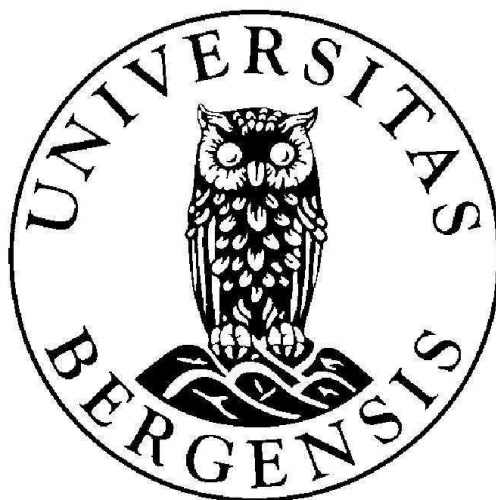


Sedimentære prosesser og avsetningsmiljø i Byfjorden, Vest-Norge

Av

Jannicke Kuvås

Masteroppgave i geovitenskap



**Institutt for geovitenskap
Universitetet i Bergen
Juni 2015**

FORORD

Jeg vil først og fremst takke min hovedveileder Berit Oline Blihovde Hjelstuen for svært god oppfølging, veiledning og kritisk gjennomlesing av oppgaven i løpet av masterstudiet ved Universitetet i Bergen. Jeg vil også rette en stor takk til mine medveiledere Hans Petter Sejrup og John Inge Svendsen, som har kommet med gode innspill til oppgaven min.

Takk til Benjamin Bellwald for diskusjoner og hjelp med sedimentkjerner og seismiske data, og til Lukas Becker for opplæring i KaleidaGraph v4.1. Videre vil jeg takke Jo Brendryen for hjelp med XRF-data og Dag Inge Blindheim for plukking av foraminifera til datering. Takk til Olex AS for bruk av batymetridata.

Til slutt vil jeg takke familie og venner for tre fine år som student ved Universitetet i Tromsø og to fine år som student ved Universitetet i Bergen. Spesielt vil jeg takke mine foreldre og Kim Daniel Sebak for god moralsk støtte og oppmuntring gjennom studietiden.

Bergen, 1. juni 2015

Jannicke Kuvås

SAMMENDRAG

Hovedformålene med denne oppgaven har vært å kartlegge sedimentære prosesser og avsetningsmiljø som har forekommet under og etter den siste deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket i et vest-norsk fjordsystem. Studien er basert på tolkning av seismiske profiler, batymetriske data og sedimentkjerner fra Byfjorden, sørlige del av Herdlefjorden og Salhusfjorden.

Et seismostratigrafisk rammeverk har blitt etablert bestående av de seismiske enhetene B1-B5. Basert på dette rammeverket og analyser og datering av sedimentkjerner kan følgende avsetningshistorie for studieområdet etableres:

Da isdekket begynte tilbaketrekking fra det vest-norske fjordsystemet i tidlig holosen ble glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter avsatt (Enhet B1). Det forekom rask landheving i tidlig holosen og resulterte i ustabile forhold i fjordsystemet. I denne perioden er fjordsystemet karakterisert av en rekke repeterende massebevegelser (Enhet B2). I sen holosen ble forholdene mer stabile og avsetningsmiljøet endret seg til en sedimentasjon dominerende av hemipelagiske avsetninger (Enhet B3 og Enhet B5). Turbiditter (Enhet B4) og skredavsetninger forekom i sen holosen, og disse er datert til å være yngre enn rundt 3000 kal. år. Årsaksmekanismen til disse massebevegelserne kan være jordskjelvaktivitet eller lokale klimaendringer.

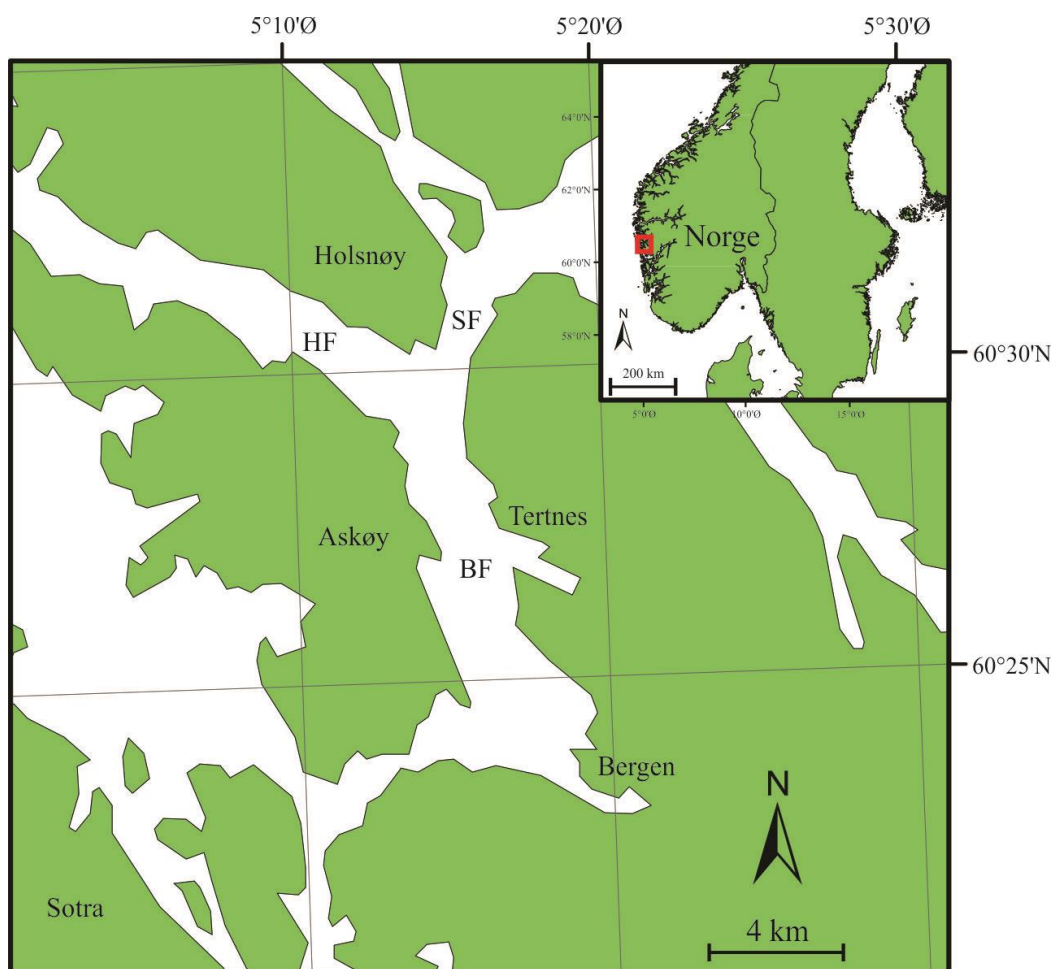
Sedimentasjonshastigheten i studieområdet har varierert i sen holosen. I tidsintervallet 1530-1280 kal. år BP var sedimentasjonshastigheten 0,14 cm/år og fra 1280 kal. år BP frem til i dag har sedimentene i studieområdet blitt avsatt med en hastighet på 0,04 cm/år. Årsaken til en lavere sedimentasjonshastighet etter 1280 kal. år BP kan være mindre tilgang av sedimenter eller endringer av strømminger i vannmassene i fjordsystemet.

INNHOLDSFORTEGNELSE

1	Innledning	1
2	Geologisk rammeverk	3
2.1	Fjord geologi – generell bakgrunn.....	3
2.2	Sedimentære prosesser og avsetninger i fjordbassenger	5
2.3	Berggrunn og jordskjelvaktivitet i studieområdet.....	8
2.4	Glasiasjonshistorie.....	12
2.5	Hydrografi	21
3	Data og metoder	26
3.1	Datagrunnlag	26
3.1.1	CTD-målinger.....	26
3.1.2	Akustiske data.....	27
3.1.3	Sedimentkjerner	31
3.1.4	Programmer benyttet i studien	38
4	Resultater	40
4.1	Batymetriske data	40
4.2	Vannmassekarakter.....	42
4.3	Seismostratigrafi, seismisk facies og sedimentmektigheter	47
4.3.1	Seismiske enheter	47
4.3.2	Sedimentmektigheter	67
4.4	Sedimentkjerner - analyseresultat.....	68
4.4.1	Sedimentkerne GS10-162-03GC	68
4.4.2	Sedimentkerne HB10-165-02GC.....	76
4.4.3	Sedimentkerne HB10-165-03GC.....	80
4.4.4	Sedimentkerne HB10-165-04GC.....	84
4.4.5	Sedimentkerne HB11-170-01GC.....	89
4.4.6	Sedimentkerne HB11-170-02GC.....	93
4.4.7	Sedimentkerne HB11-170-04GC.....	96
4.4.8	Sedimentkerne HB11-170-05GC.....	99
5	Diskusjon	103
5.1	Vannmasser	103
5.2	Sedimentære prosesser i Byfjorden	106
5.3	Kronologi	109
5.4	Avsetningsmiljø.....	112
5.5	Regional perspektiv	121
6	Konklusjon.....	126
	Referanser.....	129

1 INNLEDNING

Studieområdet omfatter Byfjorden, sørlige del av Herdlefjorden og Salhusfjorden, og er lokalisert på vestkysten av Norge (Figur 1.1). Byfjorden omringer Bergen, og øyene Sotra og Askøy skjerner fjorden fra åpent hav. Byfjorden strekker seg fra Bergen i sør og deler seg i Herdlefjorden og Salhusfjorden i nord. Fjorden har en NNV-SSØ orientert retning med en lengde på om lag 18 km og er opptil 3,5 km bred. Fjellene som omringer fjorden er opptil 600 m høye. Vanddybden varierer i studieområdet, ved Bergen er den 342 m og mot Holsnøy er den 486 m.



Figur 1.1. Oversiktskart over studieområdet som er lokalisert i Vest-Norge (markert med rødt i indeksskartet). BF - Byfjorden, HF – Herdlefjorden, SF - Salhusfjorden.

Tidligere arbeid fra studieområdet er begrenset. Hjelstuen og Brendryen publiserte i 2014 en studie over Byfjorden der de har fokusert på undersjøiske skredhendelser og turbiditter, samt hvilke mekanismer som har forårsaket disse hendelsene. Oppgaven skal gi en bedre forståelse av

hvilke typer sedimenter og sedimentære prosesser som har forekommet i et fjordsystem etter den siste tilbaketrekkingen av det Fennoskandiske isdekket for 15 000 – 14 000 år siden. I studien er det gitt flere delmål:

- 1) Kartlegge sedimentene som er avsatt i fjordsystemet
- 2) Identifisere sedimentære prosesser, som undersjøiske skred og turbiditter
- 3) Aldersbestemme sedimentene
- 4) Bestemme avsetningshistorien til sedimentene i fjordsystemet

For å nå disse målene skal det benyttes CTD-data, batymetriske data, høyt oppløselige TOPAS-profiler, samt nye og tidligere analyserte sedimentkjerner.

Oppgaven er en del av GLANAM ("Glaciated North Atlantic Margins") prosjektet (<http://www.glanam.org/>). GLANAM prosjektet fokuserer på den Atlantiske marginen og hvordan de pleistocene isdekkene har påvirket denne. GLANAM er et EU-prosjekt og har 10 forskningspartnere fra Norge, Storbritannia og Danmark, der iblant Universitetet i Bergen, Universitetet i Tromsø, Universitetssenteret på Svalbard, North Energy, Volcanic Basin Petroleum Research AS og Statoil ASA fra Norge.

Oppgaven har følgende struktur: I kapittel 2 i oppgaven gis en bakgrunn om generell fjordgeologi, sedimentære avsetningsprosesser og avsetninger i et fjordsystem, berggrunn og jordskjelvaktivitet, glasieringshistorien og hydrografi. Data og metoder benyttet i oppgaven blir gjennomgått i kapittel 3. Resultater med tolkning og analyse av tilgjengelige data presenteres i kapittel 4. I kapittel 5 presenteres diskusjonen, som vil omfatte en sammenstilling av resultatene for å belyse sedimentære prosesser og avsetningsmiljø for studieområdet. Oppgaven avslutter med kapittel 6, der konkluderende notater om de viktigste hovedpunktene i diskusjonen presenteres, samt videre arbeid.

2 GEOLOGISK RAMMEVERK

I dette kapittelet vil dannelsen av fjorder bli gjennomgått, samt sedimentære prosesser og avsetninger som forekommer i fjordbassenger. Videre vil berggrunnen i studieområdet beskrives og jordskjelvaktivitet i området. Til slutt vil glasieringshistorien til Vest-Norge bli representert og hydrografi langs vestkysten av Norge og generelt i fjorder.

2.1 FJORD GEOLOGI – GENERELL BAKGRUNN

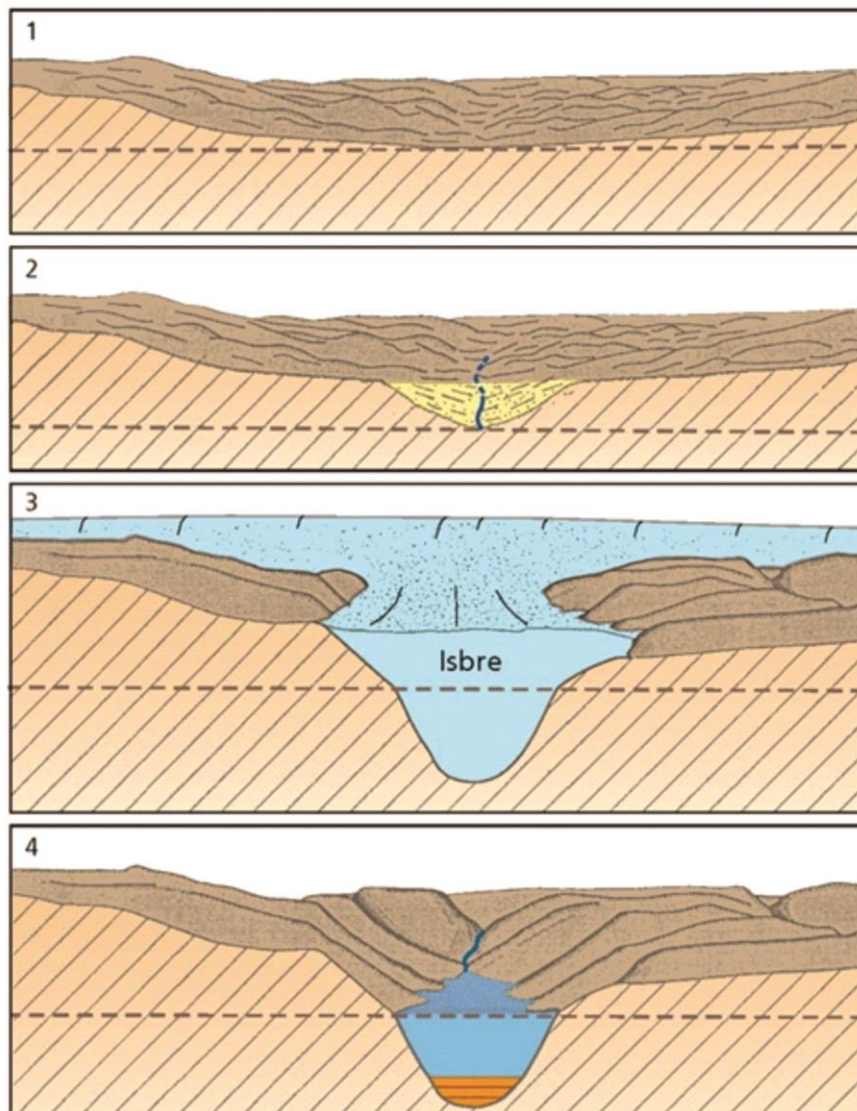
Fjorder er lokalisert på høye breddegrader på både den nordlige og sørlige halvkule (Syvitski et al., 1987). I Norge eksisterer 1190 navngitte fjorder og de forekommer langs kysten, fra sør til nord. Vestlandet er kjent for sine vakre fjorder, Geirangerfjorden, Sognefjorden og Hardangerfjorden. Sognefjorden og Hardangerfjorden er de dypeste fjordene i Norge, på henholdsvis 1300 og 900 moh. (Aarseth, 1997) og er også to av de lengste fjordene i verden. Det som kjennetegner disse fjordene er at de er omkranset av høye og bratte fjellvegger. Studieområdet, Byfjorden, er omringet av lavere terreng enn mange andre vestlandske fjorder. Fjorder kan gjerne strekke seg langt innen forbi kystlinjen, slik som Sognefjorden strekker seg opptil 210 km innenfor kystlinjen (Nesje & Whillans, 1994). Fjorder representerer dermed både marine og terrestriske avsetningsmiljø.

Fjorder er geologisk unge landformer og er et resultat av fremrykk og tilbaketrekking av isdekker og havnivåendringer i kvartær (Syvitski & Shaw, 1995). Ulike prosesser har gitt morfologien til fjordene. Fluviale prosesser kan ha vært dominerende i den tidlige utviklingen av fjorder (Rudberg, 1992), da daler ble erodert til havnivå (Nesje, 2012) og fikk en V-form. Under glasieringer ble disse dalene dekt av isdekker, som medførte glisiale prosesser (Rudberg, 1992) og erosjon under havnivå (Nesje, 2012), og ga opphavet til fjordens U-form. Da dalene ble erodert til under havnivå, ble de oversvømt av havet og dagens fjorder ble dannet (Nesje, 2012). Årsaken til at fjorder kan strekke seg langt innenlands er den tilbakeskridende erosjonen til fluviale og glisiale prosesser (Rudberg, 1992).

En modell for fjordutviklingen av Sognefjorden har blitt foreslått av Nesje & Whillans (1994) og videre modifisert av Vorren & Mangerud (2007) (Figur 2.1). Modellen kan brukes generelt for vestlandske fjorder, da den samsvarer med andre observasjoner. Fire forskjellige faser av

fjordutviklingen har blitt beskrevet av Nesje & Whillans (1994) og Vorren & Mangerud (2007) (Figur 2.1):

- Fase 1 – I mesozoikum og tidlig tertiær ble landoverflaten eksponert for forvitring og erosjon. De paleiske flatene ble dannet og lå nær havnivået.
- Fase 2 – I tertiær ble landet hevet. Landheving førte til økt fluvial erosjon i svakhetssoner i berggrunnen og dette ga opphav til pre-glasiale daler.
- Fase 3 – I plio-pleistocen var det gjentatte isdekker som okkuperte dalene og medførte breerosjon som ga opphav til dypere og overfordypete daler; fjorder. Det var lite erosjon av de paleiske overflatene.
- Fase 4 – I dagens mellomistid modifieres fjordene ved utløsning av skred langs fjordsidene.



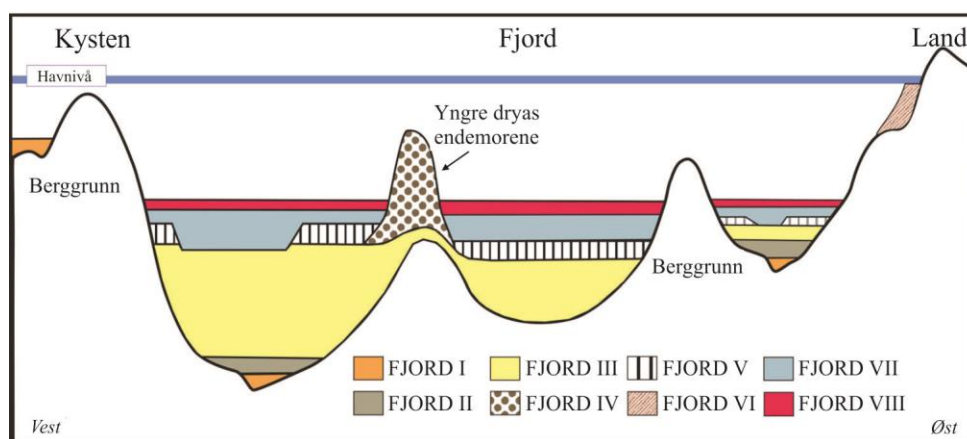
Figur 2.1. Dannelsen av norske fjorder skjer ved fire ulike faser, som er beskrevet i teksten. Havnivået representeres av den stiplede linjen. Figuren er hentet fra Vorren & Mangerud (2007).

2.2 SEDIMENTÆRE PROSESSER OG AVSETNINGER I FJORDBASSENGER

Fjordsystemer er generelt sett inndelt i en rekke dype sedimentbassenger som er adskilt av terskler. Tersklene består av grunnfjell og/eller kvartære avsetninger, som oftest morenemateriale (Holtedahl, 1965). I følge Aarseth (1997) har alle fjorder en ytre terskel på vanndybden 200-300 m. Bassengene kan ligge på relativt store vanndyp og i Norge kan vanndybden være opptil 1300 m (Aarseth, 1997). Sedimentbassengene opptrer som feller for sedimenter (Syvitski et al., 1987; Syvitski & Shaw, 1995) og dermed kan de mektigste sedimentpakkene observeres her.

Fordelingen av sedimentene i fjordene er avhengig av batymetrien, dybde og hydrografisk regime (Howe et al., 2010).

En modell for sedimentære avsetningsmiljø i norske vestlandske fjorder er presentert av Aarseth (1997). Denne modellen har i senere tid blitt modifisert av Hjelstuen et al. (2013) (Figur 2.2), da studier som har benyttet bedre datakvalitet og data med høyere oppløsning har gitt en bedre tolkning av sedimentære prosesser og avsetningsmiljø i fjordsystemer. Aarseth (1997) utarbeidet en modell med fem enheter basert på terrestrisk stratigrafi og seismisk tolkning, mens Hjelstuen et al. (2013) har utvidet modellen til åtte enheter (Fjord I-VIII) (Figur 2.2). Oppgaven tar utgangspunkt i den sistnevnte modellen.



Figur 2.2. Fjordstratigrafi. Enhetene Fjord I – VIII er beskrevet i teksten. Figuren er modifisert fra Hjelstuen et al. (2013).

Enhet Fjord I (Figur 2.2) representerer sedimenter eldre enn siste istids maksimum. Denne enheten har en begrenset utbredelse i smale fjorder, der isdekkets strømminger har vært vinkelrett på fjorden (Aarseth, 1997). Bunnmorene avsatt i forbindelse med siste glasiøse maksimum representerer enhet Fjord II (Figur 2.2). Laminerte glasimarine sedimenter representerer enhet Fjord III (Figur 2.2), som ble avsatt under tilbaketrekningen av det Fennoskandiske isdekket i allerød (14 000-11 000 ^{14}C år BP) (Aarseth, 1997). Enhet Fjord IV (Figur 2.2) representerer morener avsatt fra framrykket av det Fennoskandiske isdekket i yngre dryas. Sedimentene avsatt i yngre dryas er avsatt i perioden 11 000-10 300 ^{14}C år BP (Aarseth, 1997). Utenfor yngre dryas ismarginen ble glasimarine sedimenter avsatt i fjordbassenger (Aarseth, 1997) og representerer enhet Fjord V (Figur 2.2). I følge Hjelstuen et al. (2009a) og Aarseth (1997) har isdekket i yngre dryas muligens erodert delvis eller helt Fjord III sedimenter. Glasimarine sedimenter kan også ha

blitt avsatt i områder som tidligere har vært isdekt under tilbaketrekninger av isdekket i yngre dryas. Fjord VI (Figur 2.2) representerer isfrontdeltaer, som ble dannet da isbreen var stillestående. Isfrontdeltaene ble avsatt i preboreal (10 000–9000 ^{14}C år BP) (Aarseth, 1997). Under tilbaketrekningen og nedsmelting av isdekket i yngre dryas økte skredaktiviteten på grunn av den raske glasio-isostatiske justeringen. Landhevning medførte eksponering av sedimenter på fjordskråningene, som ga ustabilitet og mest sannsynligvis utløste skred (Lyså et al., 2008). Jordskjelv som ble forårsaket av rask glasio-istostatiske justeringer etter deglasiasjonen kan ha bidratt med å utløse massebevegelsene (Bøe et al., 2004). Skredavsetningene representerer enhet Fjord VII (Figur 2.2) og avsetninger av denne enheten kan ha forstyrret sedimentene i Fjord III og Fjord V. Over 50 % av sedimentmektigheten i bassengene kan bestå av Fjord VII avsetninger (Holtedahl, 1975). Turbidittstrømmer representerer enhet Fjord VIII (Figur 2.2), som i tillegg inneholder fluvial transporterte sedimenter og hemipelagiske avsetninger (Howe et al., 2010). Fjord VIII sedimenter har blitt avsatt de siste 9000 ^{14}C år (Aarseth, 1997). Antropogene forurensinger i fjordsedimenter er en del av dagens sedimentasjon i enkelte norske fjorder, blant annet er tungmetaller funnet i sedimentene i Byfjorden (Paetzel et al., 2003).

De sedimenttypene som finnes i et fjordsystem er hemipelagiske/glasimarine sedimenter, skredavsetninger og turbidittavsetninger. Hemipelagiske sedimenter er finkornete materiale, som er direkte transportert fra land (Nichols, 2009) og avsettes fra suspensjon. Glasimarine sedimenter er ofte finkornet og laminerte, grovt materiale kan oppstå der isfjell har vært tilstede. Fjorder ernæres av sedimenter under deglasiasjoner av smeltende isbreer. Store mengder sedimenter kan akkumuleres og sedimentasjonshastigheten i dette miljøet kan være høy, men reduseres når isfronten trekker seg tilbake (Aarseth et al., 1989).

Ustabilitet i sedimenter kan oppstå der sedimentasjonshastigheten er høyere enn konsolidasjonshastigheten ved fjordskråningene og tersklene. Massebevegelser kan utløses ved naturlige og antropogene krefter på sedimentene, slik som sedimentlasting, jordskjelv, tsunamier og havnivåendringer (Bøe et al., 2004; Syvitski et al., 1987). Massebevegelser kan ha betydelige konsekvenser for bebyggelser og infrastruktur, og på grunn av konsekvensene er det viktig å forstå hvorfor de oppstår.

Turbidittstrømmer er en gravitasjonsdrivende prosess der sedimentene er i en kortvarig suspensjon. Halen til en turbiditt kan være i suspensjon over en lengre periode.

Turbidittstrømmer følger skråning og/eller strømmer over en horisontal flate, der mektigheten på strømmen er større oppstrøms enn nedstrøms. Når en turbidittstrøm kommer i kontakt med havbunnen, reduseres hastigheten og materialet kan falle ut av suspensjon. De groveste materialene vil avsettes først og deretter vil det finere materiale avsettes, og sedimentenheten som avsettes vil ha en normalgradering, også kjent som Boumasekvensen. Laminasjon og kryssjikt er strukturer som kan observeres i slike sekvenser (Nichols, 2009).

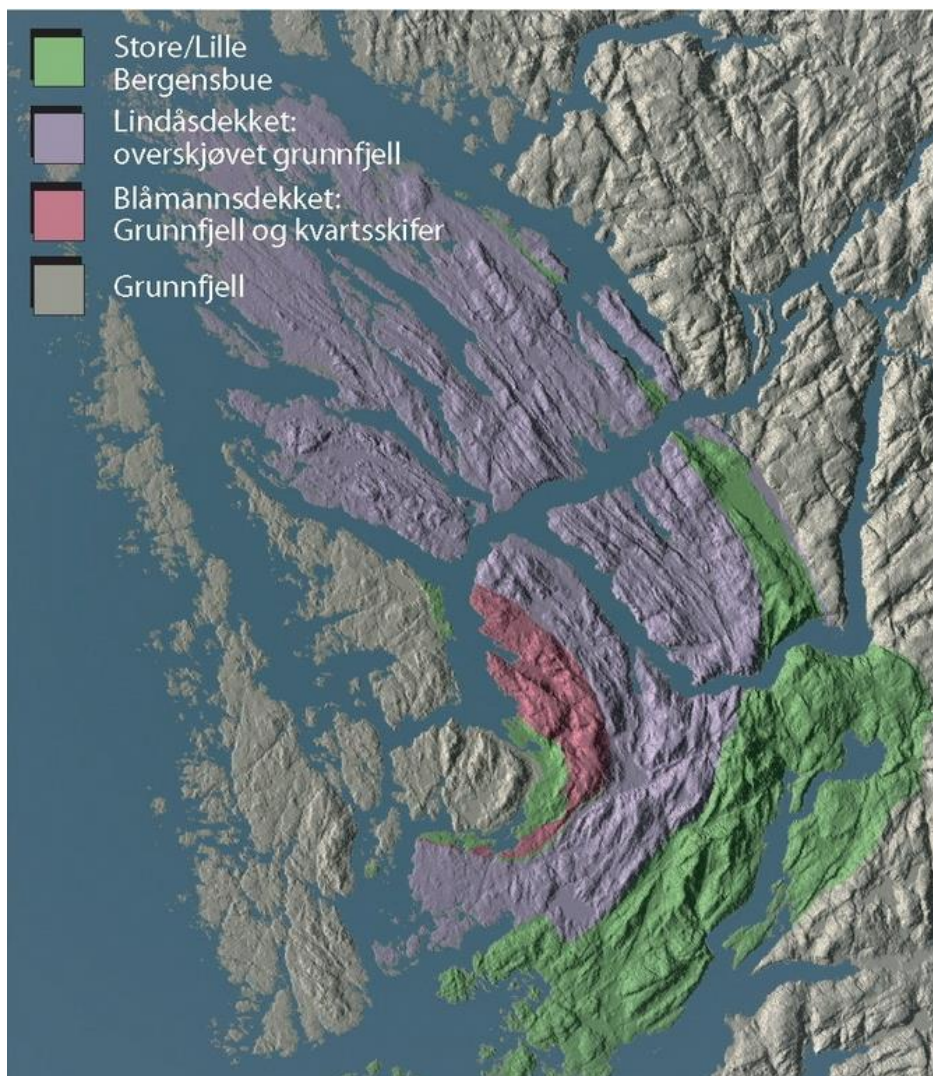
Mektigheten til de ulike sedimenttypene varierer. Hemipelagiske/glasimarine lagpakker kan ofte ha en stor mektighet. I Fensfjorden er de observert til å nå en mektighet på 75 m (Hjelstuen et al., 2013) og i Nordfjord er mektigheter på 40-80 m identifisert (Hjelstuen et al., 2009a). Skredpakker kan samlet ha store mektigheter. I Fensfjorden er de for eksempel observert å være 38 m mektige, der de individuelle skredavsetningene har en maksimumsmektighet på 8 m (Hjelstuen et al., 2013). De individuelle skredavsetningene i Nordfjord har en gjennomsnittlig mektighet mellom 2 og 14 m (Hjelstuen et al., 2009a).

Sedimentasjonshastigheten har variert gjennom glasieringshistorien frem til i dag. Under siste deglasiasjon var sedimentasjonshastigheten høy og den er betraktelig lavere i dagens interglasial (Aarseth et al., 1989). I bølling-allerød var maksimumssedimentasjonshastigheten rundt 20 cm/år i Nordfjord (Hjelstuen et al., 2009a), men i sen-holosen er sedimentasjonshastigheten på 0,080-0,120 cm/år estimert (Lyså et al., 2010). Voldafjorden har hatt sedimentasjonshastighet på 0,040 cm/år i sen-holosen (Sejrup et al., 2001).

2.3 BERGGRUNN OG JORDSKJELVAKTIVITET I STUDIEOMRÅDET

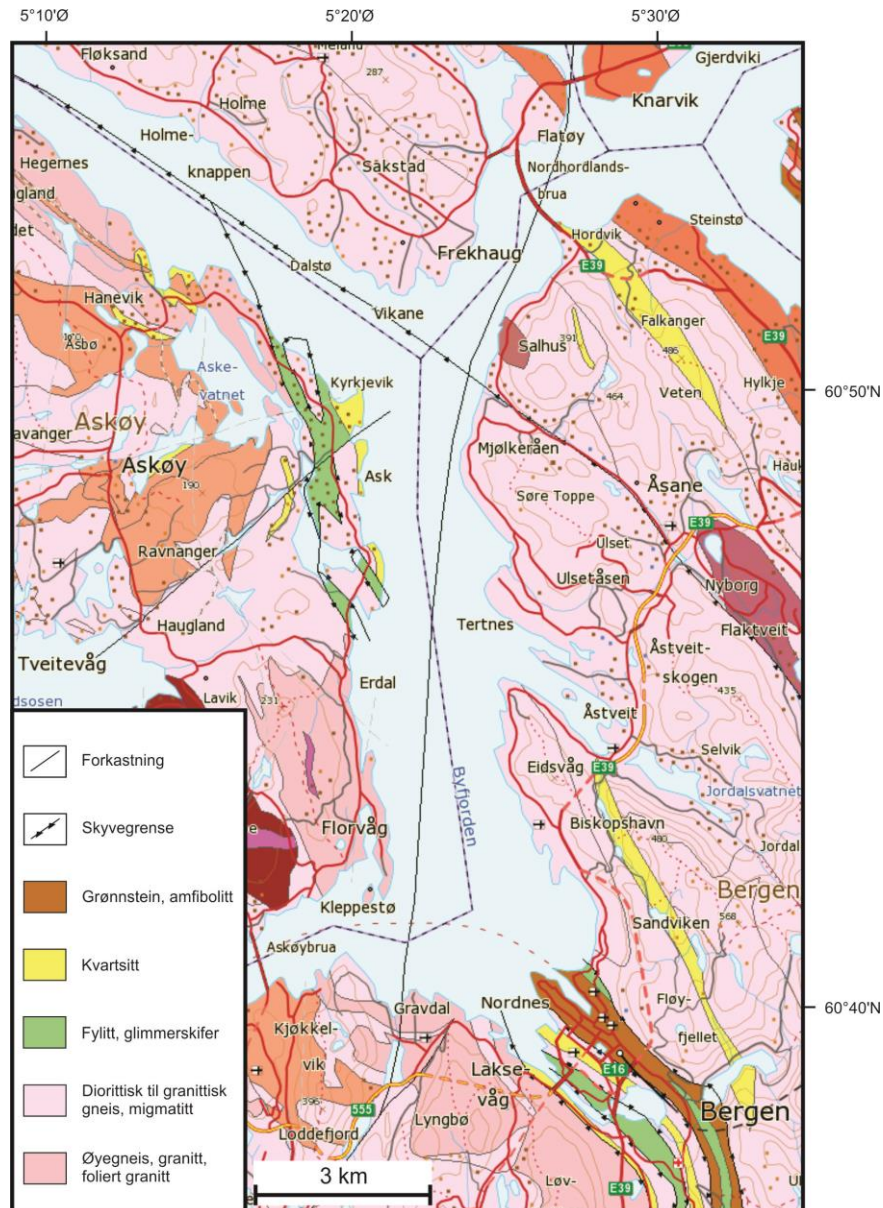
Byfjorden er lokalisert i Bergensbuene (Figur 2.3), som består av skyvedekker fra den Kaledonske fjellkjededannelse. Skyvedekkene ble dannet da det laurentiske kontinentet kolliderte med det baltiske kontinentet. Under kollisjonen ble det baltiske kontinentet presset dypere ned, da bergmasser fra det laurentiske kontinentet ble transportert innover Baltika som skyvedekker. Den tykkeste mektigheten av skyvedekkene er observert i vest, mens de tynner østover. Da skyvedekkene vokste, fortsatte nedtrekkingen av grunnfjellet. Kollisjonen mellom de to kontinentene foregikk i silur- og devontiden og varte i en periode på omtrent 100 millioner år (Fossen et al., 2007).

Bergensbuene består av flere av de overnevnte skyvedekker (Figur 2.3). Lindåsdekket, som er den største tektoniske enheten i Bergensbuene, tilhører midtre dekkserie og består av anortosittiske og charnockittiske bergarter. Eklogitt er observert i den vestlige delen av anortosittsonen og ble dannet under den kaledonske fjellkjededannelsen. Blåmannsdekket ligger vest for Lindåsdekket og består av grunnfjellsdekket og en yngre sedimentær lagrekke. Blåmannsdekket tilhører den midtre dekkserie. Lindåsdekket og Blåmannsdekket er avgrenset i øst og vest av den Store og Lille Bergensbue. Buene består av ofiolittiske bergarter, som klassifiseres som øvre dekkserie. Ettersom Lindås- og Blåmannsdekket (midtre dekkserie) overligger Store og Lille Bergensbue (øvre dekkserie), tilsier dette at området kan være inventert (Fossen et al., 2007). Prekambrisk grunnfjell som omringer Bergensbuene består hovedsakelig av gneis (Kolderup, 1934). Under dannelsen av Bergensbuene ble bergartene utsatt for stort trykk, som medførte oppsprekking i Bergensbuene, som i dag synlig som fjorder og daler (Kolderup, 1934).



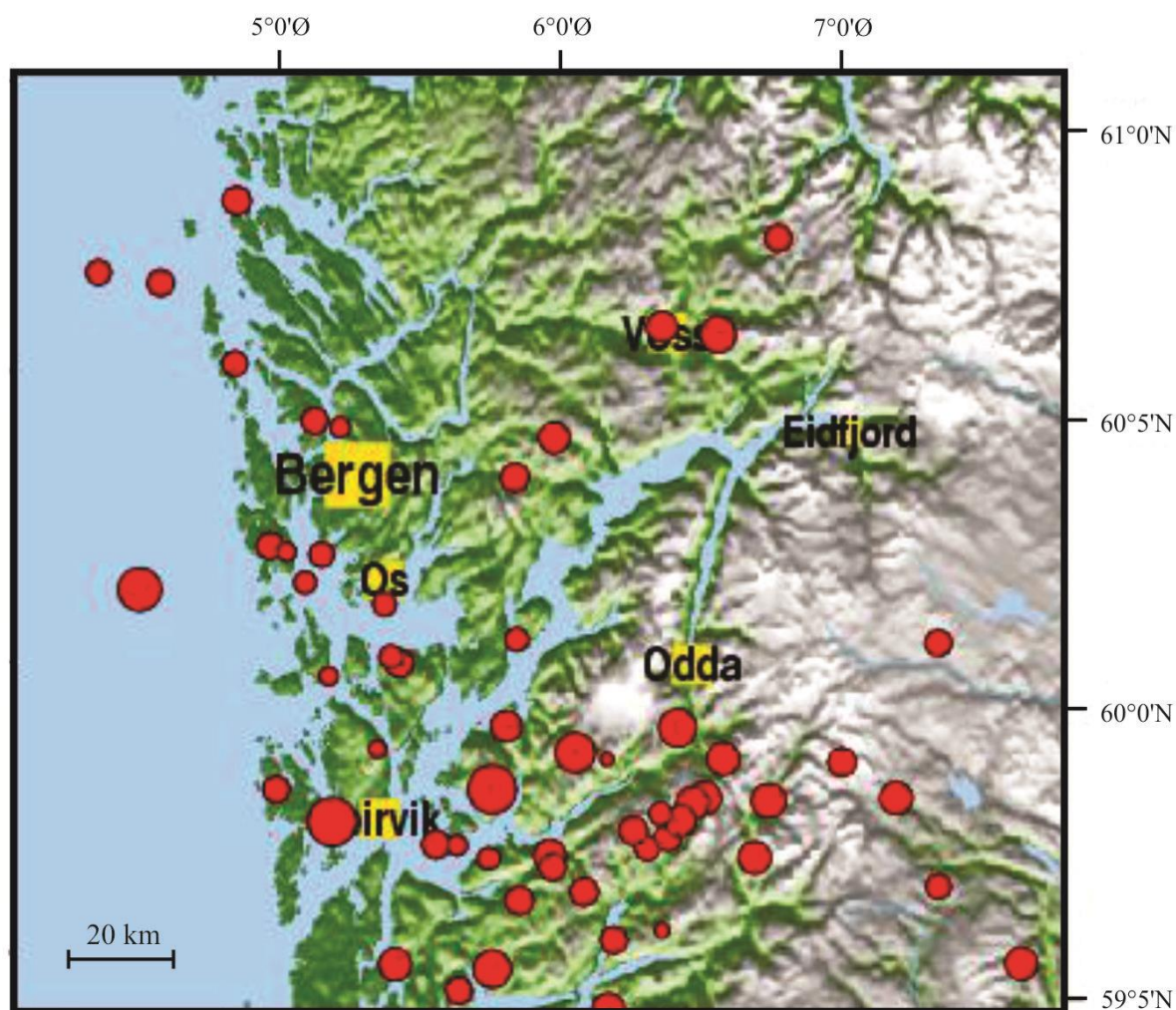
Figur 2.3. Oversikt over Bergensbuene. Figuren er hentet fra Fossen et al. (2007).

Berggrunnskartet i Figur 2.4 viser de forskjellige bergartstypene som finnes i studieområdet. Østlige (Tertnes) og nordlige del av studieområdet domineres av diorittisk til granittisk gneis og migmatitt. I vest (Askøy) består berggrunnen hovedsakelig av øyegneis, granitt, diorittisk til granittisk gneis, migmatitt, fyllitt, glimmerskifer og kvartsitt. Sørøstlige del av studieområdet er mer kompleks og består hovedsakelig av øyegneis, granitt, fyllitt, glimmerskifer, kvartsitt, grønnstein og amfibolitt. Det er kartlagt en forkastning i Byfjorden med SSV-NNØ retning og en skyveggenre i Herdlefjorden med SØ-NV retning (Figur 2.4).



Figur 2.4. Berggrunnskart over studieområdet. Figuren er modifisert fra NGU (2008).

De største jordskjelvene som har forekommet de siste tiårene (1979-2014) i Hordaland er vist i Figur 2.5 og impliserer lite aktivitet i studieområdet. Jordskjelv i Norge kan forklares ved regional landheving etter siste istids maksimum. Utenfor Leirvik er to jordskjelv målt med en styrke på 4,6 på Richters skala. De fleste utløste jordskjelv i Hordaland har imidlertid en styrke på mellom 2 og 3,5 på Richters skala (Figur 2.5).



Figur 2.5. Oversikt over større jordskjelv som har inntruffet fra 1979 til 2014 i Hordaland. Størrelsen på punktene illustrerer styrken på jordskjelvet, der de største punktene representerer styrken 4,6 på Richters skala. Figuren er modifisert fra NORSAR (2015).

2.4 GLASIASJONSHISTORIE

Klimaendringer har vært en viktig del av jordens historie og formet jorden som den er i dag. Istider og mellomistider har variert gjennom historien. I dette delkapittelet vil glasieringshistorien fra eem til weichsel og deglaseringshistorien (Figur 2.6) for Vest-Norge bli beskrevet, hvor en oppsummering av isdekkeutbredelsen i studieområdet vil presenteres i slutten av delkapittelet.

Den eldste daterte morenen i Norskerenna (Figur 2.7) er Fedjemorenen, som ble avsatt for om lag 1,1 millioner år siden da isdekket ekspanderte ut mot eggakanten utenfor Vest-Norge (Haflidason et al., 1991; Sejrup et al., 1995; Sejrup et al., 2003). I perioden 1,1 – 0,5 millioner år siden var det begrenset isdekkeutbredelse, der ismarginen var lokalisert nær kystlinjen i Vest-Norge (Nygård et al., 2005). Etter marinisotoptrinn (MIS) 13 strekte det Fennoskandiske isdekket seg ut mot eggakanten fem ganger (MIS 12, 10, 8, 6 og 2) og i de periodene var isstrømmen i Norskerenna aktiv og transporterte materiale ut på Nordsjøviften (Figur 2.7) (Nygård et al., 2005).

Siste interglasiale-glasiale syklus (eem-weichsel)

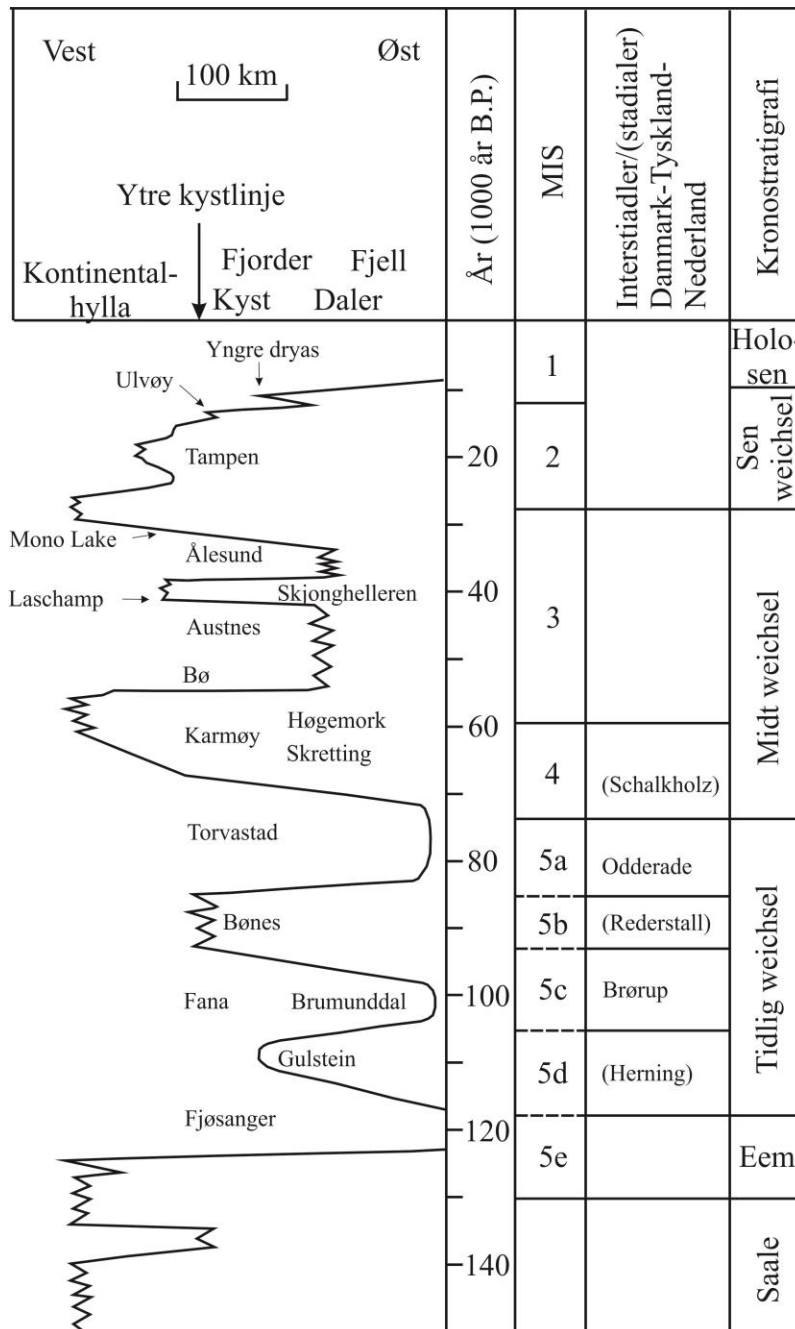
Eem (MIS 5e) representerer den siste interglasialen og marine sedimenter fra denne perioden er funnet ved lokalitetene Fjøsanger (Mangerud et al., 1981) og Bø, Karmøy (Andersen et al., 1983) (Figur 2.6 og 2.7). Basert på lokalitetene har interglasialen fått navnene Fjøsanger interglasial og Avaldnes interglasial (Andersen et al., 1983; Mangerud et al., 1981).

I weichsel har det vært fem større glasieringer (MIS 5d, 5b, 4, 3 og 2) (Figur 2.6). Gulstein stadial (MIS 5d) (Figur 2.6) representerer den første store glasieringen i tidlig weichsel ved Fjøsanger. Glasimarine sedimenter som er observert i stadialen viser at ismarginen var lokalisert nær Fjøsanger og kysten (Mangerud et al., 1981). Mer grovkornig sedimenter representerer Fana interstadial (Figur 2.6) og Miller et al. (1983) daterte sedimentene til $94\ 000 \pm 7000$ ^{14}C år BP, som korrelerer med Brørup interstadial (MIS 5c). Fjøsanger ble isdekt for første gang i tidlig weichsel (MIS 5b) (Figur 2.6) og Bønes till ble avsatt (Mangerud et al., 1981). Torvastad interstadial (Figur 2.6) er identifisert fra sedimenter på Bø, Karmøy (Andersen et al., 1983) og kan korreleres med Odderade interstadial (MIS 5a) etter dateringer på $78\ 000 \pm 7000$ ^{14}C år BP (Miller et al., 1983).

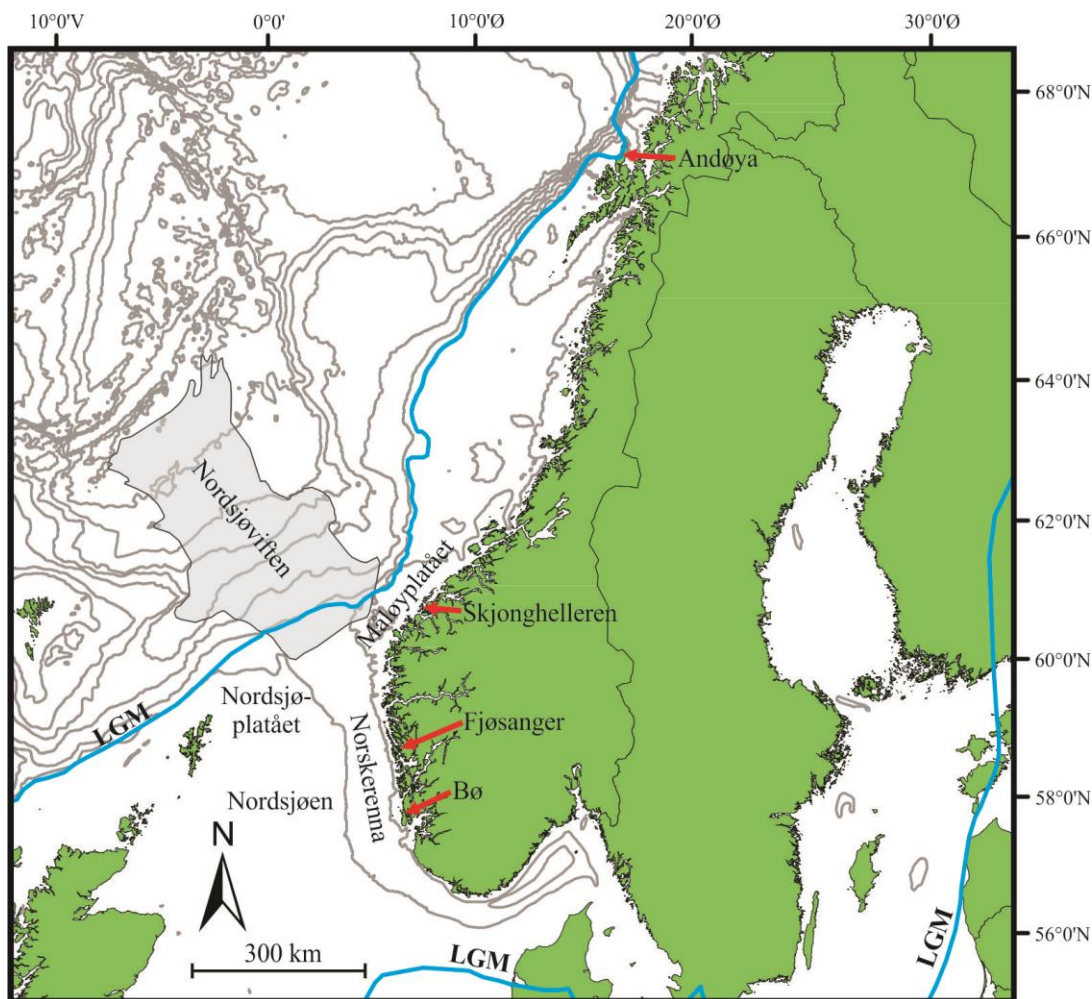
I midt weichsel nådde ismarginen kontinentalhylla for første gang (Sejrup et al., 2000) og kan korreleres med Karmøy stadial (MIS 4) (Figur 2.6) basert på morenematerialet fra lokaliteten Bø, Karmøy (Andersen et al., 1983). Marine sedimenter fra Bø representerer en isfri periode i midt weichsel etter Karmøy stadial og har fått navnet Bø interstadial (MIS 3) (Figur 2.6) (Andersen et al., 1983; Miller et al., 1983; Sejrup, 1987). Austnes interstadial (MIS 3) (Figur 2.6) fra lokaliteten Skjonghelleren (Figur 2.7) representerer samme periode, midt weichsel. Vestkysten langs Norge var isfri under Austnes interstadial for $41\ 000$ - $38\ 000$ ^{14}C år BP siden (Mangerud et

al., 2010). Skjonghelleren stadial (Figur 2.6) representerer et isfremrykk i MIS 3 og ismarginen nådde kontinentalhylla utenfor Vest-Norge (Mangerud et al., 2010). Ålesund interstadial (Figur 2.6 og 2.7) er definert fra Skjonghelleren og er datert til 34 000-28 000 ^{14}C år BP og representerer en isfri periode mot slutten av MIS 3 (Mangerud et al., 2010). Etter Ålesund interstadial forekom et nytt isfremrykk som nådde ut til kontinentalhylla og representerer siste istids maksimum (MIS 2) (Figur 2.6) (Larsen et al., 1987).

I siste istids maksimum hadde det Fennoskandiske isdekket sin maksimumsutbredelse i tidsperioden ca. 29 000-25 000 år siden (Sejrup et al., 2009). I denne perioden hadde det Fennoskandiske og Britiske isdekket kontakt i Nordsjøen (Sejrup et al., 2009; Sejrup et al., 1994) og ismarginen lå ved eggakanten langs norskemarginen (Figur 2.7) (Mangerud et al., 2011; Sejrup et al., 2005).



Figur 2.6. Glasiationskurve for Vest-Norge. Kurven viser utbredelsen av isdekket fra saale til holosen. Figuren er modifisert fra Mangerud et al. (2011).



Figur 2.7. Oversiktskart over Norge og lokaliteter nevnt i teksten. Ismarginen for siste istids maksimum (LGM) er markert med blå linje og er hentet fra Sejrup et al. (2009) og Svendsen et al. (2004).

Siste deglasiasjon av Vest-Norge

Den siste deglasiasjonen av Nordsjøen (Figur 2.8) tok til for om lag 25 000 år siden og ble avbrutt med Tampenfremrykket for rundt 22 000 år siden, og ismarginen lå ved Nordsjøplataet (Figur 2.7) (Sejrup et al., 2009). Etter Tampenfremrykket, som varte til for ca. 19 000 år siden, begynte isdekket å trekke seg tilbake igjen. Isstrømmen i Norskerenna (Figur 2.8) ble desintegret rundt 18 500 år siden og den siste store isutbredelser i Nordsjøen forekom i tidsintervallet for 17 500-15 500 år siden, da ismarginen var lokalisert ved Måløyplataet i Vest-Norge (Figur 2.7) (Sejrup et al., 2009). Ved dette tidspunktet var ismarginen i sør-vest Norge lokalisert ved Jæren (Figur 2.8), og flere radiokarbondatering tyder på at Jæren ble isfritt for 17-16 000 år siden (Knudsen, 2006; Sejrup et al., 2009), og dette indikerer på at Norskerenna ved

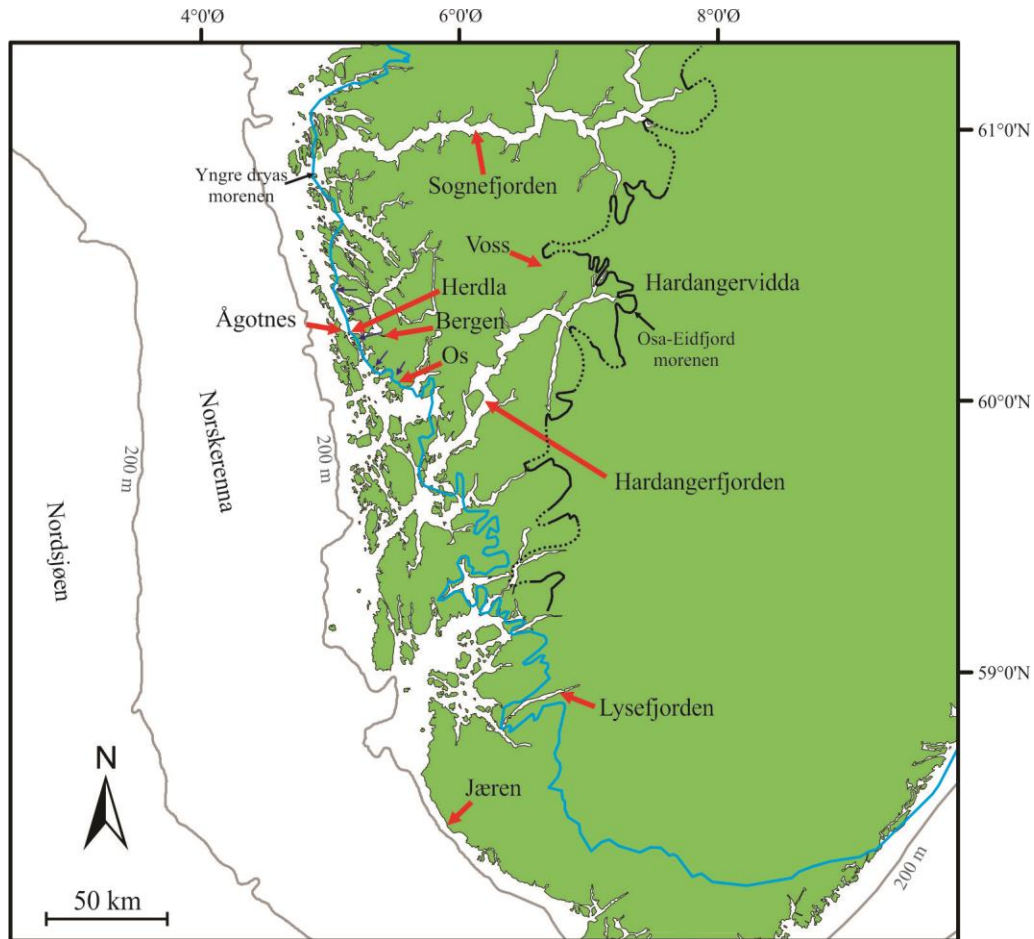
Jæren må ha vært isfri ved denne tiden. Lehman et al. (1991) og Sejrup et al. (1994) foreslår at Norskerenna ble isfri for 15 000 år siden. Tilbaketrekningen av det Fennoskandiske isdekket var rask og foregikk ved kalving, som kan ha vært forårsaket av havnivåstigning eller et varmere klima (Mangerud et al., 2011). Deglasiasjon av vestkysten tok til for ca. 14 500 år siden, da isfronten trakk seg inn i de større fjordene (Mangerud, 1970, 1977). Andfjord og Vågsfjord ved Andøya (Figur 2.7) ble deglasisert mellom 17 500 – 14 700 kal. år BP (Plassen & Vorren, 2002) og det vil si at kysten ved Nord-Norge ble tidligere isfri enn ved Vest-Norge.

Det Fennoskandiske isdekket hadde en generell tilbaketrekking i bølling-allerød. Et isfremrykk i midten av bølling-allerød forstyrret tilbaketrekkingen, der ismarginen nådde ytre kystlinje og representerer eldre dryas (Mangerud et al., 2013). Leikenmorenen nord for Lysefjorden (Figur 2.8) er datert til å ha vært avsatt for rundt 14 500 år siden og tilsvarer dermed isfremrykket i eldre dryas (Briner et al., 2014). Ulvøy-till på Ågotnes, vest for Bergen (Figur 2.8 og 2.9) (Mangerud, 1977), kan korreleres med dette isfremrykket (Briner et al., 2014). Etter eldre dryas fortsatte isdekket tilbaketrekkingen langs vestkysten, og i Hardangerfjorden (Figur 2.8) trakk isdekket seg opptil 40 km inn i fjorden (Mangerud et al., 2013). Mangerud & Skreden (1972) foreslår at isdekket kan ha trukket seg tilbake med opptil 80 km fra kysten ved Bergen og innover mot Voss (Figur 2.8). I begynnelsen av allerød sankt det relative havnivået på grunn av glasioisostasi, men i midten av allerød begynte det relative havnivået å stige og en høystand ble oppnådd i yngre dryas, og som dermed representerer den marine grense i kystområdene utenfor isfrontposisjonen i yngre dryas (Lohne et al., 2007). Oppbyggingen av isdekket i yngre dryas tok til allerede i allerød på grunn av kjølige temperaturer og økt nedbør. Dette isdekket vokste kontinuerlig fra allerød og gjennom yngre dryas (Lohne et al., 2007).

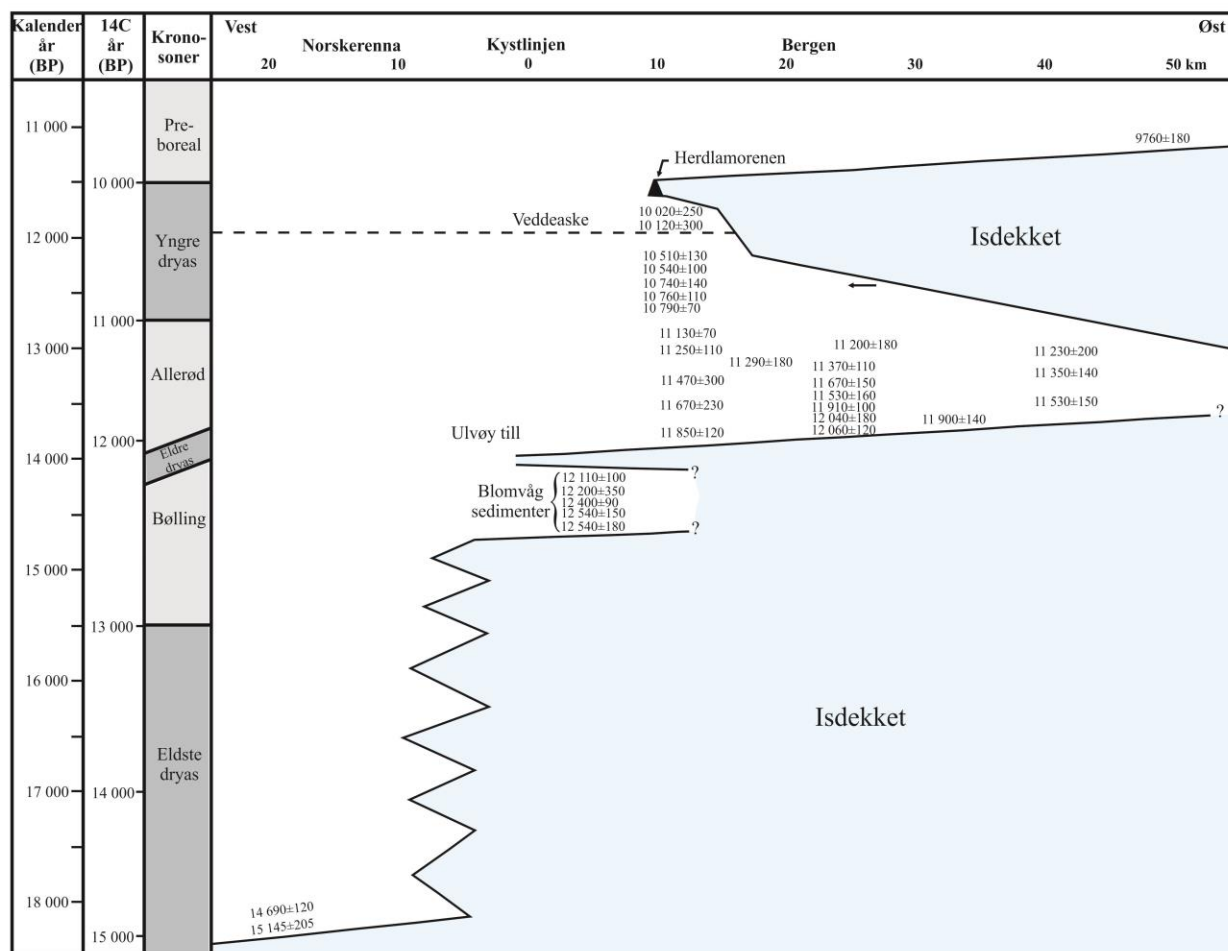
Isdekket i yngre dryas i Bergen-Hardangerfjordenområdet nådde sitt maksimum sent i perioden, for 11 700-11 600 år siden (Bondevik & Mangerud, 2002; Lohne et al., 2012). Allerede i tidlig yngre dryas lå isfronten nær maksimumsutbredelsen og hadde en endelig vekst ved slutten av stadialen (Mangerud et al., 2013). Det er blitt kartlagt endemorener avsatt av isdekket i yngre dryas (Andersen et al., 1995a) og i Bergen-området representerer dette Herdla-Halsnøymorenen kartlagt av Aarseth & Mangerud (1974) (Figur 2.8 og 2.9). Isstrømningsretningen var mot vest i studieområdet (Aarseth & Mangerud, 1974). Isdekket i yngre dryas i de største fjordene, Hardangerfjorden og Sognefjorden (Figur 2.8), var opptil 2000 m mektige (Mangerud et al.,

2013). Ved Os (Figur 2.8) og i ytre deler av Hardangerfjorden begynte tilbaketrekkingen av isdekket for om lag 11 500 år siden. Det betyr at isdekket i yngre dryas hadde sin maksimumsutbredelse i omtrent 100-200 år (Bondevik & Mangerud, 2002; Lohne et al., 2012).

Tilbaketrekkingen av isfronten var hurtig (Andersen et al., 1995b) og årsaken kan være raske temperaturforandringer (Lohne et al., 2012). I følge Mangerud et al. (2013) trakk ismarginen seg tilbake med en hastighet på 240-340 m/år i Hardangerfjorden. Den raske isavsmelting foregikk med kalving i fjorder (Mangerud et al., 2011), mens i høylandet var avsmeltingen tregere (Mangerud et al., 2013). Hastigheten av tilbaketrekningen avtok i preboreal og et lite isfremrykk forekom da Osa-Eidfjordmorenen (Figur 2.8) ble avsatt på Hardangervidda (Anundsen & Simonsen, 1967). Morener som er korrelert med Osa-Eidfjordmorenen (Figur 2.8) er datert til å være avsatt for ca. 11 000 år siden (Bergstrøm, 1975; Mangerud et al., 2009), noe som indikerer at deglasiasjonen i Hardangerfjorden bare varte noen hundre år (Mangerud et al., 2011). Isdekket ble deretter delt opp i mindre isdomer og fjellbreer (Nesje & Dahl, 1993).



Figur 2.8. Oversiktskart over Vest-Norge som viser lokalitet til nevnte stedsnavn i teksten. Yngre dryas morenen er representert med den blå linjen. De blå pilene representerer istrømretningen i studieområdet (Vorren & Mangerud, 2007; Aarseth & Mangerud, 1974). Osa-Eidfjordmorenen og andre korrelerte morener av preboreal alder representerer den svarte linjen. Alle ismarginrensene er hentet fra Mangerud et al. (2011).



Figur 2.9. Tid-distansediagram for variasjoner av ismarginen i Bergen-Hardangerområdet. Figuren er modifisert fra Mangerud et al. (2011).

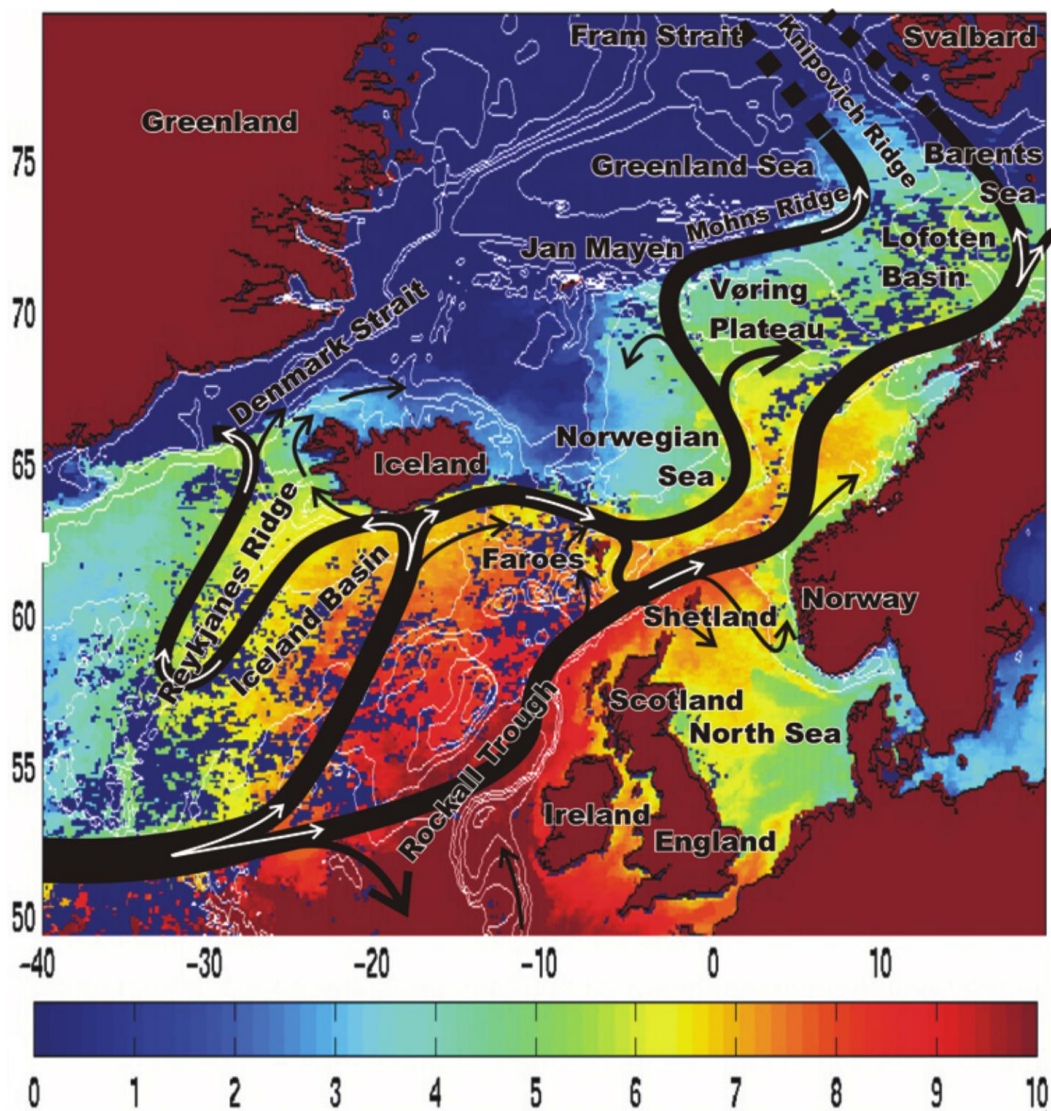
Oppsummering av isdekkeutbredelsen i studieområdet gjennom eem-nåtid

I studieområdet har isdekkeutbredelsen variert gjennom tidsperioden eem-nåtid. I eem var studieområdet isfritt med et klima som kan sammenlignes med dagens klima. Isfrie forhold varte frem til MIS 5b i tidlig weichsel, da et isfremrykk forekom før det trakk seg tilbake i MIS 5a. Et nytt isfremrykk fant sted i MIS 4, da ismarginen nådde kontinentalhylla. Ismarginen trakk seg etter hvert tilbake og i begynnelsen av MIS 3 lå marginen innenforbi kystlinjen. Et isfremrykk forekom i midtre deler av MIS 3. Dette isfremrykket gikk forbi kystlinjen for deretter å trekke seg tilbake mot slutten av MIS 3. Den siste store isutbredelsen i weichsel var i MIS 2 og representerer et isdekket studieområdet, da ismarginen nådde eggakanten. Kystlinjen langs Vest-Norge var isdekket frem til for 14 500 år siden (Figur 2.9), da isdekket trakk seg inn i de største fjordene i bølling-allerød. Ut ifra Figur 2.9, kan det antas at studieområdet var isdekket i bølling.

I eldre dryas forekom et isfremrykk som nådde Ågotnes (Ulvøy till i Figur 2.9). Isdekket fortsatte tilbaketrekkingen i allerød og studieområdet ble isfritt (Figur 2.9), da ismarginen kan ha vært lokalisert opptil 80 km fra kystlinjen. Tilbaketrekkingen ble avbrutt av et isfremrykk i slutten av allerød og i starten av yngre dryas. Ismarginen i yngre dryas er kartlagt på Herdla, som er lokalisert vest for studieområdet og indikerer at Byfjorden var isdekket (Figur 2.9). For ca. 11 500 år siden trakk isdekket seg hurtig tilbake fra sin maksimumsposisjon og studieområdet ble isfritt (Figur 2.9). Siden tilbaketrekkingen av isdekket i yngre dryas har studieområdet vært isfritt.

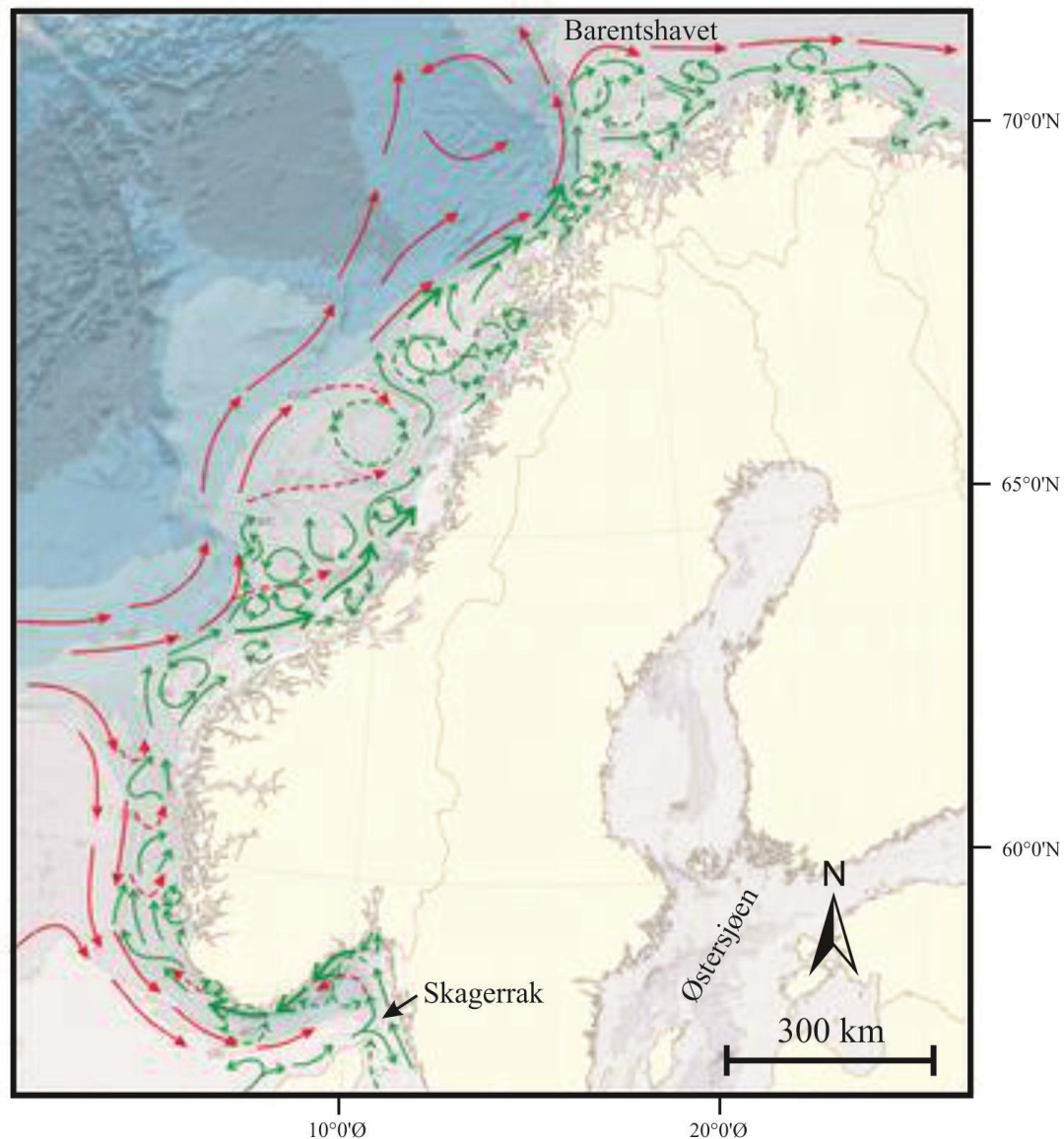
2.5 HYDROGRAFI

Vannmassene utenfor Norges kystlinje består av to forskjellige strømmer: den norsk-atlantiske strømmen og den norske kyststrømmen (Sætre, 2007). Den nordatlantiske strømmen som transporterer det atlantiske vannet inn i Nord-Atlanteren blir delt i to grener når den kommer inn i den nordlige Nord-Atlanteren; den ene grenen strømmer gjennom Islandsbassenget og den andre Rockalltrauet (Fratantoni, 2001; Orvik & Niiler, 2002) (Figur 2.10). Den sistnevnte grenen fortsetter langs den skotske kontinentalskråningen og kommer inn i Norskehavet ved Færøys-Shetlandkanalen, der strømmen fortsetter som den østlige grenen av den norsk-atlantiske strømmen langs eggakanten mot arktisk. Langs eggakanten vil den forgrene seg inn mot norskekysten og inn i Barentshavet. Den andre grenen går nordover mot Island og forgrener seg i to (vest og øst). Grenen mot øst går over Island-Færøyr ryggen og fortsetter nordøst i Norskehavet som den vestlige grenen av den norsk-atlantiske strømmen (Orvik & Niiler, 2002). Strømmen følger den topografiske skråningen av Vøringplataet mot Jan Mayen (Poulain et al., 1996) og fortsetter østover langs Mohnsryggen. Nordover følger den Knipovichryggen mot Framstredet (Orvik & Niiler, 2002).



Figur 2.10. Oversiktskart over de største strømningsretningene av det atlantiske vannet i Nord Atlanteren og Norskehavet. Havtemperaturer er vist med fargeendringer. Figuren er hentet fra Orvik & Niiler (2002).

Den norske kyststrømmen har en lavere salinitet og temperatur enn det atlantiske vannet og det er et resultat av ferskvannstilførsel fra utstrømming fra Østersjøen, fjorder og elver (Grabbe et al., 2009). Kyststrømmen følger hele norskekysten fra Skagerrak til Barentshavet (Figur 2.11) og drives av tetthetsforskjeller, som er bestemt av saliniteten. Etter hvert som kystvannet blir mikset med det atlantiske vannet, vil vannmassene få en høyere salinitet (Havforskningsinstituttet, 2014).



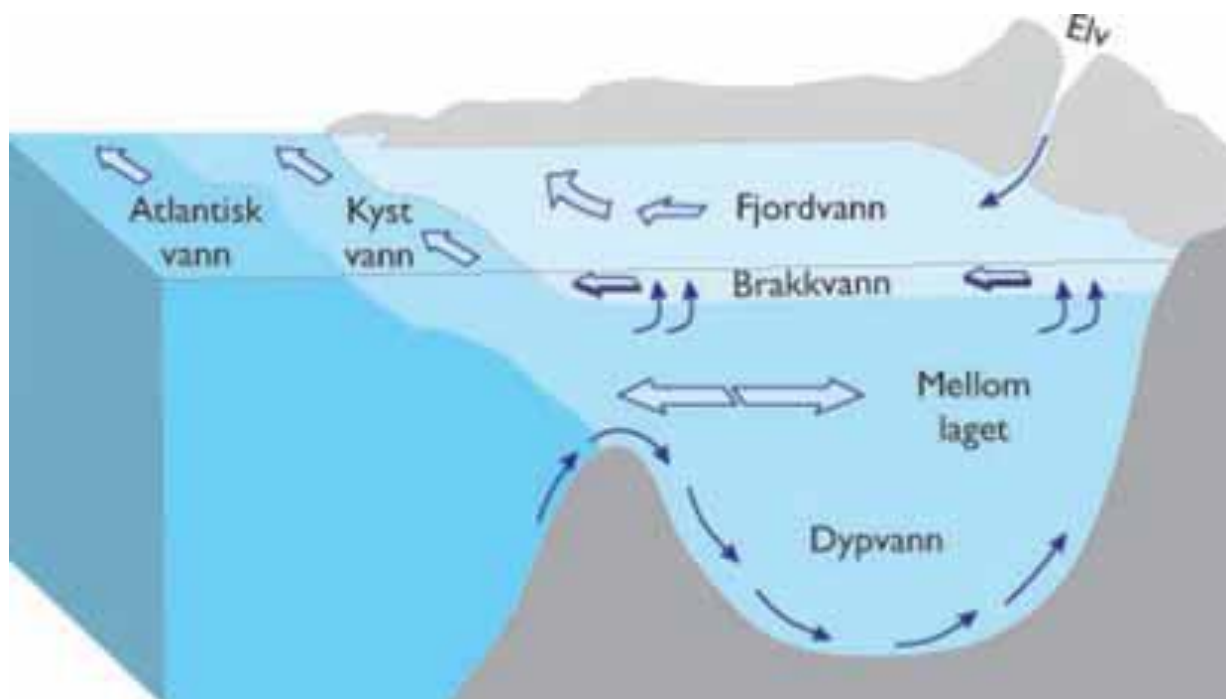
Figur 2.11. Kart som viser hvordan det atlantiske vannet (røde piler) og den norske kyststrømmen (grønne piler) strømmer langs norskekysten. Figuren er modifisert fra Havforskningsinstituttet (2014).

I en fjord oppstår det en utveksling av vannmasser (fjordvann og kystvann) gjennom fjordmunningen. Det er tre forskjellige dybdesoner der vannutvekslingen foregår; overflatelaget, mellomlaget og fjordbassenget (Figur 2.12). Overflatelaget består av brakkvann, som er et resultat av ferskvannsavrenning fra land og som blander seg med det saltholdige vannet fra kysten. Overflatelaget (brakkvannet) vil få en lavere salinitet enn kystvannet, men saliniteten vil øke mot fjordmunningen ettersom vannmassene har et større innhold av kystvann her (Aure &

Danielssen, 2011). Temperaturen og saliniteten kontrolleres av meteorologiske forhold og fjordens topografi. Brakkvannet transporteres ut av fjorden til de øverste vannmasser i kystvannet og gir disse en lavere salinitet (Havforskningsinstituttet, 2014). Strømningene i brakkvannet er gjerne styrt av tetthetsforskjeller mellom brakkvannet og kystvannet, som kan ha en hastighet på 10-20 m/s. I tillegg kan de øvre 10-20 m av vannmassene være påvirket av vind (Sætre, 2007).

Mellomlaget har gjerne en større transporteffekt enn overflatelaget (Havforskningsinstituttet, 2014) og er lokalisert mellom terskeldypet og overflatevannet (Figur 2.12) (Aure & Danielssen, 2011). Mellomlaget er mer preget av vannmassene utenfor fjorden og er den dypeste forbindelsen mellom kystvannet og fjordbassenget. Strømningene i mellomlaget kan styres av tetthetsforskjeller mellom ytre og indre kystvann (Havforskningsinstituttet, 2014). Strømningene i mellomlaget kan gjerne forekomme som vertikale strømninger. Tidevannsstrømmer er viktige hvis fjorden inneholder grunne terskler og lite munningsareal (Aure & Danielssen, 2011).

Dypvannet i bassengene er ofte stillestående ettersom det er avgrenset bak terskelen, men noe utveksling av vannmasser i dypvannet med kystvannet kan forekomme. Den vertikale blandingen i bassenget er viktig for utskiftning av vannmasser (Aure & Danielssen, 2011).



Figur 2.12. Skisse som viser vannutskiftning og strømninger i et fjordsystem. Figuren er hentet fra Aure & Danielssen (2011).

Avrenningseffekten er ofte større på Vestlandet om høsten, da nedbøren øker (lokale variasjoner). Strømninger i større fjorder kan i stor grad være påvirket av jordrotasjonen og disse vil ofte være sterkest nært land og roteres mot høyre (Havforskningsinstituttet, 2014). Ettersom Byfjorden er smal (opp til 3,5 km på bredeste) vil ikke jordrotasjonen ha en stor effekt på strømningene som forekommer i fjorden. Strømningene kan domineres av inn- og utstrømninger i fjorden ved forskjellige dyp (Havforskningsinstituttet, 2014). Strømmen er sterkest i de øverste lagene av vannsøylen (10-20 m) og det er topografien som bestemmer strømningsretningen, samt ferskvannstilførsel, vind, tidevann og vannutveksling med kystvannet. Strømningshastigheten er som regel størst ved inn- og utstrømninger, det vil si områder med trange partier og over terskler (Havforskningsinstituttet,2014).

3 DATA OG METODER

I dette kapittelet presenteres datagrunnlaget for denne studien, samt ulike programvarer som er benyttet under arbeidet med oppgaven.

3.1 DATAGRUNNLAG

I denne oppgaven er CTD-profiler, batymetriske data, seismiske profiler og sedimentkjerner benyttet. Disse dataene er samlet inn i forbindelse med tokt ombord på forskningsfartøyene R/V Hans Brattstrøm og R/V G.O. SARS (Haflidason et al., 2006; Hjelstuen et al., 2010; Hjelstuen et al., 2009b, c, 2011; Hjelstuen et al., 2014).

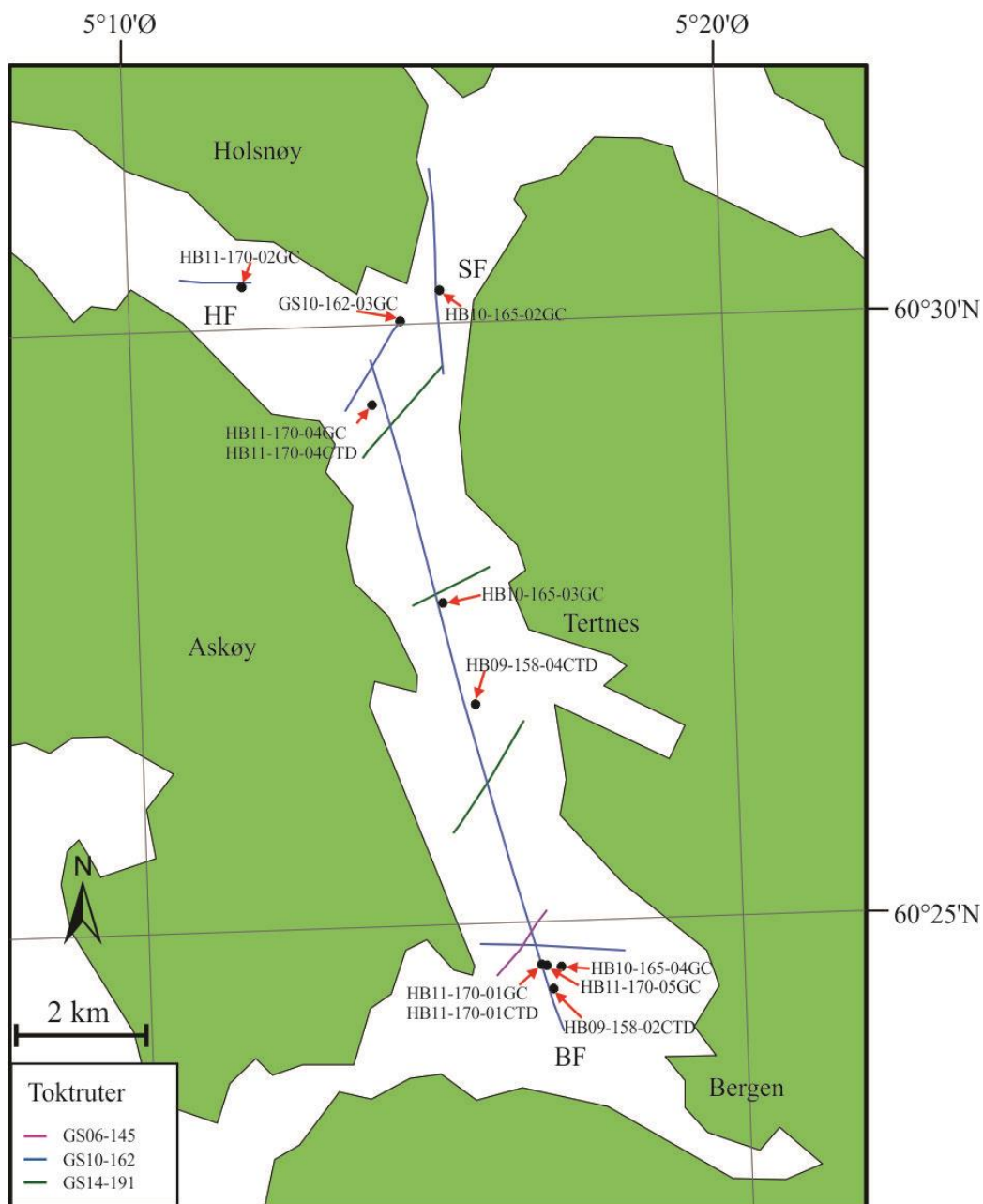
3.1.1 CTD-målinger

En CTD (conductivity-temperature-depth) måler ledningsevne, temperatur og dybde i vannmassene. Måleapparatet senkes gjennom vannmassene og informasjon om vannmassene blir kontinuerlig registrert i sensorene, som senere kan bli lastet ned. Andre sensorer kan benyttes for å måle flere variabler, som for eksempel oksygen. Saliniteten vil bli beregnet fra målingene av vannmassene (Brown & Morrison, 1978).

CTD-målingene benyttet i denne studien er foretatt vinteren 2009 (HB09-158-02CTD og HB09-158-04CTD) og høsten 2011 (HB11-170-01CTD og HB11-170-04CTD). Samtlige CTD-målinger er hentet fra Byfjorden (Figur 3.1 og Tabell 3.1).

Tabell 3.1. Oversikt over CTD-målinger som er benyttet i studien.

CTD	Dato	Vanddyb (m)	Lokalitet	Breddegrad (N)	Lengdegrad (Ø)
HB09-158-02CTD	11.02.09	350	Byfjorden	60°24.379'	5°16.782'
HB09-158-04CTD	13.02.09	320	Byfjorden	60°26.758'	5°15.846'
HB11-170-01CTD	19.09.11	346	Byfjorden	60°24.636'	5°16.667'
HB11-170-04CTD	22.09.11	308	Byfjorden	60°29.348'	5°14.040'



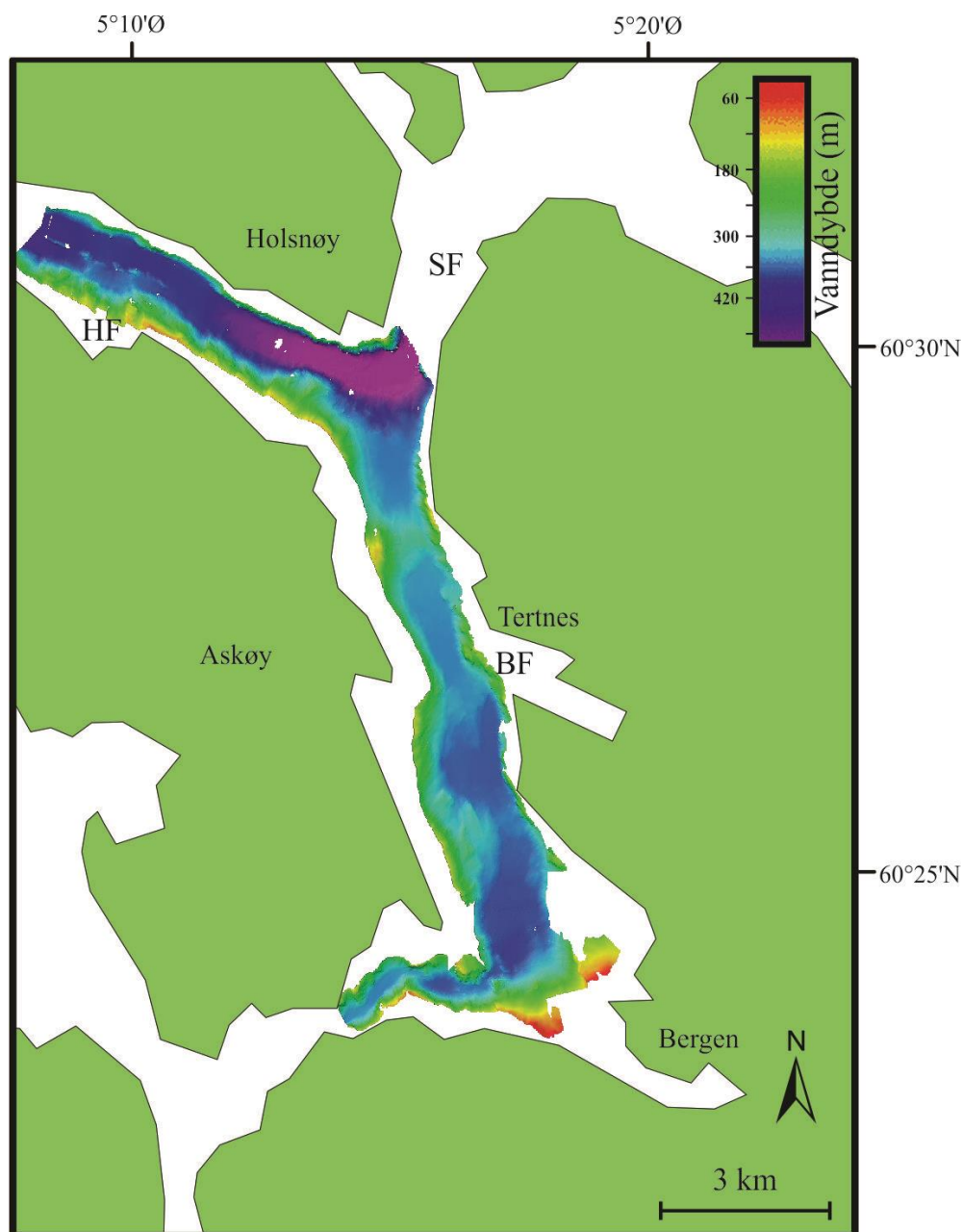
Figur 3.1. Oversiktskart hvor CTD-målingene, TOPAS-profilene og kjerneprøvene ble samlet inn under UiB-toktene. BF – Byfjorden, HF – Herdlefjorden, SF – Salhusfjorden.

3.1.2 Akustiske data

Batymetri

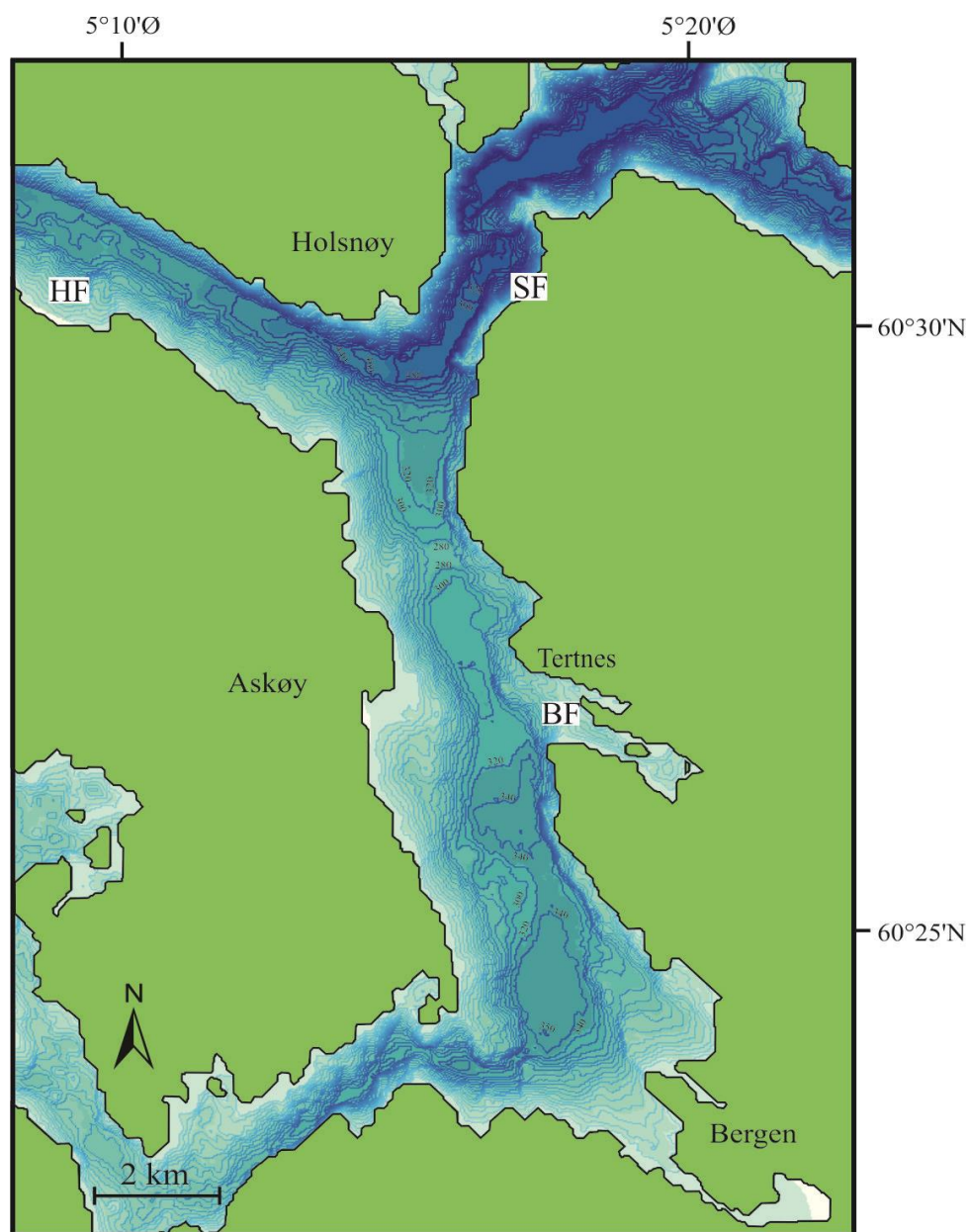
De batymetriske dataene (Figur 3.2) ble samlet inn med et EM300 ekkolodd ombord R/V G.O. Sars under et UiB-tokt i 2010 og dataene er griddet med en griddstørrelse på 10 x 10 m

(Hjelstuen et al., 2010). Dataene dekker Byfjorden og sørlige del av Herdlefjorden, men dekker ikke Salhusfjorden.



Figur 3.2. Batymetriske datasett fra Byfjorden og sørlige del av Herdlefjorden samlet inn under et UiB-tokt.. BF – Byfjorden, HF – Herdlefjorden, SF – Salhusfjorden.

Et batymetrisk kart er i tillegg generert fra OLEX-databasen (www.olex.no) og viser bedre vanndybden i Salhusfjorden (Figur 3.3).



Figur 3.3. Batymetriske datasett over studieområdet generert fra OLEX-databasen med konturintervaller på 20 m. BF – Byfjorden, HF – Herdlefjorden, SF – Salhusfjorden.

TOPAS- profiler (seismiske profiler)

TOPAS-profilene i dette studiet er samlet inn ved forskjellige student-/forskningstokter om bord R/V G.O. SARS. Profilene som er tolket i dette studiet er samlet inn på UiB-toktene GS-06-145, GS-10-162 og GS-14-194 (Figur 3.1 og Tabell 3.2).

Tabell 3.2. Oversikt på de seismiske profilene som er benyttet i studien.

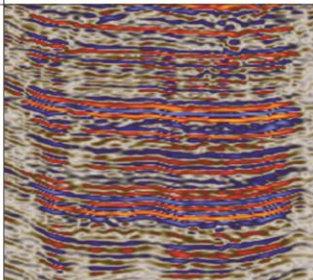
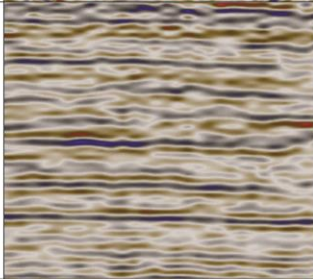

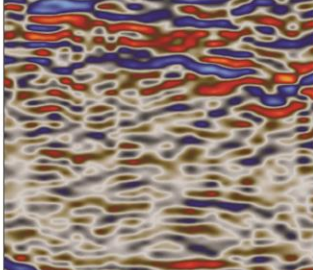
Tokt	År	Antall km
GS06-145	2006	~2
GS10-162	2010	~20
GS14-194	2014	~5

Et TOPAS parametric sub-bottom profiler system ble brukt til å samle inn dataene. Dette er et system som gir høy vertikal oppløsning, omkring 0,3 m, og har en penetrasjonsevne på om lag 150 m, avhengig av sedimenttype. Et lengdeprofil og flere tverrprofiler er samlet inn i Byfjorden, Herdlefjorden og Salhusfjorden (Figur 3.1). Kvaliteten av dataene varierer og enkelte TOPAS-profiler forekommer med dårlig oppløsning, som kan medføre feil i seismisk tolkning.

Tolkningsopplegg og behandling av TOPAS data

Ved tolkning av de seismiske profilene ble endringer i seismisk mønster/facies benyttet. I de seismiske profilene i studieområdet er det observert fire forskjellige seismiske mønster/facies, som representerer ulike sedimentære prosesser og avsetningsmiljø (Figur 3.4): akustisk laminert facies, akustisk svakt laminert facies, akustisk transparent facies og akustisk kaotisk facies. Akustisk laminert facies er definert som stratifiserte lagpakker med kontinuerlige og parallelle reflektorer med medium til høy amplitude. Akustisk svakt laminert facies er representert ved lagpakker bestående av lav til medium amplitude reflektorer. Akustisk transparente facies er representert som gjennomsiktige lagpakker der noen diskontinuerlige reflektorer med lav amplitude kan forekomme. Akustisk kaotisk facies forbindes med lagpakker med ikke kontinuerlige reflektorer som danner et kaotisk mønster.

Utgangspunktet for den seismiske tolkningen (i kapittel 4.3) har vært en studie utført av Hjelstuen & Brendryen (2014). Mektigheten av de tolkede enhetene i seismikken har blitt beregnet ved å bruke en hastighet i sedimentene på 1500 ms (for eksempel Bellwald et al. (in press)).

Seismisk karakter	Beskrivelse	Eksempler fra TOPAS-profiler
Laminert facies	Lagpakker med kontinuerlige og parallelle reflektorer med medium til høy amplitude.	
Svakt laminert facies	Akustisk laminerte lagpakker bestående av lav til medium amplitude reflektorer.	
Transparent facies	Gjennomsiktige lagpakker med noen diskontinuerlige lav amplitude reflektorer.	
Kaotisk facies	Lagpakker med diskontinuerlige reflektorer som danner et kaotisk mønster.	

Figur 3.4. Oversikt over ulike seismiske karakteristikk som er observert i Byfjorden.

3.1.3 Sedimentkjerner

Kjernene som har blitt analysert i denne studien er samlet inn i forbindelse med flere tokt ombord R/V G.O. SARS og R/V Hans Brattstrøm (GS10-162, HB10-165 og HB11-170) i Byfjorden, Herdlefjorden og Salhusfjorden (Tabell 3.3). De fleste av kjernene er lokalisert sør i Byfjorden (Figur 3.1).

Tabell 3.3. Kjerner som er benyttet i denne studien.

Kjerne nummer	Kjernelengde (cm)	Vannndyp (m)	Lokalitet	Breddegrad (N)	Lengdegrad (Ø)
GS10-162-03GC	250	488	Byfjorden	60°30.0296'	5°14.5614'
HB10-165-02GC	109	483	Salhusfjorden	60°30.576'	5°15.103'
HB10-165-03GC	210	312	Byfjorden	60°27.682'	5°15.121'
HB10-165-04GC	253	344	Byfjorden	60°24.624'	5°16.910'
HB11-170-01GC	242	346	Byfjorden	60°24.636'	5°16.667'
HB11-170-02GC	242	403	Herdlefjorden	60°30.369'	5°11.905'
HB11-170-04GC	179	308	Byfjorden	60°29.348'	5°14.040'
HB11-170-05GC	243	346	Byfjorden	60°24.649'	5°16.580'

Ved bruk av kjerner kan en få en bedre forståelse av de sedimentære prosessene i et fjordsystem, som for eksempel turbiditter. Alle kjernene i denne studien er hentet med en fallkjerneprovetaker. Kjernene som er tatt i studieområdet har en lengde på mellom 1 m og 2,5 m. Lokaliteten til kjernene ble valgt ut etter å ha studert TOPAS-profiler.

Laboratoriearbeidet på kjerneprøvene ble utført ved sedimentlaboratoriet, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen. De forskjellige metodene som er benyttet er beskrevet i teksten under og er oppsummert i Tabell 3.4. Kjernen GS10-162-03GC er studert i mest detalj.

Tabell 3.4. Oversikt over hvilke analyser som har blitt utført på de enkelte kjernene i denne studien.

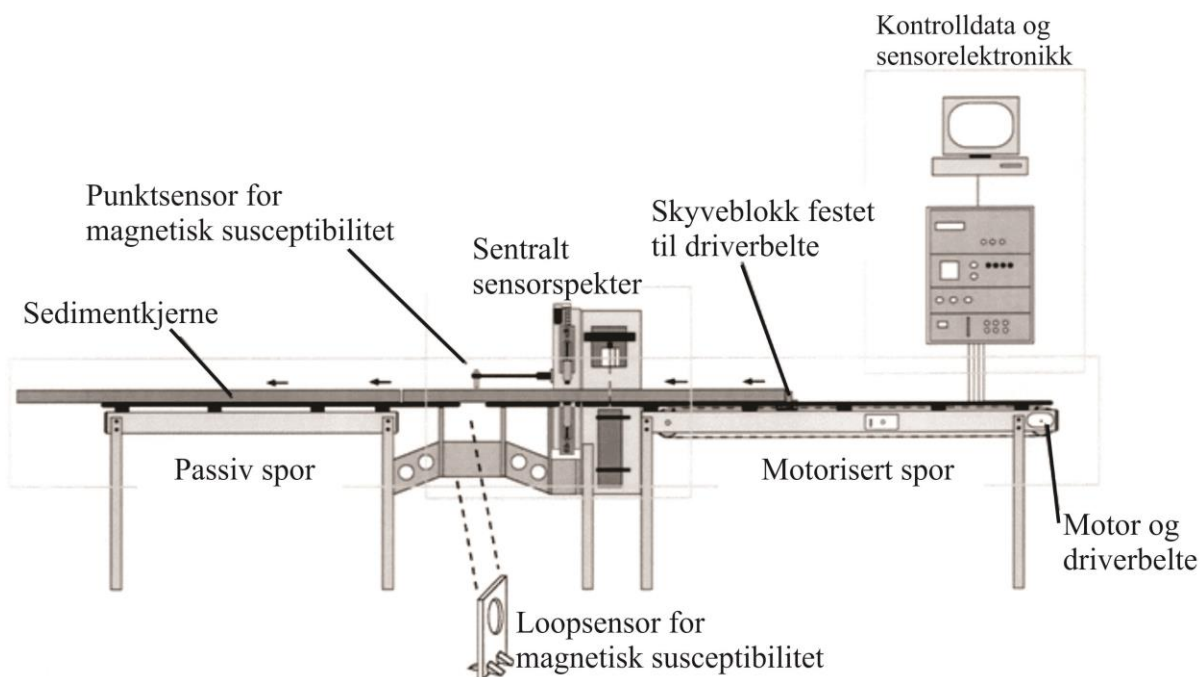
Kjerne nummer	MSCL	Røntgen-bilde	Optisk bilde	XRF	Visuell beskrivelse	Skjærstyrke-målinger	Daterings-prøver
GS10-162-03GC	x	x	x	x	x	x	x
HB10-165-02GC	x		x		x		
HB10-165-03GC	x		x		x		
HB10-165-04GC	x		x		x		
HB11-170-01GC	x		x		x		
HB11-170-02GC	x		x		x		
HB11-170-04GC	x		x		x		
HB11-170-05GC	x		x		x		

3.1.3.1 Multisensor kjernelogger (MSCL)

Det ble gjennomført en analyse av sedimentkjernene i GEOTEK Ltd. Multisensor kjernelogger (MSCL) (Figur 3.5) (Tabell 3.4), hvor de geofysiske egenskapene til sedimentene i kjernene ble

målt. GS10-162-03GC hadde tidligere blitt analysert i 2010, mens de resterende kjerner ble analysert i løpet av denne studien.

Multisensor kjernelogger kan foreta målinger på hele og delte kjerner med en kjernelengde på opptil 1,50 m. Fordelen med MSCL er at loggeren kan måle opptil flere parametere samtidig, når sedimentkjernen flyttes i gjennom ulike sensorer ved hjelp av en skyveblokk. I denne studien foregikk målingene med et intervall på 2 mm, som er maksimumsoppløsningen. Dataene fra målingene ble sendt til en tilknyttet datamaskin. Målingene ble tatt av sensorene både med og uten kontakt med sedimentene, der gammatettheten ble målt uten kontakt og magnetisk susceptibilitet ble målt med kontakt (GEOTEK MSCL Manual, 2012).



Figur 3.5. Multisensor kjernelogger-systemet. Kjernen plasseres til høyre på det motoriserte sporet og forflyttes av skyveblokken mot venstre (til sentral sensorspekter, der gammatettheten måles). Videre forflyttes kjernen til punktsensoren, som måler magnetisk susceptibilitet. Figuren er modifisert fra Gunn & Best (1998).

Gammatetthet

Gammatettheten måler tettheten av materialet, som tilsier hvor kompakt det er, og er gitt som forholdet mellom masse og volum. Målingene kan gi en nøyaktig og høyttoppløsende måling av bulk tettheten, som er en indikator på endring i litologi og porøsitet, dermed kan porøsiteten

beregnes direkte fra gammatettheten. Gammastrålinger blir sendt ut og passerer gjennom kjernen, der fotonene blir tatt opp på motsatt side. Fotonene blir spredt av elektroner i kjernen og det gir tapt energi. Ved å måle antallet mottatt gamma fotoner som passerer igjennom kjernen som er udeмпet, kan tettheten til kjernemateriale fastsettes (GEOTEK MSCL Manual, 2012).

Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet måler de magnetiske egenskapene til et materiale. Det er summen av alle magnetiseringene i de tilstedeværende komponentene som måles. Endringer i magnetisk susceptibilitet kan gi informasjon om dannelses- eller transportprosesser til materialet (Dearing, 1994) og er brukt som en indikator for å lage rekonstruksjoner av paleomiljøer, som for eksempel i dyphavet (Robinson et al., 1995). Målinger av magnetisk susceptibilitet utføres ved at en sensor føres i posisjon i kontakt med den kjernen som skal måles. En oscillator krets i sensoren skaper et vekslende magnetfelt. Sedimenter i nærheten med magnetisk susceptibilitet vil forårsake en endring i frekvensen, og denne konverteres til magnetiske susceptibilitetsverdier i elektronikken til systemet (GEOTEK MSCL Manual, 2012). Det eksisterer to ulike sensorer; Bartington loopsensor (MS2C) for udelte kjerner og Bartington punktsensor (MS2E) for delte kjerner. I denne studien ble det brukt punktsensor, ettersom kjernene er splittet. En punktsensor er montert på en arm som gjør at sensoren kan plasseres i en gitt posisjon og er i kontakt med sedimentene ved hver måling. En punktsensor gir høyere kvalitet enn en loopsensor (GEOTEK MSCL Manual, 2012).

3.1.3.2 ITRAX XRF kjerneskanner

ITRAX XRF kjerneskanner (Figur 3.6) ble benyttet til å ta høyt oppløselige bilder av samtlige kjerner (Tabell 3.4). GS10-162-03GC har tidligere blir analysert i ITRAX XRF kjerneskanner, der zirkonium og titan ble målt (Tabell 3.4).

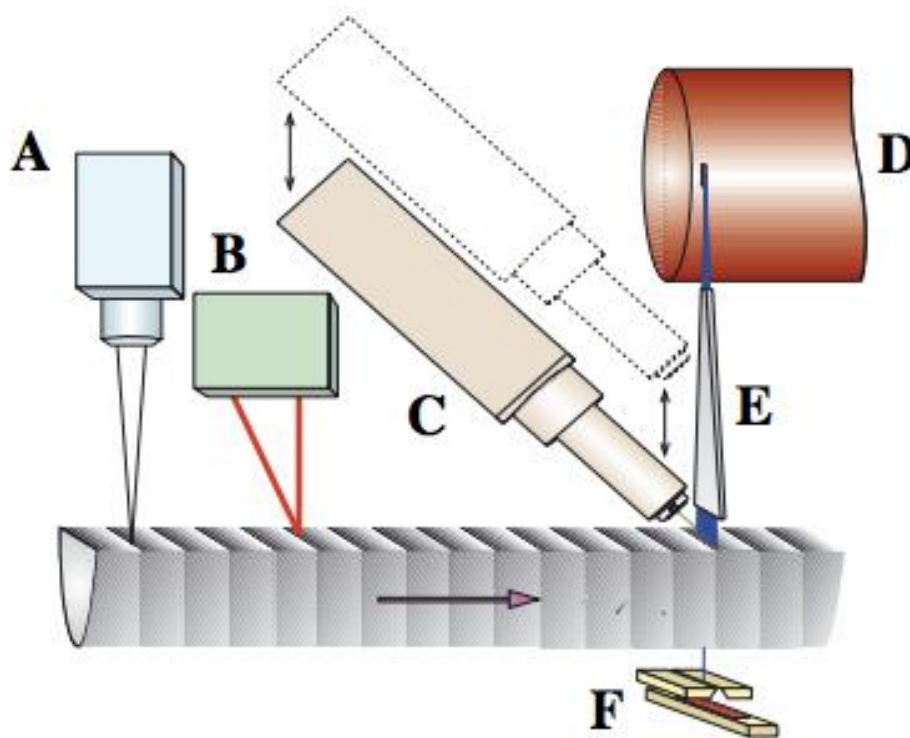


Figur 3.6. ITRAX XRF kjerneskaner. Kjernen plasseres til venstre der hetten er åpen og forflyttes mot måletårnet (i midten). Detaljbeskrivelse av måletårnet er vist i Figur 3.7. Figuren er hentet fra Croudace et al. (2006).

ITRAX XRF kjerneskaner benyttes til å registrere optiske, radiografiske og element forandringer i splittede sedimentkjerner med opptil 1,8 m kjernelengde (Figur 3.6). Kjerneskanereren kan operere med en maksimumsoppløsning på 200 μm (Croudace et al., 2006).

Den splittede kjernen plasseres horisontalt i kjerneskanereren med øvre del mot måletårnet, som er vist i detaljer i Figur 3.7. Det optiske kameraet (A) tar detaljerte bilder av kjernene, der strukturer kommer tydeligere frem enn ved visuell synlighet. Laser trianguleringssystemet (B) måler topografien til kjerneoverflaten og motorisert XRF detektor (C) justerer seg etter den målte topografien, som gir en høyere oppløsning av resultatet. Detektoren fanger opp de reflekterte strålingene fra kjernen under skanningen. Skanningen foregår ved en trinnvis bevegelse vinkelrett på røntgenfokuserende spalten (E). Ved en smal bredde mellom kjernen og røntgen kameraet (F) kan en få den beste oppløsningen. Det er røntgen kamera (F) som absorberer strålingen som har penetrert kjernen. Unøyaktigheter i målingen kan forekomme på grunn av støy eller endringer forårsaket av grenser eller sprekker i kjernen. Variasjoner i mineralogi,

partikkelstørrelse, porøsitet og vanninnhold er faktorer som kan påvirke målingene til skanneren (Croudace et al., 2006).



Figur 3.7. Illustrering av ITRAX XRF kjerneskaner-systemet. (A) Optisk kamera, (B) laser trianguleringssystem, (C) motorisert XRF detektor, (D) røntgenrør, (E) røntgenfokuserende spalte, (F) røntgen kamera og spalte system for kameraet. Den horisontale pilen viser bevegelsen til kjernen og de to vertikale pilene viser bevegelsen til XRF detektoren. Figuren er hentet fra Croudace et al. (2006).

3.1.3.3 Visuell beskrivelse

Det har blitt utført en visuell beskrivelse av samtlige kjerner (Tabell 3.4). Før en visuell beskrivelse kunne bli gitt, ble kjernene rensert med en spatel for å få en mer detaljert overflate. Observerte kornstørrelser, strukturer, teksturer og sedimentfarger ble beskrevet. Skjellfragmenter, gasslommer og planterester ble også identifisert og notert ned i loggeskjemaet. Ved fargebeskrivelse ble Munsell fargekart benyttet.

3.1.3.4 Skjærstyrke

Skjærstyrke ble målt for kjernen GS10-162-03GC. Måleintervallet var hver 3. cm og det ble målt 2-3 ganger ved hvert intervall for å begrense feil i målingene. Den gjennomsnittlige verdien av de 2-3 målingene ble benyttet i resultatene (i kapittel 4.4). Skjærstyrken representerer fastheten og hvor kompakte sedimentene er, der høyere skjærstyrke tilsvarer mer kompakte sedimenter. Et

konusapparat ble benyttet, der en konus med en bestemt vekt (400 g, 100 g og 60 g ble benyttet) ble plassert loddrett over sedimentkjernen. Med sin egenvekt, utløses konusen fra apparatet og trenger ned i sedimentene. Nedsynkningen leses av umiddelbart og oppgis i mm. Deretter ble det benyttet en kalibreringstabell for å få den udrenerte skjærfastheten (t/m^2). Verdiene ble videre multiplisert med gravitasjonskonstanten ($9,81 \text{ m/s}^2$) for å få verdiene oppgitt i kPa (Hansbo, 1957).

3.1.3.5 Dateringer

Sedimentprøver ble tatt ut fra sedimentkjernen GS10-162-03GC fra fem forskjellige dybder (Tabell 3.5). Prøveuttaket for ^{14}C -datering ble utført ved å ta ut sedimenter med en spatel. For alle prøveuttakene ble et sedimentintervall på 3 cm tatt ut. Alle prøvene ble veid før de ble satt inn i tørkeskapet, der de var oppbevart i ett døgn. Etter tørking ble prøvene veid igjen og overført til glass der sedimentprøvene ble blandet med destillert vann. Glassene med sedimenter og vann ble plassert på et ristebrett i ett døgn. Deretter ble prøvene våtsiktet og inndelt i fraksjonene $>500 \mu\text{m}$, $>125 \mu\text{m}$ og $>63 \mu\text{m}$. De siktede fraksjonene ble overført til begerglass, som ble plassert i et tørkeskap i to døgn. Etter to døgn ble de tørkede fraksjonene veiet og overført til prøveglass. Fraksjonen $>125 \mu\text{m}$ ble plukket for bentiske foraminifera (Tabell 3.5), som videre ble sendt til Beta Analytic Inc. i Florida, USA, for å bruke ^{14}C -datering. Det ble målt konvensjonell AMS ^{14}C -alder BP, som er ukorrigert for den marine reservoareffekten. De konvensjonelle ^{14}C -aldrene ble kalibrert til kalender år BP ved å benytte en kalibreringskurve, Calib v.7.1. En integrert marin reservoarkorrigeringskurve ble benyttet under kalibreringen, samt $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ -korreksjon fra Marin13-instillingen (Reimer et al., 2013). Ingen endringer ble lagt til i reservoaralderen (ΔR). Kalibrert alder ble estimert ved å beregne middelverdien til 1σ (Tabell 3.5).

Tabell 3.5: Radiokarbondatering fra kjernen GS10-162-03GC.

Lab. nummer	Kjernedybde (cm)	Bentiske foraminifera arter	Vekt (mg)	Konvensjonell AMS ^{14}C alder BP	Kalibrert alder, BP	Kalibrert alder intervall (1σ)
BETA-405204	20-23	C. lobatulus, Uvegerina sp.	7,8	2390 ± 30	2020 ± 50	1972-2074
BETA-405205	49-52	C. lobatulus, Uvegerina	8,9	1730 ± 30	1280 ± 30	1253-1310
BETA-405206	84-87	Uvergina sp., H. baltica	9,6	1970 ± 30	1530 ± 50	1485-1575
BETA-405207	149-152	Uvergina sp.	9,6	2360 ± 30	1980 ± 50	1931-2030
BETA-405208	239-242	Uvergina sp.	14,8	2790 ± 30	2540 ± 70	2466-2613

3.1.4 Programmer benyttet i studien

Følgende dataprogrammer er brukt til bearbeiding og tolking av de ulike dataene benyttet i denne oppgaven, samt konstruering av figurer og kart.

Microsoft Excel

Microsoft Excel er hovedsakelig benyttet til å lage tabeller, samt forberedelser til fremstilling av grafer i programmet KaleidaGraph.

OLEX v.7.31

OLEX-datasettet (www.olex.no) er benyttet til å genere et batymetrisk kart, samt et lengdeprofil og to tverrprofil i studieområdet. Det batymetriske kartet samt profilene generert fra olex-datasettet ble importert i Corel Draw for videre bearbeiding.

Petrel v.2013.1

Petrel er utviklet av Schlumberger AS, og anvendes hovedsakelig i petroleumsbransjen for blant annet å modellere reservoarer og planlegging av brønner. I dette studiet ble Petrel v.2013.1 benyttet til å tolke TOPAS-profilene. Før de innsamlede TOPAS-profilene kunne bli tolket i Petrel v.2013.1 måtte de konverteres til SEG-Y-filer. Det første steget er å lagre TOPAS .raw-filene som .sgy format ved å kjøre .raw-filene i «playback» i TOPAS-programmet. Deretter konverteres filene til SEG-Y-filer ved å bruke skriptene Notepad++ og Cygwin Terminal. Etter denne prosessen kunne TOPAS-profilene importeres i Petrel.

Det er mange funksjoner som kan anvendes i Petrel til tolkning av seismiske profiler. I denne studien ble ”2D autotracking” brukt ved kontinuerlige reflektorer, mens «Manual interpretation» ble brukt ved mindre kontinuerlige reflektorer. «Manual interpretation» kan medføre upresisjon i tolkningen.

KaleidaGraph v.4.1

KaleidaGraph ble brukt til å fremstille grafer av målte kjernedata, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Grafene ble videre importert i CorelDraw for videre bearbeiding.

ArcMap v.10.1

ArcMap v.10.1 er et program utviklet av Environmental Systems Research Institute (ESRI). Programmet kan anvendes til å samle geografisk data, genere kart og analysere kartlagt informasjon. ArcMap ble i denne oppgaven blant annet benyttet til å genere kart. Kartene som har blitt konstruert i ArcMap ble videre importert inn i CorelDraw, hvor de ble modifisert.

CorelDraw Graphics Suiter X5

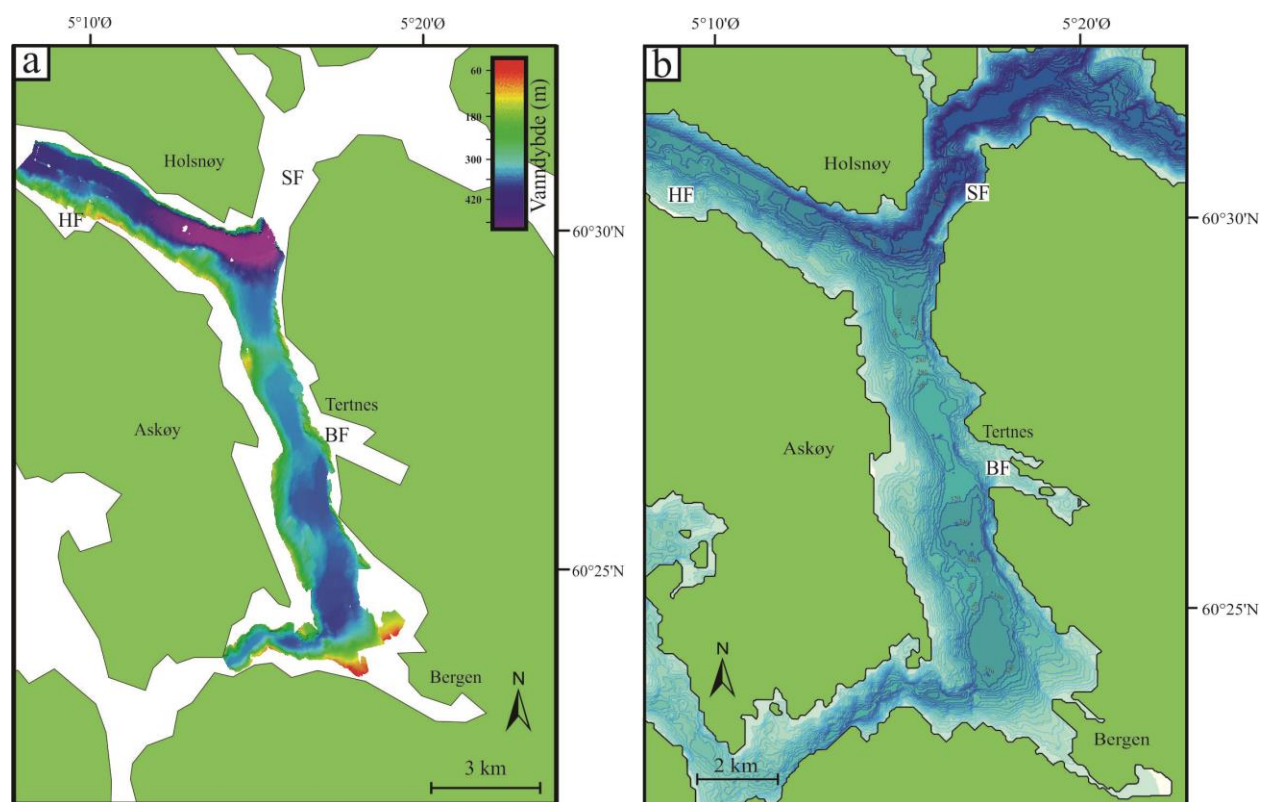
CorelDraw Graphics Suiter X5 er et vektorbasert illustrasjonsprogram utviklet av Corel Corporation og ble i oppgaven benyttet til å fremstille figurer og modifisere importerte figurer fra tidligere publikasjoner. Kart, seismiske profiler og grafer som ble eksportert fra ArcMap, Olex-datasettet, Petrel og KaleidaGraph ble også modifisert i CorelDraw.

4 RESULTATER

I dette kapitlet presenteres resultater av innsamlet data, som er benyttet i denne studien. De batymetriske dataene vil beskrives, samt så vil det presenteres et seismostratigrafisk rammeverk, isopakkart og analyseresultater av sedimentkjernene.

4.1 BATYMETRISKE DATA

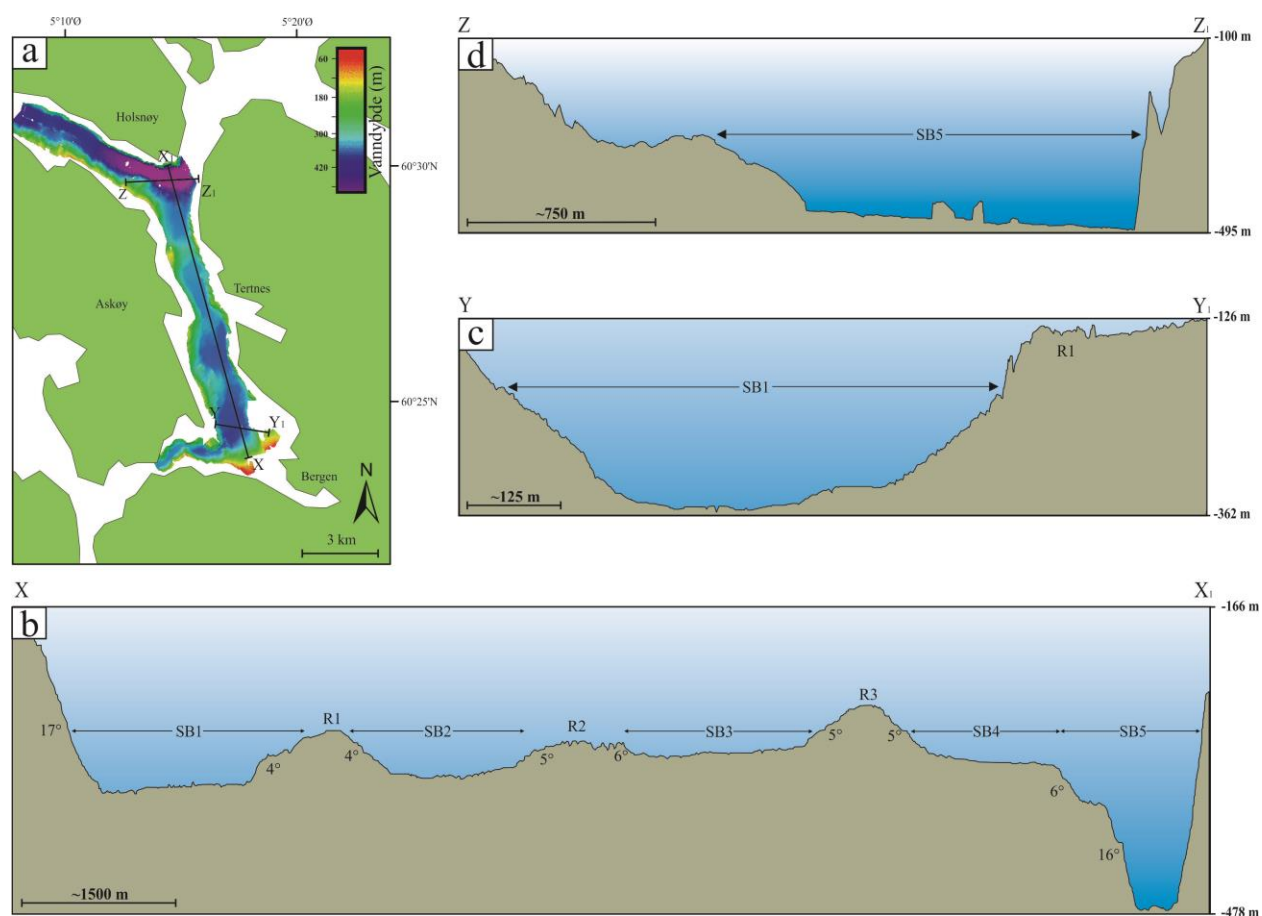
I studieområdet varierer vanndybden med lokaliteten. Vanndybden avtar generelt fra Bergen mot Holsnøy, men i nordlige del, der Byfjorden møter Herdlefjorden og Salhusfjorden, øker vanddypet betraktelig (Figur 4.1 og 4.2b). Salhusfjorden viser de største vanndybde i studieområdet, der maksimumsvanddybden er 543 m (Figur 4.1b).



Figur 4.1. a) Batymetrisk kart fra UiB-tokt. Fargeskalaen viser vanndybde (m) i området, der lilla og rød farge representerer henholdsvis de dypeste og grunneste områdene av fjordene. b) Batymetrisk kart generert fra Olex-databasen. Dypere områder er vist med mørkere blåfarge og konturintervallene er på 20 m. BF – Byfjorden, HF – Herdlefjorden, SF – Salhusfjorden.

Et lengdeprofil og to tverrprofiler (Figur 4.2) er generert fra studieområdet. Lengdeprofilen i Figur 4.2b viser at Byfjorden kan deles inn i flatliggende områder, som representerer

sedimentbassenger (SB1-SB5) som enten er adskilt av rygger (R1-R3) eller av en skråning. Vanddybden i sedimentbassengene varierer fra 313 til 486 m. Sedimentbassenget SB1 er lokalisert ved Bergen med et maksimumsvanddyp på 354 m og det representerer et asymmetrisk uformet basseng (Figur 4.2c). Sedimentbassenget SB1 er omringet av relative slake skråninger (17° mot Bergen og 4° mot ryggen R1) (Figur 4.2b). Ryggen (R1) som adskiller sedimentbassengene SB1 og SB2 er lokalisert ved et minimumsvanddyp på 292 m. Sedimentbassenget SB2 når et maksimumsvanddyp på 342 m og ryggene som avgrenser sedimentbassenget har helning på 4° og 5° på flankene (Figur 4.2b). Ryggen (R2) som adskiller sedimentbassengene SB2 og SB3 er lokalisert på et vanddyp på 306 m. Sedimentbassenget SB3 er det grunneste sedimentbassenget og har et maksimumsvanddyp på 313 m og er avgrenset av rygger med slake skråninger (6° og 5°) (Figur 4.2b). Ryggen (R3) mellom sedimentbassengene SB3 og SB4 er lokalisert ved et minimumsvanddyp på 260 m. Sedimentbassenget SB4 er lokalisert på et maksimumsvanddyp på 324 m og grensen mot sedimentbassenget SB5 er definert med en skråning med en helning på opptil 16° (Figur 4.2b). Sedimentbassenget SB5 er lokalisert ved Holsnøy med et maksimumsvanddyp på 486 m og viser en relativ ujevn havbunn (Figur 4.2d). Dette bassenget strekker seg inn i Herdlefjorden og Salhusfjorden (Figur 4.2a).



Figur 4.2. a) Batymetrisk kart av Byfjorden og sørlige Herdlefjorden. b) Batymetrisk lengdeprofil langs Byfjorden (X-X₁) der SB1-SB5 representerer sedimentbassengene og R1-R3 representerer ryggene. Hellingvinkelen til ryggflankene og skråningene er vist i figuren. c) Batymetrisk tverrprofil i sørlige del av Byfjorden (Y-Y₁) (sedimentbassenget SB1). d) Batymetrisk tverrprofil i nordlige del av Byfjorden (Z-Z₁) (sedimentbassenget SB5).

4.2 VANNMASSEKARAKTER

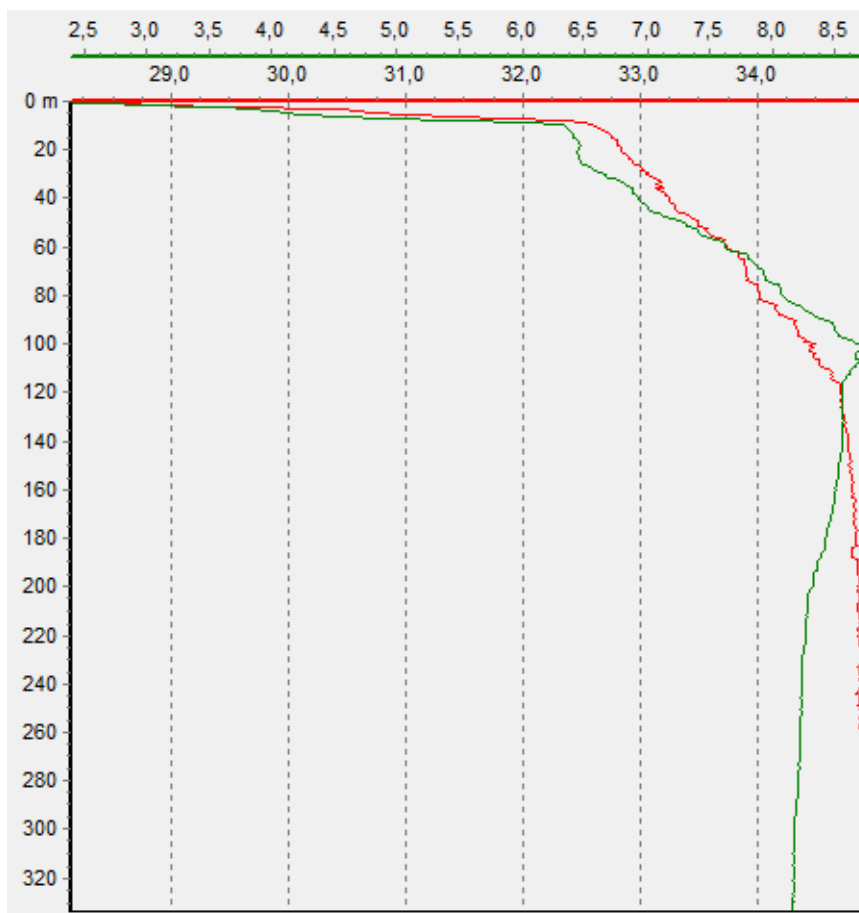
CTD-profiler benyttet i denne studien er samlet inn vinteren 2009 (HB09-158) og høsten 2011 (HB11-170). Endringer i temperatur og salinitet i vannmassene i Byfjorden om vinteren er vist i Figur 4.3 og 4.4, mens temperatur- og salinitetsvariasjoner for vannmassene om høsten er vist i Figur 4.5 og 4.6.

HB09-158-02CTD

CTD-en, HB09-158-02CTD (Figur 4.3), er tatt i den sørligste delen av Byfjorden (sedimentbassenget SB1) (Figur 3.1) og viser at havoverflaten hadde en temperatur på 2,5 °C i februar måned. I de øvre 10 m av vannmassene er det en rask økning i temperaturen mot 6,3 °C.

Videre nedover i vannmassene øker temperaturen gradvis og kulminerer ved 8,7 °C på 100 m vanndybde. I vannmassene videre ned mot havbunnen avtar temperaturen gradvis mot 8 °C.

Saliniteten følger temperaturen i dybdeintervallet 0 m til 10 m, der salinitetsverdiene endres fra 28 ‰ ved havoverflaten til 32,6 ‰ ved 10 m vanndybde. Videre nedover i vannmassene er det en gradvis økning av salinitetsverdiene mot 34,6 ‰ ved 118 m vanndybde. Salinitetsverdiene er deretter relativt stabile i vannmassene ned mot havbunnen, hvor saliniteten når en verdi på 35 ‰.



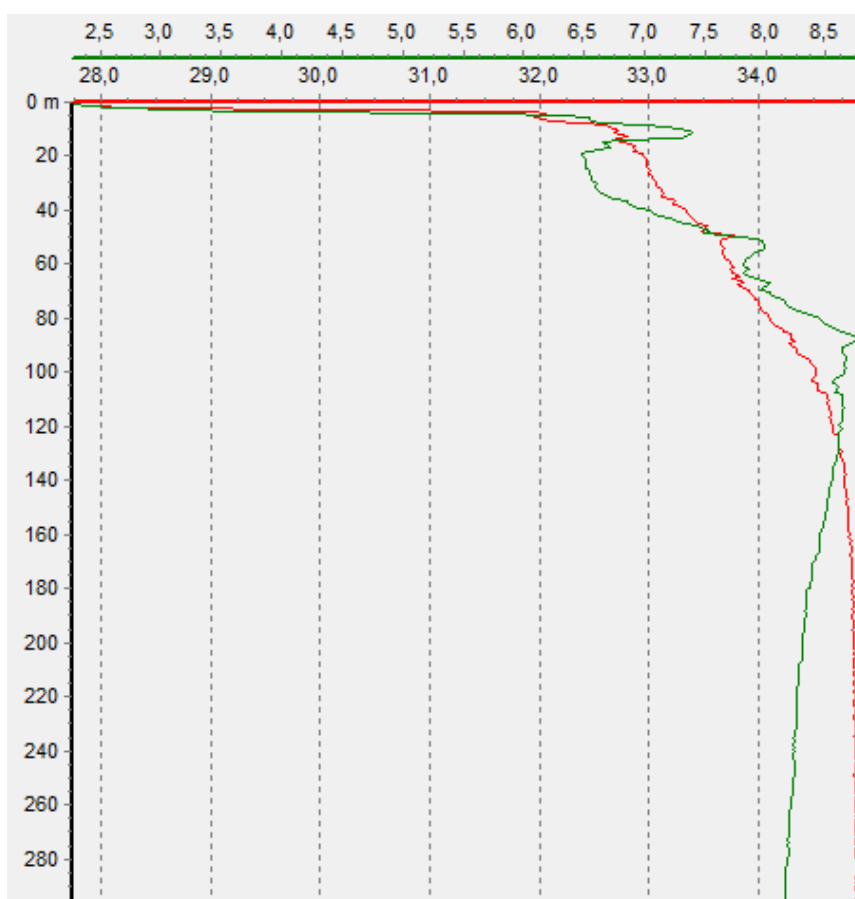
Figur 4.3 CTD-profil, HB09-158-02CTD, fra sedimentbassenget SB1. Temperatur (grønn kurve) oppgitt i grader og salinitet (rød kurve) oppgitt i ‰ er plottet mot vanndybden i meter.

HB09-158-04CTD

CTD-en, HB09-158-04CTD (Figur 4.4), er lokalisert mellom Tertnes og Askøy ved ryggen R2 (Figur 3.1) og viser at havoverflaten hadde en temperatur på 2,3 °C. Litt under havoverflaten øker temperaturen raskt mot 7,4 °C ved 10 m vanndybde. I dybdeintervallet 10 m til 85 m er det variasjoner i temperaturen, der den avtar ved vanndybden 10 m og 60 m, og øker mot

vanndybde 60 m og 85 m. Ved 85 m vanndybde kulminerer temperaturen ved 8,7 °C. I dybdeintervallet 85 m til 320 m avtar temperaturen gradvis og i de dypeste vannmassene er temperaturen på 8,2 °C.

Saliniteten har lik trend som temperaturen i de øverste 7 meterne, hvor den øker fra 27,7 ‰ til 32,5 ‰. I dybdeintervallet 7 m til 133 m øker saliniteten gradvis mot 34,6 ‰. I vannmassene mot havbunnen er salinitetsverdiene relativt stabile og saliniteten er 35,0 ‰ i de dypeste delene vannmassene.



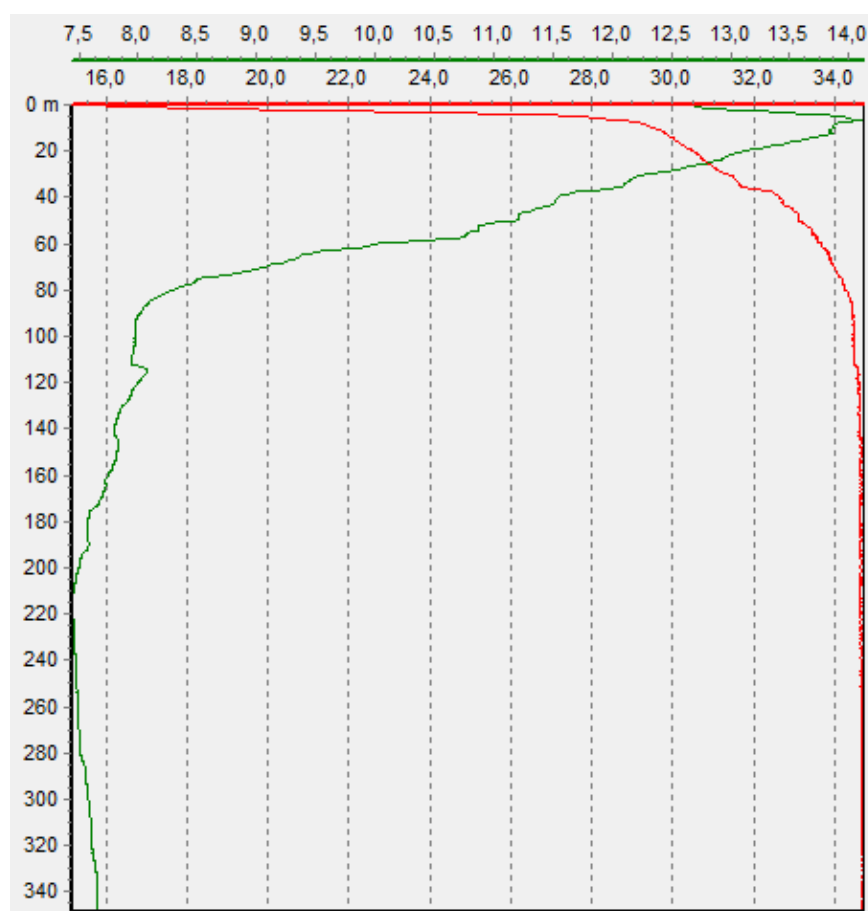
Figur 4.4. CTD-profil, HB09-158-04CTD, fra ryggen R2. Temperatur (grønn kurve) oppgitt i grader og salinitet (rød kurve) oppgitt i ‰ er plottet mot vanndybden i meter.

HB11-170-01CTD

CTD-en, HB11-170-01CTD (Figur 4.5), er tatt ved omtrent samme lokalitet som HB09-158-02CTD (sedimentbassenget SB1) (Figur 3.1). Temperaturen i havoverflaten var på 12,8 °C i september måned. Litt under havoverflaten øker temperaturen og kulminerer ved 14,2 °C på 7,5 m vanndybde. I dybdeintervallet 7,5 m til 85 m, avtar temperaturen med 6,2 °C (8,0 °C ved 85 m

vannndyp). Temperaturen avtar deretter gradvis med dypet til 7,5 °C ved 210 m vannndybde, der den er relativt konstant videre nedover. Ved havbunnen er temperaturen 7,6 °C.

Saliniteten er lavest ved havoverflaten (15 ‰) og øker raskt i de øvre 7,5 m av vannmassene (29,0 ‰ ved 7,5 m vannndybde). I dybdeintervallet 7,5 m til 85 m øker saliniteten gradvis mot 34,5 ‰ før verdiene stabiliserer seg ved 35 ‰ på 116 m vannndybde. Saliniteten i dybdeintervallet 116 m til 346 m viser en svak økende trend, men generelt er salinitetsverdiene i dette intervallet relativt konstant.



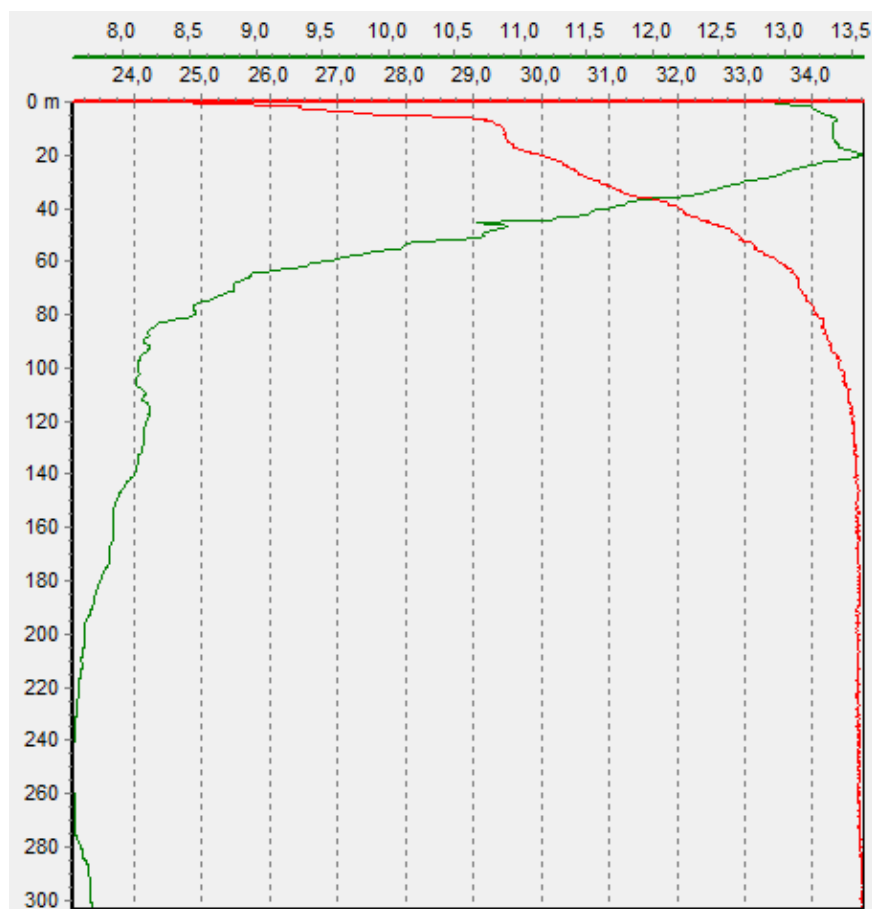
Figur 4.5. CTD-profil, HB11-170-01CTD, fra sedimentbassenget SB1. Temperatur (grønn kurve) oppgitt i grader og salinitet (rød kurve) oppgitt i ‰ er plottet mot vannndybden i meter.

HB11-170-04CTD

Målingene til HB11-170-04CTD (Figur 4.6) er tatt i nordlige del av Byfjorden (sedimentbassenget SB4) (Figur 3.1) og viser at havoverflaten hadde en temperatur på 13,0 °C i september. Temperaturen øker i de øvre 20 m av vannmassene og kulminerer ved 13,6 °C på 20

m vanndybde. I dybdeintervallet 20 m til 80 m avtar temperaturen raskt med 5,3 °C (8,3 °C ved 80 m vanndybde). Temperaturen avtar deretter gradvis med dypet til 7,6 °C ved 240 m vanndybde, hvor den er relativt stabil i dybdeintervallet 240 m til 260 m. Under 260 m øker temperaturen mot havbunnen, der den når verdier på 7,7 °C.

Saliniteten er målt til 25,0 ‰ ved havoverflaten. Verdiene øker raskt med vanndybden til et dyp på 18 m, hvor en salinitet på 29,5 ‰ er målt. I dybdeintervallet 8 m til 80 m øker saliniteten gradvis mot 34,0 ‰ (på 80 m vanndybde). Salinitetsverdiene er relativt stabile mot 117 m vanndybde (35,0 ‰), og stabiliserer seg ved denne verdien nedover i vannmassene mot havbunnen.



Figur 4.6. CTD-profil, HB11-170-04CTD, fra sedimentbassenget SB4. Temperatur (grønn kurve) oppgitt i grader og salinitet (rød kurve) oppgitt i ‰ er plottet mot vanndybden i meter.

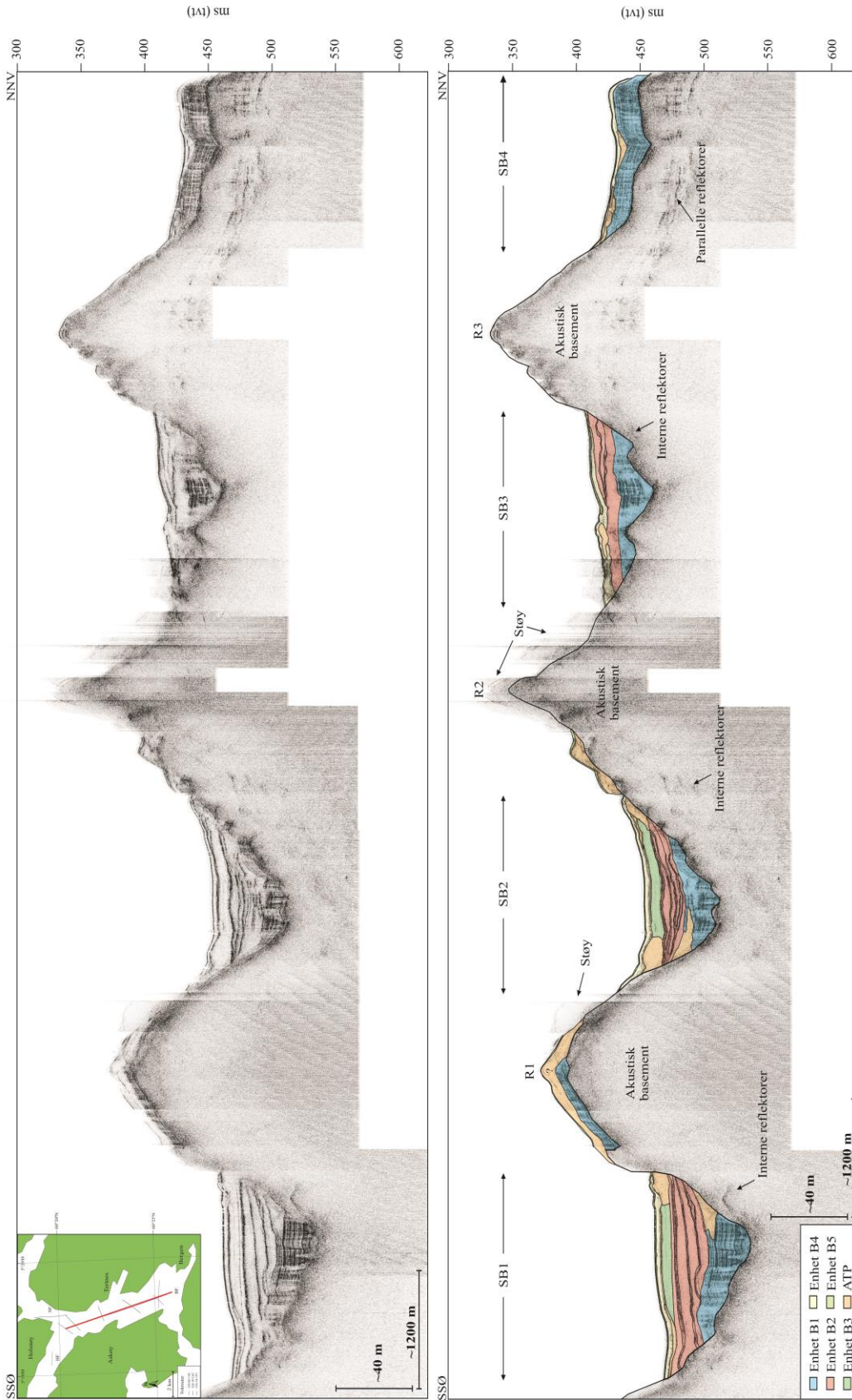
4.3 SEISMOSTRATIGRAFI, SEISMISK FACIES OG SEDIMENTMEKTIGHETER

I dette delkapittelet vil de seismiske enhetene identifisert i TOPAS-profilene bli presentert, som bygger opp et seismostratigrafisk rammeverk. Videre vil et isopakkart generert over studieområdet bli beskrevet.

4.3.1 Seismiske enheter

Studieområdet er inndelt i fem sedimentbassenger (SB1-SB5), som er adskilt av tre rygger (R1-R3) og en skrent (Figur 4.2b). Sedimentbassenget SB5 strekker seg ut i Herdlefjorden og Salhusfjorden. I TOPAS-profilene er det identifisert fem seismiske enheter, B1-B5 (Figur 4.7). Disse er definert ut ifra endringer i den seismiske karakteren (Figur 3.4). De seismiske enhetene er observert i sedimentbassengene og over noen av ryggene.

Akustisk basement er markert med en svart linje i TOPAS-profilene. I sedimentbassengene SB1-SB3 observeres interne strukturer i akustisk basement, mens i sedimentbassenget SB4 forekommer det parallelle reflektorer (Figur 4.7).



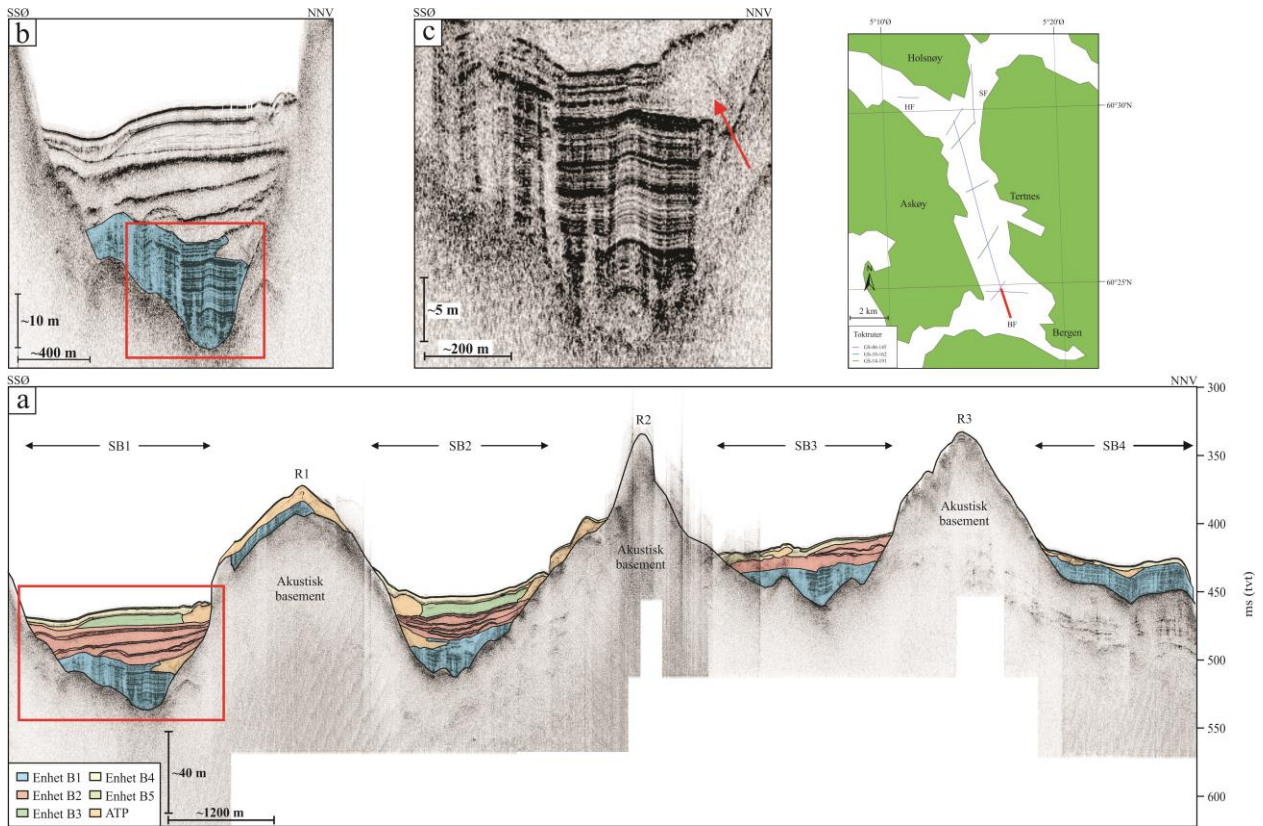
Figur 4.7. TOPAS-profil GS10-162-049, der lokasjonen til profilet er vist i kartutsnittet med en rød linje. Profil uten tolkning er vist i øvre panel. Nedre panel viser tolkning med de seismiske enhetene B1-B5. Akustisk basement er markert med svart linje, hvor det forekommer interne refleksjoner. SB1-SB4 – identifiserte sedimentbasseng. R1-R3 – identifiserte rygger. ATP – akustisk transparent pakke.

Enhet B1

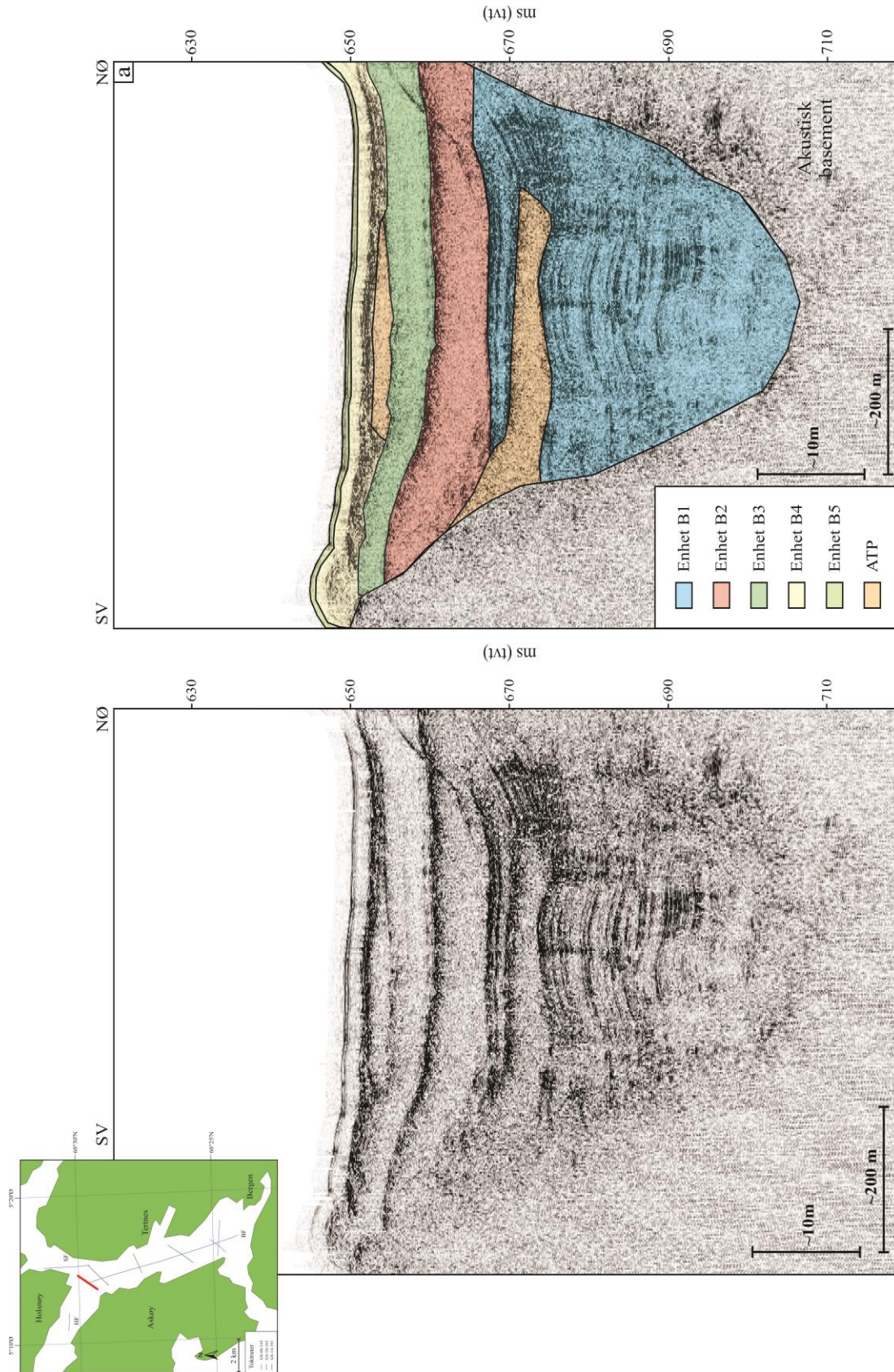
Den stratigrafiske nederste seismiske enheten identifisert i studieområdet er Enhet B1 (Figur 4.8). Nedre grense er gitt ved overgang til akustisk basement (markert med svart linje). Enhet B1 er identifisert i samtlige TOPAS-profiler (for eksempel Figur 4.7 og 4.9-4.11)

Enhet B1 er karakterisert med en akustisk laminert facies, der de parallelle og sub-parallelle reflektorene er av medium til høy amplitude (Figur 4.8). I øvre del av de laminerte lagpakkene forekommer sedimentpakker med en akustisk transparent facies som kiler ut i Enhet B1 (for eksempel Figur 4.8c og 4.9).

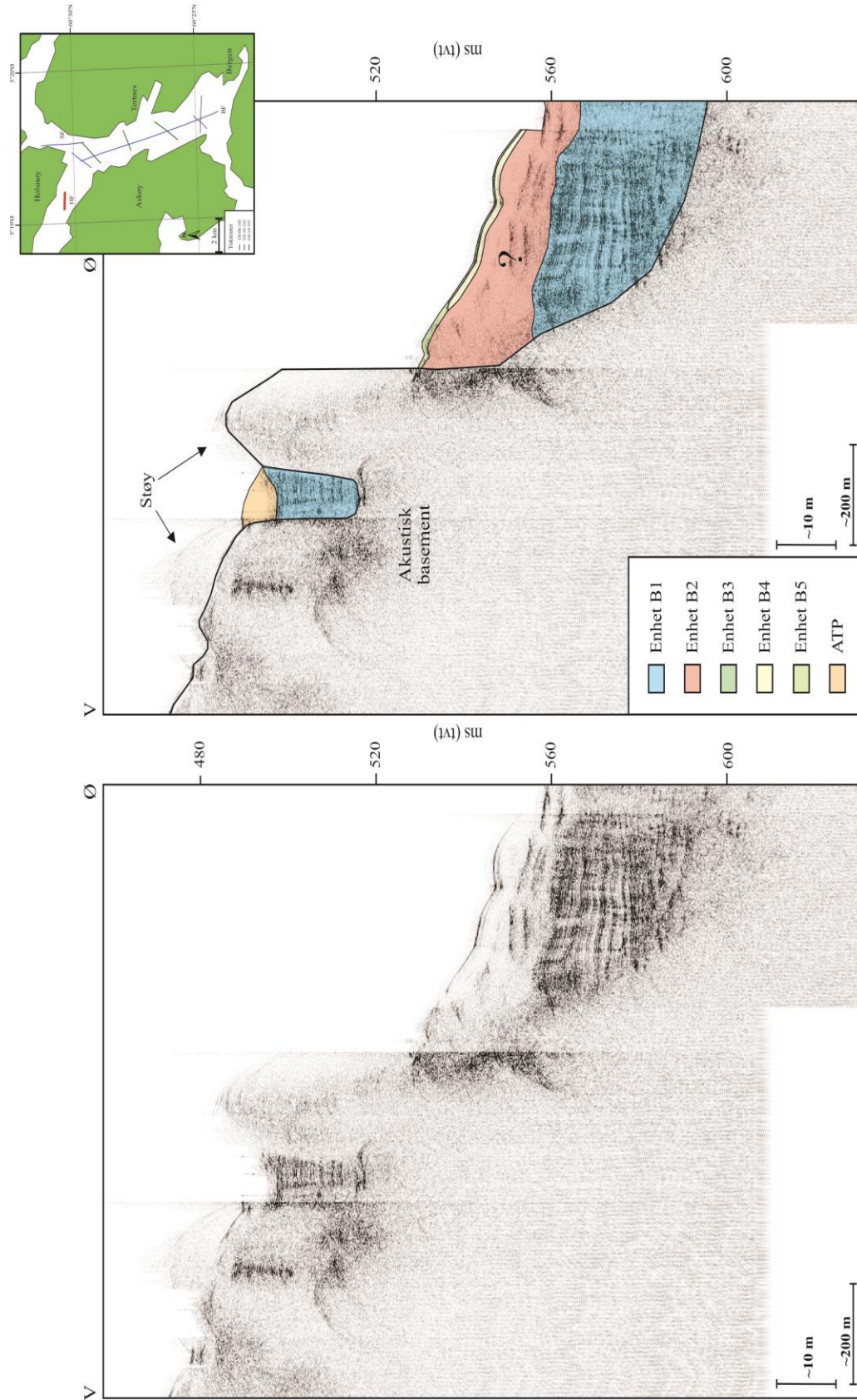
Mektighet på enheten varierer i sedimentbassengene. I sedimentbassenget SB1 i Byfjorden er maksimumsmektigheten opptil 27 ms (tvt) (~20 m) (Figur 4.7). I Herdlefjorden er maksimumsmektigheten 28 ms (tvt) (~21 m) (Figur 4.10) og i Salhusfjord finner en den største mektigheten på 52 ms (tvt) (~40 m) (Figur 4.11).



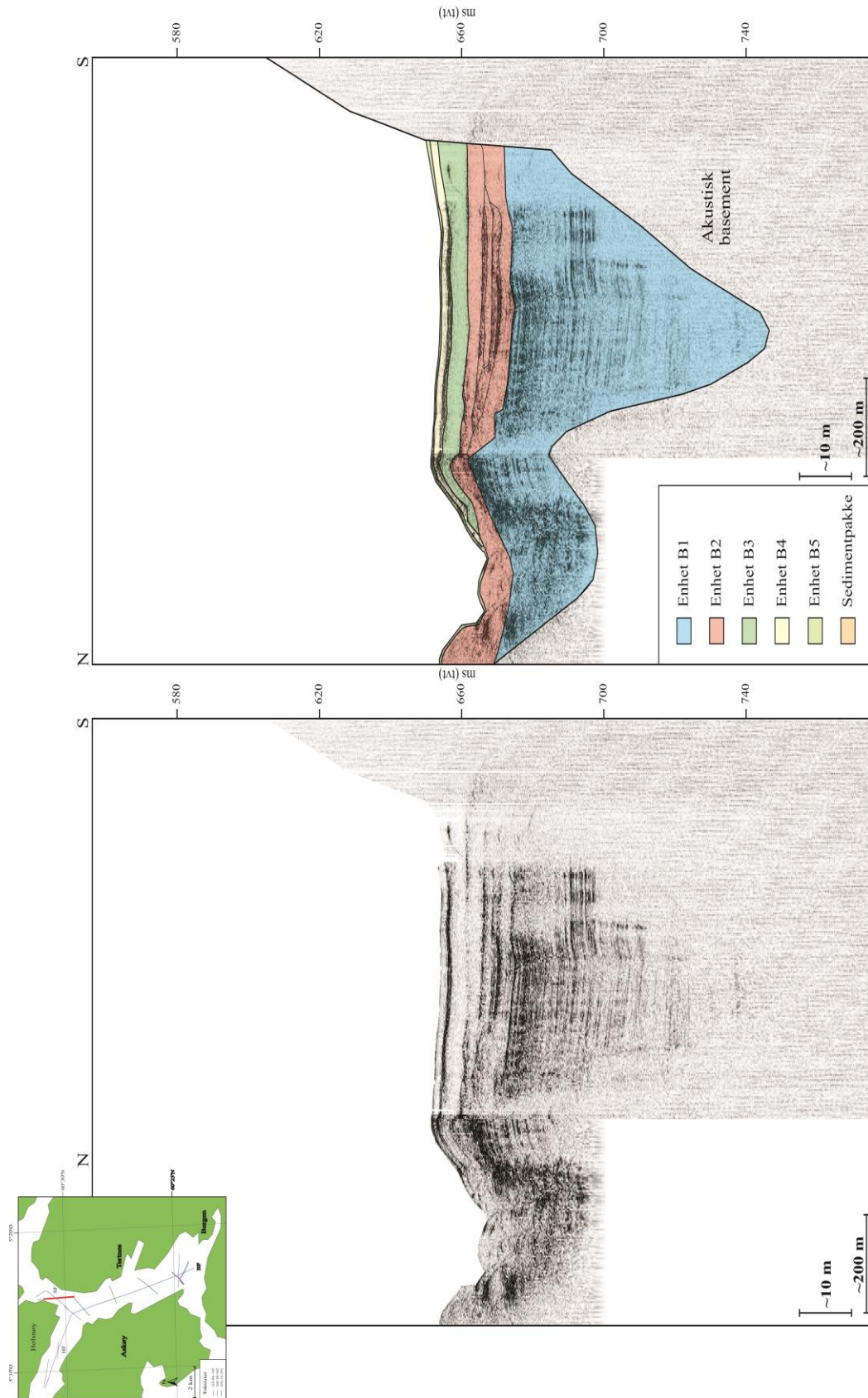
Figur 4.8. a) TOPAS-profil GS10-162-049 med tolkede enheter, B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil fra sedimentbassenget SB1, der Enhet B1 er markert med farge. Profillokasjon er vist med rød linje i kartutsnittet og rød boks i Figur 4.8a. c) Seismiske karakteren til Enhet B1. Profillokasjon er vist med rød boks i Figur 4.8b. Pilen markerer en akustisk transparent pakke i enheten.



Figur 4.9. TOPAS-profil GS10-162-060 fra sedimentbasseng SB5, der lokasjonen til profilet er markert i kartutsnittet med en rød linje. Venstre profil er vist uten tolkning. Høyre profil inneholder tolkning med de seismiske enhetene B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke.



Figur 4.10. TOPAS-profil GS 10-162-053 fra Herdlefjorden, der lokasjonen til profillet er markert i kartutsnittet med en rød linje. Venstre profil er vist uten tolkning. Høyre profil inneholder tolkning med de seismiske enhetene B1-B2 og B4-B5. ATP - transparent pakke.



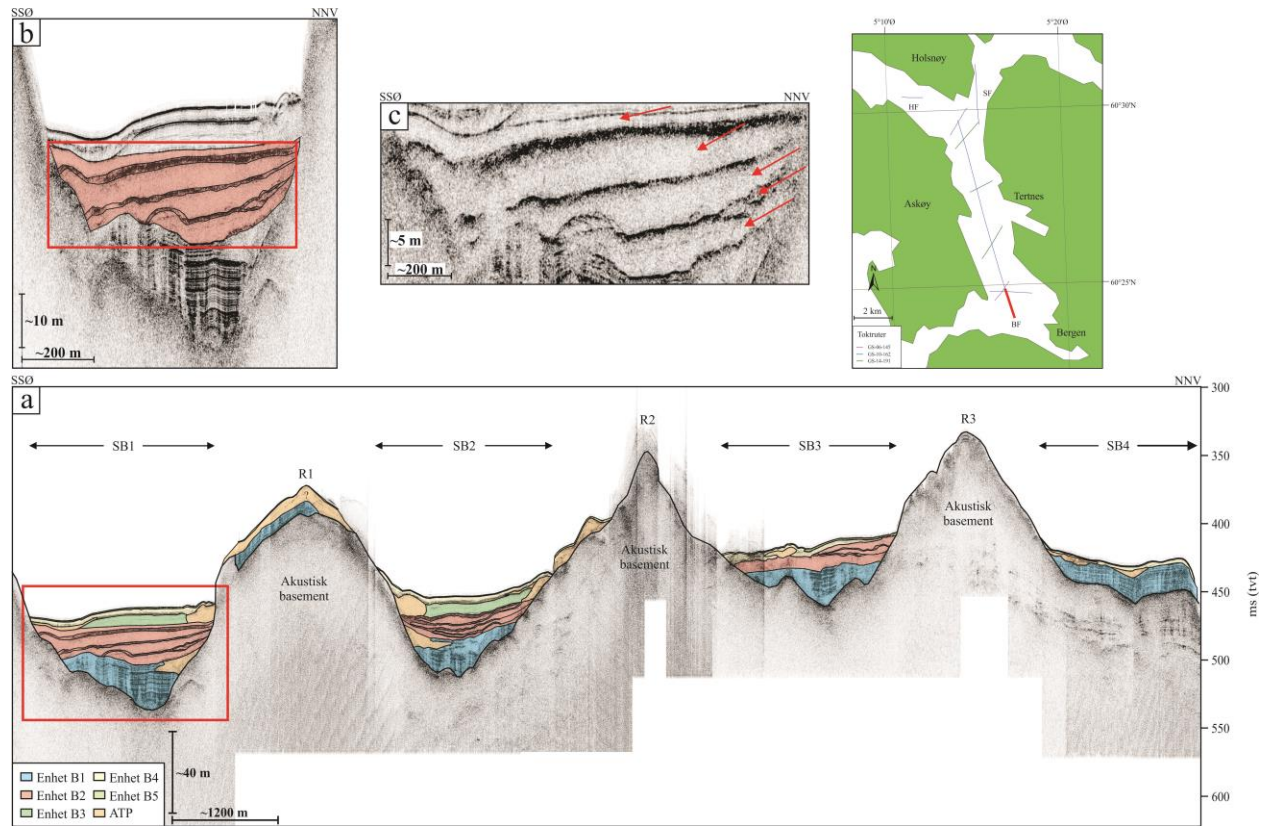
Figur 4.11. TOPAS-profil GS10-162-058 fra Salhusfjorden, der lokasjonen til profilet er markert i kartutsnittet med en rød linje. Venstre profil er vist uten tolkning. Høyre profil inneholder tolkning med de seismiske enhetene B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke.

Enhet B2

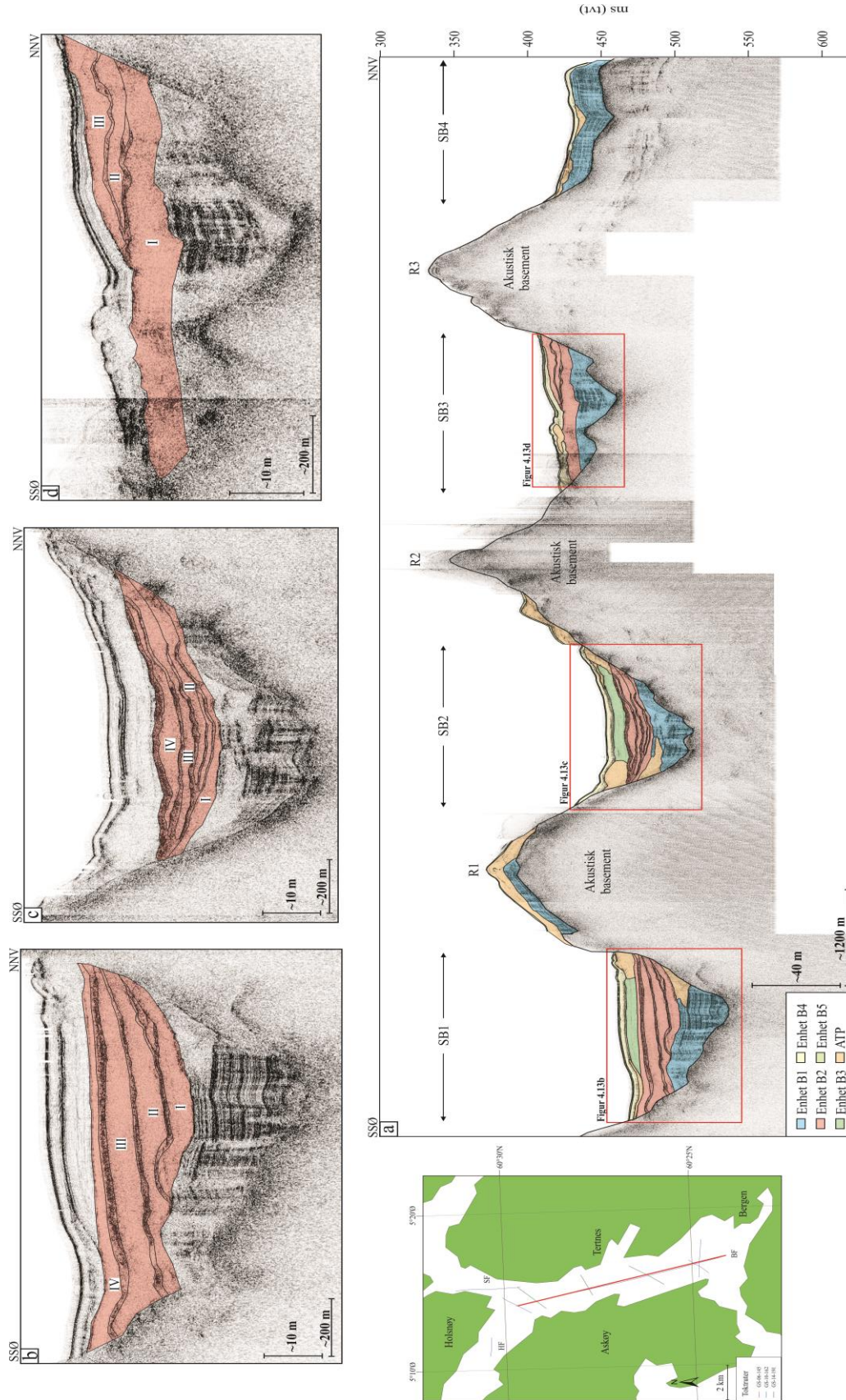
Enhet B2 (Figur 4.12) er observert i sedimentbassengene SB1-SB3 (Figur 4.7), SB5 (Figur 4.9) og i Salhusfjorden (Figur 4.11).

Enhet B2 består av sedimentpakker karakterisert av en akustisk transparent facies. Disse pakkene er adskilt av medium til høy amplitude reflektorer (Figur 4.12c). En erosiv kontakt mot underliggende sedimenter observeres lokalt.

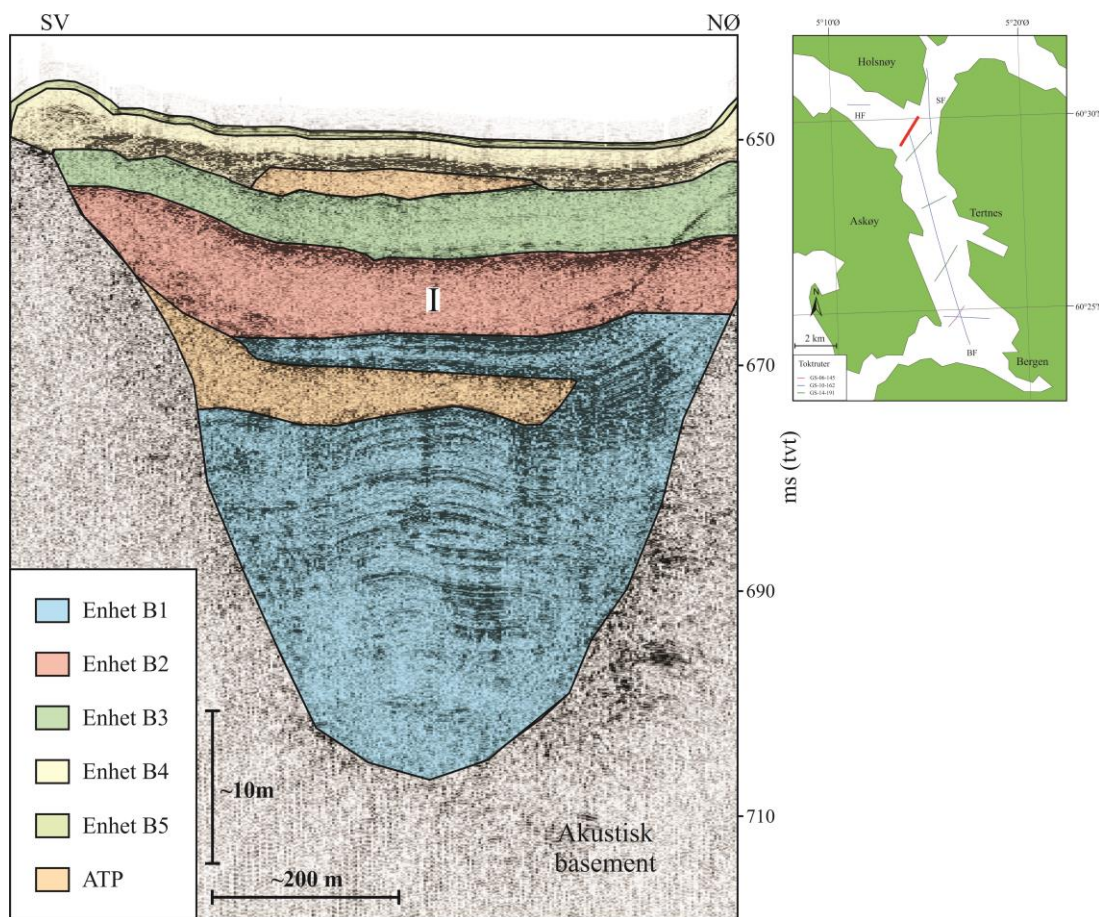
Den totale mektigheten til Enhet B2 varierer i studieområdet. I sedimentbassenget SB1 er maksimumstykkelsen 24 ms (tvt) (~18 m) (Figur 4.7). I sedimentbassenget SB5 er maksimumsmektigheten 7 ms (tvt) (~5 m) (Figur 4.9) og i Salhusfjorden er den 26 ms (tvt) (~20 m) (Figur 4.11). Maksimumstykkelsen av de enkelte sedimentpakkene i Enhet B2 varierer gjennom enheten og i sedimentbassengene (Tabell 4.1). De mektigste sedimentpakkene observeres i sedimentbassengene SB1, SB2, SB3 og SB5 (Figur 4.13 og 4.14). Ut i fra Figur 4.13, Figur 4.14 og Tabell 4.1 reduseres antall sedimentpakker mot NNV og den sedimentpakken med størst mektighet forekommer i sedimentbassenget SB3 (7 m).



Figur 4.12. a) TOPAS-profil GS10-162-049 med tolkede enheter, B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil fra sedimentbassenget SB1, der Enhet B2 er markert med farge. Profillokasjon er vist med rød linje i kartutsnittet og rød boks i Figur 4.12a. c) Seismiske karakteren til Enhet B2. Profillokasjon er vist med rød boks i Figur 4.12b. Pilene markerer de akustisk transparente pakkene, som er adskilt av reflektorer med høy amplitude.



Figur 4.13. a) TOPAS-profil GS10-162-049. SB1-SB4 – identifiserte sedimentbassenger. R1-R3 – identifiserte rygger b) Enhet B2 i sedimentbassenget SB1 består av fire akustiske transparente sedimentpakker, markert med I-IV. c) Enhet B2 i sedimentbassenget SB2 består av fire akustisk transparente sedimentpakker, markert med I-IV. d) Enhet B2 i sedimentbassenget SB3 består av tre akustisk transparente sedimentpakker, markert med I-III.



Figur 4.14. TOPAS-profil GS10-162-60 fra sedimentbassenget SB5. Enhet B2 i sedimentbassenget SB5 inneholder en akustisk transparent sedimentpakke, markert med I.

Tabell 4.1. Oversikt over maksimumsmektigheten av de største akustisk transparente sedimentpakkene identifisert i Enhet B2.

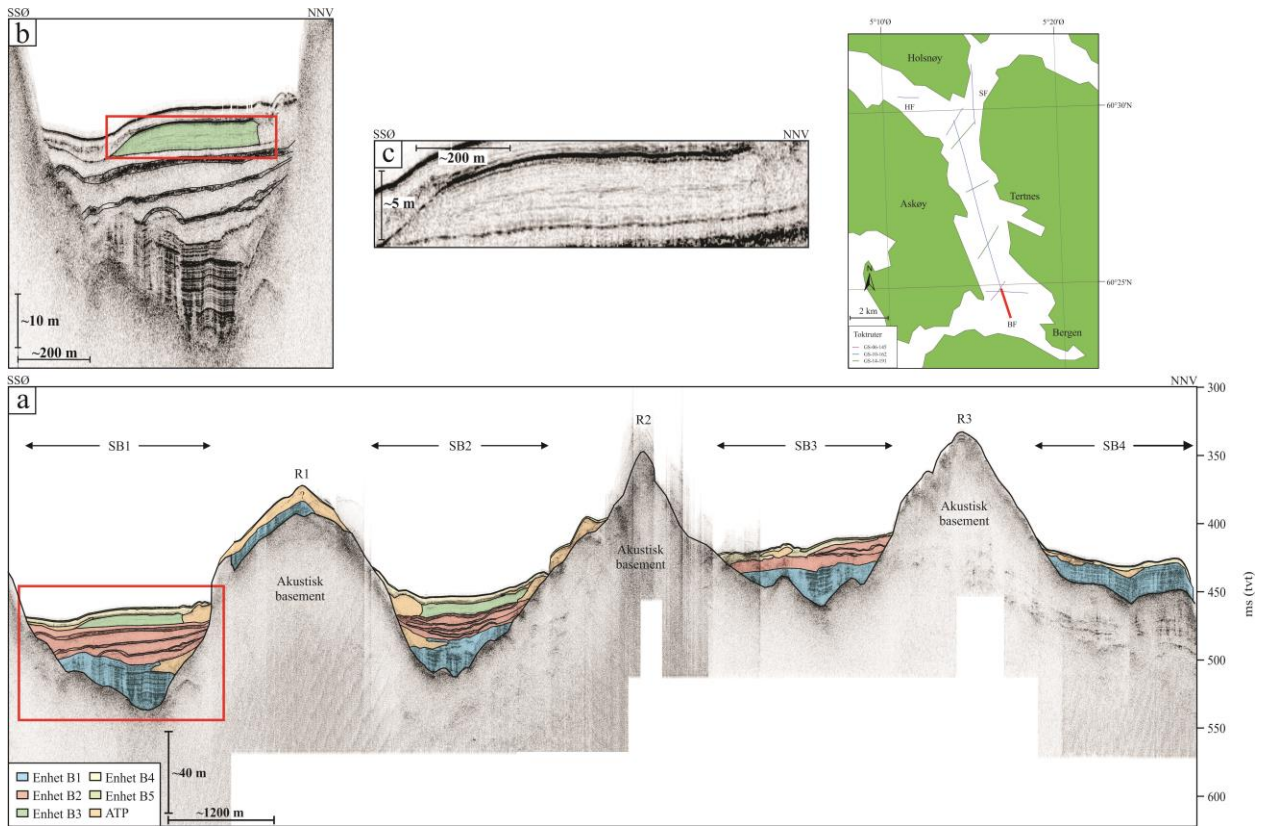
Sedimentbasseng	Sedimentpakke	Maksimumsmektighet (m)
SB1	I	5
	II	5
	III	5
	IV	3
SB2	I	2
	II	2
	III	3
	IV	4
SB3	I	7
	II	3
	III	3
SB5	I	5

Enhet B3

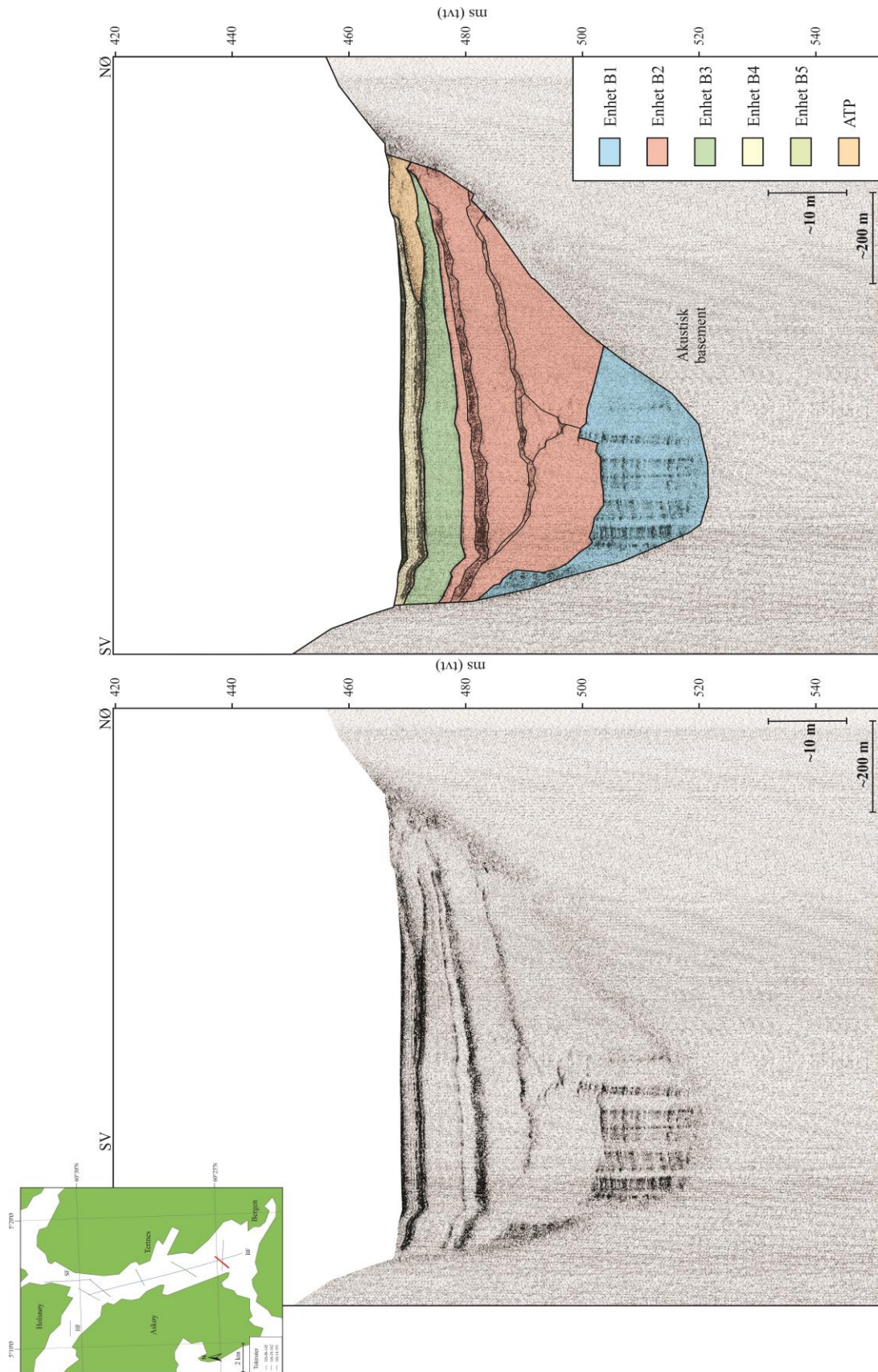
Enhet B3 (Figur 4.15) har nedre grense mot Enhet B2 og enheten er kun identifisert i sedimentbassengene SB1, SB2 (Figur 4.7) og SB5 (Figur 4.9), og i Salhusfjorden (Figur 4.11).

Akustisk svakt laminert facies med reflektorer av lav til medium amplitude karakteriserer Enhet B3 (Figur 4.15c). Enheten observeres å tynnes ut mot SSØ og NØ i sedimentbassenget SB1 (for eksempel Figur 4.7 og 4.16). I sedimentbassenget SB5 kiler Enhet B3 ut mot SV (Figur 4.9), mens i Salhusfjorden observeres det at mektigheten av enheten avtar mot nord (Figur 4.11). På flankene av sedimentbassenget SB1 forstyrres enheten av en akustisk transparent pakke mot NNV, NØ og Ø (Figur 4.7, 4.16 og 4.17). I sedimentbassenget SB3 har enheten en omtrentlig lik mektighet over hele bassenget, men forstyrres av en akustisk transparent/kaotisk pakke mot SV (Figur 4.18).

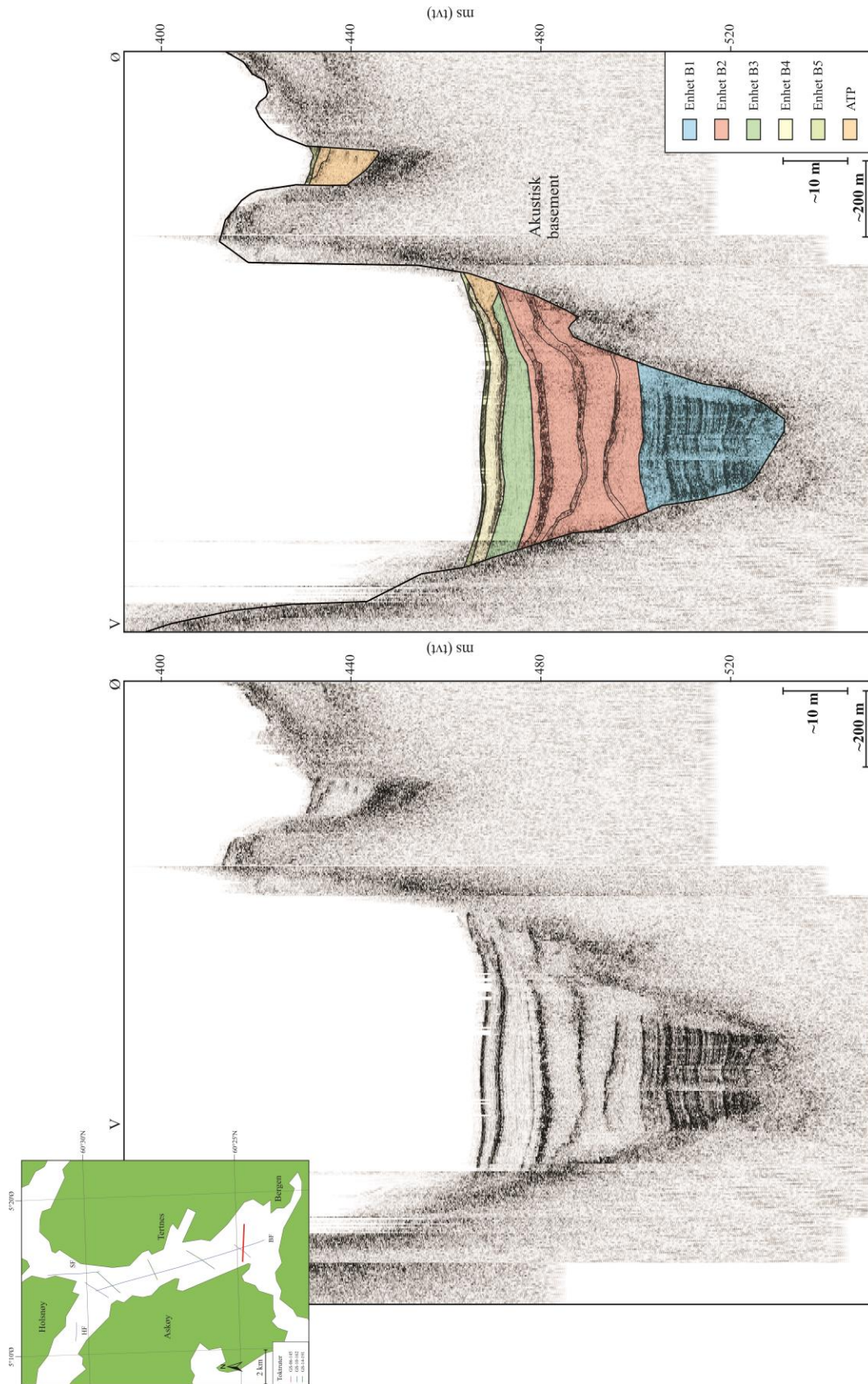
Maksimumsmektigheten til enheten, omlag 6 ms (tv) (~4,5 m), er omtrent den samme i de nevnte bassengene (Figur 4.7).



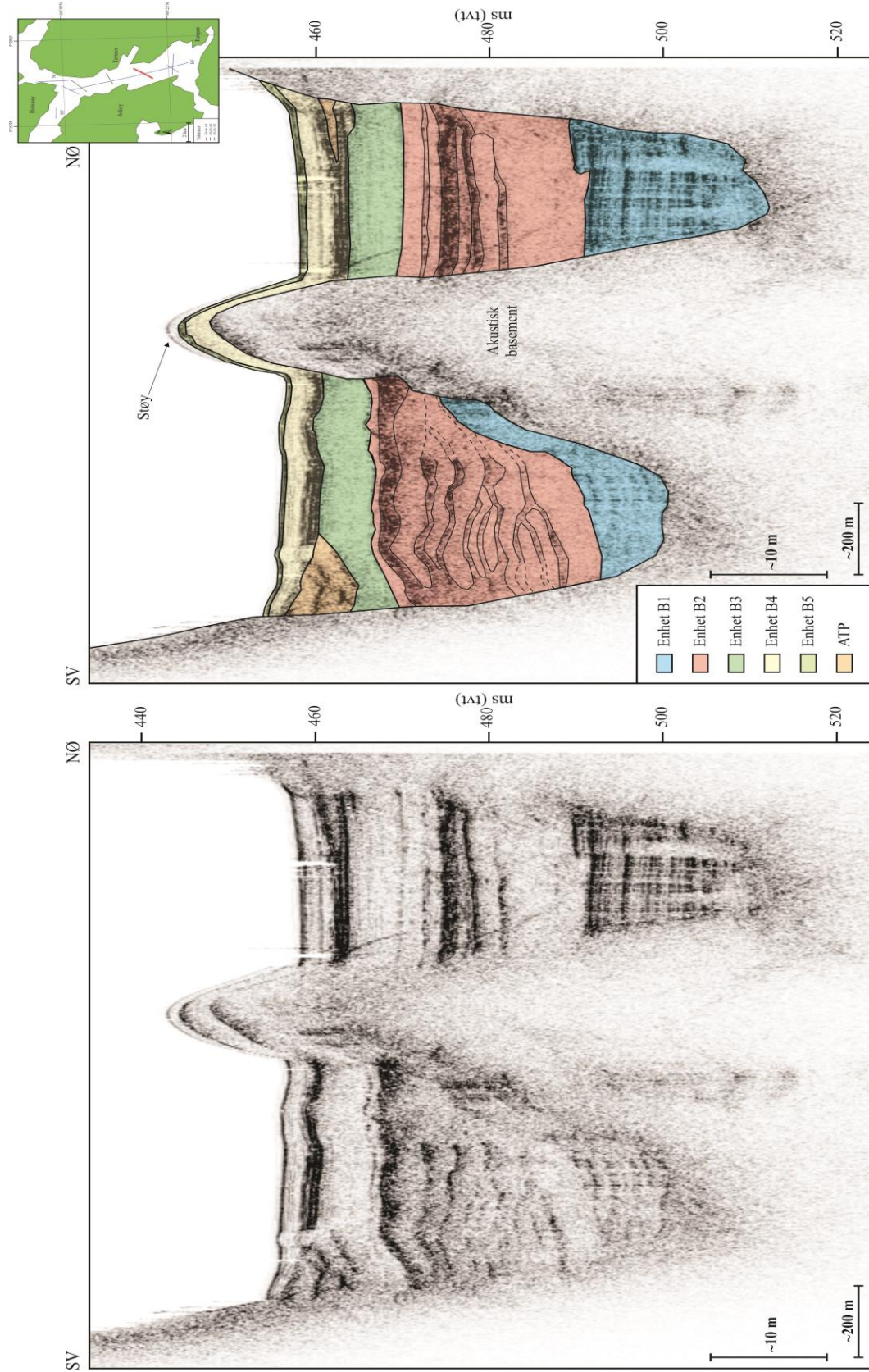
Figur 4.15. a) TOPAS-profil GS10-162-049 med tolkede enheter, B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil fra sedimentbassenget SB1, der Enhet B3 er markert med farge. Profillokasjon er vist med rød linje i kartutsnittet og rød boks i Figur 4.15a. c) Seismiske karakteren til Enhet B3. Profillokasjon er vist med rød boks i Figur 4.15b.



Figur 4.16. TOPAS-profil GS06-145-060 fra sedimentbasseng SB1, der lokasjonen til profilet er markert i kartutsnittet med en rød linje. Venstre profil er vist uten tolkning. Høyre profil inneholder tolkning med de seismiske enhetene B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke.



Figur 4.17. TOPAS-profil GS10-162-067 fra sedimentbassenget SB1, der lokasjonen til profilet er markert i kartutsnittet med en rødt linje. Venstre profil er vist uten tolkning. Høyre profil inneholder tolkning med de seismiske enhetene B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke.



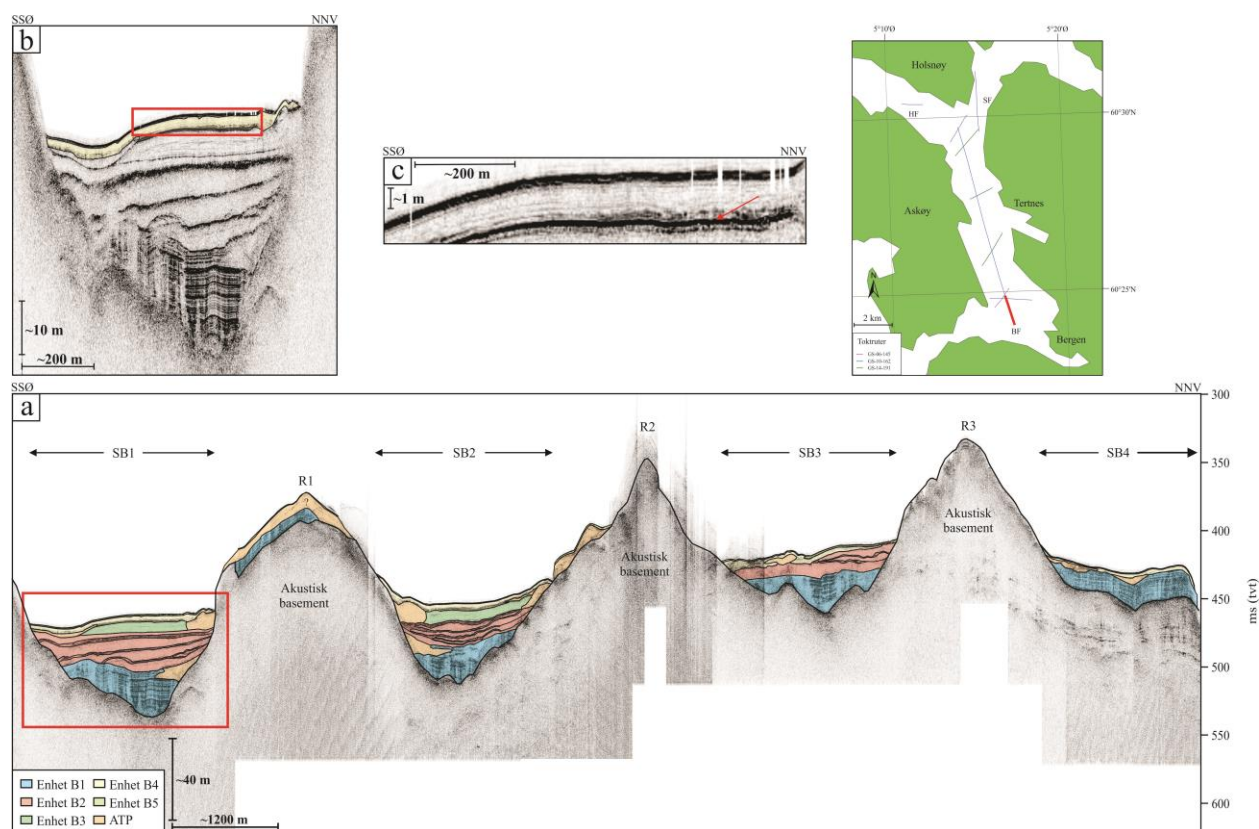
Figur 4.18. TOPAS-profil GS14-191-06 fra sedimentbasseng SB2, der lokasjonen til profilet er markert i kartutsnittet med en rød linje. Venstre profil er vist uten tolkning. Høyre profil inneholder tolkning med de seismiske enhetene B1-B5. Stiplede linje i enhet B2 indikerer usikkerhet hvor pakkene er lokaliser. ATP – akustisk transparent pakke.

Enhet B4

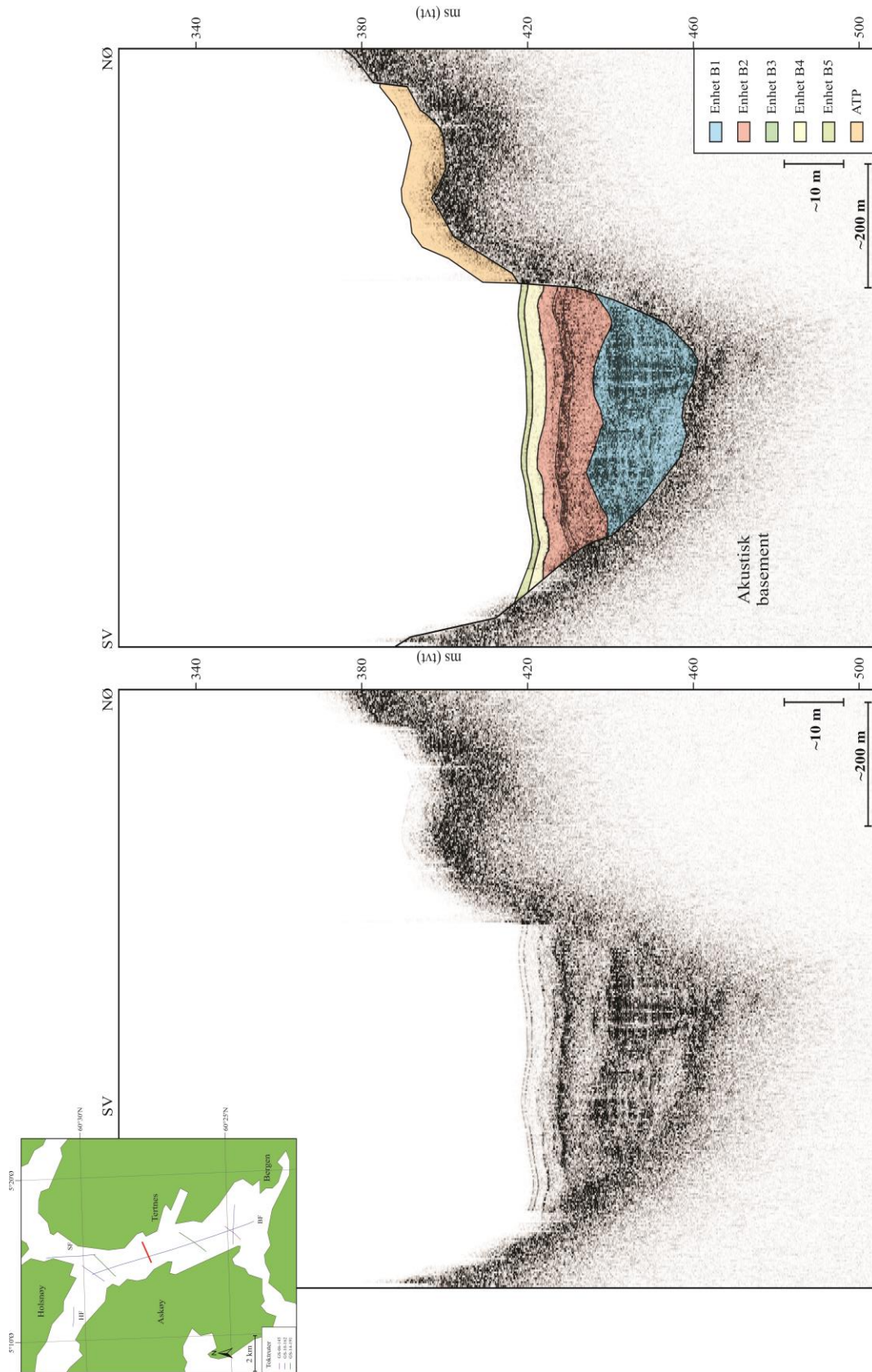
Enhet B4 (Figur 4.19) er identifisert i samtlige sedimentbassenger (for eksempel Figur 4.7 og 4.9-4.11).

Nedre del av enheten defineres av reflektorer med høy amplitude, som stratigrafisk oppover i enheten blir svakere (Figur 4.19c). Reflektorer med lav amplitude representerer akustisk svakt laminert facies. Enheten observeres til å strekke seg langs sedimentbassengene (for eksempel Figur 4.20). I enkelte sedimentbassenger observeres en akustisk transparent/kaotisk sedimentpakke, som har forstyrret Enhet B4 (for eksempel Figur 4.16). Enhet B4 har erosiv kontakt med underliggende enheter.

Den største mektigheten 4 ms (tv) (~3 m) til Enhet B4 er observert i sedimentbassenget SB2 (Figur 4.18).



Figur 4.19. a) TOPAS-profil GS10-162-049 med tolkede enheter, B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profilet fra sedimentbassenget SB1, der Enhet B4 er markert med farge. Profillokasjon er vist med rød linje i kartutsnittet og rød boks i Figur 4.19a. c) Seismiske karakteren til Enhet B4. Profillokasjon er vist med rød boks i Figur 4.19b. Pilen markerer reflektorer med høy amplitude stratigrafisk nederst i enheten.



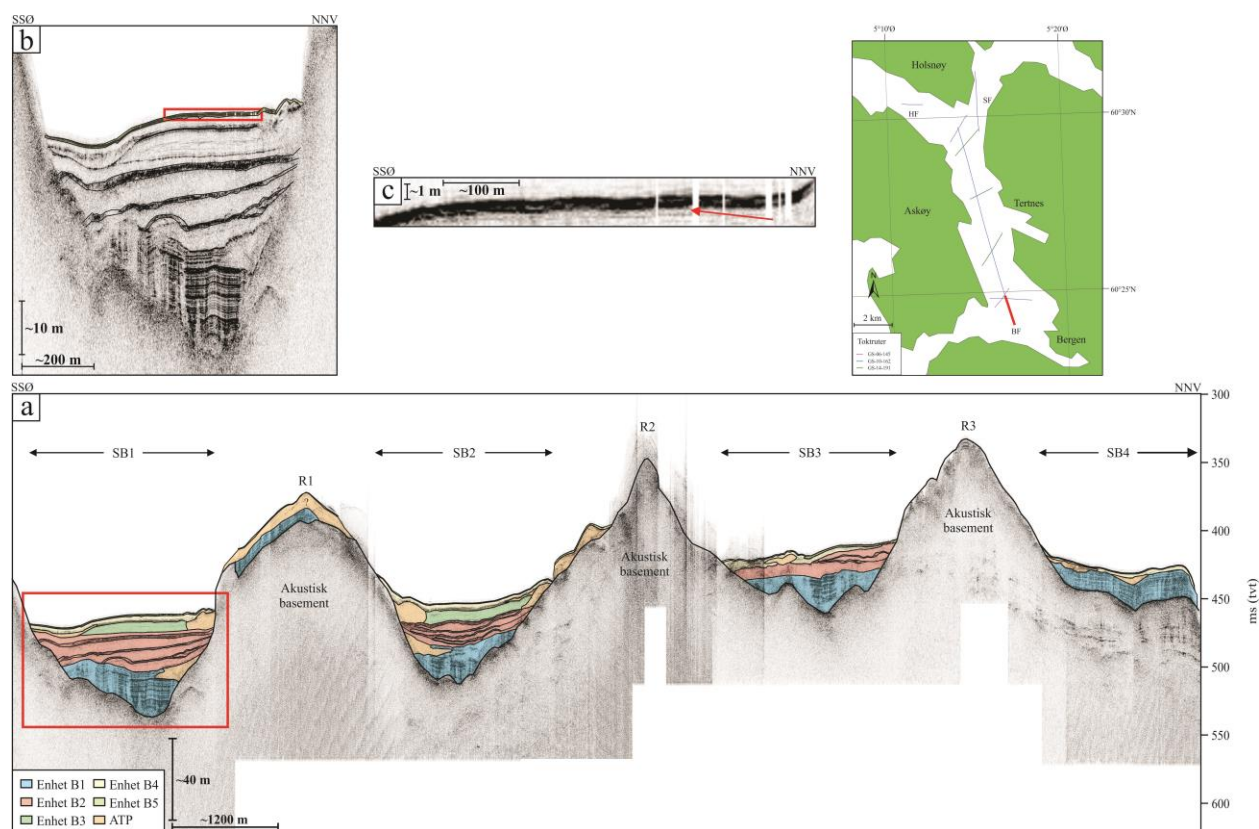
Figur 4.20. TOPAS-profil GSI14-191-04 fra sedimentbassenget SB3, der lokasjonen til profilet er markert i kartutsnittet med en rød linje. Venstre profil er vist uten tolkning. Høyre profil inneholder tolkning med de seismiske enhetene B1, B2 og B4-B5. ATP – akustisk transparent pakke.

Enhet B5

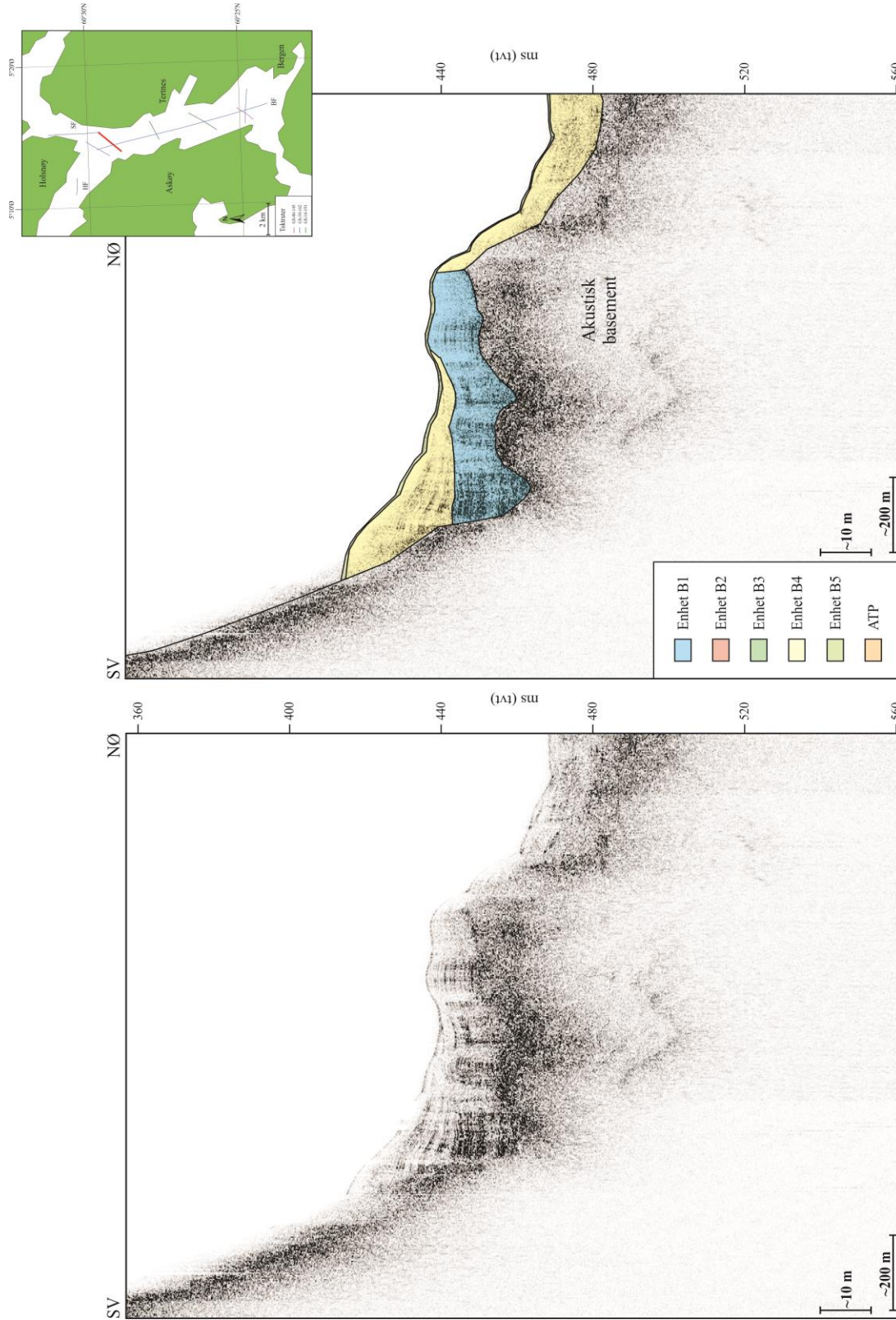
Enhet B5 (Figur 4.21) er den stratigrafiske øverste enheten identifisert i samtlige sedimentbassenger (for eksempel Figur 4.22)

Enhet B5 karakteriseres av parallelle reflektorer med medium til høy amplitude og utgjør en akustisk laminerte facies (Figur 4.21c).

Enhet B5 har en maksimumsmektighet på 0,94 ms (tv) (~0,7 m) (Figur 4.7).



Figur 4.21. a) TOPAS-profil GS10-162-049 med tolkede enheter. B1-B5. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil fra sedimentbassenet SB1, der Enhet B5 er markert med farge. Profillokasjon er vist med en rød linje i kartutsnittet og rød boks i Figur 4.21a. c) Seismiske karakteren til Enhet B5. Profillokasjon er vist med rød boks i Figur 4.21b. Pilen markerer reflektorene som utgjør Enhet B5.

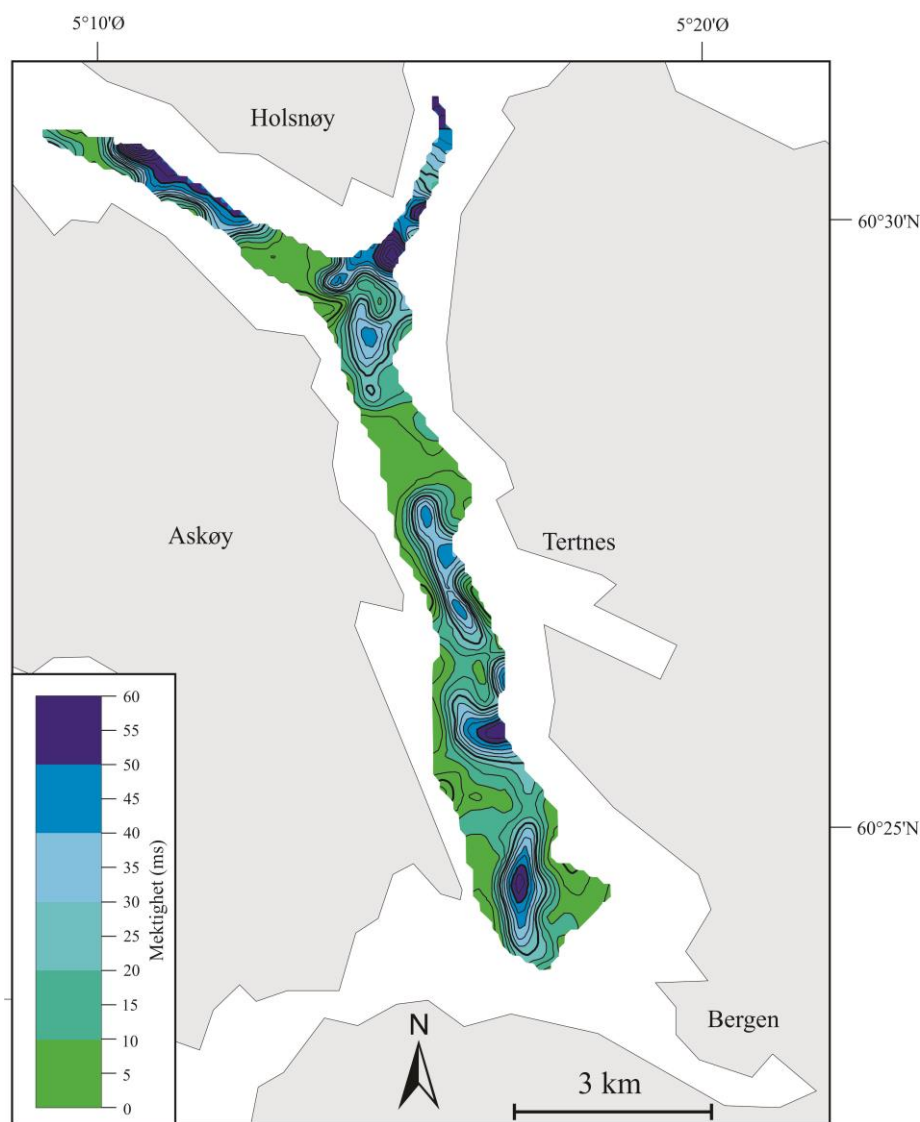


Figur 4.22. TOPAS-profil GS14-191-02 fra sedimentbassenget SB4, der lokasjonen til profilet er markert i kartutsnittet med en rød linje. Venstre profil er vist uten tolkning. Høyre profil inneholder tolkning med de seismiske enhetene B1, B4 og B5.

4.3.2 Sedimentmektigheter

Et isopakkart er generert for alle sedimentene (Enhet B1-B5) avsatt over akustisk basement (Figur 4.23). Dette isopakkartet viser at den største observerte mektigheten i studieområdet er 60 ms (tvt) (~45 m). Denne mektigheten er identifisert i sedimentbassenget SB1 og i Salhusfjorden. Sedimentbassengene SB3 og SB4 representerer sedimentbassenger der en mindre sedimentmektighet er avsatt. I disse bassengene er maksimumsmektighet observert på 50 ms (tvt) (~38 m).

Størst sedimentmektighet er observert i de sentrale deler av sedimentbassengene og ved økende avstand fra land. Sedimentmektigheten avtar mot ryggene R1-R3 og mot land.



Figur 4.23. Isopakkart over studieområdet. Kartet viser sedimentmektigheten i ms.

4.4 SEDIMENTKJERNER - ANALYSERESULTAT

I dette delkapittelet vil analyser fra åtte sedimentkjerner bli presentert (Tabell 3.4).

4.4.1 Sedimentkjerne GS10-162-03GC

Kjerne GS10-162-03GC er inndelt i 10 litologiske enheter (L1-L10) (Figur 4.24). De litologiske enhetene er definert ut ifra visuell beskrivelse, MSCL-data, skjærstyrke og XRF-data. Denne kjernen er studert i størst detalj og det er også utført ^{14}C -dateringer av denne (Tabell 3.5).

Litologisk Enhet L10

Enhet L10 er den stratigrafiske nederste enheten identifisert i kjernen og er definert i dybdeintervallet 238-250 cm (Figur 4.24). Enheten består av siltig leire og har en mørk gråbrun farge (2.5Y/4/2). Gammatettheten er relativt stabil gjennom enheten og viser variasjoner mellom verdiene 1,5 g/cc og 1,8 g/cc. Magnetisk susceptibilitet avtar gradvis med dypet (fra $14 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ til $5 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$). Skjærstyrken avtar også gradvis mot bunnen av kjernen fra verdien 25 kPa til 18 kPa. De målte XRF-verdiene (zirkonium og titan) er relativt stabile i enheten.

Overgang til Enhet L9 defineres ut ifra endring i gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og skjærstyrke. Dermed er øvre grense til Enhet L10 markert ved 238 cm der økning i verdiene i de nevnte parameterne observeres.

Basert på generelt stabile verdier av parameterne i enheten tolkes Enhet L10 til å være hemipelagiske sedimenter.

Litologisk Enhet L9

Stratigrafisk over Enhet L10 er Enhet L9 avsatt (182-238 cm) (Figur 4.24). Enhet L9 består hovedsakelig av leirholdig silt med olivenbrun farge (2.5Y/4/3). Enheten skiller seg ut fra resten av kjernen ved strukturene som er observert. Strukturen defineres som kaotisk, der boller av ulike størrelser observeres gjennom hele enheten. Bollene karakteriseres av fargeendring til grå farge (5Y/5/1). Skjellfragmenter finnes i enheten. Utslag i gammatettheten observeres mot Enhet L8 ($\sim 2,0 \text{ g/cc}$). Gammatettheten har en gradvis økning med dybden i enheten. Små variasjoner i magnetisk susceptibilitet observeres gjennom enheten, der flere utslag med maksimumsverdier på opptil $75 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ observeres. Skjærstyrken viser flere utslag med en maksimumsverdi på

~50 kPa. XRF-verdiene av zirkon er relativt stabil med en liten økning i nedre del. Titan har en økende trend i verdiene med dybden i enheten, der utslag forekommer i øvre del av enheten.

Øvre grense defineres av en erosiv grense mot Enhet L8, der kornstørrelsen og fargen endres ved 182 cm.

Enhet L9 tolkes til å være skredavsetninger, som hovedsakelig baseres på den kaotiske strukturen.

Litologisk Enhet L8

Enhet L8 er identifisert i dybdeintervallet 163-182 cm (Figur 4.24). Kornstørrelsen til sedimentene blir grovere med dybden i enheten, der det går fra leirholdig silt til fin sand. Den dominerende fargen er mørk gråbrun (2.5Y/4/2) i enheten. Enheten er karakterisert av laminasjon, men to boller som forstyrrer enheten er observert. Den stratigrafiske nederste bollen er av gråbrun farge (2.5Y/5/2), mens den øvre bollen er av grå farge (5Y/5/1). Enheten inneholder skjellfragmenter. Gammatettheten og magnetisk susceptibilitet viser utslag i nedre og midtre del av enheten, der verdiene er høyest i midtre del. Gammatettheten har en maksimumsverdi på 2,1 g/cc, mens magnetisk susceptibilitet har maksimumsverdier på $177 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. De laveste verdiene av disse parameterne er målt der bollene er observert. Skjærstyrken viser de høyeste verdiene i øvre del av enheten (36 kPa) og verdiene minker med dybden i enheten, hvor de ligger rundt 20 kPa. I denne enheten viser zirkonium og titan økning i verdiene i dybdeintervallet 163-174 cm.

Grensen mellom Enhet L8 og Enhet L7 er definert ved 163 cm kjernedyp, der endringer i kornstørrelse og gammatetthet observeres.

Enhet L8 tolkes til å være en turbidittavsetning basert på en oppfiningsekvens i sedimentene og utslag i samtlige parametre.

Litologisk Enhet L7

Enhet L7 defineres til dybdeintervallet 147-163 cm (Figur 4.24) og består av leirholdig silt med fargen mørk gråbrun (2.5Y/4/2). Mot grensen til Enhet L6 observeres et skjellfragment. Gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og skjærstyrke viser økende verdier med dybden i enheten, der de høyeste verdiene forekommer ved grensen til Enhet L8. Målte XRF-verdier viser

også en økning i verdiene med dybden i enheten, der de høyeste verdiene forekommer stratigrafisk nederst i Enhet L7.

Overgang til Enhet L6 er definert ved en erosiv grense ved 147 cm. Ved denne grensen forekommer endring i kornstørrelse, farge, gammatetthet og skjærstyrke.

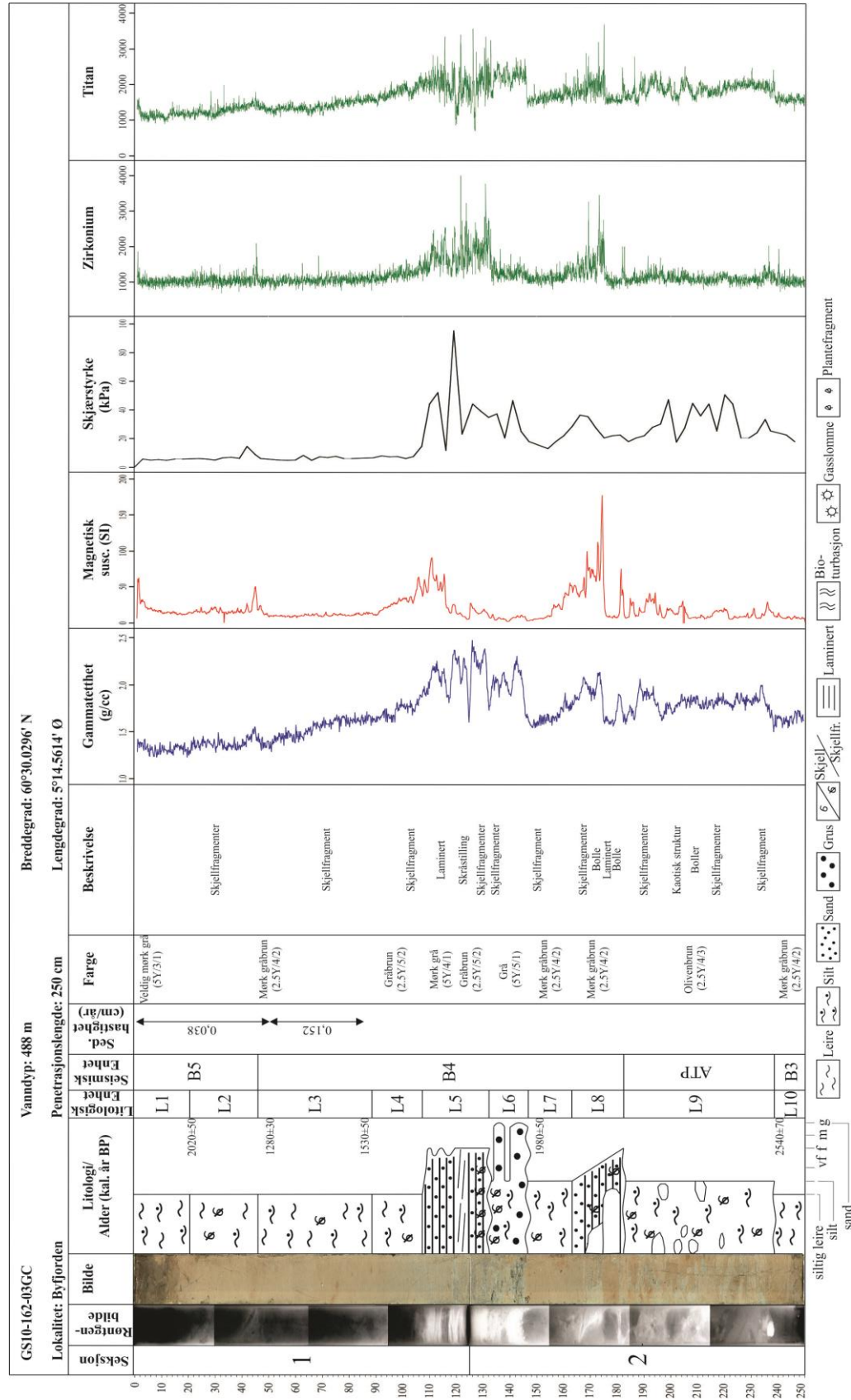
På grunnlag av finere kornstørrelse og økende verdier i parameterne med dybden, tolkes Enhet L7 til å være halen til turbidittavsetningen i Enhet L8.

Litologisk Enhet L6

Enhet L6 (132-147 cm) (Figur 4.24) består hovedsakelig av grov sand, men enkelte leirholdige silt lag er observert. Fargen til enheten er hovedsakelig grå (5Y/5/1). I øvre del av enheten observeres skjellfragmenter. Tre utslag i gammatetthetsverdiene observeres, der utslaget er størst i nedre del av enheten (~2,3 g/cc). Lave og stabile verdier karakteriserer magnetisk susceptibilitet i Enhet L6. Skjærstyrken gir et utslag ved 142 cm, med maksimumsverdien 46 kPa. Zirkonium viser en relativ stabilitet i verdier, mens titan viser en økning i verdier med dybden.

Øvre grense mot Enhet L5 defineres ved et kjernedyp på 132 cm og dette er en erosiv grense. Endring i kornstørrelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet observeres ved denne grensen.

Etttersom det er observert grov sand adskilt av leirholdig silt, tolkes Enhet L6 til å være to turbidittavsetninger fra to forskjellige hendelser.



Figur 4.24. Resultater av analyser fra sedimentkjerne GS10-162-03GC der røntgenbilde, optisk bilde, litologi, seismiske enheter, sedimentasjonshastiget, farge, beskrivelse, gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, skjærstyrke og XRF-elementene zirkonium og titan er vist. ATP – akustisk transparent pakke.

Litologisk Enhet L5

Enhet L5 (107-132 cm) (Figur 4.24) består hovedsakelig av fin sand og kornstørrelsen avtar mot overliggende enhet, Enhet L4. Skjellfragmenter observeres i nedre del av enheten. Enheten er laminert og på grunn av dette veksler fargen på sedimentene mellom gråbrun (2.5Y/5/2) og mørk grå (5Y/4/1). Skråstillingen i sedimentene observeres i dybdeintervallet 119-124 cm. Tre utslag i gammatettheten, med verdiene 2,4 g/cc og 2,3 g/cc, observeres i enheten, mens verdiene i magnetisk susceptibilitet avtar med dybden. Maksimumsverdien til magnetisk susceptibilitet er identifisert øverst i enheten ($\sim 90 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$). Store variasjoner forekommer i skjærstyrken, der det observeres tre utslag, hvor de har en maksimumsverdi på $\sim 50 \text{ kPa}$, $\sim 95 \text{ kPa}$ og $\sim 40 \text{ kPa}$ på 115 cm, 118 cm og 125 cm kjernedybde. XRF-målingene viser store variasjoner av zirkonium- og titanverdiene i enheten.

Grensen mellom Enhet L5 og Enhet L4 defineres ved 107 cm og er basert på endringer i farge, gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og skjærstyrke.

På grunnlag av laminasjon og variasjoner i verdiene til gammatettheten, magnetisk susceptibilitet og skjærstyrken tolkes Enhet L5 til å være en turbidittavsetning.

Litologisk Enhet L4

Enhet L4 er definert i dybdeintervallet 88-107 cm (Figur 4.24) og består av siltig leire med en gråbrun farge (2.5Y/5/2). Enheten er massiv og det er observert skjellfragment i enhetens nedre del. Verdiene i samtlige målte parametere øker mot bunnen av enheten.

Øvre grense av enheten er identifisert ved 88 cm kjernedybde og er definert basert på endring i magnetisk susceptibilitet.

På grunnlag av økende verdier mot bunnen av enheten i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet, tolkes Enhet L4 til å være halen til turbidittavsetningen i Enhet L5.

Litologisk Enhet L3

Enhet L3 er definert til å representere dybdeintervallet 46-88 cm (Figur 4.24). Enheten består av siltig leire. Sedimentene i enheten er karakterisert av en mørk gråbrun farge (2.5Y/4/2). Et skjellfragment er observert ved 70 cm kjernedybde. Gammatettheten øker gradvis med dybden i enheten (fra 1,3 g/cc til 1,6 g/cc). Magnetisk susceptibilitet har stabile verdier gjennom enheten.

Skjærstyrken er relativt stabil, men et lite utslag forekommer ved 63 cm med verdien 8 kPa. Zirkonium er stabilt i enheten, mens verdiene av titan øker med dybden.

Grensen mellom Enhet L3 og Enhet L2 ved 46 cm kjernedyb baseres på endring i magnetisk susceptibilitet.

Enhet L3 kan tolkes til å være hemipelagiske sedimenter, basert på stabile verdier i magnetisk susceptibilitet.

Litologisk Enhet L2

Enhet L2 (20-46 cm) (Figur 4.24) består av siltig leire. Enheten er mørk gråbrun (2.5Y/4/2) på farge. Skjellfragmenter forekommer i enheten ved kjernedybdene 31 cm og 28 cm. Gammatetthetsverdiene øker generelt med dybden i Enhet L2 og et utslag er observert ved 44 cm på 1,5 g/cc. I magnetisk susceptibilitet forekommer et utslag ved 45 cm ($50 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$), men verdiene er relativt stabile i enheten utenom utslaget. Ved 42 cm kjernedybde viser skjærstyrken et utslag på 14 kPa, men verdiene ligger generelt mellom 5 kPa og 6 kPa i enheten. Det observeres utslag i zirkonium og titan ved samme kjernedybde der gammatettheten, magnetisk susceptibilitet og skjærstyrken viser et utslag.

Grensen mot Enhet L1 (20 cm) er identifisert basert på endringer i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet.

På grunnlag av utslag i samtlige parametere i nedre del av enheten, tolkes Enhet L2 til å være en turbidittavsetning.

Litologisk Enhet L1

Enhet L1 (0-20 cm) (Figur 4.24) består av siltig leire. Fargen endrer seg fra veldig mørk grå (5Y/3/1) til mørk gråbrun (2.5Y/4/2) med dybden i enheten. Samtlige parametere er relativt stabile med lave verdier sammenlignet med underliggende enheter i kjernen.

Enhet L1 tolkes til å være hemipelagiske sedimenter.

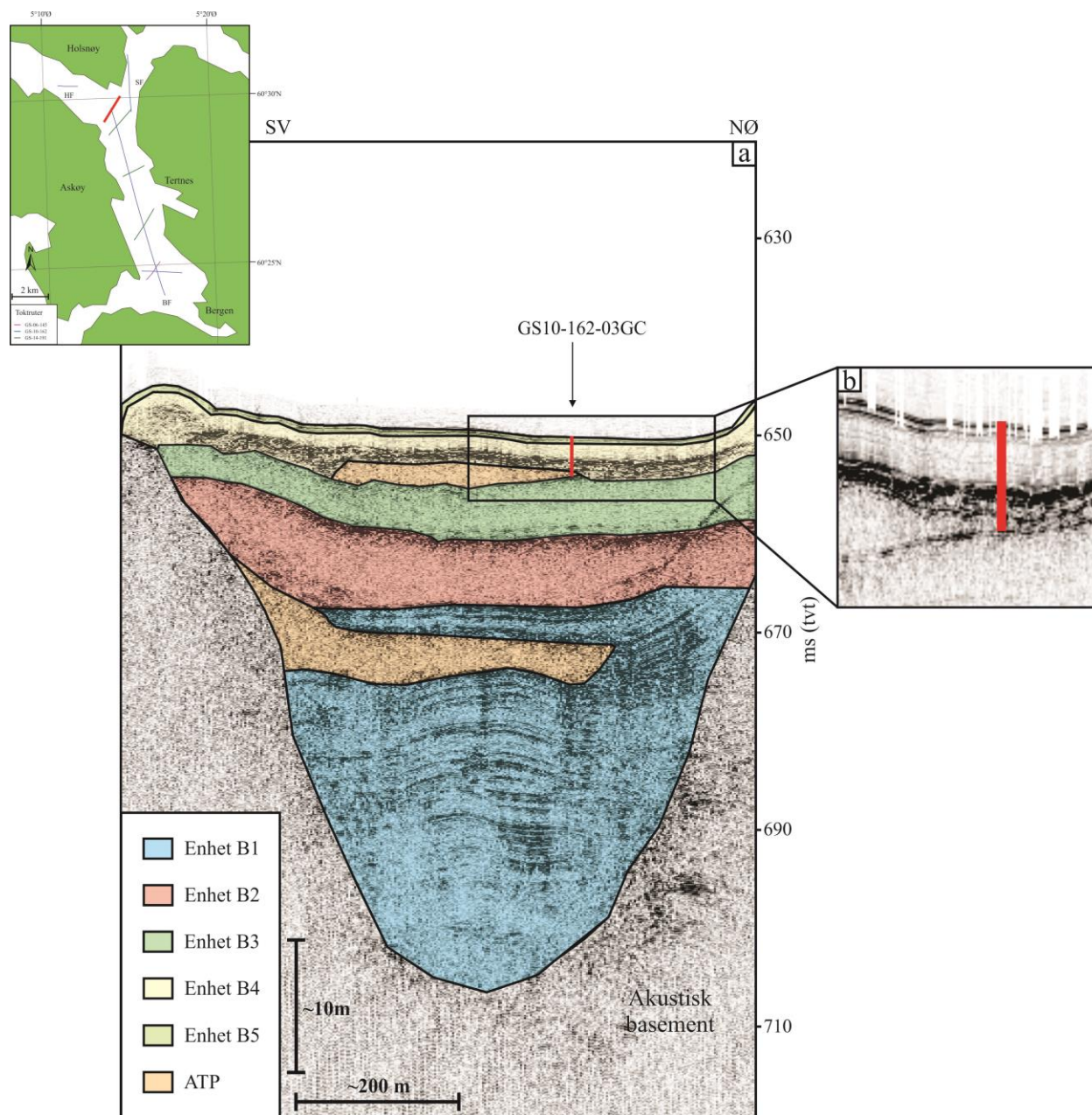
Sedimentasjonshastighet

Sedimentasjonshastigheten er utregnet for de øvre 87 cm av kjernen. De dateringene som ble benyttet under utregning er ved kjernedybene 49-52 cm ($1280 \pm 30 \text{ kal. år BP}$) og 84-87 cm

(1530 ± 50 kal. år BP). I dybdeintervallet 0-52 cm var sedimentasjonshastigheten 0,04 cm/år og i dybdeintervallet 52-87 cm var sedimentasjonshastigheten 0,14 cm/år (Figur 4.24). Nedre del av sedimentkjernen er dominert av massebevegelse og sedimentasjonshastigheten er dermed ikke utregnet for dybdeintervallet 87-250 cm.

Korrelering med seismiske enheter

Kjerne GS10-162-03GC er lokalisert i sedimentbassenget SB5 i nordlige del av Byfjorden (Figur 4.25). Tre seismiske enheter og en akustisk transparent pakke er korrelert med sedimentkjernen (Figur 4.24 og 4.25). Den litologiske enheten L10 er korrelert med Enhet B3, som er observert med en akustisk svakt laminert facies, der reflektorene er av lav til medium amplitude. En akustisk transparent pakke er observert i TOPAS-profilet og kjernen penetrerer der pakken tynner ut mot NØ og korreleres med litologisk Enhet L9. De litologiske enhetene L8-L3 korreleres med Enhet B4, som er representert av reflektorer med høy amplitude i nedre del av enheten og akustisk svakt laminert facies i øvre del. Enhet B5 sammenfaller med øvre 46 cm av kjernestratigrafien (litologiske enhetene L2 og L1) og Enhet B5 er observert som parallelle reflektorer med medium til høy amplitude, som utgjør en akustisk laminert facies.



Figur 4.25. a) TOPAS-profil GS10-162-060, der kjerneposisjonen er markert med en rød strek. Lokasjon av TOPAS-profil er vist i kartutsnittet øverst til venstre. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil der den røde streken markerer kjerneposisjonen for GS10-162-03GC.

4.4.2 Sedimentkjerne HB10-165-02GC

Tre litologiske enheter (L1-L3) er identifisert i sedimentkjerne HB10-165-02GC. Disse enhetene er definert ut ifra visuell beskrivelse og MSCL-analyser.

Litologisk Enhet L3

Enhet L3 er definert i dybdeintervallet 97-109 cm (Figur 4.26) og består av grov sand. Basert på visuell beskrivelse er sedimentene i hele kjernen mørk gråbrun (2.5Y/4/2) av farge, men i det optiske bilde er fargeendringer tydelig. I enheten er strukturer vanskelig å observere, men den kan beskrives som kaotisk. Skjellfragmenter forekommer i hele enheten og ved 101 cm observeres en klast med en diameter på 4 cm. Sedimentene i enheten kollapset ved åpning av kjernen og på grunnlag av dette kan ikke målingene av gammatetthet og magnetisk susceptibilitet benyttes.

Grensen mot Enhet L2 defineres ved et kjernedyp på 97 cm og er basert på endring i kornstørrelse.

Enhet L3 tolkes til å være massebevegelse på grunnlag av observasjoner av grov sand.

Litologisk Enhet L2

Enhet L2 er definert til dybdeintervallet 76-97 cm (Figur 4.26). Kornstørrelsen i øvre del av enheten er av siltig leire og øker med dybden til grov sand. Laminasjon observeres i enheten og skjellfragmenter forekommer ved grensen mot Enhet L3. Gammatettheten viser variasjoner på mellom 1,4 g/cc og 1,6 g/cc i enheten. Verdiene til magnetisk susceptibilitet øker med dybden i enheten, der flere utslag forekommer med en maksimumsverdi på $167 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ved 95 cm kjernedyp.

Enheten grenser mot Enhet L1 ved 76 cm kjernedyp, der endring i struktur og gammatettheten forekommer.

Enhet L2 tolkes til å være en turbidittavsetning.

Litologisk Enhet L1

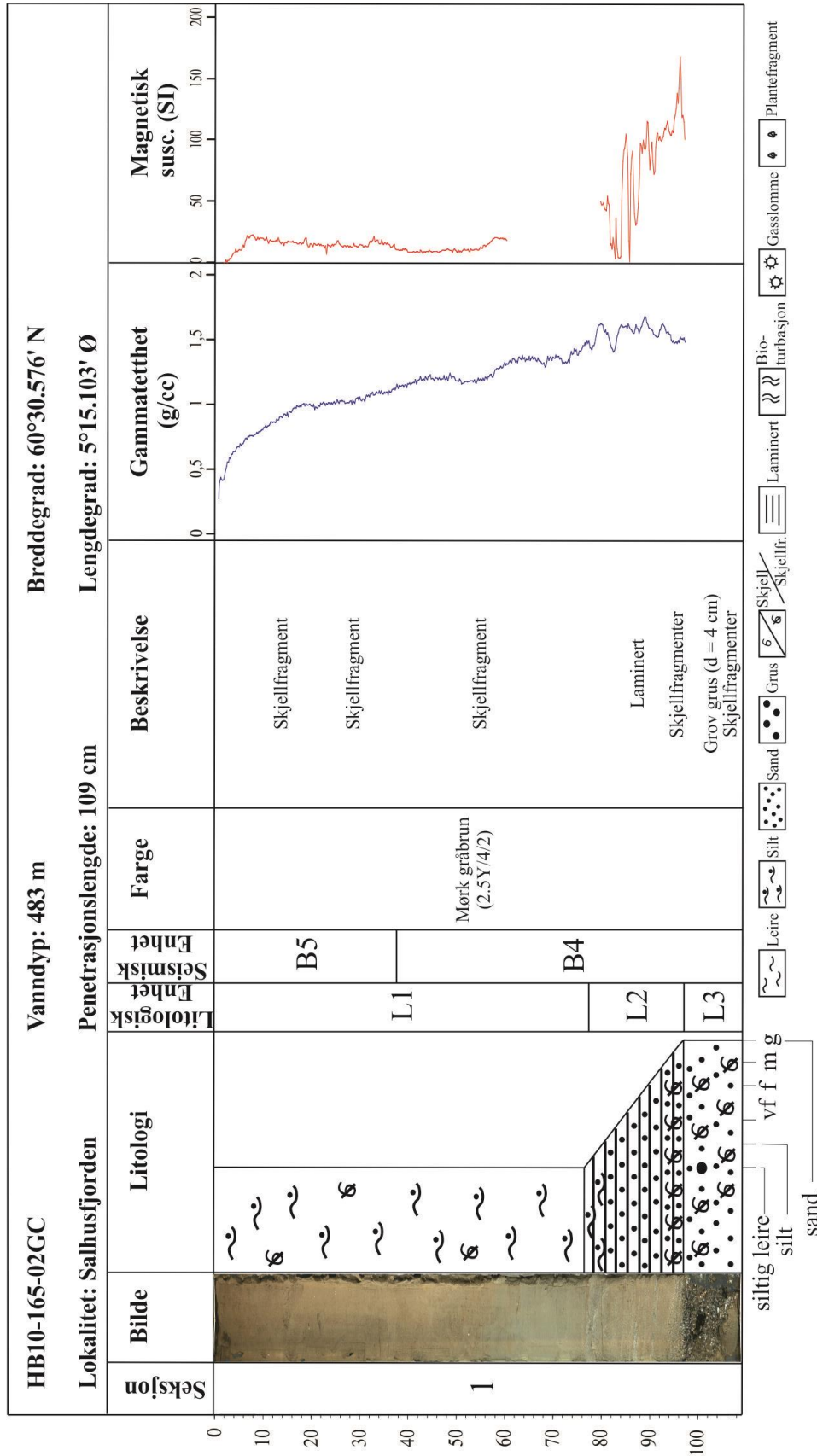
Enheten L1 (0-76 cm kjernedybde) (Figur 4.26) har en massiv struktur og består av siltig leire. Skjellfragmenter forekommer gjennom hele enheten. Gammatettheten viser en økning i verdiene

med dybden, fra 0,2 g/cc til 1,4 g/cc. Magnetisk susceptibiliteten øker i øvre del av enheten, men ved 6 cm kjernedybde begynner verdiene å avta med dybden, fra $22 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ til $9 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. En feil med måleapparatet oppstod under måling av magnetisk susceptibilitet av denne kjernen, og dermed kan ikke verdiene mellom 80 cm og 60 cm benyttes.

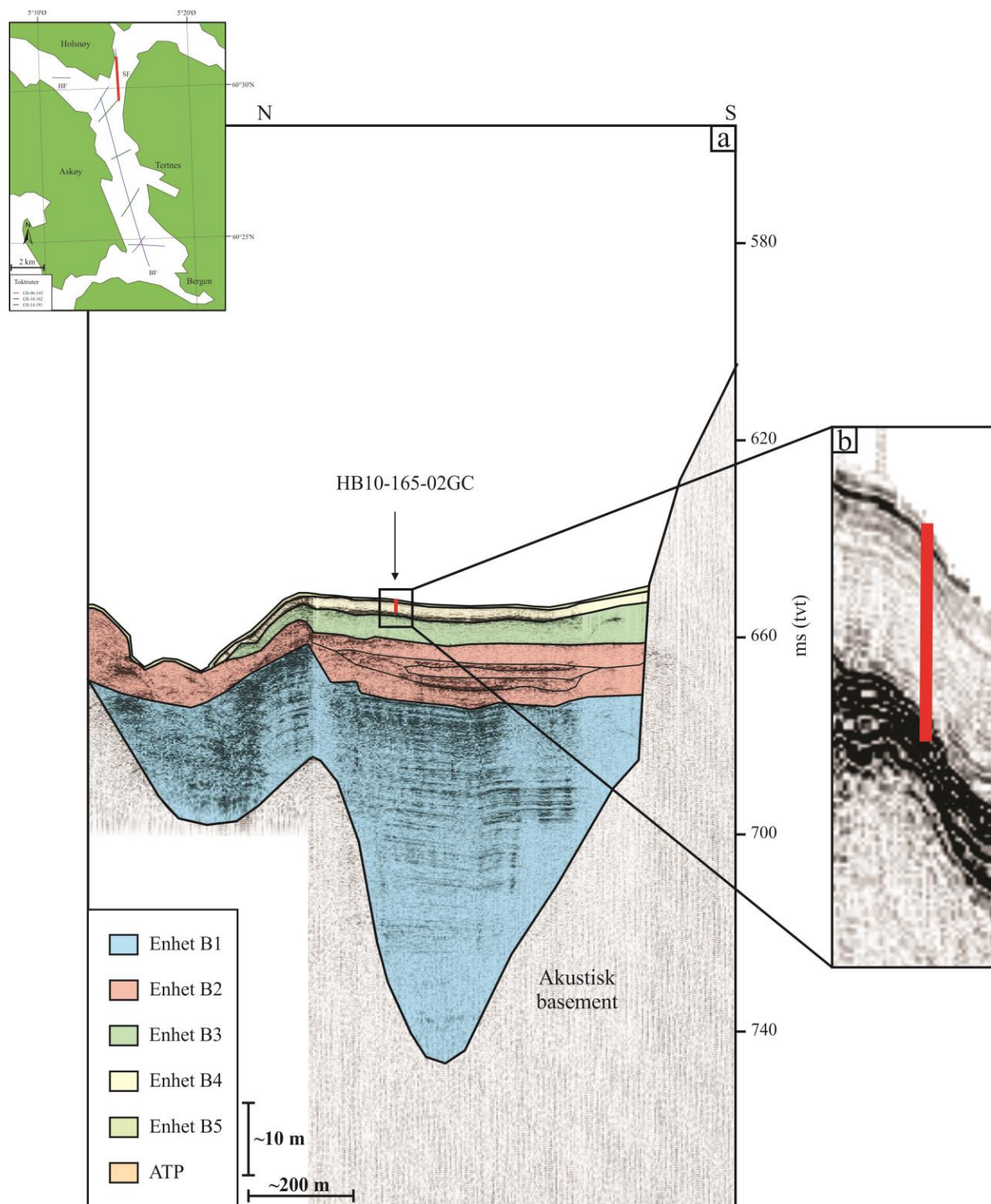
På grunnlag av økende verdier i gammatetthet med kjernedybden og skjellfragmenter i enheten, tolkes Enhet L1 til å være halen til turbidittavsetningen i Enhet L2.

Korrelering med seismiske enheter

Kjerne HB10-165-02GC er lokalisert i Salhusfjorden (Figur 4.27). To seismiske enheter er korrelert med sedimentkjernen (Figur 4.26 og 4.27). De litologiske enhetene L3 og L2 og de nedre 38 cm av litologisk Enhet L1 korreleres med Enhet B4, som er observert med reflektorer av høy amplitude i nedre del av enheten og akustisk svak laminert facies i øvre del. De øvre 38 cm av litologisk Enhet L1 sammenfaller med Enhet B5, som består av akustisk laminert facies med parallelle reflektorer av medium til høy amplitude.



Figur 4.26. Resultater av analyser fra sedimentkjerne HB10-165-02GC der optisk bilde, litologi, seismiske enheter, farge, beskrivelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet er vist.



Figur 4.27. a) TOPAS-profil GS10-162-058, der kjerneposisjonen er markert med en rød strek. Lokasjon av TOPAS-profil er vist i kartutsnittet øverst til venstre. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil der den røde streken markerer kjerneposisjonen for HB10-165-02GC.

4.4.3 Sedimentkjerne HB10-165-03GC

Kjerne HB10-165-03GC er inndelt i tre litologiske enheter (L1-L3), der enhetene er definert ut ifra visuell beskrivelse og MSCL-analyser.

Litologisk Enhet L3

Enhet L3 er definert i dybdeintervallet 36-210 cm (Figur 4.28) og består av siltig leire. Sedimentene er massive og er karakterisert av oliven grå farge (5Y/4/2). I dybdeintervallet 120-170 cm forekommer skjellfragmenter, bioturbasjon og gasslommer. Gammatetthet og magnetisk susceptibilitet viser stabile verdier i enheten.

En erosiv grense defineres mot Enhet L2 ved 36 cm kjernedybde, hvor en endring i kornstørrelsen observeres.

Enhet L3 kan være hemiplegiaske avsetninger eller en hale til en turbidittavsetning. Skjellfragmenter i enheten kan indikere massebevegelse, men de kan også ha blitt transportert av strømninger i vannmassene og dermed ha ingen tilknytning til en turbidittavsetning,

Litologisk Enhet L2

Sedimentene i Enhet L2 (22-36 cm) (Figur 4.28) viser en oppfining, der kornstørrelsen går fra fin sand i toppen av enheten til medium sand i nedre del. Sedimentene har en grå farge (5Y/5/1). Laminasjon forekommer i enheten og skjellfragmenter observeres i dybdeintervallet 30-36 cm. Tre utslag i gammatettheten observeres, der maksimumsverdien er 2,0 g/cc. Flere utslag forekommer i magnetisk susceptibilitet, hvor den høyeste verdien observeres ved en kjernedybde på 34 cm ($148 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$).

Grensen mot Enhet L1 er definert ved 22 cm og er basert på endringer i kornstørrelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet.

På grunnlag av laminasjon og en oppfining i sedimentene, tolkes Enhet L2 til å være en turbidittavsetning. Utslag i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet støtter denne tolkningen.

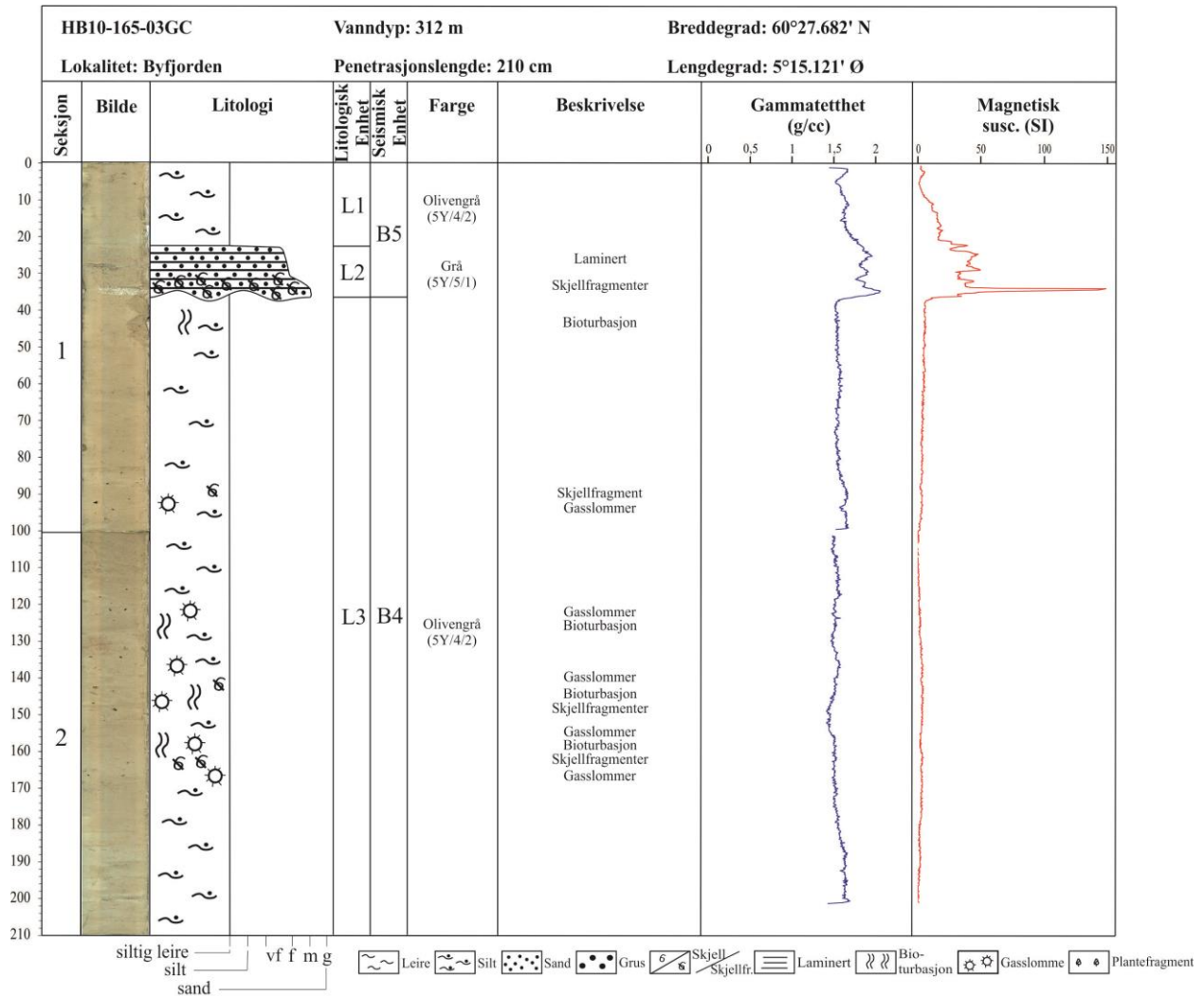
Litologisk Enhet L1

Enhet L1 defineres til å representere dybdeintervallet 0-22 cm (Figur 4.28) og enheten består av siltig leire. Enheten er massiv med olivengrå farge (5Y/4/2). Verdiene til gammatetthet og magnetisk susceptibilitet øker med kjernedybden.

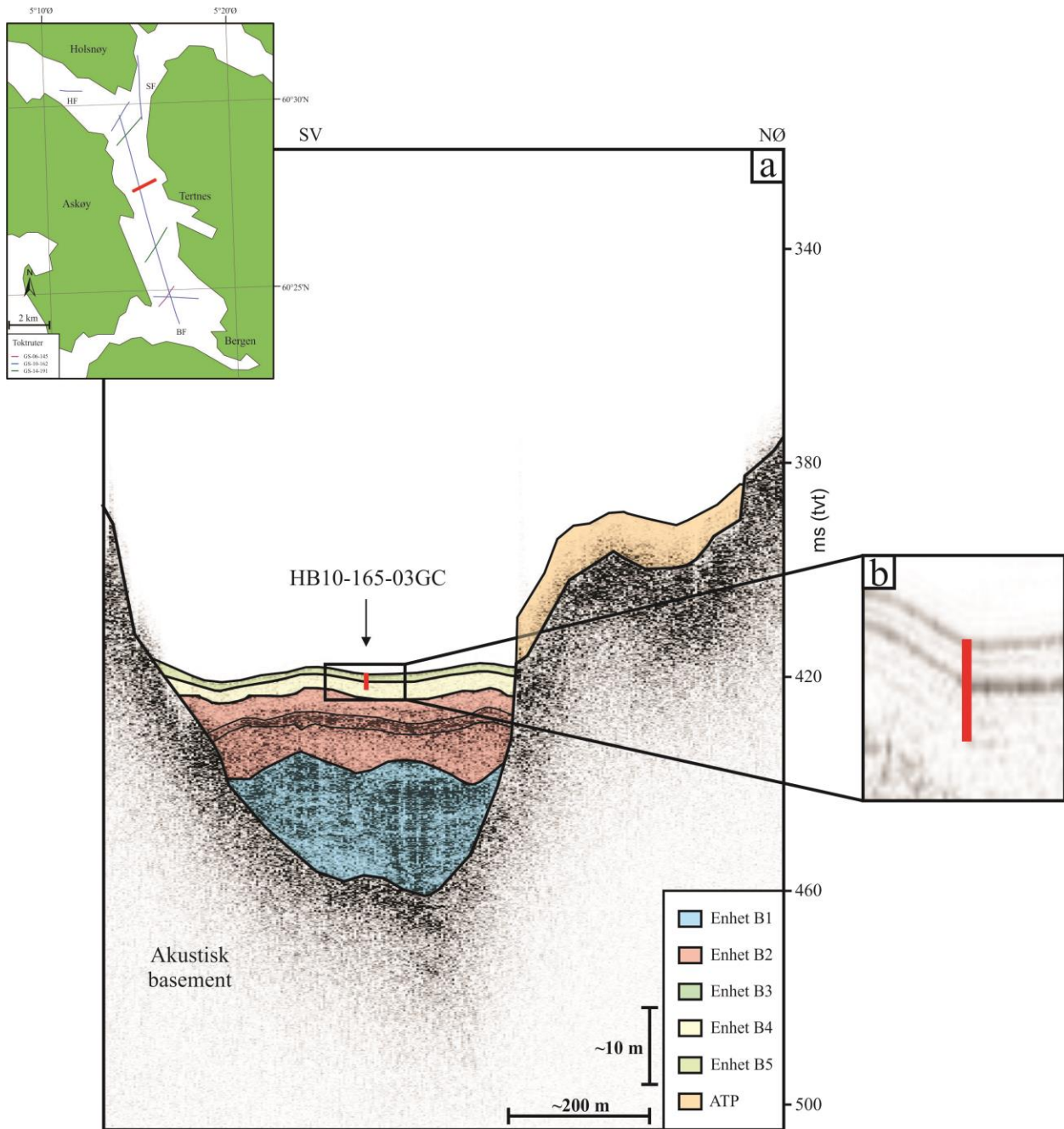
På grunnlag av økende verdier med kjernedybden i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet, tolkes Enhet L1 til å være halen til turbidittavsetningen i Enhet L2.

Korrelering med seismiske enheter

Kjerne HB10-165-03GC er lokalisert i sedimentbassenget SB4 mellom Askøy og Tertnes (Figur 4.29). To seismiske enheter er korrelert med sedimentkjernen (Figur 4.28 og 4.29). Litologisk Enhet L3 korreleres med Enhet B4, som er observert med reflektorer av høy amplitude i nedre del av enheten og akustisk svakt laminert facies i øvre del. Enhet B5 sammenfaller med de litologiske enhetene L2 og L1 og Enhet B5 består av akustisk laminert facies med reflektorer av medium til høy amplitude.



Figur 4.28. Resultater av analyser fra sedimentkjerne HB10-165-03GC der optisk bilde, litologi, seismiske enheter, farge, beskrivelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet er vist.



Figur 4.29. a) TOPAS-profil GS14-191-04 der kjerneposisjonen er markert med en rød strek. Lokasjon av TOPAS-profil er vist i kartutsnittet øverst til venstre. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil der den røde streken markerer kjerneposisjonen for HB10-165-03GC.

4.4.4 Sedimentkjerne HB10-165-04GC

Fem litologiske enheter (L1-L5) er bestemt ut ifra visuell beskrivelse og MSCL-analyser av kjerne HB10-165-04GC.

Litologisk Enhet L5

Enhet L5 defineres til å representere dybdeintervallet 139-251 cm (Figur 4.30) og består av siltig leire. Enheten karakteriseres av en kaotisk struktur der fargene på sedimentene veksler mellom grå (5Y/5/1) og mørk gråbrun (2.5Y/4/2). Skjellfragmenter observeres i sedimenter med mørk gråbrun farge og en gasslomme er observert i øvre del av enheten (ved 145 cm). Gammatettheten består av relative høye verdier (opptil 1,8 g/cc), sammenlignet med resten av kjernen. I enheten varierer gammatetthetsverdiene og det ser ut til at verdiene avtar ved sedimenter med mørk gråbrun farge. Magnetisk susceptibilitet viser en lik trend som gammatettheten, der verdiene avtar ved sedimenter med en mørk gråbrun farge. Verdien er størst i nedre del av enheten ($144 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$).

En erosiv grense er definert ved 139 cm kjernedyp mot Enhet L4, der endring i kornstørrelsen forekommer.

På grunnlag av den kaotiske strukturen og variasjoner av verdiene i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet, tolkes Enhet L5 til å være skredavsetninger.

Litologisk Enhet L4

Enhet L4 (125-139 cm) (Figur 4.30) består hovedsakelig av fin sand med mørk gråbrun farge (2.5Y/4/2). Laminasjon forekommer i enheten og i dybdeintervallet 131-139 cm observeres skjellfragmenter. Gammatettheten har varierende verdier, der de høyeste verdiene observeres i øvre del av enheten (1,8 g/cc). Magnetisk susceptibilitet viser flere utslag i enheten, med maksimumsverdier på rundt $75 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$.

Grensen mellom Enhet L4 og Enhet L3 er definert ved 125 cm og er basert på endringer i kornstørrelse og farge.

Enhet L4 tolkes som en turbidittavsetning, på grunnlag av laminasjon i enheten og utslag i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet.

Litologisk Enhet L3

Enhet L3 er definert til dybdeintervallet 86-125 cm (Figur 4.30) og består av siltig leire. Enheten er massiv med mørk grå farge (5Y/4/1). Ved 90 cm observeres et skjellfragment. Gammatetthetsverdiene avtar mot 104 cm, hvor verdiene stiger med dybden i enheten. Verdiene i magnetisk susceptibilitet øker med dybden i enheten, hvor de høyeste verdiene observeres i nedre del av enheten ($70 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$).

Enhet L3 grenser mot Enhet L2 ved 86 cm med en fargeendring.

Enhet L3 tolkes til å være halen til turbidittavsetningen i Enhet L4, basert på økende verdier av magnetisk susceptibilitet med dybden i enheten.

Litologisk Enhet L2

Enhet L2 (10-86 cm) (Figur 4.30) består av siltig leire med fargeendringer stratigrafisk nedover i enheten, fra veldig mørk grå (5Y/3/1) til mørk gråbrun (2.5Y/4/2). Skjellfragmenter er observert flere steder i enheten og bioturbasjon er identifisert ved 30 cm kjernedybde. Gammatettheten og magnetisk susceptibilitet er relativt stabile gjennom enheten.

Endring i kornstørrelsen definerer grensen mot Enhet L1 ved 10 cm kjernedybde.

Enhet L2 tolkes til å være hemipelagiske sedimenter på grunnlag av stabile verdier i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Skjellfragmentene kan ha blitt transportert med strømminger i vannmassene.

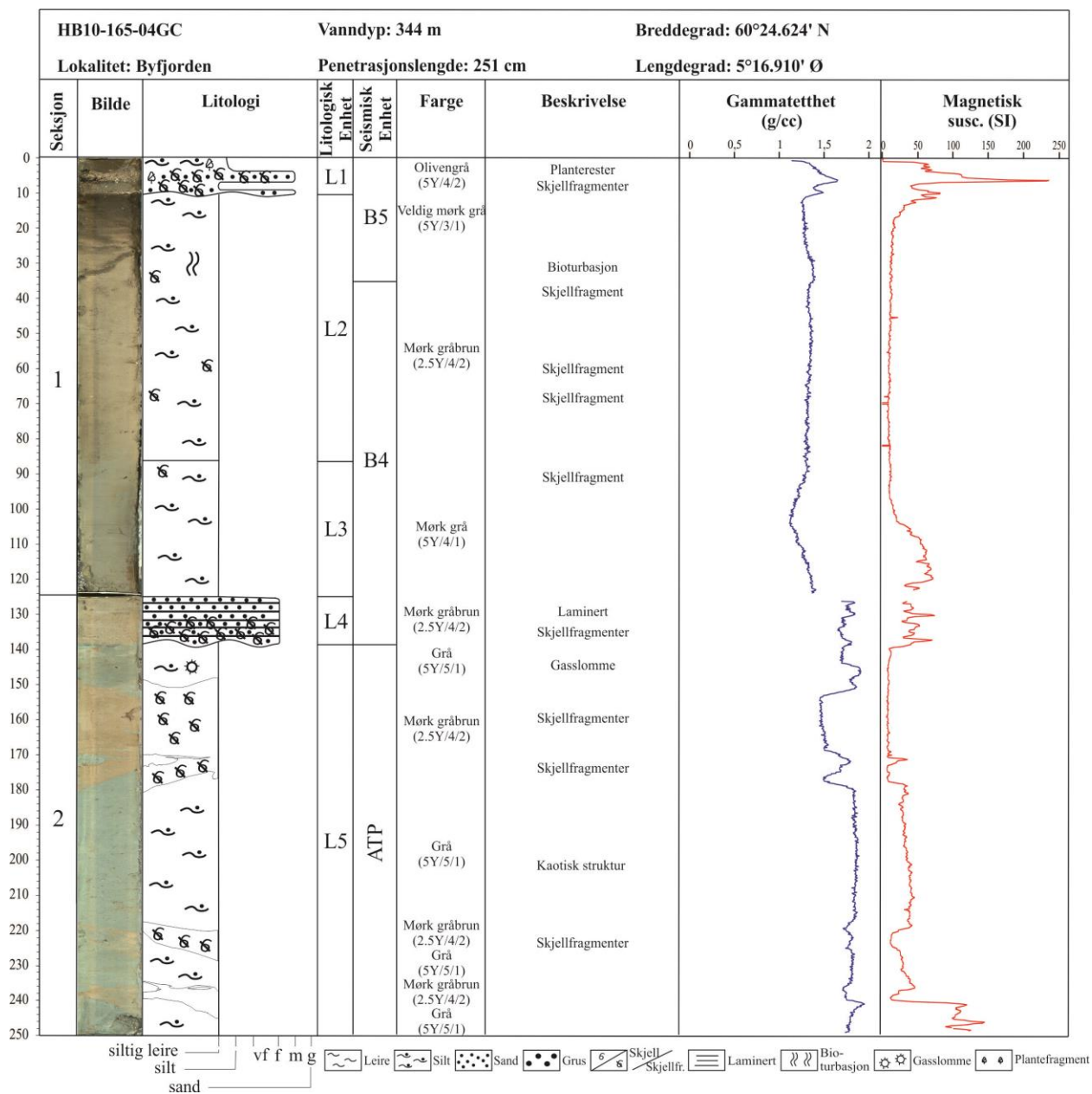
Litologisk Enhet L1

Enhet L1 er definert fra toppen av kjernen til en kjernedybde på 10 cm (Figur 4.30) og inneholder vekselvis medium sand og leirholdig silt med olivengrå farge (5Y/4/2). Skjellfragmenter og planterester er observert i enheten. Gammatettheten har et utslag ved kjernedybden 7 cm (1,6 g/cc) og magnetisk susceptibilitet viser et utslag ved samme kjernedybde med verdien $235 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$.

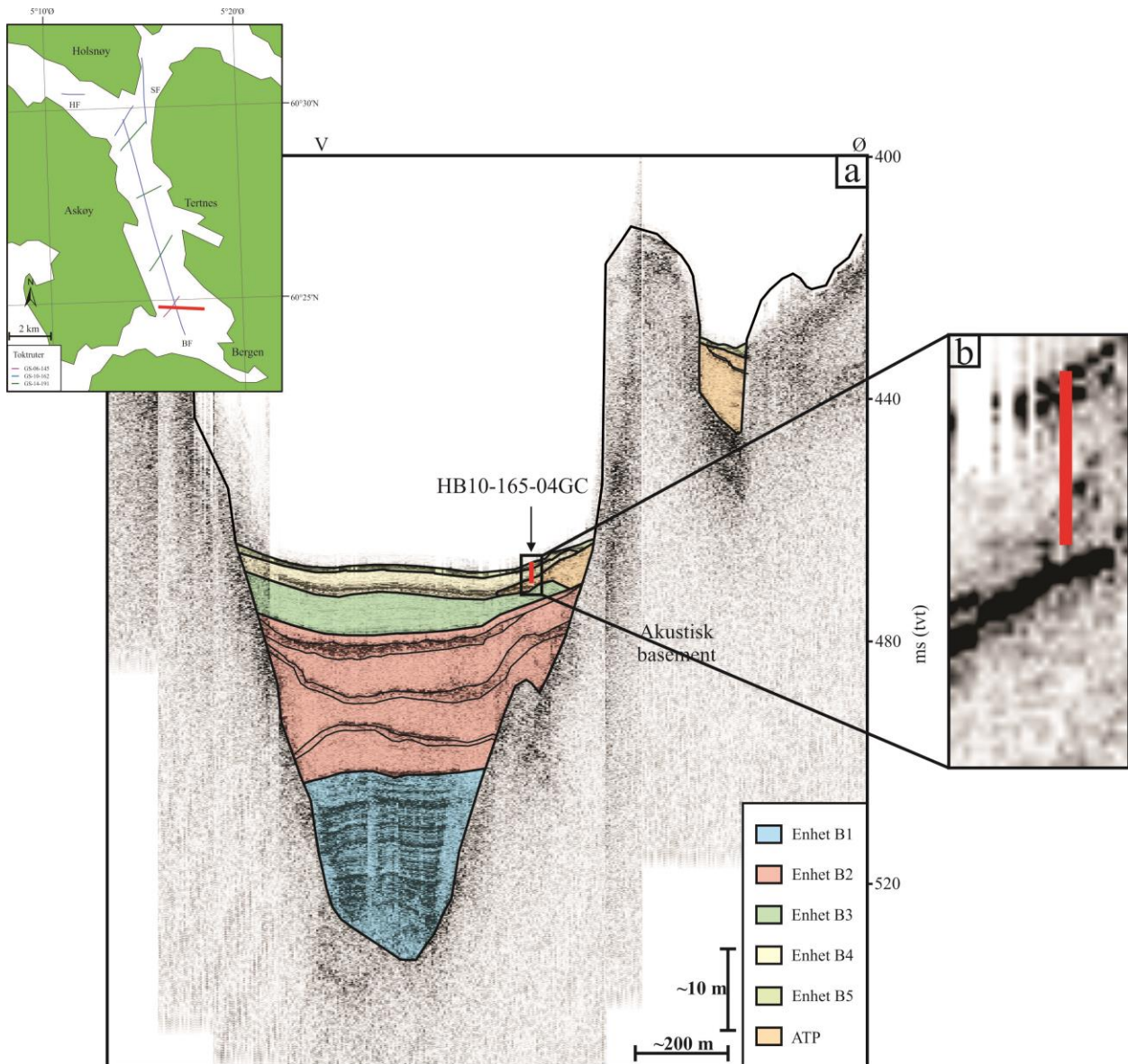
Enhet L1 tolkes som to turbidittavsetninger basert på økende kornstørrelse og utslag i gammatettheten og magnetisk susceptibilitet.

Korrelering med seismiske enheter

Kjerne HB10-165-04GC er lokalisert i sedimentbassenget SB1 i sørlige del av Byfjorden (Figur 4.31). To seismiske enheter og en akustisk transparent pakke er korrelert med sedimentkjernen (Figur 4.30 og 4.31). En akustisk transparent pakke er observert i TOPAS-profilet og kjernen penetrerer der pakken tynnes ut mot vest og korreleres med litologisk Enhet L5. De litologiske enheten L4 og L3 og de nedre 51 cm av litologisk Enhet L2 er korrelert med Enhet B4, som er observert med reflektorer av høy amplitude i nedre del av enheten og akustisk svakt laminert facies i øvre del av enheten. De øvre 25 cm av litologisk Enhet L2 og litologisk Enhet L1 sammenfaller med Enhet B5, som består av parallelle reflektorer med medium til høy amplitude, som utgjør en akustisk laminert facies.



Figur 4.30. Resultater av analyser fra sedimentkjerne HB10-165-04GC der optisk bilde, litologi, seismiske enheter, farge, beskrivelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet er vist. ATP – akustisk transparent pakke.



Figur 4.31. a) TOPAS-profil GS10-162-067 der kjerneposisjonen er markert med en rød strek. Lokasjon av TOPAS-profil er vist i kartutsnittet øverst til venstre. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil der den røde streken markerer kjerneposisjonen for HB10-165-04GC.

4.4.5 Sedimentkjerne HB11-170-01GC

Kjerne HB11-170-01GC er inndelt i fire litologiske enheter (L1-L4), der enhetene er definert ut ifra visuell beskrivelse og MSCL-analyser.

Litologisk Enhet L4

Enhet L4 defineres ved dybdeintervallet 184-241,5 cm (Figur 4.32) og består av siltig leire med olivengrå farge (5Y/4/2). I enheten observeres flere skjellfragmenter. Gammatettheten og magnetisk susceptibilitet er relativt stabile, men gammatetthetsverdiene avtar relativt mot bunnen av kjernen.

Mot overliggende Enhet L3 observeres en erosiv grense, som er definert ved 184 cm kjernedyp. Ved grensen forekommer endring i kornstørrelse.

På grunnlag av stabilitet i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet tolkes Enhet L4 til å være hemipelagiske sedimenter.

Litologisk Enhet L3

Sedimentene i Enhet L3 (132-184 cm) (Figur 4.32) viser en oppfining, der øvre del av enheten består av siltig leire og med dybden øker kornstørrelsen til fin sand. Sedimentene er karakterisert av en mørk grå farge (5Y/4/1). Enheten er hovedsakelig laminert, men dette opphører ved et kjernedyp på 150 cm, hvor enheten blir mer massiv. Skjellfragmenter observeres i nedre del av enheten. Gammatetthetsverdiene viser en generell økning som kulminerer ved et kjernedyp på 156 cm (~1,4 g/cc). Deretter begynner verdiene å avta med kjernedybden. Magnetisk susceptibilitet har utslag i øvre og nedre del av enheten, der den høyeste verdien ($35 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) observeres ved 142 cm kjernedyp.

Grensen mellom Enhet L3 og Enhet L2 defineres ved 132 cm kjernedyp, og denne grensen defineres på basis av endringer i gammatettheten og magnetisk susceptibilitet.

Enhet L3 er tolket som en turbidittavsetning, på grunnlag av oppfining i sedimentene og utslag i magnetisk susceptibilitet.

Litologisk Enhet L2

Enhet L2 er definert i dybdeintervallet 64-132 cm (Figur 4.32) og består av siltig leire med mørk grå farge (5Y/4/1). Enheten er massiv og bioturbasjon observeres ved 90 cm. Gammatettheten viser en svak økning av verdiene med kjernedybden. Et utslag forekommer i magnetisk susceptibilitetsverdiene ved 97 cm kjernedybde ($\sim 20 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$), men verdiene er relativt stabile i enheten.

Grensen til Enhet L1 er definert ved 64 cm kjernedyp og baseres på endringer i farge og magnetisk susceptibilitet.

Enhet L2 tolkes som halen til turbidittavsetningen i Enhet L3, på grunnlag av at verdiene i gammatettheten viser en svak økning med dybden i enheten.

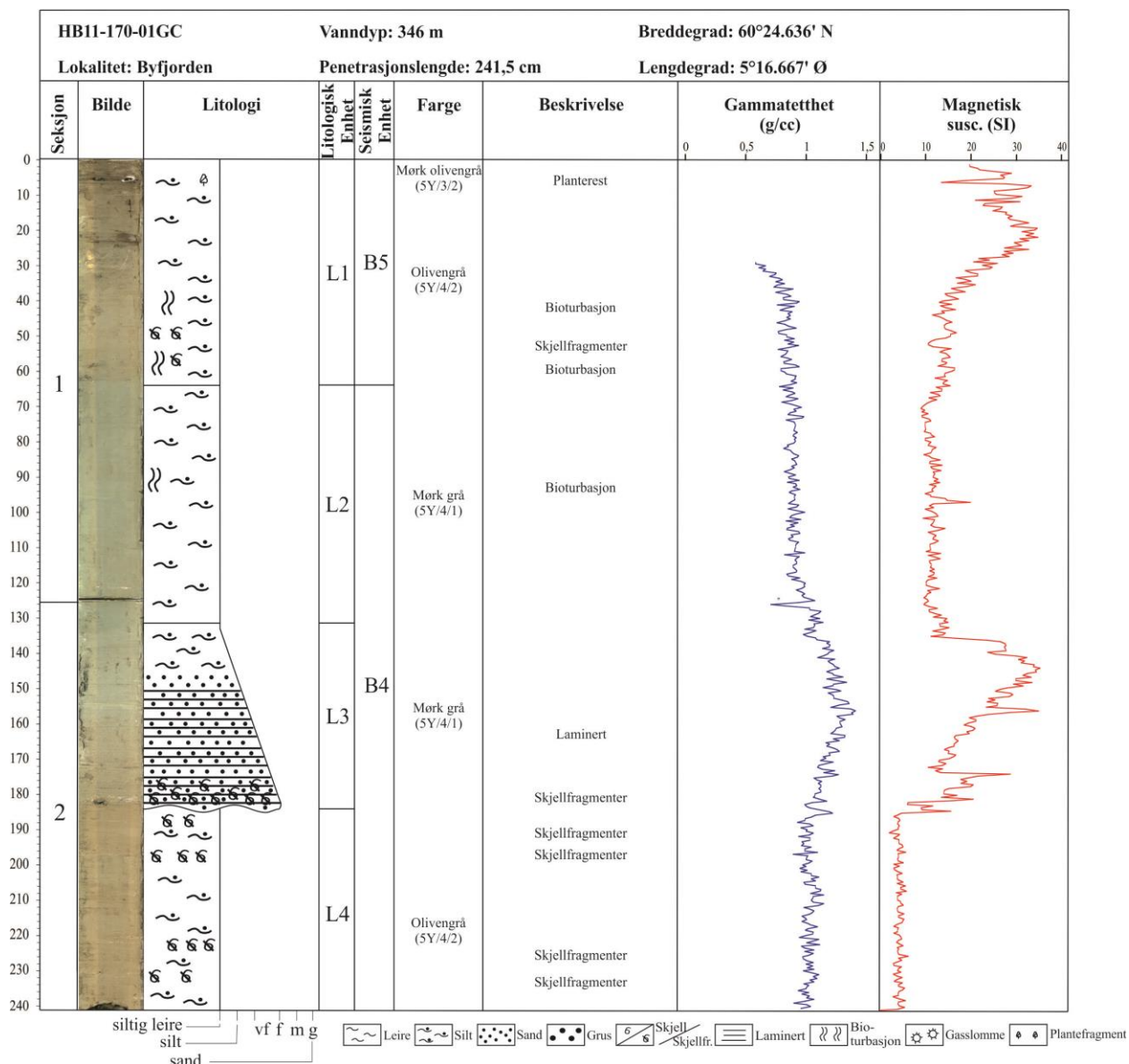
Litologisk Enhet L1

Enhet L1 (0-64 cm) (Figur 4.32) består av siltig leire, der fargen endrer seg stratigrafisk nedover i enheten, fra mørk olivengrå (5Y/3/2) til olivengrå (5Y/4/2). Enheten er massiv og i nedre del observeres skjellfragmenter og bioturbasjon. I øvre del av enheten er det observert plantemateriale. Verdiene i magnetisk susceptibilitet avtar med dybden i enheten.

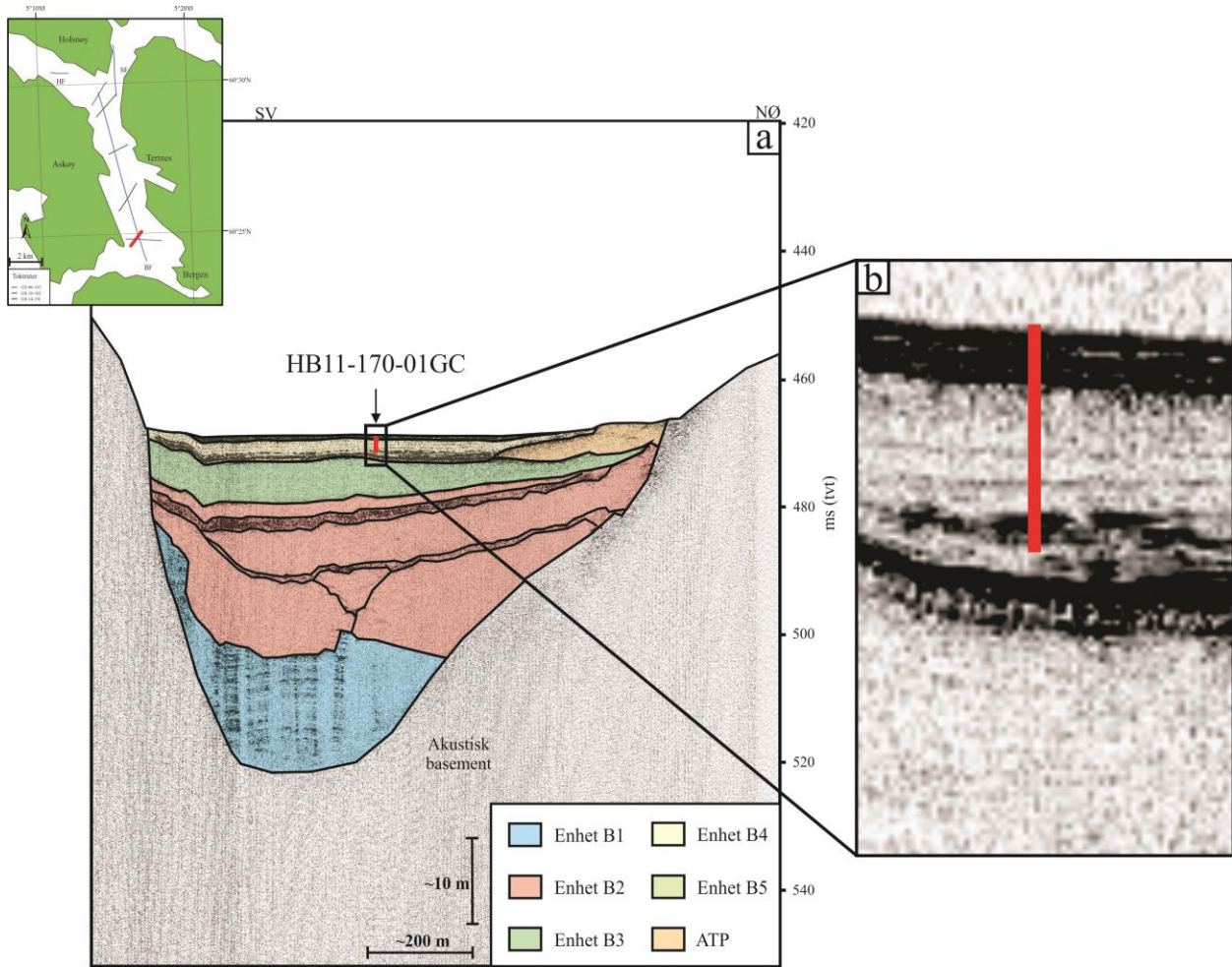
Enhet L1 kan som tolkes hemipelagiske sedimenter, basert på bioturbasjon.

Korrelering med seismiske enheter

Kjerne HB11-170-01GC er lokalisert i sedimentbassenget SB1 i sørlige del av Byfjorden (Figur 4.33). To seismiske enheter er korrelert med sedimentkjernen (Figur 4.32 og 4.33). De litologiske enhetene L4-L2 er korrelert med Enhet B4, som observeres med reflektorer av høy amplitude i nedre del av enheten og akustisk svakt laminert facies i øvre del. Enhet B5 sammenfaller med litologisk Enhet L1 og Enhet B5 er observert som parallelle reflektorer med medium til høy amplitude, som utgjør en akustisk laminert facies.



Figur 4.32. Resultater av analyser fra sedimentkjerne HB11-170-01GC der optisk bilde, litologi, seismiske enheter, farge, beskrivelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet er vist.



Figur 4.33. a) TOPAS-profil GS06-145-060 der kjerneposisjonen er markert med en rød strek. Lokasjon av TOPAS-profil er vist i kartutsnittet øverst til venstre. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil der den røde streken markerer kjerneposisjonen for HB11-170-01GC.

4.4.6 Sedimentkjerne HB11-170-02GC

I kjernen HB11-170-02GC er det kun identifisert en enhet (L1), basert på visuelle beskrivelser av kjernen.

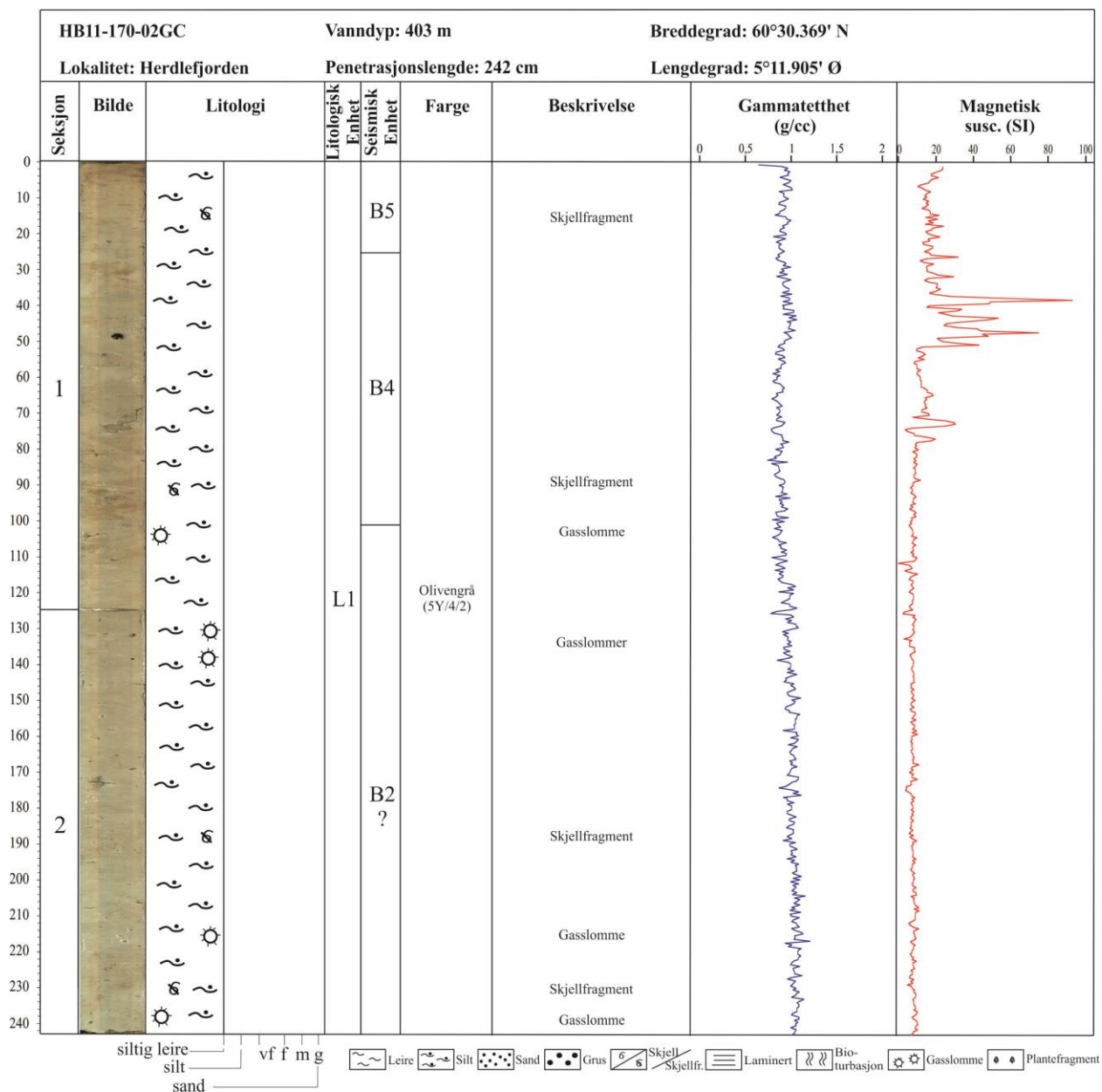
Litologisk Enhet L1

Enhet L1 (0-242 cm) (Figur 4.34) består av siltig leire med olivengrå farge (5Y/4/2). Skjellfragmenter observeres ved tre dyp i kjernen (14 cm, 90 cm og 230 cm). I midtre og nedre del av kjernen forekommer gasslommer. Gammatettheten er relativt stabil i gjennom hele kjernen. Magnetisk susceptibilitet viser utslag i dybdeintervall 36-52 cm og ved 70 cm. Fra 76 cm og mot nedre del av kjernen er verdiene til magnetisk susceptibilitet relativt stabile.

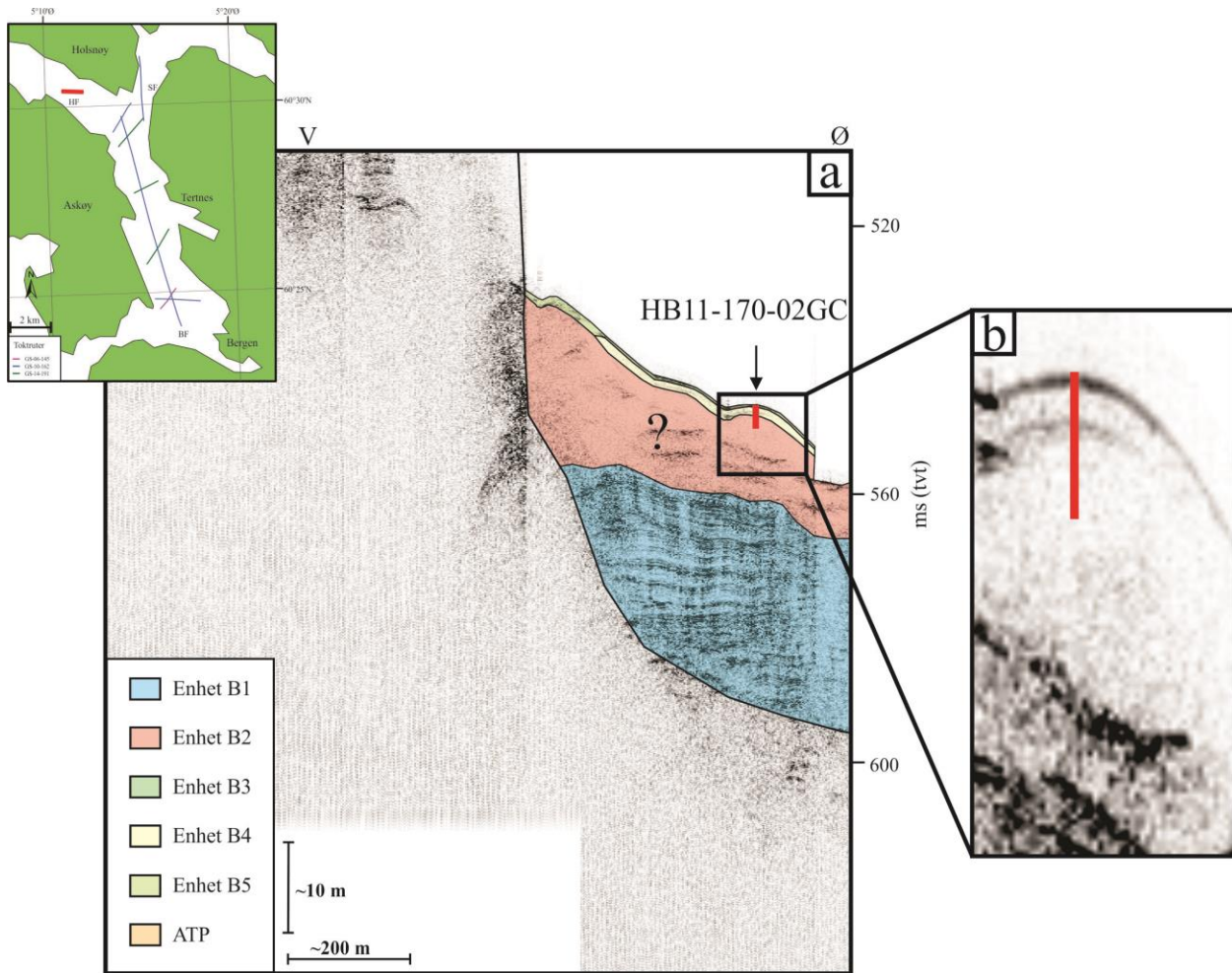
Enhet L1 tolkes som hemipelagiske sedimenter basert på stabile verdier av gammatettheten.

Korrelering med seismiske enheter

Kjerne HB11-170-02GC er lokalisert i Herdlefjorden (Figur 4.35). Tre seismiske enheter er korrelert med sedimentkjernen (Figur 4.34 og 4.35). De nedre 141 cm litologisk Enhet L1 er korrelert med den antatte seismiske enheten B2, som observeres med en akustisk transparent facies. Sedimentene i dybdeintervallet 25-101 cm i litologisk Enhet L1 sammenfaller med Enhet B4, som ved kjernelokaliteten observeres med reflektorer av lav til medium amplitude i nedre del og akustisk svakt laminert facies i øvre del. De øvre 25 cm av litologisk Enhet L1 er korrelert med Enhet B5, som observeres som reflektorer med medium til høy amplitude.



Figur 4.34. Resultater av analyser fra sedimentkjerne HB11-170-02GC der optisk bilde, litologi, seismiske enheter, farge, beskrivelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet er vist.



Figur 4.35. a) TOPAS-profil GS10-162-053, der kjerneposisjonen er markert med en rød strek. Lokasjon av TOPAS-profil er vist i kartutsnittet øverst til venstre. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil der den røde streken markerer kjerneposisjonen for HB11-170-02GC.

4.4.7 Sedimentkjerne HB11-170-04GC

Kjerne HB11-170-04GC er inndelt i to litologiske enheter (L1-L2), der enhetene er definert ut ifra visuell beskrivelse og MSCL-analyser.

Litologisk Enhet L2

Sedimentene i Enhet L2 (124-179 cm) (Figur 4.36) viser en oppfining, hvor øvre del av enheten består av siltig leire og med dybden i enheten endrer kornstørrelsen seg til fin sand. Sedimentene er karakterisert av mørk grå farge (5Y/4/1) og laminasjon. Bioturbasjon er observert i nedre del av enheten og i dybdeintervallet 140-150 cm forekommer skjellfragmenter. Verdiene i gammatettheten er relativt stabile i gjennom enheten, mens magnetisk susceptibilitet har flere utslag i enheten, der den høyeste verdien er målt ved en kjernedybde på 132 cm ($304 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$).

Grensen mot Enhet L1 er definert ved en kjernedybde på 124 cm og grensen er basert på endringer i farge og magnetisk susceptibilitet.

Enhet L2 tolkes til å være en turbidittavsetning, som baseres på oppfining i sedimentene og flere utslag i magnetisk susceptibilitet.

Litologisk Enhet L1

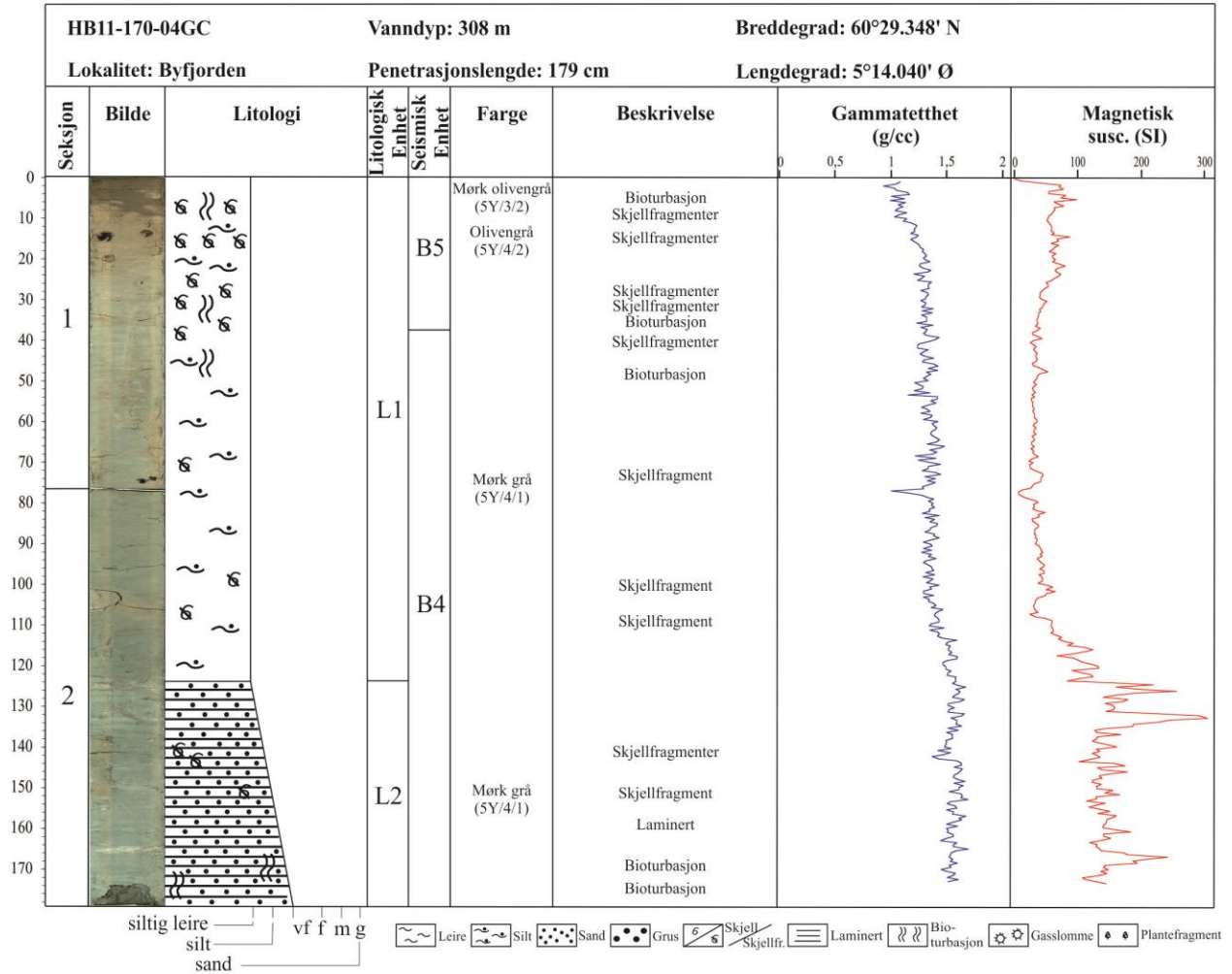
Enhet L1 (0-124 cm) (Figur 4.36) består av siltig leire. Sedimentene i øvre del av enheten er av mørk olivengrå farge (5Y/3/2) og ved ca. 10 cm endrer fargen seg til olivengrå (5Y/4/2). Ved 20 cm kjernedybde skifter fargen til mørk grå (5Y/4/1). Strukturen til enheten er massiv. Fra øvre del av kjernen ned til 40 cm kjernedybde observeres flere skjellfragmenter og bioturbasjon. Flere skjellfragment er observert ved forskjellige dyp (71 cm, 99 cm og 107 cm). Verdiene til gammatettheten øker med dybden i enheten. Magnetisk susceptibilitet viser større variasjoner av verdiene enn i gammatettheten, der de varierer mellom $7 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ og $71 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ i enheten.

Enhet L1 tolkes til å være halen til turbidittavsetningen i Enhet L2 og det er basert på økning i verdiene til gammatettheten med dybden i enheten.

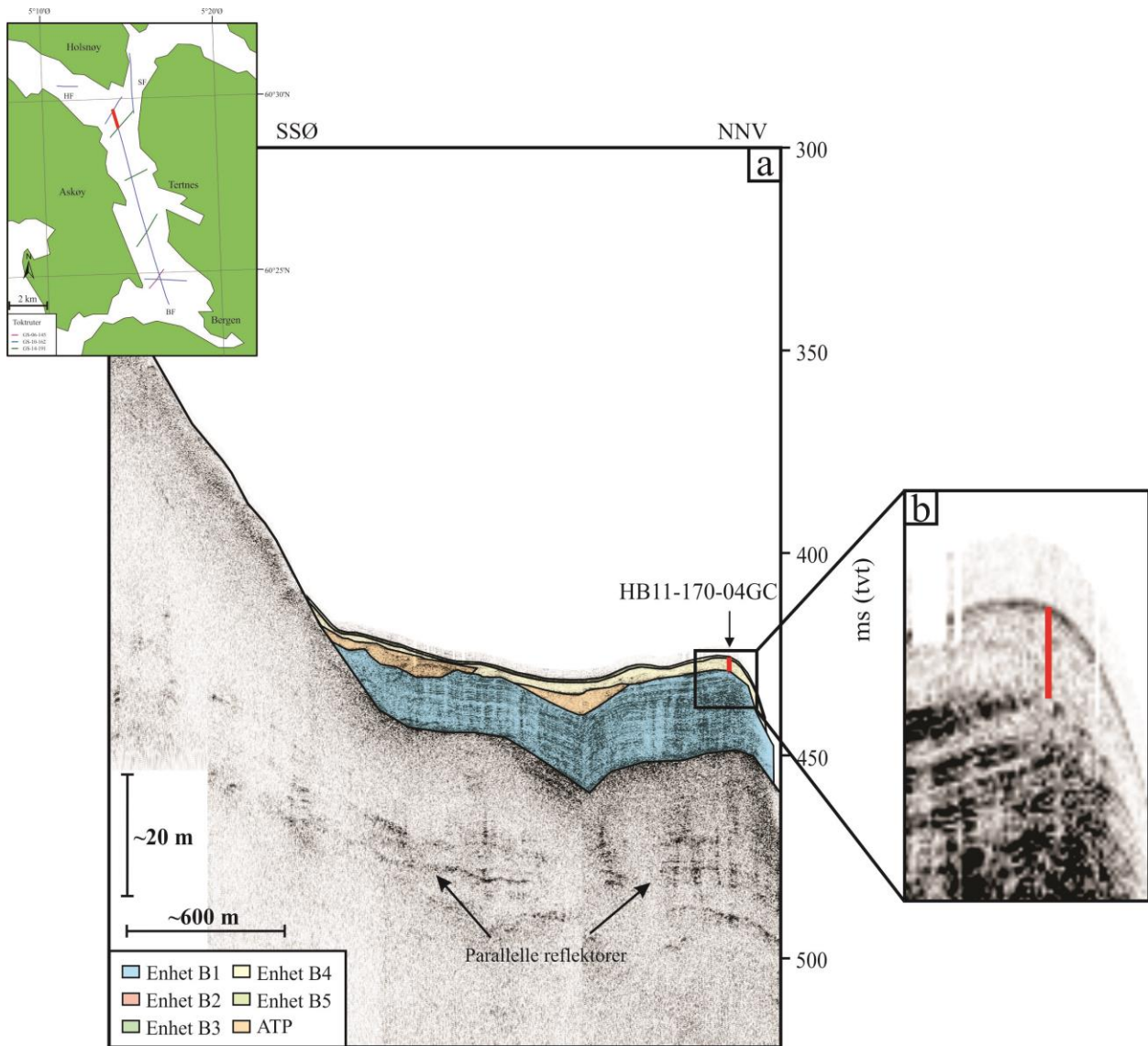
Korrelering med seismiske enheter

Kjerne HB11-170-04GC er lokalisert i sedimentbassenget SB4 i nordlige del av Byfjorden (Figur 4.37). To seismiske enheter er korrelert med kjernen (Figur 4.36 og 4.37). Litologisk Enhet L2 og de nedre 88 cm av litologisk Enhet L1 korreleres med Enhet B4, som observeres med

reflektorer med høy amplitude i nedre del av enheten og akustisk svakt laminert facies i øvre del. Enhet B5 sammenfaller med de øvre 36 cm av litologisk Enhet L1 og Enhet B5 observeres som parallelle reflektorer med medium til høy amplitude.



Figur 4.36. Resultater av analyser fra sedimentkjerne HB11-170-04GC der optisk bilde, litologi, seismiske enheter, farge, beskrivelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet er vist.



Figur 4.37. a) TOPAS-profil GS10-162-049, der kjerneposisjonen er markert med en rød strek. Lokasjon av TOPAS-profil er vist i kartutsnittet til venstre. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil der den røde streken viser kjerneposisjonen for HB11-170-04GC.

4.4.8 Sedimentkjerne HB11-170-05GC

Fem litologiske enheter (L1-L5) er definert i kjerne HB11-170-05GC og enhetene er basert på visuell beskrivelse og MSCL-analyser.

Litologisk Enhet L5

Enhet L5 er definert til å representere dybdeintervallet 190-243 cm (Figur 4.38) og består av siltig leire. Sedimentene er karakterisert av en olivengrå farge (5Y/4/2). Strukturen til enheten er massiv. Ved kjernedybdene 198 cm og 232 cm observeres skjellfragmenter. Gammatettheten og magnetisk susceptibilitet har relativt stabile verdier i gjennom enheten.

En erosiv grense er definert ved 190 cm til Enhet L4.

Enhet L5 tolkes som hemipelagiske sedimenter, som er basert på stabile verdier i gammatettheten og magnetisk susceptibilitet.

Litologisk Enhet L4

Enhet L4 er definert i dybdeintervallet 184-190 cm (Figur 4.38) og består av fin sand av mørk grå farge (5Y/4/1). Strukturen til enheten kan karakteriseres som kaotisk og små boller observeres. Skjellfragmenter er observert i enheten. De høyeste verdiene av gammatettheten observeres i øvre del av enheten (1,4 g/cc) og verdiene avtar med dybden i enheten. Et utslag i magnetisk susceptibilitet forekommer ved et kjernedybde på 186 cm med verdien $55 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Deretter avtar verdiene med dybden i enheten.

Mot Enhet L3 er en erosiv grense definert ved kjernedybden 184 cm, hvor det forekommer en endring i kornstørrelse.

Enhet L4 tolkes som massebevegelse basert på den kaotiske strukturen og utslag i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet.

Litologisk Enhet L3

Sedimentene i Enhet L3 (111-184 cm) (Figur 4.38) viser en oppfining, der øvre del av enheten består av siltig leire og med dybden i enheten endrer kornstørrelsen seg til fin sand. Øvre del av kjernen er karakterisert med mørk grå farge (5Y/4/1), som gradvis endrer seg til olivengrå farge (5Y/4/2) med dybden i enheten. Laminasjon karakteriserer strukturen til enheten. I

dybdeintervallet 172-184 cm observeres skjellfragmenter. Verdiene til gammatettheten øker med dybden i enheten, hvor de høyeste verdiene er observert rundt 182 cm kjernedybde (1,8 g/cc). De høyeste verdiene til magnetisk susceptibilitet er observert i øvre ($63 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) og nedre del ($60 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) av enheten.

Grensen mot Enhet L2 er definert ved 111 cm kjernedybde og den baseres på endring i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet.

Enhet L3 tolkes til å være turbidittavsetning basert på oppfining i sedimentene og utslag i magnetisk susceptibilitet.

Litologisk Enhet L2

Enhet L2 er definert i dybdeintervallet 41-111 cm (Figur 4.38) og består av siltig leire. Enheten er karakterisert av mørk grå farge (5Y/4/1) og strukturen er massiv. Verdiene til gammatettheten er generelt stabile. En økning i verdiene til magnetisk susceptibilitet er observert med dybden til enheten. Et utslag i magnetisk susceptibilitet forekommer ved 93 cm kjernedybde med verdien $30 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$.

Grensen mellom Enhet L2 og Enhet L1 er basert på en fargeendring definert ved 41 cm.

Enhet L2 er tolket til å være halen til turbidittavsetningen i Enhet L3.

Litologisk Enhet L1

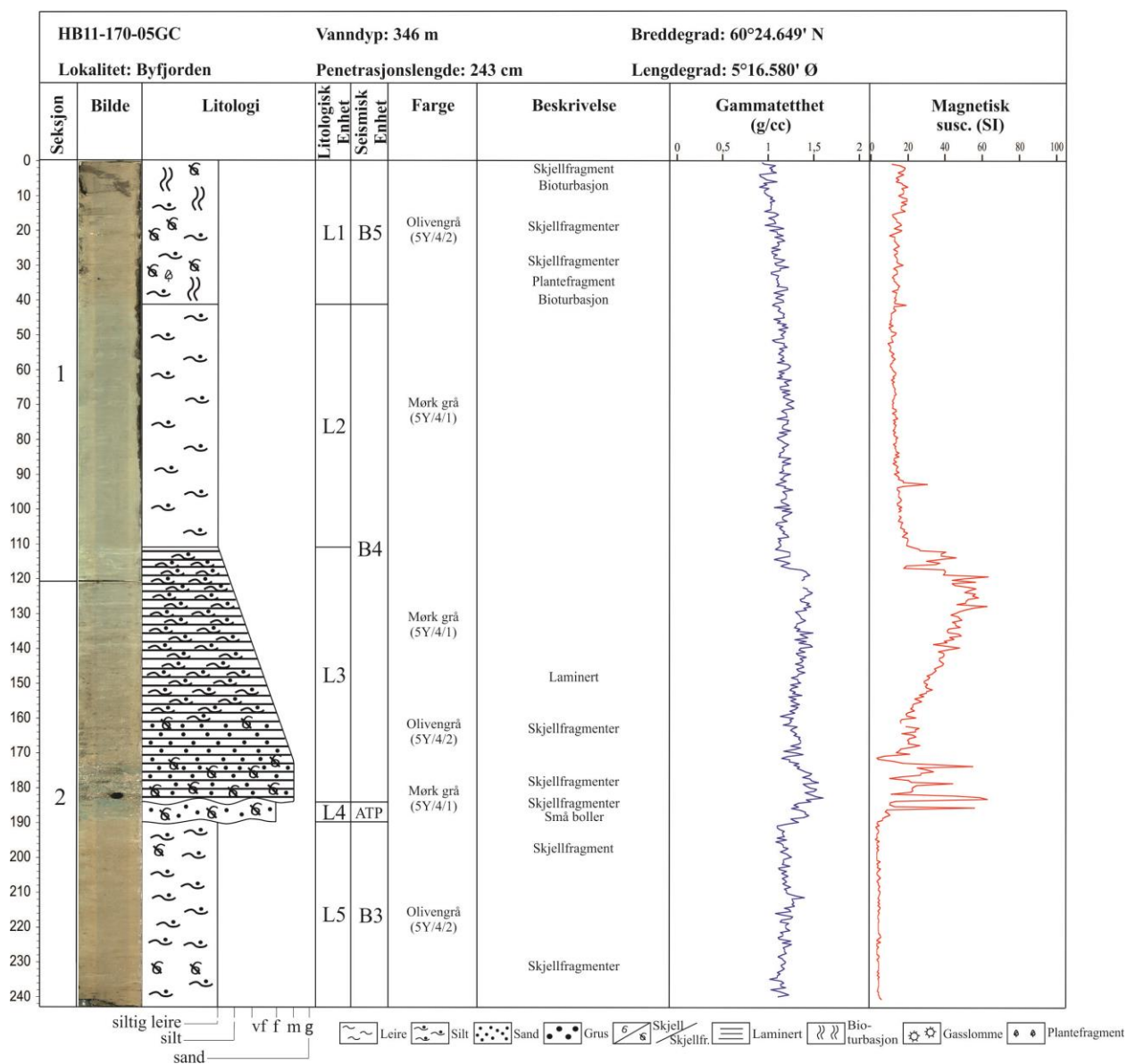
Enhet L1 (0-41 cm) (Figur 4.38) består av siltig leire med olivengrå farge (5Y/4/2). I enheten observeres skjellfragmenter, bioturbasjon og plantefragment. Gammatettheten viser en økning i verdiene med dybden i enheten og magnetisk susceptibilitet er relativt stabil.

Enhet L1 tolkes til å være hemipelagiske avsetninger.

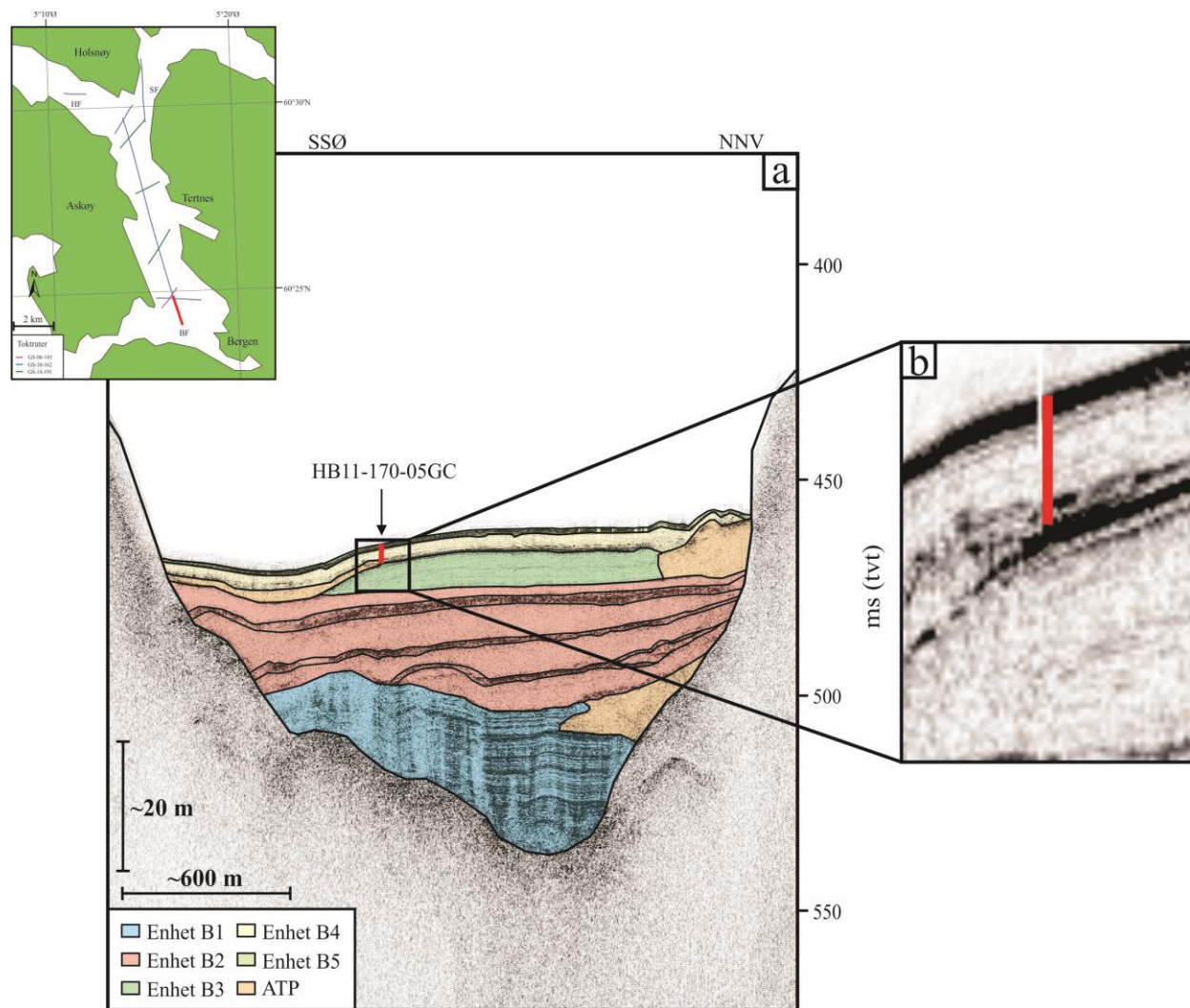
Korrelering med seismiske enheter

Kjerne HB11-170-05GC er lokalisert i sedimentbassenget SB1 i sørlige del av Byfjorden (Figur 4.39). Tre seismiske enheter og en akustisk transparent pakke er korrelert med kjernen (Figur 4.38 og 4.39). Nedre del av kjernen har penetrert i øvre deler av Enhet B3, som sammenfaller med litologisk Enhet L5 og Enhet B3 observeres som akustisk svakt laminert facies. En akustisk transparent pakke er observert i TOPAS-profilet og kjernen har penetrert der pakken tynnes ut

mot NNV og korreleres med litologisk Enhet L4. De litologiske enhetene L3 og L2 sammenfaller med Enhet B4, som observeres med reflektorer av høy amplitude i nedre del av enheten og akustisk svakt laminert facies i øvre del. Enhet B5 korreleres med litologisk Enhet L1 og Enhet B5 er observert som akustisk laminert facies med reflektorer av medium til høy amplitude.



Figur 4.38. Resultater av analyser fra sedimentkjerne HB11-170-05GC der optisk bilde, litologi, seismiske enheter, farge, beskrivelse, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet er vist. ATP – akustisk transparent pakke.



Figur 4.39. a) TOPAS-profil GS10-162-049, der kjerneposisjonen er markert med en rød strek. Lokasjon av TOPAS-profil er vist i kartutsnittet øverst til venstre. ATP – akustisk transparent pakke. b) Utsnitt av TOPAS-profil der den røde streken viser kjerneposisjonen for HB11-170-05GC.

5 DISKUSJON

I dette kapitlet vil det først presenteres en tolkning av vannmassene, der grensene til brakkvannet, mellomlaget og dypvannet skal defineres. Videre vil det diskuteres hvilke sedimentære prosesser som har forekommet i studieområdet og det skal etableres en kronologi for de avsatte sedimentene i fjordsystemet. Deretter vil avsetningsmiljøet til disse sedimentene presenteres og det skal sees i sammenheng med glasiasjonshistorien i studieområdet. Til slutt skal sedimentære prosesser og avsetningsmiljø i Byfjorden sammenlignes med andre norske fjorder.

5.1 VANNMASSE

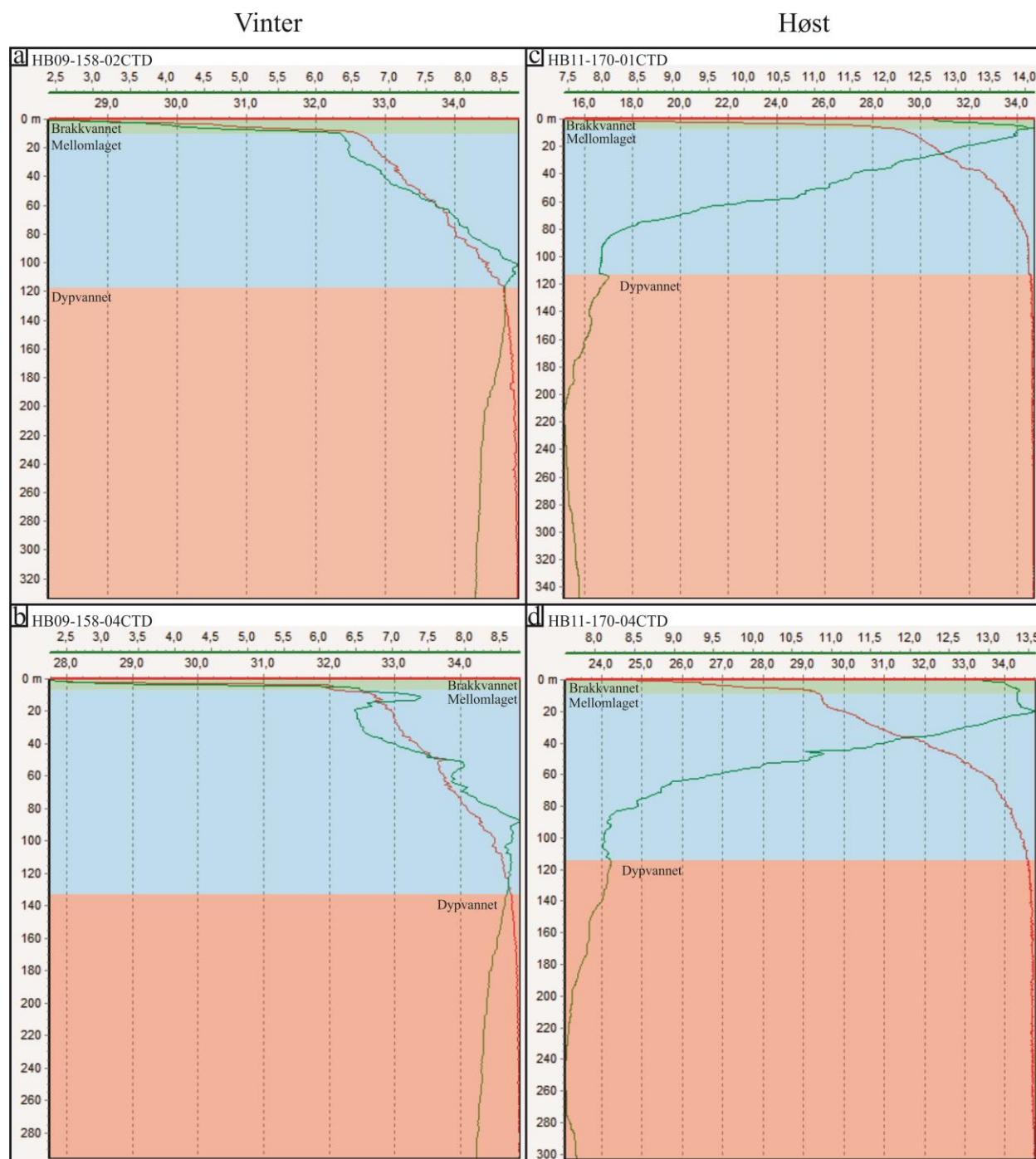
Brakkvannet ligger stratigrafisk øverst i vannmassene og har lavere salinitetsverdier enn kystvannet (Aure & Danielssen, 2011). I disse vannmassene vil temperaturen og saliniteten kontrolleres av meteorologiske forhold og fjordens topografi (Havforskningsinstituttet, 2014). Strømninger i brakkvannet er gjerne styrt av tetthetsforskjeller mellom disse vannmassene og kystvannet, og disse strømningene kan ofte ha en hastighet på 10-20 m/s. Vind kan også ha en påvirkning på de øvre 10-20 m av vannmassene (Sætre, 2007). Vannmassene i mellomlaget har gjerne en større transporteffekt enn brakkvannet, men også disse strømningene kan styres av tetthetsforskjeller mellom ytre og indre kystvann (Havforskningsinstituttet, 2014). Strømningene i mellomlaget forekommer gjerne som vertikale strømninger (Aure & Danielssen, 2011). Dypvannet representerer de nederste vannmassene, som ofte er stillestående og utskiftning av disse vannmassene er begrenset. Utskiftning av vannmasser i dypvannet kan foregå ved en vertikal miksing av vannmassene i fjorden (Aure & Danielssen, 2011).

Brakkvannet er i Byfjorden definert fra havoverflaten og nedre grense varierer mellom vandypene 7 m (Figur 5.1b), 7,5 m (Figur 5.1c), 8 m (Figur 5.1d) og 10 m (Figur 5.1a). I brakkvannslaget viser temperatur og salinitet tydelige endringer, der verdiene øker raskt med dybden, spesielt om vinteren (Figur 5.1a og b). De laveste temperaturene i de øvre vannmassene observeres om vinteren, som kan ha en tilknytting til kaldere luftmasser. I løpet av sommeren blir vannmassene oppvarmet og viser høyere temperaturer om høsten (om lag 10° varmere enn om vinteren).

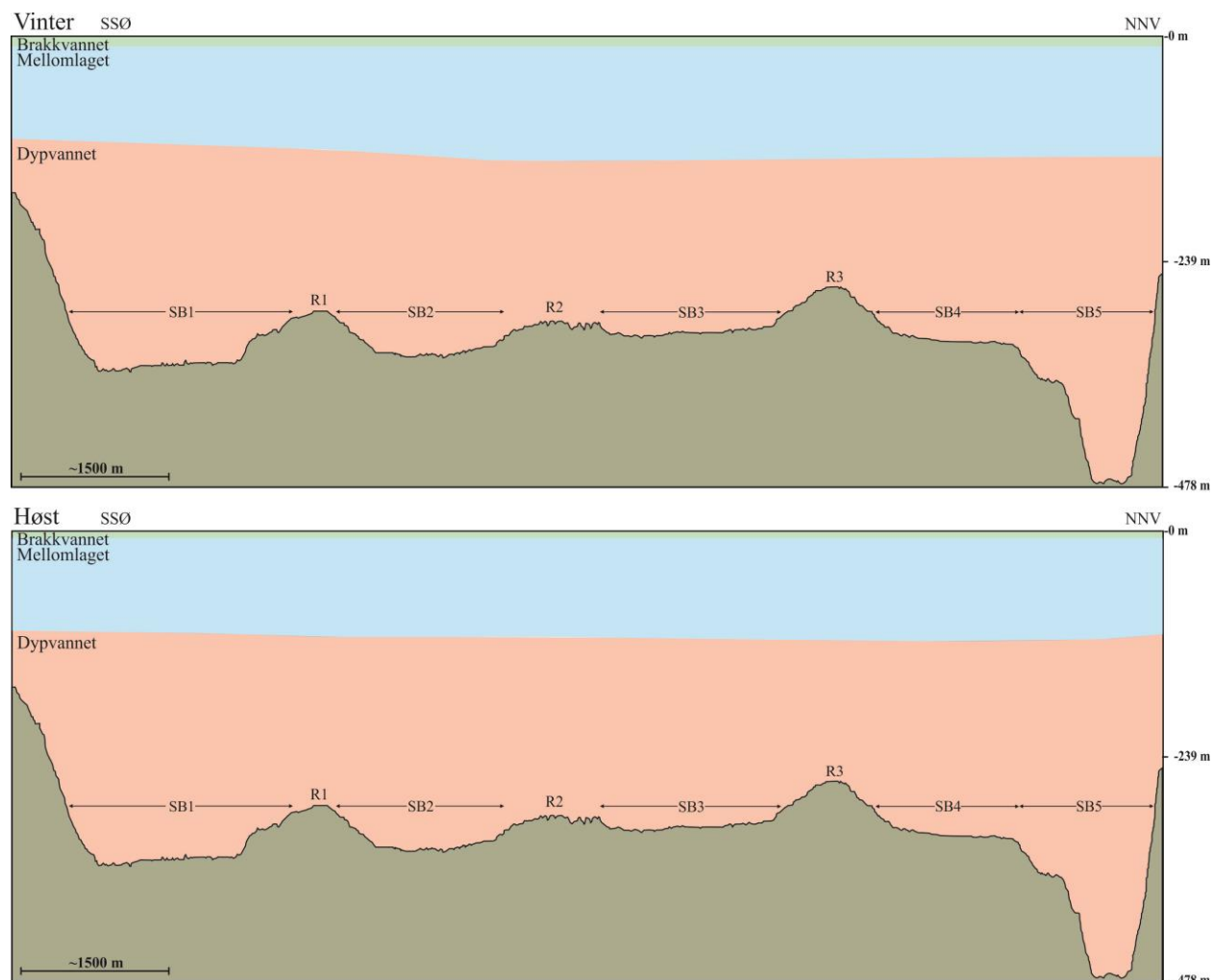
Mellomlaget er lokalisert mellom brakkvannet og dypvannet, og endringer i temperatur og salinitet skjer gradvis. Om vinteren observeres verdiene til temperaturen og saliniteten som stigende med dypet, mens om høsten vil temperaturverdiene avta med vanndybden i mellomlaget (Figur 5.1). Salinitetsverdiene viser imidlertid lik trend om vinteren og høsten med stigende verdier med vanndybden (Figur 5.1). I Byfjorden varierer mektigheten på mellomlaget. I sørlige Byfjorden (sedimentbassenget SB1) er øvre grense av mellomlaget definert ved vandypene 10 m (Figur 5.1a) om vinteren og 7,5 m (Figur 5.1c) om høsten. Ved ryggen R2 er øvre grense observert ved 7 m og i sedimentbassenget SB4 8 m. Nedre grense til mellomlaget varierer og er i Byfjorden identifisert der salinitetsverdiene begynner å bli stabile. Om vinteren er nedre grense av mellomlaget definert ved ca. 118 m og 133 vanndybde (Figur 5.1a og b) og om høsten ca. 116 m og 117 m vanndybde (Figur 5.1c og d). Mellomlaget i Byfjorden kan være drevet av tidevannsstrømmer, siden fjorden inneholder grunne rygger (Aure & Danielssen, 2011).

Dypvannet er definert med relativt stabile verdier av temperatur og salinitet, men er i denne studien bestemt ut ifra stabiliteten til salinitetsverdiene. Temperaturen i dypvannet er omtrentlig lik om vinteren og høsten, men om høsten er de noe lavere (ca. 0,5° forskjell). Salinitetsverdiene er generelt like uavhengig av sesong i Byfjorden, der verdiene er stabile med vanndybden i dypvannet. I sedimentbassenget SB1 er øvre grense til dypvannet lokalisert på 116-118 m vandyp (Figur 5.1a og c). Ved ryggen R2 er dypvannet definert fra 133 m og ned til havbunnen (Figur 5.1b), mens i sedimentbassenget SB4 er den definert fra 117 m ned til havbunnen (Figur 5.1d). Byfjorden har som nevnt grunne rygger og innstrømninger til dypvannet foregår som oftest på senvinteren (Aure & Danielssen, 2011).

CTD-data i denne studien viser med andre ord ikke store variasjoner mellom posisjonene for brakkvannet, mellomlaget og dypvannet gjennom året (Figur 5.2). Den største forskjellen er overgangen fra mellomlaget til dypvannet i sørlige og nordlige del av Byfjorden, som kan variere opptil 17 m.



Figur 5.1. CTD-profiler fra Byfjorden, lokasjon til profilene er vist i Figur 3.1. Temperatur oppgitt i grader (grønn kurve) og salinitet oppgitt i ‰ (rød kurve) er plottet mot vanddybden i m. Brakkvannet – grønn, mellomlaget – blå, dypvann – rød. a) CTD-profil HB09-158-02CTD fra sedimentbassenget SB1 om vinteren. b) CTD-profil HB09-158-04CTD fra ryggen R2 om vinteren. c) CTD-profil HB11-170-01CTD fra sedimentbassenget SB1 om høsten. d) HB11-170-04CTD fra sedimentbassenget SB4 om høsten.



Figur 5.2. Lengdeprofil fra Byfjorden, som viser brakkvannet (grønt), mellomlaget (blått) og dypvannet (rødt). Øvre panel viser forholdene om vinteren, mens høsten er representert i nedre panel.

5.2 SEDIMENTÆRE PROSESSER I BYFJORDEN

Det er observert fire forskjellige seismiske facies i sedimentbassengene i Byfjorden, akustisk laminerte facies, akustisk transparent facies, akustisk svakt laminert facies og akustisk kaotisk facies (Figur 3.4). De fire seismiske faciesene representerer forskjellige sedimentære prosesser.

I sedimentbassenget SB4 i Byfjorden er det identifisert parallelle refleksjoner i akustisk basement og det tyder på lagdeling av sedimenter (Figur 4.7). Laminasjon kan indikere på glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter. Ettersom disse sedimentene observeres i akustisk basement, kan de trolig være isoverskridende glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter avsatt over berggrunnen (Svendsen pers. komm. 2015).

I sedimentbassengene SB1-SB3 i Byfjorden er det identifisert interne strukturer i tolkede akustisk basement (Figur 4.7). Lignende refleksjoner som observeres i sedimentbassengene SB1-SB3 er identifisert i Andfjord (Plassen & Vorren, 2002). Plassen & Vorren (2002) tolker disse reflektorene til å representere glasial diamikt. Det er vanskelig å skille mellom berggrunn og morenemateriale i TOPAS-profiler (Hjelstuen et al., 2013), men på grunnlag av observerte strukturer i akustisk basement tolkes det å være morenemateriale avsatt over berggrunn.

Akustisk laminerte sedimenter med parallelle og sub-parallelle reflektorer utgjør den stratigrafiske nederste seismiske enheten (Enhet B1) i alle sedimentbassengene i Byfjorden (Figur 4.8). I enkelte sedimentbasseng observeres det imidlertid akustiske transparente sedimentpakker i øvre del av Enhet B1. Sedimenter med akustisk laminerte facies er observert i Nordfjord, der reflektorene er parallelle til sub-parallelle med medium til høy amplitude (Hjelstuen et al., 2009a; Lyså et al., 2010). Hjelstuen et al. (2009a) og Lyså et al. (2010) tolker sedimentene til å være glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter. I Nordfjord er akustisk transparente pakker tilsvarende de vi finner i Byfjorden observert i de øvre deler av de laminerte lagpakkene og de er antatt å være skredavsetninger (Lyså et al., 2010). I Fensfjorden er det også identifisert sedimenter med akustisk laminert facies, som har blitt tolket til å være glasimarine og/eller hemipelagiske avsetninger (Hjelstuen et al., 2013). Den laminerte pakken observert i Fensfjorden omfatter også skredpakker (Hjelstuen et al., 2013). På grunnlag av observasjonene i Nordfjord og Fensfjorden tolkes de akustisk laminerte lagpakkene (Enhet B1) til å være glasimarine og/eller hemipelagiske avsetninger. De akustisk transparente pakkene som opptrer i lagpakken tolkes til å være skredavsetninger.

I de fleste sedimentbassengene i Byfjorden observeres det sedimentpakker med en akustisk transparente facies stratigrafisk over Enhet B1. Disse sedimentpakkene utgjør Enhet B2 (Figur 4.12). Enhet B2 kan i enkelte sedimentbasseng omfatte opp til fem akustiske transparente pakker (Figur 4.13b). De enkelte sedimentpakkene er adskilt av reflektorer med høy amplitude og noen av sedimentpakkene har også erodert i underliggende sedimenter. Lignende sedimentpakker med akustisk transparente facies er identifisert både i Nordfjord og i Fensfjorden (Hjelstuen et al., 2009a; Hjelstuen et al., 2013). I disse fjordene er sedimentpakkene tolket til å være skredavsetninger, som er adskilt av glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter (Hjelstuen et al., 2009a; Hjelstuen et al., 2013). Akustisk transparente pakker kan også indikere

turbidittavsetninger (for eksempel St-Onge et al. (2012)). St-Onge et al. (2012) observerer sterke reflektorer i nedre del av de transparente pakkene og de kan representere større kornstørrelser i bunnen av turbidittavsetningen. De akustisk transparente pakkene i studieområdet kan derfor enten være skredavsetninger eller turbidittavsetninger, der de sterke reflektorene kan representere glasimarine og/eller hemipelagiske avsetninger eller grovere materiale i bunnen av turbidittavsetningen. Etersom ingen av sedimentkjernene penetrerer i Enhet B2 er det usikkert om enheten representerer skredpakker eller turbidittavsetninger, og enheten tolkes dermed som avsetninger fra massebevegelse.

Akustisk svakt laminert facies er observert i sedimentbassengene SB1, SB2, SB5 og i Salhusfjorden (Figur 4.7, 4.9 og 4.11). Enhet B3 er dominert av denne facies (Figur 4.15) og den seismiske karakteren er også observert i øvre deler av Enhet B2. Sedimenter med denne type facies er også observert i Nordfjord og disse er tolket til å være hovedsakelig hemipelagiske sedimenter (Lyså et al., 2010). Akustisk laminerte sedimenter identifisert i øvre del av seismostratigrafien i Fensfjorden representerer glasimarine og hemipelagiske sedimenter (Hjelstuen et al., 2013). Nedre del av kjernene GS10-162-03GC og HB11-170-05GC (Figur 4.24 og 4.38) penetrerer øvre del av Enhet B3, der sedimentene representerer hemipelagiske avsetninger. På grunnlag av den seismiske karakteren og observasjoner i sedimentkjernene, tolkes derfor Enhet B3 til å representere hemipelagiske avsetninger.

I nedre del av Enhet B4 observeres reflektorer av høy amplitude (Figur 4.19). Disse reflektorene observeres til å strekke seg langs bassengene (for eksempel sedimentbassenget SB1 i Figur 4.19). Reflektorer med høy amplitude opptrer i Voldafjorden og de følges langs sedimentbassenget (Sejrup et al., 2001). Sejrup et al. (2001) tolker reflektorene til å presentere turbidittavsetninger og denne tolkningen støttes av deres analyserte sedimentkjerne. I Enhet B4 forekommer som nevnt de sterke reflektorene i nedre del av enheten og blir svakere stratigrafisk oppover. De sterke reflektorene tolkes som turbidittavsetninger. Flere turbidittavsetninger kan forekomme i Enhet B4 basert på observasjoner i kjerne GS10-162-03GC (Figur 4.24). Materiale kan forekomme i suspensjon etter turbidittstrømmen og avsettes over tid. Dette kan gi en akustisk svakt laminert facies i seismikken (Figur 4.19). På grunnlag av dette tolkes øvre del av Enhet 4 som halen til turbidittavsetninger (Bellwald, pers. komm. 2015).

I øvre del av stratigrafien i sedimentbassengene forekommer sedimentavsetninger med en akustisk laminert facies med parallelle reflektorer av medium til høy amplitude. Disse sedimentene utgjør Enhet B5 (Figur 4.21) og er identifisert i alle sedimentbassengene. Parallelle reflektorer med medium til høy amplitude er observert i øvre del av stratigrafien i Nordfjord (Lyså et al., 2010). Disse avsetningene tolker Lyså et al. (2010) til å være hemipelagiske avsetninger. Enhet B5 er penetrert av samtlige sedimentkjerner i denne studien. På grunnlag av den seismiske karakteren og observasjoner i sedimentkjernene tolkes dermed Enhet B5 til å være hemipelagiske sedimenter.

Akustisk transparente/kaotiske sedimentpakker kan forekomme som isolerte kiler i andre enheter, for eksempel i Enhet B1, B3 og B4 (Figur 4.8, 4.16 og 4.18). Disse sedimentpakkene opptrer gjerne langs sideflankene av sedimentbassengene (Figur 4.7). I Nordfjord er det observert isolerte kiler med ujevne overflater med en transparent til kaotisk seismisk karakter og de er tolket til å være skredavsetninger (Lyså et al., 2010). Tre av sedimentkjernene (GS10-162-03GC, HB10-165-04GC og HB11-170-05GC) penetrerer i disse isolerte sedimentpakkene (Figur 4.24, 4.30 og 4.38). I disse kjernene observeres sedimentpakkene til å ha en kaotisk struktur, som er typisk for skredavsetninger. På grunnlag av seismikken og litologisk tolkning indikerer de isolerte pakkene å være skredavsetninger.

Hjelstuen & Brendryen (2014) har tidligere identifisert fire seismiske enheter i Byfjorden (BUI, BUII, BUIII og BUIV), mens denne studien tar for seg fem seismiske enheter (B1-B5). Tolkningene til Hjelstuen & Brendryen (2014) sammenfaller med tolkningene i denne oppgaven. Den stratigrafiske nederste enheten BUI representerer glasimarine og hemipelagiske sedimenter, som sammenfaller med Enhet B1. Massebevegelse dominerer BUII, som korreleres med Enhet B2. BUIII består av hemipelagiske sedimenter, som også Enhet B3 representerer. BUIV består av hemipelagiske sedimenter med innslag av turbiditter. I denne studien representerer turbidittavsetningene en egen enhet (Enhet B4) og hemipelagiske avsetninger Enhet B5.

5.3 KRONOLOGI

Sedimenter avsatt i norske fjorder er sannsynligvis yngre enn siste istids maksimum (LGM) (Aarseth, 1997). I noen fjorder er sedimenter eldre enn LGM observert, men utgjør mindre enn 10 % av den totale sedimentmektigheten i fjordbassengene (Aarseth, 1997). De fleste

vestlandske fjorder inneholder hovedsakelig sedimenter avsatt under deglasiasjonen i sen weichsel og tidlig holosen (Aarseth, 1997).

I tillegg til ^{14}C -dateringene utført i denne studien benyttes her fjordmodellen foreslått av Hjelstuen et al. (2013) (Figur 2.2) til å gi en alder på de identifiserte seismiske enhetene (Tabell 5.1).

Antatte isoverskridende glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter i sedimentbassenget SB4 i Byfjorden kan korreleres med Fjord III beskrevet av Hjelstuen et al. (2013) (Tabell 5.1). Fjord III representerer glasimarine sedimenter avsatt under tilbaketrekkingen av isdekket i allerød. Det er en liten sannsynlighet at de glasimarine og/eller hemipelagiske sedimentene i Byfjorden er eldre enn LGM, siden dette isdekket mest trolig har erodert tidligere avsatte sedimenter (Aarseth, 1997).

Indikasjoner på moreneavsetninger i sedimentbassengene i Byfjorden kan korreleres med Fjord II eller Fjord IV beskrevet av Hjelstuen et al. (2013). Fjord II representerer morenemateriale avsatt under LGM og Fjord IV representerer endemorener avsatt under isfremrykket i yngre dryas. Mest trolig ble de antatte morenemateriale i Byfjorden avsatt under isfremrykket i yngre dryas, som kan ha erodert og reavsatt allerødsedimenter som morenemateriale. Hvis de underliggende glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter er av allerød alder, vil dette støtte forklaringen om morenemateriale fra yngre dryas. Dermed kan disse avsetningene korreleres med Fjord IV (Tabell 5.1), men som morenemateriale og ikke endemorene som Hjelstuen et al. (2013) foreslår.

Enhet B1 består av glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter og kan korreleres med Fjord III eller Fjord V beskrevet av Hjelstuen et al. (2013). Fjord III representerer som tidligere nevnt glasimarine avsetninger fra tilbaketrekking av isdekket i allerød. Fjord V representerer glasimarine sedimenter som ble avsatt utenfor for yngre dryas ismarginen eller under tilbaketrekkingen av isdekket i tidlig holosen. I Byfjorden kan Enhet B1 være av allerød eller yngre dryas/tidlig holosen alder, avhengig av når underliggende glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter og morenemateriale ble avsatt. Siden det antas at de tidligere avsatte glasimarine og/eller hemipelagiske sedimentene er av allerød alder og morenemateriale er av yngre dryas alder, vil de glasimarine og/eller hemipelagiske avsetningene i Enhet B1 være fra tilbaketrekkingen av isdekket i tidlig holosen og dermed korreleres med Fjord V (Tabell 5.1).

Fjord VII består av skredavsetninger og korreleres med massebevegelseavsetningene i Enhet B2 (Tabell 5.1). Fjord VII ble avsatt som følge av landhevingen etter tilbaketrekkingen av isdekket i tidlig holosen, og massebevegelse avsetningene i Enhet B2 ble antageligvis avsatt i tidlig holosen da rask landheving forekom (Svendsen & Mangerud, 1987).

Enhetene B3, B4 og B5 sammenfaller med Fjord VIII (Tabell 5.1), som består av hemipelagiske sedimenter og turbidittavsetninger. Disse sedimentene ble avsatt i den siste fasen av fjordbasseng utviklingen. De seismiske enhetene i Byfjorden består av turbidittavsetninger og hemipelagiske sedimenter avsatt i sen holosen, som støttes av dateringer fra kjerne GS10-162-03GC.

Det er blitt tatt fem ^{14}C -dateringer i kjerne GS10-162-03GC (Figur 4.24 og Tabell 3.5). Tre seismiske enheter er identifisert i sedimentkjernen, samt en skredpakke. Dateringene viser at sedimentene i kjernen er av sen holosen alder (2540 ± 70 kal. år BP).

Minimumsalderen til litologisk Enhet L10 er 2540 ± 70 kal. år BP, og representerer Enhet B3 (Figur 4.24). Det betyr at minimumsalderen til Enhet B3 er ca. 2540 kal. år BP, som representerer en sen holosen alder av de hemipelagiske sedimentene i Enhet B3.

Den litologiske enheten L9 (Figur 4.24) er korrelert med en skredpakke observert i seismikken. Skredpakken er avsatt over Enhet B3, og maksimumsalderen til skredpakken er ca. 2540 kal. år BP.

Den seismiske enheten B4 er korrelert med de litologiske enhetene L8-L3, som domineres av fire turbidittavsetninger (Figur 4.24). Dateringene viser at den eldste turbiditten har en minimumsalder på ca. 1980 kal. år BP. De tre yngste turbidittene har forekommet i tidsintervallet 1530-1980 kal. år BP, da minimumsalderen til den yngste turbiditten er på ca. 1530 kal. år BP. Dateringene viser at sedimentene i øvre del av Enhet B4 er av en alder på 1280 ± 30 kal. år BP, noe som representerer en minimumsalder for denne enheten.

De stratigrafiske øverste sedimentene i Byfjorden er representert av Enhet B5 og sammenfaller med de litologiske enhetene L2 og L1 (Figur 4.24). Dateringen i øvre del av Enhet B4 viser maksimumsalderen til sedimentene i Enhet B5, ca. 1280 kal. år BP, som også vil være maksimumsalderen til turbidittavsetningen i litologisk Enhet L2. En datering er tatt ved grensen mellom litologisk Enhet L2 og L1 og gir minimumsalderen 2020 ± 50 kal. år BP til litologisk

Enhet L2. Litologisk Enhet L2 er tolket som en turbidittavsetning, og dermed kan daterte materiale være resedimentert og gi en unøyaktig alder.

Tabell 5.1. Korrelasjon mellom seismiske enheter i studieområdet med de stratigrafiske enhetene i fjordmodellen til Hjelstuen et al. (2013). Sedimenttype og relativ alder er oppgitt til enhetene.

Denne studien		Korrelasjon med Hjelstuen et al. (2013)	Tolkninger	
Litologisk Enhet (GS10-162-03GC)	Seismisk Enhet	Stratigrafisk Enhet	Sedimenttype	Relativ alder
L10-L1	B3, B4 og B5	Fjord VIII	Hemipelagisk og turbidittavsetninger	Sen holosen
	B2	Fjord VII	Massebevegelse	Tidlig holosen
	B1	Fjord V	Glasimarint og/eller hemipelagisk	Tidlig holosen
	Akustisk basement	Fjord IV?	Morenemateriale	Yngre dryas?
	Parallele reflektorer	Fjord III?	Isoverskridene glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter	Allerød?

5.4 AVSETNINGSMILJØ

Siste istids maksimum (LGM) og tidlig deglasiasjon (29 000–15 000 år BP)

Det Fennoskandiske isdekket hadde sin maksimumsutbredelse i tidsperioden for om lag 29 000-25 000 år siden (Sejrup et al., 2009) og ismarginen var lokalisert ved eggkanten langs den norske kontinentalmarginen (Mangerud et al., 2011; Nygård et al., 2005) og studieområdet var isdekket (Figur 5.3a). Det antas at ingen sedimenter fra LGM finnes i Byfjorden, da senere isfremrykk kan ha erodert disse avsetningene. Moreneavsetninger fra isdekket i LGM har blitt observert i andre norske fjorder (for eksempel Plassen & Vorren (2002)). For om lag 25 000 år siden trakk isdekket seg tilbake fra maksimumsposisjonen og store deler av nordlige Nordsjøen ble isfri, men mellom 22 000 og 19 000 år siden forekom Tampenfremrykket (Sejrup et al., 2009). Tilbaketrekkingen av isstrømmen i Norskerenna tok til for rundt 18 500 år siden og den siste store isutbredelser i Nordsjøen forekom mellom 17 500 og 15 500 år siden (Sejrup et al., 2009). Etter den siste store isutbredelsen i Nordsjøen fortsatte det Fennoskandiske isdekket å

trekke seg tilbake mot vestkysten av Norge. Studieområdet var isdekt i tidsintervallet for 29 000 til 15 000 år siden (Figur 5.3a).

Bølling-allerød (15 000-12 700 år BP)

Kysten av Vest-Norge ble isfri for om lag 14 500 år siden (Mangerud, 1970, 1977) og ytre del av kysten vest for Bergen var isfri for en kort periode (ca. 500 år) (Mangerud et al., 2011). Det er uvisst hvor langt isen trakk seg tilbake og om Byfjorden var isdekt eller isfri. Et nytt brefremrykk forekom i eldre dryas (14 300-14 000 år siden) og de ytre øyene i Bergensområdet ble igjen isdekt (Mangerud et al., 2011). Ulvøy till ble avsatt på Ågotnes (Figur 2.8) under brefremrykket i eldre dryas (Mangerud, 1977), som er lokalisert vest for Byfjorden og indikerer at fjorden var isdekt i denne perioden. Det antas at hvis sedimenter ble avsatt i eldre dryas, har disse mest sannsynligvis blitt erodert av isdekket i yngre dryas.

Etter eldre dryas, i allerød, fortsatte deglasiasjon og isdekket trakk seg opptil 40 km inn i de større fjordene (Mangerud et al., 2013). I løpet av deglasiasjonen var det økt smeltevannstilførsel etter hvert som isdekket smeltet og det medførte tilførsel av store mengder glasimarine sedimenter i fjordbassengene (Aarseth, 1997). Slike sedimentavsetninger er observert til å være 45, 75 og 100 m mektige i henholdsvis Nordfjord, Fensfjorden og Vågsfjord (Hjelstuen et al., 2009a; Hjelstuen et al., 2013; Plassen & Vorren, 2002). I Byfjorden ble det trolig avsatt glasimarine og/eller hemipelaigske sedimenter i allerød, som følge av deglasiasjonen (Figur 5.3b).

De store mektighetene av glasimarine og/eller hemipelagiske sedimentene i norske fjorder representerer et sedimentasjonsmiljø med høy sedimentasjonshastighet i bølling/allerød (Hjelstuen et al., 2009a; Hjelstuen et al., 2013). Sedimentasjonshastigheten i denne perioden var maksimalt 20 cm/år i Nordfjord (Hjelstuen et al., 2009a), mens i Andfjord var den betraktelig lavere med 1 cm/år (Plassen & Vorren, 2002).

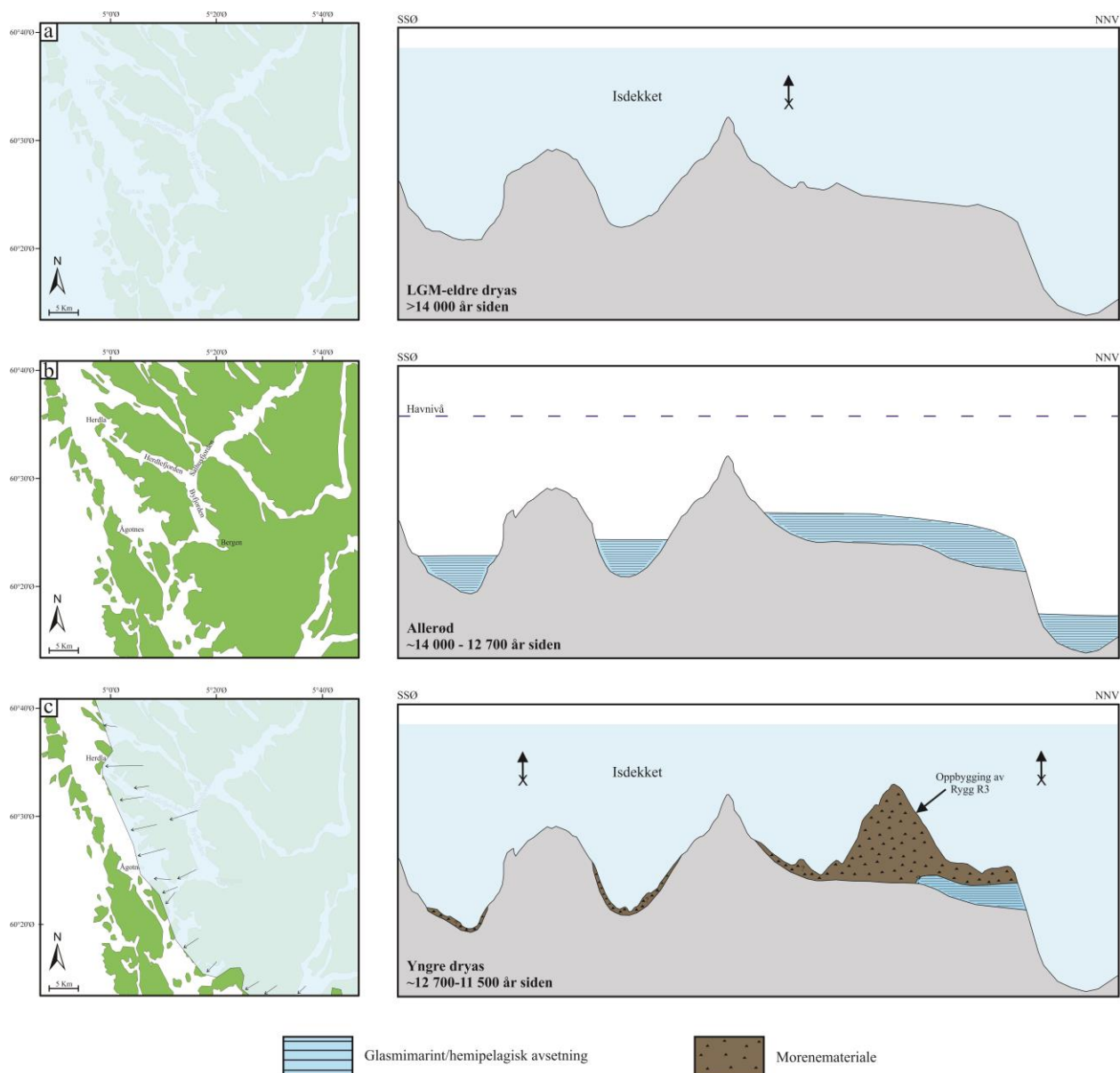
I løpet av deglasiasjonen i allerød, trakk isdekket seg som nevnt opptil 40 km inn i de større fjordene, men den kan trukket seg tilbake mer enn 80 km innenlands ved Voss (Figur 2.8) (Mangerud & Skreden, 1972). Da isfronten var lokalisert med den distansen fra studieområdet, var avsetningsmiljøet i Byfjorden mest sannsynligvis dominert av hemipelagisk sedimentasjon

(Figur 5.3b). Mot slutten av allerød forekom et nytt isfremrykk, som fortsetter inn i yngre dryas (Lohne et al., 2007).

Yngre dryas (12 700-11 500 år BP)

Isdekket i yngre dryas hadde maksimumsposisjonen sin ved Herdla (Aarseth & Mangerud, 1974) i slutten av yngre dryas for rundt 11 700-11 600 år siden (Bondevik & Mangerud, 2002). Herdla er lokalisert vest for studieområdet og ut ifra isstrømningsmønsteret i området (Figur 5.3c) kan Byfjorden ha ligget på tvers av isbevegelsen. Byfjorden består av relativt grunne sedimentbassenger og rygger, og dette kan ha bidratt til at tidligere avsatte sedimenter i fjordbassengene ble eksponert for glacial erosjon under dette isfremrykket. Det antas at deler av de glasimarine og/eller hemipelagiske sedimentene av mulig allerød alder i sedimentbassenget SB4 ble bevart av isdekket i yngre dryas, på grunnlag av observerte parallelle reflektorer i akustisk basement. Det er i tillegg observert refleksjoner i akustisk basement i sedimentbassengene SB1-SB3, som indikerer at erosjonsmateriale kan ha blitt reavsatt som morenemateriale i Byfjorden. Det blir tatt antagelser at ryggen R3 består av morenemateriale og ble dannet under isfremrykket i yngre dryas, på grunnlag av antatte underliggende glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter (Figur 5.3c). Denne ryggen ble trolig dannet da isdekket bevegde seg fra Salhusfjorden og skjøv erosjonsmateriale og reavsatte det inn i nordlige del av Byfjorden (Figur 5.3c). Hvis ryggen R3 ble dannet under isfremrykket i yngre dryas, kan det videre diskuteres hvorfor ryggen ble bevart under den maksimale utbredelsen av isdekket. Det er uvisst om ryggene R1 og R2 består av morenemateriale eller berggrunn. Dette kan ikke bestemmes ut ifra de studerte TOPAS-profilene i denne studien, siden det er vanskelig å skille mellom morenemateriale og berggrunn i TOPAS-data (Hjelstuen et al., 2013).

Isdekket i yngre dryas lå ved maksimumsposisjonen i 100-200 år (Bondevik & Mangerud, 2002; Lohne et al., 2012) og tilbaketrekkingen av denne ismarginen var hurtig (Andersen et al., 1995b; Mangerud et al., 2013). Det antas at tilbaketrekking av isdekket i studieområdet forekom mot øst. Isdekket fortsatte å trekke seg tilbake inn i Salhusfjorden og videre innenlands. De største vanddypene i området observeres i Salhusfjorden og i overgangen til Herdlefjorden, som tyder på områder med betydelig erosjon fra tidligere glasier (LGM og yngre dryas).



Figur 5.3. Avsetningsmodell for Byfjorden, ikke i skala. a) Kartutsnittet viser isutbredelsen til det Fennoskandiske isdekket under siste istids maksimum (LGM) (isutbredelsen i bølling og eldre dryas er ikke tatt stilling til). Høyre profil viser et lengdeprofil i Byfjorden og representerer en isdekket fjord. Pilen indikerer isstrømsretningen (mot vest). Lokasjon til lengdeprofilet er vist i Figur 4.7. b) Kartutsnittet viser at studieområdet var isfritt i allerød. Høyre profil viser antatte glasimarine og/eller hemipelagiske avsetninger i denne perioden. c) Kartutsnittet viser isutbredelsen i yngre dryas (Mangerud et al., 2011) og isstrømsretningen (Vorren & Mangerud, 2007; Aarseth & Mangerud, 1974) i studieområdet. Høyre profil representerer at Byfjorden var isdekket i yngre dryas og morenemateriale ble trolig avsatt under dette isfremrykket. Pilene viser isstrømsretningen (mot vest).

Holosen (11 500 år BP- i dag)

Under tilbaketrekkingen av isdekket i tidlig holosen var det økt smeltevannstilførsel etter hvert som isdekket smeltet. Det antas at de glasimarine og/eller hemipelagiske sedimentene (Enhet B1) ble avsatt som en følge av dette (Figur 5.4a). Maksimumsmektigheten til disse sedimentene i Byfjorden er som tidligere nevnt 20 m og utgjør gjennomsnittlig 55 % av de totale fjordsedimentene i studieområdet (Figur 5.5). En grov utregning viser at sedimentasjonshastigheten var om lag 2 cm/år i denne perioden.

I deglasiasjonen i tidlig holosen forekom det rask landheving etter hvert som isdekket trakk seg tilbake og Svendsen & Mangerud (1987) foreslår at halvparten av landhevingen i holosen var oppnådd rundt 9000 kal. år BP. I tidlig holosen endret avsetningsmiljøet seg i Byfjorden fra en avsetningsform med glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter til massebevegelseavsetninger (Enhet B2) (Figur 5.4b). Starten av holosen er preget av massebevegelser i flere fjorder på vestlandet og det foreslås at et eller flere jordskjelv forekom i denne perioden forårsaket av denne hurtige landheving under deglasiasjonen (Bøe et al., 2004). I studieområdet ble antageligvis store mengder sedimenter avsatt langs fjordsidene og fjordryggene i løpet deglasiasjonen. Stor sedimentlasting kan medføre ustabilitet i sedimentene og bidra til utrasing i fjordbassengene i Byfjorden. En annen årsaksmechanisme kan være jordskjelvaktivitet fra denne perioden, som påvirket disse ustabile sedimentene. I Enhet B2 er det observert opptil fem store akustisk transparente pakker i sedimentbassengene i Byfjorden (Figur 4.13). Da massebevegelser fant sted medførte det erosjon i underliggende sedimenter (Enhet B1). Massebevegelseavsetningene utgjør gjennomsnittlig 27 % av fjordsedimentene.

Skiftning til et hemipelagisk avsetningsmiljø forekom da Enhet B3 ble avsatt. Denne enheten er observert i sedimentbassengene SB1, SB2 og SB5 i Byfjorden og i Salhusfjorden (Figur 4.7, 4.9 og 4.11). Øvre del av enheten er datert og viser en minimumsalder av sedimentene på om lag 2540 kal. år BP, men det er usikkert når denne endringen i avsetningsmiljøet oppstod i Byfjorden. Lignende sedimenter observert i Nordfjord er foreslått til å ha en maksimumsalder på rundt 4500-5000 ¹⁴C år BP (Lyså et al., 2010). I studieområdet utgjør Enhet B3 6 % av fjordsedimentene (Figur 5.5). De hemipelagiske sedimentene i Byfjorden er som tidligere nevnt preget av isolerte skredavsetninger langs fjordsidene (for eksempel Figur 4.7, 4.17 og 4.18) og det er totalt observert seks isolerte skredhendelser i studieområdet. Sedimentkjernen tatt i

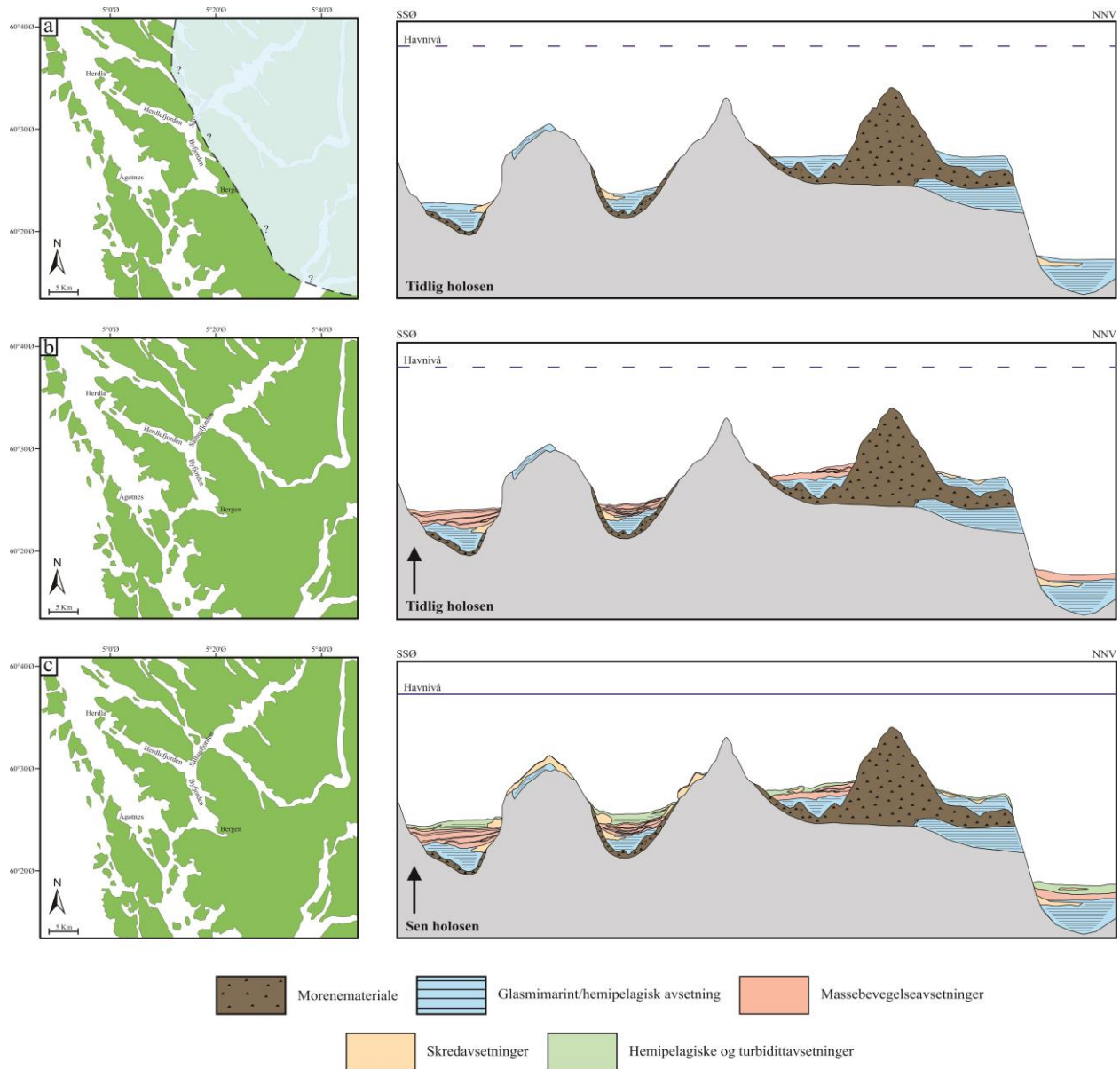
sedimentbassenget SB5 (GS10-162-03GC i Figur 4.24) har penetrert gjennom en isolert skredpakke, som har en maksimumsalder på 2540 kal. år BP. I følge Bøe et al. (2004) var det skredaktivitet i flere vestlandske fjorder i tidsintervallet 2000-2200 kal. år BP. Årsaksmekanismen til disse skredene kan være jordskjelvaktivitet på land eller nær kysten (Bøe et al., 2004). Den observerte skredpakken i sedimentbassenget SB5 kan være fra denne perioden, basert på maksimumsalderen.

Enhet B4 representerer skiftning til et avsetningsmiljø karakterisert av massebevegelse. Disse massebevegelserne er identifisert som turbidittavsetninger i de analyserte sedimentkjernene (for eksempel kjerne GS10-162-03GC (Figur 4.24)). I kjernen GS10-162-03GC er det identifisert fem turbidittavsetninger som har forekommet i sen holosen; fire av disse er identifisert i Enhet B4. Den eldste turbiditten i Byfjorden er datert til å ha en minimumsalder på 1980 kal. år BP og kan korreleres med skredaktiviteten i tidsintervallet 2000-2200 kal. år BP. Hvis dette stemmer er turbiditten trolig forårsaket av jordskjelvaktivitet. De tre yngste turbidittavsetningene i denne enheten ble initiert for mellom 1980 og 1530 kal. år BP siden. Turbidittstrømmer yngre enn 2100 kal. år BP er tidligere kun identifisert i Barsnesfjorden og Fensfjorden (Bøe et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013). Regionale/lokale klimaendringer kan være årsaken til disse utløste turbidittstrømmene (Bøe et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013), men Hjelstuen & Brendryen (2014) foreslår at årsaksmekanismen kan være jordskjelv, siden disse avsetningene observeres i flere vestlandske fjorder. I Barsnesfjorden er turbidittavsetningen av minimumsalderen 1578 kal. år BP og i Fensfjorden med minimumsalderen ca. 2040 kal. år BP (Bøe et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013). I Byfjorden kan turbidittavsetningene mellom 1980 og 1530 kal. år BP korreleres med den i Barsnesfjorden. Årsaksmekanismen til disse turbidittene kan være lokale klimaendringer. Turbidittavsetningene i Enhet B4 i fjordsystemet utgjør gjennomsnittlig rundt 9 % av sedimentene i bassengene (Figur 5.5).

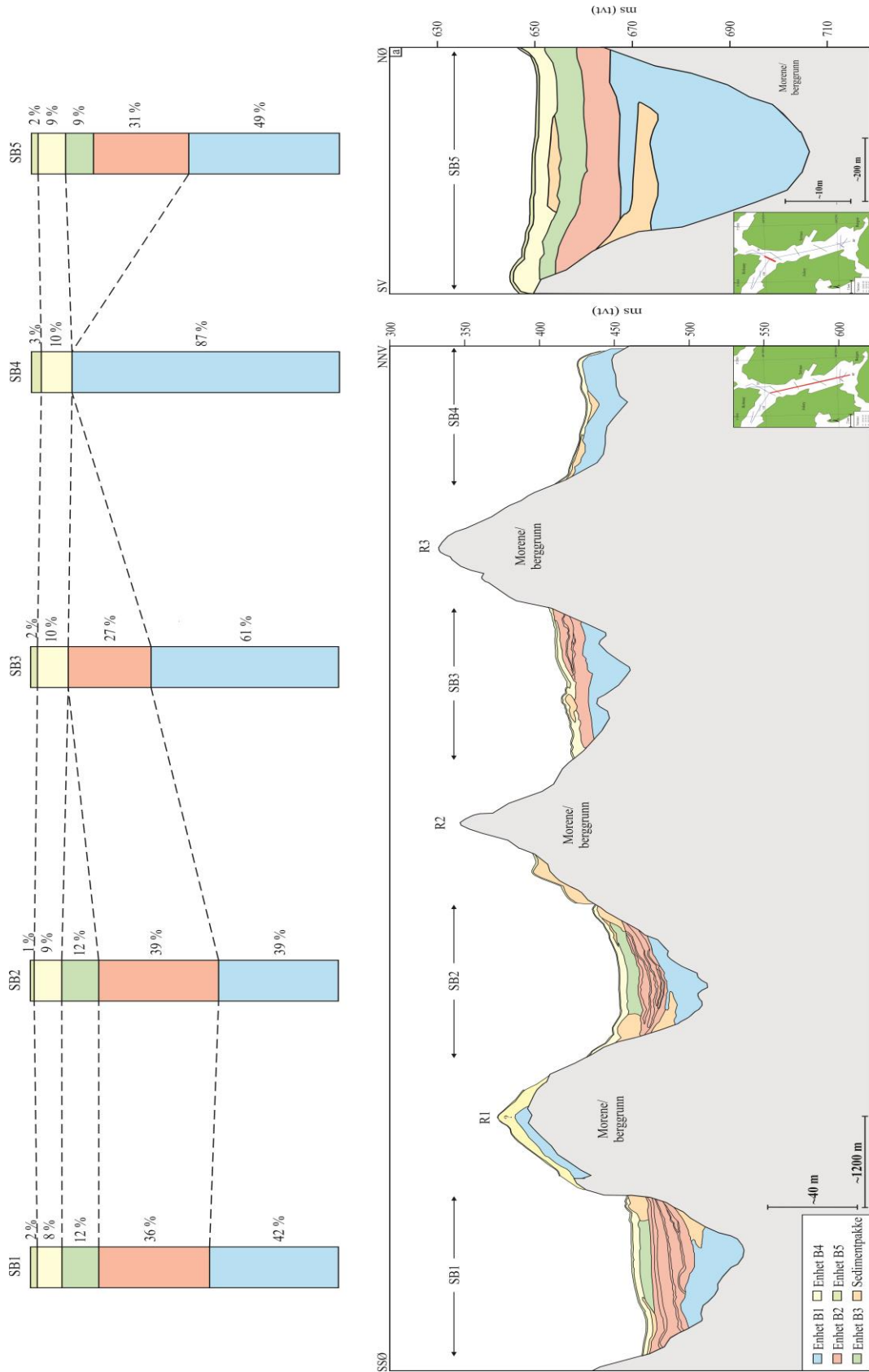
Avsetningsmiljøet blir dominert av hemipelagiske avsetninger i Enhet B5, som fortsetter frem til i dag. Den yngste turbiditten er observert i denne enheten og har en maksimumsalder på 1280 kal. år BP. Årsaksmekanismen er mest sannsynligvis lokale klimaendringer. Enhet B5 utgjør gjennomsnittlig om lag 2 % av fjordsedimentene (Figur 5.5).

Sedimentasjonshastigheten har variert gjennom sen holosen i Byfjorden. I tidsintervallet 1530-1280 kal. år BP var sedimentasjonshastigheten 0,14 cm/år, og endret seg til 0,03-0,04 cm/år for

rundt 1280 kal. år BP siden og frem til i dag. I tidsintervallet 1690-1220 kal. år BP var sedimentasjonshastigheten 0,06 mm/år i Samlafjorden/Hardangerfjorden (Bellwald, pers.komm. 2015), noe som er betydelig lavere enn det var i Byfjorden på det tidspunktet. Dagens sedimentasjonshastighet i Byfjorden er lik andre norske fjorder, for eksempel Voldafjorden (rundt 0,04 cm/år) og Fensfjorden (0,04-0,09 cm/år), Vågsfjord og Andfjord (0,015-0,035 cm/år) (Hjelstuen et al., 2013; Plassen & Vorren, 2002; Sejrup et al., 2001). Sedimentasjonshastigheten i Byfjorden har avtatt i løpet av sen holosen og det kan være på grunn av mindre tilgang av sedimenter eller endringer i strømninger i vannmassene. Det er ingen store elver som utløper i Byfjorden, men noen mindre elver renner ut i Byfjorden og kan influere sedimentasjonen lokalt. Sedimentasjonshastigheten kan også være influert av bølger og tidevannsstrømmer (Syvitski et al., 1987).



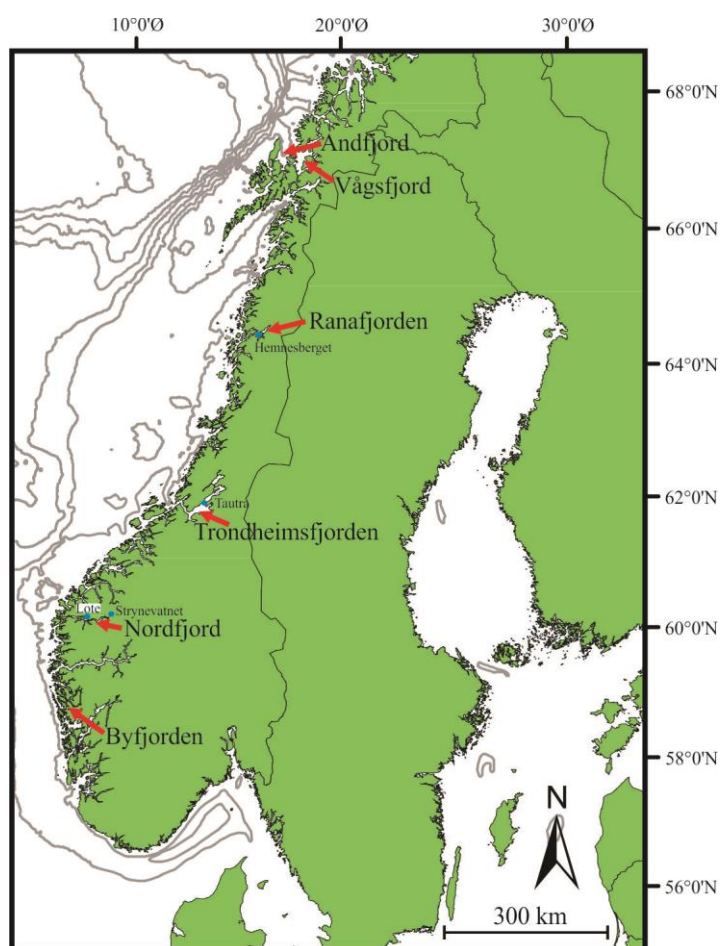
Figur 5.4. Avsetningsmodell for Byfjorden, ikke i skala. a) Kartutsnittet viser en antatt isutbredelse under deglasiasjonen til isdekket i tidlig holosen. Høyre profilet viser et lengdeprofil i Byfjorden og representerer avsatte glasmarine og/hemipelagiske avsetninger med innslag av skredhendelser. Lokasjon til lengdeprofilen er vist i Figur 4.7. b) Kartutsnittet viser at studieområdet var isfritt i tidlig holosen. Høyre profil representerer massebevegelseavsetninger i denne perioden. Pilen indikerer landhevning. c) Kartutsnittet viser at studieområdet var isfritt i sen holosen. Høyre profil representerer hemipelagiske og turbidittavsetninger i denne perioden. Pilen indikerer landheving.



Figur 5.5. Lengdeprofil i Byfjorden, hvor sedimentbassengene SB1-SB5 er representert. Lokasjonen til de to profilene er vist i kartutsnittene. De fem søylene representerer de fem sedimentbassengene, der mektighetsforholdene er representert i prosentvis.

5.5 REGIONAL PERSPEKTIV

Sedimentære prosesser og avsetningsmiljø i Byfjorden kan sammenlignes med andre norske fjorder. Videre vil Byfjorden bli sammenlignet med Nordfjord (Vest-Norge), Trondheimsfjorden (Midt-Norge), Ranafjorden (Nord-Norge) og Andfjord/Vågsfjord (Nord-Norge) (Figur 5.6 og Tabell 5.2).



Figur 5.6. Oversiktskart over Norge, som viser lokaliteten til nevnte fjorder, stedsnavn og vann i teksten. Nordfjordsystemet (Figur 5.6) er studert av Hjelstuen et al. (2009a) og Lyså et al. (2010). Teksten videre tar utgangspunktet i Lyså et al. (2010) sitt arbeid i fjorden. Nordfjord viser en maksimumssedimentmektighet på 360 m, som er åtte ganger større enn maksimumsmektigheten i Byfjorden (45 m). I allerød ble store mektigheter med glasimarine sedimenter avsatt i fjordbassengene i Nordfjord, da ismarginen var lokalisert vest for Strynevatnet (Figur 5.6). Disse sedimentene har lik seismisk karakter som Enhet B1 i Byfjorden, men denne enheten antas å være av tidlig holosen alder. Yngre dryas endemorenen krysser Nordfjord ved Lote (Figur 5.6)

og da isdekket trakk seg tilbake ble flere store skred utløst og avsatt i fjordbassengene, på grunn av den raske landhevningen. Skredavsetningene i Nordfjord sammenfaller med massebevegelseavsetningene (Enhet B2) i Byfjorden og de er avsatt innenfor samme tidsintervall i tidlig holosen. Skredaktiviteten i Nordfjord avtok rundt 4500-5000 ^{14}C år BP og avsetningsmiljøet tilsvarte roligere forhold etter skredhendelsene. Enhet B3 i Byfjorden kan korreleres med denne tidsperioden, da hemipelagiske sedimenter observeres. Minimumsalderen til Enhet B3 er som tidligere nevnt 2540 kal. år BP og maksimumsalderen til hemipelagiske sedimenter i Nordfjord kan tilsvare maksimumsalderen til Enhet B3. Turbidittavsetninger forekom i de hemiplegaiske sedimentene i Nordfjord og dette observeres også i Byfjorden, men er tolket som en egen enhet (Enhet B4).

En studie av Trondheimsfjorden (Figur 5.6) er gjennomført av Lyså et al. (2008) og fokuserer på området nær munningen av Nidelva (Figur 5.6). Lyså et al. (2008) har inndelt den seismiske stratigrafien i to enheter basert på alder. Sedimentene av allerød alder representeres av glasimarine sedimenter i Trondheimsfjorden, som kan korreleres med de isoverskridende glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter i Byfjorden. Distale iskontaktsedimenter i Trondheimsfjorden ble avsatt i yngre dryas, da ismarginen var lokalisert ved Tautra (Figur 5.6) (yngre dryas endemorenen) og denne type sedimenter er ikke observert i Byfjorden, der morenenmateriale antas å ha blitt avsatt i tidlig yngre dryas. Store mengder sedimenter ble avsatt over kort tid i fjordbassengene i Trondheimsfjorden og medførte stor skredaktivitet. Skredene kan ha blitt utløst av havnivåendringer, variasjoner i strømminger i vannmassene og bølger, gass- og væskeutslipp i sedimentene. I holosen ble hemipelagiske sedimenter avsatt med innslag av skredavsetninger. De største skredene i Trondheimsfjorden forekom i tidlig holosen, da havnivåsenkingen var raskest. I Byfjorden observeres også størst aktivitet av massebevegelse i tidlig holosen (Enhet B2). Skredene i Trondheimsfjorden kan ha utviklet seg til turbidittavsetninger. Opptil fem turbiditter forekom i sen holosen i Byfjorden og i Trondheimsfjorden er det også observert massebevegelseavsetninger av sen holosen alder.

En studie av Ranafjorden (Figur 5.6) er representert av Lyså et al. (2004). Den totale sedimentmektigheten i Ranafjorden er identifisert til å være opptil 360 m. Denne sedimentmektigheten er likt den i Nordfjordsystemet. Sedimentavsetningene i Ranafjorden er inndelt i åtte seismiske enheter. Den stratigrafiske nederste enheten i Ranafjorden er en marin

iskontaktvifte, som ble avsatt ved isfronten under smeltefasen. Disse avsetningene kan representere tilbaketrekkingen av isdekket i allerød. I yngre dryas ble en iskontakt vifte avsatt i Ranafjorden, da isfronten lå ved maksimumsposisjonen. Som nevnt tidligere antas det moreneavsetninger av yngre dryas alder i Byfjorden. I løpet av tilbaketrekkingen av isdekket etter yngre dryas, stoppet isdekket opp og en ny iskontaktvifte ble avsatt i Ranafjorden. Etter avsetningen av denne iskontaktviften fortsatte isdekket tilbaketrekkingen, men stanset ved Hemnesberget i tidlig preboreal og morenemateriale ble avsatt sammen med skredavsetninger og glasigene sedimenter. Skredmateriale ble avsatt proksimalt for den preboreale terskelen. Under det siste oppholdet i tilbaketrekkingen av isdekket ble en iskontaktvifte avsatt assosiert med avsetningen av den preboreale endemoren (som er kartlagt terrestrielt). Tilbaketrekkingen av isdekket fortsatte deretter hurtig og avsetningen var dominert av laminerte glasimarine sedimenter. Avsetninger i Byfjorden i tiden etter deglasiasjonen av isdekket i tidlig holosen ble dominert av glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter og massebevegelse. I tidlig holosen ble det i Ranafjorden avsatt glasimarine sedimenter og på grunn av rask landheving forekom det skredavsetninger i disse sedimentene. Det er tenkt at Storegga- og Trænadjupetskredene kan ha generert tsunamier som kan ha forårsaket ”debris flows” avsetninger i fjordsedimentene i Ranafjorden. I de midt og sen holosen hemipelagiske sedimentene i Ranafjorden er det identifiserte skredavsetninger og disse kan være relatert til klimaendringer. I Byfjorden er også sen holosen preget av hemipelagiske sedimenter med innslag av turbiditter og skredavsetninger. Skredavsetningene i Vestlandet er mulig forårsaket av jordskjelv og lokale klimaendringer.

Andfjord-Vågsfjord-systemet i Nord-Norge (Figur 5.6) er studert av Plassen & Vorren (2002) og Vorren & Plassen (2002). Maksimumssedimentmektigheten i Andfjord (50 m) er omtrentlig lik maksimumsmektigheten i Byfjorden (45 m). I Andfjord er det identifisert diamikton under de glasimarine sedimentene (Plassen & Vorren, 2002). I dette fjordsystemet forekom glasimarine avsetningsforhold i perioden 14 600-9700 ^{14}C år BP, da isdekket trakk seg tilbake ved kalving og tilførte store mengder med glasimarine sedimenter til fjordene (Vorren & Plassen, 2002). Denne typen sedimenter kan sammenlignes de isoverskridende glasimarine og/eller hemipelagiske sedimentene i Byfjorden, som er antatt å være avsatt under deglasiasjon av det Fennoskandiske isdekket i allerød. Isdroppet materiale i Andfjord-Vågsfjord-systemet tyder på et isfremrykk mot slutten av allerød og starten av yngre dryas. Glasimarine sedimenter ble avsatt under yngre dryas i Andfjord-Vågsfjord (Plassen & Vorren, 2002) og ved 10 700 ^{14}C år BP ble avsetningsmiljøet

mer ustabil og skred ble initiert. Disse oppstod i yngre dryas, som en følge av mer isfjell i vannmassene. Isfjellene førte med seg isdroppet materiale og grunning av isfjell kan være årsaksmekanismen til disse skredavsetningene (Vorren & Plassen, 2002). I Byfjorden ble det avsatt antatte morenemateriale som kan representere dette isfremrykket etterfulgt av glasimarine og/eller hemipelagiske avsetninger under deglasiasjonen. Massebevegelseavsetninger i Byfjorden (Enhet B2) er yngre enn de i Andfjord-Vågsfjord og er mest sannsynlig relatert til landhevingen i tidlig holosen. Mektigheten til de enkelte skredpakkene i Andfjord-Vågsfjord er betydelig lavere (1,5 m) (Vorren & Plassen, 2002) enn i de vestnorske fjorder, der de har en mektighet på opptil 7 m i Byfjorden. Minimumsalderen for den siste glasimarine sedimentasjonen i Vågsfjord er antatt å være rundt 11 200 år siden (Vorren & Plassen, 2002) og representerer skiftning til marine sedimenter (hemipelagisk avsetningsmiljø) i holosen (Plassen & Vorren, 2002). I denne perioden var avsetningsmiljøet i Byfjorden dominert av massebevegelse, og de holosene sedimentene i Andfjord-Vågsfjord kan korreleres med Enhet B3 og B5 i Byfjorden. Disse to enhetene representerer et hemipelagisk avsetningsmiljø i sen holosen.

Avsetningsmiljøet til de nevnte fjordene er oppsummert i Tabell 5.2. I bølling/allerød var avsetningene dominert av glasimarine sedimenter i de utvalgte fjordene og det antas at sedimenter fra denne perioden i Byfjorden ble eksponert for glacial erosjon av isdekket i yngre dryas, men deler av disse sedimentene ble antageligvis bevart i nordlige del av Byfjorden. Isfremrykket i yngre dryas førte til moreneavsetninger i Nordfjord og mest sannsynlig i Byfjorden også. I Midt-Norge ble det utviklet iskontaktvifter ved ismarginen og skred forekom som følge av store mengder avsatte sedimenter. Iskontaktvifter er i tillegg observert i Ranafjorden, Nord-Norge. Nord for Ranafjorden ligger Andsfjord/Vågsfjord og i dette fjordsystemet ble glasimarine sedimenter med isdroppet materiale og skredavsetninger avsatt i yngre dryas. Under tilbaketrekkingen av isdekket i tidlig holosen er det observert glasimarine sedimenter i Byfjorden, Ranafjorden og Andfjord/Vågsfjord, som følge av generering av store mengder smeltevann fra det smeltende isdekket. Da isdekket trakk seg tilbake og flere områder ble isfri, dominerte massebevegelse avsetninger i fjordene i Vest-Norge, Midt-Norge og Nord-Norge, unntatt Andfjord/Vågsfjord der hemipelagiske sedimenter var dominerende gjennom holosen. Avsetningsmiljøet i sen holosen er dominert av hemipelagiske avsetninger i samtlige fjorder, men turbidittavsetninger forekommer i fjordene i Vest-Norge og Midt-Norge.

Skredavsetninger er identifisert i sedimentene fra sen holosen i Byfjorden, Trondheimsfjorden og Ranafjorden.

Tabell 5.2. Oversikt over avsetningsmiljøet gjennom tid i Byfjorden, Nordfjord, Trondheimsfjorden, Ranafjorden og Andfjord/Vågsfjord.

Tid	Byfjorden	Nordfjord	Trondheimsfjorden	Ranafjorden	Andfjord/Vågsfjord
Sen holosen	Hemipelagisk, turbiditter og skredavsetninger	Hemipelagisk og turbiditter	Hemipelagisk, skredavsetninger og turbiditter	Hemipelagisk og skredavsetninger	Hemipelagisk
Tidlig holosen	Glasimarint og/eller hemipelagisk og massebevegelse	Skredavsetninger	Skredavsetninger og hemipelagisk	Iskontakt vifte, skredavsetninger og glasigene sedimenter	Hemipelagisk (glasimarint de første 500 år)
Yngre dryas	Morenemateriale?	Endemorene og glasimarint/hemipelagisk	Distale iskontakt sedimenter og skredavsetninger	Iskontakt vifte	Glasimarint, isdroppet materiale og skredavsetninger
Bølling/allerød	Glasimarint og/eller hemipelagisk?	Glasimarint og/eller hemipelagisk	Glasimarint	Iskontakt vifte	Glasimarint

6 KONKLUSJON

Målet med oppgaven har vært å tolke sedimentære prosesser og avsetningsmiljø, som har forekommet under og etter den siste deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket i et vestnorsk fjordsystem. Basert på undersøkelser av CTD-data, åtte sedimentkjerner og 27 km TOPAS-profiler kan en konkludere som følger:

- Det observeres ingen store årlige endringer av grensene mellom brakkvannslaget, mellomlaget og dypvannet. Brakkvannets nedre grense er lokalisert på et gjennomsnittlig vanddybde på 8 m. Mellomlaget ligger gjennomsnittlig i dybdeintervallet 8 m og 121 m, mens dypvannet er lokalisert på et gjennomsnittlig vanddybde fra 121 m ned til havbunnen.
- Sedimentene avsatt over akustisk basement i studieområdet er kartlagt og et seismostratigrafisk rammeverk, som består av fem enheter (Enhet B1-B5) av holosen alder, er etablert. Det er i tillegg observert interne strukturer i akustisk basement, som kan representere sedimenter eldre enn holosen.
 - Det antas at sedimenter eldre enn yngre dryas ble eksponert for glasial erosjon under isfremrykket i yngre dryas, men det observeres indikasjoner på glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter i sedimentbassenget SB4. Det antas at disse er isoverskridende glasimarine sedimenter av allerød alder.
 - Antatt morenemateriale i akustisk basement er trolig avsatt i yngre dryas, da isdekket bevegde seg over studieområdet med en vestlig retning. Salhusfjorden ble antagelig eksponert for betydelig glasial erosjon og moreneryggen R3 er sannsynligvis hovedsakelig dannet av reavsatte allerød-sedimenter.
 - Under tilbaketrekkingen av isdekket i tidlig holosen ble glasimarine og/eller hemipelagiske sedimenter avsatt (Enhet B1). Disse sedimentene har en gjennomsnittlig maksimumsmektighet på 27 m.
 - Tidlig holosen landhevning medførte ustabile forhold i og rundt fjorden, noe som antas å ha ført til hyppige massebevegelser (Enhet B2). Den gjennomsnittlige maksimumsmektigheten til Enhet B2 er rundt 14 m.

- Roligere forhold i fjordsystemet forekom i sen holosen og et hemipelagisk avsetningsmiljø dominerte (Enhet B3). Den identifiserte maksimumsmektigheten til Enhet B3 i studieområdet er rundt 4,5 m.
- Isolerte skredpakker forekommer langs fjordsidene og ryggflankene. Disse skredpakkene har forstyrret enkelte av de eldre kartlagte enhetene. En av disse skredpakkene er identifisert i nordlige del av Byfjorden. Denne skredpakken ble avsatt for rundt 2540 kal. år siden og det antas at et jordskjelv kan ha vært årsaksmekanismen.
- Turbittavsetninger yngre 2000 kal. år BP er identifisert i Enhet B4. Enhet B4 når en maksimumsmektighet på rundt 3 m i studieområdet. Turbidittstrømmene kan ha vært forårsaket av lokale klimaendringer.
- Etter 1280 kal. år BP var avsetningsmiljøet dominert av hemipelagisk sedimentasjon og åpne marine forhold, og Enhet B5 ble avsatt. Maksimumsmektigheten til Enhet B5 er rundt 0,7 m.
- Sedimentasjonshastigheten i Byfjorden varierer gjennom sen holosen. I tidsintervallet fra 1530 ± 50 kal. år BP til 1280 ± 30 kal. år BP var sedimentasjonshastigheten $0,14$ cm/år. Etter 1280 ± 30 kal. år BP og frem til i dag har sedimentasjonshastigheten vært $0,04$ cm/år.

Videre arbeid

For å få bedre begrep om litologi og alder på sedimentene i fjordbassengene i studieområdet må en lengre kjerne samles inn med for eksempel en calypsoprøvetaker. Da kan en bestemme alderen til de glasimarine sedimentene (Enhet B1) og bestemme om de er relatert til deglasiasjon av isdekket i yngre dryas. En slik kjerne kan også gi svar på hva aldrene til massebevegelsene i Enhet B2 er. Videre vil en slik kjerne bestemme om Enhet B2 består av skredavsetninger og/eller turbidittavsetninger. Videre kan innsamling og analyse av flere korte kjerner fra de ulike sedimentbassengene i Byfjorden gi viktig informasjon om turbidittstrømmene i Enhet B4, samt alderen på disse. Det bør også samles inn annen type seismikk i tillegg til flere TOPAS-linjer. Innsamling av luftkanon vil gi mer detaljert informasjon om dypere sedimentlag, mens

innsamling av en 3D P-Cable kube kan gi informasjon om geometri og utbredelse av skredhendelser.

REFERANSER

- Andersen, B. G., Lundqvist, J., & Saarnisto, M., 1995a, The Younger Dryas margin of the Scandinavian ice sheet—an introduction: *Quaternary International*, v. 28, p. 145-146.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M., & Bergstrøm, B., 1995b, Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway: *Quaternary International*, v. 28, p. 147-169.
- Andersen, B. G., Sejrup, H. P., & Kirkhus, Ø., 1983, Eemian and Weichselian deposits at Bø on Karmøy, SW Norway. A preliminary report. : *Norges Geologiske Undersøkelse*, 380, p. 189-201.
- Anundsen, K., & Simonsen, A., 1967, Et pre-borealt breframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen: *Årbok Uni. Bergen. Mat. nat.*, v. 7, p. 1-42.
- Aure, J., & Danielssen, D. S., 2011, Miljøundersøkelser i norske fjorder: *Grenlandsfjordene 2000-2009*.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., & Haflidason, H., in press, Postglacial Mass Failures in the Inner Hardangerfjorden System, Western Norway. *Advances in Natural and Technological Hazard Research*.
- Bergstrøm, B., 1975, Deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge: *Norges geologiske undersøkelse*, v. 317, p. 33-69.
- Bondevik, S., & Mangerud, J., 2002, A calendar age estimate of a very late Younger Dryas ice sheet maximum in western Norway: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, no. 14, p. 1661-1676.
- Briner, J. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Lohne, Ø. S., & Young, N. E., 2014, A 10Be chronology of south - western Scandinavian Ice Sheet history during the Lateglacial period: *Journal of Quaternary Science*, v. 29, no. 4, p. 370-380.
- Brown, N., & Morrison, G., 1978, WHOI/Brown Conductivity, Temperature, and Depth Microprofilers: DTIC Document.
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sonstegaard, E., Hadlidason, H., Bryn, P., & Lien, R., 2004, Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 84, no. 1, p. 35-56.
- Croudace, I. W., Rindby, A., & Rothwell, R. G., 2006, ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner: *Special publication-Geological society of London*, v. 267, p. 51.
- Dearing, J., 1994, Environmental magnetic susceptibility: Using the Bartington MS2 system. *Kenilworth, Chi Publ.*
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S., & Andresen, A., 2007, En fjellkjede blir til. In Ramberg, BI, Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (Ed.), , *Landet blir til. Norges geologi*. (2. ed). Norsk Geologisk Forening, Trondheim, 199-200, 220-224 p.:
- Fratantoni, D. M., 2001, North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite - tracked drifters: *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978 - 2012), v. 106, no. C10, p. 22067-22093.
- Grabbe, M., Lalander, E., Lundin, S., & Leijon, M., 2009, A review of the tidal current energy resource in Norway: *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, v. 13, no. 8, p. 1898-1909.

- Gunn, D., & Best, A., 1998, A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores: *Geo-Marine Letters*, v. 18, no. 1, p. 70-77.
- Haflidason, H., Hjelstuen, B. O., Aarseth, I., Monsen, S., Chand, S., Zühlendorff, C., Nøkling, T. B., Sverre, K. K., Førde, A.-E., Macakova, J., Kjennbakken, H., Miljeteig, N., Årthun, T., Bøe, H., & Abdullah, A. A., 2006, Marine Geological Cruise Report from Ranafjorden, Voldafjorden, Sognefjorden, Norwegian Channel, Byfjorden and South Hordaland fjords. Report No. 100-03/06, Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J.-E., Sejrup, H. P., Løvlie, R., & Reither, E., 1991, Quaternary stratigraphy of the Draugen area, mid-Norwegian shelf: *Marine Geology*, v. 101, no. 1, p. 125-146.
- Hansbo, S., 1957, A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test, Royal Swedish Geotechnical Institute.
- Hjelstuen, B. O., Alvheim, S., Kjennbakken, H., Monsen, S., Steinsland, A., Waldmann, N., Bleikli, V. M., Bråten, M., Elgåen, H. L., Ersland, R. A., Karlsen, A., Hatleseth, S.-M. S., Kvilhaug, S., & Sand, G. K., 2010, Marine Geological Cruise Report to Fensfjorden, Bjørnafjorden and Byfjorden. Report No. 100-01/10, Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Hjelstuen, B. O., & Brendryen, J., 2014, Submarine Mass Movements and Trigger Mechanisms in Byfjorden, Western Norway, *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Springer, p. 351-359.
- Hjelstuen, B. O., Haflidason, H., Sejrup, H. P., & Lyså, A., 2009a, Sedimentary processes and depositional environments in glaciated fjord systems—Evidence from Nordfjord, Norway: *Marine Geology*, v. 258, no. 1, p. 88-99.
- Hjelstuen, B. O., Kjennbakken, H., Bleikli, V., Ersland, R. A., Kvilhaug, S., Euler, C., & Alvheim, S., 2013, Fjord stratigraphy and processes—evidence from the NE Atlantic Fensfjorden system: *Journal of Quaternary Science*, v. 28, no. 4, p. 421-432.
- Hjelstuen, B. O., Kleiven, H. F., Monsen, S., & StudentTeam, 2009b, Marine Geological Cruise Report from Byfjorden and Herdlefjorden. Report No. 100-02/09. Department of Earth Science, University of Bergen, Norway.
- , 2009c, Marine Geological Cruise Report from Byfjorden, Salhusfjorden og Herdlefjorden. Report No. 100-01/09, Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway.
- , 2011, Marine Geological/Geophysical Cruise Report from Byfjorden, Herdlefjorden and Salhusfjorden. Report No. 100-3/11, Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Monsen, S., Bergeland, J., Morén, B., Reinardy, B., Wiberg, D. H., & Grimoldi, E., 2014, Marine Geological Cruise Report from the Eastern North Sea and Byfjorden. Report No. 100-06/14, Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Holtedahl, H., 1965, Recent turbidites in the Hardangerfjord, Norway. In: B. R. Whittard W. F. (Ed.): *Submarine geology and geophysics*, v. 17: Colston Papers, p. 107-141.
- , 1975, The Geology of the Hardangerfjord, West Norway: *Norges Geologiske Undersøkelse Bulltin* 36, p. 1-86.

- Howe, J. A., Austin, W. E., Forwick, M., Paetzel, M., Harland, R., & Cage, A. G., 2010, Fjord systems and archives: a review: Geological Society, London, Special Publications, v. 344, no. 1, p. 5-15.
- Knudsen, C., 2006, Glacier dynamics and Lateglacial environmental changes-evidences from SW Norway and Iceland: PhD. University of Bergen.
- Kolderup, C. F., 1934, The geology of the Bergen Arcs: Proceedings of the Geologists' Association, v. 45, no. 3, p. 373-377.
- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S. E., Lie, R., Løvlie, R., & Mangerud, J., 1987, Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna: *Boreas*, v. 16, no. 3, p. 267-292.
- Lehman, S., Jones, G., Keigwin, L., Andersen, E., Butenkoi, G., & Østmo, S., 1991, Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation: *Nature*, v. 349, p. 513-516.
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I., 2007, Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød: *Quaternary Science Reviews*, v. 26, no. 17, p. 2128-2151.
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I., 2012, Timing of the Younger Dryas glacial maximum in western Norway: *Journal of Quaternary Science*, v. 27, no. 1, p. 81-88.
- Lyså, A., Hansen, L., Christensen, O., LHeureux, J.-S., Longva, O., Olsen, H. A., & Sveian, H., 2008, Landscape evolution and slide processes in a glacioisostatic rebound area; a combined marine and terrestrial approach: *Marine Geology*, v. 248, no. 1, p. 53-73.
- Lyså, A., Hjelstuen, B. O., & Larsen, E., 2010, Fjord infill in a high - relief area: Rapid deposition influenced by deglaciation dynamics, glacio - isostatic rebound and gravitational activity: *Boreas*, v. 39, no. 1, p. 39-55.
- Lyså, A., Sejrup, H. P., & Aarseth, I., 2004, The late glacial-Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjorden, northern Norway: *Mar. Geo.* 211, p. 45-78.
- Mangerud, J., 1970, Late Weichselian vegetation and ice-front oscillations in the Bergen district, western Norway: *Norsk Geografisk Tidsskrift*, v. 24, no. 3, p. 121-148.
- , 1977, Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera, and pollen, at Ågotnes, western Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 57, p. 23-54.
- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J. I., & Gyllencreutz, R., 2013, Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet: *Quaternary Science Reviews*, v. 67, p. 8-16.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., & Larsen, E., 2010, 14C - dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45–25 kyr BP compared with Bølling–Younger Dryas fluctuations and Dansgaard–Oeschger events in Greenland: *Boreas*, v. 39, no. 2, p. 328-342.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø., & Svendsen, J. I., 2011, Glacial history of Norway. In: P.L.G. a. P. D. H. J. Ehlers (Ed.): *Develioments in Quaternart Science*, v. 15, p. 279-298.
- Mangerud, J., Lohne, Ø. S., Goehring, B. M., Svendsen, J. I., Gyllencreutz, R., & Schaefer, J. M., 2009, The chronology and rate of ice-margin retreat in the major fjords of Western Norway during the Early Holocene: *EOS Trans., AGU*, v. 90, no. 52.
- Mangerud, J., Sejrup, H. P., Sønstegaard, E., & Haldorsen, S., 1981, A continuous Eemian - Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway: *Boreas*, v. 10, no. 2, p. 137-208.

- Mangerud, J., & Skreden, S. A., 1972, Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, western Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 52, p. 73-96.
- Miller, G. H., Sejrup, H. P., Mangerud, J., & Andersen, B. G., 1983, Amino acid ratios in Quaternary molluscs and foraminifera from western Norway: correlation, geochronology and paleotemperature estimates: *Boreas*, v. 12, no. 2, p. 107-124.
- Nesje, A., 2012, *Brelære*: Høyskoleforlaget AS, Kristiansand, no. 2, p. 71.
- Nesje, A., & Dahl, S. O., 1993, Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review: *Quaternary Science Reviews*, v. 12, no. 4, p. 255-261.
- Nesje, A., & Whillans, I. M., 1994, Erosion of Sognefjord, Norway: *Geomorphology*, v. 9, no. 1, p. 33-45.
- Nichols, G., 2009, *Sedimentology and Stratigraphy*, Chichester, UK, Wiley-Blackwell, 61-63 p.:
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., & Bryn, P., 2005, The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 1, p. 71-84.
- Orvik, K. A., & Niiler, P., 2002, Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic: *Geophysical Research Letters*, v. 29, no. 19, p. 2-1-2-4.
- Paetzel, M., Nes, G., Leifsen, L., & Schrader, H., 2003, Sediment pollution in the Vågen, Bergen harbour, Norway: *Environmental Geology*, v. 43, no. 4, p. 476-483.
- 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*, v. 17, no. 2, p. 161-180.
- Poulain, P. M., Warn - Varnas, A., & Niiler, P., 1996, Near - surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters: *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), v. 101, no. C8, p. 18237-18258.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., & Friedrich, M., 2013, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.
- Robinson, S. G., Maslin, M. A., & McCave, I. N., 1995, Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep - sea sediments of the NE Atlantic: Implications for ice rafting and paleocirculation at the Last Glacial Maximum: *Paleoceanography*, v. 10, no. 2, p. 221-250.
- Rudberg, S., 1992, Multiple Glaciation in Scandinavia: Seen in Gross Morphology or Not?: *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, p. 231-243.
- Sejrup, H., Haflidason, H., Flatebø, T., Kristensen, D. K., Grøsfjeld, K., & Larsen, E., 2001, Late - glacial to Holocene environmental changes and climate variability: evidence from Voldafjorden, western Norway: *Journal of Quaternary Science*, v. 16, no. 2, p. 181-198.
- Sejrup, H., Larsen, E., Landvik, J., King, E., Haflidason, H., & Nesje, A., 2000, Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, no. 7, p. 667-685.
- Sejrup, H., Nygård, A., Hall, A., & Haflidason, H., 2009, Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, no. 3, p. 370-380.
- Sejrup, H., Aarseth, I., Haflidason, H., Lovlie, R., Bratten, A., Tjostheim, G., Forsberg, C., & Ellingsen, K., 1995, Quaternary of the Norwegian Channel-glaciation history and paleoceanography: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 75, no. 2-3, p. 65-87.

- Sejrup, H. P., 1987, Molluscan and foraminiferal biostratigraphy of an Eemian - Early Weichselian section on Karmøy, southwestern Norway: *Boreas*, v. 16, no. 1, p. 27-42.
- Sejrup, H. P., Haflidason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C. F., Long, D., & Rokoengen, K., 1994, Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea: *Boreas*, v. 23, no. 1, p. 1-13.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Dahlgren, K. T., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., Praeg, D., Stoker, M. S., & Vorren, T. O., 2005, Pleistocene glacial history of the NW European continental margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, no. 9, p. 1111-1129.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Haflidason, H., Berstad, I. M., Hjelstuen, B. O., Jonsdottir, H. E., King, E. L., Landvik, J., Longva, O., & Nygård, A., 2003, Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream: *Boreas*, v. 32, no. 1, p. 18-36.
- St-Onge, G., Chapron, E., Mulsow, S., Salas, M., Viel, M., Debret, M., Foucher, A., Mulder, T., Winiarski, T., Desmet, M., Costa, P., Ghaleb, B., Jaouen, A., & Locat, J., 2012, Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) Fjords: Implications for paleoseismicity and sedimentology: *Sed Geol*, p. 89-107.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., & Houmark-Nielsen, M., 2004, Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, no. 11, p. 1229-1271.
- Svendsen, J. I., & Mangerud, J., 1987, Late Weichselian and holocene sea - level history for a cross - section of western Norway: *Journal of Quaternary Science*, v. 2, no. 2, p. 113-132.
- Syvitski, J. P. M., Burrell, D. C., & Skei, J. M., 1987, Fjords: processes and products, New York, Springer-Verlag, 3-4 p.:
- Syvitski, J. P. M., & Shaw, J., 1995, Sedimentology and geomorphology of fjords, In: Perillo, G.M.E. (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Developments in Sedimentology 53. Elsevier, Amsterdam, pp. 113-178.
- Sætre, R., 2007, *The Norwegian Coastal Current - Oceanography and Climate*, Tapir Academic Press, Trondheim, Norway, 9, 117, 118 p.:
- Vorren, T. O., & Mangerud, J., 2007, Istider kommer og går. In Ramberg, BI, Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (Ed.), *Landet blir til. Norges geologi*. (2 ed.), Norsk Geologisk Forening, Trondheim, 489, 524 p.:
- Vorren, T. O., & Plassen, L., 2002, Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord - Vågsfjord area, North Norway: *Boreas*, v. 31, no. 2, p. 97-125.
- Aarseth, I., 1997, Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles: *Marine Geology*, v. 143, no. 1, p. 39-53.
- Aarseth, I., Lønne, Ø., & Giskeødegård, O., 1989, Submarine slides in glaciomarine sediments in some western Norwegian fjords: *Marine Geology*, v. 88, no. 1, p. 1-21.
- Aarseth, I., & Mangerud, J., 1974, Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway: *Boreas*, v. 3, no. 1, p. 3-22.

Internettreferanser:

Calib 7.1 Manual

<http://calib.qub.ac.uk/calib/manual/>

Nedlastet 03.03.15

GEOTEK MSCL Manual 2012:

<http://www.geotek.co.uk/sites/default/files/MSCLmanual.pdf>

Nedlastet 24.02.15

Havforskningsinstituttet, Den norske kyststrømmen

http://www.imr.no/temasider/kyst_og_fjord/den_norske_kyststrommen/nb-no

Nedlastet 18.12.14

Havforskningsinstituttet, Fjorder – vannutskiftning og strøm

http://www.imr.no/temasider/kyst_og_fjord/fjorder_vannutskiftning_og_strom/nb-no

Nedlastet 18.12.14

Norges geologiske undersøkelse (NGU), berggrunnskart:

<http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/?map=Berggrunn.N250&Box=-65748:6731094:-2:6761190>

Nedlastet 04.03.15

Norsar, Jordskjelvaktivitet:

<http://www.jordskjelv.no/cgi-bin/showpage.cgi?type=qsearch&id=1425482148>

Nedlastet 04.03.15