



**GEO-3900**

**MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI**

---

SEDIMENTOLOGISKE, PALEOØKOLOGISKE OG DIAGENETISKE  
UNDERSØKELSER AV HOLOCENE DELTAAVLEIRINGER VED  
BREIVIKEIDET, TROMS



Kenneth Evison

Mai, 2012

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI  
Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø





GEO-3900

## MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

---

SEDIMENTOLOGISKE, PALEOØKOLOGISKE OG DIAGENETISKE  
UNDERSØKELSER AV HOLOCENE DELTAAVLEIRINGER VED  
BREIVIKEIDET, TROMS

Kenneth Evison

Mai, 2012

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø





# Forord

Først og fremst en stor takk til mine veiledere Nils-Marin Hanken, Jesper K. Nielsen og Jan K. Nielsen. Dere har alle en kunnskap og erfaring som jeg har stor respekt for.

En stor takk rettes til jentene på laben med Edel Ellingsen i spissen

Videre vil jeg takke mine foreldre og svigerforeldre for all den utrolige støtten jeg har fått mens jeg har vært student.

En spesiell takk går til min kjære kone Lisa Maria Evison og min sønn Birk Evison. Dere har på alle måter bidratt til å få meg gjennom utdannelsen!

Sist, men ikke minst en stor takk til folket på brakka som har gjort studiehverdagen til en fantastisk opplevelse. Ingen nevnes med navn, for som jeg bruker å si «Æ e gla i alle!»



## Sammendrag

Den nedre delen av Breivikeidet er dominert av postglasiale grunnmarine sedimenter. Den glacio-isostatiske heving av landmassen har gradvis senket erosjonsbasis og ført til blottleggelse av eldre sedimenter der elvene har skåret seg ned i disse. Den nederste delen av de undersøkte avsettingene er tolket som bottomsets med en rik skeletal fauna dominert av muslinger, mens snegler og rester av rur og kråkeboller er mindre vanlig. Mesteparten av det skeletale materialet er autoktont/parautoktont, mens en mindre del (f. eks. *Littorina littorea*, rur og kråkeboller) er alloktone transportert ut fra nærliggende kystnære gruntvannsområder. Basert på bestemmelsen av innsamlet skeletalt materiale stammer paleofaunaen fra den høy-boreale provinsen. Det er avdekket et klart skille i faunasammensetningen, som basert på artenes toleranse for salinitet og temperatur, trolig kan knyttes til intrusjon av varme Atlantiske vannmasser med høy salinitet i området i perioden 10000 – 7000 år BP. I denne delen av lagrekken er dette skeletale materialet godt bevart og viser ingen tegn til partiell oppløsning. Dette står i sterk kontrast til de overliggende foresetlagene av sand og grus. I denne delen av lagrekken er det skeletale materialet mer fragmentert. I nedre del av foresetlagene viser det skeletale materialet ingen tegn til oppløsning, mens øvre del er karakterisert ved en partiell oppløsning av skallmaterialet. Det er ikke påvist skeletalt materiale i de øverste delene av foresetlagene.

I øverste del av bottomsetlagene samt i nedre og midtre del av foresetlagene er det påvist konkresjoner. Ved petrografiske undersøkelser er det påvist at konkresjonene inneholder både menisk- og hengende sement som viser at karbonatsementeringen har skjedd i den vadose sonen. I tillegg har katodeluminsensmikroskopi av karbonatsementen også vist at denne er ikke luminescerende, og dette er også evidens for utfelling i et oksyderende porevannsmiljø som er typisk for overflatenært meteorisk porevann. Det partielt oppløste skeletale materialet forekommer både litt høyere stratigrafisk enn de øverste konkresjonene, samt sammen med disse i de stratigrafisk øverste forekomstene. Dette indikerer at karbonatsementen i konkresjonene trolig kan knyttes til partiell oppløsning av skeletalt materiale. Mange av konkresjonene har en avlang form der den lengste akse står omtrent vinkelrett på dagens elvebredd, noe som tyder på at retningen på grunnvannsgjennomstrømningen har vært av betydning for den geometriske utforming av disse konkresjonene. Dette viser at konkresjonsdannelsen har skjedd etter at lagrekken ble hevet over nåværende havnivå. Påviste konkresjoner i stratabundet deformerte lag av veldig fin sand med høy porøsitet og god sortering er også avgjørende for den geometriske formen på konkresjonene.

## **Innhold**

1	Innledning.....	1
1.1	Formål.....	1
1.2	Områdebeskrivelse .....	2
2	Tidligere arbeider .....	3
2.1	Berggrunnsgeologi.....	3
2.2	Kvartærgeologiske undersøkelser.....	6
2.3	Drenering .....	18
3	Metoder .....	20
3.1	Sedimentologisk logging .....	20
3.2	Bulkprøver for skallmateriale .....	21
3.3	Kornfordeling av terrigent materiale .....	22
3.4	Porøsitetsanalyser .....	23
3.5	Tynnslip .....	25
3.6	Metode Leco Måling av totalt karbon (TC), totalt svovel (TS) og totalt organisk karbon (TOC) .....	26
3.7	<sup>14</sup> C datering.....	27
4	Resultater.....	28
4.1	Sporfossiler.....	28
4.2	Makrofossiler.....	31
4.3	Konkresjoner .....	39
4.4	Analyser av TC, TS, og TOC .....	49
4.5	C-14 dateringer .....	53
4.6	Kornfordelingsanalyse.....	53
4.7	Porøsitetsprøver .....	61

4.8	Tynnslip.....	64
4.9	Sedimentære enheter.....	67
4.9.1	Bottomsets.....	67
4.9.2	Foresets.....	68
4.9.3	Topsets.....	70
5	Diskusjon.....	71
5.1	Konkresjoner.....	71
5.2	Paleofauna.....	74
6	Konklusjon.....	75
7	Vedlegg.....	76
8	Referanser.....	88

# 1 Innledning

## 1.1 Formål

Formålet med oppgaven har vært å få en bedre forståelse rundt konkresjonsdannelsen i den nedre delen av Breivikeidet. Det er i tillegg samlet inn prøver av skeletalt materiale fra flere lokaliteter for å studere paleofaunaens utvikling og gjengi temperatur og salinitet til vannmassene på grunnlag av dette. Det ble også bestilt  $^{14}\text{C}$ -dateringer av *Macoma calcarea* som er innsamlet fra flere stratigrafiske nivåer fra alle lokalitetene som inngår i dette arbeidet. Dette var ment brukt til korrelasjon av de undersøkte enhetene og få en bedre tidsmessig beskrivelse av endringer i paleofaunaen.

Til tross for gjentatte purringer foreligger det dessverre ingen resultater av  $^{14}\text{C}$ -dateringene slik at jeg har vært nødt til kun å forholde meg til eldre og mer spredte dateringer fra samme område.

Alle tabellene vedrørende det skeletale materiale, samt Fig. 4-4 er skrevet på engelsk fordi disse delene av undersøkelsene skal bli publisert.

Geoff Corner og hans studenter har tidligere undersøkt sedimentologiske aspekter ved deltautbygningen i Breivikeidet, og for å unngå overlapping har jeg ikke hatt fokus på dette.

## 1.2 Områdebeskrivelse

Breivikeidet er navnet både på et dalføre som strekker seg fra Ramfjorden i sørvest til Ullsfjorden i nordøst (ca 15 km sørøst for Tromsø) samt den lille bygda ved utløpet av Breivikelva i Ullsfjorden (Fig. 1-1).

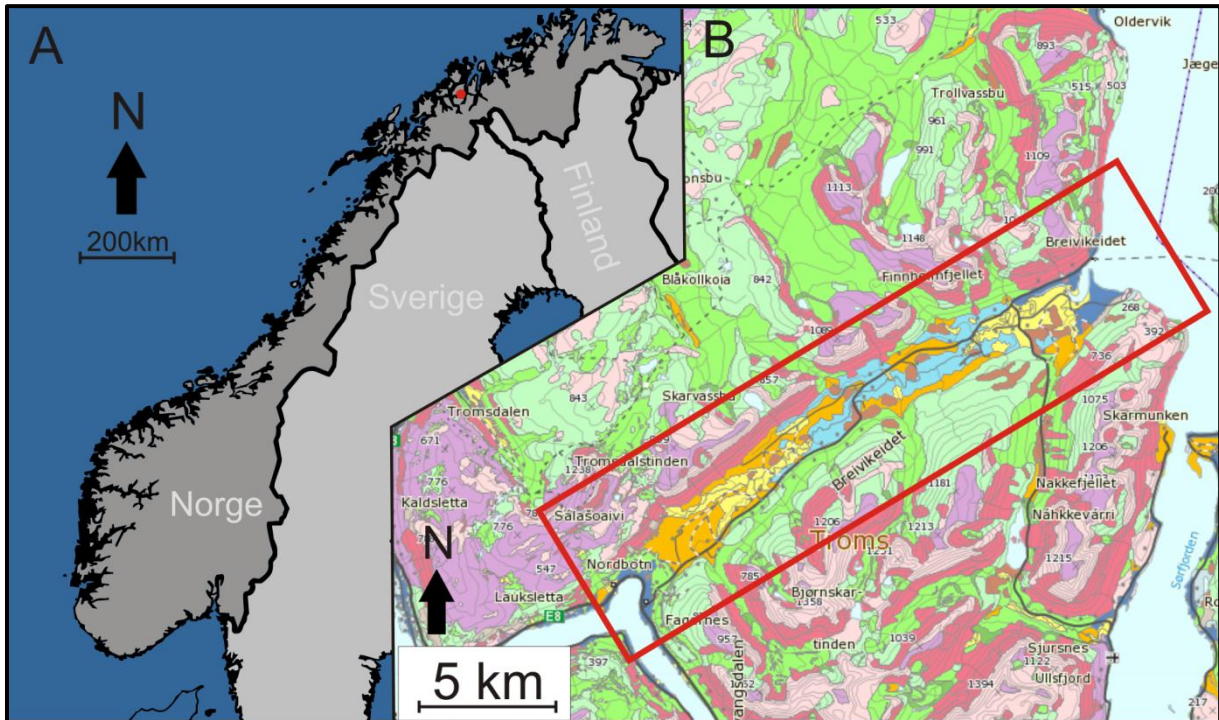


Fig. 1-1 A Oversiktskart som viser beliggenheten av Breivikeidet (rød prikk). B Kvantærgeologisk kart over dalføret Breivikeidet (innrammet med rød firkant) og nærmest tilgrensende områder. For tegnforklaring, se Fig. 2-5. Modifisert etter Blikra (1994)

## 2 Tidligere arbeider

### 2.1 Berggrunnsgeologi

Ved kysten i vest og inn mot svenskegrensen i øst består berggrunnen av grunnfjellsbergarter. Berggrunnen mellom disse områdene består av en rekke skyvedekker som har sin opprinnelse fra den kaledonske fjellkjededannelsen (Fossen et al., 2006). Inndelingen av disse dekkebergartene varierer (Landmark, 1973; Binns, 1978; Andersen et al., 1985), men for dette arbeidet benyttes inndelingen til Zwaan et al. (1998) der det skilles mellom fire dekkeserier (øverste dekkeserie, øvre dekkeserie, midtre dekkeserie og undre dekkeserie). Hver dekkeserie er igjen inndelt i grupper og formasjoner. En skisse av skyvedekkenes opptreden er vist på Fig. 2-1.

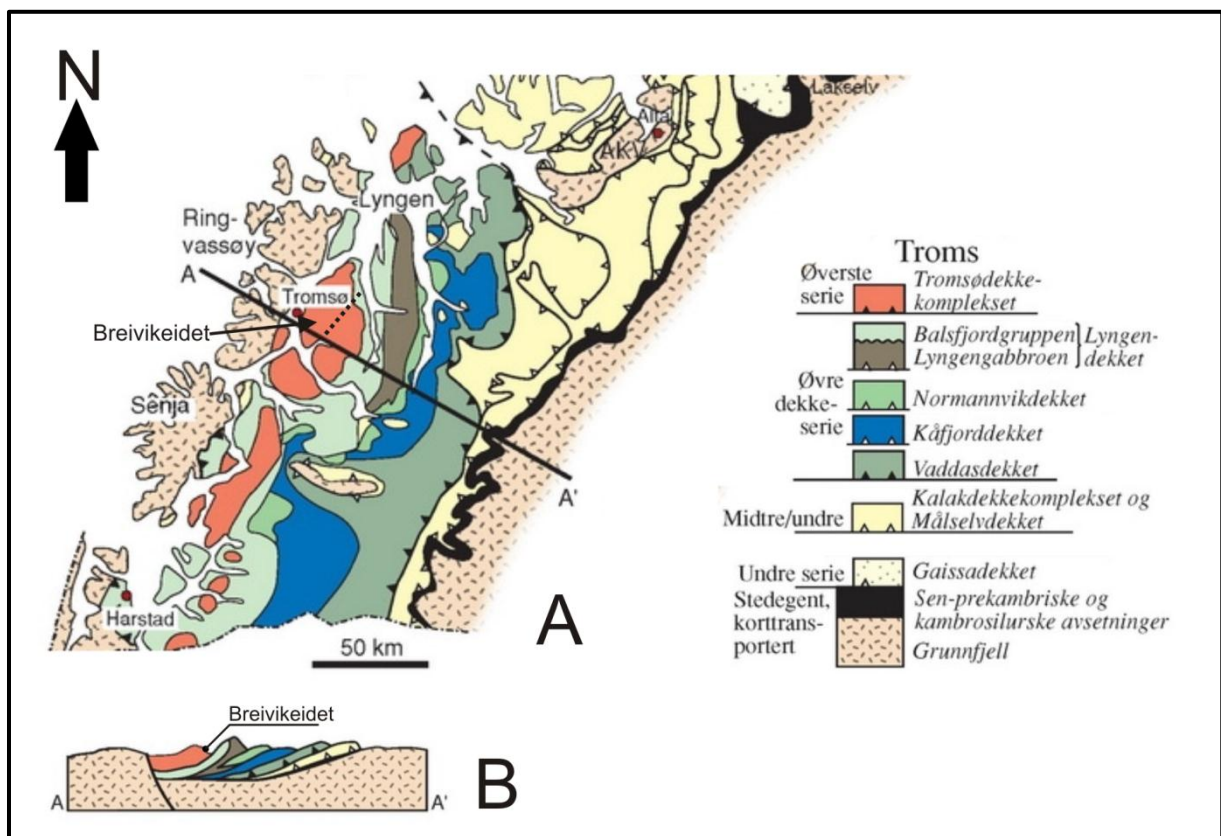


Fig. 2-1 A) Forenklet geologisk kart over sørlige og midtre Troms. Langs kysten og øst for Dividalgruppen er det grunnfjellsområder av proterozoisk til arkeisk alder. Mellom disse områdene er det fire skyvedekker (kalt for øverste dekkeserie, øvre dekkeserie, midtre dekkeserie og undre dekkeserie). Kaledonske intrusiver (f. eks. de magmatiske bergartene i Lyngen magmatiske kompleks) inngår som en del av øvre dekkeserie. B) Vertikalsnittet mellom A-A' fra Fig. A). Modifisert fra Fossen et al. (2006).



Et berggrunnsgeologisk kart over Breivikeidet med tilgrensede områder er vist på Fig. 2-2, og en karakteristikk av de enkelte grupper/formasjoner er vist i Tabell 2-1. Breivikeidet er dannet langs en normalforkastning som går gjennom hele dalføret. Denne er forbundet med Vestfjorden-Vanna forkastningskomplekset (Olesen et al. 1997). Landmark (1973) antyder at forkastningen kan være på størrelsesorden 5000 meter, men påpeker at disse verdiene er noe usikre ettersom bergartene er foldet i dette området og aksene på denne folden er orientert nordøst – sørvest.

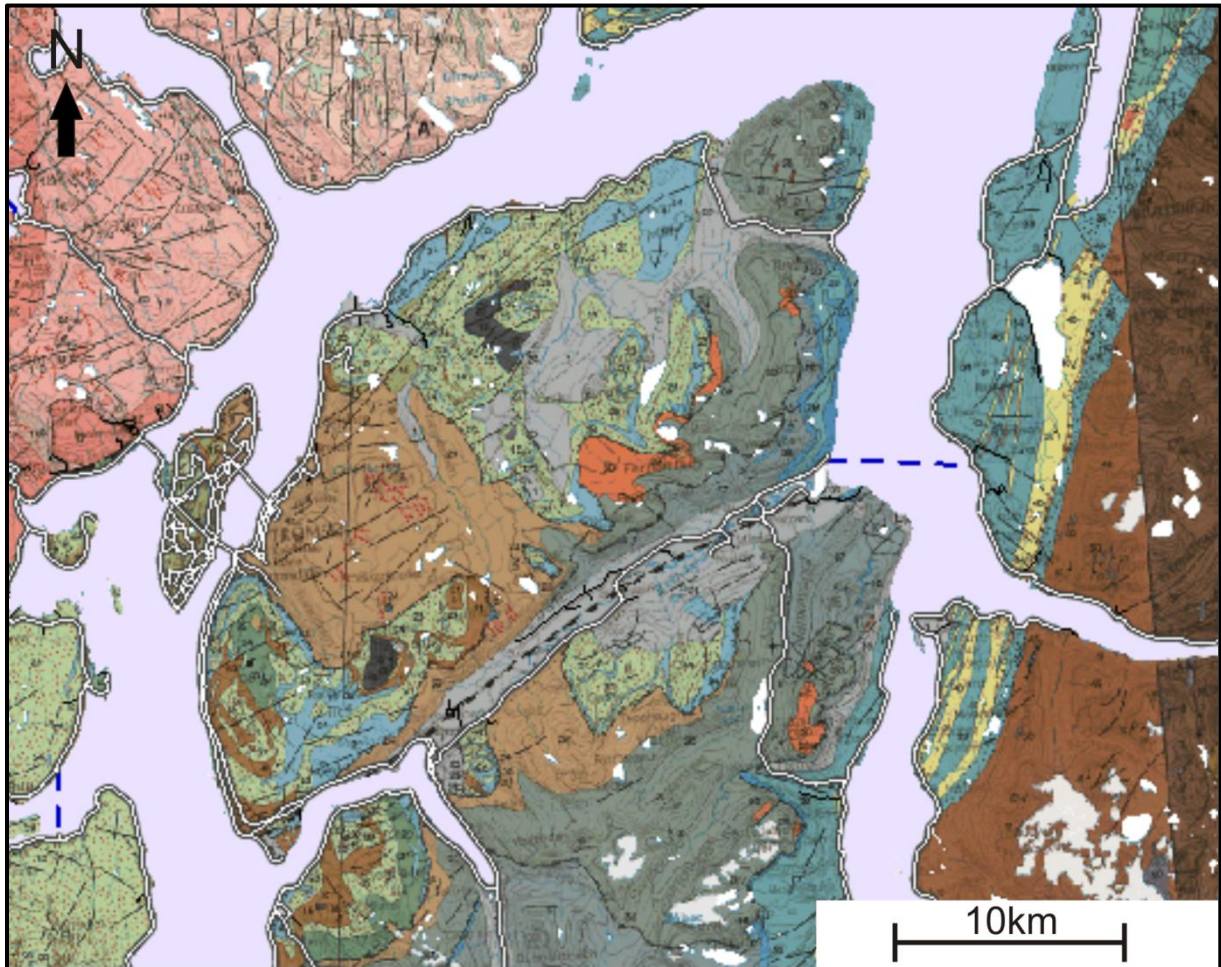


Fig. 2-2 Berggrunnsgeologien i nærområdet rundt Breivikeidet (Zwaan et al, 1998). Det går en større normalforkastning gjennom Breivikeidet (stiplet). Bergartstypene fremgår av Tabell 2-1.

Nummer	Beskrivelse	Gruppe/Formasjon	Dekkeserie
23	Granat-muskovittskifer og -gneis, med øye- og slirestruktur, distenførende	Del av Tromsdaltindgruppen	Tromsødekket
24	Dolomitt og kalkspatmarmor i veksling med glimmerskifer og gneis, rik på granat og diopsid, stedvis eklogitt- og amfibolittlinser	Del av Tromsdaltindgruppen	Tromsødekket
29	Hornblenderik gneis med oligoklaspegmatitter, mørke ganger og gabbrolinser	Skattørgneisen	Nakkedalsdekket
32	Kvarts- og feltspatrik skifer og -gneis, granatførende med underliggende biotittskifer i veksling med kvartsitt, hornblendeskifer og amfibolitt, gjennomført av pegmatitter	Del av Nakkevasskiferen	Nakkedalsdekket
36	Kalkspat- og dolomittmarmor i veksling med glimmerskifer	Breivikeidformasjonen. (Del av Stordalformasjonen)	Lyngsfjelldekket
37	Kvarts-biotittskifer, granatførende, stedvis kalkspatførende	Del av Stordalformasjonen.	Lyngsfjelldekket
39	Granat-klorittglimmerskifer og -fylitt i nordøst (Svensbyformasjonen), med gradvis økende omdannelsesgrad mot sydvest til distenførende granat-muskovittskifer syd for Mallangen	Svensbyformasjonen (i nordøst)	Lyngsfjelldekket

Tabell 2-1 Karakteristikk og inndeling av bergartene i omkring Breivikeidet. Numrene refererer seg til de forskjellige bergartene som vist på Fig. 2-3. Data fra (Zwaan et al. (1998).

## **2.2 Kwartærgeologiske undersøkelser**

Forvitring av de ulike bergartene innen dreneringsområdet for Breivikelva og Nakkelva har medført at det har blitt avsatt store mektigheter av seinkvartære sedimenter, både i selve dalføret samt i de omkringliggende fjordområdene. De seinkvartære løsmassene i Breivikeidet og de omkringliggende områdene har vært grunnlag for flere geologiske undersøkelser. Andersen (1968) kartla områdene og bestemte den kronologiske rekkefølgen til de enkelte morenetrinn i det vestlige Troms (Fig. 2-3). Resultatene omkring Ullsfjordområdet var til dels basert på Holmes og Andersen (1964).

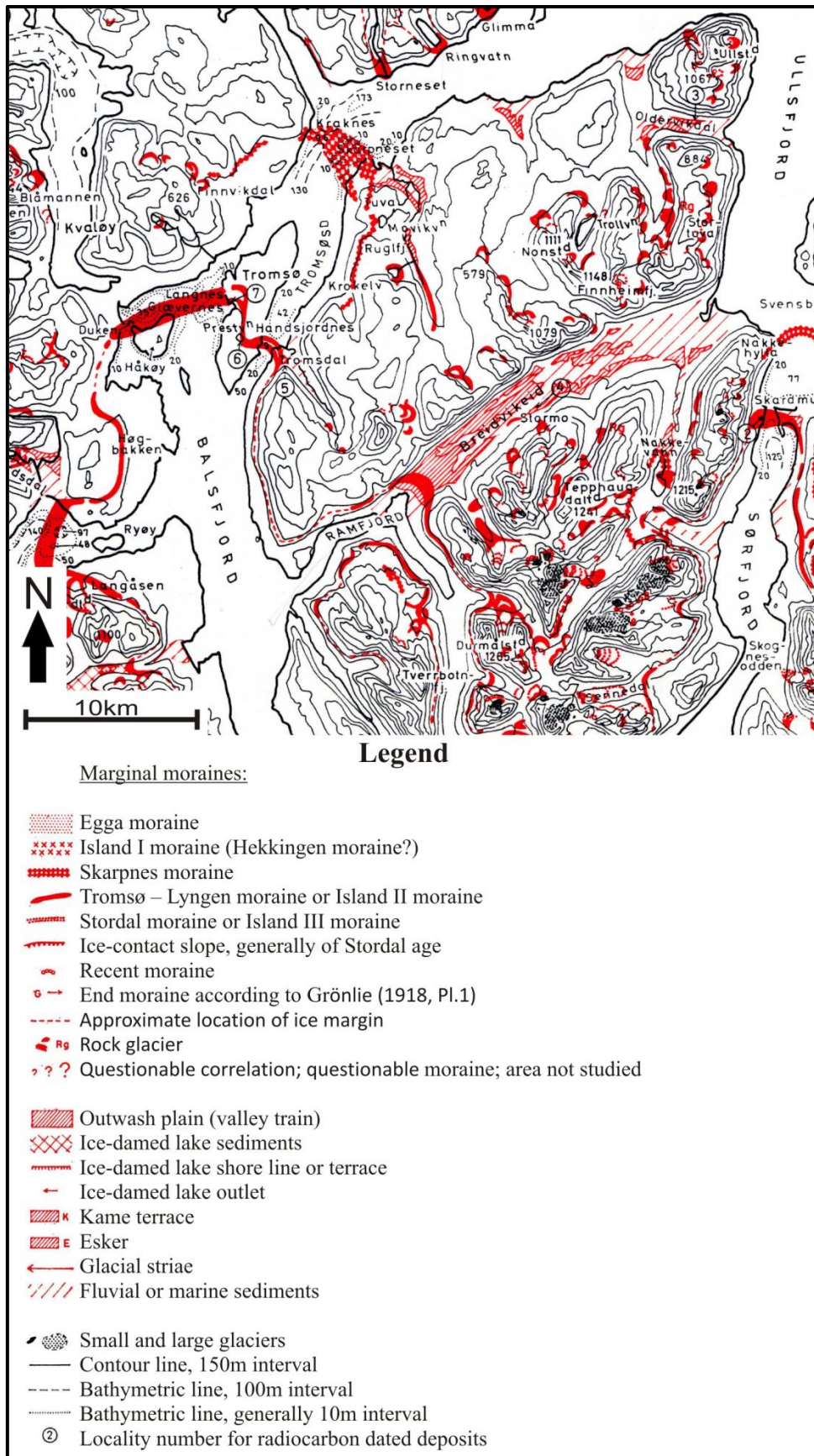


Fig. 2-3 Kvartærgeologisk kart som blant annet viser hvor morener er påvist i og rundt Breivikeidet. Modifisert fra Andersen (1968).



Strandlinjer og strandforskyvning i nærheten av Breivikeidet har vært behandlet av Marthinussen (1962), Andersen (1968), Corner (1980), Hald og Vorren (1983), Fjalstad (1986), Møller (1987), Corner og Haugane (1993). Den nærmest liggende strandforskyvningskurven er konstruert for Lyngnområdet (Corner og Haugane 1993). Lyngen ligger svært nær Breivikeidet, og det er derfor rimelig å anta at strandforskyvningskurven vil være svært lik for begge disse områdene. Imidlertid har Kramvik (2000) påpekt at strandforskyvningskurven må justeres omtrent en meter opp for Breivikeidet fordi de undersøkte lokalitetene på Lyngen er karakterisert ved litt lavere isobaser enn Breivikeidet. Strandforskyvningskurven (Fig. 2-4) viser imidlertid en hurtig (10-15 mm/år) pre-Tapes regresjon (før 8500 BP) og en sakte (1.5-3 mm/år) post tapes regresjon (etter 6000 BP). Tapes transgresjonens maksimum er datert til ca 7000 BP på Lyngen, og her var amplituden på minst 2-3 m (Corner og Haugane, 1993).

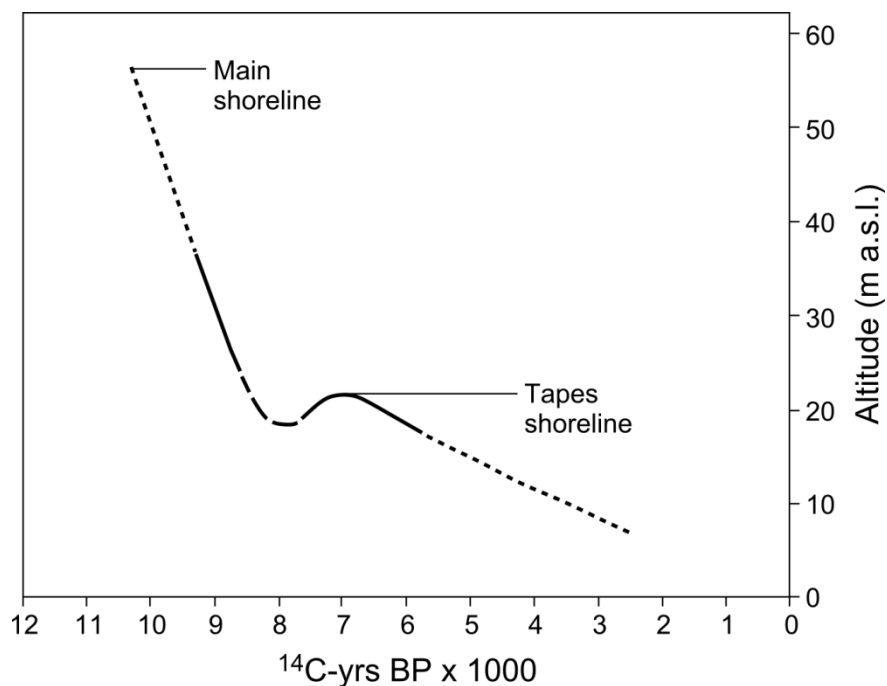


Fig. 2-4 Strandforskyvningskurve for Lyngen. Stiplede deler av kurven er interpolert eller basert på regionale data. Modifisert etter Corner og Haugane (1993).

Ved Sandbukta, som ligger ved østsiden av Breivikelvas utløp, er det en svakt hellende slette med ca 70 mer eller mindre sammenhengende strandvoller. Dette området strekker seg fra dagens littoralsone og opp til ca 20 m over havet og dekker et område på omkring 1 km<sup>2</sup>. Strandvollene har blitt undersøkt av Møller (1995) der det ble fokusert på å kartlegge sedimenttransporten ved dagens strand kombinert med geomorfologiske studier. Kramvik (2000) benyttet georadarprofiler for å få en bedre forståelse av hvordan strandvollene har blitt bygd opp over tid og hvilke faktorer som spiller inn i dannelsen av disse. Dessverre var oppløsningen på georadarprofilene for dårlig til at det var mulig å trekke noen sikre konklusjoner om underlagets betydning for strandvolldannelsen. Det ble imidlertid foretatt to <sup>14</sup>C dateringer av *Arctica islandica* fra to forskjellige lokaliteter der et muslingskall beliggende 6,2 m over havet ved vestsiden av strandlinjefeltet var 1980 ± 80 år BP mens et skall omtrent i havnivå fra østsiden av strandlinjefeltet var 2150 ± 70 år BP.

Vedaa (2003) utførte sedimentologiske og stratigrafiske undersøkelser av glasilakustrine sedimenter ved Leirbakken, Troms (Fig. 2-5C). Disse sedimentene ble avsatt i en bredemt innsjø som ble dannet i området der breen fra Ramfjorden og Lavangsdalen møttes, og dette skjedde da den vestlige breen i Ramfjorden trakk seg tilbake fra Skarpnestrinnet ca (12200 <sup>14</sup>C BP). En kombinasjon av sedimentologiske undersøkelser og georadarmålinger viser at sedimentene er sterkt deformerte, og dette antas å skyldes et brefremstøt i yngre dryas (ca 10700 -10300 <sup>14</sup>C BP). Ved samme lokalitet ble det påvist konkresjoner i 8 forskjellige lag. Konkresjonene er beskrevet som små kuler med en diameter på omtrent 4 mm. En større flate med en tykkelse på 1 – 3 mm som er utholdende lateralt er også påvist. Sementen i konkresjonene er antatt å være kalsitt fra kalkholdige bergarter innenfor området nedslagsfelt (Vedaa 2003).

Munch-Ellingsen (1984) og Fjalstad (1986) kartla de postglasiale sedimenter i de østlige delene av Breivika, både eldre avsetninger og resent sedimentasjon. Disse undersøkelsene har i stor grad vært konsentrert om sedimentologiske undersøkelser som ble gjort i vertikale snitt langs Breivikelva og Nakkelva, deres utløp og dagens strandsone.

Munch-Ellingsen (1984) inndelte lagrekken i litosoner, og ved hjelp av  $^{14}\text{C}$  dateringer av skeletalt materiale ble det utarbeidet en kronologisk avsetningshistorie for området. Da innlandsisen trakk seg tilbake fra området lå havnivået på 57,6 m.o.h. Der Breivikelva munnet ut i Ullsfjorden ble det dannet et estuarie med avsetning av finkornete sedimenter. Under den etterfølgende regresjonsfasen på grunn av glaci-isostatisk heving ble det avsatt deltafrontavsetninger over de eldre estuarieavsetningene. I tidevannssonen ble det avsatt deltaslette og littoralavsetninger ved et stadig lavere havnivå. Rundt 6000 år BP ble det dannet en større slette ca 20 m.o.h. som trolig kan relateres til tapes maksimum. Ved fortsatt glacio-isostatisk heving av landmassen, ble erosjonsbasis for elvene gradvis senket slik at disse skar seg ned i eldre avsetninger fluviale og marine avsetninger.

Munch-Ellingsen (1984) har påvis konkresjoner flere steder i nedre del av Breivikelva, der konkresjonene beskrives som rørformete med en lengde på 10 til 30 cm og en diameter på 1-2 cm. Konkresjoner avsatt nært hverandre er i enkelte tilfeller sammenvokste og viser en parallellorientering med grunnvannsbevegelsen.

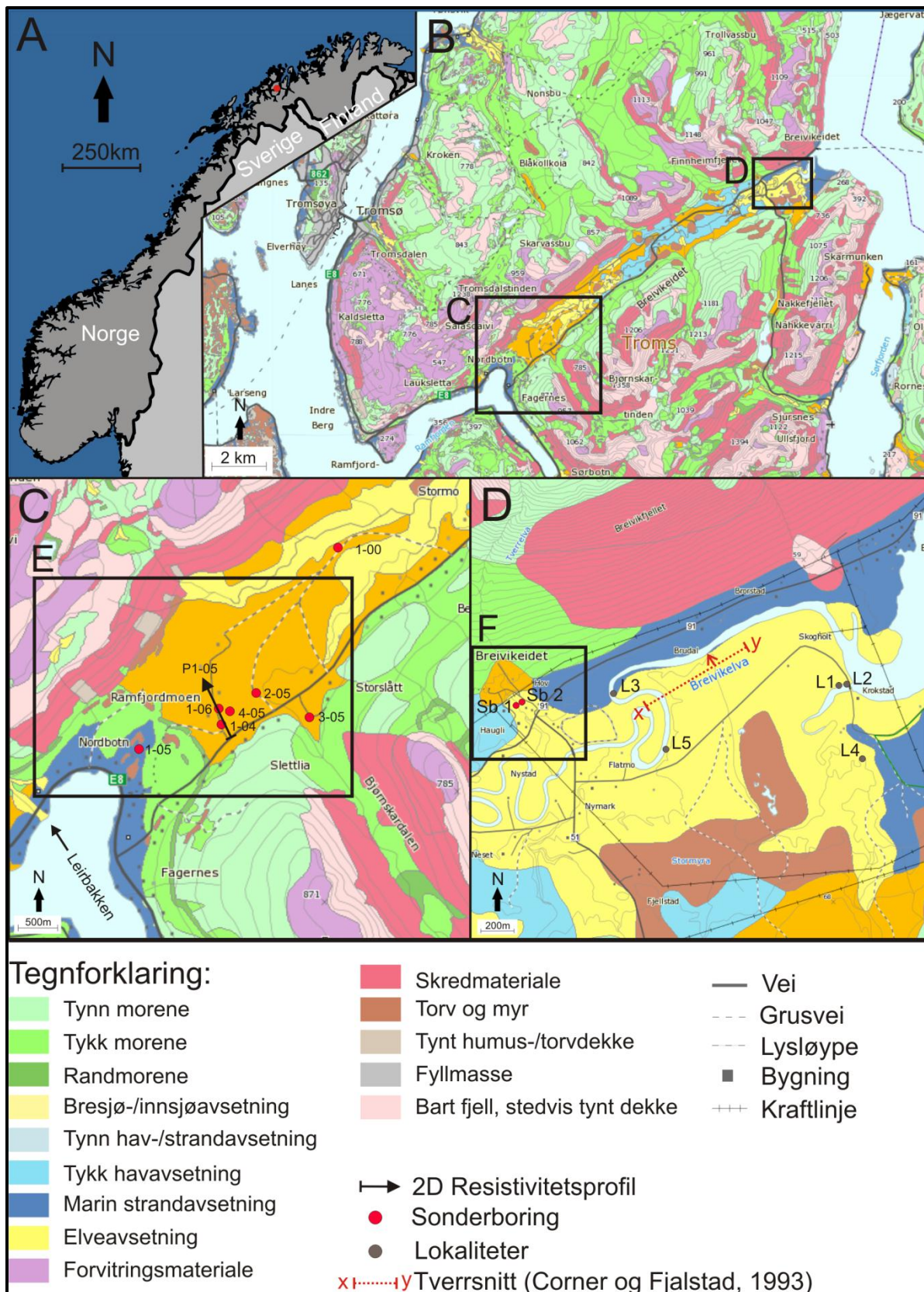


Fig. 2-5 Oversiktsfigur over flere lokaliteter i Breivikeidet. A) Oversiktskart med Breivikeidet inntegnet. B) Kwartærgeologisk kart over Breivikeidet som viser hvor det er gjort detaljerte undersøkelser (område C og D). C) Løsmassekart over Ramfjordmoen. D) Løsmassekart over Breivikeidet. Profilet X-Y er vist på Fig. 2-6 og funn av sporfossiler (Corner & Hauge, 1993) er markert med en rød pil. De markerte områdene; E) og F) vises på Fig. 2-8 og Fig. 2-11.



Corner og Fjalstad (1993) påviste sporfossilene *Teichichnus* sp. og *Chondrites* sp. fra øvre del av bottomsets sedimenter i nedre del av Breivikeidet (Fig. 2-6). Skallmateriale funnet i sedimentene ved siden av sporfossilene har blitt  $^{14}\text{C}$  datert til  $9060 \pm 80$  år BP.

Strandforskyvningskurver og kystlinjediagrammer fra nærliggende områder tyder på at paleodybden kan ha vært ca 30 m da sporfossilene ble dannet.

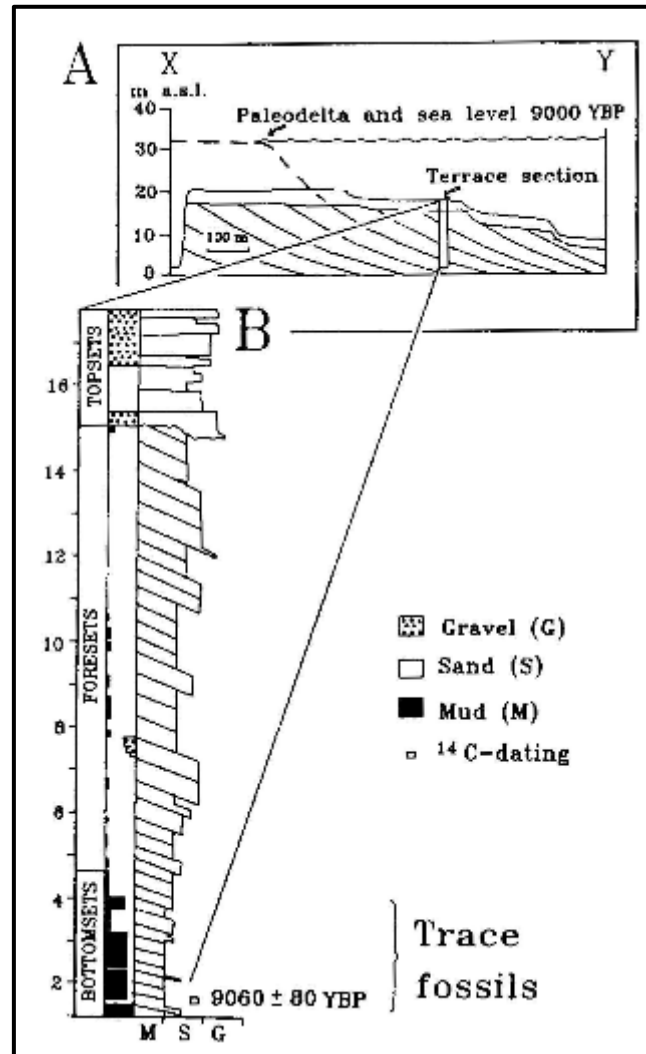


Fig. 2-6 A) Skjematisk lengdeprofil mellom punktene X-Y (lokaliseringen er vist på Fig. 2-5D) og en rekonstruksjon av paleodeltaet for 9000 år BP. B) Vertikalsnitt gjennom sekvensen (beliggenheten er angitt med pil på Fig. 2-5D). Sporfossiler og skeletalt materiale ble påvist i øvre del av bottomsettlagene. Fra Corner og Fjalstad (1993).

I forbindelse med kartlegging av grunnvannspotensialet i løsmassene ved Ramfjordmoen. utførte Dagestad et al. (2006) geofysiske målinger basert på resistivitetsmålinger og sonderboringer (Fig. 2-5C).

Resistivitetprofilen indikerer et drenert topplag på 10 – 15 m bestående av grove sedimenter. Under dette laget følger et finkornet vannmettet lag som viser store variasjon i tykkelse. Mektigheten øker ut mot flankene i profilet, mens det i den sentrale delen er noe avtakende grunnet en oppstikkende formasjon bestående enten av grovere sedimenter eller grunnfjellet.

Resultatene fra sonderboringene støtter opp under tolkningen av resistivetsprofilen. Det er i stor grad avdekket et topplag med grovere sedimenter som ligger stratigrafisk over mer finkornete løsmasser.

<b>Brønn nummer</b>	<b>Total dybde av bønn</b>	<b>Merknader</b>
<b>1-00</b>	72,3 m	Fjell ikke truffet.
<b>1-04</b>	30 m	Fjell ikke truffet.
<b>1-05</b>	60 m	Brønnen stopper i morene/antatt fjell.
<b>2-05</b>	71 m	Brønnen stopper i fjell.
<b>3-05</b>	10 m	Fjell ikke truffet.
<b>4-05</b>	84 m	Brønnen stopper i fjell.
<b>1-06</b>	89,3 m	Fjell ikke truffet.

Tabell 2-2 Oversikt over dybden av brønner som ble boret ved Ramfjordmoen.. En lokal oversikt over plasseringen av brønnene er gjengitt i Fig. 2-5C. Data fra Dagestad et al. (2006).

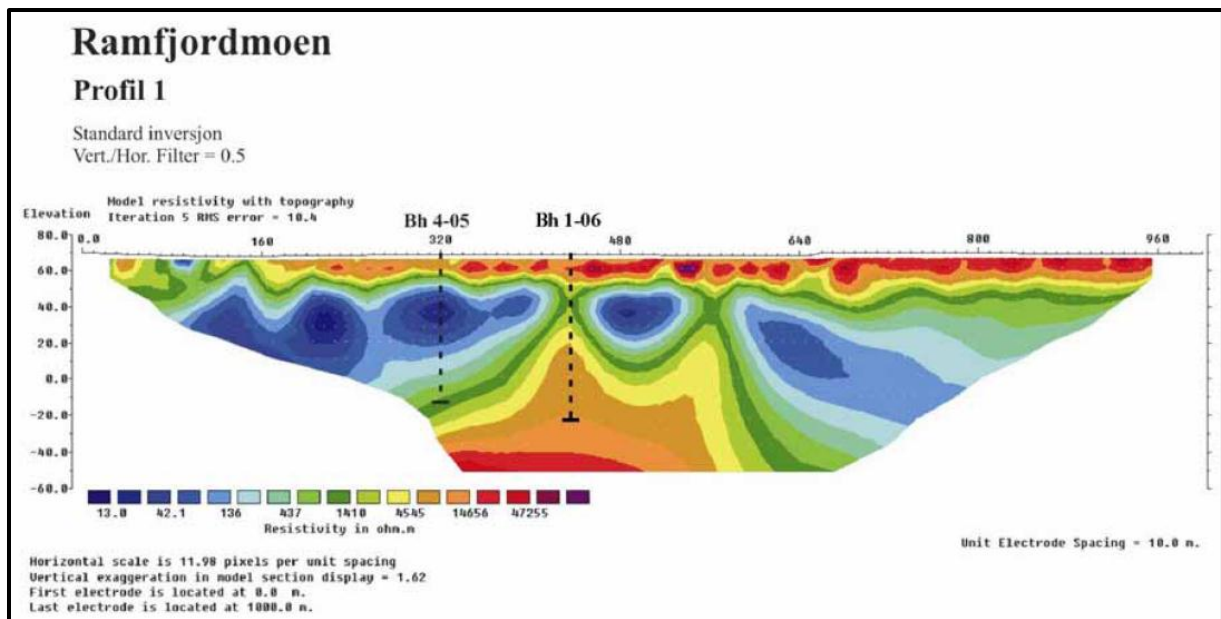


Fig. 2-7 Resistivitets-profil på Ramfjordmoen. Posisjonen til profilet er merket P1-05 på Fig. 2-5C. Etter Dagestad et al., (2006)

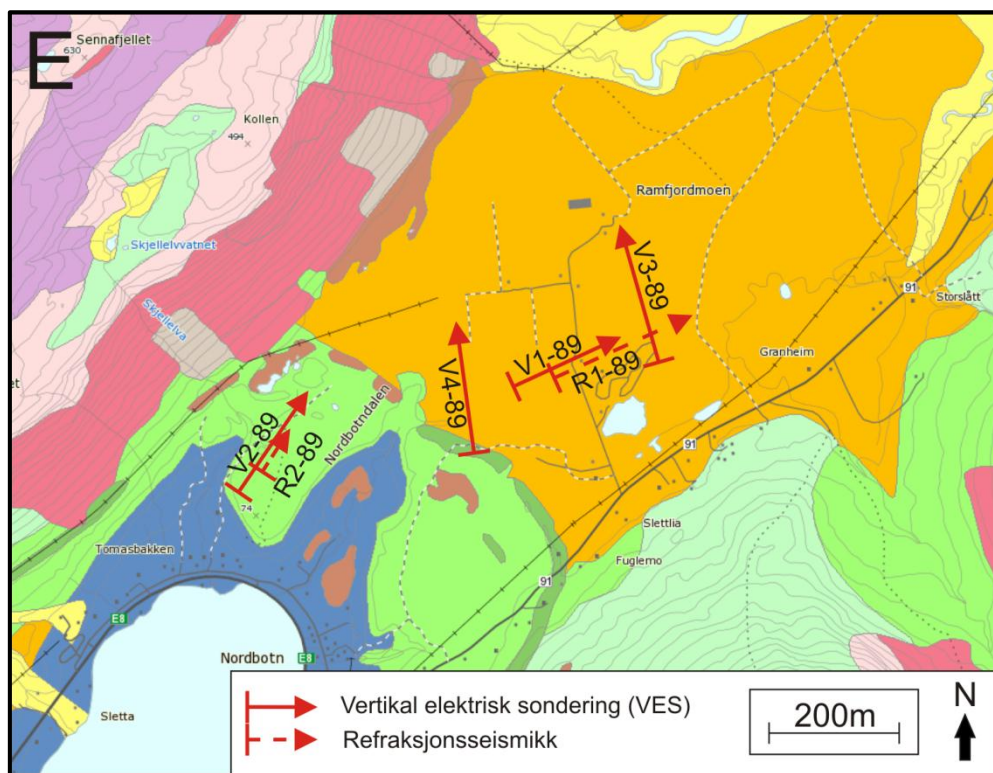


Fig. 2-8 Løsmassekart over Ramfjordmoen som viser hvor det har blitt utført vertikal elektrisk sondering og refraksjonsseismikk. For posisjonen og tegnforklaring til kartet, se Fig. 2-5C. Navnene på profilene er gitt etter: Type, Nr. og år. (Eks. V2-98 betyr (type)VES (nr.)2 (år)1998) Etter Mauring og Tønnesen (1990).

Mauring og Tønnesen (1990) utførte refraksjonsseismisk profilering og vertikal elektrisk sondering (VES) ved Ramfjordmoen. Undersøkelsene tyder på at løsmassene er todelte over vannmettet sone og at denne grensen følger toppen av en finkornet sedimentpakke. Dybden til denne enheten er ca 26–40 m, mens den totale dybden til fjell varierer fra 115-185 m. Under den finkornete enheten ble det påvist 26-38 m med sand/grus.

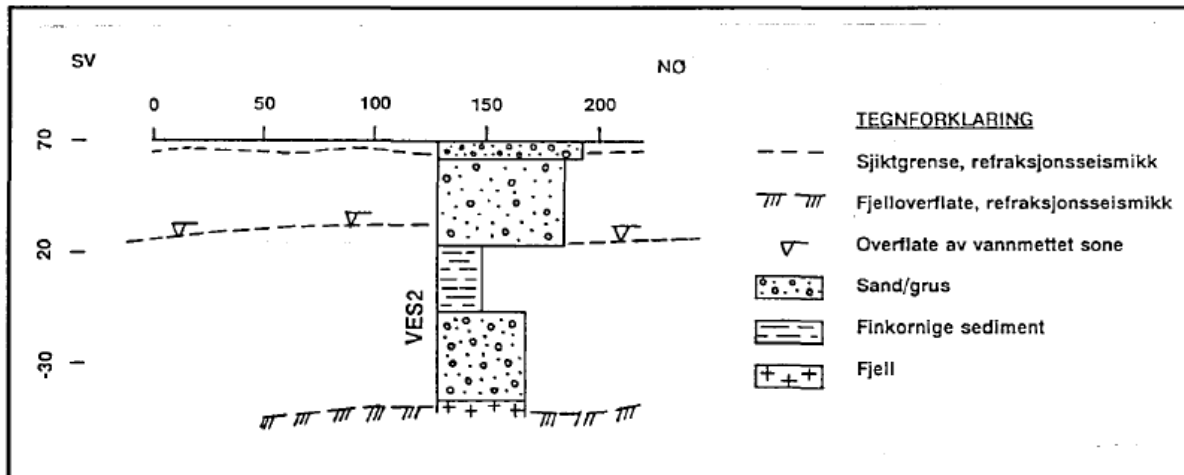


Fig. 2-9 Vertikalprofil gjennom løsmassene vest på Ramfjordmoen som ganske grovt viser hvordan det kan skilles mellom ulike enheter basert på sedimentenes gjennomsnittlige kornstørrelse. Profilet er basert på en tolkning av refraksjonsseismisk profilering og vertikal elektrisk sondering basert på linjene V2-89 og R2-89 (Fig. 2-13). Etter Mauring og Tønnesen (1990).

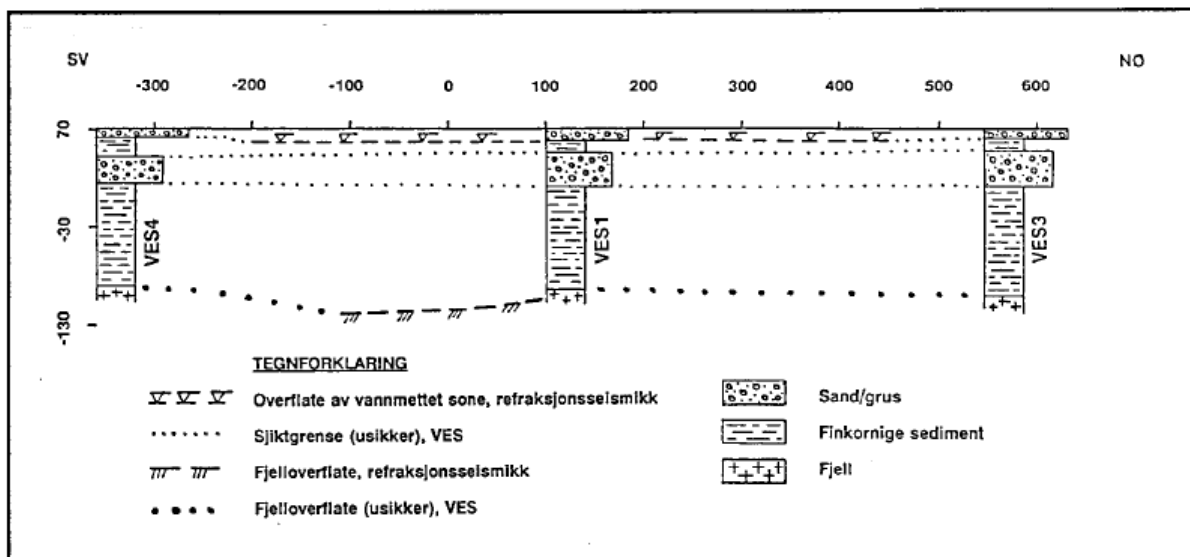


Fig. 2-10 Vertikalprofil gjennom løsmassene vest på Ramfjordmoen som ganske grovt viser hvordan det kan skilles mellom ulike enheter basert på sedimentenes gjennomsnittlige kornstørrelse. Profilet er basert på en tolkning av refraksjonsseismisk profilering og vertikal elektrisk sondering basert på linjene V1-89, V3-89, V4-89 og R1-89 (Fig. 2-8). Etter Mauring og Tønnesen (1990).

Hilmo (2011) utførte georadarmålinger, undersøkelsesboringer og vannprøver i løsmasseavsetningene i nærheten til det eksisterende vannverket ved Hov.

Tolkningen av georadarprofilene i kombinasjon med sonderboringer viser en øvre enhet med grove masser av stein, grus og sand som ligger over mer finkornete lag bestående av silt og leire. De to fineste fraksjonene virker å ha en horisontal lagning, mens de grovere fraksjonene stedvis viser en skråstilt lagning. Grensen mellom de grovere fraksjonene og silt/leire varierer fra 5 m til 12 m. Dybden til grunnfjellet er ikke blitt påvist ved disse undersøkelsene.

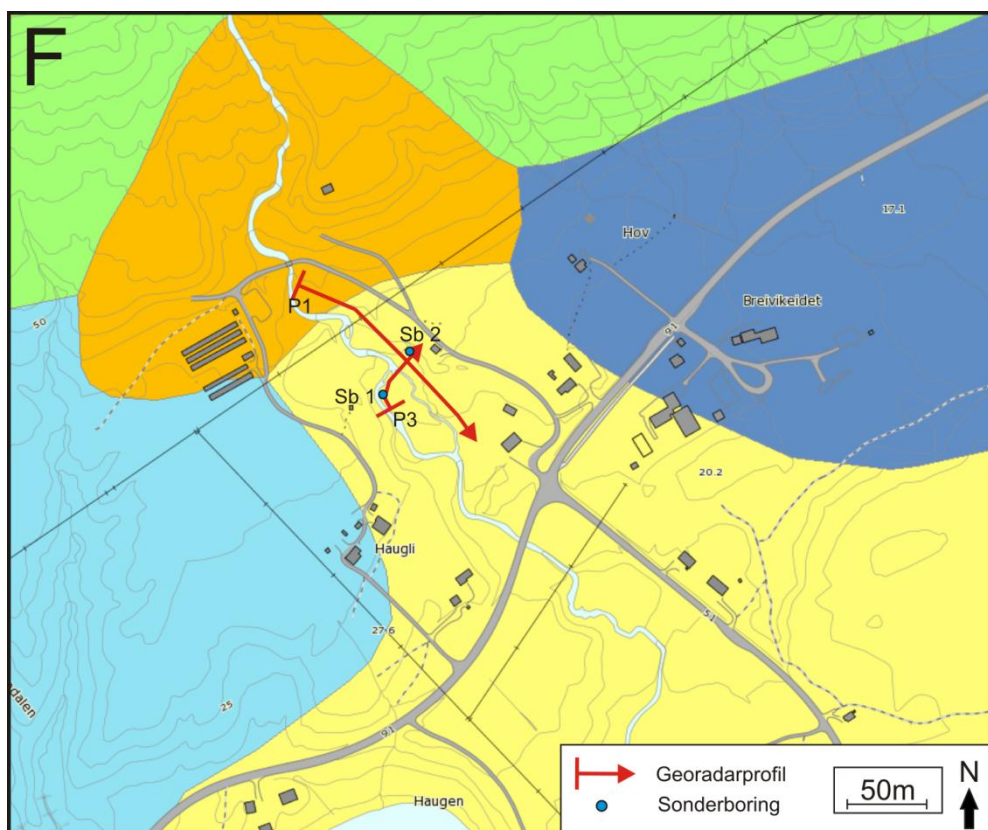


Fig. 2-11 Løsmassekart over Hov som viser hvor det har blitt foretatt georadarmålinger og sonderboringer. For tegnforklaring og posisjon av kartet, se Fig. 2-5D. Etter Hilmo (2011).



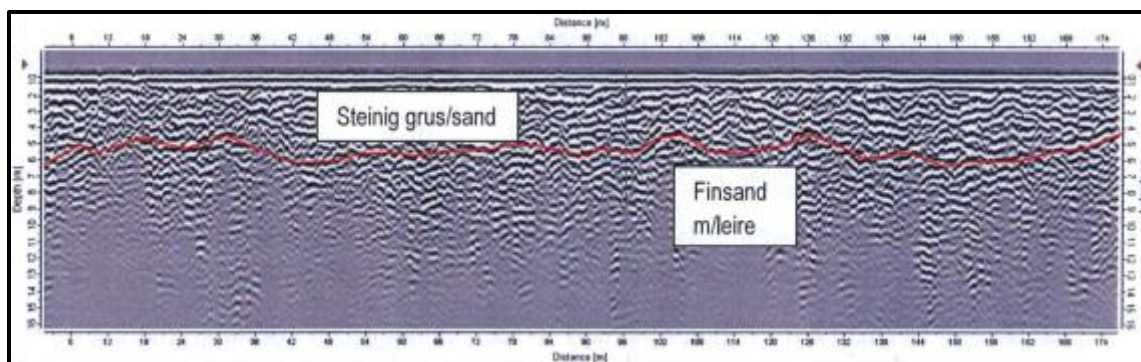


Fig. 2-12 Tolkning av georadarprofil P1 ved Hov, Breivikeidet (Hilmo, 2011). For posisjon av profilet, se Fig. 2-11.

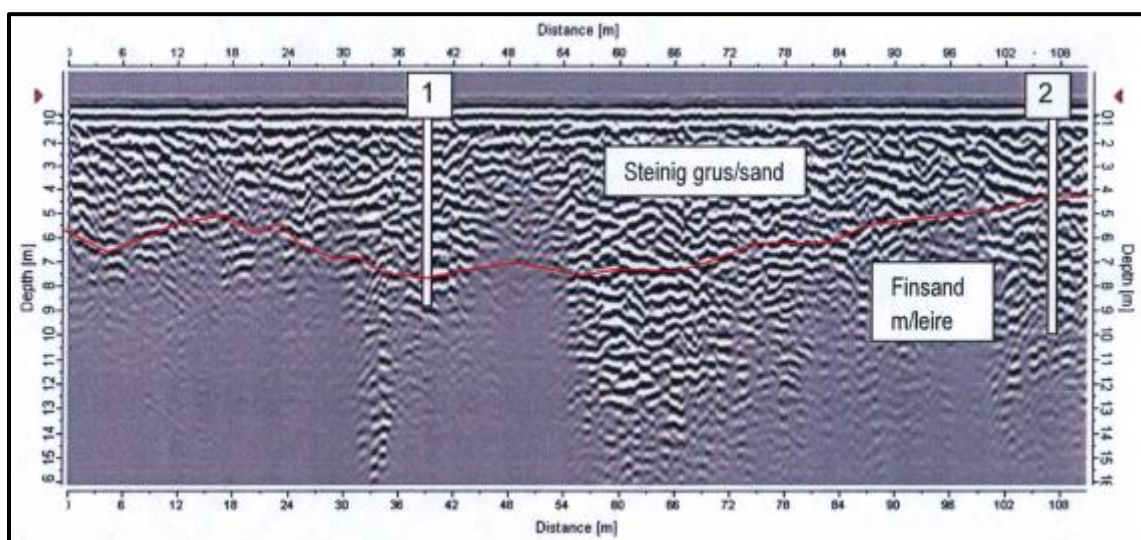


Fig. 2-13 Tolkning av georadarprofil P3 kombinert med sonderboringer Sb1 og Sb2 ved Hov, Breivikeidet (Hilmo, 2011). Posisjonene er gjengitt i Fig. 2-11.

Ved de geofysiske målingene har det ikke vært mulig å kartlegge mektigheten til løsmassene i Breivikeidet, men undersøkelsene viser at mektigheten i midtre del av dalføret er generelt på mer enn 70-80 m. I de fleste tilfelle danner den undersøkte delen av lagrekken en oppovergående sekvens med leire/silt i nedre del som oppover går over i sand/grus som til dels kan inneholde større eller mindre stein. De grove lagene har også en god permeabilitet slik at det er en betydelig grunnvannsgjennomstrømming i de grove enhetene.

### 2.3 Drenering

Den nordvestre dalsiden av Breivikeidet har en betraktelig brattere topografi enn den sørligøstre, og det største dreneringsområdet vil derfor ligge sydøst for dalføret. Det er to større elver som drenerer ut i Ullsfjorden fra Breivikeidet. Breivikelva har en total lengde på 33,7km. Vassdragsområdet til elva er 163,7 km<sup>2</sup> og i perioden 1961-1990 hadde vassdraget et årlig tilsig på 282,6 millioner m<sup>3</sup> (Anonym, 2011)

Nakkelva er den andre større elva i dalføret med en total lengde på 12,4 km.

Vassdragsområdet er på 29,0 km<sup>2</sup> og i perioden 1961-1990 hadde dette vassdraget et årlig tilsig på 45,5 millioner m<sup>3</sup> (Anonym, 2011). Fig. 2-14 viser dreneringsområdet for Breivikelva og Nakkelva.

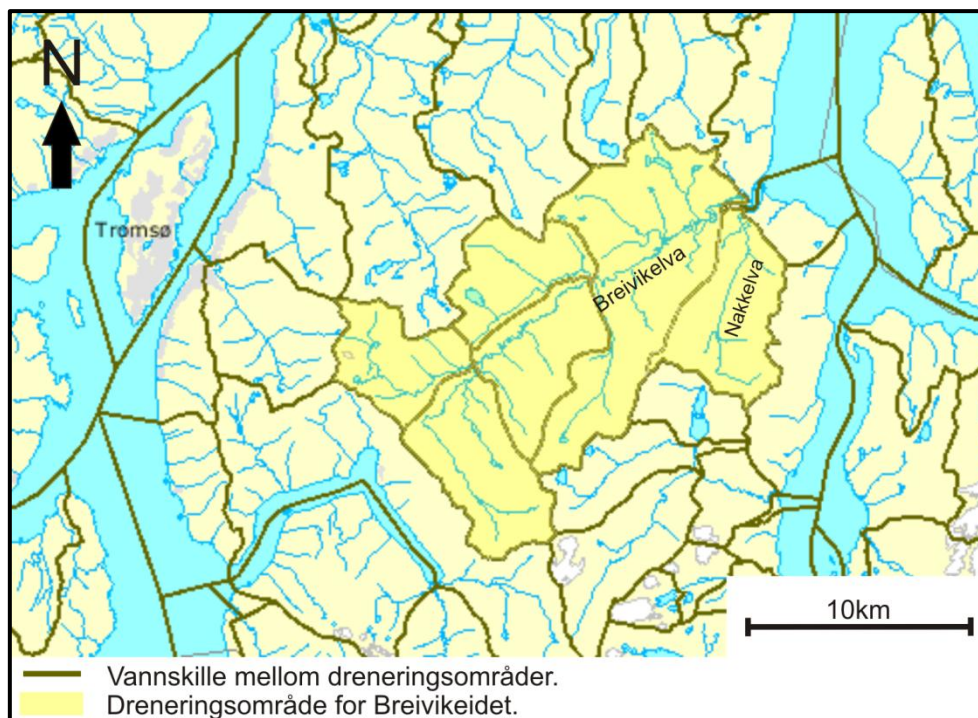


Fig. 2-14 Dreneringsområde for Breivikelva og Nakkelva (gul farge). Vannskillet for omkringliggende landområder er angitt med en brun linje og ekstrapolert utover i omkringliggende havområder. Det merkede området er det totale dreneringsområdet for Breivikeidet Modifisert etter Anonym, (2011).

Nedbøren varierer sterkt innen Troms fylke. Årsnedbøren ligger omkring 750 mm i ytre kyststrøk, men i skjermete dalstrøk faller det bare 300-600 mm (Bjørnbæk 1998). Den nærmeste meteorologiske målestasjon i forhold til Breivikeidet ligger i Tromsø. De absolutte verdiene vedrørende nedbørsmengden i Tromsø by kan ikke direkte overføres til Breivikeidet fordi dette området er noe mer preget av innlandsklima og derav noe mindre nedbør. Imidlertid viser nedbørsmålingene at det må være relativt store variasjoner i vannføringen i både i Breivikelva og Nakkelva på grunn av variasjonene i nedbør. I tillegg til dette kommer også en markant flomtopp under snøsmeltingen om våren. Denne variasjonen i vannføring medfører at det også må være tilsvarende variasjoner i elvas transportkapasitet, og at den største materialtransporten foregår om våren i forbindelse med snøsmeltingen.



## 3 Metoder

### 3.1 Sedimentologisk logging

Feltarbeidet ble utført over to perioder fordelt på sommeren 2010 og 2011. Fem lokaliteter ble undersøkt der nummeret angir rekkefølgen de ble logget i. Lokalitetene 1, 2, 3 og 5 ligger langs Breivikelva, mens lokalitet 4 ligger ved Nakkelva (Fig. 2-5D). Flere arbeider er utført der løsmassene i dalføret er godt kartlagt (se Kap. 2.2). Lokalitetene til dette arbeidet er valgt for primært å studere dannelsen av konkresjoner og skallfaunaen.

Alle lokalitetene ligger i elveskråninger og de har derfor vært delvis dekket av rasmateriale. Loggingen ble utført ved trinnvis å grave frem vertikale tredimensjonale snitt i lokalitetene. Der forholdene tillot det ble trinnene gravet frem ovenfor hverandre, men der rasfaren ble vurdert for stor, ble trinnene flyttet lateralt. Korrelasjon mellom de forskjellige trinnene ble gjort ved å blottlegge karakteristiske lag som kunne følges lateralt mellom de enkelte snittene. Lokalitetene ble logget i målestokk 1:10 på millimeterpapir. For bestemmelse av kornstørrelser i felt er det benyttet et kornstørrelsesmål inndelt etter Udden-Wentworths skala. Kornstørrelsen er bestemt ut fra den dominerende fraksjonen for et lag. I tillegg er det satt opp en litologisk søyle til venstre for loggen som angir hvor mange prosent leire/silt laget inneholder basert på feltobservasjoner.

I loggene er det gjort et skille mellom enkelte klaster og «maximum pebble size». I nivåer der MPS er registrert er det plukket ut 10 av de største observerte klastene og regnet ut gjennomsnittet for deres lengste akse. Verdiene for disse målingene er satt opp i en graf ved siden av loggene for lokalitet 1, 4 og 5. For lokalitetene 2 og 3 er det bare observert ett nivå der det ble funnet tilstrekkelig mange klaster for å bestemme MPS. Verdien for disse lokalitetene er oppgitt som tall til høyre for den stratigrafiske søylen.

Bioturbasjonsgraden ble bestemt i felt. Det skilles mellom lite, moderat og intenst. Symbolet for lite er brukt i nivåer der det har blitt observert en eller to graveganger i et gitt lag. Moderat er brukt når bioturbasjon forekommer jevnt spredt gjennom et lag, mens intenst er brukt når hele laget er omtrent 80 – 100 % bioturbert.

Tegnforklaringen i Fig. 3-1 gjengir symboler og deres betydning slik som de forekommer i loggene.



















	Scour		Skallmateriale (godt bevart)		Leire/silt
	Strømrifler		Skallmateriale (fragmentert)		
	Bølgerifler				
	Forkastning		Water escape structure		
	Konkresjonsflate		Bioturbasjon - Intenst		Sand/Grus
	Konkresjon		Bioturbasjon - Moderat		
	Leireklast		Bioturbasjon - Lite		
	Klast x 10 (MPS)		Plantemateriale		
	Klast				

Fig. 3-1 Tegnforklaring til symbolene brukt i Fig. 7-4 og Fig. 7-5. Det er ikke tatt hensyn til kornstørrelser mindre enn silt og de er derfor logget som leire/silt. For sand og grus brukes samme symbol, mens kornstørrelsen kommer frem av kurven på loggene.

### 3.2 Bulkprøver for skallmateriale

I de nedre/midtre delene av de undersøkte profilene ble det påvist varierende mengder med skeletalt materiale. For å få informasjon om sammensetningen av det skeletale materialet, ble det innsamlet store bulkprøver. Prøvemengden ble standardisert til 10 l, men prøvemengden ble økt til 20 l i de deler av lagrekken hvor det var lite skeletalt materiale. De enkelte prøvetatte intervallene var som oftest opp til 20 cm.

På laboratoriet ble prøvene tørket ved 40 °C i et tørkeskap. Deretter ble det tatt ut en mindre referanseprøve. Den resterende delen av prøven ble veid for å vite utgangsvekten før sikting. Deretter ble materialet våtsiktet der det ble benyttet maskevidder på henholdsvis 16, 8, 4, 2 og 1 mm. Det skeletale materialet samt eventuelle konkresjoner innen de enkelte fraksjonene ble deretter sortert ut. På grunn av tidsnød ble imidlertid kun fraksjonene >2 mm undersøkt videre.

Eventuelle urenheter på skallmaterialet ble skylt/børstet forsiktig av eller fjernet ved ultralydbadbehandling før identifiseringsarbeidet tok til.

Tabell 7-6 viser opptreden av bestemte arter som ble funnet i bulkprøvene. Her er det gjort et skille mellom hele skall og fragmenter ved at fragmentene er listet opp innenfor parenteser. For å kunne anslå hvor ofte en art opptrer i de undersøkte intervallene ble tørrvekten (Tabell 3-1) delt på antall hele skall i prøven (Tabell 7-6). Dette gir en verdi for hver prøve som er uavhengig av den varierende prøvevekten. Ut fra disse resultatene er det satt grenseverdier

som definerer om en art er sjelden, alminnelig eller hyppig forekommende i lagrekken. Disse verdiene er som følger;

- 0 - 0,2 skall/kg – Sjelden
- 0,21 – 1 skall/kg – Alminnelig
- >1,1 skall/kg – Hyppig

Lokalitet	Nivå (cm)	Vekt	Lokalitet	Nivå (cm)	Vekt	Lokalitet	Nivå (cm)	Vekt
1	0 - 20	10,85	3	305 - 325	7,55	4	1469 - 1487	13,30
			3	205 - 225	14,50	4	1380 - 1410	10,85
			3	80 - 125	15,55	4	1260 - 1278	11,20
			3	50 - 70	13,25	4	1103 - 1130	10,60
						4	625 - 645	10,25
						4	548 - 567	5,75
						4	477 - 504	9,45
						4	0 - 25	19,75

Tabell 3-1 Tørrvekten til bulkprøver for lokalitetene 1, 2 og 3. Dette er brukt som utgangsvekt for å bestemme en arts forekommenhet i de undersøkte lagrekkene.

### 3.3 Kornfordeling av terrigent materiale

Alle de kornfordelte prøvene er begrenset til lokalitet 5 (Fig. 2-5D, L5) fordi dette er den eneste av de fem lokalitetene hvor konkresjoner ble påvist. Formålet med kornfordelingsanalysene var å undersøke om det var en sammenheng mellom kornstørrelse og opptreden/form av konkresjoner i lagrekken.

De prøvene som det ble tatt en kornfordelingsanalyse av, er et utvalg av de prøver som ble samlet inn for porøsitetsanalyse og følgelig er innsamlingsmetoden den samme som for porøsitetsprøvene (Kap. 3.4)

Før sikting av sedimentene ble prøvene tørket i tørkeskap ved 45 °C. Prøvemengden ble bestemt ut fra et diagram som viser sammenhengen mellom største forekommende kornstørrelse og minste nødvendige prøvevekt (Lewis og McConchie, 1994). For de prøvene som hadde en startvekt på rund 50 gram ble det kun benyttet våtsikting. De prøvene som har en noe høyere startvekt ble tørrsiktet før våtsiktingen for å redusere vannforbruket.

Siktingen ble utført med en siktesats bestående av sikter med standard maskevidde fra 8 mm til 63µm. I tillegg ble også fraksjonene < 63 µm tatt vare på. Tørrsiktingen ble utført på en Retch vibrator med amplitude 60 og 15 minutters gangtid, som ifølge Lewis og McConchie (1994) gir en tilfredsstillende separasjon. Hensikten med våtsiktingen er å få løst opp eventuelle aggregater som finnes i de minste fraksjonene.

Resultatene av kornfordelingsanalysene er ført opp i Tabell 7-5.

### **3.4 Porøsitetsanalyser**

Formålet med porøsitetsanalysene var å undersøke om det eksisterer en sammenheng mellom sedimentenes porøsitet og konkresjonsdannelse. Ettersom det bare er observert konkresjoner ved lokalitet 5 (L5) ble alle porøsitetsanalysene begrenset til denne lokaliteten.

Porøsitetsanalysene ble begrenset til de delene av lagrekken som inneholdt de største konkresjonene (Fig. 4-25) og her ble det tatt ut prøver over, under og lateralt for konkresjonene.

For å kunne ta ut et fast kjent volum av sedimentene, ble det benyttet en prøvetaker som er utviklet av Eijkelkamp Earth Sampling Group Royal, Nederland. Denne prøvetakeren består av en stålring med en diameter på 53 mm og en høyde på 51 mm som gir et volum på 100 cm<sup>3</sup> (Fig. 3-2). Prøvene ble tatt ut ved å blottlegge en flate som var parallell med lagningen i toppen av den enheten som skulle prøvetas. Ved å presse ringen sakte og bestemt ned i laget var det mulig å ta ut en uforstyrret prøve med kjent volum.

For å kunne få sammenliknbare resultater ble prøvetagningen begrenset til enheter der man visuelt kunne se at kornstørrelsen var relativt homogen.



Fig. 3-2 Porøsitering før prøvetaking av  $100 \text{ cm}^3$  sediment. Den hule ringen er plassert på en lagflate gravd frem i toppen av den enheten som skal prøvetas. Ved å trykke ringen forsiktig ned i sedimentet, er det mulig å ta ut eksakt like store prøver.

Etter innsamling ble prøvene tørket i tørkeskap ved  $40 \text{ }^\circ\text{C}$  og deretter veid. Porøsiteten til prøvene ble beregnet på følgende to måter:

Ved å gjøre den antagelsen at kvarts er det dominerende materialet i prøven kan man med kjent volum, vekt og kvartsens egenvekt gjøre et estimat for av porøsiteten. Ved å ta prøvens vekt og dele med egenvekten til kvarts får man et teoretisk volum av kvarts i prøven. Dette volumet trekkes fra det totale volumet av den innsamlede prøven noe som gir en teoretisk verdi på porøsiteten til prøven.

I tillegg til denne metoden ble porøsiteten beregnet med en mer direkte metode der en kjent mengde vann ble målt opp i en glasskolbe og prøven tilsatt. Endringen i volum tilsvarer mengden tilsatte sediment og følgelig er porøsiteten gitt ved det kjente volumet av prøven ( $100 \text{ cm}^3$ ) minus endringen i volum i glasskolben.

Kilder til usikkerhet i bestemmelsen av porøsiteten vil i stor grad knytte seg til at man antar at prøvene er kvartsdominerte og at de andre mineralene har en relativt lik egenvekt.

Petrografiske undersøkelser har imidlertid vist at kvarts og feltspat er dominerende mineraler, og da begge disse har en egenvekt omkring  $2.6 \text{ g/cm}^3$  blir måleusikkerheten relativt liten.

Dette fremgår også av at begge metodene ga god overensstemmelse ved beregning av porøsiteten i de enkelte prøvene (Tabell 7-1).

### **3.5 Tynnslip**

Til dette arbeidet ble det laget to tynnslip av løstliggende konkresjoner samt to orienterte konkresjoner i profilet ved Lokalitet 5 (Fig. 2-5D, L5). De to orienterte konkresjonene er avmerket på loggen i Fig. 4-25. For lettere å kunne se porerommene ble alle prøvene støpt inn i en blåfarget epoksy før selve tynnslipfremstillingen (Se Fig. 4-27 og Fig. 4-28).

Tynnslipene ble undersøkt både ved standard mikroskopering og ved katodeluminescensmikroskopi. Ved katodeluminescensundersøkelsene ble det benyttet en Nikon LABOPHOT-2 der det var montert et luminoskop av merket Nuclide ELM-2A. Luminesensen til de enkelte mineralene er sterkt avhengig av spenning, strømstyrke og kammertrykk. For å få sammenliknbare resultater ble derfor alle tynnslipene undersøkt ved en spenning på 13,5 kV, 1 mA og kammertrykk omkring 120 millitorr. Teknikken bak katodeluminescensmikroskopi er beskrevet av Marshall (1988). Ved standard mikroskopering ble det benyttet et Leica DMLP mikroskop der det var montert et kamera av typen Leica DC 300F.

### **3.6 Metode Leco Måling av totalt karbon (TC), totalt svovel (TS) og totalt organisk karbon (TOC)**

Målinger av totalt karboninnhold (TC), totalt svovelinnhold (TS) og totalt organisk karboninnhold (TOC) ble foretatt på 28 prøver av siltholdig leire fordelt på 3 profiler. Hensikten med disse målingene var å få et skjønn på bunnvannets oksygeninnhold og salinitet under avsetningen. Da denne analysemetoden er begrenset til finkornete terrigene sedimenter, var det ikke mulig å benytte denne teknikken for de øvre grovere delene av lagrekken. Før analysen ble prøvene tørket i tørkeskap ved 40 °C. Deretter ble de knust til et fint pulver i en elektrisk morter (Mortar Mill RM200 fra Retsch) og deretter tørket igjen i et varmeskap ved 65 °C i minimum 12 timer. Etter tørring ble en prøvemengde på ca 0,3 til 0,4 gram veid opp i en keramisk digel som ble tilsatt en fast mengde Lecocel II og Iron chip accelerator for å øke forbrenningsprosessen. I brennkammeret på LECO CS2000 ble prøvene forbrent i en O<sub>2</sub> atmosfære. Ut fra mengden av forbrenningsgassene CO<sub>2</sub> og SO<sub>2</sub> måles automatisk TC og TS ved hjelp av en IR detektor.

For å måle totalt organisk karbon (TOC) ble det veid opp ca 0,3 til 0,4 gram, men for prøver med mye skallmateriale ble prøvemengden satt til ca 0,6 gram fordi syrebehandlingen fører til vekttap som kompenseres ved å øke brutto prøvevekt. Under syrebehandlingen ble det benyttet ca 3 ml 2 M HCl. Etter syrebehandling ble prøvene tørket i varmeskap ved 65 °C i en time. Etter endt tørketid ble prøven vasket med destillert vann før syrebehandlingen ble gjentatt. Denne prosedyren ble gjentatt helt til alt skallmateriale og klastiske karbonatkorn var løst opp.

Etter syrebehandlingen ble materialet skylt 8 ganger med destillert vann for å være sikker på at alle syrerester samt biproduktet CaCl<sub>2</sub> var fjernet. Deretter ble de keramiske diglene med materialet tørket ved 90 °C i 12 t. Den etterfølgende forbrenningsprosedyre er som for måling av TC og TS.

Instrumentet ble kalibrert ved å kjøre Lecostandarder, blanke prøver, og den internasjonale standarden 501 – 506 STD som har et karbon- og svovelinnhold på henholdsvis, 0,832 ± 0,011 % og 0,0113 ± 0,0008 %

Presisjonen til CS-200 er av fabrikanten oppgitt til å være 2 ppm eller 0,5 % RSD (Relative Standard Deviation) for karbon og 2 ppm eller 1,5 % RSD for svovel, eller hva som er størst.

### 3.7 <sup>14</sup>C datering

Som nevnt i innledningen foreligger det ingen dateringer av prøvene som er sendt inn til <sup>14</sup>C analyse. Dateringer som ligger i tilknytning til mine lokaliteter er begrenset til en datering av Corner og Fjalstad (1993) oppgitt til  $9060 \pm 80$  år BP og to dateringer fra Hanken (pers. med. jan. 2012). Dateringen til Corner og Fjalstad (1993) ble gjort ca 750 m nord-nordøst for lokalitet 3 (Fig. 2-5D) på *Macoma calcarea* fra bottomsetlagene i nedre del av profilet vist på Fig. 2-6. Dateringene til Hanken er gjort ca 30 m nordøst for lokalitet 5 (Fig. 2-5D).

Dateringene i Kap. 4.5 er utført ved AMS Laboratory Institute of Physics and Astronomy University of Aarhus 2001. Alder oppgitt i konvensjonelle <sup>14</sup>C år BP (BP = 1950) er i overensstemmelse med den internasjonale konvensjon etter Stuiver og Polach (1997).

Dateringene er utført på materiale av marint opphav (*Macoma calcarea*), havets reservoareffekt er oppgitt til 400 år. De korrigerede aldrer er listet i kolonne 3 i Tabell 4-1.

Kalibrerte aldrer i kalenderår er gitt fra kalibrasjonstabeller av Stuiver et al.(1998)



## 4 Resultater

### 4.1 Sporfossiler

Sporfossiler fra kvartære sedimenter i Norge er relativt dårlig kjent til tross for at de stedvis kan være ganske alminnelig forekommende. I Nord-Norge har kun Corner og Fjalstad (1993) beskrevet *Teichichnus* isp. og *Chondrites* isp. fra Breivikeidet. I dette arbeidet ble også spredte *Skolithos* isp. samt gravespor etter muslinger og uidentifiserte fluktspor observert. Til tross for at det er kjent reservert bioerosjon på skeletalt materiale fra Nord-Norge (Bromley og Hanken, 1981), ble ikke dette påvist i det Holocene materialet fra Breivikeidet.

Foresetlagene ved lokalitet 4 (Fig. 7-5) er generelt mer bioturbert enn de tilsvarende lagene ved lokalitet 5 (Fig. 7-5). Fluktspor er observert flere steder i lagrekken ved lokalitet 4 og 5. Fig. 4-1 viser et fluktspor fra lokalitet 5 nivå 694 cm. Typisk for disse sporene er de bryter med den horisontale lagningen slik at materiale fra overliggende lag bøyes ned mot et sentrum der den primære lagningen i stor grad blir borte. Ut mot ytterkantene av sporfossilet er lagningen i større grad intakt og kan følges tilbake til sitt primære nivå. De fleste har sitt utgangspunkt i lag eller lamina av leire/silt og kan ofte følges gjennom flere vekslende lag under. Sporfossilet avbildet på Fig. 4-1 er ca 10 cm høyt og har en utstrekning som samsvarer med andre observerte fluktspor, mens graden av deformasjon og bevarelse av den primære lagningen varierer stort.



Fig. 4-1 Uidentifisert fluktspor (nivå 694 cm ved lokalitet 5). Lagene nærmest sporfossilet er bøyd ned (“burrow halo”). Målestokken er 10 cm.

Alle observasjoner av *Skolithos* isp. er ble funnet i lag med innslag av leire/silt og de finere fraksjonene av sand. Disse fremstår i lagrekken som tynne rør med den diameter opptil 4 mm og en lengde på maksimalt 5 cm. De fleste har en nær vertikal orientering som ofte krysser hverandre helt eller delvis. I Fig. 4-2 er det vist et eksempel fra lokalitet 5 nivå 635 cm der sporfossilene består av leire/silt og trenger ned i lag av medium sand. *Skolithos* isp. er kjent fra mange forskjellige avleiringsmiljøer, men er mest alminnelig forekommende i høyenergi gruntvannsavsetninger (se f. eks. Fillion og Pickerill, 1990). De representerer “dwelling” og “feeding burrows” til annelider og phoronider (Alpert, 1974).

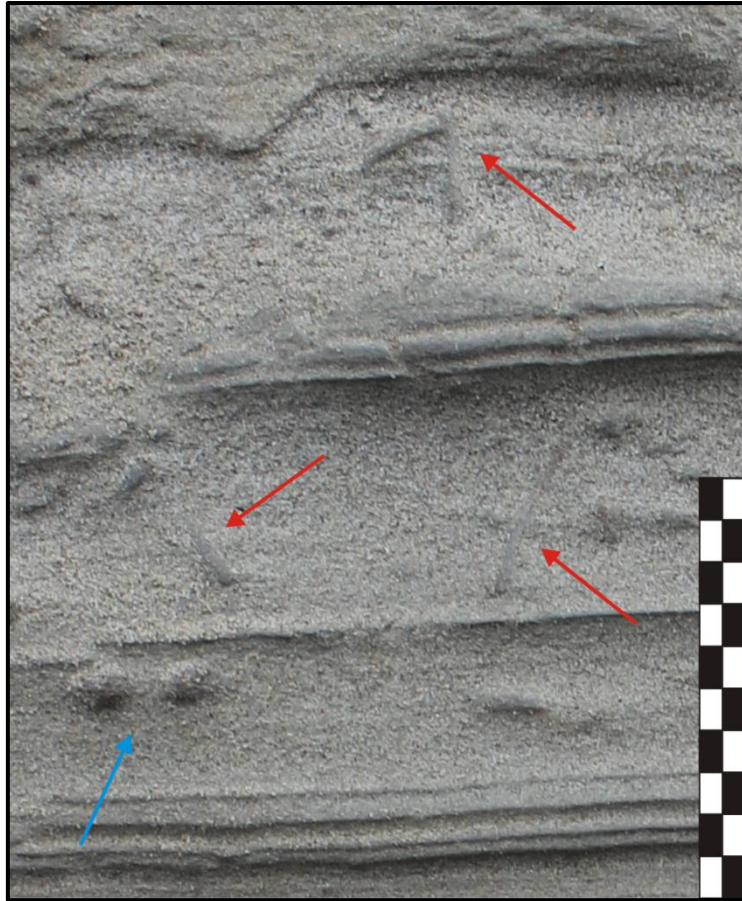


Fig. 4-2 *Skolithos* isp. (røde piler) i nivå 625 cm, lokalitet 5. Blå pil peker på to små kongresjoner. .  
Målestokken er 10 cm.

*Teichichnus rectus* er funnet ved lokalitet 4 og 5. Fig. 4-3 viser den største som ble observert under feltarbeidet som var ved lokalitet 5 nivå 694 cm. Denne er ca 15 cm høy og har en bredde som varierer fra ca 1,5 cm på det smaleste, til ca 3 cm i bunn. De retrusive spreitene er dårlig bevart i de observerte eksemplarene grunnet lite leire/silt i innfyllingene. *Teichichnus* isp. er en «dwelling/feeding» struktur som dannes som en respons på sedimentasjonsraten som dyret holder tritt med. Sporfossilet kan opptre svært hyppig i brakkvannsavleiringer og i laguner (Pemberton et al.2001).



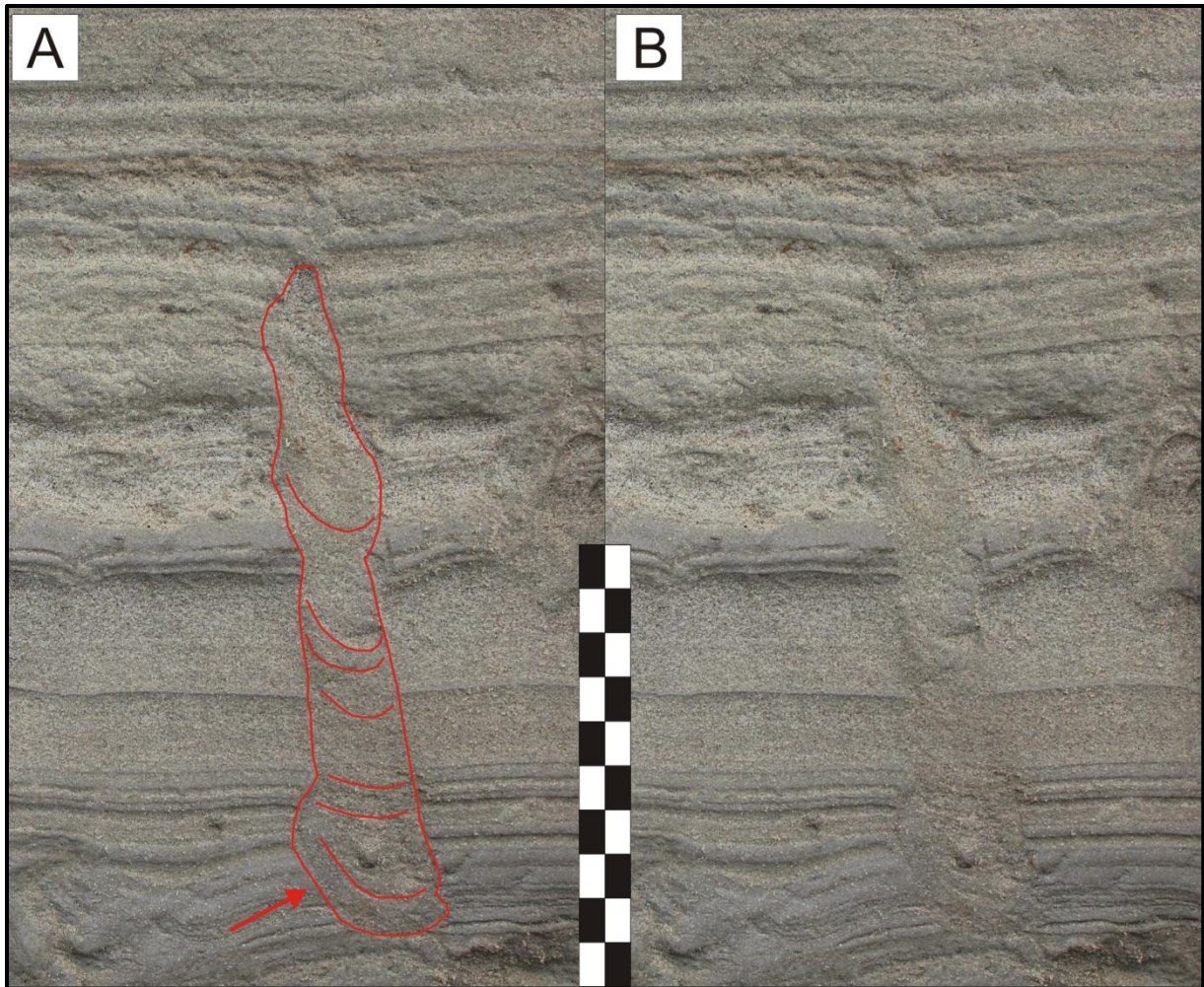


Fig. 4-3 *Teichichnus rectus* fra nivå 694 cm, lokalitet 5. A) Omrisset og spreiten er markert med rødt. Konkresjonen inne i gravegangen (markert med rød pil) viser at utfellingen har skjedd etter at gravegangen ble forlatt. B) Samme bilde som i A) uten markeringer. Målestokken er 10 cm.

## 4.2 Makrofossiler

Det ble innsamlet 13 bulkprøver fordelt på lokalitetene 1, 3 og 4. I lokalitet 2 ble det ikke observert skallmateriale og ingen prøve ble hentet ut fra lokaliteten. Grunnet tidsnød ble det ikke samlet inn prøvemateriale fra lokalitet 5 og alle observasjoner fra denne lokaliteten er kun basert på observasjoner i felt.

Det skeletale materialet er dominert av muslingfragmenter (Tabell 7-6). Rur og snegler er mindre vanlig, og rester av kråkeboller er sjeldne. Det identifiserbare skallmaterialet ble bestemt på grunnlag av beskrivelsene til Jensen og Spärck (1934), Oliver et al. (2010), Petersen (1999, 2001), Sars (1878), Sneli (1975), og Stephensen (1933).

Den høyeste tettheten og diversiteten forekommer i nivået 80 – 105 cm, lokalitet 3 (Tabell 7-6). *Macoma calcarea* er utbredt i de fleste fraksjoner av de undersøkte prøvene der identifiserbare skallfragmenter opptrer som alminnelig eller hyppig i de finkornede intervallene. *Mya truncata* er også til stede, men i noe mindre grad. *Abra nitida* og *Abra* sp. indet. er alminnelig forekommende i finkornede intervaller. Som det fremgår av Jensen og Spärck (1934), er små eksemplarer av *Abra nitida* vanligvis vanskelig å skille fra *Abra alba*. Dette betyr at små eksemplarer kun har blitt bestemt til *Abra* sp. indet. Videre forekommer *Arctica islandica*, cardiid sp. indet., *Mytilus edulis* og andre arter (Tabell 7-6). I kontrast til dette står de grovkornete intervallene som i stor grad er preget av en mye lavere diversitet og tetthet av skeletalt materiale. Skallfragmenter er sjeldne og de fleste av dem er uidentifiserbare. *Macoma calcarea* og cardiid sp. indet. har imidlertid blitt påvist.

Paleofaunaen omfatter arter som alle er godt kjent fra nordlige farvann i dag. De enkelte artenes krav til temperatur, salinitet og dybde er vist i Tabell 7-7. Forekomsten av f.eks. *Crenella decussata*, *Mya truncata* og *Mytilus edulis* er typisk for gruntvannsavsetninger. Kun *Thyasira sarsii* er atypisk for gruntvannforhold. Peacock (1989) oppsummerte at *T. sarsii* lever på dybder i intervallet 100-600 m, men Oliver et al. (2010) påpekte at dybdeintervallet på britisk sokkel er 80-220 meter. Dette er også kjent fra norsk sokkel og norske fjorder. Noe brakkvann og/eller normal marine forhold eksisterte under avsetning av finkornede intervaller, de fleste artene har en stor toleranse overfor salinitetsvariasjoner (Tabell 7-7). Kortvarige bunnstrømmer av brakkvann kan ha skjedd lokalt. Ettersom de grovkornede intervallene inneholder resedimenterte skallfragmenter, er tolkningen av saliniteten vanskelig å anslå for disse delene av lagrekken.

Generelt inneholder lagrekken disartikulerte muslingskall som ofte også er fragmenterte og til dels abraderte (Fig. 4-4) Skall av *Macoma calcarea* er sjelden bevart in situ i finkornede intervaller i nedre del av lagrekken. Havstrømmene kan lokalt ha erodert de øvre deler av bunnsedimentene og omarbeidet de fleste endobentiske muslingene. Skeletalt materiale innenfor de finkornede intervallene er generelt bedre bevart enn i de grovkornete intervallene der de generelt er betydelig dårligere bevart, ettersom de er mer fragmenterte og partielt oppløste (Fig. 4-4). Oppløsningen synes derfor å ha skjedd etter endelig avsetning. Surt porevann var trolig avgjørende for oppløsningen av skallmaterialet. Totalt sett blir lagrekken grovere mot toppen av sekvensen, noe som indikerer høyere hydrodynamisk energi under

avsetningen. Dette kan forklare hvorfor skallene er mer fragmenterte og dårligere bevart oppover i lagrekken.

Totalt sett er paleofaunaen rik på gravende endobentiske muslinger (Tabell 7-6). Disse muslinger er karakteristiske for habitater med bløtbunn bestående av sandig silt til siltig sand. For eksempel lever *Mya truncata* i vertikale graveganger under havbunnsoverflaten (Petersen 1999). *Arctica islandica*, *Cerastoderma edule* og *Macoma calcarea* er andre eksempler på gravende muslinger. Som gravende organismer er de godt tilpasset habitater med moderate vannstrømmer, noe erosjon og avsetning. Noen av artene er epibentiske, slik som for eksempel sneglene *Lepeta caeca* og *Littorina littorea*. *Mytilus edulis* og rur lever fastsittende på hardt substrat slik som fjell, stein og skeletalt materiale.

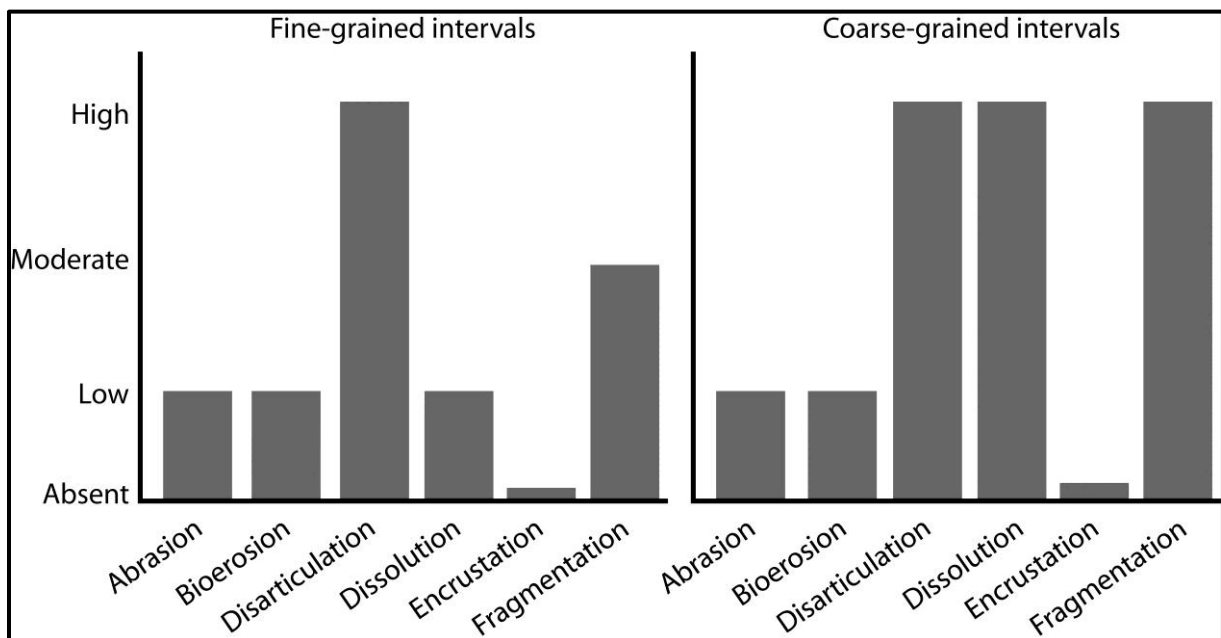


Fig. 4-4 Skjematisk fremstilling av hvilke former for nedbrytning som er dominerende for intervaller med fine og grove sedimenter. For de finkornete sedimentene gjelder nivåer knyttet til Lokalitet 1, 3 og 4 og er basert på undersøkelser av innsamlete bulkprøver. Skallmateriale fra grovkornete sedimenter er basert på feltobservasjoner ved lokalitet 5.

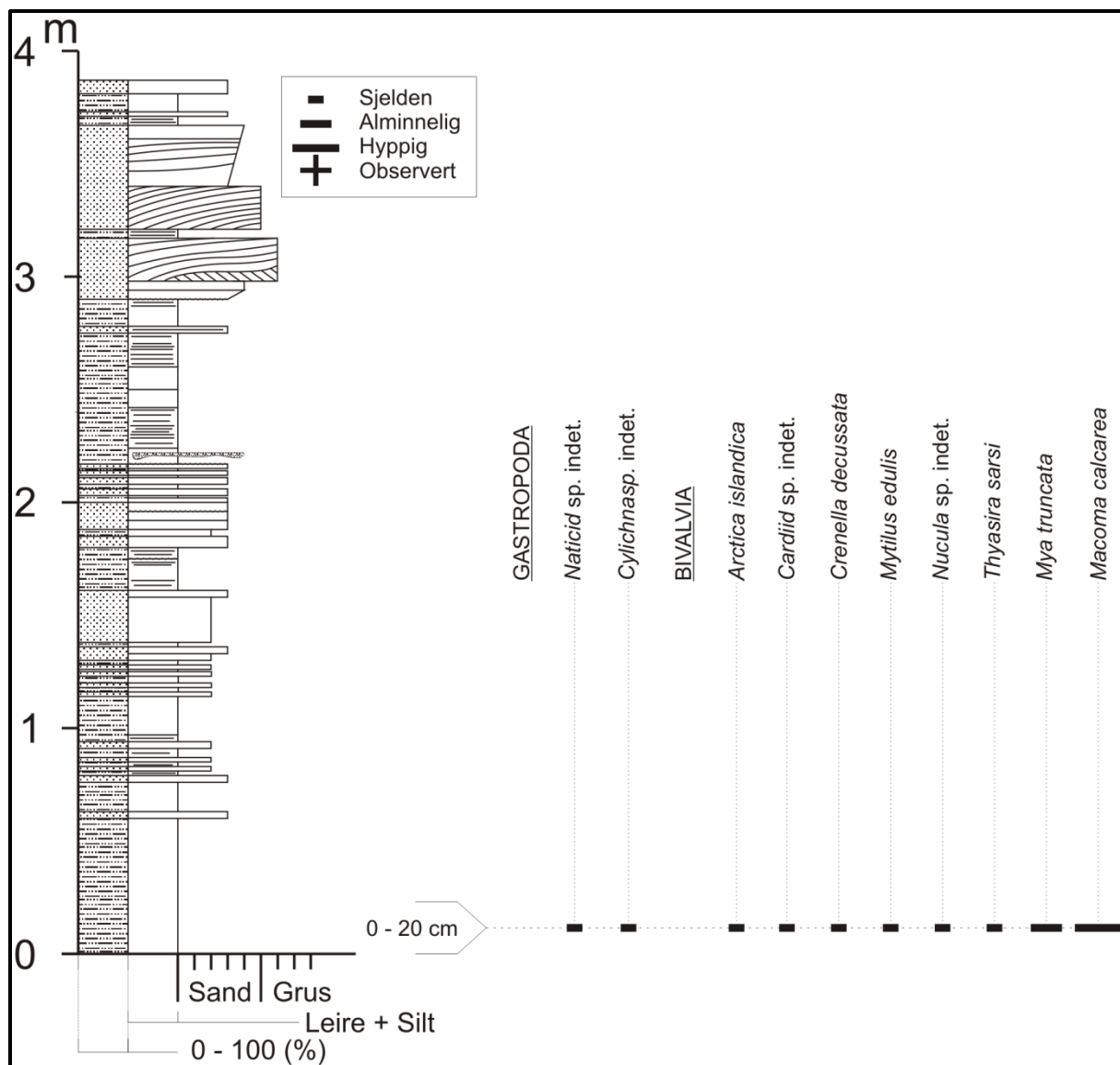


Fig. 4-5 Ved lokalitet 1 ble det i felt kun observert skeletalt materiale i basis av profilet, og av den grunn ble prøveinnsamlingen begrenset til dette nivået. Som det fremgår av de økologiske parametrene for de enkelte artene Tabell 7-7 er faunasammensetningen typisk for grunne, kalde farvann.

I Tabell 7-7 er det listet opp økologiske data for de enkelte artenes krav til levevilkår med hensyn på temperatur, salinitet og dybde. Ved å benytte disse opplysningene i en sedimentologisk kontekst har det vært mulig å kunne gi en vurdering av de skiftende avleiringsforholdene så vel vertikalt som lateralt for nordøstre del av Breivikeidet.

I lokalitet 1 (Fig. 1-1) er prøvene tatt fra de nederste 20 cm i profilet. De to dominerende artene i dette nivået er *Mya truncata* og *Macoma calcareea* som trenger en minimum sommertemperatur på henholdsvis 4,5 °C og 4 °C. *Arctica islandica* er i dette nivået den arten som har det høyeste kravet til minimum sommertemperatur på 8,5 °C. Av de påviste artene



krever *Thyasira sarsi* høyest salinitet med en minimumsverdi på 23 ‰. Begge de to sistnevnte artene er begge sjeldent forekommende i dette nivået, men gir like fullt en indikasjon på hva minimumsverdiene for temperatur og salinitet var under avsetningen av sedimentene i denne del av lagrekken.

Lokalitet 3 (Fig. 4-6) har den største variasjonen i artsmangfold av de undersøkte lokalitetene.

I bunnen av profilet ved nivå 50 -70 cm er det fire arter som kan gi en indikasjon på temperatur og salinitet under avsetningen. Høyeste krav til minimum sommertemperatur er gitt ved *Mya truncata* som krever et temperaturminimum på 4,5 °C, mens *Macoma calcarea* krever en noe høyere temperatur (5 °C). *Thyasira sarsi* og *Yoldiella lenticula* er minst tolerant overfor lave salinitetsverdier og må ha et minimum på henholdsvis 23 ‰ og 33 ‰.

Nivået 80 – 105 cm viser et betydelig større artsmangfold i forhold til prøvene tatt ut over og under. Ut fra Tabell 7-7 kommer det frem at dette trolig skyldes en betydelig økning i temperatur i vannmassene under avsettelse av dette nivået. *Abra nitida* har et minimumskrav til temperatur på 10 °C, mens *Lepeta caeca*, *Acanthocardia echinata*, *Crenella decussata* og *Nuculana pernula* har et krav til en salinitet på 12 ‰. *Yoldiella lenticula* og *Thyasira sarsi* som ble påvist i nivået 50 – 70 cm har et betydelig høyere krav til salinitet og er ikke påvist i dette nivået. Dette kan tyde på at vannmassene i tillegg til å bli varmere, også blir mer brakkere.

I nivåene 205 – 225 cm og 305 – 325 cm har artsmangfoldet redusert seg kraftig sett i forhold til nivået under (80 – 105 cm). Forholdene for salinitet og temperatur er i begge nivåene er gitt ved artene *Thyasira sarsi* (23 ‰) og *Abra Nitida* (10 °C). Ved nivå 205 – 225 er *cardiid* sp. indet påvist og utgjør den eneste forskjellen i fauna for disse to nivåene. Dette indikerer at temperaturen har forblitt høy i vannmassene mens saliniteten faller tilbake til samme forhold som ble beskrevet for nivå 50 – 70 cm.

I lokalitet 4 (Fig. 4-7) er det kun påvist skeletalt materiale ved 0 – 20 cm. I likhet med lokalitet 1 er det også ved denne lokaliteten *Artica islandica* og *Thyasira sarsi* som definerer minimums verdier for henholdsvis temperatur og salinitet. Av Tabell 7-7 bestemmes verdien for minimums temperatur til 8,5 °C og salinitet til 23 ‰ for dette nivået.

Ved lokalitet 5 er som tidligere nevnt ikke samlet inn bulkprøver for skallmateriale og følgelig vanskelig å si noe sammensetningen av paleofaunaen og gi en klassifikasjon av denne. Ut fra de betraktninger som er gjort i felt er det tydelig at det skeletalt materialet knyttet til de generelt grovere sedimentene ved denne lokaliteten er betraktelig mer fragmentert. I tillegg er det i flere nivåer observert fragmenter av skall som i varierende grad viser tegn til oppløsning. Spesielt er *Mytilus edulis* (Hanken pers. med januar 2012) sterkt påvirket, og skallene fra øvre del av lagrekken kan ofte være bevart i form av tynne fibre som knapt henger sammen. Det samme ble observert under feltarbeidet for denne oppgaven, men noe lavere ned i lagrekken ved nivå 759 cm (Fig. 4-16). Andre uidentifiserte fragmenter, men som lett kan utelukkes som *Mytilus edulis*, er stedvis så påvirket av oppløsningen at de fremstår som plastiske tynne fibre som knapt henger sammen. Det skeletale materialet fra rur og kråkeboller består av kalsitt mens muslinger og snegler har en mer variabel mineralogi bestående av aragonitt, kalsitt eller begge deler. Skallene kan også ha forskjellige mikrostrukturer (Bøggild, 1930; Taylor et al., 1969; Carter, 1990), og disse faktorene er avgjørende for deres oppløselighet i meteorisk vann. Denne mer eller mindre omfattende oppløsningsprosessen kan ha influert på sammensetningen av det identifiserbare skeletale materialet slik at spesielt i den øvre delen av lagrekken er enkelte arter blitt underrepresentert.

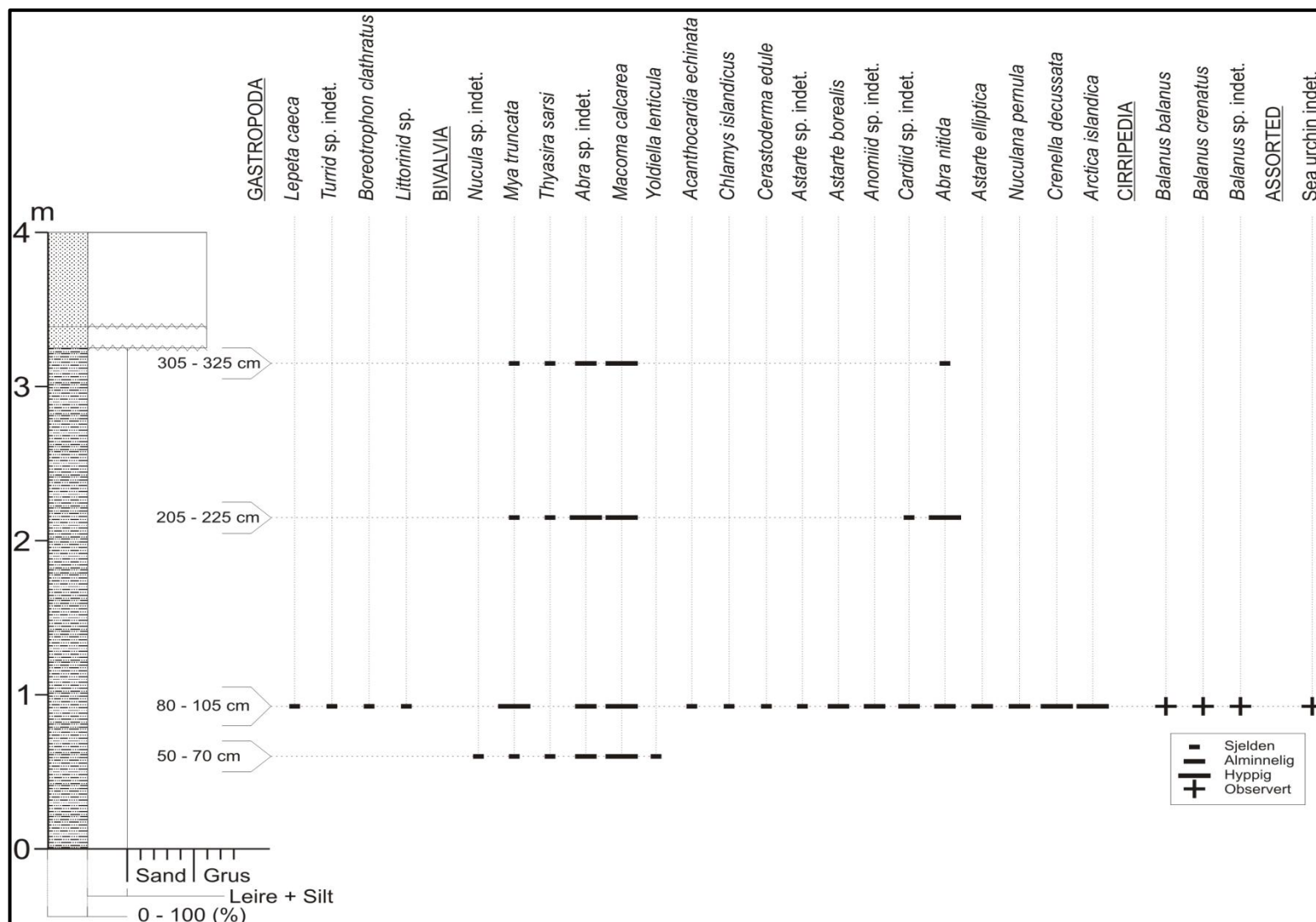


Fig. 4-6 Variasjon i skeletalt materiale i profil 3. De enkelte bulkprøvene, som danner grunnlaget for analysen, er tatt over et intervall på ca 20 cm (nivåene angitt i cm over basis til høyre for loggen). Tegnforklaring, se Kap. 3.1.

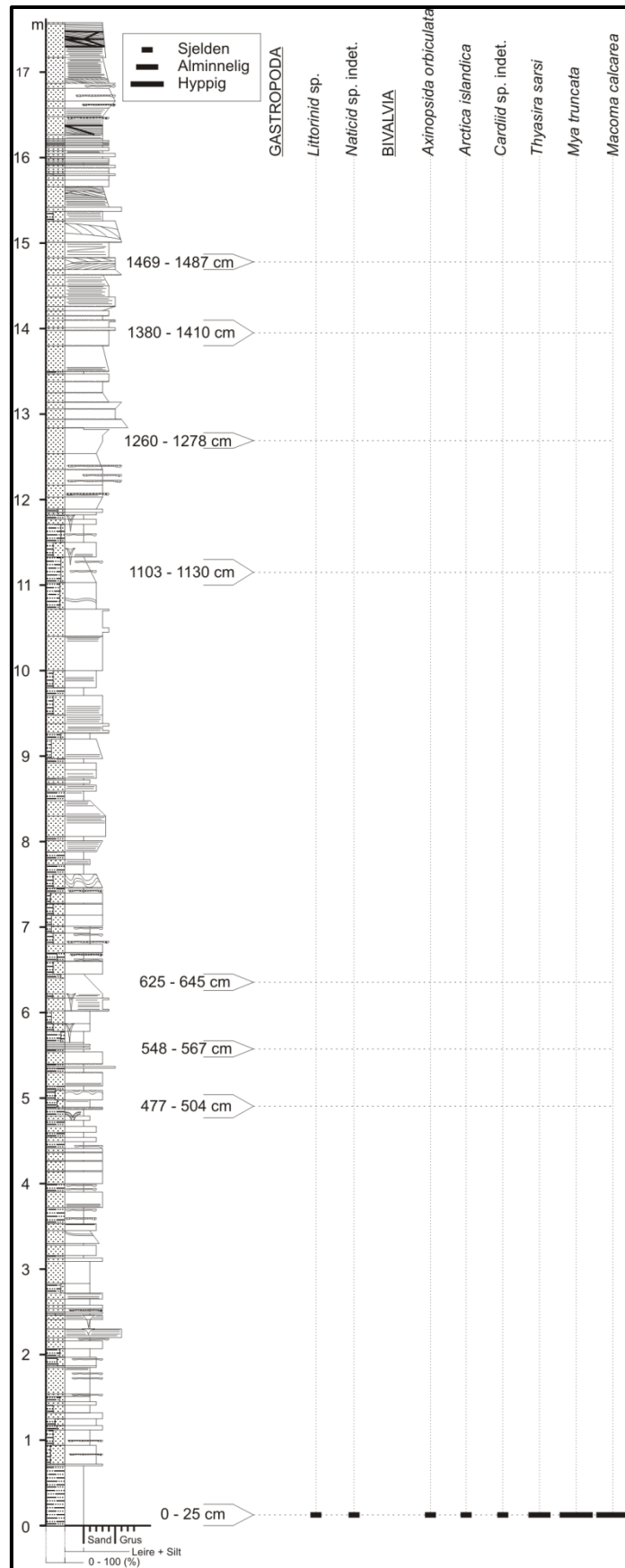


Fig. 4-7 Opptreden av arter satt opp mot stratigrafien ved lokalitet 4. Grenseverdier som definerer opptreden av en art er gitt i teksten.

### 4.3 Konkresjoner

Det ble kun påvist konkresjoner ved lokalitet 5 (Fig. 2-5D) De øverst påviste konkresjonene er ved 1079 cm der de fremstår som runde aggregater med en diameter på ca 0,5 cm bestående av medium til grov sand og er dårlig sementert. Formen og størrelsen sammenfaller med det som kan regnes som karakteristisk for lokaliteten, men kornstørrelsen er avvikende da de fleste konkresjoner er observert i lag eller lamina av meget fin sand.

Fig. 4-8 viser konkresjoner som betegnes som typiske for denne lokaliteten, med tanke på størrelse, form og opptreden i lagrekken. Prøven som er avbildet i Fig. 4-8 er tatt ut i nivået 50 – 70 cm i en enhet bestående av vekslende lag/lamina av veldig fin sand og leire/silt. Fig. 4-8A viser konkresjoner som ligger lateralt for hverandre avgrenset av et tynt lamina av leire/silt mot bunnen markert med to piler. I Fig. 4-8B er konkresjonene gravd frem for å avdekke opptreden i laget deres geometriske form. Disse konkresjonene er stratabundet med en rund eller oval form der nærliggende konkresjoner kan være mer eller mindre sammenvokste. (Fig. 4-8).

Det samme kan sees i Fig. 4-9 Konkresjonene i dette nivået (828 – 859 cm) består av veldig fin sand og har konkresjoner som er stratabundet. Generelt virker konkresjonene noe større ved dette nivået, men har en form der aksene som følger lagningen er størst.

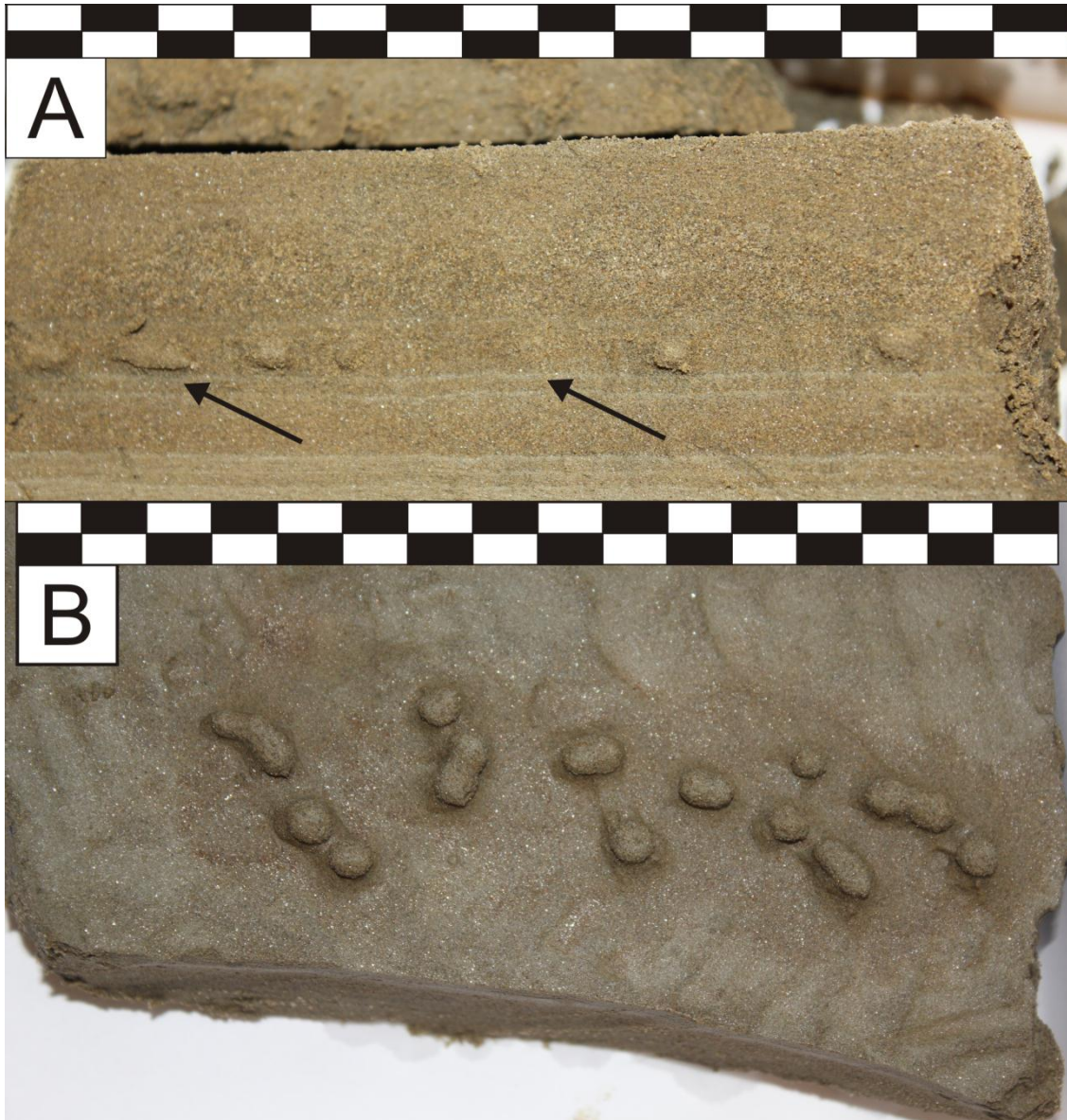


Fig. 4-8 Prøve fra lokalitet 5, 70 -100 cm bestående av vekslende lag av veldig fin sand og leire/silt (Fig. 7-5). Konkresjoner av denne typen er karakteristisk for denne lokaliteten. A) Konkresjoner som følger lagningen av veldig fin sand. Pilene viser lamina av leire/silt. Legg merke til at ingen konkresjoner har vokst gjennom silt/leire-laget under. B) Konkresjoner fra samme lag som vist i A er gravd fram. (Merkene på overflaten er et resultat av graveredskopene som ble brukt og har ingen tilknytning til avsetningen). 1 rute i målestokken tilsvarer 1 cm.





Fig. 4-9 Konkresjoner ved lokalitet 5, nivå 828 – 859 cm (se logg. Fig. 4-25 NØ). Konkresjonene er stratabundet og følger den deformerte lagningen. Formen varierer fra runde, ovale til mer eller mindre flate.. Målestokken er 10 cm

Den største utbredelsen av konkresjoner ble avdekket ved nivå 1009 cm. Ved dette nivået ble det avdekket en større flate av konkresjoner. Konkresjonenes tykkelse varierer fra 4 cm i den SV-delen til 14 cm i den NØ-delen. Lengden av flaten i NØ – SV retning er ca 2 meter, mens den avdekte bredden varierer fra 60 cm i SV til 10 cm i NØ. Sementeringsgraden varierer der konkresjonen er best sementert i de mer finkornete deler av lagrekken (veldig fin sand) mens der utfellingen har skjedd i medium sand er det mindre sementutfelling. (Fig. 4-10).



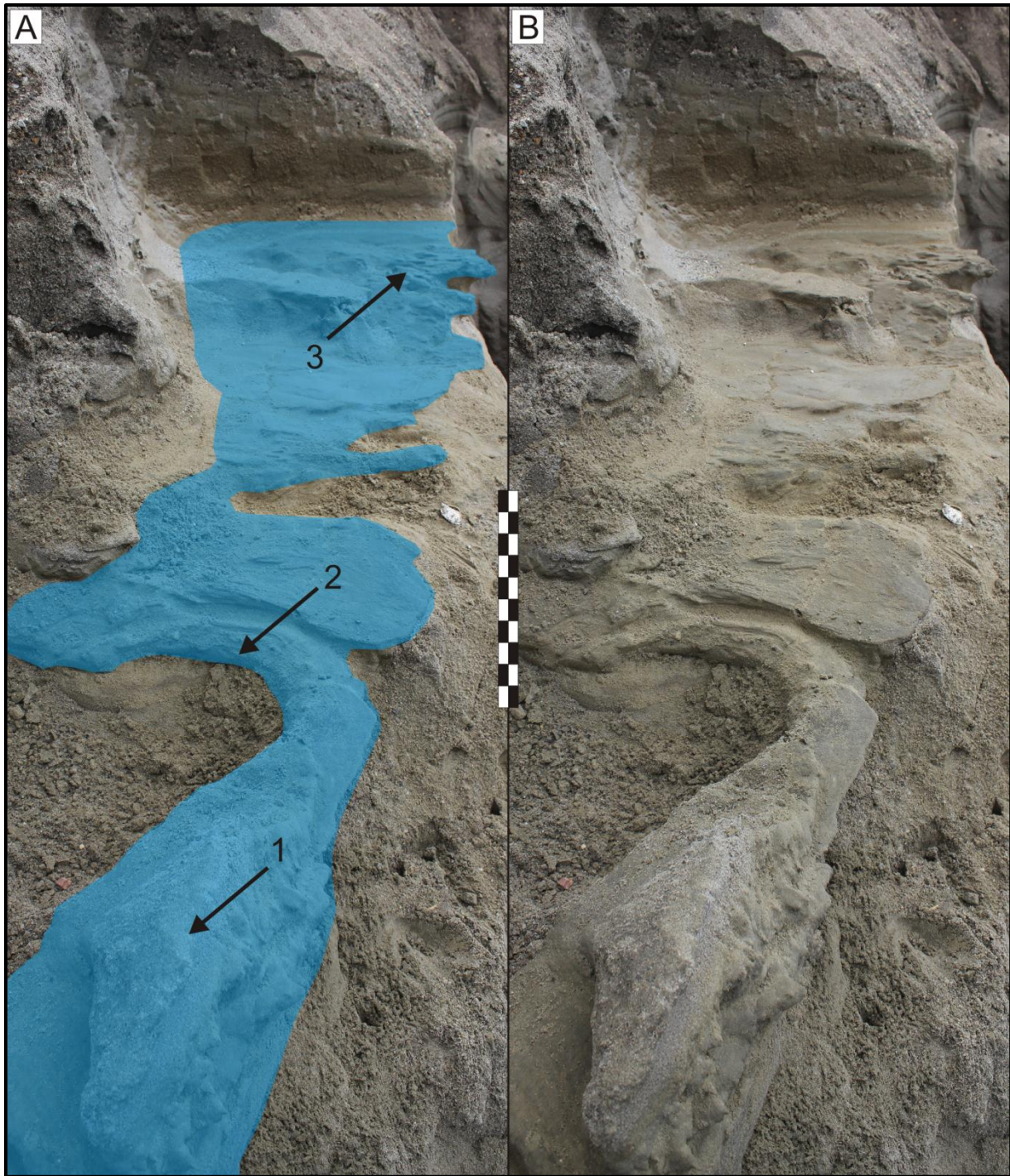


Fig. 4-10 Stor, uregelmessig stratabundet konkresjon ved lokalitet 5 i nivå 1009 cm (bildet er tatt mot SV). A) Blå farge viser den blottlagte delen av konkresjonen. Pil 1 viser området for konkresjonsdannelse i medium sand, og tynnslipstudier fra denne delen viser at konkresjonen var dårligst sementert i disse grovere sandlagene. Pil 2 indikerer en erosjonskontakt der inntilliggende grov sand ikke har blitt sementert. Pil 3 indikerer hvor prøven 1009F ble tatt ut (se beskrivelse i Kap. 4.8). Fig. 4-11 viser et tverrsnitt gjennom konkresjonen og hvordan denne er dannet i en deformert lagrekke. B) Samme bildet som i A) uten anvisninger. Målestokken er 30 cm.



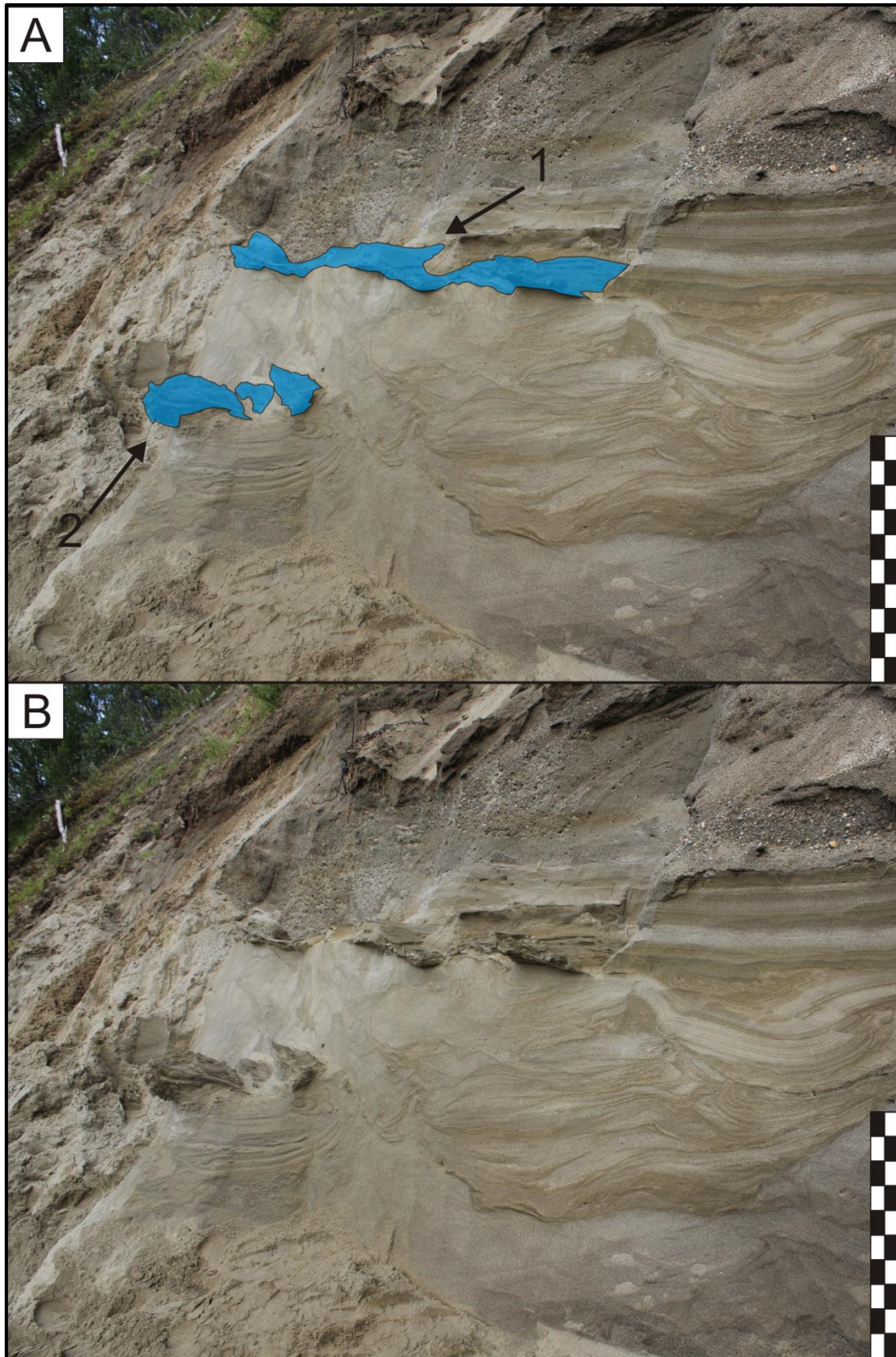


Fig. 4-11 A) Konkresjoner markert med blå farge. Pil 1 viser den største utbredelsen av konkresjoner som er observert (1009 cm). Pil 2 viser en konkresjonsdannelse som har fulgt noe av de finere fraksjonene i det deformerte laget. B) Samme bildet som i A) uten anvisninger. Lokalitet 5, ~920 til ~1100 cm. Målestokk 50 cm. Bildet tatt mot NØ.



I Fig. 4-12A er den SV- delen av konkresjonsflaten avbildet. Denne delen av konkresjonsflaten fremstår som mest massiv mot bunnen av laget, mens den mot toppen består av flere konkresjoner som mindre grad er sementert fast i flaten. Pilene indikerer linjementer på overflaten av konkresjonen. Noen av disse utgjør lengste akse på konkresjoner som av varierende grad er sementert fast i den underliggende flaten, mens andre piler representerer så forsenkninger og rygger. Samme prinsipp kommer tydeligere frem i Fig. 4-13A der konkresjonene terminerer mot erosjonskontakten og klart viser hvordan den dominerende utfellingen følger laget av veldig fin sand.

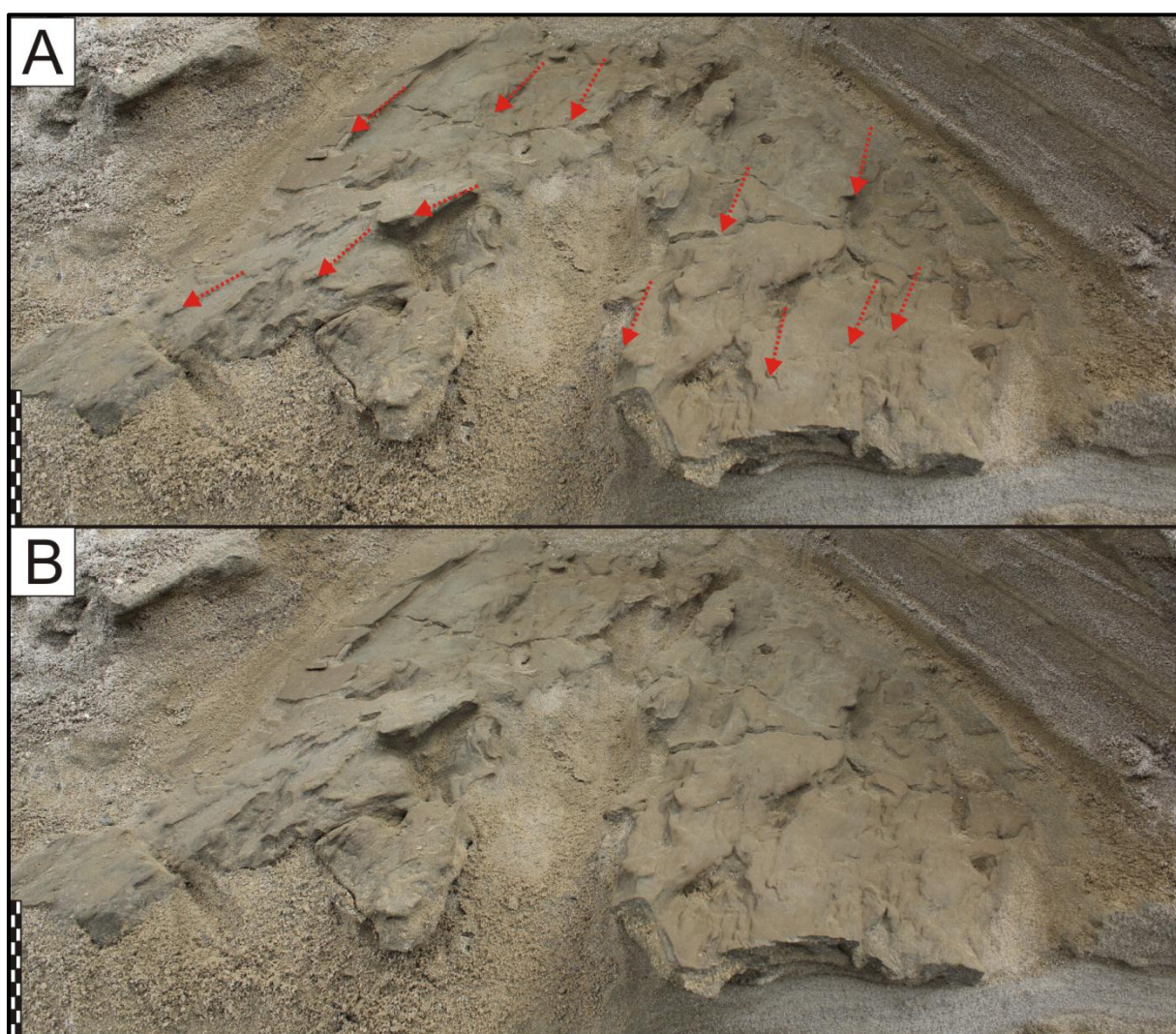


Fig. 4-12 Konkresjonsflaten indikert ved pil 3 i Fig. 4-10, hvor prøven 1009F er hentet fra. Røde piler indikerer linjementer på overflaten av konkresjonen. B) Samme bildet som i A) uten anvisninger. Bildet tatt mot bakveggen av profilet i retning NV ved lokalitet 5, 1009 cm. Målestokken på begge bilder er 20 cm.



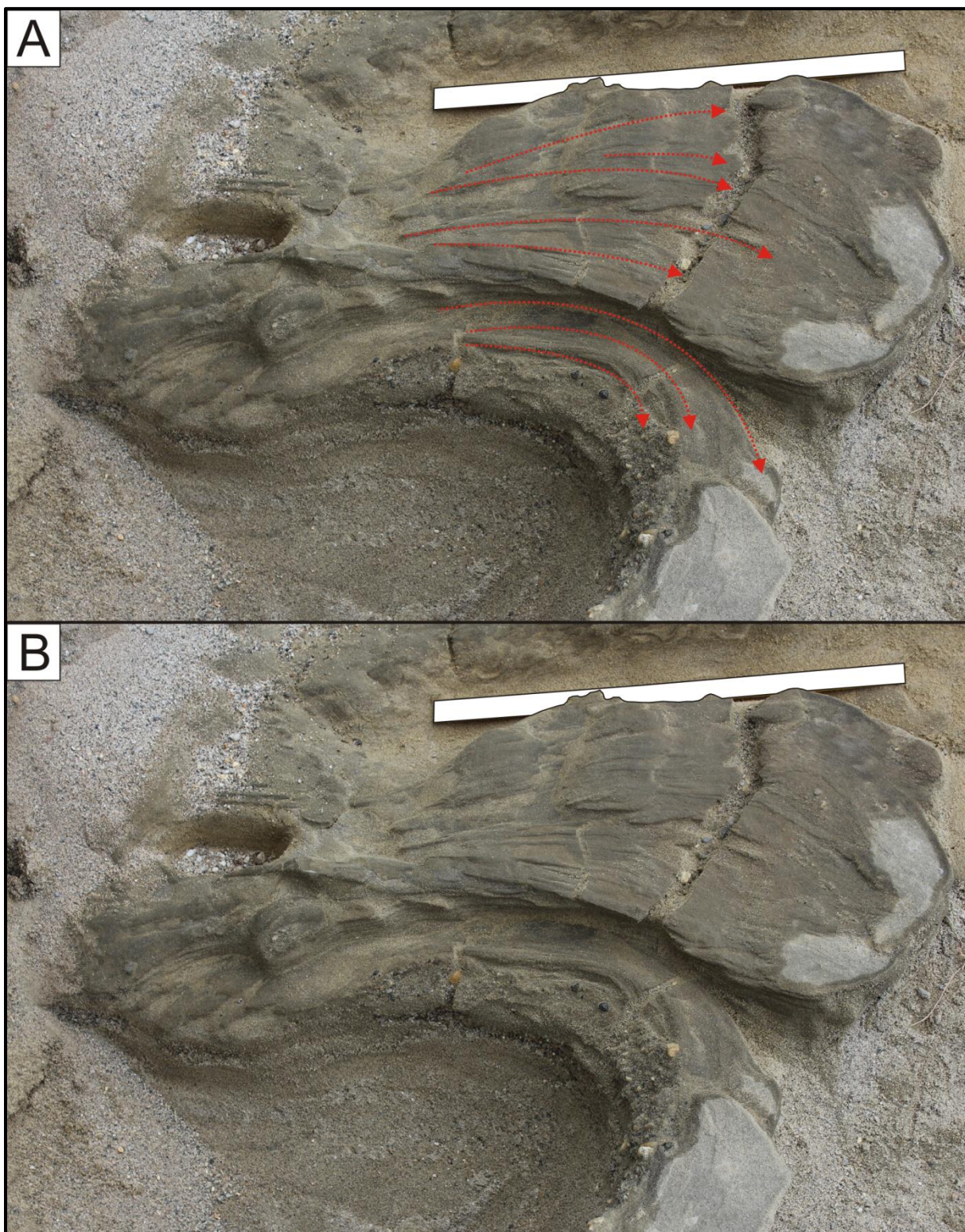


Fig. 4-13 A) Nærbilde av erosjonskontakten anvist i Fig. 4-10, pil 1. Røde piler indikerer linjementer på overflaten av konkresjonen. B) Samme bildet som i A) uten anvisninger. Bildet tatt mot SV ved lokalitet 5, 1009 cm. Målestokken på begge bilder er 33 cm.



Det samme prinsippet kommer frem av Fig. 4-14 der en konkresjon er felt ut i et deformert lag (se Fig. 4-11A pil 2) av veldig fin sand. I toppen av konkresjonen er linjementene skråstilte og følger hverandre parallelt, mens de bøyer av og danner en mer vertikal orientering i venstre kant av konkresjonen på bildet. I laget av medium sand som omslutter konkresjonen ble ingen konkresjoner påvist.

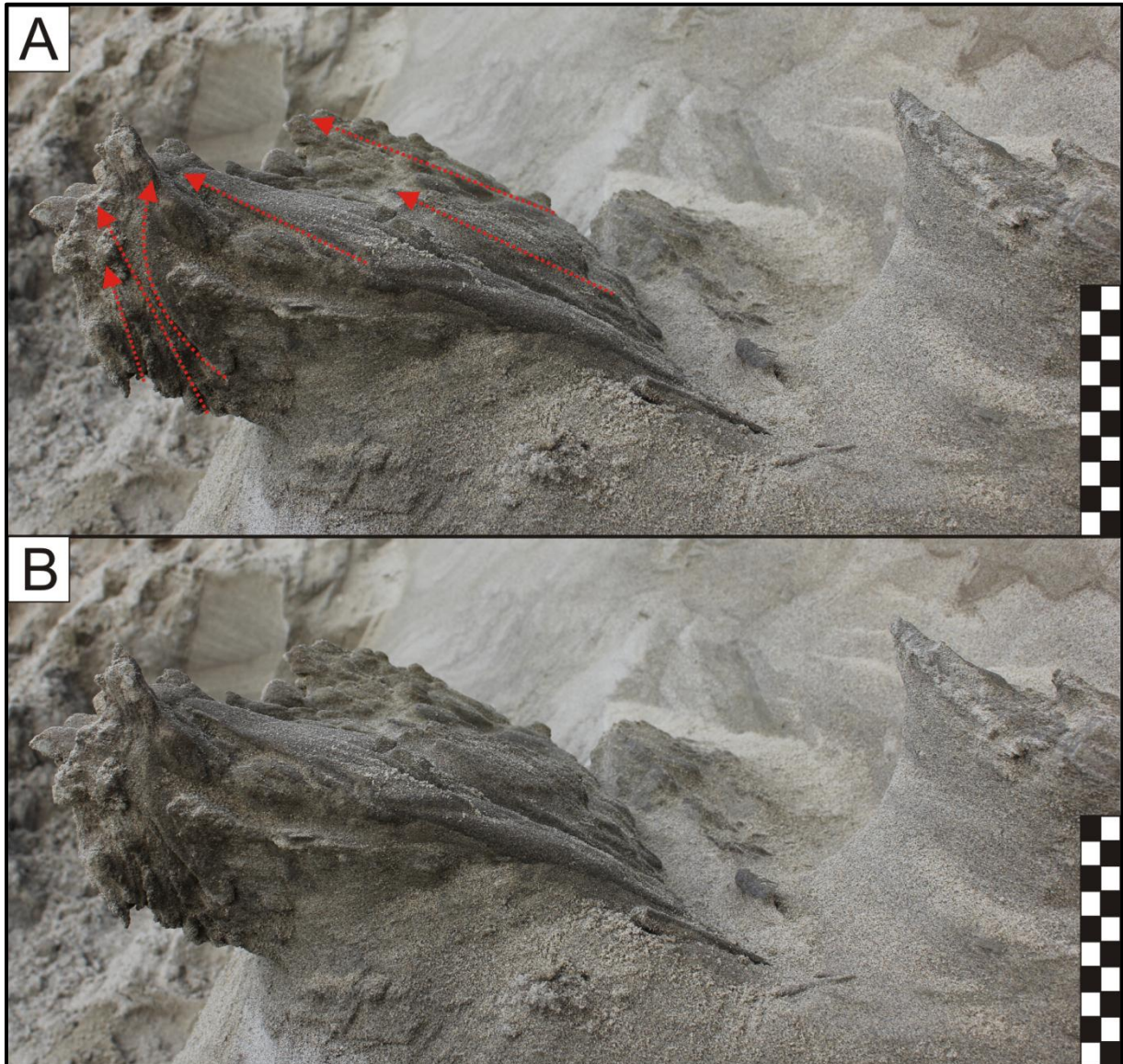


Fig. 4-14 Konkresjon ved lokalitet 5, 974 cm (se Fig. 4-11A Pil 2) som tydelig er dannet innenfor et deformert lag av veldig fin sand. A) Piler indikerer hvordan utfellingen tilsynelatende endrer retning ut fra den avdekte flaten. Ingen konkresjoner ble funnet i enheten som omgir konkresjonen. Dette laget logget som medium sand. B) samme bilde som i A) uten anvisninger. Målestokk 10 cm, bildet er tatt mot NØ.

Strøket til 30 linjementer er målt på konkresjonsflaten i nivå 1009 cm. Resultatene av disse målingene er vist i Fig. 4-15 og viser en parallellorientering av linjementene med en gjennomsnittlig strøk på  $125^{\circ}$  -  $305^{\circ}$ . Munch-Ellingsen (1984) benyttet samme metode for konkresjoner han avdekket under arbeid og konkluderte med at konkresjonene er parallell orienterte med grunnvannsbevegelsen.

En kompassmåling i felt utført i bunnen av profilet gav en orientering på 37 grader NNØ for elveløpet. Profilet i lokalitet 5 ligger tilknyttet en meanderbue i Breivikelva (Fig. 2-5D) og det er derfor vanskelig og gi en nøyaktig orientering av elveløpet i dette området. Selv om det er en viss grad av usikkerhet knyttet til orienteringen av elveløpet virker orienteringen av linjeamentene å ligge parallelt orienteringen av grunnvannsbevegelsen.

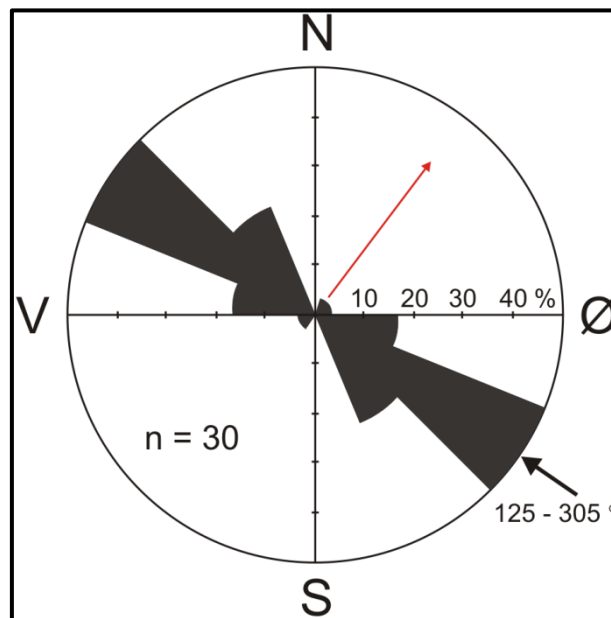


Fig. 4-15 Resultatet av 30 målinger av strøket til linjementer på konkresjonsflaten i nivå 1009 cm, lokalitet 5. Den gjennomsnittlige orienteringen til linjementene er indikert med en svart pil. Rød pil indikerer strøket til elven basert på en kompassmåling utført i felt i bunnen av profilet i lokaliteten målt til  $37^{\circ}$  NNØ.



Ved nivå 759 cm (Fig. 4-25 SV) ble det avdekket en klast (Fig. 4-16A) i en del av lagrekken som består av grov sand hvor ingen konkresjoner ble påvist. Ved oppløsning av klasten i vann ble det påvist tre mindre konkresjoner samt noe partielt oppløst skallmateriale (Fig. 4-16B). Det er ikke påvist konkresjoner i den omkringliggende sanden noe som i likhet med nivået 1009 cm viser at konkresjonsdannelsen er begrenset til de finere fraksjonene av sand.

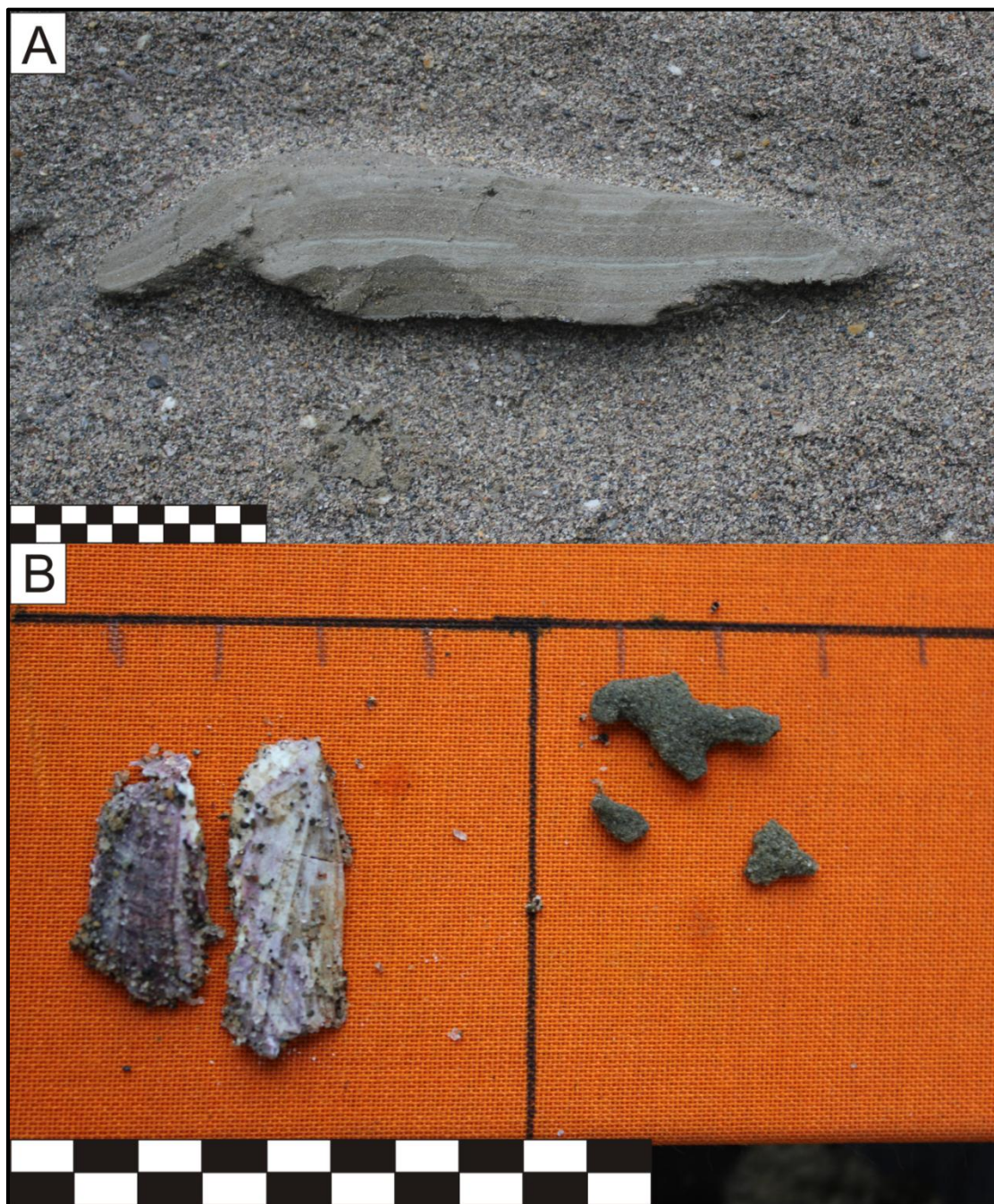


Fig. 4-16 A) Klast dominert av finkornet terrigent materiale fra lokalitet 5, nivå 759 cm (se Fig. 4-25, SV). Ingen konkresjoner ble påvist i omkringliggende sedimenter.. Målestokken er 10 cm. B) Fossilfragmenter (*Mytilus edulis*) og små konkresjoner utfelt i leirklasten. Målestokken er 5 cm.

#### 4.4 Analyser av TC, TS, og TOC

En LECO-analyse benytter seg av forholdet mellom totalt organisk karbon og svovel som er å finne i sedimentet som analyseres. Flere arbeider opp gjennom årene beskriver hvordan forholdet mellom totalt karbon og svovel kan relateres til hvilket avsetningsmiljø sedimentet er avsatt i (Berner og Raiswell, 1984; Leventhal, 1995; Morse og Berner, 1995).

For å bestemme hvilket avsetningsmiljø sedimentene er et derivat av, er det vanlig å benytte seg av kjente grenseverdier som dataene normalt vil falle innenfor. I normalmarine forhold vil C/S forholdet ligge på ca 0,5 – 5, mens grenseverdiene for sedimenter avsatt i ferskvann har et høyere C/S forhold gitt til >10 (Berner og Raiswell, 1984). Den relativt høye grenseverdien for ferskvannssedimenter er et resultat av en betydelig mindre konsentrasjon av oppløst sulfat enn det man normalt finner i havvann.

For sedimenter avsatt under euksiniske forhold vil dataene normalt ha et C/S forholdet være på <0,5 (Leventhal, 1995). Under euksiniske avsetningsforhold er det viktig å merke seg at det ofte vil dannes mer pyritt per enhet organisk materiale enn f. eks. under normalmarine forhold grunnet den høye konsentrasjonen av hydrogensulfid (H<sub>2</sub>S). Data som viser dårlig korrelasjon mellom organisk karbon og pyrittisk svovel er typisk for sedimenter avsatt under euksiniske forhold (Raiswell og Berner, 1986).

Totalt 28 prøver er samlet inn for Leco-analyse fordelt på lokalitetene 3, 4 og 5. Analysen gir verdier for TC, TS, og TOC der forholdet mellom TOC og TS blir benyttet til å danne seg et inntrykk av det gjeldende bunnvannsforhold når sedimentene ble avsatt ut fra gitte grenseverdier.

Fig. 4-17A viser hvordan TOC/TS forholdet i finkornete terrigene avsetninger varierer opp gjennom profilet på lokalitet 3. Alle prøvene hentet ut ved denne lokaliteten er tatt ut fra sedimenter med et svært rikt innhold av skallmateriale tilknyttet en marin fauna. TOC/TS forholdet plottet inn i grafen indikerer også marine forhold under avsetning av denne enheten.

Av Fig. 7-1 kommer det frem at forholdet mellom avsatt organisk materiale og dannet svovel i form av pyritt følger hverandre i mindre grad enn det som kan observeres ved lokalitetene 4 og 5. Svovelverdiene ved denne lokaliteten viser generelt at det er dannet en større mengde svovel i forhold til avsatt mengde organisk materiale.

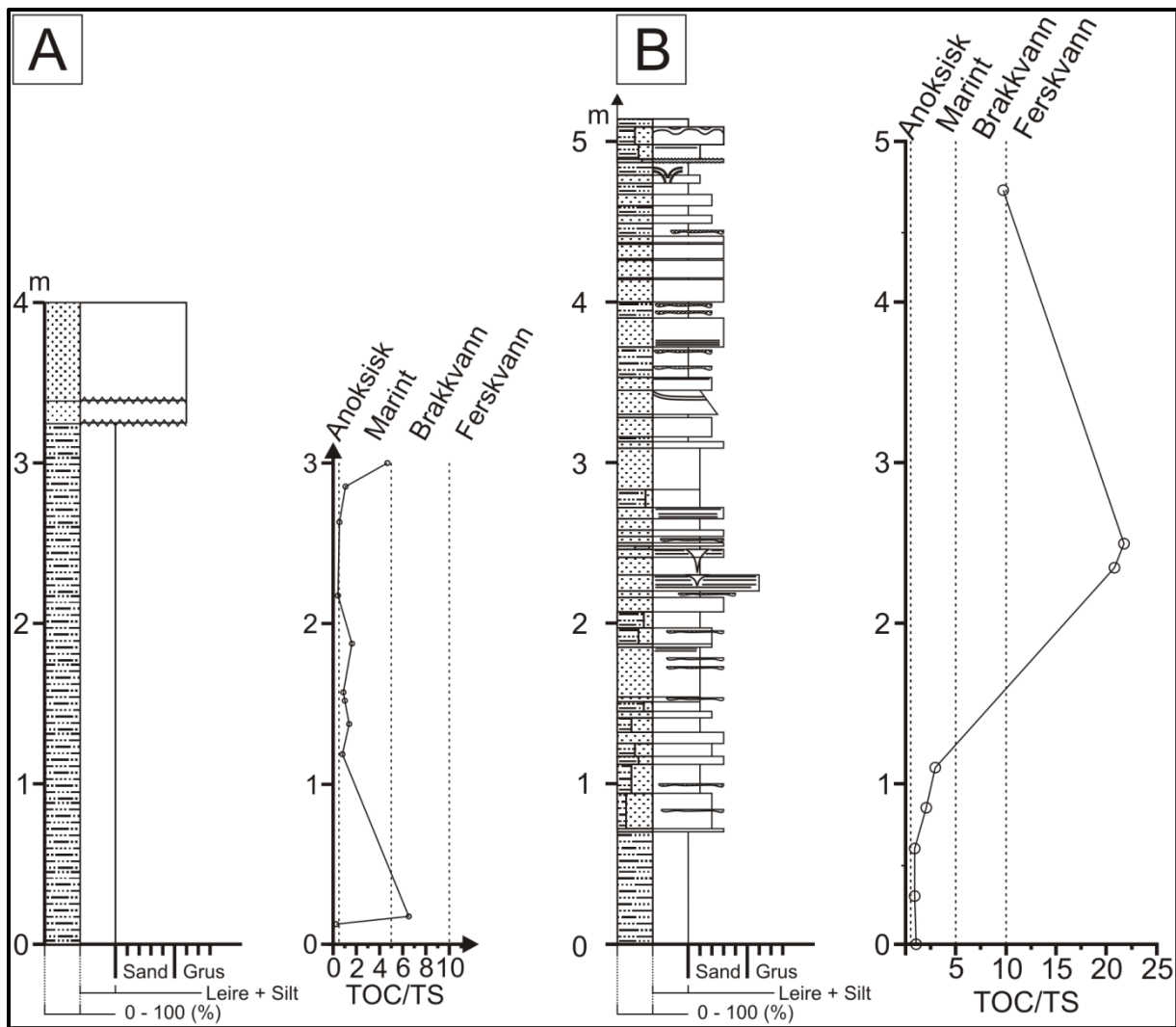


Fig. 4-17 A. TOC/TS forholdet i finkornete terrigene sedimenter på lokalitet 3. B. TOC/TS forholdet i finkornete terrigene sedimenter på lokalitet 4. Grenseverdier for anoksiske- til ferskvannsmiljø (Berner og Raiswell, 1983, 1984) er også angitt.

I Fig. 4-17B er TOC/TS verdiene satt opp mot stratigrafien til lokalitet 4. Grunnen til en relativt store spredningen i prøvenivåer opp i profilet er knyttet til en avtagende hyppighet av gunstige leirerike lag som egner seg for denne type analyse. Plottene ved denne lokaliteten antyder at avsetningene går fra å være normalmarine i bunnen av profilet mens de tre øverste plottene viser at en betydelig større tilførsel av ferskvann tilkommer området.

Det samme kan sees på Fig. 7-2 hvor det kommer tydelig frem av grafen hvordan verdiene for totalt svovel faller fortere enn for totalt organisk karbon, hvilket viser at det er begrensningen i dannelsen av svovel som gir høye verdier mot toppen av lokaliteten.

Fig. 4-18 representerer verdiene for lokalitet 5. TOC/TS verdiene for denne lokaliteten ligger alle innenfor området som representerer normalmarine forhold. Variasjonene i mengden påvist karbon og svovel kommer klarere frem i Fig. 7-3 Grafen viser at mengden karbon og svovel varierer gjennom profilet, men at det er en relativ klar sammenheng mellom mengde avsatt karbon og dannelsen av svovel.

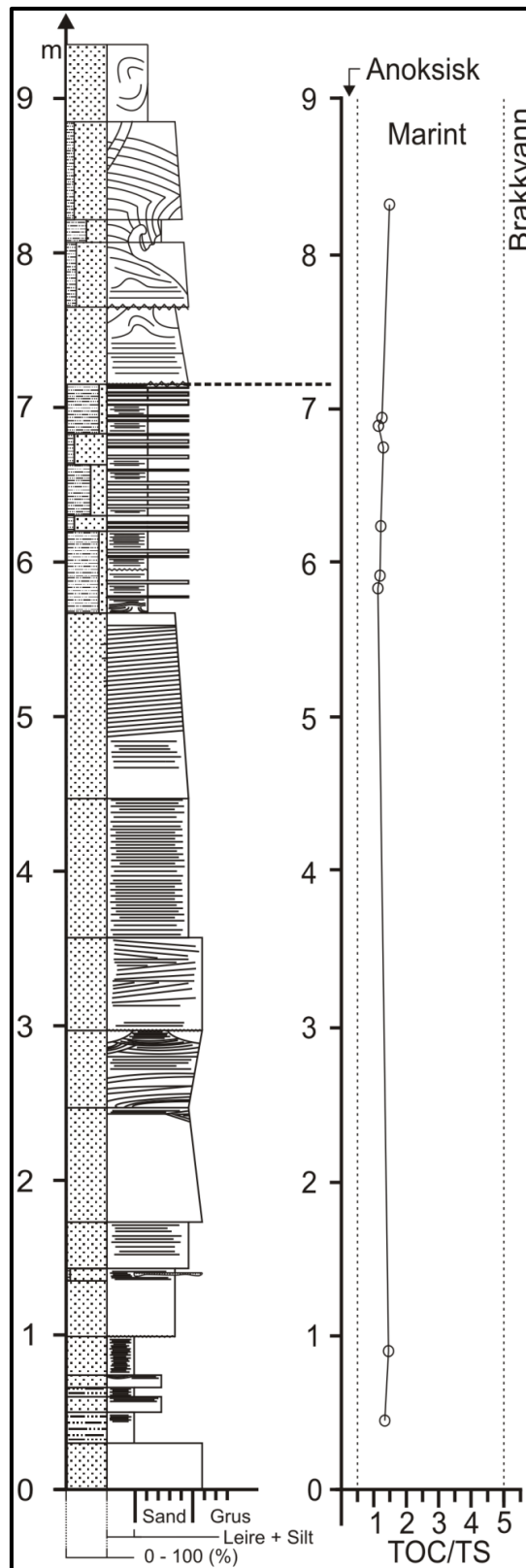


Fig. 4-18 TOC/TS forholdet i finkornete terrigene sedimenter på lokalitet 5. Grenseverdier for anoksisk- til ferskvannsmiljø (Bernier og Raiswell, 1983, 1984) er også angitt.

## 4.5 C-14 dateringer

Tabell 4-1 viser analyseresultatene for dateringer fra Hanken (pers. med. jan. 2012)

Sample type	<sup>14</sup> C Age (BP)	Reservoir corrected <sup>14</sup> C Age (BP)	Calibrated age +/- 1 stdv.	Stratigraphic level
<i>Macoma calcarea</i>	9860 ± 80	9460 ± 80 (Res Age: 400)	8740 BC, BC 9110 - 8630	Breivikeidet 8,7 m
<i>Macoma calcarea</i>	9750 ± 75	9350 ± 75 (Res Age: 400)	8610 BC, BC 8720 - 8480	Breivikeidet 2,5 m

Tabell 4-1 <sup>14</sup>C dateringer av *Macoma calcarea* innsamlet ca 30 m nordøst for loklaitet 5 (Fig. 2-5D). På grunn av foresetlagenes fall i nordlig retning, vil nivå 8,7 og 2,5 m tilsvare omtrent 6,5 og 0,5 m i lokalitet 5

## 4.6 Kornfordelingsanalyse

Som tidligere nevnt er alle prøvene som det ble utført en kornfordelingsanalyse for samlet inn i forbindelse med uttak av porositetsprøver ved lokalitet 5 (Fig. 2-5D). I profilet på lokalitet 5 ble 15 av de prøvene som ble analysert med hensyn på porøsitet også kornfordelt. I tillegg til disse prøvene ble to konkresjoner samlet inn for kornfordelingsanalyse. Den ene konkresjonen (prøven 1009F) ble tatt ut i sydvestre del av blotningen på det grunnlag at den er utfelt i veldig fin sand (Fig. 4-25, F). Den andre konkresjonen (prøven 1009G) er tatt ut ved samme stratigrafiske nivå nordøstre del av profilet og representerer det groveste materialet som konkresjoner er observert i (Fig. 4-25, G).

Fig. 4-19 viser kornfordelingsdata for prøvene som tilhører prøvesett A i Fig. 4-25. Prøvene 1059 – 1064 og 1074 – 1079 kommer begge fra samme lag som representerer siste observerte nivå med konkresjoner. I Fig. 4-19 kommer det frem at begge de overnevnte prøvene viser en dårligere sortering sett i forhold til lagene over og under. Den beste sorteringen i dette prøvesettet skriver seg til prøven 1056 – 1061 hvor den største fraksjonen ligger innenfor fraksjonen fin sand.



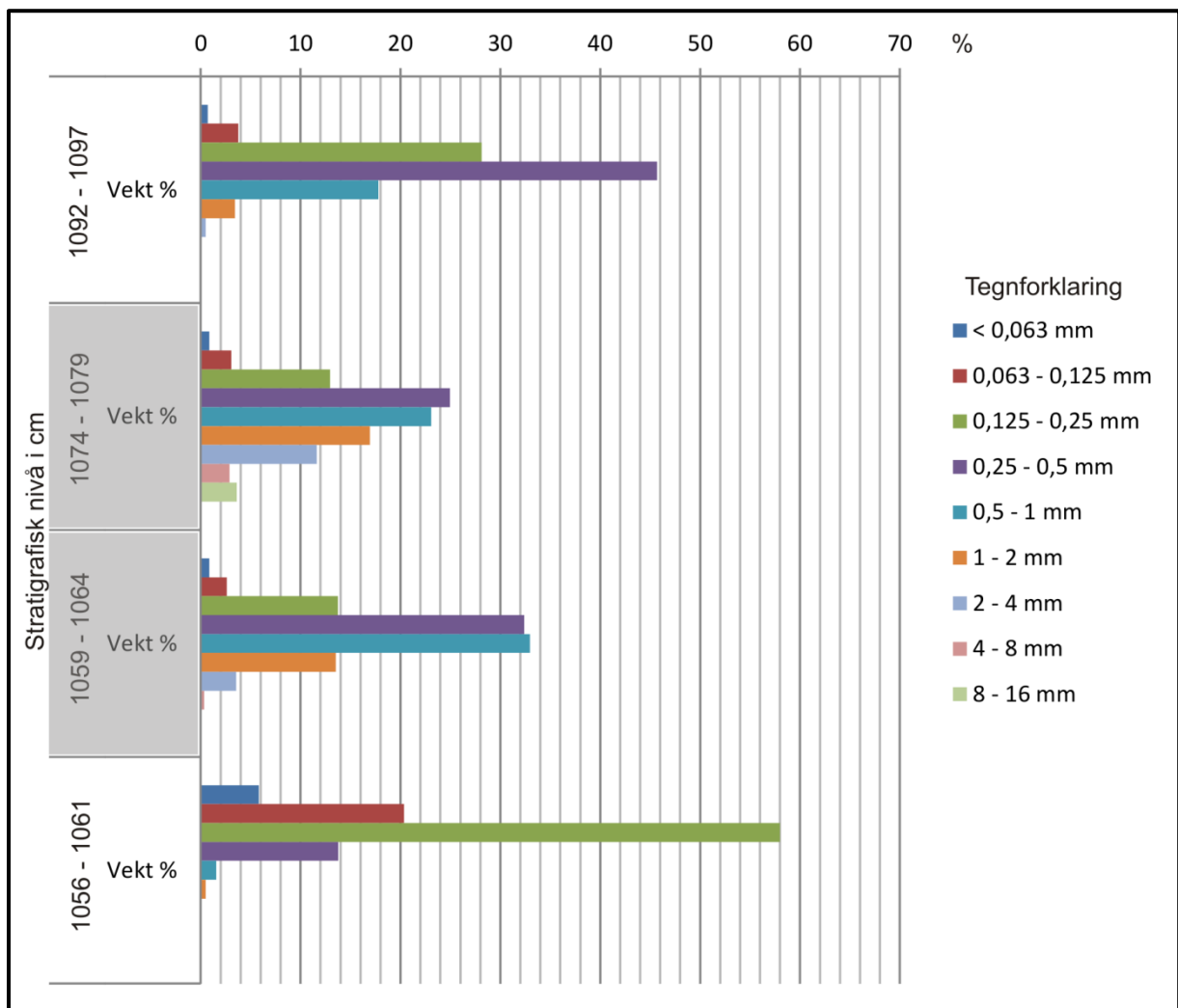


Fig. 4-19 Histogram som viser kornfordelingsdata for prøvesett A. Nivåene for prøvene fremgår av Fig. 4-25. Prøver der konkresjoner er påvist er markert med grått. Alle data er gjengitt i Tabell 7-5

Kornfordelingsdata til prøvesett B (Fig. 4-25) er vist i Fig. 4-20. Prøvene i dette settet ble tatt ut for å undersøke om det eksisterer noen parametere som kunne gi en indikasjon på hvorfor den svært dominerende utfellingen har skjedd i nivået 1004- 1009. Prøven ved dette nivået ble hentet ut i samme lag som utfellingen har skjedd, men i et område som var uberørt av utfellingen, noe som ble bekreftet under siktingen av prøven da ingen konkresjoner ble påvist.

Av histogrammet i Fig. 4-20 kommer det tydelig fram at det i dette nivået er sedimenter i fraksjonen veldig fin sand som er dominerende. De to prøvene tatt ut fra nivåene 1013 – 1018 cm og 1021 – 1026 cm har en mode innenfor fraksjonen fin sand, med verdier på henholdsvis 43,1 og 45,3 vektprosent. Det samme gjelder laget (prøve 1001 - 1006) direkte under konkresjonsflaten ved nivå 1004 – 1009. Denne prøven viser en noe større verdi med 57,0 vektprosent innenfor fraksjonen fin sand.

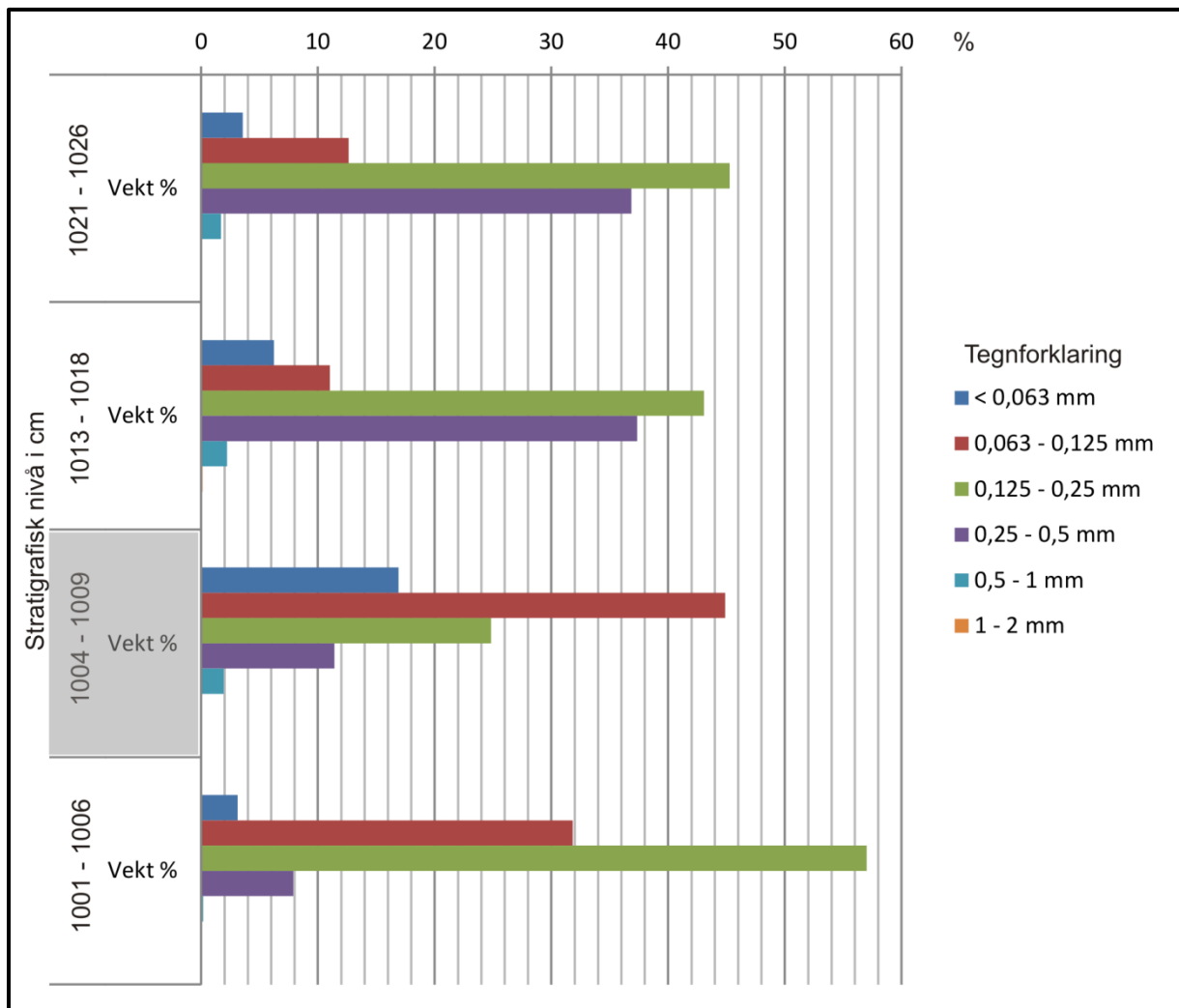


Fig. 4-20 Kornfordelingsdata for prøvesett B. Nivåene for prøvene er gjengitt i Fig. 4-25. Prøven markert ved grått er tatt ut i samme nivå der konkresjonene har sin største utbredelse i lagrekken. Alle data er gjengitt i Tabell 7-5.

Alle prøvene i prøvesett C (Fig. 4-21) er hentet ut fra samme deformerte enhet liggende under den avdekte konkresjonsflaten ved nivå 1004 – 1009. Prøvene 964 – 969 og 924 – 929 er hentet ut fra den dominerende fraksjonen for denne enheten, mens prøven 943 – 948 er hentet ut fra et tynt deformert lag som øker i mektighet mot sydvest i profilene i Fig. 4-25. Prøvene 964 – 969 og 924 – 929 viser en relativ lik sortering der den dominerende fraksjonen svarer til fin sand.

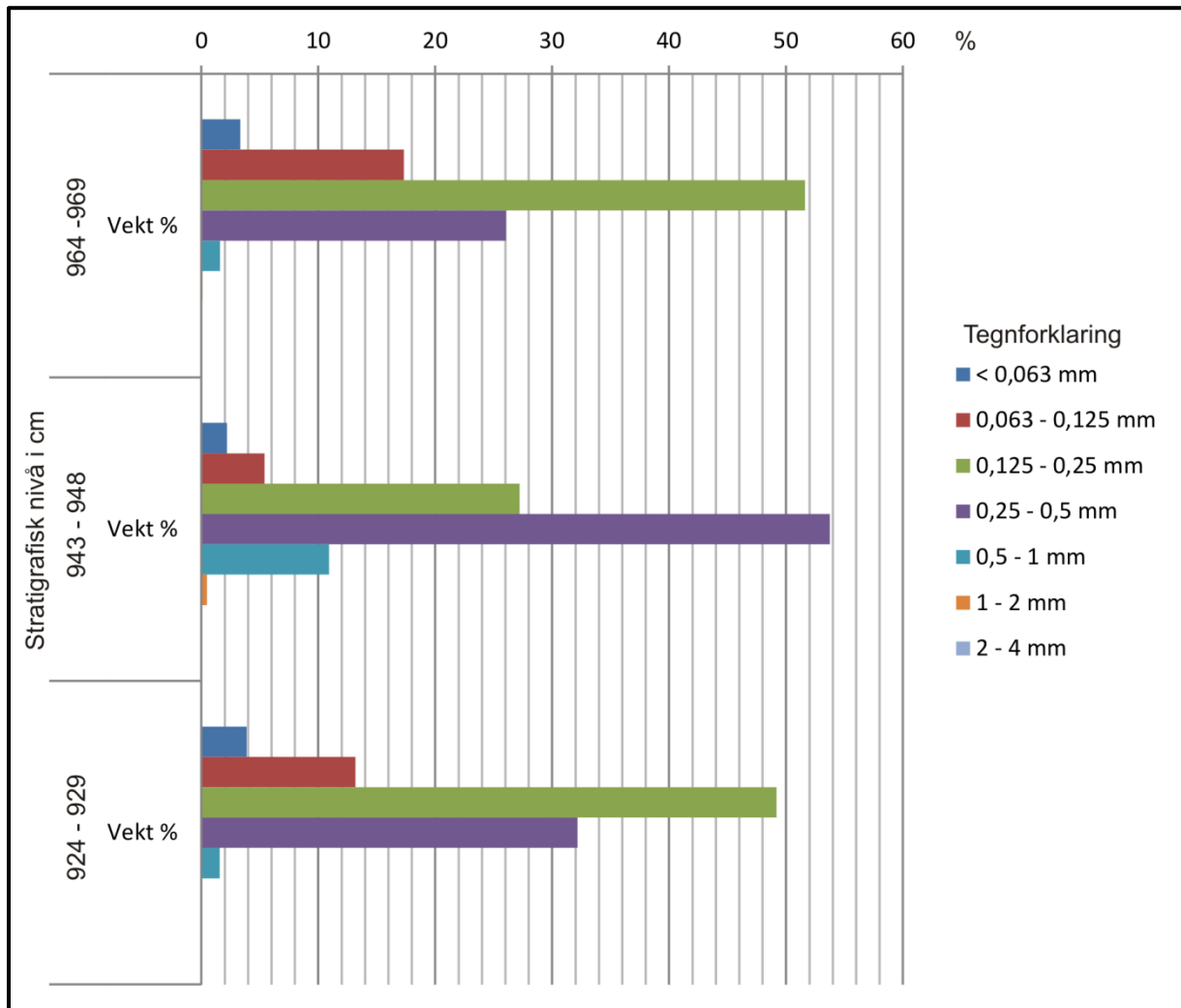


Fig. 4-21 Kornfordelingsdata for prøvesett C. Nivåene for prøvene er gjengitt i Fig. 4-25. Alle data er gjengitt i Tabell 7-5

Prøvesett D (Fig. 4-22) inneholdt består av fire prøver der prøvene 865 – 870 og 750 – 755 er hentet ut i sydvestre del av profilet, mens prøvene 770 – 775 og 735 – 740 ble tatt ut fra nordøstre del av profilet (Fig. 4-25). Begge prøvene tatt ut i sydvestre del av profilet er hentet ut fra samme enhet som generelt viser en dårligere sortering enn det som kan observeres i den nordøstlige delen. Hovedfraksjonen for begge disse prøvene er grov sand, der sorteringen er noe dårligere i den nederste prøven. En annen viktig observasjon fra kornfordelingsanalysen for dette laget er at det ikke er påvist konkresjoner i denne enheten.

Prøven 770 – 775 danner grunnlaget for dette prøvesettet. Prøven ble tatt ut i nordøstre del av lagrekken i et nivå der konkresjonene hadde en større utbredelse enn det regnes for normalt for lagrekken. Formålet for dette settet var i likhet med prøvesett B å forsøke å avdekke parametere som tilsynelatende favoriserer utfellingen av konkresjoner. Grunnet den begrensede tykkelsen i lagning over dette nivået, er det ikke tatt ut prøver direkte over dette nivået. Prøven 735 – 740 ble hentet ut i laget direkte under, der er ikke påvist konkresjoner i dette nivået. Hovedfraksjonen for prøven 770 – 775 svarer til veldig fin sand, mens nivået prøven under er hentet fra (735 – 740) har en hovedfraksjon tilsvarende medium sand.

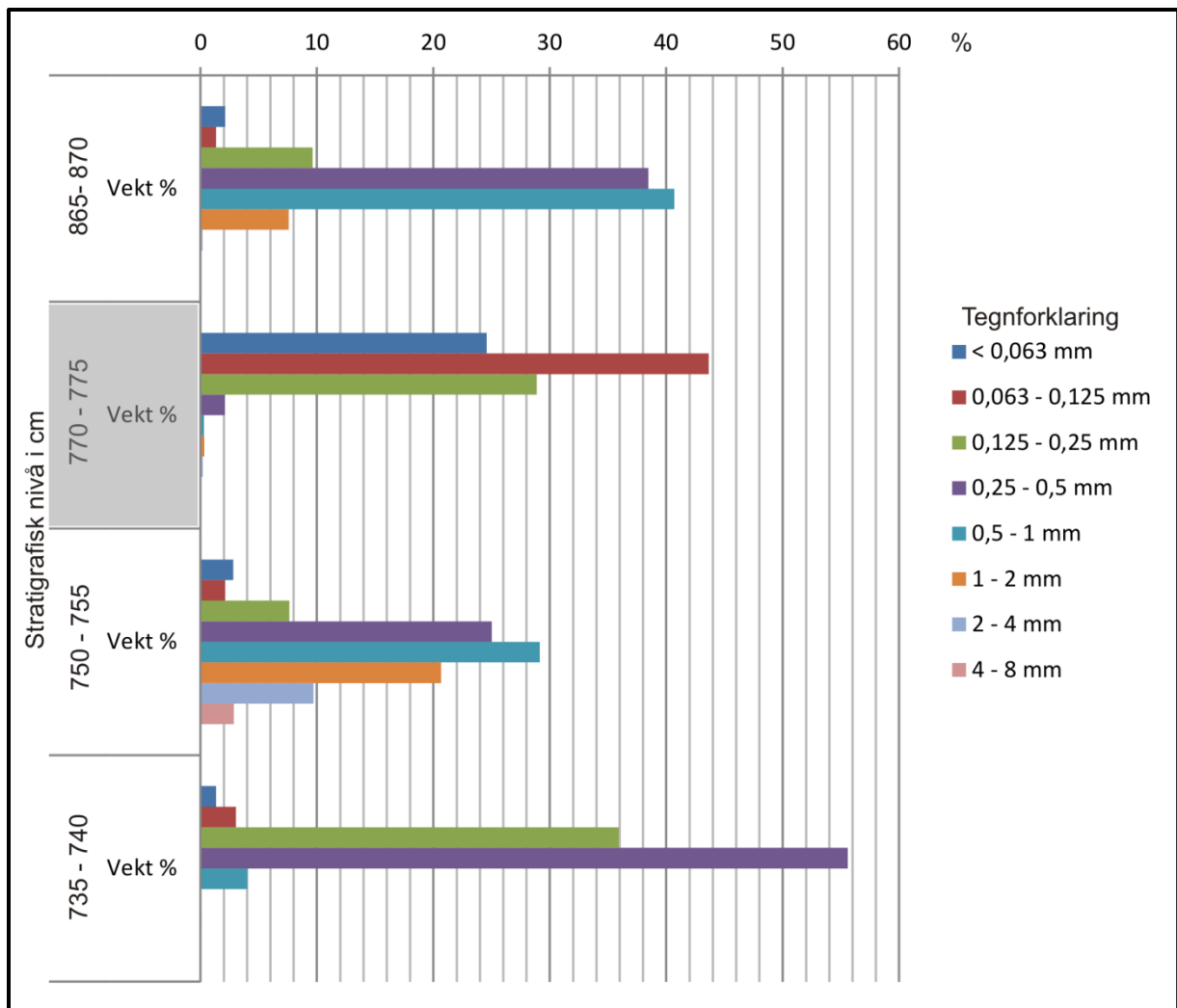


Fig. 4-22 Kornfordelingsdata for prøvesett D. Nivåene for prøvene er gjengitt i Fig. 4-25. Prøver der kongresjoner er observert er markert med grått. Alle data er gjengitt i Tabell 7-5



I Fig. 4-23 er resultatene kornfordelingsanalysen til de prøvene 1004 – 1009, 770 – 775, 1009F og 1009G satt opp mot hverandre. Prøvene 1004 – 1009 og 1009F er tatt ut ved samme nivå og viser som forventet en relativ lik fordeling av sedimentene fordelt på de forskjellige fraksjonene. Prøven 770 – 775 er ingen direkte tilknytting til de to andre prøvene, bortsett fra at dannelsen av konkresjoner ved begge disse nivåene har vært mer utbredt enn det som kan betegnes som normalt for lokaliteten sett under ett. En sammenlikning av resultatene av de tre prøvene viser imidlertid en likhet i verdier for de forskjellige fraksjonene, samt sorteringen som er gjengitt Fig. 4-24, der alle de nevnte prøvene har veldig fin sand som hovedfraksjon.

Prøven 1009G er hentet ut fra samme nivå som prøvene 1004 – 1009 og 1009F, men fra et annet lag i den nordøstlige delen av profilet. Denne prøven representerer den groveste sammensetningen av sedimenter som det er observert utfelling i og er hentet ut i umiddelbar nærhet til konkresjonsflaten prøven 1009F representerer. Den største fraksjonen for denne prøven er medium sand og skiller seg klart ut fra de andre tre prøvene med tanke på sorteringen som er uttrykt i Fig. 4-24

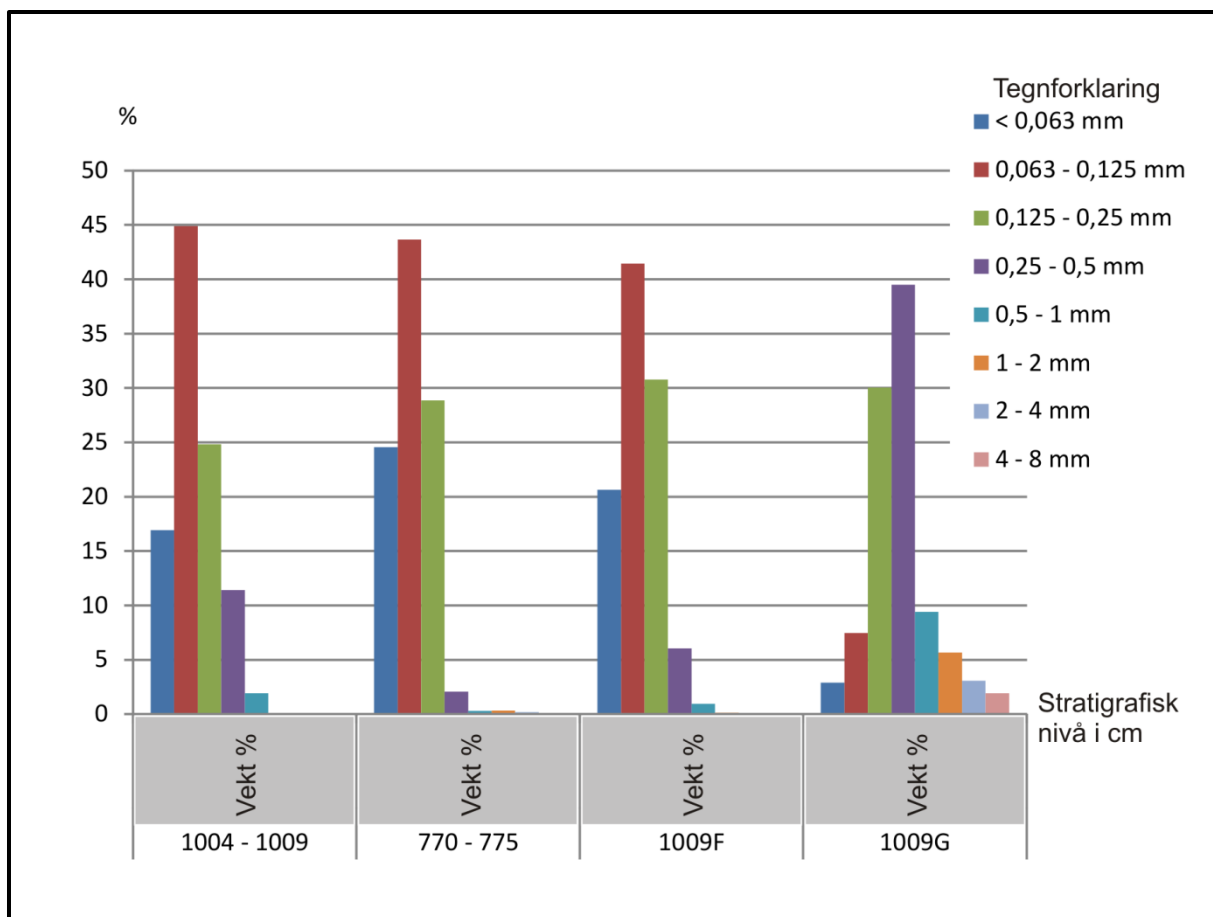


Fig. 4-23 Kornfordelingsdata for prøver knyttet til konsesjonsdannelse. Nivåene for prøvene er gjengitt i Fig. 4-25. Prøver der konsesjoner er observert er markert med grått. Alle data er gjengitt i Tabell 7-5

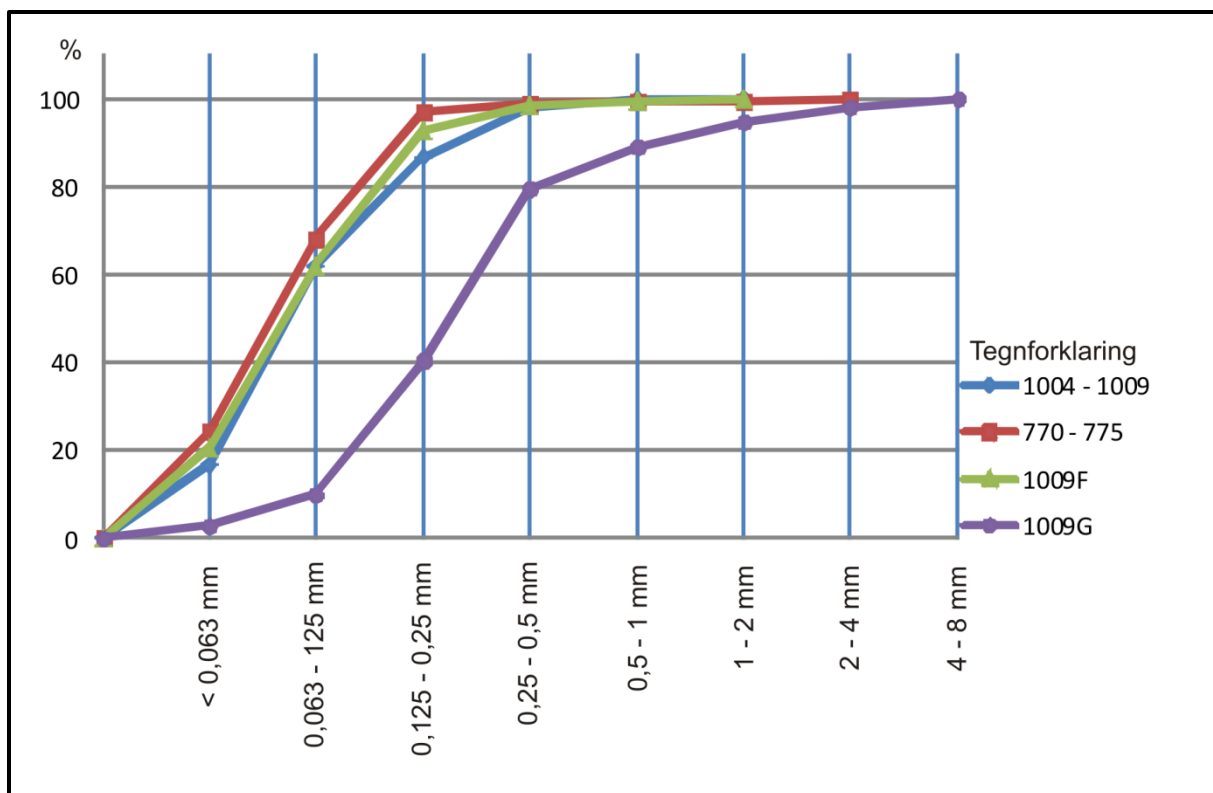


Fig. 4-24 Grafisk sammenligning av sorteringen til prøver der konkresjoner er påvist. Grafene representerer den kumulative vektprosenten til prøvene. Sorteringen til prøven 1009G skiller deg tydelig fra prøvene der dannelsen av konkresjoner er mer utbredt enn det som er karakteristisk for lokalitet 5.

## 4.7 Porøsitetsprøver

Porøsitetsprøvene er tatt ut i den delen av profilet ved lokalitet 5 der dannelsen har vært størst. Prøvene som er tatt ut fra denne delen av profilet er tatt ut i sett der formålet er å se etter eventuelle endringer i porøsitet i lag som inneholder konkresjoner i forhold til lag som ligger over, under og ved siden av de konkresjonsførende lagene.

Av grafen på Fig. 4-25 er prøvene 1056 – 1061, 1004 – 1009 og 770 – 775 de som viser høyest porøsitet. I nivået som prøven 1059 – 1064 er tatt ut fra, ble de første konkresjonene observert under loggingen av lagrekken. Prøven 1004 – 1009 er tatt i det laget der dannelsen av konkresjoner har vært størst, (Fig. 4-26A) der tykkelsen på laget tillot det. Prøven 770 – 775 er tatt ut i venstre del av profilet (Fig. 4-26B) der laget var tilstrekkelig tykt og deformasjonen var minst.

Prøvesettet merket A i Fig. 4-25 inneholder de minste konkresjonene i lagrekken og fremstår som meget dårlig sementert. Disse konkresjonene ble observert i laget prøvene 1059 – 1064 og 1074 – 1079 er tatt ut fra. Porøsiteten til disse prøvene ble målt til henholdsvis 37, 9 % og

36,1 %. Det aktuelle laget disse prøvene ble tatt ut fra har en sterk erosjonsgrense i bunnen og eroderer seg gjennom de to underliggende lagene og gjennom laget konkresjonsflaten er avsatt i (Fig. 4-25 og Fig. 4-26A). Laget er tolket som en utglidning og fremstår med en kaotisk indre struktur. Prøvene 1092 – 1097 og 1056 – 1061 er begge tatt ut i lag som har sin primære lagning bevart og i liten grad er blitt påvirket av deformasjon. Resultatene av disse prøvene viser en høyere porøsitet beregnet til henholdsvis 42,4 % og 46,9 %.

Prøvesettet merket B på Fig. 4-25 ble tatt ut i det nivået av profilet der dannelsen av konkresjoner har vært størst. Resultatene av disse prøvene viser også her at porøsiteten er størst i de lagene der den primære lagningen er bevart, mens den faller i laget under konkresjonsflaten der primær lagning er forstyrret av deformasjon. Dette kommer tydeligst frem når en ser på de to nederste prøvene i dette settet (1004 - 1009 og 1001 – 1006) der et fall i porøsitet fra 45 % til 39,8 % forekommer. Konkresjonene har den største observerte utbredelsen i nivået prøven 1004 – 1009 er hentet fra (se Fig. 4-26). De to prøvene 1013 – 1018 og 1021 – 1026 som er tatt ut i laget direkte over konkresjonene har begge en beregnet porøsitet på 43,4 %.

Settet av prøver merket med C i Fig. 4-25 er tatt ut fra det samme deformerte laget som den nederste prøven i sett B. Verdiene for dette settet fra topp til bunn (Fig. 4-25 C) er beregnet til 42,6 %, 44,4 % og 43,8 %. Disse tre prøvene ble tatt ut i de lyse sandlagene under konkresjonsflaten som er inntegnet i Fig. 4-26 og skiller seg ut ved at de er grovere enn sedimentene som flaten er dannet i.

Prøvene merket D på Fig. 4-25 ble tatt ut for å undersøke porøsiteten til sedimentene i lagene over, under og ved siden av konkresjonene som ble observert i den deformerte sekvensen som er avbildet i Fig. 4-26 B og B', merket 770 – 775. For nevnte prøve ble porøsiteten beregnet til 45 %. Grunnet tykkelsen på lagningen over dette nivået var det ikke mulig å ta ut flere porøsitetsprøver i denne delen av lagrekken. Prøven 735 – 740 er tatt ut 35 cm lengere ned i et område som viser en betydelig mindre grad av påvirkning av deformasjon. Porøsiteten til denne prøven er beregnet til 41,7 %.

De to prøvene 865 – 870 og 750 – 755 er begge tatt ut i en del av lagrekken som er tolket til å være en submarin kanal med et massiv indre strukturbilde. Porøsiteten til disse prøvene er beregnet til 41,3 % og 40,5 % og er begge tatt ut i området synlig helt til høyre i Fig. 4-26 B og B'.

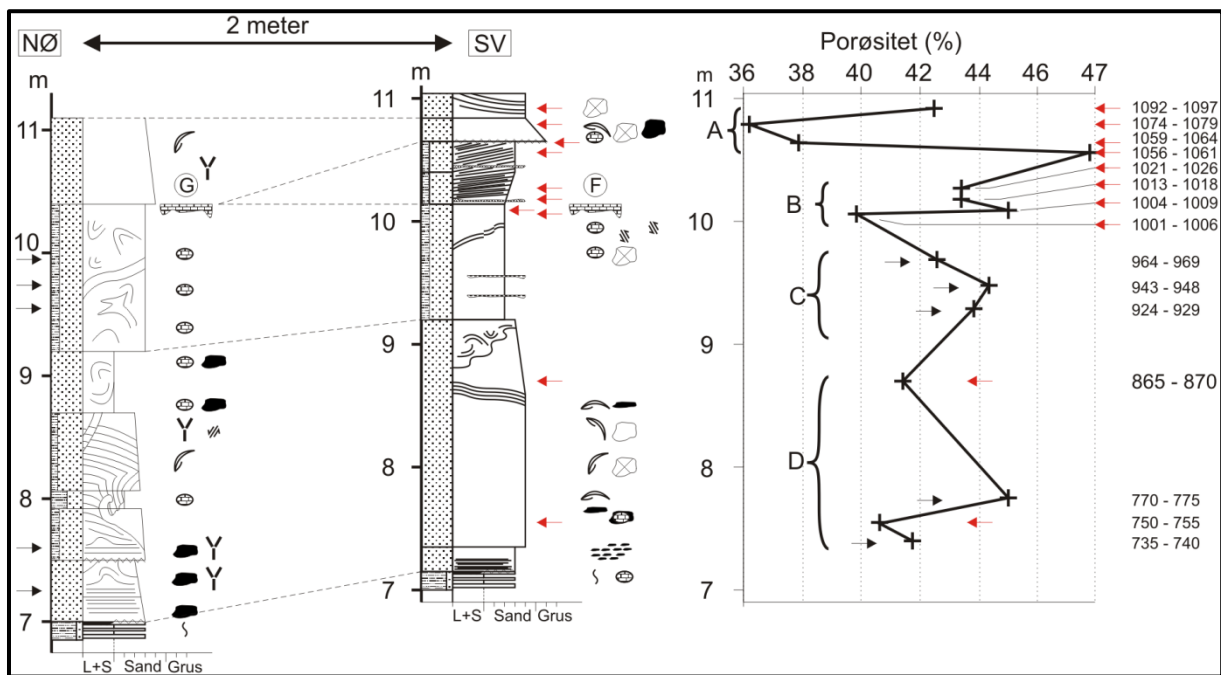


Fig. 4-25 Figuren viser hvor i lokalitet 5 porøsitetsprøvene ble tatt. Prøver tatt ut i venstre (NØ) del av profilet er merket med svarte piler. Røde piler viser hvor prøvene er tatt ut i høyre (SV) del av profilet.

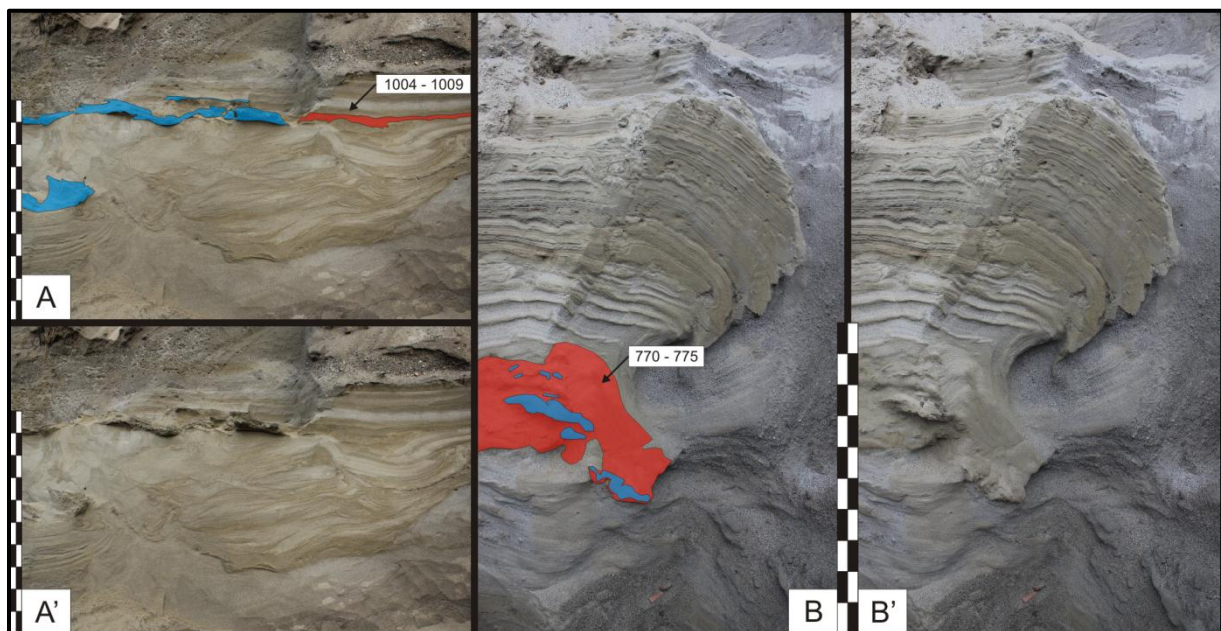


Fig. 4-26 A) og B); Blå farge viser utbredelsen av konkresjoner i profil 5. Rød farge viser til sedimenter konkresjonene er dannet i. A' og B' er de samme bildene uten fargehenviing. Prøvene 1004 – 1009 og 770 – 775 er tegnet inn. For nøyaktig posisjon, se Fig. 4-25. Målestokkene er 1 meter.



## 4.8 Tynnslip

Kalsittsementen i konkresjonene var ikke luminescerende, og dette er typisk for kalsitt som utfelles under oksyderende forhold (Freeman, 1971; Meyers, 1974; Frank et al., 1982).

Ved standard mikroskopering ble det påvist at konkresjonene inneholder både menisk sement og hengende sement. Dunham (1971) og Müller (1971) har vist at begge disse sementtypene er diagnostiske for utfelling i den vadose sonen. Det vil si at karbonatsementen har blitt utfelt etter at de konkresjonsholdige delene av lagrekken ble subaerilt eksponert.

De videre undersøkelsene ble utført med normalt lys og delvis polarisert lys. Ved å sammenlikne den blå epoksyen avbildet i Fig. 4-27 (1009F, røde piler) og Fig. 4-28 (1009G, rød pil) er det tydelig at porøsiteten er størst i prøven 1009G. Sementen er i begge prøvene i stor grad knyttet til kontaktflaten mellom sandkornene. I Fig. 4-28 er det tydelig at utfellingen er knyttet til nedre del av kornet (blå piler), mens den øvre delen av kornet ikke viser tegn til utfelling inn mot porerommet (rød pil).

Utfelling knyttet til kornkontakter kalles «meniscus cement», oversatt til menisk sement (se Fig. 4-29), og blir beskrevet av Dunham (1971) som en god indikator på at utfellingen må ha skjedd i den vadose sonen. Også Muller (1971) beskriver denne typen sement som en av to typer sement som kan forventes og finne i utfellinger i den vadose sonen. Den andre typen sement som Muller beskriver kalles «gravitational cement», også kjent som «pendant cement» og kalles ofte på norsk hengende sement. Det meste av kalsittsementen er i begge prøvene av typen menisk sement, men i Fig. 4-28 hengende sement (gul pil) også observert.

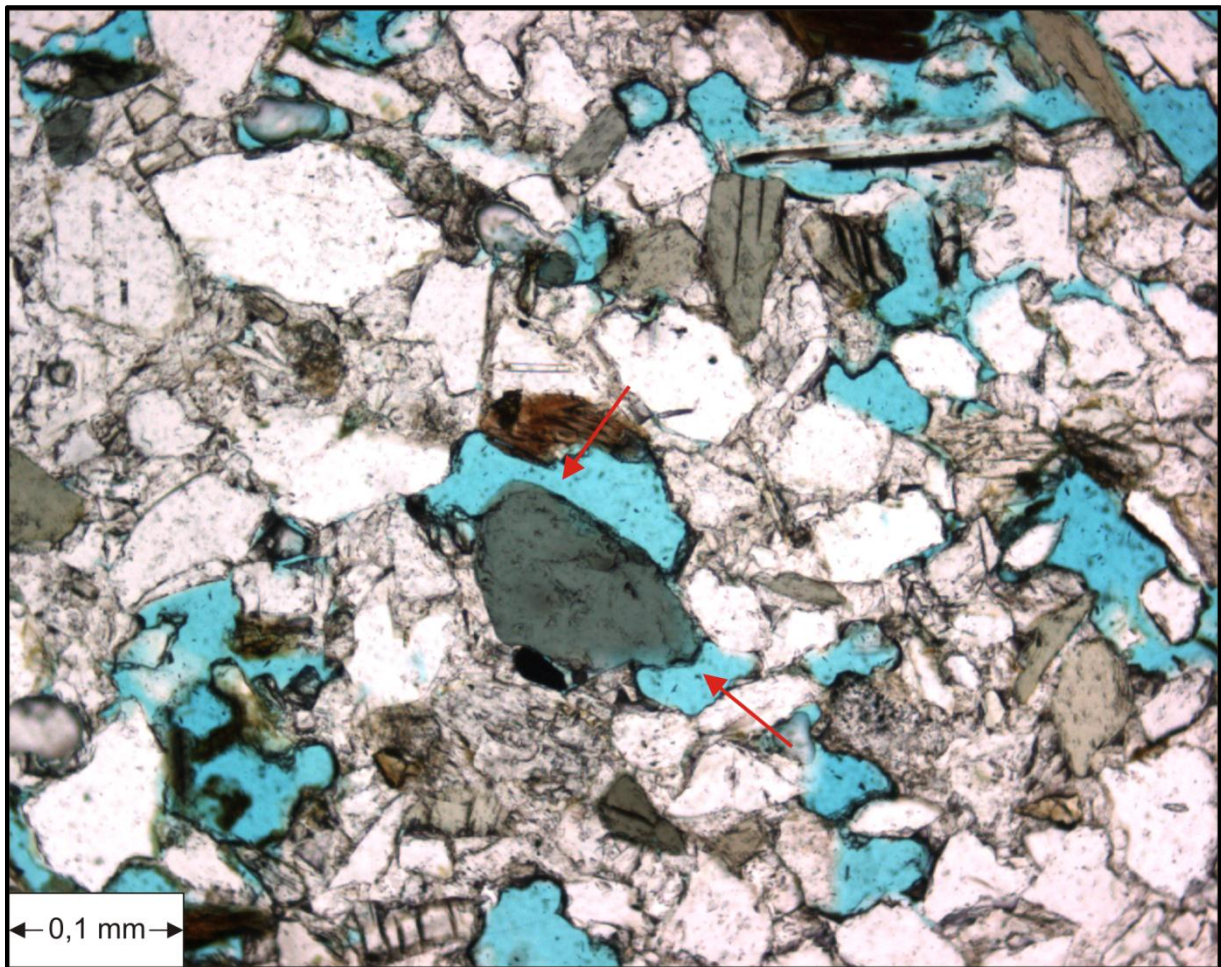


Fig. 4-27 Tynnslip av prøven 1009F under normalt lys. Blå områder viser porerom fylt med epoksy. Røde piler indikerer porerom uten kalsittsement langs kanten av kornet.



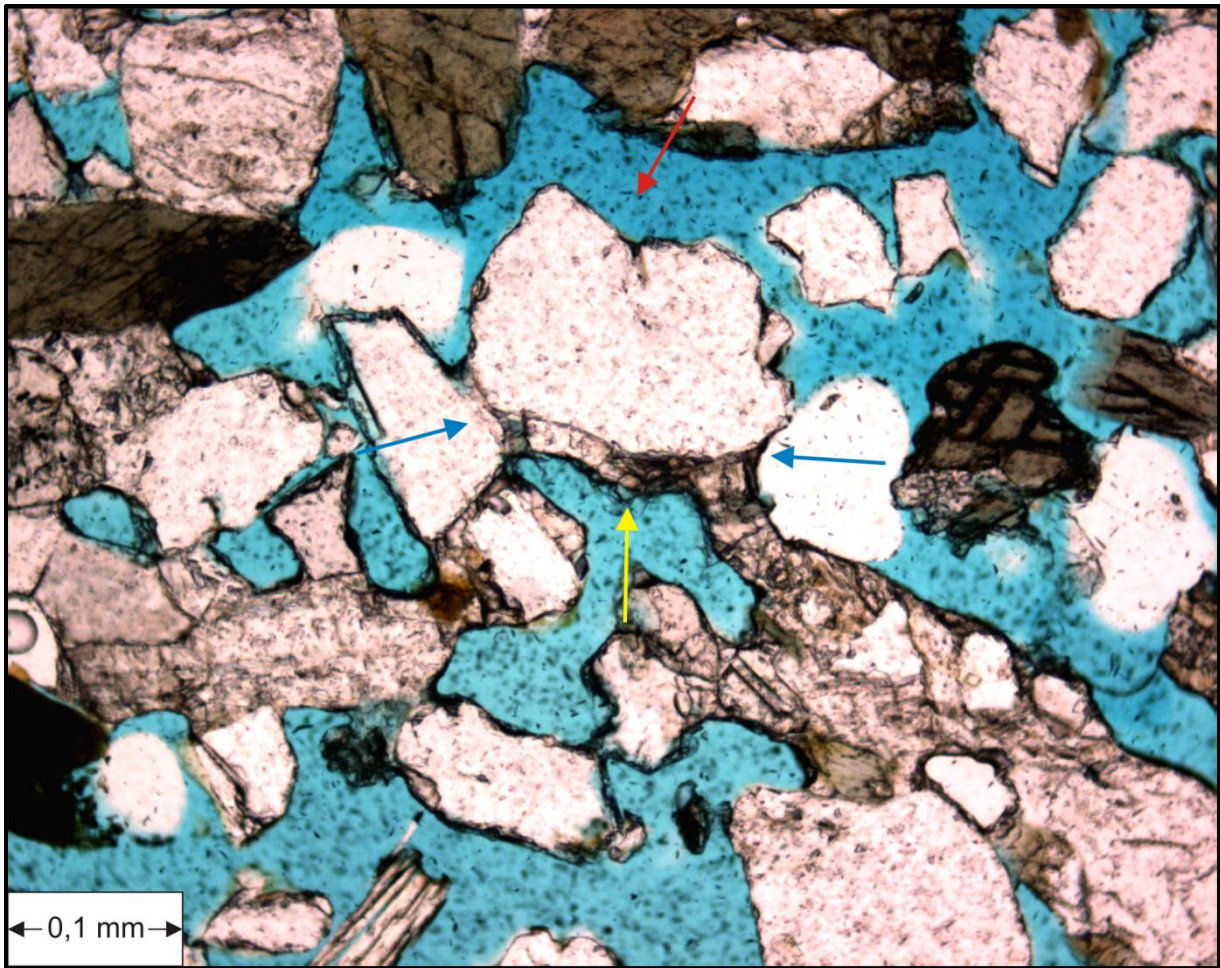


Fig. 4-28 Tynnslip av prøven 1009G under normalt lys. Blå områder viser porerom fylt med epoksy. Rød pil indikerer porerom uten kalsittsement langs kanten av kornet. Blå piler viser menisksement i kornkontakter. Gul pil viser hengende sement.

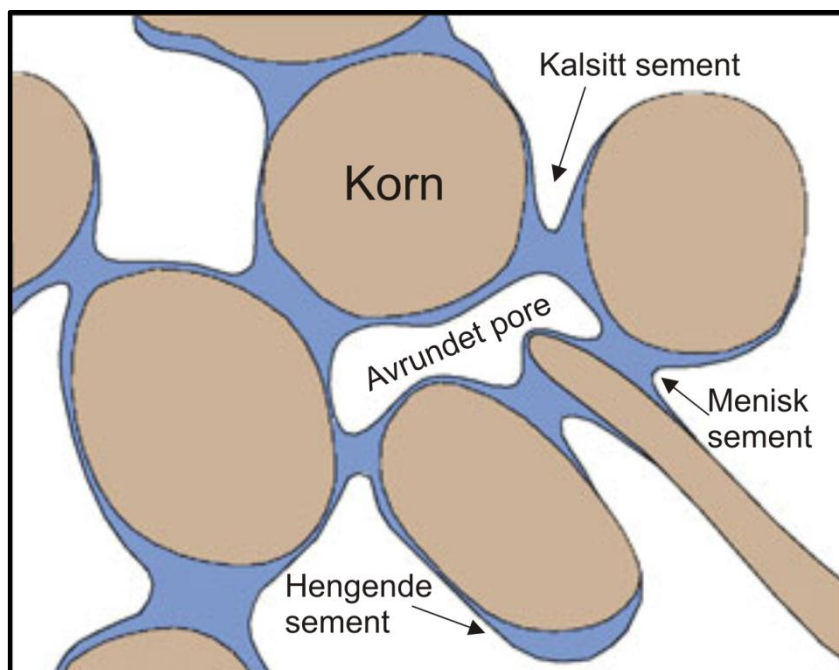


Fig. 4-29 Prinsippskisse av karakteristiske trekk for kalsittutfelling i den vadose sonen. På grunn av at porene kun er delvis væskefylte vil det bli en selektiv sementering ved kornkontaktene (menisk sement) og på kornenes underside (hengende sement). Modifisert etter (Bjørlykke et al., 2010).

## 4.9 Sedimentære enheter

### 4.9.1 Bottomsets

Bottomsets består hovedsakelig av massive lag av leire/silt med vekslende lag av sand opp til medium størrelse i øverste del. Bottomsetlagene er best blottet på lokalitetene 1, 2 og 3, mens ved lokalitetene 4 og 5 er kun den øverste meteren blottet.

Det er utført TC, TOC og TS analyser av de finkornete terrigerne enhetene i bottomsetlagene på lokalitetene 3, 4 og 5 (Fig. 4-17 og Fig. 4-18). Analysedata fremgår av (Tabell 7-2, Tabell 7-3 og Tabell 7-4) Disse geokjemiske analysene indikerer at denne del av lagrekken er avsatt under normalmarine forhold. Bortsett fra ved lokalitet 2 ble det ved alle lokalitetene observert marint skeletalt materiale. Den marine faunaen er behandlet i Kap. 4.2 beskriver hvordan disse faunaelementene kan brukes i en sedimentologisk kontekst.

#### 4.9.2 Foresets

Foresets er best blottet ved lokalitetene 4 og 5. De enkelte lagene varierer i mektighet fra noen få cm til over to meter. Ved begge lokalitetene danner foresetlagene en oppgrovningssekvens.

Ved lokalitet 4 opptrer bioturbasjon, primært i form av *Skolithos* isp. jevnlig gjennom lagrekken i vekslende lag av leire/silt til fin sand. Ved lokalitet 5 er bioturbasjon begrenset til intervallet 564 – 710 cm som er tolket som en kanalinnfylling etter et skifte i hovedløpet til en aktiv submarin kanal. I dette intervallet ble alle beskrevne sporfossiler i dette arbeidet påvist (Kap. 4.1). Ut over dette nivået er det kun gjort en observasjon av sporfossiler ved nivå 1854 cm ved lokalitet 5, noe som indikerer at enheten ved denne lokaliteten har blitt avsatt raskere enn ved lokalitet 4. Dette underbygges av MPS målinger av litoklaster ved begge lokalitetene som viser generelt en mindre diameter ved lokalitet 4 enn ved lokalitet 5.

Graden av intern deformasjon i lag innenfor enheten varierer i de to lokalitetene. Ved begge lokalitetene er det funnet strukturer i lag der sedimenter har en nær vertikal orientering som bryter med lagningen og har en massivt indre struktur ofte med litoklaster. Disse er tolket som Water escape structures og opptrer i midtre del av foresetlagene. Utglidninger bare er observert ved lokalitet 5. Generelt virker deformasjonen ved lokalitet 4 å være knyttet til en økende grad av overlaging av sedimenter, men ved lokalitet 5 er deformasjonen knyttet til korte hendelser i form av utglidninger.

I intervallet fra 564 cm til 1104 cm ved lokalitet 5 er det påvist flere lag med kongresjoner. Beskrivelsen av den nederste delen av dette intervallet fra 564 – 710 cm er beskrevet over. For den resterende delen fra nivå 710 cm til 1104 cm er det utarbeidet to logger (Fig. 4-30) for å bedre kunne gjengi de laterale endringene i avsetningen. De to loggene representerer den nordøstlige (NØ) og den sydvestlige (SV) delen av et ca 3,5 m bredt snitt i intervallet 710 - 1104cm (SV). Kun den sydvestlige delen er representert i loggen for lokalitet 5 (Fig. 7-5). Bunnene for begge loggene i Fig. 4-30 er satt til erosjonsflaten ved nivå 710 cm (SV), men grunnet helningen på lagene er den samme erosjonsflaten i NØ målt til 700 cm. Fra nivå 710 – 730 cm (SV) er det avdekket et lag som inneholder basalkonglomerat rikt på klaster av leire. Tykkelsen varierer fra 2 - 4 cm med lengste akse i størrelsesorden 6 – 10 cm. Dette laget sammen med laget over fra nivå 730 – 917 cm (SV) har en skarp nær vertikal erosjonskontakt mot lagene fra nivå 700 – 920 cm (NØ). Enheten (SV) er tolket som en submarinkanal med en massiv indre struktur i nedre del. Mot toppen av laget indikerer tynne lag/lamina av veldig fin sand en indre deformasjon. Tre større klaster ble observert i denne delen av lagrekken (Fig.



4-16). Størrelsen til disse klastene og den tidligere nevnte basalkonglomeraten tyder på at strømningshastigheten må ha vært betydelig. Slike klaster av leire brytes lett opp under transport og de er trolig derfor korttransportert og har vært konsolidert før erosjonen fant sted. Dette tyder på at disse leirflakene er derivert fra et område som har vært noe overdekket av yngre sedimenter, slik at en del av porevannet har blitt presset ut slik at den leiren har fått en mer fast konsistens før erosjon. Ved nivå 750 cm (NØ) er det påvist deformasjon i laget over og under erosjonsflaten. Deformasjonen i det underste laget (700 – 750 cm) er tydelig erodert i toppen og viser at deformasjonen har skjedd før erosjonen. Deformasjon i enheten over erosjonsflaten (750 – 920 cm) må derfor være knyttet til en senere hendelse. Gjentatte hendelser med avsetning og erosjon kan konsistensen og dannelsen av leirklaster.

Intervall 719 – 1009 cm (SV) utgjør et lag av fin sand der det med økende grad av indre deformasjon mot NØ. I toppen av dette laget, ved nivå 1009 cm (SV) er det avdekket en konkresjonsflate (Fig. 4-12 og Fig. 4-11) som følger et tynt lag av veldig fin sand. Laget over fra nivå 1009 – 1059 cm (SV) har en økende kornstørrelse mot toppen. Internt i laget viser lamineringen økende grad av deformasjon mot toppen der en skarp erosjonskontakt er påvist. Det overliggende laget fra 1059 – 1079 cm (SV) har en massiv indre struktur med sedimenter av fin grus i bunn som gradvis endres til grov sand i toppen. Tykkelsen av laget øker fra 20 cm i den sydvestre del av blotningen til en minimumsmektighet på ca 70 cm i den nordøstre delen. I laget er det observert litoklaster, leirklaster, konkresjoner, fragmentert skeletalt materiale og disartikulerte muslingskall. Dette laget øker i mektighet mot nordøst mens laget under (1009 – 1059 cm) kiler ut mot erosjonskontakten.

Opptreden og den varierende formen på konkresjonene i denne delen av lagrekken er beskrevet i Kap. 4.3.

Den øverste delen av enheten kjennetegnes ved en mindre helningsvinkel og mindre deformasjon av lagrekken. Ved lokalitet 5 er graden av oppløsning av skeletalt materiale økende mot toppen av denne delen av lagrekken (Kap. 4.2).

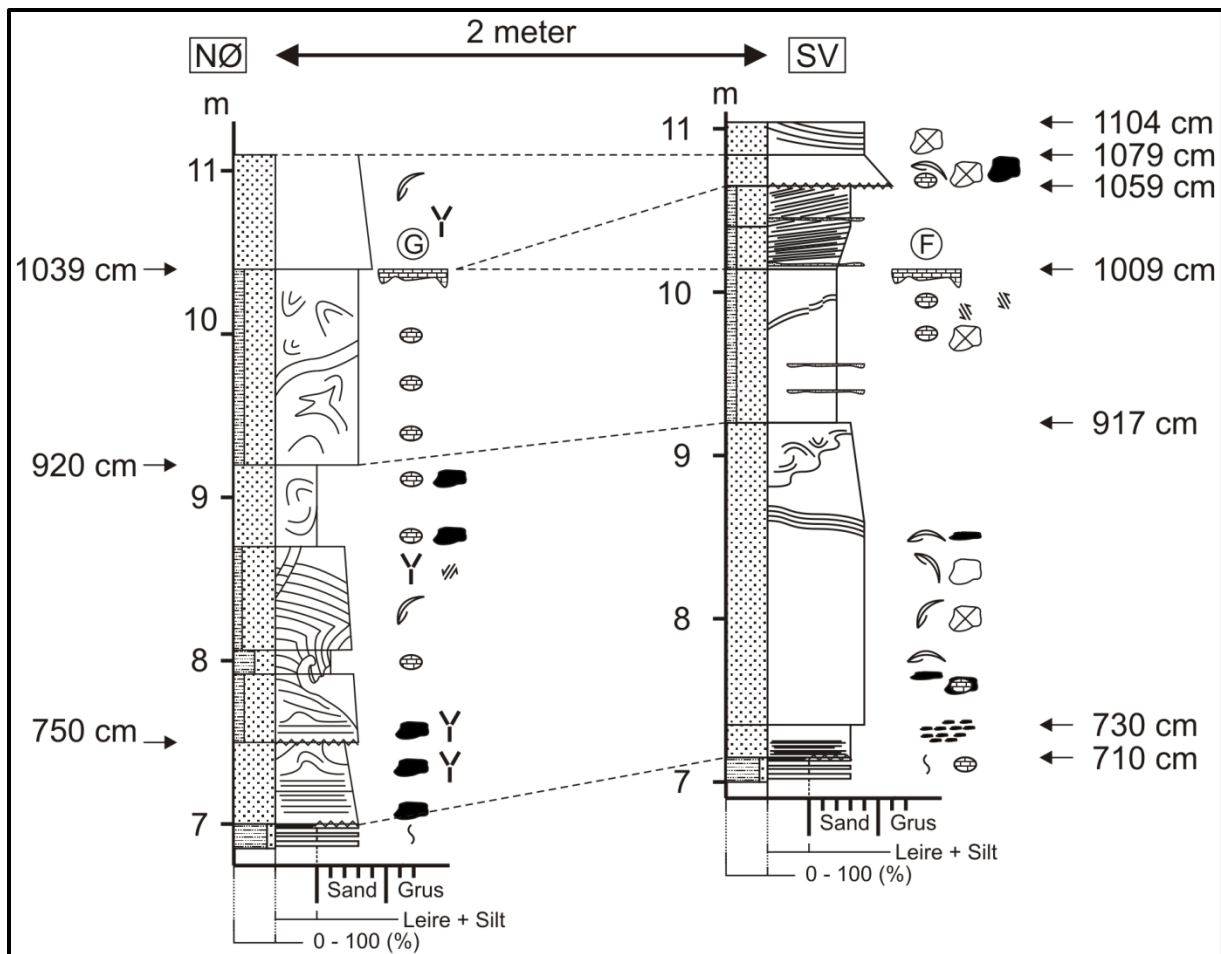


Fig. 4-30 Laterale endringer i intervallet 700 – 1104 cm i lokalitet 5. De markerte nivåene er beskrevet nærmere i teksten. Den sydvestre loggen er et utsnitt av loggen for lokalitet 5 (Fig. 7-5)

### 4.9.3 Topsets

Topsets utgjør den øverste delen av lagrekken ved alle lokaliteter unntatt lokalitet 2. Bunnen av enheten kjennetegnes av en skarp erosjonsgrense og en økning i kornstørrelse fra leire/silt og sand til fin grus. Ved lokalitet 4 og 5 danner denne grensen en tydelig diskordans som kan følges gjennom hele skjæringen der den ikke er dekket av rasmateriale. Kornstørrelsen blir generelt finere mot toppen av enheten, Den nederste delen fremstår som massiv, før lag med traukryssjikt, ofte med granatsand i traue, blir dominerende. Videre avsettes det planlaminerte lag, i vekslning med lag av strømrifler bevart i granatsand.

## 5 Diskusjon

### 5.1 Konkresjoner

Ved Leirbakken, indre del av Ramfjorden, har Vedaa (2003) påvist små (diameter på ca 4mm) kuleformete dårlig sementerte konkresjoner som lett knuses mellom fingrene. Denne del av lagrekken er tolket som ferskvannsavsetninger fritt for skeletalt materiale. Bergartene i dette området inneholder en del dolomitt- og kalkspatmarmor (Zwaan et al., 1998), og petrografiske undersøkelser av de sandige sedimentene i Breivikeidet (Hanken pers. med. januar 2012) har vist at kvartær forvitring av disse bergartene har gitt opphav til både dolomitt- og kalkspatkorn i løsmassene. Mangel på skeletalt materiale i løsmassene omkring Leirbakken tyder på at karbonatsementen i disse konkresjonene er derivert fra delvis oppløsning av kalsitt- og/eller dolomittkorn i de omkringliggende avleiringene. Den relativt beskjedne forekomsten av karbonatkorn kan derved forklare den beskjedne sementeringsgraden i disse konkresjonene.

Ved lokalitet 5 er sementeringen og konkresjonenes størrelse betydelig bedre utviklet enn det Vedaa (2003) beskriver fra ferskvannsedimentene ved Leirbakken. På lokalitet 5 er det ved petrografiske undersøkelser av løsmassene også påvist korn av kalsitt og dolomitt, men i tillegg inneholder også disse sedimentene partielt oppløst skeletalt materiale. Det er derfor sannsynlig at karbonatsementen kan være derivert fra både oppløst bergartsderivert karbonatmateriale og skallfragmenter. Det oppløste materialet kan ha blitt ført ned gjennom lagrekken i form av  $\text{Ca}^{2+}$  og  $\text{CO}_3^{2-}$  der en del av dette kan ha blitt utfelt i form av konkresjoner i enkelte stratigrafiske nivåer. Denne hypotesen krever at det må være rikelig med skeletalt materiale i lagrekken over de konkresjonsholdige delene av lagrekken, og dette er nettopp forholdet i lokalitet 5 der det skeletale materiale til øvre del av lagrekken også viser tydelige tegn på partiell oppløsning. Relasjonen mellom skeletal oppløsning og konkresjonsdannelse har også blitt påpekt av Nielsen et al. (2009,2012), og mine undersøkelser støtter denne hypotesen.

Ved de andre undersøkte lokalitetene er det ikke påvist skeletalt materiale i de øvre sandige delene av lagrekken, og her er det heller ikke påvist konkresjoner. Ved lokalitet 4 viser TOC/TS verdiene (Fig. 4-17B) at lagrekken er avsatt under en økende tilførsel av ferskvann, som igjen kan forklare hvorfor det ikke er påvist skeletalt materiale ved denne lokaliteten. Videre kan dette forklare den dårlige sementeringen i konkresjonene

Munch-Ellingsen (1984) har påpekt at mange av konkresjonene langs nedre del av Breivikelva har en avlang form og at de viser en parallellorientering. Han påpekte at konkresjonene kunne være parallelle med grunnvannsbevegelsen, og dette støttes også av mine undersøkelser på lokalitet 5 (Fig. 4-12). Her har avlange og til dels mer eller mindre sammenvokste konkresjoner en orientering på ca  $305^{\circ}$  -  $125^{\circ}$  (Fig. 4-15). Det vil si at lengdeaksen står omtrent normalt på elvebredden. Som vist i Kap. 4.8 (Fig. 4-28) er konkresjonene dannet i den vadose sonen, og da konkresjonenes lengdeakse står omtrent vinkelrett på elvebredden, er det rimelig å anta at de er parallelle med grunnvannsgjennomstrømningen. En analog orientering av avlange, karbonatsementerte pleistocene konkresjoner er også beskrevet fra sandige grusige avleiringer fra den Ioniske kyst, Italia, der deres orientering også ble relatert til den fremherskende grunnvannsbevegelsen (McBride et al., 1994).

I lagrekken ved lokalitet 5 er det også påvist konkresjoner som ikke har en orientering som alene kan forklares med grunnvannsbevegelsen. Størrelsen, geometrien og opptreden av konkresjoner varierer ved lokaliteten hvilket indikerer at andre faktorer trolig er avgjørende for utfellingen. Ved nivå 1009 cm følger konkresjonsflaten et bestemt stratigrafisk nivå som ikke kan forklares bare av grunnvannsbevegelsen. Det samme gjelder for konkresjonen ved nivå 974 cm (Fig. 4-14) der linjementene ikke kan tilskrives en entydig orientering.

Porøsitanalyser og kornfordelingsdata fra intervallet 710 – 1104 cm antyder en sammenheng mellom opptreden av konkresjoner og sedimentene de opptrer i. Nivåene 1004 – 1009 cm og 770 – 775 cm (Fig. 4-25) har begge konkresjoner som er bedre utviklet enn det som er karakteristisk for lokaliteten. Ved begge nivåer er porøsiteten høyere enn det underliggende laget. Kornfordelingsanalysen for de samme nivåene viser at begge lag har en mode i veldig fin sand og er bedre sortert (Fig. 4-23).

Ingen entydig konklusjon kan trekke ut fra disse observasjonene da antallet lag egnet for denne typen undersøkelse var begrenset. Muring og Tønnesen (1990), Dagestad et al. (2006) og Hilmo (2011) har utført geofysiske målinger for å kartlegge grunnvannspotensialet i Breivikeidet. Muring og Tønnesen (1990) og Dagestad et al. (2006) viste vannmettede soner i grovkornete lag ved Ramfjordmoen, og Hilmo (2011) påviste ved prøvepumping i to brønner ved Hov at de sandige sedimentene hadde en god permeabilitet. Grunnvannspeilet ble påvist 2 m under overflaten og det vannførende laget ble fult ned til 9 meter. Dette viser at endringene i porøsiteten i lagrekken ikke er så stor at den har en avgjørende betydning for

dreneringen av grunnvannet og at utfellingen i større grad skjer på grunnlag av kornstørrelsen og/eller sorteringen.

Intervallet 917 – 1009 cm (lokalitet 5) har en indre deformasjon som øker mot NØ (Fig. 4-30 og Fig. 4-11). Deformasjonen er tolket til å være et resultat av en utglidning av et lag ved nivå 1059 – 1079 cm. Denne utglidningen har i økende grad erodert bort det underliggende laget i nivå 1009 – 1059 cm før det ved nivå 1009 cm ikke lengere kan følges (Fig. 4-30).

Mektigheten av utglidningen og graden av deformasjon i intervallet 917 – 1009 cm øker begge mot NØ. Konkresjonsflaten i nivå 1009 cm terminerer mot utglidningen og utfellingen har bare skjedd i den delen av nivået der laget av veldig fin sand er bevart (Fig. 4-10 og Fig. 4-13). Skeletalt materiale påvist høyere opp i lokaliteten antyder at dette har utglidningen har skjedd submarint. Resultatene fra tynnslipene indikerer at konkresjonene er dannet i den vadose sonen Kap 4.8. Dette støtter at deformasjonen i lagrekken har skjedd før dannelsen av konkresjoner. Denne hypotesen kan forklare den geometriske formen til konkresjonsflaten mot den erosive grensen ved nivå 1009 cm (Fig. 4-10) og konkresjonene observert ved nivå 974 cm (Fig. 4-14). Dersom utfellingen følger nivåer av veldig fin sand er den geometriske formen til konkresjonene et resultat av deformasjon av lagene før utfellingen finner sted.

Forskjellen i størrelse på konkresjonene er tydelige ved lokaliteten. Den største utbredelsen er som nevnt ved nivå 1009 cm. Videre nedover avtar den noe i størrelse før det stabiliserer seg ved nivå 710 cm (Fig. 7-5). Fra dette nivået og ned til bunnen av profilet opptrer konkresjonene som små runde eller ovale kuler i størrelsesorden fra 1 cm maksimalt 3 cm.

En mulig forklaring på dette kan være at utfellingen av konkresjonene følger grunnvannsspeilet som igjen er styrt av glacio-isostatisk heving av landmassen. Utfellingen av flaten ved nivå 1009 cm kan da representere en periode der havnivået har vært stabilt, mens utfellingen av de mindre konkresjonene nedover i lagrekken skjer ved et kontinuerlig fall i havnivået.

Videre undersøkelser rundt dette vil være mulig å utføre på grunnlag av  $^{14}\text{C}$ -dateringer av *Macoma calcarea* fra lokalitet 5 som er bestilt for dette arbeidet. Dessverre foreligger det ingen resultater, slik at problemstillingen forblir åpen.



## 5.2 Paleofauna

Den zoogeografisk inndelingen av Feyling-Hanssen (1955) for sokkelområder har ofte blitt brukt for tolkning av kvartære faunaer. Ullsfjorden tilhører i dag i den høy-boreale provinsen som påvirkes av det varme overflatevannet fra den Norske Kyststrømmen. Det kalde vannet i de nord Norske fjordene inneholder arktiske arter som ellers bare lever lenger nord og øst (Sars 1878).

Inndelingen som sådan gjelder kun sokkelområder. Den nordlige grensen av den høyboreale provinsen skilles ved 1) den nordlige grensen av boreale arter og 2) en isoterm på 10 °C (f.eks. Peacock 1989). En zoogeografiske oversikt over de artene som utgjør paleofaunaen er gitt i Tabell 7-8 Det fremgår av oversikten at paleofaunaen trolig stammer fra den høy-boreale provinsen. *Acanthocardia echinata* og *Cerastoderma edule* er typiske boreale arter (f.eks. Sars 1878). Foruten arter som er typiske for den boreale provinsen, er arter karakteristiske for den arktiske provinsen også til stede. For eksempel er *Crenella decussata* mest vanlig i nordlige deler av sin geografiske utbredelse, spesielt på grunt vann (Jensen og Spärck 1934). Arten er mindre vanlig lenger sør. *Macoma calcarea* har sin viktigste utbredelse i den arktiske sirkumpolare regionen. Kvantitativt domineres de arktiske havområdene av muslinger som lever på grunt vann (Jensen og Spärck 1934). Den resente høyboreale fauna ved Tromsø har ca 50 % av arter fra det arktiske element (Grønlie 1945). Kombinasjon av boreale og arktiske arter i paleofaunaen er derfor som forventet for en høyboreal provins (jfr. Tabell 7-7).

I Kap. 4.2 er det beskrevet hvilke temperaturer og salinitetsforhold som er tilknyttet de undersøkte prøvenivåene ut fra arter som har lavest toleranse for temperatur og høyes krav til salinitet. Endringen i paleofaunaen skyldes trolig økende grad av varme saline vannmasser for ca 10000 år BP. Thomsen og Vorren (1986) beskrev en endring fra en lavartisk til høyboreal paleofauna i perioden 10000 – 7800 år BP, basert på kjerneprøver fra Andfjorden og Malangsdjupet. Hansen et al. (2011) påviste varmere vannmasser i den norske kyststrømmen utenfor Finnmark basert på utbredelsen av *Mytilus edulis*, for 9000 – 8000 år BP.

Ingen resultater fra <sup>14</sup>C dateringene ved de undersøkte lokalitetene foreligger. Nærmeste tilgjengelige datering fra bottomsets er utført Corner og Fjalstad (1993) ca 750 m nordøst for lokalitet 3 med en oppgitt alder på 9060 ± 80 år BP. Dateringene fra lokalitet 5 (foresets) har en alder på 9750 ± 75år BP og 9860 ± 80 år BP. (Hanken. pers. med. jan. 2012). Disse viser at endringen i paleofaunaen skyldes økende tilførsel av varme saline vannmasser for ca 10000 år BP.

## 6 Konklusjon

Med utgangspunkt i oppgavens formål følger de viktigste resultatene for dette arbeidet punktvis under.

- Basert på resultatet fra undersøkelsen av tynnslipene der det ble påvist at karbonatsementen er ikke luminescerende. Både menisk- og hengende sement er påvist og kalsittsementen må derfor være utfelt i den vadose sonen.
- Kilden til sement er todelt i Breivikeidet. Bergartsderivert karbonatmateriale og partielt oppløst skeletalt materiale er påvist i de samme i løsmassene som konkresjonene er dannet i. Ved lokalitet 5 er hovedkilden til sementen det skeletale materiale i øvre del av lagrekken som tydelige viser tegn på partiell oppløsning.
- Utfellingen er styrt av grunnvannsbevegelsen. Orienteringen til den lengste akse på de mer eller mindre sammenvokste konkresjonene har en orientering på ca  $305^{\circ}$  -  $125^{\circ}$  som er tilnærmet normalt på elvebredden.
- Konkresjonenes opptreden, størrelse og geometriske form i lagrekken er styrt av:
  - 1) Endring i grunnvannsspeilet grunnet glacio-isostatisk heving av landmassen.
  - 2) Utfelling i lag med høy porøsitet og en mode i veldig fin sand med god sortering.
  - 3) Deformasjon av lag med samme egenskaper nevnt i 2).
- Sammensetningen av de artene i paleofaunaen klassifiserer den som høyboreal.
- Paleofaunaen domineres av gravende endobentiske muslinger, mens snegler og rester av rur og kråkeboller er mindre vanlig.
- Det skeletale materialet er i stor grad autoktont og parautoktont, mens en mindre del er alloktone transportert ut fra nærliggende kystnære gruntvannsområder.
- Endringen i paleofaunaen skyldes trolig økt tilførsel av varme saline vannmasser for ca 10000 år BP.

## 7 Vedlegg

Nivå (cm)	Vekt (g)	Porøsitet (cm <sup>3</sup> )	Porøsitet (ml)	Gj.snitt porøsitet	Gj. snitt for hvert nivå	Differanse i porøsitet
1092 - 1097	154,18	41,82	43,00	42,41	42,41	1,18
1074 - 1079	171,78	35,18	37,00	36,09	36,09	1,82
1059 - 1064	165,01	37,73	39,00	38,37	37,87	1,27
1059 - 1064	167,66	36,73	38,00	37,37		1,27
1056 - 1061	140,94	46,82	47,00	46,91	46,91	0,18
1021 - 1027	150,93	43,05	44,00	43,52	43,41	0,95
1021 - 1027	152,17	42,58	44,00	43,29		1,42
1013 - 1018	152,32	42,52	44,00	43,26	43,41	1,48
1013 - 1018	150,77	43,11	44,00	43,55		0,89
1004 - 1009	146,63	44,67	45,00	44,83	44,96	0,33
1004 - 1009	145,30	45,17	45,00	45,08		-0,17
1001 - 1006	159,93	39,65	40,00	39,82	39,82	0,35
964 - 969	158,46	40,20	43,00	41,60	42,55	2,80
964 - 969	151,10	42,98	44,00	43,49		1,02
943 - 948	148,18	44,08	46,00	45,04	44,35	1,92
943 - 948	152,90	42,30	45,00	43,65		2,70
924 - 929	148,00	44,15	45,00	44,58	43,83	0,85
924 - 929	153,27	42,16	44,00	43,08		1,84
865 - 870	156,72	40,86	42,00	41,43	41,43	1,14
770 - 775	145,64	45,04	45,00	45,02	45,02	-0,04
750 - 755	159,26	39,90	41,00	40,45	40,45	1,10
735 - 740	155,09	41,48	42,00	41,74	41,74	0,52

Tabell 7-1 Tabellen viser porøsitetsverdier for prøver fra lokalitet 5. Prøvenavn viser til intervallet i cm over bunn av profilet hvor prøven ble tatt ut. De stratigrafiske nivåene er vist i loggen på Fig. 7-5. I de intervaller der det er tatt ut 2 prøver er gjennomsnittet av porøsiteten brukt.

Posisjon	Masse (g)	Metode	Type	Karbon %	Karbon (mg)	Svovel %	Svovel (mg)	TOC/TS
12	0,3566	LCLS	TOC	0,172	1,06	0,44	2,72	0,28
17	0,6065	LCLS	TOC	0,0923	0,56	0,0134	0,0815	6,50
118	0,6039	LCLS	TOC	0,117	0,704	0,136	0,824	0,81
137	0,6024	LCLS	TOC	0,124	0,745	0,0832	0,501	1,39
152	0,6254	LCLS	TOC	0,117	0,734	0,139	0,869	1,03
157	0,6181	LCLS	TOC	0,126	0,781	0,13	0,801	0,89
187	0,3598	LCLS	TOC	0,112	0,403	0,0702	0,253	1,62
217	0,3943	LCLS	TOC	0,103	0,407	0,128	0,505	0,41
263	0,3533	LCLS	TOC	0,116	0,411	0,12	0,424	0,54
285	0,3509	LCLS	TOC	0,105	0,368	0,0942	0,33	1,06
300	0,3794	LCLS	TOC	0,101	0,383	0,0201	0,0762	4,68
Posisjon	Masse (g)	Metode	Type	Karbon %	Karbon (mg)	Svovel %	Svovel (mg)	
12	0,3871	LCLS	TC	2,82	11,3	0,606	2,43	
17	0,401	LCLS	TC	0,992	3,98	0,0142	0,057	
118	0,3626	LCLS	TC	1,55	5,62	0,145	0,524	
137	0,3639	LCLS	TC	1,26	4,59	0,0894	0,325	
152	0,3759	LCLS	TC	1,28	4,81	0,114	0,429	
157	0,3656	LCLS	TC	1,28	4,66	0,142	0,52	
187	0,3673	LCLS	TC	1,15	4,22	0,0691	0,254	
217	0,3892	LCLS	TC	1,2	4,67	0,25	0,975	
263	0,3708	LCLS	TC	1,16	4,32	0,213	0,79	
285	0,4045	LCLS	TC	1,12	4,52	0,0988	0,399	
300	0,4000 6	LCLS	TC	0,984	3,94	0,0216	0,0864	

Tabell 7-2 LECO-resultater for lokalitet 3

Posisjon	Masse (g)	Metode	Type	Karbon %	Karbon (mg)	Svovel %	Svovel (mg)	TOC/TS
0	0,3618	LCLS	TOC	0,596	2,16	0,28	1,01	1,06
30	0,3574	LCLS	TOC	0,702	2,51	0,399	1,42	0,92
60	0,3495	LCLS	TOC	0,463	1,62	0,241	0,843	0,92
85	0,3504	LCLS	TOC	0,491	1,72	0,128	0,449	2,05
110	0,3825	LCLS	TOC	0,258	0,988	0,0596	0,228	2,97
235	0,3903	LCLS	TOC	0,173	0,675	0,00679	0,0265	20,79
250	0,3545	LCLS	TOC	0,222	0,789	0,00849	0,0301	21,76
470	0,3858	LCLS	TOC	0,109	0,42	0,00617	0,0238	9,73
								60,21
Posisjon	Masse (g)	Metode	Type	Karbon %	Karbon (mg)	Svovel %	Svovel (mg)	
0	0,3486	LCLS	TC	1,06	3,7	0,56	1,95	
30	0,3604	LCLS	TC	1,32	4,74	0,766	2,76	
60	0,3615	LCLS	TC	1,05	3,78	0,505	1,82	
85	0,3671	LCLS	TC	0,787	2,89	0,239	0,876	
110	0,3958	LCLS	TC	0,576	2,28	0,0869	0,344	
235	0,3632	LCLS	TC	0,218	0,791	0,00832	0,0302	
250	0,342	LCLS	TC	0,305	1,04	0,0102	0,035	
470	0,3418	LCLS	TC	0,153	0,522	0,0112	0,0381	

Tabell 7-3 LECO-resultater for lokalitet 4



Posisjon	Masse (g)	Metode	Type	Karbon %	Karbon (mg)	Svovel %	Svovel (mg)	TOC/TS
15	0,6152	LCLS	TOC	0,0912	0,561	0,045	0,277	1,34
60	0,6089	LCLS	TOC	0,108	0,661	0,00284	0,0173	1,46
584	0,6288	LCLS	TOC	0,123	0,773	0,00314	0,0197	1,13
592	0,6225	LCLS	TOC	0,15	0,931	0,00329	0,0205	1,19
624	0,6476	LCLS	TOC	0,119	0,768	0,0377	0,244	1,22
675	0,6286	LCLS	TOC	0,0913	0,574	0,00268	0,0168	1,30
689	0,6193	LCLS	TOC	0,139	0,862	0,00267	0,0166	1,15
694	0,6351	LCLS	TOC	0,128	0,81	0,00254	0,0161	1,25
832	0,6275	LCLS	TOC	0,119	0,746	0,00253	0,0159	1,49
								11,52
Posisjon	Masse (g)	Metode	Type	Karbon %	Karbon (mg)	Svovel %	Svovel (mg)	
15	0,4025	LCLS	TC	0,951	3,83	0,068	0,274	
60	0,405	LCLS	TC	0,912	3,69	0,0742	0,301	
584	0,3995	LCLS	TC	0,904	3,61	0,109	0,434	
592	0,4013	LCLS	TC	0,939	3,77	0,126	0,506	
624	0,3993	LCLS	TC	0,96	3,83	0,0979	0,391	
675	0,3971	LCLS	TC	0,906	3,6	0,0705	0,28	
689	0,3997	LCLS	TC	0,963	3,85	0,121	0,483	
694	0,4191	LCLS	TC	0,916	3,84	0,102	0,426	
832	0,378	LCLS	TC	0,754	2,85	0,08	0,302	

Tabell 7-4 LECO-resultater for lokalitet 5

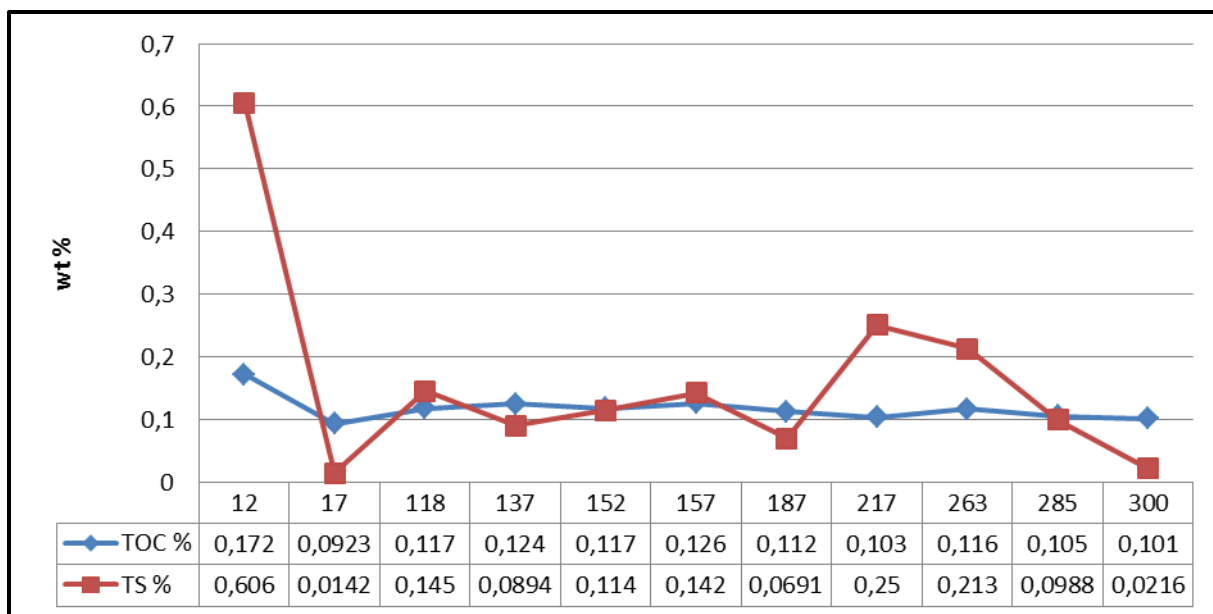


Fig. 7-1 TOC og TS verdier for lokalitet 3. Den øverste raden i tabellen viser hvilket stratigrafisk nivå prøven er hentet ut av.

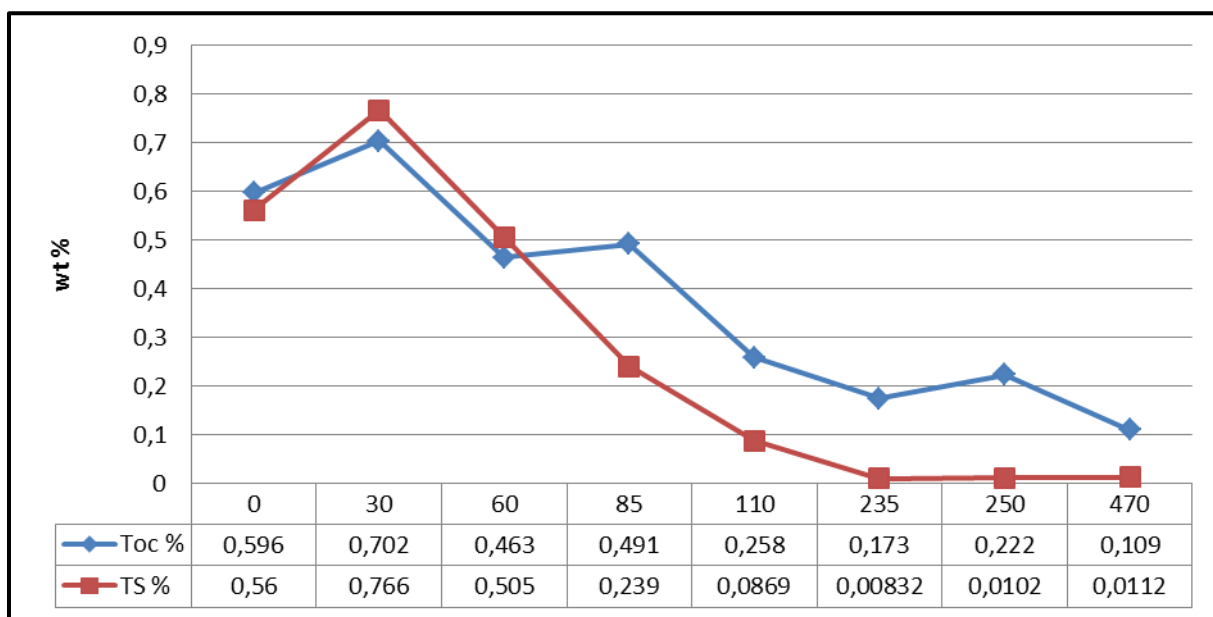


Fig. 7-2 TOC og TS verdier for lokalitet 4. Den øverste raden i tabellen viser hvilket stratigrafisk nivå prøven er hentet ut av.

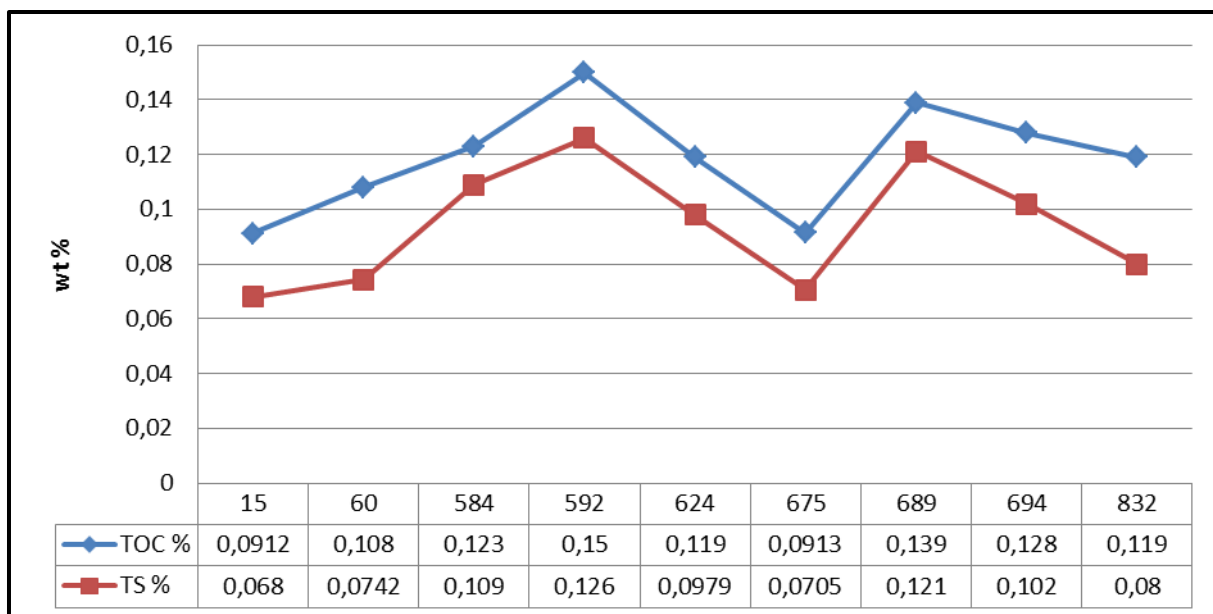


Fig. 7-3 TOC og TS verdier for lokalitet 5. Den øverste raden i tabellen viser hvilket stratigrafisk nivå prøven er hentet ut av.

Strat. Nivå (cm)	Vekt (g)	8 - 16mm	4 - 8mm	2 - 4mm	1 - 2mm	0,5 - 1mm	250 - 500µm	125 - 250µm	63 - 125µm	< 63µm	Tap masse (g)	Tap masse %
1092 - 1097	53,93			0,26	1,82	9,46	24,31	14,96	2,01	0,38	0,73	1,35
1074 - 1079	171,63	6,17	4,97	19,88	29,03	39,51	42,73	22,19	5,24	1,48	0,43	0,25
1059 - 1064	165,01		0,6	5,83	22,26	54,3	53,34	22,64	4,31	1,43	0,3	0,18
1056 - 1061	50,63				0,25	0,79	6,96	29,32	10,3	2,94	0,07	0,14
1021 - 1027	50,4					0,84	18,33	22,52	6,29	1,77	0,65	1,29
1013 - 1018	51,4				0,06	1,13	19,07	21,99	5,63	3,18	0,34	0,66
1004 - 1009	50,65				0,01	0,95	5,65	12,28	22,21	8,37	1,18	2,33
1001 - 1006	50,62					0,08	3,92	28,35	15,82	1,55	0,9	1,78
964 - 969	50,44				0,04	0,8	13,01	25,78	8,65	1,67	0,49	0,97
943 - 948	49,31			0,02	0,24	5,35	26,35	13,34	2,65	1,08	0,28	0,57
924 - 929	50,13				0,01	0,79	16,12	24,65	6,61	1,94	0,01	0,02
865 - 870	52,93			0,09	4	21,48	20,31	5,08	0,71	1,12	0,14	0,26
770 - 775	49,4			0,1	0,16	0,15	1,03	14,22	21,5	12,1	0,14	0,28
750 - 755	80,66		2,31	7,8	16,61	23,42	20,11	6,14	1,7	2,26	0,31	0,38
735 - 740	54,37			0,04	0,01	2,19	30,19	19,52	1,65	0,72	0,05	0,09
1009F	70,93				0,1	0,68	4,27	21,75	29,29	14,6	0,24	0,34
1009G	97,47		1,88	2,99	5,48	9,09	38,2	29,05	7,22	2,8	0,76	0,78

Tabell 7-5 Resultater for kornfordelingsanalysen

(Lokalitet = L), (X-X =nivå i cm fra bunn)	L1 0-20	L1 0-20	L1 0-20	L3 50-70	L3 50-70	L3 50-70	L3 80-105	L3 80-105	L3 80-105	L3 80-105	L3 205-225	L3 205-225	L3 205-225	L3 305-325	L3 305-325	L3 305-325	L4 0-25	L4 0-25	L4 0-25
	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm	>16 mm	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm
<b>GASTROPODA</b>																			
<i>Boreotrophon clathratus</i> (Linnaeus, 1767)							2	(1)											
<i>Cylichna</i> sp. indet.	1																		
<i>Lepeta caeca</i> (Müller, 1776)								1											
<i>Littorina littorea</i> (Linné, 1758)																	(1)		
Littorinid sp.							2										(1)	1	
Nassariid sp. indet.							(1)												
Naticid sp. indet.	1							(1)									1		
Turrid sp. indet.							1												
<b>BIVALVIA</b>																			
<i>Abra nitida</i> (O.F. Müller, 1776)							2	6	1		5	13	8			1			
<i>Abra</i> sp. indet.				3	2		8 (2)		1		16 (3)	3		2	1				
<i>Acanthocardia echinata</i> (Linné, 1758)								1 (3)	(1)		? 1								
Anomid sp. indet.							3	3											
<i>Arctica islandica</i> (Linnaeus, 1767)	1						10 (6)	12 (11)	6 (12)	12 (2)							3 (1)		
<i>Astarte borealis</i> (Schumacher, 1817)							1	3 (3)											
<i>Astarte elliptica</i> (Brown, 1827)							6 (12)	4 (7)	1 (1)										
<i>Astarte</i> sp. indet.	(1)						3 (2)												
<i>Axinopsida orbiculata</i> (G.O. Sars, 1878)																	2		
Cardiid sp. indet.	1 (5)	(2)		(1)			5 (11)	1 (3)	(2)		1						1 (8)	3 (9)	(1)
<i>Cerastoderma edule</i> (Linnaeus, 1758)							2												
<i>Chlamys islandicus</i> (Müller, 1776)							1 (2)	(1)	(1)										
<i>Crenella decussata</i> (Montagu, 1803)	1						33 (10)												
<i>Hiatella arctica</i> (Linnaeus, 1758)							4 (1)	4 (11)	6 (3)										
<i>Macoma calcarea</i> (Gmelin, 1791)	28 (10)	10 (6)	3 (4)	17 (7)	9 (4)	11 (2)	98 (75)	194 (106)	250 (37)	10	14 (12)	27 (7)	30	11 (4)	10 (7)	3 (1)	88 (59)	26 (16)	3 (2)
<i>Mya truncata</i> Linné, 1758	5			2			12 (15)	5 (24)	9 (19)	10	2 (1)			1 (3)			22 (9)	1	
<i>Mytilus edulis</i> Linné, 1758	1 (2)						(18)				(7)			(3)					
<i>Nucula</i> sp. indet.	1			1															
<i>Nuculana pernula</i> (O.F. Müller, 1779)							9 (8)	6 (4)											
<i>Thyasira sarsi</i> (Philippi, 1845)	2 (1)			2							1 (1)			1 (1)			11 (4)		
<i>Yoldiella lenticula</i> (Møller, 1842)				2													2		
<b>CIRRIPEDIA</b>																			
<i>Balanus balanus</i> (Linné, 1758)							+	+	+	+									
<i>Balanus crenatus</i> Bruguière, 1789							+	+											
<i>Balanus</i> sp. indet.							+	+	+										
<b>ASSORTED</b>																			
Sea urchin indet.							+												
Shell fragments indet.	>50	34	10	>50	19		+	>50	>50		>50	33	4	>50	17		>50	>50	2

Tabell 7-6 Recognisable shell remains in the examined bulk samples. Determined by Jan K. Nielsen. Brackets indicate fragments. Plus sign indicates presence



Species	Temperature (°C)		Salinity (‰)		Depth (m)		Temperature notes	Salinity notes
	Range	Minimum summer SST	Normal minimum	Minimum (Baltic Sea)	Common range	Total range		
<b>Gastropoda</b>								
<i>Boreotrophon clathratus</i>	-1 - 8	5	25?	-	10 - 600	8 - 1000		
<i>Lepeta caeca</i>	-	-	32	12	-	5 - 200		
<i>Littorina littorea</i>	-2 - 20	9?	20	9	L	L - 60		
<b>Bivalvia</b>								
<i>Abra nitida</i>	-	10	20	11	-	10 - 300		
<i>Acanthocardia echinata</i>	0 - 12	9	25	12	0 - 75	0 - 100		
<i>Arctica islandica</i>	0 - 20	8.5	10	-	-	0 - 100	Maximum winter temperature 10	
<i>Astarte borealis</i>	-2 -15	-	15	8	-	0 - 40		
<i>Astarte elliptica</i>	-1 -15	-	22	8	-	2 - 440	Maximum winter temperature 7.5	
<i>Axinopsida orbiculata</i>	-2 - 9	-	-	-	5 - 70	5 - 460		Euryhaline
<i>Cerastoderma edule</i>	-1 - ?	9	15	5	L - 2	L - 46	Larval development temperature 15-25.	Larval development salinity 20-40
<i>Chlamys islandicus</i>	-2 - 14 (6)	-	-	-	-	7 - 80	Minimum for larvae 8; minimum for spawning 5.	Euryhaline
<i>Crenella decussata</i>	-2 - 15	4	23	12	15 - 30	4 - 70		
<i>Hiatella arctica</i>	-	-	20	11	L - 75	L - 120		
<i>Macoma calcarea</i>	-2 - 16 (11)	5	13	8	-	0 - 80	Larval development 5-6 at N and S limits	
<i>Mya truncata</i>	-2 - 17	4.5	17	8	L - 50	L - 70	Maximum winter temperature 8	
<i>Mytilus edulis</i>	-10 - 30	4	7	-	L - 10	L - 25		Normally 15-40
<i>Nuculana pernula</i>	-2 - 14 (8)	-	25	12	-	5 - 1275	Maximum winter temperature 6	
<i>Thyasira sarsi</i>	-	-	33.5	23	-	100 - 600		
<i>Yoldiella lenticula</i>	-1 - 8.5	-	33	-	-	10 - 300	Maximum winter temperature 4.5	

Tabell 7-7 Living conditions recorded for molluscs. Brackets indicate maximum temperature under normal marine salinity only. L, intertidal. After Peacock (1993) and references therein.

Species	Zoogeographical provinces						
	Lusitanian	Boreal			Arctic		
		Low	Mid	High	Low	Mid	High
Gastropoda							
<i>Boreotrophon clathratus</i>		+	+	+	+	+	+
<i>Lepeta caeca</i>		+	+	+	+	+	+
<i>Littorina littorea</i>	+	+	+	+	+		
Bivalvia							
<i>Abra nitida</i>	+	+	+	+			
<i>Acanthocardia echinata</i>	+	+	+	+			
<i>Arctica islandica</i>	+	+	+	+	+		
<i>Astarte borealis</i>			+	+	+	+	+
<i>Astarte elliptica</i>		+	+	+	+	+	+
<i>Axinopsida orbiculata</i>				+	+	+	+
<i>Cerastoderma edule</i>	+	+	+	+			
<i>Chlamys islandica</i>			+	+	+	+	+
<i>Crenella decussata</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Hiatella arctica</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>Macoma calcarea</i>			+	+	+	+	+
<i>Mya truncata</i> *	+	+	+	+	+	+	+
<i>Mytilus edulis</i>	+	+	+	+	+	+	
<i>Nuculana pernula</i>		+	+	+	+	+	+
<i>Thyasira sarsii</i>		+	+	+	+	+	
<i>Yoldiella lenticula</i>			+	+	+	+	+
Cirripedia							
<i>Balanus balanus</i>		+	+	+	+	+	+
<i>Balanus crenatus</i>	+	+	+	+	+	+	+

Tabell 7-8 Recent zoogeographical division after Feyling-Hanssen (1955). Distribution data from Sars (1878), Jensen and Spärck (1934), Grønlie (1945), Feyling-Hanssen (1955) and Peacock (1989). (\* Petersen (1999) revised the genus *Mya* and stressed that *Mya truncata* is a North Atlantic boreal species.)

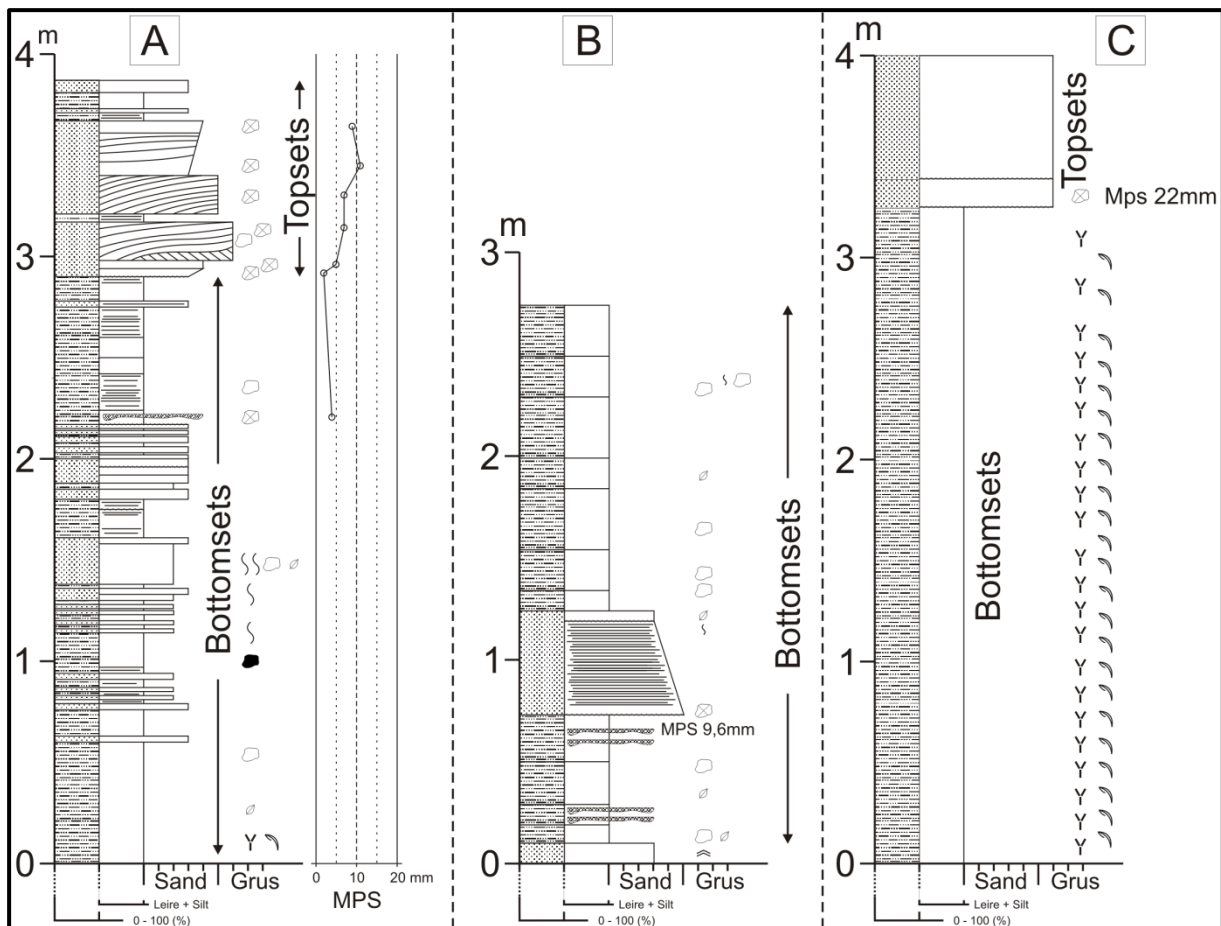
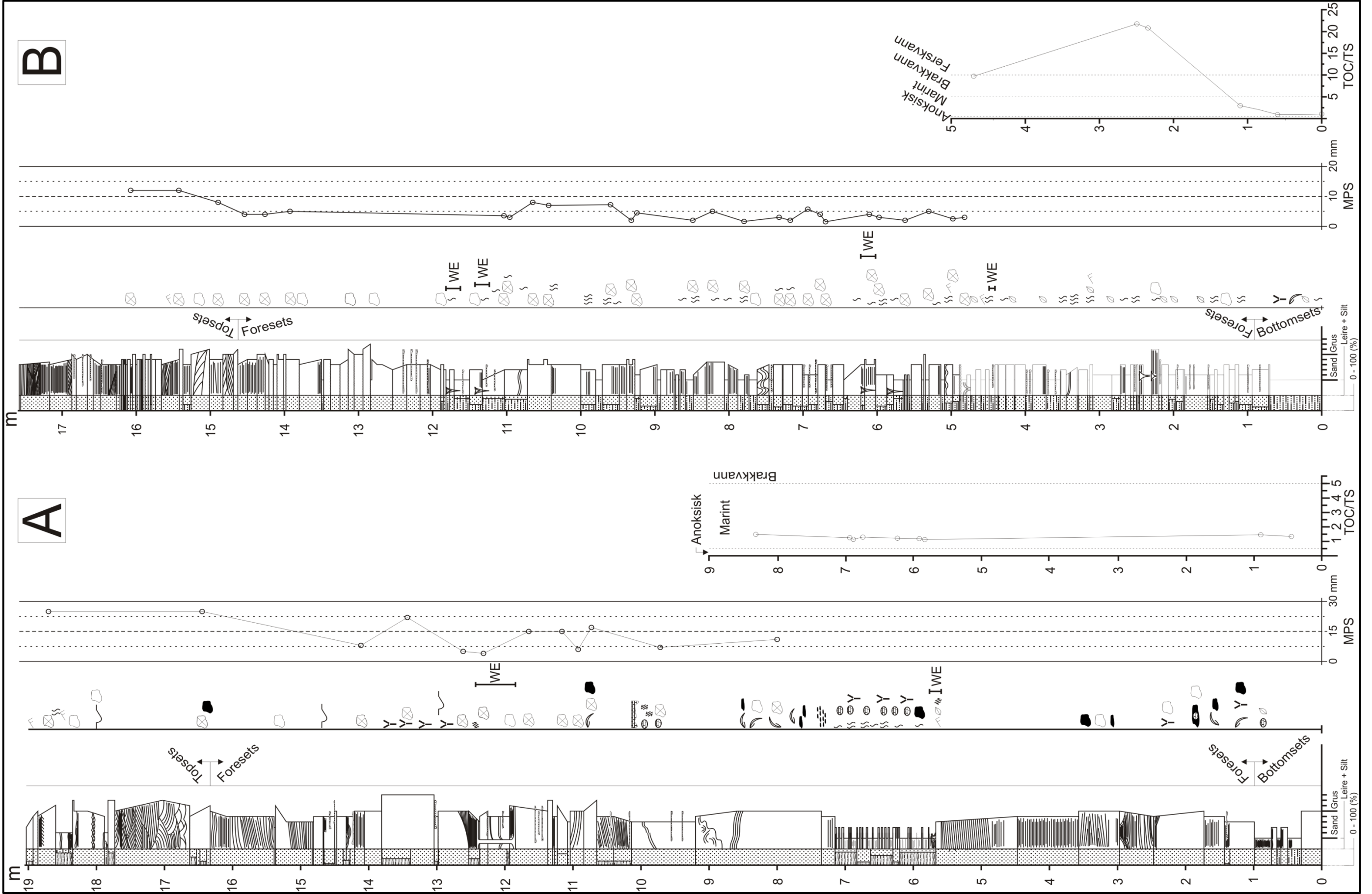


Fig. 7-4 A) Sedimentologisk logg for lokalitet 1 med MPS verdier fremstilt grafisk til korresponderende stratigrafisk nivå. B) Sedimentologisk logg for lokalitet 2. MPS er kun beregnet i et nivå og gjengitt til høyre for loggen. C) Sedimentologisk logg for lokalitet 3. MPS er kun beregnet i et nivå og gjengitt til høyre for loggen. For tegnforklaring til loggen, se Kap. 3.1. Posisjonen til lokalitetene er vist i Fig. 2-5D. Inndeling av enheter er beskrevet i Kap 4.9.

Fig. 7-5 (Under) A) Sedimentologisk logg for lokalitet 5. B) Sedimentologisk logg for lokalitet 4. Til høyre for begge loggene er en grafisk fremstilling av MPS verdier og TOC/TS forholdet. Legg merke til forskjellig skala på de grafiske fremstillingene. Grenseverdier for anoksisk- til ferskvannsmiljø (Berner og Raiswell, 1983, 1984). For tegnforklaring til loggen, se Kap. 3.1. Posisjonen til lokalitetene er vist i Fig. 2 5D. Inndeling av enheter er beskrevet i Kap 4.9.



## 8 Referanser

**Alpert, S.P. 1974.** Systematic review of the genus *Skolithos*. *Journal of Paleontology*, nr.49, s 509-521.

**Andersen, A., Fareth, E., Bergh, S., Kristensen, S. E. og Krogh, E. 1985.** Review of Caledonian lithotectonic units in Troms, North Norway, i Gee, D. G., and Sturt, B. A., red., *The caledonide orogen – Skandinavia and related areas part1:: Great Britain*, John Wiley & Son Ltd.

**Andersen, B. G. 1968.** Glacial geology of western Troms, North Norway, Oslo, Universitetsforlaget, Norges geologiske undersøkelse, nr 256, 160 sider.

**Anonym 2011.** NVE atlas, <http://arcus.nve.no/website/nve/viewer.htm>

**Berner, R. A. 1970.** Sedimentary pyrite formation: *American Journal of Science*, v. 268, nr. 1, s. 1-23.

**Berner, R. A. og Raiswell, R. 1983.** Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over phanerozoic time: a new theory: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 47, nr. 5, s. 855-862.

**Berner, R. A. og Raiswell, R. 1984.** C/S method for distinguishing fresh-water from marine sedimentary-rocks: *Geology*, v. 12, nr. 6, s. 365-368.

**Binns, R. E. 1978.** Caledonian nappe correlation and orogenic history in Scandinavia of lat 67°N: *Geological society of America Bulletin*, v.89, s. 1475 - 1490.

**Bjørlykke, K., Hanken, N. M. og Nielsen, J. K. 2010.** *Carbonate Sediments, Petroleum Geoscience*, Springer Berlin Heidelberg, s. 141-200.

**Blikra, L. H. 1994.** Tromsø 1534 III. Kvartærgeologisk kart 1:50.000 med beskrivelse. Norges Geologiske Undersøkelse.

**Bromley, R. G. og Hanken, N. M. 1981.** Shallow marine bioerosion at Vardø, arctic Norway. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* v. 29, s. 103-109.



**Bøggild, O.B. 1930.** The shell structure of the mollusks. Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskabs Skrifter, Naturvidenskabelig og Matematisk Afdeling v. 9, s. 231-326.

**Carter, J.G. (ed.) 1990.** Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends. Van Nostrand Reinhold, New York, v. 2, s. 933 sider. Curry, J.D. 1990. Biomechanics of mineralized skeletons. In: J.G. Carter (ed.), Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends. Van Nostrand Reinhold, New York.

**Corner, D. G. 1980,** Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway, *Boreas*, nr 73, s. 175-197.

**Corner, G. D. og Fjalstad, A. 1993.** Spreite trace fossils (Teichichnus) in a raised holocene fjord-delta, Breidvikeidet, Norway: *Ichnos: An International Journal for Plant and Animal Traces*, v. 2, nr. 2, s. 155 - 164.

**Corner, G. D. og Haugane, E. 1993.** Marine-lacustrine stratigraphy of raised costal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, nr 73, s. 175-197.

**Dagestad, A., Tønnesen, J. F. og Dalsegg, E. 2006.** Hydrogeologiske undersøkelser ved Ramfjordmoen, Tromsø kommune.: Norges geologiske undersøkelse.

**Dunham, R. J. 1971.** Meniscus Cement, i Bricker, O. P., ed., *Carbonate Cements*: Baltimore, The Johns Hopkins Press, s. 279-298.

**Feyling-Hanssen, R.W. 1955.** Stratigraphy of the marine late Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen. *Skrifter Norsk Polarinstitut* 107,s. 1-186.

**Fillion, D. og Pickerill, R.K. 1990.** Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* (Toronto), v 7, s. 1-119.

**Fjalstad, A. 1986.** Postglacial sedimentasjon i Breivika, Troms [cand. scient. Hovedoppgave i eksogen geologi]: Universitetet i Tromsø.

**Fossen, H., Pedersen, R. B., Bergh, S. og Andersen, A. 2006.** En fjellkjede blir til. Oppbygningen av kaledonidene; ca 500-405 millioner år, i Ramberg, I. B., Bryhni, I., and Nøttvedt, A., red., *Landet blir til: Trondheim*, Norsk Geologisk Forening, s. 178-229.

- Frank, J. R., Carpenter, A. B. og Oglesby, T. W. 1982.** Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri: *Journal of Sedimentary Research*, v. 52, nr. 2, s. 631-638.
- Freeman, T. 1971.** Morphology and composition of an Ordovician vadose cement: *Nature*, v. 233, nr. 42, s. 133.
- Grønlie, O.T. 1945.** Postglaciale skjellbanker på Langnes ved Tromsø. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 25, 159-167.
- Hald, M. og Vorren, T.O. 1983,** A shoreline displacement curve from the Tromsø district, North Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, nr 63, s. 103-110.
- Hansen, J., Hanken NM., Nielsen. J.K, Nielsen. J.K, Thomsen, E. 2011.** Late Pleistocene and Holocene distribution of *Mytilus edulis* in the Barents Sea region and its palaeoclimatic implications, *Journal of Biogeography*, V.38,nr 6, s 1197–1212.
- Hilmo, B. O. 2011.** Grunnvannsundersøkelser på Breivikeidet, Tromsø kommune.
- Jensen, A.S. and Spärck, R. 1934.** Bløddyr II. Saltvandmuslinger. *Danmarks Fauna, Dansk Naturhistorisk Forening* 40, 1-280. G.E.C Gads Forlag, København.
- Kramvik, E. O. 2000.** Holocen strandvolldannelse ved Breivikeidet, Troms [cand. scient. Terrestrisk kvartærgeologi]: Universitetet i Tromsø.
- Landmark, K. 1973.** Beskrivelse til de geologiske kart ”Tromsø” og ”Målselv”. Et snitt gjennom fjellkjeden i Midt-Troms. Del 2 Kaledonske bergarter., Tromsø, Tromsø museum, Tromsø Museums skrifter,15, 263 sider.
- Leventhal, J. S. 1995.** Carbon-sulfur plots to show diagenetic and epigenetic sulfidation in sediments: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 59, nr. 6, s. 1207-1211.
- Lewis, D. W. og McConchie, D. M. 1994.** *Analytical sedimentology*, United States, Chapman Hall, 197 sider.
- Marthinussen, M. 1962.** <sup>14</sup>C-datings reffering to shore lines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelser*, nr. 215, s. 37-68
- Mauring, E. og Tønnesen, J. F. 1990.** Refraksjonsseismiske og elektriske målinger ved Ramfjordmoen og Hanslarsanes, Tromsø, Troms.: *Norges geologiske undersøkelse*.

- McBride, E.F., Dane Picard, M. og Folk, R.L. 1994.** Oriented concretions, Ionian Coast, Italy: evidence of groundwater flow direction. *Journal of Sedimentary Research* A64, 535-540.
- Meyers, W. J. 1974.** Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New Mexico: *Journal of sedimentary petrology*, v. 44, nr. 4, s. 837.
- Morse, J. W. og Berner, R. A. 1995.** What determines sedimentary C-S ratios: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 59, nr. 6, s. 1073-1077.
- Muller, G. 1971.** "Gravitational" Cement: An indicator for the Vadose Zone of the Subaerial Diagenetic Environment, i Bricker, O. P., ed., *Carbonate Cements*: Baltimore, The Johns Hopkins Press, s. 301.
- Munch-Ellingsen, B. 1984.** Sen Weichsel litofacies og geologisk utvikling på Breivikeidet, Troms [cand. scient. Hovedoppgave i eksogen geologi]: Universitetet i Tromsø.
- Møller, J.J. 1987,** Shoreline relation and prehistoric settlement in northern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, nr 4, s. 45-60
- Møller, J.J. 1995,** Sandy beaches as records of changes in relative sea level and storm frequency, *Journal of Coastal Research*, v. 17 (special Issue), s. 169-172.
- Nielsen, Jan K., Hanken, N.-M. og Nielsen, Jesper K. 1999.** The relationships between early diagenetic concretions and shell dissolution in subaerially exposed Holocene marine sediments, north Norway. Abstract, NGF's vintermøte, Stavanger 6-8 januar 1999, Geonytt.
- Nielsen, Jesper K., Nielsen, J.K., Hanken, N.-M. & Evison, K. 2012.** Onshore laboratory for earliest diagenetic processes in sands – implications for the understanding of reservoir rocks. *Arctic Frontiers 2012. Part 1: Arctic Geology, Hydrocarbon Reservoirs & Gas Hydrates*. Tromsø, January 22-27, 2012. Abstract book, p.135.
- Oliver, P.G., Holmes, A.M., Killeen, I.J. and Turner, J.A. 2010.** *Marine Bivalve Shells of the British Isles (Mollusca: Bivalvia)*. Amgueddfa Cymru - National Museum Wales. [Http://naturalhistory.museumwales.ac.uk/britishbivalves](http://naturalhistory.museumwales.ac.uk/britishbivalves) [Accessed 18 March 2012].

**Olesen, O., Torsvik, T.H., Tveten, E., Zwaan, K.B., Løseth, H. & Henningsen, T. 1997.** Basement structure of the continental margin in the Lofoten–Lopphavet area, northern Norway: constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, nr. 77, s. 15–33.

**Peacock, J.D. 1989.** Marine molluscs and late Quaternary environmental studies with particular reference to the late-glacial period in northwest Europe: a review. *Quaternary Science Reviews*, nr. 8, s. 179-192.

**Peacock, J.D. 1993.** Late Quaternary marine mollusca as palaeoenvironmental proxies: a compilation and assessment of basic numerical data for NE Atlantic species found in shallow water. *Quaternary Science Reviews*, nr. 12, s. 263-275.

**Pemberton, G.S., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K. 2001.** Ichnology & sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Navies & Avalon Reservoirs, Jeanne D'Arc Basin. Geological Association of Canada, Short Course Notes 15, s. 343.

**Petersen, G.H. 1999.** Five Recent *Mya* species, including three new species and their fossil connections. *Polar Biology*, nr. 22, s. 322-328.

**Petersen, G.H. 2001.** Studies on some Arctic and Baltic *Astarte* species (*Bivalvia*, *Mollusca*). *Meddelelser om Grønland, Bioscience*, nr. 52, s. 71.

**Raiswell, R. og Berner, R. A. 1986.** Pyrite and organic-matter in phanerozoic normal marine shales: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 50, nr. 9, s. 1967-1976.

**Sars, G.O. 1878.** Bidrag til Kundskaben om Norges arktiske Fauna. I. *Mollusca Regionis Arcticæ Norvegiæ*. Oversigt over de i Norges arktiske region forekommende bløddyr. A.W. Brøgger, Christiania. 466, 34 pls.

**Sneli, J.-A. 1975.** *Mollusca Prosobranchia*. *Forgjellesnegler nordiske marine arter*. Universitetsforlaget, Trondheim. s. 55.

**Stephensen, K. 1933.** Havedderkopper (*Pycnogonida*) og rankefødder (*Cirripedia*). *Danmarks Fauna, Dansk Naturhistorisk Forening*, v. 38, s. 1-158. G.E.C. Gads Forlag, København.

**Stuiver, M., og Pollach, H.A., 1977**, Discussion--reporting 14C data: Radiocarbon, v. 19, s. 355-363.

**Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., der Plicht, V. J., & Spurk, M. (1998)**. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. Radiocarbon, v. 40, nr 3, s. 1041-1083.

**Møller, J.J. 1987**, Shoreline relation and prehistoric settlement in northern Norway. Norsk Geografisk Tidsskrift, nr 4, s. 45-60

**Taylor, J.D., Kennedy, W.J. og Hall, A. 1969**. The shell structure and mineralogy of the Bivalvia. Introduction. Nuculacea-Trigonacea. Bulletin of the British Museum (Natural History), Zoology, supplement 3, 1-125.

**Thomsen, E. og Vorren, T. O. 1986**. Macrofaunal palaeoecology and stratigraphy in Late Quaternary shelf sediments off northern Norway. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 56, s.103-150.

**Vedaa, L. 2003**. Sedimentologisk og stratigrafisk undersøkelse av senweichsel glasilakustrine sedimenter ved Leirbakken, Ramfjorden, Troms [cand. scient. Hovedoppgave i terrestrisk kvartærgeologi]: Universitetet i Tromsø.

**Zwaan, B. K., Fareth, E. og Grogan, P. W., 1998**. Geologisk kart over Norge, bergrunnskart TROMSØ, M 1:250.000: Norges Geologiske Undersøkelse