

Deglasiasjon og holocene havnivåendringer i Lofthus,
Ullensvang kommune, basert på kvartærgeologisk
kartlegging og eksponeringsdatering



Kjersti de Lange Mortensbakke

Masteroppgave i geovitenskap – Kvartærgeologi og paleoklima

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Oktober 2018

«Lofthus er geologisk ein underleg stad, som det ikkje er godt å verta heilt sikker på.»

Isak Undås, 1944

Sammendrag

Basert på observasjoner fra feltkartlegging, LIDAR-data, flyfotoanalyse, samt eksponeringsdatering av blokkflater med *in situ* ¹⁰Be har holocene havnivåendringer og deglasiasjonsforløpet i Lofthus, i Ullensvang kommune, blitt rekonstruert. Lofthus er en sidedal på østsiden av Sørfjorden som er omringet av opp til 1000 m høye dalsider som strekker seg opp til Hardangervidda. Deglasiasjonsforløpet og havnivåendringer i senglasial og holocen tid innover Hardangerfjorden er i store grader kjent. Derimot i dalene til sidefjordene har det i samme tid forekommet lokale variasjoner. Det er av den grunn Lofthus er av interesse med tanken på nær beliggenhet til Hardangerfjorden, Folgefonnhalvøya og Hardangervidda, hvor det er utført flere arbeid i forbindelse med deglasiasjon og havnivåendringer etter siste istid.

Lofthus er preget av mange terrassenivå, tykke moreneavsetninger, skredavsetninger og store steinblokker. Formålet med denne masteroppgaven har vært å kartlegge og tolke disse landformene og avsetningene og knytte de til avsetningsprosesser som har pågått under deglasiasjonen og frem til i dag. Et annet formål har vært å rekonstruere havnivåhistorien i Lofthus basert på terrassemålinger i felt og diskutere de opp mot strandforyskyvningsdiagram og havnivåkurver fra tidligere arbeid i Hardanger.

En vel etablert hypotese er at den skandinaviske innlandsisen gjorde et brefremstøt i yngre dryas og avsatte Herdla-Halsnøy-morenen langs kysten av Vestlandet (Mangerud, 1970; Aarseth og Mangerud, 1974). I hypotesen hevdes det at Hardangerfjorden må ha vært fylt med is under brefremstøtet. En motstridende hypotese fra nyligere arbeid (Helle, 1993; Helle et al., 1997) utfordrer den etablerte hypotesen ved å konkludere med at Hardangerfjorden var isfri gjennom hele yngre dryas. Et av argumentene for en isfri Hardangerfjord er at Osa-Eidfjord-morenen innerst i Hardangerfjorden er av yngre dryasalder, og ikke preboreal som den etablerte hypotesen konkluderer med. Resultater fra dette arbeidet vil sammenlignes og diskuteres i lys av de to hypotesene, og knyttes opp mot deglasiasjonsforløpet og havnivåhistorien for Hardangerfjorden.

To morenerygger i Lofthus korreleres til Osa-Eidfjord-morenen av preboreal alder, og det foreslås i dette arbeidet en revidert rekonstruksjon av isutbredelsen i preboreal. I tillegg konkluderes det med at det ikke er nødvendig å sette terrassenivået man finner 30 m over marin grense i Lofthus i sammenheng med tidligere havnivå, men at terrassen kan forklares som en kameterrasse avsatt over bunnmorene. Tidligere antatte glasialt avsatte blokker på terrassen tolkes til å være skredavsatte blokker. Eksponeringsaldre fra fem av blokkene er tilnærmet identiske og gir en gjennomsnittsalder for avsetningen på 9600 ± 300 år. Dette er i tråd med andre studier som viser større massebevegelsesaktivitet de første par tusen år etter deglasiasjonen (f.eks. Hermanns et al. 2017).

Abstract

Observations from Quaternary geological mapping, LIDAR-data, aerial photo analysis and results from surface exposure dating via *in situ* ^{10}Be are used to reconstruct Holocene sea-level changes and the course of deglaciation in Lofthus, Ullensvang, south-western Norway. Lofthus is a steep-sided valley along Sjørfjorden, and approximately 1000 m a.s.l. and to the east lies the Hardangervidda mountain plateau. The history of the deglaciation and the sea-level changes in the late glacial time and holocene along Hardangerfjorden are widely known. However, along Sjørfjorden, the longest branch of Hardangerfjorden, valleys have experienced local variations during the same time. For that reason, Lofthus is of interest due to its near location to Hardangerfjorden, the Folgefonna Peninsula and the Hardangervidda mountain plateau where the deglaciation and sea-level history have been investigated.

Lofthus is characterized by terrace levels, thick till and colluvium deposits and big boulders. The research aim for this work is to map out and explain landforms and sediments to reconstruct the course of the deglaciation and the processes that have been active after the area became ice-free. A second aim is to reconstruct the sea-level history based on measured terrace levels from this work and discuss the results with sea-level curves and shoreline diagrams from earlier work in the Hardanger area.

A well-established hypothesis claims that the Scandinavian Ice Sheet re-advanced during the Younger Dryas and deposited the Herdla-Halsnøy moraines along the coast of western Norway (Mangerud, 1970; Aarseth og Mangerud, 1974). During the maximum position of the ice-front the Hardangerfjorden was filled with ice. A contradictory hypothesis challenges the established hypothesis and proposes ice-free conditions in Hardangerfjorden throughout the Younger Dryas (Helle, 1993; Helle et al., 1997). One argument for an ice-free Hardangerfjorden is that the Osa-Eidfjord moraines in the inner part of Hardangerfjorden are of Younger Dryas age, and not Preboreal age, which the established hypothesis concludes. Results from this work will be compared and discussed considering the two hypotheses and will be linked to the course of the deglaciation and the sea-level history for Hardangerfjorden.

Two marginal moraines in Lofthus correlate to the Osa-Eidfjord moraines of Preboreal age, and a revised construction of the maximum ice-front position in Preboreal has been suggested. In addition, this work concludes that a terrace level 30 m above marine limit is not in relation to earlier sea levels but can be explained as a kame terrace deposited on ablation- and basal till. Boulders that earlier have been assumed to be erratic boulders on the terrace are in this work interpreted as rock fall deposits. Exposure ages from five of the boulders on the terrace are approximately identical and gives an

average age of 9600 ± 300 years. This is in accordance with other studies that show higher activity of mass movement the first couple of thousand years after the deglaciation (Hermanns et al., 2017).


Forord

Først og fremst vil jeg vil takke hovedveileder førsteamanuensis Henriette Linge (UiB) for ivrig engasjement for oppgaven, lån av kontorplass med terapihund, gode råd og verdifulle tilbakemeldinger. Takk til medveileder professor Atle Nesje (UiB) for reflekterte og trivelige diskusjoner, god veiledning og hjelp når det trengtes. Ikke minst, takk til begge to for hjelp med steinhardt feltarbeid da vi samlet inn kvartsprøver fra blokkene i Lofthus.

En stor takk går til Marie Klopstad Hernar for uvurderlig innsats under feltarbeidet, oppmuntrende ord og mange faglige diskusjoner. Jeg vil takke Håvard Grønnevik for hjelp med saging, knusing, sikting og flotering. Også takk til Lars Gjermund Evje for hjelp med preparering av prøvene på laboratoriet. Videre vil jeg også takke Anna Hughes for hjelp med LiDAR data og ArcGIS, og Oliver Grant for hjelp på knuserommet og med instruksjoner til ArcGIS. Takk til Emilie Randeberg for hjelp til å fremstille figurer i Adobe Illustrator.

En takk må også rettes til alle de herlige menneskene jeg har blitt kjent med i studietiden og alle de gøyale opplevelsene vi har hatt på ekskursjoner, feltkurs og ikke minst de gode samtalene i kantina. Også takk til venner og familie hjemmefra for gode samtaler og støttende ord, selv om avstanden mellom oss har vært lang.

Jeg vil til slutt takke min mann Jonatan de Lange Mortensbakke Claussen for all støtte, kjærlighet, og oppmuntring du har gitt meg, og takke for hjelp med feltarbeid da arbeidet ble for tungt for en gravid student. Lille Kaspar kom til verden i slutten av denne arbeidsprosessen, og selv om han ikke har vært til mye hjelp, har han gitt meg stor motivasjon og glede den siste tiden før innlevering av dette arbeidet.

A handwritten signature in black ink, reading "Kjersti Mortensbakke". The signature is written in a cursive, flowing style.

Kjersti de Lange Mortensbakke

Bærum, september 2018

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	1
1.1	Problemstilling.....	1
1.2	Studieområdet.....	1
1.3	Tidligere arbeid i området	3
1.3.1	Kvartærgeologiske undersøkelser	3
1.3.2	Gamle meteorologiske målinger	7
1.4	Rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet.....	8
2	Teoretisk bakgrunn	9
2.1	Regional geologi	9
2.1.1	Berggrunn og strukturgeologi	9
2.1.2	Kvartærgeologi	10
2.1.3	Kulturell og vitenskapelig betydning	12
2.2	Geografisk overblikk.....	12
2.2.1	Klima	12
2.2.2	Vindretning.....	13
2.2.3	Fjord og elver.....	14
2.3	Glasiasjonshistorien på Vestlandet	14
2.3.1	Bølling.....	15
2.3.2	Allerød	16
2.3.3	Yngre dryas.....	17
2.3.4	Holocen/ Preboreal	20
3	Metoder	23
3.1	Kvartærgeologisk kartlegging.....	23
3.1.1	Introduksjon til kvartærgeologisk kartlegging.....	23
3.1.2	Kartlegging av feltområdet.....	24
3.1.3	Fremstilling av kvartærgeologisk kart og figurer.....	25
3.2	Eksponeringsdatering.....	25
3.2.1	Introduksjon til eksponeringsdatering	25
4	Resultater	31
4.1	Kvartærgeologisk kartlegging.....	31
4.1.1	Glasiale landformer og avsetninger	32
4.1.2	Blokker i Lofthus	34
4.1.3	Blokker på Århus og Hordatun	36
4.1.4	Fluviale og glasifluviale landformer og avsetninger	37

4.1.5	Glasilakustrine landformer og avsetninger	45
4.2	Eksponeringsdatering	46
4.2.1	Beskrivelse av prøvene og blokkene på Tveitane-terrassen	47
4.2.2	Resultater av eksponeringsdatering.....	49
4.2.3	Korrigeringsalder.....	49
5	Diskusjon.....	53
5.1	Rekonstruksjon av deglasiasjonen i Lofthus.....	53
5.1.1	Avsetningshistorien til Tveitane-terrassen.....	57
5.1.2	Paraglasiale prosesser	59
5.2	Rekonstruksjon av havnivåhistorien i Lofthus.....	61
5.3	Tolkning av dateringsresultater.....	65
5.4	Sammenligning av lokale og regionale undersøkelser	65
5.4.1	Havnivåendringer	66
5.4.2	Morenerygger i Lofthus korrelerer (i tid) med Osa-Eidfjord-morenen	67
5.5	Videre arbeid.....	67
6	Konklusjon.....	69
7	Referanser	71
	Vedlegg A.....	A-1
	Vedlegg B.....	B-1

1 Introduksjon

1.1 Problemstilling

Denne masteroppgaven har som mål å rekonstruere deglasiasjonsforløpet i Lofthus, Hardanger, etter siste istids maksimum. Motivasjonen for prosjektet har sitt opphav i observasjoner og fremstillinger gjort av Inge Aarseth (Aarseth, 2015) i et kvartærgeologisk kart for Lofthus. I rekonstruksjonen fremstiller Aarseth to morenerygger, en på og en ved siden av en terrasse som ligger over marin grense. Dette er av interesse fordi doble morenerygger på Vestlandet ofte er assosiert lokalglasiasjon i yngre dryasstadialen (Nesje, 2009). I tillegg avviker terrassehøyden fra høyder kjent fra strandforykningsdiagram i Hardangerområdet. Dersom moreneryggene og terrassen i Lofthus kan knyttes til yngre dryasstadialen vil det motstride den allerede etablerte hypotesen om en isfylt Hardangerfjord i yngre dryasstadialen. For å undersøke lokaliteten nærmere ble det utført kvartærgeologisk feltkartlegging, flyfotoanalyse og eksponeringsdatering av *in situ* ¹⁰Be fra blokker.

Spørsmål som ønskes å besvares: 1) Hvordan kan terrassene i Lofthus kobles til tidligere havnivå? 2) Var breen i Lofthus en botnbre eller en utløpsbre til innlandsisen på Hardangervidda? 3) Hva er avsetningshistorien til moreneryggene i Lofthus? 4) Hva er kildeområdet til blokkene i Lofthus og hvordan har de blitt avsatt?

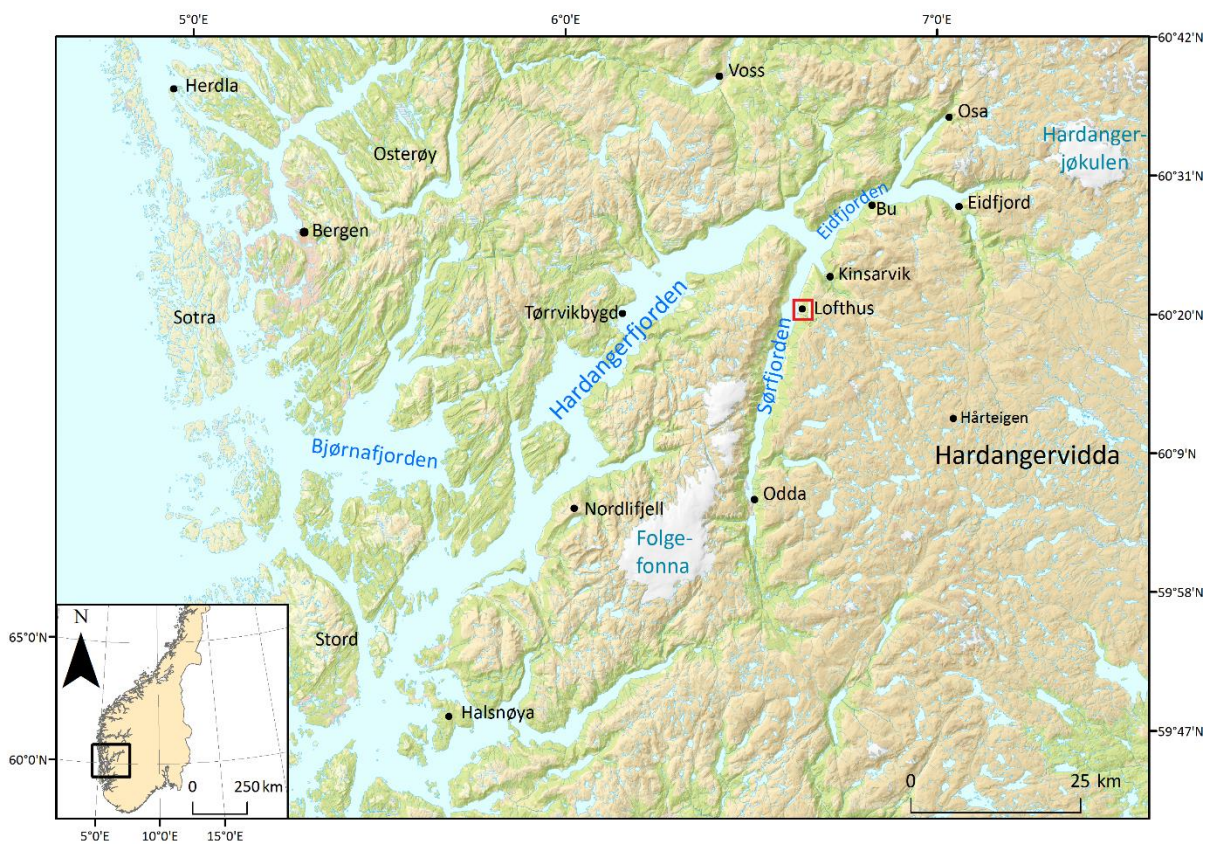
Målet med denne oppgaven har også vært å diskutere andres arbeid i lys av nye feltobservasjoner fra studieområdet. Resultatene vil dermed brukes til å diskutere deglasiasjonsforløpet på Vestlandet etter siste istid, med fokus på områder ved Hardangerfjorden og Sørfjorden. Rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet etter siste istid medfører en bedre forståelse for sammenhengen mellom klimasvingninger og klimasystemet mellom hav og atmosfære f.eks. (Nesje og Dahl, 1993; Bakke et al., 2005a; Nesje, 2009). På den måten vil man få klarere innsikt i hvordan klimaet og dermed også havnivået kommer til å endres i fremtiden. I tillegg kan kartlegging av avsetninger og landformer fra tiden etter deglasiasjonen, gi økt forståelse for hvilke prosesser som kan forekomme i områder som i dag smelter frem fra under is. I det store bildet vil studier av deglasiasjon kunne brukes til å forberede samfunnet på fremtidige endringer som går oss i møte.

1.2 Studieområdet

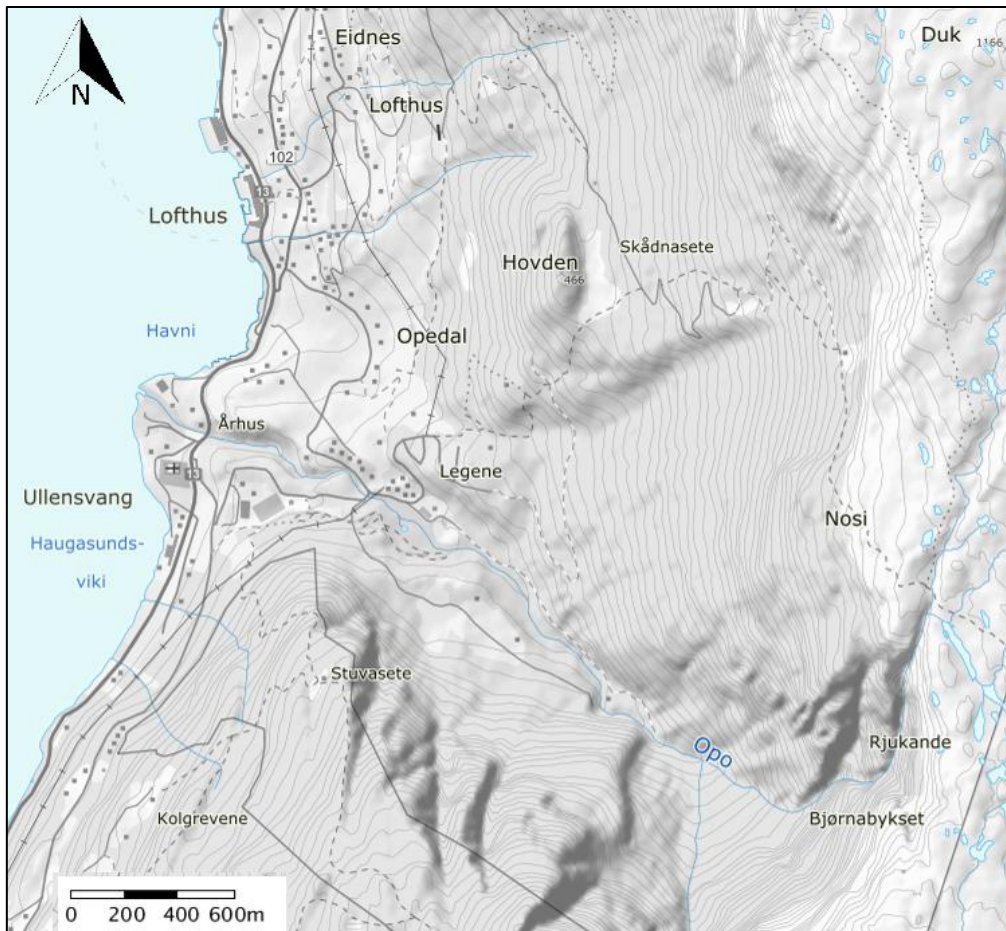
Lofthus, i Ullensvang kommune, ligger 60.32 °N og 6.634 °Ø på østsiden av Sørfjorden i Hordaland (figur 1.1 og figur 1.2). Sørøst for Lofthus starter en sidedal til Sørfjorden som heter Opedal. Opedal strekker seg 2,5 km i sørøstlig retning og ved dalende reiser fjellsidene seg 900-1000 m o.h. opp til vestlige del av Hardangervidda. Selv om navnene Lofthus, Opedal og Ullensvang alle kan brukes om feltområdet er det for enkelhetens skyld Lofthus som vil bli brukt heretter.

Sørfjorden stekker seg i en nord-sørgående retning og er en sidefjord til Hardangerfjorden. Den er gravd ut av isen over gjentatte glasieringer i et nord-sørgående sprekkesystem (Holtedahl, 1975). I den sørlige enden av Sørfjorden ligger Odda, og i nord ved Kinsarvik går Sørfjorden sammen med Hardangerfjorden. Innerst i Hardangerfjorden ligger Eidfjord, med sin mektige terrasseavsetning som demmer opp Eidfjordvatnet (Rye, 1970).

Ca. 40 km sørvest for Lofthus ligger Folgefonna (60.01 °N, 6.20 °Ø)(figur 1.1). Søndre Folgefonna er Norges tredje største bre, med et areal på 164 km² (Andreassen et al., 2012). I motsatt retning, ca. 45 km nordøst for Lofthus, ligger Hardangerjøkulen (60.33 °N, 7.25 °Ø)(figur 1.1) som er den sjette største breen med 73 km² (Askheim, 2016).



Figur 1.1. Kart over Hardangerfjorden og omkringliggende områder. Studieområdet Lofthus (rød boks) ligger på østsiden av Sørfjorden. Innsatt kart viser beliggenheten i Sør-Norge. WGS1984 UTM 32V. Modifisert i ArcGIS (Kartverket, 2017c).



Figur 1.2. Oversiktskart over feltområdet Lofthus. WGS1984 UTM 32V. Modifisert fra Kartverket (2017a).

1.3 Tidligere arbeid i området

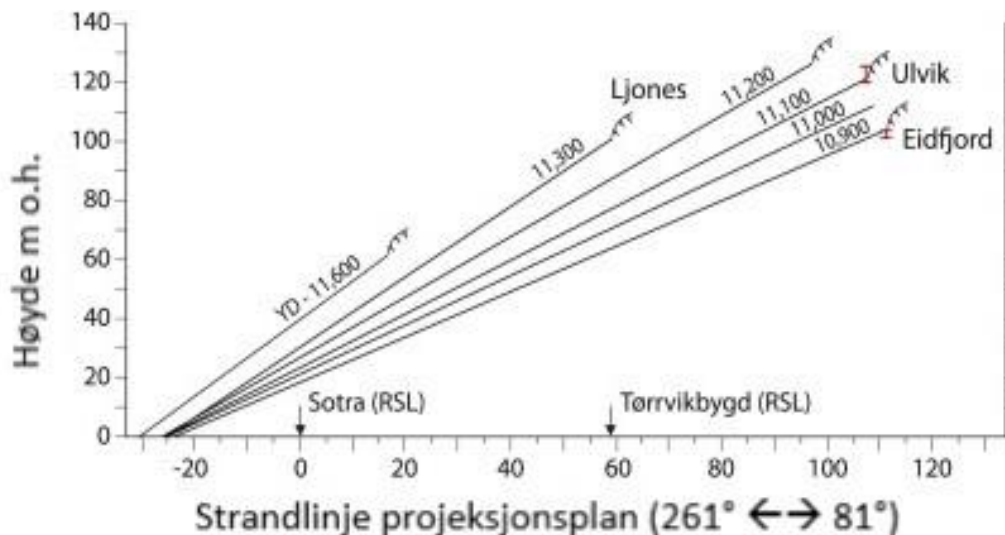
1.3.1 Kwartærgeologiske undersøkelser

Langs Hardangerfjorden er det utført en rekke undersøkelser i forbindelse med havnivåhistorien og deglasiasjonen etter siste istid (Mangerud, 2000; Bondevik og Mangerud, 2002; Helle, 2004; Lohne et al., 2004; Bakke et al., 2005a; Romundset et al., 2010). Da vekten av isen forsvant som følge av deglasiasjonen, hevet landet seg og gammel havbunn og strender ble lagt tørt. Hevede flater finnes i forskjellige nivåer innover Hardangerfjorden og er blitt brukt til å rekonstruere tidligere havnivå. Det er også gjort observasjoner av skuringsstriper til å rekonstruere innlandsisens bevegelser. Opp gjennom årene har utviklingen av nye daterings- og undersøkelsesmetoder gjort det mulig å anslå tidspunkt for hendelser, tolke tidligere klima og utarbeide en mer nøyaktig rekonstruksjon av deglasiasjonen. Videre i dette kapittelet presenteres tidligere arbeid fra Vestlandet som er relevant i denne sammenhengen, og da med fokus på deglasiasjonen i Hardangerfjorden og Sørfjorden.

De tidligste kvartærgeologiske undersøkelsene ved Hardangerfjorden og Sjørfjorden består i hovedsak av terrassemålinger som blant annet ble brukt til rekonstruksjon av tidligere havnivå (Helland, 1875; Rekstad, 1906; Kolderup, 1908; Kaldhol, 1941; Undås, 1944). Nivellerte terrassehøyder i Lofthus fra Kaldhol (1941) og Undås (1944) er stilt sammen i tabell 1.1 og vil bli diskutert i kapittel 5. Sammen med terrassemålinger ble det også utført morfostratigrafiske undersøkelser av Eidfjord-Osa-morenene i indre Hardanger. Tidlig på 1970-tallet ble yttergrensen til Herdla-Halsnøy morenen lagt frem i Aarseth og Mangerud (1974) og Mangerud (1970), og alderen ble satt til yngre dryasstadialen. Deres hypotese impliserer en isfylt Hardangerfjord, der ismarginen til innlandsisen lå helt ute ved den ytre kysten. I nyere tid er havnivåkurver fra Sotra (Lohne et al., 2007) og Tørvikbygd (Romundset et al., 2010) blitt benyttet av Mangerud et al. (2013) for å konstruere et strandlinjediagram for Hardangerfjorden (figur 1.3).

Tabell 1.1 Terrassehøyder i Lofthus fra arbeidene til Kaldhol (1941) og Undås (1944). Høydene er målt ved nivellering. I arbeidene blir terrassene beskrevet, men koordinater blir ikke gitt.

Terrassehøyder (m o.h.) fra Kaldhol	Terrassehøyder (m o.h.) fra Undås
93,4 -93,8	108,5
66,2-75,2	99,3
42,4-45,3	85,5
24,9-31,7	70,4
11,5	63,3
	42,8
	41,1
	30,6
	26,2-28,2
	17,9
	13,3
	12



Figur 1.3. Strandlinjediagram for områder langs Hardangerfjorden er konstruert fra to relative havnivåkurver fra Sotra (Lohne et al., 2007) og Tørrvikbygd (Romundset et al., 2010). Høyden på de glasimarine deltaene ved Ulvik og Eidfjord er vist med røde barer. Merk den store høydeforskjellen mellom deltaene til tross for den lave aldersforskjellen på kun 200 år. Den store landhevingen som fant sted etter isen smeltet bort resulterte i at aldrene kan bestemmes med stor nøyaktighet. Hentet fra Mangerud et al. (2013).

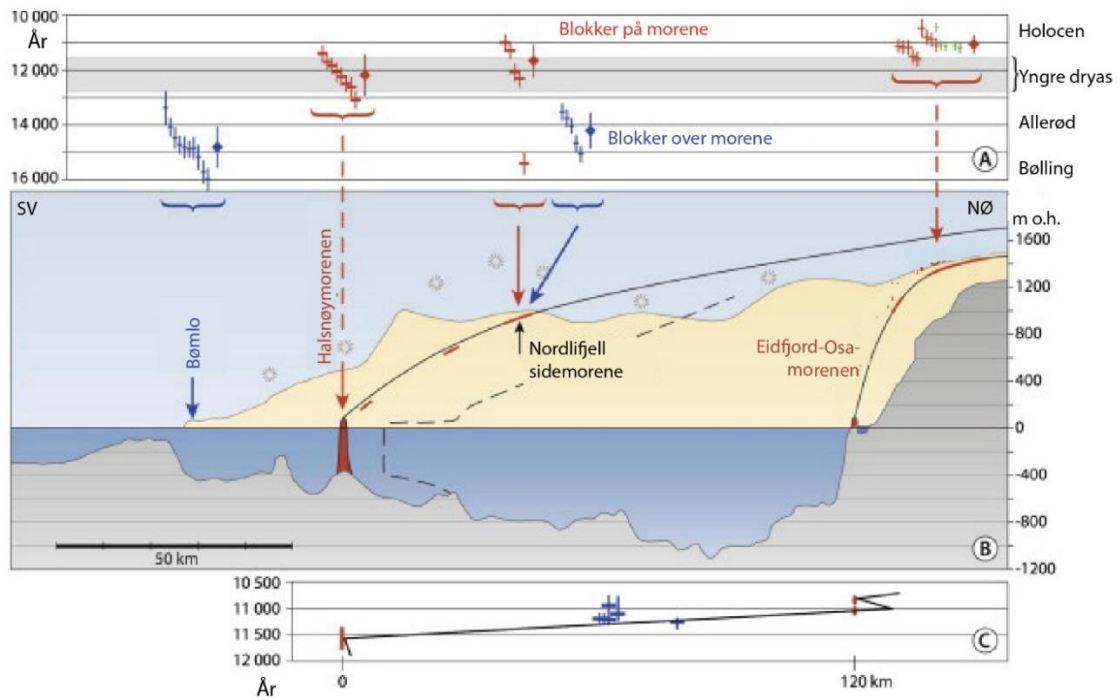
Før arbeidene til Helle (1993) og Helle et al. (1997) fantes nesten ingen bassengundersøkelser innover langs Hardangerfjorden (bortsett fra ytterst på Bømlø (Fægri, 1944; Kaland, 1984), og strandlinjediagram ble konstruert ut i fra morfostratigrafiske undersøkelser av marine terrasser og deltaer (Hamborg, 1983). I tidlige strandlinjediagram ble det ikke tatt hensyn til jordskorpebevegelser, og det ble også antatt at de høyeste marine landskapstrekkene ble dannet da havet kom inn fjordene etter isen trakk seg tilbake (og dermed representerer de eldste havnivåene). I arbeidene til Helle (1993) og Helle et al. (1997) ble det fremsatt en kontroversiell hypotese om en isfri Hardangerfjord i allerød og gjennom hele yngre dryasstadialen. Dette utfordret den allerede etablerte hypotesen om en isfylt Hardangerfjord under yngre dryas (Aarseth og Mangerud, 1974; Høltedahl, 1975; Andersen et al., 1995). Helles «isfrie» hypotese støttes opp i arbeidene Bakke et al. (2005a); Helle (2006); Helle et al. (2007), og i kapittel 5 vil argumenter fra de to motstridende hypotesene diskuteres opp mot dataene fra Lofthus.

Mangerud et al. (2013) rekonstruerte og satte sammen isutbredelsen i yngre dryas og tidlig holocen basert på arbeidene til Anundsen og Simonsen (1967), Aarseth og Mangerud (1974) og Lohne et al. (2012) (figur 1.4). Denne rekonstruksjonen er basert på kartlagte morener langs fjordmunningene. Det er også laget en rekonstruksjon av isbevegelser basert på skuringsstriper i Hordaland av Hamborg og Mangerud (1981) som vil bli presentert i kapittel 2.3.



Figur 1.4. Rekonstruksjon av isutbredelsen på Vestlandet i yngre dryasstadien (svart linje)(Aarseth og Mangerud, 1974; Lohne et al., 2012), og tidlig holocen (hvit linje). Fra vest He-Herdla, So-Sotra, B-Bømlo, H-Halsnøy, S-Sandvoll, N-Nordlifjell, F-Folgefonna, L-Ljones, U-Ulvik, E-Eidfjord, O-Osa, H-Hardangerjøkulen, A-Årdal. Hentet fra Mangerud et al. (2013).

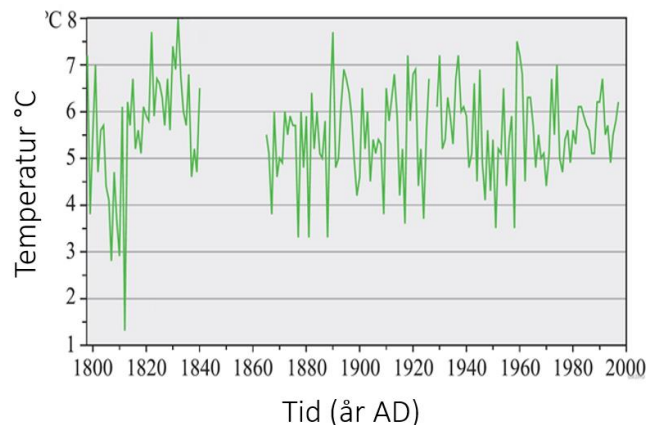
Rekonstruksjon av fremrykk og tilbaketrekning av fjordbreen som lå i Hardangerfjorden under siste istid, er blitt utført ved hjelp av radiokarbon- og eksponeringsdatering (f.eks. Mangerud et al. (2013)). Resultatene er sammenstilt i en tredimensjonal rekonstruksjon for tidsintervallet yngre dryas og starten av holocen (figur 1.5). I forbindelse med rekonstruksjon av paleoklima, i sen weichsel og tidlig holocen, er det blitt utført studier ved Folgefonna og Hardangerjøkulen (f.eks. (Dahl og Nesje, 1994; Dahl og Nesje, 1996; Bakke et al., 2005a; Bakke et al., 2005b)). Arbeidene er basert på kartlegging av endemorener, studier av fysiske parametere i glasilakustrine sedimenter og ^{14}C -dateringer.



Figur 1.5. Breoverflatens profil og ^{10}Be -aldre langs Hardangerfjorden. A) Individuelle ^{10}Be -eksponeringsaldre (kryss) med gjennomsnittsalde (tykke diamanter). Blokker på utsiden av Eidfjord-Osa morenen er markert grønt. B) Beige profil i bakgrunn viser gjennomsnittlig terrenghøyde langs Hardangerfjorden med noen enkelte toppar er markert med stjerne. Profil av batymetrien (uten postglisiale sedimenter) gjennom de dypeste delene av Hardangerfjorden. Tre trinn er vist: 1) yngre dryas maksimale isutbredelse (Halsnøy) med stiplede røde linjer som markerer sidemorener kartlagt av (Follestad, 1972), 2) basert på dagens Jakobshavn Isbræ er det trukket en stiplet linje som markerer breoverflatens profil under tilbaketrekingen og 3) Eidfjord-Osa trinnet. Hentet fra Mangerud et al. (2013).

1.3.2 Gamle meteorologiske målinger

I årene mellom 1797 til 1840 utførte presten Niels Hertzberg målinger av lufttrykk og temperatur på prestegården på Lofthus (figur 1.6)(Aarseth, 2004). Avlesningene ble utført med egenproduserte instrumenter - ofte flere ganger daglig. Dette er de eldste komplette meteorologiske målingene gjort i Norge over så mange år, og de har derfor hatt stor betydning for studier av tidligere klima. I dag utføres meteorologiske målinger på Ullensvang Forsøksgard målestasjon (12 m o.h.).



Figur 1.6. Gjennomsnittstemperaturer i Lofthus for våren (mars-mai) i perioden AD 1798-1997. Målinger for årene AD 1840-1865 vises ikke. Tegnet av Eva Bjørseth og modifisert fra Aarseth (2004).

1.4 Rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet

For å rekonstruere deglasiasjonsforløpet i Lofthus er det blitt utført kvartærgeologisk kartlegging, eksponeringsdatering ved hjelp av kosmogen ^{10}Be og studier av tidligere arbeid i områdene rundt Hardangerfjorden og Sørfjorden. Kvartærgeologiske kart illustrerer plassering og fordeling av løsmasser og landformer i terrenget og er ofte det første som sammenstilles ved rekonstruksjon av hendelser i kvartærtiden. Kartene gir forståelse og kunnskap om landskapet og prosesser som har formet det, og brukes blant annet til arealplanlegging, vurdering av ressurser og geofarer, undervisning og forskning.

Eksponeringsdatering er de siste to tiår blitt et viktig verktøy innen geokronologi og studier av landskapsprosesser i kvartær (Ivy-Ochs og Kober, 2008). Rekkevidden til eksponeringsdatering er fra noen hundre år til flere millioner år (Walker, 2005). Når konsentrasjonen av kosmogene nuklider, slik som ^{10}Be , bygger seg opp i mineraler som er eksponert for kosmisk stråling, vil den kunne brukes til å angi hvor lenge mineralet har vært eksponert (Gosse og Phillips, 2001). Fordelen med denne metoden er at man kan direkte datere tidspunktet overflaten til blokker og berggrunn ble isfrie (Ivy-Ochs og Kober, 2008).

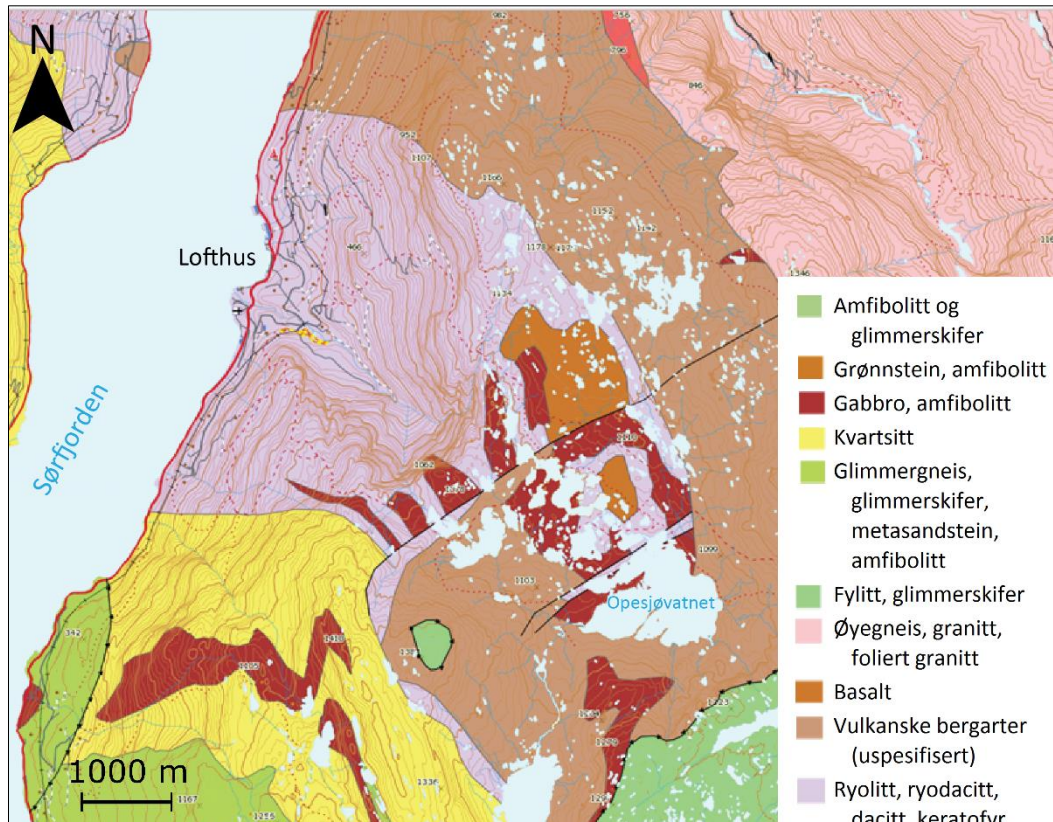
I tillegg til eget arbeid vil det også være viktig å sammenligne resultater med tidligere arbeid som er blitt utført langs Hardangerfjorden og omkringliggende områder. For eksempel vil terrassehøyder i Lofthus forsøkes å bli korrelert med terrassemålinger fra andre arbeider for å kunne rekonstruere tidligere havnivå. Eksponeringsaldre fra dette arbeidet vil bli forsøkt og satt i sammenheng med rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet i Lofthus.

2 Teoretisk bakgrunn

2.1 Regional geologi

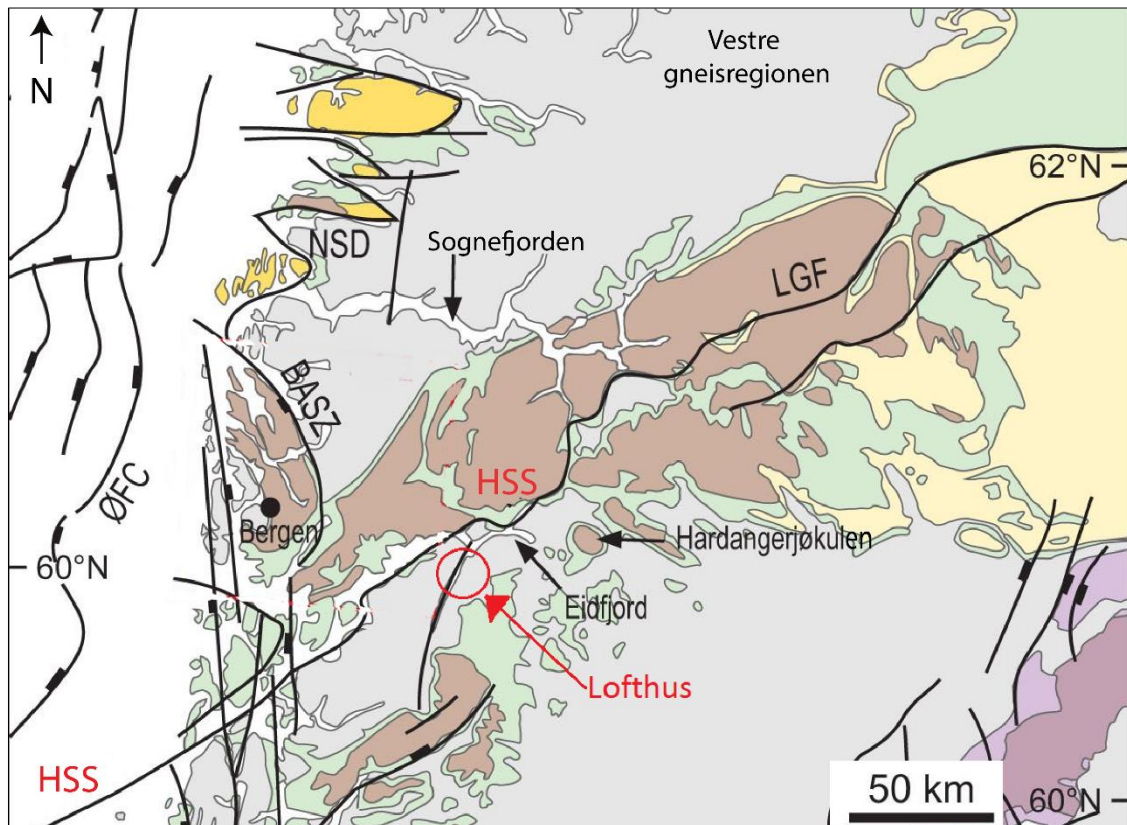
2.1.1 Berggrunn og strukturgeologi

Både dalbunnen og dalsidene i Lofthus består i hovedsak av kvartsrik metaryolitt, som tilhører Ullensvanggruppen og kvartsitt (NGU, 2018). På toppen av Hardangervidda, øst for Lofthus, finnes partier av amfibolitt, metabasalt, foliert øyegranitt og store dekker av glimmerrik kvartsskifer og fyllitt (figur 2.1). Anundsen og Simonsen (1967) og Rosendahl (1934) deler berggrunnen på Hardangervidda inn i tre hovedtyper: prekambrisk grunnfjell, kambrosilurske sedimentære bergarter og overskjøvne bergarter. Nederst ligger det prekambriske grunnfjellet av gneis og granitt (Vorren, 1979) som ble løftet opp under landhevingen i paleogen og neogen (Martinsen et al., 2013). De sedimentære bergartene over er blitt metamorfisert til blant annet fyllitt, glimmerskifer og kvartsitt. Øverst ligger skyvedekket, bestående av granitt og gneis, som ble skjøvet inn fra nordvest i løpet av den kaledonske fjellkjededannelsen for ca. 500-405 millioner år siden (Fossen et al., 2013). Etter gjentatte glasiasjoner har mesteparten av skyvedekket blitt erodert ned, men det som står igjen i dag er markerte topper på Hardangervidda som Hårteigen (1690 m o.h.), Hardangerjøkulen (1863 m o.h.) og Hallingskarvet (ca. 1800 m o.h.)(Vorren og Mangerud, 2013).



Figur 2.1. Berggrunnskart over østsiden av Sørfjorden ved Lofthus. Symboler og fargekoder er hentet fra NGU (UTM 32V). Modifisert fra (NGU, 2018).

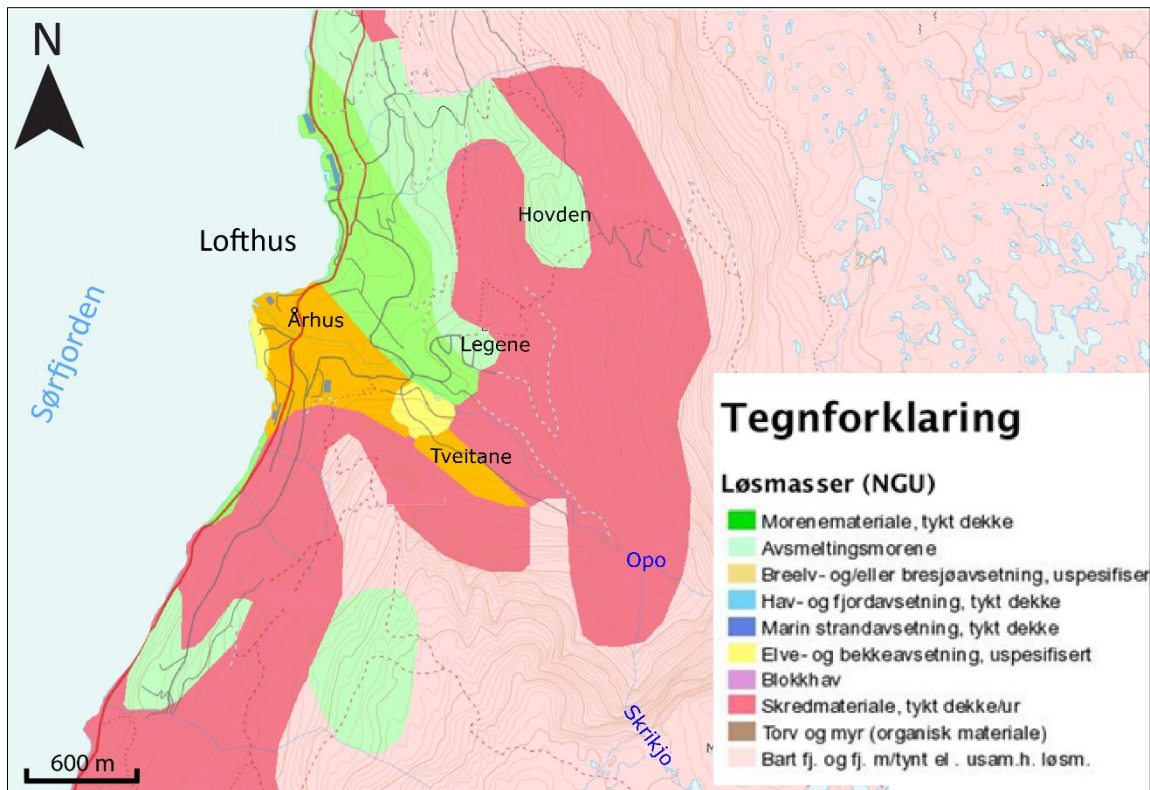
En oversikt over forkastningssoner i Vest-Norge er fremstilt i figur 2.2 (Ksienzyk et al., 2014). Sør fjorden ligger i en forkastningsone som strekker seg fra nord-nordøst til sør-sørvest, og har blitt utgravid av is over gjentatte glasierasjoner (Helle et al., 2007). Øst for Lofthus, like inne på Hardangervidda, ligger flere nordøst-sørvestgående forkastninger. Hardangerfjorden ligger i Hardangerfjorden skjærsone, og strekker seg fra sørvest mot nordøst.



Figur 2.2. Forenklet geologisk kart med forkastningssoner (svarte linjer) i Vest-Norge. Modifisert fra Ksienzyk et al. (2014). HSZ-Hardangerfjorden skjærsone. Sør fjorden, og Lofthus markert med rød sirkel, ligger i en forkastning som strekker seg fra nord-nordøst til sør-sørvest. Hardangerfjorden følger Hardangerfjorden skjærsone (HSZ – Hardangerfjorden skjærsone) som strekker seg fra sørvest til nordøst.

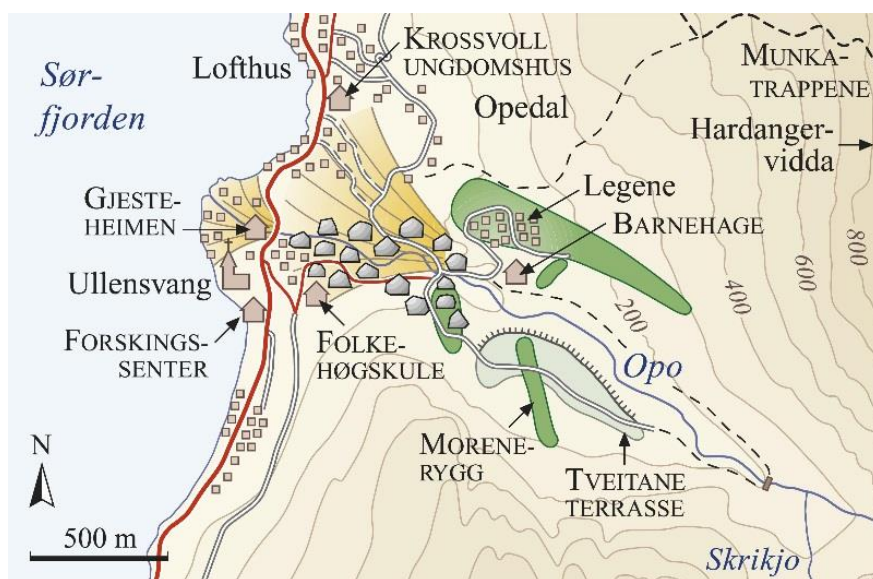
2.1.2 Kvartærgeologi

Løsmassene i Lofthus (figur 2.3) består hovedsakelig av tykt og tynt morenemateriale, breelv- og bresjøavsetninger og skredmateriale (NGU, 2017). Et stort prograderende deltasystem nede ved fjorden er bygd opp av breelavsetninger. Elva Opo har skåret seg gjennom tykke pakker av løsmateriale og ved Elvadalen er nedskjæringen på opptil 70 m. Lofthus domineres av tykke lagpakker med morenemateriale. Oppover i terrenget avtar tykkelsen til et tynt morenedekke, og der helningen blir for bratt går tynt morenedekke over i skredmateriale. Øverste del av dalsidene består av bratte fjellvegger opp til Hardangervidda. Terrasser i ulike nivåer kjennetegner også terrenget i Lofthus, fra fjorden og opp til ca. 150 m o.h.



Figur 2.3. Løsmassekart over Lofthus. Morenemateriale og (glasi)fluviale avsetninger dominerer i lavtliggende områder. Videre oppover i de bratte skråningene ligger skredmateriale, før det går over i bart fjell i fjellveggene. På vidda er det bart fjell med tynt og usammenhengende morenedekke. Hentet og modifisert fra (Kartverket, 2016).

Et forenklet kvartærgeologisk kart over løsmasser og landformer i Lofthus er fremstilt av Aarseth (2015) (figur 2.4). Blokker er markert grå og kantede, og ligger spredt nederst i dalen. Det er også markert fire morenerygger (i grønt) øst for deltaet (oransje). Aarseths kvartærgeologiske kart vil bli diskutert nærmere i kapittel 5.



Figur 2.4. Forenklet kvartærgeologisk kart for Lofthus (Aarseth, 2015). Blokker (grå), morenerygger (grønn) og delta (oransje) er markert på kartet.

2.1.3 Kulturell og vitenskapelig betydning

Hardanger har vært kjent for fruktdyrking langt tilbake i tid og det var munkene som startet det hele, men først på 1800-tallet vokste det frem som en viktig næring (Hertzberg, 1818). På begge sider av Sør fjorden dyrkes frukt fra havnivå og opp til 250 m o.h. Løsmassene i Lofthus er i hovedsak morenejord og i de øvre jordlag er det ofte skredmasser. Denne jorda danner et godt grunnlag for frukt- og bærvekst (Günther, 2013). Klimatisk sett ligger Lofthus på nordgrensen for å kunne drive fruktdyrking. Varme somre fører til god vekst og kvalitet på frukten, og milde vintre sikrer overvintring uten frostskaide på knopper og røtter (Aarseth, 2015)

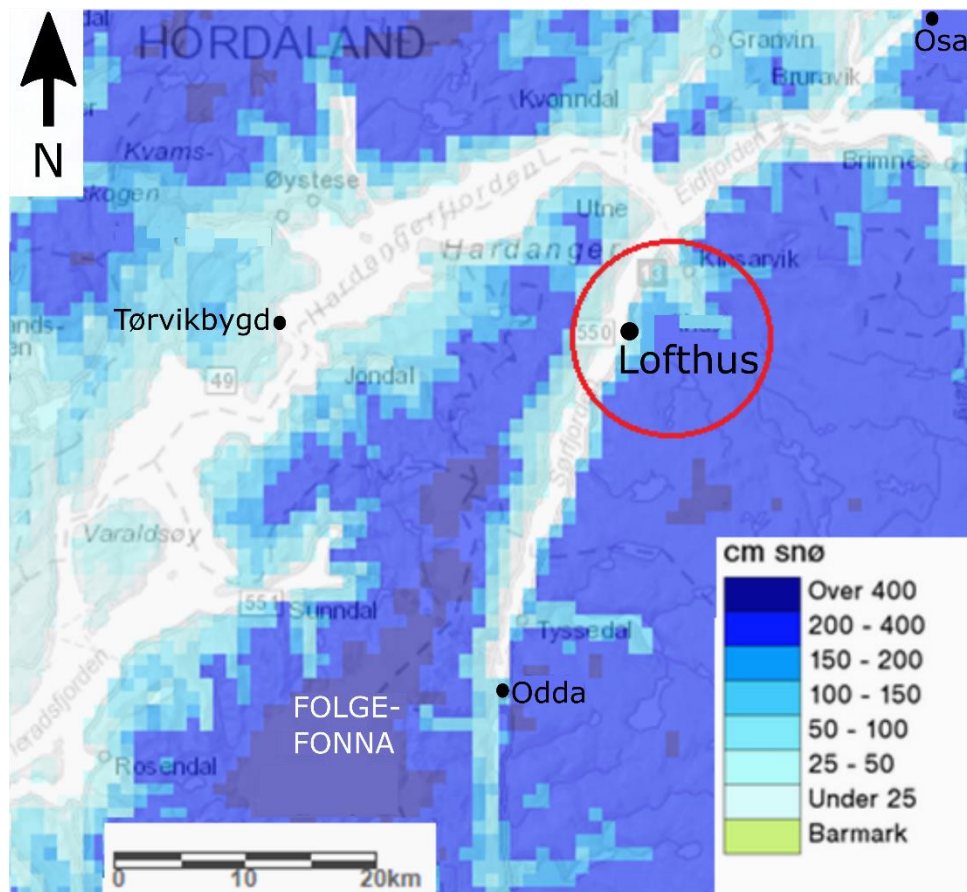
2.2 Geografisk overblikk

2.2.1 Klima

Sør fjorden fungerer som et varmemagasin som om sommerhalvåret lagrer et overskudd av varme, noe som medfører milde vintre i bygdene langs fjorden (Brekke et al., 2008). Målinger av nedbør og temperatur er utført på Ullensvang Forsøksgard målestasjon (12 m o.h.) siden januar 1865. Temperatur- og nedbørnormaler for normalperioden 1961-1990 (Brekke et al., 2008) viser at varmeste og kaldeste månedsmiddel er henholdsvis juli med 15 °C og januar med -0,2 °C (tabell 2.1). Oktober er måneden med høyeste målte nedbør på 181 mm. I Lofthus faller lite nedbør som snø på grunn av milde vintre og maksimal snødybde for perioden 1971-2000 (figur 2.5). I perioden lå det i Lofthus fra <25 til 50 cm snø, mens oppe på Hardangervidda var snødybden fra 200 til 400 cm.

Tabell 2.1. Temperatur- og nedbørnormaler for Ullensvang i perioden 1961-1990. Hentet fra Brekke et al. (2008).

Temperaturnormaler 1961-1990 (°C)												
Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	Mai.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Des.	År
-0,2	-0,4	1,7	5,2	10,2	13,8	15	14,1	10,5	7,1	3,1	0,9	6,8
Nedbørnormaler 1961-1990 (mm)												
144	94	110	51	50	64	75	92	157	181	163	169	1350

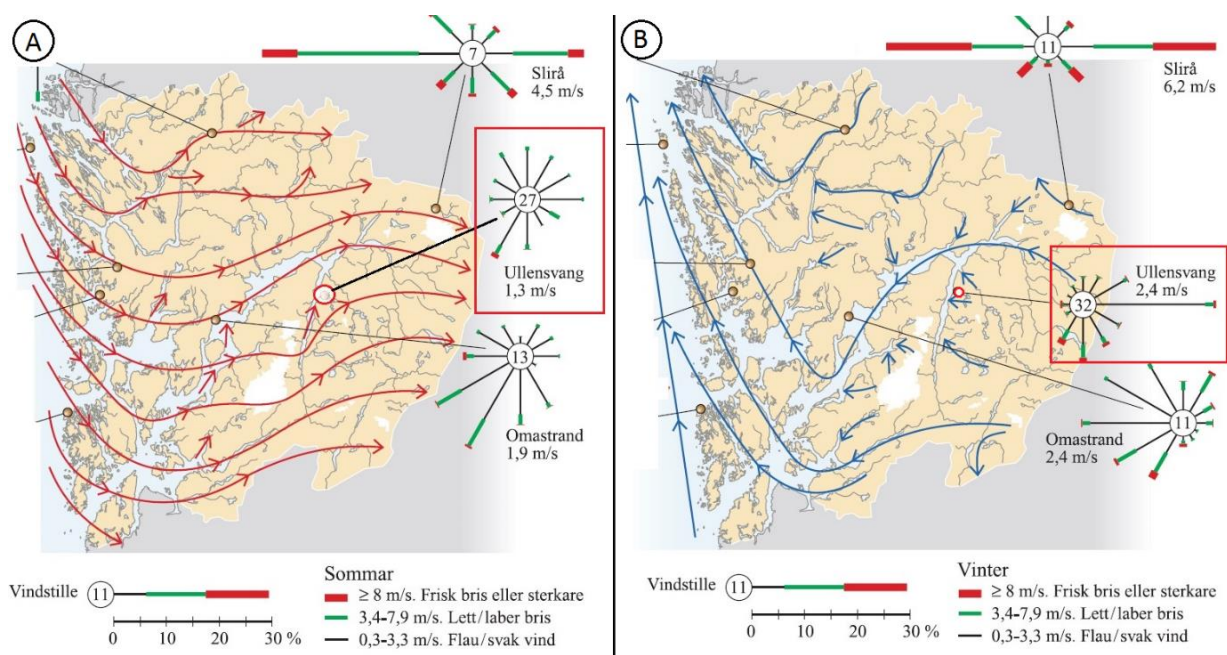


Figur 2.5. Maksimal snødybde for perioden 1971-2000. Lofthus (i rød sirkel) har en maksimal snødybde fra <25 cm-50 cm. Hentet og modifisert fra seNorge (2018).

2.2.2 Vindretning

Luftstrømmenes retning endres med sesongen og to typer vind man kan skille mellom på Vestlandet er pålandsvind og fralandsvind (figur 2.6). Om sommeren vil pålandsvind dominere på varme sommerdager og vind sendes østover innover landet. Det motsatte skjer om vinteren, når vind fra land styres ut mot havet og bøyes av mot nord. Dette er ikke nødvendigvis tilfellet i Hardangerfjorden, hvor luftstrømmene i tillegg lar seg styre av konturene i landskapet (Mo et al., 2004). Både pålandsvinden og fralandsvinden vil følge retningen til Hardangerfjorden. For Sjørfjorden vil derimot vindsystemene bli mindre merkbare ettersom fjordretningen går på tvers av dem. I vinterhalvåret er den hyppigste vindretningen for Lofthus fra øst på grunn av kaldluft som siger ned fra Hardangervidda.

I figur 2.6a) viser vindrosene at den dominerende vindretningen i Lofthus fra juni til august er fra sørvest, vinden følger altså Sjørfjorden. Gjennomsnittlig vindstyrke er $1,3 \text{ m s}^{-1}$ og 27 % av tiden er det vindstille. Den dominerende vindretningen i Lofthus fra desember til februar er fra øst (figur 2.6b). Den følger altså ikke Sjørfjorden, men ned fra Hardangervidda. Gjennomsnittlig vindhastighet er $2,4 \text{ m s}^{-1}$ og 23 % av tiden er det vindstille. For Hardangerfjorden i samme periode følger vinden fjorden i en sørvestlig retning.



Figur 2.6. Vindretning og vindroser fra 1961-1975. Ullensvang (markert med rød boks og sirkel) representerer feltområdet Lofthus. a) Vindroser for juni-august. Sommer – nordvestlig vind langs kysten og pålandsvind inn fjorder og opp daler (markert med røde piler. b) Vindroser for desember-februar. Vinter – fralandsvind ned daler og ut fjorder (markert med blå piler) som bøyer av nordover langs kysten er fremtredende i rolig, kaldt vær. Lengste «blad» i vindrosene foreller hvor ofte det blåser fra ulike vindretninger i prosent. Bredden og fargene på bladene viser vindstyrken. Tallet i sirkelen er vindstille i prosent og gjennomsnittlig vindstyrke står under stedsnavnene. Modifisert fra Mo et al. (2004).

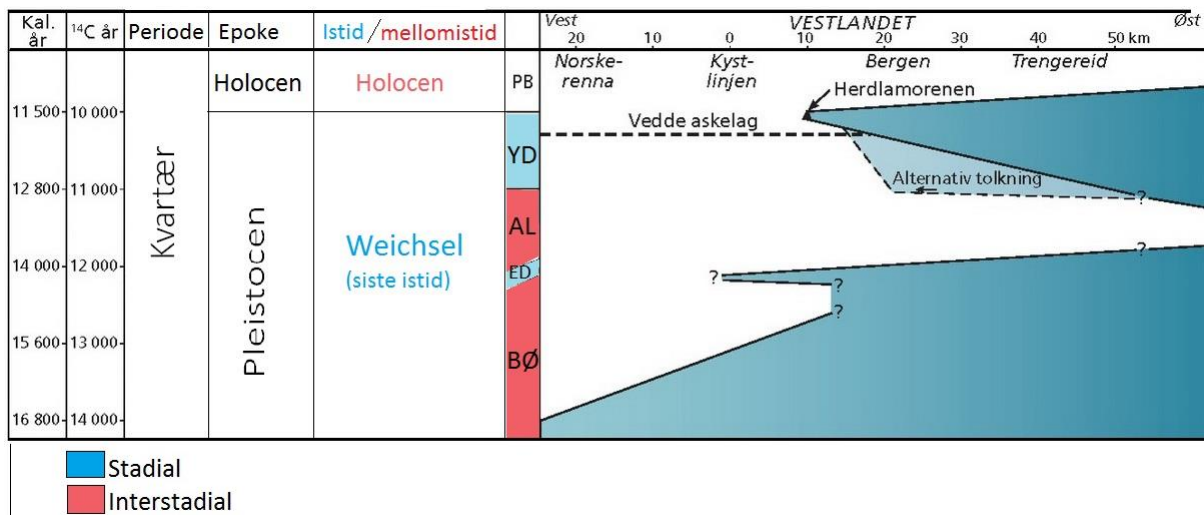
2.2.3 Fjord og elver

Hardangerfjorden er Norges nest lengste fjord (180 km) målt fra Bømlahuk til Odda. Ved Kinsarvik deler den seg i to fjordarmer: Eidfjorden (29 km) og Sørfjorden (38 km). Sørfjordens dyp utenfor Lofthus er ca. 360 m. Gjennom Lofthus renner elva Opo, som har sitt startpunkt på den vestlige delen av Hardangervidda. Fra Opesjøvatnet (1014 m o.h.) renner Opo vestover og danner Rjukandefossen, som styrter ned de bratte fjellsidene over Lofthus. Videre følger noen mindre fossefall før Opo renner sammen med elva Skrikjo, som kommer fra Skriksetevatnet (1016 m o.h.) på Hardangervidda. Lengre nede i dalen har Opo skåret seg ned i de tykke løsmassene ved Hardanger Folkehøgskole, før den til slutt renner ut i Sørfjorden. Middelvannføringen fra elva Opo ligger på ca. $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, men store korttidsvariasjoner forekommer. For eksempel i perioden 1995-1996 varierte ferskvannsavrenningen fra elva fra <10 til $450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Skei et al., 1998).

2.3 Glasiasjonshistorien på Vestlandet

Weichsel er navnet på den siste istid, som varte fra 117,0-11,7 ka og fant sted under epoken pleistocen (Sigmond et al., 2013)(figur 2.7). Under denne istiden fantes det både kalde og varme faser, som gjorde at ismarginen både rykket frem og smeltet tilbake. Slike faser kalles henholdsvis stadialer og interstadialer, og det er kun de siste fasene i weichsel som vil bli tatt for seg i dette arbeidet.

Istidsforløpet beskrives kronologisk fra eldste til yngste fase: bølling, eldre dryas, allerød og yngre dryas. Slutten på yngre dryas markerer slutten på siste istid, som betyr starten på epoken holocen. Holocen er en mellomistid fra 11,7 ka og frem til i dag, og kan deles opp i klimaperioder. Det er kun den eldste av disse klimaperiodene, preboreal, som vil bli presentert videre.



Figur 2.7. Tid-distansediagram, som viser brefrontens bevegelser ved slutten av siste istid. Til venstre vises tidsskalaer både i kalenderår og ¹⁴C-år. Det er videre delt opp i periode, epoke og istid/mellomistid med faser (PB - preboreal, YD - yngre dryas, AL - allerød, ED - eldre dryas, BØ - bølling). Nederst i diagrammet viser kurven at isen gikk helt ut i Norskerenna (siste istids maksimum) før ismarginen trakk seg tilbake i bølling. Deretter fulgte et lite fremstøt i eldre dryas før ismarginen videre trakk seg tilbake. I yngre dryasstadialen rykket breene frem igjen og avsatte Herdlamoren. Modifisert fra Vorren og Mangerud (2013).

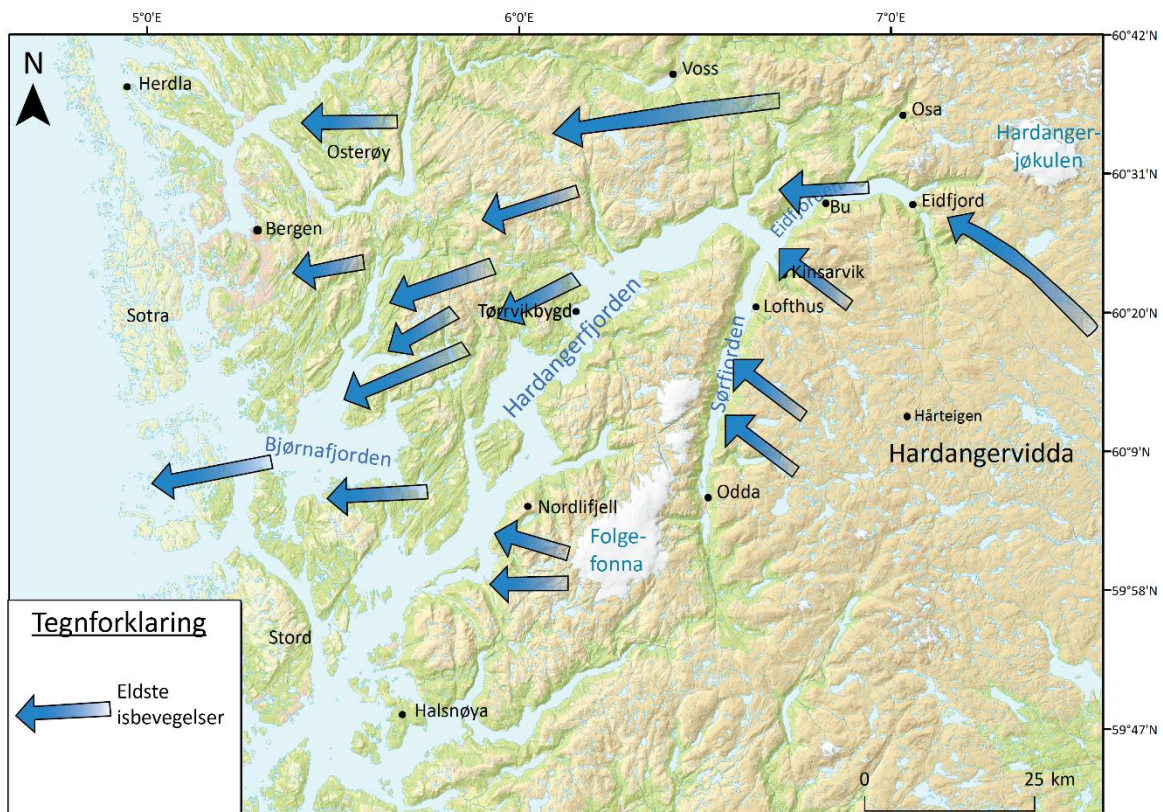
De dype fjordsystemene i Norge har blitt gravd ut ved gjentatte glasiasjoner, og de var for siste gang fullstendig isdekket under siste istids maksimum, fra ca. 25 til 18 ka (Sejrup et al., 2005; Mangerud et al., 2013). Da nådde isfronten til den skandinaviske innlandsisen helt ut på eggakanten (Fossen et al., 2013), der den gikk sammen med isstrømmen i Norskerenna og ble bøyd av mot nord (Sejrup et al., 2016). Etter siste istids maksimum smeltet og kalvet brefronten i rykk og napp tilbake innover kysten. Samtidig med dette ble også isdekket tynnere, slik at isolerte fjelltopper stakk opp av isen langt innover land (Vorren og Mangerud, 2013). Slike fjelltopper kalles nunataker (Sigmond et al., 2013) og på Vestlandet er det blitt utført en rekke studier ved slike topper for å avdekke når de ble isfri (Bakke et al., 2005a). Et mer detaljert forløp av isavsmeltingen i sen weichsel vil bli gitt nedenfor.

2.3.1 Bølling

I interstadialen bølling (15,7-14,3 ka) smeltet innlandsisen tilbake fra Norskerenna og inn mot kysten på Vestlandet (figur 2.7). Utgravninger ved Blomvågen i Øygarden fra 1941 tyder på en isfri kyst under bølling, for første gang etter siste istids maksimum (Mangerud, 1970). Skjell, bein fra reinsdyr og grønlandshval ble datert med ¹⁴C-metoden til 14,2-14,6 kal. ka (Mangerud, 2004). Det er ukjent hvor langt inn i landet isen trakk seg i bølling. I eldre dryas (kortvarig stadial fra 14,3-14,0 ka) rykket isen

frem over Øygarden igjen og etterlot bunnmorene over de beinførende lagene som ble gravd ut ved Blomvåg (Mangerud, 1970, 1977; Mangerud et al., 2017).

Rekonstruksjonen av isbevegelser (Figur 2.8) fra Hamborg og Mangerud (1981) viser at innlandsisen i stor grad ble påvirket av den dype geometrien til Hardangerfjorden under siste istids maksimum til tross for at isoverflaten lå høyt over fjellene på begge sider. Vorren (1979) antyder en nordvestlig isbevegelse fra Hardangervidda og tvers over Sørfjorden, før bevegelsen deretter dreier mot sørvest og videre følger Hardangerfjorden ut mot kysten.



Figur 2.8. Sammenstilling av eldste registrerte isbevegelser (fra siste istids maksimum) i området Hardangerfjorden og Sørfjorden etter Aa og Mangerud (1981). Den eldste bevegelsen har vært påvirket av Hardangerfjorden. Det antydes en nordvestlig bevegelse på tvers av Sørfjorden, som dreier mot sørvest ved nordlige del av Folgefonnshalvøya og deretter følger Hardangerfjordens drenering. Modifisert fra Hamborg og Mangerud (1981).

2.3.2 Allerød

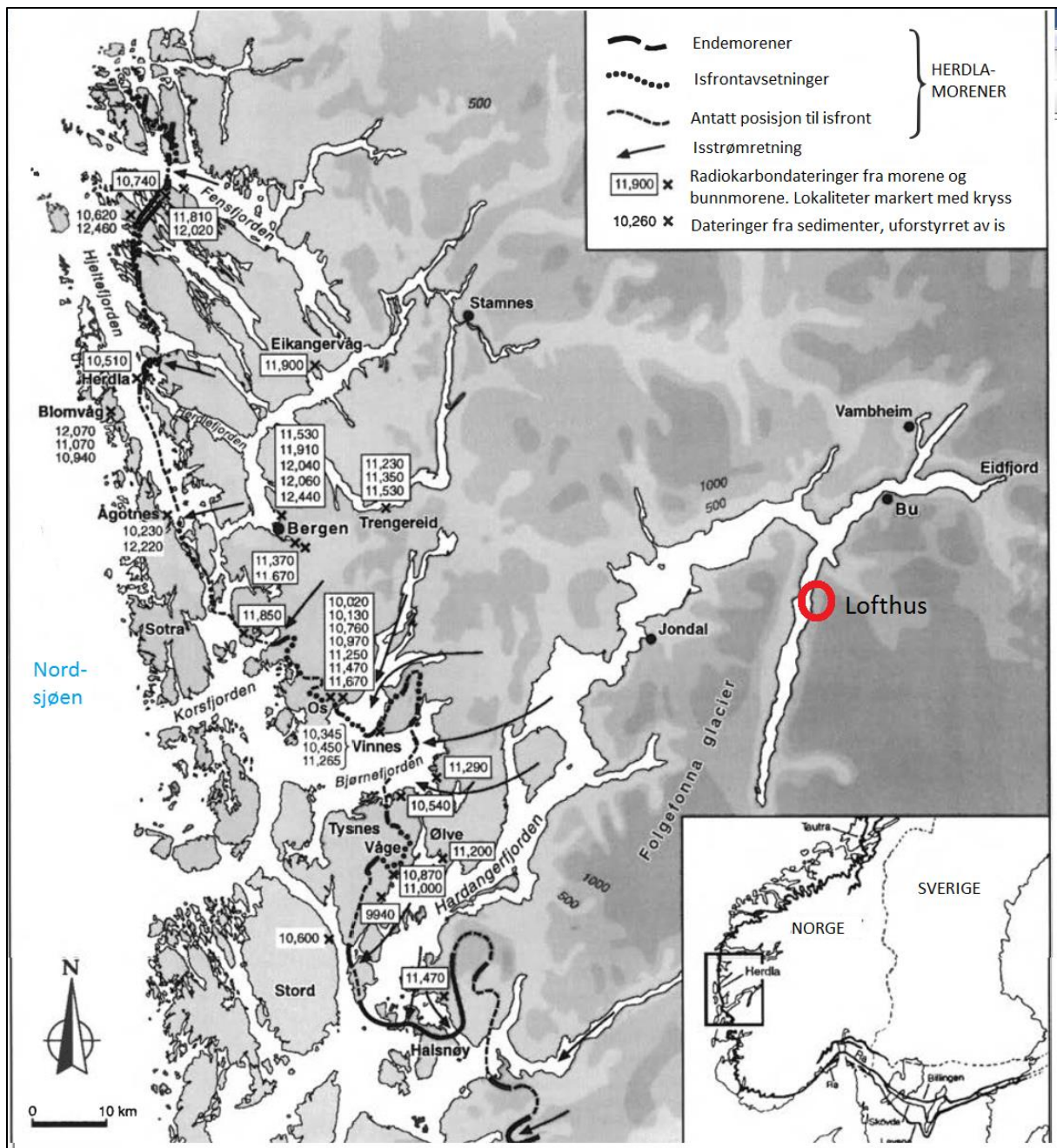
I allerød (14,0-12,8 ka) smeltet innlandsisen seg minst 50 km østover på Vestlandet (Mangerud et al., 1979), men nøyaktig hvor langt innover i fjordene er uvisst (figur 2.7). I denne tiden lå det fremdeles is i Sørfjorden. Ved Trengereid, ca. 15 km øst for Bergen, er marine skjell (*Modiolus modiolus*) av allerød alder funnet i sedimenter som ser ut til å være overkjørt av is under yngre dryas (Mangerud, 1977). Ettersom dette er en art som ikke kan leve nær en isfront, betraktes dette som en sterk indikasjon på at fjorden rundt Osterøy må ha vært isfri i allerød (Aa og Mangerud, 1981). Mangerud og Skreden (1972) foreslår til og med at isen kan ha trukket seg helt inn til Voss.

Undersøkelser av avsetninger fra isolasjonsbasseng viser en lavstand i havnivået mellom 13 640-13 080 kal. ^{14}C -år før nåtid (Lohne et al., 2007). Lavstanden varte 560 år og ble etterfulgt av en 10 m havnivåstigning i overgangen til yngre dryasstadien. Lohne et al. (2007) foreslår at lavstanden i allerød skyldes en kontinuerlig vekst av innlandsisen over Vestlandet fra tidlig allerød og fortsatte gjennom yngre dryas. Den isostatiske landhevingen har under innlandsisens vekst blitt betydelig redusert, og kan sees som parallelle strandlinjegradienter på $1,2 \text{ m km}^{-1}$ for lavstanden i allerød og høystanden i yngre dryas.

2.3.3 Yngre dryas

Under yngre dryasstadien (12,9-11,7 kal. ka) fikk både klimaet og isavsmeltingen et tilbakeslag (Mangerud og Svendsen, 2013). Det ble både kaldere og tørrere og innlandsisen vokste igjen og brefronten rykket frem (Bakke et al., 2005a) (figur 2.7). Dette er den eneste perioden man kan kartlegge isranden rundt hele den skandinaviske innlandsisen og den brukes derfor i alle rekonstruksjoner av isavsmeltingen (Vorren og Mangerud, 2013). På Vestlandet avsatte isen Herdlamorenene (Aarseth og Mangerud, 1974) og Halsnøy-Huglo-morenene (Follestad, 1972; Hortedahl, 1975). Isen var opp mot 1500 m tykk langs fjordene (Mangerud, 2004), og nunatakene stakk opp gjennom isdekket. På andre siden av landet kan morenen Raet, rundt Oslofjorden, korreleres med Herdla- og Halsnøy-Huglo-morenene (Vorren og Mangerud, 2013).

Rekonstruksjonen av ismarginen fra yngre dryas er i stor grad basert på ^{14}C -datering av molluskfragmenter i morenemateriale og mollusker i sedimenter som er overkjørt av is (figur 2.9)(Mangerud, 2000). Dateringen viser aldre fra allerød-yngre dryas, som tyder på et brefremstøt i yngre dryas. Brefremstøtet er best datert nord for Hardangerfjorden, mellom Fensfjorden og Bjørnefjorden (figur 2.9), hvor den stanset og avsatte Herdlamorenene. Fra Os kan man følge Herdlamorenene sørover over fjorden og til Vinnes og videre innerst i Bjørnefjorden. I tillegg til Herdla-Halsnøy-morenens plassering er også sammenhengende hevede strandlinjene langs morenen (Aarseth og Mangerud, 1974) og distinkte fall i nivåer på proksimalsiden til morenen (Aa og Mangerud, 1981; Hamborg, 1983) brukt som argumenter for at morenen er av yngre dryas alder.

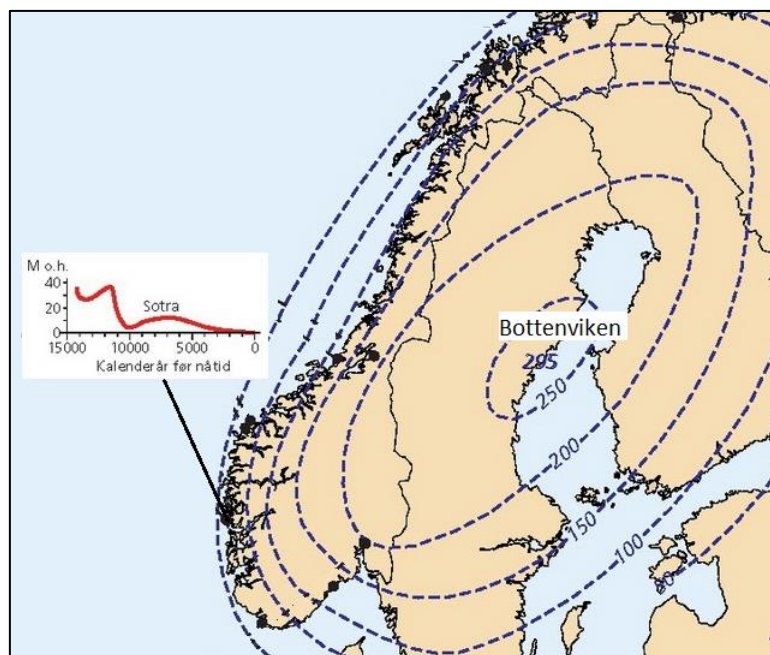


Figur 2.9. Kart over Herdla-Halsnøy-morener fra yngre dryas. Basert på Anundsen (1978), Follestad (1972), Holtedahl (1975), Aarseth og Mangerud (1974) og Andersen et al. (1995). Skyggelagt områder viser omtrentlige høyder (500 og 1000 m o.h.). Lofthus er markert med rød ring. Innsatt kart viser utbredelsen til innlandsisen i yngre dryas fra Andersen et al. (1995). Modifisert fra Mangerud (2000).

I hypotesen om en isfri Hardangerfjord i yngre dryas viser Helle et al. (1997) til funn i tre tidligere innsjøbasseng, Bu, Vambheim-119 og Vambheim-128 (figur 2.9) og presenterer sedimenter av allerøydryas aldre basert på ^{14}C -dateringer, pollendiagram og Veddeaske. I tillegg legger de frem en tolket transgresjon i indre Hardangerfjorden som et argument for den «isfrie» hypotesen. Bakke et al. (2005a) støtter opp under en slik hypotese, og viser til lavtliggende endemorener (laveste høyde er 290 m o.h.) i området nord for Folgefonna (figur 2.9) som gir yngre dryas alder. De hevder den nordlige

delen av Folgefonna var isolert fra det skandinaviske isdekket allerede sent i allerød og hele yngre dryas, og at de undersøkte endemorenene er dannet av botnbreer.

Den relative havnivåhistorien til yngre dryas viser både til en stigning, en høystand og en senkning. Etter lavstanden i allerød steg havet ca. 10 m (Sotra) mellom 12,1 og 11,8 kal. ka (Lohne et al., 2007). På grunn av vekst av det skandinaviske isdekket var landmassene fremdeles presset ned. Fremrykket til isdekket førte også til endring i geoiden på grunn av økt gravitasjonstiltrekning, og det relative havnivået steg (Lohne et al., 2007). Det førte til en transgresjon: havet oversvømte områder som tidligere var tørt land, og kystlinjer rykket dermed innover land (Sigmond et al., 2013). Innover Hardangerfjorden er denne transgresjonen synlig i form av hevende strandlinjer, deltaer og terrasseflater. Ettersom isens tykkelse økte innover land og nedpressingen var størst der isen var tykkest, vil følgelig høyden til (jevnaaldrende) terrasser øke innover i fjorden. Hevingscenteret til det skandinaviske isdekket ligger i Bottenviken (Ekman, 1989), og mot dette senteret øker hevingsraten (figur 2.10).



Figur 2.10. De stiplede linjene på kartet viser høyden til marin grense i Fennoskandia. Marin grense stiger innover mot Bottenviken, fordi istykkelsen, og dermed landhevingen har vært størst der. Landet ble først isfritt ved kysten og derfor er MG der eldst. Strandforskyvningskurve for Sotra er vist til venstre. Hentet og modifisert fra Vorren et al. (2013).

På slutten av yngre dryas, mellom 11,9 og 11,5 kal. ka, stod havet på det høyeste, og strandlinjene fra denne høystanden har nesten parallelle helninger med lavstanden i allerød sine helninger (Lohne et al., 2007). Denne gradienten på omtrent $1,3 \text{ m km}^{-1}$ og indikerer at nesten ingen isostatisk bevegelse har funnet sted under yngre dryas-transgresjonen (Lohne et al., 2007). Etter høystanden i yngre dryas falt havnivået raskt (37 m på Sotra) og starten på holocen begynner. I arbeidene av Helle (1993), Bakke

et al. (2005a) og Romundset et al. (2010) er ingen yngre dryas transgresjon markert i havnivåkurvene til henholdsvis indre Hardanger, Jondal og Tørvikbygd.

2.3.4 Holocen/ Preboreal

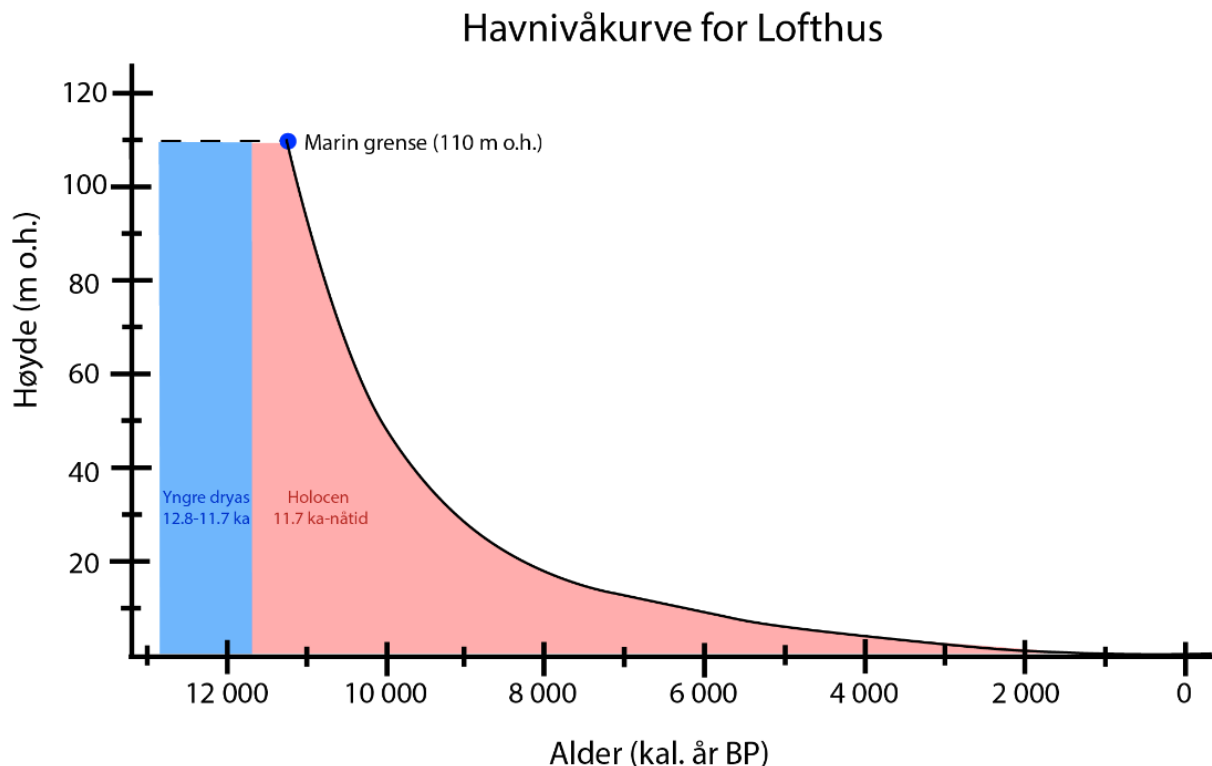
Preboreal er den eldste fasen i holocen som startet for 11 700 kal. år før nåtid (figur 2.7), og skiftet fra et kaldt og tørt til et varmt og fuktig klima skjedde raskt (Bakke et al., 2005a). Isavsmeltingen i preboreal karakteriseres av rask tilbaketrekning av isen i fjordene på Vestlandet (Andersen et al., 1995). I perioden mellom $11,6 \pm 0,1$ og $11,1 \pm 0,1$ kal. ka før nåtid trakk isfronten i Hardangerfjorden seg tilbake 240 ± 70 m år⁻¹ (Mangerud et al., 2013). Mangerud et al. (2013) beskriver den raske tilbaketrekningen av brefronten som et resultat av overflatesmelting forårsaket av raskt økende lufttemperatur. Da isfronten trakk seg tilbake innover Hardangerfjorden mistet den kontakt med underlaget og kalving økte tilbaketrekningensraten. I tillegg førte sirkulasjon av sjøvann under isfronten til basal smelting, noe om også var med på å forsterke tilbaketrekningen. Der Sør fjorden møter Eidfjorden delte breen i Hardangerfjorden seg i to, "Sørfjordbreen" og "Eidfjordbreen" (Undås, 1944). Brefronten til Sørfjordbreen kalvet og trakk seg sørover, og avsatte morenejord i dalsidene på begge sider av fjorden. Enkelte steder der Sør fjorden er grunnere er moreneavsetningene i dalsiden så mektige at det kan se ut til at ismarginen har hatt et kortere opphold i tilbaketrekningen. Det er blant annet tilfellet i området mellom Lofthus og Kinsarvik ved Lutro og sør for Lofthus ved Børve. Da isfronten til Sørfjordbreen hadde trukket seg sør forbi Odda, gjorde den et fremrykk og avsatte en marin endemorene i Odda (Helle, 2004). Morenen i Odda kan korreleres med Osa-Eidfjord-morenen (figur 1.4) som har eksponeringsalder på $11,01 \pm 0,1$ kal. år før nåtid, som betyr at de er av preboreal alder (Mangerud et al., 2013).

Da Sør fjorden var isfri i starten av preboreal, stod sjøen helt opp til 110 m o.h ved Legende (figur 1.2) og regnes i dag som den marine grense for Lofthus. Undås (1944) hevder at etter breen i Sør fjorden smeltet bort, lå det breer ned til sjøen i Tyssedal, Kinsarvik og Lofthus. De to førstnevnte hevder han smeltet bort i yngre dryas, men i Lofthus tyder det på at en bre fra Hardangervidda har ligget ned til sjøen i mye senere tid og avsatte blant annet morenen ved Legende. Undås påstår også at en brearm kom fra øst og svingte nord om Hovden (figur 1.2) og nedover mot Sør fjorden. For de trappelignende terrassene som ligger nedover mot fjorden i Lofthus ligger forklaringen i det relative fallende havnivået under deglasiasjonen og frem til i dag. Avsetningshistorien til blokkene som ligger spredt i Lofthus kan både relateres til isavsmeltingen og rashendelser, og vil bli videre diskutert i kapittel 5.

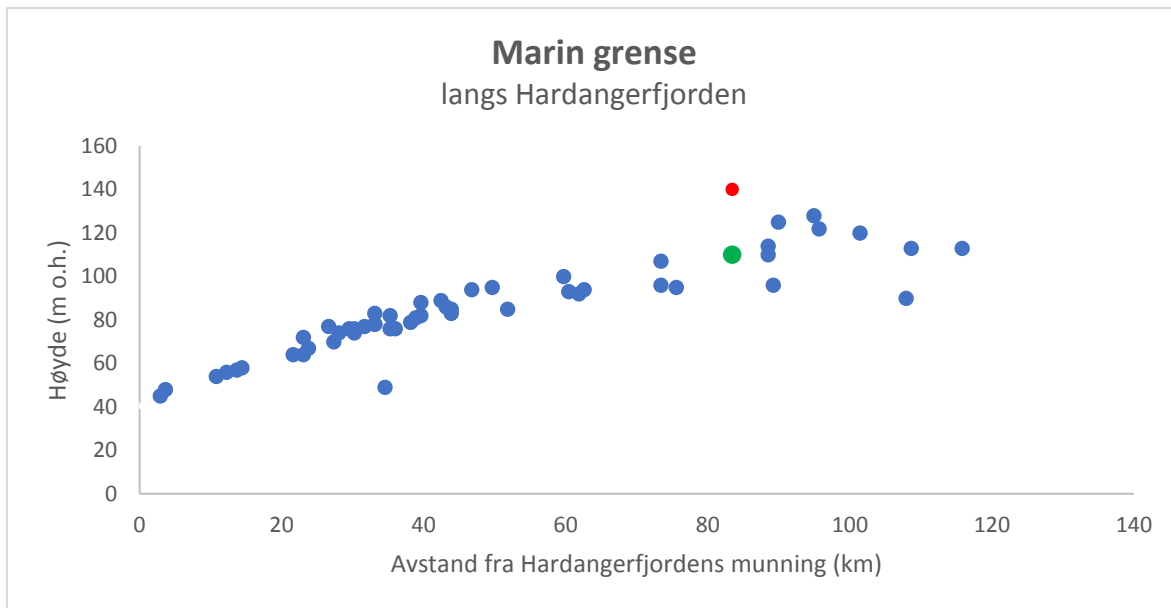
Etter innlandsisen smeltet vekk startet den isostatisk hevingen som et resultat av at vekten av isdekket var borte (Lohne et al., 2007). Samtidig med landhevingen steg det globale havnivået (eustatisk heving) om lag 125 m fordi isen på kontinentene smeltet (Vorren et al., 2013). På Vestlandet

var den isostatiske hevingen så stor at den gikk forbi den eustatiske, og vises som et fallende havnivå i holocen i havnivåkurven for Lofthus (figur 2.11). Målinger av de høyeste terrassene langs Hardangerfjorden representerer marin grense, og terrassenes høyder stiger innover Hardangerfjorden (figur 2.12) som et resultat av den skjeve landhevingen.

I de ytre kyststrøkene på Vestlandet finnes spor etter tapes-transgresjonen, en stigning i det relative havnivået for ca. 6,5 ka (Kaland, 1984; Svendsen og Mangerud, 1987; Bondevik et al., 1998). Denne transgresjonen forstyrret den glasi-isostatiske hevingen langs kysten av Norge under en periode i tidlig holocen da det eustatiske havnivået i området steg raskere enn det isostatiske oppløftet. Innover i landet var den isostatiske landhevingen større enn ved de ytre kyststrøkene, slik at den eustatiske havnivåstigningen ikke tok igjen landhevingen. I indre Hardanger finnes derfor ikke spor etter tapes-transgresjonen (Romundset et al., 2010), og det er ikke markert en relativ havnivåstigning på havnivåkurven for Lofthus (figur 2.11).



Figur 2.11 Relativ havnivåkurve for Lofthus med marin grense på 110 m o.h. markert (blå prikk). Basert på havnivåkurver fra Romundset et al. (2010), Bakke et al. (2005a) og Lohne et al. (2007) og strandlinjediagram fra Hamborg (1983) og Mangerud et al. (2013). Kurven dokumenterer et raskt fallende havnivå etter ismarginens tilbaketrekning i starten av holocen.



Figur 2.12 Terrassemålinger (m o.h.) i Hardangerområdet plottet fra ytterst til innerst i Hardangerfjorden (km). Høyden til terrassene representerer marin grense for området. To terrasser i Lofthus er markert: 110 m .o.h. (grønn) og 140 m o.h. (rød). Terrassehøyden på 140 m o.h. skiller seg ut fra resterende terrassemålinger langs Hardangerfjorden, og blir presentert i kapittel 4. Terrassemålinger hentet fra Hamborg (1983).

3 Metoder

3.1 Kvartærgeologisk kartlegging

3.1.1 Introduksjon til kvartærgeologisk kartlegging

For å få en bedre forståelse om deglasiasjonsforløpet i Lofthus, har landformer, blokker og løsmasser blitt kartlagt. Det har også blitt utført eksponeringsdatering av blokker, for å bestemme hvor lenge området har vært isfritt. Til fremstillingen av det kvartærgeologiske kartet benyttes fargekoder til å markere hvilken prosess som har vært aktiv under avsetningen. Løsmasser som er knyttet direkte eller indirekte til glasiale prosesser kan for eksempel være morene-, breelv- eller bresjømateriale. Elve- og skredavsetninger er derimot eksempler på løsmasser som ikke alltid er knyttet til glasiale prosesser (Fredin et al., 2014). For landformer og andre landskapstrekk benyttes symboler på kvartærgeologiske kart. Standard fargekoder og symboler fra Norges geologiske undersøkelse brukes for å produsere det kvartærgeologiske kartet (Norges geologiske undersøkelse, 2016). Nedenfor blir løsmasser og landformer fra studieområdet kort presentert og definert.

Morene er en usortert avsetning som kan bestå av alt fra leire til blokk og er blitt transportert og direkte avsatt av en isbre (Sigmond et al., 2013). Rundingsgrad, sortering og sammensetningen til materiale variere ut i fra henholdsvis transportlengde, tilstedeværelsen av vann og kildeområdet til materialet. Betegnelsen randmorene benyttes om landskapsformene endemorene og sidemorene, der morenematerialet er avsatt som en rygg ved brefronten. Randmorener ligger både parallelt med og på tvers av breens bevegelsesretning, og dannes når breen gjør et fremrykk eller har et opphold i den generelle tilbakesmeltingen (Nesje, 2012). Randmorene dannes vanligvis langs bremarginen og opp til likevektslinjen, altså rundt det området av breen der strømningslinjene i isen går ut mot sidene.

Glasifluviale avsetninger, eller breelvavsetninger er materiale som er transportert og avsatt av en breelv, og består av stein, grus, sand og noe leire (Sigmond et al., 2013). Glasifluvialt materiale opptrer vanligvis i sorterte lag av ulik kornstørrelse, der vekslingen i lagene gjenspeiler elvas variasjoner i vannføring (Nesje, 2012). **Fluviale avsetninger**, eller elveavsetninger er løsmasser som er transportert og avsatt av en elv, og består av godt sortert og lagdelt materiale. Elveterrasse er en vannrett flate av løsmasser i dalsiden i flere nivåer langs en elv, og kan gjerne være rester etter elvesletter (Sigmond et al., 2013).

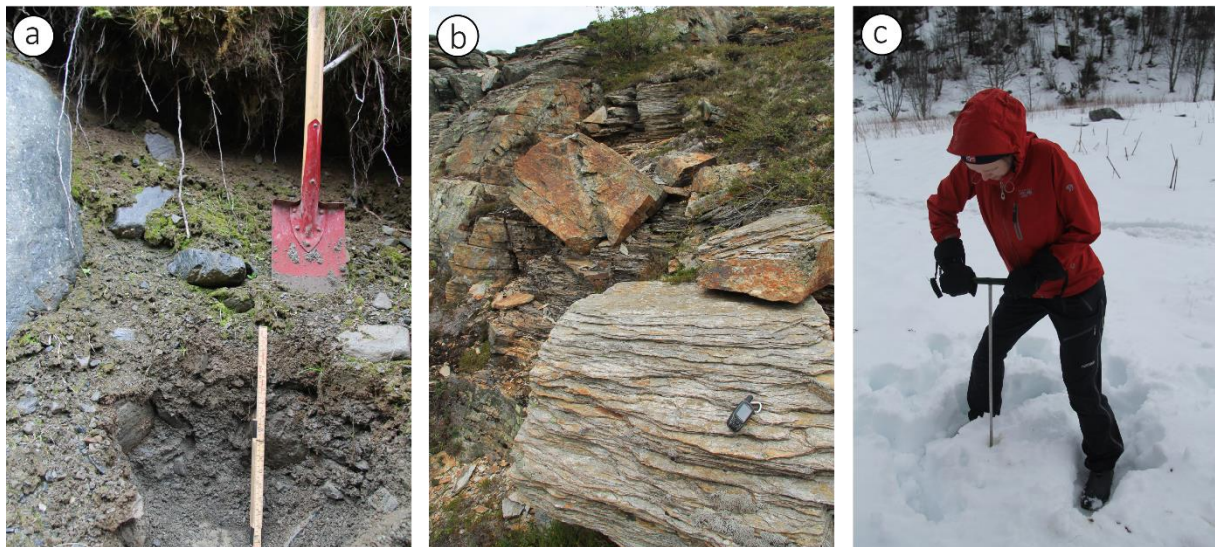
Skredmateriale er et produkt av massebevegelse, der løsmasser beveger seg nedover bakker. Eksempler er steinskred, steinsprang og løsmasseskred. Steinskred består hovedsakelig av blokk og stein hvor skredmassene utgjør 100-10 000 m³, mens steinsprang består av små enkelt blokker som løsner og faller ned til foten av skrenten der de spretter og ruller videre utover (Sigmond et al., 2013).

Løsmasseskred oppstår vanligvis i perioder med mye nedbør i bratte skråninger med løsmasser over berggrunn. **Flyttblokker** er stein eller blokk som er transportert og avsatt av isen, og den kan avvike fra underlagets bergart fordi den er flyttet fra sitt kildeområde (Sigmond et al., 2013).

3.1.2 Kartlegging av feltområdet

Før feltarbeidet ble en rekke kart og bilder studert, for å få et overblikk om hvordan feltområdet så ut. Det ble studert flyfoto (Kartverket, 2017b), historisk ortofoto, tredimensjonale bilder (Norkart, 2006) og kart med oversikt over løsmasser og berggrunn. Deretter ble det skrevet ut blanke 1:10 000 topografiske kart over feltområdet med høydekoter på 5 m. På disse ble løsmasser og landformer markert. I tillegg ble det medbragt flyfoto og forskjellige kartutsnitt fra Norgeskart til orientering i terrenget.

I felt ble spade og meterstokk brukt ved undersøkelse av løsmasser i snitt (figur 3.1a). Det ble brukt en håndholdt GPS (Garmin GPSMAP 64st, figur 3.1b) for å finne posisjonen til blokker og landformer. Horizontal feilmåling leses av på GPS-en for hver posisjon som ble markert og lagret, og den var ± 3 m for alle posisjonene. Det geografiske koordinatsystemet er WGS 1984, UTM-sone 32N. En 3 m lang stikkegang (bestående av tre deler,) ble brukt til prøvetaking av finkornete jordarter (figur 3.1c). Symboler og farger ble brukt for å markere henholdsvis landformer og løsmasser på et blankt kartblad. Et kamera (Canon EOS 1100D) med objektiv (Canon EF-S 17-85 mm f/4-5.6) ble brukt til å dokumentere løsmasser, blokker, og landformer sammen med målestokk.



Figur 3.1. a) Snitt utgravd med spade og meterstokk til målestokk. b) En Garmin GPSMAP 64st brukt i felt for å finne posisjoner og høyder under kartleggingen. c) Stikkegang benyttet til å prøveta finkorna jordarter på dyp opp til 3 m.

3.1.3 Fremstilling av kvartærgeologisk kart og figurer

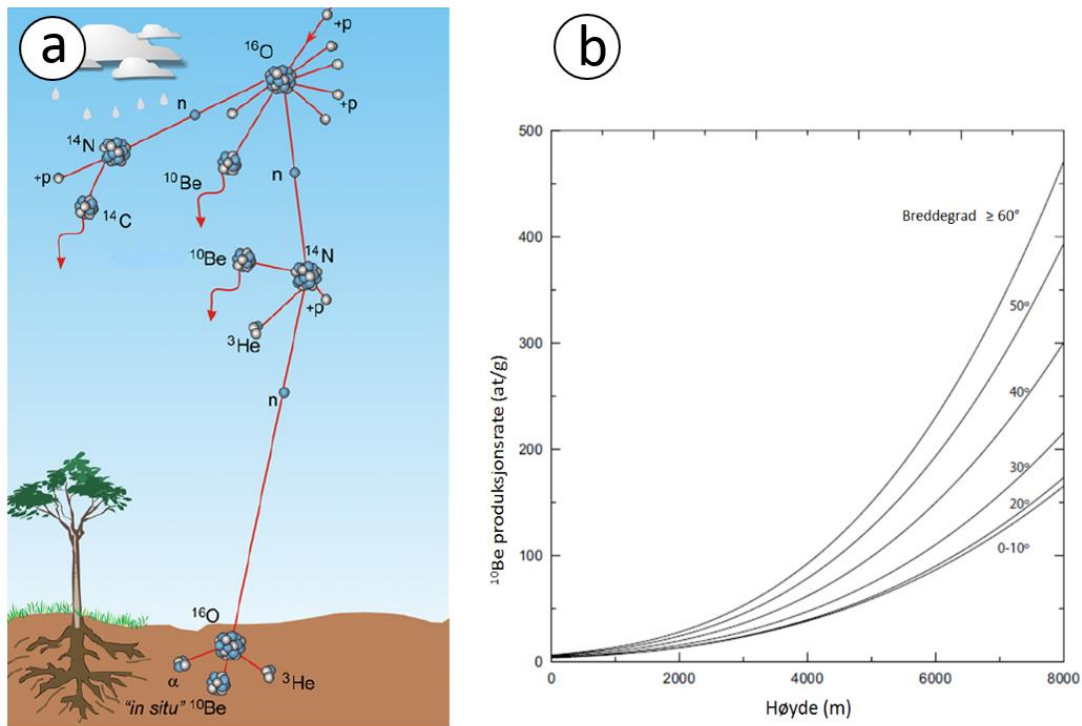
Fremstilling av det kvartærgeologiske kartet har inkludert datainnsamling i felt og detaljerte studier av flyfoto og LiDAR-data. Landformer, løsmasser og blokker ble tegnet inn i kartet, som ble produsert i ArcMap versjon 10.4. Dette er en programvare i ArcGIS, et geografisk informasjonssystem (GIS), og blir i hovedsak brukt til å studere, analysere og redigere geospasiale data. Adobe Illustrator CS6 (64 Bit) er blitt brukt til å fremstille figurer og sedimentlogg.

3.2 Eksponeringsdatering

3.2.1 Introduksjon til eksponeringsdatering

Kosmogene nuklider dannes når energirike partikler fra verdensrommet (galaktisk kosmisk stråling) kolliderer med grunnstoffer, enten i atmosfæren eller *in situ* (lat.: på stedet) i mineraler (figur 3.2a). Denne kollisjonen medfører at kjernen fragmenteres (spallasjon) og det dannes nye grunnstoff, det vil si kosmogene nuklider (Lowe og Walker, 2015). Over tid vil konsentrasjonen av kosmogene nuklider øke i overflaten av berggrunn og blokker, og den er derfor et direkte mål på tiden overflatene har vært eksponert for kosmisk stråling. I korte trekk er dette prinsippene bak eksponeringsdatering, men detaljerte beskrivelser for metoden finnes i Dunai (2010).

Til eksponeringsdatering er kvarts (SiO_2) det mest egnete mineralet å prøveta. Fordelene med kvarts er at det er hardt, kjemisk motstandsdyktig og et av de mest forekommende mineralene på jorda. I kvarts blir berylliumisotopen ^{10}Be dannet ved spallasjon av silisium og oksygen (Dunai, 2010). ^{10}Be har den lengste halveringstiden blant kjente terrestriske kosmogene nuklider, $1,36 \pm 0,07$ Ma (*mega-annum*, lat.: millioner år) (Nishiizumi et al., 2007). Ved å måle forholdet mellom den ustabile og stabile isotopen ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$) ved en AMS (akseleratorbasert massespektrometri) analyse (Ivy-Ochs og Kober, 2008), er det mulig å regne ut konsentrasjonen av ^{10}Be og dermed også tiden bergoverflaten har vært eksponert for kosmisk stråling.



Figur 3.2 a) Kosmiske stråler, for det meste høyenergetiske protoner (+p), kolliderer øverst i atmosfæren med kjerner, for eksempel ^{16}O . Dens atom omgjøres til en kosmogen nuklide, for eksempel ^{10}Be , ved kjerneprosessen spallasjon. Denne kollisjonen danner en dusj av sekundære partikler, for det meste nøytroner (n), som reagerer videre. I atmosfæren produserer slike reaksjoner meteoriske kosmogene nuklider. De få partiklene som når ned til jordens overflate kan produsere kosmogene nuklider, slik som ^{10}Be in situ i den øverste delen av overflaten. Hentet og modifisert fra Blanckenburg og Willenbring (2014) b) Produksjonsrate til ^{10}Be i kvarts som en funksjon av breddegrad og høyde over havet. Modifisert fra Ivy-Ochs og Kober (2008). Produksjonsraten er lav ved lave breddegrader, og den øker eksponentielt med økende høyde

Ivy-Ochs og Kober (2008) beskriver to viktige faktorer som påvirker produksjonsraten til ^{10}Be : høyde over havet og breddegrad hvor prøven er hentet inn. Det første vil si at spallasjon mellom kosmisk stråling og partikler i atmosfæren medfører at intensiteten til strålingen avtar nedover, og som en konsekvens er produksjonsraten i bergarter lavere desto lavere høyde de befinner seg på. Det andre går ut på at jordens magnetfelt påvirker deler av den kosmiske strålingen, noe som gjør at mer stråling slipper gjennom atmosfæren ved høye breddegrader. Figur 3.2b illustrerer hvordan produksjonsraten til ^{10}Be øker med både breddegrad og høyde over havet, og til eksponeringsdatering er det derfor viktig å korrigere for disse faktorene. I dette arbeidet blir produksjonsraten til ^{10}Be på 3.95 ± 0.10 atomer $\text{g}^{-1} \text{år}^{-1}$ for CRONUS Lm skalering benyttet (Stroeven et al., 2015).

Usikkerheter i forbindelse med eksponeringsdatering kan oppstå både under feltarbeidet og på laboratoriet. Ved prøvetaking i felt er en vanlig usikkerhet at manglende kunnskap om eksponerings- og skjermingshistorie for en prøve fører til feiltolkning av resultatene (Dunai, 2010). En mer omfattende og detaljert klassifisering av usikkerheter beskrives av Gosse og Phillips (2001) og Dunai (2010).

3.2.1.1 Prøvetaking i felt

3.2.1.2 Strategi for prøvetaking

Blokkene som ble valgt ut til eksponeringsdatering ligger alle på Tveitane-terrassen (146 m o.h.). Dette er den høyeste terrassen i Lofthus, og den heller slakt fra sørøst til nordvest på sørsiden av dalen. Av de mange blokkene på flaten ble det identifisert fire blokker som egnet seg til prøvetaking, og på den aller største blokken ble det tatt to prøver (totalt fem prøver, ULL1601-ULL1605). Ivy-Ochs og Kober (2008) tar for seg hvilke kriterier som bør tas hensyn til ved innhenting av prøver til eksponeringsdatering, hvor på i) ingen tidligere eksponering, ii) kontinuerlig eksponert i samme posisjon, iii) ikke vært tildekket, og iv) overflateerosjon har vært minimal er blant de fire viktigste.

Andre faktorer som bør tas hensyn til er blokkens fysiske egenskaper. Jo større blokken er, desto mindre er sjansen for at den har flyttet på seg etter eksponeringen startet. Når overflaten til blokken ligger >1 m høyere enn bakken rundt, vil det være mindre sjanse for at blokken er dekket av snø gjennom hele vinteren. Snø på en oppstikkende blokk vil smelte ned fortere enn snøen på bakken, og dersom den er tørr vil den også lettere blåse av. Dette medfører at skjermingsfaktoren for snø reduseres. En annen faktor som også kan spille inn, er hvor nær prøven ligger hjørner eller kanter. Produksjonsraten av ^{10}Be vil avta fra senter av overflaten og ut mot hjørner og kanter (Masarik og Wieler, 2003), og det er derfor gunstig at prøvetagningen skjer midt på flaten.

3.2.1.3 Målinger i felt

Observasjoner og måling av topografisk skjerming noteres for hver blokk som blir prøvetatt, for så senere bli brukt til dokumentasjon for å korrigere for blant annet skjerming, erosjon og produksjonsrate av nuklider. Blokkens høyde, lengde og bredde måles og posisjon og høyde over havet leses av på en håndholdt GPS. Blokkens posisjon og dens beliggenhet dokumenteres med fotografier fra ulike vinkler. Topografiske kart benyttes for å sjekke eventuelle feilmålinger av posisjon og høyde fra GPS. Videre vurderes det i hvilken grad erosjon har virket på blokkens overflate. Deretter måles topografisk skjerming ved hjelp av et kompass og et Suunto klinometer, der vinkelen til horisonten leses av for minst hver 20. grad rundt kompasskiven. Skjermingsfaktoren ble regnet ut for hver prøve med ligning 1 (Dunne et al., 1999).

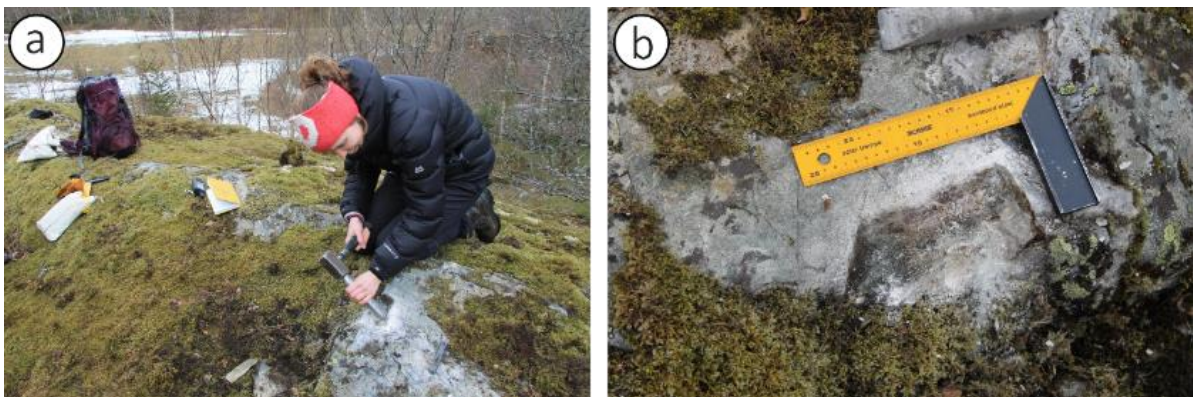
$$S_h = \frac{\left(\sum_{i=1}^n 1 - \sin\left(\frac{\pi}{180} E_i\right)\right)^{3.3}}{n}$$

Ligning 1

Der S_h er skjermingsfaktoren til prøven, n er antall asimutavlesninger og E_i er vinkelmåling målt med klinometeret.

3.2.1.4 Metode for prøvetaking

Hammer og meisel ble brukt for å prøveta blokkene (figur 3.3). Prøvene ble hentet fra kvartslinser og -ganger, slik at 200-500 g prøvemateriale var tilstrekkelig. Målet er å samle tilstrekkelig prøvemateriale slik at en tilstrekkelig mengde nuklider kan ekstraheres, og gi pålitelige AMS-analyseresultater. Yngre flater krever større en større prøvemengde enn eldre på grunn av den lave produksjonsraten til ^{10}Be (Gosse og Phillips, 2001). Prøvetykkelse blir målt med en linjal og deretter legges prøvene i nummererte prøveposer. Til dokumentasjon blir det tatt bilder av blokkens overflate før, underveis og etter prøvetaking.



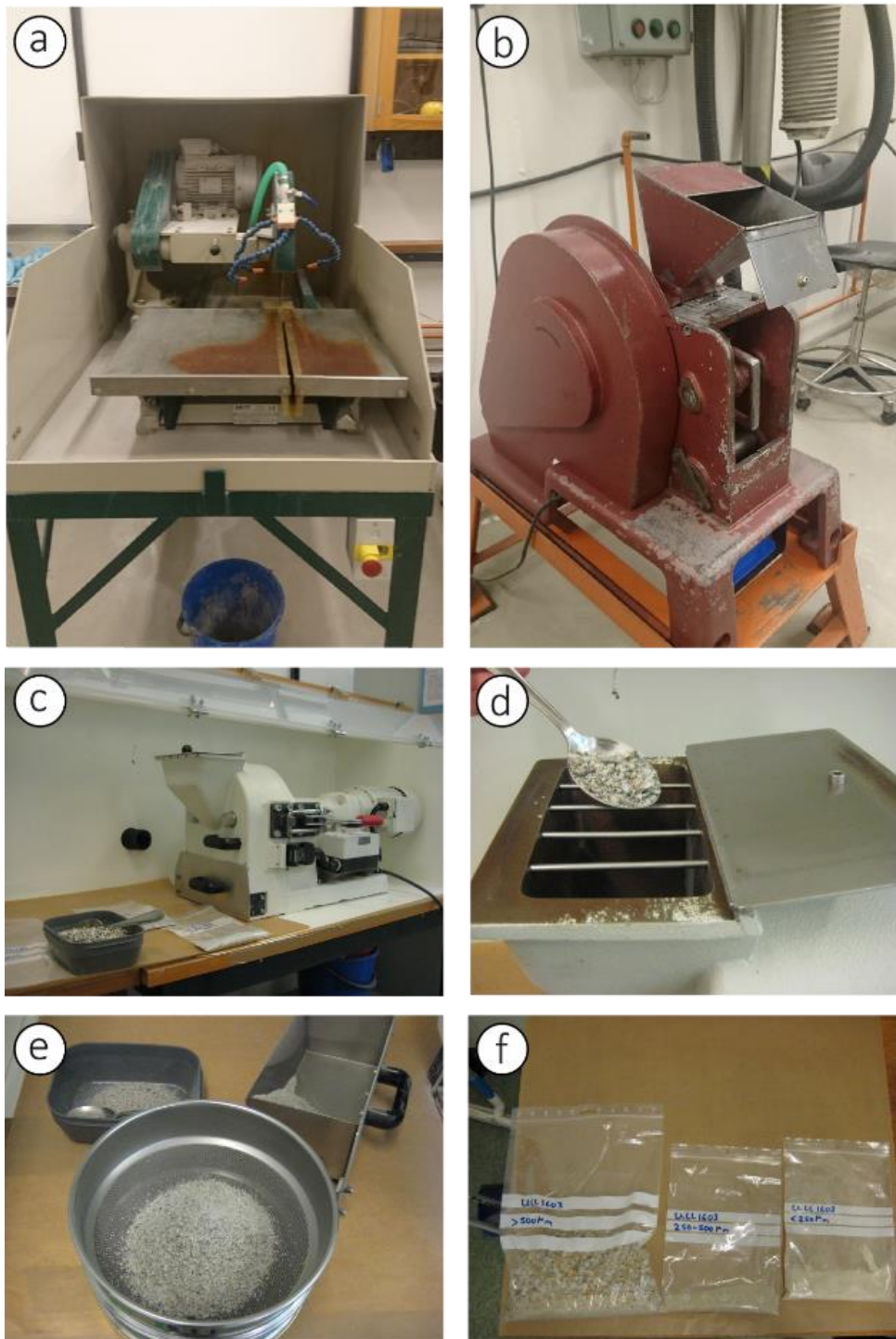
Figur 3.3. a) Innsamling av prøvemateriale ved hjelp av hammer og meisel (Foto: A. Nesje) og b) hull etter der hvor en av prøvene er tatt ut. Vinkelmåler som målestokk.

3.2.1.5 Laboratorieprosedyre

Fra prøvene er samlet inn og til AMS-preparater kan sendes til analyse av $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, gjenstår en lang prosedyre med både fysiske og kjemiske steg. Det første steget er å sage prøvestykkene i mindre biter ved hjelp av en steinsag. Den lengste aksene på prøvestykket bør ikke overskride 5 cm for at prøvestykkene skal passe ned i åpningen til kjefteknuseren. Kjefteknuseren bryter prøven opp til mindre fragmenter, som siktes og fordeles i tre fraksjoner, $<250\ \mu\text{m}$, $250\text{-}500\ \mu\text{m}$, og $>500\ \mu\text{m}$. Den minste fraksjonen på $<250\ \mu\text{m}$ vil være for finkorning til å bruke videre i de neste prosedyrene. Fraksjonen på $>500\ \mu\text{m}$ blir knust i en skivemølle og siktet til $250\text{-}500\ \mu\text{m}$. Figur 3.4a-f oppsummerer de første trinnene prøvene må gjennom før mineralseparasjon. Hele fraksjonen på $250\text{-}500\ \mu\text{m}$ tas videre til mineralseparasjon der kvarts separeres fra andre mineraler, og den kvartsanrikede fraksjonen renses videre til konsentrasjonen av Al (aluminium) er $<100\ \text{ppm}$. Da anses kvartsfraksjonen tilstrekkelig ren til å løses opp slik at Be kan ekstraheres og prepareres for AMS-analyse.

Det siste steget i eksponeringsdatering er å regne ut eksponeringsaldrene fra konsentrasjonen av ^{10}Be i prøvene, og det ble gjort med CRONUS-Earth kalkulatoren (versjon 3). De nærmeste kalibreringslokalitetene for produksjonsraten av ^{10}Be ligger på Halsnøy og ved Høylandsundet,

ca. 80 km sørvest for Lofthus. Prøvene fra kalibreringslokalitetene er hentet fra blokker på en endemorene som danner deler av Herdla-Halsnøy morenen fra yngre dryas (Goehring et al., 2012). Den skandinaviske produksjonsratens datasett fra Stroeven et al. (2015) har kalibreringslokaliteter som spenner over et større geografisk område enn Goehring sitt. Stroeven sin produksjonsrate har noe lavere usikkerhet (5.9 %) enn Goehring sin (7.8 %), og ^{10}Be -aldrene i dette arbeidet er derfor beregnet med den skandinaviske produksjonsraten.

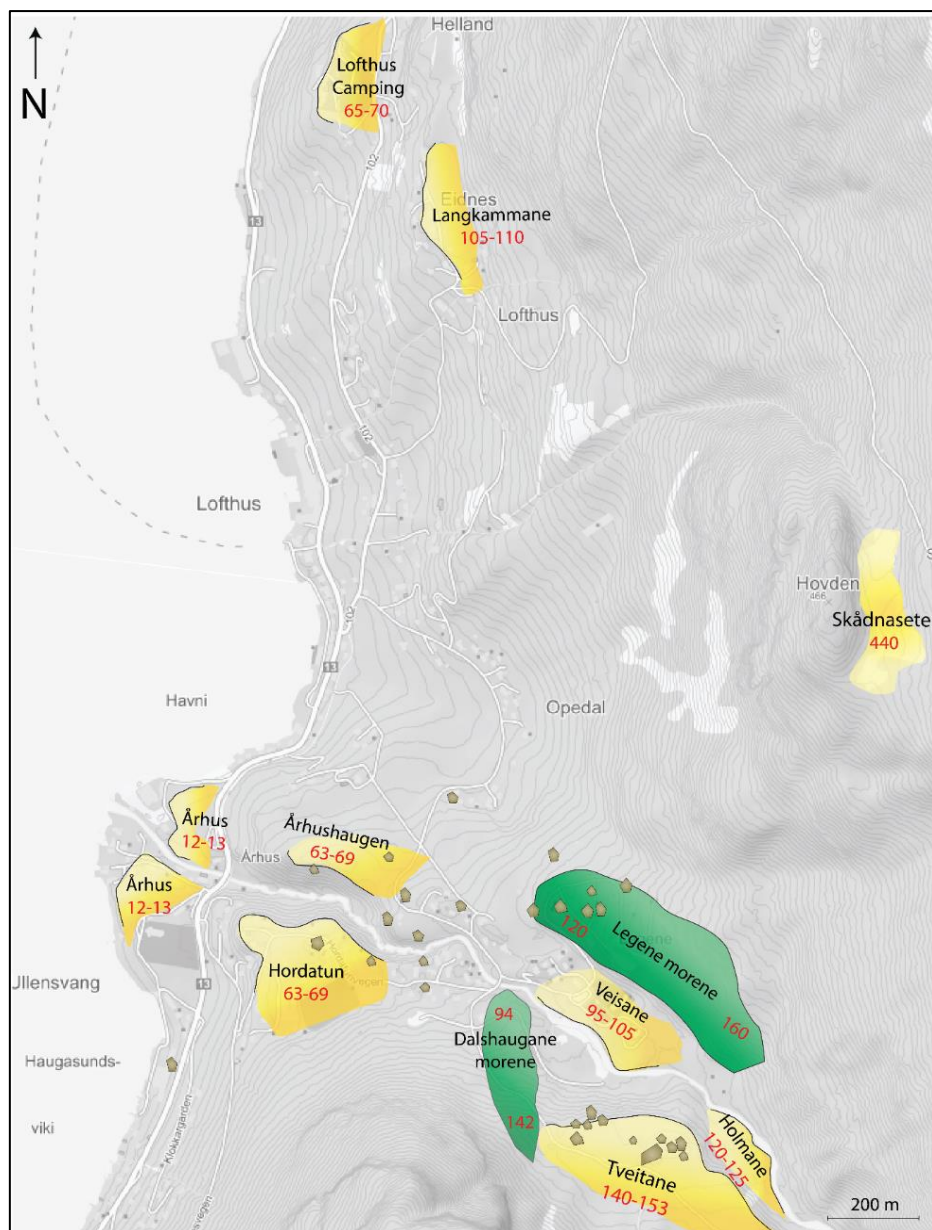


Figur 3.4. a) steinsag, (b) kjefteknuser, (c) skivemølle, (d) fraksjonen på $>500\ \mu\text{m}$ reduseres/mates i skivemøllen, (e) to sikter (med maskevidde $500\ \mu\text{m}$, $250\ \mu\text{m}$) og en bunn (som samler fraksjonen $<250\ \mu\text{m}$) og (f) prøveposer merket med prøvenavn og fraksjon ($>500\ \mu\text{m}$, $250\text{-}500\ \mu\text{m}$ og $<250\ \mu\text{m}$).

4 Resultater

4.1 Kvartærgeologisk kartlegging

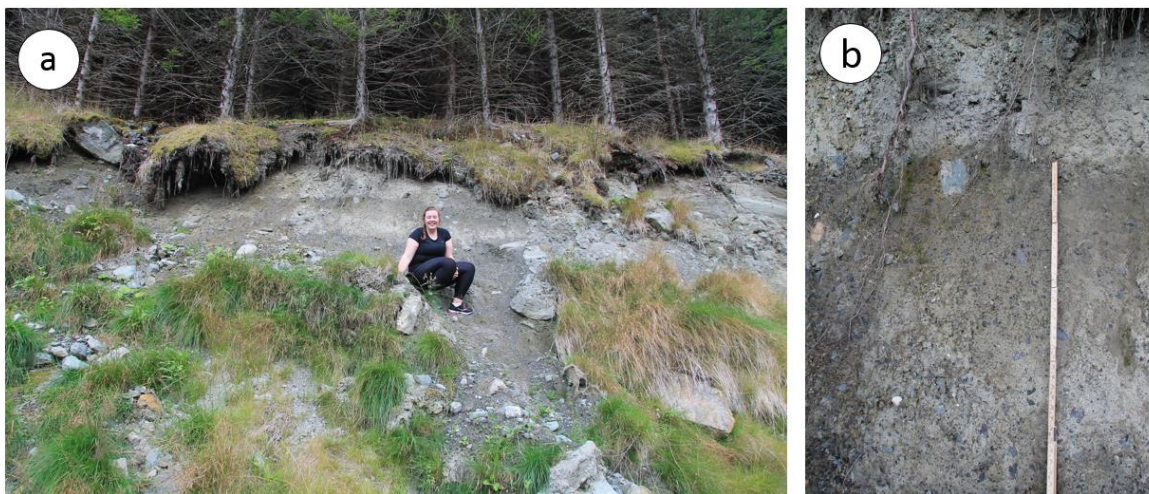
Observasjoner fra felt, LiDAR-data og flyfoto (figur 4.1-figur 4.16) er brukt for å fremstille et kvartærgeologisk kart (figur B1, Vedlegg B, med en målestokk på 1:20 000). Studieområdet er begrenset til et areal på ca. 14 km², og det er hovedsakelig tre trekk som kjennetegner området: tykke moreneavsetninger, blokker på opptil 50 m³ og terrasser i dalsidene og ned mot fjorden (figur 4.1). I dalsidene dominerer fluviale prosesser og skråningsprosesser, og på Hardangervidda er det tynt morenedekke og bart fjell.



Figur 4.1 Oversikt over blokker (brune), terrasser (gule) og morenerygger (grønne) i Lofthus. Røde tall viser landformenes høyde (m o.h.). Svart linje på terrasser representerer bratt kant ned mot lavereliggende terreng. Grovt sett ligger det blokker vest for moreneryggene, på moreneryggene og på Tveitane-terrassen. Kart hentet og modifisert fra Kartverket (2017a).

4.1.1 Glasiale landformer og avsetninger

Tynt til tykt morenedekket dominerer store områder av Lofthus og består av alt fra silt til blokk og er kantrundet til rundet. I dalsidene har skråningsprosesser fraktet og omarbeidet morenemateriale nedover mot Opo og Sørfjorden. Ved Alskår (220 m o.h.), nordøst for Legene barnehage, ligger over 4 m tykke lagpakker av morenemateriale. I forbindelse med utgravninger til en frukthage er det mulig å studere løsmasser i et snitt (figur 4.2a-b). Sedimentet er hardt pakket, dårlig sortert, inneholder alt fra silt til blokk og materialet er kantrundet til rundet. Vegetasjonen på avsetningen domineres av vanlig gran som har gode vekstkår på moreneavsetninger (Sunding, 2015). Tilsvarende moreneavsetninger på opptil 5 m tykkelse dekker den mesteparten av skråningen nordøst i Lofthus.

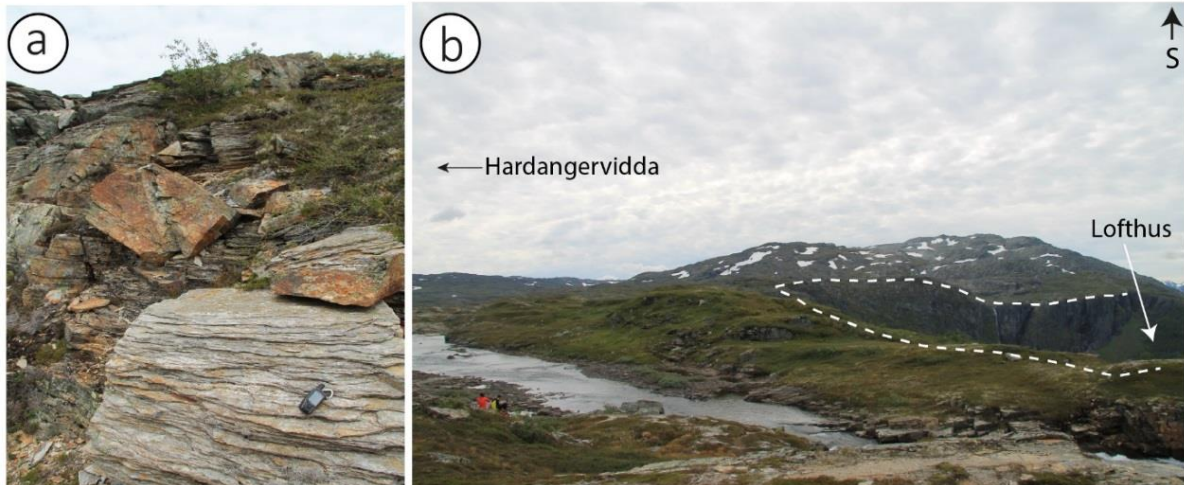


Figur 4.2. a) Morenedekke ved Alskår består av alt fra silt til blokk, 220 m o.h. Person som målestokk, bildet tatt mot nordøst. b) snitt i moreneavsetning ved Alskår. Meterstokk som målestokk (32V 371912 Ø 6689057 N).

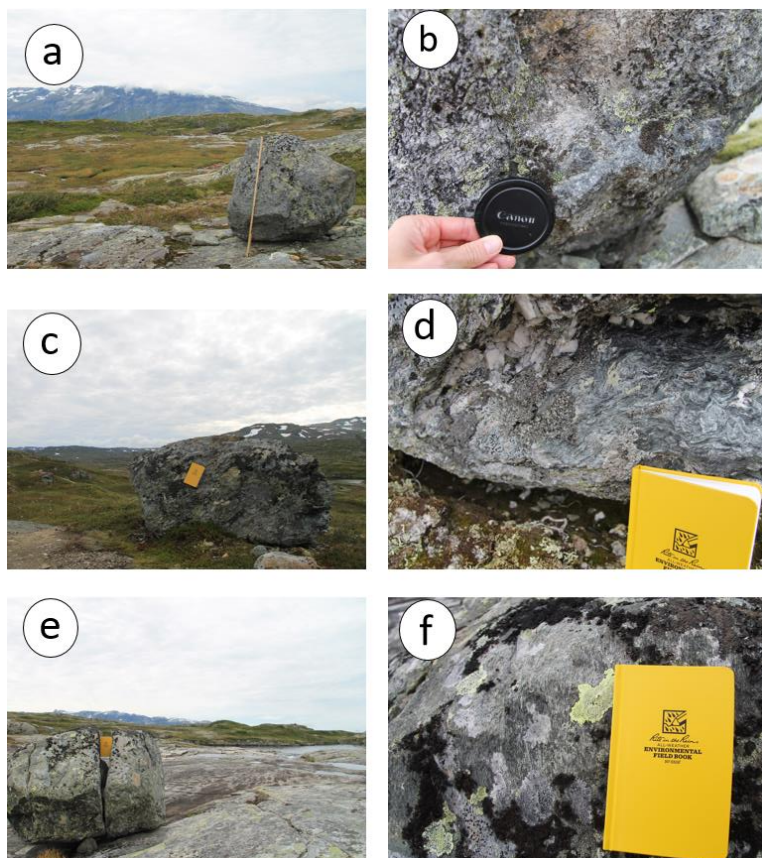
På nordsiden av Opo, ved Legene boligfelt, ligger en 500 m lang rygg som strekker seg nordvest-sørøst og som tolkes til å være en sidemorene (heretter Legene-morenen, figur 4.1). Morenen ligger 120 m o.h. i nordvest og 160 m o.h. i sørøst, og det er blokker på opptil 50 m³ både på og i overflaten. På grunn av Legene-boligfelts plassering på morenen er det utfordrende å undersøke hva ryggen består av, men flyfoto fra 1966 (Kartverket, 2017b) viser at ryggen var dekket av stein og blokker før Legene-boligfelt ble bygget. I dag ligger det blokker mellom husene i boligfeltet, men det er fravær av stein i overflaten. Ut fra sidemorenenes plassering har den blitt avsatt da det lå is fra dalende og ned mot Århus. På sørsiden av dalen ligger en 300 m lang morenerygge (heretter Dalshaugane-morene, figur 4.1) med orienteringen nord-sør. Den ligger 142 m o.h. i sør og 94 m o.h. i nord og består av alt fra silt til blokk.

Det avgrensede feltområdet oppå Hardangervidda ligger ca. 1000 m o.h. og består av bart fjell, stedvis tynt morenedekke og enkelte flyttblokker (figur 4.3). Flyttblokkene (FB1-FB3, figur 4.4a-f) er av samme bergart og er gråblå, massiv, foliert og foldet. De er ca. 1-3 m³, kantrundet til rundet og er stedvis tynt

dekket av mose og lav. Flyttblokk 1 og flyttblokk 3 ligger på bart fjell, mens flyttblokk 2 ligger på tynt morenedekke. Berggrunnen består av amfibolitt og glimmerskifer, og i områdene der den er eksponert ligger løsnede bruddfraksjoner, av sand til flakete stein, spredt rundt (figur 4.3a). Det er ingen tegn til løsnede og flakete fraksjoner fra flyttblokkene, som tyder på at de ikke er av den lokale bergarten. Flyttblokkene tolkes til å ha blitt avsatt av innlandsisen under siste istid.



Figur 4.3. a) Flakete og oppsprukket amfibolitt og glimmerskifer. (32V 373225 Ø 6689067 N, 995 m o.h., GPS som målestokk) b) Tynt morenedekke og bart fjell dominerer feltområdet på Hardangervidda. Hvitstiplet linje markerer kanten ned til Lofthus. Bildet er tatt i retning sør-sørvest (32V 373225 Ø 6689067 N, 995 m o.h., personer som målestokk).



Figur 4.4. a-b) flyttblokk (FB1) på bart fjell (32V 373416 Ø 6688970 N, 1000 m o.h., bildet tatt mot nordvest), c-d) flyttblokk (FB2) på tynt morenedekke (32V 373555 Ø 6688826 N, 1010 m o.h., bildet tatt mot sørvest), e-f) flyttblokk (FB3) på bart fjell (32V 373735 Ø 6688149 N, 1001 m o.h., bildet tatt mot sør). Meterstokk, kameralinse og feltdagbok som målestokk.

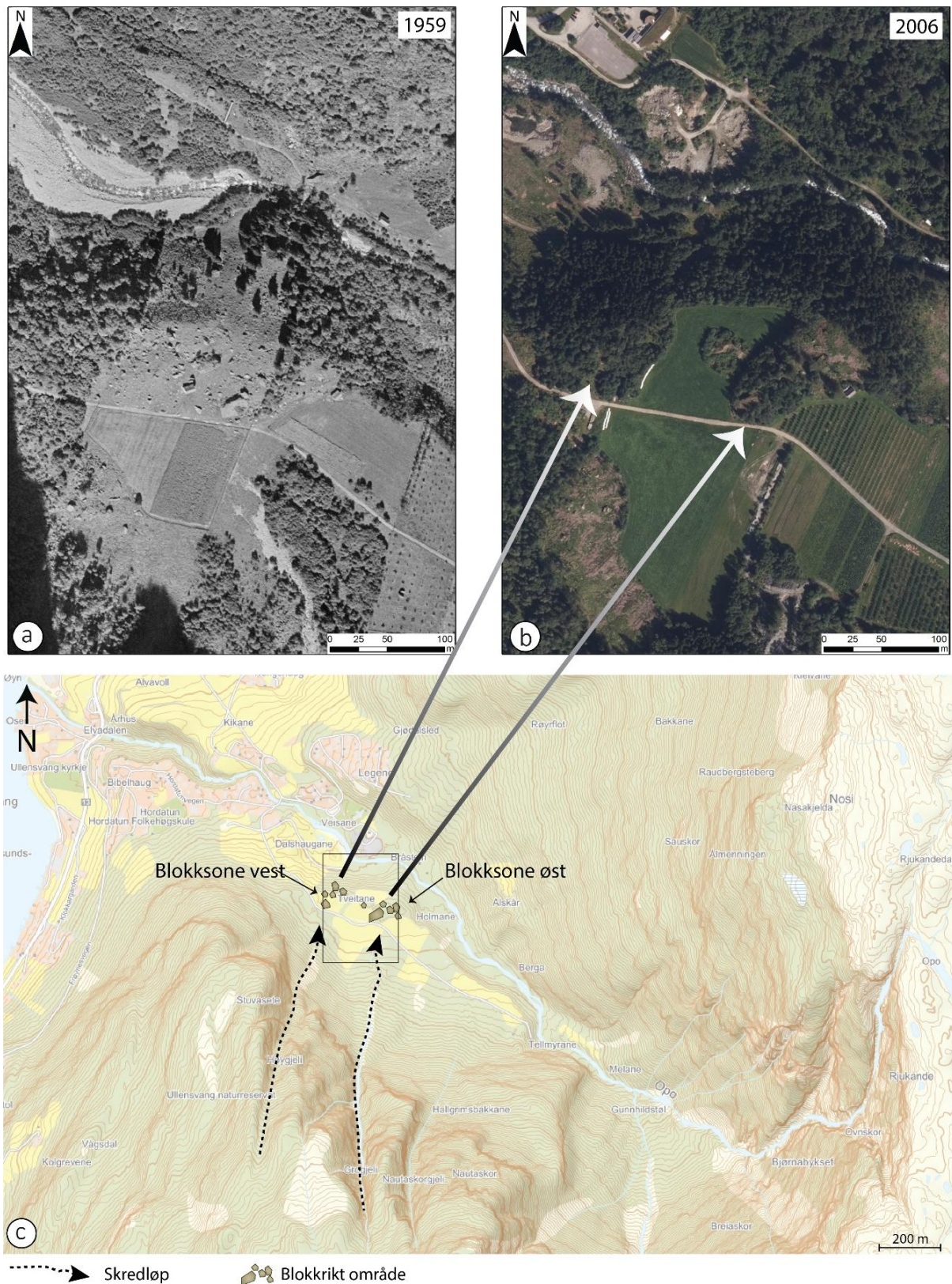
4.1.2 Blokker i Lofthus

4.1.2.1 Blokker på Tveitane-terrassen

På Tveitane-terrassen (146 m o.h.) ligger blokker fordelt i to soner, heretter navngitt etter deres plassering på terrassen: blokksonen vest og blokksonen øst (figur 4.6c). Sammenligning av flyfoto fra 1959 og 2006 (Kartverket, 2017b)(figur 4.6a og b) viser at i tidsrommet mellom fotografiene har området mellom blokksonen vest og øst blitt ryddet for stein og blokker. Flyfoto fra 1959 er brukt for å sammenligne dagens overflater mot fortidens, for å lete etter flater som er ryddet for stein og blokker. Begge blokksonene er dekket av løvtrær og består av 10-1000 m³ blokker som er av samme homogene bergart, og er grålig, finkornet, foliert og med innsalg av kvartsganger. Blokkene er kantet til kantrundet, oppsprukket og tynt dekket med mose. Det er tydelig at flertallet av blokkene ligger oppå sedimentene (figur 4.5).

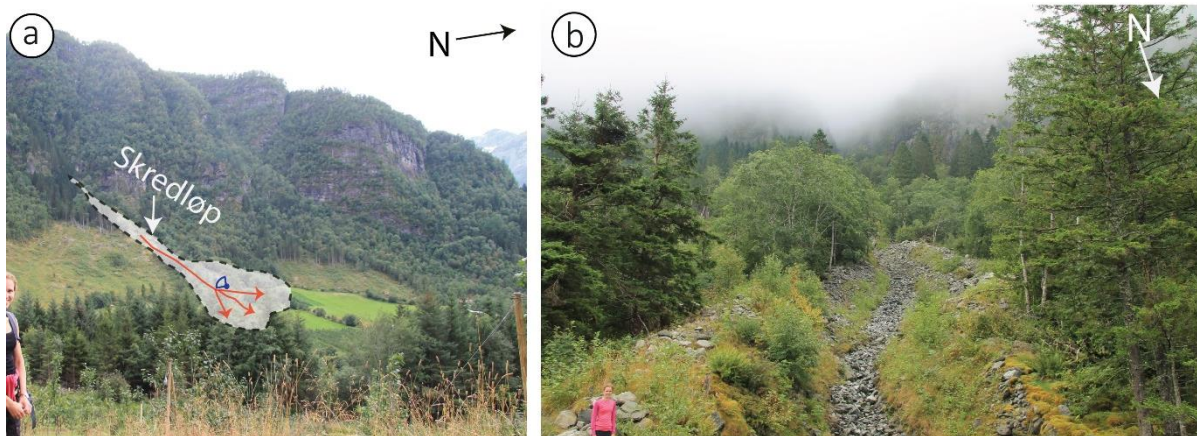


Figur 4.5. Blokker i blokksonen vest på Tveitane-terrassen. Blokkene ligger oppå terrassen (meterstokk som målestokk, 32V 0371355 Ø, 6688969 N).



Figur 4.6. a) flyfoto fra 1959 over Tveitane-terrassen, viser at området mellom blokksoner vest og blokksoner øst er dekket av stein og blokk, mens på flyfoto b) fra 2006 er det samme området ryddet for stein og blokk. Flyfoto modifisert fra ArcGIS og hentet fra Kartverket (2017b). Blokksonene er dekket av løvtrær. c) viser plasseringen til blokksoner vest og øst, samt skredløpenes orientering ned dalsiden og ut på Tveitane-terrassen. Kart hentet fra Kartverket (2017a).

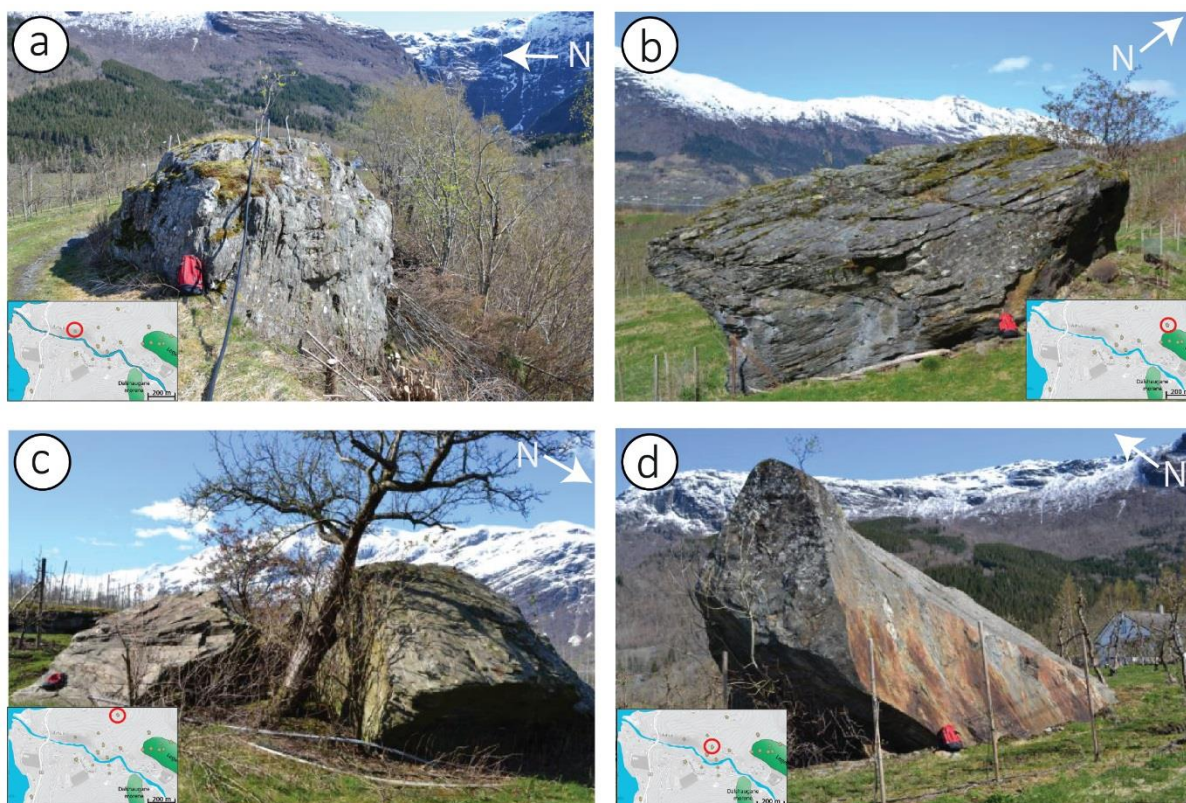
Sør for blokksonene går to skredløp i dalsiden, med orientering fra sør til nord med utløp på Tveitane-terrassen (figur 4.6 c og figur 4.7 a). Løpene er avgrenset mellom opphøyede leveer på begge sider (figur 4.7 b) Mot bunnen av begge skredløpene, sørvest på terrassen, ligger skredmaterialet som en vifteform i skråningen. Skredmaterialet blir grovere med økende avstand til skredløpet. Det er fravær av blokker i skråningen langs kanten av Tveitane-terrassen, bortsett fra området nord for blokkzone øst og blokkzone vest. Det kan tyde på at stein og blokker på Tveitane-terrassen er avsatt som et resultat av massebevegelse i dalsidene.



Figur 4.7. a) utsikt mot sørsiden av dalen og Tveitane-terrassen. Skredløpet sør for blokkzone øst er markert og røde piler indikerer skredløpets retning ned mot Tveitane-terrassen. Blått symbol i skredløpet viser hvor og i hvilken retning bildet b er tatt. Bildet tatt ved Alskår (32V 371912 Ø 6689057 N). b) Tydelige leveer på hver side av skredløpet, sør for blokkzone øst (32V 371492 Ø 6688762 N).

4.1.3 Blokker på Århus og Hordatun

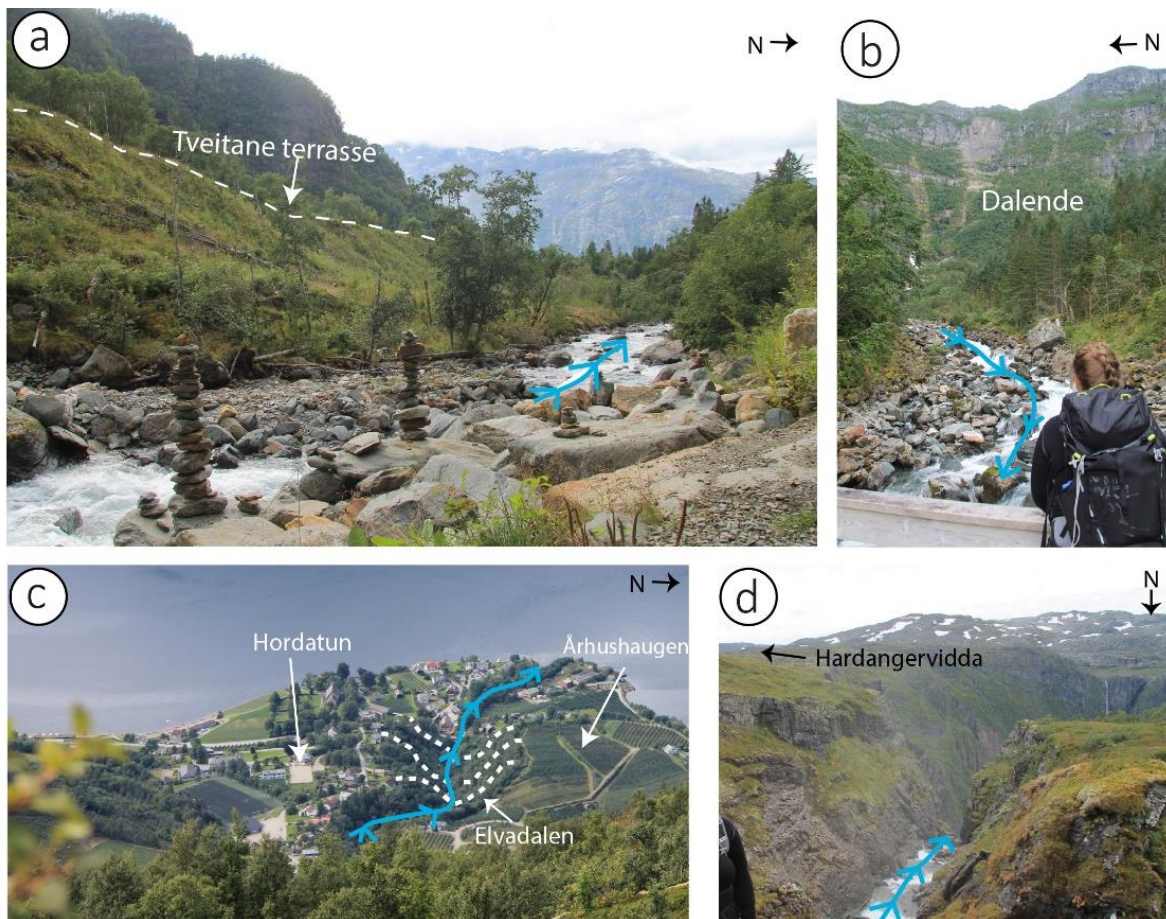
Blokker på 10-1000 m³ ligger fordelt utover terrasseflatene på Århus og Hordatun (figur 4.1) og er av tilsvarende bergart som på Tveitane-terrassen og moreneryggene. Til i kontrast ligger disse spredt og enkeltvis. Dalsiden sør for blokkene på Århus- og Hordatun-terrassene er slakere og langt unna sammenlignet med den bratte dalsiden sør for Tveitane-terrassen. Blokkene på Århus og Hordatun ligger på jorder, langs veier, i hager og i skråningen ned mot Elvadalen (figur 4.8a-d). Det bemerkes at blokkene stikker opp av sedimentene, og er sannsynligvis avsatt på samme tid som sedimentene. Videre innover i dalen På nordsiden av Opo, fra dalende i øst til Veisane barnehage i vest, ligger blokker spredt i dalsiden og nedover mot elva. Blokkene er kantet, homogene og fra 1-500 m³, og ligger på og nede i skredløp som er 20-70 m brede og 100-500 m lange. Skredløpene starter på rundt 500 m o.h., og strekker seg sørvest ned mot elva. De tolkes til å være rasblokker fra dalsiden i nord.



Figur 4.8. Blokker vest for moreneryggene Legene og Dalshaugane. a) Flyttblokk på Århus-terrassen (72 m o.h., 32V 0370739 Ø 6689481 N), b) rasblokk nord for Legene-morene (109 m o.h., 32V 0371266 Ø 6690060 N), c) flyttblokk nordøst for Århusaugen-terrassen (61 m o.h., 32V 0370850 Ø 6689527 N) d) flyttblokk på Århusaugen-terrassen (79 m o.h., 32V 0370915 Ø 6689405 N). Rød ryggsekk som målestokk. Foto: Daniel Hesjedal Wiberg.

4.1.4 Fluviale og glasifluviale landformer og avsetninger

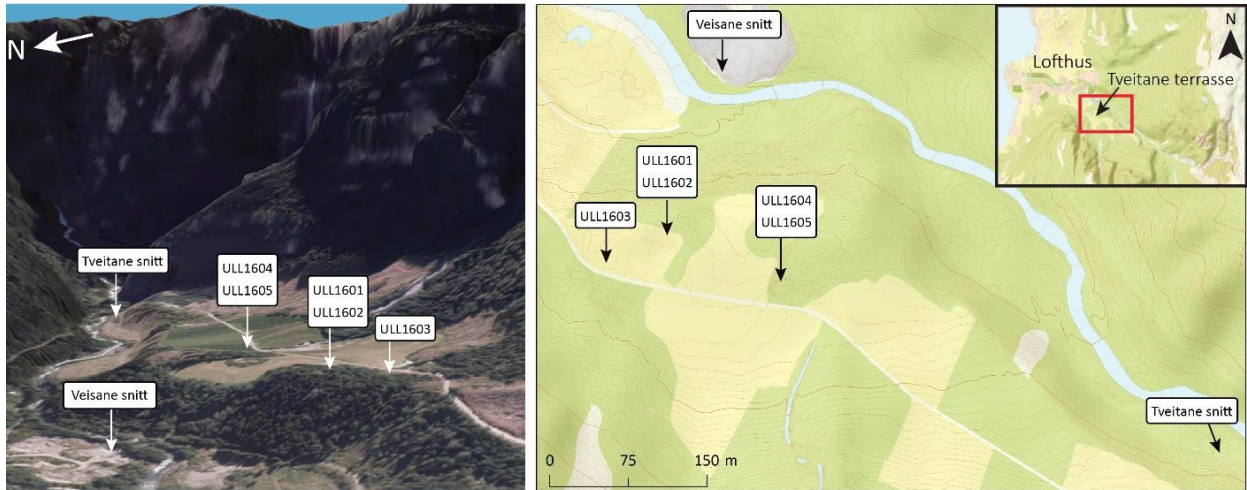
Elva Opo (figur 4.9) er en aktiv kanal som har startpunkt på den vestlige delen av Hardangervidda. Vestover fra Opesjøvatnet (1014 m o.h.) renner elva ned Rjukandefossen og videre følger noen mindre fossefall før Opo renner sammen med elva Skrikjo, som kommer ned fra Skriksetevatnet (1016 m o.h.). Fra dalende renner Opo nordvest gjennom Lofthus med utløp nord for Ullensvang kirke og ut i Sørfjorden, hvor den har bygd ut et prograderende delta. Middelvannføringen fra elva Opo ligger på ca. $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, men ferskvannsavrenningen kan variere mellom <10 og $450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Skei et al., 1998).



Figur 4.9. Elva Opo og dens strømrøtning (markert med blå pil). a) Nordøst for Tveitane-terrassen med utsikt vestover. Stiplet linje markerer kanten til Tveitane-terrassen og ned mot Holmane-terrassen. b) Innerst i dalen med utsikt mot øst. c) utsikt vestover fra Nosi på Hardangervidda og ned mot deltaet i Lofthus. Hvite stiplede linjer illustrerer hvor Opo har skåret seg ned i den tykke deltaavsetningen. d) Utsikt mot sør tatt ved Rjukande.

4.1.4.1 Terrasser

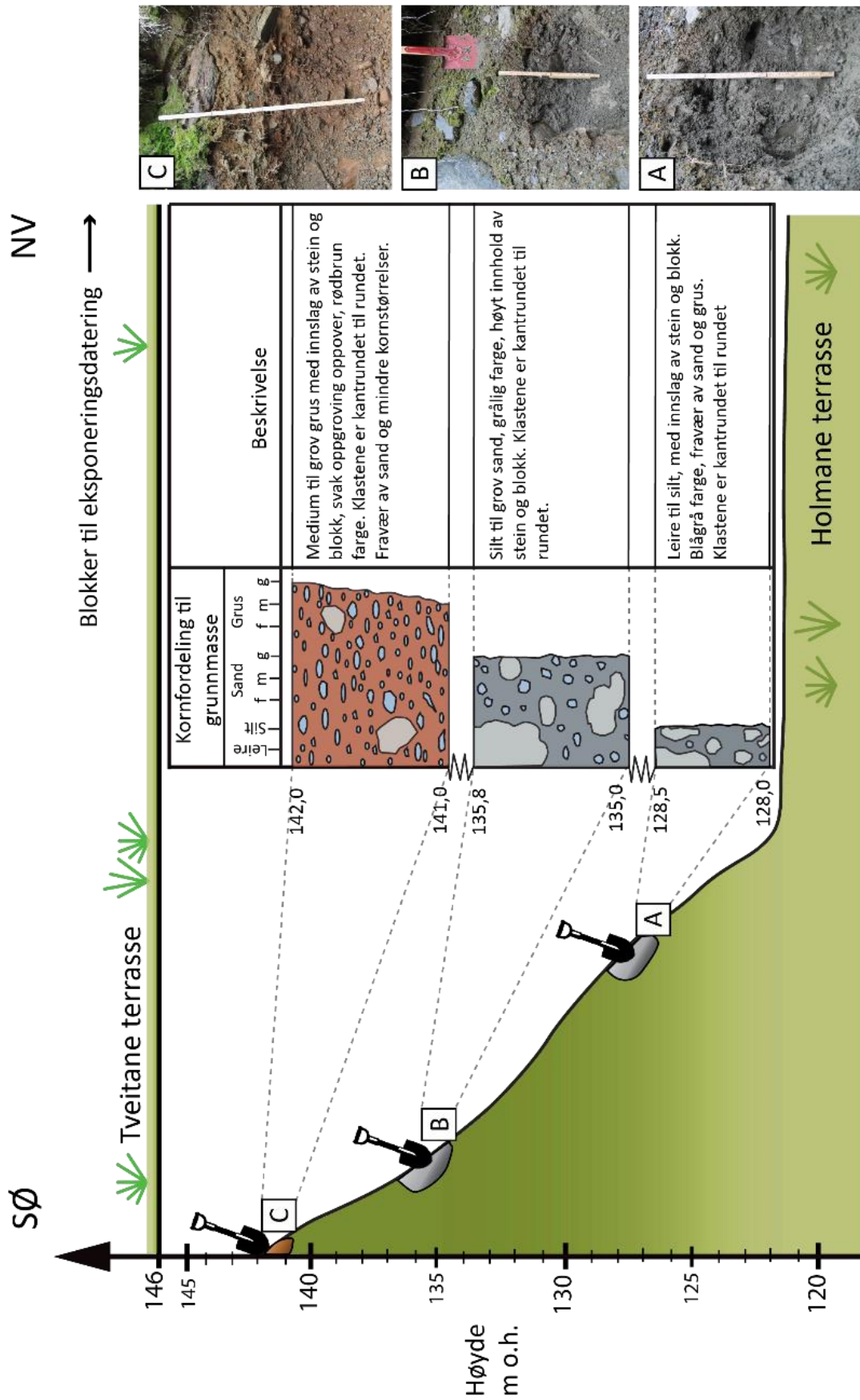
I Lofthus finnes markerte terrasser som ligner trappetrinn i terrenget fra innerst i dalen dalen og nedover mot fjorden. Terrassene (1-6) er avmerket i figur 4.1 og blir videre beskrevet og hevist til etter stedsnavn. Rekkefølgen til terrassene presenteres fra høyst- til lavestliggende og utgraving av snitt i Tveitane- og Veisane-terrassene (se plassering i figur 4.10) vil bli beskrevet fortløpende. For terrasser som ligger på og under marin grense (110 m o.h.) vil den bakerste kanten, lengst vekk fra sjøen, gi en indikasjon på hvor høyt havet stod da terrassen ble dannet (Murray-Wallace og Woodroffe, 2014).



Figur 4.10. Oversikt over Tveitane-terrassen der prøvene ULL1601-ULL1605 ble hentet. Tveitane- og Veisane-snitt er også markert. Bildet til venstre er hentet fra Norkart (2006) og kartet til høyre er modifisert og hentet fra Kartverket (2017c).

1 Tveitane-terrassen (133-152 m o.h. 32V 371423 Ø 6688944 N)

Tveitane-terrassen er den høysteliggende og en av de største terrassene (ca. 65 000 m²) i Lofthus (figur 4.10). Den ligger på sørsiden av dalen og heller slakt mot nordvest. Over terrassen strekker det seg en grusvei og på begge sider av veien er dyrket mark (f.eks. grantrær, gress og frukttrær). Som nevnt tidligere ligger to blokksoner på terrassen: blokksonen vest og blokksonen øst (figur 4.6). Begge blokksonene dekket av løvtrær, bartrær og mindre busker. Terrassen har en skarp grense mot nord-nordøst, der den bratt skråner ned mot et lavereliggende platå (Holmane-terrassen 120-125 m o.h.) og Opo. Skråningen er dekket av løvtrær og busker og enkelte steder er steiner og blokker er synlige overflaten. Ved å følge stien som går fra Tveitane og ned til Holmane-terrassene, er det mulig å studere løsmassene i Tveitane-terrassen. Det ble gravd og undersøkt tre snitt i skråningen, og deretter fremstilt en sedimentlogg (figur 4.11). Snittene beskrives fra laveste- til høysteliggende.



Figur 4.11. Utgravinger A-C i Tveitane-terrassen, med sedimentlogg, beskrivelser og bilder. Meterstokk som målestokk, 32V 6688707 N 371919 Ø.

Enhet A er 0,5 m tykt og grålig. Det er matriksbåret, og består av alle kornstørrelser fra leire til blokk. Klastene er kantrundet til rundet. Enhet A tolkes til å være morenemateriale.

Enhet B ligger ca. 6,5 m over enhet A og er 0,8 m tykt. Materialet er usortert og består av silt, grov sand, stein og blokk. Det er fravær av grus. Blokkene er 1-2 m³ store, er massive og har tynne (<1 cm) kvartsårer. Enhet B tolkes til å være morenemateriale.

Enhet C ligger ca. 5 m under overflaten til Tveitane-terrassen, og er ca. 1 m tykk. Nederste del består av fin grus, stein og blokk, og oppover blir enheten mer sortert og består av grov grus og enkelte steiner. Klastene er kantrundet til rundet. Fravær av leire, silt og sand kan tyde på en utvasking av finere materiale. Enhet C tolkes derfor til å være fluvial.

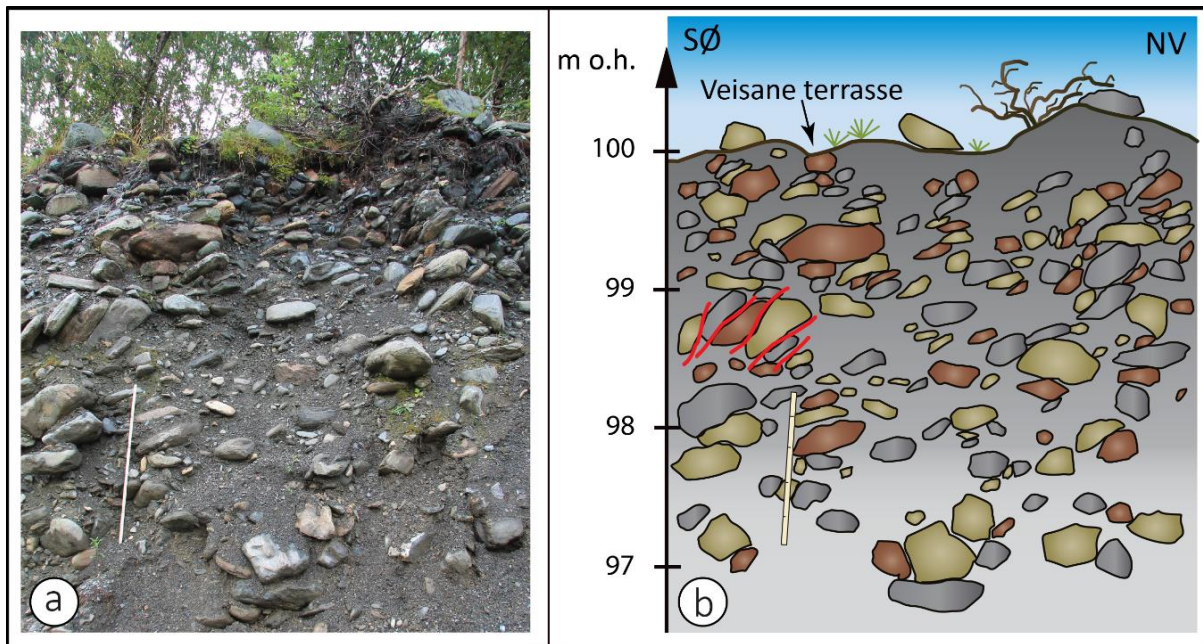
Sedimentene som ble gravd ut i Tveitane-terrassen tolkes til å være morenemateriale som senere har blitt dekket av (glasi)fluvialt materiale under isavsmeltingen etter siste istid.

2 Holmane-terrassen (120-125 m o.h., 32V 371685 Ø 6688939 N)

Holmane-terrassen (ca. 13 000 m²) ligger nordøst for Tveitane-terrassen, omtrent 20 m lavere (figur 4.1). Overflaten er stein- og blokkrik og vegetasjon består av unge løvtrær, busker og gress. Den nordlige delen av Holmane-terrassen er en bratt 3 m høy skråning ned mot elven Opo.

3 Veisane-terrassen (95-105 m o.h., 32V 371421 Ø 6689139 N)

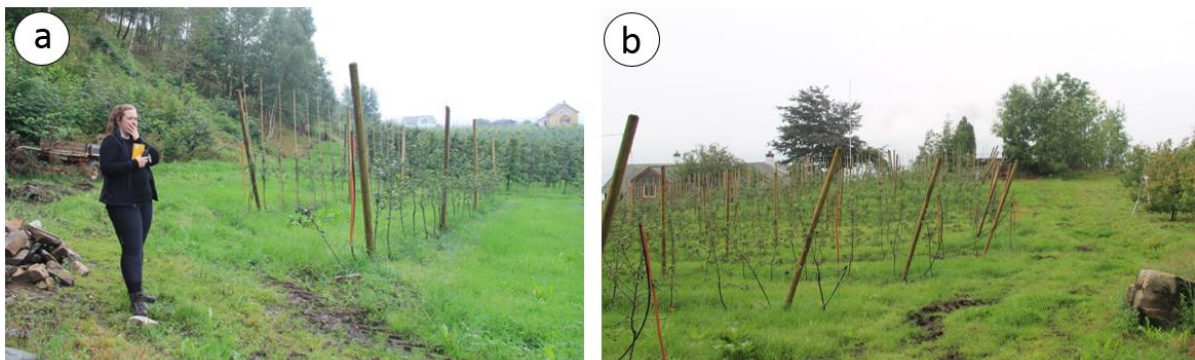
Ved Veisane barnehage ligger en terrasse på 95-105 m o.h. Det er fravær av stein og blokk på overflaten og midt på terrassen ligger det et grustak. I grustaket blir et snitt studert, der toppflaten av snittet ligger ca. 100 m o.h. og danner overflaten til Veisane-terrassen (figur 4.12). På grunn av høyt innhold av stein og blokk i en grovkornet grunnmasse er det nærmest umulig å undersøke med spade. Utrast materiale gjør at det vanskelig å studere de nederste delene av snittet. Materialet er polymikt og består av rundete til godt rundete klaster. Grunnmassen består av medium til grov grus. Snittet er orientert fra sørøst mot nordvest, samme retning som elva Opo (bakenfor snittet) renner i. I figur 4.12 markerer de røde linjene skråstilte, skiveformede klaster som står skrått mot hverandre. Slik imbrikert struktur kalles taksteinsstruktur og oppstår når rullesteiner i en elv legger seg skrått i forhold til bunnelaget og med den flate siden hellende motstrøms (Sigmond et al., 2013).



Figur 4.12. Bilde (a) og skisse (b) av snitt i Veisane-terrassen. Røde linjer i skissen illustrerer imbrikerte kluster som tyder på en strømretning fra sørøst til nordvest (fra venstre til høyre). 95-105 m o.h., 32V 371421 Ø 6689139 N.

4 Langkammane-terrasse (105-110 m o.h., 32V 370882 Ø 6690859N)

Sørøst for Lofthus camping ligger Langkammane-terrassen på 105-110 m o.h. (figur 4.13). Terrassen er ca. 250 m lang i retning nord-sør, og ca. 100 m bred. Størsteparten av flaten brukes til fruktdyrking. I den sørlige enden av terrassen renner Lofthusbekken, og langs den vestlige kanten av terrassen ligger det hus og en bilvei. I skråningen opp mot fjellsiden i øst ligger blokker og steiner, noe som tyder på at overflaten til terrassen er ryddet. Langkammane-terrassen tolkes til å være en marin terrasse som har blitt dannet ved bølgeerosjon eller avsetning da havet stod på det høyeste etter siste istid (marin grense i Lofthus er 110 m o.h.).



Figur 4.13. Langkammane-terrassen ligger 105-110 m o.h. 32V 370882 Ø 6690859 N. a) er tatt mot sør og b) er tatt mot vest.

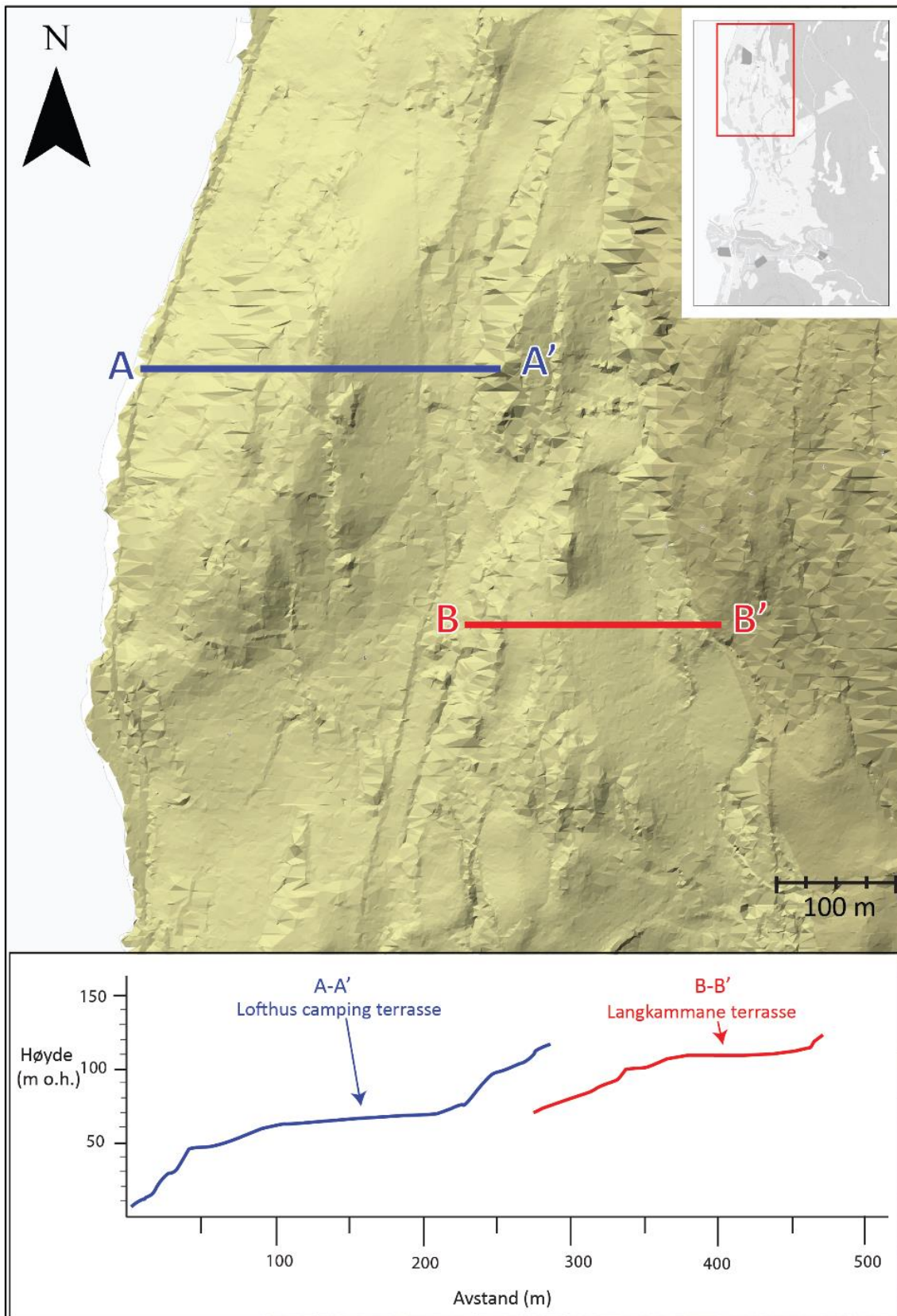
5 Lofthus camping-terrassen (65-70 m o.h., 32V 370649 Ø 6691168 N)

Lofthus camping ligger på en sakt vestoverhellende flate, og en smal bilvei følger terrassen nord-sør (figur 4.14a-b). Den er ca. 220 m lang i retning nord-sør og ca. 150 m bred. Det er fravær av blokker og steiner i overflaten. Tidligere har flaten blitt ryddet for stein og vært brukt til dyrket mark (pers. medd. fra resepsjonist på Lofthus Camping). Skråningen ned mot fjorden er bratt med enkelte partier bart fjell. Det var ingen steder mulig å studere løsmassene til terrassen. Terrassen tolkes til å være en marin terrasse som har blitt dannet ved bølgeerosjon eller avsetning da havet stod ca. 70 m over dagens havnivå.



Figur 4.14. Lofthus camping-terrassen ligger 65-70 m o.h. a) utsikt over terrassen i retning sørvest og b) i retning nord. (32V 370649 Ø 6691168 N)

En topografisk transekt av Langkammane- og Lofthus camping-terrassene (figur 4.15 nederst) viser hvordan terrassene ligger som to horisontale trappetrinn i dalsiden ned mot Sørfjorden. Terrassene vises som to jevne overflater på den digitale terrengmodellen (figur 4.15 øverst).



Figur 4.15. Øverste kart viser digital terrengmodell nord i studieområdet (se innsatt kart) over Lofthus camping-terrassen (blå) og Langkammane-terrassen (rød). Topografien til terrassene vises som en jevn flate og strekker seg fra nord-sør. Nede vises et topografisk transekt av Lofthus camping- (A-A') og Langkammane-terrassene (B-B'). Digital terrengmodell hentet fra Kartverket (2018) og modifisert i ArcGIS, innsatt kart hentet fra Kartverket (2017c).

5 Århusaugen- og Hordatun-terrassene (63-69 m o.h., 32V 370787 Ø 6689472 N)

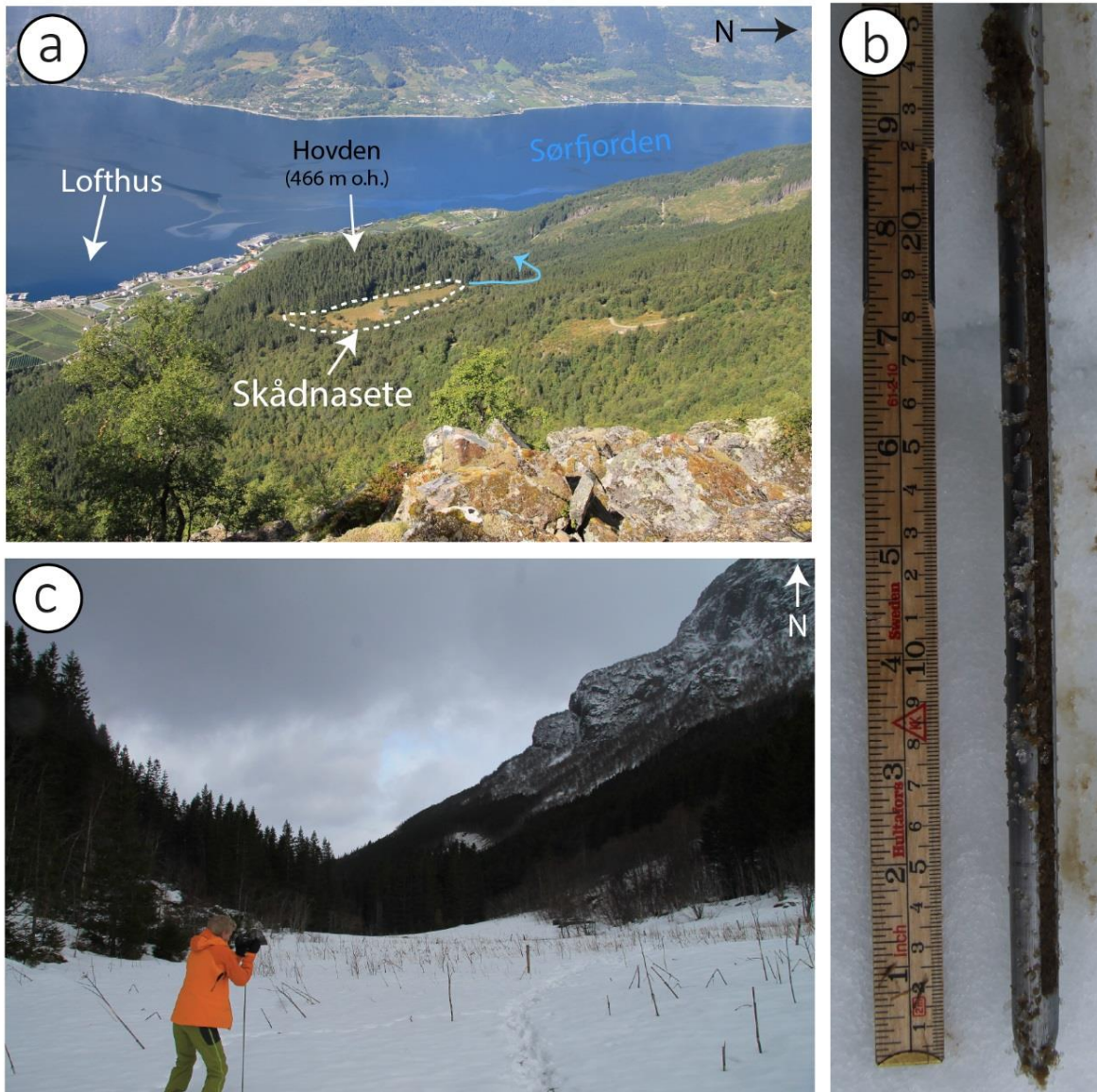
Århusaugen og Hordatun er to platåer ca. 63-69 m o.h. (figur 4.1). Elva Opo kutter gjennom flatene og dannet Elvadalen som er ca. 60 m dyp. På nordsiden av Opo ligger Århusaugen, og på sørsiden ligger Hordatun. Flaten på Århusaugen brukes til fruktdyrking, og på Hordatun ligger et boligfelt og Hordatun Folkehøgskole. På begge flatene ligger det spredt blokker på opptil 40 m³ (figur 4.8a og d). Etersom Hordatun og Århusaugen ligger på samme høyde, tolkes det som flatene tidligere har hengt sammen som en terrasse. Terrassen kan være rester etter et delta som ble bygd ut i fjorden da havet stod ca. 69 m over dagens havnivå.

Århus-terrassen (12-13 m o.h. 32V 370329 Ø 6689483 N)

Lavesteliggende terrasse i Lofthus ligger ved Århus ca. 12-13 m o.h. Elva Opo kutter gjennom løsmassene og deler terrassen i to deler som begge ligger på samme høyder. Sett bort i fra at terrassen er delt i to, ligger de som en vifteformet avsetning spredt mot vest ut i Sørfjorden (figur 4.1). Århus terrasse tolkes til å være et breelvdelta som er bygd opp til havoverflaten da havet stod 12-13 m høyere enn dagens havnivå. Smeltevannet fra breen som lå i Lofthus har fraktet og avsatt sedimenter ved Sørfjorden og dannet et prograderende delta.

4.1.5 Glasilakustrine landformer og avsetninger

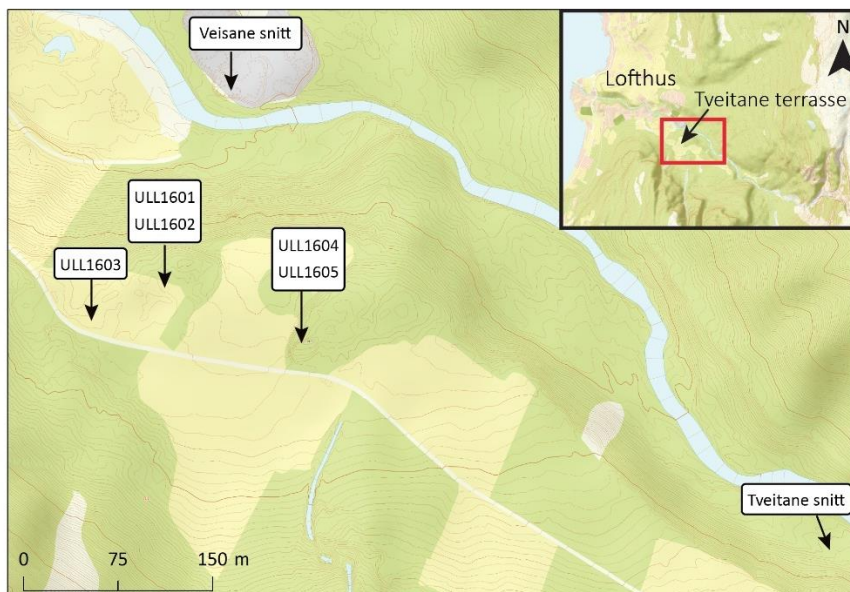
Øst for Hovden ligger Skådnasete (figur 4.1 og figur 4.16a), et flatt område ca. 440 m o.h. med et areal på ca. 30 000 m². På flaten er det fravær av stein og blokker, men fire rektangulære steingjerder ligger øst på flaten. Steinene som utgjør gjerdene er av samme bergart, skifrig men massiv, og kan være hentet fra dalsiden øst for Skådnasete. Skådnasete dreneres mot nord, der en liten bekk renner nord og avbøyes mot vest nord for Hovden (figur 4.16a). Der renner også bekker og elver fra dalsiden sammen i et bratt gjel kalt Skamdalen (elv nordvest for Hovden i figur 1.2). På Skådnasete ble det tatt opp sedimenter med en prøvestikke (figur 4.16c): to i nord, to midt på og en i sør. Alle prøvene er tilnærmet identiske. Sedimentene er finkornet og består av silt og fin sand helt ned på 3 m dyp (figur 4.16b).



Figur 4.16. a) Utsikt over Skådnasete (hvitstiplet område) øst for Hovden. Dreneringen fra Skådnasete er mot nord (blå pil). Bildet tatt mot vest fra Munkatreppena. b) silt og fin sand i prøvestikken hentet opp fra 3 m dyp. c) Prøvetakning av sedimenter med prøvestikke på flaten ved Skådnasete sett nordover.

4.2 Eksponeringsdatering

Fem kvartsprøver ble meislet av fra blokker på Tveitane-terrassen (beskrevet i kapittel 4.1.4), og figur 4.17 viser en oversikt over blokkenes plassering på terrassen. Terrassen ligger på 140-153 m o.h. og er ca. 65 000 m². Kvartsprøvene stammer fra linser og ganger av metaryolitt. Det er naturlig å anta at det har foregått lite til ingen erosjon, da kvarts er et svært motstandsdyktig mineral (Ivy-Ochs og Kober, 2008) og det ble ikke observert antydning til kjemisk forvitring. Mekanisk forvitring er vanskeligere å dokumentere for kvartslinser og -ganger som ikke har vært glasialt erodert.



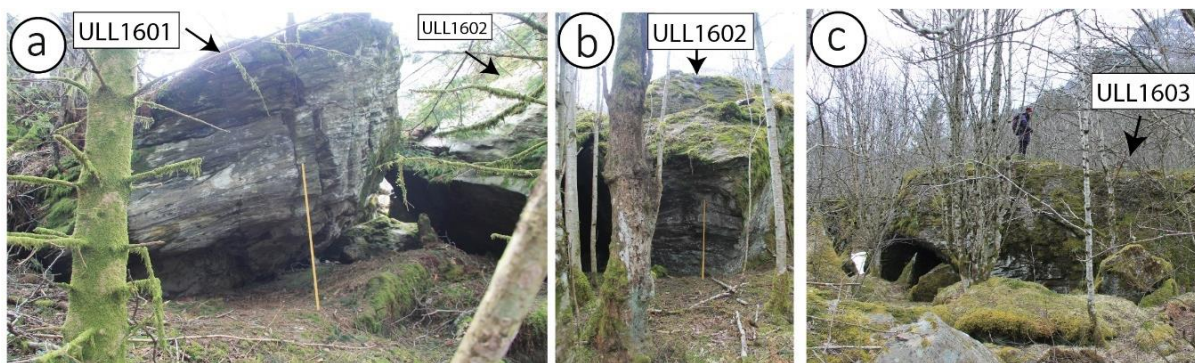
Figur 4.17 Plassering til blokker på Tveitane-terrasen som prøvene ULL1601-ULL1605 ble hentet inn fra. Veisane- og Tveitane-snitt er også markert på kartet. På innsatt kart øverst til høyre viser rød boks beliggenhet til Tveitane-terrasen. Kart hentet og modifisert fra Kartverket (2017c).

4.2.1 Beskrivelse av prøvene og blokkene på Tveitane-terrasen

ULL1601 (152 m o.h., 32V 0371355 Ø, 6688969 N, figur 4.18a) En blokk av foliert metaryolitt som måler (3 × 5 × 3) m (høyde × lengde × bredde) med kvartsganger. Den er kantet og har noen områder med tynt mosedekke. Blokken ligger ved den nordvestlige kanten av terrassen, og rundt ligger det flere store blokker som sammen danner en rygg. Med hensyn til den topografiske skjermingen, vil de høye fjellssidene i dalen skjerme for kosmisk stråling. Skjerming fra vegetasjon kommer av en ung og tett løvskog med enkelte bartrær.

ULL1602 (154 m o.h., 32V 0371349 Ø, 6688981 N, figur 4.18b) En blokk av foliert metaryolitt som måler (3,5 × 8 × 6) m med kvartsganger. Den ligger inntil blokken som ULL1601 ble hentet inn fra, og den ligger lengre innpå terrassen. ULL1602 blir tatt 40 cm lavere enn blokkens høyeste punkt, men fremdeles fra blokkens toppflate. Blokken er kantet, oppsprukket og har et tynt mosedekke. Skjermingen for ULL1602 er identisk som for ULL1601.

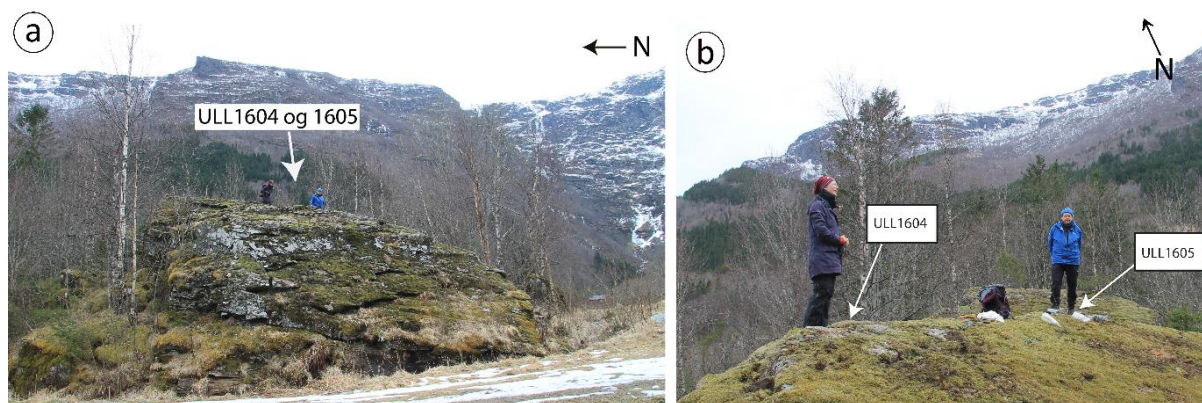
ULL1603 (151 m o.h., 32V 0371344 Ø, 6688925 N, figur 4.18c) En flattoppet blokk langs grusveien av metaryolitt som måler (3 × 11 × 8) m med kvartsganger. Den er foliert, men mindre oppsprukket enn de to prøvene nevnt ovenfor. Blokken ligger sør for ULL1601 og ULL1602, og med hensyn på terrasseflaten ligger den enda lenger unna terrassekanten (i nord). Den topografiske skjermingen er tilsvarende som for ULL1601 og ULL1602. Derimot vil skjerming fra vegetasjon, være noe høyere for ULL1603. Dette fordi blokkens overflate er dekket av et tykt mosedekke, samt blåbærlyng, småbukser og noen få løvtrær. Ved innhenting av ULL1603 ble et tykt teppe av mose fjernet.



Figur 4.18 a) ULL1601 foliert metaryolitt med kvartsganger (sett mot øst, meterstokk som målestokk). Til høyre ligger blokken der ULL1602 ble hentet, b) ULL1602 foliert metaryolitt med kvartsganger (sett mot øst, meterstokk som målestokk), c) ULL1603 flattoppet blokk med mosedekke (sett sørøst, person som målestokk).

ULL1604 (153 m o.h., 32V 0371467 Ø, 6688916 N, figur 4.19a-b) En blokk ved grusveien av metaryolitt som måler (4,5 × 30 × 18) m med kvartsflater. Blokken ligger ca. 120 m øst for ULL1601-ULL1603, og den topografisk skjerming vil være tilsvarende det samme. Med hensyn på skjerming fra vegetasjon, vil den være lavere sammenlignet med de andre blokkene. Dette skyldes blokkens store størrelse, slik at de omkringstående trærne ikke skjerner for blokkens overflate. I tillegg er mosedekket på overflaten tynt og usammenhengende, og ingen trær vokser på blokken.

ULL1605 (153 m o.h., 32V 0371467 Ø, 6688916 N, figur 4.19a-b) ULL1605 ble tatt fra samme blokk som ULL1604 med ca. 5 m avstand. Ved innhenting av ULL1605 ble et tynt lag med mose fjernet.



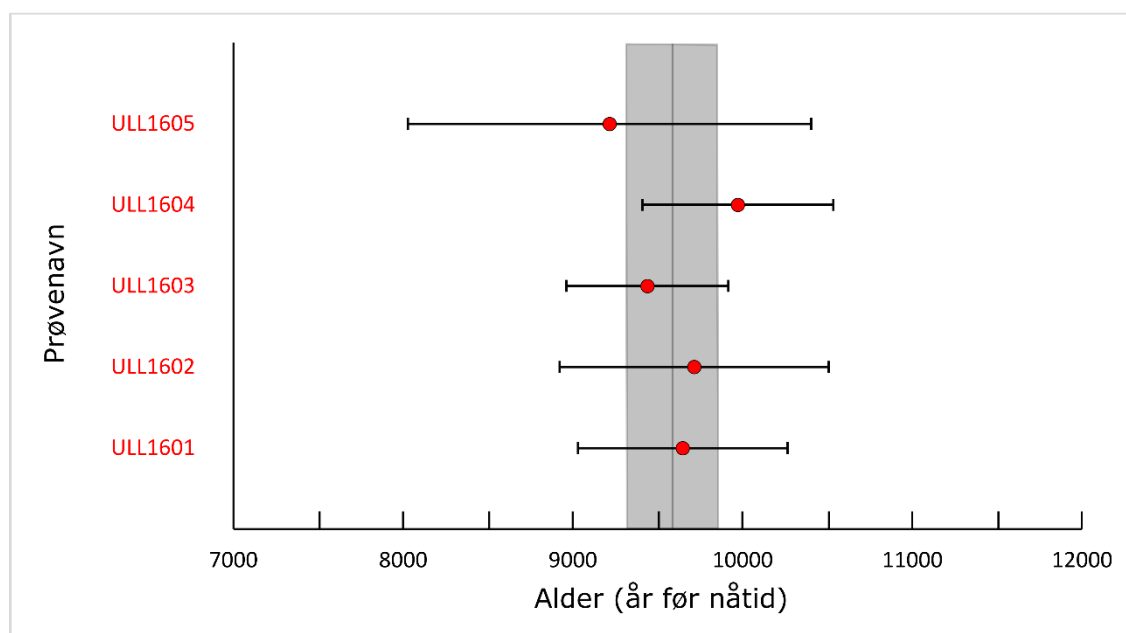
Figur 4.19 a) Blokken hvor ULL1604 og ULL1605 ble prøvetatt og b) nøyaktig plassering av prøvestedene for ULL1604 og ULL1605. (Personer som målestokk, 153 m o.h., 32V 0371467 Ø, 6688916 N)

4.2.2 Resultater av eksponeringsdatering

Prøvene ULL1601-ULL1605 viste eksponeringsaldre fra 9217 ± 617 til 9973 ± 1189 år (tabell 4.1 og figur 4.20). Det gir en gjennomsnittsalder på 9598 år ± 286 år. Gjennomsnittsalderens standardavvik er på 3,0 %.

Tabell 4.1 Eksponeringsaldre fra blokker på Tveitane-terrassen med ekstern usikkerhet. Eksponeringsaldrene er beregnet ved bruk av CRONUS-Earth kalkulator versjon 3 (Balco et al., 2008) og korrigert for landheving og snøskjerming. Beregningen er produksjonsraten til Be-10 basert på det skandinaviske ^{10}Be -kalibreringsdatasettet til Stroeven et al. (2015). Usikkerheten er angitt ved 1-sigma analytisk (intern) usikkerhet og benyttes til å vurdere intern konsistens i datasettet. Om man skal sammenligne dateringsresultatene med aldre oppnådd ved bruk av andre dateringsmetoder må man benytte en større (ekstern) usikkerhet som inkluderer usikkerheten i ^{10}Be -produksjonsrate.

Prøvenavn	Prøvetyper	Høyde (m o.h.)	Alder (år) $\pm 1\sigma$	Usikkerhet (%)
ULL1601	Metaryolitt med kvartsganger	152	9648 ± 617	6,4
ULL1602	Metaryolitt med kvartsganger	154	9716 ± 793	8,2
ULL1603	Metaryolitt med kvartsganger	151	9439 ± 478	5,1
ULL1604	Metaryolitt med kvartsganger	153	9973 ± 563	5,6
ULL1605	Metaryolitt med kvartsganger	153	9217 ± 1189	12,9



Figur 4.20 Eksponeringsaldre for ULL1601-ULL1605 (røde prikker) med 1 σ -usikkerhet for hver prøve (svart konfidensintervall). Vertikal linje viser gjennomsnittsalder på 9598 år og grått området markerer gjennomsnittsalderens standardavvik (σ_1) på 286 år.

4.2.3 Korrigering av eksponeringsalder

Topografisk skjerming: I en standard modell for å regne ut produksjonen av kosmogene nuklider antas det at produksjonen finner sted i en horisontal flate og ingen topografiske hindringer som stopper kosmisk stråling. I realiteten kan man ha subhorisontal flater og topografiske hindringer (Gosse og Phillips, 2001). Ujevn topografi kan skjerme for kosmisk stråling og fører til lavere produksjon av kosmogene nuklider. Blokkene som ble prøvetatt på Tveitane-terrassen ligger på et flatt område

omgitt av høye dalsider som strekker seg opptil 1000 m o.h. opp til Hardangervidda. Fra ligning 1 kalkuleres skjermingsfaktorene ut for prøvene, og gir en gjennomsnittverdi på 0,942.

Snøskjerming: Produksjonsraten til kosmogene nuklider i berggrunn reduseres av snødekke, og den beregnede ^{10}Be -konsentrasjonen må korrigeres for dette. I fjellområder og i midt til høye breddegrader kan korreksjon for snøskjerming være på mer enn 10 % (Schildgen et al., 2005). For Lofthus er beregnet korreksjonsfaktor basert på modellert snødata for perioden 1958-2017, og gir en korreksjon på 0,8 %. Det skyldes at modellert gjennomsnittlig snødybde er så lav (figur 2.5) at effekten av snøskjerming ikke er en merkbar faktor for produksjonsraten (se Norge, 2018). Dette til tross for at det blir benyttet våt snø med tetthet på $0,3 \text{ g cm}^{-2}$, som gir større utslag enn for tørr snø (Gosse og Phillips, 2001). For å oppsummere vil i dette tilfellet den analytiske usikkerheten (i prosent) i målt $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -verdi være større enn effekten av snøskjerming på ^{10}Be -produksjonen.

Nedbrytning av overflaten: Forvitring og erosjon av materiale på overflaten er en geologisk usikkerhet som har innvirkning ved datering av kosmogene nuklider. Ettersom forvitring og erosjon fjerner akkumulerte kosmogene nuklider, vil det medføre underestimerte nuklidekonsentrasjoner og dermed for lave eksponeringsaldre (Ivy-Ochs og Kober, 2008). Det finnes derfor erosjonsrater for ulike bergarter som kan benyttes for å korrigere for tap av materiale fra overflaten. For eksempel har krystallinske bergarter en erosjonsrate på under 10 mm ka^{-1} (Cockburn og Summerfield, 2004), og mer nøyaktig ligger erosjonsraten for en granittisk bergart på under 5 mm ka^{-1} (Ivy-Ochs og Kober, 2008). Prøvene ULL1601-Ull1605 ble alle hentet fra kvartsganger og med et slikt motstandsdyktig mineral kan man se bort fra kjemisk erosjon av overflaten. Mekanisk forvitring kan derimot ikke avskrives, da det ikke er mulig å se om det har falt biter av en kvartsgang eller -linse så lenge den ikke har vært glasialt polert.

Landheving: Endring i høyde over tid medfører endring i produksjonsraten. Fordi den kosmiske strålingen er en funksjon av lengdegrad og breddegrad (Stone, 2000), vil produksjonsraten til kosmogene nuklider være sensitive til det atmosfæriske trykket (dvs. atmosfærisk dybde) og dermed også endringer i havnivået. Ved lavere høyde over havet er den atmosfæriske dybden større (større tetthet) og den atmosfæriske skjermingen er større. Det medfører en lavere produksjonsrate av kosmogene nuklider i en steinflate som ligger lavt i terrenget og større produksjonsrate for steinflater som ligger høyere. Det finnes flere måter å korrigere for landhevingen, men en meget forenklet tilnærming er brukt i dette arbeidet. Den relative havnivåendringen siden slutten av istiden er på 110 m og havnivåkurven for Lofthus antyder at 2/3 av landhevingen skjedde innen 9,5 ka og 1/3 mellom 9,5 ka og i dag. Den antatte holocene gjennomsnittshøyden for flatene blir da omkring 30 m lavere enn i dag.

Under deglasasjonen av Lofthus da havet stod 110 m over dagens havnivå (marin grense) ble blokkflatene på Tveitane-terrassen utsatt for lavere kosmogen nuklideproduksjon enn i dag. Blokkflatene lå da lavere i terrenget slik at den atmosfæriske dybden var større og mer kosmisk stråling ble skjermet av atmosfæren. Dersom korreksjon for landheving ikke hadde blitt utført ville prøvenes eksponeringsaldre vært omkring 6 % yngre.

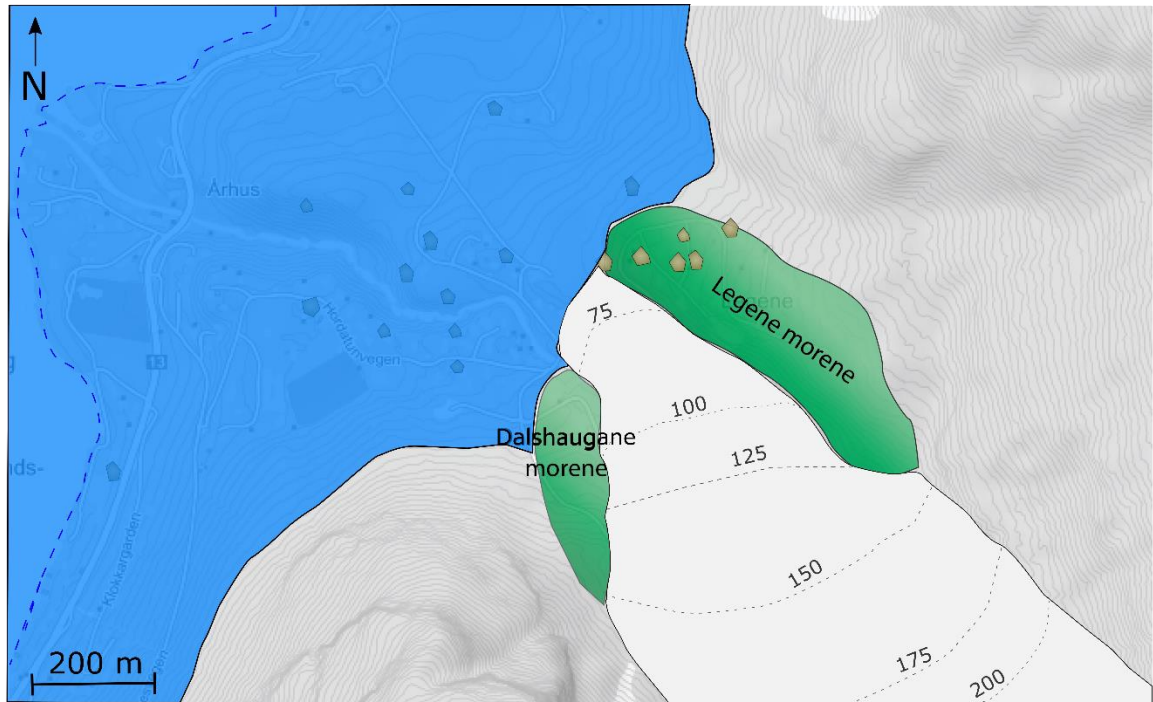
5 Diskusjon

Observasjoner og resultater fra arbeidet vil i kapittelet bli diskutert med hensyn på prosesser som har foregått under og etter deglasiasjonen og havnivåhistorien til studieområdet. En rekonstruksjon av isbreen og havnivåhistorien til Lofthus blir fremstilt og knyttet opp mot tidligere arbeid. Det er viktig å ta i betraktning at landformer og avsetninger (i studieområdet) har endret seg gjennom påvirkning av forskjellige prosesser som har pågått i løpet av og etter deglasiasjonen. Endringene har vært spesielt store i nyere tid, som menneskeskapte endringer som rydding og planering av utmark, og endring av drenering til elver i forbindelse med jordbruk. Dette utfordrer rekonstruksjonen av både deglasiasjons- og havnivåhistorien til Lofthus. Derfor er informasjon fra blant annet historiske flyfoto, gamle tidsskrifter og lokalbefolkningen svært nyttig.

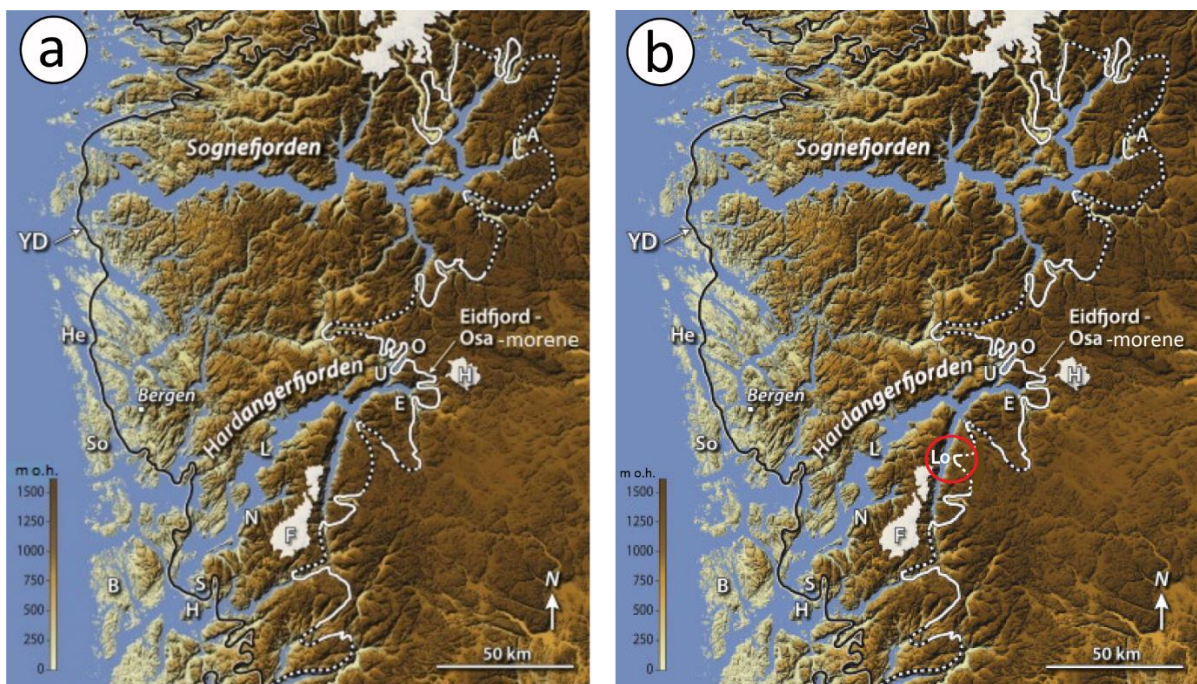
5.1 Rekonstruksjon av deglasiasjonen i Lofthus

Etter Hardangerfjorden ble isfri i holocen fortsatte brefronten i Sørfjorden å trekke seg sørover mot Odda. I Lofthus lå en bre ned til fjorden som gradvis smeltet og ble tynnere. Med tynning av isen forsvant støtten til dalsidene og svære blokker raste ut på breen. Da Sørfjordbreens isfront hadde kalvet seg forbi Lofthus mistet dalbreen sin støtte og akselererte ut mot fjorden. På den måten kan rasblokkene på isen ha blitt fraktet nedover mot fjorden. Dette fremrykket kan forklare den mektige moreneavsetningen ved Århusaugen og Hordatun med flyttblokker som ligger i overflaten (figur 4.8). Blokkene består av den lokale bergarten og er også et bevis på at de stammer fra sideveggene til dalen. Den korte transporten fra dalsiden og ned mot Århusaugen og Hordatun forklarer hvorfor blokkene ikke er rundet. Til sammenligning viser flyttblokkene på Hardangervidda (figur 4.4) mye tydeligere tegn på lengre transport ettersom de er kantrundet til rundet. Det må i dette tilfellet nevnes at flyttblokkene på Hardangervidda tilsynelatende består av en annen bergart enn blokkene i Lofthus, noe som også påvirker rundingsgraden.

I tiden etter morenematerialet ved Århusaugen og Hordatun ble avsatt er det ukjent hvor langt inn dalen brefronten trakk seg, men randmorenene ved Legene og Dalshaugane tyder på et brefremstøt. Ut fra beliggenhet og orientering i dalen ser de to ut til å være morenerygger dannet samtidig (figur 5.1). Moreneryggene kan sannsynligvis korreleres i tid med Osa-Eidfjord-morenen og morenen i Odda, og er dermed av preboreal alder. Ut i fra denne korrelasjonen foreslås det her en endring av Mangerud et al. (2013) sin fremstilling av isutbredelsen på Vestlandet i tidlig holocen (figur 5.2). Ved å trekke den hvite linje som markerer isutbredelsen i tidlig holocen ned til de to moreneryggene i Lofthus, kan moreneryggene i Lofthus kobles til brefremstøtet i preboreal (figur 5.2).



Figur 5.1 Ismarginens posisjon i Lofthus i preboreal og avsetting av Legene- og Dalshaugane morene. Bakgrunnskart hentet og modifisert fra Kartverket (2017c).

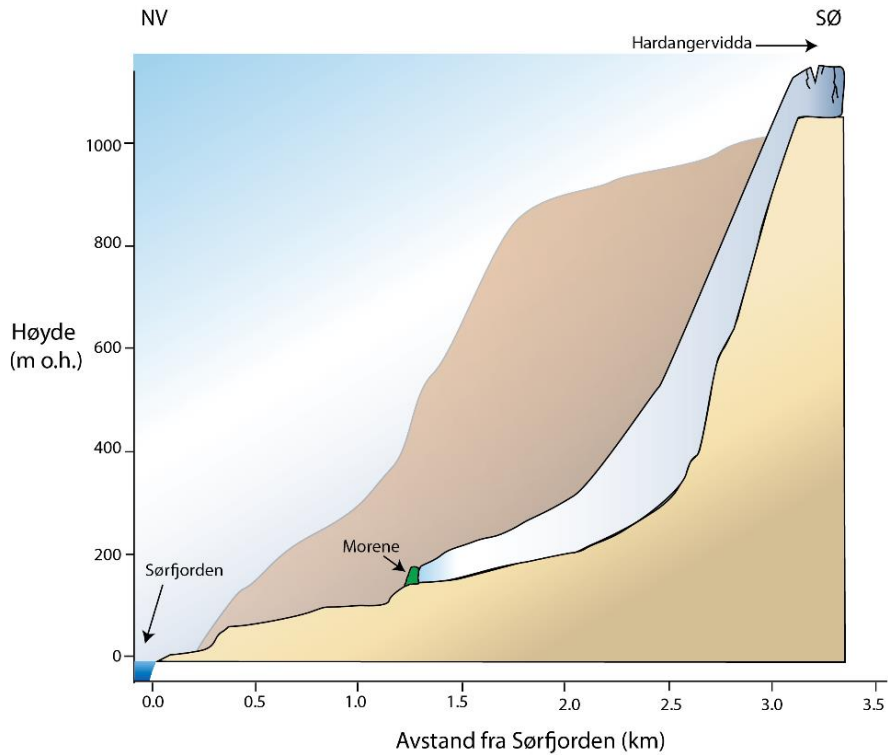


Figur 5.2 a) Opprinnelig rekonstruksjon og b) revidert rekonstruksjon av isutbredelsen på Vestlandet i yngre dryasstadialen (svart linje)(Aarseth og Mangerud, 1974; Lohne et al., 2012), og tidlig holocen (hvit linje). Ved Lofthus (rød sirkel) er isutbredelsen i tidlig holocen markert som en heltrukket hvit linje basert på Dalshaugane- og Legene-morenerigg. Fra vest He-Herdla, So-Sotra, B-Bømlo, S-Sandvoll, N-Nordlifjell, F-Folgefonna, L-Ljones, U-Ulvik, E-Eidfjord, O-Osa, H-Hardangerjøkulen, A-Årdal. Hentet og modifisert fra Mangerud et al. (2013).

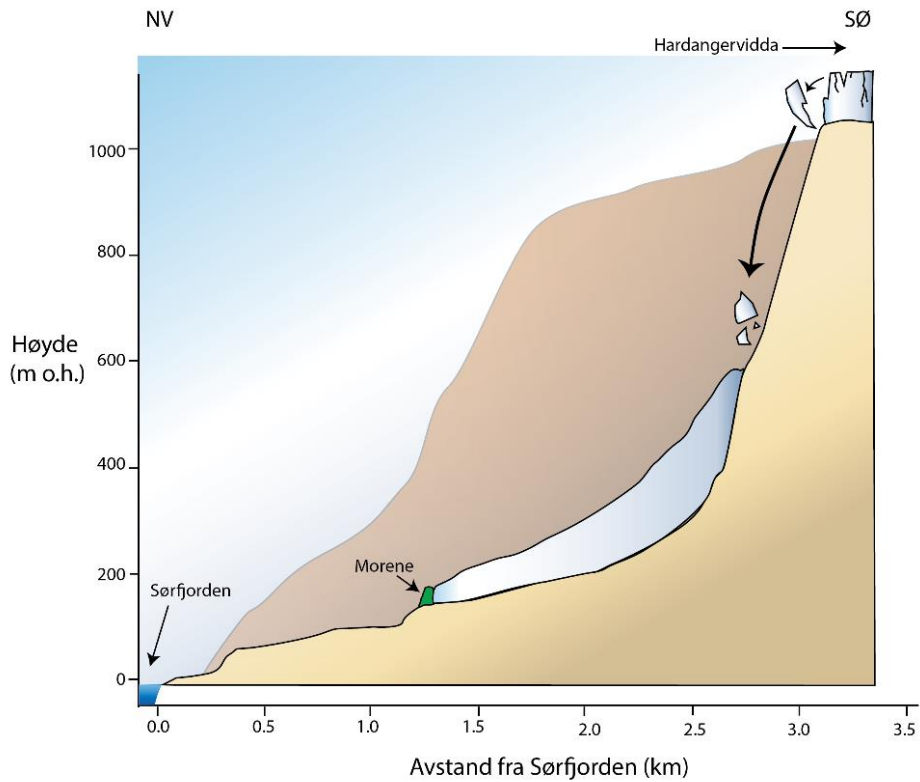
Hvor lang tid det tok før isen i Lofthus var smeltet bort i holocen er vanskelig å estimere. Beliggenhet og utforming gjør at det innerst i dalen er svært skyggerikt og kaldt i vinterhalvåret. De høye og bratte dalsidene hindrer solinnstråling i å nå ned til sørsiden av dalen før solen står i vest-nordvest. I den skyggerike dalen kan derfor isen ha blitt liggende noe tid før den smeltet helt vekk. Lignende isavsmelting kan også ha vært tilfellet for breene som lå i sidedalene Tyssedal og Kinsarvik på østsiden av Sørfjorden. Undås (1944) hevder imidlertid at de smeltet bort før isen i Lofthus. Det kan skyldes at de to (andre) sidedalene er lengre og har en slakere og ikke fult så høy dalende som Lofthus. Av den grunn er solinnstrålingen for Tyssedal og Kinsarvik høyere enn i Lofthus, og dermed smeltet breisen der raskere.

For å besvare spørsmålet om hva slags bre som lå i Lofthus under deglasiasjonen etter siste istid er flere faktorer tatt i betraktning og undersøkt. Dersom breen hang sammen med isen på Hardangervidda kunne et av bevisene vært isskuringsstriper nær kanten av dalende til Lofthus. Det ble derimot ikke observert skuringsstriper i felt og glasielle lineasjoner på flyfoto. På Hardangervidda gjorde en oppsprukken berggrunn med løsnede flak det vanskelig å anslå hvor mye av underlaget som har blitt erodert etter deglasiasjonen.

En annen faktor som kan virke inn på hva slags bre som har eksistert i Lofthus er helningsgraden til breens underlag. Innerst i dalenden når fjellveggen 800 m opp til Hardangervidda i løpet av en avstand på ca. 0,5 km. En slik helning kan tyde på at er for bratt til at det kan eksistere en sammenhengende bre fra Hardangervidda og ned dalenden. Mest sannsynlig vil en bre i så bratt terreng ikke greie å ha feste i underlaget, breisen vil dermed sprekke opp og rase sammen ned til dalbunnen. I et tverrprofil gjennom Lofthus illustreres hvordan scenarioet med en sammenhengende dalbre fra Hardangervidda og ned til Lofthus ser lite realistisk ut (figur 5.3). Mer sannsynlig eksisterte breen i dalbunnen som en botnbre, som fikk tilførsel av snø og is som raste ned fra isen på Hardangervidda (figur 5.4). Det passer også med en vindretning fra øst om vinterhalvåret i Lofthus (figur 2.6b). En isbre som vokser på grunn av snø- og is-ras fra et høyereliggende brefall kalles en regenerert bre (Monckton, 1903). Dersom breen i Lofthus i tidlig holocen var regenerert, kan det forklare hvordan den kunne eksistere under klimatisk ugunstige forhold. Høye sommertemperatur og/eller lav vinternedbør i tidlig holocen førte til at innlandsisen og isbreer smeltet (Dahl og Nesje, 1996; Nesje et al., 2008). Ettersom den regenererte breen fikk tilførsel av snø og is ned fra Hardangervidda, kan det ha tatt lengre tid for den å smelte helt bort sammenlignet med for eksempel en isolert botnbre. I tillegg vil også snø- og istilførselen være noe av årsaken til hvorfor breen i Lofthus overlevde en tid ved så lav høyde over havet. Lignende regenererte breer er Supphellebreen og Brendalsbreen, to utløpsbreer fra Jostedalbreen som eksisterer i dag (Monckton, 1903). Det nederste området på Brendalsbreen ligger så lavt som ca. 420 m o.h.



Figur 5.3 Tverrprofil av Lofthus fra nordvest til sørøst med sammenhengende dalbre. Forholdet mellom aksene er ikke 1:1, som vil si at høyden er sterkt overdrevet sammenlignet med avstand. Gjennomsnittsgradienten fra platået (Hardangervidda) og ca. 450 m ned er på ca. 57°. En dalbre i Lofthus som henger sammen med isen på Hardangervidda er et urealistisk scenario, da dalbreen ville løsnet, knekt og rast ned i dalbunnen.



Figur 5.4 Tverrprofil av Lofthus fra nordvest til sørøst med regenerert bre. Den regenererte breen i Lofthus får tilført is og snø ved skred fra brefallet på Hardangervidda.

5.1.1 Avsetningshistorien til Tveitane-terrassen

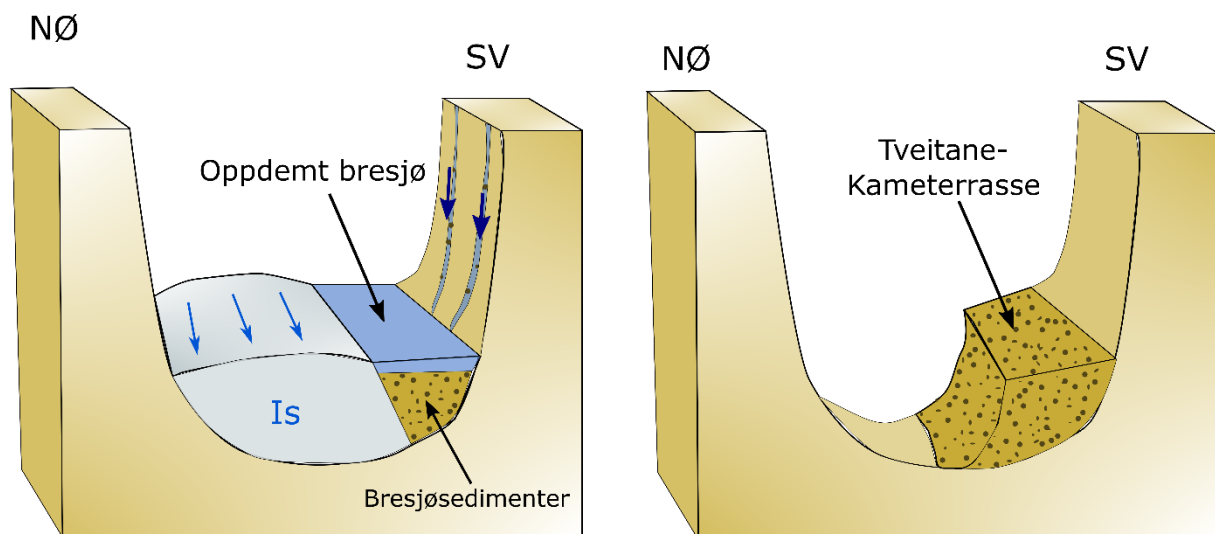
Nøyaktig hvor brefronten i Lofthus lå da Tveitane-terrassen ble dannet er ikke kjent. Beliggenhet, utbredelse og blokker på overflaten gjør den interessant, og det er derfor foreslått tre hypoteser for avsetningshistorien til terrassen. I den første hypotesen blir Tveitane-terrassen presentert som et breelvdelta avsatt i havet. Dessuten vil terrassenivået på ca. 30 m over marin grense gjøre det nødvendig å forklare avsetningshistorier uten å sette det i sammenheng med havnivå. Det gjøres ved at terrassen både forklares som en dalfylling og som en kameterrasse i to forskjellige hypoteser. Tre avsetningshistorier til Tveitane-terrassen blir heretter presentert og diskutert.

Den første, men også minst plausible hypotesen, forsøker å sette Tveitane-terrassenivå i sammenheng med tidligere havnivå. Terrassen (140-153 m o.h.) forklares som et marint breelvdelta, avsatt da isfronten lå innerst i dalen. Sedimenttilførselen må ha vært så stor at avsetningen bygget seg opp over vannivået i havet og dannet en sandur. Det vil da ha sett ut som en stor, nesten flat dalfylling med forgreinede elveløp med stadig skiftninger i vannføring (Nesje, 2012). Snitt i terrassen (figur 4.11) avslører at det kun er den øverste meteren som er sortert og kan tyde på elvetransport. Resten av de underliggende sedimentene er usortert og tolkes som bunn- eller ablasjonsmorene. Breelvdelta består av bunn-, skrå- og topplag, i tillegg er materialet sortert. Å forklare Tveitane-terrassen som et marint delta kan derfor bare gjøres ut ifra dens morfologi, ikke materialets sammensetning. Til slutt er det også utfordrende å forklare et terrassenivå ca. 30 m høyere enn marin grense på 110 m o.h. for Lofthus. Dersom terrassen er marin strider det blant annet med Mangerud et al. (2013) sitt strandlinjediagram for områder langs Hardangerfjorden (figur 1.3). Marin grense for Lofthus plottet ved 140 m o.h. (figur 2.12 markert rødt) er alt for høyt sammenlignet med marine grenser for områder i indre Hardanger. Til tross for skjev landheving etter siste istid bør marin grense for Lofthus være ca. 110 m o.h. (figur 2.12 markert grønt) noe som sammenfaller med marin grense i Kinsarvik.

Den andre, og mer sannsynlige hypotesen går ut på at Tveitane-terrassen er rester etter en dalfylling. Med hensyn på terrasseflatens høyde over havet, er det mer realistisk å forklare dannelsen uten å sette den i sammenheng med havnivået. Ikke bare heller terrassen slakt ned mot fjorden, typisk for marine terrasser, men også slakt ned fra den sørlige dalsiden. På grunn av Tveitane-terrassens høye plassering i strandlinjediagrammet for Hardangerfjorden (figur 1.3) blir ikke terrassen koblet til tidligere havnivå. Under deglasiasjonen lå en bre igjen innerst i dalen i Lofthus og fra den rant smeltevann vestover. I tillegg ble sedimenter fra Hardangervidda transportert med smeltevann og ned de bratte dalsiden. Sedimenttilførselen fra Hardangervidda og ned dalsiden i sør er synlig ved at Tveitane-terrassen heller slakt mot nord. En stor grusslette ble avsatt på eksisterende morenemateriale i dalen bestående av materiale som smeltevannet fra breen hadde fraktet med seg. Etter istiden har Opo gravd i avsetningen og fjernet store mengder materiale og fraktet det ut i

Sørfjorden. I dag er dalrytningen synlig som terrasseformede erosjonsflate på sørsiden av dalen i Lofthus. Tveitane-terrassen (140-153 m o.h.) representerer dalrytningens opprinnelige høyde, mens Holmane-terrassen (125 m o.h.) er et lavereliggende erosjonstrinn. Undersøkte snitt i Tveitane-terrassen (figur 4.11) viser at terrassen består av bunn- og ablasjonsmorene nederst og sortert grus på toppen. Under deglasiasjonen har morenemateriale blitt avsatt subglasialt og deretter blitt dekket av breelavsetninger og sedimenter fraktet med smeltevann fra Hardangervidda da isrester lå igjen innerst i dalen. Både plasseringen og sammensetningen til terrassene i dalen stemmer godt med beskrivelsene av en dalrytning (Mangerud, 1965), og støtter opp under hypotesen. En årsak til at det ikke finnes lignende terrasser på nordsiden av dalen kan være at de er erodert vekk av elva.

Den siste og foretrukne hypotesen forklarer Tveitane-terrassen som en kameterrasse avsatt da det lå en lokal bre i bunnen av dalen. Sammen med breen har Dalshaugane-morene demmet opp smeltevann fra breen på sørsiden av dalen (figur 5.5). Bekker og elver i den bratte dalsiden i sør har fraktet store mengder sedimenter til den oppdemte bresjøen. I tillegg har massebevegelse i skråningen tilført materialer av alle størrelser ned i bresjøen. Det kan forklare hvorfor Tveitane-terrassen består av usorterte materiale (og har likheter med morenemateriale). Tilstedeværelsen av leire og silt kan indikere at det er avsatt i stillestående vann. En kameterrasse består i utgangspunktet av sortert materiale (Nesje, 2012), ettersom vann er den avsettende agensen. Dette er fremtredende øverst i Tveitane-terrassen (figur 4.11, enhet 3), der grov grus og stein er rundet og kan tyde på utvasking av finkornet materiale. Forklaringen kan være at det nederste usorterte materialet i terrassen er avsatt i en bresjø, mens den sorterte grus- og steinenheten på toppen er avsatt av fluvialt. Denne hypotesens forklaring støttes opp av Undås (1944), som også hevder Tveitane-terrassen er glasilakustrin.

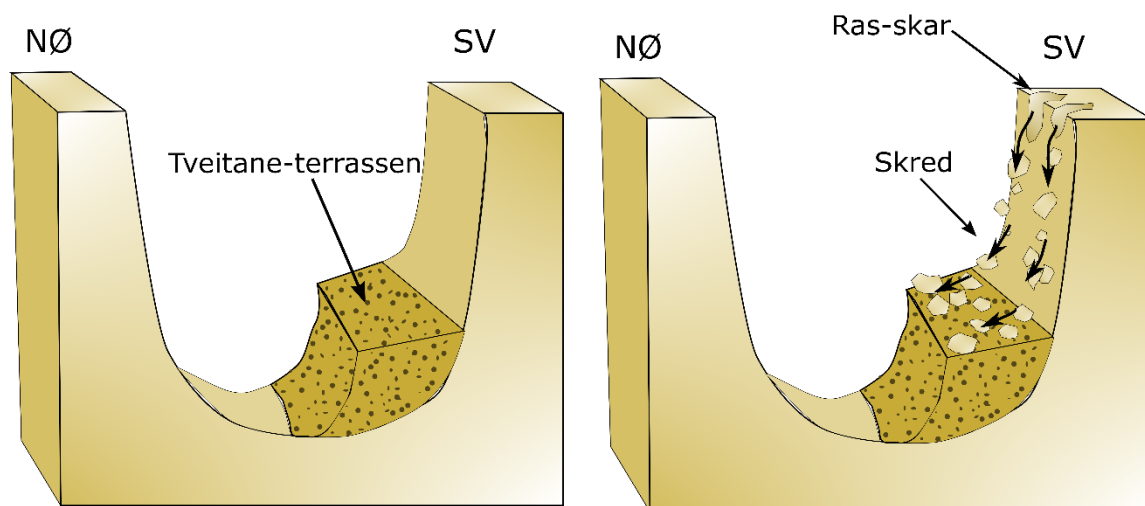


Figur 5.5 Til venstre: Sedimenter avsettes i bredemt sjø langs iskanten. Tilførselen av sedimenter kommer både fra breen og fra smeltevann ned dalsiden i sørvest. Til høyre: Tveitane-kameterrassen dannet i dalsiden i Lofthus.

5.1.2 Paraglasiale prosesser

Fjellsider og glasiale løsmasser i skråninger ble ustabile i løpet av og etter deglasiasjonen da støtten fra isen forsvant. I holocen er derfor steinskred og -sprang blant vanlige paraglasiale aktiviteter, det vil si ikke-glasiale prosesser som er direkte betinget av glasiering (Church og Ryder, 1972). Dalsidens helning, svakhetssoner i berggrunnen og smelting av permafrost er også faktorer som kan ha innvirkning på massebevegelser i dalsiden etter siste istid. Skredblokker og -masser i Lofthus knyttes i dette arbeidet til å være resultater av paraglasiale prosesser. I hovedsak er det avsetningshistorien til blokkryggene på Tveitane-terrassen som vil bli diskutert.

Avsetningen av to blokksoner, blokksonen vest og blokksonen øst, på Tveitane-terrassen kan forklares på minst to måter. Den ene forklaringen antar at begge blokksonene er morenerygger avsatt under et mindre brefremstøt eller et opphold i brefrontens tilbaketrekning under deglasiasjonen. Blokksonen øst er fremstilt som en morenerygg i Aarseth (2004) sin rekonstruksjon og er markert som en nord-sør orientert morenerygg på Tveitane-terrassen (figur 2.4). Blokksonen vest er også en morenerygg, men er ikke markert i fremstillingen av Aarseth. Den andre forklaringen på blokkryggene er at de er avsatt ved skred fra dalsiden sør for terrassen (figur 4.6), men en slik forklaring støttes ikke av Aarseth. I dette arbeidet er det skredavsatte blokker som er den mest realistiske tolkningen (figur 5.6). Observasjoner fra feltkartlegging og fotoanalyse, samt resultater fra eksponeringsdatering blir heretter diskutert for å argumentere for denne tolkningen.



Figur 5.6 Til venstre: Tveitane-terrassen på den sørvestlige dalsiden i Lofthus. Til høyre: Massebevegelse i dalsiden med utløp fra to ras-skar. Blokker og stein avsettes på Tveitane-terrassen.

Det er lite som tyder på at blokkene i blokkryggene på Tveitane-terrassen er blitt fraktet langveisfra og de fysiske egenskapene til blokkene støtter opp under denne påstanden. For det første er blokkene av samme homogene bergart som berggrunnen i Lofthus består av. For det andre er blokkene svært kantet, og viser lite til ingen tegn til å ha blitt transportert over lengre avstand. Flyttblokker kan som

nevnt tidligere kan ha høyere rundingsgrad på grunn av en- eller subglasial transport. For flyttblokkene på Århusaugen- og Hordatun-terrassene er det derimot ikke tilfellet, da de kun er fraktet den korte avstanden ned fra dalsidene i Lofthus (kapittel 5.1). Dårlig utviklet rundingsgrad er derfor ikke entydig med at en blokk har blitt transportert kort eller supraglasialt med is. Bergartstype og rundingsgrad til blokkene i blokksonene er i denne sammenheng ikke avgjørende for å skille mellom flyttblokk og rasblokk.

Hvordan blokkene på Tveitane-terrassen ligger i kontakt med underlaget er også nyttig informasjon for å tolke avsetningshistorien. Blokkene stikker ikke opp av sedimentene til terrassen, men ligger på flaten. Det betyr at de er avsatt etter terrassen ble dannet. Sedimentene som blokkene ligger på danner heller ingen ryggform på den ellers flate terrassen. Dersom Aarseth (2004) sin markering av en morenerygg på terrassen stemte, ville det vært naturlig at blokker er en del av løsmasseavsetningen. I tillegg vil en morenerygg vanligvis bestå av usortert materiale og inneholde alt fra leire til blokk. På Tveitane-terrassen er det derimot kun blokker og stein som utgjør ryggformen. Ut i fra blokkenes kontakt med underlaget er det problematisk å tolke blokkryggene som morenerygger. Observasjonene peker i stedet mot en skredavsetning.

Blokkryggenes orientering på Tveitane-terrassen, med hensyn til terreng og topografien rundt, kan si noe om blokkenes transportretning. Begge blokkryggene ligger orientert nord(nordøst)-sør(sørvest). Sammenlignet med dalformen i Lofthus passer orienteringen (til blokkryggene) med hvordan endemorener ofte er orientert. En dalbre avsetter endemorener på tvers av dalen, som stemmer overens med orienteringen til blokkryggene. Observasjoner som støtter skredavsetningshypotesen er skredløpenes orientering i forhold til blokkryggenes plassering (figur 4.6). De to skredløpene i dalsiden har orientering sør-nord og ned mot terrassens to blokkrygger. I tillegg til i blokkryggene på terrassen ligger blokker og stein i skråningen til terrassen rett nord for ryggene. Ellers er det få blokker og stein i terrasseskråningen. Blokker og stein i skråningen er forenelig med skredmateriale fra de to skredløpene. Utfordringen med skredavsetningshypotesen er å forklare hvorfor skredmaterialet ligger som to blokkrygger på terrassen, i stedet for å ha blitt spredt utover.

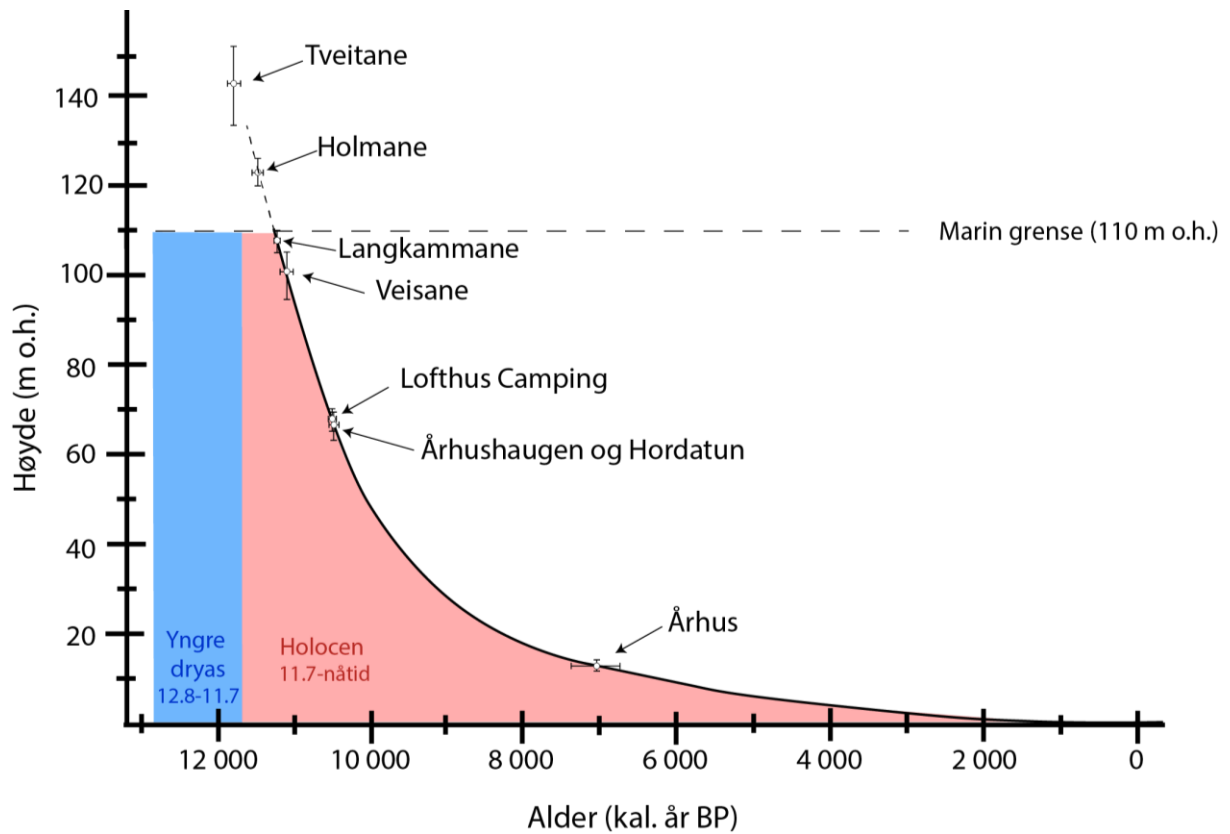
Forklaringen på hvorfor skredmaterialet ikke ligger spredt utover terrassen, men heller som to rygger, ble oppdaget under flyfotoanalyse. Flyfoto fra 1959 (figur 4.6 a) viser klart at området mellom blokkryggene tidligere var dekket av blokker og stein. Sør for dette lå stein- og blokkfri dyrket mark. Flyfoto fra 2006 ligner dagens situasjon med stein- og blokkfri dyrket mark mellom blokksonene (figur 4.6 b). I tiden mellom flyfotoene ble tatt er skredmaterialer fjernet for å gjøre det lettere å dyrke. Det er sannsynlig at et større område på terrassen nord for skredløpene opprinnelig var dekket av skredmaterialet. Menneskelig aktivitet har gjort det vanskelig å observere skredavsetningenes

naturlige utbredelse. Da det ikke finnes eldre flyfoto enn fra 1959, er det begrenset hvor langt tilbake i tid informasjon kan hentes fra. Avsløringen fra flyfoto fra 1959 som viser en blokkrik overflate på Tveitane-terrassen er den avgjørende observasjonen for å tolke blokkryggene til å være skredavsatt. Selv om blokkryggene i dag har likheter med morenerygger, viser det seg heller å være deler av en skredavsetning.

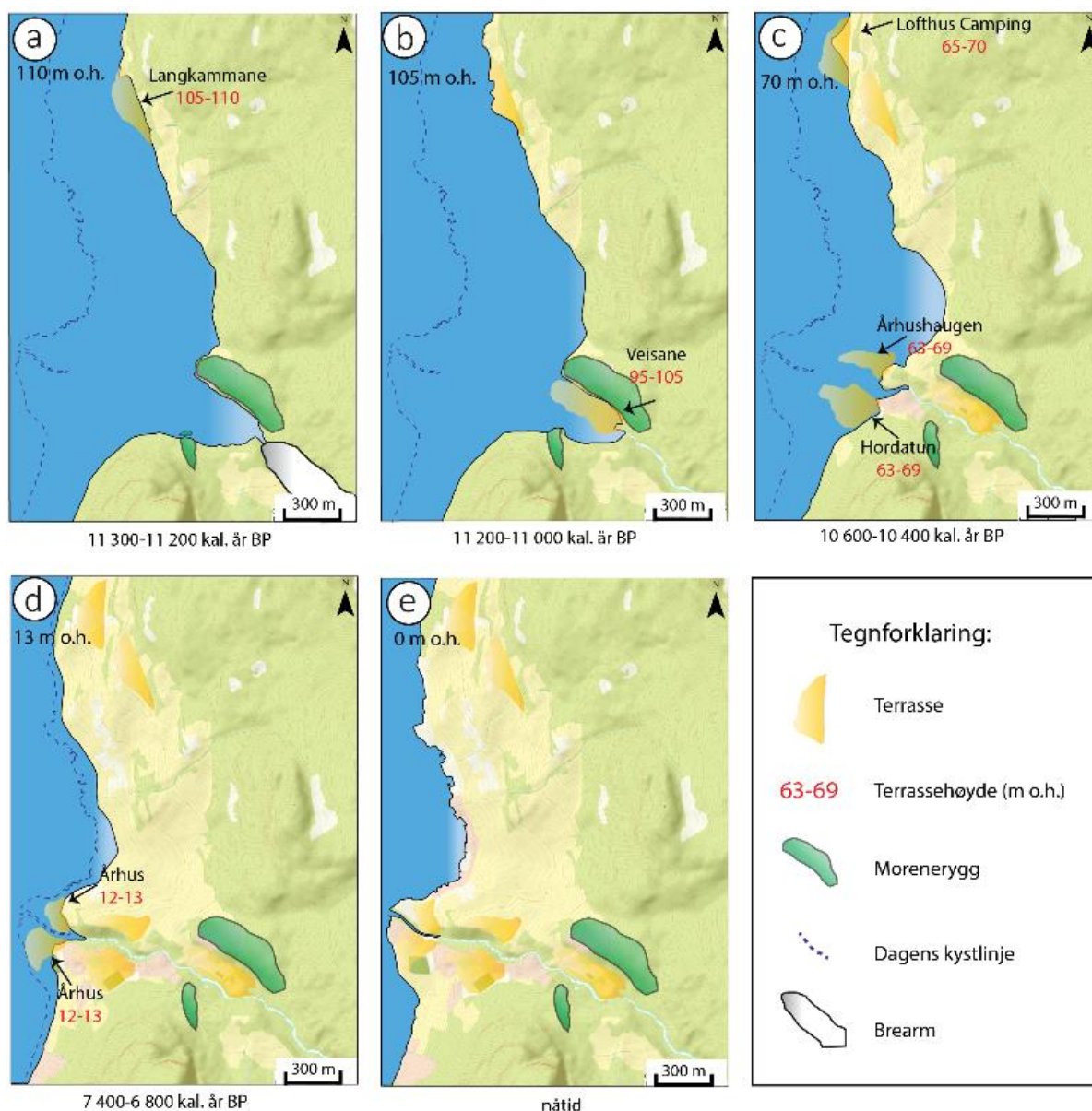
Flyfotosammenligningen viser også at området sør for det ryddede området er dyrket mark både i 1959 og i 2006 (figur 4.6). Hvorfor det har vært dyrket mark nærmere skredløpet er mulig å forklare ut i fra fordeling av kornstørrelser i en skredavsetning. Jo tyngre blokken er, desto større fallmoment har den. Det resulterer i at store blokker har lengre utløpslengde enn mindre blokker (Blikra og Nemec, 1998). Nedenfor skredløpet sprer materialet seg ut i en kolluvial vifte der materialet blir grovere med økende avstand til skredløpet. Det vil derfor være enklere å rydde området på terrassen nærmest skredløpet fordi der er skredmaterialets kornstørrelse er mindre. Store stein og blokker mellom blokksonene er blitt ryddet i senere tid, da det kreves mer arbeid å flytte dem. De to gjenværende blokksonene på terrassen er derfor ikke blitt ryddet, fordi det krever for mye arbeid med tanke på antall blokker og deres størrelse.

5.2 Rekonstruksjon av havnivåhistorien i Lofthus

Under isavsmeltingen på Vestlandet i slutten av siste istid steg havet samtidig som at landet hevet seg (kapittel 2.3.3). Terrasser ble dannet i dalsiden ned mot Sjøfjorden og representerer tidligere havnivå. I den relative havnivåkurven for Lofthus presentert tidligere i dette arbeidet (figur 2.11) blir høyder til terrasser fra kapittel 4 markert (figur 5.7). Tveitane- og Holmane-terrassene ligger over marin grense (110 m o.h.), men de tegnes til tross for dette inn på den ekstrapolerte kurven (figur 5.7) for å illustrere at de ikke er marine terrasser. Fra den relative havnivåkurven til Lofthus leses aldrene til terrassene av og brukes til å rekonstruere havnivåhistorien for området (figur 5.8). Ettersom terrassenes aldre ikke er daterte, men avlest fra havnivåkurven vil tidsintervallene som oppgis (figur 5.8) kun være et forslag.



Figur 5.7 Relativ havnivåkurve for Lofthus med marin grense på 110 m o.h. markert (stiplet linje). Terrasser bekevnet i kapittel 4 er markert på kurven (hvit prikk). Vertikal usikkerhet indikerer terrassehøydens intervall, mens horisontal usikkerhet indikerer det sannsynlige aldersintervallet til terrassene. Tveitane- og Holmane-terrassene ligger over marin grense. Basert på havnivåkurver fra Romundset et al. (2010), Bakke et al. (2005a) og Lohne et al. (2007) og strandlinjediagram fra Hamborg (1983) og Mangerud et al. (2013). Kurven dokumenterer et raskt fallende havnivå etter ismarginens tilbaketrekning i starten av holocen.



Figur 5.8 Havnivåhistorien til Lofthus presentert ved fem tidsintervaller (a-e) i tiden etter siste istid, basert på den relative havnivåkurven for Lofthus (figur 5.7). Dagens kystlinje er stiplet på og havnivået er oppgitt øverst til venstre på hvert tidsintervall. Dannelse av a) Langkammane-terrassen, mens isrester ligger innerst i dalen, b) Veisane-terrassen, c) Hordatun-, Århusaugen- og Lofthus camping-terrassene og d) Århus-terrasse. På e) vises dagens kystlinje sammen med terrasser og morenerygger. Bakgrunnskart modifisert og hentet fra Kartverket (2017c).

Omkring 11,3-11,2 ka (figur 5.8a) ble Langkammane-terrassen (105-110 m o.h.) dannet og på samme tid er det mulig at det lå en brearm innerst i dalen. Langkammane-terrasse representerer den høyestliggende marine terrassen i Lofthus og kan ha blitt dannet ved bølgeerosjon i morenemateriale i dalsiden. Ikke lenge etter, omkring 11,2-11,0 ka, dannes Veisane-terrassen (95-105 m o.h., figur 5.8b). Beskrivelser og plasseringen av Veisane-terrasse (kapittel 4) tyder på at den er avsatt som et breelvdelta fra smeltevann som kom fra isresten innerst i dalen. Imbrikerte klaster i snittet i Veisane-terrasse (figur 4.12) viste tydelig at strømretningen til elva hadde vært fra sørøst til nordvest (altså fra dalende til Sørfjorden).

Omkring 10,6-10,4 ka ble Lofthus camping-terrassen (65-70 m o.h.) og Hordatun- og Århusaugen-terrassene (63-69 m o.h.) dannet (figur 5.8c). Lofthus camping-terrassen har blitt dannet på samme måte som den ovenforliggende Langkammane-terrassen, ved bølgeerosjon i morenemateriale. På samme tid har Hordatun- og Århusaugen-terrassene blitt avsatt som et sammenhengende prograderende delta, som i senere tid har blitt nedskåret av Opo og dermed blitt delt i to. Elvenedskjæringen danner Elvadalen mellom Hordatun- og Århusaugen-terrassene og kutter dypt gjennom de mektige løsmassene (til terrassene). Mektigheten (til terrassene) kan skyldes at deltaet er avsatt oppå tykke moreneavsetninger som isen i Lofthus avsatte før tilbaketrekningen etter siste istid. Den lavesteliggende terrassen i Lofthus ligger ved Århus (12-13 m o.h.) og ble dannet omkring 7,4-6,8 ka (figur 5.8d). Århus-terrassen består av to jevnhøye flate områder som også tolkes til å være rester etter et sammenhengende delta som i senere tid er nedskåret av Opo. For å avslutte havnivåhistorien illustreres dagens kystlinje og markerte terrasser og morener i figur 5.8e.

Flere av de nivellerte terrassemålinger fra Kaldhol (1941) og Undås (1944) korrelerer med terrassene beskrevet i dette arbeidet (tabell 5.1): Langkammane-, Veisane-, Lofthus camping-, Århusaugen-, Hordatun- og Århus-terrassene. Derimot ligger Tveitane- og Holmane-terrassene over marin grense og korrelerer ikke, men er til tross for dette tatt med for oversiktens skyld. De av høydene fra Undås og Kaldhols terrassemålinger som ikke korrelerer med terrassene i dette arbeidet ligger fra 17,9 til 45,3 m o.h. og en på 85,5 m o.h., og kan skyldes flere grunner. For det første kan ikke-korrelererte terrasser være flater som har blitt oversett og dermed ikke beskrevet i dette arbeidet. For det andre er det ikke oppgitt koordinater eller areal til terrassene undersøkt av Undås og Kaldhol. Det gjør det problematisk å identifisere flatene både i felt og på kart. Ettersom arealet til terrasseflatene ikke nevnes av verken Kaldhol (1941) eller Undås (1944), er det uvisst hvor stort areal flatene måtte ha for å bli registrert. Til slutt må det nevnes at verken Undås eller Kaldhol hadde tilgang til data av den kvalitet som finnes i dag. Dagens teknologi gir tilgang på eksakt posisjon, høyde over havet og overblikk av en helt annen målestokk. I dag gir digitale høydemodeller og flybilder oss mer presis informasjon enn hva som tidligere kunne fremskaffes gjennom mye feltarbeid.

Tabell 5.1 Sammenligning av terrassehøyder i Lofthus målt i dette arbeidet med nivellerte høyder fra Kaldhol (1941) og Undås (1944). Terrassehøyder målt i dette arbeidet som korrelerer med Undås og Kaldhols høyder er markert i fet skrift. Tveitane- og Holmane-terrassene ligger over marin grense og korrelerer ikke med tidligere målte terrassehøyder. Fra 17,9 til 45,3 m o.h. er det flere terrasser målt av Undås og Kaldhol som ikke kan knyttes til (målte) terrasser i dette arbeidet. Det samme gjelder en terrassehøyde på 85,5 m o.h. av Undås.

Terrassenavn	Terrassehøyder (m o.h.) fra kapittel 4	Terrassehøyder (m o.h.) fra Kaldhol (1941)	Terrassehøyder (m o.h.) fra Undås (1944)
Tveitane	133-152		
Holmane	120-125		
Langkammane	105-110		108,5
Veisane	95-105	93,4 -93,8	99,3
			85,5
Lofthus camping	65-70		70,4
Århusaugen og Hordatun	63-69	66,2-75,2	63,3
			42,8
			41,1
			30,6
		42,4-45,3	26,2-28,2
		24,9-31,7	17,9
Århus	12-13	11,5	13,3
			12

5.3 Tolkning av dateringsresultater

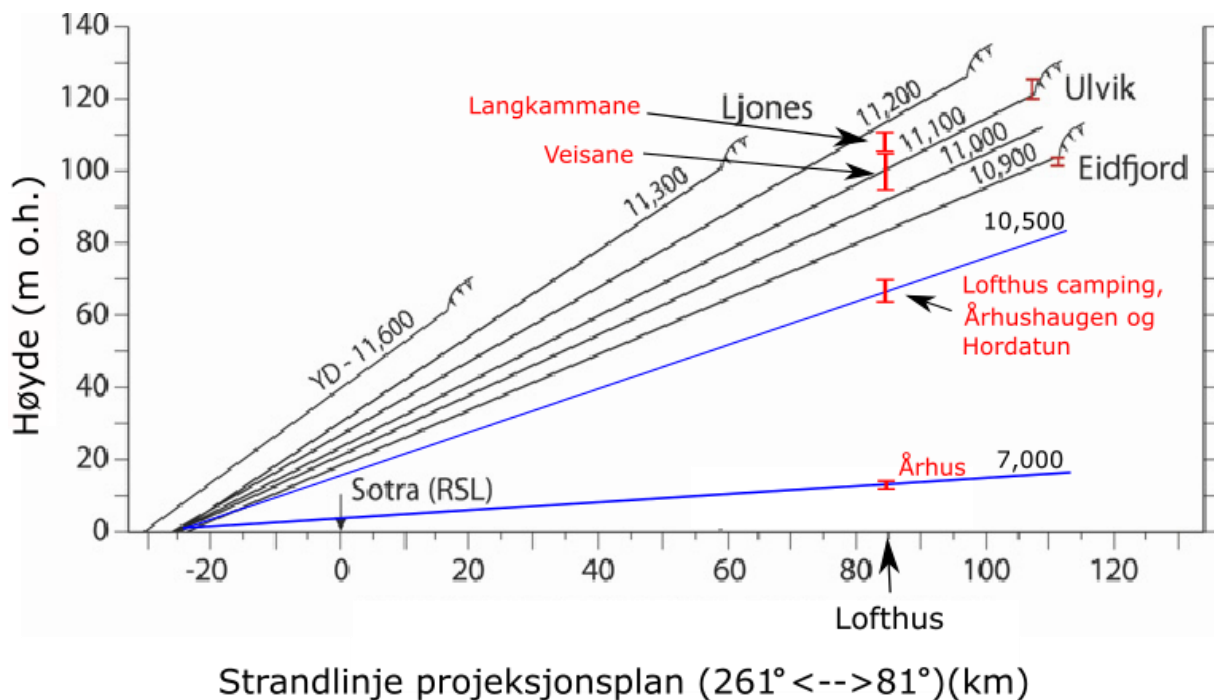
Eksponeringsdatering av blokkflater kan potensielt bidra til å forklare blokkryggenes dannelse. Dersom eksponeringsaldrene fra blokkene i blokkryggen på terrassen var av yngre dryas aldre, eller eldre ville det betydd at isfrie forhold i Lofthus hadde eksistert mye tidligere enn antatt. Det ble derimot ikke tilfellet i dette arbeidet. Eksponeringsaldrene er tilnærmet identiske (figur 4.20 og tabell 4.1) og gir en gjennomsnittsalder på 9600 ± 300 år, altså mer enn 2000 år etter yngre dryas. Det vil dermed si at blokkene er avsatt i tidlig holocen, og knyttes til paraglacial aktivitet. Tidlig i holocen var fjell- og dalsider preget av massebevegelse i ustabile fjellsider (Vorren et al., 2013; Hermanns et al., 2017).

5.4 Sammenligning av lokale og regionale undersøkelser

Resultater fra dette arbeidet kan settes i sammenheng med regionale undersøkelser i forbindelse med holocene havnivåendringer og deglasiasjonsforløpet i Hardanger etter siste istid. Marine terrasser i Lofthus plasseres i strandlinjediagrammet (figur 1.3) fra Mangerud et al. (2013) for å sammenligne med andre terrassenivåer i Hardangerområdet. Terrassealdre fra havnivåkurven for Lofthus (figur 5.7) sammenlignes deretter med strandlinjealdre i strandlinjediagrammet (figur 1.3). I tillegg vil Legene- og Dalshaugane-morenene diskuteres i sammenheng med israndtrinet fra både yngre dryasstadialen og preboreal. Dette vil gjøres i lys av de to hypotesene presentert tidligere i dette arbeidet - isfylt eller isfri Hardangerfjord i yngre dryasstadialen.

5.4.1 Havnivåendringer

Det er av stor interesse å sammenligne målte terrassehøyder fra dette arbeidet med andre terrasser i Hardangerområdet. Dersom terrassehøydene korrelerer vil det støtte opp under hypotesen om en isfylt Hardangerfjord i yngre dryas. Hvis de derimot ikke passer inn i det regionale bildet av havnivåhistorien i holocen, kan ikke terrassehøydene fra dette arbeidet brukes som et argument for en isfylt Hardangerfjord. Etter å ha plassert terrassehøydene fra Lofthus inn i strandlinjediagrammet fra Mangerud et al. (2013), viser de å sammenfalle med tidligere strandlinjer. Langkammane-terrassen på 105-110 m o.h. er den høyeste av de marine terrassene i Lofthus og plasseres på strandlinjen som markerer havnivået omkring 11,2 ka (figur 5.9). Strandlinjen under viser havnivå ved 11,1 ka og plasseres Veisane-terrassen på 95-105 m o.h. Lofthus camping-, Århusaugen-, Hordatun- og Århus-terrassene plasseres under laveste strandlinje, og det er derfor konstruert nye strandlinjer for dem (blå linjer i figur 5.9). Aldrene for de nye strandlinjene er hentet fra havnivåkurven til Lofthus (figur 5.7). Det er spesielt interessant at alderen til Veisane-terrassens strandlinje på 11,1 ka, stemmer overens med alderen fra havnivåkurven (figur 5.7). En av terrassemålingene fra dette arbeidet gir en høyde som korrelerer med andre terrassehøyder i Hardangerområdet, og støtter opp under hypotesen om en isfylt Hardangerfjord i yngre dryas.



Figur 5.9 Strandlinjediagram for områder langs Hardangerfjorden er konstruert fra to relative havnivåkurver fra Sotra (Lohne et al., 2007) og Tørvikbygd (Romundset et al., 2010). Høyden på de glasmarine deltaene ved Ulvik og Eidfjord er vist med røde barer. Ved Lofthus vises fire røde barer som representerer høyden til Langkammane-, Veisane-, Lofthus camping-, Århusaugen-, Hordatun- og Århus-terrasse. To blå strandlinjer er konstruert i dette arbeidet og går gjennom terrassene ved Lofthus camping, Århusaugen, Hordatun og Århus, og aldrene er hentet fra havnivåkurven for Lofthus (figur 5.7). Hentet og modifisert fra Mangerud et al. (2013).

5.4.2 Morenerygger i Lofthus korrelerer (i tid) med Osa-Eidfjord-morenen

Dersom resultater fra dette arbeidet kan knytte moreneryggene og Tveitane-terrassen til yngre dryasstadialen motsier dette den etablerte rekonstruksjonen av en isfylt Hardangerfjord. I dette tilfellet derimot ble ikke avsetninger og landformer i Lofthus koblet til yngre dryas. Legene- og Dalshaugane-morene er sannsynlig av preboreal alder og korrelerer med Osa-Eidfjord-morenen (figur 5.1). Av de doble moreneryggene fremstilt av Aarseth (2015) er det kun en av dem som er bekreftet som morenerygg i dette arbeidet, nemlig Dalshaugane-morenen. Hans fremstilling av en morenerygg på Tveitane-terrassen er avskrevet og om-tolket til skredavsetning. Ettersom doble morenerygger ikke lenger er den tolkede situasjonen i Lofthus, betyr det også at et brefremstøt av yngre dryasalder ikke kan knyttes til sidedalen til Sørfjorden. Dette støtter opp under hypotesen om en isfylt Hardangerfjord.

5.5 Videre arbeid

- Eksponeringsdatering av flyttblokkene på Hardangervidda kan gi en tid for når området ble isfritt etter siste istid. I tillegg kan bergartsprøver fra flyttblokkene brukes til provenansstudier for å finne kildeområdet til blokkene og på den måten rekonstruere innlandsisens bevegelser under siste istid.
- Undersøkelser med georadar på Tveitane-terrassen kan gi mer nøyaktig informasjon om hva slags materiale den består av og dermed få bedre forståelse av dannelsen til terrassen.
- Eksponeringsdatering av blokker på Legene-morenen kan gi en mer nøyaktig tidfesting av når isen i Lofthus gjorde et fremrykk eller hadde et opphold i tilbakesmeltingen, og kanskje bidra til mer informasjon om breen.
- Undersøkelse av dybdeprofil i sedimentinnfyllingen ved Skådnasete kan gi informasjon om klimavariasjoner tidligere i deglasiasjonen.

6 Konklusjon

- To morenerygger i Lofthus korreleres til Osa-Eidfjord-morenene av preboreal alder, og en revidert rekonstruksjon av isutbredelsen i preboreal støtter opp hypotesen om en isfylt Hardangerfjord (Aarseth og Mangerud, 1974).
- Dette arbeidet konkluderer med at det ikke er nødvendig å sette terrassenivået man finner 30 m over marin grense i Lofthus i sammenheng med tidligere havnivå, men at det heller kan forklares som en kameterrasse avsatt over bunnmorene.
- Det som tidligere har vært antatt glasialt avsatte blokker på Tveitane-terrassen tolkes til å være skredavsatte blokker av tidlig holocen alder. Dette er i tråd med andre studier som viser større og hyppigere massebevegelsesaktivitet de første par tusen år etter deglasiasjonen (f.eks. (Hermanns et al., 2017). Gjennomsnittlig eksponeringsalder til blokkene er 9598 år \pm 286 år.
- Formen på dalenden i Lofthus antyder at en regenerert isbre lå innerst i dalen en gang i deglasiasjonen av siste istid. Breen ble mest trolig tilført snø og is som raste fra brefallet på Hardangervidda, og breen var dermed sannsynligvis regenerert.
- Blokkene på Århusaugen- og Hordatun terrasse tolkes til å være rasblokker fra de bratte dalsidene i Lofthus som har blitt transportert ut dalen og avsatt på de to terrassene som opprinnelig utgjorde et delta.
- Marin grense i Lofthus knyttes til Langkammane-terrassen på 105-110 m o.h.
- Fire fremtredende terrassenivåer i Lofthus kan knyttes til stillstand i havnivåhistorien under deglasiasjonen etter siste istid og de korrelerer med terrassehøyder målt av Kaldhol (1941) og Undås (1944).

Det har ikke blitt gjort observasjoner i Lofthus som tyder på at det var isfrie forhold i Hardangerfjorden i yngre dryas. Terrasser i Lofthus kan korreleres med undersøkte terrasser i arbeid fra Hardangerområdet, og plasseres i dette arbeidet i strandlinjediagram for Hardangerfjorden. Moreneryggene i Lofthus korrelerer med Osa-Eidfjord-morenene og er av preboreal alder. For å konkludere støtter dette arbeidet hypotesen om en isfylt Hardangerfjord i yngre dryasstadialen.

7 Referanser

- Aa, A.R. & Mangerud, J. (1981). Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i Indre Nordhordaland, Vest-Norge. *Norges geologiske undersøkelse*, 369, 33-75.
- Aarseth, I. (2004). Rutedel Hardanger. i W. Helland-Hansen (Ed.), *Naturhistorisk vegbok - Hordaland*. Bergen: Bergen museum Nord 4s. 456-515.
- Aarseth, I. (2015). Opedal - Fruktdyrking på flaumskredmassar. Hentet 20.01.2017, fra <http://grind.no/hardanger/ullensvang/opedal>
- Aarseth, I. & Mangerud, J. (1974). Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas*, 3, 3-22.
- Andersen, B.G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergström, B. (1995). Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, 28, 147-169.
- Andreassen, L.M., Winsvold, S.H., Paul, F. & Hausberg, J.E. (2012). *Inventory of Norwegian Glaciers*. (38-2012). Oslo: Hentet fra http://publikasjoner.nve.no/rapport/2012/rapport2012_38.pdf.
- Anundsen, K. (1978). Marine transgression in Younger Dryas in Norway. *Boreas*, 7, 49-60.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. (1967). Et Preborealt fremstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen *Universitetet i Bergens Årbok*. Matematisk-naturvitenskapelig serie 7s. 1-42.
- Askheim, S. (2016). Hardangerjøkulen *Store norske leksikon*.
- Bakke, J., Dahl, S.O. & Nesje, A. (2005a). Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20, 179-198.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S.O. & Paasche, Ø. (2005b). Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- 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 ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3, 174-195.
- Blanckenburg, F. & Willenbring, J.K. (2014). Cosmogenic Nuclides: Dates and Rates of Earth-Surface Change. *Elements*, 10, 341-346.
- Blikra, L.H. & Nemeč, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Bondevik, S. & Mangerud, J. (2002). A calendar age estimate of a very late Younger Dryas ice sheet maximum in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1661-1676.
- Brekke, N.G., Rabben, J. & Nord, S. (2008). *Folgefonna og fjordbygdene*. Bergen: Nord 4.
- Church, M. & Ryder, J.M. (1972). Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.
- Cockburn, H.A.P. & Summerfield, M.A. (2004). Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 28, 1-42.
- Dahl, S.O. & Nesje, A. (1994). Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4, 269-277.
- Dahl, S.O. & Nesje, A. (1996). A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6, 381-398.
- Dunai, T.J. (2010). *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concept and Applications in the Earth Surface Science*. Cambridge: Cambridge University Press
- Dunne, J., Elmore, D. & Muzikar, P. (1999). Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, 27, 3-11.

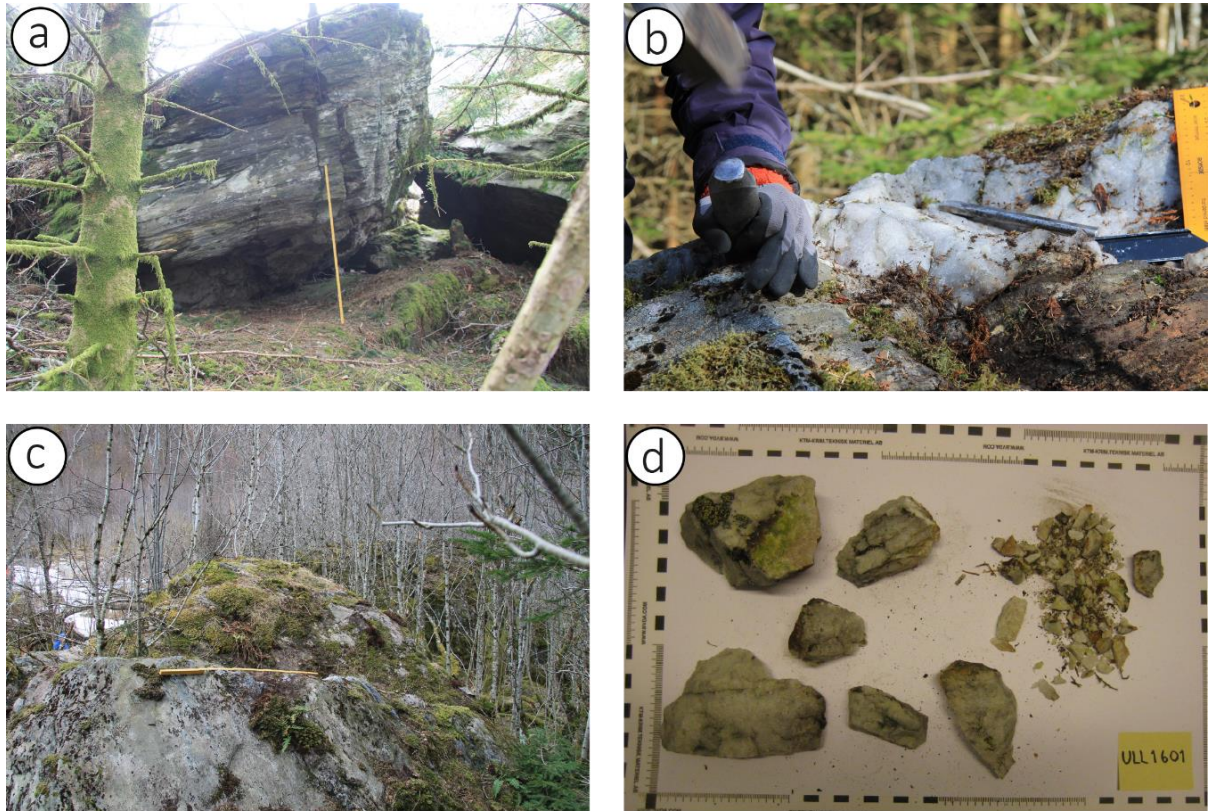
- Ekman, M. (1989). Impacts of geodynamic phenomena on systems for height and gravity. *Bulletin Géodésique*, 63, 281-296.
- Follestad, B.A. (1972). The deglaciation of the south-western part of the Folgefonn peninsula. *Norges geologiske undersøkelse*, 208, 31-64.
- Fossen, H., Pedersen, R.B., S., B. & Andresen, A. (2013). En Fjellkjede blir til - Oppbygningen av kaledonidene; ca. 500-405 millioner år. i I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt & K. Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi* (2). Trondheim: Norsk geologisk forening s. 180-232.
- Fredin, O., Høgaas, F. & Lyså, A. (2014, 04.01.2016). Landformer og løsmasser. Hentet 24.10.2016, fra <https://www.ngu.no/emne/landformer-og-l%C3%B8smasser>
- Fægri, K. (1944). Studies on the Pleistocene of Western Norway. III Bømlø *Bergens museums årbok 1943*. (8). Bergen: Naturvitenskapelig rekkes. 100.
- Goehring, B.M., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., Gyllencreutz, R., Schaefer, J. & Finkel, R. (2012). Late glacial and holocene 10Be production rates for western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27, 89-96.
- Gosse, J.C. & Phillips, F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.
- Günther, M. (2013). Bioforsk Øst Ullensvang Hentet 25.08.2018, fra http://www.bioforsk.no/ikbViewer/page/bioforsk/forskingssenter/senter/avdeling?p_dimension_id=96510
- Hamborg, M. (1983). Strandlinjer og isavsmelting i midtre Hardanger, Vest-Norge. *Norges geologiske undersøkelse*, 387, 39-70.
- Hamborg, M. & Mangerud, J. (1981). En rekonstruksjon av isbevegelser under siste istid i Samnanger og Kvam, Hordaland, Vest-Norge. *Norges geologiske undersøkelse*, 77-98.
- Helland, A. (1875). *Om Beliggenheden af Moræner og Terrasser foran mange Indsøer*. Stockholm: Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Forhandlingar 1875.
- Helle, S.K. (1993). *Strandforskryvning i indre Hardanger, Vest-Norge*. (Masteroppgave), Universitetet i Bergen, Bergen.
- Helle, S.K. (2004). Sequence stratigraphy in a marine moraine at the head of Hardangerfjorden, western Norway: evidence for a high-frequency relative sea-level cycle. *Sedimentary Geology*, 164, 251-281.
- Helle, S.K. (2006). *Early post-deglaciation shorelines and sea-level changes along Hardangerfjorden and adjacent fjord areas, W Norway*. (Doktoravhandling), Universitetet i Bergen, Bergen.
- Helle, S.K., Anundsen, K., Aasheim, S. & Hafliðason, H. (1997). Indications of a Younger Dryas marine transgression in inner Hardanger, West Norway *Norsk geologisk tidsskrift*, 77, 101-117.
- 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.
- Hermanns, R.L., Schleier, M., Böhme, M., Blikra, L.H., Gosse, J.C., Ivy-Ochs, S. & Hilger, P. (2017). Rock-Avalanche Activity in W and S Norway Peaks After the Retreat of the Scandinavian Ice Sheet. i M. Mikoš, B. Tiwari, Y. Yin & K. Sassa (Red.), *Advancing Culture of Living with Landslides*. Springer International Publishing s. 331-338.
- Hertzberg, N. (1818). Noget om Kingservigs Præstegjeld i Hardanger. *Budstikken*, 681-695.
- Holtedahl, H. (1975). The geology of the Hardangerfjord, Western Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 323, 1-87.
- Ivy-Ochs, S. & Kober, F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 57, 179-209.
- Kaland, P.E. (1984). Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, 13, 203-242.
- Kaldhol, H. (1941). *Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland*. Hellesylt: Tryggestads trykkeri
- Kartverket. (2016). Tegnforklaring: Løsmasser N50/N250. Trondheim: Norges geologiske undersøkelser s.
- Kartverket. (2017a). Arealinformasjon. Hentet 16.08.2018, fra <https://kilden.nibio.no>

- Kartverket. (2017b). Norge i bilder. Hentet 08.08.2018, fra <http://www.norgebilder.no>
- Kartverket. (2017c). Topografisk norgeskart 2. Hentet 19.03.2017, fra <https://openwms.statkart.no/skwms1/wms.topo2?>
- Kartverket. (2018). Høydedata. Hentet 03.09.2018, fra <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>
- Kolderup, C.F. (1908). Bergensfeltet og tilstødende trakter i sen-glacial og post-glacial tid *Bergens Museums Årbok 1907*. s. 1-266.
- Ksienzyk, A.K., Dunkl, I., Jacobs, J., Fossen, H. & Kohlmann, F. (2014). From orogen to passive margin: constraints from fission track and (U–Th)/He analyses on Mesozoic uplift and fault reactivation in SW Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 390.
- Lohne, Ø.S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Schrader, H. (2004). Calendar year age estimates of Allerød–Younger Dryas sea-level oscillations at Os, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 19, 443-464.
- 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.
- Lowe, J. & Walker, M. (2015). *Reconstructing Quaternary Environments* New York: Routledge.
- Mangerud, J. (1965). Dal-fyllinger i noen sidedaler til Gudbrandsdalen, med bemerkninger om norske mammutfunn. *Norsk geologisk tidsskrift*, 45, 199-226.
- Mangerud, J. (1970). Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 24, 121-148.
- Mangerud, J. (1977). Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera and pollen, at Ågotnes, Western Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 57, 23-54.
- Mangerud, J. (2000). Was Hardangerfjorden, Western Norway, glaciated during the Younger Dryas? *Norsk geologisk tidsskrift*, 80, 229-234.
- Mangerud, J. (2004). Siste istid. Hentet 20.04.17, fra <https://grind.no/landskap/siste-istid>
- 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., Goehring, B.M., Lohne, O.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., Larsen, E., Longva, O. & Sønstegeard, E. (1979). Glacial history of western Norway 15,000–10,000 B.P. *Boreas*, 8, 179-187.
- Mangerud, J. & Skreden, S.A. (1972). Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, western Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 52(1), 73-96.
- Mangerud, J. & Svendsen, J.I. (2013). En fjelltur - og løsningen på et istidsproblem. *GEO*, 7, 18-23.
- Martinsen, O.J., Nøttvedt, A. & Pedersen, R.B. (2013). Av hav stiger landet- Paleogen og neogen, kontinentene av i dag formes; 66-2.6 millioner år. i I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt & K. Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi*. (2). Trondheim: Norges geologiske forenings. 451-493.
- Masarik, J. & Wieler, R. (2003). Production rates of cosmogenic nuclides in boulders. *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 201-208.
- Mo, S., Skaar, E. & Utaaker, K. (2004). Havlandet - Vinden bøyes av langs dalar og fjordar. Hentet 19.08.2018, fra <https://www.grind.no/en/node/1005>
- Monckton, H.W. (1903). On the recent geological history of the Bergen District of Norway. *Proceedings of the Geologists' Association*, 18, 53-70.
- Murray-Wallace, C.V. & Woodroffe, C.D. (2014). *Quaternary Sea-Level Changes: A Global Perspective* New York Cambridge University Press.
- Nesje, A. (2009). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2119-2136.

- Nesje, A. (2012). *Brelære: Bre, landskap, klimaendringer og datering* (2. utg.). Kristiansand: Høyskoleforlaget
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S.O., Lie, Ø. & Matthews, J.A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60, 10-27.
- Nesje, A. & Dahl, S.O. (1993). Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quaternary Science Reviews*, 12, 255-261.
- NGU. (2017). Nasjonal løsmassedatabase. Hentet 24.02.2017, fra <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>
- NGU. (2018). Nasjonal berggrunnsdatabase - Berggrunn N250. Hentet 05.04.2017, fra <https://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C. & McAninch, J. (2007). Absolute calibration of 10Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 258, 403-413.
- Norkart. (2006). Norge i 3D. Hentet 19.01.2017
- Rekstad, J. (1906). lagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige og nordlige Norge *Bergens Museums Årbok 1907*. s. 48.
- Romundset, A., Lohne, Ø.S., Mangerud, J.A.N. & Svendsen, J.I. (2010). The first Holocene relative sea-level curve from the middle part of Hardangerfjorden, western Norway. *Boreas*, 39, 87-104.
- Rosendahl, H. (1934). The geology of the finse district. *Proceedings of the Geologists' Association*, 45, 367-IN316.
- Rye, N. (1970). Einergrein av preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges geologiske undersøkelse*, 266, 246-251.
- Schildgen, T.F., Phillips, W.M. & Purves, R.S. (2005). Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology*, 64, 67-85.
- 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.
- Sejrup, H.P., Hjelstuen, B.O., Torbjørn Dahlgren, K.I., 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.
- seNorge. (2018). Maksimal snødybde: Normalen 1971-2000. Hentet 18.08.2018, fra http://www.senorge.no/index.html?p=klima&m=bmNVEGrey%3BMapLayer_sdxvr30yr19712000%3B&l=no&d=1529312400000&e=-118056%7C6663904%7C113254%7C6757038&ft=&fh=0%3B2468
- Sigmond, E.M.O., Bryhni, I. & Jorde, K. (Red.). (2013). Trondheim: Akademia forlag.
- Skei, J., Rygg, B., Moy, F., Molvær, J., Knutzen, J., Hylland, K., Næs, K., Green, N. & Johansen, T. (1998). Forurensingsutviklingen i Sørfjorden/Hardangerfjorden i perioden 1980-1997 - Sammenstilling av resultater fra overvåking av vann, sedimenter og organismer. : Miljødirektoratet.
- Stone, J.O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105, 23753-23759.
- Stroeven, A.P., Heyman, J., Fabel, D., Björck, S., Caffee, M.W., Fredin, O. & Harbor, J.M. (2015). A new Scandinavian reference 10Be production rate. *Quaternary Geochronology*, 29, 104-115.
- Sunding, P. (2015). Gran. In S. n. leksikon (Red.), *Gran*.
- Undås, I. (1944). *Sørfjordsbygdene i seinglasial og postglasial tid*. Bergen Festskrift til Ullensvang Hagebrukslag 1897-1947.
- Vorren, T.O. (1979). Weichselian ice movements, sediements and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. *Norges geologiske undersøkelse*, 350, 1-117.
- Vorren, T.O. & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. Pleistocen; 2,6 millioner - 11 700 år. i I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt & K. r. Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi* (2). Trondheim: Norsk geologisk forening s. 530, 532.
- Vorren, T.O., Mangerud, J., Blikra, L.H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Norge av i dag trer fram. De siste 11 700 år - Holocen. i I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt & K. r. Rangnes (Red.), *Landet blir til - Norges geologi* (2). Trondheim Norsk geologisk forenings. 555.
- Walker, M. (2005). *Quaternary dating methods*. West ussex, England: John Wiley & Sons, Ltd.

Vedlegg A

Prøvene ULL1601-ULL1605 fra Tveitane-terrassen



Figur A-1 ULL1601: a) sett mot øst, meterstokk som målestokk, b) kvartsåren blir prøvetatt, c) utsikt fra prøvetatt blokk sett mot sør, meterstokk som målestokk og d) prøvebiter



Figur A-2 ULL1601: a) sett mot øst, meterstokk som målestokk, b) kvartsåren blir prøvetatt, c) utsikt fra prøvetatt blokk sett mot sør, meterstokk som målestokk og d) prøvebiter



Figur A-3 ULL1603: a) Sett mot øst, person som målestokk, b-c) hull etter der hvor prøven er tatt ut og d) prøvebiter

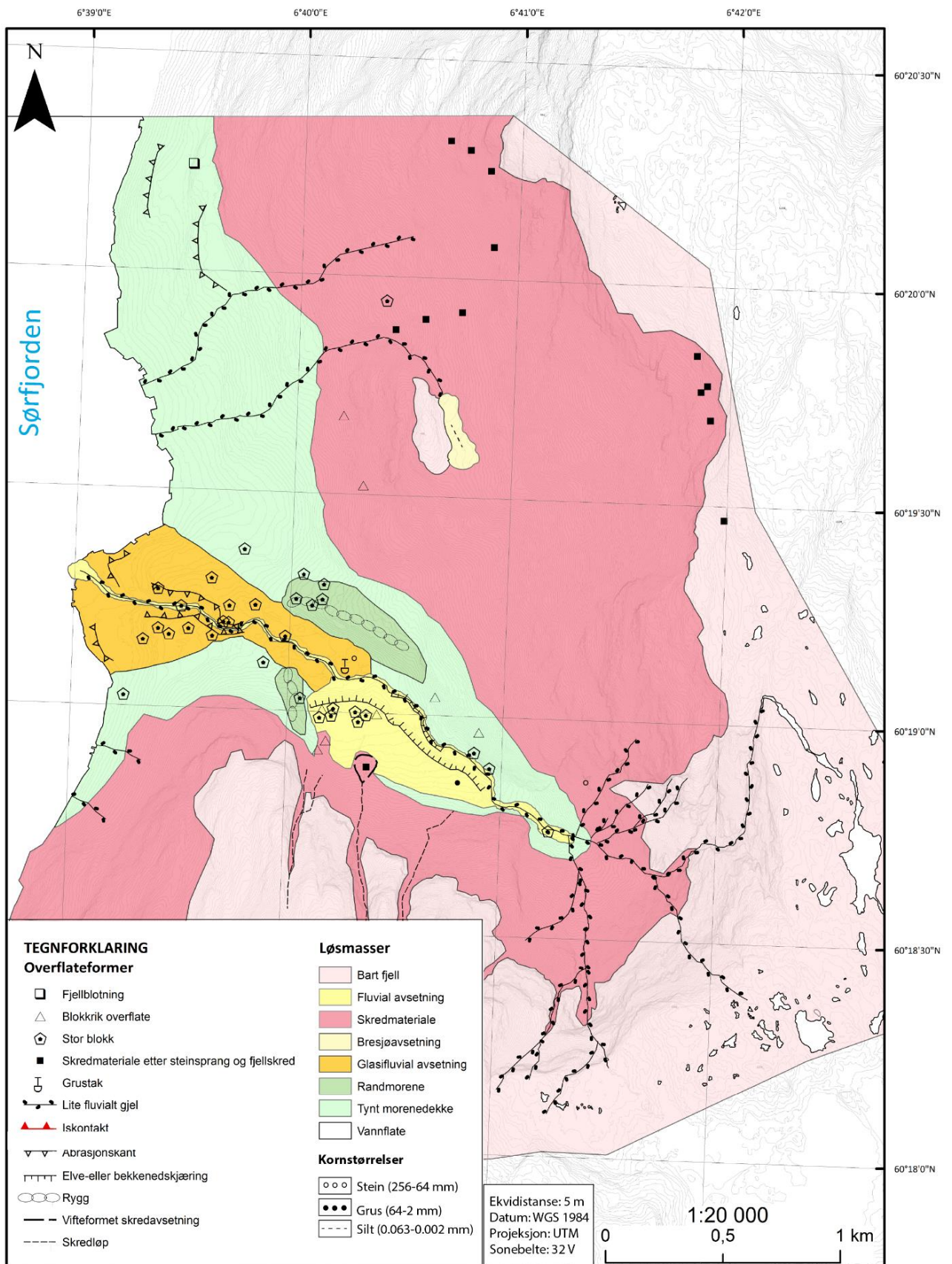


Figur A-4 ULL1604: a) sett mot nordøst, personer som målestokk, b) prøvetatt kvartsåre, c) utsikt mot vest fra prøvetatt blokk, d-e) hull etter der hvor prøven ble tatt og f) Prøvebit.



Figur A-5 ULL1605: a) Sett mot nordøst, person som målestokk, b) sett mot sørøst, personer som målestokk, c) utsikt mot vest fra prøvetatt blokk, d) kvartsåre, hammer som målestokk, e) hull etter der hvor prøve ble tatt, vinkelmåler som målestokk og f) prøvebiter

Vedlegg B



Figur B-1 Kvartærgeologisk kart over Lofthus