

Isavsmeltingshistoria ved munningen av Sognefjorden

Ein studie basert på eksponeringsdatering av flyttblokker på
Værlandet og isskuringsobservasjonar

Mastergradsoppgåve i
kvartærgeologi og paleoklima

Eli Anne Støfring



Institutt for geovitskap
Universitetet i Bergen

November 2019

Samandrag

Målet med oppgåva er å rekonstruere isavsmeltingshistoria på Værlandet, og isdynamikken nord for Sognefjorden ut frå isskuringsobservasjonar. Det er gjort ^{10}Be -eksponeringsdatering frå ni flyttblokker på Værlandet. I tillegg er skuringsobservasjonar gjort i samband med denne oppgåva er stilt saman med eksisterande skuringsobservasjonar frå Sognefjordsområdet i ein database som tel 1025 skuringsmerker i fast fjell. ^{10}Be -dateringane frå Værlandet gav ein gjennomsnittsalder på $14\,636 \pm 677$ år med den skandinaviske produksjonsrata (Stroeven *et al.*, 2015) og $14\,087 \pm 613$ år med den vestnorske rata (Goehring *et al.*, 2012a, b).

Dateringane tyder på at Værlandet vart isfritt seinast i interstadialen bølling (14,7–14,0 ka). Til samanlikning kjem Natterøy (2013), fram til ein noko høgare alder for deglasiasjonen av øya basert på ^{14}C -dateringar frå innsjøbassenget Fadersvatnet nord på øya.

I ein kjerne frå Myrevågtjernet, sør på øya, finn Natterøy skjell i eit diamikton tolka som ei mogleg botnmorene frå eit breframstøyt. Dateringar frå diamikton-laget kan tyde på at innlandsisen har dekkja søraustlege delar av øya i ein tidleg fase av yngre dryas perioden. Brefronten vil i følgje Natterøy då ha trekt seg attende ved omlag 12,1 ka, samstundes som Veddeoske vart avsett i bassenget. Natterøy si hypotese er testa i denne oppgåva ved hjelp av ^{10}Be -eksponeringsdateringar av flyttblokker som ligg innanfor området av øya der Natterøy postulerer eit mogleg framstøyt. ^{10}Be -dateringane tyder på at dette området vart isfritt i perioden bølling, og frå desse er det eit yngre dryas breframstøyt over øya lite truleg. Det er ikkje funne moreneryggar eller andre spor som tyder på at delar av øya var ramma av eit breframstøyt i yngre dryas. Funn frå LiDAR-kartlegging av området i denne oppgåva tyder på at ismarginen i yngre dryas har lege ved munningen av Sognefjorden. Kartlegginga konfirmerer i store trekk tidlegare arbeid (Aarseth & Mangerud, 1974), men frå munningen av Åfjorden og austover inn Dalsfjorden er ismarginen modifisert basert på nye funn.

Observasjonane i skuringsdatabasen har eg nytta for å få eit betre innblikk i isdynamikken i Sognefjordsområdet. I området ved Værlandet, utanfor yngre dryas-ismarginen finn eg at den eldste skuringa dreiar NV-V, og koplar dette til nedbrytinga av isstraumen i Norskerenna. Innanfor ismarginen, i indre Sunnfjord, er rørsle til den eldste skuringa topografisk uavhengig mot NNW. Dette rørslemønsteret stemmer med posisjonen av yngre dryas-ismarginen, men det er og funn som talar for at rørslemønsteret er eldre. Ved munninga av Sognefjorden er den eldste rørsle mot V, og eg koplar den til yngre dryas maksimum. Kryssande skuring langs fjorden tolkar eg til at isen har kalva raskare attende i fjorden slik at isdekket på land i ein periode har drenert vinkelrett på fjorden.

Føreord

Eg er evig takksam for all hjelp eg har motteke i samband med denne oppgåva.

Tusen takk til hovudrettleiar John-Inge Svendsen. Du har gjennom heile oppgåva kravd at eg arbeiar sjølvstendig, samstundes som du har hatt ei opa dør der alle spørsmål var velkomne. Takk til medrettleiar Henriette Linge for alle gode diskusjonar og tryggande kommentarar. Eg vil og takke Jan Mangerud for gode innspel og eit kritisk blick, Anna Hughes som lærte meg å arbeide i GIS og Lars Evje som guida oss gjennom alt lab-arbeid. Spesielt takk til Carl Regnéll, som har vore offer for alle spørsmål eg ikkje har våga å stille nokon andre. Takk til Johannes Hardeng og Kenneth Mangersnes for all hjelp i GIS. Og til sist, takk til Sivert Årdal som friska opp nynorskkunnskapane mine.

I tillegg til alle desse så har mamma og pappa bidrege i stor grad til at eg har kunne fullføre denne oppgåva. Eg er evig takksam for den økonomiske støtta eg har fått i løpet av mi studietid, dette har gjort det mogleg for meg å fullt og heilt konsentrere meg om studia. Når det kom til feltarbeid vart dette og eit familieprosjekt. Takk til mamma som sørga for at vi kom attende til eit varmt måltid etter lange dagar ute, og spesielt takk til pappa som var mi høgre hand i felt.

Innhold

1. INTRODUKSJON	1
1.1 BAKGRUNN OG FØREMÅL	1
1.2 PROBLEMSTILLING OG DELMÅL	2
1.3 STUDIEOMRÅDE	3
1.4 TIDLEGARE ARBEID	4
2. GEOLOGISK HISTORIE	7
2.1 BERGGRUNNSGEOLOGI	7
2.1.1 <i>Berggrunnen på Værlandet</i>	8
2.2 SKURINGSSTRIPER OG EROSJONSSPOR	9
2.2.1 <i>Skuringsstriper</i>	9
2.2.2 <i>Brotmerker</i>	10
2.2.3 <i>P-former</i>	11
2.3 GLASIASJONSHISTORIE	12
2.3.1 <i>Siste istid</i>	13
2.3.2 <i>Isstraumen i Norskerenna</i>	14
2.4 DEGLASIASJONSHISTORIA	16
2.4.1 <i>Yngre dryas</i>	16
2.4 LANDHEVING OG TIDLEGARE HAVNIVÅ	19
3. DATA OG METODAR	21
3.1 FELTMETODAR	21
3.1.1 <i>Skuringsmerker</i>	21
3.1.2 <i>¹⁰Be-eksponeringsdatering</i>	22
3.2 EKSPONERINGSDATERING	23
3.2.1 <i>Bakgrunn</i>	23
3.2.2 <i>Mineralseparasjon og preparering av prøvar til analyse</i>	26
3.2.3 <i>Kalkulering av ¹⁰Be-alder</i>	27
3.3 LiDAR	28
3.3.1 <i>Bakgrunn</i>	28
3.3.2 <i>LiDAR-data i geologisk kartlegging</i>	29
3.3.3 <i>LiDAR kartlegging i ArcMap</i>	29
3.4.1 <i>Innsamling av data</i>	31
3.4.2 <i>Kart i ArcGIS</i>	34
3.4.3 <i>Rekonstruksjon av rørslemønsteret til isdekket</i>	34
4.1 ¹⁰BE-EKSPONERINGSDATERING	37
4.1.1 <i>Prøvetaking og feltresultat</i>	37
4.1.2 <i>¹⁰Be-alder</i>	42
4.1.3 <i>Erosjonsrate</i>	45
4.1.4 <i>Val av produksjonsrate</i>	46
4.1.5 <i>Avvik i datasettet</i>	46
4.2 LiDAR	47
4.2.1 <i>Landformer</i>	47
4.2.2 <i>Havbotn</i>	49
4.2.3 <i>Yngre dryas-ismarginen</i>	51
4.3 SKURINGSDATABASE	53
4.3.1 <i>Oversikt over skuringsdatabasen</i>	53
4.3.2 <i>Feltarbeid</i>	55
4.3.3 <i>Rosediagram</i>	58
5. DISKUSJON	61
5.1 KVA TID VART VÆRLANDET ISFRITT?	61
5.2 ISMARGINEN UNDER YNGRE DRYAS MAKSIMUM	66
5.3 ISEN SITT RØRSLEMØNSTER	69

5.3.1 Skuring utanfor yngre dryas-ismarginen	70
5.3.2 Skuring innanfor yngre dryas-ismarginen	73
5.4 ISDEKKET SI VERTIKALE UTBREIING	80
6. KONKLUSJON	81
VIDARE ARBEID	83
KJELDER	85
VEDLEGG	91

1. Introduksjon

1.1 Bakgrunn og føremål

Føremålet med oppgåva er å auke forståinga av deglasiashistoria langs vestkysten av Noreg, og korleis dette heng saman med klimaendringar. Granskingane er utført i regi av det tverrfaglige prosjektet Euracian Ice Sheet and Climate Interactions (EISCLIM). I prosjektarbeidet har eg samla inn og analysert prøver av flyttblokker på Værlandet for ^{10}Be -eksponeringsdatering, samla og systematisert 1025 skuringsobservasjonar frå ein større del av Sogn og Fjordane. I tillegg har eg gjort kartlegging av lausmasseavsetningar i området med LiDAR-data.

Databasen med isskuringsobservasjonar byggjer vidare på liknande arbeid frå Hordaland (Sæle, 2017) og Rogaland (Tuestad, 2019). Det overordna målet er å samle tilgjengeleg informasjon i ein database som dekkjer ein større del av vestlandet. Observasjonane frå Hordaland er til eksempel nyleg nytta i ein artikkel som rekonstruerer isrørslene i fjordlandskapet eit stykkje lenger sør på vestlandet (Mangerud *et al.*, 2019).

Skuringsobservasjonane er overført til programvara ArcGIS, der datasettet til slutt er analysert i eit forsøk på å kople skuringane til isdekket sine ulike fasar frå tida etter siste glasiale maksimum (LGM).

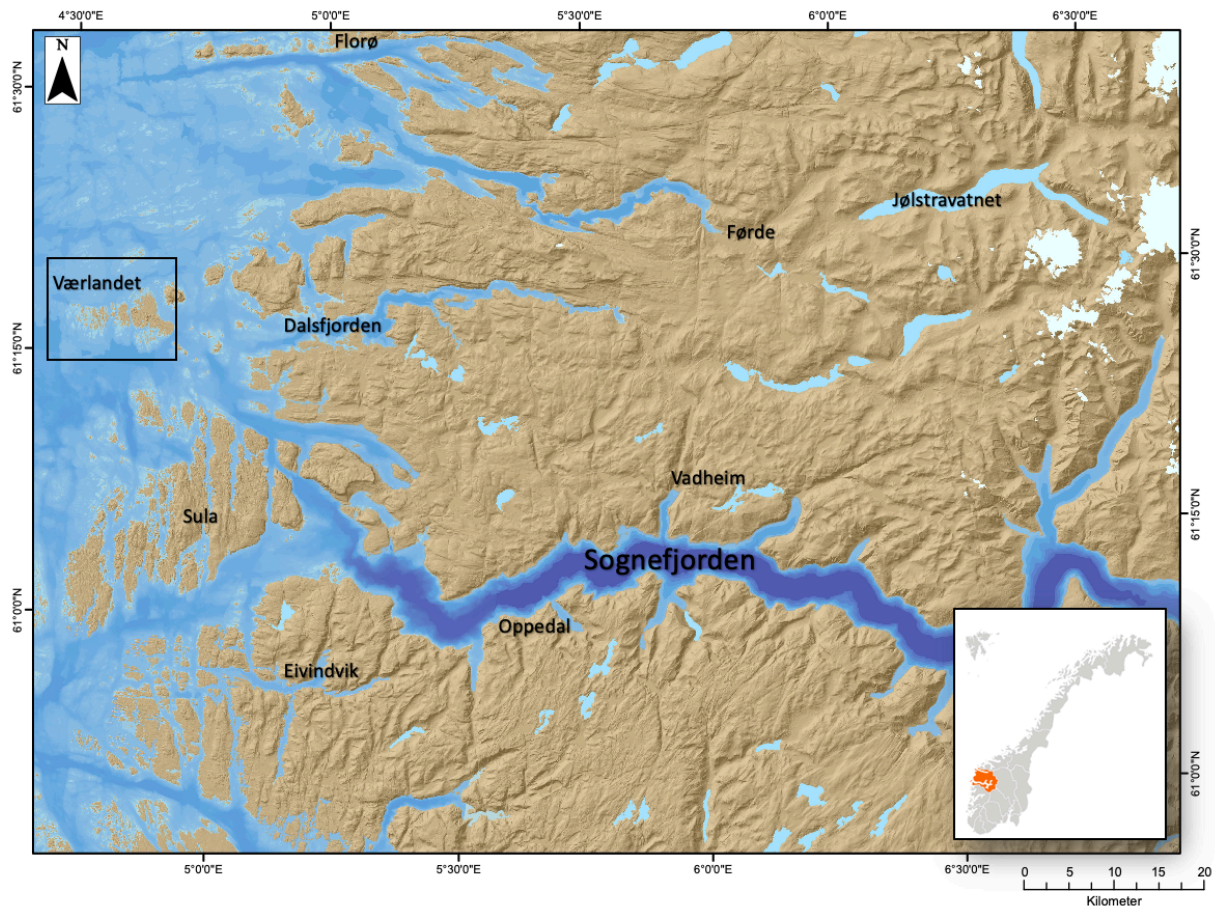
I tillegg til å finne ut kva tid isen trekte seg unna Værlandet etter LGM, er eit av delmåla å prøve å klårleggje om isen ved eit seinare breframstøyt har nådd ut til Værlandet, slik som tidlegare undersøkingar kunne tyde på (Natterøy, 2013). Aarseth & Mangerud (1974) har tidlegare plassert ismarginen aust for Værlandet, men i si hypotese foreslår Natterøy at isen i ein tidleg fase av yngre dryas har nådd lenger vest enn det moreneryggane som kryssar munningen av Sognefjorden kunne tyde på. Eg vil i denne oppgåva teste Natterøy si hypotese om eit yngre dryas breframstøyt som dekkja delar av Værlandet, i tillegg til å kartlegge kvar eg meiner yngre dryas-ismarginen var plassert.

1.2 Problemstilling og delmål

- Ved kva tid vart øyagruppa Værlandet permanent isfri?
 - Aldersbestemme denne hendinga ved å utføre ^{10}Be -eksponeringsdatering av flyttblokker på øya.
- Kvar låg ismarginen i høve til Værlandet under yngre dryas maksimum?
 - Teste Natterøy (2013) si hypotese om eit mogleg breframstøyt som har nådd ut til Værlandet i yngre dryas perioden ved å gjere ^{10}Be -eksponeringsdatering av flyttblokker som ligg innanfor den postulerte isgrensa.
 - Kartlegge området ved hjelp av LiDAR-data, med føremål om å få ei meir presis plassering av ismarginen under det glasiale maksimum i yngre dryas.
- Kan ein ut frå skuringsobservasjonar gruppere og tidfeste ulike stadium av isen sitt rørslemønster i Sognefjordsområdet?
 - Opprette ein skuringsdatabase for Sognefjordsområdet som kan nyttast i programmet ArcGIS.
 - Knytte skuringsobservasjonane til plasseringa av ismarginen ved ulike stadium av deglasiasjonen.
- Kan resultatata frå LiDAR-kartlegginga og/eller skuringsobservasjonar frå området nyttast til å seie noko om geometrien til isdekket?

1.3 Studieområde

Fylket Sogn og Fjordane består av tre regionar; Nordfjord, Sunnfjord og Sogn. I denne oppgåva har ein hovudsakleg fokusert på områda nær Sognefjorden, som er Noregs lengste fjord med sine 205 km. Fjorden er i store trekk orientert aust-vest, og relieffet på landskapet kring fjorden aukar inn i landet. Sognefjorden er og Noregs djupaste fjord med eit djup på over 1300 m ved Vadheim, medan vassdjupet ved munninga av fjorden er ved terskelen berre 100-200 m. Nord for Sognefjorden ligg øygruppa Værlandet ved munninga av Vilnesfjorden, den ytre delen av Dalsfjorden (figur 1.1). Hovudøya har eit areal på 9 km² og er stort sett flat med unntak av fem avrunda kollar, der den høgaste toppen ligg 163 moh.



Figur 1.1: Oversiktskart over studieområdet ved Sognefjorden på vestkysten av Noreg. Værlandet er markert med ein svart boks. Bakgrunnskartet er skuggereleieff basert på LiDAR-data (DTM-10) og djupnedata frå Kartverket (2019), innsjø- og brededata er henta frå NVE (Noregs Vassdrags og Energidirektorat).

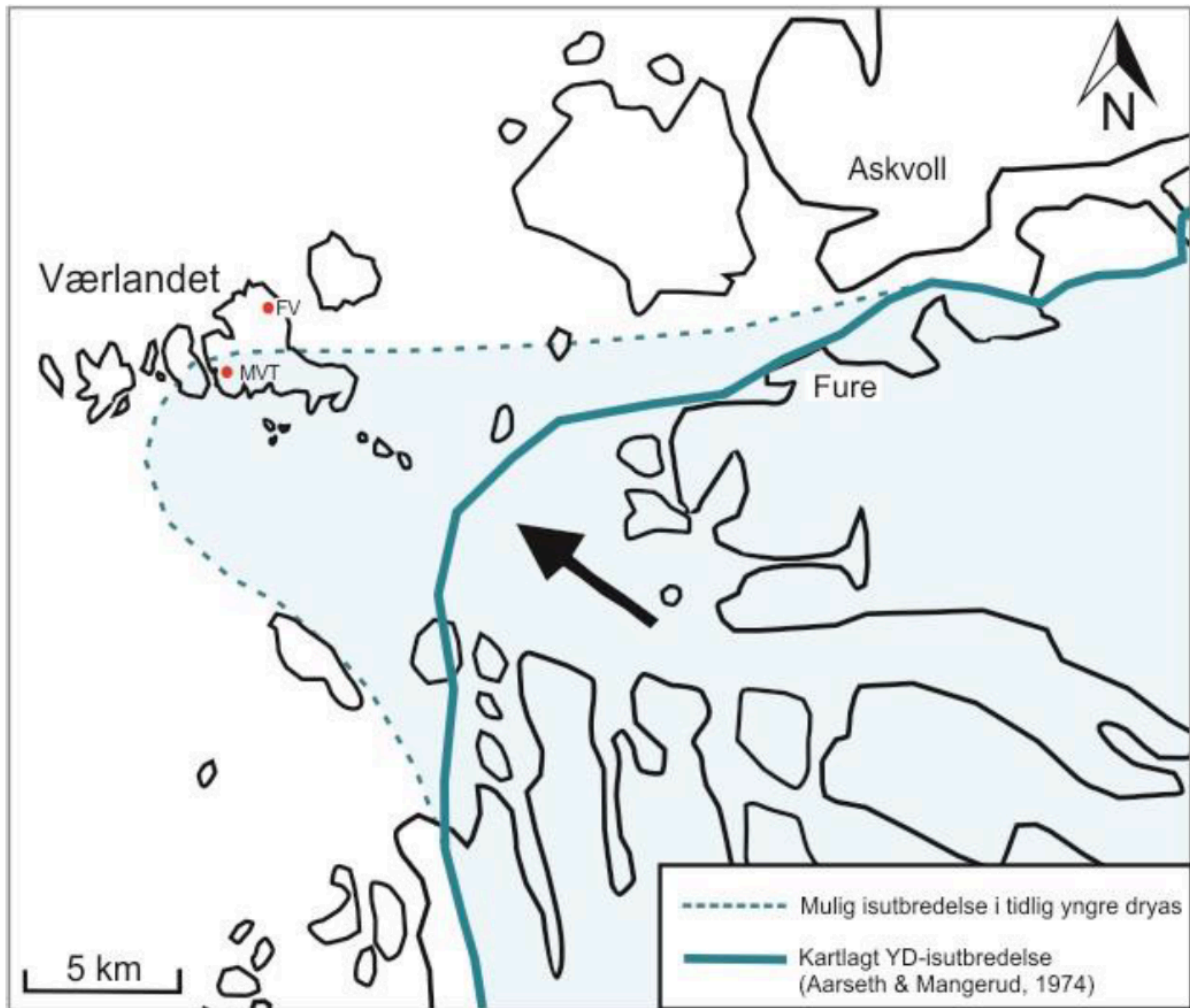
1.4 Tidlegare arbeid

Undås (1963) beskriv moreneryggar i området ved Sognefjorden, ti år seinare beskriv Aarseth & Mangerud (1974) og endemorenar på vestlandet. Sjølv om Aarseth & Mangerud tvilar på nokre av Undås sine observasjonar kjem dei to arbeida til liknande konklusjonar angående plasseringa av yngre dryas-ismarginen i Sognefjordsområdet.

I tillegg til skuringsobservasjonar eg har gjort i samband med denne oppgåva er store delar av skuringsobservasjonane henta frå ulike hovud- og masteroppgåver (Viken, 1960; Rye, 1963; Kleiven, 1975a, b, c; Kræmer, 1977a, b, c; Klakegg, 1981a, b; Undertun, 2005). Nokre skuringsobservasjonar er og henta frå to av Noregs Geologiske Undersøking (NGU) sine kvartærgeologiske kart (Bargel & Aa, 1982; Aa & Sønstegaard, 2001).

Arbeidet med isavsmeltingshistoria på Værlandet byggjer vidare på undersøkingar utført av Natterøy (2013), som i sitt masterprosjekt undersøkte kjernar frå to isolasjonsbasseng (figur 1.2) for å rekonstruere havnivåendringane og datere isavsmeltinga (isavsmeltingskronologien er vidare diskutert i kapittel 2). Det kronologiske rammeverket i Natterøy si oppgåve er basert på til saman 23 kalibrerte ¹⁴C-dateringar av terrestriske planterestar frå sedimentkjernar tekne i dei to innsjøbassenga Fadersvatnet og Myrevågtjernet. Den eldste dateringa frå Fadersvatnet gav alderen $15,6 \pm 0,3$ kal. år BP, og Natterøy konkluderer med at Værlandet vart isfritt omlag 15,9-15,7 kal. år BP. Dette er nokre hundre år tidlegare enn den kartlagde alderen for isavsmeltinga ved dei ytre øyene på Sunnmøre (ca. 14,9 kal. år BP (Svendsen & Mangerud, 1990)), og likeins ytterkysten av Hordaland (ca. 14,6 kal. år BP (Mangerud *et al.*, 2013)).

I nedre del av stratigrafien frå Myrevågtjernet vart det funne eit diamikton med fragment av marine molluskar som Natterøy (2013) meinte kunne vere avsett av innlandsisen. Dersom dette laget er avsett av breis og dateringane er korrekte må innlandsisen ha nådd heilt fram til sørsida av Værlandet i tidleg yngre dryas (figur 1.2). Implikasjonen av ei slik tolking er og at isen her må ha nådd eit godt stykkje utanfor isranda kartlagt av Aarseth & Mangerud (1974). Isfjellpløying eller drivis vert nemnt som ei alternativ tolking av diamiktonet i Myrevågtjernet.

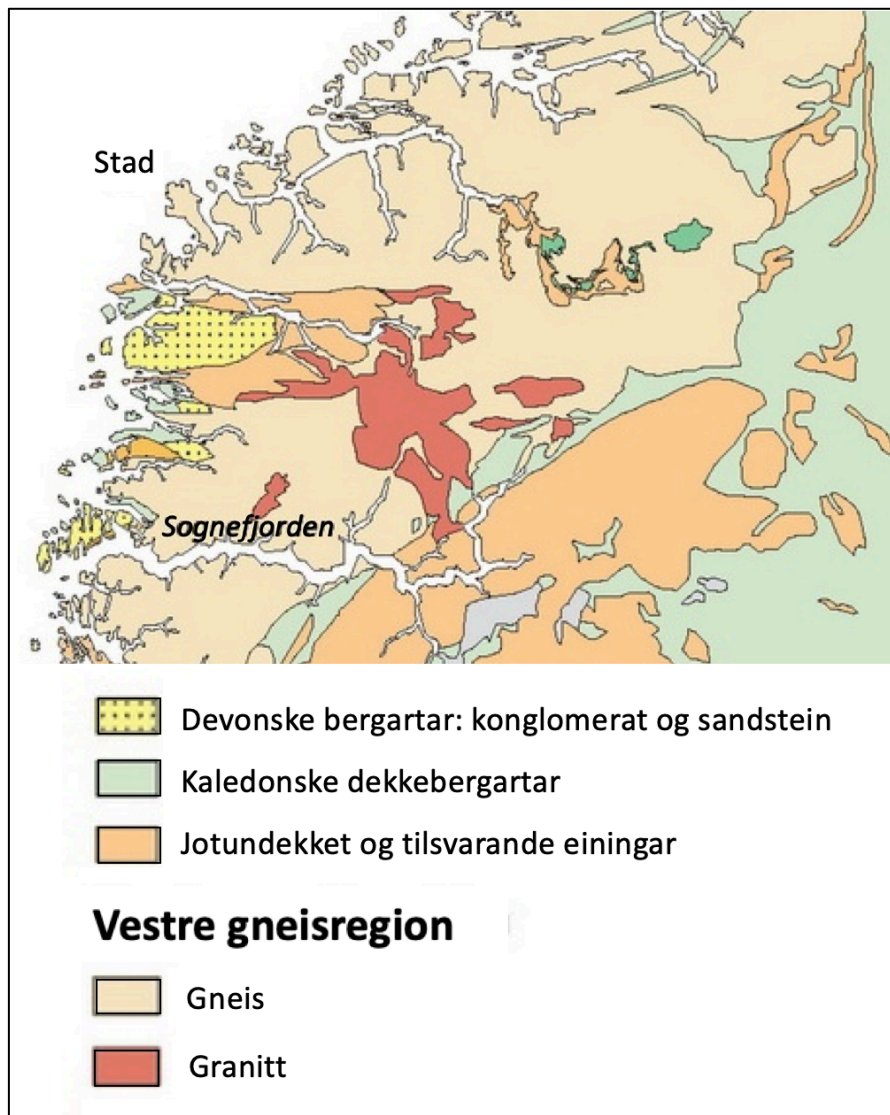


Figur 1.2: Oversiktskart der posisjonen til dei to isolasjonsbassenga Myrevågtjernet (MVT) og Fadersvatnet (FV) er markert. Den tjukke lina syner israndmarginen i yngre dryas slik den er kartlagt av Aarseth & Mangerud (1974). Den stipla lina syner mogleg maksimumsutbreiing etter Natterøy (2013). Figur frå Natterøy (2013).

2. Geologisk historie

2.1 Berggrunnsgeologi

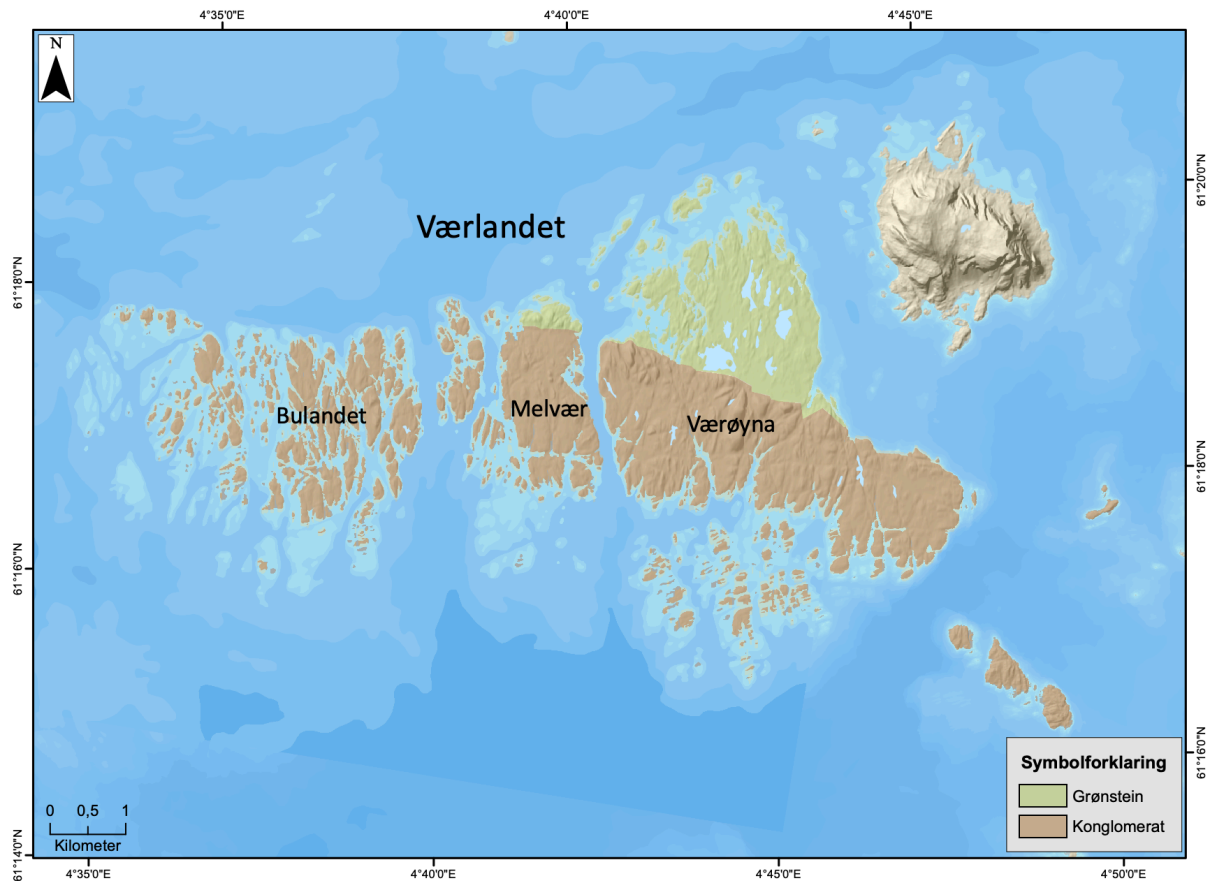
Studieområdet er i den vestre gneisregionen, eit område dominert av prekambriske bergartar utsett for metamorfose under den kaledonske orogenesisa (Bryhni, 1989). I dei sentrale delane av Sognefjord-regionen dominerer granodiorittisk og granittisk gneis (figur 2.1) (Skår & Pedersen, 2003). Gabbro er vanleg i området og opptrer som linser eller lag av varierende tjukkeleik. Kvarstitteiningar på opp til 1 m tjukkeleik representerer saman med glimmerrike gneisar, som er mest vanlege i den vestre delen av regionen, overflatebergartar. Nord for munningen av Sognefjorden, langs kysten frå Lavik til Dale er berggrunnen dominert av øyegneis og granitt (Ragnhildstveit *et al.*, 2001). Øygruppene langs kysten er dominert av sedimentære bergartar frå devon, hovudsakleg konglomerat med innslag av sandstein (figur 2.1) (Skjerlie, 1985a, b).



Figur 2.1: Grov oversikt over berggrunnen i området, modifisert frå Ramberg *et al.* (2013).

2.1.1 Berggrunnen på Værlandet

Værlandet består hovudsakleg av to bergartar, devonsk konglomerat i den sørlege og kambrosilursk grønstein i den nordlege delen (figur 2.2). Grensa mellom dei to kryssar Værlandet i NV-SØ retning, og er tydeleg i landskapet. Grønsteinsbeltet utgjer eit lågtliggende område (< 35 moh.), medan det sørlege er meir kupert med fleire avrunda kollar (< 163 moh.).



Figur 2.2: Forenkla berggrunnsgeologisk kart for Værlandet, modifisert frå Skjærli (1985a, b). Bakgrunnskartet er skuggerelieff basert på DTM-10 og djupedata frå Kartverket (2019), innsjø- og brededata er henta frå NVE.

2.2 Skuringsstriper og erosjonsspor

Breiar si evne til å erodere, endre eller bevare landformer er i stor grad bestemd av den basale temperaturen i ismassane (Kleman & Hattestad, 1999). Er temperaturen i sålen under trykksmeltepunktet vil isen vere frosen til underlaget, og landformer vil verte bevart. Er temperaturen over trykksmeltepunktet vil isen vere i rørsle, og det vert danna nye landformer. Frå dette kan ein gå ut frå at erosjonsformer er danna av breiar som var heilt eller delvis tempererte (Benn & Evans, 2010). Ei rekkje slike småskala glasiale erosjonsformer er i denne oppgåva tatt nytta for å få informasjon om isen si rørsle. Formene er i hovudsak danna ved at breiar dreg bergartsfragment som heng fast i sålen over bergoverflata. Iverson (1991) har klassifisert desse formene med grunnlag i endringa i djup og breidde i høve til retninga av isen si rørsle.

Skuring vert danna i alle bergartar, men kor godt bevarte merka er avheng av berggrunnstype, og kor mykje vitring overflata har vore utsett for (Kleman, 1990). I områder som nyleg steig fram frå havet er normalt mykje av den opphavlege skuringa bevart, medan i områder over marin grense der overflata har vore utsett for vitring gjennom heile holocen vil langt færre vere bevart. Det er og slik at den kjemiske vitringa i og nær havet er minimal ettersom sjøvann er basisk (Benn & Evans, 2010). Om sediment eller liknande har skjerma overflata er skuringsstriper som regel betre bevart. Kva type bergart skuringa er danna i vil som nemnt og ha noko å seie ettersom ulike bergartar motset seg vitring i ulik grad. Skuring i kvartsrrike bergartar vil til dømes vere betre bevart enn skuring i mjukare bergartar som vitrar lettare.

2.2.1 Skuringsstriper

Skuringsstriper er langstrakte striper i bergartsoverflata (figur 2.3 a), som varierer i storleik frå makro- til mikroskala. Stripene vert danna ved sålen til eroderande, varmbasert is ved at bergartsfragment i isen skurer overflata ettersom isen bevegar seg (Chamberlin, 1883; Hoppe, 1948). Skuringsstriper indikerer i kva retning isrørsla har vore, og kryssande striper vil indikere ei endring i breen si rørsle. Rekkjefølgja kan blant anna fastsetjast der grunne skuringsstriper kuttar over djupare striper ei eldre rørsle (Benn & Evans, 2010). Slike krysskuttande forhold kan reflektere ei endring i isskiljet, tjukkeleiken på isen eller isfronten sin posisjon, til eksempel som eit resultat av kalving i fjordarmar. I einskilde høve kan og ulik retning skuldast at skuringsstripene er danna i ulike glasiale episodar. Sidan skuringsstriper er striper som kan lesast av i to ulike retningar må ein stundom nytte andre merker,

geomorfologiske element eller retningsanalysar frå morenelag for å kunne fastsette i kva av retningane isen har bevega seg.

2.2.2 Brotmerker

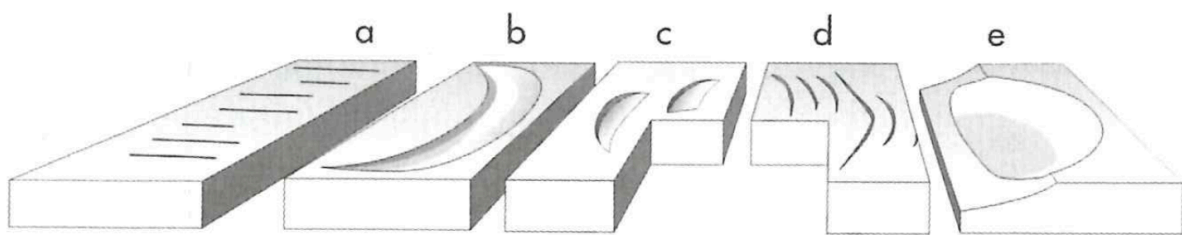
Brotmerker vert danna om breen trykkjer eit fragment mot eit punkt i berggrunnsflata slik at trykket fordeler seg i den øvre delen av berget og dannar eit brot. Merka opptrer vanlegvis i seriar, med ei jamn avstand mellom kvart brot. Brotmerka og avstanda mellom desse kan koplust til daglege variasjonar i det sub-glasiale vasstrykket (Benn & Evans, 2010). Merka er i denne oppgåva nytta til å byggje opp under skuringsobservasjonar for å fastslå retninga av isrørsla ved danningstidspunktet.

Sigdbrot:

Ved danninga av sigdbrot skjer brotet framfor trykkpunktet, og resulterer i eit halvmåneforma merke på tvers av isen si rørsla (figur 2.3 c). «Bogen» peikar og blir djupare nedstrøms for rørsla.

Parabelriss:

Ved danninga av parabelriss er brotet eit resultat av strekkspenning bak trykkpunktet. Dette gjev eit parabelforma riss i overflata, konkavt på isen si rørsla (figur 2.3 d). Parabelriss skiljast frå sigdbrot ved at dei er mindre og ikkje like djupe.



Figur 2.3: Ulike småskala erosjonsmerker. Dei nemnt i denne oppgåva er; a – skuringsstriper, c – sigdbrot og d – parabelriss. Figur frå Nesje (2012).

2.2.3 P-former

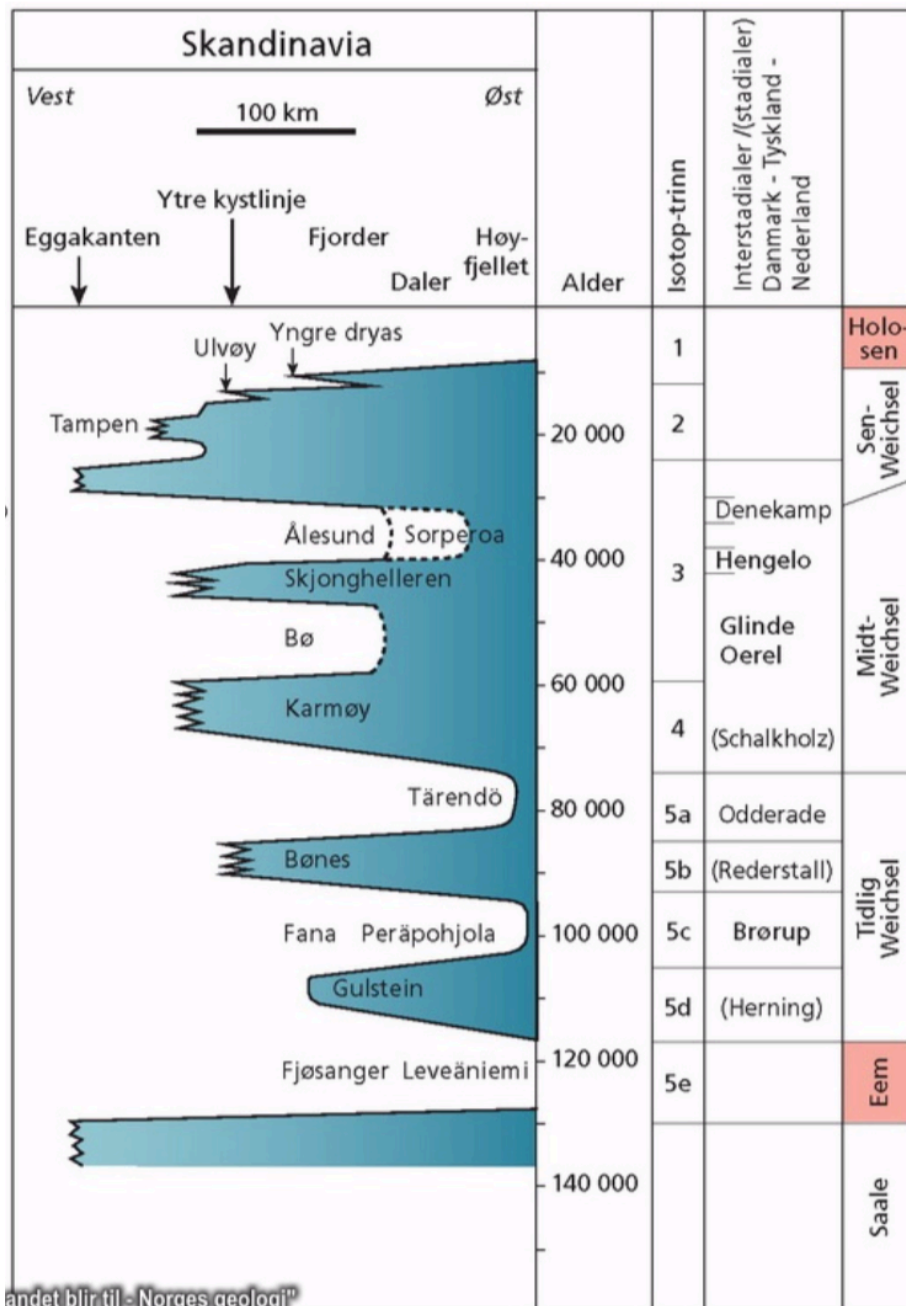
P-former er eit omgrep introdusert av Dahl (1965), som nemning på jamne fordjupingar erodert i berggrunnen av breis (figur 2.4). Dahl meinte p-former vert danna av eit plastisk medium/media. Det er einsemd kring at p-former vert danna under isen, men nøyaktig korleis dette går føre seg er noko usikkert. Den leiande teorien er at danninga heng saman med rørsla av sub-glasialt smeltevatt, kor metta av materiale vatnet er og kor høgt trykk det er utsett for. Det er vanleg å finne skuring i og omkring desse formene, men ein har ikkje fastslege om desse vert danna samstundes som p-formene eller seinare (Benn & Evans, 2010).



Figur 2.4: P-form i berggrunn av konglomerat i Solund. Foto: Eli Anne Støfring.

2.3 Glasiasjonshistorie

Den geologiske perioden kvartær omfattar dei siste 2,58 Ma (Gibbard *et al.*, 2010). Perioden er delt inn i epokane pleistocen og holocen (figur 2.5). Overgangen frå pleistocen til holocen er definert i ein iskerne frå NorthGRIP (NGRIP), Grønland, og er datert til ca. 11 700 år før notid (Gibbard, 2018). Isdekka i pleistocen har i stor grad forma det landskapet vi ser i Noreg i dag. Dei store klimatiske variasjonane i perioden (figur 2.5) kan relaterast til dei sykliske endringane i mengd solenergi som treff jorda, kalla Milancović syklusane (Imbrie *et al.*, 1992, 1993).



andet blir til - Norges geologi"

Figur 2.5: Tid-distansediagram som syner variasjonar i isdekket si utbreiing sørvest i Skandinavia gjennom weichsel. Figur frå Ramberg *et al.* (2013).

2.3.1 Siste istid

I Nord-Europa er den siste glasiøle perioden i pleistocen kalla weichsel, og varte frå kring 117 til 11,7 ka (MIS 5d – 2) (Walker *et al.*, 2019). I perioden var det fleire mildare interstadialar, der kysten av Noreg var isfri (Mangerud *et al.*, 2011). Den siste isfrie perioden i MIS 3, Ålesund interstadial, er definert frå sediment i Sjonghellaren på Valerøya i Sunnmøre (Larsen & Mangerud, 1989). Her, og ved Hamsundhellaren i nærleiken av Ålesund, er det funne bein frå dyr, fugl og reinsdyr (f. eks. Larsen *et al.*, 1987; Valen *et al.*, 1996). Funna tyder på at kystområda i denne perioden var frie for is, og at det var tilstrekkeleg vegetasjon til at dyr, som reinsdyr, kunne leve der. Det er og gjort funn andre stader langs kysten som tyder på at det og i tidlegare fasar av siste istid har vore isfrie forhold; Fjøsanger i Bergen, Karmøy, og på Jæren (Mangerud *et al.*, 1981, 2010; Andersen *et al.*, 1983; Sejrup, 1987; Raunholm *et al.*, 2004).

Det Eurasiske isdekket, eit samleomgrep for isdekka i Fennoskandia (dei britiske øyer, Irland, og i Barentskarahavsregionen), nådde maksimal utbreiing i tida omtala som siste glasiøle maksimum (LGM) frå kring 25 til 18 ka (figur 2.6) (Hughes *et al.*, 2016). Den bratte topografien på vestlandet førte til at isen følgde dei djupe dalane og kalva i fjordane. Ettersom isdekket bygde seg opp, og kalvinga gjorde til at isdekket ikkje fekk breie seg lenger ut i vest, flytta is-skiljet seg austover (Vorren & Mangerud, 2006). Tjukkleiken til isdekket ved maksimal utbreiing er omdiskutert. Det er postulert at fjelltoppar langs kysten der det er utvikla blokkhav kan ha eksistert som nunatakkar (Nesje *et al.*, 1987), medan andre meiner desse har vore isdekte (Sollid & Sørbel, 1994).



Figur 2.6: Maksimal utbreiing av det eurasiske isdekket under LGM. Stipla kvit line syner omtrentlege grenser mellom dei tre separate isdekkka; Svalbard-Barents-Kara isdekket (SBKIS), det britisk-irske isdekket (BIIS) og det skandinaviske isdekket (SIS). Områda i oransje syner utbreiinga av undersjøiske vifter med materiale isdekket si skuring av berggrunnen. Figur frå Hughes *et al.* (2016).

2.3.2 Isstraumen i Norskerenna

På kontinentalhylla utanfor kysten av Noreg er det kartlagt fleire geomorfologiske avsetningar slik som moreneryggar og mega-skala glasiale linasjonar (MSGSL). Desse avsetningane kombinert med stratigrafiske observasjonar på kontinentalskråninga og i djuphavet utanfor, er nytta som indikatorar på at isfronten låg ute ved kontinentalhylla i LGM (Ottesen *et al.*, 2005; Sejrup *et al.*, 2005, 2009, 2016). Det er funne spor etter fleire isstraumar på kontinentalhylla; blant anna søkk på tvers av kontinentalhylla, lineasjonar, grunningssoner (grounding zone

wedges) og traumunningsvifter (*trough-mouth fans*). Ein isstraum er definert som ein del av ein isbre som med raskare rørsle enn nærliggjande delar av breen (Paterson, 1994). Slike straumar har hatt stor innverknad på isdynamikken (Stokes & Clark, 2001) grunna at straumane fraktar store volum is ut i djuphavet over ein relativt kort tidsperiode, dette kan potensielt destabilisere isen (Alley *et al.*, 2005).

Norskerenna er ei opptil 100 km brei undersjøisk fordjuping som følgjer kysten av Noreg frå utløpet av Oslofjorden til Stad. Isstraumane som har lege i denne renna vil ha frakta store volum is vekk frå den sørlege delen av det Fennoskandiske isdekket. Isstraumar i Norskerenna har eksistert periodevis i glisiale maksima i løpet av dei siste 1,1 Ma (figur 2.7; Sejrup *et al.*, 2000, 2003, 2016; Nygård *et al.*, 2004). Glasigent lausmateriale ved munningen av renna indikerer at sist ein isstraum var aktiv var i tidsrommet mellom 20-19 ka (Nygård *et al.*, 2007). Spor etter denne isstraumen finn ein nokre stader på kysten ved Jæren og på øya Utsira der det er gjort funn av isskuring orientert N-NV (figur 2.7; Undås, 1948; Andersen *et al.*, 1987; Larsen *et al.*, 2000).



Figur 2.7: Oversiktskart som syner plasseringa av isstraumen i Norskerenna med blå pil. Denne isstraumen var aktiv under siste del av LGM, og isen si utbreiing i denne perioden er vist med heiltrukken kvit line. Figur frå Svendsen *et al.* (2015).

2.4 Deglasiasjonshistoria

Kollapsen av isstraumen i Norskerenna tok til like etter siste glasiale maksimum, og førte til at ismarginen trekte seg attende mot kysten i Sør-Noreg (Sejrup *et al.*, 2016). Kollapsen av isstraumen er markert av at avsettinga av lausmassestraumar ved munningen, på Nordsjøvifta, stoppa opp ved omlag 19 ka (Nygård *et al.*, 2007; Morén *et al.*, 2018). Dateringar frå Trollkjerna indikerer at NCIS (Norwegian Channel Ice Stream) hadde smelta attende og forbi lokaliteta innan 18,5 ka (Sejrup *et al.*, 1994, 2009, 2016). Alderen på denne tidlege kollapsen av isstraumen støttast av ^{14}C -dateringar av foraminiferar i sediment frå to isolasjonsbasseng på Karmøy, som tyder på at sørleg del av øya var isfri omlag 18 ka (Svean, 2016; Vasskog *et al.*, 2019). ^{10}Be -aldrar frå flyttblokker på Utsira har gjeve ein deglasiasjonsalder på omlag $20,3 \pm 0,2$ ka, altså eit par tusen år tidlegare enn dateringane frå Norskerenna (figur 2.7; Svendsen *et al.*, 2015). Det er mogleg at desse dateringane gjev ein noko for høg alder, ettersom overflata av blokkene kan innehalde ^{10}Be frå tidlegare isfrie periodar forårsaka av stråling som trengjer djupare ned i overflata enn vanleg stråling (Briner *et al.*, 2016).

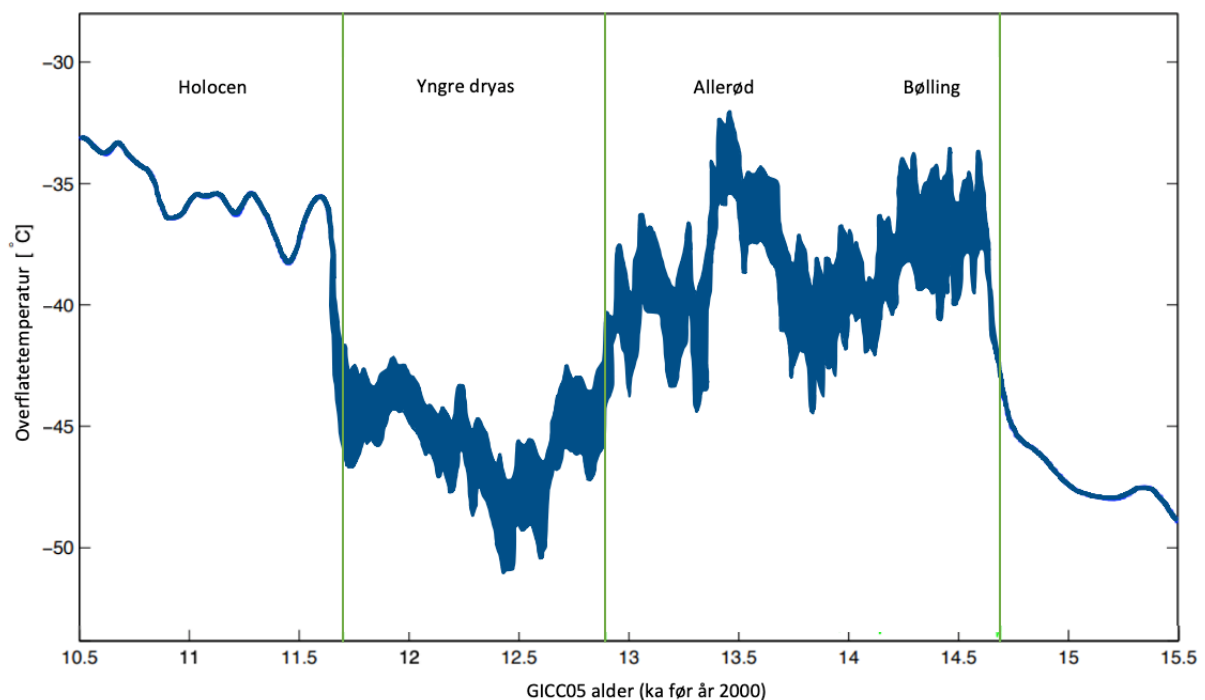
Etter kollapsen av NCIS for 19 000 år sidan er det postulert at ismarginen låg relativt stødig utanfor kysten av Sør-Noreg i ein periode som kan ha vart i heile 4000 år (Mangerud *et al.*, 2011). Ved overgangen til interstadialen bølling, 14 700-14 000 år BP, aukar temperaturen betydeleg (figur 2.8; Simonsen *et al.*, 2011). Som ein respons på dette trekte brefronten seg attende frå kontinentalhylla (Ottesen, 2005), og dei ytre øyene i Hordaland vart då isfrie (Mangerud *et al.*, 2016). I tidsrommet 14 000-13 800 år BP, er det i området utanfor munningen av Hardangerfjorden funne spor etter eit breframstøyt som nådde eit stykkje vest for yngre dryas marginen (figur 2.9). Deretter trekte marginen seg fleire km inn i fjordane (Andersen *et al.*, 1995), og mykje av Hardangerfjorden vart isfri (Mangerud *et al.*, 2013).

2.4.1 Yngre dryas

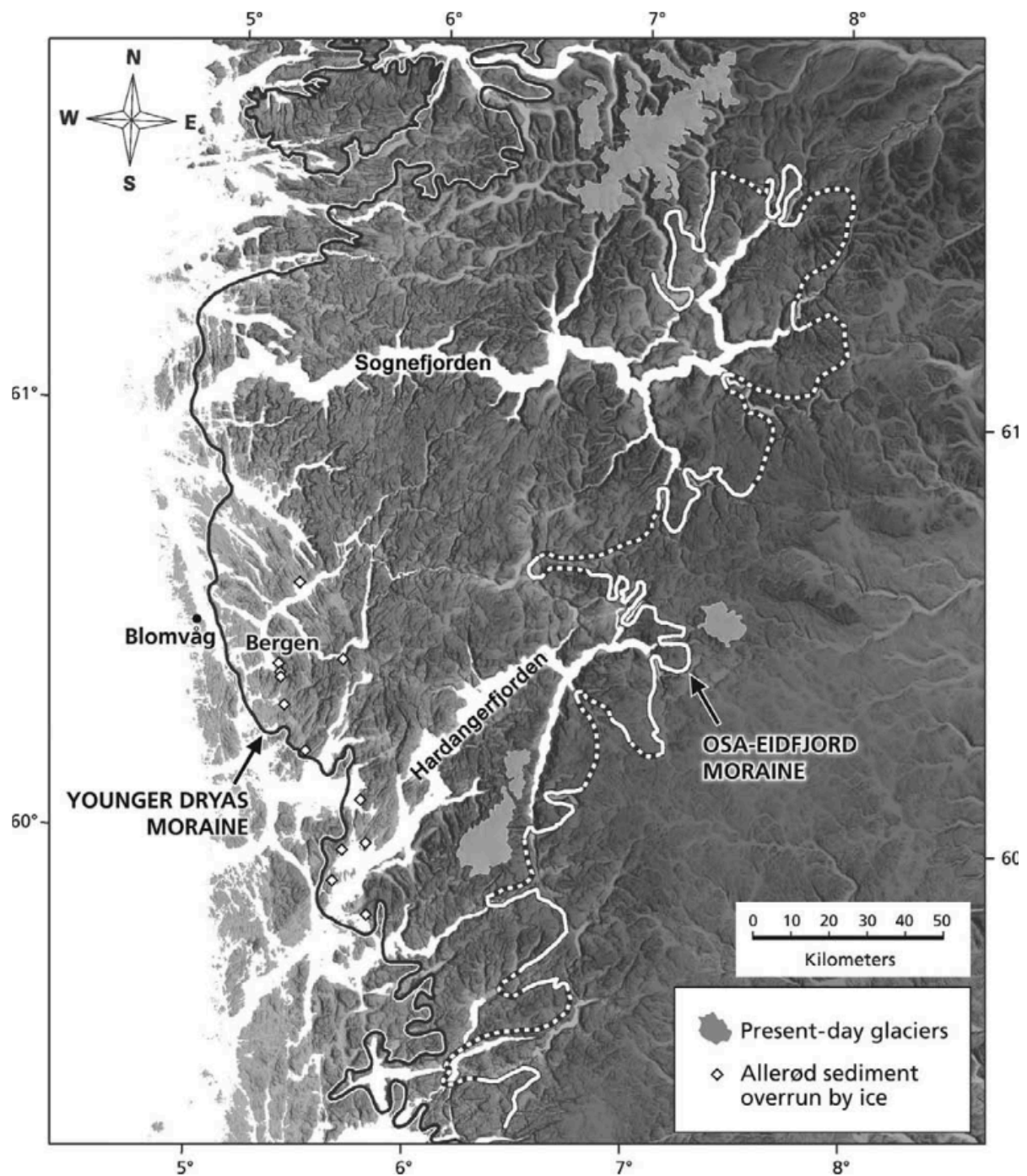
I yngre dryas, den siste kalde perioden frå 12 800-11 700 år BP, vaks innlandsisen (figur 2.8). Då dette breframstøytet kulminerte, i siste del av denne kalde perioden, vart det avsett store randmorenar langs kysten som syner utbreiinga av isdekket (Mangerud *et al.*, 2011). Mellom Sognefjorden og Hardangerfjorden rykka ismarginen fram i denne perioden, stabiliserte seg ute ved kysten. Denne posisjonen er reflektert ved endemorenar og andre israndavsetningar i området (Aarseth & Mangerud, 1974). Dateringar gjev at framstøytet i Hordaland ser ut til å ha starta allereie i allerød perioden (Lohne *et al.*, 2007), og kulminerte i sluttfasen av yngre dryas, 11 700 år BP, då Herdla-Halsnøy morena er avsett (Lohne *et al.*, 2012).

I Nordfjord kan dateringsresultat tyde på at breen nådde maksimal utbreiing i ein tidleg fase av yngre dryas, det så kalla Vardehaugframstøytet (Fareth, 1987). Det er og funne indikasjonar på at ismarginen etter dette framstøytet trekte seg inn fjorden, der breen hadde eit nytt opphald i siste del av yngre dryas. Ved dette opphaldet vart Nor-morena avsett, dette er utan samanlikning den mest markante glasiale avsetninga i Nordfjord. Nor-morena korresponderer mogleg med Herdla-Halsnøy morena i Bergensområdet (Aarseth & Mangerud, 1974). Det at brefronten i Nordfjord låg så langt inn i landet samanlikna med fronten i Hordaland kan skuldast dei ulike topografiske forholda. I Bergensområdet ligg det større fjellplatå langs kysten, medan det i Nordfjord er eit meir alpint landskap. Ei senking i snølinja vil difor ha størst implikasjonar for isdekket i Hordaland der ein har store akkumulasjonsområder for snø og is (Mangerud *et al.*, 1979). Basert på Aarseth & Mangerud (1974) sin rekonstruksjon låg isfronten i Hordaland relativt parallelt med kysten, før den nord for Sognefjorden svingar austover mot Fureneset før den følgjer sørsida av Dalsfjorden inn i landet (figur 2.9).

Ved overgangen til holocen smelta isen raskt attende grunna den brå klimatiske oppvarminga (figur 2.8), og heile Hardanger- og Sognefjorden vart isfrie for omlag 11 100 kal. år BP (Mangerud *et al.*, 2013).



Figur 2.8: Rekonstruert overflatetemperatur frå North-GRIP iskjerne på Grønland. Grøne liner markerer større klimatiske endringar. Modifisert frå Simonsen *et al.* (2011).



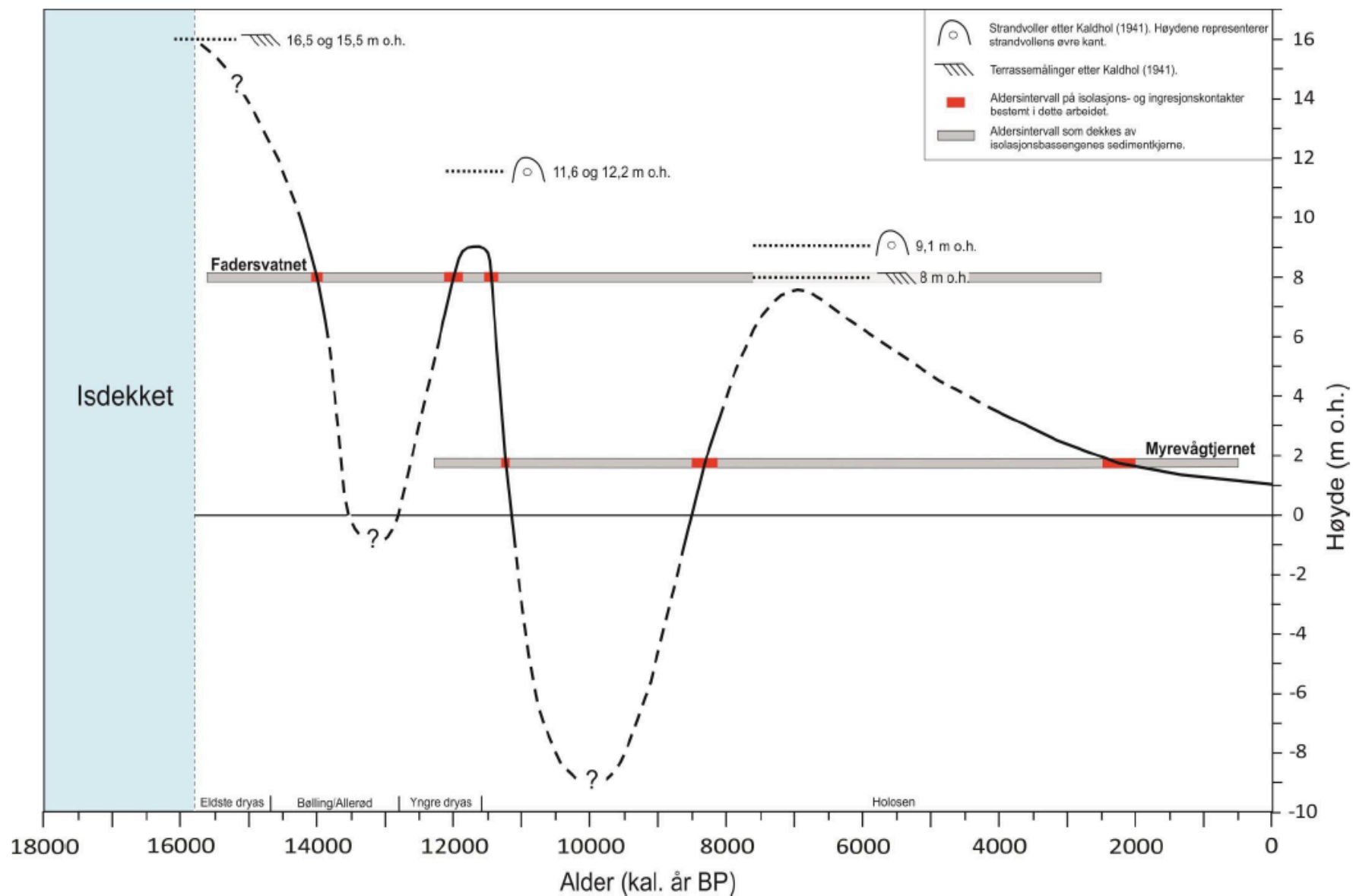
Figur 2.9: Kart som syner plasseringa av yngre dryas-ismarginen i Vest-Noreg slik den er kartlagt av Aarseth & Mangerud (1974). Figur frå Mangerud *et al.* (2011).

2.4 Landheving og tidlegare havnivå

Når vatn er lagra som is på land legg dette til ekstra vekt og pressar jordskorpa ned i mantelen. Når isen smeltar forsvinn vekta og skorpa stig ved isostatisk heving. I LGM var store mengder vatn lagra som is på land, dette førte til eit eustatisk havnivå som var omlag 125 m lægre enn det er i dag (Lambeck *et al.*, 2014). Når isen smelta steig det globale havnivået, men på grunn av den isostatiske hevinga steig landet fleire stader i Noreg raskare enn havet. Resultatet var eit relativt fall i havnivå og heva strandlinjer. Den isostatiske hevinga er størst i områda der isen var tjukkast, og det tidlegare havnivået varierer difor frå område til område. I tillegg til dette vil store ismassar innfluere på gravitasjonskrafta (geoiden), og auke strandforskyvinga (Lohne *et al.*, 2007; Vasskog *et al.*, 2019).

Endringar i det relative havnivået på vestlandet er studert ved hjelp av borekjernar frå såkalla isolasjonsbasseng som i periodar har vore knytt til havet (f. eks. Anundsen, 1985; Helle *et al.*, 2007; Lohne *et al.*, 2007; Vasskog *et al.*, 2019). Det regionale havnivået sørvest i Noreg synk i tida etter at ytterkysten vart isfri, truleg på grunn av rask landheving i kombinasjon med fall i geoiden ettersom isdekket minka. I siste del av perioden allerød byrja havnivået å stige igjen, og kulminerte 10 m høgare i siste del av yngre dryas (Helle *et al.*, 2007; Lohne *et al.*, 2007). Denne transgresjonen reflekterer ein vekst i isdekket som stagga landhevinga.

Natterøy (2013) har frå undersøkingar av sedimentstratigrafien i to isolasjonsbasseng på Værlandet laga ei strandforskyvingskurve for øya (figur 2.10). Denne kurva er basert på berre to isolasjonsbasseng, og det knyt seg difor ein del usikkerheit til utviklinga. Havnivåkurva for Sotra (Lohne *et al.*, 2007), og endringar i strandlinjegradiantar frå Hordaland er nytta til å berekne havnivået for dei usikre delane av kurva. Kaldhol (1941) omtalar to terrassar på Værlandet, som ligg ved 17 og 18 moh. Under feltarbeid på øya og ved bruk av LiDAR-data har eg freista å lokalisere terrassane utan resultat. Observasjonane verkar difor ikkje å vere like «tydelege» som Kaldhol beskriv dei. Natterøy (2013) vel likevel å nytte det lægre terrassenivået som startpunkt for kurva (16 moh.) etter å ha korrigert for skeiv landheving. Yngre dryas transgresjonen i området er sett til 9,6 moh. ved Fadersvatnet. I starten av holocen synk havnivået raskt, og strandlina vart liggjande omlag 9 m under dagens havnivå. Under Tapestransgresjonen, for omlag 7 000 år sidan, steig havnivået opp til 8 moh.



Figur 2.10: Havnivåkurve for Værlandet. Stipla liner syner meir usikre delar av kurva der det ikkje er dateringar frå Værlandet. Figur frå Natterøy (2013).

3. Data og metodar

3.1 Feltmetodar

Feltarbeidet i samband med denne oppgåva vart utført i løpet av sommaren 2018 og 2019. Målet med arbeidet var å ta prøvar av flyttblokker på Værlandet til ^{10}Be -eksponeringsdatering, samt å gjere seg kjend med kvartærgeologien på øygruppa. Det er gjort skuringsmålingar i Sognefjordsområdet. På Værlandet er det ikkje funne skuring på grunn av at dei lokale bergartane er mykje vitra. Denne delen av feltarbeidet er difor konsentrert i området langs den nordlege delen av Sognefjorden og øya Solund.

3.1.1 Skuringsmerker

Orienteringa til skuringsobservasjonar er målt både innanfor og utanfor ismarginen som svarer til den maksimale utbreiinga mot slutten av yngre dryas. Målingane er gjort med eit Silva Ranger 2.0 Mirror Compass, medan koordinatar og høgd over havet vart målt med ein handheldt GPS av typen Garmin GPSMAP 64. Orienteringa er målt ved å leggje kompasset langs skuringsstripa og rotere kompasshuset slik at det stemmer med nordpila (figur 3.1). Orienteringa er så lese av til næraste grad og loggført. Der det var mogleg er gjennomsnittet av ei rekkje målingar nytta, ettersom dette gjev eit meir presist resultat. Parabelriss og sigdbrot er gjev retninga av isrørsla. Brotmerka er berre målt om det er ei rekkje slike merker på same lokalitet. Orienteringa til parabelriss og sigdbrot er målt vinkelrett på det djupaste punktet i brotet, som normalt er på midten av merka. For alle målingane er det utført minimum tre målingar per lokalitet, orienteringa er gjeve ved gjennomsnittet av desse målingane. P-former er ikkje aleine nytta som retningsindikator, men der desse er observert er skuringsstriper i og omkring formene målt. Målingane av skuringsstriper gav i stor grad same retning som p-formene, men er målt på flater og ikkje på sider med stor helling.



Figur 3.1: Måling av skuringsstripe, her er retninga NV. Foto: Eli Anne Støfring.

3.1.2 ^{10}Be -eksponeringsdatering

Prøvane til ^{10}Be -eksponeringsdatering er samla inn i løpet av to feltturar til Værlandet i august og september 2018. Totalt er det teke prøvar frå 20 flyttblokker, ni av desse vart plukka ut til dateringsanalyse ut frå; høgast mogleg innhald av kvart, korleis blokkene si plassering på øya var i forhold til føremålet studien, ei overflate med minst mogleg sprekkar og tydelege spor etter vitring, korleis overflata låg orientert i forhold til potensiell skjerming blant anna.

Prøvane er fordelt slik at dei dekker øya best mogleg frå aust til vest, og alle er tekne over marin grense (16 moh.). Prøvane er tekne frå dei øvre 1-2 cm av blokkene si overflate, frå flate overflater eit stykkje frå alle kantar. Ein vinkelslipar vart nytta til å lage eit rutenett, før betane med stein vart fjerna med hammar og meisel (figur 3.2). Den topografiske skjeringa vart målt til næraste grad med eit klinometer, og ein handheldt GPS vart nytta til å fastslå koordinatar og høgd over havet. Dette er seinare kontrollert ved å bruke eit topografisk kart frå www.norgeskart.no med kotelinjer per meter. Vidare analyse er utført ved Universitetet i Bergen.



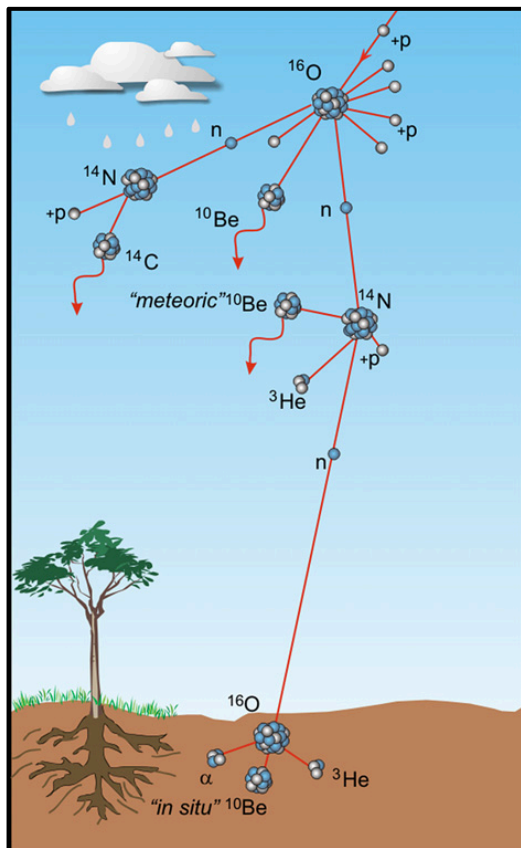
Figur 3.2: Prøvetaking av materiale til ^{10}Be -eksponeringsdatering. Foto: Eli Anne Støfring.

3.2 Eksponeringsdatering

3.2.1 Bakgrunn

Prinsippet bak eksponeringsdatering med *in situ* kosmogene nuklidar er at jorda konstant vert utsett for kosmisk stråling (Dunai, 2010). Når desse energirike, lada partiklane treff andre partiklar i atmosfæren vert ei kaskade av nye, sekundære, partiklar danna (figur 3.3).

Partiklane kan vidare reagerer med grunnstoff i mineral på overflata noko som kan føre til at desse fragmenterer. Denne prosessen, kalla spallasjon, resulterer i danninga av kosmogene nuklidar (Gosse & Phillips, 2001). Nuklidar vil i teorien eksistere i ein konsentrasjon proporsjonal med tida overflata har vore eksponert for den kosmiske strålinga (Darvill, 2013). Mengd kosmisk stråling aukar med høgd over havet, og kan variere over tid som eit resultat av endringar i kosmisk stråling frå sola og jorda sitt magnetiske felt (Gosse & Phillips, 2001).



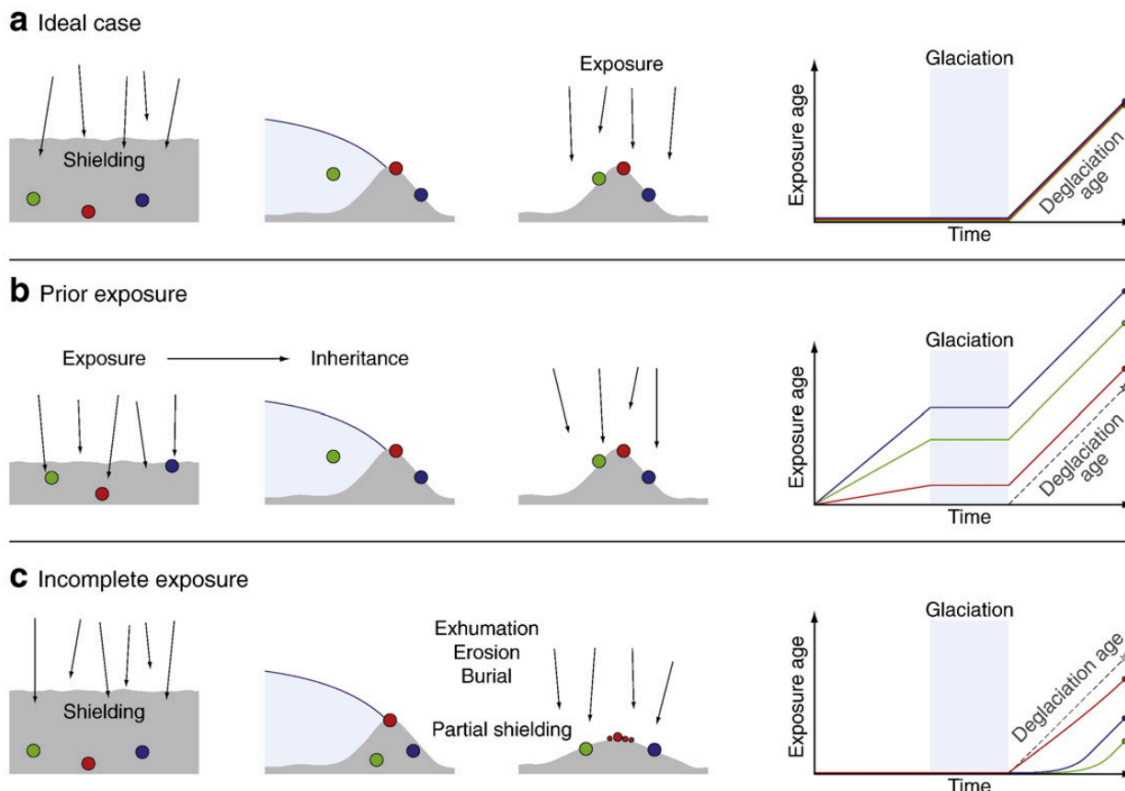
Figur 3.3: Skjematisk framstilling av danninga av sekundære kosmogene nuklid, både atmosfærisk og *in situ*. Figur frå von Blackenburg & Willenbring (2014).

Fleire typar nuklidar vert danna gjennom denne prosessen, men berre seks vert nytta i geologisk samanheng; ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al og ^{36}Cl (Gosse & Phillips, 2001). Kven av desse ein nyttar avheng av; i) kva tidsrom ein vil datere innanfor, ettersom dei har ulike halveringstider. ii) kva mineral bergartsoverflata består av, sidan dei vert danna frå ulike «mål nuklid». Nuklid danna frå mineralet kvarts (^{10}Be og ^{26}Al) vert ofte nytta i denne typen

undersøking. Grunnen til dette er at kvarts er veldig vanleg i jordskorpa, og difor kan finnast i ei rekkje bergartar. Ein kjenner og produksjonsraten av ^{10}Be rimeleg godt for dette mineralet, og dermed er dette kosmogene nuklidet lettare å ta i bruk.

Rekkjevidda på datering ved hjelp av ^{10}Be -eksponeringsdatering ligg mellom eit par tusen og opp til fleire millionar år. Men metoden kjem med ei rekkje føresetnadar, nokre er knytt til sjølve prøvematerialet; i) overflata har ikkje vore utsett for betydeleg erosjon eller vitring etter eksponering, ii) overflata har ikkje vore utsatt for betydeleg skjerming frå strålinga, iii) bergarten er eit lukka system, slik at nuklida ein måler konsentrasjonen av ikkje har leke ut eller blitt tilført frå andre kjelder enn strålinga, iiiii) bergarten inneheld ikkje arv av nuklida produsert ved tidlegare eksponering (Lowe & Walker, 2014).

Om overflata har vore skjerma frå stråling vil dette gje for låg alder på grunn av at prøven vil innehalde ein lægre nuklidekonsentrasjon (figur 3.4). Sidan det ikkje er eit direkte lineært forhold mellom mengd stråling og vinkelen frå horisonten, må større delar av horisonten vere blokkert for at dette skal ha betydeleg effekt. I tillegg til dette vil alle overflater over tid bli utsatt for erosjon og vitring. Dette har i denne samanheng to konsekvensar; det øvre laget, der kosmogene nuklidar hovudsakleg vert produsert, fjernast kontinuerleg. Dermed vil den overflata som blir prøvetatt ha blitt direkte eksponert for stråling ei tid etter hendinga ein ynskjer å datere. Dette vil gje prøven ein lægre alder, og avviket vil auke med alder sidan eldre prøvar vil ha vore utsett for meir erosjon. Arv av kosmogene nuklid frå tidlegare eksponering av overflata, vil gje ein høgare alder. Denne komponenten kan fjernast ved; i) at overflata er skjerma av isdekke i lang nok tid til at dei kosmogene nuklida vert brotne ned, ii) tilstrekkeleg erosjon fjernar den øvre delen av overflata som inneheld kosmogene nuklidar eller iii) at ulike prosessar bringer djupt materiale opp til overflata (Darvill, 2013).



Figur 3.4: Ulike scenarior og kva effekt det har på resulterande eksponeringsalder. (a) Det ideelle scenarior; prøven har ikkje vore eksponert før, og har vore kontinuerleg eksponert etter deglasiasjon. (b) Prøven har vore eksponert før deglasiasjon, og er kontinuerleg eksponert etter. Resultatet er ein prøve som gjev ein for høg alder i høve til sann deglasiasjonsalder. (c) Prøven har ikkje vore eksponert før deglasiasjonen, men har opplevd delvis skjerming av overflata etter deglasiasjonen. Resultatet er ein prøve som gjev ein for låg alder. Figur frå Heyman *et al.* (2011).

Å fastsette produksjonsraten til nuklid er og problematisk på grunn av; i) produksjonsraten varierer med høgd over havet, breiddegrad og prøvetjukkuleik, ii) overflatar kan oppleve ulik mengd kosmisk stråling over tid. Grunnen til at produksjonen varierer med breiddegrad er at den kosmiske strålinga vert påverka av jorda sitt magnetfelt. Dette gjer at partiklane vert avbøygde, og fleire partiklar treff jorda ved polane enn ved ekvator (Dunai, 2010). Over kortare tidsrom, under tusen år, vil sola si aktivitet påverke strålinga (Darvill, 2013). Det er altså store geografiske variasjonar i produksjonsrate, og ulike modellar for produksjonsrate er laga for ulike områder (Lowe & Walker, 2014). Produksjonsrate vert kalibrert ved å samanlikne dateringsresultat med godt definerte og tidfesta hendingar daterte med uavhengige metodar, som til dømes radiokarbondatering (Darvill, 2013).

Kosmogene nuklid vert i hovudsak produsert av tre prosessar; høg-energi spallasjon, negativ muon fangst (*muon capture*) og låg-energi nøytron fangst (Lal & Peters, 1967). Kven av desse som dominerer produksjonen avheng av ulike generelle og stads-spesifikke faktorar. Generelt

vil produksjonen variere med djupet i overflata, litologi og tettheit (Lal, 1991), og samla produksjon vil minke med djupet frå den eksponerte overflata. Dette heng saman med at strålinga mister energi etterkvart som den kjem djupare i overflata og har reagert med fleire grunnstoff. Dei meir stads-spesifikke faktorane er; topografien i området, orienteringa til overflata, og kva mineral bergarten er samansett av (Nishiizumi *et al.*, 1993). Desse faktorane må takast omsyn til når ein vel skaleringsskjema for lokal produksjonsrate og referanse-rate.

Kosmogene nuklid kan altså brukast til å tidfeste hendingar og endringsratar ved jorda si overflate (Benn & Evans, 2010). Metoden vert i dag hovudsakleg nytta til å rekonstruere isen si utbreiing, i områder der lite organisk materiale er tilgjengeleg, ved å datere landformer slik som morenar i tillegg til å gje eksponeringsalder for flyttblokker og eksponert berggrunn. I denne oppgåva er ^{10}Be -eksponeringsdatering nytta for å datere flyttblokker frå Værlandet, for å fastsette når området vart isfritt og ^{10}Be starta å bli danna i overflata.

3.2.2 Mineralseparasjon og preparering av prøvar til analyse

Prøvane er prosesserte ved Universitetet i Bergen under rettleiing av senioringeniør Lars Evje. Ei omfattande beskriving av lab-prosedyrar er gjeve frå Grant (2016), ein gjev berre eit generelt overblikk her.

Prøvane vart først knust ved hjelp av ein kjefteknusar, og så pulverisert til kornstørrelsar mellom 250-500 μm med ei skivemølle. I løpet av desse trinna går omlag 50% av materialet tapt. Etter dette vart prøvane kjemisk behandla med ei AqR-løysing (HNO_3/HCl 1:3), for å fjerne metall, karbonat- og glimmermineral. For å separere kvarts og feltspat vart det utført flotasjon, noko som har dårleg effekt på kvartsittar. Difor vart dette steget ikkje gjennomført på prøver av denne typen. Deretter vart det utført magnetseparasjon for å fjerne resterande glimmer og andre magnetiske mineral. Dei resterande stega i prosessen er utført av Lars Evje. På kvartsitt-prøvane vart det utført ekstra HF-etsing ettersom flotasjon ikkje vart gjennomført.

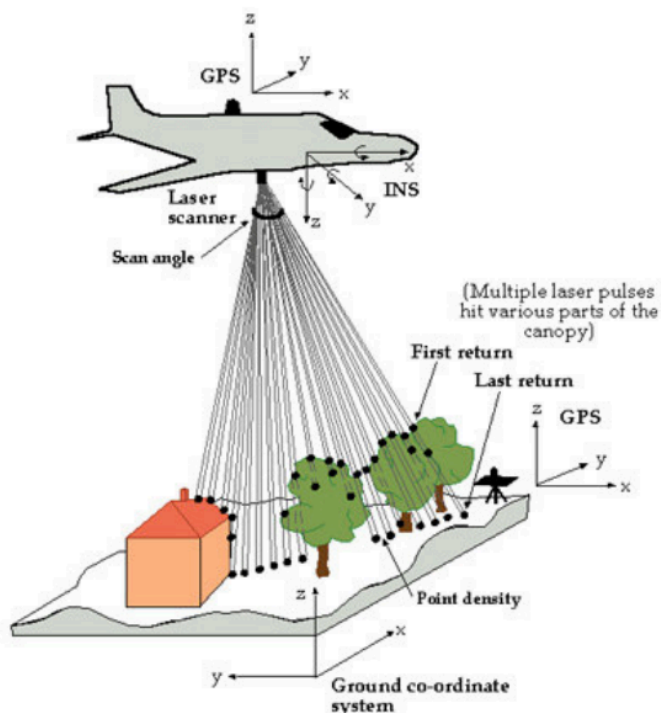
3.2.3 Kalkulering av ^{10}Be -alder

^{10}Be -eksponeringsaldrar er kalkulert ved hjelp av ein nettbasert kalkulator kalla «Version 3». Matlab-koden tek omsyn til breiddegrad, lengdegrad, meter over havet, erosjonsrate, topografisk skjerming, prøven sin tjukkeleik og tettheit (Balco *et al.*, 2008; hess.ess.washington.edu). I denne oppgåva er Lm skalering valt. Denne skaleringa tek omsyn til paleomagnetiske variasjonar, og vil gjere slik at produksjonsraten varierer med tid ettersom det magnetiske feltet endrar seg (Balco *et al.*, 2008). Sidan området der materialet til ^{10}Be -eksponeringsdatering er henta ligg over 60° nord vil produksjonsrata vere minimalt påverka av jorda sitt magnetfelt (Gosse & Phillips, 2001; Briner *et al.* 2014), og ein kunne difor valt ei anna skalering utan større endring i resultat. I tillegg til skalering må ein velje mellom dei to ulike produksjonsratane tilgjengelege for området, den skandinaviske frå Stroeven *et al.* (2015) eller den vestnorske frå Goehring *et al.* (2012a, b). Val av produksjonsrate er nærare diskutert i kapittel 4.1.4.

3.3 LiDAR

3.3.1 Bakgrunn

LiDAR (*Light Detection and Ranging technology*) er ein type luftbåre laserskannar. Frå slik skanning kan ein produsere høgoppløyste, digitale høgdemodellar av jordoverflata. Høgdedata samlast inn ved å fly over område med ein skannar som sender ut laserpulsar med høg energi. Ved å måle tida det tek for pulsen å nå overflata, verte reflektert og komme attende til mottakaren kan ein kalkulere avstanda mellom sensoren og punktet på overflata (figur 3.5), og få høgda til punktet (Glennie *et al.*, 2013).



Figur 3.5: Skjematisk framstilling av korleis LiDAR data vert henta inn. Figur frå Dowman (2004).

Ved å kombinere geografisk referanse data frå laseren med avstanda til det målte punktet kan ein lage ei tredimensjonal punktsky frå jorda si overflate. Dette gjev koordinatar og høgde (X, Y, Z) av tett plasserte punkt (Glennie *et al.*, 2013). Dette gjev ein digital overflatemodell (DSM), i tillegg til å kunne nyttast til å korrigere for at laseren flyttar på seg under målinga.

Energipulsen vil ettersom den treffer barrierar på veg mot overflata danne signal. Det første signalet vil reflektere det første den treffer, som ofte er vegetasjon eller konstruksjonar på overflata, medan det siste signalet reflekterer jorda si overflate (figur 3.5). Filtreer ein vekk dei første signala sit ein igjen med ein digital terreng-modell (DTM) (Dowman, 2004), eit datasett som berre består av signal frå jordoverflata.

3.3.2 LiDAR-data i geologisk kartlegging

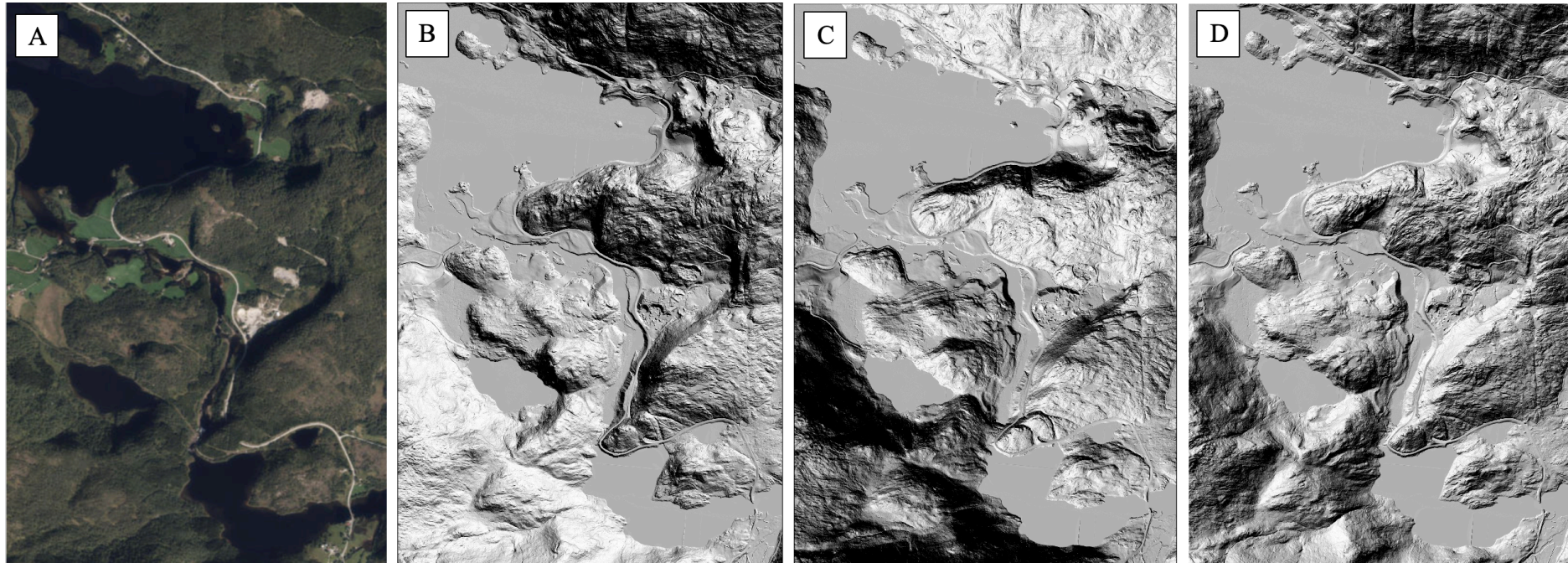
Digitale terrengmodellar kan brukast til å identifisere ei rekkje landformer; morenar, terrassar, kanalar frå smeltevatn og liknande (t.d. Ojala *et al.*, 2013, 2015; Möller & Dowling, 2015; Eilertsen *et al.*, 2015). Ein kan i nokre tilfelle og identifisere små og mellomstore landformer, sidan ein her får eit reint bilete av overflata (Johnson *et al.*, 2015). Nokre gonger er det vanskeleg å klart identifisere ei landform utelukkande frå denne typen kartlegging (Sarala *et al.*, 2015), difor er dette ein metode som ofte bør kombinerast med feltarbeid.

Eit anna problem er dekninga og oppløysinga av LiDAR-data. Høg oppløysing, 1 m eller betre, er stort sett berre tilgjengeleg for lågtliggande, kystnære delar av Noreg. Kartlegginga av yngre dryas morenar er fokusert i områder der det er 1 m oppløysing, ettersom dette er naudsynt for å kunne nøyaktig identifisere avsetningar. I nokre delar av studieområdet er det ikkje dekning, og her er ikkje kartlegging utført.

3.3.3 LiDAR kartlegging i ArcMap

For denne oppgåva er LiDAR-basert DTM henta frå Kartverket (2019), og nytta til å kartlegge relevante geomorfologiske avsetningar, hovudsakleg morenar. Desse er analysert for å blant anna kunne plassere grensa til isen i yngre dryas, og potensielt kunne seie noko om tjukkelsen til isdekket.

LiDAR-data er tilgjengeleg for nedlasting med oppløysing på 1, 10 og 50 m (Kartverket, 2019). DTM-1 datasett (1 m oppløysing) vart lagt til i programmet ArcMap 10.6, og frå dette vart det produsert skuggerelieff (*hillshade*) modellar ved hjelp av «Hillshade»-verktøyet. I ein slik modell framstiller ein DTM-data som skuggelagte relieff opplyst av ei lyskjelde frå ein bestemd retning. Ein kan setje ulike parameter for å framheve dei ulike landformene på best mogleg måte. «*Azimuth*» gjev kva retning lyset skal komme frå, i grader mellom 0° og 360°. «*Altitude*» gjev høgda til lyskjelda over horisonten, gjeve i grader mellom 0° og 90°. «*Z-factor*» gjev ein moglegheit for å vertikalt overdrive terrenget. I denne oppgåva er tre ulike modellar for skuggerelieff nytta, alle med varierende parameter (figur 3.6). Alle kart og figurar er produsert med ein z-faktor på 2 for å framheve topografien. Identifiserte landformer er kartlagt på separate lag ved bruk av polygon, linje og multipunkt redigeringsverktøy i ArcGIS. Projeksjonen til karta er gjeve med ETRS 1989 UTM Zone 33N.



Figur 3.6: Fire ulike skugerelieff av same område basert på LiDAR-data (DTM-1), som tydeleggjer ulike aspekt av terrenget. A) Satelittbilete av området for samanlikning (norgebilder.no). B) Modell med 45° azimuth, 45° altitude og ein z-faktor på 2. C) Modell med 225° azimuth, 45° altitude og ein z-faktor på 2. D) Modell med 315° azimuth, 45° altitude og ein z-faktor på 2.

3.4 Skuringsdatabase

3.4.1 Innsamling av data

Skuringsdatabasen er bygd opp av observasjonar gjort i samanheng med denne oppgåva i tillegg til observasjonar frå tidlegare hovudoppgåver og masterprosjekt (Viken, 1960; Rye, 1963; Kleiven, 1975a, b, c; Kræmer, 1977a, b, c; Klakegg, 1981a, b; Undertun, 2005).

Informasjon om skuringsobservasjonane og deira lokalitet er i fleira av kjeldene berre gjeve som eit symbol på kart i varierende målestokkar. Nokre av observasjonane er henta frå to av NGU (Norges geologiske undersøking) sine kvartærgeologiske kart frå området (Bargel & Aa, 1982; Aa & Sønstegaard, 2001). I nokre av hovud- og masteroppgåvene er data om skuringsobservasjonane ført i egne tabellar, men i kart frå NGU er skuringane berre gjeve som teikn på kart. Desse er difor skanna og forstørra, før orienteringa vart målt med eit Silva Ranger 2.0 Mirror Compass. Ingen av kjeldene hadde tilstrekkeleg informasjon om den eksakte posisjonen til observasjonane. Koordinatane, og i nokre tilfelle elevasjonen, er difor fastsett frå topografiske kart med 1 m høgdekoter (www.norgeskart.no). Posisjonen til lokalitetane vart bestemd så nøyaktig som mogleg, ved hjelp av lokale kjenneteikn og høgd over havet der slik informasjon var tilgjengeleg. Nøyaktigheita av dette arbeidet er i stor grad påverka av målestokken og presisjonen av det originale kartet, og difor er geografisk presisjon for kvart punkt notert i tabellen (tabell 3.1).

Tabell 3.1: Beskriv innhaldet i skuringsdatabasen (vedlegg 1, 2). Modifisert frå databasar presentert i Sæle (2017), Tuestad (2019) og Mangerud *et al.* (2019).

Kolonne	Tittel	Beskriving
1	StriaeNo	<i>Stripenr.</i> Skuringsstripa sitt nummer i databasen.
2	Loc.No.	<i>Lokalitetsnr.</i> Det kan vere fleire skuringsstriper per lokalitet.
3	County	<i>Fylke.</i>
4	Commune	<i>Kommune.</i>
5	Placename	<i>Stadsnamn.</i>
6	Lat_N	<i>Koordinatar, breiddegrad (N).</i> Gjeve med fem desimalar. For skuringsstriper innhenta i denne oppgåva er GPS koordinatar gjeve. For andre observasjonar er koordinatar henta frå norgeskart.no ved å identifisere lokalitetane på kart. Koordinatar nytta: EU89-geografiske grader.
7	Long_E	<i>Koordinatar, lengdegrad (Ø).</i> Gjeve med fire desimalar. For skuringsstriper innhenta i denne oppgåva er GPS koordinatar gjeve. For andre observasjonar er koordinatar henta frå norgeskart.no, ved å identifisere lokalitetane på kart. Koordinatar nytta: EU89-geografiske grader.
8	Precision	<i>Presisjon.</i> Presisjonen av koordinatane, skalaen er: <ol style="list-style-type: none"> 1. Veldig presis. Nytta for koordinatar frå GPS. 2. Presis. Lokalitet gjeve på eit kart der det er lett å kjenne igjen topografien. Feilmarginen er vurdert til <50 m. 3. Mindre presis. Nytta om det originale kartet har ein skala på 1:50 000 eller 1:100 000. Feilmarginen er vurdert til <500 m. 4. Ikkje presis. Lokalitet gjeve på eit kart med låg oppløysing. Feilmarginen kan vere fleire km. Observasjonar med denne presisjonen er berre nytta om orienteringa er viktig for den glasiologiske tolkinga.
9	Elev_masl	<i>Høgde, moh.</i> Høgda for observasjonar frå denne oppgåva er gjeve ved ein kombinasjon av kart og GPS. Høgda frå andre kjelder er henta frå norgeskart.no om den ikkje er gjeve.
10	Midpoint	<i>Midtpunkt.</i> For nokre av observasjonane er retninga gjeve innanfor ein sektor.
11	Plus_minus	\pm Om sektoren er >10° er denne kolonna nytta. Eksempel: skuringa er målt til mellom 0°-30°, så er 15 midtpunktet nytta i kolonne 10, og \pm verdien er 15.
12	Youngest	<i>Yngst.</i> Relativ alder 1. Orienteringa til den yngste skuringa. Om det berre er ein observasjon gjeve for ei lokalitet vil denne bli gjeve her.
13	Older	<i>Eldre.</i> Relativ alder 2. Orienteringa av den nest eldste skuringa.
14	Even_Older	<i>Endå eldre.</i> Relativ alder 3. Orienteringa av den eldre skuringa.

15	Even_Older2	<i>Endå eldre 2.</i> Relativ alder 4. Denne kolonna vert nytta for orienteringa av skuringa eldre enn den i kolonne 14.
16	Oldest	<i>Eldst.</i> Relativ alder 5, eller den eldste relative alderen på ei lokalitet.
17	Unknown_rel_age	<i>Ubestemd relativ alder.</i> Denne kolonna vert nytta for skuringsstriper med ubestemd relativ alder. Det kan vere fleire striper på same lokalitet som ikkje er bestemd.
18	Quality	<i>Kvalitet.</i> Kvaliteten på skuringsstripene på ein skala frå 1-3. <ol style="list-style-type: none"> 1. Polert overflate. Nyleg eksponert overflate som er polert og sjølv dei minste skuringsstripene er bevart. Vanleg i tidevassona. 2. Lite vitra overflate. Slike overflater kan også ha finare skuring. 3. Vitra overflate. Orienteringa er klar men den finare skuringa kan vere tapt.
19	Source	<i>Kjelde.</i> Kjelda for skuringsobservasjonane.
20	Code_symbol	<i>Symbol-kode.</i> Denne kolonna er nyttig for kartprogrammet ArcMap. Kodane er nytta til å identifisere det riktige symbolet for skuringsstripa i kartet. Kodane er dei same som dei nytta av NGU. Symbola nytta er vist i figur 3.7.
21	All_orientations	<i>All orientering.</i> Alle observasjonar er samla i kolonna, uavhengig av relativ alder eller sektor. Dette er nyttig for bruk av tabellen i programmet ArcMap.
22	Width of striations (mm)	<i>Breidda på skuringsstripene (mm).</i>
23	Bedrock	<i>Berggrunn.</i>
24	CommentsNO	<i>Kommentar.</i> Relevante kommentarar ført inn på norsk.
25	ErosionMarks	<i>Erosjonsmerker.</i> Merker slik som sigdbrot og parabelriss er nytta for å byggje opp under retninga.
26	Entered_by	<i>Lagt inn av.</i> Kven som har lagt informasjonen inn i databasen.

	211, Isskuringsstriper, bevegelse mot observasjonspunktet
	212, Isskuringsstripe, to moglege bevegelsesretningar
	213, Isskuringsstripe, relativ alder ikkje fastlagt
	214, Isskuringsstriper innanfor sektoren
	215 Kryssande isskuringsstriper, (relativ alder 1)
	216 Kryssande isskuringsstriper, (relativ alder 2)
	217 Kryssande isskuringsstriper, (relativ alder 3)
	260, Isskuringsstriper innanfor sektoren, kryssande, rel. alder 1 (2)
	261, Isskuringsstriper innanfor sektoren, kryssande, rel. alder 2 (2)

Figur 3.7: Fullstendig symbolforklaring for skuringsdatabasen oppretta i denne oppgåva. Symbola samstemmer med dei nytta av NGU. Kodane er nytta for at ArcMap skal kunne gje riktig orientering av skuringsstriper på kartet. Symbolforklaringa er i ArcMap gjeve på bokmål, og vil difor på kart produsert i dette programmet ha dette skriftspråket.

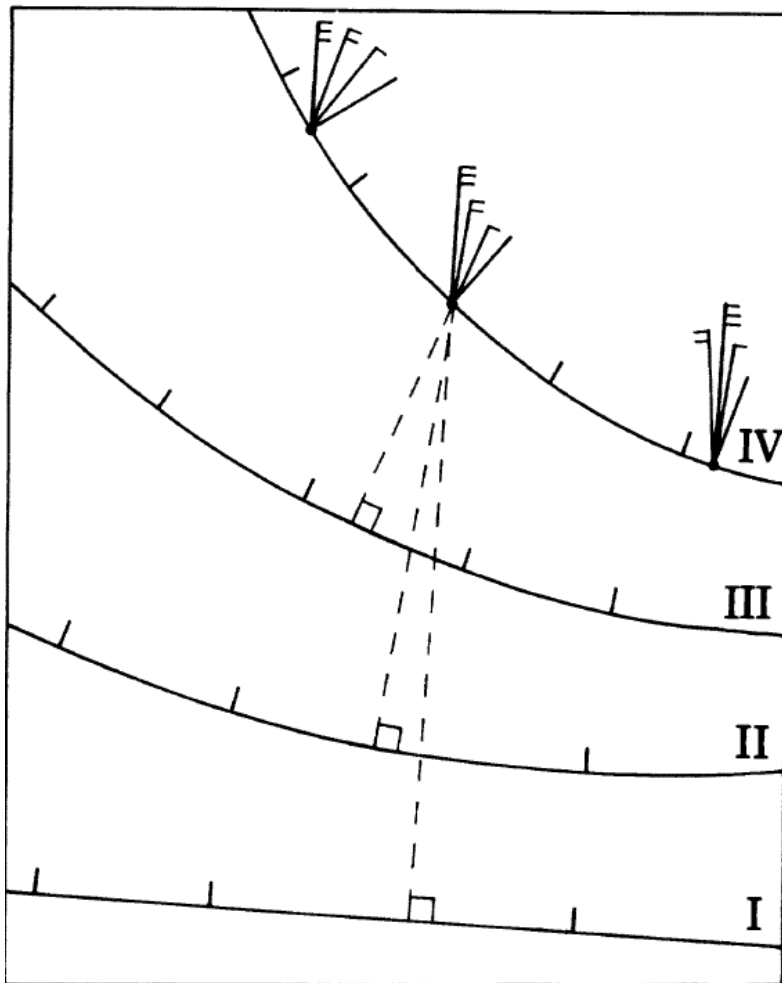
3.4.2 Kart i ArcGIS

Databasen består av ei Excel-fil, overført til programvara ArcMap 10.6 og konvertert til ei «*shape*» fil. Det er og utforma eit bakgrunnskart for å kunne framstille observasjonane med geografisk kontekst, å syne observasjonane på eit kart gjer det lettare å finne eventuelle feil i databasen, i tillegg til at ein har moglegheita til å visualisere trendar. Symbolbruken er den same som er nytta på kart laga av NGU (figur 3.7).

3.4.3 Rekonstruksjon av rørslemønsteret til isdekket

Isskuring er sentrale observasjonar for å rekonstruere rørslemønsteret til isen som har laga merka. I områder karakterisert av eit tynnt og usamanhengande lausmassedekke, slik som langs vestkysten av Noreg, har denne typen observasjonar vore spesielt nyttig. Skuring vert danna hovudsakleg langs ismarginen, og er orientert vinkelrett på ismarginen (figur 3.8) (Chamberlin, 1883; Hoppe, 1948; Iverson, 1991). Stripene representerer difor ein kontinuerleg flyt av is og ikkje ei bestemd hending (Kleman, 1990; Smith & Knight, 2011). Stripene vert kontinuerleg danna under isen, i periodar då ismarginen trekk seg attende. Ein vil difor i teorien finne dei eldste stripene nær isen si maksimale utbreiing, og dei yngste stripene i dei indre stroka nær det siste is-skiljet. Sidan dei representerer ein laminær straum

av is, vil skuringsstriper med ulik orientering på ei og same lokalitet reflektere ulike fasar av glasiasjonen, og i nokre høve og eldre glasiasjonar (figur; Kleman, 1990).



Figur 3.8: Skisse som syner endring i orientering av skuringsstriper danna nær ismarginen etterkvart som den trekk seg attende. Figur frå Kleman (1990).

Jansson *et al.* (2002) nyttar dei følgjande kriteria til å fastsette relativ alder på skuringsstriper med ulik orientering; skuring funne på le-sida av eksponert berggrunn er eldre, skuring funne på toppar mellom groper er yngre, skuring som kuttar anna skuring er yngst (figur 3.9). I denne oppgåva er skuringsobservasjonane sin relative alder hovudsakleg bestemd ut frå kryssande relasjonar, sjølv om det er færre slike observasjonar.

Feature	Rat-tails	Smooth facing edge of outcrop irregularities	Mediumscale stoss- and lee side topography	Crescentic gouge	Deflection of striae due to bedrock topography	Microscale smoothing of facing edges
Criteria for ice-flow direction						
Size	5 mm 2 cm ↔	5 cm 40 cm ↔	5 cm 5 m ↔	5 cm 20 cm ↔	1m 5 m ↔	1 mm 2 cm ↔
Ice flow	→	→	→	→	↗	↘

Relative age criteria	Lee-side position protection of striae	Striae on crests between grooves or striae	Striae cut into other striae or grooves
Relative age	↗ youngest oldest ↓	↗ youngest ↖ oldest	↖ youngest ↗ oldest

Figur 3.9: Kriteria nytta for å fastsetje rørsle av isen og dei relative aldrene av ulike skuringsstriper. Figur frå Jansson *et al.* (2002).

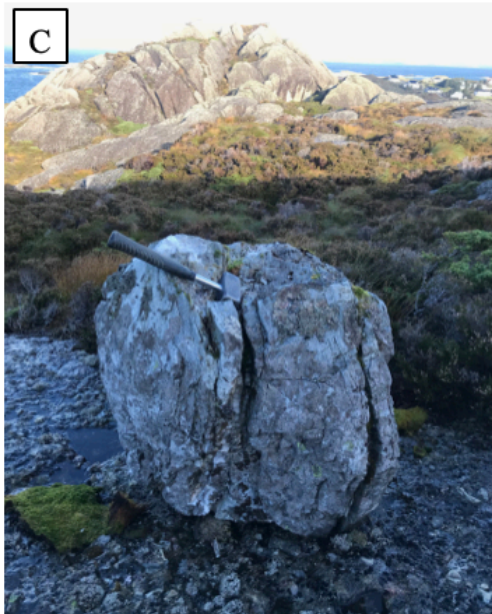
4. Resultat

4.1 ^{10}Be -eksponeringsdatering

4.1.1 Prøvetaking og feltresultat

^{10}Be -eksponeringsdatering er utført på bergartsprøver frå overflata av ni flyttblokker (figur 4.1 og 4.2). Plasseringa til blokkene på Værlandet er vist i figur 4.3, og all felldata er ført opp i tabell 4.1. Sidan alle blokkene ligg på berggrunn av konglomerat, og har ein prøvetjukkleik på 2 cm er denne informasjonen ikkje inkludert i tabellen.

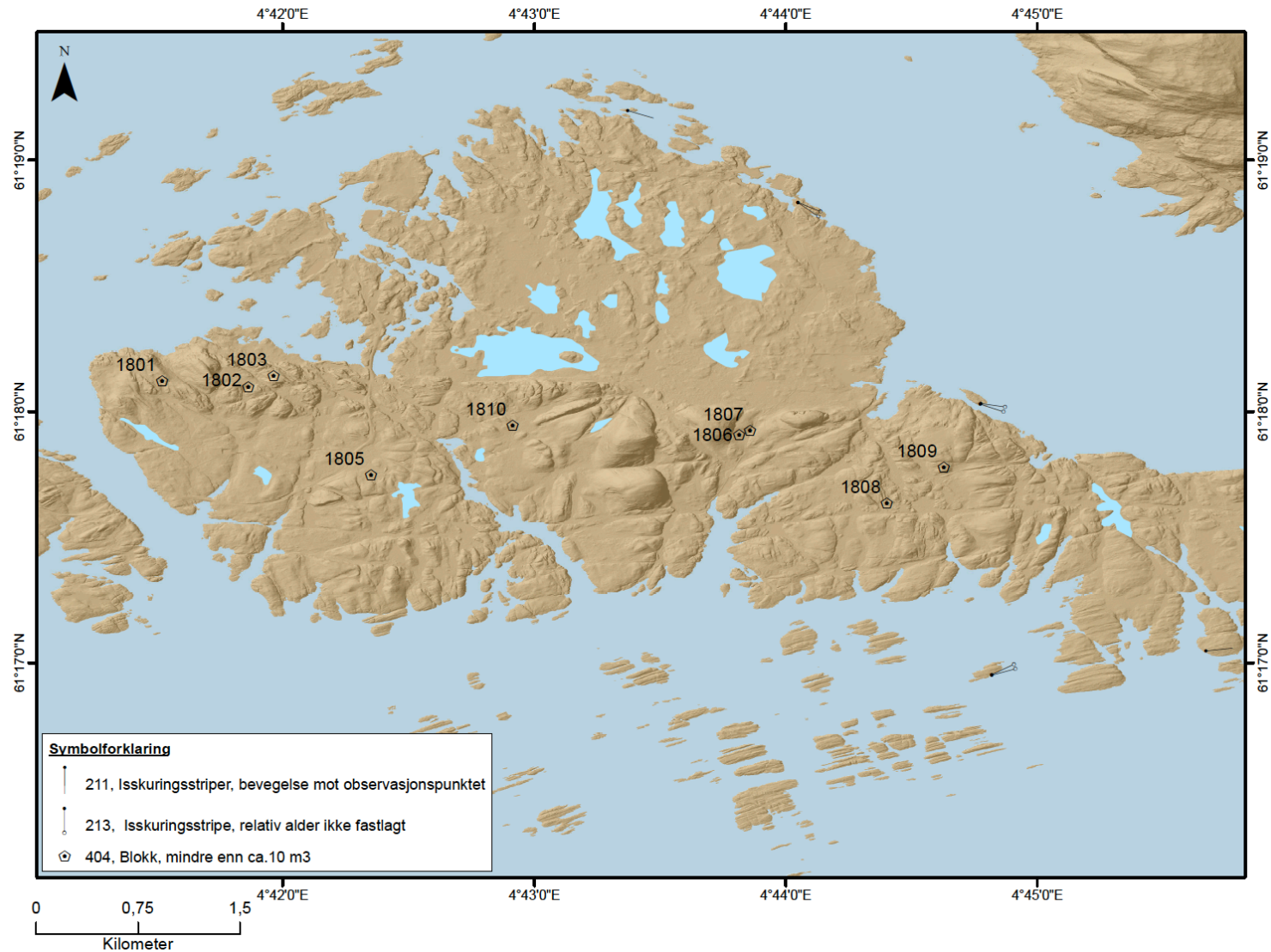
Dei fem kvartsittblokkene har til skilnad frå granittblokkene ei noko meir ujamn overflate med fleire hakk og sprekkar, medan sjølve blokkene er noko meir avrunda. Dei fire granittiske blokkene er til samanlikning meir kanta med større flater, medan av desse blokkene overflata er meir jamn og utan sprekkar. To av dei granittiske blokkene har større kvartsårer (VÆR-1807 og -1808), og av desse blokkene er prøvane hovudsakleg henta frå kvartsårene.



Figur 4.1: Fotografi av dei prøvetatte blokkene; A) VÆR-1801. B) VÆR-1802. C) VÆR-1803. D) VÆR-1810. E) VÆR-1805. Sjå figur 4.3 for lokalisering av blokkene. Foto: Eli Anne Støfring.



Figur 4.2: Fotografi av dei prøvetekne blokkene; A) VÆR-1806. B) VÆR-1807. C) VÆR-1808. D) VÆR-1809. Sjå figur 4.3 for lokalisering av blokkene. Foto: Eli Anne Støfring.



Figur 4.3: Kart som viser plasseringa av dei daterte flyttblokkene på Værlandet. Bakgrunnskartet er eit skuggerelieff basert på DTM-1 frå Kartverket (2019), innsjødata er henta frå NVE.

Tabell 4.1: Felldata og prøveinformasjon relatert til kvar enkelt flyttblokk der prøvemateriale til ^{10}Be -eksponeringsdatering er henta.

Prøve	Litologi	Høgd (moh.)	Breiddegrad (°N)	Lengdegrad (°A)	Størrelse på blokk (cm)	Skjermingsfaktor	Vekt (g)
VÆR-1801	Kvartsitt	30,7	61,302030	4,692000	150x150x100	0,9779	3000
VÆR-1802	Kvartsitt	42,5	61,301650	4,697690	150x150x110	0,9954	3530
VÆR-1803	Kvartsitt	44,7	61,302360	4,699380	100x80x90	0,9762	2700
VÆR-1805	Granitt	18	61,295658	4,705518	200x150x110	0,9997	2350
VÆR-1806	Kvartsitt	23,3	61,298480	4,730220	100x100x120	0,9896	1700
VÆR-1807	Kvartsgang i granitt	19,4	61,298762	4,730851	160x180x100	0,9875	3150
VÆR-1808	Kvartsgang i granitt	17,8	61,294071	4,739935	100x200x180	0,9838	2800
VÆR-1809	Kvartsitt	28	61,296320	4,743780	150x100x80	0,9999	2350
VÆR-1810	Granitt	18,3	61,299057	4,715097	150x100x100	0,9993	2700

4.1.2 ^{10}Be -alder

Laboratoriedata og ^{10}Be -aldrar med både vestnorsk og skandinavisk produksjonsrate (Lm skalering) er presentert i tabell 4.2.

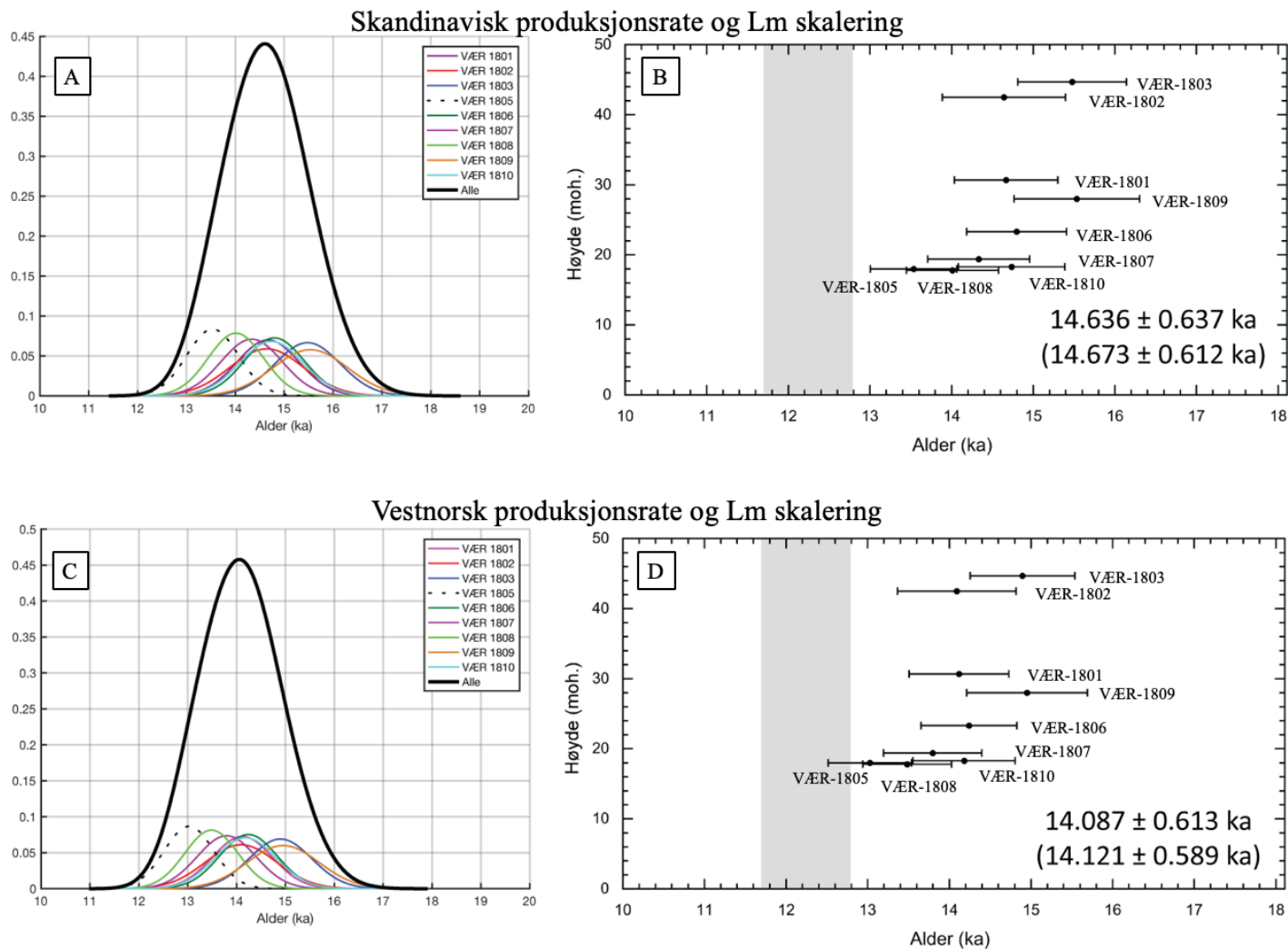
Såkalla kamelplott er nytta for å illustrere fordelinga av alle aldersmålingane, med individuell gaussisk usikkerheit. Kvar måling er plotta som ei kurve, basert på gjennomsnittet og 1-sigma analytisk usikkerheit. Dette gjer det enklare å visuelt analysere målingane, og korleis dei overlappar. I kamelplottet er det ei kurve som representerer alle dei individuelle målingane (figur 4.4). Ein enkelt topp i denne kurva indikerer eit høgt sannsyn for at dei individuelle aldrane daterer same hending (Balco, 2011). Kamelplot for ^{10}Be -aldrar med både den skandinaviske og vestnorske produksjonsrata er laga ved hjelp av MATLAB-koden frå Balco (2001). Ein kunne forvente å finne ei samanheng mellom alder og høgd over havet, men ettersom det berre er 27 m som skil høgaste og lågaste blokk finn ein ikkje ein klar trend i dette (figur 4.4).

Tabell 4.2: Laboratoriedata og resulterande ^{10}Be -aldrar. Det er ikkje gjort korrigering for snøskjerming/vegetasjon eller landheving.

* Aldrar berekna ved bruk av Lm-skalerting og vestnorsk ^{10}Be -produksjonsrate (Goehring *et al.* 2012a, b).

§ Aldrar berekna ved bruk av Lm-skalerting og skandinavisk ^{10}Be -produksjonsrate (Stroeven *et al.* 2015).

Prøve	Høgd (moh.)	Breidde- grad ($^{\circ}\text{N}$)	Lengde- grad ($^{\circ}\text{A}$)	Skjermings- faktor	Erosjonsrate (mm ka^{-1})	Vekt (g)	^{10}Be kons. (10^4 at g^{-1})	^{10}Be -alder (ka) *	^{10}Be -alder (ka) §
VÆR-1801	30,7	61,302030	4,692000	0,9779	0	24,96035	$6,37 \pm 0,27$	$14,1 \pm (0,6)$ 1,3	$15,0 \pm (0,6)$ 1,3
VÆR-1802	42,5	61,301650	4,697690	0,9954	0	24,72471	$6,56 \pm 0,34$	$14,1 \pm (0,7)$ 1,3	$14,6 \pm (0,8)$ 1,2
VÆR-1803	44,7	61,302360	4,699380	0,9762	0	25,00375	$6,81 \pm 0,29$	$14,9 \pm (0,6)$ 1,3	$15,5 \pm (0,7)$ 1,1
VÆR-1805	18	61,295658	4,705518	0,9997	0	30,54624	$5,93 \pm 0,23$	$13,0 \pm (0,5)$ 1,1	$13,5 \pm (0,5)$ 1,0
					1			$13,2 \pm (0,5)$ 1,2	$13,7 \pm (0,5)$ 1,0
VÆR-1806	23,3	61,298480	4,730220	0,9896	0	24,86774	$6,45 \pm 0,27$	$14,2 \pm (0,6)$ 1,3	$14,8 \pm (0,6)$ 1,1
VÆR-1807	19,4	61,298762	4,730851	0,9875	0	28,50774	$6,21 \pm 0,27$	$13,8 \pm (0,6)$ 1,2	$14,3 \pm (0,6)$ 1,1
VÆR-1808	17,8	61,294071	4,739935	0,9838	0	28,25020	$6,04 \pm 0,24$	$13,5 \pm (0,5)$ 1,1	$14,3 \pm (0,6)$ 1,2
VÆR-1809	28	61,296320	4,743780	0,9999	0	25,09498	$6,88 \pm 0,34$	$15,0 \pm (0,7)$ 1,4	$15,5 \pm (0,8)$ 1,2
VÆR-1810	18,3	61,299057	4,715097	0,9993	0	24,40869	$6,45 \pm 0,28$	$14,2 \pm (0,6)$ 1,3	$14,7 \pm (0,7)$ 1,1
					1			$14,3 \pm (0,6)$ 1,3	$14,9 \pm (0,7)$ 1,1
Gjennomsnitt								$14,1 \pm (0,7)$ 1,1	$14,7 \pm (0,7)$ 1,1



Figur 4.4: I denne figuren er alderar med korrigering for vitring nytta. A) og C) Kamelplott med kurver som syner aldersfordelinga til dei individuelle blokkene med 1-sigma analytisk usikkerheit, og ei samla kurve for gjennomsnittet av alle blokkene. B) og D) ¹⁰Be-aldrar med 1-sigma analytisk usikkerheit plotta mot flyttblokkene si høgd over havet. Grått område syner yngre dryas perioden. I høgre hjørnet er gjennomsnittleg alder vist; ikkje korrigert for vitring utan parantes og korrigert for vitring med parantes.

4.1.3 Erosjonsrate

Kvartsgangar er funne i to av granitt-blokkene; VÆR-1807 og -1808. Målingar gjev at kvartsgangane på det meste stikk 1-1,5 cm høgare opp i høve til den granittiske overflata (figur 4.5). Om ein går ut frå at området vart isfritt ved omlag same tid som kystområda i Hordaland (ca. 15 000 år sidan) (Mangerud *et al.*, 2017) har dei granittiske blokkene hatt ei maksimal vitring på omlag 1,5 cm på 15 000 år. Dette gjev ei maksimal vitringsrate på 1 mm ka⁻¹. Sidan kvarts er mindre utsett for vitring enn granitt går ein ut frå at kvartsittblokkene og kvartsgangane i dei granittiske blokkene ikkje har vore utsett for betydeleg vitring. Om kvartsgangane syner spor etter skuring er vitringa nær ikkje eksisterande, det var diverre ikkje mogleg å finne tydeleg skuring i desse kvartsgangane. Korrigering for maksimal vitring er presentert i tabell 4.2 for dei to granittblokkene utan kvartsgangar. Denne metoden for å finne erosjonsrate er og nytta av til dømes Mangerud *et al.* (2013).



Figur 4.5: Overflata til blokk VÆR-1807. Ein kan tydeleg sjå at kvartsgangen som går frå nede i høgre hjørne til oppe i venstre hjørne stikk høgare opp i høve til overflata til granitten. Foto: Eli Anne Støfring.

4.1.4 Val av produksjonsrate

Det er to produksjonsratar tilgjengeleg for området; den vestnorske frå Goehring *et al.* (2012a, b) og den skandinaviske frå Stroeven *et al.* (2015) (tabell 4.3). Den vestnorske produksjonsrata er basert på dateringar frå to lokaliteter frå Midt-Noreg. Den skandinaviske produksjonsrata er basert på dateringar frå fire lokalitetar; ei i Sør-Sverige, to i Midt-Noreg og ei i Nord-Noreg. Dateringane dei to produksjonsratane er basert på dekkjer tidsintervallet frå 11,6 til 6,1 ka. ^{10}Be -dateringane i denne oppgåva ligg mellom 15,5 og 13,0 ka, altså eit par tusen år utanfor intervallet til produksjonsratane. Som nemnt tidlegare varierer produksjonsrata med tid, og det at produksjonsratane ikkje dekkjer dette intervallet gjev ei ytre usikkerheit på omlag 1000 år. Den vestnorske produksjonsrata er noko høgare enn den skandinaviske (tabell 4.3), utslaget av dette er ca. 500 år i skilnad mellom ^{10}Be -aldrane frå dei to ulike produksjonsratane. Det må her nemnast at om ein tek med usikkerheita i dateringane så vil aldrane framleis overlappe.

Det er i denne oppgåva valt å hovudsakleg nytte ^{10}Be -aldrar frå den vestnorske produksjonsrata. Hovudgrunnen er at dette vil gjere det lettare å samanlikne resultatane frå denne oppgåva med ^{10}Be -aldrar frå andre publikasjonar frå området, der hovudsakleg den vestnorske produksjonsrata er nytta (t.d.: Mangerud *et al.*, 2013).

Tabell 4.3: Produksjonsratar for det skandinaviske og det vestnorske datasettet, og tidsintervalla dei representerer.

Datsett	Produksjonsrate (atom $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$) (Lm skalering)	Tidsintervall (kal. ka før prøvetaking)	Referanse
Skandinavisk	$4,13 \pm 0,15$	~11,6 til ~6,1	Stroeven <i>et al.</i> (2015)
Vestnorsk	$4,15 \pm 0,11$	~11,6 til ~6,1	Goehring <i>et al.</i> (2012a, b)

4.1.5 Avvik i datasettet

Ved bruk av ^{10}Be -eksponeringsdatering legg ein til grunn ei rekkje forhold, noko som gjer at ein får relativt stor usikkerheit samanlikna med andre metodar. Ein metode med lægre usikkerheit er ^{14}C -datering. Denne metoden er hyppig nytta og det er gjort mykje arbeid med å forstå dei ulike faktorane som påverkar denne typen datering. Den lægre usikkerheita gjer ^{14}C -dateringane er meir presise, og nøyaktigheita er difor større. Det kan difor potensielt vere nyttig å samanlikne eit ^{10}Be -datasettet med ^{14}C -dateringar frå same område. Om ein samanliknar ^{10}Be -dateringar med 2-sigma analytisk usikkerheit frå denne oppgåva med dei

djupaste¹⁴C-dateringane frå Fadersvatnet (Natterøy, 2013) ser ein at desse overlappar, og ein kan difor ikkje nytte dette kriteriet til å vurdere ¹⁰Be-datasettet.

Kamelplottet (figur 4.4) synleggjer at VÆR-1805 har ein noko lægre alder enn dei andre dateringane og at prøven ikkje overlappar med dei resterande åtte prøvane i like stor grad som dei overlappar med kvarandre. Å fjerne denne prøven frå datasettet vil forbetre presisjonen til datasettet noko utan å merkbart endre resultatet. Ein kan diskutere om VÆR-1805 bør takast ut frå datasettet for å auke presisjonen, men i denne oppgåva finn ein ikkje eit tilstrekkeleg godt og vitenskapleg grunnlag for å gjere dette. Vel ein å ta ut VÆR-1805 frå datasettet vil gjennomsnittet endre seg frå $14,1 \pm (0,7) 1,1$ til $14,2 \pm (0,6) 1,3$.

4.2 LiDAR

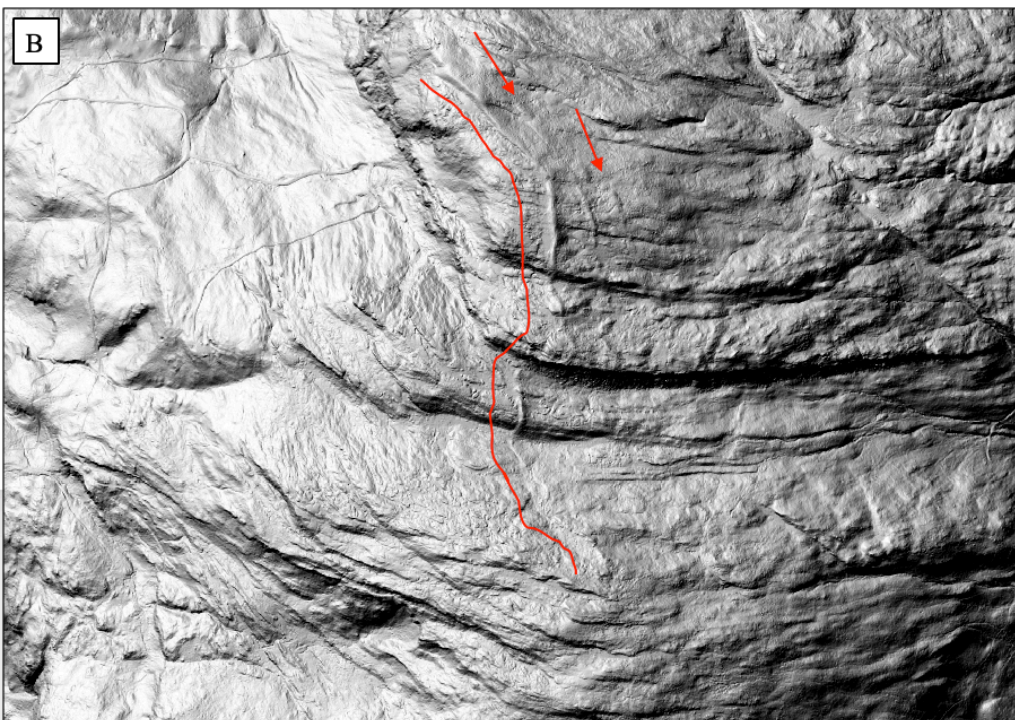
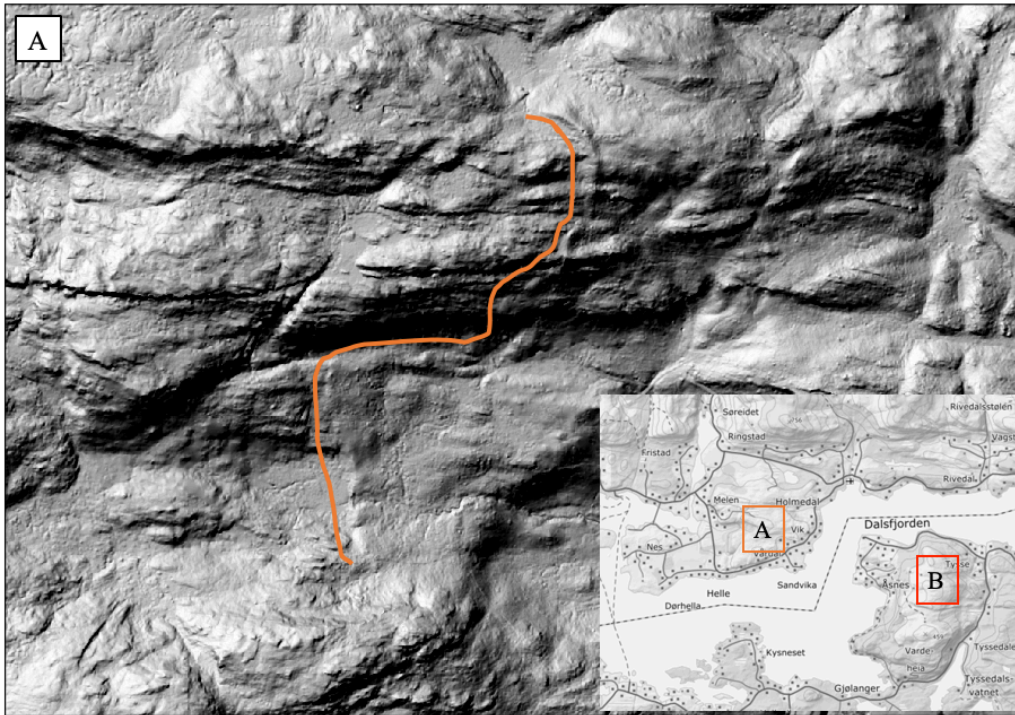
Ismarginen under yngre dryas glasiale maksimum i studieområdet er tidlegare kartlagt av Undås (1963) og Aarseth & Mangerud (1974). For å etterprøve denne kartlegginga, og for å få ei sikrare og meir presis plassering av ismarginen har eg nytta LiDAR-data. Ei av problemstillingane i denne oppgåva er å finne ut om eit yngre dryas framstøyt kan ha nådd ut til Værlandet og kartleggingsarbeidet er difor konsentrert i dette området. Ved hjelp av LiDAR-data er munningen av Sognefjorden og øyene utanfor granska etter spor frå eit yngre dryas framstøyt. Så godt det let seg gjere føl ein moreneryggar frå området ved Mjømna i Gulen, der avsetningar er omtala av Mangerud *et al.* (2019), og nord til Dalsfjorden.

4.2.1 Landformer

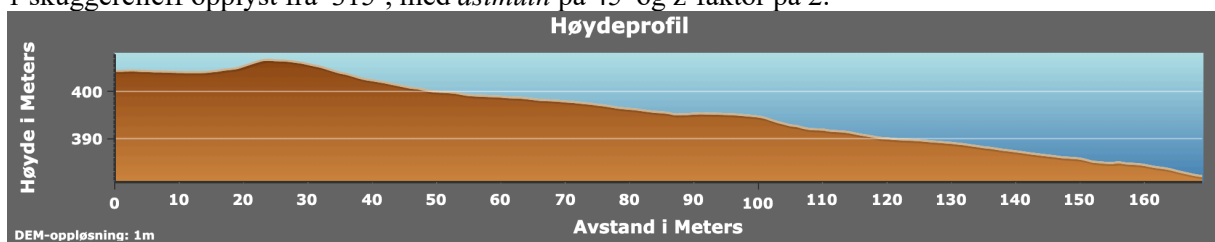
I denne oppgåva går ein ut frå at hovuddelen av lausmasseformene i området stammar frå yngre dryas framstøytet og påfølgande deglasiasjon. Kartlegginga syner at moreneryggane i dette området er nokså små og sporadiske, og det er få større og samanhengande avsetningar. Ein grunn til dette kan vere at området er skåre gjennom av fleire tronge fjordar, i tillegg til å ha mange øyer og holmar. Dette gjeld spesielt frå området sør for Solund og nord til munningen av Åfjorden.

Moreneryggar:

Nokre stader finn eg frå LiDAR-data tydelege langstrakte ryggar, ofte på tvers av bergstrukturen og parallelt med kysten (figur 4.6). Desse lausmasseryggane trer nokså tydeleg fram på LiDAR-bileta. Figur 4.7 syner eit høgdeprofil på tvers av ein av ryggane som er vist i figur 4.6 B.



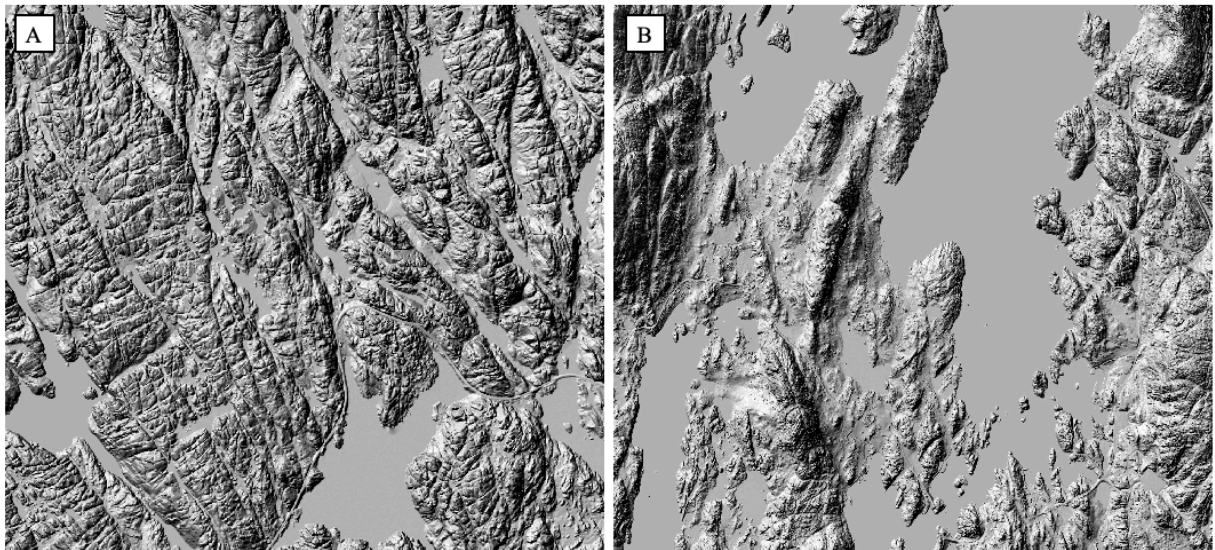
Figur 4.6: Landformer tolka som moreneryggar. A) Morenerygg frå området nord for Dalsfjorden, i fjellområda mellom Holmedal og Askvoll. Ryggform på høgre side av gul linje. B) Tre parallelle moreneryggar frå området sør for Dalsfjorden, sør for fjellet Arsteinheia. Bakgrunnskartet er eit DTM-1 skuggereleieff opplyst frå 315°, med *asimuth* på 45° og z-faktor på 2.



Figur 4.7: Høgdeprofil på tvers av ryggformene vist i figur 4.6 B. Figur frå Kartverket (2019).

Andre landformer:

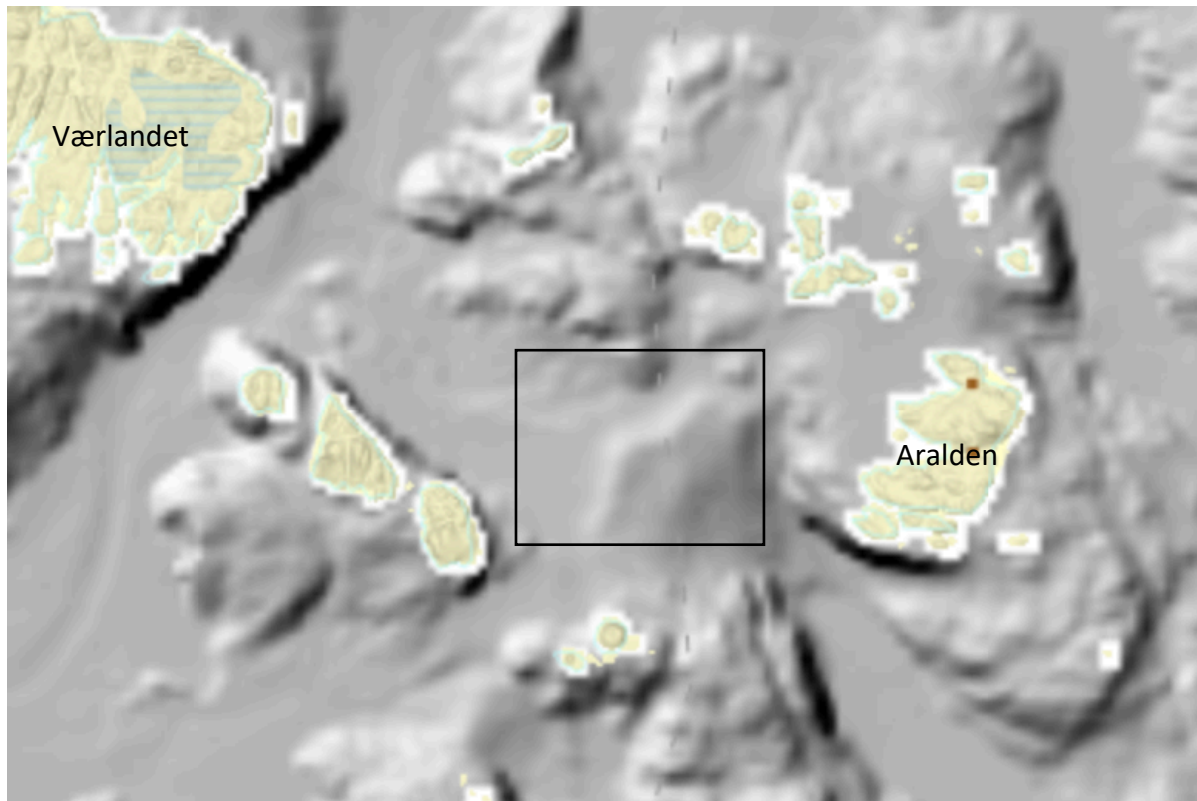
I området frå sør for Solund og nord til munningen av Dalsfjorden, er det frå LiDAR-data ikkje identifisert tydelege ryggar i landskapet. Det er likevel eit tydeleg skilje mellom dei indre øyene der ein kan sjå eit tjukkare lausmassedekke, og dei ytre øyene der det er eit tynnare lausmassedekke (figur 4.8). Undås (1963) og Aarseth & Mangerud (1974) nemner fleire lokaliteter i dette området der dei meiner å kunne identifisere morenar, men eg kan ikkje seie å ha identifisert desse frå LiDAR-bileta.



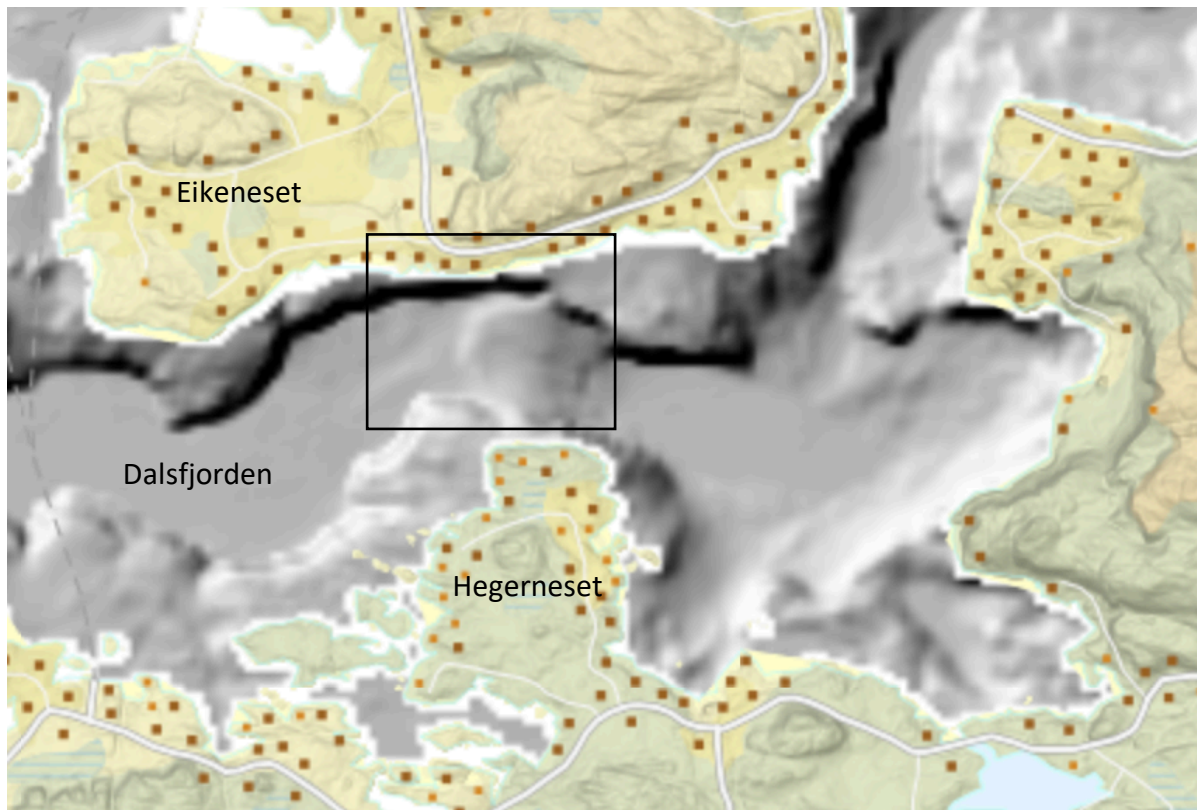
Figur 4.8: A) Vestlege delar av Solund der det tydeleg er lite morenemateriale. B) Austlege delar av Solund der terrenget er meir utjamna av lausmassar og tolkar til å vere morenemateriale. Kartet er eit skuggerelieff basert på LiDAR-data (DTM-1) opplyst frå 315°, med *asimuth* på 45° og z-faktor på 2.

4.2.2 Havbotn

Yngre dryas-ismarginen ligg til dels på sjøbotn, og her kan ein ikkje nytte LiDAR-data til å kartleggje israndposisjonen. For havområda har eg difor nytta batymetriske data kombinert med LiDAR-kartlegging (Havforskningsinstituttet, 2019). Oppløysinga på dei batymetriske karta er relativt låg (10 og 50 m per rute), men i spesielt to områder kan ein tydeleg sjå former som truleg korresponderer med yngre dryas morena på land. Den første observasjonen er gjort vest for øya Aralden, søraust for Værlandet (figur 4.9). Ei liknande ryggform er funne i Dalsfjorden mellom Hegreneset i sør og Eikeneset i nord (figur 4.10).



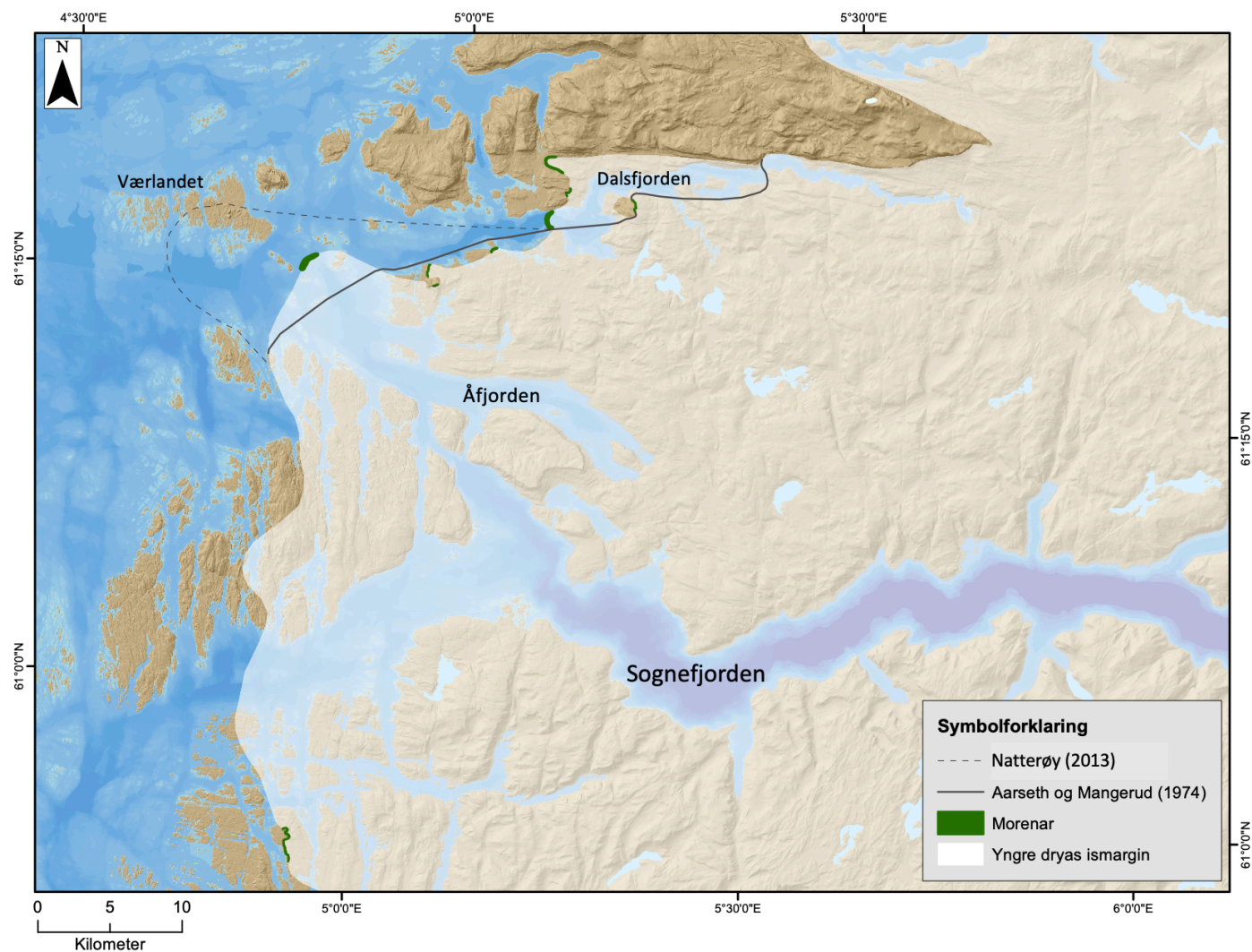
Figur 4.9: Ryggliknande form (svart rute) vest for øya Aralden og søraust for Værlandet som ein kan sjå oppe i venstre hjørne. Den jamne og buande forma gjer at ein tolkar dette som ei lausmasseavsetning. Figur frå Havforskningsinstituttet (2019).



Figur 4.10: Ryggliknande form (svart rute) i Dalsfjorden, mellom Hegerneset i sør og Eikeneset i nord. Den jamne og buande forma gjer at ein tolkar dette som ei lausmasseavsetning. Figur frå Havforskningsinstituttet (2019).

4.2.3 Yngre dryas-ismarginen

Yngre dryas-ismarginen er i denne oppgåva plassert ut frå LiDAR-observasjonar, batymetriske data og tidlegare arbeid utført av Undås (1963) og Aarseth & Mangerud (1974) (figur 4.11). I områder der ein tydeleg ser nokså store moreneryggar er dette nytta som utgangspunkt for modifisere tidlegare plassering av marginen.



Figur 4.11: Kart som viser yngre dryas-ismarginen slik den er rekonstruert i denne oppgåva. I store delar av området stemmer dette med tidlegare kartlegging av Aarseth & Mangerud (1974). Dei områda der det er avvik i høve til det etablerte bilete er tidlegare tolking vist med svart linje. Natterøy (2013) har basert på innsjøboring på Værlandet postulert ei mogleg større utbreiing av isen i yngre dryas perioden (stipla linje). Bakgrunnskartet er skuggerelieff frå DTM-10 og djupedata frå Kartverket (2019), innsjødata er henta frå NVE.

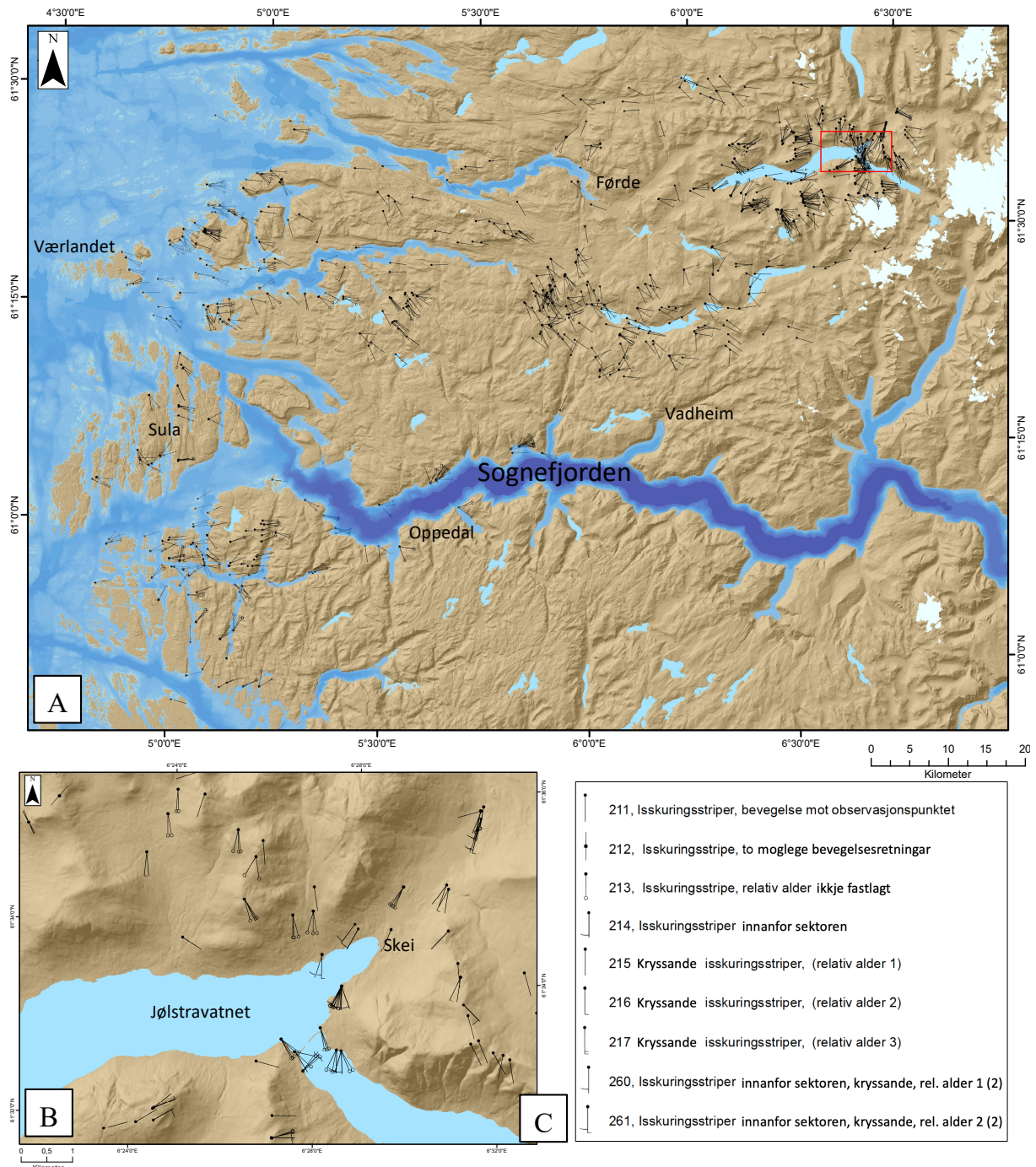
4.3 Skuringsdatabase

4.3.1 Oversikt over skuringsdatabasen

Skuringsdatabasen for Sogn og Fjordane inneheld 1025 observasjonar frå sørvestlege delar av fylket. Tabell 4.4 syner kor mange skuringsobservasjonar som er henta frå dei ulike kjeldene, og kva områder dei ulike kjeldene dekker. Eg har hovudsakleg utført feltarbeid for å finne og måle isskuring i områder der eksisterande observasjonar ikkje er lokalisert. Eit oversiktskart som syner alle tilgjengelege skuringsobservasjonar som inngår i databasen (1025) er presentert i figur 4.12. I tillegg til mine egne observasjonar er det freista å innarbeide all relevant data frå publikasjonar og hovudoppgåver i skuringsdatabasen. Sjølv databasen er inkludert som ein tabell i vedlegg 1, og elektronisk som tabell og «shapefil» for ArcMap i vedlegg 2.

Tabell 4.4: Oversikt over kva kjelder skuringsobservasjonar i databasen er henta frå.

Kjelde	År	Skurings-observasjonar	Område
Kræmer, Roar	1977	37	Naustdal, Førde, Jølster
Klakegg, Ove	1981	336	Jølster
Rye, Noralf	1963	2	Jølster
Kleiven, Arna Aase	1975	207	Gaular, Førde
Undertun, Oddgeir	2005	151	Gulen
Viken, Oddmund	1960	31	Gaular, Førde, Askvoll, Naustdal
Bargel, Terje; Aa, Asbjørn Rune	1982	140	Fjaler, Askvoll, Solund, Flora
Aa, Asbjørn Rune; Sønstegaard, Eivind	2001	46	Fjaler
Støfring, Eli Anne (denne oppgåva)	2019	75	Høyanger, Solund
Totalt		1025	

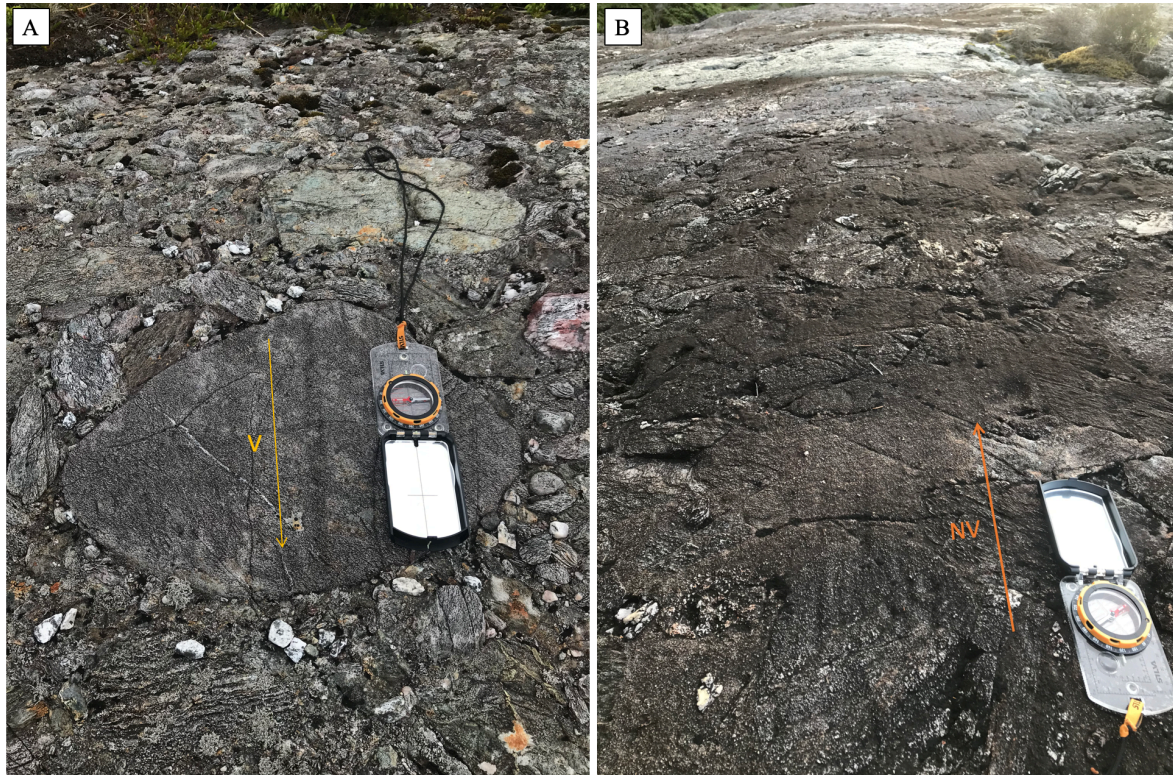


Figur 4.12: A) Kart over studieområdet der alle skuringsobservasjonar i databasen er vist. Raud rute syner plasseringa av 4.12 B. Bakgrunnskartet er skuggereleieff basert på DTM-10 og djupnedata frå Kartverket (2019), innsjø- og bredtata er henta frå NVE. B) Nærare kartutsnitt som syner åtte av dei ni symbola nytta for å skilje mellom ulike typar skuringsobservasjonar. Kode 217 er ikkje vist. C) Symbolforklaring som syner dei ulike kodane nytta i databasen.

4.3.2 Feltarbeid

Frå mitt feltarbeid er det gjort 75 nye skuringsobservasjonar, hovudsakleg frå Solund og nordsida av Sognefjorden vest for Vadheim. Berggrunnen i Solund, øygruppa ved munningen av Sognefjorden, består hovudsakleg av konglomerat. Mange stader er konglomeraten så forvittra at det er vanskeleg å finne skuring, sjølv i tidevassona. Skuringsobservasjonar er gjort på enkelte bollar av hardare bergartar (figur 4.13 A), og meir skjeldan på sjølve bergoverflata (figur 4.13 B). Derimot er det gjort hyppige observasjonar av større, plastiske former i berggrunnen, spesielt i fjellsider (figur 4.14). Formene føl i stor grad topografien i området, og det same gjer skuringa ein kan observere i og omkring desse formene. Desse formene har eg tolka til å vere p-former.

Langs Sognefjorden er søket etter observasjonar konsentrert til tidevassona. Der det var mogleg å komme til var både skuringsstriper, sigdbrot og parabelriss godt bevart (figur 4.15 og 4.16). I dei indre delane ved Vadheim er det bratt og ulent å komme ned til sjøen frå vegen og langs desse fjellsidene vart det difor ikkje gjort feltarbeid.



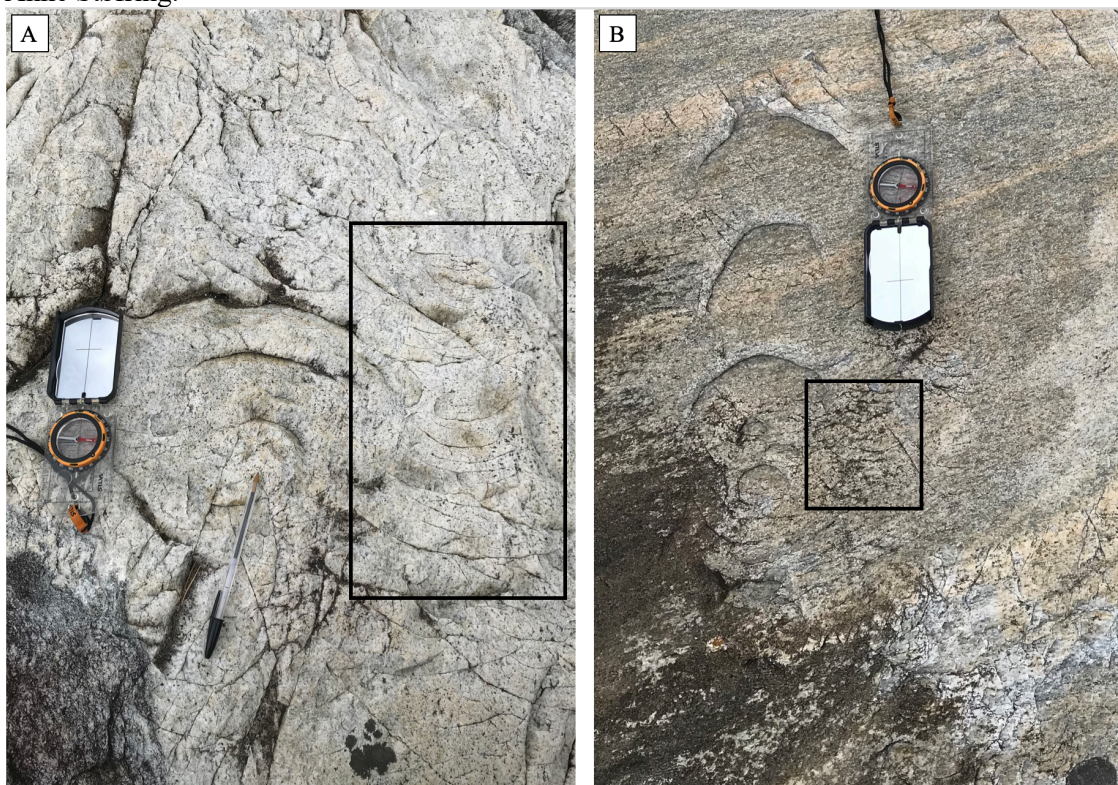
Figur 4.13: Skuringsobservasjonar frå Solund A) Vestleg skuring på bolle i konglomerat. B) Skuring på konglomerat. Foto: Eli Anne Støfving.



Figur 4.14: Bergside med tydelige p-former og skuring i ein NV retning på øya Solund. Formene er tydelege der isen har pressa seg mot fjellsider, og spesielt dei isen har pressa seg mellom to fjellsider. I og omkring desse formene er det tydelege skuringsstriper. Foto: Eli Anne Støfving.



Figur 4.15: Erosjonsmerker på glattberg ved Fagernes på nordsida av Sognefjorden. Skuringsstriper, markert i gult, gjev ein SV retning. Sigdbrot, markert i oransje, gjev ein retning frå SV til V. Foto: Eli Anne Støfring.

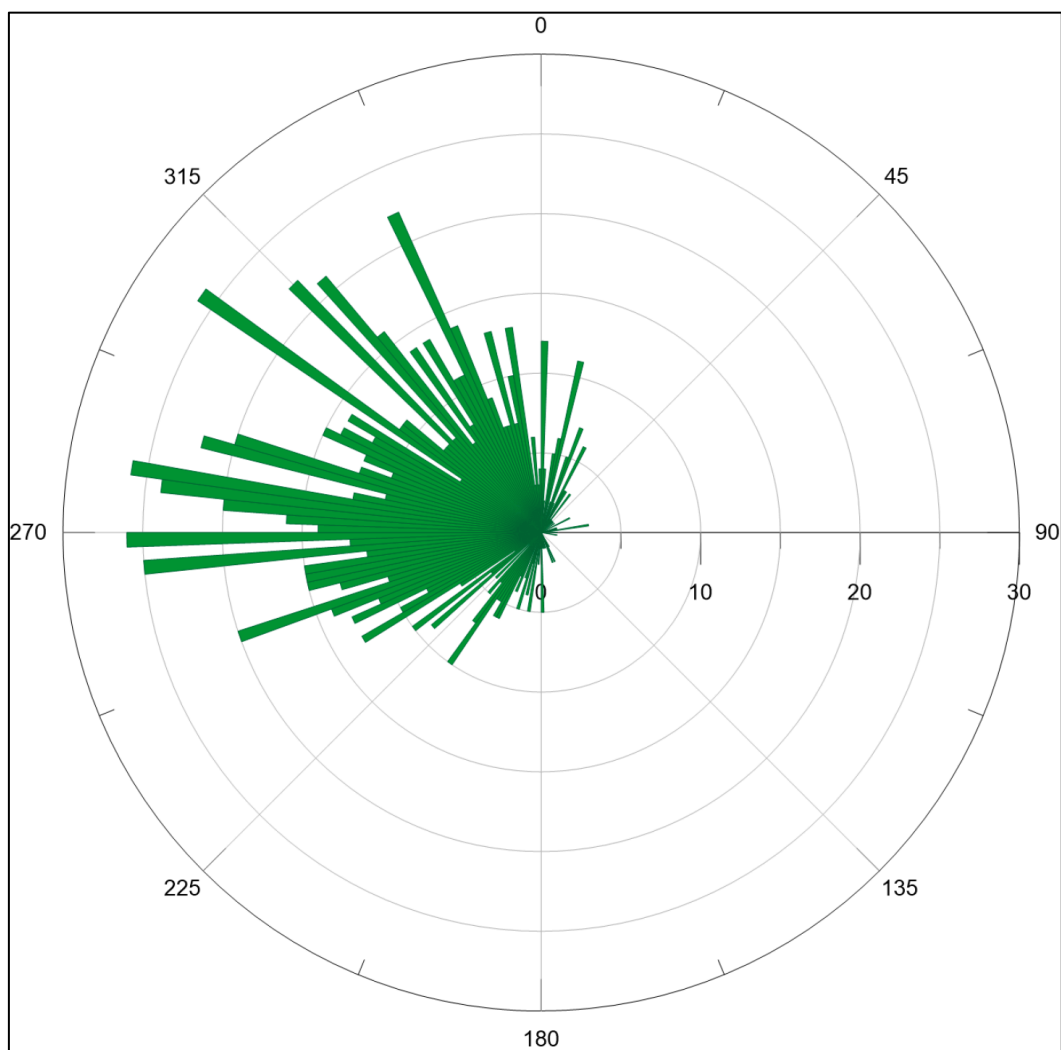


Figur 4.16: Sigdbrot og parabelriss i tidevassona langs nordsida av Sognefjorden. A) Sigdbrot til venstre (indikert med penn), parabelriss til høgre (svart ramme). Sigdbrot er djupare og kraftigare brotmerker, medan parabelriss er grunnare og smalare. Begge formene har V retning. B) Sigdbrot venstre side av kompass og parabelriss (svart ramme), retning mot V. Foto: Eli Anne Støfring.

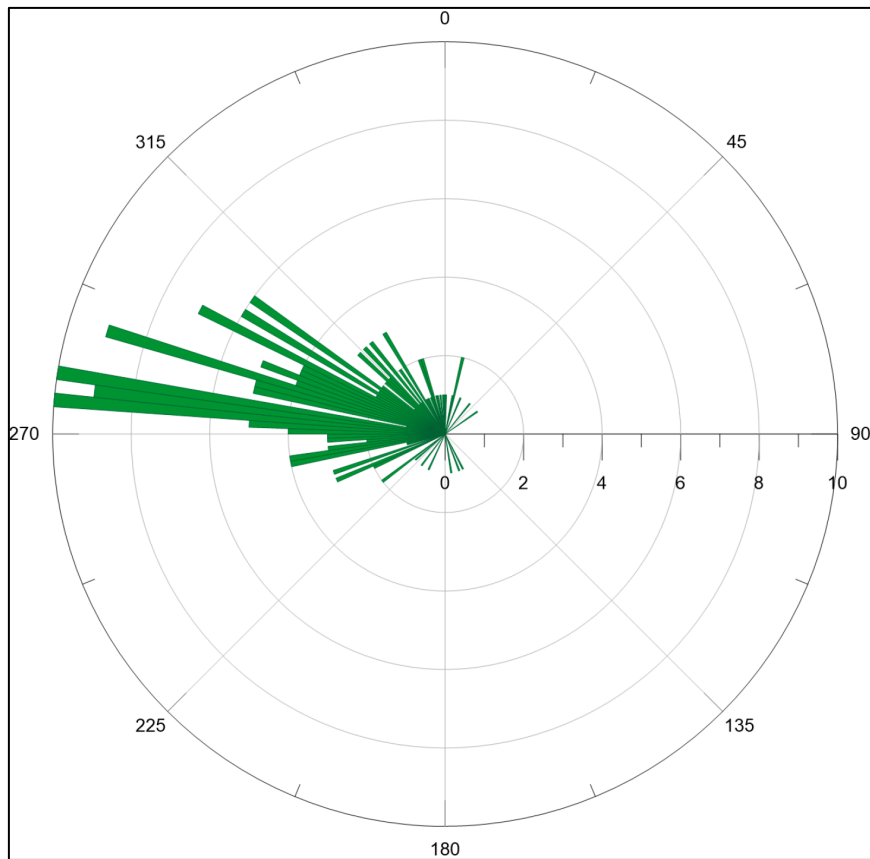
4.3.3 Rosediagram

For å betre kunne evaluere skuringsobservasjonane er dei presentert i rosedigram. Diagram over alle 1025 skuringsobservasjonar i databasen er presentert i figur 4.17. Det er tydeleg at hovuddelen av skuringsstripene har ein V til NV retning, medan få observasjonar er gjort mellom 45-180°.

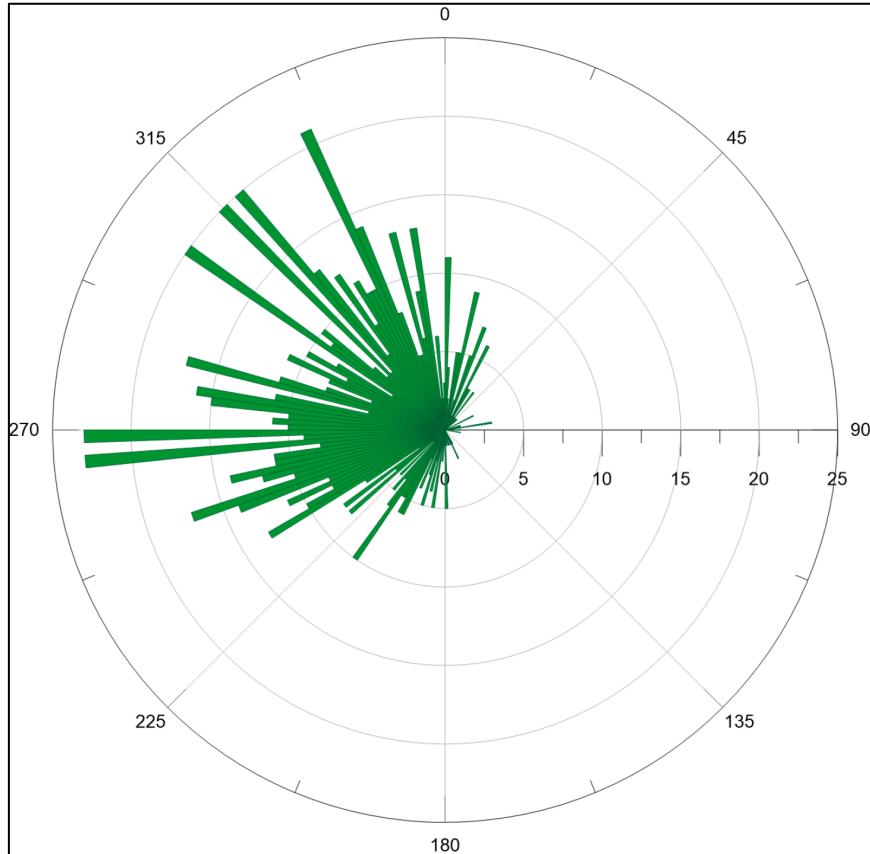
Vidare er observasjonane gruppert etter korleis dei ligg i høve til yngre dryas marginen. Til saman 178 av observasjonane ligg utanfor yngre dryas marginen (figur 4.18), slik den er presentert i denne oppgåva. Av desse ligg hovuddelen mellom 270-300°, og gjev dermed ein meir uniform V-VNV retning. Dei resterande 847 skuringsobservasjonane ligg innan for yngre dryas marginen (figur 4.19). Ein ser her i stor grad dei same trendane som for det samla datasettet, med ein viss nedgang i observasjonar mellom 270-300°. I høve til skuringsstripene som ligg utanfor yngre dryas marginen er det fleire som er orientert i sektoren mot NV.



Figur 4.17: Rosediagram som syner orienteringa til alle 1025 skuringsobservasjonar i databasen.



Figur 4.18: Rosediagram som syner orienteringa til dei 178 skuringsobservasjonane i databasen som ligg utanfor yngre dryas-ismarginen. Hovuddelen av observasjonane syner ei V til VNV isrørslse.

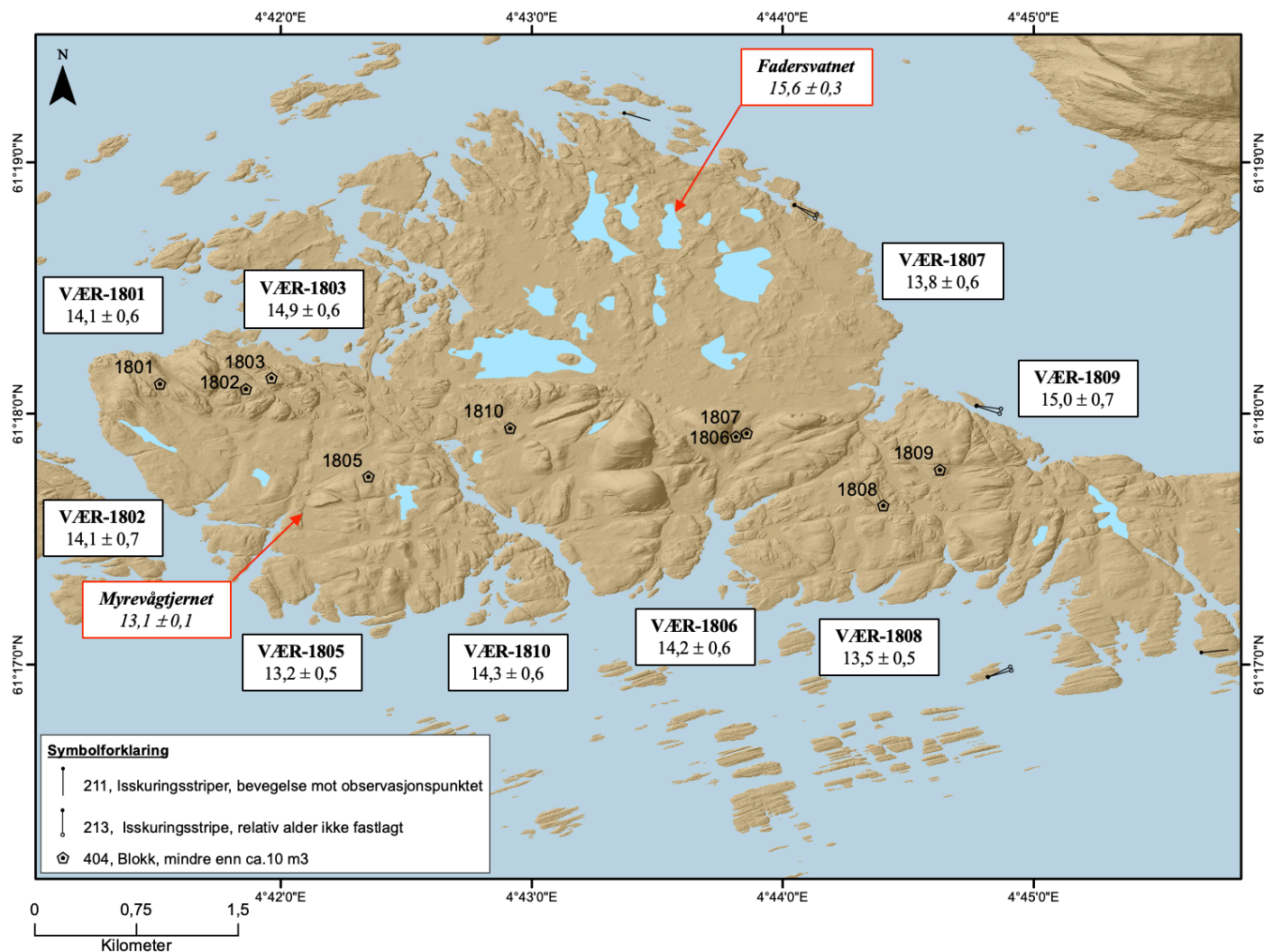


Figur 4.19: Rosediagram som syner orienteringa til dei 847 skuringsobservasjonane i databasen som ligg innanfor yngre dryas-ismarginen.

5. Diskusjon

5.1 Kva tid vart Værlandet isfritt?

Under siste istid sitt glasiiale maksimum (LGM) for omlag 20 ka år sidan låg ismarginen heilt ute ved eggakanten, samstundes med at den store isstraumen i Norskerenna var aktiv (Sejrup *et al.*, 2003, 2016; Nygård *et al.*, 2004, 2007). Værlandet var på denne tida dekket av ein km-tjukk breis. Dei is-transporterte steinblokkene, som i denne oppgåva er datert med ^{10}Be -eksponeringsdatering, må ha kome ut av isen så snart Værlandet vart isfri, og bør i prinsippet gje alderen då brefronten trekte seg attende. Dateringane frå dei til saman ni flyttblokker tyder på at desse har vore eksponert i 14-15 ka. Dersom ein legg den skandinaviske produksjonsrata for ^{10}Be (Stroeven *et al.* 2015) til grunn for aldersestimeringa gjev gjennomsnittet av dateringane $14\,636 \pm 677$ år, medan ein får den noko yngre alderen $14\,087 \pm 613$ år dersom ein nyttar den vestnorske rata (figur 5.1) (Goehring *et al.* 2012 a, b).



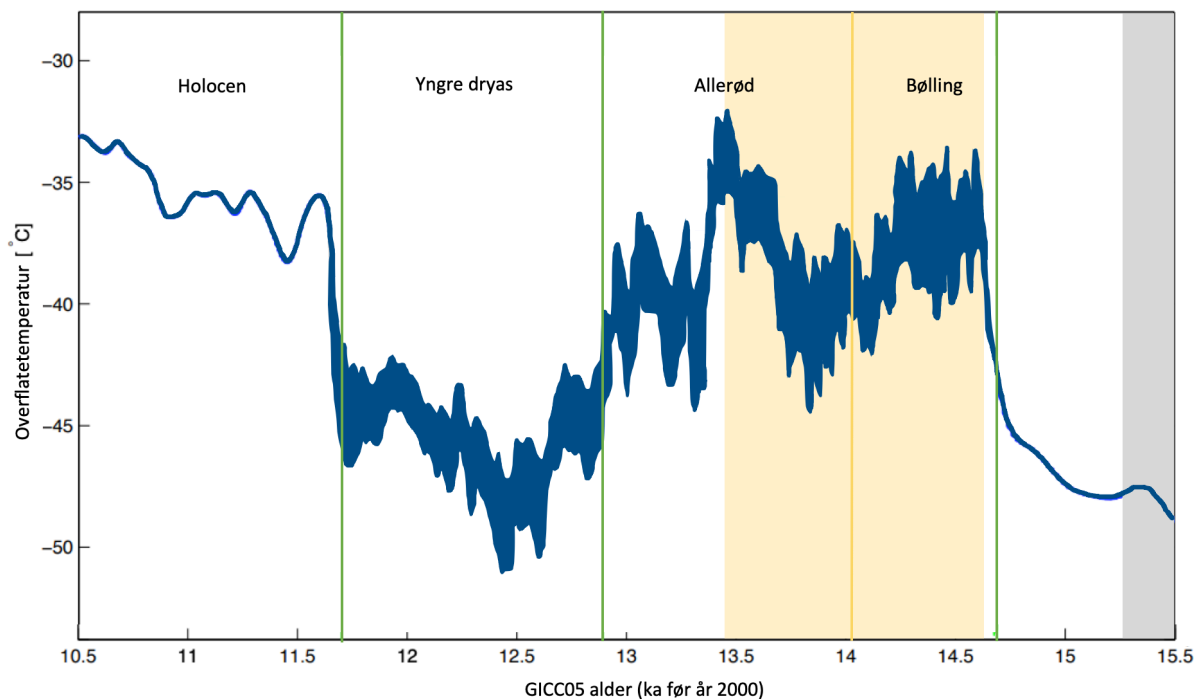
Figur 5.1: Oversikt over ¹⁰Be-aldrar for flyttblokker på Værlandet med vestnorsk produksjonsrate og Lm skalering. For blokkene VÆR-1805 og 1810 er alderen korrigert for forvitring. Til samanlikning er den djupaste ¹⁴C-dateringa frå Natterøy (2017) sine undersøkingar av kjernar frå isolasjonsbassenga Myrevågtjernet og Fadersvatnet og vist, markert med raud ramme. Bakgrunnskartet er skuggereleiff basert på DTM-1 og djupnedata frå Kartverket (2019), innsjødata er henta frå NVE.

^{10}Be -eksponeringsdateringane er rimeleg konsistente og har høg grad av overlapp, noko som styrkjer tiltrua til datasettet. I tillegg til at dei kalkulerte aldrane er sensitive for kva produksjonsrate ein nyttar under utrekninga er det nokre potensielle feilkjelder som kan gje eit utslag i alder. Arv av kosmogene nuklidar produsert ved tidlegare eksponering kan gje ein større feilmargen, og gjev nokre stader stor spreining i aldersestimata. At ^{10}Be -aldrane frå Værlandet gjev har stor grad av overlapp tyder på at arv ikkje er ei større feilkjelde i dette datasettet. Topografi, vegetasjon eller snødekke kan skjerme overflata frå kosmisk stråling, og dermed gje ein lægre konsentrasjon av ^{10}Be . Alle ^{10}Be -aldrar frå Værlandet er korrigert for topografisk skjerming, noko som utgjer omlag 300 år på det meste (VÆR-1801 og 1803). Det må her nemnast at dei resterande prøvane har minimal skjerming (i alder er denne korrigeringa lægre enn dateringsusikkerheita). Det er ikkje grunn til å tru at skjerming frå vegetasjon eller snø har påverka ^{10}Be -konsentrasjonen i signifikant grad. Slik blokkene ligg er det lite truleg at dei har vore dekkja med eit tjukt snølag om vinteren. Blokkene ligg direkte på reinskurt fjell, og det er difor vanskeleg å sjå for seg at det her kan ha vakse tett skog som vil ha skugga for stråling over lenger tid. Dateringane er ikkje korrigert for landheving, då denne har vore minimal på Værlandet. Den marine grensa på øya er på berre 16 moh., og strandforskyvingskurva syner at strandlinja har lege under dagens havnivå i tidleg holocen (figur 2.9; Natterøy, 2013). Vitring av dei daterte overflatene kan potensielt gjere at dateringsresultata underestimerer den sanne alderen for deglasiasjonen. Den maksimale vitringsrata av granittblokkene (VÆR-1807 og 1808) si overflate er funne å vere 1 mm ka^{-1} . Korrigeringa for vitring av overflatene gjev VÆR-1807 og 1808 ein eksponeringsalder kring 200 år tidlegare (tabell 4.2). Ein har såleis fleire faktorar som potensielt kan forklare noko av avviket i høve til dei eldste ^{14}C -aldrane frå Værlandet.

Eksisterande ^{14}C -dateringar frå Fadersvatnet på Værlandet (Natterøy, 2013) har gjeve ein noko høgare aldrar for deglasiasjonen av øya enn ^{10}Be -eksponeringsaldrane. På grunnlag av ^{14}C -dateringar av terrestrisk organisk materiale frå ein sedimentkjerne frå Fadersvatnet (figur 5.1) vart det konkludert med at isen trekte seg attende frå Værlandet ein gong i tidsrommet 15 900-15 700 kal. år BP. Den eldste dateringa frå Fadersvatnet er utført på planterestar funne i marine sediment, like over eit morenelag heilt nede i borekjernen, og gjev ein alder på $15\,610 \pm 320$ kal. år BP. Sjølv om ein i utgangspunktet ikkje har grunn til å tvile på denne dateringa knyt det seg likevel ei viss usikkerheit til grada av pålitelegheit ettersom ein ikkje heilt kan sjå vekk frå moglegheita av at dei daterte planterestane (ikkje bestemd til art) har eit marint opphav (J. I. Svendsen pers. med.). I så fall vil dei kunne ha ein marin reservoaralder

på minst 4-500 år, som må trekkjast frå den opphævelege alderen (Lowe & Walker, 2014). Fadersvatnet vart isolert frå havet kring $13\,990 \pm 80$ kal. år BP, dette gjev ein minimumsalder på isavsmeltinga av området.

Sjølv om det er eit visst avvik samsvarar ^{10}Be -dateringane rimeleg godt med ^{14}C -dateringane frå Fadersvatnet. Det verkar å vere liten tvil om at Værlandet må ha blitt isfritt seinast under interstadialen bølling (14,7 – 14,0 ka), mogleg tidlegare. Deglasiasjonen av området synest å vere ein direkte konsekvens av den klimatiske betringa ved overgangen til interstadialen bølling (figur 5.2).



Figur 5.2: Rekonstruert overflatetemperatur frå North-GRIP iskjerna på Grønland. Gjennomsnittet av ni ^{10}Be -dateringar frå Værlandet med Lm skalering og vestnorsk produksjonsrate ($14\,087 \pm 613$) er vist med gul linje, skravert gult område syner indre usikkerheit. Skravert grått område syner minimum deglasiasjonsalder frå ^{14}C -datering frå Fadersvatnet (Natterøy, 2013). Grøne linjer markerer større klimatiske endringar. Modifisert frå Simonsen *et al.* (2011).

Om ein derimot legg til grunn at den eldste ^{14}C -alderen frå Fadersvatnet ($15\,610 \pm 320$ kal. år BP) gjev tilnærma korrekt alder kan det sjå ut til at ^{10}Be -dateringane underestimerer den sanne alderen for deglasiasjonen av Værlandet med nokre hundre år. Frå denne dateringa er Værlandet isfritt fleire hundre år før overgangen til interstadialen bølling (figur 5.2).

Som nemnt tidlegare er ^{10}Be -aldrane følsame for kven av dei to produksjonsratane for isotopen ein nyttar. Utrekninga av eksponeringsalder basert på ^{10}Be konsentrasjonen i prøvane tydeleggjer at sjølv små justeringar i produksjonsrata gjev stort utslag i kalkulert alder. Det er og interessant å merke seg at den skandinaviske produksjonsrata ($14,7 \pm 0,7$ ka) gjev eit noko betre samsvar med dei eldste ^{14}C -dateringane frå Fadersvatnet enn den vestnorske rata ($14,1 \pm 0,7$ ka).

Maringeologiske granskingar på sokkelen tyder på at det har skjedd minst eit breframstøyt i tida etter at isen trekte seg attende frå eggakanten. ^{14}C -dateringar frå Måløyplatået tyder på at det her vart danna ei stor endemorene, Bremanger morena, i tida før $13\,320 \pm 340$ ^{14}C år BP ($16,1 \pm 0,6$ kal. ka BP) (Nygård *et al.*, 2004). Ismarginen må då ha lege omlag 30 km utanfor munningen av Nordfjorden, nordvest for Værlandet. I lys av dei data om føreligg er det nærliggjande å konkludere med at det har vore ei nokså rask isavsmelting i tida etter dette framstøytet, mogleg som ein respons på det varmare klimaet i interstadialen bølling.

Nord for studieområdet tyder ^{14}C -dateringar på at dei ytre øyene på Sunnmøre vart isfrie i tida like etter $12\,600$ ^{14}C år BP ($14,9$ kal. ka BP) (Svendsen & Mangerud, 1990), og $12\,320 \pm 120$ ^{14}C år BP ($14,5$ kal. ka BP) ved Kråkenes (Larsen & Mangerud, 1981). Sør for området finn ein at ytterkysten av Hordaland vart isfri ved omlag $14,6$ ka (Mangerud *et al.*, 2013). ^{10}Be -eksponeringsaldrar frå flyttblokker på Bømlo lenger sør gjev ein gjennomsnittleg alder på $14,8 \pm 0,9$ ka BP. Desse aldrane er konsistente med dei nedre ^{14}C -dateringane frå terrestrisk-organisk materiale frå ein innsjø-kjerne teken på Bømlo (Karlsen, 2009). Det kan difor sjå ut til at store delar av kysten på vestlandet vart isfri i det same tidsrommet som eg i denne oppgåva kjem fram til at Værlandet vart isfritt.

5.2 Ismarginen under yngre dryas maksimum

Yttergrensa av ismarginen i yngre dryas har tradisjonelt vore plassert nær munningen av Sognefjorden, aust for Værlandet (Aarseth & Mangerud, 1974). Dei tidlegare nemnde innsjøboringane på Værlandet har reist spørsmål om isen likevel kan ha nådd lenger vest enn det denne kartlegginga tyder på (Natterøy, 2013). Lengst nede i kjernen frå Myrevågtjernet vart det funne skjelfragment i eit diamikton, som mogleg kan vere eit morenelag.

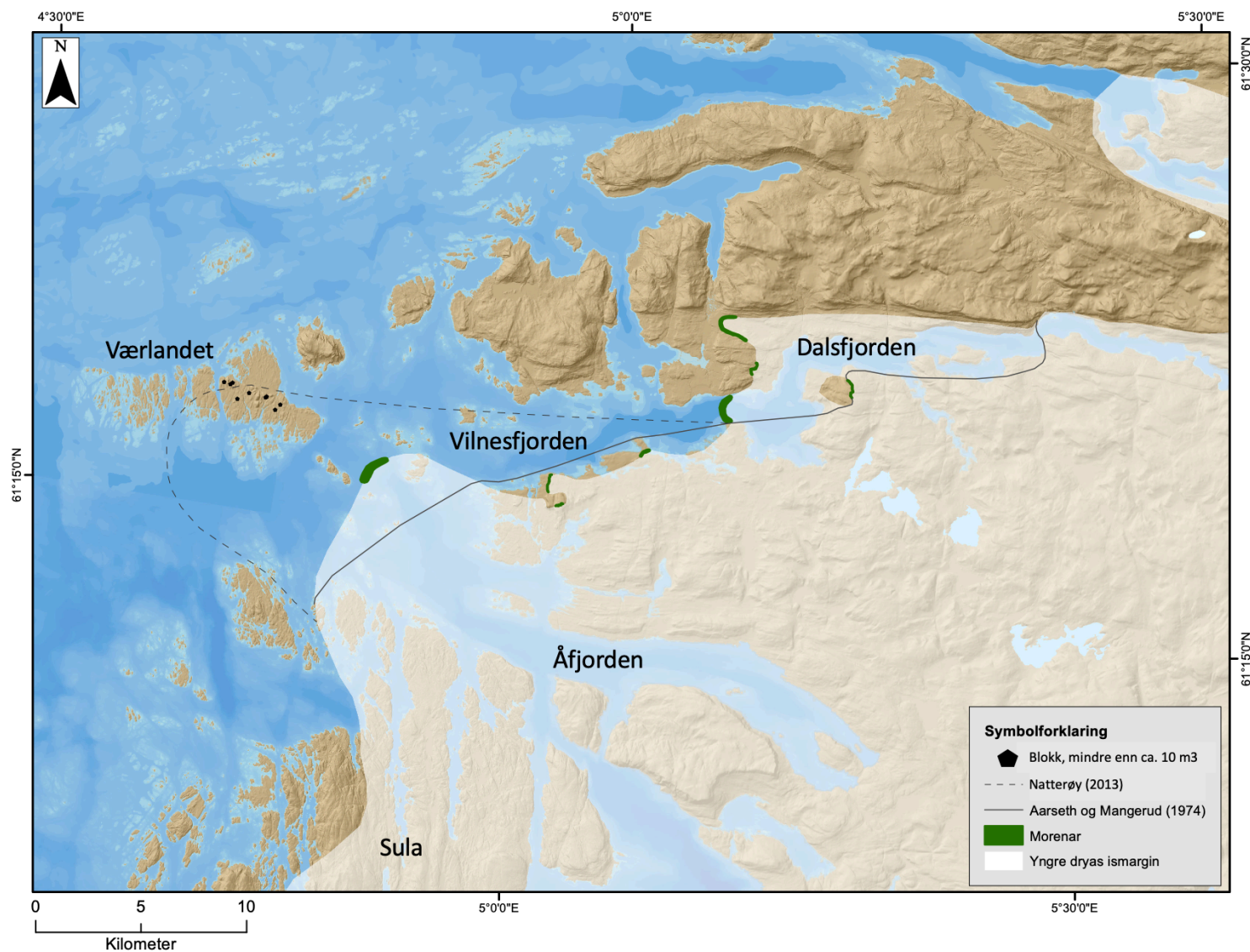
Skjelfragmenta er ^{14}C -datert, og gav ein alder på $11\,230 \pm 55$ kal. år BP, medan det i laget over er funne Veddeoske. Så framt diamiktonet er ei botnmorene kan dette tyde på at isen har lege over området etter at skjela levde, men før Veddeoska vart avsett (omlag 12 000 ka; Lohne *et al.*, 2014). Spørsmålet er difor om det her kan vere snakk om eit breframstøyt i tidleg yngre dryas, som nådde utanfor den kartlagde ismarginen frå yngre dryas (figur 5.3).

For å teste denne hypotesa er det gjort ^{10}Be -eksponeringsdatering av flyttblokker i det området dette potensielle breframstøytet skal ha dekkja. Av dei totalt ni daterte flyttblokkene ligg seks innanfor området der Natterøy (2013) føresler eit yngre dryas framstøyt. Framstøytet er tenkt å ha kome frå søraust, og ideelt sett burde ein hatt ^{10}Be -eksponeringsdateringar frå området søraust for Myrevågtjernet. Diverre er ingen flyttblokker passande for denne typen datering lokalisert i dette området. Ut frå det eksisterande ^{10}Be -datasettet er det ingenting som tyder på at det ligg flyttblokker på Værlandet med yngre dryas alder. LiDAR-bileta syner heller ikkje synlege avtrykk, til eksempel morenar eller andre lausmasseformer, som støttar ei slik hypotese. Ut frå ei samla vurdering er min konklusjon at det er lite truleg at isen har nådd ut hit i yngre dryas. Det må då vere ei anna forklaring på observasjonane frå Myrevågtjernet. Natterøy (2013) si alternative forklaring var at sjøis/drivis kunne ha forstyrra den opphavelige stratigrafien. Ei liknande tolking er gjort av Mangerud *et al.* (2017) av eit diamikton som tidlegare var tolka som å indikere eit eldre dryas breframstøyt over Blomvåg i Øygarden.

For å kunne rekonstruere ismarginen under kulminasjonen av yngre dryas framstøytet i større detalj har eg kartlagt områda frå munningen av Sognefjorden og nord til Dalsfjorden ved hjelp av LiDAR og batymetriske data. Eg har teke utgangspunkt i Aarseth & Mangerud (1974) sin rekonstruksjon, og freista å etterprøve denne. I store trekk konfirmerer LiDAR-kartlegginga den tradisjonelle plasseringa av ismarginen, men i nokre områder finn ein i denne oppgåva avvik. På grunnlag av kartlegginga utført i denne oppgåva har ein justert rekonstruksjon blitt laga (figur 5.3). Ved munninga av Åfjorden kan ein frå batymetriske data sjå ei ryggform tolka til å vere ein morenerygg. På grunnlag av fordelinga av lausmassar går mi føretrekte

plassering av ismarginen langs sørkysten av Vilnesfjorden. Der Vilnesfjorden går over i Dalsfjorden trer det fram endå ei ryggform frå det batymetriske kartet, som indikerer at ismarginen har kryssa fjorden ved Helle. Nord for dette finn eg ryggformer på LiDAR-data som indikerer at ismarginen svingar aust ved Helleneset og føl den sørlege grensa til fjella i området.

Nordaust for Helle er det på grunn av noko manglande LiDAR-dekning og avgrensa tid ikkje utført LiDAR-undersøkingar. I dette området føl eg så godt det let seg gjere rekonstruksjonen frå Aareth & Mangerud (1974) slik den er teikna. Grunna at rekonstruksjonen er framstilt på kart som syner vestlandet frå sør for Hardangerfjorden til nord for Førdefjorden er det vanskeleg å plassere ismarginen nøyaktig grunna at kartet er i liten målestokk. Difor har ein i denne oppgåva i nokre områder teke omsyn til topografi ved plasseringa av ismarginen. Dette er vidare diskutert i kapitel 5.3.2.



Figur 5.3: Oversiktskart som viser dei ulike tolkingane av yngre dryas-ismarginen i området ved munningen av Åfjorden og Vilnesfjorden mot Værlandet. Bakgrunnskartet er skuggereleiff basert på DTM-10 og djupnedata frå Kartverket (2019), innsjødata er henta frå NVE.

5.3 Isen sitt rørslemønster

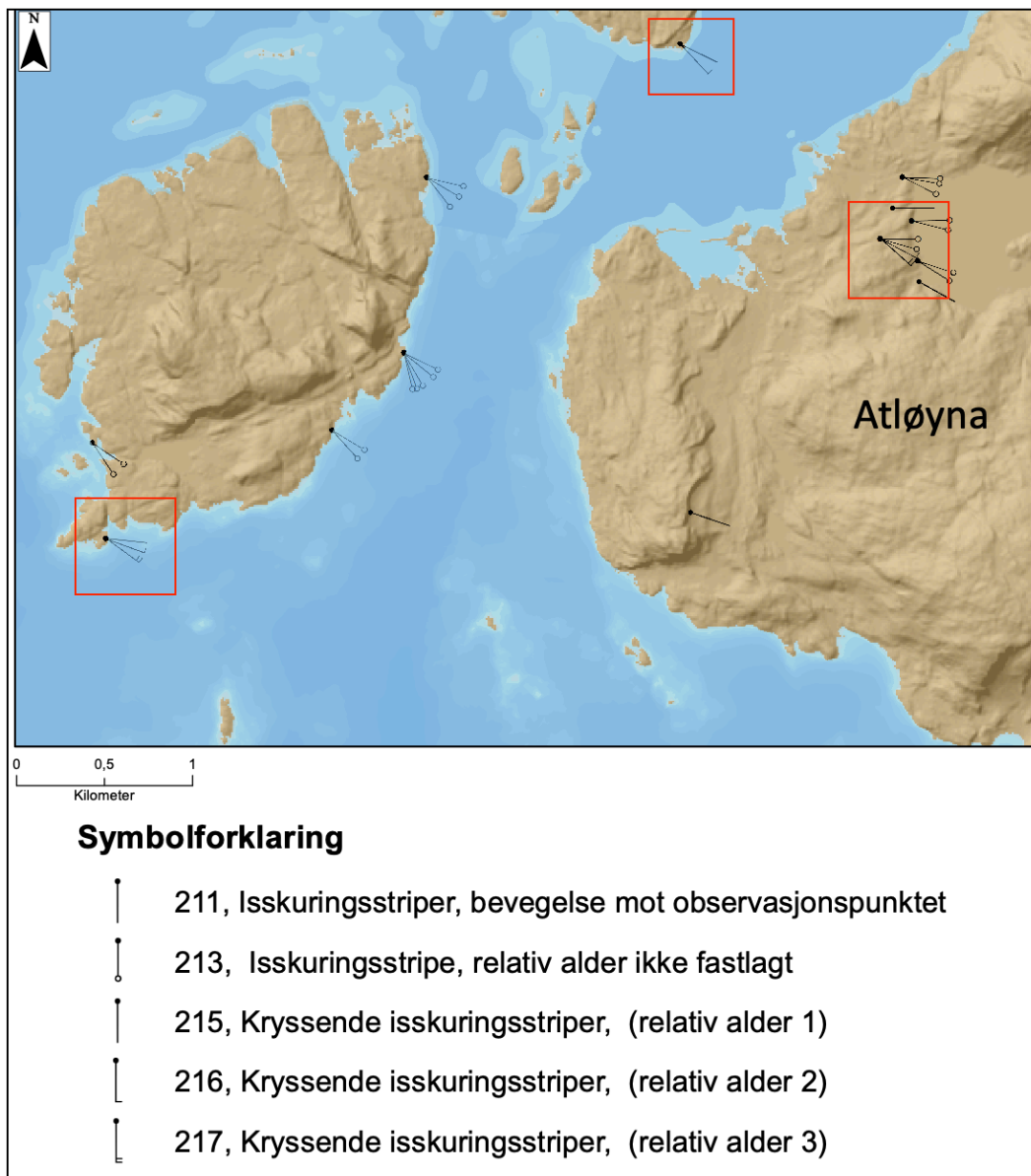
Som nemnt i førre del av diskusjonen er skuringsstriper nytta som ein indikator på korleis isdekket si rørsle har endra retning i løpet av isavsmeltinga. For å kunne seie noko om isdynamikken i ein større skala er skuringsobservasjonane gruppert i eit tentativt kronologisk rammeverk. For å kunne gjere ei slik tolking går ein ut frå at:

1. Skuringsstriper har ein retning vinkelrett på ismarginen, og vert danna nær denne.
2. Relativ alder er bestemd av kryssande skuring. I denne oppgåva er det nytta inndeling; yngst, eldre, eldst og ukjent.
3. Ei lita endring i retning tyder på at skuringane er av nær alder.
4. Stripper med same retning innanfor det same området er sannsynleg av lik alder.
5. Ein går ut frå at dei fleste skuringane er danna ved det siste glasiale framstøytet og følgjande deglasiasjon.
6. Skuringsstripene reflekterer generelt ein progressivt yngre flyt av is som korresponderer med den generelle rørsle ettersom ismarginen trekk seg attende.
7. Skuringsstriper frå dei høgaste toppane i innlandet kan vere eldre enn skuringa lægre i terrenget i det same området. Mangerud *et al.* (2019) har bevist at skuring eldre enn siste glasiale maksimum kan vere bevart på dei høgaste toppane i Hordaland.
8. Skuring som ikkje føl topografien er eldre enn skuring som føl topografien.
9. Det rekonstruerte rørslemønsteret skal stemme med korleis isrørsle er i noverande brear.
10. I områder der ein manglar skuringsobservasjonar brukar ein dagens topografi til å hjelpe til med tolkinga.

Tolkinga er gjort i tre ulike områder, ut frå kor ein har samling av skuringsobservasjonar.

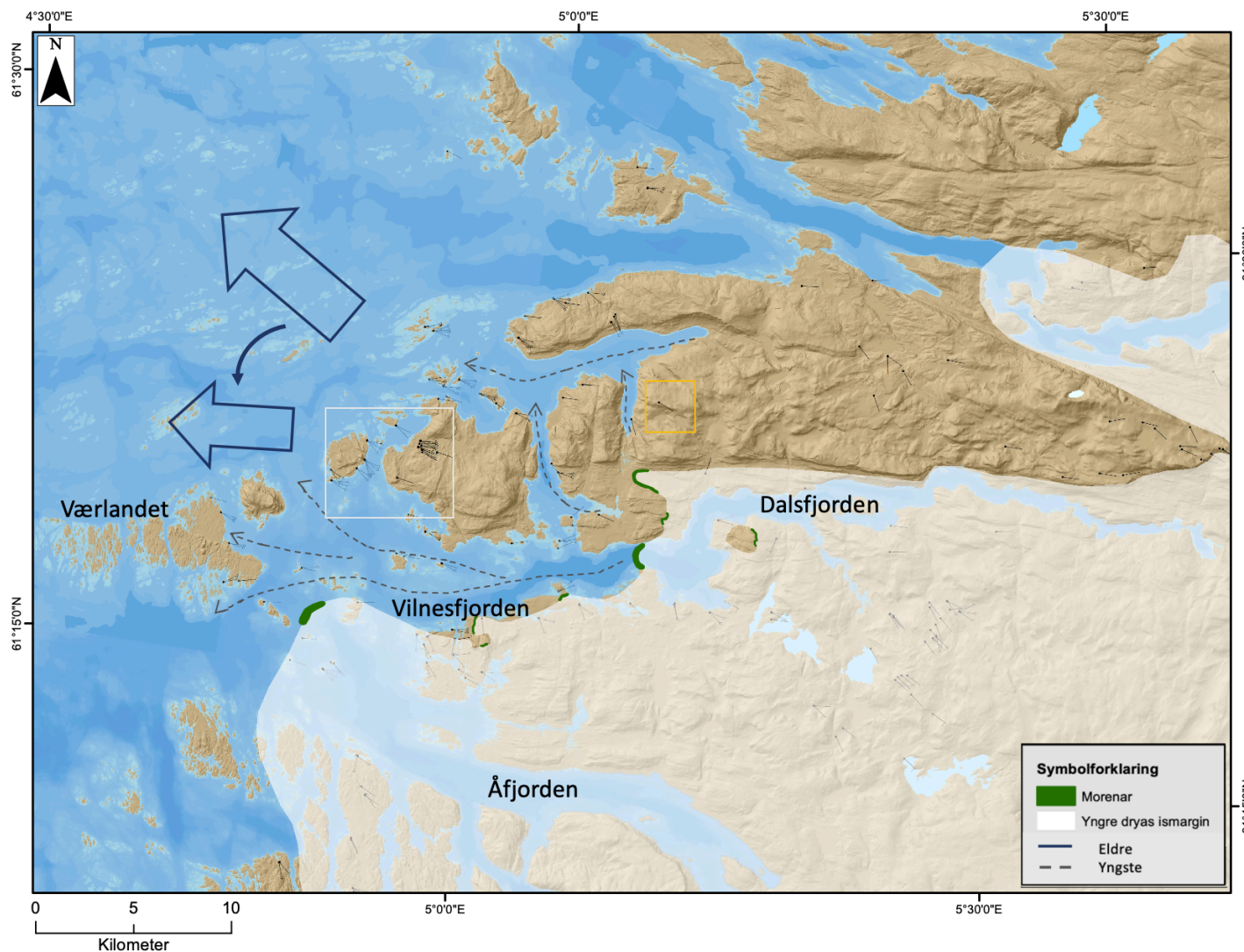
5.3.1 Skuring utanfor yngre dryas-ismarginen

Som nemnt i kapittel 2.3 låg ismarginen ved siste glasiale maksimum ute ved eggakanten samstundes med at isstraumen i Norskerenna var aktiv (før 19 ka). Det er mogleg at skuringsstripene utanfor yngre dryas ismarginen kan vere så gamle, men det er sannsynleg at dei fleste er danna i tida like før kystområda vart isfrie. Det er då nærliggande å tru at hovuddelen av skuringsstriper danna tidlegare er erodert bort. Berre 178 av dei totalt 1025 skuringsobservasjonane i databasen ligg utanfor yngre dryas marginen. Hovuddelen av desse observasjonane er frå området ved munningen av Vilnesfjorden, nær Værlandet. For å kunne gruppere dei ulike skuringsstripene ut frå relativ alder har eg sett på kryssande relasjonar. Diverre er det berre tre lokalitetar utanfor yngre dryas-ismarginen der ein har kryssande skuring der relativ alder er gjeve. Desse tre lokalitetane ligg relativt nær kvarandre og gjev ein klar trend (figur 5.4). Dei to observasjonane markert som eldst (vedlegg 1: nr. 306 og 312) har ei NV retning (rett over 300°). Denne retninga stemmer bra med ei skuring markert som eldre (vedlegg 1: nr. 317) frå ei nærliggjande lokalitet. Den same NV retninga finn ein frå den høgastliggande skuringa (vedlegg 1: nr. 759) i området på 700 moh. (figur 5.5). Ein står då att med to observasjonar markert som eldre (vedlegg 1: nr. 826 og 847), og desse gjev ein meir VNV retning ($290\text{-}300^\circ$). Den yngste skuringa frå desse lokalitetane har ei meir V retning ($270\text{-}285^\circ$). Frå dette kan det difor sjå ut som rørsle har dreia frå NV til V over tid. Ein finn og skuring i området som føl topografien. Desse er tolka til å vere dei yngste, og stammar truleg frå tida nær deglasiasjonen av området.



Figur 5.4: Dei tre lokalitetane med kryssande skuring utanfor yngre dryas-ismarginen. Lokaliteta til utsnittet er vist med kvit rute i figur 5.5. Bakgrunnskartet er skuggerelieff basert på DTM-10 (Kartverket, 2019).

Nedbrytinga av isstraumen i Norskerenna tok til ved omlag 19 ka, og eg er komen fram til at dei eldste skuringane si dreining frå NV til V kan reflektere ei endring i rørslemønsteret til isdekket på grunn av at ismarginen endrar seg. Då denne isstraumen var aktiv vil ismassane ha drenert ut mot kysten, og så dreia mot N ettersom dei møtte straumen i Norskerenna like vest for området. Når isstraumen kalva attende har ismarginen lege ved ytterkysten, og skuring frå denne perioden vil då forventast å ha ein meir V retning. Om denne tolkinga stemmer er den eldste skuringa frå området danna for omlag 19 ka. Den yngste skuringa som føl topografien vert tolka til å stamme frå deglasiasjonen av området i interstadialen bølling (14,7 – 14,0 ka), slik som ein kjem fram til frå ¹⁰Be-eksponeringsdatering frå Værlandet.

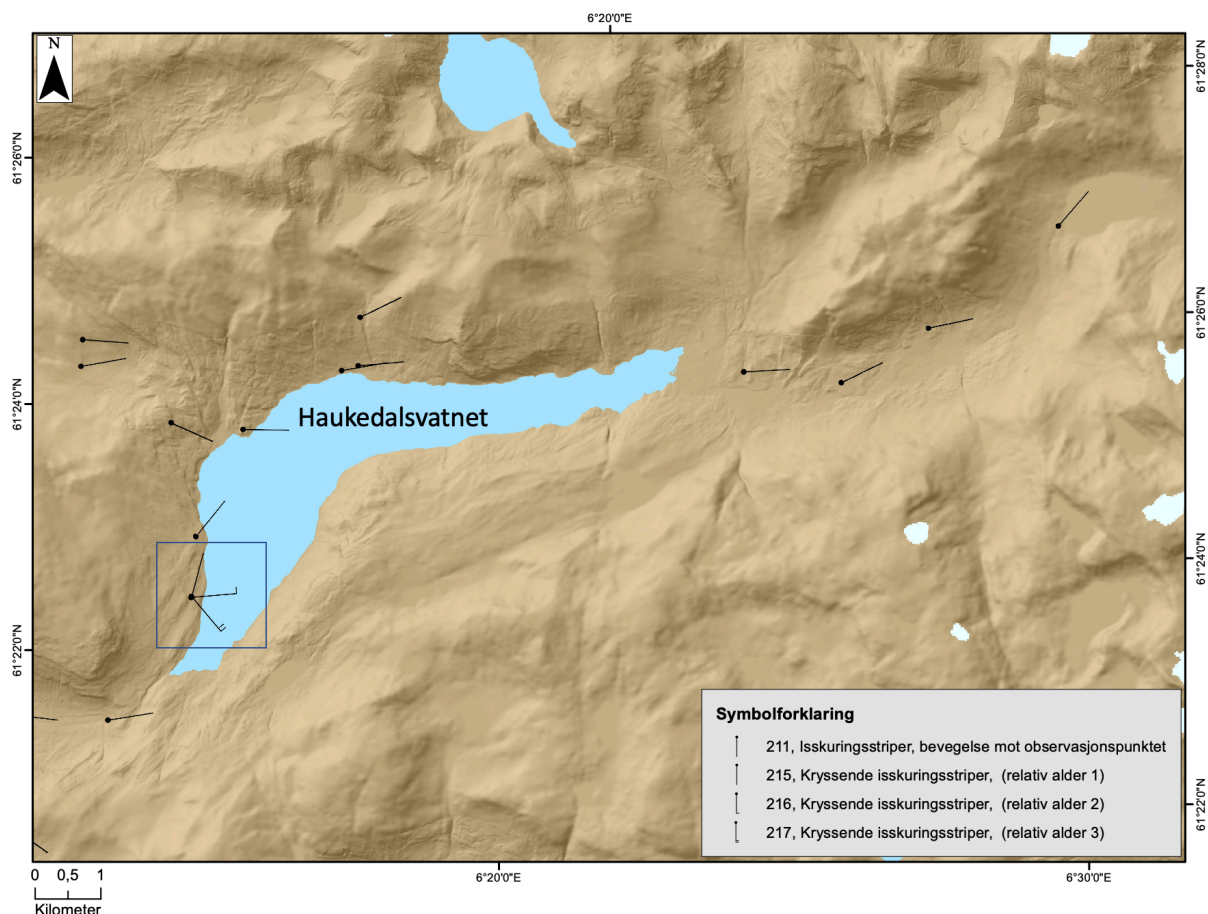


Figur 5.5: Kart som syner dei ulike isrørslene utanfor yngre dryas-ismarginen. Blå piler syner den eldste isrørsla og tolkar til å dreie frå NV til V over tid. Stipla piler syner det eg tolkar til å vere topografisk styrt isrørsla frå deglasiasjonen av området. Kvit rute syner utsnittet i figur 5.4, gul rute syner plasseringa til skuring nr. 759. Bakgrunnskartet er skuggerelieff basert på DTM-10 og djupnedata frå Kartverket (2019), innsjø- og brededata er henta frå NVE.

5.3.2 Skuring innanfor yngre dryas-ismarginen

Indre Sunnfjord

Ein reknar med at dei fleste skuringsobservasjonane innanfor yngre dryas marginen stammar frå dette framstøytet og påfølgjande avsmelting. Om skuring eldre enn yngre dryas er bevart forventar eg hovudsakleg å finne desse i høgtliggande områder, slik som Mangerud *et al.* (2019) gjer i Hordaland. Men når skuringsstripene vert gruppert ut frå høgde finn ein i dette området ikkje ein klar trend. Frå lokalitetar med kryssande relasjonar der den relative alderen er sett, finn ein at hovuddelen av dei eldste skuringane har ein NNV trend, medan nokre har ein V retning. I skuringsobservasjonane markert som nest eldst finn ein framleis nokre med ein NNV retning, men hovuddelen har ein meir V retning og ein kan sjå at enkelte observasjonar bøyer av for topografien. Hovuddelen av skuringane markert som yngst har ei retning som reflekterer lokal topografi. Figur 5.6 syner eit tydeleg eksempel på ein lokalitet med kryssande skuring frå området der dei tre ulike retningane nemnt kjem klart fram. Frå den kryssande skuringa grupperer eg skuringsobservasjonane i området inn i ei NNV retning og antek er eldst, ei meir V retning med teikn til å bøye av med topografien som nest eldst, og ei den yngste gruppa som tydeleg føl topografien.

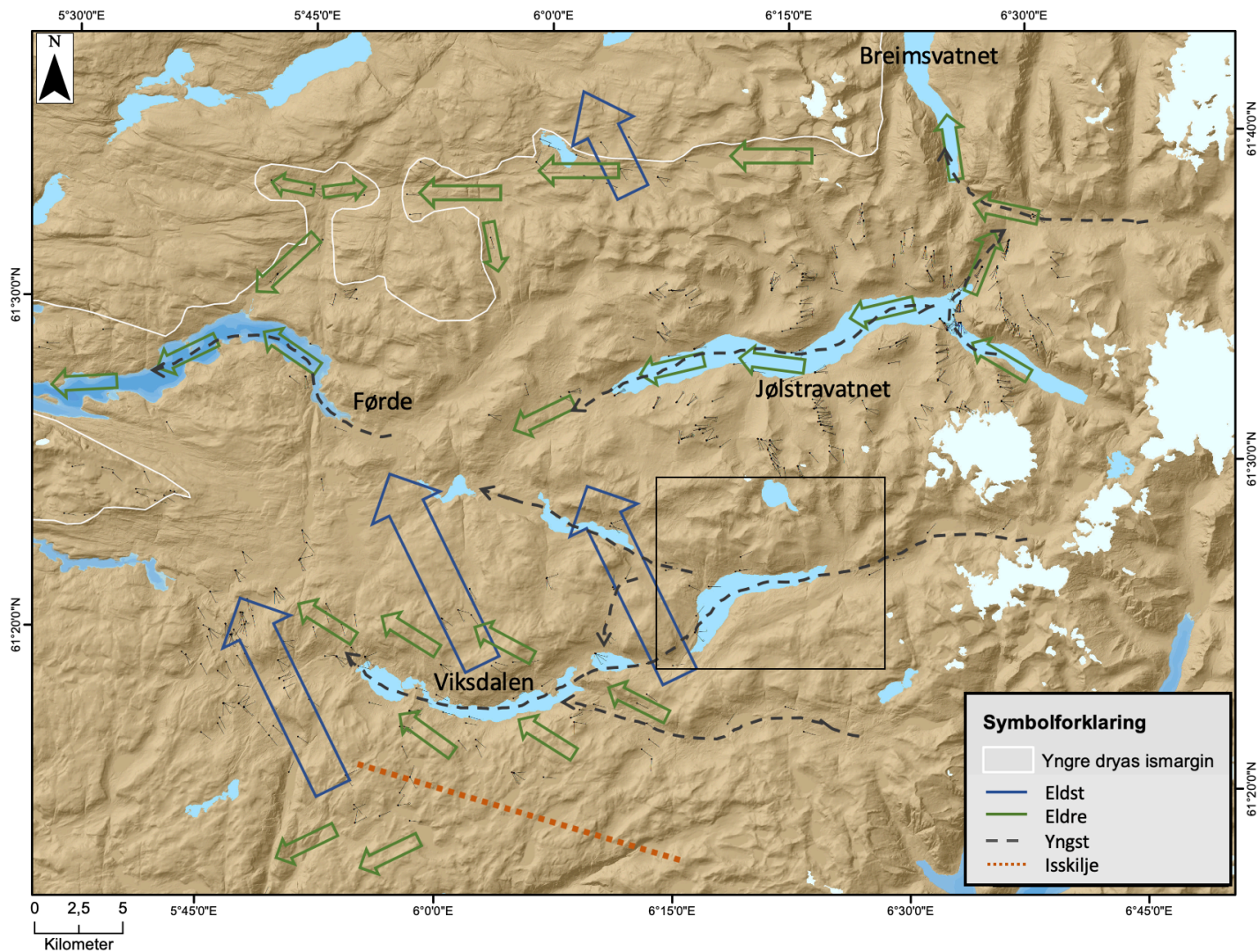


Figur 5.6: Lokalitet med kryssande skuring markert med blå rute. Ser tydeleg den eldste skuringa mot NNV, nest eldste mot V og yngste som føl topografien. Dei resterande skuringane er markert som yngst, og føl i stor grad topografien. Utsnittet er markert med svart rute i figur 5.7. Bakgrunnskartet er skuggereleieff basert på DTM-10 (Kartverket, 2019), innsjø- og bredata er henta frå NVE.

Skuringsstriper vert i hovudsak danna nær ismarginen, med ein retning vinkelrett på ismarginen. Ut frå dette må ismarginen ha lege NNV for området då den eldste skuringa vart danna. Plasseringa av ismarginen under yngre dryas maksimum stemmer særst godt med retninga til den eldste isrørsla, og det er nærliggjande å kople det NNV rørslemønsteret opp mot yngre dryas maksimum (figur 5.7). Tidlegare er denne rørsla tolka til å vere eldre enn yngre dryas basert på at rørsla kryssar fleire dalføre i området, og difor må ha vore frå eit tjukkare isdekke (Kræmer, 1977a; Kleiven, 1979a; Klakegg, 1981a). Ein koplår og observasjonane saman med undersøkingar gjort av Fareth (1970) i Nordfjord, som og tolkar denne retninga til å vere eldre enn yngre dryas. Slik yngre dryas-ismarginen er plassert ut frå Aarseth & Mangerud (1974) ligg nokre av skuringane med ein NNV retning utanfor denne ismarginen, og kan tolkast som at rørslemønsteret er eldre enn yngre dryas. Ut frå rekonstruksjonar gjort av ismarginen i perioden før yngre dryas ser ein eit liknande mønster ved at ismarginen i periodar dreiar nordaust inn i landet nord for Sognefjorden (Hughes *et al.*,

2016). Med informasjonen som er tilgjengeleg er det vanskeleg å fastsetje om det NNV rørslemønsteret er frå yngre dryas maksimum, eller frå tidlegare.

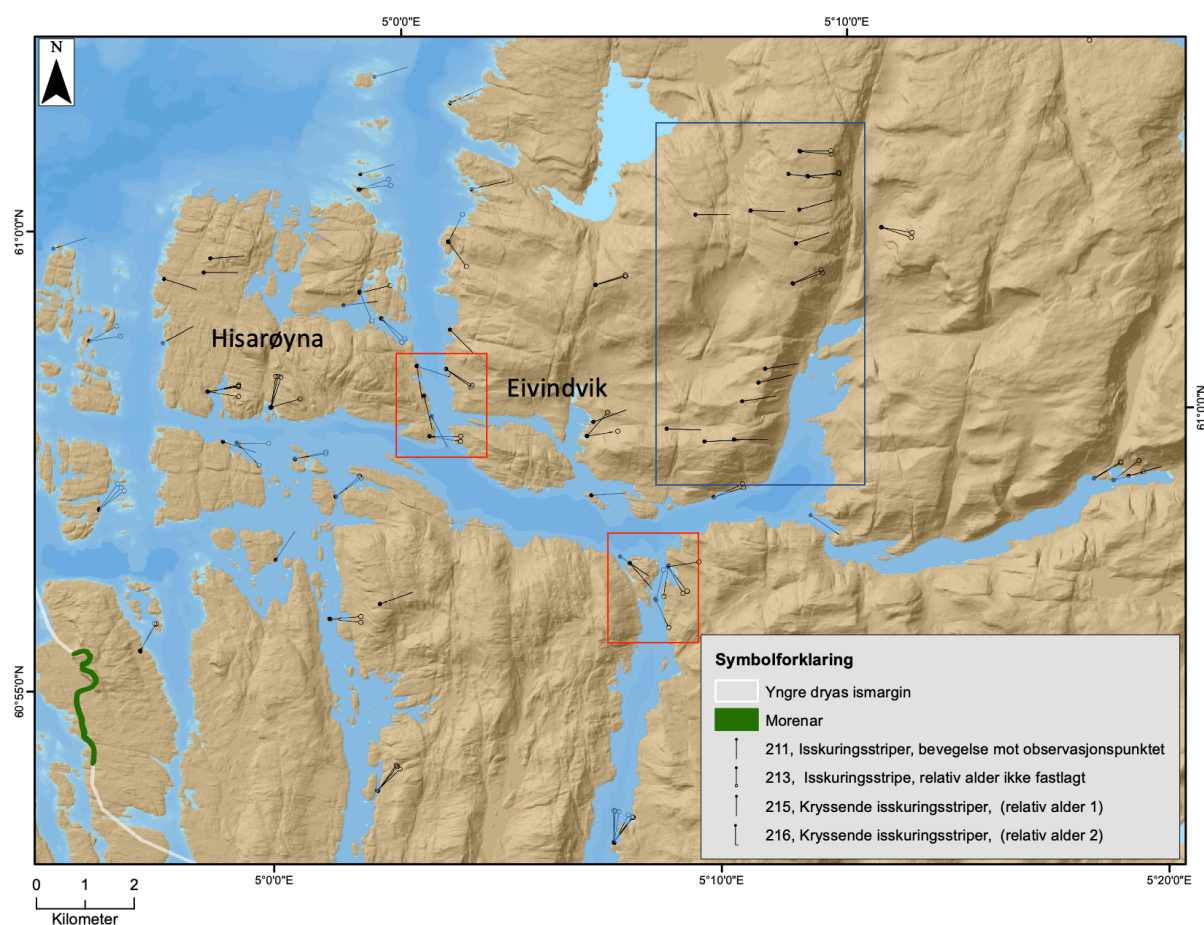
Dei to yngre isrørsleretningane avheng i aukande grad av topografien, og er tolka til å vise ulike fasar av deglasiasjonen. I store delar av området føl skuringane dalføre og eg tolkar det til å vere ei generell drenering mot V, ut Førdefjorden og Dalsfjorden. Sør for Viksdalen finn ein eit skilje i skuringsobservasjonane der observasjonane går frå å ha ein NV retning, til å ha ein SV retning mot Vadheim og Sognefjorden. Dette tolkar eg som at det har lege eit lokalt isskilje i området, som skil mellom drenering ut Sognefjorden og drenering mot Dalsfjorden og Førdefjorden. Nordaust i området gjev skuringsobservasjonar frå Jølster ei rørsle frå Kjøsnesfjorden og NA mot Breim.



Figur 5.7: Oversiktskart med tolking av skuringsobservasjonar; eldste, topografisk uavhengig rørsle mot NNV (blå pil), eldre (grøn pil) og yngste (stipla pil) meir topografisk kontrollert rørsle frå deglasiasjonen av området. Klakegg (1981a) spesifiserer at han ikkje finn spor etter den eldste NNV retningen i Jølster. Utsnittet vist i figur 5.6 vist med svart rute. Bakgrunnskartet er skuggereleieff basert på DTM-10 (Kartverket, 2019), innsjø- og bredata er henta frå NVE.

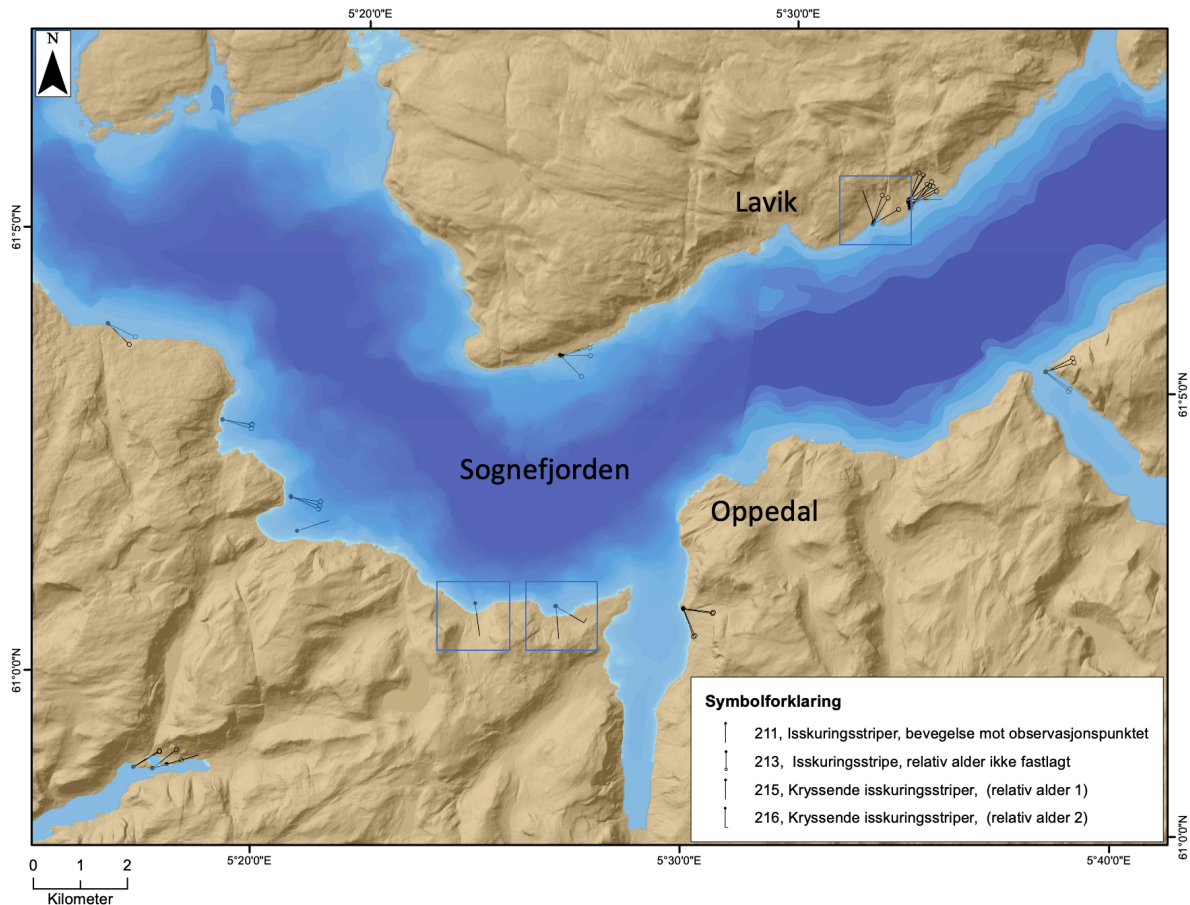
Munningen av Sognefjorden

I dette området ser ein ikkje ein like tydeleg trend frå kryssande skuring, og det er få lokalitetar der kryssande skuring er gjeve med relativ alder. Eg meiner likevel å sjå ein tydeleg trend der skuringsobservasjonane frå dei høgareliggande delane av dette området har ein V retning, skuringa som ligg lægre i terrenget føl topografien (figur 5.8). Eg tolkar dette som at den V skuringa frå dei høgareliggande skuringa er eldst, og truleg kan vere danna under yngre dryas maksimum. Den lågtliggande, topografisk avhengige rørsla er i følgje mi tolking yngre, og kan koplust til deglasiasjonen av området (figur 5.8).

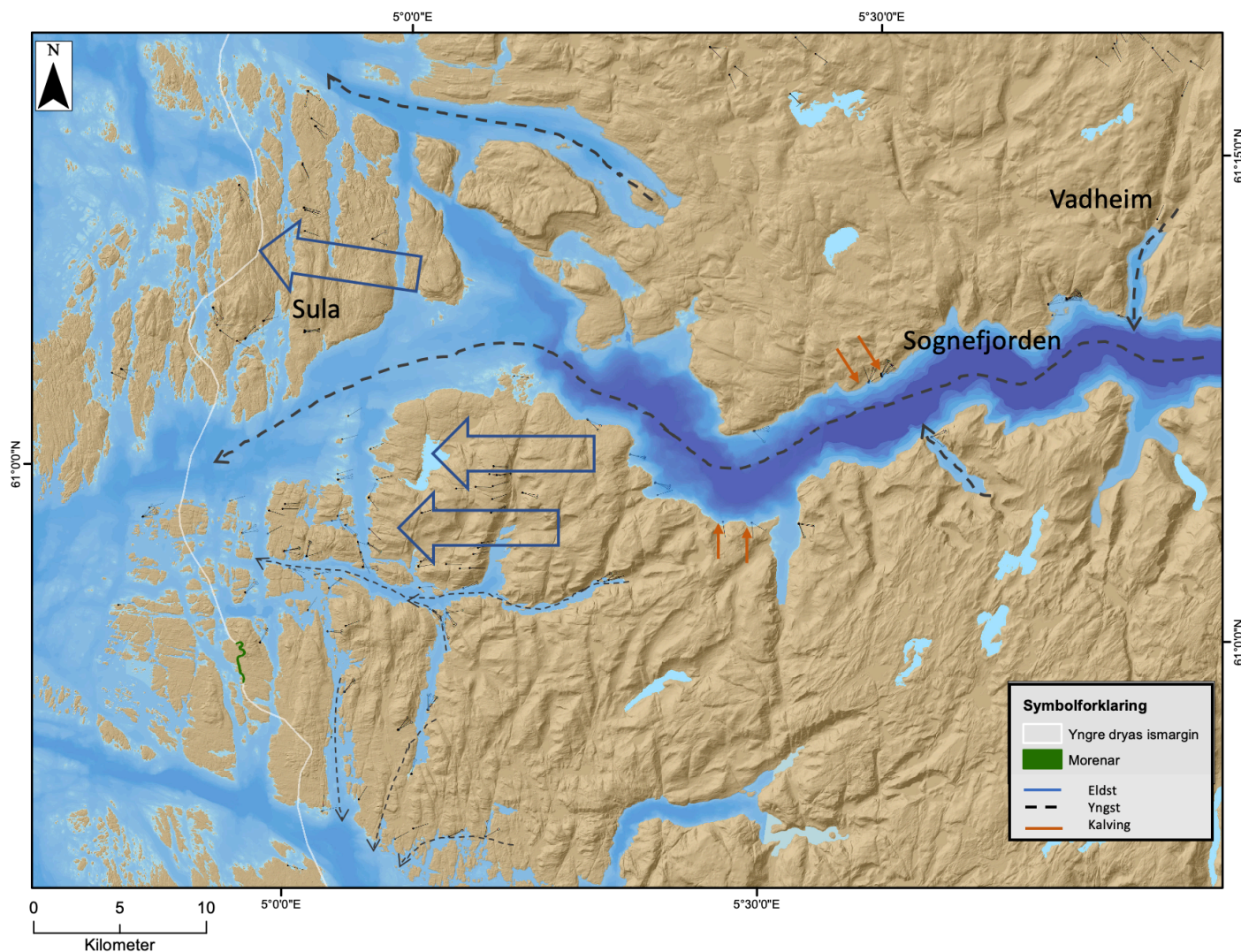


Figur 5.8: Område sør for munningen av Sognefjorden. I blå rute ser ein skuring tolka til å vere eldre på grunn av at den ligg høgare og går på tvers av topografien, medan i raud rute ligg nær havnivå og føl topografien og difor tolka til å vere yngre. Bakgrunnskartet er skuggerelieff basert på DTM-10 og djupnedata frå Kartverket (2019), innsjødata er henta frå NVE.

Langs Sognefjorden finn ein lokalitetar rett ved fjorden der den eldre skuringa føl fjorden, medan den yngre skuringa står vinkelrett på (figur 5.9). Dette tolkar eg som bevis på at isen har kalva raskare attende i fjorden enn ismarginen på land trekte seg attende. Difor vil ismarginen i ei tid ha lege parallelt med fjorden. Mangerud *et al.* (2019) finn liknande spor tolka som indikatorar på kalvingsbukter i Sognefjorden og Hardangerfjorden i denne perioden.



Figur 5.9: Lokalitetar markert med boksar langs Sognefjorden der noko skuring føl fjorden medan nokre skuringsstriper går vinkelrett på fjorden. Bakgrunnskartet er skuggereleieff basert på DTM-10 og djupnedata frå Kartverket (2019).



Figur 5.10: Kart som syner mi tolking av isrørsleretningane i området ved munningen av Sognefjorden. Den eldste retninga er vist med blå pil, og koplust opp mot yngre dryas maksimum. Stipla piler viser topografisk styrt isrørsle eg tolkar til å vere danna under deglasiasjonen av området. Oransje piler indikerer områder der den eldste retninga ligg vinkelrett på fjorden, noko eg tolkar til å indikere ei rask kalving av isen i fjorden. Bakgrunnskartet er skuggereleieff basert på DTM-10 og djupnedata frå Kartverket (2019), innsjødata er henta frå NVE.

5.4 Isdekket si vertikale utbreiing

Ved å undersøke observasjonane frå skuringsdatabasen har eg i dei ulike områda hovudsakleg delt inn isrørsla mellom ei eldre topografisk uavhengig rørsla og ei yngre topografisk styrt rørsla. Frå denne typen funn kan ein seie noko om tjukkeleiken på isen, ettersom underliggjande topografi vil influere på rørsla av isen dersom det relative relieffet i eit større område overstig 1/3 av istjukkleiken. Slik som eg har plassert yngre dryas-ismarginen finn ein sør for Dalsfjorden moreneryggar som ligg innanfor ismarginen (figur 5.2). Ryggane ligg ved 400 moh., parallelt med ismarginen på austsida av fjellet Arsteinheia. Avsetningane har eg tolka til å vere yngre dryas moreneryggar, og desse vil dermed markere den øvre grensa av isdekket i dette området. At høgtliggjande områder har vore isfrie i yngre dryas støttast av funnet av morenar innanfor yngre dryas marginen, og at det i nærleiken til området, Nordfjord, er argumentert for at fleire toppar var isfrie under siste del av weichsel (Nesje *et al.*, 1987). Dette indikerer at isdekket ved yngre dryas maksimum hadde avgrensa tjukkeleik, spesielt nær ismarginen. Om ein legg til grunn at isrørsla vert påverka av topografi dersom relieffet utgjer meir enn 1/3 av istjukkleiken styrkar funn av isfrie områder tolkinga av at den topografisk uavhengige rørsla mot NNV i indre Sunnfjord er eldre enn yngre dryas.

6. Konklusjon

- ^{10}Be -eksponeringsdatering av ni flyttblokker på Værlandet er nytta til å datere isavsmeltinga. Desse gav ein gjennomsnittsalder på $14\,087 \pm 613$ år BP utrekna med den vestnorske produksjonsrata ($4,15 \pm 0,11$ atom $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$) etter Goehring *et al.* (2012a, b). Om ein legg den skandinaviske produksjonsrata ($4,13 \pm 0,15$ atom $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$; Stroeven *et al.*, 2015) til grunn vert gjennomsnittsalderen $14\,636 \pm 677$ år BP. På grunnlag av ^{14}C -dateringar frå eit innsjøbasseng er det tidlegare konkludert med at området vart isfritt i tidsrommet 15,9 -15,7 kal. år BP.
- Ut frå ei samla vurdering av ^{10}Be - og ^{14}C -dateringane frå Værlandet er det sannsynleg at området vart isfritt under interstadialen bølling (14,7 – 14,0 ka), som ein respons på overgangen til eit varmare klima.
- ^{10}Be -dateringsresultata svekka hypotesa om at innlandsisen har nådd heilt ut til Værlandet i yngre dryas (Natterøy, 2013). Det er heller ikkje funne andre spor i området etter eit slikt breframstøyt.
- LiDAR-data konfirmerer i store trekk Aarseth & Mangerud (1974) si plassering av yngre dryas-ismarginen over munningen av Sognefjorden. Men i området frå munningen av Åfjorden og nordaust inn Dalsfjorden er ismarginen modifisert ut frå funn av moreneryggar.
- Frå dei 1025 skuringsobservasjonane samla i skuringsdatabasen for Sognefjordsområdet er rørslemønsteret rekonstruert. Frå dette finn eg at den eldste isrørsla utanfor yngre dryas ismarginen går mot NNV, før den dreier meir mot V ettersom skuringa vert yngre. Dette koplar eg opp mot nedbrytinga av isstraumen i Norskerenna som ligg rett vest for området. Den yngste isrørsla føl topografien, og koplast difor til eit tynnare isdekke og tida nær deglasiasjonen av området.
- I indre Sunnfjord finn eg at den eldste isrørsla har ei NNV retning, ei rørsle som er kopla opp mot liknande observasjonar frå Nordfjord (Rye, 1970). Denne retninga går på tvers av fleire dalføre i området, og tyder på at å vere danna av eit km-tjukt isdekke. Eit NNV rørslemønster stemmer godt med plasseringa av yngre dryas-

ismarginen, og det kan tenkjast at skuringa er frå denne perioden. Tidlegare kjelder har tolka rørslemønsteret til å vere eldre enn yngre dryas.

- Dei yngre rørslemønstra i indre Sunnfjord føl topografien, og eg koplar dei opp mot deglasiasjonen av området etter yngre dryas maksimum. I området sør for Viksdalen endrar skuringa frå ei NV retning til ei SV retning. Eg tolkar dette som at det har lege eit lokalt isskilje i området mellom drenering sør mot Sognefjorden og nord mot Dalsfjorden og Førdefjorden.
- Ved munningen av Sognefjorden finn eg at den eldste, topografisk uavhengige rørsla er mot V, og truleg er danna ved yngre dryas maksimum. Den yngste isrørsla er topografisk styrt, og stammar truleg frå deglasiasjonen av området.
- Langsmed Sognefjorden føl skuringa i hovudsak fjorden, men ved nokre lokaliteter finn eg at den yngste skuringa går vinkelrett på strandlinja. Dette tolkar eg som at isen har kalva raskare attende i fjorden i høve til isen på land slik at ismarginen ei tid har lege parallelt med fjorden.

Vidare arbeid

- ^{10}Be -eksponeringsdateringar frå Værlandet gav ein yngre alder for deglasiasjonen av området i høve til ^{14}C -dateringar. Sidan ein ikkje har fastsett kva art det organiske materialet stammar frå er det mogleg at dette er marint, og at ein dermed ikkje har korrigert for den marine reservoaralderen. For å få klarheit i dette hadde det vore ynskjeleg å undersøke kjernane frå dei to isolasjonsbassenga på ny, hente ut organisk materiale og artsbestemme dette om det er mogleg.
- Potensielt utvide tidsintervallet for ^{10}Be -produksjonsratar for området, slik at den ytre usikkerheita minskar og dateringsresultata vert meir presise.
- Frå LiDAR-data er det i området funne lausmasseformar eg har tolka som moreneryggar. For å styrke denne konklusjonen bør ein kartlegge desse avsetningane i felt.
- Undersøke området nord for Dale på LiDAR, for å sjå om ein finn landformer som gjer plasseringa av yngre dryas-ismarginen meir presis.
- I oppgåva finn eg moreneryggar ved 400 moh. innanfor yngre dryas-ismarginen sør for Dalsfjorden. Dette indikerer at dei høgste delane av fjellet Arsteinheia har vore isfrie i yngre dryas perioden. Om rekonstruksjonen stemmer kan denne informasjonen nyttast til å seie noko om geometrien til isdekket ved yngre dryas maksimum.
- Legg ein til grunn at isdekket si rørsle vert påverka av topografien dersom det relative relieffet i området overstig 1/3 av istjukkuleiken kan ei utgreiing kring potensielle nunatakkar under yngre dryas maksimum avgjere om den NNV isrørsla i indre Sunnfjord er frå yngre dryas eller ein eldre periode.

Kjelder

- Aa, A. R. & Sønstegaard, E. 2001. *Dale. Kvartærgeologisk kart; Dale; 11171; 1:50 000*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974. Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas*, 3, 3-22.
- Alley, R. B., Clark, P. U., Huybrechts, P. & Joughin, I. 2005. Ice-sheet and sea-level changes. *Science (New York, N.Y.)*, 310, 456.
- Andersen, B. G., Sejrup, H. P. & Kirkhus, Ø. 1983. Eemian and Weichselian Deposits at Bø on Karmøy, SW Norway: A Preliminary Report. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 380, 189–201.
- Andersen, B. G., Wangen, O. P. & Østmo, S.R. 1987. Quaternary geology of Jæren and adjacent areas, southwestern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 411.
- Andersen, B., Mangerud, J., Sorensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrom, B. 1995. Younger Dryas Ice-Marginal Deposits in Norway. *Quaternary Int.*, 28, 147-169.
- Anundsen, K. 1985. Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 39, 204-225.
- Balco, G. 2001. *Camelplot MATLAB script*. Tilgjengeleg frå: http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb_pubs/camelplot.m. (Lest: 05.10.2019).
- Balco, G. 2011. *What is a camel diagram anyway?* Tilgjengeleg frå: <https://cosmognosis.wordpress.com/2011/07/25/what-is-a-camel-diagram-anyway/>. (Lest: 05.10.2019).
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A. & Dunai, T. J. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3, 174-195.
- Bargel, T. & Aa, A. R. 1982. *Askvoll. Kvartærgeologisk kart; Askvoll; 11174; 1:50 000*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. 2010. *Glaciers & glaciation* (2. ed.). London: Hodder Education.
- von Blanckenburg, F. & Willenbring, J. K. 2014. Cosmogenic nuclides; dates and rates of earth-surface change. *Elements*, 10, 341-346.
- Briner, J. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Lohne, Ø. S. & Young, N. E. 2014. A ^{10}Be chronology of south-western Scandinavian Ice Sheet history during the Lateglacial period. *Journal of Quaternary Science*, 29, 370-380.
- Briner, J. P., Goehring, B. M., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2016. The deep accumulation of ^{10}Be at Utsira, southwestern Norway: Implications for cosmogenic nuclide exposure dating in peripheral ice sheet landscapes. *Geophysical Research Letters*, 43, 9121-9129.
- Bryhni, I. 1989. Status of the supracrustal rocks in the Western Gneiss region, S. Norway, in Gayer, R. A., ed. *The Caledonide geology of Scandinavia*. London: Graham and Trotman, 221–228.
- Chamberlin, T. C. 1883. Preliminary paper on the terminal moraine of the second glacial epoch. Gov't print. off.
- Darvill, C. M. 2013. Cosmogenic nuclide analysis. *Geomorphological Techniques*, 4, 1-25.
- Dahl, R. 1965. Plastically Sculptured Detail Forms on Rock Surfaces in Northern Nordland, Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 47, 83-140.
- Dowman, I. J. 2004. Integration of LIDAR and IFSAR for mapping. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 35, 90-100.
- Dunai, T. J. 2010. *Cosmogenic Nuclides, Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Eilertsen, R. S., Corner, G. D. & Hansen, L. 2015. Using LiDAR data to characterize and distinguish among different types of raised terraces in a fjord-valley setting. *GFF*, 137, 353-361.
- Fareth, O. W. 1970. Brerandstadier i midtre og indre Nordfjord. Upublisert

- hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Fareth, O. W. 1987. Glacial geology of Middle and Inner Nordfjord, western Norway. *Norges Geologisk Undersøgelse Bulletin*, 408,1–55.
- Gibbard, P. L., Head, M. J. & Walker, M. J. C. 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25, 96-102.
- Gibbard, P. L. 2018. *Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch*. Tilgjengeleg frå: <http://stratigraphy.org/index.php/ics-news-and-meetings/125-formal-subdivision-of-the-holocene-series-epoch> (Lest: 17.11.19).
- Glennie, C. L., Carter, W. E., Shrestha, R. L. & Dietrich, W. E. 2013. Geodetic imagery with airborne LiDAR: the Earth's surface revealed. *Reports on Progress in Physics*, 76, 086801.
- Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., Svendsen, J. I., Gyllencreutz, R., Schaefer, J. & Finkel, R. 2012a. Late glacial and holocene ¹⁰Be production rates for western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27, 89-96.
- Goehring, B. M., Lohne, O. S., Mangerud, J., Svendsen, J. I., Gyllencreutz, R., Schaefer, J. & Finkel, R. 2012b. Erratum: Late glacial and Holocene ¹⁰Be production rates for western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27, 544–544.
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.
- Grant, O. R. 2016. *The deglaciation of Kongsfjorden, Svalbard—based on surface exposure dating of glacial erratics and Quaternary geological mapping of Blomstrandhalvøya*. Masteroppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Havforskningsinstituttet. 2019. *Mareano*. <http://www.mareano.no/kart/mareano.html>. (Lest: 05.10.2019).
- Helle, S. K., Rye, N., Stabell, B., Prösch-Danielsen, L. & Hoel, C. 2007. Neotectonic faulting and the Late Weichselian shoreline gradients in SW Norway. *Journal of Geodynamics*, 44, 96-128.
- Heyman, J., Stroeven, A. P., Harbor, J. & Caffee, M. 2011. Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Sciences*, 302, 71-80.
- Hoppe, G. 1948. Isrecessionen från Norrbottens kustland i belysning av de glaciala formelementen. *Geographica*, 20, 112.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2016. The last Eurasian Ice Sheets - a chronological database and time-slice reconstruction. *DATED-1. Boreas*, 45, 1-45.
- Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N. G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J.R. 1992. On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles 1. Linear Responses to Milankovitch Forcing. *Paleoceanography*, 7, 701-738.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, Larry C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J.R. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8, 699-735.
- Iverson, N. R. 1991. Morphology of glacial striae: implications for abrasion of glacier beds and fault surfaces. *The Geological Society of America Bulletin*, 103, 1308.
- Jansson, K. N., Kleman, J. & Marchant, D. R. 2002. The succession of ice-flow patterns in north-central Québec-Labrador, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 21, 503-523.
- Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A. E. K. & Peterson, G. 2015. Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF*, 137, 245-251.

- Kaldhol, H. 1941. *Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland*. Hellesylt: Trygggestads trykkeri.
- Karlsen, L. C. 2009. Lateglacial vegetation and environment at the mouth of Hardangerfjorden, western Norway. *Boreas*, 38, 315-334.
- Kartverket. 2019. *Høydedata*. Tilgjengelig frå: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>. (Lest: 20.08.2019).
- Klakegg, O. 1981a. *Kvartærgeologiske studier i Jølster, Sogn og Fjordane: 1: Tekst og tabellar (Vol. 1)*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Klakegg, O. 1981b. *Kvartærgeologiske studier i Jølster, Sogn og Fjordane: 2: Figurar og kart (Vol. 2)*. Bergen. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Kleiven, A. A. 1975a. *Kvartærgeologiske undersøkingar i Gaulardalføret, Sogn og Fjordane: 1: Tekstbind (Vol. 1)*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Kleiven, A. A. 1975b. *Kvartærgeologiske undersøkingar i Gaulardalføret, Sogn og Fjordane: 2: Illustrasjonsbind (Vol. 2)*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Kleiven, A. A. 1975c. *Kvartærgeologiske undersøkingar i Gaulardalføret, Sogn og Fjordane: 3: Kartbind (Vol. 3)*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Kleman, J. 1990. On the use of Glacial Striae for Reconstruction of Paleo-Ice Sheet Flow Patterns: With application to the Scandinavian ice sheet. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 72, 217-236.
- Kleman, J. & Hättestrand, C. 1999. Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 402, 63.
- Kræmer, R. 1977a. *Isavsemltningsstudier og anvendt kvartærgeologi i Naustdal, Sunnfjord: 1: Del I: Tekst og tabeller (Vol. 1)*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Kræmer, R. 1977b. *Isavsemltningsstudier og anvendt kvartærgeologi i Naustdal, Sunnfjord: 2: Figurer (Vol. 2)*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Kræmer, R. 1977c. *Isavsemltningsstudier og anvendt kvartærgeologi i Naustdal, Sunnfjord: 3: Del III: Bilag 1-10 (Vol. 3)*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Lal, D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in-situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 424-439.
- Lal, D. & Peters, B. 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. *Handbuch der Physik*, 551-612.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. & Sambridge, M. 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 15296.
- Larsen, E. & Mangerud, J. 1981. Erosion rate of a younger Dryas cirque glacier at Kråkenes, western Norway. *Proceedings of the Symposium on Processes of Glacier Erosion and Sedimentation, Geilo, Norway, 25-30 August 1980*, 153-158.
- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S. E., Lie, R., Løvlie, R. & Mangerud, J. 1987. Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna. *Boreas*, 16, 267-292.
- Larsen, E. & Mangerud, J. 1989. Marine caves: On-off signals for glaciations. *Quaternary International*, 3, 13-19.
- Larsen, E., Sejrup, H. P., Janocko, J., Landvik, J. Y., Stalsberg, K. & Steinsund, P. I. 2000. Recurrent interaction between the Norwegian Channel Ice stream and terrestrial-based ice across southwest Norway. *Boreas*, 29, 185-203.
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2007. Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2128-2151.
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2012. Timing of the younger dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27, 81-88.

- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Birks, H. H. 2014. IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 29, 506-507.
- Lowe, J. J. & Walker, M. 2014. *Reconstructing Quaternary Environments* (Third edition). New York: Routledge Ltd.
- Mangerud, J., Soenstegaard, E. & Sejrup, H. P. 1979. Correlation of the Eemian (interglacial) Stage and the deep-sea oxygen-isotope stratigraphy. *Nature*, 277, 189.
- Mangerud, J., Soenstegaard, E., Sejrup, H. P. & Haldorsen, S. 1981. A continuous Eemian-early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjoesanger, western Norway. *Boreas*, 10, 137-208.
- Mangerud, J., Gulliksen, S. & Larsen, E. 2010. ¹⁴C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45–25 kyr BP compared with Bølling–Younger Dryas fluctuations and Dansgaard–Oeschger events in Greenland. *Boreas*, 39, 328–342.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ö. & Svendsen, J. I. 2011. *Glacial history of Norway*.
- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J. I. & Gyllencreutz, R. 2013. Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 67, 8-16.
- Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A. L. C., Lohne, Ø. S., Skår, K., Sønstegaard, E. & Svendsen, J. I. 2016. A major re-growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Norway during Allerød–Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 132, 175-205.
- Mangerud, J., Briner, J. P., Goslar, T. & Svendsen, J. I. 2017. The Bølling-age Blomvåg Beds, western Norway: implications for the Older Dryas glacial re-advance and the age of the deglaciation. *Boreas*, 46, 162-184.
- Mangerud, J., Hughes, A. L. C., Sæle, T. H. & Svendsen, J. I. 2019. Ice-flow patterns and precise timing of ice sheet retreat across a dissected fjord landscape in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 214, 139-163.
- Möller, P. & Dowling, T. P. F. 2015. The importance of thermal boundary transitions on glacial geomorphology; mapping of ribbed/hummocky moraine and streamlined terrain from LiDAR, over Småland, South Sweden. *GFF*, 137, 252-283.
- Morén, B. M., Sejrup, H.P., Hjelstuen, B. O., Borge, M. V. & Schäuble, C. 2018. The last deglaciation of the Norwegian Channel – geomorphology, stratigraphy and radiocarbon dating. *Boreas*, 47, 347-366.
- Natterøy, T. 2013. *Strandforskryvning og isavsmelting på Værlandet, i Askvoll kommune*. Masteroppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Nesje, A. 2012. *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering* (2. utg.). Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P. A. & Blikra, L. H. 1987. The vertical extent of the late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-More area, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67, 125-141.
- Nishiizumi, K., Kohl, C. P., Arnold, J. R., Dorn, R., Klein, I., Fink, D., Middleton, R. & Lal, D. 1993. Role of in situ cosmogenic nuclides ¹⁰Be and ²⁶Al in the study of diverse geomorphic processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 407-425.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Cecchi, M. & Ottesen, D. 2004. Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14 C ka BP. *Boreas*, 33, 1-17.
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Lekens, W. A. H., Clark, C. D. & Bigg, G. R. 2007. Extreme sediment and ice discharge from marine based ice streams: new evidence from the North Sea. *Geology*, 35, 395–398.
- Ojala, A., Palmu, J. P., Aberg, A., Aberg, S. & Virkki, H. 2013. Development of an ancient shoreline database to reconstruct the Litorina Sea maximum extension and the highest shoreline of the Baltic Sea basin in Finland. *Bulletin Geological Society Finland.*, 85, 127-144.

- Ojala, A. E. K., Putkinen, N., Palmu, J. P. & Nenonen, K. 2015. Characterization of De Geer moraines in Finland based on LiDAR DEM mapping. *GFF*, 137, 304-318.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A. & Rise L. 2005. Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: the 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°–80°N). *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1033–1050.
- Paterson, W. S. B. 1994. *The physics of glaciers*. Oxford: Butterworth/Heinemann.
- Ragnhildstveit, J., Nilsen, K., Andersen, T. B., Osmundsen, P. T. & Lutro, O. 2001. *Dale. Berggrunnskart; Dale; 11171; 1:50 000*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. 2013. *Landet blir til: Norges geologi* (2. utg.). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Raunholm, S., Larsen, E. & Sejrup, H. P. 2004. Weichselian interstadial sediments on Jæren (SW Norway) – paleo environments and implications for ice sheet configuration. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 91–106.
- Rye, N. 1963. *Kvartærgeologiske undersøkelser i noen dalstrøk i Sogn og Fjordane, med særlig vekt på avsmeltningsforløpet i siste istid*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Sarala, P., Räisänen, J., Johansson, P. & Eskola, K. O. 2015. Aerial LiDAR analysis in geomorphological mapping and geochronological determination of surficial deposits in the Sodankylä region, northern Finland. *GFF*, 137, 293-303.
- Sejrup, H.P. 1987. Molluscan and foraminiferal biostratigraphy of an Eemian – Early Weichselian section on Karmøy, southwestern Norway. *Boreas*, 16, 27–42.
- Sejrup, H. P., Hafliðason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C. F., Long, D. & Rokoengen, K. 1994. Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas*, 23, 1-13.
- Sejrup, H.P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Hafliðason, H. & Nesje, A. 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19, 667–685.
- Sejrup, H.P., Larsen, E., Hafliðason, H., Berstad, I.M., Hjelstuen, B., Jonsdottir, H., King, E.L., Landvik, J., Longva, O., Nygård, A., Ottesen, D., Raunholm, S., Rise, L. & Stalsberg, K. 2003. Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream. *Boreas*, 32, 18–36.
- Sejrup, H.P., Hjelstuen, B.O., Dahlgren, K.I.T., Hafliðason, 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, 1111–1129.
- Sejrup, H.P., Nygård, A., Hall, A.M. & Hafliðason, H. 2009. Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews*, 28, 370-380.
- Sejrup, H. P., Clark, C. D. & Hjelstuen, B. O. 2016. Rapid ice sheet retreat triggered by ice stream debuttressing: Evidence from the North Sea. *Geology*, 44, 355-358.
- Simonsen, S., Johnsen, S., Popp, T., Vinther, B., Gkinis, V. & Steen-Larsen, H. 2011. Past surface temperatures at the NorthGRIP drill site from the difference in firn diffusion of water isotopes. *Climate of the Past*, 7, 1327.
- Skjærli, F. J. 1985a. *Berggrunnskart Askvoll; 1117 IV, 1:50 000*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Skjærli, F. J. 1985b. *Berggrunnskart Melvær; 1117 I, M, 1:50 000*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Skår, O. & Pedersen, R. 2003. Relations between granitoid magmatism and migmatization: U-Pb geochronological evidence from the Western Gneiss Complex, Norway. *Journal of the Geological Society*, 160, 935-946.
- Smith, M. J. & Knight, J. 2011. Palaeoglaciology of the last Irish ice sheet reconstructed from striae evidence. *Quaternary Science Reviews*, 30, 147-160.

- 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: Series A, Physical Geography*, 76, 25-35.
- Stokes, C. R. & Clark, C. D. 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1437-1457.
- Stroeven, A. P., Heyman, J., Fabel, D., Björck, S., Caffee, M. W., Fredin, O. & Harbor, J. M. 2015. A new Scandinavian reference ^{10}Be production rate. *Quaternary Geochronology*, 29, 104-115
- Svean, A. 2016. *Glasiassjonshistorie og strandforskyvning i Boknafjordsområdet i Rogaland*. Masteroppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J. 1990. Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmøre, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70, 111-134.
- Svendsen, J. I., Briner, J. P., Mangerud, J. & Young, N. E. 2015. Early break-up of the Norwegian Channel Ice Stream during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 107, 231-242.
- Sæle, T. H. 2017. *Skuringsstriper og isbevegelse for Hordaland*. Masteroppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Tuestad, T. 2019. *Ice-flow patterns in Boknafjorden and the deglaciations history of the Espedalen-Høgsfjorden region in Forsand, Rogaland*. Masteroppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Undertun, O. 2005. *Yngre dryas og tidleg holosene brevariasjonar i området mellom Sognefjorden og Fensfjorden*. Masteroppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Undås, I. 1948. Trekk fra Utsiras natur og den siste Skageraksbre. *Stavangers Museums Årbok*, 59-71.
- Undås, I. 1963. *Ra-morenen i Vest-Norge*. Bergen: Eides Forlag.
- Valen, V., Mangerud, J., Larsen, E. & Hufthammer, A. K. 1996. Sedimentology and stratigraphy in the cave Hamnsundhelleren, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 11, 185-201.
- Vasskog, K., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Agasøster Haaga, K., Svean, A. & Lunnan, E. M. 2019. Evidence of early deglaciation (18 000 cal y bp) and a postglacial relative sea-level curve from southern Karmøy, south-west Norway. *Journal of Quaternary Science*, 34, 410-423.
- Viken, O. 1960. *Nokre kvartærgeologiske undersøkingar frå Sunnfjordområdet*. Hovudoppgåve. Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen.
- Vorren, T. & Mangerud, J. 2006. Istider kommer og går. *Landet blir til. Norges geologi*, 478-531.
- Walker, M., Gibbard, P., Head, M., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S. & Weiss, H. 2019. Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. *Journal of the Geological Society of India*, 93, 135-141.

Vedlegg

Vedlegg 1:

Vedlegg 1 er ei PDF-fil, som inneheld skuringsdatabasen over Sogn og Fjordane i tabellformat. Grunna storleiken på denne fila er det valt å legge denne ved som eit separat dokument.

Vedlegg 2:

Vedlegg 2 er ei «*zip-fil*», som inneheld skuringsdatabasen for Sogn og Fjordane som ei «*shapefil*» slik at den kan opnast i ArcMap. Ein tabell over alle skuringsobservasjonane er lagt ved som ei Excel-fil som kan opnast i ArcGIS.