

Bruk av borekaksmateriale fra letebrønner til studier av erosjon i kvartær.



Emilie Randeberg

Masteroppgave i geovitenskap – kvartærgeologi og paleoklima

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2016

Sammendrag

Naustformasjonen er en glasialt derivert avsetning dannet gjennom de siste 2,8 millioner år (Ma) på midtnorsk sokkel. Formasjonen, som består av fem enheter (Naust-N, -A, -U, -S og -T), består av mektige klinoformer som har bidratt med å bygge sokkelen ut mot vest, og inneholder sedimenter avsatt gjennom hele kvartærperioden. I dette masterprosjektet er det undersøkt 211 borekaksprøver (*cuttings*) fra tre brønner i Norskehavet (6609/10-2 Trolle, 6507/3-6 Struten og 6507/11-10 Frusalen) for å kartlegge forskningspotensialet for kvartære sedimenter innhentet fra petroleumssektoren.

Studien benytter seismiske data og sedimentære data fra borekaks materialet, og det er undersøkt hvilke laboratoriemetoder som lar seg gjennomføre ved analyser av materialet. Den seismiske karakteren til Naustformasjonen er kartlagt ved de tre brønnlokalitetene. Dette har vist at brønnene inkluderer materiale fra tre Naust-enheter: -N, -A og -T.

Fra borekaks materialet er grusfraksjonen analysert med hensyn til litologi: den prosentmessige fordelingen av grusfraksjon og bergartsfordelingen i grusfraksjonen. Andelen grus er sett i sammenheng med den seismiske karakteren til formasjonen. Dette har gitt oversikt over den vertikale rekkevidden i brønnene, og gitt svar på hvilke enheter som kan være representert i borekaks samlingene. I tillegg har sammenstillingen av grusfraksjon og seismisk kartlegging vist at det er sammenheng mellom andel grus i prøvene og seismisk karakter. Bergartsfordelingen i grusfraksjon er studert med hensyn til provenans. Provenansstudien viser at bergartene fra grusfraksjonen kan spores tilbake til norsk berggrunn ved hjelp av antatte isbevegelsesretninger under glasiale maksimum. Provenansstudien har også vist at det er høy grad av resedimentasjon i formasjonen, og at dette for eksempel begrenser dateringsgrunnlaget i avsetningene.

Resultatene fra denne studien viser at bruk av borekaks gir stor tilgang på materiale, men sedimentene er i stor grad påvirket av ytre faktorer. Representativiteten til materialet er relativt god, men detaljerte stratigrafiske analyser av dette materiale er utfordrende. Det er mulig å gjennomføre provenansstudier med borekaks som studiemateriale, med forbehold om at bergartsbestemmelser er krevende fordi bergartsfragmentene er svært små. Materialet som er bevart i Naustformasjonen anses som en viktig ressurs og studier av disse kan bidra til å øke forståelsen av prosessene som har formet landskapet i Skandinavia gjennom kvartær.

Forord

Arbeidet med dette masterprosjektet har vært en utrolig reise, og det er i den anledning mange jeg ønsker å takke. Først av alt vil jeg takke min gode veileder, førsteamanuensis Henriette Linge for tiden og engasjementet du har investert i dette prosjektet. Takk for faglige diskusjoner, de gode innspillene du har kommet med, og for at du har vært en så trygg støttespiller. Jeg vil også takke mine medveiledere, professor Berit O. Hjelstuen og professor Hans Petter Sejrup. Berit takkes spesielt for god veiledning i Petrel og ArcGIS. I tillegg vil jeg takke teknikere og ingeniører ved Institutt for geovitenskap, Jordan Hall og Eivind W. N. Støren, samt Egil S. Erichsen og Irene Heggstad fra Elektronmikroskopisk felleslaboratorium (ELM). Jeg vil gjerne takke veiledningsgruppen vår, bestående av Oliver Grant, Kjersti Mortensbakke, Cecilie Merkesvik og Håvard Grønnevik. Hanne Gustavsen takkes for assistanse med laboratoriearbeid i kompaktlageret. Tor Eidvin (Oljedirektoratet) takkes for nyttige diskusjoner mot slutten av skriveprosessen.

Familien min, Eva Janne, Bjørn og Maria Randeberg takkes for den gode støtten jeg har hatt i dere. Takk for at dere alltid er der, og for hjelpen med pass av Eirik og Haakon mot slutten. Haakon og Eirik takkes for at dere har holdt mamma på stø kurs og for å alltid motivere meg til å gjøre mitt beste. Dere er heltene mine! Bjørn Randeberg takkes spesielt for bidrag med seismiske data fra Oljedirektoratet, for hjelp i de ulike programvarene og for all den innsikten du har gitt meg i norsk oljeindustri. Jeg er dypt takknemlig for de mangfoldige timene du har brukt for å lære meg så mye, og jeg er så glad for å ha fått inkludert deg i denne reisen!

Kjære Christian Rønnevik, tusen takk for støtten jeg har hatt i deg, for at du har passet ekstra godt på meg og for å ha troen på meg når alt ser mørkt ut. Du takkes spesielt for hjelp med programvarer, tekniske bidrag og gode råd gjennom disse to årene. Takk for hjelp i kompaktlageret, 211 borekaksprøver blir en lek når du kan være assistenten min! Lunsjgjengen, Eva, Karoline, Ragnhild, Heidi og Merethe, takkes for gode og morsomme diskusjoner hver dag og for nytraktet kaffe hver morgen. Til slutt vil jeg takke Idun Nessetrand Vefring, bedre studievenninne skal man lete lenge etter. Takk for all tiden vi har delt sammen, gode som vonde stunder, for gode faglige diskusjoner, og for en haug med latter. Vi klarte det jammen!



Bergen, 15.06.16

Emilie Randeberg

1 Introduksjon	1
1.1 Bakgrunn for studien.....	1
1.2 Studieområde.....	2
1.3 Formål for masterprosjektet.....	3
1.4 Problemstillinger.....	5
1.5 Prosesser på passive kontinentmarginer.....	5
1.5.1 Nedadgående prosesser.....	5
1.5.2 Langsgående prosesser.....	6
1.5.3 Hemipelagiske prosesser.....	7
2 Geologisk rammeverk	9
2.1 Vøringmarginens formelementer og sammensetning.....	9
2.2 Prekvartær strukturgeologisk utvikling av den midtnorske kontinentsokkelen.....	11
2.3 Hevingshistorie.....	13
2.4 Mesozoiske og kenozoiske sedimentære bergarter ved midtnorsk sokkel.....	15
2.4.1 Bryggeformasjonen.....	16
2.4.2 Kai- og Moloformasjonen.....	17
2.5 Glasiasjonshistorien til den nordlige halvkule.....	18
2.6 Kvartær utvikling av den midtnorske sokkelen	21
2.7 Undersjøiske skred på den norske kontinentmarginen.....	23
2.8 Tidligere studier av Naustformasjonen.....	25
2.8 Naustformasjonen og oppdatert geologisk tidsskala.....	27
2.10 Berggrunnsprovinser i Norge.....	29
3 Materiale, data og metoder	35
3.1 Seismiske data.....	35
3.1.1 Seismisk database (undersøkelser).....	35
3.1.2 Seismisk tolkning.....	37
3.2 Tilgjengelig materiale.....	38
3.2.1 6609/10-2 Trolla.....	39
3.2.2 6507/3-6 Struten.....	39
3.2.3 6507/11-10 Frusalen.....	40
3.3 Materialets historie.....	40
3.3.1 Riggoperasjoner.....	40

3.3.2 Boreoperasjonen.....	41
3.3.2 Forbehold og representativitet.....	42
3.4 Prøveutvelgelse.....	43
3.5 Laboratoriemetoder.....	46
3.5.1 Kornstørrelsesfordeling.....	46
3.5.2 Leirmineralanalyse.....	46
3.6 Forbehandling av prøvematerialet.....	47
3.7 Fordeling av grusfraksjon i avsetningene.....	48
3.8 Inndeling av klasttyper	48
3.9 Bergartsbestemmelse.....	50
3.10 SEM – Sveipelektronmikroskop.....	50
4 Resultater.....	53
4.1 Seismiske profiler (observasjoner).....	53
4.1.1 6609/10-2 Trolla linje B26-83R98 og NR-10-95.....	54
4.1.2 6507/3-6 Struten linje B10-83R98 og NR-22-85.....	54
4.1.3 6507/11-10 Frusalen linje HTE99-41.....	56
4.2 Resultater fra seismisk kartlegging.....	56
4.2.1 Moloforrasjonen.....	56
4.3 Naustformasjonen og dens enheter.....	57
4.3.1 Naust-N.....	57
4.3.2 Naust-A.....	57
4.3.3 Naust-U.....	57
4.3.4 Naust-S.....	57
4.3.5 Naust-T.....	58
4.4 Seismiske profiler.....	60
4.4.1 6609/10-2 Trolla og 6507/3-6 Struten.....	60
4.4.2 6507/11-10 Frusalen.....	61
4.5 Materialsammensetning.....	64
4.5.1 Brønn 6609/10-2 Trolla.....	64
4.5.2 Brønn 6507/3-6 Struten.....	65
4.5.3 Brønn 6507/11-10 Frusalen.....	66
4.6 Beskrivelse av grusfraksjonen (2-64 mm).....	66
4.6.1 Brønn 6609/10-2 Trolla.....	67

4.6.2 Brønn 6507/3-6 Struten.....	68
4.6.3 Brønn 6507/11-10 Frusalen.....	70
4.7 Resultater fra laboratoriearbeidet.....	73
4.7.1 Prosentmessig grusfordeling i brønnene.....	73
4.8 Sveipelektronmikroskopanalyser.....	77
4.9 EDX-analyser.....	81
4.10 Inndeling av grusfraksjon og bergartsbestemmelse.....	83
4.11 Sammenstilling av resultater fra laboratoriearbeidet.....	84
4.12 Provenansstudie.....	88
4.12.1 Bergartsfordeling i brønn 6609/10-2 Trolla.....	88
4.12.2 Bergartsfordeling i brønn 6507/3-6 Struten.....	88
4.12.3 Bergartsfordeling i brønn 6507/11-10 Frusalen.....	89
4.13 Sammenstilling av data.....	93
4.13.1 Naustgrenser i brønn 6609/10-2 Trolla.....	94
4.13.2 Naustgrenser i brønn 6507/3-6 Struten.....	95
4.13.3 Naustgrenser i brønn 6507/11-10 Frusalen.....	96
4.14 Korrelasjon av seismiske og sedimentære data.....	97
5 Sammenstilling og diskusjon.....	99
5.1 Studiemateriale og problematikken rundt finfraksjonen.....	99
5.2 Andel grusfraksjon i borekaks materialet.....	100
5.3 Litologi i borekaksprøvene.....	102
5.4 Provenansstudie av grusfraksjonen i Naustformasjonen.....	104
5.5 Seismisk tolkning og korrelasjon.....	108
5.5.1 Naust-N.....	108
5.5.2 Naust-A.....	108
5.5.3 Naust-U.....	109
5.5.4 Naust-S.....	109
5.5.5 Naust-T.....	109
5.6 Usikkerheter i korrelasjon (hastighet og representativitet).....	111
6 Oppsummering og konklusjon.....	115

Forslag til videre arbeid	117
Referanser	119
Vedlegg	129
Vedlegg 1 Borekaksbeskrivelser for brønn 6609/10-2 Trolla.....	129
Vedlegg 2 Borekaksbeskrivelser for brønn 6507/3-6 Struten.....	134
Vedlegg 3 Borekaksbeskrivelser for brønn 6507/11-10 Frusalen.....	136
Vedlegg 4 Oversikt over SEM-analyser.....	141
Vedlegg 5 Korrelasjon av data mot seismiske enheter.....	143

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn for studien

Kvartærperioden strekker seg over de siste 2,6 millioner år (Ma) av jordens historie og er en periode som har vært fylt med dramatiske og gjentatte endringer i det globale klimaet. Klimaet har vekslet mellom istider og mellomistider. Isbreer i de Skandinaviske fjellområdene har flere titalls ganger gjennom pleistocen vært kilden til vekst av det skandinaviske isdekket, og kanskje også så tidlig som i slutten av pliocen. Disse isdekkene, og mulig også de mindre breene i varmere perioder, har hatt en viktig rolle i utformingen av det norske landskapet. De mange dype fjordene, de lange U-dalene, botner og tusenvis av innsjøer er alle resultatet av glasial aktivitet på land. Siste gangen isdekker gled over de norske landmassene under den siste istiden (weichsel), ble de fleste tidligere avsetningene fjernet fra land. Det finnes dog fremdeles noen få steder der pre-weichsel sedimenter er bevart, men ingen terrestrisk lokalitet inneholder informasjon om lengre tidsrom gjennom kvartærperioden (Mangerud et al., 2011).

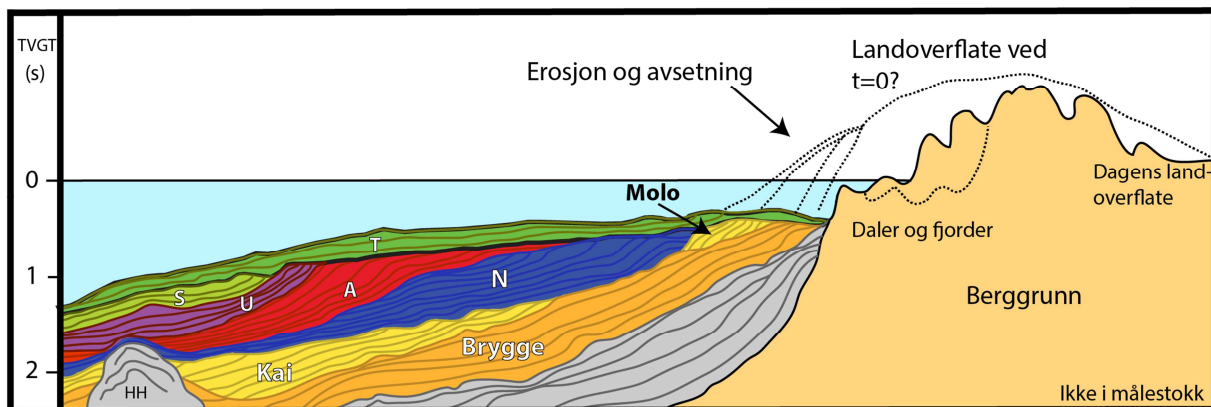
Naustformasjonen er i hovedsak en glasialt derivert avsetning som er dannet i løpet de siste 2.8 millioner år på den midtnorske sokkelen (Dalland et al., 1988; Eidvin et al., 1998). Formasjonen er avsatt distalt for den eldre kystparallelle Moloforformasjonen i øst og over Kaiformasjonen. Bunnen av Naustformasjonen, fra nå av omtalt som 'Bunn Naust', kjennetegnes som en nedlappende flate som markerer grensen mot de underliggende formasjonene (Ottesen et al., 2012). Naustformasjonen består av mektige klinoformer som gjennom kvartærperioden har bidratt til å bygge sokkelen ut mot vest. Formasjonen består av fem enheter med ulik karakter, påvirket av prosessene som dannet dem.

Midtnorsk sokkel (den delen av norsk kontinentsokkel som er definert ved 62°-69°30'N) har vært deposenter for mektige sedimentavsetninger gjennom lange perioder med erosjon gjennom hele kvartærperioden. Prosessene som har påvirket landet vårt har ikke bare formet Norge til det storslåtte landskapet vi i dag er så stolte av, men har også fjernet spor fra historien til forløpet. Det finnes ikke en eneste kjent lokalitet på land i Norge som inneholder kontinuerlig avsatte sedimenter fra hele kvartærperioden, og en slik lokalitet finnes knapt nok på land på verdensbasis. Det finnes derimot et stort arkiv av sedimenter på norsk sokkel, sedimenter som en gang var bestanddelene av de norske, mektige kaledonidene. Kan studier

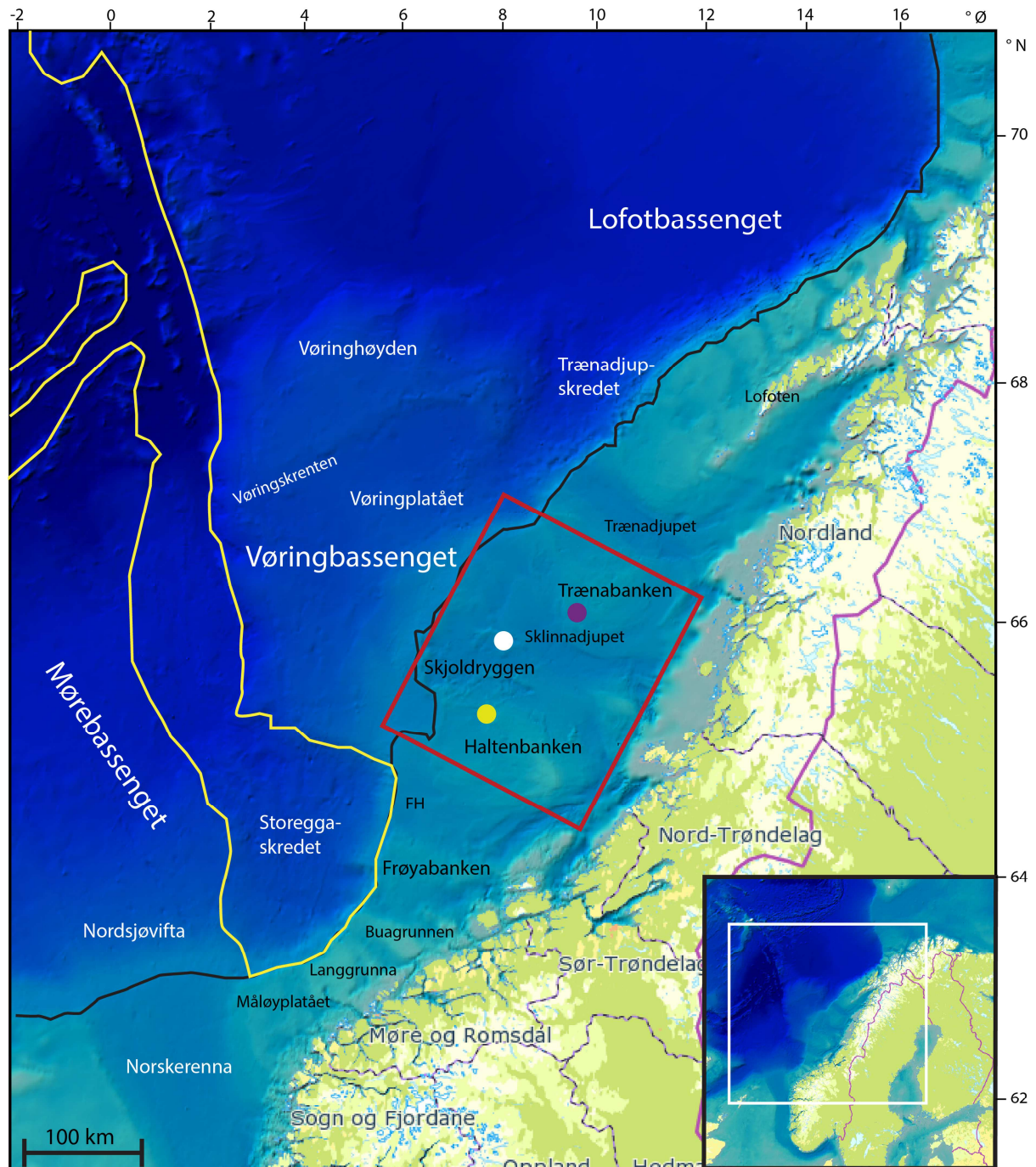
av de kvartære sedimentene på norsk sokkel bidra til forståelsen for det preglasiale landskapet i Skandinavia?

1.2 Studieområde

Fokuset for dette masterprosjektet er avgrenset til de tidligkvartære avsetningene i Naustformasjonen langs Vøringmarginen (figur 1). Naustformasjonen ligger fordelt langs den delen av kontinentsokkelen som ligger utenfor Møre og Romsdal, Trøndelag og Nordland. Utformingen av den midtnorske sokkelen er hovedsakelig et produkt av rask progradering av sokkelen gjennom de siste tre millioner år (Rise et al., 2005). Midtnorsk sokkel er karakterisert av grunne flanker som er separert av tverrgående trau, der flankene har et vanddyb på 50 til 300 m og trauene en dybde på 150 til 500 m. Disse trauene har tidligere vært kanaler for isstrømmer gjennom flere glisiasjoner (Ottesen et al., 2005; Rise et al., 2005; Dowdeswell et al., 2006) (figur 2).



Figur 1: Prinsippkisse for tenkt utvikling av Naustformasjonen og dens enheter Naust-N, -A, -U, -S og -T. Den stiplede linjen over berggrunnen ($t=0$) viser til tenkt landoverflate ved overgangen til kvartærperioden. Eldre sokkelbergarter er farget med grått, HH=Helland-Hansen hvelvet. Modifisert etter Dowdeswell et al. (2010) og Ottesen et al. (2012).



Figur 2: Oversiktskart for midtnorsk sokkel. FH=Frøyabankhola. Eggakanten for midtnorsk sokkel er markert inn med svart omriss og skredarret etter Storeggaskredet er markert inn med gult omriss. Studieområdet for dette masterstudiet er markert inn med rødt firkant. I studieområdet er brønn 6609/10-2 Trolla markert med lilla punkt, brønn 6507/3-6 Struten er markert med hvitt punkt og brønn 6507/11-10 Frusalen er markert med gult punkt. Modifisert etter Mareano (2016), basert på Rise et al. (2005) og Ottesen et al. (2012).

1.3 Formål for masterprosjektet

Dag Ottesen (da Exploro, nå NGU) fikk tak i borekaksprøver (*cuttings*) fra Naustformasjonen som ble samlet inn av Det Norske i 2009 (Trolla, Struten) og i 2010 (Frusalen). Materialet ble sendt til Bergen for at Henriette Linge skulle vurdere materialets dateringspotensial. Den eksisterende alderskontrollen på bunnen av Naustformasjonen, samt interne lag, ble ansett

som å være for dårlig på grunn av lite fossilmateriale, få ledefossiler, samt mye resedimentert materiale. Datering av prøvematerialet ble derfor en del av grunnlaget for prosjektsøknader som ble sendt til NFR i 2013, 2014 og 2015, uten at prosjektet fikk finansiering. Ideen var at materialet skulle testes for datering med *in situ* kosmogene nuklider (^{21}Ne), optisk stimulert luminescens (OSL) og $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$. Dessuten var det av interesse å undersøke finfraksjonen for leirmineraler for å se på overgangen fra fluvialt til glasialt dominert miljø i kildeområdet. Jeg ble tatt opp som masterstudent på GEO høsten 2014 og skulle i mitt masterprosjekt nettopp arbeide med finfraksjonen fra de tilgjengelige borekaksprøvene fra Naustformasjonen, med tanke på leirmineralanalyser. Denne masteroppgaven forteller hvordan det gikk.

Ved Institutt for geovitenskap (GEO) befant det seg altså flere hundre borekaksprøver fra Naustformasjonen (se kapittel 3.2 og 3.3) og det ble først skissert et masterprosjekt hvis hovedformål var å undersøke leirmineralogien og eventuelle endringer i denne gjennom Naustformasjonen (Forsberg & Locat, 2005). Hypotesen var at endring fra et fluvialt erosjonsregime til et glasialt erosjonsregime ville kunne gjenspeiles i sedimentene på sokkelen.

Ved undersøkelse av prøvematerialet for å avgjøre forbehandlingsanalyser ble det raskt klart at det ikke nødvendigvis var egnet til studier av finfraksjonen (se kapittel 3.3). Påvirkningen materialet hadde vært gjennom ved prøvetakingsmetoden var så stor, at fundamentet for prosjektet begynte å slå sprekker. Når dette var et faktum, og materialet ikke viste seg egnet til sitt opprinnelige formål, måtte man finne ut hva materialet faktisk kunne brukes til, og hvilke begrensninger det har. Formålet med dette masterprosjektet ble derfor å undersøke hvorvidt det er mulig å bruke borekaks fra norsk sokkel til studier av kvartære sedimenter, og dersom så, hvilke type studier som var gjennomførbare.

Det har for meg vært en ambisjon å skrive godt fagspråk på norsk, og i skriveprosessen har jeg konsultert praksis brukt i 'Landet blir til' (Ramberg et al., 2006; 2013) og 'Norsk geologisk ordbok' (Sigmond et al., 2013) i arbeidet med å utforme denne masteroppgaven. Det oppleves som en viktig oppgave å kunne formulere seg på sitt eget morsmål, og det fremstår for meg som helt essensielt i fremtiden å ha kunnskap om norske uttrykk og forklaringer på et fagspråk som i utgangspunktet er svært internasjonalt og flerdisiplinært. Denne kunnskapen anser jeg som viktig både ved undervisning, populærvitenskapelig

formidling og rapportering. Det er viktig at elever, menigmann og beslutningstagere skal kunne ta faget vårt innover seg.

1.4 Problemstillinger

Fordi denne studien bruker studiemateriale som ikke er ansett for å være konvensjonelt studiemateriale innenfor kvartære studier, vil problemstillingene i dette masterprosjektet handle om hvorvidt borekaksmateriale er et egnet materiale for studier av erosjonsprodukter fra kvartærperioden. For dette prosjektet er følgende forskningsspørsmål stilte:

- Hvilke begrensninger har materialet med hensyn til kornstørrelse, representativitet, presisjon (dybdeangivelser fra mudlogging) og blandingsforhold?
- I hvor stor grad er materialet påvirket?
- Hvor stor del av Naustformasjonen (vertikal rekkevidde) dekkes når prøvetakingsmetode er innhenting av borekaks fra brønner i petroleumssektoren?
- Hvilke enheter av Naustformasjonen er til stede i borekakssamlingen, og hvilke implikasjoner har de ulike enhetene for hvilke prosesser sedimentene har gjennomgått?
- Er det mulig å gjennomføre en provenansanalyse av de ulike bergartsfragmentene funnet i borekakset?
- Er det mulig å bruke borekaks fra norsk sokkel til studier av kvartære sedimenter?

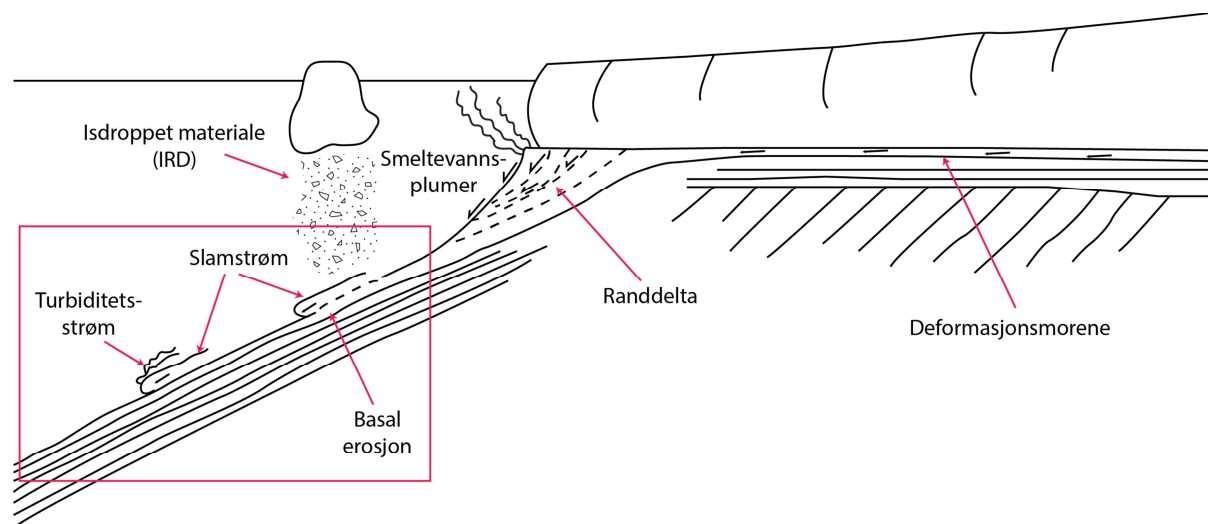
1.5 Prosesser på passive kontinentmarginer

I tidlig kenozoikum etter dannelsen av den passive kontinentsokkelen i det nordvestlige Atlanterhavet, ble den midtnorske marginen formet som følge av flere typer sedimentære prosesser. Prosessene påvirket primært sokkelen, skråningen og bassenggulvet. Disse prosessene kan organiseres i tre hovedgrupper og fordeler seg i a) nedadrettede gravitasjonsdrevne prosesser, b) langsgående prosesser og c) hemipelagiske prosesser, også kalt vertikal fluks (STRATAGEM-Partners, 2002).

1.5.1 Nedadgående prosesser

De nedadgående prosessene som påvirker en kontinentsokkel og -skråning er i hovedsak massetransport av sedimenter fra øvre del av sokkelen nedover langs skråningen hvor sedimentene avsettes lenger ned på skråningen eller på bassenggulvet nedenfor (figur 3). Disse prosessene drives av gravitasjonskrefter og opptrer i alle størrelser, fra helt småskala

kryp-strukturer til storskala sokkelskred (STRATAGEM-Partners, 2002). Utenfor Midt-Norge var de nedadgående prosessene spesielt aktive under sokkelglasiasjoner de siste 500 ka, som følge av marginens progradering vestover. Den dominerende prosessen i de glasiiale periodene var i hovedsak glasiiale slamstrømmer (GDF), som ble initiert av at grunnede breer førte materiale ut over den daværende eggakanten (King et al., 1996; King et al., 1998a). Rise et al. (2005) forklarer videre at store utrasinger på midtnorsk sokkel trolig har inntruffet kort tid etter større glasiasjoner, hvor også sokkelen har vært under breis. Utrasningene kan dermed være et resultat av trykkavlastning på de ukonsoliderte sedimentene, ustabilitet som følge av endring i mengde gasshydrater, jordskjelv, eller lignende.

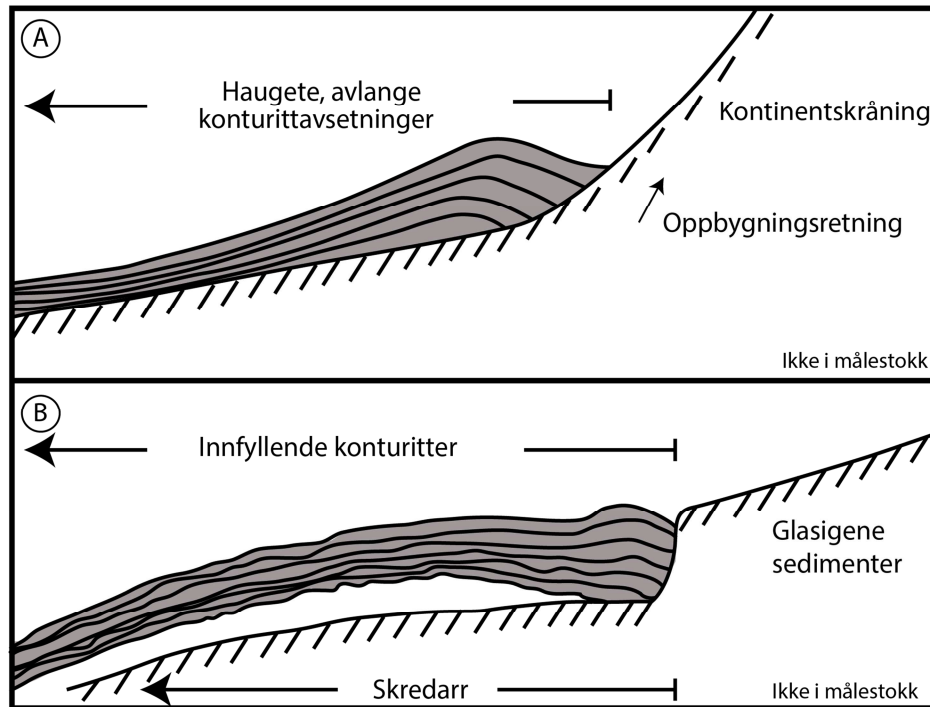


Figur 3: Skjematisk oversikt over de viktigste prosessene som påvirker kontinentsokler i dag. De nedadgående prosessene er vist i den røde firkanten. Nedadgående prosesser på passive kontinentmargin er svært viktige for sedimenttilførsel til sokkelen og er spesielt aktive i perioder etter glasiiale maksimum. Modifisert etter Laberg og Vorren (1995).

1.5.2 Langsgående prosesser

Sedimenter avsatt på sokkelen påvirkes også av prosesser som styres direkte av havstrømmene som passerer. Disse havstrømmene vil styres av den termohaline sirkulasjonen, og vil variere i temperatur, salinitet og hastighet ut i fra trykkforhold i havet, samt batymetriske forhold lokalt langs skråningen. De langsgående prosessene er spesielt utpreget på kontinentsskråning og bassenggulv tilstøtende til sokkelområdene, og oppstår typisk i områder der det er en endring havbunnsgradient, som ved bunnen av kontinentstigningen eller i skråninger inn mot skredarr (figur 4). Disse langsgående prosessene flytter allerede avsatte sedimenter og samler dem i opphopninger kalt sedimentbølger (*sediment waves*) (STRATAGEM-Partners, 2002).

Sedimentbølgene refereres gjerne til som konturitter, og Laberg et al. (2001) identifiserte to typer konturitter i Naustformasjonen. Disse avsetningene ble fordelt i A) haugete konturittavsetninger mellom glasiare enheter og B) innfyllingskonturitter avsatt i kanten av undersjøiske skredarr. De to typene konturitter er vist grafisk i figur 4.

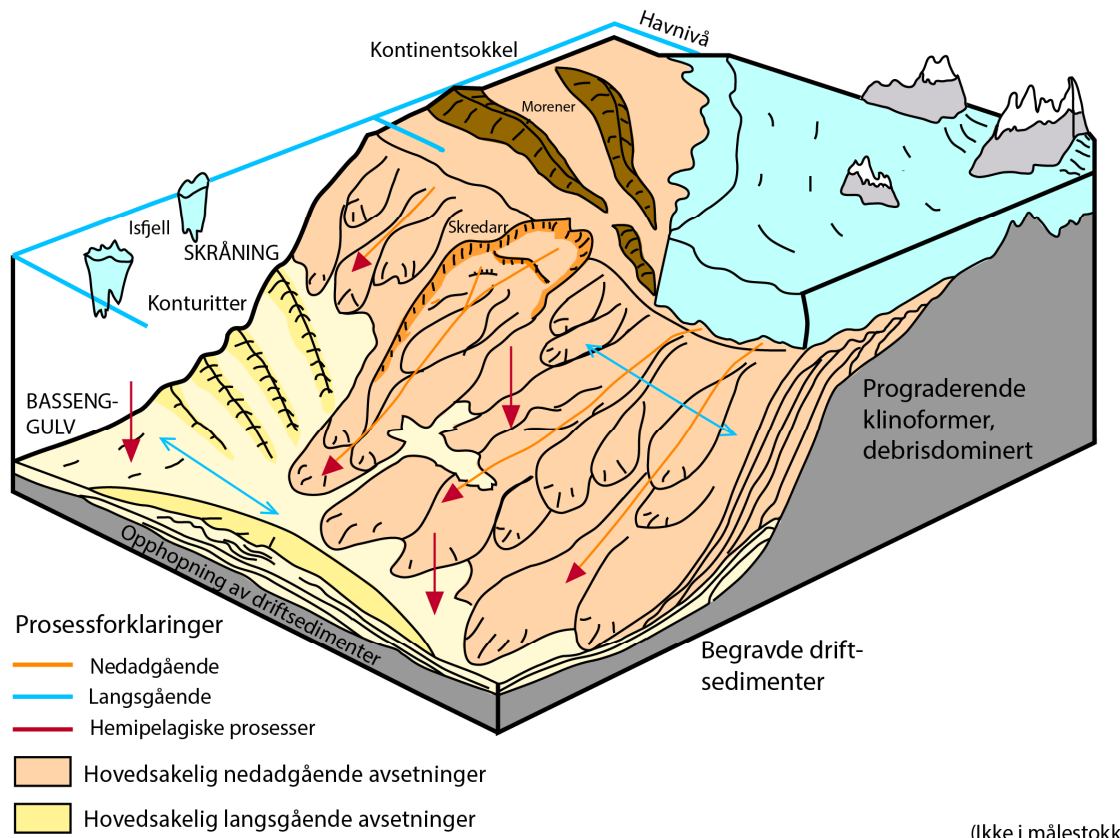


Figur 4: Skjematiske fremstillinger av to ulike konturittavsetninger. Konturitter deles inn i A) haugete, avlange konturittavsetninger dannet parallelt med havstrømmene, særlig i områder der strømningshastigheten øker som følge av batymetriske egenskaper, og B) innfyllingskonturitter dannet i forsenkninger i havbunnen, gjerne i kanten av skredarr eller andre negative former langs havbunnen. Modifisert etter Laberg et al. (2001).

1.5.3 Hemipelagiske prosesser

De hemipelagiske prosessene som påvirker kontinentmarginene er de primære bakgrunnsprosessene for sedimentasjon. Disse prosessene innbefatter avsetning av finkornede sedimenter, biogene sedimenter (karbonat og kisel), og ikke-biogene sedimenter (aske og pimpstein etc.), samt isdroppet materiale (STRATAGEM-Partners, 2002).

Ingen av de overnevnte prosessene opptrer individuelt på sokkelen, og avsetningene som i dag finnes på kontinentmarginene er summen av de prosessene som dominerer avsetning til enhver tid (STRATAGEM-Partners, 2002). Figur 5 viser en skjematiske fremstilling av de ulike prosessene som dominerer avsetning på passive kontinentmarginene.



Figur 5: Skjematisert fremstilling av de ulike geologiske prosessene som dominerer avsetning på kontinentmarginene. De ulike prosessene fordeler seg på a) nedadgående prosesser, b) langsgående prosesser og c) hemipelagiske prosesser (vertikal fluks). Modifisert etter STRATAGEM-Partners (2002).

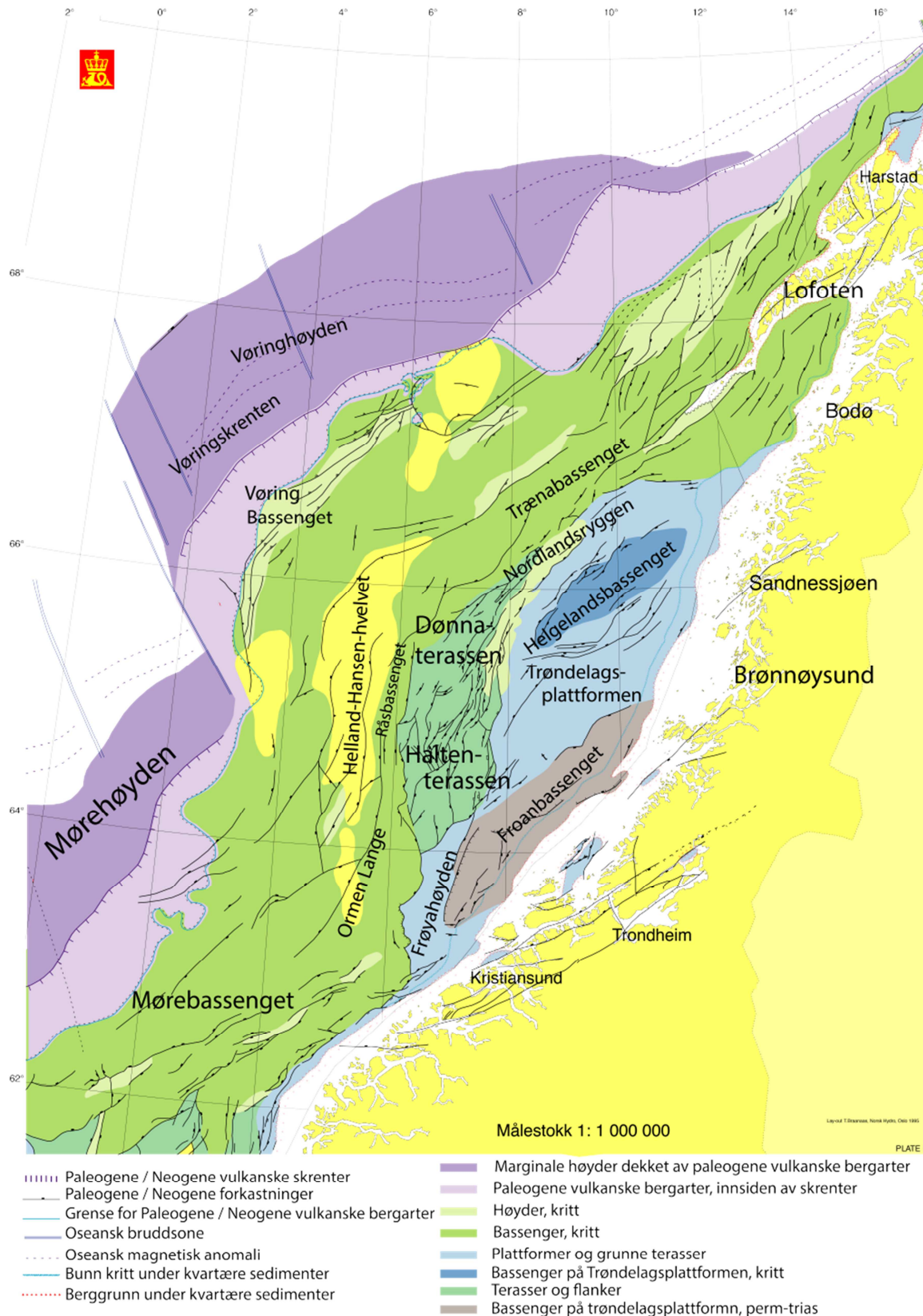
De ulike prosessene som kan påvirke enhver kontinentmargin vil variere i tid og rom som en funksjon av klima og havstrømmønster. Prosessene kan også variere i størrelsesorden og frekvens (STRATAGEM-Partners, 2002). Det er ofte vanskelig å definere avsetningsprosesser på sokkelen ut i fra sedimentenes seismisk karakter, men de hemipelagiske og konturittiske sedimentene ser ut til å kun stå for en mindre del av avsetningene, mens de gravitasjonsdrevne prosessene dominerer klart, spesielt i Naustformasjonen (King et al., 1996; Rise et al., 2005; Solheim et al., 2005).

2 Geologisk rammeverk

Den plio-pleistocene avsetningen Naustformasjonen er avsatt langs hele midtnorsk sokkel. Midtnorsk sokkel er en del av den norske kontinentmarginen og har en komplisert strukturgeologisk historie (figur 6) (Bukovics et al., 1984; Henriksen & Vorren, 1996). De grunneste delene av den midt-norske marginen er sammensatt av en relativt uniform klastisk kile som prograderer vestover mot Atlanterhavet. Denne klastiske kilen ble avsatt under og etter skorpedelingen mellom Grønland og Norge i eocen tid (figur 1). Det dypere sedimentære bassenget består av eldre sedimenter avsatt i løpet av lang tid: fra paleozoikum til kenozoikum (Bukovics et al., 1984).

2.1 Vøringmarginens formelementer og sammensetning

Den midtnorske kontinentmarginen kan deles inn i tre segmenter; Møre, Vøring og Lofoten-Vesterålen (figur 6). Møremarginen er karakterisert av en smal kontinenthylle, og en slak skråning som fører ut i det dype Mørebassenget med tykke krittavsetninger (Skogseid et al., 1992). Vanddybene på Møremarginen er kun 100-200 m, men øker nordover til 200-400 m i det utstrakte området ved Halten- og Trænabanken (Rise et al., 2005). Deposenteret består av mindre bassenger avgrenset av høyder dannet under riftprosessen i sein jura og tidlig kritt. Vøringmarginen er ca. 500 km bred og består, fra sørøst til nordvest, av Trøndelagsplattformen, Halten- og Dønnaterassen, Vøringbassenget og Vøringhøyden (Faleide et al., 2015) (figur 6). Trøndelagsplattformen er et 150 km bredt område mellom Norges fastland og Vøringbassenget. Vøringbassenget er et stort sedimentært basseng med grabener, subbassenger og strukturelle høyder. Det østlige bassenget inkluderer det dype Trænabassenget og subbassenget Rås. Disse er koblet til Dønna- og Haltenterassen som støter til Nordlandryggen i øst og Fullaryggen i vest (Skogseid et al., 1992). Marginen langs Lofoten-Vesterålen er karakterisert av en meget smal kontinenthylle og en bratt skråning. De eldre sedimentære bassengene i dette området er smalere og grunnere enn på Vøring- og Møremarginene (Faleide et al., 2015).



Figur 6: Strukturelle elementer og formelementer for midtnorsk sokkel. Utvidelsen av sokkelen har ført til heving av baklandet som følge av vektavlastning og innsynking samt skråstilling av eldre mesozoiske og kenozoiske bergarter. De eldre bergartene avsatt langs norsk sokkel står i dag stablet skråstilt ut fra norskekysten (Sigmond, 1992), slik at de kvartære avsetningene er avsatt som prograderende til aggraderende kiler mot nordvest, bygger seg ut fra disse. Modifisert etter Blystad et al. (1995).

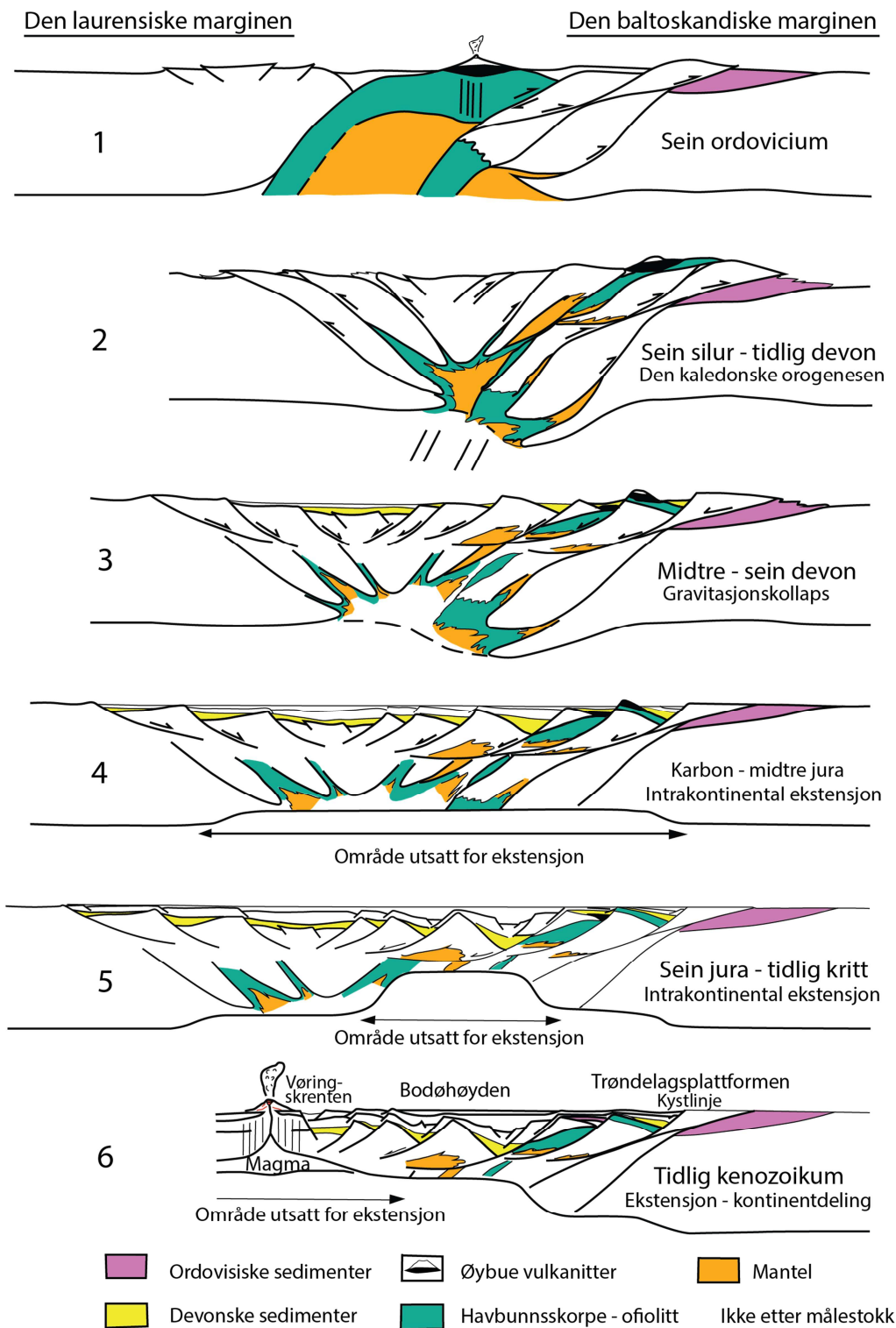
2.2 Prekvartær strukturgeologisk utvikling av midtnorsk kontinentsokkel

Midtnorsk kontinentsokkel er en del av den norske kontinentranden, som stammer fra tiden da den grønlandske-laurensiske platen og den fennoskandiske-russiske platen kolliderte og førte til dannelsen av den kaledonske fjellkjeden i ordovicium-silur. Den tektoniske aktiviteten som har utformet den strukturgeologiske oppbygningen av midtnorsk sokkel kan spores tilbake til karbon og perm (figur 7). Ved slutten av den kaledonske orogene fasen, var Norge en del av en fjellkjede med fjelltopper som trolig raget 8 km over havnivå (f.eks. Gee et al., 2008). Umiddelbart etter kollisjonen startet fjellkjeden å brytes ned i en hurtig orogenkollaps, trolig allerede før fjellkjeden hadde nådd sin maksimale høyde i tidlig devon (Fossen, 1998).

Riftfasene som har vært forbundet med midtnorsk sokkel fordelte seg i tre riftfaser: i karbon til perm, i siste delen av midtjura til tidlig kritt, samt i sein kritt til tidlig eocen. I mellomkarbon og tidligkritt var den tektoniske ekstensjonen koblet til riftprosesser i kontinentsskorpen (figur 7). Dette viser seg i dag som den uferdige riften i Oslofeltet, samt innsynkning i Vikinggraben som andre fase. Den tektoniske aktiviteten i seinkritt og i tidlig kenozoikum var i større grad påvirket av de relative bevegelsene langs plategrensene rett før og under skorpedelingen og starten på havbunnsbredningen i Nord-Atlanteren (f.eks. Bukovics et al., 1984; Brekke & Riis, 1987; Blystad et al., 1995; Doré & Lundin, 1996; Brekke, 2000).

Sedimentære avsetninger på midtnorsk sokkel ligger bevart over den kaledonske suturen mellom de grønlandske og fennoskandiske kratonene (figur 7). Selve riftprosessen varte frem til tidlig eocen, da skorpen mellom Grønland og Fennoskandia ble adskilt. Det siste stadiet av ekstensjonen var karakterisert av heving og dannelse av landområder langs den fremtidige bruddaksen, som etter skorpedelingen i eocen ble etterfulgt av margininnsynkning og sedimentasjon (Skogseid, 1994). Innsynkning av marginen har ført til at de eldste bergartene på sokkelen, spesielt bergarter fra trias, jura og kritt, er skråstilte og er i dag eksponerte på havbunnen. Geometrien til den norske kontinentsokkelen har dermed endret seg drastisk over tid (Sigmond, 1992).

Utviklingen av den midtnorske marginen skiller seg fra de fleste andre passive marginer, ettersom selve riftprosessen var en særdeles lang prosess som varte i omtrent 270 millioner år. Det er også spesielt at den kraftige tektoniske aktiviteten fortsatte selv etter skorpedelingen var fullført (Bukovics et al., 1984).



Figur 7: Skjematiske fremstilling av den tektoniske historien for midnorsk margin fra sein ordovicium til tidlig kenozoikum. Bergartene som ble avsatt gjennom mesozoikum ligger i dag sterkt innsunken langs norsk sokkel og er eksponert ved havbunnen like utenfor norskekysten. Modifisert etter Skogseid et al. (1992).

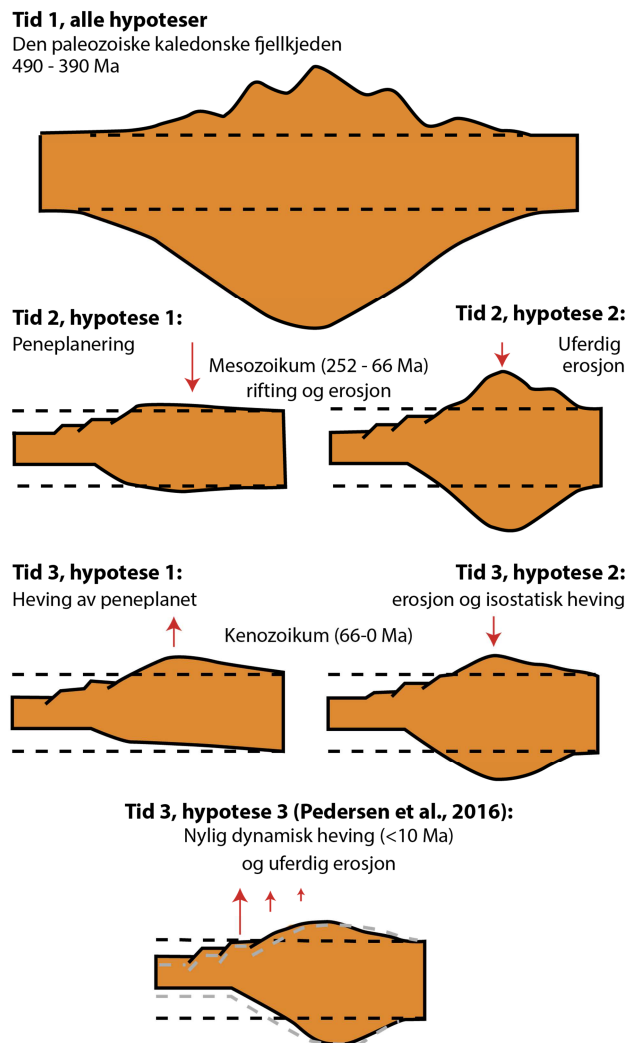
2.3 Hevingshistorie

Det norske landskapet er et svært formrikt landskap med dype, smale fjorder, store, vide dalfører og er et landskap der høye, skarpe fjelltopper står i kontrast til åpne, flate høyfjellsvidder. Norges landskap har blitt betraktet med beundring i århundrer, men dannelsen av dette landskapet har vakt like mye furore som enighet; hvordan er det formet? De første studiene av de norske høyfjellsområdene startet helt i begynnelsen av forrige århundre, da Reusch (1901) beskrev det kuperte terrenget i Norges høyfjell. Selv om beskrivelsene og ideene til den komplekse landskapsutviklingshistorien både er omfattende og inngående, er det likevel ikke oppnådd konsensus om temaet (Lidmar-Bergström & Bonow, 2009; Nielsen et al., 2009b; Chalmers et al., 2010; Gabrielsen et al., 2010a; Gabrielsen et al., 2010b; Nielsen et al., 2010b; Nielsen et al., 2010a; Pedersen et al., 2016).

Det vestlige Skandinavia ligger på en passiv kontinentmargin og er kjent for regioner med høy topografi med et lavt relieff, som lenge er trodd å være rester av et mesozoisk peneplan som ble hevet i kenozoikum (Reusch, 1910; Lidmar-Bergström et al., 2000). Denne tolkningen ble blant annet støttet av studier av sedimentære avsetninger på sokkelen. Disse studiene viste at det var økt avsetning i kenozoikum, samt overleiring av kystnære, skråstilte sedimentære bergarter av yngre sedimenter utenfor kysten. Denne overleiringen har dannet en vinkeldiskordans ved bunn kvartær (Riis, 1996; Stuevold & Eldholm, 1996; Japsen, 1998). En av modellene som er brukt for å beskrive utviklingen, er peneplaneringsmodellen, også kalt den klassiske modellen. Dette er den eldste og kanskje den mest aksepterte teorien for utvikling av det vestlige Skandinavias høyfjellsplataer. I følge 'den klassiske modellen' skal Norges storskala geomorfologi være et resultat av en fullstendig fjellkjedekollaps av kaledonidene i devon, etterfulgt av peneplanering i mesozoikum og hevingshendelser gjennom paleogen og neogen tid (f.eks. Lidmar-Bergström et al., 2000; Gabrielsen et al., 2010a). Denne modellen har vært akseptert av geologer i over ett århundre, etter at Davis (1889) beskrev den "geografiske syklus" i sine studier i Pennsylvania. Reusch (1901) brukte Davis' syklus for å forklare utviklingen av det norske "peneplanet", og teorien om et hevet mesozoisk peneplan har vært en anerkjent idé brukt i en rekke geologiske disipliner de siste tiårene.

Det har nylig blitt foreslått at forlenget klimaavhengig erosjon og isostatisk heving av gamle rester av topografien fra kaledonidene kan ha overlevd mesozoisk og tidlig kenozoisk rifting. Disse restene av kaledonidene kan dermed forklare topografien for det vestlige Skandinavia.

Denne hypotesen er kjent som "ICE (isostasi-klima-erosjon)-hypotesen" (Nielsen et al., 2009a) og hypotesen foreslår at en fjellkjederot er bevart i Sør-Norge og gir oppdrift til skorpemateriale etter hvert som landskapet denuderes. Denne oppdriften forklares ved hjelp av Airys isostatiske modell. Fjellkjederoten modifiseres sakte over tid og opprettholder dermed høylandet som siden har blitt erodert til dagens topografi.



Figur 8: Skjematiske modeller for den postkaledoniske geodynamiske utviklingen i vestlige Skandinavia. De eksisterende hypotesene (hypotese 1 og hypotese 2) for utviklingen av den vestlige skandinaviske fjellkjeden er vist ved tre tidsintervaller (Tid 1, 2 og 3). Den tredje hypotesen, foreslått av Pedersen et al. (2016), er vist for Tid 3. De stiplede svarte linjene representerer et referansepunkt for skorpetykkelse med null topografisk oppdrift. Pilene indikerer endringer i overflatehøyde. Ikke i målestokk. Modifisert etter Pedersen et al. (2016).

Peneplaneringsmodellen og ICE-hypotesen er to svært motstridende teorier, der skorpens struktur og oppdriften til dagens topografi forklares helt ulikt. For å danne et peneplan kreves, i følge Pedersen et al. (2016), fullstendig erosjon av eksisterende topografi, til en grad der enhver rest av fjellkjederøtter er fjernet. Peneplanet i den klassiske modellen (figur 8, Hypotese 1, Tid 2) har derfor en skorpe uten oppdrift, som følge av totalt fjernet fjellkjederot (Lidmar-Bergström et al., 2000). Den samme teorien ville gjelde for et hevet peneplan (figur 8, Hypotese 1, Tid 3). For den nedarvede resterende topografien beskrevet i ICE-hypotesen (figur 8, Hypotese 2, Tid 1-Tid 2), vil en tykk skorpe med fjellkjederot opprettholde topografien som følge av oppdrift (Nielsen et al., 2009a).

Pedersen et al. (2016) har vurdert begge endeledsmodellene, og foreslår en tredje hypotese for utviklingen av det skandinaviske landskapet, der graden av

isostatisk oppdrift er konstruert som en hybridhypotese mellom hypotese 1 og 2. I hypotesen til Pedersen et al. (2016), er utgangspunktet tatt i skorpetykkelse (Airys isostatiske hypotese),

skorpetetthet (Pratts isostatiske hypotese) og bøyeligheten til litosfæren. Pedersen et al. (2016) forklarer at de hevede regionene med lavt relieff ikke kan være gamle mesozoiske peneplan, da den isostatiske oppdriften av topografien i vestlige Skandinavia er for stor. De foreslår heller at regionene i høylandet i Skandinavia stammer fra rester av den kaledonske fjellkjeden som i nyere tid har blitt utsatt for glasial erosjon (jf. Steer et al., 2012; Pedersen & Egholm, 2013).

Forvandlingen av den kaledonske fjellkjeden til dagens topografi med en hevet passiv margin er en lang og komplisert historie, med mange ubesvarte spørsmål. Den store fjellkjeden som ble dannet ved kontinent-kontinentkollisjon har i flere omganger blitt utsatt for perioder med riftprosesser og i devon førte dette til ekstrem strekking av skorpen og begynnende åpning av Nord-Atlanteren. Dannelsen av dagens landskap i Vest-Skandinavia er fremdeles en gåte, der to motstridende sider er fullstendig uenige (Ksienzyk et al., 2014; Pedersen et al., 2016). Rekonstruksjon av det pre-glasiale landskapet og forløpet til den kvartære landskapsutviklingen er essensielle elementer som er nødvendige for å bringe debatten videre.

Det bør merkes at det i denne akademiske uenigheten brukes mange faguttrykk på ulike måter, for eksempel bruker geomorfologene Lidmar-Bergström et al. (2000) faguttrykket ekshumering som en flate som eksponeres *igjen*, mens Nielsen et al. (2009a) bruker ekshumering i betydning denudasjon, som relativ bevegelse av et lag oppover mot overflaten. Denne måten å forklare ekshumering på, tar ikke hensyn til lagets tidligere posisjon, og anses dermed ikke av geomorfologer som den rette betydningen av begrepet (Stüwe, 2007). Det later altså til at fagfolk med ulik bakgrunn tolker de samme dataene på helt forskjellige måter, noe som oppleves som frustrerende for geomorfologer i akademia.

2.4 Mesozoiske og kenozoiske sedimentære bergarter på midtnorsk sokkel

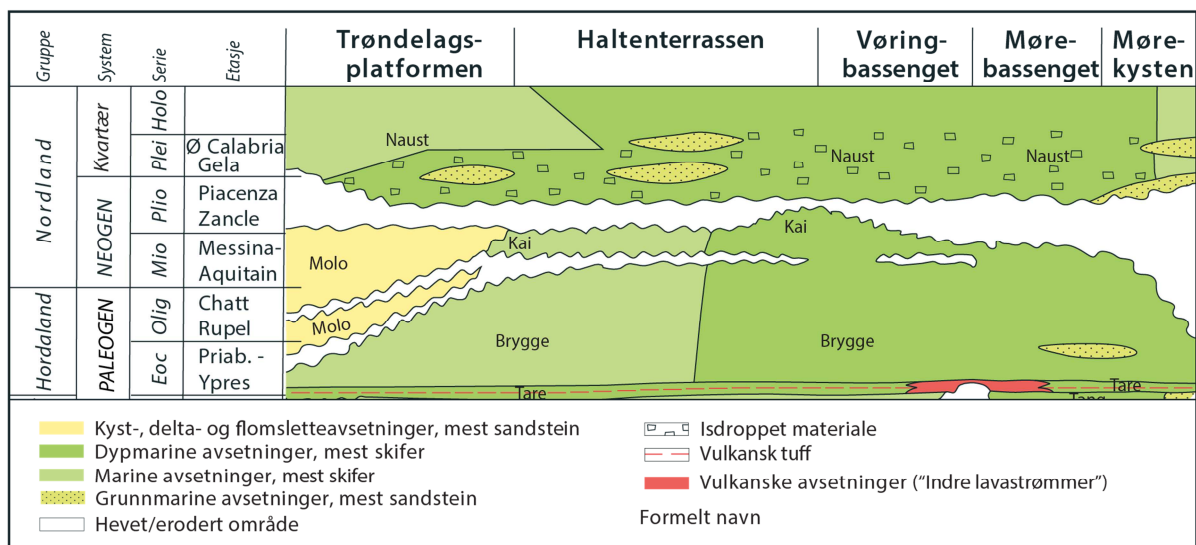
Den sedimentære lagrekken langs midtnorsk sokkel er rik og består av bergarter avsatt fra jura, kritt, paleogen, neogen og kvartær. De ulike bergartene er dannet både før, under og etter skorpedelingen i eocen, og deres litologiske sammensetning reflekterer avsetningsmiljøet for bergartene (Dalland et al., 1988).

Etter skorpedelingen i eocen og i perioden mellom 54 Ma og ca. 2,6 Ma ble det avsatt finkornige sedimenter (senere omdannet til slam- og skiferstein) langs midtnorsk sokkel i

Brygge-, Kai- og Moloformasjonen (Bryn et al., 2005) (figur 9). Disse formasjonene tilhører henholdsvis Hordaland- og Nordlandgruppen på midtnorsk sokkel.

2.4.1 Bryggeformasjonen

Bryggeformasjonen tilhører Hordalandgruppen, og består av sedimenter avsatt i tiden fra tidlig eocen til tidlig miocen, etter at skorpedelingen var fullført i Norskehavet. Formasjonen består i hovedsak av leirstein med linser av sandstein, siltstein, kalkstein og mergel (*marl*), men det er også dokumentert funn av glaukonitt og skjellfragmenter i sandsteinene, observasjoner som indikerer avsetning i marint miljø. Bryggeformasjonen er representert over store deler av Haltenbanken (figur 9), men er fraværende på kanten av Nordlandsryggen (figur 6). Formasjonen ble definert i typebrønn 6407/1-3 (Statoil) og har i denne brønnen en mektighet på ca. 450 m (Dalland et al., 1988). Det ble trolig akkumulert mer enn 1500 m sedimenter under dannelsen av Bryggeformasjonen, og store deler av disse sedimentene ligger i Storeggaområdet på midtnorsk sokkel (Bryn et al., 2005).



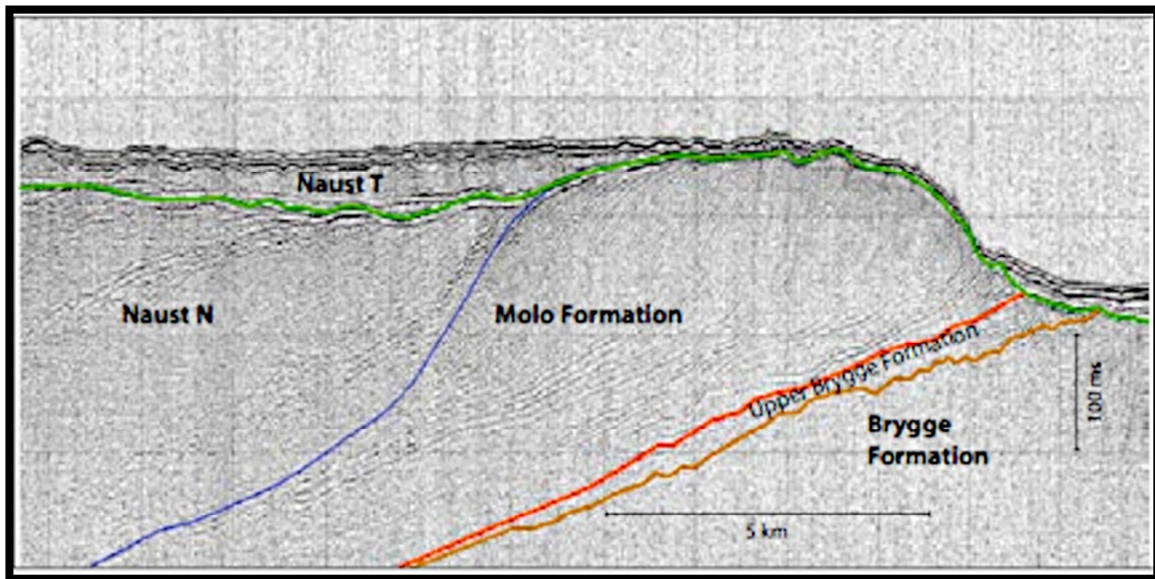
Figur 9: Litostratigrafisk diagram for formasjonene avsatt gjennom kenozoikum og kvartær i norsk del av Norskehavet. Modifisert etter Oljedirektoratet (2014).

2.4.2 Kai- og Moloformasjonen

I midt-miocen oppstod en kompresjonsfase som resulterte i foldede og hevede domer og hvelv langs bassengflankene ved midtnorsk sokkel. Dette førte til heving av den kystnære områder og innsynkning av bassengområdene. Hendelsen refereres til som den midt-miocene inkonformiteten (f.eks. Løseth & Henriksen, 2005; Eidvin et al., 2007). Over denne inkonformiteten finnes Kai- og Moloformasjonene.

Kaiformasjonen tilhører Nordlandgruppen og består av sedimenter avsatt i tiden fra tidlig miocen til sein pliocen (figur 9). Formasjonen består i hovedsak av vekslende lag av leirstein, siltstein og sandstein med kalksteinslinser, i tillegg til at det er vanlig å finne glaukonitt, pyritt og skjellfragmenter i sandsteinene. Formasjonen er trolig avsatt i et marint miljø med varierende vandyp. Kaiformasjonen er representert over store deler av Haltenbankenområdet, foruten området utenfor Nordlandsryggen (figur 6). Formasjonen ble først definert i typebrønn 6407/1-2 (Statoil), og hadde en mektighet i denne brønnen på 241 m (Dalland et al., 1988; Eidvin et al., 2007). Kaiformasjonen ble opprinnelig avsatt som konturittavsetninger, og hadde trolig en mektighet på mer enn 1000 m (Bryn et al., 2005).

Moloformasjonen tilhører Nordlandgruppen og består av sedimenter avsatt fra kysten utenfor Møre og nordover til Lofoten (figur 6). Formasjonen representerer et prograderende system med bratt hellende klinoformer (figur 10). Sedimentene karakteriseres som grunnmarine deltaavsetninger, der de indre delene av avsetningssystemet mangler. De manglende sedimentene er trolig fraværende topplag, fjernet av erosjon i senere tid. Moloformasjonen består av sedimenter avsatt fra sein miocen til tidlig pliocen (figur 9). Denne avsetningen kan dermed korreleres med Kaiformasjonen, som er avsatt distalt for Moloformasjonen. Korrelasjonen mellom Kai- og Moloformasjonen indikerer at de eldste delene av Kaiformasjonen er eldre enn de eldste delene funnet av Moloformasjonen (Eidvin et al., 2007). Avsetningen av Moloformasjonen proksimalt for Kaiformasjonen kan kobles til en regional hevingsepisode i miocen som førte til heving av bassengflankene langs marginen. Denne hevingsepisoden har trolig ført til avsetning av den grovsedimentære Moloformasjonen som følge av en relativ senkning av havnivå (f.eks. Brekke, 2000).



Figur 10: Ultrahøyoppløselig seismisk linje over Moloformasjonen. Formasjonen består av bratt hellende lag i nordvestlig retning, og bærer preg av å ha blitt utsatt for sterk erosjon i de østlige delene. Det har blitt foreslått at Moloformasjonen mangler et sett med topplag i den østlige delen av formasjonen (Eidvin et al., 2007).

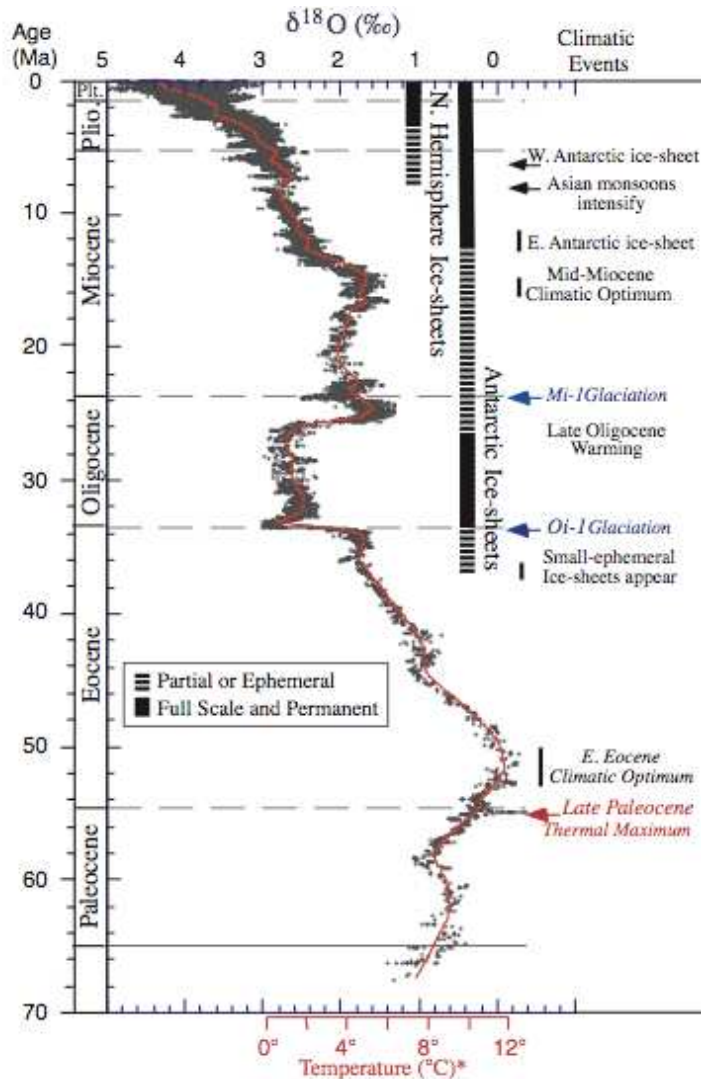
2.5 Glasiasjonshistorien på den nordlige halvkule

Gjennom stratigrafiske studier har det med tiden blitt fremsatt solide beviser for at det globale klimaet de siste 65 millioner år har vært preget av store og dramatiske klimaendringer, fra svært varme perioder med isfrie poler i eocen, til ekstreme, kalde perioder med isdekker over store landområder i tillegg til polare isdekker i plio-pleistocen (Zachos et al., 2001). De store klimasvingningene skyldes jordens egne periodiske og kvasiperiodiske orbitaloscillasjoner fordelt på jordbanens form (eksentrisitet), jordaksens helning og jordaksens omdreining (presesjon) (Hays et al., 1976), samt variasjonen i det atmosfæriske og oseaniske CO₂-kretsløpet.

De tre ulike effektene av orbitaloscillasjonene påvirker solinnstråling direkte ved at den endrer avstanden mellom jorden og sola, samtidig som den påvirker sesongvariasjonen ved at akseomdreiningen påvirkes ut i fra dette. Jordaksens helning endrer solinnstrålingen langs breddegradene på jorden. Som følge av at de ulike variasjonene holdes stabile i titalls millioner år, er det mulig å bruke disse orbitalvariasjonene som et stødig og forutsigbart klimamønster (Laskar et al., 1993). De forutsigbare endringene brukes også som et viktig kronologisk verktøy, med et arkiv som strekker seg mye lenger tilbake i tid enn mange dateringsverktøy har rekkevidde.

Gjennom mange studier av det kenozoiske paleoklimaet, er det etablert en forståelse for at klimaet har vært utsatt for en drastisk endring, fra et varmt, CO₂-rikt drivhusmiljø, til en CO₂-fattig ishusmiljø. De høye CO₂-verdiene i atmosfæren ble trolig opprettholdt av store vulkanske utslipp gjennom eocen, og temperaturene på atmosfæren og verdenshavene var forhøyede (Pearson & Palmer, 2000) (figur 11). De globale temperaturene gikk inn i et langvarig temperaturmaksimum, der denne perioden hadde sitt klimaks i et to millioner langt 'tidlig eocent klimaoptimum' (EECO), 53-51 Ma (Zachos et al., 2008) (figur 11). Denne varmeperioden ble etterfulgt av en periode der dypvannsdannelse ved høye breddegrader begynte å øke, og verdenshavene gradvis ble nedkjølte. Denne trenden begynte å peke mot endringen av en svært varm verden, til en verden der isvekst ved høyere breddegrader ble mulig (istidsverden) (Zachos et al., 2001). Redusert vulkansk avgassing, i kombinasjon med økt silikaforvitring og karbonlagring i de nordlige polare områdene, kan ha ført til et fall i CO₂ gjennom tidlig eocen. Den videre nedkjølingen, spesielt ved høye breddegrader, resulterte i sterkere vinddrevne havsirkulasjonsmønstre og intensivering av bunnvannsdannelse ved høye breddegrader.

Ved hjelp av ODP- (*Ocean Drilling Project*) og DSDP- (*Deep Sea Drilling Project*) kjerner er det samlet inn data for endringer i blant annet $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene. Forholdet $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ forteller om temperaturvariasjonen og havvolumet på kloden som følge av isoppbyggelse med hovedvekt av den lettere isotopen ^{16}O . Denne informasjonen er lagret i foraminiferskall avsatt i dyphavet, og skallets kjemiske sammensetning forteller om de klimatiske faktorene som påvirket leveområdet til de fossile organismene (Miller et al., 1991). Fra havbunnskjernene er det dokumentert en nedkjølende trend i det globale klimaet fra tidlig og midtre eocen frem mot miocen, med flere opphold og tidvis også kraftigere varmeepisoder. Etter en varmere periode i miocen, ved ca. 17-15 Ma (det midt-miocene klimaoptimum) økte $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene kraftig, en endring som reflekterer brevekst både i Arktis og Antarktis, samt lokale breer i høyfjellet på nordlige breddegrader (figur 11) (Zachos et al., 2001).



Figur 11: $\delta^{18}\text{O}$ -kurve for de siste 70 Ma. Det eocene klimaoptimum er en tydelig topp i kurven rundt 50 Ma, etterfulgt av en rask nedkjøling av verdenshavene. Det midt-miocene klimaoptimum ligger som ett nytt opphold i nedkjølingskurven rundt 17-15 Ma, etterfulgt av en videre nedkjøling mot det isdominerte klimaet i pliocen, og istidens periode pleistocen ved ca. 2,6 Ma. (Zachos et al., 2001).

ut til havnivå, flere millioner år før oppstarten av pleistocen (Jansen & Sjøholm, 1991). I tidlig pliocen fortsatte det globale klimaet å kjøles ned. Da det glasiale klimaet begynte å få fotfeste i Skandinavia, ble grovt, terrignt isdroppet materiale tilført havområdene utenfor Midt-Norge. Disse innslagene av droppstein er først representert som små mengder og ved uregelmessige intervaller. Mellom 2,4 og 2,8 Ma ser man en endring i avsetningsmønsteret på midtnorsk sokkel, ettersom mengden droppstein øker i både mengde og hyppighet (Thiede et al., 1989). Den endelige årsaken til oppstarten av de kvartære glasierne på den nordlige halvkule er fremdeles ikke funnet, men det hevdes at lukkingen av Panamastredet (4-3 Ma) har hatt en viktig rolle for varmetransporten i verdenshavene (Keigwin, 1982). Lunt et al.

På Vøringplatået er det funnet bevis for at det mot slutten av miocen tid begynte å vokse isbreer ut mot kystnære strøk langs Atlanterhavet, som følge av funn av isdroppet materiale (IRD) med en alder på ca. 12,6 Ma (Fronval et al., 1996; Sejrup et al., 2005). Arkivet for isdroppet materiale er brukt som en indikator for tilstedeværelsen av isbreer store nok til å kalve ut i havet. Som følge av den nære koblingen mellom isutbredelse på land og tilførselen av isdroppet materiale til havbunnsedimenter brukes dette arkivet som en monitor for isutbredelse på kontinentene som tilstøter de undersøkte havområdene (Jansen et al., 2000).

Fra 5,5 Ma er det funnet bevis for en intensivering av glasierne, som følge av droppsteinsfunn fra Vøringplatået i Norskehavet. Dette indikerer at isbreer tidvis strakk seg

(2008) viste at lukkingen av Panamastredet ikke har vært den avgjørende faktoren for å få glasieringer i den nordlige hemisfære. Denne klimaendringen er dermed trolig et resultat av mye større og mer komplekse prosesser enn vi i dag har kunnskap om.

I følge Jansen og Sjøholm (1991) det funnet økning av isdroppet materiale i tre perioder mellom 2,5 Ma og 1,0 Ma. Disse episodene indikerer at det fantes breer av middels størrelse på Skandinavias fastland. Det er i tillegg funnet bevis for at klimaet var stabilt kaldt i denne perioden, som følge av lav karbonatproduksjon i Nord-Atlanteren. Ved 1,0 Ma skjer en ny økning av isdroppet materiale, og litologien i det isdroppede materialet indikerer at eldre sokkelbergarter har blitt eroderte og materialet fra disse formasjonene har blitt resedimenterte i kvartære avsetninger.

Henrich og Baumann (1994) deler den kvartære perioden inn i tre faser: 1) perioden mellom 2,6-1,0 Ma, karakterisert av generelt kaldt klima med små isdekker over det skandinaviske fastlandet, 2) perioden mellom 1,0-0,6 Ma, som har store kontraster mellom glasiøse og interglasiøse perioder, med istider som i større grad påvirket det skandinaviske fastlandet, og 3) perioden fra 0,6 Ma til i dag med en generelt økt meridionalitet, der atlantiske vannmasser trengte høyt opp i arktiske farvann og ga større glasieringer på landområdene rundt Norske-Grønlandshavet.

Vorren og Laberg (1997) forklarte at det trolig ikke fantes isdekker som rakk ut til eggkanten, spesielt ikke over lengre perioder, før midt-pleistocen. Breisen rakk likevel trolig ut til eggkanten i nord tidligere enn i sør langs Atlanterhavet. I følge Dahlgren et al. (2002) er det funnet glasiøse slamstrømmer på kontinentskråningen som kan indikere breis helt ut til eggkanten i flere omganger gjennom kvartær. Isbreer som har nådd eggkanten utenfor Midt-Norge er antatt å representere fullskala fennoskandiske glasieringer. Det første settet med glasiøse slamstrømmer ble dannet under marin isotoptrinn (MIS, *Marine Isotope Stage*) 14 (524-565 ka), MIS 12 (423-478 ka), MIS 10 (339-362 ka), MIS 6 (128-186 ka) og MIS 2 (ca. 15-22 ka).

2.6 Kvartær utvikling av den midtnorske sokkelen

På marginen utenfor Midt-Norge finnes en tykk sedimentær kile som delvis eller helt består av glasiøse deriverte sedimenter av sein pliocen til pleistocen alder (Eidvin et al., 1998). Kvartære sedimenter i nordlige Nordsjøen og Norskehavet består blant annet av leirrike

diamikton med dropstein av både sedimentært og krystallint opphav (Eidvin et al., 2000; Ottesen et al., 2009). I Norskehavet øker innslagene av isdroppet materiale kraftig etter 2,5 Ma (Jansen & Sjøholm, 1991), og indikerer dermed en tydelig økt utstrekning av breer og isdekker i Skandinavia, om så periodisk, i tidlig kvartær. Isutbredelsen har også vært av betydelig størrelse, ettersom breene har nådd fjorder og havområder og isfjell har vært store nok til å pløye den daværende havbunnen på den skandinaviske marginen (Dowdeswell & Ottesen, 2013). Pløyemerkene er funnet i flere stratigrafiske nivåer i Naustformasjonen på midtnorsk sokkel, men også i Naust-ekvivalenter i Nordsjøen, og har etter hvert blitt fylt med sedimenter i løpet av tidlig kvartær. Det faktum at pløyemerkene er funnet i flere nivåer innad i de sedimentære enhetene, indikerer at isfjell har blitt produsert fra det skandinaviske fastlandet gjennom flere perioder i tidlig kvartær (Ottesen et al., 2014).

I mange områder på norsk sokkel finnes en øvre regional inkonformitet. Denne inkonformiteten markerer en stor forskjell i avsetningsmønster. I følge Eidvin et al. (1998) finnes en tydelig hiatus mellom øvre pliocen og pleistocen. Denne hiatusen er synlig på seismiske profiler som en kraftig reflektor. Reflektoren Eidvin omtaler, er trolig den regionalt utbredte reflektoren *Upper Regional Unconformity* (URU). Denne reflektoren deler Naustformasjonen i to ulike avsetningsregimer. Den nedre delen av Naustformasjonen kjennetegnes ved sterke reflektorer avgrenset i enheter og underenheter med bratt hellende lag avsatt i et prograderende mønster. Den øvre delen av Naustformasjonen består av en mer kompakte, flate lag. URU kutter den underliggende prograderende delen av Naustformasjonen, spesielt på de indre, østlige deler av sokkelen (Rokoengen et al., 1995; Eidvin et al., 1998; Dahlgren et al., 2002; Hjelstuen et al., 2004).

Aldersestimater for URU har vært mye diskutert i forskningsmiljøet. Da horisonten først ble definert, ble det satt en alder på 1,1 Ma (Haflidason et al., 1991; Sejrup et al., 1995; Eidvin et al., 1998). Dette aldersestimater ble koblet til det første isdekket som rakk den aktive eggakanten, som angivelig produserte Fedjemorenen (Sejrup et al., 1995). Senere ble det etter hvert foreslått at URU-horisonten var langt yngre, etter at Dahlgren et al. (2002) korrelerte flaten mot starten av saaleglasiasjonen. Flere forfattere har senere brukt dette aldersestimater for horisonten (Dahlgren et al., 2002; Berg et al., 2005; Rise et al., 2005; Rise et al., 2006).

På seismiske snitt er det tydelig forskjell i seismisk karakter til avsetningsmønsteret og materialet i Naustformasjonen. Eidvin et al. (1998) foreslår videre at denne forskjellen kan

være koblet til den midt-pleistocene endringen i Milankovitch-sykluser med akserotasjonen som dominerende syklisitet (41 000 års sykluser) til eksentrisitetsdominerende (100 000 års sykluser). Overgangen er datert til å ha skjedd omkring 920-900 ka (Berger & Jansen, 1994), og har påvirket amplituden for isoppbyggelse og nedsmelting gjennom pleistocen. Prell (1982) foreslo at både glasiale og interglasiale perioder var sterkere i etterkant av den midt-pleistocene overgangen. Også i følge Ruddiman et al. (1986) er det grunn til å tro at isdekkene var langt større i sein-pleistocen enn i tidlig pleistocen, spesielt på grunn av endring av det atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret. Denne endringen kan ha ført til økte nedbørsmengder over kontinentene og dermed øke mulighetene for isvekst langs Atlanterhavet. I løpet av kvartærperioden har midtnorsk sokkel blitt utvidet med 150 km, som følge av de enorme mengdene sedimenter som er avsatt (Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2005; Ottesen et al., 2009). Mangerud et al. (2011) forklarer at den økende størrelsen av isdekkene i yngre deler av kvartær også ble mulig på grunn av utbyggingen av den norske sokkelen. Utvidelsen av kontinentsokkelen i løpet av kvartær ville gi større geografisk rom for breis i de yngre delene av kvartær, og breene på sokkelen begrenset seg selv i størrelse som følge av kalving på dypere vann. Fremrykk av brefronten ut mot kontinentsokkelen er trolig den viktigste transportmekanismen for materiale fra landområdene og ut til kontinentskråningen (Eidvin et al., 1998).

2.7 Undersjøiske skred på den norske kontinentmarginen

Langs den norske kontinentsokkelen er det kartlagt flere store undersjøiske skred som har påvirket, og vært med på å forme marginen gjennom tidene. De norske undersjøiske skredene er blant de største utrasningene som er kartlagt verden over, og skredene har flere ganger bidratt til store endringer av den norske sokkelens utforming (Bugge et al., 1987; Evans et al., 1996). Blant rasene på norsk sokkel, er Storeggaraset et av de større rasene som har gått i nyere geologisk tid. Skredet, som kan ha fjernet så mye som mellom 2500 og 3500 km³ sedimenter, gikk som en serie av rashendelser for omtrent 8500 år siden (Haflidason et al., 2005). Storegaskredet utløste en tsunamibølge som skyldte inn over kystområder rundt hele Norskehavet og Nordsjøen. Avsetninger fra tsunamien ble tidlig på 80-tallet identifisert i myrbassenger på Sunnmøre ved havnivåstudier (Larsen et al., 2015), men ble ikke undersøkt før tsunamiavsetningene ble brukt som studiemateriale for et doktorgradsprosjekt ti år senere (Bondevik, 1996; Bondevik et al., 1997a; Bondevik et al., 1997b; 1998). Det har i nyere tid blitt foreslått at Storegaskredet kan ha hatt konsekvenser for steinalderbosetninger langs kysten av det postglasiale Norge (Bondevik, 2003).

Store ras på norsk sokkel har inntruffet med tidsintervaller på 100 000 til 200 000 år de siste 0,6-0,5 Ma, intervaller som stemmer godt overens med glasiale og interglasiale sykluser i de yngre deler av kvartærperioden. Disse syklusene reflekterer igjen variasjon i avsetningsrate og dominerende avsetningstype, og det later til at de største skredene utløses like etter glasiale maksimum i de ulike istidene, etter at isdekker har rukket helt ut til eggakanten (Berg et al., 2005; Bryn et al., 2005; Solheim et al., 2005). De lateralt utstrakte glideplanene i et undersjøisk ras består trolig av marine leireavsetninger, gjerne hemipelagiske avsetninger eller konturitter, som fører til at bimodale avsetninger sklir ut på grunn av et glattere underlag (Bryn et al., 2005).

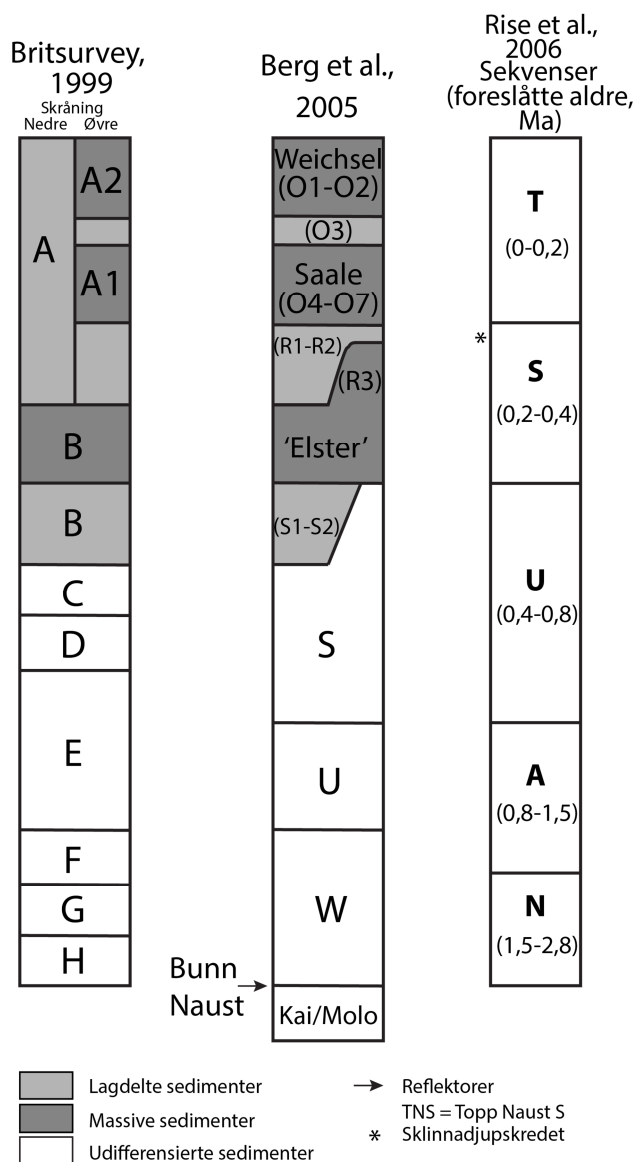
I forkant av Storeggaraset ble trolig glideplanene i større grad gjeldende som følge av at store mengder sedimenter ble ført ut i fra Norskerenna og avsatt i Nordsjøviften. Dette økte kompakteringen av eldre sedimenter på midtnorsk sokkel, som igjen førte til aktivering av forkastningssystemer i dypere grunn, samt at gradienten på viften stadig ble brattere som følge av den store sedimenttilførselen. Kompakteringen av sedimenter på sokkelen, samt ustabiliteten på sokkelen koblet til landheving etter istidene, initierte jordskjelv og førte til at de marine leirene kollapset (Bryn et al., 2005).

Store ras langs midtnorsk sokkel inkluderer Sklinnadjupraset (McNeill et al., 1998; Laberg et al., 2001; Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006), tidligere kjent som Trænabankraset (McNeill et al., 1998) og Vigridraset (Solheim et al., 2005; Rise et al., 2006). Alle disse rasene er trodd å ha blitt utløst de siste 0,5-0,6 Ma.

I tillegg digre undersjøiske skred er det registrert runde kraterlignende former på havbunnen, kjent som kopparr (Vorren & Mangerud, 2006). Kopparr er væske- eller gassunnsliplingsstrukturer, som kan oppstå som følge av hurtig avsetning av sedimenter på sokkelen, vanligvis i en størrelsesorden på 50-100 m i bredde og en dybde på 5-10 m. Dannelse av kopparr kan relateres til destabilisering eller tining av gasshydrater (f.eks. Vogt et al., 1999), og væske- og/eller gassunnsliplingene skjer trolig som store utbrudd etterfulgt av lange, rolige opphold (Hovland et al., 2005).

2.8 Tidligere studier av Naustformasjonen

Naustformasjonen ble først definert av Dalland et al. (1988) og avsetningene ble beskrevet som vekslende lag av leirstein, siltstein, sand og stedvis svært grove klastiske sedimenter, sistnevnte spesielt i toppen av formasjonen. Naustformasjonen ble definert i brønnbane 6507/12-1, og denne brønnen er typebrønn for Naustformasjonen. Det ble foreslått at det i toppen av Naust vises en overgang til et glasimarint miljø, men denne overgangen var dårlig dokumentert i letebrønnene som ble brukt som studiemateriale.



Figur 12: Oversikt over terminologien brukt for de ulike underenhetene av Naustformasjonen. Modifisert etter Rise et al. (2006; 2010).

Eidvin et al. (1998) viser at de øvre pliocene og pleistocene avsetningene inneholder mye glasialt derivert materiale i tillegg til en stor variasjon av bentoniske foraminiferer, av både polare og boreale former. Variasjonen i polare og boreale foraminiferer reflekterer de langt større temperaturvariasjonene som fant sted gjennom pleistocen, sammenlignet med pliocen. Det høye innholdet av glasialt derivert materiale består av både kantrundede og kantede gruspartikler og litologien er av både krystalline og sedimentære bergarter. Dette tyder på at avsetningene i stor grad var erosjonsprodukter fra Midt-Norge som ble transportert vestover og avsatt langs den midnorske sokkelen som prograderende kiler.

Naustformasjonen ble delt lateralt i to separate pakker som følge av Storeggaskredet og den første inndelingen av formasjonen ble i

utgangspunktet avgrenset til en nordlig og en sørlig del. Formasjonen ble inndelt i enheter ut fra deres seismiske karakter, der den nordlige delen av Naustformasjonen ble inndelt i

enhetene A-F og den sørlige delen ble inndelt i enhetene O-W (figur 12) (McNeill et al., 1998). De to delene av Naustformasjonen ble etter hvert korrelert med hverandre, og Evans et al. (2002) gjorde et forsøk på å korrelere den sørlige enheten W med den nordlige enheten F. Disse mindre enhetene ble etter hvert sammenfattet i fem hovedenheter, W, U, S, R og O, og var videre inndelt i flere under-enheter (McNeill et al., 1998; Berg et al., 2005) (figur 12). Denne inndelingen er senere erstattet av den informative inndelingen Naust-N (eldst), -A, -U, -S, -T, og formasjonen har blitt kartlagt fra Norskerenna til Lofoten. Den nye navngivningen erstatter de ulike terminologiene brukt i de tidligere studiene i samme område (figur 12) (Rise et al., 2006 samt tilhørende referanser). De ulike sekvensene i Naustformasjonen er koblet til de store glasieringsene, men hver av sekvensene kan inneholde sedimenter fra flere glasieringer, samt hemipelagiske sedimenter fra isfrie perioder (Berg et al., 2005; Bryn et al., 2005).

I følge Ottesen et al. (2012) reflekterer de fem sekvensene av Naust ulike glasieringer, men datering av de enkelte sekvensene er mangelfull. Denne problematikken er særlig fremtredende i studier der produksjonsbrønner er brukt som prøveinnhentingsmetode, og at materialet som er brukt i de fleste studier av pleistocene avsetninger er tatt fra borekaks. I dette materialet er det lite fossiler tilgjengelig, og de fossile faunaene bærer tydelig preg av resedimentasjon. Naust-T består av sedimenter fra de to siste glasieringene (saale og weichsel), Naust-S består av sedimenter fra den 3. siste store glasieringen som rakk ut til den daværende midtnorske sokkelen (elster). De resterende enhetene, Naust-N, -A og -U består av sedimenter fra alle foregående glasierings-interglasiale sykluser.

I tidligere studier av Naustformasjonen, står de seismiske studiene sterkt, både ved kartleggingen av formasjonens utvikling (f.eks. Hjelstuen et al., 2004; Dowdeswell et al., 2006; Rise et al., 2006; Ottesen et al., 2009; Ottesen et al., 2012), kobling mellom høye sedimentasjonsrater og undersjøiske skred (f.eks. Evans et al., 1996; Berg et al., 2005; Bryn et al., 2005; Haflidason et al., 2005; Solheim et al., 2005), og ikke minst estimat av volum avsatt kontra estimert volum fjernet fra det norske landskapet (f.eks. Steer et al., 2012; Hall et al., 2013). Utviklingen av Naustformasjonen har vakt interesse som følge av den mektige sedimentære kilen som er avsatt i løpet av særdeles kort tid, sett i et geologisk tidsperspektiv. Mange av studiene har også sett på materiale fra Naustformasjonen, men de fleste av disse studiene er utført ved bruk av grunne kjerner, ODP-kjerner eller DSDP-kjerner (f.eks. Haflidason et al., 1991; Jansen & Sjøholm, 1991; Sejrup et al., 1995; King et al., 1998b;

Forsberg & Locat, 2005). For å nå ned til de eldste delene av Naustformasjonen, må det bores med avanserte teknikker vanligst brukt i oljeindustrien, og mange av studiene av de kvartære avsetningene på midtnorsk sokkel er utført i forbindelse med kartlegging av norsk sokkel i regi av Oljedirektoratet (f.eks. Dalland et al., 1988; Eidvin et al., 1993; Eidvin et al., 1998; Eidvin et al., 2000; Eidvin et al., 2007).

2.9 Naustformasjonen og oppdatert geologisk tidsskala

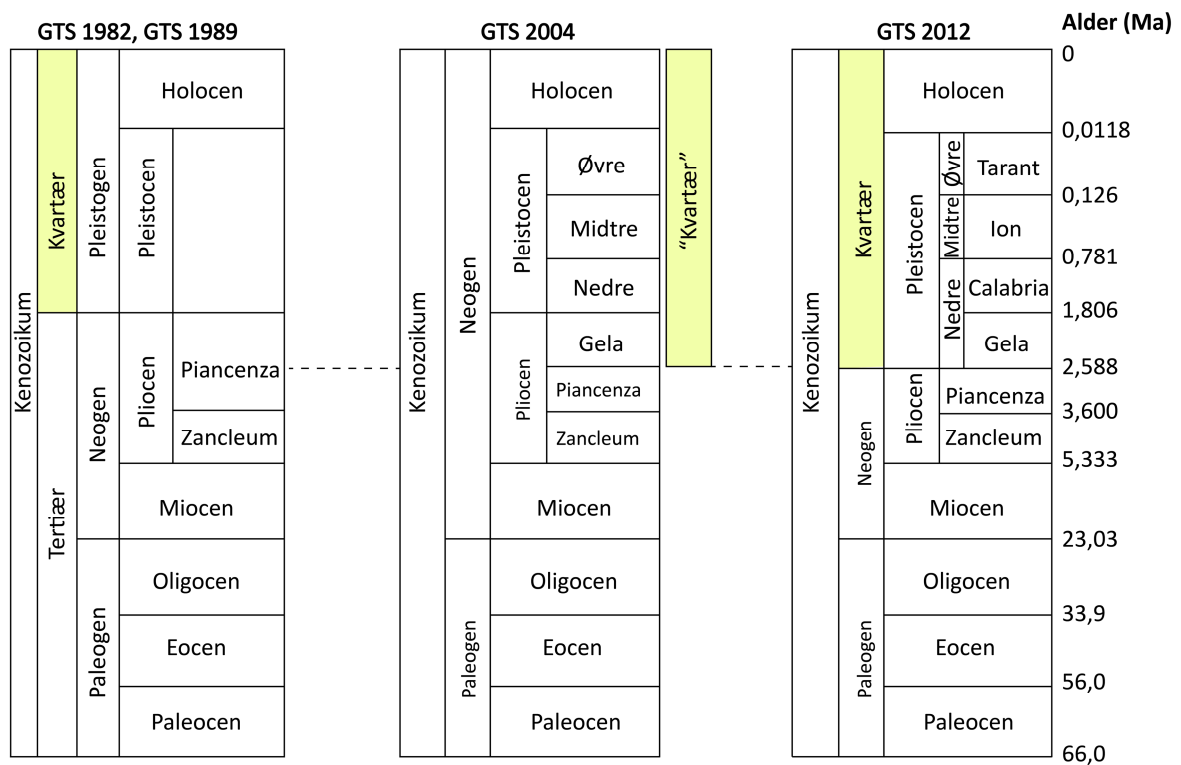
Kvartær, systemet og perioden, representerer de siste 2,58 Ma, og består av seriene/epokene pleistocen og holocen. Den undre grensen til systemet/perioden er definert av ett enkelt globalt typesnitt på Sicilia (Gibbard et al., 2010a). Typesnittet for grensen mellom pleistocen og holocen er definert fra NGRIP2-iskjernen fra Grønland (Walker et al., 2009). Den nåværende offisielle tidsskalaen for kvartær er godkjent av 'International Union of Geological Sciences' (IUGS). Offisielle kronostratigrafiske enheter foreslås av 'International Commission on Stratigraphy' (ICS) som er en del av IUGS. 'Subcommission on Quaternary Stratigraphy' (SQS) er den avdelingen i ICS som har ansvar for jordens yngste geologiske system/periode.

Frem til 1980-årene var kvartærperioden en omdiskutert periode uten en global kronostratigrafisk definisjon, og i årene fremover var kvartærperiodens rolle i den geologiske tidsskalaen varierende. Den geologiske tidsskalaen fra 2004 (Gradstein et al., 2004) utelot både kvartær og tertiær, og erstattet disse periodene med paleogen og neogen (figur 13).

Den kronostratigrafiske grensen for pliocen-pleistocen-grensen (tertiær-kvartær-grensen) skulle i utgangspunktet fastsettes i marine sedimenter, men grensen ble i 1983 satt til Vricaseksjonen i Calabria i Sør-Italia. Denne grensen ble definert på grunnlag av litostratigrafiske kriterier, der markørpunktet fantes i bunn av et leirsteinslag som lå konformt over et saprolittlag. Denne grensen lå også i den magnetisk normale polaritetsperioden (*subchron*) Olduvai ved 1,8 Ma (Aguirre & Pasini, 1985), rundt overgangen mellom etasjene gela og calabria (Pillans & Gibbard, 2012). Fastsettelsen av denne grensen var likevel kontroversiell, det fantes allerede en generell enighet om at grensen for pleistocen trolig var eldre enn den fastsatte GSSP- (*Global Boundary Stratotype Section and Point*) grensen, og at grensen burde bli satt ved et mye tidligere stadium i den geologiske tidsskalaen, hvor en større endring i det globale klimaet fant sted (Gibbard & Van Kolfschoten, 2004; Gibbard et al., 2010b; Pillans & Gibbard, 2012).

Kvartærperioden er globalt sett karakterisert av hurtige og store endringer i klima, samt større globale havnivåendringer. Nedkjølingsepisodene som førte til dette klimatiske skiftet tok til i tiden mellom 2,8 og 2,4 Ma (Gibbard et al., 2010b). Disse episodene er spredt globalt, og innbefatter hendelser som økning av droppestein i Nord-Atlanteren, akkumulasjon av mektige løssavsetninger i Kina og innvandring av kaldtvannsmollusker til varmere kyststrøk rundt New Zealand (Pillans & Gibbard, 2012).

I 1996 ble det innført en ny etasje i pliocen, kalt gela, mellom etasjen piacenza og den overliggende etasjen pleistocen (Rio et al., 1998) (figur 13). Bunnen for gelaetasjen ble definert av en GSSP ved Monte San Nicola i Sør-Sicilia og ble datert til 2,588 Ma (Pillans & Gibbard, 2012). Denne GSSP-grensen er plassert ca. 1 m over Gauss-Matuyama-grensen (Rio et al., 1998; Lourens, 2008). Som følge av at denne GSSP-grensen allerede var fastsatt, i tillegg til dens nærhet til Gauss-Matuyama-grensen, ble det av for eksempel Head et al. (2008) foreslått at denne grensen også ville være en passende nedre grense for pleistocen. I juni 2009 ble den nedre grensen for pleistocen satt til den nedre GSSP-grensen for gelaetasjen av IUGS dermed ble også gelaetasjen flyttet opp fra pliocen og inn i pleistocen (figur 13) (Gibbard et al., 2010a; Pillans & Gibbard, 2012).



Figur 13: Utvikling av det kronostratigrafiske systemet for kenozoikum, med kvartærsystemet uthevet. Modifisert etter Pillans og Gibbard (2012).

Da de første studiene av Naustformasjonen ble gjort (f.eks. Eidvin et al., 1998; Eidvin et al., 2000; Dahlgren et al., 2002; Berg et al., 2005; Bryn et al., 2005; Ottesen et al., 2005; Solheim et al., 2005; Rise et al., 2006; Ottesen et al., 2009), var den kronostratigrafiske grensen for plio-pleistocen satt ved 1,8 Ma. Jansen og Sjøholm (1991) fant en økning av droppstein (IRD) i brønnene 642-644 lokalisert i Vøringbassenget, vest for Naustformasjonen. Denne økningen av IRD ble i dyphavssedimentene datert til å ha en alder på 2,75 Ma. Eidvin et al. (2000) korrelerte den seismiske horisonten Bunn Naust med denne hendelsen, og antok videre at 2,75 Ma måtte være den maksimale alderen for den ”øvre pliocene sekvensen” i flere av brønnene som ble undersøkt. Dette aldersestimatet var dermed langt høyere enn datidens kvartærgrense, og i de første studiene av kvartære sedimenter på midtnorsk sokkel, ble sedimentene som i dag tilsvarer Naustformasjonen beskrevet som plio-pleistocene lagfølger, avsatt som en del av den pliocene suksesjonen på sokkelen. I den omfattende studien av Naustformasjonen, anslår også Ottesen et al. (2009) at Bunn Naust har en alder på 2,8 Ma, en alder som samsvarer godt med den registrerte økningen av IRD.

2.10 Berggrunnsprovinser i Norge

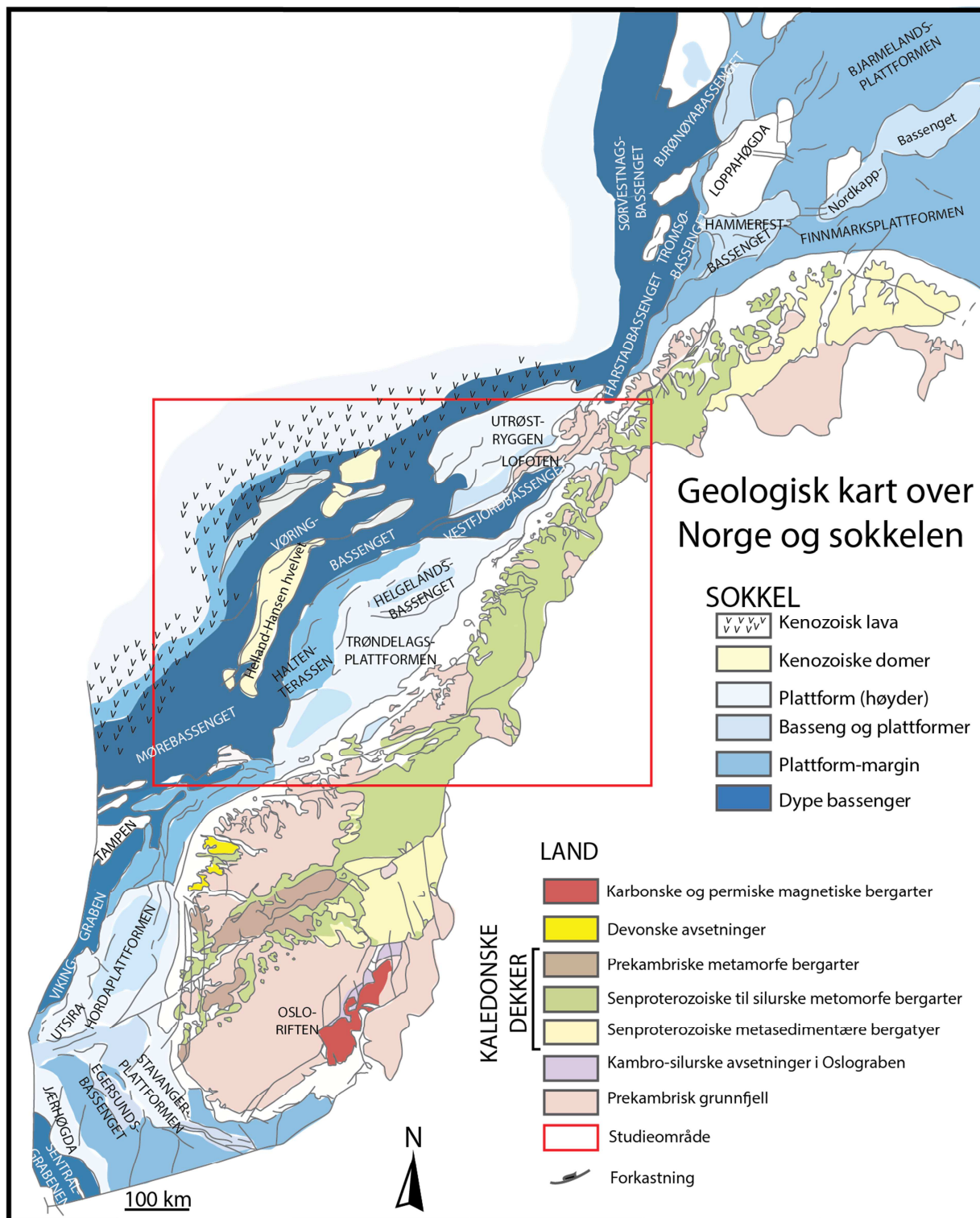
Den norske berggrunnsgeologien er svært mangfoldig og består av bergarter dannet gjennom et stort spenn av tid. Berggrunnsgeologien i Norge spenner stort sett fra prekambrium og tidlig paleozoikum, mens berggrunnsgeologien på norsk sokkel består av langt yngre bergarter, fra paleozoikum, mesozoikum og kenozoikum. Samlet består den norske berggrunnen totalt sett av bergarter dannet i løpet av tre milliarder år (Fossen, 2008).

Gjennom jordens historie har Norge vært del av flere landområder og superkontinenter. I arkeikum og den paleoproterozoiske æraen, var Norge en del av det fennoskandiske skjold, dette skjoldet ble i løpet av den mesoproterozoiske æraen en del av superkontinentet Rodinia. Ved slutten av prekambrium ble Norge en del av kontinentet Baltika (f.eks. Torsvik, 2003; Torsvik & Cocks, 2005).

I Norge er det bevart bergarter fra de eldste orogene fasene Baltika har vært en del av, men mange av de bergartene som har den mest komplekse historien er dannet som følge av den kaledonske fjellkjeden. Kaledonidene ble dannet som følge av fire eller fem store, tektoniske hendelser i paleozoikum. Orogenesen begynte i kambrium da Ægirhavet som lå mellom Baltika og Sibir ble aktivt subdukerende. Denne hendelsen, i tillegg til rotasjon av Baltika førte til lukkingen av Iapetushavet, og Baltika bevegde seg mot Laurentia (Torsvik &

Rehnström, 2001). De norske kaledonidene ble dannet som følge av at Baltika og Laurentia kolliderte (Gee et al., 2008), og fjellkjeden som den står i dag er et resultat av at orogenet kollapset i tidlig devon, som følge av at kompresjonskreftene avtok. Dette førte til at ekstensjonskrefter overtok i området, og fjellkjeden begynte å kollapse like etter at den hadde nådd sitt høyeste punkt (f.eks. Fossen, 1992; 1998).

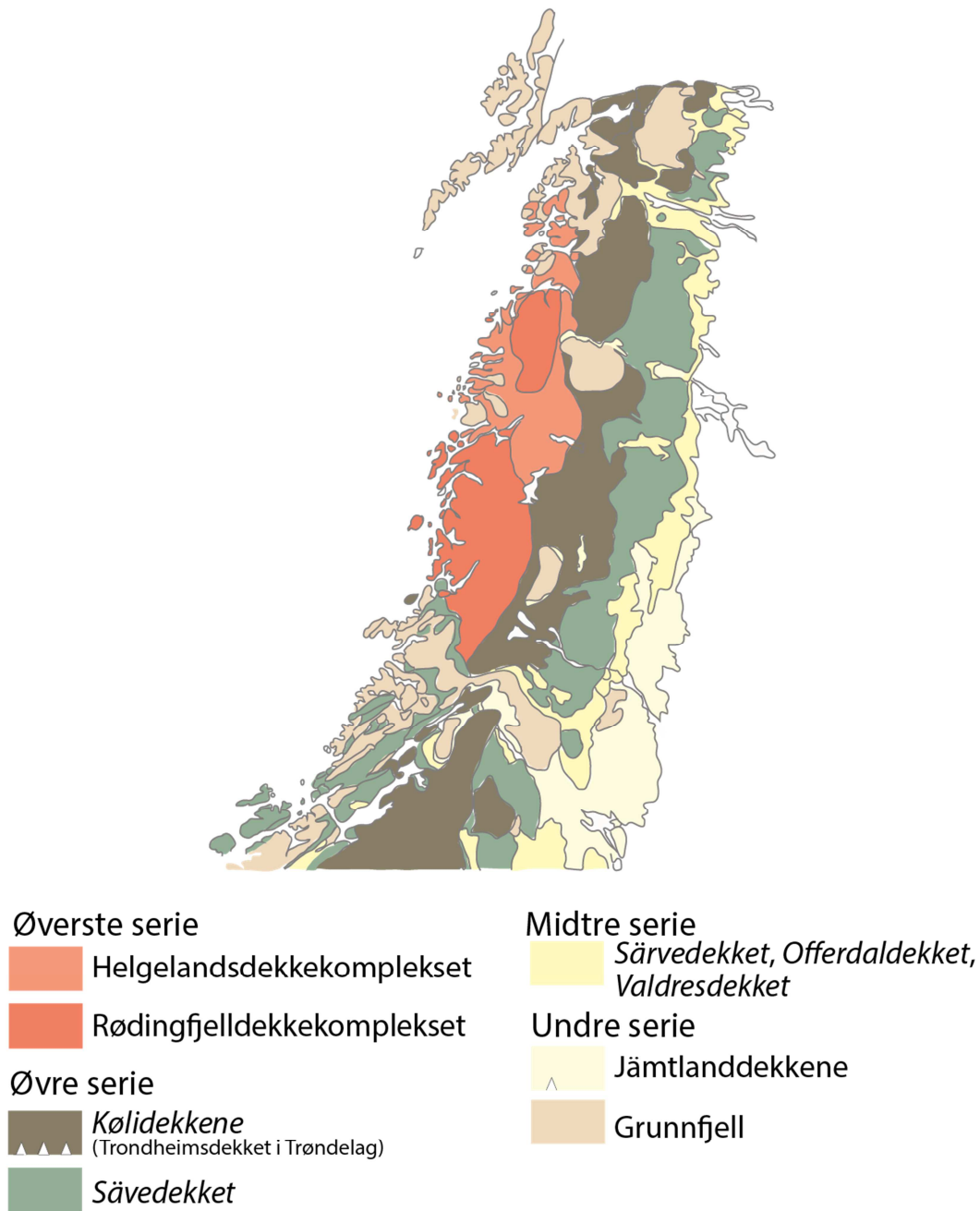
Bergartene i de norske kaledonidene kan deles i tre grupper (figur 14): Det baltiske skjold som inneholder berggrunn dannet i prekambrium (grunnfjell), avløsningssoner (*decollément zones*) og skyvedekker dannet under kollisjonen (Fossen, 1992). Skyvedekkerne har blitt stuet over hverandre i Norge, og har blitt plassert i fire grupper basert på deres opphav: Det lavere, middels, øvre og øverste allohton (figur 15) (Roberts & Gee, 1985; Fossen et al., 2006).



Figur 14: Forenklet berggrunnskart for Norge og norsk sokkel. Studieområdet for denne studien er markert med rød firkant. Omarbeidet etter Fossen (2008).

Berggrunnsgeologien i Nord-Norge og Midt-Norge består av de øverste skyvedekkenene i fjellkjeden, øvre og øverste dekkserie, i tillegg til små tektoniske vinduer der grunnfjellet fra prekambrium er blottet. Nordlandsdekkene deles inn i tre grupper: *Köli- og Sävedekkenene* (øvre dekkserie) (Stephens & Gee, 1989), *Rødingsfjälldekkekomplekset* (underste del av øvre

dekkserie) og *Helgelandsdekkekomplekset* (toppen av øverste dekkserie) (figur 15) (Ramberg, 1967; Fossen et al., 2006).



Figur 15: Berggrunnskart for Nordland og Midt-Norge. I tillegg til de øverste dekkeseriene i den kaledonske fjellkjeden, er også midterste og undre serie til stede med små bidrag, spesielt i Øst-Norge mot Sverige. Modifisert etter Fossen et al. (2006).

Kølidekkene ligger øst i Nordland på grensen til Sverige, og består i hovedsak av basiske vulkanske og sedimentære bergarter (figur 15). Kølidekkene deles igjen opp i to underserier: *Gasakdekket* (Stephens & Gee, 1989), som i hovedsak består av amfibolitt og glimmerskifer, og *Fauskedekket* (Roberts et al., 2007), som i hovedsak består av kalkspat- og dolomittmarmor, glimmerskifer, og lokalt tykke konglomerater (Fossen et al., 2006).

I den nedre delen av øvre dekkserie ligger *Sävedekket* (figur 15). Sevedekket strekker seg som et belte fra østlige deler av Nord-Norge og over grensen til Sverige. Sevedekket ble først definert fra kvartsittiske og fossilfrie skifer og gneiser i Jämtlandsområdet i Sverige (Törnebohm, 1896). Berggrunnen i Sevedekket består av store mengder kvartsitt, kvartsskifer og amfibolitt, i tillegg til gneiser og migmatitter. Flere steder i dette dekket er det funnet bevis på at dette skyvedekket har blitt utsatt for metamorfose av amfibolitt- til granulittfacies, og det må dermed ha blitt ført dypt ned i jordskorpen. Det er også funnet noe eklogitt i dekket (Fossen et al., 2006).

Rødingsfjelldekkekomplekset ligger over Fauske- og Gasakdekket og ligger dermed nederst i den øverste dekkserien (figur 15). Dette komplekset er delt inn i mange underserier i Ranaområdet, der de dominerende bergartene er granittiske gneiser, kalkspat- og dolomittmarmor og glimmerskifer (Osmundsen et al., 2003; Fossen et al., 2006).

Helgelandsdekkekomplekset ligger som den øverste dekkserien i den sørvestlige delen av Nordland og Nord-Trøndelag (figur 15). Hovedbergartene i Helgelandsdekkekomplekset er glimmergneiser og glimmerskifer, i tillegg til granittbatolitter. Helgelandsdekkekomplekset består også i stor grad av dypbergarter som domineres av granitter, granodioritter, monzonitt, trondhemitt, tonalitt, dioritt og gabbro (f.eks. Fossen et al., 2006; Roberts et al., 2007; Barnes et al., 2011).

Av de lavere seriene i de kaledonske skyvedekkenes er midtre og undre serie til stede i Midt- og Nord-Norge med mindre bidrag (Fossen et al., 2006) (figur 15). Av den midtre serien er *Särvedekket*, *Offerdalsdekket* og *Valdresdekket* representert i mindre grad helt i øst av Nordland og Nord-Trøndelag, mens *Jämtlandsdekket* av undre serie er representert i Nord-Trøndelag. Begge disse seriene er sterkere representert i Nord-Sverige enn i Norge. I *Särvedekket* er hovedbergartene metamorfiserte sandsteiner med mafiske intrusiver. *Offerdalsdekket* består i stor grad av feltspatrike sandsteiner, sterkt folierte granitter og

porfyrittiske ryolitter (Gee, 1977; Gee, 1978). Valdresdekket består av konglomerat, krystalline bergarter og små innslag av klastiske sedimenter (Bingen et al., 2011).

De store grunnfjellsvinduene i Nord- og Midt-Norge består i stor grad av granitter og gneiser (figur 15). De tektoniske vinduene er dannet som følge av at grunnfjellet står som domer eller kulminasjoner i fjellkjeden, og de overliggende skyvedekkene har dermed vært sterkere utsatt for erosjon i senere tid. Grunnfjellet i disse vinduene er blottet etter kollapsen av den kaledonske fjellkjeden (Fossen et al., 2006).

3 Materiale, data og metoder

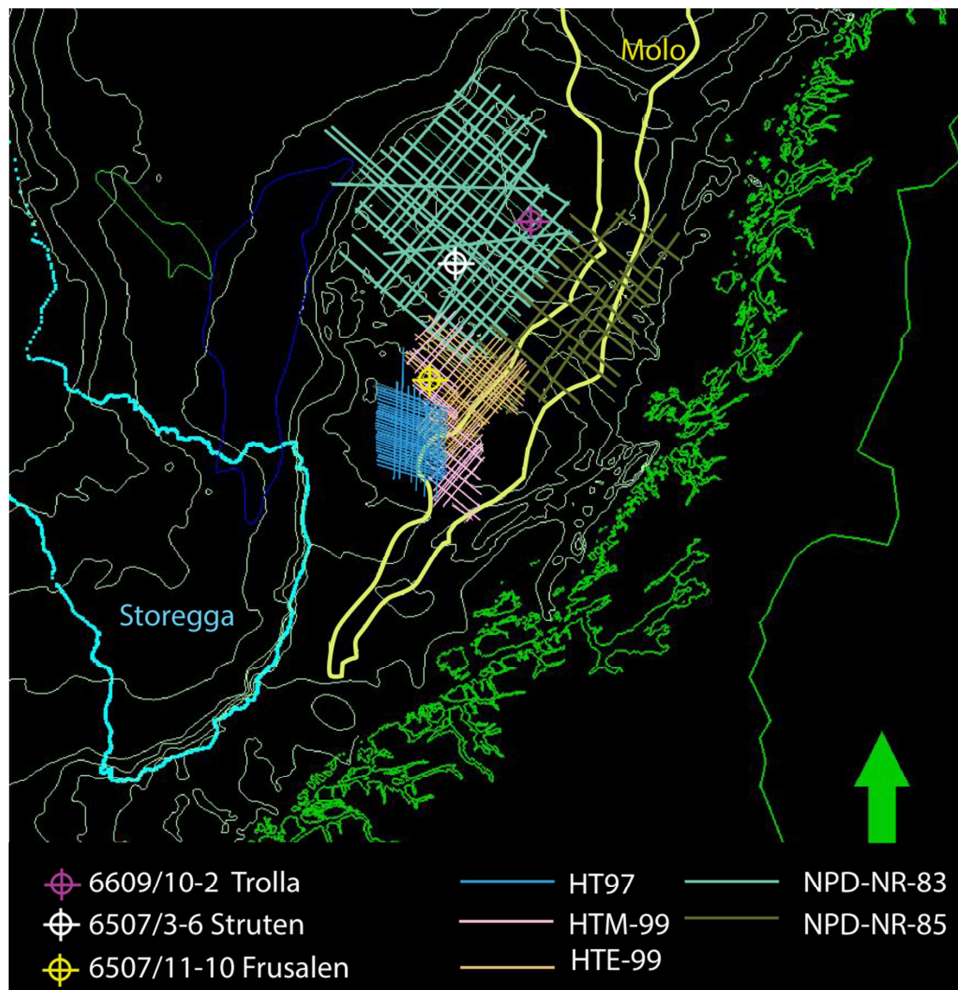
Dette masterprosjektet benytter to typer data; borekaks fra tre brønner i Norskehavet og seismisk kartlegging av Naustformasjonen i områdene der materialet er hentet. Fordi tolkning av de seismiske dataene har fungert som bindeledd mellom det tilgjengelige materialet og den regionale utformingen av formasjonen, presenteres de seismiske dataene og tilknyttede metoder først. Dette kapitlet tar videre for seg de ulike tilgjengelige dataene, og i slutten av kapitlet presenteres metodene som er brukt for å analysere dataene.

3.1 Seismiske data

For å få en bedre forståelse av utvikling og sammensetning av Naustformasjonen i områdene de tre ulike brønnene er tatt, er det utført seismisk tolkning av 2D-seismikk i området. Seismikken er tilgjengelig fra Oljedirektoratet (OD), og er en del av det seismiske nettverk spredt ut over midtnorsk sokkel.

3.1.1 Seismisk database (undersøkelser)

De seismiske dataene som er tilgjengelig fra OD dekker store deler av midtnorsk sokkel, og de ulike seismiske undersøkelser som er brukt i dette prosjektet er: NPD-NR-85, NPD-NR-83, HT97, HTM99 og HTE99. De ulike undersøkelser er markert på oversiktskartet under (figur 16). Linjene som er tolket i denne studien ligger innenfor 65 °N og 66 °N.



Figur 16: Oversiktsbilde for seismiske undersøkelser brukt i dette masterprosjektet. De ulike undersøkelsene er markert inn i bilde. Brønnene 6609/10-2, 6507/3-6 og 6507/11-10 er markert. Skredaret etter Storeggaskredet er markert inn med lyseblått. Norskekysten er markert inn med klar grønnfarge. Batymetrien vist i bildet er 100 m koter. Oversiktsbildet er hentet fra programvaren Schlumberger Petrel.

NPD-NR-83

Den seismiske undersøkelsen NPD-NR-83 ble utført i Norskehavet som en ordinær seismisk undersøkelse av Oljedirektoratet i 1983. Undersøkelsen består av 4745 km høyoppløselige 2D seismiske data (Oljedirektoratet, 1983).

NPD-NR-85

Den seismiske undersøkelsen NPD-NR-85 ble utført i Norskehavet som en ordinær seismisk undersøkelse av Oljedirektoratet i 1985. Undersøkelsen består av 1517 km høyoppløselige 2D seismiske data (Oljedirektoratet, 1985).

HT97

Den seismiske undersøkelsen HT97 ble utført i Norskehavet som en ordinær seismisk undersøkelse av Nopec AS i 1997. Undersøkelsen består av 1768 km høyoppløselige 2D seismiske data (Oljedirektoratet, 1997).

HTE99

Den seismiske undersøkelsen HTE99 ble utført i Norskehavet 1999 som en ordinær seismisk undersøkelse av GEOTEAM EXPLORATION AS. Undersøkelsen består av 2038 km høyoppløselige 2D seismiske data (Oljedirektoratet, 1999a).

HTM99

Den seismiske undersøkelsen HTM99 ble utført i Norskehavet 1999 som en ordinær seismisk undersøkelse av GEOTEAM EXPLORATION AS. Undersøkelsen består av 1099 km høyoppløselig 2D seismiske data (Oljedirektoratet, 1999b).

Alle de benyttede seismiske undersøkelsen består av linjer som går NV-SØ (vinkelrett på kontinentsokkelen) og NØ-SV (parallelt med sokkelen). De seismiske linjene i disse undersøkelsen er markert i oversiktskartet (figur 16).

3.1.2 Seismisk tolkning

For tolkning av de seismiske dataene er programvaren Schlumberger Petrel 2013 brukt. Denne programvaren lar brukeren markere horisonter over seismiske reflektorer og man kan dermed tolke store mengder data enkelt og effektivt. Petrel er i dette prosjektet brukt til å tolke avgrensninger av Moloformasjonen og Naustformasjonen, i tillegg til enhetsavgrensninger innad i Naustformasjonen. Etter at alle de ønskede linjene var ferdig tolket, ble skjermdumper av alle bildene implementert i Adobe Illustrator. I denne programvaren ble de seismiske seksjonene fargelagt og ordnet grafisk.

Merk at det ved bruk av denne metoden ikke ble tolket underenheter av Naustformasjonen, seismiske facies eller andre avanserte metoder knyttet til tolkningen. Bruken av seismiske data i denne oppgaven er kun benyttet for å oppnå en bedre forståelse for hvilke deler av Naustformasjonen som kan være inkludert i borekakssamlingen. I hver av de tolkede profilene er de tre tilknyttede brønnene markert inn, og det presenteres forsøk på å knytte de ulike seismiske grensene i Naustformasjonen til kjente dyp i borekakset fra brønnene.

Ved beskrivelse av de fem enhetene i Naustformasjonen, er det tatt i bruk begreper fra seismisk stratigrafi. De ulike begrepene tatt i bruk er nedlappende flater (*downlap*), avkuttete flater (*truncated reflections*), prograderende system og aggraderende system.

Nedlappende flater tolkes der seismiske refleksjoner terminerer i hellende retning mot underliggende hellende eller horisontale flater. Avkuttete flater beskriver en lagfølge der yngre sedimenter er avsatt over en erosjonsgrense og er ofte en pålitelig grense mellom to ulike seismiske sekvenser (Mitchum et al., 1977).

Avsetningsmønster som tolkes i seismisk stratigrafi deles opp i grupper ut i fra deres refleksjonsmønster. Prograderende system, også kjent som kystfremrykking, tolkes som strata der avsetningene har bygget ut kontinentsokkelen i større eller mindre grad. Systemene klassifiseres ut i fra den overordnede formen på kilene. De progressivt laterale, svakt hellende kilene som utgjør avsetningsflatene kalles klinoformer, og er en av de vanligste avsetningsflatene som kartlegges (Mitchum et al., 1977). Aggraderende system, eller landoppbygning, er avsetningsmønster som hever jordflaten, spesielt av sedimenter som bygger opp et lavereliggende område. Aggradasjon brukes gjerne i seismisk stratigrafi som beskriver lagfølger avsatt under havnivå der avsetningsrommet (*accommodation space*) avtar. Dette avsetningsmønsteret fører til at eggakanten på sokkelen beveger seg horisontalt utover mot dypere vann. Til sammenligning beveges eggakanten i et prograderende system seg både utover og oppover, som følge av større avsetningsrom.

Avsetningsrommet er avstanden mellom havflaten og havbunnen og betegner det ledige rommet som finnes for mulig avsetning. Dette volumet endres ved økt tilførsel av sedimenter, eller endring i relativt havnivå. Overgang mellom to avsetningsregimer, for eksempel fra et prograderende system til et aggraderende system, utløses som følge av endring i avsetningsrommet.

3.2 Tilgjengelig materiale

I dette masterprosjektet er det brukt borekaks fra tre brønner i Norskehavet, 6609/10-2 Trolla, 6507/3-6 Struten og 6507/11-10 Frusalen. Borekaks er materiale som kvernes opp av borekronen og transporteres til overflaten på plattformen. Operatøren for disse brønnene var oljeselskapet Det Norske, og brønnene var *wildcat*-letebrønner for petroleumsvirksomhet. En wildcatbrønn er en letebrønn som bores i et mulig prospektivt område, hvor rettighetshaverne

(i dette tilfellet Det Norske Oljeselskap, med partnere) har forventinger til området prospektet ligger i. Om en boring gjennomføres, vil resultatene for denne boringen gi svar på hvor vidt prospektet står i stil til forventningene kartleggingen av området har gitt. Om boringen fører til funn av hydrokarboner, vil det kunne bores avgrensingsbrønner i direkte nærhet til wildcatbrønnen for å definere utbredelse av funnet (pers. komm. Randeberg, 2016). Om wildcatbrønnen ikke gir de ønskede resultatene, blir boring avsluttet, brønnen blir plugget og forlatt og prospektet blir ansett som uinteressant (Olje-og-Energidepartementet, 2014). De tre brønnene som er tatt i bruk i dette masterprosjektet viste seg å være tørre og ble plugget og forlatt etter hvert som operasjonene ble fullførte (Oljedirektoratet, 2011a; 2011b; 2011c).

Borekaket som er undersøkt i dette masterprosjektet er levert som bulkprøver, og ingen opprinnelige avsetningsstrukturer er dermed bevarte. I løpet av boreoperasjonen av de tre ulike brønnene ble det ikke tatt kjerner og kun borekaks har vært tilgjengelig for analyser.

3.2.1 6609/10-2 Trolla

Brønn 6609/10-2 ble boret i Helgelandbassenget, nord i Norskehavet i september 2009. Brønnen er lokalisert ca. 120 km vest for Sandnessjøen i Nordland. Brønn 6609/10-2 Trolla penetrerer Trænabanken på midtnorsk sokkel. Formålet med brønnen var å teste hydrokarbonpotensialet av Båtgruppen, fra eldre jura i Trollaprospektet. Det var også ønsket å undersøke Tilje- og Åreformasjonene fra tidlig jura. Undersøkelsene ga svake indikasjoner på gass i kullavsetninger fra jura, men brønnen ble forlatt 3.10.2009 som en 'tørr brønn', uten funn av hydrokarboner (Oljedirektoratet, 2011c).

3.2.2 6507/3-6 Struten

Brønn 6507/3-6 ble boret på Sørhøyden i juni 2009. Brønnen er lokalisert øst for Dønnaterassen i Norskehavet, ca. 200 km vest for Mosjøen i Vefsn kommune i Nordland. Hovedformålet med brønnen var å teste hydrokarbonpotensialet for Fangst- og Båt-gruppenes reservoarer, avsetninger fra henholdsvis tidlig og midtre jura. Det ble påvist gode reservoarsandsteiner i formasjonene Garn, Ile og Tilje. Alle disse reservoarene ble påvist å være vannfylte, og ingen hydrokarboner ble funnet. Brønnen ble dermed forlatt som en 'tørr brønn' den 23.06.2009 (Oljedirektoratet, 2011a).

3.2.3 6507/11-10 Frusalen

Brønn 6507/11-10 ble boret nordøst for Midgardfeltet, på østlig side av Haltenterassen i Norskehavet i januar 2010. Denne brønnen er lokalisert ca. 150 km vest for Rørvik i Vikna kommune i Nord-Trøndelag. Hovedformålet med brønnen var å undersøke hydrokarbonpotensialet til Fangstgruppen fra midtre jura og Båtgruppen fra tidlig jura. Ingen av reservoarene i disse gruppene inneholdt hydrokarboner, og brønnen ble permanent plugget og forlatt som en 'tørr brønn' i februar 2010 (Oljedirektoratet, 2011b).

3.3 Materialets historie

Som følge av at det tilgjengelige materialet ikke ble innsamlet for stratigrafiske undersøkelser primært, men heller som en tilfeldighet, vil dette delkapittelet forklare materialets historie. Denne informasjonen er særdeles relevant for valg av analyser og prosedyrer brukt i dette masterprosjektet.

3.3.1 Riggoperasjoner

Ved boring fra en leterigg starter ikke prøvetakingen før brønnen har nådd et dyp på mellom 100-300 m under havbunnen. Dette er fordi trykket i brønnen må stabiliseres, og en naturlig stabilisator av et borehull er trykket i formasjonen. Konsekvensen er at materialet i toppen av brønnen ikke prøvetas og er dermed ikke tilgjengelig for analyse. Materialet som er tilgjengelig etter boring fra plattform er som regel borekaks som frigjøres under boringen, og alt materiale som borekronen frigjør, fraktes til plattformdekket med et sirkulerende boreslam i brønnen. Borekaks prøvetas vanligvis for hver 10 m i de delene av brønnen som er utenfor reservoarintervallene, men det forekommer også prøveintervaller på 5 m (Eidvin et al., 1998). Under boreoperasjonen pumpes det sirkulerende boreslammet fra boredekk, gjennom brønnen og ned til borekronen som kverner seg nedover i avsetningene. Slammet, som kan være både olje- og vannbasert, er svært viskøst. Borevæske eller "mud", er enhver væske som brukes i en boreoperasjon der væsker pumpes fra overflaten, ned borestrengen, gjennom drillbittet og opp igjen til overflaten. Borevæsker tilfredsstiller mange behov ved blant annet; å fjerne borekaks fra bunnen av brønnen og frigjøre dem på overflaten; kontrollere formasjonstrykket og vedlikeholde brønnstabiliteten ved å nedkjøle, smøre og støtte boreutstyret. Det skal også minimere miljøskader og forhindre dannelse av gasshydrater. Den mest kritiske funksjonen borevæsken har er å minimere konsentrasjonen av borekaks rundt drillbittet og opp gjennom brønnen. Hvis borekakset ikke fjernes fra væsken, mister den raskt evnen til å rense brønnen.

For at borevæsken skal kunne resirkuleres må borekaket fjernes jevnt og effektivt ved ankomst på overflaten (Growcock & Harvey, 2004).

Det har i mange år vært vanlig å gjenbruke oljebasert borevæske, i hovedsak som et forsøk på å minimere kostnadene for kostbare kjemikalier. Vannbaserte borevæsker er ikke like kostbare og har derfor blitt dumpet på havbunnen etter endt boring i norske farvann frem til midten av 1990-tallet (Paulsen et al., 2001; Jensen et al., 2004). Etter at Statoil viste at resirkulering av vannbasert boreslam var økonomisk effektivt (Løklingholm & Saasen, 1999), økte bruken av denne metoden, og resirkulasjon av boreslam har de siste årene blitt vanlig for både vann- og oljebasert boreslam.

Det vil under hele boreoperasjonen tilføres kaksfragmenter og ulike typer leire til boreslammet. Dette kan til en viss grad tolereres, og kan i tillegg være gunstig for prosessen. Tilsetningen av leirpartikler i boreslammet gir et svært viskøst slam. Dette fører til at løse kaksfragmenter lettere settes i suspensjon og kan fraktes opp fra brønnen med slammet. De ulike typene leire som kan tilsettes slammet, varierer ut i fra hvilken egenskap man ønsker å gi boreslammet. Et vanlig mineral som tilsettes boreslam er barytt, BaSO_4 . Tilsetning av barytt fører til at slammet får økt tetthet. Fosforrik montmorillonitt, i industrien kjent som bentonitt, er også et kjent tilsetningsmiddel i boreslam. Også dette øker tettheten til boreslammet, og øker dermed også slammets viskositet (DeWolfe, 2004; Growcock & Harvey, 2004).

3.3.2 Boreoperasjonen

Borekaks som transporteres med boreslammet vil påvirkes fysisk på vei fra borekronen og opp til overflaten på plattformen. Borekaks kan degraderes mekanisk som følge av den roterende borestrengen, spesielt i smale brønner, det kan også gå i oppløsning som følge av abrasjon mellom individuelle borekaksbiter. Generelt ser man at klaster i borekaks som kommer til overflaten er mindre og mer rundet enn de i utgangspunktet var ved påvirkning fra borekronen. I tillegg er kornstørrelsesfordelingen sett ved flytlinjen (*flowline* – instrument ved *mud*-mottaket på plattformen) varierende fra omtrentlig opprinnelig kaksstørrelse til svært små partikkelstørrelser (Growcock & Harvey, 2004).

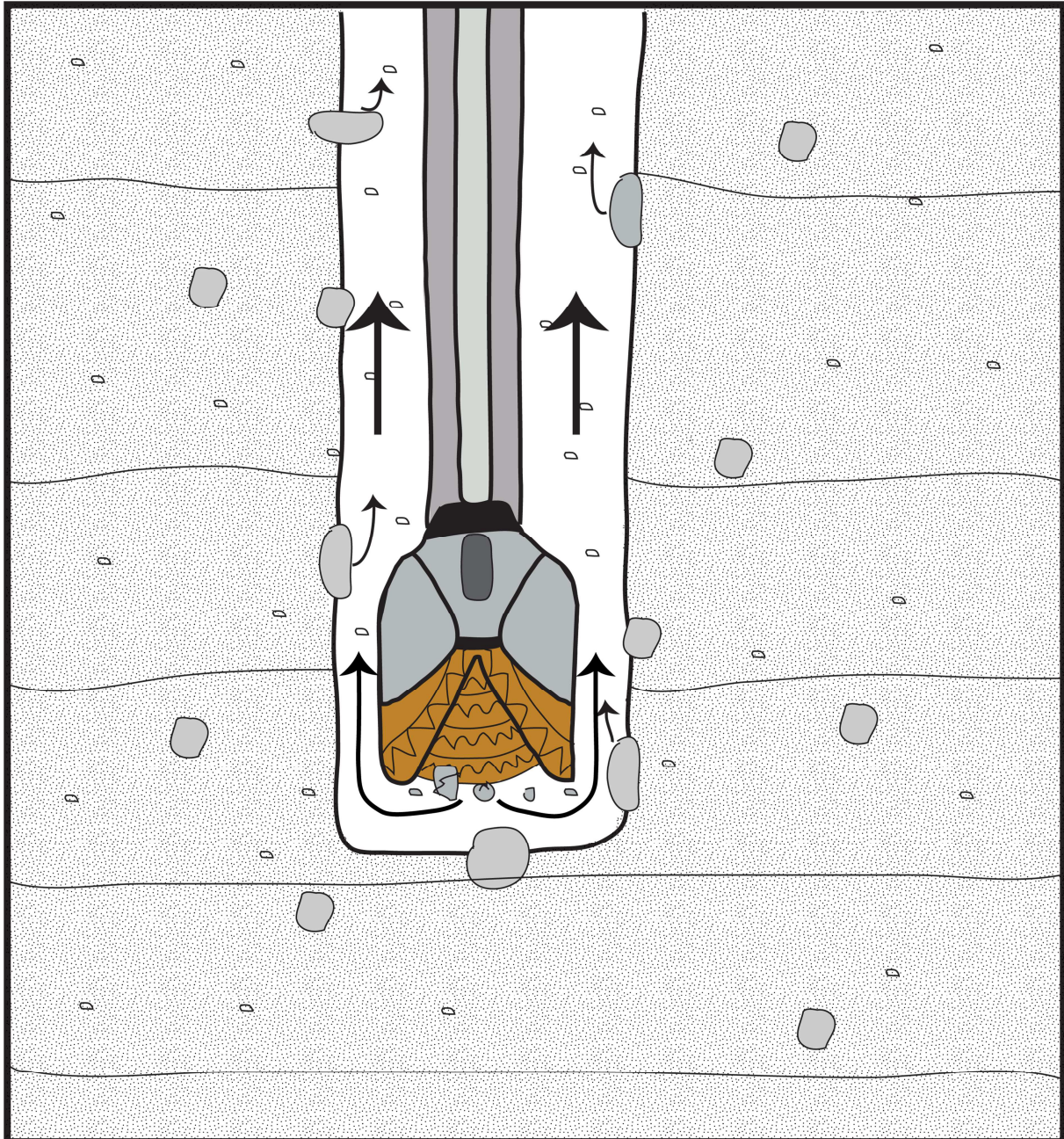
Når slammet kommer til overflaten igjen på plattformen, må slam og borekaks skilles gjennom flere prosesser. For å fjerne borekaket fra boreslammet, brukes ulike *solids control*-

utstyr. De ulike instrumentene er utformet for å fjerne materiale i slammet som er tilført under boringen; utstyret skal likevel sikre at de ønskede delene av materialet forblir i slammet. De vanligste instrumentene for å vaske boreslammet for borekaks, er ulike typer vibrasjonssikter (*shale shakers*). Disse siktene vil fjerne borekaks fra slammet ut i fra hvilken maskestørrelse siktene har. Denne prosessen er viktig både å hindre væsketap fra boreslammet, men også øke renheten på både slam og borekaks. For å unngå større mengder væsketap i resirkulasjonen av boreslam, må væsken renses før det kan gjenbrukes. Et instrument som kan brukes til dette formålet er en tørker (*dryer*). Dette er en finmasket vibrasjonssikt som lar det fineste borekaket passere og på nytt pumpes ned i brønnen (DeWolfe, 2004; Growcock & Harvey, 2004; Merrill & Robinson, 2004).

I følge Eidvin et al. (1993) er det en utfordring å kun ha borekaks tilgjengelig for analyser. Det er langt fra et ideelt materiale å bruke, spesielt på grunn av forurensning innad i brønnen. Forurensning kan både kobles til utfall av materiale fra brønnveggen, men også blanding av materialet i slammet. Utfall fra brønnveggen er spesielt kritisk i områdene som ikke er satt med fôringsrør (*casing*) (se prinsippskisse, figur 17).

3.3.3 Forbehold for representativitet

Det er en utfordring å avgjøre om materialet som er tilgjengelig er representativt for analyser. Denne usikkerheten er både koblet til dybdeangivelsene gitt i borekaksbeskrivelsene (figur 18) og på prøveposene, men også det faktisk tilstedeværende materialet. Hvorvidt materialet stammer fra det angitte dypet er en usikkerhet i seg selv. Om deler av materialet i en gitt pose for eksempel er påvirket av brønntuffall (ut i boreslammet fra brønnveggen over borekronen), vil ikke materialet være representativt for det angitte dybdeintervallet (se prinsippskisse, figur 17). I tillegg til problematikken rundt representativiteten til materialet, er det også naturlig å tro at materialet utsettes for stor grad av blanding under transport fra avsetningsdypet til plattformdekket. Det er dermed vanskelig å vite hvor nøyaktig dybdeangivelsene for de ulike prøveposene faktisk er.



Figur 17: Prinsippskisse for boreoperasjonen. Borekronen påvirker materialet som ligger i brønnbanens retning, mens materiale i brønnveggen som frigjøres under boreoperasjonen kan fraktes til overflaten med boreslam uten å ha vært direkte i kontakt med borekronen. Hvorvidt materialet har vært i kontakt med borekronen eller ikke, bestemmer den representative fordelingen av materialet.

3.4 Prøveutvelgelse

Da prosjektet ble påbegynt, forelå det borekaksbeskrivelser (figur 18) gjort av de ulike serviceselskapene på riggene som utførte boringen. Denne informasjonen er mottatt fra oljeselskapet Det Norske, som eier brønnene. Disse borekaksbeskrivelsene gir en (veldig) kort beskrivelse av materialet som kommer opp fra borehullet og registreres for hver 10. meter i brønnen. Borekaksbeskrivelsene er råmateriale, og inneholder dermed ingen tolkning av

formasjonsgrenser, eller annen sensitiv informasjon. Ved starten av laboratoriearbeidet ble prosedyren planlagt ut i fra den informasjonen som var tilgjengelig for materialet.

Borekaksbeskrivelsene har, i tillegg til NPDs faktasider (Oljedirektoratet, 2011a; 2011b; 2011c), fungert som veiledende informasjon i forkant av oppstarten av laboratoriearbeidet. Da prøvene skulle velges ut, var det ønskelig å få en oversikt over materialet som fantes i toppen av brønnen, i tillegg til en god oversikt over materialet som fantes i bunn Naust og nedenfor grensen til underliggende materiale fra brønnen. Da prøvetakingen ble planlagt og igangsatt, ble det valgt ut 5 prøver i toppen av Naust, 5 prøver over Bunn Naust, i tillegg til 5 prøver under Naust-grensen. Sett bort i fra disse prøvene, ble det tatt ut borekaks i 30 m-intervaller gjennom de tre brønnene. Ved oppstart av laboratoriearbeidet ble det konkludert at finmaterialet trolig ikke kunne brukes til ønskede analyser, som følge av for mange usikkerhetsmomenter. Det ble derfor besluttet å kun bruke grovfraksjon i borekaket, og hente inn klaster fra alle tilgjengelige prøveposer fra brønn 6609/10-2 Trolla og brønn 6507/11-10 Frusalen. I brønn 6507/3-6 Struten er det opprinnelige datasettet brukt, og det er dermed utelukkende hentet prøver fra hver 30 m. Oppløsningen til resultatene fra denne brønnen er dermed lavere enn for de to andre brønnene (tabell 1). Full oversikt over alle utvalgte prøver kan leses ut fra vedlagte borekaksbeskrivelser, vedlegg 1-3.

Tabell 1: Oversikt over datasettene for hver av brønnene. For brønn 6609/10-2 Trolla og 6507/11-10 Frusalen ble datasettet utvidet etter laboriestart. Oppløsningen for borekaksundersøkelsene er dermed høyere for disse to brønnene sammenlignet med brønn 6507/3-6, som beholdt sitt opprinnelige datasett på 27 prøver (30 m-intervall).

	Opprinnelig datasett, antall undersøkte prøver:	Utvidet datasett, totalt antall undersøkte prøver:
6609/10-2 Trolla	40	89
6507/3-6 Struten	27	-
6507/11-10 Frusalen	42	95

På tross av at borekaksbeskrivelsene (figur 18) forelå, er ikke beskrivelsene brukt aktivt under materialutvelgelsen, de er likevel konsultert med beskrivelsene i etterkant for å kontrollere overenstemmelse mellom funn på riggen og funn i denne studien.

Cuttings Description Well: 6507/11-10 Frusalen				
Depth (m)	Lith.	%	Description	Shows/remarks
500	clst	90	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brnm brit, occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
510	clst	90	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brnm brit, occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
520	clst	90	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brnm brit, occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
530	clst	90	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brnm brit, occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
540	clst	90	Med gry, grd gmsh-gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
550	clst	80	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	20	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
560	clst	80	Med gry, grd gmsh-gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	20	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
570	clst	80	Med gry, grd gmsh-gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	20	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
580	clst	90	lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
590	clst	90	Med gry, grd gmsh-gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
600	clst	80	Med gry, grd gmsh-gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	20	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
610	clst	90	Med gry, grd gmsh-gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
620	clst	90	Med gry, grd gmsh-gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
630	clst	90	Med gry, grd gmsh-gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy tr rk frgs, lt gry-blk, v	

Figur 18: Eksempel på borekaksbeskrivelse fra rigg. Den aktuelle beskrivelsen er for brønn 6507/11-10 Frusalen, og beskrivelsene i denne delen av loggen er for toppen av brønnen, fra og med 500 m dyp. I loggen er det oppgitt om prosentmessig litologisk fordeling, henholdsvis leirstein (*clst*) og sandstein (*sd*). Beskrivelse for øverste prøvetatte dyp: 510 m, 90 % leirstein, leses som: *Medium gray, very soft, sticky, calcitic, mica, glaucophane, traces of limestone, light brown, brittle, occasional shell fragments, silty, sandy, traces of rock fragments, light gray to black, very coarse sand to gravel. 10 % sandstein: very fine to fine sand, occasionally coarse to very coarse sand, clear quartz, white quartz, subrounded to angular.*

3.5 Laboratoriemetoder

I dette underkapittelet presenteres alle laboratoriemetoder som var planlagt å gjennomføre før oppstart av laboratoriearbeidet. Som følge av at rammeverket for dette masterprosjektet ble endret etter oppstart, er både metoder som ble brukt i prosessen inkludert, men også metoder som ble valgt bort er presenterte her. Metodene brukt i dette masterprosjektet er baserte på hva som ble vurdert mulig med det tilgjengelige materialet. Alle laboratoriemetodene som er brukte er utført ved *Earth Surface Sediment Laboratory* (EARTHLAB) ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.

3.5.1 Kornstørrelsesfordeling

En av de viktigste karakteristikkene til en sedimentprøve er kornstørrelsesfordelingen. Kornstørrelsesfordelingen kan fortelle om hvilke prosesser og mekanismer sedimentene tidligere har vært utsatt for, som for eksempel forvitnings- og erosjonsprosesser, transportmekanismer og transportavstand, samt avsetningsforhold i studieområdet. Det var i utgangspunktet ønskelig å gjøre en kornstørrelsesanalyse på materiale som er brukt i denne studien. Kornstørrelsesanalysen var forventet å gi en indikator på mengde materiale innenfor leirfraksjonen som videre kunne lede til en prøveutvelgelse med hensyn til analyse av mulige leirminerale. Kornstørrelsesfordelingen kunne også virke som et forhold mellom faktisk tilstedeværelse av leirminerale og sedimentkorn brutt ned til leirfraksjon. Tidlig ble det oppdaget at forurensning fra boreslammet mest trolig vil påvirke fordelingen av kornstørrelser i prøvene, spesielt fordi prøvene påvirkes i så stor grad både under selve boreoperasjonen, men også under mudloggingen på plattformen. Analytiske undersøkelser på kornstørrelsesfordeling i prøvene ble derfor valgt bort, som følge av for mange usikkerhetsmomenter.

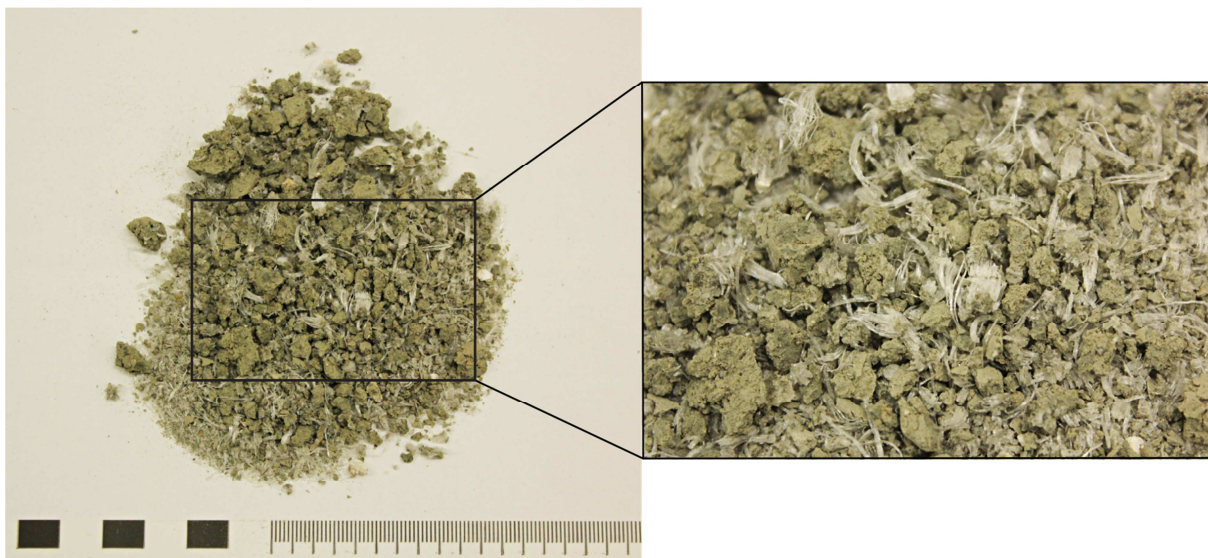
3.5.2 Leirmineralanalyse

Det var i utgangspunktet ønskelig å gjøre leirmineralanalyse av finfraksjonen i borekaksprøvene. Analyse av leirminerale var forventet å indikere endring i forvitnings- og erosjonsprosesser av det norske landskapet gjennom avsetningene fra Naustformasjonen. Hypotetisk sett vil endringer i type leirmineral i Naustformasjonen indikere hvorvidt materialet er påvirket av kjemisk forvitring eller mekaniske forvitnings- eller erosjonsprosesser. Som følge av forurensningen fra selve boreoperasjonen ble det tilgjengelige materialet vurdert til å ha for mange usikkerhetsmomenter til at det var verdt å gjennomføre. De ulike prosedyrene borekaket gjennomgår på plattformdekket, innebærer at både leire fra boreslammet forblir i materialet, men også små leirpartikler som potensielt har

vært avsatt i sedimentene kan ha blitt fjernet i ett eller flere av instrumentene som vasker boreslammet. Det ble på grunn av dette besluttet at denne studien skulle rettes mot de grovere fraksjonene i borekaket.

3.6 Forbehandling av prøvematerialet

Til dette prosjektet er det tatt ut totalt 211 prøver av borekaks fra brønnene 6609/10-2, 6507/3-6 og 6507/11-10. Borekaket fra Naustformasjonen i disse brønnene er bulkprøver av ukonsoliderte sedimenter og borekaket har ligget lagret i flere år. Den fuktige prøven har under lagring tørket inn og dette har ført til at saltene (i hovedsak KCl, se avsnitt 3.2), i det tilsatte boreslammet har blitt krystallisert og dermed saltsementert materialet (figur 19). For å klargjøre materialet til analyse, har det derfor måttet gjennomgå en skreddersydd laboratorieprosedyre.



Figur 19: Bildet viser krystalliserte salter fra en borekaksprøve. Saltene er til en viss grad mulig å unngå å inkludere i grusfraksjon, men alt materiale er slemmet opp og vasket i to omganger for å løse opp eventuelle resterende salter. Det forstørrede bildet til høyre er i målestokk 2:1 til oversiktsbildet.

Materialet brukt videre i denne studien er i hovedsak grovfraksjonen i borekaket, det vil si grus og stein avsatt utenfor kysten av Midt-Norge. Det er likevel ønskelig å få et inntrykk av hvordan kaksprøven ser ut, med hensyn til en grov kornstørrelsesfordeling, farge og mengde prøve. Prøven som er tatt ut vil derfor både bestå av grus og stein, men også finmateriale fra prøven. Finmaterialet vil følgelig inneholde boreslam, og dette slammet vil kunne påvirke resultatene ved en eventuell analyse (for eksempel kornstørrelsesfordeling og mineralogi).

I brønnene som har gitt prøvematerialet til denne studien, er det i hovedsak brukt vannbasert boreslam. Saltene i boreslammet er fjernet fra prøvene i laboratoriet ved å slemme prøvene på ristebord (i to døgn ved 160 rpm) (figur 20) i rent vann i to omganger. Vannet er deretter fjernet med plastsprøyte etter at alt materialet i prøven er bunnfelt i prøveglasset.

Etter vasking ble prøvene våtsiktet ved 2 mm i laboratoriet. Alt materialet ble tatt vare på, og videre satt til tørk. Materialet som var >2 mm ble undersøkt med hensyn til mulig provenansanalyse.



Figur 20: Ristebord brukt ved slemming av sedimentprøver. Ristebordet består av en sokkel med roterende bord og flaskeklemmer til prøveglass. Glassflasker med gummipropp festes i holderne, og metallbordet roterer mot klokken i en forhåndsinnstilt hastighet, i dette tilfellet 160 rpm (*rotations per minute*).

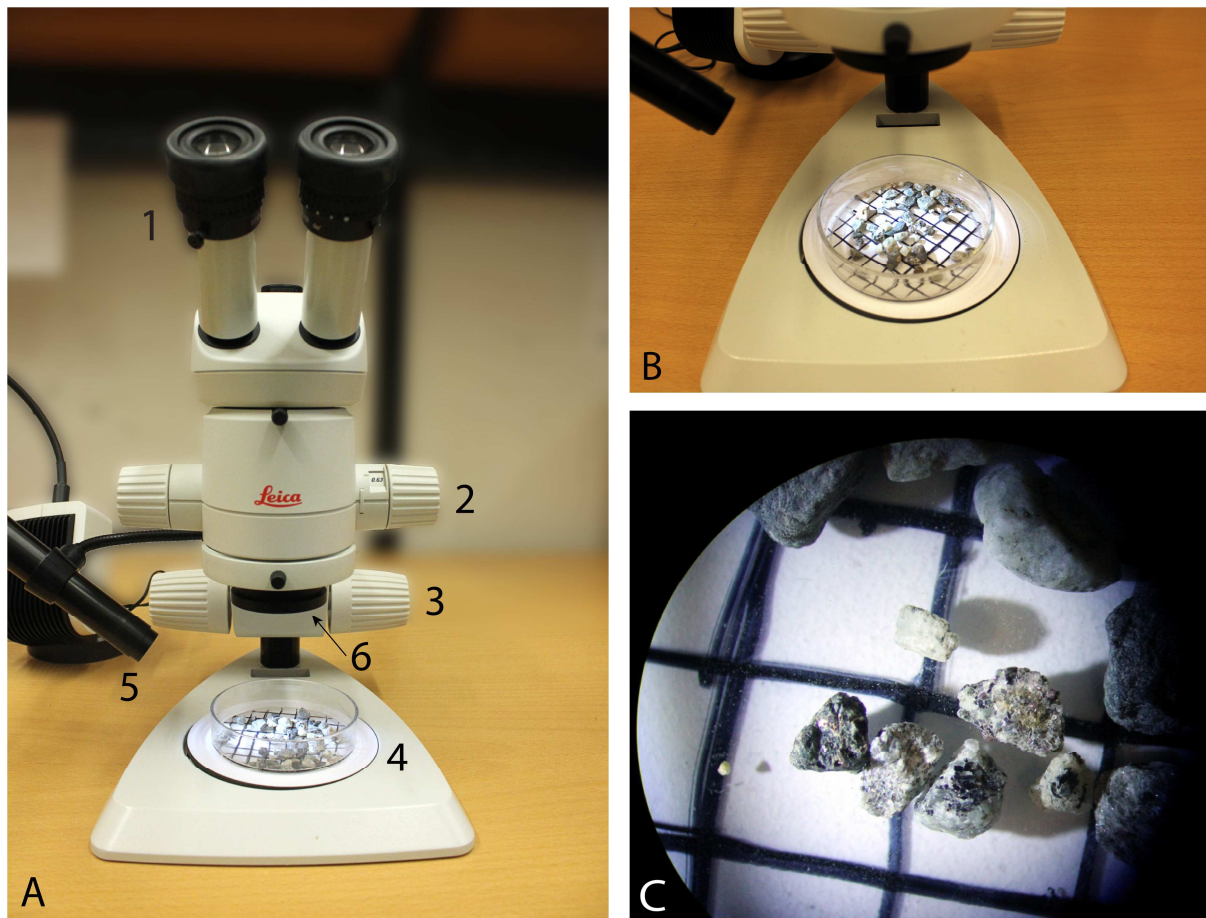
3.7 Fordeling av grusfraksjon i avsetningene

Alle prøver av grusfraksjon er veid både før og etter våtsikting. Tørrvekten av >2 mm fraksjonen er brukt til å lage en prosentmessig fordeling av grusfraksjon gjennom alle borekaksprøvene i hver av brønnene.

3.8 Inndeling av klasttyper

I materialet som er hentet ut av borekaket, er fraksjonen >2 mm brukt til kvalitative studier. Av denne fraksjonen ble det laget en grov inndeling av alle klaster funnet i prøvene, og videre ble det utført en bergartsbestemmelse av alle bergartsfragmenter. Klastinndelingen ble gjort ved bruk av Leica bordstående stereomikroskop (lupe), med 0,63-4,0x forstørrelse (figur 21).

Fordi kun grusfraksjonen er undersøkt i denne studien, omtales grusfraksjonen herfra som studiemateriale.



Figur 21: A viser Leica bordstående stereomikroskop. 1) justerbare okkularer, 2) forstørring (0,63-4,0x), 3) fokus, 4) prøveplasseringsflate, 5) lyskilde, 6) linse. B viser prøveglass plassert under linsen. C viser prøven sett gjennom okkularene.

Bergartsfragmentene er delt inn i tre brede grupperinger som kan reflektere sannsynlig provenans. Hovedgruppe 1 består av bergartsfragmenter, enkle mineralkorn og små korn som ikke lar seg identifisere. Gruppe 2 inneholder kull, kalkrike sandsteiner og siltsteiner. Gruppe 3 inneholder biogene klaster som skjellfragmenter og skjell.

3.9 Bergartsbestemmelse

De ulike gruppene fra den enkle inndelingen av klasttyper (kapittel 3.8) er videre sett i sammenheng med berggrunnen i Nord- og Midt-Norge (kapittel 2.10, figur 15), samt fordelingen av sedimentære bergarter på midtnorsk sokkel. Fordelingen av bergarter i Norge og på sokkelen i dag kan bidra til å få en forståelse for hvor kildeområdet til Naustformasjonen har vært viktigst gjennom kvartær, ved hjelp av en enkel provenansstudie av materialet.

3.10 SEM – Sveipelektronmikroskop

Utvalgte prøver fra >2 mm fraksjonen er undersøkt ved hjelp av analyse med sveipelektronmikroskop (SEM). De utvalgte kornene plasseres på en dobbeltsidig, elektrisk ledende karbonteip på toppen av en aluminiumsknapp. Etter montering på aluminiumsknappen dampes gullpaladium (AuPd) på, slik at hele overflaten av hver prøve er dekket av elektrisk ledende materiale. Når klastene er klare for undersøkelse, plasseres de klargjorte aluminiumsknappene på en prøveplattform inni undersøkelseskompartimentet i elektronmikroskopet. Her settes kompartimentet i vakuum, og fylles med nitrogen.

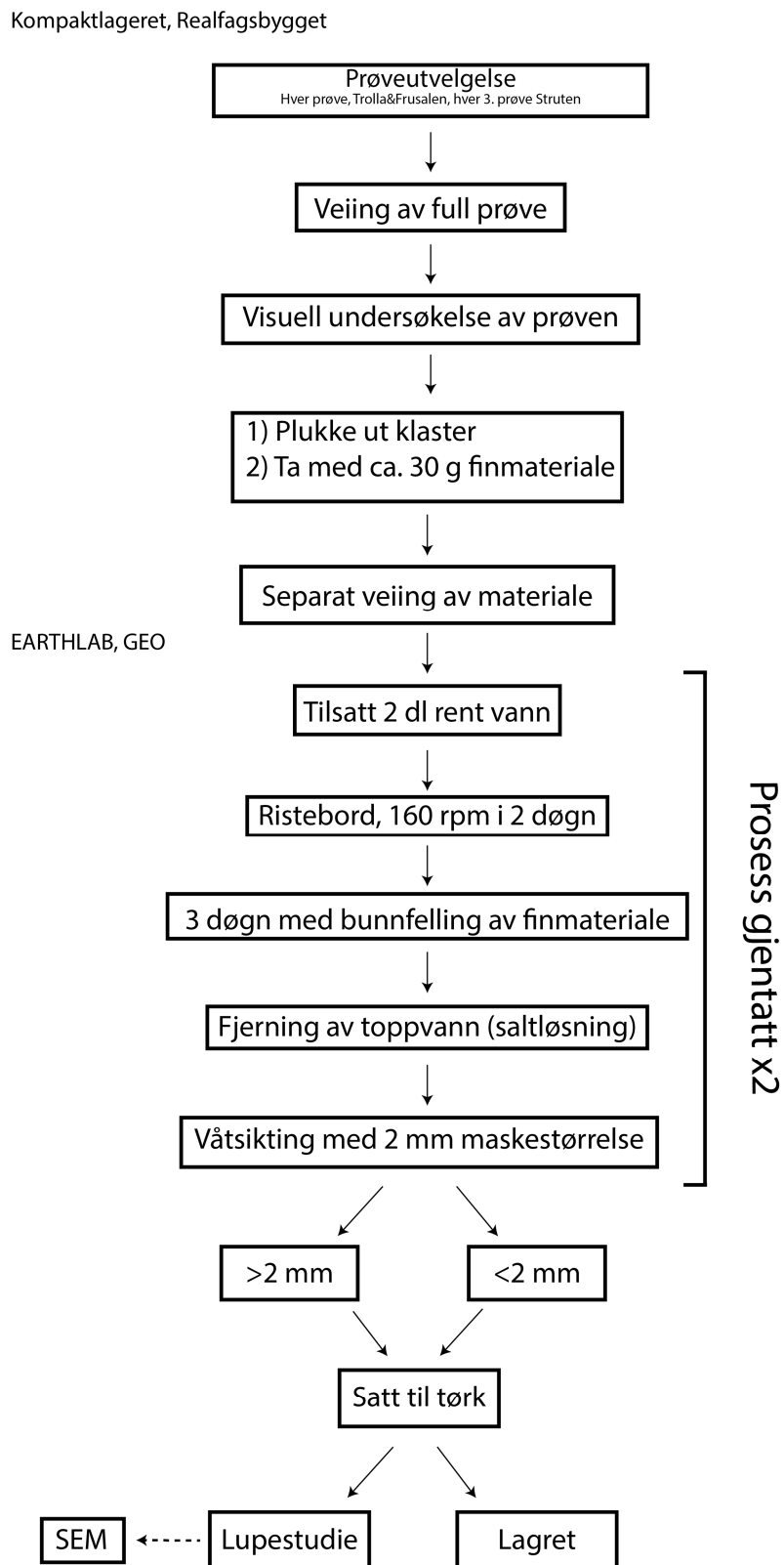
Zeiss Supra 55VP sveipelektronmikroskop (figur 22), tilgjengelig ved ELM-laboratoriet ved Universitetet i Bergen, har en forstørrelse på opptil 1,5 millioner ganger. Elektronmikroskopet er utstyrt med STEM-detektor, EDS og WDS detektor for elementanalyse, backscatter detektorer, samt en KV rekkevidde på 100 V til 30 kV (Heggstad, 2009).

I denne analysen ble særlig overflaten til klastene fra borekasset undersøkt. Det var ønsket å undersøke hvorvidt flatene på klastene var påvirket av abrasjon fra selve boreoperasjonen, eller om det var mulig å finne glasielle abrasjonsspor eller kjemiske forvitningsflater koblet til kilde, transport og avsetning til materialet. I tillegg ble det utført enkelte grunnstoffanalyser (EDX) på utvalgte korn. Grunnstoffanalysene har spesielt vært rettet mot klaster som skiller seg ut fra grusfraksjonen fra de ulike brønnene. Oversikt over SEM-analysene er gitt i vedlegg 4.

Alle laboratoriemetoder er sammenfattet i et flytdiagram (figur 23).



Figur 22: Bilde av sveipelektronmikroskopet tilgjengelig ved ELM-laboratoriet ved Universitetet i Bergen (Heggstad, 2009). Foto: Irene Heggstad.



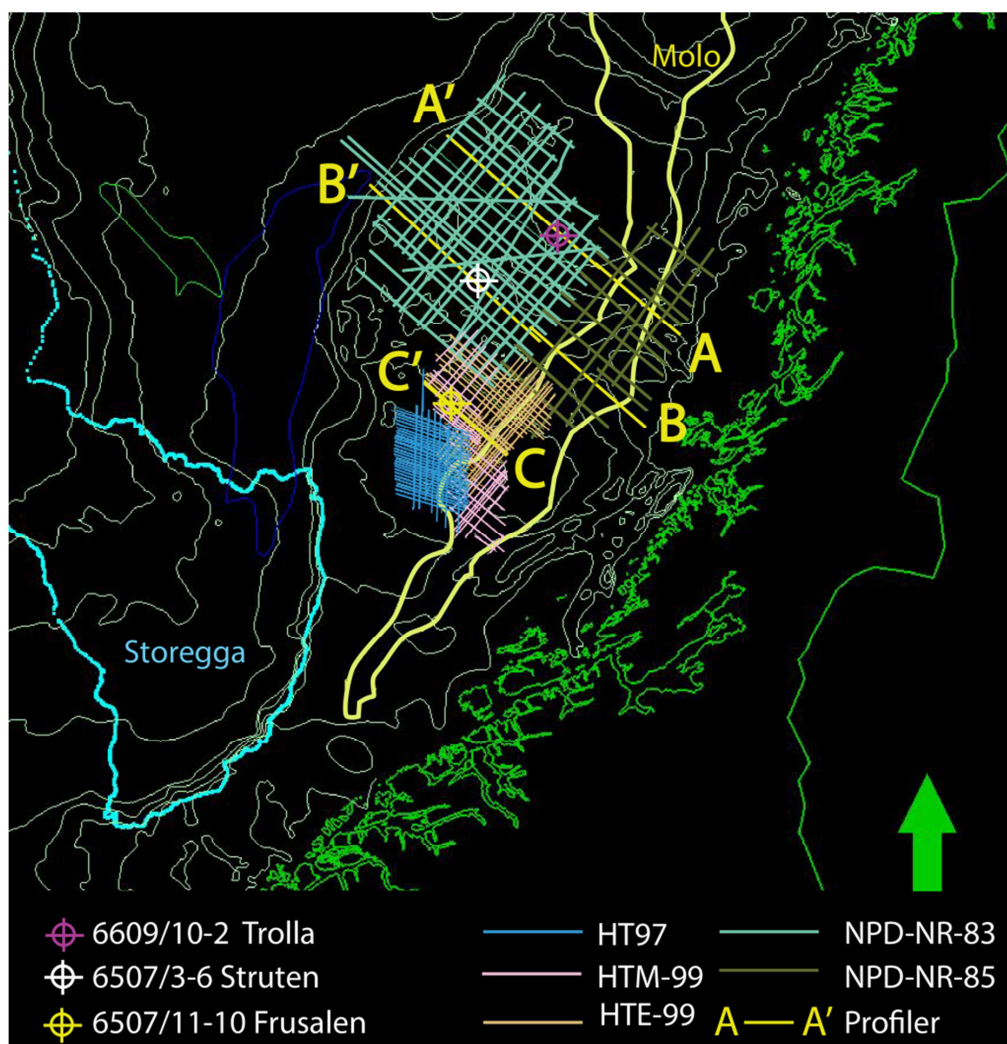
Figur 23: Flytdiagram som viser trinnvis gjennomgang av metodene brukt til masterprosjektet. Analyser med sveipelektronmikroskop er utført ved elektronmikroskopisk felleslaboratorium ved Universitet i Bergen.

4 Resultater

Dette kapittelet tar for seg resultatene som er fremstilt fra den seismiske tolkningen, samt resultatene fra laboratoriearbeidet med borekaks materialet. Mot slutten av kapittelet er det laget en sammenstilling mellom laboratoriearbeid og seismisk kartlegging. Kapittelet er bygget opp slik at observasjoner gjort under seismisk kartlegging og laboratoriearbeid er adskilt, og presenteres hver for seg, med tilhørende tolkning til hver av temaene.

4.1 Seismiske profiler (observasjoner)

De seismiske profilene som er undersøkt i dette masterprosjektet (A-A', B-B', C-C') er linjer som passerer området der brønnene penetrerer Naustformasjonen. Alle de seismiske linjene som er undersøkt strekker seg SØ-NV på midtnorsk sokkel. Profilene for 6609/10-2 Trolla og 6507/3-6 Struten er satt sammen av to seismiske linjer, mens profilet for 6507/11-10 Frusalen kun dekkes av én tilgjengelig seismisk undersøkelse, og har dermed kun én lokal seismisk linje tilknyttet. Figur 24 viser et enkelt oversiktskart hentet ut fra programvaren Schlumberger Petrel 2013 over plassering av brønner og seismiske profiler.



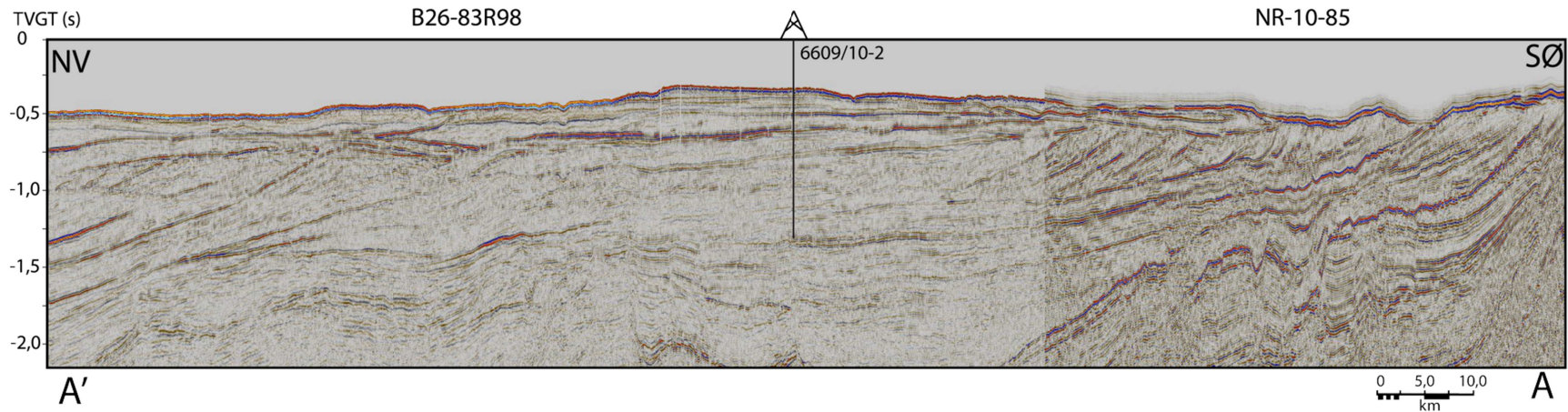
Figur 24: Oversiktsbilde for seismiske undersøkelser brukt i dette masterprosjektet. De ulike seismiske undersøkelsene er markert inn i bildet, samt de tre profilene brukt til tolkning. Brønnene 6609/10-2, 6507/3-6 og 6507/11-10 er markert. Skredarret etter Storeggaskredet er markert inn med lyseblått. Norskekysten er markert inn med klar grønnfarge. Batymetrien vist i bildet er 100 m koter. Oversiktsbildet er en skjermdump hentet fra programvaren Schlumberger Petrel 2013.

4.1.1 6609/10-2 Trolla linje B26-83R98 og NR-10-95

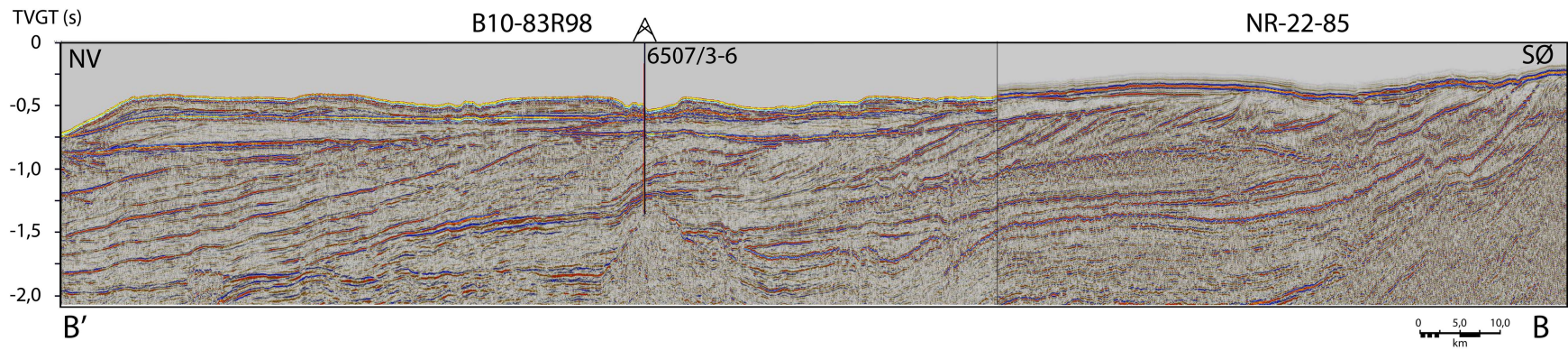
Det seismiske profilet (A-A') for 6609/10-2 Trolla (figur 25) strekker seg fra kystområdene utenfor Mo i Rana i Nordland og ut til ytre deler av midtnorsk sokkel (oversiktskart, figur 24).

4.1.2 6507/3-6 Struten linje B10-83R98 og NR-22-85

Det seismiske profilet (B-B') for 6507/3-6 Struten (figur 26) strekker seg fra kystområdene utenfor Sør-Helgeland og ut til over eggakanten på midtnorsk sokkel (oversiktskart, figur 24).



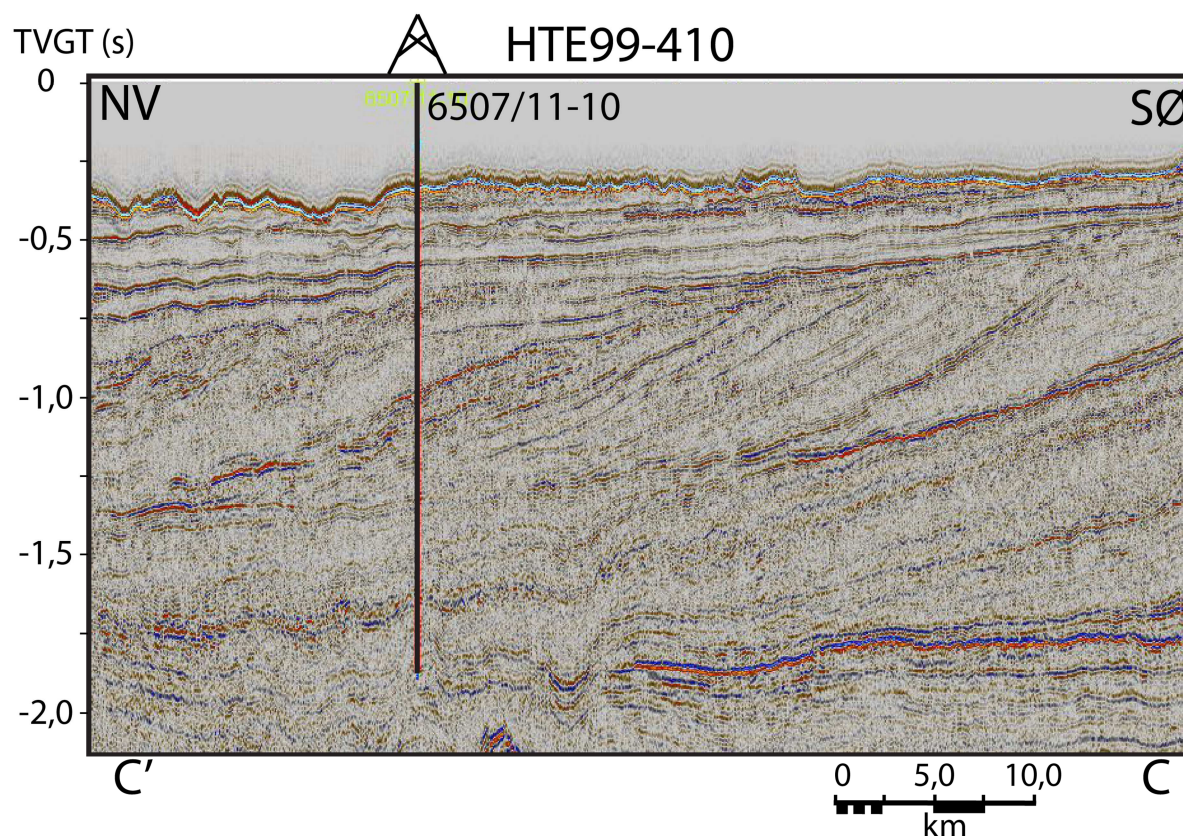
Figur 25: Seismisk profil over området der brønnbane 6609/10-2 Trolla går. De seismiske linjene som er satt sammen i dette snittet er linjenummer B26-83R98 i vest og linjenummer NR-10-85 i øst. Brønn 6609/10-2 er markert midt i profilet som en svart strek, med korrekt dybde fra NPD.



Figur 26: Seismisk profil over området der brønnbane 6507/3-6 går. De seismiske linjene som er satt sammen for dette profilet er B10-83R98 i vest og NR-22-85 i øst. Brønn 6507/3-6 er markert midt i profilet som en svart strek, med korrekt dybde fra NPD.

4.1.3 6507/11-10 Frusalen linje HTE99-41

Det seismiske profilet (C-C') for 6507/11-10 Frusalen (figur 27) består av den seismiske linjen HTE99-41, og strekker seg over indre deler av midtnorsk sokkel, omtrent utenfor Rørvik i Nord-Trøndelag (oversiktskart, figur 24).



Figur 27: Seismisk profil for brønnbane 6507/11-10, Frusalen. Den seismiske linjen brukt til dette snittet er HTE99-410. I følge NPDs faktasider (Oljedirektoratet, 2011b) har Naustformasjonen ved dette punktet en mektighet på 1122 m, med havbunnsdybde på 299 m og Bunn Naust ved 1421 m.

4.2 Resultater fra seismisk kartlegging

Den seismiske kartleggingen av Naustformasjonen er utført, der Naustenhetenes utbredelse på Vøringmarginen er undersøkt. De fem enhetene er tolket for å kunne fastslå hvilke enheter som kan være representerte i de undersøkte borekaksprøvene. I dette underkapittelet gis en enkel beskrivelse av de ulike enhetene og deres forhold seg i mellom (figur 28-33).

4.2.1 Moloformasjonen

Da den seismiske tolkningen ble påbegynt, startet de første tolkningene på de østligste linjene. Her er Moloformasjonen en fremtredende avsetning (kapittel 2.4.2 og figur 10), da den har bratt hellende lag. Moloformasjonen er avgrenset av sterke reflektorer og tolkning av

denne formasjonen ble utført for enklere å kunne finne overgangen til Naustformasjonen (figur 28). Bunnen av Moloformasjonen nedlapper på den eldre kenozoiske avsetningen Kai, mens toppen av formasjonen er avkuttet av reflektoren kjent som *Upper Regional Unconformity* (URU). Formasjonen fremstår som et prograderende system med bratt hellende reflektorer.

4.3 Naustformasjonen og dens enheter

4.3.1 Naust-N

Naust-N er en prograderende sedimentær kile som bygger seg ut fra øst mot vest i Norskehavet (figur 29). Enheten ligger nedlappende på inkonformiteten til den underliggende sedimentære avsetningen Kai (kapittel 2.4.2), og bygges ut med nedlapp over Moloformasjonen i øst. Naust-N har kraftige reflektorer som viser sterk prograderende avsetningsmønster fra øst. Toppene av N er avkuttet av den regionale URU-reflektoren i øst, mens klinoformene av Naust-N i vest er avkuttet av den yngre enheten Naust-A.

4.3.2 Naust-A

Naust-A er en sedimentær prograderende kile som bygger seg ut fra øst mot vest i Norskehavet (figur 30). Enheten nedlapper på den underliggende kenozoiske Kaiformasjonen i vest, og nedlapper ned på inkonformiteten til Naust-N. Toppene av Naust-A er avkuttet av URU-reflektoren. Naust-A har bidratt til å bygge sokkelen videre ut fra den underliggende enheten, Naust-N. Enheten viser tegn på å være avsatt i et prograderende avsetningsmønster, men reflektorene i denne enheten er ikke like bratte som den eldre enheten Naust-N.

4.3.3 Naust-U

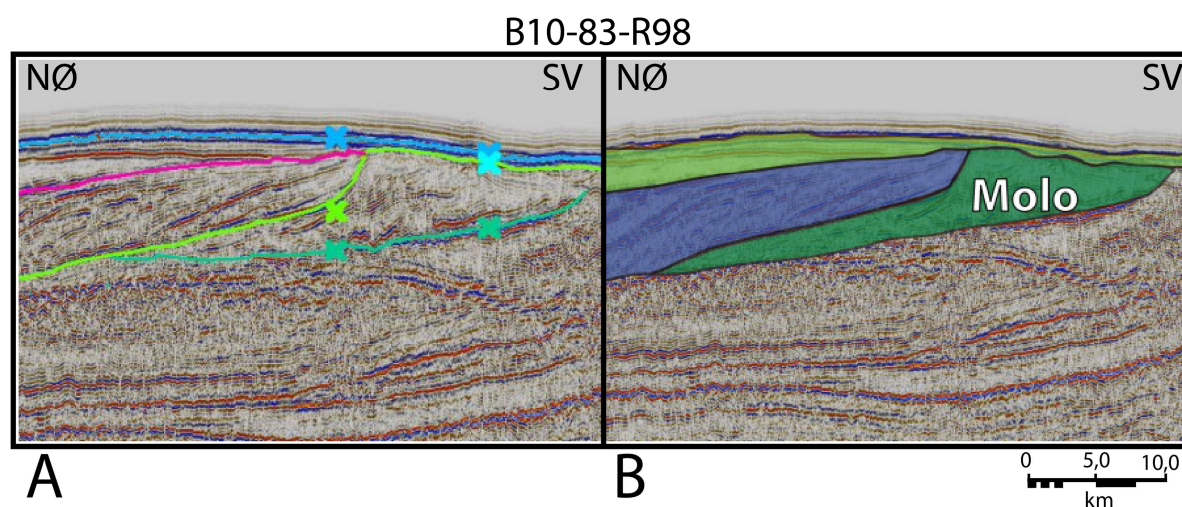
Naust-U er avsatt under dagens eggkant på kontinentsskråningen, og er kun avsatt på de vestlige delene av Vøringmarginen. Toppene av U er i stor grad avkortet av URU. Enheten er avsatt i et mønster der den bratte prograderingen har avtatt, og har en slakere trend i denne enheten. En overgang til et mer aggraderende mønster kan gjenkjennes (figur 31).

4.3.4 Naust-S

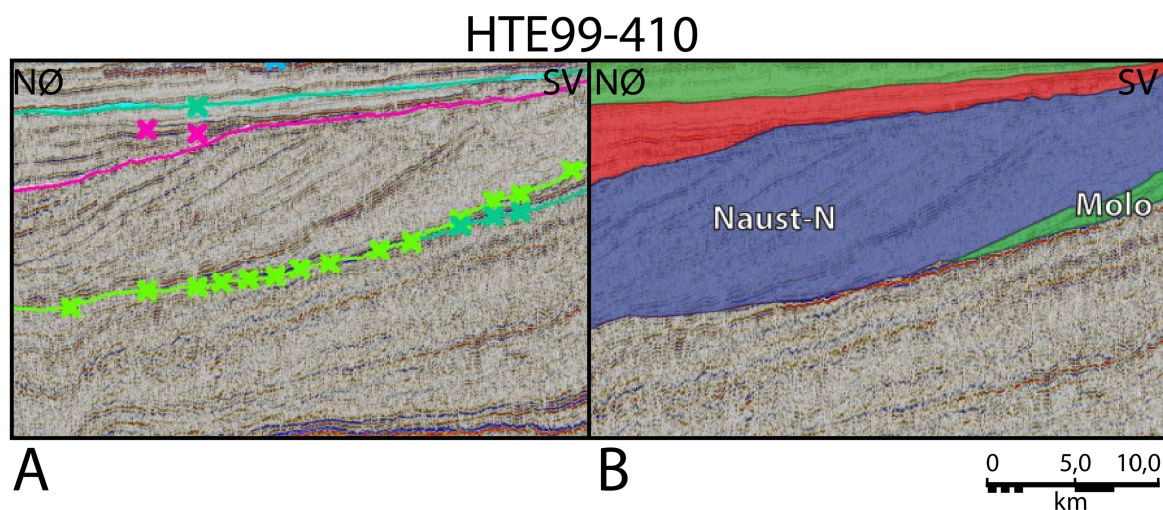
Naust-S er avsatt under dagens eggkant på kontinentsskråningen. Enheten finnes over og vest for Naust-U. Naust-S er avsatt konformt over Naust-U. Toppengrensen til enheten er URU-reflektoren. Klinoformene i denne enheten har en slakere trend enn de eldre enhetene og er trolig avsatt i et aggraderende mønster (figur 32).

4.3.5 Naust-T

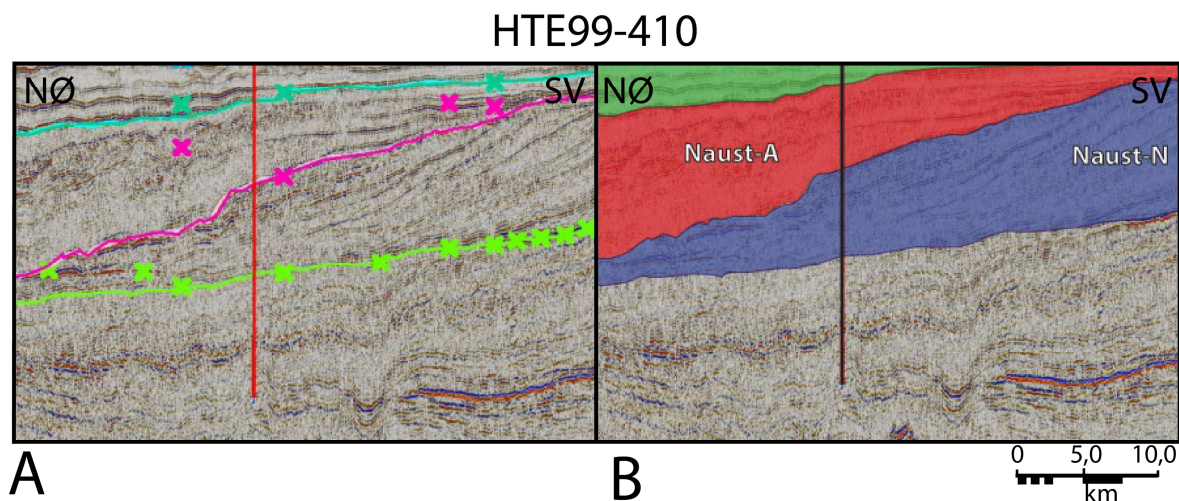
Naust-T inneholder sedimenter avsatt gjennom den yngste delen av kvartærperioden (kapittel 2.8). Enheten er avsatt på sokkelen, eggkanten og skråningen, over alle de underliggende enhetene. Bunnen av Naust-T er URU, som kutter alle underliggende enheter. Naust-T viser et aggraderende avsetningsmønster (figur 33), og har en annerledes seismisk karakter enn Naust-N-A-U og -S, med massive lagpakker uten interne strukturer. Dette tolkes til å være moreneavsetninger avsatt av i perioder der innlandsisen har nådd ut på sokkelen gjennom de to siste istidene (saale og weichsel, jf. kapittel 2.8).



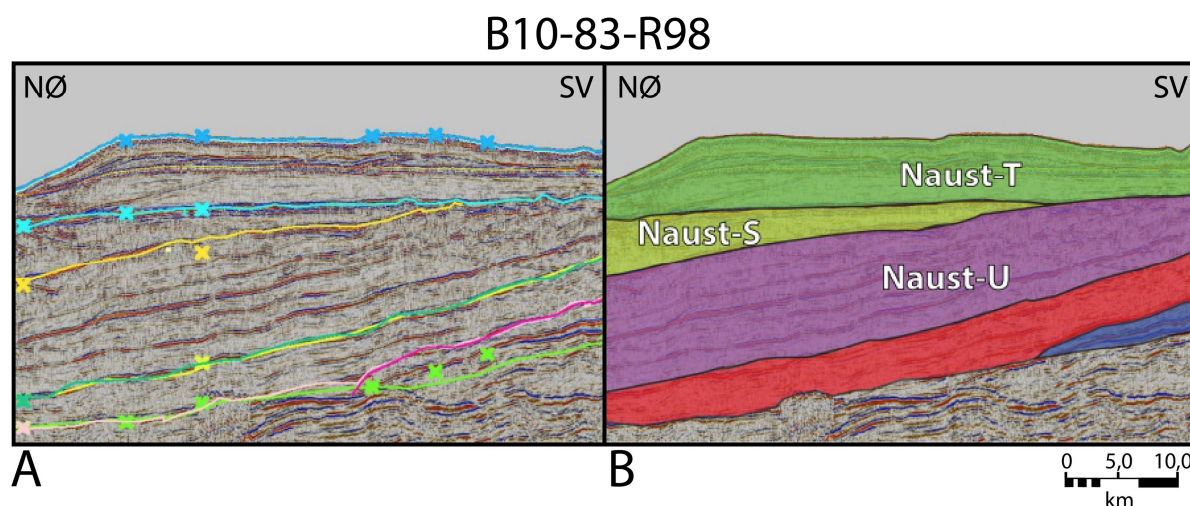
Figur 28: Tolkningssammenligning av Moloformasjonen fra det seismiske snittet for brønn 6507/3-6 Struten, i den seismiske linjen B10-R98. A: Skjermdump av tolket seksjon fra Petrel viser Moloformasjonen og dens bratt hellende reflektorer, avsatt i et progaderende mønster. Profilet viser også hvordan formasjonen er avkortet i topp av den sterke reilektoren URU. B: skjermdumpen viser den endelige tolkningen av Moloformasjonen, markert med olivengrønn farge.



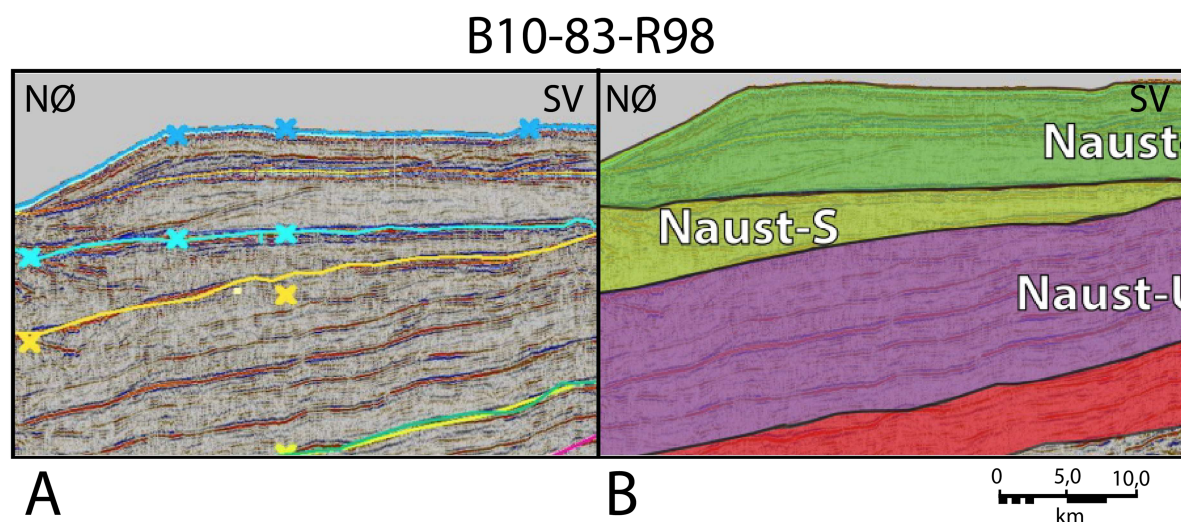
Figur 29: Tolkningssammenligning for enheten Naust-N i det seismiske snittet for 6507/11-10 Frusalen. Bunn Naust (sterk grønnfarget horisont) er i A tolket som enedlappende flate på de underliggende formasjonene Molo og Kai. Naust-N bygges progaderende utover med bratte reflektorer ut i fra Moloformasjonen. B viser den endelige tolkningen av Naust-N i profilet.



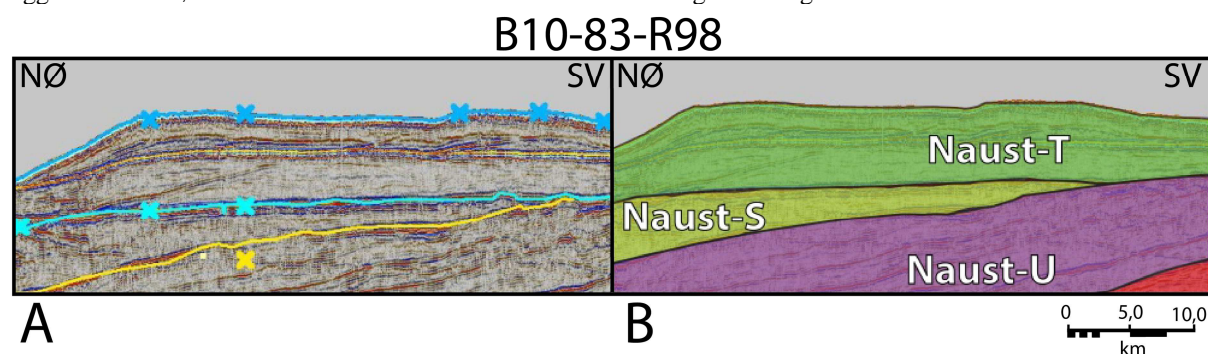
Figur 30: Tolkningssammenligning for enheten Naust-A i det seismiske snittet for 6507/11-10 Frusalen. A: Bunn Naust og Naust-N er tolket i underkant med sterk grønnfarge. Bunnen av Naust-A er tolket med rosa horisont, og er tolket som en nedlappende flate på den underliggende enheten Naust-N i øst, og Kaiformasjonen i vest. Naust-A er på lik linje med Naust-N er prograderende kile, og har bygget ut marginen under avsetning, klinoformene er avsatt i en noe slakere vinkel enn Naust-N som indikerer en svakere prograderende trend. B viser den endelige tolkningen av Naust-A i profilet.



Figur 31: Tolkningssammenligning for enheten Naust-U i snittet for 6507/3-6 Struten. I A er Bunn Naust-U (olivengrønn horisont) tolket som en nedlappende flate på den underliggende enheten Naust-A. Enheten er tydelig avkuttet i topp av URU. B viser den endelige tolkningen av Naust-U i dette snittet.



Figur 32: Tolkningssammenligning for Naust-S i snittet for 6507/3-6 Struten. I A er Bunn Naust-S (gul horisont) tolket som en draperende, konform flate over Naust-U. Naust-S har svakere horisonter og fremstår som mer akustisk gjennomskiktig enn de eldre enhetene. Enheten er tolket til å ha blitt avsatt i et langt mer aggraderende mønster enn de eldre enhetene. B viser den endelige tolkningen av dette snittet.



Figur 33: Tolkningssammenligning for Naust-T i det seismiske profilet for 6507/3-6 Struten. I A er Naust-T tolket som flate lagpakker avsatt i et aggraderende mønster. Bunn Naust-T tilsvarer den regionale inkonformiteten (Upper Regional Unconformity, URU). Enheten består av massive, sedimentære pakker overlagt av mer lagdelte sedimenter i topp. B viser endelig tolkning av enheten.

4.4 Seismiske profiler

Under følger de fullstendige profilene tolket av de ulike linjene som er brukt i denne studien (figur 34-36). Hvert av profilene har markert inn de ulike enhetene i de presenterte fargene, og hver av enhetene er markert i profilene.

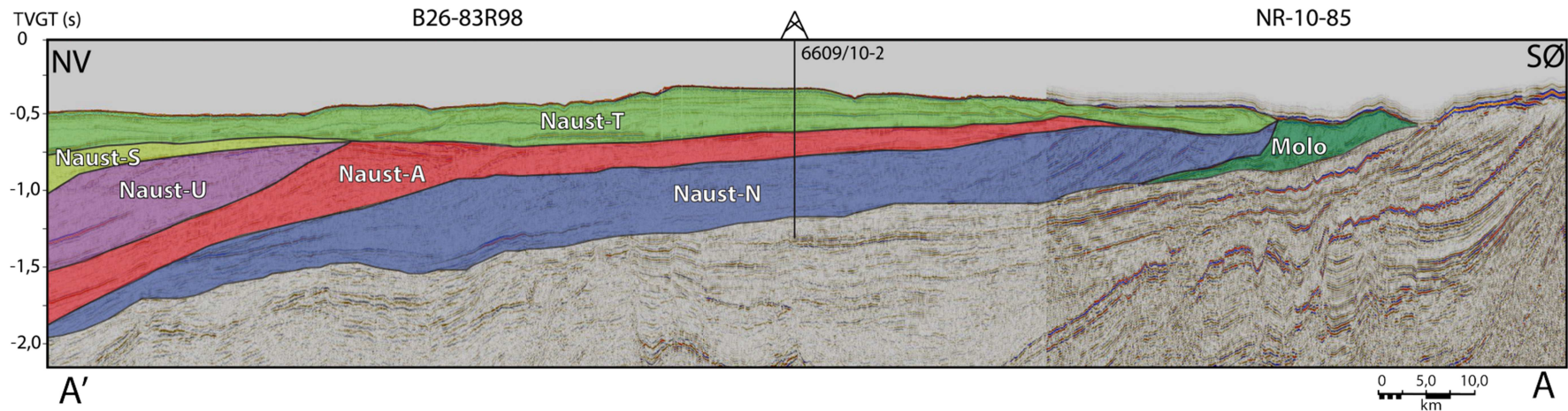
4.4.1 6609/10-2 Trolla og 6507/3-6 Struten

Profilene for Trolla og Struten viser de fem underenhetene av Naustformasjonen (figur 34 og 35). Naust-N bygges ut i fra den miocene-tidlig pliocene, kystnære Moloforrasjonen med bratte klinoformer som indikerer avsetning i et prograderende mønster. Reflektorene i Naust-A indikerer at også denne enheten er avsatt som en prograderende kile, men i Naust-A viser reflektorene en slakere helning på klinoformene, og et mer aggraderende mønster kan

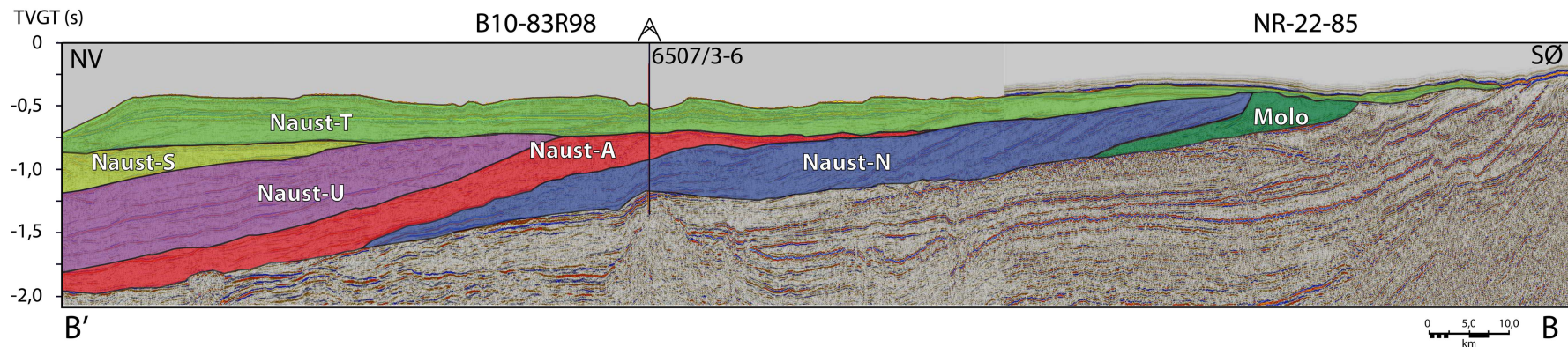
gjenkjennes. Enheten Naust-A nedlapper på Naust-N. Naust-U og Naust-S ligger avsatt ytterst på sokkelen, under dagens eggakant. Naust U har svakt hellende klinoformer, avsatt i et prograderende til aggraderende mønster, mens Naust-S ligger konformt over Naust-U med horisontale til subhorisontale lag. Naust-T finnes over hele sokkelen, med Upper Regional Unconformity (URU) som erosjonskontakt i bunn. Denne enheten, og erosjonskontakten har skåret ned og fjernet topplag fra alle de eldre enhetene, fra øst mot vest. Brønnbane 6609/10-2 penetrerer i dette snittet Naustenheterne Naust-N, Naust-A og Naust-T.

4.4.2 6507/11-10 Frusalen

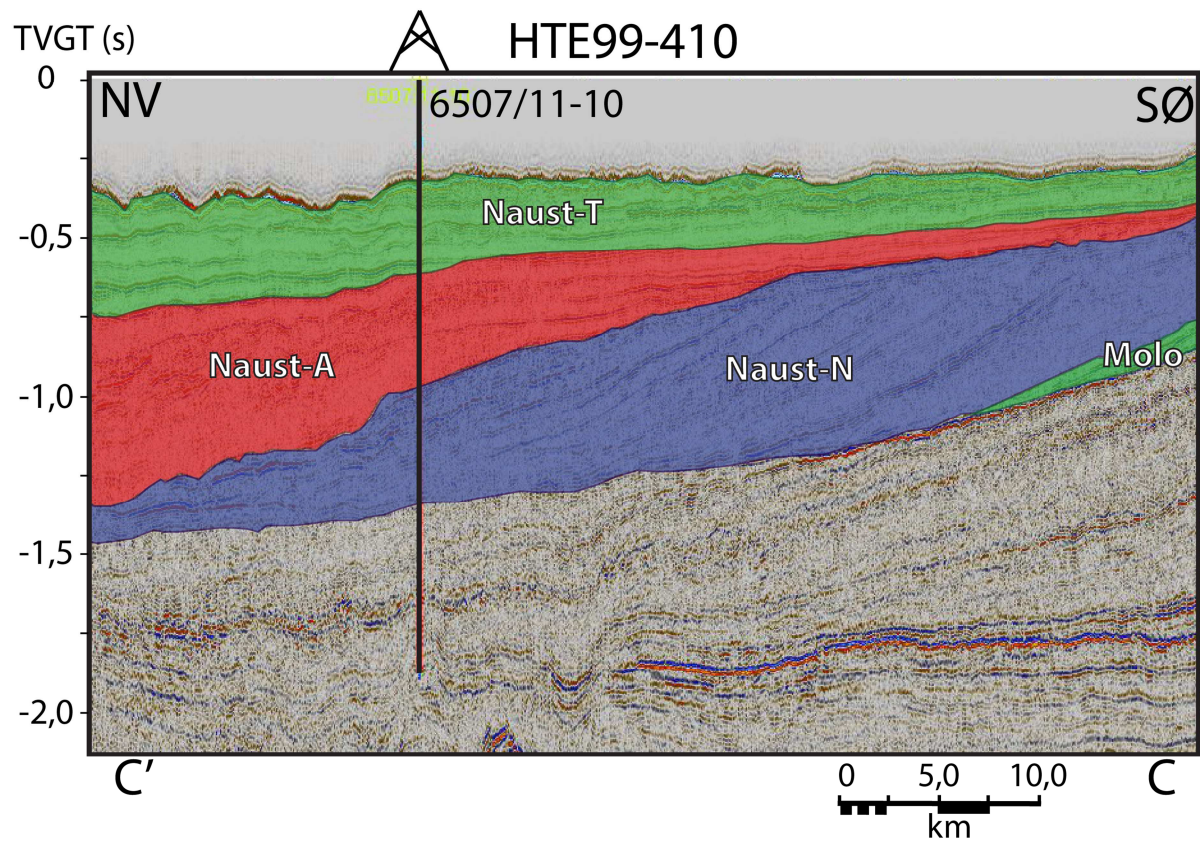
Det tolkede seismiske profilet for brønn 6507/11-10 Frusalen består kun av én seismisk linje og viser Moloformasjonen helt i øst, samt tre av Naust-enhetene som er tilstede i området der brønnbanen går (figur 36). Den nederste enheten, Naust-N, prograderer vestover fra Moloformasjonen. Naust-A er avsatt som en prograderende kile over Naust-N, med noe slakere klinoformer enn den eldste enheten. De tolkede Naust-enhetene i dette profilet er Naust-N, Naust-A og Naust-T. Naust-T er avsatt som flate pakker som øverste enhet i Naustformasjonen, og erosjonskontakten URU i bunn.



Figur 34: Tolket profil for den seismiske seksjonen som dekker området for brønnbane 6609/10-2 Trolla. Moloformasjonen er tolket helt til øst i olivengrønn farge. Ut fra denne formasjonen ligger Naust-N som en prograderende kile vestover, overlatt av Naust-A som er utbredt over store deler av sokkelen. Naust-U og -S er kun avsatt ytterst på sokkelen mot eggkanten i dette området. Naust-T ligger som et lokk på de eldre enhetene av formasjonen, fra kysten og ut over eggkanten.



Figur 35: Tolket profil for den seismiske seksjonen som dekker området for brønnbane 6507/3-6 Struten. Moloformasjonen er tolket helt til øst i olivengrønn farge. Naust-N ligger ut fra denne formasjonen som en prograderende kile vestover. Naust-A ligger som en prograderende kile over Naust-N. Naust-U er avkuttet i topp og er avsatt vest for Naust-A. Naust-S er en drapert enhet vest for Naust-U. Naust-T ligger som et lokk på hele formasjonen og har en sterk erosiv grense ned til alle de underliggende enhetene.



Figur 36: Tolket profil for den seismiske seksjonen som dekker området for brønnbane 6507/11-10 Frusalen. Det seismiske snittet strekker seg kun over området der brønnbanen går, og viser dermed kun Naust-enhetene som er tilstedeværende i dette området, Naust-N, Naust-A og Naust-T.

4.5 Materialsammensetning

Borekakset til dette masterprosjektet er hentet utelukkende fra de kvartære lagpakkene øverst i de tre brønnene. Borekakset som hentes på den operative plattformen, går gjennom mudlogging på plattformen og deler av materialet som er logget lagres i poser for den aktuelle dypet prøven er tatt ved (figur 37). For disse brønnene er materialet er prøvetatt for hver 10. meter. Hver pose inneholder mellom 500 g og 1500 g prøve, og prøven består av den opprinnelige borekaksmengden fra boredypet, samt iblandet boreslam fra boreprosessen. Innholdet i de ulike posene med prøver varierer i mengde, sammensetning, og farge. Noen av prøveposene inneholder mye finmateriale og mindre grus- eller steinpartikler, mens andre består av større bergartsfragmenter, grus og stein.



Figur 37: Eksempel på tilgjengelige prøveposer fra borekaks-samlingen. Posene på bildet er alle fra brønn 6507/3-6 Struten. Posene i dette eksempelet inneholder ca. 500 g tørr borekaks. Fra venstre: 6507/3-6 Struten 740 m, 800 m, 880 m, 980 m.

4.5.1 Brønn 6609/10-2 Trolla

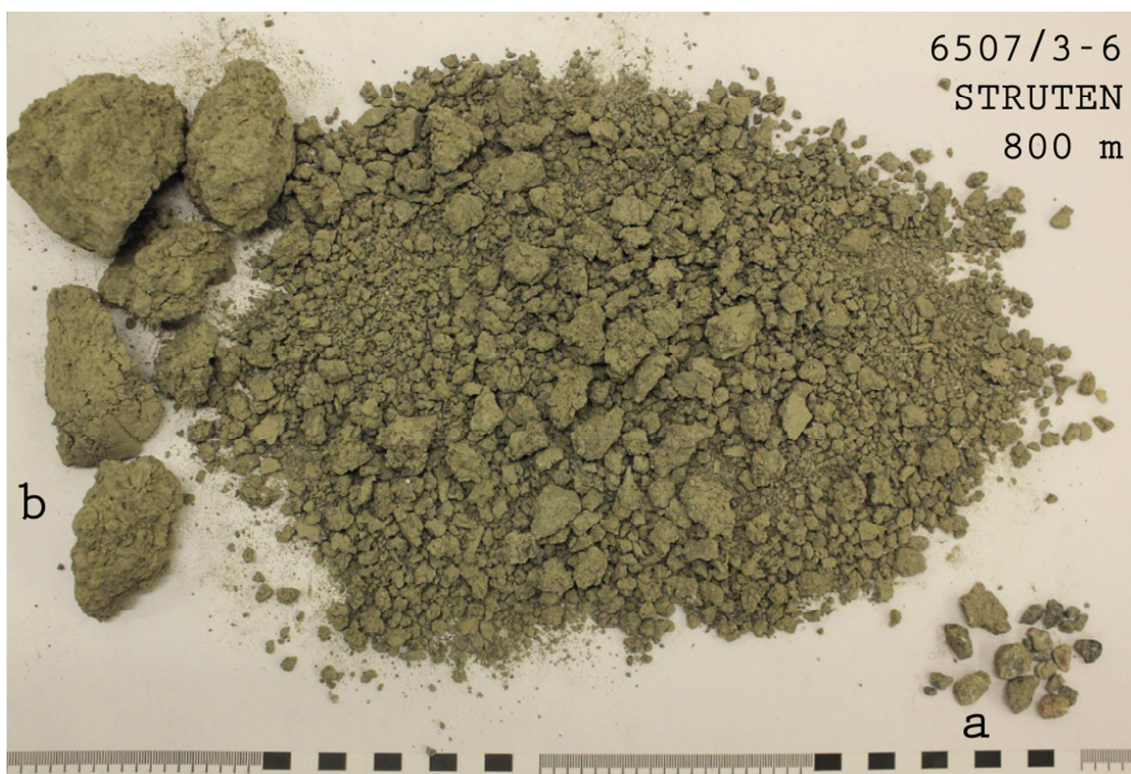
I brønn 6609/10-2 Trolla er Naustformasjonen påvist fra 294 m til 1233 m dyp. Formasjonen har dermed en mektighet på 939 m. De første borekaksprøvene er hentet opp fra 370 m dyp, dette betyr at de øverste lagene av Naustformasjonen ikke er prøvetatt (kapittel 3.2.1). I denne brønnen består prøveutvalget mottatt fra Det Norske av 89 prøveposer (kapittel 3.4). I tillegg til studiemateriale fra Naustformasjonen er også grusfraksjonen fra fem prøveposer under den rapporterte Bunn Naust-grensen også tatt ut (Oljedirektoratet, 2011c).

4.5.2 Brønn 6507/3-6 Struten

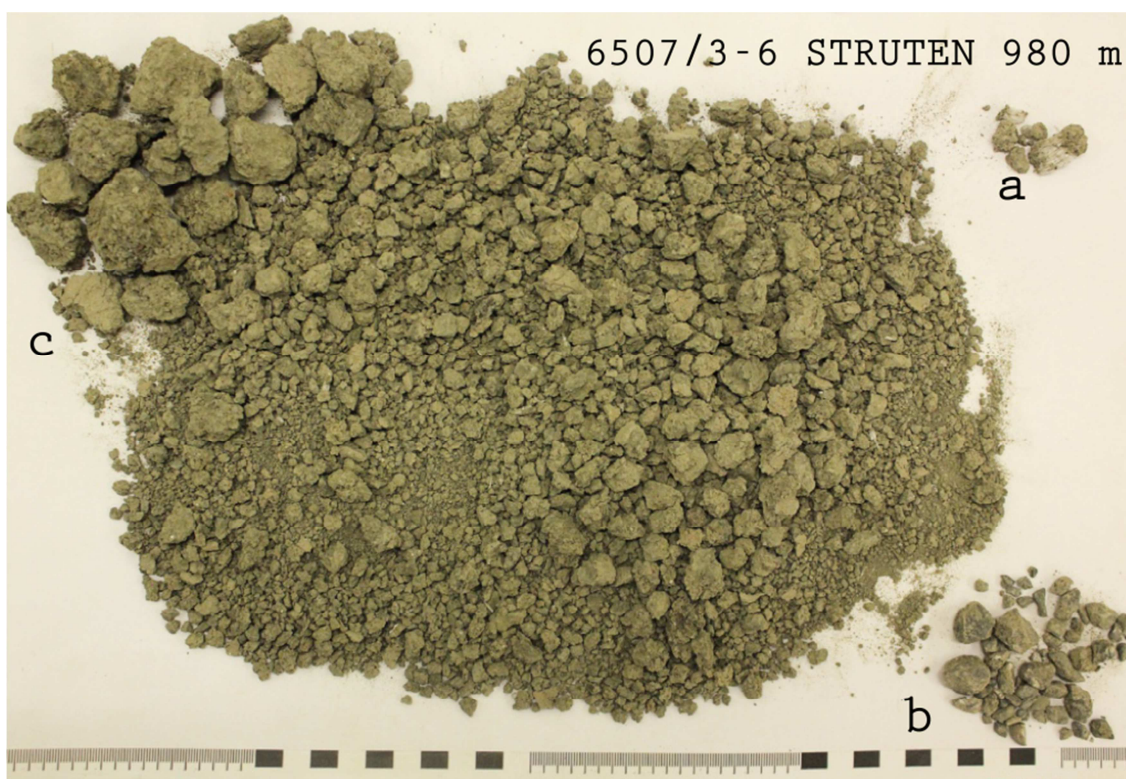
I denne brønnen er Naustformasjonen påvist fra 402 til 1083 m dyp, og formasjonen har i denne brønnen en mektighet på 681 m. Borekaket ble prøvetatt først fra 620 m dyp, noe som indikerer at de øverste enhetene av Naustformasjonen ikke er prøvetatt (kapittel 3.2.2).

Prøvesamlingen i brønn 6507/3-6 Struten består av 51 tilgjengelige prøveposer, av disse er det hentet ut grusfraksjon for 27 prøver (kapittel 3.4). Det er i tillegg tatt ut grusfraksjon av fem prøveposer under den rapporterte Bunn-Naust-grensen, som i følge Oljedirektoratet (2011a) finnes ved 1083 m dyp.

Materialet i denne brønnen er stort sett grålig til grønnlig. Det er omtrent 500 g materiale i hver prøvepose. De fleste prøvene er svært heterogene, bestående av både finmateriale og kluster (figur 38 og 39). Det er tydelig at prøvene har ligget lagret lenge og inneholder derfor store klumper med materiale som må knuses opp før undersøkelse. Man ser også krystallisert salt fra boreslammet (kapittel 3.6, figur 19).



Figur 38: Bilde av borekaks fra brønn nummer 6507/3-6 Struten, 800 m dyp. Materialet har en tydelig bimodal sammensetning med mye finmateriale samtidig som den inneholder større kluster. Ved a) er det samlet opp grus funnet i prøven, og b) viser større sammenklistrede klumper av finmateriale.



Figur 39: Bilde av borekaks fra brønn nummer 6507/3-6 Struten, 980 m dyp. Prøven er tydelig bimodalt sammensatt med mye finmateriale samtidig som den inneholder større kluster. Ved a) er det samlet biter av utkrystallisert salt fra boreslammet. Ved b) er det samlet opp grus funnet i prøven. c) viser større sammenklistrede klumper av finmateriale.

4.5.3 Brønn 6507/11-10 Frusalen

I brønn 6507/11-10 Frusalen er Naustformasjonen påvist fra 299 m til 1421 m dyp, og har i denne brønnen en mektighet på 1122 m (kapittel 3.2.3). De første borekaksprøvene er hentet opp fra 510 m dyp, noe som indikerer at de øverste enhetene av Naustformasjonen ikke er prøvetatt. Prøvesamlingen mottatt fra Det Norske består av 95 prøveposer, og i denne brønnen er alle tilgjengelige prøveposer undersøkt (kapittel 3.4). Grusfraksjonen fra fem prøveposer under den rapporterte Bunn Naust-grensen er også tatt ut (Oljedirektoratet, 2011b).

4.6 Beskrivelse av grusfraksjonen (2-64 mm)

Under følger en samling beskrivelser av et utvalg av vasket grusfraksjon fra borekaksset. Fra brønn 6609/10-2 Trolla er grusfraksjonen for 500 m vist (figur 40). Fra brønn 6507/3-6 Struten er det vist grusfraksjon fra fire dyp, 620 m, 650 m, 720 m og 840 m (figur 41-44). Fra brønn 6507/11-10 er det vist grusfraksjon fire dyp, 520 m, 540 m, 600 m og 630 m (figur 45-48). fra 520 Utvalget presentert her representerer typiske funn i borekaksprøvene, i tillegg til funn som skiller seg ut.

4.6.1 Brønn 6609/10-2 Trolla



Figur 40: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6609/10-2 Trolla 500 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 11,7 g, tilsvarende 2,2 % grusfraksjon av total prøvemengde. Grusfraksjonen i denne prøven består i hovedsak av krystalline og metasedimentære bergartsfragmenter. Det er i tillegg funnet noen oppknuste skjellfragmenter.

4.6.2 Brønn 6507/3-6 Struten



Figur 41: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6507/3-6 Struten, 620 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 0,5 g, tilsvarende 0,1 % av total prøvemengde. Det er funnet bergartsfragmenter som tydelig er mekanisk påvirket. Det er også funnet noen små, rundede sedimentære klaster av svært finkornig art, og av en lys brun farge. De lysebrune klastene bruser ved syretest, en indikasjon på at sandsteinen kan være kalkførende.



Figur 42: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6507/3-6 Struten, 650 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 0,5 g, tilsvarende 0,1 % av total prøvemengde. Det er kun funnet tre klaster i denne prøven, to finkornede sandsteinspartikler med rundede kvartskorn av ulik farge, og en grålig leirsteinspartikkel. De lysebrune klastene bruser ved syretest, en indikasjon på at sandsteinen kan være kalkbærende. Den grålige, avlange klasten er finkornig og har en jevn overflate. Disse klastene opptrer også med grønnlig skjær, og ved noen tilfeller er det grovere sandkorn i matriksen. De lysebrune klastene bruser ved syretest, en indikasjon på at sandsteinen kan være kalkførende.



Figur 43: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6507/3-6 Struten, 720 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 20,4 g, tilsvarende 2,5 % av total prøvemengde. Denne prøven består i stor grad av krystalline bergartsfragmenter og oppknuste skjellfragmenter.



Figur 44: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6507/3-6 Struten, 840 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 9,5 g, tilsvarende 1,7 % av total prøvemengde. Denne prøven består i stor grad av krystalline bergartsfragmenter og oppknuste skjellfragmenter.

4.6.3 Brønn 6507/11-10 Frusalen

Figur 45: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6507/11-10 Frusalen 520 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 4,1 g, tilsvarende 0,7 % av total prøvemengde. Denne prøven består delvis av krystalline bergartsfragmenter, og delvis av en lys brun, sprø kalksteinsbergart. Kalkklastene er kantrundet, glatte og finkornige. De lysebrune klastene bruser ved syretest, en indikasjon på at klastene er kalkførende.



Figur 46: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6507/11-10 Frusalen 540 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 84,1 g, tilsvarende 7,8 % av total prøvemengde. Prøven har en bimodal sammensetning av krystalline og metasedimentære bergartsfragmenter, samt klaster av den tidligere observerte kalksteinsbergarten. Klastene har en klar kalkskorpe utenpå fragmentene som bruser sterkt ved syretest. Disse klastene lar seg lett ripe med kniv, og overflaten har en kremet konsistens ved oppbløting.



Figur 47: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6507/11-10 Frusalen 600 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 6,3 g, tilsvarende 0,5 % av total prøvemengde. I a) er det funnet klaster av krystalline bergartsfragmenter. I b) er det funnet flere typer skjellfragmenter, kullbiter og enkelte kalkklaster som bruser ved syretest.



Figur 48: Beskrivelse av grusfraksjon for prøve 6507/11-10 Frusalen 630 m. Grusfraksjonen i denne prøven utgjør 18,4 g, tilsvarende 1,6 % grusfraksjon av total prøvemengde. Klastene som er funnet i denne prøven er i hovedsak krystalline og metasedimentære bergartsfragmenter. Det er også funnet noen oppknuste skjellfragmenter.

4.7 Resultater fra laboratoriearbeidet

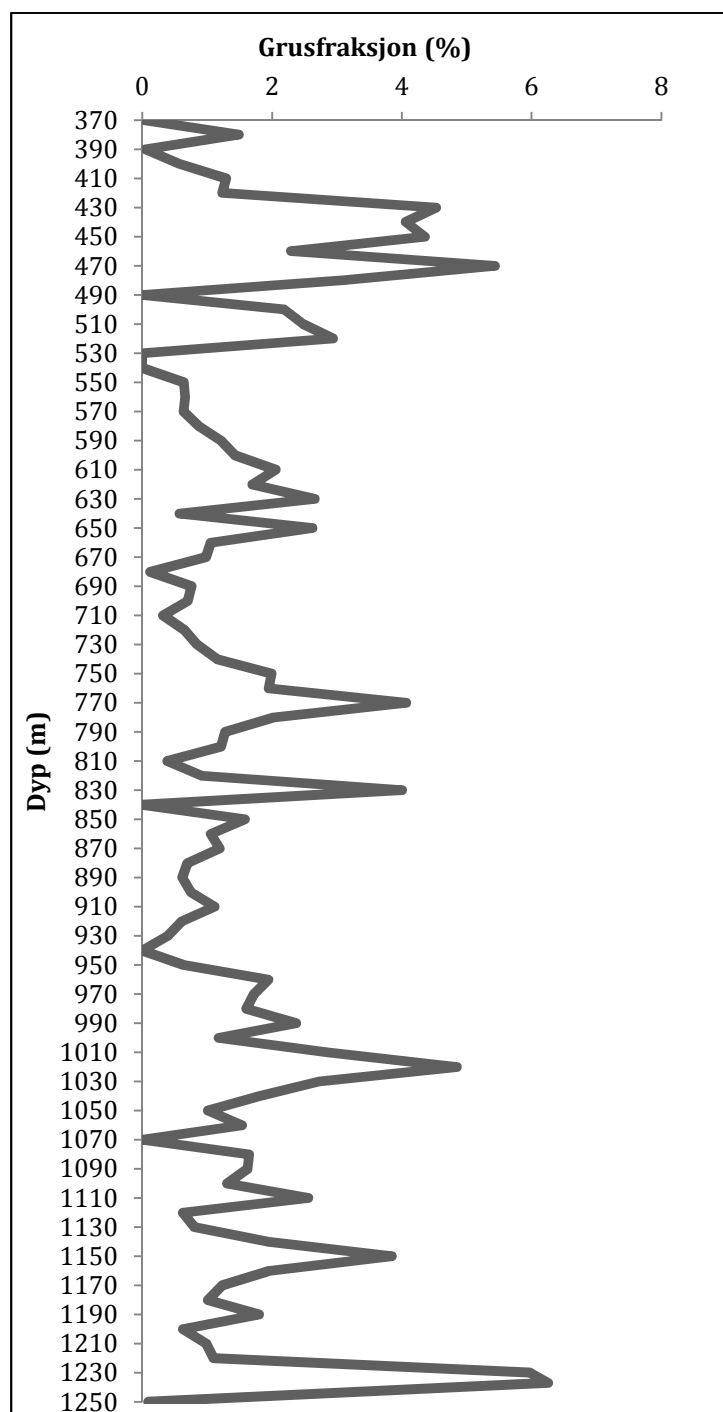
I dette underkapittelet presenteres de ulike resultatene funnet ved laboratoriearbeidet. Disse resultatene baserer seg på funn ved undersøkelse av studiematerialet, koblet til mengde grus, sammensetning av borekaksprøven og litologi i grusfraksjonen.

4.7.1 Prosentmessig fordeling av grusfraksjon med dyp i brønnene

Den prosentmessige fordelingen av grusfraksjon er beregnet ut i fra undersøkelsen av borekaket fra brønnene. Denne fordelingen er laget ut i fra vektprosenten av grusfraksjon i hver prøve. Som følge av at ikke hele borekaksprøvene er slemmet opp og siktet, vil denne prosentfordelingen kun være til kvalitative formål.

Prosentmessig fordeling av grusfraksjon for brønn 6609/10-2 Trolla

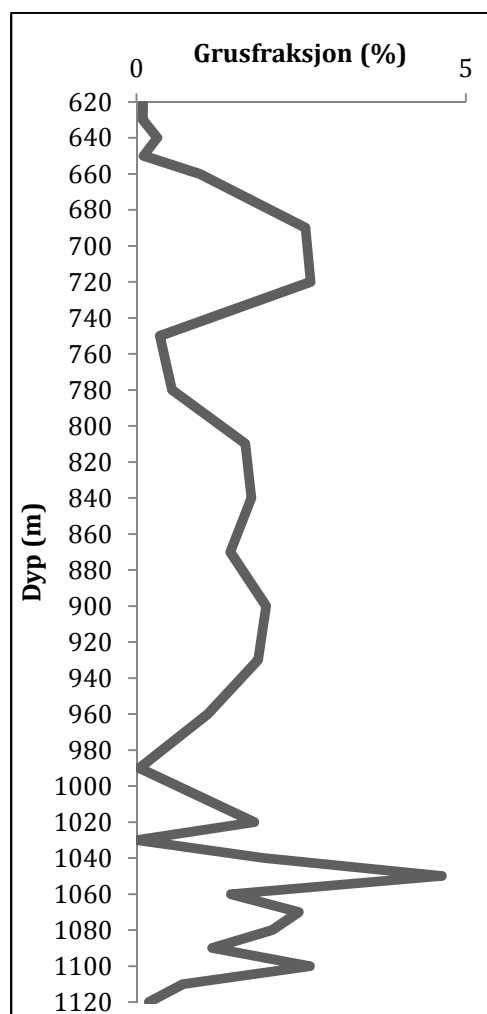
Endring i prosentmessig fordeling av grusfraksjon gjennom det undersøkte dybdeintervallet for brønn 6609/10-2 Trolla er vist i figur 49.



Figur 49: Prosentmessig fordeling av grusfraksjonen i borekaks for brønn 6609/10-2 Trolla. Diagrammet viser den prosentmessige fordelingen av >2 mm-fraksjonen med dyp i de undersøkte borekaksprøvene for brønnen. I dette plottet er det mulig å påvise økt andel grus i ni prøver, spredt gjennom prøvetakingsintervallet. Disse ni prøvene har en grusandel på >3 %. Den gjennomsnittlige prosentmessige fordelingen av grusfraksjon er i denne brønnen 1,61 %.

Prosentmessig fordeling av grusfraksjon for brønn 6507/3-6 Struten

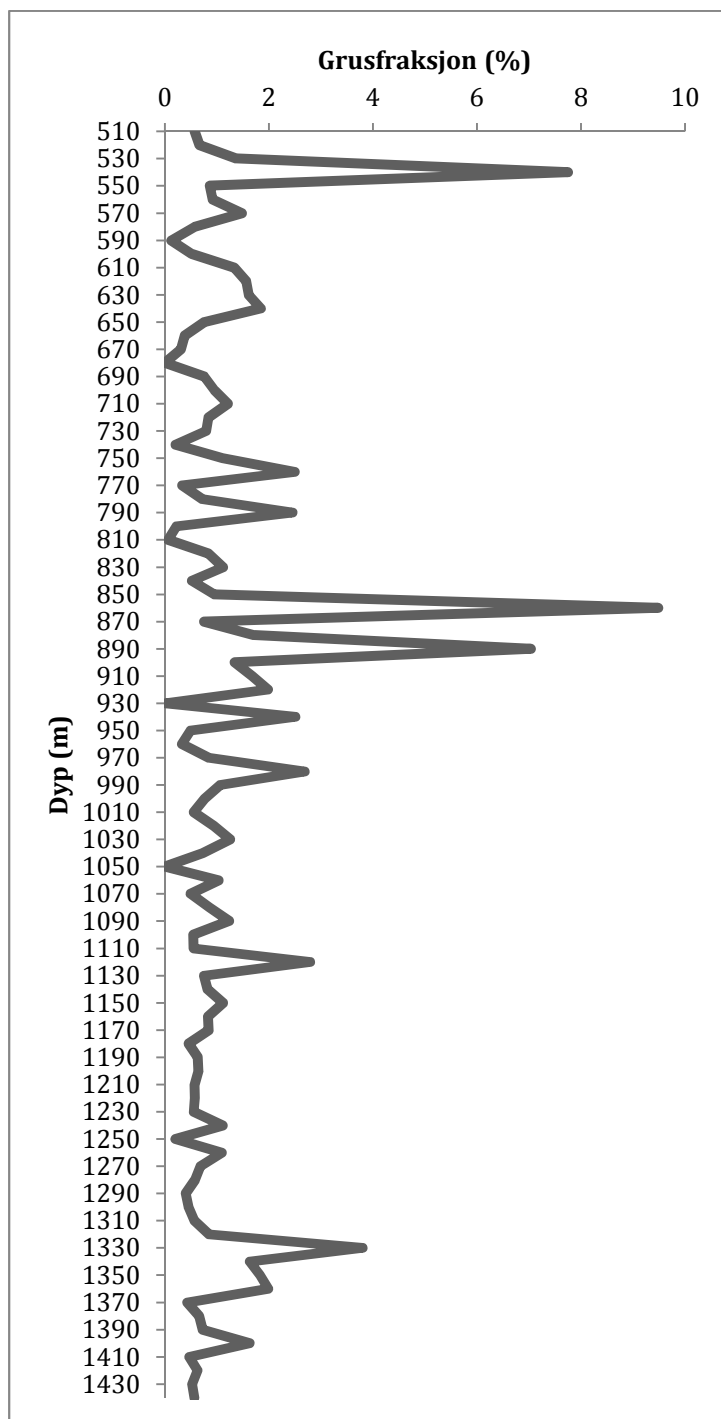
Endring i prosentmessig fordeling av grusfraksjon gjennom det undersøkte dybdeintervallet for brønn 6507/3-6 Struten er vist i figur 50.



Figur 50: Prosentmessig fordeling av grusfraksjonen i borekaks for brønn 6507/3-6 Struten. Diagrammet viser den prosentmessige fordelingen av >2 mm-fraksjonen med dyp i de undersøkte borekaksprøvene for brønnen. I dette plottet er det mulig å påvise økt andel grus i fire prøver, spredt gjennom prøvetakingsintervallet. Disse fire prøvene har en grusandel på >2 %. Den gjennomsnittlige prosentmessige fordelingen av grusfraksjon er i denne brønnen 1,34 %.

Prosentmessig fordeling av grusfraksjon for brønn 6507/11-10 Frusalen

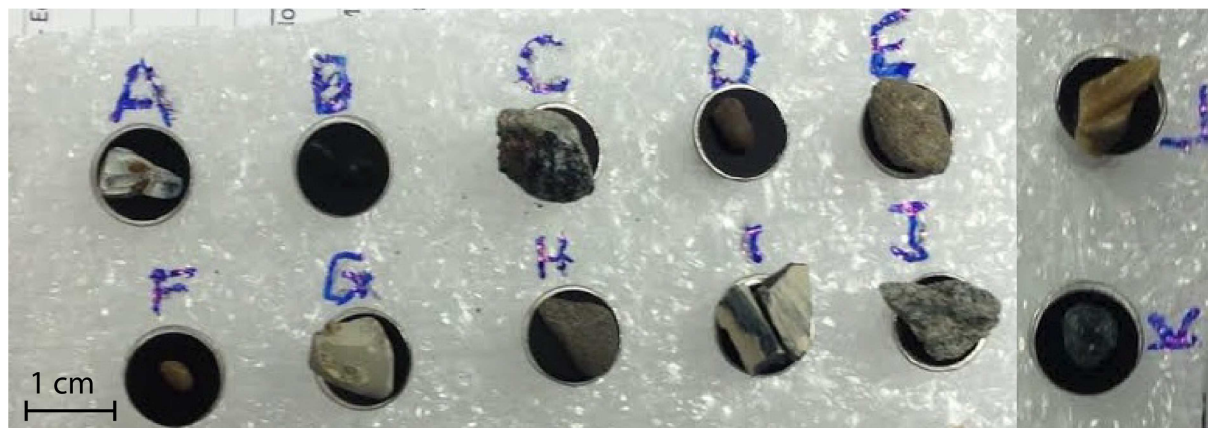
Endring i prosentmessig fordeling av grusfraksjon gjennom det undersøkte dybdeintervallet for brønn 6507/11-10 Frusalen er vist i figur 51.



Figur 51: Prosentmessig fordeling av grusfraksjonen i borekaks for brønn 6507/3-6 Struten. Diagrammet viser den prosentmessige fordelingen av >2 mm-fraksjonen med dyp i de undersøkte borekaksprøvene for brønnen. I dette plottet er det mulig å påvise økt andel grus i fem prøver, spredt gjennom prøvetakingsintervallet. Disse fem prøvene har en grusandel på >3 %. Den gjennomsnittlige prosentmessige fordelingen av grusfraksjon er i denne brønnen 1,18 %.

4.8 Sveipelektronmikroskopanalyser

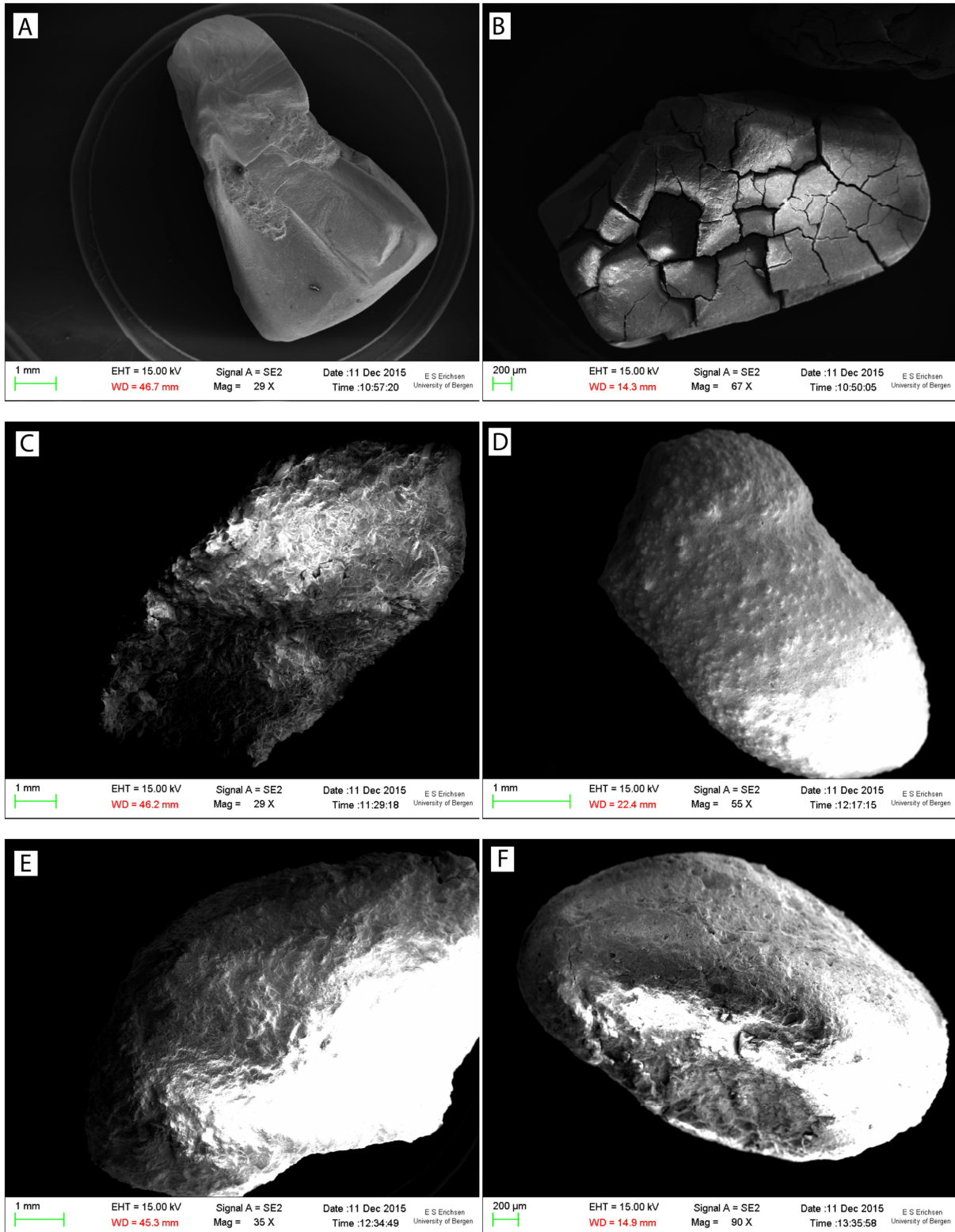
Noen av klastene som under lupestudie har skilt seg ut fra grusfraksjonen, har blitt analysert i sveipelektronmikroskop. Det ble analysert klaster i to omganger, analyse 1 (figur 52) og analyse 2 (figur 53). Denne analysen har både gitt svært høyoppløselige nærbilder av klastene, detaljer i overflatestrukturer og en grundig grunnstoffanalyse (EDX) av utvalgte områder. Under følger en kort oversikt over bilder fra SEM (figur 54a og 55) samt noen få EDX-analyser (56). Informasjon om hver av klastene er gitt i Vedlegg 4, tabell 1.

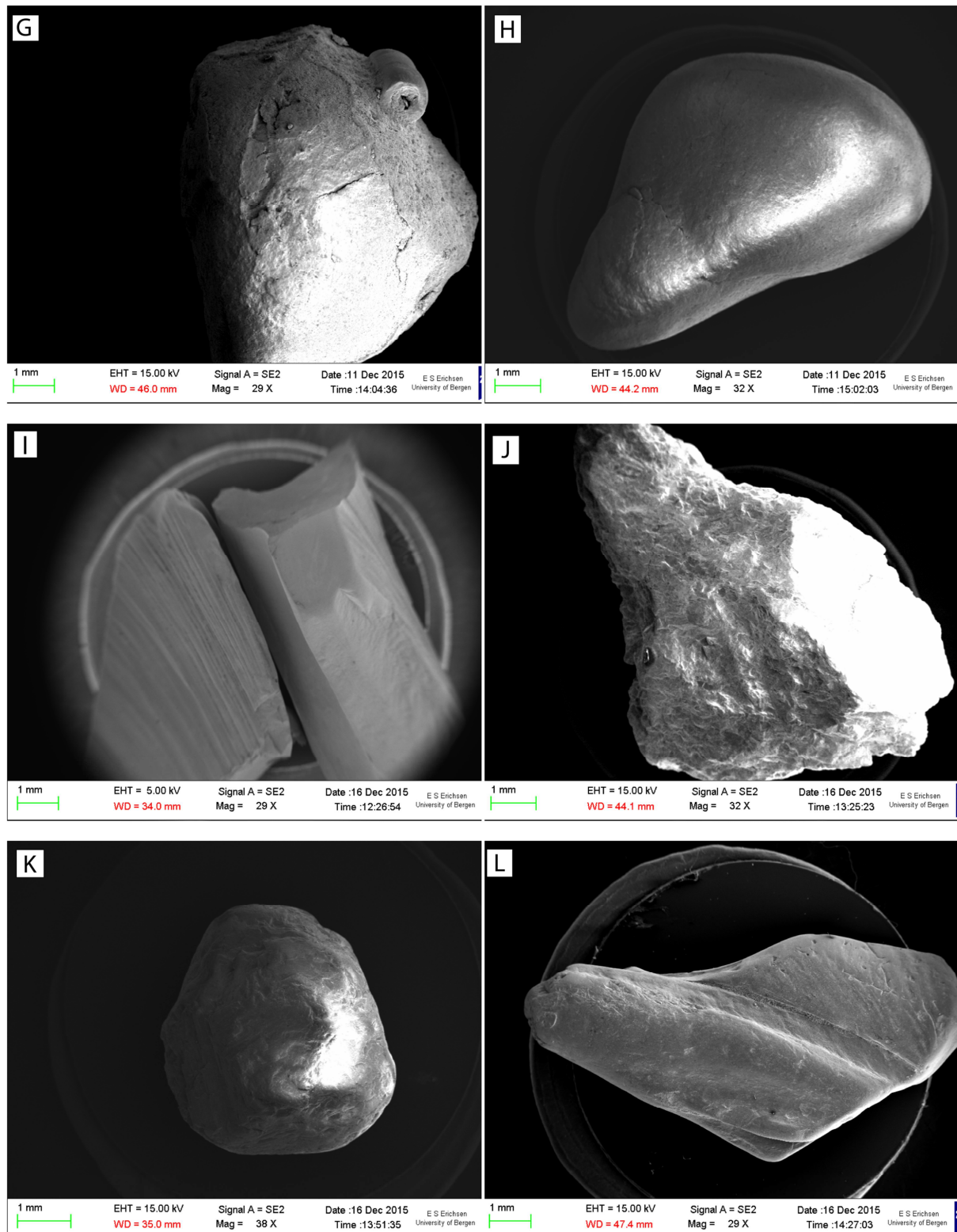


Figur 52: Bilde av klaster som skal undersøkes med sveipelektronmikroskop, analyse 1. Klastene er plasserte på dobbeltsidig karbonteip, på hver sin aluminiumsknapp. Disse knappene plasseres ved undersøkelsen på en rund prøveplattform som elektronmikroskopet er programmert til å orientere seg etter. Gullpaladium (AuPd) skal også dampes på prøvene før undersøkelse. Disse klastene er tatt fra grusfraksjonen fra ulike dyp i brønn 6507/11-10 Frusalen. Oversikt over alle prøver og deres respektive dyp er gitt i vedlegg 4, tabell 1.

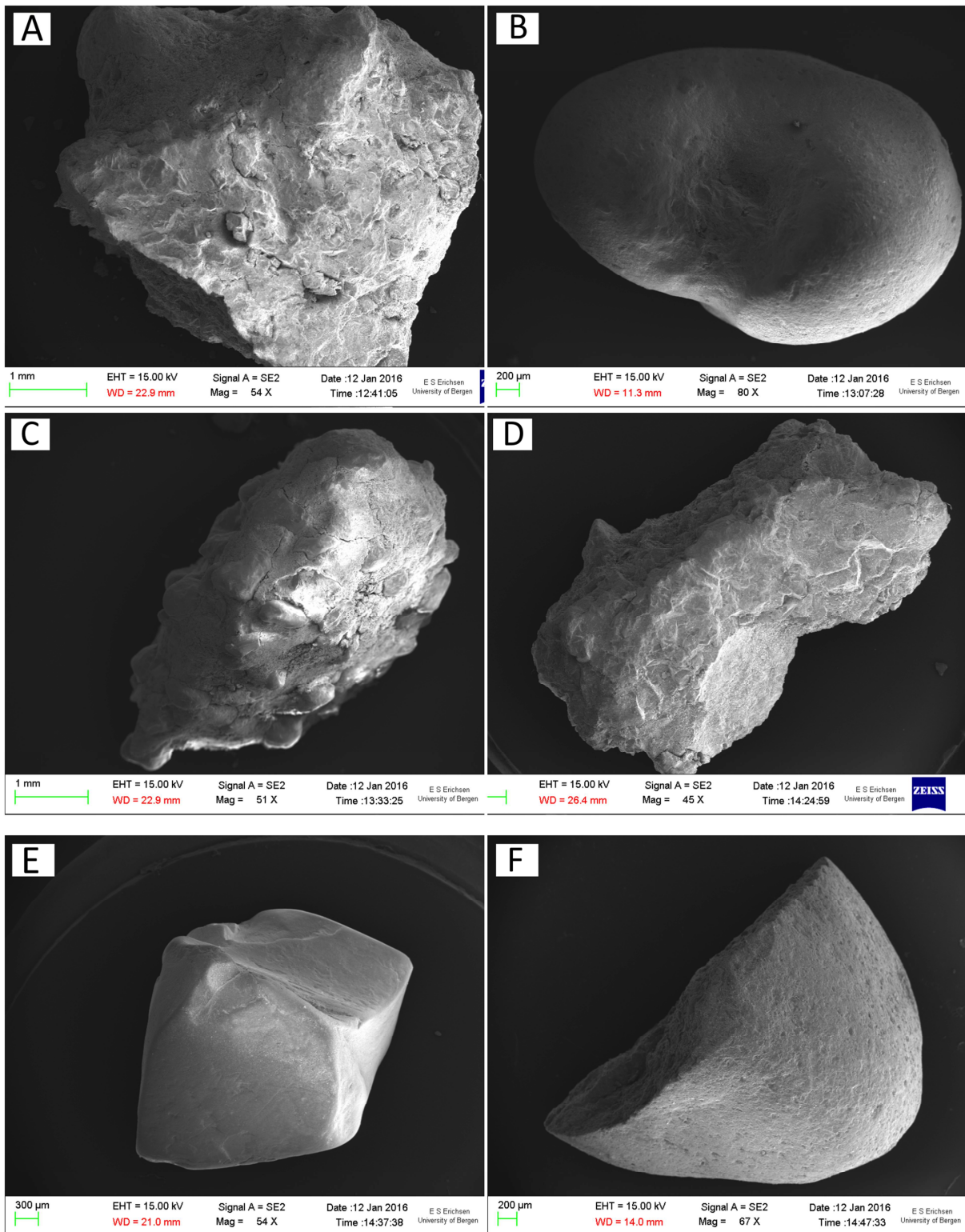


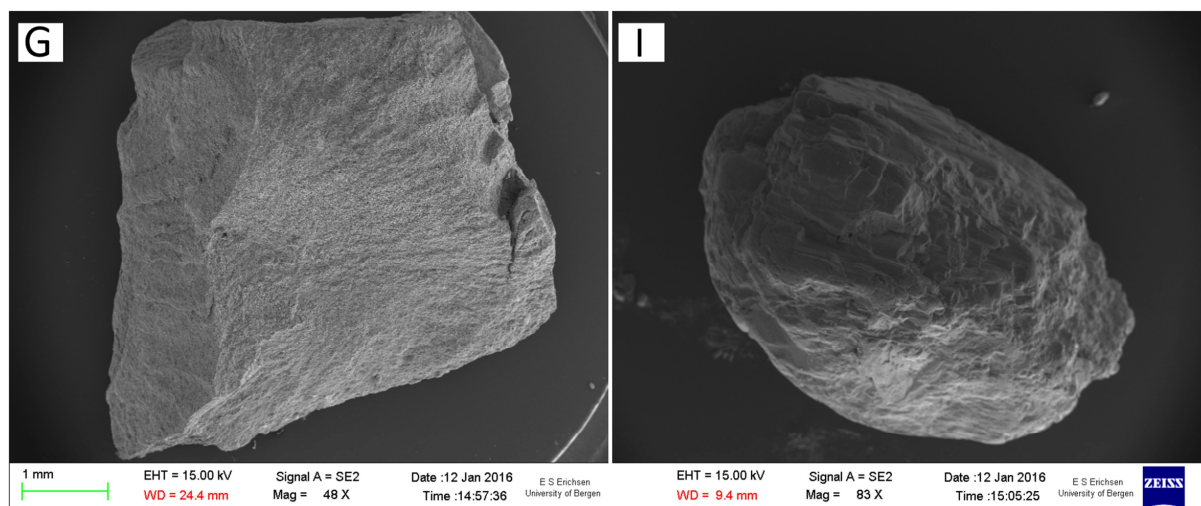
Figur 53: Bilde av klaster som skal undersøkes med sveipelektronmikroskop, analyse 2. Klastene er plasserte på dobbeltsidig karbonteip, på hver sin aluminiumsknapp. Disse knappene plasseres ved undersøkelsen på en rund prøveplattform som elektronmikroskopet er programmert til å orientere seg etter. Gullpaladium (AuPd) skal også dampes på prøvene før undersøkelse. Seks av disse klastene er fra ulike dyp i brønn 6507/11-10 Frusalen (A, D, E, F, G, H), to av klastene er fra brønn 6507/3-6 Struten (B, C) og en klast (I) er fra brønn 6609/10-2 Trolla. Full oversikt over alle klaster og deres respektive dyp er gitt i vedlegg 4, tabell 2.





Figur 54: Kluster som er undersøkte ved SEM-analyse. A) skjellfragment, B) kullfragment, C) eklogitt, D) kongresjon, E) konsolidert sandstein F) porøs, brun klast, G) konsolidert leirig kalk med kalsittisk rør, H) metasedimentært fragment, I) skjellfragment, J) granittisk fragment, K) grønn krystallin bergart, L) skjellfragmenter.

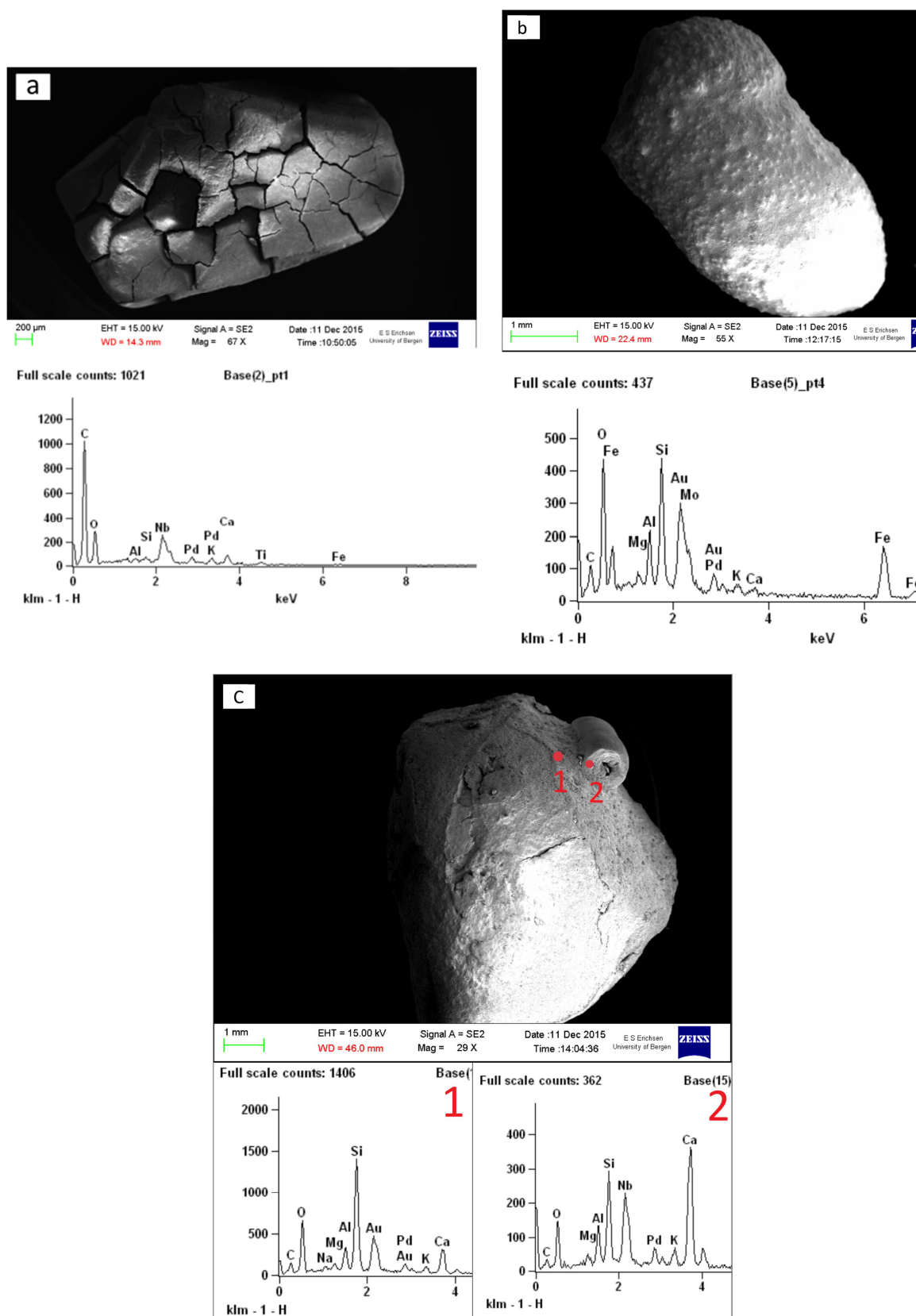




Figur 55: Klaster undersøkt ved SEM-analyse. A) Hvit mergel med kvartskorn, B) konkresjon eller glaukonittisk sandstein, C) finkornig mergel med sandkorn, D) glaukonittisk sandstein, E) skjellfragment, F) konkresjon, G) metasedimentær klast, I) granatglimmer. Merk at bilde av H) mangler i samlingen.

4.9 EDX-analyser

EDX-analysene har fungert som tilleggsstøtte i de tilfellene der bergarts- eller mineralbestemmelse har vært krevende. De viktigste resultatene EDX-analysene har gitt, er grunnstoffsammensetningen på de kalkrike klastene. Analyse for en slik klast er vist i figur 56c. Analyse 1 i denne figuren viser at de kalkrike klastene har høyest verdi for Si og O, men at det finnes mindre verdier for Ca i klasten. Røret som stikker ut av klasten er klart av kalsittisk opphav, som vist i analyse 2, og tolkes til være et skjellrør, eller eventuelt et fossilfragment sementert fast i mergelen.



Figur 56: Figursamlingen viser utvalgte kluster med tilhørende EDX-analyser. a) EDX-analysene viser høye verdier for C og O, samt mindre verdier for Nb og Ca. Klasten er tolket til å være kullfragment. b) EDX-analysene viser høye verdier for Si, O, Fe, Au, noe C. tolket til å være en type konkresjon c) EDX-analysene er tatt i to punkter på klasten. Analyse 1 viser høye verdier av Si, O, Au, og Ca. Analyse 2 viser høye verdier av Ca, Si, Nb, og O. Tolket til å være mergel. Den utsikende morfologien som er undersøkt i analyse2 er tolket til å være et kalsittisk rør. Figur 56a tilsvare 54b, figur 56b tilsvare 54d og figur 56c tilsvare 54g.

4.10 Inndeling av grusfraksjon og bergartsbestemmelse

211 grusfraksjoner fra borekaksprøver ble undersøkt under lupe for å kunne gjøre en litologisk bestemmelse av alle klaster (kapittel 3.8). Denne litologiske bestemmelsen er gjort i lupe på mikroskopilaboratoriet ved Institutt for geovitenskap, UiB.

Bergartsfragmenter

Den vanligste typen gruspartikler som finnes i borekakset er bergartsfragmenter av krystallint og metasedimentært opphav. Denne gruppen inneholder granitter, mafiske bergarter, kvartsitter, glimmerskifer og granatglimmerskifer. Av dette er granittiske bergarter, kvartsitter, glimmerskifer og granatglimmerskifer vanlige og finnes omtrent i samtlige borekaksprøver (figur 40, 43-48). Mange av de tilstedeværende klastene er også enkle mineralkorn av ulik type. Vanlige mineraler å finne i prøvene er kvarts, noe feltspat og granat.

Mesozoiske, paleogene og neogene klaster

Noen av klastene funnet i grusfraksjonen fra borekakset er konsolidert sandstein, bestående av lyse korn i en grønn til grålig matriks. Disse sandsteinene kan være *glaukonittisk sandstein*, et eksempel på disse klastene er gitt i figur 42, samt i SEM-bilder i figur 54e-f og figur 55b,d. Det er også funnet konsolidert leirstein i grusfraksjonen. Disse leirsteinene bruser ved syretest, og flere av klastene har en tydelig hvit kalkskorpe. Den kalkholdige skorpen, og den (som regel) godt sorterte leirsteinen på innsiden, indikerer at disse fragmentene kan være *mergel*. Mergelen fremstår i to typer: en lys brun, beige type, og en mørkere, grønn-brun type. Det kan se ut til at det er forskjell i kornstørrelse mellom de to typene. De fleste mergel-klastene finnes i brønn 6507/3-6 Struten, og 6507/11-10 Frusalen. Både glaukonittisk sandstein og mergel er klaster som er vanlige i eldre sokkelbergarter på midtnorsk sokkel (f.eks. Brygge-, Kai- og Moloformasjonen, se kapittel 2.4.1 og 2.4.2). Eksempler på de kalkholdige klastene er vist i figur 41-42, 45-46 samt SEM-bilder i figur 54g og 55a,c. I tillegg til glaukonittisk sandstein og mergel, er det funnet kullfragmenter. Også disse inngår i denne gruppen. Kullfragmenter finnes i eldre sokkelbergarter utenfor norskekysten, og er spesielt fremtredende i Åreformasjonen fra jura (kapittel 2.2). Eksempel på kullfragmenter er vist i figur 47b, 54b og 56a.

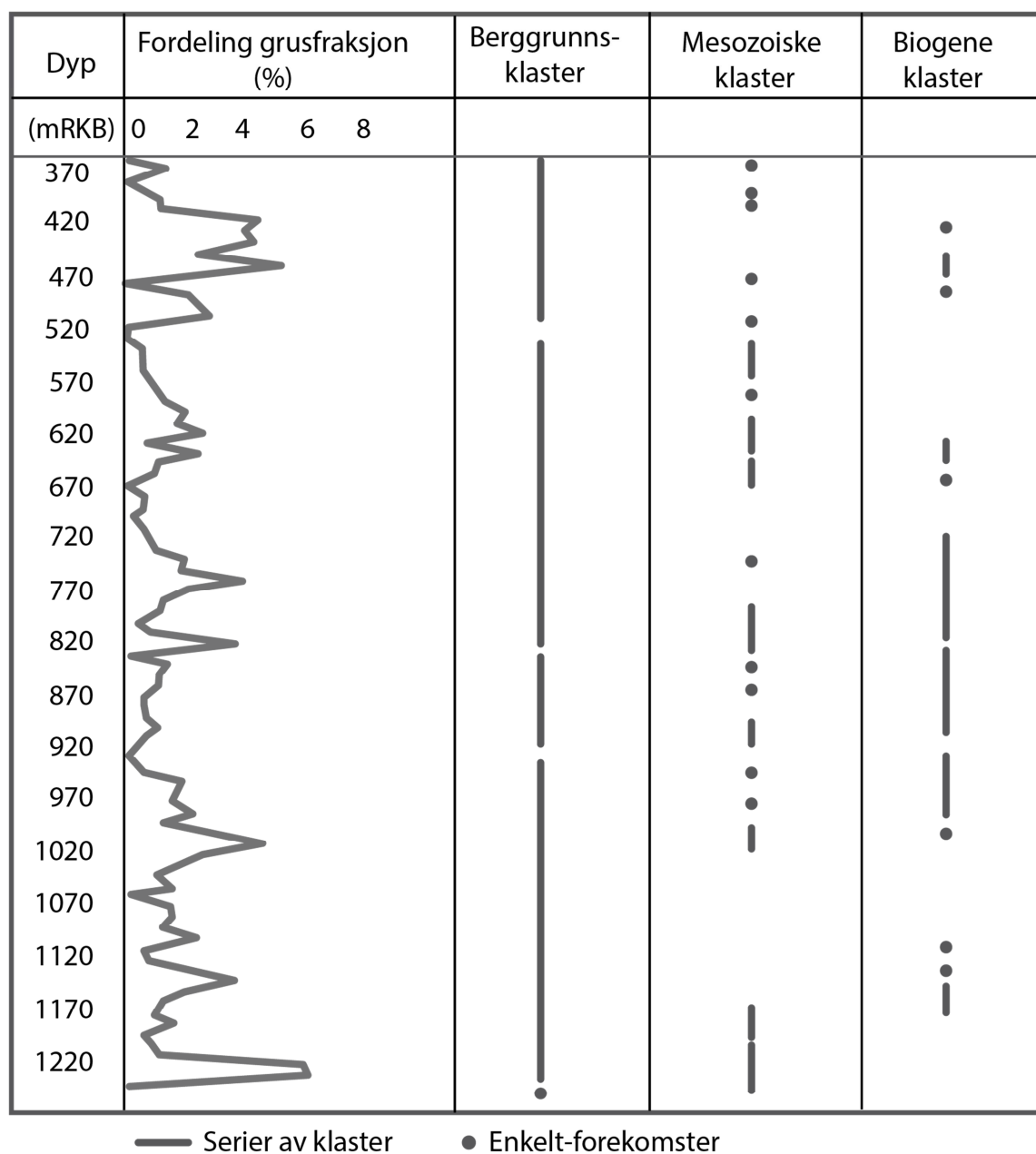
Biogene klaster

I de fleste grusfraksjonene som er undersøkt er skjellfragmenter et vanlig i innslag. Fordi skjellene i stor grad er oppknuste, har artsbestemmelse av disse vært utfordrende. De vanligste artene som er funnet er av artene butt sandskjell (*Mya truncata*), fragmenter kuskjell (*Arctica islandica*), steinboreskjell (*Hiatella arctica*) og O-skjell (*Modiolus modiolus*). Eksempler på biogene klaster i grusfraksjonen er gitt i figur 40, 43-44, 47b, 48.

4.11 Sammenstilling av resultater fra laboratoriearbeidet

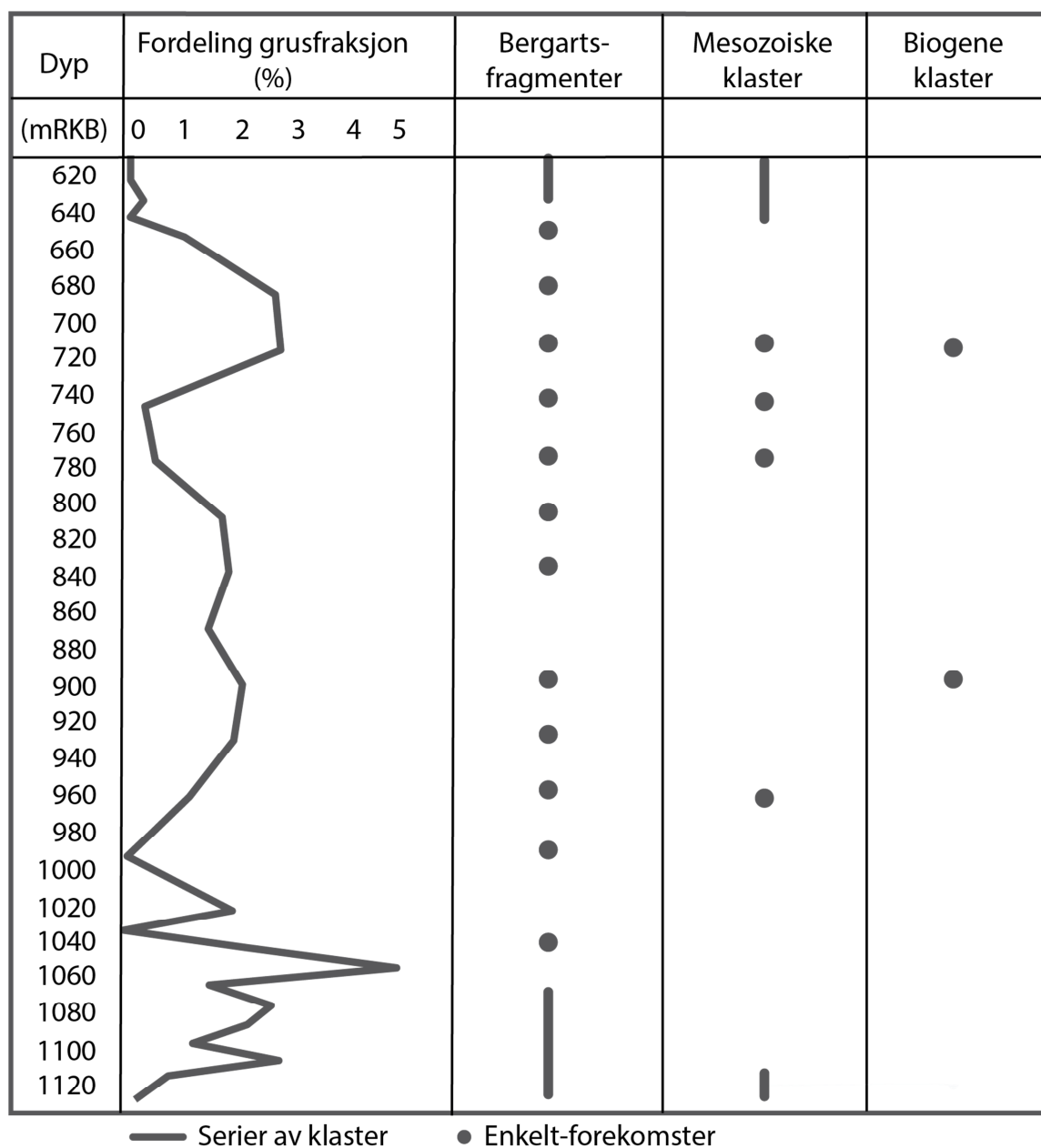
Den grove inndelingen av grusfraksjon i undergrupper er satt sammen til en oversikt som kan vise et forhold mellom grupper representert i grusfraksjonen mot prosentmessig fordeling av grusfraksjon i prøvene. Som beskrevet i kapittel 3.3.2 og 3.6, er det en utfordring å kun ha borekaks tilgjengelig for analyser, både på grunn av problematikken rundt materialets representativitet, samt den lave oppløsningen på prøvetakingsintervall innad i brønnen. Under følger en sammenstilling av prosentmessig fordeling av grusfraksjon sammenlignet med de ulike inndelingene av klasttyper (figur 57-59).

Sammenstilling av laboratorieresultater for brønn 6609/10-2 Trolla



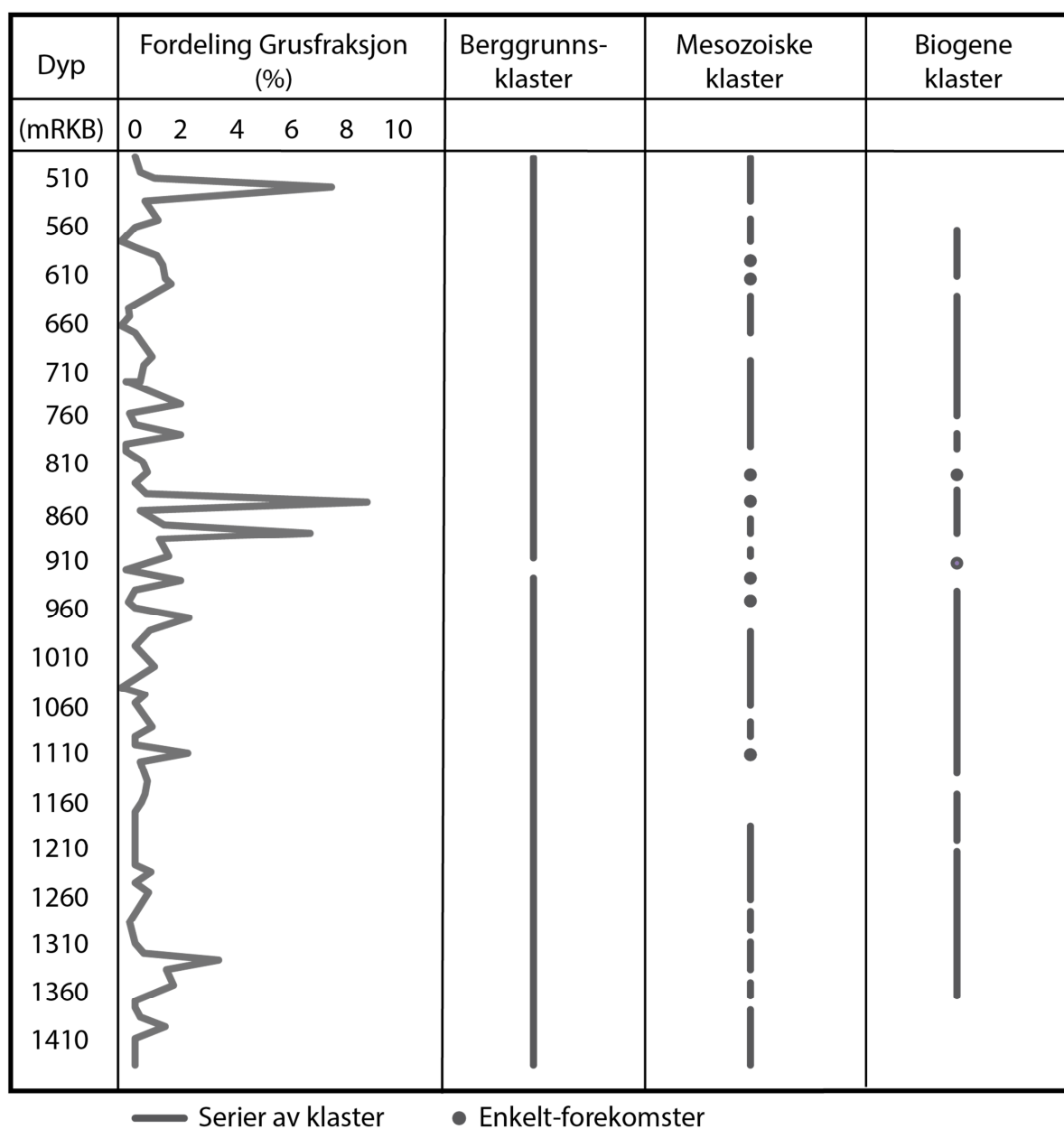
Figur 57: Fordeling av grusfraksjon og klastyper i borekaksprøver fra brønn 6609/10-2 Trolla. Grusfraksjonen i denne brønnen bære tydelige preg av mye bergartsfragmenter og innhold av mesozoiske sokkelbergarter. Det er også funnet en del skjellfragmenter og andre biologiske klaster. mRKB = m under plattformdekk.

Sammenstilling av laboratorieresultater for brønn 6507/3-6 Struten



Figur 58: Fordeling av klastyper i borekaksprøver fra brønn 6507/3-6 Struten. Grusfraksjonen i denne brønnen består i stor grad av bergartsfragmenter, med innslag av mesozoiske sokkelbergarter og noen få innslag av skjellfragmenter og andre biologiske klaster. mRKB = m under plattformdekk.

Sammenstilling av laboratorieresultater for brønn 6507/11-10 Frusalen



Figur 59: Fordeling av klastyper i borekaksprøver fra brønn 6507/11-10 Frusalen. Grusfraksjonen i denne brønnen bære tydelige preg av mye bergartsfragmenter og høyt innhold av mesozoiske sokkelbergarter. Det er også funnet mye skjellfragmenter og andre biologiske klaster. mRKB = m under plattformdekk.

4.12 Provenansstudie

Det er utført provenansstudier av grusfraksjonen fra brønnene ved å korrelere bergartsfragmenter fra studiematerialet med bergarter som i dag finnes i kildeområdet. Bergartsfragmentene funnet i grusfraksjonen er derfor inndelt i nye grupper som er hensiktsmessige sammenlignet med berggrunnsfordelingen i Midt- og Nord-Norge (kapittel 2.10, figur 14 og 15). Fordi bergartsfragmentene er små, er det krevende å bestemme bergartene nøyaktig.

Bergartsfragmentene er satt opp i skjema og gruppert med hensyn til de kaledonske skyvedekkenes sammensetning i Midt- og Nord-Norge (kapittel 2.10, figur 15). Kategori 1 inneholder bergarter som finnes i alle skyvedekkenes: glimmerskifer, granatglimmerskifer og granittiske bergarter. Kategori 2 inneholder bergarter som er særegne for Køli- og Sevedekkenes. Disse dekkene finnes i Trøndelag (Kølidekket kalles gjerne for Trondheimsdekket i Trøndelag), samt helt i de østlige deler av Nord-Norge. Klaster som stemmer med disse dekkene er: kvartsitt, eklogitt (kun små innslag) og mafiske bergarter. Kategori 3 inneholder bergarter som i dag kun finnes i eldre, sedimentære avsetninger på norsk sokkel (kapittel 2.4, 4.6 og 4.8-4.9). Klaster som stemmer med disse avsetningene er mergel, glaukonittisk sandstein og kullfragmenter.

4.12.1 Bergartsfordeling i brønn 6609/10-2 Trolla

I brønn 6609/10-2 Trolla finnes bergartsfragmenter av glimmerskifer, granatglimmerskifer, granittiske bergartsfragmenter, kvartsitt, amfibolitt (eller andre mafiske bergartsfragmenter), glaukonittisk sandstein og små innslag av mergel og kull (figur 60). De fleste bergartsfragmentene som er funnet, er funnet i rikelige mengder og i store deler av alt undersøkt prøvemateriale. Av de mafiske bergartsfragmentene er det funnet innslag i de øverste og nederste delene av brønnen, men med et stort opphold i den midterste delen. Av sokkelbergartene er glaukonittisk sandstein funnet i store deler av det stratigrafiske intervallet, fra bunn til topp, mens det av kull og mergel kun er funnet helt små, enkle innslag.

4.12.2 Bergartsfordeling i grusfraksjon i brønn 6507/3-6 Struten

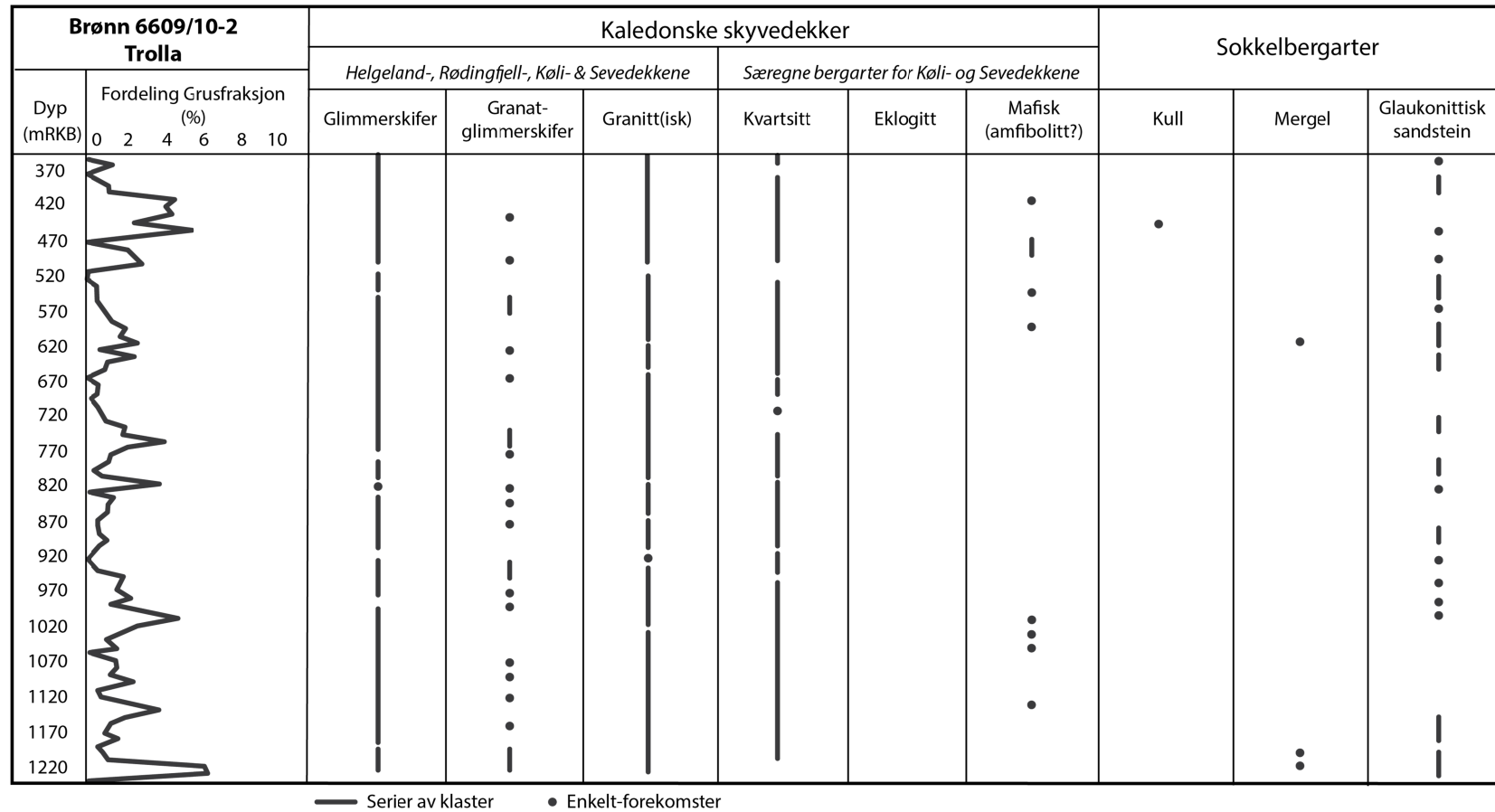
I brønn 6507/3-6 Struten er det funnet bergartsfragmenter av glimmerskifer, granatglimmerskifer, granittiske fragmenter, kvartsitt, amfibolitt (eller andre mafiske

bergarter), mergel og glaukonittisk sandstein (figur 61). Innslagene av de ulike bergartsfragmentene er i denne brønnen kun registrerte som punktmålinger (jfr. kapittel 3.4).

4.12.3 Bergartsfordeling i grusfraksjon i brønn 6507/11-10 Frusalen

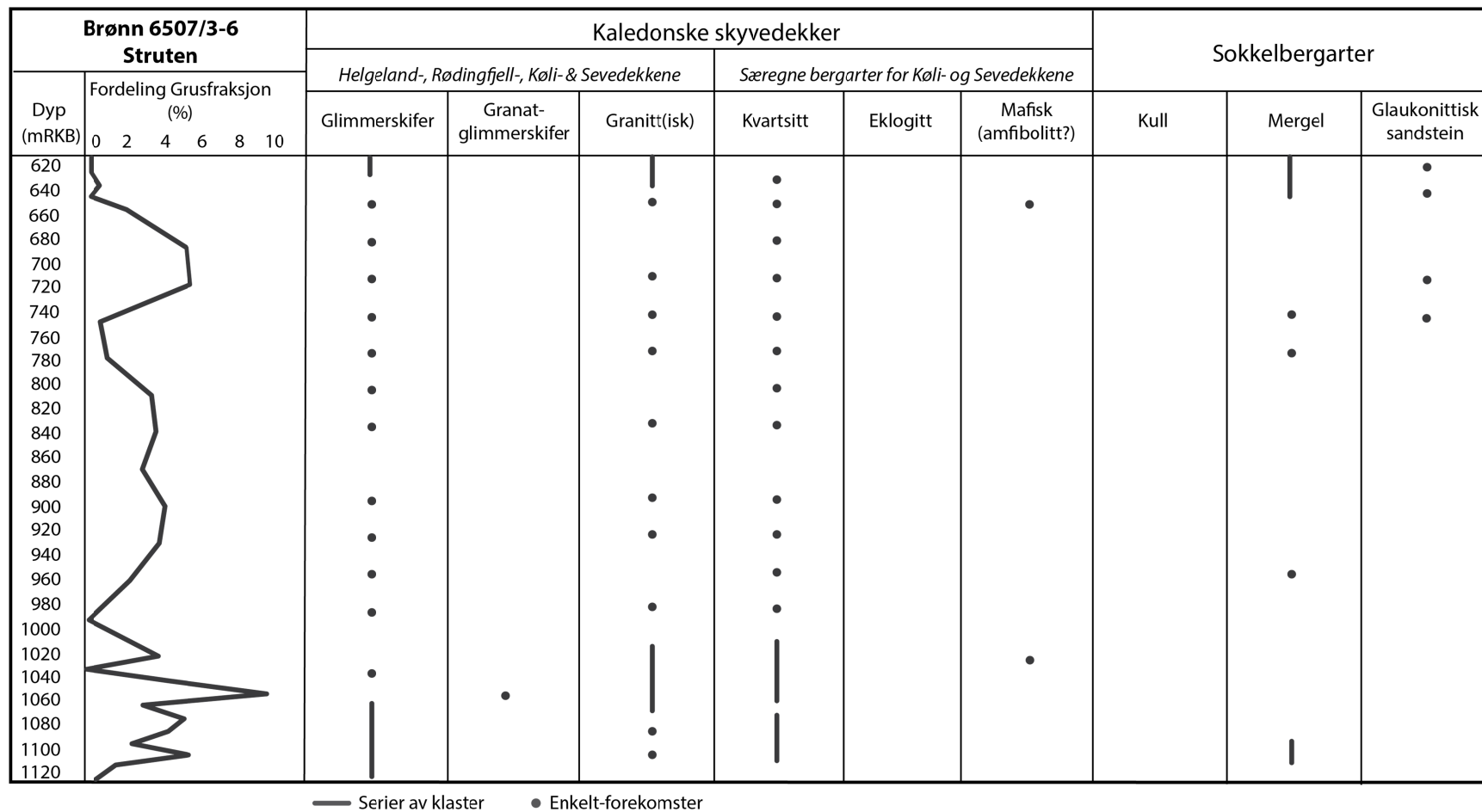
I brønn 6507/11-10 Frusalen finnes bergartsfragmenter av glimmerskifer, granatglimmerskifer, granittiske fragmenter, kvartsitt, eklogitt, amfibolitt (eller andre mafiske bergartsfragmenter), kullfragmenter, mergel og glaukonittisk sandstein (figur 62). De fleste bergartsfragmentene finnes i stor grad gjennom hele det stratigrafiske intervallet, sett bort fra granatglimmerskifer og eklogitt som kun har noen få innslag. Glimmerskifer opptrer i rikelige mengder i store deler av intervallet, men er ikke registrerte i de øverste 150 m. Av mafiske bergartsfragmenter finnes ingen fragmenter før i den øvre halvdel av brønnen. I studiematerialet fra Frusalen finnes mye kullfragmenter, et innslag som er sjeldnere for de to Trolla og Struten.

Bergartsfordeling i brønn 6609/10-2 Trolla



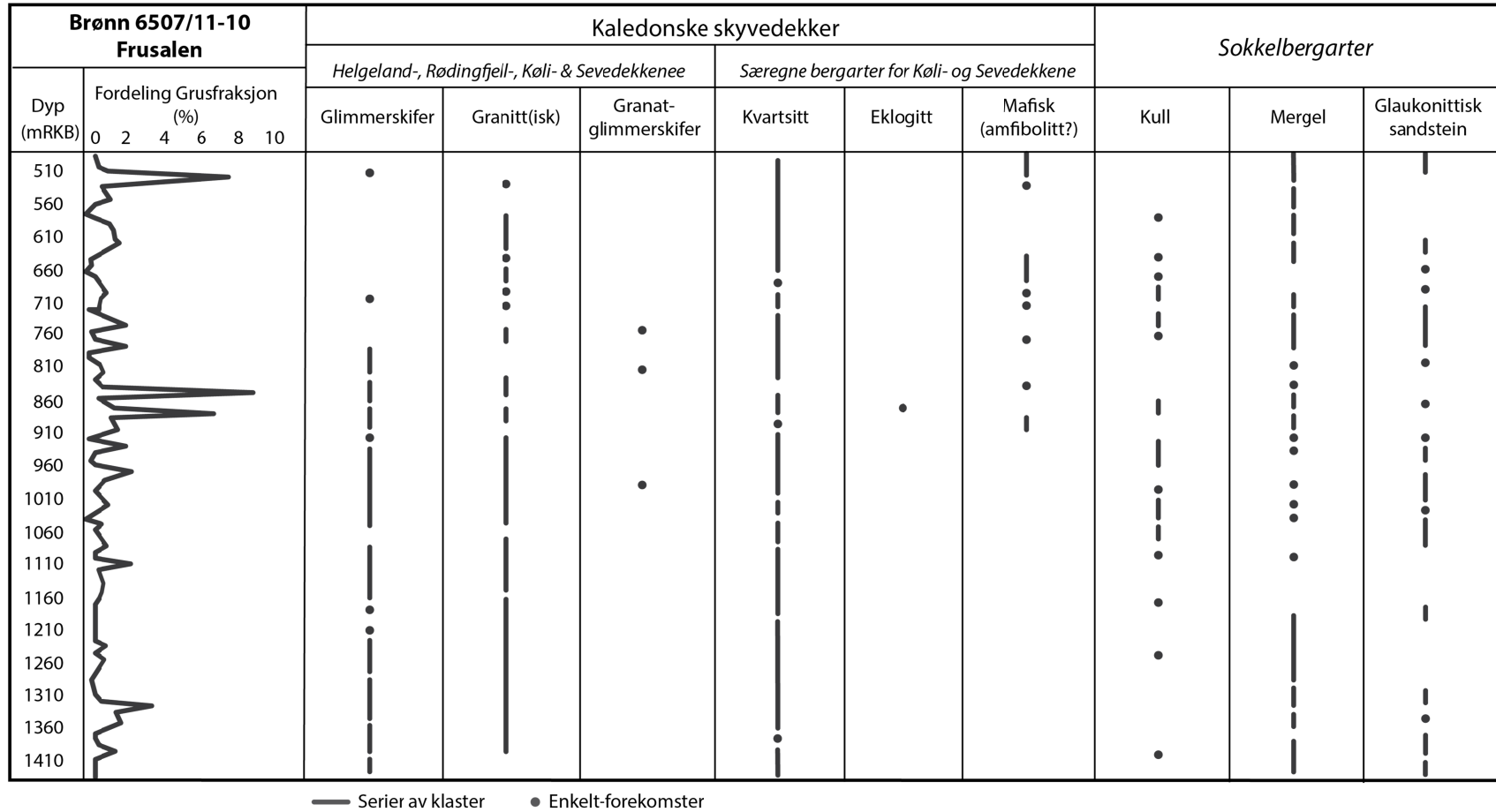
Figur 60: Diagrammet viser oversikt av bergartsfordeling i grusfraksjon fra brønn 6609/10-2 Trolla I denne brønnen er det funnet rikelige mengder med glimmerskifer, granittiske bergartsfragmenter, granatglimmerskifer, kvartsitt og glaukonittisk sandstein. Bergartsfragmenter med et mer spredt mønster er amfibolitt eller andre mafiske bergartsfragmenter, kullfragmenter og mergel. Det er ikke funnet eklogitt i grusfraksjonen fra denne brønnen.

Bergartsfordeling i brønn 6507/3-6 Struten



Figur 61: Diagrammet viser oversikt av bergartsfordeling i grusfraksjon fra brønn 6507/3-6 Struten. I denne brønnen er det funnet rikelige mengder med Glimmerskifer, granittiske bergartsframenger og kvartsitt. Bergartsfragmenter med et mer spredt mønster er granatglimmerskifer, amfibolitt eller andre mafiske bergartsfragmenter, mergel og glaukonittisk sandstein.

Bergartsfordeling i brønn 6507/11-10 Frusalen



Figur 62: Diagrammet viser oversikt av bergartsfordeling i grusfraksjon fra brønn 6507/11-10 Frusalen. I denne brønnen er det funnet rikelige mengder med glimmerskifer, granittiske bergartsfragmenter, kvartsitt, kullfragmenter, mergel og glaukonittisk sandstein. Bergartsfragmenter med et mer spredt mønster er granatglimmerskifer, eklogitt og amfibolitt eller andre mafiske bergartsfragmenter.

4.13 Sammenstilling av data

Kartleggingen av Naustformasjonen viser at brønnene penetrerer Naustenhetene Naust-N, Naust-A og Naust-T. Informasjonen for hvor prøvetakingen i brønnen starter er oppgitt i dyp på borekaksbeskrivelsene i meter. Det er dermed ingen oversikt over hvilke enheter som faktisk er representert i borekakssamlingen eller hvor mye av hver enhet som er inkludert. Derfor er det gjort et forsøk på å finne grensene for de ulike Naustenhetene i borekakssamlingen, ved hjelp av de seismiske profilene for hver brønn. Enhetsgrensene i hver brønn er regnet ut fra de tolkede seismiske profilene fra kapittel 4.4. De seismiske hastighetene som er brukt er regnet individuelt for hvert seismisk snitt, der en gjennomsnittshastighet er funnet ved å bruke kjente dyp (m) i brønnen mot avleste seismiske dyp (s, toveis gangtid) på profilene (figur 63-65). De kjente dypene i hver brønn er hentet for hver brønns respektive faktasider hos OD (Oljedirektoratet, 2011a; 2011b; 2011c). Disse dypene er så konvertert til meter, der hver grense også inkluderer en feilmargin (vedlegg 5, tabell 3-5). Videre er informasjonen for brønnintervallet regnet inn i det seismiske profilet, og intervallet gir en oversikt over hvilke underenheter som er inkludert i materialsamlingen.

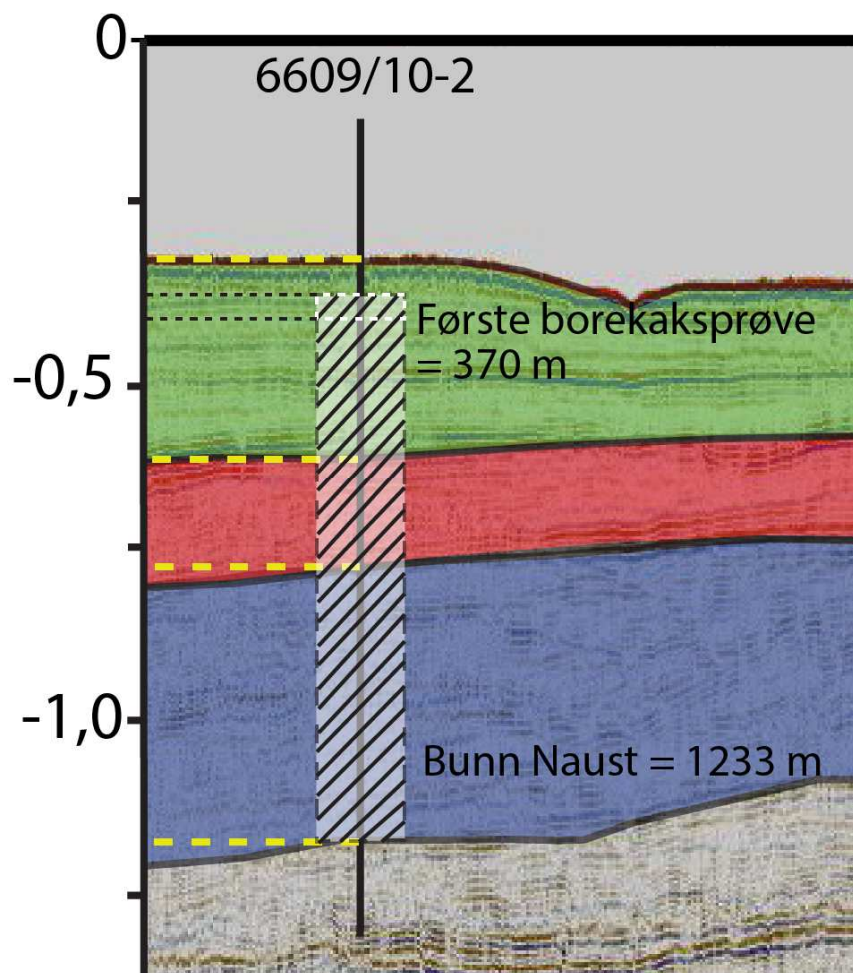
De tre brønnene er deretter satt opp i et brønnkorreleringsskjema, med toveis gangtid som dybdeskala (figur 66). I hver brønn er enhetsgrensene markert inn, og den prosentmessige fordelingen av grus er satt inn i hver brønn.

Fordi Naustformasjonen består av klinoformer med massiv karakter adskilte av lagdelte pakker, er det interessant å se om det er noen sammenheng mellom de ulike seismiske karakterene og andel grus i prøvene. For å teste ut denne hypotesen er de seismiske profilene med Naustgrenser (figur 63-65) kombinerte med grusfordelingen (figur 49-51). Fra brønnkorrelasjonen (figur 66) er de ulike prøvene med økt andel grus nummererte, og disse markørene er inkludert i sammenstillingsfiguren (figur 67). Ved å plassere grafene for grusandelen fra hver brønn direkte over de seismiske profilene og de beregnede brønnintervallene, kan grafene bidra til å knytte materiale og seismiske data sammen på et høyere detaljnivå. De seismiske karakterene i hvert profil kan deretter forklare andelen grus gjennom brønnen.

Slamstrømvæsetningene som ble undersøkt av King et al. (1998), ble analysert i forhold til kornstørrelsesfordelingen. Selv om det i denne studien ikke er undersøkt prosentmessig

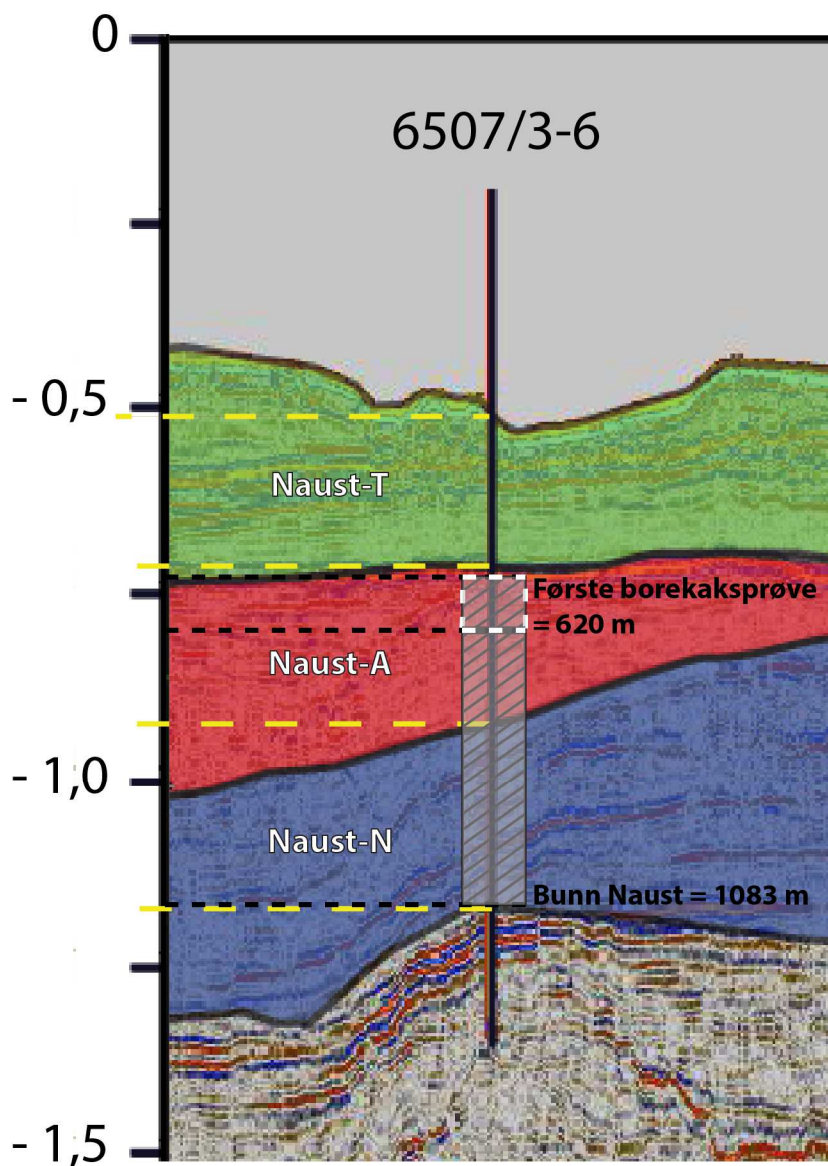
fordeling av andre fraksjoner, kan likevel grusfraksjonen fortelle mye om avsetningsforholdene.

4.13.1 Naustgrenser i brønn 6609/10-2 Trolla



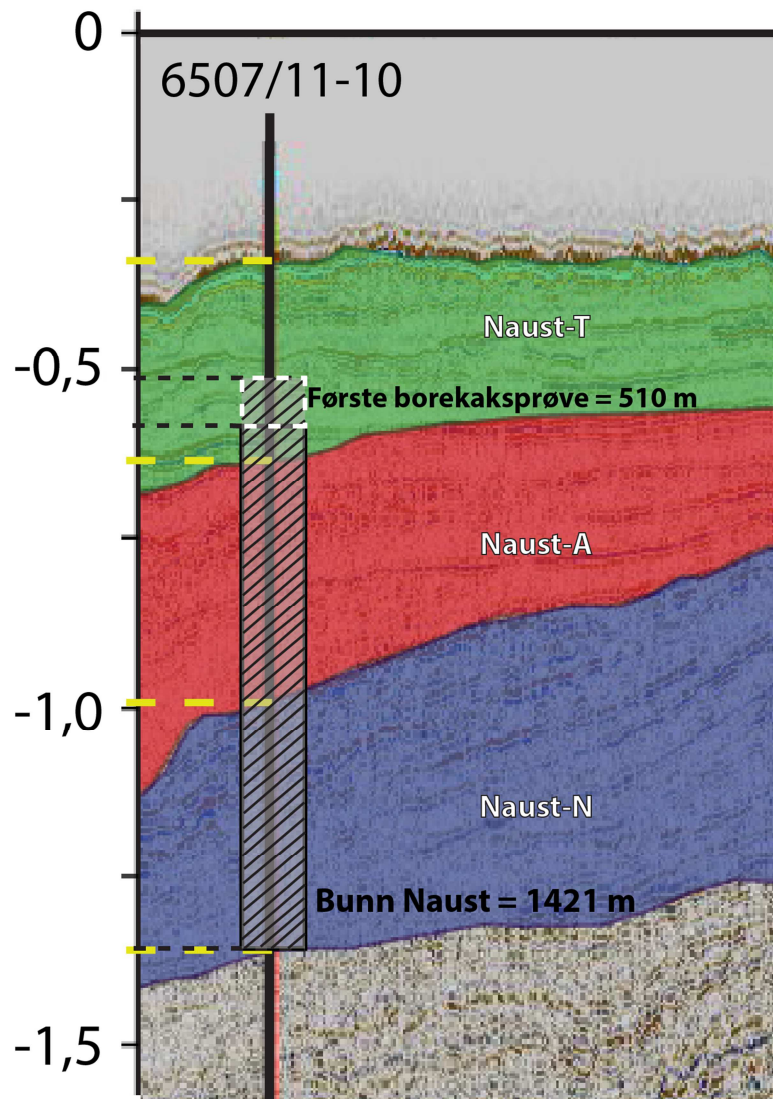
Figur 63: Avleste seismiske dybder for brønn 6609/10-2 Trolla. Naust-N er markert i blått, Naust-A er markert i rødt og Naust-T er markert i grønt. Bunn Naust er avlest til å være 1,17 s (toveis gangtid, TVGT), N-A-grensen er avlest til å være 0,75 s (TVGT), A-T-grensen er avlest til å være 0,60 s (TVGT) og havbunnen er avlest til å være 0,37 s (TVGT). Borekaksintervallet for denne brønnen strekker seg fra 370 mRKB til 1420 mRKB, og intervallet er markert inn i det seismiske profilet i den skraverte boksen over brønnen. Det hvite området i dette intervallet viser usikkerhet koblet til omregning fra s til m.

4.13.2 Naustgrenser i brønn 6507/3-6 Struten



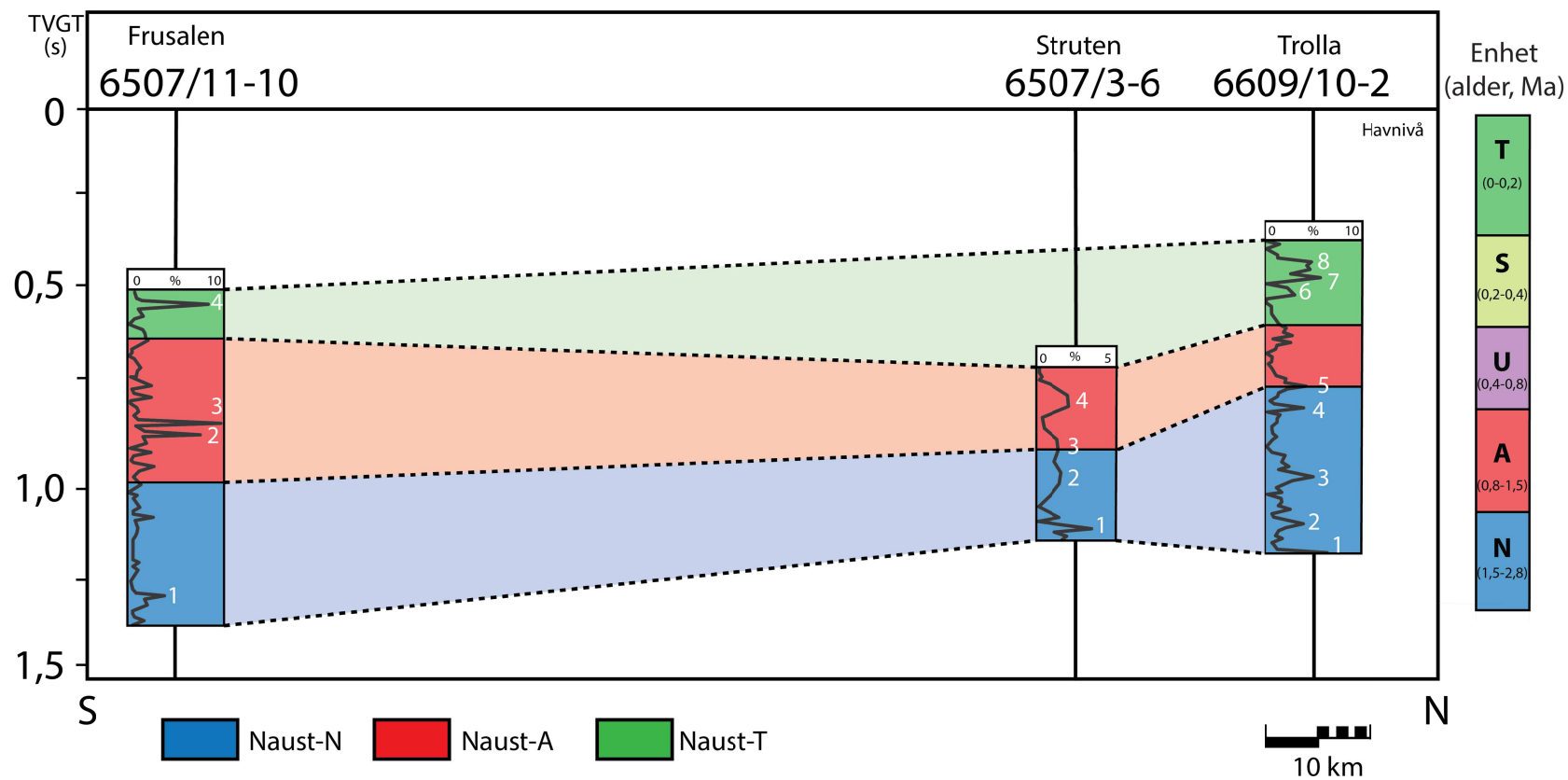
Figur 64: Avleste seismiske dyp for brønn 6507/3-6 Struten. Naust-N er markert i blått, Naust-A er markert i rødt og Naust-T er markert i grønt. Bunn Naust er avlest til å være 1,20 s (toveis gangtid, TVGT), N-A-grensen er avlest til å være 0,85 s (TVGT), A-T-grensen er avlest til å være 0,73 s (TVGT) og havbunnen er avlest til å være 0,51 s (TVGT). Borekaksintervallet for denne brønnen strekker seg fra 620 mRKB til 1080 mRKB, og intervallet er markert inn i det seismiske profilet i den skraverte boksen over brønnen. Det hvite området i dette intervallet viser usikkerhet koblet til omregning fra s til m.

4.13.3 Naustgrenser i brønn 6507/11-10 Frusalen

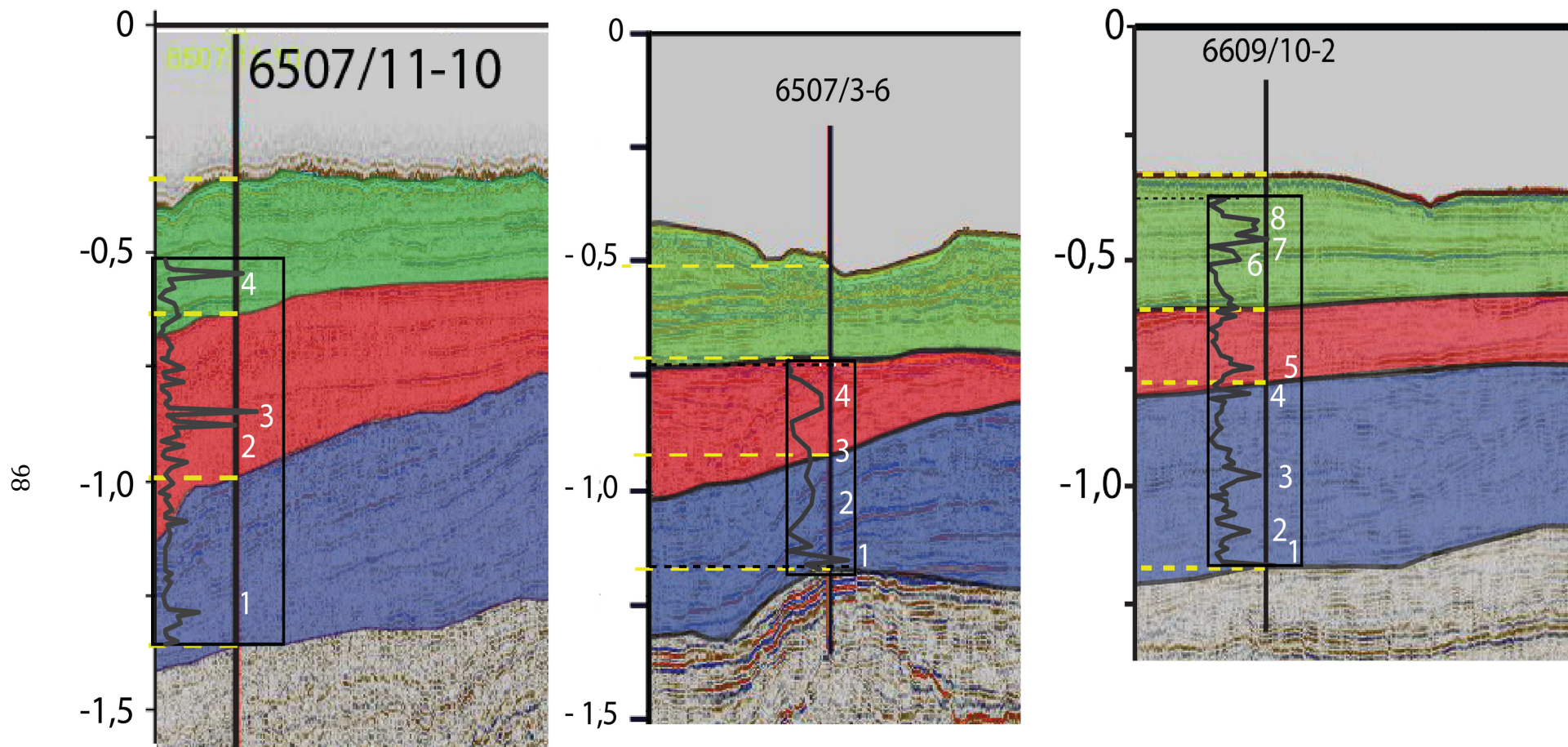


Figur 65: Avleste seismiske dybder for brønn 6507/11-10 Frusalen. Naust-N er markert i blått, Naust-A er markert i rødt og Naust-T er markert i grønt. Bunn Naust er avlest til å være 1,32 s (toveis gangtid, TVGT), N-A-grensen er avlest til å være 1,0 s (TVGT), A-T-grensen er avlest til å være 0,60 s (TVGT) og havbunnen er avlest til å være 0,35 s (TVGT). Borekaksintervallet for denne brønnen strekker seg fra 510 mRKB til 1420 mRKB, og intervallet er markert inn i det seismiske profilet i den skraverte boksen over brønnen. Det hvite området i dette intervallet viser usikkerhet koblet til omregning fra s til m.

4.14 Korrelasjon av seismiske og sedimentære data



Figur 66: Korrelasjon av Naustformasjonens representerte enheter i de tre undersøkte brønnene for masterprosjektet. Brønn 6609/10-2 Trola er plassert lengst nord og inneholder sedimenter fra Naust-N, Naust-A og Naust-T. Brønn 6507/3-6 Struten inneholder sedimenter fra Naust-N og Naust-A. Brønn 6507/11-10 Frusalen inneholder sedimenter fra Naust-N, Naust-A og Naust-T. Den prosentvise fordelingen av grusfraksjon er markert inn i hver av brønnene. Referanseboksen med oppgitte aldre for Naustenhetene er modifisert etter Rise et al. (2006; 2010).



Figur 67: Korrelasjon av seismiske og sedimentære data. Figuren er sammenstilt fra figur 63-65, samt 49-51. Fra figur 66 er de tre grusfrodelingene markerte inn langs brønnen, samt tilhørende nummerering. Ved å kombinere de seismiske og sedimentære dataene, kan andel grus sammenlignes med den seismiske karakteren ved de tre brønnlokalitetene. I hver av de tre brønnene er det en klar sammenheng mellom massiv seismisk karakter og økt andel grus.

5 Sammenstilling og diskusjon

I denne studien er det undersøkt 211 borekaksprøver i tre brønner gjennom de tidligkvartære lagrekkene i Naustformasjonen. Studiematerialet er undersøkt med hensyn til litologi og andel grus. I tillegg er dybdeintervallet med tilgjengelig borekaksmateriale korrelert mot seismiske undersøkelser utført i området, hvor brønnene er markert inn i profilene. I dette kapittelet vil resultatene fra de ulike undersøkelsene sammenstilles og diskuteres og det forsøkes å gi svar på spørsmålene stilt i starten av oppgaven:

- Hvilke begrensninger har borekaksmateriale med hensyn til kornstørrelse, representativitet, presisjon (dybdeangivelser fra mudlogging) og blandingsforhold?
- I hvor stor grad er materialet påvirket?
- Hvor stor del av Naustformasjonen er inkludert i borekakssamlingen, og hvilke implikasjoner har tilstedeværelsen av de ulike enhetene?
- Er det mulig å bruke borekaksmateriale som grunnlag for provenansanalyser?
- Er borekaksmateriale fra petroleumssektoren et pålitelig og brukbart materiale når kvartære lagrekker skal studeres?

5.1 Studiematerialet og problematikken rundt finfraksjonen

Da dette masterprosjektet ble igangsatt, var fokuset opprinnelig rettet mot finfraksjonen i borekaks fra tre letebrønner i Norskehavet. Hypotesen var at leirmineraler i finfraksjon i avsetningene kunne gi indikasjoner på materialets forhistorie som for eksempel hvilke prosesser sedimentene hadde vært utsatt for i kildeområdet, før transport til deposert på midtnorsk sokkel. Det var planlagt å undersøke finfraksjon ved hjelp av røntgendiffraksjonsanalyser (XRD), for om mulig å kunne finne leirmineraler og potensielt identifisere endring i leirmineralogi gjennom avsetningene. En lignende studie var utført av Forsberg og Locat (2005), og de samme teknikkene var ønskelige å prøve ut på materialet som ble mottatt fra Det Norske (kapittel 3.5.1). Tidlig i arbeidet med dette prosjektet ble det klart at metoden for innsamling trolig gir forurensning av boreslam. Dette vil modifisere materialets sammensetning i så stor grad at eventuelle analyser ble ansett å være for upålitelige (kapittel 3.3 og 3.6). Forsberg og Locat (2005) har brukt materiale hentet ved geotekniske boreundersøkelser (også kjent som *geoborings*) fra et tokt i 2002 (Tjelta et al., 2002). Geotekniske boreundersøkelser er grunne marine kjerner i de øverste lagene under havbunnen, og på grunn av kjerneprøvetaking i Storeggaskredarret, var tidligkvartære avsetninger i Naustformasjonen tilgjengelig like under havbunnen. Med kjerneprøver som

studiemateriale møter man på færre problemer koblet til representativitet, forurensning, blandingsgrad, med mer. Forskerne har dermed ikke hatt de samme usikkerhetsmomentene som er funnet i denne studien.

I studier av kvartære sedimenter ved institusjoner som for eksempel Oljedirektoratet, brukes gjerne borekaks som materiale. Dette er i stor grad knyttet til bruken av borekaks fra letebrønner, da dette ofte er det eneste tilgjengelige materialet for analyser. Likevel er de fleste studiene av kvartære sedimenter spesielt rettet mot biostratigrafi og finfraksjonen vaskes dermed bort under laboratoriearbeidet (pers. komm. Eidvin, 2015).

King et al. (1998) utførte grundige analyser av materiale fra slamstrømmer fra isstrømmen i Norskerenna, avsatt i Nordsjøviften, nord i Nordsjøen (figur 2). I deres studier ble det brukt materiale fra fallkjerneprøvetaking tatt i de øverste delene av Nordsjøviften. Studiematerialet deres ble analysert med hensyn til kornstørrelsesfordeling, kvantitative bergarts- og mineralbestemmelser, kvantifisering av askepartikler, foraminifersamlingssoner og ^{14}C AMS-datering av skjell og foraminiferer. Også i King et al. (1998) baseres studien på materiale som er hentet opp ved hjelp av mer konvensjonelle metoder brukt i kvartære studier, og har derfor ikke hatt de samme usikkerhetsmomentene funnet i denne studien.

5.2 Andel grusfraksjon i borekaks materialet

I hver undersøkte prøve, er den prosentmessige fordelingen av grusfraksjon (>2 mm) beregnet (kapittel 4.7.1, figur 49-51). Andelen grusfraksjon brukes som en indikator på hvor mye grus som er fraktet ut til studieområdet i tidlig-kvartær. Av hele borekaksprøvens totale vekt, utgjør de fleste grusfraksjonsprøvene kun få prosent, derfor er prøvene som har >3 % grus ansett som høyere verdier.

I brønn 6609/10-2 Trolla er den gjennomsnittlige prosentmessige andelen grusfraksjon 1,6 %. Denne fordelingen er basert på 89 prøver. I denne brønnen har datasettet høyest mulig stratigrafisk oppløsning. Ved studie av grusfordelingsplottet (figur 49) er det åtte forskjellige prøver som har >3 % grusfraksjon. I brønncorrelasjons-figuren (figur 66), er den første prøven med økt andel grus mulig å plassere ved overgangen Kai og Naust-N. Videre inntreffer prøvene med økt andel grus med jevne mellomrom i enheten. Naustenheten Naust-A har generelt lav andel grusfraksjon, mens ett nytt intervall med økt andel grus opptrer i

Naustenheten Naust-T. I figur 66 er hver prøve med økt andel grus markerte fra bunn til topp (1-8).

I brønn 6507/3-6 Struten er den gjennomsnittlige prosentmessige andelen grusfraksjon 1,3 %. Denne fordelingen er kun basert på 27 prøver, og har dermed det datasettet i studien med lavest stratigrafisk oppløsning. Ved studie av grusfordelingsplottet (figur 50) er det fire forskjellige prøver som har økt andel grus. Fordi andelen grus i denne brønnen generelt er lav, er det satt et lavere tak på høyere verdi, og økt andel grus i denne brønnen er ansett som prøver med >2 % grus. I brønnkorrelasjons-figuren (figur 66), er disse prøvene mulige å plassere i ulike stratigrafiske nivåer i brønnen. Første prøve er plassert ved overgangen Naust-N og Kaiformasjonen. Prøven med økt andel grus er etterfulgt av lave prosentverdier i øvre deler av Naust-N. Ved overgangen Naust-N og Naust-A er et stort sprang, hvorpå grusandelen synker lenger opp i enheten. Ved beregning av rekkevidden for brønnen i 6507/3-6 Struten, viser resultatet at de første borekaksprøvene starter under Naust-T (figur 64) og denne enheten inngår trolig ikke i materialsamlingen for denne brønnen. På grunn av den lave oppløsningen, er det vanskelig å si noe om forhold mellom de ulike pulsene av økt andel grus, og resultatene for denne brønnen er dermed kun punkter gjennom brønnen, uten noen form for kontinuitet i målingene. I figur 66 er hver prøve med økt andel grus markerte fra bunn til topp (1-4).

I brønn 6507/11-10 Frusalen er den gjennomsnittlige prosentmessige andelen grus 1,2 %. Denne fordelingen er basert på 89 prøver, og datasettet har den høyest mulige stratigrafiske oppløsningen. Ved studie av grusfordelingsplottet (figur 51) er det fire prøver som har >3 % grus. I brønnkorrelasjons-figuren (figur 66), er disse prøvene mulige å plassere innenfor Naust-N, Naust-A og Naust-T. I Naust-N er det to prøver som har økt andel grus (ca. 3 %), ett i bunn av Naust-N, og ett like før overgangen til Naust-A. Foruten disse to prøvene har Naust-N generelt liten andel grus (0-2 %). I Naust-A er det to tette prøver med økt andel grus. Disse prøvene finnes ca. 200 m over grensen Naust-N/Naust-A, og har henholdsvis 7,5 % og 9,5 % grus. I Naust-T er det én prøve som viser økt andel grus. Denne prøven har ca. 8 % grus. I figur 66 er hver prøve med økt andel grus markerte fra bunn til topp (1-4).

King et al. (1998) gjorde kornstørrelsesanalyser av slamstrømsavsetninger i Nordsjøviften, der avsetningene inneholder $1,0 \pm 1,3$ % grus, $29,0 \pm 4,2$ % sand, $36,0 \pm 2,8$ % silt, og $34,0 \pm 3,9$ % leire. Resultatene er basert på 40 prøver. Innholdet av grus i prøvene til King et al.

(1998), sammenlignet med prøvene studert i dette prosjektet, er noenlunde likt fordelt. Det må likevel tas hensyn til at dette prosjektet er basert på kvalitative studier av grusfraksjonen. Én av feilkildene som kan påvirke resultatene i større grad, er faktumet at ikke hele borekaksprøven er slemmet opp og siktet. Dette kan bety at de minste klastene i grusfraksjon ikke er representert i samlingen, de kan også være tapt under våtsikting eller kan ha blitt oversett i plukkingsfasen (kapittel 3.6). I tillegg er prosedyrene utført på boreplattformen en usikkerhet. Det er for eksempel vanskelig å vite om borekaksprøven mottatt fra Det Norske er representativt materiale, eller om vesentlige deler av prøven er neglisjert under prøvetaking. Dette kan bety at viktige bestanddeler av prøven kan ha blitt destruert eller fjernet under mudlogging.

Prøvene som viser økt andel grus er spredt gjennom alle brønnene, det er variasjon i når pulsene med grus inntreffer og ved et første øyekast later det ikke til at de ulike brønnene korresponderer direkte som følge av økt andel grus. Dette kan være koblet til flere faktorer, men den geografiske plasseringen av brønnene spiller trolig en rolle (figur 2 og 68). Brønnene penetrerer ikke formasjonene med samme avstand fra kysten, og variasjoner i lagene vil forventes å forekomme. Dette betyr at grensene mellom enhetene ikke er uniform i forhold til dypet og har følgelig en konsekvens for enhetenes utbredelse ved de tre brønnlokalitetene, men også transportlengden for sedimentene som er fraktet til funnområdet. I denne studien er brønn 6609/10-2 Trolla den brønnen som ligger nærmest kysten. Denne brønnen viser også hyppigst forekomst av økt andel grus i det prøvetatte intervallet, og gjennomsnittlig andel grus er 1,61 % (kapittel 4.7.1, figur 49). Brønn 6507/3-6 Struten er den brønnen som ligger lengst fra kysten, og viser generelt lavere andel grus i de undersøkte prøvene, og gjennomsnittlig andel grus er 1,34 % (figur 50). Brønn 6507/11-10 Frusalen ligger i mellom de to andre brønnene avstandsmessig, og gjennomsnittlig andel grus er 1,18 % (figur 51). Denne prosentandelen er lavere enn for Struten, men dette kan trolig skyldes forskjell i oppløsningen på datasettet for de to brønnene.

5.3 Litologi i borekaksprøvene

Ved å kartlegge de ulike bergartene funnet i borekaks materialet og sammenligne dette med bergarter som finnes i Midt-Norge, er det mulig å si noe om kildeområdet til de tre brønnene. Selv om berggrunnen og de ulike skyvedekkerne i Midt-Norge i stor grad består av mange av de samme bergartene, er det i utgangspunktet mulig å si noe mer om de klastene hvis bergarter i større grad skiller seg ut. Mange av de samme bergartene finnes i alle

skyvedekkenene og selv om noen av bergartene er særegne i for eksempel Køli- og Sevedekkenene, ligger disse skyvedekkenene fordelt ut over hele Nord-Norge (kapittel 2.10, figur 15). Køli- og Sevedekkenene som inneholder mer særegne bergarter, for eksempel eklogitt og amfibolitt, har likevel størst utbredelse i Nord-Trøndelag og sørlige deler av Helgeland, og man kan dermed forvente å finne flere av disse bergartene i de sørligste brønnene (6507/3-6 Struten og 6507/11-10 Frusalen). I berggrunnsoversikten i kapittel 4.12, figur 60-62, er det funnet mye kvartsitt og noen få mafiske korn i grusfraksjonen fra brønn 6507/3-6 Struten, mens det i brønn 6507/11-10 Frusalen er funnet mye kvartsittiske fragmenter, mye mafiske bergartsfragmenter, samt ett eklogittfragment. Sett ut i fra brønnenes plassering på sokkelen, er det naturlig at den sørligste brønnen (6507/11-10 Frusalen) har mottatt større mengder bergartsfragmenter som stammer fra Køli- og Sevedekkenene (figur 67), sammenlignet med hva områdene for Trolla og Struten har mottatt.

I andre litologiske studier av Naustformasjonen, viser materiale fra letebrønner at Naust-N inneholder leirerikt diamikton med vekslende sandlag. I tillegg finnes kantrundede til kantete klaster av krystalline bergarter (Eidvin et al., 1998). Avsetningene representerer sannsynligvis isdroppet materiale transportert fra ismarginen ved norskekysten som har drevet mot den tidligere eggakanten (Rise et al., 2010). Farmer et al. (2003) viser at isotopsammensetningen til glasimarine sedimenter på midtnorsk sokkel har liknende sammensetning som bergarter fra den sveconorvegiske berggrunnen. Deres datagrunnlag har likevel vært for sparsommelig for detaljerte provenansstudier, men de antar at kildeområdet har vært paleoproterozoiske eller kaledonske ekvivalenter til disse bergartene i det vestlige Skandinavia.

I tillegg til bergartsfragmentene som kan spores tilbake til berggrunnen i Midt-Norge, er det også funnet sedimentære bergarter som stammer fra eldre bergarter avsatt langs norsk sokkel. Av disse bergartene er det funnet glaukonittisk sandstein, som spesielt opptrer i Molo formasjonen (kapittel 2.4.2), mergel, som er spesielt vanlig i Bryggeformasjonen (kapittel 2.4.1) og kull. Eidvin et al. (1998) har beskrevet mange rust-fargede klaster i borekaks som trolig stammer fra oligocene sedimenter (Brygge) på midtnorsk sokkel i sedimentene fra Naust. Kullag og kullfragmenter finnes, i følge Dalland et al. (1988), kun i Åreformasjonen fra jura (kapittel 2.2) ved Midtnorsk sokkel.

Ved studier av kvartære sedimenter på Vøringhøyden, fant Hölemann og Henrich (1994) kullfragmenter som ble koblet til erosjon av sedimentære bergarter fra mesozoikum. I følge

Sigmond (1992) ligger mesozoiske og kenozoiske bergarter skråstilte ut fra land langs hele norsk sokkel, både som følge av innsynkning av marginen, men også som følge av landhevingen i kenozoikum. Skråstilling av eldre sedimentære bergarter kan observeres i de seismiske profilene for 6609/10-2 Trolla (figur 34) og 6507/3-6 Struten (figur 35). I disse profilene kan man øst for Naustformasjonen, på de innerste delene av sokkelen, observere at de eldste lagfølgene, opprinnelig avsatt horisontalt til subhorisontalt utenfor norskekysten står stablet skråstilte ut fra kysten. I følge blant annet Fossen (2008), antas det at eldre sokkelbergarter fra mesozoikum har vært avsatt lenger inn på land enn det finnes forekomster i dag. Sedimentene ble da trolig avsatt som slam i et grunt hav som dekket store deler av Norges kystområder frem til overgangen av kenozoikum. Etter landhevingen i kenozoikum ble disse slam- og skifersteinene eksponerte og utsatt for erosjon. Funn av nedforkastede mesozoiske bergarter på Norges fastland bekreftes også av Dalland (1981), som beskriver mesozoiske kullholdige bergarter fra juratiden på den østlige kysten av Andøya. Kullavsetninger fra jura er også funnet i og langs Beitstadvjordbassenget, i de nordøstlige deler av Trondheimsfjorden (Kjerulf, 1870; Carstens, 1929; Manum, 1964; Vigran, 1970; Sommaruga & Bøe, 2002).

Da istidene i kvartærperioden ble initierte, kan det tenkes at det fantes kildeområde til eldre sokkelbergartene lenger mot kysten enn hva deres posisjon i dag indikerer. Disse sedimentene kan dermed ha blitt påvirket av erosjon i nyere tid, spesielt av breis i senere deler av kvartærperioden (Ottesen et al., 2012).

5.4 Provenansstudie av borekaks materialet

Med bakgrunn i kartleggingen av berggrunnen i Midt- og Nord-Norge, er det interessant å se potensielle transportruter for sedimentene som har blitt fraktet fra kildeområdet og ut til Norskehavet og den stadig voksende Naustformasjonen.

Under de siste store glasieringene finnes det bevis for at isdekkene hadde flere hurtigflytende isstrømmer (Ottesen et al., 2005). Isstrømmene har avsatt store volumer glisialt deriverte sedimenter (Nygård et al., 2007). Disse isstrømmene var trolig separerte av mer sakteflytende is og trolig lå den sakteflytende isen på grunnere banker, som Træna- og Haltenbanken, på sokkelen. I de periodene der isdekker har nådd helt ut til eggakanten, har det blitt avsatt store slamstrømvsetninger på traufrontvifter foran de store glisiale traue på sokkelen (f.eks. (Rise et al., 2005; King et al., 1998). Som følge av at disse traue ofte er forlengelser av

fjordsystemer i den norske berggrunnen, kan sporing av slamstrømmene fortelle noe om isbevegelsesretningen under glasiale maksimum (Vorren & Mangerud, 2006). Rise et al. (2006) forklarer at isdekker under elster transporterte sedimenter nordvest mot gamle glasiale traue som i dag tilsvarer Sklinnadjupet, dette indikerer at transportrutene som har vært gjeldende under siste istids maksimum har vært gjeldende under flere eldre istider.

Ved å sammenstille berggrunnen i Midt- og Nord-Norge med den antatte transportrutene, kan berggrunnskart for området kombineres med landskapsutforming og formene på norsk sokkel (Vorren og Mangerud, 2006). Ved hjelp av dette kan man utføre en enkel *source to sink*-analyse, og se på kildeområde for bergartsfragmentene funnet i borekaks materialet.

I figur 68 er den antatte isbevegelsesretningen under siste glasiale maksimum satt i sammenheng med berggrunnskart for Midt- og Nord-Norge. Isbevegelsen i kartet er satt ut i fra plassering av daler, fjorder og dreneringskanaler i den norske berggrunnen, og fra dette er den antatte transportrutene ekstrapolert. Indirekte viser kartet kildeområde og deponeringer for sedimentene avsatt i Naustformasjonen.

I kartleggingen av bergartsfordelingen i kapittel 4.12.1-3, figur 60-62, er skjemaet delt inn etter hvilke bergarter som er vanlige i de kaledonske dekkene (Helgeland- Rødingsfjell- Køli- og Sevedekken) og hvilke bergarter som er særegne for Kølil- og Sevedekken. I alle de kaledonske skyvedekken representerte i Midt- og Nord-Norge er glimmerskifer, granatglimmerskifer og granittiske bergarter vanlige. I Kølil- og Sevedekken er kvartsitt, eklogitt og mafiske bergarter mer særegne (kapittel 2.10).

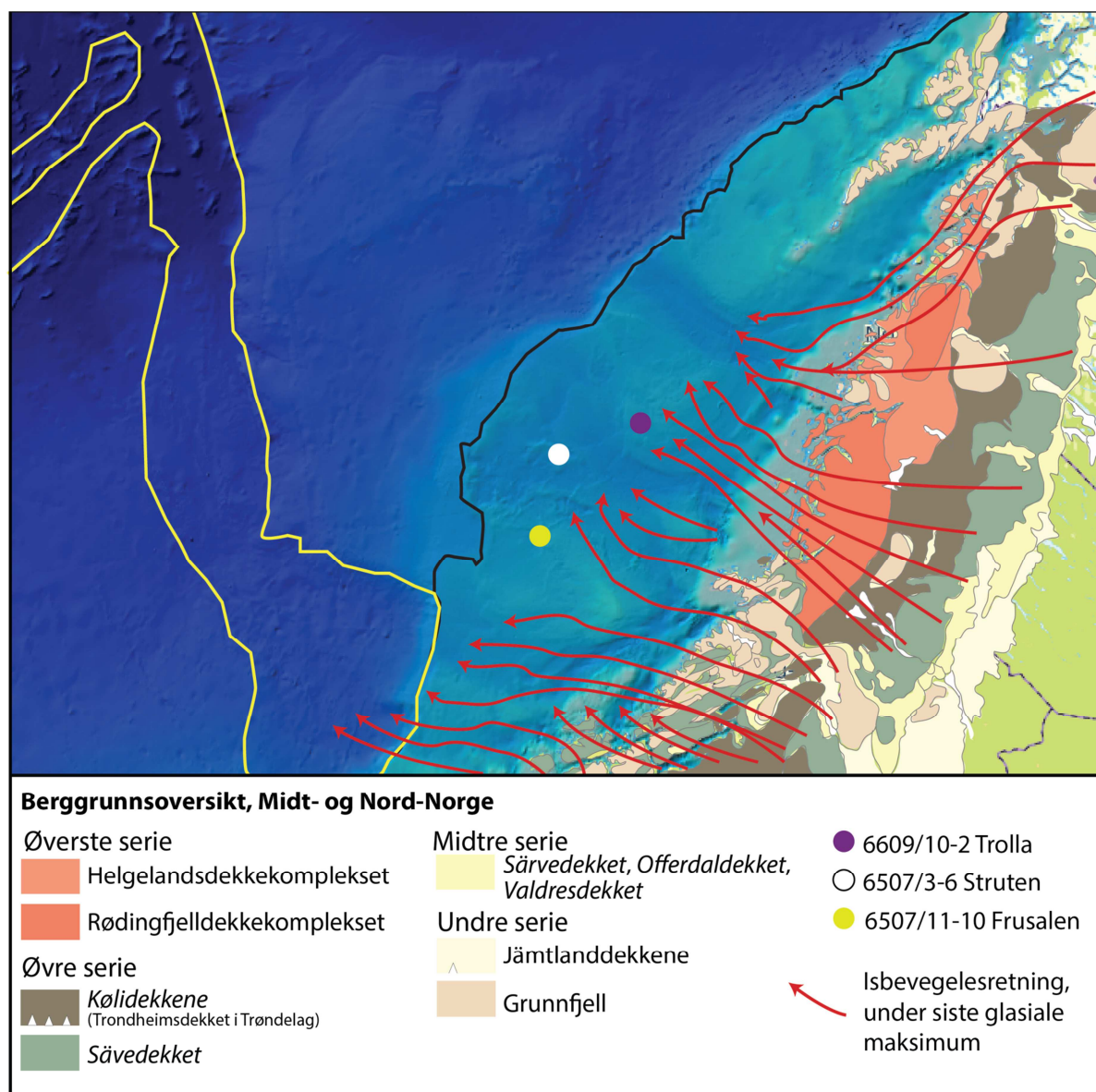
Brønn 6609/10-2 Trolla er lokalisert på østlig side av Trænabanken (kapittel 3.2.1). Området for denne brønnen har i følge figur 68 kildeområde i sørlige deler av Helgelandskysten, der berggrunnen er dominert av Helgelands- og Rødingsfjelldekkekompleksene. I tillegg er Kølil- og Sevedekken representerte i de østlige deler av Helgeland og sørlige deler av Nordland. I bergartsfordelingen for 6609/10-2 Trolla (kapittel 4.12.1, figur 60) er glimmerskifer, granatglimmerskifer og granittiske bergarter sterkt representerte. I tillegg er kvartsitt funnet i rikelige mengder. Det er noen mafiske bergartsfragmenter, men disse er registrerte som enkelt-forekomster. Av sokkelbergarter er det funnet rikelige mengder glaukonittisk sandstein (kapittel 2.4.2), ett fragment av kull (enkel-forekomst) og noen få enkelt-forekomster av mergel. I oversikten (figur 68) sammenfaller funnene i borekakssett med berggrunnsfordelingen

i Midt- og Nord-Norge. Representasjonen av kvartsitt er trolig forbundet med tilstedeværelsen av Køli- og Sevedekkenene i de østlige delene av Nordland. Den økte andelen av glaukonittisk sandstein i denne brønnen kan trolig kobles til utbredelsen av Moloformasjonen på midtnorsk sokkel. I følge kapittel 2.4.2 er har formasjonen størst utbredelse på Trøndelagsplattformen og tilstøtende områder (figur 6 og 9). Økt andel glaukonittisk sandstein i denne brønnen er dermed naturlig sett i sammenheng med potensielle kildeområder for området.

Brønn 6507/3-6 Struten er lokalisert i Sklinnadjupet, øst for Dønnaterassen (kapittel 3.2.2). Området for denne brønnen har, i følge figur 68 kildeområde i de sørligste deler av Helgelandskysten, og Nord-Trøndelag der berggrunnen er dominert av Køli- og Sevedekkenene. I tillegg er Helgeland- og Rødingsfjelldekkekompleksene representerte på Helgelandskysten. I bergartsfordelingen for 6507/3-6 Struten (kapittel 4.12.2, figur 61) er glimmerskifer, granittiske bergarter og kvartsitt sterkt representerte. Det er funnet én enkeltforekomst av granatglimmerskifer og små enkle forekomster av mafiske bergarter. Av sokkelbergarter er det funnet noen få enkeltforekomster av glaukonittisk sandstein og mergel. I oversikten (figur 68) sammenfaller funnene i borekaket med berggrunnsfordelingen i Midt- og Nord-Norge, dette fordi kildeområdet til Struten ligger like over grensen mellom Køli- og Sevedekkenene, og Helgeland- og Rødingsfjelldekkekomplekset. Fordi oppløsingen på dataene fra denne brønnen er stratigrafisk lave, er det naturlig å tro at en høyere oppløsning ville gitt mulighet for mer detaljerte provenansstudie.

Brønn 6507/11-10 Frusalen er lokalisert på den vestlige siden av Haltenterassen (kapittel 3.2.3). Området for denne brønnen har i følge figur 68 kildeområde i Sør- og Nord-Trøndelag, der berggrunnen er dominert av Køli- og Sevedekkenene. I bergartsfordelingen for 6507/11-10 Frusalen (kapittel 4.12.3, figur 62) er glimmerskifer, granittiske bergarter og kvartsitt sterkt representerte. I tillegg er det funnet noen enkelt-forekomster av granatglimmerskifer og eklogitt. Mafiske bergarter er funnet i den øvre delen av brønnen. Alle sokkelbergartene er i denne brønnen sterkt representerte. Mergel er funnet i rikelige mengder, men også glaukonittisk sandstein og kull er funnet i majoriteten av prøvene. I oversikten (figur 68) er det et skille i berggrunns sammensetningen i sørlige deler av Nordland. Ved dette skillet går grensen mellom Køli- og Sevedekkenene og Helgeland- og Rødingsfjelldekkekomplekset. Bergartsfordelingen i brønnen sammenfaller berggrunns-fordelingen i Midt- og Nord-Norge. Bergartene som er mer særegne for Trøndelagsdekkene er sterkere representert i denne brønnen sammenlignet med brønnene lenger nord. Både kull- og mergelforekomster i denne

brønner er sterkt representerte. Kullforekomstene er trolig koblet til de jurassiske (og mesozoiske) bergartene som finnes i Trondheimsfjorden (kapittel 5.3). Den økte andelen av mergelforekomster i denne brønner kan kobles til utbredelsen av Bryggeformasjonen på midtnorsk sokkel. Formasjonen er sterkt representert på Haltenbanken og tilstøtende områder (kapittel 2.4.1, figur 6 og 9). Hvordan Bryggeformasjonen er representert på de indre (østlige) delene av sokkelen er ikke dokumentert i det seismiske profilet for Frusalen (figur 36) fordi det seismiske profilet kun dekker de sentrale delene sokkelen ved bønnlokalteten.



Figur 68: Oversiktskart over midtnorsk sokkel, Lofoten-Vesterålen, Vøringbassenget, Storeggaskredet og deler av Mørebasenget. Brønnene brukt i denne studien er markert. Fra nord, lilla: brønn 6609/10-2 Trola, hvit: 6507/3-6 Struten og gul: 6507/11-10 Frusalen. Berggrunnskart for Nord- og Midt-Norge er tegnet inn over de norske landområdene. Pilene antyder isbevegelsesretning (og glasiel transport) for siste glasiel maksimum, reflektert av dagens batymetri. For utdypende informasjon se brødtekst. Figuren er sammensatt og modifisert etter Vorren & Mangerud (2006); Fossen (2008) og Mareano (2016).

5.5 Seismisk tolkning og korrelasjon

Tolkningen av seismiske data i studieområdet har gitt svar på mange viktige spørsmål, blant annet hvordan Naustformasjonens seismiske karakter er ved de tre brønnlokalitetene på midtnorsk sokkel. Ved hver av de tre brønnlokalitetene er det vist at Naustformasjonen består av klinoformer avsatt i et prograderende til aggraderende system. Mengden sedimenter avsatt gjennom kvartærperioden er enorm, og det har vært viktig å forstå utbredelsen av de ulike enhetene innad i formasjonen. Dette både for å få en forståelse av utbyggingen av sokkelen, men ikke minst for å få innsikt i hvilket materiale som kan være representert i borekaksamlingen, og dets kildeområde.

5.5.1 Naust-N

Naust-N består av bratt hellende klinoformer og er avsatt i et tydelig prograderende mønster. Klinoformene nedlapper på de eldre sedimentære formasjonene Moloforasjonen i øst og Kaiforasjonen i vest. De bratt hellende klinoformene indikerer at avsetningsrommet har vært stort og at dette ikke har vært en begrensende faktor for utvikling av den tidlige Naustformasjonen. Denne enheten inngår i alle brønnene.

5.5.2 Naust-A

Naust-A inngår også i alle brønnene, og kjennetegnes ved at den prograderer vestover over Naust-N. Enheten har indikasjoner på et prograderende avsetningsmønster, men klinoformene i denne enheten har svakere helning enn Naust-N. Dette er trolig en indikator på endring i avsetningsrommet, der havnivået begynner å påvirke utviklingen av enheten. Ved mindre tilgjengelig avsetningsrom går systemet over til å bli et mer aggraderende system, der avsetningene ligger flatere, og eggakanten beveges kun utover mot havet, uten at avsetningene bygges opp mot havnivå i like stor grad.

Den akustiske karakteren til Naust-N og Naust-A er massiv, og det er foreslått at Naust-N og -A er avsatt av resirkulering av sedimenter ved hjelp av massebevegelser og nedadgående prosesser over den tidligere eggakanten. Noen av underenheter av Naust-A er trolig avsatt som slamstrømmer under perioder der isdekkene har nådd ut på sokkelen (Ottesen et al., 2009; Rise et al., 2010). Det har ikke blitt funnet bevis for isdekker som har nådd ut til sokkelen i tidlig Naust-tid, men det er funnet pløyemerker fra isfjell i de eldste enhetene, som indikerer tilstedeværelsen av kalvende isbreer i tidlig kvartær (Bugge et al., 2004; Rise et al., 2006). På midtre og indre deler av midtnorsk sokkel er de øvre delene av klinoformene i

Naust-N og -A kuttet av glasial erosjon, trolig som følge av heving av den indre delen av sokkelen (Ottesen et al., 2009).

5.5.3 Naust-U

Naust-U er ikke representert i noen av borekakssamlingene, og er kun vist i de seismiske profilene for brønn 6609/10-2 Trolla og 6507/3-6 Struten (figur 56 og 57). Naust-U ligger som en prograderende til aggraderende kile vest for Naust-A. Underenhetene i Naust-U representerer trolig flere glasiale-interglasiale sykluser (Ottesen et al., 2009). Denne enheten har ingen aggraderende lag øst på sokkelen direkte over de proksimale delene av Naust-N og -A. Disse lagene mangler trolig fordi enheten har blitt kuttet av glasial erosjon etter avsetning. Toppen av Naust-U er erosjonskontakten URU. I de tolkede profilene i denne studien nedlapper kun Naust-U på grensen til Naust-A, men enheten har utbredelse ut over de underliggende enhetene på de ytre delene av sokkelen (f.eks. Berg et al., 2005; Rise et al., 2005; 2006; Ottesen et al., 2009; 2012).

5.5.4 Naust-S

Naust-S er ikke representert i noen av borekakssamlingene, og er kun vist i de seismiske profilene for brønn 6609/10-2 Trolla og 6507/3-6 Struten (figur 34 og 35). Enheten har mange av de samme karakteristikkene som Naust-U i de tolkede profilene, men den enda svakere helningsgraden på klinoformene i denne enheten indikerer at Naust-S er avsatt i et aggraderende mønster. Naust-S ble i hovedsak avsatt distalt for dagens eggakant og representerer den tredje siste glasieringen (elster, ca. 0,4-0,3 Ma) som kan ha vært den største glasieringen i Nord-Europa i kvartær (Mangerud et al., 1996). Deposenteret er delt i to etter Sklinnadjupskredet som inntraff like etter avsetning av Naust-S (kapittel 2.7). Dette skredet fjernet de sentrale delene av enheten (Rise et al., 2006).

5.5.5 Naust-T

Naust-T er representert i alle de tolkede seismiske profilene (figur 34-26), og er representert i borekakssamlingen for brønn 6609/10-2 Trolla og 6507/11-10 Frusalen (figur 63 og 65). Naust-T kjennetegnes ved flate, massive, akustisk kompakte underenheter som er bredt utover de prograderende enhetene av Naustformasjonen, avgrenset av erosjonskontakten, URU. Fordi de seismiske profilene brukt i denne studien ikke dekker dagens eggakant, eller dagens kontinentskråning, er det vanskelig å si noe om enhetens seismiske karakter i de ytre delene av sokkelen ut i fra disse profilene. Naust-T består av massive og til dels lagdelte sedimenter

fra de to siste glisiale-interglisiale syklusene, saale-eem (0,3-0,14 Ma) og weichsel-holocen (0,115-0,01 Ma) (Ottesen et al., 2009).

URU-reflektoren representerer en erosjonskontakt mellom de prograderende kilene og den aggraderende enheten Naust-T, og kan gjenkjennes i mange områder på sokkelen (kapittel 2.6). Under avsetning har isdekker erodert de øverste avsetningene i de eldre enhetene i Naustformasjonen. Isdekket har dannet deformasjonsmorener og skjøvet eldre sedimenter ut over paleoeggakanten ut utløst slamstrømmer og trolig også undersjøiske skred (figur 3). Dette har trolig fjernet mye sedimenter fra deres opprinnelige posisjon øverst i de eldste enhetene ved avsetning. 3D-seismiske data har vist at pløyemerker fra isfjell har skurt de de øverste lagene av Naust-N og det finnes også bevis for tilstedeværelse av isdekker over Naust-N i tillegg til over yngre enheter (Ottesen et al., 2009), som indikerer både tilstedeværelsen av kystnære breer etter avsetning av Naust-N (og -A), men også tilstedeværelse av breer som har nådd ut til eggakanten. Utviklingen av URU er i stor grad koblet til klimaets utvikling gjennom kvartær, men erosjonskontakten kan ikke kobles direkte til den midt-pleistocene overgangen, slik Eidvin et al. (1998) foreslo. URU og Naust-T er langt yngre og er avsatt i løpet av de to siste istidene, saale og weichsel (Dahlgren et al., 2002, Berg et al., 2005; Rise et al., 2005; 2006; Ottesen et al., 2009; 2012). Under avsetning av Naust-N og Naust-A har klimaet vært dominert av 41 000 års sykluser. Dette har ført til dannelse av breer i høyfjellet i Norge, og disse fjellbreene har ekspandert til kysten. Det hurtig varierende klimaet har ført til utviklingen av effektive landformdannende prosesser (Henrich & Baumann, 1994; Rise et al., 2006). I midt-pleistocen skjedde en endring i de dominerende astronomiske syklusene fra å variere med 41 000 års sykluser og som medførte overgang til dominerende 100 000 år sykluser. Overgangen medførte mer langvarige, stabile kalde perioder, og kortere, stabile varme perioder i mellomistidene. Denne klimakonstellasjonen har resultert i vekst av isdekker over kontinentene (Vorren & Mangerud, 2006). På grunn av den stadig voksende Naustformasjonen, og med den utvidelsen av norsk kontinentmargin, har dette gitt større rom for isdekker i Norge (Mangerud et al., 2011).

En viktig faktor som har påvirket utviklingen av norsk sokkel er de mange undersjøiske skred som er kartlagt og registrert (kapittel 2.7). Kvartærperioden er kjennetegnet som perioden der svært store mengder sedimenter er fraktet ut på sokkelen, og en slik tilførsel påvirker sokkelens stabilitet (Berg et al., 2005; Bryn et al., 2005; Solheim et al., 2005). Bare Storegaskredet alene har fjernet store mengder sedimenter (Haflidason et al., 2005), spesielt

fra Naustformasjonen, og også andre, eldre skred har ført til at sokkelens sedimentære sammensetning har blitt påvirket av skredaktivitet gjennom tidene (McNeill et al., 1998; Laberg et al., 2001; Dahlgren et al., 2002; Rise et al., 2006). Disse skredene har dermed fjernet mye av sedimentene som i dag utgjør den klastiske kilen på sokkelen, og må følgelig tas hensyn til i alle typer studier av formasjonen.

5.6 Usikkerheter i korrelasjon (hastighet og representativitet)

Etter at dataene er sammenstilte i kapittel 4.13 og 4.14 er det mulig å si mer om materialet som er representert i borekaksamlingen. Den seismiske oversikten for området der brønnene er tatt, gir en bedre forståelse for avsetningsmiljø og relasjonen mellom de tre brønnene. Det er nå klart at to av brønnene, 6609/10-2 Trolla og 6507/11-10 Frusalen, inneholder materiale fra tre Naust-enheter; -N, -A og -T. Disse brønnene inneholder dermed materiale fra særlig to helt ulike deler av den kvartære perioden, Naust-N og -A fra perioden før den midt-pleistocene overgangen og Naust-T dannet i perioden etter denne overgangen. Glasiasjonsmønstrene har vært svært forskjellige i de to periodene, og materialet som er representert i disse to brønnene belyser begge disse periodene (kapittel 2.8).

Brønn 6507/3-6 Struten har fungert som en bindeleddsbrønn i dette prosjektet fordi den er plassert mellom de to andre brønnene og ligger geografisk nært brønn 6609/10-2 Trolla. I tillegg er datasettet fra denne brønnen av svært lav oppløsning (kapittel 3.4). I følge sammenstillingen i kapittel 4.13 og 4.14 inneholder brønn 6507/3-6 Struten kun materiale fra Naustenheterne Naust-N og Naust-A.

For å kunne koble grusfraksjon mot seismikk, er det gjort et forsøk på å plassere de seismiske grensene i forhold til de kjente dypene innad i hver brønn. Konverteringen fra sekund (toveis gangtid) til meter er gjort ved å beregne en gjennomsnittshastighet mellom havbunn og bunn Naust i hver av brønnene, ved hjelp av avleste seismiske dyp i profilene (kapittel 4.13, figur 63-65). De gjennomsnittlige seismiske hastighetene for Trolla, Struten og Frusalen er beregnet til å være henholdsvis 1982 m/s, 1690 m/s og 1931 m/s (se vedlegg 5 for full utregning).

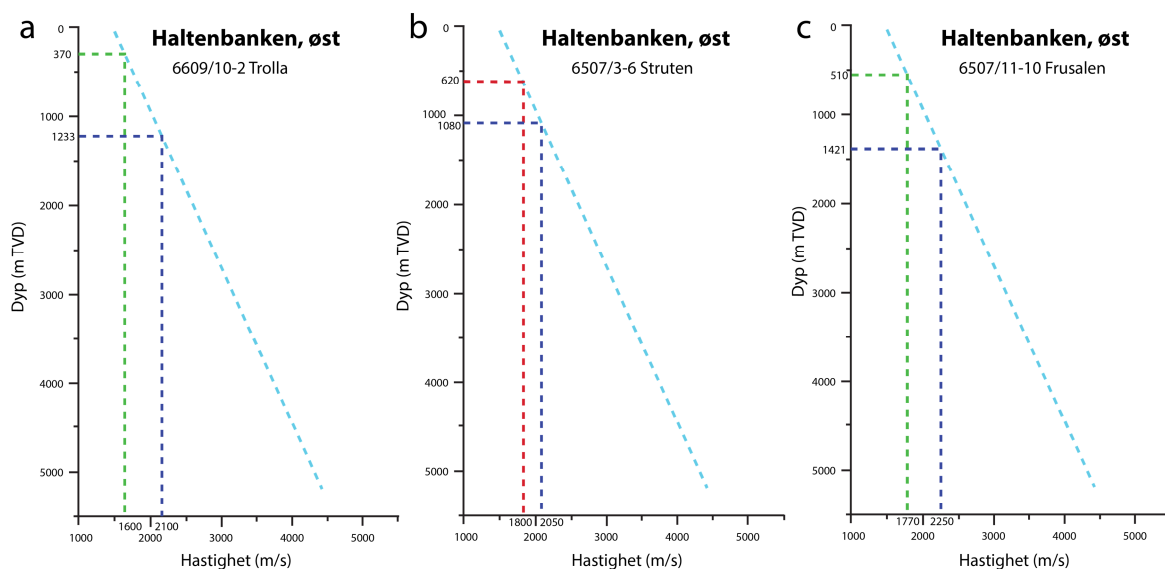
Fastsettingen av grensene knyttes opp mot formasjonene som prøvetas. Da Naustformasjonen ble definert, ble grensen mellom Naustformasjonen og den underliggende Kaiformasjonen satt på bakgrunn av biostratigrafi. Hvorvidt grensene mellom formasjonene er pålitelig

informasjon (Oljedirektoratet, 2011a; 2011b; 2011c), har implikasjoner både for prøveutvelgelsen, tolkningen og koblingen mot seismiske data.

Ved beregning av dyp i de seismiske profilene må det tas forbehold om at konvertering fra millisekund til meter er gjort med tilstrekkelig nøyaktighet og presisjon. Grensen mellom Naust-A og Naust-T er den kritiske grensen for hvilket materiale som faktisk er representert i borekaksamlingen, og et mulig scenario kan være at de seismiske hastighetene som er brukt i omregningen kan gi feil grenseverdi for enhetsgrensene. Fullstendige utregninger for verdier er gitt i vedlegg 5, tabell 3-5.

Storvoll et al. (2005) har kartlagt seismiske hastigheter ved hjelp av brønndata og seismiske logger på Haltenbanken (figur 69). Haltenbanken er delt inn i en østlig og en vestlig region som følge av ulike strukturelementer, og mulig påvirkning av seismiske hastigheter. Ved å lese av grafene fra Storvoll et al. (2005), er den avleste gjennomsnittshastighetene for brønnene høyere enn for de kalkulerte hastighetene fra denne studien (figur 63-65).

Avviket mellom hastigheter avlest fra grafene til Storvolls et al. (2005) sammenlignet med hastighetene funnet i denne studien, kan blant annet skyldes at kalkulasjonene gjort for brønnene i denne studien kun er basert på avlesninger fra Naustformasjonen, og trendlinjen kan dermed være for unøyaktig for de øverste formasjonene. De seismiske hastighetene kalkulert i denne studien er likevel ikke totalt fravikende fra funnene til Storvoll et al. (2005), og anses derfor å være pålitelige hastigheter.



Figur 69: Seismiske hastigheter fra Haltenbanken vest. Den blå stiplede linjen viser trendlinjen for hastigheter i Brønner korrelert mot seismiske logger, og en trendlinje (blå stiplet linje) for de undersøkte brønnene er kalkulert for området. De avleste hastighetene i figur a-c) er regnet om til gjennomsnittshastigheter. Den grønne stiplede linjen viser til første borekaksprøve for hver av brønnene, og den mørkeblå stiplede linjen representerer Bunn Naust i brønnene. a) viser de seismiske hastighetene lest av trendlinjen for brønn 6609/10-2 Trolla. Gjennomsnittshastigheten for avstanden mellom Naust-N og -T er ca. 1850 m/s. b) Gjennomsnittshastigheten for avstanden mellom Naust -N og -A i brønn 6507/3-6 Struten er ca. 1925 m/s. c) Gjennomsnittshastigheten for avstanden mellom Naust -N og -T i brønn 6507/11-10 Frusalen er ca. 2010 m/s. TVD = total vertikal dybde. Modifisert og forenklet etter Storvoll et al. (2005).

I figur 67 er andel grus (figur 49-51) sett i sammenheng med den seismiske karakteren i hvert profil (seismiske profil, figur 34-36 og brønnintervall, figur 63-65). I figuren er det en klar sammenheng mellom andel grus og den seismiske karakteren. Prøvene med økt andel grus sammenfaller klart med massive lagpakker i hver av enhetene.

I brønn 6609/10-2 Trolla er det åtte prøver som skiller seg ut med økt andel grus (jf. kapittel 5.2). Av disse prøvene er prøve 1-4 (Naust-N) noe vanskelig å plassere, som følge av et relativt kaotisk seismisk mønster. Prøve 1-4 kan likevel plasseres i nær tilknytning til massive lagpakker, indikasjoner på at dette materialet er avsatt som slamstrømvsetninger. Prøve 5 (Naust-A) er plassert i tilknytning til massive lagpakker i bunn av enheten. Prøve 6-8 er (Naust-T) viser klar sammenheng mellom massive lagpakker og andel grus. De massive lagpakkene i denne enheten er tolket til å være moreneavsetninger.

I brønn 6507/3-6 Struten er det fire prøver som skiller seg ut med økt andel grus (jr. kapittel 5.2). På grunn av den lave stratigrafiske oppløsningen for denne brønnen, er det utfordrende å plassere prøvene med økt andel grus direkte til det seismiske profilet (figur 67).

Også brønn 6507/11-10 Frusalen er det fire prøver som skiller seg ut med økt andel grus (jf. kapittel 5.2). I denne brønnen vises en klar sammenheng mellom økt andel grus og seismisk karakter. Ved alle prøvene som er markerte, viser det seismiske profilet massive lagpakker, som i de to nederste enhetene tolkes som slamstrømvsetninger. I Naust-T tolkes de massive lagpakkene som moreneavsetninger.

Dette forslaget kan være dristig. Den stratigrafiske oppløsningen for borekaks er lav i utgangspunktet, og ved kun kvalitativt plukke ut klaster til analyse, er det mange potensielle feilkilder som kan påvirke resultatene (jf. kapittel 5.2). Sammenlignet med funnene King et al. (1998) gjorde i de marine kjernene, og deres sammenligning med seismiske data fra området, har King et al. (1998), på lik linje med Forsberg og Locat (2005), hatt er langt

høyere detaljnivå på sine studier. Med kjerner blir prøvene tatt med ved kjente dyp, og med en mye større sikkerhet rundt prøveintervall og representativitet. Selv om borekaksprøvene har lav stratigrafisk oppløsning, og relativt store feilmarginer for prøvetakingsintervall, viser sammenstillingen av dataene at seismikken og borekaket kan korreleres, relativt detaljert. Sammenstillingen mellom materiale og seismikk har dermed også gitt svar på spørsmålet om hvor stor sammenblandingsgrad prøvene er utsatt for. Gitt at korrelasjonen i figur 67 er korrekt, betyr det at blandingsgraden innad i brønnen ikke er like stor som fryktet. Dette betyr i praksis at studier av borekaks kan brukes som studiemateriale, om de rette forbeholdene tas i forkant.

6 Oppsummering og konklusjon

Ut i fra forskningsspørsmålene som ble stilt i starten av oppgaven, og diskuterte under kapittel 5, vil dette kapittelet oppsummere og konkludere med de ulike funnene gjort i denne studien. I arbeidet med dette masterprosjektet er det undersøkt forskningspotensialet til borekaksmateriale for studier av kvartære lagrekker på norsk sokkel.

- Bruk av borekaksmateriale som studiemateriale har begrensninger ved kornstørrelsesanalyser. Materialet er tilført boreslam, og analyser på kornstørrelsesfordeling vil følgelig være påvirket av det tilførte slammet, samt usikkerheten om materiale kan ha blitt fjernet fra avsetningene under resirkulering av boreslam. Finfraksjonen er svært vanskelig å bruke i disse studiene, og er derfor ekskludert fra dette prosjektet. Mudlogging skjer i 10 m-intervaller i de kvartære lagrekkene, og beskrivelsene av sedimentene er sparsommelige.
- Utfall fra brønnveggen i de kvartære lagfølgene et usikkerhetsmoment fordi de grunneste delene av brønnene ikke er satt med *casing*. Dette betyr at klaster som kommer opp med en gitt dybdeangivelse i borekaksbeskrivelsen kan komme fra et grunnere område enn antatt, transportert med det viskøse boreslammet (figur 17). Dette kan påvirke representativiteten til materialet.
- Materialet er sterkt påvirket både av tilsetningsstoffer, men er også mekanisk påvirket (delvis nedbrutt) av både borekronen og ved friksjon mot borestrengen i transport fra boredypet til plattformdekket.
- Fordi borekaks ikke prøvetas for brønntrykket er stabilt, starter ikke prøvetaking i brønnen før borekronen har nådd 100-300 m under havbunnen. I denne studien er det inkludert borekaks fra Naust-N og -A, samt deler av Naust-T. Plassering av brønnene i forhold til lengde- og breddegrader avgjør hvilke enheter som prøvetas på grunn av formasjonens utforming. Enhetene som er undersøkt i denne studien er fra tidligkvartær (Naust-N og -A, samt for de siste to istidene, Naust-T). Av de yngste glasiasjonene, er trolig er saaleglasiasjonens erosjonsprodukter inkludert i borekakssamlingen, som følge av dypt startintervall for borekaksprøvene.
- Borekaksmateriale er fullt mulig å bruke som studiemateriale til proveniansanalyse, men som følge av små korn og lang transportavstand fra kildeområdene er det mange forbehold som må tas. Blant annet kan mykere bergarter være sterkere utsatt for

erosjon og/eller forvitring, og ikke-funn betyr ikke nødvendigvis at gitte bergarter ikke er representerte.

- Intern blanding av materiale ved transport fra boredyp til plattformdekket har vært et stort usikkerhetsmoment i arbeid med denne studien. Av figur 67 kan man se at fordeling av grusfraksjon mot seismiske enheter kan korreleres. Dette kan bety at blandingsgraden ikke er så høy som fryktet, og at representativiteten til materialet i utgangspunktet er relativt god.

I denne studien er det brukt borekaksmateriale som studiemateriale for kvartære erosjonsprodukter i en forenklet *source-to-sink*-analyse. Metodene benyttet i denne studien kan brukes hvis det tas forbehold om sterk ytre påvirkning og problemer med finfraksjon. Materialet som ligger lagret i Naustformasjonen er likevel ansett som å være en svært viktig ressurs for å forstå prosessene som har formet landskapet i Skandinavia gjennom kvartær. Studier av de kvartære sedimentene på sokkelen gir stor tilgang på materiale, men forurensningen fra boreoperasjonen problematiserer analyser.

Forslag til videre arbeid

For å kunne studere Naustformasjonen i større detalj, er det vanskelig å bruke borekaks uten å ha for mange feilkilder involvert. Prøvetakingsintervallet er spredt, og iblanding av borevæske hindrer detaljerte studier av avsetningene. For å kunne arbeide på et høyere detaljnivå, med både kvantitative og kvalitative analyser, vil det være nødvendig å ha tilgang på kjerner som gir høy oppløsning på avsetningene om som ikke er utsatt for påvirkning av borevæske eller lignende. Det er likevel utfordrende å nå de tidlig-kvartære avsetningene ved hjelp av kjerner.

Ved studier av borekaks er det nødvendig å ha høy oppløsning på datasettet. Det må være et minimumskrav å studere hver tilgjengelige borekaksprøve, men også slemme og sikte opp prøven som bulk. Materialet som da kan brukes vil være statistisk representativt, og mer detaljerte studier vi dermed kunne gjennomføres. Ved å øke datasettene vil materialet også kunne brukes til bedre provenansstudier med større detaljnivå på bergartsfordeling i Midt- og Nord-Norge (eller andre kildeområder og deposenter).

Det er også nødvendig å få bedre kronologisk oversikt over de ulike enhetene. Ved å bruke fordelingen av grusfraksjon i borekaksprøver, kan dette gi en indikasjon perioder som har vært dominert av glasiale prosesser. Det relativt godt utviklede kronologiske arkivet som i dag finnes for Naust-formasjonen, kan med denne metoden studeres i nøyere detalj.

*How many years can a mountain exist,
Before it's washed to the sea?
The answer my friend, is blowing in the wind,
The answer is blowing in the wind.
- Bob Dylan*

Referanser

- Aguirre, E., & Pasini, G. (1985). The pliocene-pleistocene boundary. *Episodes*, 8, 116-120.
- Barnes, C. G., Reid, K., Frost, C. D., Barnes, M. A., Allen, C. M., & Yoshinobu, A. S. (2011). Ordovician and Silurian magmatism in the Upper Nappe, Uppermost Allochthon, Helgeland Nappe Complex, north-central Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 91, 121-136.
- Berg, K., Solheim, A., & Bryn, P. (2005). The Pleistocene to recent geological development of the Ormen Lange area. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 45-56.
- Berger, W. H., & Jansen, E. (1994). Mid - Pleistocene Climate Shift - The Nansen Connection. I: O. M. Johannesen, R. D. Muench & J. E. Overland (Red.), *The polar oceans and their role in shaping the global environment* (s. 295-311).
- Bingen, B., Belousova, E., & Griffin, W. (2011). Neoproterozoic recycling of the Sveconorwegian orogenic belt: Detrital-zircon data from the Sparagmite basins in the Scandinavian Caledonides. *Precambrian Research*, 189, 347-367.
- Blystad, P., Brekke, H., Færseth, R. B., Larsen, B. T., Skogseid, J., & Tørudbakken, B. (1995). Structural elements of the Norwegian continental shelf. The Norwegian Sea region *NPD-bulletin (trykt utg.)* (Vol. 8). Stavanger: The Norwegian Petroleum Directorate.
- Bondevik, S. (1996). *The Storegga tsunami deposits in western Norway and postglacial sea-level changes on Svalbard*. Department of Geology, University of Bergen, Bergen.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., Johnsen, G., Mangerud, J., & Kaland, P. E. (1997a). The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and run up. *Boreas*, 26, 29-53.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., & Mangerud, J. (1997b). Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44, 1115-1131.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., & Mangerud, J. (1998). Distinction between the Storegga tsunami and the holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 13, 529-537.
- Bondevik, S. (2003). Storegga tsunami sand in peat below the Tapes beach ridge at Harøy, western Norway, and its possible relation to an early Stone Age settlement. *Boreas*, 32, 476-483.
- Brekke, H., & Riis, F. (1987). Tectonics and basin evolution of the Norwegian shelf between 62 N and 72 N. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67, 295-322.
- Brekke, H. (2000). The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin, with emphasis on the Voring and More basins. *Special Publication-Geological Society of London*, 167, 327-378.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C. F., Solheim, A., & Kvalstad, T. J. (2005). Explaining the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 11-19.
- Bugge, T., Befring, S., Belderson, R., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N., . . . Sejrup, H. (1987). A giant three-stage submarine slide off Norway. *An International Journal of Marine Geology*, 7, 191-198.
- Bugge, T., Eidvin, T., Smelror, M., Ayers, S., Ottesen, D., Rise, L., . . . Henriksen, S. (2004). The Middle and Upper Cenozoic depositional systems on the Mid-Norwegian continental margin. *Deep-water sedimentary system of Arctic and North Atlantic margins. NGF Abstract & Proceedings*, 3, 14-15.

- Bukovics, C., Cartier, E., Shaw, N., & Ziegler, P. (1984). Structure and development of the mid-Norway continental margin *Petroleum geology of the North European margin* (s. 407-423): Springer.
- Carstens, C. (1929). Brunkullfund på Tun, Verran. *Det Kongelige Norske Videnskabers Selskabs Skrifter*, 2, 32-33.
- Chalmers, J. A., Green, P., Japsen, P., & Rasmussen, E. S. (2010). The Scandinavian mountains have not persisted since the Caledonian orogeny. A comment on Nielsen et al. (2009a). *Journal of Geodynamics*, 50, 94-101.
- Dahlgren, K. T., Vorren, T. O., & Laberg, J. S. (2002). Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin—65 to 68 N. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 1089-1113.
- Dalland, A. (1981). Mesozoic sedimentary succession at Andoy, Northern Norway, and relation to structural development of the North Atlantic Area. *Geology of the North Atlantic Borderlands*, 7, 563-584.
- Dalland, A., Worsley, D., & Ofstad, K. (1988). A Lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid- and northern Norway (Vol. 4). Stavanger: Oljedirektoratet.
- Davis, W. M. (1889). *The rivers and valleys of Pennsylvania*: National Geographic Society.
- DeWolfe, B. (2004). Glossary. I: ASME-Committee (Red.), *Drilling Fluids Processing Handbook*. Saint Louis, MO, USA: Elsevier Science & Technology.
- Doré, A., & Lundin, E. (1996). Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration. *Petroleum Geoscience*, 2, 299-311.
- Dowdeswell, J., Ottesen, D., & Rise, L. (2010). Rates of sediment delivery from the Fennoscandian Ice Sheet through an ice age. *Geology*, 38, 3.
- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., & Rise, L. (2006). Flow switching and large-scale deposition by ice streams draining former ice sheets. *Geology*, 34, 313-316.
- Dowdeswell, J. A., & Ottesen, D. (2013). Buried iceberg ploughmarks in the early Quaternary sediments of the central North Sea: A two-million year record of glacial influence from 3D seismic data. *Marine Geology*, 344, 1-9.
- Eidvin, T., Jansen, E., & Riis, F. (1993). Chronology of Tertiary fan deposits off the western Barents Sea: Implications for the uplift and erosion history of the Barents Shelf. *Marine Geology*, 112, 109-131.
- Eidvin, T., Brekke, H., Riis, F., & Renshaw, D. K. (1998). Cenozoic stratigraphy of the Norwegian Sea continental shelf, 64 degrees N-68 degrees N. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 78, 125-151.
- Eidvin, T., Jansen, E., Rundberg, Y., Brekke, H., & Grogan, P. (2000). The upper Cainozoic of the Norwegian continental shelf correlated with the deep sea record of the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 579-600.
- Eidvin, T., Bugge, T., & Smelror, M. (2007). The Molo Formation, deposited by coastal progradation on the inner Mid-Norwegian continental shelf, coeval with the Kai Formation to the west and the Utsira Formation in the North Sea. *Norwegian Journal of Geology*, 87, 75-142.
- Eidvin, T. (2015, 27.12). [Laboratorieprosedyrer ved Oljedirektoratet].
- Evans, D., King, E. L., Kenyon, N. H., Brett, C., & Wallis, D. (1996). Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway. *Marine Geology*, 130, 281-292.

- Evans, D., McGiveron, S., Harrison, Z., Bryn, P., & Berg, K. (2002). Along-slope variation in the late Neogene evolution of the mid-Norwegian margin in response to uplift and tectonism. *Geological Society, London, Special Publications*, 196, 139-151.
- Faleide, J. I., Bjørlykke, K., & Gabrielsen, R. H. (2015). Geology of the Norwegian Continental Shelf. I: K. Bjørlykke (Red.), *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics* (s. 603-637). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Farmer, G. L., Barber, D., & Andrews, J. (2003). Provenance of Late Quaternary ice-proximal sediments in the North Atlantic: Nd, Sr and Pb isotopic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 227-243.
- Forsberg, C. F., & Locat, J. (2005). Mineralogical and microstructural development of the sediments on the Mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 109-122.
- Fossen, H. (1992). The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology*, 14, 1033-1046.
- Fossen, H. (1998). Advances in understanding the post-Caledonian structural evolution of the Bergen area, West Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 78, 33-46.
- Fossen, H., Pedersen, R., Bergh, S., & Andresen, A. (2006). En fjellkjede blir til. I: I. B. Ramberg, I. Bryhni & A. Nøttvedt (Red.), *Landet blir til; Norges Geologi* (s. 178-229): Norsk Geologisk Forening.
- Fossen, H. (2008). *Geologi : stein, mineraler, fossiler og olje*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Fronval, T., Jansen, E., Thiede, J., Myhre, A. M., Firth, J. V., Ahagon, N., . . . Riegel, R. N. (1996). Late Neogene paleoclimates and paleoceanography in the Iceland-Norwegian Sea; evidence from the Iceland and Vøring plateaus. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 151, 455-468.
- Gabrielsen, R. H., Faleide, J. I., Pascal, C., Braathen, A., Nystuen, J. P., Etzelmuller, B., & O'Donnell, S. (2010a). Latest Caledonian to Present tectonomorphological development of southern Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 709-723.
- Gabrielsen, R. H., Faleide, J. I., Pascal, C., Braathen, A., Nystuen, J. P., Etzelmuller, B., & O'Donnell, S. (2010b). Reply to discussion of Gabrielsen et al. (2010) by Nielsen et al. (this volume): Latest Caledonian to present tectonomorphological development of southern Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1290-1295.
- Gee, D. G. (1977). Extension of the Offerdal and Särsv nappes and Seve supergroup into northern Trøndelag. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 57, 163-170.
- Gee, D. G. (1978). Nappe displacement in the Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 47, 393-419.
- Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N., & Higgins, A. K. (2008). From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31, 44-51.
- Gibbard, P., & Van Kolfschoten, T. (2004). The Pleistocene and Holocene epochs. . I: F. M. Gradstein, J. G. Ogg & A. G. Smith (Red.), *A Geologic Time Scale* (s. 441-452): Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Gibbard, P., Head, M., & Walker, M. (2010a). The Subcommittee on Quaternary Stratigraphy. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2,58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25, 96-102.
- Gibbard, P. L., Head, M. J., & Walker, M. J. (2010b). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25(2), 96-102.

- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., & Smith, A. G. (2004). *A Geologic time scale 2004*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Growcock, F., & Harvey, T. (2004). Drilling Fluids. I: ASME-Committee (Red.), *Drilling Fluids Processing Handbook*. Saint Louis, MO, USA: Elsevier Science & Technology.
- 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*, *101*, 125-146.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H. P., Forsberg, C. F., & Bryn, P. (2005). The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, *22*, 123-136.
- Hall, A., Ebert, K., Kleman, J., Nesje, A., & Ottesen, D. (2013). Selective glacial erosion on the Norwegian passive margin. *Geology*, *41*, 1203-1206.
- Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, *194*, 1121-1132.
- Head, M. J., Gibbard, P., & Salvador, A. (2008). The Quaternary: its character and definition. *Episodes*, *31*, 234-238.
- Heggstad, I. (2009, 01.10.2014). Scanning ZEISS. Lastet ned 09.06, 2016, fra <http://www.uib.no/elmi/56375/scanning-zeiss>
- Henrich, R., & Baumann, K. H. (1994). Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian Ice Sheets during the past 2.6 m.y.: evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *108*, 75-94.
- Henriksen, S., & Vorren, T. O. (1996). Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-Norwegian continental shelf. *Global and Planetary Change*, *12*, 171-199.
- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Nygård, A., Berstad, I. M., & Knorr, G. (2004). Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews*, *23*, 1847-1865.
- Hölemann, J. A., & Henrich, R. (1994). Allochthonous versus autochthonous organic matter in Cenozoic sediments of the Norwegian Sea: evidence for the onset of glaciations in the northern hemisphere. *Marine Geology*, *121*, 87-103.
- Hovland, M., Svensen, H., Forsberg, C. F., Johansen, H., Fichler, C., Fosså, J. H., . . . Rueslåtten, H. (2005). Complex pockmarks with carbonate-ridges off mid-Norway: Products of sediment degassing. *Marine Geology*, *218*(1), 191-206.
- Jansen, E., & Sjøholm, J. (1991). Reconstruction of Glaciation over the Past 6 Myr from Ice-Borne Deposits in the Norwegian Sea. *Nature*, *349*, 600.
- Jansen, E., Fronval, T., Rack, F., & Channell, J. (2000). Pliocene-Pleistocene ice rafting history and cyclicity in the Nordic Seas during the last 3.5 Myr. *Paleoceanography*, *15*(6), 709-721.
- Japsen, P. (1998). Regional velocity-depth anomalies, North Sea Chalk: a record of overpressure and Neogene uplift and erosion. *AAPG bulletin*, *82*, 2031-2074.
- Jensen, B., Paulsen, J., Saasen, A., Prebensen, O., & Balzer, H. (2004). *Application of Water Based Drilling Fluid-Total Fluid Management*. Paper presented at the IADC/SPE Drilling Conference.
- Keigwin, L. (1982). Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: role of Panama uplift in late Neogene time. *Science*, *217*, 350-353.
- King, E. L., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Elverhøi, A., & Aarseth, I. (1996). Quaternary seismic stratigraphy of the North Sea Fan: glacially-fed gravity flow aprons, hemipelagic sediments, and large submarine slides. *Marine Geology*, *130*, 293-315.

- King, E. L., Haflidason, H., Sejrup, H. P., & Løvlie, R. (1998a). Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology*, *152*, 217-246.
- King, E. L., Haflidason, H., Sejrup, H. P., & Løvlie, R. (1998b). Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology*, *152*(1), 217-246.
- Kjerulf. (1870). Undersøgelse av Nogle Kulslags og Torv. *Videnskabselskabet i Christiania Forhand*, 404-413.
- Ksienzyk, A. K., Dunkl, I., Jacobs, J., Fossen, H., & Kohlmann, F. (2014). From orogen to passive margin: constraints from fission track and (U-Th)/He analyses on Mesozoic uplift and fault reactivation in SW Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, *390*, 679-702.
- Laberg, J., Dahlgren, T., Vorren, T., Haflidason, H., & Bryn, P. (2001). Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. *An International Journal for the Study of the Earth Beneath the Sea*, *22*, 401-416.
- Laberg, J. S., & Vorren, T. O. (1995). Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology*, *127*, 45-72.
- Larsen, E., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. (2015). Field guide for the NORDQUA excursion to Sunnmre, western Norway, 22-25 September 2014. *Geologisk guide* (s. 48).
- Laskar, J., Joutel, F., & Boudin, F. (1993). Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr *Astronomy & Astrophysics*, *270*(1-2), 522-533.
- Lidmar-Bergström, K., Ollier, C., & Sulebak, J. (2000). Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change*, *24*, 211-231.
- Lidmar-Bergström, K., & Bonow, J. M. (2009). Hypotheses and observations on the origin of the landscape of southern Norway—A comment regarding the isostasy-climate-erosion hypothesis by Nielsen et al. 2008. *Journal of Geodynamics*, *48*, 95-100.
- Løklingholm, G., & Saasen, A. (1999). Minimising discharges by reusing water based drilling fluids. *Best Practice Compliance with Environmental Regulations for Offshore Drilling, Aberdeen, Scotland*, 22-23.
- Løseth, H., & Henriksen, S. (2005). *A Middle to Late Miocene compression phase along the Norwegian passive margin*. Paper presented at the Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series.
- Lourens, L. J. (2008). On the Neogene-Quaternary debate. *Episodes*, *31*, 239-242.
- Lunt, D. J., Valdes, P. J., Haywood, A., & Rutt, I. C. (2008). Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciation. *Climate Dynamics*, *30*, 1-18.
- Mangerud, J., Jansen, E., & Landvik, J. Y. (1996). Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, *12*(1), 11-26.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ö., & Svendsen, J. I. (2011). Glacial history of Norway. I: J. Ehlers, P. L. Gibbard & P. D. Hughes (Red.), *Quaternary glaciations – extent and chronology* (Vol. 2, s. 279-298): Elsevier.
- Manum, S. (1964). Nytt om Verran-kullene. *Fossil-nytt*, *3*, 1-2.
- Mareano (2016). <http://www.mareano.no> Samler kunnskap om havet. Lastet ned 29.04, 2016, fra <http://www.mareano.no/kart/mareano.html>

- McNeill, A., Salisbury, R., Østmo, S., Lien, R., & Evans, D. (1998). *A Regional Shallow Stratigraphic Framework Off Mid Norway and Observations of Deep Water "Special Features"*. Paper presented at the Offshore Technology Conference.
- Merrill, J., & Robinson, L. (2004). Shale Shakers. I: ASME-Committee (Red.), *Drilling Fluids Processing Handbook*. Saint Louis, MO, USA: Elsevier Science & Technology.
- Miller, K. G., Wright, J. D., & Fairbanks, R. G. (1991). Unlocking the ice house: Oligocene - Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96, 6829-6848.
- Mitchum, J. R., Vail, P., & Sangree, J. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. I: C. E. Payton (Red.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration* (Vol. 26, s. 117-133).
- Nielsen, S. B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B. H., . . . Egholm, D. L. (2009a). The evolution of western Scandinavian topography: a review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy-climate-erosion) hypothesis. *Journal of Geodynamics*, 47, 72-95.
- Nielsen, S. B., Gallagher, K., Egholm, D., Clausen, O., & Summerfield, M. (2009b). Reply to comment regarding the ICE-hypothesis. *Journal of Geodynamics*, 48, 101-106.
- Nielsen, S. B., Clausen, O. R., Pedersen, V. K., Leseman, J. E., Goledowski, B., Huuse, M., . . . Summerfield, M. A. (2010a). Discussion of Gabrielsen et al. (2010): Latest Caledonian to Present tectonomorphological development of southern Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1285-1289.
- Nielsen, S. B., Clausen, O. R., Jacobsen, B. H., Thomsen, E., Huuse, M., Gallagher, K., . . . Egholm, D. (2010b). The ICE hypothesis stands: How the dogma of late Cenozoic tectonic uplift can no longer be sustained in the light of data and physical laws. *Journal of Geodynamics*, 50, 102-111.
- Nygård, A., Sejrup, H., Haflidason, H., & Lekens, W. (2007). Extreme sediment and ice discharge from marine-based ice streams: New evidence from the North Sea. *Geology*, 35, 395.
- Olje-og-Energidepartementet (2014). Forskrift om lov til petrleumsvirksomhet. Lastet ned 01.05, 2016, fra https://lovdata.no/dokument/SF/forskrift/1997-06-27-653/*#KAPITTEL_4
- Oljedirektoratet (1983). Seismisk undersøkelse NPD-NR-83. Lastet ned 19.04, 2016, fra <http://factpages.npd.no/factpages/Default.aspx?culture=nb-no&nav1=survey&nav2=PageView%7cFinished%7c1999&nav3=3982>
- Oljedirektoratet (1985). Seismisk undersøkelse NPD-NR-85. Lastet ned 19.04, 2016, fra <http://factpages.npd.no/factpages/Default.aspx?culture=nb-no&nav1=survey&nav2=PageView%7cFinished%7c1999&nav3=3982>
- Oljedirektoratet (1997). Seismisk undersøkelse HT97. Lastet ned 19.04, 2016, fra <http://factpages.npd.no/factpages/Default.aspx?culture=nb-no&nav1=survey&nav2=PageView%7cFinished%7c1999&nav3=3982>
- Oljedirektoratet (1999a). Seismisk undersøkelse HTE99. Lastet, fra <http://factpages.npd.no/factpages/Default.aspx?culture=nb-no&nav1=survey&nav2=PageView%7cFinished%7c1999&nav3=3982>
- Oljedirektoratet (1999b). Seismisk undersøkelse HTM99. Lastet, fra <http://factpages.npd.no/factpages/Default.aspx?culture=nb-no&nav1=survey&nav2=PageView%7cFinished%7c1999&nav3=3982>

- Oljedirektoratet (2011a). Wellbore Information, 6507/3-6. Lastet ned 27.10, 2015, fra <http://factpages.npd.no/FactPages/Default.aspx?nav1=wellbore&nav2=PageView%7CExploration%7CAll&nav3=6073&culture=en>
- Oljedirektoratet (2011b). Wellbore information, 6507/11-10. Lastet ned 27.10, 2015, fra <http://factpages.npd.no/FactPages/Default.aspx?nav1=wellbore&nav2=PageView%7CExploration%7CAll&nav3=6122&culture=en>
- Oljedirektoratet (2011c). Wellbore information, 6609/10-2. Lastet ned 27.10, 2015, fra <http://factpages.npd.no/FactPages/Default.aspx?nav1=wellbore&nav2=PageView%7CExploration%7CAll&nav3=6188&culture=en>
- Oljedirektoratet (2014). Litostratigrafisk diagram, Norskehavet. Lastet ned 04.05, 2016, fra <http://www.npd.no/Global/Norsk/2-Tema/Geologi/Litostratigrafiske-diagrammer/NH-OD1409002-2014Norsk.pdf>
- Osmundsen, P., Braathen, A., Nordgulen, O., Roberts, D., Meyer, G. B., & Eide, E. (2003). The Devonian Nesna shear zone and adjacent gneiss-cored culminations, North-Central Norwegian Caledonides. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 160, 137-150.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J., & Rise, L. (2005). Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57–80 N). *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1033-1050.
- Ottesen, D., Rise, L., Andersen, E., Bugge, T., & Eidvin, T. (2009). Geological evolution of the Norwegian continental shelf between 61 degrees N and 68 degrees N during the last 3 million years. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 89, 251-265.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Rise, L., Bugge, T., Huuse, M., Redfern, J., . . . Craig, J. (2012). Large-scale development of the mid-Norwegian shelf over the last three million years and potential for hydrocarbon reservoirs in glacial sediments. *Geological Society Special Publications*, 368, 53-73.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., & Bugge, T. (2014). Morphology, sedimentary infill and depositional environments of the Early Quaternary North Sea Basin (56°–62°N). *Marine and Petroleum Geology*, 56, 123-146.
- Paulsen, J., Saasen, A., Jensen, B., & Grinrød, M. (2001). *Key Environmental Performance Indicators in Drilling Operations*. Paper presented at the Offshore Europe.
- Pearson, P. N., & Palmer, M. R. (2000). Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406, 695-699.
- Pedersen, V. K., & Egholm, D. L. (2013). Glaciations in response to climate variations preconditioned by evolving topography. *Nature*, 493, 206-210.
- Pedersen, V. K., Huisman, R. S., & Moucha, R. (2016). Isostatic and dynamic support of high topography on a North Atlantic passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 446, 1-9.
- Pillans, B., & Gibbard, P. (2012). The Quaternary Period. I: F. M. Gradstein, J. G. Ogg & M. Schmitz (Red.), *The Geologic Time Scale* (s. 979-1010).
- Prell, W. L. (1982). Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability. *Initial reports of the deep sea drilling project*, 68, 455-464.
- Ramberg, I. B. (1967). *Kongsfjell-området geologi, en petrografisk og strukturell undersøkelse i Helgeland, Nord-Norge* (Vol. 240): Universitetsforlaget.
- Ramberg, I. B., Nøttvedt, A., & Bryhni, I. (2006). *Landet blir til: Norges geologi*: Norsk geologisk forening.

- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., & Rangnes, K. (2013). *Landet blir til : Norges geologi* (2. utg. Red.). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Randeberg, B. (2016, 01.05). [Informasjon om utvinningstillatelser og informasjon om petroleumsloven med forskrifter].
- Reusch, H. (1901). Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. *Norges geologiske undersøkelse*, 32, 124-263.
- Reusch, H. (1910). *Norges geologi* (Vol. 50). Kristiania: I kommission hos Aschehoug.
- Riis, F. (1996). Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Global and Planetary Change*, 12, 331-357.
- Rio, D., Sprovieri, R., Castradori, D., & Di Stefano, E. (1998). The Gelasian Stage (Upper Pliocene): a new unit of the global standard chronostratigraphic scale. *Episodes*, 21, 82-87.
- Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., & Lundin, E. (2005). Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 33-44.
- Rise, L., Ottesen, D., Longva, O., Solheim, A., Andersen, E. S., & Ayers, S. (2006). The Sklinnadjupet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 569-583.
- Rise, L., Chand, S., Hjelstuen, B. O., Haflidason, H., & Bøe, R. (2010). Late Cenozoic geological development of the south Vøring margin, mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1789-1803.
- Roberts, D., & Gee, D. G. (1985). An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. *The Caledonide orogen-Scandinavia and related areas*, 1, 55-68.
- Roberts, D., Nordgulen, Ø., & Melezhik, V. (2007). The Uppermost Allochthon in the Scandinavian Caledonides: From a Laurentian ancestry through Taconian orogeny to Scandian crustal growth on Baltica. *Geological Society of America Memoirs*, 200, 357-377.
- Rokoengen, K., Rise, L., Bryn, P., Frengstad, B., Gustavsen, B., Nygaard, E., & Saettem, J. (1995). Upper Cenozoic stratigraphy on the mid-Norwegian continental shelf. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75, 88-104.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M., & McIntyre, A. (1986). Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 117-129.
- Sejrup, H. P., Aarseth, I., Haflidason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., . . . Ellingsen, K. L. (1995). Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75, 65-87.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Torbjørn Dahlgren, K. I., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., . . . Vorren, T. O. (2005). Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1111-1129.
- Sigmond, E. (1992). Bedrock Map of Norway and Adjacent Ocean Areas, 1:3 000 000. *Geological Survey of Norway, scale*.
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I., Jorde, K., & NGU. (2013). *Norsk geologisk ordbok : med engelsk-norsk ordliste*. Trondheim: Akademika forlag.
- Skogseid, J., Pedersen, T., & Larsen, V. (1992). Vøring Basin: subsidence and tectonic evolution. *Structural and Tectonic Modelling and Its Application to Petroleum Geology, NPF Special Publications*, 1, 55-82.
- Skogseid, J. (1994). Dimensions of the Late Cretaceous-Paleocene Northeast Atlantic rift derived from Cenozoic subsidence. *Tectonophysics*, 240, 225-247.

- Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C. F., & Bryn, P. (2005). The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 97-107.
- Sommaruga, A., & Bøe, R. (2002). Geometry and subcrop maps of shallow Jurassic basins along the Mid-Norway coast. *Marine and Petroleum Geology*, 19(8), 1029-1042.
- Steer, P., Huismans, R. S., Valla, P., G., Gac, S., & Herman, F. (2012). Bimodal Plio-Quaternary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia. *Nature Geoscience*, 5, 635.
- Stephens, M. B., & Gee, D. G. (1989). Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. *Geological Society of America Special Papers*, 230, 17-30.
- Storvoll, V., Bjørlykke, K., & Mondol, N. H. (2005). Velocity-depth trends in Mesozoic and Cenozoic sediments from the Norwegian Shelf. *AAPG bulletin*, 89, 359-381.
- STRATAGEM-Partners. (2002). The Neogene stratigraphy of the glaciated European margin from Lofoten to Porcupine. Stoker, Martyn S. (compiler). A product of the EC-supported STRATAGEM project: PANGAEA - Data Publisher for Earth & Environmental Science.
- Stuevold, L. M., & Eldholm, O. (1996). Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin. *Global and Planetary Change*, 12, 359-386.
- Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the lithosphere: an introduction*: Springer Science & Business Media.
- Thiede, J., Eldholm, O., & Taylor, E. (1989). *Variability of Cenozoic Norwegian-Greenland Sea paleoceanography and northern hemisphere paleoclimate*. Paper presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.
- Tjelta, T., Strout, J., Solheim, A., Mokkelbost, K., Berg, K., & Bryn, P. (2002). *Ormen Lange geoborings-geological and geotechnical site investigations in the Storegga Slide area*. Paper presented at the Offshore Site Investigation and Geotechnics' Diversity and Sustainability'; Proceedings of an International Conference.
- Törnebohm, A. E. (1896). *Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad : (mit einem Résumé in deutscher Sprache)* (Vol. 28). Stockholm.
- Torsvik, T. H., & Rehnström, E. F. (2001). Cambrian palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography. *Journal of the Geological Society*, 158, 321-329.
- Torsvik, T. H. (2003). The Rodinia jigsaw puzzle. *Science*, 300, 1379-1381.
- Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2005). Norway in space and time; a centennial cavalcade. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 85, 73-86.
- Vigran, J. O. (1970). *Fragments of a Middle Jurassic flora from northern Trøndelag, Norway*: Taylor & Francis.
- Vogt, P. R., Gardner, J., & Crane, K. (1999). The Norwegian-Barents-Svalbard (NBS) continental margin: Introducing a natural laboratory of mass wasting, hydrates, and ascent of sediment, pore water, and methane. *An International Journal of Marine Geology*, 19(1), 2-21.
- Vorren, T. O., & Laberg, J. S. (1997). Trough mouth fans — palaeoclimate and ice-sheet monitors. *Quaternary Science Reviews*, 16, 865-881.
- Vorren, T. O., & Mangerud, J. (2006). Istider kommer og går. *Landet blir til. Norges geologi*, 478-531.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J. P., Gibbard, P., . . . Björck, S. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section

- and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24, 3-17.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R., & Zeebe, R. E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, 279-283.

Borekaksbeskrivelse for brønn 6609/10-2 Trolla

Under følger borekaksbeskrivelsene for brønn 6609/10-2 Trolla. Borekaksbeskrivelene inneholder råmateriale for undersøkelse av borekakset ved ankomst fra borehull til boredekk ved den operative plattformen. Markerte piler betyr prøvetatte dyp, stjernemerking betyr tomme prøveposer i borekakssamlingen. Disse har dermed ikke vært mulige å prøveta. Clyst = leirstein, sst = sandstein. a/a = som forrige (*as above*).

EOW 6609/10-2 TROLLA

Cuttings Description				Geologists: Ole Tjugen/ Olav Rong/ Inge Kaas
Well: 6609/10-2 Trolla				
Depth (m)	Lith.	%	Description	Shows/Remarks
			Started 17 1/2" section at 352m	
* 360	Clyst	80	m dk gry, sol, blk, v sdy, f-vcrs, r pyr, sl calc	
	Sst	20	Lse Qtz, mnr Rk Frag, clr-mky-pk Qtz, Blk RK Frag, f-Pbl, pr srt, sbang-sbrnd, r Pyr Nod, occ Shl Frag	
→ 370	Clyst	80	a/a	
	Sst	20	a/a Note: Clay is very soluble and easily washed away. Percent of clay is most likely lower than indicated here although reduced here compared to % on description tray. Washing test indicated 2-5 % Sand	
→ 380	Clyst	80	a/a	
	Sst	20	a/a	
→ 390	Clyst	70	a/a r Pyr Nod	
	Sst	30	a/a	
→ 400	Clyst	80	a/a	
	Sst	20	a/a	
→ 410	Clyst	80	a/a	
	Sst	20	a/a	
→ 420	Clyst	80	a/a	
	Sst	20	a/a	
→ 430	Clyst	90	a/a	
	Sst	10	a/a occ Pbl	
→ 440	Clyst	95	a/a	
	Sst	5	a/a	
→ 450	Clyst	60	a/a	
	Sst	40	a/a more Rk Frag	
→ 460	Clyst	60	a/a	
	Sst	40	a/a	
→ 470	Clyst	90	a/a	
	Sst	10	a/a	
→ 480	Clyst	90	M dk gry, sol, blk, hom, occ sl calc,	
	Sst	10	Lse Qtz-lse Rk Frag, clr-mky-pk, blk Rk Frag, f-v crs, occ Pbl, pr srt, ang-sbrnd, occ Mic, occ Pyr Nod, occ Shl Frag	
* 490	Clyst	90	a/a	
	Sst	10	a/a	
→ 500	Clyst	90	a/a	
	Sst	10	a/a	
→ 510	Clyst	90	a/a	
	Sst	10	a/a	
→ 520	Clyst	95	a/a	
	Sst	5	a/a	
→ 530	Clyst	80	a/a	

EOW 6609/10-2 TROLLA

	Sst	20	a/a	
→	540	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	550	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	560	Clyst	95	a/a
		Sst	5	Lse Qtz, pred vf-m, mnr crs-Pbl pr srt,
→	570	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	580	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	590	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	600	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	610	Clyst	95	a/a Note: hard washing indicated 2-5 %Sst. Rest is Clay/Claystone
		Sst	5	a/a
→	620	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	630	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a more vf-m Sst, r crs
→	640	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	650	Clyst	95	M dk gry, sft-sol, amorf-sbbky, mod stky, slty
		Sst	5	Lse Qtz, vf-m, mod srt
→	660	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	670	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	680	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	690	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	700	Clyst	100	a/a gd Tr Sd a.a
		Sst	Tr	a/a
→	710	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	720	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	730	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	740	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	750	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	760	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a

EOW 6609/10-2 TROLLA

→	770	Clyst	100	a/a	
		Sst	Tr	a/a	
→	780	Clyst	100	M dk gry,sft-sol, amor, loc stky, hom, slty, occ grad Slst	
		Sst	Tr	a/a	
→	790	Clyst	100	a/a	
		Sst	Tr	a/a	
→	800	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	810	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a pred f, sbang-sbrndd, abd dk Mic	
→	820	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	830	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
*	840	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	850	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	860	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	870	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	880	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	890	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	900	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	910	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	920	Clyst	95	a/a	
		Sst	5	a/a	
→	930	Clyst	100	M dk gry, sol-sft, sl stky, hom, sl calc, sl carb, slty-sdy(vf-f),occ grad arg Sst	
		Sst	Tr	a/a	
*	940	Clyst	100	a/a	
		Sst	Tr	a/a	
→	950	Clyst	100	a/a	
		Sst	Tr	a/a	
→	960	Clyst	100	a/a	
		Sst	Tr	a/a	
→	970	Clyst	100	a/a	
		Sst	Tr	a/a	
→	980	Clyst	100	a/a less slty/sdy	
		Sst	Tr	a/a	
→	990	Clyst	100	a/a sdy(vf-m)mod srt	
		Sst	Tr	a/a	
→	1000	Clyst	100	a/a	

EOW 6609/10-2 TROLLA

	Sst	Tr	a/a	
→	1010	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1020	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1030	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1040	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1050	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1060	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
*	1070	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1080	Clyst	100	a/a sdy, mod slty, calc, micromic
		Sst	Tr	a/a
→	1090	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1100	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1110	Clyst	100	a/a more vf-m sd
		Sst	Tr	a/a
→	1120	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1130	Clyst	100	a/a
		Sst	Tr	a/a
→	1140	Clyst	100	a/a Note: Complete wash: Sand 2-3%, rest is Clay
		Sst	Tr	a/a
→	1150	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	1160	Clyst	95	a/a
		Sst	5	a/a
→	1170	Clyst	90	a/a vf-f, occ m a/a
		Sst	10	Lse clr Qtz, vf-f occ m, wl srt,
→	1180	Clyst	90	a/a
		Sst	10	a/a
→	1190	Clyst	90	a/a
		Sst	10	a/a
→	1200	Clyst	90	a/a
		Sst	10	a/a
→	1210	Clyst	70	a/a
		Sst	30	More Sst: lse Qtz, clr, vf-m, mod srt, abd blk-blk grn grains, sft, (glauc/Chlor? or org Mat)
→	1220	Clyst	70	a/a
		Sst	30	a/a
→	1230	Clyst	50	Abd sd, vf-m, mod srt, abd blk stuff and Shl Frag
		Sst	50	a/a

EOW 6609/10-2 TROLLA

→	1237	Clyst	50	a/a	
		Sst	50	a/a	
	-	-	-	-	-
				12¼" Seksjon	
→	1250	Clyst	90	M dk gry-dk olv gry, sft, amor-sbbiky, v slty grdg Slst, Mic	
		Sd	10	Lse g, Qtz & Rk frag, f-v crs, pred sbrnidd, v pr srt	

Borkaksbeskrivelse for brønn 6507/3-6 Struten

Under følger borekaksbeskrivelsene for brønn 6507/3-6 Struten. Borekaksbeskrivelsene inneholder råmateriale for undersøkelse av borekaket ved ankomst fra borehull til boredekk ved den operative plattformen. Markerte piler betyr prøvetatte dyp. Legg merke til at prøveintervallet plukket ut fra denne brønnen kun er hver 30 m, sett bort i fra tette prøver i bunn og topp. Clst = leirstein, sst = sandstein, a/a = som forrige (*as above*).

Cuttings Description Struten Well: 6507 / 3 - 6				
				Geologists: Coker, Kusak, Svensen
Depth (m)	Lith.	%	Description	Shows/Remarks
→ 620	CLST	100	Medium dark grey, blocky to amorphous, very soft to soft, silty	
→ 630	CLST	100	a/a trace Glauconite	
→ 640	CLST	100	a/a, silty to sandy, occasionally transparent Quartz grains	
→ 650	CLST	100	a/a	
→ 660	CLST	100	a/a	
→ 670	CLST	100	a/a	
→ 680	CLST	100	a/a	
→ 690	CLST	100	a/a	
→ 700	CLST	100	medium to medium dark grey, very soft, amorphous, soluble, sticky, slightly silty in parts, trace calcareous (CaCo3 in mud?), Trace Rock Fragments, Trace fine to coarse Quartz grains, rare Glauconite	CaCo3 in mud system? Graphite / Lignite traces
→ 710	CLST	100	a/a,	
	SD	Tr	Clear transparent, rarely yellow orange, loose Quartz grains, fine to coarse, rarely very coarse, angular to subrounded, moderate to poor sorted	
→ 720	CLST	100	a/a, trace Shell fragments, rock fragments	
→ 730	CLST	100	a/a, trace rock fragments	
→ 740	CLST	100	a/a, trace mica (Biotite) (loose, from rock fragments)	
→ 750	CLST	100	a/a, trace very coarse quartz grains, trace Biotite/Phlogopite	
→ 760	CLST	100	a/a, trace biotite	
→ 770	CLST	100	a/a, sticky, soluble, amorphous, trace Lith fragments	Abundant graphite additive in this sample
→ 780	CLST	100	a/a, trace shell fragments	
→ 790	CLST	100	Medium dark grey-dark grey, soft, sticky, non calcareous, abundant trace Quartz grains,(medium-coarse), Trace Mica	
→ 800	CLST	100	A/a, Trace Quartz (m-crs)	
→ 810	CLST	100	A/a, pebbly quartz grains	Rare Epidot crystal fragment
→ 820	CLST	100	A/a	
→ 830	CLST	100	A/a	
→ 840	CLST	100	A/a	
→ 850	CLST	100	A/a	
→ 860	CLST	100	A/a, Trace very coarse angular quartz Grains	Additive, graphite, CaCO3
→ 870	CLST	100	A/a, trace Shell Fragments, very coarse-pebbly Quartz, milky white	A/a
→ 880	CLST	100	A/a, rare granite composition rock fragments, coarse quartz, rare chrome mica(Fuchsite)	A/a
→ 890	CLST	100	Trace shell fragments	A/a
→ 900	CLST	100	A/a, trace rock fragments, shell fragments	a/a

	910	CLST	100	a/a, trace very coarse Quartz grains, shell fragments	a/a
	920	CLST	100	a/a, trace Biotite, trace white milky, coarse Quartz grains	a/a
	930	CLST	100	a/a	a/a
	940	CLST	100	a/a, trace Glauconite, trace transparent- white milky Quartz grains	a/a
	950	CLST	100	a/a	a/a
→	960	CLST	100	a/a, silty, occasionally fine to medium Quartz grains	a/a
	970	CLST	100	a/a, silty, occasionally sandy, trace of Biotite,	a/a
	980	CLST	100	a/a, silty in parts	a/a
→	990	CLST	100	a/a	a/a
	1000	CLST	100	a/a, trace Pyrite nodules	a/a
	1010	CLST	100	a/a, occasionally blocky, occasionally very coarse Quartz grains, trace Pyrite nodules	a/a
→	1020	CLST	100	a/a	a/a
→	1030	CLST	100	a/a, silty in parts	a/a
→	1040	CLST	100	a/a, silty to sandy, trace Glauconite, trace Pyrite nodules	a/a
→	1050	CLST	90	a/a, silty to sandy, trace Pyrite	
		SST	10	Light to moderate brown, fine to medium, rounded, medium to well sorted, silica, occasionally slightly calcareous cement, poor cemented to loose,	a/a
→	1060	CLST	90	a/a, silty, trace Glauconite, occasionally transparent Quartz grains, trace Pyrite nodules	a/a
		SST	10	Transparent milky white, very fine to fine, well sorted, loose Quartz grains	a/a
→	1070	CLST	100	a/a, silty to sandy	a/a
→	1080	CLST	100	a/a	a/a
		SST	TR	Light to moderate brown, fine to medium, rounded, medium to well sorted, silica, slightly calcareous cement, poor cemented to loose	a/a
→	1090	CLST	100	a/a, silty, trace Pyrite nodules	a/a
→	1100	CLST	100	medium-medium dark grey, soft, sticky, rarely firm to moderately hard, blocky-amorphous, predominantly non calcareous, trace Micropyrrite, trace coarse, milky white angular Quartz grains	a/a
→	1110	CLST	100	A/a	a/a
→	1120	CLST	100	A/a	a/a

Borekaksbeskrivelse for brønn 6507/11-10 Frusalen

Under følger borekaksbeskrivelsene for brønn 6507/11-10 Frusalen. Borekaksbeskrivelene inneholder råmateriale for undersøkelse av borekakset ved ankomst fra borehull til boredekk ved den operative plattformen. Markerte piler betyr prøvetatte dyp, stjernemerking betyr tomme prøveposer i borekakssamlingen. Disse har dermed ikke vært mulige å prøveta. Clst = leirstein, sd = sandstein, a.a. = som forrige (*as above*).

Cuttings Description				
Well: 6507/11-10 Frusalen				
				Geologists: H.Nygård, P.Godø, O. Tjugen, I.Kaas, B. Hustoft
Depth (m)	Lith.	%	Description	Shows/Remarks
* 500	clst	90	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 510	clst	90	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 520	clst	90	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 530	clst	90	Med gry, v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 540	clst	90	Med gry, grd grnsh-gry,v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 550	clst	80	Med gry, grd grnsh-gry,v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	20	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 560	clst	80	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	20	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 570	clst	80	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	20	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 580	clst	90	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 590	clst	90	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 600	clst	80	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	20	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 610	clst	90	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 620	clst	90	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→ 630	clst	90	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit,occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v	

Vedlegg 3

			crs-grv	
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	
→	640	Clst	80	Gen a.a.
	sd	20	a.a.	
→	650	Clst	90	a.a.
	sd	10	a.a.	
→	660	Clst	90	a.a.
	sd	10	a.a., pred vf-f/m	
→	670	Clst	90	Gen a.a., tr blk rk frgs, sl calc
	sd	10	Lse, clr qtz gr, vf-f/m, r crs, sbang-sbrnd, wl srt	
→	680	Clst	80	a.a., Tr Shell frgs
	sd	20	a.a.	
→	690	Clst	80	a.a.
	sd	20	a.a., tr blk rk frgs	
→	700	Clst	100	a.a., sl-mod calc
	sd	gTr	a.a.	
→	710	Clst	100	a.a.
	sd	gTr	a.a.	
→	720	Clst	90	med gry, grd grnsh gry, v sft, stky, calc, occ shl frgs, slty & sndy
	sd	10	Lse, clr qtz gr, vf-f/m, occ crs-v crs, ang-sbrnd, wl-mod srt, grad bimod srt, tr rk frgs	
→	730	Clst	90	a.a.
	sd	10	Gen a.a., clr, vf-f/m, occ crs-v crs, wl srt/bimod srt, Tr Rk frag	
→	740	Clst	90	a.a.
	sd	10	Gen a.a., Vf-gran, pred f-m, bimod srt	
→	750	Clst	90	a.a., calc
	sd	10	Gen a.a., Tr Shell frag	
→	760	Clst	90	Gen a.a., sft, grad sbbkly, v slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc
	Sd	10	Clr Qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	770	Clst	90	Gen a.a., Tr Mica
	Sd	10	Gen a.a., com tr vcrs-gran	
→	780	Clst	90	a.a., calc
	Sd	10	a.a., lse, clr, vf-m, tr crs-, grad bimod srt	
→	790	Clst	90	med gry, grd med dk gry-grnsh gry, sft, stky, calc, occ shl frgs, slty & sndy
	Sd	10	a.a.	
→	800	Clst	90	a.a.
	Sd	10	Lse, clr qtz gr, vf-m, r crs, sbang-rnd, wl-mod srt	
→	810	Clst	90	a.a.
	Sd	10	a.a.	
→	820	Clst	90	Gen a.a., tr rk frag, sl calc
	Sd	10	Lse, clr qtz gr, vf-m, occ crs-vcrs, sbang-rnd, wl-mod srt	
→	830	Clst	90	Gen a.a., tr rk frag, sl calc
	Sd	10	Lse, clr qtz gr, vf-m, occ crs-vcrs, sbang-rnd, wl-mod srt	
→	840	clst	90	Med gry, grd grnsh-gry v sft, stky, calc, mic, glauc, tr ls, lt brn, brit, occ shl frgs, slty, sdy, tr rk frgs, lt gry-blk, v crs-grv
	sd	10	Vf-f, occ crs-v crs, clr qtz, wh qtz, sbrnd-ang	

Vedlegg 3

→	850	Clst	80	Gen a.a.	
		sd	20	a.a.	
→	860	Clst	80	a.a.	
		sd	20	a.a.	
→	870	Clst	80	a.a.	
		sd	20	a.a., pred vf-f/m	
→	880	Clst	80	Gen a.a., tr blk rk frgs, sl calc	
		sd	15	Lse, clr qtz gr, vf-f/m, r crs, sbang-sbrnd, wl srt	
		Rk frgs	5	Lse, dk gry-blk, grv	
→	890	Clst	90	a.a., Tr Shell frgs	
		sd	10	a.a.	
→	900	Clst	80	a.a.	
		sd	20	a.a., tr blk rk frgs	
→	910	Clst	80	a.a., sl-mod calc	
		sd	20	a.a.	
→	920	Clst	90	a.a.	
		sd	10	a.a.	
*	930	Clst	90	med gry, grd grnsh gry, v sft, stky, calc, occ shl frgs, slty & sndy	
		sd	10	Lse, clr qtz gr, vf-f/m, occ crs-v crs, ang-sbrnd, wl-mod srt, grad bimod srt, tr rk frgs	
→	940	Clst	80	a.a.	
		sd	20	Gen a.a., clr, vf-f/m, occ crs-v crs, Abd Rk frag + v crs	Much of or most of the clay is washed away from the
→	950	Clst	80	a.a.	Samples.
		sd	20	Gen a.a., Vf-Gran, pred f-m, bimod srt	
→	960	Clst	80	a.a., calc	
		sd	20	Gen a.a., Tr Shell frag	
→	970	Clst	70	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc	Sand increase in samples
		Sd	30	Clr qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	980	Clst	70	Gen a.a., sft, syky, v slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	30	Clr qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	990	Clst	70	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	30	Clr qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1000	Clst	70	Gen a.a., sft, syky, v slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	30	Clr qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1010	Clst	70	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg slst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, v crs-grv	
		Sd	30	Clr qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1020	Clst	70	Gen a.a., sft, syky, v slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv	
		Sd	30	Clr qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1030	Clst	70	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	30	Clr qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1040	Clst	70	Gen a.a., sft, syky, v slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	30	Clr qtz, occ grey qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1050	Clst	70	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg slst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv	

Vedlegg 3

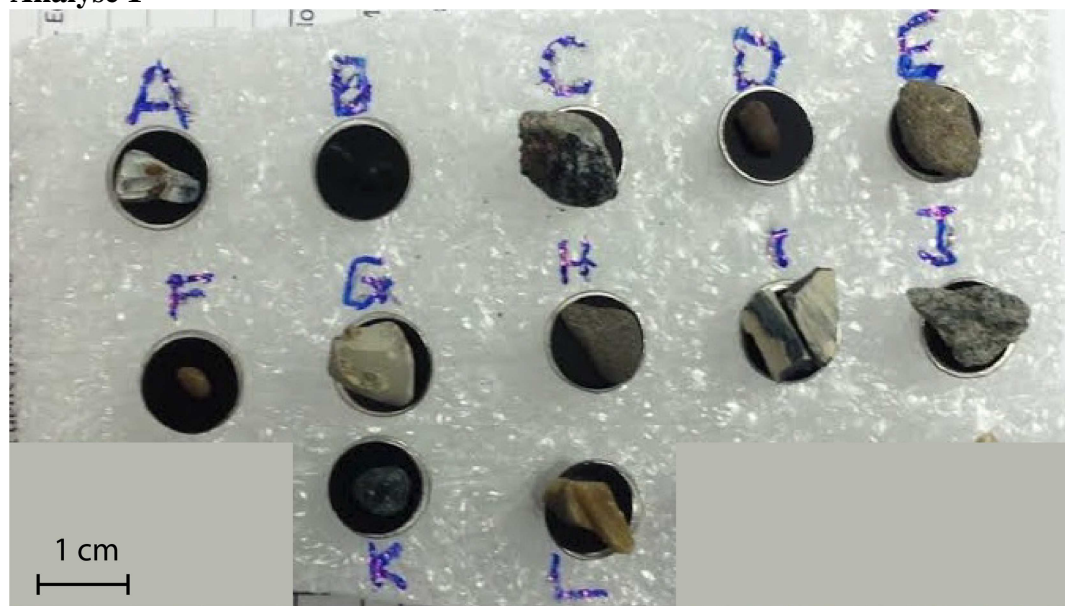
	Sd	30	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1060	Clst	70	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	30	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1070	Clst	80	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	20	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1080	Clst	80	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	20	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1090	Clst	80	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	20	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1100	Clst	80	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	20	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1110	Clst	90	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	10	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1120	Clst	70	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	30	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1130	Clst	80	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	20	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1140	Clst	80	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	20	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1150	Clst	80	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., Tr Shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	20	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1160	Clst	80	Gen a.a., sft, stky, v slty grad arg sltst i.p., ab shell frag, calc, ab rk frgs, grv
	Sd	20	Clr Qtz, occ grey Qtz gr, lse, vf-gran, pred f-m	
→	1170	Clst	90	M dk grey, sft, mass, slty & vf sndy, calc
	Sd	10	Pred lse, clr Qtz Gr, vf-m, occ tr crs-vcrs, occ grey Quartz gr, sbang-rnd, mod-wl srt	
→	1180	Clst	90	a.a
	Sd	10	a.a.	
→	1190	Clst	90	Gen a.a., tr brnblk Mica flakes, Tr Shell frag, sl calc
	Sd	10	a.a., mod-pr srt,	
→	1200	Clst	90	a.a., gtr blk vhd Rock frags
	Sd	10	Gen a.a., f-gran, pr srt	
→	1210	Clst	90	Gen a.a., sft-sticky, hydr, slty, mass
	Sd	10	Lse, clr Qtz, vf-m, r crs-vcrs,	
→	1220	Clst	90	Gen a.a., sl calc
	Sd	10	a.a.	
→	1230	Clst	90	a.a.
	Sd	10	a.a.	
→	1240	Clst	90	a.a.
	Sd	10	Gen a.a., f-m, occ crs-Gran, clr, occ grey Qtz	
→	1250	Clst	90	M gry-m dk gry, sft-stky, slty, occ vf sndy, grad arg Slstst i.p., sl calc
	Sd	10	Lse, clr, vf-m, r crs/gran, wl srt	

Vedlegg 3

→	1260	Clst	90	Gen a.a., tr shell frag	
		Sd	10	Clr, occ gry & wh Qtz Gr,Vf-gran, pred vf-m, sbang-rnd, bimod srt	
→	1270	Clst	90	Gen a.a.	
		Sd	10	Gen a.a., pr srt	
→	1280	Clst	90	a.a.	
		Sd	10	Lse, vf-crs, clr, pr srt	
→	1290	Clst	95	M gry-m dk gry, sft-stky, hydr, sl calc, slty	
		Sd	5	Vf-m, occ crs-vcrs, wl srt,lse, clr Qtz	
→	1300	Clst	90	a.a., tr shell frag	
		Sd	10	Gen a.a., tr Rk frag	
→	1310	Clst	90	Gen .a.a, grad arg Slst	
		Sd	10	a.a.	
→	1320	Clst	95	M dk gry, sft, mass, slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	5	Lse, f-m, occ crs/gran, pr srt, tr Rk frag	
→	1330	Clst	95	Gen a.a.,sft & stky, sl-mod calc, slty	
		Sd	5	Lse, clr, vf-m, r crs-vcrs, sbrnd-rnd, wl srt, grad bimod srt	
→	1340	Clst	95	Med dk gry-dk gry, sft-stky, slty, sl-mod calc, tr Rk frag	
		Sd	5	a.a.	
→	1350	Clst	90	a.a.	
		Sd	10	Gen a.a., vf/f-m, lse, clr, occ grey Qtz, com vcrs/Gran, ang-rnd, bimod srt	
→	1360	Clst	90	Gen a.a., sft-stky, sl slty, mod calc	
		Sd	10	Gen a.a., sphr-irreg shapes, Tr Rock frag	
→	1370	Clst	80	Gen a.a., tr sbbiky Clst agg, Tr Shell frag	
		Sd	20	Lse, clr Qtz, occ mkywh/grey Qtz, f-Gran, ang-rnd, pr srt, Tr Rk frag	
→	1380	Clst	90	Gen a.a., sft-stky, sl slty, mod calc	
		Sd	10	Gen a.a., sphr-irreg shapes, Tr Rock frag	
→	1390	Clst	80	Gen a.a., sft-stky, sl slty, mod calc	Change in Sonic but no change in samples
		Sd	20	Gen a.a., sphr-irreg shapes, Tr Rock frag	
→	1400	Clst	80	Gen a.a., sft-stky, sl slty, mod calc	
		Sd	20	Gen a.a., sphr-irreg shapes, Tr Rock frag	
→	1410	Clst	80	M dk gry, sft, mass, slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	20	Lse, f-m, occ crs/gran, pr srt, tr Rk frag	
→	1420	Clst	80	M dk gry, sft, mass, slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	20	Lse, f-m, occ crs/gran, pr srt, tr Rk frag	
→	1430	Clst	80	M dk gry, sft, mass, slty grad arg Slst i.p., Tr Shell frag, calc	
		Sd	20	Lse, f-m, occ crs/gran, pr srt, tr Rk frag	
→	1440	Slst	80	M dk gry, sft-frm-sbbik, mass, v arg,v glauc-rich , Tr Shell frag, calc	Rich in glauc-grains. Form. change

Oversikt over SEM-analyser

Analyse 1



Figur 1: Oversikt over klaster undersøkt i sveipelektronmikroskop 11.12.2015. Prøve A-K. Alle disse klastene er hentet fra grusfraksjon ved ulike dyp i brønn 6507/11-10 Frusalen.

Tabell 1: Oversikt over alle klaster analysert i Sveipelektronmikroskop. Prøve A-L. mRKB = meter under boredekk. Informasjonen i denne tabellen er koblet til prøveoversikt i figur X under.

SEM 11/12-15	Brønn	Dyp (mRKB)	Forventet type klast
A	Frusalen	690	Skjellfragment
B	Frusalen	690	Kull
C	Frusalen	860	Eklogitt
D	Frusalen	1090	Konkresjon
E	Frusalen	1090	Sandstein (glaukonittisk?)
F	Frusalen	1390	Mulig pimpstein?
G	Frusalen	1330	Mergel m/rør på siden
H	Frusalen	720	Metasedimentært?
I	Frusalen	720	skjellfragment
J	Frusalen	660	Granittisk klast
K	Frusalen	620	Grønnlig kryst. Ba.

SEM-analyse 2



Figur 2: Oversikt over klaster undersøkt i sveipelektronmikroskop 16.01.2016. Prøve A-I. Klastene er tatt fra grusfraksjon ved uliek dyp fra alle brønner i denne studien. Se tabell X for utfyllende informasjon.

Tabell 2: Oversikt over alle klaster analysert i Sveipelektronmikroskop, 16.01.2016. Prøve A-I. mRKB = meter under boredekk.

SEM 16/01-16	Brønn	Dyp (mRKB)	Førvntet type
A	Frusalen	780	Hvit mergel
B	Struten	870	Pimpstein eller utfelling
C	Struten	650	Grovkornet mergel
D	Frusalen	790	Glukonittisk sandstein?
E	Frusalen	1260	Skjellfragment
F	Fusalen	980	Mergel? Glauk.sst? pimpstein?
G	Frusalen	1330	Mørk sed. Ba?
H	Frusalen	1330	Hvit mergel
I	Trolla	580	granatglimmerskifer

Korrelasjon av data mot seismiske enheter

Brønn 6609/10-2 Trolla

Tabell 3: Dybdeberegninger for seismisk profil for brønn 6609/10-2 Trolla. I tabellen er Naustgrenden N/A beregnet til å ha et dyp på 693 m ± 97 m, og A/T-grenden er beregnet til å ha et dyp på 555 m ± 78 m.

Dybdeberegninger for Trolla	Borekaks (m)	Feilmargin (m)	Profil (s) 1VT	Hastighet (m/s)	Gjennomsnittshastighet (m/s)
Havbunn	294	-	0,16	1838	1982
A/T-grendse	614	± 78	0,31	-	
N/A-grendse	753	± 97	0,38	-	
Bunn Naust	1233		0,58	2126	
Øvre grense A/T	477 m	-	Øvre grense N/A	596 m	
Nedre grense A/T	632 m		Nedre grense N/A	790 m	

Brønn 6507/3-6 Struten

Tabell 4: Dybdeberegninger for seismisk profil for brønn 6507/3-6 Struten. I tabellen er Naustgrenden N/A beregnet til å ha et dyp på 719 m ± 42 m, og A/T-grenden er beregnet til å ha et dyp på 617 m ± 49 m.

Dybdeberegninger for Struten	Borekaks (m)	Feilmargin (m)	Profil (s) 1VT	Hastighet (m/s)	Gjennomsnittshastighet (ms)
Havbunn	402	-	0,255	1576,47	1690,7353
A/T-grendse	617	± 42	0,365	-	
N/A-grendse	719	± 49	0,425	-	
Bunn Naust	1083		0,6	1805	
Øvre grense A/T	575	-	Øvre grense N/A	670	
Nedre grense A/T	658		Nedre grense N/A	767	

Brønn 6507/11-10 Frusalen

Tabell 5: Dybdeberegninger for seismisk profil for brønn 6507/11-10 Frusalen. I tabellen er Naustgrenden N/A beregnet til å ha et dyp på 965 m ± 111 m, og A/T-grenden er beregnet til å ha et dyp på 579 m ± 67 m.

Dybdeberegninger for Frusalen	Borekaks (m)	Feilmargin (m)	Profil (s) 1VT	Hastighet (m/s)	Gjennomsnittshastighet (ms)
Havbunn	299	-	0,175	1709	1931
A/T-grendse	579	± 67	0,3	-	
N/A-grendse	965	± 111	0,5	-	
Bunn Naust	1421	-	0,66	2153	
Øvre grense A/T	513 m		Øvre grense N/A	853 m	
Nedre grense A/T	656 m		Nedre grense N/A	1077 m	