



FORORD

Denne oppgaven markerer slutten på mine fem år som student ved Norges miljø- og biovitenskapelige universitet. Med en far som er geograf med emne i naturgeografi ble interessen for natur og landskap tidlig vekket. I løpet av studietiden har denne interessen vokst ytterligere, og kunnskapen jeg har tilegnet meg har gjort meg i stand til å se naturen med et nytt blikk og dermed gjort turopplevelser og friluftsliv rikere enn de ellers ville vært. Arbeidet med oppgaven har vært krevende og læringskurven i bruk av GIS har i blant følt bratt. Samtidig har jeg opplevd arbeidet som meningsfullt og spennende. Jeg vil benytte anledningen til å takke mine veiledere, Mona Henriksen, som under hele prosessen har bistått med tilbakemeldinger, faglige innspill og gode diskusjoner og Håvard Tveite som har veiledet GIS-delen av oppgaven. Jeg vil også takke studiekamerater som har gjort årene ved universitetet til en hyggelig tid og bidratt til å holde moralen på lesesalen oppe helt til “the bitter end”. Til slutt vil jeg takke Johanne som har stilt vekkerklokka om morgenen og stått last og brast gjennom hele studietiden.

Ås, mai 2014

Tormod Bjørkmann

ABSTRACT

The landforms at Jømna have been investigated through the analysis of high resolution LiDAR-data. During the investigations, 28 transverse ridges, interpreted to be ribbed moraines were mapped in the northern sector of the study area as well as a large selection of glacial features and lineations. The ribbed moraines show spatial data that correlates well with the spatial data for ribbed moraines seen in studies from other formerly glaciated localities. The orientation of the ridges indicates an ice flow direction towards south-southeast and is supported by several observations of flutes and lineations indicating the same direction of flow throughout the area. Investigations showed that ribbed moraines at Jømna share many of the classical morphological features of ribbed moraines described in the literature. However, the geomorphological characteristics may vary between ridges inside a field and is therefore partly discredited as a single criteria to determine the genesis of single ridges or small populations. The results from the analysis of the landforms at Jømna are in favor of a theory involving active and temperate ice over the valley at the time of deposition. However, this theory implicates that the ice-sheet must have been frozen or polythermal in relative proximity to Jømna at the time of deposition. In the southern sector of the study area, analysis of LiDAR-data discovered a vast network of dune heaps, single and fused transverse to parabolic dunes, predominantly stretching from east to west of the flat-bottomed valley. The dunes are composed of a thick, homogenous sediment and are identified as eolian deposits. The orientation of the dunes provides evidence of a dominant wind direction from north-northwest to south-southeast. However, profiles in the sediment deposits show cross-cutting laminae and layers of coarser sand, indicating minor shifts in windspeed and direction at the time of deposition. The eolian dunes and dune heaps are assumed to post-date the glacial landforms, being formed in a cold, vegetation free environment by katabatic winds from a retreating ice sheet.

SAMMENDRAG

Landformene ved Jømna har blitt kartlagt gjennom analyse av høyoppløselige LiDAR-data. I løpet av kartleggingsarbeidet har 28 terrengformer tolket til å være godt utviklede rogenmorener blitt kartlagt samt et stort utvalg av mindre glasiøse former og lineasjoner i den nordlige delen av studieområdet. Beregninger av romlige data for rogenmorenene ved Jømna, gav verdier som korrelerer med romlige data for rogenmorener beskrevet i studier fra tidligere bredekkede lokaliteter. Fjernanalysene viste at de morfologiske karaktertrekkene varierer innen et felt med rogenmorener. Klassiske beskrivelser av rogenmorener fra annen litteratur er dekkende for flere av ryggene ved Jømna, men på grunn av den store interne variasjonen i morfologi mellom rogenmorenene ved Jømna, er morfologiske beskrivelser alene et svakt kriterium for å tolke dannelsesmåte på enkeltstående eller små utvalg av ryggformer. Orienteringen til ryggene indikerer en isbevegelsesretning mot sør-sørøst. Denne retningen støttes av observasjoner av lineasjoner og parallelle striper av stripet bunnmorene i terrenget. Resultatene fra Jømna støtter en teori om at moreneryggene ble avsatt av en aktiv is under siste glasiøse periode. En konsekvens av teorien er at isdekket over Elverumstraktene mest sannsynlig var polytermalt under tidspunktet for dannelsen. I den sørlige delen av studieområdet viste analysen av LiDAR-data et nettverk av enkeltstående og sammenvokste transverse og parabolske sanddyner, orientert hovedsakelig fra vest mot øst i den flate dalbunnen. Orienteringen til sanddynene indikerer en dominerende vindretning mot sør-sørøst. Et snitt i et sandtak viste imidlertid kryssjikt av laminert finsand og mellomsand med fall mot sør, og enkelte tynne lag av grovsand. Dette indikerer mindre endringer i vindretning og vindstyrke i tiden dynene ble avsatt. Dynene ble trolig dannet av katabatiske vinder fra den tilbakesmeltende breen, i en kald periode før vegetasjonen etablerte seg i området, kort tid etter deglasiasjonen av området.

CONTENTS

Forord.....	i
Abstract.....	ii
Sammendrag.....	iii
Kapittel 1: Innledning.....	1
1.1 Bakgrunn for oppgaven.....	1
1.2 Mål.....	2
Kapittel 2: Teori.....	3
2.1 Østlandet under kvartærtiden.....	3
2.1.1 Isbevegelse og isdynamikk i Elverumsområdet.....	4
2.1.2 Jøkulhlaup og deltadannelse.....	4
2.2 Eoliske avsetninger.....	5
2.3 Rogenmorener.....	7
Kapittel 3: Metode.....	10
3.1 Observasjoner i felt.....	10
3.2 LiDAR og fjernanalyse av kvartærgeologi.....	11
3.3 Klassifisering av terrengformer.....	12
3.4 Analyse i ArcMap/ArcGIS.....	13
Kapittel 4: Områdebeskrivelse og resultater.....	15
4.1 Elverum og Jømna.....	15
4.1.1 Sone A: Hornmoen-Lykkja.....	18
4.1.3 Sone B: Starmoen naturreservat – Starmoen sør.....	24
4.1.4 Sone C: Bjørnåsen-Furuknappen.....	28
4.1.2 Sone D.....	30
Kapittel 5: Diskusjon.....	32
5.1 Datagrunnlag og usikkerhet ved kartlegging av formelementer.....	32
5.2 Ryggenes morfologi, orientering og avsetningsmiljø.....	33
5.2.1 Rogenmorenenes morfologi.....	33
5.2.2 Orientering.....	35
5.2.3 Avsetningsmiljø.....	36
5.3 Isstrømmer og dominerende isbevegelsesretning.....	38
5.4 Postglasial eolisk aktivitet og vindregime.....	39
Kapittel 6: Konklusjon.....	43
Referanser.....	45

KAPITTEL 1: INNLEDNING

1.1 BAKGRUNN FOR OPPGAVEN

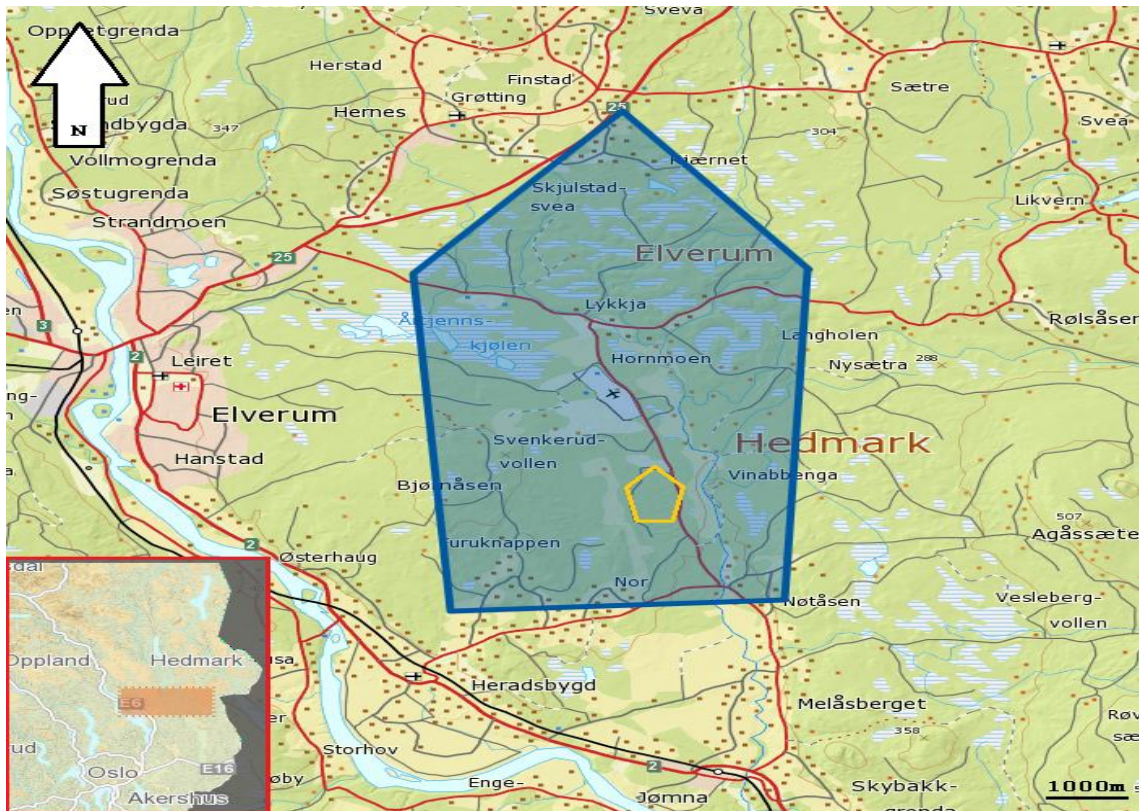
I Jømna-området øst for Elverum (fig.1) finnes en rekke løsmasserygger, hovedsakelig øst-vest gående. Ryggene som ligger nord i Jømna-området er antatt å være av glasial opprinnelse, mens ryggene i dalbunnen lenger sør, er antatt å være av eolisk opprinnelse.

Ulike deler av et isdekke har ulik dynamikk, bestemt bl.a. av temperaturforhold i isen, topografi, substrat (type løsmasse/berggrunn under isen), hydrologiske forhold og plassering av isstrømmer. Ved å undersøke glasiale landformer og løsmassefordelingen i et tidligere bredekt område kan forholdene under en innlandsis forstås bedre. Da isdekket var på sitt største under siste istid, er det antatt at isdekket var kald-basert rundt kulminasjonsområdet. Endringer i nedbørsmønster eller en hurtig klimaforverring kan ha ført til at isskillet vandret sørover og østover i løpet av kort tid (Ramberg et al. 2013). Elverumstraktene er antatt å ha ligget i et grenseområde mellom kald, bunnfrossen is og temperert is på trykksmeltepunktet. Ryggene i den nordlige delen av studieområdet ved Jømna er antatt å være rogenmorener. Grunnet mangel på kunnskap og konsensus rundt hvilke prosesser som leder til dannelsen av rogenmorener har landskapsformen tidligere vært lite benyttet i rekonstruksjoner av isutbredelse og isdynamikk. Det er i dag bred enighet om at dannelsen er subglasial, men det er fortsatt motstridende meninger rundt hvorvidt dannelsen er monogenetisk eller polygenetisk (Hättestrand & Kleman 1999; Möller 2006). De ulike teoriene har implikasjoner for hvordan vi forstår isdynamikken lokalt og regionalt.

Under isavsmeltingen lå iskanten en stund ved Elverum og store mengder breelvmateriale ble avsatt fra glasiale smeltevannsløp. Senere har vinden erodert i dette materialet og avsatt et stort sanddynefelt i Jømna dal (Klemsdal 2010).

For å forstå dannelsen av de glasiale og eoliske ryggene bedre, og dermed isdynamikken og forutsetninger for eolisk aktivitet, er det viktig å kartlegge og karakterisere disse landformene. Dette gjøres ved hjelp av LiDAR-data. LiDAR-teknologien baserer seg på gangtiden til en laserpuls fra den sendes ut til den returnerer og gir brukeren mulighet til å filtrere ut støy og uønskede signaler og skreddersy visuelle fremstillinger av en terrengoverflate utfra formålet med kartleggingen. Analyse av romlige data som lengde, bredde, retthet, avstand og

utbredelse kan sammen med en morfologisk kartlegging bidra til å skille de glasielle ryggene fra eolisk avsatte dynene og å sammenlikne disse to ryggtypene ved Jømna med andre lokaliteter beskrevet i litteraturen.



Figur 1: Oversiktskart over Elverum/Jømna. Området markert med ytterste røde linje måler 41 km² og viser studieområdet. Starmoen naturreservat ligger innenfor gult felt midt i kartet (Kartverket).

1.2 MÅL

Målet med oppgaven er å rekonstruere subglasielle forhold, herunder isdynamikk og eoliske forhold under dannelsen av landformene ved Jømna gjennom en detaljert geomorfologisk kartlegging og karakterisering av landformene.

Delmål:

1. Karakterisere likheter og ulikheter mellom glasielle og eoliske landformer innenfor studieområdet.
2. Rekonstruere isbevegelsesretning(er) og dominerende vindretning under dannelsen av ryggene.

KAPITTEL 2: TEORI

2.1 ØSTLANDET UNDER KVARTÆRTIDEN

I løpet av kvartærtiden gjennomgikk det norske landskapet en fullstendig transformasjon som følge av de mange glasieringene som eroderte i fjell og daler og gav opphav til mesteparten av løsmassene (Dahl 1989) og de karakteristiske landskapstrekkene som finnes i Norge i dag (Mangerud et al. 1983). Mange daler som tidligere var preget av fluvial erosjon fikk i denne perioden et glasialt preg (Bargel et al. 2007). Mot slutten av den siste glasieringsperioden som kalles weichsel, for ca. 20 000 år siden, hadde isdekket sin maksimale mektighet, og var trolig opp mot 3000 meter tykt i sentrale deler av landet, mens en del høyereliggende terreng ved kysten kan ha vært isfritt (Fredin et al. 2013; Ramberg et al. 2013). Samtidig var isutbredelsen på sitt maksimale med utstrekning over hele Skandinavia (Bargel 1983) og en ismargin som er antatt å ha ligget på eggakanten (Sejrup et al. 2005). På grunn av de store vannmengdene som var bundet opp i isdekkene over store deler av Nord-Amerika og Skandinavia var havnivået ca. 100 meter under dagens nivå (Clark & Mix 2002; Sollid & Kristiansen 1983). Imidlertid førte det store isdekket som lå over landet, til at jordskorpen ble presset ned. Denne nedpressingen var størst i sentrale deler av landet og avtok mot kysten (Høgaas et al. 2012). Isskillet, kulminasjonsområdet, er antatt å ha ligget rett sør for Rondane og dermed sør for dagens vannskille. Det la grunnlaget for at flere store bredemte sjøer kunne oppstå mellom vannskillet i nord og breen i sør (Fredin et al. 2013; Sollid & Kristiansen 1983).

Innlandsisens kalving og tilbakesmelting foregikk ikke i et jevnt tempo, men i intervaller som ble styrt av klimasvingninger og isdynamiske forhold. Dette førte til at breen i perioder stagnerte eller gjorde fremrykk. Periodene med stagnasjon førte til dannelsen av israndtrinn og deltaer som ble bygget opp av løsmasser fra glasielle smeltevannsløp. Raet ble dannet i yngre dryas da en klimaforverring førte til at breen gjorde et fremrykk (Bargel 1983; Dahl 1989; Ramberg et al. 2013). Randmorenene demmer opp flere vann på Østlandet og de store randavsetningene kan følges mer eller mindre sammenhengende fra svenskegrensen i sør-øst til Finnmark i nord (Bargel 1983; Dahl 1989; Olsen et al. 2013). Det finnes flere kategorier israndavsetninger med forskjellig dannelsesmåte, fellesnevneren er at de er transportert og avsatt direkte fra breen i form av morene eller breelavsetninger (Dahl 1989; Ramberg et al. 2013).

I takt med at havnivåene steg som følge av de enorme vannmengdene som ble frigjort fra den smeltende innlandsisen, responderte jordskorpen isostatisk slik at det relative havnivået sank drastisk i store deler av landet. Den største landhevingen har funnet sted i innlandet hvor isdekket hadde størst mektighet (Bargel 1983; Høgaas et al. 2012).

2.1.1 ISBEVEGELSE OG ISDYNAMIKK I ELVERUMSOMRÅDET

Bargel (1983) har rekonstruert isbevegelsesretningen i Elverum-området på grunnlag av observerte skuringsstriper. Rekonstruksjonen viser en isbevegelse fra nord-nordvest mot sør-sørøst. De forskjellige observasjonene er relativt aldersbestemt og en eldre isbevegelsesretning er også rekonstruert. Denne viser en retning fra nord mot sør. Vridningen mot sør-sørøst kan være et resultat av et minkende isdekke som ble mindre dynamisk og gradvis ble mer påvirket av topografien i området (Bargel 1983). For et mektig isdekke vil topografien være av mindre betydning. Ved bunnen av et isdekke vil trykkforskjellen være den drivende faktor som bestemmer avrenningen. Ved isoverflaten vil dreneringen følge helningsretningen, så for et mektig isdekke vil dreneringsretning ved bunn og overflate oftest være sammenfallende uavhengig av topografi (Sollid & Kristiansen 1983). Dette forutsettes dog av at isdekket ikke er frossent (kald-basert), men har en varm såle med temperaturer på eller over trykksmeltepunktet (Fredin et al. 2013). I dalene, der hvor helningen på breoverflaten og topografien sammenfalt, ble brestrømmene konsentrert slik at relativ ishastighet økte og erosjonen tiltok. Fra senter av is-omen foregikk det en transport i form av is-strømmer som fulgte dalene og fjordene og videre ut på kontinentalhylla (Fredin et al. 2013; Ramberg et al. 2013).

2.1.2 JØKULHLAUP OG DELTADANNELSE

Det er antatt at opphavsmaterialet til sanddynene på Jømna er glasifluvialt materiale, avsatt som en sandur som fylte opp elveløpene i Glåmdalen og Jømnadalen (Klemsdal 2010). Det er imidlertid antatt at disse dalførene også fikk tilført store mengder flomsedimenter gjennom en eller flere «katastrofeartede» tapninger av Nedre Glåmsjø (Berthling & Sollid 1999; Klemsdal 2010). Nedre Glåmsjø er regnet som den største bredemmede sjøen som ble dannet under siste istids maksimum (Longva & Thoresen 1991). Den nøyaktige årsaken til tapningen er ukjent,

men det er antatt at det hydrostatiske trykket i sjøen økte i takt med økt vanntilførsel, slik at isdekket ble løftet opp og flomvannet drenerte i subglasiale passasjer (Berthling & Sollid 1999). Denne hendelsen fant sted for anslagsvis 10 300 år siden (Olsen et al. 2013) og førte til at store mengder flomsedimenter ble transportert gjennom Rendalen og Glåmdalen før de ble avsatt foran brefronten i Jømnadalen og ved Elverum (Klemsdal 2010). Store mengder flomsediment ble også fraktet ut over Romerike hvor vannstanden er beregnet til å ha vært 20 meter over normalvannstand (Longva & Thoresen 1991). Fra iskontaktskråningen ved Elverum bygde det seg opp et delta østover mot Hornmoen-Jømna. Smeltevannet drenerte trolig østover på grunn av en isdemning sør for Elverum, som ledet de glasifluviale elveløpene østover, vekk fra hoveddalens løp (Bargel 1983).

2.2 EOLISKE AVSETNINGER

Eoliske avsetninger, eller vindavsetninger, finnes i varierende utstrekning i Norge. Denne landskapsformen er vanligst i Finnmark og langs kysten på Jæren hvor det finnes flere eoliske felt (Klemsdal 1969; Klemsdal 2010). I Jømnadalen, øst for Hedmark, finnes imidlertid et av de største, fossile eoliske feltene i Norge, som er antatt å ha blitt dannet i en kald periode før vegetasjonen fikk etablert seg etter deglasiasjonen av området (Klemsdal 2010). Det er antatt at nettopp fraværet av vegetasjon spiller en avgjørende rolle i dannelsen av eoliske avsetninger. Vegetasjonen danner et beskyttende dekke over sedimentene og hindrer vinden i å erodere overflaten og transportere partikler (Seppälä 2004; Wolfe & Nickling 1993). Vegetasjonen bidrar til å redusere erosjon på tre måter ifølge Wolfe & Nickling (1993):

1. Gjennom å direkte skjerme deler av underlaget mot vinderosjon.
2. Reduksjon av vindens eroderende kraft gjennom å redusere vindhastigheten over bakken.
3. Vegetasjonen stanser partikler under transport og hindrer sedimentet i å bli avsatt på nye steder.

I Jømnadalen finnes eoliske avsetninger i form av avrundete sanddyner med godt sortert materiale, utelukkende middels fin sand med horisontal lagdeling (Bargel 1983). Den bølgede formen og den høye graden av sortering er karakteristisk for eoliske avsetninger (Sollid &

Kristiansen 1983), men sorteringsgraden er avhengig av vindstyrke, opphavsmateriale og transportavstanden (Klemsdal 1969). I eoliske felt hvor transportavstanden er kort kan man forvente at sedimentet innehar de samme parametere som opphavsmaterialet. Der hvor sedimentet er antatt å ha blitt transportert over lengre avstand (høy vindstyrke) kan sedimentet ha fått nye parametere som skiller det fra opphavsmaterialet (Klemsdal 1969) For Jømnadalen viser kornfordelingsanalyser at de eoliske avsetningene har en tilnærmet identisk kornfordeling som det glasifluviale opphavsmaterialet fra Elverum (Klemsdal 2010).

Foruten vegetasjon som en begrensende faktor for eolisk aktivitet viser Klemsdal (2010) til to andre avgjørende faktorer for eolisk aktivitet i Jømnaområdet:

- Vindens transportkapasitet: Sterke, katabatiske vinder fra isdekket
- Tilgang på (glasifluvialt) opphavsmateriale

En fjerde faktor som er antatt å spille en viktig rolle for eolisk aktivitet er vanntilgang i form av grunnvann, tilsig og nedbør. Et tørt, kaldt klima med korte vekstsesonger hindrer at vegetasjon får etablert seg i tilstrekkelig grad til å stabilisere løsmassedeckket, samt at tørre løsmasser er mer sårbare for vinderosjon (Mason et al. 2011; Warren 2013). Forenklet kan man si at utviklingen av eoliske landformer begrenses av tilførsel av og tilgang på substrat (Mann et al. 2002).

Formen og størrelsen på eoliske avsetninger vil i stor grad avhenge av de samme faktorene som utgjør grunnlaget for at eolisk aktivitet kan finne sted (Klemsdal 1969). Seppälä (2004) hevder at den vanligste eoliske formen i kalde områder er paraboliske sanddyner av varierende størrelse og utviklingsgrad. Når vi snakker om form og mønster på eoliske avsetninger, kan vi skille mellom en enkelt dyne og grupper av flere dyner (Warren 2013). For enkeltstående dyner og i mindre felt, vil lokale vindregimer som katabatiske vinder ned en bre, kunne spille en større rolle i utviklingen av dyner enn globale vindregimer med konsistent vindretning (Klemsdal 2010; Warren 2013). Eoliske sedimenter kan transporteres gjennom suspensjon i luft, saltasjon, creep og reptation (engelsk terminologi). Creep foregår nærmest bakken og er den tregeste transportprosessen og blir i likhet med reptation og suspensjon initiert av den mekaniske energien til «hoppende» sandkorn – saltasjon. Grovere fraksjoner domineres av transport gjennom creep, mens midlere og finere fraksjoner domineres av transport gjennom saltasjon og suspensjon (Klemsdal 2010).

Klemsdal (2010), beskriver de eoliske formene ved Jømna som sandhauger (dune heaps), parabolske dyner og transverse dyner som varierer i forekomst etter hvor i området man befinner seg.

2.3 ROGENMORENER

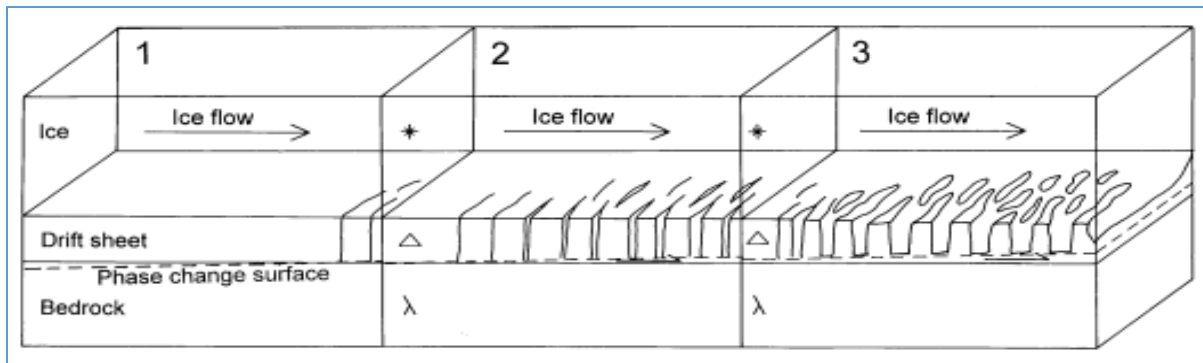
Rogenmorener har fått sitt navn etter området rundt Rogensjøen i Härjedalen, Sverige, hvor denne morenetypen forekommer hyppig (Ehlers 1983). Rogenmorenene blir av Hättestrand og Kleman (1999), definert som «et område med kontinuerlige, transverse morenerygger, med tett avstand, bestående av usortert, glasialt avsatt materiale». Terrengformen, som på engelsk har fått det mer beskrivende navnet «ribbed moraine», ble beskrevet allerede i 1885 og det har siden vært presentert flere hypoteser på hvordan terrengformen dannes (Hättestrand & Kleman 1999). I likhet med Dunlop og Clark (2006), vil jeg i denne oppgaven benytte begrepene om hverandre selv om det engelske begrepet «ribbed moraine» har blitt utvidet til å omfatte drumliniserte morener m.m (Hättestrand & Kleman 1999). De tidlige tolkningene gikk ut på at de transverse moreneryggene ble avsatt som sykliske endemorener da isen smeltet tilbake innover i landet (Hättestrand 1997; Möller 2006). Siden har de også blitt tolket til å være oppbløtt morenemateriale avsatt i sprekker i en dynamisk død is, noe som stemmer dårlig overens med observasjoner av drumliner og parallelle striper av stripet bunnmorene på overflaten av rogenmorener (Dunlop & Clark 2006; Sollid & Kristiansen 1983). Senere har rogenmorener blitt tolket til å være subglasialt dannede rygger som oppstår gjennom oppsprekking av et frossent morenedekke når breen går fra bunnfrosne til tempererte forhold i en deglasiasjonsperiode (fig. 2) (Hättestrand 1997). De hypotesene som har fått størst aksept og gjennomslagskraft de senere år, går ut på at dannelsen av rogenmorener primært styres av subglasiale forhold som oppstår i grensen mellom et kaldt og et temperert isdekke snarere enn topografiske forhold slik det ble foreslått av Sollid og Sørbel i 1984 (Hättestrand & Kleman 1999). Dette underbygges ytterligere av studier som viser til at rogenmorener finnes i fjellandskap i 1000 meters høyde så vel som i undulerende landskap i lavlandet og under marin grense (Dunlop & Clark 2006; Hättestrand 1997; Möller 2010).

I studien fra 2006 gjorde Dunlop og Clark grundige analyser av et representativt utvalg rogenmorener fra Sverige, Irland og Canada. Det ble ikke funnet noen sterk sammenheng mellom spesielle topografiske forhold og forekomst av rogenmorener (Dunlop & Clark 2006).

Et unntak er området rundt Rogensjøen i Sverige, hvor rogenmorener har en tettere distribusjon i dalfører. Dunlop og Clark (2006) argumenterer for at dette er et lokalt fenomen som skyldes at morenedekket er tykkere i dalbunnen og at tilgangen på substrat derfor er tilstrekkelig til å få dannet morenerygger i motsetning til høyereliggende terreng hvor morenedekket er tynt. Også Sollid og Sørbel (1994) fant en økt distribusjon av rogenmorener i dalfører og forsenkninger i terrenget i sin studie av glasiale landformers utbredelse i Sør-Norge. Denne sammenhengen hevdet de skyldtes ansamlinger av smeltevann i forsenkninger, som bidro til å holde bresålen temperert og dermed opprettholde isbevegelsen som kreves for å danne transversalmorener (Sollid & Sørbel 1994). Denne sammenhengen er imidlertid ikke funnet for andre lokaliteter og rogenmorener synes å forekomme under svært forskjellige topografiske forhold (Dunlop & Clark 2006).

Hättstrand og Kleman (1999) samlet observasjoner og resultater fra tidligere studier gjort på rogenmorener til et sammendrag på 14 punkter, som enhver hypotese som søker å forklare formasjon av rogenmorener må være compatible med. Noen av punktene som beskriver rogenmorenenes morfologi er:

- Ofte drumlinisert
- Ofte lik høyde på toppene og lik avstand mellom ryggene
- En eller flere flate plataer på toppen av ryggformen
- Har «horn» pekende i retning av isbevegelsesretningen da ryggene ble avsatt
- Assymetriske med en brattere le-side (distalside)
- Ryggene passer sammen som puslespillbrikker
- Består hovedsakelig av opphavsmateriale som finnes i de nærliggende omgivelser



Figur 2: Hättestrand's (1997) tre-steps modell for dannelse av rogenmorener gjennom fraksjonering av et morenedekke forårsaket av skjærkrefter som oppstår i en overgangssone mellom kalde og tempererte bresåleforhold (Hättestrand & Kleman 1999).

Dunlop og Clark (2006) som baserte sin studie på et utvalg på 33 000 rogenmorener fra tre land med separate isdekker under siste istids maksimum, sammenfattet også en liste over morfologiske trekk. Deres liste er imidlertid av en mer generell karakter og favner bredere i sin beskrivelse av rogenmorener enn tidligere studier.

Möller (2006) argumenterer for en polygenetisk dannelse av rogenmorener gjennom re-forming av eksisterende glasiale avsetninger og påpeker svakheten i Hättestrand og Klemans (1999) hypotese for dannelse av rogenmorener ved at den baserer seg utelukkende på morfologiske trekk (Möller 2006). En polygenetisk dannelse av rogenmorener samsvarer ikke med at ryggene passer sammen som puslespillbrikker (jamfør Hättestrand og Klemans punkter), men dette er et trekk som ifølge Möller (2006) gir rom for subjektive tolkninger og derfor er mindre signifikant (Möller 2006).

Det faktum at rogenmorener ofte er drumliniserte (Hättestrand & Kleman 1999), eller har drumliner avsatt oppå, peker i retning av at dette er subglasialt avsatte former som har vært utsatt for deformasjon av et aktivt, overliggende isdekke (Fredin et al. 2013). Likevel kan ikke dannelsen av rogenmorener sies å være fullt ut forstått og det er fortsatt ubesvarte spørsmål knyttet til dannelsen av disse terrengformene som kan gi oss verdifull informasjon om isdynamikk og isavsmeltingshistorien (Dunlop & Clark 2006; Hättestrand & Kleman 1999; Sollid & Kristiansen 1983).

KAPITTEL 3: METODE

3.1 OBSERVASJONER I FELT

Ved to anledninger, henholdsvis 21. oktober 2013 og 23. april 2014, gjennomførte jeg en rekognosering i studieområdet med fokus på området mellom riksvei 25 og Lykkja-Hornmoen, området i tilknytning til Starmoen naturreservat samt høydedraget vest for reservatet mellom Bjørnåsen og Furuknappen (fig. 1, fig. 3). I felt ble det benyttet en håndholdt GPS av merket Garmin eTrex 10 og et digitalt kamera. Sedimentologiske undersøkelser ble gjort på utvalgte lokaliteter med murereskje og spade og kornstørrelser ble antatt i felt. Området ble rekognosert systematisk fra riksvei 25 i nord mot den øst-vestgående veiaksen som danner et T-kryss ved Lykkja-Hornmoen (fig. 1). Dette området ble primært rekognosert til fots i terrenget og på skogsbilvei. Høydedraget vest for naturreservatet mellom Bjørnåsen og Furuknappen er kupert og med tett vegetasjon og ble rekognosert til fots. Området øst for veiaksen som går nord-sør ble også rekognosert til fots og sedimentologiske undersøkelser ble gjort i et aktivt sandtak sørøst i studieområdet.

Sør for Starmoen flyplass ligger Starmoen naturreservat som er vernet etter lov. For feltarbeidet innebar dette at graving, sedimentologiske undersøkelser og motorisert ferdsel i dette området var uaktuelt. Sedimentologiske undersøkelser og kornfordelingsanalyser ble imidlertid gjort av Klemsdal etter skogbrannen som herjet området i 1976. Området ble dermed rekognosert til fots og det var mulig å gjøre seg et inntrykk av terrenget og landskapsformene, som av Klemsdal (1969;2010) ble kartlagt som eoliske avsetninger. Veiaksene sør-nord og øst-vest, samt skogsbilveier i studieområdet ble rekognosert med bil, dette for å dekke så mye som mulig av området og danne meg et inntrykk av topografi, vegetasjon og løsmassefordeling.

3.2 LiDAR OG FJERNANALYSE AV KVARTÆRGEOLOGI

De fjernanalytiske dataene brukt i denne oppgaven ble samlet inn og prosessert av Blom Geomatics AS, på oppdrag for Statens kartverk Hamar i tidsrommet 29. mai til 23. juni 2009. Innsamlede data dekker deler av Elverum og Solør kommune (Gallis & Werner 2009). Materialet består av LAS-filer som utgjør såkalte LiDAR-data. LiDAR er en forkortelse for «light detection and ranging», og er en fjernanalytisk metode som går ut på å måle avstander gjennom en laser-avstandsmåler, basert på gangtiden til laserpulsene. Fra et kjent punkt (flyets plassering i rommet) sender man ut en laserpuls i det infrarøde spektralområdet (1064 nm) (Mulder et al. 2011), mot flere ukjente punkter over et større område. De registrerte returene settes sammen til punktskyer som igjen kan brukes til å visualisere digitale terrengmodeller (DTM) (Smith & Clark 2005) og digitale elevasjonsmodeller (DEM) (Lytwyn 2010).

Det finnes flere plattformer for laserskannere, hvorav flybåren laserskanning er mest hensiktsmessig og økonomisk når et område på lokalt til regionalt nivå skal kartlegges på et middels til høyt detaljnivå (Mulder et al. 2011), slik som i det aktuelle området ved Jømna. For datainnsamlingen fra Elverum og Solør kommuner, ble det benyttet to fly av typen PA31 Piper Navajo og to laserskannerne av merke Optech, henholdsvis ALTM-Gemini 05sen180 og 04sen161 (Gallis & Werner 2009). Denne typen laserskannere gir en kartleggingsoppløsning på 2-3,5 meter (Mulder et al. 2011). Flyhøyde (over bakken) under de aktuelle målingene er oppgitt til 1500 meter og flyhastighet er oppgitt til å ha vært 75m/s. Med en skannevinkel på 20 grader og repetisjonsfrekvens på 70 kHz, blir utregnet punkttetthet for området over 0,7 punkt per kvadratmeter for 84 prosent av arealet (Gallis & Werner 2009). Punkttettheten avhenger av flyhøyde, terrenghøyde, skanningsvinkel og frekvens (Risbøl et al. 2011).

Når jeg i denne oppgaven søker å kartlegge bestemte terrengformer og gjøre tolkninger av geomorfologi gjennom feltobservasjoner og fjernanalytiske metoder, er det vanskelig å eliminere risikoen for å gjøre feiltolkninger på basis av observasjoner. Som påpekt av Smith og Clark (2005), i studien «Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping», vil lysforhold definert av brukeren manipulere visualiseringene i en retning som kan føre til feilaktige resultater og konklusjoner. Artikkelforfatterne anbefaler

derfor ikke å manipulere lyssettingen eller benytte skyggerelieff i den innledende kartleggingen. Muligheten for feiltolkninger gir seg utslag i to forskjellige tolkingsscenarier, som begge kan føre til uriktige konklusjoner:

1. Falskt positiv: Eksisterende terrengformer/morfologi oversees
2. Falskt negativ: Resultatene viser terrengformer/morfologi som ikke finnes i virkeligheten (Smith & Clark 2005)

For å redusere risikoen for å gjøre feiltolkninger, har jeg i denne oppgaven sammenlignet de resultater jeg har kommet fram til med observasjoner gjort i felt, eksisterende litteratur og tidligere resultater, topografiske kart og flybilder. Alle tolkninger er gjort med utgangspunkt i bildenes originale lyssetting.

3.3 KLASIFISERING AV TERRENGFORMER

I denne oppgaven er det primært to typer terrengformer som er i fokus i kartleggingsøyemed. Den første er eoliske former herunder dyner, hauger, paraboliske og transverse rygger. Den andre er rogenmorener. Ettersom et av målene med denne oppgaven er å kartlegge dominerende isbevegelsesretning under perioden terrengformene ble dannet, vil også formasjoner som glasiale lineasjoner, drumliner, flutings og stripet bunnmorene være interessante observasjoner. En utfordring i forbindelse med kartleggingen av rogenmorener er å finne gode kriterier og parametere for å klassifisere de ulike formene. Dette er påpekt i tidligere studier, blant annet av Dunlop og Clark (2006). I masteroppgaven «Rekonstruksjon av isdynamikken ved siste istid basert på drumliner på Lista og Jæren» (Berger 2012) påpeker forfatteren at kartleggingen av glasiale former (drumliner) i stor grad er basert på skjønn, noe som i tilfellet rogenmorener byr på en ekstra utfordring da det ikke finnes noen fullgode kartleggingskriterier fra tidligere studier. Hättestrand og Kleman (1999) beskrev imidlertid fjorten felles karaktertrekk ved rogenmorener, men ettersom beskrivelsene er gitt på bakgrunn av et relativt lite utvalg fra begrensede områder er det tvilsomt om disse er ubetinget gyldige og representative for andre lokaliteter. (Dunlop & Clark 2006). I kartleggingen har jeg imidlertid valgt å benytte de samme kriterier som er brukt i tidligere undersøkelser og jeg har valgt å bruke de generelle karaktertrekkene listet opp av Hättestrand og Kleman (1999) og

Dunlop og Clark (2006) som en veiledning i de tilfellene hvor jeg har vært i tvil, i mangel av mer presise beskrivelser i annen litteratur.

I min kartlegging av eoliske landskapsformer og rogenmorener har jeg i likhet med Dunlop og Clark (2006) valgt å benytte knekkpunktet på ryggskråningene som avgrensning under kartleggingen av antatt glasiale og eoliske former. Til hjelp for å bestemme knekkpunkter har jeg fremstilt LiDAR-datene i en helningsmodell (slope) før jeg har kartlagt de respektive formene.

3.4 ANALYSE I ARCMAP/ARCGIS

LiDAR-dataene jeg har benyttet i analysen er i formatet LAS, som er industristandarden for lagring av flyinnsamlede LiDAR-data. Et LAS-datasett inneholder LAS-filer som igjen inneholder punktskyer av LiDAR-data. ArcMap 10.1 fra ESRI tillater direkte import av datasett på LAS-formatet uten å måtte konvertere eller prosessere filene. I ArcMap har jeg imidlertid konvertert LAS-filene til TIN og raster-format for å lette analysen og begrense filstørrelsene. Verktøyboksen i Arcmap 10.1 gjør det enkelt å filtrere ut bakkereturer (eller vegetasjonsreturer) og velge mellom visning av elevasjonsdata eller helningsdata (slope). De respektive terrengformene ble kartlagt som polygonfil, linjefil eller på frihånd. Ettersom både rogenmorener og eoliske avsetninger viste seg å ha diffuse grenser var kartlegging på frihånd mest hensiktsmessig i en del tilfeller, da det viste seg vanskelig å gi formene noen direkte avgrensning mot omkringliggende terreng. Sistnevnte gjaldt i stor grad eoliske terrengformer som transverse rygger og «dune heaps», men også mer diffuse terrengformer som mindre rogenmorener. Særlig markerte rogenmorener ble kartlagt både som polygonfil og linjefil for å bestemme lengde og breddeforhold. I løpet av arbeidet med tolkningen gjorde jeg også observasjoner av det jeg tolket til å være parallelle striper av stripet bunnmorene/glasiale lineasjoner. For alle polygonfiler blir arealberegninger utført automatisk av Arcgis 10.1. For linjefiler og profiler ble lengde, bredde og høyde beregnet med LAS-verktøyet profile view.

Analysen har primært blitt utført i målestokk fra 1:5 000 til 1:30 000. I løpet av analysen har jeg erfart at å studere terrenget i en lavere målestokk (inntil 1:30 000) har vist seg nyttig til å oppdage mønstre og se formasjoner som er vanskelige å oppdage i en høy målestokk/full zoom. Dette er en erfaring som deles av studier gjort tidligere (Berger 2012)

Jeg har valgt å dele inn studieområdet i tre hovedsoner; A, B og C (fig. 4), samt en mindre sone, D. De fire definerte sonene har blitt kartlagt i detalj. For hver sone har jeg kartlagt formelementer jeg anser som relevante i forhold til å definere isbevegelsesretning(er) og dominerende vindretning(er) under og etter deglasiasjonen av området. Sonene ble avgrenset ut fra skjønn, basert på geografiske områder som viser en relativt stor samling av aktuelle formelementer og liten grad av menneskelig påvirkning. Elementer som ligger på grensen til en av sonene blir regnet for å tilhøre sonen. Jeg har også kartlagt et lite utvalg av terrengformer utenfor sonene der jeg har funnet det relevant for resultatenes helhet.

KAPITTEL 4: OMRÅDEBESKRIVELSE OG RESULTATER

4.1 ELVERUM OG JØMNA

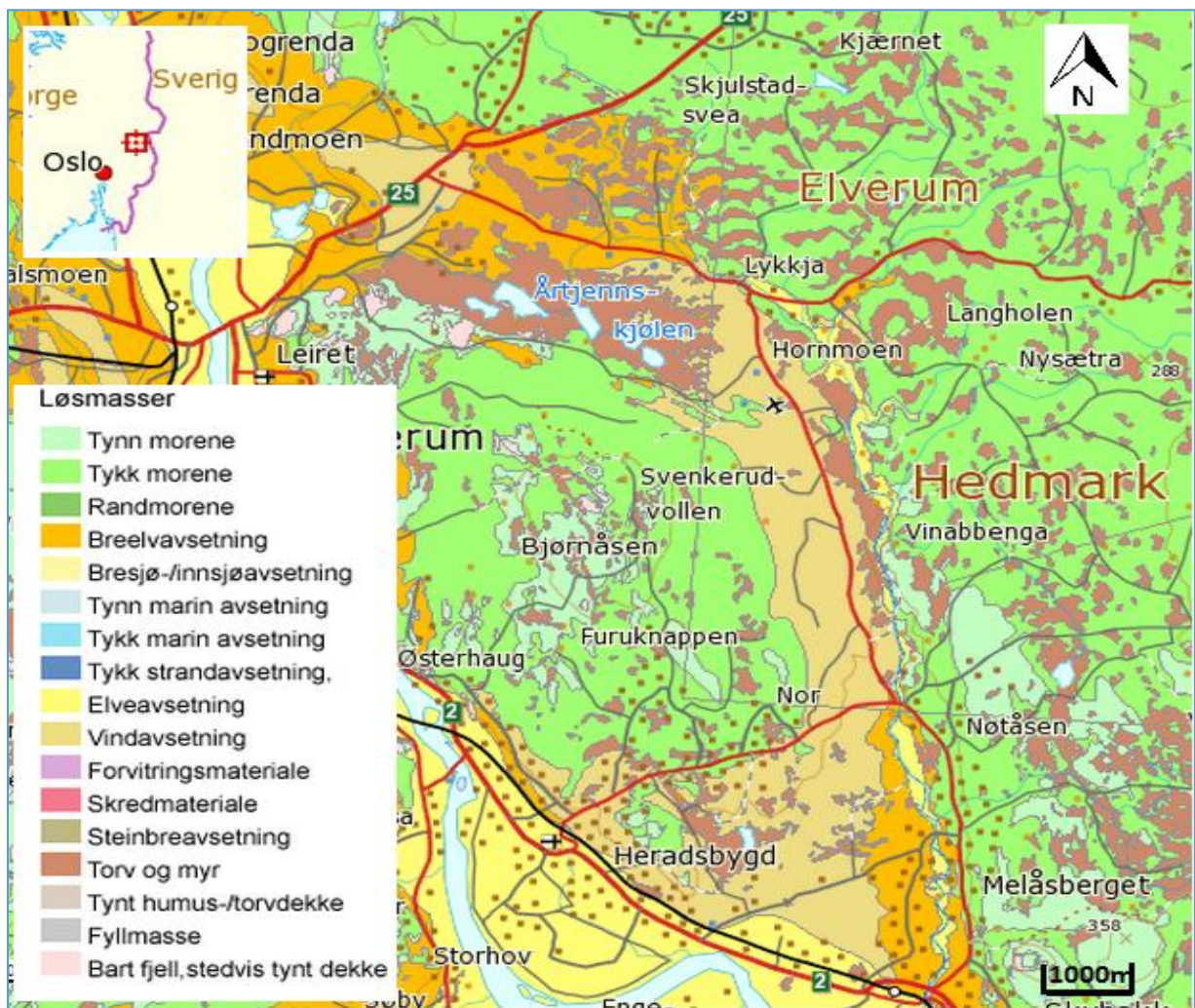
Studieområdet befinner seg ca. 5-7 km øst for Elverum (fig.1, fig. 3) og strekker seg fra mellom riksvei 25 og Hornmoen i nord til Jømna's utløp i Glåma i sør. Landskapet er dominert av en dal med lite fall, som nord i området går i nordøst-sørvestlig retning, men som skifter til retning nord-sør ved Hornmoen. Terrenget omkring er avrundet og består av slake koller og åser. Berggrunnen i studieområdet består av granittisk gneis, med et klart skille mot Elverum i vest hvor berggrunnen består av ryelitt, kvartsporfyr og innslag av gabbro (Skålvoll 1988). Både i dalbunnen og åsene omkring er det til dels tykke løsmasseavsetninger, med glasifluviale, fluviale og eoliske avsetninger kartlagt i dalbunnen, mens moreneavsetninger dominerer i det høyereliggende terrenget omkring (fig. 3).

Landskapsformene er i den sørlige delen av studieområdet tilsynelatende dominert av de glasifluviale, fluviale og eoliske prosessene som fant sted under og etter siste isavsmelting. Løsmassene består av mektige, godt sorterte avsetninger av fluvialt, glasifluvialt og eolisk materiale (fig. 3) (Bargel 1982). Oppdyrkingen av landskapet og planeringen i forbindelse med etableringen av nasjonalt seilflysenter på 90-tallet har trolig ført til at deler av landskapet har endret sin topografi og blitt flatere enn det opprinnelige, som likevel kan antas å ha vært relativt flatt da løsmassene mellom Jømna og Elverum ble bygget opp som et sandurdelta, avsatt i sakterennende vann (Bargel 1983). I forbindelse med etableringen av seilflysenteret ble store masser flyttet internt på området slik at høydeforskjellen fra nord til sør på den 1200 meter lange flyplassen er på kun 4 meter, tilsvarende en gradient på 0,003.

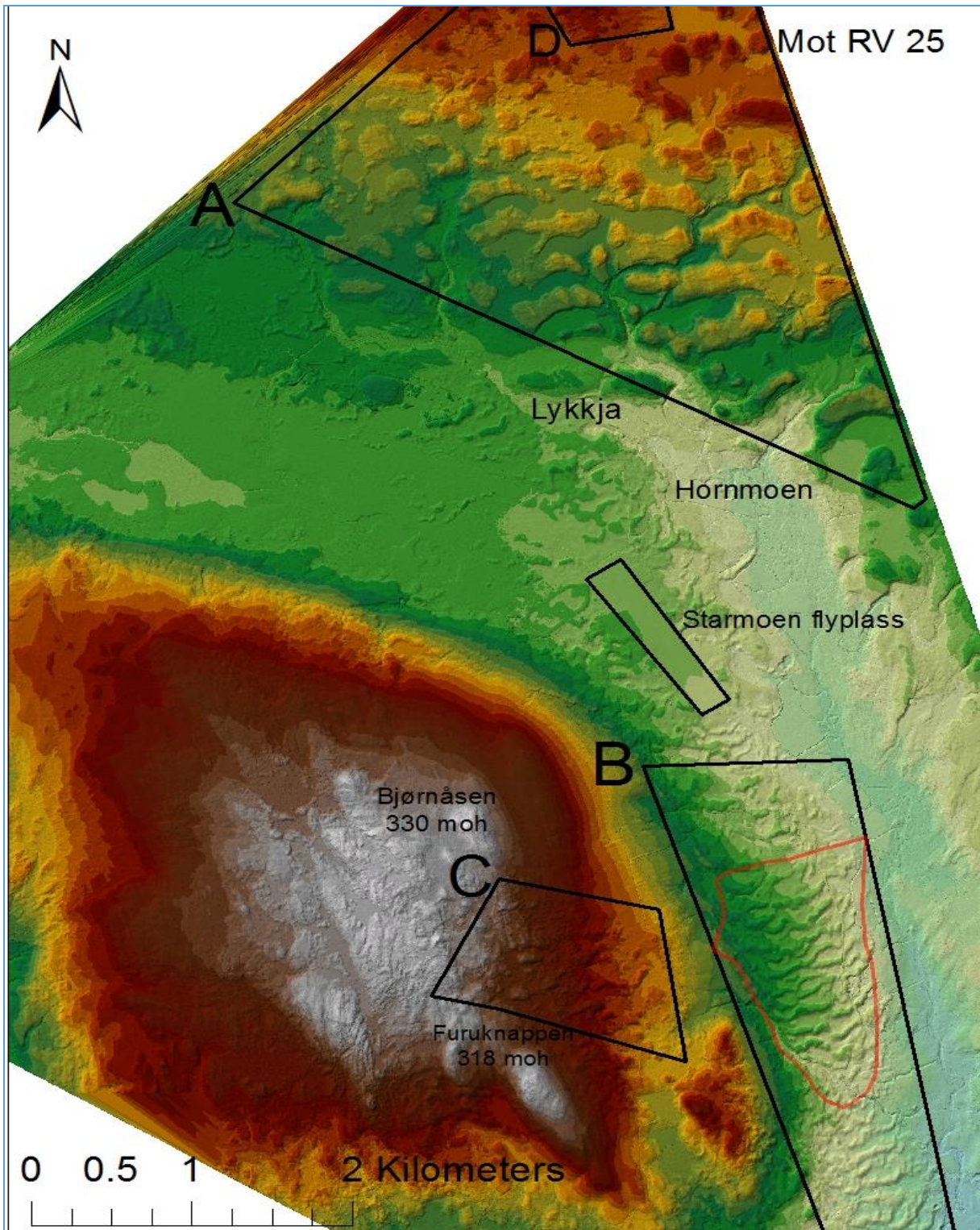
Sør-øst for Elverum finnes et større kupert område som strekker seg ned mot Jømna's utløp i Glomma, med Bjørnåsen og Furuknappen som høyeste punkter (fig. 4). Her er blokkinnholdet høyere og landskapet mer uregelmessig med små hauger og rygger. Disse løsmassene har tidligere blitt kartlagt som moreneavsetninger (Bargel 1983; Sollid & Kristiansen 1983). På den digitale terrengmodellen (fig. 4) fremkommer terrengformer som har likhetstrekk med små rogenmorener beskrevet i litteraturen tidligere.

Vegetasjonen i området Hornmoen-Starmoen består for det meste av lyng, moser, lav og ung furuskog. De dyneformede avsetningene sør i studieområdet danner et mikrolende med små

forsenkninger, rygger og flater. Veiaksen nord-sør (Starmovegen) gjennomskjærer flere av de større transverse dynene i øst-vestlig retning. I det lavereliggende lendet er det innslag av mer fuktkrevende arter som gran, bjørk og torvmoser, noe jeg tolker som en indikasjon på kortere avstand til grunnvannsspeilet. Dreneringen i løsmassene ser ut til å være god, noe som er rimelig å anta da sandige, homogene avsetninger har høy permeabilitet. På østsiden av veiaksen som går nord-sør forbi flyplassen er det spor etter grøfting i tilknytning til kulturlandskapet, noe som kan tyde på løsmasser med dårligere drenering. Området ble beplantet etter skogbrannen som svidde av nærmere 10 000 dekar i 1976 (Klemsdal 2010). Området øst og nord for Starmoen flyplass har større innslag av oppdyrket åkerlandskap og beitemark. På begge sider av naturreservatet (fig. 3) er det jordbruksland med dyrka mark og i nord en motorcrossbane samt en golfbane i nordøst. Nordover mot riksvei 25 blir landskapet mer kupert og har innslag av flere små skogstjern og torvmyrer (fig.5).



Figur 3: Løsmassekart som viser løsmasser i studieområdet og i tilknytning til Glåma og Jømna (NGU).



Figur 4: DTM basert på LiDAR-data som viser studieområdet med de utvalgte sonene A-D. Grått og rødt viser det høyereliggende lende, lyseblått markerer Jømnaas løp lavest i terrenget. I nord er det tydelige, store morenerygger, midt i kartet er det flatt kulturlandskap i tilknytning til flystripa. I sør-øst eoliske avsetninger. Starmoen naturreservat er markert med rød linje.

4.1.1 SONE A: HORNMOEN-LYKKJA

Dette området har tidligere blitt kartlagt som et myrområde med «israndavsetninger, særlig store rogenmorener og hauger og rygger av morenemateriale» (Sollid & Kristiansen 1983). Bargel (1983) beskriver løsmassene som et tykt dekke med ablasjonsmorene.

På terrengmodellen (fig. 4) og helningsmodellen (fig. 6) er ryggformene markerte og med transverse lengdeakser. Innenfor grensene til sone A er 28 rygger tolket til å være rogenmorener kartlagt. 24 av ryggene er distribuert tett og sentralt i sone A og fire av ryggene ligger langs sone A's nordøstre grense og nordover mot riksvei 25. De fire ryggene lengst i nordøst ligger utenfor «svermen» av rygger, men er bedømt til å høre til det samme feltet som de 24 øvrige ryggene. Kartlegging med linjefil (fig. 6) viste at ryggene innenfor sone A har en konsistent orientering, med utstrekning i øst-vestlig til svakt nordvest-sørøstlig retning. Majoriteten av ryggene har en parabolisk form med konveks proksimalside og med «horn» som peker mot sør-sørøst. Ryggene har en relativt bred, vekselvis flat og undulerende toppflate med skarp overgang til proksimal og distalside (figur 4). Denne tendensen er tydeligst for samlingen av rygger som befinner seg sør i sone A. Det kan ikke utelukkes at erosjon fra elver, bekker og menneskelige inngrep i form av veibygging eller uttak av løsmasser, kan ha hatt lokalt stor påvirkning på helningen slik den fremkommer på modellen. Elva Jømna renner sørover og gjennomskjærer flere av ryggene sentralt og sør i område A. Den største samlingen/tetteste forekomsten av godt utviklede/markerte ryggformasjoner finnes sentralt og øst i sone A (fig. 6). De mest markante ryggene er asymmetriske med en klar avgrensning på distalsiden og proksimalsiden i form av tydelige knekkpunkt mellom det flate terrenget mellom ryggene og skråningene opp mot toppflatene.

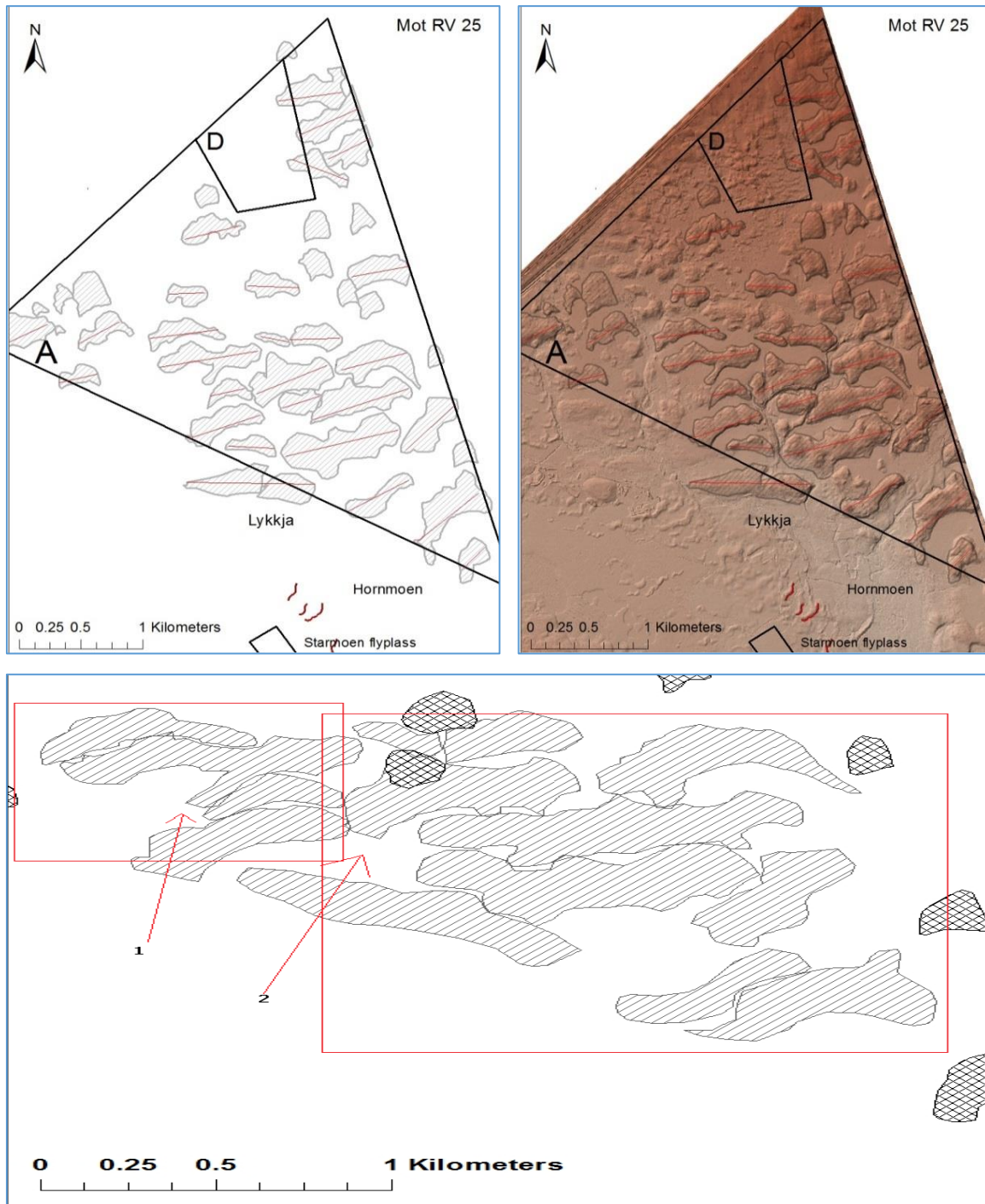


Figur 5: Venstre: Bilde av veiskjæring gjennom rogenmorene i sone A, Lykkja. Høyre: Rogenmorene ved Lykkja, sett fra toppflaten mot nordvest. Mellom ryggene sees et flatt belte av myr og torv.

En veiskjæring sør i sone A (0645404Ø 6755033N) skjærer en av ryggene og viser et tilsynelatende sandig diamikton med flere store blokker med varierende rundingsgrad (fig 5). Det høye sandinnholdet tolker jeg til å speile den gneisrike og granittiske berggrunnen i området. Da kun en av ryggens sediment har blitt studert nærmere, tar jeg forbehold om at det kan finnes lokale variasjoner i sedimentologisk sammensetning. Noen rygger har uklare grenser mot omkringliggende former på sine østre og vestre flanker. Dette gjelder især ryggformene som befinner seg lengst sør i sonen, som ellers har markerte knekkpunkt på proksimal- og distalside. Disse har flanker som er drapert med til dels tykke, sandige avsetninger (>1,5 m). Homogeniteten og kornstørrelsen på sedimentet (mellomsand og finsand) gjør at jeg tolker dette til å være eoliske avsetninger, som postdaterer dannelsen av ryggene.

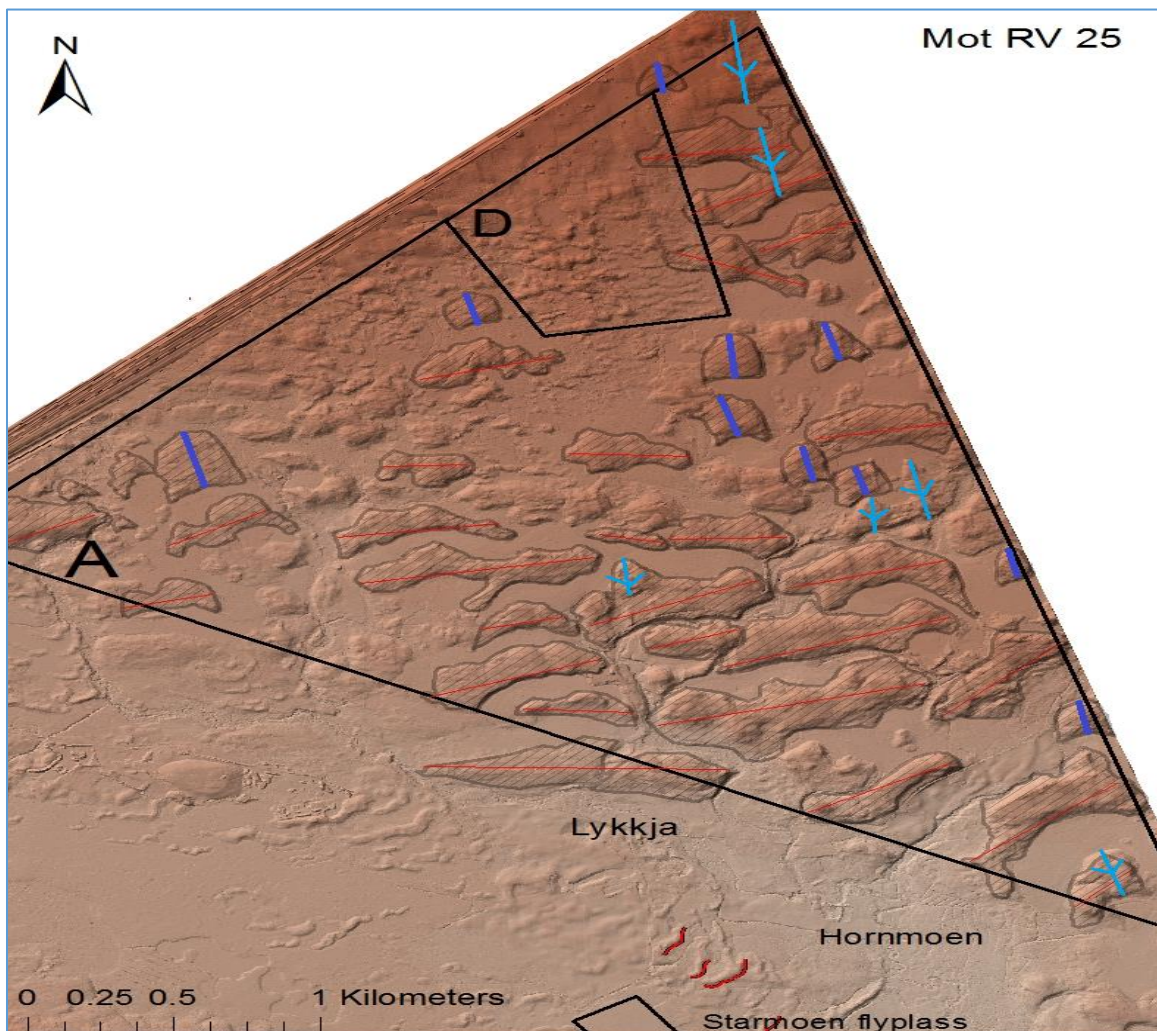
Markeringen av ryggene med polygonfiler (fig. 6) fremhever et av karaktertrekkene listet opp av Hättestrand og Kleman (1999). Ryggene som befinner seg sentralt i sone A har en form som gjør at de ligner puslespillbrikker som passer sammen. Dette er tydeligst for rygger som ligger foran og bak hverandre i nord-sør retningen (figur 6). For ryggene som ligger i utkanten av feltet er en slik sammenheng mellom ryggene vanskelig å observere da flere rygger

fremstår som enkeltstående.



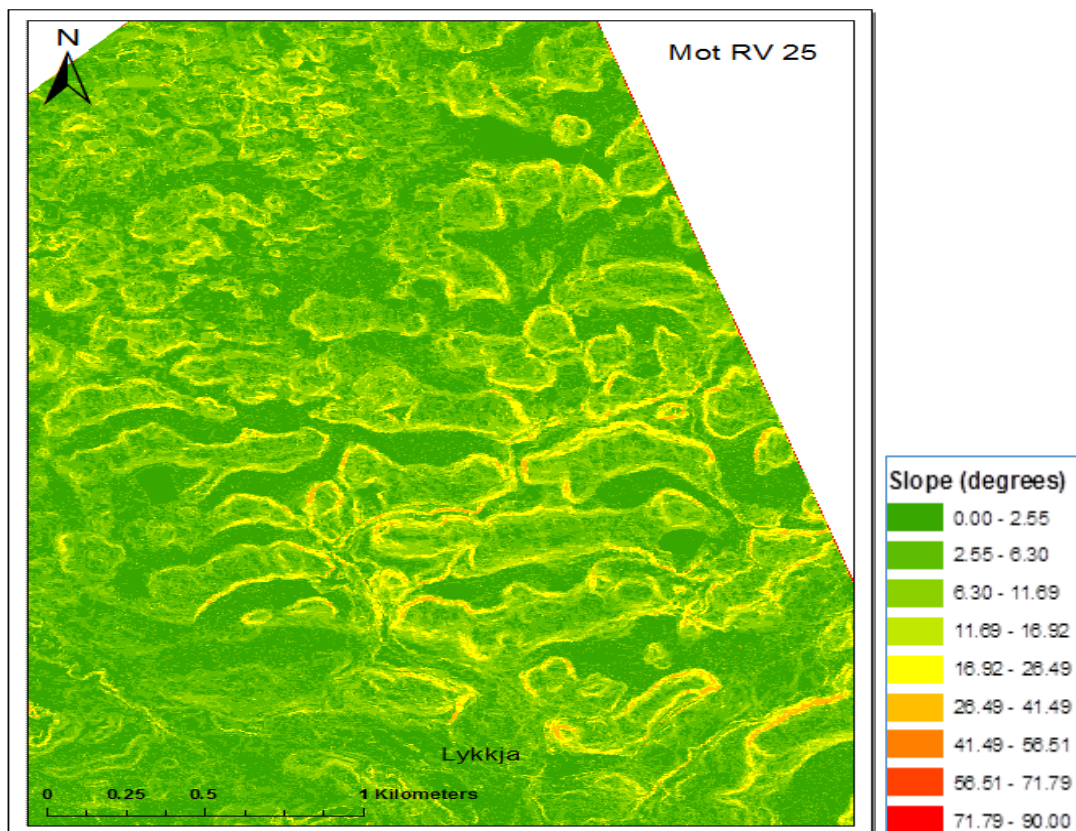
Figur 6: Øverst venstre: Ryggformer kartlagt med polygonfil, uten bakgrunnslag, som viser hvordan formene er orientert og distributert. Øverst høyre: Bakgrunnslag med kartlagte former. «Drumliniserte» former er markert med polygonfil og ryggformer markert med polygonfil og rød linjefil som viser ryggenes lengde og orientering. Nederst: Et utvalg av rygger sentralt i sone A trukket sammen og rotert for å kartlegge passform mellom ryggene.

Innenfor og på grensen til sone A, har jeg kartlagt 10 former (fig. 7) med lengde/breddeforhold som skiller dem fra de øvrige ryggene. Disse formene er gjennomgående av mindre størrelse enn de godt utviklede ryggene, men har morfologiske fellestrekk med rogenmorener beskrevet i tidligere litteratur. Formen er elliptisk og med en avrundet proksimalside. Disse formene tolker jeg til å være drumliniserte rogenmorener eller dårlig utviklede rogenmorener, da de har svakt parabolisk form med horn som peker slakt mot sør-sørøst. Lengde/breddeforholdet gjør det vanskelig å bedømme visuelt om de har en utstrekning på tvers av eller langsmed isbevegelsesretningen i motsetning til de godt utviklede ryggene som er klart transverse med lengder inntil 1098 meter.

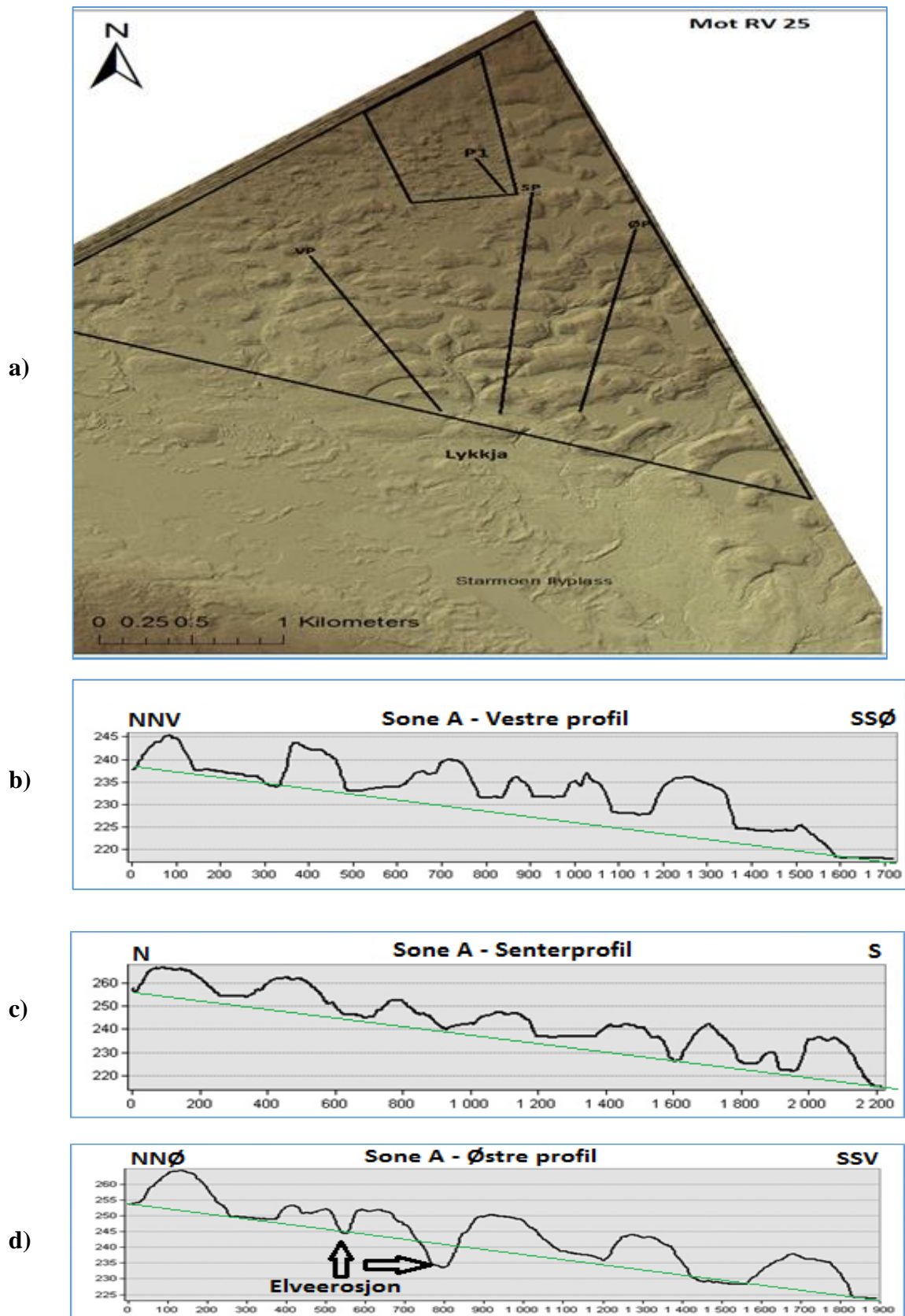


Figur 7: Terrengformasjoner med lengde/bredde forhold som avviker fra de øvrige kartlagte ryggene markert med polygon og mørkeblå linje Lyseblå piler markerer rygger med små strømform/furer i overflaten.

Innenfor område A har jeg kartlagt tre profiler som viser høydeforskjellen mellom ryggene. Profilene viser at terrenget er hellende fra nord mot sør, med ryggformer med en høyde på inntil 17 meter. De bratte partiene på grafene indikerer at stigningen er bratt, tilsvarende tette høydekoter på et topografisk kart. Helningsmodellen (fig. 8) viser at ryggformene som befinner seg sentralt og øst i sone A, har tydelige knekkpunkt i form av bratt helning. Dette ble bekreftet under rekognosering i felt. Partiene mellom ryggene er flate, med en helning mellom 0 og 6.30 grader. Toppflatene på ryggformene har en mer uregelmessig helning og overflate, men skiller seg tydelig fra distal- og proksimalsidene som er i sjiktet 11.69 til 26.49 grader helning med noen slakere og brattere unntak (fig. 8).



Figur 8: Modell basert på LiDAR-data som viser helningen i grader for område A, Lykkja-Hornmoen og nordover mot RV 25.



Figur 9: a) Sone A og sone D med tre markerte terrengprofiler b) vestre profil, VP c) senterprofil, SP d) østre profil, ØP

De tre profilene i figur 9 skjærer gjennom den største samlingen av morenerygger innenfor sone A og viser høyden, bredden og bølgelengden på de moreneryggene profilet gjennomskjærer. Vestre og østre profil skjærer ikke alle moreneryggene vinkelrett slik at bredden på toppflaten og brattheten fremkommer noe større på figuren enn hva som er reelt. Høydedataene på figuren er upåvirket av dette og viser morenerygger med inntil 17 meters høyde i østre profil (fig. 9d) og morenerygger inntil 13 meter høyde i senterprofilen (fig. 9c). Vestre profil har de laveste ryggene med en maksimal høyde på 9 meter (fig. 9a).

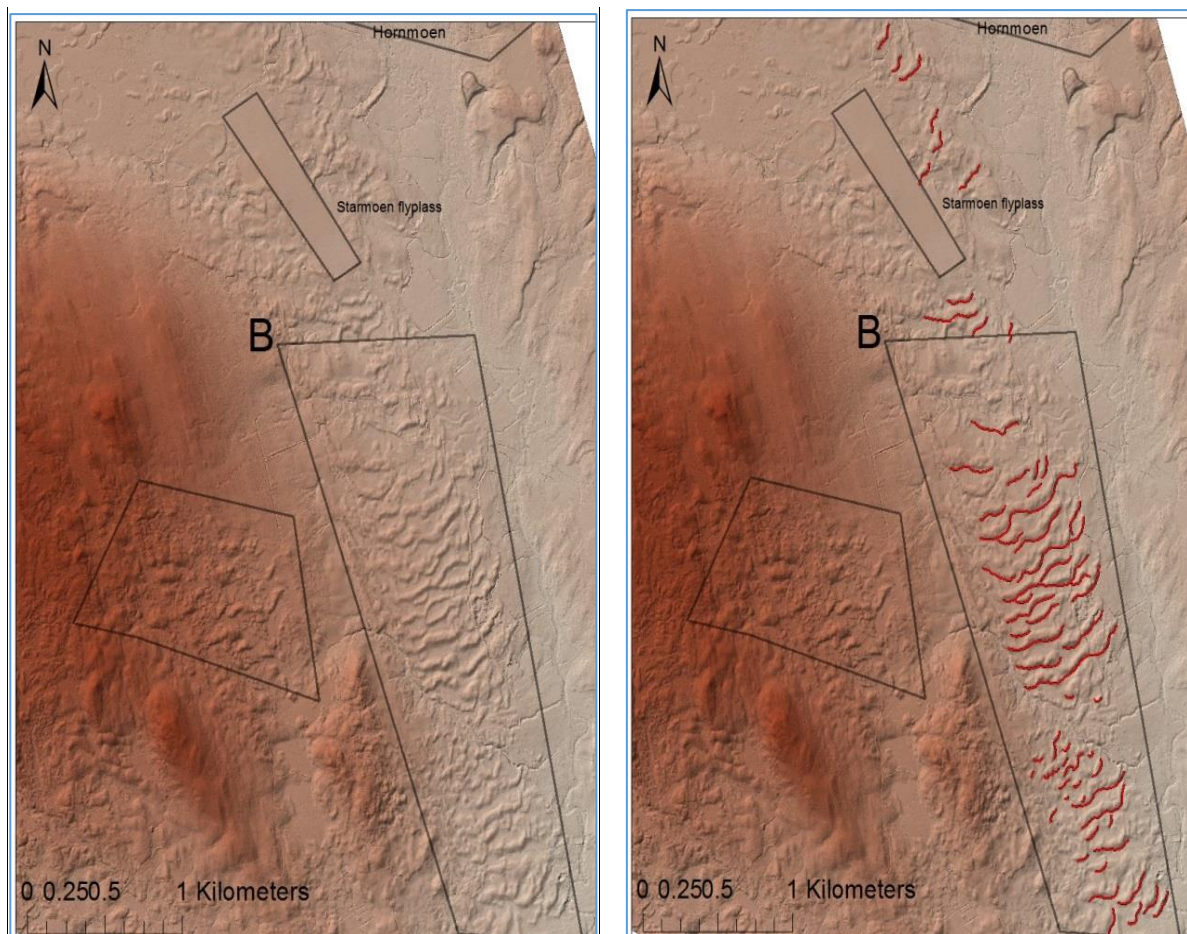
Avstanden mellom ryggene varierer mellom 30 og 200 meter målt fra knekkpunkt til knekkpunkt. De flate partiene mellom ryggene er myrområder som er godt synlige på flybilder og i bildet til høyre i figur 5. Den grønne linjen trukket mellom start og sluttspunkt i profilene viser at myrområdene mellom ryggene opptrer regelmessig og følger helningen i dalen uten store avvik. Det østre profilet (fig. 9d), gjennomskjæres av elva Jømna som har erodert i løsmassene mellom to rygger. Dette kommer tydelig fram på profilet i form av at «dalbunnen» ved 600 meter, mellom to rygger, er senket med 5 meter i forhold til relieffet ellers i profilet og gir en maksimal rygghøyde på 17 meter. I senterprofilen, S1 (fig. 9c) er det ved 1600 meter spor etter elveerosjon, men dalbunnen er ikke erodert dypt nok til at relieffet skiller seg fra resten av profilet. På helningsmodellen kommer erosjonen fram i form av bratte nedskjæringer ved proksimal- og distalsidene, med helning inntil 41.49 grader (fig. 9).

4.1.3 SONE B: STARMOEN NATURRESERVAT – STARMOEN SØR

Sone B og området i tilknytning til Starmoen flyplass har tidligere blitt kartlagt som eoliske avsetninger med innslag av myr på østsiden av veiaksen nord-sør (Starmovegen) (Bargel 1983). Landskapet er undulerende med avrundede rygger og hauger av ensortert materiale.

På de digitale terrengmodellene i figur 10 er det et nettverk av dyner med en lengde på inntil ca. 600 meter. Dynene har lengder som samsvarer godt med Klemsdals tidligere undersøkelser i området (Klemsdal 2010). Dynene strekker seg i øst-vestgående retning og befinner seg i et område med liten høydeforskjell (210-225 m.o.h). Inne i selve reservatet har jeg kartlagt 23 transverse dyner, tolket til å være eoliske avsetninger. Antallet er avhengig av om man teller dyner som forgrener seg som en eller to dyner. Jeg har valgt det sistnevnte, da muligheten er til stede for at to uavhengige dyner har vokst sammen i senere tid grunnet endrede vindforhold. Et snitt som ble rensket i et sandtak øst for veiaksen i nord-sørgående

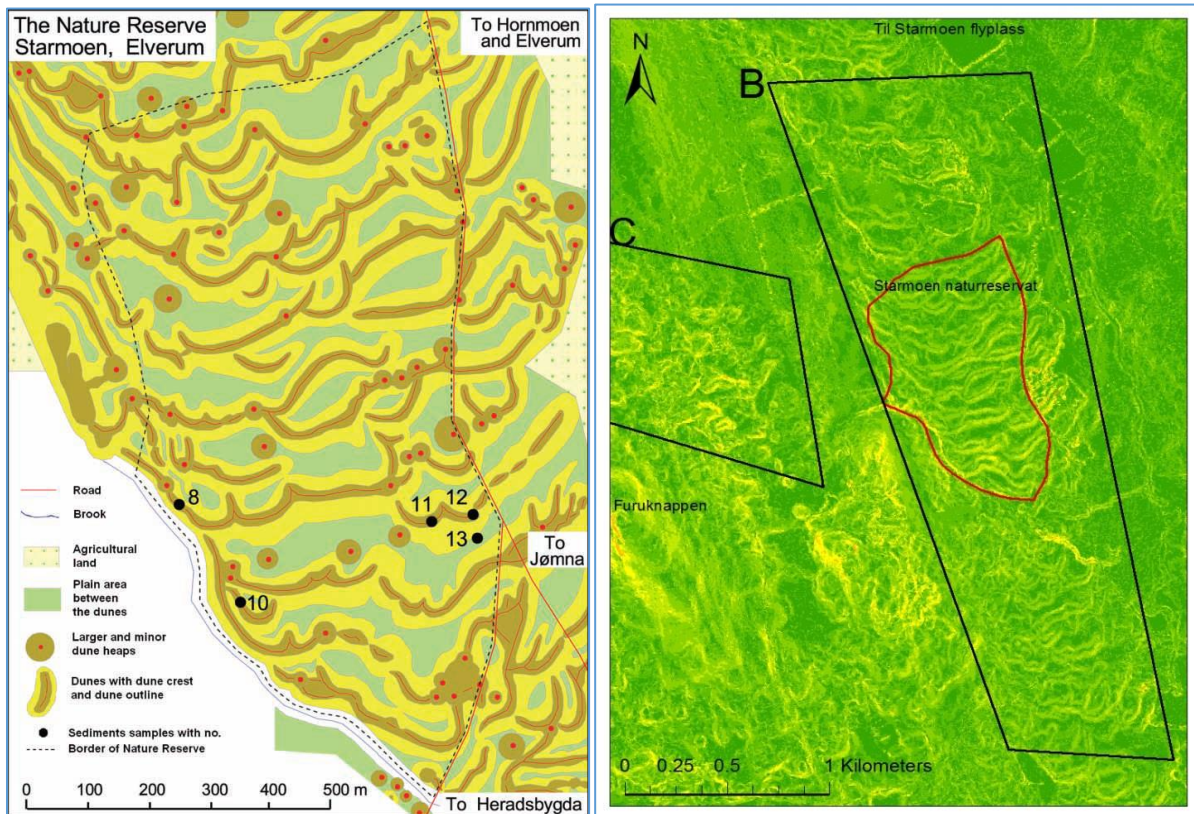
retning viste slakt skrånende lag og kryssjiktete lag av laminert finsand og mellomsand med fall mot sør, enkelte tynne lag med grov sand og noen utholdende erosjonsflater. Dette indikerer mindre endringer i vindretning og vindstyrke i tidsrommet dynene ble avsatt. På terrengmodellen fremkommer det at dynene lengst sør i reservatet tenderer mot å bøyes av ved flankene, med «horn» som peker svakt mot nord. Dette gir dynene en svakt parabolisk form. Avbøyningen ved flankene kan muligens skyldes topografiske forhold eller vegetasjonens påvirkning på eolisk aktivitet.



Figur 10: DEM/kartutsnitt over område B. Flyplassen avmerket i nord. På bildet til høyre er transverse dyner, paraboliske dyner og dune heaps markert med rødt.

Dynene som befinner seg innenfor naturreservatet (fig. 11) er de lengste og mest sammenhengene eoliske formene i sone B og i hele studieområdet for øvrig. Dynene har vokst sammen slik at de danner et komplisert mønster med forgrenede dyner og uregelmessig avstand mellom ryggene. Klemsdal (2010) påpekte at det er vanskelig å klassifisere dynene da de ser ut til å ha gjennomgått en delvis transformasjon fra parabolisk form til transverse dyner.

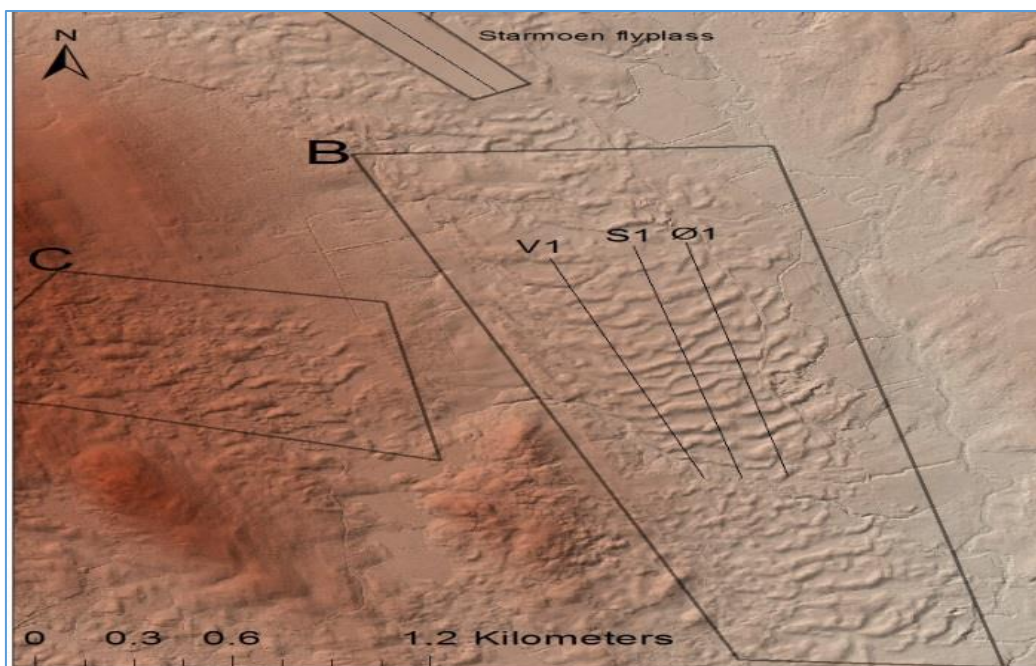
De avmerkede eoliske formene sør i område B (fig. 10, fig.11) viser hauger, små rygger og sammenhengende, transverse dyner med orientering NNØ-SSV, med en liten dreining mot øst for dynene lengst sør i sonen. De sammenhengende dynene lengst sør i sone B er av mindre størrelse enn de største dynene innenfor reservatets grenser.



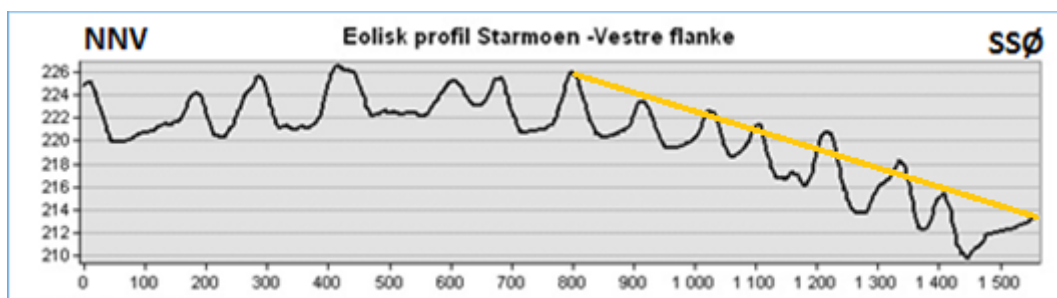
Figur 11: Til venstre: Starmoen naturreservat (stiplet linje) med kartlagte eoliske former (Klemsdal 2010). Til høyre: Helningsmodell av område B. Starmoen naturreservat er markert med rød linje. Skalaen (slope) er den samme som i figur 8.

Høydeforskjellen mellom dynene ble kartlagt som tre profil (fig. 12) med lik lengde og viser en skiftende amplitude mellom de transverse dynene fra nord til sør i reservatet. Terrenget i sin helhet er imidlertid svakt hellende fra nord mot sør, slik at over en strekning på 1600 meter i en kartlagt linje, er høydeforskjellen inntil 12 meter mellom toppene på de eoliske dynene (målt i vestre flanke, profil V1, fig. 12b). Terrenget er også hellende fra dalsiden i vest ned mot den flate dalbunnen. Det gjør at dynenes toppflate/rygg har en høydeforskjell i den transverse retningen på inntil 10 meter fra vestre til østre flanke målt fra høyeste punkt i vestre profil til høyeste punkt i østre profil.

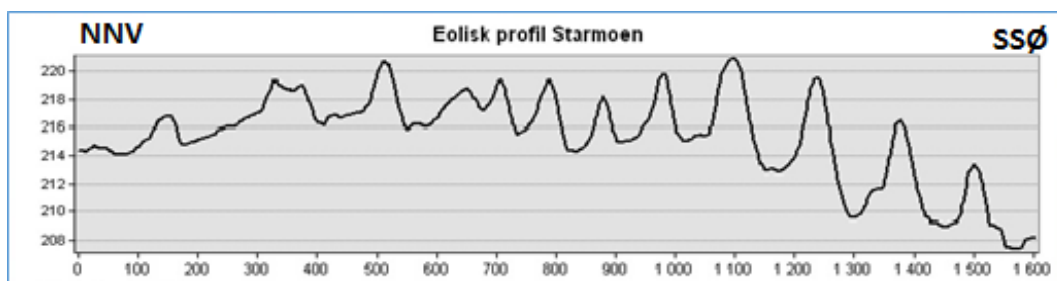
a)



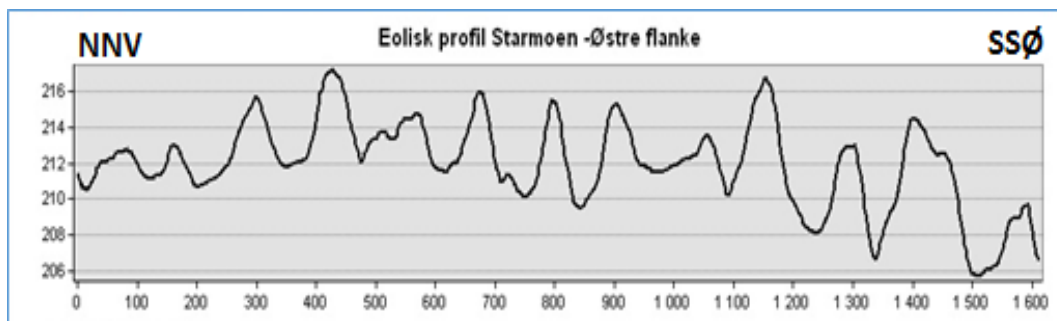
b)



c)



d)



Figur 12: a) Sone A med tre terrengprofil i nord-sørgående retning markert b) vestre profil, V1 c) senterprofil, S1 d) østre profil, Ø1.

De tre profilene i figur 12 har et likt antall dyner med tretten topper innen hvert profil. Profil V1, i vest (fig. 12b), har en jevn høyde på toppene av dynene gjennom profilet. Bølgelengden varierer fra nord mot sør. Modalavstanden ligger på 110 meter, med en minimumsavstand på 80 meter og en maksimumsavstand på 180 meter. De største bølgelengdene befinner seg til nord i profilet og avviket blir mindre mot sør. Den gule linjen i figur 12b markerer variasjonen i høyde mellom toppene sør i profilet.

For det midtre profilet, profil S1, blir avstanden mellom dynene mindre fra 0 til ca. 600 meter langs profilet og amplituden er jevnstor mellom 0 og 1000 meter. Lenger sør er det tre større rygger med en høydeforskjell mellom bunn og topp på ca. 6 meter. Modalverdien for avstand mellom ryggene, bølgelengden, er 120 meter med en minimumsavstand på 70 meter og en maksimumsavstand på 180 meter.

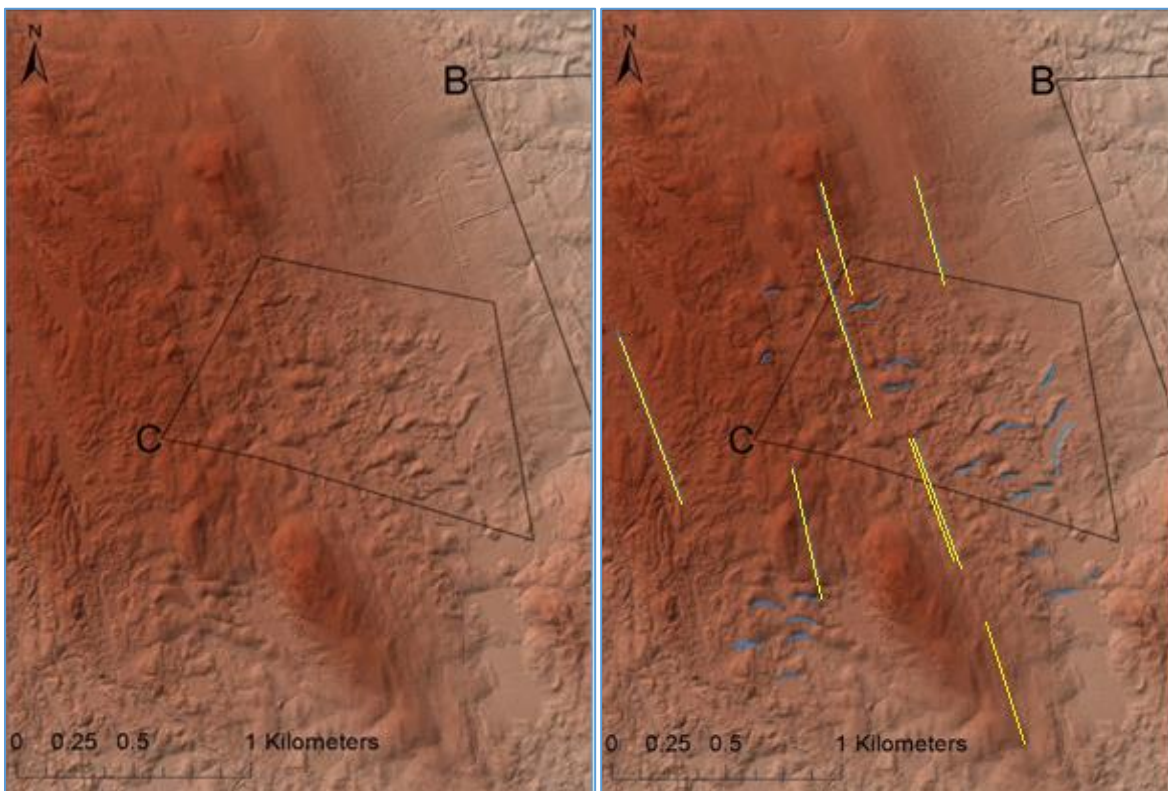
Det østre profilet har den største interne variasjonen i bølgelengde og høydeforskjell mellom bunn og topp. Bølgelengden varierer mellom 90 og 190 meter med en modalverdi på 110 meter. Høydeforskjell mellom bunn og topp ligger mellom 2 og 7 meter og følger et tilsynelatende uregelmessig mønster med variasjon fra nord mot sør. Det er ikke gjennomført variansanalyse på bølgelengder og høydeforskjell da innledende beregninger viste stor variasjon i et forholdsvis lite utvalg (13 dyner/topper i hvert profil).

4.1.4 SONE C: BJØRNÅSEN-FURUKNAPPEN

Ryggene mellom Bjørnåsen og Furuknappen og østover mot naturreservatet er av mindre skala enn terrengformene ellers i studieområdet og utgjør et uryddig terreng av små hauger og diffuse ryggformer (fig. 13). Dette området er sin helhet kupert, noe som gjør klassifisering og avgrensing krevende. Ved den vestre grensen til sone B, er det en jevn stigning vestover opp mot sone C, med en relativt brå overgang i sediment som går fra godt sortert sand i øst til morene med høyt innslag av stein og blokk i overflaten og myrområder i forsengkninger i terrenget. Grøfting i tilknytning til jordbruksområdene mellom sone B og sone C indikerer også en høyere grunnvannstand og sediment med lavere permeabilitet. Fra den østre grensen til sone C og vestover blir terrenget kupert med brattere stigning og tett vegetasjon. Rygger i nordøst-sørvestlig retning med lengde inntil 200 meter kan følges sammenhengende oppover i terrenget. Disse har en høyde på inntil 8 meter målt mellom toppflate og knekkpunkt på

distalsiden. Knekkpunkter på proksimalsiden er vanskeligere å bestemme med slakere vinkler og diffuse avgrensinger mot andre landskapsformer. I sone C har jeg kartlagt i alt 11 ryggformer av varierende størrelse, men med relativt sammenfallende orientering (fig. 13). Steiner og blokker i overflaten har en høy grad av runding på ryggene i terrenget, men litologien/stratigrafien på ryggene har ikke blitt nærmere undersøkt.

Furuknappen (318 moh) er avmerket på figur 4 og ligger ca. 200 meter sør for sone C. Furuknappen er på det kvartærgeologiske kartet til Bargel (1982), kartlagt som et rundsua, roche moutonnée (fransk terminologi), og indikerer en isbevegelsesretning mot sør-sørøst med sin blankskurte støtside i nord-nordvest og uregelmessige lesider i sør-sørøst.



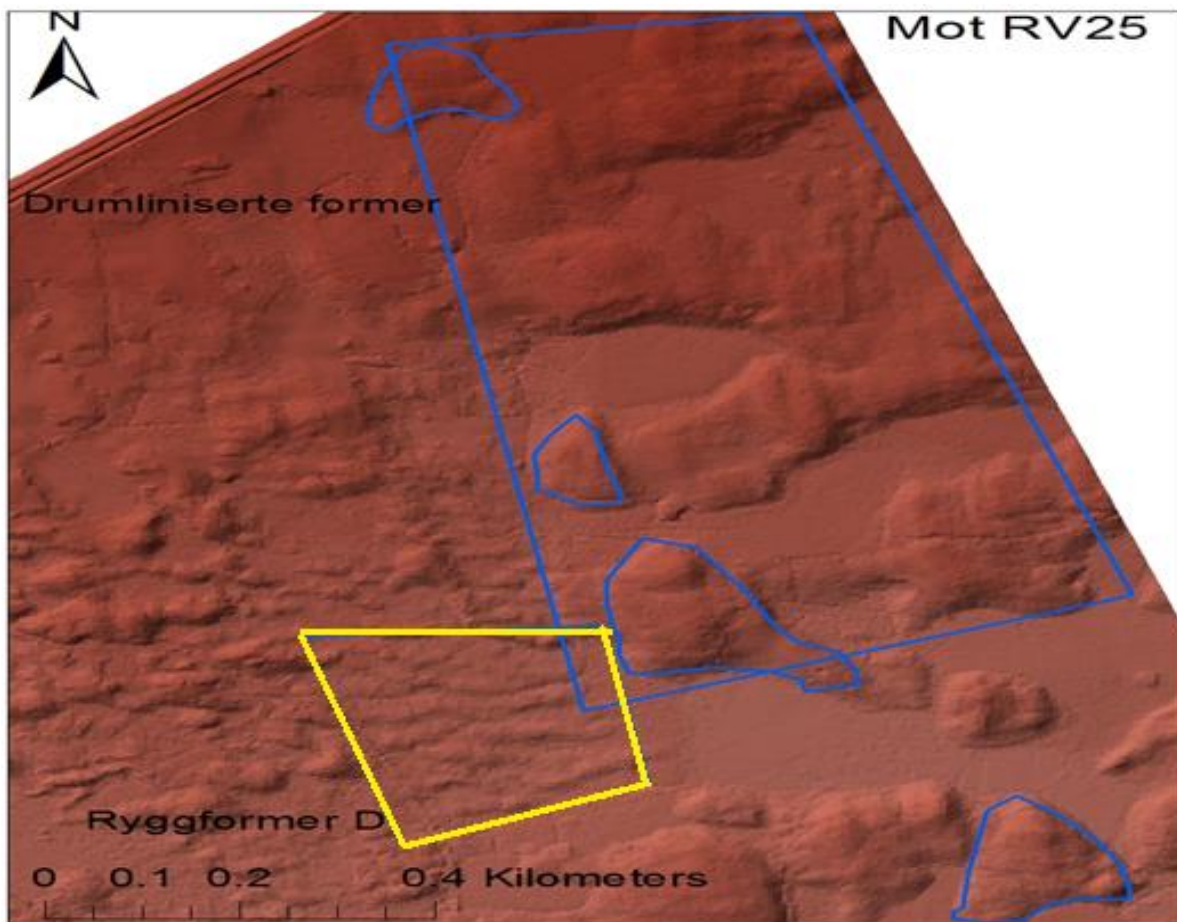
Figur 13: Lineasjoner og ryggformer kartlagt innenfor og i tilknytning til sone C. Lineasjoner er markert med gul linje i nordvest-sørøstlig retning. Ryggformer er markert med blått.

Innenfor og i tilknytning til sone C's grenser har jeg kartlagt åtte lineasjoner/furer i terrenget. Ut fra modellen er det mulig å tyde flere mindre markante lineasjoner eller furer. Flere parallelle lineasjoner med liten høyde tolker jeg til å være flutes som er en god indikasjon på

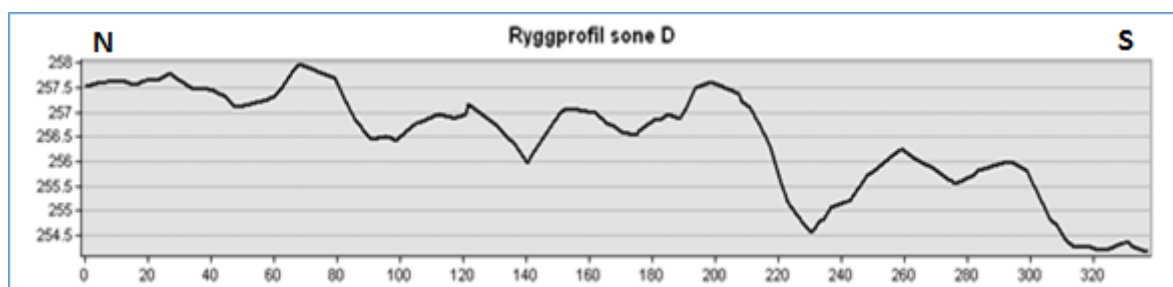
isbevegelsesretningen. De mindre formelementene avmerket nordvest i sone C er hauger og rygger av morenemateriale som er strukket langsmed den antatte isbevegelsesretningen.

4.1.2 SONE D

I sone D, som ligger på grensen til sone A i nord, finnes det en mindre samling av rygger av liten størrelse (fig. 9, fig 14). Ryggene strekker seg i øst-vestlig retning og profilet i figur 15 viser at høydeforskjellen mellom toppene fra nord mot sør i området er på ca. 2 meter og at hver enkelt rygg har lave topper sammenlignet med dynene i sone B. Avstanden mellom toppene er jevnstor gjennom profilet med en modalverdi på ca. 40 meter. Formen på disse ryggene har flere fellestrekk med dynene i sone B enn ryggene i sone C og A. Jeg tolker disse dyneformasjonene til å være små eoliske avsetninger dannet av glasifluvialt opphavsmateriale fra nordvest. Observasjonen av rogenmorener i sone A med flanker drapert med eolisk sand støtter tolkningen om at det har vært tilgang på mobilt opphavsmateriale og tilstrekkelig vind til at det har foregått en sandtransport i sonene etter deglasiasjonen av området.



Figur 14: Sone D og sone A nord, med ryggformer innenfor gult polygon. Drumliniserte terrengformer og strømlinjeformede rygger er markert med blå polygoner.



Figur 15: Profil P1 med lengde 320 meter, som viser høyde og avstand mellom ryggene kartlagt i sone D.

KAPITTEL 5: DISKUSJON

5.1 DATAGRUNNLAG OG USIKKERHET VED KARTLEGGING AV FORMELEMENTER

Som nevnt tidligere har kartleggingen av formelementene i denne oppgaven vært basert på skjønn med utgangspunkt i de kriterier og beskrivelser som finnes i eksisterende litteratur. Dunlop og Clark (2006) baserte sin studie av rogenmorener (ribbed moraines) på kartleggingen av 33 000 formelementer fordelt på områder som utgjør totalt 81 000 km². Størrelsen på datagrunnlaget i deres studie gir en robusthet som er praktisk umulig å etterstrebe i denne studien. Datamaterialet benyttet i denne oppgaven dekker et langt mindre område, men er av høyoppløselig kvalitet og utgjør i så måte ingen begrensning i forhold til kartlegging av aktuelle formelementer. Det tilgjengelige datagrunnlaget har i stor grad vært styrende for den geografiske avgrensningen av studieområdet. Tiden og ressursene jeg har hatt til rådighet, samt egen erfaring og kunnskap har vært førende for de resultater og tolkninger jeg har kommet fram til.

Tidligere undersøkelser av rogenmorener har vist at den sedimentologiske sammensetningen kan ha store variasjoner mellom lokaliteter og i så måte er uegnet som et universelt kriterium for å fastslå typeformen. Sedimentologisk sammensetning kan til en viss grad benyttes for å styrke eller svekke en hypotese om glasial opprinnelse. Formen på vindavsetinger kan forveksles med glasiiale avsetninger, men ensortert materiale vil ofte vitne om vindtransport. For studieområdet har også de eoliske avsetningene blitt kartlagt tidligere gjennom sedimentologiske undersøkelser. For de antatte rogenmorenene i sone A, står jeg derfor igjen med egenskaper som form og målbare størrelser, samt distribusjon og topografisk plassering når jeg søker å gi dem en geomorfologisk klassifisering. At en viktig del av kartleggingsarbeidet er knyttet til kvalitative egenskaper ved formene, gjør at det skapes rom for feiltolkninger forårsaket av subjektive vurderinger. Jeg har tilstrebet å kontrollere egne resultater mot tidligere undersøkelser, flyfoto og kvartærgeologiske kart for å styrke tolkningsgrunnlaget og skille mellom lokale og regionale landskapstrekk. Tolkninger knyttet til isdynamikk og avsetningsmiljø har blitt vurdert opp mot resultater og konklusjoner fra studier gjort på andre lokaliteter i Sørøst-Norge.

Eolisk og glasifluvialt sediment fra Jømnadalen ble datert med OSL-metoden i en studie av Alexanderson og Henriksen (2014). OSL-datering er basert på siste lyseksposering for

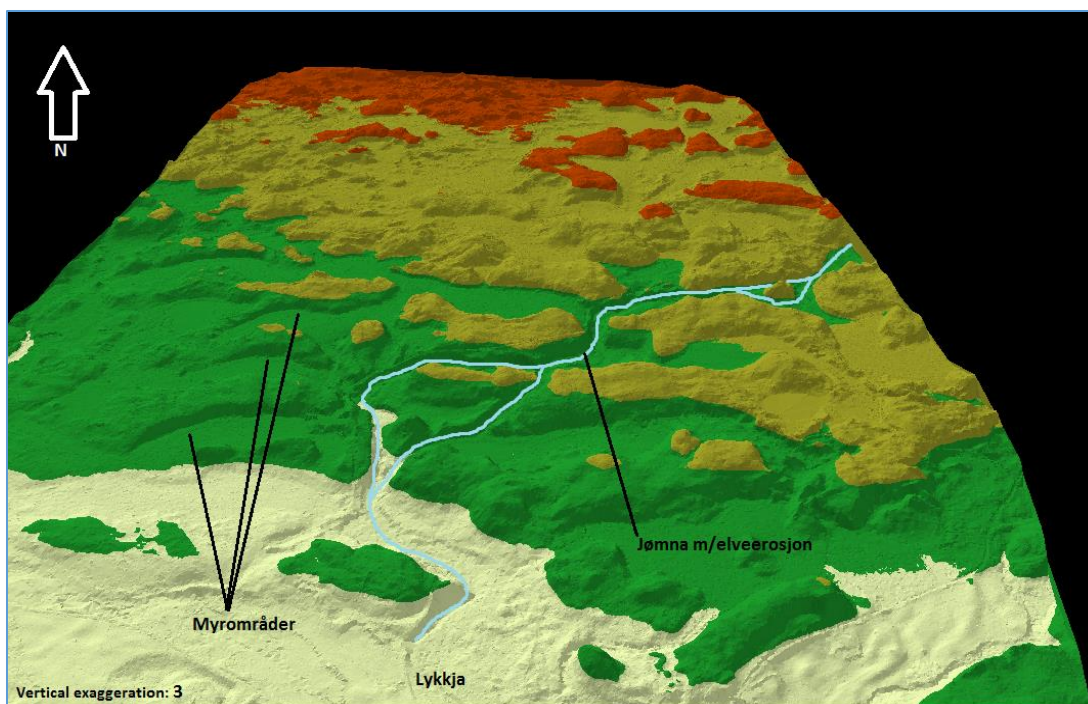
sedimentet og er avhengig av at prøvematerialet har hatt et konstant strålingsnivå i tiden fra det ble avsatt til prøven analyseres samt at det ble tilstrekkelig eksponert for sollys før endelig avsetning (Huntley & Lian 1997). Avsetningsmiljø og lysforhold i tidspunktet sedimentet ble avsatt er faktorer som er umulige å kontrollere og det er derfor knyttet en viss usikkerhet til metoden. Usikkerheten vil imidlertid reduseres med et økende antall prøver fordelt på et større område.

5.2. RYGGENES MORFOLOGI, ORIENTERING OG AVSETNINGSMILJØ

5.2.1 ROGENMORENENES MORFOLOGI

Totalt har jeg kartlagt 28 rygger tolket til å være godt utviklede rogenmorener hvorav 24 av ryggene forekommer som en sverm sentralt sone A og de resterende fire er lokalisert langs sone A's østre grense og nordover mot riksvei 25. Hättestrand og Kleman (1999) listet opp 14 punkter som teorier for dannelsen av rogenmorener må kunne forklare og som beskriver morfologiske trekk ved rogenmorener (Dunlop & Clark 2006; Hättestrand & Kleman 1999). De morfologiske trekkene observert under kartleggingen av ryggformasjoner inne i og i tilknytning til sone A er:

- Majoriteten av ryggene er konkave med isbevegelsesretningen
- Flere rygger har horn pekende i isbevegelsesretningen
- Toppene og bunnene har relativt jevn høyde i forhold til helningen i terrenget
- Noen av ryggene har markerte toppflater
- Relativt jevn bølgelengde
- Flere av ryggene passer sammen som puslespillbrikker
- Drumliniserte ryggformer i tilknytning til feltet



Figur 16: 3D-modell av sone A sett fra Hornmoen mot RV 25. Elva Jømna er markert med lyseblå linje. Terrenget er hellende fra nord mot sør.

Den sedimentologiske sammensetningen til ryggene har ikke blitt undersøkt foruten én rygg som var gjennomskåret av en skogsbilvei. Denne viste et sandig diamikton med blokker av varierende størrelse og rundingsgrad (fig. 5). I følge Hättestrand og Kleman (1999) vil rogenmorener ofte bestå av sediment med lokal opprinnelse og ofte vise glasitektoniske strukturer. For den aktuelle veiskjæringen ble ingen strukturer observert i sedimentet og videre sedimentologiske undersøkelser er derfor nødvendig for å avdekke eventuelle strukturer og sedimentologisk sammensetning for et større utvalg av rygger.

Resultatene i denne studien inkluderer observasjoner som samsvarer med Hättestrand og Klemans (1999) liste over morfologiske trekk. De inneholder også observasjoner av rygger som avviker fra listen og de klassiske beskrivelser av rogenmorener fra tidligere studier. Innenfor studieområdet har jeg kartlagt rygger uten horn pekende i isbevegelsesretningen og rygger hvor noen passform med andre rygger tilsvarende puslepillbrikker ikke er observert. Helningsmodellen fra sone A, samt tverrprofilene viser heller ingen overvekt av rygger med en brattere distalside, slik Hättestrand og Kleman (1999) hevder er et typisk trekk. Lengder og bredder på ryggene samt bølgelengden er relativt sammenfallende med det som beskrives som typisk innen et felt med rogenmorener. Ryggene observert innen sone A har lengdemål mellom 230 m og 1098 meter, mens det typiske intervallet beskrevet av Hättestrand og

Kleman (1999) er mellom 300 meter og 1200 meter med gjennomsnittlig lengde på 641 meter. Sollid og Kristiansens (1983) klassifisering av ryggene ved Hornmoen som «særlig store rogenmorener» er i så måte upresis om Hättestrand og Klemans typiske lengdeintervall legges til grunn. Med flere observasjoner innenfor et relativt lite område, som avviker fra klassiske beskrivelser av rogenmorener, melder det seg et viktig spørsmål. Er de observerte ryggformene rogenmorener, og i så fall, hvordan kan det bekreftes?

Tabell 1: Romlige data for rogenmorener fra Dunlop & Clark (2006), Hättestrand & Kleman (1999) sammenlignet med sone A fra studieområdet ved Jømna.

Parameter	Dunlop & Clark (2006)		H&K (1999)	Sone A, Jømna	
	Gjennomsnitt	Intervall	Typisk verdi	Gjennomsnitt	Intervall
Lengde	688m	45-16214m	300-1200m	641m	230-1098m
Bredde	278m	17-1116m	150-300m	183m	40-276m
Høyde	17m	1-64m	10-30m	-----	9-17*
Bølgelengde	505m	12-5800m	-----	-----	100-400m*

*Beregnet med utgangspunkt i rogenmorenene fra profilene i figur 9.

Resultatene fra Dunlop og Clarks (2006) omfattende studie viste at romlige data for rogenmorener varierer i større grad enn tidligere antatt og at morfologien er mer kompleks enn de klassiske beskrivelsene fra tidligere litteratur. Innenfor de morfologiske karaktertrekkene Dunlop og Clark (2006) summerte opp som felles for alle lokalitetene i studien, kan ryggformasjonene innen sone A i denne studien, trygt klassifiseres som rogenmorener med romlige data som ikke skiller seg nevneverdig fra de gjennomsnittsverdier Dunlop og Clark (2006) fant i sitt store utvalg av rogenmorener. Den visuelle likheten til rogenmorener beskrevet i annen litteratur kan ei heller overses, på tross av de variasjoner som eksisterer mellom rygger og lokaliteter. Det kan diskuteres hvorvidt det er meningsfullt å gi forlemener som åpenbart har store forskjeller i morfologisk karakter og størrelsesorden internt i et felt og mellom lokaliteter en felles betegnelse. Det er per i dag ingen konsensus rundt hvordan rogenmorener dannes og de ulike teoriene som er presentert har implikasjoner for hvordan vi forstår isdynamikken i området.

5.2.2 ORIENTERING

Et av de mest konsistente trekkene ved rogenmorenene i sone A, er ryggenes orientering i terrenget. Dette gjelder både for godt utviklede rogenmorener og dårlig utviklede/drumliniserte rogenmorener. De transverse ryggene, som man antar er avsatt vinkelrett på isbevegelsesretningen, har utstrekning øst-vest til svakt nordøstlig-sørvestlig retning. Disse indikerer en isbevegelsesretning som korrelerer med retningen som ble kartlagt av Sollid og Kristiansen (1983) på bakgrunn av observasjoner av skuringsstriper i området. Denne retningen samsvarer også bra med orienteringen på rundsvaet ved Furuknappen, som har le-side mot sør (fig. 3) og er avmerket på det kvartærgeologiske kartet til Bargel (1982).

5.2.3 AVSETNINGSMILJØ

På tross av funn i mine resultater som avviker delvis fra noen av punktene i Hättestrand og Klemans (1999) liste, vil jeg ikke utelukke at deres modell for dannelse av rogenmorener kan forklare de observerte resultatene fra Jømna. Ved å akseptere deres modell for dannelse av rogenmorener, er ryggene blitt avsatt gjennom oppsprekking av et morenedekke, forårsaket av spenningskreftene som oppstår i grenseområdet mellom en proksimalt frossen og distalt smeltende bre. I områder dekket av et frossent isdekke er det antatt at man enten vil finne et relikvt landskap, lite preget av glasial erosjon eller landformer som daterer seg til før siste glasiasjonsperiode, som har blitt bevart under et frossent isdekke (Kleman et al. 2008).

Innenfor sone A har jeg kartlagt ti formelementer som har likhetstrekk med rogenmorener, men med lengde/breddeforhold som skiller dem fra (transverse) rogenmorener. Disse ble tolket til å være drumliniserte rogenmorener eller dårlig utviklede rogenmorener. Drumliner indikerer isbevegelse og kan således bare forekomme i en aktiv bre med temperert såle (Kleman & Hättestrand 1999; Ramberg et al. 2013). Isbevegelsen kan enten være et resultat av en aktiv sone i breen, omsluttet av frossen bre, eller en isstrøm. Det er nærliggende å tenke at en drumlinisering av formelementer skyldes de samme prosesser som fører til drumlindannelse forøvrig. Formelementene kartlagt som dårlig utviklede/drumliniserte rogenmorener fordeler seg uregelmessig og tilsynelatende tilfeldig innenfor sone A. Kartleggingen av formene avdekket heller ingen sammenheng med elevasjon i terrenget. Dersom det har foregått en sekundær isbevegelse over rogenmorenene er det vanskelig å forklare hvorfor kun et tilfeldig utvalg av formelementer har blitt drumlinisert forutsatt at

disse har samme sedimentologiske sammensetning og elevasjon i terrenget som tilsynelatende uberørte former.

For områder som er antatt å ha ligget i et grenseområde mellom frossen og temperert is kan den absolutte aldersbestemmelsen av landskapselementer by på utfordringer (Follestad & Fredin 2007; Olsen et al. 2013). Fra områder nær isskillet finnes det flere eksempler på smeltevannskanaler som er antatt å pre-datere siste istids maksimum. (Fredin et al. 2013; Olsen et al. 2013). Intakte landskapselementer fra før siste istids maksimum kan best forklares med at et frossent isdekke har beskyttet sedimentene mot erosjon og bevart dem som fossiler gjennom en deglasiasjonsfase. I en masteroppgave fra Rendalssølen, ble flyttblokker og glasiale lineasjoner kartlagt i området rundt fjellmassivet, som er antatt å ha ligget rett sør for kulminasjonsområdet under siste glasiasjon (Kvamme 2012). Studien konkluderer med at isskillet vandret sørover mot istids maksimum og nådde sin sørligste posisjon ved Rendalssølen. Observasjoner av smeltevannsløp peker imidlertid i retning av at isskillet trakk seg tilbake mot sin opprinnelige posisjon mot slutten av weichsel. Resultatene indikerte et polytermalt isdekke og inkluderte observasjoner av rogenmorener med vest-nordvestlig til øst-sørøstlig utstrekning sør for isskilleets sørligste posisjon samt et bredt spekter av glasiale former med ulike krav til temperaturregime under dannelsen av formene (Kvamme 2012).

Det finnes ingen absolutt aldersbestemmelse av rogenmorenene ved Jømna og under kartleggingen er ingen formelementer som kan bidra til en presis relativ aldersbestemmelse av ryggene foruten sanddynene i Jømnadalen kartlagt. Disse er datert gjennom OSL-datering (optically stimulated luminescence) og aldersbestemt til 11-10 000 kalenderår (Alexanderson & Henriksen 2014) og gir i så måte en minimumsalder for dannelsen av de glasiale formene i studieområdet. Dersom Jømnadalen har ligget bevart under et frossent isdekke frem til deglasiasjonen av området, kan de glasiale formene datere seg til før siste istids maksimum. Under deglasiasjonen av et frossent isdekke vil avrenning foregå lateralt og supraglasialt. Lateral og supraglasial drenering er assosiert med erosjon og spor etter spylerenner og laterale smeltevannsløp i terrenget (Kvamme 2012; Olsen et al. 2013; Ramberg et al. 2013). Dette er landskapsformer som ikke er observert innen eller i umiddelbar tilknytning til studieområdet. Spylerenner er imidlertid kartlagt på høydedragene mellom Jømnadalen og elven Kynna i øst på de kvartærgeologiske kartene til Bargel (1982) og Sollid og Kristiansen (1982). Eskersystemer, som er assosiert med temperert is (Ramberg et al. 2013) er den dominerende landskapsformen i dalbunnen langs Kynna. Trykkgradienten som oppstår i et tykt isdekke kan

ha bidratt til at breen var temperert i dalbunnen hvor isen var tykkest, og frossen i høyereliggende terreng hvor isen var tynnere.

Jeg anser et frossent isdekke med påfølgende vertikal nedsmelting som et mindre plausibelt alternativ, da topografien skulle tilsi at det foregikk en drenering av is gjennom dalen, da isdekket minket og i større grad ble påvirket av topografien. Bargel (1983) argumenterer for at istilførselen til Østerdalen stoppet på et relativt tidlig tidspunkt i avsmeltingsfasen, men at istykkelsen i dalen må ha vært av en slik mektighet at brebevegelsen kunne opprettholdes gjennom store deler av avsmeltingsfasen før breen ble dynamisk død. Denne forklaringen er ikke i konflikt med observasjoner fra Jømna og står heller ikke i motsetning til en dannelsese teori for rogenmorener.

Med resultatene fra Jømna til grunn, fremstår Hättestrand og Klemans (1999) teori for dannelsen som den mest troverdige, med en aktiv bre over trykksmeltepunktet i Jømnadalen og en proksimalt frossen, alternativt polytermal bre nærmere isskillet mot nord. Det er vanskelig å angi noen eksakt årsak til variasjonen i utviklingsgrad mellom ryggene, men subglasial vanddistribusjon eller obstruksjoner i det underliggende sålematerialet angis som mulige årsaker til lokale forskjeller i et subglasialt avsetningsmiljø (Trommelen et al. 2014).

5.3 ISSTRØMMER OG DOMINERENDE ISBEVEGELSE RETNING

I studieområdet har jeg kartlagt flere observasjoner som viser en sammenfallende isbevegelse mot sør-sørøst. Rogenmorenene har med få unntak en konsistent orientering med lengdeakse i øst-vestlig til svakt nordøstlig-sørvestlig retning. Av de kartlagte lineasjonene, flutes og parallelle striper av bunnmorene i terrenget, indikerer samtlige en isbevegelse mot sør-sørøst og samsvarer med isbevegelsen tolket ut fra rogenmorenenes orientering. Disse observasjonene korrelerer med tidligere undersøkelser gjort av Bargel (1983) og Sollid og Kristiansen (1983). Lineasjoner, flutes, skuringsstriper og drumliniserte former er som nevnt assosiert med våte såleforhold og temperaturer på eller over trykksmeltepunktet og er i så måte gode indikatorer for isbevegelse i en deglasiasjonsfase (Follestad & Fredin 2007; Ramberg et al. 2013). Det er antatt at isbevegelsesretningen i Sørøst-Norge dreide fra en sørgående til en sørøstlig retning i takt med at isskillet vandret mot sør-sørøst under siste istids maksimum (Haldorsen 1982; Olsen et al. 2013). Isstrømmene ble i større grad styrt av topografi og fulgte de større dalene, hvor også istykkelsen er antatt å ha vært mektigere enn i

høyereliggende terreng. Ved Hornmoen svinger Jømnadalen fra nordøst-sørvestlig retning til sør-sørøstlig retning og topografien favoriserer isbevegelsesretningen under deglasiasjonen.

5.4 POSTGLASIAL EOLISK AKTIVITET OG VINDREGIME

I studieområdet har jeg kartlagt eoliske avsetninger av varierende størrelse med orientering som vitner om en dominerende vindretning fra nord og nord-nordvest. OSL-dateringer av det eoliske sedimentet viser at dannelsen av ryggene foregikk over et relativt kort tidsrom mellom 11 000 og 10 000 kalenderår før nåtid (Alexanderson & Henriksen 2014). Dateringene ga også resultater som indikerer at sedimentet lokalt kan ha blitt reaktivert i nyere tid, sannsynligvis i forbindelse med skogbrannen i 1976 og aktivitet i sandtakene i området (pers.med. Henriksen 2014). I følge Klemsdal (2010) kan tidsrommet for avsetningen ha vært så kort som 50-100 år.

I følge Seppälä (2004) er vegetasjon den viktigste begrensende faktoren for eolisk aktivitet i et kaldt klima. Det er antatt at de eoliske formene ved Jømna ble dannet kort tid etter deglasiasjonen av området. Med vegetasjon som viktigste begrensende faktor, er det rimelig å anta at sedimentet ble immobilisert relativt hurtig da vegetasjonen etablerte seg i området. Pollenanalyser fra Råtåsjøen (1169 m.o.h) ved Dovre viste at bjørka (*Betula pubescens*), immigrerte til området for omkring 10 000 år siden (Velle et al. 2005). Dette tolker jeg som en indikasjon på at vegeteringen startet nærmest umiddelbart etter deglasiasjonen, og dermed bidro til å immobilisere det eoliske sedimentet i Jømnadalen i løpet av kort tid. Jømnadalen ligger ca. 950 meter lavere enn Råtåsjøen og temperaturgradienten skulle dermed tilsi at klimaet var mildere med bedre vekstforhold i Jømnadalen enn ved Dovre. Med denne antagelsen tatt i betraktning fremstår OSL-dateringene for dannelsen av dynene som troverdige.

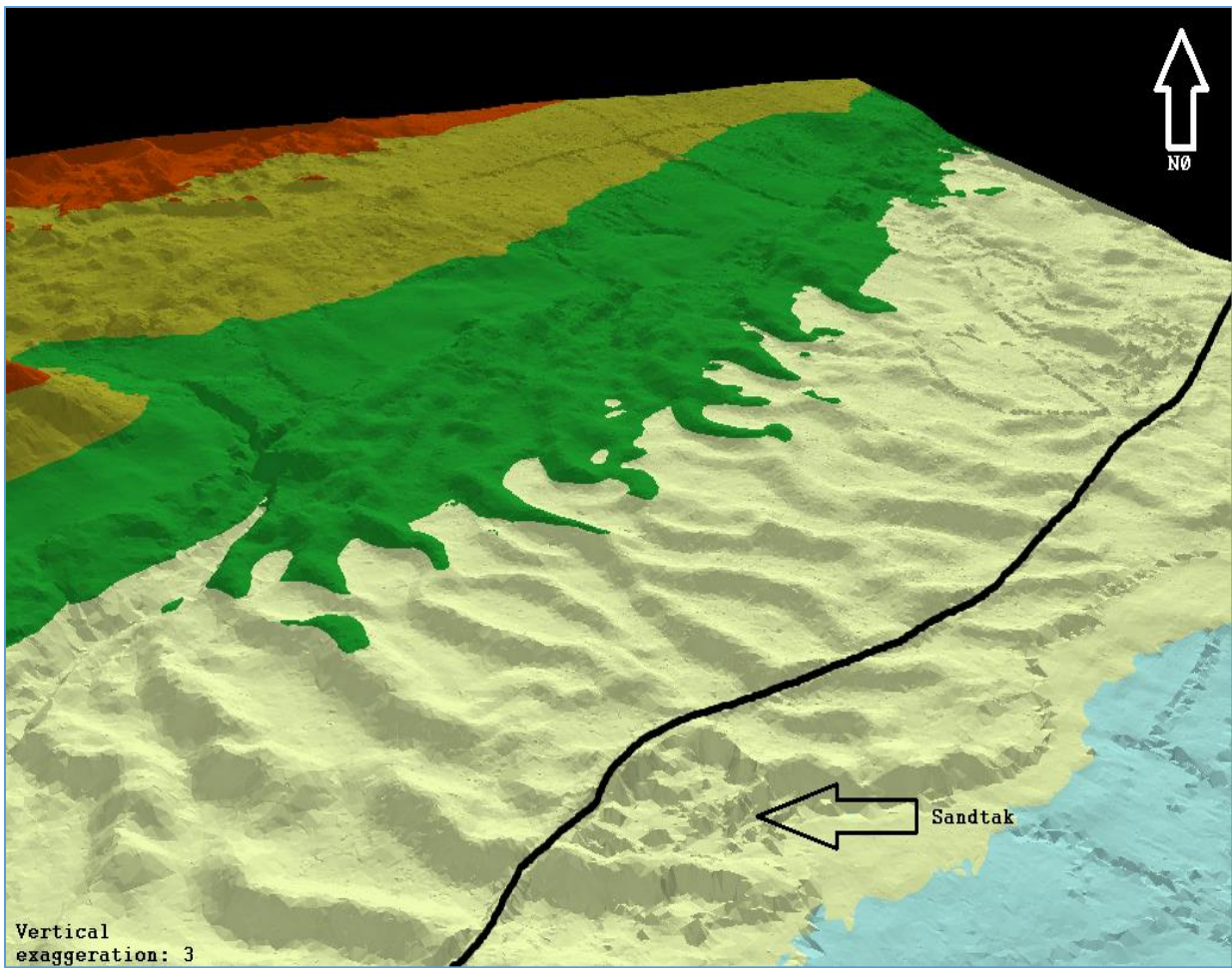
De best utviklede eoliske formene som er kartlagt er lokalisert innenfor Starmoen naturreservat i sone B. Dynene er av inntil 600 meters lengde og ser ut til å ha gjennomgått en delvis transformasjon fra parabolisk til transvers form. Flere dyner sentralt i naturreservatet har vokst sammen og danner et nettverk av forgrenede dyner. Sammenvoksing av dyner kan muligens skyldes en migrasjon i sørlig retning før vegetasjonen stabiliserte sedimentet. Dynene i Jømnadalen har et mykt relieff, med slakt fall på skråningene som leder opp til dynetoppene. Langs sanddynefeltets østre og vestre flanker er dynene bøyd av mot nord.

Avbøyningen kan skyldes at vegetasjonen først etablerte seg i det høyereliggende lendet i dalsidene og spredte seg suksessivt nedover mot den flate dalbunnen. I jordbruksområdet vest for Starmoen naturreservat, mellom sone B og sone C, ble det kartlagt en endring i sediment fra godt sortert sand til morene med høyt innslag av blokk og stein og myrområder i forsenkninger i terrenget. Grøfting i randsonen av jordbruksområdet ble tolket til å indikere en høyere grunnvannstand og et sediment med lavere permeabilitet. Vanntilgang og grunnvannsforhold er antatt å være en viktig begrensende faktor for eolisk aktivitet. De kohesive kreftene i vannet vil bidra til å immobilisere sedimentet, som i sin tur gir bedre vekstforhold for vegetasjon (Mason et al. 2011).

Klemsdals (2010) kornfordelingsanalyser viste at sedimentet fra de eoliske avsetningene sør i Jømna innehar de samme parametere som opphavsmaterialet fra sanduren som ble avsatt fra Elverum mot Jømna (Klemsdal 2010). For de eoliske avsetningene kartlagt i sone D, må opphavsmaterialet være et annet, da disse mest sannsynlig befinner seg nord for sanduravsetningens posisjon under deglasiasjonen. Dersom vindretningen har vært konsistent stammer opphavsmaterialet til avsetningene i sone D mest sannsynlig fra glasifluvialt materiale som ble avsatt nord for Elverum.

Orienteringen til de eoliske dynene vitner om en vindretning fra nord-nordvest mot sør-sørøst (fig. 17, fig. 18). Topografien i området har trolig spilt en viktig rolle under oppbyggingen av dynene, med Bjørnåsen og Furuknappen (fig.4) som topografiske barrierer mot vind fra nordvest. Dette har trolig ført til at dynene i Starmoen naturreservat ble eksponert for vind fra nord gjennom Jømnadalen, mens dynene lenger sør i sone B ble eksponert for en nordvestlig vindretning fra Elverum som ga dynene en dreining mot øst.

Det er fristende å akseptere en teori om at dynene ble dannet av katabatiske vinder fra et isdekke med beliggenhet nord for Jømna. Denne teorien korresponderer godt med teorien om at isdekket ved Jømna var aktivt og smeltet tilbake mot nord, i motsetning til et dynamisk dødt isdekke over dalen som smeltet ned vertikalt.



Figur 17: 3D-modell av Starmoen naturreservat sett fra østsiden av veiaksen Starmovegen (markert med sort linje). Sandtaket i figur 18 er markert med pil.



Figur 18: Øverst: Sandtak øst for Starmoen naturreservat med snitt i en eolisk dyne med orientering SV-NØ. Nederst: Snitt i sandtaket som viser kryssjiktete laminerte lag av finsand og mellomsand. Det mørkere laget over spadens blad er grovsand.

KAPITTEL 6: KONKLUSJON

I et skogkledd og vegetert terreng kan det være vanskelig å fastslå gjennom observasjon med det blotte øyet hvorvidt en ryggform er av glasial eller eolisk opprinnelse. Selv om den sedimentologiske sammensetningen for rogenmorener kan variere og ha et høyt innhold av sand, vil eoliske avsetninger bestå av ensortert materiale, som vanskelig kan forveksles med subglasialt avsatt morene dersom de undersøkes nærmere. Overflateform, plassering i terrenget og romlige data kan ha flere generelle fellestrekk, blant annet med en undulerende toppflate, transvers utstrekning og en avbøying ved flankene. Begge formelementene opptrer i svermer og forekommer i relativt flatt terreng, som dalbunner og mindre forsenkninger i terrenget. Sistnevnte trekk har nyere forskning vist at ikke er et universelt trekk ved rogenmorener, men et trekk som allikevel nevnes i eksisterende litteratur fra Norge og Sverige. Kartleggingen fra Jømna har vist at det er distinkte karaktertrekk ved de glasiale og eoliske formene som skiller dem fra hverandre. De fleste eoliske dynene har en parabolisk til transvers form med flanker som bøyer av mot nord. Majoriteten av godt utviklede rogenmorenene har en transvers form med horn som peker mot sør, i tråd med klassiske beskrivelser. På 3D-modellene i figur 16 og figur 17, ser man tydelig at rogenmorenene har en grovere overflate, med skarpere vinkler og brattere skråninger på proksimal og distalside. De eoliske formene har en avrundet overflate med slake skråninger og en mindre markert toppflate enn rogenmorenene fra studieområdet.

Basert på resultatene fra kartleggingen og analysen av studieområdet samt diskusjonen vil jeg trekke opp noen hovedlinjer for subglasiale forhold, isdynamikk og eoliske forhold ved Jømna.

- Kartleggingen viste at rogenmorenene i studieområdet dekkes av flere av de generelle og klassiske beskrivelsene som finnes av rogenmorener i litteraturen. Kartleggingen og analysen av formene bekreftet imidlertid at den morfologiske variasjonen er kompleks med variasjoner innad i et felt og med andre lokaliteter beskrevet i litteraturen.
- Kartleggingen viste resultater som støtter en subglasial dannelse av rogenmorener. Med Kleman og Hättestrands (1999) teori til grunn, har isdekket i tilknytning til Jømnaområdet sannsynligvis vært polytermalt eller frossent over en lengre eller

kortere periode i løpet av siste glasiasjonsperiode. Isdekket kan ha vært lokalt frossent i høydedragene mellom dalførene, alternativt nærmere isskillet nord for Jømna.

- Observasjoner av skuringsstriper, flutes og furer i morenemateriale indikerer en isbevegelse mot sør-sørøst og samsvarer med rogenmorenenes orientering i terrenget. Skuringsstriper, flutes og furer i morenemateriale kan være et resultat av en topografisk styrt isdrenering gjennom Jømnadalen.
- De eoliske formene ved Jømna ble dannet i løpet av en kort periode snarlig etter deglasiasjonen av området og indikerer en vindretning fra nord-nordvest. Denne vinden kan ha vært en katabatisk vind fra et tilbakesmeltende isdekke nord for Jømna.
- Videre undersøkelser i området kan bidra til en mer presis aldersbestemmelse av formelementene ved Jømna og sedimentologiske undersøkelser kan bidra til å styrke eller svekke eventuelle teorier knyttet til dannelse av rogenmorener.

REFERANSER

- Alexanderson, H. & Henriksen, M. (2014). *A short-lived aeolian event during the Early Holocene in southern Norway*. Upublisert manuskript.
- Bargel, T. H. (1982). *Elverum, kvartærgeologisk kart 2016 IV 1:50 000*.
- Bargel, T. H. (1983). *Elverum. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2016 IV - M 1:50 000. I: Roberts, d. D. (red.). Skrifter. Oslo: Universitetsforlaget. Norges geologiske undersøkelse*
- Bargel, T. H., Lagerbäck, R. & Nenonen, K. (2007). *Beskrivelse til kvartærgeologiske kart over Midt-Norden: Norges geologiske undersøkelse*.
- Berger, S. (2012). *Rekonstruksjon av isdynamikken ved siste istid basert på drumliner på Lista og Jæren*. Ås: Universitetet for miljø- og biovitenskap, Institutt for plante og miljøvitenskap.
- Berthling, I. & Sollid, J. L. (1999). The drainage history of glacial lake Nedre Glåmsjø, southern Central Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 53 (4): 190-201.
- Clark, P. U. & Mix, A. C. (2002). Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21 (1): 1-7.
- Dahl, R. (1989). *Kvartærtiden og dens avsetninger i Norge. Kompendium i emne tba4100 geoteknikk-geologi, ved institutt for geoteknikk, ntnu NTNU*. 16 s.
- Dunlop, P. & Clark, C. D. (2006). The morphological characteristics of ribbed moraine. *Quaternary Science Reviews*, 25 (13-14): 1668-1691.
- Follestad, B. A. & Fredin, O. (2007). Late Weichselian ice flow evolution in south-central Norway? *NORSK GEOLOGISK TIDSSKRIFT*, 87 (1/2): 281.
- Fredin, O., Bergstrøm, B., Eilertsen, R., Hansen, L., Longva, O., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway. *Quaternary Geology of Norway, Norges geologiske undersøkelse, Special Publication*, 13: 5-25.
- Gallis, K. A. & Werner, M. (2009). *LiDAR-rapport Elverum/Solør*. Oslo.
- Haldorsen, S. (1982). The genesis of tills from Aastadalen, southeastern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift (Norway)*.
- Huntley, D. J. & Lian, O. B. (1997). Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating. *Holocene climate and environmental changes in the Palliser Triangle, Southern Canadian Prairies*.
- Hättestrand, C. (1997). Ribbed moraines in Sweden — distribution pattern and palaeoglaciological implications. *Sedimentary Geology*, 111 (1-4): 41-56.
- Hättestrand, C. & Kleman, J. (1999). Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews*, 18 (1): 43-61.
- Høgaas, F., Hansen, L., Rinstad, B. I., Sveian, H. & Olsen, L. (2012). Database for registrering av marin grense (MG) i Norge.
- Kleman, J. & Hättestrand, C. (1999). Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 402 (6757): 63-66.
- Kleman, J., Stroeven, A. P. & Lundqvist, J. (2008). Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation. *Geomorphology*, 97 (1-2): 73-90.
- Klemsdal, T. (1969). Eolian forms in parts of Norway. *Norwegian Journal of Geography*, 23: 49-66.
- Klemsdal, T. (2010). The eolian landforms and sediment in the valley of River Jømna, east of Elverum, south-east Norway. *Norwegian Journal of Geography*, 64 (2): 94-104.

- Kvamme, Å. D. (2012). *Paleoisrørsleretninger og glasiasjonshistorie, Rendalssjøen, Sørøst-Noreg*. Bergen: Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Longva, O. & Thoresen, M., K. (1991). Iceberg scours, iceberg gravity craters and current erosion marks from a gigantic Preboreal flood in southeastern Norway. *Boreas*, 20 (1): 47-62.
- Lytwyn, J. (2010). Remote sensing and GIS investigation of glacial features in the region of Devil's Lake State Park, South-Central Wisconsin, USA. *Geomorphology*, 123 (1): 46-60.
- Mangerud, J., Haldorsen, S., Sørensen, R., Garnes, O. F. B. K., Reite, J. L. S. A. J. & Tore O. Vorren, M. H., Magne Edvardsen & Odd-Willy Lind Hansen. (1983). Norway. I: Ehlers, J. (red.) *Glacial deposits in north-west Europe*, s. 3-77. Rotterdam: A.A. Balkema.
- Mann, D. H., Heiser, P. A. & Finney, B. P. (2002). Holocene history of the Great Kobuk Sand Dunes, Northwestern Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 21 (4-6): 709-731.
- Mason, J. A., Swinehart, J. B., Hanson, P. R., Loope, D. B., Goble, R. J., Miao, X. & Schmeisser, R. L. (2011). Late Pleistocene dune activity in the central Great Plains, USA. *Quaternary Science Reviews*, 30 (27-28): 3858-3870.
- Mulder, V. L., de Bruin, S., Schaepman, M. E. & Mayr, T. R. (2011). The use of remote sensing in soil and terrain mapping — A review. *Geoderma*, 162 (1-2): 1-19.
- Möller, P. (2006). Rogen moraine: an example of glacial reshaping of pre-existing landforms. *Quaternary Science Reviews*, 25 (3-4): 362-389.
- Möller, P. (2010). Melt-out till and ribbed moraine formation, a case study from south Sweden. *Sedimentary Geology*, 232 (3-4): 161-180.
- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D. & Rise, L. (2013). Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Quaternary Geology of Norway, Norges geologiske undersøkelse, Special Publication*, 13: 27-78.
- Ramberg, I. B., Nøttvedt, A., Bryhni, I. & Rangnes, K. (2013). *Landet blir til 2. utgave: Norges geologi*: Norsk geologisk forening.
- Risbøl, O., Amundsen, H. R., Bollandsås, O. M. & Nesbakken, A. (2011). Flybåren laserskanning til bruk i forskning og til forvaltning av kulturminner og kulturmiljøer. I: NIKU (red.). *NIKU Rapport 45*. Oslo: NIKU.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Torbjørn Dahlgren, K. I., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M. S. & Vorren, T. O. (2005). Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (9-10): 1111-1129.
- Seppälä, M. (2004). *Wind as a geomorphic agent in cold climates*: Cambridge University Press.
- Skålvoll, H. (1988). *Berggrunnskart Elverum 20165 1:50 000*.
- Smith, M. J. & Clark, C. D. (2005). Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (7): 885-900.
- Sollid, J. L. & Kristiansen, K. (1983). Hedmark fylke Kvartærgeologi og geomorfologi Beskrivelse til kart 1:250 000, T-543. Oslo: Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. (1994). Distribution of glacial landforms in southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet. *Geografiska Annaler A*, 76: 25-35.
- Trommelen, M. S., Ross, M. & Ismail, A. (2014). Ribbed moraines in northern Manitoba, Canada: characteristics and preservation as part of a subglacial bed mosaic near the core regions of ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 87 (0): 135-155.

- Velle, G., Larsen, J., Eide, W., Peglar, S. M. & Birks, H. J. B. (2005). Holocene environmental history and climate of Råtåsjøen, a low-alpine lake in south-central Norway. *Journal of Paleolimnology*, 33 (2): 129-153.
- Warren, A. (2013). *Dunes: Dynamics, morphology, history*. RGS-IBG Book series. West Sussex, UK: Wiley-Blackwell. 219 s.
- Wolfe, S. A. & Nickling, W. G. (1993). The protective role of sparse vegetation in wind erosion. *Progress in Physical Geography*, 17 (1): 50-68.



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Postboks 5003
NO-1432 Ås
67 23 00 00
www.nmbu.no