

Erosjonsaktivitet, og den langsiktige utviklingen av en ravine i et klimaperspektiv

Masteroppgave i naturgeografi
Maia Solberg Økland



Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet

Fakultet for Samfunns- og Utdanningsvitenskap

Institutt for Geografi

Veileder: Ivar T. Berthling

Trondheim, mai 2017

1. ABSTRACT

This thesis aims to portray the dynamic geomorphologic conditions in a gully with connections to the Norwegian railroad Dovrebanen. Its main objective is to investigate the erosion processes affecting the slopes in the gully, and to consider whether Bane NOR should take any measures against these processes. Field work was conducted in April, September, October and November 2015, as well as in May, June, July and August 2016. In this paper, the period lasting from November 2015 – August 2016 will be referred to as the field period. The thesis also discusses the functionality of one of the existing measures in this gully, namely the log dams, which were removed during the final stages of this project. In addition, we are also trying to figure out how exactly the gully came to be, and peek into its future, by combining climate data with the state of now.

Key words: Erosion, soil-water processes, vegetation, gully, log dams, climate changes

Formålet med denne oppgaven, er å redegjøre for, og beskrive de dynamiske geomorfologiske forholdene i en ravine som er tilknyttet Dovrebanen. Først og fremst skal vi undersøke erosjonsprosessene som påvirker skråningssidene i ravinen, og vurdere hvorvidt Bane NOR bør iverksette tiltak som motvirker disse prosessene. Feltarbeidet ble gjennomført i april, september, oktober og november 2015, samt i mai, juni, juli og august 2016. I denne oppgaven vil perioden fra november 2015 til august 2016 bli referert til som feltperioden. Masteroppgaven diskuterer også funksjonaliteten til et av de eksisterende tiltakene, nemlig kvistdammene, som ble fjernet i sluttfasen av dette prosjektet. I tillegg skal vi også forsøke å finne ut nøyaktig hvordan ravinen oppstod, og kikke inn i fremtiden, ved å kombinere klimadata med ravinens status i dag.

Stikkord: Erosjon, markvannhydrologi, vegetasjon, ravine, stokkdammer, klimaendringer

FORORD

Denne masteroppgaven har blitt skrevet uten så mye som en dråpe kaffe og koffein innabords. Isteden har jeg fått god hjelp og støtte fra familie, studievenninner og veiledere.

Tusen takk mamma og pappa, for at dere har vært tilgjengelige som korrekturlesere og rådgivere. Det har vært til stor hjelp. Jeg vil også rette en stor takk til mine herlige studievenninner, Marita, Janne, Silje, Anna og Maria. Takk for at dere har latt meg klage, og syte i nesten to år (er det ikke det man har venner til?), og ikke minst, takk for at jeg har fått lov til å dele fem år av livet mitt i Trondheim med dere!

Jeg må også trekke frem Inge Engan, med frue, som er de nærmeste naboene til feltområdet mitt. Tusen takk for alle de lærerike og gode samtalene i bilen til og fra Støren. Jeg må også si hjertelig takk for at jeg fikk lov til å sove hos dere i juli i fjor, da jeg dro fra Drammen til Støren for å gjøre feltarbeid før en femdagers telttur i Rondane. Til slutt vil jeg selvfølgelig også takke mine to veiledere; faglig veileder Ivar Berthling ved Geografisk Institutt på NTNU, og ekstern veileder Maria Hetland Olsen ved Bane NOR. Tusen takk for alle faglige og gode innspill, og råd og vink på veien!

Alt i alt har dette vært en svært intens, og lærerik opplevelse. Jeg føler vel ikke for å skrive en ny masteroppgave med det første, men jeg er utrolig glad for at jeg sitter her i dag med et produkt jeg kan være stolt av.

Trondheim, 09.05.2017

Innhold

1. ABSTRACT	ii
2. FIGURLISTE	x
3. OMRÅDEBESKRIVELSE	3
3.1 Beliggenhet	3
3.2 Terreng.....	4
3.3 Landskap og vegetasjon.....	5
3.4 Geologi	7
3.5 Hydrologi.....	7
3.6 Beskrivelse av feltområdet	8
3.6.1 Eksisterende tiltak	10
3.6.2 Skredhendelser	11
4. INNLEDNING	15
4.1 Forskningsspørsmål	16
5. TEORI	19
5.1 Erosjon.....	19
5.1.1 Erosivitet og erodibilitet.....	19
5.1.2 Jordas egenskaper under en erosjonshendelse	20
5.1.3 Ulike erosjonsprosesser	20
5.1.4 Markvannhydrologi.....	22
5.1.5 Erosjon og markvannhydrologi.....	29
5.1.6 Erosjon og vegetasjon	30
5.2 Skråningsstabilitet	33
5.2.1 Løsmasseskred og utglidning.....	33
5.2.2 Skråningsstabilitet og vegetasjon.....	33
5.3 Raviner.....	37
5.3.1 Hva er en ravine?	37

5.2.2	Hvordan dannes raviner?	37
5.2.3	Raviner og klimaendringer	38
6.	METODE	41
6.1	Erosjonsmålinger	41
6.1.1	Plassering av metallstenger	43
6.1.2	Feilkilder og utfordringer:.....	45
6.2	Fangdammene.....	46
6.3	Observasjon	47
6.3.1	Logg – eksempel fra feltboka:	47
6.4	Sekundære data.....	48
6.4.1.	Data fra Se Norge.....	48
6.4.2.	LiDAR-data.....	50
7.	RESULTATER	53
7.1	Erosjonsmålinger	54
7.1.2	Erosjonsaktiviteten i de ulike periodene	65
7.1.3	Oppsummering.....	67
7.2	Sekundære data fra Se Norge:	68
7.2.1	Feltperioden	68
7.2.2	Temperatur, nedbør og overflateavrenning:.....	74
7.2.3	Snødybde og temperatur	76
7.2.4	Snødybde og nedbør.....	76
7.2.5	Snødybde og overflateavrenning	77
7.3	Klima	78
7.3.1	Temperatur	78
7.3.2	Nedbør.....	83
7.3.3	Overflateavrenning.....	86
7.3.4	Snødybde.....	90

7.4 Ravinen – terrengmodell	92
8. DISKUSJON	97
8.1 FORSKNINGSSPØRSMÅL 1: Foregår det erosjon i Engan?.....	97
8.1.1 Generelt om hvorfor erosjon er sannsynlig i Engan	97
8.1.2 Temperatur, nedbør og avrenning – påvirkning på erosjonsratene i Engan	110
8.1.3 Vegetasjonens rolle i Engan.....	119
8.1.4 Fremtidig erosjonsaktivitet – klimautsikter	135
8.2 FORSKNINGSSPØRSMÅL 2: Hvordan fungerte fangdammene?	143
8.2.1 Konstruksjonen av stokkdammene, og observasjoner underveis i feltperioden	143
8.2.2 Sedimentering	146
8.2.3 Plasseringen av stokkdammene	151
8.2.4 Kritikk av stokkdammene som tiltak i Engan.....	157
8.3 FORSKNINGSSPØRSMÅL 3: Hvordan oppstod ravinen?	162
8.3.1 Hvor, og hvordan oppstår raviner?	162
8.3.2 Terrengmodellen avslører andre strukturer.....	170
9. Oppsummering og avslutning	173
9.1 Tiltak.....	174
9.2 Videre arbeid	178
10. REFERANSELISTE	181
10.6 ANNET.....	181
10.1 BOKKAPITLER	181
10.2 NETTSIDER	181
10.3 OPPSLAGSVERK	182
10.4 RAPPORTER OG FAKTAARK.....	182
10.5 TIDSSKRIFTARTIKLER.....	183
VEDLEGG	A

2. FIGURLISTE

Forsidebilde: Tverrsnitt av ravinen (Økland, 03.05.2016)

Figur 1: 3D-modell av Soknedalens vestsida. Engan er merket med rød sirkel (Kartverket, Geodata AS, via Norge i bilder, i.d.). Hentet: 17.09.2016	3
Figur 2: Høydekoter i Engan (gul sirkel) (Kartverket, Geovekst og kommunene, via Norge i Bilder, i.d.). Hentet: 17.09.2016.....	4
Figur 3: Skråningsbratthet, Engan (sort sirkel). Bekken er illustrert med blå linje (Kartverket, Geovekst og kommuner, via Geodata AS, via via NVE (2015)). Hentet: 18.09.2016.....	4
Figur 4: Vegetasjon, venstre skråningsside (Olsen og Økland, 09.06.2016)	5
Figur 5: Vegetasjon i Engan (Stokkdam 2 er midt i bildene) (Økland, 29.08.2016)	6
Figur 6: Løsmassekart, Soknedalen. Engan er merket med rød sirkel (NGU, i.d.). Hentet: 18.09.2016.....	7
Figur 7: Stikkrenne og grøft langs jordet på oversiden av Engan (Økland, 23.04.2015).....	8
Figur 8: Start ravine, tatt opp mot jordet (Økland, 11.09.2015)	9
Figur 9: Grovblokket morene i bekkens nivå, nedenfor stokkdam 4 (Økland, 03.05.2016)....	10
Figur 10: Stokkdam 1 (Økland, 03.05.2016) og stokkdam 2 (Økland, 11.09.2015)	11
Figur 11: Eksempel på målepunkt (Økland, 03.05.2016)	42
Figur 12: Eksempel på plassering av metallstengene (venstre skråningsside), Økland (03.05.2016)	43
Figur 13: Eksempel på plassering av metallstang, høyre side (Økland, 03.05.2016)	44
Figur 14: Enkel illustrasjon som viser hvordan utvida 'tomrom' (mørkerødt) rundt basen til en metallstang kan bidra til at vinkelen mellom bakken og metallstangen endres (Økland, 2017)	46
Figur 15: Svært forenklet og skjematisk oversiktskart over punktenes omtrentlige plassering i ravinen. Punkt 15 og 16 ekskluderes fra oppgaven, da det ikke ble målt her ved måling 3 (Økland, 2015)	54
Figur 16: Viser hvordan erosjonsaktiviteten har endret seg over tid. Basert på de totale differansene mellom målingene, fremfor den daglige masseforflytningen (Økland, 2017)	55
Figur 17: Total avstandsendring for hvert punkt mellom de fem målingene (Økland, 2017) .	57
Figur 18: Erosjonsrater (mm/døgn) for hver enkelt periode. Fargekodet etter skråningsside (Økland, 2017)	58
Figur 19: Punkter, høyre skråningsside (punkt 40, 3, 1, 2 og 4 er merket av med hvite felter), Økland, 03.05.2016	59

Figur 20: Punkter, venstre skråningsside (Økland, 03.05.2016)	60
Figur 21: Variasjoner i erosjons- og akkumulasjonsrater, fordelt på skråningsside (Økland, 2017).....	61
Figur 22: Variasjoner i erosjons- og akkumulasjonsrater, fordelt på perioder (Økland, 2017)	62
Figur 23: Gjennomsnittlige erosjonsrater for høyre og venstre skråningsside, per periode (Økland, 2017)	63
Figur 24: Gjennomsnittlige akkumulasjonsrater, høyre og venstre skråningsside, periode 1-4 (Økland, 2017)	64
Figur 25: Døgnverdier temperatur, for hele feltperioden (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge.....	69
Figur 26: Døgnverdier temperatur, med gjennomsnittsverdier for de to periodene (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge	69
Figur 27: Daglige nedbørmengder (mm) for hele feltperioden (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge	70
Figur 28: Døgnverdier, nedbør for hele feltperioden, med gjennomsnitt for de to periodene (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge	71
Figur 29: Daglige overflateavrenningsrater, hele feltperioden (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge	71
Figur 30: Daglige overflateavrenningsrater for hele feltperioden, med gjennomsnitt for de to periodene (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge	72
Figur 31: Snø- og teledybde, feltperioden (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge.....	73
Figur 32: Temperatur, nedbør og avrenning, hele feltperioden, basert på data fra Se Norge ..	74
Figur 33: Temperatur og snødybde, periode 1 (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge ..	76
Figur 34: Nedbør og snødybde, periode 1 (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge	76
Figur 35: Snødybde og overflateavrenning i feltperioden (Økland 2017), basert på data fra Se Norge.....	77
Figur 36: Temperaturvariasjoner, vinter (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge.....	79
Figur 37: Temperaturvariasjoner, vår (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge	80
Figur 38: Temperaturvariasjoner, sommer (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge.....	80
Figur 39: Temperaturvariasjoner, høst (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge.....	81

Figur 40: Nedbørgjennomsnitt, vinter (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge.....	83
Figur 41: Nedbørgjennomsnitt, vår (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge	84
Figur 42: Nedbørgjennomsnitt, sommer (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge.....	84
Figur 43: Nedbørgjennomsnitt, høst (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge	85
Figur 44: Overflateavrenningsgjennomsnitt, vinter (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge	86
Figur 45: Overflateavrenningsgjennomsnitt, vår (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge	87
Figur 46: Overflateavrenningsgjennomsnitt, sommer (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge.....	88
Figur 47: Overflateavrenningsgjennomsnitt, høst (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge	88
Figur 48: Gjennomsnittlig daglig snødybde (basert på dager med snø til stede) per år/sesong fra 1960-2016 (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge	90
Figur 49: Antall døgn med snø per år (vintersesong) hvor det er registrert snø (Økland 2017), basert på data fra Se Norge.....	91
Figur 50: Terrengmodell, Engan (basert på Lidardata lastet ned fra høydedata.no (Kartverket (i.d.), via Tafjord, 27.01.2017). Bildet til venstre inneholder illustrasjoner (Økland, 2017)...	92
Figur 51: Utsnitt av terrengmodellen, med illustrasjon som viser stikkrennas omtrentlige plassering, og en forenkling av overflateavrenningen fra jordet (Økland, 2017)	93
Figur 52: Deler av ravinen, bildet er tatt oppover mot jordet, nedenfor stokkdam 2 (Økland, 03.05.2016).....	94
Figur 53: Eksempel på et område med høyere andel silt (tatt i nærheten av punkt 1, 2 og 3, ved stokkdam 2) (Økland, 03.05.2016)	98
Figur 54: Punkt 2, 3 og 4 (Økland, 17.11.2015)	100
Figur 55: Punkt 1, 2, 3 og 4 (i rekkefølge fra venstre: 3, 1, 2, 4) (Økland, 03.05.2016)	101
Figur 56: Punkt 7 og 8 (til høyre) (Økland, 17.11.2015)	103
Figur 57: Punkt 8, markert med rød sirkel. Punkt 7 er til høyre i bildet (Økland, 03.05.2016)	105
Figur 58: Punkt 40 (Økland, 17.11.2015)	106

Figur 59: Punkt 40 (Økland, 03.05.2016)	107
Figur 60: Viltkamerafoto av høyre skråningsside (Olsen og Økland, 09.06.2016). Punkt 40 befinner seg omtrent midt i bildet bak treet som ligger på utsiden av skråningen. Punkt 4 er merket med rød sirkel, og et utsnitt som viser punkt 4 er også satt inn nede til høyre (Økland, 2017).....	108
Figur 61: Forsøk på å illustrere ulikheter i skråningsgradienter i ravinen (Økland, 03.05.2016)	113
Figur 62: Punkt 27, 28 og 29 (Økland, 17.11.2015)	114
Figur 63: Ravinens start, og plasseringen til punkt 27-29 (Økland, 03.05.2016)	115
Figur 64: Forholdene i venstre skråningsside i begynnelsen av mai (Økland, 03.05.2016) ..	120
Figur 65: Vegetasjonsutbredelse, juni (Olsen og Økland, 09.06.2016)	120
Figur 66: Vegetasjonsutbredelse, venstre skråningsside (09.06.2016)	121
Figur 67: Blottlagte røtter, venstre skråningsside (Økland, 29.08.2016).....	123
Figur 68: Blottlagte røtter, høyre skråningsside (Økland, 03.05.2016)	124
Figur 69: Blottlagte røtter, høyre skråningsside (Økland, 29.08.2016)	124
Figur 70: Overheng, høyre skråningsside (Økland, 03.05.2016).....	125
Figur 71: Overheng, venstre skråningsside (Økland, 03.05.2016).....	126
Figur 72: Eksempler på trær som vokser i og ved overheng, høyre skråningsside (Økland, 03.05.2016).....	127
Figur 73: Trær som har falt over ravinen. Venstre: Nedenfor stokkdam 3, mot stokkdam 4. Høyre: Ovenfor stokkdam 4, mot stokkdam 3 (Økland, 03.05.2016).....	128
Figur 74: Høyre skråningsside. I forgrunnen ser vi et tre som ser ut til å være i ferd med å miste kontakten med substratet. Bak dette treet ser vi en liten gruppe trær som har vellet. (Økland, 03.05.2016)	130
Figur 75: Buede trær, nedenfor stokkdam 4 (11.09.2015)	131
Figur 76: Ustabilt tre med diagonal helning ut mot ravinen (Økland, 03.05.2016).....	132
Figur 77: Antakeligvis trær som har blitt benyttet i konstruksjonen av stokkdammene (Økland, 03.05.2016)	133
Figur 78: Vegetasjonsutbredelse, hovedsakelig venstre skråningsside (stokkdam 2) (Økland, 29.08.2016).....	134
Figur 79: Erosjonshull, stokkdam 1 (høyre side) (Økland, 23.04.2015).....	144
Figur 80: Erosjonshull, stokkdam 2 (høyre side) (Økland, 03.05.2016).....	145
Figur 81: Stokkdam 1, april 2015 (Økland, 23.04.2015)	146
Figur 82: Stokkdam 2, september 2015 (Økland, 11.09.2015)	146

Figur 83: Stokkdam 1, mai 2016 (Økland, 03.05.2016)	147
Figur 84: Stokkdam 1, august 2016 (29.08.2016).....	147
Figur 85: Ravinens start/knekkpunkt (29.08.2016).....	149
Figur 86: Steiner i begynnelsen av ravinen, samt stokkdam 1 (Trøstaker, 29.10.2015).....	150
Figur 87: Skissering av stokkdammenes plassering i Engan (Günther, 2017).....	151
Figur 88: Vannføring ved stokkdam 2 (venstre) og stokkdam 4 (høyre), våren 2015 (Økland, 23.04.2015).....	152
Figur 89: Stokkdam 2, samt forholdene oppstrøms stokkdammen (Økland, 03.05.2016).....	153
Figur 90: Ravinens knekkpunkt, deler av stokkdam 1 kan skimtes til høyre i bildet (Økland, 03.05.2016).....	154
Figur 91: Stokkdam 3 (Økland, 29.08.2016)	155
Figur 92: Stokkdam 4 (høyre) og forholdene nedstrøms stokkdam 4 (venstre) (Økland, 03.05.2016).....	156
Figur 93: Opphavet til stokkene i stokkdammen (Økland, 03.05.2016)	157
Figur 94: Eksempel på underkutting, venstre skråningsside (Økland, 03.05.2016)	158
Figur 95: Underkutting og porøse løsmasser, høyre skråningsside (Økland, 03.05.2016) ...	158
Figur 96: Kraftig erosjon og sedimentasjon, ved stokkdam 1 (Günther, 31.03.2017).....	160
Figur 97: Lomme med silt (Günther, 04.04.2017)	163
Figur 98: Graveprøve, høyre skråningsside. Høy andel silt. (Økland, 11.09.2015)	163
Figur 99: Løsmasseprofil, gravd ut omtrent tvers over ravinen for bilde 98 (Økland, 11.09.2015).....	164
Figur 100: Utglidning, Engan (høyre skråningsside, mellom stokkdam 1 og 2). (Günther, 31.03.2017).....	165
Figur 101: De kollapsede massene var i flere tilfeller bundet sammen av trær, som veltet over ravinen. Bak trærne i forgrunnen ser vi et ustabilt parti, stokkdam 2 kan skimtes nederst i bildet (Günther, 31.03.2017)	166
Figur 102: Kraftig erosjon og utglidning, nedstrøms stokkdam 4 (Günther, 10.04.2017).....	166
Figur 103: Piping (?), ved et jorde på oversiden av Engan (Økland, 23.04.2015).....	168
Figur 104: Utløp stikkrenne, og grøfta som går langsmed jordet ovenfor ravinen (Økland, 23.04.2015).....	170
Figur 105: Tegn på massetap ved/under bygning på oversiden av skråningen, venstre side (Økland, 03.05.2016)	175
Figur 106: Kvister mellom stokkdam 2 og 3, som et ekstra tiltak for å hindre erosjon (Økland, 29.08.2016).....	176

Figur 107: Rydding av trær i Engan (Günther, 10.04.2017)	177
Figur 108: Vegetasjon, venstre skråningsside. Testbilde med viltkamera (Olsen og Økland, 09.06.2016).....	178

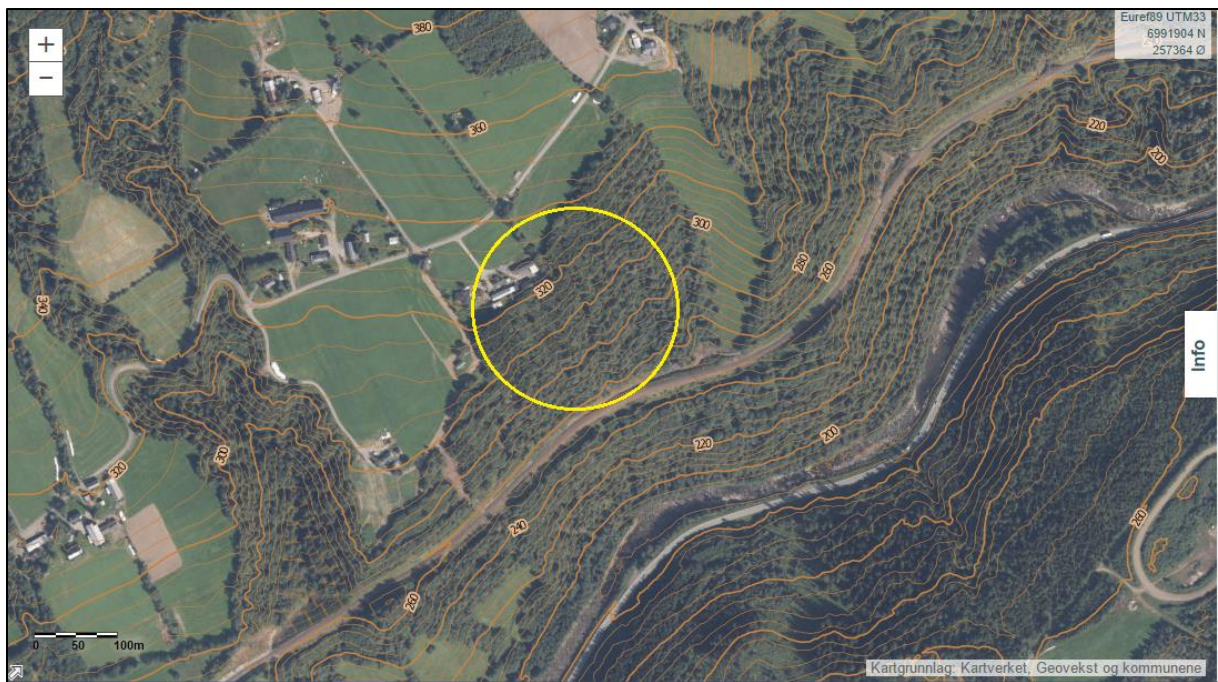
3. OMRÅDEBESKRIVELSE

3.1 Beliggenhet

Området som danner bakgrunnen for denne masteroppgaven befinner seg i Midtre Gauldal kommune i Sør-Trøndelag fylke, på vestsiden av Soknedalen sør for Støren (figur 1). Heretter vil feltområdet bli kalt Engan, eller bare feltområdet. Engan ligger på nordsiden av Dovrebanen, ved kilometer 489,253, mellom 300 og 330 meter over havet, og rundt 150 meter fra jernbanelinja (figur 2).



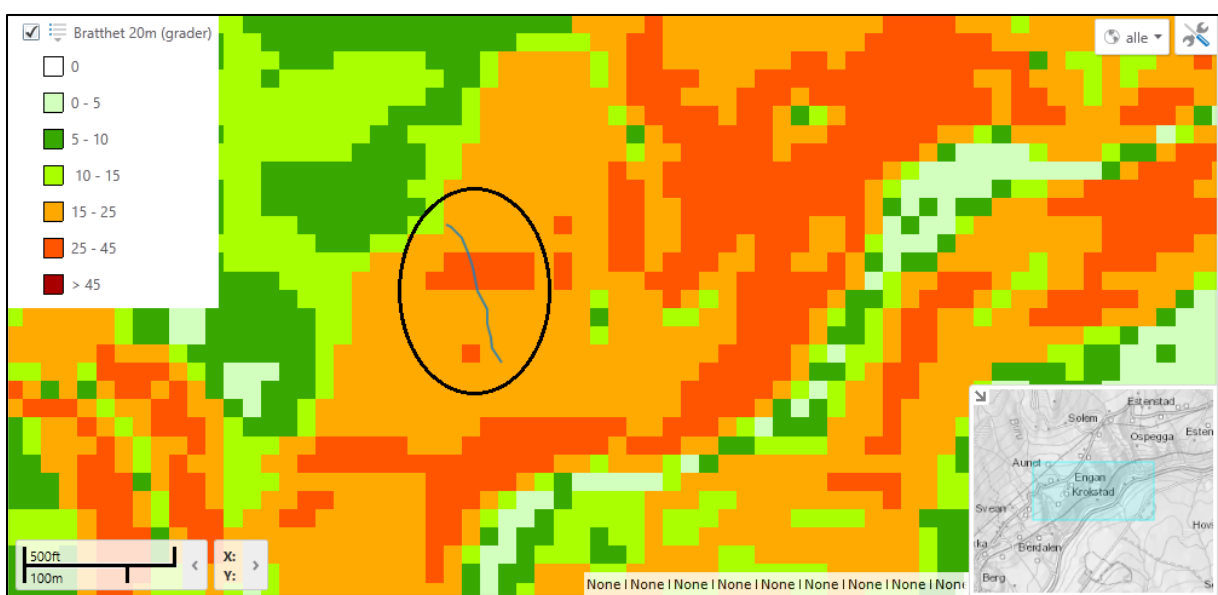
Figur 1: 3D-modell av Soknedalens vestside. Engan er merket med rød sirkel (Kartverket, Geodata AS, via Norge i bilder, i.d.). Hentet: 17.09.2016



Figur 2: Høydekoter i Engan (gul sirkel) (Kartverket, Geovekst og kommunene, via Norge i Bilder, i.d.). Hentet: 17.09.2016

3.2 Terreng

Ifølge Bane NOR (2014), ligger skråningsgradienten i Soknedalens vestside mellom 20 og 45 grader. Skråningssiden her kan derfor karakteriseres som bratt. I en del bekkedaler og i partier som befinner seg i nærheten av jernbanelinja, ligger gradienten mellom 30 og 45 grader (Bane NOR, 2014). Ifølge NVE (2015) ligger skråningsgradienten i området Engan på mellom 15 og 25 og 25 og 45 grader (figur 3). Dette gjelder imidlertid ikke skråningssidene i ravinen, som danner bakgrunnen for feltarbeidet, men gradienten på selve ravinen.



Figur 3: Skråningsbratthet, Engan (sort sirkel). Bekken er illustrert med blå linje (Kartverket, Geovekst og kommuner, via Geodata AS, via via NVE (2015)). Hentet: 18.09.2016

3.3 Landskap og vegetasjon

Skogen i området består ifølge Bane NOR (2014) hovedsakelig av bjørk og or, men også bartrær i noen grad. Ellers tyder egne observasjoner i felt, særlig de som er utført 09. juni, 03. juli og 29. august 2016, på at området preges av mye bregner, gress og andre mindre plantevekster (figur 4 og 5), noe som delvis også bekreftes av Bane NOR (2014). Dette gjelder først og fremst skråningssidene i ravinen. I de øvre delene av dalskråningen finner vi flere områder med dyrka mark. Dette gjelder også områdene i overkant av Engan-feltet (figur 1 og 2).



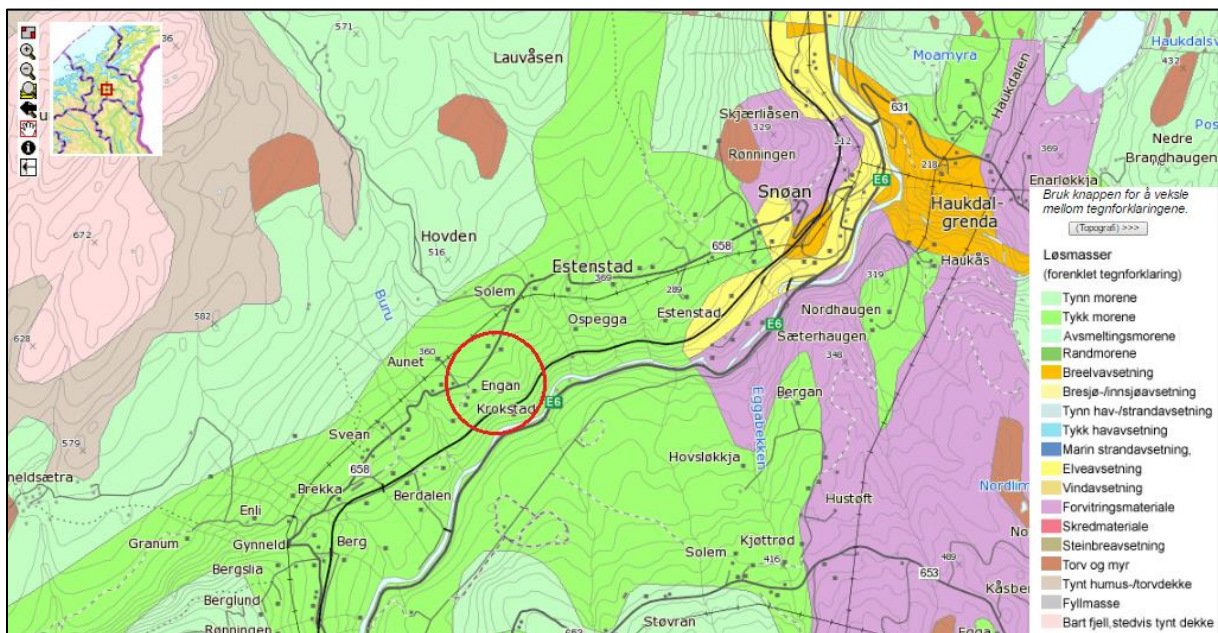
Figur 4: Vegetasjon, venstre skråningsside (Olsen og Økland, 09.06.2016)



Figur 5: Vegetasjon i Engan (Stokkdam 2 er midt i bildene) (Økland, 29.08.2016)

3.4 Geologi

Ifølge NGUs karttjeneste (NGU, i.d.) domineres vestsiden av Soknedalen av tykk morene (figur 6), og i en rapport fra Bane NOR (2014) blir morenen vurdert til å være en bunnmorene avsatt under siste istid. Dette gjør at den både er fast og overkonsolidert. At en morene er overkonsolidert, vil si at den har blitt utsatt for trykk fra overliggende ismasser. Bane NOR (2014) og Günther (2017) skriver også at morenen er rik på finstoff, og at den mange steder kan defineres som siltmorene. I et geologisk perspektiv, er moreneskråningene unge, noe som betyr at det fortsatt pågår naturlig rasaktivitet. Ettersom siltrike morener fort mettes på vann, vil topplaget som ikke er like konsolidert som resten av morenen, være følsomt for tilførsel av store vannmengder (Bane NOR, 2014). Bergartene i området består av mørk, kalkholdig biotittfyllitt, glimmerskifer og grafittfyllitt (Norges Geologiske Undersøkelse, i.d.). Fyllitt og glimmerskifer er begge en type metamorf leirstein, men fordi fyllitt ikke er like omdannet som glimmerskifer, er den mer finkornet (NGU, 2015a og NGU, 2015b)



Figur 6: Løsmassekart, Soknedalen. Engan er merket med rød sirkel (NGU, i.d.). Hentet: 18.09.2016

3.5 Hydrologi

Klimaet i Soknedal er et kystpåvirket innlandsklima. Det bratte, smale dalføret påvirker lavtrykk som beveger seg inn i dalen, slik at nedbørmengden øker (Bane NOR, 2014).

3.6 Beskrivelse av feltområdet

Engan-feltet består av en ravine med til tider svært bratte skråningssider, som har en flyktig bekk i bunnen. Et jorde befinner seg på oversiden av feltet (figur 1 og 2), der bekken kommer ut i en stikkrenne, og renner i en grøft langsmed jordet (figur 7), før vi får en kraftig nedskjæring der kanten på jordet slutter (figur 8). Ovenfor jordet går en grusvei, med grøfter som leder vann ned mot Engan-feltet, via et innløp. Bekkeløpet i ravinen er ganske rett, men med vertikale nivåforskjeller ned mot jernbanelinja. Ifølge en stabilitetsvurdering av Engan, utført i mars 2017 (Günther 2017), består løsmassene i området av siltrik morene, som ligger over en grovere morene. Bekken er nå på nivå med den grovblokkede morenen (figur 9), noe som blant annet forklarer de grove kornstørrelsene, eller steinene, som befinner seg i selve bekkeløpet (Günther, 2017).



Figur 7: Stikkrenne og grøft langs jordet på oversiden av Engan (Økland, 23.04.2015)



Figur 8: Start ravine, tatt opp mot jordet (Økland, 11.09.2015)



Figur 9: Grovblokket morene i bekkens nivå, nedenfor stokkdam 4 (Økland, 03.05.2016)

3.6.1 Eksisterende tiltak

Høsten 2014, ble det bygd fire stokkdammer i Engan. Det var Bane NOR (tidl. Jernbaneverket) som iverksatte tiltaket, og prosjektet ble gjennomført i samarbeid med studenter fra NTNU. Formålet med disse stokkdammene, var å prøve ut et kostnadseffektivt og enkelt erosjonsreducerende tiltak som skulle begrense erosjonsaktiviteten i erosjonsutsatte bekkeløp (Günther 2017). De fire stokkdammene ble bygd ved hjelp av stedege materialer, altså trær som vokste i og ved ravinen. Stokkdammer er, kort fortalt, fangdammer som lages ved at flere stokker legges horisontalt på tvers av en bekk, samtidig som man setter et par vertikale stokker foran de horisontale stokkene (figur 10). En versjon av stokkdammer, er kvistdammer. Forskjellen på en stokkdam og en kvistdam, er at det legges kvister mellom noen av de horisontale stokkene i en kvistdam. Formålet med kvistene, er å fange opp sedimenter. I Engan, er den første og den nest nederste stokkdammen kvistdammer (stokkdam 1 og 3), mens stokkdam 2 og 4 er stokkdammer. I tillegg til selve stokkene og kvistene, er det også lagt fiberduk under som skal hindre at vannet graver seg ned, og eroderer under stokkdammene. Disse fiberdukene blir blant annet holdt på plass av steiner som også er funnet i feltområdet.



Figur 10: Stokkdam 1 (Økland, 03.05.2016) og stokkdam 2 (Økland, 11.09.2015)

3.6.2 Skredhendelser

Siden 1.januar 1950 har det ifølge NVEs kartløsning 'skredregistrering.no' (NVE, 2015b) gått totalt åtte skred innenfor en radius på omtrent to kilometer fra Engan, i samme dalside. Disse fant sted i henholdsvis mars 1953 (tre registrerte skred på samme dato, men med ulik plassering i kartet), april 1965 (to registrerte skred på ulike datoer), april 1987, april 1989, mars 1990 (to registrerte skred rett ved hverandre på samme dato), april 2000 (to registrerte skred på samme dato) og mars 2012.

Skredet i mars 2012, fant sted ikke langt øst for Engan-feltet, og var sannsynligvis et av, om ikke det største, de åtte skredene som har blitt registrert. Dette skredet tok også med seg jernbanefyllingen, noe som førte til at Dovrebanen holdt stengt over en lengre periode. Det ene av de skredene i 1965 skjedde i jernbanefyllingen, og hadde en lengde på 60-70 meter, med en ras-kant på opptil 2 meter, ifølge registreringen. Det er slike hendelser som er blant hovedårsakene til at Bane NOR ønsker å få mer kunnskap om utfordringene som er knyttet til disse områdene i Soknedalen.

I mars 2017, ble det registrert to utglidninger, eller små skred, i ravinen i Engan under en befaringsomgang som ble gjennomført etter bekymringsmelding fra grunneier, som er ravinens nærmeste nabo. Bakgrunnen for bekymringsmeldingen, var at flere trær har falt over på grunneiers eiendom, i forbindelse med disse skredhendelsene. Den ene hendelsen fant sted mellom stokkdam 1 og 2, på ravinens høyre side, og hadde en tilnærmet vertikal ras-kant på omtrent tre meter. Det andre skredet fant sted på motsatt side av ravinen, ved stokkdam 3, og hadde også en vertikal ras-kant, denne på omtrent to meter. Begge rasene tok med seg flere trær (figur 100 og 101) Bakgrunnen for skredhendelsene, er at bekken har endret løp, og dermed gravd ut skråningssidene i ravinen så mye at vi har fått underkutting og påfølgende utrasing. Mellom stokkdam 1 og 2 har bekken gravd på høyre skråningsside, mens den har gravd i venstre skråningsside ved stokkdam 3. Under befaringsomgangen 31. mars var det fortsatt telen i bakken. Det er denne som holder de vertikale rassidene på plass, og når telen forsvinner, destabiliseres også rassidene (Günther 2017). Hvordan dette har utviklet seg vites ikke per 19. april 2017.

I forbindelse med disse hendelsene, ble også de fire stokkdammene fjernet, i april 2017 (Günther 2017). Hvordan stokkdammene fungerte i dette feltområdet, og en diskusjon av deres egnethet som erosjonsdempende tiltak, følger i kapittel 8. Dette ble skrevet da stokkdammene fortsatt var i feltområdet, men denne utviklingen blir selvfølgelig også tatt med i denne diskusjonen, da den er høyst relevant.

4. INNLEDNING

Hanssen-Bauer et al. (2009) beskriver Norges klimafremtid som en fremtid preget av flere, og mer intense nedbørhendelser, der særlig de små, bratte vassdragene er utsatt. Norsk Klimaservicesenter (Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research, 2017), skriver om hvordan de forventede klimaendringene vil påvirke Sør-Trøndelag, og forteller oss at det vil være økt sannsynlighet for blant annet ekstremnedbør, regnflom og jord-flom- og sørpeskred i regionen. Det fortelles også at snøsmeltingsflommene kommer til å komme tidligere på året, i tillegg til at de blir sjeldnere og mindre i omfang. Videre skriver de om forventede temperaturøkninger, økning i nedbørmengder, samt effekten av disse endringene på skred og skråningsstabilitet. Denne informasjonen er med på å danne grunnlaget for tolkningen av resultatene i kapittel 7, sammen med data fra Se Norge og egne målinger og observasjoner, og vil derfor bli presentert nærmere der.

Mange vil nok argumentere for at «klimakortet» er utprøvd, oppbrukt og nesten utdatert, ettersom «alle» vet at klimaet i Norge vil bli varmere, villere og våtere i fremtiden. Men det er fortsatt veldig viktig at vi prøver å forstå effektene av disse endringene, både i stor og liten skala. Norge er et land som består av mange små og bratte vassdrag, noe som gjør at landet er ekstra utsatt for prosesser som styrtflom og løsmasseskred. To av pådriverne for slike hendelser er nettopp en økning i nedbørmengder og ekstreme nedbørhendelser. Men det er ikke bare de store og potensielt ødeleggende prosessene som er viktige her. Vi trenger også å ha fokus på de mer saktegående prosessene, som over tid kan føre til store endringer.

Denne masteroppgaven, som skrives i samarbeid med Bane NOR (tidl. Jernbaneverket), fokuserer på erosjonsaktivitet, og har som mål å finne ut om det foregår erosjonsaktivitet i Engan, samt hvordan denne potensielle erosjonsaktiviteten påvirkes av faktorer som vegetasjonsutbredelse og fremtidige klimaendringer. Det ble gjennomført feltarbeid i april, september, oktober og november 2015, og mai, juni, juli og august 2016. Feltarbeidet i april, september og oktober 2015 var kun for å observere, og bli kjent med området, mens erosjonsmålingene startet i november 2015. I tillegg ser vi på hvordan klimaet i Engan er i dag, sammenlignet med normalperioden 1960-1989, og gjør et forsøk på å si noe om hva disse trendene forteller oss om fremtiden i Engan.

4.1 Forsknings spørsmål

Det er tre konkrete forsknings spørsmål som skal besvares i denne oppgaven.

Det første, er om det foregår erosjon i ravinen i Engan. Her skal vi trekke inn sekundære data fra Se Norge, først og fremst døgndata knyttet til temperaturer, nedbør, overflateavrenning, snø- og teledybde, og kombinere dette med erosjonsmålinger, og observasjoner i felt, i tillegg til teori fra tidligere forskning. Det vil også være en del der vi diskuterer hvordan vegetasjonen i området påvirker den potensielle erosjonsaktiviteten. I tillegg kommer vi til å se på hvordan dagens værmønstre er, sammenlignet med klimaet i normalperioden 1960-1989, og hvordan dette potensielt tegner et bilde for den fremtidige erosjonsaktivitet i Engan.

Forsknings spørsmål nummer to, er om fangdammene, eller stokkdammene, som en gruppe studenter fra NTNU bygde i samarbeid med Bane NOR, høsten 2014, fungerer, og om de lagrer sedimenter. Her er det viktig å nevne at disse dammene ble fjernet av Bane NOR i april 2017, helt i slutfasen av arbeidet med denne masteroppgaven. Funksjonen til stokkdammene, og potensielle utfordringer knyttet til deres eksistens i Engan, vil allikevel bli diskutert grundig, fordi de representerer et tiltak som eksisterte i feltområdet under hele feltarbeid-perioden, som er knyttet til oppgavens tema. Årsaken til at dammene ble fjernet blir også redegjort for i diskusjonen av dette forsknings spørsmålet.

Det tredje, og siste forsknings spørsmålet, er hvordan ravinen i Engan har oppstått. Her må vi se på det vi vet om erosjonsaktiviteten i området, basert på forsknings spørsmål 1 (og 2), men også løfte blikket, og se på ravinen og de omkringliggende arealene under ett. Dette spørsmålet fordrer også at vi beveger oss tilbake i tid. Et viktig utgangspunkt her, er at Inge Engan, en sauebonde og pensjonert lærer som har bodd rett ved ravinen hele livet, har fortalt oss hvordan faren hans som guttunge lekte i huler i området der ravinen er i dag, på begynnelsen av 1900-tallet. Selv om vi ikke har håndfaste bevis for dette utsagnet, kan vi bruke det som bakteppe for diskusjonen om hvordan ravinen oppstod, sammen med egne observasjoner, og teori fra forskningen.

5. TEORI

Med bakgrunn i forskningsspørsmålene som er presentert i innledningen, særlig forskningsspørsmål 1 og 3, vil dette kapittelet ta for seg hovedtemaene erosjon, raviner og skråningsstabilitet. Erosjon vil bli presentert først, og redegjort for i sammenheng med markvannhydrologi, herunder også frostprosesser i jorda, samt skråningens og jordas egenskaper og vegetasjon. Dette er faktorer som påvirker, og påvirkes av hverandre, og dette kan tidvis påvirke strukturen til kapittelet. Temaet raviner vil utgjøre en mindre del av teorikapittelet, og ta for seg definisjonen og utviklingen av raviner, samt raviner i et klimaperspektiv. Delen om skråningsstabilitet vil først og fremst basere seg på mindre hendelser, som utglidning, og skråningsstabilitet i sammenheng med vegetasjon.

5.1 Erosjon

Erosjon er et paraplybegrep, og brukes om prosesser der lagring og overflateavrenning av nedbør, samt infiltrasjon (Römkens et al., 2001) fører til løsrivelse og fjerning av jord og bergarter (Selby, 1993).

5.1.1 Erosivitet og erodibilitet

To andre begreper som går hånd i hånd med erosjonsbegrepet er erosivitet, og erodibilitet. Erosivitet defineres som mengden jordtap per enhet ekstern kraft, for eksempel nedbør, overflateavrenning og sig av vann ned i jorda. Dette styres av egenskapene til nedbørhendelsen, og energien til dråpene idet de treffer bakken (Wang et al., 2012).

Erodibilitet er på sin side et mål på hvor lett det er å rive løs, og sette jorda i transport under erosjon (Cerdà, 1998), eller hvordan den reagerer på erosive forhold (Lane et al., 1987, via Assouline og Ben-Hur (2006)). Dette er todelt, og handler om jordas egenskaper på den ene siden, altså dens fysiske og kjemiske sammensetning, og hvordan jorda blir forvaltet på den andre siden. Jordas erodibilitet kan kun defineres dersom vi knytter den til spesifikke erosjonsprosesser og eroderende krefter. Derfor er det helt nødvendig å diskutere hvilke kjennetegn disse prosessene har, for å forstå effekten av dynamikken i jordas iboende egenskaper (Bryan, 1999).

Jorderodibilitetsfaktoren, K , ses på som en iboende egenskap (Lane et al., 1987, via Assouline og Ben-Hur, 2006). I USLE (Wischmeier og Smith, 1978, via Assouline og Ben-Hur, 2006), er K en funksjon av jordas mekaniske sammensetting, innhold av organisk materiale, struktur og permeabilitet. Det antas derfor at K er uavhengig av nedbørhendelsens og skråningens egenskaper (Assouline og Ben-Hur, 2006). USLE, eller Universal Soil Loss Equation (Wischmeier og Smith, 1965 og 1968, via Renard og Freimund, 1993), er en matematisk erosjonsmodell som skal gjøre det enklere å forutsi erosjon over lengre perioder (Renard og Freimund, 1993). Nærmere bestemt ble den etablert for å brukes når man skal velge forvaltningspraksis for spesifikke områder (Wischmeier, 1976, via Renard og Freimund 1993). USLE kvantifiserer jorderosjon som produktet av seks faktorer, herunder nedbør og overflateavrenning, hvor lett det er å erodere jorda (jorderodibilitetsfaktoren), skråningslengde, skråningsgradient, arealdekke, og ulike former for forvaltningspraksis (Renard og Freimund, 1993).

5.1.2 Jordas egenskaper under en erosjonshendelse

Sedimenter som eroderes og transporteres vekk fra en skråning, består av en kombinasjon av jordforbindelser, og frie jordpartikler som ikke er bundet sammen. Observasjoner viser at disse sedimentene har flere finkorna andeler, enn originaljorda. Walker et al. (1978) og Proffitt et al. (1991), via Hairsine et al. (1998) oppdaget at størrelsesfordelingen til sedimentene som forlot et erodert område, med tiden nærmet seg den samme størrelsesfordelingen som den originale jorda. In situ jord består av jordforbindelser med svært varierende grad av partikkelbindinger, og graden av sammenbinding mellom jordpartikler hos eroderte sedimenter er like stor, eller mindre enn hos originaljorda. Det eroderte, og avsatte laget har to roller. Den ene er midlertidig lagring av sedimenter på overflaten mellom etterfølgende hendelser, den andre er å beskytte jorda som ligger under fra erosivt stress (Hairsine et al., 1998).

5.1.3 Ulike erosjonsprosesser

For å skille mellom de dominerende prosessene som er involvert i tap av jord, har erosjon blitt delt inn i rilleerosjon og interrille-erosjon (heretter overflateerosjon) (Meyer et al., 1975, via Assouline og Ben-Hur, 2006). Overflateerosjon er mindre synlig i landskapet enn rille- og renne-erosjon. (Osterkamp et al., 2011). Overflateerosjon er en prosess som først og fremst påvirkes av energi fra nedbør/dråpeerosjon, mens rilleerosjon og piping styres av overflateavrenning. (Bryan, 1999).

5.1.3.1 Overflateerosjon

Overflateerosjon skjer når regndråper treffer jorda og river løs sedimenter, og sedimentene transporteres ved hjelp av sheet flow (Watson og Laflen, 1986; Kinnell, 2005, via Assouline og Ben-Hur, 2006).

Ulike typer overflateerosjon inkluderer en kompleks blanding av prosesser som regndråpesprut, overflatevasking og dråpeerosjon. Disse varierer romlig og temporalt, med overflateavrenningsdybde, og variasjoner i nedbørintensitet og dråpestørrelse (Bryan, 1999). Overflateerosjon er mindre synlig enn rille- og renne-erosjon i landskapet. (Le Bissonais et al., 1994) Når overflateforsegling oppstår, er det første stadiet av overflateerosjonen transportbegrenset. (Assouline og Ben-Hur, 2006)

5.1.3.2 Rille- og renneerosjon

Riller og renner oppstår blant annet som et resultat av store mengder konsentrert overflateavrenning. Dette kan skyldes at vann strømmer ut fra et ødelagt inntak for overflateavrenning fra en vei, en stikkrenne, eller langs et jorde, for eksempel i en grøft (Øygarden, 2001). Ifølge Valentin et al. (2005), er bratte skråninger er mer utsatt for utvikling av riller og renner. Higgins et al. (1990), Bocco (1991) og Bull og Kirkby (1997), via Øygarden (2000), har i sine artikler påpekt mangelen på klare definisjoner av riller og renner. FAO (1965), via Øygarden (2001), definerer renner som noe som er dypt nok til at de ikke kan ødelegges av vanlige jordprosesser. Noen av definisjonene sier at riller er små V-formede fordypninger, mens renner har bratte kanter og er mer U-formede. Renner kan utvikles fra riller som et resultat av overflateavrenning, men de kan også oppstå som følge av piping, avrenning under overflaten og andre prosesser der vann og erosjon foregår under overflaten (Jones, 1987; Dunne, 1980, via Øygarden, 2001). De kan også oppstå ut fra en kombinasjon av ulike prosesser, noe som gjør det vanskelig å beskrive utviklingen i detalj. Uansett kreves det store mengder energi i form av høye overflateavrenningsrater for å utvikle renner, som kan rive løs og transportere vekk partikler. Formen på tverrsnittet til rennene avhenger av styrken til den delen av jorda som befinner seg under overflaten. Lal rapporterte i 1992 (via Øygarden, 2001) at U-formede renner oppstår i sandrike jordarter, mens V-formede renner utvikler seg i jordarter som er rikere på silt og leire. Når innholdet av silt eller silt og fin sand øker, ser det ut til at innholdet av leire minker, mens erodibiliteten øker (Wischmeyer og Smith, 1978; Le Bissonais og Bruand, 1993, via Øygarden, 2001). Spomer og Hjelmfeldt, via Øygarden, 2001, fant at renneerosjon i stor grad fant sted i perioder der tining av bakken og overflateavrenning fra snøsmeltingen skjer samtidig.

5.1.4 Markvannhydrologi

5.1.4.1 Infiltrasjon og overflateavrenning

Infiltrasjon er definisjonen på prosessen der vann trenger inn i jorda gjennom jordoverflaten (Cerdà, 1995). Infiltrasjonskapasitet defineres av Cerdà (1995), som det maksimale volumet vann som kan sige ned i/absorberes av jorda per tidsenhet, og infiltrasjonsrater påvirkes av faktorer som jordart, aspekt, skråningens relative beliggenhet, og vegetasjonsdekke (Cerdà, 1995). Overflateavrenning defineres som vann i bevegelse på jordoverflaten, og oppstår når nedbørratene eller nedbør- og overflateavrenningsratene overstiger jordas faktiske infiltrasjonskapasitet (Istanbullouglu og Bras, 2006).

Overflateavrenning er ifølge Bryan (1999) gjerne diskontinuerlig, og har ofte ikke en dybde på mer enn noen få cm. En av grunnene til at overflateavrenningen og overflateavrenningsenergien varierer så mye som de gjør, er at de er en refleksjon av vannstrømmens vannføring og hydraulikk. Dette er faktorer som i stor grad påvirkes av jordoverflatens egenskaper, mikrotopografi og vegetasjon (Bryan, 1999), noe som også bekreftes av Beven og Wood (1982), som i sin artikkel skriver at områder som genererer overflateavrenning kan være svært dynamiske.

De hydrauliske forholdene under en overflateavrenningshendelse kan variere mye over korte avstander. Vi kan dele inn overflateavrenningsmotstand i korn- og overflateavrenningskomponenter. I hydraulisk glatt overflateavrenning er det motstanden i kornene som dominerer (Singhal et al., 1980, via Bryan, 1999). Sediment-transporten i hydraulisk glatt overflateavrenning styres av skjærstresset i kornene, mens den totale overflaten på bakken sørger for motstand. I hydraulisk forstyrret overflateavrenning blir skjærstresset konsentrert og motstått av ruhetslementer på overflaten. Den relative ruheten varierer over tid. Energi fra nedbør kan i stor grad påvirke overflatehydraulikken, men har liten effekt på dyptgående overflateavrenning. Jo mer intens og langvarig nedbørhendelsen er, desto større blir dybden på overflateavrenningen. Dette produserer en systematisk temporal endring, der forholdene går fra hydraulisk forstyrret, til glatte (smooth). En lignende systematisk romlig endring kan forventes nedover i en skråning, med økt overflateavrenningsdybde (Bryan, 1999).

5.1.4.2 Jordfuktighet

Mengden fuktighetsinnhold i jorda før en hendelse kan variere mye, selv over mindre områder. Det gjør at jordfuktighet er vanskelig å kvantifisere (Hawley et al., 1982). Når nedbør treffer bakken, har det forløpende fuktighetsinnholdet mye å si for hva som skjer med regnet (Hawley et al., 1982), og sammen med temperatur, modifierer jordfuktighet de viktigste prosessene som gjør at jorda er i stand til å infiltrere vann (Cerdà, 1998).

Infiltrasjonsraten til vann er altså avhengig av fuktigheten i den umettede sonen i jorda, som igjen avhenger av hva som skjer med vannet som allerede er infiltrert, under og etter en nedbørhendelse. (Morin og Benyamini, 1977). Viktigheten av tekstur for å avgjøre fuktighetsnivået i overflatelagene ser, ifølge Hawley et al. (1982) ut til å være større under våte enn tørre forhold. En statistisk analyse gjort i noen små, landbruksdominerte nedbørfelt i Oklahoma (Hawley et al., 1982), viste at topografi var den viktigste faktoren som kontrollerte fuktighetsnivået i jorda. Dette bekreftes også av Huza et al. (2014).

Phillip fant i 1957 (via Hawley et al., 1982) at i infiltrasjonsmodellen han hadde utviklet, førte økninger i fuktighetsnivået i jorda før en nedbørhendelse til reduserte infiltrasjonsrater, og økt hastighet på overflateavrenningen. Ettersom varigheten på nedbørhendelsen økte, sank påvirkningen det forløpende fuktighetsnivået i jorda hadde på infiltrasjonsratene, før påvirkningen til slutt ble ubetydelig. Men, for kortvarige nedbørhendelser hadde den kumulative infiltrasjonen en merkbar effekt. I 1981 oppdaget Wilkening (via Hawley et al., 1982) at en feilmargin på 5 % når han estimerte fuktighetsinnhold i jorda, vokste til feilmarginer på 20 % og 100 % når han skulle beregne volum nedbør som ikke ble infiltrert under nedbørhendelser der det falt henholdsvis 7,6 og 5,0 cm nedbør. Dette betyr at viktigheten av variasjoner i jordas fuktighetsinnhold er veldig høyt for små, kortvarige nedbørhendelser, mens det er mye lavere for større, mer langvarige hendelser. (Hawley et al., 1982).

Skorpedannelse på jordoverflaten

Ifølge Le Bissonais og Singer (1992) reduserer tilførsel av fuktighet til jorda i stor grad skorpedannelse, overflateavrenning og overflateerosjon (Le Bissonais et al., 1994). Under studier utført av Morin og Benyamini (1977) ble det kvantitativt demonstrert at den viktigste faktoren som styrer reduksjon av infiltrasjonsrater, er skorpedannelse, og ikke fuktighetsregime. Studier utført på 1930-tallet (Duley 1939) og senere (Ellison 1947), via Morin og Benyamini (1977) demonstrerte hvilken avgjørende effekt regndråper har på infiltrasjonen av nedbør på jordarter der vegetasjon ikke er til stede.

Dråpene ødelegger jordforbindelsene i overflaten, og danner gradvis en kontinuerlig skorpe hvis hydrauliske konduktivitet er mye lavere enn for den originale overflaten. Når en skorpe blir dannet, som følge av regndråpenes trefningskraft, er det ikke lenger dråpenes erosive kraft som styrer infiltrasjonsratene. En slik skorpe vil ha mye lavere hydraulisk konduktivitet enn jorda hadde før skorpen ble dannet, noe som betyr at mesteparten av energitapet skjer i skorpa. Dermed er det den som blir den styrende faktoren i infiltrasjonsprosessen. (Morin og Benyamini, 1977). Mens forsegling av jorda tydelig reduserer infiltrasjonen, fører det også til økt overflateavrenning og økning i overflateavrenningens transportkapasitet (Assouline og Ben-Hur, 2006)

Forholdet mellom overflateruhet og overflateavrenning er sammensatt, og vi kan finne endringer i både overflateavrenningsdybde og overflaten mellom og under en overflateavrenningshendelse. Dette er endringer som i stor grad kan bli påvirket av transport av jordforbindelser, som er jordpartikler der bindingene mellom partiklene er sterkere enn bindingene mellom omkringliggende partikler, for eksempel vann, samt overflateforsegling, og dannelse av skorper eller sprekker (Bryan, 1999).

Forløpende fuktighetsinnhold og jordas fysiske egenskaper er begge viktige i prosessene som produserer overflødig nedbør. Begge er målbare, men mens fuktighetsinnhold er tidsavhengig, er de fysiske egenskapene til jorda ikke avhengige av tid (Hawley et al., 1982).

5.1.4.3 Skråningens egenskaper og markvannhydrologi

Hvor bratt en skråning er, påvirker både infiltrasjon og overflateavrenning. Bratte skråninger er ofte tørrere enn flate områder, fordi de har lavere infiltrasjons- og høyere overflateavrenningsrater (Hawley et al., 1982).

Det finnes motstridende observasjoner på hvordan skråningsgradient påvirker infiltrasjonsrater (Fox et al., 1995). Under stabile forhold som samsvarer med stabile og homogene jordarter, forventes det at infiltrasjonen skal minke ettersom skråningsgradienten og nedbørhendelsens intensitet øker, på grunn av lateral overflateavrenning (Zaslavsky og Sinai, 1981, via Assouline og Ben-Hur, 2006). Men der det er et forseglende lag til stede på jordoverflaten, ser det ut til at infiltrasjonen øker med økende skråningsgradient (Poesen, 1984 og 1986; Bradford og Huang, 1992; Janeau et al., 2003, via Assouline og Ben Hur, 2006).

Poesen (1987), via Assouline og Ben-Hur (2006) forklarer dette ved at et forseglende lag er mindre intenst på brattere skråninger som følge av (i) høyere regndråpesprut og sheet erosjon (ii) økt rilletetthet- og dybde, (iii) minking av dråpenes trefningsvinkel, og (iv) reduksjon av dråpenes trefningskraft som følge av fraværet av et tynt lag med vann på jordoverflaten. Skråningsbratthet påvirker infiltrasjon på en vinkel som øker med nedbørintensitet. Fordi skråningsbratthet øker den endelige infiltrasjonsraten, indikerer dette at et heterogent, mer permeabelt forseglende lag oppstår når skråningsgradienten øker (Assouline og Ben-Hur, 2006). Hastigheten til overflateavrenningen øker med økende skråningsbratthet (Chaplot og Bissonais, 1999), og jo brattere skråningen er, desto tynnere og mer sporadisk er overflateavrenningen (Bryan, 1999).

5.1.4.4 Vegetasjon og markvannhydrologi

Vi vet mye om hvordan biomasse og vegetasjon påvirker markvannhydrologien i en skråning (Styczen og Morgan, 1997, via Baets et al., 2005). Ifølge Styczen og Morgan (1995), via Baets et al. (2005) og Valentin et al. (2005), øker vegetasjon over bakken infiltrasjonsratene, blant annet ved at den fanger opp regndråper. Vegetasjon kan i tillegg fungere som en fysisk barriere som påvirker og endrer overflateavrenningsmønstre og forflytningen av sedimenter på overflaten (Van Dijk et al., 1996; Lee et al., 2000; Martínez et al., 2006, via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007). Den romlige fordelingen av vegetasjon bidrar også i stor grad til å minke andelen sedimenter som rives løs under en overflateavrenningshendelse (Lavee et al., 1998; Calvo et al., 2003; Francia et al., 2006, via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007).

5.1.4.4.1 Planterøtter og markvannhydrologi

Både Baets et al. (2005) og senere Chirico et al. (2013) henviser i sine artikler til Gray og Sotir som i 1996 skriver at røtter øker infiltrasjonskapasiteten til jordmassene ved å øke overflateruheten og permeabiliteten til jorda. Jordas permeabilitet forbedres blant annet ved at røttene som trenger ned i jordmassene danner makroporer, en prosess som gjør det lettere for vann og gasser å diffundere ned i og gjennom jorda. Disse makroporene blir en del av et sammenhengende nettverk av porer i jorda som bidrar til å øke jordas infiltrasjonsevne (Glinski og Lipiec 1990, via Chirico et al. 2013). Når biomassen over bakken forsvinner, og overflateavrenningen konsentreres, kan røttene ha en kritisk effekt på erosjonen som er et resultat av denne overflateavrenningen. Dette gjelder særlig i regioner med varierende mengder nedbør, der plantedekket i blant er begrenset (Gray og Sotir 1996, via Chirico et al. 2013).

5.1.4.5 Snøsmelting og frostprosesser

Snø er, sammen med frost i jorda og tineprosesser, viktig i nedbørfelt som ligger ved midlere breddegrader, og i fjellområder. Ifølge Sharratt et al (1997) og Pikul og Aase (1998), via Ollesch et al. (2004) blir omtrent halvparten av jordas overflate påvirket av frostprosesser i jorda i hvert fall en del av året.

5.1.4.5.1 Frost i jord

En faktor som påvirker vannets vei i landskapet er sesongbasert frost i jorda. Studier av lokale prosesser har vist at jordas infiltrasjonskapasitet som regel reduseres når pore-is er til stede. Frost i jord kan generere store mengder overflateavrenning, og minke gjenoppfyllingen av grunnvannet (Sand og Kane, 1986; Gusev, 1989; Koren et al., 1995, via Bayard et al., 2004), men det har også blitt vist at smeltevann kan perkolere gjennom det frosne laget gjennom luftfylte porer (Stadler et al., 1996, Stähli et al., 1996; Nyberg et al., 2001, via Bayard et al., 2004).

5.1.4.5.1.1 Frostheving

Det er to måter vann i jorda kan omdannes til is på. Enten kan det fryse in situ, rundt jordpartiklene, ellers kan det fryse i distinkte soner som er helt eller nesten blottet for partikler. Disse lommene med is kalles islinser, og disse linsene er nødvendige for at frostheving skal skje. Frostheving oppstår når isen ikke vokser inn i kanalene mellom jordpartiklene, og det eksisterer og opprettholdes et lag med vann mellom jordpartiklene og islinsene. (Jackson et al., 1965).

Horisontale islinser dannes gjerne i finkorna jordarter med høy metningsgrad når temperaturen går under 0 °C (Aarensen et al., 2008), og den viktigste egenskapen i jorda som påvirker frostheving, er kornstørrelse (Chamberlain, 1981). Ifølge Rengmarks' (1963) tabell for frostmottakeligheten til ulike jordtyper, via Chamberlain (1981), har blant annet siltholdige morener høy frostmottakelighet (Rengmark 1963, via Chamberlain 1981). Det samme gjelder silt med lav eller høy grad av plastisitet (Bonnard og Recordon, 1958, via Chamberlain, 1981).

Frostheving er en prosess som avhenger av flere mekanismer (Everett, 1961; Jackson et al., 1966; Takaji, 1970; Millier, 1978; Derjaginn og Churaev, 1978, via Gilpin, 1980), en av disse er den som finner sted når vann blir trukket inn i frostsonen, og inn i tomrommene mellom en partikkel og islinse. Denne prosessen fører til at islinsen vokser (Gilpin, 1980).

Den varmeste islinsen fortsetter å vokse dersom temperaturen er stabil, og det er vann tilgjengelig (Aarensen et al., 2008). Det er flere faktorer som må ligge til rette for at islinsler og den resulterende frosthevingen skal oppstå. Blant disse er hastigheten varmen i jorda ekstraheres fra bakken på, hvordan vannet transporteres gjennom jorda til islinsene og mengden surcharge overfor islinsen som må løftes når den vokser (Jackson et al., 1965).

Ifølge Jackson et al. (1965) kan frostheving enten oppstå ved at vann trekkes opp fra grunnvannsspeilet, eller ved at det trekkes fra den overliggende delen av jorda som ikke er frossen. I begge tilfeller oppstår bevegelsen av vann til islinsen som følge av et spenningsforhold som oppstår i vannet når det fryser. Frosthevingsprosessen er tett knyttet sammen med bevegelsen av varme gjennom jorda. Den makroskopiske forflytningen av varme avhenger av flere faktorer: Lufttemperatur over jorda, avstanden fra overflaten til frostfronten, temperaturer i jorda under denne fronten, hvor raskt hevingen skjer, hvor raskt frostfronten avanserer, og ledningsevnene til den frosne og den ikke-frosne delen av jorda (Jackson et al., 1965). Frosthevingen i en jordtype blir i stor grad redusert når tilgjengeligheten på vann forsvinner, eller ved at den hydrauliske konduktiviteten blir redusert (Aarensen et al., 2008).

5.1.4.6 Snøsmelting og markvannhydrologi

En stor del av den årlige overflateavrenningen og forflytningen av materiale, skyldes ifølge Rekolainen (1989), via Ollesch et al. (2004) snøsmeltingen om våren, eller frekvente smelteperioder om vinteren (Ollesch et al., 2004). Ifølge Iwata et al. (2011) påvirker vann fra snøsmeltingen som infiltreres i bakken i stor grad fuktighetsnivået i jorda og den hydrologiske syklusen i begynnelsen av vårsesongen i kalde områder. Mengden smeltevann som infiltreres kan i blant reduseres av et frossent jordlag. Når snø smelter, og vannet siger ned i den frosne jorda, bidrar dette med latent varme. Dette øker temperaturen i det frosne jordlaget. På den andre siden reduserer smeltevannet som fryser på nytt på, og i det frosne jordlaget infiltrasjonsratene til snøsmeltingen (Iwata et al., 2011).

På grunn av vannets faseendring, påvirkes infiltrasjonsprosessen til snøsmeltingen av mange faktorer, inkludert jordas temperatur, teledybde, vanninnholdet i jorda før vinteren, tykkelsen på snødekket, og de sammensatte interaksjonene mellom disse faktorene. Når teledybden går dypt, og det totale innholdet av vann i jorda er relativt høyt, begrenses infiltrasjonen av snøsmeltingen. I kontrast til dette, viste Iwata et al. i 2008(a), via Iwata et al. (2011) at et tynt frossent lag, på 10 cm eller mindre, ikke nødvendigvis hindrer infiltrasjon av smeltevann.

I 1973 viste Komarov og Marakova (via Iwata et al., 2011) også at grunn frost i bakken kan være med på å frembringe/indusere infiltrasjon av smeltevann. Altså tyder dette på at tykkelsen på frostlaget har mye å si på om, og hvor mye smeltevann som infiltreres (Iwata et al., 2011).

Et islag oppå jordoverflaten kan også minke infiltrasjonen av smeltevann fra snøsmeltingen (Iwata et al., 2011). Studier av hydrologiske forhold i subarktiske områder gjort av Slaughter et al., 1983 (via Carey og Woo., 1998) beskriver hvordan nedbørfelt dominert av permafrost oftere 'rammes' av kraftig, mer intens overflateavrenning, mens nedbørfelt med sesongbasert frost har mer moderate overflateavrenningsrater. Frosne jordlag under overflaten kan fungere som et ugjennomtrengelig lag som påvirker overflateavrenningen, og dermed også metningen og erodibiliteten til de øvre jordlagene (Carey og Woo., 1998). Higgins et al. (1990) via Øygarden, 2001, rapporterte at dersom perkoleringen av vann blokkeres i jordlagene under overflaten, kan dette føre til overflateavrenning under overflaten og medføre utviklingen av renner. Videre snøsmelting og nedbør på metta jord kan derfor medføre både overflateavrenning og lateral avrenning under overflaten (Øygarden, 2001)

Iwata et al., (2011) fant at tykke frosne jordlag i stor grad kan vanskeliggjøre infiltrasjonen av snøsmeltevann, noe som fører til økt overflateavrenning. Den temporale variasjonen til snødekket og den romlige heterogeniteten frost i jorda skaper, i blant sammen med regn på snø, en sammensatt og dynamisk overflateavrenning (Sui og Koehler, 2001, via Ollesch et al., 2004). Snøsmelting kan også lede til større, potensielt farlige flomhendelser, og er en utløsende faktor for skred (Tullen, 2002, via Bayard et al., 2004).

5.1.5 Erosjon og markvannhydrologi

Nedbør, overflateavrenning, og jorderosjon henger tett sammen (Morgan et al., 1997). Sammen med regndråpeerosjon, er overflateavrenningsenergi en aktiv erosiv aktør. Disse to prosessene produserer fem mer eller mindre adskilte underprosesser, herunder regndråpesprut, sheetwash, rainflow, rilleerosjon og piping/tunnel-erosjon. Dette er prosesser vi finner i skråninger, og de kan virke alene, men som regel forekommer de sekvensielt og/eller samtidig. Piping er en prosess som skjer spontant der jorda ikke er mettet på vann, og den hydrauliske gradienter er høy nok til at vannets infiltrasjon ned i jorda kan rive løs partikler, og forstørre makroporene i løsmassene. (Bryan, 1999). Dersom jordoverflaten er dekket med et lag med vann som overskrider en tykkelse på cirka to dråpers diameter, vil jordoverflaten være beskyttet mot dråpeerosjon. Dette kan være en av forklaringene på hvorfor erosjonsrater øker med økende skråningsvinkel (Chaplot og Bissonais, 1999).

5.1.5.1 Erosjon, snøsmelting og frostprosesser

Resultater fra erosjonsstudier i Nord-, Sentral, eller Øst-Europa og Nord-Amerika (blant annet utført av Demidov et al., 1995; Edwards et al., 1998; Lundekvam, 2001, via Ollesch et al., 2004) indikerer at erosjonen som finner sted under snøsmeltingen kan nå eller til og med overstige erosjonsratene under en nedbørhendelse. I de nordlige landene, heriblant Norge, følger erosjonsratene gjerne et sesongbasert mønster med høyest jordtap sent på høsten og i perioder med snøsmelting (Øygarden, 2001).

5.1.5.2 Erosjon og skråningens egenskaper

Jorderosjon som finner sted under en nedbørhendelse blir i stor grad påvirket av egenskapene til overflateavrenningen og skråningens gradient. Når regndråpene treffer bakken, og overflateavrenning oppstår, blir jordforbindelser- og partikler revet løs og satt i transport (Ellison, 1944 og 1945, via Hairsine et al., 1998). Ifølge flere forfattere (Walker et al., 1977; Moss et al., 1979; Palis et al., 1990; Proffitt et al., 1991, via Hairsine et al., 1998) synker andelen fine kornstørrelser i sedimentene som eroderes i en skråning ved hjelp av nedbør og overflateavrenning, med tiden. (Hairsine et al., 1989)

I Assouline og Ben-Hurs artikkel fra 2006, står det at det kummulative jordtapet under en erosjonshendelse øker med skråningsgradienten. De fant at utviklingen av sedimentkonsentrasjoner i slake skråninger med en skråningsvinkel på 5 og 9 % er stabil, noe som kan tyde på at prosessen enten begrenses av transport- eller løsrivelse. For en middels bratt skråning, med en vinkel på 15 %, fortsatte sedimentkonsentrasjonen å øke noe, som om den transportbegrensede situasjonen for det første stadiet fortsatt fant sted.

For de brattere skråningene, som hadde en gradient på 20 og 25 %, nådde sedimentkonsentrasjonen en toppverdi før den sank. Disse funnene indikerer at erosjonen gikk fra å være begrenset av transport, til å være begrenset av løsrivelse (Assouline og Ben-Hur, 2006). I en studie utført av Kirby og Mehuys (1986), økte jordtapet på vinteren konsistent med skråningsgradienten, i området som ble studert. Dette kan indikere at gradienten til en skråning påvirker jordtap som skjer på vinteren i større grad, enn den gjør på sommeren.

5.1.6 Erosjon og vegetasjon

På kort sikt påvirker vegetasjon først og fremst erosjon ved at den avskjærer nedbør og beskytter jordoverflaten mot trefningskrafta fra regndråpene, og ved å avskjære overflateavrenningen. På lengre sikt, påvirker den forflytningen av vann og sedimenter ved å øke stabiliteten og kohesjonen til jord-aggregatet, så vel som å forbedre vannets evne til å infiltrere. Dette sammensatte forholdet har som regel blitt forklart med en negativt eksponentiell kurve mellom vegetasjonsdekke og erosjonsrater for en rekke ulike miljøer (Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007).

Et nedbørfelt med mye, og frisk vegetasjon, vil altså være mindre utsatt for erosjon enn et nedbørfelt med lite vegetasjon (Wang et al., 2004), noe som også bekreftes av Istanbuloglu og Bras (2006), som skriver at lite, eller ingen vegetasjon gjør at jordas infiltrasjonskapasitet reduseres, slik av erosjonseffektiviteten til overflateavrenningen øker.

Den viktigste naturlige faktoren som påvirker vegetasjonsdekket er jorderosjon, og der erosjon utkonkurrerer vegetasjon, forringes eller ødelegges plantedekket. I tillegg har det kommet frem at økte nedbørmengder kan føre til mindre erosjon, fordi plantene drar nytte av nedbøren, og dermed klarer å kontrollere erosjonen (Wang et al., 2004).

I 2008 (via Osterkamp et al., 2011) utviklet Wang et al. en modell som vurderer hvor sannsynlig det er at jorderosjon kan finne sted, under tre forskjellige forhold. Felles for de tre situasjonene, er at de alle er påvirket av vegetasjon, og at de ofte er styrt av mennesker.

Modellen er primært designet for skråninger med store planter:

- 1) Økende plantedekke og minkende erosjon
- 2) Minkende plantedekke og økende erosjon
- 3) Et overgangsstadium mellom 1 og 2

Modellen er ment for å brukes i nedbørfelt med høy sedimentfrigivelse, som enten er knyttet til lave nedbørrater, eller stress som skyldes et dårlig vegetasjonsdekke som er i den tilstanden på grunn av menneskelig påvirkning (Wang, 2008, via Osterkamp et al., 2011).

5.1.6.1 Erosjon og planterøtter

Mange studier av jorderosjon fokuserer på effektene til plantedekket, mens mye mindre fokus har blitt viet til effektene planterøtter har på erosjonsprosesser som er knyttet til vann (Gyssels et al., 2005; de Baets et al., 2006, 2007a; Reuben et al., 2007, via Chirico et al., 2013).

Når planter er i et tidlig vekststadium, er de små planteskuddene begrenset i antall, og fleksible. Røttene bidrar på sin side allerede til å binde jorda og tilføre den styrke. Derfor kan røtter være avgjørende elementer i reduksjonen av jorderosjonsrater (Baets et al., 2005). Det er visse erosjonsprosesser, som regndråpeerosjon og overflateerosjon, der røtter ikke ser ut til å spille en viktig rolle (Bui og Box, 1993 via Gyssels og Poesen, 2002). Men begrenset forskning tyder på at røtter kan spille en viktig rolle når det kommer til erosjon som styres av overflateavrenningen (Reid og Goss, 1987; Li Yong et al., 1991; Tengbeh, 1993; Ghidey og Alberts, 1997; Jansen og Coelho-Netto, 1999, via Gyssels og Poesen, 2002). Wischmeier (1975), Dissmeyer og Foster (1985), via Chirico et al., 2013 påpekte at plantearter med ulik rot-arkitektur reduserer erosjon på ulike måter. Dette har også blitt diskutert av de Baets et al. (2007b) og Reubens et al. (2007), via Chirico et al. (2013). I 1991 fant Li et al. (via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007) at jordas evne til å motstå erosjon økte eksponentielt med større rot-tetthet, og at planterøttenes evne til å styrke jordas motstand mot erosjon først av fremst var avhengig av hvordan røttene var fordelt, og hvor stor andel av røttene som hadde en diameter under 1 mm. Ved å binde partikler i jordoverflaten og dermed øke overflateruheten (Baets et al., 2005; Chirico et al., 2013), samt forbedre jordas strukturelle stabilitet og infiltrasjonsevne (Valentin et al., 2005) reduserer røtter jordas mottakelighet for rille- og renneerosjon (Baets et al., 2005; Valentin et al., 2005; Chirico et al., 2013).

Ghidey og Alberts (1997), via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo (2007) fant ut at erodibiliteten til overflateerosjon minket med økende mengder døde røtter. Når røtter blir eksponert, fører dette vanligvis til at plantenes stabilitet minker. Erosjonsprosesser vil sannsynligvis også hemme plantenes evne til å ta opp vann og næringsstoffer, og kan dermed bidra til å redusere vitaliteten deres (Osterkamp et al., 2011).

5.2 Skråningsstabilitet

Denne delen av teorien vil ta for seg skråningsstabilitet, særlig knyttet til hva slags rolle vegetasjon har som påvirkende faktorer for skråningsstabilitet. I tillegg blir teorier knyttet til både skredprosesser og utglidning nevnt, og rent spesifikt skredprosesser og utglidning i løsmasser. Med bakgrunn i observasjoner fra feltområdet, er det utglidning som har størst relevans. Rent definisjonsmessig, er det definisjonene til NVE (2013) som legges til grunn.

5.2.1 Løsmasseskred og utglidning

NVEs definisjoner, forteller oss at løsmasseskred en fellesbetegnelse som favner alle typer skred som skjer i løsmasser. Dette inkluderer jordskred (herunder også utglidning), flomskred, kvikkleireskred og leirskred. Det som skiller disse fire typene fra hverandre, er først og fremst kornstørrelsen til løsmassene, formen på terrenget, og innholdet av vann i løsmassene. Disse parameterne gjør at det er ulike forhold og mekanismer som fører til at skredene utløses, i tillegg til at de har ulikt bevegelsesforløp, utløpsdistanse og avsetningsform (NVE 2013).

5.2.1.1 Utglidning

Utglidning defineres på sin side som regel som en langsom bevegelse av løsmasser som finner sted langs et glideplan. Dette glideplanet kan være flatt, eller skjeformet. Utglidning som begrep kan brukes om generell massebevegelse i en skråning, eller om initialbruddet i et jordskred. De blir derfor ofte omtalt som grunne skred. Begrepet kan også brukes om mindre jordskred med en dybde på en halv til et par tre meter, og med en utstrekning på maks 30 meter. Denne formen for massebevegelse oppstår gjerne i slakere terreng med finkornet leire og vann med høy vannmetning. Vi finner ofte utglidninger i områder med dyrket mark, eller i naturlige skråninger i terrenget. (NVE 2013).

5.2.2 Skråningsstabilitet og vegetasjon

Vegetasjonsdekket blir generelt sett på som en skråningsstabiliserende faktor, både knyttet til større hendelser som skred, og mer saktegående bevegelser som jordsig (Prandini et al., 1977) I 1949, via Prandini et al. (1977) nevner Sternberg studier utført av Bailey (i.d.) som målte den maksimale vinkelen en skråning kunne ha før det er skredfare der, i skråninger med og uten vegetasjon. Bailey oppdaget at denne vinkelen var rundt 60° i en skråning med vegetasjon, og rundt 36° i en skråning uten vegetasjon (Prandini et al., 1977).

Vegetasjon har generelt en positiv effekt på stabiliteten til jord i skråninger i vados-sonen. Dette skyldes i hovedsak to effekter, som er knyttet til røttenes stabilisering og hydrologien i jorda. Disse to effektene er i stor grad knyttet sammen. På den ene siden påvirkes fordelingen av røtter av det klimatiske regimet og jordas hydrologiske egenskaper. På den andre siden, påvirkes systemet som består av røtter og jorda i seg selv av den faktiske styrken til jorda, styrken til røttene, styrken i overgangssonene mellom røtter og jord, og røttenes romlige struktur (Chirico et al., 2013).

5.2.2.1 Skråningsstabilitet og røtter

Det har, helt siden skråningsstabilitet ble forsket på for første gang, vært tydelig hvor viktige planterøtter er som et forsterkende element i jorda. Vi måler jordas skjærstyrke ut i fra hvor kohesiv den er, og hvor godt den motstår skjærstress fra gravitasjon, væsker i bevegelse og mekanisk påvirkning. Når jordmasser utsettes for trykk, er den sterk, men når den er i spenn, er jorda svak. Planterøtter er på sin side svake under trykk, men sterke når de står i spenn. Kombinerer vi jord og røtter, produserer jord-rot-matrisen en type forsterket jord, som er mye sterkere sammen enn det jorda og røttene er hver for seg (Simon og Collison, 2001, via Chirico et al., 2013). Røtter øker altså jordas skjærstyrke ved å trenge ned i, og forsterke den (Styczen og Morgan 1995, via Baets et al., 2005). Dette viser hvordan røtter fysisk bidrar til å forsterke jordmassene (Anderson og Richards, 1987, via Chirico et al., 2013). Denne mekaniske forsterkningen av jordmatrisen (Waldron og Dakessian, 1981, Greenway, 1987, Morgan og Rickson, 1995, via Gyssels og Poesen, 2002), skjer hovedsakelig på to måter. På den ene siden binder røtter og rester av røtter jordpartiklene på en fysisk måte, og danner på denne måten mekaniske barrierer som hindrer bevegelse av jord og vann (Tengbeh, 1993, via Gyssels og Poesen, 2002). På den andre siden danner de bindingsmateriale og en form for matkilde for mikroorganismer som i sin tur produserer andre organiske bindinger (Reid og Goss, 1987, via Gyssels og Poesen, 2002). Ifølge Hartman og De Boodt (1974), via Gyssels og Poesen, 2002), øker disse bindingene mengden stabile jordaggregater over en lengre tidsperiode, og reduserer dermed jordas erodibilitet.

5.2.2.2 Skråningsstabilitet og trær

Det eksisterer en generell enighet om at skogområder spiller en viktig rolle når det kommer til beskyttelsen av jorda, og at avskoging kan medføre både erosjon og andre former for massebevegelse i jorda (Gray, 1973, via Prandini et al., 1977). Men, noen forfattere mener at avskoging kan bidra til å stabilisere skråninger. Blant disse finner vi Flaccus (i Brown og Sheu, 1975, via Prandini et al., 1977), som observerte avskoging i et område i New England, der skråningene så ut til å være mindre utsatt for skred etter avskogingen (Prandini et al., 1977). Osterkamp skriver i sin artikkel fra 2011 at store trær på skråningsoverflater tilfører vekt, og dermed også skjærstress i de øvre jordlagene. Disse faktorene kan fremme jordsig, og eventuelt føre til at trær velter og at løsmasser blir satt i bevegelse.

Gray (1973), via Prandini et al. (1977) nevner i sin artikkel en studie på skred i det sørøstre Alaska, utført av Bishop og Stevens. De mente at akselereringen i hyppigheten av skred var forårsaket av ødeleggelsen og den gradvise forringelsen av det komplekse rotsystemet i jorda. De så også at det var færre skred i 1959, når nedbørmengdene var høye, enn i 1961, en periode med lavere nedbørmengder. Dette til tross for det høye nivået av korrelasjon mellom skred og nedbørmengder. Lignende hendelser ble observert av Soares et al. i 1975 og Poncano et al. i 1976 (via Prandini et al., 1977). I 1974 ble skråningene studiet omhandler rammet av katastrofale skred i april/mai 1974. Til tross for de store nedbørmengdene som kom i denne perioden, viste målinger at det kom enda mer nedbør i 1917, 1917 og 1948, men da ble ingen skred registrert. På 1960- og 70-tallet ble skråningene utsatt for omfattende avskoging. De store skredene i 1974 kan altså knyttes til ødeleggelsen av rotsystemene den da fjernede skogen hadde skapt. I 1950 studerte Croft og Adams skred i fjellområdene i Utah, USA (Gray, 1973, via Prandini et al., 1977). Også her linket de skredene til tapet av den mekaniske stabiliseringsevnen rotsystemene til skogområder, som nå hadde gått tapt på grunn av avskoging og skogbrann (Prandini et al., 1977)

5.2.2.2.1 Trerøtter og skråningsstabilitet

Trerøtter har en effekt på skråningsstabilitet som kan vurderes ut fra hvor sterke de er, og hvordan de er fordelt i jordmassene. Det er disse to faktorene som kontrollerer de største stabiliseringsmekanismene, herunder hvordan røttene forsterker jorda, hvordan de øker jordas evne til å bue seg, samt hvordan de bidrar til å stive av og forankre jorda. Hvor godt et tre motstår løsrivelse styres først og fremst av hvor sterke røttene til treet er, og hvilke morfologiske egenskaper treet og røttene til treet har (Nilaweera og Nutalaya, 1998).

5.3 Raviner

5.3.1 Hva er en ravine?

Flere forfattere, heriblant Woodburn, 1949, Motoc, 1963, Bradford og Piest, 1980, Imeson og Kwaad, 1980, Zachar, 1982, Schumm et al., 1984, Hadley og Walling, 1985, Nordstrom, 1988, Mitchell og Bubenzer, 1989, samt Poesen og Govers, 1990 (via Radoane et al., 1995), har forsøkt å definere raviner. En oppsummering av disse definisjonene viser at raviner gjerne er ustabile landformer som er en del av et dreneringsnettverk. I tillegg har raviner visse kjennetegn, blant annet at de har bratte skråningssider, gjerne med veldig bratte nedskjæringer der ravinen starter (headcut), og med flere slike trinn nedover langs kanalbunnen. Det antas også at nedskjæringen i starten av en ravine har blitt, eller fortsetter å utvikles raskt, og at raviner med hovedsakelig finkorna løsmasser har et V-formet tverrsnitt, mens raviner med mer grovkorna løsmasser har et U-formet tverrsnitt. Tilstedeværelsen av en bekk i ravinen er flyktig, og vanlige erosjons- og jordprosesser vil ikke medføre at ravinen kollapser (Radoane et al., 1995). Denne forholdsvis brede definisjonen, kan skyldes en mangel på konsistens (Schumm et al. 1984, via Radoane et al., 1995), som kan forklares ut i fra begrepets historie. Tidligere ble «ravine» nemlig brukt som et generelt og dagligdags begrep, men det har nå fått en mer spesifikk mening (Radoane et al., 1995). Raviner har blitt klassifisert ut i fra størrelse, omriss, formen på tverrsnittet, utviklingsstadium og hvor den er plassert i et nedbørfelt (Valentin et al., 2005).

5.2.2 Hvordan dannes raviner?

Raviner er vanlige landskapselementer i fjellterreng eller i åsrike områder med bratte skråninger. Bratte skråninger betyr høye overflateavrenningshastigheter, og dermed initiering av riller og renner. De fleste studier viser at ravinemorfologi er knyttet til overflateavrenning, men at også avrenning under overflaten kan bidra til utviklingen av raviner. (Valentin et al., 2005). Hvilke prosesser som gjør geomorfologisk arbeid i raviner, og hvor raskt prosessene utfører dette arbeidet er relativt ukjent. Ifølge Piest et al. (1975), Bradford og Piest (1980) og Roloff et al. (1981), via Radoane et al. (1995), skjer hovedvekten av prosessene i en ravine i sideskråningene som massebevegelse og rilleerosjon, mens den langsgående transporten av løsmasser gjennom ravinen er underordnet disse sideprosessene (Radoane et al. 1995).

Raviner kan også oppstå som et resultat av de naturlige dynamiske endringene som er knyttet til hvordan dagens geomorfologiske system omstiller seg til klimaet i Holocen (Valentin et al. 2005).

5.2.2.1 Erosjon i raviner

Ravineerosjon er vanskelig å studere, ikke minst å forutsi. Derfor har det lenge vært et oversett tema. Selv om det er endringer i landbruksmetoder og/eller ekstreme klimahendelser som er de vanlige utløsningsfaktorene for at ravineerosjon- og utvikling skal finne sted eller øke, spiller også den forløpende historien en viktig rolle når vi søker å forstå de romlige erosjonsmønstrene som har ført til at ravinen har oppstått. Eksempler fra hele verden viser at arealendringer forventes å ha større innvirkning på ravineerosjon enn klimaendringer (Valentin et al., 2005).

5.2.3 Raviner og klimaendringer

Det finnes lite informasjon om hvordan et ravinesystem vil respondere på klimaendringer. Under kalde forhold forventes det at global oppvarming skal øke frekvensen av fryse-tine-sykluser, og dermed øke risikoen for at raviner utvikles. Dette blir blant annet vist av Øygarden, (2001). Dersom vi ser på erosjon i et historisk perspektiv, viser dette at hoveddelen av periodene der ravineerosjon fant sted, ikke bare korresponderer med perioder der det var store omstillinger i landbruket, men også perioder der intense nedbørhendelser hadde høyere frekvenser (Valentin et al., 2005).

6. METODE

Dette kapittelet vil ta for seg de ulike metodene som er tatt i bruk for å innhente den informasjonen og de dataene som sammen med teorien i kapittel 5 danner grunnlaget for oppgaven. Oppgaven er i stor grad basert på en kombinasjon av feltarbeid og innhenting av sekundære data. Hoveddelen av feltarbeidet handler om bruk av gjengede metallstenger for å måle erosjon, samt observasjon og fotografering. De sekundære dataene er først og fremst hentet inn fra Se Norge, som er en åpen portal/nettside der man kan finne og laste ned døgndata for ulike parametere som er knyttet til vær, snø, vann og klima, for spesifikke områder i Norge. Nettsiden er utviklet av NVE i samarbeid med Meteorologisk institutt og Kartverket. I tillegg støttes siden av Olje- og Energidepartementet, Kunnskapsdepartementet, Kommunal- og moderniseringsdepartementet og Forskningsrådet.

6.1 Erosjonsmålinger

For å måle erosjon på en enkel og kostnadseffektiv måte, ble 40 gjengede metallstenger med lengder på 1000 mm kjøpt inn på Biltema. Målet med å bruke disse stengene for å måle erosjon, var ikke å utføre nøyaktige og ufeilbarlige erosjonsmålinger, men heller undersøke om det var mulig å registrere erosjonsaktivitet i ravinen. Bruken av metallstenger/staker/pinner for å måle erosjon har blant annet blitt beskrevet i boken *Hydrology and the Management of Watersheds* i kapittelet *Soil Erosion Processes and Control* (Brooks et al., 2013). Brooks et al. (2013) forklarer at man plasserer metallpinner eller lignende ned i jorda, for så å måle fra et punkt på pinnen, og ned til jorda eller et annet punkt på metallpinnen. I tillegg foreslår forfatterne at man bør ha et referansepunkt i nærheten av hver pinne, for å vite hvilke metallpinner som hører til hvor, i tilfelle store forandringer finner sted. Denne siste delen skiller seg fra metoden som er benyttet i denne oppgaven. Her er det viktig å ta med at det ble plukket ut en del referansepunkter knyttet til flere av metallstengene under feltarbeidet 03. mai 2016, men disse referansepunktene var ikke like enkle å gjenkjenne neste gang feltarbeidet ble gjennomført, selv om de ble fotografert (figur 11). For enkelhets skyld blir metallstengene referert til som punkter/målepunkter videre i oppgaven.



Figur 11: Eksempel på målepunkt (Økland, 03.05.2016)

En av de andre grunnene til at disse referansepunktene (figur 11) ikke ble benyttet, er at det ikke alltid var mulig å vite om de hadde beveget seg, særlig når mindre trær på skråningskanten, eller lignende ble brukt. Ideelt sett ville referansepunktene bestått av større, stabile trær eller røtter et stykke på oversiden av skråningene, eller tunge steiner som ligger stabilt. Det var for øvrig ikke mulig å finne slike referansepunkter for et tilstrekkelig antall punkter.

6.1.1 Plassering av metallstenger

Metallstengene ble plassert ut spredt rundt i hele feltområdet, fra øverst i ravinen, og helt ned til den fjerde og nederste stokkdammen, den 17. november 2015. Grunnen til at de ble plassert ut sent på høsten, var at de skulle bli stående gjennom vinteren, og den påfølgende snøsmeltingen på våren 2016. Av de 40 stengene ble 20 plassert på høyre side, 17 på venstre side, og 3 øverst i ravinen. Punkt 15 og 16 ble for øvrig senere ekskludert, fordi det ikke ble utført målinger her i juni 2016. Målet var å plassere dem litt tilfeldig, men også på steder der erosjon og/eller massebevegelse så ut til å være sannsynlig. Dette var i stor grad basert på om jorda så ut til å være løs og om det var mangel på vegetasjon. Figur 12 og 13 viser hvordan det kunne se ut der metallstengene ble plassert ut.



Figur 12: Eksempel på plassering av metallstengene (venstre skråningsside), Økland (03.05.2016)



Figur 13: Eksempel på plassering av metallstang, høyre side (Økland, 03.05.2016)

Stengene ble så merket med en slags elektriskertape i toppen, og nummerert med en vannfast tusj. Rekkefølgen på numrene var for øvrig noe tilfeldig, da plasseringen og nummereringen ikke ble gjort systematisk. Dette kan skape noe forvirring for leseren, men nummereringen har ingen annen hensikt enn at den skal brukes for å skille mellom de ulike stengene. I tillegg ble et enkelt skjematisk oversiktskart over stengene tegnet opp i notatboka, med nummerering (figur 15). Det skulle vise seg at dette var et lurt trekk, da omtrent alle tallene hadde forsvunnet da måling 2 skulle gjennomføres 03. mai 2016. Deretter ble det gjennomført tre nye målinger, henholdsvis 09. juni 2016, 03. juli 2016 og til slutt 29. august 2016. Det er 168 dager mellom måling 1 og 2, 37 dager mellom måling 2 og 3, 24 dager mellom måling 3 og 4, og 57 dager mellom måling 4 og 5. Totalt varer altså feltperioden i 286 dager.

6.1.2 Feilkilder og utfordringer:

6.1.2.1 *Generell plassering*

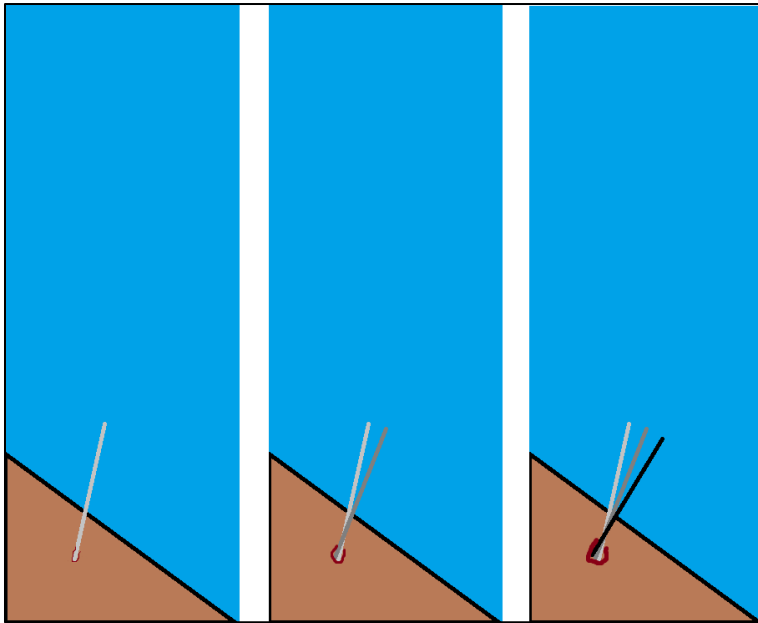
Fordi det ikke var like forhold noen steder, særlig med tanke på skråningsgradient, ble ikke stengene plassert like langt ned i bakken alle steder. I tillegg varierte det hvorvidt de ble plassert vertikalt, eller mer normalt på bakken. Dette ble blant annet styrt av hvor bratt skråningen var der de ble satt ned, og hvor stabile massene så ut til å være. Fordelen med å sette ned stengene vertikalt, er at de ikke vil velte like lett. Men vinkelen kan gjøre det vanskeligere å måle nøyaktig enn for de stengene som står normalt på skråningen. Da formålet med å bruke disse gjengene som sagt ikke er å finne nøyaktige erosjonsrater, bør ikke dette utgjøre en stor utfordring.

6.1.2.1 *Frostheving*

En faktor som påvirker resultatene i større grad enn dette, er imidlertid frostheving. Dette er en prosess som blir redegjort for i kapittel 5.1.4.5.1.1. Hvis det dannes islinser i jorda som befinner seg under metallstengene, vil altså disse også bli dyttet oppover når jorda heves. Dette påvirker målingene, og dersom vi ikke tar frostheving med i vurderingen når vi tolker resultatene, vil den eventuelle erosjonsaktiviteten se større ut enn den kanskje er. Fordi vi ikke vet nøyaktig hvor stor frosthevingen er, har vi tatt utgangspunkt i et gjennomsnitt på 50 mm frostheving, og en påfølgende «setting» på 30 mm, som til sammen utgjør en differanse på 20 mm. Dette er et noe tilfeldig valgt tall, som er løst basert på Berthling et al. (2000) sin artikkel om frostheving av pløyeblokker på Finse, der frosthevingen ble satt til mellom 3 og 7 cm. Det er også viktig å merke seg at denne frosthevingen ikke nødvendigvis er like stor i hele feltområdet. Dette er et aspekt som blir diskutert senere i oppgaven. Denne settingen skjer når isen smelter, og gjengene synker ned i jorda igjen. Men, det at jordpartikler rundt og under gjengen faller ned i, og fyller igjen porerommene der islinsene befant seg, gjør at gjengen ikke nødvendigvis synker helt ned igjen når islinsene har smeltet. For enkelhets skyld refererer vi til alt dette som en frostheving på 20 mm.

6.1.2.2. *Andre former for bevegelser/sig hos metallstengene*

Det eksisterer en utfordring knyttet til hvorvidt selve metallstangen vi måler har beveget seg siden forrige måling, enten som følge av jord-sig eller annen massebevegelse, eller fordi de porøse massene gjør at selve stangen begynner å lene seg fremover. Dette kan for eksempel skje etter frosthevingen, ved at «tomrommet» rundt stangen har utvidet seg, noe som gjør at den lettere kan lene seg fremover (figur 14).



Figur 14: Enkel illustrasjon som viser hvordan utvida 'tomrom' (mørkerødt) rundt basen til en metallstang kan bidra til at vinkelen mellom bakken og metallstangen endres (Økland, 2017)

Dersom dette skjer mellom to målinger, kan det påvirke lengden fra bakken til toppen av metallstangen, fordi vinkelen endrer seg, selv om det ikke har foregått noe særlig massebevegelse.

Det som kan være verdt å merke seg, er for øvrig at metallstengene ved slike tilfeller vil lene seg fremover, på grunn av helningen i skråningen. Ettersom alle ble plassert normalt på skråningen, eller vertikalt, vil vinkelen bli mindre, noe som påvirker målingene.

6.2 Fangdammene

Det var også et mål å måle hvor stort volum sedimenter som har blitt avsatt foran de 4 stokkdammene siden de ble bygd høsten 2014, men dette ble ikke gjort på grunn av mangel på tid og ressurser. Bakgrunnen for å utføre en slik måling er at det kan brukes til å bygge opp under erosjonsmålingene, og dersom vi kombinerer de to metodene, kan vi finne ut omtrent hvor raskt erosjonen foregår. Her er det viktig å nevne at en ukjent andel av sedimentene, særlig de som befinner seg foran stokkdam 1 øverst i ravinen, ikke nødvendigvis stammer fra ravinen. Grunnen til dette, er at dreneringsgrøften som går langs jordet på oversiden leder vann, og dermed også sedimenter ned mot ravinen. Sedimenteringen vil for øvrig bli diskutert under kapittel 8.2.2

6.3 Observasjon

En av de enkleste metodene vi kan benytte oss av i felt, er observasjon. Men, når vi skal bruke observasjon som en metode for å si noe om eller hvordan noe endrer seg, er det viktig å huske på at det er vanskelig å gjennomføre helt objektive observasjoner. For å si det veldig generelt: Måten vi ser verden på, farges av kunnskapen vi sitter med, kunnskapen vi mangler, og ikke minst påvirkes den av hva vi forventer, eller ønsker å se. Dette gjelder også når vi gjennomfører feltarbeid. La oss ta utgangspunkt i følgende problemstilling: «Foregår det erosjon i denne ravinen?». Da har vi gjerne et ønske om at dette er tilfelle, fordi vi mener det gjør oppgaven vår mer interessant. Dette kan føre til at hjernen vår prøver å finne spor etter erosjon, noe som i sin tur kan gjøre at vi tror vi ser erosjon, eller endringer vi kan forklare som erosjon. Derfor kan man for eksempel fotografere når man er i felt, og så sammenligne bilder som viser de samme motivene, men til ulike tider. På den måten kan vi både bruke observasjonene vi gjør direkte i felt, og observasjonene vi gjør oss i ettertid, når vi studerer fotografiene. Samtidig kan vi oppdage en del mer ved direkte observasjon i felt, enn på fotografier, fordi et fotografi tross alt er en todimensjonal-representasjon av virkeligheten.

6.3.1 Logg – eksempel fra feltboka:

03.05.2016:

- Vann i bekken (renner, men ikke mye)
- Gravd mye høyre kant stokkdam 2 (hull)
- All snø borte
- I området høyre side stokkdam 2 mye vann i skråning (leire også tydelig (*silt*))
- Mye finkorna sedimenter foran stokkdammer
- Måtte skrive på tall på nytt – vaska bort (lagde kart!)
- HUSK: mål foran stenger!

6.4 Sekundære data

6.4.1. Data fra Se Norge

De sekundære dataene ble hentet inn fra Se Norge i løpet av høsten 2016. Det var to formål med innhenting av disse dataene. Det ene var å finne ut hvordan parametere som temperatur, nedbør, snødybde, teledybde og overflateavrenning varierte i løpet av den 286 dager lange feltperioden. Se Norge opererer med følgende definisjoner på disse parameterne:

- Temperatur defineres som midlere temperatur i løpet av 24 timer. Nedbør inkluderer både regn og snø, Begge beregnes ved hjelp av romlig interpolasjon av punktobservasjoner (Engeset, 2016).
- Snødybde defineres som den totale dybden til snøpakken. Nedbør blir regnet med i denne snøpakken, dersom lufttemperaturen er lavere enn en definert terskelverdi (ikke oppgitt). Snødybden beregnes ut fra den simulerte vannekvivalenten og tettheten til snøen, og komprimering av snøpakken under ulike værforhold blir også tatt med i simuleringen av snødybde (Engeset, 2016)
- Teledybde beregnes ved å bruke HBV-modellen (utviklet ved Svenska Meteorologiska och Hydrologiska Institiut av Bergström, 1976, via NVE, 2015a), en modell hvis oppbygning er basert på en forenklet matematisk fremstilling av hydrologiske elementer og tilknyttede prosesser som skjer i naturen. På sett og vis er det en avansert beregning av vannbalansen. De tre hovedkomponentene i modellen er snø, markvannssonen og overflateavrenning (NVE, 2015a).
- Avrenning defineres som nedbør minus fordamping og endring i vannmengde lagret i jord/snø dagen før, og oppgis som gjennomsnittlig overflateavrenning i løpet av et døgn. Også her blir HBV-modellen lagt til grunn (NVE, 2015a). For øvrig skiller oppgaven mellom begrepene avrenning og overflateavrenning, og det er altså overflateavrenning som er i fokus

Det andre formålet var å finne ut hvordan disse parameterne ‘oppførte seg’ på en større skala, for å se om vi kunne identifisere noen klimaendringer, eller indikasjoner på klimaendringer i området. Vi tok utgangspunkt i en normalperiode på 30 år, som varer fra 01.01.1960-31.12.1989, og sammenlignet gjennomsnittsverdier i denne perioden med gjennomsnittsverdiene i de enkelte årene, fra 1960 til og med 2017. Dermed kunne vi finne ut hvordan det var før denne feltperioden, og ikke minst hvordan det kanskje vil være i fremtiden, basert på de trendene eller mønstrene vi eventuelt finner ved å oppskalere. Internasjonalt skal disse normalperiodene vare fra for eksempel 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990 og 1991-2021. Disse standardperiodene blir imidlertid ikke brukt i denne oppgaven.

Grunnen til at vi opererer med 30-årsperioder når vi undersøker klimaendringer, er for øvrig at dette er en lengde som oppfyller kravet om at det skal ha gått så lang tid som mulig for at tilfeldige variasjoner er utjevnet, samtidig som den er kort nok til å fange opp endringer i middelveidier. For visse parametere, for eksempel månedlige nedbørsmengder, kan 30 år være for lite. I tillegg kan en forandring fra den ene til den neste perioden på 30 år inneholde tilfeldige avvik. (Harstveit, 2009)

Dataene som gjelder for feltperioden, deles inn i de samme fire periodene som erosjonsmåleperiodene består av, og kalles feltperiode 1, feltperiode 2, feltperiode 3 og feltperiode 4. Der det er hensiktsmessig vil for øvrig feltperiode 2-4 bli slått sammen. Det bør nevnes at dataene som er lastet ned ikke nødvendigvis representerer forholdene i Engan helt nøyaktig, men de er dannet med utgangspunkt i målestasjoner i området.

Bakgrunnen for valget av parameterne temperatur, nedbør, snødybde, teledybde og overflateavrenning, er at dette er parametere som på ulike måter er med på å påvirke erosjonsaktiviteten i en skråning. Temperatur er en overordnet faktor som blant annet påvirker om nedbøren som faller, kommer som snø eller regn, hvor lenge snøen blir liggende, samt hvor ofte den eventuelt smelter bort helt eller delvis på vinteren. I tillegg styrer den utviklingen av teledybden. Temperatur påvirker også hvor mye vann som går til overflateavrenning, blant annet ved at høye temperaturer kan føre til at vann på bakken fordampes.

Nedbør har delvis en mer direkte innvirkning på erosjonsprosesser, fordi det er en faktor som fører til overflateavrenning. Nedbør som faller som snø vil også bli til overflateavrenning når snøen smelter. Snødybden har altså betydning for erosjonsaktivitet av nettopp denne grunnen, fordi mengden snø er med på å avgjøre hvor stort overflateavrenningsnivået er på våren, og eventuelt på vinteren. Teledybde er med på å påvirke erosjonen på en indirekte måte, ved at den er med på å kontrollere overflateavrenningen. Overflateavrenning er den parameteren som kanskje har størst direkte innvirkning på erosjonsaktiviteten i en skråning, men det er også den parameteren som er avhengig av flest andre parametere.

6.4.2. LiDAR-data

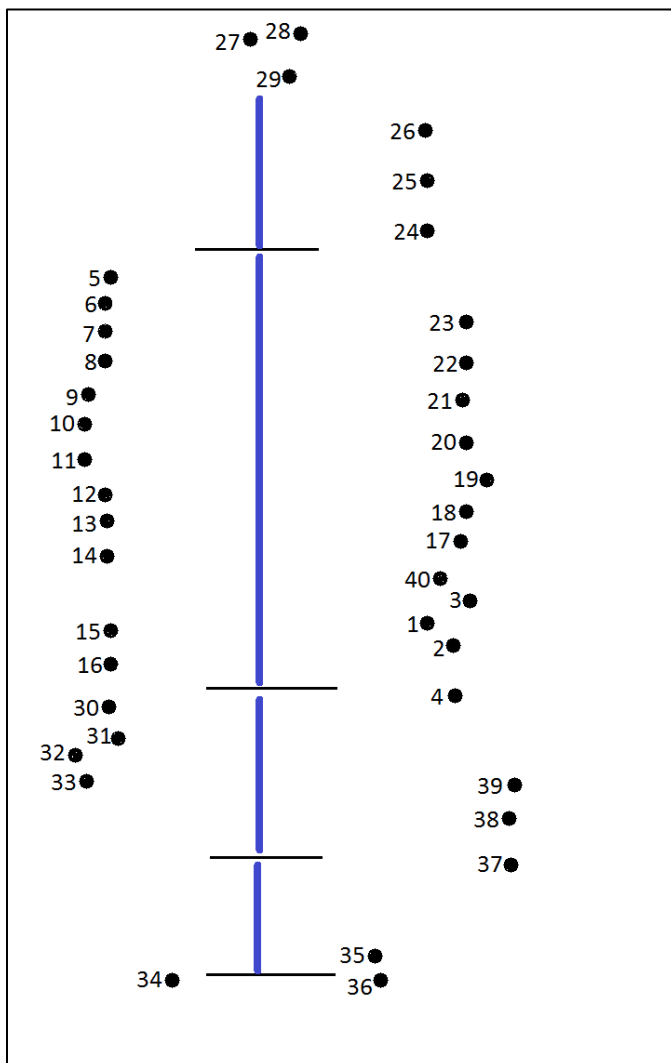
Som et supplement til oppgaven, ble det også lastet ned LiDAR-data fra Kartverkets nettløsning 'Høydedata.no' (Kartverket (i.d.), via Tafjord, 2017). LiDAR står for Light Detection and Ranging, og er kort fortalt en form for fjernmålingsteknikk der man bruker lyset fra en laser til å måle avstander på jordoverflaten (NOAA, 2017). Disse dataene ble så behandlet i QGIS, og fordi dette ikke var et GIS-program undertegnede var kjent med fra før, ble resultatet relativt enkelt (figur 50). Formålet er å benytte denne terrengmodellen (figur 50 og 51) som en del av diskusjonen rundt ravinens opprinnelse.

7. RESULTATER

I dette kapittelet vil data fra erosjonsmålingene bli presentert og beskrevet først (Tabell 1). Deretter kommer en del med sekundære data som er basert på data fra Se Norge (Tabell 2-9) i perioden 17. november 2015 til 29. august 2016, som skal beskrive forholdene i Engan under feltperioden. Så følger en klimadel, der vi oppskalerer dataene fra Se Norge, og ser på hvordan forholdene har vært, og endret seg i området siden 1960 og frem til i dag (2016). Tabellen med døgnerverdiene disse dataene er basert på vil ikke være vedlagt, da den inneholder døgndata for både temperatur, nedbør, avrenning og snødybde de siste 56 årene, og derfor blir alt for stor. Isteden vil tabellene med gjennomsnittsverdier for sesongene hvert år (figur 36-49) ligge vedlagt (tabell 10-22). Til slutt ser vi nærmere på terrengmodellen som er utledet fra LiDAR-dataene (Statens kartverk (i.d.), via Tafjord, 2017)

7.1 Erosjonsmålinger

En av metodene som ble tatt i bruk for å besvare det første forskningsspørsmålet i denne oppgaven, var bruken av gjengede metallstenger for å måle den eventuelle erosjonsaktiviteten i ravinen. Se for øvrig kapittel 6.1, for en redegjørelse av denne metoden. De ulike metallstengene blir referert til som punkter eller målepunkter, det vil si at vi for eksempel kaller metallstang nummer 5 for ‘punkt 5’. Disse resultatene skal bidra til å belyse hvorvidt det foregår erosjon i Engan, og hvordan den eventuelle erosjonsaktiviteten varierer i tid og rom.

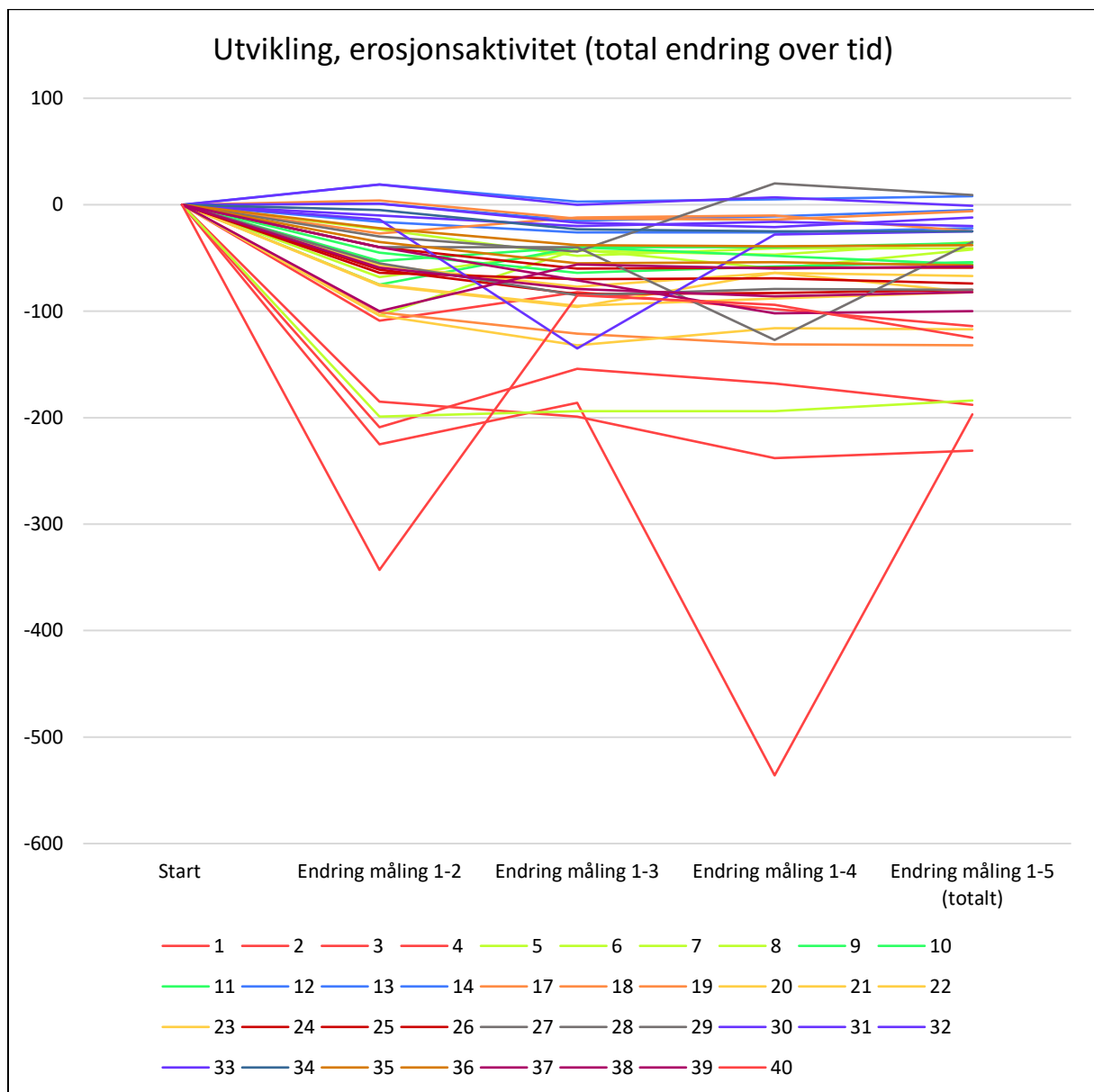


Figur 15: Svært forenklet og skjematisk oversiktskart over punktenes omtrentlige plassering i ravinen. Punkt 15 og 16 ekskluderes fra oppgaven, da det ikke ble målt her ved måling 3 (Økland, 2015)

Hovedårsaken til at ikke hvert enkelt målepunkt i grafene (figur 15 og 16) har blitt tillagt separate farger, er at det ikke er et mål at leseren skal kunne skille tydelig mellom hvert enkelt punkt. Snarere er målet med disse grafene å vise den sammensatte helheten.

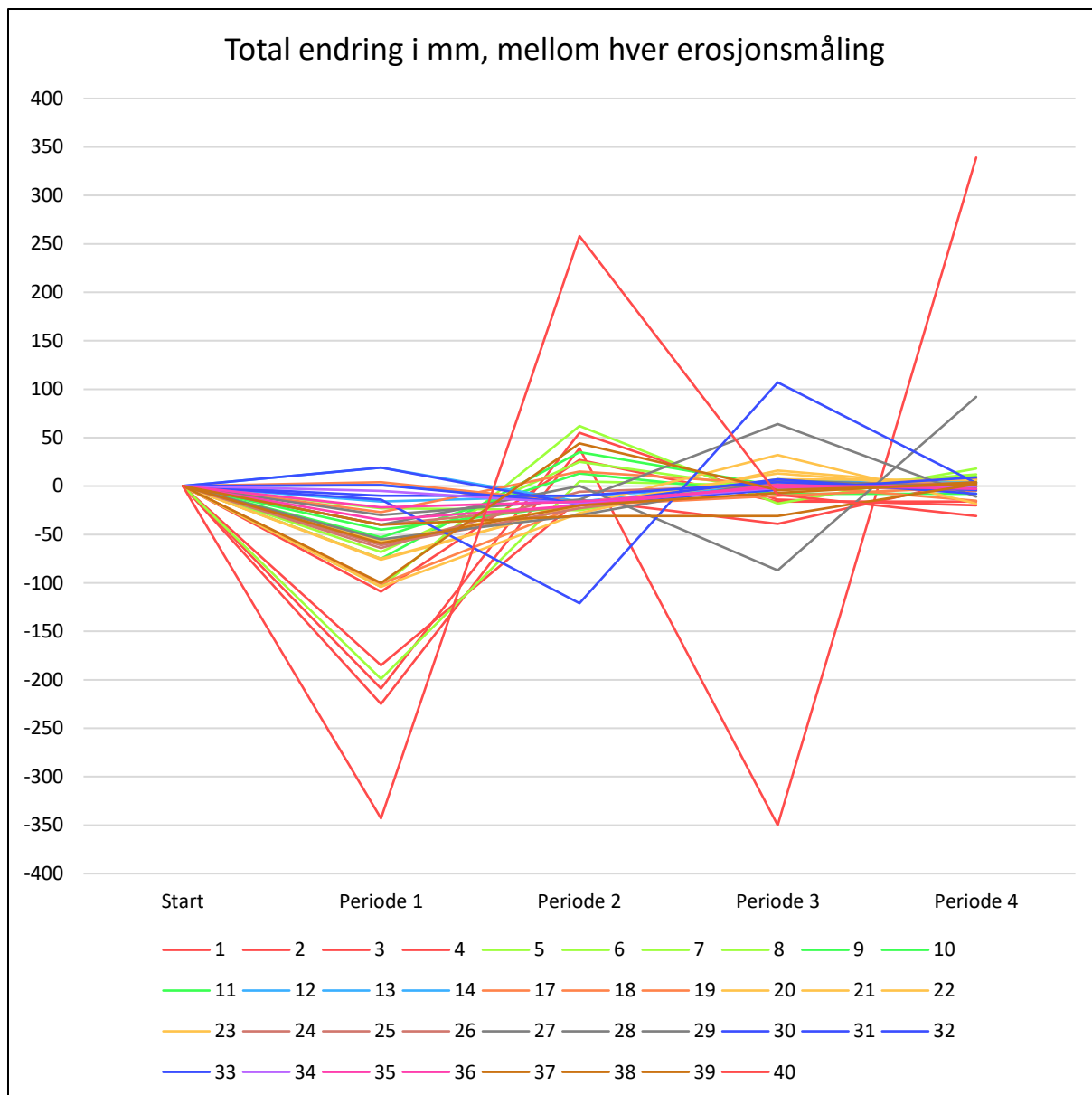
Det som imidlertid er gjort i figur 16 og 17, er at punktene er delt inn i fargekodede grupper basert på deres plassering i ravinen. Det er gjort et forsøk på å gi punktene på høyre side farger som er varme, mens punktene på venstre side har fått kalde farger. Fargene vil for øvrig variere noe mellom de to grafene, da de ikke ble lagd samtidig.

Et element som gjorde tolkningen av disse resultatene mer komplisert, var frostheving, og den påfølgende settingen. Se kapittel 6.1.2.1 for en utgreiing av denne problemstillingen, og hvordan det ble forsøkt løst.



Figur 16: Viser hvordan erosjonsaktiviteten har endret seg over tid. Basert på de totale differansene mellom målingene, fremfor den daglige masseforflytningen (Økland, 2017)

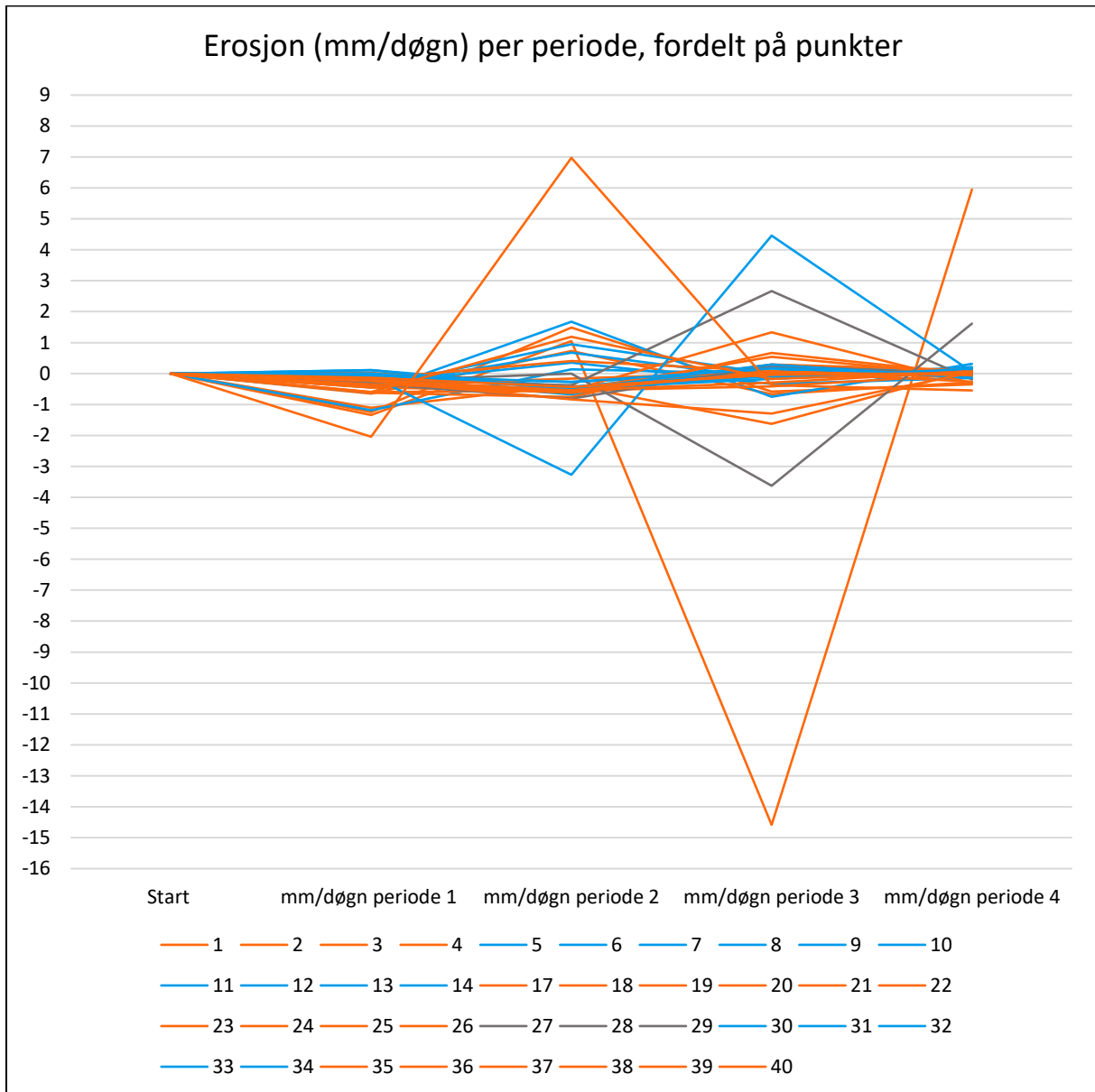
På figur 16 ser vi hvordan erosjonsaktiviteten i ravinen har endret seg over tid. Det første segmentet (mellom Start og Endring måling 1-2), viser den totale masseforflytningen for hvert enkelt punkt mellom første måling (17.11.2015) og andre måling (03.05.2016). Andre segment viser den totale masseforflytningen mellom måling 1 og 3 (09.06.2016), tredje segment viser den totale masseforflytningen mellom måling 1 og 4 (03.07.2016), og fjerde segment viser den totale masseforflytningen mellom måling 1 og 5 (29.08.2016). Dette fjerde og siste segmentet viser altså den totale masseforflytningen for hele feltperioden. Jo lenger unna 0-linjen de enkelte linjene er her, desto større har den totale masseforflytningen vært. Hos linjene som ender opp under 0-linjen kan vi da snakke om erosjon, mens vi har akkumulasjon hos linjene som ender opp over 0-linjen. Figuren viser at majoriteten av linjene ender opp med en verdi under 0, noe som indikerer at det foregår erosjon i Engan.



Figur 17: Total avstandsending for hvert punkt mellom de fem målingene (Økland, 2017)

Figur 17 viser hvor mye avstanden fra bakken hvert målepunkt opp til toppen av punktet har endret seg fra den ene målingen til den andre. Her er det altså snakk om den faktiske målte avstanden, og ikke den beregnede erosjonsraten. I likhet med figur 16, som viser utviklingen over tid, er også punktene i denne figuren gruppert etter plasseringen de har i feltområdet. Som hos de andre figurene i denne delen, ser vi at det er punktene 1, 2, 3, 4 og 40, og da kanskje særlig 4 og 40, som skiller seg ut (figur 19). På venstre side av ravinen, er det de mørkeblå punktene som ser ut til å utmerke seg, særlig punkt 30. Dette kan til en viss grad skyldes at fargen stikker seg frem. Punktene i den lysegrønne gruppen (5-8), ser ut til å følge et noenlunde likt mønster, men det er vanskelig å se utviklingen mellom periode 3 og 4, fordi linjene ligger tett.

Mellom måling 1 og 2 (periode 1) ser det ut til at avstanden fra bakken og opp til toppen av punktet har økt for alle punktene, med unntak av et par stykker. Mellom måling 2 og 3 (periode 2), og måling 3 og 4 (periode 3), har vi både økende og minkende avstander. Mellom måling 4 og 5 (periode 4), ser det ut til at avstandene har økt for de aller fleste punktene, men også minket for noen. Det er for øvrig også her vi finner de minste endringene, sammenlignet med de andre tre periodene.



Figur 18: Erosjonsrater (mm/døgn) for hver enkelt periode. Fargekodet etter skråningsside (Økland, 2017)

På denne grafen kan vi se hvordan erosjonsratene for de enkelte punktene, varierer mellom de ulike periodene. Her har vi kun gruppert punktene basert på hvilken skråningsside de befinner seg i, slik at det skal være lettere å se om de to skråningssidene skiller seg fra hverandre på noen måte. Punktene på høyre side har fått en oransje farge, punktene på venstre side har fått en blå farge, og punktene øverst i ravinen er grå.

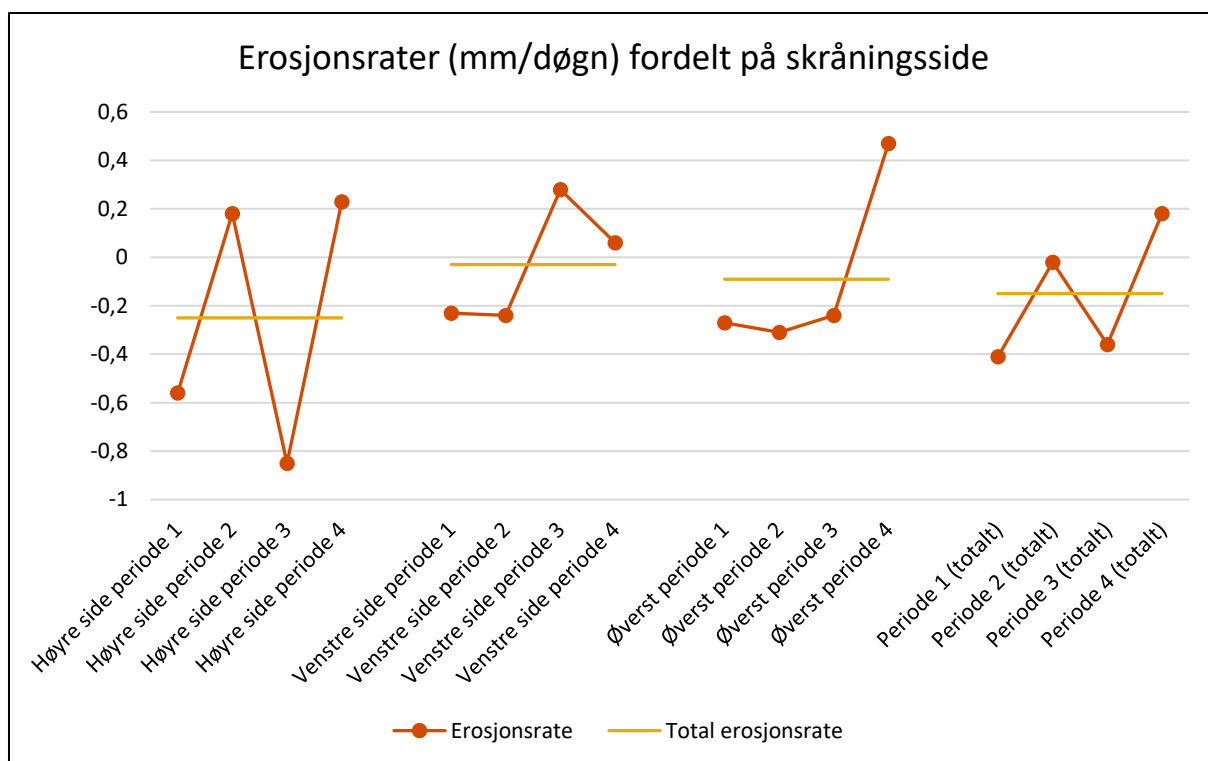
Vi ser for eksempel at variasjonene er størst i periode 3, mens periode 2 følger like bak. Minst variasjoner i erosjonsaktiviteten finner vi i periode 1 og 4. En svakhet med denne grafen er imidlertid at det er like lang avstand mellom de enkelte periodene, til tross for at den i virkeligheten er svært variabel. Derfor kan vi bli lurt av linjenes stigning mellom to punkter. Vi ser en tendens i figuren til at det er større variasjoner i høyre skråningsside, enn det er i venstre skråningsside.



Figur 19: Punkter, høyre skråningsside (punkt 40, 3, 1, 2 og 4 er merket av med hvite felter), Økland, 03.05.2016



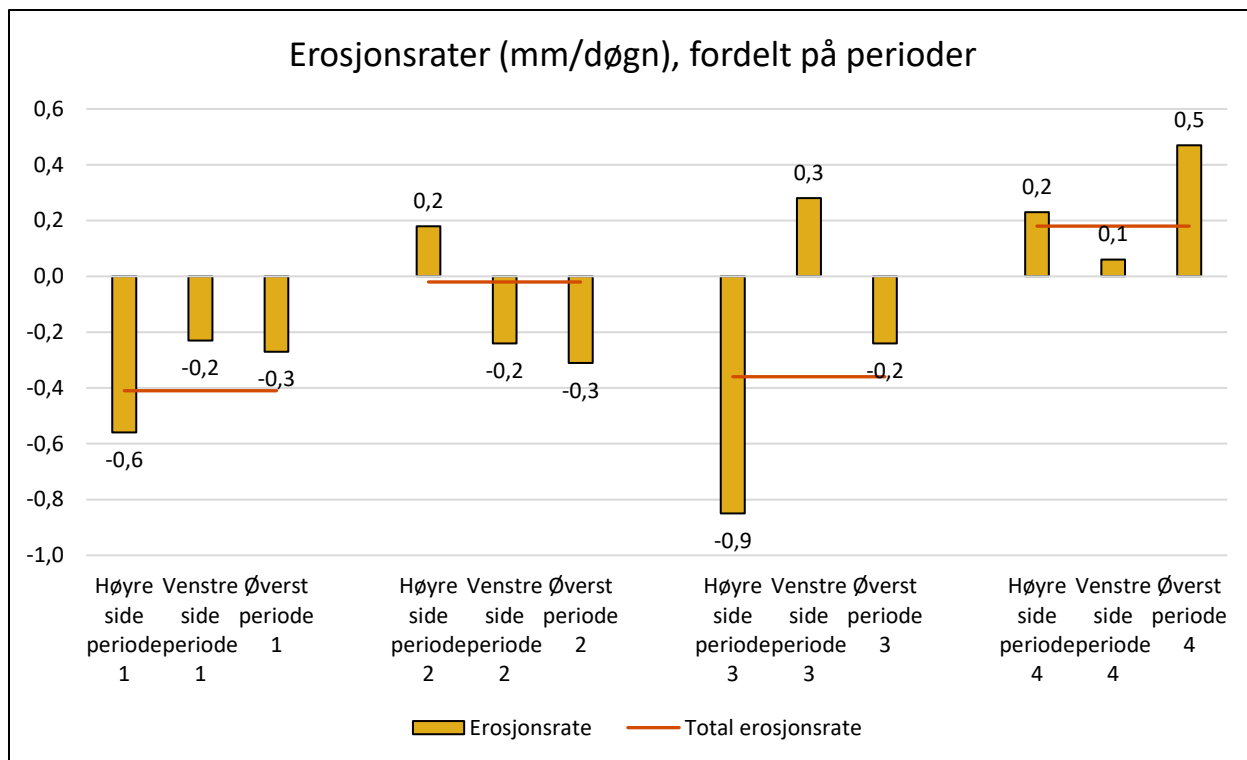
Figur 20: Punkter, venstre skråningside (Økland, 03.05.2016)



Figur 21: Variasjoner i erosjons- og akkumulasjonsrater, fordelt på skråningsside (Økland, 2017)

Denne figuren (figur 21) viser de gjennomsnittlige erosjonsratene for henholdsvis høyre skråningsside, venstre skråningsside, og øverst i ravinen. Vi ser at det i snitt har blitt fjernet mer masse enn det er tilført i høyre skråningsside i periode 1 og 3, mens vi har akkumulasjon i periode 2 og 4. På høyre side er det høyest aktivitet i periode 3, og nest høyest aktivitet i periode 1. Periode 2 er den minst aktive perioden.

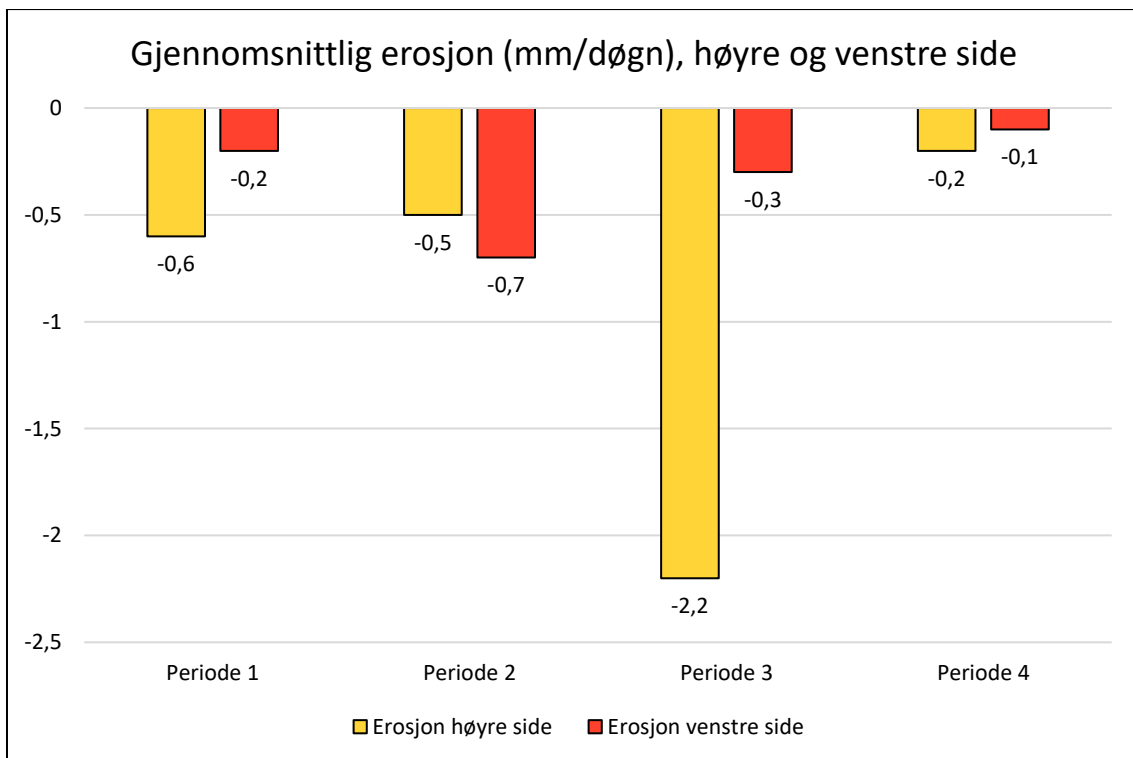
For venstre skråningsside, er det periode 3 som har høyest rate, mens erosjonsraten (-x mm/døgn) er høyest i periode 2. For de tre punktene øverst i ravinen, ser vi at periode 4 skiller seg drastisk fra periode 1-3. Ut fra denne grafen, kan vi ikke se noe mønster i erosjonsratene mellom de ulike skråningssidene. For øvrig ser erosjonsraten ut til å være høyest på høyre side, og totalt ser det ut til at den totale erosjonsraten er høyest i periode 1. Deretter følger periode 3, så periode 2 og deretter periode 4.



Figur 22: Variasjoner i erosjons- og akkumulasjonsrater, fordelt på perioder (Økland, 2017)

Mens figur 21 viser de gjennomsnittlige erosjonsratene for hver periode gruppert etter skråningsside, viser denne figuren (figur 22) de gjennomsnittlige erosjonsratene for hver skråningsside, delt inn etter perioder. I likhet med figuren over, er dette en svært forenklet figur, som ikke tar høyde for de mange variasjonene som eksisterer innad i hver periode, eller i hver skråningsside. Den gir oss allikevel et bilde som beskriver de store linjene. Vi ser for eksempel at erosjonsraten i periode 1 er høyest på høyre side, og lavest på venstre side, mens den i periode 2 er høyest øverst. I periode 3 er erosjonsraten desidert høyest på høyre side, og dette er også den høyeste erosjonsraten totalt sett. For periode 1 og 3 er altså erosjonsraten høyest for punktene på høyre side, mens den er høyest for punktene øverst i ravinen i periode 2. Det er for øvrig også høyest rate øverst i ravinen i periode 4, men her har alle punktene positive rater, altså kan vi snakke om akkumulasjon. Ulempen med disse to figurene (21 og 22), er imidlertid at de tar utgangspunkt i det totale gjennomsnittet for hver skråningsside i de ulike periodene. Det betyr at vi kan miste informasjon. La oss for eksempel si at vi har en skråning der vi har målt masseforflytningen ved ti punkter. Hos punkt 1-5 har vi en gjennomsnittlig erosjonsrate på $-0,5$ mm/døgn og hos punkt 6-10 har vi en gjennomsnittlig akkumulasjonsrate på $+0,5$ mm/døgn. Den totale erosjonsraten for de ti punktene blir da 0 mm/døgn. Dette vil ikke være en god representasjon av aktiviteten i denne skråningen. Men, det fungerer når vi skal se på de store linjene.

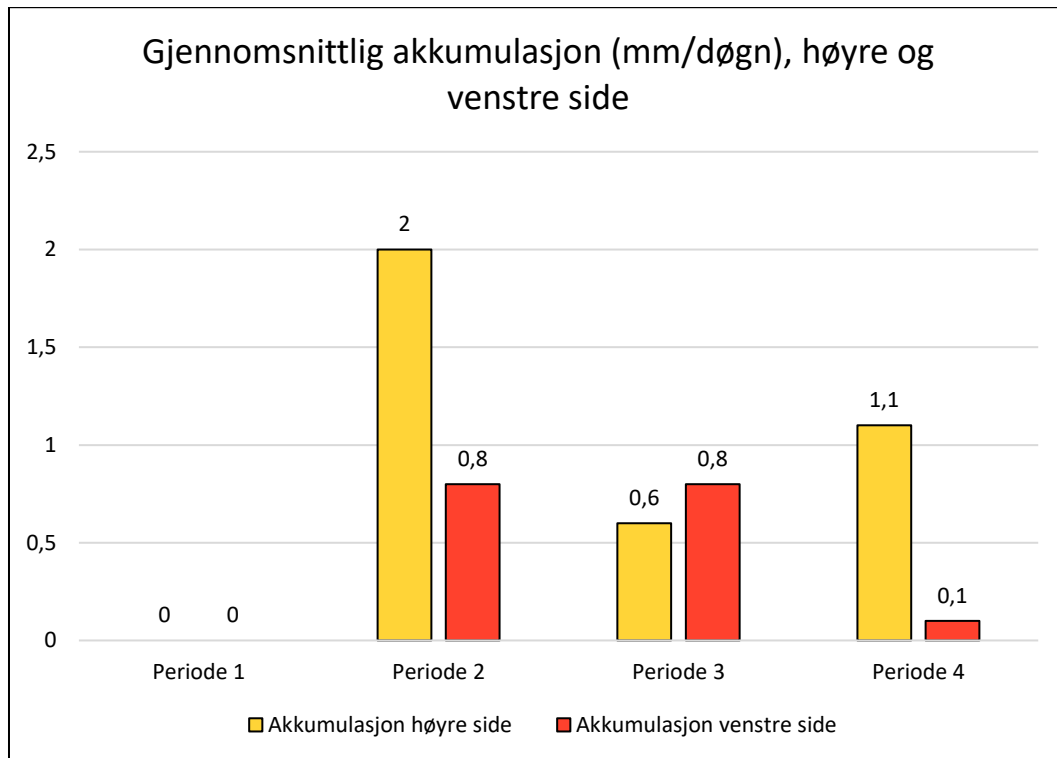
For å få et enda bedre bilde av hvordan aktiviteten i høyre og venstre skråningsside skiller seg fra hverandre, har vi beregnet de gjennomsnittlige erosjons- og akkumulasjonsrate for punktene i de to skråningssidene. For å finne den gjennomsnittlige erosjonsraten for høyre skråningsside, har vi tatt gjennomsnittet av de punktene på høyre side som har erosjonsrate (altså $-x$ mm/døgn), for hver enkelt periode. Den samme prosessen er så gjentatt for venstre skråningsside. For å finne den gjennomsnittlige akkumulasjonsraten for de to skråningssidene, er samme prinsipp benyttet, men her har vi altså sett på hvilke punkter som har en positiv rate ($+x$ mm/døgn)



Figur 23: Gjennomsnittlige erosjonsrater for høyre og venstre skråningsside, per periode (Økland, 2017)

På figur 23 ser vi at de gjennomsnittlige erosjonsratene for høyre og venstre skråningsside varierer, både innad i, og mellom periodene. I periode 1 ser vi at erosjonsraten på høyre side er tre ganger høyere enn erosjonsraten i venstre skråningsside. I periode 2 er det høyest aktivitet i venstre skråningsside, men erosjonsratene er relativt like for de to skråningssidene. Det er også i denne perioden venstre skråningsside har høyest erosjonsrate. I periode 3 har vi den største differansen mellom de to skråningssidene. I tillegg er dette perioden da høyre skråningsside har den høyeste erosjonsraten. Periode 4 er perioden da begge skråningssidene har den laveste erosjonsraten. En av hovedgrunnene til at erosjonsratene i periode 3 er så høye i høyre skråningsside, er punkt 4, som har en antatt erosjonsrate på nærmere 1,5 cm/døgn.

Det er altså viktig å huske på at disse gjennomsnittlige erosjonsratene ikke betyr at det er høyere erosjon i høyre skråningsside totalt sett, både fordi vi arbeider med ganske få punkter, men også fordi et eller noen få av disse punktene kan ha svært høye verdier som påvirker resten av punktene, for eksempel punkt 4 i periode 3.



Figur 24: Gjennomsnittlige akkumulasjonsrater, høyre og venstre skråningsside, periode 1-4 (Økland, 2017)

Figur 24 viser hvordan den gjennomsnittlige akkumulasjonsraten har endret seg fra periode til periode, og hos høyre- og venstre skråningsside. Det er ikke registrert noen punkter med akkumulasjon i periode 1. I periode 2 er akkumulasjonsraten i høyre skråningsside over dobbelt så høy som i venstre skråningsside, som har like høy akkumulasjonsrate i periode 2 og 3. Det er også i periode 2 at vi har den høyeste målte akkumulasjonsraten for høyre skråningsside. I periode 3 er imidlertid akkumulasjonsraten høyest i venstre skråningsside, men her er det også minst differanse mellom de to sidene. I periode 4 har vi den største differansen. Her er akkumulasjonsraten i høyre skråningsside ti ganger så høy som i venstre skråningsside.

7.1.2 Erosjonsaktiviteten i de ulike periodene

Opplysningene i denne delen er basert på tabell 1 i vedlegget.

7.1.2.1 PERIODE 1

I periode 1, som varer i 168 dager, fra 17. november 2015 til 03. mai 2016, er det målt erosjon hos alle punktene, med unntak av fire. De fire punktene er punkt nummer 13, 19, 31 og 34. Disse fire punktene har alle en rate på 0,00 mm/døgn. Totalt er den gjennomsnittlige erosjonsraten i periode 1 på -0,4 mm/døgn. Erosjonsraten hos punktene på høyre side er på -0,6 mm/døgn, og på venstre side ligger erosjonsraten på -0,2 mm/døgn, per punkt. Blant de 38 punktene, er det kun punkt 40 som har en erosjonsrate på -2,0 mm/døgn eller mer. I tillegg er det fire punkter som har en erosjonsrate på over 1,0 mm/døgn. Det gjelder punktene 2, 3, 4 og 8. Punktene 2, 3, 4 og 40 befinner seg i nærheten av hverandre, i høyre skråningsside, ved stokkdam 2, mens punkt 8 befinner seg på venstre skråningsside, et stykke høyere opp i skråningssiden. Dersom vi legger sammen de totale differansene mellom måling 1 og 2 (inkludert en tidligere diskutert frostheving på 20 mm, som er lagt til måling 2), viser dette at det totalt ble erodert vekk 2625 mm med løsmasser i løpet av de 168 dagene periode 1 varer. Det tilsvarer et gjennomsnitt på totalt 15,6 mm løsmasser per døgn.

7.1.2.2 PERIODE 2

I periode 2, som varer i 37 dager, fra 04. mai til 09. juni 2016, har vi målt erosjon hos 26 av de 38 punktene, og akkumulasjon hos 11 av 38 punkter. I tillegg har vi et punkt der det ikke er registrert endring mellom måling 2 og 3. De 25 punktene vi har registrert erosjon hos, er punktene 2, 6, 9, 12-14, 17, 19, 21-28, 30-36, 38 og 39. Av disse befinner tretten punkter seg i høyre skråningsside, og ti befinner seg i venstre skråningsside. De to siste, punkt 27 og 28, står øverst i ravinen. Punktene vi har registrert akkumulasjon hos, er henholdsvis punkt 1, 3-5, 7, 8, 10, 11, 18, 37 og 40. Den gjennomsnittlige erosjonsraten og akkumulasjonsraten til de tretten og ti punktene er henholdsvis -0,6 og +1,4 mm/døgn. Erosjonsraten og akkumulasjonsraten for punktene på høyre side er henholdsvis -0,5 mm/døgn og +2,0 mm/døgn, og på venstre side er den tilsvarende -0,7 mm/døgn og +0,8 mm/døgn.

I periode 2 er det igjen punkt 40 som har høyest registrert aktivitet, med en akkumulasjonsrate på +7,0 mm/døgn. I tillegg er det fire punkter, punktene 3, 4, 5 og 37, som har en akkumulasjonsrate på over + 1,0 mm/døgn. Hos punktene med registrert erosjonsrate, er det kun punkt 30 som har en gjennomsnittlig erosjonsrate på over -1,0 mm/døgn, med -3,3 mm/døgn. Totalt, dersom vi legger sammen alle de positive differansene mellom måling 2 og 3, har det blitt akkumulert 578 mm med løsmasser i løpet av periode 2. Det tilsvarer en daglig total akkumulasjonsrate på + 15,6 mm/døgn. Dersom vi legger sammen de negative differansene, viser disse at det har blitt erodert vekk totalt -591 mm løsmasser i løpet av de 37 dagene, eller totalt -16 mm/døgn. Legger vi sammen differansen mellom alle punktene, mellom måling 2 og 3, får vi totalt -13 mm. Det betyr at det ble erodert mer løsmasser enn det ble akkumulert i periode 2.

7.1.2.3 PERIODE 3

I løpet av periode 3, som varer fra 10. juni til 03. juli 2016, eller i 24 dager, er det registrert erosjon hos 15 av 38 punkter, mens det har blitt registrert akkumulasjon hos 14 av 38 punkter. Det er ikke registrert aktivitet hos de resterende ni punktene. Punktene vi har målt erosjon hos er punkt 1, 2, 3, 4, 17, 37, 38, 39 og 40 på høyre side, og punktene 5, 7, 10, 31 og 34 på venstre side, samt punkt 29 øverst i ravinen. Den totale erosjonsraten for disse punktene er på -1,7 mm/døgn, henholdsvis -2,2 mm/døgn på høyre side og -0,3 mm/døgn på venstre side. Akkumulasjon er registrert hos punktene 18 og 20-23 på høyre side, og 6, 9, 13, 14, 30, 32 og 33 på venstre side, i tillegg til punkt 27 og 28 øverst i ravinen. Den totale akkumulasjonsraten for disse 14 punktene er på + 0,8 mm/døgn. For de fem punktene på høyre side ligger akkumulasjonsraten på + 0,6 mm/døgn, mens akkumulasjonsraten for de sju punktene på venstre side er på +0,8 mm/døgn.

Det er punkt 4 som har den høyest målte aktiviteten i periode 3, med en erosjonsrate på -14,6 mm/døgn. Denne erosjonsraten vil bli diskutert nærmere senere. Deretter følger punkt 29, som har en erosjonsrate på -3,6 mm/døgn. Det er, i tillegg til disse to, to punkter som har en erosjonsrate på over -1,0 mm/døgn, nemlig punkt 2 og 39. Den høyest målte aktiviteten hos punktene med registrert akkumulasjon finner vi hos punkt 30, med + 4,5 mm/døgn. I tillegg har punkt 20 og 28 akkumulasjonsrater på over + 1,0 mm/døgn.

Totalt har det i løpet av periode 3 blitt erodert vekk, og akkumulert henholdsvis -601 og +281 mm med løsmasser fra og til punktene i ravinen, eller totalt - 25 mm og + 11,7 mm per dag.

7.1.2.4 PERIODE 4

Periode 4 varer i 58 dager, fra 04. juli til 29. august 2016, og i løpet av denne perioden er det registrert erosjon hos 12 av de 38 punktene, mens det er registrert akkumulasjon hos 17 av 38 punkter. Det er ikke registrert endring hos de resterende 9 punktene. Erosjonsraten for de 12 punktene ligger på -0,2 mm/døgn, og henholdsvis -0,2 og -0,1 mm/døgn for punktene på høyre og venstre skråningsside. Den totale akkumulasjonsraten til de 17 punktene er på + 0,5 mm/døgn, og henholdsvis + 1,1 mm/døgn på høyre side og + 0,1 mm/døgn på venstre side. Det er målt erosjon hos punktene 1, 3, 18, 20, 22, 26, 36 og 40 på høyre side og 10, 32 og 36 på venstre side, i tillegg til punkt 28 øverst i ravinen. Hos punktene 2, 4, 19, 23, 25 og 38 på høyre side, og punkt nummer 5, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 14, 30 og 31 på venstre side, i tillegg til punkt 29 øverst i ravinen, er det målt akkumulasjon. Det er ikke registrert endring hos punkt 17, 21, 24, 35, 37 og 39 på høyre skråningsside, punkt 6 og 34 på venstre side, eller hos punkt 27 øverst i ravinen.

Den høyest målte aktiviteten i periode 4 er på +5,9 mm/døgn, og er registrert hos punkt 4. Ellers er det kun registrert aktivitet over +1,0 mm/døgn hos punkt 29. Det er ikke registrert erosjonsrater over -0,5 mm/døgn i løpet av periode 4.

Totalt har det blitt erodert vekk -145 mm med løsmasser i løpet av periode 4, fra de 12 nevnte punktene, mens det har blitt akkumulert 537 mm med løsmasser hos punktene der en positiv endring har blitt registrert. Daglig har det altså blitt erodert vekk totalt 2,5 mm og akkumulert 9,4 mm med løsmasser per døgn.

7.1.3 Oppsummering

Årsakene til at erosjonsratene og akkumulasjonsratene ser ut til å variere hos de to skråningssidene, og fra periode til periode, er nok i stor grad at vi har enkelte punkter som skiller seg veldig fra de andre. I tillegg er prøven såpass liten, med kun 38 punkter, noe som gjør at de enkelte punktene som skiller seg ut, påvirker totalen i større grad enn det som hadde vært tilfellet med for eksempel 100 eller 200 punkter. Denne prøven er derfor alene ikke tilstrekkelig til å si at det er høyere aktivitet i høyre skråningsside, enn i venstre skråningsside. I tillegg er dette basert på punkt-målinger, som er spredt rundt i ravinen, og det vil derfor ikke gi oss et bilde av de generelle erosjonsratene i de to skråningssidene.

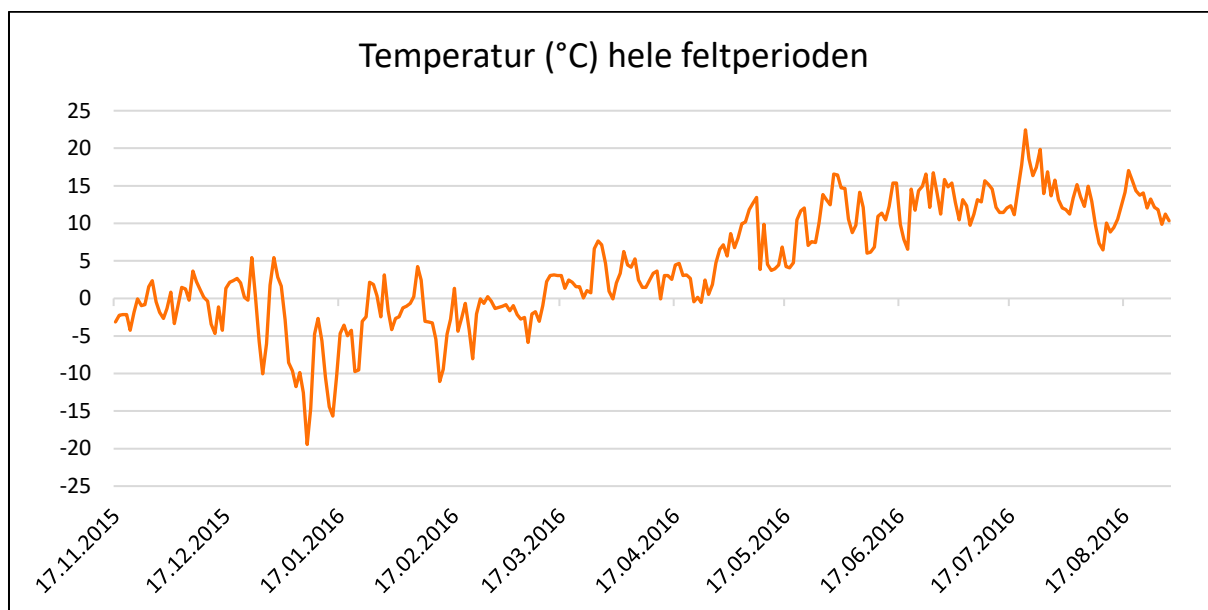
7.2 Sekundære data fra Se Norge:

7.2.1 Feltperioden

De følgende figurene og grafene har som mål å illustrere hvordan de værmessige forholdene var i Engan og omegn i løpet av hele feltperioden. Det er viktig å understreke at dataene fra Se Norge er basert på interpolerte punktobservasjoner, og at de ulike parameterne derfor kan fortone seg annerledes i selve feltområdet. Grafene i denne delen er basert på tabell 2-9 i vedlegget. Selve tabellene og de tilhørende figurene er lagd av undertegnede, men dataene de er basert på, er lastet ned fra Se Norge.

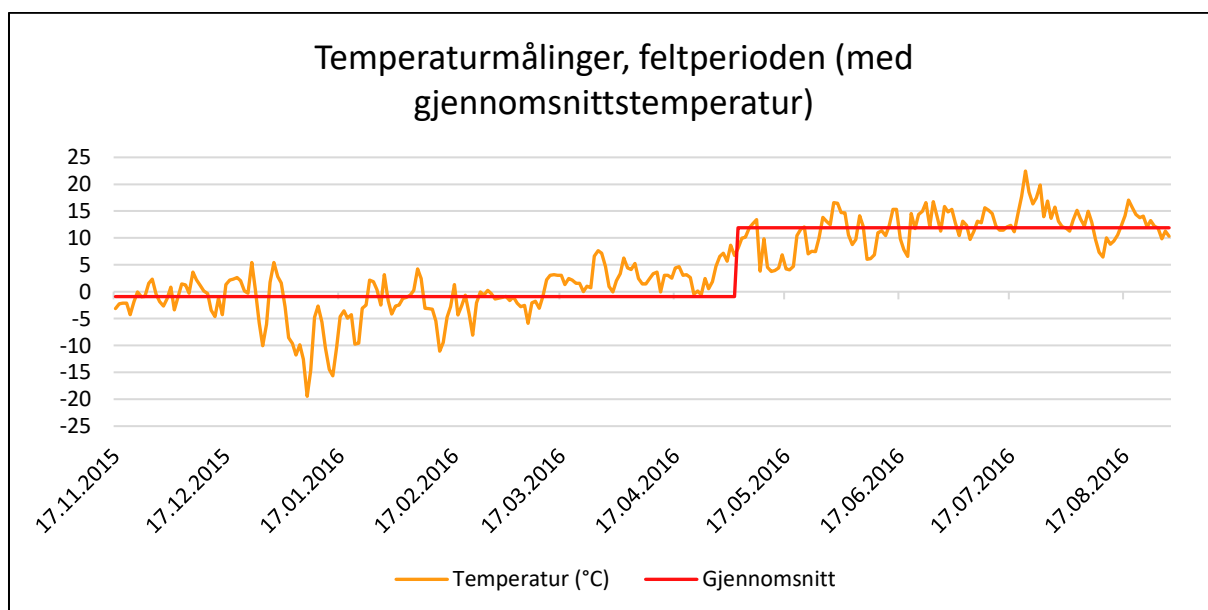
Feltperiode 2, 3 og 4 har ved noen tilfeller blitt slått sammen, fordi det var hensiktsmessig. For det første, er varigheten på de fire periodene svært ulik. Periode 1 varer i 168 dager, periode 2 varer i 37 dager, periode 3 varer i 24 dager, og periode 4 varer i 57 dager. Dersom vi legger sammen periode 2-4, får vi istedenfor en periode som varer i 118 dager. Den andre grunnen til at vi legger sammen de tre siste periodene til én periode, er at egenskapene i disse tre periodene er ganske homogene, selv om det selvfølgelig er en del indre variasjoner. Den nye inndelingen gjør at periode 1 består av hele vintersesongen og store deler av vårsesongen, mens periode 2 består av siste del av vårsesongen og hele sommersesongen. Ved å dele inn i to hovedperioder, kan vi lettere se hvordan de skiller seg fra hverandre. Når vi ser på erosjonsmålingene (kapittel 7.1) er det imidlertid interessant å jobbe med fire perioder, fordi det viser hvordan erosjonsaktiviteten varierer, også i løpet av våren og sommeren. For at det skal bli lettere å se de enkelte variasjonene, blir grafene først presentert uten gjennomsnittsverdiene.

7.2.1.1 TEMPERATUR



Figur 25: Døgnerverdier temperatur, for hele feltperioden (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

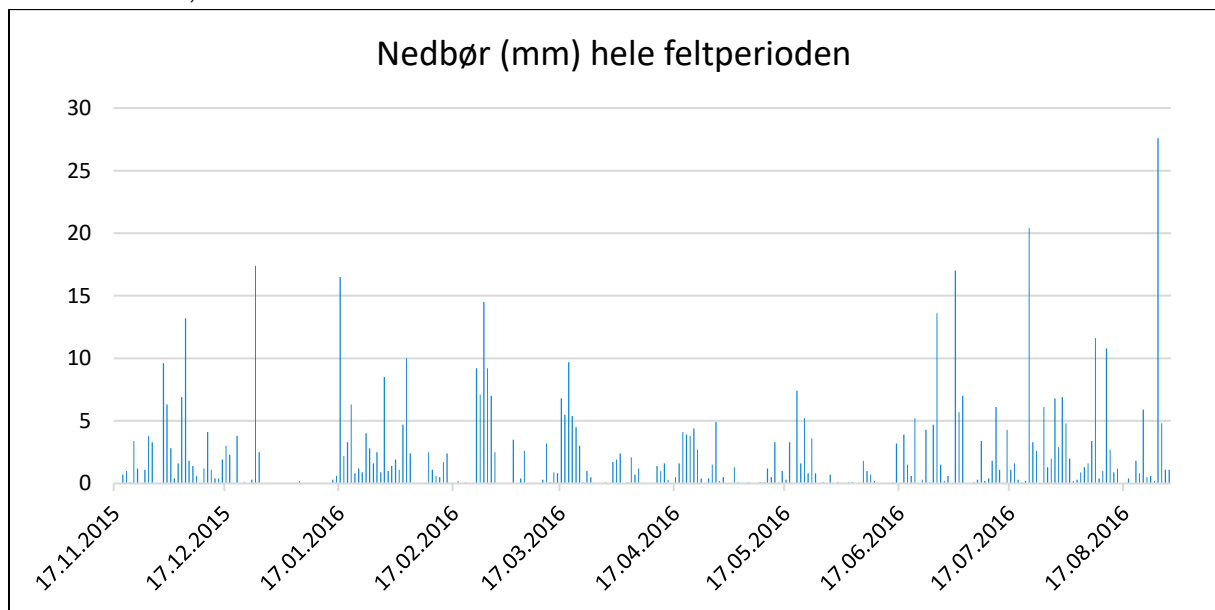
Figur 25 viser hvordan den daglige temperaturen har variert i løpet av feltperioden. Som forventet ligger temperaturen rundt og under 0 °C i begynnelsen av perioden, og stiger gradvis ut over våren og sommeren. Helt frem til nyttårsskiftet har vi for øvrig flere døgn med temperaturer opp mot + 5 °C. Den laveste temperaturen i feltperioden ble målt til -19,5 °C, og den høyeste målte temperaturen ligger på 22,5 °C. Gjennomsnittstemperaturen for hele feltperioden er på 4,4 °C.



Figur 26: Døgnerverdier temperatur, med gjennomsnittsverdier for de to periodene (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

I de to 'nye' periodene ser vi at gjennomsnittstemperaturen ligger på henholdsvis $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ i periode 1, og $11,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ i periode 2 (figur 26). Den lodrette røde streken mellom de to gjennomsnittstemperaturene kan være noe forvirrende for leseren, da den får det til å se ut som temperaturen plutselig steg med 11 grader i løpet av et døgn, noe som ikke er tilfellet. Vi ser at periode 1 kjennetegnes av at den første delen av perioden har temperaturer som ligger i sjiktet mellom -5 og $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Neste del preges av en del kaldere temperaturer, som holder seg under $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ i løpet av nesten hele januar. Deretter kryper temperaturen litt nærmere, og i blant over $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, før den i midten av mars stort sett holder seg på pluss-siden, opp mot $7\text{ }^{\circ}\text{C}$. I slutten av april stiger temperaturen ganske mye frem mot månedsskiftet, som markerer slutten på periode 1. Periode 2 starter med et ganske at temperaturen synker ganske raskt, før den gradvis stiger opp mot over $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Deretter varierer den mellom omtrent 5 og $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ i løpet av store deler av mai og juni, før den stabiliserer seg noe i sjiktet mellom 10 og $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ i slutten av juni og mot midten/slutten av juli. Siste del av perioden blir temperaturen noe kaldere, og ligger omtrent på samme nivå som temperaturene i midten av juni.

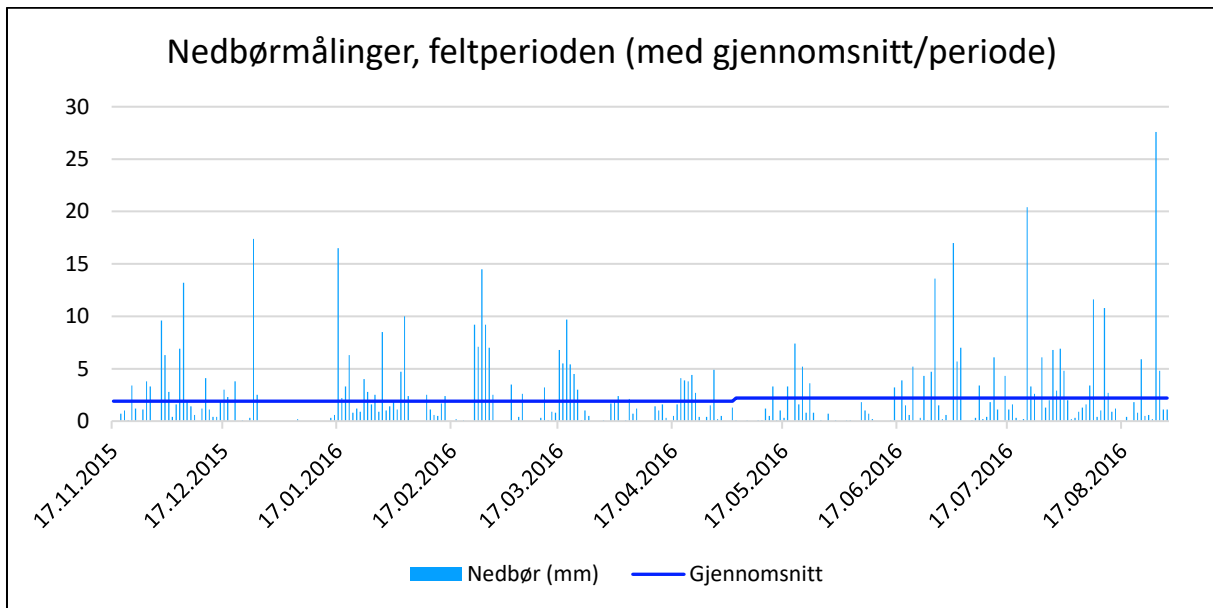
7.2.1.2 NEDBØR



Figur 27: Daglige nedbørmengder (mm) for hele feltperioden (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

Figur 27 viser hvordan de daglige nedbørmengdene har variert i løpet av feltperioden. Vi ser at vi har nedbør gjennom november og desember, mens første halvdel av januar er svært tørr. Deretter følger en ny nedbørrik periode fra midten av januar til slutten av mars, med kortere opphold uten nedbør. I april og frem mot midten av juni er nedbørratene generelt lave, mens de største nedbørhendelsene er registrert i juli og august.

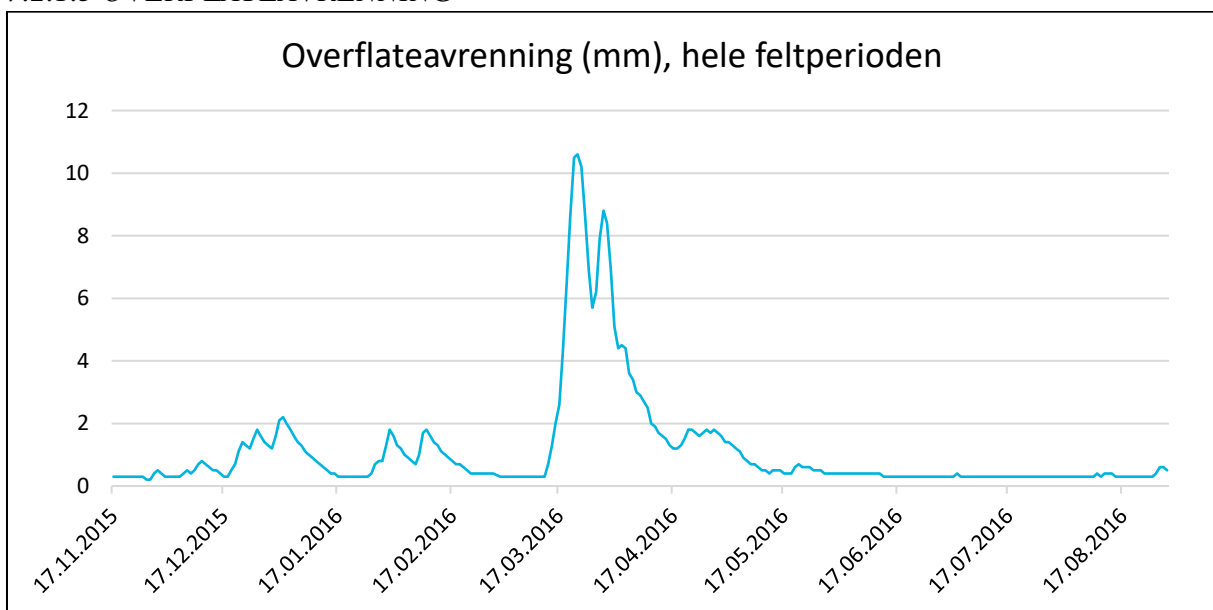
Gjennomsnittlig nedbørmengde for hele feltperioden er på 2,1 mm/døgn, og den høyeste registrerte nedbørmengden i løpet av et døgn er på 27,6 mm.



Figur 28: Døgnverdier, nedbør for hele feltperioden, med gjennomsnitt for de to periodene (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

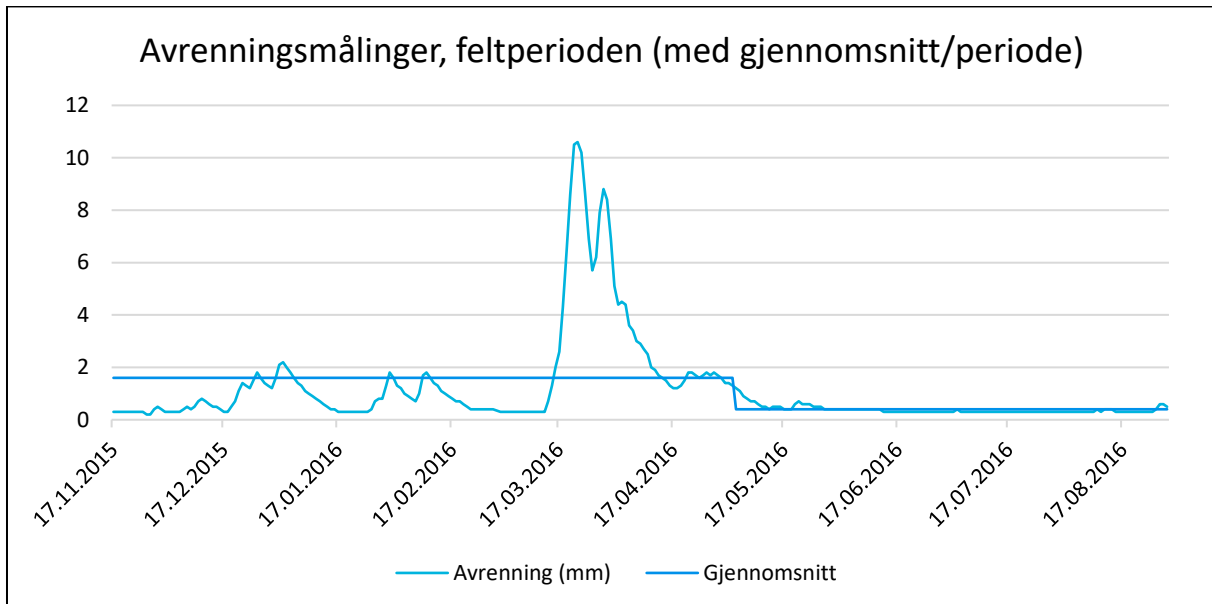
På denne figuren (figur 28) ser vi at det ikke er så veldig stor forskjell på den gjennomsnittlige nedbørmengden i de to periodene. Men, fordi mye av nedbøren som faller i periode 1, særlig frem mot midten av mars sannsynligvis falt som snø, vil dette akkumuleres i feltområdet. Generelt kan vi si at 1 mm nedbør er det samme som 10 mm snø, men dette vil avhenge av hvor fuktig snøen er, og andre parametere.

7.2.1.3 OVERFLATEAVRENNING



Figur 29: Daglige overflateavrenningsrater, hele feltperioden (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

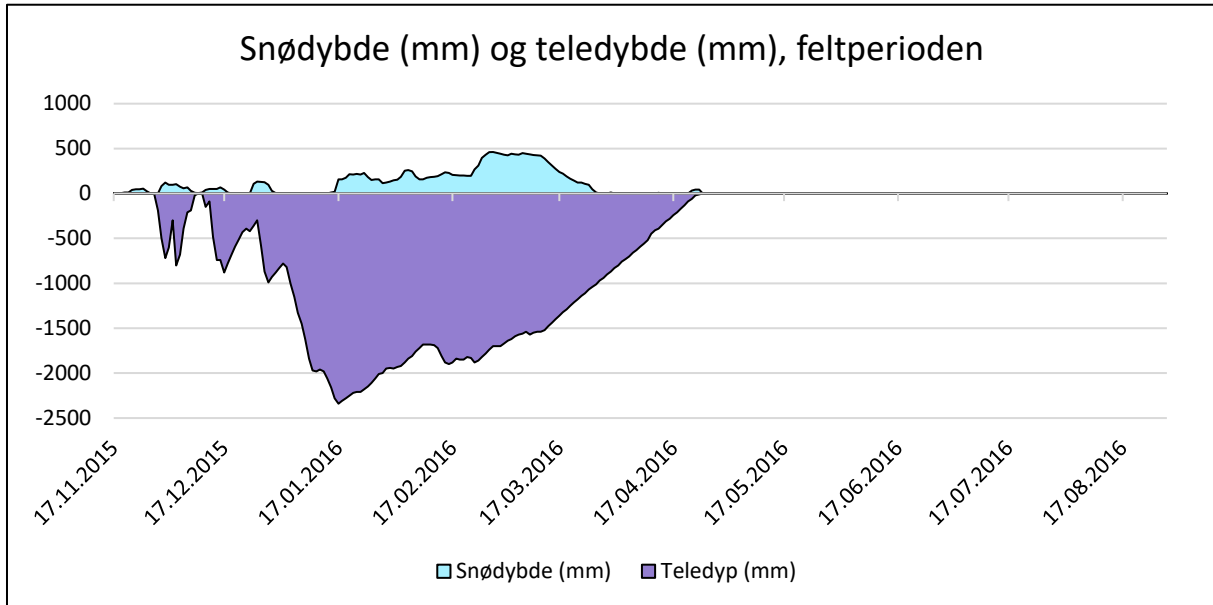
Avrenningsratene i feltperioden er aller høyest mellom midten av mars og slutten av mars, og lavest mellom slutten av juni og midten av august. Frem til og med midten av mars har vi flere ganske store topper, som kan ha sammenheng med milde perioder om vinteren. Grunnen til at overflateavrenningen er høyest i mars, er at dette er perioden da det meste av snøsmeltingen fant sted.



Figur 30: Daglige overflateavrenningsrater for hele feltperioden, med gjennomsnitt for de to periodene (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

Som vi ser på grafene over (figur 29 og 30), var nedbørratene litt høyere i periode 2, sammenlignet med periode 1, men fordi mye av nedbøren i periode 1 falt som snø, som da blir liggende, vil dette akkumuleres. I periode 2 faller nedbøren som regn, i tillegg til at det er varmere i lufta og mer vegetasjon til stede. Varme temperaturer kan føre til at noe av nedbøren fordamper, mens vegetasjon kan ta opp vann via røttene sine. Dette er hovedgrunnene til at det er høyere overflateavrenning i periode 1, sammenlignet med periode 2.

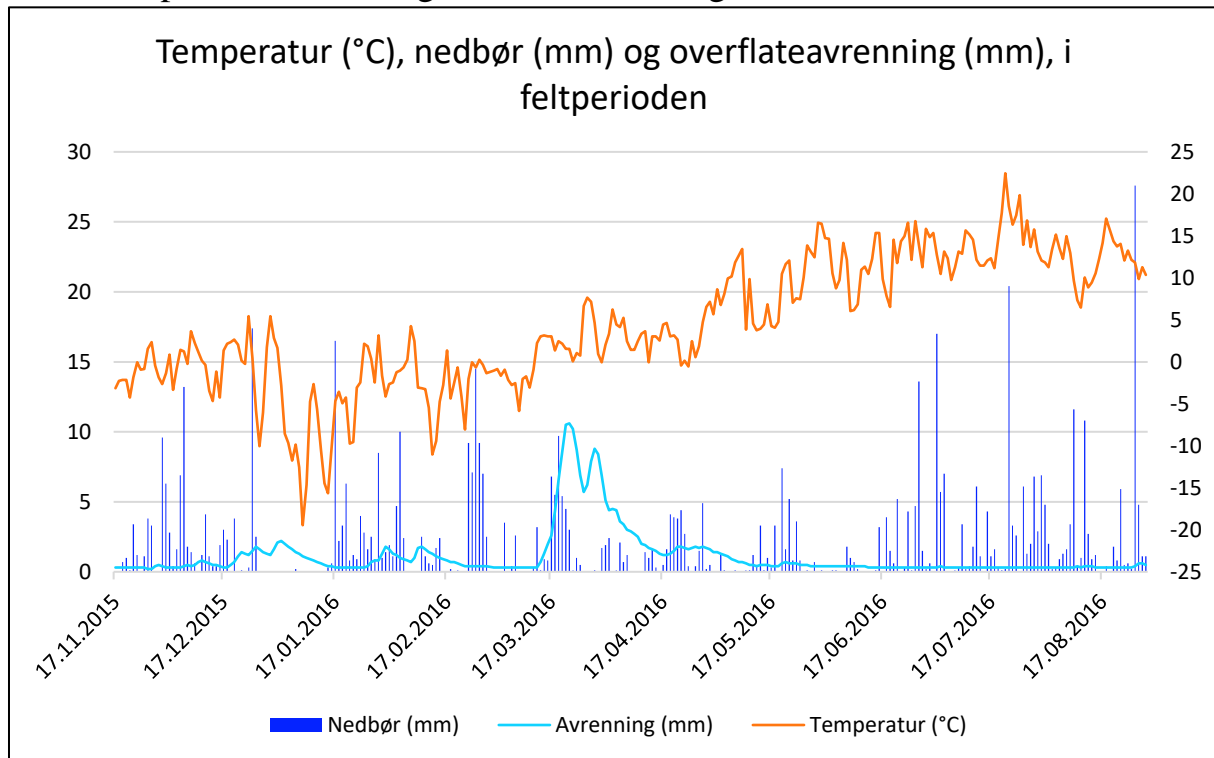
7.2.1.4 SNØ OG TELE



Figur 31: Snø- og teledybde, feltperioden (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge.

Denne grafen (figur 31) viser hvordan snødybden og teledybden i Engan har utviklet seg temporalt i løpet av feltperioden. Det er en del andre faktorer som påvirker dette, blant annet nedbør og temperatur. Disse vil bli inkludert i andre grafer lenger ned (figur 32, 33, 34 og 35). Før midten av januar, lå ikke snøen mer enn i underkant av tre uker, eller mindre, om gangen. Fra midten av januar ble snøen liggende til slutten av mars. Den gjennomsnittlige snødybden i hele periode 1 er på 11,6 cm/døgn. I perioden fra midten av januar til slutten av mars ligger gjennomsnittet på 24 cm/døgn. Den høyeste registrerte snødybden er målt til 46,2 cm, 28. februar 2015. Teledybden er mer sammenhengende, og varer derfor også lenger enn snødybden. Bortsett fra en periode på halvannen uke, mellom slutten av november, og begynnelsen av desember, varer teledybden kontinuerlig fra 12. desember 2015, til 24. april 2016. Den gjennomsnittlige daglige teledybden i denne perioden er på -128 cm. På sitt dypeste, nådde teledybden 234 cm, 17. januar 2016. Etter 09. mars har teledybden minket kontinuerlig, frem mot 24. april. Til sammenligning begynte snødybden å minke fra 07. mars. Etter 24. april var det hverken snø eller tele til stede i Engan.

7.2.2 Temperatur, nedbør og overflateavrenning:



Figur 32: Temperatur, nedbør og avrenning, hele feltperioden, basert på data fra Se Norge

Formålet med denne figuren (figur 32), er å vise forholdet mellom de tre parameterne som har blitt presentert hver for seg, i figurene over. Temperatur har en sekundær akse, som ses til høyre i figuren. Denne grafen viser blant annet hvordan episoder med økt overflateavrenning i periode 1, ser ut til å henge sammen med økte temperaturer, altså temperaturer som overstiger 0 °C. Det er selvfølgelig også nødvendig at det har falt nedbør i forkant, fordi det er dette som genererer overflateavrenningen. Et eksempel i feltperioden der dette er tilfellet, er perioden i midten av januar der det ikke faller nedbør. Rett før denne perioden, 25. desember 2015, har vi en nedbørhendelse der det faller 17,4 mm på et døgn. Dagen etter har vi en mindre nedbørhendelse på 2,5 mm. Det tilsvarer omtrent 20 cm med snø. Etter dette faller det ikke noe nedbør før 06. januar (0,2 mm). Samtidig som dette finner sted, faller temperaturen, fra rundt 0 °C 25. desember, til -10 °C 27. desember. Deretter stiger temperaturen til over 5 °C 30. desember. 31. desember ligger temperaturen på nærmere 3 °C, og 1. januar er temperaturen på drøye 1,6 °C. I tillegg til nedbøren som falt 25. og 26. desember 2015, hadde det også falt nærmere 78 mm nedbør til sammen, frem mot denne overflateavrenningsepisoden. Milde temperaturer og mindre overflateavrenningsepisoder tyder på at deler av denne nedbøren falt som regn, og/eller smeltet bort. Vi forventer uansett at det meste ble liggende.

Alle disse faktorene er sammen med på å forklare hvorfor vi har en ganske stor overflateavrenningsepisode rundt nyttårsskiftet. Overflateavrenningstoppen i episoden er på 2,2 mm, og fant sted 2. januar.

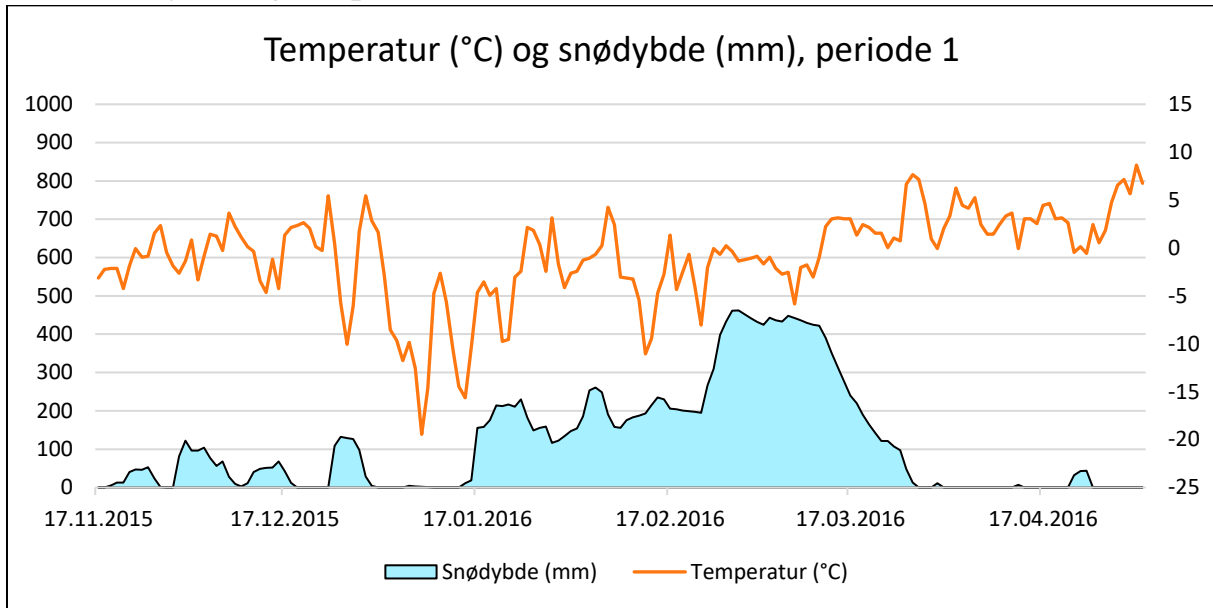
De neste overflateavrenningstoppene som finner sted før selve snøsmeltingen finner sted, ser også ut til å henge sammen med en lengre periode med nedbør, etterfulgt av mildere temperaturer. I løpet av siste halvdel av januar falt det for eksempel rundt 53,5 mm nedbør til sammen. Frem til 25. januar lå temperaturene under 0 °C, men 25-27. januar og 29. januar lå temperaturene over 0 °C, med et snitt på nærmere 2 °C. Mellom 25. og 31. januar steg samtidig overflateavrenningsraten i området fra 0,3 til 1,8 mm/døgn. Selve smelteperioden i mars kommer etter en lengre periode med mildere temperaturer, og er, ikke uventet, perioden med høyest overflateavrenning totalt sett.

I periode 2 er overflateavrenningsratene mye lavere enn i periode 1, til tross for at vi har flere av de store nedbørhendelsene i denne perioden. Men, som tidligere nevnt, er det forskjell på 1 mm nedbør som faller som snø, kontra 1 mm nedbør som faller som regn. Et eksempel på dette ser vi henholdsvis i perioden 15. januar – 05. februar, der det faller omtrent 75 mm nedbør. I løpet av disse tre ukene er det to milde perioder, der vi har to påfølgende overflateavrenningsepisoder med overflateavrenningstopper på 1,8 mm begge gangene.

I perioden 26. juli til 15. august, faller det til sammen 69 mm nedbør.

Gjennomsnittstemperaturen i løpet av disse tre ukene ligger på 12 °C. Det er for øvrig ingen overflateavrenningsepisoder i disse ukene, med mindre man teller med en økning fra 0,3 til 0,4 mm/døgn.

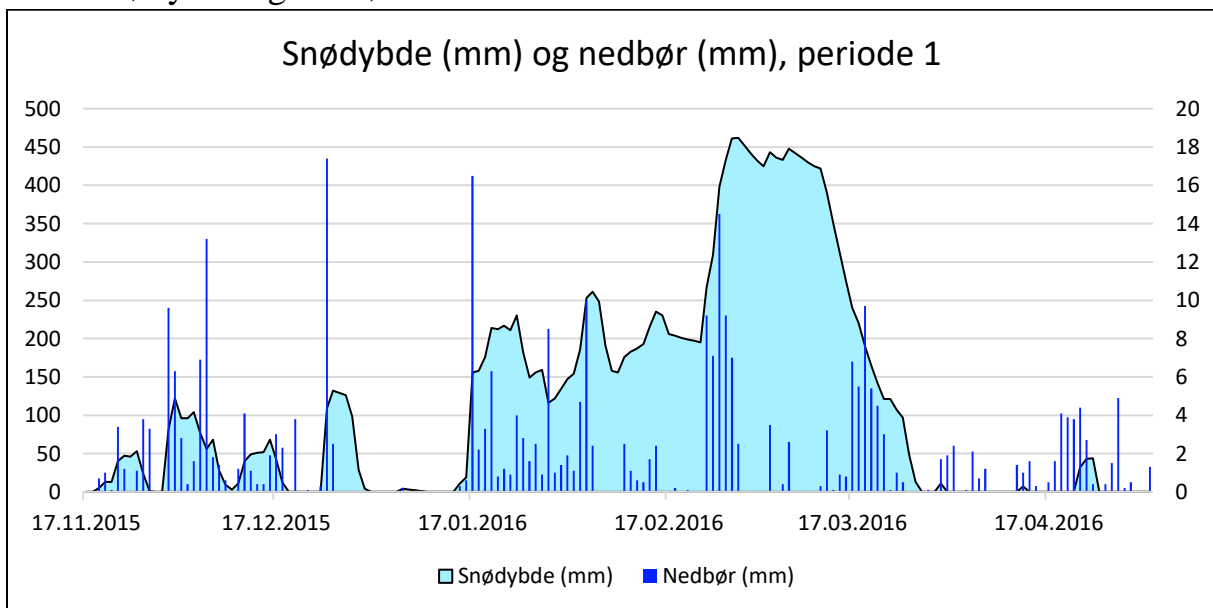
7.2.3 Snødybde og temperatur



Figur 33: Temperatur og snødybde, periode 1 (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

For å få et bedre bilde på hvordan temperaturendringer påvirker snødybden, har vi kun inkludert periode 1 i denne grafen (figur 33). Det fjerner en del «støy», som gjør det vanskelig å tolke grafen. Det ser, basert på denne figuren, ut til at det er en sammenheng mellom økte temperaturer og minkende snødybder. Det gjelder særlig de tilfellene der temperaturen overstiger 0 °C. Men temperatur er ikke den eneste parameteren som påvirker snødybden i et område. Nedbør spiller også en rolle.

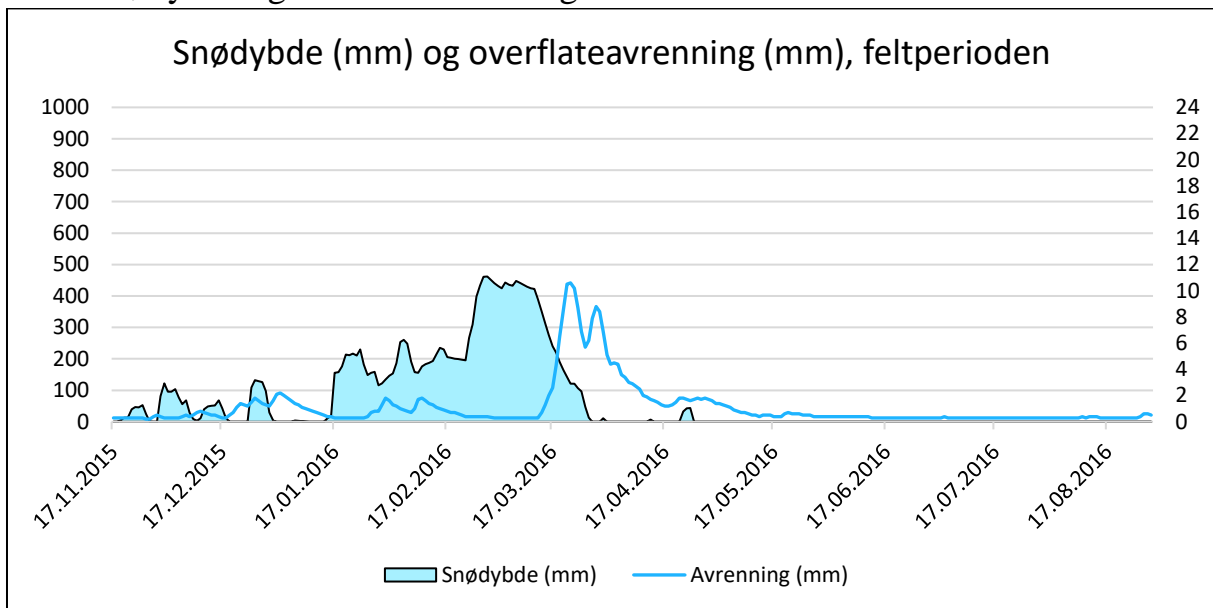
7.2.4 Snødybde og nedbør



Figur 34: Nedbør og snødybde, periode 1 (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

I likhet med grafen over (figur 33), har vi kun tatt med periode 1 her (figur 34), for å redusere andelen støy. Snødybden ser ut til å bli noe påvirket av nedbørmengdene, særlig når det kommer mye nedbør, men det er vanskelig å se et konkret mønster. Dette er jo særlig fordi temperaturen også spiller en rolle, sammen med nedbørmengdene. Generelt kan vi si, at når det er under 0 °C, og det kommer nedbør, øker snødybden. Når det er under 0 °C, og det ikke kommer nedbør, vil snødybden holde seg mer stabil, og når det er over 0 °C, kan vi regne med at snødybden minker. Dersom det i tillegg kommer nedbør i form av regn, kan dette gjøre at snødybden minker fordi regnet komprimerer snøen.

7.2.5 Snødybde og overflateavrenning



Figur 35: Snødybde og overflateavrenning i feltperioden (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

Denne grafen (figur 35) viser forholdet mellom snødybde og overflateavrenning i feltperioden. Den viser ganske tydelig at overflateavrenningen øker, når snødybden minker. Aller tydeligst kommer dette frem når snøsmeltingen er på sitt mest intense, i midten av mars. Vi ser, ikke overraskende, at perioder med rask snøsmelting, fører til større stigning i overflateavrenningsrater.

7.3 Klima

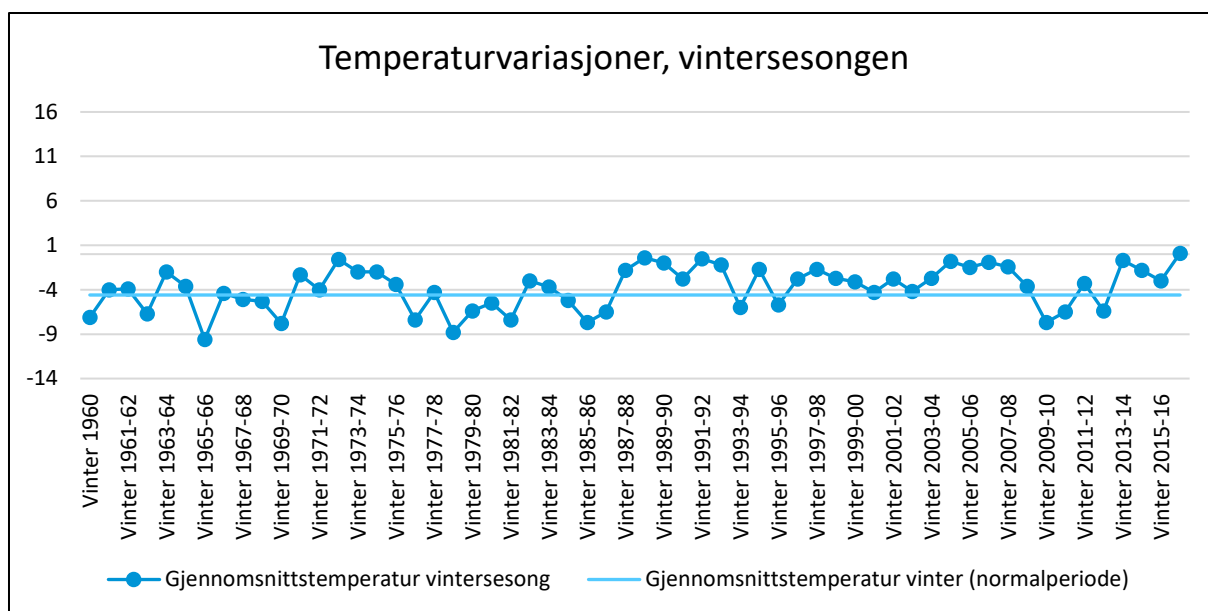
Ved å bevege oss tilbake i tid, og se på hvordan parametere som temperatur, nedbør, snødybde og overflateavrenning har variert gjennom de siste tiårene, kan vi danne oss en idé om hvordan fremtidens klima i Engan ser ut, og hvordan det har utviklet seg frem til i dag. Når dette skal diskuteres i kapittel 8 vil også klimaframskrivninger for Sør-Trøndelag (Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research, 2017) bli tatt med i betraktningene. Dataene som er lagt til grunn i denne delen er i likhet med dataene i forrige del, lastet ned fra Se Norge, men figurene er egenproduserte for å benyttes i denne masteroppgaven.

De følgende grafene er delt inn i sesonger, altså vinter (figur 36, 40, 44 og 48), vår (figur 37, 41, 45 og 49), sommer (figur 38, 42, 46 og 50) og høst (figur 39, 43, 47 og 51).

Vintersesongen inkluderer månedene januar, februar og desember, vårsesongen inkluderer månedene mars, april og mai, sommersesongen inkluderer månedene juni, juli og august, og høstsesongen inkluderer september, oktober og november. Gjennomsnittsverdiene for hver enkelt sesong er beregnet for alle år fra og med 1960 til og med 2016. I tillegg er det satt en normalperiode på 30 år, som strekker seg fra 1960, til og med 1989. Normalperioden er også delt inn i de samme sesongene. Det betyr for eksempel at grafen som viser årlige nedbørgjennomsnitt for høstsesongen, har en horisontal linje som viser nedbørgjennomsnittet på høsten for årene 1960-1989.

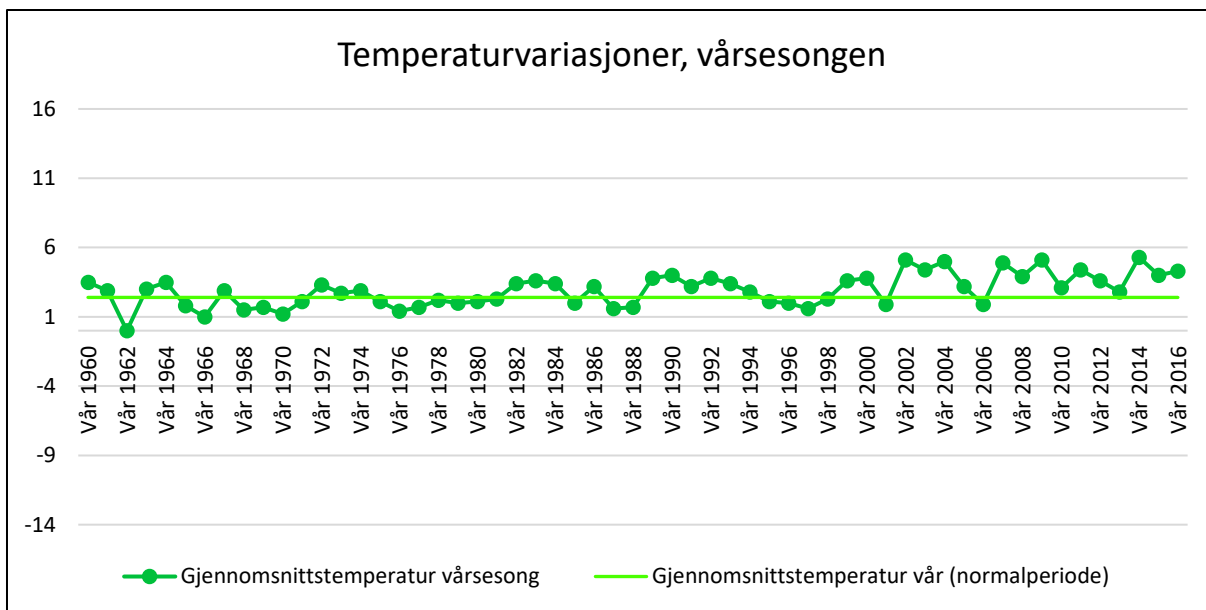
7.3.1 Temperatur

For å få et bilde av hvordan temperaturen har variert i Engan de siste tiårene, har vi beregnet den daglige gjennomsnittstemperaturen for en sesong, hvert år. Det vil si, at vi for eksempel har regnet ut gjennomsnittstemperaturen for vinteren 1976-77, eller gjennomsnittstemperaturen for sommeren 2009-10. Ved å dele inn i sesonger, fremfor å fremstille det som total gjennomsnittstemperatur for et år, kan vi tydeligere se om eller hvordan en sesong har endret seg. Hver enkelt graf har samme rekkevidde, slik at vi også kan gjøre sammenligninger mellom hver sesong.



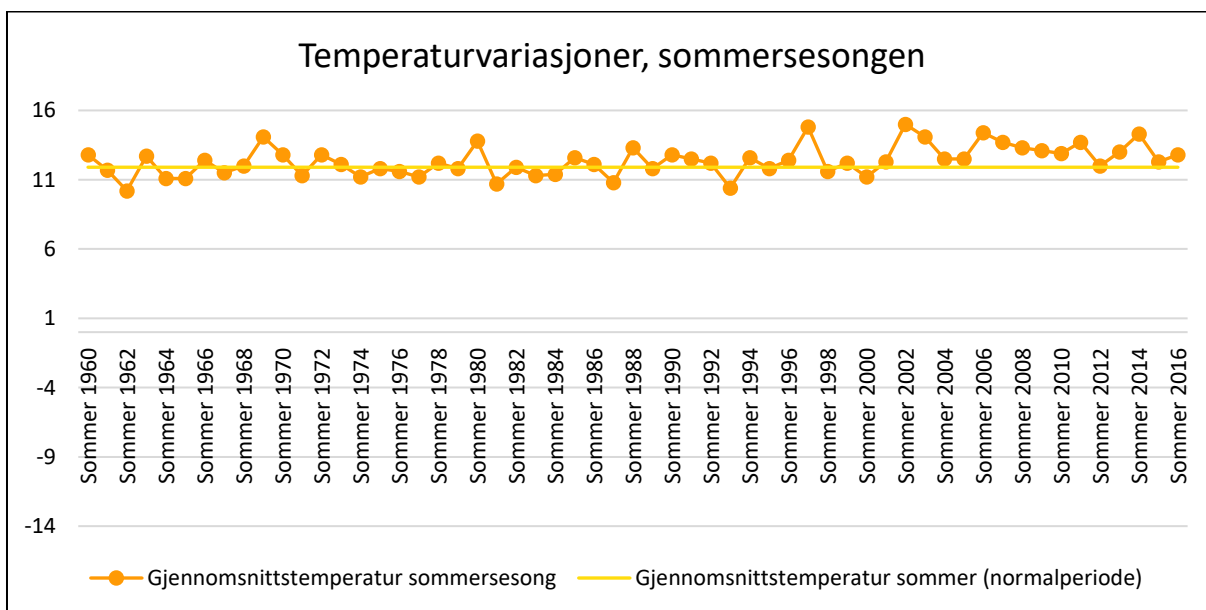
Figur 36: Temperaturvariasjoner, vinter (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

Her ser vi hvordan den daglige gjennomsnittstemperaturen for vintersesongen har variert siden 1960, frem til 2016 (figur 36). Selv om det er variasjoner gjennom alle 56 årene, ser vi at gjennomsnittstemperaturen oftere ligger over, enn under, gjennomsnittstemperaturen for normalperioden fra slutten av 1980-tallet. Det tyder altså på at gjennomsnittstemperaturen på vinteren øker. Frem til og med vintersesongen 1988/1989 lå gjennomsnittstemperaturen for et år over normalen 16 av 30 ganger, mens den fra og med vintersesongen 1989/1990 til 2016, lå over normalen 23 av 28 ganger. Dersom vi beregner den totale gjennomsnittstemperaturen for vintermånedene mellom 1989/1990 og 2015/16 viser dette at den ligger på $-2,9$, noe som er $1,7$ °C varmere enn normalperioden.



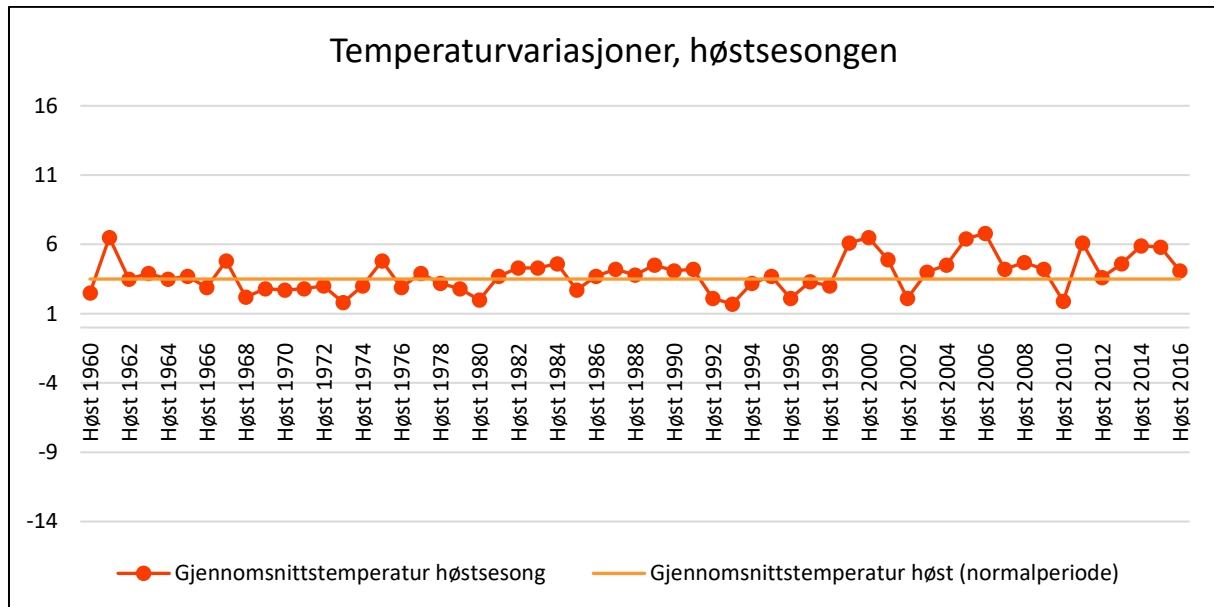
Figur 37: Temperaturvariasjoner, vår (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

På vårsesongen (figur 37) ser vi et lignende mønster som på vinteren (figur 36), i den forstand at gjennomsnittstemperaturen ser ut til å øke. Her ser forskjellene imidlertid ut til å være enda større, men det kan avhenge av hvordan grafen er fremstilt, og hvilke intervaller vi arbeider med. Mens det før 1990 var 13 tilfeller der gjennomsnittstemperaturen lå over normalverdien, var det 21 slike tilfeller fra og med 1990. Fra 1999 til og med 2016, har gjennomsnittstemperaturen ligget over normalverdien hvert år, med unntak av årene 2001 og 2006, der gjennomsnittet lå like under normalen. Gjennomsnittstemperaturen for mars-mai perioden 1990-2016 er på 3,5 °C, en økning på 1,1 °C sammenlignet med normalperioden.



Figur 38: Temperaturvariasjoner, sommer (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

De generelle årlige variasjonene på sommeren (figur 38), sammenlignet med normalperioden, ser ut til å være en god del mindre enn for vinter- og vårsesongen (figur 36 og 37). Men også her ser vi at gjennomsnittstemperaturen jevnt over har økt den siste tiden. I løpet av årene 1990-2016, er det 23 tilfeller der gjennomsnittstemperaturen for sommeren ligger over eller på normalverdien. Mellom 2001 og 2016 ligger gjennomsnittstemperaturen kontinuerlig på, eller over normalverdien. Den totale gjennomsnittstemperaturen for månedene juni-august i perioden 1990-2016 ligger 0,9 °C over normalperioden, på 12,8 °C.



Figur 39: Temperaturvariasjoner, høst (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

Grafen som viser temperaturvariasjonene på høsten (figur 39) viser, i likhet med grafen for vårtemperaturene, en økende trend i gjennomsnittstemperaturen i månedene mars-mai. Særlig på slutten, rundt tusenårsskiftet, ser økningen ut til å avta, med unntak av et par år der gjennomsnittstemperaturen befinner seg et stykke under normalverdien. Fra og med 1990, til og med 2016, ligger gjennomsnittstemperaturen over normalen hele 19 ganger.

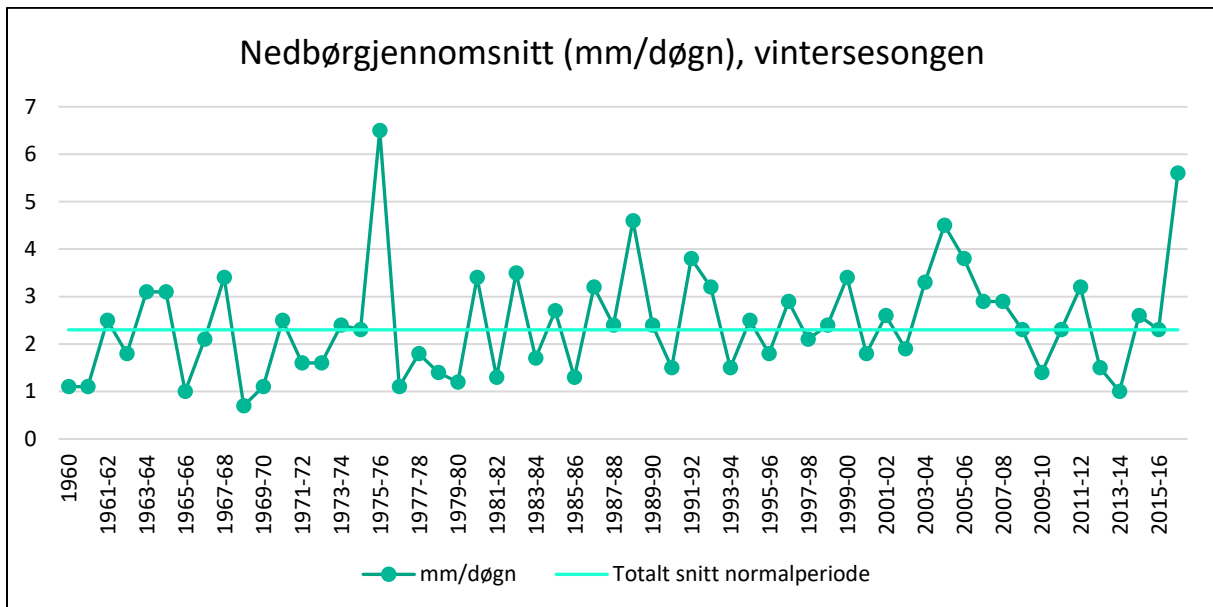
Gjennomsnittstemperaturen for månedene september-november fra og med 1990 til og med 2016 ligger på 4,2 °C. Dette tilsvarer en økning på 0,7 °C, sammenlignet med normalperioden.

7.3.1.1 Oppsummering – temperatur (klima)

Felles for alle figurene (36-39) over, er at temperaturen ser ut til å øke, særlig fra tusenårsskiftet. Her kan vi til en viss grad ekskludere vintersesongen (figur 36), som mellom vintersesongene i 2009-2010 og 2012-2013 har temperaturer under normalverdien. Når det gjelder både vår- og sommer- og høstsesongen (figur 37-39) ligger det årlige temperaturgjennomsnittet over normalverdien 15 ganger. Det eneste unntaket her er høstsesongen 2012, der temperaturgjennomsnittet ligger akkurat likt med normalverdien. Det er for øvrig ikke slik at vi kan si at dette er et tegn på en varig trend, men per i dag ser det ut til at temperaturen i Engan har økt, sammenlignet med normalperioden, uavhengig av hvilken sesong vi ser på. Sammenligner vi temperaturen i feltperioden (2015-2016) med normalverdien, viser den at vinter- og vårsesongen var mildere enn normalen, mens sommeren og høsten akkurat ligger på samme nivå som normalperioden.

7.3.2 Nedbør

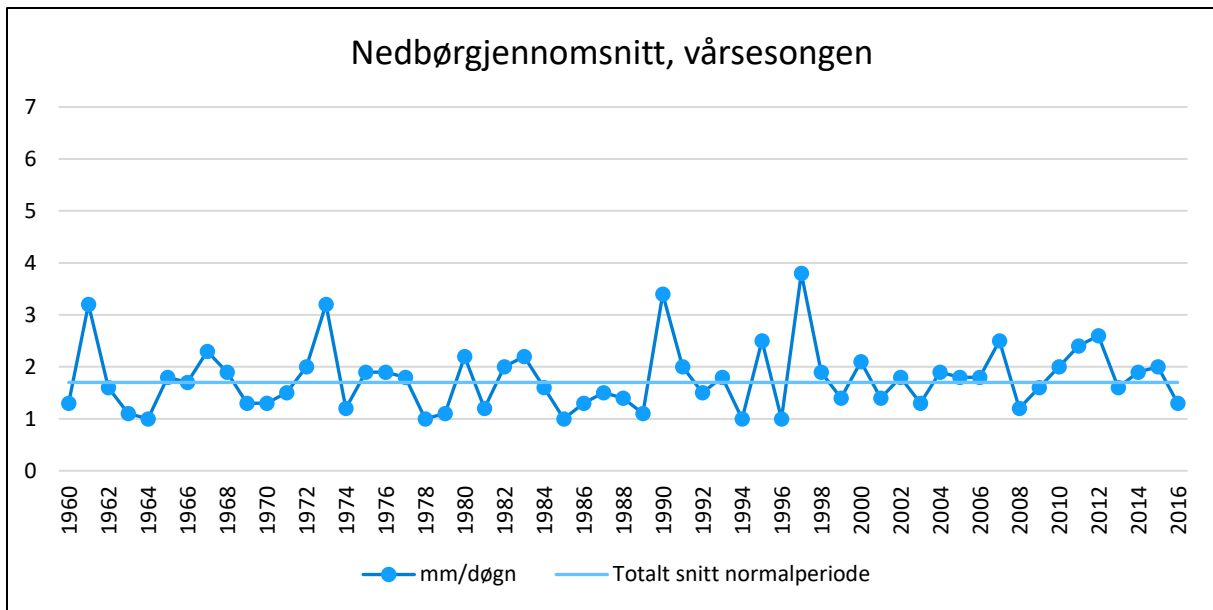
Ideen bak disse grafene er den samme som for temperaturgrafene, i den forstand at inndelingen og fremgangsmåten er den samme. Grafene som viser nedbørgjennomsnitt for årene 1960-2016 de fire sesongene, er i likhet med temperaturgrafene fremstilt som linjediagrammer. Dette er fordi det er ønskelig å vise hvordan nedbørgjennomsnittet endrer seg mellom hvert år, og linjediagram er en fin måte å visualisere dette på.



Figur 40: Nedbørgjennomsnitt, vinter (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

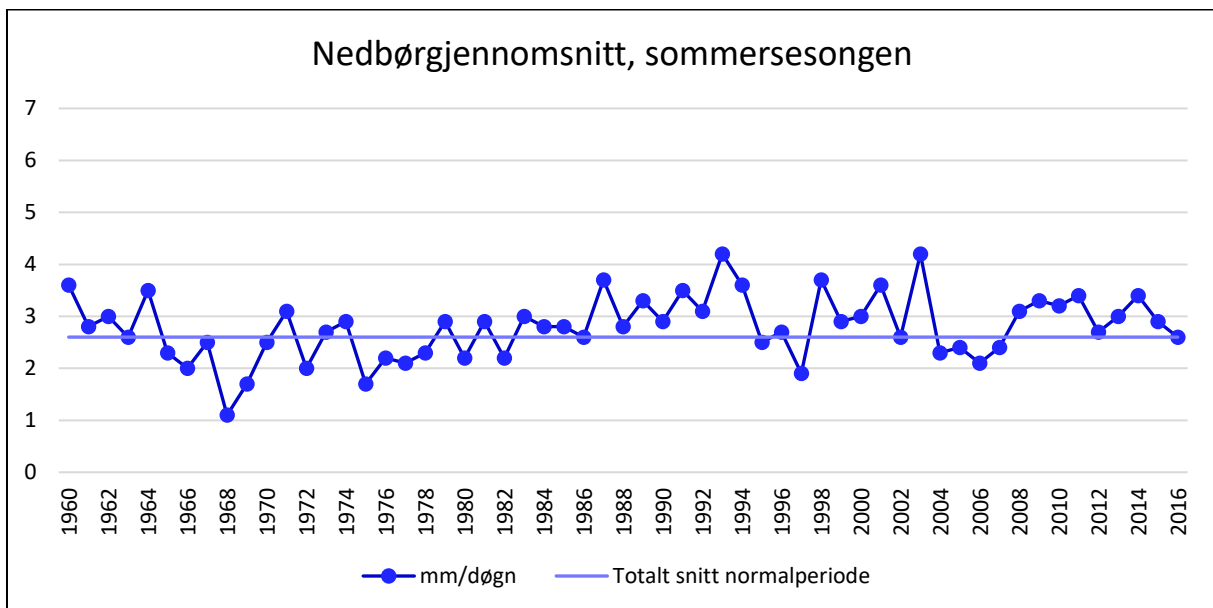
Denne grafen (figur 40) viser hvordan det årlige nedbørgjennomsnittet (mm/døgn) på vinteren har variert siden 1960. Den turkise linjen viser det totale nedbørgjennomsnittet for vintermånedene i hele normalperioden. Fra og med vinteren 1989-1990, ligger nedbørgjennomsnittet på, eller over normalverdien 19 av totalt 28 ganger.

Nedbørgjennomsnittet for perioden 1989-1990 til 2015-2016, ligger på 2,6 mm/døgn, noe som er 0,3 mm over normalen. Men, fordi denne perioden er 4 år kortere enn normalperioden, kan vi ikke si at den gjennomsnittlige daglige nedbørmengden har økt med 0,3 mm. Det ser imidlertid ut til at den har økt noe, men det er vanskelig å si helt sikkert.



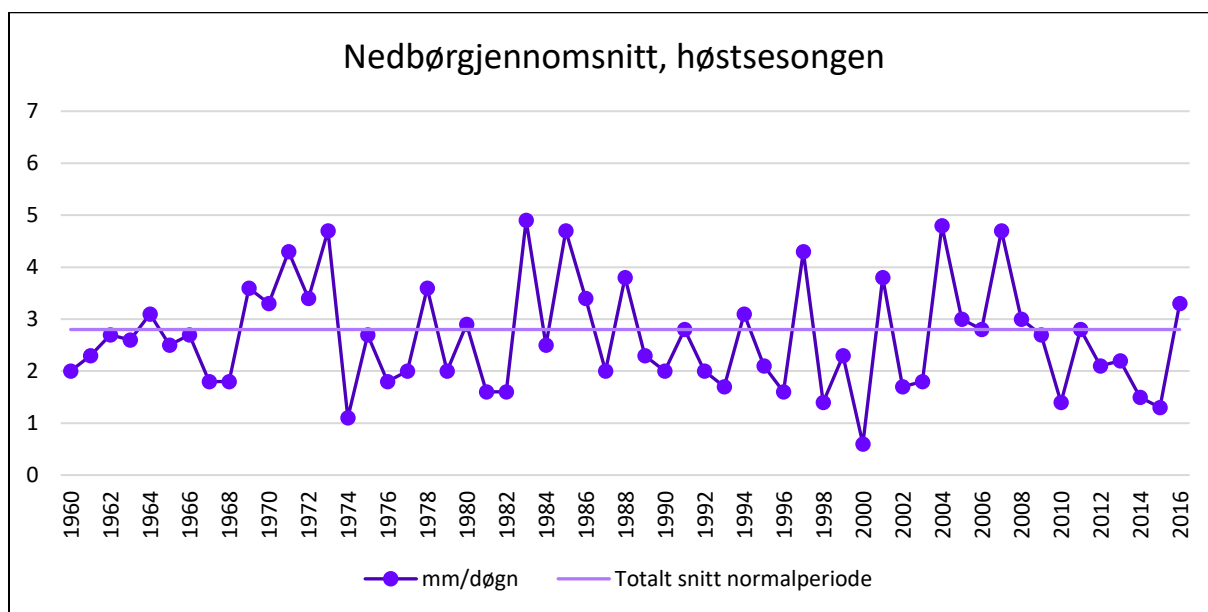
Figur 41: Nedbørgjennomsnitt, vår (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

Figur 41, som viser nedbørgjennomsnittet (mm/døgn) for vårsesongen i løpet av årene 1960-2016, forteller oss at nedbørgjennomsnittet har variert mye i løpet av disse 56 årene. Fra og med 1990, ser vi at nedbørgjennomsnittet overstiger normalverdien 17 ganger. To ganger, i 1990 og 1997, er differansen relativt stor, på henholdsvis 3,4 og 3,8 mm/døgn. Frem til 1990 hadde ikke nedbørgjennomsnittet i løpet av en vårsesong oversteget 3,2 mm/døgn. Mellom 1990 og 2016 ligger nedbørgjennomsnittet på 1,9 mm/døgn. Det er litt mer enn normalverdien, men av samme grunn som for figuren over, kan vi ikke si at det er en reell økning, da lengden på de to periodene er ulik.



Figur 42: Nedbørgjennomsnitt, sommer (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

På sommeren, ser nedbørgjennomsnittet tydelig ut til å ha økt siden 1990. På figuren (figur 42) ser vi for eksempel hvordan nedbørgjennomsnittet i løpet av en sommer kun ligger under normalverdien 6 ganger etter 1989. Trenden ser ut til å ha startet i 1987, der vi har 8 år på rad med nedbørmengder som overstiger normalverdien. Deretter har vi en periode på tre år med nedbørmengder som ligger på, eller under normalen, før 6 nye år (1998-2003) med nedbørmengdene ligger over normalverdien, med unntak av 2002, som ligger på normalen. Somrene 2004-2007 ligger noe under normalverdien, men så følger 9 år med verdier på eller over normalen. Det totale nedbørgjennomsnittet for alle somrene i perioden 1990-2016 ligger på 3 mm/døgn. Normalverdien ligger for øvrig på 2,6 mm/døgn.



Figur 43: Nedbørgjennomsnitt, høst (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

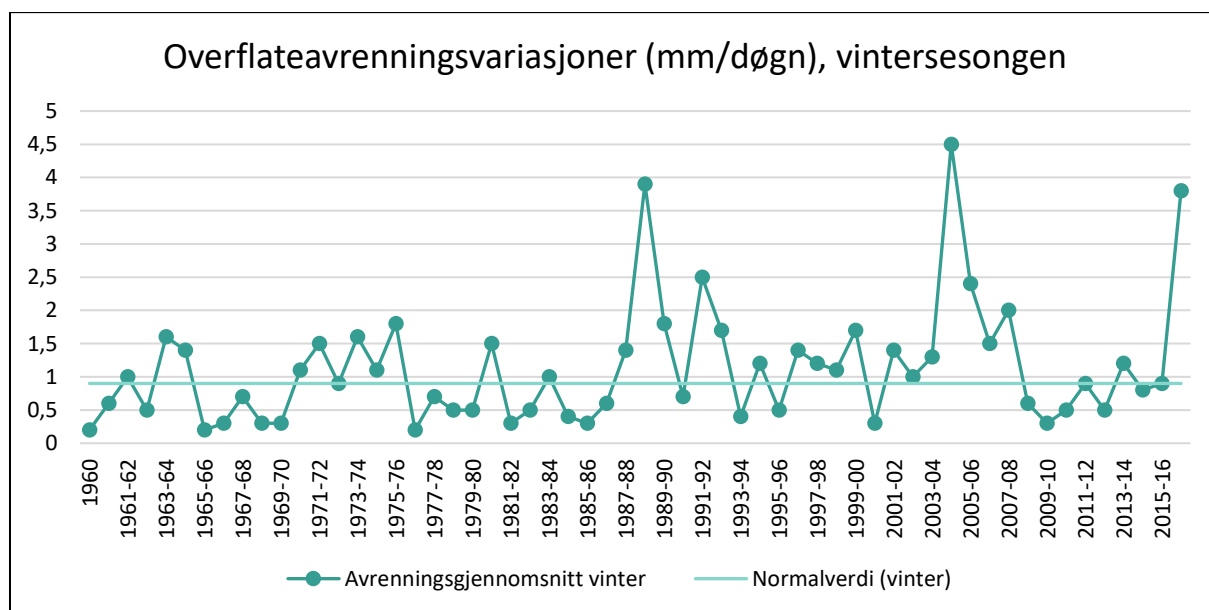
Ved første øyekast, ser det ut til at nedbørgjennomsnittet på høsten (mm/døgn) har gått ned siden 1989 (figur 43). Samtidig er variasjonene så store at det er vanskelig å finne et konkret mønster. Men, vi ser at nedbørgjennomsnittet ligger under normalverdien 16 ganger, mellom 1990 og 2016. Nedbørgjennomsnittet høsten 2000, var det lavest registrerte siden 1974, med 0,6 mm/døgn. Mellom 1990 og 1996, lå nedbørgjennomsnittet under, eller rundt normalverdien hvert år. Deretter følger 7 år med ganske varierende nedbørgjennomsnitt, der fem av årene ligger et stykke under normalverdien, mens to av årene ligger et stykke over. Mellom 2004 og 2008 ligger nedbørgjennomsnittet på, eller et stykke over normalverdien, og de siste 8 årene ligger det igjen et stykke under, og rundt normalen. Totalt sett, ligger nedbørgjennomsnittet for høstsesongen mellom 1990 og 2016 på 2,5 mm/døgn, noe som er under normalverdien.

7.3.2.1 Oppsummering – nedbør (klima)

Det er generelt vanskelig å se konkrete trender for nedbørgjennomsnittet på vinteren, våren og høsten (figur 40, 41 og 43), men på sommeren ser det ut til å være en ganske tydelig økning i mengden nedbør som kommer (figur 42). Variasjonene er imidlertid større på høsten og vinteren (figur 40 og 43), mens nedbørmengden også ser ut til å øke på våren (figur 41). På høsten kan det se ut til at vi generelt har fått mindre nedbør, det samme kan gjelde vinteren. Når det gjelder feltperioden, årene 2015-2016, ser vi at vintersesongen (2015-2016) og sommersesongen (2016) ligger likt som normalverdien, mens vårsesongen (2016) ligger under. Høstsesongen ligger imidlertid over normalen, men det ble dessverre ikke utført feltarbeid etter 29. august 2016.

7.3.3 Overflateavrenning

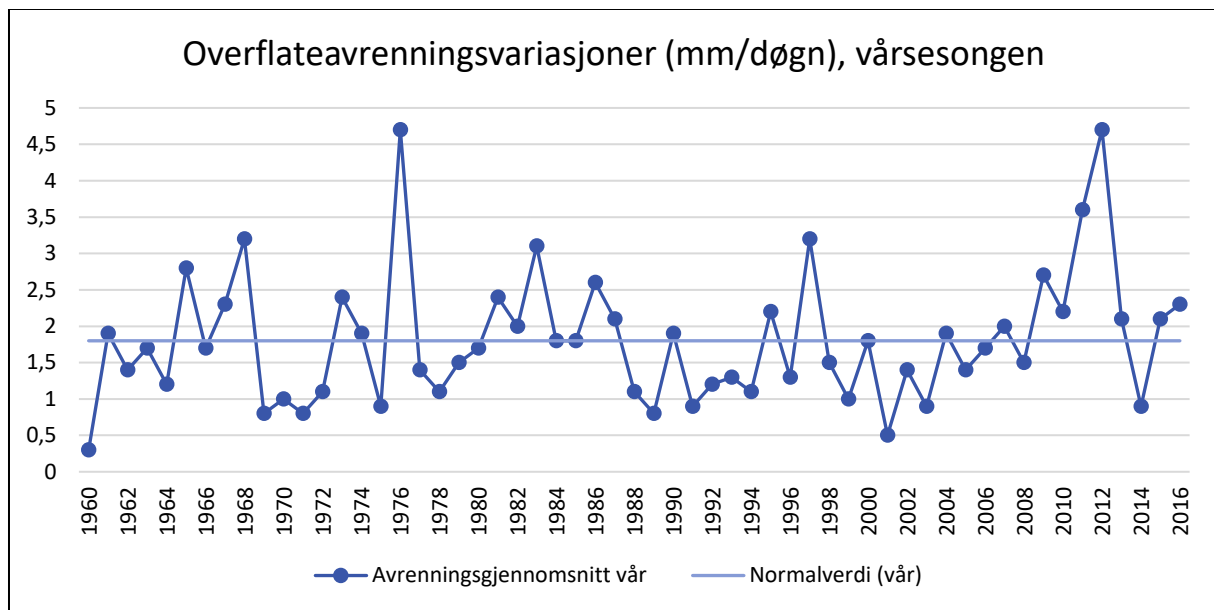
Som for temperatur- og nedbørgrafene i denne klimadelen, er målet med disse fire grafene å vise hvordan de gjennomsnittlige overflateavrenningsratene (mm/døgn) har variert de siste tiårene, og potensielt hvordan fremtiden ser ut, basert på eventuelle trender som kan oppdages i disse grafene.



Figur 44: Overflateavrenningsgjennomsnitt, vinter (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

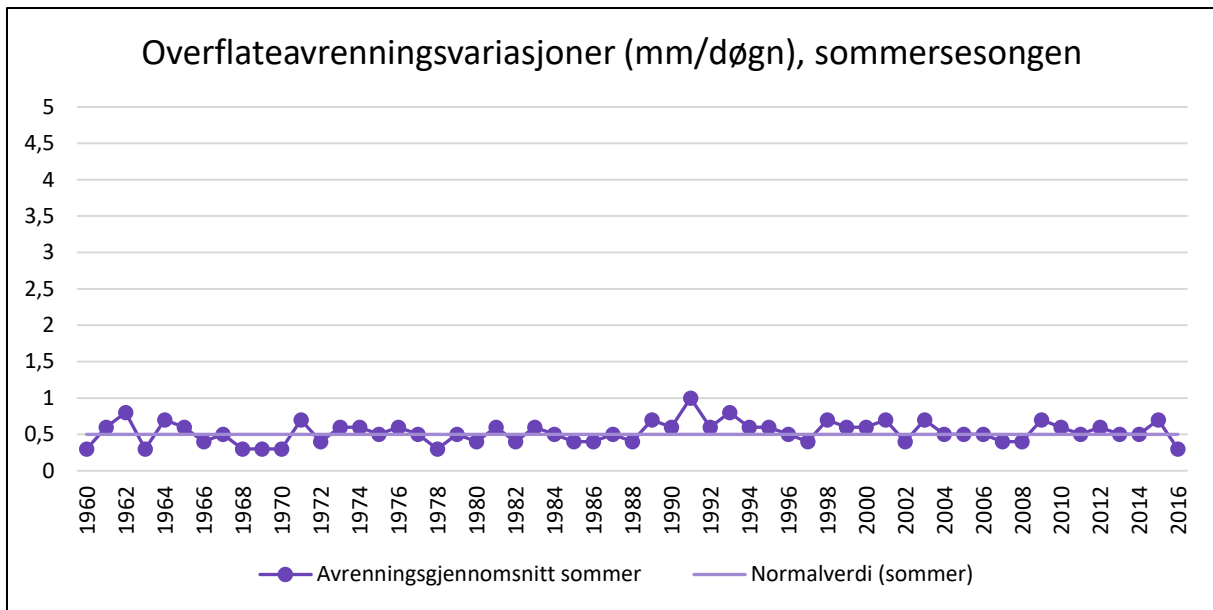
Denne grafen (figur 44) viser hvordan den gjennomsnittlige daglige overflateavrenningen (mm/døgn) i løpet av vintermånedene hvert år har variert. Før vinteren 1988/1989 ligger gjennomsnittet aldri over 2 mm/døgn, men fra vinteren 1989/1990 overstiger gjennomsnittet 2 mm/døgn 6 ganger.

Generelt sett ligger overflateavrenningsgjennomsnittet etter 1989/1990-sesongen over normalverdien for vintermånedene mellom 1960 og 1989. Det ser altså ut til at overflateavrenningsratene på vinteren har økt de siste to-tre tiårene.



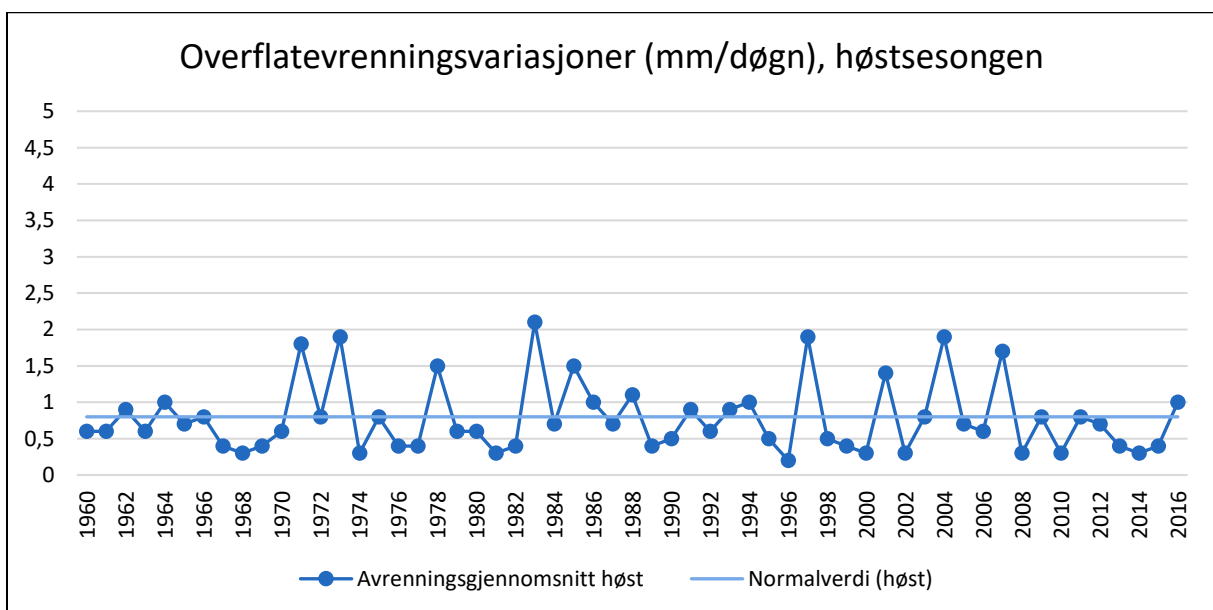
Figur 45: Overflateavrenningsgjennomsnitt, vår (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

På denne grafen (figur 45), ser vi hvordan overflateavrenningsratene på våren har endret seg de siste 56 årene. Her ser det ikke ut til å være et konkret mønster, eller en tydelig trend. Mellom 1998 og 2008 ligger gjennomsnittet kontinuerlig under, eller rundt normalverdien, men fra 2009 til 2013 befinner den seg over normalverdien. I 2012 er overflateavrenningsgjennomsnittet på 4,7 mm/døgn. Dette er like høyt som den høyest målte overflateavrenningsverdien i normalperioden, som ble målt i 1976 (figur 44), etter en svært snørik vinter (se figur 48). Vinteren 2011/2012 var ifølge figur 48 ikke spesielt snørik. Nedbørgjennomsnittet denne vinteren lå noe over normalverdien, men det var ikke i nærheten av vinteren 1975-1976. Det var for øvrig våren 2012 det store skredet som er beskrevet i områdebeskrivelsen rammet Dovrebanen, bare noen hundre meter unna Engan.



Figur 46: Overflateavrenningsgjennomsnitt, sommer (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

I løpet av sommermånedene, ser vi at variasjonene i overflateavrenningsrater (mm/døgn) fra år til år (figur 46), er en del mindre enn det som er tilfellet for vinter- og vårsesongen (figur 44 og 45). Det kan imidlertid se ut til at de har økt noe siden 1990, men så fall er det snakk om små marginer. På sommeren er det nedbørhendelser, vegetasjonsutbredelse og temperaturendringer som bidrar til å påvirke overflateavrenningen. Det høyeste overflateavrenningsgjennomsnittet ser ut til å ha vært i 1991, med et gjennomsnitt på 1 mm/døgn.



Figur 47: Overflateavrenningsgjennomsnitt, høst (1960-2016), (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

Overflateavrenningsgjennomsnittet på høsten (figur 47) virker å variere mer enn på sommeren (figur 46), men noe mindre enn overflateavrenningsratene på vinteren og våren (figur 44 og 45). I likhet med figur 45, som viser overflateavrenningsvariasjonene på våren, ser vi ikke en tydelig trend. Det ser kanskje ut til å være litt større hyppighet av høye overflateavrenningsrater etter 1990, der den har ligget på rundt eller over 1,5 mm/døgn fire ganger i løpet av 11 år. Fra 2008 ligger den for øvrig et stykke under, eller omkring normalverdien.

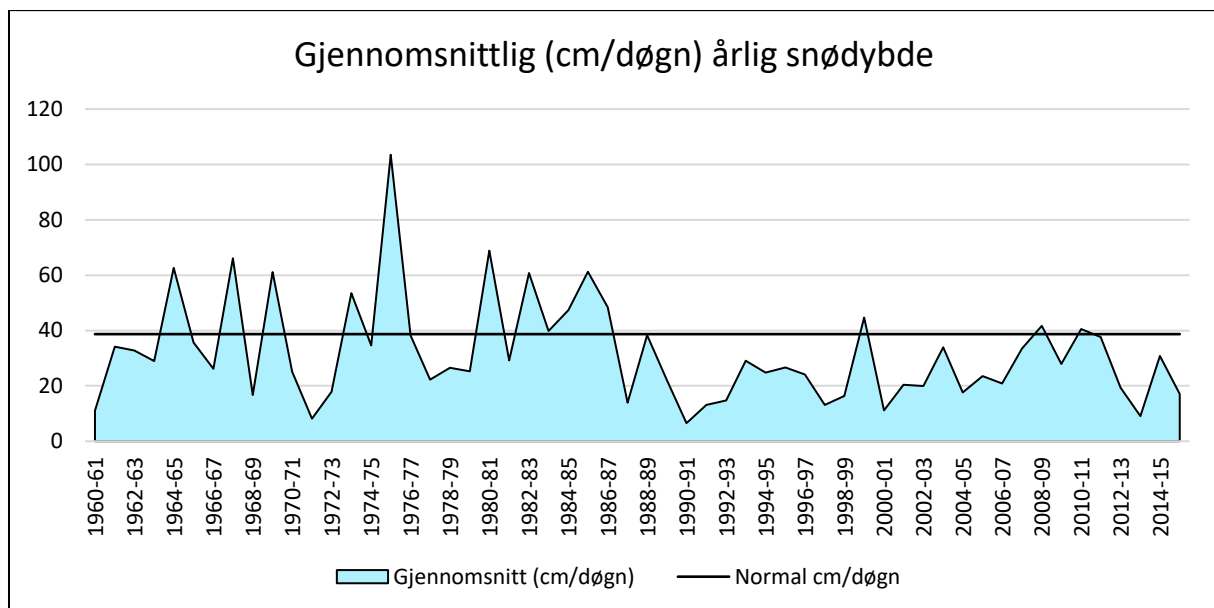
7.3.3.1 Oppsummering – overflateavrenning (klima)

Overflateavrenningen på vinteren (figur 44) ser ut til å ha økt mest siden 1989, mens det er litt vanskeligere å finne en trend hos vårsesongen (figur 45). Variasjonene er, som forventet, minst på sommeren (figur 46), og her kan det se ut til å ha vært en liten økning i overflateavrenningsgjennomsnitt de siste par tiårene. Trenden på høsten (figur 47) er, i likhet med våren, litt vanskeligere å finne ut av. Dersom vi undersøker hvordan de ulike sesongene i løpet av feltperioden 2015-2016 ser ut sammenlignet med normalverdien, ser vi at overflateavrenningsgjennomsnittet vinteren 2015-2016 ligger likt som normalen, mens våren 2016 ligger et stykke over. Overflateavrenningsgjennomsnittet sommeren 2016 ligger på sin side et stykke under normalverdien, mens gjennomsnittet på høsten ligger noe over. Som tidligere nevnt ble det ikke utført feltarbeid høsten 2016.

7.3.4 Snødybde

Snødybde, og ikke minst variasjoner i snødybde, er en viktig parameter når vi skal studere klimaendringer i et område. Hva som skjer med snøen er en indikator på endringer i temperatur- og/eller nedbørregimet i et område, ikke minst påvirker den overflateavrenningsratene som er tilknyttet snøsmeltingen på våren, og dermed også erosjonsaktiviteten.

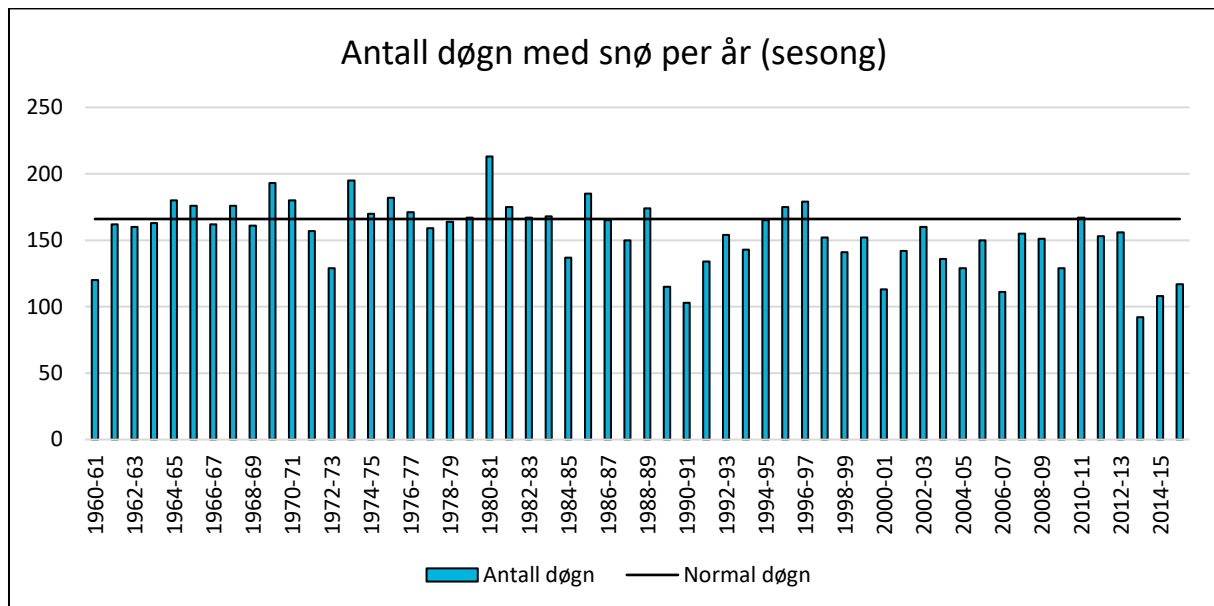
De to følgende figurene (48 og 49) viser henholdsvis den gjennomsnittlige daglige snødybden per år, og antall døgn med registrert snødybde på 0,1 cm eller mer, i årene mellom 1960 og 2016. Disse grafene skal illustrere eventuelle endringer og variasjoner i snø-sesongen. Den gjennomsnittlige daglige snødybden er regnet ut ved å legge sammen alle dagene med snødybde på 0,1 cm eller mer i løpet av en vintersesong. Svakheten her, er at det ikke tar høyde for dagene i løpet av vinteren som er snøfrie. I grafen under (figur 48) består hver vintersesong av alle dager med snø mellom første dag med snø på høsten/vinteren og siste dag med snø på våren året etter. For å finne antall døgn med registrert snødybde på 0,1 cm eller mer (figur 49), talte vi rett og slett opp disse dagene.



Figur 48: Gjennomsnittlig daglig snødybde (basert på dager med snø til stede) per år/sesong fra 1960-2016 (Økland, 2017), basert på data fra Se Norge

På denne figuren (figur 48) ser vi hvordan den gjennomsnittlige daglige snødybden (cm/døgn) har variert siden vinteren 1960-61 og frem til vinteren 2015-16. Den sorte linjen viser hva som er den gjennomsnittlige daglige snødybden for alle dagene med snø mellom 1960-61-vinteren, og 1989-90-vinteren. Vi ser, at etter vinteren 1989-90, er det generelt mindre snø i Engan. Samtidig er det store variasjoner i snødybden i løpet av normalperioden.

Disse variasjonene har også blitt mindre siden 1989-90-sesongen. Av de totalt 26 vintrene fra 1990-91 til 2015-16, befinner 23 seg under normalnivået. I løpet av normalperioden er det fem vintre som har gjennomsnittsverdier under 20 cm/døgn. Etter normalperioden, er det ti. Gjennomsnittlig daglig snødybde for perioden 1990-91-2015-16, er 23,8 cm/døgn. Til sammenligning er den gjennomsnittlige daglige snødybden for normalperioden 38,7 cm/døgn.

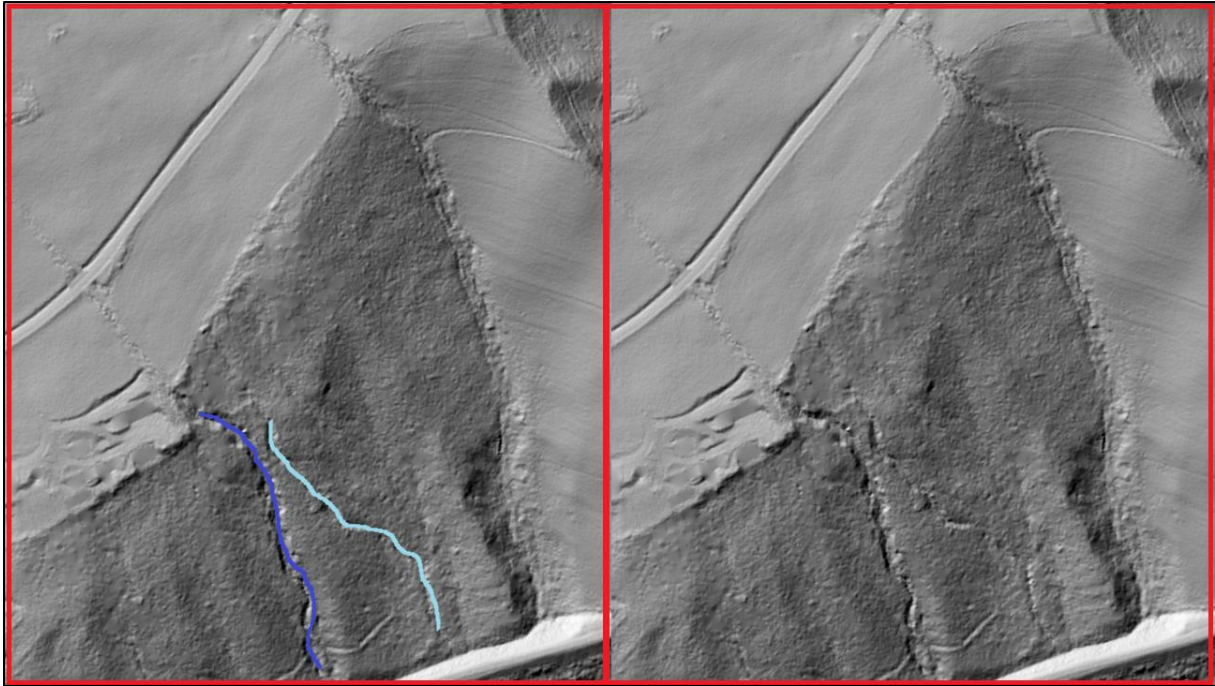


Figur 49: Antall døgn med snø per år (vintersesong) hvor det er registrert snø (Økland 2017), basert på data fra Se Norge

Denne grafen (figur 49) viser hvor mange dager det har blitt registrert snø, per sesong. I likhet med figur 48 ser vi også her en nedgang etter vinteren 1989-90. Det totale gjennomsnittet for normalperioden er 166 dager. Etter 1989-90-sesongen er det 23 sesonger som har kortere varighet enn normalen. I løpet av normalperioden er det 3 sesonger som har snø til stede under 150 dager, og etter normalperioden er det 14 sesonger der det er snø til stede under 150 dager. Gjennomsnittlig antall snø-dager for de 26 sesongene etter normalperioden er 141 dager.

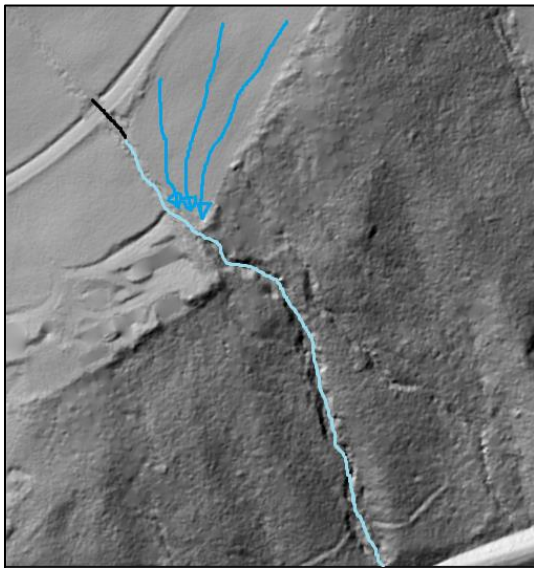
7.4 Ravinen – terrengmodell

Denne delen skal handle litt om ravinen denne oppgaven har som mål å forstå litt bedre. Her kan vi blant annet se terrengmodeller av ravinen, som er basert på LIDAR-data lastet ned fra Kartverkets nettløsning ‘Høydedata.no’, via Bernt Egil Tafjord i Øvre Eiker kommune (Statens Kartverk (i.d.), via Tafjord, 2017). Dataene har blitt behandlet i QGIS, og tegningene er så lagt til i Paint.



Figur 50: Terrengmodell, Engan (basert på Lidardata lastet ned fra høydedata.no (Kartverket (i.d.), via Tafjord, 27.01.2017). Bildet til venstre inneholder illustrasjoner (Økland, 2017)

Denne figuren (figur 50) viser en terrengmodell av ravinen (merket med blå linje på bildet til venstre), og en annen, litt mer utydelig formasjon (merket med lyseblå linje på bildet til venstre). De mørke områdene er skog, mens de lysegrå områdene er dyrka mark. I grensen mellom skogen og området med dyrka mark til høyre i bildet, ser vi også en bekk, som i likhet med vår ravine og formasjonen ved siden av, går helt ned til jernbanelinja. Vi ser også konturene av bygningsmasse nede til venstre (tilhører Inge Engan), og en vei som går diagonalt fra midten av venstre side, opp mot toppen av bildet. Jernbanelinja kan ses helt nederst til høyre i bildet. Videre kan vi også se antydninger til fordypninger i terrenget, som følger samme retning som ravinen. Det ser ut til å være to slike fordypninger til venstre for ravinen, og (minst) en til høyre. Da ekskluderer vi de to formasjonene vi har nevnt lenger opp. Den eneste differansen på bildet til venstre og bildet til høyre, er at det ikke er tegnet i bildet til høyre (figur 50).



Figur 51: Utsnitt av terrengmodellen, med illustrasjon som viser stikkrennas omtrentlige plassering, og en forenkling av overflateavrenningen fra jordet (Økland, 2017)

Figur 51 viser en forenklet versjon av stikk-rennen (sort linje) som går under veien over ravinen, og leder vann (lyseblå linje) fra overflateavrenningen ned gjennom grøfta langs jordet som befinner seg på oversiden av ravinen, og ned til ravinen. I tillegg viser den omtrent hvordan overvann på jordet (blå piler) kan drenere ned mot ravinen, basert på helningen til jordet.



Figur 52: Deler av ravinen, bildet er tatt oppover mot jordet, nedenfor stokkdam 2 (Økland, 03.05.2016)

Dette er et slags oversiktsbilde som viser hvordan ravinen så ut våren 2016. Det er veldig mye trær og organisk materiale som ligger på kryss og tvers, noe som gjør det vanskelig å ta oversiktlige bilder. Vi ser at høyre skråningsside (til høyre i bildet) er bratt øverst, mens gradienten avtar ned mot bekken. Bildet viser også at det er mange trær som vokser i grensepunktet i toppen av skråningssiden.

8. DISKUSJON

8.1 FORSKNINGSSPØRSMÅL 1: Foregår det erosjon i Engan?

Det første spørsmålet som skal besvares i denne diskusjonen, er hvorvidt det foregår erosjon i Engan. Svaret på dette spørsmålet baserer seg særlig på data fra feltarbeidet som ble gjennomført, først og fremst erosjonsmålinger, men også observasjoner og fotografier av feltområdet. I tillegg er sekundære data fra Se Norge, muntlige samtaler med en lokal sauebonde og pensjonert lærer som har vokst opp rett ved siden av ravinen, og teori knyttet til erosjon lagt til grunn. Tanken er at alle disse elementene sammen skal gjøre det lettere å gjøre seg opp en mening som er så faktabasert og objektiv som mulig. Figurene 16, 17, 18, 21, 22, 23 og 24 indikerer at vi har hatt erosjon i Engan i perioden 17.11.2015-29.08.2016. I det følgende skal vi diskutere denne erosjonen, hvilke forhold som gjør at vi har erosjon i Engan, og hvorfor den varierer slik den gjør.

8.1.1 Generelt om hvorfor erosjon er sannsynlig i Engan

Som vi ser på figurene 16-18 og 21-24, viser disse store variasjoner, både mellom hvert enkelt punkt, mellom høyre og venstre skråningsside, og mellom de ulike periodene. Dette tegner et bilde om at erosjonsaktiviteten i Engan er svært dynamisk, gjennom hele felt-sesongen. Vi kommer ikke til å diskutere hvorfor det er forskjeller mellom høyre og venstre side, fordi usikkerhetsmarginene knyttet til frostheving og målingenes nøyaktighet er såpass stor. I tillegg er datagrunnlaget så lite at statistikken blir påvirket av et eller noen få punkter, noe som er tilfellet med høyre skråningsside i periode 3, der punkt 4 ser ut til å ha en ekstremt høy erosjonsrate. Vi skal for øvrig se litt nærmere på erosjonsratene til noen av de 38 punktene i kapittel 8.1.1.1.

Det er nok mange årsaker til at erosjonsaktiviteten i Engan varierer slik den gjør. En årsak kan være at det er ulike andeler silt i løsmassene. Morener har som kjent den egenskapen at de gjerne har en veldig heterogen kornfordeling. Dermed kan vi i Engan ha en situasjon der vi har større andeler finkorna løsmasser i noen områder, for eksempel silt (figur 53), mens andre områder igjen har større andel grovere kornstørrelser. Dette vil påvirke hvordan løsmassene responderer på tilførsel av vann, hvor utsatt de er for frostheving, og generelt hvor lette de er å erodere. Fra teorien vet vi blant annet at silt er mer utsatt for frostheving enn kornstørrelser med større diameter (Rengmark 1963; Bonnard og Recordon, 1958, via Chamberlain, 1981).

Den heterogene kornfordelingen tegner et bilde om at den romlige fordelingen av jordfuktighet i området også er heterogen, og før en nedbørhendelse, kan derfor mengden fuktighetsinnhold i jorda variere mye, selv om det er snakk om et lite område (Hawley et al., 1982). 03. mai 2016 så vi blant annet hvordan det var mye fuktighet til stede i løsmassene med høyt innhold av silt (figur 53). Dette bidrar til å påvirke hvor mye vann som kan infiltreres i jordlagene når det regner, og Phillip oppdaget i 1957 (via Hawley et al., 1982), at dersom fuktighetsnivået i jorda økte før en nedbørhendelse, førte dette til at infiltrasjonsratene ble redusert, mens overflateavrenningsratene økte. Men jo lenger nedbørhendelsen varte, desto mer ubetydelig ble det initiale fuktighetsinnholdet i jorda.



Figur 53: Eksempel på et område med høyere andel silt (tatt i nærheten av punkt 1, 2 og 3, ved stokkdamm 2) (Økland, 03.05.2016)

I tillegg vil skråningsgradient og mikrotopografi variere. Disse to faktorene er sammen med løsmassenes egenskaper med på å påvirke infiltrasjons- og overflateavrenningsratene i en skråning (Beven og Wood 1982; Cerdà, 1995; Bryan, 1999), og her kan selv små variasjoner over korte variasjoner kan ha en merkbar effekt. Figur 61 viser hvordan Engan er et område med varierende skråningsgradienter og skråningslengder, noe som bidrar til å forsterke ideen om at også erosjonsaktiviteten er dynamisk og varierende. Samtidig har store deler av skråningene høye gradienter, noe som bidrar til å øke overflateavrenningen (Hawley et al., 1982), og som derfor også bidrar til å øke mottakeligheten for erosjonsaktivitet. En annen faktor som påvirker erosjonsmønstre, er vegetasjon, både hvorvidt det er vegetasjon til stede eller ikke, hva slags vegetasjon det i så fall er snakk om, og ikke minst hvordan denne vegetasjonen fordeler seg romlig; (Wang et al., 2004; Istanbuloglu og Bras, 2006; Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007). I tillegg vil trær spille en rolle, kanskje mest i forhold til skråningsstabiliteten (Osterkamp, 2011). Dette med vegetasjonens påvirkning på erosjonsaktivitet er et aspekt som vil bli diskutert nærmere under kapittel 8.1.3.

8.1.1.1 Utvalgte punkter:

I denne delen skal vi ta for oss erosjonsratene til punkt 2 og 8 i periode 1, punkt 40 i periode 2, og punkt 4 i periode 3, og diskutere de antatte erosjonsratene til disse punktene, blant annet ved hjelp av fotografier.

Punkt 2



Figur 54: Punkt 2, 3 og 4 (Økland, 17.11.2015)

I det følgende skal vi se nærmere på punkt 2 (til venstre i figur 54), som i periode 1 hadde en antatt gjennomsnittlig erosjonsrate på $-1,1$ mm/døgn. De andre punktene i området (1, 3, 4 og 40) hadde antatte erosjonsrater på mellom $-0,6$ og $-2,0$ mm/døgn. I felt observerte vi blant annet store ansamlinger med svært finkornede løsmasser (figur 53 og 55), sannsynligvis silt, i området der punkt 1, 2, 3 og 4 står. Denne silten finner vi nok andre steder i feltområdet også, men her var den helt oppe i overflaten, noe vi ikke så eksempler på andre steder. Vi antar at det er silt, og ikke leire, fordi morenen er vurdert til å være en silt-holdig morene (Bane NOR, 2014 og Günther, 2017). I tillegg ligger området for høyt over havet til at det kan være kvikkleire, fordi vi befinner oss over den marine grensen.



Figur 55: Punkt 1, 2, 3 og 4 (i rekkefølge fra venstre: 3, 1, 2, 4) (Økland, 03.05.2016)

Sammenligner vi punkt 2 på figur 54, med figur 55, ser vi for eksempel at metallstangen ser ut til å lene seg mer fremover 03. mai 2016. På figur 55 er det punkt 2 vi ser rett på undersiden av treet som ligger ut over skråningskanten, midt i bildet. Det er ikke så lett å se, men det er en tynn rot som befinner seg bak punkt 2 på figur 54. Den kan ses rett bak punktet, der fargen på løsmassene går fra lys til mørk (først og fremst på grunn av avstand og skygger i fotografiet).

Dersom vi ser på forholdene rundt punkt 2 på figur 55, ser vi at det er en tynn rot der, som har omtrent samme størrelse og vinkel som roten i figur 54. Men den er lenger unna punkt 2 på figur 55. Ettersom det er usannsynlig at rota har trukket seg tilbake, kan vi heller anta at det er metallstangen som har endret posisjon. Det at den lener seg mer fremover, skal jo tilsi at avstanden fra bakken til toppen av stangen har krympet, fordi vinkelen blir mindre (figur 14). Men fordi vi har en erosjonsrate på $-1,1$ mm/døgn, sammen med de endringene vi kan se på de to figurene, forteller dette oss at det sannsynligvis har foregått erosjon her. På figur 54 skimter vi en hvit bit med tape rundt metallstangen til punkt 2, helt nede ved bakken. På figur 55 kan vi se at denne tape-biten befinner seg et stykke over bakken. Dette kan være et tegn på frostheving, men det er noe usannsynlig at det kun er frostheving som er drivkraften bak en slik avstandsending.

Samtidig vet vi som sagt at frostheving er større i jordarter med mye silt, samt i silt med høy eller lav grad av plastisitet (Rengmark 1963; Bonnard og Recordon, 1958, via Chamberlain, 1981). Observasjoner gjort i felt i mai 2016, viste at løsmassene ved punkt 1, 2, 3 og 4 oppførte seg plastisk. Dette hadde sannsynligvis sammenheng med høyt porevantrykk i løsmassene, og snøsmeltingen som hadde pågått tidligere på våren. Vi har også et ganske tydelig tegn på erosjon i området der punkt 2 står, nemlig det faktum at vi kan se mange blottlagte røtter og underkutting (figur 54 og 55). Dette skal vi diskutere mer i kapittel 8.1.3.

Det at det er litt andre typer løsmasser i dette området, eller rettere sagt, andre typer løsmasser i overflaten der disse punktene er plassert, kan absolutt ha påvirket erosjonsratene. Det er også fullt mulig at de 20 mm med frostheving vi har regnet med, ikke er tilstrekkelige her, fordi vi har å gjøre med et substrat som er mer utsatt for frostheving enn for eksempel sand. Derfor kan vi forvente at frosthevingen har vært større her, enn i de områdene i skråningen som har mindre andel silt. Samtidig vet vi ikke sikkert hvordan silt-innholdet, og fordelingen av silt er i resten av Engan.

Dersom vi går ut ifra at det er en større andel silt i disse løsmassene, og at dette derfor fører til at frosthevingen er høyere her, kan dette være en medvirkende årsak til at de antatte erosjonsratene hos punkt 2, 3, 4 og 40, ser ut til å være en del høyere enn for de andre punktene i periode 1. Det forklarer imidlertid ikke hvorfor punkt 8 har så høye erosjonsrater sammenlignet med punkt 5, 6 og 7.

Punkt 8



Figur 56: Punkt 7 og 8 (til høyre) (Økland, 17.11.2015)

Sammenligner vi bildet fra november 2015 (figur 56), med bildet fra mai 2016 (figur 57), ser vi tydelig hvordan det har skjedd endringer ved punkt 8. Et av sporene, er den lange tynne roten som strekker seg på tvers foran punktet. På figur 56 ser vi at denne roten befinner seg ganske nærme skråningsoverflaten, kanskje halvannen cm over. På figur 57 ser det ut til at denne avstanden har økt betraktelig. I tillegg ser vi en bit med hvit tape, omtrent på høyde med denne rota, i figur 57. På figur 56 befinner denne biten med tape seg helt nede ved bakken. Dersom det kun var tapen, og ikke rota som hadde «flyttet» på seg, kunne vi antatt at det først og fremst var snakk om frostheving, og ikke så mye erosjon. Men, fordi avstanden mellom rota og skråningsoverflaten også har økt, tegner dette et bilde om at det foregår erosjon her. Vi kan også se, på figur 57, at det er snakk om en ganske høy skråningsgradient, noe som gjør at sannsynligheten for erosjonsaktivitet øker (Assouline og Ben-Hur, 2006). Metallstangen til punkt 8 ser også ut til å være bøyd, omtrent der den hvite tape-biten sitter (figur 57). Dette kan ha sammenheng med frostprosesser, men dette er imidlertid bare spekulasjoner. Alle de blottlagte røttene i kanten av skråningen (figur 57) bidrar også til å forsterke hypotesen om erosjon.

På figur 56 ser vi også en hvit kvist til høyre for punkt 8, som berører den tidligere nevnte horisontale rota. På figur 57, har avstanden mellom den hvite kvisten og rota økt. Vinkelen på de to fotografiene gjør det imidlertid litt vanskelig å se om avstanden mellom punkt 8 og den hvite kvisten har endret seg. Vi kan også se hvordan det ser ut til å ligge løsmasser oppå blader og annet organisk materiale i figur 57. Nå har vi dessverre ikke fotografier av akkurat dette området fra før 03. mai, så det er vanskelig å si noe om hvordan det så ut før vinteren og våren 2015/16. Det kan også se ut som det har akkumulert løsmasser ved punkt 7, dersom vi sammenligner figur 56 og 56, men det er ikke mulig å være helt sikker. Det kan absolutt være tilfellet at det har foregått mye massebevegelse ved både punkt 5, 6, 7 og 8, men at tilfeldighetene skulle ha det til at det ble forflyttet mer løsmasser vekk fra punkt 8, mens det nesten gikk i «null» hos de andre punktene, fordi det foregikk både erosjon og akkumulasjon her. Slike nyanser er umulige å oppdage, med mindre vi hadde hatt konstant overvåking av feltområdet.



Figur 57: Punkt 8, markert med rød sirkel. Punkt 7 er til høyre i bildet (Økland, 03.05.2016)

Punkt 40



Figur 58: Punkt 40 (Økland, 17.11.2015)

I periode 2 har punkt 40 (figur 58) en antatt akkumulasjonsrate på + 7,0 mm/døgn, eller en total akkumulasjon på $7,0 \text{ mm} \cdot 37 \text{ dager} = 259 \text{ mm} = 26 \text{ cm}$. Sammenligner vi med punktene i nærheten, for eksempel punkt 2 og 17, ser vi at disse har erosjonsrater på henholdsvis -0,4 og -0,5 mm/døgn.

På figuren under (figur 59) ser vi punkt 40 i mai 2016. Der ser vi blant annet at det er høy skråningsgradient der punkt 40 befinner seg, og at det er mange blottlagte røtter ovenfor punktet. Dette med blottlagte røtter er noe som går igjen i hele feltområdet, og vil som nevnt bli diskutert nærmere under kapittel 8.1.3. Det er altså to hovedkilder til løsmasser her. Den ene, er selve skråningen, som består av relativt porøse løsmasser i en bratt vinkel. Den andre kilden, er det overhenget over skråningen, som blant annet vil tilføre løsmasser når røttene her mister vitaliteten sin og dermed også evnen til å binde jordpartiklene (Ghidey og Alberts 1997, via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo 2007; Osterkamp et al., 2011). Akkumulasjonen ved punkt 40 i periode 2 kan altså være et resultat av at løsmasser rett og

slett faller ned fra dette overhenget, da punktet står veldig nærme dette overhenget. Det er også verdt å merke seg at det ikke var vegetasjon i området ved og rundt punkt 40 i mai og juni (se figur 59 og 60). Fra litteraturen (Wang et al., 2004; av Istanbulouglu og Bras (2006) vet vi at vegetasjon beskytter mot erosjon, og mangelen på vegetasjon, blottlagte røtter, og bratte skråningssider peker derfor alle mot massebevegelse. Samtidig er en akkumulasjon på 26 cm med løsmasser i løpet av fem uker svært mye, og det kan absolutt tenkes at det er gjort en målefeil, og at raten er noe lavere i virkeligheten.

På figur kan vi 58 se hvordan det så ut da punkt 40 ble plassert ut 17. november 2015 og sammenligne med bildet fra 03.mai 2016 (figur 59). Sammenligner vi plasseringen til den hvite tape-biten som er surret rundt metallstangen til punkt 40 på de to bildene, ser vi at den befinner seg et stykke lenger vekk fra bakken på figur 59. Dette gjelder altså en endring som fant sted i periode 1, men dette kan være med på å vise at massebevegelsen her har høye rater. Punkt 40 hadde også høye erosjonsrater i periode 1, noe som er nevnt tidligere.



Figur 59: Punkt 40 (Økland, 03.05.2016)



Figur 60: Viltkamerafoto av høyre skråningsside (Olsen og Økland, 09.06.2016). Punkt 40 befinner seg omtrent midt i bildet bak treet som ligger på utsiden av skråningen. Punkt 4 er merket med rød sirkel, og et utsnitt som viser punkt 4 er også satt inn nede til høyre (Økland, 2017)

Punkt 4

I periode 3 skal vi diskutere et punkt som har en erosjonsrate som skiller seg kraftig ut fra de andre 37 punktene. I løpet av periode 3, som varer i 24 dager, har det angivelig blitt flyttet 35 cm med masser vekk fra punkt 4. Dette er den aller høyeste erosjons-, eller akkumulasjonsraten som er målt totalt i hele feltperioden. Når måling 4 ble gjennomført 03. juli 2016, var den målte avstanden fra bakken til toppen av punkt 4 990 mm (tabell 1). Men, metallstangene som ble brukt var 1000 mm lange. Det vil si, at metallstangen som tilhører punkt 4, bare hadde 1 cm forankret i bakken 03. juli. Dette er rett og slett umulig, da vekten av den delen av stangen som befant seg over bakken uten tvil hadde ført til at hele stangen veltet. Dette skjedde imidlertid aldri. Vi kan derfor anta at det enten har blitt målt feil på måling 4, eller at det har blitt notert feil tall under målingen.

På figur 60 ser vi imidlertid at store deler av stangen tilhørende punkt 4 befinner seg over bakken 09. juni, da måling 3 ble gjennomført. Sammenligner vi dette bildet med figur 55, som viser punkt 1, 2, 3 og 4 i mai 2016, ser vi tydelig at en større andel av metallstangen befinner seg over bakken 09. juni. I tillegg heller hele stangen mye mer fremover i juni, sammenlignet med hva den gjorde i mai. Disse sammenligningene gjelder altså periode 2, ikke periode 3. Det ble dessverre ikke tatt bilder 03. juli, som kan bevise eller motbevise den antatte erosjonsraten på -14,6 mm/døgn.

Men, det vi vet om området der punkt 4 befinner seg, er at det er bratt, og preget av løsmasser som har litt andre egenskaper enn andre områder i Engan. I vekstsesongen er det heller ikke vegetasjon her (figur 60). Vi vet også at punkt 4 kanskje er det punktet som jevnt over har de høyeste erosjons- og akkumulasjonsratene av de 38 punktene (tabell 1). Legger vi sammen disse opplysningene, er det derfor tenkelig at punkt 4 har den høyeste erosjonsraten i periode 3, men vi går ut ifra at denne erosjonsraten er noe lavere enn den som er registrert.

8.1.2 Temperatur, nedbør og avrenning – påvirkning på erosjonsratene i Engan

I det følgende skal vi se nærmere på hvordan faktorene temperatur, nedbør og overflateavrenning kan ha vært med på å påvirke erosjonsratene i Engan i løpet av de fire ulike periodene. Dette tar da utgangspunkt i figur 25-35 og tabell 2-9 I periode 1 vil snø, tele og snøsmelting også bli tatt med i diskusjonen, og vi kommer blant annet til å diskutere når i periode 1 erosjon er mest sannsynlig, basert på disse parameterne. Vegetasjonen i området, og hvordan den påvirker erosjonsratene i periode 2, 3 og 4 vil bli diskutert i et eget underkapittel som favner alle de tre periodene.

8.1.2.1 Ytre faktorer som påvirker erosjonsaktiviteten i periode 1

Gjennomsnittstemperaturen i periode 1 ligger på $-0,9^{\circ}\text{C}$ (figur 26). I løpet av de 168 dagene er det minusgrader 90 av dagene. Den lengste perioden uten plussgrader varer i over tre uker, og finner sted i januar (figur 25, tabell 2). Fra og med 13. mars (tabell 4 og 5) har vi et skifte i temperaturregimet, og frem til periodens slutt er det kun målt minusgrader fire av de 52 dagene. Dette skiftet i temperatur markerer også starten på snøsmeltingen. Før dette har vi imidlertid også flere mindre episoder med snøsmelting. Disse episodene har også ført til at overflateavrenningen i området har økt (figur 32).

Det er som kjent mest sannsynlig at erosjon skjer dersom det er overflateavrenning til stede, og jo høyere disse overflateavrenningsratene er, desto større er sannsynligheten for erosjon (Morgan et al., 1997; Bryan, 1999). I løpet av periode 1 er nok sannsynligheten for erosjon størst de dagene det ikke er snø til stede, samtidig som overflateavrenningen øker. Når det er minusgrader, tele, og lave overflateavrenningsrater, er imidlertid erosjon usannsynlig, selv om det ikke er snø til stede, for selv om skråningene er bratte mange steder, vil telen bidra til å holde løsmassene på «plass». Ifølge de sekundære dataene fra Se Norge (tabell 2-5), som denne delen av diskusjonen baserer seg på, er det ingen slike perioder i Engan, men dette er som kjent basert på interpolerte data, så virkeligheten kan fortone seg annerledes.

I løpet av periode 1, har vi i hovedsak tre episoder før den siste og største snøsmeltingen i mars der overflateavrenningsratene ligger på eller overstiger $1,0\text{ mm/døgn}$. Fordi vi ikke vet nøyaktig hvor høye overflateavrenningsrater som fremmer erosjon i Engan, baserer vi oss at det minimum er $1,0\text{ mm/døgn}$. Den første hendelsen varer i totalt tjue dager, men det er snø til stede elleve av disse. Denne snøen kom henholdsvis 1. og 2. juledag 2015, og 6. januar 2016. 1. juledag kom det 11 cm med snø, og 2. juledag falt det ytterligere 2 cm. Deretter smeltet snøen gradvis bort, før den var helt borte 01. januar 2016. 06 januar kom det bare en liten

halvcentimeter med snø, og denne forsvant i løpet av de neste fire dagene. De da ni snøfrie dagene, varer først fra 21. desember til 24. desember 2015, og så fra 01. til 05. januar, med en overflateavrenningstopp 02. januar, på 2,2 mm/døgn. Før denne overflateavrenningstoppen har vi en periode på fire dager der gjennomsnittstemperaturen ligger på nærmere 3 ° C. Ettersom det var svært lite snø til stede i perioden 06.- 09. januar, kan vi anta at erosjon er sannsynlig også i denne perioden. Det samme gjelder de siste par dagene i løpet av den første av de to periodene med snø.

Når snø smelter, er det mange faktorer som styrer hva som skjer med vannet, blant annet påvirkes infiltrasjonsevnen av fuktighetsnivået i jorda før og under snøsmeltingen (Iwata et al., 2011). I Engan vil infiltrasjonsevnen i løsmassene generelt være god, fordi det er mye sand der, men i områdene med mer silt kan det være at infiltrasjonsevnen ikke er like god.

Den neste perioden varer fra 30. januar til 04. februar. I løpet av disse seks dagene var det kun minusgrader, og en gjennomsnittstemperatur på -2,2 ° C. Snødybden økte kontinuerlig i løpet av hele perioden, fra rundt 12 cm 30. januar, til 25 cm 04. februar. Denne økningen i snødybde har sammenheng med at det falt nedbør hver dag. Overflateavrenningstoppen fant sted 31. januar, og lå denne dagen på 1,8 mm. Fordi dette er en periode der det er minusgrader og snø til stede, antar vi at sannsynligheten for erosjon er mindre enn for den andre perioden med høy avrenning. Deretter har vi en ny periode som varer i åtte dager, fra 08. februar til 15. februar. Denne perioden er svært lik perioden før, i den forstand at det er minusgrader (bortsett fra den første dagen), og det er også snø til stede hele perioden.

Overflateavrenningstoppen er på 1,8 mm/døgn, 10. februar. Dette er nok en gang en periode der sannsynligheten for erosjon er liten, først og fremst fordi det i gjennomsnitt ligger 19 cm med snø i området denne perioden, per døgn.

Den neste perioden med høyere overflateavrenningsrater, er da perioden da snøen begynner å smelte bort for fullt. Snøsmeltingen ser som tidligere nevnt ut til å starte 13. mars, og det er i denne perioden overflateavrenningsratene er på sitt aller høyeste (figur 29). Erosjonsstudier fra Europa og Nord-Amerika indikerer at erosjonen som finner sted under snøsmeltingen kan nå eller potensielt overstige erosjonsratene under en nedbørhendelse (Demidov et al., 1995; Edwards et al., 1998; Lundekvam, 2001, via Ollesch et al., 2004). Overflateavrenningsratene øker også mye raskere her enn i noen annen periode. Dette henger i stor grad sammen med skiftet i temperaturregimet som skjer 13. mars. I løpet av de første ti dagene med snøsmelting, økte overflateavrenningsratene fra 0,3 mm/døgn til 10,6 mm/døgn. I tillegg til at det er plussgrader hele perioden, regner det også hver dag. I snitt faller det daglig 4 mm nedbør i

løpet av disse ti dagene. Selv om regn som faller på snø, ikke direkte bidrar til å smelte snøen, vil kombinasjonen av milde temperaturer og nedbør sammen bidra til å øke overflateavrenningsratene, særlig i tilfeller der det fortsatt er dyp tele i bakken som hindrer vannet fra å infiltrere (Iwata et al., 2011). Sammen med regn på snø, kan variasjoner i snødekket over tid, og romlige variasjoner knyttet til frost i jord, skape dynamisk og sammensatt overflateavrenning (Sui og Koehler, 2001, via Ollesch et al., 2004).

I løpet av denne perioden lå teledybden i området på mellom 1 og 1,5 meter (figur 31). Kombinasjonen av en temperaturøkning som fremmer hurtig snøsmelting, kombinert med kontinuerlig nedbør og tilstedeværelsen av teledybde, skaper tydelige rammer for denne raske økningen i overflateavrenningsrater (Sand og Kane, 1986; Gusev, 1989; Koren et al., 1995, via Bayard et al., 2004, Iwata et al., 2011). Samtidig er det fortsatt snø til stede, men i løpet av perioden fra snøsmeltingen starter, til all snøen er borte, tar det litt over to uker (figur 35). 13. mars er det for øvrig registrert en snødybde på 39 cm. Selv om overflateavrenningen er på sitt høyeste 22. mars, er det snø til stede denne dagen, og i flere dager etter. Det er først helt i slutten av mars at snøen ikke lenger er til stede. I løpet av månedsskiftet mars/april 2016 ligger også overflateavrenningsratene høyt (figur 29), særlig rett etter at snøen har smeltet helt bort (figur 35). Vi kan derfor argumentere for, at selv om overflateavrenningen var høyere før snøen forsvant, vil sannsynligheten for erosjon være minst like stor, eller større, i løpet av denne perioden uten snø. En av grunnene til dette, er at snøen vil beskytte de underliggende massene mot overflateavrenning. Men det er også viktig å huske på at ingen av disse parameteren er homogene, sett i et romlig perspektiv. Snødybde og teledybde varierer i et område, og overflateavrenningsrater varierer. Variasjoner i snødybde styres for eksempel av terrengets form, skråningsgradient og topografi og vindretning. Vindretning vil nok ikke påvirke overflateavrenningsratene under en snøsmeltingsepisode, men terrengform, topografi og skråningsgradient vil definitivt påvirke overflateavrenningsratene i en skråning (Beven og Wood, 1982; Bryan, 1999).

Skråningssidene i Engan ser ut til å være brattest øverst, i toppen av skråningene, før gradienten minker jo nærmere ravinens bunn vi kommer (figur 61). Dersom vi ser for oss at det ligger snø i hele ravinen, som deretter begynner å smelte, samtidig som det er tele til stede, vil overflateavrenningsratene øke gradvis, helt til telen og snøen begynner å forsvinne, fordi vannet da lettere kan infiltreres ned i løsmassene (Iwata., 2011). Erosjonspotensialet vil da være størst øverst i skråningssidene, først og fremst fordi de har høy gradient, noe som fremmer høye overflateavrenningsrater, og lave infiltrasjonsrater (Hawley et al., 1982).

Samtidig er det sannsynlig at det er lite snø i denne delen av skråningen, både fordi de er bratte, men også på grunn av overhenget som befinner seg på oversiden (figur 70 og 71). Dette overhenget kan danne en fysisk barriere mot snøen. I tillegg befinner ravinen seg i et skogområde, noe som betyr at trærne til en viss grad også har påvirket hvor mye snø som nådde bakken. Selve ravinen er imidlertid fri for trær, med unntak av de som ligger på tvers av ravinen. Dermed kan vi tenke oss at det som har falt av snø, og blitt liggende i Engan i løpet av vinteren 2015-2016, har falt ned i selve ravinen, først og fremst i bunnen, og i venstre skråningsside, som er noe lenger enn høyre skråningsside. Men, det er ikke bare snøen i selve ravinen som påvirker ravinen under snøsmeltingen.



Figur 61: Forsøk på å illustrere ulikheter i skråningsgradienter i ravinen (Økland, 03.05.2016)

Som vi har snakket om tidligere (kapittel 6.1), er det en grøft som leder overvann ned mot ravinen, og denne grøfta vil derfor lede vann fra snøsmeltingen til feltområdet, under smelteperioden. Dette vannet vil da først og fremst finne veien ned i ravinens knekkpunkt, der punktene 27, 28 og 29 befinner seg (figur 63), og påvirker nok ikke de andre skråningssidene direkte. I periode 1 har disse tre punktene for øvrig en erosjonsrate på rundt -0,2 og -0,3 mm/døgn, altså er det ikke snakk om spesielt høye erosjonsrater. Dette til tross for at de står plassert et sted der skråningsgradienten er svært høy (figur 62 og 63).

Snøsmeltingen om våren, eller smelteperioder om vinteren står for en stor del av den årlige overflateavrenningen, og løsmasse-forflytningen (Rekolainen, 1989, via Ollesch et al., 2004). Hvor mye smeltevann som infiltreres påvirker fuktighetsnivået i jorda, og denne prosessen kan i blant reduseres av et frossent jordlag. Jo dypere telen går, desto mindre er sannsynligheten for at smeltevannet vil infiltreres. (Carey og Woo., 1998; Iwata et al., 2011). I tillegg til jordfuktighet og teledybde, påvirker også temperaturen i jorda og tykkelsen på snødekket infiltrasjonen til vannet fra snøsmeltingen. Det betyr, at i et område med heterogene løsmasser, som Engan, vil erosjonsaktiviteten på vinteren og våren variere over små områder, ettersom de varierende topografiske forholdene og den heterogene jordarten sammen bidrar til å skape dynamiske forhold, og en varierende erosjonsaktivitet.



Figur 62: Punkt 27, 28 og 29 (Økland, 17.11.2015)



Figur 63: Ravinens start, og plasseringen til punkt 27-29 (Økland, 03.05.2016)

Vi vet fra feltarbeidet, og delvis ved å se på figur 63, at grøfta ser ut til å ende opp til venstre for de tre punktene, og at mesteparten vannet som renner i grøfta på oversiden av ravinen, derfor ender opp med å renne ned blant steinene vi ser på bildet til høyre. Det betyr at punkt 27, 28 og 29 (figur 62) ikke nødvendigvis blir direkte påvirket av overflateavrenningen fra denne grøfta.

Teledybden i Engan er ifølge dataene fra Se Norge til stede helt frem til 25. april. I svært bratte og tilnærmet vertikale skråninger, kan det hende at teledybden vil forplante seg normalt på skråningen. Dette kan for eksempel skje der ravinen starter (figur 63). Dermed kan denne telen på sett og vis holde på løsmassene, og med mindre vi har en større overflateavrenningshendelse, vil det ikke foregå noe særlig erosjon her før telen slipper taket. Derimot vil erosjonsaktiviteten være ekstra stor i slike områder på våren, både fordi høy gradient initierer høye overflateavrenningsrater (Hawley et al., 1982), men også fordi gradienten er så høy at massebevegelse kan skje nesten uten påvirkning fra ytre faktorer. Da må det i så fall være svært tørt i skråningen, slik at det ikke er vann til stede som kan binde jordpartiklene.

Alle aspektene vi har diskutert over her, med de sekundære dataene fra Se Norge i bakhodet, viser at erosjonsaktiviteten i periode 1 mest sannsynlig har begrenset seg til to typer perioder. Enten har det foregått erosjon i perioder med relativt rask snøsmelting, og tilhørende økning i overflateavrenningsratene, der det har vært lite, eller ingen snø til stede, men fortsatt tele i bakken som hindrer infiltrasjon av smeltevann, eller så har vi hatt erosjon i perioder der vi har hatt høye overflateavrenningsrater og en minkende teledybde som fører til de-stabilisering av løsmassene. Kirby og Mehuys utførte for øvrig en studie i 1986, der de fant at jordtapet på vinteren økte sammenhengende med skråningsgradienten, i et studieområde. Dette kan indikere at gradienten til en skråning har større betydning for jordtap på vinteren, enn på sommeren.

8.1.2.2 Ytre faktorer som påvirker erosjonsaktiviteten i periode 2-4

Gjennomsnittstemperaturen for periode 2, 3 og 4 ligger rett under 12 ° C, og har med en makstemperatur på 22,5 ° C og en minimumstemperatur på 3,8°C (tabell 6-9) en rekkevidde på godt over 18 °C. Det er altså snakk om ganske store temperaturvariasjoner i løpet av disse 118 dagene. Det har blitt registrert nedbør 92 av de 118 dagene, i snitt 2,9 mm med nedbør per dag. Den lengste sammenhengende perioden med nedbør varte i tre uker, fra 26. juli til 15. august (figur 27, tabell 9), og i løpet av disse tre ukene falt det totalt 69 mm med nedbør. I løpet av juli og august ble det totalt registrert 191 mm nedbør på 52 dager. Det regnet altså ganske hyppig i Engan i løpet av mai, juni, juli og august i 2016. Samtidig falt det aldri store mengder nedbør i løpet av et døgn, og nedbørrekorden, både for disse tre periodene, og hele feltperioden under ett, ble målt 26. august, og ligger på 27,6 mm/døgn.

På sommeren er det først og fremst vegetasjonsutbredelse, og temperatur, som er de eksterne faktorene som styrer hva som skjer med nedbør når den treffer bakken.

Til tross for at det særlig er i siste del av denne perioden vi har høye nedbørmengder, og lange sammenhengende perioder med nedbør, er det helt i begynnelsen av perioden, nærmere bestemt 4. og 5. mai at vi finner de høyeste overflateavrenningsratene. Dette er nok «rester» fra snøsmeltingen, ettersom det regnet svært lite rundt månedsskiftet april/mai. Etter dette overstiger ikke overflateavrenningsratene 0,7 mm/døgn, og vi har to episoder i løpet av periode 2, 3 og 4, der dette skjer, dersom vi ikke teller med første del av periode 2, der de høye overflateavrenningsratene som sagt henger sammen med snøsmeltingen og de prosessene som har blitt diskutert i avsnittet som tar for seg periode 1.

Den første av de to episodene, varer i fem dager, fra 20. til 24. mai.

Overflateavrenningstoppen på 0,7 mm/døgn fant sted 21. mai, og de andre fire dagene var overflateavrenningen på 0,6 mm/døgn. Fra 10. til 18. mai regnet det hver dag, og i løpet av disse ni dagene kom det nesten 10 mm nedbør. 19. mai var det ingen nedbør, men i løpet av de neste fem dagene falt det nesten 19 mm nedbør totalt. Frem til 21. mai hadde det altså kommet over 17 mm nedbør på halvannen uke. Temperaturen i denne perioden, fra 10. til 24. mai, hadde et gjennomsnitt på 6,6 ° C, og fordi det i tillegg regnet nesten hver dag, kan det tenkes at fordampningsratene av vann fra jordoverflaten i området ikke var særlig høye. Hvor høyt fuktighetsnivået i jorda er i forkant av en nedbørhendelse er med på å bestemme hva som skjer med regnet (Hawley et al., 1982). I tillegg til jordfuktighet, er temperatur en av de viktigste faktorene som styrer hvor lett vannet kan infiltreres ned i jorda (Cerdà, 1998). Wilkening (1981, via Hawley et al., 1982) oppdaget i tillegg at viktigheten av variasjoner i jordas fuktighetsinnhold er høyere for mindre nedbørhendelser, enn for større og mer langvarige hendelser.

Observasjoner fra feltområdet viser også at det var svært lite vegetasjon i området i begynnelsen av mai (figur 64), men at denne begynte å ta seg opp i begynnelsen av juni, først og fremst i venstre skråningsside (figur 65). Vegetasjonsutbredelsen i høyre skråningsside var sparsommelig, også 09. juni (figur 66). Dette er nok to av faktorene som har bidratt til at overflateavrenningen økte i denne perioden. I 1939 (Duley) og 1947 (Ellison), via Morin og Benyamini (1977) oppdaget man hvordan regndråper påvirket jorda de falt ned på, når det ikke var vegetasjon til stede. Når dråpene treffer jorda, ødelegger de jordaggregatene i overflaten, og danner en skorpe med mye lavere hydraulisk konduktivitet enn den originale jordoverflaten. Da får vi en situasjon der store deler av energitapet skjer mellom regndråper og jordoverflaten, fordi skorpen hindrer vannet fra å infiltrere (Morin og Benyamini, 1977). Det betyr at overflateavrenningen, og transportkapasiteten til overflateavrenningen øker (Assouline og Ben-Hur, 2006). Vi observerte for øvrig ikke skorpedannelse i Engan under feltarbeidet, og det kan absolutt hende løsmassene her ikke er egnet for skorpedannelse. Samtidig har vi valgt å ta det med i diskusjonen, da vi har flere områder i ravinen der det ikke er vegetasjon, og denne prosessen kan dermed være med på å forklare den eventuelle erosjonsaktiviteten der.

Den neste episoden fant sted helt i slutten av august, nærmere bestemt 27. og 28. august. 26. august falt det som sagt 27,6 mm nedbør (tabell 9), og rett før dette hadde det regnet litt hver dag, i seks dager. Overflateavrenningen var på 0,6 mm/døgn både 27. og 28. august, og hadde det ikke vært for den litt større nedbørhendelsen rett før, hadde nok ikke overflateavrenningsratene steget noe særlig i løpet av disse dagene. I løpet av disse ni dagene, fra 20. til 28. august (tabell 9), lå nemlig temperaturgjennomsnittet på 12,5 °C. La oss sammenligne forholdene for denne og den forrige episoden, som fant sted rundt 21. mai. For forrige episode ser vi det regnet i 12 dager i strekk (med unntak av én dag) før overflateavrenningstoppen på 0,7 mm/døgn. 21. mai, og at det totalt falt 19 mm med nedbør i løpet av disse 12 dagene, eller i snitt 1,6 mm nedbør hver dag.

For denne episoden i slutten av august, kom det frem mot overflateavrenningstoppen 27. og 28. august 37,4 mm nedbør i løpet av sju dager, et snitt på 5,3 mm nedbør per dag. Mesteparten kom som kjent dagen før, 26. august. Det regnet altså mer intenst denne perioden, men overflateavrenningstoppen var høyere 21. mai, enn den var etter 26. august. Da kan vi peke på to faktorer som vi vet varierer. Den ene, er temperatur, og den andre, er vegetasjon. Hvilken rolle vegetasjonen har spilt i Engan gjennom feltperioden blir for øvrig diskutert i kapittel 8.1.3. Gjennomsnittstemperaturen før mai-episoden var nærmere halvparten av gjennomsnittstemperaturen for august-episoden, og vi vet også, basert på fotografier og observasjoner fra feltområdet, henholdsvis 03. mai, 09. juni og 29. august (Figur 65, 66 og 78), at det var mer vegetasjon til stede i august, enn det var i mai. Dette er som kjent ikke noe uvanlig, men det er allikevel verdt å bemerke.

Disse to eksemplene, viser hvordan overflateavrenningsratene i et område ikke bare er et produkt av hvor mye nedbør som faller i løpet av et visst antall dager, men at det er mer som må tas med i vurderingene. I tillegg til eksterne faktorer som temperatur og vegetasjon, må vi også huske på at egenskapene til jorda varierer, og at overflateavrenningsratene derfor påvirkes deretter (Beven og Wood, 1982; Bryan, 1999). I 1957 oppdaget for øvrig Phillip at påvirkningen det forløpende fuktighetsinnholdet i jorda hadde på infiltrasjonsratene under en nedbørhendelse, sank med økende varighet på nedbørhendelsen. Dersom nedbørhendelsen varte lenge nok, spilte ikke lenger det initiale fuktighetsnivået noen rolle, men for kortvarige nedbørhendelser hadde den samlede infiltrasjonen en tydelig effekt (Hawley et al., 1982).

I periode 2, 3 og 4, er det nok både større nedbørhendelser, eller langvarige episoder med nedbør over flere dager, som er med på å påvirke erosjonsaktiviteten. Men, det er også områder i Engan der vi kan anta at skråningsvinkelen er høyere enn friksjonsvinkelen, noe som betyr at det ikke nødvendigvis er behov for overflateavrenning for at erosjon skal finne sted. Det kan noen ganger være negativt med tørre, og eventuelt varme perioder, fordi vi kan ha tilfeller der det regner litt og litt over en lengre periode, slik at løsmassene aldri blir helt mettet på vann, etterfulgt av en tørr periode der løsmassene tørker opp. Dersom dette skjer i en bratt skråning, kan det rett og slett hende at partiklene på sett og vis blir holdt på «plass» ved hjelp av bindinger mellom vann- og jordpartiklene, og når vannet forsvinner, blir også disse bindingene borte, slik at løsmassene destabiliseres. For at nedbør skal være en direkte årsak til erosjon, må det altså komme nok nedbør, enten i form av en langvarig nedbørhendelse, eller en intens nedbørhendelse, til å initiere overflateavrenning (Istanbullouglu og Bras, 2006). I bratte skråninger kreves det imidlertid mindre nedbør enn i en slakere skråning for å iverksette overflateavrenning, fordi det er vanskeligere for vann å infiltrere, jo høyere gradienten er (Hawley et al., 1982).

Sannsynligheten for at det kun har foregått erosjon i løpet av de totalt sju dagene vi har hatt overflateavrenningsrater på 0,6 mm/døgn eller mer, svært liten, selv om vi kan argumentere for at Engan er et aktivt område.

8.1.3 Vegetasjonens rolle i Engan

8.1.3.1 Vekstsesong og utbredelse i skråningssidene

Et element som gjør Engan ekstra interessant, er vegetasjonen, og hvordan den er fordelt i de to skråningssidene. Den begynner å dukke opp i området i løpet av periode 2, og 03. mai var det for øvrig knapt noe vegetasjon å se (figur 64). På bilder fra 09. juni har det kommet mer vegetasjon, og på figur 65 og 66 kan vi se hvordan vegetasjonen er fordelt på de to skråningssidene. Der ser vi først og fremst at det er mer vegetasjon i venstre skråningsside, enn i høyre skråningsside. Mesteparten av vegetasjonen på venstre skråningsside vokser nedenfor målepunktene, noe som betyr at den ikke vil bidra til å minke erosjonen der punktene befinner seg. Samtidig medfører dens tilstedeværelse kanskje at de totale erosjonsratene blir mindre i venstre skråningsside, sammenlignet med erosjonsratene i høyre skråningsside.



Figur 64: Forholdene i venstre skråningsside i begynnelsen av mai (Økland, 03.05.2016)



Figur 65: Vegetasjonsutbredelse, juni (Olsen og Økland, 09.06.2016)



Figur 66: Vegetasjonsutbredelse, venstre skråningsside (09.06.2016)

Det er en rekke faktorer som kan være med på å påvirke hvorfor det er mindre vegetasjon i høyre skråningsside enn i venstre skråningsside. En av disse kan være solinnstrålingen, som blant annet styres av aspektet til skråningene. Høyre skråningsside er vendt mot sør/sørvest, mens venstre skråningsside vender seg mot nord/nordøst. Det betyr at solstrålene først og fremst påvirker venstre skråningsside første del av dagen, mens høyre skråningsside mottar solinnstråling på ettermiddagen. I tillegg er venstre skråningsside lenger enn høyre skråningsside mange steder. Det skaper en større overflate solstrålene kan treffe.

En annen årsak, kan være at det eksisterer en form for positiv feedback-mekanisme mellom mangelen på vegetasjon og erosjonsaktiviteten i høyre skråningsside (Wang et al., 2004). Vegetasjon bidrar som kjent til å redusere erosjonen i et område (Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007; Wang, 2008, via Osterkamp et al., 2011). Men, dersom skråningssiden har høy gradient, og gjerne er brattere enn friksjonsvinkelen, vil erosjonen allerede ha et slags overtak over vegetasjonen. Og, når erosjonsaktiviteten fortsetter, vil det bli stadig vanskeligere for vegetasjonen å få fotfeste.

På høyre skråningsside er det særlig den øvre delen av skråningen som har høy gradient, men hele skråningen er relativt bratt, noe som induserer høye overflateavrenningsrater (Hawley et al., 1982). Dette kan igjen påvirke skråningsgradienten. Samtidig har venstre skråningsside også høye gradienter, og denne skråningssiden har i tillegg flere segmenter som er lengre enn høyre skråningsside (figur 61). I tillegg til høy gradient, vil også lengden på skråningsside påvirke overflateavrenningen. Jo lengre, og brattere skråning, desto høyere er sannsynligheten for at hastigheten til overflateavrenningen øker (Hawley et al., 1982).

Det er usannsynlig at det kun er én av disse faktorene som er hovedårsaken til at det er lite vegetasjon til stede i denne skråningen. Antakeligvis snakker vi om en kombinasjon av flere faktorer som virker sammen, og med ulike størrelsesforhold, som for eksempel avhenger av hvilken sesong man er i.

Utfordringen med å trekke linjer mellom erosjonsrater og vegetasjonsfordeling i denne oppgaven, er imidlertid at omtrent all vegetasjonen som dukker opp i venstre skråningsside, vokser nedenfor punktene. Spørsmålet blir da om denne vegetasjonen danner en fysisk barriere, som hindrer at noe av de løsmassene som eroderes fra de øvre delene av denne skråningen blir forflyttet videre ned mot bunnen av ravinen (Van Dijk et al., 1996; Lee et al., 2000; Martínez et al., 2006, via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007). Det betyr ikke nødvendigvis at det dannes en fysisk «vegg» med løsmasser der vegetasjonen starter, men det kan tenkes at den bidrar til å begrense transporten ned til ravinens bunn i løpet av vekstsesongen.

8.1.3.2 Røtter

Et annet element som er fremtredende i ravinen, er alle røttene som er blottlagt øverst i skråningen. Bildene under dette avsnittet, viser eksempler på dette (figur 67-69). Disse røttene holder på jorda, fordi de fysisk binder sammen jordpartiklene, og dermed bidrar de til å minke sannsynligheten for erosjon (Reid og Goss, 1987; Li Yong et al., 1991; Tengbeh, 1993; Ghidry og Alberts, 1997; Jansen og Coelho-Netto, 1999, via Gyssels og Poesen, 2002, Baets et al., 2005 og Li et al., (1991), via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007). Men, fordi disse røttene er blottlagt, betyr dette at de etter hvert mister evnen til å ta opp vann. Dette reduserer i sin tur vitaliteten til røttene, og planten de tilhører, og fører til at røttene visner (Ghidry og Alberts (1997), via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007; Osterkamp et al., 2011). Det er viktig å tilføye at dette tar lang tid, og inntil røttene forsvinner, vil de fortsatt ha en positiv innvirkning på reduksjonen av erosjon, da først og fremst i overhengene (figur 70-71), og helt øverst i skråningene.

I 1997 fant Ghidney og Alberts, (via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007) for øvrig ut at erodibiliteten til overflateerosjon minket med økende mengder døde røtter. Det gjelder nok først og fremst i tilfeller der de døde røttene er i selve skråningen, og ikke i overheng som vi har i Engan. Ikke minst vil tettheten til røttene spille en rolle, og jo større tetthet av røtter, desto bedre klarte jorda å stå imot erosjon fra ytre krefter. Hvor godt røttene styrka jorda, var i tillegg avhengig av fordelingen til røttene, og andelen røtter med en diameter under 1 mm (Li et al., 1991, via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo, 2007). I Engan så det ut til at de fleste røttene hadde en diameter over 1 mm (figur 67-69), noe som kan bety at deres evne til å holde på jorda ikke er den beste. Samtidig er tettheten relativt høy, men når det er snakk om såpass bratte og ustabile partier, kreves det nok enda større rot-tetthet.



Figur 67: Blottlagte røtter, venstre skråningsside (Økland, 29.08.2016)



Figur 68: Blottlagte røtter, høyre skråningsside (Økland, 03.05.2016)



Figur 69: Blottlagte røtter, høyre skråningsside (Økland, 29.08.2016)

Men, i Engan er det mange trær som har veltet, eller som er i ferd med å velte (figur 72 og 73). En av årsakene til dette, kan være denne mekanismen, der erosjon i skråningssidene fører til at røttene til trærne blottlegges, samtidig som denne blottleggingen gjør at erosjonen gradvis øker eller blir mer sannsynlig (Ghidey og Alberts, 1997, via Duran Zuazo og Rodríguez Pleguezuelo 2007).

Dette gjør igjen at røttene til trærne ikke klarer å ta opp nok vann, og etter en stund vil da treet miste vitaliteten, og potensielt velte. To faktorer ved trerøtter påvirker skråningsstabiliteten. Den ene er styrken deres, og den andre, er røttenes fordeling i jorda (Nilaweera og Nutalaya, 1998). Det som ser ut til å skje i Engan, er at erosjonsprosesser fører til at skråningene graver seg bakover og innover. Dette fører til at det oppstår såkalte overheng (se figur 70 og 71), og dersom erosjonsaktiviteten fører til at skråningen klarer å grave seg langt nok bak, vil røttene til vegetasjonen som vokser ovenfor skråningene, altså i disse overhengene, etter hvert miste evnen til å ta opp nok vann (Osterkamp et al., 2011). Da vil det oppstå en positiv feedback-mekanisme, der erosjonsprosesser bidrar til å blottlegge flere røtter, mens røttene selv mister vitaliteten sin, og dermed ikke klarer å beskytte mot erosjon. Dette kan til slutt føre til at disse overhengene kollapser.



Figur 70: Overheng, høyre skråningsside (Økland, 03.05.2016)



Figur 71: Overheng, venstre skråningsside (Økland, 03.05.2016)

8.1.3.3 Trær

I Engan vokser det mange trær på oversiden av skråningene, og mange av disse vokser rett ved skråningskantene, og/eller har røtter som vokser ned i disse overhengene. Et friskt tre, som ikke er veldig tungt eller høyt, vil kunne bidra til å holde dette overhenget, og skråningens øvre del, stabilt (Gray, 1973, via Prandini et al., 1977). Men, når skråningene graver seg bakover, vil treets røtter etter hvert få problemer med å ta opp vann, noe som i sin tur svekker treets vitalitet. Store og tunge, eller høye trær vil også kunne virke negativt på stabiliteten, fordi vekten rett og slett kan bli for mye å bære for et overheng (Osterkamp, 2011). Dersom erosjonen i tillegg har fått skikkelig fotfeste under overhenget, vil tunge trær i overhenget virke ekstra negativt for stabiliteten.



Figur 72: Eksempler på trær som vokser i og ved overheng, høyre skråningsside (Økland, 03.05.2016)

Figur 73 viser flere trær som ligger på kryss og tvers av ravinen. Noen av disse trærne kan så klart ha blitt flyttet dit av mennesker, for eksempel i forbindelse med byggingen av kvistdammene i 2014, men mange har nok falt ned av naturlige årsaker, blant annet de årsakene som er diskutert i avsnittet over.



Figur 73: Trær som har falt over ravinen. Venstre: Nedenfor stokkdam 3, mot stokkdam 4. Høyre: Ovenfor stokkdam 4, mot stokkdam 3 (Økland, 03.05.2016)

Majoriteten av trærne som har veltet, ligger mellom stokkdam 3 og 4 (figur 73). På sett og vis danner disse naturlige stokkdammer, så med tanke på flomdemping er det positive sider ved at dette skjer. En annen grunn til at vi kan si at mange, om ikke alle, trærne som ligger veltet over ravinen i Engan har havnet der av naturlige årsaker, er at det er mange trær som ligger veltet på samme måte lenger ned mot jernbanelinja, der vi ikke har drevet med bygging av stokkdammer. Det er flere årsaker til at et tre velter, blant annet alder, råte, dårlig tilgang på vann/eventuelt at røttene har vanskeligheter med å ta opp vann (Osterkamp et al., 2011), og et ustabil underlag. Sistnevnte kan også avhenge en del av treets tyngde, vekstretning og andre fysiske egenskaper. Det vil si, det er ikke nødvendigvis underlaget som er ustabil, men treet som er for tungt, eller at det på en eller annen måte utøver for stort stress på bakken. Selv om vi antar at alle trærne som har veltet i Engan, har veltet og havnet der av naturlige årsaker, er det umulig å peke på de nøyaktige mekanismene som førte til at hvert enkelt tre veltet. Men, vi kan regne med at det handler om en kombinasjon av flere faktorer. Erosjonsprosesser og andre former for masseforflytning er eksempler på slike faktorer.

Dersom det foregår erosjon i en skråning der det vokser mange gamle trær, vil kanskje ikke disse trærne klare å gi et motsvar på denne erosjonen i like stor grad som friske, nyere trær vil. Mange av trærne i Engan er kledd med mose (se for eksempel figur 73), noe som kan være et tegn på at de er gamle. Samtidig er det ikke sikkert at gamle trær er svake, det avhenger også av hvor stabilt de står og tilgangen på vann og næringsstoffer. Råte trær vil av ganske åpenbare grunner være mer utsatt for å falle overende. Det er altså mange grunner til at trær velter.

Men, vi kan også se på det fra den andre siden, og spørre oss hva som skjer med jorda, og erosjonsaktiviteten i skråningene når trær velter, og rotsystemer rives opp. En av de mest fremtredende effektene, vil jo være at erosjonsaktiviteten, eller sannsynligheten for erosjonsaktivitet, øker. Først og fremst forsvinner det røtter, som fysisk binder jorda (Baets et al., 2005). Det er for øvrig noen forfattere som mener at avskoging kan bidra til å stabilisere skråninger, blant annet Flaccus (i Brown og Sheu 1975, via Prandini et al., 1977).

Men, tenker vi mer langsiktig, vil også overflateavrenningen øke, fordi det ikke lenger er et tre der som kan ta opp vann når det regner, eller under snøsmeltingen. Under snøsmeltingen kan for øvrig overflateavrenningen være høyere enn under en nedbørhendelse som skjer på sommeren, fordi jorda kan være delvis frossen, noe som kan hindre vannet i å infiltrere ned i jorda (Iwata et al., 2011). Uansett årstid, eller hvor vannet kommer fra, så vil mangelen på et tre som kan ta opp store deler vann, gjøre at vannet perkolerer ned i, og infiltreres i jorda, helt til porevanntrykket er så høyt at vannet ikke lenger får plass, og derfor må renne av på overflaten. Trerøtter gjør også at jorda blir mer porøs (Glinski og Lipiec 1990, via Chirico et al. 2013), så når de forsvinner fra jorda, kan den bli mer kompakt. Det kan også gjøre det vanskeligere for vann å infiltrere ned i jorda, og dermed føre til økt sannsynlighet for overflateavrenning, som igjen medfører økt erosjonssannsynlighet.

Dersom et tre som vokser i selve skråningen, som illustrert på figur 75 og 76, påvirkes av sigende bevegelser i skråningen, kan dette føre til at treet endrer vekstretning, for å prøve å oppnå stabilitet. Derfor kan man ofte se på formen på stammene til trærne i en skråning, for å finne ut om det foregår massebevegelse, og i tilfelle hva slags massebevegelse.



Figur 74: Høyre skråningsside. I forgrunnen ser vi et tre som ser ut til å være i ferd med å miste kontakten med substratet. Bak dette treet ser vi en liten gruppe trær som har veltet. (Økland, 03.05.2016)



Figur 75: Buede trær, nedenfor stokkdam 4 (11.09.2015)

Figur 75 viser for eksempel noen trær som har stammer som vokser i en veldig buet form, som ganske tydelig viser hvordan trærne har tilpasset seg bevegelser i underlaget de vokser på. Det tyder på at bevegelsen har gått ganske sakte. En annen figur (76) viser et tre som ser ut til å vokse mer diagonalt, og ikke buet. I dette tilfellet er treet ganske stort og sannsynligvis også tungt, mens skråningen er liten og bratt. Da er det nærliggende å tenke at det er tyngden på treet som har ført til at det lener seg ut slik det gjør (Osterkamp, 2011), i kombinasjon med at underlaget er bratt. I tillegg til disse to parameterne, ser vi tegn på erosjon nede ved ravinebunnen, i form av blottlagte røtter. Dette kan stamme fra erosjon fra vann som har rent i bekken, eller andre former for erosjon. Uansett ser vi at dette har ført til underkutting, og kombinert med det store tunge treet og den bratte skråningen treet vokser i, er det ikke så rart at det heller utover. Samtidig er det nok også røttene til dette treet som gjør at ikke denne delen av skråningen kollapser, så det fungerer på en måte som en stabilisator, mens treet i seg selv utøver press på den samme skråningen.

Ofte, er det nok enklere for et mindre tre å tilpasse seg en skråning som er i bevegelse, enn det er for et større tre, rett og slett på grunn av tyngden til treet.



Figur 76: Ustabilt tre med diagonal helning ut mot ravinen (Økland, 03.05.2016)

I de delene av skråningene der målepunktene befinner seg, er det ingen trær, men i venstre skråningsside (se figur 77) finner vi restene av trær som kan ha blitt brukt til byggingen av stokkdammene. Disse trærne ville nok stått i fare for å velte, eller påvirket stabiliteten til skråningen negativt, særlig fordi det var mange trær som vokste på et lite areal. Dette er nok en av grunnene til at de ble valgt som materiale til stokkdammene. Alternativt er det snakk om et eller få trær, men med flere stammer som hører til samme rotsystem. Vi ser også på stammene som står igjen at de hadde omtrent samme vekstretning, som går nærmest normalt på skråningsplanet. Under disse røttene kan vi også skimte antydninger til underkutting, og dermed også tegn på erosjonsaktivitet. Spørsmålet er om disse stammerestene bidrar til å beskytte denne delen av skråningen mot erosjon, eller om de fremmer massebevegelse i form av sigeprosesser. Erosjonsbeskyttelsen kommer i så fall av at rotsystemene binder jorda (Baets et al., 2005), mens trestammene over bakken, og retningen de vokser i, på den andre siden kan bidra til å dytte jordmassene nedover (Osterkamp, 2011).

På sommeren vokser det imidlertid en del bregner og annen vegetasjon i dette området (figur 78), så erosjon er nok en del mindre sannsynlig på sommeren, enn på våren og sent på høsten, i forbindelse med snøsmelting eller nedbørepisoder. Generelt sett er det nok større sannsynlighet for erosjon tidlig på våren, og sent på høsten, når det er lite eller ingen vegetasjon til stede som kan ta opp vann.



Figur 77: Antakeligvis trær som har blitt benyttet i konstruksjonen av stokkdammene (Økland, 03.05.2016)



Figur 78: Vegetasjonsutbredelse, hovedsakelig venstre skråningsside (stokkdam 2) (Økland, 29.08.2016)

8.1.4 Fremtidig erosjonsaktivitet – klimautsikter

Når vi nå har diskutert hvordan erosjonsmålingene våre (figur 16-18 og 21-24), data fra Se Norge (tabell 2-9), samt observasjoner, særlig knyttet til vegetasjonsutbredelsen i området, og andre faktorer knyttet til vegetasjon og skråningsstabilitet bidrar til å fortelle oss med å si noe om dagens erosjonsaktivitet i Engan, kan vi løfte blikket, og se på hvordan vi kan forvente at den potensielle erosjonsaktiviteten i Engan kommer til å være i fremtiden. Dette tar utgangspunkt i figur 36-49, tabell 10-22, samt Norsk Klimaservicesenters rapport «Klimaprofil Sør-Trøndelag» (Meteorologisk Institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research, 2017)

Den følgende diskusjonen skal i all hovedsak handle om fire klimaparametere vi har benyttet oss av tidligere, nemlig temperatur, nedbør, snødybde og overflateavrenning, og hvordan vi kan forvente at endringer i disse parameterne vil påvirke de geomorfologiske prosessene som foregår i ravinen.

Fordi det er mest hensiktsmessig, blir diskusjonen delt inn i de fire sesongene; vinter, vår, sommer og høst, fremfor å dele inn etter de fire parameterne. Grunnen til at vi gjør slik, er at de fire parameterne påvirker hverandre på ulike måter i løpet av de ulike sesongene, og på denne måten får vi en kronologi som forhåpentligvis er lett å følge. Det vil naturligvis bli noen gjentakelser, fordi påvirkningene også skjer på tvers av sesongene.

Temperatur vil på mange måter danne bakteppet, da dette er en parameter som på ulike måter påvirker de tre andre. Nedbør, og endringer i nedbørrater- og mønstre, vil påvirke overflateavrenningsrater og snødybde, mens endringer i snødybde også vil påvirke overflateavrenningsrater. Endringer i overflateavrenningsrater vil på sin side påvirke erosjonsmønstre og erosjonsaktivitet.

8.1.4.1 Vinter

Figur 36 viser at temperaturen ser ut til å ha økt de siste årene. Ifølge rapporten til Norsk Klimaservicesenter (Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research, 2017), vil temperaturen på vinteren øke mer enn det totale årsgjennomsnittet, sammen med temperaturen på våren og høsten. Temperaturøkningene på vinteren vil først og fremst påvirke hvor mye snø som kommer, og hvor lenge snøen blir liggende om gangen, ikke minst styrer den hvorvidt nedbør faller som snø eller regn.

Mildere temperaturer vil også føre til at vi får flere episoder med snøsmelting i løpet av vinteren, og ikke bare en stor smelteepisode om våren, noe som igjen påvirker overflateavrenningsratene på våren, og potensielt fører dette til at vi får mer erosjon i løpet av vinteren enn vi har hatt tidligere. Nedbørvariasjonene på vinteren (figur 40) viser at det hverken er noen tydelig økning eller nedgang i mengden nedbør som faller i løpet av vintermånedene. På figur 48, som viser den gjennomsnittlige daglige snødybden i løpet av en vintersesong (kun medregnet dager med snø), ser vi at snødybden ser ut til å minke. Det er en indikator på at en større andel av nedbøren nå faller som regn, sammenlignet med tidligere.

Og, på figur 44, som viser overflateavrenningsratene på vinteren, ser vi at de daglige overflateavrenningsratene generelt har økt siden 1960. En av faktorene som påvirker overflateavrenningsrater på vinteren, er teledybde. Dersom telen går dypt, kan vi forvente at overflateavrenningsratene øker, mens grunn tele ikke nødvendigvis bidrar til å hindre at vann infiltrerer ned i jorda (Iwata et al., 2008(a), via Iwata et al., 2011). Teledybden avhenger først og fremst av temperaturen i løsmassene, som igjen styres av lufttemperaturen, men også av snødybden. I tillegg må det nødvendigvis være fuktighet til stede i jorda (Linge, 2009). Når det er lite snø, men kaldt i lufta, vil for eksempel telen kunne gå dypere enn i et tilfelle med mye snø og kalde temperaturer, fordi snøen fungerer som et isolerende lag mellom lufta og jorda. Derfor kan vi se for oss at vi fortsatt har lange perioder med dyptgående tele på vinteren frem i tid, fordi en nedgang i snødybde kan gjøre at telen får bedre «tak». Vinteren vil jo fortsatt preges av temperaturer under null, i hvert fall i nærmeste fremtid.

Vi ser et eksempel på hvordan mangelen på snø kan indusere rask økning i teledybde i figur 31. Dette kan føre til at vi får flere overflateavrenningshendelser på vinteren, og slike overflateavrenningshendelser kan i all hovedsak oppstå på to måter. Den ene, er at det kommer nedbør i form av regn, som treffer en skråning som i all hovedsak er frossen. Det vil jo allerede være over 0 °C i lufta når det faller regn, noe som tilsier at det aller øverste jordlaget ikke nødvendigvis er frossent. Dette kan igjen føre til at regnet ikke fryser når det treffer bakken, men heller infiltrerer, mens et eventuelt overskudd blir til overflateavrenning. Dersom vi har en hendelse der hele bakken er frossen, og det regner, kan vi imidlertid forvente at dette regnet fryser. Ved en påfølgende nedbørhendelse kan dette da bidra til økte overflateavrenningsrater, fordi det underkjølte regnet skaper en barriere som hindrer deler av vannet i å infiltrere (Iwata et al., 2011).

Den andre måten vi får overflateavrenning på vinteren på, er at det ligger snø på bakken når det kommer mildere temperaturer. Da vil disse temperaturene smelte snøen, som i sin tur blir til overflateavrenning, med mindre teledybden som sagt ikke er veldig grunn (Iwata et al 2008(a), via Iwata et al., 2011). Dersom det i tillegg regner samtidig, kan dette regnet bidra til å øke overflateavrenningsratene i skråningen.

8.1.4.2 VÅR:

På våren, har vi i likhet med de andre sesongene, en økning i gjennomsnittlig daglig temperatur (figur 37). Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research, (2017) beregner at dette også er en sesong som kommer til å oppleve store temperaturøkninger, sammenlignet med sommersesongen. Denne temperaturøkningen vil blant annet påvirke vekstsesongen, som av den grunn kan komme til å starte tidligere i fremtiden. Vår-sesongen består her av månedene mars, april og mai, som er de tre månedene vi normalt sett har den største snøsmeltingsperioden. Fra kapittel 8.1.4.1, vet vi at vi kan få flere større overflateavrenningsepisoder på vinteren, som et resultat av økte temperaturer, samtidig som det vil komme mindre snø. Dette kan dermed føre til at vi får mindre overflateavrenningsepisoder på våren, og/eller at overflateavrenningen på våren vil starte tidligere i fremtiden. Sistnevnte er et aspekt som ikke er lett å få øye på ved å se på disse figurene, men vi vet for eksempel at snøsmeltingen våren 2016 startet i midten av mars (figur 29 og 33, og tabell 4 og 5). Dette alene er imidlertid ikke et tegn på at snøsmeltingen starter tidligere.

Når det gjelder nedbør, ser det ikke ut til å være noen klar trend på våren. Det kan se ut til at den gjennomsnittlige nedbørmengden øker (figur 41), men det kommer ikke like tydelig frem som hos grafene som viser temperaturvariasjoner. Dersom vi antar at nedbørratene kommer til å holde seg omtrent stabile i tiden fremover, kan vi forvente at overflateavrenningsratene gjør det samme. På figur 45 ser vi nettopp at det ikke er noen tydelig økning eller nedgang i overflateavrenningsratene på våren.

Ifølge Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research (2017) forventes det imidlertid en 5 % økning i nedbørmengder om våren i Sør-Trøndelag. De beregner imidlertid at økningen blir større langs kysten, og mindre i innlandet. Rapporten forteller oss også at andelen episoder med kraftig nedbør vil komme oftere, og bli mer intense i alle årstider, inkludert våren. Ettersom Engan befinner seg i innlandet i Sør-Trøndelag, betyr dette at andelen nedbør ikke nødvendigvis kommer til å øke med 5 %.

Samtidig snakket vi i områdebeskrivelsen om at klimaet i Soknedalen, der Engan befinner seg, er et såkalt kystpåvirket innlandsklima (Bane NOR, 2014). Det kan bety at økningen i nedbørmengder blir noe høyere for dette området, enn det som er ventet for indre Sør-Trøndelag generelt. Dersom vi i fremtiden får flere intense nedbørhendelser på våren, kan dette bidra til å øke overflateavrenningsratene på våren. Samtidig kan en tidligere vekstsesong bidra til å minke effekten av dette, til en viss grad. En annen effekt av denne økningen i nedbør, er at vi får høyere vannføringsrater i selve ravinen, eventuelt at vi får flere hendelser der vannføringen overstiger normalen, selv om selve vårfloppen blir mindre som følge av en nedgang i snødybde. Men, dersom vekstsesongen starter tidligere, som følge av økte temperaturer og tidligere snøsmelting, kan dette på sin side føre til at overflateavrenningsratene minker, fordi vegetasjonen bidrar til å infiltrere vannet.

8.1.4.3 SOMMER:

Som tidligere skrevet, vil temperaturen i Sør-Trøndelag øke i alle sesongene, men denne økningen blir minst på sommeren (Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknæs Centre for Climate Research, 2017). På figur 38 ser vi en ganske tydelig økning i gjennomsnittstemperaturene, selv om variasjonene er små, sammenlignet med de temperaturvariasjonene vi finner hos de andre tre sesongene. Dette er allikevel med på å understreke teoriene om at temperaturene øker, også på sommeren. Nedbørgjennomsnittet (figur 42) ser ut til å øke, noe som er å forvente, for skal vi tro rapporten til Norsk Klimaservicesenter (2017), vil nemlig nedbørmengdene i Sør-Trøndelag øke med 20 % på sommeren. Det betyr at dette er den sesongen av de fire som i fremtiden vil oppleve nest høyest økning i nedbørmengde. Vi vil altså, i likhet med de andre sesongene, oppleve flere større nedbørepisoder i løpet av sommeren, enten med tanke på varighet eller intensitet. Overflateavrenningsratene på sommeren varierer mye mindre enn de gjør for de andre tre sesongene, noe som i stor grad styres av mildere temperaturer og tilstedeværelsen av vegetasjon. Derfor er det også vanskelig å se om det er noen endring i disse ratene på figur 46, men vi kan se små antydninger til at de øker. Dersom vurderingene til Norsk Klimaservicesenter stemmer, kan det hende at de øker ytterligere i fremtiden, med økende andel intense nedbørhendelser. Det betyr også at faren for flom på sommeren øker, og i fremtiden kan vi nok vente oss høyere vannføring ned langs ravinen, og mot jernbanelinja.

8.1.4.4 HØST

På høsten ser vi (figur 39) at den gjennomsnittlige temperaturen tydelig har økt siden 1960, ikke minst i forhold til normalperioden. Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research (2017), beregner at de største temperaturøkningene i Sør-Trøndelag kommer på høsten, vinteren og våren, noe som underbygger de dataene vi har lagt til grunn i denne oppgaven. Økte temperaturer på høsten medfører at vekstsesongen kan vare lenger, og dermed også at bladene på trærne felles senere. Dette kan bidra til økt erosjonsbeskyttelse, da vegetasjonen vil være til stede lenger. Figur 43 viser ingen tydelig økning i nedbørmengder sammenlignet med normalperioden, men ifølge Norsk Klimaservicesenter forventes nedbørmengdene på høsten å øke med rundt 25 %, noe som er den høyeste økningen. Temperaturøkningen tilsier i tillegg at det meste av dette vil komme som regn. Konsekvensene av økte nedbørmengder i løpet av høstmånedene er økte overflateavrenningsrater i skråningssidene, og økt vannføring i ravinen. På figur 47, som viser de gjennomsnittlige overflateavrenningsratene (mm/døgn) på høsten i Engan mellom 1960 og 2016, ser vi en tendens til økt hyppighet i høye overflateavrenningshendelser etter 1990, men de siste årene har vi samtidig hatt lave overflateavrenningsrater. Det ser altså ikke ut til at de forventede store økningene i nedbørmengder har fått helt fotfeste i Engan.

8.1.4.5 KLIMAENDRINGER OG FREMTIDIG EROSJONSAKTIVITET

Vi ser altså at temperaturen øker i alle fire sesonger, og ifølge Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research (2017) vil økningen bli størst på vinteren, våren og høsten, og minst på sommeren. Det betyr at vi får kortere snø-sesong, fordi snøen kommer senere og smelter tidligere, ikke minst at vi kan få perioder med smelting i løpet av vinteren. Det betyr igjen økte overflateavrenningsrater på vinteren, og at vårflommen potensielt blir mindre, og/eller kommer tidligere. Samtidig forventes nedbørmengdene på vinteren og våren å øke med 5 % (Meteorologisk institutt, NVE, Uni Research og Bjerknes Centre for Climate Research, 2017). For vinteren betyr det også økte overflateavrenningsrater, særlig i situasjoner der telen går dypt, men det øvre jordlaget er tint (Iwata et al., 2011).

Det betyr også at erosjonsaktiviteten på vinteren kommer til å øke. På våren betyr økte nedbørmengder at vi får flere episoder med økt vannføring, og flere større overflateavrenningshendelser. Temperaturøkningen på våren tilsier også at vekstsesongen starter tidligere enn normalt. Dermed får vi på den ene siden økt sannsynlighet for erosjonsaktivitet, fordi vi har en økning i nedbørmengder. Men på den andre siden kommer vegetasjonen tidligere, noe som betyr at løsmassene blir beskyttet mot erosjon (Wang et al., 2004). Spørsmålet blir da om en tidligere start på vekstsesongen er tilstrekkelig for å veie opp for de økte nedbørratene. Men, ifølge Wang et al. (2004), kan økte nedbørmengder føre til mindre erosjon, fordi plantene drar nytte av nedbøren, og dermed klarer å kontrollere erosjonen. Men, i et område som Engan, der skråningssidene allerede er bratte, kan vi forvente at økt erosjonsaktivitet på vinteren bidrar til å minke vegetasjonens evne til å få fotfeste i skråningene på våren, og dermed også bidra til at erosjonsaktiviteten fortsetter å øke utover vårmånedene. Samtidig er det ikke sikkert erosjonsaktiviteten øker på våren, ettersom snødybden på vinteren minker.

Det betyr også at overflateavrenningsratene som kommer som følge av snøsmeltingen på våren, kommer til å minke, med mindre det kommer samtidig som en større, eller langvarig nedbørhendelse. Erosjonsaktiviteten på våren avhenger altså i stor grad av hvordan vinteren var, og hvordan snøsmeltingen arter seg. På sommeren kan vi vente en temperaturøkning, men denne vil altså være mindre enn for de andre tre sesongene. Økningen i nedbør vil imidlertid være nest størst på sommeren. Temperaturøkningen kan til en viss grad bidra til å fordampe noe av nedbøren, men fordi nedbørmengdene ser ut til å øke i større grad enn temperaturen, er sannsynligheten for økte overflateavrenningsrater høy. Det samme gjelder risikoen for flom.

Dermed kan vi forvente at erosjonsaktiviteten kommer til å øke, også på sommeren. I tillegg må vi huske på at sesongene påvirkes av, og påvirker hverandre, noe som kanskje er mest tydelig mellom vinteren og våren, og endringer i snødybde. Derfor vil også det som skjer i løpet av våren ha en konsekvens for sommeren. Dersom vi har en vår med økt erosjonsaktivitet, kan en konsekvens av dette være at vegetasjonen får problemer med å få fotfeste i skråningene, selv om vekstsesongen starter tidligere. Det kan også bety at vegetasjonsutbredelsen på sommeren blir forringet, og en konsekvens av dette er altså at skråningene blir mer utsatt for erosjon. Kombinert med økte nedbørmengder, øker da sannsynligheten for erosjon på sommeren.

Høstsesongen er kanskje den sesongen som kommer til å endre seg mest, når det gjelder endringer i temperatur og nedbørmengder. Den største økningen i nedbørmengder forventes å komme i løpet av høsten, og i tillegg forventes temperaturen å øke omtrent like mye som på vinteren og våren. Konsekvensene av dette, er at vi kan få flere regnflommer, og dermed økte overflateavrenningsrater. Samtidig kan de varme temperaturene bidra til at vekstsesongen varer lenger, men dersom vi har en situasjon der vegetasjonen ikke helt klarte å etablere seg i løpet av våren og sommeren, kan det være at dette ikke har noe særlig betydning for erosjonsaktiviteten på høsten. Varmere temperaturer på høsten betyr også at vi kan vente oss en nedgang i antall hendelser der nedbør faller som snø.

Det ser altså ut til at erosjonsaktiviteten kan komme til å øke i Engan i fremtiden, fordi et varmere og våtere klima fører til at mer nedbør kommer som regn. Samtidig vil vekstsesongen sannsynligvis forlenges, men hvorvidt plantene får fotfeste avhenger blant annet av erosjonsaktiviteten gjennom vinteren, og hvor høye overflateavrenningsratene er på våren og sommeren.

8.2 FORSKNINGSSPØRSMÅL 2: Hvordan fungerte fangdammene?

Det neste forskningsspørsmålet vi skal prøve å gi et kvalifisert svar på, er hvordan stokkdammene har fungert som flomdempende og erosjonsreducerende tiltak i Engan.

I oktober 2014, konstruerte Bane NOR fire fangdammer, heretter kalt stokkdam 1, 2, 3 og 4, i samarbeid med studenter fra NTNU. Stokkdam 1 og 3 er kvistdammer, noe som betyr at det er lagt kvister mellom stokkene. Disse kvistene skal blant annet fungere som et slags filter som kan slippe gjennom vann, men stanse sedimenter. Stokkdam 2 og 4 består da kun av stokker. Hensikten med å bygge disse stokkdammene, var å bruke stedefgne og naturlige materialer til å hindre at større materialer, som stein og organisk materiale, for eksempel greiner, blir fraktet ned mot jernbanelinja under en flom, ikke minst for å bremse vannstrømmen. Stokkdammenes konkrete funksjon, er altså at de skal bremse vannføringen, og stanse potensielt skadevoldende materialer fra å bli fraktet videre ned i bekkeløpet. I tillegg vil stokkdam 1 og 3, dersom de fungerer slik de skal, skape terskler i terrenget, fordi det vil fylles opp med sedimenter foran de to stokkdammene. I fyllingen under jernbanelinja befinner det seg en stikkrenne, der vann som renner gjennom ravinen, og potensielt løst materiale som fraktes med dette vannet, blir konsentrert. Hvis denne blir tettet igjen, eller får kapasiteten sin forringet, kan dette skape store utfordringer, for eksempel ved en potensiell flomhendelse.

8.2.1 Konstruksjonen av stokkdammene, og observasjoner underveis i feltperioden

Under selve konstruksjonen av stokkdammene, var undertegnede blant annet var med på å bygge stokkdam 2 (se figur 89). En av de største utfordringene vi hadde her, var å forankre stokkene i skråningssidene. Vi forstod raskt at de var svært ustabile, og de inngrepene vi gjorde, førte til at stabiliteten ble enda dårligere, blant annet ved at det raste ut løsmasser. Dette ble forsøkt løst ved å finne større steiner, og plassere disse i skråningssidene, rett og slett for å kunne holde massene på plass, samt å pakke massene så tett vi kunne, rundt stokkene. Det er usikkert hvor stor utfordring dette var under konstruksjonen av de andre tre stokkdammene, men det var antakeligvis et problem som gikk igjen. Den største grunnen til at dette problemet var så viktig å finne en løsning på, er at det er helt essensielt at stokkene er godt forankret i skråningssidene. Dersom dette ikke er tilfellet, vil stokkdammenes funksjon bli forringet.

En stokkdam som ikke er stabil, skaper potensielt flere problemer enn løsninger, særlig dersom stokkdammen befinner seg i et område der massene også er ustabile. I verste tilfelle,

kan hele stokkdammen bli revet løs, dersom skråningsprosesser fører til at tilstrekkelig med masser raser ut, og/eller at vann graver seg ned under, eller på siden av stokkdammene. Det er for øvrig noe usannsynlig at en løsrevet stokkdam kan bli transportert helt ned mot jernbanelinja, både fordi vannføringen må være svært høy, og fordi det ligger svært mange trær i, og på tvers av ravinen, særlig mellom stokkdam 3 og 4, og nedenfor stokkdam 4, nærmere Dovrebanen, som hadde stoppet stokkdammen fra transport videre ned i systemet. I tillegg vil en løsrevet stokkdam kile seg fast igjen, i partier der bekkeløpet er for smalt.

Det vi imidlertid så, var at vannet så ut til å grave seg ned bak, og under stokkdammene, blant annet var dette tilfellet på høyre side av stokkdam 1 og 2 (figur 79 og 80).



Figur 79: Erosjonshull, stokkdam 1 (høyre side) (Økland, 23.04.2015)



Figur 80: Erosjonshull, stokkdam 2 (høyre side) (Økland, 03.05.2016)

Disse erosjonshullene er ikke godt nytt for stokkdammene, og har sannsynligvis også blitt dannet ved at det oppstår et slags hulrom mellom stokkene og løsmassene i skråningen der de er forankret, der vannet kan grave seg ned i løsmassene. Dette hulrommet kan delvis forklares ut i fra Glinski og Lipiec (1990), via Chirico et al (2013) sine teorier om at røtter som vokser ned i jordmassene danner makroporer, noe som gjør at det blir lettere for vann å finne veien ned i, og gjennom jorda. Det samme vil nok skje når stokkdammene forankres i skråningssidene. Og når det først oppstår et hull, eller et tomrom, vil vannet fortsette å grave ut dette tomrommet. Dette skaper store utfordringer for stabiliteten til stokkdammene.

8.2.2 Sedimentering

Disse bildene av stokkdam 1 (figur 81-84), viser hvordan det så ut foran stokkdammen i henholdsvis april 2015, september 2015, mai 2016 og august 2016.



Figur 81: Stokkdam 1, april 2015 (Økland, 23.04.2015)



Figur 82: Stokkdam 2, september 2015 (Økland, 11.09.2015)



Figur 83: Stokkdam 1, mai 2016 (Økland, 03.05.2016)



Figur 84: Stokkdam 1, august 2016 (29.08.2016)

På bildene (81-84) kan vi se at vi har sedimentasjon, noe som først og fremst kommer frem på figur 81 og 83. Denne sedimentasjonen på våren henger antakeligvis sammen med snøsmeltingen og den tilknyttede overflateavrenningen som har funnet sted på vinteren og våren (Rekolainen, 1989, via Ollesch et al., 2004; Ollesch et al., 2004).

Sedimentene foran stokkdammen ser også ut til å være veldig finkorna. Observasjoner av hvilke egenskaper erodert jord har, viser at disse sedimentene har flere finkorna andeler, enn originaljorda. (Hairsine et al., 1998).

Det er ikke lett å se om det er sedimenter helt ned til bunnen av ravinen. Kvistene ligger tett, så det kan hende mesteparten ligger oppå kvistene. Ved første øyekast kan det se ut til at det er et større volum sedimenter til stede på bildet fra mai, da figur 81 viser at sedimentene akkurat når opp til bunnen av stokk nummer tre ovenfra, mens figur 83 viser at sedimentene nesten dekker stokk nummer to ovenfra. På bildet fra september 2015 ser vi imidlertid at alle sedimentene på bildet fra april 2015 ser ut til å være borte. Men, det som antakeligvis har skjedd, er at det har blitt tilført kvister mellom april og september 2015, for å øke stokkdammens evne til å fungere som en sedimentasjons-dam. Det forklarer også hvorfor det ser ut til å være tilført et større volum sedimenter i mai 2016 (figur 83), kontra april 2015 (figur 81).

Fordi stokkdam 1 befinner seg helt i begynnelsen av ravinen, er det sannsynlig at noe av sedimentene foran den stammer fra grøften som går langsmed jordet rett ovenfor. Men det er usannsynlig at alle sedimentene stammer fra denne grøfta. En av årsakene til dette, er at gradienten til grøfta er lav, noe som tilsier at det må ganske høy vannføring til for å løsrive og transportere disse sedimentene ned til stokkdam 1 (Hawley et al., 1982). I tillegg er knekkpunktet der ravinen starter bratt, og fullt av store steiner. Det kan derfor være tilfellet at noe av vannet som kommer fra grøfta renner ned blant, og bak disse steinene, under overflaten, og kommer ut lenger nede, men dette er ikke bekreftet. Dersom dette stemmer, er sannsynligheten for at sedimentene foran stokkdam 1 kommer fra grøfta ovenfor ravinen, relativt liten. I det følgende skal vi derfor jobbe ut i fra tanken om at majoriteten av sedimentene kommer fra skråningssidene i ravinen, inkludert knekkpunktet. Gradienten i knekkpunktet er som nevnt høy (figur 85), sannsynligvis høyere enn friksjonsvinkelen til løsmassene. Det betyr blant annet at det ikke kreves særlig høy vannføring for å løsrive og sette partiklene i transport (Hawley et al., 1982).



Figur 85: Ravinens start/knekkpunkt (29.08.2016)

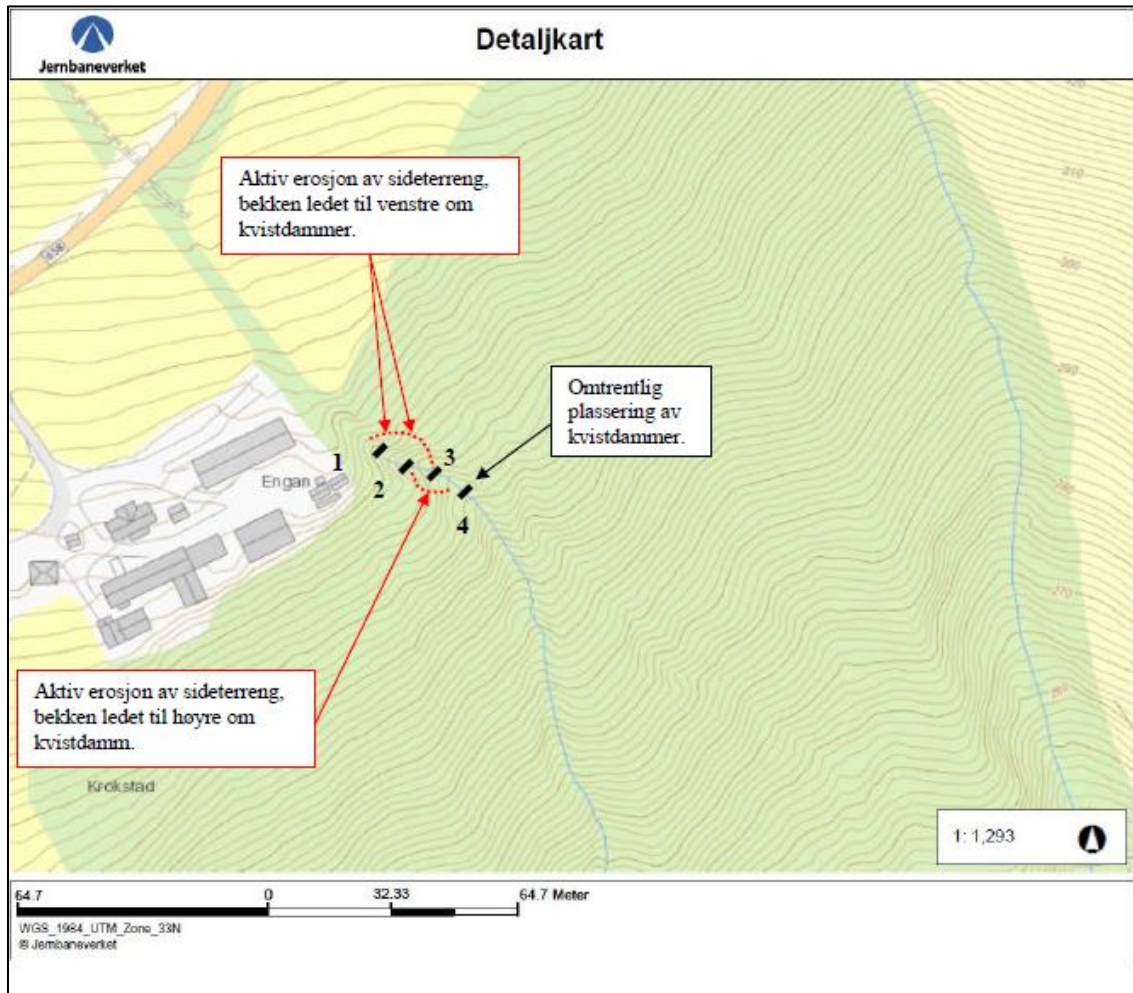
I likhet med partiet mellom slutten på grøfta og starten av knekkpunktet til ravinen, er det også mye store steiner i skråningen som befinner seg på oversiden av stokkdam 1, på venstre side. (figur 86). Dette kan bidra til å hindre erosjon, blant annet fordi steinene beskytter de underliggende løsmassene, og det er derfor sannsynlig at en god del av sedimentene foran stokkdammen stammer fra høyre skråningsside. Det er viktig å nevne at dette ikke betyr at alle sedimentene stammer fra dette området, for vi vet jo ikke helt sikkert hvor de kommer fra, og hvor stor andel sedimenter som kommer fra de ulike områdene i, og ved ravinens begynnelse. Men ulike faktorer, blant annet de som er nevnt over her, tilsier allikevel at det sannsynligvis kommer en del sedimenter fra høyre skråningsside.



Figur 86: Steiner i begynnelsen av ravinen, samt stokkdam 1 (Trøstaker, 29.10.2015)

8.2.3 Plasseringen av stokkdammene

Stokkdammenes omtrentlige plassering i Engan (figur 87) er skissert av Daniel Günther, ingeniørgeolog i Bane NOR i forbindelse med en rapport som ble gjort etter hendelsene som fant sted våren 2017 (Günther, 2017).



Figur 87: Skissering av stokkdammenes plassering i Engan (Günther, 2017)

Det er litt vanskelig å se ut i fra figur 87, men avstanden mellom stokkdam 2 og 3 er for eksempel en god del mindre enn avstanden mellom stokkdam 1 og 2. Den største avstanden mellom stokkdammene ser ut til å være mellom stokkdam 3 og 4. Grunnen til at det ikke er like stor avstand mellom alle stokkdammene, er blant annet at gradienten i ravinen varierer. I brattere partier, er det for eksempel naturlig å plassere stokkdammene tettere, fordi det vil være større behov for å bremse vannstrømmen under en potensiell flomhendelse. Dersom vi plasserer stokkdammene tett, der gradienten er høy, vil vannets hastighet bli dempet mye raskere enn om vi plasserte de med større avstand. Dersom gradienten er lav, vil ikke behovet for å bremse vannstrømmen være til stede i like stor grad, og stokkdammene kan derfor ha større avstand.

Figur 3 viser skråningsbrattheten i Engan (Kartverket, Geovekst og kommuner, via Geodata AS, via via NVE (2015)). Her ser vi at vi finner det bratteste partiet omtrent i det området der stokkdam 2 og 3 befinner seg (figur 87). En annen faktor som er med på å bestemme stokkdammens plassering, er rett og slett lokale forhold. Det er nemlig ikke alltid stokkdammene kan plasseres akkurat der det er ønskelig. Et kriterium, er gjerne at stabiliteten til skråningene på hver side er tilstrekkelig til å kunne forankre stokker. Dette var noe vi som tidligere nevnt hadde en utfordring med under konstruksjonen av stokkdammene, særlig stokkdam 2 (figur 89). På den andre siden var nok dette det enkleste stedet å plassere denne stokkdammen, fordi det var mye store steiner, avfall og annet materiale i bekkeløpet ovenfor dette punktet (figur 89). Samtidig ville det kanskje vært tilstrekkelig med stokkdam 1 og 3, ettersom vannføringen i bekken virker å være relativt lav (figur 88). Gradienten mellom stokkdam 1 og 2 er for øvrig relativt bratt (se figur 89). Dette tilsier at det kan være behov for en relativt kort avstand mellom stokkdammene, særlig under en situasjon med flomstor vannføring.



Figur 88: Vannføring ved stokkdam 2 (venstre) og stokkdam 4 (høyre), våren 2015 (Økland, 23.04.2015)



Figur 89: Stokkdam 2, samt forholdene oppstrøms stokkdammen (Økland, 03.05.2016)

Plasseringen til stokkdam 1 har nok sammenheng med det faktum at det var behov for å plassere den første stokkdammen tidlig i ravinen, ikke minst at det var tilgjengelig plass her. Dette henger blant annet sammen med det bratte knekkpunktet over ravinen, som fordrer høye erosjonsrater dersom vannføringen og overflateavrenningsratene er særlig høye. En av grunnene til at stokkdam 1 er en kvistdam (figur 82), er nok nettopp denne sannsynligheten for at sedimenter blir erodert fra og transportert fra lenger opp i systemet, eller i og fra selve ravinens knekkpunkt (figur 90). I tillegg ville det vært vanskelig å plassere den lenger ned, av de samme grunnene som gjør at stokkdam 2 ble plassert der den ble, nemlig en rekke store steiner og materialer i ravinen. Det er så klart mulig å flytte på dette, og det er sannsynlig at det også ble ryddet en del der stokkdammene ble konstruert.



Figur 90: Ravinens knekkpunkt, deler av stokkdam 1 kan skimtes til høyre i bildet (Økland, 03.05.2016)

Stokkdam 3 (figur 91), som, i likhet med stokkdam 1 er en kvistdam, ble plassert ganske nærme stokkdam 2. Grunnen til dette, kan som nevnt være gradienten til ravinen. Det kan også være tilfeldig, eller, i likhet med det som kan være begrunnelsen for plasseringen til de andre stokkdammene: Tilgjengelig plass. Samtidig er sannsynligheten for at det eksisterer en gjennomtenkt plan for plasseringen av stokkdammene høy, da dette er veldig viktig når man skal teste ut nye tiltak i felt.



Figur 91: Stokkdam 3 (Økland, 29.08.2016)

Den siste stokkdammen, stokkdam 4, befinner seg på mange måter i et skille i ravinen, der skråningssidene begynner å bli mye lavere, og bredden på ravinens bunn utvider seg (figur 92). Det ligger også en gammel gran på tvers av ravinen mellom stokkdam 3 og 4, i tillegg til flere små trær og greiner (figur 73). Forholdene i ravinen peker mot det faktum at en del av dette har havnet der naturlig, noe som har blitt diskutert tidligere. Det kan også være tilfellet at en del av kvistene og trærne som ligger her, stammer fra forarbeidet med stokkdammene, da disse består av trær fra ravinen. Det ble nok ryddet en del trær utover det som skulle brukes, også i sammenheng med stabilitetsutfordringer i ravinen. Derfor er det vanskelig å si noe om plasseringen til stokkdam 4 (og 3) har en direkte sammenheng med denne store ansamlingen med kvist og trær, eller om plasseringen først og fremst styres av gradienten til ravinen og andre forhold.



Figur 92: Stokkdam 4 (høyre) og forholdene nedstrøms stokkdam 4 (venstre) (Økland, 03.05.2016)

Figur 93 (og 77) viser hvor noen av stökkene sannsynligvis ble hentet. Her ser vi hvordan alle stökkene har det til felles at de ble hogget fra kanten i skråningen, der skråningen starter, eller helt øverst i skråningen. Bakgrunnen for dette valget, var nok å øke stabiliteten til skråningen. Påvirkningen trær har på stabiliteten og erosjonsaktiviteten i en skråning har blitt diskutert under kapittel 8.1.3.



Figur 93: Opphavet til stokkene i stokkdammene (Økland, 03.05.2016)

8.2.4 Kritikk av stokkdammene som tiltak i Engan

8.2.4.1 Stabilitet

Under arbeidet med stokkdammene, som foregikk i oktober 2014, kjente undertegnede, og de fleste andre involverte sannsynligvis feltområdet ganske dårlig. Det vi som var med å bygge stokkdam 2 (og antakeligvis flere), merket oss, som også er nevnt tidligere, er hvor ustabile skråningssidene var der vi skulle forankre stokkdammen. Et veldig viktig kriterium for at stokkdammer skal kunne regnes som et godt tiltak i et nedbørfelt, er stabile skråningssider. Det er fordi det i verste tilfelle kan oppstå en hendelse der overflateavrenningsratene i skråningssidene og i selve bekken er så høye, at vannet graver ut stokkdammene, slik at de potensielt blir løsrevet fra skråningen. Vi ser konkrete eksempler på hvordan overflateavrenning og erosjon har virket negativt på stokkdammene i Engan (figur 80, 81 og 96), blant annet i form av erosjonshull. Ved å se på selve ravinen og hvordan den ser ut, og ikke minst erosjonsmålingene, er det også enkelt å se at det er erosjonsaktivitet her, blant annet fordi det er tegn på underkutting omtrent overalt i ravinen (figur 94 og 95), samt at det er flere områder der det ikke ser ut til å være vegetasjon. Ikke minst tyder de mange falne trærne som ligger på tvers av ravinen (figur 73) og den løse, porøse strukturen til løsmassene i skråningen (figur 95) på at erosjon og ustabilitet er en utfordring i ravinen.



Figur 94: Eksempel på underkutting, venstre skråningsside (Økland, 03.05.2016)



Figur 95: Underkutting og porøse løsmasser, høyre skråningsside (Økland, 03.05.2016)

Det som samtidig er veldig viktig å ta med, er at de to kvistdammene (stokkdam 1 og 3), ble konstruert fordi vi forventet at sedimentasjon kom til å finne sted. Det betyr også at erosjonsaktiviteten til en viss grad var forventet. Kanskje var tanken av stokkdammene også skulle bidra til å forsterke skråningssidene, men antakeligvis var hovedtanken å bruke stokkdammene som et flomdempende tiltak.

Problemet med dette, som vi kanskje særlig lærte etter å ha bygd stokkdammene, er at det sjeldent var særlig høy vannføring i Engan. Samtidig tok vannet kanskje veier som ikke var forventet, og jobbet mer i skråningssidene, enn i selve ravinen. Arbeidet med denne masteren, og de mange besøkene i feltområdet, viser imidlertid av hovedutfordringen i feltområdet per i dag, er de ustabile skråningssidene, og erosjonsaktiviteten som følger, ikke flom. Men, faren for større hendelser i skråningssidene øker, med økt vannføring. Derfor er det viktig at potensielle fremtidige tiltak tar dette med i betraktningene.

Etter utglidningene som fant sted i mars 2017, ble stokkdammene fjernet for godt.

Bakgrunnen for dette, var blant at vannet hadde gravd seg så langt inn på høyre side av stokkdam 1, og ført til at denne siden totalt hadde mistet kontakt med skråningssiden (figur 96). Stokkdam 1 bestod, i tillegg til selve stokkdammen, av en del med stokker som var plassert inntil høyre skråningsside, antakeligvis som et ekstra stabiliserende tiltak. En av grunnene til at vannet begynte å grave langs siden, er sannsynligvis en kombinasjon av at det var så mye sedimenter foran dammen, og erosjonshullet som hadde utviklet seg, allerede i april. Vi så også tydelige tegn til at vannet gravde seg ned ved, og under stokkdammene, lenge før stokkdammene ble fjernet (figur 79 og 80). Det var nok det første varskotegnet på at stokkdammene ikke helt egnede seg som flomdempende tiltak i Engan. I tillegg kan det rett og slett være at stokkdammene gjorde situasjonen verre, fordi de sannsynligvis bidro til at vannet lettere kunne grave seg ned i skråningssidene. Årsaken til dette har blitt diskutert tidligere), og skyldes kort fortalt at det eksisterer et naturlig tomrom mellom stokken og løsmassene, på grunn av materialenes ulike tetthet (Glinski og Lipiec, 1990, via Chirico et al 2013).



Figur 96: Kraftig erosjon og sedimentasjon, ved stokkdam 1 (Günther, 31.03.2017)

Men fordi stokkdammer og kvistdammer nesten ikke har blitt testet ut i Norge, og generelt er et ganske nytt tiltak, var det vanskelig å forutsi hvordan dette kom til å utvikle seg. Det eksisterer et pilotfelt med et titalls stokkdammer i Minnesund, som Bane NOR, som ble bygd i løpet av høsten 2012 (Grue, 2013). Her ser det imidlertid ut til å være mer vellykket enn forsøket i Engan, da stokkdammene så vidt undertegnede bekjent, fortsatt er til stede i Minnesund.

8.3 FORSKNINGSSPØRSMÅL 3: Hvordan oppstod ravinen?

Det tredje, og siste forskningsspørsmålet vi prøver å finne svaret på i denne masteroppgaven, er hvordan ravinen vi har arbeidet i, oppstod. Det at Inge Engan, som er ravinens nærmeste nabo, fortalte oss hvordan faren hans lekte i huler der ravinen er nå for drøye hundre år siden, er en av grunnene til at dette spørsmålet er ekstra interessant. Dersom dette stemmer, må utviklingen av ravinen ha foregått svært raskt.

8.3.1 Hvor, og hvordan oppstår raviner?

Fra teorien, vet vi at bratte skråninger initierer høye overflateavrenningshastigheter (Hawley et al., 1982), noe som betyr at de er mer utsatt for rille- og renne-erosjon. (Valentin et al 2005). Skråningsgradienten til selve ravinen i Engan (figur 3), altså ikke skråningssidene i ravinen, ligger et sted mellom 15 og 45 grader (Kartverket, Geovekst og kommuner, via Geodata AS, via via NVE (2015), Bane NOR 2014). Når det oppstår riller og renner i et område, skyldes dette konsentrert overflateavrenning i store mengder, for eksempel fra en stikkrenne eller grøft (Øygarden, 2001). Renner er et produkt av at en rille har blitt utsatt for ulike prosesser, gjerne overflateavrenning, men kan også oppstå som følge av prosesser under overflaten, i form av blant annet piping (Dunne, 1980; Jones, 1987, via Øygarden, 2001). Fellesnevneren er imidlertid energi, som da gjerne kommer fra vannstrømmer over eller under overflaten (Øygarden, 2001).

Ifølge Lal (1992), via Øygarden (2001), oppstår gjerne U-formede renner i jordarter som er rike på sand, mens vi finner V-formede renner i silt- og leirrike jordarter. Dette gjelder også raviner, og de som hovedsakelig består av finkorna løsmasser har ifølge Radoane et al. (1995) V-formede tverrsnitt, mens de som består av grovere løsmasser har et U-formet tverrsnitt. I og med at denne ravinen er dannet i en løsmasse som inneholder både silt (figur 97 og 98) og sand (figur 99), og som i tillegg har en typisk heterogen kornfordeling, kan dette være en av grunnene til at tverrsnittet varierer. I tillegg har vi også den mer grovblokkede morenen under siltmorenen (Günther, 2017), så i de partiene siltmorenen mer eller mindre er erodert vekk, kan vi se for oss at tverrsnittet er mer U-formet.

Wischmeyer og Smith, 1978; Le Bissonais og Bruand, 1993, via Øygarden, 2001, skriver også hvordan erodibiliteten øker med økende mengde innhold silt og fin sand i en jordart, noe som ikke minst er med på å bevise at det foregår erosjonsaktivitet i Engan.



Figur 97: Lomme med silt (Günther, 04.04.2017)



Figur 98: Graveprøve, høyre skråningsside. Høy andel silt. (Økland, 11.09.2015)



Figur 99: Løsmasseprofil, gravd ut omtrent tvers over ravinen for bilde 98 (Økland, 11.09.2015)

Åsrike områder med bratte skråninger er typiske for initieringen av raviner og Soknedalen er jo et eksempel på nettopp dette (figur 1). Vi visste, per 1995 (Radoane, et al.), lite om hvilke geomorfologiske prosesser som virker i en ravine, ikke minst hvor raskt disse prosessene virker. Basert på teorier fra Piest et al (1975), Bradford og Piest (1980) og Roloff et al (1981), via Radoane (1995), er det i hovedsak massebevegelse og rilleerosjon som fremmer den videre utviklingen av en ravine. I Engan så vi ingen tegn på rilleerosjon når vi var i felt, verken på våren (april 2015, mai 2016), sommeren (juni, juli og august 2016) eller høsten (september og oktober 2015). Det bør nevnes at vi ikke så etter tegn på rilleerosjon aktivt. Det vi imidlertid vet, er at det foregår erosjon og massebevegelse der. Det siste tydelige tegnet på massebevegelse fikk vi i slutten av mars i år (2017), da store mengder med masser gled ut og kollapset i ravinen (figur 100-102).

Utglidninger, mars 2017

Som vi snakket om innledningsvis i områdebeskrivelsen, var det en større hendelse som fant sted i Engan i slutten av mars. Det som beskrives i dette avsnittet er basert på e-mail-korrespondanse mellom ingeniør-geologen til Bane NOR som skrev rapporten om det som skjedde (Daniel Günther) og undertegnede, i tillegg til informasjon hentet i selve rapporten (Günther, 2017). Under feltarbeidet som ble utført i forbindelse med disse utglidningene, viste det seg at stokkdam 1 var fylt til bredden av sedimenter, og at vannet derfor hadde begynt å grave langs høyre skråningsside (venstre side når du ser nedover i ravinen), noe som førte til at stokkene langs denne skråningssiden (tilhørende stokkdam 1) mistet kontakten med sedimentene i skråningen (figur 96). I tillegg hadde vi flere større utglidninger og erosjonshendelser i begge skråningssidene (figur 100-102)



Figur 100: Utglidning, Engan (høyre skråningsside, mellom stokkdam 1 og 2). (Günther, 31.03.2017)



Figur 101: De kollapsede massene var i flere tilfeller bundet sammen av trær, som veltet over ravinen. Bak trærne i forgrunnen ser vi et ustabil parti, stokkdam 2 kan skimtes nederst i bildet (Günther, 31.03.2017)



Figur 102: Kraftig erosjon og utglidning, nedstrøms stokkdam 4 (Günther, 10.04.2017)

8.3.1.1 Piping (?)

Utsagnet fra Inge Engan tegner et bilde om at det var piping-prosesser som bidro til å starte denne utviklingen. Piping er, som det står skrevet i kapittel 5.1.5, en prosess som finner sted når jorda ikke er mettet på vann, og den hydrauliske gradienter er så høy at vannet kan infiltrere ned i jorda, rive løs partikler, og forstørre makroporene i løsmassene (Bryan, 1999). En hypotese er altså at disse hulene oppstod som følge av ulike underoverflate-prosesser, som piping (figur 103), før de kollapset og overflateavrenning og erosjonsprosesser på overflaten begynte å dominere. Dersom de store steinene som i dag ligger der ravinen starter, mellom knekkpunktet og jordet på oversiden (figur 86), lå der for hundre år siden også, kan det være at vannet rant ned mellom disse steinene, og på den måten begynte å grave ut løsmasser under overflaten.



Figur 103: Piping (?), ved et jorde på oversiden av Engan (Økland, 23.04.2015)

Dersom denne hypotesen med huler og piping, etterfulgt av en kollaps og påfølgende overflateavrenning og erosjon stemmer, kan vi også forvente at det foregår piping i området i dag, da løsmassene er de samme. Som vi har diskutert tidligere, vil kornfordelingen og strukturen til løsmassene variere, men dersom piping har funnet sted tidligere, vil det sannsynligvis finne sted i dag også (figur 109). Da dukker imidlertid spørsmålet om hvorvidt løsmassene i området er egnet for piping opp. Ifølge rapporter fra Bane NOR (Günther 2017, Bane NOR 2014), består løsmassene i Engan av siltrik morene, som ligger over et lag med en morene som er mer grovblokket (Günther 2017). Den finkornede morenen som er øverst, vil altså ha andre egenskaper enn den grovkorna morenen under. En av de største forskjellene, er infiltrasjonsevnen til de to lagene.

Et løsmasse-lag med dominerende finkorna bestanddeler, vil ha dårligere infiltrasjonsevne, blant annet fordi de små porerommene mellom partiklene hindrer vannet fra å kunne bevege seg enkelt ned i løsmassene. I løsmasser med mer grovkornede partikler vil infiltrasjonsprosessen gå lettere, fordi porerommene mellom partiklene er større, noe vi også kjenner igjen fra teorier om hvordan planterøtter øker infiltrasjonsevnen til jorda (Glinski og Lipiec 1990, via Chirico et al. 2013).

Dette bidrar til å minke troverdigheten på piping-teorien, fordi infiltrasjonsevnen til den øverste typen løsmasser kan være for dårlig. Samtidig er et av kjennetegnene til en morene den ganske romlig heterogene fordelingen av ulike kornstørrelser, til forskjell fra for eksempel fluvialt sorterte løsmasser, der man lettere finner et mønster, eller en tydelig struktur. Dette aspektet betyr at det kan være områder i løsmassene som har ganske andre egenskaper enn andre områder. For eksempel kan det være en større lomme med silt et sted, mens det knapt er silt et annet sted. I en slik siltrik lomme, som vi kanskje har et konkret eksempel på ved stokkdam 2 (se figur 110), vil infiltrasjonsevnen være svært dårlig, sammenlignet med et område der det ikke er silt, eller der andelen silt er forsvinnende liten. Mange studier viser imidlertid at ravinemorfologi først og fremst skjer som følge av overflateavrenning. Men, det finnes også studier som viser at overflateavrenning under overflaten kan være med på å utvikle en ravine (Valentin et al 2005).

8.3.1.2 Klimaendringer eller endringer i landbruket?

En annen grunn til at raviner oppstår, er at det er en reaksjon på at dagens geomorfologiske system omstiller seg til klimaet i Holocen (Valentin et al., 2005). Etersom vi vet at løsmassene i Engan består av en siltrik morene, betyr dette at den en gang har vært dekket av en isbre, som har konsolidert de underliggende løsmassene. Når isbreen trakk seg tilbake, vil trykket fra isen som virket på morenen ha forsvunnet, og vi kan ha fått en iverksetting av ulike prosesser som har bidratt til å skape ravinen. Det forklarer imidlertid ikke den svært korte tidsskalaen vi fikk presentert av Inge Engan. I dag ledes vann fra overflateavrenningen ned mot ravinen ved hjelp av en stikkrenne (figur 104) som går under veien på oversiden av jordet. Grøfta langs jordet starter altså der stikk-rennen kommer ut. Når overflateavrenningen konsentreres på denne måten, kontra en situasjon der vi har en overflateavrenning som ikke ledes gjennom et rør, øker vannets evne til å erodere. Der grøfta langs jordet slutter, og ravinen starter, er det samtidig ingen tydelig vei for vannet å ta på overflaten, fordi det som tidligere nevnt er en del store steiner i dette området. Men vi vet at det er vannføring i ravinen, særlig på våren etter snøsmeltingen (figur 88).

Denne vannføringen henger unektelig sammen med vannføringen i grøften på oversiden av ravinen. Hvorvidt overflateavrenningen i grøfta forsvinner ned blant steinene før den igjen dukker opp i begynnelsen av ravinen, eller vannet delvis finner en vei på overflaten, og delvis under overflaten, er for øvrig usikkert. Vi kan uansett argumentere for at stikkrennen, og den påfølgende konsentrasjonen av overflateavrenning på overflaten, gjør at den flyktige bekken i bunnen av ravinen blir opprettholdt.



Figur 104: Utløp stikkrenne, og grøfta som går langsmed jordet ovenfor ravinen (Økland, 23.04.2015)

8.3.2 Terrengmodellen avslører andre strukturer

Det siste aspektet vi skal trekke frem her, er terrengmodellen (figur 50), som viser at det er en annen struktur i terrenget, øst for Engan. Denne har en mer organisk form, og er ikke like rett som vår ravine er. Dette indikerer at den har oppstått naturlig. Under feltarbeidene så vi det som sannsynligvis var denne strukturen, ved siden av ravinen vår.

Den så ut som en ravine, men var igjengrodd av planter, og så heller ikke ut til å være aktiv, da vi ikke så tegn til erosjon eller overflateavrenning, heller ikke langs ravinens bunn. Vi brukte imidlertid ikke mye tid på å studere denne strukturen. En hypotese, er at det var dette som en gang var dreneringsveien for overflateavrenningen som kom fra områdene på oversiden, eller i det minste en av dem. En av hovedårsakene til at det foregår drenering i ravinen vår i dag, er jo at grøften ved jordet på oversiden leder vann dit. I tillegg har jordet en slik helning (figur 51), at det sannsynligvis kan komme overvann fra dette og ned til Engan, når forholdene ligger til rett for det. Det kan jo være tilfellet av både Engan, og denne gamle ravinen var naturlige dreneringsveier, men at det bare er Engan som fungerer som dreneringsvei i dag, fordi det har blitt gjort ulike inngrep som leder vannet denne veien.

Vi vet for øvrig lite om hvordan en ravine vil reagere på klimaendringer, men Øygarden (2001) beregner at frekvensen av fryse-tine-sykluser kommer til å øke med global oppvarming, noe som kan øke risikoen for at raviner oppstår og utvikles. I et historisk perspektiv, viser det seg at majoriteten av periodene der ravineerosjon fant sted, både samsvarer med perioder der landbruket gjennomgikk store omstillinger, og i perioder der hyppigheten av intense nedbørhendelser var større enn normalt (Valentin et al, 2005). I Engan befinner vi oss i et område med mange jordbruksområder, og i diskusjonen rundt hvordan ravinen vår oppstod, var vi inne på dette med endringer i disse jordbruksarealene. Selv om ravinen ikke nødvendigvis kun oppstod som følge av disse endringene, har de uten tvil bidratt til å opprettholde systemet.

9. Oppsummering og avslutning

Før det tikket inn en mail fra Maria H. Olsen i Bane NOR i midten av april i år om hva som hadde foregått i Engan et par uker tidligere, og valget de hadde tatt om å fjerne stokkdammene, var jeg ganske sikker på at jeg hadde klart å vise hvordan Engan er et dynamisk område der det foregår erosjon. Det som skjedde i mars i år understreker hvor dynamisk og ustabil området faktisk er, og bidrar ikke minst til å underbygge de dataene jeg har lagt til grunn. En av de største svakhetene med oppgaven min har nok vært metoden jeg brukte for å undersøke erosjonsaktiviteten i skråningssidene. Den kan vel sies å ha fungert greit, men dersom jeg skulle gjort det igjen ville jeg nok ha tenkt enda mer på frostheving, og hvordan jeg kan tilrettelegge metoden for slike forhold. Neste gang ville jeg nok også ha benyttet meg av flere punkter, så sant det ikke påvirket skråningsstabiliteten mer enn absolutt nødvendig. I tillegg til de åpenbare sporene på erosjonsaktivitet i Engan, kan vi også finne mindre ekstreme tegn til dette i ravinen. Blant disse kan vi nevne de bratte skråningsside, porøse løsmasser, overhengene øverst i skråningen, og alle de blottlagte røttene som stikker ut fra disse overhengene, ikke minst alle trærne som har falt, og mangelen på vegetasjon flere steder, særlig i høyre skråningsside. Vi kan nesten si at erosjonsmålingene var overflødige, men samtidig har de bidratt til å 'bevise' at vi har erosjon i ravinen.

Stokkdammer ser på sin side ikke ut til å være veien å gå i Engan for å redusere vannføringen, og erosjonsaktiviteten, men i et nedbørfelt der skråningssidene er mer stabile, for eksempel fordi gradienten i skråningene er lav, vil dette kunne være et velfungerende tiltak. Men, som alle andre former for tiltak og inngrep, må det imidlertid følges opp tett. Et viktig element er dialogen med de lokale, som er helt essensiell for å innhente kunnskap om hva som er utfordringene i området, og ikke minst hva som foregår i det daglige. En av de aller største fordelene med stokkdammer, er muligheten til å bruke stedegent, lokalt materiale. Dette betyr både at det kreves svært lite ressurser når materialene skal skaffes, og fraktes til området der de skal brukes, i tillegg til at det koster lite. Det er så klart nødvendig med tillatelse fra grunneier, men sammenlignet med andre tiltak som involverer andre materialer, er stokkdammer og kvistdammer svært kostnadseffektivt. Derfor er det ved første øyekast heller ikke store økonomiske tap knyttet til mislykkede prosjekter, som det i Engan kan sies å være.

Det var vanskelig å peke på nøyaktig hvorfor ravinen oppstod, men basert på det jeg fant ut om raviners utvikling i teorien, er det slett ikke rart at det dukket opp en ravine akkurat her. Sannsynligvis begynte det med naturlige årsaker som terrengform, gradienten på dalsiden og jordart, mens menneskelige inngrep som stikkrenne og dreneringsgrøft i overkant har bidratt til å opprettholde, og videreutvikle ravinen. Når det gjelder potensielle risikoer for jernbanelinjen i fremtiden, knyttet til de antatte klimaendringene som etter hvert vil gjøre seg gjeldende i ravinen, har jeg ikke grunn til å tro at det er noen skredfare her, da de prosessene som skjer, vil skje i skråningssidene i ravinen (slik det vi så nå i år). Det som imidlertid kan være lurt å se nærmere på, og som jeg også snakket om i kapittel 8.2.6, er at stikkrennen og grøften langs jordet kan være negativt for stabiliteten til ravinen på sikt, og at det bør vurderes hvorvidt problemet med overvann kan løses på en annen måte.

9.1 Tiltak

Vi vet som kjent at stokkdammene i Engan ikke var et egnet tiltak for dette området, blant annet fordi skråningene var for ustabile. Samtidig viser dette at det kan være viktig å iverksette tiltak i Engan som demper erosjonsaktiviteten, og stabiliserer skråningene. En utfordring her er at skråningene er svært bratte mange steder, særlig i de øvre delene av ravinen.

En mulighet er å planere skråningene, men et slikt arbeid vil være tidkrevende og sannsynligvis innebære fjerningen av flere trær. I tillegg er det en bygning som står helt i kant med skråningen på venstre side, der vi kan se at det har forsvunnet løsmasser (figur 104). Det vil altså være komplisert å planere skråningssidene, særlig dersom det gjøres ved å fjerne masser.

Et alternativ er å tilføre masser, men da vil bekkeløpet smalnes inn, og det vil heller ikke ha noen positiv effekt i lengden, særlig ikke med den forventede økningen i nedbørhendelser og flomhendelser.



Figur 105: Tegn på massetap ved/under bygning på oversiden av skråningen, venstre side (Økland, 03.05.2016)

Plastring med større steiner vil nok heller ikke bidra positivt, da det kan føre til at vann fra overflateavrenningen graver seg inn bak steinene, og føre til at de destabiliseres. Alternativet er da å bruke fiberduker i skråningssidene, potensielt under steinene. En utfordring da, er at vannet kan grave seg ned under fiberduken. Det vil generelt være krevende å få gjennomført et slikt tiltak på en bærekraftig måte. Et annet alternativ for å beskytte skråningssidene mot erosjon, er å legge kvister i skråningene. Dette har blitt gjort til en viss grad allerede, blant annet mellom stokkdam 2 og 3 (figur 105). Dersom man legger kvist oppover skråningene, kan dette bidra til å beskytte mot erosjon, men det vil også være et tiltak som i likhet med de andre, krever tilsyn og vedlikehold. En negativ konsekvens av alle disse tiltakene er imidlertid at det vil hemme veksten av planter i skråningssidene.



Figur 106: Kvister mellom stokkdam 2 og 3, som et ekstra tiltak for å hindre erosjon (Økland, 29.08.2016)

Kanskje er det rett og slett planting av vegetasjon som er løsningen. Da kan gress være et godt alternativ, ettersom det er snakk om små planter, som vokser tett i tett. I en bratt skråning som de vi har i Engan, er det nødvendig med mindre, tettvoksende planter, da dette vil gi mer erosjonsbeskyttelse enn større planter, som trær. Alternativt kan man plante en blanding av gress, bregner, og urtevekster, for å få en miks av ulike rotsystemer og plantetyper.

Heterogenitet i plantedekket betyr også økt biodiversitet, noe som er utelukkende positivt. Det er imidlertid veldig viktig at man velger planter som hører hjemme i et område som Engan, da det ikke er ønskelig at dette tiltaket påvirker økosystemet på en negativ måte. Det er allerede områder i skråningssidene som er dekket med planter, særlig i venstre skråningsside, og nede i bekkeløpet (se figur). Dersom det er deler av skråningene som er for bratte til at vegetasjon kan få fotfeste, kan man vurdere å legge kvist her. Alternativt kan man legge et relativt finmasket nett over skråningssidene etter at man har plantet der, for å beskytte mot erosjon når plantene skal slå rot. Når det gjelder trærne som vokser langs skråningssidene, har arbeidet med å fjerne disse for å øke stabiliteten, startet (figur 107).



Figur 107: Rydding av trær i Engan (Günther, 10.04.2017)

Et tiltak som også bør vurderes, er å fjerne stikkrennen som leder overflateavrenningen ned mot jordet. Dette vil samtidig føre til at vannet ledes andre veier, og det anbefales å se på konsekvensene av dette, opp mot konsekvensene av å la stikkrennen være slik den er, når vi kan forvente økte nedbørmengder og regnflommer i fremtiden. Et annet tiltak som krever svært få ressurser, og forberedelser, er å sette opp et eller flere viltkameraer. En av metodene som skulle brukes i denne masteroppgaven, var jo å bruke et viltkamera som skulle supplere for erosjonsmålingene, og de enkelte observasjonene i felt, og potensielt fange opp større hendelser. Dessverre viste det seg at viltkameraet ikke hadde tatt noen bilder i løpet av den perioden det var plassert ut. Et viltkamera kan brukes til å overvåke et område, og fange opp endringer som kan være et tegn på at en større hendelse er i anmarsj.



Figur 108: Vegetasjon, venstre skråningsside. Testbilde med viltkamera (Olsen og Økland, 09.06.2016)

9.2 Videre arbeid

Arbeidet med denne masteroppgaven viser hvor viktig det er å fortsette å følge opp utviklingen av ravinen, og forstå erosjonsprosessene som foregår her i større grad. Et alternativ kan være å utføre laser-skanninger i ravinen, for eksempel før snøen kommer på høsten, og etter snøsmeltingen på våren, for å identifisere hvor de største masse-tapene skjer. Det kan også være nødvendig å foreta en flom-vei-analyse, for å bedre forstå vannets vei i landskapet. I tillegg må vi ikke glemme at det sannsynligvis finnes flere slike problemområder langs jernbanelinjene i Norge, og det er viktig å starte arbeidet med å identifisere disse områdene. Her er det helt avgjørende å ha åpne dialoger med lokalbefolkningen, og følge opp bekymringsmeldinger som skulle komme. Selv om aktiviteten i Engan ikke nødvendigvis utgjør en direkte risiko for Dovrebanen, vil det være hensiktsmessig å fortsette å prøve ut tiltak som minker den eventuelle risikoen ytterligere, også da med fremtidens klimautviklinger i bakhodet.

10. REFERANSELISTE

10.6 ANNET

Kartverket (i.d.) LiDAR-data mottatt fra Bernt Egil Tafjord i Øvre Eiker kommune, via epost (sendt 27.01.2017)

10.1 BOKKAPITLER

Brooks, K.N. et al. (2013) Soil Erosion Processes and Control, *Hydrology and the Management of Watersheds*. Fourth edition. John Wiley & Sons, Inc, 508

Selby, M. J. (1993) Erosion of hillslopes by raindrops and flowing water, i Rowe, A. (red) *Hillslope Materials and Processes*. Second edition. Oxford: Oxford University Press, 451.

10.2 NETTSIDER

Grue, Ø. (2013) *Flomvern etter naturmetoden*. Tilgjengelig fra: <http://www.banenor.no/Om-oss/Jernbanemagasinet-arkiv/Nyheter/2013/Flomvern-etter-naturmetoden/> (Hentet 19.04.2017)

NOAA (2017) *What is LIDAR?* Tilgjengelig fra: <http://oceanservice.noaa.gov/facts/lidar.html> (Hentet: 07.05.2017)

NGU (2015a) *FYLLITT*. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/emne/fyllitt> (Hentet 08.02.2016)

NGU (2015b) *SKIFER*. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/emne/skifer> (Hentet 08.02.2016)

NVE (2015a) *HBV-modellen*. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/hydrologi/analysemetoder-og-modeller/hbv-modellen> (Hentet: 17.04.2017)

NVE (2015b) *Skredregistrering*. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/karttjenester/kartverktoy/skredregistrering/> (Hentet: 05.10.2016)

10.3 OPPSLAGSVERK

Harstveit, K. E. (2009) Klimanormal, *Store Norske Leksikon*. Tilgjengelig fra:

<https://snl.no/klimanormal> (Hentet: 02.04.2017)

Linge, H. (2009) Tele, *Store Norske Leksikon*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/tele> (Hentet:

02.05.2017)

10.4 RAPPORTER OG FAKTAARK

Bane NOR (2014) Kapasitetsberegning og tiltaksvurdering av stikkrenner på DB482,2-498,555. *Jernbaneteknikk*. Trondheim: Bane NOR. (Mottatt via mail fra Maria H. Olsen i Bane NOR, 08.09.2015)

Chamberlain, E. J. (1981) Frost susceptibility of soils – Review of index tests. (Monograph 81-2). Hanover, New Hampshire, USA: United States Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Tilgjengelig fra: [ADA111752](https://www.ada.gov/ADA111752) (Hentet: 02.05.2017)

Engeset, R. (2016) Hvordan lages vær- og snødata for seNorge.no og XGEO.no? Tilgjengelig fra: https://www.nve.no/Media/4813/weatherandsnowdata_v2_no.pdf (Hentet: 17.04.2017)

Günther, D. (2017) Stabilitetsvurdering bekkeløp, Soknedalen, Dovrebanen, km 489.253. Trondheim: Bane NOR, Konstruksjon og underbygning, Plan- og teknikk-avdelingen (Mottatt via mail fra Maria H. Olsen i Bane NOR, 18. april 2017)

Hanssen-Bauer, I. et al. (2015) *Klima i Norge 2100*. (2/2015). Miljødirektoratet. Tilgjengelig fra: <http://www.miljodirektoratet.no/no/Publikasjoner/2015/September-2015/Klima-i-Norge-2100/> (Hentet: 14. januar 2016)

Meteorologisk institutt, Norges Vassdrags og Energidirektorat, Uni Research, Bjerknes Centre for Climate Research (2017) Klimaprofil Sør-Trøndelag – Et kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning. Miljødirektoratet/Norsk Klimaservicesenter. Tilgjengelig fra: https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/klimaprofiler/klimaprofil-s%C3%B8r-tr%C3%B8ndelag/_attachment/8223?_ts=15b0f0487ea (Hentet: 23. mars 2017)

NVE, ved Kjetil Hillestad (2013) Jordskred og flomskred. Tilgjengelig fra:

http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013_05.pdf (Hentet: 12. april 2017)

10.5 TIDSSKRIFTARTIKLER

- Aarensen, L. U. et al. (2008) A New Hypothesis on Ice Lens Formation in Frost-Susceptible Soils, *Ninth International Conference on Permafrost*. Tilgjengelig fra: <https://www.researchgate.net/publication/285777506> A New Hypothesis on Ice Lens Formation in Frost-Susceptible Soils (hentet: 29.04.2017)
- Assouline, S. og Ben-Hur, M. (2006) Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing, *Catena*, 66, 211-220. DOI: 10.1016/j.catena.2006.02.005
- Bayard, D. et al. (2004) The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland, *Journal of Hydrology*, 309, 66-84. DOI: 10.1016/j.hydrol.2004.11.012
- Berthling, I. et al. (2000) Frost Heave and Thaw Consolidation of Ploughing Boulders in a Mid-Alpine Environment, Finse, Southern Norway, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 165-177. DOI: 10.1002/ppp.367
- Beven, K. og Wood, E. F. (1982) Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas, *Journal of Hydrology*, 65, 139-158. DOI: 10.1016/0022-1694(83)90214-7
- Bryan, R. B (1999) Soil erodibility and processes for water erosion on hillslope, *Geomorphology*, 32, 385-415. DOI: 10.106/S0169-555X(99)00105-1
- Carey, S. K. og Woo, M.-k. (1998) Slope runoff processes and flow generation in a subarctic, subalpine catchment, *Journal of Hydrology*, 253, 110-129. DOI: 10.1016/S0022-1694(01)00478-4
- Cerdà, A. (1995) Seasonal variability of infiltration rates under contrasting slope conditions in southeast Spain, *Geoderma*, 69, 217-232. DOI: 10.1016/0016-7061(95)00062-3
- Cerdà, A. (1998) The influence of aspect and vegetation on seasonal changes in erosion under rainfall simulation on a clay soil in Spain, *Canadian Journal of Soil Science*, 78, 321-330. DOI: 10.4141/S97-060
- Chaplot, V. og Le Bissonais, Y. (1999) Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 145-153. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(200002)25:2<145::AID-ESP51<3.0.CO;2-3

- Chirico, G. B. et al. (2013) Role of vegetation on slope stability under transient unsaturated conditions, *Procedia Environmental Sciences*, 19, 932-941. DOI: 10.1016/j.proenv.2013.06.103
- De Baets, S., et al. (2005) Effects of grass roots on the erodibility of topsoils during concentrated flow, *Geomorphology*, 76, 54-67. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.10.002
- Duran Zuazo, V. H. og Rodríguez Pleguezuelo, C. R. (2007) Soil-erosion and runoff prevention by plant covers. A review, *Agronomy for Sustainable Development*, 28, 65-86. DOI: 10.1051/agro:2007062
- Fox, D. M, et al. (1995) The influence of slope angle on final infiltration rate for interill conditions, *Geoderma*, 80, 181-194. DOI: 10.1016/S0016-7061(97)00075-X
- Gilpin, R. R. (1980) A Model for the Prediction of Ice Lensing and Frost Heave in Soils, *Water Resources Research*, 16(5), 918-930. DOI: 10.1029/WR016i005p00918
- Gyssels, G. og Poesen, J. (2002) The importance of plant root characteristics in controlling concentrated flow erosion rates, *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 371-384. DOI: 10.1002/esp.447
- Hairsine, P. B et al. (1998) Unsteady soil erosion due to rainfall impact: a model of sediment sorting on the hillslope, *Journal of Hydrology*, 220, 115-128. DOI: 10.1016/S0022-1694(99)00068-2
- Hawley, M. E. et al. (1982) Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds, *Journal of Hydrology*, 62, 179-200. DOI: 10.1016/0022-1694(83)90102-6
- Huza, J. et al. (2014) Precipitation, soil moisture and runoff variability in a small river catchment (Ardèche, France) during HyMeX Special Observation Period 1, *Journal of Hydrology*, 516, 330-342. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.01.041
- Istanbullouglu, E. og Bras, R. L. (2005) On the dynamics of soil moisture, vegetation and erosion: Implications of climate variability and change, *Water Resources Research*, 42, sidetall ukjent, DOI: 10.1029/2005WR004113
- Iwata, Y. et al. (2011) Influence of rain, air temperature, and snow cover on subsequent spring-snowmelt infiltration into thin frozen soil layer in northern Japan, *Journal of Hydrology*, 401, 165-176. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.02.019

- Jackson, K. A. et al. (1965) Frost heave in soils, *Journal of Applied Physics*, 37(2), sidetall ukjent. DOI: 10.1063/1.1708270
- Kirby, P. C. og Mehuys, G. R. (1986) The seasonal variation of soil erosion by water in southwestern Quebec, *Canadian Journal of Soil Science*, 67, 55-63. DOI: 10.4141/cjss87-005
- Le Bissonais, Y. et al. (1994) Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils, *Catena*, 25, 33-46. DOI: 10.1016/0341-8162(94)00040-L
- Morgan, R.C.P. et al. (1997) The European Soil Erosion Model (EUROSEM): A dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 527-544. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199806)23:6<527::AID-ESP868>3.0.CO;2-5
- Morin, J. og Benyamini, Y. (1977) Rainfall infiltration into bare soils, *Water Resources Research*, 13 (5), 813-817. DOI: 10.1029/WR013i005p00813
- Nilaweera, N. S. og Nutalaya, P. (1998) Role of tree roots in slope stabilisation, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57(4), 337-342. DOI: 10.1007/s100640050056
- Ollesch, G. et al (2004) Characterization and modelling of the spatial heterogeneity of snowmelt erosion, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 197-211. DOI: 10.1002/esp.1175
- Osterkamp, W. R. et al (2011) The interactions between vegetation and erosion: new directions for research at the interface of ecology and geomorphology, *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 23-36. DOI: 10.1002/esp.2173
- Prandini, L. et al. (1977) Behaviour of the vegetation in slope stability: A critical review, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 51-55. DOI: 10.1007/BF02591446
- Radoane, M. et al. (1995) Gully distribution and development in Moldavia, Romania, *Catena*, 24, 127-146. DOI: 10.1016/0341-8162(95)00023-L
- Renard, K. G. og Freimund, J. R. (1993) Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE, *Journal of Hydrology*, 157, 287-306. DOI: 10.1016/0022-1694(94)90110-4

- Römken, M.J.M. et al. (2001) Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes, *Catena*, 46, 103-123. DOI: 10.1016/S0341-8162(01)00161-8
- Valentin, C. et al. (2005) Gully erosion: Impacts, factors and control, *Catena*, 63, 132-153. DOI: 10.1016/j.catena.2005.06.001
- Wang, Z.-Y., et al. (2004) Modeling of Vegetation-Erosion Dynamics in Watershed Systems, *Journal of Environmental Engineering*, 130(7), 792-800. DOI: 10.1061/~ASCE!0733-9372~2004!130:7~792!
- Wang, B. et al (2012) Soil erodibility for water erosion: A perspective and Chinese experiences, *Geomorphology* (187), 1-10. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.01.018
- Øygarden, L. (2001) Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway, *Catena*, 50, 217-242. DOI: 10.1016/S0341-8162(02)00138-8

VEDLEGG

Tabell 1

PKT	17.nov	03.mai	09.jun	03.jul	29.aug	P1	P2	P3	P4	M 1-2	M 1-3	M 1-4	M 1-5	Er.P1	Er.P2	Er.P3	Er.P4
1	448	557	530	546	562	-109	27	-16	-16	-109	-82	-98	-114	-0,6	0,7	-0,7	-0,3
2	475	660	674	713	706	-185	-14	-39	7	-185	-199	-238	-231	-1,1	-0,4	-1,6	0,1
3	431	640	585	599	619	-209	55	-14	-20	-209	-154	-168	-188	-1,2	1,5	-0,6	-0,4
4	454	679	640	990	651	-225	39	-350	339	-225	-186	-536	-197	-1,3	1,1	-14,6	5,9
5	341	445	383	401	383	-104	62	-18	18	-104	-42	-60	-42	-0,6	1,7	-0,8	0,3
6	331	354	379	372	372	-23	-25	7	0	-23	-48	-41	-41	-0,1	-0,7	0,3	0,0
7	382	450	425	429	417	-68	25	-4	12	-68	-43	-47	-35	-0,4	0,7	-0,2	0,2
8	440	639	634	634	624	-199	5	0	10	-199	-194	-194	-184	-1,2	0,1	0,0	0,2
9	552	597	616	610	606	-45	-19	6	4	-45	-64	-58	-54	-0,3	-0,5	0,3	0,1
10	436	489	476	484	492	-53	13	-8	-8	-53	-40	-48	-56	-0,3	0,4	-0,3	-0,1
11	405	480	445	445	441	-75	35	0	4	-75	-40	-40	-36	-0,4	0,9	0,0	0,1
12	373	389	399	399	395	-16	-10	0	4	-16	-26	-26	-22	-0,1	-0,3	0,0	0,1
13	390	389	405	401	395	1	-16	4	6	1	-15	-11	-5	0,0	-0,4	0,2	0,1
14	353	334	350	348	345	19	-16	2	3	19	3	5	8	0,1	-0,4	0,1	0,1
17	369	470	490	500	501	-101	-20	-10	-1	-101	-121	-131	-132	-0,6	-0,5	-0,4	0,0
18	288	315	300	298	313	-27	15	2	-15	-27	-12	-10	-25	-0,2	0,4	0,1	-0,3
19	304	300	317	318	310	4	-17	-1	8	4	-13	-14	-6	0,0	-0,5	0,0	0,1
20	461	537	557	525	543	-76	-20	32	-18	-76	-96	-64	-82	-0,5	-0,5	1,3	-0,3
21	506	610	638	622	623	-104	-28	16	-1	-104	-132	-116	-117	-0,6	-0,8	0,7	0,0
22	402	459	479	466	469	-57	-20	13	-3	-57	-77	-64	-67	-0,3	-0,5	0,5	-0,1
23	346	421	441	434	428	-75	-20	7	6	-75	-95	-88	-82	-0,4	-0,5	0,3	0,1
24	330	370	390	389	389	-40	-20	1	0	-40	-60	-59	-59	-0,2	-0,5	0,0	0,0
25	360	421	444	443	440	-61	-23	1	3	-61	-84	-83	-80	-0,4	-0,6	0,0	0,1
26	610	674	680	679	684	-64	-6	1	-5	-64	-70	-69	-74	-0,4	-0,2	0,0	-0,1
27	426	481	511	505	506	-55	-30	6	-1	-55	-85	-79	-80	-0,3	-0,8	0,3	0,0
28	416	446	460	396	407	-30	-14	64	-11	-30	-44	20	9	-0,2	-0,4	2,7	-0,2
29	350	390	390	477	385	-40	0	-87	92	-40	-40	-127	-35	-0,2	0,0	-3,6	1,6
30	205	219	340	233	230	-14	-121	107	3	-14	-135	-28	-25	-0,1	-3,3	4,5	0,1
31	283	282	300	304	295	1	-18	-4	9	1	-17	-21	-12	0,0	-0,5	-0,2	0,2
32	249	230	249	242	250	19	-19	7	-8	19	0	7	-1	0,1	-0,5	0,3	-0,1
33	270	280	290	286	290	-10	-10	4	-4	-10	-20	-16	-20	-0,1	-0,3	0,2	-0,1
34	335	340	358	360	360	-5	-18	-2	0	-5	-23	-25	-25	0,0	-0,5	-0,1	0,0
35	357	379	395	396	395	-22	-16	-1	1	-22	-38	-39	-38	-0,1	-0,4	0,0	0,0
36	356	391	411	410	413	-35	-20	1	-3	-35	-55	-54	-57	-0,2	-0,5	0,0	-0,1
37	320	420	376	380	378	-100	44	-4	2	-100	-56	-60	-58	-0,6	1,2	-0,2	0,0
38	261	320	340	347	343	-59	-20	-7	4	-59	-79	-86	-82	-0,4	-0,5	-0,3	0,1
39	269	309	340	371	369	-40	-31	-31	2	-40	-71	-102	-100	-0,2	-0,8	-1,3	0,0
40	345	688	430	439	470	-343	258	-9	-31	-343	-85	-94	-125	-2,0	7,0	-0,4	-0,5

Forklaringstekst tabell 1: Erosjonsmålinger fra feltarbeidet (kolonnene merket med datoer), totale endringer for hver periode (P1-P4), avstandsendringer mellom måling 1-2, 1-3, 1-4 og 1-5 (M 1-2 osv.) og de daglige erosjonsratene for hver periode (Er.P1, Er.P2 og så videre). Navnene ble forkortet i tabellen på grunn av plassmangel.

Tabell 2

Dato	Temp (°C)	Nb (mm)	Sd (mm)	Td (mm)	Ss (mm)	Avr (mm)
17.11.2015	-3,15	0	0	0	0	0,3
18.11.2015	-2,25	0	0	0	0	0,3
19.11.2015	-2,15	0,7	5	0	0	0,3
20.11.2015	-2,15	1	13	0	0	0,3
21.11.2015	-4,25	0,1	13	0	0	0,3
22.11.2015	-1,85	3,4	40	0	0	0,3
23.11.2015	-0,05	1,2	47	0	0	0,3
24.11.2015	-0,95	0	46	0	0	0,3
25.11.2015	-0,85	1,1	53	0	0	0,3
26.11.2015	1,55	3,8	24	0	4	0,2
27.11.2015	2,35	3,3	1	0	4	0,2
28.11.2015	-0,45	0	0	0	0	0,4
29.11.2015	-1,85	0	0	-190	0	0,5
30.11.2015	-2,65	9,6	81	-500	0	0,4
01.12.2015	-1,35	6,3	122	-720	0	0,3
02.12.2015	0,85	2,8	96	-600	2	0,3
03.12.2015	-3,35	0,4	96	-300	0	0,3
04.12.2015	-0,85	1,6	104	-800	0	0,3
05.12.2015	1,45	6,9	77	-680	3	0,3
06.12.2015	1,25	13,2	56	-390	3	0,4
07.12.2015	-0,25	1,8	68	-210	0	0,5
08.12.2015	3,65	1,4	28	-190	8	0,4
09.12.2015	2,25	0,6	9	-20	4	0,5
10.12.2015	1,15	0	3	0	1	0,7
11.12.2015	0,15	1,2	11	0	0	0,8
12.12.2015	-0,35	4,1	40	-150	0	0,7
13.12.2015	-3,45	1,1	49	-90	0	0,6
14.12.2015	-4,65	0,4	51	-480	0	0,5
15.12.2015	-1,15	0,4	52	-740	0	0,5
16.12.2015	-4,25	1,9	68	-740	0	0,4
17.12.2015	1,35	3	43	-880	3	0,3
18.12.2015	2,15	2,3	12	-780	5	0,3
19.12.2015	2,35	0	0	-680	0	0,5
20.12.2015	2,65	3,8	0	-590	0	0,7
21.12.2015	2,05	0	0	-510	0	1,1
22.12.2015	0,15	0,1	0	-430	0	1,4
23.12.2015	-0,25	0	0	-390	0	1,3
24.12.2015	5,45	0,3	0	-420	0	1,2
25.12.2015	0,45	17,4	109	-360	1	1,5
26.12.2015	-5,75	2,5	132	-300	0	1,8
27.12.2015	-10,05	0	129	-580	0	1,6
28.12.2015	-6,05	0	126	-870	0	1,4
29.12.2015	1,75	0	98	-990	4	1,3
30.12.2015	5,45	0	29	-930	12	1,2
31.12.2015	2,85	0	4	-880	5	1,6

Tabell 3

Dato	Temp (°C)	Nb (mm)	Sd (mm)	Td (mm)	Ss (mm)	Avr (mm)
01.01.2016	1,65	0	0	-830	1	2,1
02.01.2016	-2,85	0	0	-780	0	2,2
03.01.2016	-8,55	0	0	-820	0	2
04.01.2016	-9,65	0	0	-1000	0	1,8
05.01.2016	-11,75	0	0	-1150	0	1,6
06.01.2016	-9,85	0,2	4	-1330	0	1,4
07.01.2016	-12,55	0	3	-1450	0	1,3
08.01.2016	-19,45	0	2	-1620	0	1,1
09.01.2016	-14,65	0	1	-1840	0	1
10.01.2016	-4,75	0	0	-1970	0	0,9
11.01.2016	-2,65	0	0	-1980	0	0,8
12.01.2016	-5,65	0	0	-1960	0	0,7
13.01.2016	-10,45	0	0	-1980	0	0,6
14.01.2016	-14,45	0	0	-2060	0	0,5
15.01.2016	-15,65	0,3	11	-2160	0	0,4
16.01.2016	-10,35	0,6	19	-2280	0	0,4
17.01.2016	-4,65	16,5	156	-2340	0	0,3
18.01.2016	-3,55	2,2	158	-2310	0	0,3
19.01.2016	-4,95	3,3	176	-2280	0	0,3
20.01.2016	-4,25	6,3	214	-2250	0	0,3
21.01.2016	-9,75	0,8	212	-2220	0	0,3
22.01.2016	-9,55	1,2	217	-2210	0	0,3
23.01.2016	-3,05	0,9	211	-2210	0	0,3
24.01.2016	-2,45	4	230	-2180	0	0,3
25.01.2016	2,15	2,8	182	-2150	5	0,3
26.01.2016	1,85	1,6	149	-2110	4	0,4
27.01.2016	0,35	2,5	156	-2060	1	0,7
28.01.2016	-2,45	0,9	159	-2010	0	0,8
29.01.2016	3,15	8,5	116	-2000	7	0,8
30.01.2016	-1,65	1	122	-1950	0	1,3
31.01.2016	-4,15	1,4	134	-1940	0	1,8
01.02.2016	-2,65	1,9	147	-1950	0	1,6
02.02.2016	-2,45	1,1	154	-1930	0	1,3
03.02.2016	-1,25	4,7	186	-1920	0	1,2
04.02.2016	-1,05	10	253	-1880	0	1
05.02.2016	-0,65	2,4	261	-1840	0	0,9

Tabell 4

Dato	Temp (°C)	Nb (mm)	Sd (mm)	Td (mm)	Ss (mm)	Avr (mm)
06.02.2016	0,25	0	248	-1810	1	0,8
07.02.2016	4,25	0	191	-1760	10	0,7
08.02.2016	2,45	0	158	-1720	6	1
09.02.2016	-3,05	0	156	-1680	0	1,7
10.02.2016	-3,15	2,5	176	-1680	0	1,8
11.02.2016	-3,25	1,1	183	-1680	0	1,6
12.02.2016	-5,45	0,6	187	-1690	0	1,4
13.02.2016	-11,05	0,5	193	-1720	0	1,3
14.02.2016	-9,45	1,7	215	-1810	0	1,1
15.02.2016	-4,75	2,4	235	-1880	0	1
16.02.2016	-2,75	0	230	-1900	0	0,9
17.02.2016	1,35	0	206	-1880	4	0,8
18.02.2016	-4,35	0,2	204	-1840	0	0,7
19.02.2016	-2,55	0	201	-1850	0	0,7
20.02.2016	-0,65	0,1	199	-1850	0	0,6
21.02.2016	-4,15	0	197	-1820	0	0,5
22.02.2016	-8,05	0	195	-1830	0	0,4
23.02.2016	-2,05	9,2	267	-1880	0	0,4
24.02.2016	-0,05	7,1	309	-1860	0	0,4
25.02.2016	-0,65	14,5	398	-1820	0	0,4
26.02.2016	0,25	9,2	433	-1780	1	0,4
27.02.2016	-0,35	7	461	-1740	0	0,4
28.02.2016	-1,35	2,5	462	-1700	0	0,4
01.03.2016	-1,05	0	441	-1700	0	0,3
02.03.2016	-0,85	0	432	-1670	0	0,3
03.03.2016	-1,65	0	425	-1640	0	0,3
04.03.2016	-0,95	3,5	443	-1620	0	0,3
05.03.2016	-2,15	0	436	-1590	0	0,3
06.03.2016	-2,75	0,4	433	-1570	0	0,3
07.03.2016	-2,55	2,6	448	-1560	0	0,3
08.03.2016	-5,85	0	442	-1540	0	0,3
09.03.2016	-2,05	0	436	-1570	0	0,3
10.03.2016	-1,75	0	430	-1550	0	0,3
11.03.2016	-3,05	0	425	-1540	0	0,3
12.03.2016	-0,95	0,3	422	-1540	0	0,3
13.03.2016	2,25	3,2	390	-1520	7	0,3
14.03.2016	3,05	0,1	350	-1480	9	0,7
15.03.2016	3,15	0,9	312	-1440	9	1,3
16.03.2016	3,05	0,8	276	-1400	9	2
17.03.2016	3,05	6,8	240	-1360	9	2,6
18.03.2016	1,35	5,5	220	-1320	5	4,3
19.03.2016	2,45	9,7	190	-1290	8	6,5
20.03.2016	2,15	5,4	164	-1250	7	8,6
21.03.2016	1,55	4,5	142	-1210	6	10,5
22.03.2016	1,55	3	121	-1180	6	10,6

Tabell 5

Dato	Temp (°C)	Nb (mm)	Sd (mm)	Td (mm)	Ss (mm)	Avr (mm)
23.03.2016	0,05	0,1	121	-1140	0	10,2
24.03.2016	1,05	1	107	-1110	4	8,7
25.03.2016	0,75	0,5	97	-1070	3	6,9
26.03.2016	6,65	0	48	-1040	15	5,7
27.03.2016	7,65	0	13	-1010	11	6,2
28.03.2016	7,15	0	0	-970	4	7,9
29.03.2016	4,65	0,1	0	-940	0	8,8
30.03.2016	0,95	0	0	-900	0	8,4
31.03.2016	-0,05	1,7	11	-870	0	6,9
01.04.2016	2,05	1,9	0	-830	0	5,1
02.04.2016	3,35	2,4	0	-800	0	4,4
03.04.2016	6,25	0	0	-760	0	4,5
04.04.2016	4,45	0,1	0	-730	0	4,4
05.04.2016	4,15	2,1	0	-700	0	3,6
06.04.2016	5,25	0,7	0	-660	0	3,4
07.04.2016	2,45	1,2	0	-630	0	3
08.04.2016	1,45	0	0	-590	0	2,9
09.04.2016	1,45	0	0	-560	0	2,7
10.04.2016	2,45	0	0	-520	0	2,5
11.04.2016	3,35	0	0	-450	0	2
12.04.2016	3,65	1,4	0	-410	0	1,9
13.04.2016	-0,05	1	7	-390	0	1,7
14.04.2016	3,05	1,6	0	-350	0	1,6
15.04.2016	3,05	0,3	0	-310	0	1,5
16.04.2016	2,55	0	0	-280	0	1,3
17.04.2016	4,45	0,5	0	-240	0	1,2
18.04.2016	4,65	1,6	0	-210	0	1,2
19.04.2016	3,05	4,1	0	-170	0	1,3
20.04.2016	3,15	3,9	0	-130	0	1,5
21.04.2016	2,65	3,8	0	-90	0	1,8
22.04.2016	-0,45	4,4	32	-60	0	1,8
23.04.2016	0,15	2,7	43	-20	1	1,7
24.04.2016	-0,55	0,4	44	-10	0	1,6
25.04.2016	2,45	0	0	0	0	1,7
26.04.2016	0,55	0,4	0	0	0	1,8
27.04.2016	1,85	1,5	0	0	0	1,7
28.04.2016	4,75	4,9	0	0	0	1,8
29.04.2016	6,55	0,2	0	0	0	1,7
30.04.2016	7,15	0,5	0	0	0	1,6
01.05.2016	5,65	0	0	0	0	1,4
02.05.2016	8,65	0	0	0	0	1,4
03.05.2016	6,75	1,3	0	0	0	1,3

Tabell 6

Dato	Temp(°C)	Nb (mm)	Avr (mm)
04.05.2016	8,05	0,1	1,2
05.05.2016	9,95	0	1,1
06.05.2016	10,15	0	0,9
07.05.2016	11,85	0,1	0,8
08.05.2016	12,65	0	0,7
09.05.2016	13,45	0	0,7
10.05.2016	3,85	0,1	0,6
11.05.2016	9,85	0,1	0,5
12.05.2016	4,55	1,2	0,5
13.05.2016	3,75	0,5	0,4
14.05.2016	3,95	3,3	0,5
15.05.2016	4,45	0,1	0,5
16.05.2016	6,85	1	0,5
17.05.2016	4,25	0,3	0,4
18.05.2016	4,05	3,3	0,4
19.05.2016	4,75	0	0,4
20.05.2016	10,45	7,4	0,6
21.05.2016	11,65	1,6	0,7
22.05.2016	12,05	5,2	0,6
23.05.2016	7,05	0,8	0,6
24.05.2016	7,55	3,6	0,6
25.05.2016	7,45	0,8	0,5
26.05.2016	10,05	0	0,5
27.05.2016	13,85	0,1	0,5
28.05.2016	13,15	0	0,4
29.05.2016	12,45	0,7	0,4
30.05.2016	16,55	0	0,4
31.05.2016	16,45	0,1	0,4
01.06.2016	14,75	0	0,4
02.06.2016	14,65	0	0,4
03.06.2016	10,55	0,1	0,4
04.06.2016	8,75	0,1	0,4
05.06.2016	9,75	0	0,4
06.06.2016	14,15	0	0,4
07.06.2016	12,15	1,8	0,4
08.06.2016	6,05	1	0,4
09.06.2016	6,15	0,7	0,4

Tabell 7

Dato	Temp(°C)	Nb (mm)	Avr (mm)
10.06.2016	6,85	0,2	0,4
11.06.2016	10,95	0	0,4
12.06.2016	11,35	0	0,4
13.06.2016	10,45	0	0,3
14.06.2016	12,25	0	0,3
15.06.2016	15,35	0,1	0,3
16.06.2016	15,35	3,2	0,3
17.06.2016	9,85	0	0,3
18.06.2016	7,85	3,9	0,3
19.06.2016	6,55	1,5	0,3
20.06.2016	14,55	0,6	0,3
21.06.2016	11,75	5,2	0,3
22.06.2016	14,35	0	0,3
23.06.2016	14,95	0,3	0,3
24.06.2016	16,55	4,3	0,3
25.06.2016	12,15	0,1	0,3
26.06.2016	16,75	4,7	0,3
27.06.2016	13,95	13,6	0,3
28.06.2016	11,25	1,5	0,3
29.06.2016	15,85	0,2	0,3
30.06.2016	14,85	0,6	0,3
01.07.2016	15,35	0	0,3
02.07.2016	12,75	17	0,3
03.07.2016	10,45	5,7	0,4

Tabell 8

Dato	Temp(°C)	Nb (mm)	Avr (mm)
04.07.2016	13,15	7	0,3
05.07.2016	12,35	0	0,3
06.07.2016	9,75	0	0,3
07.07.2016	11,25	0,1	0,3
08.07.2016	13,15	0,3	0,3
09.07.2016	12,85	3,4	0,3
10.07.2016	15,65	0,2	0,3
11.07.2016	15,15	0,4	0,3
12.07.2016	14,55	1,8	0,3
13.07.2016	12,15	6,1	0,3
14.07.2016	11,45	1,1	0,3
15.07.2016	11,45	0	0,3
16.07.2016	12,05	4,3	0,3
17.07.2016	12,35	1,1	0,3
18.07.2016	11,15	1,6	0,3
19.07.2016	14,65	0,3	0,3
20.07.2016	17,75	0,1	0,3
21.07.2016	22,45	0,2	0,3
22.07.2016	18,55	20,4	0,3
23.07.2016	16,35	3,3	0,3
24.07.2016	17,45	2,6	0,3
25.07.2016	19,85	0	0,3

Tabell 9

Dato	Temp(°C)	Nb (mm)	Avr (mm)
26.07.2016	13,95	6,1	0,3
27.07.2016	16,85	1,3	0,3
28.07.2016	13,65	2	0,3
29.07.2016	15,75	6,8	0,3
30.07.2016	13,15	2,9	0,3
31.07.2016	12,05	6,9	0,3
01.08.2016	11,85	4,8	0,3
02.08.2016	11,25	2	0,3
03.08.2016	13,35	0,2	0,3
04.08.2016	15,15	0,3	0,3
05.08.2016	13,55	0,9	0,3
06.08.2016	12,25	1,3	0,3
07.08.2016	14,95	1,6	0,3
08.08.2016	12,95	3,4	0,3
09.08.2016	9,65	11,6	0,3
10.08.2016	7,35	0,4	0,4
11.08.2016	6,45	1	0,3
12.08.2016	10,05	10,8	0,4
13.08.2016	8,85	2,7	0,4
14.08.2016	9,45	0,9	0,4
15.08.2016	10,55	1,2	0,3
16.08.2016	12,25	0	0,3
17.08.2016	14,15	0	0,3
18.08.2016	17,05	0,4	0,3
19.08.2016	15,65	0	0,3
20.08.2016	14,35	1,8	0,3
21.08.2016	13,75	0,8	0,3
22.08.2016	14,05	5,9	0,3
23.08.2016	12,05	0,5	0,3
24.08.2016	13,25	0,6	0,3
25.08.2016	12,15	0,2	0,3
26.08.2016	11,85	27,6	0,4
27.08.2016	9,85	4,8	0,6
28.08.2016	11,25	1,1	0,6
29.08.2016	10,35	1,1	0,5

Tabell 10

SESONG	Gjennomsnittstemperatur vinter	Gjennomsnittstemperatur vinter (normalperiode)
Vinter 1960	-7,1	-4,6
Vinter 1960-61	-4	-4,6
Vinter 1961-62	-3,9	-4,6
Vinter 1962-63	-6,7	-4,6
Vinter 1963-64	-2	-4,6
Vinter 1964-65	-3,6	-4,6
Vinter 1965-66	-9,6	-4,6
Vinter 1966-67	-4,4	-4,6
Vinter 1967-68	-5,1	-4,6
Vinter 1968-69	-5,3	-4,6
Vinter 1969-70	-7,8	-4,6
Vinter 1970-71	-2,3	-4,6
Vinter 1971-72	-4	-4,6
Vinter 1972-73	-0,6	-4,6
Vinter 1973-74	-2	-4,6
Vinter 1974-75	-2	-4,6
Vinter 1975-76	-3,4	-4,6
Vinter 1976-77	-7,4	-4,6
Vinter 1977-78	-4,3	-4,6
Vinter 1978-79	-8,8	-4,6
Vinter 1979-80	-6,4	-4,6
Vinter 1980-81	-5,5	-4,6
Vinter 1981-82	-7,4	-4,6
Vinter 1982-83	-3	-4,6
Vinter 1983-84	-3,7	-4,6
Vinter 1984-85	-5,2	-4,6
Vinter 1985-86	-7,7	-4,6
Vinter 1986-87	-6,5	-4,6
Vinter 1987-88	-1,8	-4,6
Vinter 1988-89	-0,4	-4,6
Vinter 1989-90	-1	-4,6
Vinter 1990-91	-2,8	-4,6
Vinter 1991-92	-0,5	-4,6
Vinter 1992-93	-1,2	-4,6
Vinter 1993-94	-6	-4,6
Vinter 1994-95	-1,7	-4,6
Vinter 1995-96	-5,7	-4,6
Vinter 1996-97	-2,8	-4,6
Vinter 1997-98	-1,7	-4,6
Vinter 1998-99	-2,7	-4,6
Vinter 1999-00	-3,1	-4,6
Vinter 2000-01	-4,3	-4,6
Vinter 2001-02	-2,8	-4,6
Vinter 2002-03	-4,2	-4,6
Vinter 2003-04	-2,7	-4,6
Vinter 2004-05	-0,8	-4,6
Vinter 2005-06	-1,5	-4,6
Vinter 2006-07	-0,9	-4,6
Vinter 2007-08	-1,4	-4,6
Vinter 2008-09	-3,6	-4,6
Vinter 2009-10	-7,7	-4,6
Vinter 2010-11	-6,5	-4,6
Vinter 2011-12	-3,3	-4,6
Vinter 2012-13	-6,4	-4,6
Vinter 2013-14	-0,7	-4,6
Vinter 2014-15	-1,8	-4,6
Vinter 2015-16	-3	-4,6
Vinter 2016	0,1	-4,6

Tabell 11

SESONG	Gjennomsnittstemperatur vår	Gjennomsnittstemperatur vår (normalperiode)
Vår 1960	3,5	2,4
Vår 1961	2,9	2,4
Vår 1962	0	2,4
Vår 1963	3	2,4
Vår 1964	3,5	2,4
Vår 1965	1,8	2,4
Vår 1966	1	2,4
Vår 1967	2,9	2,4
Vår 1968	1,5	2,4
Vår 1969	1,7	2,4
Vår 1970	1,2	2,4
Vår 1971	2,1	2,4
Vår 1972	3,3	2,4
Vår 1973	2,7	2,4
Vår 1974	2,9	2,4
Vår 1975	2,1	2,4
Vår 1976	1,4	2,4
Vår 1977	1,7	2,4
Vår 1978	2,2	2,4
Vår 1979	2	2,4
Vår 1980	2,1	2,4
Vår 1981	2,3	2,4
Vår 1982	3,4	2,4
Vår 1983	3,6	2,4
Vår 1984	3,4	2,4
Vår 1985	2	2,4
Vår 1986	3,2	2,4
Vår 1987	1,6	2,4
Vår 1988	1,7	2,4
Vår 1989	3,8	2,4
Vår 1990	4	2,4
Vår 1991	3,2	2,4
Vår 1992	3,8	2,4
Vår 1993	3,4	2,4
Vår 1994	2,8	2,4
Vår 1995	2,1	2,4
Vår 1996	2	2,4
Vår 1997	1,6	2,4
Vår 1998	2,3	2,4
Vår 1999	3,6	2,4
Vår 2000	3,8	2,4
Vår 2001	1,9	2,4
Vår 2002	5,1	2,4
Vår 2003	4,4	2,4
Vår 2004	5	2,4
Vår 2005	3,2	2,4
Vår 2006	1,9	2,4
Vår 2007	4,9	2,4
Vår 2008	3,9	2,4
Vår 2009	5,1	2,4
Vår 2010	3,1	2,4
Vår 2011	4,4	2,4
Vår 2012	3,6	2,4
Vår 2013	2,8	2,4
Vår 2014	5,3	2,4
Vår 2015	4	2,4
Vår 2016	4,3	2,4

Tabell 12

SESONG	Gjennomsnittstemperatur sommer	Gjennomsnittstemperatur sommer (normalperiode)
Sommer 1960	12,8	11,9
Sommer 1961	11,7	11,9
Sommer 1962	10,2	11,9
Sommer 1963	12,7	11,9
Sommer 1964	11,1	11,9
Sommer 1965	11,1	11,9
Sommer 1966	12,4	11,9
Sommer 1967	11,5	11,9
Sommer 1968	12	11,9
Sommer 1969	14,1	11,9
Sommer 1970	12,8	11,9
Sommer 1971	11,3	11,9
Sommer 1972	12,8	11,9
Sommer 1973	12,1	11,9
Sommer 1974	11,2	11,9
Sommer 1975	11,8	11,9
Sommer 1976	11,6	11,9
Sommer 1977	11,2	11,9
Sommer 1978	12,2	11,9
Sommer 1979	11,8	11,9
Sommer 1980	13,8	11,9
Sommer 1981	10,7	11,9
Sommer 1982	11,9	11,9
Sommer 1983	11,3	11,9
Sommer 1984	11,4	11,9
Sommer 1985	12,6	11,9
Sommer 1986	12,1	11,9
Sommer 1987	10,8	11,9
Sommer 1988	13,3	11,9
Sommer 1989	11,8	11,9
Sommer 1990	12,8	11,9
Sommer 1991	12,5	11,9
Sommer 1992	12,2	11,9
Sommer 1993	10,4	11,9
Sommer 1994	12,6	11,9
Sommer 1995	11,8	11,9
Sommer 1996	12,4	11,9
Sommer 1997	14,8	11,9
Sommer 1998	11,6	11,9
Sommer 1999	12,2	11,9
Sommer 2000	11,2	11,9
Sommer 2001	12,3	11,9
Sommer 2002	15	11,9
Sommer 2003	14,1	11,9
Sommer 2004	12,5	11,9
Sommer 2005	12,5	11,9
Sommer 2006	14,4	11,9
Sommer 2007	13,7	11,9
Sommer 2008	13,3	11,9
Sommer 2009	13,1	11,9
Sommer 2010	12,9	11,9
Sommer 2011	13,7	11,9
Sommer 2012	12	11,9
Sommer 2013	13	11,9
Sommer 2014	14,3	11,9
Sommer 2015	12,3	11,9
Sommer 2016	12,8	11,9

Tabell 13

SESONG	Gjennomsnittstemperatur høst	Gjennomsnittstemperatur høst (normalperiode)
Høst 1960	2,5	3,5
Høst 1961	6,5	3,5
Høst 1962	3,5	3,5
Høst 1963	3,9	3,5
Høst 1964	3,5	3,5
Høst 1965	3,7	3,5
Høst 1966	2,9	3,5
Høst 1967	4,8	3,5
Høst 1968	2,2	3,5
Høst 1969	2,8	3,5
Høst 1970	2,7	3,5
Høst 1971	2,8	3,5
Høst 1972	3	3,5
Høst 1973	1,8	3,5
Høst 1974	3	3,5
Høst 1975	4,8	3,5
Høst 1976	2,9	3,5
Høst 1977	3,9	3,5
Høst 1978	3,2	3,5
Høst 1979	2,8	3,5
Høst 1980	2	3,5
Høst 1981	3,7	3,5
Høst 1982	4,3	3,5
Høst 1983	4,3	3,5
Høst 1984	4,6	3,5
Høst 1985	2,7	3,5
Høst 1986	3,7	3,5
Høst 1987	4,2	3,5
Høst 1988	3,8	3,5
Høst 1989	4,5	3,5
Høst 1990	4,1	3,5
Høst 1991	4,2	3,5
Høst 1992	2,1	3,5
Høst 1993	1,7	3,5
Høst 1994	3,2	3,5
Høst 1995	3,7	3,5
Høst 1996	2,1	3,5
Høst 1997	3,3	3,5
Høst 1998	3	3,5
Høst 1999	6,1	3,5
Høst 2000	6,5	3,5
Høst 2001	4,9	3,5
Høst 2002	2,1	3,5
Høst 2003	4	3,5
Høst 2004	4,5	3,5
Høst 2005	6,4	3,5
Høst 2006	6,8	3,5
Høst 2007	4,2	3,5
Høst 2008	4,7	3,5
Høst 2009	4,2	3,5
Høst 2010	1,9	3,5
Høst 2011	6,1	3,5
Høst 2012	3,6	3,5
Høst 2013	4,6	3,5
Høst 2014	5,9	3,5
Høst 2015	5,8	3,5
Høst 2016	4,1	3,5

Tabell 14

Vinter	mm/døgn	Totalt snitt normalperiode
1960	1,1	2,3
1960-61	1,1	2,3
1961-62	2,5	2,3
1962-63	1,8	2,3
1963-64	3,1	2,3
1964-65	3,1	2,3
1965-66	1	2,3
1966-67	2,1	2,3
1967-68	3,4	2,3
1968-69	0,7	2,3
1969-70	1,1	2,3
1970-71	2,5	2,3
1971-72	1,6	2,3
1972-73	1,6	2,3
1973-74	2,4	2,3
1974-75	2,3	2,3
1975-76	6,5	2,3
1976-77	1,1	2,3
1977-78	1,8	2,3
1978-79	1,4	2,3
1979-80	1,2	2,3
1980-81	3,4	2,3
1981-82	1,3	2,3
1982-83	3,5	2,3
1983-84	1,7	2,3
1984-85	2,7	2,3
1985-86	1,3	2,3
1986-87	3,2	2,3
1987-88	2,4	2,3
1988-89	4,6	2,3
1989-90	2,4	2,3
1990-91	1,5	2,3
1991-92	3,8	2,3
1992-93	3,2	2,3
1993-94	1,5	2,3
1994-95	2,5	2,3
1995-96	1,8	2,3
1996-97	2,9	2,3
1997-98	2,1	2,3
1998-99	2,4	2,3
1999-00	3,4	2,3
2000-01	1,8	2,3
2001-02	2,6	2,3
2002-03	1,9	2,3
2003-04	3,3	2,3
2004-05	4,5	2,3
2005-06	3,8	2,3
2006-07	2,9	2,3
2007-08	2,9	2,3
2008-09	2,3	2,3
2009-10	1,4	2,3
2010-11	2,3	2,3
2011-12	3,2	2,3
2012-13	1,5	2,3
2013-14	1	2,3
2014-15	2,6	2,3
2015-16	2,3	2,3
2016	5,6	2,3

Tabell 15

Vår	mm/døgn	Totalt snitt normalperiode
1960	1,3	1,7
1961	3,2	1,7
1962	1,6	1,7
1963	1,1	1,7
1964	1	1,7
1965	1,8	1,7
1966	1,7	1,7
1967	2,3	1,7
1968	1,9	1,7
1969	1,3	1,7
1970	1,3	1,7
1971	1,5	1,7
1972	2	1,7
1973	3,2	1,7
1974	1,2	1,7
1975	1,9	1,7
1976	1,9	1,7
1977	1,8	1,7
1978	1	1,7
1979	1,1	1,7
1980	2,2	1,7
1981	1,2	1,7
1982	2	1,7
1983	2,2	1,7
1984	1,6	1,7
1985	1	1,7
1986	1,3	1,7
1987	1,5	1,7
1988	1,4	1,7
1989	1,1	1,7
1990	3,4	1,7
1991	2	1,7
1992	1,5	1,7
1993	1,8	1,7
1994	1	1,7
1995	2,5	1,7
1996	1	1,7
1997	3,8	1,7
1998	1,9	1,7
1999	1,4	1,7
2000	2,1	1,7
2001	1,4	1,7
2002	1,8	1,7
2003	1,3	1,7
2004	1,9	1,7
2005	1,8	1,7
2006	1,8	1,7
2007	2,5	1,7
2008	1,2	1,7
2009	1,6	1,7
2010	2	1,7
2011	2,4	1,7
2012	2,6	1,7
2013	1,6	1,7
2014	1,9	1,7
2015	2	1,7
2016	1,3	1,7

Tabell 16

Sommer	mm/døgn	Totalt snitt normalperiode
1960	3,6	2,6
1961	2,8	2,6
1962	3	2,6
1963	2,6	2,6
1964	3,5	2,6
1965	2,3	2,6
1966	2	2,6
1967	2,5	2,6
1968	1,1	2,6
1969	1,7	2,6
1970	2,5	2,6
1971	3,1	2,6
1972	2	2,6
1973	2,7	2,6
1974	2,9	2,6
1975	1,7	2,6
1976	2,2	2,6
1977	2,1	2,6
1978	2,3	2,6
1979	2,9	2,6
1980	2,2	2,6
1981	2,9	2,6
1982	2,2	2,6
1983	3	2,6
1984	2,8	2,6
1985	2,8	2,6
1986	2,6	2,6
1987	3,7	2,6
1988	2,8	2,6
1989	3,3	2,6
1990	2,9	2,6
1991	3,5	2,6
1992	3,1	2,6
1993	4,2	2,6
1994	3,6	2,6
1995	2,5	2,6
1996	2,7	2,6
1997	1,9	2,6
1998	3,7	2,6
1999	2,9	2,6
2000	3	2,6
2001	3,6	2,6
2002	2,6	2,6
2003	4,2	2,6
2004	2,3	2,6
2005	2,4	2,6
2006	2,1	2,6
2007	2,4	2,6
2008	3,1	2,6
2009	3,3	2,6
2010	3,2	2,6
2011	3,4	2,6
2012	2,7	2,6
2013	3	2,6
2014	3,4	2,6
2015	2,9	2,6
2016	2,6	2,6

Tabell 17

Høst	mm/døgn	Totalt snitt normalperiode
1960	2	2,8
1961	2,3	2,8
1962	2,7	2,8
1963	2,6	2,8
1964	3,1	2,8
1965	2,5	2,8
1966	2,7	2,8
1967	1,8	2,8
1968	1,8	2,8
1969	3,6	2,8
1970	3,3	2,8
1971	4,3	2,8
1972	3,4	2,8
1973	4,7	2,8
1974	1,1	2,8
1975	2,7	2,8
1976	1,8	2,8
1977	2	2,8
1978	3,6	2,8
1979	2	2,8
1980	2,9	2,8
1981	1,6	2,8
1982	1,6	2,8
1983	4,9	2,8
1984	2,5	2,8
1985	4,7	2,8
1986	3,4	2,8
1987	2	2,8
1988	3,8	2,8
1989	2,3	2,8
1990	2	2,8
1991	2,8	2,8
1992	2	2,8
1993	1,7	2,8
1994	3,1	2,8
1995	2,1	2,8
1996	1,6	2,8
1997	4,3	2,8
1998	1,4	2,8
1999	2,3	2,8
2000	0,6	2,8
2001	3,8	2,8
2002	1,7	2,8
2003	1,8	2,8
2004	4,8	2,8
2005	3	2,8
2006	2,8	2,8
2007	4,7	2,8
2008	3	2,8
2009	2,7	2,8
2010	1,4	2,8
2011	2,8	2,8
2012	2,1	2,8
2013	2,2	2,8
2014	1,5	2,8
2015	1,3	2,8
2016	3,3	2,8

Tabell 18

VINTER	Avrenningsgjennomsnitt vin	Normalverdi (vint)
1960	0,2	0,9
1960-61	0,6	0,9
1961-62	1	0,9
1962-63	0,5	0,9
1963-64	1,6	0,9
1964-65	1,4	0,9
1965-66	0,2	0,9
1966-67	0,3	0,9
1967-68	0,7	0,9
1968-69	0,3	0,9
1969-70	0,3	0,9
1970-71	1,1	0,9
1971-72	1,5	0,9
1972-73	0,9	0,9
1973-74	1,6	0,9
1974-75	1,1	0,9
1975-76	1,8	0,9
1976-77	0,2	0,9
1977-78	0,7	0,9
1978-79	0,5	0,9
1979-80	0,5	0,9
1980-81	1,5	0,9
1981-82	0,3	0,9
1982-83	0,5	0,9
1983-84	1	0,9
1984-85	0,4	0,9
1985-86	0,3	0,9
1986-87	0,6	0,9
1987-88	1,4	0,9
1988-89	3,9	0,9
1989-90	1,8	0,9
1990-91	0,7	0,9
1991-92	2,5	0,9
1992-93	1,7	0,9
1993-94	0,4	0,9
1994-95	1,2	0,9
1995-96	0,5	0,9
1996-97	1,4	0,9
1997-98	1,2	0,9
1998-99	1,1	0,9
1999-00	1,7	0,9
2000-01	0,3	0,9
2001-02	1,4	0,9
2002-03	1	0,9
2003-04	1,3	0,9
2004-05	4,5	0,9
2005-06	2,4	0,9
2006-07	1,5	0,9
2007-08	2	0,9
2008-09	0,6	0,9
2009-10	0,3	0,9
2010-11	0,5	0,9
2011-12	0,9	0,9
2012-13	0,5	0,9
2013-14	1,2	0,9
2014-15	0,8	0,9
2015-16	0,9	0,9
2016	3,8	0,9

Tabell 19

VÅR	Avrenningsgjennomsnitt vår	Normalverdi (vår)
1960	0,3	1,8
1961	1,9	1,8
1962	1,4	1,8
1963	1,7	1,8
1964	1,2	1,8
1965	2,8	1,8
1966	1,7	1,8
1967	2,3	1,8
1968	3,2	1,8
1969	0,8	1,8
1970	1	1,8
1971	0,8	1,8
1972	1,1	1,8
1973	2,4	1,8
1974	1,9	1,8
1975	0,9	1,8
1976	4,7	1,8
1977	1,4	1,8
1978	1,1	1,8
1979	1,5	1,8
1980	1,7	1,8
1981	2,4	1,8
1982	2	1,8
1983	3,1	1,8
1984	1,8	1,8
1985	1,8	1,8
1986	2,6	1,8
1987	2,1	1,8
1988	1,1	1,8
1989	0,8	1,8
1990	1,9	1,8
1991	0,9	1,8
1992	1,2	1,8
1993	1,3	1,8
1994	1,1	1,8
1995	2,2	1,8
1996	1,3	1,8
1997	3,2	1,8
1998	1,5	1,8
1999	1	1,8
2000	1,8	1,8
2001	0,5	1,8
2002	1,4	1,8
2003	0,9	1,8
2004	1,9	1,8
2005	1,4	1,8
2006	1,7	1,8
2007	2	1,8
2008	1,5	1,8
2009	2,7	1,8
2010	2,2	1,8
2011	3,6	1,8
2012	4,7	1,8
2013	2,1	1,8
2014	0,9	1,8
2015	2,1	1,8
2016	2,3	1,8

Tabell 20

SOMMER	Avrenningsgjennomsnitt son	Normalverdi (som)
1960	0,3	0,5
1961	0,6	0,5
1962	0,8	0,5
1963	0,3	0,5
1964	0,7	0,5
1965	0,6	0,5
1966	0,4	0,5
1967	0,5	0,5
1968	0,3	0,5
1969	0,3	0,5
1970	0,3	0,5
1971	0,7	0,5
1972	0,4	0,5
1973	0,6	0,5
1974	0,6	0,5
1975	0,5	0,5
1976	0,6	0,5
1977	0,5	0,5
1978	0,3	0,5
1979	0,5	0,5
1980	0,4	0,5
1981	0,6	0,5
1982	0,4	0,5
1983	0,6	0,5
1984	0,5	0,5
1985	0,4	0,5
1986	0,4	0,5
1987	0,5	0,5
1988	0,4	0,5
1989	0,7	0,5
1990	0,6	0,5
1991	1	0,5
1992	0,6	0,5
1993	0,8	0,5
1994	0,6	0,5
1995	0,6	0,5
1996	0,5	0,5
1997	0,4	0,5
1998	0,7	0,5
1999	0,6	0,5
2000	0,6	0,5
2001	0,7	0,5
2002	0,4	0,5
2003	0,7	0,5
2004	0,5	0,5
2005	0,5	0,5
2006	0,5	0,5
2007	0,4	0,5
2008	0,4	0,5
2009	0,7	0,5
2010	0,6	0,5
2011	0,5	0,5
2012	0,6	0,5
2013	0,5	0,5
2014	0,5	0,5
2015	0,7	0,5
2016	0,3	0,5

Tabell 21

HØST	Avrenningsgjennomsnitt høst	Normalverdi (høst)
1960	0,6	0,8
1961	0,6	0,8
1962	0,9	0,8
1963	0,6	0,8
1964	1	0,8
1965	0,7	0,8
1966	0,8	0,8
1967	0,4	0,8
1968	0,3	0,8
1969	0,4	0,8
1970	0,6	0,8
1971	1,8	0,8
1972	0,8	0,8
1973	1,9	0,8
1974	0,3	0,8
1975	0,8	0,8
1976	0,4	0,8
1977	0,4	0,8
1978	1,5	0,8
1979	0,6	0,8
1980	0,6	0,8
1981	0,3	0,8
1982	0,4	0,8
1983	2,1	0,8
1984	0,7	0,8
1985	1,5	0,8
1986	1	0,8
1987	0,7	0,8
1988	1,1	0,8
1989	0,4	0,8
1990	0,5	0,8
1991	0,9	0,8
1992	0,6	0,8
1993	0,9	0,8
1994	1	0,8
1995	0,5	0,8
1996	0,2	0,8
1997	1,9	0,8
1998	0,5	0,8
1999	0,4	0,8
2000	0,3	0,8
2001	1,4	0,8
2002	0,3	0,8
2003	0,8	0,8
2004	1,9	0,8
2005	0,7	0,8
2006	0,6	0,8
2007	1,7	0,8
2008	0,3	0,8
2009	0,8	0,8
2010	0,3	0,8
2011	0,8	0,8
2012	0,7	0,8
2013	0,4	0,8
2014	0,3	0,8
2015	0,4	0,8
2016	1	0,8

Tabell 22

År	Gjennomsnitt (cm/døgn)	Normal cm/døgn	Antall døg	Normal d
1960-61	11	38,7	120	166
1961-62	34,2	38,7	162	166
1962-63	32,8	38,7	160	166
1963-64	29	38,7	163	166
1964-65	62,6	38,7	180	166
1965-66	35,7	38,7	176	166
1966-67	26,2	38,7	162	166
1967-68	66,1	38,7	176	166
1968-69	16,7	38,7	161	166
1969-70	61,1	38,7	193	166
1970-71	25,2	38,7	180	166
1971-72	8,1	38,7	157	166
1972-73	17,9	38,7	129	166
1973-74	53,5	38,7	195	166
1974-75	34,6	38,7	170	166
1975-76	103,5	38,7	182	166
1976-77	38,2	38,7	171	166
1977-78	22,2	38,7	159	166
1978-79	26,5	38,7	164	166
1979-80	25,3	38,7	167	166
1980-81	68,9	38,7	213	166
1981-82	29,2	38,7	175	166
1982-83	60,8	38,7	167	166
1983-84	39,8	38,7	168	166
1984-85	47,3	38,7	137	166
1985-86	61,2	38,7	185	166
1986-87	48,4	38,7	165	166
1987-88	13,9	38,7	150	166
1988-89	38,3	38,7	174	166
1989-90	22	38,7	115	166
1990-91	6,5	38,7	103	166
1991-92	13,1	38,7	134	166
1992-93	14,7	38,7	154	166
1993-94	29,1	38,7	143	166
1994-95	24,8	38,7	165	166
1995-96	26,6	38,7	175	166
1996-97	24,1	38,7	179	166
1997-98	13,1	38,7	152	166
1998-99	16,3	38,7	141	166
1999-00	44,7	38,7	152	166
2000-01	11,1	38,7	113	166
2001-02	20,4	38,7	142	166
2002-03	19,9	38,7	160	166
2003-04	33,9	38,7	136	166
2004-05	17,6	38,7	129	166
2005-06	23,5	38,7	150	166
2006-07	20,9	38,7	111	166
2007-08	33,5	38,7	155	166
2008-09	41,7	38,7	151	166
2009-10	27,9	38,7	129	166
2010-11	40,5	38,7	167	166
2011-12	37,6	38,7	153	166
2012-13	19,4	38,7	156	166
2013-14	9,1	38,7	92	166
2014-15	30,8	38,7	108	166
2015-16	17	38,7	117	166