



UIT

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

Fakultet for naturvitenskap og teknologi
Institutt for geologi

Dannelse og utvikling av submarine kanjoner på kontinentalskråningen utenfor Lofoten

—

Solveig Hellebust Tørstad

Masteroppgave i geologi, GEO-3900

Mai 2015



Sammendrag

Tre kanjoner på kontinentalskråningen utenfor Lofoten er studert ut fra multistråle batymetridata, høyopløselig seismiske data og foto av havbunnsedimenter. Formålet med denne studien er å diskutere dannelse, utviklingen av og den yngste aktiviteten i de tre kanjonene.

To hovedhypoteser vedrørende kanjoners dannelse råder i dag; dannelse fra bunn av kontinentalskråningen og oppover eller fra toppen av skråningen og nedover. Dannelsen og utviklingen av de tre kanjonene er diskutert med utgangspunkt i disse to hypotesene. To av kanjonene starter på øvre del av kontinentalskråningen, har en bred pæreformet øvre del og en smalere, rett nedre del. Basert på dataene tilgjengelig i dette studiet har det ikke vært mulig å favorisere en av de to hypotesene for dannelsen av disse to kanjonene. Den tredje kanjonen strekker seg fra eggakanten og ned til dyphavssletten og er U-formet i tverrsnitt. Denne kanjonen ligger i forlengelsen av et glasialt erodert traue på kontinentalhylla. Kanjonen antas å ha utviklet seg ved en kombinasjon av «bunn opp»- og «topp ned» teoriene. Amfiteaterformede skrenter langs veggene og i bunn av alle kanjonene tyder på at utglidninger har vært en viktig faktor for kanjonenes utvikling. En mulig utviklingsmodell og alder for de tre kanjonene er foreslått, og dannelsen og utviklingen er forsøkt satt i sammenheng med hendelser på den norske kontinentalmarginen. De tre kanjonene er så sammenliknet med Andøyakanjonen, som ligger noe lenger nord enn de tre kanjonene i studieområdet.

Førord

Nå nærmer det seg snart slutten på arbeidet med masteroppgaven og i den forbindelse er det mange jeg vil takke. Først vil jeg si tusen takk til min hovedveileder Jan Sverre Laberg (ved UiT), som gjennom hele året har vært tilstede og gitt gode råd. Så vil jeg takke mine biveiledere Matthias Forwick (ved UiT) og Valérie Bellec (ved NGU), spesielt takk til Valérie for all hjelp med ArcGIS. Takk til Jan P. Holm, som var til mye hjelp i forbindelse med data-relaterte utfordringer i starten.

Takk til MAREANO og Norges geologiske undersøkelse (NGU) for tilgang til multistråledata (dybde- og backscatterdata), til NGU for Topas-linjer og til MAREANO, Havforskningsinstituttet (HI) og NGU for MAREANO video-data.

Året på brakka hadde ikke vært det samme uten folkene. Vil spesielt si takk til Iselin for mange turer og timer i buldrehallen som får tankene bort fra oppgaveskrivingen, til Elise som klarer å skape noe morsomt ut av det meste og til Liz for mange gode historier. Takk til Jessica som kommer innom og sprer godt humør og for at du leste gjennom oppgaven.

Har blitt mange telefoner til mamma og pappa i det siste, dere stiller alltid opp. Tusen takk for god støtte og hjelp.

Tromsø, 15. mai 2015.

Solveig H. Tørstad

Innhold

1	Introduksjon	1
2	Regional bakgrunn	5
2.1	Morfologi.....	5
2.2	Utviklingen av den norske kontinentalmarginen.....	5
2.3	Paleoklima og glasiasjonshistorie.....	8
2.4	Oseanografi og paleoseanografi	11
2.5	Tidligere studier av kanjoner på passive kontinentalmarginer	13
3	Materiale og metode.....	17
3.1	Batymetiske data.....	17
3.2	Dybdedata.....	17
3.3	Backscatter.....	19
3.4	TOPAS høyoppløselig seismikk.....	20
3.5	Video-dokumentasjon (Campod videorigg)	21
3.6	Programvare.....	22
4	Resultater.....	23
4.1	Ytre del av kontinentalhyllen og – skråningen som omgir kanjonene	23
4.2	Kanjon 1	29
4.2.1	Kanjonens størrelse og form	29
4.2.2	Bunnen av kanjonen	30
4.2.3	Kanjonens bakvegg	32
4.2.4	Kanjonens sidevegger	34
4.3	Kanjon 2	36
4.3.1	Kanjonens størrelse og form	36
4.3.2	Bunnen av kanjonen	38
4.3.3	Kanjonens bakvegg	40
4.3.4	Kanjonens sidevegger	41
4.4	Kanjon 3	43

4.4.1	Kanjonens størrelse og form	43
4.4.2	Bunnen av kanjonen	44
4.4.3	Kanjonens bakvegg	45
4.4.4	Kanjonens sidevegger	46
4.5	Sediment backscatter	47
4.6	Seismisk stratigrafi	49
4.6.1	Ytre del av kontinentalhyllen og skråningen som omgir kanjonene	50
4.6.2	Kanjon 1	51
4.6.3	Kanjon 2	56
4.6.4	Kanjon 3	58
4.6.5	Dyphavssletta utenfor munningen av kanjonene	60
4.7	Overflatesedimenter.....	64
4.7.1	Kontinentalskråningen som omligger kanjonene.....	65
4.7.2	Kanjon 1	69
4.7.3	Kanjon 2	73
4.7.4	Kanjon 3	74
5	Diskusjon.....	79
5.1	Kontinentalskråningen som omgir kanjonene	79
5.2	Dannelse og utvikling av kanjonene.....	81
5.2.1	Kanjon 1	81
5.2.2	Kanjon 2	88
5.2.3	Kanjon 3	93
5.3	Utløsende årsaker til dannelsen av kanjonene	96
5.4	Sammenlikning med Andøya kanjonen.....	98
6	Konklusjon	101
7	Referanser.....	103

1 Introduksjon

Kanjoner er formelementer som dannes på kontinentalskråningen ved erosjon kontrollert av interne og eksterne sedimentære prosesser og som fokuserer sedimenttransport fra kontinentalhylla og -skråningen ut i dyphavet (Mulder, 2011). På høyere breddegrader er studier av kanjoner utført både på den nordlige og den sørlige hemisfære. Ut i fra disse studiene er to typer kanjoner identifisert; 1) enslige, store kanjoner med få tilførselskanjoner, og 2) et nett av flere små kanjoner der mange av disse forenes nede på skråningen (Laberg et al., 2007). På Bering- marginen er flere store type (1) kanjoner identifisert, tre av disse er blant verdens største. Prosessene som i hovedsak har formet kanjonene er utrasninger som har transportert sedimenter fra skråningen til dyphavet (Carlson & Karl, 1988). Labrador-skråningen består av en rekke type (2) kanjoner. Antallet er størst på den øvre skråningen og minker nedover, ettersom flere av kanjonene forenes nedover skråningen. Deres utvikling er forklart ved mindre utrasninger og dannelse av renner eller erosjon av bakveggen og dannelse av turbidittstrømmer (Hesse, 1992).

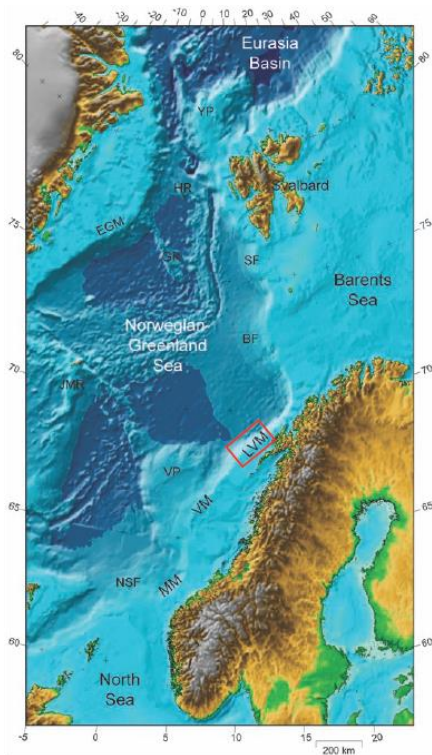


Fig. 1.1: Batymetrisk kart som viser den norske kontinentalmarginen. Studieområdet er markert med rød boks (fra Faleide et al., 2008). BF: Bjørnøyvifta, EGM: Øst Grønlandske marginen, JMR: Jan Mayen ryggen, LVM: Lofoten-Vesterålen marginen, MM: Møre marginen, VM: Vøring marginen, VP: Vøring platået, NSF: Nordsjøvifta, SF: Storfjordvifta.

På norsk kontinentalmargin (Fig. 1.1) er kanjoner viktige formelementer på kontinentalskråningen utenfor Lofoten og Vesterålen (Fig. 1.2). Her opptrer type 1 kanjoner. Kanjonene varierer i form og størrelse, noen er relativt rette og kan følges fra foten av kontinentalskråningen og opp til eggakanten. Andre er lokalisert fra midtre del av skråningen og nedover, disse viser en markert økning i bredde i øvre del. Lite er så langt kjent vedrørende deres dannelse, de sedimentære prosessene involvert og hvorfor de varierer i form og størrelse.

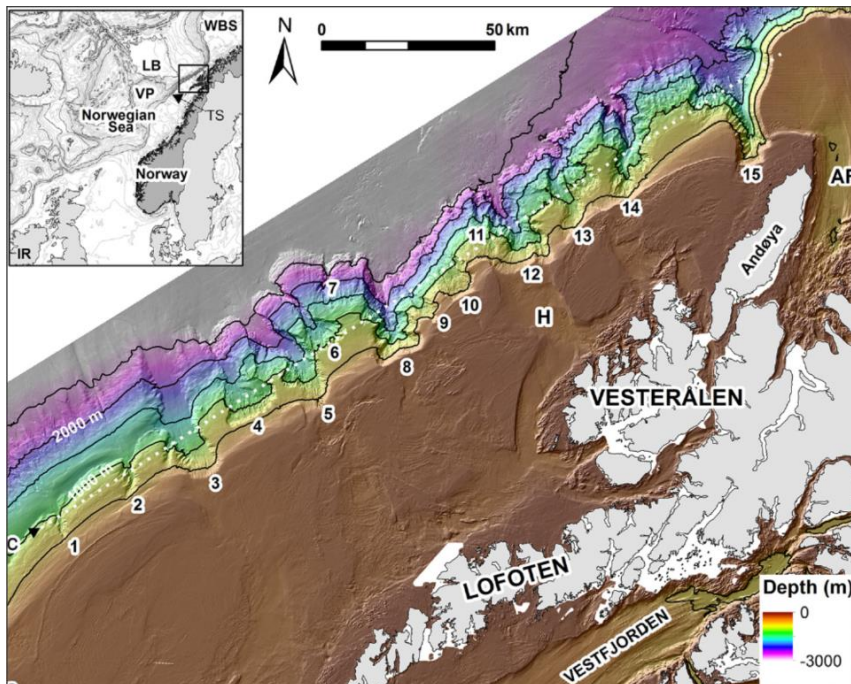


Fig. 1.2: Batymetrisk reliefkart som viser Lofoten- Vesterålen marginen. Kanjonene langs marginen er markert med nummer. Dette studiet tar for seg kanjon 4,5 og 6. H: Holla traует, AF: Andfjorden. Figuren er fra Rise et al.(2013).

To hovedhypoteser vedrørende kanjoners dannelse råder i dag; dannelse fra bunn av kontinentalskråningen og oppover eller fra toppen av skråningen og nedover. «Bunn opp» alternativet tar utgangspunkt i at sedimentutglidning starter nede på skråningen. Skredgroppen utvikler seg deretter retrogressivt gjennom utglidninger langs side- og bakveggene og senere gjennom erosive turbidittstrømmer, som følge av sedimenttilførsel fra kontinentalhylla (Twichell & Roberts, 1982; Farre et al., 1983; Laberg et al., 2007; Rise et al., 2013). «Topp ned» alternativet tar utgangspunkt i at overbrattning og utglidninger på kontinentalhylla/øvre skråningen fører til erosive gravitasjonsstrømmer ned skråningen. Videre erosjon langs den dypeste del av kanjonen («thalwegen», videre i oppgaven beskrevet som den dypeste delen av kanjonen) fører til ustabile vegger og dermed sedimentutglidning (Pratson et al., 1994; Laberg

et al., 2007; Rise et al., 2013). Utglidninger og utrasninger blir i oppgaven brukt om prosesser som fører til nedadgående transport av materiale, og skilles ikke fra hverandre.

Interessen for studie av kontinentalmarginen går langt tilbake i tid. I tidlige tider var formålet å kartlegge havbunnen med tanke på å hindre at skip grunnstøtte. Metodene har utviklet seg fra målinger utført med lodd festet til en snor til utviklingen av ekkolodd da legging av undersjøiske telefonkabler gjorde mer detaljert kartlegging av havbunnen nødvendig. Morfologien langs kontinentalhylla- og skråningen er også viktig for industri som olje, gass og fiskenæringen. Kunnskap om havbunnen kan gi svar på hvor ressursene finnes og er viktig i forbindelse med kartlegging av marine geofarer som skred og eventuelle tsunamier, som kan gjøre skade på marin og kystnær infrastruktur (Pratson et al., 2009).

Studier av kanjoner på kontinentalmarginen utenfor Lofoten kan bidra til økt kunnskap om utviklingen av marginen gjennom kenozoikum og bidra til økt forståelse av dannelsesprosesser for kanjoner (Rise et al., 2013). Formålet med dette studiet er å diskutere dannelsen, utviklingen av og reservert aktivitet i tre av kanjonene på kontinentalskråningen utenfor Lofoten (68°30' – 69°00'N, 12°00' – 12°50'Ø), ut fra multistråle batymetridata, høyoppløselig seismiske data og foto av havbunnsedimenter.

Masteroppgaven er gjort i samarbeid med Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) og MAREANO (marin arealdatabase for norske kyst- og havområder). MAREANO kartlegger dybde, bunnforhold, biologisk mangfold, naturtyper og forurensing i sedimentene i norske kyst- og havområder (Mareano, 2014a). Dette for å kunne drive en helhetlig og økosystembasert forvaltning av norske havområder og gi økt kunnskap til industri og innen forskning (NGU, 2008). De utøvende gruppene i MAREANO er Havforskningsinstituttet, Norges Geologiske Undersøkelse og Kartverket sjødivisjonen (Mareano, 2014a).

2 Regional bakgrunn

2.1 Morfologi

Kontinentalmarginen utenfor Norge varierer med hensyn til bredde og dybde (Fig. 1.1). Kontinentalhyllen er bred, med unntak av områdene utenfor Møre og Lofoten (Sejrup et al., 2005). Lofotmarginen karakteriseres av en smal og grunn hylle og kontinentalskråningen er i dette området på sitt bratteste (Vorren et al., 1998; Vorren et al., 2003). Fra 68°N til 70°N går hyllen fra å ha en bredde på 100km i sør til 10km i nord (Fig. 1.2). Hyllen utenfor Lofoten og Vesterålen består av banker og traue. Vanndybden på bankene kan være på under 100m mens den i traueene er på 200-300m. Skråningen har en generell gradient på 4-5° (Laberg et al., 2007). På skråningen opptrer dypt innskårede kanjoner. På den NV Europeiske kontinentalmarginen, fra Irland (56°) til Svalbard (76°), er det kun nordvest for Lofoten og Vesterålen disse finnes (Rise et al., 2013). På bunn av skråningen (omtrent 2800m vanndybde) reduseres skråningsgradienten til omtrent 1°. Skråningen fører ut i Lofototbassenget, som har en dybde på opp til 3200m (Baeten et al., 2013). S- og SV for Lofotmarginen ligger Vøringplataet (Fig. 1.1) med en vann-dybde på opp til 1500m, plataet er avgrenset i V og NV av vulkanske høyder (Bryn et al., 2005).

2.2 Utviklingen av den norske kontinentalmarginen

Norske - Grønlandshavet grenser i øst til den Norske kontinentalmarginen og i vest til den Grønlandske kontinentalmarginen (Eldholm et al., 1987). Den norske kontinentalmarginen består av den hovedsakelig riftede vulkanske margin utenfor midt - Norge (62°-70°) og den hovedsakelig transforme marginen langs det vestlige Barentshavet og Svalbard (70°-82°). Post- Kaledonsk utvikling av den Norske- og den østlige Grønlandske kontinentalmarginen har bestått av en rekke ekstensjonsfaser og i forbindelse med dette er bassenger blitt dannet. Denne utviklingen foregikk frem til tidlig i kenozoikum (tidlig eocen), da litosfæren sprakk opp, magmatisk aktivitet tiltok og kontinentene gled fra hverandre. Dette var begynnelsen på havbunnsspredningen i Norske - Grønlandshavet, som prograderte gradvis nordover (Faleide et al., 2008). Siden åpningen av havet har kontinentalmarginene vært utsatt for ekstensjon, kompresjon, magmatisk aktivitet, heving og innsynkning (Lundin & Doré, 2002).

Lofoten og Vesterålen utgjør den eneste eksponerte grunnfjellshøyden på kontinentalmarginen rundt fastlands-Norge (Løseth & Tveten, 1996). Lofoten-ryggen, Utrøstryggen, Vestfjordbassenget og Ribbanbassenget (Fig. 2.1) er et resultat av ekstensjon av jordskorpa. Bassengene og ryggen utgjør et horst og -graben system, som utviklet seg i sen-midt jura -

tidlig kritt (Løseth og Tveten, 1996; Brekke, 2000). Bassengene består av 4-5s (tvt = toveis gangtid) med sedimenter av kritt alder. Senere har det foregått termal innsynkning og reaktivering av forkasningssystemene i dette området. I midt- kritt var det en periode med rotasjon og innsynkning i Ribbanbassenget. I sen- kritt ble området hevet og deretter erodert (Brekke, 2000).

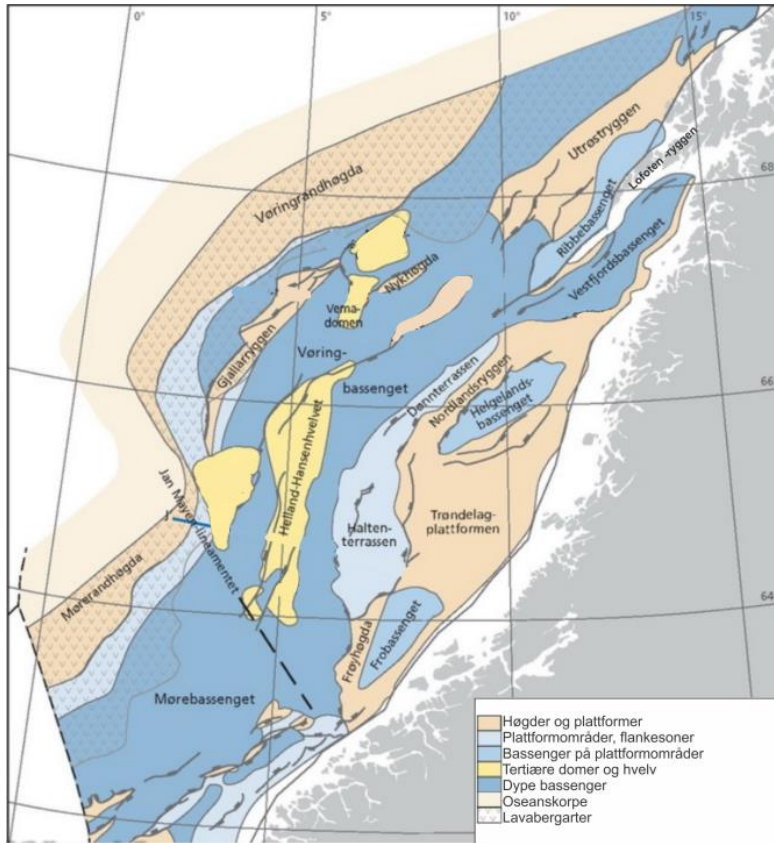


Fig. 2.1: Kart over midt-norsk sokkel som illustrerer hovedstrukturelementer fra jura, kritt og kenozoikum. Modifiser fra Brekke & Olaussen, (2006).

I tiden etter riftingen har kompresjon ført til oppdoming langs den Norske - og Grønlandske kontinentalmargin (Lundin & Doré, 2002; Stoker et al., 2005), tidspunktet for dette var fra oligocen til midt-miocen (Fig. 2.2a) (Stoker et al., 2005). Endringer grunnet en inversjon i Færøyene- Shetland regionen i midt-miocen (Fig. 2.2a), førte til åpningen av Færøykanalen. Samtidig var det en generell innsynkning av Grønland - Skottland ryggen (Stoker et al., 2005). Engen et al. (2008) har foreslått en tidlig til sen- miocen åpning av Framstredet. Disse endringene førte trolig til økt utveksling og over-strømmingen av dypvann mellom Arktis og Atlanterhavet (Laberg et al., 2005; Stoker et al., 2005). Observasjoner av seismisk-stratigrafiske data indikerer økt utvikling av konturitter nord og sør for Grønland- Skottland

ryggen i midt- miocen (Stoker et al., 2005). Laberg et al. (2005) mener at utviklingen av konturitter kan ha økt som følge av økte utveksling og overstrømning av dypvann.

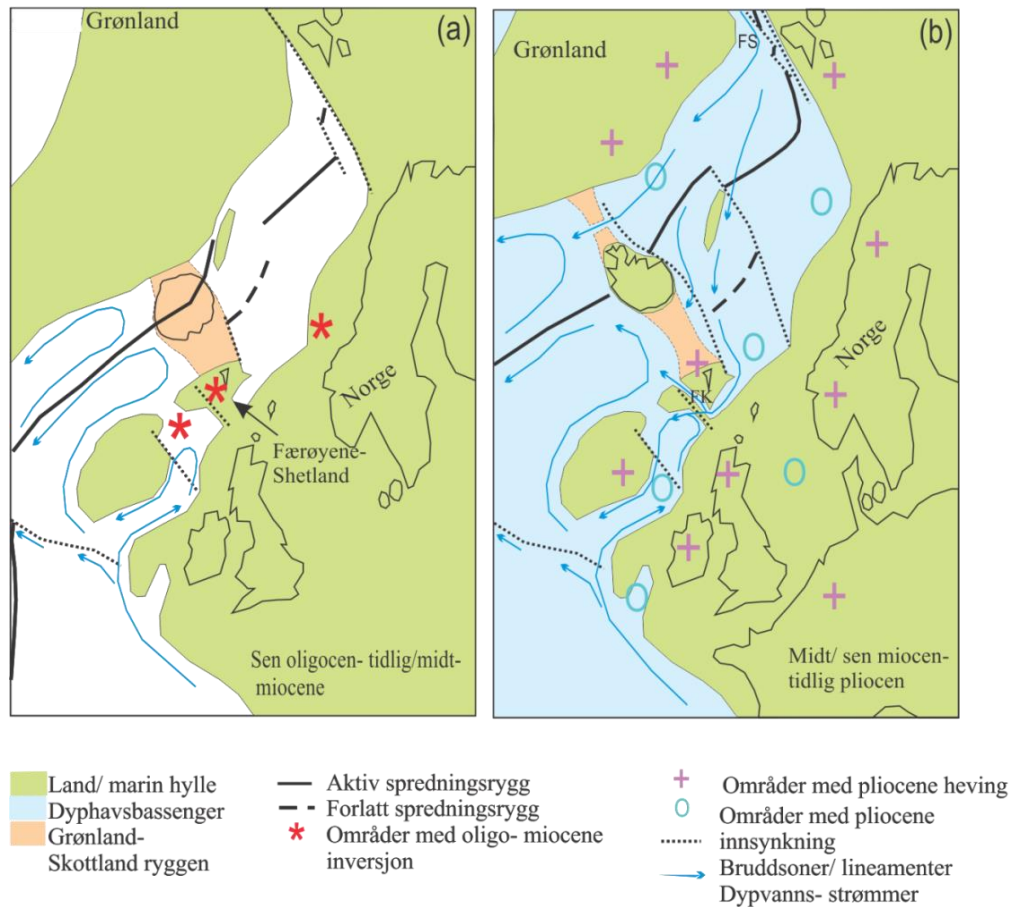


Fig. 2.2: Skjematisk illustrasjon over den NØ Atlantiske regionen fra a) sen oligocen- tidlig/mid miocen og b) midt/ sen miocen - tidlig pliocen FK: Færøkanalen, FS: Framstredet. Modifisert fra Stoker et al.(2005).

De sen kenozoiske avetninger langs den NV Europeiske marginene er dominert av prograderende kiler og traumunningsvifter (Dahlgren et al., 2005). Intra - pliocen heving av Skandinavia førte til progradering av sedimentkilene ut i Norskehavet, noe som resulterte i at eggkanten ble forflyttet opp til 100km fra kysten. Samtidig endret det oseanografiske sirkulasjonsmønsteret seg, noe som vises i endret avsetningsmønster i dyphavet og endret erosjonsmønster (Stoker et al., 2005). De yngste delene av kilene består av glasigene debris flow avsetninger på skråningen og morene på kontinentalhyllen. Mellom disse avsetningene finnes marine og glasimarine sedimenter, som har blitt påvirket av konturstrømmer. De prograderende kilene finnes nord og sør for Lofotenmarginen og er sør for Lofotenmarginen (Nordsjøviften og Vøring- regionen) definert som Naustformasjonen. Nord for Lofoten opptrer en prograderende kile i munningen av Andfjorden samt i munningen av Malangsdjupet. Kanjoner og kanaler, opptrer ofte i områder mellom de prograderende kilene (Dahlgren et al., 2005), slik som utenfor Lofoten (Dowdeswell et al., 2002).

Marginen langs Lofoten og Vesterålen, øst for den nåværende eggakanten ble hevet og erodert i sen kenozoikum (Lundin & Doré, 2002) (Fig. 2.2b). Dette skjedde som et resultat av en kompresjonsfase. Isostatisk heving som følge av erosjon har fortsatt gjennom den glasiiale perioden (Løseth & Tveten, 1996). Utviklingen av horst og -grabenssystemet som startet i sen- midt- jura- tidlig kritt, sammen med heving og erosjon i sen- kenozoikum, kan, ifølge Laberg et al. (1999), ha ført til lite sedimentasjon utenfor Lofoten under glasiiale perioder. Landområdet som utgjør Lofoten kan ha fungert som en barriere for sedimenttransport. Dette kan ha ført til at sedimentasjon fra Fennoskandia, gjennom fluvial og glasiiale drenerings-systemer, hovedsakelig har foregått nord og sør for Lofototryggen. Hoveddelen av sedimenttilførselen på denne delen av skråningen har vært fra langsgående sedimenttransport (Laberg et al., 1999).

På den øvre skråningen og på ytre deler av kontinentalhyllen har langsgående strømmer ført til erosjon, sedimenttransport og avsetning (Baeten et al., 2013). Videre ned på skråningen er to konturitter identifisert, Lofotokonturitten og Vesterålenkonturitten. Deres øvre grense ligger på mellom 600 - 1000m vandyp. Overflate og- underliggende vannsirkulasjon og tilgjengeligheten til sedimenter har vært kontrollerende faktor for utviklingen av konturitter (Laberg et al., 2001). Utviklingen av Lofotokonturitten var ulik i Weichsel og holocen. Glasimarin sedimentasjon og sedimenter fra erosjon av overflaten, fraktet med havstrømmene («winnowing», videre i oppgaven beskrevet som erosjon av overflaten), fra Vøring- marginen og marginen lenger sør utgjorde sedimentkildene til Lofotokonturitten i Weichsel. Dette ga en høy sedimentasjonsrate (190cm/1000 år gjennom sen-Weichsel). I holocen var sedimenter fra erosjon av overflaten den eneste sedimentkilden, noe som ga en markant lavere sedimentasjonsrate (9cm/1000 år) (Laberg & Vorren, 2004).

2.3 Paleoklima og glasiasjonshistorie

Klimaet i Norge endret seg fra varm og fuktig i kritt og paleogen til et kjøligere klima i neogen. Utveksling av varme og kalde vannmasser fra Atlanterhavet i sør og de nordlige havene ble mulig som følge av dannelsen av Norskehavet og dannelse av en fjellkjede fra Alpene til Himalaya hindret utveksling av polare og tropiske luftmasser (Martinsen & Nøttvedt, 2007).

Isdekket på Grønland var trolig det første som ble etablert på den nordlige halvkule. Isdroppet materiale (IRD) fra midt - miocen er de eldste indikasjoner på nedkjølingen i dette området. De eldste IRD- pulsene i Framstredet og på Vøringplatået, er henholdsvis 14 og 12,6 Ma. I

plio- og pleistocen var det en intensivering av glasieringer på den nordlige halvkule. På østsiden av Norske - Grønlandshavet og Labradorhavet, inkludert Barentshavmarginen, startet denne intensiveringen for omtrent 3,2-2,7 Ma (Thiede et al., 1998). Eyles (1996) har fokusert på hevingen i kenozoikum langs marginene i nord- Atlanteren, som en viktig faktor for utvikling av isdekker. Fuktig luft fra et varmt hav kan i kombinasjon med heving av nærliggende plataer føre til utvikling av isdekker (Eyles, 1996). Den eldste sekvensen av den prograderende Naust formasjonen som ble avsatt mellom 2,7- 1,1 Ma siden ble ifølge Rise et al. (2005) avsatt grunnet flere fremstøt av isdekket til paleo- eggakanten. Prograderingen var størst i de nordlige delene av den midt- norske sokkel. Senere ble de glasierende prosessene mer viktig også sør på den midt- norske marginen og deretter i Norskerenna – isstrømmen (Fig. 2.4). Under de siste tre eller fire glasier (de siste omtrent 400 000 år) nådde isdekket eggakanten langs hele marginen flere ganger (Rise et al., 2005). Kalving ved eggakanten var en faktor som påvirket utbredelsen til det Skandinaviske isdekket. Progradering av marginen mot vest gjennom avsetningen av Naust formasjonen kan derfor ha vært med på å øke utbredelsen av isdekket i de senere glasier i forhold til de tidligste, og dermed gi grunnlag for tykkere is over fastlandet (Mangerud et al., 2011). I den siste glasier- interglasiale perioden (de siste ca. 130 000 år) har det Skandinaviske isdekket fluktuert med en syklus på 23 000 år gjennom Weichsel (Mangerud et al., 1996).

Andøya representerer et område som er viktig for forståelsen av paleomiljøet i NV Europa gjennom siste istids maksimum i sen Weichsel (LGM). Klima-prokxy fra nord på Andøya viser at det var et stabilt, høy arktisk klima i området gjennom hele LGM (her fra 22,2 til 14,5 cal ya BP). Temperaturen i juli varierte fra 0-3°C med de høyeste temperaturene mot slutten av denne perioden. Sedimentasjonsraten var på 0,5mm/år (Vorren et al., 2013). Vorren et al. (2013) tolker dette området til å ha vært et tørt klima med flerårig frost i bakken.

Basert på studier av IRD i en sedimentkjerne fra Lofotkonturitten (proksimalt for isstrømmene i Vestfjorden – Trænadjupet) er paleo-oseanografi og paleo-klima gjennom LGM og tidlig deglasiasjon (25,3- 14 cal ka BP) rekonstruert. Varmere overflatetemperatur i havet og variasjon i solinnstråling påvirket trolig utviklingen av det Fennoskandiske isdekket. Basert på økende avsetninga av IRD og høy sedimentasjonsrate er det foreslått at det Fennoskandiske isdekket nådde eggakanten i løpet av perioden fra 25,26- 21,58 cal ka BP. Redusert IRD mengde og økende karbonat innhold mellom 18,73 og 16,55 cal. ka. BP., indikerer et mer glasi- distalt sedimentasjonsmiljø (Rørvik et al., 2010). Gjennom studier fra

Andfjord- området foreslår Vorren & Plassen (2002) at den siste deglasiasjonen startet for omtrent 17,5 cal ka BP da isen trakk seg tilbake fra eggakanten.

Kontinentalmarginer på høye breddegrader er påvirket av den glasielle historie og isens dynamikk, noe som og reflekteres i sedimentasjonstilførselen i området. I områder der isen når eggakanten vil sedimentene bli ført direkte fra undersiden av isen til skråningen. Som resultat av dette dannes det, i områder hvor isen er hurtigstrømmende og sedimenttilførselen stor, traumunningsvifter og vifter i front av større fjorder (eksempel på dette er Bjørnøyvifta) (Fig 2.3). I områder hvor isen har lavere strømningshastighet, men hvor den fortsatt når eggakanten, vil stor- skala ras- avsetninger formes (eksempler er Trænadjupet skredet og Andøya skredet) (Fig 2.3). Der isen ikke når eggakanten vil skråningen i liten grad bli tilført sedimenter. Dette har i hovedsak vært tilfelle på kontinentalmarginen utenfor Grønland. Her har det blitt identifisert submarine kanaler og mindre skred (Dowdeswell et al., 1996).

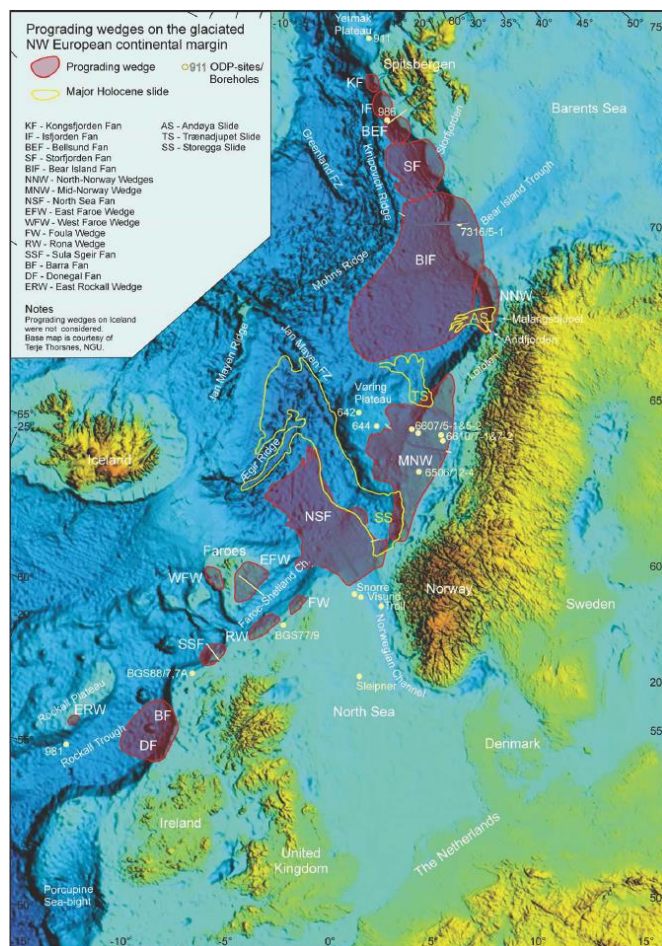


Fig. 2.3: Utbredelsen av prograderende kiler traumunningsvifter og større skred langs den NV Europeiske marginen. Modifisert fra Dahlgren et al., 2005.

Under siste glisiale maksimum ble isen fra det Fennoskandiske isdekket drenert ut gjennom isstrømmer i Vestfjorden- Trænadjupet og Andfjorden (Fig 2.4). Dette hindret tilførsel av is til Lofoten og Vesterålen og den utenforliggende sokkelen. Lofoten og Vesterålen var i denne tiden dekket av en passiv isdom (Ottesen et al., 2005). Undersøkelser av forvitrede flater på Hadseløya og Langøya viser, over 250moh, ingen tegn til materiale avsatt fra innlandsisen eller lokal is. Områdene over dette har sannsynligvis derfor ikke vært utsatt for glisjal erosjon i kvartær tid (Paasche et al., 2006).

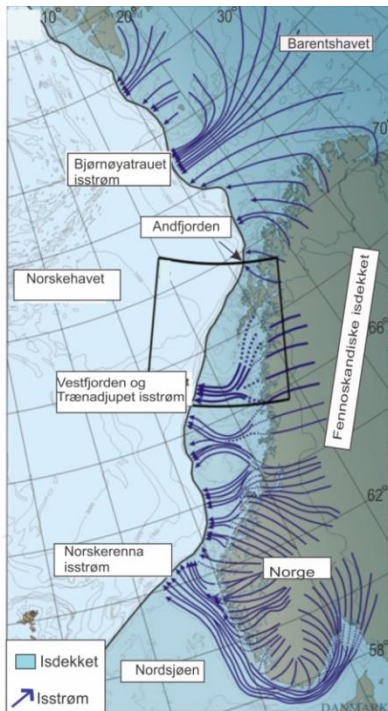


Fig. 2.4: Det Fennoskandiske isdekket under siste glisiale maksimum. Den svarte boksen viser Lofoten- og Vesterålen marginen, Vestfjorden og Trænadjupet isstrømmen og isstrømmen i Andfjorden. Modifisert fra Rørvik et al., 2010

2.4 Oseanografi og paleoseanografi

Marginen utenfor Lofoten - Vesterålen er karakterisert av tre typer vannmasser. De øverste 700m består av atlantisk vann (AW). Fra 700- 1000m finnes arktisk intermediært vann (AIW) og dypere enn dette befinner Norskehavsvannet (NSDW) seg (Buhl-Mortensen et al., 2010).

Varmt, salint atlantisk vann i de øverste vannmassene, strømmer inn i Norskehavet fra sør over Grønland- Skottland ryggen (Hansen & Østerhus, 2000) (Fig. 2.5). Det atlantiske vannet strømmer videre nordøstover i tre grener, to langs kontinentalskråningen, kaldt den norske-atlantiske strømmen og en langs kysten, kaldt den norske kyststrømmen (Poulain et al., 1996). Den norske kyststrømmen blir tilført vann gjennom avrenning fra Europa, via Nordsjøen, og fra elver og fjorder langs kysten av Norge (Skardhamar & Svendsen, 2005). Vest for Lofoten

og Vesterålen forenes Den norske kyststrømmen og Den Norske- Atlantiske strømmen og det er her på 15m dyp målt en strømhastighet på opp til 110cm s^{-1} (Poulain et al., 1996). Videre nordover følger Den norske- Atlantiske strømmen eggakanten til omtrent 76° N , hvor den deler seg i to grener, der den ene grenen føres inn i Barentshavet (Nordkappstrømmen) og den andre grenen følger eggakanten vest for Spitsbergen (Vest- Spitsbergenstrømmen) (Sundby, 1976).

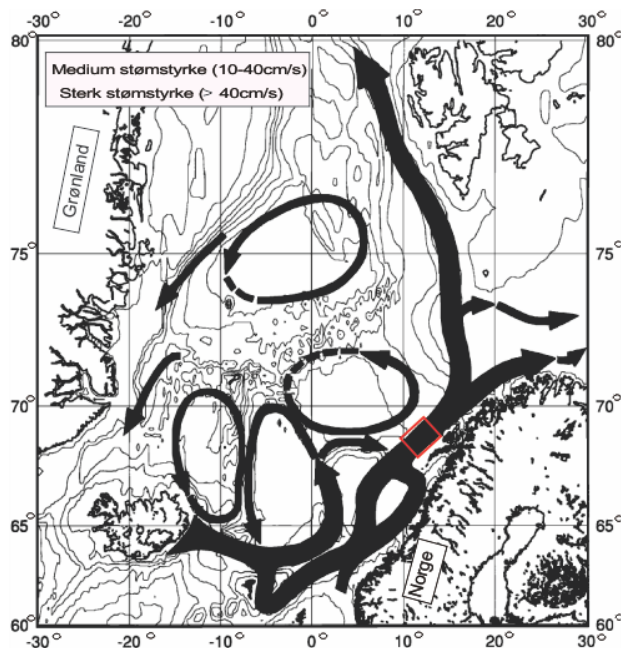


Fig. 2.5: Overflatesirkulasjon i Norske- Grønlandshavet. Studieområdet er markert med en rød boks. Modifisert fra Poulain et al.(1996).

Arktisk intermediært vann skiller atlantisk vann fra Norskehavsvann. Arktisk intermediært vann er karakterisert ved et lavere salinitetsinnhold enn de over- og underliggende vannmassene og hindrer dermed direkte blanding av disse (Blindheim, 1990). Disse vannmassene strømmer og nordøstover (Rise et al., 2013) men med lavere strømhastighet enn de overliggende vannmassene (Heathershaw et al., 1998).

Innstrømming av vannmasser fra Arktis og nedkjøling i løpet av vinteren fører til formasjon av vannmasser med høy tetthet i Norske- Grønlandshavet, dette vannet synker og utgjør Norskehavsvannet. Disse vannmassene strømmer fra Norske- Grønlandshavet og mot sør og over Grønland- Skottland ryggen (Price & O`Neil, 1994; Hansen & Østerhus, 2000). Strømhastigheten i disse vannmassene er noe høyere enn strømhastigheten i det Arktiske intermediære vannet (Heathershaw et al., 1998).

Mellom 40 og 22 ¹⁴C ka BP varierte styrken på havstrømmene på den midt- Norske sokkelen (Vøring- plataået), kraftige strømmer gjennom interstadialer og svak gjennom stadialer (Dahlgren & Vorren, 2003). Siden starten av holocen har den norske- atlantiske strømmen og den norske kyststrømmen eksistert slik den gjør i dag (Vorren et al., 1984). De siste 10 ¹⁴C ka har kontinentalskråningen utenfor midt - Norge vært påvirket av sterke bunnstrømmer. Dette fører til erosjon og transport av sedimenter, noe som reflekteres i avsetningene i området, som består av restgrus, sand og silt («winnowed lag deposit») eller godt sortert silt (Dahlgren & Vorren, 2003). Akkumulasjon vest for og ned i Andøya- kanjonen er og trolig dannet som et resultat av avsetning fra disse strømmene som har ført til erosjon og reorganisering av glasigene sedimenter på skråningen (Laberg et al., 2007).

2.5 Tidligere studier av kanjoner på passive kontinentalmarginer

Kanjoner på passive kontinentalmarginer

Kanjoner opptrer på passive og aktive kontinentalmarginer på høye og lave breddegrader. De varierer i form og størrelse og flere ulike dannelsesprosesser er foreslått ut i fra hvilken geologisk setting de opptrer i og deres geomorfologi.

På den midtre Nord- Amerikanske, passive kontinentalmarginen er det observert en rekke kanjoner, enkelte av disse strekker fra kontinentalhylla og ned langs hele skråningen, disse har ofte en meandrerende dypeste del. Andre starter et stykke ned på skråningen. Sidekanjoner som løper sammen med hovedkanjonen opptrer ofte (Twichell & Roberts, 1982). Twichell & Roberts (1982) foreslo at kanjonene ble dannet på skråningen og utviklet seg videre oppover gjennom erosjon av bakveggen og sideveggene («bottom-up» hypotesen). Kanjonene som strekker seg opp til hyllen ble beskrevet som de eldste, ettersom disse ble antatt å ha utviklet seg fra kanjonene på skråningen (Twichell & Roberts, 1982). En lignende teori ble presentert av Farre et al. (1983), der det foreslås en «ung» til «moden» utvikling av kanjoner. En «moden» kanjon har nådd hyllen og dermed blitt utsatt for erosjon av tetthetsstrømmer fra sedimenter fra hyllen. Kanjonene har som følge av dette utviklet en meandrerende form (Farre et al., 1983).

Pratson et al. (1994) har studert begravde og moderne kanjoner på kontinentalskråningen utenfor New Jersey, på USAs Atlanterhavsmargin og diskuterer flere mulige dannelses- og utviklingsprosesser av kanjoner. En utvikling av moderne kanjoner som starter på eggakanten og/eller den øvre skråningen som gravitasjonsstrømmer og følger de begravde kanjonenes løp lenger ned på skråningen er presentert i denne studien. Studien fant at videre erosjon av

kanjonene ved gravitasjonsstrømmer førte til ustabile vegger og dermed retrogressiv sedimentutglidning (Pratson et al., 1994). Pratson et al. (1996) viste gjennom en modell at repeterende nedadgående gravitasjonsstrømmer fører til erosjon og innskjæring på kontinentalskråningen, noe som igjen fører til ustabile vegger, og dermed utglidninger. Videre erosjon fra gravitasjonsstrømmer kan føre til retrogressive utglidninger. Dannelsesprosessen foreslått av Pratson et al. (1994,1996) står i kontrast til teorien til Twichell & Roberts (1982) og Farre et al. (1983), som mente at dannelsen av kanjoner startet på skråningen, gjennom sedimentutglidninger, for deretter å utvikle seg retrogressivt. Gravitasjonsstrømmer gjorde seg først gjeldene når kanjonen nådde kontinentalhylla.

Gjennom studie av kanjoner på skråningen sør for Frankrike (Vestre Gulf of Lion), har Baztan et al. (2005) påpekt viktigheten av aksial innskjæring som utløsermekanisme for massetransport (mass wasting) langs kanjoners vegger. Dette område er karakterisert av en prograderende margin, der det var kontakt mellom kanjoner og elver under siste glasiale maksimum. I dette området er det foreslått at aksial innskjæring har foregått som følge av hyperpycnale, erosive turbidittstrømmer, som har opphav i elver. Innskjæring har, i dette området, mest sannsynlig forkommet under flere glasiale maksimaer. I disse periodene er sedimentasjonsraten fra breen høy og havnivået er lavt, slik at elvene og kanjonene er i kontakt med hverandre (Baztan et al., 2005).

Kanjoner på kontinentalskråningen utenfor Lofoten og Vesterålen

Tidligere studier av kanjoner på kontinentalmarginen utenfor Lofoten og Vesterålen er gjort av blant annet Kenyon (1987) og Taylor et al. (2000) som brukte sidesøkende sonar og 3,5kHz seismiske profiler i sine studier av den, henholdsvis, NV Europeiske kontinentalskråningen og kontinentalskråningen utenfor Lofoten og Vesterålen. Rise et al. (2013) har ut fra multistråle batymetridata påvist 15 kanjoner på kontinentalskråningen utenfor Lofoten og Vesterålen og begravde paleo-kanjoner er ved hjelp av 2D seismiske linjer. Laberg et al. (2007) har studert en av disse kanjonene i detalj.

Den NV Europeiske kontinentalskråningen fra sør for Irland til Nord-Norge har blitt studert (Kenyon et al., 1987) og kontinentalmarginen består av en rekke elementer som er knyttet til sedimentutglidninger, blant annet kanaler, kanjoner og større og mindre skred. Sedimentutglidninger har i liten grad forekommet på skråningen mellom 57° og 67° (bortsett fra Storegga raset), noe som er i kontrast med tidligere antagelser om større hyppighet av kanjoner der den nærliggende kysten er blitt tilført glasialt smeltevann.

Taylor et al. (2000) identifiserte ti kanjoner på skråningen utenfor Lofoten og Vesterålen ved bruk av sidesøkende sonar og 3,5kHz data. Kanjonene ble antatt å ha en pre- kvartær alder og opptrer i dette området grunnet heving i pliocen-pleistocen og grunnet relativt lite sedimenttransport til dette området under siste istid. Studien spekulerer ikke i dannelsesprosesser, men hevder at det gjennom sen-kvartær har foregått erosjon i kanjonene som følge av turbidittstrømmer og debris flow (Taylor et al., 2000).

I en senere studie av samme område basert på ny og høyoppløselige multistråle bathymetri-data påviste Rise et al. (2013) 15 paleo-kanjoner. Enkelte av disse er reaktivert. Studien argumenterer for at kanjonene startet deres utvikling i midt- miocen, som følge av redusert stabilitet på skråningen som resultat av heving av Lofoten–Vesterålen-marginen. Størrelse, form og beliggenheten til kanjonene varierer og to mulige prosesser er foreslått i forbindelse med deres dannelse og utvikling. Under istider kan transport av materiale fra eggakanten ha ført til erosjon på skråningen. Videre utvikling kan ha kommet som følge av utglidninger langs side-og bakveggene. En annen mulig dannelsesprosess kan ha hatt opphav i renner som ble dannet på den nedre delen av skråningen grunnet utstrømming av fluider (porevann og/eller gass) fra havbunnen. Disse kan så ha erodert seg videre opp langs skråningen og sedimentutglidning grunnet ustabile vegger kan ha forekommet (Rise et al., 2013).

En av disse kanjonene, Andøyakanjonen, er studert i detalj ved hjelp av multistråle bathymetridata. Studien konkluderer med at Andøyakanjonen hadde opphav i en skredgrop. Denne utviklet seg videre grunnet utrasning av ustabil side-og bakvegger noe som førte til dannelse av turbidittstrømmer som eroderte bunnen av skråningen. To tilleggsfaktorer hadde innvirkning på kanjonens utvikling. Kanjonen har fungert som en sedimentfelle for sedimenter transportert med langsgående havstrømmer fra sørvest (Atlantiske vannmasser), noe som førte til stadig utglidning langs den vestre sideveggen. Sedimenter fra det Fennoskandiske isdekket utgjør den østre sideveggen og denne har vært utsatt for større og mindre utrasninger (Laberg et al., 2007). I front av kanjonen er det en kanal som fører ut i Lofotenbassenget (Laberg et al., 2005; Laberg et al., 2007).

3 Materiale og metode

3.1 Batymetiske data

Akustisk datainnsamling utføres med ulike typer ekkolodd. Felles for disse er at de omgjør elektrisk energi til lydenergi, og omvendt (Wille, 2005). Multistråleekkolodd (Fig. 3.1), gir informasjon om vanddyb og bunnreflektivitet (backscatter) (Mareano, 2014b). Innsamlingen av de batymetriske dataene (dybdata og bunnreflektivitet) (Fig. 3.2), brukt i oppgaven ble gjort i 2007 av FURGO OSAE. To typer ekkolodd ble brukt, dypere enn 1000m ble EM 300 (30kHz) benyttet og grunnere enn dette ble EM 710 (70-100kHz) benyttet. Begge systemer er levert av Kongsberg Maritime. Dybdataene kommer fra Kartverkets sjødivisjon og er stilt til disposisjon av NGU og MAREANO. Studieområdet ligger utenfor territorialgrensen (12nm) og datasettet inneholder derfor ikke graderte data.

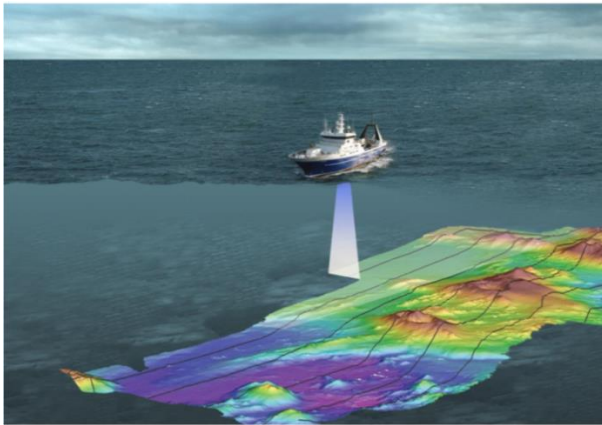


Fig. 3.1: Figuren illustrerer prinsippet for innsamling av batymetriske data ved hjelp av multistråleekkolodd (Niwa, 2013)

3.2 Dybdata

Lyd beveger seg gjennom vann gjennom en serie trykkfronter i en bestemt hastighet. Hastigheten varierer med variasjon i vannets egenskaper som salinitet, trykk og temperatur. Distansen fra en trykkfront til neste kalles bølgelengde og antall trykkfronter som passerer et punkt per tidsenhet er bølgens frekvens. Forholdet mellom disse er beskrevet ved formelen: $\text{hastighet} = \text{frekvens} * \text{bølgelengde}$. En lydbølge består av en viss mengde akustisk energi. Når lydbølgen treffer havbunnen, absorberes en del av energien. Hvor mye som absorberes avhenger av materialet på havbunnen. En del av den akustiske energien reflekteres av havbunnen og en del blir spredt (scattered) i forskjellig retning (L-3 Communications SeaBeam Instruments, 2000).

Ekkolodd blir brukt til å kartlegge havbunnen. Ekkoloddet sender ut en lydbølge, med en bestemt, kontrollert frekvens. Lydbølgen reflekteres av havbunnen og en sensor registrerer tiden det tar fra lydbølgen blir sendt ut til den returnerer til overflaten (L-3 Communications SeaBeam Instruments, 2000). Lydprofil og temperaturprofil gjennom vannsøylen måles i forbindelse med bruk av multistråleekkolodd (Mareano, 2014b). På bakgrunn av dette beregnes distansen til havbunnen. Et singelstråleekkolodd sender ut akustisk energi i en smal stråle (a beam). Et multistråleekkolodd sender ut flere av disse strålene i en linje vinkelrett på skipets bane, slik at et bredt område under skipet blir kartlagt (L-3 Communications SeaBeam Instruments, 2000) (Fig. 3.1).

Den horisontale oppløsningen på batymetridatasettet er på kontinentalhyllen og ned på skråningen på 5m, mens den videre ned på skråningen og på dyphavssletten er på 25m (Fig. 3.2). Dybde-dataene brukt i dette studiet er fremstilt ved bruk av en skyggerelieffmodell, med en simulert lyskilde der innstrålingsretning og intensitet kan varieres.

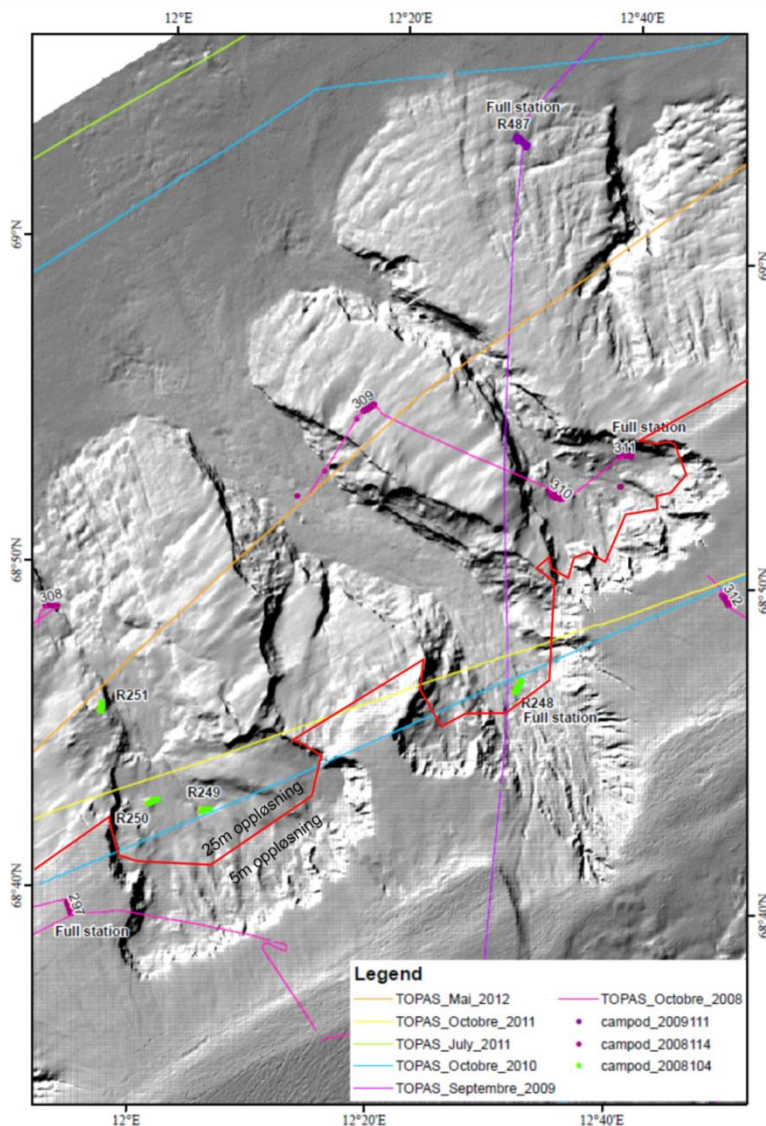


Fig. 9: Skyggerelief over studieområdet. Posisjonen til TOPAS linjene og områder med videoopptak (campod), og deres innsamlingsstidspunkt er vist. Rød linje markerer grensen mellom data med 25m og 5m oppløsning. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

Feilkilder

Mulige feilkilder ved bruk av multistråle-ekkolodd inkluderer feil i posisjoneringssystemet til skipet, skipets bevegelse (rotasjon i ulike retninger og heving/senkning), kursfeil og lydprofilfeil (feil beregning av lydfarten ut fra målinger av trykk, temperatur og salinitet i vannsøylen) (Møskeland & Nøland, 2007).

3.3 Backscatter

Multistråleekkolodd gir, gjennom amplituden på lydsignalene som blir reflektert tilbake fra havbunnen, informasjon om havbunnens sammensetning. Backscatterdata er et supplement til batymetridatane. Høy amplitude (omtalt i oppgaven som høye verdier) vil, vanligvis,

gjenspeile en grovkornet eller steinet bunntype. I områder med finkornede sedimenter vil lydsignalene absorberes, og dette vil derfor gi lav amplitude (omtalt i oppgaven som lave verdier videre i oppgaven). I tillegg vil sorteringsgrad og hvor jevn bunnen er gi utslag på bunnreflektiviteten (Mareano, 2012). I denne oppgaven representerer lys farge høy amplitude og mørk farge lav amplitude.

Tolkningen av backscatterdataene er basert på signalstyrken fra dataene. Datasettet består av flere filer, og spennet i backscatterverdier varierer mellom de ulike filene. Dette er tatt hensyn til i tolkningen. Informasjon om bunnforholdene, gjennom videoopptak, er brukt i arbeidet med å tolke backscatterdataene. Støy er observert i datasettet, spesielt SV i datasettet (fig. 4.22). Dette er sett bort fra i tolkningen.

Feilkilder

Sedimentprøver kan bli brukt for å gi informasjon om bunnforholdene i forbindelse med klassifisering av backscatter dataene. Feilkilder i forbindelse med dette inkluderer støy på backscatterdataene, unøyaktig navigasjonsdata på ekkoloddet og/eller prøvene, vanskeligheter med å bestemme sedimenters egenskaper ut fra prøvene og feilkilder i forbindelse med å tillegge større områder egenskaper basert på en prøve fra et lite område (Goff et al., 2000). I denne oppgaven er videodokumentasjon benyttet for å gi informasjon om bunnforholdene i forbindelse med klassifikasjon av backscatterdataene, og tilsvarende feilkilder, som ved bruk av sedimentprøver, kan forekomme.

Ettersom backscatterdataene og video- opptakene ikke nødvendigvis er innsamlet på samme tidspunkt kan sedimentene ha endret karakter mellom de ulike innsamlingstidspunktene. Dette vil kunne gjøre at backscatterdataene blir tolket feil.

3.4 TOPAS høyoppløselig seismikk

Sedimenter absorberer lyd i mye høyere grad enn vann. Lav frekvens er nødvendig for lav absorpsjon slik at dyp penetrering av sedimenter er mulig mens høye frekvenser kreves for god horisontal oppløsning (Wille, 2005). Begge disse forutsetningene kan ivaretas ved bruk av TOPAS (Topographic Parametric Sonar). Dette er et bunnpenetrerende sediment-ekkolodd som blir brukt for å kartlegge sedimenter opp til omtrent 150 m under havbunnen. Denne består av en svinger (transducer), en sender/mottakerenhet (tranceiver) og en operatørstasjon (Steinsland og Knudsen, 2008). To primærfrekvenspulser med omtrent samme frekvens blir sendt ut samtidig. Disse utnytter den ikke- lineære forplantingsegenskapen til vann, og det

dannes ut fra disse en lavfrekvent puls (sekundærfrekvens) med smal åpningsvinkel. Den relativt lavfrekvente pulsen gir god penetrering samtidig som en smal åpningsvinkel blir opprettholdt, noe som gir god horisontal og vertikal oppløsning (Baraza et al., 1997).

TOPAS linjene benyttet i dette studiet ble samlet inn fra ulike tokt (Fig. 9) med skipet R/V GO Sars for MAREANO prosjektet. TOPAS PS18 fra Kongsberg Maritime ble brukt. De to primærfrekvenspulsene har her en frekvens på omtrent 18kHz og det dannes en sekundær lavfrekvent puls på mellom 0,5 og 5kHz med en smal åpningsvinkel på 5°.

For å konvertere toveis gangtid (TWT) til dybde i sedimentene er det brukt en hastighet på 1600m/sek. Dette er basert på målinger av p- bølge hastigheten fra en kjerne tatt på kontinentalskråningen utenfor Lofoten (Baeten et al., 2014)

Feilkilder

Værforhold kan påvirke kvaliteten på de innsamlede TOPAS dataene, ettersom svingeren er festet i bunnen av skipet. Lavfrekvent støy fra ulike kilder kan redusere kvaliteten og bunntypet vil og påvirke kvaliteten på dataene (Steinsland og Knudsen, 2008). I tillegg kan hastigheten som er brukt for å konvertere toveis gangtid til dybde gi en unøyaktig dybde.

3.5 Video–dokumentasjon (Campod videorigg)

Bunnreflekivitet har lenge vært brukt til å kartlegge havbunnen med utgangspunkt i topografi og materialets egenskaper. En utfordring med akustisk datainnsamling er å tolke signalene, slik at en får innsikt i havbunnens egenskaper (kornstørrelse, tetthet og sammensetning). Dette kan gjøres ved å samle inn prøver fra havbunnen (Goff et al., 2000). Havbunnen på den Norske kontinentalmarginen er variert, og kan bestå av blant annet steinur, sand, grus, fjellgrunn, mudder og leire. I flere av disse miljøene er det vanskelig å ta bunnprøver og videodokumentasjon er derfor nødvendig for å få bedre kunnskap om havbunnen (Mareano, 2014c).

Video opptakene ble samlet for MAREANO prosjektet under ulike tokt (Fig. 9) med skipet R/V OG Sars med en videoplattform, Campod (Fig. 3.3), som ble tauet bak skipet. Campoden består av et trefotet stativ med et videokamera (Sony HDC-X300) for inspeksjon av havbunnen og et tilsvarende CCD videokamera for navigasjon. Plattformen holdt en avstand til havbunnen på omtrent 1,5m (Buhl-Mortensen et al., 2009). Bilder, grabbet fra videoene er brukt i oppgaven for å illustrere dagens bunnforhold.



Fig. 3.3: Videoriggen Campod, som brukes til å filme havbunnen (Mareano, 2014c)

Feilkilder

Det kan være vanskelig å bestemme eksakt kornstørrelse ut fra bilder av sedimentene, noe som kan føre til en noe unøyaktig klassifisering. Også grad av kompaksjon er vanskelig å definere ut fra bilder.

3.6 Programvare

Store mengder geografiske data har blitt behandlet i oppgaven. Visualisering, analysering, tolkning og kartlegging av de batymetriske dataene ble gjort i ArcMap, som er en del av Esri ArcGis, versjon 10.1. Flere verktøy har her blitt brukt, blant annet for å lage kart med skyggerelief og helningsgradient og å fremstille konturlinjer. Fledermaus ble brukt til å visualisere og tolke dataene ut fra et 3D- perspektiv. SegyJp2Viewer ble brukt til å fremstille de seismiske linjene. Bildekvaliteten på bildene hentet fra Campod- videolinjene er bearbeidet i Photoshop, blant annet ved å endre fargen på bildene. Figurene ble laget i Corel Draw.

4 Resultater

4.1 Ytre del av kontinentalhyllen og – skråningen som omgir kanjonene

Dette studiet tar for seg tre kanjoner på kontinentalskråningen utenfor Lofoten, her benevnt kanjon 1, 2 og 3 (Fig. 4.1). Kanjon 2 strekker seg fra eggakanten til dyphavssletten, mens kanjon 1 og 3 starter et stykke nedenfor eggakanten, på henholdsvis 550m og 700m vandndyp og fortsetter ned til dyphavssletten. Eggakanten i studieområdet ligger på mellom 200-320m vandndyp.

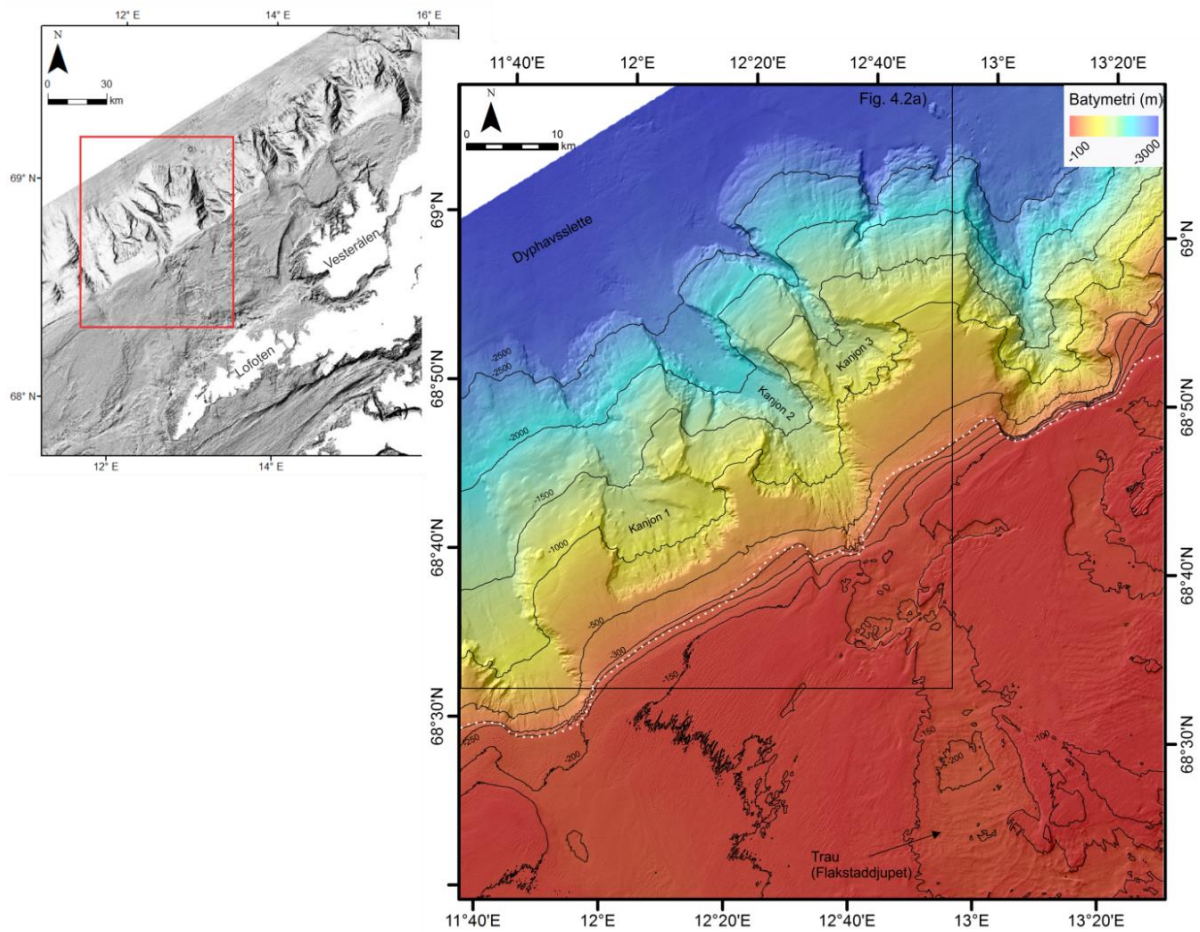


Fig. 4.1: Skyggerelieffkart over studieområdet. Kanjonene 1, 2 og 3, samt Flakstaddsjupet er markert. Eggakanten er markert med stiplede linje. Rød boks på karet øverst til venstre viser hvor området ligger i forhold til Lofoten og Vesterålen. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

Helningsgraden på kontinentalskråningen som omgir kanjonene, varierer fra 1°-6°, men brattere skrenter opptrer også (Fig 4.2a). En bratt skrent (gradient mellom 5° og 10°) markerer noen plasser skillet mellom kontinentalhylla og skråningen (fig. 4.2). Kanaler som utgjør en del av kanjon 2 kan følges opp skråningen til dette bratte partiet. Fra skrenten og ned til et vandndyp på omtrent 900m er helningsgraden slakere (1°-4°). Øvre del av alle de tre kanjonene

ligger delvis innenfor dette slakere området. Mellom kanjonene, fra et vandyp på omtrent 900m ned til dyphavssletten, opptrer bratte skrenter, i vekslning med slakere områder. Dyphavssletten har en helning på mellom 0° - 1° . I profil har den øvre delen av skråningen konveks form (fra omtrent 300m til 1100m vanddyb), mens den nedre delen har konkav form (Fig. 4.2b). I overgangen mellom den konvekse og den konkave delen opptrer et bratt område (Fig. 4.2b).

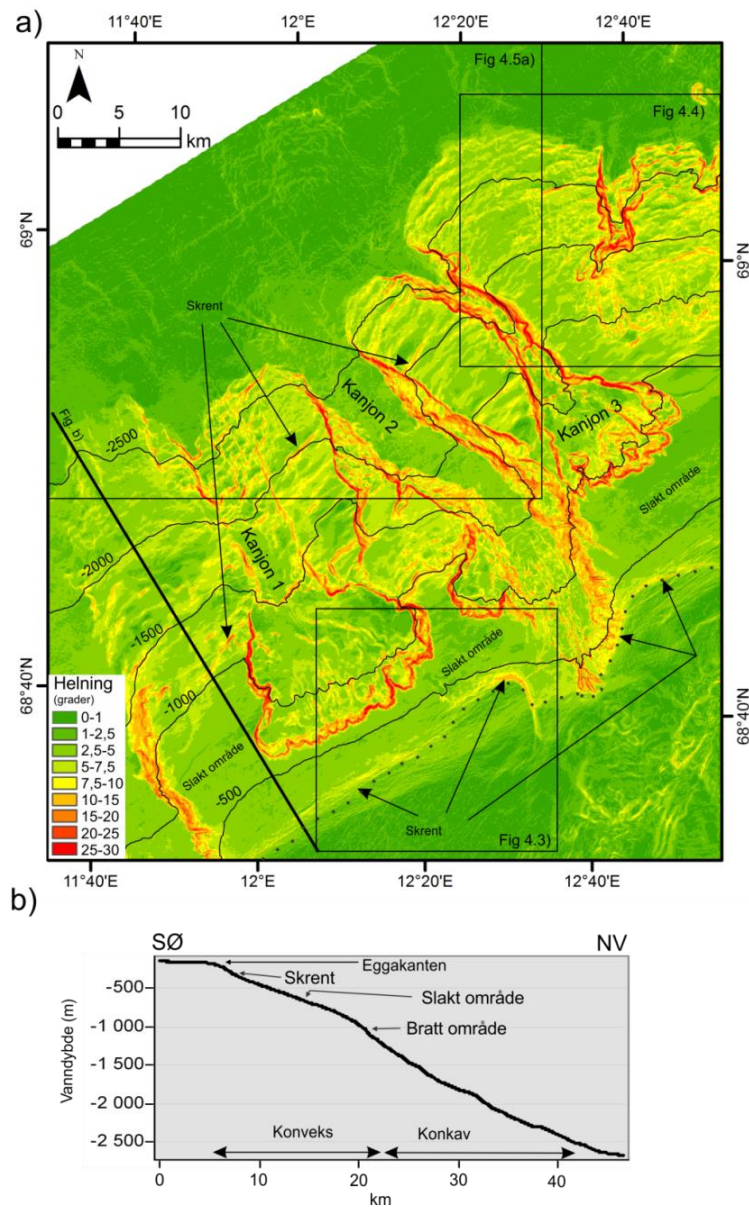


Fig. 4.2: a) Helningskart over studieområdet (50m oppløsning). b) Profil over kontinentalskråningen. Den øvre delen har slak/konveks form mens den nedre delen er karakterisert ved en konkav form. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

På kontinentallhylla ovenfor kanjon 2 opptrer et trau, Flakstaddjupet (Fig. 4.1). Dette varierer i bredde fra 5-17km og dybden er på mellom 60 og 100m. Vorren et al. (i trykk) har gjort en

studie av den glasiøle morfologien på kontinentalhylla utenfor Lofoten og Vesterålen. Denne studien viser hyppig opptreden av tilbaketrekningsmorener (recessional morains) i Flakstaddjupet, samt to morenerygger SV for Flakstaddjupet, som følger dette trauret inn mot Lofoten Vorren (et al., i trykk)

Kontinentalhylla er også karakterisert av langstrakte rettlinjede eller kurvede furer (relieff på mellom 1-5m) med et kaotisk mønster, men med en generell NNØ-SSV orientering (Fig. 4.3). På kontinentalskråningen opptrer furene ned til et vanddyp på omtrent 400m. I dette området er de orientert omtrent vinkelrett på skråningen (NØ-SV). Enkelte av furene krysser hverandre og i tverrsnitt har enkelte langsgående voller på en eller begge sider. Sirkulære til semisirkulære groper opptrer i samme område, mange av dem er lokalisert i endene av de langstrakte furene. Furer er ikke observert i trauret ovenfor kanjon 2.

De langstrakte fureren er tolket til å være pløyespor dannet av isfjell. Laberg (et al., 2007) har identifisert lignende furer vest for Andøyakanjonen, og tolket disse til å være isfjellpløyespor, der deres orientering gjenspeiler retningen av havstrømmen i området. Isfjell kalvet fra en brefront kan, der disse kommer i kontakt med havbunnen, ha en eroderende effekt og isfjellpløyespor dannes (Andreassen et al., 2008). Sedimentene som eroderes kan bli liggende på siden av pløyesporene (Syvitski et al., 2001) noe som forklarer de langsgående vollene. Det orienterte til kaotiske mønsteret kan komme av ulike vind og strømforhold som påvirker isfjellene (Andreassen et al., 2008). Der isfjellet blir stående på havbunnen, med kun mindre bevegelser, kan det dannes groper. Disse opptrer ofte nær enden av pløyesporene (Syvitski et al., 2001).

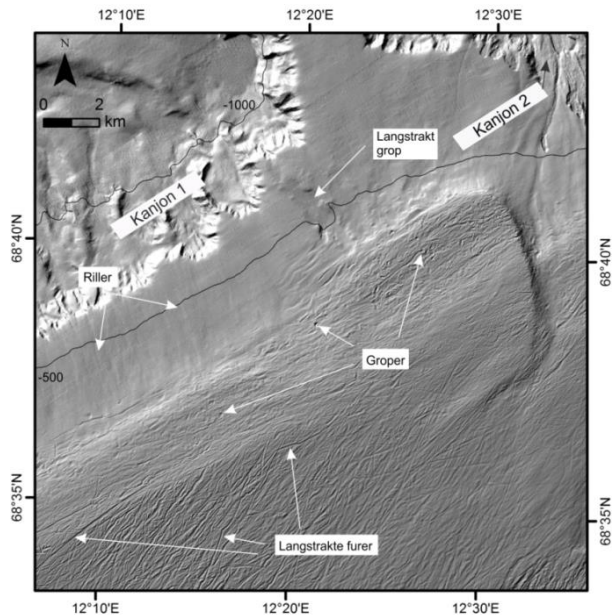


Fig. 4.3: Skyggerelieffkart over kontinentalhylla og øvre del av kontinentalskråningen. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig. 4.2a. Dybdedata fra Kartverket sjødivisjon.

Kontinentalskråningen ovenfor kanjon 1 og 3 er karakterisert av riller som er orientert vinkelrett på dybdekontene (Fig. 4.3). Disse har et relieff på opptil 5m. En langstrakt grop, også denne orientert vinkelrett på dybdekontene ses ovenfor kanjon 1. Denne har et relieff på opptil 35m og en bredde på opptil 0,9km. Med unntak av disse elementene er kontinentalskråningen som omligger kanjonene relativt jevn ned til et vanddyb på omtrent 900m.

Fra 900m og ned til dyphavssletten, er kontinentalskråningen som omligger kanjonene karakterisert av skreinter (Fig. 4.2a), med et relieff fra 60-200m. Den nedre delen av kontinentalskråningen NØ for kanjon 3, fra et vanddyb på omtrent 1200m, er karakterisert av renner og skreinter (Fig. 4.4). Rennene er markante og har et relieff på opptil 100m. Enkelte av disse strekker seg ned til dyphavssletten. En mindre kanjon, som starter på omtrent 2000m vanddyb og strekker seg ned til dyphavssletten opptrer i samme område. Denne har en maksimal bredde på omtrent 3,5km og maksimal dybde på omtrent 360m (Fig. 4.4).

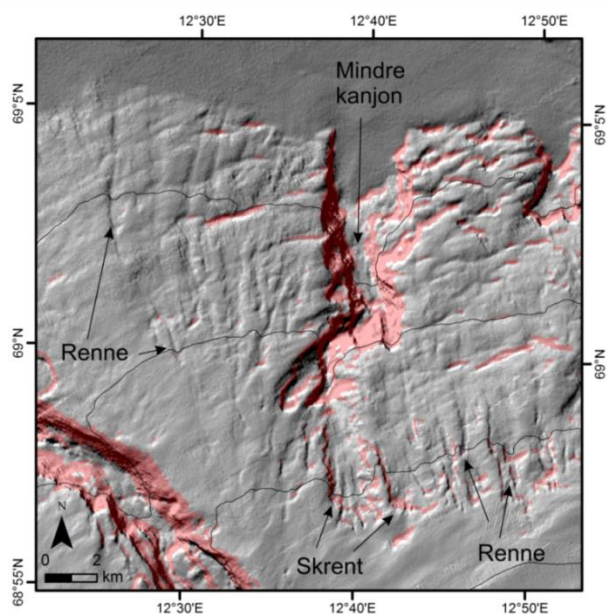


Fig. 4.4: Skyggerelieffkart drapert med helningskart, der helning over 10° har rød farge. En mindre kanjon, renner og skrenter er markert. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig. 4.2a. Dybdedata fra Kartverket sjødivisjon.

Ved utløpet av kanjon 1 opptrer en lobeformet avsetning, som er omtrent 7,2 km lang (målt fra området der helningen langs bunn av kanjonen blir slakere) og 7,5km bred, på det bredeste (Fig. 4.5a). Dyphavssletten ved utløpet til kanjon 2 og 3 er karakterisert av en mer kompleks avsetningsform. Avsetningene fra disse to kanjonene er sammenhengende og består av en lobeformet avsetning innad i en større avsetningsform. Denne større avsetningsformen er mellom 15 og 20km bred og 70m høy (målt langs profilen i fig 4b, høyden er målt fra laveste til høyeste punkt på avsetningen). Ved utløpet til kanjon 2 og 3 er kanaler observert. I forbindelse med et par av disse kanalene er groper observert, i overgangen fra kanjonen til dyphavssletten (fig. 4.5).

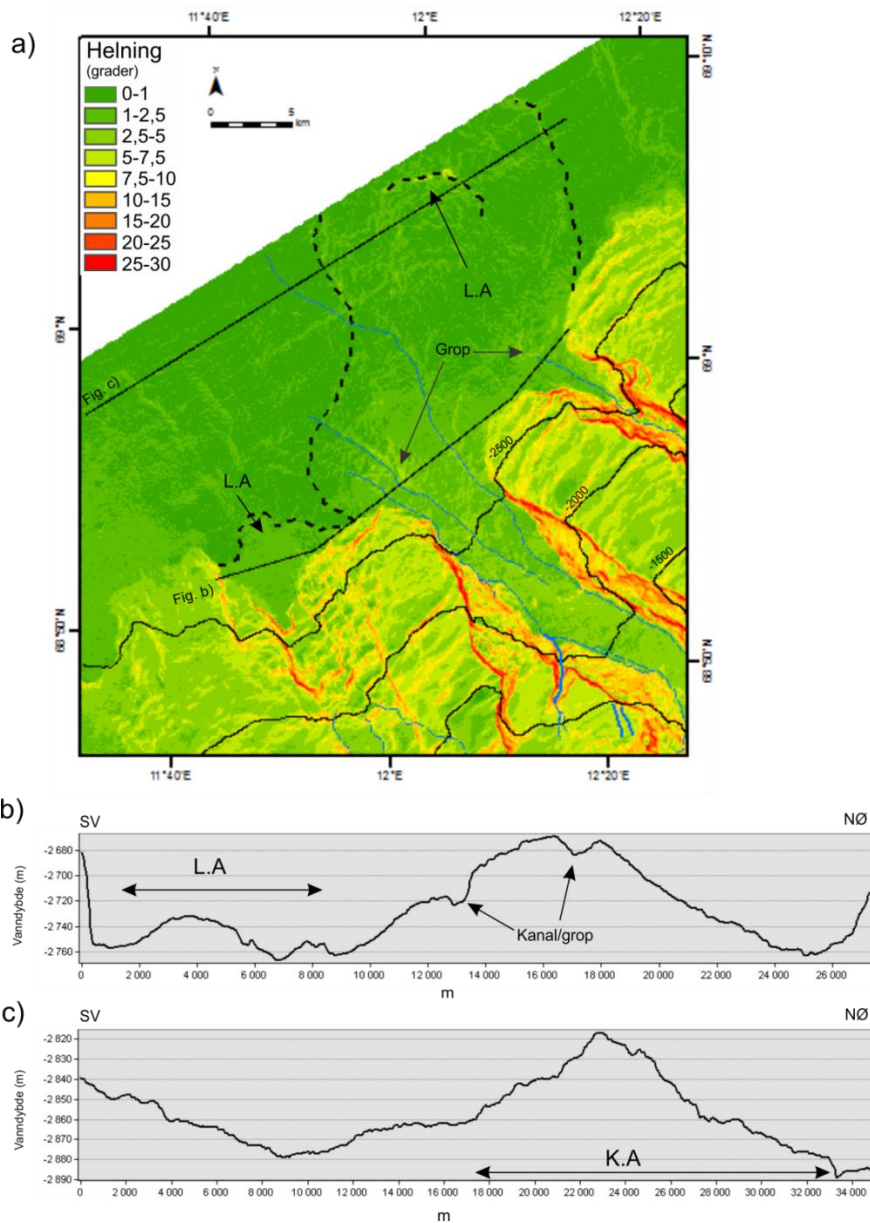


Fig. 4.5: a) Helningskart (50m oppløsning) som viser dyphavssletten i front av kanjon 1, 2 og 3. Avsetningsformer er markert med svart stiplet linje. Kanaler er markert med blå stiplet linje. Lobeformet avsetning (L.A) ved utløpet til kanjon 1 og en mer kompleks, sammenhengende avsetningsform (K.A) ved utløpet til kanjon 2 og 3. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig. 4.2 a, b og c) Profil proksimalt og distalt for utløpet til kanjonene. Konveks topografi indikerer akkumulasjon av lobeformet avsetning/ komplekst formede avsetninger. Dybdedata fra Kartverket sjødivisjon.

4.2 Kanjon 1

4.2.1 Kanjonens størrelse og form

Kanjonen er orientert NNV- SSØ og strekker seg fra øvre del av skråningen (bakveggen ligger på omtrent 550m vanndyp) til dyphavssletten (2700m vanndyp) (Fig. 4.7). Eggakanten i dette området ligger på mellom 220- 320m vanndyp. Kanjonen er 28.5km lang (fra bakvegg til dyphavssletten) og dekker et areal på 243 km². Kanjonen er delt inn i tre deler; øvre del, midtre og nedre del. Grensen mellom den øvre- og den midtre delen går på ~1500m vanndyp, her er det en markant bratt skrent på mellom 60- 150m. På omtrent 1900m vanndyp endres bunnmorfologien fra å være relativt jevn til å bli mer irregulær, denne overgangen skiller den midtre delen fra den nedre delen. I den nedre og den midtre delen er en intern sidevegg observert.

Omrisset av kanjonens øvre del er pæreformet, med den bredeste delen øverst på skråningen (fig. 4.7). Den midtre og nedre delen er smalere. Maksimum bredde i øvre del er på 16,4km, den midtre delen er omtrent 4.5km bred og i den nedre delen varierer bredden av kanjonen fra omtrent 4,5-8,5 km (målt mellom de ytterste sideveggene). Kanjonen er dyp i øvre del (maksimum dybde på omtrent 410m), med det dypeste området midt i den øvre delen (fig. 4.9b og c). Den midtre og nedre delen av kanjonen er mindre dyp (150-250m) (fig. 4.9d og e).

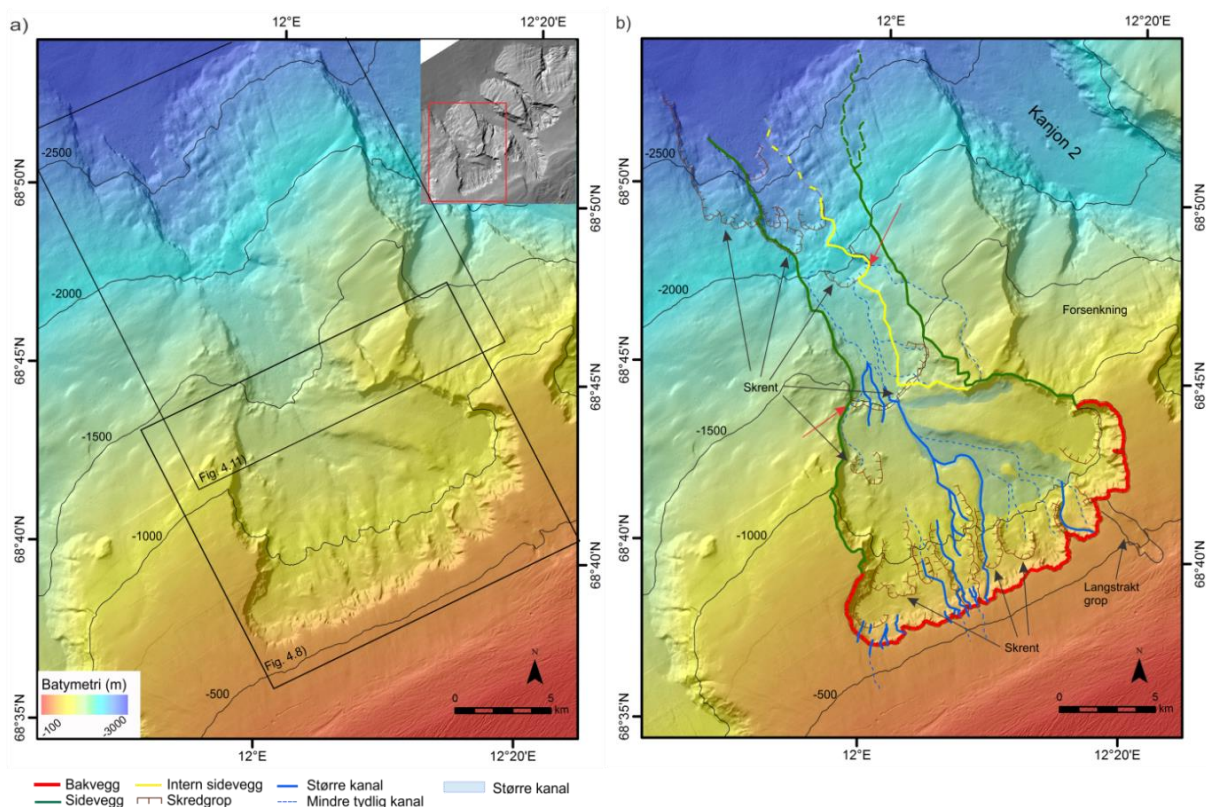


Fig. 4.7: a) Skyggereliefkart over kanjon 1. Lokaliseringen i studieområdet er vist med rød ramme øverst i høyre hjørnet. b) Skyggereliefkart med tolkninger, der kanjonens bakvegg, sidevegger, skrenter og kanaler er markert, samt den langstrakte gropen i overkant av kanjonen. Grensen mellom øvre, midtre og nedre del er markert med rød pil. Dybdedata fra Kartverket sjødivisjon.

4.2.2 Bunnen av kanjonen

Bunnen av den øvre delen av kanjonen karakteriseres av flere bratte tydelige eller mindre tydelige skrenter (fig 4.7, 4.8 og 4.9). I øvre del av kanjonen er skrentene oftest avlange og orientert vinkelrett på dybdekontene. Enkelte av disse skrentene kan se ut til å være påvirket av den bakenforliggende skrenten (som utgjør en del av bakveggen). Dette sees tydeligst helt NØ i den øvre delen (fig. 4.10a). Skrentene danner avlange rygger. Disse har varierende høyde, fra 10-110m (fig. 4.9b). V- formede kanaler opptrer i forsenkningene mellom ryggene, flere av disse kanalene føres sammen ned mot dypet og danner en større U- formet hovedkanal, som utgjør den dypeste delen i den øvre delen av kanjonen (fig. 4.7, 4.8 og 4.9c). Bortsett fra disse strukturene er bunnen relativt regulær og det kan ikke observeres blokker eller transverse rygger. Bunn av kanjonen er mer regulær i midtre del og tydelige kanaler kan ikke observeres i dette området (fig. 4.9d). Nedre del er karakterisert av irregulær morfologi med flere bratte skrenter i ulike dimensjoner (fig. 4.7 og 4.9e).

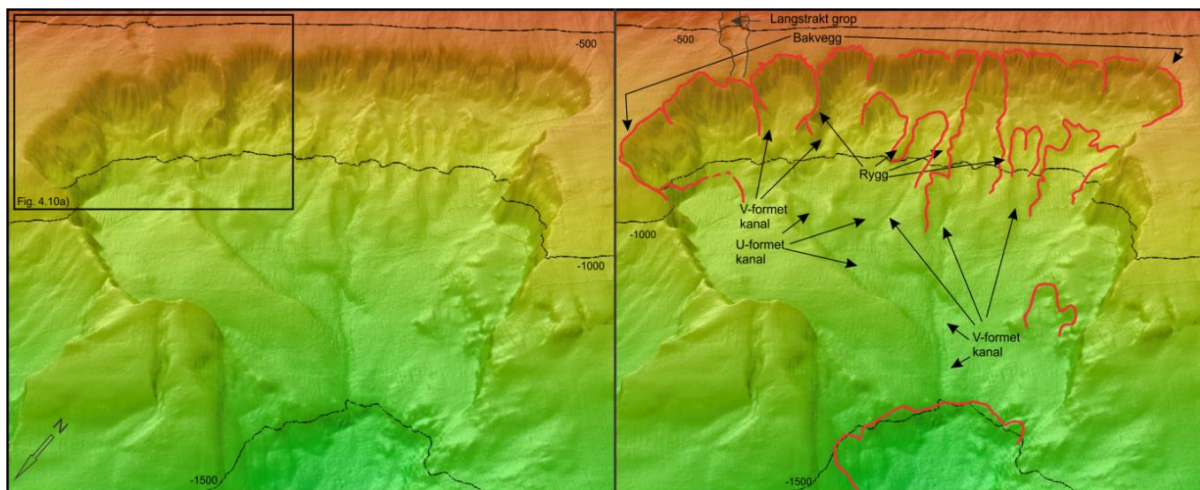


Fig. 4.8: a) Skyggerelieffkart som viser øvre del av kanjon 1, med 500m dybdekoter. Lyskilde fra øst (67°), vertikal overdrivelse: 6. (Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig. 4.7). b) Skyggerelieffkart med tolkninger. Skrenter er markert med rød linje. Bakveggen består av amiteaterformede skrenter, som delvis overlapper hverandre. Dybdedata fra Kartverket sjødivisjon.

Helningsgraden langs bunnen av kanjonen ligger generelt på mellom 2- 5° (fig. 4.9). NØ i den øvre delen er det et område med slakere helning (Fig. 4.9a), og dette området er og det grunneste området i den øvre delen (fig 4.9c). En topografisk lengdeprofil viser at kanjonen, i øvre del har konkav form, mens midtre og nedre del til sammen utgjør en konveks form (fig. 4.9f). Den konkave og konvekse formen skilles av en skrent, som også skiller den øvre delen av kanjonen fra den midtre. Dette er motsatt av lengdeprofilet til den omliggende skråningen, som har konkav form på øvre del av skråningen og konveks form på nedre del av skråningen.

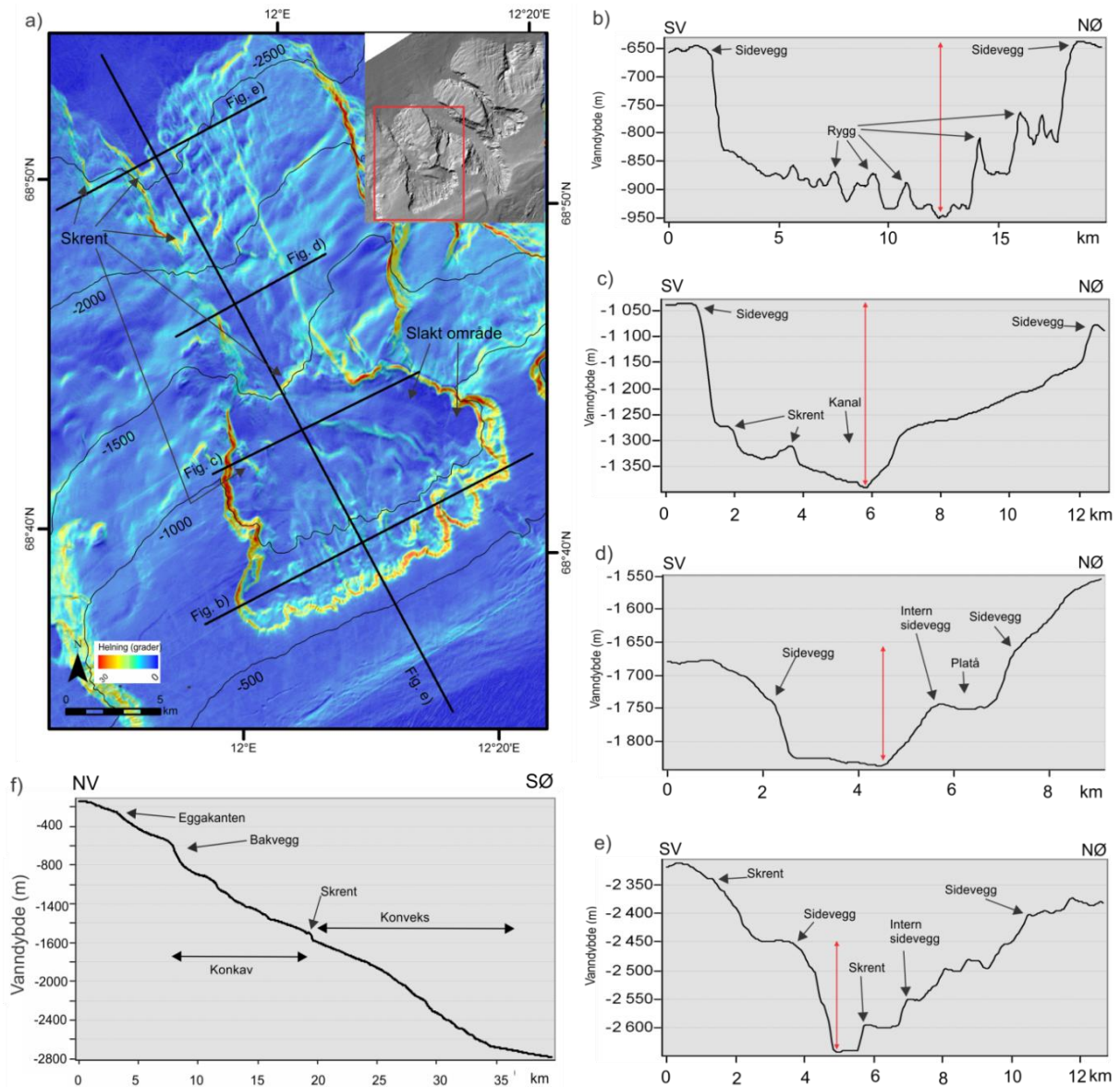


Fig. 4.9: a) Helningskart over kanjon 1 (50m oppløsning). Lokaliseringen i studieområdet er vist med rød ramme øverst i høyre hjørnet. b, c, d og e) Profil langs kanjonens tverrsnitt, fra henholdsvis øvre (b og c), midtre (d) og nedre del (e). Rød linje viser målinger av dybden til kanjonen. Øvre grense for interne sidevegger og sidevegger er markert, samt skrenter, rygger og kanaler. f) Profil i kanjonens lengderetning. Dybdedata fra Kartverket sjødivisjon.

4.2.3 Kanjonens bakvegg

Bakveggen er karakterisert av amfiteaterformede skrenter som overlapper hverandre (fig. 4.7 og 4.8). Skrentene utgjør den øverste delen av skredarr. Grensen mellom bakveggen og sideveggene er satt til der disse skrentene går fra å ha en amfiteaterform, til der skrenten er mer lineær og vinkelrett på skråningen (fig. 4.7). Bakveggen er omtrent 33km lang. Maksimum helningsvinkel er på omtrent 30° (fig. 4.10). Skredarrerne har ulik dimensjon og har gjennomsnittlig høyde på mellom 100-250m (målt i vertikal distanse fra der skråningsgradienten endres i øvre del til der skråningsgradienten endres i nedre del).

Skredarrene har en irregulær morfologi, bestående av mindre innskjøringer, vinkelrett på skråningen. Skredarrene er større og mer markante i NØ enn i SV, med unntak av et større skredarr i SV. Mindre kanaler fra den overliggende skråningen førers, enkelte steder ned bakveggen, særlig i sørvest (Fig. 4.7).

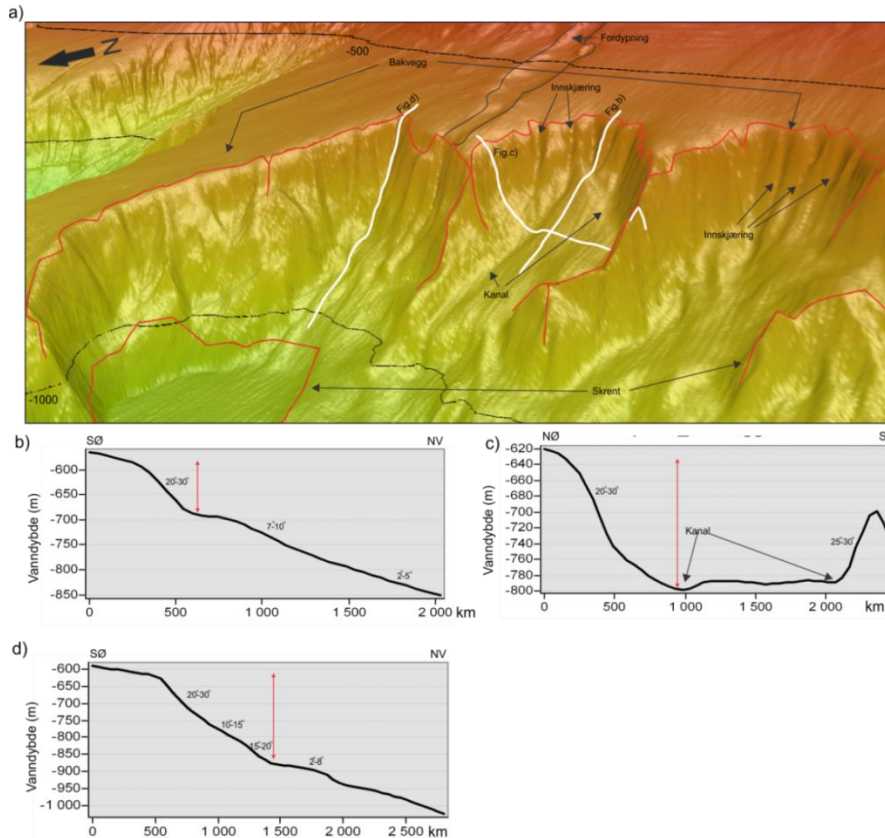


Fig. 4.10: a) Skyggerelieffkart av bakveggen til kanjon 1. Amfiteaterformede skrenter, som utgjør bakveggen er markert med rød linje. To skrenter langs bunn av kanjonen er og markert med rød linje, den nordligste av disse ser ut til å være påvirket av den bakenforliggende skrenten (som utgjør en del av bakveggen). En rekke innskjøringer forekommer langs bakveggen, enkelte av disse er markert. Lyskilde fra V (44°). Vertikal overdrivelse: 6. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig. 4.8. b, c og d) Profiler langs bakveggen. Rød linje markerer høyden på bakveggen. Helningsgraden i enkelte områder er vist. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.2.4 Kanjonens sidevegger

NØ- sidevegg

Den NØ- sideveggen (fig. 4.7) strekker seg fra bakveggen av kanjonen ned til dyphavssletten. I den øvre del av kanjonen har sideveggen en svakt buet form, sett ovenfra. I midtre del går sideveggen i en omtrent rett linje ned mot dyphavssletten. Sideveggen i den nedre delen er vanskelig å definere, ettersom morfologien i dette området er svært irregulær (markert med stiplet linje i fig. 4.7 og 4.11). Helningsgraden langs sideveggen er generelt bratt i den øvre delen av kanjonen (25° - 30°), i den midtre og nedre delen varierer helningen noe mer (7° - 30°) (fig. 4.2 og 4.9). En kanal, på kontinentalskråningen NØ for kanjonen, kan følges fra den øvre delen av kanjonen og ned i den nedre delen av kanjonen (fig. 4.7).

Intern sidevegg

Den interne sideveggen ligger i forbindelse med den NØ sideveggen (fig. 4.11) og strekker seg fra et vanddyp på omtrent 1200m og ned til dyphavssletten. Sideveggen er best utviklet i den midtre delen av kanjonen, hvor et platå opptrer mellom den NØ- og den internes sideveggen (fig. 4.9d). Høyden på den interne sideveggen varierer mellom 20-90m i den midtre delen (høyest nederst i den midtre delen) og helningsgraden er på mellom $2,5^{\circ}$ - 10° (fig. 4.2 og 4.9). Den interne sideveggen er noe vanskelig å følge i den nedre delen ettersom dette området er svært irregulært (fig. 4.9a/e og 4.11).

SV- sidevegg

Sideveggen i den øvre del av kanjonen har en svakt buet form, sett ovenfra (fig. 4.7), deretter går den i en omtrent rett linje ned til dyphavssletten. Helningsgraden i øvre del av kanjonen er generelt høy (25° - 30°) (fig. 4.11), i midtre del er helningen slakere (10° - 20°) og er igjen høyere i nedre del (20° - 30° , mindre partier med brattere helning enn dette forekommer) (fig. 4.2 og 4.9). Høyden i den midtre delen varierer mellom 40-170m (fig. 4.11c), hvor høyden er størst øverst i den midtre delen. En kanal føres fra skråningen og ned i kanjonen i den midtre delen (fig 4.11). En skrent opptrer SV for kanjonen, i nedre del (fig. 4,7).

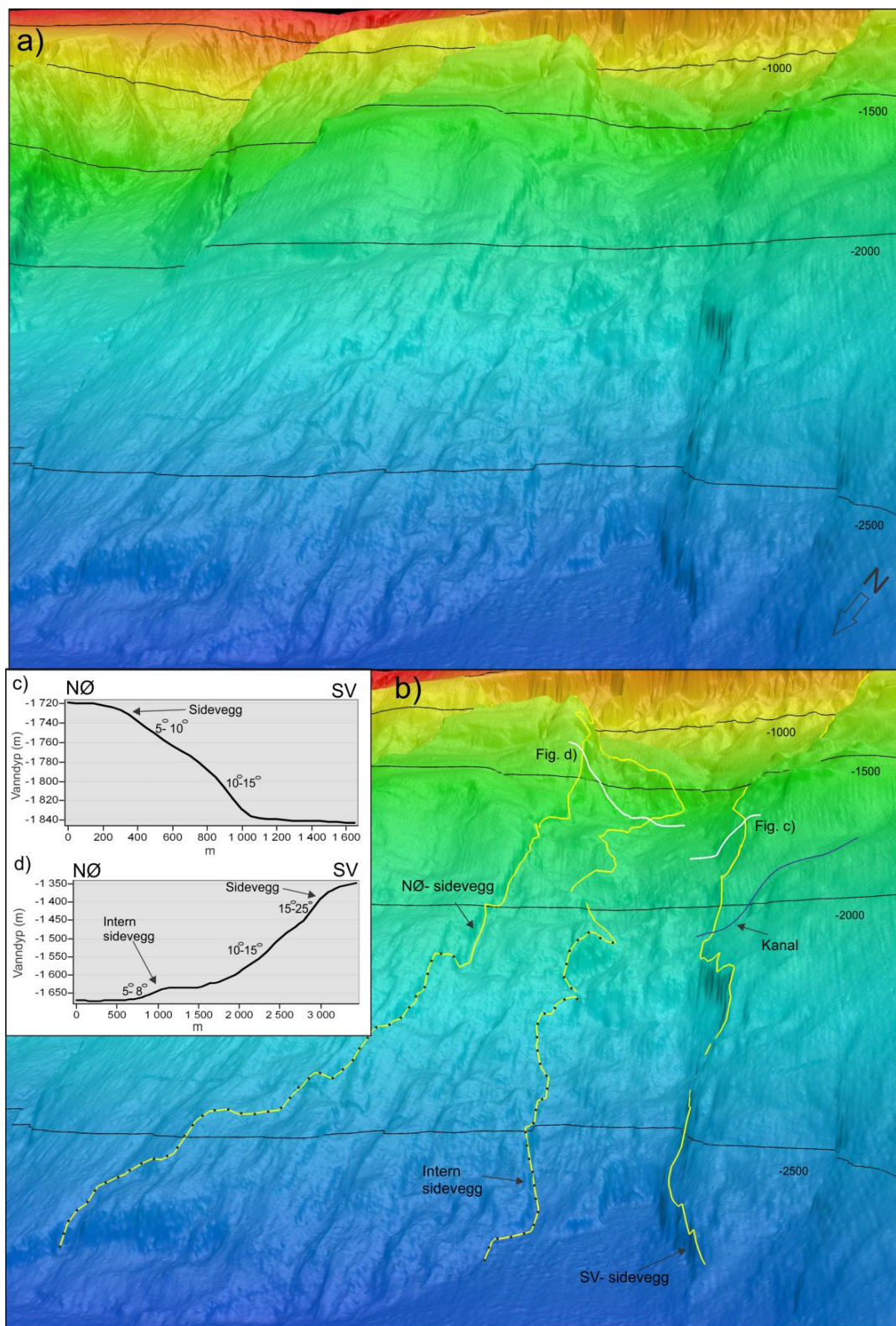


Fig. 4.11: a) Skyggerelieffkart av nedre og midtre del av kanjon 1. Lyskilde fra vest (50°), vertikal overdrivelse: 8. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig. 4.7. b) Skyggerelieffkart med tolkning, der vestre og østre sidevegg, samt den interne sideveggen er markert med gul linje. Nedre del av den NØ- og den interne sideveggen, er noe vanskelig å følge og er markert med gul og svart stiplet linje. Hvite linjer viser posisjonen til profil c og d. c) Profil langs den SV sidevegg. Helningsgraden langs enkelte deler av skråningen er indikert. d) Profil langs NØ sidevegg. Helningsgraden langs enkelte deler av skråningen er indikert. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

Oppsummering:

- I øvre del av kanjon 1 domineres morfologien av en rekke mindre skredarr, opp til 60 m dype og 2,5km brede. U- og V-formete kanaler opptrer i forlengelsen av disse.
- I nedre del av kanjonen er det og skredarr
- To markerte brattkanter, på henholdsvis 1500 og 2550m vanddyp viser at det har foregått erosjon til ulike nivå
- Basert på sideveggenes orientering og form tolkes disse til å være dannet ved erosjon av massestrømmer fra øvre del av kanjonen. Den interne sideveggen indikerer at kanjonen i en tidlig fase var bredere i denne delen, deretter ble den interne veggen dannet noe som førte til en smalere kanjon med mer fokusert strømning.

4.3 Kanjon 2

4.3.1 Kanjonens størrelse og form

Bakveggen og øverste del av sideveggen til kanjon 2 er påvirket av en rekke kanaler og skrenter. Omrisset av kanjonen er derfor mindre tydelig og vanskelig å lokalisere (fig 4.12). Det er tatt utgangspunkt i helningsgradienten (der gradienter skifter fra slakere til brattere) når bakveggen og øverste del av sideveggen er definert (fig. 4.13). Bakveggen utgjør området som ligger vinkelrett på skråningen, mens sideveggene utgjør området som ligger parallelt med skråningen (fig. 4.12). Tre større kanaler skjærer inn på kontinentalhylla, disse samles i en kanal og denne føres ned langs bakveggen og videre nedover i kanjonen. De mindre kanalene langs bak- og sideveggen starter i et bratt parti tett oppunder eggakanten. Kanjonen er 35km lang (målt fra bakveggen til dyphavssletten) og dekker et areal på 245km². To store skredarr er observert på SV- siden av kanjonen, disse er ikke inkludert i beregningen av arealet.

Kanjonen kan deles i tre deler. Den øvre delen strekker seg ned til et vanddyp på omtrent 1300-1400m (målt i bunn av kanjonen). Her endres bunnmorfologien fra å være karakterisert av en rekke kanaler og skrenter i øvre del til å være mer jevn i midtre del (fig. 4.12). Midtre del strekker seg ned til et vanddyp på omtrent 1500-1600m. Retningen på kanjonen endres i dette området fra å ha en NNV-SSØ orientering til å være orientert NV-SØ.

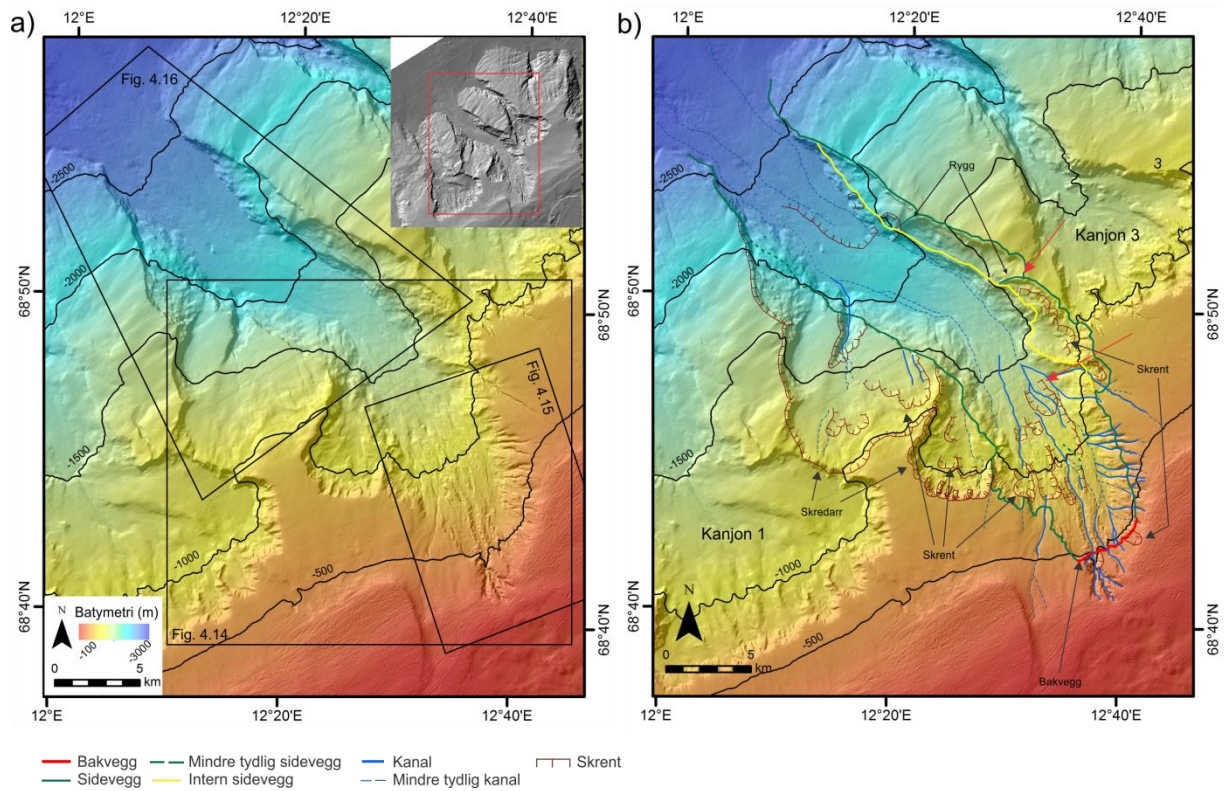


Fig. 4.12:a) Skyggerelieffkart over kanjon 2. Lokaliseringen i studieområdet er vist med rød ramme øverst i høyre hjørnet. b) Skyggerelieffkart med tolkninger, der bakveggen, sideveggene, skrenter og kanaler er markert. Grensene mellom øvre midtre og nedre del er markert med rød pil. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

Hele kanjonen har omtrent lik bredde (5-8,5km) (fig. 4.12). Dybden i kanjonen varierer betydelig, øverst i øvre del er kanjonen fra 150-250m dyp (fig.4.13b). Kanjonen blir dypere ned mot midtre del (fig. 4.13d), vanddybden i midtre del ligger på mellom 500-700m (fig. 4.13e). Største delen av den nedre delen har omtrent samme dybde som midtre del (fig. 4.13f og g). Kanjonen er U-formet i tverrsnitt og har vid og flat bunn (fig. 4.13c-g).

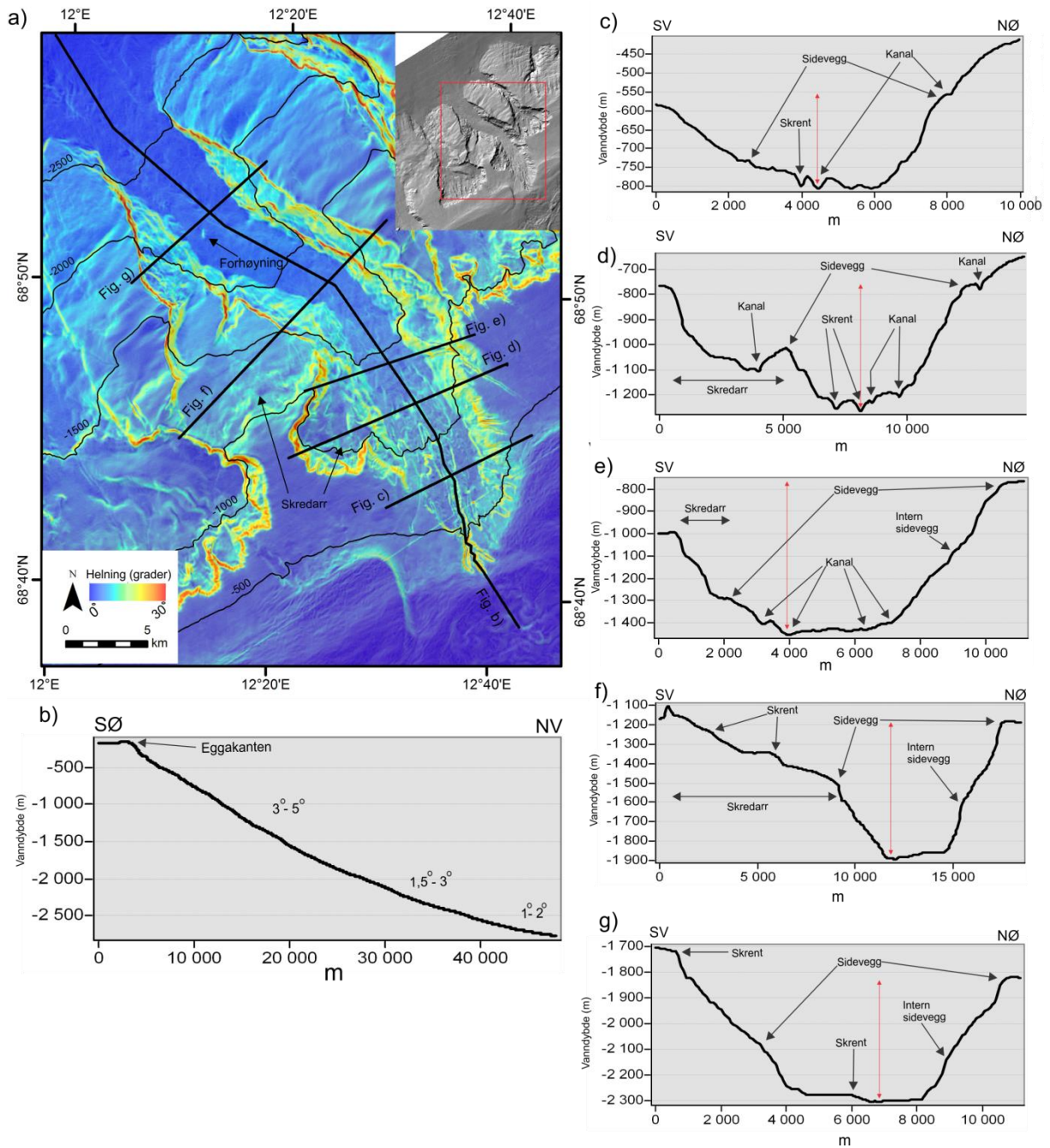


Fig. 4.13: a) Helningskart over kanjon 2 (50m oppløsning). Lokaliseringen i studieområdet er vist med rød ramme øverst i høyre hjørnet. b) Profil i kanjonens lengderetning viser konkav form. Helningsgraden er indikert. c, d, e og f) Profil langs kanjonens tverrsnitt, fra henholdsvis øvre (c og d), midtre del (e) og nedre del (f og g). Rød linje viser målinger av dybden til kanjonen. Øvre grense for sideveggene er markert, samt skrenter, skredarr og kanaler. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.3.2 Bunnen av kanjonen

Bunnen i øvre del har en svært irregulær morfologi og er karakterisert av kanaler og skrenter (fig 4.14). Den mest markante kanalen (fig. 4.14a), som har opprinnelse i de tre kanalene som skjærer inn på kontinentalhyllen, har en bredde på 500-750m og en dybde på opp til 50m (fig. 4.12 og 4.13c). Kanalen blir smalere og grunnere ned mot midtre del og blir her vanskeligere

å følge. Generelt blir både skrentene og kanalene noe mindre tydelige nedover mot midtre del. De mindre kanalene fra sideveggen kan følges ned i bunn av kanjonen. Skrentene er avlange, med lengderetningen parallelt med lengderetningen til kanjonen (fig. 4.12a).

I den midtre delen er bunnmorfologien noe mer jevn (fig. 4. 12.a). Enkelte kanaler kan observeres i dette området (fig. 4.13e). Øverst i den nedre delen er bunnen også relativt jevn. De dypeste områdene med kanaler opptrer her hovedsakelig ut mot sideveggene (fig. 4.12 og 4.13f). Fra omtrent 2100m vanddyb og ned til dyphavssletten er bunnen noe mer irregulær (fig. 4.12 og 4.13g). Her opptrer blant annet en slak skrent og en forhøyning forekommer på omtrent 2220m vanddyb (fig. 4.13a og g).

En topografisk lengdeprofil fra bakveggen til dyphavssletten viser en konkav form, med generelt minkende helningsgrad fra bakveggen og ned til dyphavssletten (fig. 4.13b). Helningsgraden langs bunn av kanjonen varierer fra 1,5° - 5,5° (fig. 4.13a og b). Den øvre delen av kanjonen, ned til et vanddyb på omtrent 1900- 1950m har generelt større helningsgrad enn den nedre delen, henholdsvis 3°-5° og 1,5°-3° (fig. 4.13a og b). Ut mot dyphavssletten minker helningsgraden ytterligere, til omtrent 1°-2°.

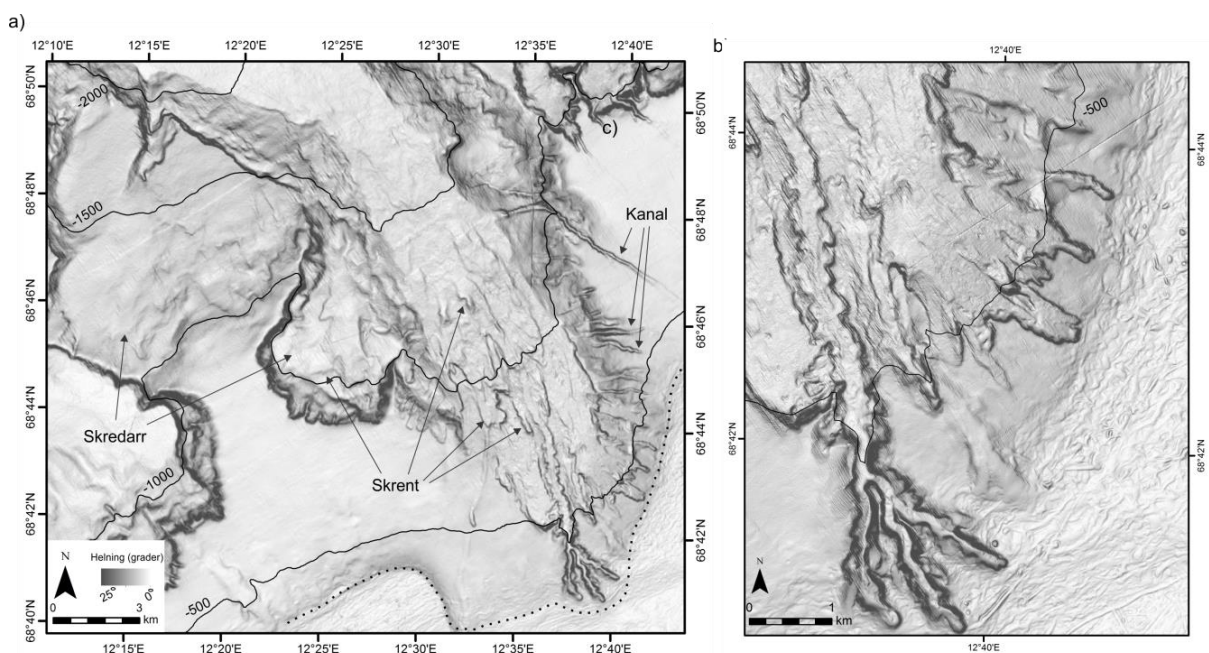


Fig. 4.14: a) Helningskart som viser bunnen av kanjonen i øvre del, bakveggen og sideveggene (25m oppløsning). Enkelte av skrentene og kanalene er markert. Svart stiplet linje markerer eggkanten. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig 4.12. b) Forstørret figur av bakveggen (5m oppløsning). Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.3.3 Kanjonens bakvegg

Bakveggen til kanjon 2 er mindre tydelig og vanskelig å definere (fig. 4.12, 4.13 og 4.14). Område som har fall parallelt med skråningen, og har noe høyere helningsgrad enn den omliggende skråningen (fig. 4.15) er i dette studiet definert som bakveggen til kanjon 2. Bakveggen har en helningsgrad på mellom 20° - 30° , mens de over- og nedenforliggende områdene har en helning på mellom $7,5^{\circ}$ - 10° (fig. 4.15c). Bakveggen har en lengde på omtrent 4,9km og høyden varierer fra 60-110m. Tre større kanaler starter på den ytre kontinentalhylla, disse føres sammen til en kanal øverst på skråningen, deretter fortsetter kanalene ned gjennom bakveggen og kan følges til en vanddybde på omtrent 1300m.

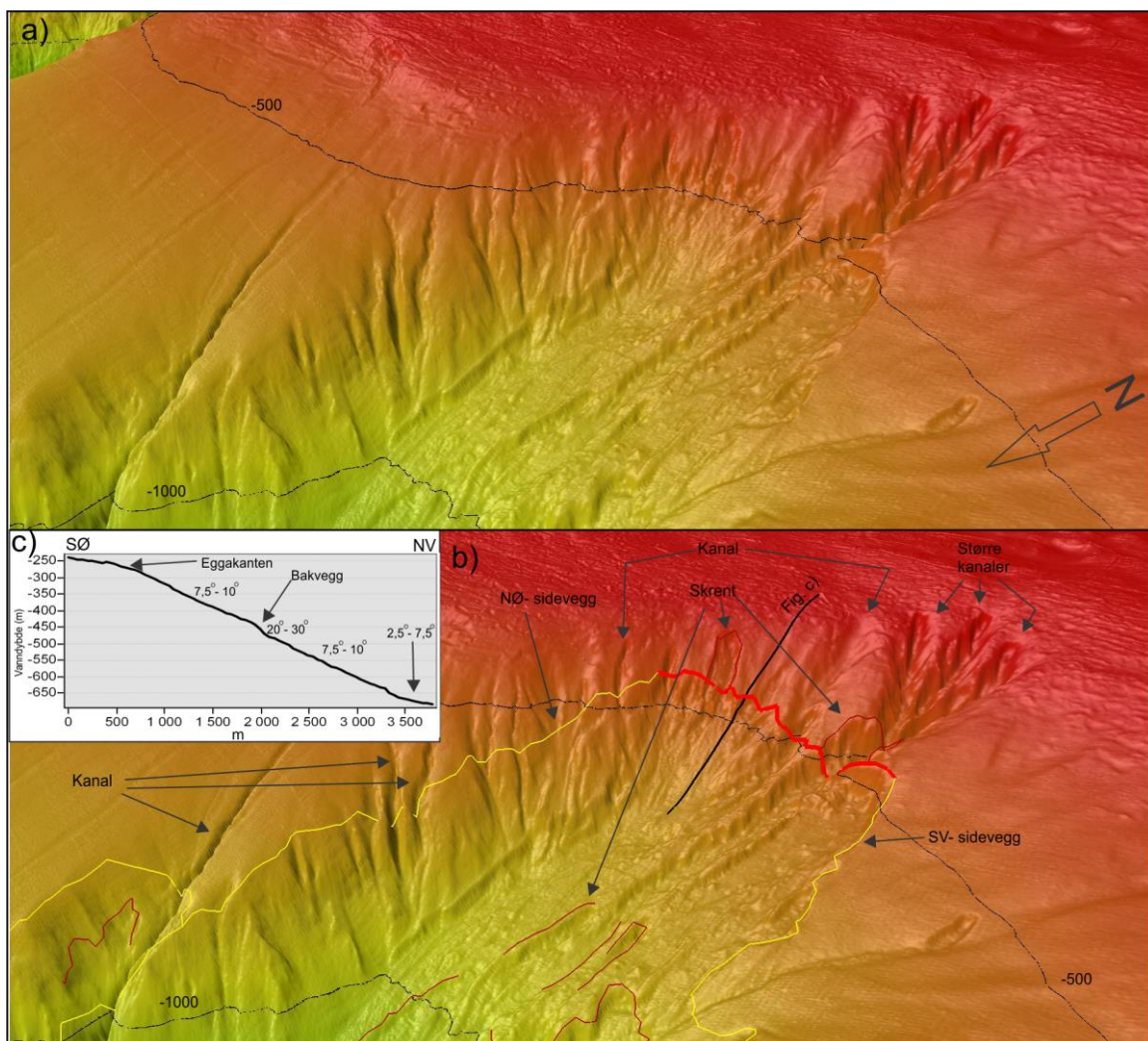


Fig. 4.15: a) Skyggerelieffkart som viser øvre del av kanjon 2. Lyskilde fra NNV (vinkel: 39°), vertikal overdrivelse: 6. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig 4.12. b) Skyggerelieffkart med tolkninger, der sidevegger og enkelte kanaler og skrenter er markert. Bakveggen er markert med rød linje. c) Profil langs bakveggen. Omtrentlig helningsgrad i ulike områder er markert. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.3.4 Kanjonens sidevegger

SV- sidevegg

Den SV- sideveggen har en svakt buet form fra kontinentalhylla til dyphavssletten (fig. 4.12). Liten høyde på sideveggen er karakteristisk for ned øvre delen (50-230m). I midtre del varierer høyden fra 250-380m og i nedre del fra 460-50m (minker gradvis ned mot dyphavssletten) (fig. 4.13). Helningsgraden er lav i øvre del (5° - 15°) og høyere i midtre og nedre del (henholdsvis 10° - 25° og $7,5^{\circ}$ - 30°). Sideveggen er i den øvre delen karakterisert av små skrenter, enkelte kanaler, fra skråningen SV for sideveggen føres ned, langs sideveggen (fig. 4.12). Sideveggen i midtre og nedre del av kanjonen er karakterisert av irregulær morfologi (fig. 4. 16). Kanjonen har to større forsenkninger i SV (fig. 4.12, 4. 13 og 4.16). Det minste av disse har maksimal bredde og lengde på henholdsvis 5,1km og 8km. Bakveggen til denne forsenkningen er karakterisert av amfiteaterformede skrenter som overlapper hverandre. Den største forsenkningen har maksimum bredde på 9,1km og lengde på 13,2km og heller ned mot den SV- sideveggen til kanjon 2 (generelt $2,5^{\circ}$ - $7,5^{\circ}$). En spiss rygg markerer grensen mellom forsenkningen og den NØ sideveggen til kanjon 1 og det ser ut til at kanjon 1 kutter forsenkningen. Begge forsenkningene har markerte skrenter som definerer deres yttergrense. Ut fra formen til de to forsenkningene er disse tolket til å representere skredarr. Dette samsvarer med Rise et al. (2013) sin tolkning. Nedenfor det største skredarret opptrer en mindre skrent, som ser relativt frisk ut (fig. 4.16).

NØ- sidevegg

Den NØ- sideveggen har en svakt buet form (fig. 4.12). Helningsgraden langs sideveggen varierer, den øvre og den midtre delen av kanjonen har generelt lavere helningsgrad ($7,5^{\circ}$ - 25° , med enkelte områder opp mot 30°) enn den nedre delen (15° - 30° øverst på sideveggen og 5° - 10° mellom det øverste bratte partiet og den interne sideveggen) (fig. 4.13e, f og g). I øvre del varierer høyden på sideveggene fra 160-450m (øker gradvis ned mot midtre del). I midtre del varierer høyden fra 600-700m og i nedre del fra 650-20m (minker gradvis ned mot dyphavssletten) (fig. 4.13). V-formede kanaler karakteriser den øvre delen av sideveggen, og sideveggen er her definert ut fra helningen på skråningen (der denne skifter fra under $7,5^{\circ}$ på skråningen, til over $7,5^{\circ}$ ned langs sideveggene) (fig. 4.12a). Kanalene starter på kontinentalskråningen og føres ned sideveggen. Disse har en dybde på mellom 10-60m og en bredde på mellom 150-500m. Sideveggen i midtre og nedre del av kanjonen ser ut til å være sammensatt av tre langstrakte skrenter, med lengderetningen vinkelrett på skråningen. Der

disse overlapper hverandre er mindre rygger observert (fig. 4.12). Irregulær morfologi og mindre bueformede skrenter opptrer nedover sideveggen.

Intern sidevegg

Den interne sideveggen på NØ siden av kanjonen, starter i midtre del av kanjonen og fortsetter omtrent parallelt med den NØ sideveggen, ned til et vanddyp på omtrent 2200m, der den fores med den NØ- sideveggen (fig. 4.12). Den interne sideveggen har en høyde på mellom 150-350m, og noe lavere enn dette nederst i nedre del av kanjonen (fig. 4. 13a, e, f og g). Helningsgraden ligger på mellom 15°-30°, med generelt størst helning langs sideveggens øverste del. Den interne sideveggen har irregulær morfologi (fig. 4.16).

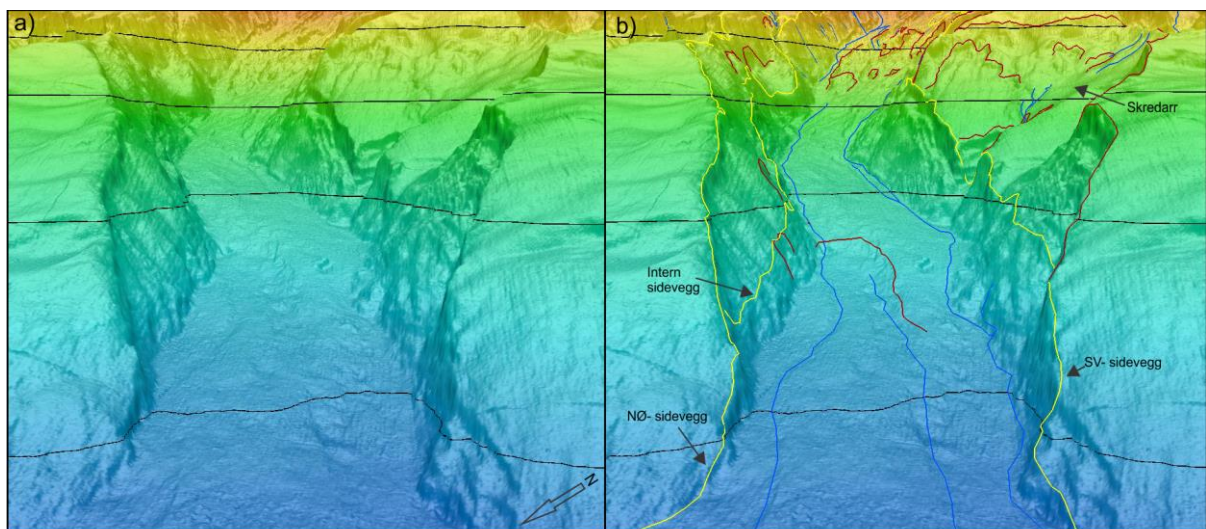


Fig. 4. 16: a) Skyggerelieffkart som viser midtre og nedre del av kanjon 2. Lyskilde fra NV (vinkel: 54°). Vertikal overdrivelse: 6. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig 4.12 b) Skyggerelieffkart med tolkninger. Gul linje: sidevegger, blå linje: kanaler, mørk brun linje: skrenter/skredarr. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

Oppsummering

- Kanjon 2 har jevn bredde og er grunnere i øvre del sammenlignet med 1 (og 3).
- Bakveggen ligger like under eggakanten
- Bunnen av kanjonen er i øvre del karakterisert av kanaler og små, grunne rasgroper. Kanaler kommer også inn fra sidene
- Den interne sideveggen viser at det har skjedd endringer i kanjonens bredde i midtre del over tid.
- Kanjonen har U-formet i tverrsnitt

4.4 Kanjon 3

4.4.1 Kanjonens størrelse og form

Kanjonen strekker seg fra et vanddyp på omtrent 700m, hvor kanjonens bakvegg ligger, og ned til dyphavssletten (fig. 4.17). Eggakanten i området ovenfor kanjonen ligger på omtrent 300m vanddyp. Ned til et vanddyp på omtrent 2100m er kanjonen orientert NV- SØ, nedenfor dette er den orientert VNV-SSØ. Dette gir den en lengde på 26,9km og kanjonen dekker et areal på omtrent 134km².

Kanjonen kan deles i to deler; øvre del og nedre del. Den øvre delen er definert til området ned til omtrent 1550m vanddyp, her opptrer en skrent med en kanalnedskjæring i midtre del (fig.4.17 og 4.18). Omrisset av den øverste delen er pæreformet, bredest øverst på skråningen og deretter gradvis smalere nedover. Maksimum bredde i øverste del er på 11,2km. I nedre del er kanjonen smalere (2,5-4,3km) og har en svakt buet form. Kanjonen har en dybde på mellom 200-450m i øvre del (fig. 4.19c og d), i nedre del varierer dybden mellom 250-400m (ned mot 60m nederst mot dyphavssletten) (fig. 4.19e, f og g).

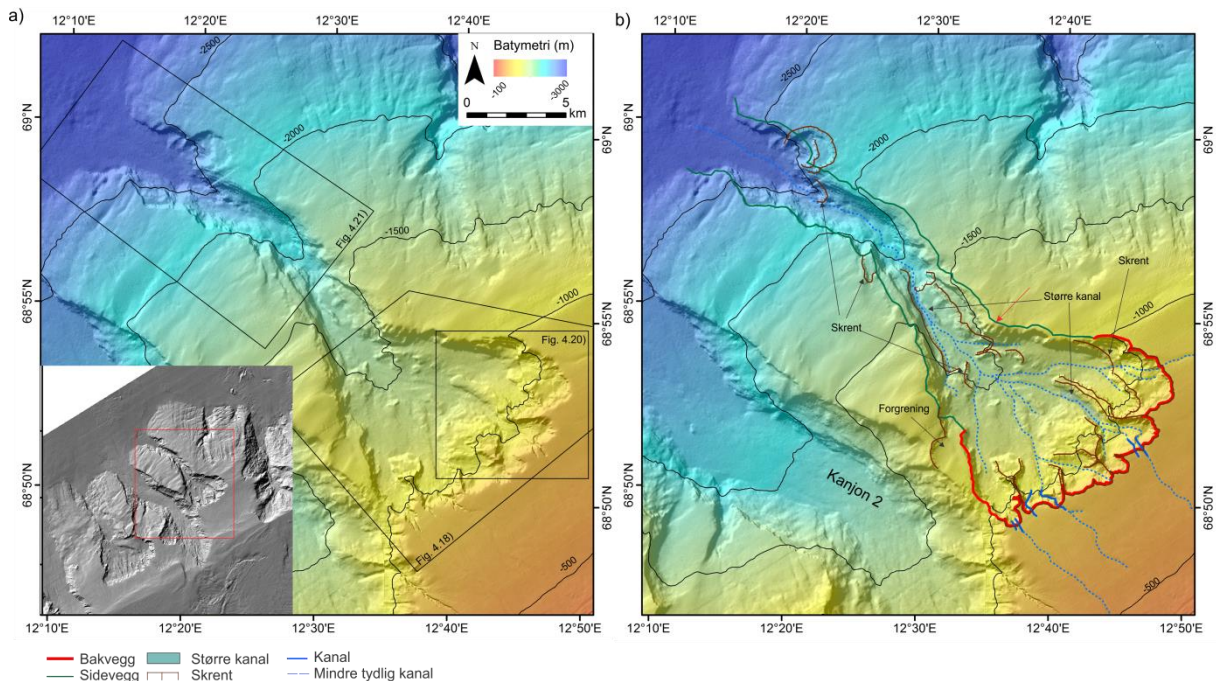


Fig. 4.17: a) Skyggerelieffkart som viser kanjon 3. Lokaliseringen i studieområdet er vist med rød ramme nederst i venstre hjørnet. b) Skyggerelieffkart med tolkninger. Bakveggen, sideveggene, skrenter og kanaler er markert. Grensen mellom øvre og nedre del er markert med rød pil. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.4.2 Bunnen av kanjonen

Bunnen av kanjonen karakteriseres av svært irregulær morfologi, med blant annet skrenter og kanaler både i øvre og nedre del (fig. 4.17 og 4. 18). Bakveggen til kanjonen består av en rekke skrenter. Der skrentene overlapper hverandre opptrer nedadgående rygger. NØ i den øverste delen ses flere skrenter innad i skrenten som utgjør en del av bakveggen (fig. 4.20a). Øverst i øvre del, omtrent i midten av kanjonen, er det et område som er karakterisert av svært irregulær morfologi (fig. 4.18). Flere kanaler kan følges fra bakveggen og ned mot den nedre delen av kanjonen og kanalene forenes i overgangen mellom den øvre og den nedre delen av kanjonen. Her i denne overgangen, på omtrent 1500m vanddyb, opptrer en skrent på hver side av kanalen. Kanalen føres mellom disse skrentene, som i enn trakt, og fortsetter deretter ned til dyphavssletten. Kanalen utgjør den dypeste delen av kanjonen. Fra omtrent 1600m - 1800m vanddyb er det tydelige nivåforskjeller i bunn av kanjonen (fig. 4.19e). Den dypeste delen av kanjonen er i dette området begrenset til et smalt område (400-900m bred) (betegnet som større kanal i fig. 4.17). På 1800m opptrer en skrent på tvers i bunn av kanjonen (fig. 4.17). I resten av den nedre delen av kanjonen opptrer ikke slike markante nivåforskjeller som beskrevet over (fig. 4.19f og g). To bratte skrenter opptrer på tvers i bunn av kanjonen på omtrent 1700m og 2400m vanddyb (fig 4.17).

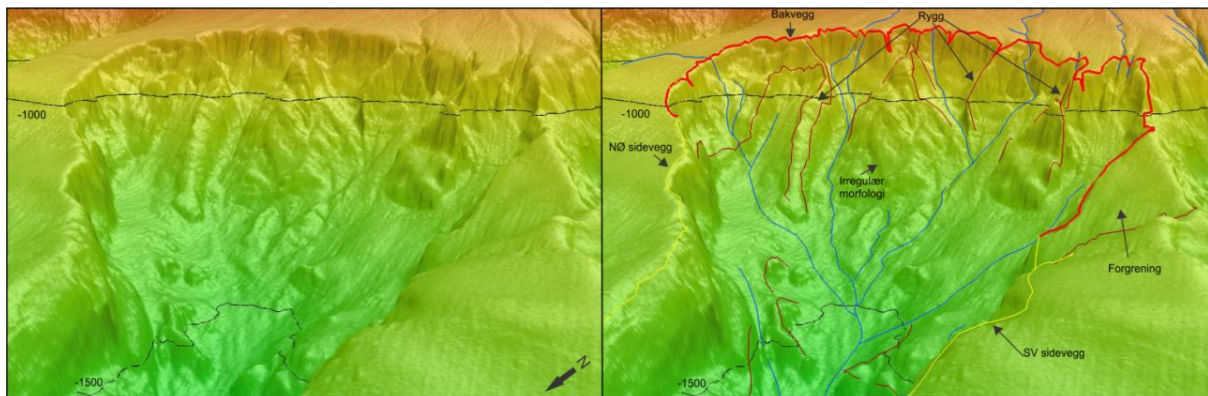


Fig. 4.18: a) Skyggerelieffkart som viser øvre del av kanjonen. Lyskilde fra VSV (vinkel: 60°), vertikal overdrivelse: 6. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig 4.17. b) Skyggerelieffkart med tolkninger. Bakveggen er markert med rød linje, sideveggene med gul linje, skrenter med brun linje og kanaler med blå linje. Rygger og et område med særlig irregulær morfologi er markert. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

Helningsgraden i bunnen av kanjonen, i den øverste delen, ned til et vanddyb på mellom 1200-1400m er på over 4° (fig. 4.19). Videre nedover til omtrent 2600m vanddyb er helningen på 1,5°-5°, derifra og ned til dyphavssletten er helningen slakere (0,5°-2,5°). Et topografisk lengdeprofil viser at kanjonen har konkav form, ned til et vanddyb på omtrent 1500m, videre ned til dyphavssletten har kanjonen konveks form (fig. 4.19b). Dette er lik form som

lengdeprofilen i kanjon 1 og motsatt av profilen på den omliggende skråningen, som har konveks form øverst på øvre del av skråningen og konkav form på nedre del av skråningen.

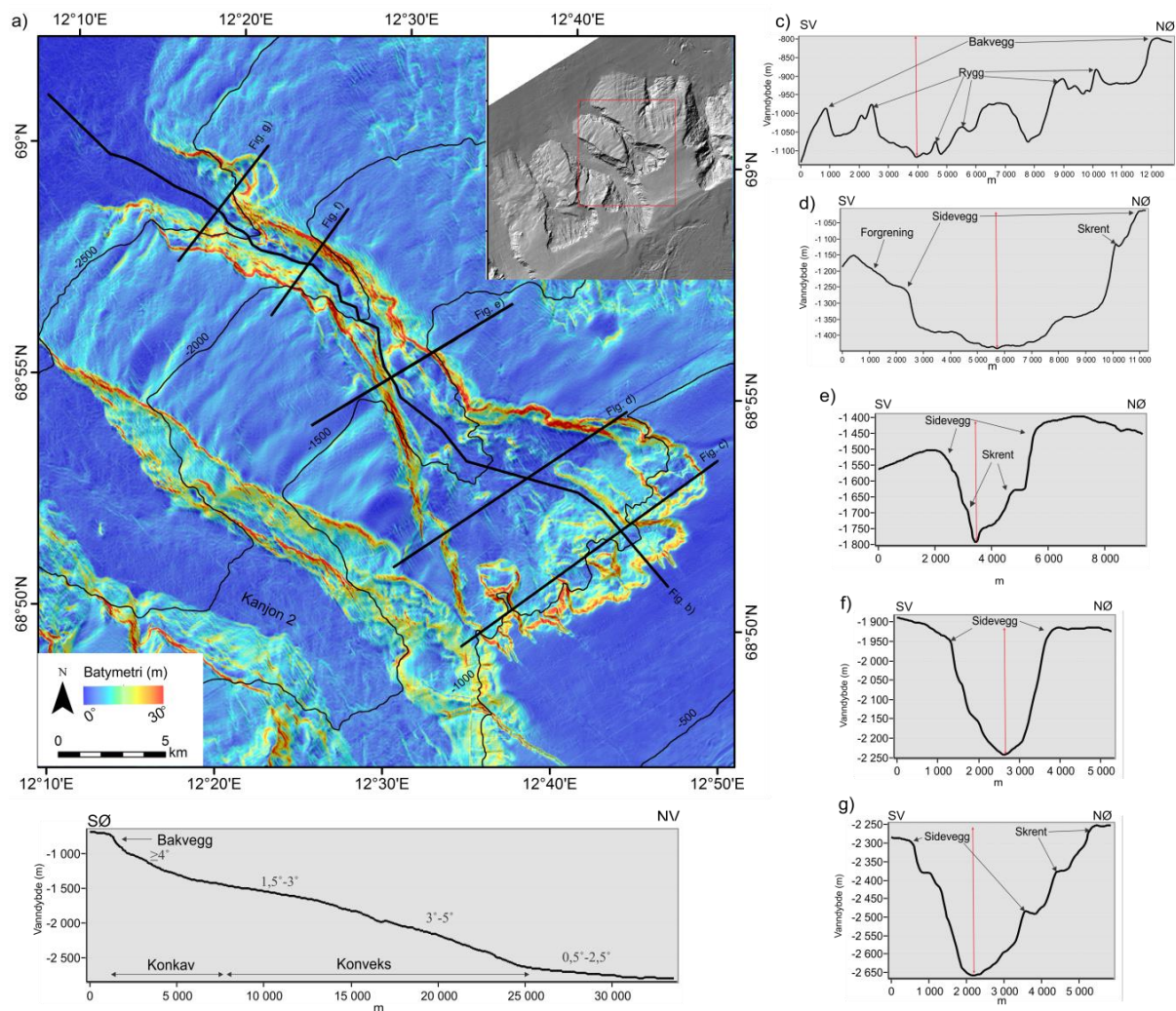


Fig. 4.19: a) Helningskart (25m oppløsning), som viser kanjon 3. Lokaliseringen i studieområdet er vist med rød ramme øverst i høyre hjørnet. b) Topografisk lengdeprofil over kanjonen som viser konkav form i den øvre delen og konveks form i den nedre delen. Helningsgraden i ulike områder er vist. c, d, e, f og g) Tverrprofil over øvre (c og d) og nedre del (e, f og g) av kanjonen (skrentene på NØ siden av profil g representerer skrentene i to rundede skredarr). Bakvegg, sidevegge, rygger, forgreningen og skrenter er markert. Rød linje viser målinger av dybden til kanjonen. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.4.3 Kanjonens bakvegg

Skrenter, enten med amfiteaterform eller mer kompleks buet form, som overlapper hverandre utgjør bakveggen til kanjonen (fig. 4.17 og 4.18). Bakveggen er omtrent 27km lang. Grensen mellom bakveggen og sideveggene er satt til der skrenten får en mer lineær form og går vinkelrett på skråningen. Bakveggen har generelt en helningsgrad på 15°-25° (fig. 4.20b), med enkelte områder opp til 30° og en høyde på mellom 50-200m (målt i vertikal distanse fra der skråningsgradienten endres i øvre del til der skråningsgradienten endres i nedre del). En spiss

rygg markerer grensen mellom deler av bakveggen i SV og sideveggen til kanjon 2 (fig. 419c). Bakveggen har irregulær morfologi, bestående av mindre innskjæringer, vinkelrett på skråningen. Flere kanaler fra den overliggende skråningen føres ned langs bakveggen. Enkelte av disse kan føres flere km oppover skråningen, til en vanddybde på omtrent 300m (fig. 4.17 og 4.18).

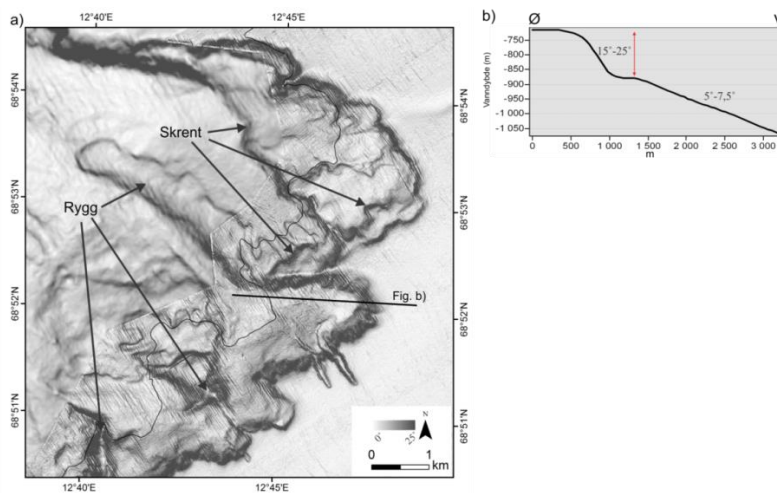


Fig. 4.20: Helningskart (5m og 25m oppløsning) som viser NØ del av kanjon 3. Rygger og skrenter er markert. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig4.17. b) Profil som viser bakveggen til kanjonen. Rød linje markerer høyden på bakveggen. Helningsgraden i ulike områder er markert. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.4.4 Kanjonens sidevegger

NØ- sidevegg

En bratt skråning (25°-30°, enkelte områder opp til 34°) utgjør den NØ sideveggen (fig. 4.19). I øvre del av kanjonen er høyden på sideveggen mellom 150-200m. I nedre del av kanjonen varierer høyden på fra 140-210m øverst for så å bli høyere (260-350m) nedover. Fra omtrent 2200m vanddyb og ned til dyphavssletten er kanjonens nedre del på sitt bredeste (maksimum bredde på omtrent 4,3km). I dette området forekommer en rundet skrent i forbindelse med den NØ sideveggen. En mindre skrent, opptrer innad i den større skrenten (fig. 4.19g og 4.21).

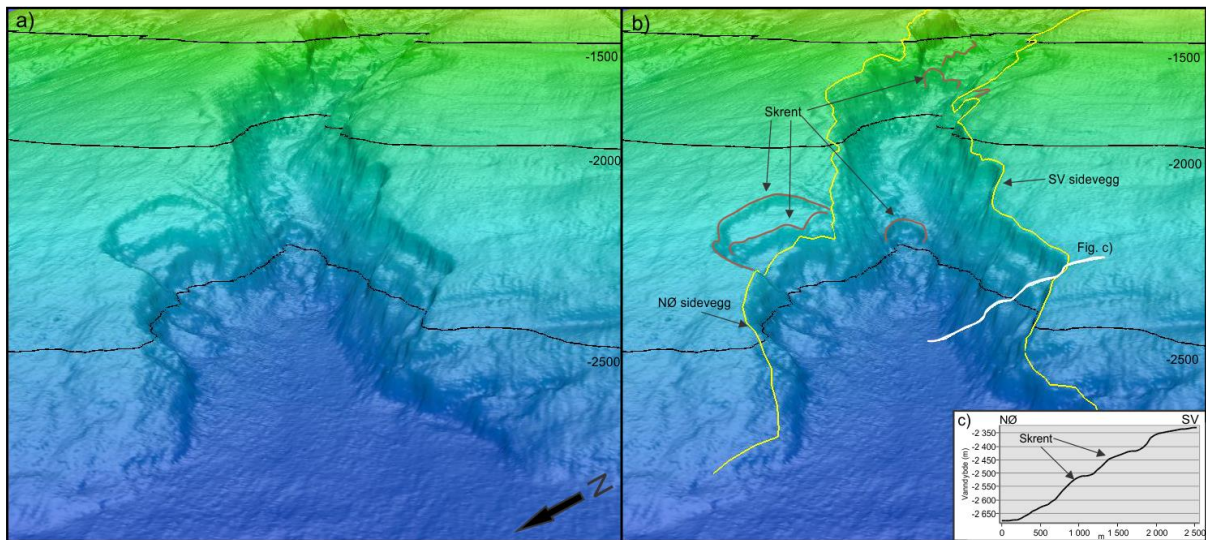


Fig. 4.21: a) Skyggerelieffkart over nedre del av kanjon 3. Lokaliseringen i studieområdet er vist i fig 4.17. Lyskilde fra VNV (vinkel: 52°). Vertikal overdrivelse: 3. b) Skyggerelieffkart med tolkninger. Sideveggene er markert med gul linje og skrenter med brun linje. c) Profil som viser den SV sideveggen. Skrenter er markert. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

SV- sidevegg

Overflatemorfologien langs den SV sideveggen er ujevn, og er karakterisert av skrenter i ulike dimensjoner (fig. 4.21). Høyden på sideveggen i den øvre delen er liten (50-100m) og helningen er på gjennomsnittlig 10°-20° (fig. 4.19). Helning på 25°-32° (opp til 34° enkelte steder) karakteriserer den nedre delen. Høyden på sideveggen er fra 300-340m.

Deler av en forgrening forekommer i den øvre delen av kanjonen. Bunnen av forgreningen heller jevnt (4°-5°) ned mot kanjon 3 og har regulær morfologi (fig. 4.17 og 4.18).

Oppsummering:

- Øvre del av kanjon 3 er pæreformet og dyp (sammeliknet med øvre del i kanjon 2)
- Kanjonen har V- formet nedre del og bunnen i denne delen består av flere nivåer på tvers av kanjonen, noe som indikerer flere episoder med innskjæring
- Kanjonen består av en rekke mindre rasgroper (amfiteatermormete skrenter) og erosjonsrester (irregulær morfologi) i øvre del.
- Kanaler opptrer i forlengelsen av rasgroperne

4.5 Sediment backscatter

Figur 4.22 viser backscatterverdier for studieområdet. Verdiene varierer noe nedover langs skråningen som omligger kanjonene. Kontinentalskråningen som omlegger kanjonene har

generelt høyere verdier enn områdene innad i kanjonene. Spesielt lave verdier opptrer innad i kanjonene på et vanddyb fra omtrent 750m til 1550m. I kanjon 1 og 3 utgjør dette omtrent helen den øvre delen av kanjonen, bortsett fra området lengst SV. I kanjon 2 ligger den øvre grensen for dette området omtrent 4,5-5,5km nedenfor bakveggen. De mest markante kanalene i kanjonen opptrer i området som ligger ovenfor området med de laveste backscatterverdiene. Kanjon 2 har generelt høyere backscatterverdier i nedre del enn kanjon 1 og 3 og avsetningsformene i front av kanjon 2 og 3 har høyere verdier enn avsetningsformen i front av kanjon 1.

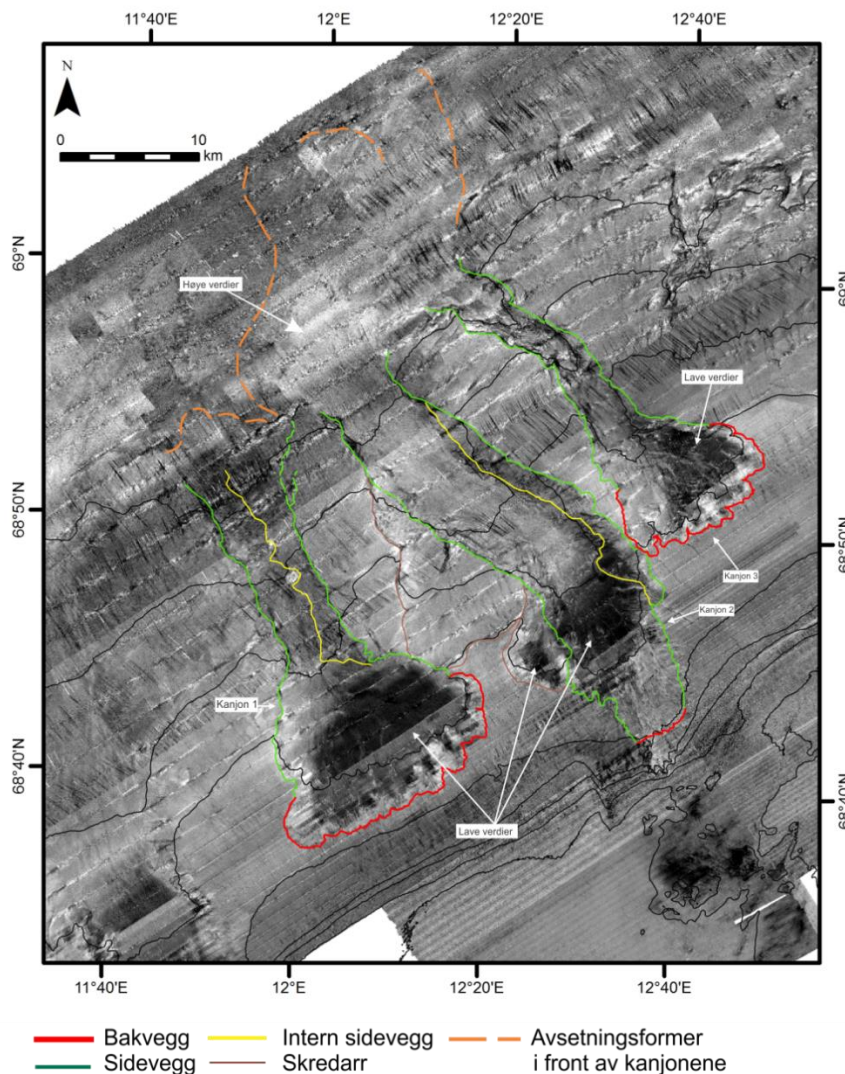


Fig 4.22: Backscatterdata over studieområdet. Mørk farge representerer lave verdier og lys farge representerer høye verdier. Bakveggen, sideveggene, større skredgroper, områder med spesielt lave backscatterverdier og området i front av kanjon 2 med spesielt høye verdier er markert.

4.6 Seismisk stratigrafi

Under vil representative seismiske linjer (TOPAS) som har vært tilgjengelig fra studieområdet presenteres og diskuteres (fig. 4.23). Linjene som er samlet inn mellom prøvestasjoner er av noe variabel kvalitet, her er det lagt vekt på de delene der kvaliteten er best.

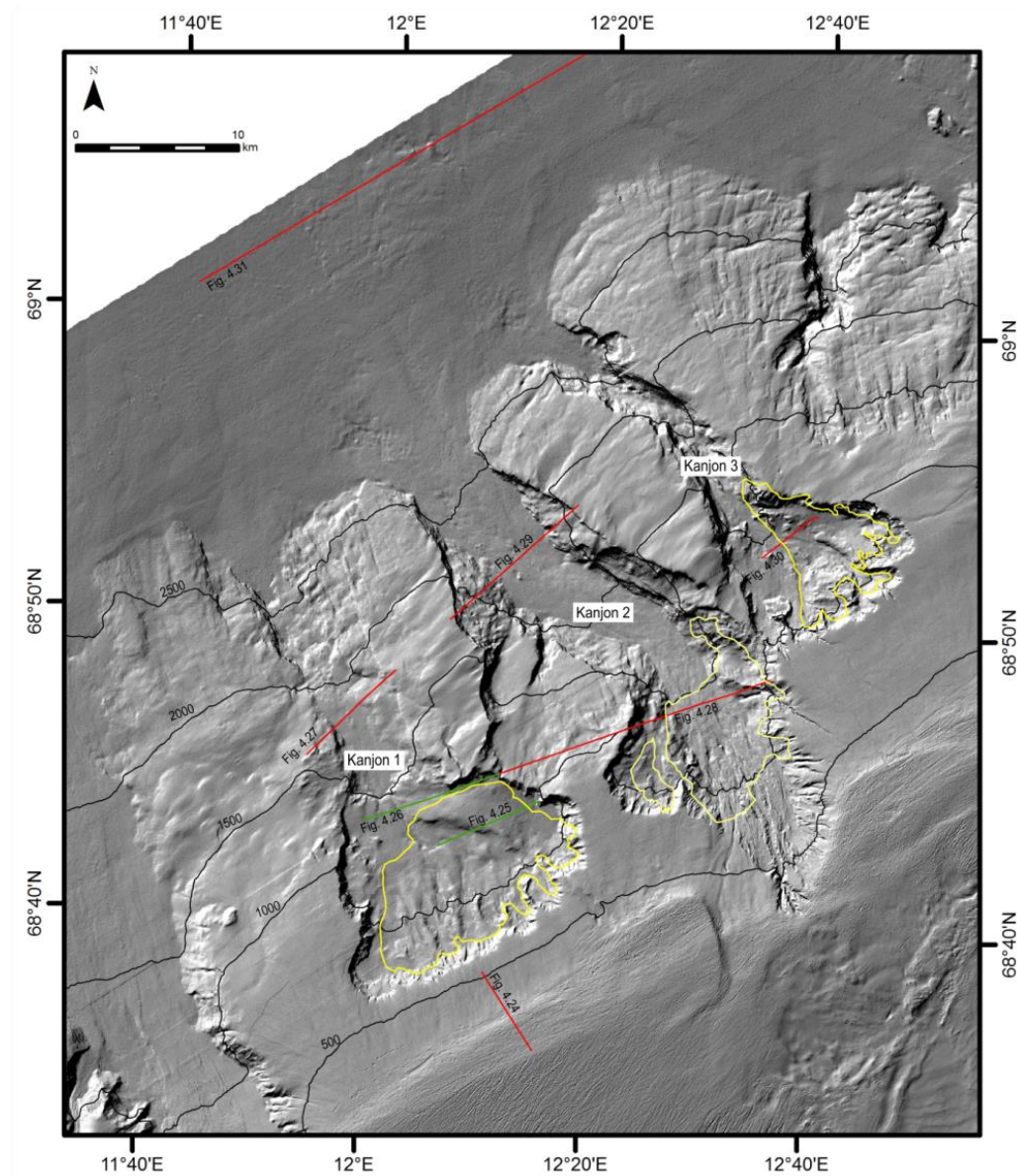


Fig. 4.23: Skyggerelieffkart med posisjonen til de seismiske linjene markert med røde og grønne linjer. Gule linjer markerer områder med spesielt lave backscatterverdier, noe som tilsier finkornete sedimenter. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.6.1 Ytre del av kontinentalhylla og skråningen som omgir kanjonene

Observasjon

På ytre del av kontinentalhylla er havbunnsrefleksjonen ujevn og det er liten akustisk penetrasjon. Nedover på skråningen blir havbunnsrefleksjonen gradvis jevnere og den interne akustiske signaturen er karakterisert av laminerte avsetninger (fig. 4.24).

Tolkning

Liknende ujevn havbunnsrefleksjon er observert på den midt-norske marginen, ned til et vanddyp på omtrent 400m, og er her tolket til å representere pløyespor fra isfjell (Dahlgren et al., 2003). Batymetridataene fra kontinentalhylla i studieområdet viser lineasjoner, tolket til å representere pløyespor fra isfjell. Den ujevne havbunnsrefleksjonen er derfor tolket til å representere pløyespor fra isfjell. Akustisk laminerte avsetninger kan representere hemipelagisk/pelagisk sedimentasjon (Lee et al., 2002) eller konturitt-avsetninger som også er identifisert like sør for studieområdet (Laberg et al., 1999; Laberg & Vorren, 2004).

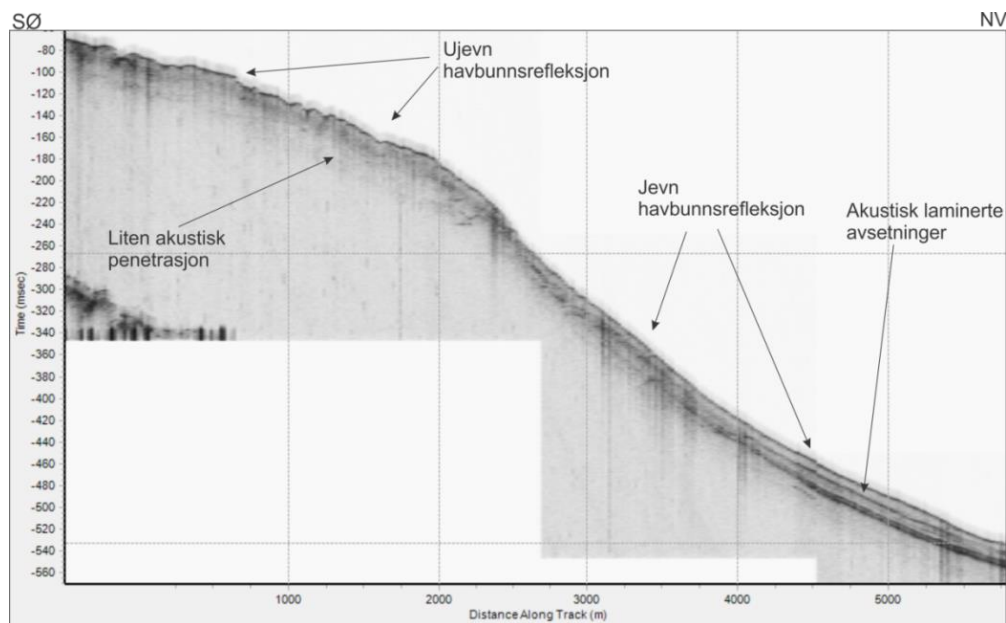


Fig. 4.24: Seismisk linje som viser ytre del av kontinentalhylla og øvre del av kontinentalskråningen.

Oppsummering

- Kontinentalhylla og øvre del av skråningen er karakterisert av henholdsvis ujevn havbunnsrefleksjon, tolket som pløy espor fra isfjell og akustisk laminerte avsetninger, tolket som hemipelagiske og/eller konturittavsetninger.

4.6.2 Kanjon 1

Observasjon

Fig. 4.25 viser en seismisk linje fra øvre del av kanjon 1 (fig. 4.23). Den seismiske linjen er karakterisert av akustisk laminerte avsetninger i vekslning med lag som har akustisk kaotisk til transparent indre signatur. Den øverste enheten (gjennomsnittlig tykkelse på 16m) er karakterisert av laminerte avsetninger med lav amplitude (seismisk enhet 1 i fig. 4.25b). Dette laget draperer den underliggende enheten, som består av gjennomsnittlig 29m med akustisk kaotisk til transparente masser (seismisk enhet 2 i fig. 4.25b), med en irregulær overflate. Deretter ligger en enhet med gjennomsnittlig 32m med stratifiserte masser (seismisk enhet 3 i fig. 4.25b). I NØ opptrer lobeformede forhøyninger med intern akustisk transparent signatur.

Tolkning

Akustisk laminerte avsetninger kan representere hemipelagiske avsetninger, turbiditter (Lee et al., 2002), og/eller konturitter (Yoon et al., 1991; Laberg & Vorren, 2004). De seismiske dataene i fig. 4.25, ligger innenfor området som i backscatterdataene er karakterisert av lave verdier, noe som tilsier finkornete sedimenter. Områder med finkornete sedimenter (observert i backscatterdataene) kan observeres i alle de tre kanjonene, på et vanddyb fra omtrent 750m til 1550m. Lofotenkonturitten, som er kartlagt SV for kanjon 1 opptrer omtrent på samme vanddyb (Laberg & Vorren, 2004). De laminerte avsetningene (seismisk enhet 1 i fig. 4.25b) er derfor tolket til å representere hovedsakelig avsetninger fra konturstrømmer, og mindre mengder hemipelagisk sedimentasjon.

Avsetningen med akustisk kaotisk/transparent signatur og irregulær overflate er tolket som redistribuert materiale (fra utrasninger eller debris flow), liknende det Yoon et al. (1991), har identifisert på kontinentalskråningen utenfor Lofoten. Forhøyningene, med akustisk kaotisk til transparent intern signatur ligger nært den NØ sideveggen, som her har bratt helningsgrad. Slike forhøyninger, med varierende grad av intern deformasjon i forbindelse med skrenter, kan, ifølge Lee et al. (2002) dannes som følge av utrasninger. Forhøyningene er tolket til å representere materiale avsatt som følge av mindre utrasninger fra sideveggen.

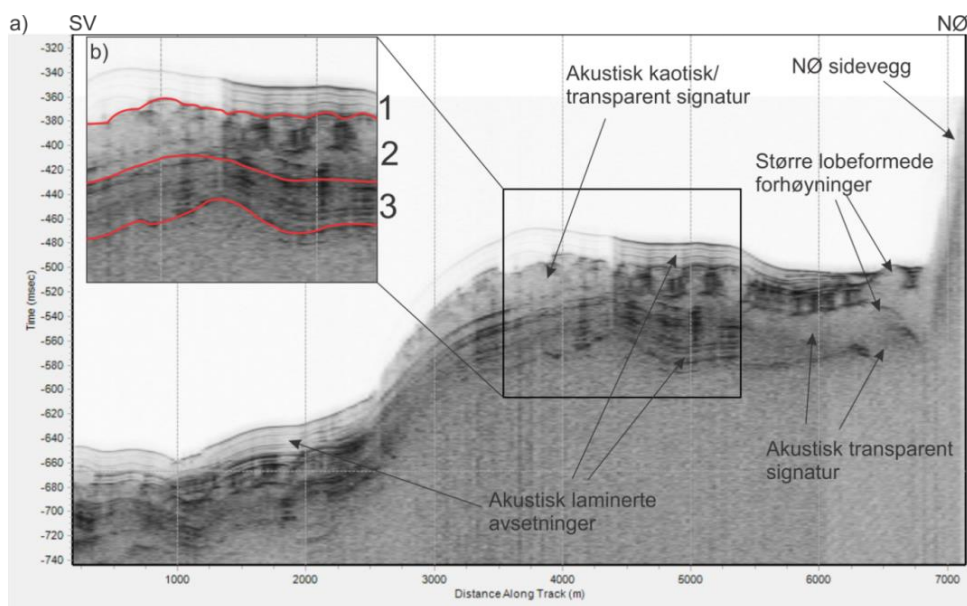


Fig. 4.25: a) Seismisk linje fra øvre del av kanjon 1. Laminerte avsetninger, områder med akustisk kaotisk/transparente intern signatur og lobeformede forhøyninger er markert. For lokalisering, se Figur 4.23. b) Utsnitt av den seismiske linjen, hvor grensen mellom de ulike avsetningene er markert (1 og 3: akustisk laminerte avsetninger, 2: akustisk kaotiske/transparente avsetninger).

Observasjon

Noe lenger ned i den øvre delen av kanjon 1 (fig 4.23) har havbunnsrefleksjonen langs bunnen av kanjonen medium til lav amplitude (fig 4.26). En nedskjæring utgjør den dypeste delen langs profilet. Denne tolkes til å være en kanal, noe som sammenfaller med observasjonene fra batymetridataene. Karakteren på sekvensen som ligger stratigrafisk under nedskjæringen er kaotisk. Havbunnsrefleksjonen NØ for kanalen er svakt undulerende, med unntak av to bratte partier med konkav form. Enkelte interne refleksjoner av medium styrke, samt flere svakere og diskontinuerlige refleksjoner som generelt følger den underliggende topografien opptrer. Flere linseformede enheter med akustisk til transparent intern signatur har yttergrenser som er noe vanskelig å identifisere (markert med et spørsmålstegn). Enkelte transparente enheter, med relieff høyere enn den omliggende havbunnen opptrer også.

Tolkning

Slik som beskrevet over, kan akustisk laminerte avsetninger kan representere hemipelagiske avsetninger, turbiditter (Lee et al., 2002), og/eller konturitter (Yoon et al., 1991). Linseformede transparente enheter kan tolkes som debris flow avsetninger (Lee et al., 2002). De bratteste partiene (merket med oransje linje i fig. 4.26b) er tolket til å representere skrenter. Den seismiske linjen viser at havbunnen heller mot SV. Diskontinuerlige, refleksjoner i forbindelse med linseformede, transparente enheter og skrenter, som ligger i

hellende terreng, kan indikere at laminerte avsetningene har blitt deformert slik at debris flows og/eller utrasninger er blitt avsatt. Den seismiske linjen ligger nært opptil området som i backscatterdataene viser fine sedimenter, og som tidligere i oppgaven har blitt tolket som konturittavsetninger. Det kan derfor være sannsynlig at de laminerte avsetningene hovedsakelig er konturittavsetninger (muligens i kombinasjon med hemipelagiske avsetninger) som så har blitt deformert. Ut fra batymetridataene representerer de transparente lobeformede forhøyningene en del av sideveggen, i form av en rygg som skiller to skrenter.

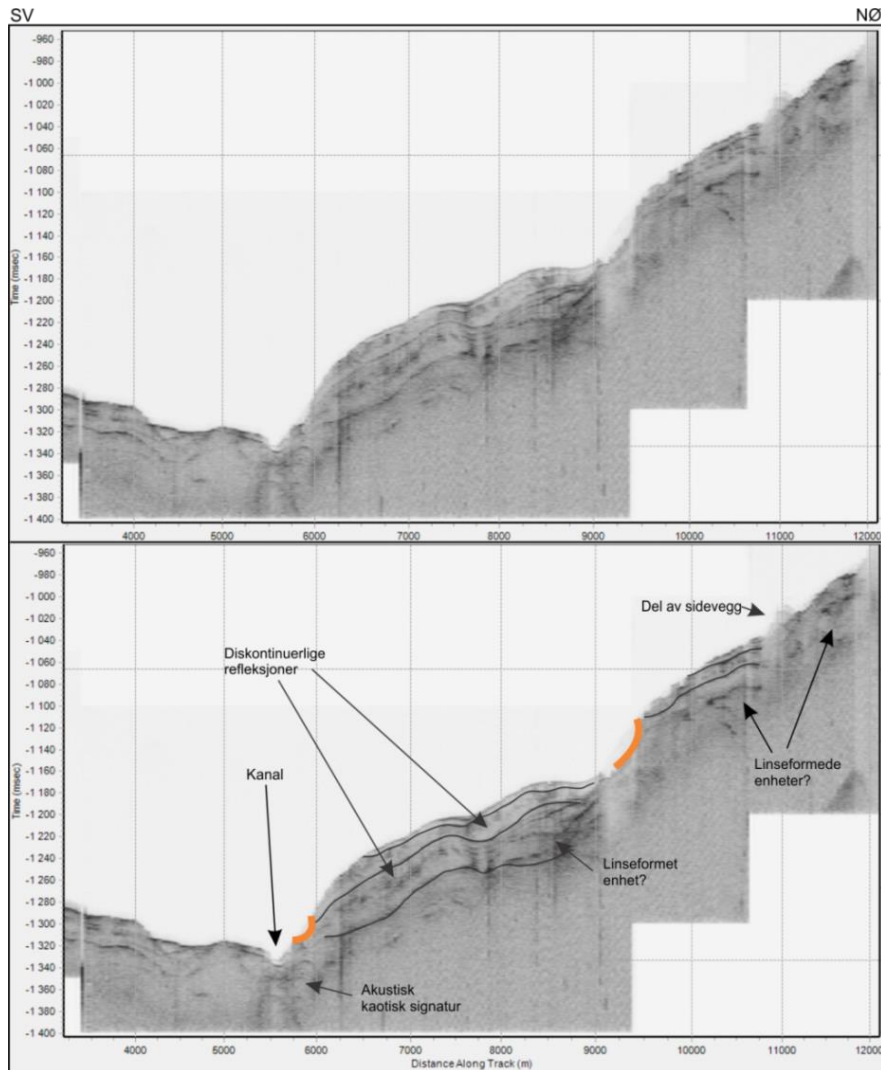


Fig 4.26: a) TOPAS- linje over øvre del av kanjon 1. Linjen er lokalisert noe dypere enn TOPAS- linjen i fig. 4.25. b) TOPAS- linje med tolkninger. Refleksjoner parallelle/semiparallelle med havbunnen er markert og oransje linjer representerer skrenter. For lokalisering, se Figur 4.23.

Observasjon

Fig. 4.27 krysser nedre del av kanjon 1. Her er havbunnsrefleksjonen svak og karakterisert av overlappende diffrakjonshyperboler. En svak reflektor, parallel med havbunnen er også

identifisert. I området som utgjør den dypeste delen av kanjonen er flere kileformede enheter markert. Enhetene har en intern transparent signatur, og blir smalere mot SV.

Tolkning

Avsetninger med en irregulær overflate og overlappende diffraksjonshyperboler kan tolkes både som erosjons og/ eller avsetningsformer. Slike avsetningsformer er observert i ulike settinger, som blant annet i avsetninger forbundet med erosjon og nedadgående redistribusjon av sedimenter (ultrasninger og debris flow) men kan også representere avsetninger dannet av langsgående sedimenttransport (Damuth,1978). Den seismiske linjen ligger i den relativt smale, lineære delen av kanjon 1, som tidligere i oppgaven er tolket til å være dannet som følge av erosjon fra massestrømmer fra øvre del av kanjonen. Enheten observert i fig. 4.27 representerer derfor mest sannsynlig avsetninger fra nedadgående redistribusjon av sedimenter. De kileformede enhetene indikerer at noen av disse avsetningene er begrenset til den dypeste del av kanjonen.

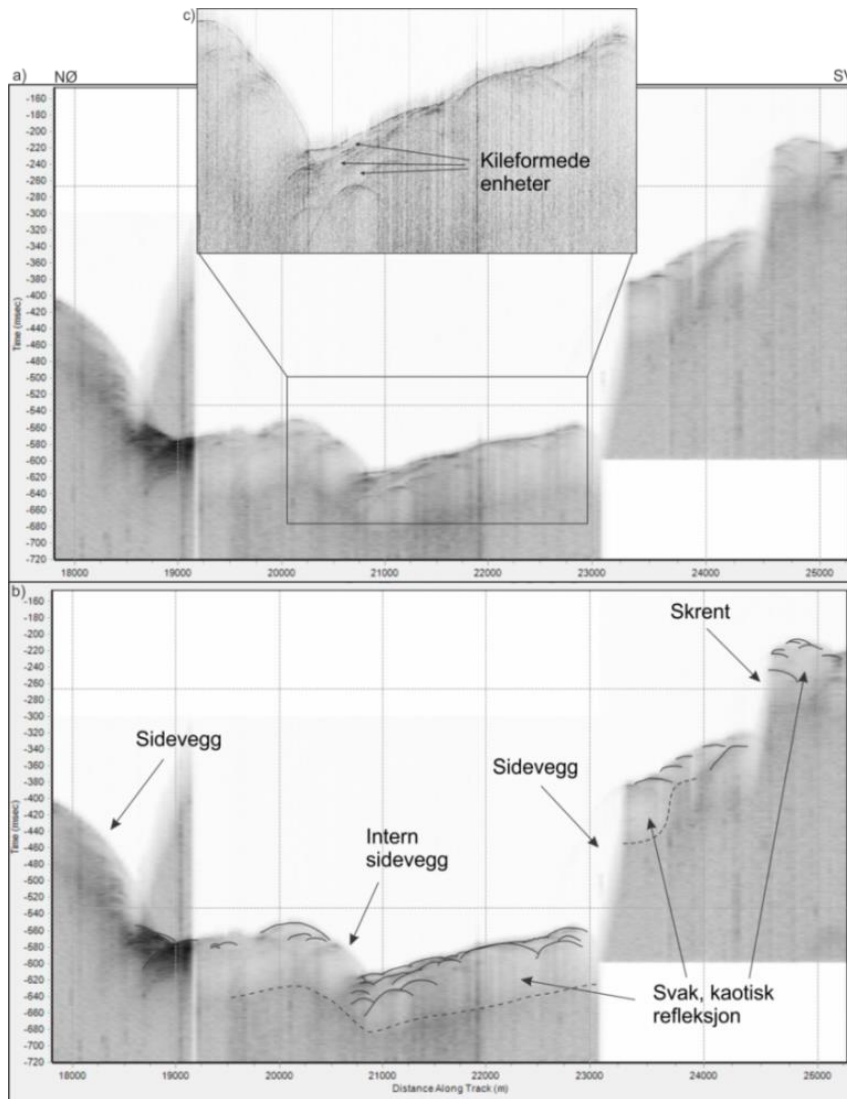


Fig. 4.27: a) TOPAS- linje over nedre del av kanjon 1. b) TOPAS- linje med tolkninger; svart stiplet linje markerer en svak refleksjon parallell med havbunnen. c) Forstørret bilde av området markert med en boks i a. Kileformede enheter med akustisk kaotiske/ transparente signaturer lokalisert i den dypeste del av kanjonen er markert. For lokalisering, se Figur 4.23.

Kanjon 1; oppsummering

- Den øvre del av kanjonen er karakterisert av akustisk kaotisk/laminerte avsetninger i vekslning med akustisk transparente enheter. De akustisk laminerte avsetningene utgjør de øverste enhetene. De akustisk laminerte avsetningene er tolket som hovedsakelig konturitter (ligger i forlengelsen av Lofotenkonturitten).
- I den nedre delen er området med irregulær overflate og overlappende diffraksjonshyperboler fra overflaten av en enhet med akustisk kaotisk signatur, er tolket til å representere avsetninger fra nedadgående redistribusjon av sedimenter.

4.6.3 Kanjon 2

Observasjon

Havbunnsrefleksjonen i bunn av kanjon 2 (fig. 4.28b) er irregulær og har medium til svak amplitude. En refleksjon, parallell med havbunnen, opptrer om lag 16m under havbunnen. Denne er sterkest i NØ og blir svakere mot SV. En svak refleksjon, parallell med havbunnen, kan sees mellom disse to refleksjonene i et begrenset område i den dypeste delen (fig. 4.28b). Ellers er lagpakken mellom disse to refleksjonene generelt av akustisk kaotisk til transparent karakter med lav amplitude. Langs den NØ sideveggen kan en svak refleksjon sees i forlengelsen av havbunnsrefleksjonen, men det er vanskelig å si om dette er reelt ettersom dataene langs sideveggen er av dårlig kvalitet.

Tolkning

Den seismiske linjen i bunn av kanjon 2 ligger innenfor et område som i backscatterdataene viser lave verdier, noe som tilsier fine sedimenter. De lave backscatterverdiene opptrer på samme vanddybde som de lave backscatterverdiene i kanjon1, tolket som konturitt-avsetninger. Opptreden av finkornede sedimenter på omtrent samme vanddybde i de to kanjonene taler for at sedimentene er avsatt av konturstrømmer. Avsetninger fra gravitasjonsstrømmer ville trolig ikke vært begrenset på denne måten. Den transparente enheten i kanjon 2 har og lik tykkelse som de laminerte avsetningene i kanjon 1. Mest sannsynlig er det derfor at den transparente enheten i kanjon 2 er konturitt-avsetninger. Avsetninger med transparente indre signatur har, blant annet på den midt-norske marginen, blitt tolket som konturitt-avsetninger (Damuth, 1978). I den dypeste delen av den seismiske linjen, hvor to enheter opptrer (skilt av en svak refleksjon), kan den underste enheten muligens representere en turbiditt-avsetning, ettersom den fyller inn i dypeste del av relieffet.

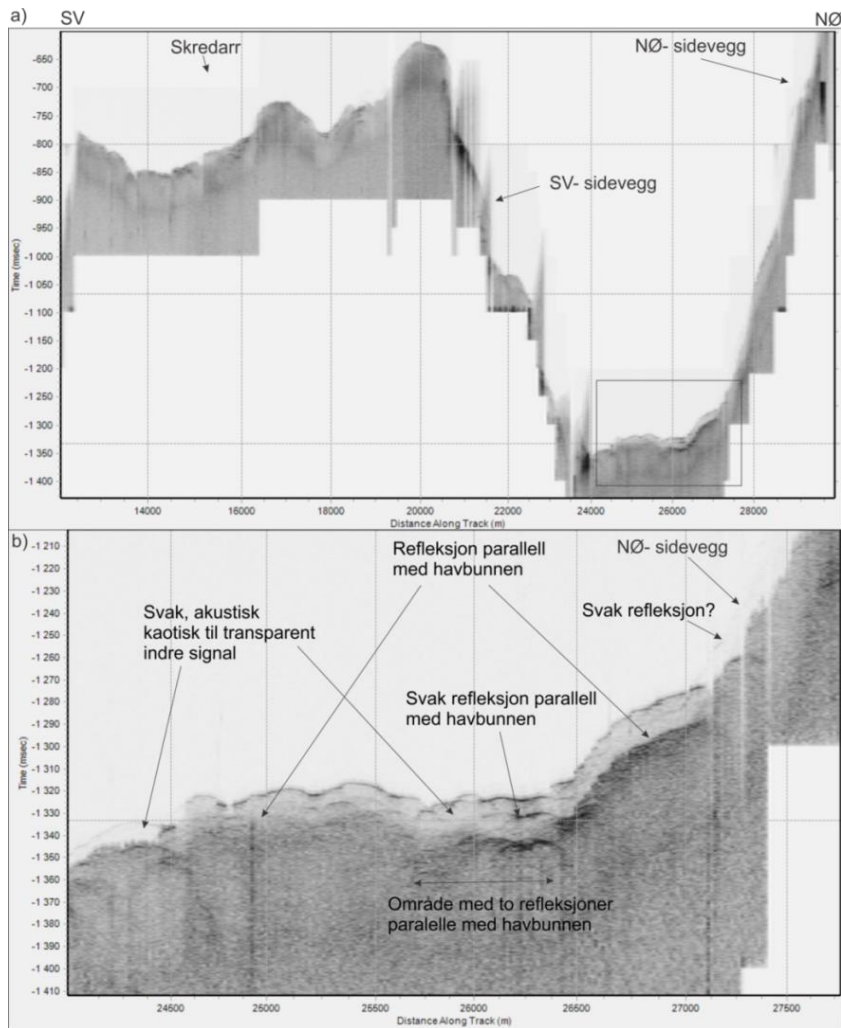


Fig. 4.28: a) TOPAS- linje over øvre del av kanjon 2, samt skredarrret som ligger i forbindelse med kanjonen. b) TOPAS- linje over bunn av kanjon 2 (svart rektangel i fig. a) der en refleksjon parallell med havbunnen er markert, samt avsetninger med akustisk kaotiske/ transparente intern signatur. For lokalisering, se Figur 4.23.

Observasjon

I nedre del av kanjon 2 viser det seismiske profilet en havbunnsrefleksjon bestående av regulære, overlappende hyperboler med svak til medium styrke. Stratigrafisk under havbunnsrefleksjonen opptrer en svak refleksjon som er parallell med havbunnsrefleksjonen (fig. 4.29b). Massene mellom disse to refleksjonene (omtrent 50m) har en svak, kaotisk til transparent intern signatur. Langs sideveggene opptrer diffraksjonshyperboler.

Tolkning

Avsetningene i nedre del av kanjon 2 er tolket til å representere debris flow avsetninger. Yoon et al. (1991) har identifisert en tilsvarende avsetning på nedre del av kontinentalskråningen

utenfor Lofoten, og tolket dette til å være nedre del av en debris flow avsetning (kjærneprøve fra denne viser matriks av slam med grove klaster).

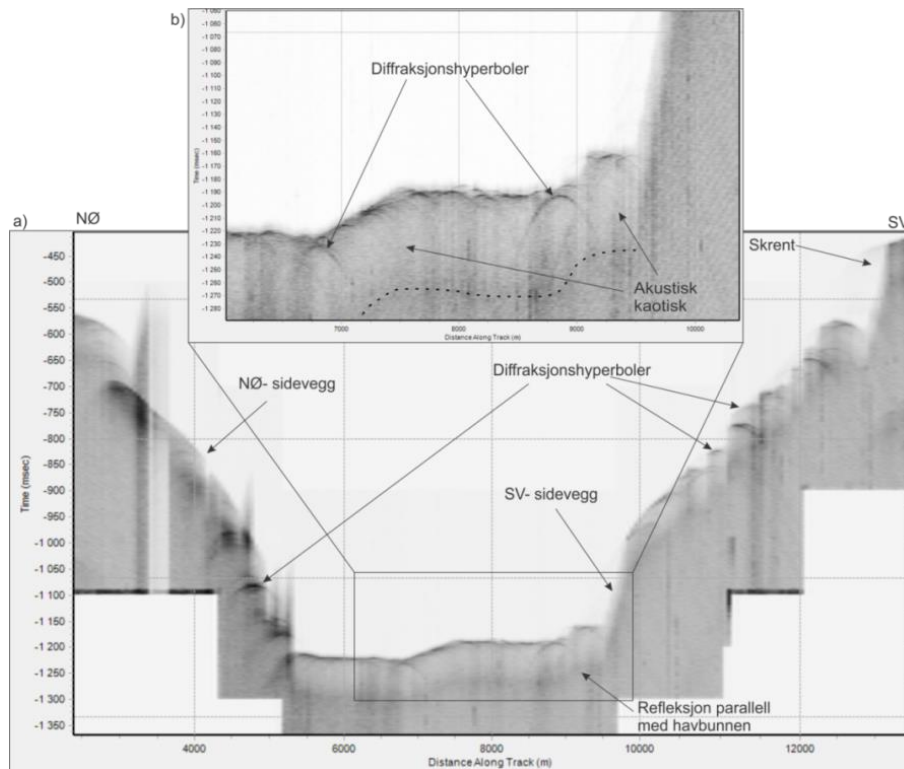


Fig. 4.29: a) TOPAS- linje over nedre del av kanjon 2. b) Forstørret utsnitt av TOPAS- linjen markert med svart boks i a, med tolkning. Diffraksjonshyperbler assosiert med havbunnsrefleksjonen er indikert. Svart stiplet linje markerer en svak refleksjon parallell med havbunnen. For lokalisering, se Figur 4.23.

Kanjon 2; oppsummering:

- Øvre del av kanjon 2 består av en akustisk transparent enhet, som er tolket til å være avsatt av konturstrømmer og representerer dermed en forlengelse av Lofotenkonturritten.
- Regulære overlappende hyperboler fra overflaten av en transparent øvre enhet i nedre del av kanjon 2 tolkes som debris flow avsetninger.

4.6.4 Kanjon 3

Observasjon

Det seismiske profil i fig. 4.30 viser et tverrprofil (legg merke til at profilet ikke representerer hele kanjonen) fra den øvre del av kanjon 3 (fig. 4.23). Området består av en U- formet hovedkanal, med flanker på hver side. To U- formede interne refleksjoner opptrer stratigrafisk under hovedkanalen. Disse refleksjonene skiller to enheter med akustisk kaotisk til transparent signatur med ulik mektighet innad i hver enhet. En nedskjæring kutter de to U-

formede refleksjonene, og denne nedskjæringen utgjør den dypeste delen av profilet. Den SV-flanken består av irreregulære, overlappende hyperboler, med varierende høyde.

Tolkning

Ut fra batymetridataene opptrer flere mindre kanaler i denne del av kanjonen. Disse har opphav fra ulike deler øverst i kanjonen. Batymetridataene viser at morfologien i hovedkanalen er mer irregulær enn på flankene i NØ og SV. De U- formede interne reflektorene er tolket til å representere paleokanaler. De transparente enhetene tolkes til enten å være avsatt ved utrasinger av de relativt bratte sideveggene i paleokanalen eller fra materiale som har blitt transportert nedover i paleokanalen. Nedskjæringen som skiller de akustisk kaotiske til transparente enhetene kan være dannet som følge av at materiale fra utrasinger av sideveggene til paleokanalen ikke har nådd midten av paleokanalen. Mer sannsynlig representerer denne nedskjæringen en kanal, dannet ved erosjon. Det vil si at paleokanalene har blitt gjenfylt for deretter å gjennomgå en ny fase av erosjon. Dersom dette er tilfellet representerer nedskjæringen den yngste kanalen.

Fra batymetridataene ses det at kanaler kanaler, fra den øvre delen av skråningen, føres ned langs bakveggen og videre nedover i kanjonen. Disse kanalene og den smale nedskjæringen, sett i den seismiske linjen, kan tyde på at det har foregått erosjon i dette området i den seneste tiden.

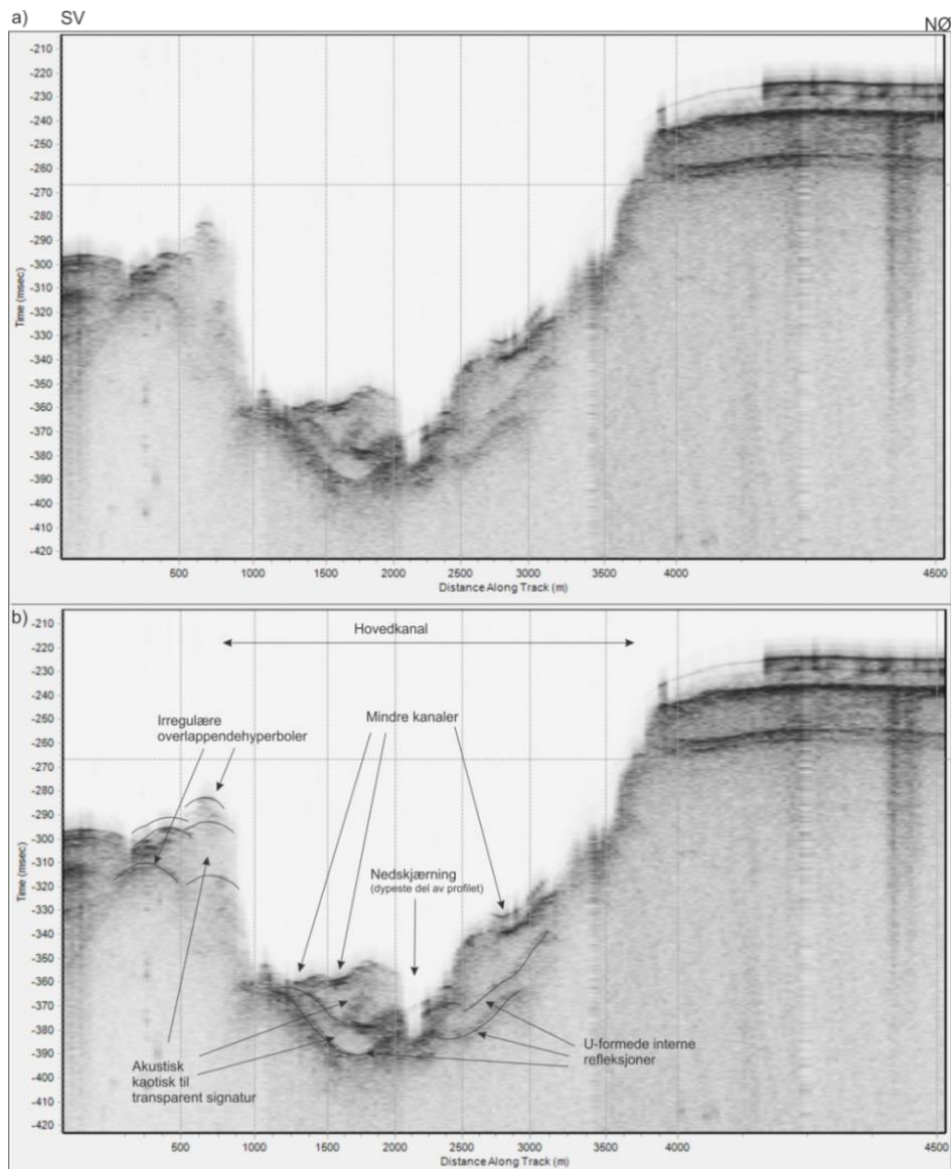


Fig. 4.30:a) TOPAS- linje over øvre del av kanjon 3. (Legg merke til at skalaen på x-aksen endrer seg) b) TOPAS- linjen med tolkninger. Kanaler og akustisk kaotisk/transparente refleksjoner er markert. For lokalisering, se Figur 4.23.

Kanjon 3; oppsummering:

-I øvre del av kanjon 3 er en hovedkanal og flere paleokanaler identifisert. En smal og grunn nedskjæring er tolket som den yngste kanalen.

4.6.5 Dyphavssletta utenfor munningen av kanjonene

Observasjon

Den seismiske linjen i fig. 4.31 er lokalisert på dyphavssletten proksimalt for kanjon 2 og 3 (fig. 4.23). En enhet med konveks form dominerer dette området, denne konvekse enheten kan i batrymetridataene sees som en lobeformet enhet (innad i den komplekse avsetningsformen i

front av kanjon 2 og 3), med irregulær morfologi (fig. 4.5). En forhøyning med intern transparent signatur ses i den seismiske linjen, denne er tolket til å være en blokk. Blokken markerer et skille mellom områder med ulik akustiske signatur. NØ for blokken er havbunnsrefleksjonen sterk og har en undulerende overflate. Den interne akustiske karakteren varierer vertikalt mellom laminerte avsetninger (delvis diskontinuerlige) og enheter med transparent indre signatur. Den øverste enheten består av akustisk laminerte avsetninger med høy amplitude.

SV for blokken er havbunnsrefleksjonen sterk og irregulær (fig. 4.31). En svak refleksjon, parallell med havbunnen opptrer. Tykkelse på avsetningen mellom disse to refleksjonene varierer noe, men ligger gjennomsnittlig på omtrent 7m. SV for den konvekse enheten opptrer en sterk havbunnsrefleksjon med en underliggende enhet med diffus karakter. Helt i SV kan en svak laminering sees innad i denne diffuse enheten. Bortsett fra dette er det liten akustisk penetrasjon i området SV for den konvekse enheten. En forsenkning opptrer i dette området.

Tolkning

Akustisk laminerte avsetninger kan representere hemipelagiske avsetninger, turbiditter (Lee et al., 2002), og/eller konturitter (Yoon et al., 1991). Linseformede transparente enheter kan tolkes som debris flow avsetninger (Lee et al., 2002).

Den seismiske linjen ligger på dyphavssletten utenfor kanjon 2 og 3 og det kan være sannsynlig at de diskontinuerlige havbunnsparallele refleksjonene og de transparente enhetene er en veksling mellom hemipelagiske avsetninger, avsatt fra vertikal sedimentasjon gjennom vannsøylen og turbiditt- og debris flow avsetninger, transportert til dyphavssletten gjennom kanjonene. Enheten med konveks form representerer trolig den siste store avsetningen fra kanjonene. Den 7m tykke avsetningen, som utgjør den øverste delen av den konvekse enheten er trolig avsatt etter at den siste store avsetningen. Det er gjort et estimat av en mulig alder til denne siste store hendelen. Sedimentasjonsraten som er brukt er basert på sedimentasjonsraten på kontinentalsråningen i munningen av Andøyakanjonen, i overgangen mellom kanjonen og Lofotbassengkanalen (Lofoten Basin Channel). Sedimentasjonsraten fra den sørlige (46cm/1000 år) og den nordlige flanken (6cm/1000 år) gjennom holocen er brukt (Amundsen et al., 2015). Ut fra disse dataene er alderen til den konvekse enheten mellom 15400-116900 år. Det kan være store forskjeller i sedimentasjonsraten mellom området i front av Andøyakanjonen og i studieområdet, blant annet som følge av ulik aktivitet i kanjonene. Sedimentasjonsraten har og trolig variert i forhold til raten i holocen. Alderen,

beregnet over, gir derfor kun en indikasjon på når enheten med konveks form ble avsatt. En kjærneprøve fra området hvor den konvekse enheten opptrer ville kunne gi en mer konkret alder, samt mer detaljert beskrivelse av sedimentsammensetningen.

Forsenkningen i området med liten akustisk penetrasjon, SV for den komplekse enheten, er tolket som en kanal, noe som er sett ut fra batymetridataene. Området med begrenset akustiske penetrasjon er tolket til å representere relativt grovkornede avsetninger, avsatt i kanalen og på sidene av denne. Turbidittstrømmer som har gått ut over kanalens marginer kan ha blitt avsatt som de svakt laminerte avsetningene som sees i SV. Liknende forhold er observert i Lofotbassengkanalen, med liten penetrasjon i bunn av kanalen (tolket til å representere sand i bunn av kanalen) og akustisk laminerte avsetninger langs sidene av kanalen (tolket som avsatt fra turbidittstrømmer i kanalen) (Cofaigh et al., 2006).

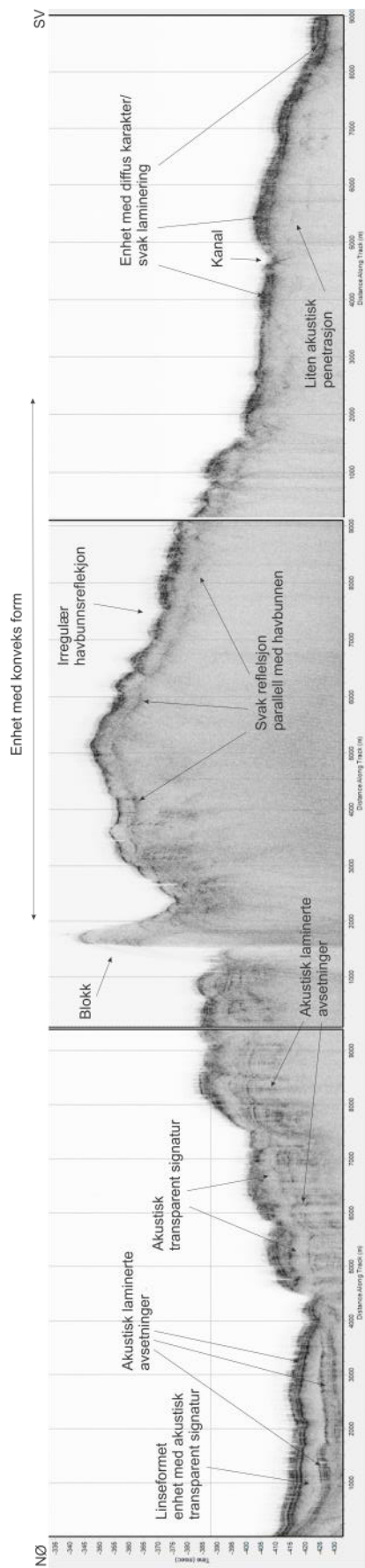


Fig. 4.31: Seismisk linje fra dyphavssletten proksimalt for kanjon 2 og 3. For lokalisering, se Figur 4.23.

Oppsummering

- Dyphavssletten proksimalt for kanjon 2 og 3 er karakterisert av konvekse enheter i veksling med akustisk laminerte avsetninger. De akustisk transparente enhetene er tolket som debris flow avsetninger og disse ligger i veksling mellom akustisk laminerte hemipelagiske- og/eller turbiditt-avsetninger.

4.7 Overflatesedimenter

Bilder (fra MAREANO-videodata) av overflatesedimentene på havbunnen er her beskrevet. I studieområdet varierer sammensetningen av sedimentene på havbunnen og det er her brukt følgende klasser til å beskrive sedimentene (det er tatt utgangspunkt i klassifikasjonen brukt av NGU (NGU, 2015), men kun de klassene som er observert i studieområdet er beskrevet her):

- **Leire**
- **Slam:** Finkornete, homogene sedimenter som består av leir og silt.
- **Grusholdig/ sandholdig slam:** Dårlig sorterte sedimenter. Består av leir og silt, med noe grus/ sand.
- **Stein-/ grusholdig sand:** Hovedsakelig sand, med en betydelig mengde av stein/ grus.
- **Grus, stein og blokk**
- **Harde sedimenter eller sedimentære bergarter:** Blotning av konsoliderte sedimenter eller sedimentære bergarter på havbunnen.

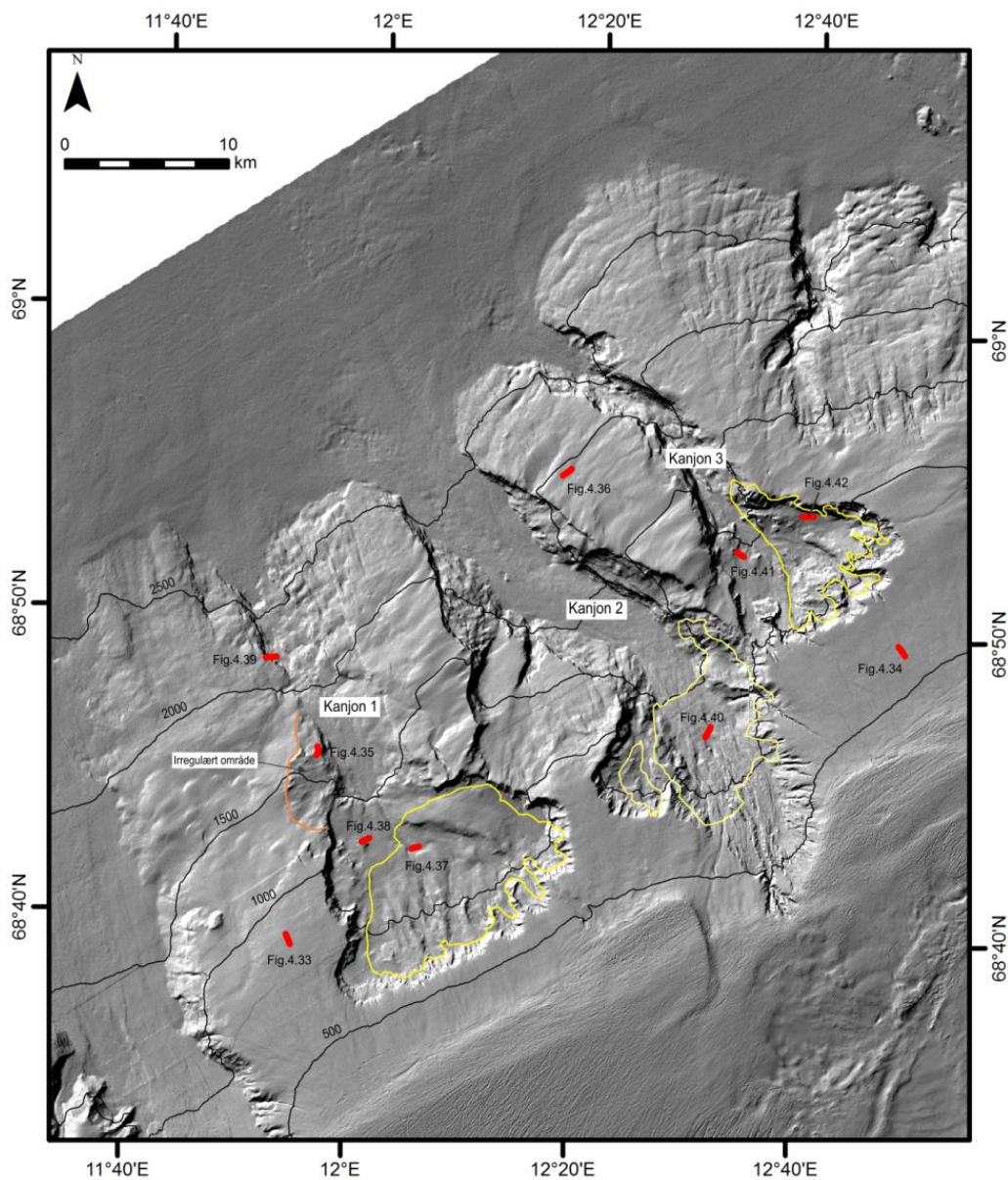


Fig. 4.32: Skyggerelieffkart med posisjonen til videostasjonene markert med rødt. Gul linje markerer områder med spesielt lave backscatterverdier, noe som tilsier finkornete, konturittiske sedimenter. Dybde data fra Kartverket sjødivisjon.

4.7.1 Kontinentalskråningen som omligger kanjonene

Observasjon

Videostasjon R297VL316 (fig. 4.33) ligger på skråningen SV for kanjon 1 på et vanddyb mellom 810-850m. Havbunnen består hovedsakelig av stein-/grus- sandholdig slam og i noen områder kan en del foraminiferer observeres (fig. 4.33a). På steinene sees ofte ulik bunnflora (fig. 4.33c) og trålspor og leirklumper dannet i forbindelse med trålsprene opptrer (fig. 4.33b).

Tolkning:

Batymetriske data fra dette området viser jevn morfologi fra eggakanten og ned til området hvor videostasjonen ligger (fig. 4.32). Seismiske data fra noe høyere opp på skråningen viser akustisk laminerte avsetninger, tolket til å representere hemipelagiske- og/eller konturittiske avsetninger (fig. 4.24). Slam med stort innslag av grovere materiale i fig. 4.33 tolkes til å representere hemipelagiske- og/eller konturittiske sedimenter med stort innslag av isdroppet materiale. Rørvik et al. (2010) har studert en sedimentkjærne fra Lofotenkonturitten der grovkornede fragmenter er tolket til å representere isdroppet materiale, i slamholdig konturittiske eller hemipelagiske sedimenter. Leirklumper som kommer frem i trålsprene viser at finere materiale ligger under det noe mer grovkornede øvre laget. Dette kan indikere at noe av de finere fraksjonene i det øvre laget har blitt erodert bort slik at det grovste materialet ligger igjen. Liknende forhold, med et grovkornet øvre lag, der de finkornede fragmentene er erodert bort av bunnstrømmer, opptrer blant annet på banker utenfor Vesterålen (Bøe et al., 2010).

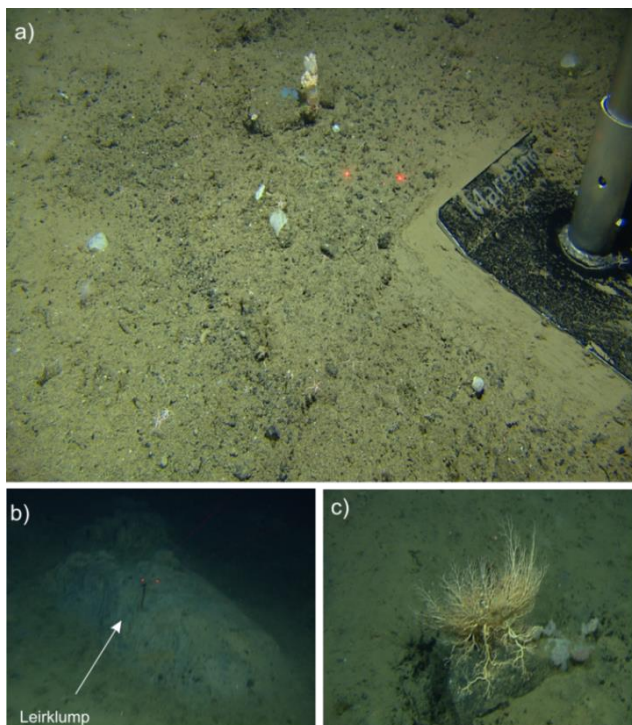


Fig. 4.33: Videostasjon R297VL316 a) Grus-/sandholdig slambunn med foraminiferer b) Leirklump i forbindelse med trålspor. c) Stein med vegetasjon. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm.. For lokalisering, se fig. 4.32.

Observasjon

Bildene vist i Fig. 4.34 er hentet fra videostasjon R312VL331, som ligger på et vanddyb fra 570-600m, på skråningen ovenfor kanjon 3. Havbunnen består hovedsakelig av stein-/grusholdig sand eller sandholdig grus og noe blokk. Enkelte av steinene og blokkene er omringet av en sirkel/ hale av slam, på en ellers grovere havbunn (fig. 4.34b). En del trålspor er observert (fig. 4.34a). Disse sees som langstrakte forsenkninger med flanker. Forsenkningen består hovedsakelig av stein-/grusholdig sand eller sandholdig grus og flankene av slam med grus og stein og noe blokk. Fisker, sjøstjerner og svamper er observert.

Tolkning:

Grovkornet øvre lag, med mer finkornede sedimenter i underliggende lag (kommer tydelig frem i trålsprene) tyder på at samme prosess som beskrevet over, med utvasking av fine fraksjoner i det øverste laget har vært aktiv også i dette området. Her trolig i større grad enn i området beskrevet over (SV for kanjon 1). Arktisk intermediært vann (opptrer på vanddyb mellom 700-1000m) har lavere strømshastighet enn det overliggende Atlantiske vannet (Heathershaw et al., 1998), noe som muligens kan forklare ulik grad av erosjon av overflaten. Collinson et al. (2006) har forklart opptreden av stein/blokk med en sirkel/hale av slam med rask avsetning nedstrøms for steinen/blokken, noe som og kan være tilfelle i studieområdet.

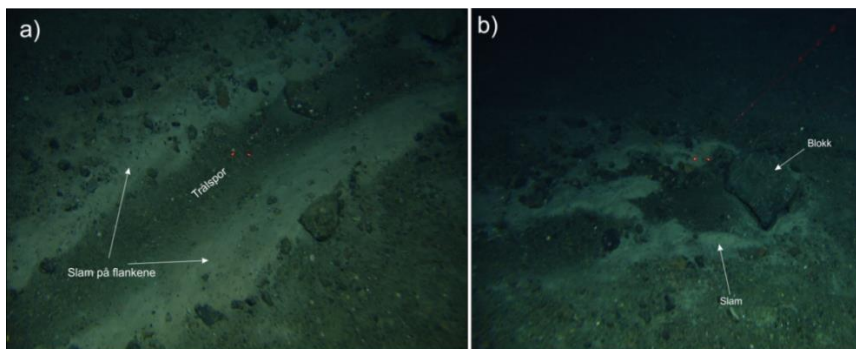


Fig. 4.34: Videostasjon R312VL331 a) Trålspor med stein/ grusholdig sand eller sandholdig grus i forsenkningen og slam med grus og stein og noe blokk på flankene. b) Blokk på grus/steinholdig sandbunn med slam på den ene siden av blokken. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm. For lokalisering, se fig. 4.32.

Observasjon

Rett SV for kanjon 1, på et vanddyb på 1580-1620m (fig. 4.32) ligger videostasjon R251VL270. Ut fra batymetridataene ligger denne videostasjonen innenfor et område som har irregulær morfologi (med flere mindre skrenter) og heller slakt ($2,5^{\circ}$ - $3,5^{\circ}$) ned mot kanjon 1.

Havbunnen varierer mellom områder med grus-/sandholdig slam (fig. 4.35a) med graveganger og områder med blokk og stein (ofte er disse kantet) (fig. 4.35b). Et tynt lag av sand ligger over blokkene og steinene.

Tolkning:

Den irregulære morfologien, en helning ned mot kanjon samt områder med mye stein og blokk kan tyde på lokale utrasninger. De finkornede sedimentene er tolket til å være konturittiske avsetninger og/eller hemipelagisk materiale. Bioturbasjon kan tyde på lav sedimentasjonsrate, også beskrevet fra enkelte intervaller i Lofotenkonturitten (Laberg & Vorren, 2004).

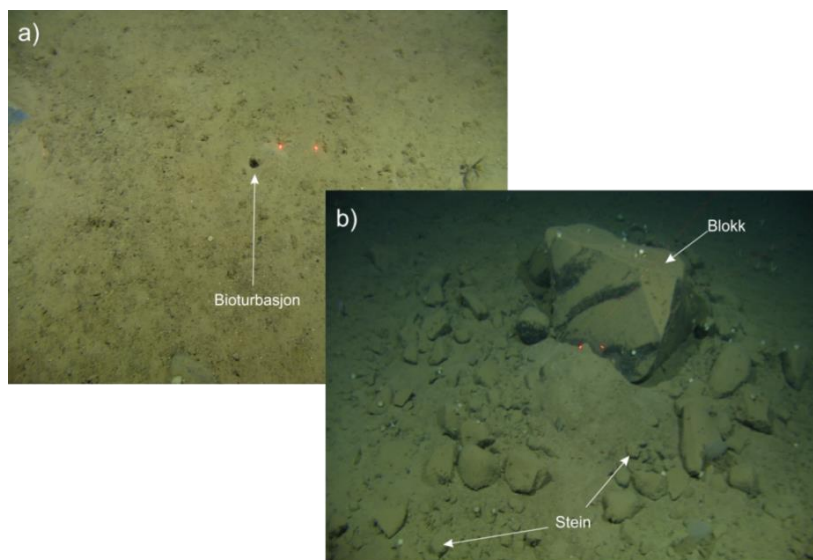


Fig. 4.35: Videostasjon R251VL270 a) Grus-/sandholdig slam med børstemarkar og bioturbasjon. b) Stein og blokk. Blokkene og steinene er drapert med et tynt lag sand. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm. For lokalisering, se fig. 4.32.

Observasjon

Videostasjon R309VL328 (fig.4.36) ligger på omtrent 1950m vanddyp på skråningen NØ for kanjon 2. Havbunnen består av stein-/grus- sandholdig slam (fig.4.36a), med noe spredte blokker. Svamper, ofte festet til stein og grus, forekommer. På den ene siden av svampene, steinene og blokkene ligger en «hale» av grovere materiale, mens området rundt består av finere materiale(fig.4.36b). Havbunnen er dekket av store mengder foraminiferer og en del graveganger. Fisk, sjøstjerner, maneter og sjøliljer er observert.

Tolkning:

Stein- grus- sandholdig slam, nederst på skråningen, slik som her, tolkes som hemipelagiske sedimenter der de grovere fraksjonene kan være isdroppet materiale. Stort innslag av grovere materiale kan være grunnet erosjon og utvasking av de finere sedimentene på overflaten (slik som tidligere beskrevet) eller relativt lav sedimentasjonsrate i etterkant av at det grovere materialet har blitt avsatt. «Halen» av grovere materiale bak svampene, steinene og blokkene kan være relatert til helningen på skråningen, det er imidlertid vanskelig å bestemme hvilken vei «halen» vender i forhold til skråningen ut fra bildene. Werner et al. (1980) har beskrevet liknende fenomen som erosjonsstriper («comet marks»), som oppstår grunnet strømmer i forbindelse med en forhøyning. Ut fra toktrapporten er strømstyrken i dette området medium til høy, noe som kan indikere at dette har blitt dannet på grunn av strømmer. En kjærneprøve fra nederst på kontinentalskråningen utenfor Lofoten domineres av slam, bioturbasjon og noe isdroppet materiale, noe som (i sammenheng med seismiske data) er tolket som hemipelagiske avsetninger i veksling med turbidittavsetninger (Yoon et al., 1991).

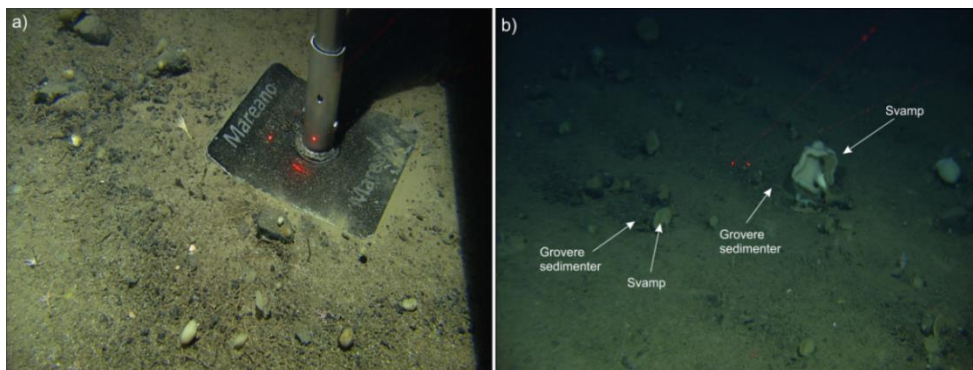


Fig. 4.36: Videostasjon R309VL328 a) Stein-/grus- sandholdig slam med foraminiferer. b) Stein /grusholdig sandbunn med foraminiferer og svamper. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm. For lokalisering, se fig. 4.32.

4.7.2 Kanjon 1

Observasjon

Videostasjon R249VL268 ligger på omtrent 1300m vanddyb i øvre del av kanjon 1, i det som er tolket til å være en større kanal ut fra batymetridataene. Overflatesedimentene består hovedsakelig av slam (Fig. 4.37). Børstemarken og sylinderrøse opptrer hyppig.

Tolkning:

Videostasjonen ligger innenfor området der backscatterverdiene er lave, noe som tidligere i oppgaven har blitt tolket som en del av Lofotenkonturitten. Lofotenkonturitten er dominert av leir og silt (Baeten et al., 2014) og de finkornede sedimentene observert i øvre del av kanjon 1 er tolket til å være konturittiske sedimenter.

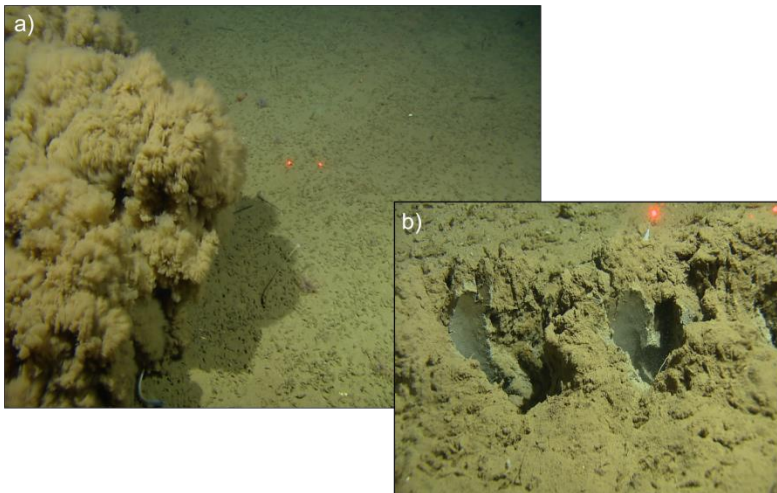


Fig 4.37: Videostasjon R249VL268 a) Slambunn med børstemarker. Til venstre i bildet sees en sky av sedimenter som er dannet etter at videoriggen har kommet i kontakt med de finkornede sedimentene og satt disse i bevegelse. b) Videoriggen har gravd seg ned i sedimentene, noe som viser at havbunnen består av finkornede sedimenter. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm. For lokalisering, se fig. 4.32.

Observasjon

I øvre del av kanjon 1, på et vanddyb på omtrent 1320-1350m opptrer en omtrent 30 m høy skrent. En videostasjon (R250VL269) ligger langs denne skrenten og bildene fra denne viser kantete blokker i ulik størrelse (fig. 4.38). I fig 38b ser det ut til at de konsoliderte sedimentene- sedimentære bergartene som opptrer her er lagdelte og det er tydelig at deler har rast ut. Et tynt lag med sandholdig slam draperer de konsoliderte sedimentene- sedimentære bergartene. Den samme videolinjen viser grus-/sandholdig slam med en del stein og blokk (ofte relativt rundet) på oversiden av skrenten.

Tolkning:

De kantete blokkene er tolket til å være utrast material, noe som sees tydeligst i fig. 4.38b. Områdene ovenfor skrenten, med grus-/sandholdig slam, stein og blokk kan representere konturittiske avsetninger med høyt innhold av isdroppet materiale.

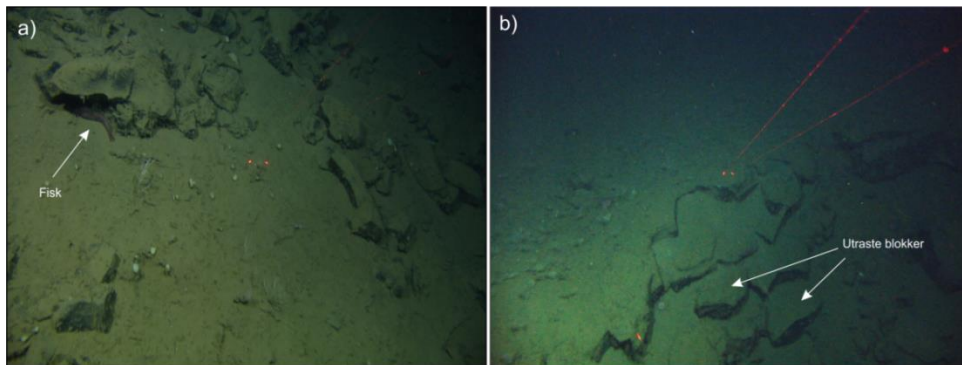


Fig. 4.38: Videostasjon R250VL269 a) Blokker i ulik størrelse, drapert med et tynt lag av sandholdig slam. b) Mindre utrasninger av konsoliderte sedimenter- sedimentære bergarter. Avstanden mellom de to røde laserprikkenes er 10cm. For lokalisering, se fig. 4.32.

Observasjon

Videolinje R308VL327 starter på skråningen SV for kanjon 1 og går så ned langs den SV sideveggen til kanjon 1 (fig. 4.39) (vanndyp på mellom 2160- 2270m). Denne delen av sideveggen er spesielt bratt (opp mot 45°) og en skrent, markert i fig. 4.7 ligger i forbindelse med denne delen av sideveggen. Havbunnen på kontinentalskråningen SV for kanjonen består av grusholdig sand med stort innhold av foraminiferer. Nedover langs sideveggen varierer overflaten. Noen områder består av sand og slam, her sees ofte bioturbasjon. I andre områder opptrer lagdelte, konsoliderte sedimenter- sedimentære bergarter. Rundet grus, stein og blokk sees innad i disse lagdelte konsoliderte sedimentene- sedimentære bergartene (fig. 4.39a og b). Svamper fester seg til harde overflater (fig. 4.39a, c og d). Utraste stein og blokk ligger spredt i enkelte områder. De konsoliderte sedimenter- sedimentære bergartene danner bratte skrenter (fig. 4.39d, e og f).

Tolkning:

De bratte skrentene er tolket til å være rasskrenter. Ut fra bildene ser skrentene relativt friske ut, uten mye overlaging og blokkene er ofte kantet (fig. 4.39e).

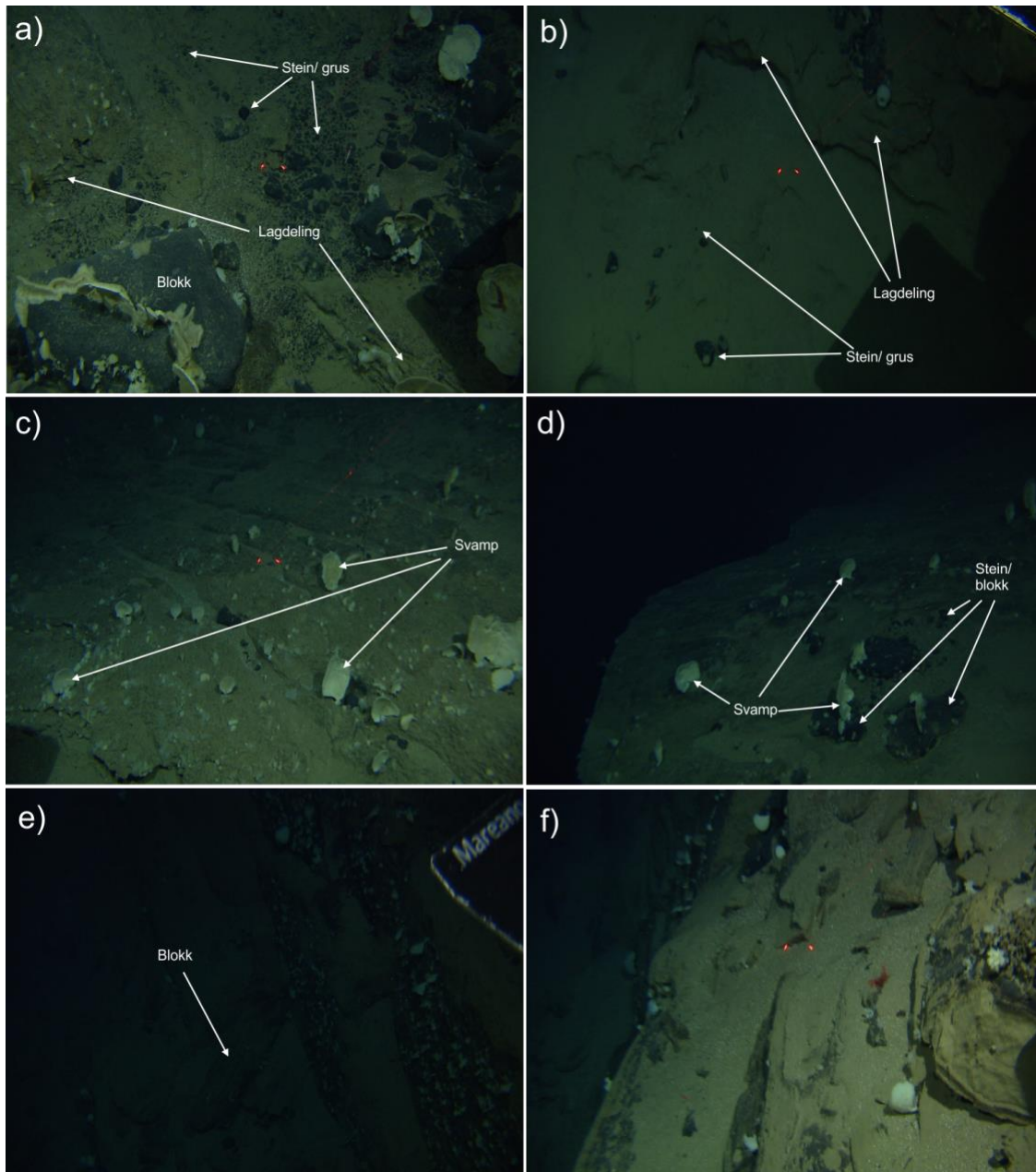


Fig. 4.39: Videostasjon R308VL327a) Blokk, stein og grus i lagdelte, konsoliderte sedimenter- sedimentære bergarter b) Stein og grus i lagdelte, konsoliderte sedimenter- sedimentære bergarter c) Konsoliderte sedimenter med svamper, d) Konsoliderte sedimenter danner en bratt skrent, e) Konsoliderte sedimenter danner en bratt skrent og utraste blokker ligger spredt. Slakere områder er dekket av noe sedimenter med foraminiferer. f) Konsoliderte sedimenter-/sedimentære bergarter danner bratte skrenter. Slakere områder er dekket av noe sedimenter med foraminiferer. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm. For lokalisering, se fig. 4.32.

4.7.3 Kanjon 2

Observasjon

I øvre del av kanjon 2, på 1310-1320m vanddyb (langs en skrent på omtrent 15m) ligger videostasjon R248VL267. Video-linjen ligger innenfor et område med lave backscatterverdier, noe som tilsier fine sedimenter. Dette samsvarer med sammensetningen av overflatesedimentene, som hovedsakelig består av sandholdig slam (fig. 4.40a) med børstemarkar og sylindreroser. En hule opptrer også (fig. 4.40b).

Tolkning:

Sedimentene i denne videostasjonen er som sedimentene i figur fig. 4.37 tolket til å være konturittiske sedimenter. Bioturbasjon kan tyde på lav sedimentasjonsrate (Laberg & Vorren, 2008). Opptrreden av børstemarkar og sylindreroser, slik som sett i fig. 4.40 kan derfor indikere lav sedimentasjonsrate. Lignende huler som observert her, forekommer på kontinentalstigningen utenfor Vesterålen, i et akkumulasjonsområde for større skred (Bøe et al., 2012). Flere teorier er foreslått for dannelsen av hulene. Studien konkluderer med to hovedteorier; 1: Kompaksjon og utstrømming av væske fra underliggende sedimenter, med høyt vanninnhold, som følge av økt trykk (overlagring av sedimenter) når skredmasser la seg over disse. 2: Utstrømming fra dypere liggende gassreservoarer, relatert til skredaktivitet, økt trykk og muligens forkastingsaktivitet. Hulene er ifølge Bøe et al. (2012) ikke knyttet til biologiske prosesser. Det kan imidlertid tenkes at organismer kan bruke hulene som skjulested, noe som kan føre til sedimenter i suspensjon i åpningen av hulen (fig. 4.40b).

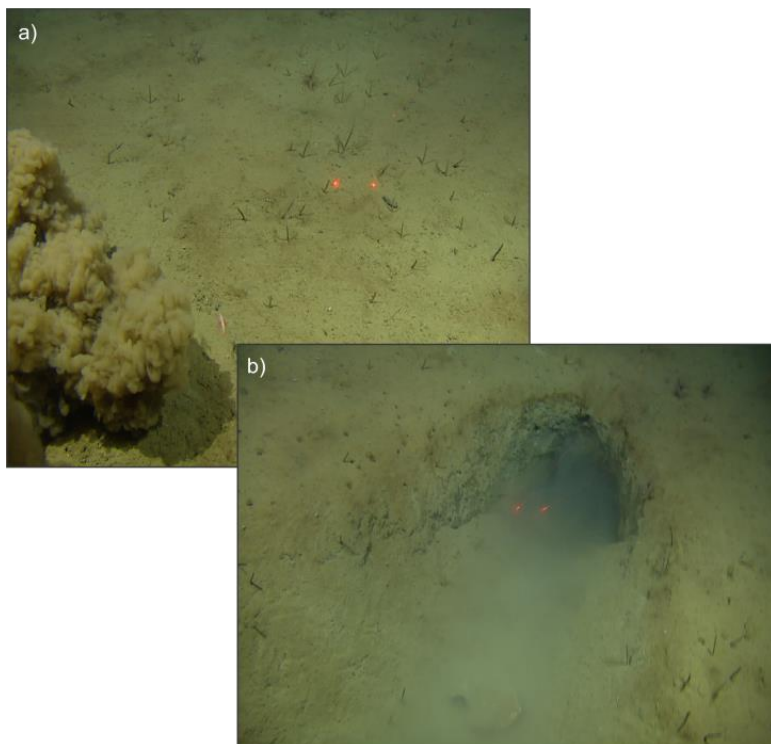


Fig4.40: Videostasjon R248VL267 a) Sandholdig slambunn med børstemarker. Til venstre i bildet sees en sky av sedimenter som er dannet etter at videoriggen har kommet i kontakt med de fine sedimentene og satt disse i bevegelse. b) Hule i sandholdig slambunnen. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm. For lokalisering, se fig. 4.32.

4.7.4 Kanjon 3

Observasjon

Videostasjon R310VL329 (fig. 4.41) ligger i øvre del av kanjon 3, på omtrent 1420-1450m vanddyb, delvis langs en mindre skrent. Havbunnen varierer mellom grus-/sandholdig slam og grusholdig sand, en del foraminiferer opptrer i disse sedimentene (fig. 4.41a). Enkelte steder ses små grå sirkler (fig. 4.41b). Flere fiskearter og ulik vegetasjon er observert. Stein og blokk ligger spredt (fig. 4.41c). Blokkene er drapert med et tynt lag av sand. I enkelte områder opptrer konsoliderte sedimenter (fig. 4.41d).

Tolkning:

Områdene med blokk, stein og grus-/sandholdig slam er tolket til å være slamholdige konturitt-avsetninger med stort innhold av isdroppet materiale. Blokk og stein kan representere lokale utrasninger fra skrenten, som er observert i batymetridataene. Bøe et al. (2012) har relatert små, grå sirkler med leir i grusholdig slam og grus-/sandholdig slam på dyphavssletten utenfor Andøya til bioturbasjon, som har brakt de underliggende, finere

sedimentene opp til overflaten. Dette kan og muligens ha vært årsaken til dannelse av de grå sirklene i øvre del av kanjon 2.

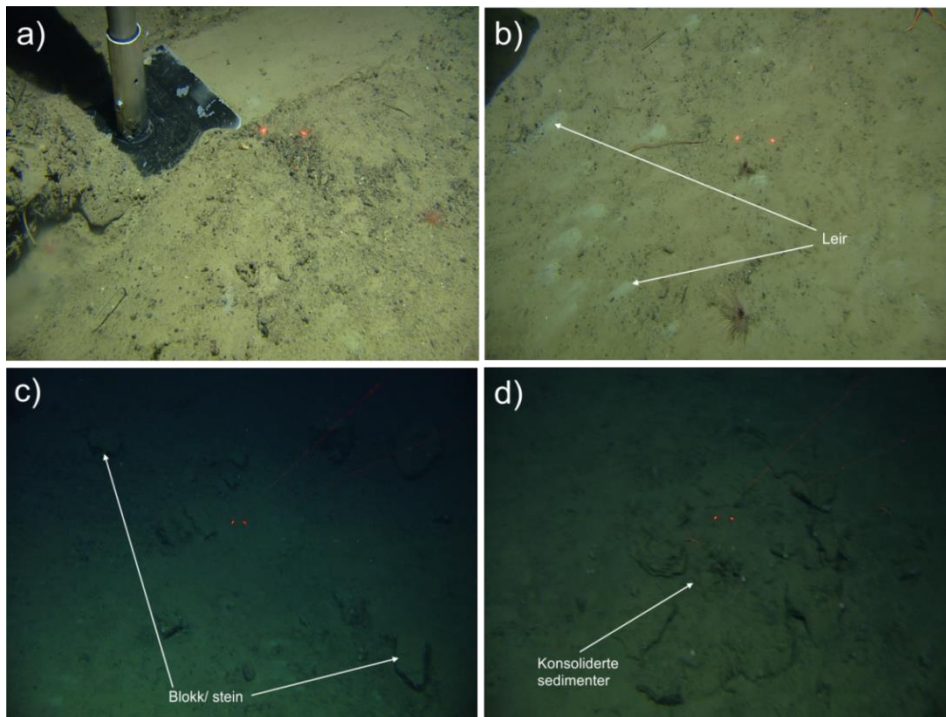


Fig. 4.41: Videostasjon R310VL329 a) Grus-/sandholdig slam med foraminiferer b) Små områder med leir kommer frem på en ellers grus-/sandholdig slambunn c) R310VL329c-00-16-14Stein og blokk, drapert med et tynt lag av sand på grusholdig sandbunn d) Konsoliderte sedimenter. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm. For lokalisering, se fig.4.32.

Observasjon

Videostasjon R311VL330 ligger på omtrent 1350m vanddybde i øvre del av kanjon 3. Morfologien i området hvor videostasjonen ligger er jevn. Havbunnen består hovedsakelig av sandholdig slam med en del foraminiferer. Små sirkler med leir trer frem noen steder (fig. 4.42b). Leirklumper i ulik størrelse er også observert (fig 4.42a). Børstemarkar, sjøstjerner, sylindrerose og noe små fisk opptrer.

Tolkning:

Videostasjonen ligger innenfor området som i backscatterdataene viser finkornede sedimenter, og sedimentene i denne videostasjonen er som sedimentene i figur fig. 4.37 og 4.40 tolket til å være konturittiske sedimenter. Leirklumper har tidligere opptrådt i forbindelse med trålspor (fig. 4.33 og 4.34) og kan her og ha sammenheng med dette.

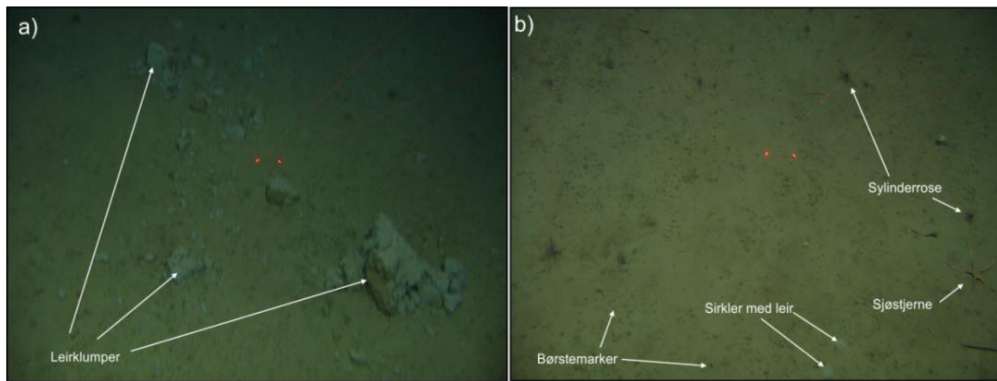


Fig.4.42: Videostasjon R311VL330 a) Leirklumper på sandholdig slambunn. b) Slambunn med sylinderroser, børstemarker, sirkler med leir og sjøstjerne. Avstanden mellom de to røde laserprikkene er 10cm. For lokalisering, se fig. 4.32.

Oppsummering:

- På den øvre delen av skråningen, utenfor kanjonene, er sedimentene i det øverste laget relativt grovkornet, med mer finkornet materiale i underliggende lag. Dette er tolket til å være hemipelagiske/konturittiske avsetninger, med isdroppet materiale, der overflaten har vært utsatt for erosjon i større eller mindre grad. Nedre del av skråningen er karakterisert av grovere materiale. Opptreden av grovere materiale i overflaten, tolket til å være isdroppet materiale, kan tyde på at det har vært liten sedimentasjonsrate i holocen.
- De finkornede sedimentene i øvre del av de tre kanjonene (i området med lave backscatterverdier), med store mengder børstemarker, er tolket som konturittiske avsetninger, muligens forbundet med Lofotenkonturitten. Det øvre laget i Lofotenkonturitten er karakterisert av brun sandholdig slam, uten isdroppet materiale. Dette laget er avsatt i holocen, og sedimentasjonsraten i denne perioden er lav (Laberg & Vorren, 2004). Isdroppet materiale er ikke observert i de finkornede sedimentene i øvre del av kanjonene og børstemarker indikerer lav sedimentasjonsrate. På grunnlag av dette er disse sedimentene og tolket til å være avsatt i holocen.
- Området i øvre del av kanjon 1 og 3, som ligger utenfor området med lave backscatterverdier, er karakterisert av grus-/sandholdig slam og grusholdig sand, med opptreden av stein og blokk. Dette er tolket som konturittiske avsetninger med høyt innhold av isdroppet materiale. Høyt innhold av IRD i sedimentene fra Lofotenkonturitten er relatert til perioden da det Fennoskandiske isdekket nådde eggkanten under siste glasiale maksimum (Rørvik et al., 2010). Opptreden av isdroppet materiale kan derfor tyde på avsetning siste glasiale maksimum og at det

trolig har vært liten sedimentasjon i løpet av holocen i disse områdene. Blokk og stein kan representere utrast materiale fra mindre skrenter eller sideveggene.

- Sideveggen til kanjon 1 er karakterisert av bratte skrenter, som ser relativt friske ut, uten betydelig overlaging.

5 Diskusjon

I dette kapittelet diskuteres først avsetningene på den del av kontinentalskråningen i studieområdet som ikke er påvirket av kanjondannelse. Så følger en diskusjon rundt dannelsen, utviklingen og den yngste fasen av aktivitet i de tre kanjonene. Deretter er en mulig utviklingsmodell og alder for de tre kanjonene forslått, og dannelsen og utviklingen er forsøkt satt i sammenheng med hendelser på den norske kontinentalmarginen. Til slutt er de tre kanjonene sammenliknet med Andøyakanjonen, som er lokalisert nord for studieområdet (Laberg et al., 2007; Amundsen et al., 2015).

5.1 Kontinentalskråningen som omgir kanjonene

Kontinentalskråningens morfologi og sedimenters egenskaper har betydning for utviklingen av ulike formelementer på skråningen (Pratson et al., 2009). Under er oppbygningen av kontinentalskråningen i studieområdet diskutert.

Et batymetrisk profil fra kontinentalskråningen som omligger de tre kanjonene viser en konveks form på øvre del og konkav form på nedre del (fig. 5.1). Den konvekse formen er mest utviklet på et vanddyb mellom 800-1100m, noe som gjør denne delen av skråningen relativt bratt. Dette vanddybet sammenfaller med lokaliseringen av nåtidens Arktiske intermediære vannmasser (fig. 5.1). Av de tre vannmassene som er identifisert i området (se kap. 2.4) har de Arktiske intermediære vannmassene den laveste strømhastigheten, mens de overliggende Atlantiske vannmassene i Norskestrømmen har høyere strømhastighet. Begge disse vannmassene strømmer langsmed kontinentalmarginen (Heathershaw et al., 1998). Dette fører til erosjon av overflatesedimentene på kontinentalhylla/øvre del av skråningen og avsetning av sedimenter lenger ned på skråningen, der strømhastigheten avtar (Laberg et al., 1999). Selv om grensen mellom vannmassene sin lokalisering i vannsøyla kan ha variert gjennom tid, er det foreslått at en lignende prosess med erosjon av overflatesedimentene som følge av sterkere strømmer i de øvre vannmassene og avsetning som følge av svakere strømninger i de intermediære vannmassene har forgått i lang tid (Laberg et al., 2001). Overflatesedimentene på øvre del av skråningen viser et øvre lag som er dominert av relativt grovkornede sedimenter, med finere sedimentfraksjoner under, noe som gir videre indikasjoner på at overflaten på den øvre del av skråningen har vært utsatt for erosjon.

Seismiske data fra den øvre delen av kontinentalskråningen som omligger de tre kanjonene er karakterisert av akustisk laminerte avsetninger. Den øvre delen av kontinentalskråningen (ned til et vanddyb på omtrent 900) er relativt regulær, mens den nedre delen er karakterisert av

bratte skrenter. Like forhold er observert på kontinentalskråningen utenfor Vesterålen (Laberg et al., 2007). Her er denne forskjellen knyttet til erosjon, transport og avsetning (innfylling) av sedimenter på den øvre delen av skråningen og mindre påvirkning og lite hemipelagisk sedimentasjon lenger ned (Laberg et al., 2007).

Lofotenkonturitten, som er kartlagt SV for studieområdet (Laberg et al., 1999; Laberg et al., 2001) og Vesterålenkonturitten, som opptrer NØ for studieområdet (Laberg et al., 2001) er definert som «mounded, elongated, upslope accretion drifts». Lofotenkonturitten er trolig dannet ved at sedimenter i suspensjon i de øvre vannmassene, synker, blander seg med Arktisk intermediært vann, og avsettes, som følge av lavere strømhastighet i det Arktiske intermediære vannet (Laberg et al., 1999; Laberg et al., 2001). Den nedre grensen til konturitten er ikke tydelig definert, ettersom det trolig er en gradvis overgang fra konturittiske avsetninger til hemipelagiske avsetninger (Laberg et al., 2001). Lofotenkonturitten er, ut fra seismiske data, karakterisert av parallelle til semiparallelle indre refleksjoner (Laberg et al., 1999) og domineres og av finkornede sedimenter, som leir og silt (Baeten et al., 2014).

Basert på; 1) den konvekse form på den øvre delen av kontinentalskråningen som omligger kanjonene, 2) de akustisk laminerte avsetninger på denne del av skråningen, og 3) en erodert sedimentoverflate på øvre del av skråningen, er avsetningene på kontinentalskråningen som omligger kanjonene tolket som konturittiske avsetninger. Disse avsetningene er trolig en del av Lofotenkonturitten, som da har større utstrekning mot nordøst enn tidligere kartlagt (se Baeten et al., 2014).

I øvre del av de tre kanjonene (750- 1550m vanndyp), viser seismiske data akustisk laminerte avsetninger eller akustisk kaotisk til transparente avsetninger. Backscatterdataene fra dette område viser lave verdier noe som tilsier finkornede sedimenter. Dette samsvarer med overflatesedimentene, som viser slam og sandholdig slam. Disse sedimentene tolkes til å være eroderte sedimenter fra kontinentalhylla og øvre del av skråningen som så er avsatt i kanjonene.

Det er tidligere spekulert i om Lofoten- og Vesterålenkonturittene har vært del av samme avsetningsform, og senere blitt skilt av kanjonene på kontinentalskråningen (Laberg et al., 2001). Ut fra observasjonene gjort i studieområdet, er sedimenter fra konturstrømmer også avsatt i den øvre del av de tre av kanjonene, noe som styrker denne teorien.

Videre i diskusjonen er det tatt utgangspunkt i tolkningen gjort over, at konturittiske sedimenter trolig har blitt avsatt på den øvre delen av skråningen og delvis i kanjonene.

5.2 Dannelse og utvikling av kanjonene

I dette avsnittet er de tre kanjonenes dannelse og utvikling diskutert, med utgangspunkt i de to hovedhypotesene vedrørende kanjoners dannelse; «bunn opp» (Farre et al., 1983) og «topp ned» (Pratson et al., 1994). Deretter er siste fase i kanjonenes utvikling diskutert i tillegg til en mulig videre utvikling av disse kanjonene.

5.2.1 Kanjon 1

Dannelse og utvikling

Kanjon 1 starter på øvre del av skråningen, omtrent 200 - 300m nedenfor eggakanten. Bakveggen til kanjonen består av overlappende amfiteaterformede skrenter, og rygger opptrer der disse overlapper hverandre. Kontinentalskråningen ovenfor kanjon er relativt jevn og kontinentalhylla ovenfor viser ingen tegn til erosjon av isstrømmer i form av glasialt eroderte trau. Kanjonen er heller ikke knyttet til fluviale dreneringssystemer. Tilførsel av store mengde sedimenter fra isstrømmer (Amblas et al., 2006) eller økt tilførsel av materiale fra elver (Pratson et al., 1994) kan føre til utglidninger og initiering av gravitasjonsstrømmer, og videre dannelse av kanjoner («topp-ned» hypotesen) (Pratson et al., 1994). Fravær av glasialt eroderte trau og fluviale kanaler tilsier at det er liten sannsynlighet for at kanjonen er dannet på denne måten.

Batymetriske data viser en langstrakt fordypning som strekker seg fra eggakanten og ned til bakveggen, noe som kan tyde på at en utglidning har skjedd i dette området. En kanal, på NØ siden av kanjonen, kan følges fra den øvre pæreformede delen, ned langs kontinentalskråningen og videre inn i nedre del av kanjonen, en annen kanal føres inn i nedre del av kanjonen fra kontinentalskråningen SV for kanjonen. Batymetriske data viser økt gradient både langsmed eggakanten og på et vanddyp mellom 800-1100m (på skråningen som omligger kanjonen) (fig. 5.1). En mulig tolkning er derfor at utglidninger og dannelse av gravitasjonsstrømmer ble initiert på øvre del av skråningen/eggakanten, noe som kan ha ført til dannelse av kanaler (fig. 5.2a). Et resultat av videre erosjon i kanalene kan ha vært overbratting av veggene i kanalene og dermed utglidninger, som så kan ha utviklet seg videre retrogressivt. Enkelte av rennene kan ha bitt dypere og videre raskere enn andre, noe som kan ha ført til dannelse av kanjoner, slik som foreslått av Pratson et al. (1994, 1996) («topp ned» hypotesen). En liknende teori er diskutert for dannelsen av kanjoner ut fra kanaler

på kontinentalskråningen utenfor Irland (Elliot et al., 2006). Økt tetthet av sedimenter i vannmassene i kombinasjon med bratt skråningsgradient, kan ha ført til initiering av gravitasjonsstrømmer og dannelse av kanaler (Elliot et al., 2006).

Nedre del av kanjonen og skråningen som omligger kanjonen er svært irregulær og renner og skrenter opptrer i dette området. Et alternativ til en «topp ned» dannelse av kanjon 1 kan være at kanjonen ble dannet som følge av at utglidninger startet nederst på kontinentalskråningen og deretter videre retrogressive utglidninger, slik Twichell & Roberts (1982) og Farre et al. (1983) foreslår i «bunn opp» hypotesen (fig. 5.2b). Dersom det tas utgangspunkt i denne hypotesen er trolig de nederste skrentene i kanjonen de eldste. Liknende forhold er observert i Storegga området, der skrentene representerer glideflater langs ulike stratigrafiske nivåer, som har blitt aktivert etter hvert som raset har utviklet seg retrogressivt (Bryn et al., 2005). Det er imidlertid vanskelig å bruke formelementer i nedre del av kanjonen til å bestemme en mulig initiering av kanjonen, ettersom den nedre delen trolig er påvirket/begravd i forbindelse med den videre utviklingen av kanjonen, slik som blir beskrevet under. Eventuelt er skrentene dannet samtidig med eller etter utrasningene i øvre del av kanjonen.

Rise et al. (2013) spekulerer i om utstrømminger av væske, muligens som følge av seismisk aktivitet, har ført til dannelse av raviner, samt dannelsen av flere av kanjonene på skråningen utenfor Lofoten og Vesterålen (Rise et al., 2013). Dette på bakgrunn av at det i en ravine på omtrent 800m vanddyb på skråningen utenfor Lofoten, er observert skjeggbærere (Siboglinidae), harde sedimenter og bakteriematter. Skjeggbærere forekommer i områder med varme kilder eller metan oppkommer (Mareano, 2011; Rise et al., 2013).

Den mindre kanjonen (fig. 4.4) NØ for kanjon 3 kan og muligens ha blitt dannet som følge av en av de to hypotesene beskrevet over. Her opptrer renner og skrenter fra omtrent 1200 m vanddyb (kontinentalskråningen i dette området er brattere enn lenger opp på skråningen) og ned til dyphavssletten.

Kanjonens øvre del er pæreformet (med bredeste del av pæren øverst). En pæreformet øvre del med overlappende amfiteaterformede skredarr indikerer at utglidninger i ulik størrelse har vært viktig under dannelsen/utviklingen av kanjonen, noe som og blir beskrevet av Rise et al. (2013) i flere av kanjonene på kontinentalskråningen utenfor Lofoten og Vesterålen. Skråningsgradienten på kontinentalskråningen SV for kanjonen er høyest på omtrent 800-1100m vanddyb, i overgangen mellom den konvekse og den konkave formen på skråningen. Denne overgangen sammenfaller omtrent med overgangen mellom den pæreformede, brede

øvre delen av kanjonen og den lineære, smalere nedre delen (fig. 5.1). Den konvekse formen på kontinentalskråningen er tolket til å representere området der Lofotenkonturitten er mest utviklet. Økt gradient kan øke muligheten for utglidninger (Baeten et al., 2013) og konturitter et spesielt utsatt for utglidninger, i forhold til andre sedimenter på kontinentalskråningen (Laberg & Camerlenghi 2008; Baeten et al., 2014). Brattere gradient og/eller konturittiske avsetninger kan være mulige forklaringer på den bredere, pæreformede øvre delen (fig. 5.2c).

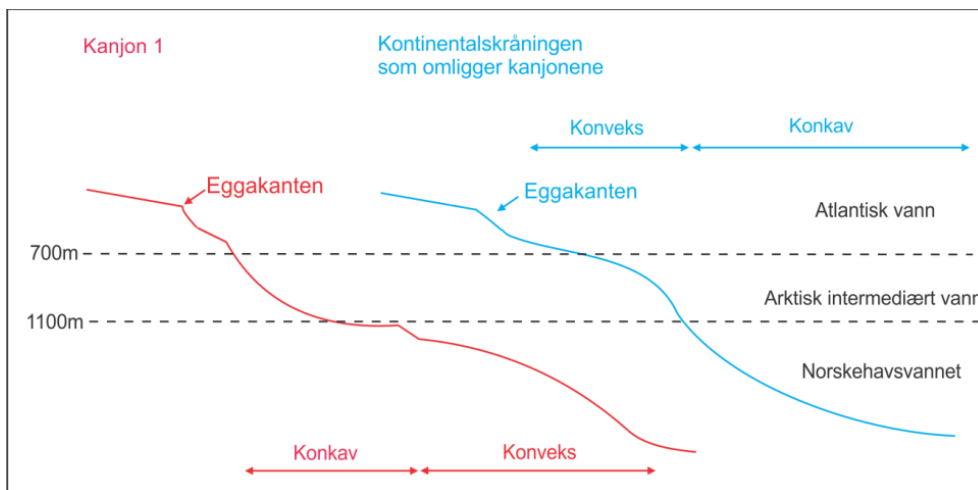


Fig.5.1: Figuren illustrerer lengdeprofilen til kanjon 1 og skråningen på SV siden av kanjonen. Vannmassene som opptrer på kontinentalmarginen utenfor Lofoten og Vesterålen er vist.

I bunnen av den øvre delen av kanjonen er det flere amfiteaterformede skrenter. Disse kan være dannet enten før, samtidig med eller etter skrentene som utgjør bakveggen. En av skrentene i bunn av kanjonen (i NØ) ser ut til å være påvirket av materiale fra den bakenforliggende skrenten. Dette kan indikere at skrenten i bunn av kanjonen er dannet tidligere enn skrenten langs bakveggen.

Transverse sedimenttrygger er ikke observert i skredarrerne i øvre del av kanjonen. Dette kan tyde på en total sedimentevakuering tilsvarende det som er beskrevet fra mindre ras på kontinentalskråningen sør for studieområdet (Baeten et al., 2013). Flere glideflater, som utvikles langs ulike stratigrafiske nivåer er karakteristisk for laminerte konturitter på den norske kontinentalmarginen sør for studieområdet (Baeten et al., 2013). Utviklingen av flere glideflater kan også resultere i en mer total sedimentevakuering, ettersom suksessive retrogressive utglidninger kan ha ført med seg materiale fra nedenforliggende utglidninger videre nedover (Baeten et al., 2013). Som diskutert over tolkes også den yngste del av lagrekka på kontinentalskråningen i studieområdet til å være dominert av konturittiske avsetninger slik at det også innenfor kanjonen kan ha eksistert flere glideflater.

Kanjonens øvre del er erodert ned til ulikt nivå, med dypest erosjon sentralt i den øvre delen. En mulig forklaring kan være at det har vært mer betydelig erosjon, som følge av fokusert sedimenttransport i dette området. Fra batymetridataene sees det at flere mindre kanaler samles her, noe som kan føre til økt erosjon. I Storeggaraset er det samme observert (Bryn et al., 2005).

Basert på sideveggenes orientering (parallell med skråningens fallretning) og form (rett) tolkes disse til å være dannet ved erosjon av massestrømmer fra øvre del av kanjonen. Den interne sideveggen indikerer at kanjonen i en tidlig fase var bredere i midtre og nedre del, deretter ble den interne veggen dannet noe som førte til en smalere kanjon med mer fokusert strømning (fig. 5.2d). Dette indikerer at flere faser av erosjon har foregått. Seismiske data fra nedre del viser avsetninger med en irregulær overflate og overlappende diffraksjonshyperboler noe som er tolket som avsetninger fra nedadgående redistribusjon av sedimenter og/eller relatert til kollaps av sideveggen. Kanjonens midtre og nedre del er U-formet, noe som kan indikere at denne er delvis gjenfylt. Liknende er beskrevet fra flere av kanjonene på kontinentalskråningen utenfor Lofoten og Vesterålen, der kanjoner med U-formet tverrsnitt, vid og bred bunn trolig er delvis gjenfylt (Rise et al., 2013).

Avsetningsformen i munningen av kanjon 1 er lobeformet, har relativt liten utstrekning og det er ikke observert større kanaler her. Relativt liten utstrekning på avsetningsformen kan tyde på at det ikke har blitt avsatt store mengder materiale i front av kanjonen i den seneste tiden.

Oppsummering:

«Topp ned» alternativet tar utgangspunkt i at gravitasjonsstrømmer starter på kontinentalhyllen/øvre del av skråningen. Videre erosjon fra gravitasjonsstrømmer kan føre til retrogressive utglidninger og dannelse av en kanjon (Pratson et al., 1994). Fravær av glasialt eroderte traue og fluviale dreneringssystemer, taler mot denne teorien. Muligens kan kanjonen likevel være dannet ut fra «topp ned» hypotesen, ved at mindre utrasninger ved eggakanten/øvre del av skråningen har ført til dannelse av gravitasjonsstrømmer og kanaler, deretter retrogressive utglidninger og videre dannelse av kanjonen (fig. 5.2a). Alternativt til «topp ned» hypotesen har kanjonen blitt dannet fra bunnen og opp, ved at utglidninger startet nede på skråningen og deretter utviklet seg retrogressivt, slik som beskrevet av Twichell & Roberts (1982) og Farre et al. (1983) (fig. 5.2b). Basert på dataene tilgjengelig i dette studiet har det ikke vært mulig å favorisere en av disse hypotesene. Uavhengig av hvilke av de overnevnte prosessene som førte til initieringen av kanjonen, har retrogressive utglidninger trolig påvirket

den videre utviklingen av kanjonen. Når utglidningene nådde den brattere delen av skråningen, med konturittiske sedimenter, økte trolig omfanget av utglidninger, noe som førte til en bredere øvre del (fig. 5.2c). Den nedre delen har trolig blitt dannet ved erosjon av massestrømmer fra den øvre delen. Videre har sedimenter fra langsgående strømmer blitt avsatt i kanjonen og utglidninger, både langs bunnen av kanjonen og langs bak- og sideveggene, har trolig forekommet. Gjentatte utglidninger og fokusert strømming kan ha ført til erosjon til dypere nivå i enkelte deler i øvre del av kanjonen. Det samme kan ha vært tilfelle i midtre og nedre del av kanjonen, hvor fokusert sedimenttransport kan ha ført til økt erosjon SV i midtre og nedre del og dermed dannelsen av den interne sideveggen (fig. 5.2d).

Yngste fase av aktivitet i kanjon 1

De stratigrafisk øverste avsetningene NØ i øvre del av kanjonen består, slik som diskutert over, trolig av konturittiske avsetninger. Seismiske data (seismisk linje i fig. 4.25) viser at akustisk kaotiske avsetninger, tolket til å være utrast materiale eller debris flow avsetninger opptrer stratigrafisk under de konturittiske avsetningene. Skrentene i øvre del av kanjonen er relativt diffuse. Disse observasjonene kan tyde på at mindre massetransporthendelser har foregått på et tidligere tidspunkt, og at det deretter har vært avsetninger av konturittiske sedimenter. Opptreden av amfiteaterformede skrenter der enkelte er mer markante enn andre er også observert på kontinentalskråningen utenfor New Jersey, og her er drapering av hemipelagiske avsetninger trolig grunnen til at enkelte av skrentene er diffuse (Farre et al., 1983). Fravær av isdroppet materiale og lav sedimentasjonsrate i den øvre delen av kanjonen indikerer holocen alder på de øverste avsetningene. Relativt jevn morfologi med akustisk laminerte og finkornede sedimenter kan indikere at kanjonen ikke er aktiv i dag, tilsvarende Soquel kanjonen, utenfor California (Paull et al., 2011). Den seismiske linjen noe lenger ned (fig. 4.26, også denne i øvre del av kanjonen) er tolket til å representere konturittavsetninger som så har blitt deformert på grunn av at bunnen heller mot SV. Dette kan indikere at mindre deformasjon har skjedd i kanjonen den seneste tiden.

SV i øvre del av kanjonen opptrer et område med høyere backscatterverdier enn i resten av den øvre delen (fig. 5.2c-d). Området er karakterisert av irregulær morfologi og overflatesedimentene fra en videostasjon i dette området viser grus-/sandholdig slam, samt stein og blokk. Dette er tolket som konturitt-avsetninger, der de grovkornete fraksjonene representerer isdroppet materiale og/eller materiale fra mindre utrasninger (langs den SV sideveggen og/eller i bunn av kanjonen).

Liknende forhold er sett i Trænadjuperaset (Laberg et al., 2002), hvor det er lavere alder på post- ras sedimentene nær den vestlige sideveggen, i forhold til sentrale deler av rasgropen. Laberg et al. (2002) har to mulige forklaringer på dette; 1) kan være et resultat av en senere utrasning av den vestlige sideveggen, forklart ved en at det tok lang tid til denne stabiliserte seg etter raset 2) skredarrets påvirkning på den NØ gående strømmen langs kontinentalskråningen. Dette kan ha ført til lokale strømmer nær den vestlige sideveggen, noe som kan ha ført til erosjon i den første tiden etter skredhendelsen og dermed senere innfylling av post- skred materiale i dette området.

En kombinasjon av de to teoriene presentert av Laberg et al. (2002) kan muligens forklare forholdene i den øvre del av kanjon 1. Irregulære morfologi SV i kanjonens øvre del, samt kantet blokk kan representere senere utglidninger langs den SV sideveggen enn NØ i den øvre delen. Opptreden av grus-/sandholdig slam med stein og blokk i SV, i forhold til slam i NØ, kan være forårsaket av lokale strømmer nær den SV sideveggen, som kan ha ført til at mindre holocene sedimenter har blitt avsatt SV i den øvre delen (fig.5.2e).

Sedimenttilførselen, gjennom NØ-gående strømmer, kan ha blitt påvirket av de dypt nedskårde kanjonene (Bellec et al., 2010). Dette kan ha ført til økt avsetning langs den SV-sideveggen (som ligger i le for strømmen) og disse sedimentene er trolig spesielt ustabile (Bellec et al., 2010). Muligens kan dette også ha resultert i at den SV sideveggen har vært utsatt for hyppige utglidninger.

Bilder av overflaten langs den nedre delen av sideveggen i kanjon 1 viser bratte skrenter. Ut fra bildene ser skrentene relativt friske ut, uten mye overlaging og blokkene er ofte kantet. Batymetridataene viser at denne delen av sideveggen er spesielt bratt, i forhold til resten av sideveggen i den nedre delen. Disse observasjonene kan indikere mindre utrasninger fra den bratte sideveggen i den seneste tiden.

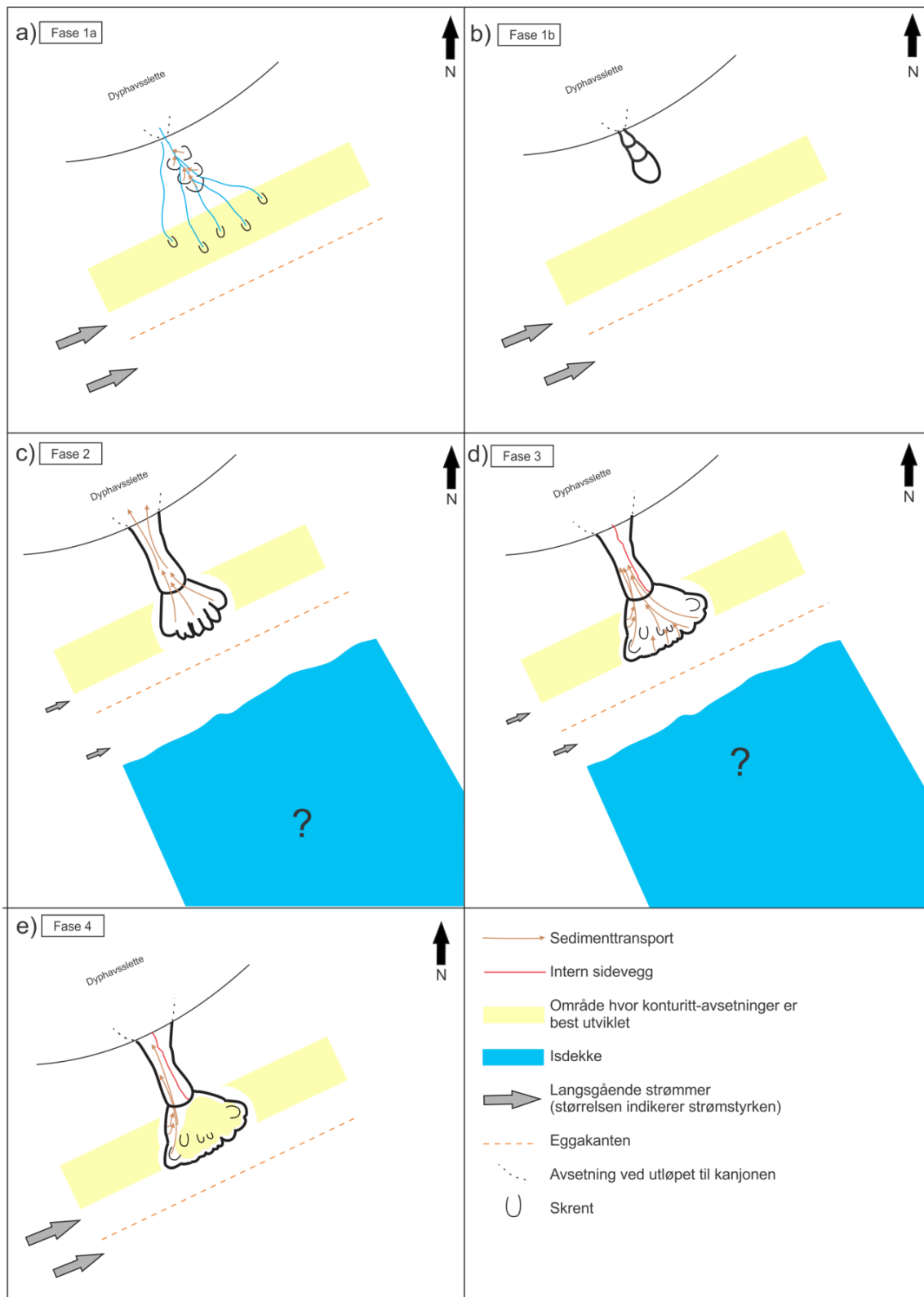


Fig. 5.2: Mulig dannelse og utvikling av kanjon 1. a) Utglidninger på øvre del av kontinentalråningen/eggakanten, dannelse av kanaler og deretter retrogressive utglidninger i disse. b) Retrogressive utglidninger som starter nede på skråningen samtidig som konturittiske sedimenter avsettes på øvre del av skråningen. c) Når de retrogressive utglidningene når øvre del av skråningen, med konturitter og brattere skråningsgradient, øker omfanget av utglidningene. d) Mindre utrasninger fra den øvre delen og/eller sideveggene og fokusert sedimenttransport SV i den midtre og nedre delen fører til dannelsen av den interne sideveggen. e) Avsetning av konturittiske sedimenter.

Videre utvikling

Kanjonens bakkevegg ligger på omtrent 550m vanddyb. Ifølge Farre et al. (1983), er kanjoner med bakveggen på skråningen en «ung» kanjon, som kan utvikle seg videre oppover skråningen. Det er ikke observert sprekker på kontinentalskråningen ovenfor kanjonen, noe som kunne ha indikert en ustabil skråning, utsatt for videre utglidninger slik som er beskrevet sør for studieområdet (Laberg et al., 2013). Bakveggen ligger i et område som er påvirket av relativt sterke strømmer, noe som fører til erosjon av overflatesedimentene. Lofotenkontoritten er trolig mindre utviklet på dette dypet. Dette gjør skråningen mer stabil i dette området og dermed mindre utsatt for utglidninger. Liknende forhold er observert på skråningen utenfor Vesterålen (Rise et al., 2012), hvor skred opptrer på større dyp enn 450m, mens skråningen ovenfor dette ikke viser tegn til skredaktivitet. Studien relaterer dette til en mer stabil øvre skråning, som følge av tynnere sedimentavsetninger i dette området, grunnet sterkere strømmer og erosjon av overflatesedimentene (Rise et al., 2012).

5.2.2 Kanjon 2

Dannelse og utvikling:

Kanjon 2 ligger på kontinentalskråningen i forlengelsen av et glasialt erodert traue og bakveggen ligger rett under eggakanten. Dette kan indikere at kanjonen har blitt dannet og/eller påvirket av sedimenter avsatt i front av en isstrøm i den Fennoskandiske innlandsisen.

Kanjonen er U-formet i tverrsnitt (med vid og flat bunn), har et konkavt lengdeprofil og hele kanjonen har omtrent lik bredde. Konkav lengdeprofil kan være dannet som følge av gjentatt erosjon og innfylling og dermed modifisering av kanjonens lengdeprofil, liknende som beskrevet for kanjoner på kontinentalskråningen utenfor Irland (Elliot et al., 2006). En vid, flat bunn kan indikere at kanjonen er delvis innfylt med sedimenter. Dette samsvarer med resultater fra seismiske undersøkelser som viser at den nedre delen av kanjonen er fylt med flere hundre meter med sedimenter av kvartær alder (Rise et al., 2013). De seismiske dataene, fra samme studien, viser at kanjonen på et tidligere tidspunkt trolig var V-formet og at en paleokanjon ligger stratigrafisk under dagens kanjon. Denne hadde og V-formet tverrprofil (Rise et al., 2013).

Pratson et al. (1994) observerte at begravde kanjoner på kontinentalskråningen utenfor New Jersey generelt var mindre og hadde mindre relieff enn dagens kanjoner, og foreslo at dagens kanjoner er et produkt av flere faser med nedskjæring og innfylling på omtrent samme sted.

Kanjonen er relativt dyp i midtre og nedre del og grunnere i øvre del. Dette kan være et resultat av at kanjonen har startet sin utvikling nede på skråningen med en retrogressiv utvikling, der nedre og så midtre del først ble dannet ved utrasninger og dermed har vært utsatt for erosjon over lenger tid enn i den øverste delen. Muligens kan dette ha ført til reaktivering av en paleokanjon (fig. 5.3a). Det er ut fra observasjoner gjort i dette studiet, imidlertid vanskelig å bestemme hvilke prosesser som har ført til initiering av dagens kanjon. På et senere tidspunkt, da den Fennoskandiske innlandsisen nådde eggakanten, kan glasiale sedimenter ført ut gjennom en isstrøm, ha ført til kollaps og/eller utglidninger og dannelse av gravitasjonsstrømmer fra eggakanten/øvre del av skråningen. Det er uvisst hvor langt opp på skråningen kanjonen, i så tilfelle, hadde utviklet seg før den ble påvirket av glasiale sedimenter. Dersom kanjonen strakk seg opp til eggakanten, kan sedimenter fra isstrømmen ha blitt ført direkte ned i kanjonen og ført til videre erosjon av denne (fig. 5.3b, fase 2a). Eventuelt lå bakveggen til kanjonen lenger ned på skråningen. Oppbygning av sedimenter ved eggakanten kan da ha ført til kollaps av bakveggen og deretter dannelse av gravitasjonsstrømmer ned kanjonen eller dannelse av gravitasjonsstrømmer ned langs skråningen som så utnyttet den eksisterende kanjonen når gravitasjonsstrømmene nådde denne (fig. 5.3c, fase 2b). Eggakanten rett ovenfor kanjonen er buet inn mot land. Dette kan ha skjedd som følge av utglidninger av store mengder sedimenter som byget seg opp ved eggakanten, slik at eggakanten ble modifisert. Gjentatt framstøt av isen gjennom den glasiale perioden kan ha ført til gjentatt sedimenttilførsel til kanjonen. Alternativt kan den dypere nedre og midtre delen komme av mer sedimenttilførsel og dermed større grad av innfylling i den øvre delen.

Liknende teorier er presentert for kanjoner på skråningen vest for Irland (Elliot et al., 2006) og på skråningen utenfor New Jersey (Pratson et al., 1994). Kanjonene utenfor Irland ble, ifølge Elliot et al. (2006), dannet på nedre del av skråningen og utviklet seg retrogressivt. På et senere tidspunkt virket kanjonene som et «bypass-område» for fluviale og glasiale sedimenter (Elliot et al., 2006). Pratson et al. (1994) konkluderte i sin studie med at dagens kanjoner på kontinentalskråningen utenfor New Jersey startet som gravitasjonsstrømmer på øvre del av skråningen, for så å utnytte den nedre delen av (delvis gjenfylte) eksisterende kanjoner.

På SV siden av kanjonen opptrer to store skredarr (fig. 5.3b). Det øverste er karakterisert av en bakvegg med amfiteaterformede, overlappende skrenter. Dette kan være dannet på samme måte som bakveggen til kanjon 1, ved retrogressive utglidninger. Det nederste og største skredarr har en mer jevn både bakvegg og bunn og er tolket til å være dannet i en hendelse. Dette samsvarer med Rise et al. (2013) sin tolkning om at dette er en utrasning som har utnyttet et svakt hellende lag som glideflate (translational slide). Skredarr ser ut til å bli kuttet av sideveggen til kanjon 1, noe som kan tyde på at, i det minste, de nyligste utrasningene langs sideveggen til kanjon 1 er yngre enn skredarr som ligger i forbindelse med kanjon 2. Seismiske data viser og transparente enheter (fig. 4.25), tolket til å være utrast materiale fra den NØ sideveggen i øvre del av kanjon 1.

Den NØ sideveggen, i midtre og nedre del av kanjonen, er sammensatt av større skrenter. Den interne sideveggen viser at det har skjedd endringer i kanjonens bredde i midtre og nedre del over tid (fig. 5.3b-d). Utrasninger langs sideveggene kan ha skjedd som følge av erosjon i bunn av kanjonen, noe som kan ha skapt ustabile sidevegger og dermed bredere kanjon. Dette kan ha skjedd på et tidligere tidspunkt, da kanjonen var dypere og V- formet. Underskjæring (undercutting) i kanjonen og dermed utglidninger langs veggene er også beskrevet fra Andøyakanjonen (Laberg et al., 2007).

Oppsummering:

Den mest sannsynlige dannelsen og utviklingen til kanjon 2 antas å være en kombinasjon av Farre et al. (1983) og Pratson et al. (1994) sine teorier om dannelse og utvikling av kanjoner. Kanjonen har trolig blitt dannet nede på skråningen og har deretter utviklet seg retrogressivt, noe som samsvarer med Farre et al. (1983) sin teori (fig. 5.3a). Kanjonen har så blitt påvirket av utglidninger og gravitasjonsstrømmer som følge av avsetninger av glasiiale sedimenter (fig. 5.3c-d), som samsvarer med teorien til Pratson et al. (1994) om at moderne kanjoner er dannet fra utglidninger og dannelse av gravitasjonsstrømmer på øvre del av skråningen og deretter utnytter eksisterende (delvis gjenfylte) kanjoner på den nedre del av skråningen (fig. 5.3).

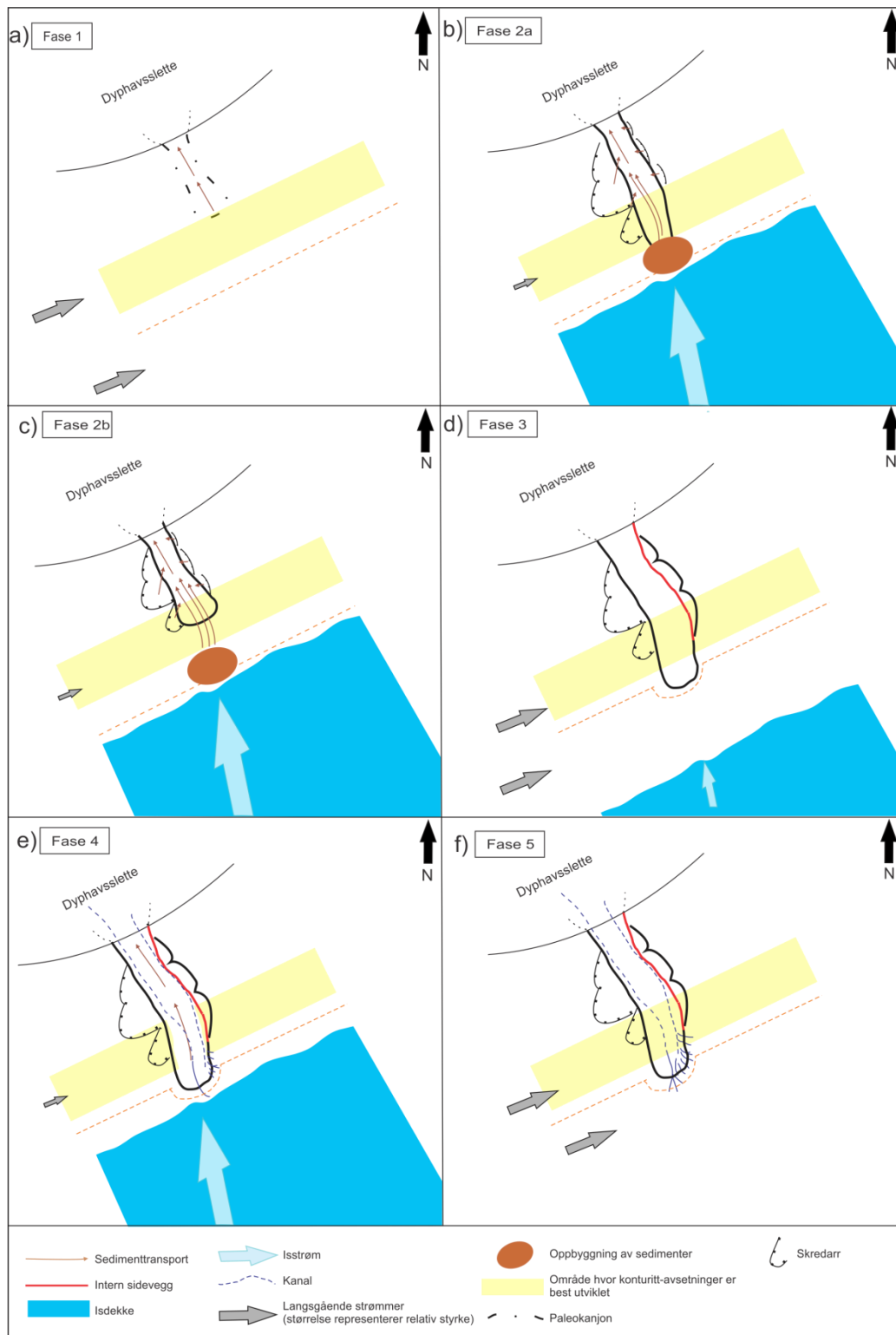


Fig. 5.3: Mulig dannelse og utvikling av kanjon 2. a) Reaktivert av en paleokanjonen. b) Sedimenttilførsel og oppbygging av sedimenter i front av en isstrøm under glasiale perioder fører kollaps av bakveggen til paleokanjonen og videre massetransport/ gravitasjonsstrømmer og utnyttelse av paleokanjonen. Utglidninger langs sideveggene. c) Alternativt (til b) kan kanjonen ha strukket seg til eggkanten, før sedimenttilførsel fra isstrømmen, gjorde seg gjeldende. d) Innfylling av konturitter, spesielt under interglasialer. Dannelse av den interne sideveggen, som følge av utglidninger langs sideveggene. e) Sedimenttilførsel i front av isstrømmen og begynnende dannelse av kanaler. e) Avsetning av konturittiske sedimenter.

Yngste fase av aktivitet i kanjon 2

Den stratigrafisk øverste avsetningene i kanjonen, er som diskutert over, trolig konturitt-avsetninger. Muligens opptrer en underliggende turbidittavsetning i en forsenkning. De finkornede overflatesedimentene i dette området, uten isdroppet materiale, er i dette studiet tolket til å være interglasiale og avsatt i holocen.

Hulene i de finkornede sedimentene i øvre del av kanjon 2 kan være relatert til overtrykk og utstrømming av væske. Dette er forslått som en mulig forklaring på lignende fenomener i overgangen fra kontinentalskråningen til dyphavssletten utenfor Vesterålen-Troms (Bøe et al., 2012).

Tre større kanaler, som skjærer inn på kontinentalhylla, kan følges ned bakveggen og videre ned langs bunn av kanjonen. Øvre del av den NØ sideveggen er karakterisert av en rekke mindre kanaler og enkelte skrenter. Skrenter og kanaler opptrer og i øvre og midtre del langs bunnen av kanjonen. Kanaler dannes trolig som følge av enten erosive turbidittstømmer (som kan bli dannet grunnet utstrømming) av subglasialt smeltevann mettet med sedimenter eller gjennom retrogressive utglidninger (Gales et al., 2013). Kanalene i kanjon 2 kan derfor være interglasiale, og dermed aktive i dag, eller dannet under glasialer. Det at kanalene er grunne kan tyde på at de ikke har utviklet seg over veldig lang tid. Kanalene og skrentene i bunn av kanjonen er mest markante på oversiden av området med lave backscatterverdier, noe som kan indikere at konturittiske avsetninger har blitt avsatt over skrentene og kanalene. Kanalene i bunn av kanjonen kan derfor være dannet under den siste glasiasjonen/deglasiasjonen før konturittiske sedimenter har blitt avsatt etter dette (fig. 5.3e-f).

Avsetningene i nedre del av kanjonen, er ut fra seismiske data, tolket til å være debris flow avsetninger. Backscatterverdiene i nedre delen er relativt høye. Dette kan være et resultat av tilførsel av relativt grovkornede sedimenter i front av isstrømmer under glasiale perioder og/eller relatert til utrasninger internt i kanjonen.

Batymetriska data viser en kompleks avsetningsform i front av kanjon 2 og 3. Enkelte kanaler er observert i front av kanjonen og groper i forbindelse med disse opptrer. En lobeformet enhet, med spesielt irregulær morfologi, opptrer innad i den komplekse avsetningsformen. Morfologien er relativt jevn på NØ siden av den lobeformede enheten. Seismiske data viser at denne lobeformede enheten (betegnet som enhet med konveks form i de seismiske dataene) er karakterisert av akustisk transparente masser. Denne er tolket til å representere den siste store

avsetningen fra kanjonene, og alderen på denne er estimert til 15400-116900 år. På NØ siden av den konvekse enheten opptrer hovedsakelig akustisk laminerte avsetninger, tolket til å representere hemipelagisk sedimentasjon og/eller turbidittavsetninger, og mindre enheter med akustisk transparent signatur, tolket som debris flow avsetninger. Disse observasjonene kan tyde på større og mindre debris flow hendelser i veksling med hemipelagisk sedimentasjon og turbidittstrømmer i kanjonene.

Backscatterverdiene i nedre del av kanjon 2 er høyere enn i nedre del av kanjon 1 og avsetningsformen i front av kanjon 2 og 3 har og høyere backscatterverdier enn avsetningen i front av kanjon 1. En mulig forklaring på dette kan være at i kanjon 1, som trolig ikke lå i tilknytning til isstrømmer (slik som kanjon 2), har hoveddelen av sedimenter vært tilført gjennom langsgående strømmer som transporterer relativt finkornet materiale, mens mer grovkornet materiale har blitt tilført kanjon 2. Eventuelt kan dette gi indikasjoner på mer hemipelagisk sedimenter i de øverste avsetningene i nedre del- og på avsetningene i front av kanjon 1 enn i nedre del av kanjon 2 og på avsetningene i front av kanjon 2 og 3. Dette kan idikere at kanjon 2 og 3 har vært aktive i senere tid enn kanjon 1.

5.2.3 Kanjon 3

Kanjon 3 starter på øvre del av skråningen, omtrent 300-400m nedenfor eggakanten. Den har mange likhetstrekk med kanjon 1, blant annet en pæreformet øvre del, en smal nedre del og en bakvegg sammensatt av amfiteaterformede skredarr. I likhet med kanjon 1 er heller ikke kanjon 3 knyttet til glasialt eroderte traue eller fluviale dreneringssystemer på kontinentalhylla. Dannelsen av kanjon 3 kan ha startet ved utglidninger nederst på skråningen, og deretter videre retrogressive utglidninger, slik som foreslått av Twichell & Roberts (1982) og Farre et al. (1983) («bunn opp» hypotesen).

Flere mindre kanaler, som starter ved eggakanten eller øvre del av skråningen og fortsetter ned til bakveggen til kanjonen og videre ned langs denne er observert. Dette kan tyde på at utglidninger og dannelse av gravitasjonsstrømmer også ble initiert på øvre del av skråningen eller ved eggakanten, noe som kan ha ført til dannelse av kanaler. Erosjon i kanalene kan så ha ført til overbratting av veggene i rennene og dermed utrasninger og videre retrogressive utglidninger. Enkelte av rennene kan ha blitt dypere og videre raskere enn andre, noe som representerer en alternativ hypotese for dannelse av kanjon 3, slik som foreslått av Pratson et al. (1994, 1996) («topp ned» hypotesen). Den øvre pæreformede delen er trolig dannet som følge av en noe brattere skråning i dette området grunnet formen til konturitten og/eller

egenskapene til konturitt-sedimentene. Som tidligere nevnt kan økt gradient øke muligheten for utglidninger (Baeten et al., 2013) og konturitter et spesielt utsatt for utglidninger (i forhold til andre sedimenter på kontinentalskråningen) (Laberg & Camerlenghi, 2008; Baeten et al., 2014).

Flere faktorer skiller imidlertid de to kanjonene fra hverandre; den øvre delen av kanjon 3 er mindre enn øvre delen til kanjon 1, bakveggen til kanjon 3 består av færre og generelt større skredarr enn bakveggen til kanjon1, og ryggene mellom skredarrene er mer markante og strekker seg lengre ned i den øvre delen av kanjonen 3 enn i kanjon 1. Dette kan indikere større og færre utrasninger i kanjon 3 enn i kanjon 1. Morfologien i øvre del av kanjon 3 er mer irregulær enn i kanjon 1. Markante rygger og irregulær morfologi i kanjon 3 kan tyde på at utrasninger har foregått senere i denne kanjonen enn i kanjon 1. Eventuelt kan disse forskjellene komme av ulik sedimentsammensetning i de to områdene.

Den nedre delen av kanjon 3 er smalere og V- formet mens kanjon 1 er U-formet. Kanjon 3 har og betydelig brattere sidevegger enn kanjon 1 i midtre og nedre del. En V-formet nedre del kan indikere at kanjon 3 har vært aktiv og påvirket av erosjon i senere tid, og at den ikke er gjenfylt av sedimenter, slik som antatt for kanjon 1. Trolig kan erosjonen ha foregått ved turbidittstrømmer, noe som og er foreslått å ha dannet den V-formede øvre del av Andøyakanjonen (Laberg et al., 2005, 2007; Amundsen et al., 2015).

Erosjon kan ha skapt nivåforskjeller i bunn av kanjonen (sett i kanjonens tverrprofil), samt ført til utrasninger langs kanjonens sidevegger (sett som rundede skrenter på NV siden av den nedre delen av kanjonen). Underskjæring i kanjonen og dermed utglidninger langs veggene er også beskrevet fra Andøyakanjonen (Laberg et al., 2007).

Skrenter i nedre del av kanjonen kan, som i kanon 1, være dannet før, samtidig med eller etter utrasningene i øvre del. Skrenten mellom øvre og nedre del ser ut til å være kuttet i midten der kanaler føres gjennom, som i en slags trakt. Dette kan tyde på at erosjon har foregått etter at skrenten ble dannet. Etersom kanjon 3 trolig ikke er fylt med sedimenter, slik som antatt for kanjon 1, kan tidlig dannede skrenter være bedre bevart i kanjon 3 og muligens er skrentene dannet før utglidningene i øvre del.

Den komplekse avsetningsformen i front av kanjon 2 og 3 er tolket som større og mindre debris flow avsetninger i veksling med turbidittavsetninger og sedimenter avsatt fra hemipelagisk sedimentasjon. Etersom avsetningene i front av kanjon 2 og 3 består av en

kompleks avsetningsform er det vanskelig å avgjøre hvilke av kanjonene som avsetningene kan relateres til.

Oppsummering

Kanjon 3 kan, som kanjon 1, enten ha blitt dannet som følge av utglidninger på øvre del av skråningen og dannelse av gravitasjonsstrømmer, videre utvikling av kanaler og så retrogressive utglidninger i disse, slik som foreslått av Pratson et al. (1994) i «topp ned» hypotesen. Alternativt kan dannelsen av kanjonen ha vært initiert på nedre del av skråningen, ved utglidninger her, og deretter videre retrogressive utglidninger, «bunn opp» hypotesen, beskrevet av Twichell & Roberts (1982) og Farre et al. (1983). Videre utglidninger har så mest sannsynlig ført til utvikling av den brede pæreformede øvre delen, i området der konturittavsetninger er best utviklet. Erosjon i nedre del, muligens som følge av turbidittstrømmer, har ført til en V-formet tverrprofil, nivåforskjeller i bunn av kanjonen og mindre utrasninger fra sideveggene. Basert på dataene tilgjengelig i dette studiet har det ikke vært mulig å favorisere en av disse hypotesene.

Yngste fase av aktivitet i kanjon 3

Kanaler, fra øvre del av kanjonen (flere av disse starter på skråningen ovenfor kanjonen), kan følges ned og går sammen i overgangen fra den øvre til den nedre delen av kanjonen. Seismiske data fra dette området viser to U-formede refleksjoner, med mellomliggende enheter som har akustisk kaotisk til transparent signatur. De U-formede refleksjonene er tolket til å representere paleokanaler. En smal nedskjæring i midten av den U-formede forsenkningen er trolig en yngre kanal, der det har foregått erosjon i den seneste tiden. Dersom videre erosjon i kanalene (observert i batymetridataene langs bakveggen og skråningen ovenfor) forekommer, kan det tenkes at retrogressive utglidninger fortsetter.

Som i kanjon 1 er området med spesielt finkornede sedimenter (ut fra backscatterdataene) begrenset til den NV, øvre delen av kanjon 3. Dette skillet sees tydeligere og utgjør en større del av kanjon 3 enn i kanjon 1. Den SV, øvre delen har backscatterverdier som tilsier mer grovkornede sedimenter. Bilder av overflatesedimentene fra den NØ, øvre delen av kanjonen viser en havbunn med grus-/sandholdig slam, som er tolket som konturitt-avsetninger med isdroppet materiale. Blokk og stein opptrer også i dette området, og er tolket til å representere lokale utrasninger. Samme prosesser som i kanjon 1, med senere utrasning av materiale og/eller mindre avsetning av holocene sedimenter (grunnet lokale strømmer nær den SV

sideveggen) i SV enn i NØ i den øvre delen av kanjonen kan tenkes å ha forkommet i kanjon 3.

5.3 Utløsende årsaker til dannelsen av kanjonene

Aldersbestemmelse av dannelsen og utviklingen av kanjonene i studieområdet er ut fra tilgjengelig data vanskelig. Kjerneprøver fra studieområdet hadde vært en fordel i dette arbeidet. Under er likevel en mulig utviklingsmodell og alder for de tre kanjonene forslått, og dannelsen og utviklingen er forsøkt satt i sammenheng med hendelser på den norske kontinentalmarginen.

Utrasninger har vært viktig i forbindelse med dannelsen og utviklingen av de tre kanjonene. Seismisk aktivitet er ofte beskrevet som en utløsende årsak til utrasninger på norsk kontinentalskråning (Leynaud et al., 2009). Seismisk aktivitet kan også føre til utstrømning av fluider (porevann og/eller gass) og erosjon som følge av dette (Rise et al., 2013).

Et konkavt lengdeprofil for kanjon 2 og det at kanjonen er dyp tyder og på at denne har vært utsatt for gjentatte faser med erosjon og innfylling gjennom lang tid. En paleokanjon, er observert under kanjon 2 (Rise et al., 2013). Tektonisk aktivitet førte til oppdoming langs den norske marginen i midt- miocen (Lundin & Doré, 2002). En hevet kontinentalhylle i denne perioden kan og ha ført til økt sedimenttilførsel til skråningen (Rise et al., 2013). Ifølge Rise et al. (2013) kan flere av paleokanjonene, på kontinentalskråningen utenfor Lofoten og Vesterålen, være dannet grunnet tektonisk aktivitet i midt- miocen (Rise et al., 2013) (fig.5.4a).

Bakveggen til kanjon 1 og 3 ligger på skråningen og strekker seg ikke opp til eggakanten. Dersom det tas utgangspunkt i Farre et al. (1983) sin teori med «unge» og «modene» kanjoner er kanjon 1 og 3 «unge» kanjoner, som kan utvikle seg videre oppover skråningen gjennom retrogressive utglidninger. Kanjon 2 er i følge denne hypotesen en «moden» kanjon og dermed sannsynligvis eldre enn de to andre. Dannelsen av kanjonene kan imidlertid og beskrives på andre måter, som diskutert over. Ut fra Rise et al. (2013) sine studier er paleokanjoner ikke observert direkte under kanjon 1 og 3. Marginen langs Lofoten og Vesterålen, øst for den nåværende eggakanten ble trolig hevet og erodert i sen kenozoikum (Lundin & Doré, 2002). Taylor et al. (2000) relaterer dannelsen av kanjonene på kontinentalskråningen utenfor Lofoten til heving under pliocen og pleistocen og ifølge Amundsen et al. (2015) startet kanjonene trolig å utvikle seg før større glasiasjoner forekom i

dette området og er derfor av pre- sen- pliocen alder (Amundsen et al., 2015). Muligens kan kanjon 1 og 3 være dannet under hevingen i sen kenozoikum (fig.5.4b).

Kanjon 2 ligger på kontinentalskråningen i forlengelsen av et glasialt erodert traue og bakveggen ligger rett under eggakanten. Dette kan indikere at kanjonen har blitt dannet og/eller påvirket av sedimenter avsatt i front av en isstrøm i den Fennoskandiske innlands-isen (fig.5.4c). I plio- og pleistocen var det en intensivering av glasier på den nordlige halvkule (Thiede et al., 1998) og under de siste tre eller fire glasier (de siste omtrent 400 000 år) nådde isdekket eggakanten langs hele den norske marginen flere ganger (Rise et al., 2005). Isostatisk heving som følge av erosjon har foregått gjennom hele den glisiale perioden (Løseth & Tveten, 1996), noe som kan ha ført til utglidninger også i denne perioden. Konturitt-avsetninger ble også trolig avsatt i de tre kanjonene i holocen (fig. 5.4d).

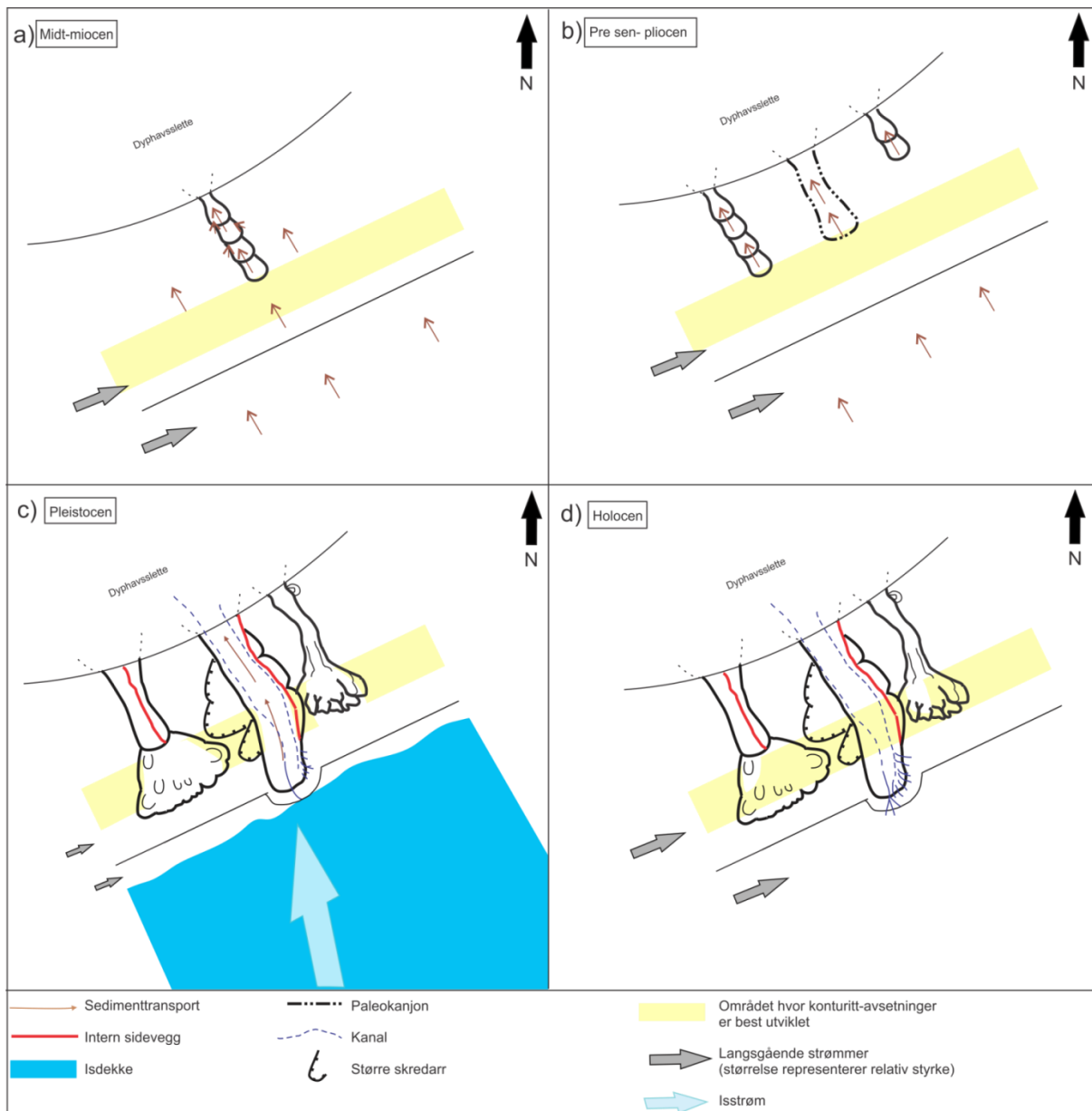


Fig. 5.4: Dannelsen og utviklingen til de tre kanjonene i sammenheng med hendelser på den norske kontinentalmarginen. a) Begynnende utvikling av Lofotekonturritten og paleokanjoner i midt-miocen.. b) Heving og erosjon av marginen i sen-kenozoikum kan ha ført til videre erosjon i paleokanjonen og utvikling av kanjon 1 og 3. c) d) Intensivering av glasieringer i pleistocen og isostatisk heving, som følge av erosjon i denne periode fører til sedimenttilførsel til skrånningen og videre utvikling av kanjonene. d) Økende havstrømmer og avsetning av konturittiske sedimenter i holocen.

5.4 Sammenlikning med Andøya kanjonen

Andøyakanjonen hadde trolig opphav i en skredgrop som utviklet seg videre gjennom utrasning av ustabil side- og bakvegger (Laberg et al., 2007). Alle de tre kanjonene i studieområdet kan ha hatt en liknende dannelse som diskutert over. Andøyakanjonen er V-formet i øvre del, noe som trolig er et resultat av turbidittstrømmer som har erodert den

dypeste delen av kanjonen (Laberg et al., 2005; Laberg et al., 2007). Lite skredmateriale forkommer langs den dypeste delen av kanjonen, noe som kan indikere at også den seneste aktiviteten har vært gjennom erosive turbidittstrømmer. To turbiditter er identifisert i holocen (Laberg et al., 2007). Andøyakanjonen ble trolig delvis gjenfylt i tidlig- og midt-kvartært og deretter reaktivert i sen kvartær (Rise et al., 2013). U-formet tverrprofil i kanjon 2 kan tyde på at det har foregått mindre betydelig erosjon i denne i den seneste tiden, i forhold til Andøyakanjonen.

Andøyakanjonen skiller seg fra de tre kanjonene i studieområdet ved at denne har en kanal, Lofotbassengkanalen, som fører ut i Lofotbassenget (Laberg et al., 2005; Laberg et al., 2007). Avsetningsformene i front av kanjonene i studieområdet har relativt begrenset utstrekning, og det forkommer ikke slike større kanaler i front av disse kanjonene. Pratson et al. (1994) har forklart fravær av større kanaler i front av kanjonene utenfor New Jearsey med at flere kanjoner har vært aktive i samme periode, slik at materiale i front av kanjonene har overlappet hverandre og dermed hindret utviklingen av større kanaler. Overlappende avsetningsformer er observert i front av kanjonene i studieområdet, og dette kan eventuelt være en forklaring på fravær av større kanaler her. Pratson et al. (1994) påpeker også at det forekommer en større kanal distalt for utløpet til kanjonene som kan være dannet grunnet gravitasjonsstrømmer fra kanjonene langs skråningen. Større kanaler kan bare utvikle seg i front av kanjoner der hyppige gravitasjonsstrømmene forekommer, slik at eventuelle avsetninger fra sideliggende kanjoner ikke hindrer utviklingen av kanalen (Pratson et al., 1994). Både Andøyakanjonen og de resterende kanjonene langs skråningen utenfor Lofoten og Vesterålen transporterer materiale til Lofotbassengkanalen, men Andøyakanjonen er trolig den mest aktive (Haflidason et al., 2007). Andøyakanjonen har blitt tilført materiale fra isstrømmen i Andfjorden under glasieringer. Sedimenter transportert med langsgående havstrømmer har trolig vært viktig for sedimenttilførselen til Andøyakanjonen, noe som kan ha ført til dannelse av hyppige turbidittstrømmer ned langs kanjonen (Amundsen et al., 2015). Ut fra diskusjonen over, kan tilførselen av sedimenter, transportert med langsgående strømmer, til de tre kanjonene i studieområdet ha vært mindre betydelig (og dermed mindre hyppige turbidittstrømmer) enn i Andøyakanjonen, slik at større kanaler i utløpet til kanjonene i studieområdet ikke det utviklet.

6 Konklusjon

Tre kanjoner lokalisert på kontinentalskråningen utenfor Lofoten er studert ut fra multistråle batymetri data, høyoppløselig seismiske data og foto av havbunnsedimentene. Dannelsen og utviklingen av kanjonene har blitt diskutert, med utgangspunkt i de to hovedhypotesene vedrørende kanjoners dannelse som råder i dag, dannelse fra bunnen av kontinentalskråningen og oppover («bunn opp») og fra toppen av kontinentalskråningen og nedover («topp ned»).

- Avsetningene på kontinentalskråningen som omligger kanjonene er trolig konturittiske avsetninger som er tolket til å representere en del av Lofotenkonturitten. Kanjonene er derfor tolket til å representere erosjonsformer i konturittiske avsetninger.
- Kanjon 1 og 3, som har bakveggen lokalisert 300-400m nedenfor eggakanten har trolig blitt dannet enten; 1) ved mindre utrasninger langs eggakanten/ øvre del av skråningen og dannelse av gravitasjonsstrømmer og kanaler som følge av dette, deretter overbratning av veggene i kanalene, noe som førte til retrogressive utglidninger og videre utviklingen av kanjonene, «topp ned» teorien, eller 2) som følge av utglidninger nederst på skråningen og deretter videre utvikling gjennom retrogressive utglidninger, «bunn opp» teorien. Basert på dataene tilgjengelig i dette studiet har det ikke vært mulig å favorisere en av de to hypotesene.
- Den pæreformet øvre delen av kanjon 1 og 3, som skyldes større grad av utrasning på denne del av skråningen, kan være relatert til en bratt skråningsgradient og/eller sedimentsammensetningen (konturittiske avsetninger) på denne del av kontinentalskråningen.
- Et V-formet tverrprofil i nedre del av kanjon 3 kan indiker at kanjonen har vært aktiv og påvirket av erosjon i senere tid enn kanjon 1, som er U-formet i tverrprofil og derfor trolig delvis gjenfylt av sedimenter.
- Kanjon 2 strekker seg til eggakanten og ligger i forlengelsen av et glasialt erodert trau på ytre del av kontinentalhylla. Kanjonen antas å ha utviklet seg ved en kombinasjon av «bunn opp»- og «topp ned» teoriene. Dannelsen kan ha startet på nedre del av skråningen og deretter utviklet seg retrogressivt. På et senere tidspunkt har kanjonen trolig blitt påvirket av utglidninger og gravitasjonsstrømmer som følge av tilførsel av glasiiale sedimenter da den Fennoskandiske innlandsisen nådde eggakanten.
- Kanjon 2 er U-formet i tverrsnitt og har et konkavt lengdeprofil, noe som kan indikere at denne er påvirket av mer omfattende erosjon og innfylling enn kanjonene 1 og 3 som har et konkavt lengdeprofil i øvre del og konvekst lengdeprofil i nedre del.

- Amfiteaterformede skrenter langs veggene og i bunn av alle kanjonene tyder på at utglidninger har vært en viktig del av utviklingen til kanjonene. Seismisk aktivitet på den norske kontinentalmarginen kan ha vært en utløsende faktor for disse utglidningene.
- Fravær av større kanaler ved utløpet til de tre kanjonene, i motsetning til Andøyakanjonen nord for studieområdet, kan skyldes mindre tilførsel av materiale (spesielt sedimenttilførsel fra langsgående havstrømmer) og dermed mindre hyppige turbidittstrømmer i de tre kanjonene i studieområdet enn i Andøyakanjonen.
- Kjerneprøver fra avsetningsformene i munningen av kanjonene i studieområdet vil kunne gi mer detaljert kunnskap om den seneste aktiviteten i kanjonene (til eventuelle videre studier).

7 Referanser

- Amblas, D., Urgeles, R., Canals, M., Calafat, A. M., Rebesco, M., Camerlenghi, A., et al. (2006). Relationship between continental rise development and palaeo-ice sheet dynamics, Northern Antarctic Peninsula Pacific margin. *Quaternary Science Reviews*, 25(9–10), 933-944.
- Amundsen, H. B., Laberg, J. S., Vorren, T. O., Haflidason, H., Forwick, M., & Buhl-Mortensen, P. (2015). Late Weichselian–Holocene evolution of the high-latitude Andøya submarine Canyon, North-Norwegian continental margin. *Marine Geology*, 363, 1-14.
- Andreassen, K., Laberg, J. S., & Vorren, T. O. (2008). Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, 97(1–2), 157-177.
- Baeten, N. J., Laberg, J. S., Forwick, M., Vorren, T. O., Vanneste, M., Forsberg, C. F., et al. (2013). Morphology and origin of smaller-scale mass movements on the continental slope off northern Norway. *Geomorphology*, 187, 122-134.
- Baeten, N. J., Laberg, J. S., Vanneste, M., Forsberg, C. F., Kvalstad, T. J., Forwick, M., et al. (2014). Origin of shallow submarine mass movements and their glide planes—Sedimentological and geotechnical analyses from the continental slope off northern Norway. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(11), 2335-2360.
- Baraza, J., Ercilla, G., Farran, M., Casamor, J., Sorribas, J., Flores, J., et al. (1997). The Equatorial Atlantic Mid-Ocean Channel: An Ultra High-Resolution Image of Its Burial History Based on TOPAS Profiles. *Marine Geophysical Researches*, 19(2), 115-135.
- Baztan, J., Berne, S., Olivet, J.-L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., et al. (2005). Axial incision: the key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6), 805-826.
- Bellec, V. K., Thorsnes, T., Rise, L., Bøe, R., Dolan, M., & Hansen, H. (2010). Dyphavet utenfor Lofoten-Vesterålen- Troms. I L. Buhl-Mortensen, H. Hodnesdal & T. Thorsnes (red.), *Til bunns i Barentshavet og havområdene utenfor Lofoten–ny kunnskap fra MAREANO for økosystembasert forvaltning* (s. 63-67). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Blindheim, J. (1990). Arctic intermediate water in the Norwegian Sea. *Deep Sea Research* 37(9), 1475-1489.
- Brekke, H. (2000). The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin, with emphasis on the Vøring and Møre basins. *Special Publication-Geological Society of London*, 167, 327-378.
- Brekke, H., & Olaussen, S. (2006). Høyt hav og lave horisonter. I I. B. Ramberg, I. Bryhni & A. Nøttvedt (red.), *Landet blir til- Norges geologi* (s. 416-439). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C. F., Solheim, A., & Kvalstad, T. J. (2005). Explaining the Storegga slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), 11-19.
- Buhl-Mortensen, L., Buhl-Mortensen, P., & Holte, B. (2010). Dyphavet utenfor Lofoten og Vesterålen. I L. Buhl-Mortensen, H. Hodnesdal & T. Thorsnes (red.), *Til bunns i Barentshavet og havområdene utenfor Lofoten–ny kunnskap fra MAREANO for økosystembasert forvaltning* (s. 62-75). Trondheim: Norges Geologiske undersøkelse.
- Buhl-Mortensen, P., Buhl-Mortensen, L., Dolan, M., Dannheim, J., & Kröger, K. (2009). Megafaunal diversity associated with marine landscapes of northern Norway: a preliminary assessment. *Norwegian Journal of Geology*, 89, 163-171.
- Bøe, R., Bellec, V. K., Rise, L., Buhl-Mortensen, L., Chand, S., & Thorsnes, T. (2012). Catastrophic fluid escape venting-tunnels and related features associated with large submarine slides on the continental rise off Vesterålen–Troms, North Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 38(1), 95-103.
- Bøe, R., Bellec, V. K., Thorsnes, T., Picard, K., Dolan, M., & Rise, L. (2010). Tromsøflaket og eggakanten. I L. Buhl-Mortensen, H. Hodnesdal & T. Thorsnes (red.), *Til bunns i Barentshavet og havområdene utenfor Lofoten–ny kunnskap fra MAREANO for økosystembasert forvaltning* (s. 27-35). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Carlson, P. R., & Karl, H. A. (1988). Development of large submarine canyons in the Bering Sea, indicated by morphologic, seismic, and sedimentologic characteristics. *Geological Society of America Bulletin*, 100(10), 1594-1615.
- Cofaigh, C. Ó., Dowdeswell, J. A., & Kenyon, N. H. (2006). Geophysical investigations of a high-latitude submarine channel system and associated channel-mouth lobe in the Lofoten Basin, Polar North Atlantic. *Marine Geology*, 226(1), 41-50.
- Collinson, J., Mounteney, N., & Thompson, D. (2006). *Sedimentary structures* (3. utg.). Hertfordshire: Terra. 292s.
- Dahlgren, K., & Vorren, T. O. (2003). Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway. *Marine Geology*, 193(1), 93-127.

- Dahlgren, T. K. I., Vorren, T. O., Stoker, M. S., Nielsen, T., Nygård, A., & Petter Sejrup, H. (2005). Late Cenozoic prograding wedges on the NW European continental margin: their formation and relationship to tectonics and climate. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9), 1089-1110.
- Damuth, J. E. (1978). Echo character of the Norwegian—Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. *Marine Geology*, 28(1), 1-36.
- Dowdeswell, J., Cofaigh, C. Ó., Taylor, J., Kenyon, N., Mienert, J., & Wilken, M. (2002). On the architecture of high-latitude continental margins: the influence of ice-sheet and sea-ice processes in the Polar North Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, 203(1), 33-54.
- Dowdeswell, J., Kenyon, N., Elverhøi, A., Laberg, J., Hollender, F. J., Mienert, J., et al. (1996). Large-scale sedimentation on the glacier-influenced polar North Atlantic Margins: Long-range side-scan sonar evidence. *Geophysical Research Letters*, 23(24), 3535-3538.
- Eldholm, O., Thiede, J., & Taylor, E. (1987). Evolution of the Norwegian continental margin: background and objectives. I Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., *Proc. ODP, Init. Repts*, 104, 5-25
- Elliott, G. M., Shannon, P. M., Haughton, P. D., Praeg, D., & O'Reilly, B. (2006). Mid-to Late Cenozoic canyon development on the eastern margin of the Rockall Trough, offshore Ireland. *Marine Geology*, 229(3), 113-132.
- Engen, Ø., Faleide, J. I., & Dyreng, T. K. (2008). Opening of the Fram Strait gateway: a review of plate tectonic constraints. *Tectonophysics*, 450(1), 51-69.
- Eyles, N. (1996). Passive margin uplift around the North Atlantic region and its role in Northern Hemisphere late Cenozoic glaciation. *Geology*, 24(2), 103-106.
- Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, O., et al. (2008). Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31(1), 82-91.
- Farre, J. A., McGregor, B., Ryan, W., & Robb, J. (1983). Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. I Stanley, D. J., and Moore, G. T., (red.), *The shelfbreak: Critical interface on continental margins. Special Publication*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 33, 25–39.
- Gales, J. A., Forwick, M., Laberg, J. S., Vorren, T. O., Larter, R. D., Graham, A. G. C., et al. (2013). Arctic and Antarctic submarine gullies-A comparison of high latitude continental margins. *Geomorphology*, 201, 449-461.
- Goff, J., Olson, H., & Duncan, C. (2000). Correlation of side-scan backscatter intensity with grain-size distribution of shelf sediments, New Jersey margin. *Geo-Marine Letters*, 20(1), 43-49.
- Haflidason, H., de Alvaro, M., Nygard, A., Sejrup, H., & Laberg, J. (2007). Holocene sedimentary processes in the Andøya Canyon system, north Norway. *Marine Geology*, 246(2), 86-104.
- Hansen, B., & Østerhus, S. (2000). North Atlantic–Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography*, 45(2), 109-208.
- Heathershaw, A., Hall, P., & Huthnance, J. (1998). Measurements of the slope current, tidal characteristics and variability west of Vestfjorden, Norway. *Continental shelf research*, 18(12), 1419-1453.
- Hesse, R. (1992). Continental slope sedimentation adjacent to an ice margin I. Seismic facies of Labrador Slope. *Geo-Marine Letters*, 12(4), 189-199.
- Kenyon, N. H. (1987). Mass-wasting features on the continental slope of northwest Europe. *Marine Geology*, 74(1), 57-77.
- L-3 Communications SeaBeam Instruments. (2000). Multibeam Sonar Theory of Operation.
- Laberg, J., & Camerlenghi, A. (2008). The significance of contourites for submarine slope stability. I M. Rebesco & A. Camerlenghi (red.), *Contourites* (s. 537-556). Elsevier Science.
- Laberg, J., Vorren, T., & Knutsen, S.-M. (1999). The Lofoten contourite drift off Norway. *Marine Geology*, 159(1), 1-6.
- Laberg, J., Vorren, T. O., Mienert, J., Bryn, P., & Lien, R. (2002). The Trænadjupet Slide: a large slope failure affecting the continental margin of Norway 4,000 years ago. *Geo-Marine Letters*, 22(1), 19-24.
- Laberg, J. S., Baeten, N. J., Lågstad, P., Forwick, M., & Vorren, T. O. (2013). Formation of a large submarine crack during the final stage of retrogressive mass wasting on the continental slope offshore northern Norway. *Marine Geology*, 346, 73-78.
- Laberg, J. S., Dahlgren, T., Vorren, T. O., Haflidason, H., & Bryn, P. (2001). Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. *Marine Geophysical Researches*, 22(5-6), 401-416.
- Laberg, J. S., Guidard, S., Mienert, J., Vorren, T. O., Haflidason, H., & Nygård, A. (2007). Morphology and morphogenesis of a high-latitude canyon; the Andøya Canyon, Norwegian Sea. *Marine Geology*, 246(2-4), 68-85.
- Laberg, J. S., Stoker, M. S., Dahlgren, K., Haas, H. d., Haflidason, H., Hjelstuen, B. O., et al. (2005). Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9), 1069-1088.

- Laberg, J. S., & Vorren, T. O. (2004). Weichselian and Holocene growth of the northern high-latitude Lofoten Contourite Drift on the continental slope of Norway. *Sedimentary Geology*, 164(1), 1-17.
- Lee, S., Chough, S., Back, G., & Kim, Y. (2002). Chirp (2–7-kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: styles of mass movement and sediment gravity flow. *Marine Geology*, 184(3), 227-247.
- Leynaud, D., Mienert, J., & Vanneste, M. (2009). Submarine mass movements on glaciated and non-glaciated European continental margins: a review of triggering mechanisms and preconditions to failure. *Marine and Petroleum Geology*, 26(5), 618-632.
- Lundin, E., & Doré, A. (2002). Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian–Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 19(1), 79-93.
- Løseth, H., & Tveten, E. (1996). Post-Caledonian structural evolution of the Lofoten and Vesterålen offshore and onshore areas. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 76(4), 215-229.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ö., & Svendsen, J. I. (2011). Glacial history of Norway. I J. Ehlers, P. L. Gibbard & P. D. Hughes (red.), *Quaternary glaciations – extent and chronology* (s. 279-298). Elsevier.
- Mangerud, J., Jansen, E., & Landvik, J. Y. (1996). Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change*, 12(1), 11-26.
- Mareano. (2011). Blandt korallrev og oppkommer, fra http://www.mareano.no/nyheter/nyheter_2011/blant_korallrev_og_oppkommer.
- Mareano. (2012). Hard og bløt bunn, fra http://www.mareano.no/tema/hard_og_blot_bunn.
- Mareano. (2014a). Om MAREANO, fra http://www.mareano.no/om_mareano.
- Mareano. (2014b). Dybdekartlegging, fra <http://www.mareano.no/tema/dybdekartlegging>.
- Mareano. (2014c). Arbeidsmåter 2014, fra http://www.mareano.no/om_mareano/arbeidsmater.
- Martinsen, O. J., & Nøttvedt, A. (2006). Av hav stiger landet. I I. B. Ramberg, I. Bryhni & A. Nøttvedt (red.), *Landet blir til- Norges geologi* (s. 440-477). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Mulder, T. (2011). Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains. I H. Heiko & M. Thierry (red.), *Deep-sea sediments* (s. 25-148). Elsevier.
- Møskeland, T., & Nøland, S. A. (2007). Teknisk rapport-Ekkoloddmålinger som verktøy for beregning av volumendringer i et dypvannsdeponi. *Høvik: Det Norske Veritas*.
- NGU. (2008). Havbunn, fra <http://www.ngu.no/no/hm/Hav-og-kyst/Havbunn/>.
- NGU. (2015). Bunnsedimenter, fra <http://www.ngu.no/fagomrade/bunnsedimenter>.
- Niwa. (2013). How does NIWA map the seafloor?, fra <https://www.niwa.co.nz/oceans/vital-areas-of-new-zealand%E2%80%99s-seafloor-to-be-revealed-in-detail-for-the-first-time/background>.
- Ottesen, D., Rise, L., Knies, J., Olsen, L., & Henriksen, S. (2005). The Vestfjorden-Trænadjupet palaeo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf. *Marine Geology*, 218(1), 175-189.
- Paasche, Ø., Strømsøe, J. R., Dahl, S. O., & Linge, H. (2006). Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology*, 82(3), 430-452.
- Paull, C. K., Caress, D. W., Ussler, W., Lundsten, E., & Meiner-Johnson, M. (2011). High-resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California. *Geosphere*, 7(5), 1077-1101.
- Poulain, P. M., Warn-Varnas, A., & Niiler, P. (1996). Near-surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters. *Journal of Geophysical Research*, 101(C8), 18237-18258.
- Pratson, L. F., & Coakley, B. J. (1996). A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin*, 108(2), 225-234.
- Pratson, L. F., Nittrouer, C. A., Wiberg, P. L., Steckler, M. S., Swenson, J. B., Cacchione, D. A., et al. (2009). Seascape Evolution on Clastic Continental Shelves and Slopes. I C. A. Nittrouer, J. A. Austin, M. E. Field, J. H. Kravitz, J. P. M. Syvitski & P. L. Wiberg (red.), *Continental Margin Sedimentation* (s. 339-380). Oxford: Blackwell Publishing Ltd.
- Pratson, L. F., Ryan, W. B. F., Mountain, G. S., & Twichell, D. C. (1994). Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 395-412.
- Price, J. F., & O'Neil Baringer, M. (1994). Outflows and deep water production by marginal seas. *Progress in Oceanography*, 33(3), 161-200.
- Rise, L., Bøe, R., Riis, F., Bellec, V. K., Laberg, J. S., Eidvin, T., et al. (2013). The Lofoten-Vesterålen continental margin, North Norway: Canyons and mass-movement activity. *Marine and Petroleum Geology*, 45(0), 134-149.
- Rise, L., Chand, S., Haflidason, H., L'Heureux, J. S., Hjelstuen, B. O., Bellec, V., et al. (2012). Investigations of slides at the upper continental slope off Vesterålen, North Norway. I Y. Yamada, K. Kawamura, K. Ikehara, Y. Ogawa, R. Urgeles, D. Mosher, J. Chaytor & M. Strasser (red.), *Submarine mass movements and their consequences* (s. 167-176). Springer.
- Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., & Lundin, E. (2005). Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), 33-44.

- Rørvik, K.-L., Laberg, J., Hald, M., Ravna, E., & Vorren, T. (2010). Behavior of the northwestern part of the Fennoscandian Ice Sheet during the Last Glacial Maximum—a response to external forcing. *Quaternary Science Reviews*, 29(17), 2224-2237.
- Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Torbjørn Dahlgren, K., Hafliðason, H., Kuijpers, A., Nygård, A., et al. (2005). Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9), 1111-1129.
- Skardhamar, J., & Svendsen, H. (2005). Circulation and shelf–ocean interaction off North Norway. *Continental Shelf Research*, 25(12), 1541-1560.
- Steinsland, A., & Knudsen, H. P. (2008). Prosedyre for operering av TOPAS, fra <http://www.imr.no/sok/nb-no?searchString%3Auf8%3Astring=prosedyre+for+operering+av+topas>
- Stoker, M., Praeg, D., Shannon, P., Hjelstuen, B., Laberg, J., Nielsen, T., et al. (2005). Neogene evolution of the Atlantic continental margin of NW Europe (Lofoten Islands to SW Ireland): anything but passive. I Dore, A.G.; Vining, B., (red.), *6th Petroleum geology conference : petroleum geology: north-west Europe and global perspectives [proceedings]*. London: Geological Society of London, 1-44.
- Sundby, S. (1976). Oseanografiske forhold i området Malangsgrunnen-Fugløybanken-Tromsøflaket: En oversikt (Fisken og havet nr 1). *Bergen: Fiskeridirektoratets Havforskningsinstitutt*, 1-53.
- Syvitski, J. P. M., Stein, A. B., Andrews, J. T., & Milliman, J. D. (2001). Icebergs and the Sea Floor of the East Greenland (Kangerlussuaq) Continental Margin. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33(1), 52-61.
- Taylor, J., Dowdeswell, J., & Kenyon, N. (2000). Canyons and late Quaternary sedimentation on the North Norwegian margin. *Marine Geology*, 166(1), 1-9.
- Thiede, J., Wolf-Welling, T., Eldholm, O., Myhre, A. M., Baumann, K.-H., Henrich, R., et al. (1998). Late Cenozoic history of the polar North Atlantic: results from ocean drilling. *Quaternary Science Reviews*, 17(1), 185-208.
- Twichell, D. C., & Roberts, D. G. (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology*, 10(8), 408-412.
- Vorren, T. O., Hald, M., & Thomsen, E. (1984). Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway. *Marine geology*, 57(1), 229-257.
- Vorren, T. O., Laberg, J. S., Blaume, F., Dowdeswell, J. A., Kenyon, N. H., Mienert, J., et al. (1998). The Norwegian–Greenland Sea continental margins: morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. *Quaternary Science Reviews*, 17(1), 273-302.
- Vorren, T. O., & Plassen, L. (2002). Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31(2), 97-125.
- Vorren, T. O., Rydningen, T. A., Baeten, N. J., & Laberg, J. S. (I trykk). Chronology and extent of the Lofoten–Vesterålen sector of the Scandinavian Ice Sheet from 26 to 16 cal. ka BP. *Boreas*. DOI: 10.1111/bor.12118
- Vorren, T. O., Sejrup, H. P., & Dowdeswell, J. A. (2003). The Norwegian margin. I J. Mienert & P. Weaver (red.), *European margin sediment dynamics: side-scan sonar and seismic images* (s. 19-30). Berlin: Springer.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Aasheim, O., Dahlgren, K. I. T., Forwick, M., & Hassel, K. (2013). Palaeoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal. ka BP. *Boreas*, 42(4), 876-895.
- Werner, F., Unsöld, G., Koopmann, B., & Stefanon, A. (1980). Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. *Sedimentary Geology*, 26(1), 233-262.
- Wille, P. C. (2005). *Sound images of the ocean: in research and monitoring*. Berlin: Springer Science & Business Media. 471s.
- Yoon, S., Chough, S., Thiede, J., & Werner, F. (1991). Late Pleistocene sedimentation on the Norwegian continental slope between 67 and 71 N. *Marine Geology*, 99(1), 187-207.