

ABSTRACT

An increased frequency of sediment delivery from hill slopes is a leading problem in mountain river management. And a climate change might lead to an increased frequency of bed load transport and change in grain size trend in mountain river basins. The theme for this master thesis is of importance for the society, because possible effects of a climate change is more frequent flooding and landslide events that might cause the society unexpected stain. This master thesis is based on a comparison of bed load transport and grain size trend between two locations situated upstream - and downstream for a dominating landslide in Vekveselva, Oppdal. The two locations and the dominating landslide are located in a 330 meter study reach which is dominated by a step – pool morphology. Four impact sensors was placed in the reach to measure the bed load transport acceleration from June to July, and pebble counts in eight cross sections were carried out to find the grain size trend in the reach after numerous episodic bed load events, and gradient and step height and step length was measured. The bed load acceleration – and grain size trend study produced interesting data concerning bed load and grain size trend in Mountain Rivers. The outcomes of the study were discussed in context with current theories concerning bed load acceleration and grain size trend in mountain river basins.

SAMMENDRAG

En økt frekvens av sedimenttilførsel fra skredsår til elvekanaler er i dag et ledende problem ved forvaltning av fjellelver. En fremtidig klimaendring kan føre til at prosesser i fluvialgeomorfologiske system justeres, og endrer oppførsel med hensyn til bunntransport og sedimenttilførsel fra skredsår. Som en følge av at fluvialgeomorfologiske system justeres kan samfunnet og den enkelte utsettes for relativt uforutsigbare påkjennelser i form av flom og skredhendelser. Denne masteroppgaven baserer seg på å sammenligne bunntransport og kornstørrelsestrend mellom to lokaliteter med utgangspunkt i et dominerende skredsår i Vekveselva på Oppdal. De to lokalitetene og skredsåret omfatter en 330 m lang studiestrekning, hvor en step – pool morfologi er dominerende. Fire sjokksensorer ble plassert i studiestrekningen for å måle akselerasjon i juni og juli 2010, mens steintellinger ble gjennomført i åtte tverrsnitt i den gitte elvestrekningen i etterkant av flere akselerasjonshendelser, samt Vårflommen 2010. Studiestrekningens gradient ble målt, og stephøyde og steplengde ble målt i seks av åtte prøvepunkter. Det ble fokusert på forskjeller i bunntransport og kornstørrelsestrend mellom øvre – og nedre lokalitet. Resultatene fra målingene av bunntransport og kornstørrelsestrend var en rekke interessante observasjoner som ble knyttet opp mot aktuelle teorier knyttet til bunntransport og kornstørrelsestrend i fjellelver.

FORORD

Fem år jeg aldri trodde skulle passere er over, og tiden har gått så alt for fort! Å skrive masteroppgave har vært veldig spennende, og jeg trivdes spesielt godt med feltarbeidet. Utfordringene har vært mange det siste året, og det har til tider vært en tung prosess å skrive masteroppgave, men nå er jeg endelig ferdig. Her står du med min masteroppgave i hånden! At tema for masteroppgaven ble naturgeografi er nok en overraskelse for dere som har kjent meg lenge. Hadde du spurt meg for 10 år siden hva jeg kom til å studere, hadde jeg aldri i verden svart geografi. Jeg skulle bli jordmor, fysioterapeut eller barnevernspedagog, og kunne nok ikke se for meg at jeg kom til å bruke et år på å skrive om bunntransport i en fjellelv.

At jeg valgte å studere geografi har jeg aldri angret på, selv om jeg ofte kommer til kort når noen spør meg hvilke land Romania grenser til. Geografi har for meg, alltid vært ensbetydende med naturgeografi, og det har vært kjempe spennende og interessant å observere geomorfologiske prosesser som virker i og rundt en fjellelv.

Nå som jeg er ferdig med masteroppgaven og lektorutdanningen, vil jeg først og fremst takke mine foreldre for all støtte og oppmuntring. Mamma, uten deg jeg aldri kommet gjennom denne prosessen. Og Pappa, din interesse for tema jeg har skrevet om, vilje til å diskutere og ikke minst hjelp til korrekturlesingen har vært uvurderlig. Så vil jeg takke min samboer for lånet av bilen, hans hjelp under feltarbeidet og ikke minst hans evne til å distrahere meg i hverdagen. Det har vært godt å kunne tenke på noe annet sammen med deg, Kurt Henrik.

Foruten min familie vil jeg gjerne takke Tomas for feltarbeidsamarbeidet, Line hjelpen med å måle alle steinenes A -, B -, og C - akser, og Kjetil for hjelp med korrekturlesing av forskjellige deler av masteroppgaven. Takk til Lukket avdeling på Geografisk institutt for lange pauser kaffepauser, hysterisk morsomme diskusjoner og godt samhold. Uten dere ville ikke studietiden vært den samme!

Takk til Ivar Berthling for bilder, hjelp under feltarbeidet, og all sjokoladen. Sist, men ikke minst, vil jeg takke Geir Vatne for super veiledning, tålmodighet, oppriktige interesse og all hjelp. Du har alltid hatt tid til mine små og store utfordringer i forbindelse med denne masteroppgaven.

Trondheim, juni 2011.

Stine Waldum

ORDFORKLARING

Bunntransport – omtales tidvis som akselerasjon.

Fluvialgeomorfologiske system – er et åpent system med fri flyt av masse (for eksempel sedimenter) og energi (for eksempel nedbør og overflateavrenning) fra skråninger til elvekanaler (Inkpen 2005).

Flom – *Fase 2* og *Fase 3* bunntransporthendelser.

LS – et skredsår lokalisert ved nedre lokalitet i studiestrekningen.

Morfologiens egenskaper – steplengde og stepphøyde.

Nedre lokalitet – betegner studiestrekningen fra T4 – T1.

Prøvepunkt – step – pool parene T8 – T1, som omfatter tverrsnittene hvor sjokksensorene var plassert og steintellingen ble gjennomført.

SK – et skredsår lokalisert midt i studiestrekningen, som er utgangspunkt for masterstudien.

Skredsår – aktive punktkilder i bratte skråninger som tilfører sedimenter til ei elv.

Skråninger – lokaliseringen til skredsår.

Step – pools – et engelsk begrep, som beskriver en type bunnformer i elver. Begrepet kan på norsk omtales som *trinn – kulp*. Bunnformene omtales som step – pools i oppgaven på grunn av at begrepet er akseptert som beskrivende i det fluvial geomorfologiske miljøet.

Steps sedimentsammensetning – oppbygning av sedimenterer i steps, steps form og ruhet.

Øvre lokalitet – betegner studiestrekningen fra T8 – T5.

Vannhastighet – vannets hastighet, meter per sekund.

INNHold

ABSTRACT	I
SAMMENDRAG	III
FORORD.....	V
ORDFORKLARING.....	VII
FIRGURLISTE	XI
TABELLISTE	XIII
1. INNLEDNING	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Lokalitet.....	3
studiestrekningen.....	5
1.2.1 Studiestrekningen	6
1.3 Mål	8
2. TEORI	9
2.1 Bunntransport	9
2.2 Bunntransport i fjellelver.....	11
2.3 Sedimenttilførsel fra skredsår til fjellelver	12
2.5 Step – pool morfologis påvirkning på bunntransport	17
3. METODER	19
3.1 Feltmetoder.....	19
3.1.2 Steintelling.....	21
3.1.3 Gradient	24
3.1.4 Steplengde og stephøyde	24
3.1.5 Sendere (Passive Integrated Transponders/Pittags).....	26

3.1.6 Tverrsnittsareal.....	27
3.2 Analyse.....	27
3.2.1 Bildeanalyse	27
3.2.2 Kornstørrelsesanalyse.....	27
3.2.3 T – Test.....	28
3.2.4 Eksisterende datagrunnlag.....	28
4. RESULTATER.....	31
4.1.2 Steintelling.....	36
4.1.4 Nøkkelsteiner.....	37
4.1.5 Observasjon av skredsåret SK.....	37
4.1.6 Vårflommen 2010 i Vekveselva.....	40
4.1.7 Sedimentasjonsdammen	41
4.1.8 Gradient.....	41
4.1.11 Tabeller.....	43
5. DISKUSJON	45
5.1 Effekten av sedimenttilførsel.....	45
5.3 Effekten av stephøyde og steplengde	50
6. KONKLUSJON	53
7. FORSLAG TIL VIDERE ARBEID.....	55
8. REFERANSER.....	57

FIRGURLISTE

Figur 1: Vekve er lokalisert i Sør – Trøndelag, i Oppdal kommune. Her representert ved den svarte prikken i kartene (norge.no 2011b, 2011a).	3
Figur 2: Sedimentasjonsdammen som ble bygget i 2007, og ligger ca. 750 m over havet (norgebilder.no 2011).	4
Figur 3: Løsmassekart over Vekveselva. Studiestrekningen ligger mellom Sprænbekken og Stølbekken. Elven renner gjennom tykt morenemateriale i studiestrekningen. Det ligger stedvise flekker av løsmateriale fra skred, på tvers av studiestrekningen (ngu.no 2010).	5
Figur 4: Step – pool morfologi i Vekveselva (Foto: Stine Waldum).	6
Figur 5: Studiestrekningen (norgebilder.no 2011).	6
Figur 6: Storskredet (SK) (til høyre) ligger på østsiden av elvekanalen (Foto: Tomas Engvik). Elva og SK er nært koblet (til venstre) (Foto: Stine Waldum).	7
Figur 7: Ulike krefter som påvirker sedimenter under bunntransport (Sæterbø et al. 1998a).	9
Figur 8: Et skredsår med en god kobling til en elvekanal eksempel på rilleerosjon (Foto: Lars Libach).	14
Figur 9: Et eksempel på rilleerosjon (Foto: Tomas Engvik).	14
Figur 10: Viser en horisontal illustrasjon av heterogene bunnkornstørrelser som er nødvendig for at step – pool morfologi skal kunne etableres (Chin 1989).	15
Figur 11: Viser sedimentsammensetningen i steps i en naturlig fjellelv (Foto: Stine Waldum).	16
Figur 12: Viser steplengde, stephøyde, step – pool par og kanten av steps (Chin 1989).	17
Figur 13: Slik var sjokksensoren montert under feltarbeidet. Den var festet på høyre side også (Foto: Stine Waldum).	20
Figur 14: Sjokksensoren (GeminiDataLoggers(UK) 2011).	20
Figur 15: Punktet hvor sedimenter ble samlet inn i pools (Foto: Stine Waldum)	21
Figur 16: Under steintellingen ble det plukket opp sedimenter for hver 20 cm (Foto: Stine Waldum).	22
Figur 17: En definisjon av sedimentaksene som måles under steintelling (Bunte & Abt 2001a).	23
Figur 18: Inklinometeret som ble brukt under feltarbeidet (Foto: Stine Waldum).	24
Figur 19: Lengdeprofilen til ei elv som inneholder step – pool morfologi. L – representerer steplengde, som er skråningsdistansen mellom to steps, og H – representerer høyden på steppet (Curran & Wohl 2003).	25
Figur 20: En stein merket med en sender. Det svarte stoffet er superfiks (Foto: Stine Waldum).	26

Figur 21: Bilde viser studiestrekningen ved lav vannhastighet og at det kan være problematisk å klassifisere flomfullbredde (Foto: Stine Waldum).	27
Figur 23: Prøvepunktene lokaliserer, fra øvre - til nedre lokalitet i studiestrekningen. Studiestrekningen er ca. 330 m lang (Norgebilder.no).....	31
Figur 24: Assorterte bilder fra studiestrekningen. Legg spesielt merke til den heterogene kornstørrelsessammensetningen i og rundt studiestrekningen. Step – pool morfologien består hovedsakelig av steiner. <i>Bilde 1</i> er tatt mellom T8 og T7. <i>Bilde 2</i> og <i>Bilde 3</i> er tatt mellom T5 og SK. <i>Bilde 4</i> er tatt mellom SK og T4, mens <i>Bilde 5</i> er tatt mellom T3 og T2. <i>Bilde 6</i> er tatt mellom T2 og T1 (Foto: Stine Waldum).	32
Figur 25: <i>Vekve 4</i> stod i T5, mens <i>Vekve 3</i> og <i>2</i> var plassert i T4. De svarte linjene i diagrammene representerer middelveier, mens de grå er ekstremverdier. Hvert punkt på dato linjen skildrer data fra ca. 2 døgn.	35
Figur 26: Akkumulasjonssonen i SK er markert med en svart trekant i bildet. Området over akkumulasjonssonen representerer <i>toppen av SK</i> . Bildet i høyre hjørne viser riller over akkumulasjonssonen, i <i>toppen av SK</i> . Bildet er tatt våren 2010 (Bilde: Tomas Engvik).	38
Figur 27: Viser spor etter fluvial erosjon av fine sedimenter ved foten av akkumulasjonssonen i SK (Foto: Lars Libach).	38
Figur 28: Viser grove sedimenter ved foten av akkumulasjonssonen i SK (Foto: Tomas Engvik).	38
Figur 29: Bildene representerer utviklingen til Skredsåret SK over tre år. Legg spesielt merke til endringen i akkumulasjonssonen gjennom de tre årene. Ideelt burde bilde vært tatt fra samme posisjon, men bildene er tatt av ulike operatører, og hensikten med bildene var ikke å kunne sammenligne utviklingen i skredsåret.	39
Figur 30: Viser lav vannhastighet i elvekanalen. Legg spesielt merke til den store steinen som ligger til venstre i bildet. Bildet er tatt oppstrøms fra munningen til sedimentasjonsdammen (Foto: Geir Vatne).	40
Figur 31: Viser vannhastighetsforholdene 25.6, under Vårflommen. Legg merke til steinen som ligger ca. midt i bildet ut mot venstre. Det er den samme steinen som er tydelig på <i>Figur 31</i> (Foto: Geir Vatne)	40
Figur 32: Den røde linjen som går over steppet i T6 i 2008 (Foto: Stine Waldum).	40
Figur 33: Bilde 1, 2 og 3 ble tatt i oktober 2009 og 2010. Bilde 1 og 2 viser forskjellen i mengden avsatte sedimenter i sedimentasjonsdammen. Bilde 3 viser et utvalg av kornstørrelsene akkumulert i sedimentasjonsdammen høsten 2010.	41

TABELLISTE

Tabell 1: Månedsnormaler for temperatur °C og nedbør mm fra Sætre – målestasjon (Met.no 2007)...	3
Tabell 2: Wentworth skala (konvertert fra mm til cm) for inndeling av kornstørrelser på elvebunnen (Bunte & Abt 2001a).....	10
Tabell 3: Viser median, kornstørrelsesklassifisering, minste og største kornstørrelse, og antall sedimenter samlet inn i hvert prøvepunkt i studiestrekningen.	36
Tabell 4: Signifikant/Ikke signifikant står for om forskjellen i kornstørrelse er signifikant eller ikke. t er t verdien, p er sannsynlighet og GF står for grader av frihet.....	37
Tabell 5: Steintellingene utført i 2009 og 2010 i T3 og T2 viser forskjeller i kornstørrelse.....	43
Tabell 6: Sedimentenes kornstørrelse ved øvre – og nedre lokalitet.	43
Tabell 7: Nøkksteinenes kornstørrelse i prøvepunktene. Nøkksteinene er klassifisert i kornstørrelse. Legg spesielt merke til nøkksteinene i T3.	43
Tabell 8: Viser nøkksteinenes kornstørrelse ved øvre – og nedre lokalitet. Det er en 55 cm forskjell i kornstørrelse mellom de to lokalitetene.	43
Tabell 9: Det er en reduksjon i gradient fra T8 – T7, men videre nedstrøms er det trolig ingen gradientreduksjon.	43
Tabell 10: Steplengde i hvert prøvepunkt. Steplengde er kortere ved øvre lokalitet i forhold til nedre lokalitet.....	44
Tabell 11: Stephøyde i hvert prøvepunkt, steppene ved øvre lokalitet er høyere enn steppene ved nedre lokalitet.....	44
Tabell 12: Nøkkstein (blokk) i T3 merket med sendere som ble funnet igjen ved samme lokalisering som de ble merket.....	44
Tabell 13: Sedimenter (veldig grov grus) merket med sendere funnet i sedimentasjonsdammen høsten 2010. Sedimentene ble injisert ved nedre lokalitet høsten 2009.	44

1. INNLEDNING

1.1 Bakgrunn

Et kraftig uvær traff Midt – Norge i august 2003, og medførte store skred – og flomskader. Etter en lang periode med fint vær i store deler av landet, falt det like mye regn i løpet av tre dager som det faller på en vanlig august måned. Flom og skredhendelser herjet i Trøndelag og Møre og Romsdal. Tettstedet Oppdal ble hardt rammet da fjellelven Vinstra gikk over sine bredder, tok med seg en bro, og sperret E6 ved Driva (Nesje 2004, Meland & Thoresen 2003, Bjertnes & NTB 2003).

”Nedbøren som har falt i Midt – Norge de siste døgnene er såpass stor at vi velger å kalle den ”ekstrem”. Det er godt over hundre år mellom hver gang det gjøres slike målinger som det nå er gjort”

(Nyhet fra Metrologisk Institutt 15.8.2003 (Met.no 2003))

Fremtidens klima antas å bli varmere og våtere, og en klimaforandring kan resultere i økt frekvens av flom – og skredhendelser (Met.no 2010, Nesje 2004, Harvey 2007). En temperaturøkning kan gi økt mengde vanddamp i atmosfæren, noe som øker sannsynligheten for flere lokale intense nedbørshendelser (NVE 2009a). Økt nedbørsfrekvens og flere intense lokale nedbørsepisoder øker risikoen for lokale flom og skredhendelser, særlig langs bratte, mindre vassdrag (NVE 2009a, NVE 2009b, NVE 2008, Informasjonsforvaltning 2010).

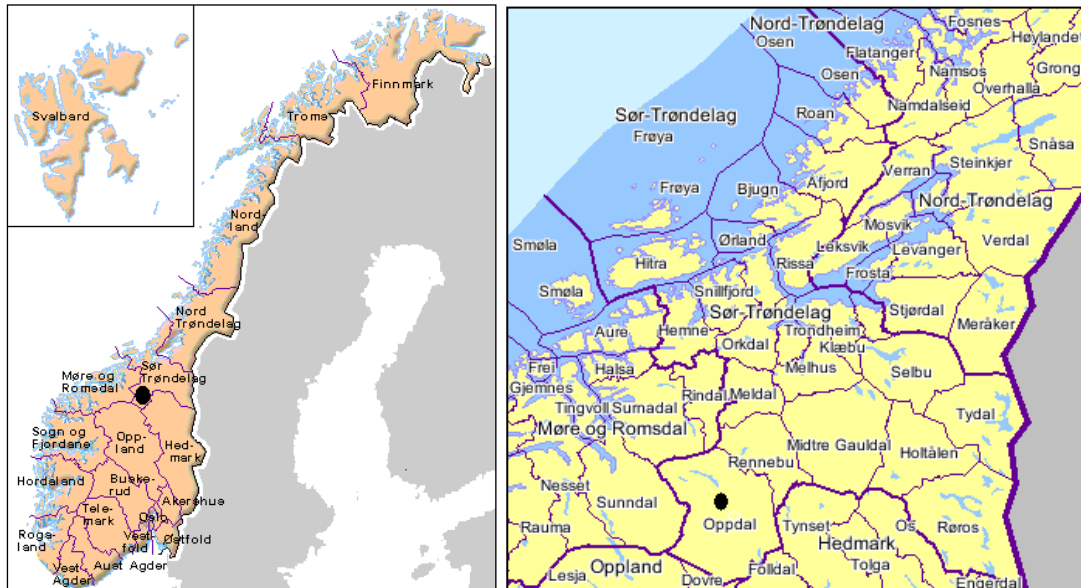
Flomhendelser er gjennomtrengende naturfare globalt, og resulterer ofte i seriøse sosiale – og økonomiske effekter (Sæterbø et al. 1998b). Fremtidens mulige klimaendring kan utfordre samfunnets kapasitet til å forebygge og håndtere konsekvenser av flom – og skredhendelser. Intense og uforutsigbare vær-situasjoner kan utsette den enkelte og samfunnet for påkjenninger, på grunn av at samfunnet blir stadig mer avhengig av stabil forsyning av for eksempel elektrisk kraft og telekommunikasjon, og samfunnstryggheten kan utfordres ved brudd på tjenestene (Informasjonsforvaltning 2010).

Når flomhendelser omtales i aviser, beskrives flommer som ødeleggende hendelser med seriøse sosiale følger, men flomhendelser kan defineres som en økning av vannhastighet som gjøre signifikant geologisk arbeid (Baker 2006). Økt vannhastighet i en elv, kan resultere i bunntransport hvor partikler ruller, glir eller hopper langs elvebunnen. Da bunntransport ofte forekommer under flomhendelser, og kan transportere store mengder sedimenter, er det viktig

å forstå hvordan bunntransportprosesser foregår i elver. En forståelse av bunntransportprosesser kan gjøre det mulig å forutse effekter av flomhendelser i fremtiden, og muligens unngå sosiale og økonomiske skader av større omfang, som på Oppdal i 2003.

1.2 Lokaltet

Studieområdet, Vekve, ligger i Oppdal kommune i Sør – Trøndelag, ca. 8 km nordvest for Oppdal sentrum. Det er en del av Trollheimen nasjonalpark.



Figur 1: Vekve er lokalisert i Sør – Trøndelag, i Oppdal kommune. Her representert ved den svarte prikken i kartene (norge.no 2011b, 2011a).

Vekveselva er en sideelv til Driva, som strekker seg gjennom/over Sunndal – og Oppdal kommune. Nedbørsfeltet drenerer ut mot havet i vest, og er 33 km² og 12 km langt (NVE 2010). Elva ligger i et smeltesdominert nedbørsfelt. Normaltemperaturen for området er 2,5 °C og normalnedbøren er på 630 mm/år (Tabell 1). Snøsmeltingen forekommer fra mai til juli, avhengig av temperatur og nedbør¹, hvorpå nedbørsfrekvensen er størst fra juli til september (Met.no 2007). Vekveselva renner fra ca. 1020 moh til ca. 660 moh.

Tabell 1: Månedsnormaler for temperatur °C og nedbør mm fra Sætre – målestasjon (Met.no 2007).

Månedsnormaler	Jan	Feb	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	År
Temperatur C°	-0,5	-4,5	-2,5	0,5	6,5	10	11	10,5	6,5	2,5	-2	-4	2,5
Nedbør m.m.	45	40	40	35	30	55	85	70	75	60	45	50	630

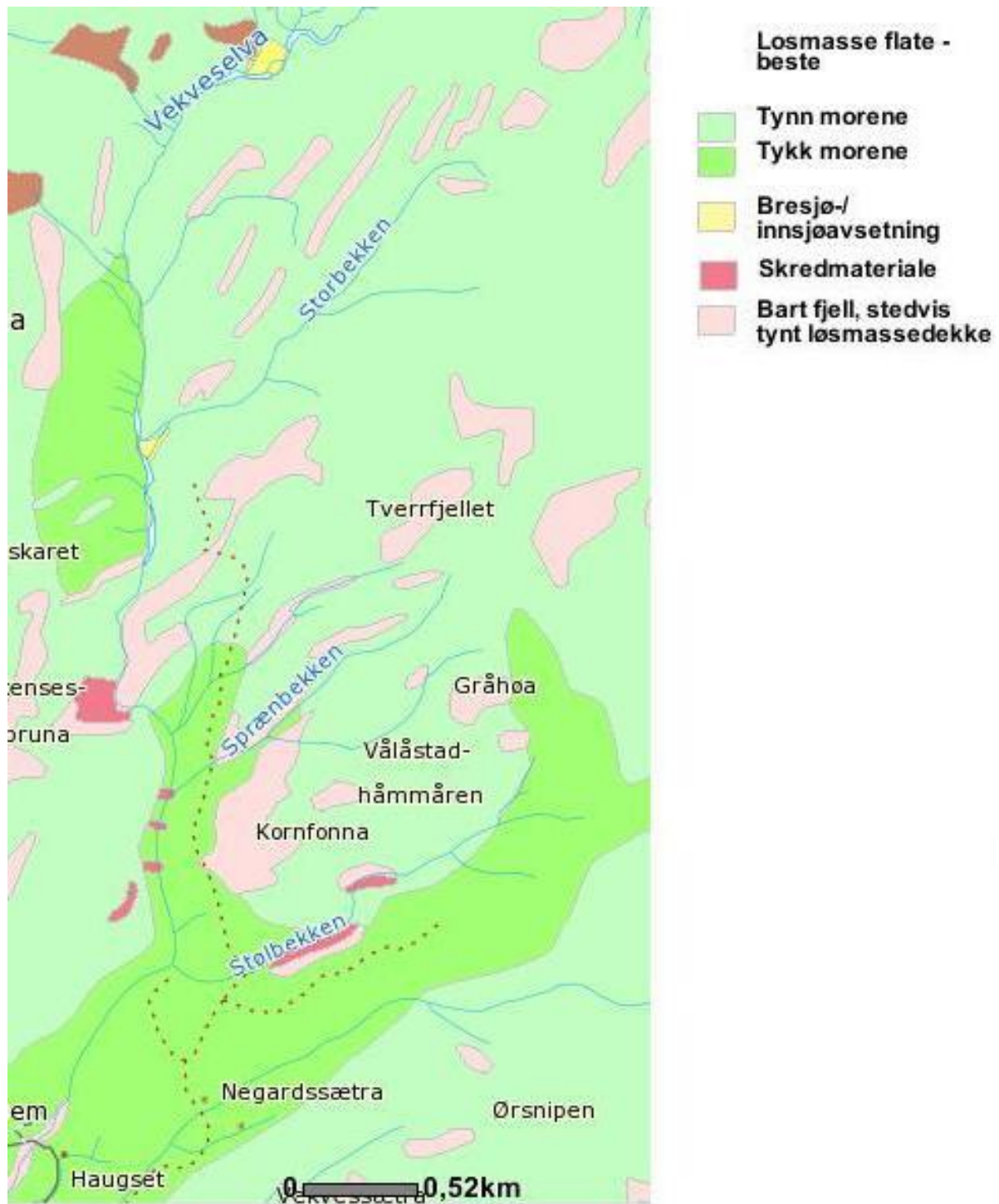
¹ Temperatur – og nedbørsnormaler er hentet fra værstasjonen Sætre og ligger 604 meter over havet. Stasjonen ligger 8, 2 km fra Vekveselva og er den nærmeste offisielle værstasjonen. Den ble opprettet i 1999 og måler nedbør, temperatur, snødybde og vind.



Figur 2: Sedimentasjonsdammen som ble bygget i 2007, og ligger ca. 750 m over havet (norgebilder.no 2011).

Den ekstreme nedbørshendelsen i 2003, forårsakete en aktivisering av flere skredsår, som medførte en økt frekvens episodisk sedimenttilførsel til elvekanalen. Den kraftige flomhendelsen, som fulgte uværet i 2003, tettet inntaket til overføringstunnelen til Drivkraftverk. For å unngå at overføringstunnelen ble tettet igjen ble det bygd en sedimentasjonsdam som er ment å skulle stoppe alle grovkornede – og noen fine partikler. Sedimentasjonsdammen befinner seg ved ca. 750 moh. Nedstrøms for sedimentasjonsdammen eroderer Vekveselva i fastfjell.

Under ledelse av Geir Vatne og Ivar Berthling ved Geografisk Institutt, NTNU, brukes området rundt Vekveselva som feltlaboratorium for å studere koblingen mellom skrånninger og elver. Da det gjennomføres kontinuerlige feltundersøkelser i og rundt Vekveselva området, er det nødvendig å være klar over at det er en mindre grad av menneskeligpåvirkning både i skredsårene og elvekanalen.



Figur 3: Løsmassekart over Vekveselva. Studiestrekningen ligger mellom Sprænbekken og Stølbekken. Elven renner gjennom tykt morenemateriale i studiestrekningen. Det ligger stedvise flekker av løsmateriale fra skred, på tvers av studiestrekningen (ngu.no 2010).

1.2.1 Studiestrekningen

Studiestrekningen har en konveks profil og ligger i en V – dal med bratte dalsider bestående av morenemateriale. Studiestrekningens omliggende skråninger preges av løsmasseskred konsentrert fra aktive skredsår. Rundt studiestrekningen ligger fluvialavsatt materialer, noe som tyder på at store krefter har vært i aksjon i studieområdet.

Studiestrekningen har en step – pool morfologi, men morfologien er ikke universell i studiestrekningen. Andre bunnformer som riffle – pool og kaskader er også lokalisert. Step – pool morfologien er et resultat av bunntransport som forekommer under *Fase 2* bunntransporthendelser (for nærmere forklaring se: 2.2). En step – pool morfologi kan etableres når kornstørrelsesfordelingen er heterogen, og



Figur 4: Step – pool morfologi i Vekveselva (Foto: Stine Waldum).

mange av sedimentene er store i forhold til elvekanalen. Step – pool morfologiens geometri kontrollerer sedimentenes bevegelsesdynamikk under bunntransport, og step – pool bunnformene gir en vertikal meandring som leder til energitapping under lav – til moderat vannføring (Montgomery & Buffington 1997, Chin 2005, Lisle 2002).



Figur 5: Studiestrekningen (norgebilder.no 2011).

Studiestrekningen er en del av Vekveselva, og er ca. 330 m lang (norgebilder.no 2011). Den ligger mellom Sprænbekken og Stølbekken (Figur 3), og inkluderer to skredsår. Gjennomsnittsgradienten i studiestrekningen er ca. 9 %.



Figur 6: Storskredet (SK) (til høyre) ligger på østsiden av elvekanalen (Foto: Tomas Engvik). Elva og SK er nært koblet (til venstre) (Foto: Stine Waldum).

En god kobling mellom elvekanalen og SK i studiestrekningen, medfører til jevn, men tilfeldig, sedimenttilførsel. SK (til høyre i *figur 7*) kan beskrives som et komplekst (sammensatt) skredsår. Skredsåret er ikke stabilt, da det er bratt *i toppen av skråningen*. Sedimenter faller fra *toppen av skråningen*, og blir avsatt i en akkumulasjonssone midt i skråningen. Fluvial erosjon foregår i koblingen mellom studiestrekningen og SK (til venstre i *figur 7*), og foreløpige studier tyder på at skredsåret aktiv tilfører sedimenter til studiestrekningen.

Studiestrekningen omfatter også Larsskredet (LS), er et eldre skredsår som er preget av avskalling og videreutvikling med mindre flomsskred som gjeldende prosesser. Et vegetasjonsdekke er i ferd med å reetablere seg i LS, og skredsåret har ikke en god kobling til studiestrekningen slik som SK. LS er på grunn av sin grad av reetablering, ikke en del av denne studien.

1.3 Mål

Målet med masteroppgaven er å finne effekten aktive skredsår har på bunntransport og kornstørrelsestrend, med utgangspunkt i en bratt fjellelv, Vekveselva. Med utgangspunkt i (SK) et dominerende skredsår vil jeg undersøke om det er signifikant forskjell mellom øvre – og nedre lokalitet i studiestrekningen, med hensyn til bunntransport og kornstørrelsestrend.

Begrunnelsen for å gjennomføre masterstudien er at en økt frekvens av sedimenttilførsel fra skredsår er et ledende problem ved forvaltningen av fjellelver (Church & Hassan 1992, McLean & Church 1999, Pyrcce & Ashmore 2003). En fremtidig klimaendring kan øke sjansen for at Vekveselva med omliggende skråninger justerer seg, og endrer oppførsel med hensyn til bunntransport og sedimenttilførsel fra skredsår. På grunn av en mulig fremtidig klimaendring er det viktig å avgjøre signifikansen av SKs påvirkning, da sedimenttilførsel fra skredsåret (SK) kan endre bunntransportprosesser og kornstørrelsestrend i studiestrekningen.

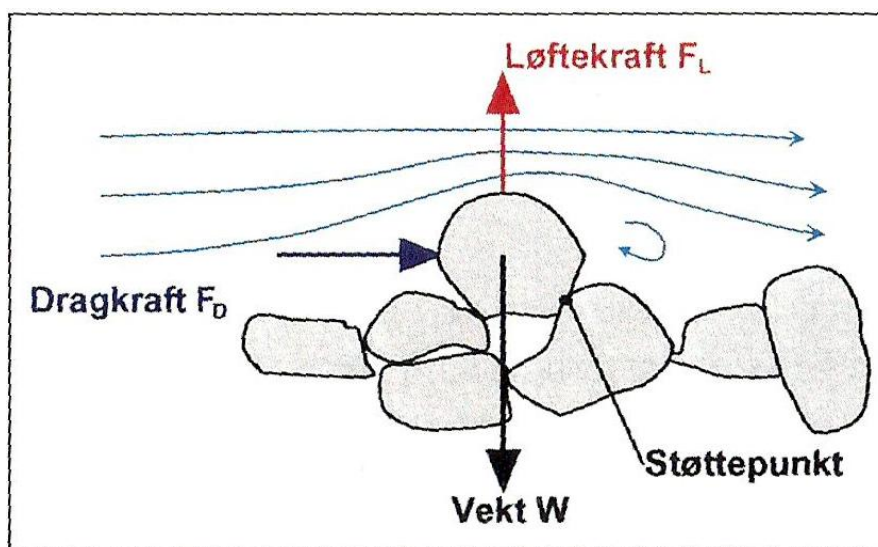
1.4 Oppgavens oppbygning

Hvert kapittel i masteroppgaven bygger videre på det forrige. Kapittel 1 forklarer bakgrunnen og begrunnelsen for å gjennomføre masteroppgaven. Leseren introduseres for studieområdet Vekve, og studiestrekningen i Vekveselva avgrenses. Nedbørs – temperatur normaler presenteres sammen med løsmassedekket og den gjeldende fluvialgeomorfologien. Til sist i kapitlet presenteres målet med masteroppgaven. Kapittel 2 inneholder det teoretiske rammeverket til oppgaven. Forekomst og effekten av bunntransport og kornstørrelsestrend i fjellelver blir forklart, og settes i sammenheng med skråningsprosesser. Metodene som er brukt under feltarbeidet og i analysen av datamaterialet presenteres i kapittel 3. Steintelling, bruk av sjokksensorer og målinger av bunnformer og gradient gir et innblikk i bunntransportprosessene som virker i studiestrekningen. Kapittel 4 viser resultatene fra feltarbeidet. Resultatene er grunnlaget for diskusjonen i kapittel 5, mens kapittel 6 oppsummerer konklusjonene gjort i diskusjonen. Tilslutt gis forslag til videre arbeid i kapittel 7.

2. TEORI

2.1 Bunntransport

Sedimenttransport foregår på tre ulike måter i de fleste elver. Sedimenter kan transporteres som bunntransport, hvorpå sedimenter ruller, glir eller hopper langs bunnen, som suspensjonstransport hvor sedimentene svever i vannmassene, og som oppløst transport. Siden fokuset i oppgaven er bunntransport, vil ikke suspensjons – og oppløst transport omtales ytterligere.



Figur 7: Ulike krefter som påvirker sedimenter under bunntransport (Sæterbø et al. 1998a).

Gravitasjon – og friksjonskrefter påvirker sedimenter under bunntransport (Figur 8). Gravitasjonskraften akselerer vannet, øker i samsvar med vannmengde og er en funksjon av en elvs gradient. Vannets akselerasjonskraft virker parallelt med elvebunnen, og kan resultere i kinetisk energi som beveger sedimenter fra ro til bevegelse. Den kinetiske energien kan oppløses ved en reduksjon i vannhastighet og/eller en lokal endring i elvers morfologi. Løftekraften virker på tvers av akselerasjonskraften, og skyldes trykkforskjeller ved elvebunnen på grunn av lokale vannhastighetsvariasjoner over sedimentene. Mot akselerasjonskraften virker sedimenters vekt og friksjonskrefter (Mao & Surian 2009, Kasai et al. 2004, Hoerner 1965). Vannhastigheten i en elv bestemmes av forholdet mellom gravitasjonskraften og friksjonskrefter, og vannhastigheten påvirkes ytterligere av avstand fra elvebunnen og forhold langs tverrsnitt nedstrøms elvekanalen og over tid. Gravitasjonskraften og friksjonskrefter, som for eksempel bunntransport, erosjon og/eller avsetning av sedimenter kan endre kanalmorfologi. Erosjon oppstår når mengden sedimenter som transporteres bort, er

større enn mengden tilførte sedimenter, mens sedimenter blir avsatt når vannhastigheten avtar (Mao & Surian 2009, Kasai et al. 2004, Dingman 1984).

Sedimenters erosjonsterskel kan overstiges og sedimenter kan bunntransporteres, hvis akselerasjonskraften overstiger friksjonskraften og sedimenters vekt (Knighton 1998b). Sedimenter som bunntransporteres, vanligvis ikke mindre enn 0,1 – 0,2 mm, forventes å transporteres relativt korte distanser under bunntransporthendelser (Demir & Walsh 2005). Sedimenter som bunntransporteres har ulike kornstørrelser, og sedimenter kan organiseres i grupper i henhold til ulike kornstørrelse. Finkornede sedimenter defineres som silt, leire, sand og grus, mens stein og blokk defineres som grove sedimenter (Bunte & Abt 2001b). Grove – og fine sedimenter kan imidlertid deles inn i mer spesifiserte grupper av sedimenter som oppgis i kornstørrelsestabellen nedenfor.

Tabell 2: Wentworth skala (konvertert fra mm til cm) for inndeling av kornstørrelser på elvebunnen (Bunte & Abt 2001a).

Kornstørrelse	Sedimentstørrelse	cm
BLOKK	Veldig stor	409,6 - 204,8
	Stor	204,8 - 102,4
	Medium	102,4 - 51,2
	Liten	51,2 - 25,6
STEIN	Stor	25,6 - 12,8
	Liten	12,8 - 6,4
GRUS	Veldig grov	6,4 - 3,2
	Grov	3,2 - 1,6
	Medium	1,6 - 0,8
	Fin	0,8 - 0,4
	Veldig fin	0,4 - 0,2
SAND	Veldig grov	0,2 - 0,1
	Grov	0,1 - 0,05
	Medium	0,05 - 0,025
	Fin	0,025 - 0,0125
	veldig fin	0,0125 - 0,0063
SILT		0,0063 - 0,00039
LEIRE		0,00039 - 0,000024

2.2 Bunntransport i fjellelver

Bunntransport er romlig og midlertidig diskontinuerlig prosess, som kan karakteriseres med en episodisk natur (Ergenzinger & Schmidt 1990, Whiting & Bradley 1993). I flere feltstudier har det blitt observert at økt vannhastighet kan resultere i bunntransport, og at bunntransport er mer sannsynlig på en økende – enn synkende vannhastighetskurve (Hassan & Church 2001, McNamara & Borden 2004, Vatne et al. 2008). Bunntransport er avhengig av lokale vannhastighetsforhold, bunnkornsammensetning og mengden sedimenter tilført en elvekanal fra sedimentkilder (Hassan & Woodsmith 2004). Bunntransport er en funksjon av en fjellelvs transportkapasitet, men bunntransportratene kan være begrenset av sedimenttilførsel (Chin 2005, Lisle 2002, Jackson & Beschta 1982, Gomez 1991).

De fleste fjellelver har et dekkjikt bestående av grove et relativt tynt lag av grove sedimenter som ligger over finere sedimentlag (Sutherland 1987, Andrews & Parker 1987). Dekkjikt kan stabilisere elvebunnen, og forhindre transport og erosjon av fine sedimenter. Et dekkjikt dannes når vannhastigheten i en elv kun transporterer de mest tilgjengelige sedimentene på en elvebunn bestående av sedimenter med heterogene kornstørrelser (Andrews & Parker 1987).

To teorier beskriver hvordan bunntransport kan foregå i fjellelver. Size – selective transport (SST) vil si at kornstørrelsen til sedimenter satt i transport øker med vannhastigheten. Når sedimenter av ulik kornstørrelse blir satt i transport på samme tid, under samme vannhastighet, foregår Equal – mobility transport (EMT) (Marion & Weirich 2003).

Det har blitt foreslått at bunntransport i fjellelver kan deles inn 2 eller 3 faser, hvorpå *Fase 1* og *Fase 2* kan representere SST og er lik i begge faseversjonene (Andrews 1983, Wilcock 1998, Ryan et al. 2002, Marion & Weirich 2003). I *Fase 1* beveges sand og små gruskorn i relativt lave rater over en stabil bunn, mens dekkjiktet hindrer sedimenter lagret under bunnoverflaten i å bevege seg under lave til moderate vannhastigheter. *Fase 2*: grovere korn beveges, transportraten øker og inkludert sedimenter fra både kanalbunnens dekkjikt og sedimenter som ligger under bunnoverflaten ved moderate til høye vannhastigheter (Ryan et al. 2002). I *Fase 2* regnes det med at det de største sedimentene bare delvis blir transportert (stein og blokk), mens mindre sedimenter vil få full mobilitet. I 3 – faseversjon innebærer *Fase 3* full mobilitet (EMT) av alle sedimenter, dekkjikt og andre bunnformer som normalt sett sørger for elvens stabilitet. Bunnformer kan bli brutt opp og dannet på nytt i denne fasen (Marion & Weirich 2003).

Bunntransport, *Fase 1* og *Fase 2*, kan ha implikasjoner for sedimentsortering og nedstrøms kornstørrelsestrend (Ryan et al. 2002). For eksempel kan en nedstrøms kornstørrelsesforfining i elver kan forekomme av en rekke grunner, inkludert lokal gradient, sedimentabrasjon og hydraulisk sortering ved SST (Surian 2002, Paola et al. 1992, Ferguson et al. 1996, Wilcock 1997, Gasparini et al. 1999, Hoey & Bluck 1999, Montgomery et al. 1999, Schumm & Stevens 1973, Parker 1991a, Parker 1991b). Mao et al. utførte en feltstudie av transportmodus i Rio Cardon, i øst Italia, i (2008) og konkluderte med at SST dominerte under vanlige *Fase 1* – og noen *Fase 2* bunntransporthendelser, mens EMT forekom under sjeldne *Fase 2* eller *Fase 3* bunntransporthendelser. En nedstrøms kornstørrelsestendens, som forfining, kan forstyrres ved innblanding av sedimenter fra atskilte sedimentpopulasjoner, som for eksempel sideelver (Rice & Church 1998, Knighton 1980), eller en kontinuerlig blanding av sedimenter langsmed fjellelver med gode koblinger til skredsår (Church 2002, Rice & Church 1996b).

Under *Fase 1* og *Fase 2* bunntransporthendelser transporteres sedimenter ofte i en hovedtransportvei i elvekanaler. En hovedtransportvei for bunntransport er vanligvis en veldefinert og smal rute i et tverrsnitt (Richardson et al. 2003). Vatne et al. (2008) observerte i fjellelven Vinstra at hovedtransportveien for bunntransport ikke var lokalisert i samme rute under *Fase 1* og *2* bunntransporthendelser.

Flomhendelser defineres som *Fase 2 – 3* bunntransporthendelser, og beskrives på forskjellige måter av ulike grupper mennesker. Politiker og allmennheten anser en flom for å være en vannføring som gjør signifikant skade på samfunnsstrukturer. I følge geomorfologer er flom, en vannhastighet som gjør signifikant geologisk arbeid (erosjon, sedimenttransport og avsetning). Hydrologer definerer flom som en vannføring som overgår normal vannføring i en periode (Baker 2006).

2.3 Sedimenttilførsel fra skredsår til fjellelver

Elver og omliggende skråninger er en del av et fluvialgeomorfologisk system, som består av et komplekst prosess – respons system, som inkluderer et morfologisk – og et kaskadesystem. Det morfologiske systemet består av elvekanaler, sedimentavsetningssoner, skråninger med mer, og kaskadesystemet består av vann og sedimenter (Chorley & Kennedy 1971). I et fluvialgeomorfologisk system kan det være fri flyt av masse (for eksempel sedimenter) og

energi (for eksempel nedbør og overflateavrenning) fra skråninger til elvekanaler (Inkpen 2005).

Skredsår kan være en dominerende sedimentkilde i de fleste fluvialgeomorfologiske system (Pearce & Watson 1986, Benda & Dunne 1997, Kelsey 1980, Hack & Goodlett 1960, Grant et al. 1990, Harvey 2001, Kasai et al. 2004). Sedimenttilførsel fra skredsår er en tilfeldig, ikke – kontinuerlig prosess som kan strekke seg over år – eller tiårsskaler. Skredsår kan være kort – eller langtids sedimentlagre i fluvialgeomorfologiske system på grunn av at sedimenttilførsel er en tilfeldig, ikke – kontinuerlig prosess (Benda & Dunne 1997).

Gravitasjon er hovedsakelig drivkraften bak sedimenttilførsel fra skråninger, og vann er ofte involvert i større eller mindre grad. Vann kan være involvert i sedimenttilførsel gjennom for eksempel regnstormer med påfølgende dråpeerosjon, overflateavrenning og andre skråningsprosesser (Benda & Dunne 1997, Schuerch et al. 2006, Korup et al. 2004, Harvey 2001). Nakamura et al. (2000) har klassifisert to klasser av skråningsprosesser. Små, raske sedimentbevegelser fra skråninger til elvekanaler, og store, saktegående sedimentbevegelser i skråninger.

Skredhendelser kan utløses av både periodiske – (snøsmelting) og episodiske – (ekstremnedbør) hendelser (Benda & Dunne 1997, Schuerch et al. 2006, Korup et al. 2004, Harvey 2001). En skredhendelse kan utløses når stresskreftene i en skråning er større enn jordas skjærstyrke. Stabiliteten i en skråning er avhengig av forholdet mellom drivende krefter (skjærstress) og stabiliserende krefter (jordas skjærstyrke), som uavbrutt påvirker jorda i en skråning. I en stabil skråning vil skjærstress, skjærstyrke og kohesjonskrefter være i et balansert forhold, der stresskreftene er mindre enn jordas skjærstyrke (Selby & Hodder 1993, Benn & Evans 1998). En skredhendelse kan utløses på grunn av høyintensitets nedbør som fører til at porevannstrykket øker inntil skjærstresserskler nås (Montgomery & Buffington 1997, Montgomery et al. 2002), da et høyt porevannstrykk vil gjøre skjærstyrken i jorda mindre. McEwen & Werritty (1988) observerte at korte perioder med intens nedbør i tørr jord utløste skredhendelser, i Cairngorm fjellene i Skottland. Skredhendelsene ble utløst som en følge av at jordas skjærstresserskler ble oversteget (Reid et al. 2007).

Subaeril erosjon foregår når jorda i skråninger er utsatt for atmosfæriske prosesser, som nedbør og temperaturendringer (Yumoto et al. 2006). Subaerile prosesser eroderer og

transporterer sedimenter fra skredsår, til eventuell mellomlagring og konsolidering i en skråning eller elv, og eroderer tilslutt sedimenter ut av fluvialgeomorfologiske system (Couper & Maddock 2001). Skråninger uten betydelig vegetasjonsdekke kan være utsatt for subaeril erosjon (Selby & Hodder 1993). Erosjon og sedimenttransport i skåninger er potensielle funksjoner av nedbørshendelser og omfanget av dråpeerosjonsprosesser i et skredsår bestemmes av nedbørsmengde, intensitet og varighet, sett i sammenheng med jordas skjærstyrke. Skråningsjordas egenskaper og dens sammensetning, samt frost og is vil påvirke jordas infiltrasjonskapasitet og bestemmer om vann renner på overflaten av skråningen (Blikra & Nemeč 1998, Selby & Hodder 1993).



Figur 8: Et skredsår med en god kobling til en elvekanal eksempel på rilleerosjon (Foto: Lars Libach).



Figur 9: Et eksempel på rilleerosjon (Foto: Tomas Engvik).

Endring i skjærstress, på grunn av rennende vann og dråpeerosjon, kan føre til sedimentbevegelse på en skråningsoverfalte. En fokusert kanal (*Figur 9*) på en skråningsoverflate kan dannes når vasking av overflatesedimenter har pågått over en lengre periode. Grunnen er at vann søker seg til fokuserte kanaler på skråningsoverflaten, og medfører en økning i vannhastighet og vannmengde i kanalene. Over tid kan en fokusert kanal utvikles til en rille, og det er vannhastigheten på skråningsoverflaten som avgjør hvor raskt riller dannes. Sedimenttransporten i skråningen kan øke kraftig når overflateavrenning videreutvikles til rilleerosjon (Edwards et al. 1995).

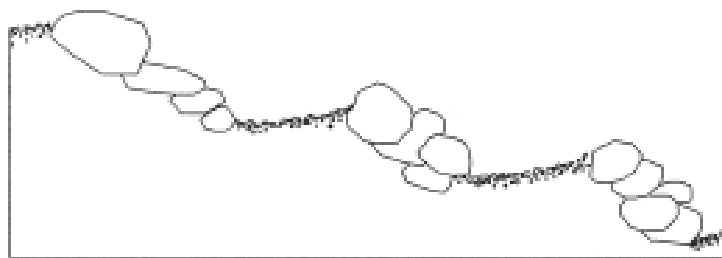
På grunn av at elvekanaler og skredsår tenderer til å være nært koblet i fluvialgeomorfologiske system, avhenger sedimenttilførsel av hvor gode koblingene mellom

skredsrør og elvekanaler er. Kort – eller langtidslagring av sedimenter i akkumulasjonssoner i skrånninger er et resultat av fluvialgeomorfologiske systems koblinger. For eksempel kan en god kobling mellom elv og skredsrør gi en korttidslagring av sedimenter i akkumulasjonssoner i skrånninger (Harvey 2001).

Som nevnt er bunntransport i fjellelver primært kontrollert av sedimenttilgjengelighet. Sedimentkildene er hovedsakelig skredhendelser, overflateerosjon, i skrånninger, og fluvial erosjon av elvebunnen og elvebanker (*Figur 8*). Sediment tilført til elvekanaler kan bli transportert bort raskt, eller bli lagret til en vannhastighet som overstiger sedimentenes erosjonsterskel forekommer (Whittaker 1987). I Schuerch et als. feltstudie fra (2006) i Erlenbach i Sveits ble en pålagring i soner rett nedenfor et skredsrør observert, og grove sedimenter ble liggende i avsetningssonen frem til en *Fase 2* eller *Fase 3* bunntransporthendelse forekom. Pålagringen av sedimenter i avsetningssoner viser at en kort - tidslagring av sedimenter forekommer i elvekanaler.

2.4 Step – pool morfologi

Repeterte strukturer av step – pool bunnformer kan dominere morfologien i bratte fjellelver. En heterogen kornstørrelsesfordeling, med innslag av veldig store blokker, er i følge Chin (2005) avgjørende for at step – pool morfologien skal kunne etableres.



Figur 10: Viser en horisontal illustrasjon av heterogene bunnkornstørrelser som er nødvendig for at step – pool morfologi skal kunne etableres (Chin 1989).

Step – pool morfologi er observert i alt fra glasiøle – til ørkenområder, på steder hvor skråningsgradienten overstiger 2 – 3 %. Step – pools kan oppstå som et resultat av stabiliseringsprosessen etter store, sjeldne *Fase 2* bunntransporthendelser (Whittaker & Jeaggi 1982), og sjeldne *Fase 2* og/eller *Fase 3* bunntransporthendelser kan reetablere step – pool morfologien (Chin 1998, Lenzi 2001).

Steppene i step – pool morfologien består av store, røe klynger av stein, hvorpå nøkkelstein er de største og stabiliserende steinene. Enkelte steder kan de største steinene i steps være vasket ut av morener avsatt under tidligere glisiale prosesser (Chin 2005). I områder hvor nøkkelsteinene er vasket ut av morener, kan steppene være mer stabile, da de ikke er vasket helt ut av morenen (Molnar et al. 2010). Pools er fordypninger dannet av erosjon, og består ofte av finere sedimenter enn steps. Sammen med steps er pools en midlertidig lagringsplass for sedimenter (Montgomery & Buffington 1997).



Figur 11: Viser sedimentsammensetningen i steps i en naturlig fjellelv (Foto: Stine Waldum).

Noen feltstudier har vist en forbindelse mellom morfologiske egenskaper, som stephøyde og steplengde, og gradient i fjellelver. For eksempel så observerte Chin (1999), Wohl & Grodek (1994) og Gomi et al. (2003) at jo brattere gradienten er, jo høyere er steppene. Wohl et al. (1997) og Grant et al. (1990) observerte derimot ingen forbindelse mellom stephøyde og gradient i sine feltstudier. Det er også observert en forbindelse mellom økende steplengde og en reduksjon i gradient (Chin 1999, Wooldridge & Hickin 2002, Wohl & Grodek 1994, Hayward 1980). De motstridene feltstudieresultatene viser at gradientens påvirkning på morfologiske egenskaper (stephøyde og steplengde) kan være usignifikant og høyst variabel etter som i hvilken elv undersøkelsene blir utført.

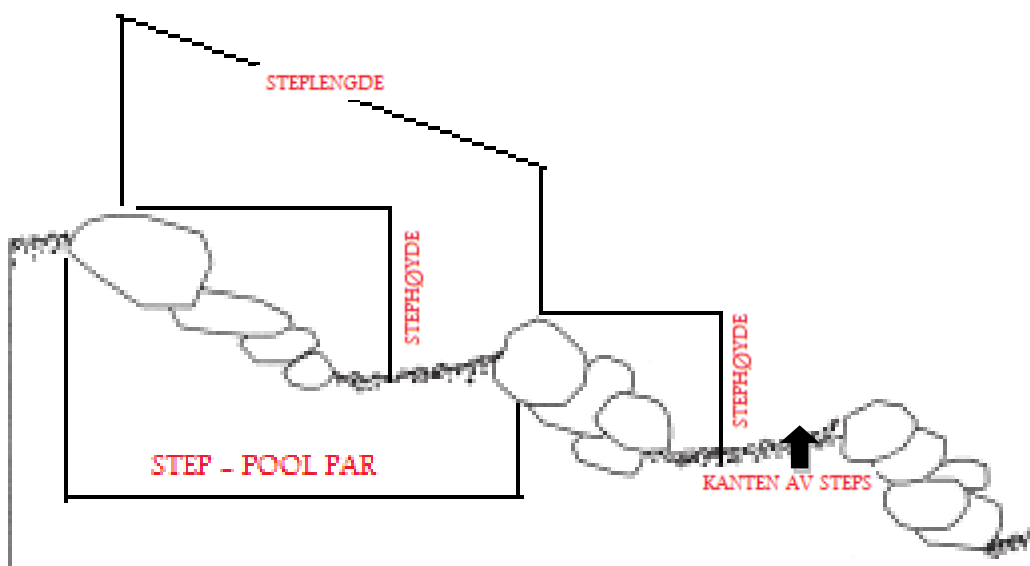
Steps dannes på synkende vannføring, og kan være tegn på stabilisering i elvekanaler etter *Fase 2* og *Fase 3* bunntransporthendelser. Step – pool morfologien kan oppstå enten ved lokale kanalforhold som fremmer opphopning av sedimenter (Molnar et al. 2010) eller som et resultat av selvorganisering mot mer stabile kanalforhold, definert av lavere entropi² (Chin & Phillips 2007) eller høyere gjennomsnittlig motstand eller stabilitet (Abrahams et al. 1995, Weichert et al. 2008). Tendensen mot et systematisert stepintervall fremmer en tanke om selvorganisering, en jensidig justering mellom vannføring, kanalmorfologi og energiforbruk (Abrahams et al. 1995, Chin 2002). Men feltundersøkelser viser at den romlige justeringen av steps i naturlige elver ikke er klar (Chin 1999, Chartrand & Whiting 2000, Milzow et al. 2006,

² Entropi er et mål på graden av uorden i et system. En lav entropi indikerer orden i systemet.

Zimmermann & Church 2001). Grunnen er at forholdet mellom stephøyde, steplengde og gradient, som har blitt forsvart som et bevis på et systemisert stepintervall, ofte er statistisk usignifikant. Lokaliseringen til steps kan kontrolleres av tilfeldig sedimenttilførsel og lokale kanalforhold (Molnar et al. 2010), hvis stepintervall ikke er et resultat av selvorganisering.

2.5 Step – pool morfologis påvirkning på bunntransport

Et step, i et step – pool par, kan føre til et effektivt energitap ved *Fase 1* bunntransporthendelser da det vertikale vannfallet fra step til pool vil være størst. Ved lav vannhastighet kan turbulens skapt av vannfallet fra step til pool være dominerende, og sørge for opp til 80 – 90 % av energitapet (Chin 2003). Ved *Fase 2* og/eller *Fase 3* bunntransporthendelser, skapes energitapet i økende grad av store bunnformer og morfologi. *Fase 2* og/eller *Fase 3* bunntransporthendelser kan skjule step – pool morfologien og endre morfologiens funksjon i en elvekanal, men på grunn av at morfologiens funksjon er problematisk å observere ved *Fase 2* og *Fase 3* bunntransporthendelser, finnes det lite kunnskap om prosessene i overgangsfasen (Chin 2005, Zimmermann & Church 2001).



Figur 12: Viser steplengde, stephøyde, step – pool par og kanten av steps (Chin 1989).

Step – pool morfologiens geometri antas og kontrollere sedimentbevegelsesdynamikken i fjellelver (Chin 2005, Lisle 2002, Whittaker 1987, Lamarre & Roy 2008), da det oppstår en ikke – uniform vannhastighet som følge av step – pool morfologiens form og sedimentsammensetning (Zimmermann & Church 2001). Sedimentbevegelsesdynamikken

kan kontrolleres gjennom en konstant endringen av kanaldybde og/eller bredde, noe som betyr at energien som antas å være tilstedet på grunn av steppenes høyde og lengde, faktisk ikke er tilgjengelig som følge av morfologiens form og sedimentsammensetning (Comiti et al. 2005, Hayward 1980). Men Hayward (1980) estimerer at 95 % av vannets energi oppløses når vannet renner over/gjennom steps. Resultatet er at energien som opprinnelig var tilgjengelig for bunntransport, reduseres kraftig. Steppene direkte oppstrøms som kontrollerer dybden i pools nedstrøms. Høye steps kan gir et kraftigere hydraulisk sprang. Turbulensen som oppløses i pools avhenger av høyde og konfigurasjonen til steppet oppstrøms, mens intensiteten i det hydrauliske spranget avhenger av mengden vann i poolen nedstrøms (Zimmermann & Church 2001).

Vannstrømningene gjennom step – pools par kan varierer fra treg subkritisk strømning i pools og kritisk til subkritisk turbulente strømninger i steps (Wooldridge & Hickin 2002). Gjennomsnittlig vannhastighet er mye høyere når man nærmer seg et step enn i andre deler av elven (Chin 2005, Giménez et al. 2004). Vannfallet fra step til pool skaper en lokal vannhastighetsendring. Den lokale vannhastighetsendringer oppstår ved overgangen fra kritisk til subkritisk vannhastighet og et lite vanddyb i steps, til større vanddyb og treg subkritisk vannhastighet i pools. Den brå endringen av vanddyb skaper et hydraulisk sprang som danner turbulens. Den turbulente strømmen, som det hydrauliske spranget skaper, antas å skape *Fase 1* eller *Fase 2* bunntransporthendelse avhengig av vannhastighet. Kraftigere hydrauliske sprang og mer intens turbulens kan dannes i step – pool par med høye og korte steps, og turbulensen kan lettere oppløses ved lave – og lengre steps. Grunnen er at pools med store areal kan forhindre en intens turbulens, noe som betyr at en kraftigere turbulens må genereres for å akselerere sedimenter. Et pool med lite areal kan danne en mer intens turbulens, som kan skape en større pressgradient, og større løftkrefter kapable til å mobilisere større sedimenter. Bunntransporterte sedimenter avsettes når turbulensen forsvinner (Zimmermann & Church 2001).

Det er en heterogen kornstørrelsesfordeling i fjellelver, noe som betyr at sedimentene har ulike terskler for bunntransport, og morfologien bidrar til å komplisere forholdet ytterligere. For eksempel beveger grove sedimenter seg kun under *Fase 2* bunntransporthendelser som overstiger grove sedimentenes erosjonsmotstand, hvis de beveges i det hele tatt (Grant et al. 1990), mens *Fase 1* bunntransporthendelser transporterer fine sedimenter (Ergenzinger & Schmidt 1990, Grant et al. 1990, Schmidt & Ergenzinger 1992).

3. METODER

Den overordnede metodiske tilnærmingen til feltarbeidet var observasjon. Visuell observasjon ble bruk i starten, og la grunnlag for målingene utført i etterkant under feltarbeidet. De metodiske tilnærmingene benyttet under feltarbeidet, var et middel for å undersøke om bunntransporten og kornstørrelsestrenden i studiestrekningen påvirkes av sedimenttilførsel fra SK. Valget av studiestrekning ble gjort med SK som nullpunkt, og et likt antall prøvepunkt ble valgt ut ved øvre – og nedre lokalitet. Deler av datainnsamlingen er utført av masterstudenter, og av bachelorstudenter under feltkurs. Metodepresentasjonen er delt i to underkapitler, henholdsvis feltmetoder og dataanalyse.

3.1 Feltmetoder

Åtte prøvepunkt ble valgt ut, fire ved øvre – og fire ved nedre lokalitet. Et prøvepunkt består av et step – pool par. Sjokksensorer ble brukt for å måle maks akselerasjon i løpet av en periode, og det ble foretatt steintelling i hvert prøvepunkt. Gradient, stephøyde og steplengde ble målt, og sedimenter merket med sendere ble brukt for å vise transportavstanden til sedimenter fra høsten 2009 til høsten 2010.

3.1.1 Sjokksensorer

Sjokksensorer brukes til å måle en kombinasjon av akselerasjon og bunnkornstørrelse. Datamaterialet generert fra sjokksensorer avslører bunntransportigangsettelse og opphør, samt relativ bunntransportintensitet i løpet av perioden sjokksensorene er plassert i en elvekanal (Richardson et al. 2003, Vatne et al. 2008). Under feltarbeidet ble sjokksensorene brukt for å finne ut om sedimenter akselereres ved øvre lokalitet, og for å sammenligne forskjeller i relativ akselerasjonsintensitet ved øvre – og nedre lokalitet.

I en studie fra et nedbørsfelt i Yorkshire Dales, i Nord England, har de blitt brukt av Reid et al. (2007) til å studere timingen til bunntransportigangsettelse, temporært avsetning av sedimenter og den relative intensiteten til bunntransport over tid.

Sjokksensoren som er bruk under feltarbeidet, er av modellen *Tiny Tag Plus*. Den måler akselerasjon langsmed en akse fra lokket til bunnen ved bruk av en trykksensor og har en leseskala på 0 – 100g (980 ms^{-2}) og en sensitivitet og nøyaktighet på 0,4 g ($3,5 \text{ ms}^{-2}$) og er derfor kapabel til å måle akselerasjon fra grus ned til 10 millimeter (b – akse).

Det ble plassert ut fire sjokksensorer i Vekveselva 26.5.2010. En sjokksensor ble plassert ved øvre lokalitet og tre ble plassert ved nedre lokalitet. Før sjokksensorene ble plassert i elven ble de festet på en tynn vertikal jernplate, som deretter ble festet på to jernstenger, og tilslutt ble jernstengene festet på en større horisontal jernplate. Sjokksensorenes svake punkter ble tettet med *Superfiks*, et flislim som brukes i svømmebasseng og andre våtrom, før de ble plassert i elven, slik at de ikke skulle ta inn vann. Den vertikale jernplaten sjokkesensoren var festet på ble satt mot strømrretningen. For å feste sjokksensorens anordning bedre, ble den horisontale platen gravd ned i elvebunnen.

Problemet med å bruke sjokksensordata i studien er at akselerasjon av en viss størrelse er generert av vannhastigheten, og sedimenters størrelse og form. Av den grunn er ikke et kraftig akselerasjonsutslag nødvendigvis skapt av store sedimenter. Sjokksensorene reflekterer i tillegg ikke antall sedimenter i transport (Vatne et al. 2008, Richardson et al. 2003).



Figur 13: Slik var sjokksensoren montert under feltarbeidet. Den var festet på høyre side også (Foto: Stine Waldum).



Figur 14: Sjokksensoren (GeminiDataLoggers(UK) 2011).

3.1.2 Steintelling

Steintelling ble brukt for å finne kornstørrelsestrenden i studiestrekningen, steintelling ble utført i åtte prøvepunkt (Bunte & Abt 2001a, Daniels & McCusker 2009). I to prøvepunkt (T7 og T3) ble steintellingen utført av bachelorstudenter.

Prøvepunktene ble bestemt av sikkerhetsmessige årsaker og i henhold operatørens preferanser. Sedimenter ble konsekvent samlet inn på kanten av

steps (*Figur 12*), som et resultat av at det var nødvendig å finne prøvepunkt hvor det var forsvarlig å vade og hvor operatøren rakk ned til bunnen for å plukke opp eller måle sedimenter. Steintellingen ble gjennomført under lav vannhastighet, da det er problematisk og uforsvarlig å vade i elven under moderat til høy vannhastighet.

Bunntransporterte sedimenter blir ofte avsatt på kanten av steps, og sedimentene avsatt på kanten av steps representerer bunntransporterte og sedimenter tilført elva fra skredsrår (Zimmermann & Church 2001). Sedimenter samlet inn på kanten av steps utgjør ikke et utvalg av fra et step – pool par, men en del av det. Grunnen er at det er et uendelig utvalg av sedimenter i et step – pool par, og bunntransport kan endre sedimentsammensetningen både romlig og temporært over tid (Hicks & Gomes 2003), er det umulig å samle inn alle sedimenter i et prøvepunkt. Resultatene fra steintellingen på kanten av steps representerer derfor kornstørrelsene i studiestrekningen i tidsperioden steintellingene ble utført.

En konsekvens av avgjørelsen om å samle inn sedimenter på kanten av steps, er at operatøren i følge Bunte & Abt (2001a), kan ha introdusert feil med sine preferanser, da en lett nålig og sikker elvestrekning er valgt. Operatøren kan ha ekskludert elvestrekninger som kunne gjort datamaterialet representativt for studiestrekningen. Samtidig ble sedimenter konsekvent samlet inn på kanten av steps, noe som gjør målingene sammenlignbare, da de er utført i like avsetningsmiljø.



Figur 15: Punktet hvor sedimenter ble samlet inn i pools (Foto: Stine Waldum)



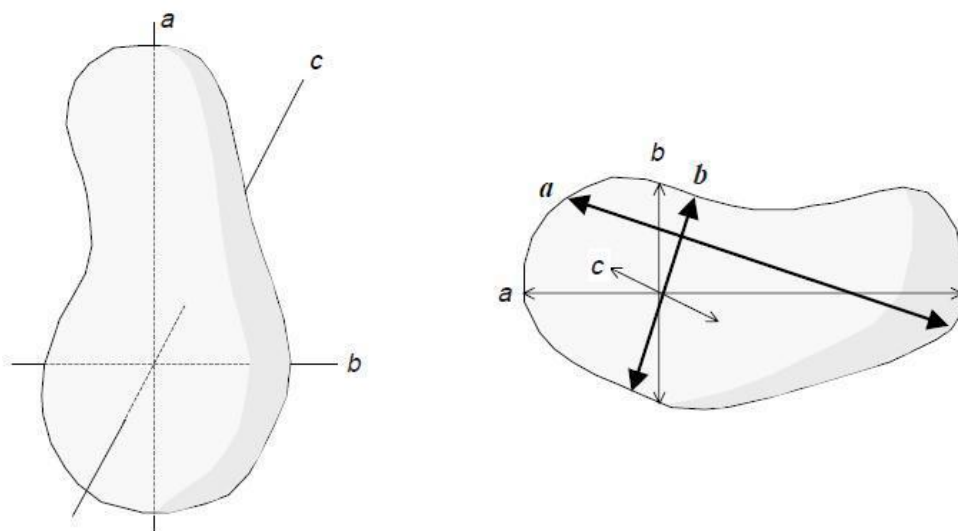
Figur 16: Under steintellingen ble det plukket opp sedimenter for hver 20 cm (Foto: Stine Waldum).

Det er flere metodiske tilnærminger til steintelling. Mest kjent og brukt, er Wolmans (1954) Heal – to – toe – metode, men under feltarbeidet ble sedimenter plukket opp i henhold til faste intervaller, som Wohl et al. (1996) foreslo som et alternativ til Wolmans metode. Sedimenter ble samlet inn i faste intervaller på bakgrunn av at metoden er deterministisk og systematisk, og det er en fordel da studiestrekningen har

heterogene bunnformer med en unik kornstørrelsessammensetning. Operatørenes preferanser kunne fått stor betydning hvis ikke retning og innsamlingsintervall var bestemt på forhånd. Grunnen er at operatøren kan introdusere feil med sine valg av steiner, ved å velge mellomstore og lett håndterbare steiner (Bunte & Abt 2001a).

Innsamling med faste intervaller starter ved at et tau med intervallmerker eller målebånd strekkes over kanalbredden. Siden plukkes sedimenter ut av elven i henhold til faste intervaller (Bunte & Abt 2001a, Wohl et al. 1996). Under steintellingen ble sedimenter samlet inn ved at operatøren plasserte sin hånd inntil intervallmerket, snudde seg bort, og plukket opp steinen som hånden traff.

Etter sedimentene var plukket ut av elven, ble lengden til de tre sedimentaksene målt, som i Bunte & Abts studie fra (2001b). A – aksen er den lengste, B – aksen er den mellomste og C – aksen er den minste.



Figur 17: En definisjon av sedimentaksene som måles under steintelling (Bunte & Abt 2001a).

Sedimentaksene ble målt med skyvelær og målebånd. Skyvelæret ble benyttet på sedimenter < 16 cm. For større sedimenter ble målebånd anvendt. Med skyvelæret ble sedimentaksene målt til nærmeste millimeter, mens målingene utført med målebåndet ble målt til nærmeste cm. Sedimentaksene som ble målt til nærmeste cm kan ha gitt en feilkilde i datamaterialet, da sedimenter > 16 cm ble rundet opp til nærmeste cm. Aksemålingens nøyaktighet er viktigere jo mindre sedimentene er, og det skyldes at en millimeter kan utgjøre en stor forskjell når sedimentene har en 1,6 cm B - akse, mens en millimeter ikke vil ha like stor betydning for sedimenter med en B - akse på 30 cm.

Målingene av aksene til sedimentene som var for store til å flytte ut av elva, ble gjennomført etter beste evne. Bakgrunnen er at flere faktorer enn visuell nøyaktighet spiller inn når målinger foretas i elven. Vannføringen og operatørens balanse er av betydning, da det påvirker operatøren under målingen. I tillegg kan vannet i elva være kaldt, og det kan føre til at målingen blir utført i hastverk. Under slike forhold estimerer operatøren størrelsen til sedimentene så nøyaktig som mulig ved hjelp av et målebånd (Kendolf et al. 2003).

Steintellingen ble utført av forskjellige operatører, derfor er det nødvendig å påpeke at retningslinjene var de samme, noe som gjør det mulig å sammenligne datamaterialet samlet inn ved øvre – og nedre lokalitet.

3.1.3 Gradient

Gradienten er målt i studiestrekningen fordi den kan bidra til å øke akselerasjon, og kan være avgjørende for at step – pool morfologi skal oppstå. Da tidligere feltstudier har observert en forbindelse mellom steplengde, stephøyde og gradient (Knighton 1998a, Chin 1999, Duckson & Duckson 1995, Gomi et al. 2003, Wohl &



Figur 18: Inklinometeret som ble brukt under feltarbeidet (Foto: Stine Waldum).

Grodek 1994). Stephøyde, steplengde og gradient kan sammen påvirke akselerasjon og kornstørrelsestrender i elver (Chin 2005).

Studiestrekinges gradient ble målt med et inklinometer. Måleinstrumentet viser vinkelforskjellen mellom en vertikal linje inne i instrumentet og helningsvinkelen. To operatører var deltakende under målingen. En holdt måleinstrumentet og, en stod lengre nedstrøms i elvestrekningen. Operatøren nedstrøms holdt en målepinne som var like høy som operatøren oppstrøms. Slik ble gradienten målt på samme høyde. Under målingen stod begge operatørene ca midt i elvekanalen, for å måle den eksakte gradienten til elven.

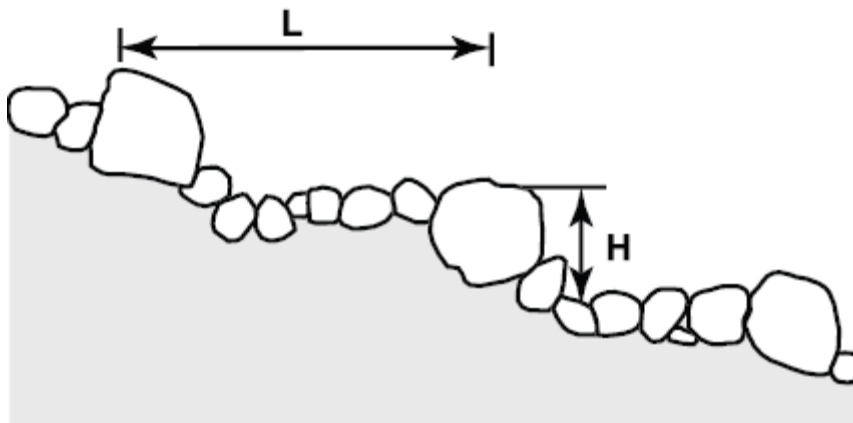
Andre metoder kunne ha blitt brukt for formålet, blant annet kunne gradienten blitt målt ved hjelp av lasermåleren som ble brukt for å måle bredden på elven.

3.1.4 Steplengde og stephøyde

Før stephøyde og steplengde ble målt, ble step – pool par definert. Definisjonen av step – pool par har vært en utfordring innenfor forskningen i bratte fjellelver. Zimmermann et al. studerte tema i (2008). Han sendt fire lengdeprofiler til femten step – pool forskere, og fikk tilbake like mange forskjellige definisjoner som antall forskere som deltok i studien.

Under feltarbeidet ble step – pool bunnformer definert som et par. En definisjon av step – pool par krevde at steps omfattet hele kanalbredden (Zimmermann et al. 2008), og at steppene var over en halv meter høy, under lav vannhastighet. Kravet til definisjon av step – pool par under feltarbeidet, innebærer at de samme step – pool parene ikke nødvendigvis blir definert under *Fase 2* og/eller *Fase 3* bunntransporthendelser.

Tradisjonelt har detaljerte undersøkelser av step – pools, som tar for seg hele overflatestrukturen til en elv vært uoverkommelig og tidkrevende. Om det var behov for å måle bunnformene tidligere, ble bunnformene identifisert i felt, og det var tilgangen til verktøy og forskerens subjektive meninger som avgjorde hvordan bunnformene ble definert (Zimmermann et al. 2008).



Figur 19: Lengdeprofilen til ei elv som inneholder step – pool morfologi. L – representerer steplengde, som er skråningsdistansen mellom to steps, og H – representerer høyden på steppet (Curran & Wohl 2003).

Målingene av steplengde og stephøyde ble utført i henhold til metoden beskrevet av Nickolotsky & Pavlowsky (2007) under feltarbeidet. To operatører var delaktige under målingen. Først ble steplengde (L) målt. En operatør stod på kanten av steppet nedstrøms og målte avstanden til steppet oppstrøms. Siden ble stephøyde (H) målt på det laveste punktet i steppet og ned til bunnen av poolet under. En operatør stod i poolet, mens den andre stod på steppet og leste av målingen.

En lasermåler ble brukt for å måle steplengde. Måleinstrumentet er nøyaktig, men operatøren kan være et subjektivt moment i prosessen fordi operatøren bestemmer hvor han/hun skal stå og måle, og mellom hvilke to punkt i step – pool paret det skal måles. Om operatøren har en hensikt om å måle midt i elven, og fra step til step, er det ikke sikkert at operatøren, til tross for at måleinstrumentet er nøyaktig, faktisk måler nøyaktig.

For å måle stephøyde ble en målestav med 5 cm intervall brukt. Stephøyden ble avlest ved visuell bekreftelse. Operatøren stod midt i elva og satte målestaven ned til bunnen, men det er

ikke sikkert at det er den faktiske bunnen operatøren treffer når han/hun setter ned målestaven. Det skyldes at målestaven kan treffe sedimenter som ligger midlertidig lagret i poollet direkte nedstrøms for steppet. På grunn av usikkerheten rundt målemetoden er vanskelig å si om eksakt stephøyde er målt under feltarbeidet. To prøvepunkts (T7 og T3) bunnformer ble ikke målt, da steintellingen i disse ble gjennomført av bachelorstudenter under et feltkurs høsten 2010.

3.1.5 Sendere (Passive Integrated Transponders/Pittags)

Metoden er brukt for å måle transportavstanden til merkede sedimenter i løpet av en sesong, nedstrøms i studiestrekningen. Resultatene fra metoden er samlet inn av en annen masterstudent som arbeider i feltområde. Det er utført flere vellykkede forsøk med å måle transportavstand ved hjelp av sendere. Blant annet har Allan et al. (2006) testet sendere med suksess på Oregon Kysten i USA, men det er første gang metoden benyttes i en fjellelv med step – pool morfologi i Norge.

Senderutstyret består av en sender, en leser og en antenne. Senderne er innkapslet i små beholdere av glass, og aktiveres av strømmen til antennen som passerer dem. Hver sender er programmert med et unikt identifikasjonsnummer og har en levetid på 50 år. Før sedimenter som er merket med sendere kan plasseres i elven, må de registreres på leseren. Senderen festet på sedimentet aktiveres når antennen passerer dem i elva, og blir da logget av leseren. Når en sender registreres av leseren kan operatører avgjøre hvilke sedimenter som er funnet igjen i elvekanalen. Fordelen med bruken av sendere er at de merkede sedimentene kan finnes igjen selv om de delvis er nedgravd eller om andre identifikasjonsmerker som maling har blitt slitt av under bunntransport (Allan et al. 2006).

Under feltarbeidet ble det utført en steintelling av sedimentene som skulle merkes med sendere. Etterpå ble sendere festet på sedimentene som skulle være en del av studien. Senderne ble festet på sedimentene enten ved å bore et hull i sedimentene og feste senderen i hullet, eller utenpå sedimentene.



Festningsmiddelet som ble brukt var Superfiks. Når senderne var festet på sedimentene, ble senderne registrert på leseren, for at leseren skal kunne finne igjen de merkede sedimentene i

Figur 20: En stein merket med en sender. Det svarte stoffet er superfiks (Foto: Stine Waldum).

elven. De merkede sedimentene ble plassert i elven høsten 2009, og de ble søkt etter den påfølgende sommeren.

3.1.6 Tverrsnittsareal

Prøvepunktene tverrsnittsareal ble målt på bakgrunn av at målingene kan gir et bilde på arealet som elva renner gjennom ved de 8 prøvepunktene.

Prøvepunktene areal ble målt under lav vannføring, og representerer ikke flomfullbredde i studiestrekningen. Det skyldes at klassifikasjonen av flomfullbredde er problematisk i studiestrekingen. På grunn av at tverrsnittsarealet er målt under lav vannføring er ikke tverrsnittenes faktiske areal målt. Da bunntransport ikke foregår i studiestrekningen under lav vannføring, er ikke tverrsnittsarealene som er målt under



Figur 21: Bilde viser studiestrekningen ved lav vannhastighet og at det kan være problematisk å klassifisere flomfullbredde (Foto: Stine Waldum).

feltarbeidet representative for forholdene som er gjeldende når bunntransportprosesser foregår. Gjennomføringen av tverrsnittsarealmålingene er innlemmet i oppgaven for å vise problemene med å definere flomfullbredde i studiestrekningen, men resultatene fra målingen vil ikke være en del av oppgaven av samme grunn.

3.2 Analyse

3.2.1 Bildeanalyse

Mange bilder ble tatt for å dokumentere studiestrekningen og SK, og det blir henvist til bildene flere steder i oppgaven. Bildene dokumenterer observasjoner som ikke ble samlet inn ved direkte målinger i studieområdet. Bildedata, er på lik linje med annen data, representativ kvalitative data der hvert bilde utgjør et utvalg innenfor de parametrene som måles (Dyckhoff et al. 1996). På grunn av at bilder ofte gir mye mer informasjon enn hva man er ute etter, er det viktig å bruke bilder kritisk, slik at irrelevante data siles ut.

3.2.2 Kornstørrelsesanalyse

B – aksens lengde er brukt som en representasjon på kornstørrelse på grunn av at det er påvist en korrespondanse mellom B – aksens, vekt og dermed kornstørrelsen (Bunte & Abt 2001b). Kornstørrelsesmedianen for B – aksens lengde er regnet ut for hvert prøvepunkt, og for

partiklene som er en del av T8 – T5 og T4 – T1, noe som gjør det mulig å sammenligne prøvepunktene kornstørrelse, og påvise signifikante forskjeller mellom øvre – og nedre lokalisering.

Median ble valgt som et mål på sentraltendens, da det er den statistiske variabelen som ofte anvendes i fluvialgeomorfologiske studier (Inman 1952, Vanoni 1975), og på grunn av at ekstreme i kornstørrelser ikke skulle få stor betydning i kornstørrelsesutvalget fra prøvepunktene.

3.2.3 T – Test

En T – test ble utført for å vise om forskjellene i kornstørrelse mellom øvre – og nedre lokalitet var signifikante. Metoden brukes for å undersøke om det er statistisk signifikante forskjeller mellom to prøver, og gjør det derfor mulig å studere ulikheter mellom grupper (Davis 2002, Ringdal 2007, Clément & Piégay 2003).

Statistiske teknikker, som T – test, blir brukt til å tolke fenomen som er problematiske å undersøke grundig på grunn av fenomeners kompleksitet og/eller størrelse i tid og rom. T – testen gjør det mulig å tolke data eller prøver av data fra store populasjoner, og finne datas variasjon. Den statistiske metoden reduserer subjektivitet og forenkler sammenligning på tvers av rom (Clément & Piégay 2003).

Hovedproblemet med statistisk testing av felldata, er datakvalitet. Grunnen er graden av presisjon og nøyaktighet i gjennomføring av målinger, dataens gyldighet og pålitelighet, samt representativiteten til prøvene. Det er viktig å være klar over at det ofte ikke er mulig og samle inn alle sedimenter fra en hel populasjon eller et område, da det er uendelig mange kornstørrelser representert i et prøvepunkt (Clément & Piégay 2003).

Resultatene fra T – testen ble sammenlignet med en T – test tabell for å vise om forskjellen mellom to kornstørrelsesutvalg var signifikante.

3.2.4 Eksisterende datagrunnlag

Tre masteroppgaver er tidligere skrevet fra området rundt Vekveselva. To av de tre masteroppgavene er relevante i forbindelse til studien av bunntransport og bunnkornstørrelser i studiestrekningen. De to oppgavene er skrevet om ”*Skråningsprosesser knyttet til en årlig syklus av sedimenttilførsel til Vekveselva, Oppdal*” av Libach (2010) og ”*Geomorfologiske prosesser gjennom holosen i Vekve, Oppdal*” av Helgø (2009). Utover masteroppgavene som

er skrevet fra Vekve, brukes *norgebilder.no* (2011), *NGU* (2010) og *Meteorlogisk Institutt* (*Met.no* 2007) som eksisterende datagrunnlag.

4. RESULTATER

Resultatene som presenteres ble samlet inn i Vekve høsten 2009 og høsten 2010, og resultatene presenteres fra øvre – til nedre lokalitet (T8 – T1) i studiestrekningen.

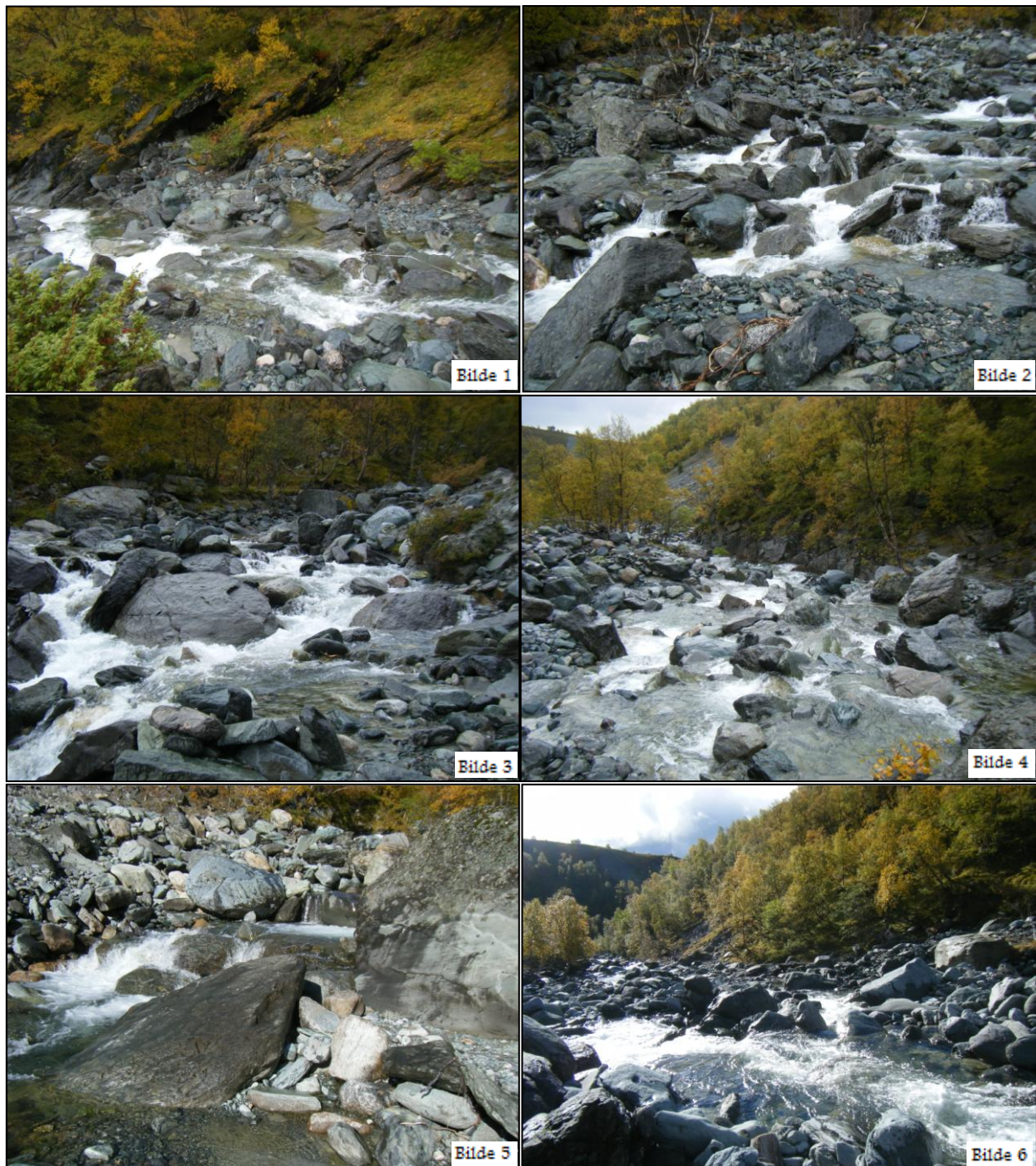
Prøvepunktens lokalitet i studiestrekningen presenteres først i kapitlet. Siden beskrives resultatene fra sjokksensorene, steintellingen og T – test av resultatene fra steintellingen. Videre blir observasjoner av SK, Vårflommen 2010 og sedimentasjonsdammen beskrevet. Tilslutt blir resultatene fra gradient –, og stephøyde – og steplengde målingene beskrevet. *Tabell 3 – 11* presenteres sist i kapitlet for å unngå oppbrytning av teksten.

4.1 Studiestrekningen

Øvre lokalitet omfatter prøvepunktene T8 – T5, og skredsåret på østsiden av studiestrekningen er SK. Nedre lokalitet består av prøvepunktene T4 – T1, mens skredsåret vestsiden av elvekanalen er LS.



Figur 22: Prøvepunktens lokalisering, fra øvre - til nedre lokalitet i studiestrekningen. Studiestrekningen er ca. 330 m lang (Norgebilder.no).



Figur 23: Assorterte bilder fra studiestrekningen. Legg spesielt merke til den heterogene kornstørrelsessammensetningen i og rundt studiestrekningen. Step – pool morfologien består hovedsakelig av steiner. *Bilde 1* er tatt mellom T8 og T7. *Bilde 2* og *Bilde 3* er tatt mellom T5 og SK. *Bilde 4* er tatt mellom SK og T4, mens *Bilde 5* er tatt mellom T3 og T2. *Bilde 6* er tatt mellom T2 og T1 (Foto: Stine Waldum).

4.1.1 Sjokksensordata

Fire sjokksensorer ble plassert i studiestrekningen 27.5.2010. *Vekve 4* i T5 målte akselerasjon fra 28.5, mens *Vekve 3 og 2* i T4 begynte å måle akselerasjon 27.5. Flere hendelser med økt vannhastighet forekom i perioden sjokksensorene var plassert i studiestrekningen. Sjokksensorene sluttet å logge akselerasjon 21.7.2010, og ble hentet ut av studiestrekningen i slutten av juli. *Vekve 4* ble funnet rett nedenfor SK. *Vekve 2* ble funnet i flere deler og hadde flyttet seg ca. 3 step – pool par nedstrøms. *Vekve 3* ble funnet ved enden av Ivarveggen, nedgravd i elvebunnen. *Vekve 1* ble ikke funnet.

Middelverdiene fra sjokksensordataene presenteres, slik at akselerasjonsøkningen målt av hver sjokksensor kan sammenlignes. Sjokksensorene ved øvre – og nedre lokalitet viste at tersklene og tidsperiodene for akselerasjon og opphør av akselerasjon var tilnærmet like for de tre sjokksensorene som ble plassert i studiestrekningen. Akselerasjonsmålingene fra de tre sjokksensorene viste ulik grad av akselerasjonskraft ved øvre – og nedre lokalitet, samt på tvers av T4 ved nedre lokalitet.

Vekve 4 viste akselerasjon ved øvre lokalitet i måleperioden, og *Vekve 4* viste tidvis en mindre kraftig akselerasjon enn *Vekve 3 og 2* ved nedre lokalitet. *Vekve 3 og 2* var plassert ca. 1 – 2 cm ut fra elvebredden med noen meters mellomrom i T4. Sjokksensorene, *Vekve 3 og 2*, viste like terskler for akselerasjon og opphør av akselerasjon, men tidvis ulik grad av akselerasjon i T4.

Vekve 3 og 2 viste akselerasjonsutslag før 01.6, men det gjorde ikke *Vekve 4*. Akselerasjonsutslagene ved *Vekve 3 og 2* før 01.06, skyldes at *Vekve 3 og 2* var programmert til å starte akselerasjonsmålingene 26.5 før sjokksensorene ble plassert i studiestrekningen. *Vekve 4* var programmert til å starte akselerasjonsmålingene samme dag som sjokksensoren ble plassert i studiestrekningen.

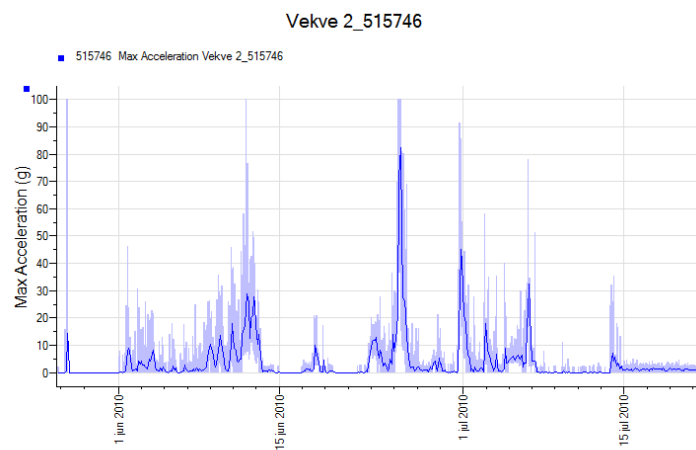
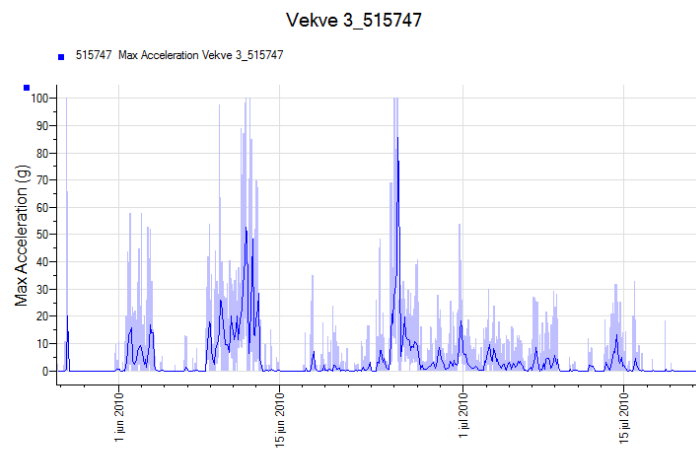
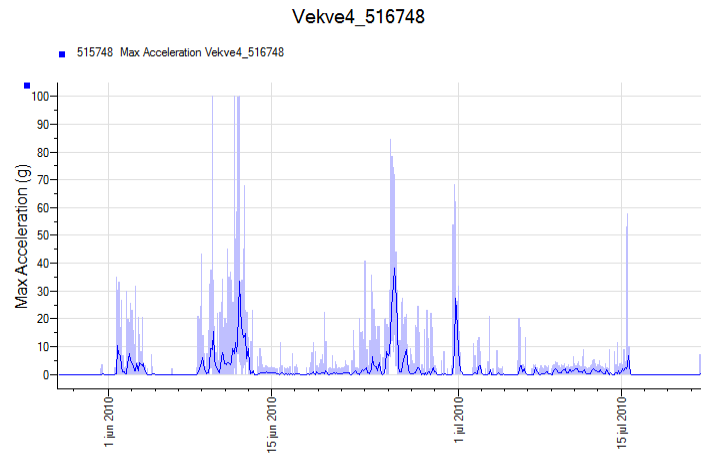
Akselerasjonsøkningen 13.6 var kraftigst ved *Vekve 3* og minst kraftig ved *Vekve 2*. *Vekve 4* hadde et middels akselerasjonsutslag i forhold til *Vekve 3 og 2*.

I perioden sjokksensorene stod i elven var den kraftigste akselerasjonsøkningen 25.6. Akselerasjonsøkningen 25.6 var kraftigst ved *Vekve 3*, middels ved *Vekve 2* og lavest ved *Vekve 4*.

Vekve 3 viste kraftigere akselerasjon enn *Vekve 2* frem til ca. 01.7. 01.7 akselerasjonsøkningen var kraftigst ved *Vekve 2*, middels ved *Vekve 4* og lavest ved *Vekve 3*. De tre sjokksensorene viste en akselerasjonsreduksjon etter 01.7, og ved akselerasjonsøkningen 07.7 var akselerasjonen kraftigere ved nedre lokalitet i forhold til øvre lokalitet.

Forskjellen i akselerasjonsutslagene på tvers av T4 viser at *Vekve 3* og *2* registrerte ulike grader av akselerasjon under perioden sjokksensorene var plassert i studiestrekningen. Frem til 01.7 har *Vekve 3* kraftigst akselerasjonsutslag, mens *Vekve 2* hadde kraftigs akselerasjonsutslag etter 01.7.

Vekve 4 hadde, før og etter 01.7 tidvis, kraftigere akselerasjonsutslag enn *Vekve 3* og *2*. Henholdsvis viste *Vekve 4* kraftigere akselerasjonsutslag enn *Vekve 2* før 13.6, og *Vekve 4* hadde kraftigere akselerasjonsutslag enn *Vekve 3* akselerasjonsøkningen 01.7.



Figur 24: *Vekve 4* stod i T5, mens *Vekve 3* og *2* var plassert i T4. De svarte linjene i diagrammene representerer middelveier, mens de grå er ekstremverdier. Hvert punkt på dato linjen skildrer data fra ca. 2 døgn.

4.1.2 Steintelling

Steintellinger (*Tabell 3*) ble gjennomført i åtte prøvepunkt i løpet av sommeren 2010. Sedimentene ble plukket ut av elven 14 – 15.7 ved øvre lokalitet og 16.8 ved nedre lokalitet. Median kornstørrelse fra hvert prøvepunkt presenteres, men det er resultatene fra T – test analysen som benyttes i diskusjonen.

Tabell 3: Viser median, kornstørrelsesklassifikasjon, minste og største kornstørrelse, og antall sedimenter samlet inn i hvert prøvepunkt i studiestrekningen.

Prøvepunkt	Median B - akse (cm)	Kornstørrelse	Minste verdi B - akse (cm)	Størst verdi B - akse (cm)	Antall sedimenter
T8	10,0	Liten stein	1,5	144	22
T7	4,7	Veldig grov grus	1,7	97	24
T6	6,9	Liten stein	1,6	21	32
T5	5,4	Veldig grov grus	1,4	21	66
T4	5,0	Veldig grov grus	1,0	18	42
T3	9,3	Liten stein	0,8	64	52
T2	5,9	Veldig grov grus	1,1	17	45
T1	6,8	Liten stein	1,1	28	52

Et ulikt antall sedimenter ble samlet inn i hvert prøvepunkt, da sedimenter ble samlet inn i faste 20 cm intervaller og elvebredden varierer nedstrøms studiestrekningen. Størst – og minst kornstørrelse representerer kornstørrelsesvariasjonene i hvert prøvepunkt. *Tabell 3* viser at ulike kornstørrelser ble observert i hvert prøvepunkt, men siden fokus for studien er kornstørrelsestrenden i studiestrekningen er median kornstørrelse regnet ut for øvre – og nedre lokalitet. En sammenligning av kornstørrelse mellom øvre – og nedre lokalitet (*Tabell 5*) viser en 0, 10 cm forskjell, med størst verdi ved øvre lokalitet.

Det ble utført en steintelling ved nedre lokalitet i 2009, og to av tverrsnittene hvor steintellingen ble utført korresponderer med to prøvepunkt fra 2010. Resultatene fra steintellingen som ble utført i T3 og T2 i 2009 ble sammenlignet med resultatene fra 2010. Sammenligningen av kornstørrelsene i T3 og T2 (*Tabell 6*) viser en kornstørrelsesendring. Kornstørrelsen i T3 og T2 øker fra 2009 til 2010, med kraftigst kornstørrelsesøkning i T2.

4.1.3 T – test av resultatene fra steintellingen

En t – test ble utført på sedimentene fra steintellingen. T – testen ble utført for å finne ut om det var en signifikant forskjell mellom kornstørrelsene ved øvre – og nedre lokalitet, og i T3 og T2 fra 2009/2010.

T – testen viser at det ikke var en signifikant forskjell i kornstørrelse mellom øvre – og nedre lokalitet, og at det ikke var en signifikant endring i kornstørrelse i prøvepunktet T3 fra 2009 til 2010. Kornstørrelsesendringen i T2 var signifikant fra 2009 til 2010, med størst verdi i 2010 i følge *Tabell 6*.

Tabell 4: Signifikant/Ikke signifikant står for om forskjellen i kornstørrelse er signifikant eller ikke. t er t verdien, p er sannsynlighet og GF står for grader av frihet.

Prøvepunkt	t	p	GF	Signifikant/Ikke signifikant
Øvre lokalitet – nedre lokalitet	1,45	0,15	548	IS
T3 2009 - 2010	0,202	0,84	155	IS
T2 2009 - 2010	1,85	0,069	143	S

4.1.4 Nøkkelseiner

I hvert prøvepunkt ble tre nøkkelseiners (*Tabell 7 og 8*) B - akse målt, for å finne en signifikant forskjell i nøkkelseinernes kornstørrelse mellom øvre – og nedre lokalitet. Nøkkelseinernes kornstørrelser klassifiseres fra liten blokk til veldig stor blokk. Når nøkkelseinernes kornstørrelse ble analysert ble det klart at 3 nøkkelseiner ikke var et signifikant utvalg for å analysere nøkkelseinernes kornstørrelse.

Resultatene fra nøkkelseinernes aksemålinger (*Tabell 7 og 8*) er inkludert i studien på grunn av at nøkkelseinernes størrelse representerer kornstørrelser som ikke ble transportert under Vårflommen 2010 (*4.1.6*).

4.1.5 Observasjon av skredsåret SK

Ingen målinger ble utført i SK under feltarbeidet, men kvalitativ observasjon og bilder viser benyttes for å beskrive SK, og mulige endringer i SK fra 2008 til 2010.

Opphavet til skredsåret SK antas å være uværet i august 2003, og skråningsprosesser er aktive i skredsåret 8 år senere. Ca. midt i SK akkumuleres sedimenter i en akkumulasjonssone som strekker seg ned mot studiestrekningen. Akkumulasjonssonens høyeste punkt har vokst nærmere toppen av SK fra 2008 til 2010 (*Figur 29*). Observasjoner indikerer at sedimenter faller fra toppen av SK, og blir avsatt i akkumulasjonssonen hvis sedimentene ikke tilføres studiestrekningen umiddelbart. Sedimenttilførsel fra SK til studiestrekningen ble observert ved å sammenligne endringer i akkumulasjonssonen i *Figur 29*. Sedimentene i

akkumulasjonssonen ble kvalitativt observert å være mindre stabile enn sedimentene i den nordlige – og sørlige enden av SK, under feltarbeidet.



Figur 25: Akkumulasjonssonen i SK er markert med en svart trekant i bildet. Området over akkumulasjonssonen representerer *toppen av SK*. Bildet i høyre hjørne viser riller over akkumulasjonssonen, i *toppen av SK*. Bildet er tatt våren 2010 (Bilde: Tomas Engvik).

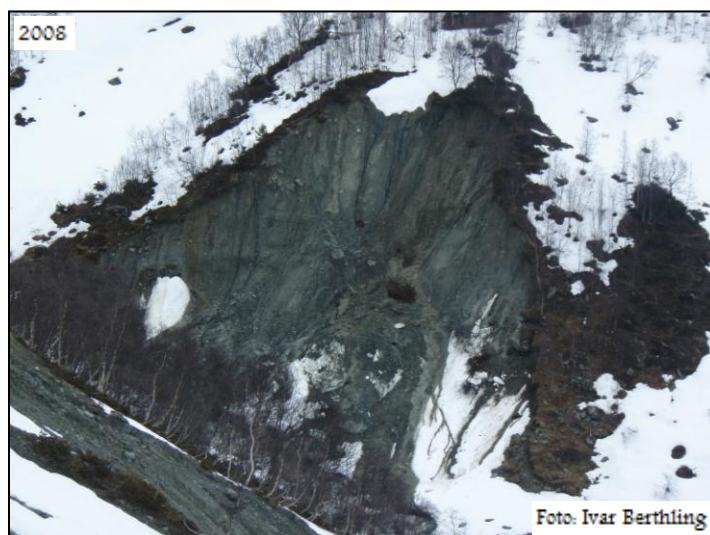
Riller (*Figur 26*) ble lokalisert i *toppen av SK* i 2009 og 2010. Rillene kan være en videreutvikling av overflateavrenning i SK, og rilleerosjonen (*Figur 26*) er sentrert mot akkumulasjonssonen. Akkumulasjonssonen indikerer at sedimenter blir lagret over kortere og/eller lengre tid i SK. Fluvial erosjon av fine sedimenter ble observert ved foten av akkumulasjonssonen ved bilder.



Figur 26: Viser spor etter fluvial erosjon av fine sedimenter ved foten av akkumulasjonssonen i SK (Foto: Lars Libach).



Figur 27: Viser grove sedimenter ved foten av akkumulasjonssonen i SK (Foto: Tomas Engvik).



Figur 28: Bildene representerer utviklingen til Skredsåret SK over tre år. Legg spesielt merke til endringen i akkumulasjonssonen gjennom de tre årene. Ideelt burde bilde vært tatt fra samme posisjon, men bildene er tatt av ulike operatører, og hensikten med bildene var ikke å kunne sammenligne utviklingen i skredsåret.

4.1.6 Vårflommen 2010 i Vekveselva

Flere akselerasjonshendelser ble observert i Vekveselva i løpet av perioden sjokksensorene stod i studiestrekningen (*Figur 25*), og den kraftigste akselerasjonsøkningen 25.6 beskrives som Vårflommen 2010. Vårflommen 25.6.2010 ble ikke registrert i Vekveselva, men en 5 – 10 årsflom ble registrert i Driva 25.6 (Holmqvist 2010). *Figur 30* viser forholdene ved munningen til sedimentasjonsdammen under lav vannhastighet. Under lav vannhastighet er step – pool morfologien synlig. *Figur 31* viser forholdene under vårflommen 2010. Step – pool morfologien ved munningen til sedimentasjonsdammen er ikke synlig på *Figur 31*.



Figur 29: Viser lav vannhastighet i elvekanalen. Legg spesielt merke til den store steinen som ligger til venstre i bildet. Bildet er tatt oppstrøms fra munningen til sedimentasjonsdammen (Foto: Geir Vatne).



Figur 30: Viser vannhastighetsforholdene 25.6, under Vårflommen. Legg merke til steinen som ligger ca. midt i bildet ut mot venstre. Det er den samme steinen som er tydelig på *Figur 31* (Foto: Geir Vatne)

En stor mengde grove sedimenter ble avsatt i sedimentasjonsdammen (4.1.7) som en følge av Vårflommen. Avsetningen av sedimenter i sedimentasjonsdammen og sjokksensorene viser akselerasjon av sedimenter under Vårflommen.

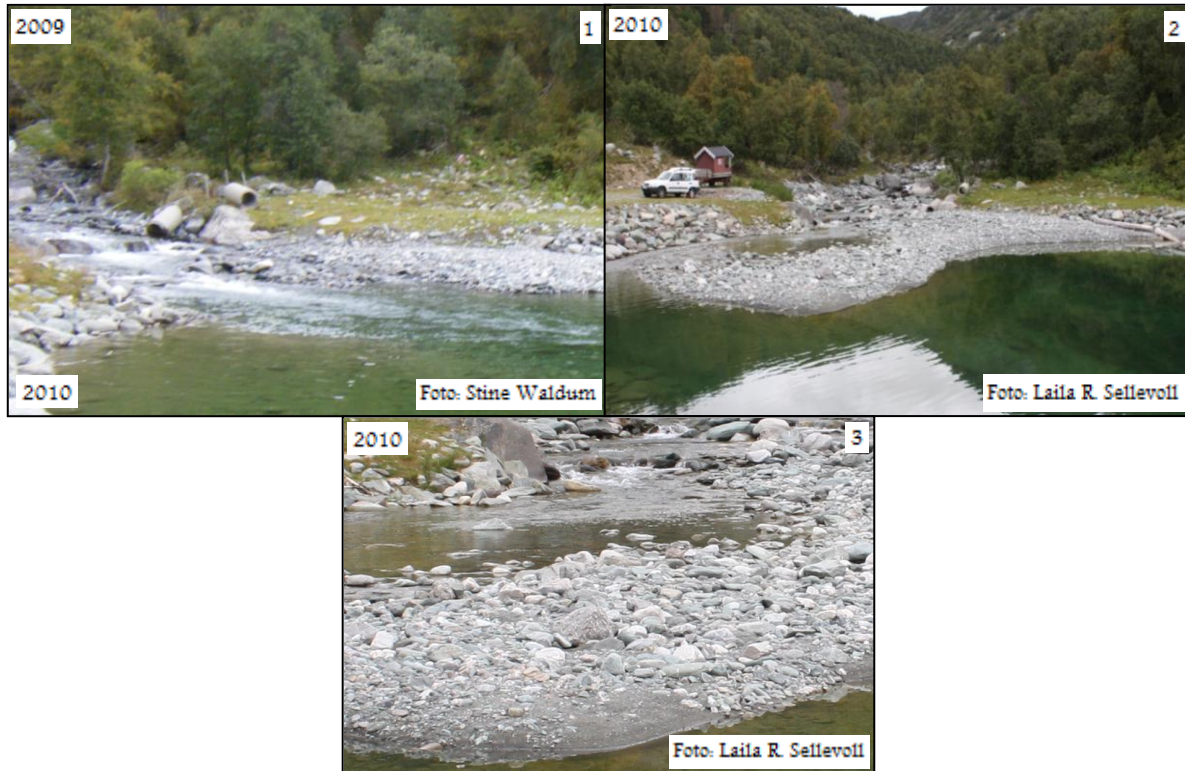


Figur 31: Den røde linjen som går over steppet i T6 i 2008 (Foto: Stine Waldum).

Step – pool morfologien i studiestrekningen ble ikke brutt ned og reorganisert under Vårflommen. Prøvepunktet T6 ved øvre lokalitet er et eksempel på at step – pool morfologien ikke ble brutt ned og reorganisert da det ble malt en linje over steppet i T6 i 2008, og den malte linjen ble ikke brutt under Vårflommen.

4.1.7 Sedimentasjonsdammen

Mengden sedimenter avsatt i sedimentasjonsdammen økte fra høsten 2009 til høsten 2010. Sedimentene som ble avsatt i sedimentasjonsdammen høsten 2010, ble avsatt på toppen av sedimentene som ble avsatt i sedimentasjonsdammen høsten 2009.



Figur 32: Bilde 1, 2 og 3 ble tatt i oktober 2009 og 2010. Bilde 1 og 2 viser forskjellen i mengden avsatte sedimenter i sedimentasjonsdammen. Bilde 3 viser et utvalg av kornstørrelsene akkumulert i sedimentasjonsdammen høsten 2010.

På Bilde 1 kan elva renne fritt inn i sedimentasjonsdammen, mens elva i 2010 møtte en elvevifte av sedimenter avsatt ved munningen til sedimentasjonsdammen. Ulikheten i mengden avsatte sedimenter fra 2009 til 2010, indikerer at transportkompetansen i elva var begrenset i 2009, mens elvas transportkompetanse var høyere i 2010.

Bilde 3 fra 2010 viser en stor mengde sedimenter avsatt ved munningen til sedimentasjonsdammen. Det ble ikke utført en steintelling i sedimentasjonsdammen, men Bilde 3 viser et lag med fine sedimenter som er avsatt under et lag med grove sedimenter.

4.1.8 Gradient

Studiestrekningen har en høy gradient (*Tabell 9*), og gjennomsnittsgradienten er ca. 9 %. Gradientmålingen fra studiestrekningen viser en gradientreduksjon fra T8 til T7, hvor

studiestrekningen går i fjell og faller kraftig rett nedstrøms for T8. Nedstrøms for T7 reduserer ikke gradienten signifikant, og de små ulikhetene i gradientmålingene nedstrøms for T7 antas å skyldes metoden som ble brukt for å måle gradienten (3.1.3), og ikke en gradientreduksjon. Det antas at gradienten ikke reduseres signifikant nedstrøms studiestrekningen, på grunn av usikkerheten ved gradientmålingen.

4.1.9 Steplengde og stephøyde

Steplengde og stephøyde (*Tabell 10 og 11*) ble målt i 6 av 8 prøvepunkt. Stephøyden og steplengden ble ikke målt i T7 og T3. Grunnen er at steintellingene i T7 og T3 ble utført av studenter på bachelornivå under et feltkurs i 2010, hvorpå steplengde og stephøyde ikke var en del av bachelorstudentenes studie. Målingene av steplengde og stephøyde er muligens ikke en refleksjon på faktiske morfologiske egenskaper i prøvepunktene, da det er en utfordring å måle nøyaktig stephøyde og steplengde i fjellelver som nevnt i 3.2.3.

Steppene er høyere og kortere ved øvre lokalitet sammenlignet med steppene ved nedre lokalitet (*Tabell 10 – 11*). Det er viktig å være klar over at studiestrekningen inneholder flere step – pool par enn prøvepunktene som omtales i denne studien. På grunn av at stephøyde og steplengde ikke er målt i alle step – pool parene i studiestrekningen kan det ikke utelukkes at step – pool parene hvor det ikke ble utført målinger har andre morfologiske egenskaper enn prøvepunktene.

4.1.10 Sendere

Ved nedre lokalitet ble sedimenter med ulike kornstørrelser merket med sendere høsten 2009. Nøkksteinene (*Tabell 12*) som ble merket med sendere i T3 ble funnet igjen ved samme lokalisering i prøvepunktet, mens mindre sedimenter merket med sendere (*Tabell 13*) ble funnet i sedimentasjonsdammen høsten 2010. Sedimentene merket med sendere som ble funnet i sedimentasjonsdammen ble transportert ca. 1500 m nedstrøms studiestrekningen.

Nøkksteinene som var merket med sendere (blokk) hadde en median kornstørrelse på 55 cm, og ble ikke transportert under Vårflommen. Sedimentene som var merket med sendere som ble transportert til sedimentasjonsdammen hadde en kornstørrelse på 5,8 cm og 7,5 cm, og klassifiseres som veldig grov grus.

4.1.11 Tabeller

Tabell 5: Sedimentenes kornstørrelse ved øvre – og nedre lokalitet.

Prøvepunkt	cm	Kornstørrelse
Median T8 - T5	6,0	Veldig grov grus
Median T4 - T1	5,9	Veldig grov grus

Tabell 6: Steintellingene utført i 2009 og 2010 i T3 og T2 viser forskjeller i kornstørrelse.

Prøvepunkt (cm)	2009	2010	Kornstørrelse
T3	8,3	9,25	Stor stein
T2	3,7	5,9	Veldig grov grus

Tabell 7: Nøkkelsteinenes kornstørrelse i prøvepunktene. Nøkkelsteinene er klassifisert i kornstørrelse. Legg spesielt merke til nøkkelsteinene i T3.

Prøvepunkt	Nøkkelsteiner	cm	Kornstørrelse
T8	1B	170	Stor blokk
	2B	110	Stor blokk
	3B	100	Medium blokk
T7	1B	180	Stor blokk
	2B	140	Stor blokk
	3B	120	Stor blokk
T6	1B	80	Medium blokk
	2B	100	Medium blokk
	3B	80	Medium blokk
T5	1B	105	Stor blokk
	2B	110	Stor blokk
	3B	110	Stor blokk
T4	1B	80	Medium blokk
	2B	140	Stor blokk
	3B	220	Veldig stor blokk
T3	1B	50	Liten blokk
	2B	40	Liten blokk
	3B	15	Stor stein
T2	1B	115	Stor blokk
	2B	145	Stor blokk
	2B	130	Stor blokk
T1	1B	90	Medium blokk
	2B	100	Medium blokk
	2B	80	Medium blokk

Tabell 8: Viser nøkkelsteinenes kornstørrelse ved øvre – og nedre lokalitet. Det er en 55 cm forskjell i kornstørrelse mellom de to lokalitetene.

Prøvepunkt	cm	Kornstørrelse
Median T8 - T5	110	Stor blokk
Median T4 - T1	55	Medium blokk

Tabell 9: Det er en reduksjon i gradient fra T8 – T7, men videre nedstrøms er det trolig ingen gradientreduksjon.

Gradient	%
T8 - T7	15
T7 - T5	6
T5 - SK	9
SK - T4	8
T4 - T2	7
T2 - T1	8

Tabell 10: Steplengde i hvert prøvepunkt. Steplengde er kortere ved øvre lokalitet i forhold til nedre lokalitet

STEPLENGDE	(m)
T8	11,12
T7	
T6	6,70
T5	10,74
T4	13,72
T3	
T2	11,17
T1	12,08

Tabell 11: Stephøyde i hvert prøvepunkt, steppene ved øvre lokalitet er høyere enn steppene ved nedre lokalitet.

STEPHØYDE	(m)
T8	1,40
T7	
T6	2,27
T5	2,00
T4	1,40
T3	
T2	0,73
T1	0,85

Tabell 12: Nøkkelsteiner (blokk) i T3 merket med sendere som ble funnet igjen ved samme lokalisering som de ble merket

B - akse (cm)	Median (cm)
55	55
50	
75	
60	
70	
47,5	
55	

Tabell 13: Sedimenter (veldig grov grus) merket med sendere funnet i sedimentasjonsdammen høsten 2010. Sedimentene ble injisert ved nedre lokalitet høsten 2009.

B - akse (cm)	Median (cm)
5,8	6,65
7,5	

5. DISKUSJON

Kapittelet beskriver SKs mulige effekt på bunntransport – og kornstørrelsestrenden i studiestrekningen. Sedimenttilførselens påvirkning på bunntransport - og kornstørrelsestrenden i studiestrekningen blir diskutert i henhold til effekten av sedimenttilførsel, gradient og stepphøyde – og lengde. Begrepet akselerasjon brukes synonymt med bunntransport i kapittelet.

5.1 Effekten av sedimenttilførsel

Akselerasjon ble registrert ved øvre lokalitet, hvor sjokksensoren *Vekve 4* var plassert i T5. Registrering av akselerasjon var ikke forventet ved øvre lokalitet, da sedimenter ikke blir tilført fra skredsår mellom T8 og T5. Sedimentene som traff *Vekve 4* kan ha ligget midlertidig i studiestrekningen i påvente av en *Fase 2* og/eller *Fase 3* bunntransporthendelse. Da denne studien kun tar for seg studiestrekningen, kan ikke sedimentkilden til sedimentene som traff *Vekve 4* bekreftes. Men i følge norgebilder.no (2011) har skredsår oppstrøms for studiestrekningen gode koblinger til Vekveselva, noe som gjør skredsårene til mulige sedimentkilder, i tillegg til andre sedimentkilder som elvekanalen og elvebredden.

Akselerasjonen forsterkes fra T5 til T4, og akselerasjonsforsterkningen kan tyde på at flere sedimenter hadde en erosjonsterskel som kunne overstiges ved nedre lokalitet. Ulikheten i registrert akselerasjon mellom øvre – og nedre lokalitet kan skyldes sedimenttilførsel fra SK. Opphavet til skredsåret SK antas å være den ekstreme nedbørshendelsen i 2003, og pågående skråningsprosesser i SK kan være bakgrunnen for sedimenttilførsel til studiestrekningen. Akkumulasjonssonen i SK (*Figur 26*) er et eksempel på at en stor mengde sedimenter ikke blir tilført studiestrekningen umiddelbart som følge av skråningsprosesser, men lagres midlertidig i akkumulasjonssonen. Endringene observert i akkumulasjonssonen i SK (*Figur 29*) fra 2008 til 2010, tyder på at en stor mengde fine og grove sedimenter er blitt tilført studiestrekningen i perioden. Fluvial erosjon (*Figur 28*) er en pågående prosess ved foten av akkumulasjonssonen i SK. Sedimenter kan ha blitt tilført fra SK til studiestrekningen i løpet av snøsmelteperioden våren 2010, da skråningsprosesser kan forekomme i forbindelse med økt nedbørsfrekvens og/eller intensitet, og snøsmelting (Benda & Dunne 1997, Schuerch et al. 2006, Korup et al. 2004, Harvey 2001, Reid et al. 2007, Blikra & Nemeč 1998, Selby & Hodder 1993).

På grunn av skråningsprosesser og fluvial erosjon kan en stor mengde sedimenter ligge midlertidig lagret nedenfor SK, da noen sedimenter tilført fra SK kan ha erosjonsterskel som ikke har blitt oversteget under tidligere *Fase 1* eller *Fase 2* bunntransporthendelser. De finkornede sedimentene som blir tilført studiestrekningen sammen med grovere sedimenter, blir trolig transportert bort raskt ved suspensjonstransport (Marutani et al. 1999). Grove sedimenter, inkludert grus, fra tidligere og nylige skredhendelser i SK kan ligge nedenfor skredsåret i påvente av en *Fase 2* eller *3* bunntransporthendelse, som Schuerch et al. (2006) observerte i Erlenbach i Sveits. Sedimentene, fra skredhendelsene i Erlenbach, ble midlertidig lagret i elvekanalen til de ble fraktete nedstrøms under sommerstormene.

Fluvial erosjon ble observert i ved foten av akkumulasjonssonen i SK våren og sommeren 2009 av Libach (2010), og under feltarbeidet våren og sommeren 2010. *Figur 8* viser fluvial erosjon av finkornede sedimenter ved foten av akkumulasjonssonen i SK, men fluvial erosjon av grovere sedimenter (*Figur 28*) kan ikke utelukkes ved *Fase 2* og/eller *Fase 3* bunntransporthendelser. Hvis grovere sedimenter ble fluvialt erodert fra foten av akkumulasjonssonen i SK kan sedimentene vært tilgjengelig for akselerasjon i perioden sjokksensorene stod i studiestrekningen. Om finkornede sedimenter ble erodert bort fra foten av studiestrekningen, ble ikke de finkornede sedimentene registrert av *Vekve 3 og 2* da sjokksensorene kun registrerer grovere sedimenter (Richardson et al. 2003).

Den forsterkede akselerasjonen registrert av *Vekve 3 og 2* kan ha inkludert sedimentene som traff *Vekve 4* og sedimenter tilført studiestrekningen fra SK. Sedimenter tilført studiestrekningen fra SK kan ha ligget nedenfor SK i påvente av en *Fase 2* bunntransporthendelse. Akselerasjonshendelsene og Vårflommen registrert av sjokksensorene, kan ha akselerert sedimentene som kanskje er midlertidig lagret nedenfor SK. Studiestrekningens nære kobling til SK, kan ha medført en kontinuerlig blanding av bunntransporterte sedimenter og sedimenter tilført en elvekanal fra skredsår (Reid et al. 2007). En blanding av sedimenter akselerert gjennom T5 og sedimenter tilført fra SK kan ha gitt en økning i sedimenter tilgjengelig for akselerasjon ved nedre lokalitet. Om forsterkningen i akselerasjonen ved nedre lokalitet er en direkte konsekvens av sedimenttilførsel fra SK kan ikke sies med sikkerhet på grunn av at tilstanden i studiestrekningen nedenfor SK i forkant av akselerasjonshendelsene og Vårflommen ikke var kjent. Men Reid et al. (1985) observerte at mengden akselererte sedimenter økte når sedimenter ble tilført en elvekanal i forkant av en *Fase 2* bunntransporthendelse.

Forsterkningen i akselerasjon fra T5 til T4, kan skyldes at *Vekve 4* var plassert utenfor akselerasjonens hovedtransportvei i prøvepunktet. Akselerasjonens hovedtransportvei kunne ikke verifiseres i T5, da kun en sjokksensor var plassert i prøvepunktet. En stor mengde sedimenter kan ha blitt transportert gjennom T5 uten at sedimentene ble registrert av *Vekve 4*, hvis sjokksensoren stod utenfor akselerasjonens hovedtransportvei. Som et eksempel plasserte Richardson et al. (2003) tre sjokksensorer i et tverrsnitt, og observerte akselerasjonens hovedtransportvei under sin studie i Birk Beck, Nordvest England. En feltstudie utført av Vatne et al. (2008) i fjellelven Vinstra foreslår også at flere sjokksensorer bør plasseres på tvers av et tverrsnitt for å kunne registrere akselerasjonens hovedtransportvei. Grunnen er at sjokksensorer i utgangspunktet registrerer en liten del av sedimentene som transporteres gjennom et tverrsnitt, og en sjokksensors plassering i et tverrsnitt er derfor avgjørende for å få representative målinger av bunntransport. For å registrere akselerasjonens hovedtransportvei anbefales det følgelig å plassere flere sjokksensorer i et tverrsnitt (Richardson et al. 2003, Vatne et al. 2008).

En ulik grad av akselerasjon ble registrert av *Vekve 3 og 2* i T4. Forskjellene i akselerasjon registrert av sjokksensorene kan skyldes at *Vekve 3 og 2* var plassert ca. 1 – 2 meter ut fra elvebredden, og med noen meters mellomrom. Hvis enda en sjokksensor hadde blitt plassert mellom *Vekve 3 og 2*, ville kanskje akselerasjonens hovedtransportvei i T4 blitt registrert, som i Richardson et al. feltstudie fra (2003). Ulikhetene i akselerasjon på tvers av T4 gjennom tidsperioden de stod i prøvepunktet kan komme av at *Fase 1 og Fase 2* bunntransporthendelser kan ha ulike hovedtransportveier for akselerasjon, som Vatne et al. (2008) observerte under sin studie i fjellelven Vinstra.

Oppsummert registrerte *Vekve 4, 3 og 2* tilnærmet like akselerasjonsintervall, men akselerasjonsutslagene var forskjellig sjokksensorene i mellom. Forskjellen i akselerasjonsutslagene registrert av *Vekve 3 og 2* tyder på at akselerasjonens hovedtransportvei ikke ble registrert i T4, og at akselerasjonshendelsene hadde ulike hovedtransportveier i tverrsnittet. Forsterkningen i akselerasjonen ved nedre lokalitet tolkes til å skyldes at en økt sedimenttilgjengelighet på grunn av pågående sedimenttilførsel fra SK ved nedre lokalitet.

Ingen nedstrøms kornstørrelsestrend ble observert i studiestrekningen. En nedstrøms kornstørrelsesforfining var forventet i studiestrekningen på bakgrunn av at tidligere feltstudier har observert en nedstrøms kornstørrelsesforfining i elver med step – pool morfologi (Chin 1999, Knighton 1999, Wilcock 1997, Montgomery et al. 1999). Sedimenttilførsel fra SK til studiestrekningen kan ha forstyrret en nedstrøms kornstørrelsestrend. Grunnen kan være at akselerasjon av sedimenter tilført fra SK kan ha ført til en tilfeldig kornstørrelsessammensetning ved nedre lokalitet, da sedimenter akselereres en relativt korte distanser i løpet av en bunntransporthendelse (Demir & Walsh 2005). På grunn av at sedimenter akselereres korte distanser, kan sedimenter tilført fra SK ha ligget midlertidig lagret i prøvepunkt ved nedre lokalitet da steintellingen ble gjennomført. Rice & Church (1996a) observerte at sedimenttilførsel fra skredsår kan forstyrre en nedstrøms kornstørrelsestrend i en elvekanal, ved Queen Charlotte Island i British Columbia.

Akselerasjonshendelsene og Vårflommen som forekom i perioden sjokksensorene stod i studiestrekningen kan ha forstyrret en nedstrøms kornstørrelsestrend. Grunnen er at akselerasjonshendelsene og Vårflommen akselererte en stor mengde sedimenter som ble avsatt i sedimentasjonsdammen (*Figur 33*). Nøkksteinene i steppene ved øvre – og nedre lokalitet (stor blokk – liten stein), og nøkksteinene merket med sendere i T3 (liten blokk – stor stein) ble ikke akselerert i perioden sjokksensorene stod i elven. På grunn av at nøkksteinene ikke flyttet på seg under akselerasjonshendelsene og Vårflommen, kan det tyde på at akselerasjonshendelsene og Vårflommen var *Fase 1* eller *Fase 2* bunntransporthendelser per definisjon. En *Fase 2* bunntransporthendelse beveger kornstørrelser grovere enn sand og små gruskorn, og kan inkludere sedimenter fra både kanalbunn og under dekkjikt under moderate til høye vannhastigheter (Ryan et al. 2002).

Prøvepunktene T3 og T2 er eksempler på akselerasjonshendelsenes og Vårflommens mulige påvirkning på kornstørrelsestrend i studiestrekningen da det ble utført steintellinger i prøvepunktene i 2009 og 2010. Kornstørrelsesendringen var ikke signifikant i T3 fra 2009 til 2010 (*Tabell 4*). Flere av sedimentene i tverrsnittet ble merket med sendere høsten 2009 (*Tabell 12*). Disse ble funnet igjen ved samme lokalisering høsten 2010, noe som tyder på at sedimentenes erosjonsterskel ikke ble oversteget under akselerasjonshendelsene og Vårflommen. Kornstørrelsen til sedimentene i T3 kan være grunnen til at det ikke ble observert en signifikant endring i kornstørrelse fra 2009 til 2010.

Den signifikante endringen i kornstørrelse i T2 fra 2009 til 2010, er et eksempel på at akselerasjonshendelsene og Vårflommen kan ha forstyrret nedstrøms kornstørrelsestrend i studiestrekningen. Økningen i kornstørrelse i T2 indikerer at fine sedimenter ble transportert bort fra, eller at grovere sedimenter ble tilført T2 i 2010. De fine sedimentene i T2 ble mest sannsynlig transportert bort av akselerasjonshendelsene og Vårflommen, da sedimenttilførsel fra skredsåret (LS) (1.2.1) overfor T2 er mindre sannsynlig. Grunnen er trolig at koblingen mellom studiestrekningen og LS ikke er god, og vegetasjon har begynt å reetablere seg i skredsåret.

Oppsummert er kornstørrelsestrenden ved nedre lokalitet sannsynligvis påvirket av sedimenttilførsel fra SK, men på grunn av at sedimenter kun akselereres en kort distanse i løpet av en akselerasjonshendelse kan sedimenttilførselens påvirkning på kornstørrelsestrend være vanskelig å observere i studiestrekningen. Akselerasjonshendelsene og Vårflommen som fant sted i perioden sjokksensorene stod i studiestrekningen kan være grunnen til at ingen nedstrøms kornstørrelsestrend ble observert i studiestrekningen.

5.2 Effekten av gradient

Studiestrekningen har en høy gradient, som ikke reduseres signifikant fra T8 til T1. Sedimenter akselereres i studiestrekningen (*Figur 25*) til tross for at gradienten ikke reduseres signifikant nedstrøms. På grunn av at akselerasjon av sedimenter forekommer i studiestrekningen, påvirker gravitasjonskraften (Mao & Surian 2009, Kasai et al. 2004) kanskje i mindre grad akselerasjonen sammenlignet med prøvepunktene morfologiske egenskaper. Tema vil bli diskutert videre i 5.3. Gradienten kan ha påvirket akselerasjon av sedimenter, selv om en gradientreduksjon ikke ble observert i studiestrekningen. Grunnen er at metoden brukt for å måle gradienten, eller gjennomføringen av målingen av gradienten 3.1. er basisen for at en gradientreduksjon ikke ble observert i studiestrekningen.

Studiestrekningens gradient ble ikke observert å påvirke nedstrøms kornstørrelsestrend. En nedstrøms gradientreduksjon kan for eksempel ha ført til en lavere vannhastighet ved nedre lokalitet, som kan ha ført til SST av sedimenter (Surian 2002, Ferguson et al. 1996). SST kan føre til en nedstrøms kornstørrelsesforfining på grunn av en vannhastighetsreduksjon hvis alle andre faktorer som påvirker vannhastighet er konstante, men prøvepunktene unike

morfologiske egenskaper kan endre den hydrauliske radiusen nedstrøms i studiestrekningen. En endring av den hydrauliske radiusen kan medføre høyere eller lavere vannhastighet. Eksempelvis ble en kornstørrelsesreduksjon observert i forbindelse med en reduksjon i gradient i Chins feltstudie fra (1999). Synkende gradient leder til et tap i mengde og kornstørrelse i bunntransport (Sambrook Smith & Ferguson 1995).

Studiestrekningens morfologiske egenskaper må tas i betraktning når det gjelder akselerasjon og nedstrøms kornstørrelsestrend. Grunnen er at bunnformers geometri kan påvirke sedimenters bevegelsesdynamikk i fjellelver med step – pool morfologi (Chin 2005, Lisle 2002).

5.3 Effekten av stephøyde og steplengde

Stephøyde reduseres og steplengde øker nedstrøms i studiestrekningen. Steppene ved øvre lokalitet er høyere og kortere sammenlignet med steppene ved nedre lokalitet. Det kan antas at de morfologiske egenskapene ved øvre lokalitet fremmer akselerasjon og kan medføre en nedstrøms kornstørrelsestrend gitt at vannhastigheten er høy og sedimenter er tilgjengelig for akselerasjon. Antakelsen om de morfologiske egenskapene ved øvre lokalitet er gjort på grunnlag av en feltstudie utført av Zimmermann & Church (2001). Grunnen er at Zimmermann & Church (2001) observerte at et kraftigere hydraulisk sprang og en mer intens turbulens dannes i step – pool par med høye og korte steps i Shatford Creek, en sideelv til Shingle Creek i British Columbia. En mer intens turbulens, som genereres i vannfallet fra step til pools, kan gi større akselerasjonskrefter kapable til å mobilisere grovere sedimenter (Zimmermann & Church 2001). Men resultater fra Zimmermann & Churchs feltstudie fra (2001) kan ikke nødvendigvis overføres til feltstudien i Vekveselva, da ulike fluvialgeomorfologiske system har forskjellige geologiske, morfologiske og topografiske egenskaper (Harvey 2001, Harvey 2007, Costa & Schuster 1988).

De morfologiske egenskapene ved nedre lokalitet indikerer en generering av en mindre kraftig akselerasjon i forhold til de morfologiske egenskapene ved øvre lokalitet, men en sammenligning av sjokksensorresultatene fra øvre – og nedre lokalitet viser at akselerasjonen var kraftigere ved nedre lokalitet. Forskjellen i generert akselerasjon mellom øvre – og nedre lokalitet kan skyldes at sedimenttilgjengeligheten ved øvre lokalitet var mindre sammenlignet med sedimenttilgjengeligheten ved nedre lokalitet. Hvis sedimenttilgjengeligheten var mindre ved øvre lokalitet, indikerer det at de morfologiske egenskapene ved øvre – og nedre lokalitet

i mindre grad påvirket akselerasjonen i perioden sjokksensorene stod i studiestrekningen. Til forskjell fra mine observasjoner fra studiestrekningen i Vekveselva, observerte Zimmermann & Church (2001) at step – pool par med lave – og lange steps hadde dårligere forutsetninger for å akselerere sedimenter i forhold til step – pool par høye – og korte steps. Grunnen er at et mindre kraftig hydraulisk sprang, og en mindre kraftig turbulens ble generert i step – pool par med lave – og lange steps (Zimmermann & Church 2001).

På grunn av at stephøyde og steplengde ble målt i seks av åtte prøvepunkt, i en studiestrekning som består av flere step – pool par, kan ikke de morfologiske egenskapene ved øvre – og nedre lokalitet beskrevet i denne studien bekreftes som dominerende i step – pool parene som ikke ble målt. I tillegg ble målingen av stephøyde og steplengde utført under *Fase 1* bunntransporthendelse, noe som betyr at de morfologiske egenskapene som er beskrevet i studien ikke nødvendigvis er gjeldende under *Fase 2* og/eller *Fase 3* bunntransporthendelser.

Sedimenter merket med sendere (veldig grov grus) ble funnet i sedimentasjonsdammen høsten 2010. Sedimentene ble injisert i studiestrekningen ved nedre lokalitet, og ble transportert ca. 1500 m. Observasjonen av sedimenter merket med sendere i sedimentasjonsdammen bekrefter at de morfologiske egenskapene ved nedre lokalitet ikke hindret akselerasjon fra høsten 2009 til høsten 2010. *Figur 33* viser at en større mengde sedimenter ble transportert og avsatt i 2010 i forhold til 2009, og bekrefter at mange av sedimentene lagret midlertidig i studiestrekningen kunne akselereres under akselerasjonshendelsene og Vårflommen.

Hvis fine sedimenter ligger i pools og rundt nøkkelsteinene i steppene er det mulig at steintellingen utført under feltarbeidet ikke reflekterte kornstørrelsestrenden ved øvre – og nedre lokalitet. På grunn av at steintellingene ble gjennomført på kanten av pools, og ikke i poolene direkte nedstrøms for steps kan det hende at fine sedimenter ligger midlertidig lagret i pools eller rundt steps. På grunn av at sedimenter har kontakt med bunnen når de akselereres er det mulig at de fine sedimentene har kilt seg fast i steppene eller ligger lagret i pool. Grunnen er at nøkkelsteiner i steps kan være et hinder for akselerasjon av sedimenter og fine sedimenter ofte blir avsatt i pools, noe som betyr at nøkkelsteinene i steps og pools kan være midlertidig lagringsplass for fine sedimenter (Montgomery & Buffington 1997, Nickolotsky & Pavlowsky 2007).

6. KONKLUSJON

Endringene observert i akkumulasjonssonen i SK, tyder på at en stor mengde fine og grove sedimenter ble tilført studiestrekningen i 2008/2010 perioden. Grovere sedimenter, inkludert grus, fra tidligere og nylige skredhendelser i SK kan ligge nedenfor skredsåret i påvente av en *Fase 2* eller *Fase 3* bunntransporthendelse. Fluvial erosjon er en pågående prosess ved foten av akkumulasjonssonen i SK, og hvis grove sedimenter ble fluvialt erodert bort fra foten av akkumulasjonssonen kan grovere sedimenter ha vært tilgjengelig for akselerasjon i perioden sjokksensorene stod i elven.

Akselerasjon ble observert både ved øvre – og nedre lokalitet. På forhånd av feltarbeidet trodde jeg ikke akselerasjon ville bli observert ved øvre lokalisering på grunn av at sedimenter ikke tilføres fra skredsår mellom T8 og T5. Sjokksensorresultatene viste at sedimenter var tilgjengelig for akselerasjon ved øvre lokalitet, noe som indikerer at sedimenter blir tilført øvre lokalitet fra andre sedimentkilder. En forsterket akselerasjon ble registrert av *Vekve 3* og *2* ved nedre lokalitet. Forsterkningen i akselerasjonen ved nedre lokalitet tolkes til å skyldes en økt sedimenttilgjengelighet på grunn av pågående sedimenttilførsel fra SK, og en inkludering av sedimentene tilført fra SK i akselerasjonen som traff *Vekve 4*.

Ingen nedstrøms kornstørrelsestrend ble observert i studiestrekningen høsten 2010. Kornstørrelsestrenden ved nedre lokalitet kan være påvirket av sedimenttilførsel fra SK, men akselerasjonshendelsenes og Vårflommens akselerasjon av mange finkornede og grove sedimenter i perioden sjokksensorene stod i studiestrekningen kan være grunnen til at ingen nedstrøms kornstørrelsestrend ble observert i studiestrekningen. Sedimenttilførsel fra SK kan ha ført til en tilfeldig kornstørrelsessammensetning ved nedre lokalitet, da sedimenter akselereres en relativt kort distanse under en akselerasjonshendelse. Alternativt kan fine sedimenter ligge midlertidig lagret i studiestrekningen, inkludert i steps eller i pools direkte nedstrøms for steps. Økningen i kornstørrelse i prøvepunktet T2 fra 2009 til 2010, bekrefter antakelsen om at finkornede sedimenter er blitt transportert ut av studiestrekningen.

Gradienten reduseres ikke signifikant fra øvre – til nedre lokalitet, noe som indikerer at studiestrekningens gradient ikke er avgjørende for akselerasjonen i studiestrekningen. Steppene ved øvre lokalitet var høyere og kortere sammenlignet med steppene ved nedre lokalitet. Det ble antatt at de morfologiske egenskapene ved øvre lokalitet fremmet

akselerasjon og kunne medføre en nedstrøms kornstørrelsestrend gitt at vannhastigheten var høy og sedimenter var tilgjengelig for akselerasjon. På grunn av at sedimenttilførsel ble tolket til å være grunnen til forsterket akselerasjon ved nedre lokalitet, indikerer det at de morfologiske egenskapene i prøvepunktene i studiestrekningen var av mindre betydning for akselerasjon. I tillegg ble antakelsene om at de morfologiske egenskapene ved øvre lokalitet i større grad fremmer akselerasjon enn de i nedre, gjort på grunnlag av målinger gjort under en lav vannhastighet. Da prøvepunktene morfologiske egenskaper ikke er like under lav vannføring og moderat til høy vannføringen, reflekterer ikke målingene de morfologiske egenskapene som er gjeldende under akselerasjonshendelser.

7. FORSLAG TIL VIDERE ARBEID

Under arbeidet med masteroppgaven er det blitt klart at flere kausale prosesser kan forårsake akselerasjons – og kornstørrelsestrenden observert i studiestrekningen. Feltarbeidet var trolig ikke omfattende nok til å kunne tolke akselerasjons – og kornstørrelsestrend resultatene. Samtidig har ideer om videre arbeidet dukket opp underveis arbeidet med masteroppgaven, og forslag videre arbeid i studiestrekningen presenteres her:

- Det anbefales å merke sedimenter i SK med sendere. Ved å overvåke sedimentene merket med sendere i SK kan transportavstanden til sedimentene og eventuell fluvial erosjon av sedimentene injisert i SK måles. Sedimenter merket med sendere anbefales å plasseres ved toppen av skråningen, ved toppen av akkumulasjonssonen og midt i akkumulasjonssonen.
- På grunn av at målingene av stephøyde og steplengde ikke ble utført i mer en 3 prøvepunkt ved øvre – og tre prøvepunkt ved nedre lokalitet anbefales det å måle stephøyde og steplengde i alle step – pool par i studiestrekningen. Ved å måle alle stephøydene og steplengdene i alle step – pool parene kan vurderingene som ble gjort om akselerasjon og kornstørrelsestrend på grunnlag av prøvepunktene morfologiske egenskaper i denne studien, bekreftes eller avkreftes.
- Flomfullbredde i studiestrekningen anbefales forsøksvis å måles, slik at hydraulisk radius kan regnes ut. Hydraulisk radius kan forklare mer om studiestrekningens transportkompetanse og vannhastighet. Ble opprinnelig ikke gjennomført da flomfullbredde er problematisk å identifisere i studiestrekningen.
- Det anbefales å gjennomføre steintellinger i hvert step – pool par i studiestrekningen en gang i året. Kornstørrelsestrenden kan reflektere SKs effekt på kornstørrelser ved nedre lokalisering i studiestrekningen fra år til år.
- Steintellinger i pool kan forsøksvis gjennomføres ved lave vannhastighet. Ble opprinnelig ikke gjennomført da operatøren ikke nådde ned til bunnen i pools under feltarbeidet. Steintellinger i pools vil kunne gi informasjon om kornstørrelsene til sedimentene midlertidig avsatt i pools.
- For å måle akselerasjon i studiestrekningen anbefales det å plassere tre sjokksensorer i hvert prøvepunkt, slik at akselerasjonen i hvert prøvepunkt kan sammenlignes.

Resultatene fra sjokksensorene i åtte prøvepunkt vil reflektere akselerasjonen fra øvre – og nedre lokalisering mer representativt enn under min studie.

- Mengden sedimenter avsettes i sedimentasjonsdammen anbefales å måles en gang i året, men sedimentasjonsdammen er kun tømt en gang siden den ble bygd av økonomiske årsaker. Alternativt kan sedimentasjonsdammen laserskannes for å sammenligne mengden sedimenter akkumulert i sedimentasjonsdammen hver høst.
- Det anbefales å utføre steintellinger i sedimentasjonsdammen for å observere kornstørrelsestrenden. Resultatene fra steintellingene i sedimentasjonsdammen og studiestrekningen kan sammenlignes for å se om det er en forbindelse mellom kornstørrelser i studiestrekningen og sedimentasjonsdammen.
- I et lengre perspektiv, 20 - 50 år, hadde det vært interessant å se på endringen over tid i kornstørrelse i skredsårene i studiestrekningen i sammenheng med endringene i transport ut av systemet (til sedimentasjonsdammen). Det må tas hensyn til at mange faktorer som spiller inn på systemets prosesser, som blant annet sedimenttilførsel fra skredså, transportkapasiteten i elva og de morfologiske egenskapenes påvirkning på bunntransport.

8. REFERANSER

- Abrahams, A. D., G. Li & J. F. Atkinson (1995) Step-Pool Streams: Adjustment to Maximum Flow Resistance. *Water Resour. Res.*, 31, 2593-2602.
- Allan, J. C., R. Hart & J. V. Tranquili (2006) The use of Passive Integrated Transponder (PIT) tags to trace cobble transport in a mixed sand-and-gravel beach on the high-energy Oregon coast, USA. *Marine Geology*, 232, 63-86.
- Andrews, E. D. (1983) Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1225-1231.
- Andrews, E. D. & G. Parker. 1987. Formation of a coarse surface layer as the response to gravel mobility. In *Sediment transport in gravel - bed rivers*, eds. R. C. Thorne, J. C. Bathurst & R. D. Hey, 269 - 328. Chichester: John Wiley & Sons.
- Baker, V. R. (2006) Palaeoflood hydrology in a global context. *CATENA*, 66, 161-168.
- Benda, L. & T. Dunne (1997) Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow. *Water Resour. Res.*, 33, 2849-2863.
- Benn, D. I. & D. J. A. Evans. 1998. *Glaciers and glaciation*. London: Arnold.
- Author. 2003. Flomområde evakueres. *Dagbladet* 14.08.2003.
- Blikra & Nemeč (1998) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Bunte, K. & R. S. Abt. 2001a. Sampling procedures and equipment. In *Sampling surface and subsurface particle - size distributions in wadable gravel - and cobble - bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring*, eds. K. Bunte & R. S. Abt, 143 - 241. United States Department of Agriculture.
- Bunte, K. & S. R. Abt. 2001b. Particle analysis. In *Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring*, eds. K. Bunte & S. R. Abt, 14 - 107. United States Department of Agriculture.
- Chartrand, S. M. & P. J. Whiting (2000) Alluvial architecture in headwater streams with special emphasis on step-pool topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 583-600.
- Chin, A. (1989) Step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography*, 13.
- (1998) On the stability of step-pool mountain streams *Journal of Geology [J. GEOL.]*, Vol. 106, 10.
- (1999) The morphologic structure of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 27, 191-204.
- (2002) The periodic nature of step-pool mountain streams. *Am J Sci*, 302, 144-167.
- (2003) The geomorphic significance of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 55, 125-137.
- Chin, A. & J. D. Phillips (2007) The self-organization of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 83, 346-358.
- Chin, A. a. W., Ellen (2005) Toward a theory for step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography*, 29, 23.
- Chorley, R. J. & B. A. Kennedy. 1971. *Physical geography: a systems approach*. London: Prentice-Hall.
- Church, M. (2002) Geomorphic thresholds in riverine landscapes. *Freshwater Biology*, 47, 541-557.
- Church, M. & M. A. Hassan (1992) Size and distance of travel of unconstrained clasts on a streambed. *Water Resour. Res.*, 28, 299-303.
- Clément, P. & H. Piégay. 2003. Statistics and Fluvial Geomorphology. In *Tools in fluvial geomorphology*, eds. G. Kendolf, M; & H. Piégay, 597 - 630. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.
- Comiti, F., A. Andreoli & M. A. Lenzi (2005) Morphological effects of local scouring in step-pool streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1567-1581.

- Costa, J. E. & R. L. Schuster (1988) The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1054-1068.
- Couper, P. R. & I. P. Maddock (2001) Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanisms on the River Arrow, Warwickshire, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 631-646.
- Curran, J. H. & E. E. Wohl. 2003. Schematic showing longitudinal profile of a typical reach in a step-pool channel.
- Daniels, M. D. & M. H. McCusker (2009) Operator bias characterizing stream substrates using Wolman pebble counts with a standard measurement template. *Geomorphology*, 115, 194-198.
- Davis, J. C. 2002. *Statistics and data analysis in geology*. New York: J. Wiley.
- Demir, T. & P. D. R. Walsh (2005) Shape and Size Characteristics of Bedload Transport During Winter Storm Events in the Cwm Treweryn Stream, Brecon Beacons, South Wales. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 105 - 121.
- Dingman, S. L. 1984. *Fluvial hydrology*. New York: Freeman.
- Duckson, D. W. & L. J. Duckson (1995) Morphology of bedrock step pool systems. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 31, 43-51.
- Dyckhoff, C. L., L. Halliwell, R. Haynes & S. Watts. 1996. The good scientist. In *Essential environmental science: methods & techniques*, eds. S. Watts & L. Halliwell, 1 - 27. London: Routledge.
- Edwards, L. M., J. R. Burney & P. A. Frame (1995) Rill sediment transport on a Prince Edward Island (Canada) fine sandy loam. *Soil Technology*, 8, 127-138.
- Ergenzinger, P. & K. Schmidt (1990) Stochastic Elements of Bed Load Transport in a Step-Pool Mountain River. *Hydrology of Mountainous Regions 2: Artificial Reservoirs, Water and Slopes, International Association of Hydrological Sciences, Washington*, 194.
- Ferguson, R., T. Hoey, S. Wathen & A. Werritty (1996) Field evidence for rapid downstream fining of river gravels through selective transport. *Geology*, 24, 179-182.
- Gasparini, N. M., G. E. Tucker & R. L. Bras (1999) Downstream fining through selective particle sorting in an equilibrium drainage network. *Geology*, 27, 1079-1082.
- GeminiDataLoggers(UK) (2011) Tinytagpluss. <http://www.geminidataloggers.com/data-loggers/tinytag-plus>, 26.01.2011.
- Giménez, R., O. Planchon, N. Silvera & G. Govers (2004) Longitudinal velocity patterns and bed morphology interaction in a rill. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 105-114.
- Gomez, B. (1991) Bedload transport. *Earth-Science Reviews*, 31, 89-132.
- Gomi, T., R. C. Sidle, R. D. Woodsmith & M. D. Bryant (2003) Characteristics of channel steps and reach morphology in headwater streams, southeast Alaska. *Geomorphology*, 51, 225-242.
- Grant, G. E., F. J. Swanson & M. G. Wolman (1990) Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 340-352.
- Hack, J. T. & J. C. Goodlett (1960) Geomorphology and forest ecology of mountain region in the Central Appalachians. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 347, 66.
- Harvey, A. M. (2001) Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *CATENA*, 42, 225-250.
- (2007) Differential recovery from the effects of a 100-year storm: Significance of long-term hillslope-channel coupling; Howgill Fells, northwest England. *Geomorphology*, 84, 192-208.
- Hassan, M. A. & M. Church (2001) Sensitivity of bed load transport in Harris Creek: Seasonal and spatial variation over a cobble-gravel bar. *Water Resour. Res.*, 37, 813-825.
- Hassan, M. A. & R. D. Woodsmith (2004) Bed load transport in an obstruction-formed pool in a forest, gravelbed stream. *Geomorphology*, 58, 203-221.
- Hayward, J. A. (1980) Hydrology and stream sediments from Toresse stream catchment. 236.

- Helgø, E. 2009. Geomorfologiske prosesser gjennom holosen i Vekve, Oppdal. In *Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse, Geografisk Institutt*, 129 s. Trondheim: NTNU.
- Hicks, D. M. & B. Gomes. 2003. Sediment transport. In *Tools in fluvial geomorphology*, eds. G. M. Kondolf & H. Piégay, 425 - 461. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.
- Hoerner, S. F. 1965. *Fluid-dynamic drag: practical information on aerodynamic drag and hydrodynamic resistance*. Midland Park, N.J.: S.F. Hoerner.
- Hoey, T. B. & B. J. Bluck (1999) Identifying the controls over downstream fining of river gravels. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 40-50.
- Holmqvist, E. 2010. Flaumane i Midt - Noreg i mai og juni 2010. ed. Miljøverndepartementet, 25. Oslo: Norges vassrags - og energidirektorat.
- Informasjonsforvaltning, S. f. d. 2010. Tilpassing til eit klima i endring. ed. Miljøverndepartementet, 240. Oslo: Aurskog AS.
- Inkpen, R. 2005. *Science, philosophy and physical geography*. London: Routledge.
- Inman, D. L. (1952) Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 22, 125-145.
- Jackson, W. L. & R. L. Beschta (1982) A model of two-phase bedload transport in an Oregon coast range stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 517-527.
- Kasai, M., T. Marutani & G. Brierley (2004) Channel bed adjustments following major aggradation in a steep headwater setting: findings from Oyabu Creek, Kyushu, Japan. *Geomorphology*, 62, 199-215.
- Kelsey, H. M. (1980) A sediment budget and an analysis of geomorphic process in the Van Duzen River basin, north coastal California, 1941-1975: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 190-195.
- Kendolf, G., M. E. Lisle, T. & M. Wolman, G. 2003. Bed Sediment Measurement. In *Tools in fluvial geomorphology*, eds. G. M. Kondolf & H. Piégay, 347 - 395. Chichester: John Wiley & Sons Ltd. .
- Knighton, A. D. (1980) Longitudinal changes in size and sorting of stream-bed material in four English rivers. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 55-62.
- (1999) Downstream variation in stream power. *Geomorphology*, 29, 293-306.
- Knighton, D. 1998a. *Fluvial forms and processes - A new perspective*. London: Hodder Education.
- . 1998b. *Fluvial forms and processes: a new perspective*. London: Arnold.
- Korup, O., M. J. McSaveney & T. R. H. Davies (2004) Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 61, 189-207.
- Lamarre, H. & A. G. Roy (2008) The role of morphology on the displacement of particles in a step-pool river system. *Geomorphology*, 99, 270-279.
- Lenzi, M. A. (2001) Step-pool evolution in the Rio Cordon, northeastern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 991-1008.
- Libach, R., L. 2010. Skråningsprosesser knyttet til en årlig syklus av sedimenttilførsel til Vekveselva, Oppdal. In *Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse, Geografisk Institutt*, 98. Trondheim: NTNU.
- Lisle, T., E. Church, M (2002) Sediment transport - storage relations for degrading, gravel bed channels. *Water resources research*, 38, 14.
- Mao, L. & N. Surian (2009) Observations on sediment mobility in a large gravel-bed river. *Geomorphology*, In Press, Corrected Proof.
- Mao, L., G. P. Uyttendaele, A. Iroumé & M. A. Lenzi (2008) Field based analysis of sediment entrainment in two high gradient streams located in Alpine and Andine environments. *Geomorphology*, 93, 368-383.
- Marion, D. A. & F. Weirich (2003) Equal-mobility bed load transport in a small, step-pool channel in the Ouachita Mountains. *Geomorphology*, 55, 139-154.

- Marutani, T., M. Kasai, L. M. Reid & N. A. Trustrum (1999) Influence of storm-related sediment storage on the sediment delivery from tributary catchments in the upper Waipaoa River, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 881-896.
- McEwen, L. J. & A. Werritty (1988) The hydrology and long-term geomorphic significance of a flash flood in the Cairngorm mountains, Scotland. *CATENA*, 15, 361-377.
- McLean, D. G. & M. Church (1999) Sediment transport along lower Fraser River: 2. Estimates based on the long-term gravel budget. *Water Resour. Res.*, 35, 2549-2559.
- McNamara, J. P. & C. Borden (2004) Observations on the movement of coarse gravel using implanted motion-sensing radio transmitters. *Hydrological Processes*, 18, 1871-1884.
- Author. 2003. E6 tatt av flommen. *Dagbladet* 15.08.2003.
- Met.no (2003) Ekstrem nedbør i Midt - Norge.
<http://retro.met.no/aktuelt/nyhetsarkiv/2003/ekstrem_nedbor.html>
01.06.2011.
- (2007) Temperatur og nedbørnormaler for Sætre, Oppdal <http://retro.met.no/observasjoner/sor-trondelag/normaler_for_kommune_1634.html?kommuner>, 11.12.2010.
- (2010) Fremtidens klima - hva vet vi? <<http://met.no/Klima/Fremtidsklima>>, 14.12.2010.
- Milzow, C., P. Molnar, B. W. McArdeall & P. Burlando (2006) Spatial organization in the step-pool structure of a steep mountain stream (Vogelbach, Switzerland). *Water Resour. Res.*, 42, W04418.
- Molnar, P., A. L. Densmore, B. W. McArdeall, J. M. Turowski & P. Burlando (2010) Analysis of changes in the step-pool morphology and channel profile of a steep mountain stream following a large flood. *Geomorphology*, 124, 85-94.
- Montgomery, D. R. & J. M. Buffington (1997) Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 596-611.
- Montgomery, D. R., W. E. Dietrich & J. T. Heffner (2002) Piezometric response in shallow bedrock at CB1: Implications for runoff generation and landsliding. *Water Resour. Res.*, 38, 1274.
- Montgomery, D. R., M. S. Panfil & S. K. Hayes (1999) Channel-bed mobility response to extreme sediment loading at Mount Pinatubo. *Geology*, 27, 271-274.
- Nakamura, F., F. J. Swanson & S. M. Wondzell (2000) Disturbance regimes of stream and riparian systems — a disturbance-cascade perspective. *Hydrological Processes*, 14, 2849-2860.
- Author. 2004. Værråret 2003 - mot normalt? *Forskning.no*.
- ngu.no (2010) Løsmassekart <http://www.ngu.no/kart/losmasse/>
16.11.2010.
- Nickolotsky, A. & R. T. Pavlowsky (2007) Morphology of step-pools in a wilderness headwater stream: The importance of standardizing geomorphic measurements. *Geomorphology*, 83, 294-306.
- norge.no (2011a) Kommuner i Sør - Trøndelag.
http://kart.norge.no/default.asp?st=fylker&command=visFylke&norgeno_fylkesnr=1600,
08.02.2011.
- (2011b) Norgeskart. <http://kart.norge.no/default.asp>
08.02.2011.
- norgebilder.no (2011) Norgebilder. <<http://norgebilder.no/>>, 28.01.2011.
- NVE. 2008. Effekter av klimaendringer. In *Tilpassning til et endret klima*. Oslo: Norges vassdrags - og energidirektorat (NVE).
- . 2009a. Hydrologien påvirkes og endres. In *Tilpassning til et endret klima*. Oslo: Norges vassdrags - og energidirektorat (NVE).
- . 2009b. Klimaet endres. In *Tilpassning til et endret klima*. Oslo: Norges vassdrags - og energidirektorat (NVE).
- . 2010. NVE Atlas. ed. Geodata. Oslo: NVE;
Geodata as.
- Paola, C., G. Parker, R. Seal, S. K. Sinha, J. B. Southard & P. R. Wilcock (1992) Downstream Fining by Selective Deposition in a Laboratory Flume. *Science*, 258, 1757-1760.

- Parker, G. (1991a) Selective Sorting and Abrasion of River Gravel. I: Theory. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117, 131-147.
- (1991b) Selective Sorting and Abrasion of River Gravel. II: Applications. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117, 150-171.
- Pearce, A. J. & A. J. Watson (1986) Effects of earthquake-induced landslides on sediment budget and transport over a 50-yr period. *Geology*, 14, 52-55.
- Pyrce, R. S. & P. E. Ashmore (2003) Particle path length distributions in meandering gravel-bed streams: results from physical models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 951-966.
- Reid, I., L. E. Frostick & J. T. Layman (1985) The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse-grained alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 33-44.
- Reid, S. C., S. N. Lane, J. M. Berney & J. Holden (2007) The timing and magnitude of coarse sediment transport events within an upland, temperate gravel-bed river. *Geomorphology*, 83, 152-182.
- Rice, S. & M. Church (1996a) Bed material texture in low order streams on the Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 1-18.
- (1996b) Sampling surficial fluvial gravels; the precision of size distribution percentile sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 654-665.
- (1998) Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 345-363.
- Richardson, K., I. Benson & P. A. Carling. 2003. An instrument to record sediment movement in bedrock channels. In *Erosion and sediment transport measurement in rivers: technological and methodological advances*, eds. J. Bogen, T. Fergus & D. E. Walling, 228 - 235. Oslo: International Association of Hydrological Sciences.
- Ringdal, K. 2007. *Enhet og mangfold: samfunnsvitenskapelig forskning og kvantitativ metode*. Bergen: Fagbokforl.
- Ryan, S. E., L. S. Porth & C. A. Troendle (2002) Defining phases of bedload transport using piecewise regression. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 971-990.
- Sambrook Smith, G. H. & R. I. Ferguson (1995) The gravel-sand transition along river channels. *Journal of Sedimentary Research*, 65, 423-430.
- Schmidt, K.-H. & P. Ergenzinger (1992) Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods—studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 147-165.
- Schuerch, P., A. L. Densmore, B. W. McArdell & P. Molnar (2006) The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment. *Geomorphology*, 78, 222-235.
- Schumm, S. A. & M. A. Stevens (1973) Abrasion in Place: A Mechanism for Rounding and Size Reduction of Coarse Sediments in Rivers. *Geology*, 1, 37-40.
- Selby, M. J. & A. P. W. Hodder. 1993. *Hillslope materials and processes*. Oxford: Oxford University Press.
- Surian, N. (2002) Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes. *Geomorphology*, 43, 137-149.
- Sutherland, A. J. 1987. Static armour layers by selective erosion. In *Sediment transport in gravel-bed rivers*, eds. C. R. Thorne, R. D. Hey & J. C. Bathurst, 243 - 267. Chichester: John Wiley & Sons.
- Sæterbø, E., L. Syvertsen & E. Tesaker. 1998a. *Krefter som virker på en partikkel på bunnen* Trondheim: Tapir Forlag.
- Sæterbø, E., L. Syvertsen; & E. Tesaker. 1998b. Hydrologi. In *Vassdragshåndboka*, eds. E. Sæterbø;, L. Syvertsen; & E. Tesaker, 18. Trondheim: Tapir Forlag.
- Vanoni, V. A. 1975. *Sedimentation engineering*. New York: The Society.

- Vatne, G., Å. y. Tak, y Naas, T. Sk, rholen, A. A. Beylich & I. Berthling (2008) Bed load transport in a steep snowmelt-dominated mountain stream as inferred from impact sensors. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 62, 66 - 74.
- Weichert, R. B., G. R. Bezzola & H.-E. Minor (2008) Bed morphology and generation of step-pool channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1678-1692.
- Whiting, P. J. & J. B. Bradley (1993) A process-based classification system for headwater streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 603-612.
- Whittaker, J. G. 1987. Sediment Transport in Step - pool Streams. In *Sediment Transport in Gravel - Bed Rivers*, eds. R. C. Thorne, J. C. Bathurst & R. D. Hey, 545 - 570. Chichester: John Wiley & Sons.
- Whittaker, J. G. & M. N. R. Jeaggi (1982) Origin of Step - Pool in Mountain Streams. *Jornal of Hydraulic Engineering*, 108, 15.
- Wilcock, P. R. (1997) The components of fractional transport rate. *Water Resour. Res.*, 33, 247-258.
- (1998) Two-Fraction Model of Initial Sediment Motion in Gravel-Bed Rivers. *Science*, 280, 410-412.
- Wohl, E., S. Madsen & L. MacDonald (1997) Characteristics of log and clast bed-steps in step-pool streams of northwestern Montana, USA. *Geomorphology*, 20, 1-10.
- Wohl, E. E., D. J. Anthony, S. W. Madsen & D. M. Thompson (1996) A comparison of surface sampling methods for coarse fluvial sediments. *Water Resour. Res.*, 32, 3219-3226.
- Wohl, E. E. & T. Grodek (1994) Channel bed-steps along Nahal Yael, Negev desert, Israel. *Geomorphology*, 9, 117-126.
- Wolman, M., G (1954) A methode of sampling coarse river-bed material. *Transactions, American Geophysical Union*, 35, 5.
- Wooldridge & Hickin (2002) Step - pool and cascade morphology, Mosquito Creek, British Columbia: a test of four analytical techniques. *Canadian Journal of Earth Science*, 39, 117 - 126.
- Yumoto, M., T. Ogata, N. Matsuoka & E. Matsumoto (2006) Riverbank freeze-thaw erosion along a small mountain stream, Nikko volcanic area, central Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 325-339.
- Zimmermann, A. & M. Church (2001) Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in a step-pool channel. *Geomorphology*, 40, 311-327.
- Zimmermann, A., M. Church & M. Hassan (2008) Identification of steps and pools from stream longitudinal profile data. *Geomorphology*, 102, 395 - 406.