg og snø og deres påvirkning på miljøet, konstruksjoner og anlegg, og hvordan jord og berg kan benyttes som byggegrunn og byggemateriale.

Vi arbeider i følgende markeder: Offshore energi – Bygg, anlegg og samferdsel – Naturfare – Miljøteknologi.

NGI er en privat næringsdrivende stiftelse med kontor og laboratorier i Oslo, avdelingskontor i Trondheim og datterselskaper i Houston, Texas, USA og i Perth, Western Australia.

[www.ngi.no](http://www.ngi.no)

NGI (Norwegian Geotechnical Institute) is a leading international centre for research and consulting within the geosciences. NGI develops optimum solutions for society and offers expertise on the behaviour of soil, rock and snow and their interaction with the natural and built environment.

NGI works within the following sectors: Offshore energy – Building, Construction and Transportation – Natural Hazards – Environmental Engineering.

NGI is a private foundation with office and laboratories in Oslo, a branch office in Trondheim and daughter companies in Houston, Texas, USA and in Perth, Western Australia

[www.ngi.no](http://www.ngi.no)

