

UiT

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

FAKULTETET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
INSTITUTT FOR GEOLOGI

Sedimentære avsetningsmiljøer og deglasiasjonshistorie i Ersfjorden, Kvaløya, Troms fylke.

Joakim André Olsen

Masteroppgave i GEO-3900

November 2015



Sammendrag

«Multi-proxy» analyser av tre sedimentkjerneprøver (inkludert litostratigrafi, fysiske egenskaper, kornfordelingsanalyse og XRF skanning) og analyse av høyoppløselige seismiske data ble korrelert for å belyse sedimentasjonsprosesser og rekonstruere deglasiashistorie, samt postglasialt sedimentasjonsmiljø under sen Weichsel og Holocen i Ersfjorden på Kvaløya, nordvest i Troms fylke.

Tre hoved-basseng er separert med hver sin hoved-terskel basert på forenklet batymetrikart og seismisk data. Opptil fire seismiske enheter er definert mellom hver regionale seismiske refleksjon. Underste seismiske enhet S1 er subglasialt materiale og fyller de irregulære bassengene i Ersfjorden. De overliggende seismiske enheter (S2a-proksimalt glasimarin materiale, S2-smeltevanns dominert glasimarin materiale og S2-marine avsetninger) tynnes ut mot fjordmunningen.

Totalt 8 litologiske hovedenheter og 9 underenheter er definert i sedimentkjernene. To dominerende miljø ble definert og tolket til glasimarin- og åpent marint miljø. I tillegg ble det identifisert en «overgangssone» med egenskaper fra begge miljøene.

Sedimentasjonsratene er avtagende mot de ytre deler av fjorden, på grunn av større avstand fra tidligere og nåværende hoved-sediment kilder. Generell lav sedimentasjonsrate i marint miljø reflekterer lite sedimenttilførsel.

Suspensjonsavsetning, is-transportert debris og massetransport avsetninger var dominerende sedimentære prosesser under deglasiasjonen. I det marine miljøet ble det identifisert konsentrerte avsetninger med et høyt innhold av skjellmateriale og sand. Dette er tolket til å være dannet som et resultat av «winnowing» - prosess og reflekterer gode levetilstander med tilførsel av næringsrikt vann. Økende trend av magnetisk susceptibilitet og Fe-innhold sentralt i fjorden indikerer trolig mindre karbonatrikt materiale og økt tilførsel av terrigen materiale.

Minimumsalder for oppstart av deglasiasjonen og indikasjon på glasimarin miljø i fjorden er datert til omtrent 18 166 kal. år BP. Minimumsalder for slutten av deglasiasjonen er omtrent 11 565 kal. år BP. Sammenlignet med nabofjorden Kaldfjorden tyder dateringene på en forholdsvis tidlig deglasiasjon og overgang fra glasimarin til marint miljø. Dette er betydelig tidligere enn deglasiasjonen av store fjordsystemer i Nord-Norge, f. eks Andfjorden-Vågsfjorden (Vorren & Plassen, 2002), samt tidligere foreslått deglasiasjon av kontinentalhylla vest for Kvaløya (sammenlignet med Rydningen et al., 2013).

Forord

Endelig har man krysset målstreken. 5 år i Tromsø har gått så utrolig fort. Aller først vil jeg rette en stor takk til min hovedveileder Matthias Forwick. Du er et arbeidsjern uten sidestykke! Uansett hvor hektisk hverdagen din er, så avser du alltid tid til faglig drøfting. Takk for alt det sosiale med blant annet tokt til Svalbard og lidenskapelig pizza-prat på Yonas. Vil også rette en takk til biveileder Jan Sverre Laberg. Du kommer alltid med gode råd, og var en av grunnene til at jeg valgte denne studieretningen etter mange engasjerende forelesninger og ekskursjoner på bachelorgraden. Takk til damene på laboratoriet for dyktig veiledning med blant annet kornfordelingsanalyse og artsbestemmelse av dateringsmateriale, samt de ansvarlige i Belfast og i Zürich for radiokarbondatering. Må også rettes takk til Torger Grytå som bistod med å lage batymetrikart til oppgaven.

Perioden med oppgaveskriving har ikke bare vært «dans på roser». Som metafor kan det beskrives som et langt seilas. Noen dager møter man tøffe bølger og hardt vær, men man har bare en ting å gjøre; å riste det av seg. Heldigvis etterfølges det med blikkstilte hav og solskinn. Når man omsider kommer seg i havn, reflekterer man gjerne over hvor mye man har opplevd i den innholdsrike tida.

En person som spesielt må trekkes fram er Hermann. Vi møttes for første gang i realfagsklassen på VGS i Nordreisa. Etter dag en har vi «hengt i lag». Utallige treningsturer, festligheter og middager har blitt konsumert i løpet av 8 år. Vi valgte selvfølgelig samme utdanning med nesten samme hovedoppgave. Tusen takk for tett samarbeid «all the way»! Min kjære familie har støttet meg med både gode ord og utallige økonomiske beløp til min konto, samt «brodern» som tok bryet med å lese over noen kapitler ute på Grane plattformen i Nordsjøen. Å dra hjem til Kvænangen er alltid en terapi for sjela. En stor takk rettes til dere alle! I tillegg er flerfoldige søndagsmiddager blitt servert i Ishavsvegen av min kjære tante, du er «god som gull»! Avslutningsvis vil jeg takke alle mine venner som har bidratt til stor trivsel i Tromsø.

Joakim André Olsen

Tromsø, 15. november 2015

Innhold

1.	Innledning	1
1.1	Formål	1
1.2	Tidligere undersøkelser	2
2.	Studieområdet	3
2.1	Lokalitet	3
2.2	Berggrunn: Vest-Troms gneiskompleks og Ersfjordgranitt	4
2.3	Geomorfologi	7
2.4	Pre- glasial utvikling	11
2.5	Glasiasjonshistorie	13
2.5.1	Tidligere istider	13
2.5.2	Isstrømmer under siste istid	15
2.5.3	Deglasiasjon i Troms	18
2.5.4	Området rundt Ersfjorden og Kvaløya	22
2.5.5	Isostatisk landheving	25
2.6	Sediment kilder	27
2.7	Klima	30
2.8	Oseanografi og Hydrologi	32
2.8.1	Havstrømmer	32
2.8.2	Vannmasser i nord-norske fjorder	34
3.	Materiale og metoder	36
3.1	Sedimentkjerner	36
3.2	Laboratoriearbeid	37
3.2.1	Røntgenbilder	37
3.2.2	Multi-Sensor Core Logger (MSCL)	37
3.2.3	Åpning av kjerneprøvene	41
3.2.4	Farge bildetaking	41
3.2.5	“X-ray Fluorescence Core Scanner” (XRF)	41
3.2.6	Sedimentologisk beskrivelse og logging	43
3.2.7	Kornfordelingsanalyse	44
3.2.8	Radiokarbondatering	46
3.3	Chirp sonar	49
4.	Seismostratigrafi	50
4.1	Introduksjon	50
4.2	Beskrivelse	51
4.2.1	Basseng ₁ – Ytre del i Ersfjorden	53
4.2.2	Basseng ₂ – Midtre del i Ersfjorden	53
4.2.3	Basseng ₃ – Indre del i Ersfjorden	54
4.2.4	Akustisk basement	56
4.2.5	Enhet S1	57
4.2.6	Enhet S2a	58
4.2.7	Enhet S2	59
4.2.8	Enhet S3	60
5.	Litostratigrafi	62
5.1	Introduksjon	62
5.2	Kjerneprøve beskrivelse	62
5.2.1	Visuell beskrivelse	62

5.2.2	Fysiske egenskaper	63
5.2.3	Elementgeokjemi (XRF kjerneskaning)	64
5.2.4	Kornfordelingsanalyse	64
5.2.5	Radiokarbondatering	65
5.2.6	Litofacies	65
5.2.7	Enheter	69
5.3	Kjerneprøve HH13-044-GC-MF	70
5.3.1	Enhet 44-3 (503-108 cm)	70
5.3.2	Enhet 44-2 (107-56 cm)	78
5.3.3	Enhet 44-1 (55-0 cm)	81
5.4	Kjerneprøve HH13-045-GC-MF	83
5.4.1	Enhet 45-3 (484-161 cm)	83
5.4.2	Enhet 45-2 (160-50 cm)	89
5.4.3	Enhet 45-1 (49-0 cm)	91
5.5	Kjerneprøve HH13-046-GC-MF	93
5.5.1	Enhet 46-2 (433-229 cm)	93
5.5.2	Enhet 46-1 (228-0 cm)	97
5.6	Sedimentasjonsrate og estimert aldersmodell	98
6.	Diskusjon	99
6.1	Seismo- og litostratigrafi	99
6.1.1	Seismostratigrafi i Ersfjorden	99
6.1.2	Korrelasjoner av kjerneprøve stratigrafi og seismisk stratigrafi	100
6.2	Sedimentasjonsrate og fordeling	107
6.2.1	Kjerneprøve HH13-044-GC-MF i basseng ₁	109
6.2.2	Kjerneprøve HH13-045-GC-MF i basseng ₂	110
6.2.3	Kjerneprøve HH13-046-GC-MF i basseng ₂	110
6.2.4	Sedimentasjonsrate i Ersfjorden sammenlignet med andre fjorder	111
6.3	Sedimentære prosesser og sedimentenes opprinnelsessted	113
6.3.1	Suspensjonsutfall i et glasimarint og et marint miljø	114
6.3.2	Is-transportert debris (ITD)	116
6.3.3	Massetransport avsetninger	118
6.3.4	«Cavity infills»	121
6.3.5	Sedimentenes opprinnelsessted	122
6.4	Deglasiasjonshistorie og utvikling av sedimentære miljø i Ersfjorden	125
6.4.1	Fase I	125
6.4.2	Fase II	126
6.4.3	Fase III	128
6.4.4	Sammenligning mellom Ersfjorden og nordnorske fjorder	128
6.5	Likheter og forskjeller mellom Ersfjorden og Kaldfjorden	131
6.5.1	Seismostratigrafisk sammenligning	132
6.5.2	Litostratigrafisk sammenligning	134
6.5.3	Sammenligning av dateringer, sedimentasjonsrater, fysiske og geokjemiske trender	136
6.6	Oppsummering av deglasiasjonshistorie og utvikling av sedimentære miljø i Ersfjorden	138
7.	Konklusjon	141
8.	Anbefalt for fremtidig arbeid	143
9.	Referanser	144

1. Innledning

1.1 Formål

Hensikten med denne studien er å utføre «multi-proxy» analyser av sedimentkjerner og tolke akustiske data i Ersfjorden på Kvaløya i Troms fylke. Basert på dette skal studien belyse sluttfasen for deglasiasjonen og det Holocene miljø.

De fleste systematiske undersøkelser i nordnorske fjorder har blitt begrenset til de største fjordene som går inn mot fastlandet. Forskningen fra disse fjordene har omhandlet blant annet deglasiasjons-dynamikker og kronologier i løpet av siste istid, post-glasiale sedimentære prosesser, sediment flukser og undersjøiske massebevegelser. Systematiske studier av mindre nord - norske fjorder langs vestkysten har så langt vært fraværende.

Ved å korrelere litostratigrafiske logger opp mot akustiske data, skal disse problemstillingene belyses:

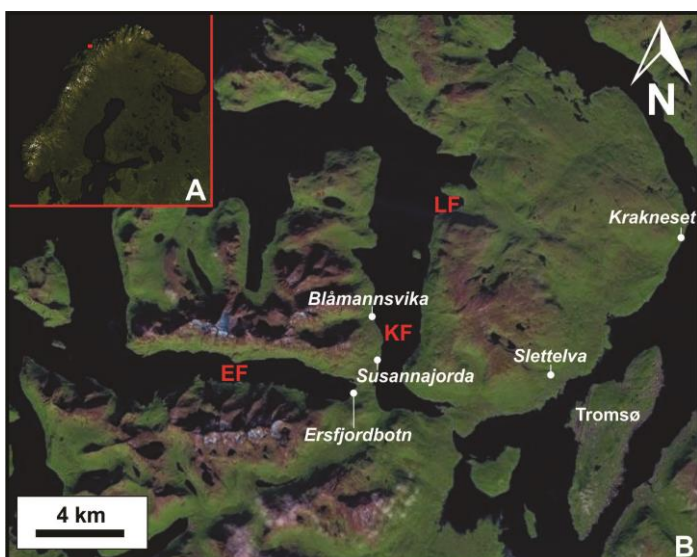
1. Når ble fjordene i de ytre kyststrøkene i Troms deglasiert?
2. Hva var deglasiasjons-dynamikken?
3. Hvilke sedimentære prosesser oppstod under og etter deglasiasjonen?
4. Likhetsstrekk og forskjeller med nabofjorden Kaldfjorden?
5. Hvordan er prosessene i de mindre fjordene fra de ytre kyststrøkene versus større fjorder som rager inn mot fastlandet?

1.2 Tidligere undersøkelser

Det vil være et tett samarbeid med studiet fra nabofjord Kaldfjorden, som blir utarbeidet av masterstudent Hermann Hermansen. Ingen forskning som omhandler kjerneprøver og høy oppløselig seismisk data fra Ersfjorden er tidligere publisert, men det finnes generell kvartærgeologisk kartlegging av Kvaløya. I dette studiet vil enkelte områder som kan relateres og ligger nær Ersfjorden bli nevnt.

Geoffrey D. Corner belyste i 1980 at snøskred har geomorfologiske effekter og undersøkte blant annet Ersfjorden. Corner identifiserte tre morfologiske varianter av skredpåvirkete landformer i Troms; «tongues», «pits» og «pools». Gjennom effekten av repeterte snøskred i løpet av de siste tusen år har disse landformene blitt til. I Ersfjorden ble det observert såkalte «avalanche impact pools»/«skredpåvirkete bassenger» (les mer i *kap. 2.3*).

I forbindelse med en masteroppgave i 1983 beskrev Viggo Larsen den eksogene geologiske utviklingen under sen Weichsel på den nordvestlige del av Kvaløya (Troms). Blant annet ble Ersfjordens antatte deglasiashistorie diskutert basert på undersøkelser gjort i Blåmannsvika, Susannajorda og Ersfjordbotn (mer om dette i *kap. 2.5.4*). Hald og Vorren (1983) undersøkte Lyfjorden som ligger i ytre Kaldfjorden. Basert på undersøkelser av stratigrafiske studier og strandforskyvning ble det konkludert at Lyfjorden området var deglasiert senest 12 500 kal. år BP (kalibrerte år «before present»). På Sletteelva (Kvaløya) beskrev Vorren et al., (1981) sedimenter fra Weichsel som inneholdt gjenavsatte interstadiale/interglasiale fossiler (*kap. 2.5.4*). Vorren & Elvsborg (1979) stedfestet Skarpnes-trinnet på Krakneset, nordøst på Kvaløya (*kap. 2.5.3 og 2.5.4*). Kartet i figur 1.1 viser hvor de tidligere nevnte undersøkelsene er gjort på Kvaløya.

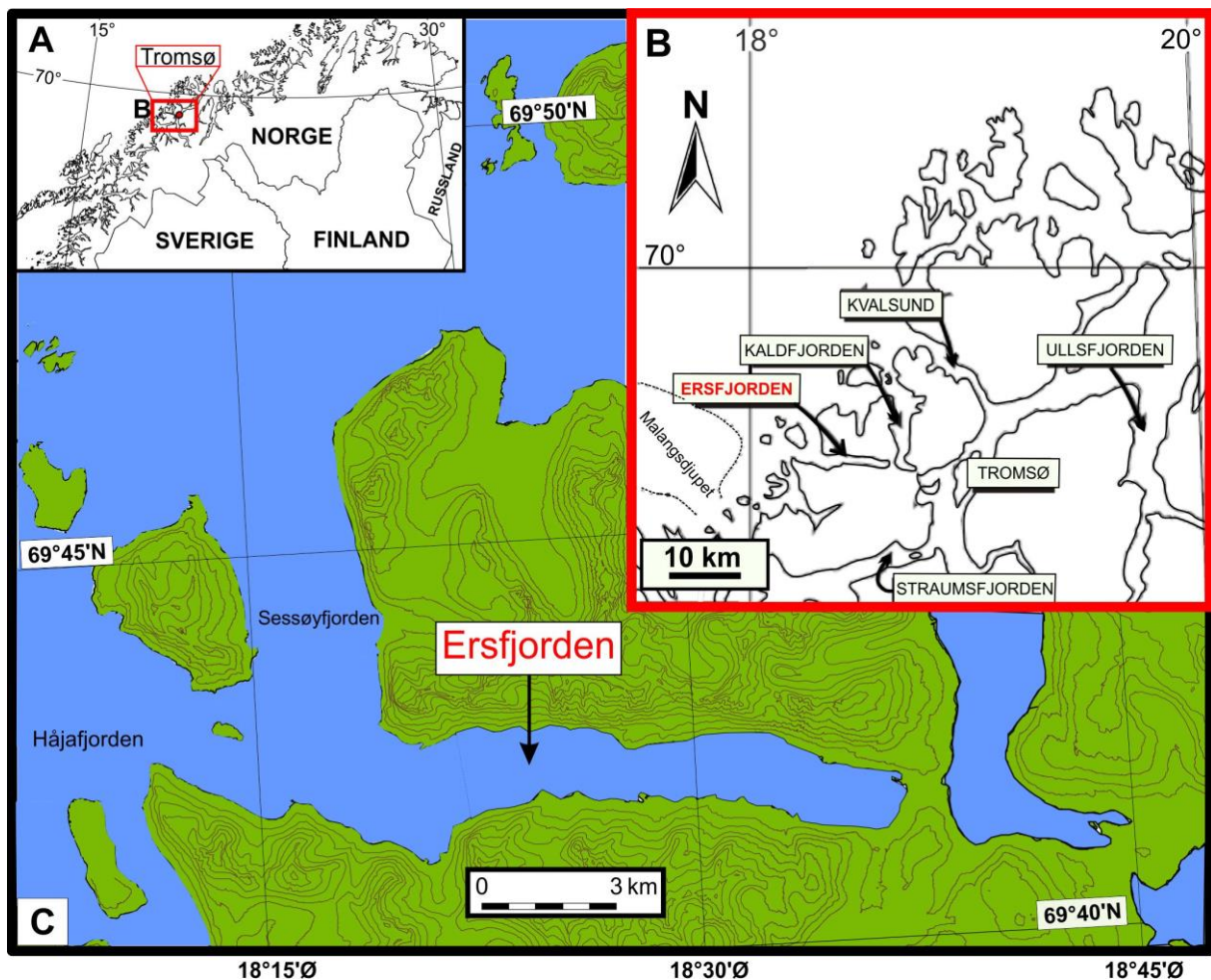


Figur 1.1: A: Rød markering oppe i Nord-Norge illustrerer posisjon til Kvaløya. B: Oversikt over lokaliteter fra tidligere undersøkelser rundt Ersfjorden og Kaldfjorden på Kvaløya, Tromsø kommune. EF: Ersfjorden, KF: Kaldfjorden og LF: Lyfjorden.

2. Studieområdet

2.1 Lokalitet

Ersfjord ($69^{\circ}41' N - 69^{\circ}42' N$ og $18^{\circ}18' O - 18^{\circ}38' O$) er lokalisert på øya Kvaløya i Tromsø kommune i Troms. Fjorden avgrensnes der Håjafjorden og Sessøyfjorden møtes i vest, og strekker seg ca. 12,5 km innover fastlandet i en tilnærmet vest–østlig retning (Fig 2.1). Maksimum bredde er ca. 2,5 km i den vestlige delen av fjorden (fjordmunning). Innerst i Ersfjorden ligger Ersfjordbotn. Fjorden er skilt fra Kaldfjorden med et smalt eid (800 m bredt og 45 m høyt). Totalt sett dekker fjorden et areal på omtrent 20 km^2 , noe som ansees som en liten fjord. Fjorden har direkte kontakt med det åpne Norskehavet.



Figur 2.1: A: Oversiktskart over Nord-Norge. Det røde rektangelet indikerer området som vises i fig. B. B: Et nærmere kart av store deler av Tromsø kommune. C: Kart over Ersfjorden.

2.2 Berggrunn: Vest-Troms gneiskompleks og Ersfjordgranitt

Ersfjorden ligger i grunnfjellkomplekset i Vest-Troms, også kjent som Vest-Troms gneiskompleks (VTGK) (se fig. 2.2). Dette er en fellesbetegnelse for området med prekambriske bergarter fra Senja i sør til Vanna i nord. Samme type kompleks finnes i Lofoten-Vesterålen. Sannsynligvis er området en vestlig forlengelse av det fennoskandiske grunnfjellet som man finner i store deler av Nord-Sverige og Nord-Finland (Zwaan et al., 1995; Corfu et al., 2003; Bergh et al., 2013).

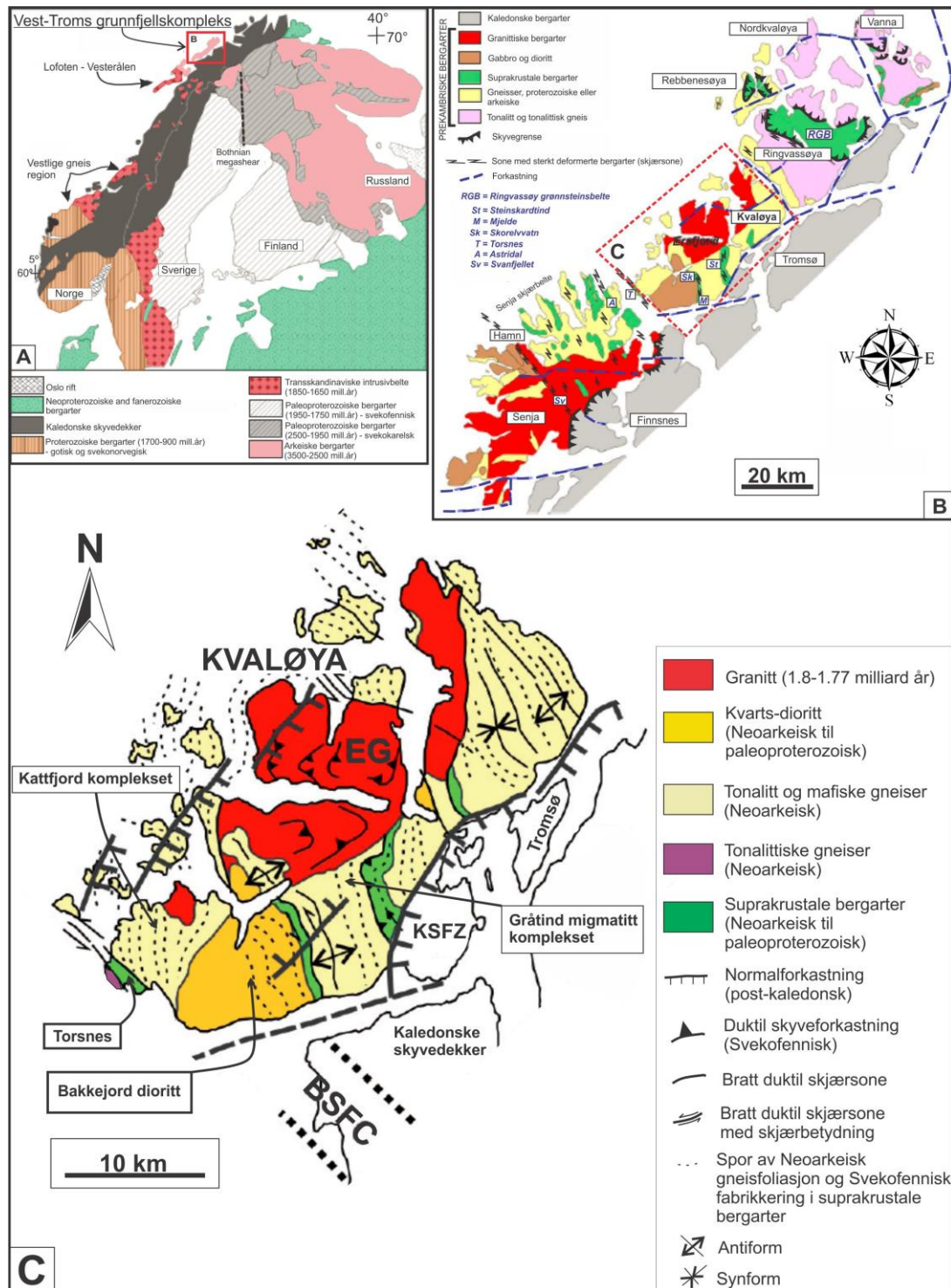
På fastlandet ligger disse grunnfjellsbergartene skjult under en tykk pakke av kaledonske skyvedekker fra devontiden. Den geologiske bergartsgrensen mellom de prekambriske bergartene og de kaledonske bergartene går langs østsiden av Kvaløya og kalles for Kvaløysletta-Straumbukta forkastningen (KSFZ) i en sørvestlig-nordøstlig retning (Kullerud et al. 2006).

Vest-Troms gneiskompleks består av 4 grunnfjellsbergartstyper basert på alder og sammensetning (Bergh et al., 2010):

- 1) Meso-Neoarkeiske TTG gneiser (tonalitt-trondhemitt-granodioritt) av varierende sammensetning.
- 2) Neoarkeiske og Paleoproterozoiske meta-suprakrustale bergarter (grønnsteinsbelter) som ligger over de Neoarkeiske TTG-gneisene.
- 3) Tidlig Paleoproterozoiske mafiske ganger.
- 4) Paleoproterozoiske granitter og mafiske dypbergarter.

Øyene Senja, Kvaløya, Ringvassøya og Vanna utgjør VTGK. Dåfjord (Ringvassøya) og Kvalsund (mellom Kvaløya og Ringvassøya) gneisene er datert til å ha en alder på 2.92–2.77 Ga (milliarder år) (Zwaan et al., 2006, Myhre et al., 2013), mens tonalittene på Vanna helt nord er blitt datert til en alder på 2885 ± 20 Ma (millioner år) (Bergh et al. 2007).

Grunnfjellsbergartene fra Neoarkeisk tid har flere likhetstrekk med Lofoten – Vesterålen komplekset, slik som f. eks magmatiske tonalitter dannet fra 2.9–2.8 Ga (Bergh et al., 2014). Hovedsakelig består berggrunnen i Lofoten-Vesterålen av gabbro, anortositt, mangeritt, charnockitt og granitt. Disse er datert til en alder på 1.8–1.7 Ga gjennom den Svekofenniske orogenesisen (Corfu, 2004).



Figur 2.2: **A:** Forenklet berggrunnskart over det baltiske skjold. **B:** Oversikt over Vest-Troms gneiskompleks. **C:** Detaljert berggrunnskart over Kvaløya og Ersfjorden, som viser de viktigste Arkeiske-Paleoproterozoiske foliasjoner og post-kaledonske normalforkastninger som skiller grunnfjellet fra kaledonske skyvedekker i øst og sen paleozoiske-mesozoiske bassenger i vest. EG = Ersfjordgranitt, KSFZ = Kvaløysletta– Straumbuktaforkastningsssone, BSFC = Bottenhavet– Senja forkastningskompleks (modifisert etter Corfu et al., 2003; Kullerudet al., 2006; Indrevær et al., 2013).

I nordlige deler av grunnfjellkomplekset finnes en ca. 10 km bred sone som strekker seg fra øst til vest over Ringvassøya, der lavabergarter veksler med sedimentære bergarter som har sin opprinnelse fra eroderte vulkanske bergarter (suprakrustale bergarter/«grønnsteinsbelter») og er datert til 2.85–2.83 Ga (Kullerud et al., 2006; Bergh et al., 2010). Vanna har også innslag av dette grønnsteinsbeltet og er blitt datert til en alder på 2.40 – 2.22 Ga (Bergh et al., 2007; Bergh et al., 2010). Senja skjærbeltet er en 30 km bred grønnsteinsbelte som er parallell med Ringvassøya i en nordvestlig-sørøstlig retning, mens på Kvaløya opptrer de suprakrustale bergartene som mellomliggende, smale, bratte, NNV-SSØ påfallende belter innenfor gneisene. Den mest fremtredende av disse er Mjeld –Skorelvvatn forkastningssonen. Både deler av Senja skjærbeltet og Mjelde–Skorelvvatn er blitt datert til 1.98 Ga (Corfu et al., 2003; Bergh et al., 2010).

For ca. 2.4 Ga ble den stabile skorpa som var blitt dannet gjennom perioden arkeisk til paleoproterozoisk tid utsatt for strekking. Mørke dioritt gangbergarter ble dannet og er i dag godt synlige på Ringvassøya. På øya Vanna finnes et område med lite omvandlet sandstein og leirstein avsatt på et erodert lag av de gamle tonalittiske gneiser og gangbergarter (Nordgulen & Andresen, 2007). Sandsteinene er kuttet av en dioritt som har en størkningsalder på 2.22 Ga (Bergh et al., 2010). Dermed har de arkeiske bergartene blitt hevet til overflaten og slitt ned av ytre geologiske prosesser før sedimentene på Vanna ble avsatt mellom tidsrommet 2400 - 2220 Ma siden. Deretter ble de overleiret og omdannet til sandstein før de diorittiske smeltemassene trengte inn og størknet. (Nordgulen & Andresen, 2007; Kullerud et al., 2006).

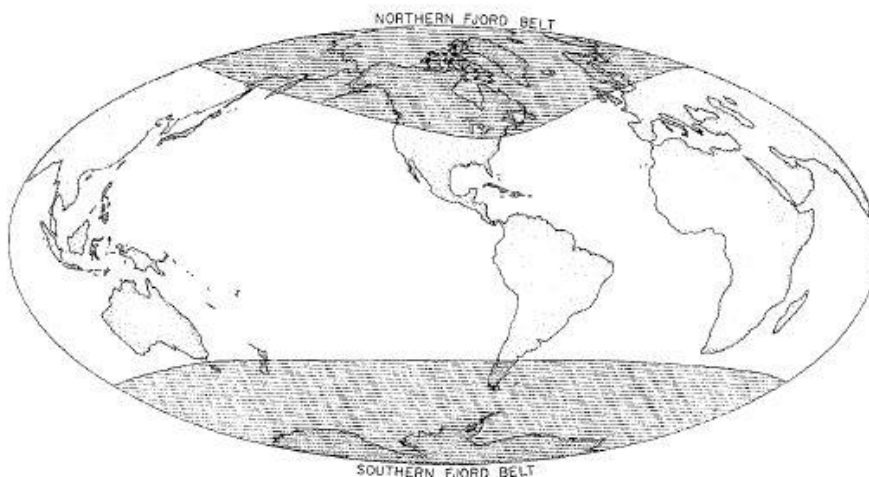
På Kvaløya (nest størst øy i VTGK) dominerer de pre-kambriske bergartene grunnfjellet, unntatt en liten sørøstlig del av øya som består av et kaledonsk skyvedekke (øst for KSFZ). Berggrunnen på Kvaløya består av ulike typer gneiser. Disse er omdannede magmatiske/sedimentære bergarter og kalles gjerne for «suprakrustale gneiser». Eksempler på dette finnes som konglomerat og granat–glimmergneis på Torsnes (Kullerud, 2004). Torsnesbeltet har gitt en maksimum datering på 1970 ± 14 Ma og kan korreleres med Mjelde-Skogelvvatn hendelsen (Bergh et al., 2010). De eldste bergartene på Kvaløya er den neoarkeiske Bakkejord dioritt, Gråtind migmatitt komplekset og Kattfjord komplekset (ca. 2,8–2,6 Ga) (Myhre et al., 2013). Se figur 2.2C for stedsplassering.

Ersfjordgranitten er den yngste pre-kambriske bergarten datert i VTGK. Denne uniforme granitten er 40 km lang og 20 km bred, og er datert til en alder på 1.79 Ga (Bergh et al., 2010). Granittisk magma kom opp fra dypet og størknet 10-15 km under overflaten (intrusiv plutonisk kompleks). Senere ble området erodert ned til dette nivået. (Kullerud et al., 2006). Bergarten er massiv, noe som gjør den motstandsdyktig mot forvitring og danner i dag fjell som strekker seg over 1000 moh (blant annet fjelltoppene Blåmannen og Hollenderan). Denne granittiske hendelsen skjedde samtidig med granittisk intrusjon og dannelse av Hamn noritt på Senja (1.8 Ga) (Bergh et al., 2010).

Gjennom paleo-proterozoisk tid har Kvaløya blitt utsatt for foldinger, foliasjon og duktile skjærsoner (Indrevær et al. 2014). Senere forkastningsaktivitet har gitt intern variasjon i ersfjordgranitten. På vestsiden av Kvaløya (Rekvika) ser ersfjordgranitten annerledes ut enn hva den gjør innover Ersfjorden grunnet mineralforskjeller (Kullerud, 2004).

2.3 Geomorfologi

Fjorder har utviklet seg gjennom glacial erosjon av tidligere fluviale daler eller utnyttelse av forkastnings- eller litologiske svakhetssoner. Fjordbelter finnes for eksempel i Norge, Island, Grønland, Alaska, Canada, Chile, New Zealand og Antarktis. Generelt på høye breddegrader (nord for 43° N og sør for 42° S) (Se figur 2.3) (Syvitski, 1987; Corner, 2005; Howe et al., 2010).

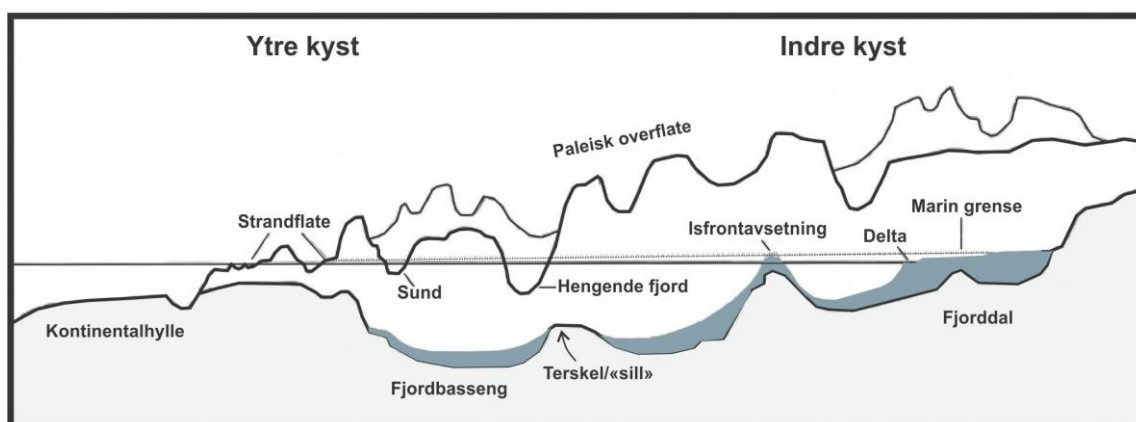


Figur 2.3: Den generelle fordelingen av fjordbelter på den nordlige og sørlige halvkule (Syvitski et al., 1987).

Fjorder blir kategorisert og klassifisert ut fra forskjellige parametere, slik som det fysiske regime (f. eks høy eller lav sedimentasjonsregime, Syvitski et al., 1987), glasiasjonsregime (Alaska, Svalbard, Grønland og Antarktisk regime, Hambrey (1994)) og klimatiske forhold (polar til temperert, Domack & McClenn (1996)). Syvitski et al., 1987 grupperte 5 kontrollerende parametere; glasiasjon, fluvial, klimatisk, geografisk og geoteknisk. Summen av dette påvirker en fjords sirkulasjon, sedimentasjon, biogekjemi og fauna.

Det er flere definisjoner på en fjord. Syvitski et al. 1987 definerte en fjord som en dyp høy-breddegrads estuarie utgravd av isbreer. I Norge refereres termen på en generell basis der det inkluderes et bredt spekter av morfologiske elementer. En felles geomorfologisk term av en fjord blir gjerne omtalt som forholdsvis lang, smal og over-fordypet med bratte sider (Corner, 2005). De er ofte svingete i form eller har en såkalt «kroket arm» av hav som er skåret inn i høylandet. Fjorder er submarine, mens fjorddaler ligger over havnivå på grunn av isostatisk heving (kap. 2.5.5).

Selve utformingen kan være veldig varierende. En vel utviklet fjord har relativt bratte sider både over og under havoverflaten. I tverrsnitt har fjorder en karakteristisk U- form. I utgangspunktet har fjorden en «parabel» - form (V- form), men denne svekkes med tiden på grunn av sediment transport fra ulike sedimentære prosesser til fjordbassengene (Syvitski et al., 1987). I langprofil består de alltid av dype bassenger atskilt med grunnere terskler («sills»). Tersklene kan bestå av berggrunn, tykke isfrontavsetninger (morenemateriale) eller glasmarine avsetninger som dekker berggrunns høyder. Fjordsidene er sjelden ensidige i form, noen kan vise talus vifter, trunkerte spor, V- formet gullies eller daler (se figur 2.4) (Syvitski et al., 1987; Corner, 2005).



Figur 2.4: Et skjematisk tverrsnitt over en typisk norsk fjord med de viktigste morfologiske elementene indikert (Corner, 2005).

Corner (1980b) identifiserte skredpåvirkete bassenger som har dannet landformer i Ersfjorden. Hele 8 lokaliteter på den nordlige siden av fjorden ble registrert. Dette er fordypninger som oppstår med et stort vanninnhold og er grenset distalt ved en debris bueformet rygg. Erosjonen foregår i all hovedsak på proksimal side og avsetning på distal side. Ofte ligger fronten av denne ryggen rett under havnivå. Flere av disse oppstår under gullies. Disse landformene er antakelig blitt dannet de siste hundre år, muligens de siste tusen år. Enkelte hadde lateral utbredelse og kan relateres med nivået til Tapes transgresjonen (se kap 2.5.5).

Morfologien er kompleks og sammensatt, og berggrunnen er en sentral del av dette. Granitt, som Ersfjorden omkranses av, danner ofte bratte skråninger. Skifer derimot gir mer slakere skråninger. Var glasiasjonsregimet varm- eller kaldbasert førte det til mer eller mindre erosjon, samtidig som sedimenttilførsel og skråningssvikt under post- glasiasjonstiden spilte en stor rolle. Til og med Corioliskraften påvirker fjordveggene gjennom havstrømmer (Syvitski et al., 1987).

Ersfjordens maksimale vanddyb er noe grunnere enn 200 meter nær fjordmunningen. Fjorden består av totalt tre hoved-bassenger og tre hoved-terskler. Men fjorden inneholder også flere sub-bassenger og sub-terskler (mer om dette i kap.4) (se figur 2.5). I dag er det ingen aktiv glasiasjon i området, men snøfonner kan holde gjennom sommeren på de høyeste fjelltoppene.

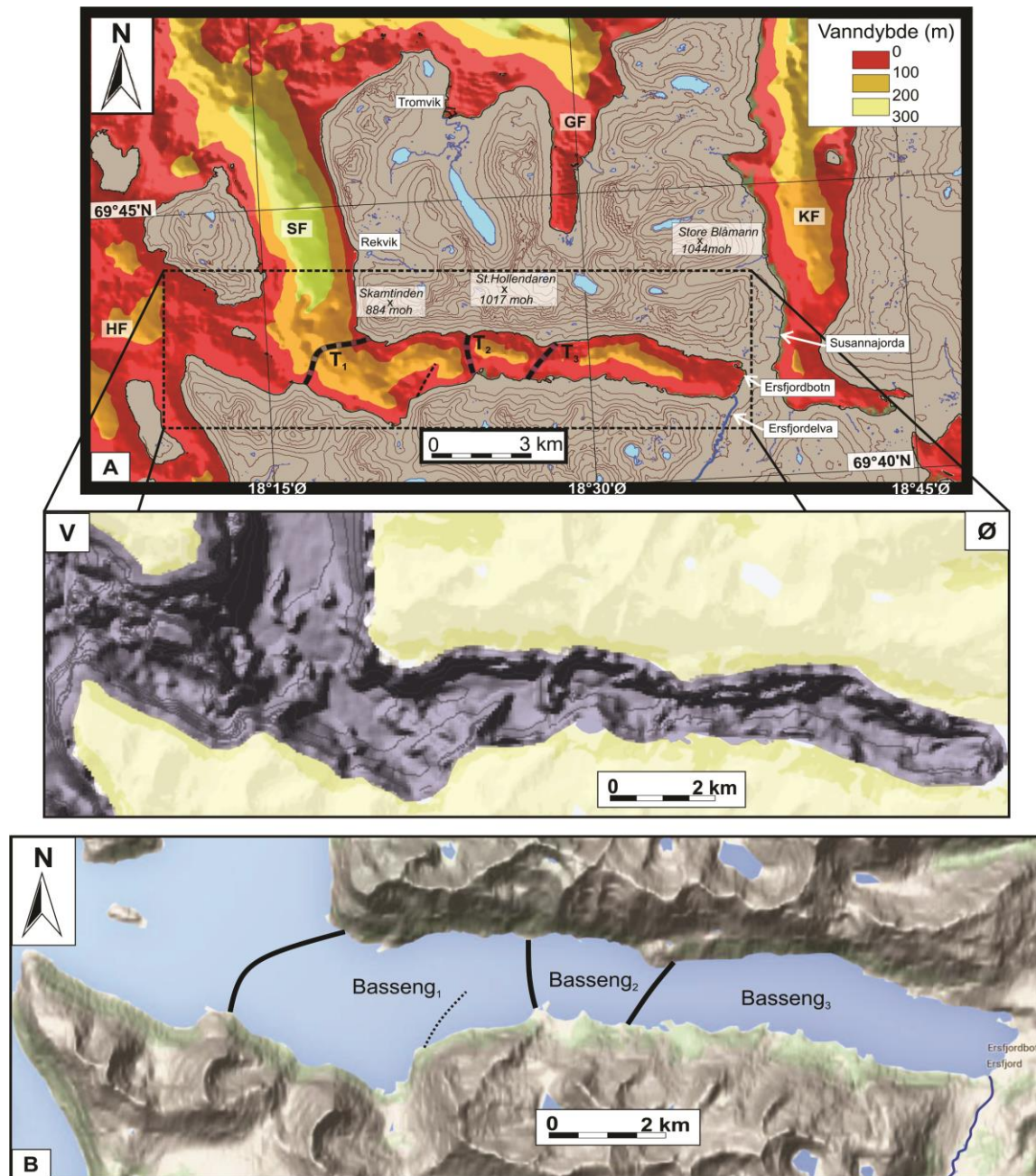
Det er omtrent 200 fjorder langs Norskekysten (Corner 2005a). Indre fjorder er typisk smale og blir dypere mot munningene hvor de gjerne slutter seg til sine side-fjorder. Ytre fjorder blir vanligvis utvidet og spriker inn i et nettverk av sammenhengende «sund» (fjordarm). Korte fjorder er vanlig fra de største fjellrike øyene, slik det gjelder for Ersfjorden. Mange fjorder stopper ved en markert terskel nær den ytre grense av et landområde, mens noen fortsetter som submarine traue gjennom strandflaten og noen kan strekke seg så langt som til kontinentalhylla (Corner, 2005).

Den grunneste terskel finnes ofte ved fjordmunningen (< 200 – 300 meter dyp).

Fjordbassengene bak denne har vanligvis en dybde fra 200 – 500 meter. Såkalte «hengende daler/hengende fjorder» finnes ofte i tilknytning til fjordens hoved-traue og det er ofte elver å se i disse. En tilnærmet flatgulvet morfologi, som mange fjordbassenger har, er i stor grad på grunn resultatet av mektigheten til sedimentene fra siste deglasiasjon (Syvitski et al., 1987).

Dagens sedimenttilførsel oppstår fra hovedsakelig noen små elver (utenom bunnstrømmer fra

det åpne hav), hvor deriblant Ersfjordelva munner ut innerst i fjorden. Her bygges det gjerne ut et delta, som markerer grensen fra dal til fjord. Fjorder kan også gå inn mot landområder til en relativ brå fjellvegg (Se figurene 2.4 og 2.5. Les mer i kap.2.6) (Corner, 2005).



Figur 2.5: **A:** Forenklet batymetri- og topografikart over Ersfjorden. T = Terskel, HF = Håjafjorden, SF = Sessøyfjorden, GF = Grøtjorden og KF = Kaldfjorden. Utsnittet viser den kuperte havbunnen med flere lokale-terskler (fra kartdatabasen Mareano). **B:** Illustrerer fordelingen av hoved-bassengene skilt ved hoved-terskler (kart hentet fra Google Maps).

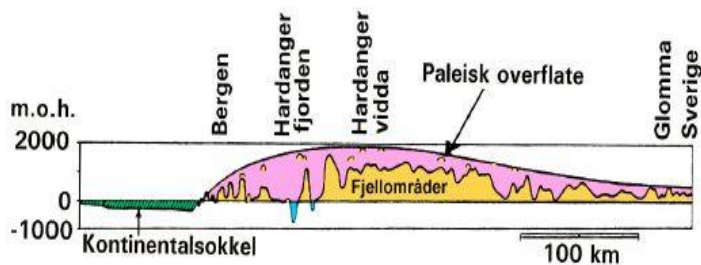
Syvitski et al., (1987) beskrev at en fjordorientering bestemmes ut fra flere geologiske strukturer slik som forkastningssoner, vulkanske ganger, plutoner og ulike sammensetninger i berggrunn. Tektoniske brudd påvirker sterkt orienteringen til landformer både lokalt og regionalt. Dermed vil orienteringen ofte være parallell til forkastningssystemer og grenser av ulike bergarter (Corner, 2005). For eksempel er Ullsfjord og Lyngenfjord i Troms parallell med grenser av de kaledonske skyvedekkenene. Ersfjordens vest – østlige orientering stemmer ikke helt i overens med disse betingelsene og er derfor ikke kun styrt av litologiske bergartsgrenser.

Et forslag til Ersfjordens orientering kan knyttes til regional tektonikk. Den duktile deformasjonen innen Vest- Troms gneiskompleks består for det meste av Svekofennisk alder (1,8 – 1,7 Ga), og dette inkluderer storskala oppreiste og vertikale folder knyttet i en nordvestlig – sørøstlig retning, med bratte deformasjonssoner eller jordskorpeblokk (terrane) (Indrevær et al., 2013). Disse strukturelle trendene er i stor grad parallell med det arkeiske og paleoproterozoiske orogene beltene fra det Fennoskandiske skjold som strekkes fra Kolahalvøya i Russland, gjennom Finland og Sverige (blant annet Bottenvika – Senja forkastningssonen) og kan være en av bidragsyterne til Ersfjordens orientering (se figur 2.2). Det er også i de nordvestlige deler av Ersfjorden avdekket normalforkastninger som stammer som post- kaledonske hendelser. Ved bruk av «Digital Elevation Model» (DEM) publiserte Indrevær et al., 2014 også tolkete forkastninger som går parallelt gjennom fjordbunnen i Ersfjord. En tolkning av DEM data bygger på antakelsen om et alpint landskap som er delvis tektonisk kontrollert og dermed tillater kartlegging av tektoniske lineamentsoner fra enten flyfoto eller terreng modeller (Indrevær et al., 2013).

2.4 Pre- glasial utvikling

For ca. 55 Ma siden, omtrent i overgangen mellom paleocen og eocen, startet havbunnsspredningen mellom Grønland og Norge. Det var en periode med stor magmatisk aktivitet og havbunnsspredningen flyttet seg gradvis nordover. Før denne dannelsen av Norske – Grønlandshavet, var områdene utenfor Norge en del av et epikontinentalt havområde mellom Fennoskandia, Svalbard og Grønland. Kontinentalmarginene utenfor Norge og Grønland gjennomgikk allerede fra devon en langvarig post- kaledonsk ekstensjon før selve havbunnsspredningen startet (Faleide et al., 2008).

Havbunnsspredningen førte til at landområdene langs vestkysten av Norge og østkysten av Grønland hevet seg og kalles for den tertiære landhevingen. Landskapet som ble hevet var blant annet rester av det subkambriske peneplan (peneplan; hovedsakelig flatt med noe bølget landskap på grunn av forvitring og erosjon) som finnes f. eks på Finmarksvidda (og Hardangervidda) og den paleiske peneplan på grunn av stor nedtæring av overflaten grunnet et varmt klima med kjemisk forvitring i jura, kritt og i begynnelsen av tertiær tid. Dette resulterte i en svært stor nedtæring av den kaledonske fjellkjeden (fra ordovicium til tidlig devon). Den paleiske peneplan bestod av et landskap dekket med forvittringsjord og svakhetssoner med dyp forvitring. Landhevingen i Skandinavia ga derfor en spesiell asymmetrisk geometri illustrert i figur 2.6 (Jørgensen et al., 1997)



Figur 2.6: Den paleiske overflaten som illustrerer Norges omtrentlige overflate da den tertiære landhevingen tok slutt. Rosa omriss indikerer eroderte områder de siste 40 Ma (Jørgensen et al., 2013).

Prosessen for denne type oppsprekking er sammensatt av flere faktorer. Tidligere episoder med fjellkjededannelser og skorpebevegelser i hele Nord-Europa førte til at Skandinavia hevet seg og gamle jordskorpestrukturer i undergrunnen langs kontinentranden kan ha bidratt til denne nord-østlige retningen for oppsprekkingen. Under den sørlige del av Grønland var det en mantelpute som forårsaket oppsmelting og vulkandannelse, og satte kontinentet i bevegelse i en vestlig retning (Martinsen & Nøttvedt, 2007). Denne type oppsprekking i Norskehavet førte til dannelse av bruddsoner, som ble orientert omtrent vinkelrett på spredningsryggen (sørøst–nordvest). Den mest kjente bruddsonen i Norskehavet er Jan Mayen bruddsonen (Faleide et al., 2008).

Klimaet opprettholdt seg varmt og fuktig under oppsprekkingen av Norskehavet, slik det var for store deler av periodene kritt og jura. Vulkanisme tilførte enorme mengder CO₂ til atmosfæren og mengde spor av paleo-pockmarks på havbunnen vitner om betydelig metan utslipp (Judd & Hovland, 2007). På slutten av paleogen (eldste del av tertiær) til overgangen tidlig neogen (yngste del av tertiær), dvs. ca. 23 Ma siden, snudde klimaet totalt. Faktorer som at platedriften førte Norge lengere nordover mot et kaldere temperert klimasone og åpningen

av Norskehavet som førte til utveksling av varme og kalde vannmasser mellom den sørlige Atlanterhavet og nordlige havområder var utslagsgivende (Martinsen & Nøttvedt, 2007; Vorren & Mangerud, 2007).

2.5 Glasiasjonshistorie

2.5.1 Tidligere istider

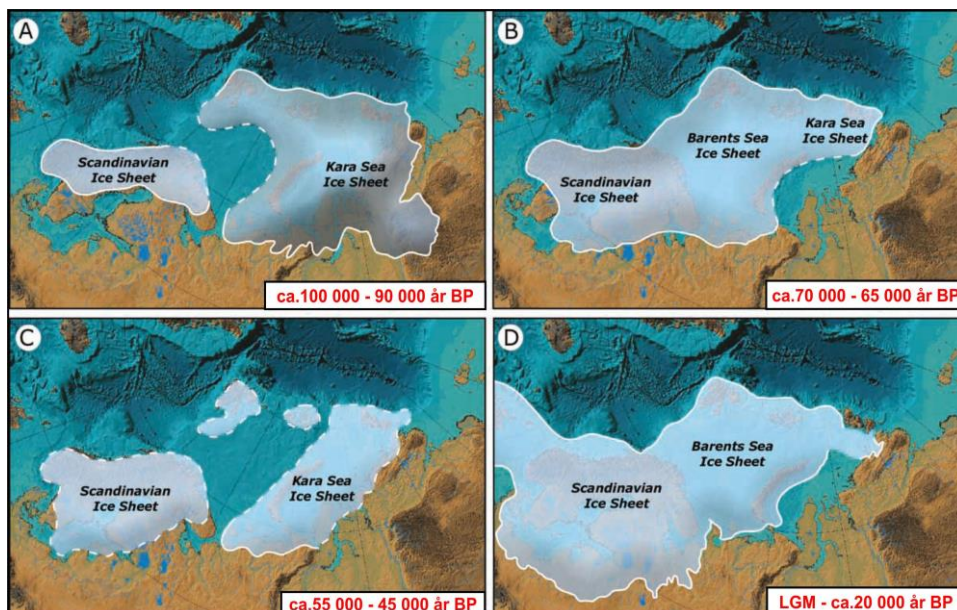
Gjennom de siste ~2,8 Ma har hyppige og drastiske klimaendringer ført til mange store og små istider. Det er anslått å ha eksistert i underkant av 40 istider i løpet av kvartærperioden (Mangerud, 1992; Lisiecki & Raymo, 2005; Amantov et al., 2011). Dagens morfologi er blitt til gjennom mange hundre millioner år, men den siste store påvirkningen på landskapet skyldes de siste istidens fremtreden. Is har stor erosjonsevne og elver som eksisterte før istidene, samt bergartsgrenser, forkastningssoner og svake bergarter ble i stor grad påvirket. Enorme mengder glasigent materiale ble transportert og avsatt som en direkte konsekvens av isen og isstrømmer (Sveian, 2004; Ottesen et al., 2005).

De tre siste istidene er Elster, Saale og forrige istid Weichsel. Spor av de tidligere istidene er få på grunn av den eroderende konsekvens siste istid hadde. Men det er gjort funn av eldre glasiiale sedimenter på Finnmarksvidda og Jæren, som strekker tilbake til Elster- istiden (Mangerud et al., (2004)). Svendsen et al., (2004) foreslår det var tre glasiiale maksimum under Weichsel for det Eurasiske isdekket. I følge Larsen et al., (2006) kan glasiasjonen i midt Weichsel deles inn i to stadier på grunn av samspillet mellom Barentshavet, Karahavet og det Skandinaviske isdekket i det nordvestlige Russland. I denne masteroppgaven defineres Weichsel istiden basert på artikkelen til Larsen et al., (2006), men suppleres av Svendsen et al., (2004) (figur 2.7):

- I. **Tidlig Weichsel:** For 100 000 – 80 000 år BP («before present») oppstod et østlig isdekke i Karahavet og et mindre over Skandinavia. Dominansen av isdomen var lokalisert i øst på kontinentalsokkelen til Karahavet og det er denne som definerer det glasiiale maksimum. Sørlige Barentshavet var isfri. En rekonstruksjon tilsier at den største utbredelsen skjedde for om lag 90 000 år siden BP (Larsen et al., 2006). Svendsen et al., (2004) mente derimot at det var et sammenhengende isdekke i denne perioden og at Barentshavet også var isdekt.

- II. **Midt Weichsel:** Fra omtrent 70 000 – 65 000 år BP gikk Barentshavsisdekket i ett med det Skandinaviske. Fra ca. 55 000 – 45 000 år siden var isdekket sentrert rundt Karahavet og hang ikke lenger sammen med det Skandinaviske isdekket. Store deler av Barentshavet var igjen isfritt (Larsen et al., 2006).
- III. **Sen Weichsel:** Perioden omfatter ca. 25 000 til 11 500 år BP, og perioden refereres som det siste glasiiale maksimum («LGM – Last Glacial Maximum») var fra ca. 25 000 til 18 000 år BP. Dette var den kaldeste perioden som bidro til det største isdekket over Skandinavia og Barentshavet, og isdekket nådde sannsynligvis helt ut til eggkanten minst to ganger. Dermed har vi i Norge få lokaliteter med avsetninger fra perioden før sen Weichsel (Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006).

Svendsen et al., (2004) bekreftet at under tidlig og midt Weichsel befant Barents- og Karahavets isdekket seg lengere inn i de nordligere deler av Russland, enn hva isdekket gjorde under sen Weichsel. Dermed er det en suksessiv nedgang gjennom Weichsel for Barents–Karahavets isdekke, mens en progressiv økning av det Skandinaviske isdekket.



Figur 2.7: Rekonstruksjon av det Eurasiske isdekket som illustrerer perioden gjennom istiden Weichsel. **A** indikerer utviklingen i tidlig Weichsel, **B** og **C** viser de to ulike isutbredelsene under midt Weichsel. **D** viser isdekkets største utbredelse for omtrent 20 000 år siden BP og kalles for «Last Glacial Maximum» (LGM). Modifisert etter Larsen et al., (2006).

2.5.2 Isstrømmer under siste istid

De første paleo-isstrømmene ble beskrevet av Clark (1993) fra satellittbilder på land og ble betraktet som en strøm av hurtige bevegende ismasser med en felles karakteristikk form. Denne karakteristiske morfologiske formen er beskrevet som «mega-skala glasiale lineasjoner» (MSGL) og er de største subglasiale landformene som finnes. De danner særegne subglasiale mønstre på havbunnen som observeres som parallelle langstrakte strømningslinjer og er ryggformet. De største isstrømmene på norsk kontinentalsokkel befant seg i Norskerenna og i Bjørnøyrenna. I Bjørnøyrenna er de individuelle lineasjonene opptil 180 km lang og 2 til 5 km bred. En annen karakteristisk subglasial landform er «flutes». Disse er avlange strømlinjeformede rygger av sediment (glasial diamikton) produsert under en isbre innrettet med bevegelsesretningen til isstrømmen og opptrer som en rekke parallelle rygger. I størrelse er de bare noen titalls centimeter til noen få meter høye og brede, og noen titalls meter i lengde. I ytre Andfjorden er de identifisert på høyder mellom 3 og 10 meter og blir referert som megaflutes (Clark, 1993; Rafaelsen et al., 2002; Vorren & Plassen, 2002; Ottesen et al., 2005; Dowdeswell et al., 2006; Andreassen et al., 2007,2008). Landformene er tolket til å være dannet av sub-glasial sediment deformasjon (Clark et al., 2003).

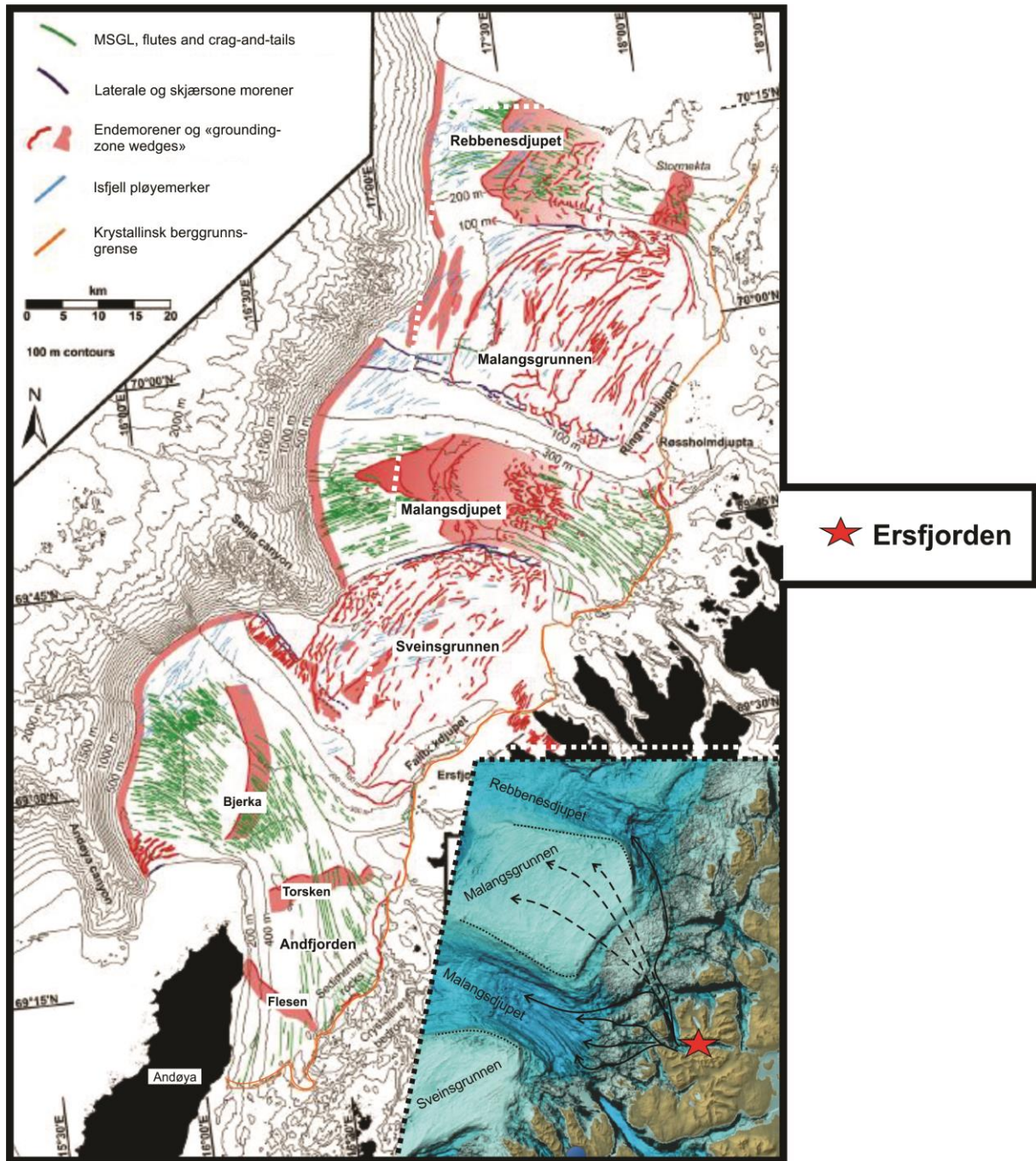
Paleo-isstrømmene dannet brå laterale marginer i forhold til sakte strømmende is, siden isstrømmene var konsentrert der man finner traueene i dag (eroderende effekt), mens på bankene var det okkupasjon av en mer passiv is (større avsetning). Kunnskapen om isstrømmer kommer i stor grad fra forskning i Antarktis og dens innflytelse på marine sedimenter (blant annet Canals et al., 2000; Dowdeswell et al., 2004).

Både Ottesen et al., (2005, 2008) og Rydningen et al., (2013) har beskrevet blant annet isstrømmenes påvirkning på kontinentalhylla utenfor Troms og Ersfjorden (Figur 2.8). Isstrømmene starter allerede inne i innlandsisen, men i områder med sedimentær berggrunn (dvs. ved overgangen fra krystallint til sedimentært grunnfjell), ser man en bedre fremtreden av lineasjonene. Det finnes i dag omtrent 20 paleo-isstrømmer langs den norske kontinentalmarginen under siste istids maksimum. Utenfor Vesterålen–Troms er det fire markerte paleo-isstrømmer; Vestfjorden–Trænadjupet isstrøm, Andfjorden isstrøm, Malangsdjupet isstrøm og Rebbenesdjupet isstrøm (Ottesen et al., 2005; Rydningen et al., 2013).

Rydningen et al., (2013) baserer orienteringen av fjorder og daler langs kysten på innsiden av traueene som et definert område på omtrent 40 000 km² stort nedslagsfelt for is-drenering til

AMR- systemet (Andfjorden–Malangsdjupet–Rebbernesdjupet) under siste istids maksimum. Tornetrask–Ofotfjorden området var mest sannsynlig hoved-dreneringsruta for nordlige deler av Vestfjorden–Trænadjupet systemet og fungerte dermed som en sørlig grense for drenering til AMR-systemet. Det antas at ismasser beveget seg sentralt ut fra en kaldbasert isdome i nord- østlige deler av Sverige. Denne isdomen er blitt modellert og beregnet til å ha vært over 2.5 km tykk på sitt største (Amantov & Fjeldskaar, 2013). Det er estimert at Andfjorden og Malangsdjupet mottok 40 % hver av ismassene, mens Rebbernesdjupet mottok 20 % (Rydningen et al., 2013).

Havbunns morfologien vest for Ersfjorden viser traue og banker som er blitt dannet av isstrømmer og passiv is som befant seg i mellom. Fra Ersfjorden ble det meste av is-transport ført gjennom Malangsdjupet og Rebbernesdjupet sammen med isstrømmer, mens på Malangsgrunnen fantes det mer passiv is. Antakelig var Ersfjorden som befinner seg vest for det definerte AMR- systemet en mindre bidragsfjord til dette dreneringssystemet.



Figur 2.8: Geomorfoloisk kart som illustrerer glasielle landformer identifisert på kontinentalsokkelen etter siste istidsmaksimum. Grønne striper indikerer områder med blant annet MSGS og flutes. Vinduet nede i høyrehjørnet viser havbunnen innenfor den stiplede ruten (hvit) oppe i høyrehjørnet.. Den røde stjernen illustrerer Ersfjordens plassering og er ikke med i det store geomorfoloiske kartet. De langstrakte sorte pilene indikerer hurtigstrømmende is, mens de stiplede sorte pilene indikerer saktestrømmende is (passiv is). De stiplede linjene langs bankene indikerer skjærsonen mellom hurtigstrømmende is og passiv is. Figur modifisert etter Rydningen et al., (2013).

2.5.3 Deglasiasjon i Troms

Den generelle kronologi og utvikling av isens tilbaketrekking i Troms etter siste istidsmaksimum har vært kjent i flere tiår (Andersen, 1968). Omfattende og detaljert kartlegging av marginale morener som kan spores over betydelige avstander, sammen med hevede strandlinjer som kutter inn i endemorener eller forlenget seg over is-kontaktdeltaer ble avdekket. Videre ble denne forskningen argumentert med radiokarbondateringer fra marine sedimenter av pre- eller post-dateringsmorener (f. eks Vorren & Elsborg, 1979; Corner, 1980).

Dette ga grunnlag for dannelse av en regional kronologi av is-marginen gjennom regionen. Resultatet visste at det var stor forskjell mellom de ulike fjorder. I senere tid har flere nye studier hentet inn ny kartlegging og samlet nye dateringer (blant annet Fimreite et al., 2001; Forwick & Vorren, 2002; Vorren & Plassen, 2002; Eilertsen et al., 2005).

I kronologisk rekkefølge beskriver dette studiet isens tilbaketrekking, stans og framrykk. Ute på kontinentalsokkelen benyttes forskning fra Andfjorden-Vågsfjorden området (Vorren & Plassen, 2002). På fastlandet går studiet sentralt ut fra Tromsø-området og dekker områdene Ullsfjorden, Lyngen-Storfjord, Balsfjord og Malangen-Målselv. Dateringene som blir oppgitt i oppgaven er angitt i både ^{14}C år BP og kal.år BP. Totalt 8 glasiale faser er registrert i Troms (fra eldst til yngst):

- (1) Egga I
- (2) Bjerka
- (3) Egga II
- (4) Flesen
- (5) D-trinnet
- (6) Skarpnes-trinnet (sen Bølling-Allerød)
- (7) Tromsø-Lyngen trinnet (Yngre Dryas)
- (8) Stordal-stadiene (Preboreal)

Egga I-hendelsen ble angitt av Vorren et al., (1983a), i samsvar med Andersen (1968), om identifikasjon av yttermorener på kontinentalhylla. Sediment fra innsjøen øvre Æråsvatn på nordlige Andøya gir en alder på omtrent $>22\ 000\ ^{14}\text{C}$ år BP, som er minimum alder for Egga I- hendelsen.

Det finnes ingen absolutt alder for *Bjerka* og *Egga II-hendelsene*. På nordlige Andøya finnes to morenesystemer; ytre Kjølhaug morene og Endleten morene. Hendelsene korreleres til dateringer av postglasiale sedimenter i innsjøen Nedre Æråsvatn (like utenfor Kjølhaug morenen) og Endletvatn som er lokalisert mellom de to moreneryggene (Vorren et al., 1988). Begge innsjøbassengene er datert til ca. 19 000-18 500¹⁴C år BP. Vorren og Plassen (2002) mener at Kjølhaug morenen kan korreleres med Bjerka- hendelsen, som tok sted engang mellom Egga I og Egga II-hendelsene. Dette gir en omtrentlig alder på 23 500 kal. år BP (19 700 ¹⁴C år BP). Endleten morenen kan korreleres med Egga II-hendelsen. Vorren et al., (1988) foreslo at det Fennoskandiske isdekket trakk seg fra Endleten morenen for ca. 17 800 kal. år BP (15 500 ¹⁴C år BP) basert på strandlinje fall gjennom Endleten morenen og innsjøstratigrafi.

Rydningen et al., (2013) bevisste at den tidligere anslåtte mektigheten av Bjerka sub-morenen var kraftig undervurdert. Sannsynligvis nådde morenen eggakanten og ble senere overkjørt av et glasialt fremrykk som resulterte i dannelser av flutes (se figur 2.8). Den nedtrykte karakter av Bjerka komplekset indikerer også «overkjøring». Men det er vanskelig å tro at Bjerka morenen har overlevd to glasiasjoner, men i stedet vært to fremrykk under siste glisial. Rydningen et al., (2013) spekulerer at den konkave forlengelsen av Bjerka morenen gjennom Andfjorden var på grunn av en dominerende kilde av isbre-is drenert fra Senja og Sveinsgrunnen. Derimot var akkumulasjonen av ismasser i de dype bassenger lengere øst (Vågsfjorden) mye mindre og trengte mer tid til å bygge seg opp og tilføre kilde til isstrømmen i Andfjorden. Dermed hendte Bjerka hendelsen mest sannsynlig i en tidlig fase av isdekke oppbygging, før isstrømmen i Andfjorden mottok betydelig nok is til å danne det glasiale fremrykket Egga II (Rydningen et al., 2013).

Blant annet Ottesen et al., (2005,2008) rekonstruerte glasiasjonsmønsteret på regional skala langs den vestlige marginen av det Fennoskandiske isdekket og Barentshavet/Svalbard-isdekket. Hoved-deglasiasjonen startet fra 14 000 – 15 000 ¹⁴C år BP, da det Fennoskandiske isdekket og Barentshavisdekket trakk seg fullstendig fra eggakanten (etter Egga II-hendelse).

Neste glisiale fase var *Flesen-hendelsen*. Flesen-morenen er en submarin morene som er korrelert med en delvis omarbeidet marginal morene på Andøya og kalles for Kirkeræet-ryggen. Fjalstad (1997) kartla et eldre morenesystem på Andøya, kalt for Gårdsraet. På grunn av Flesens komplekse natur antas det at begge disse morenene kan korreleres med Flesen-hendelsen. Hendelsen representerer en kortlevd opphold/tilbaketrekking for ca. 17 500 kal. år BP (ca. 14 500 ^{14}C år BP) (Vorren & Plassen, 2002). Rydningen et al., (2013) identifiserte Torsken (I, II)-hendelser i traue og på bankene i henholdsvis Andfjorden, Sveinsgrunnen, Malangsdjupet, Malanggrunnen og Rebbenesdjupet mellom den glisiale fasen Egga-II og Flesen (fig. 2.8).

D-trinnet er definert av en maksimum forekomst av is-droppet materiale og en kald, nær glisial fauna funnet i kjerneprøver fra ytre og midtre bassenger av Andfjorden. Disse er datert 13 800–13 200 ^{14}C år BP (ca. 16 200 kal.år BP) (Vorren & Plassen, 2002). Rundt 15 000 kal. år siden BP (ca. 13 200 ^{14}C år BP), ble det stadig større innstrømning av Atlantisk vann langs norske kysten som førte til klimaforbedring og videre avsmelting (såkalte Bølling-Allerød interstadialen)(Vorren & Plassen, 2002).

Men en kortvarig kjøling periode (som kalles eldre dryas), skiller Bølling og Allerød perioden. Et klimatisk tilbakefall skjedde for ca. 14 200 kal. år siden BP (ca. 12 200 ^{14}C år BP) og kalles *Skarpnes trinnet* (Andersen, 1968; Vorren & Elvsborg, 1979). Dateringene ble gjort av mollusker i hevede glasimarine sedimenter relatert til morener. I denne perioden rykket bretingene fra innlandsisen fram og avsatte sidemorener/endemorener langs fjordsidene (Andersen, 1968). I Allerød fortsatte den kraftige isavsmeltingen, før ca. 12 700 kal. år siden BP (Yngre Dryas; 10 700-10 300 ^{14}C år BP), en ny og større klimaforverring oppstod. Breene vokste lokalt mer enn 40 km og nådde sitt maksimum 10 700 ^{14}C år BP og trakk seg tilbake fra denne posisjon for 10 300 ^{14}C år BP. Dette brefremrykket kjennes igjen i hele Norden og kalles for *Tromsø – Lyngen trinnet* (Andersen, 1968).

Tromsø-Lyngen (T-L) trinnet skapte de største og mest dominerende randmorenene i Troms, og en rekke brefront-delta avsatt av T-L trinnets breelver svarer i høyde med hovedstrandlinjen. Randmorener kan følges sammenhengende i fjord og fjellsider og særlig på fjordbunnene der frontene av fjordbreene ble liggende, slik som for eksempel i Ullsfjorden og Lyngen (Plassen & Vorren, 2003; Sveian & Corner, 2004). *Skarpnes trinnet* befinner seg omtrent 3 – 8 km utenfor Tromsø – Lyngen (T-L) trinnets endemorener. Klimaet under Skarpnes-trinnet og T-L-trinnet var like, og derfor var utbredelsen av det kontinentale

isdekket og de lokale isbreene likeså. Skarpnes og T-L trinnet går ofte over i hverandre, men noen lokale forskjeller eksisterer (Andersen, 1968; Vorren & Plassen, 2002).

Skarpnes-morene nord for Tromsø på Kraknes, ga en dateringsalder på $12\,280 \pm 140$ ^{14}C år BP. Dateringen ble gjort av parede skjell funnet i lag av fin sand som stratigrafisk lå mellom eldre og yngre is-kontakt sedimenter. Dette indikerer at Skarpnes-morener kan ha blitt deponert under to faser av fremrykk (Vorren & Elvsborg, 1979). I Ullsfjorden stanset breen opp for 14 200 kal. år siden ($12\,200$ ^{14}C år BP) og rykket frem til Nakken – Svensby som i dag utgjør Skarpnes-trinnet. Under T-L trinnet rykket breen fram igjen og dannet Skardmunken–Hjellneset morenen (datert til $10\,500$ ^{14}C år BP), som danner skillet til Sørfjorden (Plassen & Vorren, 2003). Øst for Ullsfjorden, over Lyngsalpene, finner vi Lyngenfjorden med Spåkenes. Spåkeneset viser tydelig hvor breens utbredelse var under T-L trinnet (Sveian & Corner, 2004). I Malangen ble Bakkejord-morenen (Tennskjær) dels dannet under Skarpnes-trinnet og dels under T-L trinnet (Hald et al., 2003; Eilertsen et al., 2005). Under T-L trinnet var deler av Tromsø-øya dekket av innlandsisen (Filmreite et al., 2001).

Varmeperioden etter yngre dryas, da isdekket over Norge for alvor trakk seg tilbake og forsvant, kalles holocen. Første del av holocen var det flere, kortvarige kuldeperioder, med stopp eller mindre framrykkinger av brefronten. Disse ble kalt for *Stordal-stadiene* og tok sted under Preboreal-Boreal fra rundt $10\,000$ - 9500 ^{14}C år BP (Andersen, 1968; Vorren & Plassen, 2002). Stordal-stadiene blir inndelt inn i 3 stadier.

I Lyngen-Storfjord området er det avdekket to store israndavsetninger dannet under tilbaketrekkingen etter T-L trinnet. Disse er Ørnes-hendelsen (datert til ca. 9900 - 9800 ± 150 ^{14}C år BP/ $11\,400$ kal. år BP) og Skibotn-hendelsen (datert til 9600 - 9500 ± 150 ^{14}C år BP/ $10\,800$ kal. år BP). En mindre hendelse kalt Nyli-Kvitli hendelsen er datert til 9400 ± 250 ^{14}C år BP ($10\,400$ kal. år BP). Ørnes-hendelsen utgjør Stordal-I, mens Skibotn-hendelsen er Stordal-II og Nyli-Kvitli hendelsen er Stordal-III. Det indre fjord-dal systemet for Lyngen-Storfjord, ble antakelig deglasiert rundt 9100 ^{14}C år BP (Corner, 1980).

I Balsfjord ble Skjelvenes-morenen datert til å være avsatt mellom 10370 - 9900 ^{14}C år BP (Stordal-I). Påfølgende tilbaketrekking avsatte to mindre endemorener, Tennes-morenen og Ryvoll-morenen, som ble avsatt mellom 9900 - 9600 ^{14}C år BP (Stordal II og III). Balsfjorden ble isfri før 9600 ^{14}C år BP (Forwick & Vorren, 2002). Samme gjelder for Målselv, hvor flere brefrontavsetninger under tilbaketrekkingen av isen er identifisert, deriblant Kjerrenes, Bardufoss-Brentmoen-Storskogmoen og Alapmoen. Kjerrenes er datert til ca. $10\,000$ ^{14}C år

BP (ca. 11 300 kal. år BP, Stordal-I), Bardufoss-Brentmoen-Storskogmoen er datert til ca. 9700-9600 ¹⁴C år BP (ca. 11 200-10 800 kal. år BP, Stordal-II) og Alapmoen er datert til ca. 9200 ¹⁴C år BP (ca. 10 400-10 300 kal. år BP, Stordal-III). Bardufoss-Storskogmoen er størst av disse breelavsetningene og antas å ha blitt dannet av is-fremrykk. Hele Målselvområdet regnes med å ha vært isfri ved ca. 9000 ¹⁴C år BP (ca. 10 100 kal. år BP) (Eilertsen et al., 2005).

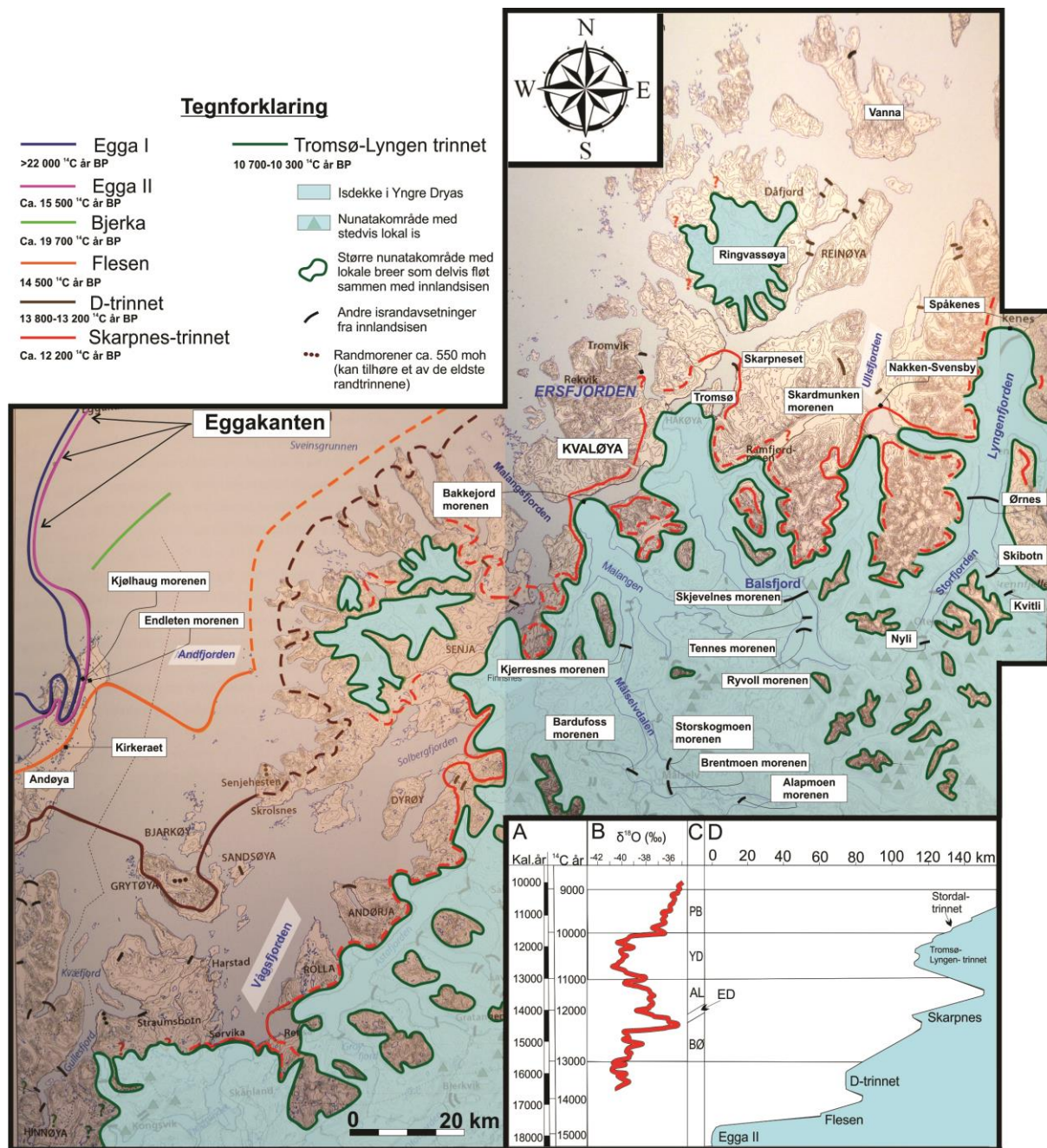
Gjennom sluttfasen av deglasiasjonen og tidlig post-glasial periode (ca. 9500-9100 ¹⁴C år BP), økte skredaktiviteten i nordlige og vestlige Norge, som er et resultat av hurtige havnivå endringer og seismisk trigging på grunn av isostatisk avbøyning (les kap. 2.5.5) (Blikra et al., 2001; Forwick et al., 2002). For ca. 9000 kal. år BP var trolig de fleste lokale isbreene forsvunnet fra Troms (Sveian & Corner, 2004).

På bakgrunn av gitt informasjon illustrerer figur 2.9 omtrentlige posisjoner av de nevnte glasielle faser og hendelser gjennom deglasiasjonen fra store deler av Troms og nordlige Nordland. Her er også de ulike stedsnavn markert inn i kartet.

2.5.4 Området rundt Ersfjorden og Kvaløya

Av figur 2.9 ser man at det er knyttet usikkerhet i hvor Skarpnes trinnet går i Ersfjorden og Kaldfjorden området. Larsen (1983) har undersøkt blant annet lokalitetene Susannajorda, Blåmannsvik og Ersfjordbotn på Kvaløya (se plassering i figurene 1.1, 2.5 og 2.10).

Ved lokaliteten Susannajorda ble det datert *M.calcareo* som ga en alder på 12 290 ±230 ¹⁴C år BP, som utgjør en minimumsalder på deglasiasjonen av området og for etablering av molluskfaunaen (Larsen, 1983). Ved Blåmannsvik er en lokal endemorene undersøkt som trolig er blitt avsatt av en lokalbre fra Blåmannsvikdalen. ¹⁴C datering av skjellene funnet i lokaliteten ga en alder på 12 280 ±130 ¹⁴C år BP. Dette indikerer at lokalbreen fra Blåmannsvikdalen avsatte morenen før slutten av Bølling og kan dermed være av Skarpnes alder eller eldre (Larsen, 1983). I Ersfjordbotn ble en lokalitet med beliggenhet på nordsiden av Ersfjordelva undersøkt. I denne lokaliteten er det tidligere datert skjell (Vorren unpubl.). I et leirig siltig lag ble skjellet datert til 12 150 ±100 ¹⁴C år BP. I denne avsetningen tyder tilstedeværelsen av dropstein at det var drivende isfjell i Ersfjordbotn på slutten av Bølling. Larsen (1983) mener at dette skyldes trolig lokale breer som kalvet langs sørsiden av Ersfjorden på grunn av klimaforverring.

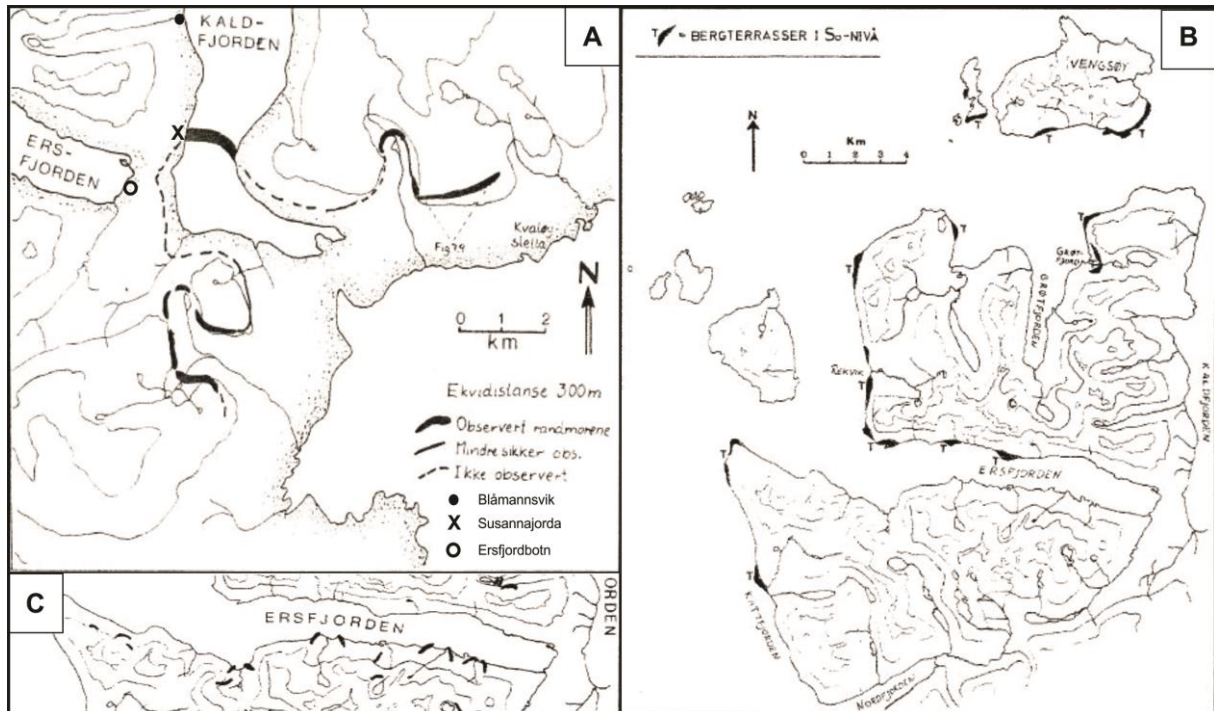


Figur 2.9: Kartet illustrerer brefronten under tilbaketrekkingen (og avansering) gjennom sen Weichsel (siste istids maksimum) til slutfasen av deglasiasjonen. Ingen lokale botnbreer eller platåbreene som eksisterte utenfor hoved-isdekket under Tromsø-Lyngen trinnet eller i nunatakområdene på denne tiden er inntegnet på kartet (med unntak av Ringvassøya og Senja). De stiplede linjene angir usikker beliggenhet av brefronten (legg spesielt merke til usikkerheten vest for Tromsø mot Ersfjorden). De yngste israndavsetningene er ikke godt nok datert til å trekke opp linjer med sikkerhet, men ut fra nevnt datering korreleres trolig Stordal-stadiene (I, II og III) med hendelsene i Lyngen-Storfjord-, Balsfjord- og Målselv. Diagrammet nede i venstre hjørnet viser «tid-distanse-diagram». Kolonnen B er en oksygenisotopkurve fra Grønlands innlandsis og reflekterer klimaet der i samme periode. Kartet er modifisert etter Vorren & Plassen, (2002); Dahl & Sveian (2004).

Basert på forskningen fra Andøya (Vorren, 1978) konkluderte Larsen (1983) at under Bølling perioden (13 000 – 12 000 ¹⁴C år BP) var det en klimatisk todeling, der starten av Bølling ga betydelig temperaturøkning (opp mot dagens), mens slutten av Bølling ga en klimaforverring og innlandsisen bygde seg opp til dannelse av Skarpnes trinnet (Andersen, 1968). Helt på slutten av perioden ble det ny temperaturøkning og dermed ny nedsmelting av lokale breer og tilbaketrekking av innlandsisen (Larsen, 1983).

Som tidligere nevnt (kap. 2.5.3) ble trolig Skarpnes trinnet avsatt under to faser (Vorren & Elvsborg, 1979). Larsen (1983) mener at lokalglasiasjonen i Blåmannsvik representerer en episode samtidig med Skarpnes trinnet. Dateringen fra Susannajord beviste at molluskfaunaen ble etablert omtrent samtidig lokaliteten fra Blåmannsvik. En mulig teori er at Susannajord var dekket av innlandsisen under Skarpnes-trinnet. Dateringen gjort av Vorren & Elvsborg (1979) indikerer at Skarpnes trinnet var lokalisert sør for Susannajord, i alle fall under siste del av trinnets dannelse. Men etableringen av molluskfaunaen på Krakneset kan korreleres med etableringen på Susannajorda. Det er ikke stedfestet hvor grensa til Skarpnes trinnet går i dette området (Larsen, 1983).

Larsen (1983) antok at under første del av Bølling perioden ble Ersfjorden og Ersfjordbotn totalt deglasert, mens lokale breer sørvest for Ersfjordbotn, samt breerester av innlandsisen hadde kraftig avsmelting. I Kaldfjorden var innlandsisen trukket seg tilbake til de indre delene av fjorden. Deretter ble det en klimaforverring i midten av Bølling, som resulterte i stans avsmeltingen i Ersfjordbotn og lokale breer vokste kraftig, mens innlandsisen stagnerte og/eller rykket frem i Kaldfjorden. Isfronten var trolig lokalisert sør for Blåmannsvik, i området rundt Susannajorda. De lokale breene sør for Ersfjorden tilførte antakelig mye breerester som gjorde at fjorden var glasimarint på slutten av Bølling. Flere lokale randmorene komplekser er identifisert langs dens sørlige delen av Ersfjorden (se fig. 2.10) (Larsen, 1983). Andersens (1968) arbeid fra kysten i Troms konkluderer med fire lokalglasiasjonsfaser, som er kalt for Øy-I, -II, -III og -IV. Larsen (1983) lokaliserte også bergterrasser innover Ersfjorden, som representerer hovedstrandlinjen (marin grense under deglasiasjonen) (se fig. 2.10). Les mer om dette i kap. 2.5.5.



Figur 2.10: **A:** Kart som viser antatt utbredelse av Skarpnes trinnet på Kvaløya, sørøst for Ersfjorden og Kaldfjorden. **B:** Lokalisering av de mest markerte bergterrassene i hovedstrandlinje- nivå på Kvaløya og Vengsøy. **C:** Viser randmorener avsatt på den sørlige delen av Ersfjorden under lokalglasiasjonen etter isens tilbaketrekking (Larsen, 1983).

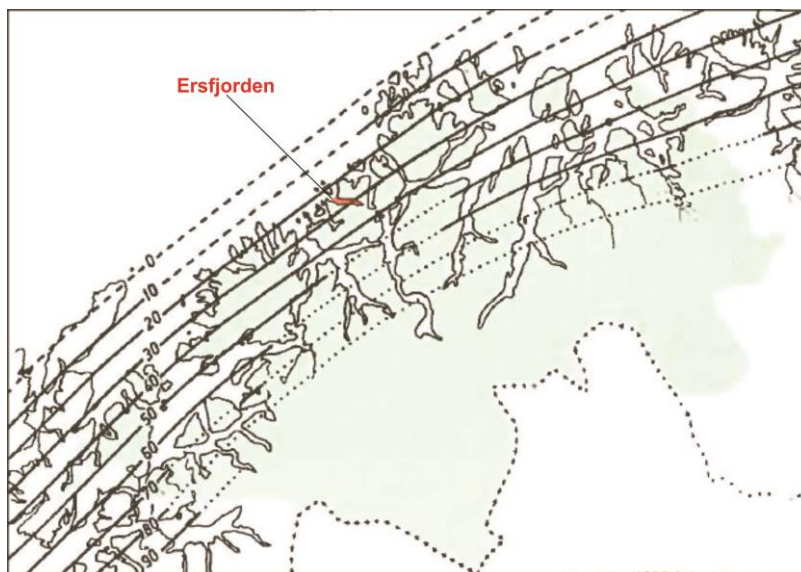
Vorren et al., (1981) beskrev fossilmateriale blant moreneavsetninger på Sletteelva (Kvaløya), som befinner seg mellom Tromsø-Lyngen- og Skarpnes - trinnet. Totalt 3 enheter ble identifisert, der den eldste enheten A («basal till»/morenemateriale) stammer høyst sannsynlig fra en lokal glasiasjon i tidlig Weichel. Mellomste enhet B inneholdt lakustrine sedimenter (laminert leire) som er tolket til å være avsatt under et tundra- miljø i tidlig Weichel. Enhet C var fossilførende «basal till», som er antatt å ha vært avsatt ved et kontinentalt isdekke. Analyse av fossilene ga en konklusjon på at de tilhørte Eem- og Weichel- interstadial. Noe som betyr at det kontinentale isdekket eroderte og mikset opp den tidligere marine sedimentasjon fra interstadial perioden.

2.5.5 Isostatisk landheving

Under siste istidmaksimum var vekten av is, som er anslått til å ha vært nærmere 3 km tykk over senteret i Bottenviken og mer enn 1 km mange steder i Troms, avgjørende for nedsynkning i jordas elastiske jordskorpe. Ved slutten av istida stod havet betraktelig høyere i forhold til landområdene gjør i dag (Sveian et al., 2004).

Når innlandsisen smeltet vekk ble jordskorpa hevet med tiden. Samtidig med jordskorpe hevingen, steg nivået i verdenshavene, fordi under istiden tok breene vann fra havet slik at verdenshavene sank om lag 130 meter. Isvannet ble så gjenforent med havene, men jordskorpa steg enda mer slik at gamle utviklede strandlinjer kom til syne. Strandlinjene viste en økning fra kysten og innover mot land, som er på grunn av at isen var tynnest langs kysten og tykkest lengere inn mot Bottenviken (dvs. enda mer heving innover land) (Vorren et al., 2007).

Marin grense (MG) er det høyeste nivå havet har stått på et bestemt sted etter siste istid og sporene etter grensa kan sees i landskapet som f. eks bergterrasser, strandlinjer, strandvoller eller terrasseflater på breelavsetninger. MG- høyden er ca.80 meter i indre Troms og ca. 30 meter i de ytre strøkene av fylket (Andersen, 1968; Larsen, 1983). Det er spesielt to strandlinjer som markerer seg tydelig i Troms; Hovedstrandlinjen og Tapes- strandlinjen. Hovedstrandlinjen eller Yngre Dryas- strandlinjen ble dannet i den kalde perioden mellom 12 800 og 11 500 kal. år siden BP (fig. 2.11). Denne dannet solide strandlinjer siden det var et stabilt havnivå og stor frostaktivitet med sjøis. Blant annet har disse frostforvitningsprosessene erodert flere steder i berggrunnen i Nord-Norge. Tapeslinjen viser det høyeste nivået transgresjonen (oversvømmelse av land) nådde og er oppkalt etter Tapesmuslingen. Denne transgresjonen fant sted for ca. 8000 – 6000 kal. år siden BP (Andersen, 1968; Sveian et al., 2004; Vorren et al., 2007).



Figur 2.11: Isobaselinjer for Tromsø-Lyngen trinnets havnivå (Hovedstrandlinjen), basert på Marthinussen (1960). Havnivået ligger som et skråplan i dagens landskap på grunn av at landhevingen har vært sterkest i innlandet. Tallene angir høyden i meter over dagens havnivå (modifisert etter Sveian et al., 2004).

Etter at isen trakk seg tilbake oppstod flere massebevegelser i de norske fjorder som kan være et direkte resultat av at isen frigjorde jordskorpa en enorm belastning, som reaktiverte forkastninger i berggrunnen og førte til en økt seismisk aktivitet (Howe et al., 2010). Forwick & Vorren (2002) tolket den høye frekvensen av massebevegelser i Balsfjorden i tidlig post-glacial periode til å være et resultat av hurtige havnivå forandringer og/eller tektonisk aktivitet forårsaket gjennom hurtig isostatisk heving. Som oftest er det ikke resultatet av kun en faktor som utløser massebevegelser.

Syvitski et al., (1987) mener kombinasjonen av flere faktorer, slik som f. eks havnivå endringer og jordskjelver, vil påvirke skråningsstabiliteten i fjorder. Blant annet Bøe et al., (2004) resonnerer at sediment suksjoner fra norske fjorder inneholder et bredt spekter av massebevegelse prosesser, som kan korreleres til klimatiske irregulareteter, høy sedimentasjonsrate, tsunamier forårsaket av undersjøiske skred eller jordskjelv. Det foregår fortsatt heving av Skandinavia og i Bottenviken er den størst med ca. 9-10 mm per år (Kartverket, oppdatert 27.03.2015).

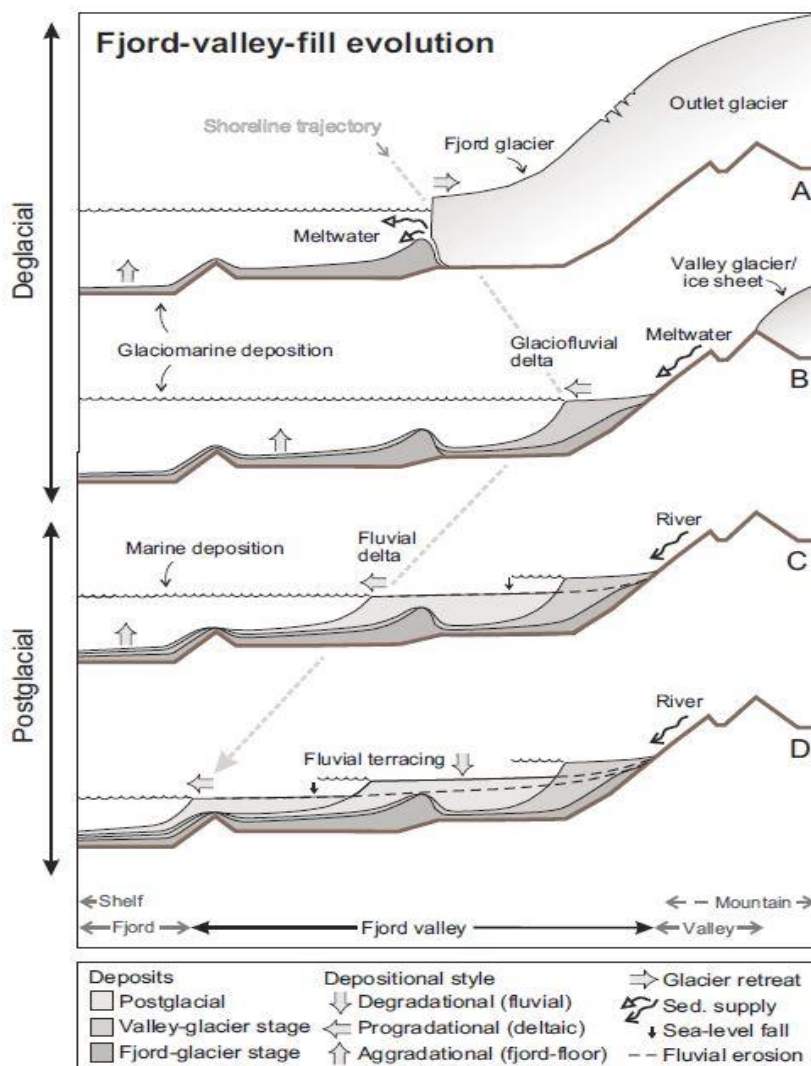
2.6 Sediment kilder

Under den siste deglasiale og post- glasiale perioden (siste 10 000 – 15 000 kal. år BP) har de indre delene av mange fjorder i Norge blitt fylt opp til havnivå med sedimenter (Hambrey, 1994; Corner et al., 2006). Sedimentene i fjordene er blitt tilført gjennom en rekke ulike kilder. Isbreer gir iskontakt-avsetninger, glasifluviale avsetninger og isfjell- transportert debris, i tillegg til en marin tilførsel, som inkluderer suspenderte sedimenter og biogent materiale. På land forekommer fluviale avsetninger, steinras, eoliske avsetninger og gravitasjonsdrevende debris (se fig. 2.13). Corner et al., (2006) beskriver sedimenttilførselen i fjord-dal systemet gjennom to påfølgende stadier; deglasiasjons- og post-glasiasjonsstadiet (fig. 2.12).

Deglasiasjonsstadiet er når isbreer og smeltevann avsetter sediment langs og foran den tilbaketrekkende isbremarginen. Deglasiasjonsstadiet kan bli delt inn i to underkategorier; «innledende fjord-isbre fasen» og «avsluttende dal-isbre fasen», med det formål at isbremarginen fungerer som en kilde av økende avsetning som migrerer opp fjorder og daler i takt med deglasiasjonen. Under tilbaketrekning av en tidevannsisbre (innledende fase), hvor flere stans (lengere opphold) eller fremstøt hender, avsettes morenemateriale («till»),

glasifluvial sand og grus nær «kalveområdet»/«grounding line». Foran denne isbremmarginen avsettes finere sedimenter gjennom suspensjon på fjordbunnen. Deglasiasjonsstadiet opphører når store mengder smeltevann minker på grunn av at isdekket slutter å trekke seg tilbake og blir mindre (Corner et al., 2006).

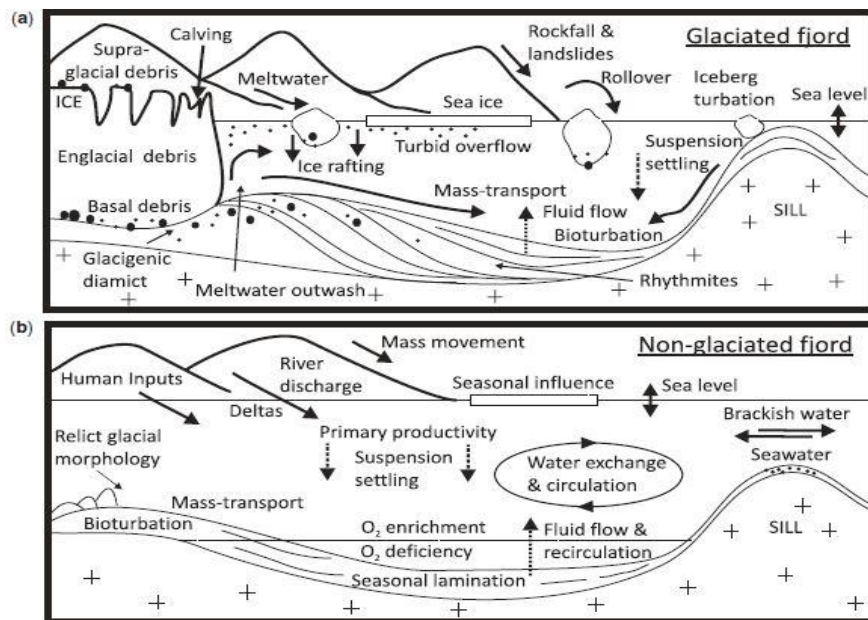
I påfølgende stadium, post-glasiasjonsstadiet, transporterer hovedsakelig elver remobilisert glasigent materiale og bearbeider terrassesedimenter. Generelt er sedimenttilførselen lavere i dette stadiet enn under deglasiasjonsstadiet, men kan være fortsatt høy i sediment-fylte daler hvor heving har gjort sitt snitt (Corner et al., 2006).



Figur 2.12: En skjematisk illustrasjon av fjord-dal systemets sedimenttilførsel, vekst og terrasser under påfølgende stadier; **A)** fjord-isbre, **B)** dal-isbre og **C), D)** post-glasiale stadier av sediment tilførsel og et regime av fallende relativ havnivå (Corner et al., 2006).

I dag er Ersfjorden en temperert fjord, som betyr at de praktisk talt ikke har isdannelse i fjorden. Unntaksvis kan være enkelte partier rundt elvemunninger. Fordelingen av sediment i en fjord er avhengig av dens batymetri (dybde og morfologi), hydrografisk regime (tidevannsaktivitet, bølger, Coriolis effekt) og distanse til sediment kilder. De fleste sediment

kildene i ikke- glasierte fjorder kommer som massetransport, bunnstrømmer, suspensjon, terrestriske elver, vind og biologisk aktivitet. I slike fjorder kan også den post- glasiale avsetningen være dominert av høyt organisk innhold (Syvitski et al., 1987; Hambrey, 1994; Howe et al., 2010).



Figur 2.13: Illustrasjon som viser de generelle sedimentære prosesser og avsetninger i en glasiert fjord (A) og i en ikke-glasiert fjord (B). Dagens Ersfjord tilhører ikke-glasierte fjordprosesser og avsetninger (Howe et al., 2010).

Vannføring av elver er generelt den dominerende transportør av sediment forsyning i tempererte fjorder (se kap 2.8.2). Deltaer og elve-baserte vifter kan bli dannet på skråninger ved utslippspunkter for elver og strømmer. På disse deltafrontene og viftene vil ofte kanaler fungere som transport av sedimenter til bassengene (Howe et al., 2010). Ersfjorden blir direkte eksponert mot det åpne Barentshavet og vil derfor være utsatt for bølger/strømmer som spiller en rolle for omfordeling av sedimenter. På grunn av høy sedimenttilførsel i bratte fjellvegger og fjordsidevegger er også skråningsustabilitet vanlig, slik som sediment kryp, skred, debris flow og turbiditetsstrømmer (Howe et al., 2010). Post- glasial sediment omarbeiding er mest vanlig i massebevegelsene mot fjordbunnen og kan gi stratigrafier som inneholder opptil 50% med omarbeidete sedimenter i en fjord (Holtdahl, 1975).

Corner (2006) oppsummerer avsetningen i et fjord- dal system som hovedsakelig relatert til (1) graden av isbreens tilbaketrekning eller re-avansering: bestemmer størrelse og posisjon til isfrontakkumulasjoner og tykkelse av deglasiale sedimenter, (2) bassengdybde; kontrollerer delta tykkelse, prograderingsfrekvens og mottakelighet for «sediment bypass» under vekst, (3) lokale forskjeller i grad av sedimenttilførsel og (4) regionale forskjeller i forhold til glasiologiske – isostatiske relative havnivåendringer.

2.7 Klima

I dag er Norskehavet stort sett isfri, bortsett fra den nordligste del av «Framstredet». Den Atlantiske vannmassen i Barentshavet er også isfri, mens den Arktiske vannmassen har sesongvise isdekker (les mer om vannmasser i kap. 2.8). Om sommeren er Barentshavet hovedsakelig isfri, med unntak av et lite område av isdekke i de nord-østlige deler, men isdekke varierer veldig mellom årenes løp. Sykloner som entrer Arktis er et kjent fenomen og sykloner som kommer fra Norske-/Grønlandshavet har generelt økt med hele 27 % over perioden 1950 – 2006. Den strukturelle trenden for Nord- Norges klimaendring øker i takt med den arktiske klimasituasjon som vi står ovenfor (Førland et al., 2009). Det beregnes at årstemperaturen i Troms øker med 2-5 °C og nedbøren øker med 5-40 % i løpet av århundret sammenliknet med normalen for 1961-1990 (se fig. 2.14) (Norsk Klimaservicesenter, 2015).

Klimatiske variasjoner har påvirket dannelsen av fjorder ved blant annet glasiasjoner og havnivåendringer. Nåtidens klima påvirker fjordsystemer som fører til forvitring av bergarter og dermed dens sedimenttilførsel, kontrollering av mengde og type utfelling, avrenning og vanntemperatur, som igjen påvirker estuarin sirkulasjon. Vind er en faktor som kan påvirke sedimenttilførsel og fordeling av sedimenter (Syvitski et al., 1987).

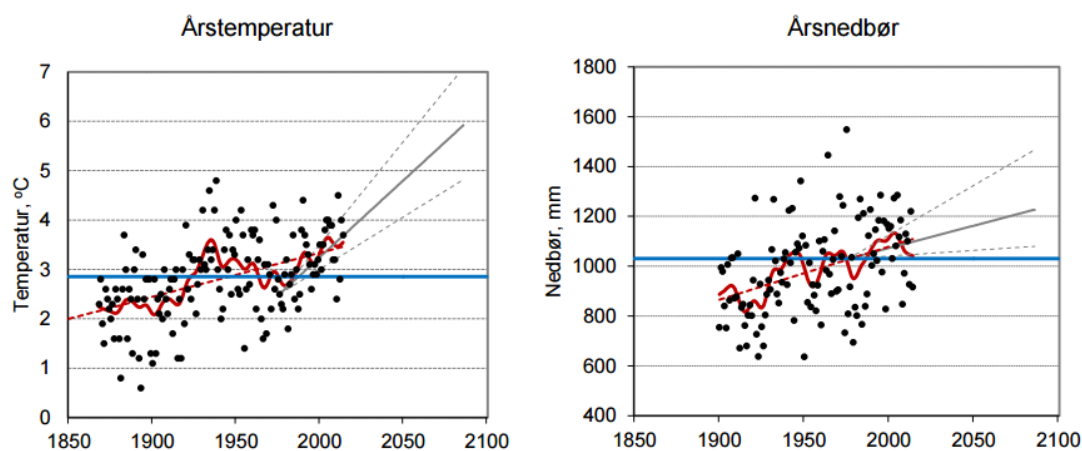
Klimatiske forskjeller (parametere som lufttemperatur, vind og nedbør) strekker seg innover fjordene fra kysten. Middelttemperaturen øker mot fjordmunningen på høsten og vinteren, mens det motsatte skjer i løpet av våren og sommeren. Det er vanligvis størst mengde nedbør i de indre deler av fjorden sammenlignet med de ytre deler og på kysten. Vind i en fjord oppstår ved forskjeller i lokale prosesser og etter storskala geostrofiske vindfelt som passerer fjordområdet. Vinden blir tvunget til å følge fjordens langsgående akse på grunn av topografien (Wassmann et al., 1996). På grunn av Ersfjordens morfologi med høye fjell har fjorden stor effekt på vinden. Vindretningen i Troms er om sommeren dominert av en nord-nordøstlig retning og om vinteren er det normalt fralandsvind (fra sørøst – sørvest). Når det er sagt er det vanlig at polare lavtrykk dannes og gir pålandsvind, som fører til mye nedbør i form av snø i løpet av vinteren (Dannevig, 2009).

Klimaet i Troms bærer preg av variert topografi, som gir en stor forskjell mellom ytre og indre strøk. Det kjennetegnes av en relativt mild og fuktig kyst med betydelige nedbørsmengder i kystnære fjellstrøk og et relativt tørt innlandsklima (Norsk Klimaservicesenter, 2015). Kystområdene i Nord-Norge, deriblant Ersfjorden, har generelt et mildt vinterklima med kjølige somre ((subarktisk) maritimt klima) og en sommersesong

mindre enn 4 måneder, mens de indre deler er dominert av kontinentalt klima, med lave vintertemperaturer og høye sommertemperaturer.

Værstatistikk (september 2014 – september 2015) gitt av en målestasjon på meteorologisk institutt i Tromsø kommune viser kaldeste middeltemperatur (januar 2015) på $-3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, mens en sommerlig middeltemperatur på $13,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (august 2015) og $11,5^{\circ}$ (juli 2015). Normalen (middeltemperatur med en periode på 30 år) angir en vinterlig (januar) temperatur på $-4,4^{\circ}\text{C}$ og sommerlig middeltemperatur på $11,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (juli) (Meteorologisk institutt, 2015). Den årlige temperaturen i Nord- Norge har økt betydelig i løpet av de siste 100 år, med en lineær trend på ca. $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ hvert tiår (Førland et al., 2009).

I likhet med temperaturforskjeller i Troms er også nedbørsmengden svært forskjellig i fylket. Årsnedbøren ligger rundt 750 mm over ytre strøk, ca. 1000 – 1500 mm langs fjellene i kystområdene, mens i de indre deler av Nord- Norge langs skjermete dalstrøk kan års nedbørsmengden være under 300 mm (Dannevig, 2009). Den årlige nedbøren i Nord- Norge, bortsett fra Varanger halvøya, har steget med omtrent 2 % per tiår i løpet av de siste 100 år (Førland et al., 2009).



Figur 2.14: To grafer som viser den historiske og beregnete fremtidige årsmiddeltemperatur og årsnedbør i Tromsø. Sorte prikker angir årsmiddeltemperatur/årlig nedbør. Heltrukken rød strek er 10-års middeltemperatur og årsnedbør. Stiplet rød strek indikerer trenden i historiske data. Blå strek er normalen for perioden 1961-1990. Heltrukken grå strek er en midlere framskrivning og de stiplete grå strekene viser en høy og lav framskrivning (Norsk Klimaservicesenter, 2015).

2.8 Oseanografi og Hydrologi

2.8.1 Havstrømmer

Langs Norske–Barentshavet og Svalbard marginen finnes tre hoved-vannmasser; *Atlantisk vann*, *Kystvann* og *Arktisk vann* (sistnevnte berører ikke den vestlige kysten av Norge), se figur 2.15 (Hald et al., 2007; Aagaard-Sørensen et al., 2010). Sirkulasjonsmønsteret og deres fordeling av forskjellige vannmasser er sterkt påvirket av havbunnens batymetri (Slubowska–Woldengen et al., 2008).

Atlantisk vann blir fraktet inn til Nord Atlanteren ved Norskestrømmen («NC»), også kalt den Nord Atlantiske Strøm («NAC»). Denne strømmen deler seg i to grener og fortsetter til det Arktiske hav via den vestlige Spitsbergenstrømmen («WSC») som går nordover langs vestkysten av Svalbard og gjennom Fremstredet. Den andre grenen av NAC går til Barentshavet via Nordkappstrømmen («NCaC») som strømmer mellom Bjørnøya og Norskekysten. Det Atlantiske vannet er varmt ($T > 2\text{ °C}$) og saltholdig ($S > 35\text{ ‰}$) og blir ofte referert på folkemunne som «golfstrøm-vann» (Hopkins, 1991).

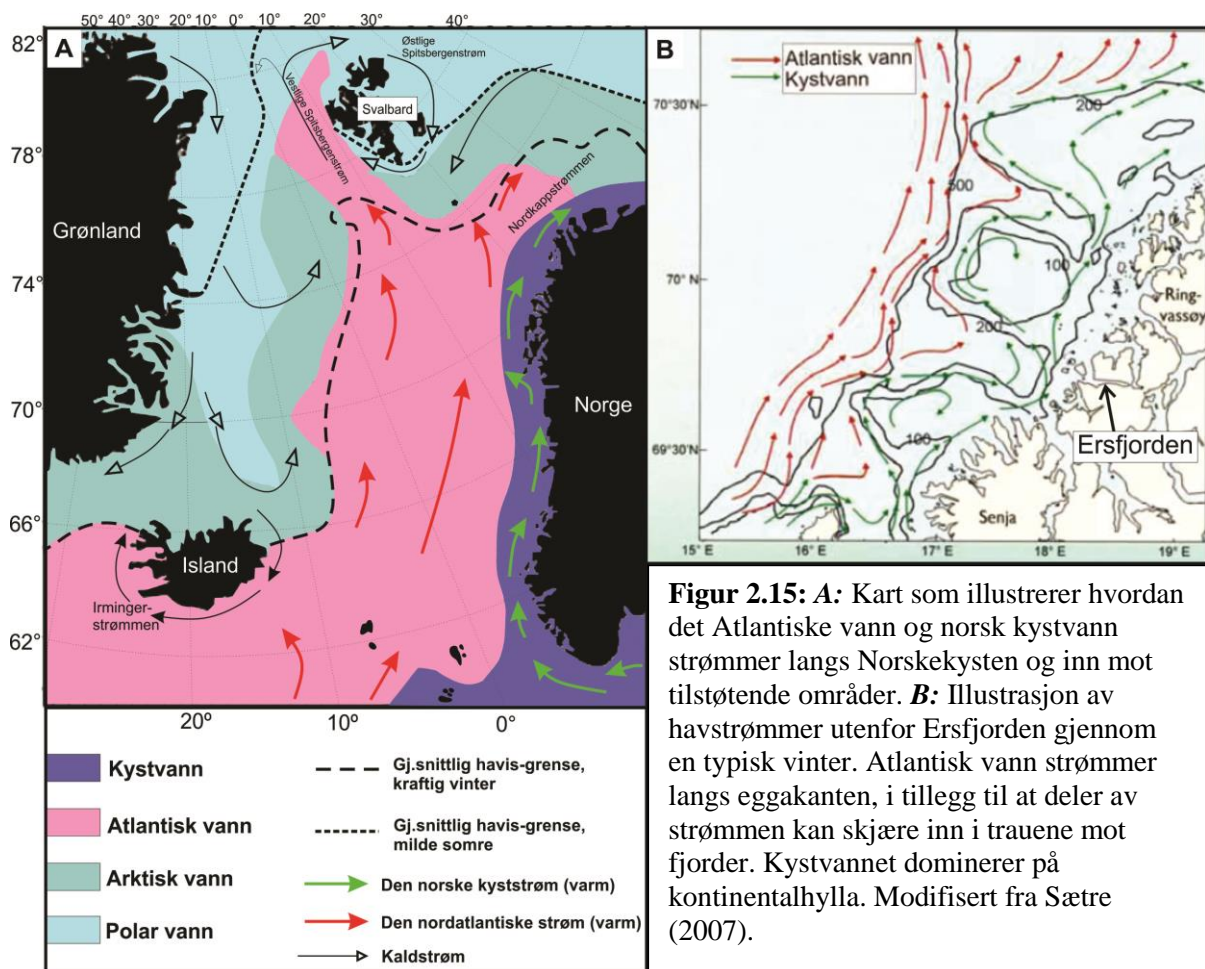
Norskestrømmen med det Atlantiske vann har strømmet nordover langs eggakanten gjennom hele deglasiasjon og slik er situasjonen den dag i dag (Slubowska–Woldengen et al., 2008). Kyststrømmene dominerer på kontinentalhylla og beveger seg inn og ut av fjordene, traue og rundt bankene (se figur 2.15) (Sætre, 2007). Deler av Norskestrømmen kan skjære seg inn i traue og strømme over ytter-terklene i fjorder. Strømmen fortsetter som en bunnstrøm innover fjorden og styres av fjordens topografi, samt Coriolis kraften (nordlig halvkule = mot høyre) (Hambrey, 1994).

Fjorder som har dype terskler gjør det lettere for Norskestrømmen å forsere, slik som Malangen (terskeldybde 200m, maksimum dybde 450m). Dette gir da tilsig av tung Atlantisk vann under den produktive delen av året, som i resulterer i vannutskiftning (Wassmann et al., 1996).

Overflatevannmassene av NAC, WSC og NCaC utveksler varme og fuktighet med atmosfæren langs deres sonale og meridionale baner, som resulterer i en oppvarming av tilstøtende masser. Det Atlantiske vannet har en dybde på ca. 600 meter i sør og mer enn 800 meter i nord (Hald et al., 2007). Nord for Svalbard synker det Atlantiske vannet under Polar vann og fortsetter som undergrunnstrøm inn til det Arktiske hav. Dannelsen for det Arktiske vannet er når det varme Atlantiske vannet møter og mikser seg med det Polare vannet fra det

Arktiske hav. Dette Arktiske vannet dominerer delen av Barentshavet og på østsiden av Svalbard (via den østlig Spitsbergenstrømmen «ESC»). Sammenlignet med Atlantisk vann har Arktisk vann sesongvise isdekker med mer redusert temperatur og saltholdighet.

Det norske kystvannet blir transportert langs Norskekysten via den norske kyststrøm («NCC»). Dette kystvannet er påvirket av ferskvannstilførsel fra det norske fastland og fra Østersjøen, som gir redusert saltholdighet (< 35 ‰) i forhold til det Atlantiske vannet. Om sommeren kan vannmassene bli redusert til 32 ‰. Temperaturvariasjonen fra 2 til 13 °C (Hopkins, 1991). På den nordlige kysten av Norge har NCC en saltholdighet på ca. 34 ‰ og en årlig temperaturvariasjon på 3 – 9 °C. (Aagaard-Sørensen et al.2010).



Generelt ligger det friskere kystvannet over det Atlantiske vannet i en vestlig tynn kile fra norskekysten og blandingen av de to ulike vannmassene øker jo lengere nordover mot dyphavet man kommer (Hald et al., 2007). Kilens utbredelse varierer sesongvis; gjennom vår-sommer er kilen bred og grunn (50–100 m dyp), mens gjennom høst–vinter er kilen noe

smalere og dypere (<200 m). Kilens størrelsesorden og form bestemmes i stor grad av faktorer som meteorologiske årsaker og ferskvannstilførsel. I løpet av vår-sommer dominerer nord-vestlige vinder som forårsaker oppstrømning og smeltevanns avrenning fra fastland som resulterer i en økning av norsk kyststrøm. Om høst-vinter dominerer en motsatt vindretning (sørøstlig) som bidrar til å unngå oppstrømning og begrenser ferskvanns avrenning til norsk kystvann (se figur 2.16) (Wassmann et al., 1996).

2.8.2 Vannmasser i nord-norske fjorder

En fjord kan sees på som et miniatyr hav som både mottar vann fra havet og fra land. Den har flere klare likhetstrekk med estuarier, men fungerer forskjellig med hensyn på (Wassmann et al., 1996):

- (1) ferskvanns-volumforhold som er veldig varierende, men vanligvis lav.
- (2) fjordelementer som grunne terskler og er generelt sett topografisk komplisert.
- (3) forbigående perioder med stagnasjon av bunnvann i bassenger.
- (4) generelt er dybden og lengden større enn hva den er for «ikke- fjord» estuarie.
- (5) fjorder opplever ofte å ha betydelige høyder for deres innland
- (6) enkelte fjorder har isbreer i nærheten av elvemunningen eller tidevannsisbreer som strekker seg ut.

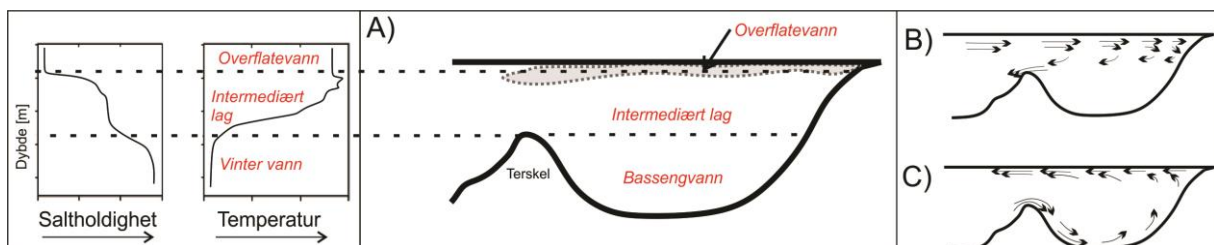
Den klassiske anordningen av vannmasser i en fjord som avgrenses av en ytre terskel («sill») har typisk tre vannmasselag (Cottier et al. 2010). Det øverste laget er et lag med friskt overflatevann (estuarint vann) som hovedsakelig styres av ferskvannstilførsel og vindstress (<50 meter tykk). Midterste laget er et intermediært lag som går ned til terskel-dybden (dvs. lokalisert over «sill»). Det er i kontakt med det åpne hav eller kontinentalhylle vann. Det siste laget er et dypt lag (bassengvann) som går fra terskeltoppen og ned til havbunnen. Dette vannet er for det meste stillestående og utveksles sporadisk med kontinentalhyllevann. Laget er ofte oksygen- og næringsfattige, som gir stor dødelig for biologiske og geokjemiske prosesser (se figur 2.16) (Gade, 1986; Syvitski 1987; Howe et al. 2010).

Nord- norske fjorder er karakterisert med relativt høye vanntemperaturer og er ikke betydelig påvirket av isbreer, derimot er tilførselen av turbulent energi ved tidevannsutveksling og adveksjon betydelig (Wassmann et al., 1996). Partikkelfluksen er dermed forskjellig i de norske fjorder i forhold til andre høye-breddegrads fjorder som er påvirket av isbreer og

glasiasjoner (Syvitski et al., 1987). Wassmann et al., (1996) konkluderte at de eksterne krefter i de subarktiske nord-norske fjordene er sammensatt i en rekke prosesser der de viktigste er: (1) lokale og geostrofiske vindfelt i storskala, (2) sesongvariasjoner i stratifikasjon, (3) topografi og (4) solstråling. Dette styrer ferskvannsutslipp, dynamikken i primær produksjon og dermed den vertikale fluksen av organisk materiale. Utveksling av vannmasser i en fjord kan variere med en periode på opptil flere år. Dette avhenger blant annet av den relative forskjellen i tetthet til de ulike vannlagene som er involvert i prosessen, slik som sesongvise tetthetsforskjeller fra tidevann og ferskvannstilførsel, men også endring av havnivå over tid (Syvitski et al., 1987; Howe et al., 2010).

Terskler spiller en viktig rolle med hensyn på vannstruktur, sirkulasjon, sediment transport og biologisk liv i fjorder, som igjen vil resultere i en tetthetsforskjell i vannmassene internt i fjorden (fig. 2.16) (Syvitski et al.1987). Steder med kraftig bunnstrøm vil gi erosjon på den ene siden av fjorden hvor bunnstrømmen er kraftigst, mens avsetning hvor på den andre siden av fjorden hvor bunnstrømmen er mindre konsentrert. Eksempelvis i Balsfjord er det en større sediment avsetning på østsiden av fjorden, men er også påvirket av Coriolis-kraften (Wassmann et al., 1996).

Hovedkilden for ferskvannstilførsel i nord-norske fjorder er elver med varierende grad i løpet av året. Maksimum utslipp er gjennom snøsmeltingen (tidlig sommer), mens høsten med perioder av mye nedbør gir også stor avrenning. Vanligvis er februar vintermåneden som gir minst avrenning (Wassmann et al., 1996). Ferskvannavrenning til Ersfjorden er ikke betydelig i forhold til andre fjordsystemer. Ersfjordelva munner ut i Ersfjordbotn (fig. 2.5) og er 5,5 km lang (9,8 km fra øverste kilde). Nedbørfeltet er 18.6 km² og har en middelvannføring ved munningen på 1,07 m³/s (kubikkmeter per sekund) (NVE, 2015). Langs fjorden skjer sedimenttilførselen hovedsakelig ved flere mindre elver.



Figur 2.16: A) Oversikt over klassifikasjon i vannmasser i en terskel-fjord skildret med grafer som illustrerer vannmassenes forskjell i saltholdighet og temperatur (modifisert av Gade, 1986). B) Vannutveksling av intermediær- og overflatevannlag i løpet av høsten. C) Fornyelse av bassengvann i løpet av våren/forsommer.

3. Materiale og metoder

3.1 Sedimentkjerner

Totalt tre sedimentkjerner (HH13-044-GC-MF, HH13-045-GC-MF og HH13-046-GC-MF) er tatt fra Ersfjorden den 22. april 2013 og skal analyseres i denne hovedfagsoppgaven. Prøvene ble tatt med en «gravity corer» (tyngdekrafts- kjerneprøvetaker) fra forskningsfartøyet «F/F Helmer Hanssen» under et vitenskapelig tokt for nord-norske fjorder og kontinentalhylla av Nord- Norge i perioden 15. april til 24. april 2013. Prøvetakingslokalitetene ble bestemt ut fra posisjoner fra høy- oppløselige seismiske profiler. Se tabell 3.1 om detaljer for hver sedimentkjerneprøve.

Tabell 3.1: «Gravity-corer» lokaliteter og informasjon om sedimentkjerneprøvene som er brukt i dette studiet.

Stasjon	Dato	Klokkeslett [UTC]	Lengdegr. [N]	Breddegr. [Ø]	Vanndyp [m]	Nedtrengning [m]	Utvinnbart [cm]
HH13-044- GC-MF	22/04- 2013	07.35	69°42.294'	018°19.048'	180	>6	503
HH13-045- GC-MF	22/04- 2013	08.20	69°42.331'	018°25.969'	125	>6	484
HH13-046- GC-MF	22/04- 2013	09.07	69°41.897'	018°33.852'	120	>6	433

En «gravity corer» består et 6 meter langt stål sylinder hvor ett vektlodd er festet på toppen. Totalt utgjorde dette en vekt på ca. 1900 kg. Inne i stål sylindere finnes en 6 meter lang plastforing på 11 cm i diameter (indre diameter på 10,2 cm), som er sikret i bunnen med en kjerneknutter og kjernefanger (Forwick et al., 2013). I det tyngdekrafts-kjernen penetrerer de første havbunnsedimentene, vil kjerneknutteren fungere som en skarp kniv og klargjør banen for videre penetrering helt til tyngdekraften er likestilt mellom undergrunnen og prøvetakeren.

En vel gjennomført prøvetaking er når plastforingen er fylt med havbunnsediment og kjernefangeren sikrer at sedimentene holdes på plass. Etter innhenting av kjernen blir plastforingen tatt ut av sylindere og alle tre kjerner blir delt inn i ca. 100 cm lange seksjoner. Den siste seksjonen i hver kjerne avviker ofte fra 100 cm- oppkuttingen, fordi de enten har mer eller mindre sediment enn estimert. Seksjonene blir forseglet med plastdeksler og merket i begge ender. Deretter blir kjernene oppbevart ved 4°C, som er standard prosedyre.

3.2 Laboratoriarbeid

Laboratoriarbeidet ble utført ved Institutt for geologi på UiT-Norges arktiske Universitet i perioden mai 2014 til juni 2015.

Alle 3 sedimentkjerner med totalt 14 kjerneseksjoner ble undersøkt og analysert for fysiske egenskaper, geokjemiske elementer og kornfordelingsanalyse. Før åpning av kjerneseksjonene ble det gjennomført røntgen ved «X-ray core imaging system» og logging ved «Multi – Sensor Core logger».

3.2.1 Røntgenbilder

Røntgenbilder ble gjennomført med et GEOTEK X-ray core imaging system (MSCL-XCT). Det ble foretatt to røntgenbilder av hver seksjon, derav en på 0° og en på 90°. Dette på grunn av å minimere muligheten for «skygge» av relevante observasjoner.

Røntgen er en teknikk basert på differensial reise der røntgenstråler går gjennom sediment. I løpet av denne reisen vil innfallsstrålen dempes ved varierende fenomener, inkludert absorpsjon og spredning. Den dominerende kontroll på stråledemping er sedimentets massetetthet, som igjen blir påvirket av parametere som kornstørrelse og litologi, samt karbonat og silika- innhold. Stråledemping kan også bli påvirket av fysiske parametere som endringer i vanninnhold, kompaktet og porøsitet (St-Onge et al., 2007).

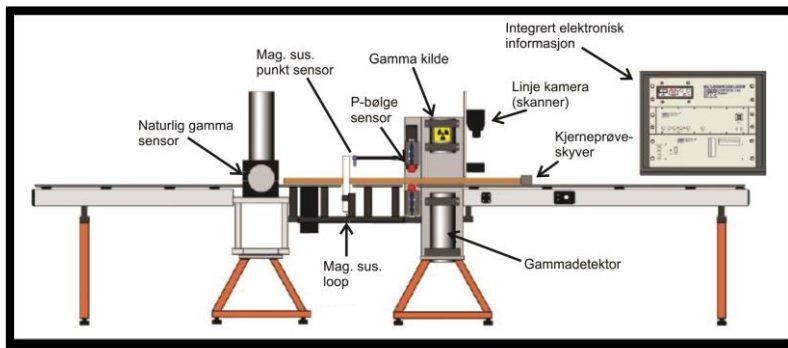
Tetthetsforskjellene kommer tydelig frem som lysere eller mørkere områder. Røntgenbildene som er presentert i denne hovedfagsoppgaven er mørkere for høy tetthetsmateriale og lysere for lav tetthetsmateriale. Dette gjør det mulig å identifisere indre strukturer som ikke er mulig å observere på sediment overflaten. Elementer som klaster, fossiler, bioturbasjon og sedimentære strukturer er blitt beskrevet fra røntgenbilder for å lage litologiske logger.

3.2.2 Multi-Sensor Core Logger (MSCL)

Logging av de fysiske egenskapene til sedimentkjernene ble gjennomført med GEOTEK Multi-Sensor Core Logger (MSCL). Denne måler blant annet kjernediameter, temperatur, gammastråle demping, P- bølgehastighet og amplitude, og magnetisk susceptibilitet. Med dette oppnår man resultater som gamma tetthet (våt- massetetthet), P-bølge hastighet, akustisk impedans og fraksjonsporøsitet til sedimentene.

Et belte og en kjerneprøve-skyver, forflytter kjerneseksjonene langs sylindriske skinner av plast. Kjerneprøven beveger seg da gjennom ulike sensorer og kan gjøre målinger under forskjellige intervaller. I denne hovedfagsoppgaven ble målinger gjort under hver 1 cm med en måle tid på 10 sekunder.

Endring av temperatur påvirker fysiske parametere, slik som P-bølge hastighet og magnetisk susceptibilitet (Weber et al.1997). For å unngå uønsket påvirkning på bølgehastigheten, som kan variere opp til $3\text{ms}^{-1}\text{C}^{-1}$, ble kjerneprøvene plassert fra kjølerommet ($+4^{\circ}\text{C}$) til laboratoriet (ca. 22°C) dagen før logging. Dette fordi kjerneprøvene skal komme i likevekt med romtemperaturen under måling. GEOTEK MSCL ble kalibrert etter prosedyre før logging.



Figur 3.1: Figur som viser *GEOTEK Multi Sensor Core Logger* med de viktigste funksjoner (modifisert fra GEOTEK, 2000).

3.2.2.1 Gammastråle demping/gamma-tetthet/våt-massetetthet

Massetetthet er definert som massen av alle partikler til materialet dividert på det totale volumet de opptar. Det totale volumet inkluderer partikkelvolum, hulrommet mellom partiklene og porevolum. Dette gjør at massetettheten til sedimenter avhenger i stor grad av mineralsammensetning og grad av kompaktering (GEOTEK, 2014). Sedimentene som ble målt i denne hovedfagsoppgaven var våt og oppnådd tetthet blir da kalt «wet bulk density» /våt-massetetthet.

For å måle gammastråle demping trenger man komponenter som gammastråle kilde og mottaker. Disse komponentene er montert på tvers av kjernen på et sensorstativ som er på linje med sentrum av kjerneprøven. Prinsippet er at en kilde (radioaktiv ^{137}Cs - Cesium) sender ut gammastråler med et energinivå på rundt 0,662 MeV, som resulterer i at fotoner passerer gjennom kjerneprøven og mister en del energi på grunn av «Compton spredning», før de blir detektert på andre siden av kilden. Dette er den primære mekanismen for demping av gammastråler på dette energinivå og de innfallende fotoner blir spredt av elektronene i

sedimentene fra kjerneprøven. Ved å måle antall sendte gamma- fotoner som passerer gjennom kjernen udempet kan tettheten og kjerneprøvens tykkelse bli bestemt (GEOTEK, 2014). Forskjellige faktorer må vurderes før man har gyldige massetetthetsmålinger. Eksempler kan være strålespredning, demping av andre faktorer enn sediment og effekten av vann i sediment. Kalibrering av data utføres ved bruk av et aluminiumsylinder som er plassert i et vannfylt hylster.

3.2.2.2 P-bølge hastighet, P-bølge amplitude og kjernetykkelse

Primærbølger, eller P-bølger, er langsgående-/kompresjonsbølger som betyr at materialet de forplanter seg igjennom vekselvis komprimeres og utvides i forplantningsretningen. I motsetning til sekundærbølger (S-bølger) går P-bølger gjennom all materiale (GEOTEK, 2014). P- bølgenes hastighet blir påvirket ved blant annet endringer i litologi, massetetthet, porøsitet, litostatisk trykk, grad av oppsprekking, grad av konsolidering og/eller tilstedeværelse av gasshydrat eller fri gass. Kombinert med tetthetsmålinger, blir P-bølge hastighet ofte brukt i kalkulering av akustisk impedans.

En «P-bølge transducer» (PWT) er festet på hver sin side av MSCL skinnen og er i kontakt med plastrøret. Den ene fungerer som en sender og den andre som en mottaker. Senderen oppretter en kort P- bølge puls som går gjennom kjerneprøven før den blir detektert av mottakeren, og P-bølgenes reisetid vil bli registrert. For å oppnå god akustisk kontakt under måling ble kjernen fuktet med litt vann.

Forplantningshastigheten til P-bølgen (kalkulert med en nøyaktighet på 1,5 m/s) gjennom sedimentkjernen og er gitt ved (GEOTEK, 2014):

$$V_p = \frac{d}{t}$$

Der d er sedimentkjernens diameter og t er bølgenes reisetid i sediment.

P- bølgenes amplitude vil bli registret og gjenspeiler intensiteten av den mottatte puls som reflekterer «sender-foring» og «foring – sediment» kontakt (foring; cylinderen til sedimentkjernen). Om det er dårlig akustisk kopling mellom disse kontaktene vil P- bølgenes amplitude bli redusert, som igjen fører til unøyaktige målinger. Amplitude kan også gi en

indikasjon/estimat på porøsitet til et sediment, hvor en med lav P-bølge amplitude gjenspeiler en med høyere porøsitet i sedimentet (GEOTEK, 2014).

Kjernetykkelsen kan også her bli målt av distansen mellom sender og mottaker (PWT). Kjerner- diameteren vil bli målt ved at mellom de aktive flater av PWT har en referanse til kjent tykkelse og det er forskjellen mellom denne referanse- tykkelse og den virkelige kjernediameteren som blir registrert (GEOTEK, 2014).

3.2.2.3 Akustisk impedans og fraksjonsporøsitet

Gamma- tetthetsmålinger avdekker våt- massetetthet av sedimentkjernene som gjør det mulig å kalkulere fraksjonsporøsitet og akustisk impedans. Den akustiske impedans er produktet av både P-bølge hastighet og våt- massetetthet:

$$Z = V * \rho$$

Der Z er akustisk impedans, V er P-bølge hastighet og ρ er tetthet (GEOTEK, 2014)

3.2.2.4 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet blir definert som graden av magnetisering av et material som følge av et tilført magnetisk felt. Om magnetisk susceptibilitet er positiv vil det magnetiske feltet bli forsterket ved tilstedeværelse av materialet (paramagnetisk, ferromagnetisk, ferrimagnetisk eller anti-ferromagnetisk). Om magnetisk susceptibilitet er negativ vil magnetfeltet bli svekket i nærvær av materialet (diamagnetisk). Endringer av magnetisk susceptibilitet kan relateres med endringer i sedimentær opprinnelse og/eller diagenetisk miljø (GEOTEK, 2014).

Operasjonelt skyves kjerneprøven gjennom en sensor (Bartington- loop), med et gitt magnetisk felt, som er montert på MSCL maskinen. Sensoren tar målinger av et sedimentets evne til å bli magnetisert når de utsettes for et magnetisk felt. Med det grunnlag at alle materialer med magnetisk susceptibilitet vil medføre en endring i frekvensen av det magnetiske felt. For å oppnå maksimal oppløsning av magnetisk susceptibilitet bør forholdet mellom loope-diameteren og kjerneprøve-diameteren så liten som mulig. De endrete

frekvensene blir så konvertert til magnetisk susceptibilitet verdier uttrykt enten som masse eller volum spesifikk magnetisk susceptibilitet (GEOTEK, 2014).

3.2.3 Åpning av kjerneprøvene

Alle kjerneprøveseksjoner ble åpnet i august 2014 ved hjelp av vibrasjonskutter og metallplater. Dette ga to halvdelar av en kjerneseksjon. Den ene halvdel ble brukt til videre analyse og laboratoriearbeid (arbeidsdel), mens den andre halvdel ble pakket inn i plast og lagret i kjølerom på ca. +4°C (arkivdel).

3.2.4 Farge bildetaking

Høy kvalitetsfotografi av sedimentkjerner kan bli brukt til å ta bilde, kvantifisere og arkivere sedimentologiske endringer i marine kjerner. Det er viktig å få fanget variasjoner i sediment farge og tekstur før oksidasjon av sediment overflaten starter (St.Onge et al., 2007).

Før bildetaking av kjerneprøvene ble overflatene rensert og utjevnet/glattet med plastkort for å minske irregulareteter på sediment overflaten, slik at det ikke blir forstyrrelser og redusert kvalitet på bildene. Kjernene ble også eksponert for luft for å tørke overflaten, dette på grunn av at tilstedeværelse av vann kan bidra til refleksjoner i bildet. Kjerneseksjonene ble fotografert i Avaatech XRF kjerneskaner med en «Jai L-107CC 3 CCD RGB Line Scan Camera» som har en oppløsning på 70 µm.

3.2.5 “X-ray Fluorescence Core Scanner” (XRF)

En røntgen fluorescens (XRF) kjerneskaner gir hurtige og høy-oppløselige registreringer av kvalitative kjemiske sammensetninger på delte sediment kjerneprøver. Kjerneskaneren har et røntgenstrålerør av rhodium som avgir primær stråling på kjerneprøvens overflate.

Elementene fra Magnesium (Mg) til Uran (U) kan bli målt (Richter et al., 2006; Avaatech, 2015).

Metoden går ut på at sekundær stråling genereres fra kollisjon mellom røntgenstråler og materiale. Når røntgenstrålene kolliderer med atomer på sediment-overflaten vil elektroner løses ut fra atomenes skall. Dette resulterer i at atomet blir ustabil og den genererte tomhet

blir fylt konsekvent med elektroner fra et ytre atomskall. Siden de erstattete elektronene er fra et høyere skall-nivå, vil den holde et høyere energinivå enn hva som er nødvendig for den ledige plassen og dette medfører overflødig energi /stråling som blir generert og frigjort. Det er nettopp denne energien, sekundær elektromagnetisk stråling (fluorescens), som er karakteristisk for hvert element og gjør det mulig for detektoren til å identifisere den kjemiske sammensetningen i kjerneprøven (Richter et al.2006; Avaatech, 2015).

Både elementer i faste stoffer, væske og pulver kan bestemmes i et område på mellom 0.1 til 100 mm nedover sedimentkjernen, samt mellom 2 til 15 mm på tvers av sedimentkjerne retningen. For å oppnå best påvisning av de lettere elementene som Aluminium (Al), Silisium (Si) og Mg, brukes et Helium(He)- kammer til å redusere friksjon på sekundærstråling forårsaket av tilstedeværelse av oksygen (Forwick, 2013). Før måling ble kjerneprøvene regulert til rom temperatur. Deretter ble sediment-overflatene skrapet lett for å fjerne eventuell kondensvann. En tynn plastfolie lag (4 µm) ble lagt over overflaten på sedimentkjernen for å unngå forurensning. Luftbobler som ble fanget mellom filmlaget og sediment overflaten ble fjernet etter beste evne. Om sediment overflaten er våt, viser en trend at de lettere elementene får sin intensitet betraktelig redusert, mens de tyngre elementene forblir omtrent upåvirket (Tjallingii et al.2007; Weltje & Tjallingii, 2008). Det er en fordel å benytte seg av element-forholdstall i stedet for hvert enkeltes intensitet, slik som f. eks forholdet jern/kalsium (Fe/Ca) eller summen av de mest tallrike elementene Fe/SUM. I dette tilfellet refereres «SUM» til alle elementtellingene. Dette bidrar til å minimere såkalte matrikseffekter. Matrikseffektene trenger ikke bare å være resultatet av ujevne overflater eller porøse sedimenter, men det kan også skyldes en tynn vannfilm under folien på grunn av kondens (Tjallingii et al., 2007; Weltje & Tjallingii, 2008).

Målinger for hver 10 mm (ved 10 sek måle tid) av de varierende elementene ble utført gjennom flere kjøringene under forskjellige strømmer(I), spenning(U) og filtre (Forwick):

- (I) 10 kV, 1000 µA, ingen filter: måler lettere elementer fra Mg til kobolt (Co)
- (II) 30 kV, 2000 µA, Bly (Pd)- tykk filter: Nikkel (Ni) til ca. Molybden (Mo)
- (III) 50 kV, 2000 µA, kobber (Cu)- filter: Tyngre elementer fra ca. Mo til U

Hver av disse tre innstillingene ble kjørt en gang på hver kjerneseksjon. Det gjøres atskilligere flere registreringer/tellingene ved detektoren for 10 kV, enn for 30 kV og 50 kV. Jo færre tellingene som registreres, jo mindre pålitelig vil resultatene være. Fra målinger med 30 kV og 50 kV er det kun noen elementer som er relevant. For 30 kV er de mest tallrike elementene

rubidium (Rb), strontium (Sr) og zirkonium (Zr), mens for 50 kV er det vanligvis bare bruk av Barium (Ba). Elementer som ikke bør benyttes er klor (Cl) fordi marine sedimenter inneholder havvann, som igjen inneholder natriumklorid (NaCl). Men det er mulig å plotte forholdet Cl/SUM for å se etter endringer i vanninnhold (Forwick, 2013). Anoden av røntgenstråle kilden er lagd av Rhodium (Rh) og deler av detektoren er lagd av sølv (Ag), som gjør at disse elementene heller ikke bør benyttes (Forwick, 2013).

XRF- kjerneprøve skanning gir verdifull palaeo-miljø informasjon i en rekke sedimentære forhold. Resultatene kan korreleres med destruktive data og de kan bli tolket i kombinasjon med andre ikke-destruktive data, som for eksempel magnetisk susceptibilitetsdata og litologiske beskrivelser. I dette studiet benyttes blant annet elementforholdet Fe/Ca, som reflekterer variasjoner i relativt rik sammenkomst av terrigent materiale og biogent karbonat (Croudace et al., 2006; Richter et al., 2006). Høye Ca- verdier reflekterer ofte høy skjellforekomst. Mer tyngre og resistente elementer som titan (Ti) og Zr er ofte rikelig i turbiditt-baser, mens kalium (K) er kjennetegnet med leirmineraler i turbiditt-mud (Rothwell et al., 2006). Silisium (Si) er en viktig indikator for produktivitet og sammen med Al kan bli relatert med bidrag av aluminiumsilikat (Croudace et al., 2006). Elementene jern (Fe), titan (Ti) og svovel (S) kan skilles mellom en dominant terrigen tilførsel av jern, og tidlig diagenetiske jern- anrikninger i oksiderende og reduserende miljø (Richter et al., 2006).

3.2.6 Sedimentologisk beskrivelse og logging

Etter åpning av kjerneprøvene ble det utført en systematisk beskrivelse av sedimentoverflaten på arbeidshalvdelene. Visuelle egenskaper som variasjoner i kornstørrelse, klastinnhold og fordeling, sedimentære strukturer, fossiler, bioturbasjon og andre bemerkelsesverdige funn ble registrert. Fargebestemmelse ble navngitt etter Munsell Soil fargekart. Følgende fargekoder ble brukt: (1) 5Y 4/2: olivin grønn, (2) 5Y 4/1: mørk grå, (3) 5Y 5/1: en farge mellom 5Y 4/2 og 5Y 5/1, og (4) 2.5 4/1: Lysgrå/grå. Resultatene er presentert i litologiske logger (kap. 5).

3.2.7 Kornfordelingsanalyse

3.2.7.1 Prøvetaking og klargjøring

Av de 3 sedimentkjernene (14 seksjoner) ble totalt 311 prøver ble tatt ut for kornfordelingsanalyse. Prøvene er fordelt på 107 prøver fra sedimentkjernen HH13-044-GC-MF, 94 prøver fra HH13-045-GC-MF og 110 prøver fra HH13-046-GC-MF.

Sedimentene ble tatt ut av kjerneprøven i ett område på ca. 0.5 cm³ og lagt i plastkopper med destillert vann. Deretter ble plastkoppene merket og lagret i laboratoriet inntil prøvetakingen var ferdig. I kjerneprøve HH13-044 ble sediment prøver i seksjonstoppen tatt ut annenhver centimeter (cm) og resterende tatt hver tiende cm. I kjerneprøve HH13-045 ble sediment prøver tatt ut med samme intervall, unntatt bunn seksjonen med hver femte cm. I kjerneprøve HH13-046 hver fjerde cm. Enkelte områder i de 3 kjerneprøvene er det noen hyppige prøver (hver cm) på grunn av relevant endring i litologi.

Etter prøvetakingen ble prøvene behandlet med saltsyre (HCl) i ca. 24 timer. Etter rundt 24 timer var sedimentet bunnfelt, slik at syrevæsken over sedimentet kunne fjernes. Prøvene ble så tilsatt destillert-vann to ganger, fornyet mellom hvert bunnfall. Avvanningens hensikt er å få prøven mest mulig nøytral i pH- verdi. Målet for saltsyren er å fjerne det meste av kalsiumkarbonat (CaCO₃) i sedimentet. Samme prosess og prosedyre ble gjentatt for hydrogenperoksid (H₂O₂) i prøvene, men denne ble behandlet i 4–5 dager etterfulgt av tre ganger med avvanning. Dette kjemikalie har som formål å fjerne eventuell organisk materiale som er tilstede, men ingen merkbare reaksjoner ble observert ved denne tilsetningen i forhold til saltsyren. Arbeidet ble gjort under avtrekksskap.

Avslutningsvis ble prøvene satt i en ristemaskin til sedimentet var jevnt fordelt i det destillerte vannet. Calgon (natrium polyfosfat), ett dispergensmiddel, ble tilført prøvene med ett par dråper for å unngå flokkulering av sediment, spesielt innhold av leire. Tilslutt ble prøvene plassert i et ultrasonisk bad i ca. 5 minutter, før de var klar for videre analyse.

3.2.7.2 Målinger og statistikk

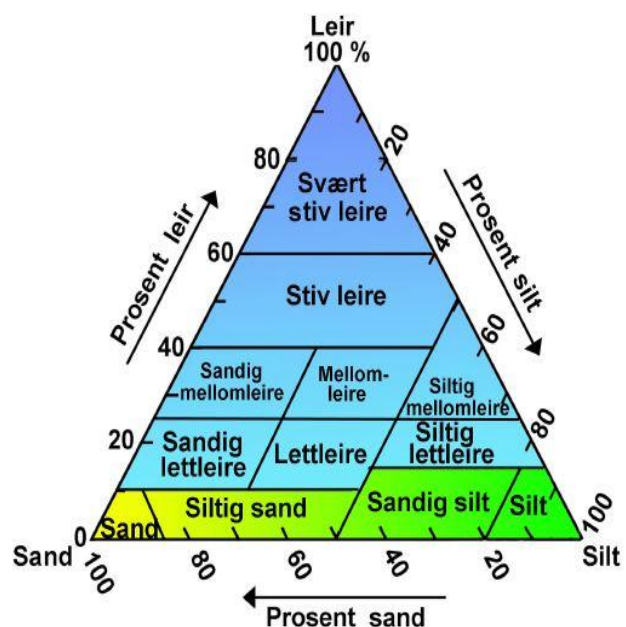
Kornfordelingsanalyse ble gjennomført med «LS 13 320 Diffraksjon Particle Size Analyser». Denne analysemaskinen måler partikler helt opp til 2800 µm (2.8 mm), men er satt til en øvre grense på 2000 µm (2 mm), siden dette utgjør den øvre grense av sand. Partikler som er større

enn dette (fåfall) er ikke inkludert i resultatene, men representert som klaster i de litologiske loggene. De fleste prøvene måtte fortynnes i analysemaskinen på grunn av for høy konsentrasjon. Færre prøver ble tatt med for lite sediment i målingene, mens hoved-andelen av prøvene var innenfor normalen. Det må minst være ca. 100 mg sediment tilstede for at maskinen kan gjøre en kornfordelingsanalyse.

Kornstørrelsens terminologi og klassifikasjon er delt inn etter Udden (1914) – Wentworth (1922) (tabell 3.2) (Bjørlykke, 2001). Undergrupper av kornstørrelse (veldig fin, fin, medium osv.) benyttes ikke. Dette studiet referer kun til sand, silt og leire, basert på klassifikasjonen gitt av Sveistrup (1984), se fig 3.2.

Millimeter (mm)	ϕ (Phi)	Udden (1914) og Wentworth (1922)
4096	-12	
1024	-10	Blokk
256	-8	Rullestein
64	-6	
16	-4	Stein
4	-2	
3.36	-1.75	
2.83	-1.5	Grus
2.38	-1.25	
2.00	-1.0	
1.68	-0.75	
1.41	-0.5	Veldig grov sand
1.19	-0.25	
1.00	0.0	
0.84	0.25	
0.71	0.5	Grov sand
0.59	0.75	
0.50	1.0	
0.42	1.25	
0.35	1.5	Medium sand
0.30	1.75	
0.25	2.0	
0.210	2.25	
0.177	2.5	Fin sand
0.149	2.75	
0.125	3.0	
0.105	3.25	
0.088	3.5	Veldig fin sand
0.074	3.75	
0.0625	4.0	
0.053	4.25	
0.044	4.5	
0.037	4.75	
0.031	5.0	
0.0156	6.0	Medium silt
0.0078	7.0	Fin silt
0.0039	8.0	Veldig fin silt
0.0020	9.0	
0.00098	10.0	
0.00049	11.0	
0.00024	12.0	
0.00012	13.0	
0.00006	14.0	

Tabell 3.2: Oversikt av kornstørrelser og beskrivende terminologi, basert på Udden (1914) og Wentworth (1922). Modifisert fra Bjørlykke (2001).



Figur 3.2: Klassifikasjon for sedimentene leire, silt og sand. Kornfordelingen er oppgitt i volumprosent (%) av materiale som er mindre enn 2 mm i korndiameter (Sveistrup, 1984; Jørgensen et al., 2013).

3.2.8 Radiokarbondatering

Prøvetakingen ble lagt vekt på å finne daterbart materiale i intervaller med nærhet til observerbare litologiske forskjeller. Totalt 9 dateringsprøver ble tatt ut av sedimentkjernene; rengjort, veid og artsbestemt (se tabell 3.3). Av de 9 dateringsprøvene veide 8 prøver over 100 mg. Disse prøvene ble sendt til Belfast, Irland (¹⁴CHRONO Centre at Queens University), som har et krav minstekrav på 20 mg materiale for datering. Den siste dateringsprøven var 0.8 mg og ble sendt for datering til Zürich, Sveits (Laboratory for Ion Beam Physics ETH Zürich).

3.2.8.1 Metodens prinsipp

I atmosfæren finnes tre isotoper av karbon: ¹²C (stabil), ¹³C (stabil) og ¹⁴C (ustabil). Alle levende organismer absorberer radiokarbon og i løpet av levetiden til marine organismer vil mengden av ¹⁴C forbli i likevekt med det omgivende vann. Når organismene dør slutter de å innta mengden ¹⁴C og nedbrytingen starter. En måling av mengde ¹⁴C og sammenligning med ¹²C gir alder for når organismen døde (Ruddiman, 2001).

Kosmisk stråling inntreer i jordas atmosfære og kolliderer med et atom som danner et energisk nøytron. Dette nøytronet absorberes av et nitrogen atom, ¹⁴N, som konverteres til et ¹⁴C-atom. Dette ¹⁴C-atomet danner raskt en molekylforbindelse med oksygen og lager CO₂ i atmosfæren. Karbondioksidet sprer seg og ¹⁴C vil tre inn i havene som en del av CO₂, og bli innlemmet i skjeletter som f. eks snegler og skjell. På land vil planter absorbere og inkorporere ¹⁴C-atomet gjennom fotosyntesen. Mens en samhandling mellom land og hav gir opphav til kalkrike (CaCO₃) marine organismer. I det organismene dør starter klokka i en motsatt prosess. Organismene mister ¹⁴C og går tilbake til opprinnelsen, som danner ¹⁴N gjennom betastråling. Slik fungerer karbonsyklusen (Bowman 1990; Ruddiman, 2001). Den ustabile ¹⁴C isotopen starter nedbrytingen med en halveringstid på 5730 år under normale forhold (Bowman, 1990; Walker, 2005).

Tabell 3.3: Skjell, skjellfragmenter og foraminifer samlet for radiokarbon datering.

Lab referanse	Kjerneprove	Prøvetakingsdybde (cm)	Arter
UBA-29863	HH13-044-GC-MF	15 cm	<i>Turrisipho sp(?)</i>
UBA-29864	HH13-044-GC-MF	86 cm	<i>Pseudamussium Septemradiata</i>
UBA-29865	HH13-044-GC-MF	424 cm	<i>Yoldiella lenticula</i>
UBA-29866	HH13-045-GC-MF	8.5 cm	<i>Chlamys islandica</i>
UBA-29867	HH13-045-GC-MF	37 cm	<i>Astarte elliptica</i>
ETH-62268	HH13-045-GC-MF	453 cm	<i>Silicosigmolina groenlandica(?)</i> Sendt til Zürich.
UBA-29868	HH13-046-GC-MF	23 cm	<i>Thyasira flexuosa</i>
UBA-29869	HH13-046-GC-MF	315 cm	<i>Bathyarca glacialis</i>
UBA-29870	HH13-046-GC-MF	372 cm	Snegl. Skadet.

3.2.8.2 Akselerator massespektrometri (AMS)

Dateringsmaterialene er forberedt og målt ved ¹⁴CHRONO Centre på Queens University (Belfast) og ved laboratoriet for Ion Beam Physics (ETH Zürich). På begge stedene ble det benyttet Akselerator Massespektrometri (AMS) for å gjennomføre dateringene. Prinsippet er å akselerere karbonioner fra dateringsmaterialet til høye hastigheter, før man utsetter dem for et magnetisk felt. Om partiklene har samme hastighet, men ulik atommasse, vil partiklene avbøyes forskjellig mot det tilførte magnetfelt. De tyngste partiklene vil bøyes minst. På bakgrunn av hvilken vinkel partiklene avbøyes er det mulig å identifisere og måle mengden av ¹⁴C-atomer i prøvene (Bowman, 1990). Forskjellen på laboratoriet i Zürich er at dateringsmateriale som er mindre enn 1 mg kan måles direkte av CO₂ produsert av syre nedbryting med en gass ionekilde AMS (Wacker et al., 2013).

3.2.8.3 Kalibrering og marin reservoar effekt

Fem hoved forutsetninger må legges til grunn om ¹⁴C aktivitet i dateringsmateriale skal kalibreres til kalenderår (Walker, 2005):

- (1) Forholdet ¹⁴C/¹²C i hver del av det globale karbon reservoaret (atmosfære, biosfære, ferskvann, marint vann) har holdt seg tilnærmet konstant over tid.
- (2) Fullstendig og rask miksing av ¹⁴C skjer gjennom disse reservoarene globalt.

- (3) Forholdet mellom forskjellige karbonisotoper (f. eks $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) i prøver har ikke blitt endret, bortsett fra nedbrytingen av ^{14}C på grunn av død organisme.
- (4) Halveringstiden av ^{14}C er nøyaktig kjent med en høy nivå av presisjon.
- (5) Naturlige nivåer av ^{14}C kan bli målt til passende nivåer av nøyaktighet og presisjon.

Ingen av disse forutsetningene oppfyller fullstendig sine mål. Produksjon av ^{14}C varierer gjennom tid og rom på grunn av forskjellige faktorer som blant annet jordas magnetiske felt, solfleckaktivitet, Suess effekten, reservoar effekt og forurensning (Bowman, 1990). Summen av dette gjør at konsentrasjonen ikke er konstant, både i atmosfæren og i levende organismer, noe som resulterer i et avvik mellom radiokarbon alder og kalender alder (Bowman 1990). Disse faktorene må man være klar over når dateringene skal kalibreres.

Utvekslingsreaksjonene mellom atmosfære og havoverflaten gjør at CO_2 (og dermed ^{14}C) blir inkorporert med havvann i form av oppløst karbonat. Dette bidrar til at ^{14}C konsentrasjonen er stort sett lik mellom havoverflaten og atmosfæren. Men når dette overflatevannet synker, vil ^{14}C i det intermediære- og dypvannsmasselaget starte en nedbryting uten etterfylling fra overflaten. Resultatet er at den radioaktive nedbrytingen vil gi en lavere ^{14}C aktivitet og havvannet vil derfor ha en økt tilsynelatende alder, også kalt marin reservoar effekt (Walker, 2005; Mangerud et al., 2006).

Datering av marine organismer (f. eks foraminifer og mollusker dannet av oppløst karbonat) kan gi en tilsynelatende alder som er mye høyere enn deres virkelige alder på grunn av de innlemmer ^{14}C fra eldre omkringliggende vannmasser i sitt skjelett. Alderseffektene varierer alt fra ca. < 30 år i overflatevannlaget i deler av nordlige Indiahavet til rundt 400 år i den nordlige Atlanteren. Mens nesten 600 år rundt områder av ekvator i det østlige Stillehavet. Utenfor de Britiske øyer viser kystvannet en tilsynelatende alder på 405 ± 40 år før nåtid og blir korrigert for denne verdien (Walker, 2005). Grunnen til aldersvariasjonene i de globale hav skyldes i hovedsak overflatestrømmer, termohalin sirkulasjon og oppstrømning. Disse variasjonene endrer seg ikke bare fra sted til sted, men også i tid. En «dagens alder» av havvann trenger ikke nødvendigvis å representere den passende korreksjonsfaktor for fossilmaterialet. Eksempelvis viser data fra nord Atlanteren at overflate-havvannet har variert opptil 1900 ^{14}C år fra siste kalde periode til dagens interglasial, mens i Norskehavet er alderen på rundt 1000 (± 250) ^{14}C år (Walker, 2005).

Programmet CALIB 7.1 ble brukt til å kalibrere radiokarbon aldrene fra AMS dateringene. Programmet tar utgangspunkt i en korreksjon av den globale marine reservoareffekt på 405 år.

Lokal marin reservoareffekt ble satt til $\Delta R = 17 \pm 36$ (Mangerud & Gulliksen, 1975; Mangerud et al., 2006). Alle dataene i dette studiet er gitt i kal. år BP (kalibrerte år før nåtid). Dette refereres til før 1950 og betegnes som nullpunktet i radiokarbon tidsskala. Sett bort fra de langsiktige og kortsiktige naturlige variasjoner, så har menneskelig aktivitet på grunn av fossilt brensel og testing av kjernefysisk våpen fra år 1945, bidratt til en fortykning av de naturlige ^{14}C konsentrasjonene i atmosfæren (Bowman, 1990; Walker, 2005)).

3.2.8.4 Estimering av sedimentasjonsrater

De fremskaffede radiokarbon dateringene ble anvendt for å estimere en sedimentasjonsrate av sedimentkjernene. Presentasjon av estimatene er gitt i kap.5.6 (resultater), mens drøfting av ratene er gitt i kap. 6.2 (diskusjon).

3.3 Chirp sonar

«Chirp» teknologi er høy oppløselige frekvensmodulerte undergrunnssystemer av en forhåndsbestemt repeterende marin kildeesignatur. Dette gir artefakt frie undergrunns profiler og sanntidsmålinger av akustisk demping i marine sedimenter (Quinn et al., 1998). Chirp systemet gir en vertikal oppløsning (desimeter skala) på 30 meter av toppen til ikke-konsoliderte sedimenter og avhenger av båndbredden til kilden. Den horisontale oppløsningen er primært avhengig av kildegenskaper (strålevinkel og dominant frekvens), P-bølgehastighet til sedimentene, avstand mellom kilde og sediment, samt utskytning av hvert signal (Quinn et al.1998).

Forskjellen mellom en kort- pulset enkel- frekvensprofil (som «sparker» og «boomer») og chirp system, bestemmes ut fra kildeesignaturen. I stedet for å sende ut en kort puls av en enkel frekvens, sender chirp sonar data genererte pulser med frekvenser mellom 400 Hz og 20 kHz, som er amplitude og fase erstattet (Quinn et al.1998; Mosher and Simpkin, 1999).

Multipler er repeterte og forsinkede refleksjoner i forhold til den primære refleksjonen, og dette støyet kan forekomme i chirp data. De vises som reversert polaritet med en svakere impedanskontrast enn primær refleksjonen på profilene (Andreassen, 2009).

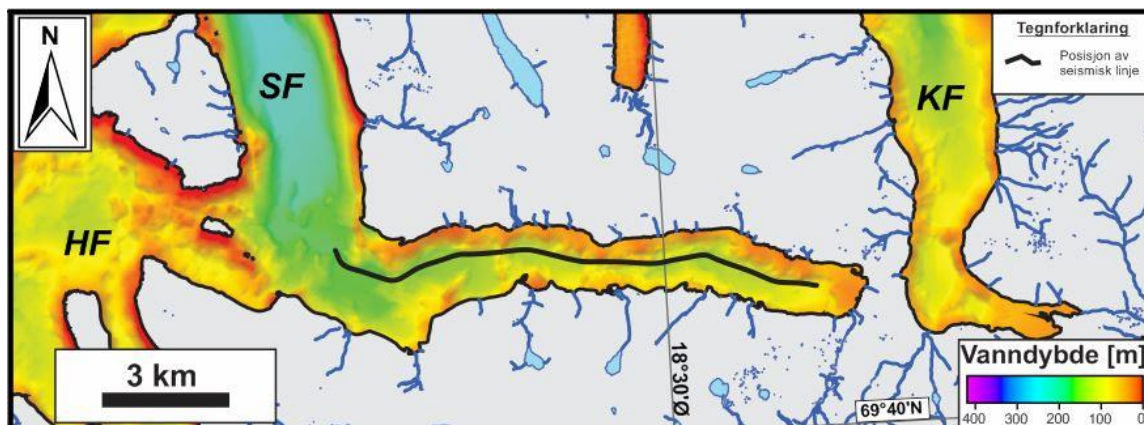
Chirp sonar profilene ble samlet inn ved hjelp av Edgetech 3300-HM skrog montert undergrunns-profiler på F/F Helmer Hanssen.

4. Seismostratigrafi

4.1 Introduksjon

I følgende kapittel skal seismiske data («chirp sonar data») fra studieområdet bli behandlet og analysert, som et supplement til sedimentkjerneprøvene (kap. 5). I det seismiske profilet er det tolket opptil fem refleksjoner; R3 (havbunnsrefleksjon), R2, R2a, R1 og R0 (bunnrefleksjon). Disse refleksjonene avgrensner opptil fire seismiske enheter (S1, S2a, S2 og S3).

Bunnrefleksjonen avgrensner «basement» som enten består av berggrunn eller morene. Den seismiske linja blir beskrevet som en helhet med fokus på Ersfjordens bassengstratigrafi, spesielt i de bassenger kjerneprøvene er tatt opp. De seismiske enhetene beskrives fra undergrunnen og opp til havbunnen. For lokalisering av den seismiske linje, se figur 4.1. Høyopløselig seismikk er et nyttig verktøy for å rekonstruere glasiasjons- og deglasiasjonshistorie med blant annet informasjon om form og intern geometri av avsetninger og sedimentære prosesser (blant annet Boulton et al., 1996; Lyså & Vorren, 1997; Vorren & Plassen, 2002; Plassen et al., 2004; Forwick & Vorren, 2010).



Figur 4.1: Batymetrikart som viser posisjon til det seismiske profil i Ersfjorden. HF: Håjaffjorden, SF: Sessøyfjorden og KF: Kaldfjorden.

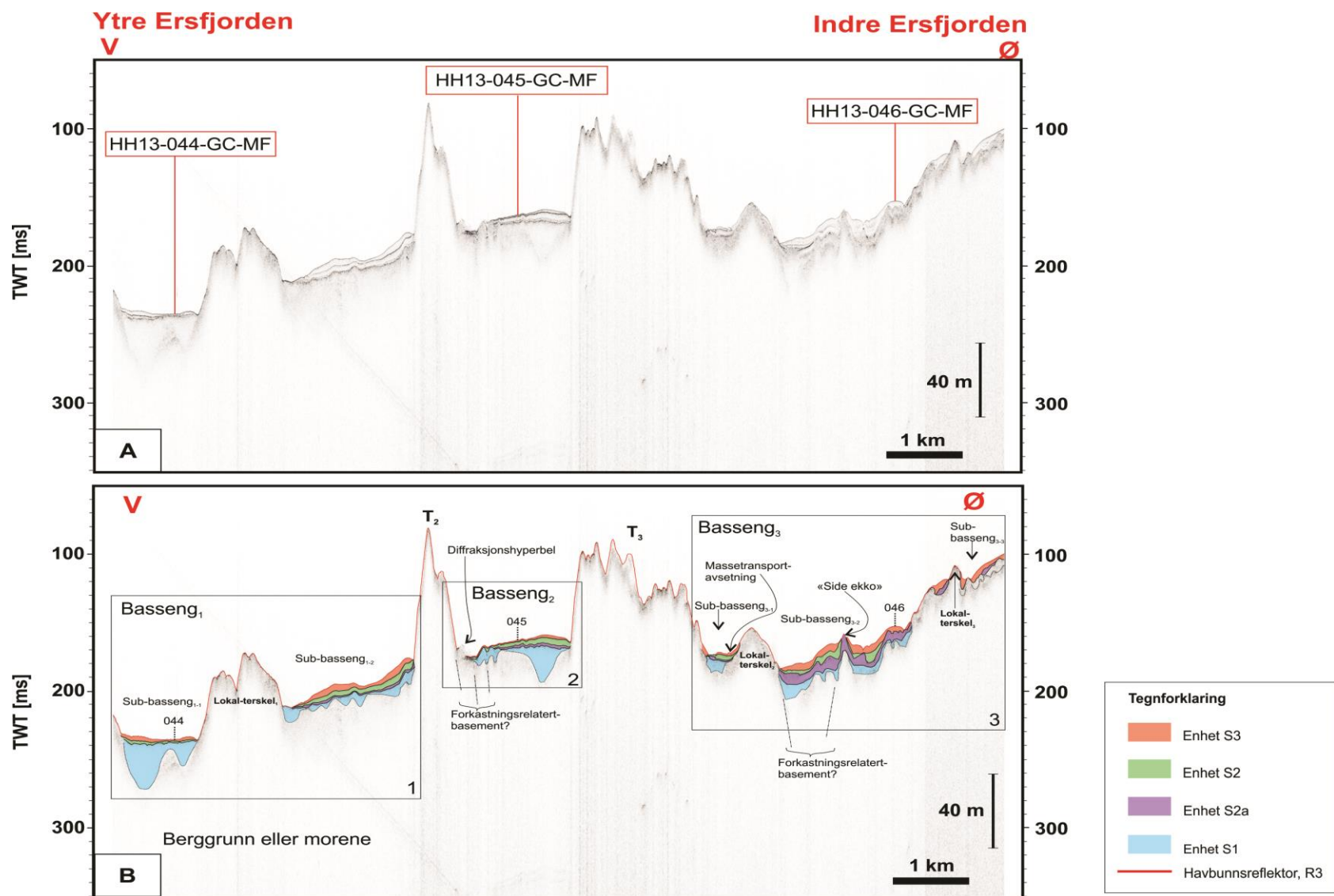
Dybden konverteres fra TWT («two-way travel time») til meter i selve oppgavebeskrivelsen. Vannhastighet antas å være $v_p = 1450$ m/s. P-bølgehastighet til sedimentene ble estimert ut fra gjennomsnittsverdien til de tre kjerneprøvene gitt av MSCL. Den gjennomsnittlige P-bølgehastighet er $v_s = 1570$ m/s (se for øvrig tabell 5.1).

4.2 Beskrivelse

Formen som en refleksjon eller overflate representerer kalles refleksjonskonfigurasjon. Refleksjonskonfigurasjonen bestemmes ut fra lagningsmønstre, avsetningsprosesser, erosjon og palaeo-topografi. Tre hovedtyper av refleksjonskonfigurasjon oppstår: stratifisert, kaotisk og transparent (Stoker et al., 1997).

Veeken (2007) definerer refleksjonskonfigurasjonen som en av fire hovedelementer som skal studeres når seismiske facies skal undersøkes i et profil. De tre andre hovedelementene er refleksjonskontinuitet, refleksjonsamplitude og frekvens. Seismiske refleksjoner dannes fra et grensesnitt som har en tilstrekkelig tetthet-hastighetskontrast. Hvert seismiske lag i undergrunnen har sin egen akustisk impedans (Z). Er kontrasten stor vil refleksjonen være stor (Andreassen, 2009).

Fra fjordmunningen i vest til indre deler av Ersfjorden i øst, skal karakteristikker som akustiske attributter, signatur og enhetsgeometri beskrives. Totalt tre hoved-bassenger (basseng₁, basseng₂ og basseng₃) og tre hoved-terskler (T_1 – ytterterskel som ikke sees i det seismiske profilet, T_2 og T_3) er avgrenset i Ersfjorden (fig.2.5). I seismisk profil observerer man adskillig flere sub-bassenger og sub-terskler internt i hoved-bassengene. Figur 4.2 viser en oversikt over det seismiske profilet med definerte enheter. De rektangulære omrissene av fjordbassengene er områder som blir tolket nærmere for å synliggjøre de seismiske enhetene. I kommende del-kapitler gis det en kort introduksjon om bassengene, før selve beskrivelsene om enhetene påfølger.

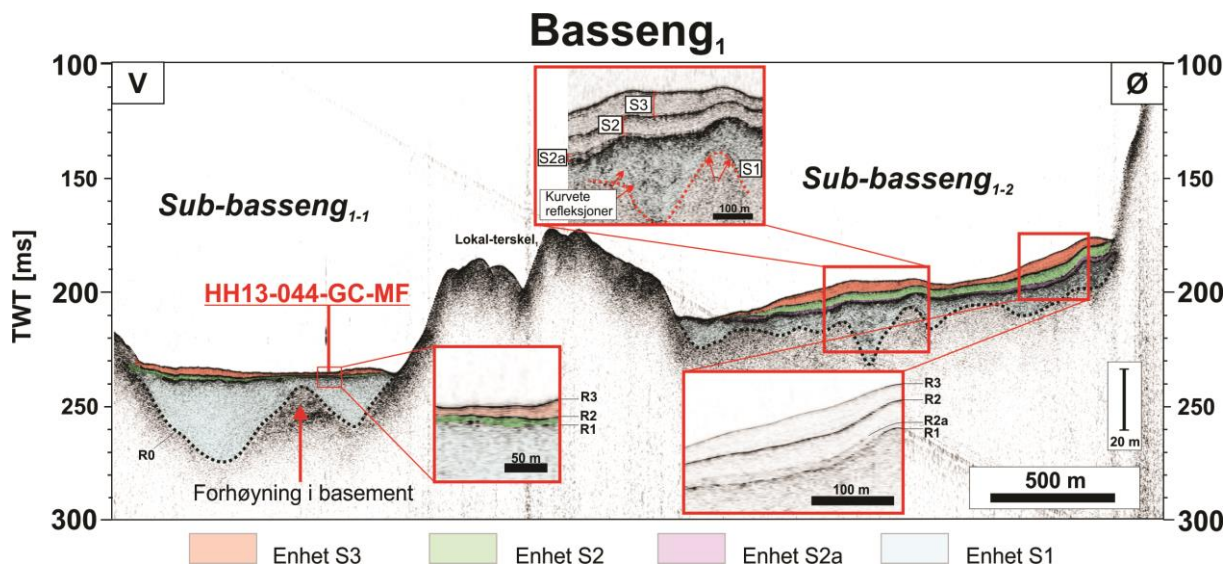


Figur 4.2: **A**: Seismisk profil med kjerneprøve-lokaliteter indikert. **B**: Tolkning av det seismiske profilet.

4.2.1 Basseng₁ – Ytre del i Ersfjorden

Basseng₁ ved fjordmunning inneholder to sub-bassenger; *sub-basseng₁₋₁* og *sub-basseng₁₋₂* (fig. 4.3). Sub-bassengene er adskilt med en lokal-terstel₁, som befinner seg ca. 125 meter under havoverflaten. *Sub-basseng₁₋₁* er lokalisert omtrent 180 meter under havoverflaten og er ca. 1050 meter langt. Avsetningene ligger tilnærmet konformt ovenfor hverandre, med unntak av enhet S1 som ligger diskonformt over akustisk basement. I dette bassenget er kjerneprøve HH13-044-GC-MF tatt opp.

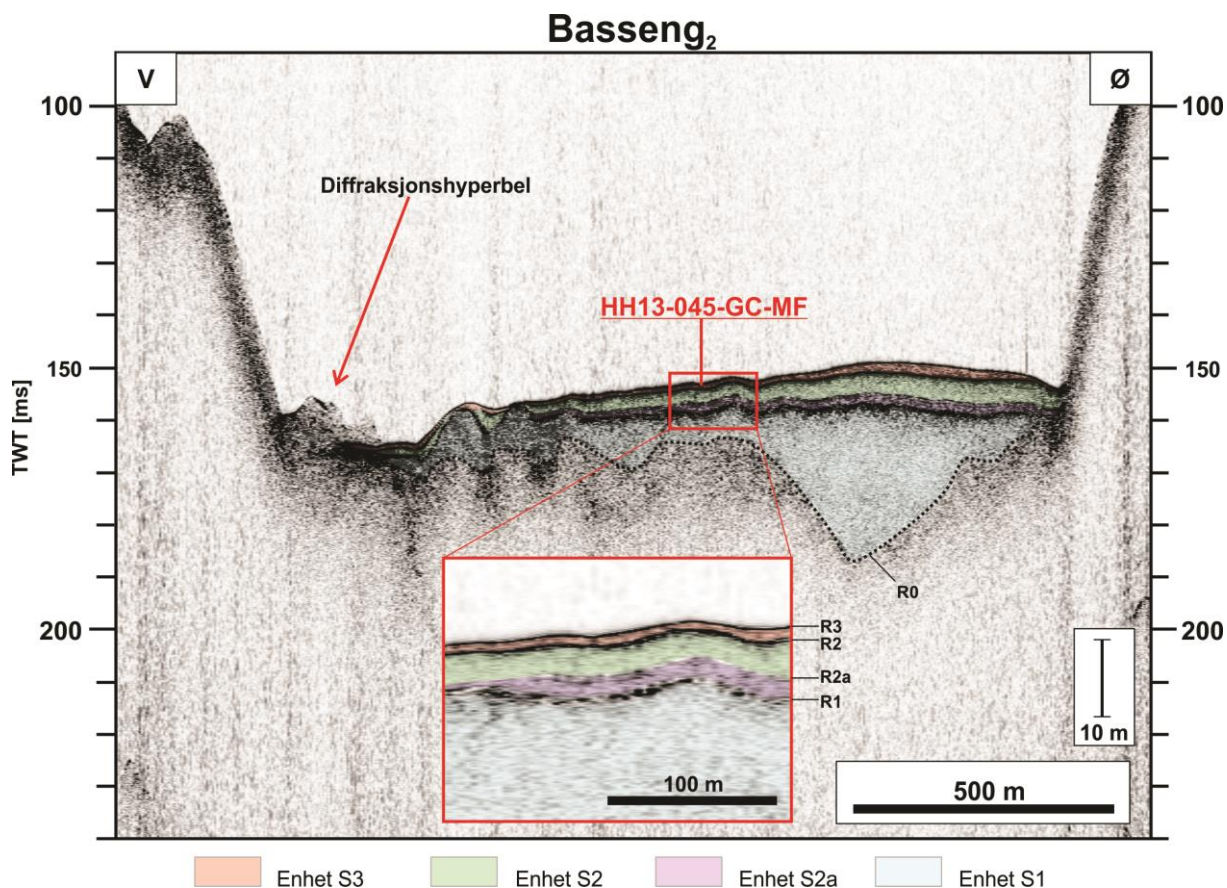
I *sub-basseng₁₋₂* skråner avsetningene noe, og tynnes ut i retning mot fjordmunningen og lokal-terstel₁ i vest. Dette gjør at mektigheten av sediment er størst i østlige deler av sub-bassenget. Bassenget befinner seg omtrent 140 meter under havoverflaten og er ca. 1750 meter langt. Den avgrenses i øst ved hoved-terstel T₂ (som befinner seg på ca. 60 meters vanddyb).



Figur 4.3: Oversikt over basseng₁ med dens to sub-bassenger. De røde rektangulære omrissene viser utsnitt med nærmere zoom over enhetene og refleksjonene.

4.2.2 Basseng₂ – Midtre del i Ersfjorden

Basseng₂ (fig. 4.4) er et 1.5 km langt basseng som er skilt ved hoved-terstelene T₂ i vest og T₃ i øst (på ca. 65 meters vanddyb). Bassenget befinner seg på omtrent 125 meter under havoverflaten og ligger tilnærmet flatt. Noe lik geometri som *sub-basseng₁₋₂*; med økende avsetning i de østlige deler og gradvis minkende mot de vestlige deler av bassenget. Kjerneprøve HH13-045-GC-MF er tatt opp i dette bassenget.



Figur 4.4: Oversikt over basseng₂ med et nærmere utsnitt over bassengets refleksjoner og enheter.

4.2.3 Basseng₃ – Indre del i Ersfjorden

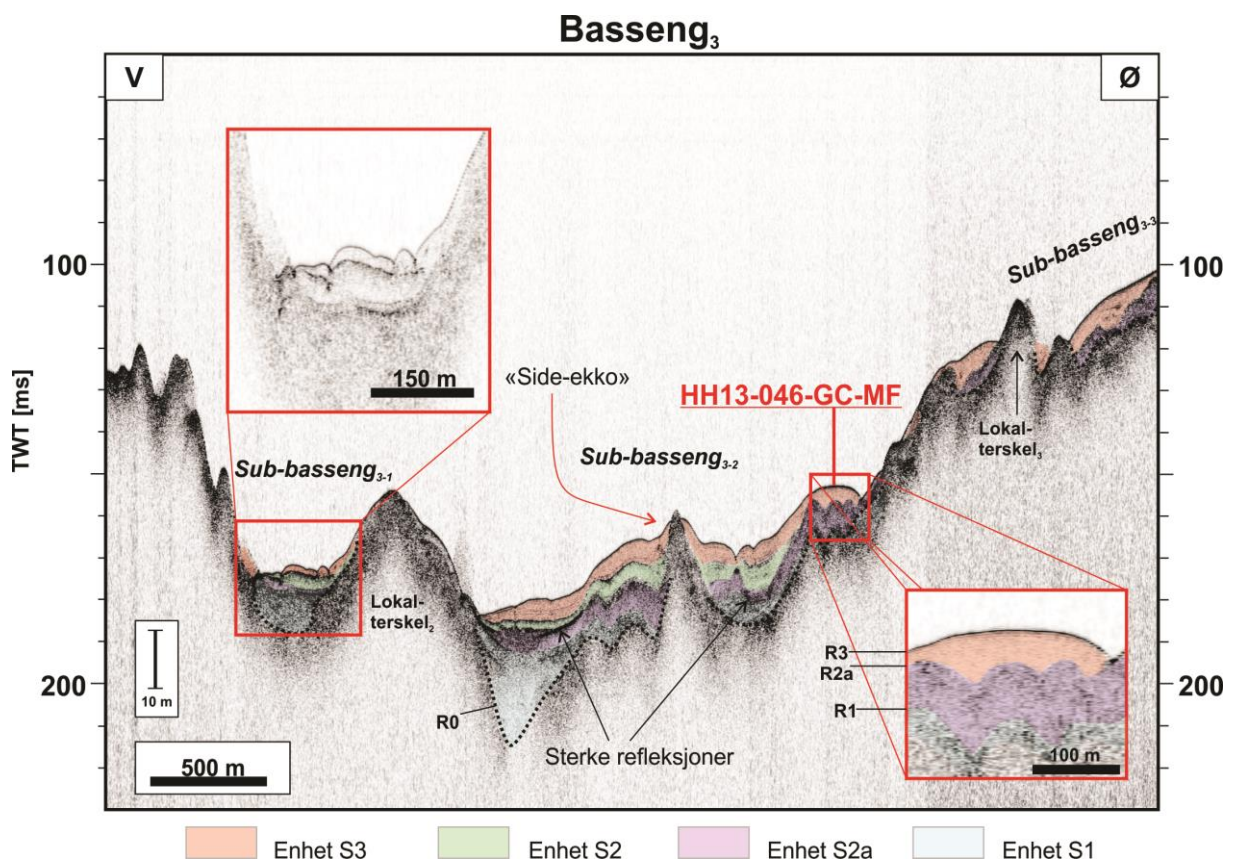
Basseng₃ er inndelt i tre sub-bassenger; *sub-basseng₃₋₁*, *sub-basseng₃₋₂* og *sub-basseng₃₋₃* (fig. 4.5).

Sub-basseng₃₋₁ er et 450 meter langt basseng på ca. 125 meters vanddyb. Den er lokalisert helt i vest ved hoved-terskel T_3 og en lokal-terskel₂ i øst som befinner seg på ca. 111 meters vanddyb. Avsetningene ligger tilnærmet horisontalt over hverandre, med unntak av enhet S3 som har kurvet overflatestruktur (fig.4.5).

Sub-basseng₃₋₂ er et 2.4 km langt basseng og er det lengste sub-bassenget i Ersfjorden. I dette bassenget er kjerneprøve HH13-046-GC-MF tatt opp. Bassenget er skilt fra de andre ved den nevnte lokale-terskel₂ som nå er i vest, og en lokal-terskel₃ i øst på 85 meters vanddyb. Bassengets dybde befinner seg på omtrent 120 meter under havoverflaten. Avsetningene strekkes oppover langs skråningen av fjordbunnen i øst. I det seismiske profilet ser det ut som at bassenget blir splittet i midten av en liten forhøyning, men dette ansees som falskt og er

muligens et resultat av en såkalt «side ekko» (eng: «side echo»). En måte å se dette på er at de stratigrafiske enhetene ser ut til å følge hverandre perfekt og ingenting tilsier at de blir fullstendig brutt opp. Men det er likevel en forhøyning på dette stedet (se fig.4.5). Antakelig er det fjellgrunnknaus som stikker opp i nærheten av profilet, slik at man ikke ser den «direkte», men bare en del av ekkoet. Et annet forslag kan være at elementet stammer fra en liten frontavsetning på grunn av et lite opphold av isen under tilbaketrekkingen. Men dette ansees som lite trolig med tanke på kommende analyse av sedimenters mektighet og karakteristikk. I dette sub-bassenget er avsetningene generelt noe mer deformert i struktur, enn basseng₁ og basseng₂, noe som tyder på området har vært tektonisk styrt.

Sub-basseng_{3.3} er avgrenset til et minst 500 meter langt basseng (uvisst eksakt lengde på grunn av manglende chirp sonar data lengere øst) og har en dybde på omtrent 90 meter. Sub-bassenget har generelt lite avsetning sammenlignet med de andre bassengene, og avsetningene skråner nedover i en vestover retning.



Figur 4.5: Oversikt over basseng₃ med dens tre sub-bassenger. Utsnittene er med nærmere zoom over enhetene og refleksjonene i bassenget.

4.2.4 Akustisk basement

Toppen av berggrunn/akustisk basement er generelt godt observerbar i det seismiske profilet (som f. eks tersklene T_2 og T_3). I enkelte områder hvor avsetningene er størst i bassengene og de seismiske refleksjonene er relativt tette, blir bunnrefleksjonen (R0) noe svak i styrke. Spesielt blir refleksjonene svake i bassengområder som er tektonisk deformerte (f. eks under enhet S1 i basseng₃ (sub-basseng₃₋₂)). Sammenlignet mot de store terskelhøydene (f. eks T_2 og T_3) spores det akustiske signalet som jevn til irregulær, med relativt sterke refleksjoner. En trend viser også at områder med dype nedsynkninger (dannet av tektoniske årsaker) samler mer avsetning, enn om det er en forhøyning i berggrunnen. Sedimentene vil da bli mer utsatt for eroderende krefter (f. eks i sub-basseng₁₋₁).

I basseng₂ (midt i Ersfjorden) lengst mot vest (ved hoved-terskel T_2), dukker akustisk basement opp ved avsetningene på havbunnen. Formen er kurvet og omtrent samme form finnes ca. 300 meter øst for denne, men i dette området er havbunnsrefleksjonen tydelig. Elementet er trolig forårsaket av støy og kalles for «diffraksjons hyperbel» (eng: «diffraction hyperbola»). Disse kan dannes fra hvilken som helst brå grensesnitt i undergrunnen (i dette tilfellet overgangen mellom terskel og basseng) og på grunn av deres kurvete form kan de bli ansett som en virkelig struktur. Disse er spesielt vanlig ved forkastninger (Andreassen, 2009). Diffraksjons hyperbel kan bli dannet ved is-transportert debris (bla. Lyså & Aarseth, 2004).

En annen mulig forklaring er at elementet reflekterer en massetransport-avsetning. Disse vises ofte som «pakker» med kaotiske akustiske indre strukturer, definert av en varierende amplitude (høy og lav) med en «hummocky» form på øvre refleksjon, som blant kan kjennetegne en debris flow (Vorren & Laberg, 1997). Men dette kan utelukkes på bakgrunn av elementets form, både utfra geometri og størrelsesorden. Elementet har en nærhet til skråningen av hoved-terskel T_2 , som kunne ha fungert som en transportvei. I så fall er denne massetransport-avsetning «fersk» siden ingen lagpakker (enheter) overligger. Da må de kurvete formene ca. 300 meter lengere øst for denne tilsvare eldre massetransport-hendelser, siden de er overlignet av lagpakker. Men disse er akustisk transparent og ligger stratifisert over hverandre i samme form, noe som motstrider egenskapene til massetransport-avsetninger. En annen mulighet er glasiøse lineasjoner som har en kurvet «hummocky» form på øvre refleksjon (Vorren & Plassen, 2002). Jeg anser begge mulighetene som lite trolig og tenker at de kurvete formene er dannet på grunn av berggrunnens-form (som kan ha blitt til

blant annet gjennom post-kaledonsk ekstensjon) (kap. 2.2 og 2.3). I senere tid har det blitt avsatt sediment opp på denne ujevne basement.

4.2.5 Enhet S1

Enhet S1 ligger direkte opp på akustisk basement (fig. 4.2, 4.3, 4.4 og 4.5). Enheten er identifisert i alle bassengene, med unntak av sub-basseng₃₋₃ på grunn av vanskeligheter med å spore refleksjonene. Generelt jevner enheten ut den kuperte akustiske basement og er varierende i mektighet på grunn av dette. Ansamling av avsetning er spesielt stor i «depressions» (nedsynkninger), eksempelvis i basseng₁ (sub-basseng₁₋₁), basseng₂ og basseng₃. Mektigheten er opptil 25 meter på sitt største, men er generelt på rundt 10 meter.

Det akustiske signatur er karakterisert som transparent til semi-transparent, med enkelte interne refleksjoner som varierer fra stratifisert til kaotisk. I øvre deler av enheten spores jevne til «hummocky» formete refleksjoner (eksempel i sub-basseng₁₋₂) (fig.4.3: illustrert i utsnitt som kurvete refleksjoner). Grenseoverflatene (både øvre (R1) og nedre (R0)), er karakterisert som varierende. Refleksjonene domineres av egenskaper som jevn og kupert, kontinuerlig og diskontinuerlig, med stedvis sterke refleksjoner som i sub-basseng₁₋₂, mens det er noe fraværende refleksjoner i sub-basseng₃₋₂ (fig. 4.3 og 4.5).

Antakelig har isstrømmer fjernet det meste av avsetninger fra pre-Weichsel (kap.2.5.2) (Elverøi et al., 1995; Ottesen et al., 2005; Rydningen et al., 2013). Selve enheten er generelt akustisk transparent som tilsier at den totale litologiske sammensetningen er veldig lik. Den stedvis sterke refleksjonen av R1 kan indikere eventuell erosjon, kraftig endring av litologisk sammensetning og kompaktering (Forwick & Vorren, 2010). Det kan være en mulighet at grenseflatene mellom sen-Weichsel og eldre avsetning, eller interne aldersforskjeller i sen-Weichsel avsetninger finnes i enheten. Eksempelvis identifiserte Mangerud (1998) både morene, glasimarine og marine avsetninger fra siste istid i Billefjorden (Svalbard) langs kysten av Kapp Ekholm. Likevel anser jeg dette som lite trolig. En mulig forklaring til at enheten er både akustisk transparent og kaotisk kan skyldes en dominerende diamikton avsetning (Stewart & Stoker, 1990). Eksempelvis kan avsetningen blant annet bestå av en massiv, matriksbåret diamikton med en miks av suspensjon, is-transportert sediment og debris flow (Powell, 1984). Det akustisk transparente signalet i enheten kan komme av den betydelige heterogene sammensetningen. Vanligvis er det motsatt, altså transparent signal når

enheten er homogen. Diamikton inneholder mange punktkilder, eksempelvis kan større klaster bidra til at den akustiske energien påtreffer og skaper en uniform spredning av signalet (hyperbel refleksjoner) (Stewart & Stoker, 1990). På grunn av diamikton gir den seismiske karakteristikker som er varierende, alt fra transparent til kaotisk på grunn av avsetningens kompleksitet (Stewart & Stoker, 1990). Hvordan avsetningene i så fall har blitt dannet kan ha varierende opprinnelser av ulike prosesser. Enheten tolkes til å være glasiøle avsetninger fra sen Weichsel og kan trolig ha oppstått gjennom disse prosesser;

(1) Sedimentene ble avsatt utover/under fronten av en stagnerende bre og/eller re-avansert der mengder av sub-glasiølt sediment sviktet. For eksempel deformasjonsmorene hvor isbreen har erodert sedimentene og deretter avsatt oppover mot berggrunns-terklene. Men avsetningene kunne også kommet fra en brefront som har hatt et lite opphold på berggrunns-terklene og avsatt påklstringsmorene og/eller utsmeltingsmorene, mens brefronten løftet seg opp (blant annet Laberg & Vorren, 1995; Vorren, 2003; Plassen et al., 2004; Ottesen et al., 2008; Forwick et al., 2010)).

(2) Avsetningene ble dannet gjennom «cavity infills» (hulroms fylling) under isstrømmer og disse består av svært varierende karakter, hvor tykke akkumulasjoner har blitt avsatt på «le-siden» av hindringer i topografien, mens innlandsisen flyter og befinner seg opp på tersklene i fjorden (Boulton, 1982). Dette bidrar enhetens varierte akustiske karakter.

4.2.6 Enhet S2a

Enhet S2a befinner seg generelt over enhet S1, med unntak i sub-basseng₁₋₁ og sub-basseng₃₋₃. I sub-basseng₁₋₁ er ikke enheten identifisert blant de seismiske facies og i sub-basseng₃₋₃ er enhet S1 ikke stedfestet på grunn av svake refleksjoner. Generelt ligger enheten som et tynt teppe og dekker over enhet S1. Mektigheten i sub-basseng₁₋₂, basseng₂ og sub-basseng₃₋₁ er på 2 meter eller mindre. I sub-basseng₃₋₂ er mektigheten derimot over 5 meter på det meste og er den dominerende enheten i sub-bassenget (fig. 4.3, 4.4 og 4.5). Trenden i enhetens utforming er at den tynnes ut i retning mot fjordmunningen i vest, mens øker noe i mektighet lengere øst, mot f. eks hoved-terklene T₂ og T₃ i henholdsvis sub-basseng₁₋₂ og basseng₂.

Enhet S2a er karakterisert som tette kontinuerlige til diskontinuerlige interne refleksjoner. Men i enkelte områder hvor undergrunns-topografien er irregulær (slik som i sub-basseng₃₋₂) er enheten stedvis tilnærmet transparent, betegnet som semi-transparent. Øvre grenseoverflate

(refleksjon R2a) er generelt kjennetegnet som svak, med stedvis sterk refleksjonsstyrke (f. eks i sub-basseng₃₋₂, fig. 4.5).

Opprinnelsen til den akustiske stratifiseringen tolkes som et resultat av hyppige litologiske endringer i et proksimalt glasimart miljø (Forwick & Vorren, 2010). Disse endringene kan skyldes blant annet et resultat av massetransport-hendelser, tidsmessige og romlige variasjoner i is-transport og/eller sedimenttilførsel fra en eller flere kilder (Forwick & Vorren, 2009; Forwick et al., 2010). Akustisk stratifisering kan også representeres ved høy suspensjonsutfall og lav bunnstrøm aktivitet, mens de mer kaotiske refleksjonene representerer lag og linser forårsaket av massetransport-hendelser (Plassen & Vorren, 2003).

En årsak til nevnt geometri av enheten er at isen har enkelte steder brukt lengere tid til å trekke seg tilbake. Eksempelvis i basseng₃, (med tanke på stor mektighet i sub-basseng₃₋₂) har det blitt avsatt større mengder med proksimalt materiale, samtidig som materiale har rast ned fra terskelhøydene og blitt avsatt med dominerende mektighet på østlige deler av bassengene (sub-basseng₁₋₂ og basseng₂). I tillegg har faktorer som sterke bunnstrømmer og topografi avgjørende betydning for fordelingen av sediment i fjordbassenger (Syvitski et al., 1987).

4.2.7 Enhet S2

Enhet S2 ligger over S2a-enheten i sub-basseng₁₋₂, basseng₂, sub-basseng₃₋₁ og deler av sub-basseng₃₋₂. I sub-basseng₃₋₂ trunkeres enheten ut mot øst, mens enhet S2a fortsetter oppover mot kjernestasjon HH13-046. I sub-basseng₃₋₃ er ikke enheten identifisert, mens i sub-basseng₁₋₁ ligger S2 over S1. I utforming er S2 svært lik S2a og mest sannsynlig har samme årsak ført til denne trenden. Mektigheten varierer; S2 har større mektighet enn S2a i sub-basseng₁₋₂ og basseng₂, med en tykkelse på opptil 3 meter. I sub-basseng₁₋₁ er mektigheten mindre enn 1.5 meter. Mens i sub-basseng₃₋₁ og i sub-basseng₃₋₂ er mektigheten på det meste fra 3 til 4 meter (fig. 4.3, 4.4 og 4.5).

Det akustiske signalet er karakterisert som transparent til semi-transparent, men i sub-basseng₁₋₁ vises deler av enheten som svake diskontinuerlige interne refleksjoner og er akustisk stratifisert i deler av sub-basseng₃₋₂. Enhetens øvre grenseoverflate er gitt ved refleksjon R2 og vises som en sterk refleksjon, unntaksvis deler av sub-basseng₃₋₂.

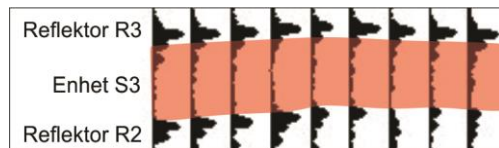
Opprinnelsen denne mer uniforme og massive enheten i forhold til enhet S2a er tolket slik; den generelle akustiske transparente karakter reflekterer en relativt ensidig litologisk

sammensetning. Avsetningen ansees som et smeltevanns-dominert glasimarin miljø hvor de fysiske forhold er relativt stabile (Elverhøi, 1984). De mer sterkere refleksjonene antyder på perioder med økende is-transport relatert til klimatiske endringer som medførte avsetning av is-droppet materiale (Forwick & Vorren, 2010).

4.2.8 Enhet S3

Enhet S3 er yngste enhet på fjordbunnen. Dens øvre grenseoverflate er gitt ved havbunnsrefleksjonen R3, som er sterk og kontinuerlig gjennom store deler av fjordbassengene. Enhetens mektighet er generelt liten, alt fra ca. 3 meter og mindre. Enhet S3 har samme utforming som underliggende enhet S2 og S2a. Generelt er enheten dominert som akustisk transparent.

Øvre grenseoverflate som danner refleksjon R3 har en negativ amplitude, i likhet med resten av refleksjonene. Dette karakteriseres som en «zero-phase» med normal polaritet (SEG standard), se figur 4.6 (Andreassen, 2009).



Figur 4.6: «Wiggle-trace» for havbunnsrefleksjonen R3 og underliggende refleksjon R2. Enhet S3 er definert mellom disse seismiske refleksjonene.

Stedvis viser den øvre refleksjon R3 irregulære former og litt interne refleksjoner, eksempelvis det kurvete elementet i sub-basseng₃₋₁ i vest mot den lokal-terstel₂ (fig. 4.5 i venstre utsnitt). Refleksjon R2 som ligger under denne kurve-formete elementet er tilnærmet horisontal og dermed ikke påvirket. Mektigheten til elementet er litt over 2 meter.

Indikasjoner tyder på at enhet S3 i dette bassenget er delvis omarbeidet og er trolig en mulig massetransport-hendelse. Resterende underliggende enheter er trunkerende i struktur, noe som indikerer at avsetningen har «sklidd» langs fjordbunnen. Sub-bassenget omkranses av to nærliggende terskler (hoved-terstel T₃ i øst og lokal-terstel₂ i vest). Hoved-terstelen kan ha fungert som en transportvei, mens den lokale terskelen bremset opp avsetningene som kan ha kommet i form av debris og/eller turbiditetsstrømmer.

I midtre del av basseng₃₋₂ i enhet S3 (ved det omtalte «side-ekkoet»), observeres svake akustiske stratifiseringer blant det transparente. Dette kan være litologiske variasjoner relatert til sesongvise variasjoner i sedimenttilførsel fra elver eller mindre masse-transporthendelser

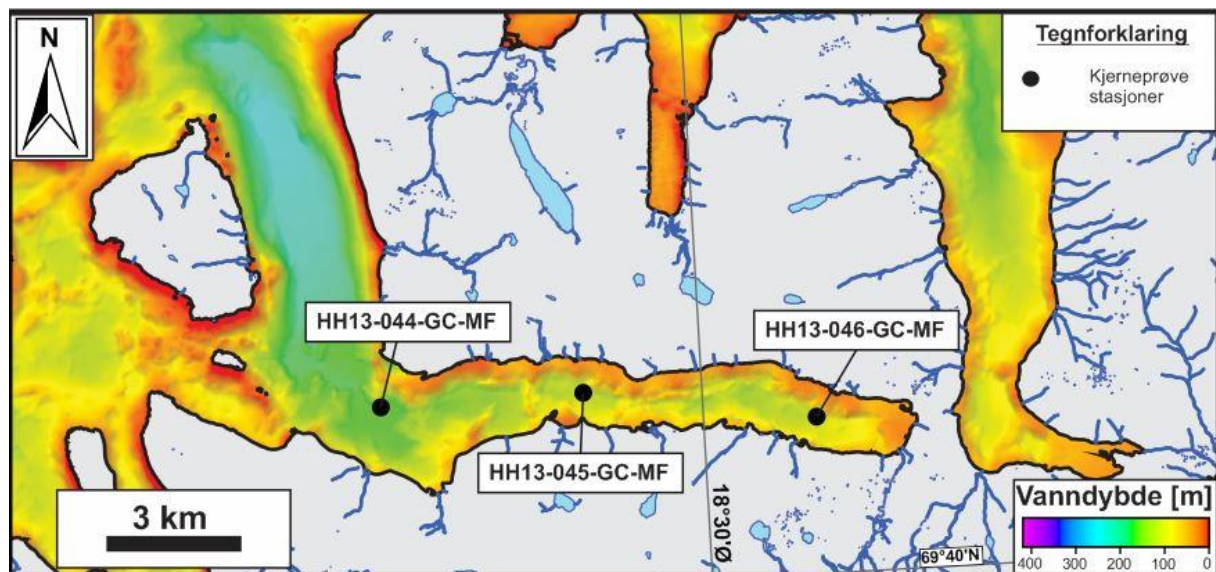
(Forwick & Vorren, 2010). Transparent, som er dominerende i enheten, indikerer en relativ uniform litologisk sammensetning av kornstørrelser. Basert på dette og posisjon av enheten i stratigrafien, er enheten tolket til å være dannet fra et kontinuerlig og stabilt suspensjonsutfall i et åpent marint miljø. Den seismiske signatur og geometriske mønsteret er karakteristisk for post-glasiale marine avsetninger i Troms regionen (Plassen & Vorren, 2002; Plassen & Vorren, 2003).

I denne enheten kan ikke utformingen av sedimentene bli støttet på det grunnlag av at is-transport har påvirket sedimentasjonsfordelingen. En sterk bunnstrøm-system ble etablert i grensen mellom sen Weichsel og Holocen, og ga sedimentene en asymmetrisk struktur (Plassen & Vorren, 2002). Avsetningens geometri skyldes trolig at bunnstrømmer fra det åpne havet eroderte og fordelte sedimentene i en dominerende østlig-retning ved å «støte» seg oppover hoved-tersklene i Ersfjorden og transportere suspensjonsdrevet materiale innover i fjorden, med innputt fra lokale sideelver. I tillegg når bunnstrømmene trenger seg over tersklene og inn i bassengene, så skjer det en intern bevegelse i vannmassene i selve bassenget. Bunnstrømmer «plasker» seg inn og setter i gang en slags sirkulasjon i vannmassene slik at det eroderes i vest og avsettes i øst.

5. Litostratigrafi

5.1 Introduksjon

Totalt 3 gravitasjons-sedimentkjerner ble tatt opp fra Ersfjorden. Resultatene til de ulike metoder beskrevet i kapittel 3 gir grunnlaget for analysen og tolkningen til rekonstruksjon av avsetningsmiljøet. Hver sedimentkerne er lokalisert i hvert sitt hoved-basseng i fjorden (se de ulike kjerneprøve posisjoner i fig. 5.1).



Figur 5.1: Kjerneprøvenes plassering i Ersfjorden. Se tabell 3.1 for mer detaljer. *HF*: Håjafjorden, *SF*: Sessøyfjorden og *GF*: Kaldfjorden.

Sedimentkjernene er beskrevet og tolket fra bunn til topp. Med unntak nevnes det i teksten. Litostratigrafiske enheter er blitt definert og avgrenset ved visuelle observasjoner på sediment-overflaten og røntgenbilder. Resultatet fra fysiske egenskaper, geokjemiske elementer og kornfordeling er supplert ved markerte endringer. Enhetene er nummerert og sortert slik at høyere tall indikerer større dybde.

5.2 Kjerneprøve beskrivelse

5.2.1 Visuell beskrivelse

Figur 5.2 gir en forenklet oversikt over de litologiske loggene i kjerneprøvene HH13-044-GC-MF, HH13-045-GC-MF og HH13-046-GC-MF. De er dannet på grunnlaget av studier som er gjort på sediment-overflaten og røntgenbilder. Egenskaper som farge, litologiske endringer,

strukturer, fossiler og bioturbasjon kan da bli bestemt i korrespondanse med kornfordelingsanalysen. De litologiske loggene er presentert med disse egenskapene i figurene 5.4, 5.5, 5.10, 5.11, 5.15 og 5.16.

Ulike bredder på de litologiske loggene er en indikering på fragmentfordelingen av leire, silt og sand, hvor dominerende sandfraksjon gir størst bredde. Klaster er markert som individuelle elementer på loggene. Flere litofacies (kap. 5.2.6), og enheter er markert og definert. Sulfidspor er også markert og ble observert som tidsavhengige mørke flekker på den ferske sediment-overflaten. Dette er antakelig forårsaket av en bakteriellprosess gjennom sulfatreduksjon (Friedman et al., 1992).

5.2.2 Fysiske egenskaper

De fysiske egenskapene er plottet mot kjerneloggene i figurene 5.4, 5.10 og 5.15. De fysiske egenskapene fra MSCL gir ofte sikk-sakk formete mønstre rundt sine konstante verdier med klare økninger/reduksjoner ved litologiske grenser, hovedsakelig relatert til endringer i kornstørrelse. En strukturell trend indikerer at tettheten er økende, mens fraksjonsporøsiteten er reduserende nedover i dybden og omvendt; reduserende tetthet og økende fraksjonsporøsitet oppover. Dette er relatert til kompaktering av overliggende vekt til sediment.

Ved hver seksjonsgrense ga MSCL noen store «utstikkere» på grunn av falsk måling av endestykkene til de ulike kjerneseksjonene grunnet økende diameter rundt kjernen. De verste utslagene er ikke tatt med i studiet. P-bølge amplitude med verdi under 80 ansees som lavt, men er inkludert i grafene til kjerneloggene. Grunnen til lave amplitudeverdier kan skyldes dårlig kontakt mellom «plastrøret» og sedimentet, f. eks forårsaket av mye luft og vann. P-bølgehastighet og akustisk impedans blir dermed påvirket av dette. I oversiktstabell (tabell 5.1) er amplitudeverdier under 80 fjernet, slik at P-bølgehastighet og akustisk impedans er korrelert for dette. I tillegg er tetthetsmålinger målt under 1.4 g/cm^3 fjernet og er lite trolig en realistisk verdi. Det gjøres også oppmerksom på at endel verdier av magnetisk susceptibilitet er svært lave. Signalet er trolig påvirket av mye luft og vann.

5.2.3 Elementgeokjemi (XRF kjerneskaning)

Figurene 5.5, 5.11 og 5.16 viser elementgeokjemiske-forhold og element-sum forhold til deres respektive kjernelogger. De mest markante utslagene er i elementene jern (Fe) og kalsium (Ca), med forholdene Fe/Ca, Fe/Sum og Ca/Sum. De resterende element-sum forhold gir moderate, men synlige utslag. De ulike endringene i elementforhold vil bli beskrevet i henhold til den generelle utviklingen av kjernene. Gjennomsnittlige verdier kan sees i tabell 5.1 nedenfor.

5.2.4 Kornfordelingsanalyse

Resultatet av kornfordelingen ved leire, silt og sand er uttrykt i volumprosent som er presentert i forhold til dybden i figurene med de fysiske og elementgeokjemiske forhold. Kornfragmenter >2 mm er markert som individuelle klaster i loggene. Disse fragmentene blir enten definert som is-transportert materiale ved isfjell/isberg eller havis, eller som massetransport hendelser, alt ettersom hvilket miljø klastene befinner seg i.

Alle tre kjernene viser en tydelig trend med dominerende siltfraksjon (gjennomsnittlig verdi 55-70 %). Gjennomsnittsverdien for sandfraksjonen er 16-34 %. Generelt er det lite sand i de ulike kjernene, men enkelte lag (spesielt i de øvre deler) inneholder et høyt innhold av sand, og forstyrrer dermed helhetsbilde for den gjennomsnittlige verdien. I øvre del av f. eks kjerne HH13-044 og HH13-045 er det henholdsvis ca. 79 % (103 cm) og 97 % (47 cm) sandfraksjon på det meste. Mens den gjennomsnittlige verdien for sand i kjerne HH13-044 fra 503-108 cm er kun 15 %, mens i kjerne HH13-045 er sandinnholdet 19 % fra 484-49 cm. Trenden for sandfraksjon er avtagende med dypet. Den generelle gjennomsnittsverdien for leire er mellom 11-14 % og øker generelt med dypet. Kjerne HH13-046-GC-MF har mer jevnligere trend som illustrerer denne kornfordelingstrenden godt.

Se tabell 5.2 for min-, maks-, og gjennomsnittsverdi. Kornfordelingen ble foretatt jevnt over hele sedimentkjernene, med hyppigere prøvetaking i områder av interesse som inneholdt markerte endringer i kornstørrelse eller i sediment-farge (se kap. 3.2.7.1 om antall prøvetakinger).

5.2.5 Radiokarbondatering

Resultatet av AMS radiokarbondatering med kalibrerte aldre er presentert i tabell 5.3. De kalibrerte aldrene er basert på gjennomsnittet av 1σ rekkevidden og er oppgitt i figurene sammen med ikke-kalibrerte ^{14}C år. Dateringsmaterialet fra kjerne HH13-044 i dybdeintervallet 424 cm feilet under måling og er ikke tatt med for videre diskusjon og analyse. Dateringsmaterialet fra kjerne HH13-045 i dybdeintervallet 453 cm er en foraminifer og det må derfor tas i betraktning at korrekt alder kan avvike på grunn av artens innvirkning i sediment (f. eks omarbeider sedimentet og forflytter seg vertikalt i sediment-kolonnen) (Grossman, 1987; Forsberg et al., 2007).

5.2.6 Litofacies

Den mest dominerende kategori faller innenfor «sandig silt» (Ssi). Siltfraksjonen er da ca. 50-80 %, sandfraksjon ca. 20-50 % og leirfraksjonen mindre enn ca. 15 %. I de øvre delene av kjernene HH13-044 og HH13-045 består den gjennomsnittlige fraksjonen av «siltig sand» (siS). Underenhet 45-A i kjerne HH13-045 er i grensesjiktet mot sand (S). Siltig sand (siS) omfatter en siltfraksjon på ca. 10-50 %, sandfraksjon ca. 45-90 % og leirfraksjon under ca. 10 %. I tillegg er det avdekket litofacies «lettleire» (Ll) og «siltig lettleire» (siLl) i kjernene. Se figur 3.2 som illustrerer fordelingen av litofacies-kodene etter korninnhold og størrelse. Tabell 5.2 viser kjernenes gjennomsnittlige fraksjonsinnhold. Tabellene 5.4, 5.5 og 5.6 viser den gjennomsnittlige fraksjonsinnhold etter inndeling av enheter.

Tabell 5.1: Gjennomsnittsverdier av de målte fysiske egenskaper og elementgeokjemi.

Fysiske egenskaper og geokjemiske elementer	Fjordmunning		Indre fjord
	HH13-044-GC-MF	HH13-045-GC-MF	HH13-046-GC-MF
Våt massetetthet (g/cm³)			
Minimum	1.4	1.4	1.4
Maksimum	2.0	2.1	1.9
Gjennomsnitt	1.6	1.7	1.6
Fraksjonsporøsitet (%)			
Minimum	0.4	0.4	0.5
Maksimum	0.9	0.8	0.8
Gjennomsnitt	0.7	0.6	0.7
Magnetisk susceptibilitet (10⁻⁵ SI)			
Minimum	7	12	6
Maksimum	231	306	142
Gjennomsnitt	85	115	29
P-bølgehastighet (m/s)			
Minimum	1607	1434	1507
Maksimum	1701	1681	1579
Gjennomsnitt	1651	1539	1528
Akustisk impedans (g*m²*cm⁻²s⁻¹)			
Minimum	2272	2316	2120
Maksimum	3053	3350	2974
Gjennomsnitt	2685	2664	2476
Fe/Ca forhold			
Gjennomsnitt	1.63	2.00	1.42
Fe/Sum forhold			
Gjennomsnitt	0.36	0.38	0.34
Ca/Sum forhold			
Gjennomsnitt	0.22	0.19	0.24
Al/Sum forhold			
Gjennomsnitt	0.01	0.01	0.01
Ti/Sum forhold			
Gjennomsnitt	0.03	0.04	0.03
Si/Sum forhold			
Gjennomsnitt	0.11	0.12	0.09
K/Sum forhold			
Gjennomsnitt	0.11	0.12	0.10
Zr/Sum forhold			
Gjennomsnitt	0.29	0.34	0.28
Ba/Sum forhold			
Gjennomsnitt	0.04	0.03	0.03

Tabell 5.2: Gjennomsnittsverdier av kornfordelingen til de ulike kjernene.

Kornfordeling	Fjordmunning		Indre fjord
	HH13-044-GC-MF	HH13-045-GC-MF	HH13-046-GC-MF
Leire (>3.9 µm)			
Minimum	5	1	9
Maksimum	20	18	24
Gjennomsnitt	14	11	14
Silt (3.9 – 63 µm)			
Minimum	17	2	55
Maksimum	74	75	79
Gjennomsnitt	58	55	70
Sand (63 – 2000 µm)			
Minimum	10	12	4
Maksimum	79	96	34
Gjennomsnitt	28	34	16

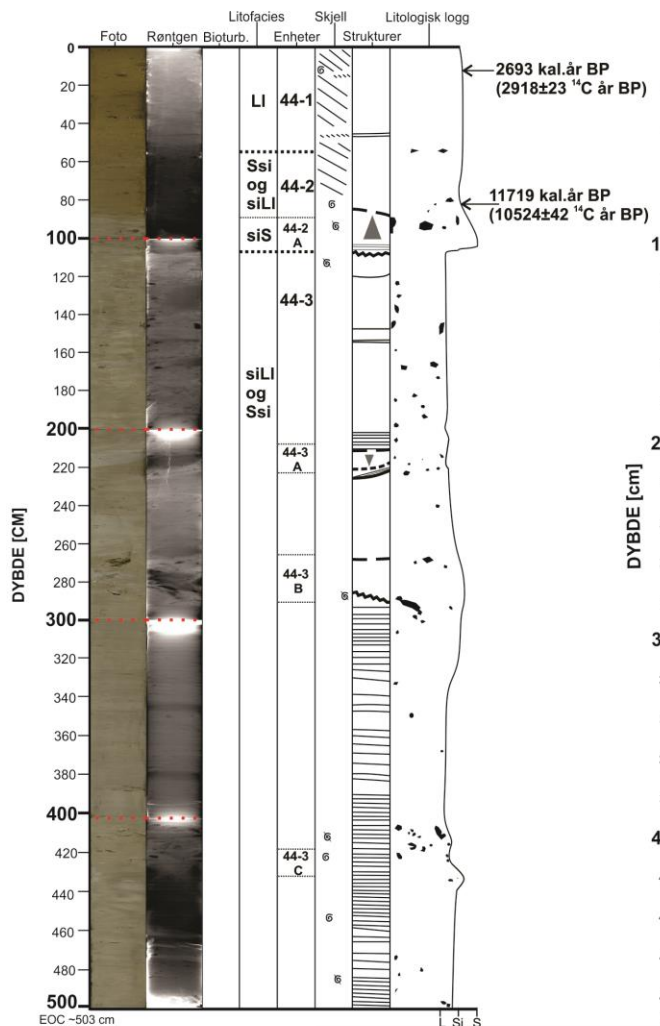
Tabell 5.3: Resultater fra radiokarbon datering og kalibrerte år.

Lab referanse	Kjerneprøve	Dybde (cm)	Arter	¹⁴ C år BP	Kal. år BP Calib 7.0.4 1 σ range	Kal. år BP Calib 7.0.4 2 σ range	Kal. år BP Calib 7.0.4 1 σ gj.snitt
UBA-29863	HH13-044-GC-MF	15 cm	<i>Turrisipho sp(?)</i>	2918 ±23	2644-2741	2518-2760	2693
UBA-29864	HH13-044-GC-MF	86 cm	<i>Pseudamussium septemradiata</i>	10524 ±42	11548-11889	11373-11968	11719
UBA-29865	HH13-044-GC-MF	424 cm	<i>Yoldiella lenticula</i>	Feilet			
UBA-29866	HH13-045-GC-MF	9 cm	<i>Chlamys islandica</i>	1376 ±23	853-956	784-1002	905
UBA-29867	HH13-045-GC-MF	37 cm	<i>Astarte elliptica</i>	7600 ±43	7975-8106	7932-8162	8041
ETH-62268	HH13-045-GC-MF	452.5 cm	<i>Silicosigmolina groenlandica(?)</i>	15365 ±115	18014-18317	17878-18468	18166
UBA-29868	HH13-046-GC-MF	23 cm	<i>Thyasira flexuosa</i>	1674 ±22	1779-1262	1117-1298	1521
UBA-29869	HH13-046-GC-MF	315 cm	<i>Bathyarca glacialis</i>	10466 ±49	11396-11734	11284-11870	11565
UBA-29870	HH13-046-GC-MF	372 cm	Snegl. Skadet.	11407 ±44	12761-12923	12689-13008	12842

Figur 5.2 (neste side): Litologiske logger fra kjerneprøvene HH13-044, HH13-045 og HH13-046 presentert i et tverrsnitt profil. Kolonnene viser bilde, røntgen, bioturbasjon, skjellmateriale, strukturer og fordeling av klaster. Pilene på utsiden av loggene indikerer dybden av datert materiale. Radiokarbon alder er presentert i kalibrerte år før nåtid (BP: «before present») og ¹⁴C år BP, som representerer alder for den respektive dybden.

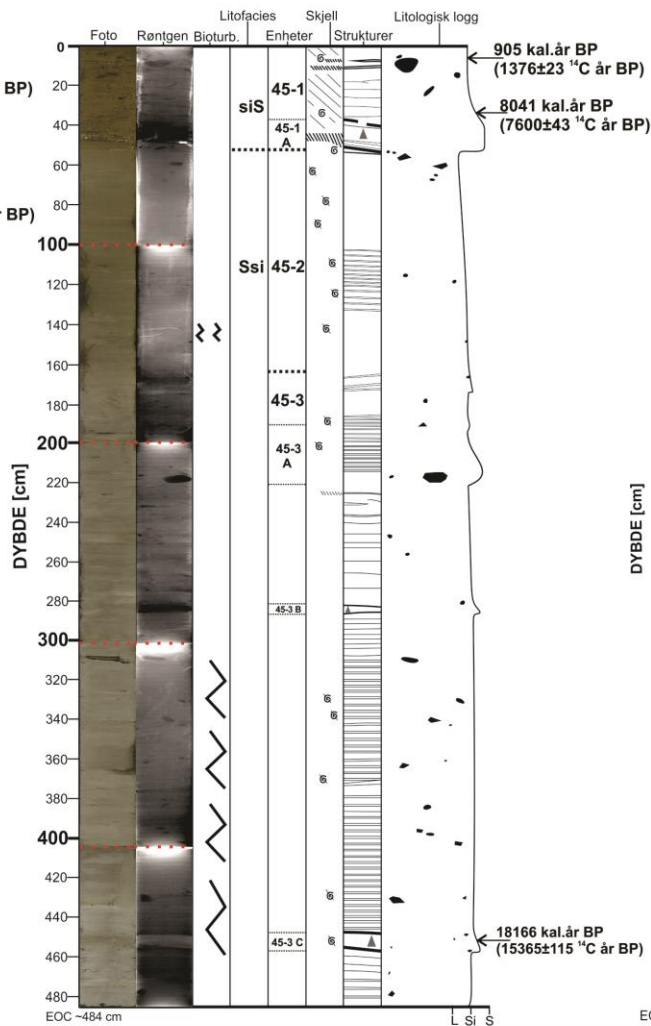
YTRE ERSFJORDEN

HH13-044-GC-MF

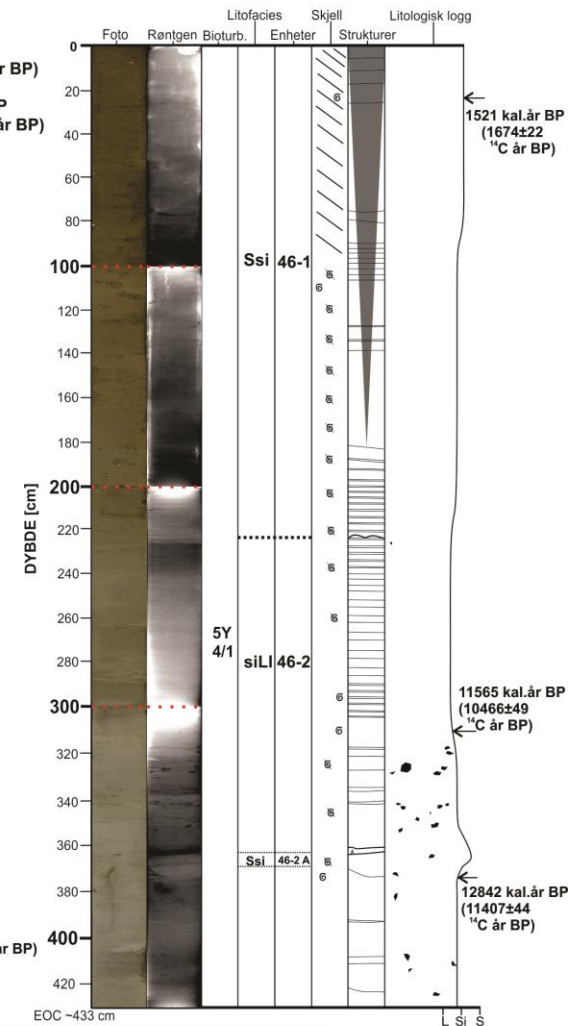


INDRE ERSFJORD

HH13-045-GC-MF



HH13-046-GC-MF



Tegnforklaring:		<ul style="list-style-type: none"> Kluster og isdroppet materiale Laminasjon Bioturbasjon Høy tilstedeværelse av skjell-/fragmenter Skjell Skjellfragmenter Erosjonsgrense Skarp grense Gradvis grense L Leire Si Silt S Sand Seksjonsgrense Normal gradering Invers gradering 	Litofacies koder: LI Lettleire Ssi Sandig silt siLI Siltig lettleire siS Siltig sand
------------------------	--	--	---

5.2.7 Enheter

Kjerne HH13-044 ble tatt opp fra 180 meters vanddyb i fjordmunningen (sub-basseng₁₋₁).

Sedimentkjernen er 503 cm lang (tabell 3.1, fig. 4.2 og 5.1). Totalt tre hovedenheter (44-3, 44-2 og 44-1) med fire underenheter (44-3 C, 44-3 B, 44-3 A og 44-2 A) er identifisert.

Underenhetene beskrives som egne hendelser i samme miljø som hovedenheten.

Kjerneprøvens litologiske logg er plottet opp mot kornfordelingskurve, fysiske egenskaper og elementgeokjemi i figurene 5.4 og 5.5. Tabell 5.4 gir oversikt over kornfordelingen i enhetene i kjerne HH13-044.

Kornfordeling	Enhet 44-3 (503-108 cm)	44-3 C (435- 420 cm)	44-3 B (285- 265 cm)	44-3 A (225- 210 cm)	Enhet 44- 2 (107-56 cm)	44-2 A (107-99 cm)	Enhet 44-1 (55-0 cm)
Leire (>3.9 µm)							
Minimum	12	14	13	14	5	5	10
Maksimum	19	18	16	15	16	9	20
Gjennomsnitt	15	16	15	15	12	8	15
Silt (3.9 – 63 µm)							
Minimum	58	58	66	68	17	17	37
Maksimum	74	74	69	70	70	51	59
Gjennomsnitt	70	67	68	69	51	33	47
Sand (63 – 2000 µm)							
Minimum	10	11	15	16	14	39	23
Maksimum	25	24	20	17	79	79	53
Gjennomsnitt	15	17	17	16	37	59	38

Tabell 5.4: Oversikt over kornfordelingen i de forskjellige enhetene i kjerne HH13-044-GC-MF.

Kjerne HH13-045 ble tatt opp fra 125 meters vanddyb i basseng₂. Sedimentkjernen er 484 cm lang (tabell 3.1, fig. 4.2 og 5.1). Totalt tre hovedenheter (45-3, 45-2, 45-1) med fire underenheter (45-3 C, 45-3 B, 45-3 A og 45-1 A) er identifisert. I figurene 5.10 og 5.11 er kjernens litologiske logg plottet opp mot kornfordelingskurve, fysiske egenskaper og elementgeokjemi. Tabell 5.5 gir oversikt over kornfordelingen i enhetene i kjerne HH13-045.

Kornfordeling	Enhet 45-3 (484-161 cm)	Enhet 45-3 C (455- 445 cm)	Enhet 45-3 B (285- 281 cm)	Enhet 45-3 A (225- 190 cm)	Enhet 45- 2 (160-50 cm)	45-1 (49-0 cm)	Enhet 45-1 A (49-38 cm)
Leire (>3.9 µm)							
Minimum	6	15	8	6	10	1	1
Maksimum	18	18	14	15	14	10	9
Gjennomsnitt	14	16	11	11	12	7	4
Silt (3.9 – 63 µm)							
Minimum	43	64	61	43	53	2	2
Maksimum	73	67	73	68	75	52	52
Gjennomsnitt	66	65	69	58	71	29	18
Sand (63 – 2000 µm)							
Minimum	12	15	14	20	13	39	39
Maksimum	51	21	31	51	36	97	97
Gjennomsnitt	20	19	20	31	17	64	78

Tabell 5.5: Oversikt over kornfordelingen i de forskjellige enhetene i kjerne HH13-045-GC-MF.

Kjerne HH13-046 ble tatt opp fra 120 meters vanddyb i sub-basseng₃₋₂. Sedimentkjernen er 433 cm lang (tabell 3.1, fig. 4.2 og 5.1). Totalt to hovedenheter (46-2 og 46-1) med en underenhet (46-2 A) er identifisert. I figurene 5.15 og 5.16 er kjernens litologiske logg plottet opp mot kornfordelingskurve, fysiske egenskaper og elementgeokjemi. Tabell 5.6 gir oversikt over kornfordelingen i enhetene i kjerne HH13-046-GC-MF.

Kornfordeling	Enhet 46-2 (433-229 cm)	Enhet 46-2 A (367- 365 cm)	Enhet 46-1 (228-0 cm)
Leire (>3.9 µm)			
Minimum	11	11	9
Maksimum	24	14	16
Gjennomsnitt	16	12	13
Silt (3.9 – 63 µm)			
Minimum	55	55	61
Maksimum	79	62	77
Gjennomsnitt	72	59	67
Sand (63 – 2000 µm)			
Minimum	4	24	10
Maksimum	34	34	26
Gjennomsnitt	12	29	20

Tabell 5.6: Oversikt over kornfordelingen i de forskjellige enhetene i kjerne HH13-046-GC-MF.

5.3 Kjerneprøve HH13-044-GC-MF

5.3.1 Enhet 44-3 (503-108 cm)

Det er flere fargenyansendringer gjennom enheten. Fra 503 cm til ca. 285 cm dominerer en mørk grå farge og etter Munsells fargeskala gitt kode 5Y 4/1. Mellom 285 cm til 210 cm er det innslag av lyse grått (2.5Y 4/1), som er relatert med enhetens underenheter. Fra 210 cm og opptil enhetens øvre grense på 108 cm er fargen en mellomting mellom mørk grå og lys grønn, men er gitt fargekode 5Y 4/1.

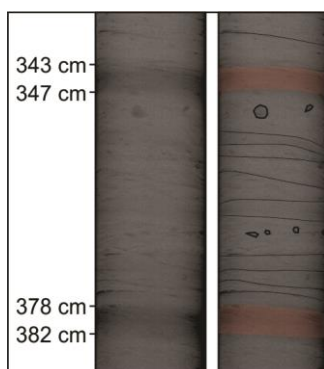
Litofacies i enhet 44-3 består i grensjiktet mellom siltig lettleire og sandig silt. Den gjennomsnittlige kornfordelingsverdien i enheten er 15 % leire, 70 % silt og 15% sand. Kun underenhetene 44-3 C, 44-3 B og 44-3 A markerer seg med litt grovere fraksjon av sand i forhold til gjennomsnittet, men ikke nok til at det endrer litofacies. Se tabell 5.4 for oversikt over kornfordelingen.

Den øvre grense ved 108 cm er erosiv, mens den nedre grense er ikke avdekket i sedimentkjernen. Fra 503 cm til ca. 290 cm domineres enheten av laminasjon av ulike struktur og form. Fra ca. 380 cm til 315 cm er det repeterende strata (lag) av tykkere og tynnere mektighet som opptrer vekselvis, samt svært tynne lag som er noe hellende. De ulike strata

varierer i størrelsesorden, alt fra <4 mm og 1 – 5 cm. Fargenyansene ser også ut til å variere noe i forhold til laminasjon-tykkelse; fra mørk grå til grønn grå farge.

Enheten inneholder gjennomgående av klaster med ulike størrelser og er spesielt relatert til underenhetene. Et massivt lag fra 153 cm til ca. 147 cm har ikke klaster. Fra 435 cm til 400 cm er det det generelt store klaster, men laminasjon er ganske godt bevart. De færreste og minste klastene opptrer i området med best utviklet laminasjon (400 cm - 305 cm). Fra 285 cm til 210 er det lite eller ingen tegn til laminasjon, mens det er noe laminasjon fra 210 cm til 200 cm. Det er kun observert sulfidspor i enhet 44-3 (ingen sulfidspor over enhetsgrensa). Ingen spor av bioturbasjon er observert og det er begrenset med skjell/-fragmenter. Noe skjellfragmenter er observert i den nedre del av enheten.

Den øvre erosjonsgrensa på 108 cm defineres tydelig i de fysiske egenskapene. Kraftig reduksjon i tetthet og magnetisk susceptibilitet, mens økning i fraksjonsporøsitet. Gjennom enheten gir de fleste fysiske egenskapene små interne variasjoner og er generelt sikk-sakk formet rundt en konstant verdi. Tetthet og magnetisk susceptibilitet er økende i de intervaller det er noe grovere fraksjon av sand og klaster. Dette bekrefter også røntgenbildene som viser ulike kontraster (mørk kontrast indikerer høyere tetthet), som er en direkte indikasjon på hvor kompakt sedimentet er (fig. 5.3). Økende tetthet er blant annet i dybdeintervallene 382-378 cm og 347-343 cm. Rundt 302 cm observeres en reduksjon i blant annet tetthet og magnetisk susceptibilitet, men er antakelig en «falsk måling» på grunn av dårlig kontakt ved seksjonsbytte. Fra 400 til 310 cm er det en gradvis økning i magnetisk susceptibilitet (fig. 5.4).



Figur 5.3: Røntgenbilde som illustrerer tetthetslagene i intervallene 382-378 cm og 247-342 cm. Til venstre vises et utolket røntgenbilde og til høyre vises et tolket røntgenbilde av samme område. Rød skyggelegging indikerer økende tetthet, samt tilstedeværelse av noen klaster og strata.

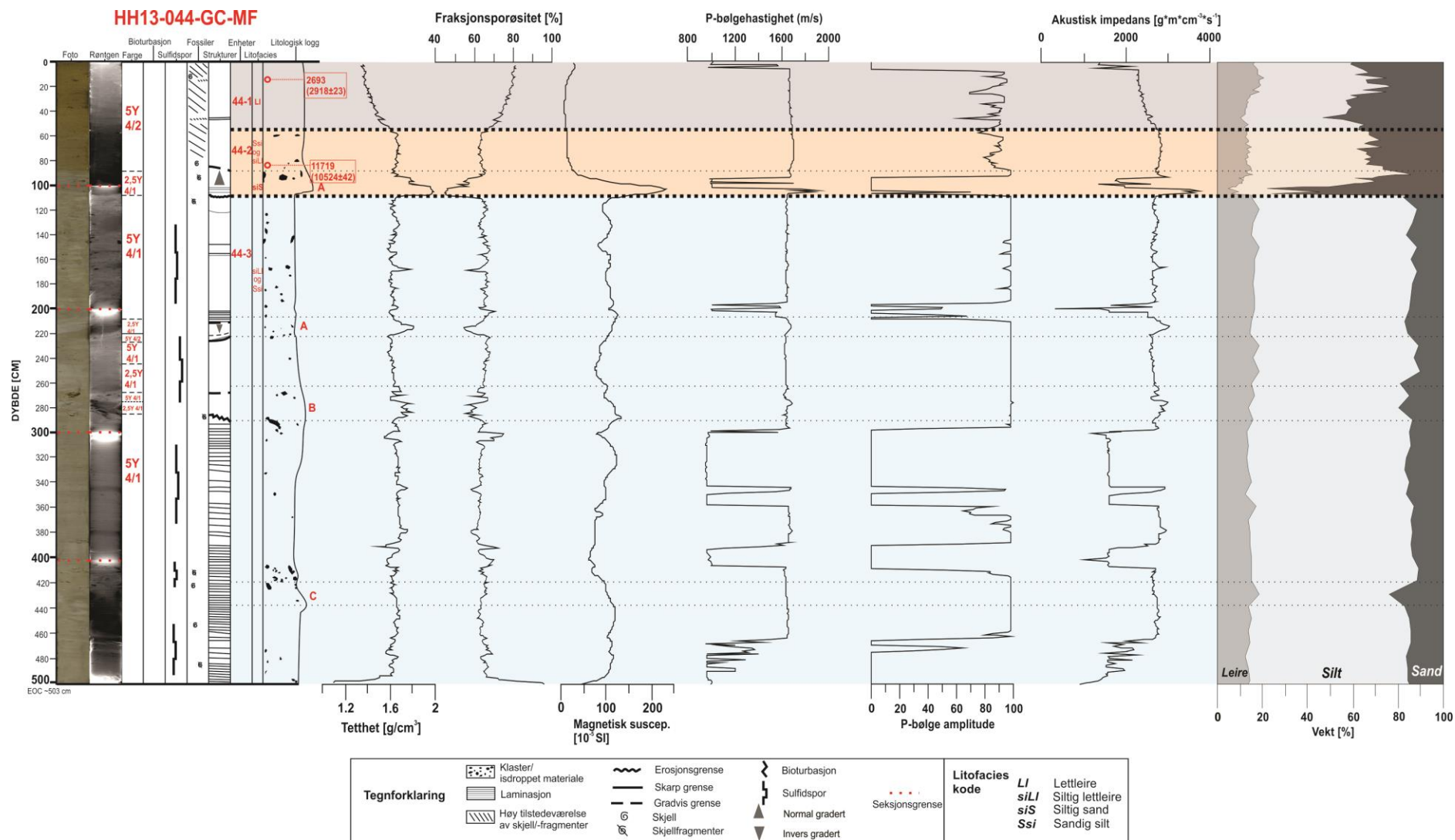
I dybdeintervallene rundt ca. 470 cm, 380 cm, 250 cm og 155 cm er det reduksjoner i Al/Sum, Si/Sum og Ba/Sum. På samme dybder gir det utslag for Fe/Ca og Fe/Sum. De reduseres ved 155 cm og 250 cm, men øker ved dybdene 380 cm og 470 cm. Rundt 165 cm øker Fe/Ca, Fe/Sum, Al/Sum, Ti/Sum og Si/Sum, mens Ca/Sum og Ba/Sum reduseres. Øvrige

deler av enheten gir de ulike elementforholdene små utslag rundt sine konstante verdier (fig.5.5).

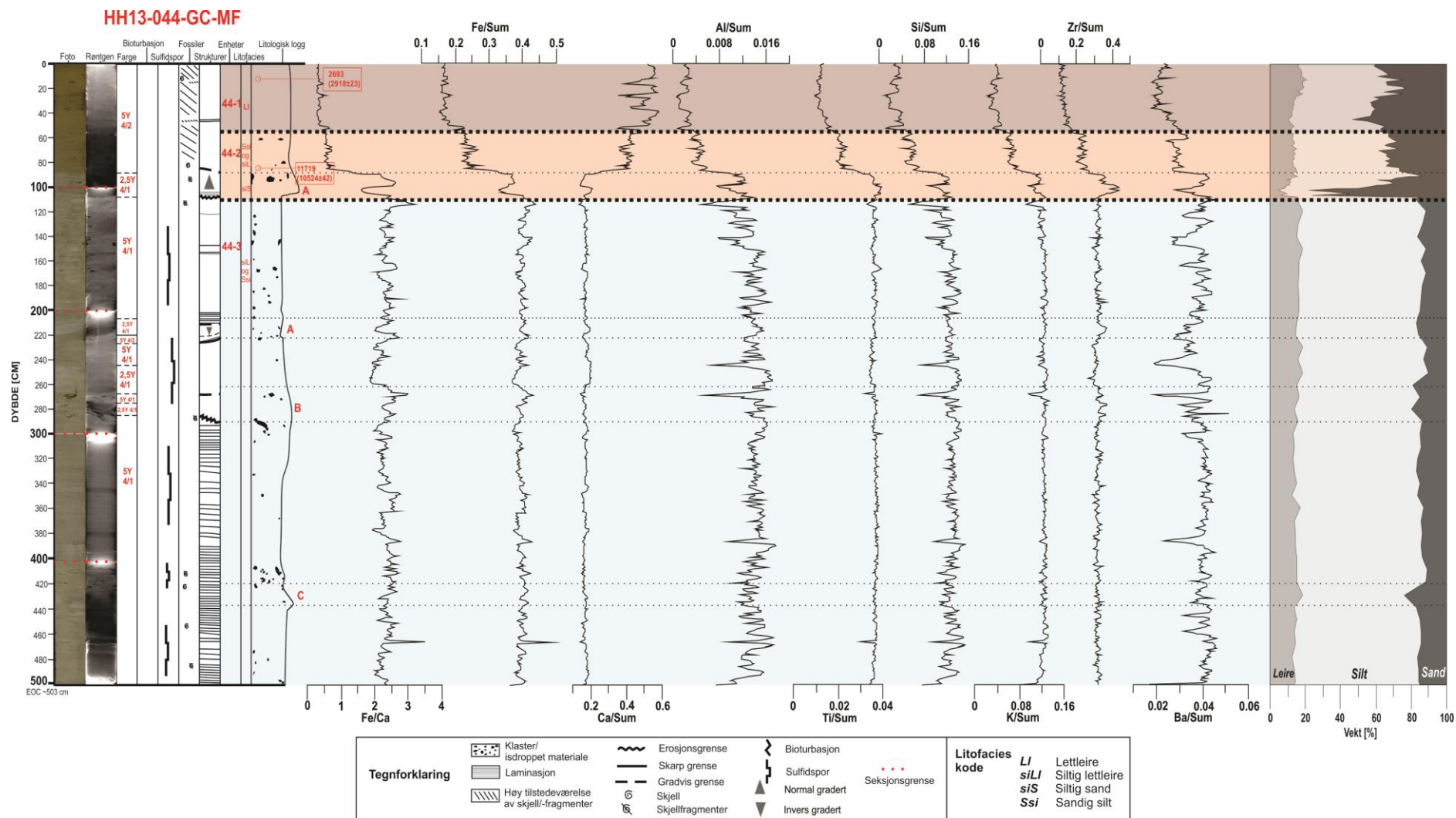
Hovedtrenden er at Fe og Ca har et omvendt forhold. Når det er reduserende konsentrasjoner av Ca, så øker Fe og motsatt. Lave konsentrasjoner av Ca forekommer ofte i intervaller med grålig farge og dermed er Ca innholdet generelt lav i enheten. Høye konsentrasjoner av Fe forekommer jevnt over i denne fargen og er ekstra høy i lysgrå intervaller med klaster, eksempelvis i underenhet 44-3 B. Av øvrige elementforhold er det vanskelig å spore store trender siden de fleste har korte små sikk-sakk utslag. En trend der det er mye klaster, så reduseres Al/Sum og Si/Sim konsentrasjonen fra «gjennomsnittet». Se tabell 5.7 for interne forskjeller i fysiske og geokjemiske egenskaper, samt grafene i figur 5.5.

Tabell 5.7: Min-, maks- og gjennomsnittsverdier for målinger av de fysiske egenskaper og elementgeokjemi innen de ulike enheter i kjerne HH13-044.

Fysiske egenskaper og geokjemiske elementer	Enhet 44-3 (303-108 cm)	44-3 A (225-210 cm)	44-3 B (285-265 cm)	44-3 C (435-420 cm)	Enhet 44-2 (107-56 cm)	44-2 A (107-99 cm)	Enhet 44-1 (55-0 cm)
Våt massetetthet (g/cm³)							
Minimum	1.5	1.6	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4
Maksimum	1.8	1.8	1.8	1.6	2.0	2.0	1.6
Gjennomsnitt	1.7	1.7	1.7	1.6	1.8	1.8	1.5
Fraksjonsporøsitet (%)							
Minimum	0.5	0.5	0.6	0.6	0.4	0.4	0.7
Maksimum	1.0	0.6	0.7	0.6	0.8	0.8	0.8
Gjennomsnitt	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.8
Magnetisk susceptibilitet (10⁻⁵ SI)							
Minimum	61	106	94	94	11	131	7
Maksimum	142	118	119	109	231	231	30
Gjennomsnitt	99	112	104	101	59	193	12
P-bølgehastighet (m/s)							
Minimum	1607	1642	1608	1632	1660	-	1660
Maksimum	1691	1683	1691	1644	1701	-	1686
Gjennomsnitt	1643	1665	1644	1637	1688	-	1670
Akustisk impedans (g[*]m[*]cm⁻²s⁻¹)							
Minimum	2567	2689	2599	2619	2697	-	2272
Maksimum	3053	3053	2997	2736	2865	-	2697
Gjennomsnitt	2712	2882	2751	2671	2801	-	2421
Fe/Ca forhold							
Gjennomsnitt	2.0	2.0	2.0	2.0	1.0	2.0	0.4
Fe/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2
Ca/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.5
Al/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.0137	0.015	0.0137	0.013	0.0067	0.0103	0.002
Ti/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.0125
Si/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.13	0.13	0.13	0.12	0.08	0.11	0.03
K/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.123	0.124	0.12	0.123	0.08	0.109	0.04
Zr/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.1
Ba/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.023



Figur 5.4: Litologisk logg plottet mot fysiske egenskaper og kornfordeling av kjerne HH13-044. Bilde, røntgen, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, strukturer, enheter, litofacies og dateringsalder er inkludert. Fargelagt omriss indikerer de ulike enhetene 44-3 (lyseblått), 44-2 (oransje) og 44-1 (brunt). De tynne stiplede (horisontale) linjene indikerer beliggenheten av underenhetene.



Figur 5.5: Litologisk logg plottet mot elementgeokjemiske forhold og kornfordeling av kjerne HH13-044. Bilde, røntgen, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsalder er inkludert. Fargelagt omriss indikerer de ulike enhetene 44-3 (lysblått), 44-2 (oransje) og 44-1 (brun). De tynne stiplede (horisontale) linjene indikerer beliggenheten av underenhetene.

Forekomsten av ulike lag indikerer gjentatte skiftninger med ulikt materiale og avsetningsprosesser. Enheten domineres av et innhold av massiv og laminert sandig silt (og siltig leire). Den kaotiske fordelingen av klaster er tolket å være et resultat av is-transportert debris fra isberg/isfjell (Vorren et al., 1983), mens den dominerende fin-kornete sediment-massen er antatt å være avsatt gjennom suspensjonsutfall (Forwick & Vorren, 2009). Lite og ingen tilstedeværelse av bioturbasjon i enheten indikerer at det ikke var så gunstige levetilstander for organismer. Tetthetslagene kan korreleres med røntgenbilder og målinger, som indikerer enten større kompaktering eller grovere kornsammensetning innenfor den gjennomsnittlige kornfordelingen (Forwick & Vorren, 2007). Tetthetsintervallene ser ikke ut til å ha noen samsvar med markant endring i kornfordeling og relateres derfor til økt kompaktering. Tilstedeværelsen av laminasjon og deres ulike mektighet kan være et resultat av sesongvise endringer; hvor tynnere og finere lag f. eks er avsatt fra smeltevannssky i løpet av sommeren (Cowan et al., 1997). Antakelig er hovedårsaken, som også fører til ulike fargenyanser, et tegn på ulike kildeområder (f. eks Forwick & Vorren, 2009). De fysiske egenskaper og elementgeokjemiske forhold gir utslag for litologiske endringer, men de store trendene er ikke så markante. Noe som indikerer et fysisk regime med små endringer/variasjoner. Tatt dette i betraktning tolkes enhet 44-3 til å være et glasimarint miljø.

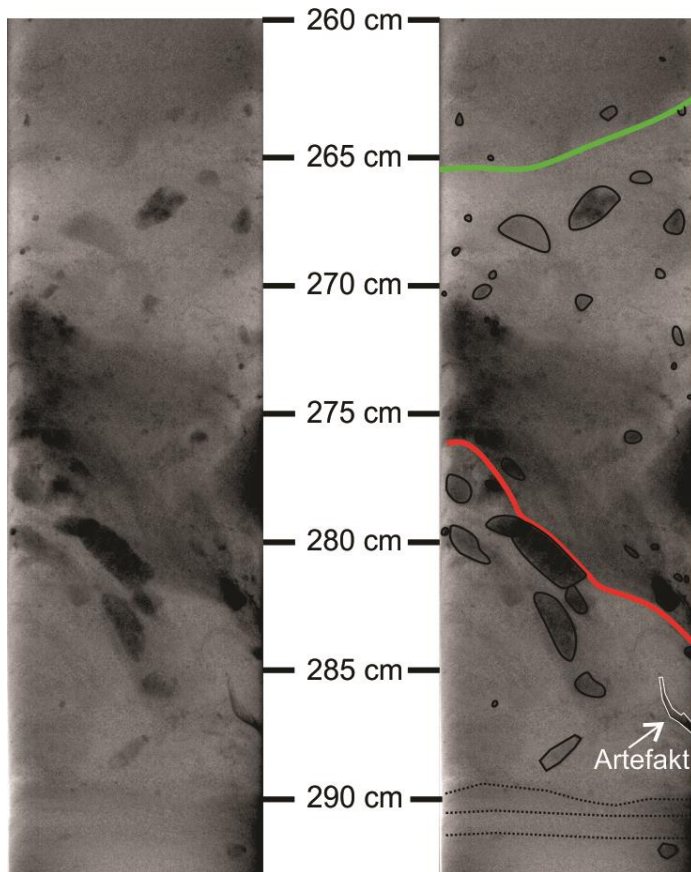
5.3.1.1 Underenhet 44-3 C (435-420 cm)

Intervallgrensen av en gradvis øvre og nedre grense. Klastene er kaotisk fordelt og forstyrrer delvis den bevarte laminasjonen. Noe skjellmateriale er observert i øvre del. Av fysiske egenskaper avtar magnetisk susceptibilitet gradvis oppover. Tettheten avtar i liten grad. Ingen merkbare endringer i elementgeokjemiske forhold. Underenheten tolkes til å reflektere en periode med økt episodisk avsetning av is-transportert debris.

5.3.1.2 Underenhet 44-3 B (285-265 cm)

I dybdeintervallet 285-265 cm skjer det en gradvis fargeendring fra farge 5Y 4/1 til 2.5Y 4/1 (rett ovenfor den øvre grense). Den øvre grense er gradvis, mens den nedre er erosiv. Intervallgrensen inneholder en massiv invasjon av klaster. De største klastene er lokalisert ved den nedre erosive grensen. Klastene ser ut til å ha en dominerende «fabrikkering» langs denne erosive grensen, hellende mot høyre (fig. 5.6). Tetthetsprofilen (fig. 5.4) viser varierte økende

utslag, som indikerer en varierende sammensetning og kompakthet i intervallet (noe høyere enn i underenhet 44-3 C). Dette gir like utslag i fraksjonsporøsitet, bare avtagende. Magnetisk susceptibilitet er gradvis reduserende. P-bølge hastighet og akustisk impedans viser en liten økning. Av elementgeokjemiske forhold (fig. 5.5) øker Fe/Ca og Fe/Sum forholdet noe. Al/Sum, Si/Sum, K/Sum og Ba/Sum reduseres. Zr/Sum øker noe.



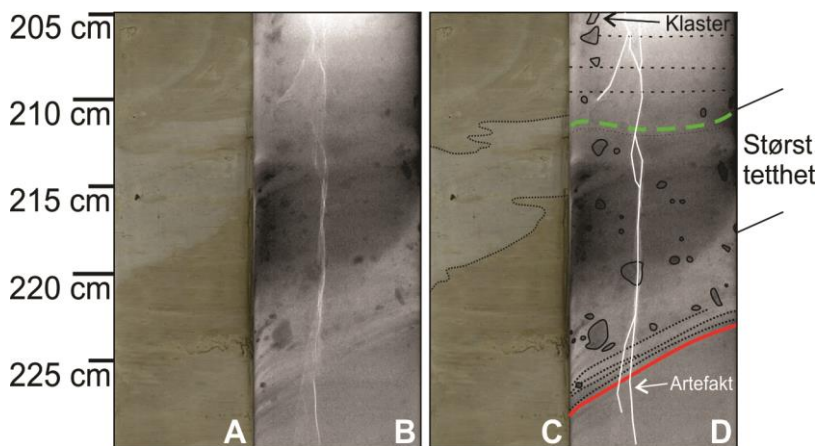
Figur 5.6: Røntgenbilde som viser underenhet 44-3 B. Til venstre vises et utolket bilde, mens til høyre vises et tolket. Grønn linje indikerer den øvre gradvise grense. Rød linje indikerer den nedre erosive grense. Samt markering av klaster-materiale (svart) og stiplet linje med indikering av lagning.

Fabrikking av klaster er en viktig indikator for relativ belastning innen de deformerte sedimentene og kan være indikativ for andre sedimentære prosesser. Men å basere seg kun på form og orientering av et lite utvalgt område er ikke sterkt nok grunnlag for å basere seg på hvilken glasigen facies sedimentene tilhører (Bennett et al., 1998). Underenheten tolkes til å være en gravitasjonsdrevet strøm på grunn av høy tetthet med massiv struktur og dominans av lysgrå farge. Fraværet av skjell og bioturbasjon i intervallet støtter dette opp.

Gravitasjonsstrømmen er trolig en debris flow. Klastenes orientering kan ha en funksjon med at strømhastigheten var stor og generelt tynn (Lawson, 1982; 1988). Mulige kilder for disse strømmene kan være terskler som har en nær tilknytning til fjordbassengene. Tatt i betraktning at Ersfjorden omkranses av bratte fjord-sider, er muligheten for dannelse av gravitasjonsdrevne strømmer stor.

5.3.1.3 Underenhet 44-3 A (225-210 cm)

I likhet med underenhet 44-3 B skjer det en fargeforandring fra 5Y 4/1 til 2.5Y 4/1 i intervallet 225-210 cm. Fargeforandringen er skarpere i overgangen enn underenhet 44-3 B. Det er også innslag av noe oliven-grønn farge (5Y 4/2) mellom det lysgrå. Underenheten defineres ved en gradvis øvre grense og en skarp nedre grense. Det mest massive laget befinner seg i intervallet 225-215 cm. Antydning til tette skrå lag ved den nedre grense fra rundt 225-220 cm. I øvre deler er det tegn til laminasjon, men denne strukturen blir brutt rundt 210 cm (fig 5.7). Underenheten er invers gradert, altså trend med grovere korn oppover. I forhold til underenhet 44-3 B er denne enheten hellende mot venstre.



Figur 5.7: Figuren viser bilde og røntgenbilde av underenhet 44-3 A. **A:** Utolket bilde. **B:** Utolket røntgenbilde. **C:** Tolket bilde med indikering av farge endring. **D:** Tolket røntgenbilde, der grønn stiplet linje indikerer den gradvise øvre grense, mens rød linje indikerer den nedre erosive grense. I tillegg er klaster og lag stiplet (svart), og markert. Område som er mørk på røntgenbilde har størst tetthet.

Det er økning i tetthet, derav redusering i fraksjonsporøsitet. Dette bekreftes av røntgenbilde med mørk kontrast. Magnetisk susceptibilitet er gradvis økende og skiller seg ut i forhold til signaturen til de to andre underenhetene som er nevnt. Både P-bølgehastighet og akustisk impedans øker (fig. 5.4). Av elementgeokjemiske forhold reduseres Fe/Ca forholdet, med redusering av Fe/Sum og økning i Ca/Sum. Men ingen skjellmateriale eller bioturbasjon er observert. Zr/Sum øker og Ba/Sum reduseres (fig. 5.5).

Grunnen til at underenheten ikke har eroderende grenser kan være at de er blitt avsatt som mer distale turbiditt-strømmer eller vannplanede debris flow (Elverhøi et al., 2000; Bjørlykke, 2001; Forwick & Vorren, 2007). I likhet med underenhet 44-3 B, så øker tettheten og Zr/Sum øker. Men både magnetisk susceptibilitet og Fe/Ca forholdet er ulike, noe som kan tyde på ulike kildeområder og en økning i kalsium innhold. Invers gradering kan skyldes økende strømhastighet, og også tilgang på grovere materiale under transport og avsetning. I

gravitasjonsstrømmer med stor tetthet kan debris flow ha denne karakteristikken (Bjørlykke, 2001). Enheten tolkes en gravitasjonsstrøm, mest sannsynlig en del av en debris flow.

5.3.2 Enhet 44-2 (107-56 cm)

Enhet 44-2 domineres av en oliven-grønn farge (5Y 4/2), men rundt 90 cm er det en gradvis fargeendring i underenhet 44-2 A (beskrives som egen hendelse). Enheten består av to typer litofacies. Litofacies er i grensjiktet mellom «sandig silt» og «siltig lettleire». Den gjennomsnittlige kornfordelingen er 12 % leire, 51 % silt og 37 % sand (med fordel på sandig silt). Fra 98 cm til 56 cm er fraksjonsinnholdet med fordel på siltig lettleire (leire 13 %, silt 57 % og sand 30 %). Underenhet 44-2 A består av egen litofacies og skiller seg klart ut (tabell 5.4).

Den øvre grense er gradvis og er fastsatt på bakgrunn av de fysiske egenskapene og elementgeokjemiske forhold. Nedre grense utgjøres av underenhet 44-2 A og er erosiv. Både målinger, visuell observasjon på bilde og røntgen bekrefter dette. Fra ca. 98 cm til 56 cm er enheten generelt struktur-løs og massiv. Enheten består av noen sporadiske klaster, spesielt ved øvre grense av underenhet 44-3 A. Det er generelt høy tilstedeværelse av skjell/-fragmenter mellom 98 – 56 cm. Men både bioturbasjon og sulfidspor er fraværende i hele enheten.

Den øvre grense er definert ved en stabilisering av endringene til de fysiske egenskapene, spesielt med tanke på tetthet på rundt 1.8 g/cm^3 og en fraksjonsporøsitet på 60 % (tabell 5.7). Tettheten avtar og fraksjonsporøsiteten øker, sett opp mot kjernetopp. Mellom enhetens øvre grense (rundt 56 cm) og underenhetens øvre grense (99 cm) normaliserer de ulike fysiske egenskapene seg rundt sine konstante verdier, og man kan spore en generell trend til underenheten. Trenden i elementgeokjemiske forhold viser en gradvis redusering i Fe/Sum og gradvis økning i Ca/Sum. Det er også en redusering i forholdene Al/Sum, Ti/Sum, Si/Sum, K/Sum, Zr/Sum og Ba/Sum (fig. 5.4 og 5.5).

Den øvre delen av hovedenheten (98-56 cm) er tilnærmet homogen i sammensetning, med noen sporadiske klaster i nærheten av underenheten på rundt 99 cm. Det finnes skjell/-fragmenter over hele hovedenheten, men størst innhold i øvre del og gradvis mindre i underenheten. Dette gjenspeiles av Fe/Sum og Ca/Sum forholdet. Bioturbasjon er ikke identifisert i enheten, men kan være tilstede. De kan bli usynlige på grunn av intens

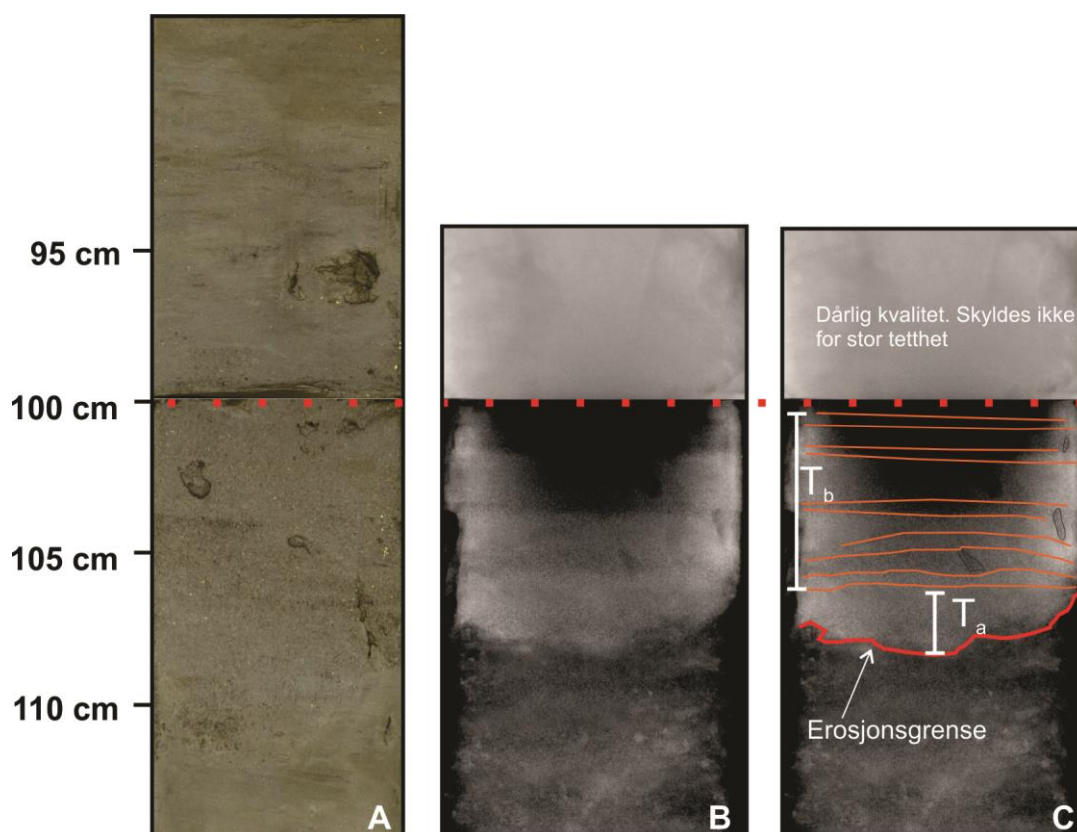
bioturbasjon. Bioturbasjon har da gjennomarbeidet sedimentet og enheten sees på som et massivt lag (Bjørlykke, 2001). Sett nedover i kjernen så starter enheten med en skarp olivengrønn farge. Her domineres et høyere innhold av Ca og et lavere Fe innhold. Deretter er det en gradvis fargeendring til en mer grålig farge dominert av et lavere innhold av Ca, men et høyere innhold av Fe. Av disse gitte betingelsene tolkes enhet 44-2 til å være en overgangssone som har både et miljø influert av glasimarint (gråligere farge, høyere Fe innhold og klaster) i nedre del, mens øvre del domineres av en mer åpen marint miljø (olivengrønn farge, mye skjellmateriale, høyere innhold av Ca og ingen klaster).

5.3.2.1 Underenhet 44-2 A (107-99 cm)

Underenheten har en tydelig fargeforandring i forhold til hovedenheten og er gitt fargekode 2.5Y 4/1. Dette er en lys-grå farge (i likhet med underenhetene 44-3 A og B). Fargen følger hele underenheten ned til den erosive grense på 107 cm. Kornfordelingen består av 8% leire, 33% silt og 59 % sand. Dermed er hoved-fraksjonen sand i denne underenheten. Litofacies er «siltig sand». Underenheten skiller seg ut ved å være normal gradert og det er en stor reduisering i antall skjell/- fragmenter, samt underenheten enda mer massiv i struktur. I øvre del av underenheten er det skarpe og kaotiske klaster i sammensetningen. Fra rundt 107-100 cm finnes det få klaster blant de groveste sandfraksjonene og i dette dybdeintervallet kan man se en laminering av ulik tykkelse mellom hvert lag. Nederste del er kun massiv. Underenheten har en veldig skinnende sammensetning, som tolkes til glimmerholdige mineraler (fig. 5.8).

I øvre grense ved 99 cm skjer det en brå endring i de fysiske egenskapene. Tettheten øker kraftig til 2.0 g/cm^3 ved den nederste delen av underenheten. Likeså har magnetisk susceptibilitet en kraftig økning, som måles opptil $231 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ (tabell 5.7).

Fraksjonsporøsiteten reduseres til 40 % (fig. 5.4). Ved den øvre grense øker Fe/Ca forholdet kraftig, derav økning i Fe/Sum og reduisering i Ca/Sum. Samtidig øker Al/Sum, Ti/Sum, Si/Sum, K/Sum, Zr/Sum og Ba/Sum. Det er interne endringer i underenheten også. I området med den laminerte sonen (107-100 cm) avtar Fe/Sum noe, mens Ca/Sum øker. Noe som indikerer tilstedeværelse av skjellmateriale. Al/Sum, Si/Sum, K/Sum og Ba/Sum avtar noe også. Derimot øker Zr/Sum og Ti/Sum ytterligere (fig. 5.5).



Figur 5.8: Inndeling av mulige Bouma-sekvenser i underenhet 44-2 A. **A:** Utolket bilde. **B:** Utolket røntgenbilde. **C:** Et tolket røntgenbilde. T_a og T_b sekvensene er indikert. Oransje linjer indikerer parallell laminasjon i sekvens T_b . Hvit avmerking indikerer sekvensenes mektighet. I dette tilfellet indikerer hvit kontrast på røntgenbilde høy tetthet (negativ fremkalling). Sort markering indikerer mulig skjellmateriale.

Normal gradering kan skyldes utfelling fra suspensjon der de største partiklene faller først mot bunnen, på grunn av at strømningshastigheten avtar under avsetning. Dette er vanlig for turbiditter (Bjørlykke, 2001). Avsetningen reflekterer en høy tilstedeværelse med terrigent materiale (høyt Fe innhold), men viser stedvis tilværelse mulig biogent karbonat (økning i Ca innhold) (Croudace et al., 2006). Høyt innhold av tyngre elementer slik som Ti og Zr er påvist, og er ofte relatert til turbiditt-baser. K-innhold kan relateres med leir-mineraler i turbiditt-mud (mye silt) (Rothwell et al., 2006). Dermed er det flere indikasjoner på at dette kan tolkes som en del av en turbiditt. Likevel er det litt usikkerhet knyttet opp til intervallets høye tetthet, som er mer likt i en debris flow (Bjørlykke, 2001). Muligheten for at underenheten er en høy-tetthets turbiditt motstrider også noe, fordi de har ofte enda grovere fraksjon enn kun siltig sand (Boggs, 1995).

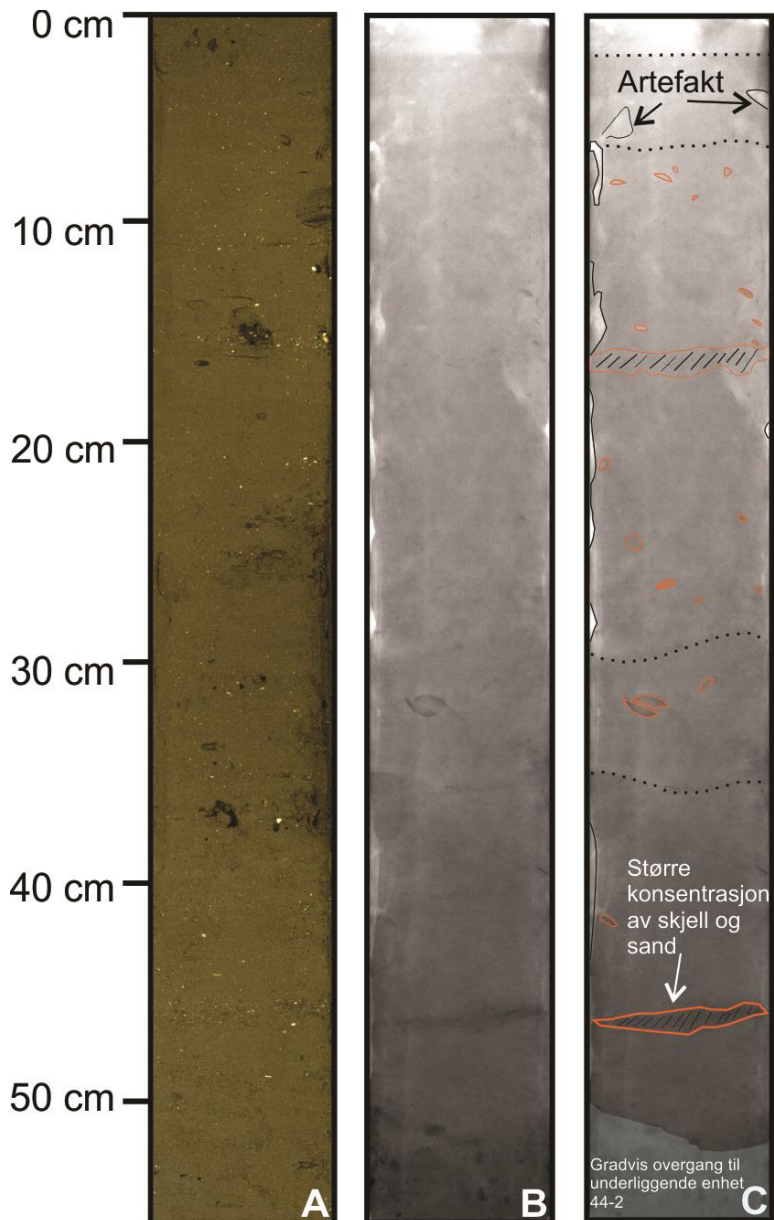
Mulige Bouma (1962) sekvenser er illustrert i fig (5.8). T_a er identifisert og er adskilt av en nedre erosiv grense på ca. 107 cm. Den strukturløse massive sanden i T_a sekvensen er liten (fra ca. 107 cm til ca. 106 cm). Over T_a ligger sekvens T_b , som er kjennetegnet med parallell laminasjon opptil ca. 100 cm. Det er ikke mulig å identifisere noe over dette nivået på grunn av dårlig kvalitet ved både positiv og negativ fremkalling i røntgenbildene. Når sekvenser av kun A og B er identifisert, kalles det for proksimale turbiditter (Bjørlykke, 2001). Generell tynn mektighet tyder på at det er forholdsvis finkornet turbiditt, men dette favoriserer igjen turbiditter med lav tetthet (Friedman et al., 1992; Boggs, 1995; Stow et al., 1996). Lowe (1982) klassifiserte T_a sekvensen som et produkt av en turbidittstrøm med høy-tetthet, mens sekvens T_b som et resultat av lavere tetthet. Dette kan korreleres med den store tettheten i underenheten. Mer om Bouma-sekvenser og turbiditter i kap. 6.3.3. Enheten tolkes som en høy energisk hendelse med suspensjonsavsatt materiale, antakelig avsatt i form av en turbiditt. Klastene ved den øvre grense av underenheten, tolkes til å være avsatt gjennom glasiaral transport av lokale breer fra fjordsidene eller is-transportert debris.

5.3.3 Enhet 44-1 (55-0 cm)

Oliven-grønn farge (5Y 4/2) dominerer gjennom enheten. Enhetens nedre grense er gradvis, definert på bakgrunn av endringer i fysiske målinger og av visuell observasjon av kjerneseksjonen, samt røntgen. Sedimentene er generelt homogent fordelt i enheten og det forekommer ingen klaster. Fastheten i sedimentet blir gradvis løsere i sammensetningen oppover mot kjernetoppen. Enheten er representert med litofacies «letteire» som utgjør 15 % leire, 47 % silt og 38 % sand (tabell 5.4). Den generelle homogene avsetningen blir i dybdeintervallet 47-45 cm avbrutt av et lag med større konsentrasjon av skjell-/fragmenter og sand. Laget er tilnærmet horisontal og av kornfordelingskurven ser man at sandfraksjonen er økende i dette intervallet. Det er også et lite intervall i dybden 16-15 cm som har større konsentrasjon av skjell-/fragmenter og større innhold av silt. Generelt domineres enheten av mye skjellmateriale (fig 5.9). Sulfidspor og bioturbasjon virker å være fraværende.

Fra enhetens bunn til topp reduseres tettheten og den akustiske impedansen. Magnetisk susceptibilitet er generelt svært lav gjennom hele enheten. Fraksjonsporøsiteten øker gradvis. Det lille laget i dybdeintervallet 47-45 cm viser tegn til økende tetthet og akustisk impedans, samt svak reduksjon i fraksjonsporøsitet (fig. 5.4). Av elementgeokjemiske forhold er de fleste rimelige stabile rundt sine konstante verdier i sakk-sakk formet utslag. Ca/Sum er størst

med høye verdier gjennom enheten. Fe/Sum er derimot lav. Generelt gir forholdene til Fe/Sum, Al/Sum, Ti/Sum, Si/Sum, K/Sum, Zr/Sum og Ba/Sum en gradvis redusering, mens Ca/Sum gradvis økes (fig 5.5).



Figur 5.9: Enhet 44-1. **A:** Utolket bilde. **B:** Utolket røntgenbilde. **C:** Tolket røntgenbilde av enheten som er illustrert med skjell og sandig sammensetning (oransje med skrå svarte linjer) og artefakter (svart) langs kjernekanen av HH13-044. Stiplet svart linje indikerer svak lagning. Nedre del illustrerer en gradvis overgang til underliggende enhet 44-2. Enkelte skjellmateriale er indikert i oransje, men mesteparten er ikke markert på grunn av at enheten er gjennomgående full av skjellmateriale.

Det høye innholdet av skjellmateriale indikerer gode levevilkår for marine organismer, noe Ca/Sum bekrefter. Tilstedeværelse av det grovere intervallet på 47-45 cm med større sand og skjell-konsentrasjon, samt dybdeintervallet 16-15 cm, indikerer hendelser med enten periodiske endringer i havstrømhastighet eller svært små massetransport-hendelser i nærheten

av tersklene. Intervallene med større konsentrasjon av skjell og sand ligner på det definerte skjellsand som er sand sammensatt av istykkerbrutte kalkskall av organismer som lever i havet. Disse konsentreres med strømmene og bølgene på banker (Sigmond et al., 2013). Av grafen under Ca/Sum kan intervallet fra 47-45 cm spore en ytterligere økning (likeså med intervallet ovenfor). Dette kan ha en sammenheng med at ved starten av Holocen endret de hydrodynamiske forholdene seg ved inntrengning av Atlantisk vann som forårsaket en strøm-kontrollert sedimentær regime langs norsk sokkel (Holtedahl & Bjerkeli, 1982; Vorren et al., 1984; Plassen & Vorren, 2002). Trolig har Ersfjorden blitt påvirket av dette. Bioturbasjon er også vanskelig å identifisere, men enheten er trolig totalt gjennomarbeidet. Med grunnlaget at den øvre grense i enhet 44-1 representerer fjordens bunn, tolkes enheten til å være avsatt i et åpent marint miljø med suspensjonsavsetning i relativt stabile forhold og tilskudd av sterke havstrømmer.

5.4 Kjerneprøve HH13-045-GC-MF

5.4.1 Enhet 45-3 (484-161 cm)

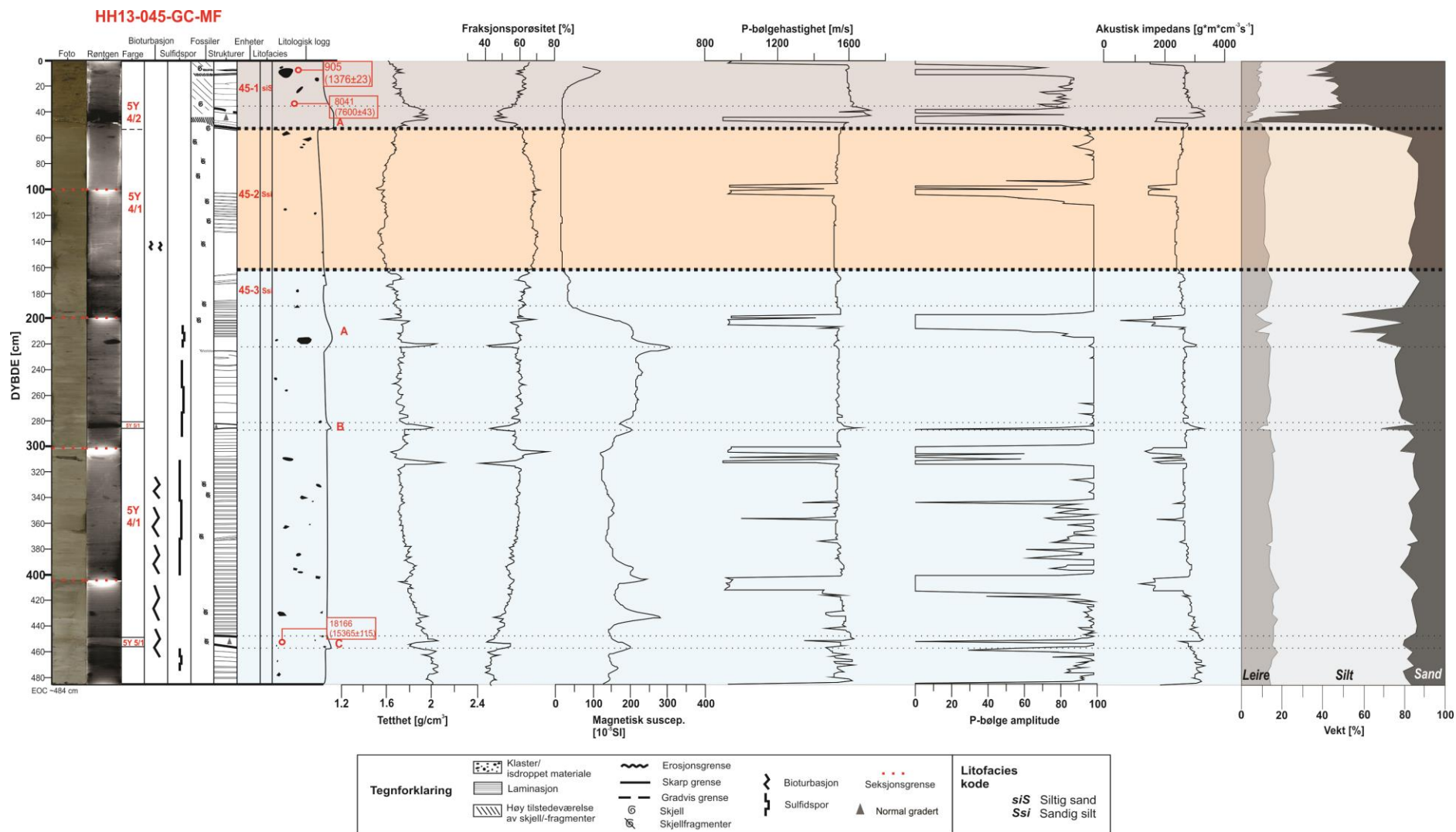
I likhet med bunn-enheten i kjerne HH13-044 er det flere fargenyanser i enhet 45-3 (kjerne HH13-045). Den visuelle fargen domineres av en mørk grå farge (5Y 4/1), men blir brutt spesielt relatert til underenhetene og laminasjon. Litofacies for enheten er sandig silt og utgjør 14%, 67 % og 19 % sand (se tabell 5.5). Det er interne forskjeller i underenhetene i forhold til hovedenheten, med tanke på at det er størst variasjon og innhold av grovere fraksjon (spesielt i underenhet 45-3 A). Men det er ikke stor nok endring til en annen litofacies.

Den øvre grense til enheten er gradvis, mens den nedre grense er ikke avdekket i sedimentkjernen. Hele 45-3 består stort sett av laminasjon i varierende størrelse, stedvis forstyrret av de ulike underenhetene. Fordelingen av klaster i enheten er kaotiske med ulik størrelsesorden. Den største er på hele 4 cm i diameter i dybdeintervallet 220 cm. Rundt 375-373 cm er det svært tynne hellende lag som er litt grovere i kornsammensetningen sett på røntgen og skiller seg ut fra de tilnærmet horisontale lagdelingen ellers i enheten. Generelt har enheten flere steder innslag av grovere korn, ofte med glimmerglans. Det er registrert sulfidspor gjennom hele enheten og det er gjennomgående bioturbasjon fra 460 cm og opp til 360 cm. Det kan tyde på langsom sedimentasjon eller hiatus, og i slike tilfeller vil sedimentene ofte være totalt gjennom-bioturbert på grunn av homogenisering av sedimentene

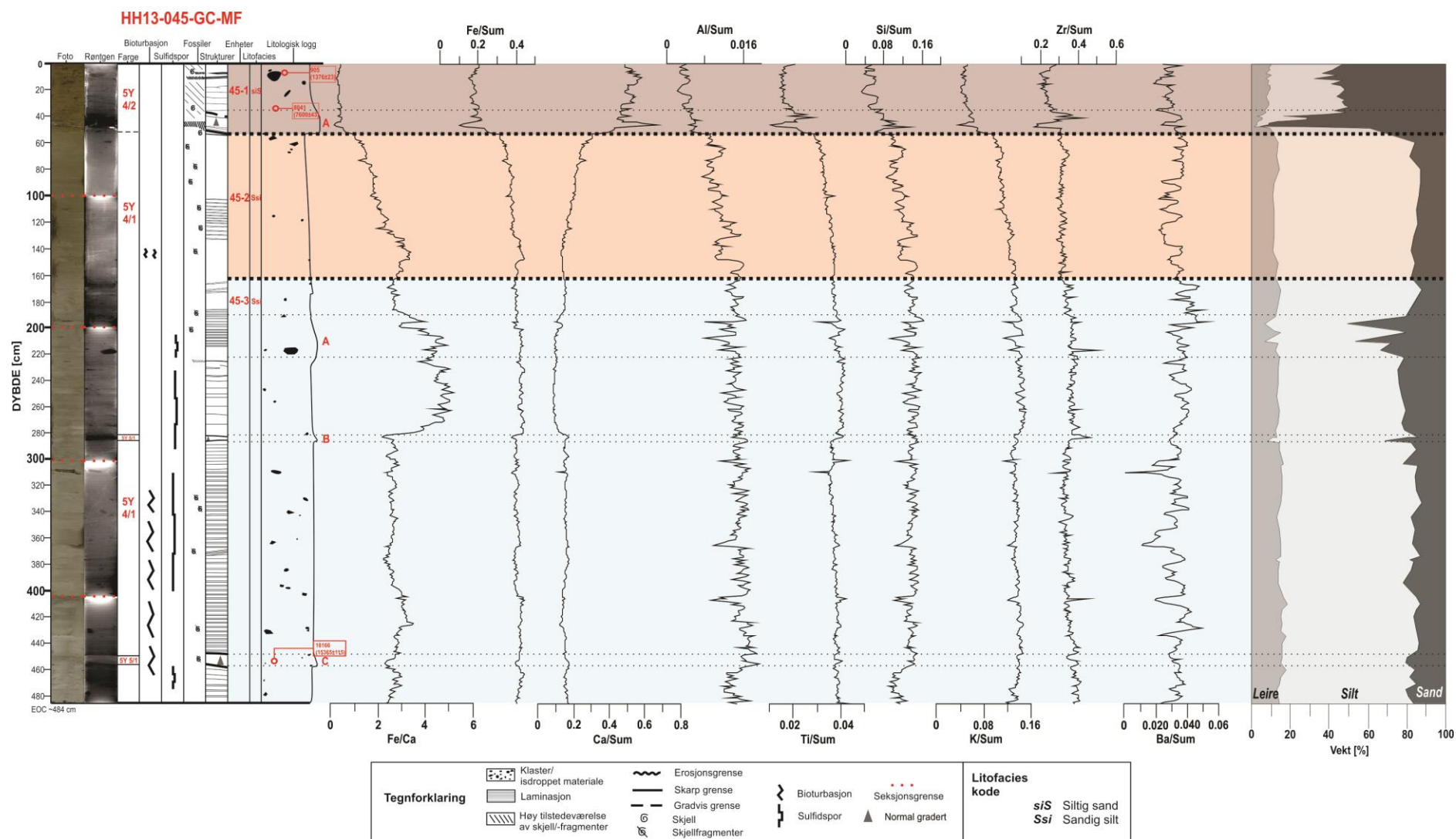
(slik sedimentene i de marine delene antakelig er) (Bjørlykke, 2001). Lite skjellmateriale er identifisert i enheten, men noe fragmenter ble observert i de nedre deler og øvre deler av enheten.

Tabell 5.8: Min-, maks- og gjennomsnittsverdier for målinger av de fysiske egenskaper og elementgeokjemi innen de ulike enheter i kjerne HH13-045.

<i>Fysiske egenskaper og geokjemiske elementer</i>	<i>Enhet 45-3 (484-161 cm)</i>	<i>45-3 A (455-445 cm)</i>	<i>45-3 B (285-281 cm)</i>	<i>45-3 C (225-190 cm)</i>	<i>Enhet 45-2 (160-50 cm)</i>	<i>Enhet 45-1 (49-0 cm)</i>	<i>45-1 A (49-38 cm)</i>
Våt massetetthet (g/cm³)							
Minimum	1.4	1.8	1.8	1.6	1.6	1.6	1.8
Maksimum	2.1	2.0	2.0	2.0	1.7	2.0	2.0
Gjennomsnitt	1.8	1.9	1.9	1.7	1.65	1.8	1.9
Fraksjonsporøsitet (%)							
Minimum	0.38	0.4	0.4	0.4	0.6	0.5	0.5
Maksimum	0.76	0.6	0.6	1.0	1.0	0.7	0.6
Gjennomsnitt	0.56	0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.5
Magnetisk susceptibilitet (10⁻⁵ SI)							
Minimum	23	148	182	60	12	15	16
Maksimum	306	200	202	306	24	120	24
Gjennomsnitt	161	175	194	196	15	40	20
P-bølgehastighet (m/s)							
Minimum	1434	1467	1549	1512	1502	1588	1681
Maksimum	1628	1625	1572	1554	1572	1681	1681
Gjennomsnitt	1540	1563	1559	1534	1526	1601	1681
Akustisk impedans (g*m*cm⁻²s⁻¹)							
Minimum	2400	2788	1549	2575	2316	2629	3175
Maksimum	3350	3274	1572	3074	2776	3175	3175
Gjennomsnitt	2740	2990	1559	2694	2450	2740	3175
Fe/Ca forhold							
Gjennomsnitt	2.93	2.50	2.66	3.63	1.85	0.35	0.33
Fe/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.41	0.40	0.40	0.40	0.37	0.18	0.17
Ca/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.14	0.16	0.15	0.11	0.20	0.51	0.51
Al/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.014	0.017	0.014	0.013	0.01	0.004	0.005
Ti/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.038	0.038	0.039	0.136	0.03	0.017	0.019
Si/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.135	0.14	0.135	0.137	0.11	0.06	0.08
K/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.135	0.135	0.134	0.136	0.113	0.05	0.05
Zr/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.357	0.378	0.38	0.37	0.316	0.249	0.284
Ba/Sum forhold							
Gjennomsnitt	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03



Figur 5.10: Litologisk logg plottet mot fysiske egenskaper og kornfordeling av kjerne HH13-045. Bilde, røntgen, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, strukturer, enheter, litofacies og dateringsalder er inkludert. Fargelagt omriss indikerer de ulike enhetene 45-3 (lyseblått), 45-2 (oransje) og 45-1 (brunt). De tynne stiplede (horisontale) linjene indikerer beliggenheten av underenhetene.



Figur 5.11: Litologisk logg plottet mot elementgeokjemiske forhold og kornfordeling av kjerne HH13-045. Bilde, røntgen, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsalder er inkludert. Fargelagt omriss indikerer de ulike enhetene 45-3 (lysblått), 45-2 (oransje) og 45-1 (brunt). De tynne stiplete (horisontale) linjene indikerer beliggenheten av underenhetene.

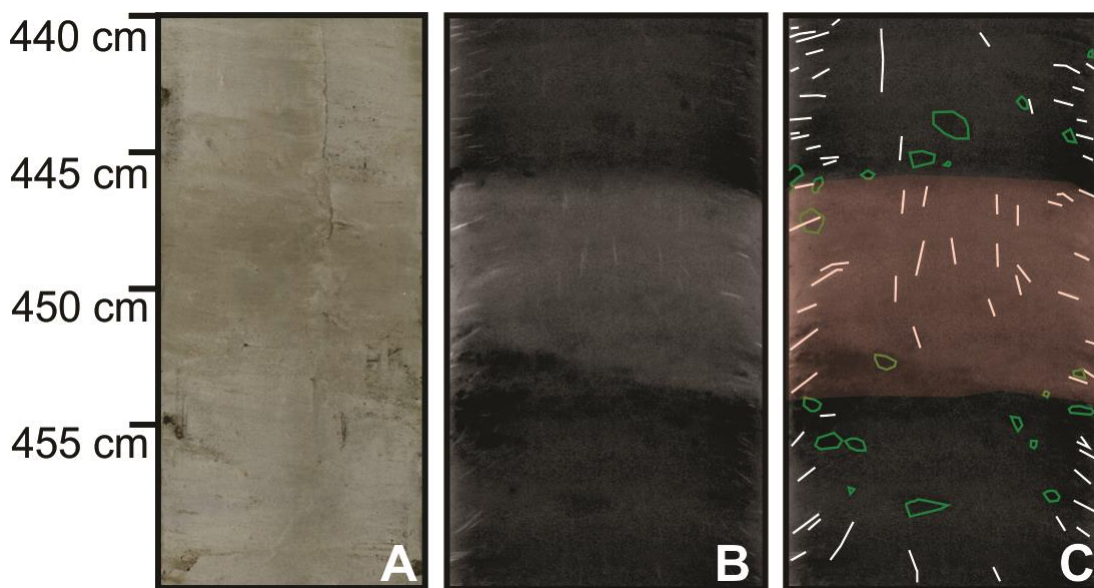
Sett fra bunn mot topp i kjernen så avtar tettheten gradvis og fraksjonsporøsiteten er gradvis økende, med noen utstikkere ved spesielle endringer litologisk. Den magnetiske susceptibilitet gir store utslag for intervaller med mye klaster (fig 10 og tabell 5.8). Rundt 280-190 cm dybde er det redusering i Fe/Ca. Det er da en ganske jevn og høy Fe innhold, og en lav Ca innhold. Ved 280 cm skjer det mest markante skille, med redusering i Fe og økning i Ca. Dette gir en kraftig redusering i Fe/Ca forhold (fig 5.11). Fra kjernebunn til dette intervallet på 280 cm er Fe/Ca forholdet relativt jevn. Al/Sum, Si/Sum, K/Sum og Ba/Sum viser korte reduseringer i enkelte intervaller (f. eks rundt dybdeintervallet 370 cm). Ti/Sum gir en liten økning. Som tidligere nevnt er det i dette området de svært tynne hellende lag befinner seg. Dette tyder på at sammensetningen har noe annen litologisk sammensetning, enn den ordinære horisontale lagdelingen i enheten. Fra kjernebunn og opp til ca. 455 cm er det en redusering i Al/Sum og Si/Sum, mens Fe/Ca øker. Jevnt over enheten gir de ulike elementforholdene små svingninger rundt sine konstante verdier.

Gjennom enheten observeres store interne tetthetsforskjeller, men den generelle trenden er gradvis redusering oppover kjernen, mens fraksjonsporøsiteten er gradvis økende. Dette er et resultat av kompaktering av overliggende sedimenter. Det nedre intervallet fra ca. 460 cm opp til 360 cm er dominert av bevart bioturbasjon, noe som tyder på at sedimentene er ikke blitt omarbeidet (Forwick & Vorren, 2007). De interne tetthetsforskjellene tyder på varierende kornstørrelse. Det kan muligens også knyttes opp til ulike kilder, forskjellig sedimenttransport eller variasjon i bunnstrømmensstyrke. Likevel sees det på kornfordelingen at tetthetene endres etter endring i kornfraksjon, det vil si økende sand innhold i forhold til leire og silt. Den store forskjellen i Fe/Ca forholdet i dybdeintervallet 280-190 cm indikerer at det var mye terrigent materiale i forhold til biogent karbonat (Croudace et al., 2006). Dette tyder på at intervallet har en annen sediment-kilde enn underliggende intervall i enheten. På grunnlag av informasjon om laminasjon, kaotiske klaster, noen avbrutte massive lag og lite skjell-/fragment materiale, tolkes sedimentasjonsmiljøet til å være glasimarint (f. eks Forwick & Vorren, 2009). Hoved-sedimentasjonsprosessene var suspensjon og is-transportert debris.

5.4.1.1 Underenhet 45-3 C (455-445 cm)

Underenheten 45-3 C består av både en skarp øvre og nedre grense. Rundt 451-447 cm er det en fargenyanse-forskjell til mer grønnlig. Enheten gis fargekode 5Y 5/1, som kan sees på en som en mellomting av de tidligere standardfargene 5Y 4/1 (dominert i det glasimarine miljøet)

og 5Y 4/2 (dominert i det marine miljøet). Området 455-451 cm består av noe mer grovere korn enn resten av enheten og inneholder flere små klaster. Underenheten er struktur-løs og normal gradert. Av fysiske egenskaper domineres en stor redusering i tetthet og økning i fraksjonsporøsitet. Magnetisk susceptibilitet øker noe (fig 5.10). Av kornfordelingen observeres en liten økning av sandinnholdet, men ikke betydelig i forhold til resten av enheten. Den avtagende tettheten tyder på en litologisk forskjell og/eller endring av sedimentkilde. Av elementgeokjemiske forhold er det en redusering i Fe/Ca forholdet, på grunn av avtagende Fe/Sum og økende Ca/Sum. Ved nedre grense reduseres Al/Sum og Si/Sum. Resterende forhold er relativt stabile (fig. 5.11). Enheten er bioturbert. Den mer grønnlige fargen samsvarer med økende Ca innhold i enheten (i likhet med tidligere observasjoner). Avsetningen tolkes til å være en suspensjonsavsatt hendelse med en annen sedimentkilde enn omgivende sediment. Mulig utløst som gravitasjonsstrøm (f. eks turbiditt), større avsetning fra en grumset smeltevannssky eller en periode med økt kalving.



Figur 5.12: Bilde (A) og røntgen (B) illustrert over enhet 45-3 C. C: Tolket røntgenbilde. Bioturbasjon (hvit), klaster (grønn) og underenhetens område med lav tetthet (rød skyggelegging).

5.4.1.2 Underenhet 45-3 B (285-281 cm)

I likhet med 45-3 C består 45-3 B av en skarp øvre og nedre grense. De har også samme farge (5Y 5/1). Intervallet er massiv i sammensetning og består av adskilligere grovere korn enn omliggende lag, noe kornfordelingskurven bekrefter (fig 5.10 og 5.11). I denne enheten øker tettheten og avtar i fraksjonsporøsitet. Magnetisk susceptibilitet er også økende. Tettheten er

relatert til økende sandinnhold. Dette er den største ulikheten mellom denne underenhet og 45-3 C.

Av elementgeokjemiske forhold reduseres også Fe/Ca, slik tilfellet er for underenhet 45-3 C. Dette er sannsynligvis årsaken til at begge underenhetene har mer grønnligere farge. Ti/Sum og Zr/Sum øker. Sandinnholdet er også økende, som gir mindre silt og leir-innhold. Derimot øker Ti/Sum og Zr/Sum som er assosiert med turbiditt-baser på grunn av de er tunge og resistente mineraler (Rothwell et al., 2006). Underenheten har en trend til å være normal gradert. Intervallet er liten og av røntgenbilde vises enheten som en sterk mørk kontrast (positiv fremkalling) eller svært lys (negativ fremkalling), antakelig på grunn av intervallet massivitet. Det er dermed ikke mulig å identifisere en mulig Bouma-sekvens med godt nok grunnlag. Enheten tolkes trolig til å være en turbiditt. Men kan også være dannet som større avsetning fra grumset smeltevannssky eller en periode resultert med økt kalving.

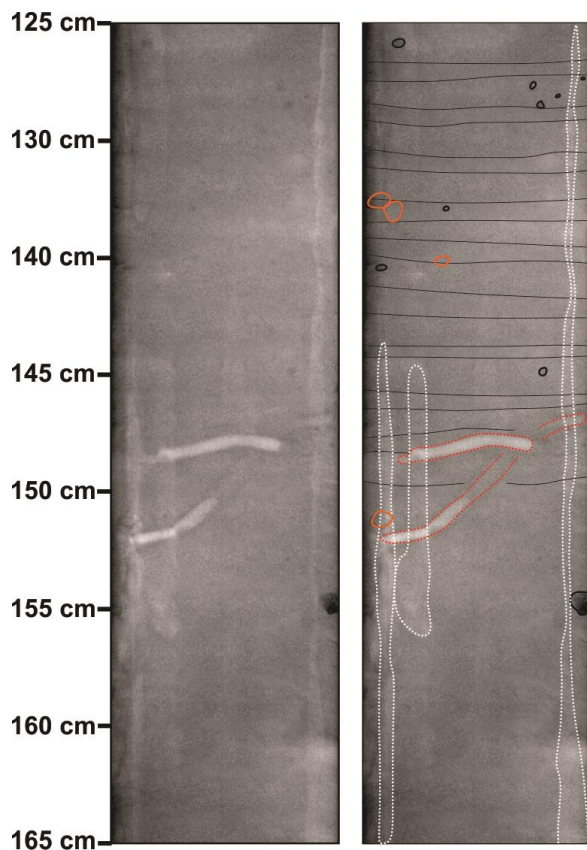
5.4.1.3 Underenhet 45-3 A (225-190 cm)

Har en gradvis øvre og nedre grense, med samme dominerende farge som hoved-enheten (5Y 4/1). Inneholder en stor klast i nedre del (omtalt i hovedenheten), som har forstyrret laminasjon noe, i forhold til øvrig dominans ellers i enheten. Magnetisk susceptibilitet er gradvis reduserende, men gir økt utslag med det store klasteret. Tettheten er gradvis avtagende, med noen store «utstikkere» relatert til klaster (økning). Det reduserende ved 200 cm er relatert til seksjonsbytte og utelukkes. Fraksjonsporøsiteten er speilvendt for tetthetsutslagene og er gradvis økende. Av elementgeokjemiske forhold er Fe/Ca forholdet gradvis avtagende, derav gradvis avtagende i Fe/Sum og gradvis økende i Ca/Sum. Øvrige elementer viser interne variasjoner (fig. 5.10 og 5.11). Enheten tolkes i likhet med underenhet 44-3 C i kjerne HH13-044 å representere en periode med økt episodisk avsetning av is-transportert debris.

5.4.2 Enhet 45-2 (160-50 cm)

Dominerende farge i enhet 45-2 er 5Y 4/1, men blir gradvis lysere (gråligere) i farge mot underliggende enhet. Øvre grense er skarp, mens nedre grense er gradvis. Litofacies er det samme som for enhet 45-3, altså sandig silt. Kornfordelingen består av 12% leire, 71 % silt og 17 % sand. Størst og flest klaster finnes i toppen, under den skarpe grensen. Det er ikke

avdekket sulfidspor i enheten. Fra 100 cm til 50 cm er enheten struktur-løs, men fra rundt 140-100 cm er det laminasjon og i dette intervallet er det også indikasjon på vekselvis tynne og tykkere repeterende lag. Strukturen blir brutt opp av kraftig bioturbasjon på rundt 150-145 cm (fig. 5.13). Det er en god del skjellmateriale i enheten, men er vanskelig å identifisere på røntgen. Dette kan indikere et bedre miljø for organismer og bioturbasjon kan ha utviklet seg gjennom en periode med lav sedimentasjon (Bjørlykke, 2001). Generelt få klaster i enheten.



Figur 5.13: Deler av enhet 44-2. Til venstre vises et utolket røntgenbilde. Til høyre vises et tolket røntgenbilde. Elementer som lagning (sort stiplet (horisontal) linje), klaster (svart), skjell (oransje), rød (bioturbasjon) og artefakter (hvit) er markert. Hvit kontrast på røntgen indikerer lav tetthet.

Tetthet er gradvis økende opp mot den skarpe øvre grensen, mens fraksjonsporøsiteten er gradvis avtagende. Magnetisk susceptibilitet er jevn og lav (fig. 5.10). Fe/Ca forholdet er avtagende, hvor Fe/Sum er gradvis avtagende og Ca/Sum gradvis økende. Forholdene Al/Sum, Ti/Sum, Si/Sum og K/Sum er alle avtagende mot øvre grense. Zr/Sum og Ba/Sum er stabile med variasjoner rundt sine konstante verdier. I området med bioturbasjon er Fe/Ca forhold høyest, med økt innhold av Fe/Sum og redusert innhold av Ca/Sum. Al/Sum, Si/Sum og Ba/Sum reduseres også i dette intervallet (fig 5.11).

De gradvise og generelle trendene for målingene av fysiske og elementgeokjemiske forhold indikerer en enhet med sammensetning som er i endring. Tilstedeværelse av tette laminasjon med noen få klaster, gradvis økning av skjellmateriale mot øvre grense (noe Ca/Sum bekrefter) og en gradvis fargeendring fra mer gråligere i nedre deler til mer grønnligere i øvre

deler. Dette gir indikasjoner på at dette er en «overgangssone» mellom det glasimarine (nedre del) og det åpne marine miljøet (øvre del).

5.4.3 Enhet 45-1 (49-0 cm)

Enhetens farge består av en oliven-grønn farge (5Y 4/2). Enhetens litofacies er siltig sand og består av kornfraksjonene 8 % leire, 36 % silt og 56 % sand. Den nedre grense er definert ved kraftige endringer i målinger og i litologi. Enheten viser tegn til svak lagdeling og består av svært mye skjellmateriale. Det er også innslag av grovere korn og klaster. Et stort klaster med en diameter på omtrent 3.5 cm befinner seg på 10 cm (fig 5.14). Ingen bioturbasjon og sulfidspor er observert.

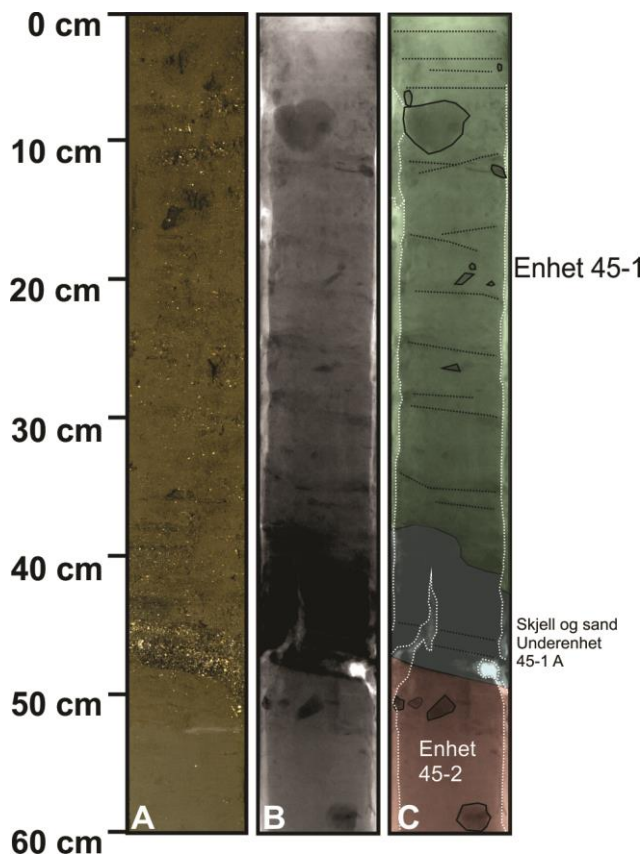
Fysiske egenskaper er avtagende opp mot kjernetopp, mens fraksjonsporøsiteten er økende. Den magnetiske susceptibilitet er høy rundt 10 cm og gir utslag på det store klasteret helt i toppen av kjerneprøven. Ellers er den lav i enheten. Av elementgeokjemiske forhold er det generelt stabile og jevne verdier, med små individuelle utslag. Fe/Sum er lav, mens Ca/Sum er høy (fig. 5.10 og 5.11).

Mye skjellmateriale indikerer gunstige oksygen-forhold og næringstilførsel, noe Ca/Sum bekrefter. Antakelig er enheten gjennomarbeidet av bioturbasjon, men er ikke synlig i røntgen. Den olivin-grønne fargen og at enheten omfatter kjerneprøvens topp, tyder på at dette er et åpent marint sedimentasjonsmiljø. Det store klasteret og andre klaster i toppen av enheten kan ha blitt avsatt på grunn av tilstedeværelse av noe havis eller gjennom snøskred fra fjellsidene. Det er stor rundhet på klasteret som er kjennetegnet gjennom havis-debris (Gilbert, 1990).

5.4.3.1 Underenhet 45-1 A (49-38 cm)

Underenheten har samme litofacies som hovedenheten, men nesten i kategorien «sand» ifølge Sveistrup klassifikasjonen. Kornfordelingen er 4% leire, 15 % silt og 81 % sand. Nedre del har en skarp grense til underliggende enhet 45-2, mens øvre er gradvis. Intervallet er normal gradert og litt hellende. Fra 49-45 cm er det et mektig lag med grovere korn og skjell/-fragmenter, som er kompakt i sammensetningen. Fra 44-38 cm er det innslag av grovere korn (fig 5.14).

Tettheten er økende, mens fraksjonsporøsiteten er avtagende. Størst markering er det i reduseringen av Fe/Sum og en betydelig økning i Ca/Sum. Ti/Sum, K/Sum og Zr/Sum er også veldig reduserende. Dette indikerer at avsetningen ikke er en del av turbiditt, samt at tilstedeværelsen av skjell er meget høyt.



Figur 5.14: *A:* Fargebilde. *B:* Røntgenbilde. *C:* Tolket røntgenbilde. Mørk kontrast skildrer større tetthet. Ikke alle klaster er markert (svart). Men de godt observerbare klastene er markert, spesielt det store klasteret på 10 cm. Ingen enkelt skjell er markert fordi hele enhet 45-1 og 45-1 A består gjennomgående av skjellmateriale. Sorte linjer indikerer lagning, mens det hvite langs kjernekannten indikerer artefakt. Det lyseblå omrisset er området over underenhet 45-1 A med tilstedeværelse av mye skjellmateriale og sand. Under denne (rødt omrisset) er underliggende enhet 45-2.

Underenheten har likhetstrekk med intervallene av skjellsand funnet i kjerne HH13-044 (enhet 44-1), bare dette intervallet er i en større skala. Vorren et al., (1984) beskrev winnowing-effekt rett utenfor Ersfjorden på kontinentalhylla. Rundt 7800 ^{14}C år BP var det en gradvis skiftning til grovere materiale i traueene. Dette skjedde på grunn av høyere akkumulasjonsrater av sandkornstørrelser og større skjellrester av karbonat. En høyere tilførsel av en mer variert mikro- og makrofauna indikerer en ytterligere økologisk forbedring (Vorren et al., 1984). Lavere tilførsel av terrigent materiale indikerer at det har vært en avtagende tilførsel fra winnowing prosess (Vorren et al., 1984). Enheten tolkes dermed til å være et resultat av winnowing.

5.5 Kjerneprøve HH13-046-GC-MF

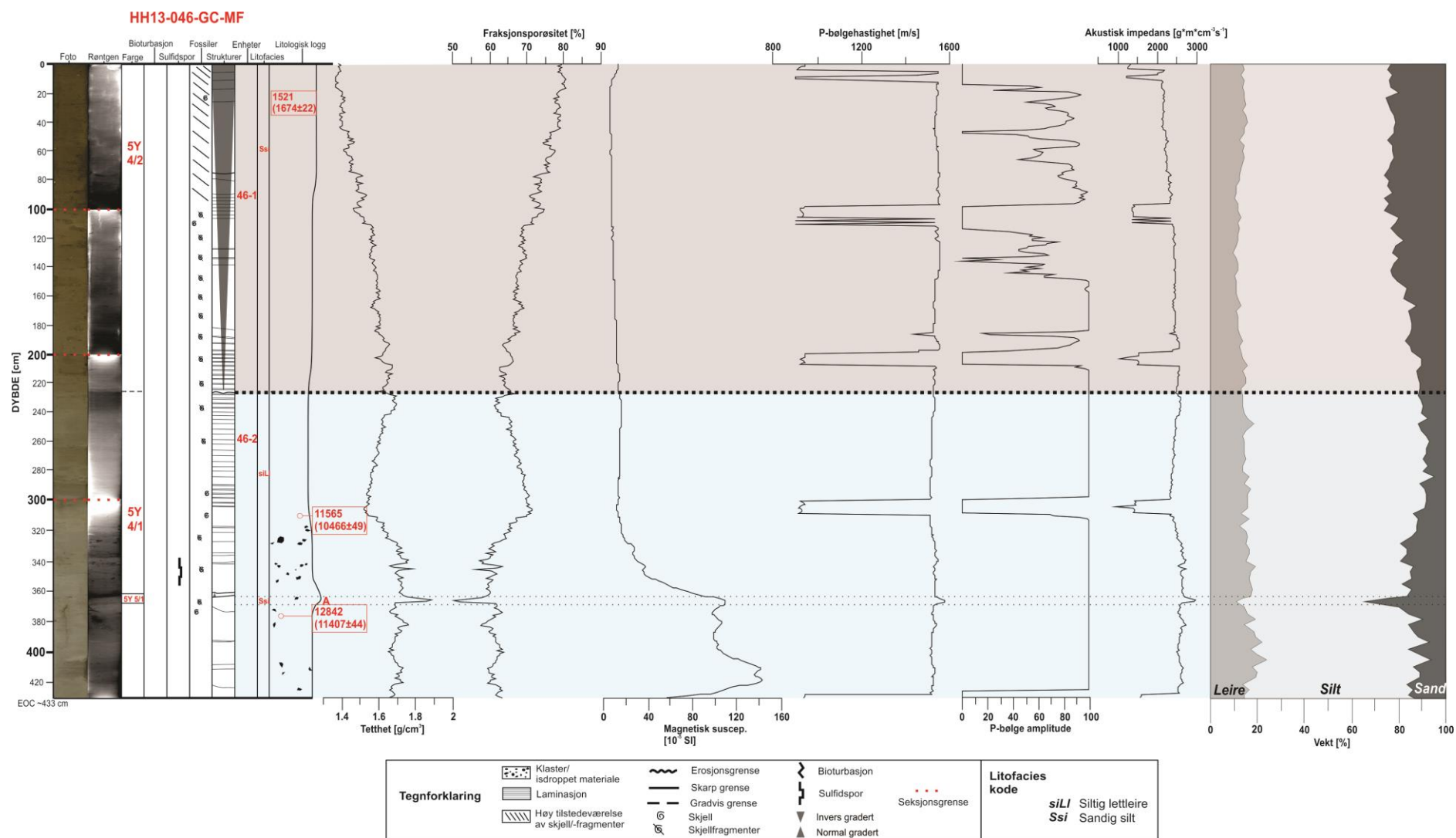
5.5.1 Enhet 46-2 (433-229 cm)

Enhetens farge er mørk grå (5Y 4/1), der øvre deler har gradvis noe grønnere farge. Litofacies er siltig leittleire med fraksjonssammensetningen 16 % leire, 72 % silt og 13 % sand (se tabell 5.6). Enheten er definert ved en gradvis grense ved rundt 229 cm, på bakgrunn av gradvise endringer i farge, kornfordeling, fysiske egenskaper og elementenes geokjemi. Samtidig ser man en skille på røntgen, der man i grensen til overliggende enhet og inn til enhet 46-2, får hyppigere laminasjon. Enhetens bunn er ikke avgrenset i sedimentkjernen.

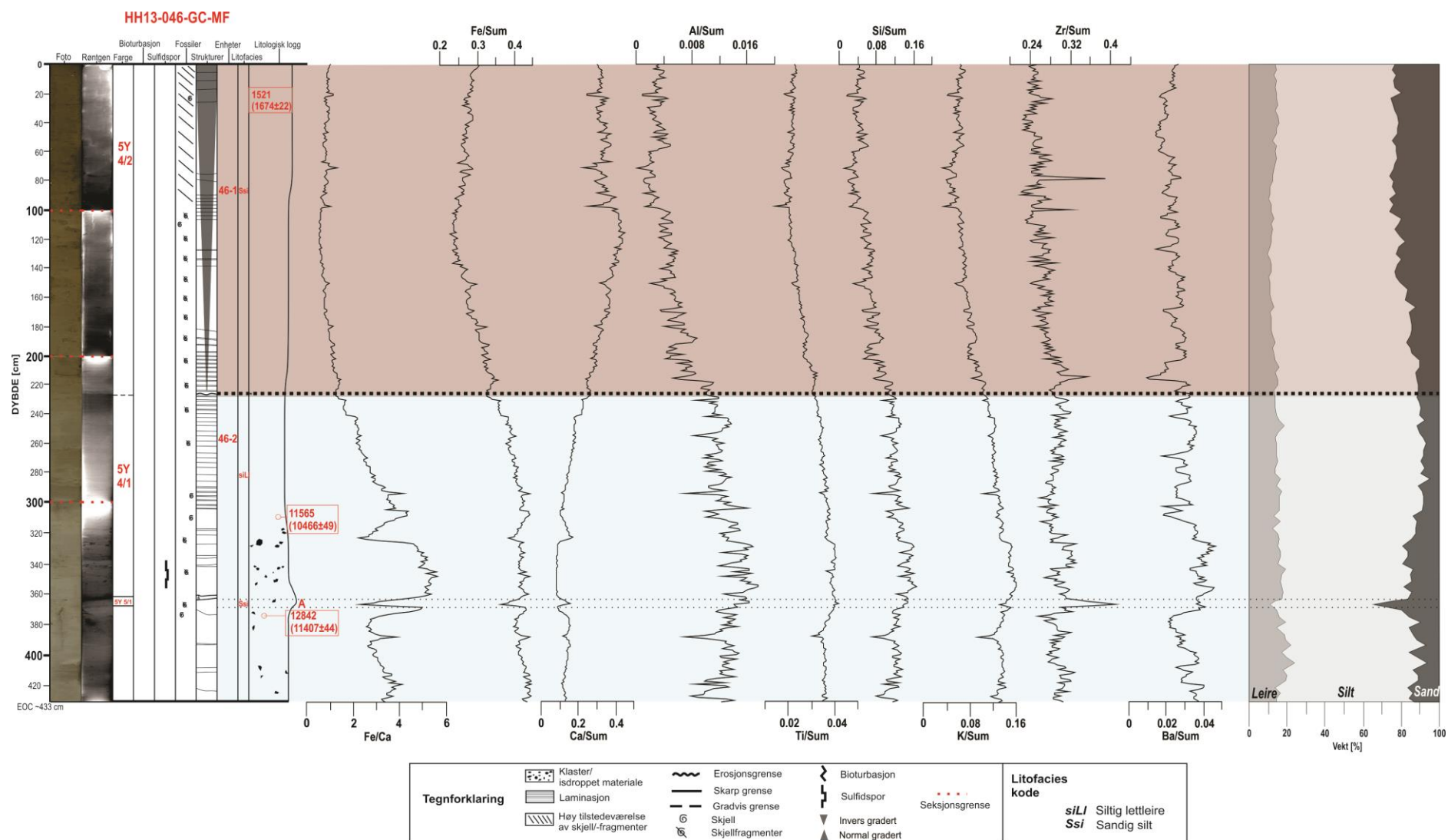
Laminasjon blir forstyrret og er generelt dårlig utviklet fra 433 cm og opp til ca. 310 cm. Det er kaotisk fordelte klaster fra kjernebunn og opp til ca. 315 cm, men ingenting over dette nivået. Sulfidspor er identifisert rundt 350-340 cm og det generelt spredt skjellmateriale fra 375 cm til 229 cm. Fra 433 til 375 cm er det ikke identifisert skjellmateriale. Det er ingen observasjon av bioturbasjon.

Fysiske egenskaper og geokjemiske elementer	Enhet 46-2 (433-229 cm)	46-2 A (367-365 cm)	Enhet 46-1 (228-0 cm)
Våt massetetthet (g/cm³)			
Minimum	1.6	1.7	1.4
Maksimum	1.9	1.9	1.7
Gjennomsnitt	1.7	1.8	1.6
Fraksjonsporsentet (%)			
Minimum	0.5	0.5	0.6
Maksimum	0.7	0.6	0.8
Gjennomsnitt	0.6	0.5	0.7
Magnetisk susceptibilitet (10⁻⁵ SI)			
Minimum	11	109	6
Maksimum	142	110	15
Gjennomsnitt	52	109	9
P-bølgehastighet (m/s)			
Minimum	1507	1542	1523
Maksimum	1579	1579	1553
Gjennomsnitt	1523	1565	1536
Akustisk impedans (g²m²cm⁻²s⁻¹)			
Minimum	2313	2606	2120
Maksimum	2974	2974	2590
Gjennomsnitt	2531	2833	2383
Fe/Ca forhold Gjennomsnitt	4.00	2.71	1.00
Fe/Sum forhold Gjennomsnitt	0.40	0.38	0.30
Ca/Sum forhold Gjennomsnitt	0.10	0.14	0.30
Al/Sum forhold Gjennomsnitt	0.13	0.01	0.004
Ti/Sum forhold Gjennomsnitt	0.04	0.04	0.02
Si/Sum forhold Gjennomsnitt	0.16	0.13	0.05
K/Sum forhold Gjennomsnitt	0.13	0.14	0.06
Zr/Sum forhold Gjennomsnitt	0.30	0.38	0.26
Ba/Sum forhold Gjennomsnitt	0.03	0.04	0.02

Tabell 5.9: Min-, maks- og gjennomsnittsverdier for målinger av de fysiske egenskaper og elementgeokjemi innen de ulike enheter i kjerne HH13-046.



Figur 5.15: Litologisk logg plottet mot fysiske egenskaper og kornfordeling av kjerne HH13-046. Bilde, røntgen, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, strukturer, enheter, litofacies og dateringsalder er inkludert. Fargelagt omriss indikerer de ulike enhetene 46-2 (lyseblått) og 46-1 (brunt). De tynne stiplede (horisontale) linjene indikerer beliggenheten av underenheten.



Figur 5.16: Litologisk logg plottet mot elementgeokjemiske forhold og kornfordeling av kjerne HH13-046. Bilde, røntgen, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsalder er inkludert. Fargelagt omriss indikerer de ulike enhetene 46-2 (lysblått) og 45-1 (brunt). De tynne stiplede (horisontale) linjene indikerer beliggenheten av underenheten.

Fra 433 cm til ca. 340 cm er tettheten relativt jevn på et høyt nivå, mens fraksjonsporøsiteten er speilvendt på et lavere nivå. Magnetisk susceptibilitet er gradvis avtagende fra et høyt innhold, spesielt høy rundt 415 cm. Fra omtrent 340 cm til 310 cm er det en reduisering i tetthet og dermed økning i fraksjonsporøsitet. Magnetisk susceptibilitet er reduserende. Fra 310 cm til 229 cm er det en økning i tetthet og reduisering i fraksjonsporøsitet (fig 5.15).

Rundt 385 cm skjer det en økning i Fe/Ca, hvor Fe/Sum øker noe og Ca/Sum avtar noe. I tillegg er det stor reduisering i Al/Sum, noe mindre reduisering i Ti/Sum, Si/Sum og K/Sum. Rundt 325-310 cm skjer det en stor reduisering i Fe/Ca, der dette kan bekreftes av Fe/Sum som avtar og Ca/Sum øker. De resterende elementene generelt stabile. Fra ca. 305 cm til 229 cm er det også en stor gradvis reduisering i Fe/Ca forholdet, mens det er en generell svak reduisering i Al/Sum, Ti/Sum, Si/Sum og K/Sum. Zr/Sum øker gradvis. Men disse utslagene er primært neglisjerbare og gir mest små utslag rundt sine konstante verdier. Dette gjelder for Ba/Sum også. Likevel observeres det flere interne trender i elementgeokjemiske forhold noe som tyder på at det er varierte sediment-kilder i enheten (fig 5.16).

Intervallet 325-310 cm observeres som massivt intervall hvor laminasjon er dårlig utviklet. Klaster-materialer er kaotisk fordelt opp til dybden 315 cm og betegnes som is-transportert debris (f. eks Vorren et al., 1983). Den fin-kornete massen omliggende er tolket til å være avsatt som suspensjonsutfall fra glasiiale smeltevannsskyer (f. eks Forwick & Vorren, 2009). Antakelig har det vært flere sediment-kilder med tanke på variasjonen i fysiske egenskaper og elementgeokjemiske forhold og øvre del av enheten får en mer grønnligere farge, samt økning i Ca/Sum. Enheten tolkes som et dominerende glasimarint miljø med en øvre del som kjennetegner en overgang til marint miljø. Øvre del er en slags overgangssone i likhet med de to tidligere kjernene HH13-044 (enhet 44-2) og HH13-045 (45-2).

5.5.1.1 Underenhet 46-2 A (367-365 cm)

Har en skarp øvre og nedre grense med farge 5Y 5/1 (i likhet med underenhetene 45-3 C og B i kjerne HH13-045). Avsetningen er noe hellende og har litofacies «sandig silt» (tabell 5.6). Underenheten har en betydelig økning i tetthet, som medfører reduisering i fraksjonsporøsitet. Det er også klar økning i magnetisk susceptibilitet, P- bølgehastighet og akustisk impedans (tabell 5.8 og fig. 5.15). Av elementgeokjemiske forhold har underenheten samme trend som intervallet 325-310 cm. I tillegg øker Zr/Sum kraftig. Ti/Sum øker noe og K/Sum avtar noe.

Intervallene virker å være normal gradert og kan støttes av trenden ved Fe/Ca forholdet (fig. 5.16). Dette forholdet kan være en god indikasjon på graderingstrend (Croudace et al., 2006) og i tidligere normal graderte lag så har Fe/Ca forholdet vært reduserende. Underenheten er helt lik underenhet 45-3 B i kjerne HH13-045. Begge disse er svært liten i mektighet. Av røntgen kan man ikke observere noe på grunn av massiviteten gjennom økt tetthet ved høyt sandinnhold. Underenheten tolkes til å være avsatt av en gravitasjonsstrøm, trolig en del av en turbiditt. Samtidig skal det ikke utelukkes at avsetningen har blitt til gjennom en periode med økt kalving eller avsetning fra grumset smeltevanntsky.

5.5.2 Enhet 46-1 (228-0 cm)

Enheten består av en oliven-grønn farge (5Y 4/2), som blir noe lysere i grønn fargen mot den gradvise grensen til underliggende enhet. Den gradvise grensen satt rundt 228 cm er definert ved en endring og tydeliggjøring av laminasjon. Endringen er markert som en irregulær form på laminasjon. Enheten er generelt struktur løs, men noen tegn til lagdelingen fra 30 cm og opp mot kjernens topp er observert. Fra rundt 90 cm til den gradvise grensen blir omfanget av laminasjon gradvis sterkere.

Enheten har ingen klaster. Litofacies er sandig silt (tabell 5.6). Sett fra bunn til topp i enheten er intervallet invers gradert, altså økende kornstørrelse fra bunn mot topp. Hele enheten domineres av skjell-/fragmenter og det er ikke identifisert spor av bioturbasjon eller sulfidspor. Det er en tilnærmet lineær og gradvis redusering av tetthet, mens fraksjonsporøsiteten er motsatt. Magnetisk susceptibilitet er generelt lav og konstant, med liten økning i kjernetopp (fig. 5.15).

Fra den gradvise grensen avtar Fe/Sum og Ca/Sum øker. Fra 90 cm og opp snur trenden noe, der Fe/Sum øker og Ca/Sum avtar noe. Ellers gir øvrige elementforhold interne små variasjoner, slik som f. eks ved ca. 25 cm. Den generelle trenden er at Al/Sum, Ti/Sum, Si/Sum, K/Sum og Zr/Sum er gradvis reduserende mot kjernetopp (fig 5.16).

Denne øvre enheten er lik de øvrige topp-enhetene i de andre kjerneprøvene. Stor forekomst av skjellmateriale indikere gunstige oksygen-forhold og næringstilførsel. Økende sandinnhold i forhold til leire er også en generell trend for alle kjernene for øvrig og tyder på en økende bunnstrøm med tiden. Alle målinger gjort for fysiske egenskaper og geokjemiske elementforhold viser en enhet i gradvis endring. Fra den nedre grense og opptil 90 cm er det

en forandring i farge, der det blir en sterkere grønn-farge opp mot kjernetopp. Dette intervallet kan sees på som en overgangssone. Det er ikke identifisert noe klaster-materiale i denne enheten. De øvre 30 cm av kjernen utgjør en typisk moderne marin avsetning. Tolkningen er at denne enheten består av en dominerende åpent marint miljø, som inkluderer en overgangssone i de nedre deler. Dette korresponderer med overgangen som ble observert i de øvre deler av underliggende enhet 46-2. Denne marine enheten er også betydelig større enn de forrigegående marine enheter i kjerne HH13-044 og HH13-045.

5.6 Sedimentasjonsrate og estimert aldersmodell

Ved estimering av sedimentasjonsrate forutsettes en lineær og konstant akkumulasjon av sedimenter mellom de daterte intervaller i kjerneprøvene. Akkumulasjonsratene mellom radiokarbon-dateringene i kjerneprøve HH13-044, HH13-045 og HH13-046 er estimert i centimeter per tusen kalender år (cm/kal. ka) (ka = kiloår) og er vist i tabell 5.10. De ulike arter som er identifisert på de forskjellige dateringsnivåene er listet opp i tabell 3.3.

Toppen av kjerneprøvene er antatt å representere den moderne havbunn. Kjerneprøvene ble tatt opp fra undergrunnen i 2013, som skal tilsi at kjerneprøven inneholder sedimenter avsatt i 2013. Men ved bruk av denne aldersmodellen med hjelp av kalibrerte år BP, så antar man at kjerneprøvetoppen er avsatt 1950 etter nåtid (0 kal. år BP). Når sedimentkjernepøven blir tatt inn er det ikke uvanlig at kjernetoppen blir noe forstyrret og noen få centimeter av sedimenter kan gå tapt. Dermed «legges det til» 63 år på toppene av kjerneprøvene for å kompensere manglende suspensjonsavsatt materiale. Aldersintervallene blir gitt i kal. år BP. Resultatene blir drøftet og analysert i kap. 6.2.

Tabell 5.10: Oversikt over estimert sedimentasjonsrater mellom hvert dateringsintervall i de ulike sedimentkjernene.

Kjerneprøve	Dybdeintervall (cm)	Aldersintervall ¹⁴ C kal. år BP	Tidsrom	Sedimentasjonsrate (cm/ka)
HH13-044-GC-MF	86-15	11719-2693	9026	8
	15-0	2693-0	2756	5
HH13-045-GC-MF	453-37	18166-8041	10125	41
	37-9	8041-905	7136	4
	9-0	905-0	968	9
HH13-046-GC-MF	372-315	12842-11565	1277	45
	315-23	11565-1521	10044	29
	23-0	1521-0	1584	15

6. Diskusjon

I dette kapitlet blir resultatene fra tidligere kapitler samlet og sammenlignet. De litologiske loggene fra sedimentkjerneprøvene HH13-044, HH13-045 og HH13-046 skal korreleres med seismostratigrafiske enheter fra det seismiske profilet for å forbedre tolkningen av de sedimentære prosesser og paleo-miljø.

Deretter vil sedimentasjonsratene bli diskutert med tanke på beliggenhet og tidsmessige endringer. De ulike sedimentasjonsratene blir sammenlignet internt i Ersfjorden med hverandre og satt i sammenheng med akkumulasjonsrater fra andre fjorder. Hovedfokuset er å se sedimentasjonsratene i forhold til akkumulasjon fra starten av hoved-deglasiasjonen og gjennom Holocen.

Det vil også bli avklart hvilke sedimentære prosesser og miljø som dominerer, sett i sammenheng med deglasiasjons-dynamikk og ytre eksterne krefter. Termene «glasimarin» og «åpen marin» miljø, som blir ofte nevnt i oppgaven, blir satt i sammenheng og drøftet. På bakgrunn av samlet resultat belyses Ersfjordens deglasiasjonshistorie relatert til andre nordnorske fjorder. Det vil også være en sammenligning med nabofjorden Kaldfjorden, der hovedsakelig likheter og forskjeller skal belyses. Tilslutt oppsummeres rekonstruksjon av sedimentære prosesser og paleo-miljø i Ersfjorden illustrert gjennom faser.

6.1 Seismo- og litostratigrafi

6.1.1 Seismostratigrafi i Ersfjorden

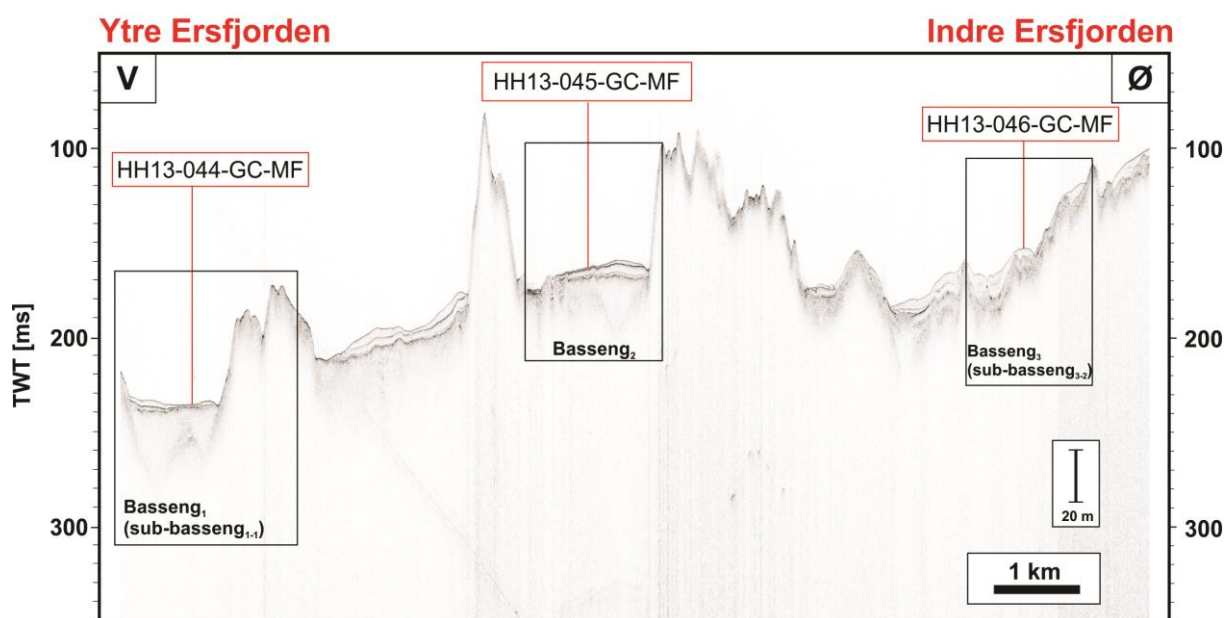
En korrelering av resultatene fra kjerneprøve analysene med høy-oppløselige seismiske data er et nyttig verktøy for å skaffe seg en kronologisk oversikt over store områder og deglasiasjonshistorien kan bli rekonstruert i mer detalj. Det kan også brukes til å studere sedimentasjonsprosesser mer lateralt.

Ersfjorden er (som tidligere nevnt) delt inn i tre hoved-bassenger (basseng₁, basseng₂ og basseng₃) som er skilt fra hverandre med tre hoved-terskelsammensetninger (T₁, T₂ og T₃). Kjerne HH13-044 er lokalisert i basseng₁ (sub-basseng₁₋₁), kjerne HH13-045 er lokalisert i basseng₂ og kjerne HH13-046 er lokalisert i basseng₃ (sub-basseng₃₋₂) (se figur 6.1).

Følgende enheter i Ersfjorden er definert av korrelering med seismo-og litostratigrafi (kap.6.1.2):

- **S1**: glasiiale sedimenter avsatt under fase I.
- **S2a og S2**: glasimarine sedimenter avsatt under fase II.
- **S1**: marine sedimenter avsatt under fase III.

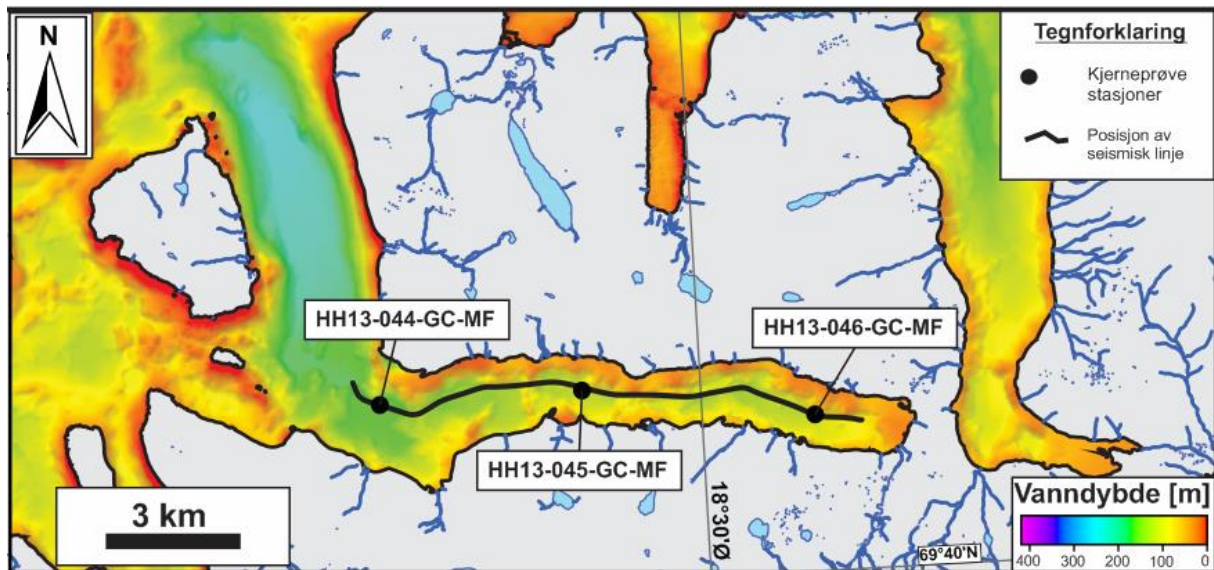
Det gjøres oppmerksom på at studiet refererer til faser på grunn av begrenset antall dateringer. Fasene blir relatert til mulige stadialer og interstadialer. Rekonstruksjonen baseres i stor grad på egne dateringer og av andre observasjoner, samt tidligere forskning gjort i Troms (kap.2.5.2, 2.5.3 og 2.5.4). Dette danner grunnlaget for deglasiasjonshistorien i Ersfjorden.



Figur 6.1: Oversikt over kjernene HH13-044, HH13-045 og HH13-046 i deres respektive basseng i Ersfjorden.

6.1.2 Korrelasjoner av kjerneprøve stratigrafi og seismisk stratigrafi

På bakgrunn av seismisk tolkning i kap. 4 og kjerneprøve tolkning i kap. 5 dannes en korrelasjon ved å plote metodene opp mot hverandre. For posisjon til den seismiske linjen i Ersfjorden og omtrentlige kjerneprøve-stasjon for de tre kjerneprøvene se figur 6.2.

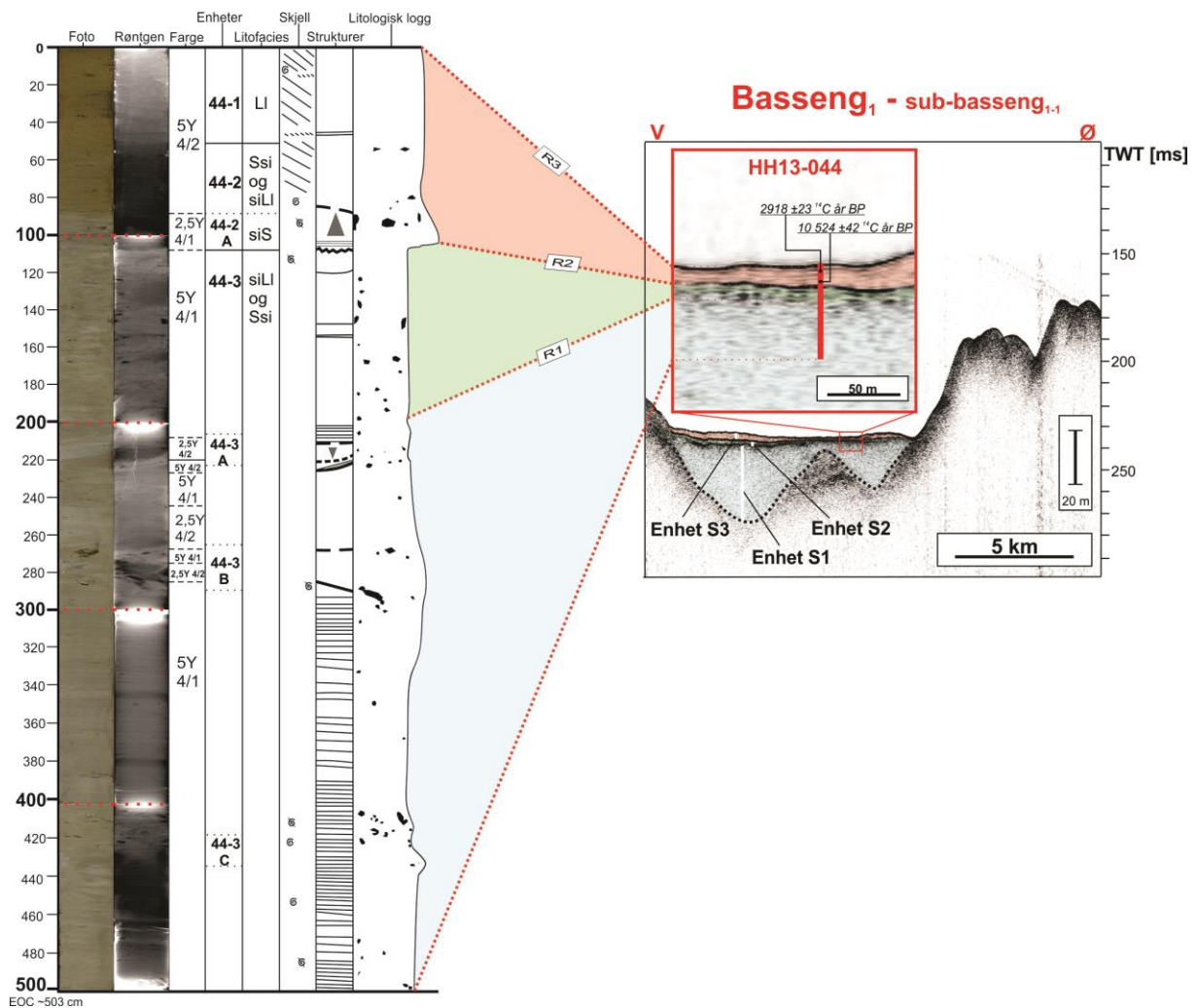


Figur 6.2: Oversikt over posisjon til den seismiske linja og kjerneprøve-stasjonene i Ersfjorden. *HF:* Håjafjorden, *SF:* Sessøyfjorden og *KF:* Kaldfjorden.

Det gjøres oppmerksom på at kjernene HH13-044 og HH13-045 inneholder flere seismiske enheter enn hva som er definert av den litologiske loggen. Grunnen til dette misforholdet kan komme av ulike grunner; kjerneprøvenes eksakte posisjon stemmer ikke helt overens med den seismiske linja, på grunn av at båtens posisjon endres noe under selve prøvetakingen. Det er også slik at tetthets-økninger/reduseringer ved f. eks. gravitasjonsstrømmer, resulterer i en økning av akustisk impedans og dette skaper sterke refleksjoner i det seismiske profilet. Men dette trenger ikke å gi godt nok grunnlag for at de litologiske enheter skal defineres. I stedet defineres de litologiske enhetene etter totale trender som fysiske egenskaper, geokjemiske elementforhold og kornfordeling. Det observeres ofte interne variasjoner i slike definerte hoved-enheter. Disse hendelsene er markert som underenheter i den litologiske loggen og ut fra korreleringen korresponderer de seismiske refleksjonene ofte internt med disse.

6.1.2.1 Basseng₁ og kjerneprøve HH13-044-GC-MF

Kjerne HH13-044 er 503 cm lang og består av hovedenhetene 44-1, 44-2 og 44-3. I tillegg har kjernen fire definerte underenheter (44-2 A, 44-3 A, 44-3 B og 44-3 C). Figur 6.3 illustrerer hvilke seismiske enheter kjernen penetrerer.



Figur 6.3: Korrelasjon mellom sedimentkjerne HH13-044 og de seismiske enhetene S3, S2 og S1 i sub-basseng₁₋₁.

Den relativt homogene enhet 44-1 og den heterogene overgangsenhet 44-2 i kjerne HH13-044 er korrelert med enhet S3 i det seismiske profilet som er kjennetegnet som akustisk transparent (fig. 6.3) (kap. 4.2.8, 5.3.2 og 5.3.3). Øvre grenseoverflate, som representerer havbunnen, er havbunnsrefleksjon R3. Nedre grenseoverflate av enhet S3 korreleres med den definerte underenheten 44-2 A og danner refleksjonen R2. Dette gir en sterk refleksjon som indikerer en litologisk forskjell i det seismiske profilet, noe sedimentkjernen også kan bekrefte med betydelig økning av sandinnholdet. På grunn av dårlig kontakt mellom MSC/L og kjerneprøven, er målingen av akustisk impedans (AI) ikke tilstrekkelig pålitelig ved den nedre grenseoverflate av refleksjon R2. Likevel observeres sterke endringer. Enhet S3 tolkes som et åpent marint sedimentasjonsmiljø relatert til suspensjonsavsatt materiale. Nedre del

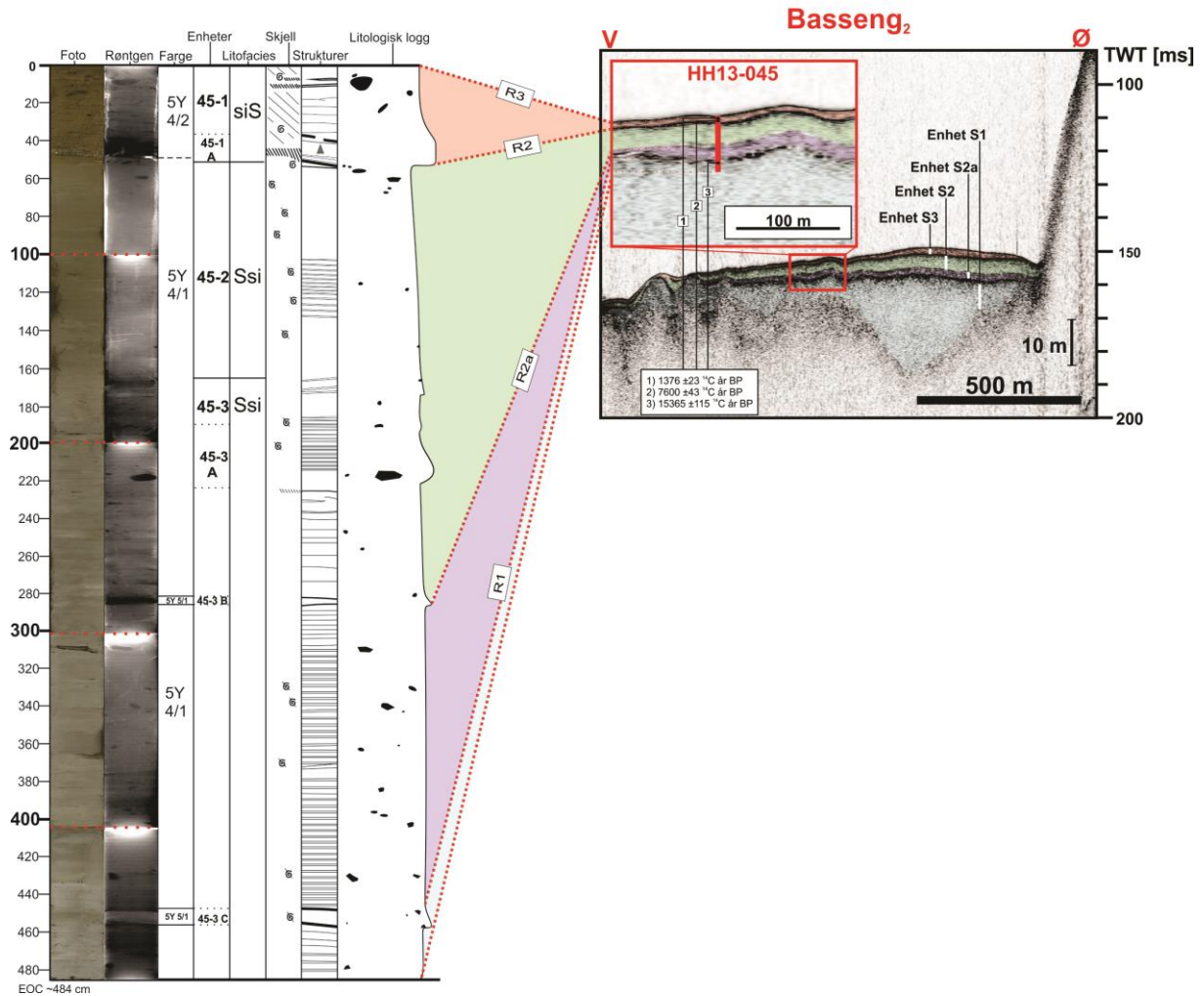
består av en overgangssone som indikerer et miljøskifte, der nedre grenseoverflate relateres til en gravitasjonsstrøm under Yngre Dryas, noe dateringen i overkant av intervallet bekrefter. Oppsummert korreleres den seismiske enhet S3 med de litologiske enhetene 44-1 og 44-2.

Seismisk enhet S2 korreleres fra refleksjonen R2 (i grensen mellom litologisk underenhet 44-2 A og 44-3) til underenhet 44-3 A som danner refleksjon R1 (fig. 6.3). Enheten domineres av mye tetthetsvariasjoner (som igjen påvirker AI) og har tilstedeværelse av flere klaster. Klastene er tolket til å være is-droppet materiale. Intervallet har ikke utviklet noe god laminasjon. I seismisk profil motstrider S2-enheten en del med hva den generelle akustiske signaturen er i bassengene for enhet S2, nemlig semi-transparent. Men i området hvor kjernen penetrerer er refleksjonskonfigurasjonen noe varierende med en del interne refleksjoner (kap. 4.2.6, 4.2.7 og 5.3.1). Dette kan være resultatet av mye is-droppet materiale avdekket i kjerneprøven. En annen årsak til denne interne refleksjonen er en svak tilstedeværelse av enhet S2a (blir beskrevet senere), men er ikke like synlig slik den er i de andre bassengene og identifiseres derfor ikke i sub-basseng₁₋₁. Enheten tolkes til å bestå av et massivt smeltevannsdominert glasimarint miljø med sporadiske hendelser av is-transportert debris. Den nedre grenseoverflate av S2 som utgjør refleksjon R1 tolkes som en gravitasjonsstrøm. Oppsummert korreleres den seismiske enhet S2 med øvre del av litologisk enhet 44-3, det vil si fra øvre grense av 44-3 og ned til underenhet 44-3 A.

Øvre deler av seismisk enhet S1 korreleres fra refleksjon R1 (underenhet 44-3 A) til kjerneprøvens bunn (fig. 6.3). Enheten domineres av en svært varierende refleksjonskonfigurasjon, men er generelt akustisk transparent (kap. 4.2.5 og 5.3.1). Øvre del består av mye intern refleksjon som gjenspeiler antakelig blant annet økning i laminasjon på grunn av suspensjonsavsetninger med endringer i fysiske egenskaper, litologi og/eller farge (blant annet Forwick & Vorren (2009)). Men det kan også skyldes massetransport avsetninger (underenhet 44-3 B) og større episodisk hendelse med is-droppet materiale (underenhet 44-3 C). Av det seismiske profilet observeres denne enheten som mektigst og fyller dype nedsynkninger med avsetninger som er avsatt direkte opp på akustisk basement. Kjerneprøven avdekker kun en liten del av enhet S1 og ikke de dypere deler. Med gitt resultat tolkes enheten til å bestå av et miljø som karakteriseres hvor glasimarine avsetninger avsettes foran breen, mens «cavity infill» foregår under breen. Dette tyder altså på at breen ikke hadde fullstendig bunnkontakt, noe som eventuelt kan knyttes til generell tynning (mer om «cavity infill» i kap. 6.3.4). Oppsummert penetrerer kjerne HH13-044 de seismiske enhetene S3, S2 og S1.

6.1.2.2 Basseng₂ og kjerneprøve HH13-045-GC-MF

Kjerne HH13-045 er 484 cm lang og består av hovedenhetene 45-1, 45-2 og 45-3. Fire definerte underenheter (45-1 A, 45-3 A, 45-3 B og 45-3 C) inngår i kjernen. Figur 6.4 illustrerer hvilke seismiske enheter kjernen penetrerer.



Figur 6.4: Korrelasjon mellom sedimentkjerne HH13-045 og de seismiske enhetene S3, S2, S2a og S1 i basseng₂.

I dette bassenget korrelerer enhet 45-1 med seismisk enhet S3 (fig. 6.4), og enheten kjennetegnes som relativt homogent og akustisk transparent (kap. 4.2.5 og 5.4.3). Med unntak av de store klastene, som er tolket å være avsatt som post-glasielle prosesser, som f. eks gjennom snøskred eller havis. Tettheten øker gradvis i takt med AI. Nedre grenseoverflate av S3 representerer underenhet 45-1 A og danner refleksjonen R2 ved 38-49 cm dybde. Underenheten har en økning i mengde sand og skjellmateriale. Dette vises som en sterk

refleksjon. Enheten tolkes som et åpent marint sedimentasjonsmiljø, der refleksjonen R2 er dannet som et resultat av «winnowing» -prosess tatt sted rett før 7600 ¹⁴C år BP (se kap.5.4.3.1).

Seismisk enhet S2 korreleres fra refleksjon R2 som utgjør øvre grense av litologisk enhet 45-2, og fortsetter gjennom enhet 45-3 til den øvre grense av underenhet 45-3 B, som danner refleksjonen R2a (fig. 6.4). Avsetningen gir økt tetthet og består av noe mer grovere korn, som resulterer i økt AI. Underenheten tolkes enten som en gravitasjonsstrøm, større avsetning fra en grumset smeltevannsky eller en periode med økt kalving (kap. 5.4.1.2). Enkelte intervaller i enheten inneholder laminasjon og klaster som er tolket til å være is-droppet materiale. Eksempel på en stor is-droppet materiale finnes i underenhet 45-3 A (kap.5.4.3.1). Noe bioturbasjon er også identifisert. Miljøet tolkes til å reflektere et smeltevanns-dominert glasimarint miljø med noe is-transportert debris. De enkelte intervaller med laminasjon reflekterer et miljø med lav bunnstrømenenergi og dette resulterer i ugunstige forhold for organismer (Vorren et al., 1984). Forslaget er at Ersfjorden hadde et havisdekke, i hvert fall sesongvis.

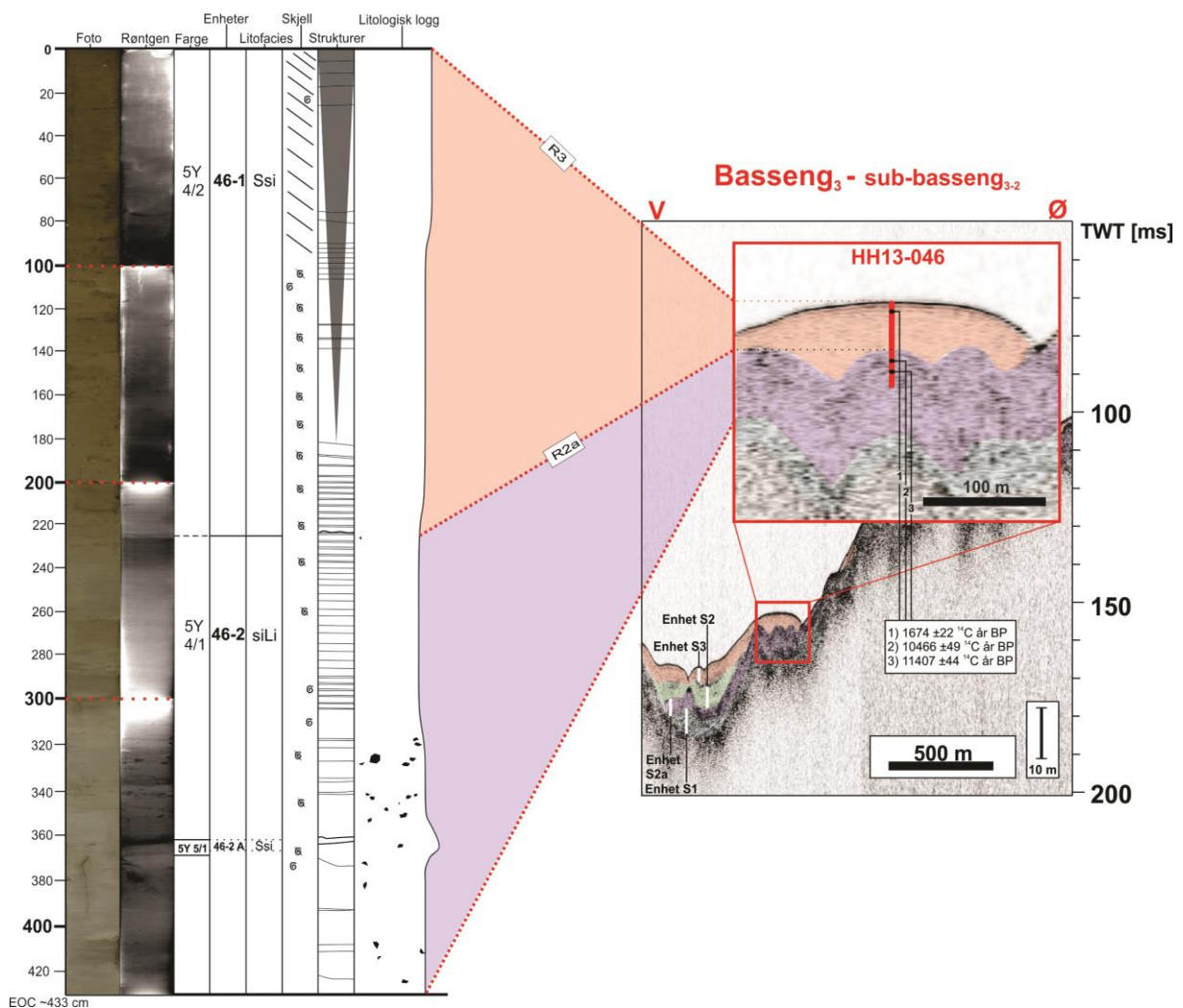
Seismisk enhet S2a korreleres fra refleksjon R2a (utgjør underenhet 45-3) til underenhet 45-3 C, som danner refleksjon R1 (fig. 6.4). En datering fra denne enheten er datert til 15365 ±115 ¹⁴C år BP (18166 kal. år BP). I likhet med underenhet 45-3 B, tolkes underenhet 45-3 C til å enten være en gravitasjonsstrøm, resultat av en grumset smeltevannsky eller en større hendelse med kalving (kap. 5.4.1.1). Den store forskjellen er at tettheten er reduserende og ikke økende som underenhet 45-3 B (refleksjon R2a). Dette kan komme av avtagende sandinnhold, men denne er noe økende. En annen årsak for lavere tetthet er at det er en annen litologisk sammensetning enn omgivende sedimenter, f. eks en del av en turbiditt (Bjørlykke, 2001). På seismikken fremstår S2a enheten som relativt tette kontinuerlige til diskontinuerlige interne refleksjoner (kap. 4.2.6). Fra kjerneprøven har intervallet økende tetthet relatert med økning i laminasjon mot dypet. Samtidig har enheten mye bioturbasjon med spredt is-transportert debris. Enheten tolkes som stratifiserte glasimarine sedimenter i et proksimalt miljø karakterisert ved suspensjonsutfelling, is-transportert debris og massetransport.

Seismisk enhet S1 korreleres fra refleksjon R1 (underenhet 45-3 C) og ned til kjernebunn, men kun en liten del av enhet S1 vises i kjernen (fig. 6.4). S1 enhet er hovedsakelig akustisk transparent med noen interne refleksjoner sett i det seismiske profilet. I sedimentkjernen er det kun noen få cm som er avdekket slik at det er vanskelig å spore noen trender. Tettheten er

generelt høy og er antakelig relatert til kompakteringen fra overliggende sedimenter. Tilstedeværelsen av laminasjon ser ut til å være konstant. Tolkningen er et komplekst glasimant miljø (i likhet med S1 i basseng₁) der et fastisdekke dekker store deler av fjorden. Oppsummert penetrerer kjerne HH13-045 de seismiske enhetene S3, S2, S2a og S1.

6.1.2.3 Basseng₃ og kjerneprøve HH13-046-GC-MF

Kjerne HH13-046 er 433 cm lang og består av hoved-enhetene 46-1 og 46-2, med av en underenhet (46-2 A). Figur 6.5 illustrerer hvilke seismiske enheter kjernen penetrerer.



Figur 6.5: Korrelasjon mellom sedimentkjerne HH13-045 og de seismiske enhetene S3 og S2a i basseng₃.

Seismisk enhet S3 korrelerer med litologisk enhet 46-1 og er kjennetegnet som akustisk transparent og relativt homogen (fig. 6.1). Nedre grenseoverflate er gitt ved en irregulær

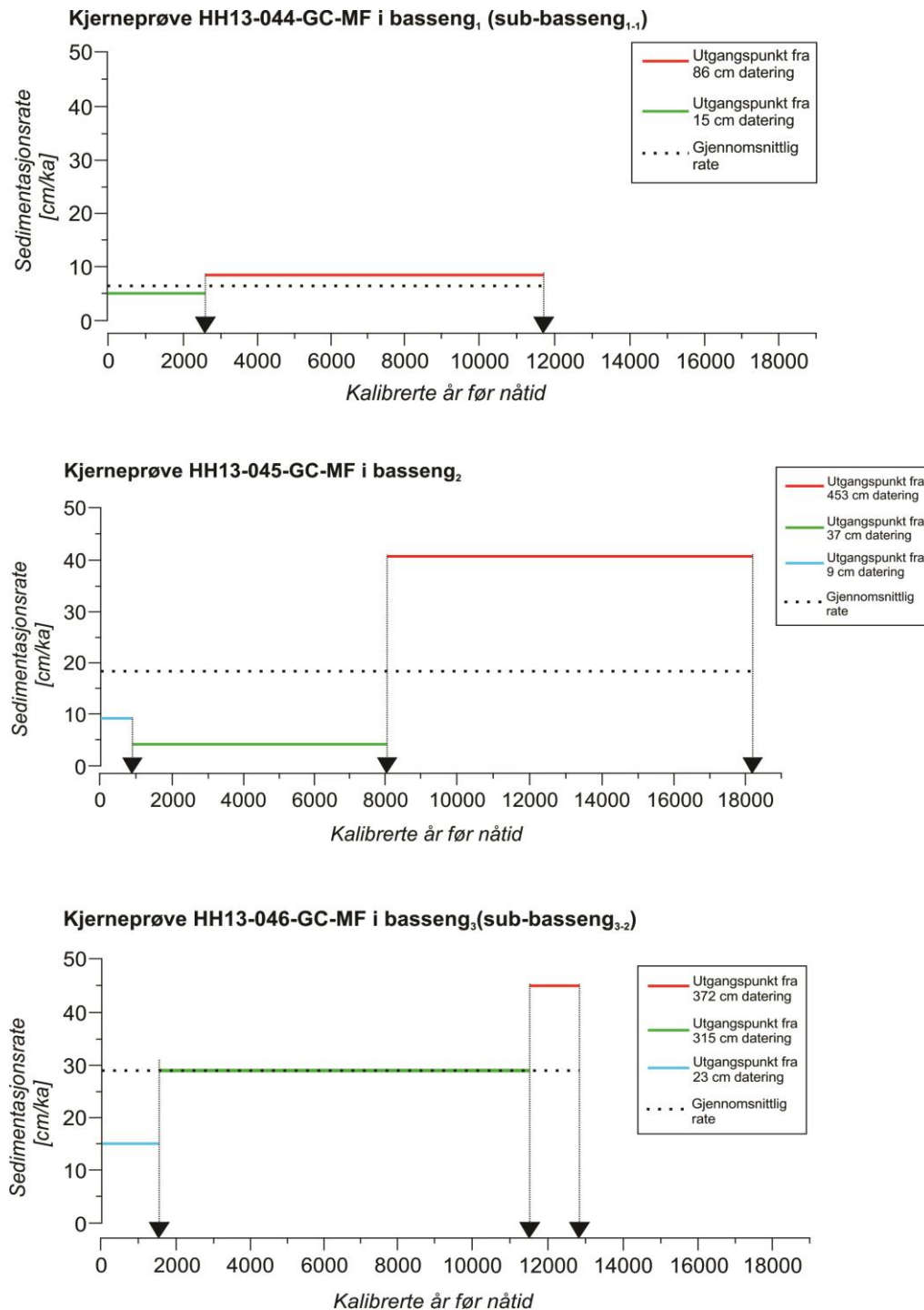
endring i laminasjon, som danner refleksjonen R2a, rundt 228 cm dybde. Denne enheten mangler den tydelige grensen som er tilstede ved skillet til det mer åpne marine miljøet i forhold til kjerne HH13-044 og HH13-045. Dette tyder på at området fikk et gradvis miljøskifte. I tillegg har denne enheten større mektighet enn de andre marine miljøene avdekket i kjernene. Enheten er tolket som et åpent marint sedimentasjonsmiljø (kap. 5.5.2).

Seismisk enhet S2a korrelerer med litologisk enhet 46-2. Dette sees på i seismikken som relativt tette til diskontinuerlige refleksjoner, men stedvis akustisk transparent. De kaotiske refleksjonene kan komme av massetransport avsetning, som er identifisert i underenhet 46-2 A rundt 366 cm (kap. 5.5.1.1). Men det kan også ha blitt dannet som smeltevannssky og/eller større kalving. Enheten har enkelte laminasjon og is-droppet materiale er identifisert eldre enn $10\,466 \pm 44$ ^{14}C år BP (kap. 5.5.1). Enheten tolkes som stratifiserte glasimarine sedimenter avsatt i et proksimalt miljø (i likhet med samme enhet for S2a i basseng₂), med både grumsete smeltevannsskyer, is-transportert debris og eventuelle gravitasjonsstrømmer. Perioden indikeres med høy sedimentasjonsrate. Dette gir mindre tid for organismer til å grave seg gjennom sedimentene og kan være en grunn til at enheten ikke er bioturbert (Bjørlykke, 2001). Men det skyldes mest trolig et ugunstig miljø med resultatet av kaldt og grumsete vann. Oppsummert penetrerer kjerne HH13-046 de seismiske enhetene 46-1 og 46-2.

6.2 Sedimentasjonsrate og fordeling

Som tidligere nevnt (kap. 5.6), legges det til 63 år på de sedimentasjonsratene som blir estimert opp til kjernetoppen. De estimerte sedimentasjonsratene må betraktes som minimumsrater. Resultatene i kap. 5.6 er fremkommet ved å anta en lineær interpolasjon, som betyr i realitet en konstant akkumulasjon av sedimenter mellom hvert daterte intervall. På grunn av få daterte prøver i sedimentkjernene vil dette medføre til enkelte store intervaller og dermed medføre en naturlig risiko for usikkerhet. Sedimentasjonsratene blir kalkulert ut fra dateringer som er antatt avsatt av suspensjonsutfall og er ikke blitt omarbeidet av massetransport hendelser. Men dateringen på 453 cm som faller innenfor underenhet 45-3 C i kjerneprøve HH13-045-GC-MF er en mulig feilkilde. Hendelsen er tolket som en mulig masse-transportert avsetning. Dermed er avsetningen mulig re-sedimentert og stratigrafisk kan dateringen ligge feil. Likevel inkluderes denne dateringen i estimeringen, slik at det er en omtrentlig estimering for avsetning i de eldre avsetningene. Det er heller ikke tatt hensyn til eventuell erosjon, kjerneprøve forkortning og usikkerhet i dateringsmetoder. Figur 6.6

illustrerer sedimentasjonsratene fra ytterst i Ersfjorden i basseng₁ til innerst i Ersfjorden i basseng₃ basert på estimatene gjort i tabell 5.10.



Figur 6.6: Illustrasjon over sedimentasjonsratene i kjernene HH13-044, HH13-045 og HH13-046.

6.2.1 Kjerneprøve HH13-044-GC-MF i basseng₁

I kjerne HH13-044 tillater dateringen fra øverste 86 cm en estimering av sedimentasjonsrater (kap. 5.6). To intervaller ble beregnet for to dateringer; (1) fra 86 cm (11719 kal. år BP) til 15 cm (2693 kal. år BP) er den estimerte sedimentasjonsrate 8 cm per tusen år og (2) fra 15 cm til kjernetopp er raten 5 cm/ka. Av dette blir den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten litt under 7 cm/ka (fig. 6.6).

Trenden er at sedimentasjonsraten er gradvis avtagende jo yngre avsetningen blir. Dette indikerer at det trolig fantes noe tilskudd av glasifluvial drenering fra lokale breer i området inn i fjordbassenget fra av Yngre Dryas på vei mot post-glasial tid. I overgangen fra sen Weichsel og Holocen er det dokumentert sterke bunnstrømsystemer som blant annet har forårsaket erosjon (Vorren et al., 1984; Plassen & Vorren, 2003). Dette har antakelig påvirket sedimentasjonsraten i Ersfjorden, i tillegg til innputt av lokale sediment kilder, som har ført til et resultat med lav sedimentasjonsrate gjennom et aldersspenn på 9026 år. Samme situasjon gjelder fra sub-Boreal og inn i sub- Atlantisk periode. Bakgrunnen for lav sedimenttilførsel skyldes først og fremst av få aktive sedimentasjonskilder. Største elv i Ersfjorden befinner seg i Ersfjordbotn som er lokalisert innerst i Ersfjorden og bidrar hovedsakelig til det nærmeste bassenget (basseng₃) (fig. 2.5 og kap. 2.8.2). Den jevnlige hovedkilden for avsetning er fine sedimenter fra det åpne havet i vest, men dette er langsiktige avsetningsprosesser.

Ut fra sedimentasjonsratene kan man estimere en omtrentlig alder for et gitt dybdeintervall med utgangspunkt mellom to dateringer. En slik estimering kan være nyttig med å se hvilke omtrentlige aldre ulike grenser har og eventuelt finne maksimum alder av de eldste sedimentene i kjerna ved å anta en lineær og konstant sedimentasjon. I kjerne HH13-044 er det ikke hensiktsmessig å beregne det dypeste intervallet på grunn av dateringer kun i den øvre «marine delen» av kjernen. Glasimarine avsetninger har generelt mye høyere sedimentasjonsrate enn marine avsetninger (fig. 6.6). Derimot kan grensen mellom underenhet 44-2 A og 44-3 (seismisk enhet S3 og S2) estimeres med en antakelse om at sedimentasjonsraten var lik intervallet mellom overliggende dateringer. Denne grensen utgjør hovedskillet mellom det marine og glasimarine. Med en gitt sedimentasjonsrate på 8 cm/ka representerer den grensen en estimert alder på 14219 kal. år BP. Men denne alderen er trolig ikke reell på grunn av at underenhet 44-2 A er tolket til å være en turbiditt og dermed har avsetninger blitt erodert og påvirket.

6.2.2 Kjerneprøve HH13-045-GC-MF i basseng₂

I kjerne HH13-045 tillater dateringen fra øverste 453 cm en estimering av sedimentasjonsrater (kap. 5.6). Tre intervaller ble beregnet for tre dateringer; (1) fra 453 cm (18166 kal. år BP) til 37 cm (8041 kal. år BP) er den estimerte sedimentasjonsrate 41 cm/ka, (2) fra 37 cm til 9 cm (905 kal. år BP) er raten 4 cm/ka og (3) fra 9 cm til kjernetopp er raten 9 cm/ka. Det gir en gjennomsnittlig rate på 18 cm/ka (fig. 6.6).

Minst sedimentasjonsrate er mellom 8041 kal. år BP og 905 kal. år BP, som gir en aldersdifferanse på 7136 år og kun 4 cm/ka. Intervallet tilhører fra den Atlantiske til sub-Atlantiske perioden og kan sammenlignes med sedimentasjonsraten fra ca. 15 cm intervallet (2693 kal. år BP) i kjerneprøve HH13-044 datert fra sub-Boreal periode. Man kan anta at miljøet var nokså likt i disse periodene og har trolig samme årsak. Fra 9 cm intervallet (905 kal. år BP) og opp til kjernetopp er det en nokså stor økning i sedimentasjonsrate (9 cm/ka gjennom et aldersspenn på 968 år). Det er identifisert store klaster i dette intervallet. En mulig forklaring til denne uvanlige «høye» økningen i sedimentasjonsrate kan skyldes mulig avsetning fra fjellsidene i form av f. eks snøskred eller sesongvis havisdekke.

Størst sedimentasjonsrate er mellom 18166 kal. år BP og 8041 kal. år BP. Avsetningen reflekterer en lang periode med hovedsakelig glasimarine forhold hvor blant annet innlandsisen befant seg i Ersfjorden og trakk seg tilbake. Dette førte til store mengder sedimenter avsatt hovedsakelig proksimalt, men også tilskudd fra fjordsidene ved lokale breer.

I grensen mellom underenhet 45-1 A og 45-2 (seismisk enhet S3 og S2) estimeres en mulig alder basert på sedimentasjonsraten fra 8041-905 kal. år BP. Dette gir en estimert alder på 11041 kal. år BP. Men også i dette tilfellet kan alderen avvike på grunn av at underenhet 45-1 A er tolket til å være et resultat av «winnowing» - prosess.

6.2.3 Kjerneprøve HH13-046-GC-MF i basseng₂

I kjerne HH13-046 tillater dateringen fra øverste 372 cm en estimering av sedimentasjonsrater (kap. 5.6). Tre intervaller ble beregnet for tre dateringer; (1) fra 372 cm (12842 kal. år BP) til 315 cm (11565 kal. år BP) er den estimerte sedimentasjonsrate 45 cm/ka, (2) fra 315 cm til 23 cm (1521 kal. år BP) er den estimerte sedimentasjonsrate 29 cm/ka og (3) fra 23 cm til kjernetopp er raten 15 cm/ka. Den gjennomsnittlige rate er litt over 29 cm/ka.

Dette bassenget skiller seg ut med større avsetning enn de tidligere bassengene. I intervallet 12842 kal. år BP til 11565 kal. år BP (aldersdifferanse på 1277 år) er sedimentasjonsraten på hele 45 cm per tusen år. Dette kan korreleres med at avsetningen trolig har blitt avsatt engang i overgangen fra Allerød og inn i Yngre Dryas. Det har dermed i oppbygningen av Tromsø-Lyngen trinnet satt fart på sediment avsetning i området. I tillegg er det observert en mulig gravitasjonsstrøm i underenhet 46-2 A (kap. 5.5.1.1) som har forstyrret avsetningen. Gjennom Holocen har sedimentasjonen blitt gradvis redusert. De øverste 23 cm (1521 kal. år BP) representerer Sub- Atlantisk periode og består av moderne marin avsetning.

Sedimentasjonsraten er høyere i denne perioden, sammenlignet med korresponderende perioder i basseng₁ og basseng₂. Tilknytningen av Ersfjordelva er nok en av grunnene til større marin avsetning (fig. 6.7). Et aldersestimat i bunnen av kjerna basert på sedimentasjonsraten mellom 12842-11565 kal. år BP på 45 cm/ka gir omtrentlig alder på 14175 kal. år BP.

6.2.4 Sedimentasjonsrate i Ersfjorden sammenlignet med andre fjorder

Ullsfjorden hadde en sedimentasjonsrate på 2180 cm/ka i perioden 14000-13900 kal. år BP (12.2-12.1 ka ¹⁴C år BP) som relateres til deglasiasjonen av Skarpnes trinnet. Den høye sedimentasjonsraten er et resultat av en grunnstøtt innlandsis som transporterer ut avsetning proksimalt (Plassen & Vorren, 2003). Ullsfjorden er karakterisert med en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 1900 cm/ka under tilbaketrekkingen i Allerød og avanseringen i Yngre Dryas, der Allerød tilbaketrekkingen forårsaket størst sedimentasjonsrate i forhold til Yngre Dryas fremrykket. Under Holocen hadde Ullsfjorden en gjennomsnittlig rate på 30 cm/ka (Plassen & Vorren, 2003).

Andfjorden har en sedimentasjonsrate på 173 cm/ka gjennom deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket for omtrent 17 500 til 11 200 kal. år BP. Vågsfjorden er estimert til 456 cm/ka. Gjennom Holocen har de to fjordene en sedimentasjonsrate på henholdsvis 15 cm/ka og 35 cm/ka (Plassen & Vorren, 2002).

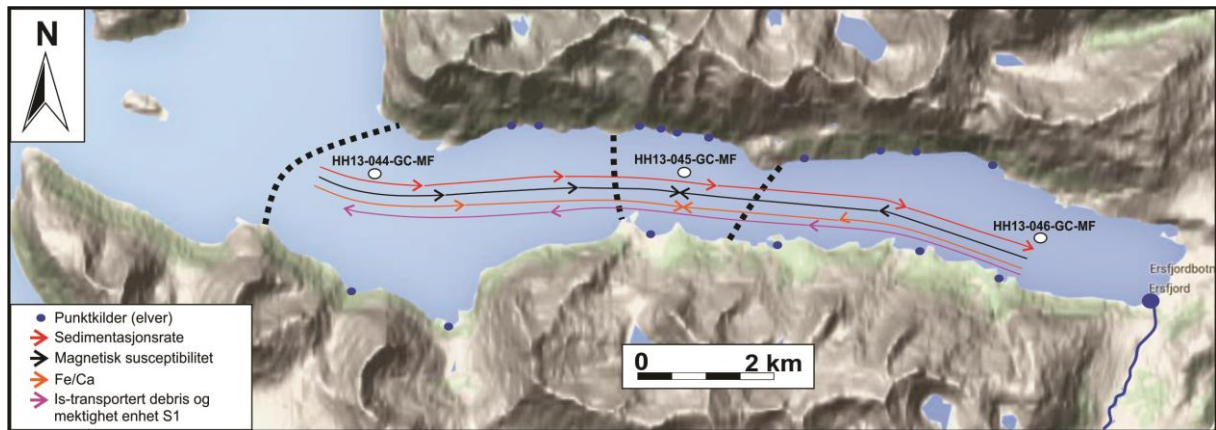
I fjorder fra f. eks Alaska (McBride Inlet) finnes enda høyere sedimentasjonsrater beregnet til å overstige 200 000 cm/ka. Fjorden inneholder sedimentære prosesser og miljø som er moderne, tempererte og har et smeltevanns-dominert glasialt regime (Powell & Molnia, 1989; Plassen & Vorren, 2003). Fjorder i Spitsbergen har også høy sedimentasjonsrate, f. eks

Tempelfjorden, som har estimert en rate på 1700 cm/ka av glasimarine sedimenter for de siste 130 årene (Plassen et al., 2004). Forwick et al., (2010) viste også at det var store laterale forskjeller mellom Sassenfjorden og Tempelfjorden. Ved brefronten i Tempelfjorden er sedimentasjonsraten basert på telling av glasimarine-lag (varv) i løpet av 23 år og gir en rate på 3800 000 cm/ka. I Sassenfjorden er sedimentasjonsraten i løpet av 140 år på 2700 cm/ka (Forwick et al., 2010).

Oppsummert kan det slås fast at sedimentasjonsratene varierer mye i glasimarine miljøer. For Holocene avsetninger er det en viss korrespondanse mellom Ersfjordens basseng₃ (indre del) og de nordnorske fjordene. Kjentegnet er lave rater for vestlige norske fjorder (Aaseth, 1997; Plassen & Vorren, 2003). Likevel er Ersfjordens Holocene sedimentasjonsrate veldig lav, spesielt med tanke på basseng₁ og basseng₂. Dette kommer av lav sedimenttilførsel. Ersfjordens glasimarine avsetninger skiller seg enda mer ut og er betydelig liten i forhold til de nevnte nordnorske fjordene. Grunnen til dette er at i blant annet i Ullsfjorden og Andfjorden-Vågsfjorden stoppet innlandsisen opp, f. eks under Skarpnes trinnet og Tromsø-Lyngen trinnet (fig. 2.9). I Ersfjorden hadde det Fennoskandiske isdekket trolig trukket seg ut av fjorden og befant seg lengere inn i landet. Fra starten av deglasiasjonen og til dannelsen av Skarpnes trinnet, var det antakelig en tilnærmet kontinuerlig tilbakegang i isdekket. I disse periodene vokste lokale breer i Ersfjorden, spesielt langs den sørlige fjord-/fjellside (Larsen, 1983). Resultatet ga moderat sedimenttilførsel, men lite sammenlignet med fjorder hvor et grunnstøtt isdekke befant seg og kalvet i fjorden. En annen årsak til generell lav sedimentasjonsrate er at ytter-terskelen i Ersfjorden mulig begrenser sediment-transporten langs fjordbunnen, og utveksling av indre og ytre fjordvann (Syvitski et al., 1987).

Det er altså høyere sedimentasjonsrate i den glasimarine delen, enn i den åpne marine del. En trend som er observert i Ersfjorden er at det skjer en gradvis redusering i sedimentene mot fjordmunningen, og dette er mest sannsynlig relatert til avstanden til de store sediment-kilder (Forwick et al., 2010) (kap. 6.3 og fig. 6.7). Selv om det fantes flere lokale breer langs fjordsidene i Ersfjorden, så var det antakelig innerst i fjorden (i grensen til landlige områder) at produksjon var størst fra de lokale breer med glasialt materiale ved blant annet mye glasialt smeltevann og is-transportert debris. Samtidig kan hoved-isdekket ha brukt lengere tid under tilbaketrekkingen over Ersfjordeiet (skillet mellom Ersfjorden og Kaldfjorden). Basseng₃ fungerte da som en sediment-felle og samlet det meste av suspendert materiale som entret fjorden. Deretter fungerte basseng₂ som en ny sediment-felle. Tilslutt samlet basseng₁

«restene» (fig. 6.7). Trenden med mengde is-transportert debris identifisert fra kjernene indikerer det motsatte tilfellet, der sannsynligvis transportert materiale dominerte i retning mot fjordmunningen og smeltet ut materiale under transporten (fig. 6.7).



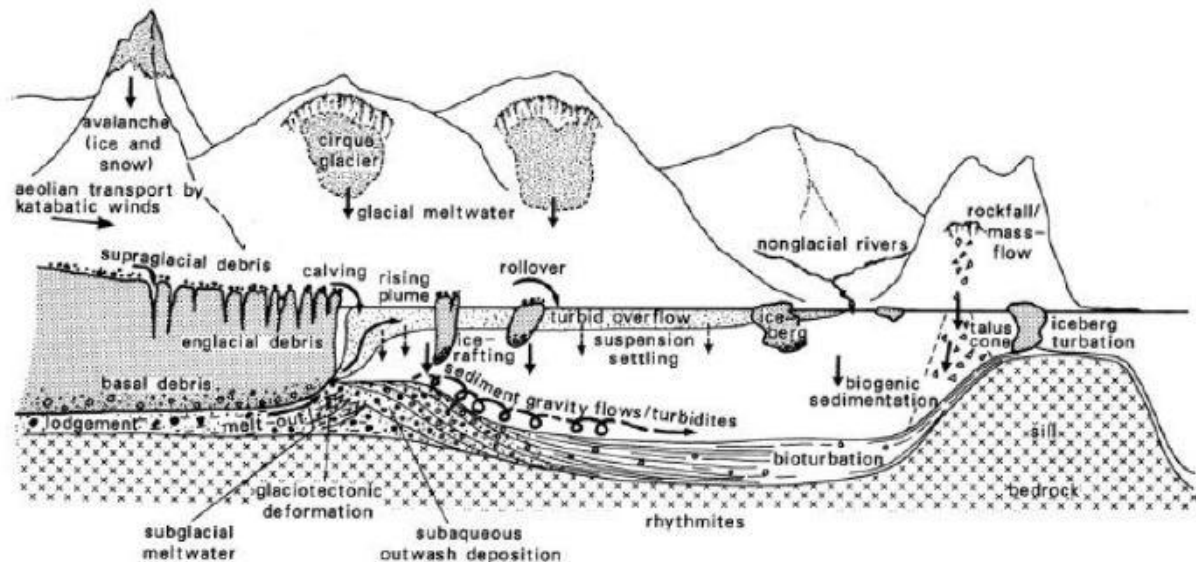
Figur 6.7: Diverse trender oppsummert som økende med pilas retning. De stiplede sorte linjene på tvers over fjorden indikerer grensene mellom de tre hoved-bassengene. Blå sirkler langs fjordsidene indikerer punktkilder for elver av ulik størrelse. Rød pil representerer sedimentasjonsrate, svart pil: magnetisk susceptibilitet, oransje pil: forholdet Fe/Ca og fiolett pil: is-transportert debris og mektighet av enhet S1.

6.3 Sedimentære prosesser og sedimentenes opprinnelsessted

Gjennom studier av sedimentkjerner og akustiske data kan det slås fast at det er to dominerende miljøregimer fra deglasiasjonen i sen Weichsel til Holocen tid; *glasimarint miljø* og *åpen marint miljø*. Kort fortalt menes «glasimarint» når en isbre er lokalisert i fjorden og påvirker fjorden ved blant annet løsrivelse av isfjell og transport. «Åpen marin» indikerer et miljø når isbreen har mistet din direkte kontakt med fjorden og har trukket seg tilbake på fastlandet. Imidlertid kan fortsatt vannmassene bli påvirket av smeltevann som er bidratt til fjorden ved elver, samt at noe vinterisdekke kan forekomme (Hambrey, 1994; Jørgensen et al., 1997).

Hoved-transportmekanismene i en glasiert fjord er delt inn fire typer; is-kontaktprosesser, fluviale prosesser, transport av isfjell og havis eller ved dypvannsstrømmer. Etter innledende avsetning, skjer det ofte en omfordeling gjennom massetransport- og bølge/tidevannsaktivitet (fig. 6.8) (Syvitski, 1989; Hambrey, 1994). Vanlige prosesser for en temperert fjord, slik Ersfjorden er i dag, er beskrevet i kap. 2.6 (fig. 2.13). I dette kapittelet skal sedimentære

prosesser som suspensjonsavsetning, is-transportert debris, relaterte gravitasjonsstrømmer og «cavity-infill» bli ytterligere drøftet.



Figur 6.8: Sediment kilder og prosesser i en glasiert fjord (Hambrey, 1994).

6.3.1 Suspensjonsutfall i et glasimarint og et marint miljø

I den glasimarine delen tolkes dette til å være suspensjonsutfall av finkornete sedimenter fra sediment-lastede smeltevanns-plumer (en slags sky-strøm). Grovere materiale blir deponert i umiddelbar nærhet av smelte-kilden, mens finere korn blir holdt i suspensjon og transportert lengre ut mot fjordmunning. Mesteparten av sediment-lasten er avsatt som glasiale smeltevannskanaler fra breen eller fra suspensjon like ved brefronten (Syvitski et al., 1987; Hambrey, 1994). Dette kan relateres til den observerte trenden med at sedimentasjonsratene er avtagende mot de ytre deler av Ersfjorden (større avstand fra hovedkilden) (blant annet Forwick et al., 2010). Dette gjelder både under deglasiasjonen, men også i nyere tid med lokaliseringen av Ersfjordelva. Dominerende avsetning av det glasimarine miljø i Ersfjorden er suspensjonsavsatt sediment.

Det er vanskelig å bestemme eksakte tykkelsesvariasjoner, men ut fra seismostratigrafien ser man at sedimentasjonen ikke bare varierer med distansen, men også kontrollert av topografien. Som tidligere observert (kap.4) tynnes stratigrafien over topografiske høyder og

blir tykkere i nedsynkninger lokalisert i bassengene. Dette er relatert til sirkulasjonsmønster og havstrømmer i fjordene (Syvitski et al., 1987).

De små observerte og interne forskjellene i den glasimarine laminasjon (kap.5) kan relateres i alt fra endringer i sedimenttilførsel fra smeltevanns-plumer (samt daglige variasjoner i utslipp), bunnstrømaktivitet, tidevannssykluser, plankton oppblomstring (med tanke på fargeforskjeller), ulike sediment kilder, tilstedeværelse av is-droppet materiale og gravitasjonsstrøm (f. eks; Domack, 1984; Mackiewicz et al., 1984; Cowan & Powell, 1990; Stevens, 1990; Phillips et al., 1991; Stewart, 1991, Cowan et al., 1997,1998,1999; Dowdeswell et al., 2000; Forwick, 2001; Eilertsen et al., 2005).

I den marine delen blir også sediment tilført ved elver, som bidrar til suspensjonsutfall i fjorden og har en mer massiv sammensetning i forhold til det glasimarine. I Ersfjorden er påvirkningen fra elver minimal. Størst bidrag kommer fra Ersfjordelva som er lokalisert innerst i Ersfjorden og er en av kildene for suspendert materiale i basseng₃ (kap. 2.8.2). Høyest aktivitet er fra våren/forsommeren på grunn av avsmelting av snø fra landlige områder og mot høst ved stor fall av nedbørmengde. Minst aktivitet er det om vinteren, på grunn av at is dannes og elvene får dermed mindre tilførsel fra sine kilder.

Langsiktige avsetningsprosesser er f. eks biologisk aktivitet, som blant annet foraminiferer (encellede marine protozoer (Sen Gupta, 1999). Disse lever enten i den fotiske sone av vannsøylen (planktoniske foraminifer) eller på/i sediment (bentiske foraminifer). På grunn av lav salinitet trives ikke planktoniske foraminifer på kontinentalhylle områder. I fjorder domineres hovedsakelig bentiske foraminifer (Husum & Hald, 2004a; 2004b). Fjordbassenger med et stabilt avsetningsmiljø, fine sedimenter og høy bassengvann salinitet er gunstig for artsmangfoldet til bentiske foraminifer. Dermed er primær produktiviteten i vannsøylen en viktig bidragsyter til sedimentering av fjorder (Howe et al., 2010). På 453 cm dybde i kjerne HH13-045 ble foraminiferen «*Silicosigmolina groenlandica*» funnet.

Terskler kan fungere som et lukket system i forhold til kontinentalhylla og det åpne hav, som medfører gunstige levevilkår for disse organismene. Mangel på mye vannbevegelse i dype vannbassenger fører ofte til utvikling av anaerobe forhold, som fører til bevaring av organisk materiale og dermed minimal bioturbasjon (Syvitski, 1987; Howe et al., 2010). Organisk materiale kan bli tilført fjorden enten ved (1) primær produksjon av organismer i fjorden, (2) gjennom elvetransport til fjordene fra land eller (3) inntrengning av det Atlantiske vannet (Wassmann et al., 1996). Wassmann et al.,(1996) mente påvirkning av elver var av liten

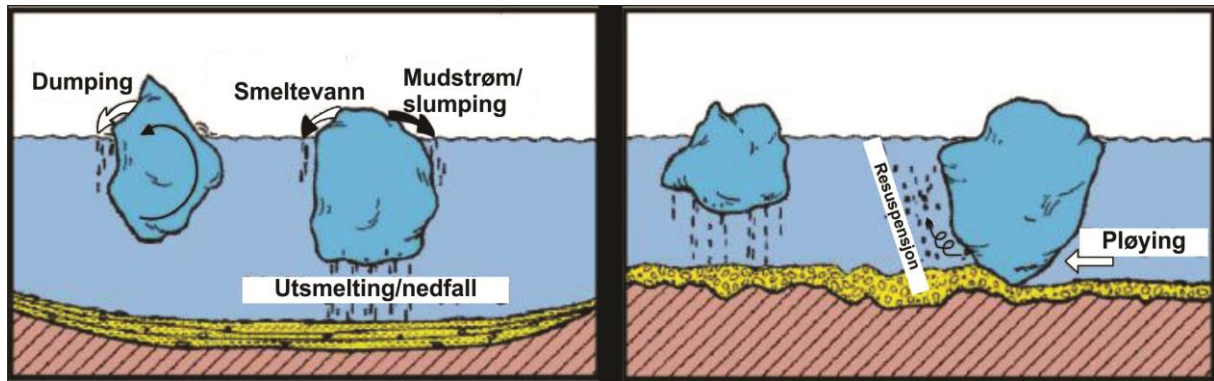
betydning for organisk materiale. Inntrengingen av Atlantisk vann i Balsfjorden er begrenset og det antas at hoved-bidraget av organisk materiale var dominert av primær produksjonen som tar sted i april (Wassmann et al., 1996; Wassmann et al., 2000).

For Ersfjorden antas det også at elvene har mindre betydning, men at inntrengingen av Atlantisk vann er større siden fjorden ligger mye mer utsatt til det åpne havet, enn hva situasjonen er for Balsfjorden. Innholdet av kalsium (Ca/Sum) indikerer mest sannsynlig tilstedeværelse av flere kalkskallede organismer, noe som tyder på bedre leveforhold for organismer i fjorden. For Ersfjorden sin del øker Ca/Sum betydelig rundt 12 000 kal. år BP basert på målingene og dateringsalderne (fig. 5.5, 5. 11 og 5.16). Dette er trolig relatert til intrusjonen av varmere Atlantisk vann, som i grenseskiftet til Holocen endret faunaen fra arktisk til boreal (Vorren et al., 1984). De øverste enhetene i kjerneprøvene har en økning i kornstørrelse, spesielt kjerne HH13-046 (innerst i fjorden) viser en gradvis økning oppover i kjernen. Dette er en indikasjon på at bunnstrømmen generelt økte gjennom Holocen.

6.3.2 Is-transportert debris (ITD)

Avsetning fra isfjell kan oppstå ved løsrivelse fra flytende isdekke, men også fra grunnstøtt isdekke. Fra Nord-Atlanteren i det omfattende Heinrich lagene finnes kjente eksempler på avsetning fra flytende isfjell (bla. Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). Flytende isfjell kan frigjøre debris på flere måter (Vorren et al., 1983; Vorren, 2003): **(1)** ved utsmelting, **(2)** ved dumping når isfjellet velter, fragmenterer eller tilter, **(3)** ved små «mudflow» og **(4)** ved smeltevannsbekker. Grunnstøtte isfjell kan også gjenavsette på havbunnen forårsaket av isfjellpløying (se fig. 6.9).

Debris kan også bli avsatt fra havis. Sedimentene kan være forskjellig fra isfjell-transportert debris med tanke på rundhet. De er oftere rundere siden de har gjerne vært utsatt for mer forvitring (blant annet effekter av vind og bølge-genererte strømmer) (Vorren, 2003). Men i polare forhold kan de også være mer kantede, slik som isfjell-transportert debris (Gilbert, 1990). Forwick & Vorren (2009) studerte blant annet klastenes form og fant ut at isfjell-transportert debris i sentral Isfjorden har generelt en høyere prosentandel av kantede klaster enn runde havis-debris. Dowdeswell & Dowdeswell (1989) beskrev effekten av havis i front av en tidevannsbre som kalver. Havisen inkorporerer gjerne både suspendert sediment og sedimenter i områder hvor havisen er grunnstøtt.



Figur 6.9: Ulike måter for frigjøring av debris ved isfjell. Modifisert etter Vorren et al., (1983).

Årsaker til lite is-transportert debris kan være at miljøet er dekket med havis, i hvert fall sesongvise dekker (Vorren et al., 1984). Generelt avhenger ITD av mengde sediment, fordeling i isfjell og avsmeltingshastigheten av isfjell. Flere mulige forklaringer finnes for lav ITD innputt (Vorren & Plassen, 2002):

- **1:** Breisen inneholder svært lite debris
- **2:** Isfjell blir sittende fast i «sikussaks» (Syvitski et al., 1996). Det er et kompleks av isfjell, små biter av flytende is og havis, som hindrer sjøside bevegelser og tvinger å slippe debris nær is-marginen under sin tid i «sikussaks».
- **3:** Kalving og transport av isfjell er rask, slik at det hindrer isfjellet å smelte ut ITD i havområdet. Særlig om fjordtemperaturen på vannet er svært lav, vil det hindre avsmelting.

Økende ITD kan indikere økt kalving på grunn av glasial tilbaketrekking, eller at det signaliserer økt kalving på grunn av økende massebalanse og større nærhet til en fremrykkende bre. Øker vanntemperaturen vil det også gi et opphav som gjør at ITD smelter raskere ut. Men debris kan også forekomme supra-glasialt. Når isen tynner ut, øker nunatakområdet. Da blir øvre fjord og dalsider eksponert, og gravitasjonsstrømmer kan bli transportert til breens overflate (Vorren & Plassen, 2002).

Is-transportert debris er observert i alle tre sedimentkjerner og finnes i de glasimarine delene av sedimentkjernen (f. eks underenhetene i 44-3 C og 45-3 A (kap. 5.3.1.1 og kap. 5.4.1.3)). Mengde is-droppet materiale i kjernene viser en økning i retning fjordmunning. Dette indikerer at is-transportert debris ble fraktet lengst og var et viktig bidrag i avsetning til de ytre deler og generelt i fjorden (fig. 6.7).

6.3.3 Massetransport avsetninger

Massetransport hendelser i form av gravitasjonsstrømmer er vanlige elementer å finne i fjorder og er en viktig aktør for omarbeiding av sediment i fjordene (se kap. 2.6) (Holtedahl, 1975; Syvitski et al., 1987; Howe et al., 2010). I gravitasjonsstrømmer er det sedimentene selv som er drivkraften og energien som driver strømmen er sedimentenes potensielle energi (Bjørlykke, 2001). De faktorer som påvirker skråningsstabilitet er topografi, sedimenttilførsel og fysiske egenskaper av sedimentet. De utløsende mekanismer kan skyldes blant annet kompakteringen av sediment (Syvitski et al., 1987);

- **1:** På langsikt kan høye sedimentasjonsrater, kombinert med en ytterligere trigger hendelse, føre til svikt.
- **2:** På kortsikt kan tunge sedimenter bli tilført deltaområder og føre til svikt. Det kan også skje en sediment overbelastning ved at avanserende delta-foreset bygger seg på ikke-konsolidert prodelta leire, som vil fungere som en glideplan ved svikt.
- **3:** Over-fordypning av en avsetningsskråning som når opp til kritisk vinkel av skråningssvikt.

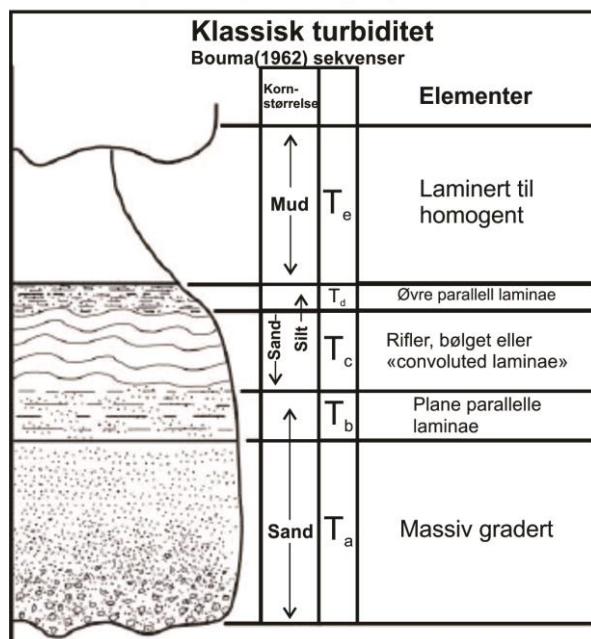
Men også jordskjelv (f. eks seismisk aktivitet relatert til post-glasial isostatisk landheving), tilstedeværelsen av gass fra havbunnen, bølger, havnivå-endringer og menneskelig aktivitet kan bidra til utløsning av skråningssvikt. Ved trigging av gravitasjonsstrømmer er det vanlig at det er en kombinasjon av flere faktorer (Syvitski et al., 1987; Syvitski, 1989; Løseth, 1999; Bøe et al., 2000; Blikra et al., 2001, Forwick & Vorren, 2002, 2007; Howe et al., 2010). Aktuelle kildeområder i en fjord kan være «fjord-head»- delta, sidevegg- delta, terskler og knutepunkter med sideelver fra hengende daler (Prior et al., 1984). Med det som utgangspunkt at Ersfjorden har bratte fjellsider langs fjorden, er det rimelig å anta at gravitasjonsstrømmer ikke er uvanlig. Figur 6.7 viser illustrerer en rekke punktkilder for elver i dagens Ersfjord, med varierende størrelse. Av kjernene er det ikke sporet noen konkrete massetransport avsetninger i post-glasial tid, men under deglasiasjonen er det avdekket flere.

Av seismostratigrafi ble det identifisert flere mulige massetransport-avsetninger. I området hvor sedimentkjernene ble tatt opp er det avdekket kaotiske refleksjoner gjennom de stratigrafiske enhetene som korresponderte som mulig gravitasjonsstrømmer. Tidligere omtalte eksempler sees i figur 4.5 i utsnittet fra sub-basseng₃₋₁ (kap. 4.2.8, enhet S3) og viser trolig en post-glasial massetransport-avsetning. I figur 4.4 og 6.4 fra basseng₂ penetrerer kjerne HH13-045 (kap. 5.4.1.1 og kap.5.4.1.2) de kaotiske refleksjonene og avdekker trolige

gravitasjonsstrømmer. De fleste refleksjonene som utgjør grensene til de ulike seismiske enhetene er korrelert med de litologiske underenhetene (kap. 6.1).

I kjerne HH13-044 tolkes tre hendelser til å representere gravitasjonsstrømmer og hendelsene tilhører underenhetene 44-2 A, 44-3 A og 44-3 B. Underenhet 44-2 A er tolket til å representere en turbiditt og er datert til å være avsatt $> 10\,524 \pm 42$ ^{14}C år BP (11 719 kal. år BP). Hendelsen skjedde antakelig før tidlig Yngre Dryas, i grensesjiktet mellom det tolkede glasimarine og marine miljø (kap. 5.3.2.1). Underenheten er normal gradert og den nedre grense er erosiv, mens øvre grense er gradvis.

Turbiditt-strømmer er strømmer som består av en suspensjon av vann og sediment. Strømmen blir drevet fram av tetthetsdifferansen mellom strømmen og vannet. Turbulensen er sterkest nær bunnen av strømmen, som gjør at de største kornene konsentreres i suspensjon i dette området (Bjørlykke, 2001). Slike strømmer kan oppstå på skrånninger mindre enn 1° og de kan transporteres flere hundre km og oppnå hastigheter på opptil 25 m/s. Strømmen kan deles inn i hode, nakke, kropp og hale. Når strømmen mister hastighet vil de største kornene i hodet falle ut av suspensjon på grunn av redusert turbulens. Dette gir opphav til en oppover-finering, hvor mindre og mindre korn vil falle ut av suspensjon. Oftest, bortsett fra proksimale turbiditter, vil man få avsatt mye fin materiale (Friendman et al., 1992; Bogg, 1995; Stow et al., 1996; Bjørlykke, 2001; Leeder, 2011). Bouma (1962) idealiserte en typisk sekvens for en medium-kornet turbiditt (fig. 6.10):



Figur 6.10: Illustrasjon av Bouma-sekvenser som viser de ulike kjennetegn for hver sekvens. Modifisert etter Bouma (1962).

T_a: Dette nederste laget er massivt gradert med ingen interne strukturer og blir avsatt først. Avsetningen har foregått raskt.

T_b: Etter hvert som utfellingen fra suspensjon går seigere, får vannet tid til å sortere kornene noe mer. Dette gir resulterer i parallelle laminerte intervaller.

T_c: C-laget er karakterisert med strømrifler og «convoluted laminae» i fin til veldig fin sand, ofte med klatre-rifler stratifisering som gjenspeiler høy sedimentasjon.

T_d: Består av parallell laminasjon og er trolig avsatt fra halen av et meget finkornet sediment (mud).

T_e: Laminert til massivt finkornete intervaller som reflekterer lav-tetthetsstrøm avsetning. Består av pelagisk materiale avsatt i de lange tidsperiodene mellom hver turbiditt. Dermed er egentlig ikke laget en del av turbiditt-sekvensen, siden den består av finkornete leirsedimenter og pelagiske fossiler (Bjørlykke, 2001).

Det er slik at man sjelden finner alle sekvensene utviklet, som oftest er det bare deler av sekvensene man klarer å spore. Slik er det med underenhet 44-2 A (fig. 5.8). Bouma (1962) uttrykte ulike typer turbiditter som enten manglet topp- eller bunn intervaller, eller begge deler;

(a) «*Base-kuttede sekvenser*»: mangler enten en (T_a), to (T_a, T_b), tre (T_a-T_c) eller fire (T_a-T_d) intervaller av en fullstendig Bouma-sekvens.

(b) «*Trunkerte sekvenser*»: mangler enten en (T_e), to (T_d, T_e), tre (T_c-T_e) eller fire (T_b-T_e) intervaller av en fullstendig Bouma-sekvens.

(c) «*Trunkert, base kuttede sekvenser*»: mangler både bunn og topp intervall(er). I praksis betyr dette at kun disse intervallene eksisterer: T_b ; T_{b-c} ; T_c ; T_{c-d} ; T_d .

Senere har klassifikasjoner og modeller blitt etablert med tanke på høy-tetthets turbiditter og lav-tetthets turbiditter (bla. Stow and Shanmugam, 1980; Lowe, 1982; Boggs, 1995; Stow et al., 1996).

I kjerne HH13-045 er underenhetene 45-3 B (høy-tetthet) og 45-3 C (lav-tetthet) tolket til å være mulig gravitasjonsstrømmer og befinner seg i det glasimarine miljøet (kap. 5.4.1.1 og kap. 5.4.1.2). På grunnlag av for lite informasjon er det ikke tolket eksakt hvilke typer gravitasjonsstrømmer dette er. En annen mulig forklaring er at de grovere sedimentene er kommet dit ved økt tilførsel av grumset smeltevann ved brudd av isfjell og har deretter avsatt

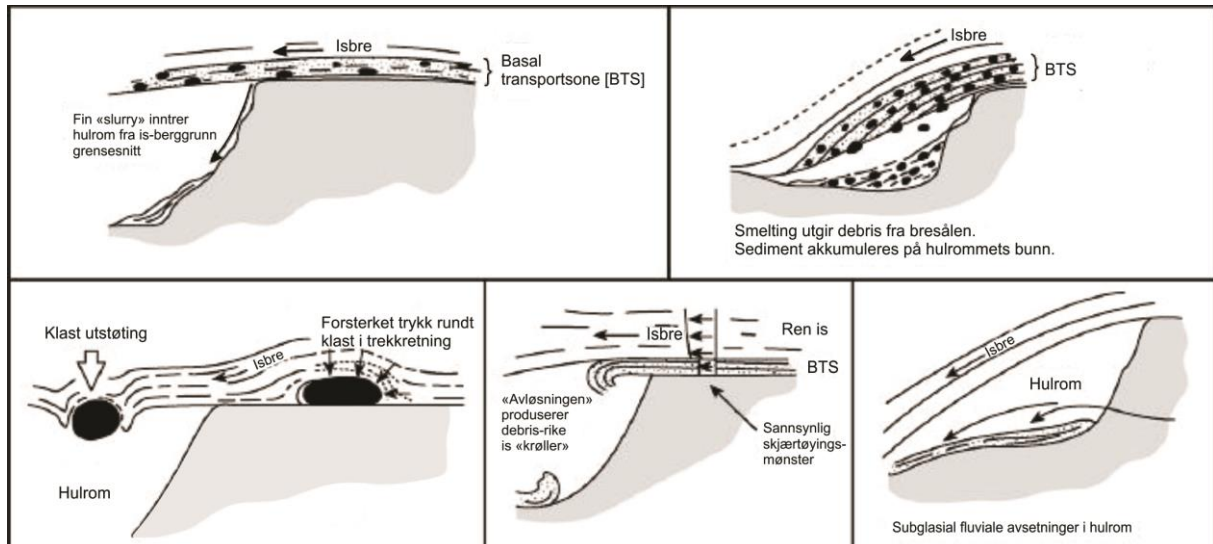
et tykt lag med noe grovere materiale. Underenhet 45-3 C er avsatt engang etter $15\,365 \pm 115$ ^{14}C år BP (18 166 kal. år BP) og er antatt å tatt sted proksimalt foran tidevannsisbreen.

Samme situasjon er det for underenhet 46-2 A i kjerne HH13-046 (kap. 5.5.1.1). Denne er også tolket til å representere en mulig gravitasjonsstrøm eller økende smeltevannstilførsel med grovere suspensjonsavsatt materiale, siden området dateringsintervallet har en økning i ITD. Hendelsen har tatt sted engang mellom $11\,407 \pm 44$ ^{14}C år BP (12 842 kal. år BP) og $10\,466 \pm 49$ ^{14}C år BP (11 565 kal. år BP), og kan relateres til Yngre Dryas.

I kjerne HH13-044 er underenhetene 44-3 A og 44-3 B tolket til å representere debris flow (kap. 5.3.1.2 og kap. 5.3.1.3). Underenheten er karakterisert som usortert med høy tetthet. Mangelen på tydelig erosiv grense (utenom underenhet 44-3 B), som i stedet er skarp, kan være på grunn av vannplaning som er karakteristisk for debris flow og reduserer dermed friksjonen til underliggende sedimenter (Elverhøi et al., 2000). På grunn av matriksstyrken i debris flow vil sedimentene «fryses» fast og skjærkreftene utløses langs bunnen av strømmen, slik at den overliggende massen bevege seg mer eller mindre som en kropp med liten indre deformasjon (Bjørlykke, 2001). Innholdet av finkornete sedimenter i debris flow kan bestemme om det er en kohesiv debris flow («mudflow») eller ikke-kohesiv debris-flow («grain-flow») (Friedman et al., 1992; Boggs, 1995; Stow et al., 1996). I områder rundt isbreer vil ofte mud flow dannes (Bjørlykke, 2001). Dette kan skyldes at morene kan inneholde mye is som når den smelter og avgir dermed et høyt vanninnhold som gir lav skjærstyrke. Dette gir den finkornete matriksen stor transport-evne for grovere partikler (Bjørlykke, 2001).

6.3.4 «Cavity infills»

«Cavity infills» er igjenfylling av le-sider til hulrom («cavity») /nedsynkninger på uregelmessig basement. Disse dannes gjerne der isbreisen flyter over berggrunns-hindringer som en tynn og rask bevegelse. Avsetningene er kjennetegnet av en rekke prosesser og er blitt belyst av Peterson (1970), Boulton & Paul (1976) og Boulton (1982) basert på observasjoner i subglasiale miljøer (fig. 6.11).



Figur 6.11: Illustrasjoner som representerer observasjoner av sediment-akkumulasjon i subglasiale hulrom. Modifisert etter Boulton (1982).

Avsetningene ved en igjenfylling av le-side hulrom inneholder et bredt spekter av sedimentære egenskaper. Dette inkluderer fine slamprosesser fra is-bergartsgrensesnitt, debris i form av debris rike «is-krøller», smelting fra bresålen og klast utstøting. «Cavity infill» danner avsetning som kan sees på som en utjevning av irregulære basement (Evans et al., 2006). Seismisk enhet S1 kan være en avsetning av en slik type hendelse som fyller de irregulære bassengene (kap. 4.2.5). Sediment-tykkelsen av denne enhet er størst i de ytre deler av Ersfjorden. Dette er trolig en årsak av at basseng₁ er dypere enn de andre, slik at det har vært mer plass til å avsette sedimenter. I tillegg var is-tykkelsen trolig tynnere i de ytre deler, slik at isen ikke gikk «så dypt» i det ytterste bassenget, altså at «den åpnet opp» for mer lagringsrom under breens bunn.

6.3.5 Sedimentenes opprinnelsessted

Avsetningene fra sen-Weichsel i Ersfjorden er tolket til å være dominert av glasiale og glasimarine sedimenter hovedsakelig avsatt gjennom suspensjonsutfall, massetransport, is-transportert materiale og «cavity infills». Avsetningene fra Holocen til moderne tid er styrt av et åpent marint miljø hovedsakelig avsatt av suspendert materiale fra breelver, elver og hav. Opphavet til sedimentene kan dermed være variert, men stammer mest trolig fra landområdene rundt Ersfjorden.

Når sedimentenes opprinnelse skal tolkes er magnetisk susceptibilitet og elementgeokjemiske forhold av sedimentene nyttige verktøy med verdifull informasjon. En sammenligning av sedimentenes evne til å bli magnetisert i kjernene HH13-044, HH13-045 og HH13-046 indikerer en økende trend utover i fjorden, mot fjordmunningen i vest (tabell 5.1, fig.6.7).

- (1) Kjerne HH13-046 som er lokalisert i basseng₃ innerst i Ersfjorden og har en gjennomsnittlig verdi på $29 * 10^{-5} SI$. Av trenden i kjerneprøven så skjer det ikke en markant økning før i grensesnittet til underenhet 46-2 A (fig. 5.15).
- (2) Avsetningen med størst evne til å bli magnetisert er kjerne HH13-45 som er lokalisert i basseng₂ midt i Ersfjorden. Kjernen har en gjennomsnittlig verdi på $115 * 10^{-5} SI$. Det er størst økning fra underenhet 45-3 A og nedover i kjernen (fig. 5.10).
- (3) Kjerne HH13-044 som er lokalisert i basseng₁ ytterst i Ersfjorden har en gjennomsnittlig verdi på $85 * 10^{-5} SI$. Det er størst økning i underenhet 44-2 A, før den stabiliserer seg på et litt lavere nivå nedover i kjernen (fig. 5.4).

Den markante økning i magnetisk susceptibilitet fra indre Ersfjorden til den midterste og ytterste hoved-basseng kan komme av dominerende mengde av granitt, såkalte Ersfjordgranitten. Mens det innerste bassenget kan inneholde noe mer sediment av Neoarkeiske bergarter som finnes ikke så langt fra Ersfjordeiet (Indre Ersfjord) og Kaldfjorden. Dette kan være bergartstyper som tonalittiske og mafiske gneiser, og suprakrustale bergarter (evt. noe kaledonske bergarter enda lengere vest) (kap. 2.2 og fig.2.2).

Elementforholdet Fe/Ca kan reflektere relativ mengde med terrigent materiale og biogent karbonat (kap 3.2.5, fig. 6.7) (Croudace et al., 2006). Men et høyere Ca innhold må ikke nødvendigvis gjenspeile høyere innhold av biogent karbonat, men kan også gjenspeile økt tilførsel av Ca-rikt materiale fra land. En sammenligning mellom kjernene gir følgende resultat (tabell 5.1, fig. 6.7);

- (1) Kjerne HH13-045 har desidert størst Fe/Ca forhold (2.00), med høyest innhold av Fe/Sum (0.38) og minst innhold av Ca/Sum (0.19).
- (2) Kjerne HH13-044 har nest størst Fe/Ca forhold (1.63), derav Fe/Sum (0.36) og Ca/Sum (0.22).
- (3) Kjerne HH13-046 har minst Fe/Ca forhold (1.42), derav Fe/Sum (0.34) og Ca/Sum (0.24).

Dette gir en jevn fordeling, med unntak av et høyere Fe-innhold i basseng₂ i kjerne HH13-045. Dette kan skildres av en høy magnetisk susceptibilitet og inneholder flere større klaster. Det innerste bassenget har høyest Ca innhold, men nokså likt med det ytterste bassenget. I områder med høyere Ca-nivå var fargen på sedimentet oliven grønn, mens i områder med mer Fe-dominert innhold var sedimentet mer mørkgrå/grå. Dette skildrer også miljøet hvor det glasimarine er dominert av et høyere Fe innhold, mens det marine er dominert av et høyere Ca-innhold. Alle kjernene i Ersfjorden har en høyere verdi av Fe vs. Ca, noe som tyder på at sedimentasjonen består av mye terrigent materiale, spesielt i basseng₂. Dermed kjennetegnes bassenget av mer land-derivert materiale og mindre karbonatrikt materiale. Derimot består underenhet 45-1 A i basseng₂ med et høyt konsentrert lag av kalkskallede organismer. Dette beviser at endringer i bunnstrømmer og inntrengningen av Atlantisk vann har vært betydningsfull med tanke på transport av næringsrikt vann som har bidratt til en økologisk forbedring (kap. 5.4.3.1). Det innerste og ytterste bassenget har noe mer tilskudd av biogene prosesser, som blant annet kan være lokale forskjeller i «in-situ» produksjonen av organisk materiale og fra elver (kap. 6.3.1). I det glasimarine er det terrigent materiale som er dominerende. Dette gjenspeiler også situasjon for magnetisk susceptibilitet. Høyere innhold av Ca i Holocen, gir sedimentene lavere evne til å bli magnetisert og dermed lavere magnetisk susceptibilitet. Mens i det glasimarine miljøet med høyere Fe innhold øker sedimentenes evne til å bli magnetisert og dermed høyere magnetisk susceptibilitet.

Underenhet 44-2 A i kjerne HH13-044 har et Ca-innhold som er lavt, mens et høyt Fe-innhold. Både Ti og Zr er økende, noe som er indikerende i turbiditter (Croudace et al., 2006). Al og Si er også økende, noe som kan reflektere en økning av kvartsrik sand avsatt i et høyere transportregime (Werne et al., 2002; Lopez et al., 2006). Turbiditten som er tolket i underenhet 44-2 A ansees å være avsatt fra nærliggende fjell/-fjordside ved basseng₁. Den kan også ha blitt utløst ved kalving av lokal bre i området. En økning i Ba kan indikere økt produktivitet, men elementet har flere implikasjoner som paleo-indikator (Croudace et al., 2006). Det er liten økning i Ca innhold rundt 107-100 (kap. 5.3.2.1). Dette kan tyde på at gravitasjonsstrømmen har tatt med seg noe Ca-rikt materiale, som har samlet seg f. eks ved fjordsiden under transport-hendelsen.

Underenhet 44-3 A befinner seg i det glasimarine miljøet og har omtrent samme verdier som det miljøet er kjennetegnet med (tabell 5.7). Dette gjør det vanskelig å se klare variasjoner. Tolkningen blir da at avsetningen er ganske kortreist og har lik sammensetning som

omliggende sediment. Men det kan spores en svak redusering i Fe blant den høye verdien som dominerer og en liten økning i Ca (som er generelt lav) (fig. 5.5). Antakelig kan den lille økningen i Ca tyde på at materialet kom fra fjordsiden, hvor det eventuelt kan ha samlet opp mer Ca-rikt materiale. Dette har med tiden samlet opp sedimenter på terskler og fjordsidene, som deretter har sviktet og rast ned i bassenget, trolig i form av en debris flow.

Underenhet 44-3 B skiller seg ut med en del redusering blant de fleste elementene, deriblant Ca. Fe og Zr er økende. Grunnen til denne interne variasjonen i forhold til f. eks underenhet 44-3 A er at sammensetningen er noe annerledes. Spesielt stor redusering i elementene Al og Si. Dette kan indikere at avsetningen ikke ble avsatt under et høyt transportregime (Lopez et al., 2006). Underenheten er tolket som debris flow som kan ha karakteristikk ved å være en mer «saktegående strøm» (Bjørlykke, 2001).

Oppsummert viser de mulige tolkede massetransport-hendelsene i underenhetene 44-3 A, 45-3 B, 45-3 C og 46-2 A i det glasimarine miljøet en avtagende trend i innhold av Fe og økende av Ca. Dette er situasjon for en del av underenhet 44-2 A. Avsetningene tyder på at gravitasjonsstrømmene/sedimentasjonen har skjedd i et høyere innhold av biogent karbonat eller i et økt Ca-rikt materialesammensetning. Mens underenhet 44-3 B og store deler av underenhet 44-2 A, har derimot motsatt situasjon altså økende innhold av terrigent materiale. På grunn av for få hendelser kan ingen trend avgjøres på bakgrunn av dette.

6.4 Deglasiasjonshistorie og utvikling av sedimentære miljø i Ersfjorden

6.4.1 Fase I

Ut fra resultatene tas det utgangspunkt i at under sen Weichsel, når Ersfjorden var fullstendig isdekt, hadde innlandsisen erodert og transportert all tidligere avsatt materiale ut på kontinentalsokkelen. I det deglasiasjonen startet for alvor, smeltet innlandsisen kraftig og trakk seg raskt tilbake mot indre deler av fjorden. Dette kan ha hatt to scenarioer i Ersfjorden: (1) Isen «løftet» seg opp fra berggrunnen og dannet «cavity infill» som produkt i de irregulære bassengene.

(2) «Cavity infill» dannelse startet allerede under istiden, når hoved-isdekket strømmet ut av fjorden. Siden Ersfjorden befant seg på kanten av innlandsisen og at innlandsisen ble tynnet ut

mot eggakanten, gir det grunnlag til å anta at «cavity infill» allerede var godt i gang når deglasiasjonen startet.

Smeltevann drenerte i store mengder fra den tilbaketrekkende isen og suspenderte sedimenter ble avsatt, samt at isfjell ble revet løs og smeltet ut is-transportert debris i fjorden (f. eks underenhet 45-3 A. Dette resulterte også i massetransport-avsetninger (f. eks underenhet 44-3 A og 44-3 B). Den eldste dateringen ble funnet i kjerne HH13-045 stasjonert midt i Ersfjorden (basseng₂) og ga en alder på $15\,365 \pm 115$ ¹⁴C år BP (18 166 kal. år BP) i underenhet 45-3 C. Arten befinner seg i en mulig masse-transport avsetning, som utgjør grensen mellom seismisk enhet S1 og S2a (refleksjon R1) (kap. 6.1.2.2). Dette utgjør minimumsalder for starten deglasiasjonen og overgang til glasimarint miljø i Ersfjorden.

6.4.2 Fase II

Når innlandsisen først begynte å smelte antas det at tilbaketrekkingen i Ersfjorden har gått hurtig. Det er ingen indikasjoner på større opphold eller fremrykk i fjorden. Det er også uvisst hvor isfronten eksakt befant seg. Mitt forslag er at hoved-isdekket var trukket seg ut av Ersfjorden under Bølling, men at det hersket et glasimarint miljø på grunn av lokale breer i området som tilførte glasialt materiale. Antakelig var det også rester av hoved-isdekket i de indre deler på grunn av at isdekket trolig hadde lengst oppholdstid i dette området. Den store is-redueringen skyldtes at midt under Bølling perioden trengte Norskestrømmen med Atlantisk vann innover havområdene i Nord-Norge og dannet et lav arktisk miljø (Vorren & Elvsborg, 1979; Vorren et al., 1984).

Under Eldre Dryas, hvor hoved-isdekket stagnerte/re-avanserte i store deler av Troms (kap. 2.5.3 og fig. 2.9), ble det trolig etablert havis i Ersfjorden og lokale breer vokste seg større. Inn mot Allerød smeltet havisen i Ersfjorden og store mengder glasialt smeltevann ble tilført fra de lokale breene omkring. Dette ga opphav til stor suspensjonsavsetning og noe is-droppet materiale i fjorden. Perioden er kjennetegnet med en lav-arktisk sommerklima, hvor juli temperaturene var omtrent 7 °C og i innsjøer i Tromsø er det avdekket de tidligste vegetasjonene som indikerer et tørt klima (Fimreite et al., 2001).

Under Yngre Dryas (YD) ble det antakelig dannet havis igjen i Ersfjorden og trolig enda større enn under Eldre Dryas, samtidig som de lokale breene startet å vokse seg enda større. Disse tilførte glasialt smeltevann og materiale til fjorden. Forekomst av is-transportert debris

var ikke spesielt stor, men til stedet. Fra det innerste bassenget (kjerne HH13-046) viser dateringsintervallet 12 842 kal. år BP – 11565 kal. år BP (YD) noe økt ITD og en mulig massetransport-avsetning (underenhet 46-2 A) (kap. 5.5.1.1). Dette kan reflektere økende is-transport i fjorden og at de lokale breene kanskje nådde fjorden og kalvet i vannmassene. Det glasimarine miljøet i Ersfjorden er karakterisert med litofacies «sandig silt» og «siltig leittleire» (fig. 3.2). Se ellers i kap.5.3.1, kap. 5.4.1-5.4.2 og kap.5.5.1, for tolkning og beskrivelse av de ulike sedimentære prosessene i det glasimarine miljøet.

På bakgrunn av dateringer og alder estimert ut fra sedimentasjonsratene i overgangen mellom det glasimarine og det marine miljø, gir det følgende resultat:

- (1) I basseng₁: 11719 kal. år BP (kjerne HH13-044)
- (2) I basseng₂: omtrent 11041 kal. år BP (HH13-045) (bestemt ut fra sedimentasjonsrate).
- (3) I basseng₃: 11565 kal. år BP (HH13-046)

Minimumsalder for slutten av deglasiasjonen antas å være omtrent 11565 kal. år BP. Dette dateringsnivået i kjernen gir også informasjon om at is-droppet materiale er over, noe som indikerer at det ikke er is-transport i fjorden. Dateringsarten er *Bathyarca glacialis*, som er begrenset til arktiske miljøer (Ockelmann, 1958). Tilstedeværelsen av arten har vært begrenset på kontinentalhylla i Nord-Norge og arten forsvant samtidig med intrusjonen av det relativt varme og saltholdige Atlantisk vannet for rundt 10000 ¹⁴C år BP (Thomsen & Vorren, 1986). Dermed tyder det på at Ersfjorden på denne tiden (slutten av YD) fortsatt fikk glasialt (hovedsakelig smelte vann) tilførsel fra de lokale breer i området.

I overgangen fra Yngre Dryas og inn i Holocen ble hyppige skred etablert i Troms, som antakelig var forårsaket av paleo-seismisk aktivitet etter hoved-isdekkets tilbaketrekking (bla. Dehls et al., 2000; Blikra & Longva, 2000; Plassen & Vorren, 2003). I Ersfjorden er en turbiditt datert til å være avsatt før 11719 kal. år BP (10524 ±42 ¹⁴C år). Eksponering av ustabile sedimenter på land på grunn av hurtig tidlig-Holocen regresjon kan også ha bidratt til massetransportavsetninger (Andersen, 1968; Corner, 1980; Plassen & Vorren, 2003). Hendelsene i Ersfjorden kan være utløst fra kalving av lokaler breer under Yngre Dryas (underenhet 44-2 A og 46-2 A).

6.4.3 Fase III

På slutten av Yngre Dryas inn mot Preboreal var det dominerende miljøet i Ersfjorden et åpent ikke-glasialt marint miljø. Hovedtrendene var karakterisert med lav sedimenttilførsel og en asymmetrisk fordeling av avsetningene, som indikerer et regime hvor kraftige bunnstrømmer omarbeidet materiale. I starten av Holocen mente Vorren et al., (1984) at Norskestrømmen med Atlantisk vann erstattet de isbre-påvirkete vannmassene på kontinentalhylla, blant annet utenfor Ersfjorden.

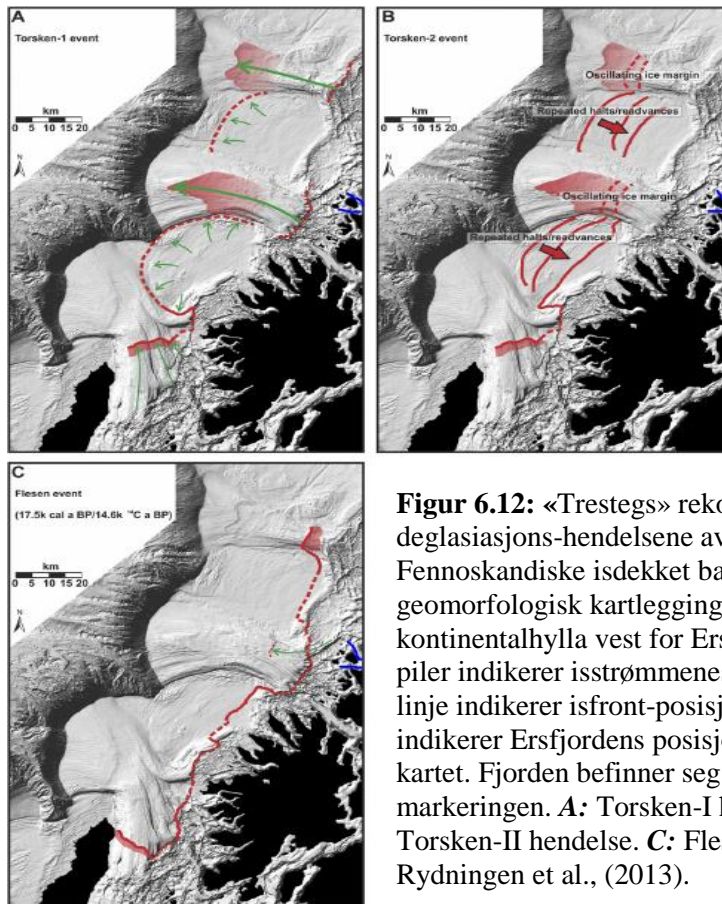
Dette medførte sterk bunnstrøms-erosjon ute på bankene på kontinentalhylla, og førte til at de indre og dypere deler av trauene fikk avsatt finere sedimenter (Vorren et al., 1984). Rundt 7800 ¹⁴C år BP ble det en gradvis endring til grovere sediment i trauene. Avsetningene er kjennetegnet med en høyere akkumulering sand og et høyt innhold av karbonat-skjellrester (med en desto lavere akkumuleringsrate av debris materiale) (Vorren et al., 1984). Dette er blitt identifisert i øvre del kjerne HH13-045 i basseng₂ (underenhet 45-1 A).

Dateringsmateriale ovenfor denne avsetningen er datert til 7600 ±43 ¹⁴C år BP (8041 kal. år BP). Det er også identifisert mindre konsentrerte lag i øvre del av kjerne HH13-044 i basseng₁ (enhet 44-1). Disse avsetningene relateres til Vorrens forskning på kontinentalhylla (vest for Ersfjorden) og skyldes en redusert winnowing aktivitet, ved at det Holocene eustatiske havnivået hevet seg og/eller at overflatesedimenter på banker kom nærmere en likevektstilstand med bunnstrømregimet (Vorren et al., 1984). Slike avsetninger i Ersfjorden er karakterisert med litofacies «siltig sand». Ellers var hoved-sedimentasjonskilden i det marine miljøet i Ersfjorden dominert av hemipelagisk sedimentasjon og fluvialt. Se kap. 5.3.3, kap. 5.4.3-5.4.3.1 og kap. 5.5.2, for tolkning og beskrivelse av de ulike sedimentære prosessene i det marine miljøet.

6.4.4 Sammenligning mellom Ersfjorden og nordnorske fjorder

Minimumsalder for deglasiasjonen i Ersfjorden er omtrent 15 365 ±115 ¹⁴C år BP (18 166 kal. år BP). På samme tid var det kontinentale isdekket i Andfjorden-Vågsfjorden lokalisert langt ute på sokkelen (Vorren & Plassen, 2002). Egga- II hendelsen er datert til ca. 15 500 ¹⁴C år BP, men det finnes ingen absolutt datert alder for denne hendelsen. Rydningen et al., (2013) oppsummerte deglasiasjonen utenfor Ersfjorden på kontinentalhylla som tre hendelser; Torsken-I, Torsken-II og Flesen hendelsene, hvor isen hadde små opphold/re-avansering (fig.

2.8 og fig. 6.12). Flesen hendelsen er datert til ca. 14 500 ^{14}C år (17 500 kal. år BP) (Vorren & Plassen, 2002) (kap. 2.5.3). Ut fra dette kan det slås fast at deglasiasjonen i Ersfjorden startet betydelig tidligere enn deglasiasjonen av store fjordsystemer i Nord-Norge, slik som Andfjorden-Vågsfjorden (Vorren & Plassen, 2002). Dermed er det lite sannsynlig at innlandsisen under Flesen hendelsen befant seg vest for Ersfjorden på kontinentalhylla, slik rekonstruksjonen av Rydningen et al., (2013) antyder.



Figur 6.12: «Trestegs» rekonstruksjon av deglasiasjons-hendelsene av det nordvestlige Fennoskandiske isdekket basert på geomorfologisk kartlegging ute på kontinentalhylla vest for Ersfjorden. Grønne piler indikerer isstrømmenes retning. Rød linje indikerer isfront-posisjon. Blå markering indikerer Ersfjordens posisjon i forhold til kartet. Fjorden befinner seg like øst for denne markeringen. **A:** Torsken-I hendelse. **B:** Torsken-II hendelse. **C:** Flesen hendelse. Fra Rydningen et al., (2013).

Det Atlantiske vannet (som tidligere nevnt) trengte inn i Andfjorden-Vågsfjorden området rundt 13 200 ^{14}C år BP og en atmosfærisk oppvarming ble igangsatt 12900/12800 ^{14}C år BP (Vorren & Plassen, 2002). Den gjennomsnittlige hastighet for tilbaketrekkingen av isdekket i Andfjorden var 310 m/år for de to første århundrene. Under Bølling ble hele Vågsfjorden bassenget deglasiert (Vorren & Plassen, 2002). Dette kan underbygge antakelsen om at isen i Ersfjorden trakk seg raskt tilbake.

På slutten av Bølling og inn mot Eldre Dryas startet nedgangen på varmen med assosiert kalving og smeltevann. Disse avkjølte havene og et klimatisk tilbakefall ledet til en glacial re-

avansering, kalt Skarpnes trinnet (fig. 2.8) (Andersen, 1968; Vorren & Plassen, 2002). Vorren & Elvsborg (1979) kartla Skarpnes trinn på Krakneset på Kvaløya (fig. 1.1). I Ullsfjorden rykket den grunnstøttete breen fram ved Nakken-Svensby (Plassen & Vorren, 2002). I Malangen er Skarpnes morene lokalisert på sørlige del av Kvaløya, like nord og vest for Bakkejord-morenen (Vorren & Elvsborg, 1979; Eilertsen et al., 2005). Se figur 2.9 for lokalisering. På bakgrunn av isfrontakkumulasjoner fra et opphold og/eller re-avansering som Skarpnes trinnet er karakterisert for, indikerer resultatene fra studiet at fjorden ikke var direkte eksponert for det Fennoskandiske isdekket under Eldre Dryas. Dette støtter også opp teorien fra Larsen (1983) gitt i kapittel 2.5.4.

Det er avdekket en betydelig tilbaketrekking av det Fennoskandiske isdekket gjennom Allerød før re-avansering under Yngre Dryas (Andersen et al., 1995b). Basert på seismikk er det foreslått en 40 km lang tilbaketrekking bak Tromsø-Lyngen morene i indre Vågsfjord og lengere sør. De indre fjordene mottok store mengder sedimenter fra breelver, samt fra et varmebasert isdekke med høy sub-glasial og glasifluvial drenering (Vorren & Plassen, 2002). Under klimaforverringen i Yngre Dryas eroderte brearmer tidligere avsatte fjordsedimenter fra perioden Allerød hovedsakelig (Vorren & Plassen, 2002). Dette skjedde ikke med Ersfjorden, med det grunnlag at innlandsisen var trukket seg for lengst tilbake og befant seg blant annet i Tromsø-området (Fimreite et al., 2001). I Ullsfjorden avanserte breen til Skardmunken-Hjellneset og dannet en morene/is-kontaktdelta som ble akkumulert på toppen av (Allerød-/tidlig Yngre Dryas) laminert leirig silt. Se kap. 2.5.3 og figur 2.9 for andre posisjoner og beskrivelse av T-L trinnet i store deler av Troms.

Astafjorden og tilhørende sidefjorder (sørøst for Vågsfjorden) fikk under Yngre Dryas stor tilførsel av isberg med avsetning av ITD. Dette førte til triggering og oppbygning av massetransport-hendelser i form av turbiditt og debris flow (Vorren & Plassen, 2002). Dette kan mulig korreleres med avsetningen i underenhet 46-2 A (tidligere omtalt). Trolig kan turbiditten (underenhet 44-2 A) relateres til innputt fra lokal bre i området som trigget og utløste materiale nedover fjordskråningen.

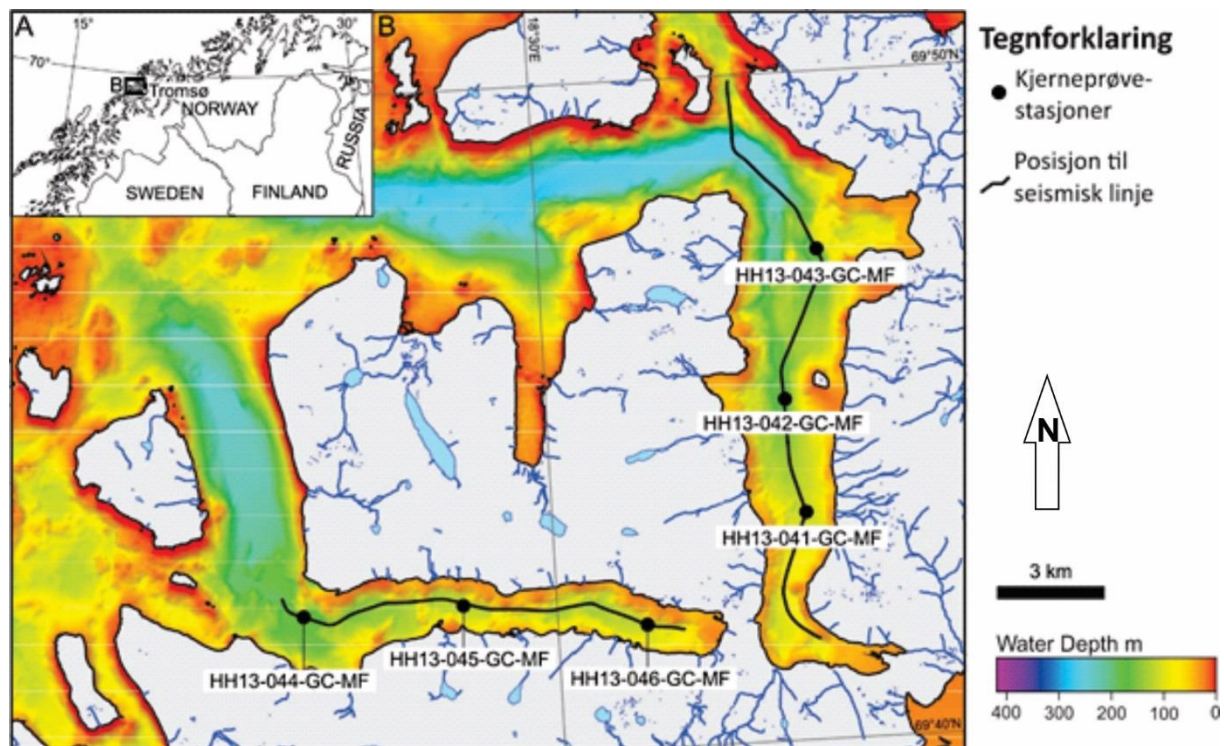
I likhet med Ersfjorden ble dateringsarten *Bathyarca glacialis* datert i Ullsfjorden. Yngre Dryas-Preboreal indikatoren (*B. glacialis*) er tilstede i kjernenivåene datert mellom 10025 og 9865 ¹⁴C år BP (Plassen & Vorren, 2003). Mangel på ITD i øvre del av kjernen i Ullsfjorden indikerer isberg frie forhold igangsatt rundt 9800 ¹⁴C år BP. Dateringen i Ersfjorden befinner seg i tidsrommet for Yngre Dryas som ligger på et utpreget ¹⁴C platå (Stuvier et al., 1998).

Dermed kan det hende at begge dateringene har noe overlapp og indikerer et miljøskifte omtrent samtidig. I Ullsfjorden skiftet miljøet fra å være tidevannsisbre dominert til der hoved-sedimenttilførselen var fra isbreelver drenert fra botn- og dalbreer på fastlandet (Plassen & Vorren, 2003). Mens i Ersfjorden reduserte sedimenttilførselen fra lokale botn- og dalbreer, og ble mer dominert av et åpent ikke-glasialt marint miljø. I Ullsfjorden antas det at dette miljøet ble påbegynt omtrent 9500 ¹⁴C år BP. I Ersfjorden kan ingen eksakt alder bekreftes, men utfra resultater og forskning fra fjordene i Troms, antas det et dominerende marint miljø i overgangen Yngre Dryas-Preboreal (altså antakelig noe før Ullsfjorden). I denne perioden var deglasiasjonen godt i gang i fjordene Lyngen, Balsfjorden og Målselv, og dannet «Stordal-stadiene) (omtalt i kap. 2.5.3).

I Andfjorden-Vågsfjorden området ble Holocen sediment-fluksen og sedimentasjonsratene i Andfjorden halvert i forhold til Vågsfjorden, og omtrent 1/10-del av mengden av sen Weichsel verdiene (kap. 6.2.4) (Plassen & Vorren, 2003). Lav sedimentasjonsrate for Holocen kjennetegnes også i Ullsfjorden og kan absolutt bekreftes i Ersfjorden med svært liten sedimentasjonsrate. Dette kommer av lav sedimentasjonstilførsel. I tillegg ble det etablert en sterk bunnstrømsystem i overgangen sen Weichsel-Holocen, som forårsaket erosjon av sen Weichsel sedimenter og en asymmetrisk sediment-fordeling (i Holocen sediment) i Andfjorden-Vågsfjorden området og Ullsfjorden. I Ersfjorden har også dette trolig skjedd på grunn av formen til de Holocene sedimentene og underliggende sen Weichsel sedimenter (tynnes ut mot fjordmunning og øker i mektighet innover i fjorden opp mot tersklene) (kap.4). I tillegg er det en økende grovhet i fraksjonssammensetningen til sedimentene i Holocen, som tyder på sterkere bunnstrøm.

6.5 Likheter og forskjeller mellom Ersfjorden og Kaldfjorden

I dette kapittelet skal de oppnådde resultatene sammenlignes med resultater fra studiet i Kaldfjorden (Hermansen, 2015). Først presenteres seimostatigrafiske likheter og forskjeller mellom fjordene. Deretter vil litostratigrafien bli belyst, før generelle trender blir sporet. Figur 6.13 illustrerer posisjon til den seismiske linje og kjerneprøvestasjoner i Kaldfjorden, som er orientert nord-sør.

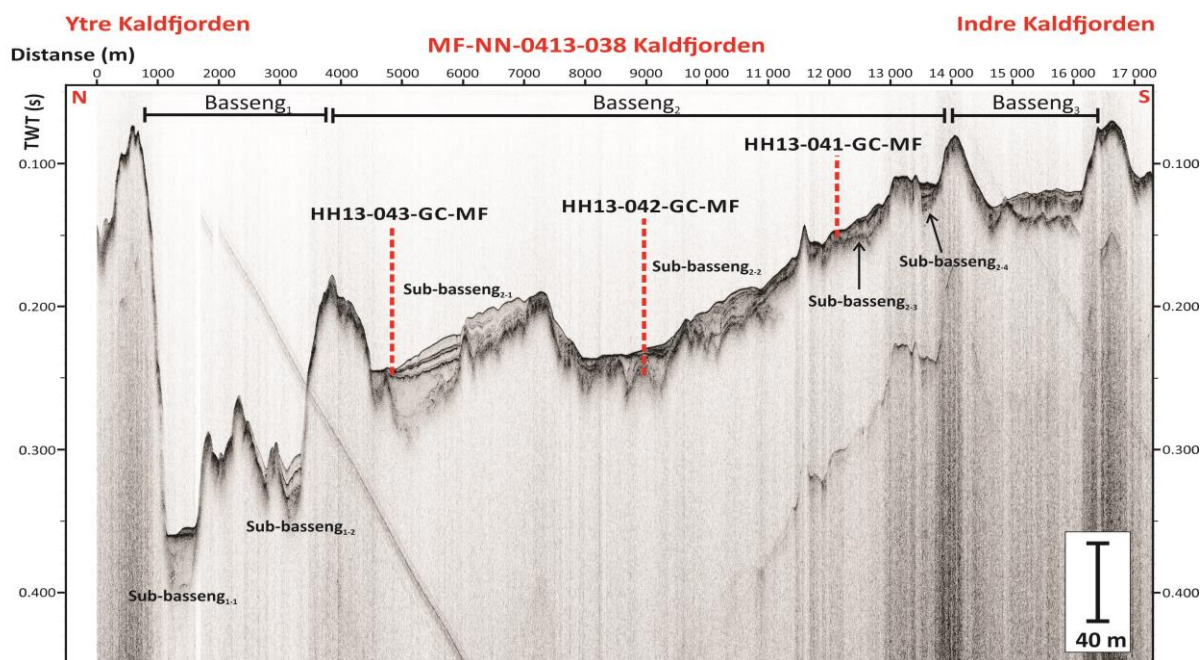


Figur 6.13: **A:** Skissert område (svart) indikerer kartposisjonen i B. **B:** Oversikt over kjerneprøvestasjoner og posisjon til seismisk linje i Kaldfjorden, som er orientert nord-sør i forhold til Ersfjorden.

6.5.1 Seismostratigrafisk sammenligning

Kaldfjorden er inndelt i fire hoved-bassenger, med to sub-basseng i basseng₁ ytterst i Kaldfjorden og tre sub-basseng i basseng₂(størst). Basseng₂ utgjør midtre deler av fjorden, mens basseng₃ er lokalisert innerst i fjorden. I tillegg ligger basseng₄ helt innerst i fjordbotn og kun de helt vestlige deler av bassenget er med på det seismiske profilet, som er utelatt fra tolkning. Fjorden er orientert i en nord-sørlig retning, med basseng₁ helt nord (fig. 6.13 og 6.14).

I forhold til Ersfjorden har Kaldfjorden ett hoved-basseng mer, men i likhet har de flere sub-bassenger som utgjør i hoved-bassengene. Kaldfjorden står som en «normal» (omtrent 90 grader) i forhold til Ersfjordens fjordorientering, og er dermed mindre eksponert for det åpne havet (se fig. 6.13). Kaldfjorden har en lengde på ca. 15 km og en bredde på maksimalt 4 km. Dermed er fjorden litt større enn Ersfjorden (kap.2.1).



Figur 6.14: Oversikt over kjernene HH13-043, HH13-042 og HH13-041 i deres respektive basseng i Kaldfjorden (Hermansen, 2015).

Av seismostratigrafi er det identifisert og tolket opptil fem seismiske enheter, mot Ersfjordens fire. Enhet S1 i Kaldfjorden korresponderer med underliggende enhet i Ersfjorden (S1) og er kjennetegnet med like karakteristikk. Overliggende enhet S2 i Kaldfjorden representerer antakelig både S2 og S2a i Ersfjorden. Det mulige S2a enhet i Kaldfjorden er kun identifisert i et sub-basseng helt nord i basseng₂ hvor enhetene er tydeligst i fjorden. Men på grunn av vanskeligheter ved å identifisere enheten i resterende bassenger er enheten ikke karakterisert som en egen hendelse. Størst forskjell er det i den overliggende enhet i Kaldfjorden. Enhet S3 representerer det åpne marine miljøet i Ersfjorden (kap.4.2.8), men i Kaldfjorden er denne delen av stratigrafien delt inn i enhet S3 og en underliggende S3a enhet. S3a enheten er tydelig markert i det nordlige bassenget i basseng₂ og har like karakteristikk som Ersfjordens S2a, men er noe mektigere. Enhet S3a er tolket til å representere post-glacial massetransport hendelse, mens S3 er tolket til å være et åpent marint miljø (i likhet med Ersfjorden (i likhet med Ersfjorden)).

Utformingen av enhetene er generelt lik geometrien i Ersfjorden og er blant annet et resultat av fjordbassengenes likheter. Enhetene i Kaldfjorden er tykkest mot de indre deler (sørlig-retning) i bassengene og tynner ut mot de ytre deler (nordlig-retning) i bassengene. Derimot er den eldste underliggende enhet S1 ikke påvirket av denne geometrien og er mektigst i de

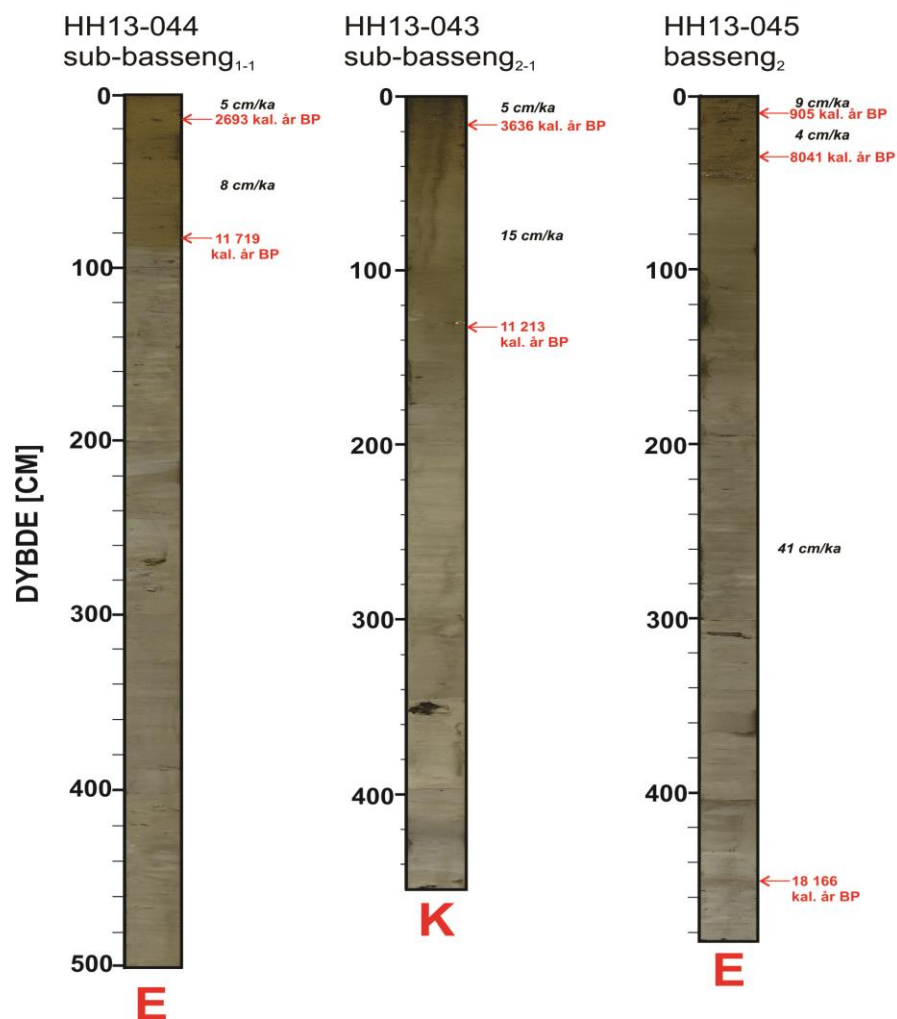
ytre deler, sammenlignet med de indre (se forklaring kap.6.3.4). Overliggende enheter med glasimarine- og marine sedimenter, samt eventuelle massetransportavsetninger, har i stor grad blitt styrt av suspensjon og is-transportert debris fra de indre deler og ut mot de ytre. I tillegg har tilførsel fra lokale breer (slik som Ersfjorden), eksempelvis fra Blåmannsvikdalen og Lyfjorden på hver sin side av Kaldfjorden påvirket sedimentasjonen (fig.1.1). I tillegg har bunnstrømmer i overgangen sen Weichsel-Holocen og gjennom Holocen formet sedimentene, men antakelig ikke i like stor omfang som Ersfjorden (kap. 6.4.4).

6.5.2 Litostratigrafisk sammenligning

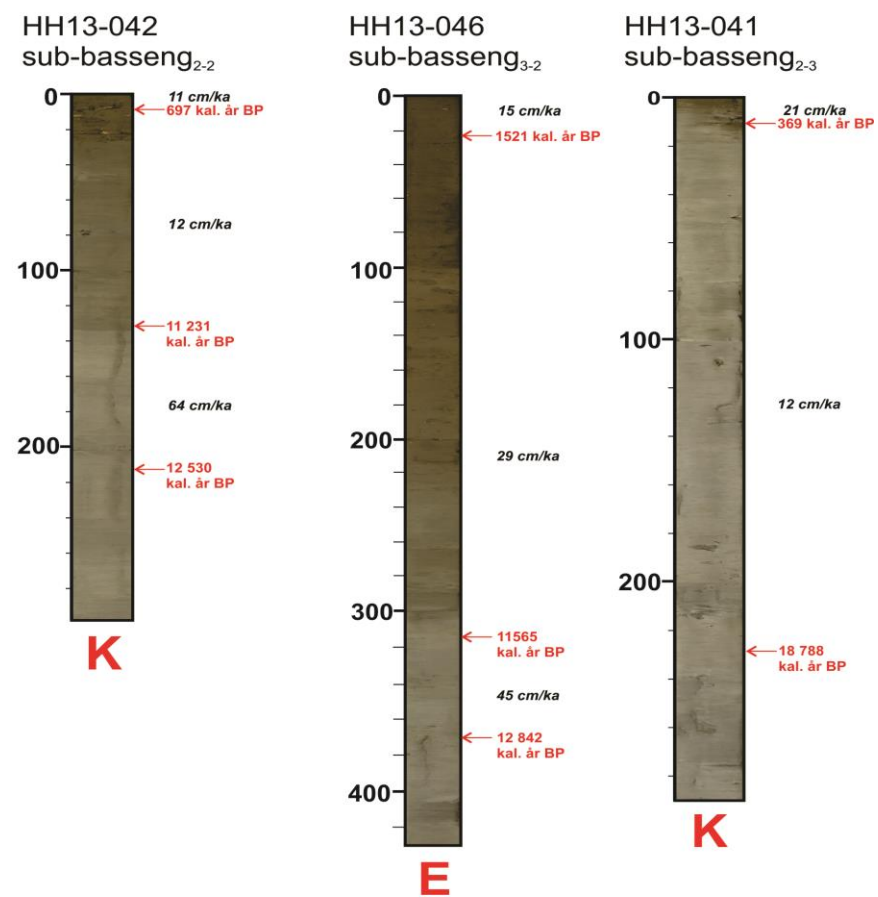
Totalt tre sedimentkjerneprøver ble tatt opp i Kaldfjorden. Alle er hentet opp i basseng₂ fordelt i hvert sitt sub-basseng. Kjerne HH13-041-GC-MF (290 cm) er hentet opp helt sør, kjerne HH13-042-GC-MF (296 cm) er hentet opp fra midtre deler og kjerne HH13-043-GC-MF (453 cm) er hentet opp helt nord i basseng₂ (se plassering i fig. 6.14). Figur 6.15 viser fargebildene med kjernene i både Ersfjorden og Kaldfjorden.

De generelle trendene er generelt like mellom nabofjordene, bestående av to dominerende miljøer; glasimarint og åpent marint sedimentasjonsmiljø. Overgangen mellom disse miljøene kan sees på som enten gradvise eller skarpe. Kaldfjorden har mer gradvise overganger i forhold til Ersfjorden. De interne forskjellene i miljøene er også tilstede; litologisk enhet som korreleres med seismisk enhet S1 har betydelig mer is-droppet materiale i Kaldfjorden, sammenlignet med Ersfjorden. Dette kan tyde på at det var flere drivende isfjell med is-transportert materiale i Kaldfjorden, enn hva det var for Ersfjorden, i den avsluttende periode for enhet S1.

YTRE DEL AV FJORD



INDRE DEL AV FJORD



Figur 6.15: Fargebilder av kjernene HH13-044, HH13-045 og HH13-046 fra Ersfjorden (E). Kjernene HH13-041, HH13-042 og HH13-043 er fra Kaldfjorden (K). Dateringsaldre er markert fra deres respektive nivåer i kjernene (kalibrerte år før nåtid). Sedimentasjonsraten er oppført mellom de daterte-nivåene og opp til kjernetopp.

Det er ikke avdekket noe massetransportavsetninger i kjernene i Kaldfjorden, mens i Ersfjorden er det registrert opptil flere. Dette kan ha en sammenheng med at Kaldfjorden ikke er direkte eksponert for bratte fjordskråninger og at sediment-tilførselen fra f. eks Blåmannsvikdalen har en mye jevnere gradient, enn hva tilfellet var for Ersfjorden og deres lokale bretilførsel.

I kjerne HH13-041 mangler en tydelig marin del og den øvre del er definert som en overgangssone. Den marine delen er trolig forstyrret. Litofacies i de marine delene i Kaldfjorden varierer mellom siltig sand og sandig silt. I Ersfjorden er den marine delen definert med både lettleire, siltig lettleire, siltig sand og sandig silt. I den glasimarine delen domineres siltig lettleire i Kaldfjorden, mens i Ersfjorden varierer det fra siltig lettleire og sandig silt. Denne forskjellen kan skyldes et høyere energiregime og hurtigere sedimentasjon i Ersfjorden. Et mulig scenario er at det har kommet kraftige smeltevannsdreneringer fra de lokale breene, som har skapt turbulens og sterk suspensjonsavsetning i fjorden, som har bidratt til grovere korn. Betydningen av nærhet til det åpne hav og dermed kraftigere vannsirkulasjon er også en hovedfaktor, mens Kaldfjorden er noe skjermet for dette.

6.5.3 Sammenligning av dateringer, sedimentasjonsrater, fysiske og geokjemiske trender

Basert på dateringer fra Kaldfjorden (Hermansen, 2015) er artene «*Astarte elliptica*» og «*Sillicosigmolina groenlandica*» også funnet og datert, i likhet med Ersfjorden. Arten «*S. groenlandica*» ble datert til 15955 ± 120 ^{14}C (18788 kal. år BP). Med «kun» en aldersforskjell på 622 kal.år BP mellom arten fra Ersfjorden og Kaldfjorden, forsterker dette antakelsen om den høye alderen. Dette forsterker antakelsen om at isdekket befant seg bak kjerne HH13-041 i Kaldfjorden og kjerne HH13-045 i Ersfjorden. Dermed utgjør denne alderen en omtrentlig minimumsalder for starten av deglasiasjonen i fjordene (kap.6.4.1). Minimumsalder for slutten av deglasiasjonen i Kaldfjorden er datert til 11 231 kal. år BP (av arten «*Nuculana minuta*»). Dette samsvarer godt med minimumsalderen i Ersfjorden (kap.6.4.2).

I forhold til Ersfjorden har Kaldfjorden ikke en trend med økende sedimentasjonsrate fra ytre til indre del av fjorden. Men trendene er generelt like med at sedimentasjonsraten er høyere i den glasimarine delen og mindre i den marine delen av kjernen. I øvre del av kjerne HH13-041 er trenden den samme som situasjon for Ersfjordens øvre del i HH13-045, der det er en

økning i forhold til den gradvis reduserende trenden fra glasimarint til marint miljø. Samtidig ser Kaldfjorden ut til å være enda mer påvirket av lokale forskjeller, slik som tilskudd av lokale breer ved enkelte deler av fjorden, spesielt med tanke på den høye sedimentasjonsrate økningen i kjerne HH13-042. Den høye sedimentasjonsraten i Kaldfjorden befinner seg mellom 12 530 kal. år BP og 11 231 kal. år BP, som inngår i periodene Yngre Dryas og inn i overgangen til Preboreal. Den høye raten skyldes trolig mye tilførsel fra den lokale breen i Blåmannsvik, noe som støtter opp teorien fra Larsen (1983) om at breen eventuelt har kalvet og avsatt sediment ut i Kaldfjorden.

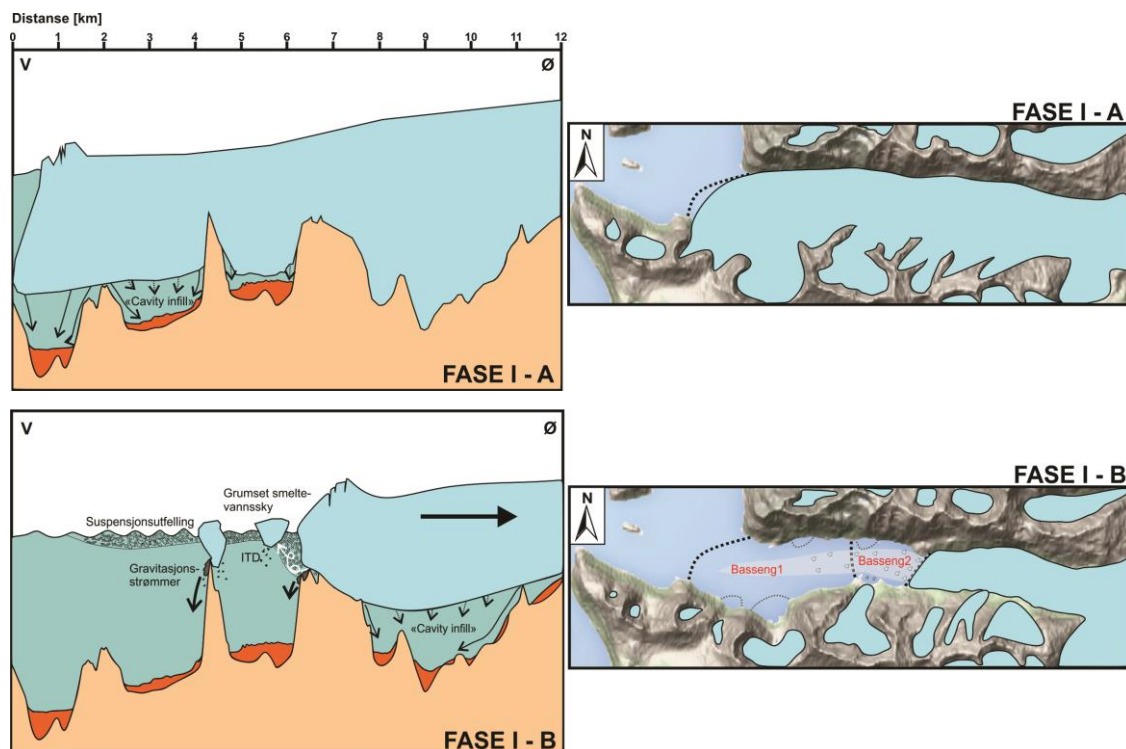
Kaldfjordens Fe/Ca-forhold er størst i sub-basseng₂₋₂ (kjerne HH13-042). Fe/Ca forholdet er 2.29, derav Fe/Sum (0.39) og Ca (0.17). I sub-basseng₂₋₁ helt sør i kjerne HH13-041 er Fe/Ca forhold på 2.16, med størst innhold av Fe/Sum (0.41) og nest lavest innhold av Ca/Sum (0.19) blant kjernene. I kjerne HH13-043, helt nord i Kaldfjorden, har et kjerna et Fe/Ca forhold på 1.81, derav Fe/Sum på 0.38 og et Ca/Sum på 0.21 (høyest). I likhet med Ersfjorden er Fe/Ca forholdet størst i det midterste bassenget, mens det ytre og indre bassenget er svært like hverandre. Det gjenspeiles også i trend at Fe innholdet er størst i den glasimarine delen og Ca-innholdet er størst i den marine delen av kjerna. Kaldfjorden har noe større innhold av Fe enn Ersfjorden, mens den har noe mindre av Ca. Mest sannsynlig skyldes dette at Ersfjorden er (som tidligere nevnt) eksponert for sterkere vannsirkulasjon og gir dermed mer næringsrikt vann som skaper gunstige leveforhold for Ca-rikt materiale, mens Kaldfjorden ligger mer skjermet til og får mer tilførsel av land-derivert materiale. I Kaldfjorden er det f. eks ikke avdekket konsentrerte sand og skjell-lag, som det er identifisert i Ersfjorden. I tillegg kan lokale endringer i berggrunns sammensetningen i området ha påvirket denne sammensetningen noe ved lokale variasjoner internt i bassengene.

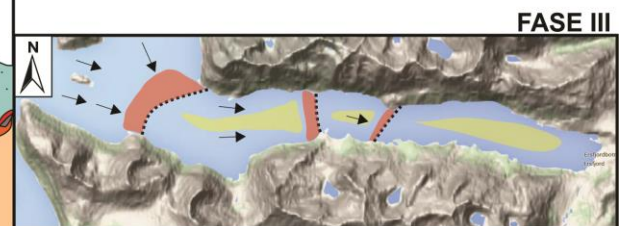
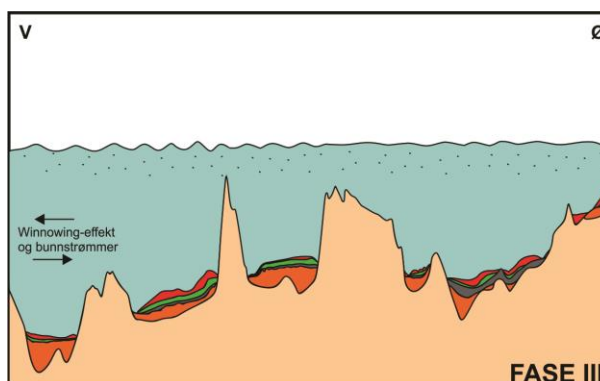
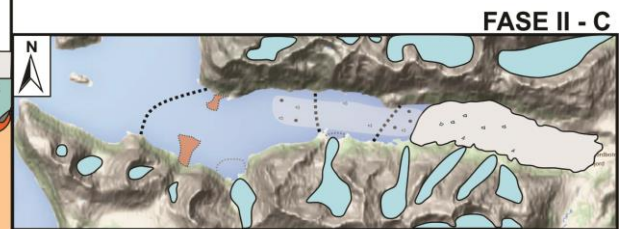
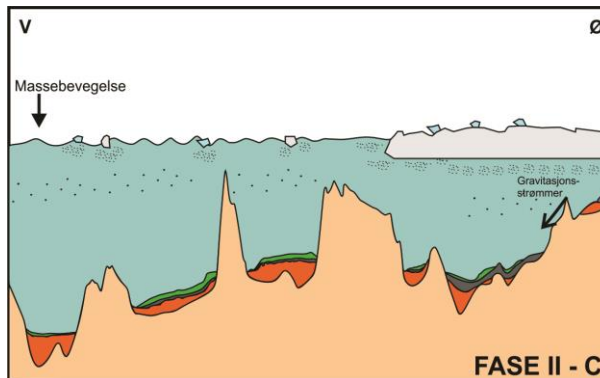
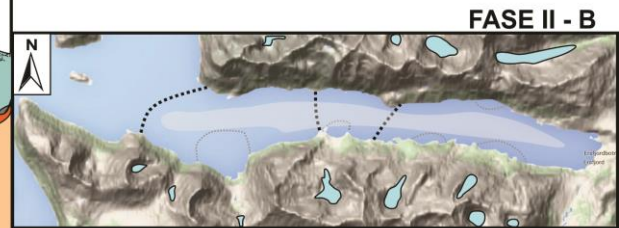
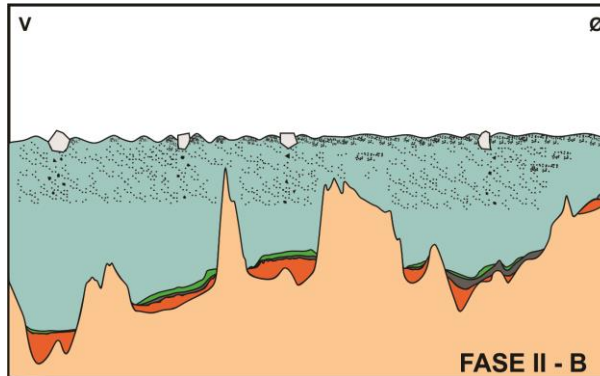
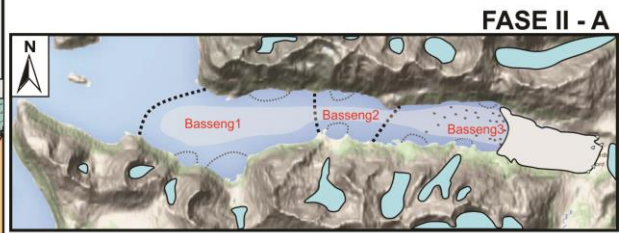
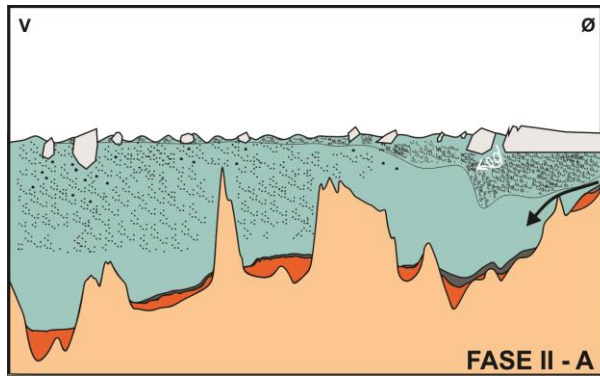
Magnetisk susceptibilitet i Kaldfjorden er størst i sub-bassenget helt sør (kjerne HH13-041) og har en trend som reduseres utover i fjorden. I Ersfjorden er magnetisk susceptibilitet størst i det midterste bassenget, deretter det ytterste bassenget og minst i det innerste bassenget. Dette kan korreleres med Fe/Ca trenden. Magnetisk susceptibilitet er altså høyere i glasimarin del og lavere i marin del, og det kan gjerne brukes som en indikator for tilførsel av terrigent materiale (Stein et al., 2008). Dette betyr at den glasimarine delen inneholder sedimenter med mineraler som har større evne til å bli magnetisert. Dette kan korreleres med at f. eks Fe har høyere magnetisk susceptibilitet, enn hva tilfellet er for Ca. Hvorfor det er størst i det midterste bassenget i Ersfjorden skyldes trolig lokale forskjeller med høyere tilførsel av land-

derivert materiale fra området og mindre biogent karbonat tilførsel. I Kaldfjorden samsvarer ikke trenden i Fe/Ca forhold og magnetisk susceptibilitet fullstendig. Dette kan skyldes at kjerne HH13-041 er forstyrret i den marine delen (tidligere nevnt).

6.6 Oppsummering av deglasiasjonshistorie og utvikling av sedimentære miljø i Ersfjorden

Figur 6.16 illustrerer en kortfattet og tolket deglasiasjonshistorie definert gjennom faser og «under-faser». Starten på sedimentasjonen i Ersfjorden er antatt å være avsatt som et produkt av «cavity infill» og bunnmorene, og er kjennetegnet som varierende subglasialt materiale (**Fase I-a**). Minimumsalder for glasimarint miljø er rundt 18 166 kal. år BP ($15\,365 \pm 115$ ^{14}C år BP). De hoved-sedimentære prosessene var trolig dominert av et proksimalt miljø som dannet grumset smeltevannssky med suspensjonsutfall og is-transportert debris (ITD). Dette resulterte i episodiske gravitasjonsstrømmer (**Fase I-b**). Videre fulgte perioder med dominerende suspensjonsutfall og ITD (**Fase-II-a og II-b**), som reflekterer et smeltevannsdominert glasimarint miljø. Dette utløste igjen nye massebevegelser. Minimumsalder for slutten av deglasiasjonen er rundt 11565 kal. år BP ($10\,466 \pm 49$ ^{14}C år BP) (**Fase II-c**). Perioden som fulgte etter var dominert av marine og til dels fluviale avsetninger, med sterke bunnstrømmer i overgangen til Holocen (**Fase-III**).





Figur 6.16 (forrige side): Skjematisk illustrasjon av utviklingen over sedimentære miljø i Ersfjorden under sen Weichsel og Holocen. Figurene til venstre illustrerer studieområdet i tverrsnitt, mens figurene til høyre er viser Ersfjorden fra fugleperspektiv. Isens-utbredelse er antatt.

7. Konklusjon

Tre sedimentkjerneprøver fra Ersfjorden, i nordvestlige Troms, er analysert og korrelert med høyoppløselige seismiske data for å belyse sedimentære prosesser og rekonstruere paleo-miljø fra sen Weichsel og Holocen over fjorden.

- På bakgrunn av forenklet batymetrikart og seismisk data er Ersfjorden delt inn i tre hoved-bassenger adskilt med hver sin hoved-terstel. Internt i hvert basseng er det flere sub-bassenger og lokale-terstler.
- Seismisk data avslørte opptil fire seismiske enheter; S1- subglasial materiale, S2a- proksimal glasimarint materiale, S2-smeltevanns dominert glasimarint materiale og S3-marine avsetninger. Enhetene er definert mellom hver regionale seismiske refleksjon (R0, R1, R2a, R2 og R3). R0 representerer bunnrefleksjonen mellom seismisk enhet S1 og akustisk basement. R3 representerer havbunnsrefleksjonen på dagens havbunn.
- Seismisk enhet S1 fyller nedsynkningene i de irregulære bassengene i fjorden og varierer i mektighet utfra topografi. Generelt rundt 10 meter. Overliggende seismiske enheter tynges generelt ut mot fjordmunning. Enhetene er generelt mer eller mindre rundt 3 meter i mektighet. Generelt består enhetene blant annet av en akustisk transparent karakter (S2 og S3), som indikerer nokså lik litologi. Enkelte består av interne refleksjoner (S1 og S2a) som er tolket til å enten representere massetransport-avsetninger, morenene-materiale, kompaktering og generelt endring i kornstørrelser.
- Totalt 8 litologiske hovedenheter og 9 underenheter er definert. Hovedenhetene representerer i hovedsak glasimarint og åpent marint miljø. Dominerende litofacies i glasimarine avsetninger er siltig lettleire og sandig silt, samt klaster større enn 2 mm (is-transportert debris). I marine avsetninger er litofacies varierende fra lettleire, sandig silt, siltig lettleire og siltig sand, og litt klaster-materiale. I tillegg ble det identifisert en «overgangssone» med egenskaper fra begge miljøene.
- De dominerende sedimentære prosesser i Ersfjorden er suspensjonsavsetning fra grumsete smeltevannskyer som har entret fjorden ved fronten av tidevannsbreer og elvemunninger, samt is-transport i form av isfjell og havis som førte til utsmelting av is-transportert debris. I tillegg forekom episodiske gravitasjonsstrømmer under deglasiasjonen. Den relative betydningen av is-transportert debris har en trend som øker ut mot fjordmunningen, i den retningen suspendert-sediment avtar.

Massetransport avsetningene er trolig oppstått fra tersklene, samt fjordsidene som har blitt trigget av nedslagsfeltene tilført fra lokale breer i området. I den marine delen ble det identifisert konsentrerte avsetninger med et høyt innhold av skjellmateriale og sand. Dette er tolket til å være dannet som et resultat av «winnowing»-prosess og indikerer gode levetilstander med tilførsel av næringsrikt vann. I tillegg tilføres fjorden noe fluvialt materiale fra lokale elver langs fjordsidene.

- Magnetisk susceptibilitet og Fe-innhold er økende ut mot de ytre og sentrale deler av fjorden. Dette er foreslått til å gjenspeile et område med mindre karbonatrikt materiale (skjell) og økt tilførsel av terrigent materiale, som f. eks et høyere innhold av Ersfjordgranitt.
- Sedimentasjonsratene avtar gradvis mot fjordmunning. Trolig på grunn av økende avstand fra de største sedimentasjonskildene. Hoved-isdekket har antakelig hatt en lengere oppholdstid, samt lokale breer har vært mest dominerende i de indre deler. I moderne tid har også Ersfjordelva, som er lokalisert i den indre del av Ersfjorden, bidratt til noe økende sediment rate. Høyest sedimentasjonsrate er i glasimarine avsetninger. Svært lav sedimentasjonsrate i marine avsetninger og indikerer lite sedimenttilførsel.
- Minimumsalder for deglasiasjonen og overgang til glasimarint miljø i fjorden er datert til omtrent 18 166 kal. år BP. Dette er betydelig tidligere enn deglasiasjonen av store fjordsystemer i Nord-Norge, f. eks Andfjorden-Vågsfjorden (Vorren & Plassen, 2002), samt tidligere foreslått deglasiasjon av kontinentalhylla vest for Kvaløya (sammenlignet med Rydningen et al., 2013).
- Minimumsalder for slutten av deglasiasjonen i Ersfjorden er omtrent 11 565 kal. år BP. Det var is-transport frie forhold i fjorden og det ble stadig mer et dominerende åpent marint miljø.
- Dateringene om tidlig deglasiasjon og overgang fra glasimarint til marint miljø korresponderer vel med nabofjorden Kaldfjorden. Forskjeller mellom Ersfjorden og Kaldfjorden er imidlertid at Kaldfjorden ikke har noen massetransport-avsetninger i kjernene. Kaldfjorden har også et lavere Ca-innhold enn Ersfjorden, men desto høyere Fe-innhold. Dette relateres til at Ersfjorden i større grad er eksponert mot det åpne havet. Dette fører til økt tilførsel av næringsstoffer som resulterer i bedre levetilstander for skjell. Kaldfjorden er ligger derimot mer skjermet til og får mindre tilførsel av næringsstoffer og domineres mer av land-derivert materiale (terrigent).

8. Anbefalt for fremtidig arbeid

Resultatene av studiet har avdekket ny informasjon om deglasiasjonshistorie og paleo-miljø i Ersfjorden og generelt Kvaløya, under sen Weichsel og Holocen. Imidlertid har undersøkelsene gitt resultater som krever ytterligere forskning for å forbedre forståelsen av området under deglasiasjonen. De anbefalte retninger for fremtidig arbeid er blant annet:

- Analyse av batymetridata og tolke overflate morfologiske landformer.
- Analyse av seismikkdata på tvers av fjordretningen, samt flere linjer parallelt med fjordaksen.
- Flere dateringer som vil forbedre aldersmodellen og forbedre deglasiasjons-kronologien og dynamikk. I tillegg korrigere potensielle endringer i sedimentasjonsrate.
- Biologiske studier for å studere det økologiske paleo- miljøet; havstrømmer, saltholdighet og temperatur.
- Skaffe seismikk og kjerneprøvedata fra utløpsfjordene i Ersfjorden; Håjafjorden og Sessøyfjorden. Dette for å bedre forstå deglasiasjons-dynamikken av kontinentalhylla utenfor vest-Troms.

9. Referanser

- Aagaard-Sørensen, S., Husum, K., Hald, M. & Knies, J. (2010).** Paleooceanographic development in the SW Barents Sea during the LateWeichseliane Early Holocene transition. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3442-3456.
- Aarseth, I. (1997).** Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology* 143, 39-53.
- Amantov, A., Fjeldskaar, W. & Cathles, L., (2011).** Glacial erosion in the Baltic Sea region: Effect on the post-glacial uplift. In: Harff, J., Björck, S., & Hoth, P. (eds). *The Baltic Sea Basin*. Springer Verlag, New York.
- Amantov, A. & W. Fjeldskaar, (2013).** Geological - geomorphological features of the Baltic region and adjacent areas: imprint on glacial - postglacial development. *Regional Geology and Metallogeny*, St. Petersburg.
- Andersen, B. G. (1968).** Glacial geology of western Troms, North Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse* 256, 160.
- Andersen, B.G. et al., (1995).** Younger Dryas Ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, 28: 147-169.
- Andreassen, K., Ødegaard, C.M., & Rafaelsen, B., (2007).** Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry 3D seismic data from the south-westernBarents Sea. In: Davis, R., Posamentier, H.W., Wood, L.J., Cartwright, J.A. (Eds.), *Seismic Geomorphology: Application to Hydrocarbon Exploration and Production*. Special Publication, vol. 277. Geological Society, London, pp. 151–169.
- Andreassen, K., Laberg, J. S., & Vorren, T. O. (2008).** Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology* 97, 157-177.
- Andreassen, K. (2009).** Marine Geophysics. Lecture Notes for GEO-3123, University of Tromsø. p. 2-9, 31-39.
- Avaatech, (2015).** www.avaatech.com
- Bennett, M. R., Waller, R. I., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., & Huddart, D. (1998).** Glasigenice clast fabrics: genetic fingerprint or wishful thinking? *J. Quaternary Sci.*, Vol. 14, 125-135.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Corfu, F., Armitage, P. E., Davidsen, B., Johansen, H. W., et al. (2007).** Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: a new occurrence of a Palaeoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *NORSK GEOLOGISK TIDSSKRIFT*, 87(3), 301.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Armitage, P. E., Zwaan, K. B., Corfu, F., Ravna, E. J., et al. (2010).** Neoproterozoic to Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms basement complex, North Norway. *Nor J Geol*, 90, 21-48.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Myhre, P. I., Corfu, F., Armitage, P. E. B., Zwaan, K. B. & Ravna, E. J. K. (2013).** Archaean elements of the basement outliers west of the Scandinavian Caledonides in Northern Norway: Architecture, Evolution and Possible correlation with Fennoscandia. In: *Evolution of Archean Crust and Early Life*. Springer. 103-123
- Bjørlykke, K. (2001).** Sedimentologi og petroleumsgnologi. *Gyldendal Norsk Forlag AS*. 2. utg. 14-17, 28-38. 39-41, 52.
- Blikra, L.H. and Longva, O., (2000).** Gravitational-slope failures in Troms: Indications of palaeoseismic activity? In: J. Dehls and O. Olesen (Editors), *Neotectonics in Norway*, Annual Technical Report. NGU Report 2000.01, 31-40.
- Blikra, L.H., Longva, O. and Sletten, K., (2001).** Palaeoseismic activity and gravitational-slope failures. In: O. Olesen (Editor), *Neotectonics in Norway*, Final report. NGU Report 2000.2, 33-43.
- Boggs, S.J., (1995).** Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Prentice Hall, New Jersey, 774.

- Bond, G.; Heinrich, H.; Broecker, W.; Labeyrie, L.; Mcmanus, J.; Andrews, J.; Huon, S.; Jantschik, R.; Clasen, S.; Simet, C. (1992).** Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360 (6401): 245–249.
- Boulton, G.S., Paul, M.A., (1976).** The influence of genetic processes on some geotechnical properties of tills. *Journal of Engineering Geology* 9, 159–194.
- Boulton, G.S. (1982).** Subglacial processes and the development of glacial bedforms. In: Davidson-Arnott, R., Nickling, W. & Fahey, B.D. (eds.): *Research in glacial, glacio-fluvial, and glacio-lacustrine systems*. Geo Books, Norwich, 1-31.
- Boulton, G.S., van der Meer, J.J.M., Hart, J., Beets, D., Ruegg, G.H.J., van der Wateren, F.M. & Jarvis, J. (1996).** Till and moraine emplacement in a deforming bed surge – an example from a marine environment. *Quaternary Science Reviews* 15, 961-987.
- Bouma, A.H., (1962).** *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168.
- Bowman, S., (1990).** *Radiocarbon Dating*, University of California Press.
- Bøe, R., Hovland, M., Instanes, A., Rise, L. and Vasshus, S., (2000).** Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution. *Marine Geology*, 167(1-2): 147-165.
- Bøe, R, Longva, O., Lepland, A., Blikra, L.H., Sønstegeard, E., Hafliðason, H., Bryn, P. & Lien, R. (2004).** Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 84, 35-55.
- Canals, M., Urgeles, R., Calafat, A.M., (2000).** Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology* 28, 31–34.
- Corner, G.D. (1980).** Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas* 9, 239-249.
- Corner, G.D. (1980b).** Avalanche impact landforms in Troms, North Norway. *Geogr. Ann.* 62 A (1-2): 1-10.
- Corner, G. D. (2005).** **A:** Atlantic Coast and Fjords; *Geography of Fennoscandia*: Oxford University Press, 432pp, 156. **B:** Scandes Mountains; *Geography of Fennoscandia*: Oxford University Press, 432.
- Corner, G. D. (2006).** A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls: *Society of Sedimentary Geology*, Vol. 85.
- Cowan, E.A. and Powell, R.D., (1990).** Suspended sediment transport and deposition of cyclically interlaminated sediment in a temperate glacial fjord, Alaska, U.S.A. In: J.A. Dowdeswell and J.D. Scourse (Editors), *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publication, 75-89.
- Cowan, E.A., Cai, J., Powell, R.D., Clark, J.D. and Pitcher, J.N., (1997).** Temperate glacimarine warves: an example from Disenchantment Bay, southern Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 67(3): 536-549.
- Cowan, E.A., Cai, J., Powell, R.D., Seramur, K.C. and Spurgeon, V.L., (1998).** Modern tidal rhythmites deposited in a deep-water estuary. *Geo-Marine Letters*, 18: 40-48.
- Cowan, E.A., Seramur, K.C., Cai, J. and Powell, R.D., (1999).** Cyclic sedimentation produced by fluctuations in meltwater discharge, tides and marine productivity in an Alaskan fjord. *Sedimentology*, 46: 1109-1126.
- Croudace, I. W., Rindby, A., & Rothwell, G. (2006).** ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. In R. G. Rothwell, *New techniques in sediment core analysis* (Vol. 267, pp. 51-63). London: Geological Society, Special Publications.

Corfu, F., Armitage, P. E., Kullerud, K., & Bergh, S. G. (2003). Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE*, 441, 61-72.

Corfu, F. (2004). U-Pb age, setting and tectonic significance of the anorthositemangerite-charnockite-granite suite, Lofoten-Vesteralen, Norway. *Journal of Petrology*, 45(9), 1799-1819.

Cottier, F.R., Nilsen, F., Skogseth, R., Tverberg, V., Skarøhamar, J. & Svendsen, H., (2010). Arctic fjords: a review of the oceanographic environment and dominant physical processes. In: Howe, J.A., Austin, W.E.N., Forwick, M. & Paetzel, M. (eds.) *Fjord systems and archives*. Geological Society, London, Special Publications, 344, 35-50

Clark, C.D., (1993). Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surf. Processes Landf.* 18, 1 – 29.

Clark, C.D., Tulaczyk, S.M., Stokes, C.R., Canals, M., (2003). A groove-ploughing theory for the prediction of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics. *Journal of Glaciology* 49 (165), 240–256.

Dahl, R., & Sveian, H. (2004). *Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser I Troms*. NGU.

Dannevig, P., (2009). Troms:klima: <http://snl.no/Troms/klima>.

Dehls, J.F., Olesen, O., Olsen, L. and Blikra, L.H., (2000). Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews*, 19(14-15): 1447-1460.

Domack, E., & McClennen, C. (1996). Accumulation of glacial marine sediments in fjords of the Antarctic Peninsula and their use as late Holocene paleoenvironmental indicators. In R. Ross, E. Hofmann, L. Quetin, R. Ross, E. Hofmann, & L. Quetin (Eds.), *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula*. (Vol. 70, 135-154. Antarctic Research Series.

Dowdeswell, J.A. & Dowdeswell, E.K., (1989). Debris in icebergs and rates of glaci- marine sedimentation: observations from Spitsbergen and a simple model. *Journal of Geology*, 97(2), 221-231.

Dowdeswell, J.A. et al., (2000). An origin for laminated glaci-marine sediments through sea-ice build-up and suppressed iceberg rafting. *Sedimentology*, 47: 557-576.

Dowdeswell, J.A., Ó Cofaigh, C., Pudsey, C., (2004). Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream. *Geology* 32, 13–16.

Dowdeswell, J.A., Ottesen, D., Rise, L., (2006). Flow switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. *Geology* 34 (4), 313–316.

Domack, E.W., (1984). Rhythmically bedded glaci-marine sediments on Whidbey Island, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(2): 589-602.

Eilertsen, R., Corner, G.D. & Aasheim, O. (2005). Deglaciation chronology and glaci-marine successions in the Malangen-Målselv area, northern Norway. *Boreas*, Vol. 34, 233-251.

Elverhøi, A. (1984). Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review. *Marine Geology* 57, 53-88.

Elverhøi, A., Svendsen, J.I., Solheim, A., Andersen, E.S., Milliman, J., Mangerud, J. & Hooke, R. LeB. (1995). Late Quaternary sediment yield from the High Arctic Svalbard area. *The Journal of Geology* 103, 1-17.

Elverhøi, A., Harbitz, C.B., Dimakis, P., Mohrig, D., Marr, J. & Parker, G., (2000). On the dynamics of subaqueous debris flows. *Oceanography*, 13(3), 109-117.

Evans, D. J. A., Phillips, E. R., Hiemstra, J. F. & Auton, C. A. (2006). Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews* 78, 115-176.

- Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J., & Eldholm, O., (2008).** Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea: Episodes, v. 31, 82-91.
- Fimreite, S., Vorren, K.-D. & Vorren, T.O., (2001).** Vegetation, climate and ice-front oscillations in the Tromsø area, northern Norway during the Allerød and Younger Dryas. *Boreas*, in press.
- Fjalstad, A. (1997).** *Late Weichselian glacial maximum, glacial retreat, and postglacial sea level changes at northern and central Andøya, northern Norway.* Doctor scient. thesis, University of Tromsø.
- Forsberg, C. F., Solheim, A., & Kvalstad, T. J. (2007).** Slope instability and mass transport deposits on the Godavari river delta, east indian margin from a regional geological perspective. In V. Lykousis, D. Sakellariou, & J. Locat, *Submarine mass movements and their consequences* (19-28). Springer.
- Forwick, M. & Vorren, T. O., (2002).** Deglaciation history and post-glacial mass movements in Balsfjorden. *Polar Research* 21(2), 259-266.
- Forwick, M. & Vorren, T. O., (2007).** Holocene mass-transport activity in and climate outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence. *The Holocene* 17(6), 707-716.
- Forwick, M. & Vorren, T.O. (2009).** Late Weichselian and Holocene sedimentary environments and ice rafting in Isfjorden, Spitsbergen. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280, 258-274.
- Forwick, M. & Vorren, T.O., (2010).** Stratigraphy and deglaciation of the Isfjorden area, Spitsbergen. *Norwegian Journal of Geology* 90, 163-179.
- Forwick, M., Vorren, T.O., Hald, M., Korsun, S., Roh, Y., Vogt, C., & Yoo, K. C. (2010).** Spatial and temporal influence of glaciers and rivers on the sedimentary environment in Sassenfjorden and Tempelfjorden, Spitsbergen. In: Howe, J.A., Austin, W.E.N, Forwick, M. & Paetzel, M. (eds.): *Fjord Systems and Archives*. Geological Society, London, Special Publications, 344, 163-193.
- Forwick, M., Dijkstra, N., Fabian, C., Faust, J., Franek, P., Iversen, S., Jernas, P., Kneis, K., O'Regan, M., Preto, P., Sauer, S., and Velle, J., (2013).** CRUISE REPORT; Marine-geological cruise to north Norwegian fjords and the continental shelf off northern Norway on R/V Helmer Hanssen, April 15th - 24th 2013; Department of Geology, University of Tromsø.
- Forwick, M. (2013).** How to use XRF core scanner data acquired with the Avaatech XRF core scanner at the Department of Geology, University of Tromsø. A short manual. University of Tromsø, Department of Geology.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. and Kopaska-Merkel, D.C., (1992).** Principles of sedimentary deposits - stratigraphy and sedimentology. Maximillan Publishing Company, New York, 717.
- Førland, E. J., Benestad, R. E., Flatøy, F. Hanssen-Bauer, I., Haugen, J. E, Isaksen, K., Sorteberg, A., & Ådlandsvik. (2009).** Climate development in North Norway and the Svalbard region 1900-2100. *Rapportserie nr. 128, Norsk Polarinstitutt.*
- Gade, H. G., (1986).** Features of fjords and ocean interaction: In: B.G. Hurdle (Editor), *The Nordic Seas*. Springer Verlag, New York, 183-189.
- GEOTEK. (2000).** *Geotek Multi-Sensor Core Logger (MSCL) Manual.*
- GEOTEK, (2014). A:** "Manual; Multi-Sensor Core Logger":
<http://www.geotek.co.uk/sites/default/files/MSCLmanual.pdf>
B: "GEOTEK X-ray Core Imaging with CT MSCL-XCT: Linear images & 3D reconstruction of sediment and rock cores."
http://www.geotek.co.uk/sites/default/files/Geotek_MSCL-XCT.pdf
- Gilbert, R., (1990).** Rafting in glaci-marine environments. In: Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (Eds.), *Glaci-marine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publication No 53, 105-120.

- Grossmann, E. L. (1987).** Stable isotopes in modern benthic foraminifera: a study of vital effects. *Journal of Foraminifera Research*, 17(1), 48-61.
- Hambrey, M. (1994).** *Glacial Environments*. London: UCL Press.
- Heinrich, H. (1988).** Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Res.* 29: 142–152.
- Hald, M., & Vorren, T. O., (1983).** A shore displacement curve from the Tromsø district, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 63, 103-110.
- Hald, M., Husum, K., Vorren, T. O., Grøsfjeld, K., Jensen, H. B. & Sharapova, A. (2003).** Holocene climate in the subarctic fjord Malangen, northern Norway: a multi proxy study. *Boreas* 32, 543–559.
- Hald, M., Andersson, C., Ebbesen, H., Jansen, E., Klitgaard-Kristensen, D., Risebrobakken, B., Salamonsen, G. R., Sarnthein, M., Sejrup, H. P., & Telford, R. J. (2007).** Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 26, 3423-3440.
- Hermansen, H. O. (2015).** Sedimentære avsetningsmiljøer og deglasiasjonshistorie i Kaldfjorden, Kvaløya, Troms Fylke, *mastergradsoppgave*. Universitetet i Tromsø.
- Holtedahl, H., (1975).** The geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 323: 1-87.
- Holtedahl, H. & Bjerkli, K. (1982).** Late Quaternary sediments and stratigraphy of the continental shelf off Møre-Trøndelag, W. Norway. *Mar. Geol.* 45, 179-226.
- Hopkins, T. S., (1991).** The GIN Sea - A synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985: *Earth-Science Reviews*, v. 30, 175-318.
- Howe, J., Austin, W., Forwick, M., Paetzel, M., Harland, R., & Cage, A. (2010).** Fjord systems and archives: a review. In J. Howe, Austin, W.E.N., M. Forwick, & M. Paetzel, *Fjord Systems and Archives* (Vol. 344, pp. 5-15). London: Special Publications.
- Husum, K. & Hald, M. (2004a).** A continuous marine record 8000–1600 cal. Yr BP from the Malangenfjord, north Norway: foraminiferal and isotopic evidence. *The Holocene*, 14, 877–887.
- Husum, K. & Hald, M. (2004b).** Modern foraminiferal distribution in the subarctic Malangenfjord and adjoining shelf, northern Norway. *Journal of Foraminiferal Research*, 34, 34–48.
- Indrevær, K., Bergh, S. G., Koehl, J.-B., Hansen, J.-A., Schermer, E. R., & Ingebrigtsen, A. (2013).** Post-Caledonian brittle fault zones on the hyper-extended SW Barents Sea Margin: New insights into onshore and offshore margin architecture.
- Judd, A., & Hovland, M. (2007).** Seabed Fluid Flow: Impact of geology, biology and the marine environment. Chapter 1 and 2: Introduction: Pockmarks, shallow gas and seeps.
- Jørgensen, P., Sørensen, R., & Haldorsen, S., (1997).** *Kvartærgeologi*: Bok. Landbruksforlaget.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Prestvik, O. (2013).** *Norske jordarter*: Bok.
- Kartverket:** <http://kartverket.no/Kunnskap/Klimaforskning/Landheving-i-Norge/>
- Kullerud, K. (2004).** Ytterst og eldst – berggrunnen på yttersida, *In: Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms* (Dahl, R. & Sveian, H), 58-65.

- Kullerud, K., Bergh, S. G., & Corfu, F. (2006).** De prekambriske grunnfjellsbergartene på øyene i Vest-Troms. Universitetet i Tromsø. 1-12.
- Laberg, J.S. & Vorren, T.O. (1995).** Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology* 127, 45-72.
- Larsen, V. (1983).** Den geologiske utviklingen under sen Weichsel på nordvestlige del av Kvaløya, Troms. *Hovedfagsoppgave i eksogen geologi*, Universitetet i Tromsø, 79.
- Larsen, E., Kjær, K.H., Demidov, I.N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H., & Lyså, A., (2006).** Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia: *Boreas*, v. 35, 394-424.
- Lawson, D. E. (1982).** Mobilization, movement and deposition of active subaerial sediment flows Matanuska Glacier, Alaska. *Journal of Geology*, 90, 279-300.
- Lawson, D. E. (1988).** Glacigenic resedimentation: classification concepts and application to mass-movement processes and deposits. *IN: Goldthwait, R. P. and Matsch, C. L. (eds), Genetic Classification of Glacigenic Deposits*, 147-169. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Leeder, M., (2011).** *Sedimentology and Sedimentary Basins. From Turbulence to Tectonics: Second edition*, Willey-Blackwell, 179-180, 203-204.
- Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005),** A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records, *Paleoceanography*, 20.
- Lopez, P., Navarro, E., Marce, R., Ordonez, J., Caputo, L. & Armengol, J. (2006).** Elemental ratios in sediments as indicators of ecological processes in Spanish reservoirs. *Department of Ecology, University of Barcelona. Limnetica*, 25 (1- 2), 499 -512
- Lowe, D.R., (1982).** Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279-297.
- Lyså, A., & Aarseth, I. (2004).** The late glacial-Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjorden, northern Norway: *Marine Geology*, Vol. 211, 45-78.
- Lyså, A. & Vorren, T.O. (1997):** Seismic facies and architecture of icecontact submarine fans in high-relief fjords, Troms, northern Norway-. *Boreas* 26, 309-328.
- Løseth, T. M. (1999).** Submarine massflow sedimentation: Chapter 2- Sediment instability on subaqueous slopes, chapter 3- Postfailure evolution of sediment mass movement, *Springer*, 16-34, 35-51.
- Mackiewicz, N.E., Powell, R.D., Carlson, P.R. and Bruce, M.F., (1984).** Interlaminated iceproximal glaciomarine sediments in Muir Inlet, Alaska. *Marine Geology*, 57: 113-147.
- Mangerud, J., and Gulliksen, S., (1975).** Apparent radiocarbon ages of Recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research* 5:236-237.
- Mangerud, J. (1992).** Naturlige klimavariasjoner (I). - Istider og mellomistider. *Naturen Årgang 116, nr. 2*, 70-76
- Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingólfsson, Ó., Landvik, J.Y., Mejdahl, V., Svendsen, J.I. & Vorren, T.O. (1998).** Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years. *Quaternary Science Reviews* 17, 11-42.
- Mangerud, J. (2004):** Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. *Pp. 271-294 in Ehlers, J. & Gibbard, P. (eds.): Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol. 1 Europe*, Elsevier, Amsterdam.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A., and Høisæter, T., (2006).** Marine ^{14}C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, no. 23-24, 3228-3245.
- Mareano, (2015).** <http://www.mareano.no/>.

Martinussen, M. (1960). Coast and fjord area of Finnmark. I: Holtedahl, O.: Geology of Norway. NGU nr 208.

Martinsen, O., & Nøttvedt, A. (2007). Av hav stiger landet: Paleogen og neogen (kenozoikum), kontinentene av idag forms; 66-2,6 Ma. In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (Eds.) Landet blir til, Trondheim, Norsk geologisk forening. Chapter 14, 440-478.

Meteorologisk institutt, (2015).

[http://www.yr.no/sted/Norge/Troms/Troms%C3%B8/Troms%C3%B8_\(Vervarslinga\)_m%C3%A5lestasjon/statistik.html](http://www.yr.no/sted/Norge/Troms/Troms%C3%B8/Troms%C3%B8_(Vervarslinga)_m%C3%A5lestasjon/statistik.html).

Mosher, D. C., & Simpkin, P. G. (1999). Environmental Marine Geoscience 1. Status and Trends of Marine High-Resolution Seismic Profiling: Data Acquisition. *Geoscience Canada*, 26(4), 174-188.

Myhre, P. I., Corfu, F., Bergh, S. G., Kullerud, K., Eilertsen, R. S., Olsen, N. R., et al. (2013). U-Pb geochronology along an Archaean geotranssect in the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 93(1), 1-24.

Nordgulen, Ø., & Andresen, A. (2007). Jordas urtid: de eldste bergarter dannes; 4600-850 Ma. In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (Eds.) Landet blir til Trondheim, Norsk geologisk forening. Chapter 3, 62-119.

Norsk Klimaservicesenter (2015). Klimaprofil Troms, januar 2015 (pdf).

NVE-Norges vassdrags- og energidirektorat, (2015).

<http://www2.nve.no/h/hd/plotreal/Q/0197.00010.000/index.html>

Ockelmann, K., (1958). The Zoology of East Greenland Marine Lamellibranciata. Medd. om Grønland, 122 (4), 256.

Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., & Rise, L. (2005). Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57° - 80°). *Geological Society of America Bulletin*, 117(7/8), 1033-1050.

Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Benn, D.I., Kristensen, L., Christiansen, H.H., Christensen, O., Hansen, L., Lebesbye, E., Forwick, M. & Vorren, T.O. (2008). Submarine landforms characteristic of glacier surges in two Spitsbergen fjords. *Quaternary Science Reviews* 27, 1583-1599.

Peterson, D.N., (1970). Glaciological investigations on the Casement Glacier south-east Alaska. Ohio State University, Institute of Polar Studies, 36.

Phillips, A.C., Smith, N.D. and Powell, R.D., (1991). Laminated sediments in prodeltaic deposits, Glacier Bay, Alaska. In: J.B. Anderson and G.M. Ashley (Editors), Glacial marine sedimentation; Paleoclimatic significance. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, 51-60.

Plassen, L. & Vorren, T.O. (2002). Late Weichselian and Holocene sediment flux and sedimentation rates in Andfjord and Vågsfjord, North Norway. *Journal of Quaternary Science* 17, 161-180.

Plassen, L., & Vorren, T. O. (2003). Sedimentary processes and the environment during deglaciation of a fjord basin in Ullsfjorden, north Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 83, 23-36.

Plassen, L., Vorren, T.O. & Forwick, M. (2004). Integrated acoustic and coring investigation of glacial deposits in Spitsbergen fjords. *Polar Research* 23, 89-110.

Powell, R. D. (1984). Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. *Marine Geology*. 57. 1-52.

Powell, R. D. & Molnia, B. F. (1989). Glacimarine sedimentary processes, facies and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords. *Marine Geology* 85, 359-390.

- Prior, D., Bornhold, B., & Johns, M. (1984).** Depositional characteristics of a submarine debris flow. *The Journal of Geology*, 92(6), 707-727.
- Quinn, R., Bull, J. M., & Dix, J. K. (1998).** Optimal Processing of Marine High-Resolution Seismic Reflection (Chirp). *Marine Geophysical Researches*, 20, 13-20.
- Rafaelsen, B., Andreassen, K., Kuilman, L.W., Lebesbye, E., Hogstad, K., Midtbø, M., (2002).** Geomorphology of buried glacial horizons in the Barents Sea from three-dimensional seismic data. In: Dowdeswell, J.A., Ó Cofaigh, C. (Eds.), *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 203, 259–276.
- Richter, T. O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H. C., De Haas, H., and van Weering, T. C. E., (2006).** The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments: Geological Society, London, Special Publications, v. 267, no. 1, 39-50.
- Rothwell, R., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I., & Frenz, M. (2006).** Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. In R. Rothwell, *New techniques in sediment core analysis* (Vol. 267, pp. 79-98). London: Geological Society.
- Ruddiman, W. F., (2001).** Earth's Climate – Past and Future. W.H. Freeman and Company, New York. Until paragraph on ice cores on p. 65.
- Rydningen, T. A., Vorren, T. O., Laberg, J. S., & Kolstad, V. (2013).** The marine-based NW Fennoscandian ice sheet: glacial and deglacial dynamics as reconstructed from submarine landforms, *Quaternary Science Reviews*, 68, 126-141.
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I., & Jorde, K. (2013).** Norsk geologisk ordbok. *Akademika Forlag, Trondheim*. 496.
- Sen Gupta, B. K. (1999).** Systematics of modern Foraminifera. In: Sen Gupta, B. K. (ed.) *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 7–36.
- Stein, R. (2008).** Arctic Ocean Sediments: Processes, Proxies and Paleoenvironment: bok. *Elsevier*.
- Stevens, R.L., (1990).** Proximal and distal glacial marine deposits in southwestern Sweden: contrasts in sedimentation. In: J.A. Dowdeswell and J.D. Scourse (Editors), *Glacial marine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publication, 307-316.
- Stewart, F.S. & Stoker, M.S. (1990).** Problems Associated with Seismic Facies Analysis of Diamicton-Dominated, Shelf Glacial Sequences. *Geo-Marine Letters* 10, 151-156.
- Stewart, T.G., (1991).** Glacial marine sedimentation from tidewater glaciers in the Canadian High Arctic. In: J.B. Andersen and G.M. Ashley (Editors), *Glacial marine sedimentation; Paleoclimatic significance*. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 95-105.
- Stoker, M.S., Pheasant, J. B., & Josenhans, H. (1997).** Seismic Methods and Interpretation, *British Geological Survey, Edinburgh, Scotland, UK and Geological Survey of Canada (Atlantic) Dartmouth, Nova Scotia, Canada*. 9-26.
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P., & Long, B. (2007).** Continuous physical properties of cored marine sediments- chapter fourteen. *Developments in Marine Geology, Vol. 1*. Elsevier. 63-98.
- Stow, D.A.V. and Shanmugam, G., (1980).** Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25: 23-42.

- Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collinson, J.D., (1996).** Deep Seas. In: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary Environments - Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 395-453.
- Stuiver, M. et al., (1998).** INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40(3): 1041-1083.
- Slubowska-Woldengen, M., Koç, N., Rasmussen, T.L., Klitgaard-Kristensen, D., Hald, M., Jennings, A.E., (2008).** Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. *Quaternary Science Reviews* 27, 1476-1492.
- Sveian, H. (2004).** Isen kom- og forsvant. In: *Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms* (Dahl, R. & Sveian, H), 24-33.
- Sveian, H. & Corner, G. D. (2004).** Lyngens isbreer før og nå. In: *Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms* (Dahl, R. & Sveian, H), 90-96.
- Sveian, H., Bergstrøm, B., Blikra, L., H., & Dahl, R. (2004).** Og landet steg... In: *Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms* (Dahl, R. & Sveian, H), 38-50.
- Sveistrup, T.E. (1984).** Retningslinjer for beskrivelse av jordprofil. *Jord og Myr* 2/84, 30-77.
- Svensen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H.W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., & Stein, R., (2004).** Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, 1229-1271.
- Syvitski, J., Burrell, D., & Skei, J. (1987).** *Fjords: Processes and Products*. New York: Springer Verlag.
- Syvitski, J.P.M., (1989).** On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. *Marine Geology*, 85, 301-329.
- Sætre, R., (2007).** The Norwegian coastal current: Oceanography and Climate: Trondheim, Institute of Marine Research, 159 p.
- Thomsen, E. and Vorren, T.O., (1986).** Macrofaunal palaeoecology and stratigraphy in late Quaternary shelf sediments off northern Norway. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 56: 103-150.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., & Bickert, T. (2007).** Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2), 1-12.
- Udden, J. (1914).** Mechanical composition of clastic sediments. *The Geological Society of America Bulletin*, 25, 543-548.
- Veeken, P. (2007).** Seismic Stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation. *Handbook in Seismic Exploration* 37. p. 111-141, 229-234, 254-263, 268-279. Elsevier.
- Vorren, K.-D. (1978).** Late and Middle Weichselian stratigraphy of Andaya, north Norway. *Boreas* 7, 19-38.
- Vorren, T. O. & Elvsborg, A., (1979).** Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway - a review. *Boreas*, Vol. 8, 247-253.
- Vorren, T.O., Corner, G.D, & Nagy, J. (1981).** Weichselian sediments containing redeposited interstadial/interglacial fossils at Slettaelva, North Norway. *Boreas*, Vol. 10, 477-484.
- Vorren, T.O., Edvardsen, M., Hald, M. and Thomsen, E., (1983a).** Deglaciation of the Continental Shelf off Southern Troms, North Norway. *Norges geologiske Undersøkelse*, 380: 173-187.

- Vorren, T. O., Hald, M., Edvardsen, M. & Lind-Hansen, O. W. (1983b).** Glacigenic sediments and sedimentary environments on 124 *Tore O. Vorren and Liv Plassen* BOREAS 31 (2002) continental shelves: general principles with a case study from the Norwegian shelf. In Ehlers, J. (ed.): *Glacial Deposits in Northern Europe*, 61–73. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Vorren, T. O., Hald, M., & Thomsen, E., (1984).** Quarternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway. *Marine Geology*, 57: 229-257.
- Vorren, T. O., Vorren, K.- D., Alm, T., Gulliksen, S. & Løvlie, R. (1988).** The last deglaciation (20000–11 000 BP) on Andøya, northern Norway. *Boreas* 17, 41–77.
- Vorren, T. O., & Laberg, J. S. (1997).** Trough mouth fans – Paleoclimate and ice-sheet monitors: Quaternary Science Reviews, Vol. 16, 865-881.
- Vorren, T. & Plassen, L. (2002).** Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord- Vågsfjord area, North Norway. *Boreas* 31, 97-125
- Vorren, T.O. (2003).** Subaquatic Landsystems: Continental Margins. In: Evans, D.J.A. (ed.): *Glacial Landsystems*. Hodder Arnold, London, 289-312.
- Vorren, T.O. & Mangerud, J. (2007).** Istider kommer og går: Sein oliocen og pleistocen (kvartær): 2.7 Ma til 11 500 år. In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangsnes, K. (Eds.) *Landet blir til*, Trondheim, Norsk geologisk forening. Chapter 14, 440-478.
- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., and Torsvik, T. H., (2007).** Norge trer fram: In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangsnes, K. (Eds.) *Landet blir til* Trondheim, Norsk geologisk forening. Chapter 16, 532-555.
- Walker, M. (2005).** Quaternary dating methods, *Wiley*.
- Wacker, L., Lippold, J., Molnár, M., & Schulz, H. (2013).** Towards radiocarbon dating of single foraminifera with a gas ion source. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 294, 307-310.
- Wassmann, P., Svendsen, H., Keck, A. and Reigstad, M., (1996).** Selected aspects of the physical oceanography and particle flux in fjords of northern Norway. *Journal of Marine Systems*, 8: 53-71.
- Wassmann, P., Reigstad, M., Øygarden, S. and Rey, F., (2000).** Seasonal variation in hydrography, nutrients, and suspended biomass in a subarctic fjord: applying hydrographic features and biological markers to trace water masses and circulation significant for phytoplankton production. *Sarsia*, 85: 237-249.
- Weber, M. E., Niessen, F., Kuhn, G., and Wiedicke, M., (1997).** Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger: *Marine Geology*, v. 136, no. 3–4, p. 151-172.
- Weltje, G.J. & Tjallingii, R., (2008).** Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274, 423-438.
- Wentworth, C. (1922).** A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Werne, J.P., Sageman, B., Lyons, T.W. & Hollander, D.J. (2002).** An integrated assessment of a —type euxinic deposit: evidence from multiple controls on black shale deposition in the Middle Devonian Oatka Creek Formation. *Am.J. Sc.*, 302, 110-143
- Zwaan, K. (1995).** Geology of the Precambrian West Troms Basement Complex, northern Norway, with special emphasis on the Senja Shear Belt: a preliminary account. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 427, 33-36.